



# UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

---

---

## FACULTAD DE INGENIERÍA

***“Movimiento relativo de la placa Rivera respecto  
a la placa de Norteamérica restringido mediante  
mecanismos focales”***

TESIS

que para obtener el grado de

**Ingeniero Geofísico**

Presenta

**Said Irvin Hernández Jaramillo**

Asesor

**Dr. Gerardo Suárez Reynoso**





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.

# AGRADECIMIENTOS

---

*A mi familia por su amor y todo su apoyo que me permitió llegar hasta este punto.*

*A la Universidad por todo lo que me dio durante los años de mi estancia*

*A todos mis profesores por el conocimiento brindado.*

*Al Dr. Gerardo Suárez por la oportunidad que me dio de trabajar con él.*

*A mis amigos Liz, Gaby Bitt, Astrid, Ana Rocher, Priscila, Diego y Pablo Valentín por brindarme su amistad y apoyo en los momentos difíciles.*

*A Liz, por ayudarme a poner en orden mis ideas durante la redacción de la tesis. Y enviarme con la mitad de los juegos existentes en internet*

*A mi hermana Azareel, gracias por mostrarme que había mucho por lo cual seguir adelante.*

*A todas las personas que hicieron posible este trabajo proporcionando la información necesaria.*

*Al CONACyT por la beca otorgada como ayudante de investigador*

# INDICE

---

<b>Resumen .....</b>	<b>3</b>
<b>1. Introducción.....</b>	<b>4</b>
<b>2. Marco Geológico y Tectónico de la placa de Rivera.....</b>	<b>6</b>
2.1 Resultados anteriores .....	7
2.2 Polos de rotación .....	13
<b>3. Antecedentes.....</b>	<b>15</b>
3.1 Fundamentos de sismología.....	15
3.1.1 Propagación de ondas y parámetro de rayo.....	15
3.1.2 Estructura de la Tierra .....	16
3.1.3 Mecanismos focales y parámetros de fuente .....	19
3.1.4 Polos de rotación de Euler .....	22
3.2 Altimetría satelital.....	23
3.3 HypoDD.....	25
3.3.1 Doble diferencias.....	25
3.3.2 Descomposición del valor singular (SVD).....	26
3.4 Tectónica de Placas.....	27
3.4.1 Bordes divergentes.....	27
3.4.2 Bordes convergentes (zonas de subducción).....	28
3.4.3 Bordes de falla transcurrente .....	30
<b>4. Metodología .....</b>	<b>31</b>
4.1 Sismicidad .....	31
4.1.1 Sismicidad de la zona .....	31
4.1.2 Sismo diciembre 4 de 1948.....	34
4.1.2.1 Selección de datos .....	34
4.1.2.2 Procesado de datos de los registros.....	35
4.1.2.3 Cálculo de la magnitud .....	39

4.1.3 Relocalización .....	40
4.1.3.1 Selección de sismos.....	40
4.1.3.2 Proceso de relocalización.....	41
4.2 Polos de rotación .....	43
4.2.1 Selección de polos de rotación publicados.....	43
4.2.2 Procesado de los polos de rotación.....	44
4.2.3 Obtención de la tasa de rotación angular .....	47
4.3 Batimetría .....	48
<b>5. Análisis de resultados .....</b>	<b>53</b>
5.1 Análisis de la sismicidad .....	53
5.1.1 Mecanismo focal del sismo de 4 de diciembre de 1948.....	53
5.1.2 Análisis de los mecanismos focales entre la placa de Rivera y la placa de Norteamérica .....	55
5.2 Análisis de los polos de rotación .....	59
5.2.1 Análisis de los polos de rotación publicados .....	59
5.2.2 Análisis de la malla de los polos de rotación generada.....	61
5.2.2.1 Análisis estadístico .....	61
5.2.2.2 Análisis del error cuadrático medio (ECM) .....	64
5.2.3 Análisis del movimiento relativo placa de Rivera con respecto a la placa de Norteamérica.....	68
<b>6. Conclusiones.....</b>	<b>72</b>
<b>7. Recomendaciones.....</b>	<b>75</b>
<b>Bibliografía.....</b>	<b>77</b>
<b>Anexos .....</b>	<b>84</b>
9.1 Anexo A: Sismogramas del sismo de 4 de diciembre de 1948.....	84
9.2 Anexo B: Tablas .....	91
9.3 Anexo C: Mapas.....	97

# RESUMEN

---

La dirección y velocidad relativa de la Placa de Rivera en el oeste de México con respecto a la placa de Norteamérica ha sido fuente de controversia. El segmento sureste de esta frontera ha sido el sitio de uno de los mayores sismos de subducción observados en México durante los últimos 100 años: el sismo del 3 de junio de 1932 (Ms 8.2). Al noroeste de la zona de ruptura de dicho evento, sin embargo, no hay conocimiento de algún registro histórico o instrumentado de otro gran evento relacionado con el proceso de subducción

En este trabajo se analizan todos los mecanismos focales en el segmento norte de la frontera que define la dirección del movimiento relativo entre las placas de Rivera y Norteamérica incluyendo el más grande sismo registrado, ocurrido el 4 de diciembre de 1948 por debajo de las Islas Marías. A pesar de que el mecanismo del evento de 1948 no se encuentra bien restringido, los datos de primeros arribos recolectados indican una falla inversa con el eje P orientado en dirección NE-SW. Este mecanismo coincide con otras dos soluciones correspondientes a eventos ocurridos en años más recientes, dichos mecanismos indican fallamiento inverso por debajo del Escarpe de las Tres Marías.

Al noroeste de las Islas Marías no existen características fisiográficas claras que definan los límites de placa, en esta zona se identificaron un grupo de sismos laterales, donde el plano nodal EW indica movimiento lateral. Estos mecanismos sugieren que el movimiento relativo entre Rivera y Norteamérica puede ser un deslizamiento lateral derecho. La exactitud de la localización no permite definir detalladamente la geometría de la frontera entre dichas placas. Los vectores de deslizamiento determinados de esos mecanismos focales son comparados con las líneas de flujo resultantes de varios polos de movimiento relativo entre las placas de Rivera y Norteamérica.

# 1. INTRODUCCIÓN

---

La colisión de la dorsal Pacífico-Farallón con el margen convergente occidental de Norteamérica, hace alrededor de los 28 Ma, marcó el comienzo de un profundo cambio en la evolución tectónica del oeste de Norteamérica (Atwater, 1970). Conforme la dorsal Pacífico-Farallón se aproximó y entró en colisión con el margen continental de Norteamérica, la placa de Farallón se fragmentó gradualmente en una serie de placas de menores dimensiones. Una de ellas es la actual placa de Rivera, cuya existencia fue sugerida primeramente por Atwater (1970).

Las características tectónicas de la placa de Rivera son complejas. Solo la dorsal Pacífico Rivera y la Falla Transformada de Rivera, las cuales registran el movimiento de las placas Rivera-Pacífico, tienen una cantidad de datos adecuada para obtener un modelo cinemático (DeMets y Stein, 1990). El movimiento relativo de la placa de Rivera respecto a las placas de Pacífico, Norteamérica y Cocos ha sido un tema controversial en la literatura y diferentes modelos han sido propuesto (Larson, 1972; Minster y Jordan, 1979; Klitgord y Mammerickx, 1982; Ness et al., 1985; Bandy y Yan, 1989; DeMets y Stein, 1990; Bandy, 1992; Lonsdale, 1995; DeMets y Wilson, 1997; Bandy et al., 1997).

Uno de los factores más problemáticos es que al obtener un polo de rotación de Euler usando alguno de estos métodos se supone que el movimiento de la placa permanece constante a lo largo del intervalo de tiempo considerado. Si el movimiento de la placa cambia en este intervalo, los cambios introducen errores sistemáticos dentro de los datos. Por lo tanto, un modelo que represente el movimiento actual de la placa de Rivera depende de que tan bien se puedan remover esos errores sistemáticos (Bandy et al., 1998).

El segundo factor es que debido a que el polo de rotación de Euler se encuentra muy cerca de la placa de Rivera, pequeñas variaciones en la localización del polo o de su velocidad de rotación angular implican grandes cambios en la velocidad y dirección relativa de la placa de Rivera con respecto a las placas adyacentes. La velocidad de convergencia entre las placas de Rivera y Norteamérica es un parámetro importante que afecta la deformación del oeste de México (Serpa et al., 1989; Bandy, 1992; Delgado-Granados, 1993)

En la literatura existe un debate sobre la dirección y tasa de movimiento relativo de la placa de Rivera con respecto a la placa de Norteamérica. La dirección y tasa de convergencia entre Rivera y Norteamérica solo puede ser determinada de manera indirecta, siguiendo un modelo de circuito cerrado que calcula el movimiento relativo entre las placas Pacífico y Rivera-Norteamérica (Minster y Jordan, 1979; Nixon, 1982; DeMets y Stein, 1990; Bandy y Pardo, 1994). El inconveniente de esta metodología es que los errores en los polos de rotación entre estos pares de placa al combinarlos se traducen en errores mayores al calcular el polo Rivera-Norteamérica. Para evitar esto Bandy (1992) infiere el polo de rotación RIV-NAM a partir de la morfología del límite entre las placas Rivera-Cocos.

Otra forma de calcular la dirección de movimiento RIV-NAM es utilizar los vectores de deslizamiento de sismos en las fronteras de placa. Así, la solución de mecanismos focales para eventos localizados a lo largo de la frontera Rivera-Norteamérica permite determinar de manera directa del polo de Euler (Bandy y Pardo, 1994), a partir de lo cual se puede determinar la dirección de convergencia.

El propósito de este trabajo consiste en encontrar un modelo que describa el movimiento de la placa de Rivera respecto a la placa de Norteamérica utilizando todos los mecanismos focales existentes localizados a lo largo del Bloque de Jalisco, el Escarpe de las Tres Marías y la zona de Fractura de Tamayo. Este trabajo hace una recopilación de todos los mecanismos reportados e incluye, el análisis del sismo más grande registrado en los últimos cien años en la zona de las Islas Marías, ocurrido el 4 de diciembre de 1948, así como sus implicaciones tectónicas.

## 2. MARCO GEOLÓGICO Y TECTÓNICO DE LA PLACA DE RIVERA

Atwater (1970) sugirió por primera vez la existencia de la placa de Rivera, la cual, surgió como resultado de la fragmentación progresiva de la placa de Farallón, al acercarse la dorsal Pacífico – Farallón a la zona de subducción oeste de Norteamérica (Atwater, 1970; Menard, 1978; Lonsdale, 1991). Desde entonces, varios autores han demostrado que la placa de Rivera es una placa independiente (Eissler y McNally, 1984; DeMets y Stein, 1990).

Los límites de la placa de Rivera (Figura 2.1) se definen al noreste por la zona de Fractura de Tamayo y al este por la Trinchera Mesoamericana que la separan de la placa de Norteamérica; al oeste por la Dorsal Pacífico-Rivera también denominada Dorsal Oriental del Pacífico que la separa de la placa del Pacífico y al sur por la Zona de Fractura de Rivera (Minster y Jordan, 1979; Eissler y McNally, 1984; DeMets y Stein, 1990). Sin embargo, la localización precisa de la frontera Rivera-Cocos como límite sureste de la placa Rivera es motivo de controversia debido a que no existe evidencia ni características batimétricas que puedan ser asociadas claramente a una frontera de placas (Eissler y McNally, 1984; Bourgois y Michaud, 1991).

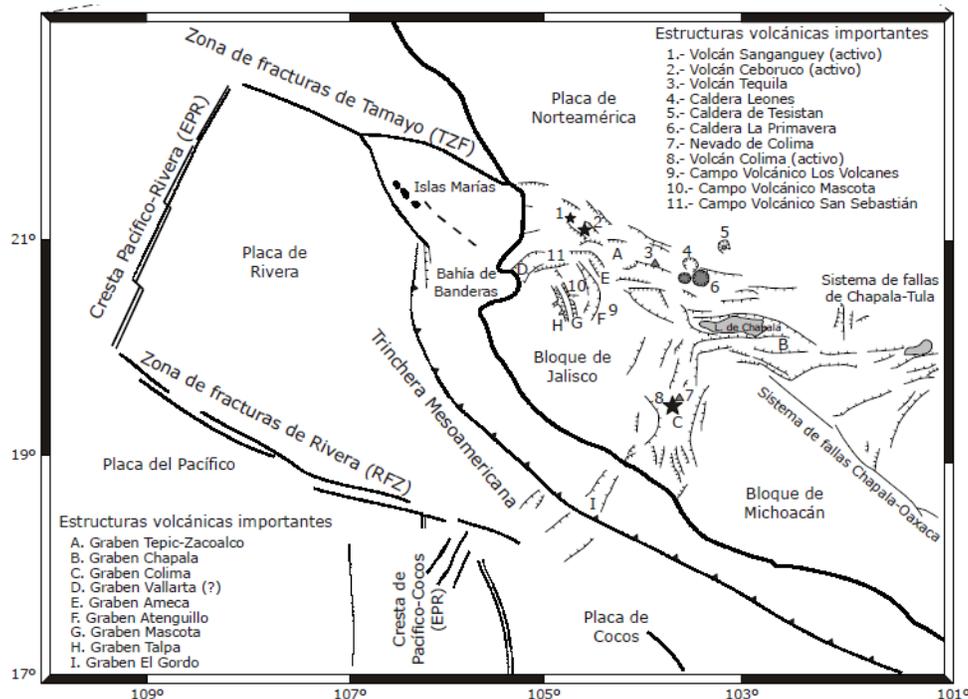


Figura 2.1. Rasgos geológicos y tectónicos de la zona de estudio. Tomada de Rutz-López y Núñez-Cornú (2004).

## 2.1 Resultados anteriores

La Dorsal Pacífico Rivera es de los límites asociados a la placa de Rivera que presentan mayor vulcanismo, caracterizado por grandes derrames de material basáltico, campos de lavas almohadilladas y diques basálticos (Moss y Scott, 1996), dicha dorsal presenta una tasa de esparcimiento aproximada de 7 cm/ año. En varias regiones se han visto diferencias significativas en el vulcanismo, asociado a discontinuidades de la dorsal Pacífico Rivera como en las zonas de traslape de centros de esparcimiento, ya que el vulcanismo en la dorsal Rivera Pacífico, es principalmente de tipo fisural y por ende depende del volumen, de la velocidad de ascenso del magma y del tipo de estructuras (Kearey y Vine, 1996).

Hacia el sur – sureste de la dorsal Rivera-Pacífico, se localiza la Falla Transformada de Rivera, la cual representa la zona con mayor actividad sísmica de la región, presentando movimiento lateral derecho. Su formación no es muy clara pero se estima que se formó entre los 1.7 y 1.5 Ma. En su extremo este, la Falla Transformada de Rivera se une con el Segmento de Esparcimiento Moctezuma, el cual Bandy et al. (2008) sugieren se formó después de 0.78 Ma. Generalmente se le acepta como un margen divergente entre las placas de Rivera y Pacífico (Bandy, 1992; Lonsdale, 1995; Michaud et al., 1997) que forma parte de la Dorsal del Pacífico Este.

Hacia el este del Segmento de Esparcimiento de Moctezuma se localiza la paleotransformada de Rivera caracterizada por ser un segmento abandonado de la Falla Transformada de Rivera durante la formación del Segmento de Esparcimiento de Moctezuma. En la actualidad, esta zona presenta cambios en su dirección con respecto a la Falla Transformada de Rivera, Bandy et al. (2008) proponen que los cambios mostrados en la paleotransformada de Rivera son muy pequeños como para asociarlos a un cambio en el movimiento de la placa de Rivera, por lo cual proponen que se deben principalmente a deformaciones ocurridas después de que fue abandonada (figura 2.2).

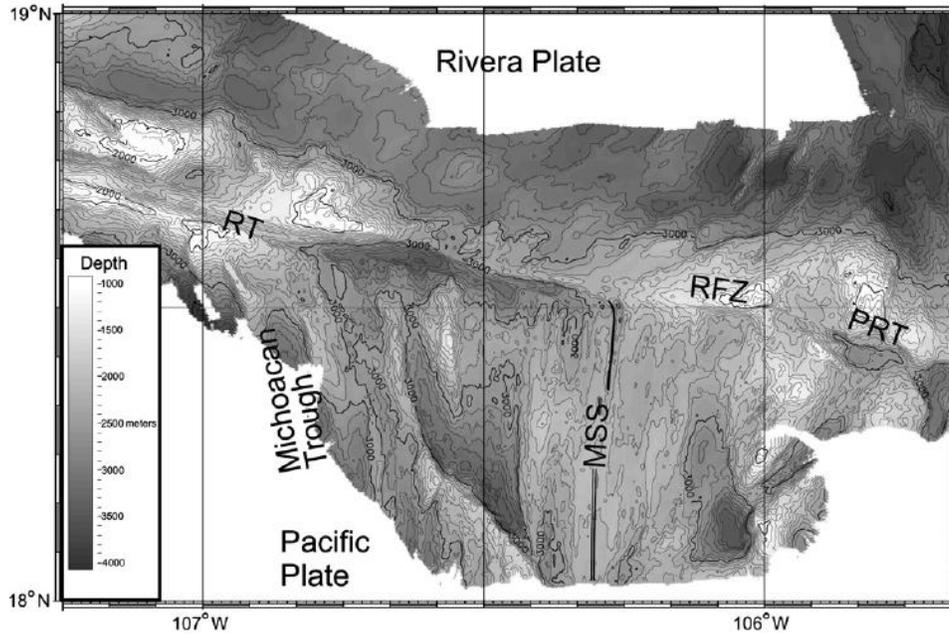


Figura 2.2. Mapa de batimetría en la zona de unión entre la Falla Transformada de Rivera (RT) con el Segmento de Esparcimiento Moctezuma (MSS), Zona de Fractura de Rivera (RFZ) y la Paleotransformada de Rivera (PRT)  
Tomada de Bandy et al. (2008)

La localización precisa del límite entre las placas de Rivera y Cocos no es evidente, ya que no es posible asociarla claramente a ningún rasgo batimétrico (Eissler y McNally, 1984; Bourgois y Michaud, 1991). Existe, por tanto, una controversia sobre el tipo de límite y la dirección del movimiento relativo, así como la dirección real de las fallas presentes entre las placas Cocos y Rivera. Se han presentado varias hipótesis respecto a la posición, la dirección y el sentido del límite actual entre ambas placas (Figura 2.3):

- a) Mammerickx y Klitgord (1982) y Lonsdale (1995), basándose principalmente en la interpolación e interpretación de las anomalías magnéticas, sugieren que no hay claridad en el límite pero que debe ser una zona de fractura.
- b) Nixon (1982), Eissler y McNally (1984) y Mammerickx y Carmichael (1989) se basan en el comportamiento actual de las principales estructuras presentes, complementadas por datos sísmológicos, para plantear que el límite entre las placas Rivera y Cocos es un límite dominado por una falla siniestral orientada SW-NE.
- c) Bandy et al. (1995, 1998, 2000), Kostoglodov y Bandy (1995) y Serrato-Díaz et al. (2004) plantean, basándose en datos geofísicos marinos principalmente, que es un límite divergente, con movimientos diferenciales verticales, orientado SW-NE y que está conformado por una zona de deformación discreta, y por El Graben el Gordo.

- d) DeMets y Stein (1990) y DeMets y Wilson (1997), según datos de velocidades y direcciones de las placas involucradas, proponen que es un límite difuso que presenta compresión.
- e) Michaud et al. (1997), a partir de la falta de concordancia entre los polos Euler con los vectores de deslizamiento de los sismos y con las direcciones derivadas batimétricamente de la Falla Transformada de Rivera, proponen también un límite difuso, pero más amplio que los demás autores, que enmarca una zona asociada al límite entre las placas Pacífico, Cocos y Norteamérica-Rivera; estas últimas comportándose como una sola placa.

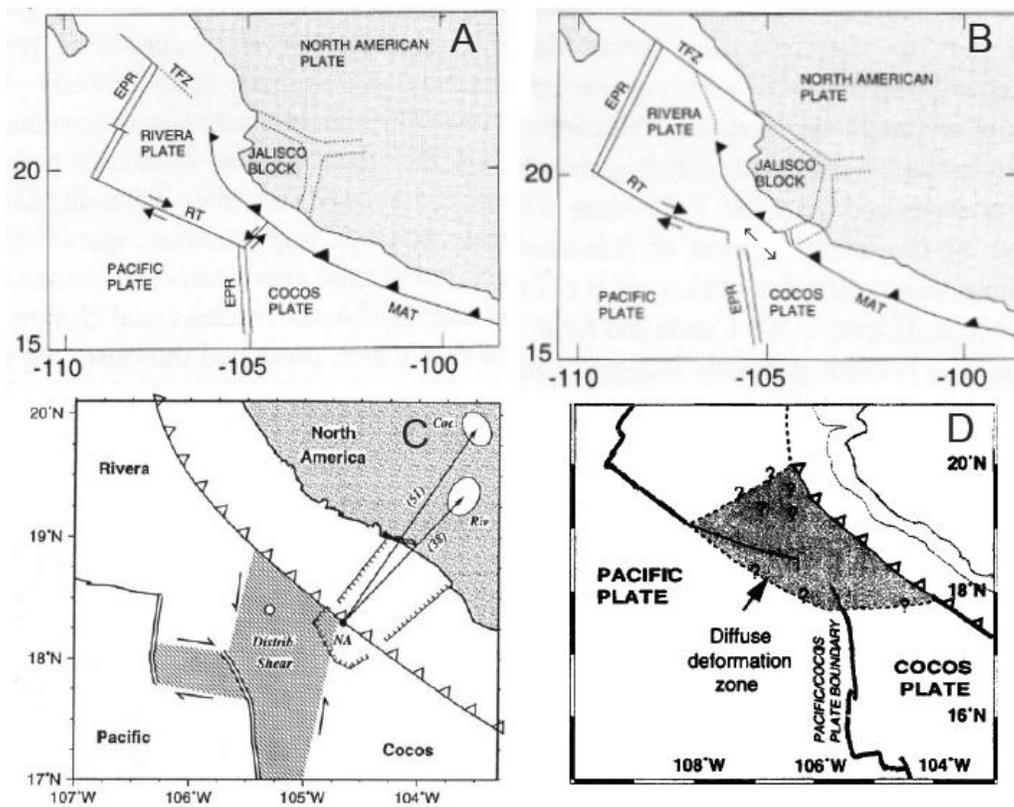


Figura 2.3. Diferentes hipótesis respecto a la posición, dirección y tipo de límite entre las placas de Rivera y Cocos en el presente A) Límite siniestral orientado SW-NE planteado por Nixon (1982), Eissler y McNally (1984) y Mammerickx y Carmichael (1989) B) Límite divergente con movimientos diferenciales orientado SW-NE planteado por Bandy (1992), Bandy et al. (1995), Kostoglodov y Bandy (1995), Bandy et al. (1998), Bandy et al. (2000) y Serrato-Díaz et al. (2004) C) Límite difuso compresional planteado por DeMets y Stein (1990), DeMets y Wilson (1997) D) Zona de deformación difusa planteado por Michaud et al. (1997). Modificada y tomada de Peláez Gaviria (2008).

Por su parte, Suárez et al. (1999) mediante un análisis de directividad de los datos obtenidos en el sismo del 11 de diciembre de 1995, ocurrido dentro de la posible frontera Rivera-Cocos, identifican que el plano nodal E-W del respectivo mecanismo focal como el plano de falla. Con esta evidencia, estos autores argumentan que siendo el sismo más grande ocurrido en las últimas cuatro décadas, debe estar relacionado directamente con el movimiento relativo entre las placas, exhibiendo un movimiento relativo lateral derecho. Apoyando las hipótesis de Mammerickx y Klitgord (1982) y Bandy et al. (1998) quienes proponen que el límite entre estas placas es una falla transformante con direcciones E-W y contradice lo propuesto por Eissler y McNally (1984) y DeMets y Wilson (1997), quienes plantean que el movimiento relativo entre estas placas es norte-sur.

El límite entre la placa de Rivera y Norteamérica se puede dividir en dos regiones distintas: La Trinchera Mesoamericana cuyo origen septentrional se puede situar en las Islas Tres Marías sobre los 21°N, cerca de la boca del Golfo de California, extendiéndose hasta el suroeste de Costa Rica, siguiendo toda la costa mexicana con una longitud de 3000 km (Watkins, 1989), con un ancho aproximado de 40 km, alcanzando profundidades de 6.7 km en algunas áreas. Limitada en su parte norte por la Zona de Fractura de Tamayo y por el Escarpe de las Tres Marías.

Aunque la sismicidad relacionada con la subducción de la placa de Rivera bajo el bloque de Jalisco es relativamente baja, se han documentado al menos seis grandes sismos ( $M_s > 7.0$ ) desde 1837, incluyendo el gran sismo de Jalisco en 1932 ( $M_s$  8.2) (Eissler y McNally, 1984; Singh et al., 1985). Esta evidencia contradice la hipótesis de que la placa de Rivera subduce de manera asísmica (Nixon, 1982). Por otra parte, Pardo y Suárez (1993, 1995) concluyeron, con base en la relocalización de hipocentros con registros telesísmicos, que la placa de Rivera subduce inicialmente con un ángulo de  $10^\circ$  a una profundidad de 20 km para incrementarse gradualmente a un ángulo de inclinación de  $50^\circ$  a profundidades mayores de 40 km (figura 2.4). Estos autores comentan que la baja tasa de convergencia y la alta temperatura de la placa de Rivera podrían ser los responsables de la baja tasa de sismicidad.

Núñez-Cornú y Sánchez-Mora (1999) trazaron un perfil perpendicular a la Trinchera Mesoamericana a la altura del graben de Colima utilizando datos de la Red Sismológica Telemétrica del Estado de Colima (RESCO), dicho perfil presenta un alineamiento vertical de eventos sísmicos entre los 125 y 150 km de la trinchera, todos ellos localizados bajo el sistema

volcánico Colima-Nevado-Cántaro, situación que los llevó a sugerir que este sistema volcánico está relacionado con la subducción de la placa de Rivera. DeMets y Traylen (2000) apuntan a que es más factible que el movimiento de la placa Rivera sea producto principalmente del efecto gravitacional inducido por la litosfera subducida, ya que las fuerzas de empuje producidas por el esparcimiento del suelo oceánico en el segmento de la dorsal Pacífico-Rivera no son lo suficientemente grandes.

Adicionalmente, durante el proyecto CORTES96 (Dañobeitia et al., 1997), se realizaron perfiles sísmicos cuyos resultados muestran una terminación abrupta de la subducción de la placa de Rivera al sur de Puerto Vallarta, lo que podría marcar un límite de placa. El contacto entre corteza continental y oceánica dentro de la placa de Rivera parece estar cerca de la cresta de María Magdalena, que se extiende desde las Islas Marías hasta la costa, frente a Bahía de Banderas aproximadamente.

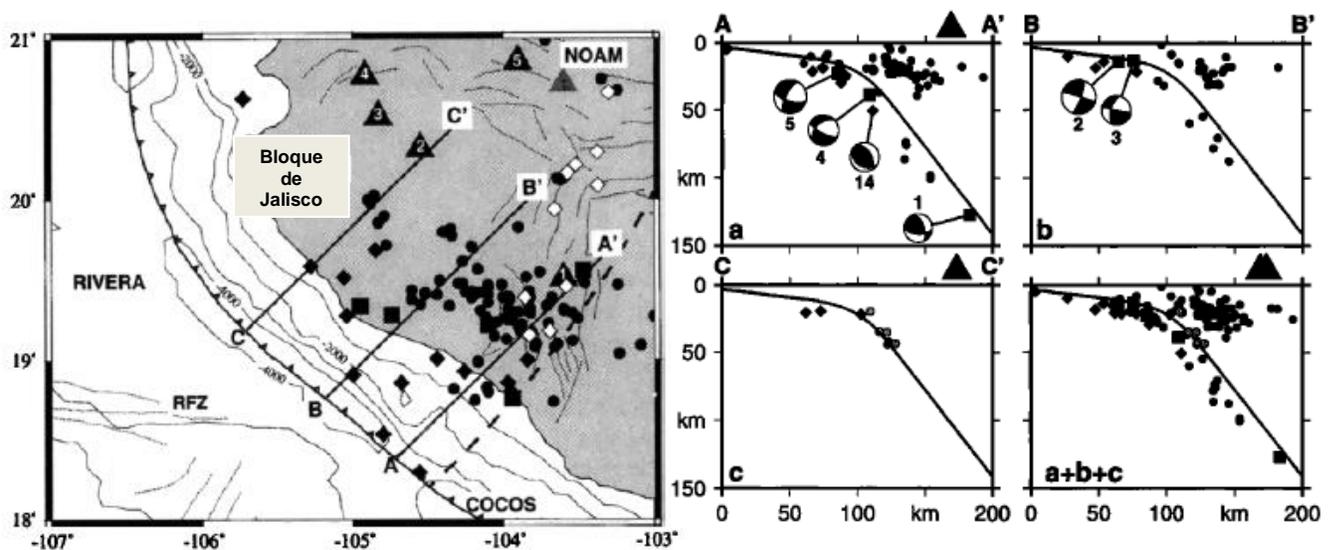


Figura 2.4 Ubicación de los perfiles y epicentros utilizados. Cuadrados negros representan epicentros relocados cuya profundidad se fijó utilizando inversión de periodo largo de ondas de cuerpo, diamantes negros epicentros relocados utilizando JHD, círculos sólidos representan epicentros de microsismos y diamantes blancos representan estaciones sísmológicas (izquierda). Geometría de la placa subducida de Rivera (derecha). Modificada de Pardo y Suárez (1993).

Righter y Rosas-Elguera (2001) establecen que no hay cuenca de antearco asociada a la zona de subducción en Jalisco y que la trinchera forma una curva convexa hacia la subducción. Además, la estrecha plataforma, la pronunciada pendiente cortada por cañones submarinos junto con dicha ausencia de cuencas de ante arco han favorecido el transporte de grandes volúmenes de sedimentos de gran tamaño dentro de la trinchera (Watkins, 1989). Una

característica importante es que el magmatismo y vulcanismo en el margen continental de Jalisco presenta una amplia variedad de productos ígneos sobre la placa Norteamérica (Richter y Rosas-Elguera, 2001; Lange y Carmichael, 1991).

En la región del Bloque de Jalisco se ha producido vulcanismo alcalino y calcialcalino conjuntamente desde el Mioceno tardío (Wallace et al., 1992; Moore et al., 1994). Al norte del Bloque de Jalisco se encuentra la provincia volcánica de la Sierra Madre Occidental, considerada la mayor provincia ignimbrítica del mundo, gran parte de este volumen de rocas ácidas parece tener una particular asociación con zonas de adelgazamiento de corteza continental. Por consiguiente, existe la posibilidad de que estos magmas ácidos provengan, por lo menos en parte, de la fusión parcial de la corteza continental (Wilson, 1990). Así pues, en el área del Bloque de Jalisco se encuentran dos tectónicas diferentes: la extensional de las zonas de *rift* desde hace 10 Ma con la tectónica compresional causada por la subducción de la placa de Rivera bajo la placa Norteamericana. Las estructuras que delimitan el bloque de Jalisco son: el graben de Colima, el graben de Chapala y el graben de Tepic-Zacoalco. Andesitas calcialcalinas y rocas relacionadas, típicas de los arcos volcánicos de subducción, son dominantes en el área de los tres graben (Luhr et al., 1985). Aunque también magmas alcalinos han sido expulsados, los magmas alcalinos son raros en zonas de subducción, pero frecuentes en zonas de distensión continental (Carmichael et al., 1974; Macdonald, 1974).

Sin embargo, al norte de los 20°N de latitud, el límite de la placa de Rivera con la placa de Norteamérica no es claro y existe mucha controversia al respecto. En la actualidad, esta zona está delimitada por el Escarpe de las Tres Marías y la zona de Fractura de Tamayo, siendo esta última la cual Klitgord y Mammerickx (1982) establecen que actúa como margen transformante lateral derecho. Sin embargo, Lonsdale (1995) propone que parte de la placa de Rivera se acrecionó a la placa de Norteamérica después de 1.5 Ma y que en el presente, el límite entre ambas placas coincide con dos zonas de fractura extendiéndose en dirección E-SE a partir de la Dorsal Pacífico-Rivera cerca de los 22° N y 22.5° N. Por su parte, DeMets y Wilson (1997) apoyan la hipótesis de Lonsdale (1995) respecto a que el posible límite entre ambas placas sea la zona de fractura sur propuesta por dicho autor. Además, sugieren que el movimiento se lleva a cabo entre la zona de Fractura de Tamayo y dicha zona de ruptura. También sugieren, que la placa de Rivera permanece activa y converge con el margen continental a lo largo del Escarpe de las Tres Marías, como se muestra en la figura 2.5. Además, entre los 20° y 21°, la dirección predicha es altamente oblicua permitiendo la

posibilidad que dicha convergencia esté dividida entre un movimiento lento normal a la trinchera y un movimiento lateral. DeMets y Traylen (2000) también apoyan la hipótesis de Lonsdale (1995) y los resultados de DeMets y Wilson (1997) con base en rotaciones de anomalías magnéticas.

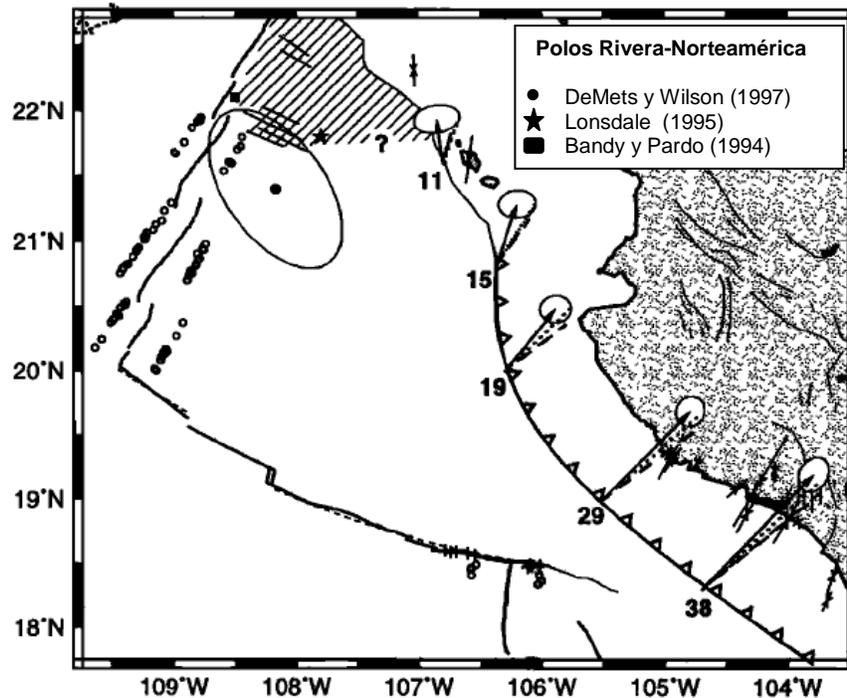


Figura 2.5. Polo de rotación Rivera-Norteamérica. Flechas negras indican la dirección de la velocidad predicha por el polo propuesto por DeMets y Wilson (1997), líneas punteadas y discontinuas indican la dirección de velocidad predicha para Lonsdale (1995) y Bandy y Pardo (1994) respectivamente. Puntos negros y blancos representan el mejor ajuste de la rotación Pacífico-Rivera. Tasa de convergencia al final de las flechas en mm/yr. Modificada de DeMets y Wilson (1997).

## 2.2 Polos de rotación

Existe un debate sobre la dirección y movimiento de la placa de Rivera con respecto a las placas adyacentes. El polo de rotación de Rivera-Norteamérica para los últimos 3 Ma está localizado muy cerca de la placa de Rivera (DeMets y Stein, 1990; Bandy y Pardo, 1994) Además, ha habido una migración del polo Rivera-Pacífico (Bandy et al., 1998), lo cual produce variaciones rápidas en la dirección y velocidad relativa de convergencia a lo largo de la trinchera, con valores entre 1.2 y 2.2 cm/yr. Tres distintos grupos de vectores de Euler han sido propuestos (Tabla 2.1):

- 1) Los que predicen un movimiento hacia el este con respecto a Norteamérica y una baja tasa de velocidad relativa de la placa de Rivera (DeMets y Stein, 1990; DeMets et al., 1994; Bandy y Pardo, 1994; Lonsdale, 1995).
- 2) Los que predicen un movimiento relativo más hacia al norte en comparación con el grupo 1 y a una baja tasa de velocidad relativa de la placa de Rivera con respecto a la placa de Norteamérica (Minster y Jordan, 1979).
- 3) Los que predicen un movimiento relativo más hacia al norte en comparación con el grupo 1, pero a una alta tasa de velocidad relativa de la placa de Rivera con respecto a la placa de Norteamérica (Bandy, 1992; Bandy y Pardo, 1994; Bandy et al., 1997).

Tabla 2.1 Polos de rotación Rivera-Norteamérica. Modificada de Bandy et al. (1997).

Referencias	Latitud	Longitud	$\omega \left( \frac{deg}{my} \right)$
Grupo 1			
1)DeMets et al.(1994)	22.8°	-109.4°	1.80
2)DeMets y Stein (1990)	22.6°	-108.0°	3.11
3)Lonsdale (1995)	21.8°	-107.8°	4.00
4)Bandy y Pardo (1994)	22.1°	-108.5°	3.43
5)Bandy y Pardo (1994)	22.5°	-108.5°	3.22
Grupo 2			
1)Minster y Jordan (1979)	20.6°	-108.84°	3.05
Grupo 3			
1)Bandy (1992)	21.76°	-110.68°	3.64
2)Bandy y Pardo (1994)	21.8°	-110.4°	-----
3)Bandy et al. (1997)	21.87°	-109.58°	4.34

Con excepción del vector 4 del grupo 1 y todos los polos del grupo 3, los vectores de rotación Rivera-Norteamérica están determinados mediante circuito cerrado y excluyen datos de sismos localizados a lo largo de la frontera Rivera-Norteamérica. El vector 4 de este grupo también está determinado por este método pero incluye datos de sismos. Los polos del grupo 3 están determinados únicamente a partir de datos de sismos localizados a lo largo de la frontera Rivera-Norteamérica. La tasa de rotación angular está inferida de la morfología de la frontera Rivera-Cocos (Bandy et al., 1997).

# 3. ANTECEDENTES

---

## 3.1 Fundamentos de sismología

### 3.1.1 Propagación de ondas y parámetro de rayo.

Existen varias consideraciones importantes en el estudio de la propagación de las ondas sísmicas. Una de las más importantes y útiles es estudiar su propagación considerándolas como rayos, es decir, estudiar la trayectoria perpendicular al frente de onda, con la finalidad de analizar los aspectos geométricos de la propagación. Una manera común de caracterizar el rayo de la onda es vía el concepto de parámetro de rayo ( $p$ ), que es el recíproco de la velocidad aparente,

$$p = \frac{1}{c_x} = \frac{\text{sen}(i)}{v} = \frac{k_x}{\omega} \quad (3.1)$$

donde  $i$  es el ángulo de incidencia para la onda P u onda S y  $v$  es su correspondiente velocidad. Cabe señalar que esta expresión es válida si se considera un modelo de Tierra de capas planas y uniformes. Por analogía, el parámetro de rayo para una geometría esférica se describe por una expresión similar, considerando la porción de un rayo conectando puntos en distancias radiales  $r_1$  y  $r_2$  del centro de la Tierra (Figura. 3.1) y por ley de Snell se tiene que el parámetro de rayo para una tierra esférica está dado por

$$p = \frac{r \text{sen}(i)}{v} \quad (3.2)$$

donde  $r$  es la distancia radial del centro de la Tierra,  $v$  es la velocidad en el punto e  $i$  es el ángulo de incidencia entre el rayo y el vector radial.

Un modelo cuya velocidad se incrementa gradualmente con la profundidad implica que las ondas sísmicas no viajan en línea recta de la fuente a la estación y por consiguiente el rayo sigue trayectorias curvas. De este modo, el parámetro de rayo de la onda que llega a una distancia dada puede ser encontrado a partir de la pendiente de la curva de tiempo de viaje  $T(\Delta)$ . El valor de  $dT / d\Delta$  para esta distancia proporciona el ángulo de incidencia del rayo en la fuente ( $i$ ), también llamado ángulo de salida. Los rayos con grandes ángulos de salida dejan la fuente muy cerca de la horizontal y viajan distancias cortas en comparación con rayos que dejan la fuente con ángulos de salida pequeños (Figura. 3.1). Estas distancias y ángulos dependen del modelo de velocidad asumido.

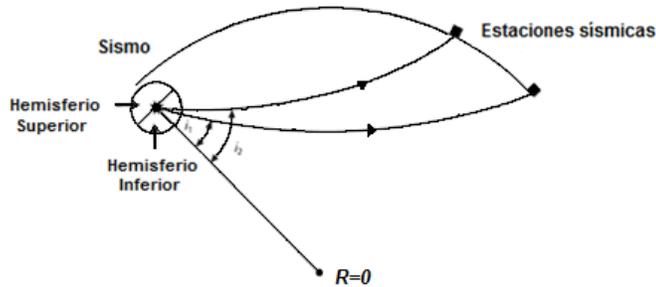


Figura 3.1. Esquema del parámetro de rayo y el ángulo de salida. Modificada de Stein y Wysession (2003).

### 3.1.2 Estructura de la Tierra

En el caso general, la variación de la velocidad depende de tres coordenadas espaciales, pero para muchos problemas de sismología es suficiente con considerar sólo la variación de la velocidad con la profundidad. Para distancia relativamente cortas ( $\Delta < 1000$ ), una geometría plana es una buena aproximación y la Tierra puede ser considerada como un semiespacio limitado por una superficie libre (Udías, 1999). Asumiendo que la velocidad sólo se incrementa con la profundidad, se tendrá que si la velocidad es constante, el radio de curvatura será infinito y las trayectorias de los rayos serán líneas rectas, si el gradiente de velocidad es constante, el radio de curvatura  $R$  será también constante y la trayectoria del rayo es un círculo. La curvatura de un rayo cambia a lo largo de la trayectoria conforme el gradiente de velocidad cambia. Sin embargo, en el estudio de las ondas sísmicas para distancias mayores a los 1000 km, la aproximación de una Tierra plana deja de ser válida y la forma esférica de la Tierra se debe tomar en cuenta.

Con el fin de inferir la distribución de velocidades, se han compilado curvas de tiempos de viaje de sismogramas registrados a diferentes distancias de fuente y receptor. El problema inverso de derivar la estructura de velocidad a partir de las curvas de tiempo de viaje puede ser hecho de varias maneras. Una forma de hacerlo consiste en utilizar la Ley de Snell para el trazado de rayos a través de diferentes estructuras de velocidad y calcular su correspondiente curva de tiempo de viaje. Otra alternativa es resolver el problema inverso de manera directa, derivando la variación de la velocidad respecto al radio  $v(r)$  a partir de las curvas de tiempos de viaje  $T(\Delta)$ . Varios métodos han sido utilizados, pero el más común es la *integral de Herglotz-Wiechert* (Stein y Wysession, 2003). Esta aproximación da la distancia viajada por un rayo con un parámetro de rayo como una función de la estructura de velocidades; es decir,

$$\Delta(p) = 2p \int_{r_p}^{r_0} \frac{dr}{r(\zeta^2 - p^2)^{1/2}} \quad (3.3)$$

Donde  $\zeta = r/v$ , donde  $v$  es la velocidad de propagación,  $r$  es la posición radial siendo el centro de la Tierra el punto de origen y  $p$  es el parámetro de rayo arribando a una distancia  $\Delta$ . Esta expresión se puede simplificar (Stein y Wysession, 2003) a

$$\int_0^{\Delta_1} \cosh^{-1} \left( \frac{p(\Delta)}{\zeta_1} \right) d\Delta = \pi \text{Ln} \left( \frac{r_0}{r_1} \right) \quad (3.4)$$

La forma de aplicar esta expresión para invertir la estructura de velocidades consiste en iniciar con una curva de tiempo de viaje  $T(\Delta)$  y calcular su derivada  $dT/d\Delta = p(\Delta)$  numéricamente. Después, se debe integrar numéricamente de  $\Delta=0$  hasta  $\Delta=\Delta_1$  conociendo el hecho de que  $\zeta_1 = dT/d\Delta$  para la distancia  $\Delta_1$ . Este proceso se repite para todas las curvas de tiempo de viaje hasta obtener un modelo de velocidades en función del radio.

En 1940 Jeffreys y Bullen publicaron sus tablas de curvas de tiempos de viaje que constituyen la base de las utilizadas en la actualidad. Las tablas de tiempos de viaje publicadas por Jeffreys y Bullen dividen a la Tierra en 7 capas o zonas principales (Tabla 3.1 y Figura 3.2)

Un modelo más refinado usando los datos del catalogo de International Seismological Centre (ISC) para los años 1964-1988, con un mejor ajuste de los tiempos de viaje fue desarrollado y llamado IASP91 (Kennett y Engdahl, 1991) que se muestra en la figura 3.2, este modelo fue mejorado para las fases en el núcleo por el modelo ak135 (Kennett et al., 1995) y el modelo SP6 con un ligero incremento de velocidades en el manto superior (Morelli y Dziewonski, 1993). Actualmente el modelo más detallado que incluye también propiedades inelásticas y anisotropía es el de Boschi et al. (1996).

Tabla 3.1 Modelo de Jeffreys y Bullen.  
Tomada de Stein y Wysession (2003)

Región	Profundidad (km)	Características
A	33	Corteza
B	413	Manto superior
C	984	Zona de transición del manto
D	2898	Manto inferior
E	4982	Núcleo externo
F	5121	Zona de transición del núcleo
G	6371	Núcleo interno

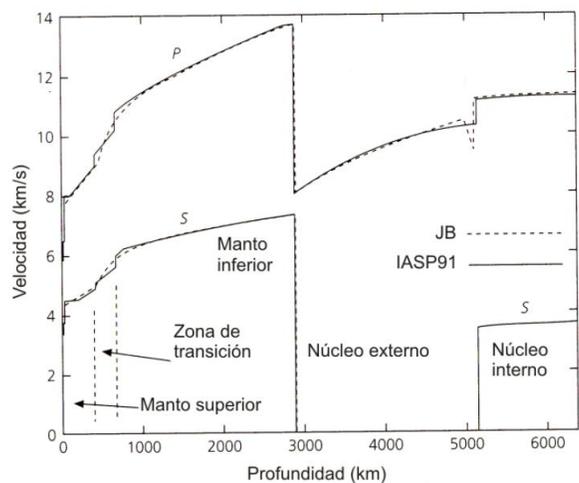


Figura 3.2. Comparación del modelo de Jeffreys y Bullen con IASP91. Modificada de Stein y Wysession (2003).

Cabe señalar que las ondas sísmicas pueden viajar entre la fuente y un receptor a través de múltiples trayectos aunado con las conversiones de ondas. Por lo cual los sismogramas contienen varios arribos o fases que corresponden a diferentes trayectos. Tales sismogramas proporcionan las observaciones que son combinadas para generar tablas de tiempos de viaje. Estos datos definen líneas que dan los tiempos de viaje de distintas fases, estas observaciones pueden ser usadas para desarrollar modelos de la Tierra dados por las velocidades de las ondas P y S como función de la profundidad. Esos modelos predicen los tiempos de viaje bastante bien. Las fases sísmicas son nombradas de acuerdo con sus trayectos a través de la Tierra (Tabla 3.2 y Figura. 3.3).

Nombre	Descripción
P	P directa
S	S directa
K	Onda a través del núcleo externo
I	Onda a través del núcleo interno
J	Onda S a través del núcleo interno
PP	Onda P reflejada en la superficie
PPP	Onda P reflejada en la superficie dos veces
SP	Onda S reflejada en la superficie como onda P
PS	Onda P reflejada en la superficie como onda S
pP	Onda P emergente del foco que se refleja como onda P
sP	Onda S emergente del foco que se refleja como onda P
C	Onda reflejada en la frontera núcleo-manto
I	Onda reflejada en la frontera núcleo interno-núcleo externo
P'	Abreviación de PKP
P <sub>d</sub> o P <sub>diff</sub>	Onda P difractada en la frontera núcleo-manto

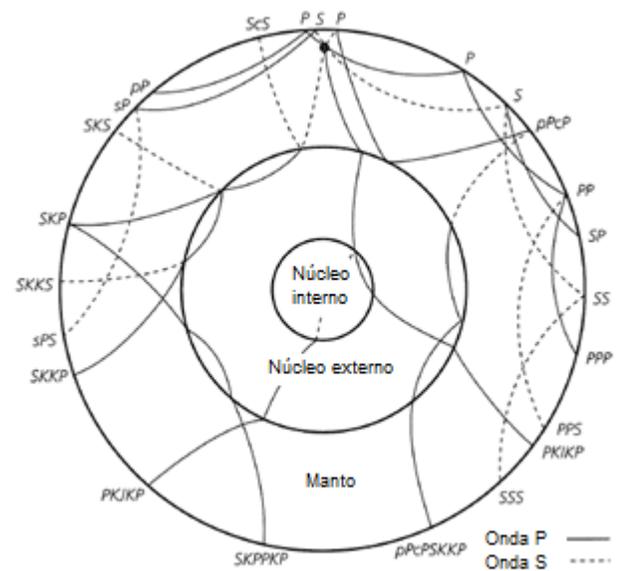


Figura 3.3. Fases de ondas de cuerpo, modificada de Stein y Wyession (2003)

Tabla 3.2. Nomenclatura de fases sísmicas. Modificada de Stein y Wyession (2003)

### 3.1.3 Mecanismos focales y parámetros de fuente

Las ondas están influenciadas por la distribución de esfuerzos cerca de la superficie y por consiguiente las ondas no son simétricas. Esto guía al concepto de patrón de radiación, el cual es la descripción geométrica de la amplitud y sentido del movimiento inicial distribuido en los frentes de las ondas P y S en los alrededores de la fuente. La baja simetría de la dislocación proporciona una relación entre el patrón de radiación de los movimientos de las ondas y la orientación del plano de falla, permitiendo determinar el proceso de ruptura.

Al describir la geometría de una falla, se asume que la falla es una superficie plana sobre la cual ocurre un movimiento relativo durante un sismo. De tal manera que la geometría de la falla está descrita en términos de la orientación del plano de falla y la dirección del deslizamiento a lo largo del plano. La geometría de este modelo se muestra en la figura 3.4. El plano de falla está caracterizado por su vector normal ( $\hat{n}$ ). La dirección del movimiento está dada por el vector deslizamiento ( $\hat{d}$ ) en el plano de falla. El vector deslizamiento indica la dirección en la cual el bloque superior de la falla se movió con respecto al bloque inferior. El ángulo de buzamiento ( $\delta$ ) da la orientación del plano de falla con respecto a la superficie. La dirección del movimiento es representado por el ángulo de deslizamiento ( $\lambda$ ) y es medido en sentido contrario a las manecillas del reloj en el plano de falla. El rumbo de la falla ( $\phi_f$ ) está definido como el ángulo en el plano de la superficie terrestre medido en sentido horario a partir del norte.

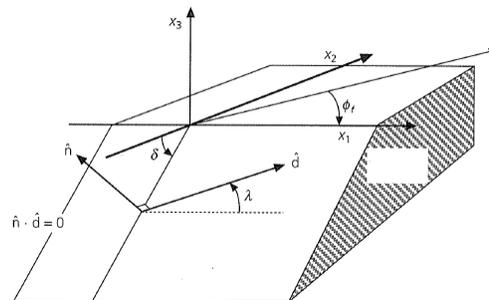


Figura 3.4. Geometría de una falla. Modificada de Stein y Wysession (2003)

La dirección del deslizamiento varía de tal forma que el ángulo de desplazamiento esté entre  $0^\circ$ -  $360^\circ$ , de este rango de valores, algunos de ellos describen geometrías básicas de una falla (Figura 3.5). Cuando ambos lados de la falla se deslizan horizontalmente uno respecto al otro, ocurre un movimiento deslizamiento lateral. Cuando  $\lambda = 0^\circ$ , se denomina movimiento lateral izquierdo, de manera similar para  $\lambda = 180^\circ$ , ocurre un movimiento lateral derecho. Cuando  $\lambda = 270^\circ$ , el bloque de techo se desliza hacia abajo ocasionando una falla normal. En el caso opuesto,  $\lambda = 90^\circ$ , el bloque de techo se mueve hacia arriba generando una falla inversa.

En la realidad, la gran mayoría de los sismos consisten de una combinación de estos movimientos y tienen ángulos de deslizamiento entre los valores mencionados con anterioridad.

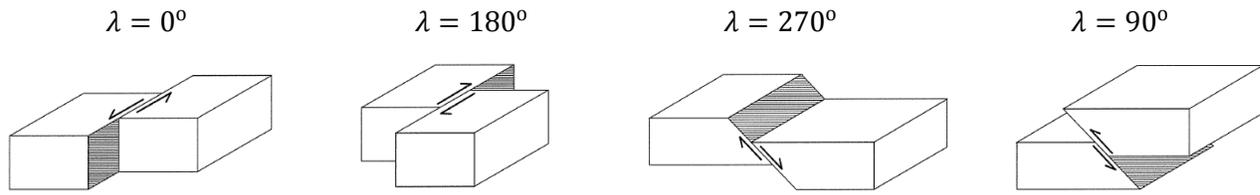


Figura 3.5. Geometrías básicas de una falla. Tomada de Stein y Wysession (2003).

Para conocer la geometría de la falla de un sismo se utilizan los sismogramas de diferentes distancias y azimuts. El método más sencillo para determinar la orientación del mecanismo del sismo es el que utiliza los primeros movimientos o polaridades de la onda P. La figura 3.6 ilustra este concepto para una falla vertical. El primer movimiento es compresión para estaciones localizadas tal que el material cerca de la falla se mueve “hacia” la estación (el movimiento se aleja de la fuente) o dilatación donde el movimiento “se aleja” de la estación (el movimiento se acerca a la fuente), por lo tanto, cuando la onda P arriba a un sismómetro, la componente vertical del sismograma registrará un primer movimiento hacia arriba para compresión o hacia abajo para dilatación.

La distribución de amplitudes para una fuente o sistema de fuentes puntuales de un doble par de fuerzas, es de cuatro cuadrantes de signo alternante, dos de compresión y dos de dilatación. La división entre cuadrantes ocurre a lo largo del plano de falla y un plano perpendicular a éste conocido como plano auxiliar, a estos planos se les conoce como planos nodales; el primer movimiento en los sismogramas registrados en las direcciones de estos planos es muy pequeño o nulo, debido a que el primer movimiento cambia de dilatación a compresión o viceversa. Sin embargo, dada la simetría del patrón de radiación, evita que el plano de falla pueda ser determinado únicamente con primeros movimientos de la onda P. Para delinear el plano de falla se utiliza información geológica, réplicas o efectos de directividad.

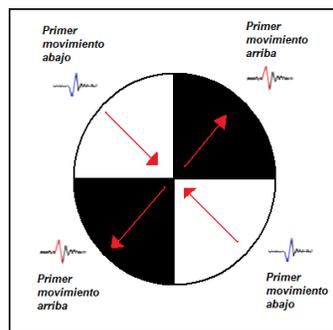


Figura 3.6. Diagrama que muestra las polaridades del arribo de las ondas P

Para fines prácticos, se puede reemplazar el proceso de ruptura por una simple dislocación que se aproxime al proceso de radiación de ondas sísmicas durante la expansión del área de ruptura. La dislocación puede ser sustituida por un sistema de fuerza que debe ser dinámicamente equivalente (Figura 3.7). Para eliminar el momento asociado se agrega un segundo par de fuerzas para balancear el sistema de momentos, el segundo par de fuerzas es agregado a lo largo del plano auxiliar, a esto se le conoce como el modelo de doble par.

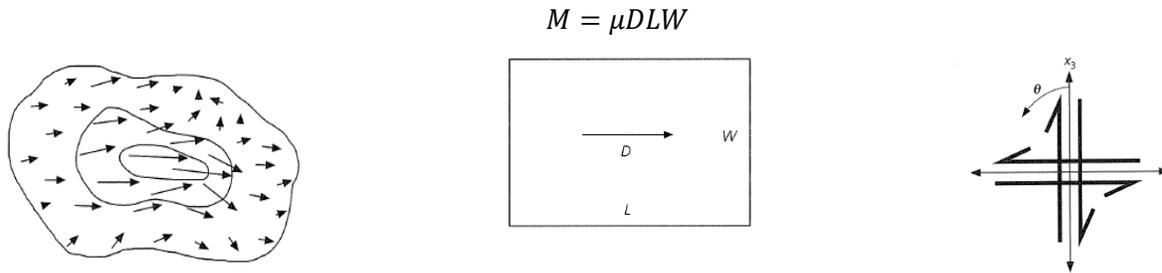


Figura 3.7. Modelo de dislocación. Tomado de Lay y Wallace (1995).

### Función de Momento Sísmico

La función de momento sísmico, describe el proceso de ruptura en términos de la rigidez del material, el deslizamiento y el área de la falla

$$M(t) = \mu D(t)S(t). \quad (3.5)$$

Sin embargo, se puede expresar en su forma escalar siendo una buena medida de la energía liberada en un sismo y se denomina momento sísmico,

$$M_0 = \mu \bar{D}S, \quad (3.6)$$

donde  $\bar{D}$  es el deslizamiento promedio de la falla con un área  $S$ .

### 3.1.4 Polos de rotación de Euler.

Un principio básico de la tectónica de placas es que cualquier desplazamiento de un cuerpo sobre la superficie de una esfera, como lo es el movimiento relativo entre dos placas, puede ser descrito como una rotación sobre el polo de Euler. El término polo de Euler proviene del teorema de Euler, el cual establece que cualquier movimiento de un cuerpo rígido (en este caso, una placa) en la superficie de una esfera puede describirse por medio de una rotación por un eje (línea) pasando por el centro de la esfera (en este caso, el centro de la Tierra). La intersección del eje de rotación con la superficie de la Tierra se denomina Polo de Euler.

Un punto  $\vec{P}$  sobre la superficie de la Tierra está definido por su latitud  $P_\lambda$  y su longitud geográfica  $P_\phi$  o por sus coordenadas cartesianas  $P_x, P_y$  y  $P_z$ , donde

$$P_x = R\cos(P_\lambda)\cos(P_\phi) \quad P_y = R\cos(P_\lambda)\sin(P_\phi) \quad P_z = R\sin(P_\lambda) \quad (3.7)$$

y  $R$  es el radio de la Tierra (Figura 3.8). Por simplificación, el radio de la Tierra se define como  $R=1$ . La rotación de Euler sobre una esfera está definida por dos parámetros: por el polo de Euler  $\vec{E}$  y el ángulo  $\phi$ , también llamado ángulo de rotación y es medido en sentido antihorario.

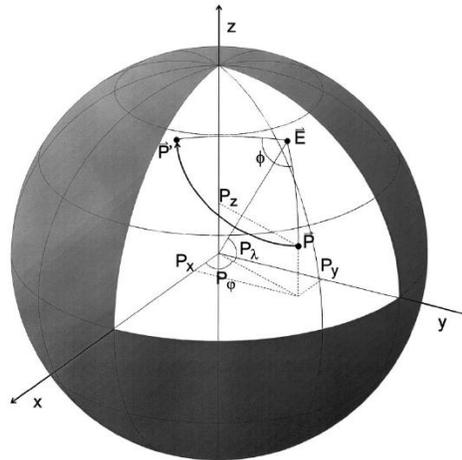


Figura 3.8. Definición de coordenadas geográficas y cartesianas del punto de rotación P y del polo de Euler E. Tomado de Greiner (1999).

En la reconstrucción de la tectónica de placa existen dos tipos de Polos de Euler: polos finitos y polos por etapa. Los polos finitos proporcionan la rotación total de dos isócronas de dos placas oceánicas y son usados para reconstruir la posición relativa de dos continentes en un tiempo dado. Los polos por etapa describen el movimiento relativo de dos placas tectónicas

durante un periodo de rotación constante. Las líneas de flujo del movimiento de las placas son a lo largo de latitudes (pequeños círculos) con respecto al polo de rotación relativo.

Para las dorsales o trincheras sobre una esfera, la velocidad de esparcimiento (o de convergencia) lineal depende de la distancia angular del polo de rotación. La velocidad es máxima en los puntos a 90° del polo de rotación, pues

$$v = \omega R \sin \gamma \quad (3.8)$$

donde:

$\omega$  = velocidad angular de la placa B con respecto a la placa A (en radianes / m.y. o deg/m.y)

$R$  = radio de la Tierra

$\gamma$  = distancia angular de un punto respecto al polo (en grados)

Si la rotación de Euler para una placa B con respecto a la placa A y la rotación de Euler para una placa C con respecto a la placa B son conocidas, la rotación para la placa C con respecto a la placa A se puede calcular. Es la suma de las primeras dos rotaciones

$${}_A ROT_C = {}_A ROT_B + {}_B ROT_C, \quad (3.9)$$

Con este método el movimiento relativo entre placas puede ser calculado, en caso de que no exista una interrelación de forma directa. Una cosa importante es que la suma de las rotaciones no es conmutativa.

### 3.2 Altimetría satelital

De acuerdo a las leyes de la física, la superficie del océano es una superficie equipotencial del campo gravimétrico de la Tierra. La primera aproximación de esta superficie equipotencial de la Tierra es una esfera, sin embargo, debido a la rotación, la superficie equipotencial es más aproximada a un elipsoide de revolución donde el diámetro polar es 43 km menor que el diámetro ecuatorial. Sin embargo, la superficie actual de los océanos se desvía hacia arriba 100 metros del elipsoide ideal. Esas elevaciones y depresiones en la superficie del océano son reflejadas en minuciosas variaciones en el campo gravitacional de la Tierra y pueden ser medidas usando un radar montado en un satélite (Figura 3.9).

Para establecer la topografía de la superficie del océano se realizan dos mediciones. Primero, la altura del satélite sobre el elipsoide es medido por la ruta del satélite de una red distribuida mundialmente de láser y de estaciones doppler. Segundo, la altura del satélite sobre la cercanía de la superficie oceánica ( $h$ ) se mide con radar de microondas.

El radar ilumina un punto sobre la superficie oceánica alrededor de 45 km de diámetro. Una marca más pequeña (1-5 km de diámetro) es alcanzada formando un pulso de radar y registrando exactamente su tiempo de recorrido bidireccional. La marca del pulso debe ser lo suficientemente grande para eliminar las irregularidades locales en la superficie oceánica debido a las olas. Se utiliza una alta tasa de repetición (1000 pulsos por segundo) para mejorar la relación señal /ruido. Las correcciones de los tiempos de recorrido del pulso se hacen para retardos debidos a la atmósfera y a la ionosfera, y las correcciones por marea se aplican también. La diferencia entre la altura sobre el elipsoide y la altitud sobre la superficie oceánica es aproximadamente igual a la altura del geoide ( $N=h^*-h$ ).

El satélite recoge un perfil continuo conforme se mueve en órbita alrededor de la Tierra. Los perfiles de distintos satélites recogidos durante varios años, se combinan para generar imágenes de alta resolución. Las medidas derivadas del satélite pueden ser comparadas y combinadas con las medidas de anomalía gravimétrica hecha por cruceros. Los datos recopilados de altimetría del ERS-1 de la Agencia Espacial Europea junto con la liberación de datos de altimetría de US Navy Geosat han proporcionado mediciones detalladas de la altura de la superficie del mar. Los datos proporcionan la primera visión de las estructuras del piso oceánico en varias áreas remotas de la Tierra.

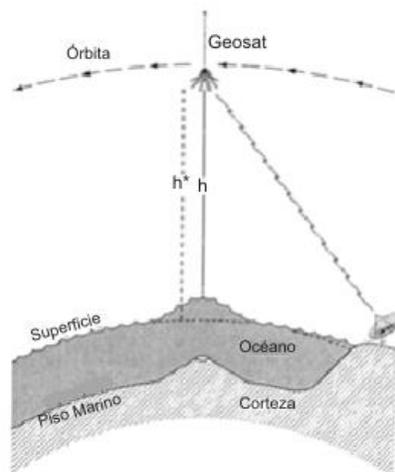


Figura 3.9. Medición satelital de la altura del la superficie del océano y de las elevaciones o depresiones asociadas a rasgos geológicos Modificada de Sandwell y Smith (1997).

### **3.3 HypoDD**

HypoDD es un programa hecho en Fortran para la relocalización de sismos mediante el algoritmo de doble diferencias de Waldhauser y Ellsworth (2000). La técnica de dobles diferencias (DD) toma ventaja del hecho que si la separación hipocentral entre dos sismos es pequeña comparada a la distancia entre el sismo y la estación así como de la longitud de la escala de las heterogeneidades de velocidad, entonces el parámetro de rayo entre la región de la fuente y una estación común son similares a lo largo de casi el parámetro de rayo entero (Fréchet, 1985; Got et al., 1994). En este caso la diferencia en los tiempos de viaje para dos eventos observados en una estación puede ser atribuida a la separación espacial entre los eventos con alta precisión.

Las ecuaciones de dobles diferencias se construyen mediante las ecuaciones de diferenciación de Geiger para la localización de sismos. De esta manera, el residuo de la diferencia entre el tiempo de viaje calculado y el observado entre dos eventos en una estación común, son conexos al ajuste en la posición relativa de los hipocentros y tiempo origen a través de derivadas parciales de los tiempos de viaje para cada evento con respecto a la incógnita. HypoDD calcula los tiempos de viaje en modelo de capas donde la velocidad depende sólo de la profundidad para los hipocentros actuales, en la estación donde la fase fue registrada.

Los residuos de doble diferencias para pares de sismos en cada estación son minimizados por mínimos cuadrados, utilizando el método de descomposición del valor singular (SVD, por sus siglas en inglés) o por el método de gradiente conjugado (LSQR, Paige y Saunders, 1982). Las soluciones son encontradas por un ajuste iterativo del vector de diferencias entre pares hipocentrales cercanos, con la localización y las derivadas parciales, actualizando después de cada iteración.

#### **3.3.1 Doble diferencias**

La precisión de la localización absoluta del hipocentro está controlada por varios factores, incluyendo la geometría de la red, las fases disponibles, la exactitud de la lectura de los tiempos de arribo y el conocimiento de la estructura cortical (Pavlis, 1986; Gomberg et al., 1990). Se asume que dos sismos producen formas de ondas similares en una estación en común si sus mecanismos de fuente son virtualmente idénticos y sus fuentes son ubicadas, tal que la dispersión de la señal debida a las heterogeneidades de la velocidad a lo largo del

trayecto del rayo sean pequeñas. Debido a la no linealidad de la relación entre el tiempo de viaje y la localización del evento, se utiliza una serie de Taylor truncada (Geiger, 1910) para linealizar dicha relación. Los residuales de los tiempos de viaje para el evento  $i$  relacionados con la perturbación  $\Delta m$ . Está dada por

$$\frac{\partial t_k^i}{\partial m} \Delta m^i = r_k^i \quad (3.10)$$

donde  $r_k^j = (t^{obs} - t^{cal})_k^j$ , y donde  $t^{obs}$  y  $t^{cal}$  son los tiempos de viaje observados y teóricos calculados y  $\Delta m = (\Delta x^i, \Delta y^i, \Delta z^i, \Delta \tau^i)$ . Sin embargo, esta ecuación se usa cuando se miden únicamente tiempos de arribos  $(t_k^i - t_k^j)^{obs}$  y por lo tanto cuando se utiliza la croscorrelación, se miden diferencias entre tiempos de arribo entre eventos y por consiguiente la expresión 3.10 se modifica por

$$\frac{\partial t_k^{ij}}{\partial m} \Delta m^{ij} = dr_k^{ij}. \quad (3.11)$$

Y el residual se expresa como

$$dr_k^{ij} = (t_k^i - t_k^j)^{obs} - (t_k^i - t_k^j)^{cal} \quad (3.12)$$

Esta expresión se define como doble diferencias, y pueden usarse fases con tiempos de arribo donde los tiempos observados son tiempos de viaje absolutos o croscorrelaciones de diferencias de tiempos de viaje.

### 3.3.2 Descomposición del valor singular

Dada una matriz rectangular  $D$  de dimensiones  $M \times N$  de  $M$  señales de  $N$  puntos en donde el elemento  $D_{ij}$  de la matriz representa la amplitud de la señal  $i$ -ésima en el índice temporal  $j$ -ésimo, la descomposición en valores singulares  $D$  está dada por

$$D = \sum_{i=1}^R \lambda_i u_i v_i^T \quad (3.13)$$

Donde  $R$  es el rango de la matriz  $D$ ,  $u_i$  es el  $i$ -ésimo eigenvector de  $DD^T$ ,  $v_{ij}$  es el  $i$ -ésimo eigenvector de  $D^T D$  y  $\lambda_i$  es el  $i$ -ésimo valor singular de  $D$ . Los valores singulares son siempre reales y están ordenados de forma decreciente por orden de magnitud, además, representan los eigenvalores de  $DD^T$  y de  $D^T D$ . La cantidad  $\lambda_i u_i v_i^T$  se le conoce como la  $i$ -ésima eigenimágen de  $D$ , de tal forma que  $D$  constituye la superposición de sus eigenimágenes. Dado que la amplitud de cada eigenimágen es proporcional a su correspondiente valor singular, la mayoría de la información queda contenida en las primeras imágenes.

### 3.4 Tectónica de Placas

El concepto de placa tectónica es simple, y establece que la capa exterior de la Tierra está formada por placas rígidas, las cuales se mueven de manera relativa una con respecto a las demás a velocidades de algunos centímetros por año. Las placas son rígidas en el sentido que pequeñas deformaciones ocurren dentro de ellas, pero las principales interacciones y la mayor deformación se produce a lo largo de sus bordes, los cuales son:

#### 3.4.1. Bordes divergentes

Los bordes divergentes son los límites donde dos placas se separan, lo que produce el ascenso de material desde el manto para crear nueva litosfera; por lo que se denominan centros de expansión. A medida que las placas se separan del eje de la dorsal, las fracturas creadas se llenan inmediatamente con roca fundida que asciende desde el manto caliente situado debajo, de manera continua, las placas adyacentes se separan y una nueva litosfera se forma entre ellas, la cual al enfriarse y contraerse aumenta su densidad. Además, el enfriamiento de las rocas del manto debajo de la corteza oceánica aumenta el grosor de la placa. Las velocidades típicas de expansión del fondo oceánico son de 5 cm al año.

Algunos de los efectos de la tasa de esparcimiento son ilustrados en la figura 3.10. En ella se observa, que un esparcimiento rápido produce litosfera joven con isothermas muy cercanas a la superficie y presenta una gran cámara de magma, mientras que en los centros de expansión lentos parece que las cámaras magmáticas se forman de manera intermitente. Por consiguiente la corteza que se aleja del centro de expansión es más fácilmente reemplazada que la que se mueve en un margen con tasa de expansión lenta.

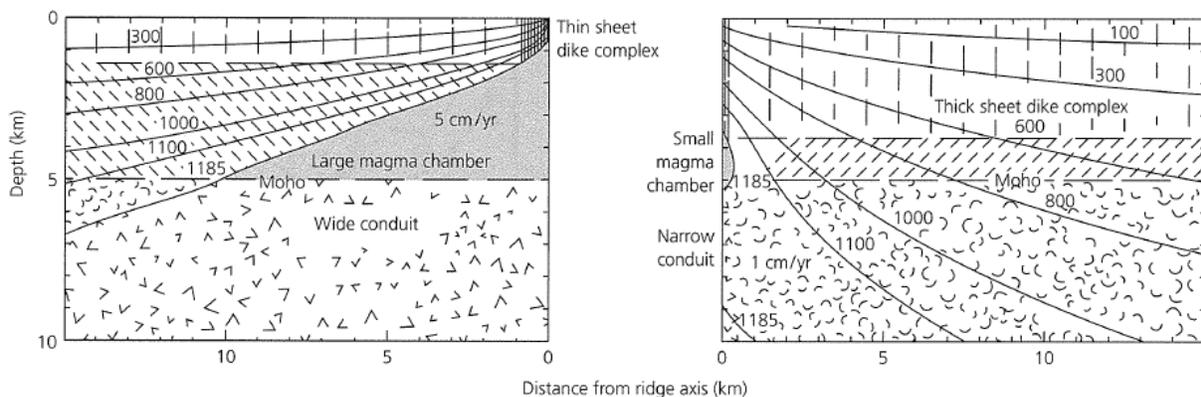


Figura 3.10. Modelo térmico y petrológico para la diferencia entre esparcimiento rápido (izquierda) y esparcimiento lento (derecha) de la dorsal. (Sleep y Rosendahl, 1979). Tomada de Stein y Wysession, (2003).

### 3.4.2. Bordes convergentes (Zonas de subducción)

Los bordes convergentes son donde dos placas se juntan provocando el descenso de la litosfera oceánica debajo de una placa superpuesta para ser reabsorbida en el manto o colisionar con otro bloque continental. Los bordes convergentes también se denominan zonas de subducción porque son lugares donde la litosfera desciende hacia la astenósfera, sin embargo, existe una ligera distinción entre ambos términos, un margen convergente son aquellos márgenes vistos en planta del mapa tectónico, mientras que las zonas de subducción se presentan en corte transversal (Stern, 2002).

El proceso de subducción se produce porque la corteza oceánica al alejarse de las dorsales, se vuelve más vieja y su densidad aumenta, haciéndose mayor que la de la astenósfera subyacente. Al llegar a la trinchera, la corteza oceánica tiende a hundirse por acción de la gravedad. En las zonas de subducción, el acoplamiento entre las placas involucradas define una región de alta fricción conocida como la Zona de Wadati-Benioff. Esta zona es una zona sismogénica donde se produce la mayor cantidad de sismos. Las regiones más superficiales de las zonas de subducción es asísmica porque las rocas y sedimentos a lo largo de esta parte son muy endebles. Las zonas de subducción pueden dividirse en cuatro regiones principales (Figura 3.11): Una fosa oceánica, un arco volcánico, una región de antearco y la región del trasarco.

- a) La fosa oceánica: Se forma donde la placa de litosfera oceánica en subducción se dobla y desciende hacia la astenósfera, la profundidad de la fosa parece estar relacionada con la edad y la temperatura de la placa oceánica en subducción.
- b) Arco volcánico: Se forman sobre la placa suprayacente, donde se inicia la fusión parcial de la cuña del manto situado encima de la placa que subduce. Inicialmente se creía que el material fundido responsable de la formación del arco volcánico provenía de la fusión parcial de la litosfera subducida; sin embargo, información geoquímica indica que la mayor parte del material fundido proviene de la fusión de peridotitas del manto (Stern, 2002). Esto ocurre porque la litosfera subducida al metamorfozarse se deshidrata liberando fluidos, los cuales reducen la temperatura de fusión de las peridotitas circundantes.

- c) Región de antearco: El antearco se encuentra entre la trinchera y el arco volcánico y mide  $166 \pm 60$  km (Gill, 1981). En esta región el material piroclástico procedente del arco volcánico y los sedimentos erosionados de la masa continental adyacente se acumulan.
- d) Región del trasarco: Esta región se sitúa al otro lado del arco volcánico, pero del lado opuesto a la fosa. En este lugar los derrubios volcánicos también se acumulan, pero las fuerzas tensionales suelen dominar, haciendo que la corteza se adelgace.

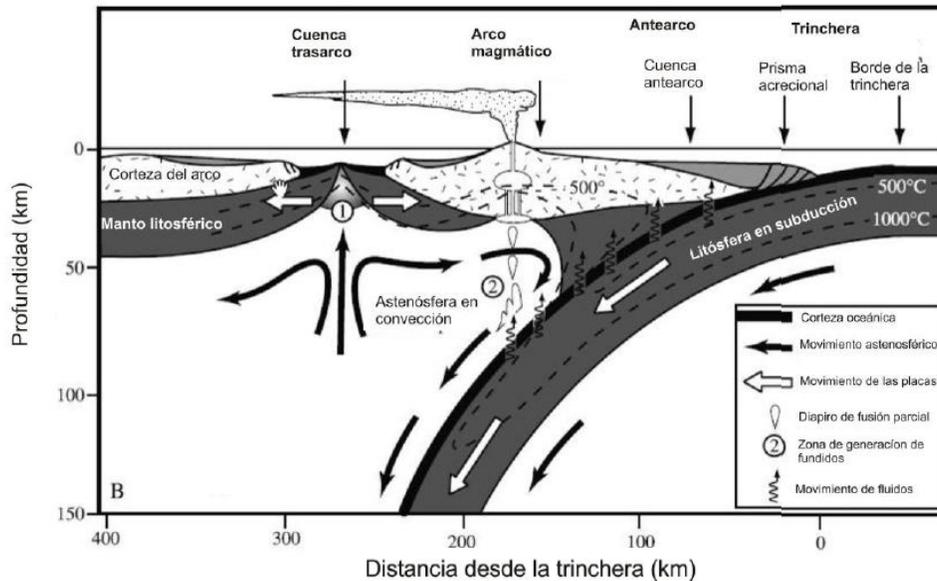


Figura 3.11. Sección esquemática de una zona de subducción. Modificada de Stern (2002).

Durante el desarrollo de los arcos volcánicos, los sedimentos transportados en la placa de subducción, así como fragmentos de la corteza oceánica, pueden ser “arrancados” y se adosan a la superficie de la placa suprayacente. A esta acumulación caótica de sedimentos deformados, fallados y los fragmentos de la corteza oceánica se denomina prisma de acreción. Algunos de los sedimentos que componen el prisma de acreción son arcillas que se acumularon en el fondo oceánico y materiales derivados del arco volcánico (cenizas y materiales piroclásticos). Sin embargo, no todos los sedimentos disponibles se convierten en una parte del prisma de acreción. Algunos subducen a grandes profundidades, generando una serie de minerales metamórficos de alta presión y baja temperatura; debido a su baja densidad, algunos de los sedimentos subducidos y los componentes metamórficos asociados pueden ascender a la superficie y mezclarse con los sedimentos del prisma de acreción.

### 3.4.3. Bordes de falla transcurrente

Los bordes de falla transcurrente es donde dos placas se desplazan lateralmente una respecto de la otra sin la producción ni la destrucción de litosfera. Los bordes de falla transcurrente son de dos tipos: Fallas transformadas, las cuales están asociadas a segmentos de las dorsales oceánicas (Figura 3.12); y las fallas laterales que conectan combinaciones de fallas divergentes y convergentes.

La mayoría de las fallas transformantes une dos segmentos de una dorsal centro-oceánica donde son parte de líneas de rotura en la corteza oceánica conocidas como zonas de fractura. La orientación de estas zonas de fractura es casi paralela a la dirección del movimiento de la placa en el momento de su formación. El tamaño de los sismos en una falla transformada depende de dos factores: la longitud del desplazamiento entre dorsales y la tasa de esparcimiento. Estrictamente hablando, el término fallas transformadas puede aplicarse a desplazamientos de márgenes convergentes-convergentes, pero por simplicidad, se reserva el nombre para desplazamientos de dorsal –dorsal (Lay y Wallace, 1995).

Las fallas laterales que yuxtaponen material continental son muy complicadas, existen muchas teorías sobre la formación de sus características, tales como saltos de límites de placa, subducción de dorsales, subducción oblicua alta o colisión continente-continente.

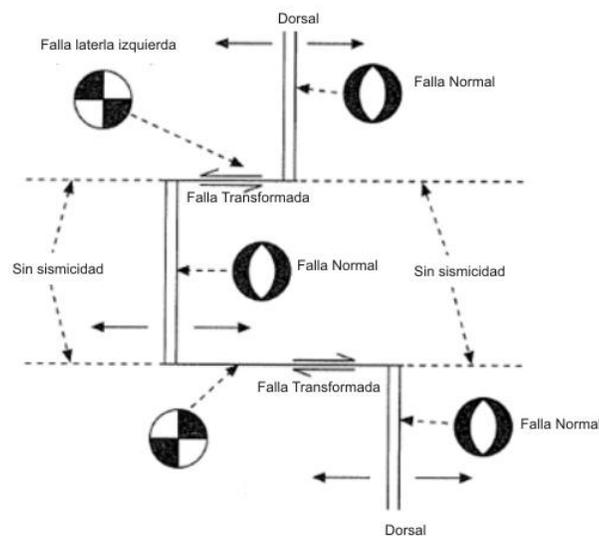


Figura 3.12. Sección esquemática en planta de un borde divergente (dorsal) con fallas transformadas. Modificada de Stein y Wysession (2003).

# 4. METODOLOGÍA

En este capítulo se realizará una breve explicación de la metodología utilizada en la recopilación y procesado de los datos utilizados, para ello se dividirá en tres grupos de datos: datos de sismicidad, datos polos de rotación y datos batimétricos.

## 4.1 Sismicidad

### 4.1.1 Sismicidad de la zona

La sismotectónica del oeste de México está dominada por la colisión de las placas de Cocos y de Rivera por debajo de la placa de Norteamérica, así como por la separación y la apertura del Golfo de California. La zona de estudio de este trabajo, comprende la zona de interacción de la placa de Rivera con la placa de Norteamérica. En la figura 4.1 se observa que la sismicidad en dicha zona varía considerablemente. En la parte norte la sismicidad es baja y hacia el sur aumenta, de ahí la complejidad en el análisis de la actividad sísmica y tectónica de la región.

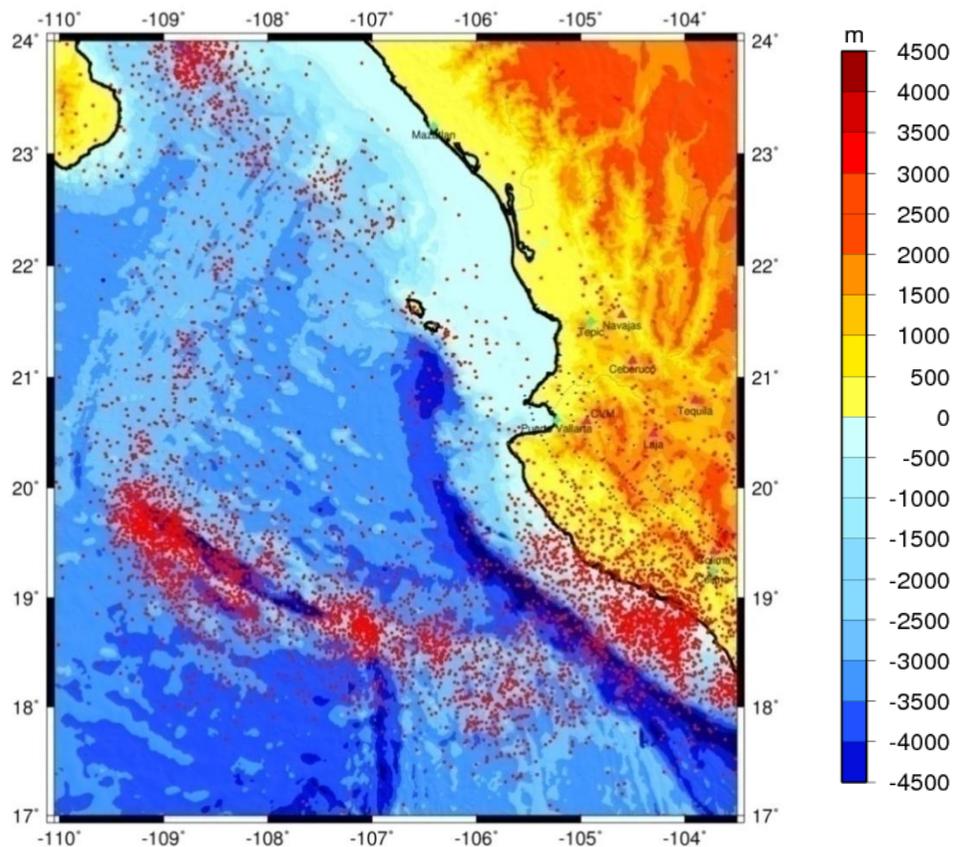


Figura 4.1. Sismicidad regional. Epicentros tomados de ISC. Los puntos rojos indican los epicentros. Los diamantes cian indican ciudades y triángulos magenta indican volcanes

Para tener una visión más general de la sismicidad de la placa de Rivera se recopilaron todos los mecanismos focales de sismos ocurridos en la región de la placa de Rivera y sus alrededores contenidos en el catálogo Global Centroid Moment Tensor Catalog (GCMT). Los sismos seleccionados son aquellos ocurridos durante el periodo 1976 a 2009, con el siguiente criterio: Latitud: 18° a 24° N y Longitud: 110° a 104.5° W

En los parámetros de búsqueda de GCMT no se realizó ninguna otra restricción. Los mecanismos focales proporcionados por este catálogo fueron graficados pero con la localización dada por International Seismological Centre (ISC). En el caso de los eventos que no aparecen en el catalogo ISC se graficaron con la localización proporcionada por GCMT. En su mayoría, estos últimos corresponden a eventos posteriores a diciembre de 2007. La lista de soluciones de mecanismos focales se muestran en la tabla B-1 del anexo B y en la figura 4.2 se muestra un mapa con la localización de los mecanismos proporcionados por GCMT.

Además de las soluciones dadas por GCMT, se buscaron los mecanismos focales reportados en la literatura. Entre estos se agregó el mecanismo focal sugerido para el sismo de Febrero 9 de 1976 por Goff et al. (1987). Finalmente, para fines de este trabajo, del grupo de sismos asociados a la placa de Rivera, se consideraron únicamente los sismos que se localizaban en zonas de interacción entre las placas de Rivera y Norteamérica, y sus cercanías (figura C-1, anexo C) que pudiesen presentar información adicional o relevante al movimiento relativo de la placa de Rivera.

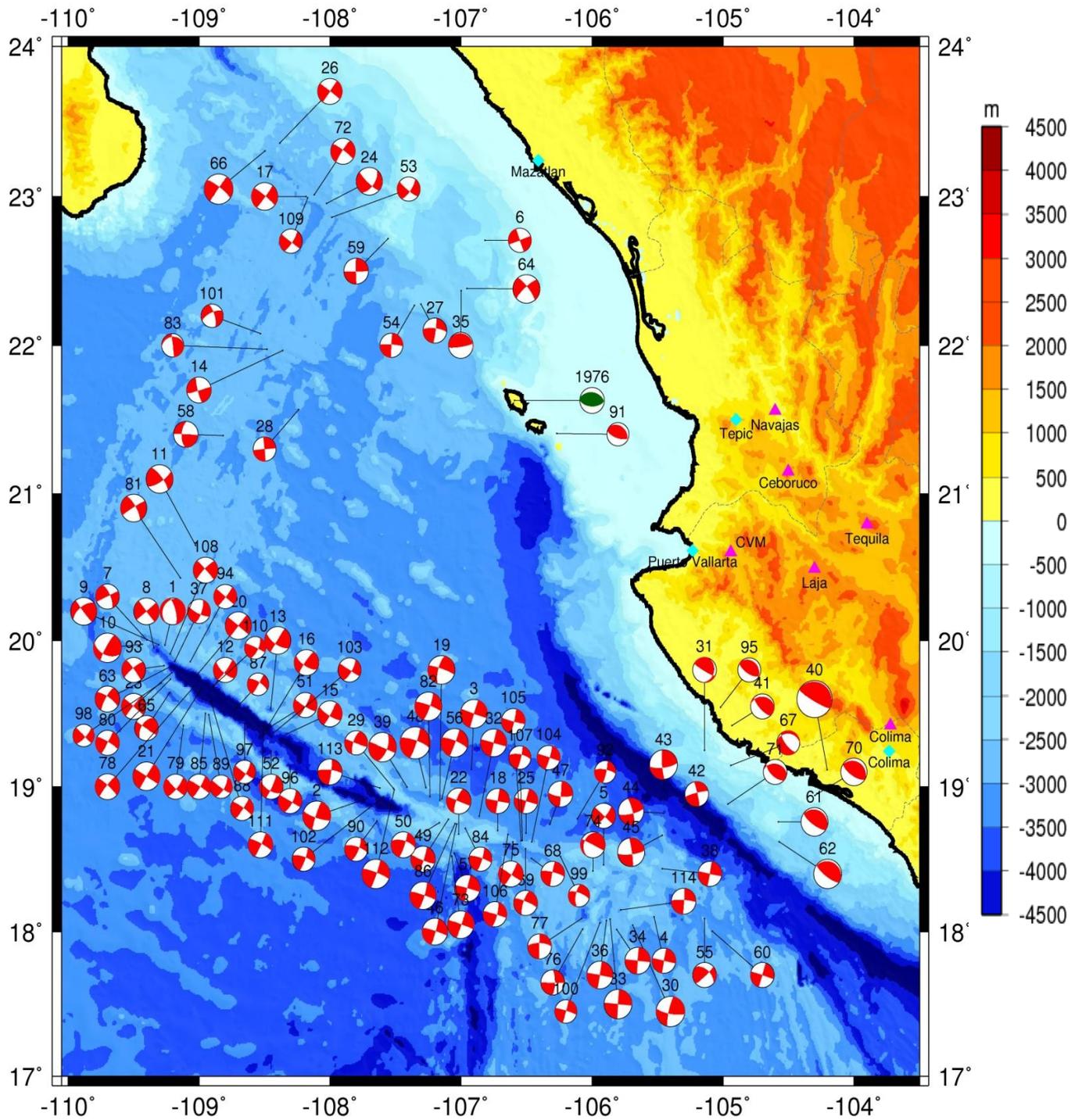


Figura 4.2. Mecanismos focales asociados a la placa de Rivera. Mecanismos obtenidos de GCMT en color rojo. Mecanismo propuesto por Goff et al. (1987) en color verde oscuro. Diamantes en color cian indican ciudades y triángulos magenta indican volcanes.

### **4.1.2 Sismo diciembre 4 de 1948**

El sismo ocurrido el 4 de diciembre de 1948 es el sismo más grande registrado durante la época instrumental en la zona de interacción de la placa de Rivera y la placa de Norteamérica, fuera de la zona de subducción. Por lo tanto, las implicaciones tectonofísicas que puede proporcionar son importantes de analizar y considerar.

#### **4.1.2.1 Selección de datos**

Para obtener el mecanismo focal del sismo de las Islas Marías de 1948, se buscaron en el boletín del ISS (International Seismological Summary) las estaciones que registraron y reportaron dicho sismo. Los reportes se pueden consultar en la siguiente dirección de internet: <http://storing.ingv.it/ISS/index.html>. De la lista de estaciones proporcionadas en el boletín de 1948, en la sismoteca de la UNAM se buscaron los registros de las estaciones mexicanas y se seleccionaron únicamente los registros donde la polaridad de la onda P se pudiese observar claramente.

En el caso de las estaciones internacionales que registraron el sismo, se solicitaron los sismogramas a las agencias respectivas, las cuales proporcionaron un listado de las fechas de los registros con los cuales contaban, correspondientes al mes de diciembre de 1948. De ese listado, que consistía en registros impresos y conservados en microfilms, se seleccionaron las estaciones reportadas en el boletín del ISS y estaciones que a pesar de no estar reportadas en el boletín, tuvieran registros que abarcasen los días 3 a 5 de diciembre de 1948. Una vez obtenidos los registros internacionales, la selección siguió el mismo criterio que el de las estaciones mexicanas. Los registros seleccionados y utilizados para el cálculo del mecanismo focal del sismo de 1948 con epicentro en las Islas Marías se muestran en el anexo A. La tabla 4.1 muestra las estaciones mexicanas e internacionales utilizadas.

Tabla 4.1. Listado de las estaciones sísmicas utilizadas en el cálculo del mecanismo focal

Estación	Distancia [°]	Azimut [°]
Mazatlán	1.6	10
Guadalajara	3.3	106
Manzanillo	3.4	139
Tacubaya	7.4	106
Puebla	8.4	106
Veracruz	10.2	102
Tucson	11.2	342
Mérida	15.9	89
Pasadena	16.1	323
Monte Hamilton	21.7	316.5
Huancayo	45.5	134
La Paz	53.5	131
De Bilt	85.7	35

#### 4.1.2.2. Procesado de datos de los registros.

Utilizando los registros seleccionados, se hizo la lectura de polaridad de la onda P de manera manual en la componente vertical (Z), en el caso de no contar con el registro de la componente vertical, se utilizaron las componentes horizontales (N-S y E-W) para inferir la polaridad en la componente vertical. Para evitar posibles confusiones y garantizar la correcta lectura de las fases sísmicas, en especial la de los registros telesísmicos, se obtuvieron la hora de arribo a la estación marcada por el boletín el ISS.

Una vez leídas las polaridades de los registros se obtuvieron los ángulos de salida ( $i_h$ ), para poder representar las polaridades en la red de Schmidt. Para ello se procedió de dos formas distintas.

La primera fue para las estaciones a una distancia mayor a los quince grados ( $\Delta > 15^\circ$ ) se utilizó la tabla con valores de ángulos de salida precalculados (Tabla 4.2). Para estas distancias se considera que las complicaciones y reverberaciones de la corteza y del manto superior no afectan el trayecto del rayo.

Tabla 4.2. Tabla de ángulos de salida para un sismo con hipocentro superficial. Tomada de Stein y Wysession (2003), complementada con Lay y Wallace (1995).

Distancia [°]	Ángulo de salida [°]	Distancia [°]	Ángulo de salida [°]	Distancia [°]	Ángulo de salida [°]
15	45	43	26	71	19
17	43	45	25	73	19
18	39	47	25	75	18
21	35	49	24	77	18
23	32	51	24	79	17
25	30	53	23	81	17
27	29	55	23	83	16
29	29	57	23	85	16
31	29	59	22	87	15
33	28	61	22	89	15
35	28	63	21	91	15
37	27	65	21	93	14
39	27	67	20	95	14
41	26	69	20	97	14

La segunda forma es para las estaciones menores a la distancia de quince grados ( $\Delta < 15^\circ$ ). Para estas distancias, no existen tablas del ángulo de salida precalculadas, debido a que depende de la estructura de velocidades de la región. En este caso, para obtener el valor de ángulo de salida, se utilizó el concepto de parámetro de rayo (Ecuación 3.2), revisado en el Capítulo 3.

De la ecuación 3.2 el factor  $r$  se despreció, considerando a la Tierra plana debido a que las estaciones mexicanas son muy cercanas al epicentro y por tanto el factor de corrección por esfericidad de la Tierra no es necesario. Una vez hecha esta consideración se despejó el ángulo de salida, obteniendo

$$i_h = \text{sen}^{-1}(p(\Delta)v_s). \quad (4.1)$$

Para el cálculo de  $i_h$  se supuso una velocidad en la fuente ( $v_s$ ) de 6 km/s y de 6.6 km/s basado en el perfil sísmico realizado durante el experimento 2002 PESCADOR (Brown et al. artículo no publicado, reporte interno) en Bahía de Banderas, que abarca parte del Escarpe de las Tres Marías, mostrado en la figura 4.3. Estos autores establecen la existencia de dos tipos de roca, una capa superior de granito (6.0-6.5 km/s) y una capa inferior de diorita (6.6-6.8 km/s).

Con esta información se decidió tomar ambas velocidades para observar las variaciones en el ángulo de salida. Considerando un modelo de una sola capa y la localización del ISS que establece que el sismo ocurrió cerca del Escarpe de las Tres Marías con profundidad cero.

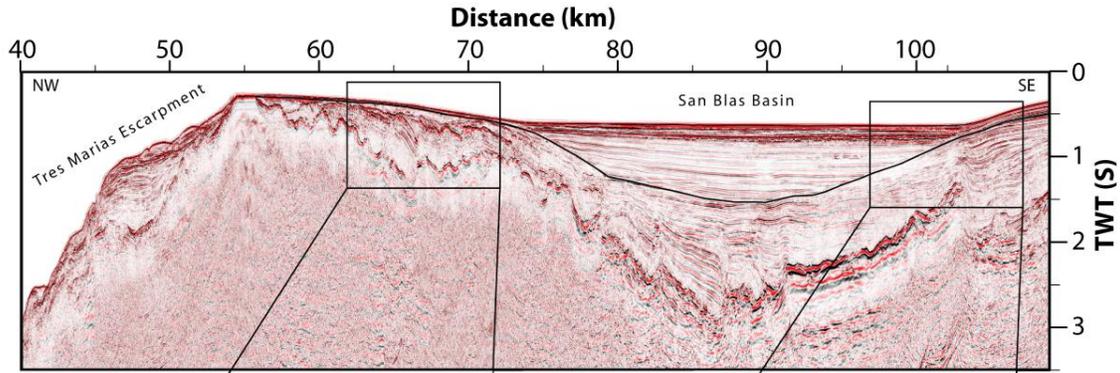


Figura 4.3. Perfil sísmico realizado en Bahía Banderas. Tomado de Brown et al. (artículo no publicado).

El valor del parámetro de rayo se obtuvo de las tablas correspondientes al modelo AK135, compiladas por Kennett. La Figura 4.4 muestra un ejemplo de la forma en que proporciona la información dichas tablas.

Delta : 0.0			100.			300.			600.						
depth 0.			100.			300.			600.						
code	m	s	s/deg	code	m	s	s/deg	code	m	s	s/deg				
Pg	0	00.00	19.17	Pn	0	13.84	0.00	Pn	0	37.97	0.00	P	1	10.07	0.00
PgPg	0	00.00	19.17	Sn	0	24.16	0.00	S	1	08.13	0.00	S	2	07.17	0.00
Sg	0	00.00	32.14	PcP	8	17.85	0.00	PcP	7	53.72	0.00	PcP	7	21.62	0.00
SgSg	0	00.00	32.14	ScP	11	39.58	0.00	ScP	10	55.60	0.00	ScP	9	56.57	0.00
PcP	8	31.69	0.00	PcS	11	49.90	0.00	PcS	11	25.77	0.00	PcS	10	53.67	0.00
PcS	12	03.74	0.00	ScS	15	11.62	0.00	ScS	14	27.65	0.00	ScS	13	28.61	0.00
ScP	12	03.74	0.00	PKiKP	16	20.99	0.00	PKiKP	15	56.86	0.00	PKiKP	15	24.76	0.00
ScS	15	35.78	0.00	pPKiKP	16	48.66	0.00	pPKiKP	17	12.79	0.00	pPKiKP	17	44.89	0.00
PKiKP	16	34.82	0.00	sPKiKP	16	58.98	0.00	sPKiKP	17	42.96	0.00	sPKiKP	17	59.70	0.00
SKiKP	20	06.87	0.00	SKiKP	19	42.71	0.00	SKiKP	18	58.74	0.00	sPKiKP	18	41.99	0.00
PKKPdf	31	53.37	0.00	PKKPdf	31	39.53	0.00	PKKPdf	31	15.40	0.00	PKKPdf	30	43.30	0.00
PKKSdf	35	25.41	0.00	SKKPdf	35	01.25	0.00	SKKPdf	34	17.28	0.00	SKKPdf	33	18.24	0.00
SKKPdf	35	25.41	0.00	PKKSdf	35	11.58	0.00	PKKSdf	34	47.45	0.00	PKKSdf	34	15.35	0.00
SKKSdf	38	57.46	0.00	SKKSdf	38	33.30	0.00	SKKSdf	37	49.33	0.00	SKKSdf	36	50.29	0.00
P'P'df	40	25.05	0.00	P'P'df	40	11.22	0.00	P'P'df	39	47.09	0.00	P'P'df	39	14.99	0.00
S'S'df	54	33.25	0.00	S'S'df	54	09.08	0.00	S'S'df	53	25.11	0.00	S'S'df	52	26.08	0.00

Figura 4.4. Ejemplo de la información desplegada por las tablas correspondientes al modelo AK135 donde la primera columna representa la fase, la segunda, el tiempo que tarda en llegar la onda y la tercera, el valor del parámetro de rayo para la fase correspondiente. Las tablas están calculadas para distintas profundidades y distancias.

Los parámetros de entrada fue la llegada de la onda P (P o Pn) con una profundidad cero, que es la proporcionada por el ISS. Una vez obtenido el valor del parámetro de rayo para cada estación, se obtuvo el valor del ángulo de salida correspondiente a cada estación. Los resultados se muestran en la tabla 4.3 y 4.4.

Tabla 4.3. Resultados de las polaridades leídas y ángulos de salida para las estaciones utilizadas del sismo de 1948 para una velocidad de 6.0 km/s (granito).

Estación	Distancia [°]	Azimut [°]	Hora de llegada	$p(\Delta)$	$v_s$	$i_h$	Polaridad		
							Z	EW	NS
Mazatlán	1.6	10	00:23:10	15.4	6	57.14	D		
Guadalajara	3.3	106	00:23:35	13.75	6	48.59	U	U	
Manzanillo	3.4	139	00:23:39	13.75	6	48.59	U		
Tacubaya	7.4	106	00:24:40	13.725	6	48.47	U*	U	
Puebla	8.4	106	00:24:53	13.715	6	48.43	U*	U	D
Veracruz	10.2	102	00:25:21	13.69	6	48.31	D*	D	
Tucson	11.2	342	00:25:32	13.69	6	48.31	U		
Mérida	15.9	89	00:26:34			44.10	D*	D	
Pasadena	16.1	323	00:26:38			44.00	U		
Monte Hamilton	21.7	316.5	00:26:38			33.95	U		
Huancayo	45.5	134	00:31:11			25.00	U		
La Paz	53.5	131	00:32:06			23.00	U		
De Bilt	85.7	35	00:35:28			15.50	U		

\* indica polaridades inferidas a partir de componentes horizontales. U- arriba, D-abajo

Tabla 4.4. Resultados de las polaridades leídas y ángulos de salida para las estaciones utilizadas del sismo de 1948 para una velocidad de 6.6 km/s (dioritas).

Estación	Distancia [°]	Azimut [°]	Hora de llegada	$p(\Delta)$	$v_s$	$i_h$	Polaridad		
							Z	EW	NS
Mazatlán	1.6	10	00:23:10	15.4	6.6	67.52	D		
Guadalajara	3.3	106	00:23:35	13.75	6.6	55.59	U	U	
Manzanillo	3.4	139	00:23:39	13.75	6.6	55.59	U		
Tacubaya	7.4	106	00:24:40	13.725	6.6	55.44	U*	U	
Puebla	8.4	106	00:24:53	13.715	6.6	55.38	U*	U	D
Veracruz	10.2	102	00:25:21	13.69	6.6	55.23	D*	D	
Tucson	11.2	342	00:25:32	13.69	6.6	55.23	U		
Mérida	15.9	89	00:26:34			44.10	D*	D	
Pasadena	16.1	323	00:26:38			44.00	U		
Monte Hamilton	21.7	316.5	00:26:38			33.95	U		
Huancayo	45.5	134	00:31:11			25.00	U		
La Paz	53.5	131	00:32:06			23.00	U		
De Bilt	85.7	35	00:35:28			15.50	U		

\* indica polaridades inferidas a partir de componentes horizontales

#### 4.1.2.3 Cálculo de la magnitud.

Para el sismo del 4 de diciembre de 1948, Se usó el registro telesísmico de la estación De Bilt, ubicada en Holanda, para realizar el cálculo de la magnitud mediante ondas superficiales y la expresión establecida en el artículo de Gutenberg (1945),

$$M_s = \log(A) + 1.656 \log \Delta + 1.818 + C \quad (4.2)$$

donde  $\Delta$  de la distancia a la estación,  $C$  el factor de corrección para la estación y  $A$  es la amplitud de las componentes horizontales dada en micras, definida como

$$A = \sqrt{A_N^2 + A_E^2}. \quad (4.3)$$

La amplitud de las ondas superficiales en cada componente para la estación De Bilt se midieron para las ondas con un periodo de  $T = 20$  s (ver anexo A) y los valores de todos los parámetros requeridos para el cálculo de la magnitud son

$$A_N = 12.8 \text{ [mm]}$$

$$A_E = 25.7 \text{ [mm]}$$

$$C = -0.17 \text{ (Gutenberg, 1945)}$$

$$\Delta = 85.7^\circ$$

Amplificación= ~270 (obtenida de la curva de amplificación para el sismógrafo Galitzin LP)

Las amplitudes de las componentes horizontales fueron corregidas por amplificación del instrumento mediante la curvas de respuesta para el sismógrafo Galitzin. Por lo tanto, el cálculo fue de

$$M_s = \log(106.33) + 1.656 \log(85.7) + 1.818 - 0.17 = 6.87. \quad (4.4)$$

La magnitud estimada concuerda con la establecida en el catálogo de sismos del siglo (Centennial Earthquake Catalog) proporcionado por el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS, por sus siglas en inglés) y desarrollado por Enghahl y Villasenor (2002), que consiste de un catalogo de los sismos grandes ocurridos entre 1900 y abril del 2002. Dicho catalogo marca una  $M_s$  6.9 para este evento.

### **4.1.3 Relocalización**

#### **4.1.3.1 Selección de sismos.**

La selección de sismos a relocalizar se basó en los siguientes criterios:

- a) Sismos cuyo mecanismo focal se localizara en la zona de interacción entre las placas de Rivera y Norteamérica al norte de las Islas Marías.
- b) Los sismos localizados en la zona de la Falla Transformada de Tamayo que limita la placa del Pacífico con respecto a la placa de Norteamérica, bajo el supuesto de errores de localización.

Los mecanismos que se distribuyen a lo largo de límites bien definidos como la Dorsal del Pacífico y La Falla Transformada de Rivera no se consideraron para el proceso de relocalización pues aunque presentan errores de localización, dichas zonas no forman parte del área de estudio de este trabajo, pues corresponden con el movimiento relativo entre la placa de Rivera con respecto a la placa del Pacífico, sin embargo, se tratará de englobar en los resultados toda esta información de manera regional. La lista de eventos a relocalizar se muestra en la tabla 4.5

Tabla 4.5 Lista de sismos seleccionados para su relocalización. Mayores detalles ver anexo B.

#	Fecha	Hora	Latitud [°]	Longitud [°]	Prof [km]	Magnitud
6	1982-12-08	13:02:52	22.7077	-106.8175	15	5.2
17	1986-09-25	06:16:02	22.9988	-108.182	15	6
24	1988-04-26	01:43:00	22.9535	-108.0267	15	5.9
26	1988-08-21	11:15:51	23.3561	-108.384	15	5.6
27	1989-01-31	17:39:27	22.279	-107.3041	15	5.3
35	1991-04-01	5:03:59	22.3695	-106.9983	15	5.6
53	1999-01-10	20:36:11	22.86	-107.984	15	5.2
54	1999-03-12	07:07:40	22.271	-107.355	15	5.3
59	2000-12-08	16:56:18	22.717	-107.555	15	5.5
64	2001-11-13	09:47:35	22.383	-106.954	15	6
66	2002-10-03	16:08:41	23.3039	-108.496	15	6.5
72	2003-07-02	05:11:40	23.0104	-108.1203	15	5.6
91	2007-02-11	9:09:09	21.4082	-106.2689	18	5
109	2009-07-11	15:34:26	22.99	-108.17	16.4	5.1

#### 4.1.3.2 Proceso de relocalización

Una vez seleccionados los sismos, se buscaron los tiempos de arribo leídos para cada evento en las estaciones reportadas. Estos tiempos fueron tomados del catálogo ISC. La relocalización se llevó a cabo mediante el programa HypoDD (Waldhauser y Ellsworth, 2000), el cual utiliza el método de doble diferencias para llevar a cabo la relocalización conjunta, descrito en la Sección 3.3.

Dentro de los parámetros de la relocalización se utilizó el modelo de velocidades obtenido en la tesis de licenciatura de Hurtado Díaz (2005). Dicho modelo se generó con los registros sísmicos obtenidos para el sismo que ocurrió el 9 de octubre de 1995 en las costas de Colima-Jalisco (Mw 8) (Pacheco et al., 1997). Se obtuvo seleccionando 318 eventos de una red portátil e incluyendo las lecturas de las estaciones de la Red Sísmica de Colima (RESCO). Los 318 eventos se registraron en cuatro estaciones como mínimo. Se leyeron los tiempos de arribo de P y S, así como el azimut en caso de ser posible. La tabla 4.6 muestra el modelo de velocidades empleado.

Tabla 4.6 Modelo de velocidades

Espesor [km]	Velocidad P [km/s]	Velocidad S [km/s]
9.0	5.69	3.37
9.7	6.27	3.54
17.3	6.71	3.82
Semi-espacio	8.00	4.52

Durante la operación del programa, el evento 109 fue descartado al no contar con los tiempos de arribo.

El parámetro que más limitó los resultados de la relocalización fue la distancia entre los eventos y las estaciones, al cual se le asignó el valor de 1000 a 1500 km, con valores menores el programa marcaba errores debido a que no contaba con suficientes estaciones para continuar sus iteraciones. La nueva ubicación de los sismos relocalizados se muestra en la figura C-2 del anexo C y en la tabla 4.7.

Tabla 4.7 Sismos relocalizados.

#	Fecha	Hora	Epicentros ISC		Prof [km]	Relocalización	
			Latitud [°]	Longitud [°]		Latitud[°]	Longitud [°]
6	1982-12-08	13:02:52	22.7077	-106.8175	15		
17	1986-09-25	06:16:02	22.9988	-108.182	15		
24	1988-04-26	01:43:00	22.9535	-108.0267	15		
6	1988-08-21	11:15:51	23.3561	-108.384	15		
27	1989-01-31	17:39:27	22.279	-107.3041	15	22.3231	-107.1535
35	1991-04-01	5:03:59	22.3695	-106.9983	15	22.3254	-107.14895
53	1999-01-10	20:36:11	22.86	-107.984	15	23.05568	-108.1971
54	1999-03-12	07:07:40	22.271	-107.355	15	22.452	-107.2889
59	2000-12-08	16:56:18	22.717	-107.555	15	22.4631	-107.2932
64	2001-11-13	09:47:35	22.383	-106.954	15	22.4556	-107.2814
66	2002-10-03	16:08:41	23.3039	-108.496	15	23.0598	-108.2042
72	2003-07-02	05:11:40	23.0104	-108.1203	15	23.0588	-108.198
91	2007-02-11	9:09:09	21.4082	-106.2689	18		
109	2009-07-11	15:34:26	22.99	-108.17	16.4		

Con la comparación entre la figura C-1 y figura C-2 del anexo C, se decidió que la relocalización no era confiable, pues los sismos relocalizados se agrupan en prácticamente tres puntos. Las razones principales por las que se argumenta que los resultados no son satisfactorios son las siguientes:

- Pocas estaciones en común y baja cobertura azimutal.
- Distancias muy grandes entre eventos y estaciones.
- Las estaciones consideradas entre 1000 y 1500 km, incluyen estaciones de México y Estados Unidos, lo cual implica que el modelo de capas utilizado no es adecuado para regiones tan distantes.
- Waldhauser y Ellsworth (2000) muestran que los mejores resultados de relocalización utilizando HypoDD se obtienen cuando las estaciones están cerca del epicentro de los sismos.

Por lo dicho anteriormente, decidimos utilizar las localizaciones (epicentros) proporcionados por ISC y GCMT donde no se contaba con las localizaciones del ISC.

## 4.2 Polos de rotación Rivera-Norteamérica

### 4.2.1. Selección de polos de rotación publicados

Debido a la dificultad para obtener el polo de rotación entre las placas de Rivera y Norteamérica de manera directa, se utilizaron los polos de rotación entre las placas de Rivera-Pacífico y el polo entre las placas de Pacífico-Norteamérica mostrados en la tabla 4.8.

Tabla 4.8 Polos de rotación utilizados para el cálculo del polo de rotación Rivera-Norteamérica.

Polo		Latitud [°]	Longitud [°]	$\omega$ [° / m.y.]	Autor
Rivera-Pacífico	B2007-2 <sup>a</sup>	22.61	-105.63	8.3	Publicados en el artículo de Bandy et al. (2008)
	B2007-1 <sup>a</sup>	24.10	-105.21	6.35	
Pacífico-Norteamérica	(ITRF200)	49.89	-77.01	0.766±0.007	González-García et al. (2003)

Existen diversos polos reportados para ambos conjuntos de placas, la razón de la selección de estos polos es porque son los polos reportados más reciente.

Usando los polos mostrados en la tabla 4.8 y la expresión que establece la suma de las rotaciones (Ecuación 3.9). Si la rotación de Euler para una placa B con respecto a la placa A y la rotación de Euler para una placa C con respecto a la placa B son conocidas, la rotación para la placa C con respecto a la placa A se puede calcular como la suma de las primeras dos rotaciones, como se describió en la Sección 3.1.4. En nuestro caso:

$${}_{Riv}ROT_{NA} = {}_{Riv}ROT_{Pac} + {}_{Pac}ROT_{NA}. \quad (4.5)$$

Donde el primer subíndice indica la placa móvil y el segundo subíndice la placa que se mantiene fija. El primer polo calculado denominado Tesis1 se obtuvo combinando el polo de B2007-1<sup>a</sup> con el polo Pacífico-Norteamérica (González-García et al., 2003), mientras que el polo denominado Tesis2 se obtuvo con el polo B2007-2<sup>a</sup>.

Con el fin de comparar los resultados presentados aquí, se consideraron los polos de rotación Rivera-Norteamérica publicados por diversos autores, los cuales se muestran en la tabla 4.9.

Tabla 4.9. Polos publicados Rivera-Norteamérica y calculados en este trabajo

Referencia	Latitud [°]	Longitud [°]	$\omega$ [deg/my]
DeMets et al. (1994)	22.8	-109.4	1.8
Lonsdale (1995)	21.8	-107.8	4.0
Bandy et al.(1997)	21.87	-109.58	4.34
Tesis 1	20.5	-107.7	5.73
Tesis 2	19.8	-107.5	7.69

#### 4.2.2. Procesado de los polos de rotación.

El análisis de los polos de rotación entre las placas de Rivera y Norteamérica se realizó en dos etapas: En la primera etapa se compararon los polos de rotación entre ambas placas previamente publicados por diversos autores y los obtenidos en este trabajo. La segunda etapa consistió en generar una malla para obtener la ubicación del polo que presente el menor error cuadrático medio comparando la dirección del vector velocidad resultante con el vector de deslizamiento obtenido de los mecanismos focales de los sismos localizados en el Bloque de Jalisco, en la Zona de Fractura de Tamayo y en el Escarpe de las Tres Marías, bajo la suposición de que reflejan el límite entre ambas placas.

Para llevar a cabo ambos análisis se siguió la siguiente metodología:

- a) El primer paso consistió en generar una malla con los siguientes límites en las coordenadas, de  $-107^{\circ}$  a  $-108.4^{\circ}$  para la longitud y de  $21^{\circ}$  a  $22.4^{\circ}$  para la latitud, con un espaciamiento de  $0.2^{\circ}$ , de lo cual se obtuvo una malla de 64 puntos (polos de rotación).
- b) Para cada punto se obtuvo la dirección del vector de velocidad en las coordenadas de cada uno de los sismos mostrados en la tabla B-2 del anexo B, la dirección del vector velocidad se expresa como un azimut. Esto se hizo para cada uno de los 64 puntos de la malla que se muestran en la tabla B-3 del anexo B, y para cada uno de los polos de rotación mostrados en la tabla 4.9.
- c) Se obtuvieron las proyecciones del vector de deslizamiento de los sismos mostrados en la tabla B-2 del anexo B. La dirección de los vectores de deslizamiento se obtuvo utilizando la red de Schmidt, trazando para cada sismo los planos nodales (plano de falla y plano auxiliar), así como su vector de deslizamiento, con lo cual se obtuvo su dirección, expresada en azimut en la tabla B-2 del anexo B

- d) Se determinó el error o diferencia entre el valor de la dirección del vector deslizamiento (valor real) y la dirección del vector velocidad calculado para cada punto de la malla, para cada uno de los polos publicados (valor proyectado). Utilizando la siguiente expresión:

$$Diferencia = \sum(\text{valor proyectado} - \text{valor real}). \quad (4.6)$$

- e) Se estableció que polos eran estadísticamente significativos, utilizando el promedio de las diferencias entre el valor real y el pronóstico por los diferentes puntos de la malla y cada uno de los polos publicados. Para ello se calculó la media muestral ( $\bar{X}$ ) y la varianza muestral (S) para cada punto de la malla y polo de rotación publicado.
- f) Se graficaron los valores obtenidos de la media muestral y la varianza muestral para un primer análisis visual, considerando los que presentaban los menores valores de media muestral pues implica una menor diferencia entre el valor pronosticado y el valor real, así como la menor varianza muestral pues indica una menor desviación respecto a la media.
- g) Se estimó la media poblacional ( $\mu$ ) como primer parámetro, para lo cual se utilizó la distribución t de Student, estableciendo un intervalo de confianza del 95% de dos colas con 15 grados de libertad. La justificación de esto es: Un parámetro puede considerarse estadísticamente significativo (a niveles de confianza de aprox. 95%) si el valor del estimador supera dos veces su desviación estándar. Con estas características se obtuvieron a partir de tablas los valores de t que cumplían estos requisitos.
- h) Se despejó de la ecuación de la variable aleatoria de apoyo de la distribución t de Student el parámetro a estimar que consiste de la media poblacional ( $\mu$ ) para obtener los límites inferior y superior de los intervalos de confianza de la siguiente expresión

$$T = \frac{X - \mu}{\frac{S}{\sqrt{n}}}. \quad (4.7)$$

- i) Se estimó la varianza poblacional ( $\sigma^2$ ) como segundo parámetro, nuevamente se consideró un intervalo de confianza del 95% de dos colas con 15 grados de libertad, pero esta vez utilizando la distribución  $\chi^2$  (Xi Cuadrada). Se obtuvieron los valores de  $\chi^2$  que cumplían con este requisito a partir de tablas.

- j) Se despejó de la ecuación de la variable aleatoria de apoyo de la distribución  $\chi^2$  el parámetro a estimar que consiste de la varianza poblacional ( $\sigma^2$ ) para obtener los límites inferior y superior de los intervalos de confianza de la expresión

$$Y = \frac{(n-1)S^2}{\sigma^2}. \quad (4.8)$$

- k) Una vez obtenidos los límites inferior y superior para ambos parámetros (media y varianza), se obtuvo el ancho del intervalo (diferencia entre ambos límites), seleccionando solo los polos que presentaban intervalos más cerrados.

- l) Se calculó el error cuadrático medio (ECM) para cada punto de la malla y los polos de rotación publicados mediante

$$ECM = \sqrt{\frac{\sum(P_i - r_i)^2}{N}}, \quad (4.9)$$

donde ( $P_i$ ) es el valor proyectado o pronosticado, ( $r_i$ ) es el valor real y  $N$ , el número de muestras. Durante este paso, se obtuvieron el error cuadrático medio sectorizando para cada uno de los márgenes de la frontera de placas RIV-NAM y analizando el ECM para todos los sismos reportados, como se describe a continuación:

- ECM para los sismos de subducción en el bloque de Jalisco, dando un total de 7 sismos.
  - ECM para los sismos ubicados en la zona de las Islas Marías, dando un total de 3 sismos.
  - ECM para los sismos ubicados al norte de las Islas Marías (Zona de Fractura de Tamayo), dando un total de 6 sismos.
  - El ECM considerando los 16 sismos.
- m) Se graficó el ECM para cada uno de los cuatro grupos mencionados en el paso anterior y se compararon entre los primeros tres grupos de manera conjunta y finalmente con el último grupo. Seleccionando los que en conjunto presentarán el ECM menor.
- n) Finalmente se analizaron todos los polos combinando el error cuadrático medio y el análisis estadístico para seleccionar los polos más significativos y que mejor ajusten a los vectores de deslizamiento observados

### 4.2.3. Obtención de la tasa de rotación angular.

Hasta el momento, sólo se ha considerado la diferencia entre la dirección del vector de velocidad y el vector deslizamiento, para establecer la localización del polo de rotación de mejor ajuste entre las placas de Rivera y Norteamérica (menor ECM y estadísticamente significativo). Sin embargo, falta por definir la tasa de velocidad de movimiento relativo.

De acuerdo a la teoría de la tectónica de placas, el promedio de la tasa de deslizamiento sísmico, para sismos de falla inversa provocados por el proceso subducción, no puede exceder la tasa real de convergencia de la placa subducida. Con esto y siguiendo el proceso utilizado por Bandy et al. (1997) se determinó la velocidad para el polo con el menor ECM.

Dichos autores, analizando el deslizamiento del sismo principal del 9 de octubre de 1995 y del 3 y 18 de junio de 1932, proponen una tasa promedio de deslizamiento de 4.3 y 6.52 cm/yr. Obviamente, esta velocidad promedio de deslizamiento corresponde únicamente al deslizamiento sísmico promedio en los últimos 78 años. A pesar de que este es un valor mínimo, se utiliza la ecuación  $v = \omega xr$  para obtener un valor de velocidad angular para el polo preferencial (menor ECM) que ajuste con esta propuesta.

#### Notas Importantes y suposiciones (ver mapa C-1, anexo C y figura 5.3):

Para los mecanismos focales en la zona de la Trinchera Mesoamericana y por debajo del Bloque de Jalisco relacionados con subducción, el plano de falla corresponde al plano con buzamiento en dirección NE (plano de bajo ángulo de inclinación).

En el caso de los mecanismos focales ubicados en las Islas Marías (color verde), se consideró como plano de falla los que buzaban en dirección N y NE.

Para los mecanismos ubicados al norte de las Islas Marías (color azul) se consideró el plano de falla orientado EW y NW-SE para los sismos 6 y 64. Las bases para esta suposición son dos: 1) Lonsdale (1995) propone que desde lo 0-0.78 Ma la dirección de deslizamiento al norte y sur de la zona de Fractura de Tamayo son paralelas a la dirección Pacífico-Norteamérica y que cualquier movimiento a lo largo de esa zona de fractura debe ser paralela a la dirección de movimiento Pacífico-Norteamérica; 2) La figura 5.3 presenta los rasgos batimétricos que muestran que los lineamientos son preferencialmente EW. Esta evidencia sugiere que es poco probable que los planos de falla de estos sismos estén orientados NS.

### **4.3 Batimetría**

Los mapas batimétricos que se muestran a lo largo de este trabajo fueron construidos a partir de una sola fuente, utilizando los datos de batimetría de Sandwell y Smith (1997). La información proviene de sondeos de profundidad y de altimetría satelital (Geosat, ERS1) y se ilustra en la figura 4.5. Los datos son parte del proyecto “Satellite Geodesy” de “Scripps Institution of Oceanography, University of California, San Diego” disponibles en la página [http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get\\_data.cgi](http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi).

La resolución de los datos de satélite tiene un espaciamento de 1 minuto para latitud y longitud, en el Ecuador. La resolución decrece en función de  $1/\cos(\text{latitud})$  debido a que se emplea una proyección Mercator para la confección de la base mundial batimétrica. La dimensión de la malla utilizada comprende los límites  $-111^\circ$  a  $-103^\circ$  para la longitud y de  $16^\circ$  a  $25^\circ$  para la latitud, con un espaciado de 0.5 minutos (aproximadamente 0.925 km). Para la construcción de la malla y los mapas batimétricos se utilizó el software GMT (Generic Mapping Tool) desarrollado por Wessel y Smith (1988) y patrocinado por National Science Foundation. Utilizando el método denominado algoritmo de tensión ajustable a la curvatura continua de la superficie mediante la instrucción `surface` de GMT, utilizando

$$(1 - T) * L(L(z)) + T * L(z) = 0, \quad (4.10)$$

donde  $T$  es el factor de tensión y varía entre 0 y 1;  $L$  indica el operador Laplaciano.  $T = 0$  proporciona la solución de la mínima curvatura, la cual puede ocasionar oscilaciones no deseadas y mínimos o máximos locales falsos (Smith y Wessel, 1990) por lo que se recomienda usar  $T > 0$  para eliminar dichos efectos. Se sugiere  $T \sim 0.25$  para datos de campos potenciales y para datos topográficos debe ser mayor ( $T \sim 0.35$ ). Para este trabajo se usó un valor de  $T=0.5$ . El mapa batimétrico base se muestra en la figura 4.5

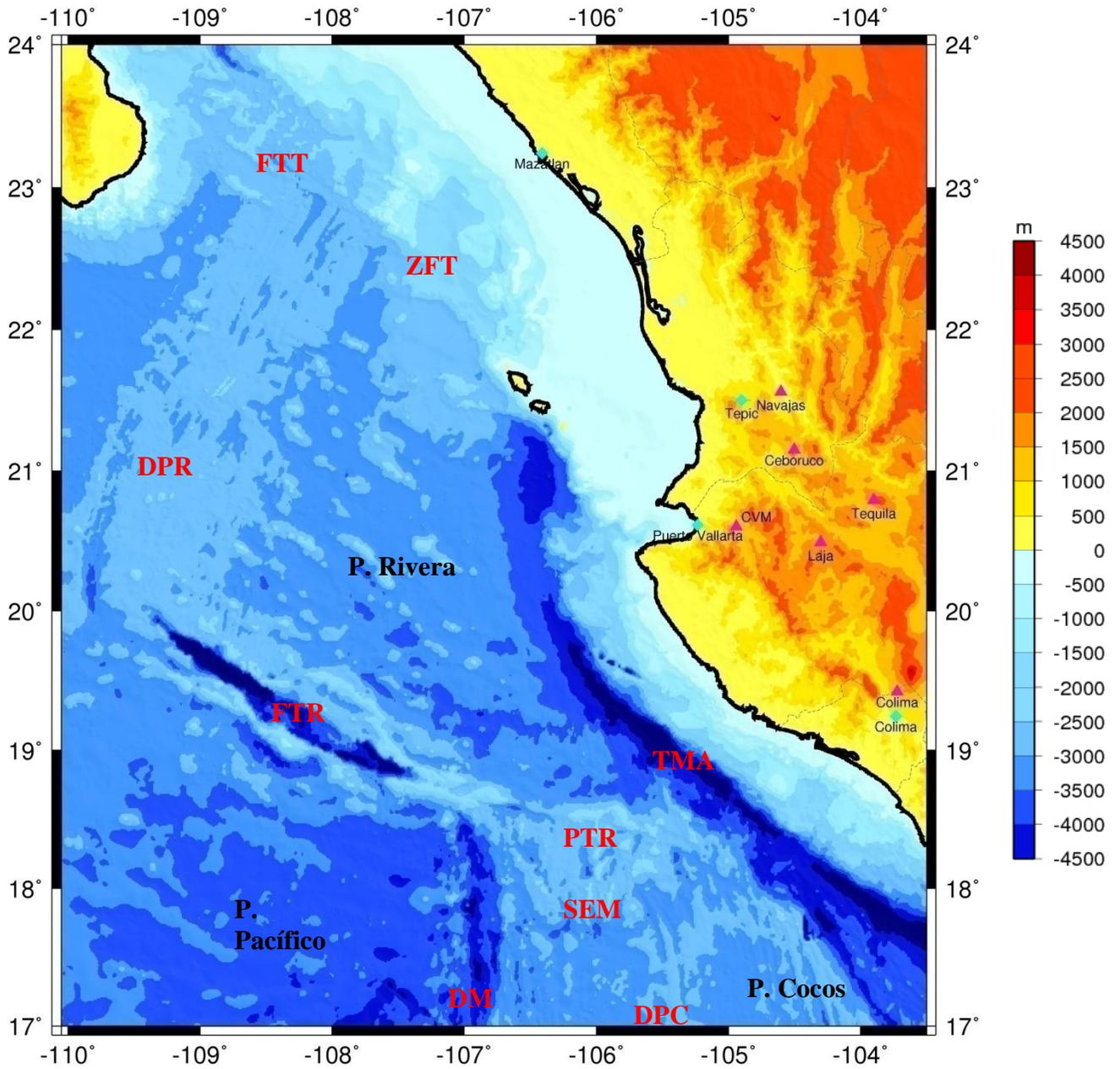


Figura 4.5 Mapa batimétrico de la zona de estudio obtenido a partir de altimetría satelital (Sandwell y Smith, 1997). Los triángulos magenta representan volcanes, los diamantes cian representan ciudades. Dorsal Pacífico Rivera (DPR), Zona de Fractura de Tamayo (ZFT), Falla Transformada de Tamayo (FTT), Trinchera Mesoamericana (TMA), Paleotransformada de Rivera (PTR), Segmento de Expansión de Moctezuma (SEM), Depresión de Moctezuma (DM) y Dorsal Pacífico Cocos (DPC)

La figura 4.5 muestra el mapa topográfico con los datos del satélite. El mapa batimétrico obtenido muestra, en forma regional, algunas estructuras:

- De los 20° a 23°N de latitud y 110°W se puede observar la Dorsal del Pacífico – Rivera (DPR) que marca el límite entre la placa de Rivera y la placa del Pacífico con profundidades que oscilan entre los 2000 y 2500 m. La morfología de la placa de Rivera (lado este de la dorsal) parece presentar una mayor cantidad de estructuras submarinas en comparación con la placa del Pacífico. Esto se debe probablemente al régimen de deformación que ha sufrido la placa de Rivera.
- Al sur de la Dorsal del Pacífico-Rivera se encuentra la Falla Transformada de Rivera (FTR) orientada NW-SE, cuya profundidad que van desde los 2500 hasta 4500 m de profundidad. La falla termina cerca de los 106°W, donde comienza la Zona de Fractura de Rivera (Bandy et al., 2008) e inicia la Paleotransformada de Rivera (PTR). La falla Transformada de Rivera presenta la máxima profundidad antes de alcanzar su intersección con la Depresión de Moctezuma (*DM*) que presenta una profundidad de 4000 a 4500 m.
- A los 106°W de longitud, y orientado en dirección norte-sur, se localiza el Segmento de Esparcimiento de Moctezuma (SEM) con profundidad promedio de 2000m, este segmento de esparcimiento se considera parte de la Dorsal del Pacífico. Existe una controversia si esta estructura forma parte del límite de la placa de Rivera con la placa de Cocos o de la placa de Cocos con la del Pacífico.
- Al acercarse al continente entre la placa de Rivera y la placa de Norteamérica al sur de los 20° de latitud se observa una franja estrecha que presenta profundidades superiores a los 4000 m donde se localiza la trinchera Mesoamericana (TMA) que marca el límite entre ambas placas. A los 21°N donde se marca el termino de la Trinchera Mesoamericana se localizan el Escarpe de las Tres Marías y la Zona de Fractura de Tamayo (ZFT) que se consideran el límite entre la placa de Norteamérica y la placa de Rivera.
- Al NW de la Dorsal del Pacífico por encima de los 22.5° se localiza la falla Transformada de Tamayo (FTT) que forma parte del sistema de fallas que separa la Península de Baja California de la placa de Norteamérica, donde se presenta un movimiento lateral derecho que ha dado lugar a la apertura del Golfo de California.

De la figura 4.5, también se observa que hacia la parte sur de la placa Rivera se presentan las mayores profundidades y conforme nos dirigimos al norte observamos estructuras más someras. Cabe destacar que en la región de las Islas Marías se observa una zona plana o terraza bien desarrollada de 500 a 1000 m de profundidad que une dichas islas con la costa de occidental de México, la cual no se mantiene hacia el sur donde se localiza la Trinchera Mesoamericana cuya área de extensión es mucho menor.

De los 17.5° a 18.5°N y de los 107° a los 104.5° W no se observa ninguna estructura batimétrica bien definida, pero se observan estructuras más someras de 1000 a 2000 m de profundidad, esta región es importante debido a que es la zona donde se marca el posible límite entre la placa de Cocos y la placa de Rivera, esta zona ha sido motivo de polémica de diversos autores respecto a la existencia y tipo de límite presente.

Cabe destacar que se consultó el archivo NGDC, el cual contiene una recopilación de datos de batimetría multihaz recolectados por diversas campañas marinas (<http://map.ngdc.noaa.gov/website/mgg/multibeam/viewer.htm>). En la figura 4.6 se muestran las áreas cubiertas por las diversas campañas oceanográficas. Con base en esta figura se determinaron dos razones para no utilizar datos de batimetría multihaz:

- 1) Los mecanismos focales se localizan en su mayor parte en zonas no cubiertas por datos de batimetría multihaz, independientemente de que existe incertidumbre en sus localizaciones.
- 2) La batimetría satelital proporciona un nivel de detalle aceptable con el objetivo de este trabajo.

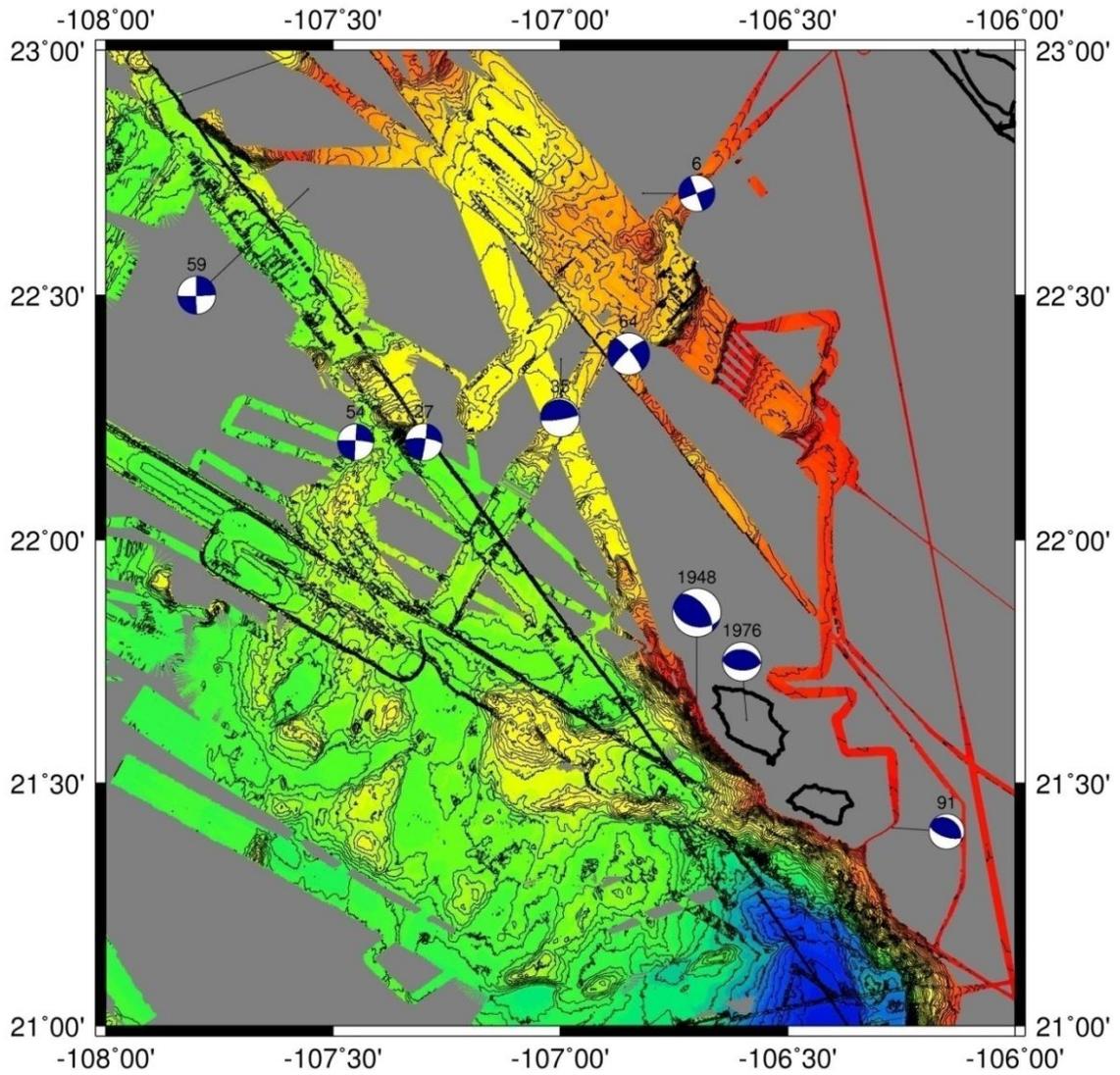


Figura 4.6 Mapa batimétrico construido con batimetría multihaz (datos tomados de <http://map.ngdc.noaa.gov/website/mgg/multibeam/viewer.htm> ) con mecanismos focales en color azul.

# 5. ANÁLISIS DE RESULTADOS

---

En este capítulo se presenta un análisis de los resultados obtenidos a lo largo de este trabajo. Dicho análisis se divide en dos partes: La primera se enfoca en la sismicidad de la zona y la segunda, en los polos de rotación.

## **5.1. Análisis de la Sismicidad**

### **5.1.1 Mecanismo focal del sismo de 4 de diciembre de 1948.**

A partir de las tablas 4.3 y 4.4 se generaron dos opciones de mecanismos focales, los cuales se muestran en la figura 5.1 y 5.2, respectivamente. En la tabla 5.1 se proporciona la solución de dichos mecanismos. Ambas soluciones conservan la misma solución general: un mecanismo de falla inversa de alto ángulo con los ejes de compresión (eje P) orientados NE-SW. También se observa que dicho mecanismo no está bien restringido debido a las siguientes razones: Baja cantidad de información obtenida y nula cobertura en el rango de azimut de 180° a 270°.

En esta solución se considera como plano de falla, el plano nodal que buza al noreste. Esta consideración se realizó con base en las características geológicas del Escarpe de las Tres Marías y el trabajo de Brown et al. (artículo no publicado).

Un modelo de capas más detallado definiría un valor menor de inclinación en el plano de falla. Sin embargo, la estación Mérida limita el valor en dicha inclinación. Por esta razón se considera que el modelo de capas utilizado es aceptable.

Tabla 5.1 Soluciones al mecanismo focal

Valor de velocidad en la fuente	Plano 1			Plano 2		
	Rumbo	Echado	Deslizamiento	Rumbo	Echado	Deslizamiento
6.0 km/s	322°	56°	132°	108°	40°	50°
6.6 km/s	316°	54°	126°	108°	40°	46°

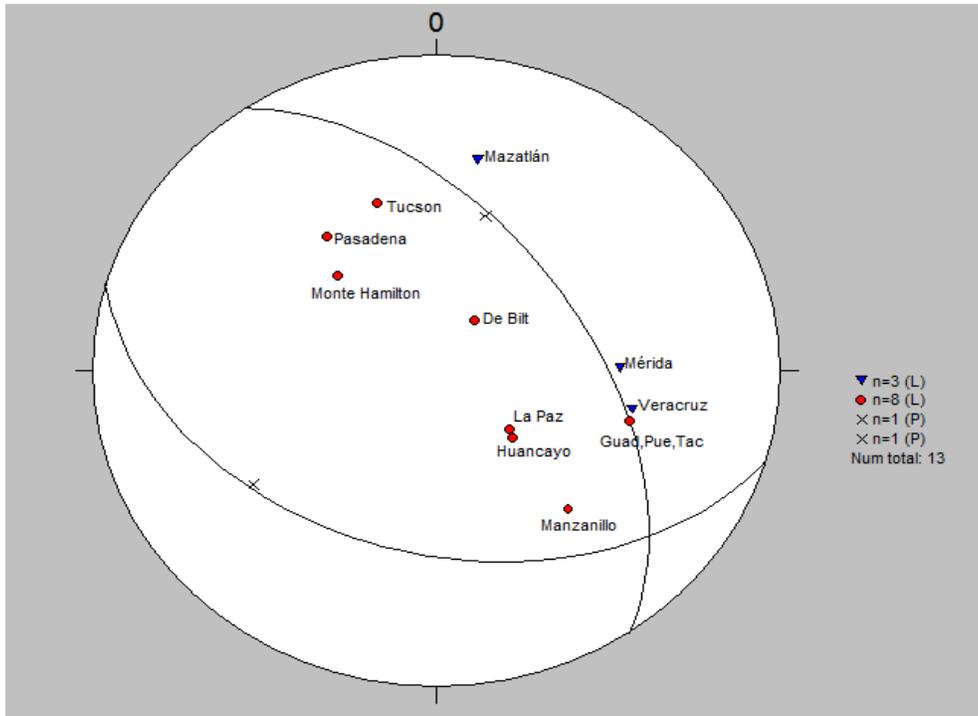


Figura 5.1 Mecanismo focal con velocidad en la fuente de 6 km/s (granito). Los triángulos azules representan dilataciones. Los puntos rojos indican compresiones y las cruces, los polos de los planos nodales.

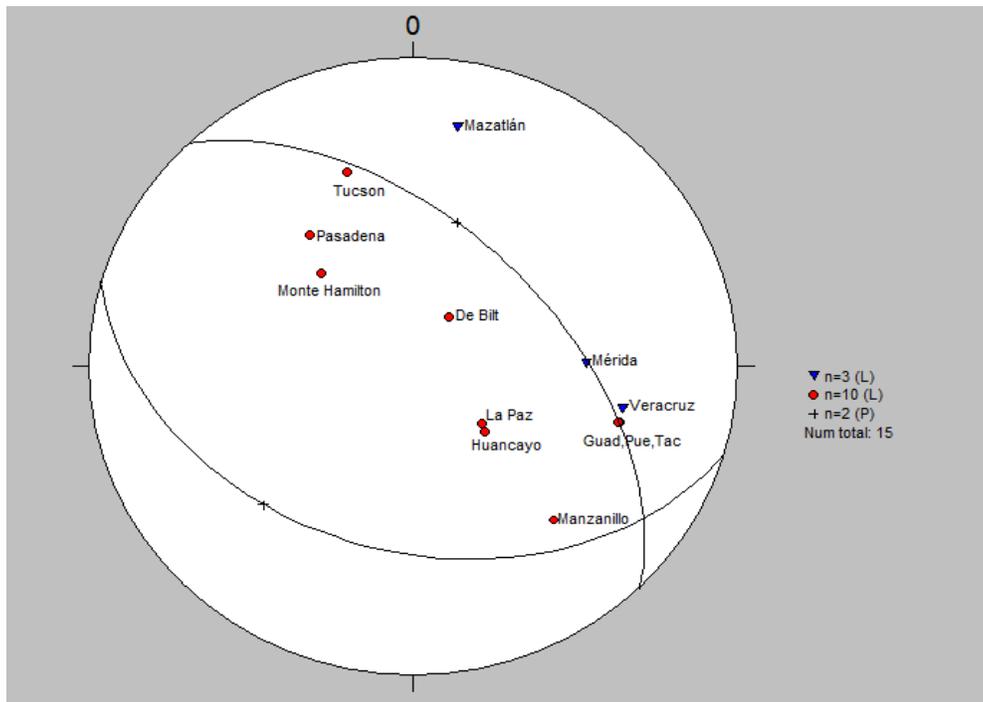


Figura 5.2 Mecanismo focal con velocidad en la fuente de 6.6 km/s (dioritas). Los triángulos azules representan dilataciones. Los puntos rojos indican compresiones y las cruces los polos de los planos nodales.

### **5.1.2 Análisis de los Mecanismos Focales entre la placa de Rivera y la placa de Norteamérica**

Una vez establecida la solución de mecanismo focal del sismo del 4 de diciembre de 1948, el sismo más grande registrado en la región (Ms 6.9), se incluyeron los mecanismos proporcionados por GCMT y el propuesto por Goff et al. (1987). Estos se pueden observar en el mapa C-1 del anexo C.

DeMets y Stein (1990) proponen que la sismicidad presente a lo largo del Escarpe de las Tres Marías y en la Zona de Fractura de Tamayo, son zonas con características que se pueden asociar con el movimiento entre las placas de Rivera y Norteamérica. Con esta propuesta se analizaron los sismos con mecanismo focal que han ocurrido en la zona (mapa C-1, anexo C).

La figura 5.3 representa una vista tridimensional de los rasgos batimétricos. Esta figura tiene los siguientes propósitos:

- Facilitar la visualización de los datos batimétricos y los datos sísmicos.
- Asociar rasgos batimétricos a posibles estructuras geológicas.
- Asociar mecanismos focales a rasgos batimétricos.
- Descartar sismos que no estén relacionados con el movimiento entre las placas de Rivera y Norteamérica.

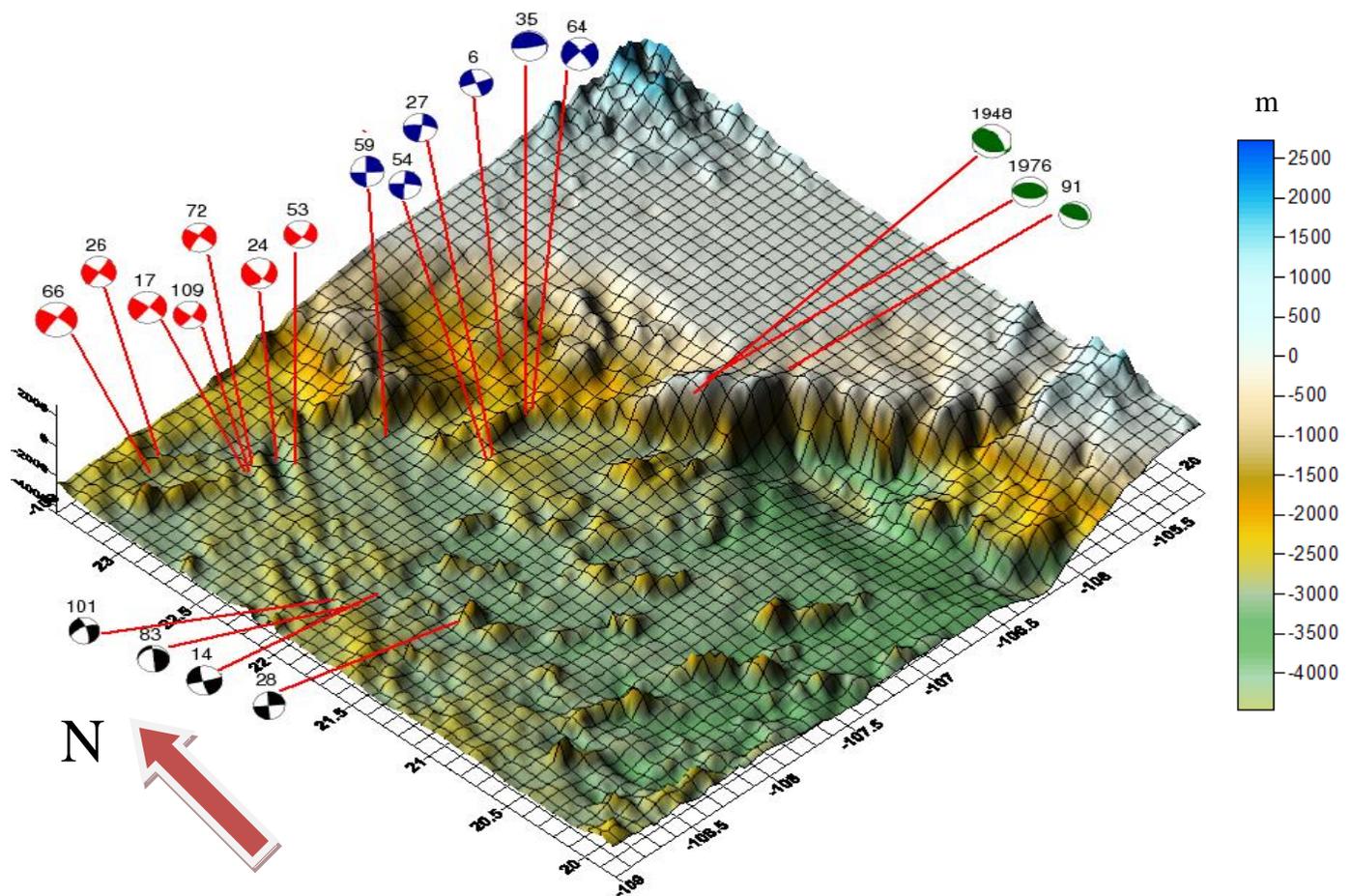


Figura 5.3. Mapa batimétrico 3D con mecanismos focales sectorizados. Sismos localizados a lo largo de la Dorsal Pacifico Rivera denominado grupo 1 (negro); sismos localizados a lo largo de la Falla Transformada de Tamayo y a la Dorsal de Alarcón denominado grupo 2 (rojo); sismos localizados a lo largo de la Zona de Fractura de Tamayo denominado grupo 3 (azul); Sismos localizados a lo largo del Escarpe de las Tres Marías grupo 4 (verde).

Independientemente de la incertidumbre en la localización de los sismos, estos se integraron en cuatro grupos principales que se pueden asociar a estructuras geológicas diferentes:

- a) El primer grupo mostrado, color negro, asociados a la Dorsal Pacifico-Rivera, se observa en una serie de altos batimétricos casi paralelos orientados NE-SW. Los mecanismos presentes consisten de mecanismo de falla normal (esperados en dorsales). Hay, además, dos sismos con fallamiento lateral.

El primero de ellos, es el mecanismo número 14, la orientación de los ejes de tensión coincide con la dirección de expansión del fondo oceánico. Por tal motivo, probablemente está asociado también con la actividad de la Dorsal Pacifico-Rivera.

El segundo, el mecanismo número 28, es denominado anómalo debido a que la orientación de sus ejes de tensión difiere de la de los demás mecanismos asociados a la dorsal. La localización de este mecanismo es crucial para su correcta interpretación. Si suponemos el mismo criterio de los ejes de tensión, puede interpretarse como una pequeña dorsal perpendicular a la Dorsal Pacífico-Rivera, apoyando la hipótesis de una zona de extensión propuesta por Lonsdale (1995). Sin embargo, con este nivel de batimetría, no se observa un rasgo batimétrico claro que apoye esta hipótesis. Otra posibilidad es que el sismo refleja la deformación interna de la placa. Debido a la incertidumbre en la localización y a que no contamos con la suficiente información, no es posible dar una interpretación fidedigna del origen de este sismo.

- b) El segundo grupo, mostrado en color rojo, asociado a tres características geológicas relacionadas principalmente con el movimiento entre las placas de Norteamérica y Pacífico. Los mecanismos 26 y 66 están asociados a la Falla Transformada de Tamayo y a la Dorsal de Alarcón, se observan como dos altos batimétricos. Por su parte, los mecanismos 17, 24, 53, 72 y 109 están relacionados con la Falla Transformada de Tamayo y la Dorsal Pacífico-Rivera; en especial los sismos 24, 53 y 72 son los sismos que están asociados a ambas estructuras.
- c) El tercer grupo, mostrado en color azul rey, se localiza en la Zona de Fractura de Tamayo. La batimetría muestra que ésta es una región compleja desde el punto de vista morfológico. Sin embargo, podemos observar dos estructuras o altos batimétricos muy marcados en forma de crestas con orientación aproximada E-W.

La estructura norte (aproximadamente 23° N de latitud) marca el término de la Dorsal Pacífico Rivera. Cerca de esta estructura se localiza el sismo 59 que consiste de un sismo de falla lateral. Un segundo alto batimétrico ubicado al sur que parece ser la continuación del Escarpe de las Tres Marías. Entre ambos rasgos morfológicos se forma una depresión o valle. En estas dos últimas estructuras, se encuentran distribuidos 5 de los 6 sismos pertenecientes a este grupo, lo cual hace suponer que estos rasgos morfológicos están asociados directamente al movimiento relativo entre las placas de Rivera y Norteamérica.

- d) El cuarto grupo mostrado en color verde, representan fallas inversas y definen una zona de compresión localizada en un contraste muy marcado de un alto batimétrico que representa el Escarpe de las Tres Marías y un nivel muy bajo de batimetría al sur sur-este de las Islas Marías, donde termina la Trinchera Mesoamericana (zona de subducción). Dichos mecanismos presentan una orientación N NE-SW en sus ejes de compresión

Debido a lo anterior, se seleccionaron los sismos del grupo 3 (azul) y grupo 4 (verde) para comparar con los vectores de velocidad predichas por los diferentes polos de rotación entre las placas de Rivera y Norteamérica. Esto se describe con mayor detalle en la siguiente sección.

Los sismos ubicados al sur de los 20° de latitud, no se consideraron en esta figura pues claramente están asociados a la subducción de la placa de Rivera por debajo del bloque de Jalisco (Pardo y Suárez, 1993; 1995; Bandy et al., 1997; DeMets y Wilson, 1997; Pacheco et al., 1997; Hurtado Díaz, 2005). Sin embargo, estos sismos sí serán utilizados en el análisis de los polos de rotación en la siguiente sección.

## **5.2 Análisis de los polos de rotación**

### **5.2.1. Análisis de los polos de rotación publicados**

La primera etapa del análisis de esta sección consistió en el análisis de polos de rotación publicados por diversos autores y dos polos de rotación calculados en este trabajo; los pasos seguidos se describen con detalle en la metodología, en la Sección 4.2.

Los resultados del análisis de los polos de rotación en esta primera etapa se muestran en la tabla 5.2, donde se lista el autor del polo de rotación, la ubicación, velocidad angular propuesta, los errores cuadráticos medios y la diferencia o ancho del intervalo de confianza para la media y la varianza. Es claro que mientras el valor sea más pequeño, indica que el intervalo de confianza es más reducido y por consiguiente la desviación respecto a la media es menor.

Tabla 5.2. Resultados del análisis de los polos de rotación

Autor	Latitud	Longitud	Omega	ECM todos	ECM sub	ECM islas	ECM norte	Prom. $\Delta$	dif varianza
DeMets94	22.8	-109.4	1.8	46.180	6.9659	14.0650	74.372	29.854	2449.108
Lonsdale95	21.8	-107.8	4	17.858	9.1507	5.66595	27.142	14.17	233.084
Bandy97	21.87	-109.58	4.34	32.766	6.5572	9.41156	52.616	19.609	1359.616
Tesis1	20.5	-107.7	5.73	33.071	11.335	57.5891	33.291	24.044	1017.21
Tesis2	19.8	-107.5	7.69	43.312	22.605	76.0383	38.926	34.241	1387.873

DeMets94 corresponde al polo propuesto por DeMets et al. (1994)

Lonsdale95 corresponde al polo propuesto por Lonsdale (1995)

Bandy97 corresponde al polo propuesto por Bandy et al. (1997)

Analizando por partes encontramos lo siguiente:

En el caso de los sismos relacionados con el proceso de subducción por debajo del Bloque de Jalisco, el polo que proporciona el mejor ajuste es el publicado por Bandy et al. (1997), sin embargo, la diferencia entre los publicados por DeMets et al. (1994), Lonsdale (1995) y el calculado en este trabajo, es muy pequeña.

Bajo la suposición de los planos de falla previamente explicada en la sección 4.2.3, el polo de rotación publicado por Lonsdale (1995) proporciona el mejor ajuste a los sismos asociados a la zona de las Islas Marías y los ubicados al norte de ellas (distribuidos a lo largo de la Zona de Fractura de Tamayo). A su vez es el polo de rotación que presenta el mejor

ajuste para todos los sismos considerados en este trabajo relacionados con el movimiento entre las placas de Rivera y Norteamérica.

Además, realizando un análisis estadístico se observa que el polo publicado por Lonsdale (1995) proporciona el valor más pequeño de intervalo de confianza (diferencia entre el límite superior e inferior) y por consiguiente, este polo es el más confiable estadísticamente.

La columna número 9 (Prom  $\Delta$ ) está calculada como el promedio del valor absoluto de la diferencia entre el valor predicho por el polo y la dirección de deslizamiento del sismo. En ella se observa que la ubicación del polo de Lonsdale (1995) es el que proporciona el mínimo valor de dicho grupo de polos para los 16 eventos analizados.

En los mapas C-3 al C-7 del anexo C se muestra la comparación entre los distintos polos de rotación con sus respectivas líneas de flujo que indican el movimiento relativo de la placa de Rivera (móvil) con respecto a la placa de Norteamérica (fija) y los vectores de deslizamiento de los sismos considerados en este análisis.

Una conclusión previa de este análisis es que ninguno de los polos de rotación se ajusta a todos los vectores de deslizamiento de los sismos con mecanismos focales presentados. Por lo cual, en la siguiente etapa se analiza una malla generada para proponer una zona donde se ubique el polo de rotación que ajuste a la muestra de sismos.

## 5.2.2 Análisis de la malla de polos de rotación generada

Como se mencionó en la sección anterior, este subcapítulo está dedicado al análisis de la malla propuesta para encontrar una región donde se acote la ubicación del polo de rotación que proporcione el mejor ajuste a la muestra de sismos. Este análisis se realiza tomando en cuenta dos criterios: error cuadrático medio y un análisis estadístico. Con la tabla 5.2 que presenta los ECM se restringió la distribución de la malla.

### 5.2.2.1 Análisis estadístico

Se realizó un análisis estadístico para determinar el mejor polo, estadísticamente significativo. Un criterio para escoger un determinado estimador de un parámetro  $\theta$  es tomar aquel que muestre, en promedio (media), el menor error en la estimación. Pues el objetivo es penalizar igualmente los errores, que podríamos establecer como cantidad a minimizar la esperanza de la diferencia entre el estadístico  $T$  y el parámetro  $\theta$  (en valor absoluto para impedir que los errores por defecto y por exceso se anulen mutuamente); es decir,  $E = [|T - \theta|]$ .

Este efecto de anulación se observa claramente en la figura 5.4a, y en la figura 5.4b se observa la media muestral obtenida con el valor absoluto de la diferencia entre la dirección del vector deslizamiento y la dirección de la velocidad predicha por cada polo de la malla.

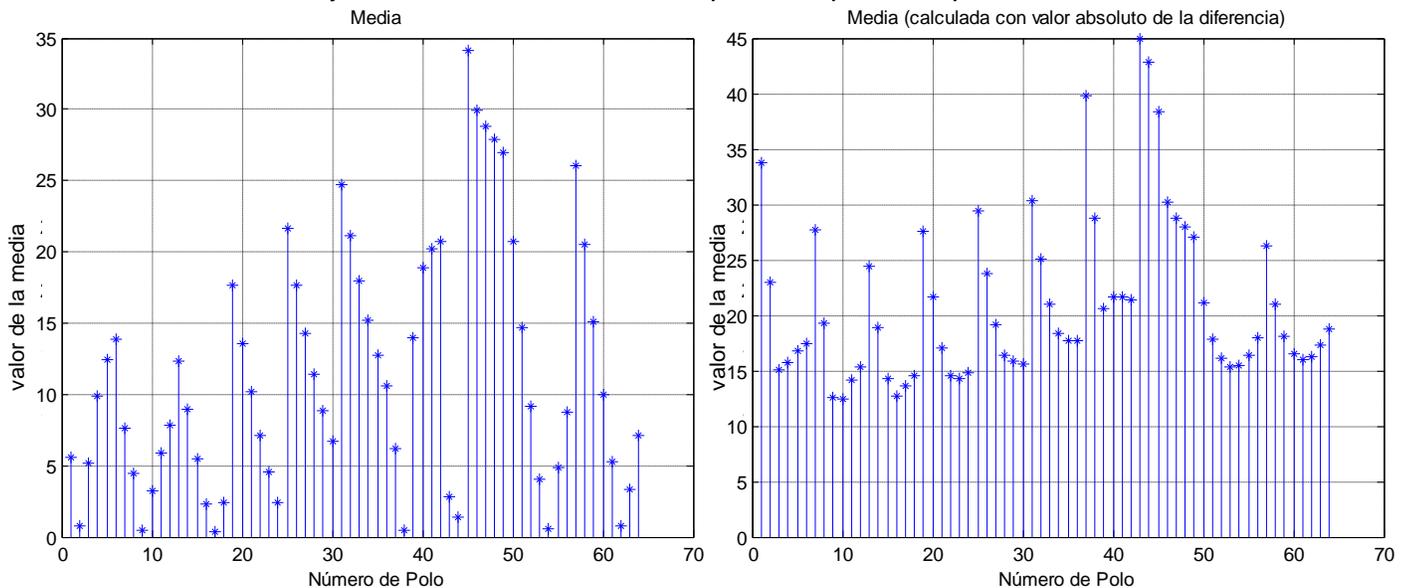


Figura 5.4. Izquierda (a) Valor de la media muestral en grados para la diferencia entre los vectores deslizamiento y velocidad para los 64 polos de rotación que conforman la malla. Derecha (b) Valor de la media muestral obtenida considerando el valor absoluto de las diferencias.

De la gráfica 5.4b se observan varios mínimos locales, por lo cual, se cálculo la varianza muestral de cada polo para eliminar opciones de polos de rotación. Con esto, se realizó una elección preliminar de polos que presentarán en promedio el menor valor de error y el menor valor de varianza muestral (figura 5.5b) calculada con el valor absoluto de la diferencia.

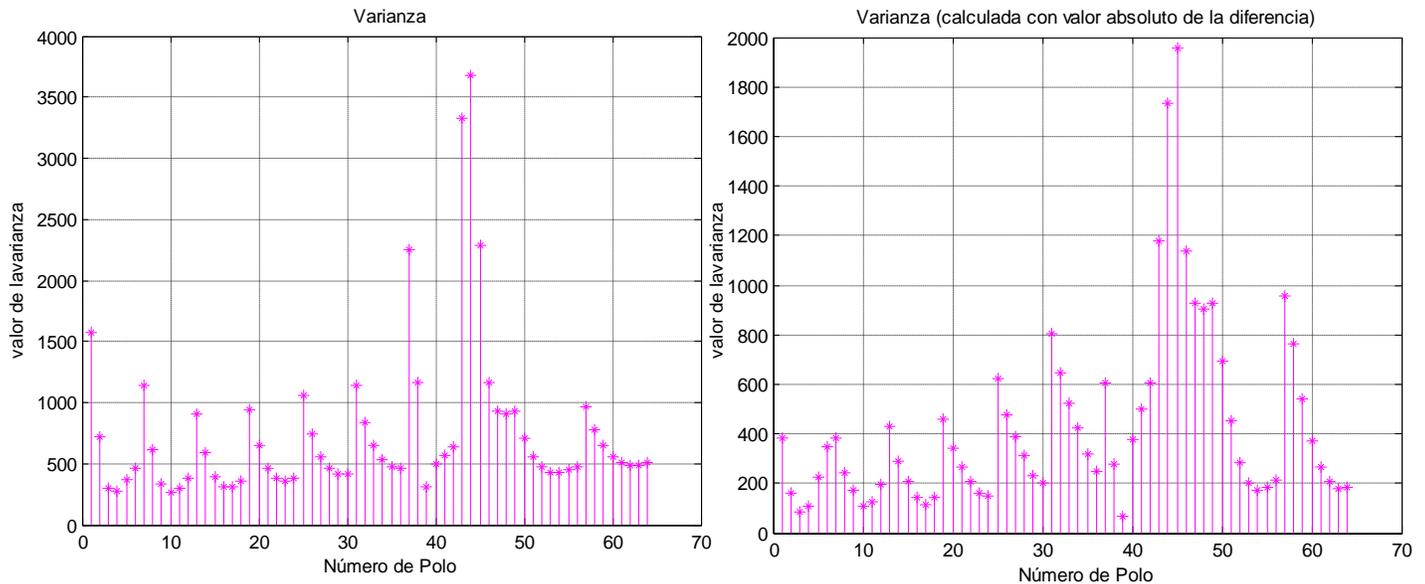


Figura 5.5. Izquierda (a) Valor de la varianza muestral para la diferencia entre los vectores deslizamiento y velocidad para los 64 polos de rotación que conforman la malla. Derecha (b) Valor de la varianza muestral obtenida considerando el valor absoluto de las diferencias.

Utilizando las gráficas 5.4b y 5.5b, el criterio fue una media muestral menor a  $20^\circ$  con varianza muestral menor a 200 Los polos preliminares son: 3, 4, 9, 10, 11, 12, 15, 16, 17, 18, 22, 23, 24, 30, 53, 54, 55, 56, 62, 63 y 64.

Para complementar este análisis preliminar, se realizó un análisis utilizando intervalos de confianza. Se llama intervalo de confianza a un par de números entre los cuales se estima que estará cierto valor desconocido con una determinada probabilidad de acierto. Formalmente, estos números determinan un intervalo, que se calcula a partir de datos de una muestra, y el valor desconocido es un parámetro poblacional. La probabilidad de éxito en la estimación se representa por  $1 - \alpha$  y se denomina nivel de confianza. En estas circunstancias,  $\alpha$  es el llamado error aleatorio o nivel de significación; esto es, una medida de las posibilidades de fallar en la estimación mediante tal intervalo. A partir de esta definición se calcularon intervalos de confianza para el valor esperado (media poblacional) del error y su varianza poblacional. Los resultados se muestran en la figura 5.6.

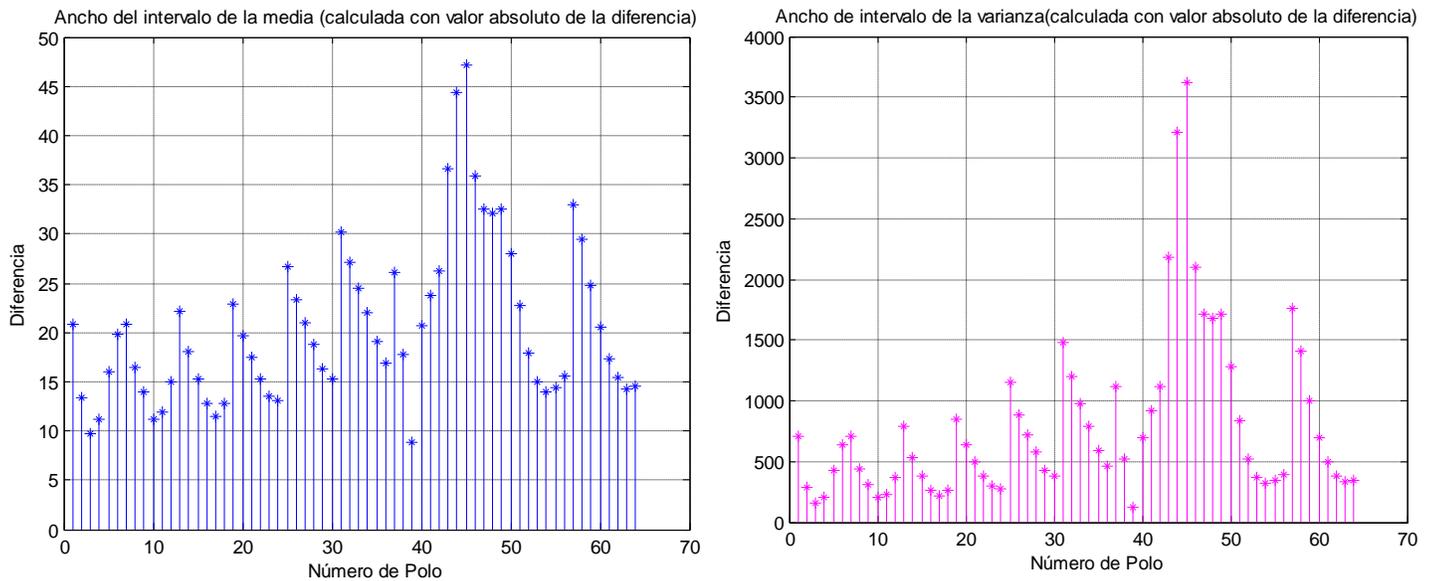


Figura 5.6. Intervalos de confianza para la media poblacional (izquierda) y para la varianza poblacional (derecha).

De los intervalos de confianza se seleccionaron los que presentaran intervalos de confianza más estrechos de manera conjunta con la media poblacional y la varianza poblacional. Los polos seleccionados son los número: 2, 3, 4, 9, 10, 11, 16, 17, 18, 23, 24, 39 y 54.

La selección final de este análisis estadístico, combinando ambos métodos, da como resultado los polos número: 3, 4, 9, 10, 11, 16, 17, 18, 23, 24 y 54.

Aunque este operador resulta razonable, presenta el inconveniente de que la función valor absoluto es complicada de manejar desde un punto de vista matemático. Por dicha razón suele utilizarse el error cuadrático medio (ECM) de un estimador. El cual se analiza en la siguiente sección.

### 5.2.2.2 Análisis del error cuadrático medio

La segunda etapa del análisis de los polos consiste en comparar el error cuadrático medio. Esto se debe a que una propiedad del ECM es que puede descomponerse como la suma de dos componentes: la varianza del estimador más su sesgo al cuadrado: Por tanto, en el caso de comparar diversos estimadores centrados de un parámetro  $\theta$ , el ECM coincidirá con sus varianzas. Con lo que el estimador con menor ECM coincidirá con el de menor varianza.

La gráfica de la figura 5.7 muestra la comparación entre los ECM para las tres zonas en las cuales se dividió el área de estudio para los 64 polos propuestos en la malla: La zona de subducción por debajo del bloque de Jalisco (color azul), el Escarpe de las Tres Marías (color rojo) y la zona de Fractura de Tamayo (denominada norte de las Islas Marías en color magenta).

El primer paso de esta sección, consiste en analizar de manera independiente el ajuste de cada punto (polo) de la malla. La primera zona de análisis es la zona de subducción, donde se observa en términos generales que la dirección (azimut) del vector velocidad de todos los polos propuesto presenta un ajuste aceptable con relación a la dirección el vector deslizamiento, por lo tanto, no se observan diferencias muy contrastantes en esta región, salvo en los polos que van del número 37 al polo 47.

En contraste, en la región de las Islas María y la Zona de Fractura de Tamayo se observan mayores diferencias entre las direcciones de ambos vectores. La primera zona en cuestión es la de las Islas Marías (color rojo), en ella se observa que los valores más altos se obtienen en el rango del polo 19 al polo 48, después disminuyen, para incrementarse nuevamente en el rango del polo 54 al polo 57.

En la zona de Fractura de Tamayo se observa una mayor variabilidad en el ajuste entre ambos vectores. Los valores de ECM son mayores en comparación con los observados en la zona de las Islas Marías y en la zona de subducción. Esta variabilidad complica el análisis, a pesar de esto, los polos ubicados en el rango del polo 40 al polo 50 y del polo 58 al polo 60 son descartados.

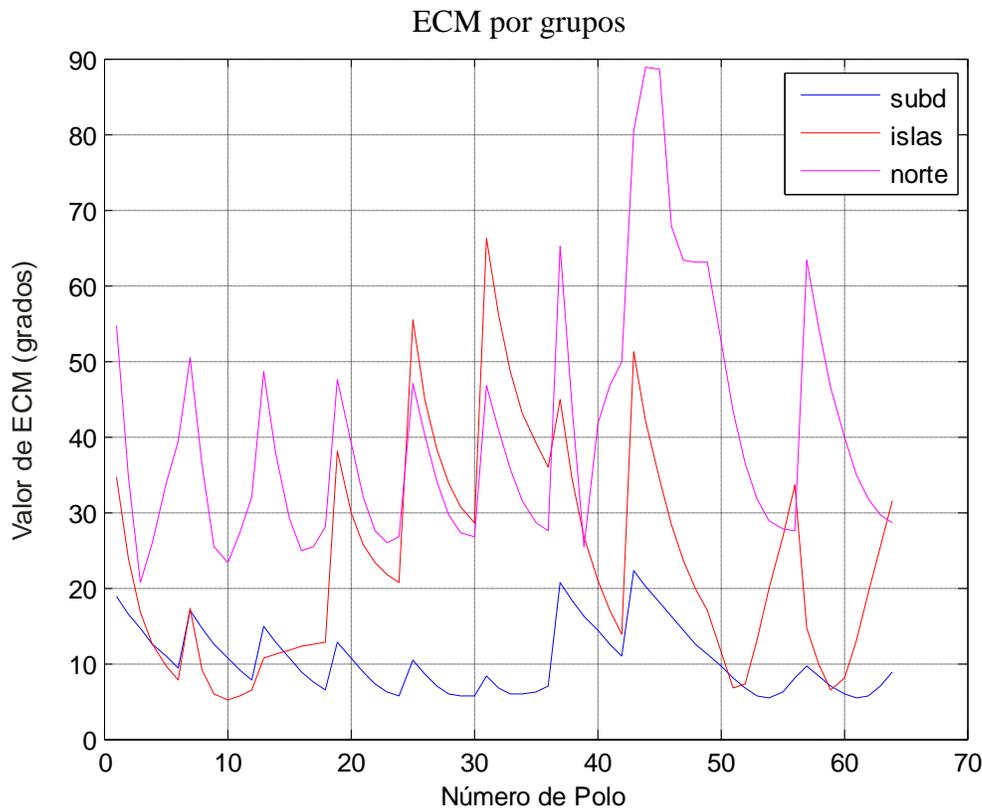


Figura 5.7 Comparación del error cuadrático medio (ECM) para los 64 polos propuestos en la zona de subducción (subd), Islas Mariás (islas) y Zona de Fractura de Tamayo (norte).

De lo anterior se confirma que no existe un polo que ajuste a todos los vectores de deslizamiento de los sismos ocurridos para todas y cada una de las tres regiones. El mayor problema en el ajuste se presenta en la Zona de Fractura de Tamayo, de tal manera que la incertidumbre y los errores de localización de los sismos que se distribuyen en esta zona afectan notablemente el valor del ECM. Es claro que una buena localización de los epicentros es crucial para determinar el polo de rotación.

Debido a que el objetivo del trabajo es tener una visión regional del movimiento de la placa de Rivera respecto a Norteamérica, el siguiente paso consiste en analizar en conjunto las tres regiones y no únicamente de manera individual. Recurriendo nuevamente a la figura 5.7, observamos que el menor error se obtiene en el rango del polo 3 al polo 18.

En la figura 5.8 se muestra el valor del ECM calculado considerando todos los sismos y con ello se facilita la selección de los polos al eliminar la variabilidad observada en la gráfica 5.7.

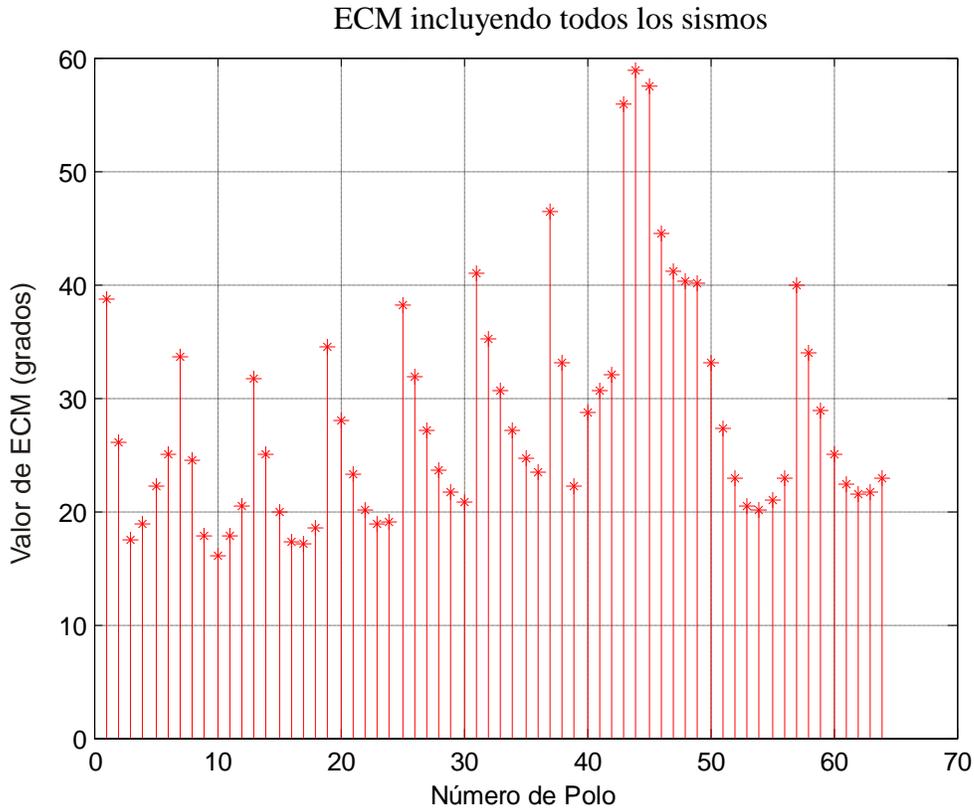


Figura 5.8. Comparación del error cuadrático medio considerando el conjunto de 16 sismos.

Considerando el valor de ECM presentado en la figura 5.8, se seleccionaron los polos de rotación con valor de ECM menor a 20 como los preferenciales y son los polos número: 3, 4, 9, 10, 11, 16, 17, 18, 23 y 24. El rango de valores coincide con el intervalo propuesto utilizando la figura 5.7, considerando las tres zonas en conjunto, a excepción del polo 23 y 24.

Finalmente, utilizando el análisis estadístico y el error cuadrático medio, el resultado final es que con excepción del polo 54 del análisis estadístico, el resto de los polos coinciden en ambos métodos. Por lo cual, los polos que mejor representan el movimiento relativo son: 3, 4, 9, 10, 11, 16, 17, 18, 23 y 24. Tomando como criterio final el ECM, el polo con el menor valor es el polo número 10. La ubicación de estos polos se muestra en la figura 5.9 en color verde, junto con la del polo de menor ECM mostrado en color azul oscuro.

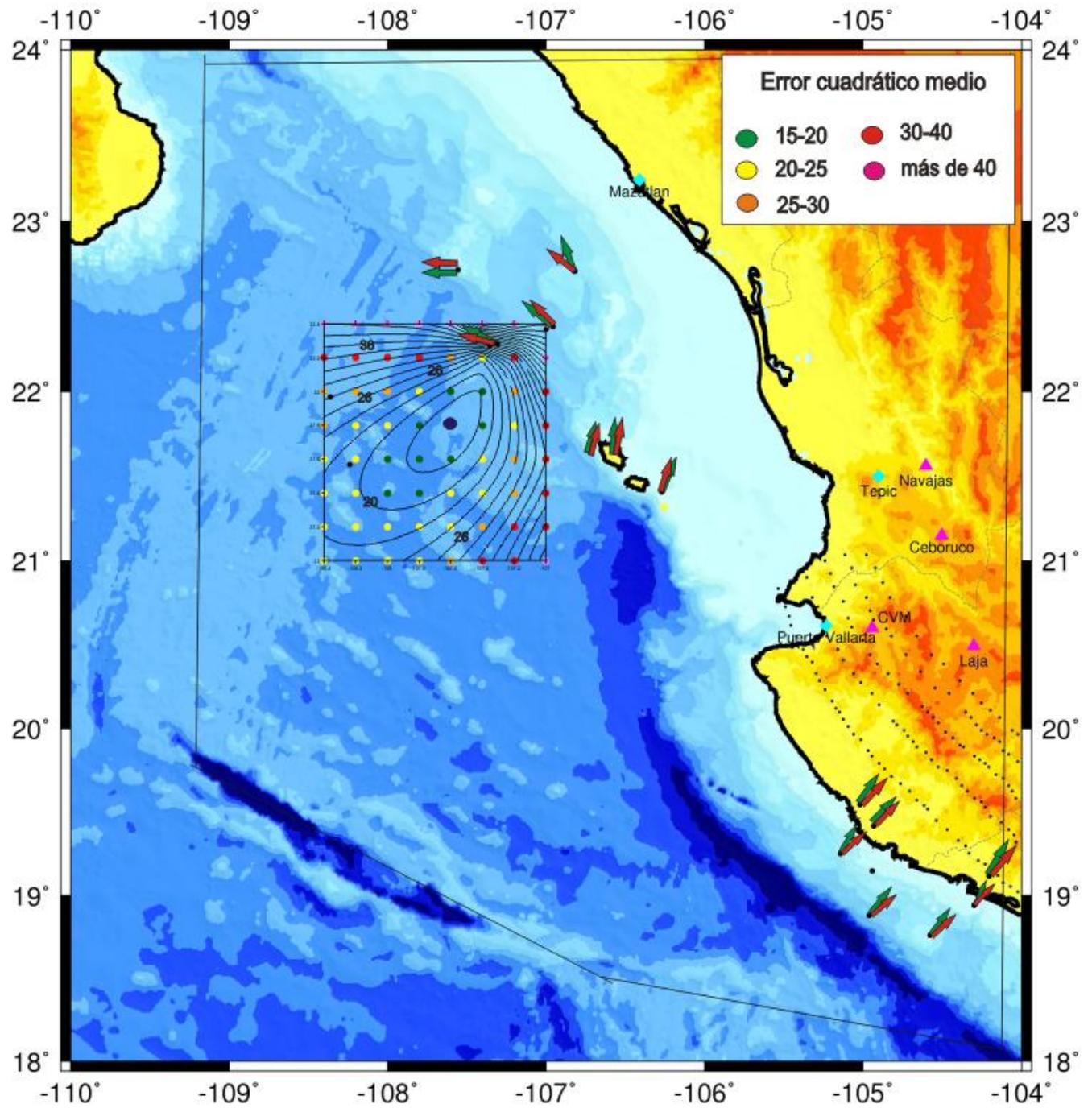


Figura 5.9. Localización de los polos de rotación de la malla generada. Las flechas rojas indican la dirección del vector de velocidad predicho por el polo de rotación con menor ECM (color azul oscuro), las flechas verdes señalan la dirección del vector deslizamiento de los sismos ocurridos en la región. Las líneas de contorno indican la manera en que se distribuye el error cuadrático medio, los polos contenidos dentro de la línea de contorno con el valor de 20 cumplen con el criterio propuesto de 95% de confianza.

### **5.2.3 Análisis del movimiento relativo placa de Rivera con respecto a la placa de Norteamérica**

Se obtuvo una región donde el vector deslizamiento cumple con el 95 % de confianza (delimitada por la línea de contorno de valor 20, figuras 5.9 y 5.10). Dentro de esta zona el polo de rotación con menor valor de ECM se localiza en  $21.8^{\circ}$  N,  $107.6^{\circ}$ W. Pero cualquier otro polo comprendido dentro de la línea de contorno de valor 20 (figura 5.9) presenta un buen ajuste en relación a la dirección de deslizamiento de los sismos ocurridos en esta región. Con la velocidad de rotación calculada con el procedimiento descrito en la sección 4.2.3, se obtienen los siguientes resultados (figura 5.10):

- a) El movimiento de la placa de Rivera con respecto a la placa de Norteamérica tiene lugar en sentido antihorario y con velocidad angular de  $5.34^{\circ}$  /m.y.
- b) La placa de Rivera converge de manera prácticamente perpendicular a la trinchera Mesoamericana frente a las costas de los estados de Jalisco y Colima, con dirección aproximada  $N40^{\circ}$ E a  $N50^{\circ}$ E a razón de 4.31 cm/yr (Bandy et al., 1997). Siendo congruente con la subducción presente en dicha región y con presencia de grandes sismos en la zona.
- c) Frente a Bahía de Banderas el polo de rotación seleccionado predice una convergencia oblicua en dirección  $N46^{\circ}$ E, con una disminución en la velocidad lineal, reduciéndose a 1.86 cm/yr. Este cambio en la dirección y la disminución en la tasa de convergencia podría explicar la baja actividad sísmica registrada en esta región o la posibilidad de que la magnitud de los sismos generados en esta zona sean de magnitud relativamente baja que no permitan ser registrados con claridad por las estaciones sismológicas, tal como lo proponen Rutz-López y Núñez-Cornú (2004). Estos autores plantean que en esta región existe un alto nivel de actividad sísmica, sin embargo, esta actividad está caracterizada por sismos de pequeña magnitud ( $2.6 < M_L < 5.4$ ), además, con base en la distribución de los hipocentros analizados en dicho trabajo, sugieren la posibilidad de una subducción oblicua. Por lo tanto, el resultado de este trabajo coincide con lo planteado por estos autores.

- d) En la región de las Islas Marías el movimiento relativo entre la placa de Rivera y el Escarpe de las Tres Marías es en dirección N15°E-N20°E. La convergencia es altamente oblicua en relación con la parte que existe hacia el extremo norte de la Trinchera Mesoamericana. Esto parece definir una región de compresión, mas no de subducción. Este movimiento relativo resulta en una zona de deformación que se observa como un contraste batimétrico comprendido entre 21.5° a 22.5° N y 106.5° a 107.5°W (figura 5.3 y 5.10). Esto concuerda con el levantamiento propuesto por Lonsdale (1995), de la Cresta de María Magdalena. Este resultado es lógico ya que el polo publicado por dicho autor y el de este trabajo son muy cercanos.

La tasa de convergencia en esta zona es de 0.89 cm/yr. Este valor de velocidad corresponde con lo que Kostoglodov y Bandy (1995) definen como el modelo de baja velocidad (0.6-1.7 cm/yr para el Escarpe de las Tres Marías) y no es consistente con lo propuesto por dichos autores, que con base en relaciones sismotectónicas apoyan el modelo denominado de “alta velocidad” (2.5-3.0 cm/yr para el Escarpe de las Tres Marías). Hay que hacer hincapié en este punto, el cálculo de la velocidad angular para el polo ubicado en 21.8° N, 107.6°W se realizó a partir de la velocidad lineal (tasa de convergencia) descrito en el artículo de Bandy et al. (1997). En la obtención de esta velocidad se hicieron una serie de suposiciones para establecer una tasa de convergencia confiable y que explican las discrepancias en el resultado obtenido en este trabajo y lo que dichos autores proponen. Las más importantes son:

- El gran sismo de Jalisco de 1932 “rompió” en la zona de interacción Rivera-Norteamérica (Singh et al., 1985; Pacheco et al., 1997) mientras que el sismo de Jalisco-Colima ocurrido el 9 de octubre de 1995, tuvo lugar en la frontera de la trinchera cerca del límite Rivera-Cocos (Pacheco et al., 1997), estos autores argumentan, tomando en cuenta la subsidencia observada, que el deslizamiento ocurrido en 1932 fue mayor que el observado en 1995.
- Un sismo no necesariamente representa el deslizamiento total de una placa respecto a otra. No existe garantía que en un sismo se libere toda la energía y que el deslizamiento promedio sea igual al deslizamiento real. En otras palabras, es posible que exista deslizamiento asísmico.

- Tenemos un conocimiento limitado de la actividad sísmica en la región en términos del tiempo geológico, para poder establecer un periodo de recurrencia con precisión. Nishenko y Singh (1987) argumentan que el periodo de recurrencia en esta región sea pobremente conocido, pues se han registrado grandes sismos en 1806 (M~7.5), 1818 (M~7.7) y 1900 (M~7.6).

A pesar de lo anterior, se decidió utilizar el valor obtenido bajo las suposiciones hechas por Bandy et al. (1997), debido a que no existe una forma directa de obtener la tasa de convergencia entre las placas de Rivera y Norteamérica (Minster y Jordan, 1979; DeMets y Stein, 1990; Bandy, 1992; Bandy y Pardo, 1994).

Retomando, la diferencia en nuestros resultados con respecto a los de Kostoglodov y Bandy (1995). La actividad sísmica observada en la zona del Escarpe de las Tres Marías, es baja con relación a la que se esperaría con una alta tasa de convergencia de 2.5 a 3 cm/yr. Por ello, apoyamos un bajo valor de tasa de convergencia, tal como el obtenido en este trabajo. La tasa de velocidad relativamente baja explicaría la ausencia y baja cantidad de sismos de magnitud importante en esa zona.

- e) Al norte de las Islas Marías (21.8°N) se encuentra la zona de Fractura de Tamayo. El movimiento relativo entre la placa de Rivera y la placa de Norteamérica ha sido motivo de controversia. En esta zona se observan cambios más bruscos en la dirección del movimiento que predice el polo de rotación propuesto. Como se adelantó en secciones previas, en esta zona no hay convergencia entre ambas placas, se presenta un movimiento lateral derecho con dirección W - N10°W a N50°W. Con un movimiento lateral derecho a una tasa de 0.54 a 0.95 cm/yr. La incertidumbre en las localizaciones y la complejidad de la morfología de la zona no permite establecer con exactitud la geometría de la falla en esta región. Se propone que existe una amplia zona de deformación dominada por un sistema de fallas en *echelon* (escalonadas) con un movimiento lateral derecho.

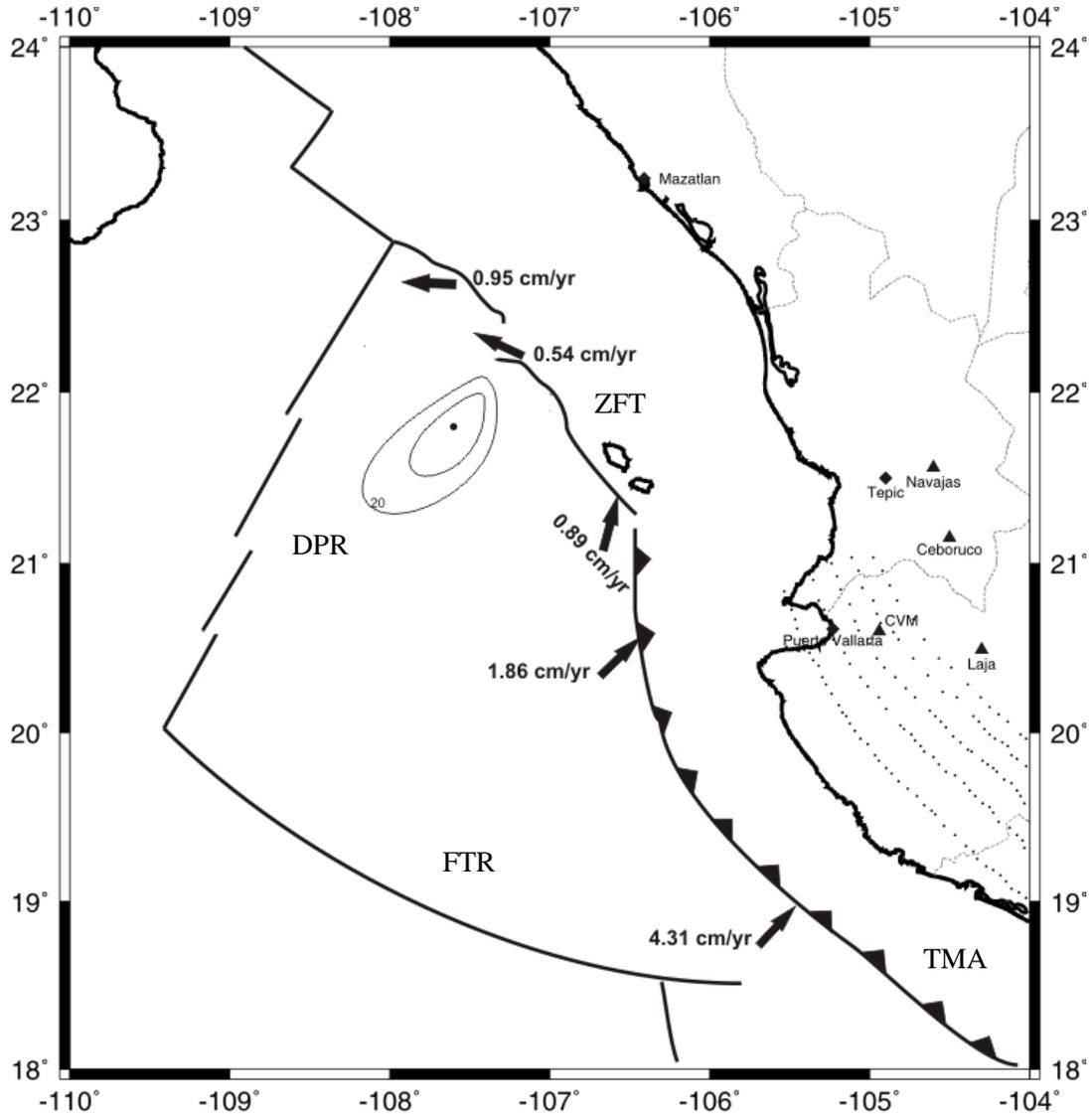


Figura 5.10. Ubicación del polo de rotación preferencial propuesto con línea de contorno de valor de ECM de 20. Las flechas indican tasa y dirección de la velocidad relativa de la placa de Rivera con respecto a la placa de Norteamérica. Triángulos indican volcanes, diamantes indican ciudades. Zona de Fractura de Tamayo (ZFT), Dorsal Pacífico Rivera (DPR), Trincheras Mesoamericanas (TMA), Falla Transformada de Rivera (FTR)

## 6. CONCLUSIONES

---

Las principales conclusiones obtenidas en este trabajo son las siguientes:

El sismo ocurrido el 4 de diciembre de 1948, es el sismo más grande ocurrido durante los últimos cien años en la región del Escarpe de las Tres Marías. Este evento debe estar relacionado con el movimiento relativo entre las placas de Rivera y Norteamérica. Basado en lecturas de primeros arribos de la onda P, este sismo presenta mecanismo de falla inversa de alto ángulo con ejes de presión orientados NE-SW. Este evento es similar a dos sismos ocurridos en años más recientes, los ocurrido el 9 de febrero de 1976, propuesto por Goff et al. (1987), y el 11 de febrero de 2007, reportado por el GCMT. Estos tres eventos establecen una región de compresión por debajo del Escarpe de las Tres Marías. Es difícil pensar que estén asociados a un mecanismo típico de subducción dado el alto ángulo de inclinación que presentan.

Los polos de rotación denominados Tesis 1 y Tesis 2, obtenidos en este trabajo de manera indirecta, no presentan un buen ajuste con respecto a la dirección de deslizamiento de los sismos ocurridos a lo largo de la frontera Rivera-Norteamérica. Esto se debe a los errores sistemáticos presentes durante la determinación del polo de rotación Pacífico-Norteamérica y Rivera-Pacífico; parte del problema es la migración de este último en función del tiempo (Bandy et al., 1998). Aunado a ello, los errores sistemáticos de ambos polos de rotación se suman al momento de inferir el polo de rotación Rivera-Norteamérica durante la suma de rotaciones, incrementando el valor del error.

Ningún polo de rotación ajusta perfectamente a todos los vectores de deslizamiento de los sismos en las márgenes de la placa Rivera. La mayor variabilidad se observa en la Zona de Fractura de Tamayo. Una buena localización de los sismos en esta zona es vital para determinar con precisión el polo de rotación entre las placas de Rivera y Norteamérica.

Para la obtención del polo de rotación no es suficiente el considerar únicamente los sismos correspondientes a la zona de subducción pues las diferencias existentes en el ajuste entre la dirección del vector deslizamiento y la predicha por el polo para distintas ubicaciones del polo de rotación son muy pequeñas como se observa en la figura 5.7.

El valor del error cuadrático medio de la diferencia entre la dirección del vector deslizamiento y la dirección del vector velocidad predicho por el polo de rotación, y que proporciona el polo de mejor ajuste, cambia y aumenta más rápido en dirección NE y cambia más lentamente en dirección SW. Esta observación sugiere que existe un polo con menor error al propuesto entre Rivera-Norteamérica al SW.

La ubicación del polo de rotación Rivera-Norteamérica obtenido en este trabajo yace muy cerca de la ubicación del polo de rotación propuesto por Lonsdale (1995), ~20 km al este. El polo de rotación que obtuvimos predice un movimiento en sentido antihorario. Este polo establece los siguientes movimientos relativos:

- Convergencia perpendicular de la placa de Rivera en la región del Bloque de Jalisco, es decir, frente a las costas de Jalisco y Colima.
- Una rotación antihoraria que favorece una convergencia oblicua hacia el norte.
- Convergencia de la placa de Rivera en la región del Escarpe de las Tres Marías y altamente oblicua con la región que marca el final de la Trinchera Mesoamericana.
- En la frontera norte de la placa Rivera, cerca de la Fractura de Tamayo, el polo predice un movimiento lateral derecho ESE-WNW.

En este trabajo se propone un área menor que la propuesta por polos publicado con anterioridad con un nivel de confianza del 95%, con un rango de error aproximado de  $1^\circ$  para el eje mayor, y de  $0.8^\circ$  para el menor (figura 5.9). Lo anterior cumple con un buen ajuste de la dirección de deslizamiento observada en los mecanismos focales de la zona de interacción Rivera-Norteamérica. Dentro de esta región también se define la ubicación del polo de rotación de mejor ajuste con respecto de los vectores de deslizamiento de los sismos.

La velocidad angular o de rotación es de  $5.34^\circ/\text{m.y.}$ , lo que implica una tasa de convergencia de  $4.31 \text{ cm/yr}$  frente a las costas de los estados de Colima-Jalisco y  $0.89 \text{ cm/yr}$  a lo largo del Escarpe de las Tres Marías. Estos valores, junto con la localización del polo, coincide con las tasas de movimiento relativo entre la placa de Rivera y Norteamérica que Kostoglodov y Bandy (1995) denominan modelo de baja velocidad. Sin embargo, es un valor aproximado por el hecho de estar basado en muchas suposiciones.

La incertidumbre en la localización epicentral de los sismos a lo largo de la Zona de Fractura de Tamayo no permite definir con precisión la geometría de la placa de Rivera y mucho menos un límite claro entre las placas de Rivera y Norteamérica. Sin embargo, el movimiento que predice el polo de rotación propuesto y la distribución de los sismos, sugiere una zona de deformación al oeste del Escarpe de las Tres Marías controlado por un sistema de fallas en *echelon* con movimiento relativo lateral derecho en la zona aledaña a la zona de Fractura de Tamayo.

# 7. RECOMENDACIONES

---

Durante la realización de este trabajo se identificaron muchas limitaciones en la cantidad y sobre todo en la calidad de los datos e información disponibles. Por lo cual, fue necesario hacer varias suposiciones durante el desarrollo de este trabajo. Varias de ellas pueden considerarse muy cuestionables. Por consiguiente hace falta mucho trabajo por hacer y análisis posteriores para comprender la evolución tectónica, geometría y movimiento actual de la placa de Rivera, algunas propuestas son:

Establecer una estación sismológica en las Islas Marías para contar con una estación cercana a esta zona aumentando la cobertura azimutal y así, junto con las estaciones de Isla Socorro, Mazatlán, Chamela, La Paz y Ahuacatlán, contar con mínimo seis estaciones que permitan mejorar la localización de los sismos y obtener registros que permitan calcular mecanismos focales para sismos de magnitud Mw 4.5. Como se mencionó con anterioridad, la sismicidad es muy baja en esta región.

Otra posibilidad es establecer una red temporal de sismógrafos que incluya la zona de las Islas Marías, Nayarit, Sinaloa y Baja California Sur que permita calcular más mecanismos focales que brinden mayor información del deslizamiento de los sismos que ocurren en esta región y restringir aún más una zona donde se localice el polo de rotación entre las placas de Rivera y Norteamérica

Realizar un estudio más detallado de la zona con ayuda de batimetría multihaz que cubra la zona de Fractura de Tamayo y el Escarpe de las Tres Marías. Para obtener mayor detalle de los rasgos morfológicos del suelo marino.

Instalar una red de sismógrafos submarinos, denominados OBS, en la frontera norte RIV-NAM. Que permita monitorear y caracterizar la sismicidad, que ayude a definir una posible geometría de la placa de Rivera.

Hacer un perfil o serie de perfiles gravimétricos marinos que ayuden a establecer estructuras geológicas con mayor detalle, pues la altimetría satelital actúa como un filtro de continuación ascendente que realza las características regionales y atenúa las altas frecuencias que se asocian a rasgos estructurales más pequeños y que permiten obtener mayor detalle.

Integrar los datos de otras redes como la Red Sismológica Telemétrica del Estado de Colima (RESCO), de la Red Sísmica del Noroeste de México (RESNOM) ubicada en la porción norte de Baja California, la Red Sísmica de Banda Ancha (RESBAN) que monitorea la sismicidad regional que ocurre en el Golfo de California y la Red Acelerométrica del Noroeste de México (RANM) desplegada en la zona norte de Baja California, para contar con mayor cantidad de información de la actividad sísmica de la región.

# BIBLIOGRAFÍA

---

- Atwater, T. (1970). Implications of Plate Tectonics for the Cenozoic Tectonic Evolution of Western North America. *Bull. Geol. Soc. Am.* 81, 3513-3536.
- Bandy, W. L. (1992). Geological and geophysical investigation of the Rivera and Cocos boundary: Implications of plate fragmentation. Ph. D. dissertation, Tex. A&M Univ., College Station, Texas. pp. 195.
- Bandy, W. L. y M. Pardo (1994). Statistical examination of the existence and relative motion of the Jalisco and Southern Mexico Blocks. *Tectonics*. 13(4), 755–768.
- Bandy, W. L., C. Mortera-Gutierrez, J. Urrutia-Fucugauchi y T. W. C. Hilde (1995). The subducted Rivera-Cocos plate boundary: Where is it, what is it, and what is its relationship to the Colima rift? *Geophysical Research Letters*. 22, 3075-3078.
- Bandy, W. L., V. Kostoglodov, S. K. Singh, M. Pardo, J. Pacheco y J. Urrutia-Fucugauchi (1997). Implications of the October 1995 Colima-Jalisco Mexico earthquakes on the Rivera-North America Euler vector. *Geophysical Research Letters*. 24, 485-488.
- Bandy, W. L., V. Kostoglodov y C. A. Mortera-Gutiérrez (1998). Southwest Migration of the Instantaneous Rivera-Pacific Euler Pole Since 0.78 Ma. *Geofísica Internacional*. 37, 153-169.
- Bandy, W. L., V. Kostoglodov, C. A. Mortera-Gutiérrez y J. Urrutia-Fucugauchi (1998). Comment on “Relative motions of the Pacific, Rivera, North American, and Cocos plates since 0.78 Ma” by Charles DeMets and Douglas S. Wilson. *Journal of Geophysical Research*. 103, 24,245-24,250.
- Bandy, W. L. y T. W. C. Hilde (2000). Morphology and recent history of the ridge propagator system located at 18°N, 106°W, in Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico. Edited by H. Delgado-Granados, G. Aguirre Diaz, and J. M. Stock. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 334, 29-40, Boulder, Colorado.
- Bandy, W. L. y C. Y. Yan (1989). Present-day Rivera-Pacific y Rivera-Cocos relative plate motions (abstract). *Eos Trans. Am. Geophys. Union*. 70, 1342.

- Bandy, W. L., F. Michaud, J. Dymant, C. A. Morteza-Gutiérrez, J. Bourgois, T. Calmus, M. Sosson, J. Ortega-Ramirez, J. Royer, B. Pontoise y B. Sichler (2008). Multibeam bathymetry and sidescan imaging of the Rivera Transform-Moctezuma Spreading Segment junction, northern East Pacific Rise: New constraints on Rivera-Pacific relative plate motion. *Tectonophysics*. 454, 70-85.
- Boschi, E., G. Ekstrom y A. Morelli (1996). Seismic modeling of Earth structure. Editrice Compositori. Rome.
- Bourgois, J. y F. Michaud (1991). Active fragmentation of the North America plate at the Mexican triple junction area off Manzanillo. *Geo-Marine Letters*. 11 (2), 59-65.
- Brown, H., S. Holbrook, P. Paramo, D. Lizarralde, G.J. Axen, J. Fletcher, A. González-Fernández, A. Harding, G. Kent y P. Umhoefer. Seismic structure of the Rivera plate beneath the Jalisco block, western Mexico, from the PESCADOR experiment. Reporte interno, artículo no publicado.
- Carmichael, I., F.J Turner y J. Verhoogen (1974). Igneous petrology. McGraw-Hill, EU. pp. 739.
- Dañobeitia, J.J., D. Cordoba, L.A Delgado-Argote, F. Michaud, R. Bartolomé, M. Farran, M. Carbonell, F. Nuñez-Cornú and the CORTES-P96 Working Group (1997). Expedition Gathers New Data on Crust Beneath Mexican West Coast. *Eos Trans. Am. Geophys. Union*. 78(49), 565-572.
- Delgado-Granados, H. (1993). Late Cenozoic tectonics offshore western Mexico and its relation to the structure and volcanic activity in the western Trans-Mexican volcanic belt. *Geofísica International*. 32. 543-559.
- DeMets, C. y S. Stein (1990). Present-day Kinematics of the Rivera Plate and Implications for Tectonics in Southwestern Mexico. *J. Geophys. Res.* 95(B13), 21931–21948.
- DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus y S. Stein (1994). Effect of Recent Revisions to the Geomagnetic Reversal Time Scale on Estimates of Current Plate Motions. *Geophysical Research Letters*. 21(20), 2191–2194.

- DeMets, C. y D. S. Wilson (1997). Relative motions of the Pacific, Rivera, North American, and Cocos plates since 0.78 Ma. *J. Geophys. Res.* 102(B2), 2789–2806.
- DeMets, C. y S. Traylen (2000). Motion of the Rivera plate since 10 Ma relative to the Pacific and North American plates and the mantle. *Tectonophysics.* 318, 119–159.
- Dewey, J. W. y G. Suárez (1991). Seismotectonics of Middle America. En Slemmons DB, Engahl ER, Zobak MD, Blackwell D(eds) Neotectonics of Nort America. Geological Society of America. Boulder Colorado. pp. 309-321.
- Eissler, H. K. y K. C. McNally (1984). Seismicity and Tectonics of the Rivera Plate and Implications for the 1932 Jalisco, Mexico, Earthquake. *J. Geophys. Res.* 89(B6), 4520–4530.
- Fréchet, J. (1985). Sismogenése et doublets sismiques. *Thèse d'Etat, Universite Scientifique et Médicale de Grenoble.* pp. 206.
- Geiger, L. (1910). Herdbestimmung bei Erdbeben aus den Ankunftszeiten. *K. Ges. Wiss. Gött.* 4, 331–349.
- Goff, J. A., E. A. Bergman y S.C. Solomon (1987). Earthquake source Mechanisms and transform fault tectonics in the Gulf of California. *J. Geophys. Res.* 92, 485-510.
- Gomberg, J. S., K. M. Shedlock y S. W. Roecker (1990). The effect of S-wave arrival times on the accuracy of hypocenter estimation. *Bull. Seism. Soc. Am.* 80, 1605–1628.
- González-García, J. J., L. Prawirodirdjo, Y. Bock y D Agnew (2003). Guadalupe Island, Mexico as a new constraint for Pacific plate motion. *Geophysical Research Letters.* 30, 1-4.
- Got, J. L., J. Fréchet y F. W. Klein (1994). Deep fault plane geometry inferred from multiplet relative relocation beneath the south flank of Kilauea. *J. Geophys. Res.* 99, 15,375–15,386.
- Greiner, B. (1999). Euler rotations in plate-tectonic reconstructions. *Computer & Geosciences.* 25, 209-216.
- Gutenberg, B. (1945). Amplitudes of surface waves and magnitudes of shallow earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America.* 35, 3-12.

- Hurtado Díaz, A. (2005). Geometría y estado de esfuerzos de la zona de Benioff de la placa de Rivera bajo el Bloque de Jalisco. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Kearey, P. y F. J. Vine (1996). Global tectonics. Blackwell Science, Oxford, 2nd ed., pp 320.
- Kennett, B. L. N. y E. R. Engdahl (1991). Traveltimes for global earthquake location and phase identification. *Geophys. J. Int.* 105, 429-65.
- Kennett, B. L. N., E. R. Engdahl y R. Bulland (1995). Constraints on seismic velocities in the Earth from travel times. *Geophys. J. Int.* 122, 108-24.
- Klitgord, K. D. y J. Mammerickx (1982). Northern East Pacific Rise: Magnetic Anomaly and Bathymetric Framework. *J. Geophys. Res.* 87(B8), 6725–6750.
- Kostoglodov, V. y W. L. Bandy (1995). Seismotectonic constraints on the convergence rate between the Rivera and North American plates. *J. Geophys. Res.* 100, 17977- 17989.
- Lange, R. e I. Carmichael (1991). A potassic volcanic front in western Mexico: The lamprophyric and related lavas of San Sebastian. *Geol. Soc. Am. Bull.* 103, 928-940.
- Larson, R.L. (1972). Bathymetry, magnetic anomalies and plate-tectonics history of the mouth of the Gulf of California. *Geol. Soc. Am. Bull.* 83, 3345-3360.
- Lay, T. y T. C. Wallace (1995). Modern global seismology. Academic Press, EEUU. pp. 521.
- Lonsdale, P. (1991). Structural pattern of the pacific floor offshore peninsular California. *AAPG Memoir.* 47, 87-125.
- Lonsdale, P. (1995). Segmentation and Disruption of the East Pacific Rise in the mouth of the Gulf of California. *Marine Geophysical Researches.* 17, 323-359.
- Luhr, J., S. Nelson, J. Allan e I. Carmichael (1985). Active rifting in southwestern Mexico: Manifestations of an incipient eastward spreading-ridge jump. *Geology.* 13, 54-57.
- Mammerickx, J. e I. Carmichael (1989). A spreading incursion in the continent near the Rivera plate and Jalisco Block? (abstract). *Eos Trans. Am. Geophys. Union.* 70, 1318-1319.

- Mammerickx, J. y K. D. Klitgord (1982). Northern East Pacific Rise: Evolution From 25 m.y. B.P. to the Present. *J. Geophys. Res.* 87(B8), 6751–6759.
- McDonald, R. (1974). Tectonic settings and magma associations. *Bull. Volc.* 38: 575-593.
- Menard, H. W. (1978). Fragmentation of the Farallon Plate by pivoting subduction. *J. Geol.* 86, 99-110.
- Michaud, F., J. Y. Royer, J. Bourgois, B. Mercier de Lepinay y G. Petit Liaudon (1997). The Rivera fracture zone revisited. *Marine Geology.* 137, 207-225.
- Minster, J.B. y T.H. Jordan (1979). Rotation vectors for the Philippine and Rivera plates (abstract). *Eos Trans. Am. Geophys. Union.* 60, 958.
- Moore, G. M., I. S. Carmichael, C. Marone y P. R. Renne (1994). Basaltic volcanic and extension near the intersection of the Sierra Madre volcanic province and the Mexican volcanic belt. *Geol. Soc. Am. Bull.* 106, 383-394.
- Moss, R. y S.D. Scott (1996). Silver in sulfide chimneys and mounds from 13°N and 21°N, East Pacific Rise. *Canadian Mineralogist.* 34(4), 697-716.
- Ness, G.E., M.W. Lyle y A.T. Lonseth (1985). Revised Pacific, North America, Rivera and Cocos relative motion poles: implication for strike-slip motion along the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Eos Trans. Am. Geophys. Union.* 66(46), 849-850.
- Nishenko, S.P. y S.K. Singh (1997). Conditional probabilities for the recurrence of large and great interplate earthquakes along the mexican subduction zone. *Bull. Seism. Soc. Am.* 77, 2095-2114.
- Nixon, G.T. (1982). The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and the structure of subducted ocean lithosphere. *Geol. Soc. Am. Bull.* 93, 514-523.
- Nuñez-Cornú, F.J. y C. Sánchez-Mora (1999). Stress field estimations for Colima volcano, Mexico, based on seismic data. *Bull. Volc.* 60, 568-580.

- Pacheco, J., S. K. Singh, J. Dominguez, A. Hurtado, L. Quintanar, Z. Jimenez, J. Yamamoto, C. Gutierrez, M. Santoyo, W. Bandy, M. Guzman V. Kostoglodov, G. Reyes y C. Ramírez (1997). The October 9, 1995 Colima-Jalisco, Mexico earthquake (Mw 8): An aftershock study and a comparison of this earthquake with those of 1932. *Geophysical Research Letters*. 24, 2223-2226.
- Pardo, M. y G. Suárez (1993). Step subduction geometry of the Rivera plate beneath the Jalisco block. *Geophysical Research Letters*. 20, 2391-2394.
- Pardo, M. y G. Suárez (1995). Shape of the subducted Rivera and Cocos plates insouthern Mexico: Seismic and tectonic implications. *J. Geophys. Res.* 100(B7), 12,357–12,373.
- Pavlis, G. L. (1986). Appraising earthquake hypocenter location errors: a complete, practical approach for single-event locations. *Bull. Seism. Soc. Am.* 76, 1699–1717.
- Peláez Gaviria, J. R. (2008). Análisis de las anomalías magnéticas marinas en el límite sur de la placa de Rivera, frente a Colima, México. Tesis de maestría, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Righter, K. y J. Rosas-Elguera (2001). Alkaline Lavas in the Volcanic Front of the Western Mexican Volcanic Belt: Geology and Petrology of the Ayutla and Tapalpa Volcanic Fields. *Journal of petrology*. 22(12), 2333–2361.
- Rutz-López, M. y F. Núñez Cornú (2004). Sismotectónica del norte y oeste del bloque Jalisco usando datos sísmicos regionales. *GEOS*. Vol. 24, 2-13.
- Sandwell, D. T. y W. Smith (1997). Marine gravity anomaly from Geosat and ERS 1 satellite altimetry. *Journal Geophysical Research*. 102, 10,039-10,054.
- Serpa, L., C. Katz y C. Skidmore (1989). The southeastern boundary of the Jalisco block in west-central Mexico (abstract). *Eos. Trans. AGU*. 70 (43), 1319.
- Serrato-Díaz, G., W. L. Bandy y C. Mortera-Gutiérrez (2004). Active rifting and crustal thinning along the Rivera-Cocos plate boundary as inferred from Mantle Bouguer gravity anomalies. *Geofísica Internaciona.*, 43, 361-381.

- Singh, S. K., L. Ponce y S. Nishenko (1985). The Great Jalisco, Mexico, Earthquake of 1932: Subduction of the Rivera Plate. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 75, pp. 1301-1313.
- Stein, S. y M. Wysession (2003). Introduction to Seismology, Earthquakes and Earth Structure. Blackwell Publishing. UK. pp. 498.
- Stern, R. (2002). Subduction zones. *Geophysical Research Letters*. 40 (4), 3-1 a 3-38.
- Suárez, G., D. Escobedo, W. L. Bandy y J. Pacheco (1999). The 11 December, 1995 (Mw 6.4) earthquake on the Rivera-Cocos plate boundary: Implications for their present-day relative motion. *Geophysical Research Letters*. 26, 1957-1960.
- Udías, A. (1999). Principles of seismology. Cambridge University Press. UK. pp. 475.
- Waldhauser, F. y W. L. Ellsworth (2000). A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the Northern Hayward Fault, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 90, 1353-1368.
- Wallace, P., I. Carmichael, K. Richter y T. Becker (1992). Volcanism and tectonism in western Mexico: A contrast of style and substance. *Geology*. 20, 625-628.
- Watkins, J. S. (1989). The Middle America Trench off southern Mexico, in: E.L. Winterer et al., Editors, The eastern Pacific Ocean and Hawaii: Boulder, Colorado, The Geology of North America, vol. N. *Geol. Soc. Amer.* pp. 523–533.
- Wilson, D. (1990). Kinematics of overlapping rift propagation with cyclic rift failure. *Earth and Planetary Science Letters*. 96(3-4), 384-392.

# ANEXO A: SISMOGRAMAS SISMO DE 4 DE DICIEMBRE DE 1948

---

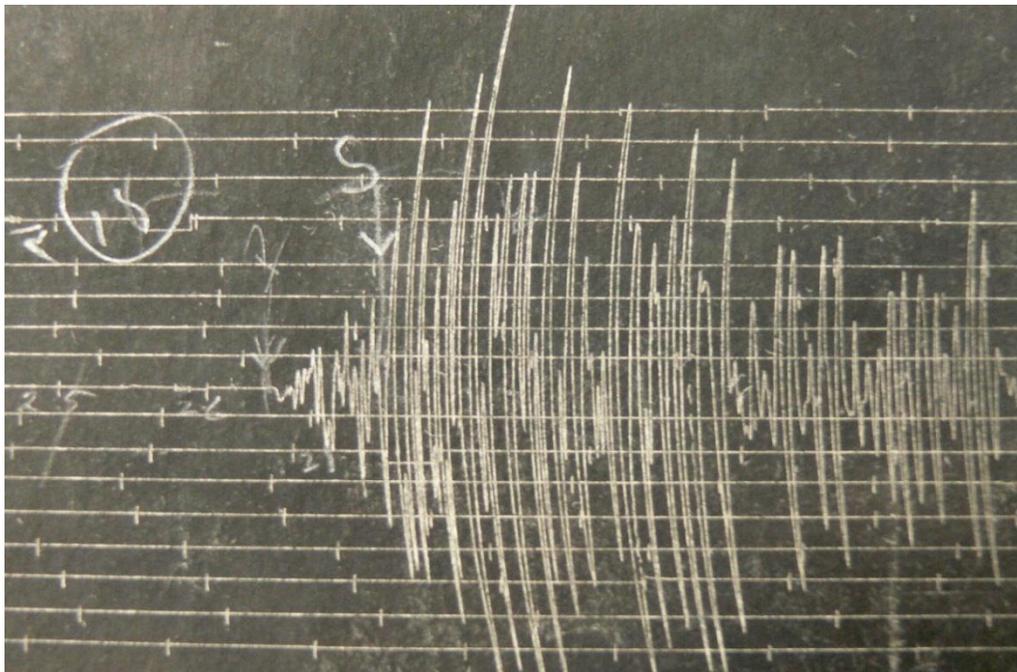


Figura 1. Guadalajara componente EW

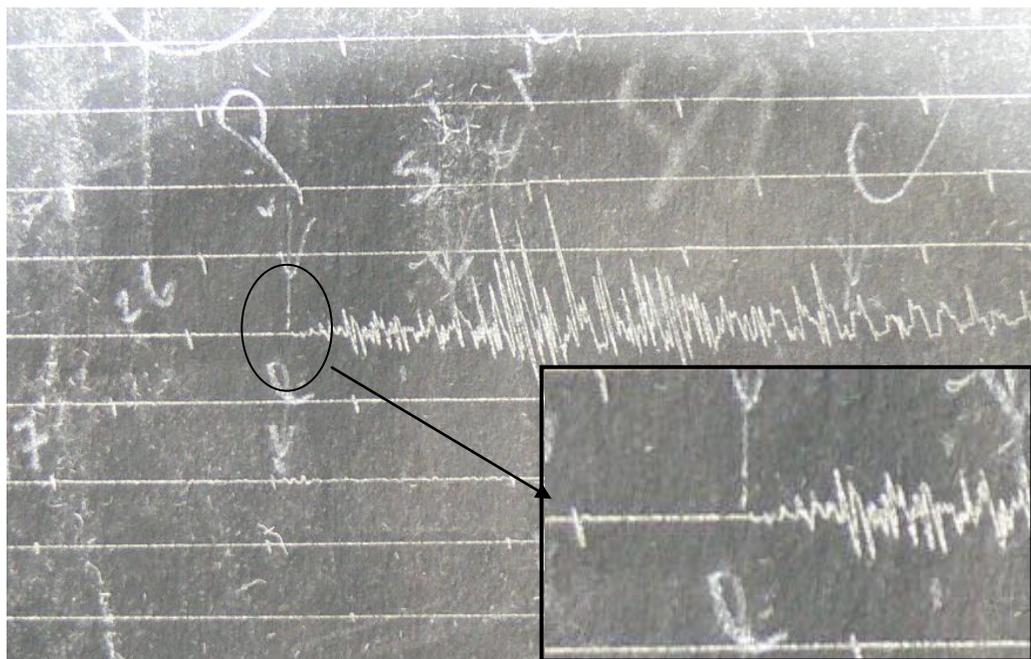


Figura 2. Guadalajara componente Z. El recuadro muestra un acercamiento de la llegada de la onda P señalada en el círculo.

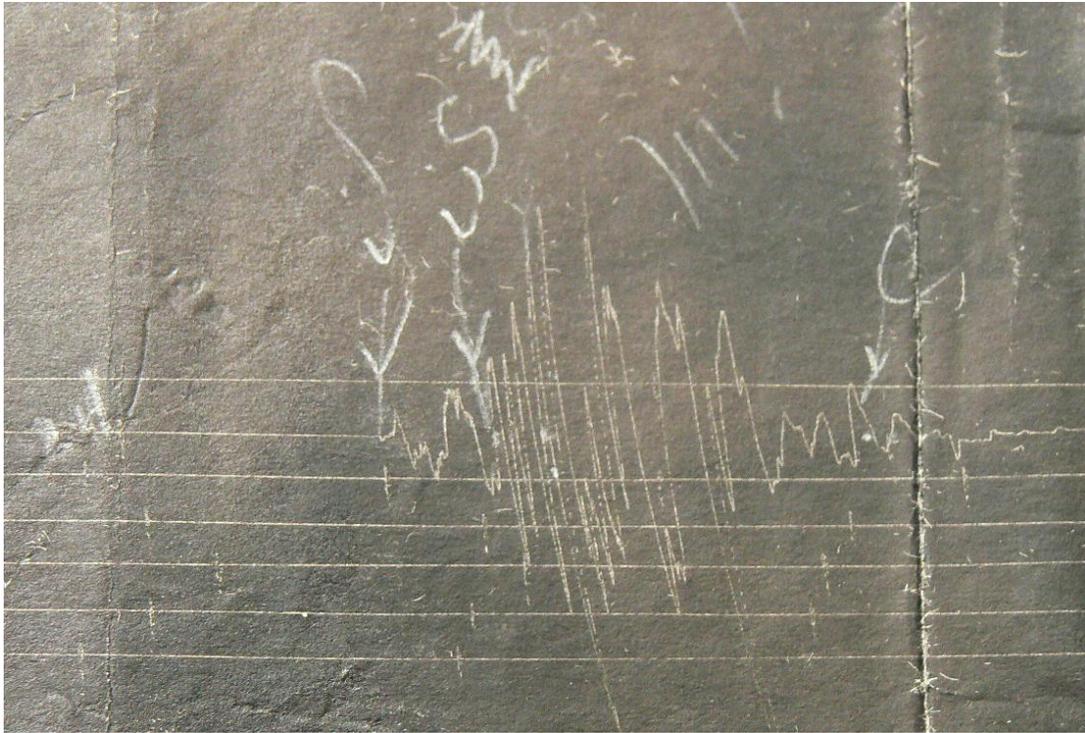


Figura 3. Mazatlán componente Z

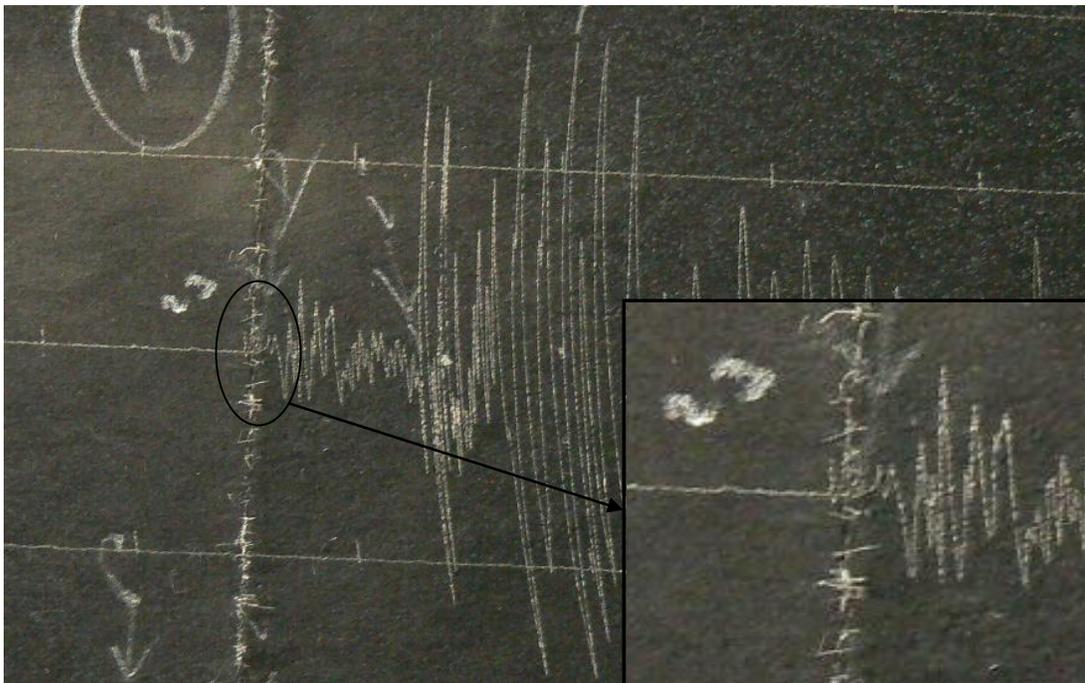


Figura 4. Manzanillo componente Z. El recuadro muestra un acercamiento de la llegada de la onda P señalada en el círculo.

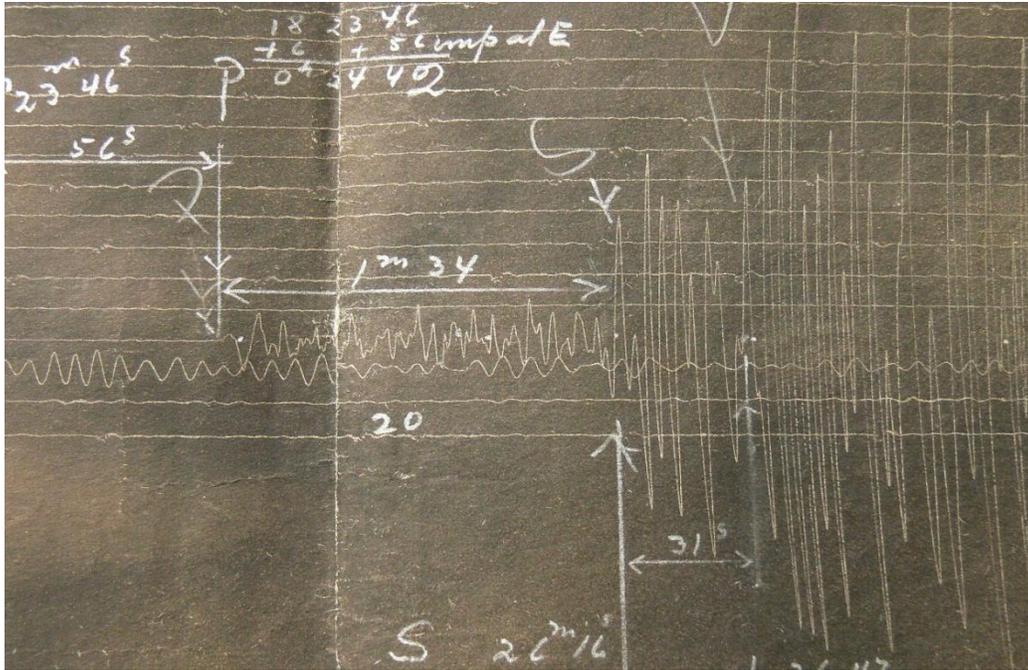


Figura 5. Tacubaya componente EW

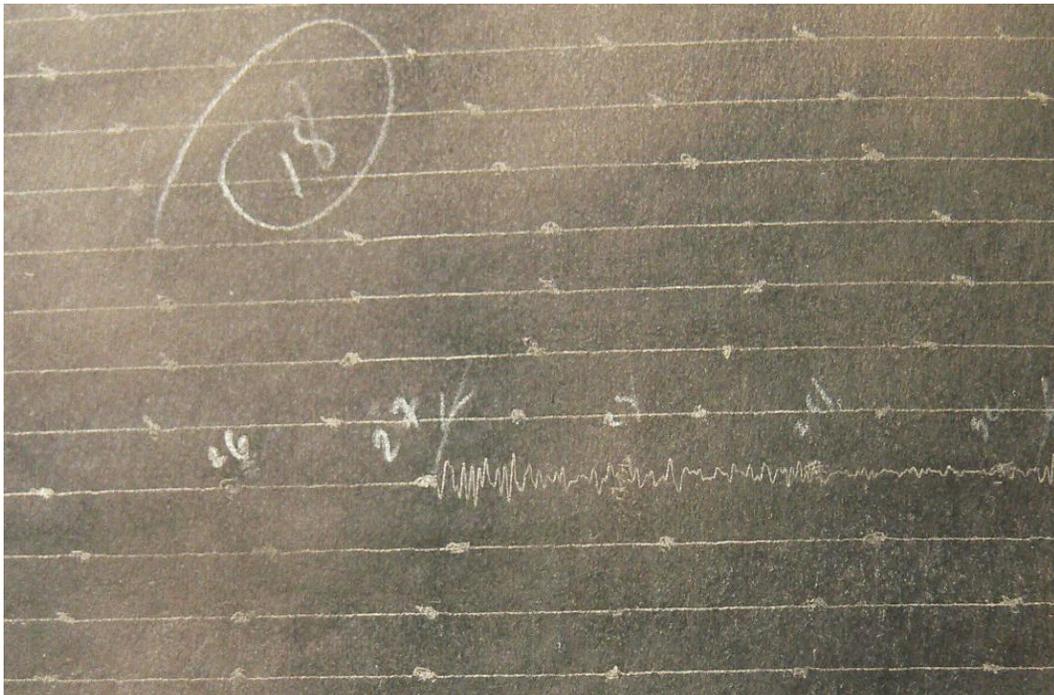


Figura 6. Mérida componente EW

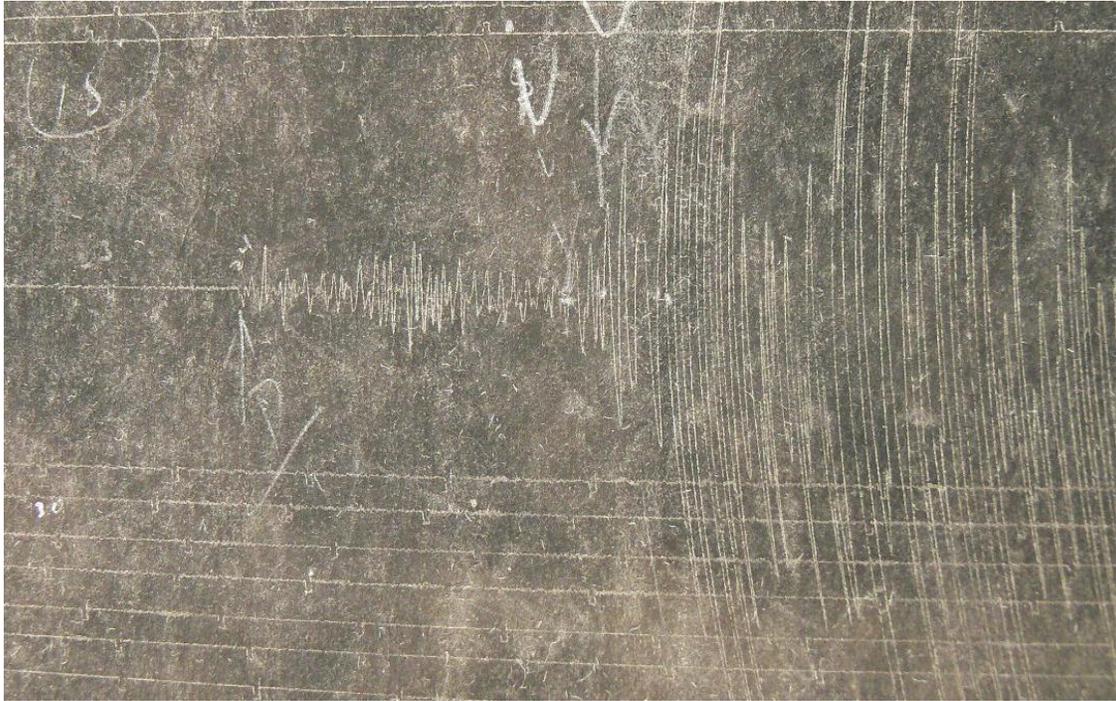


Figura 7. Veracruz componente EW



Figura 8. Veracruz componente Z. El recuadro muestra un acercamiento de la llegada de la onda P señalada en el círculo.

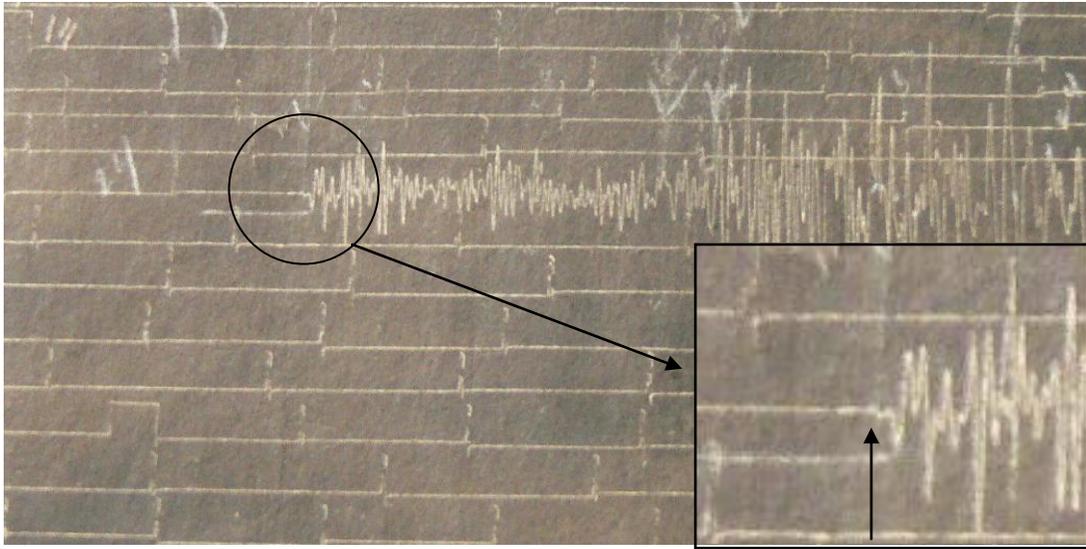


Figura 9. Puebla componente EW. El recuadro muestra un acercamiento de la llegada de la onda P marcada con la flecha y señalada en el círculo.

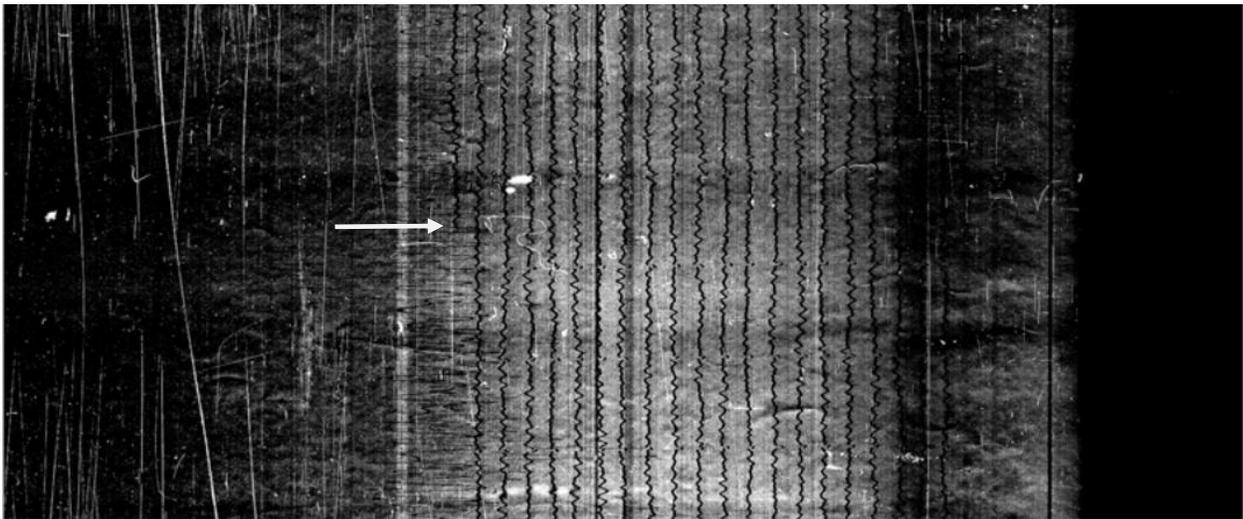


Figura 12. Tucson componente Z. La flecha indica la onda P

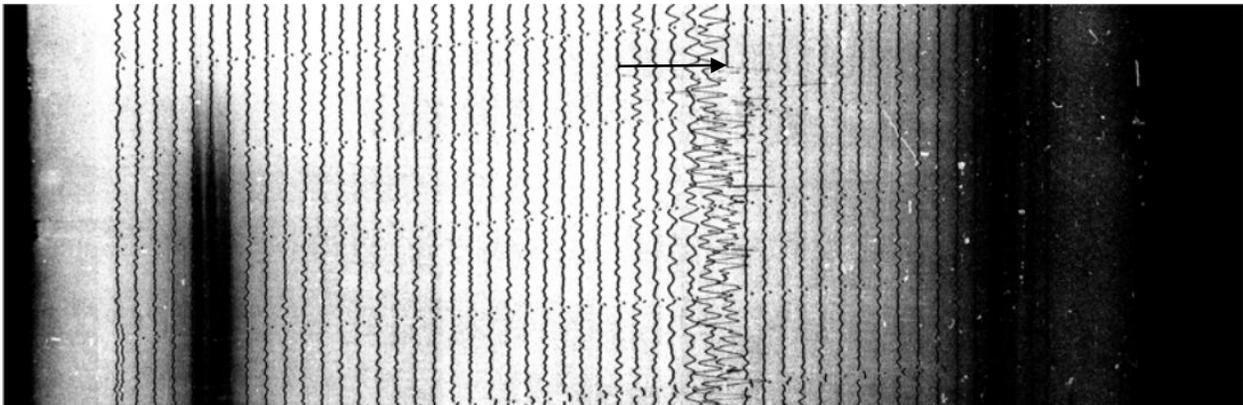


Figura 13. Pasadena componente Z. La flecha indica la onda P

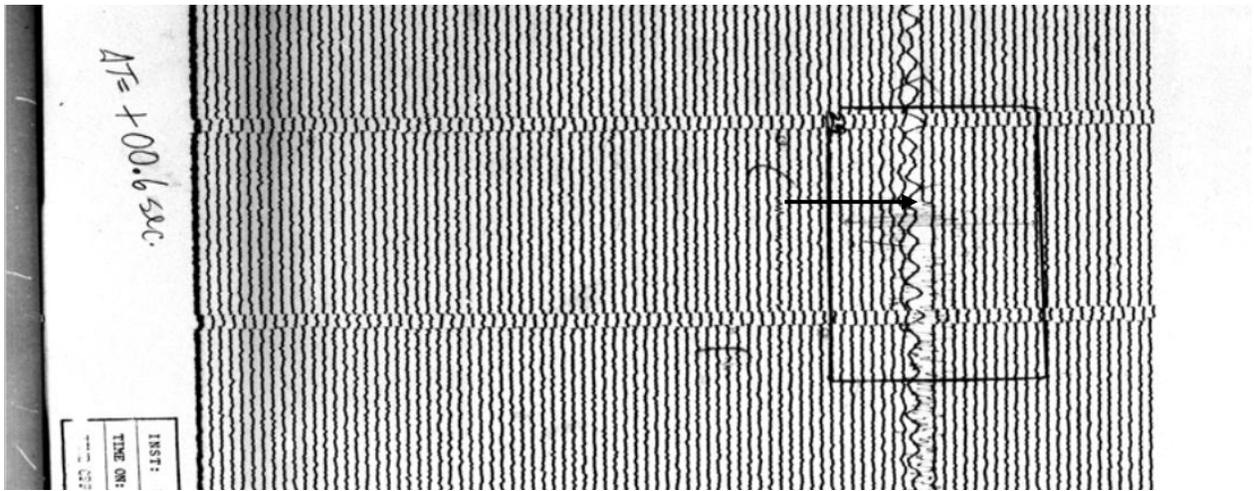


Figura 14. Monte Hamilton componente Z. La flecha indica la onda P

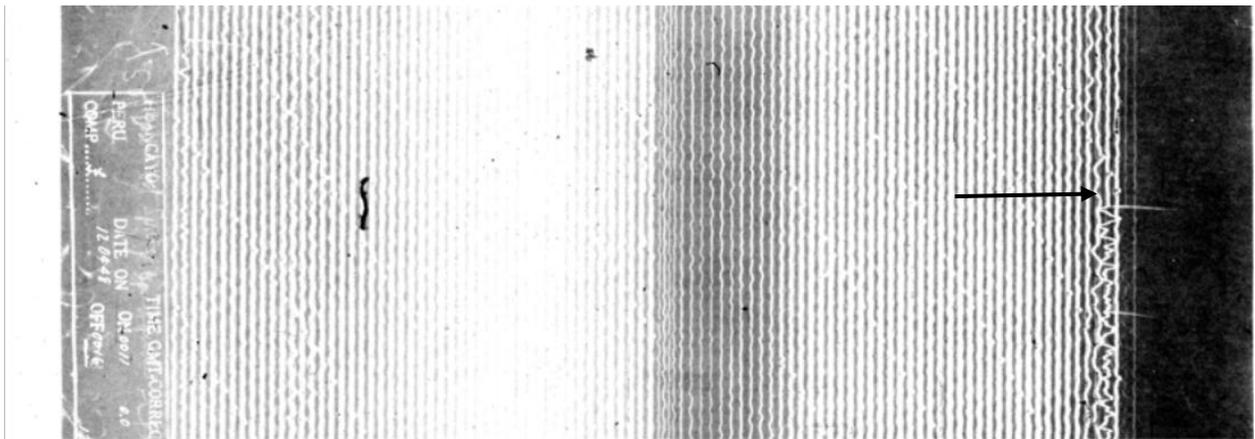


Figura 15. Huancayo componente Z. La flecha indica la onda P

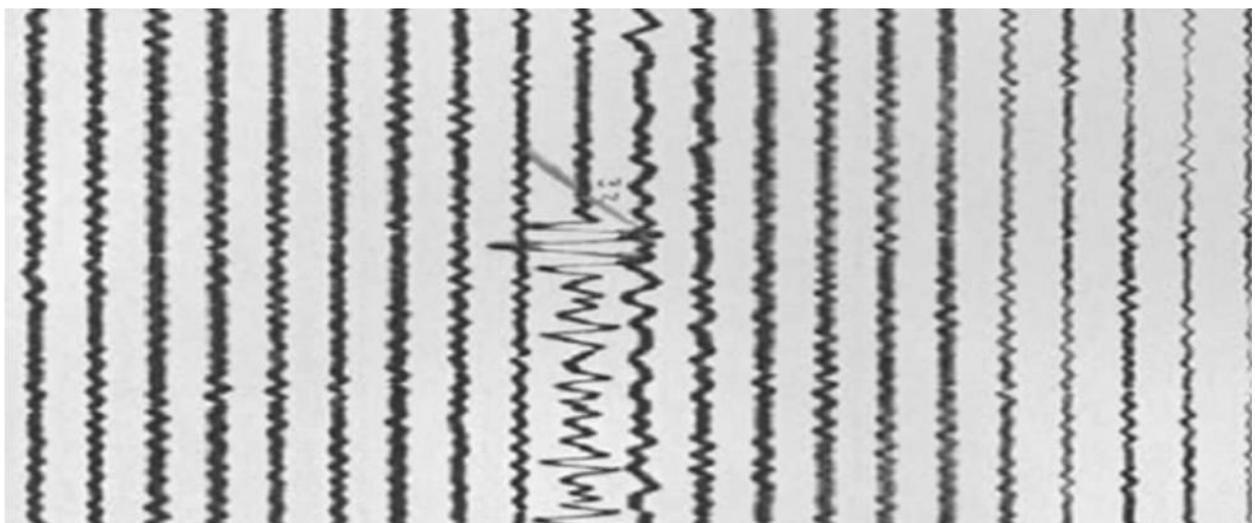


Figura 16. La Paz componente Z

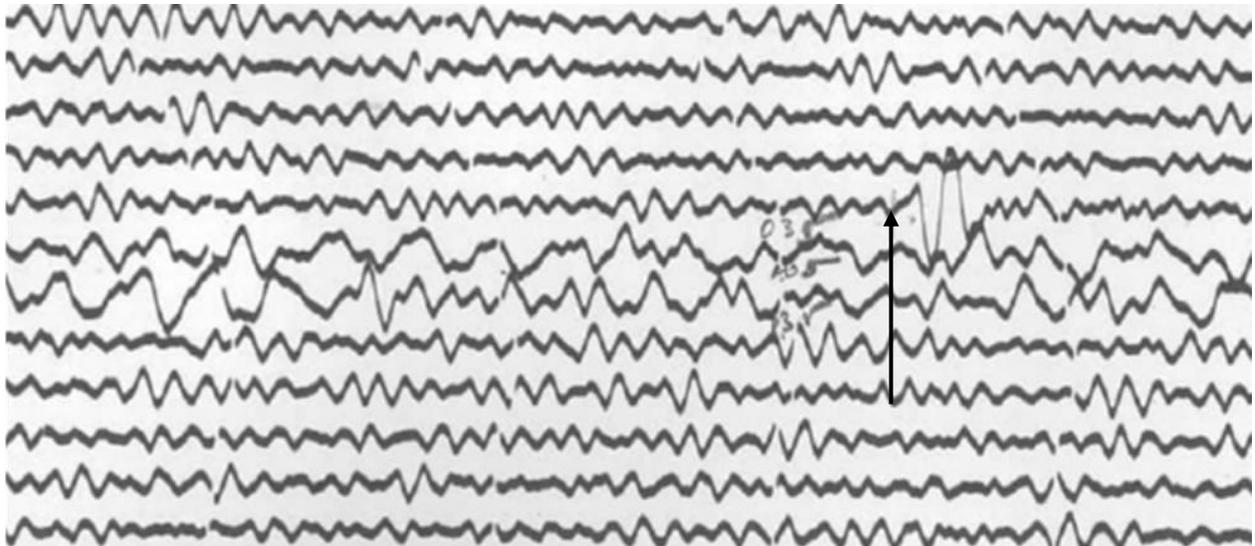


Figura 17. De Bilt componente Z. La flecha indica la onda P

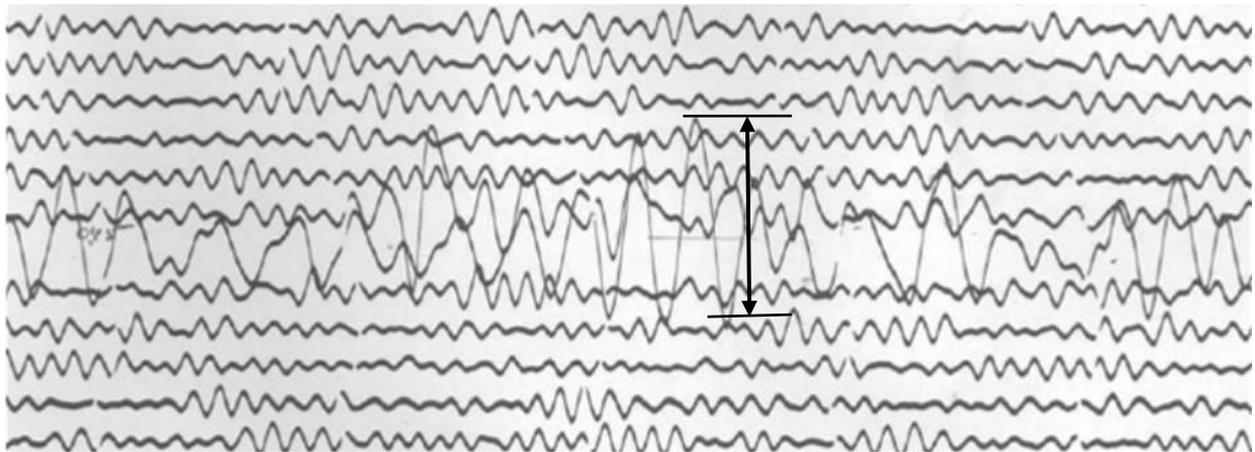


Figura 18. De Bilt componente EW. La flecha indica la amplitud de la onda superficial utilizada en el cálculo de la magnitud.

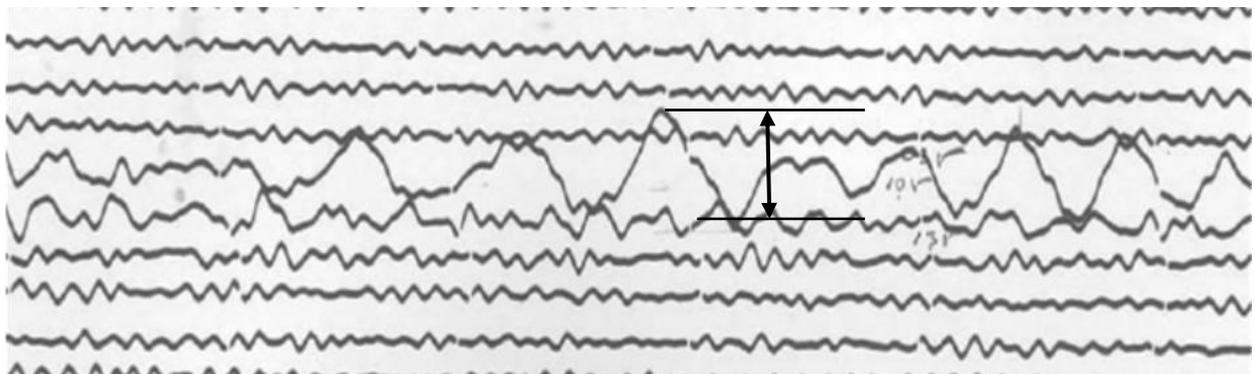


Figura 19. De Bilt componente NS. La flecha indica la amplitud de la onda superficial utilizada en el cálculo de la magnitud.

# ANEXO B: TABLAS

---

Tabla B-1. Mecanismos focales obtenidos del catálogo GCMT

#	Fecha	Hora	Latitud	Longitud	Prof	Mag	Mo	Exp	Strike	Dip	Slip	Strike2	Dip2	Slip2
1	1977-09-21	13:15:58	19.9669	-109.2599	15	5.8	6.61	24	209	24	-50	346	72	-106
2	1980-11-01	22:52:22	18.9198	-107.7156	15	6.3	3.98	25	108	78	174	199	84	12
3	1981-06-01	15:12:52	19.1178	-106.92	10	6.2	2.52	25	288	90	180	18	90	0
4	1982-08-18	3:58:23	18.1025	-105.5268	15	5.4	1.53	24	281	90	180	11	90	0
5	1982-10-25	15:55:20	18.4609	-105.9103	15	5.3	1.14	24	41	79	1	311	89	169
6	1982-12-08	13:02:52	22.7077	-106.8175	15	5.2	8.52	23	160	90	180	250	90	0
7	1983-05-08	14:39:38	20.0045	-109.3972	15	5.4	1.4	24	336	69	-179	245	89	-21
8	1983-05-08	16:25:10	19.951	-109.3444	24	5.7	4.68	24	141	90	180	231	90	0
9	1983-05-08	15:05:09	19.9718	-109.3071	10	5.8	7.21	24	233	60	3	141	87	150
10	1983-05-09	20:09:15	19.9744	-109.4335	10	6.3	4.2	25	114	50	170	210	82	41
11	1984-02-17	20:33:47	20.6487	-109.0256	10	6	1.38	25	57	72	16	322	75	162
12	1985-01-25	6:45:47	19.6779	-108.8939	10	5.4	1.54	24	131	70	-172	38	83	-20
13	1985-07-08	10:33:21	19.5357	-108.4532	10	5.9	8.15	24	123	66	178	213	88	24
14	1985-08-24	20:27:20	21.9677	-108.3618	10	5.5	2.5	24	165	81	-177	75	87	-9
15	1986-01-01	22:01:18	19.3603	-108.3327	15	5.5	2.57	24	121	77	-175	30	85	-13
16	1986-01-04	23:31:08	19.3868	-108.4916	15	5.6	2.67	24	123	68	171	216	82	22
17	1986-09-25	06:16:02	22.9988	-108.182	15	6	1.19	25	308	84	176	38	86	7
18	1986-11-09	15:00:47	18.6984	-106.719	15	5.4	1.37	24	280	90	180	10	90	0
19	1986-12-07	16:56:40	18.9074	-107.1614	15	6.1	1.77	25	195	71	-8	288	83	-161
20	1987-11-14	22:16:08	19.7591	-109.0209	15	5.9	8.32	24	309	90	180	39	90	0
21	1987-11-14	22:23:02	19.6762	-108.9797	15	6.2	2.25	25	301	90	180	31	90	0
22	1987-11-27	5:02:43	18.6748	-107.0181	15	5.5	2.61	24	201	74	0	110	90	164
23	1988-01-10	3:25:51	19.7828	-109.206	15	5.6	3.19	24	220	87	0	130	90	177
24	1988-04-26	01:43:00	22.9535	-108.0267	15	5.9	7.69	24	36	58	-12	132	80	-148
25	1988-08-03	17:30:15	18.68	-106.502	15	5.4	1.76	24	286	90	180	16	90	0
26	1988-08-21	11:15:51	23.3561	-108.384	15	5.6	3.34	24	306	88	180	36	90	2
27	1989-01-31	17:39:27	22.279	-107.3041	15	5.3	1.16	24	276	74	173	8	84	16
28	1989-02-10	23:42:30	21.5692	-108.2377	15	5.2	8.91	23	265	90	180	355	90	0
29	1989-05-13	12:15:05	18.9876	-107.5152	15	5.2	7.29	23	199	69	2	109	88	159
30	1989-08-29	04:16:23	18.0472	-105.6899	15	6.5	6.87	25	100	76	170	193	80	14
31	1989-12-08	2:26:04	19.25	-105.14	15	5.5	1.89	24	13	22	162	120	83	69
32	1990-01-05	18:26:56	18.7969	-106.8616	15	5.9	10.1	24	284	90	-180	14	90	0
33	1991-01-01	0:06:32	18.0867	-105.8603	15	6.2	2.75	25	275	90	-180	5	90	0
34	1991-01-01	3:19:37	18.0171	-105.8122	15	5.7	5	24	275	90	-180	5	90	0
35	1991-04-01	5:03:59	22.3695	-106.9983	15	5.6	3.27	24	303	10	132	81	82	83
36	1991-11-11	17:45:57	17.9135	-105.55	15	5.9	9.27	24	280	90	-180	10	90	0
37	1992-12-14	4:15:16	19.8579	-109.1843	15	5.2	8.49	23	19	71	-17	115	74	-160
38	1992-12-17	9:19:19	18.4355	-105.4621	15	5.4	1.47	24	281	90	-180	11	90	0
39	1995-05-31	16:08:41	18.998	-107.4129	18	6.3	3.46	25	21	61	-1	112	89	-151

Tabla B-1. Mecanismos focales obtenidos del catálogo GCMT (cont)

#	Fecha	Hora	Latitud	Longitud	Prof	Mag	Mo	Exp	Strike	Dip	Slip	Strike2	Dip2	Slip2
40	1995-10-09	15:35:55	19.116	-104.202	42.3	8	11.5	27	302	9	92	120	81	90
41	1995-10-18	23:02:13	19.4178	-104.9311	17	5.4	1.86	24	273	25	49	137	71	107
42	1995-11-21	8:58:34	18.8599	-105.3042	32	5.3	1.27	24	256	83	175	347	85	7
43	1995-12-11	14:09:24	18.9683	-105.4545	15	6.3	3.4	25	83	74	171	175	82	17
44	1995-12-11	19:11:42	18.8164	-105.4543	15	5.7	5.23	24	77	75	-171	345	81	-15
45	1995-12-11	19:44:12	18.6662	-105.4645	15	6.1	1.52	25	83	77	-176	352	86	-13
46	1995-12-14	10:55:40	18.7435	-107.0313	15	5.8	5.84	24	287	84	175	17	85	6
47	1997-04-08	15:23:41	18.7409	-106.3215	15	5.5	2.42	24	96	73	-177	5	87	-17
48	1997-05-01	11:37:34	18.9948	-107.2671	15	6.9	2.77	26	288	77	174	20	84	13
49	1997-05-12	4:41:57	18.7759	-107.0949	15	5.5	2.56	24	19	84	-6	110	84	-173
50	1997-05-12	15:03:04	18.7505	-107.1642	15	5.6	3.35	24	286	64	172	19	82	27
51	1997-11-22	6:25:42	19.4145	-108.4488	15	5.4	1.81	24	120	81	-174	29	84	-9
52	1998-08-27	16:51:46	19.2449	-108.4499	15	5.4	1.35	24	120	63	-172	26	83	-28
53	1999-01-10	20:36:11	22.86	-107.984	15	5.2	7.37	23	35	73	-9	128	81	-163
54	1999-03-12	07:07:40	22.271	-107.355	15	5.3	9.87	23	274	83	-179	183	89	-7
55	1999-04-23	8:58:58	17.995	-104.812	15	5.3	11.7	23	312	52	171	48	83	39
56	1999-11-21	6:46:20	18.917	-107.147	15	6.1	1.9	25	291	77	176	22	86	13
57	2000-02-21	16:29:39	18.542	-107.051	15	5.7	4.33	24	194	88	-1	284	89	-178
58	2000-08-23	15:46:12	21.392	-108.815	15	5.5	2.01	24	183	61	179	273	89	29
59	2000-12-08	16:56:18	22.717	-107.555	15	5.5	2.05	24	89	87	178	179	88	3
60	2000-12-09	17:01:00	18.003	-105.08	15	5.3	10.5	23	288	90	-180	18	90	0
61	2001-04-29	21:26:58	18.759	-104.577	15	6.1	1.94	25	292	18	77	126	72	94
62	2001-05-20	4:21:44	18.864	-104.47	33	6.3	3.64	25	290	17	73	127	74	95
63	2001-05-29	18:48:04	19.824	-109.217	15	5.5	2	24	303	75	-167	210	77	-15
64	2001-11-13	09:47:35	22.383	-106.954	15	6	1.38	25	321	78	-169	229	79	-13
65	2002-04-07	18:34:37	19.646	-109.224	15	5.3	12.2	23	214	53	1	123	89	143
66	2002-10-03	16:08:41	23.3039	-108.496	15	6.5	6.22	25	306	79	-177	216	87	-11
67	2002-11-05	14:05:07	19.146	-104.9414	15	5.2	8.97	23	277	26	-131	141	71	-72
68	2002-11-23	2:33:02	18.507	-106.4622	15	5.4	1.51	24	283	79	-176	192	86	-12
69	2002-11-23	2:53:07	18.5718	-106.5058	15	5.4	13.4	23	199	73	-9	291	81	-163
70	2003-01-22	19:41:44	18.94	-104.2975	20	5.9	8.4	24	299	23	85	124	67	92
71	2003-02-17	4:41:56	18.8805	-104.9616	18	5.3	1.08	24	282	34	64	132	60	106
72	2003-07-02	05:11:40	23.0104	-108.1203	15	5.6	2.96	24	305	82	-173	214	83	-8
73	2003-07-17	19:57:14	18.5205	-107.0692	15	6	1.19	25	20	87	2	289	88	177
74	2003-08-11	1:17:54	18.4215	-105.9933	15	5.6	3.38	24	204	29	-2	296	89	-119
75	2003-08-25	23:25:01	18.6194	-106.6038	15	5.6	3.41	24	31	83	-3	122	87	-173
76	2004-05-02	4:19:25	17.85	-106.03	12	5.3	1.14	24	1	74	-3	91	87	-164
77	2004-05-02	5:17:27	17.86	-106.022	12	5.4	1.45	24	271	69	-178	181	88	-21
78	2005-01-06	0:02:22	19.683	-109.0396	17	5.6	3.19	24	311	82	-172	220	83	-8
79	2005-01-06	0:04:06	19.4183	-109.1208	12	5.4	1.78	24	40	76	-8	132	82	-166

Tabla B-1. Mecanismos focales obtenidos del catálogo GCMT (cont)

#	Fecha	Hora	Latitud	Longitud	Prof	Mag	Mo	Exp	Strike	Dip	Slip	Strike2	Dip2	Slip2
80	2005-04-26	4:05:46	19.7367	-109.2172	12	5.4	1.68	24	299	81	179	30	89	9
81	2005-05-08	17:07:37	20.427	-109.1416	16	5.9	0.81	25	330	74	-174	239	85	-16
82	2005-06-27	11:35:45	18.9321	-107.2379	16	6.1	2.1	25	21	80	8	289	82	170
83	2006-01-05	05:07:29	21.9746	-108.4799	12	5	4.03	23	262	27	-2	354	89	-117
84	2006-01-20	1:38:38	18.7131	-106.9671	22	5.1	6.43	23	287	80	170	18	80	10
85	2006-03-14	23:31:43	19.5037	-108.949	21	5.4	1.66	24	32	82	4	301	86	172
86	2006-04-04	2:30:29	18.7473	-107.0464	26	6	1.14	25	18	81	4	287	86	171
87	2006-06-05	2:36:04	19.5371	-108.7149	20	4.8	1.89	23	301	71	177	32	87	19
88	2006-08-26	7:51:58	19.5854	-108.9082	20	5.2	0.77	24	304	82	174	35	84	8
89	2006-08-26	8:06:17	19.4932	-108.9263	16	5.1	5.23	23	31	66	-7	124	83	-156
90	2007-01-02	19:56:44	18.7651	-107.6419	16	5.2	7.11	23	287	72	162	23	73	19
91	2007-02-11	9:09:09	21.4082	-106.2689	18	5	4.63	23	314	29	114	108	64	77
92	2007-02-15	23:29:36	18.779	-106.1114	22	4.9	2.85	23	280	72	170	13	81	18
93	2007-03-28	18:43:01	19.8278	-109.2681	15	5.3	1.22	24	231	79	-5	322	85	-169
94	2007-07-28	19:11:23	19.8559	-109.0648	26	5.3	1.02	24	39	85	0	309	90	175
95	2007-09-06	3:42:43	19.5453	-105.0188	30	5.2	8.16	23	310	25	96	123	65	87
96	2007-10-05	9:38:55	19.1407	-108.3055	17	5.4	1.43	24	29	72	0	119	90	-162
97	2007-10-23	1:37:05	19.4297	-108.653	14	5	3.75	23	32	75	-5	124	85	-165
98	2008-04-05	22:03:12	19.71	-109.29	21	4.9	2.41	23	44	74	1	314	89	164
99	2008-09-15	6:30:56	18.52	-106.24	19	4.9	2.41	23	190	66	-22	289	70	-155
100	2008-09-26	3:39:24	18.06	-105.94	21	5.1	4.75	23	286	85	178	16	88	5
101	2009-03-01	12:14:45	22.08	-108.53	14.7	4.9	3.13	23	245	67	-21	343	71	-155
102	2009-03-27	17:53:03	18.93	-107.59	13	5.1	5.53	23	289	73	171	21	81	17
103	2009-05-17	6:15:11	19.37	-108.43	19	5.1	5.86	23	31	73	-2	121	89	-163
104	2009-05-28	21:32:28	18.62	-106.46	16	5.3	0.97	24	17	83	0	108	90	-173
105	2009-05-28	22:57:22	18.63	-106.54	13	5.4	1.66	24	14	84	-3	104	87	-174
106	2009-05-29	1:04:42	18.67	-106.64	15	5.5	1.91	24	15	76	2	285	88	166
107	2009-05-29	16:10:53	18.63	-106.53	15	5	3.36	23	281	68	171	14	82	22
108	2009-06-03	21:37:43	19.91	-109.22	15	5.6	2.69	24	226	80	-3	317	87	-170
109	2009-07-11	15:34:26	22.99	-108.17	16.4	5.1	6.02	23	35	77	-4	126	87	-167
110	2009-07-20	10:45:02	19.69	-108.89	13	4.9	2.39	23	26	68	5	294	86	158
111	2009-09-18	18:46:11	19.42	-108.51	16.1	5.6	3.26	24	297	81	177	27	87	9
112	2009-09-24	07:16:25	18.98	-107.51	13.7	6.3	4.14	25	290	82	176	20	86	8
113	2009-10-06	17:22:54	18.99	-107.62	17.7	5.5	1.99	24	276	76	172	8	82	14
114	2009-11-23	06:08:37	18.15	-105.78	18.2	5.6	2.73	24	273	81	177	4	87	9

Tabla B-2. Sismos seleccionados para el análisis realizado en este trabajo, con su respectivo vector deslizamiento utilizado en los cálculos de los polos de rotación

evento	Fecha	Hora origen	Latitud [°]	Longitud [°]	Deslizamiento [°]
6	1982-12-08	13:02:52	22.7077	-106.8175	340
27	1989-01-31	17:39:27	22.279	-107.3041	284
31	1989-12-08	2:26:04	19.25	-105.14	30
35	1991-04-01	5:03:59	22.3695	-106.9983	350
40	1995-10-09	15:35:55	19.116	-104.202	31
41	1995-10-18	23:02:13	19.4178	-104.9311	45
54	1999-03-12	07:07:40	22.271	-107.355	269
59	2000-12-08	16:56:18	22.717	-107.555	270
61	2001-04-29	21:26:58	18.759	-104.577	36
64	2001-11-13	09:47:35	22.383	-106.954	310
70	2003-01-22	19:41:44	18.94	-104.2975	35
71	2003-02-17	4:41:56	18.8805	-104.9616	39
91	2007-02-11	9:09:09	21.4082	-106.2689	22
95	2007-09-06	3:42:43	19.5453	-105.0188	36
1948	1948-12-04	00:22:47	21.6	-106.7	16
1976	1976-02-09	21:29:57	21.63	-106.59	3

Tabla B-3. Malla de polos de rotación

#	Latitud [°]	Longitud [°]
polo 1	22	-107
polo 2	22	-107.2
polo 3	22	-107.4
polo 4	22	-107.6
polo 5	22	-107.8
polo 6	22	-108
polo 7	21.8	-107
polo 8	21.8	-107.2
polo 9	21.8	-107.4
polo 10	21.8	-107.6
polo 11	21.8	-107.8
polo 12	21.8	-108
polo 13	21.6	-107
polo 14	21.6	-107.2
polo 15	21.6	-107.4
polo 16	21.6	-107.6
polo 17	21.6	-107.8
polo 18	21.6	-108
polo 19	21.4	-107
polo 20	21.4	-107.2
polo 21	21.4	-107.4
polo 22	21.4	-107.6
polo 23	21.4	-107.8
polo 24	21.4	-108
polo 25	21.2	-107
polo 26	21.2	-107.2
polo 27	21.2	-107.4
polo 28	21.2	-107.6
polo 29	21.2	-107.8
polo 30	21.2	-108
polo 31	21	-107
polo 32	21	-107.2

#	Latitud [°]	Longitud [°]
polo 33	21	-107.4
polo 34	21	-107.6
polo 35	21	-107.8
polo 36	21	-108
polo 37	22.2	-107
polo 38	22.2	-107.2
polo 39	22.2	-107.4
polo 40	22.2	-107.6
polo 41	22.2	-107.8
polo 42	22.2	-108
polo 43	22.4	-107
polo 44	22.4	-107.2
polo 45	22.4	-107.4
polo 46	22.4	-107.6
polo 47	22.4	-107.8
polo 48	22.4	-108
polo 49	22.4	-108.2
polo 50	22.2	-108.2
polo 51	22	-108.2
polo 52	21.8	-108.2
polo 53	21.6	-108.2
polo 54	21.4	-108.2
polo 55	21.2	-108.2
polo 56	21	-108.2
polo 57	22.4	-108.4
polo 58	22.2	-108.4
polo 59	22	-108.4
polo 60	21.8	-108.4
polo 61	21.6	-108.4
polo 62	21.4	-108.4
polo 63	21.2	-108.4
polo 64	21	-108.4

# ANEXO C: MAPAS

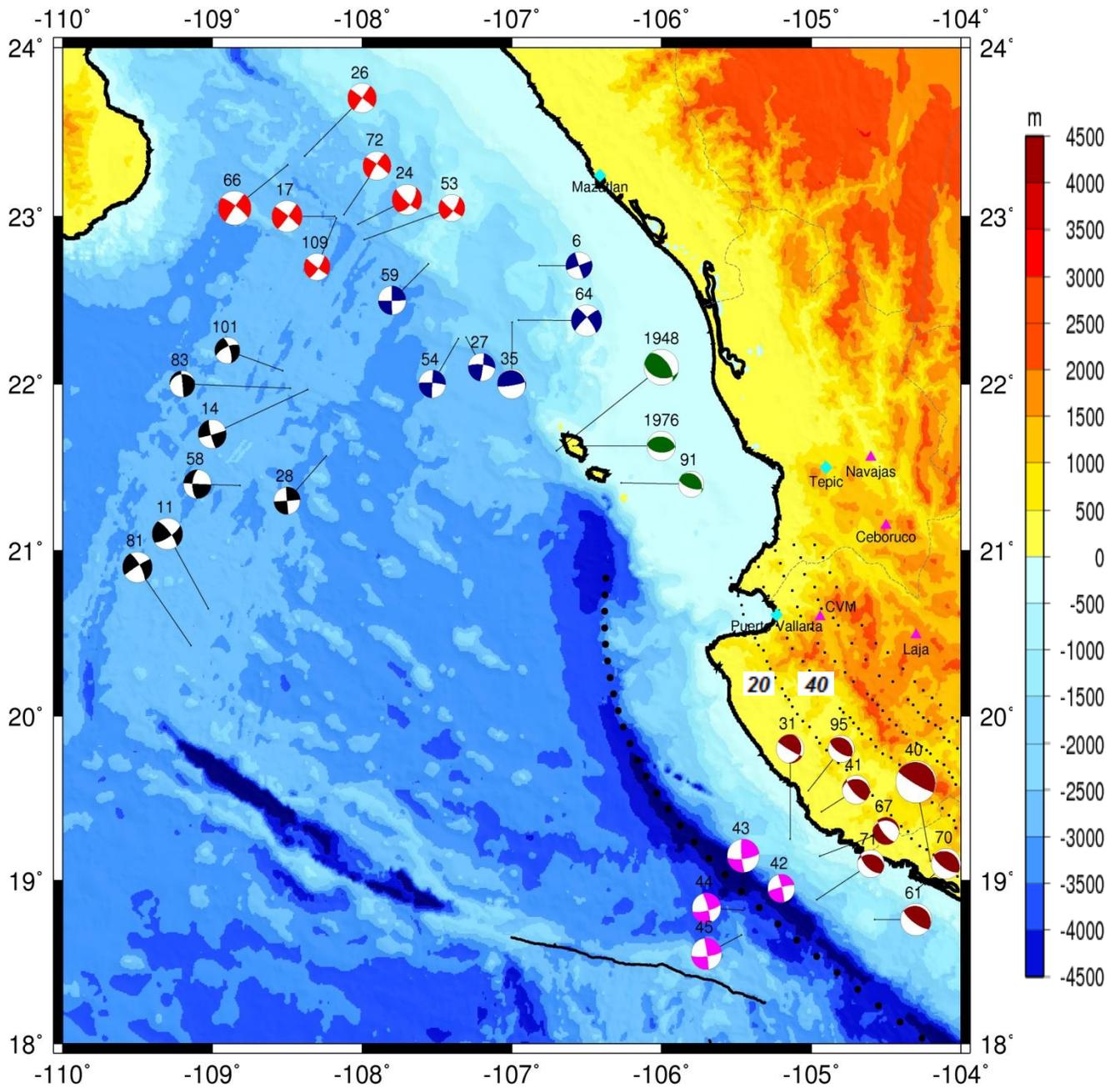


Figura C-1. Distribución espacial de los mecanismos focales seleccionados. Rojo oscuro: Sismos denominados de subducción. Verde: Sismos denominados Islas Marias. Azul: Sismos denominados Norte de las Islas Marias. Rojo: Sismos asociados a la Falla Transformada de Tamayo. Negro: Sismos asociados a la Dorsal Pacífico-Rivera. Rosa: Sismos asociados a la posible frontera Rivera-Cocos. Diamantes cian representan ciudades. Triángulos magenta representan volcanes. El número superior del mecanismo focal, indica el número de evento que se puede consultar en la tabla B-1

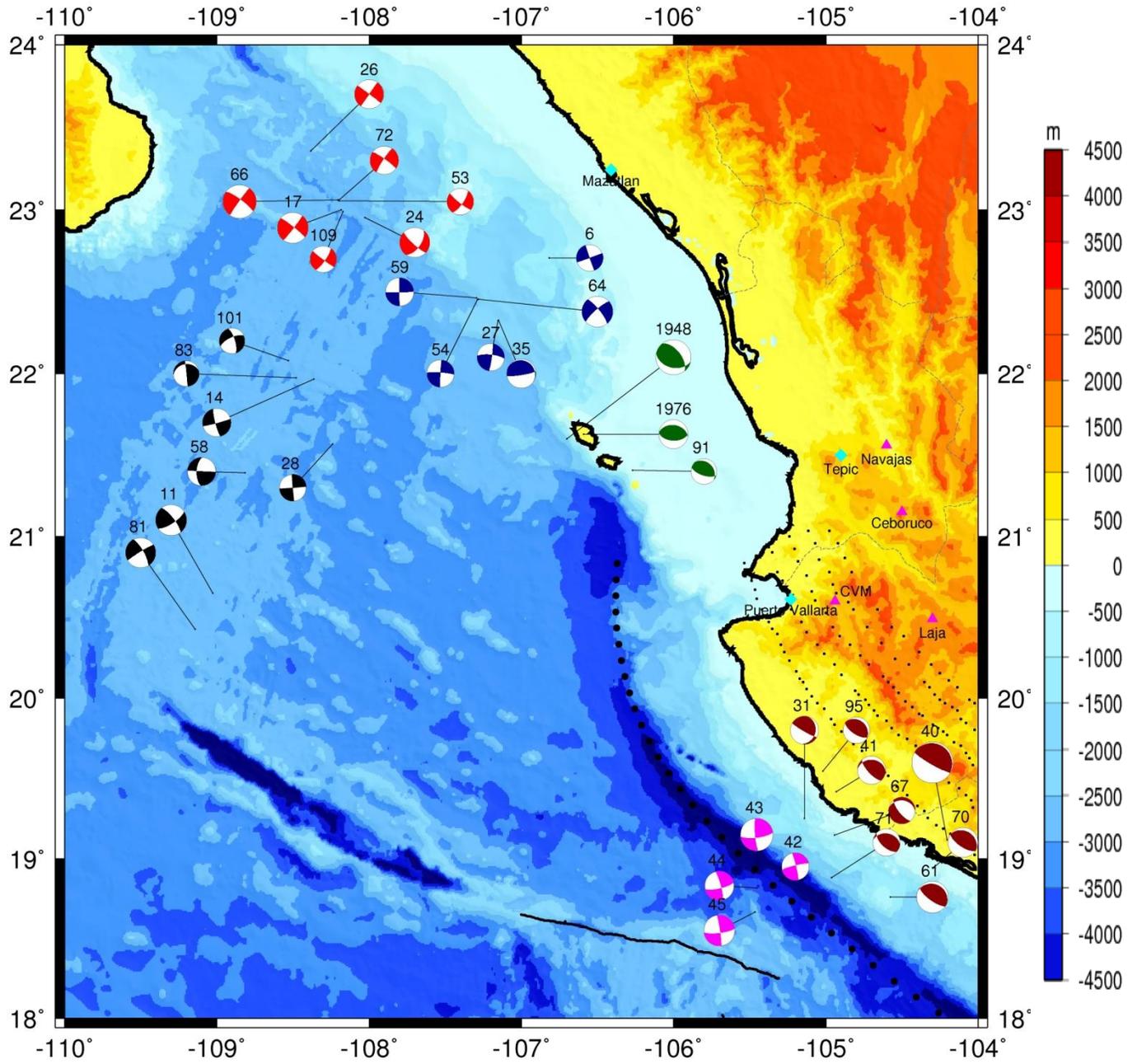


Figura C-2. Distribución espacial de sismos relocados. Misma simbología que la utilizada en la figura C-1

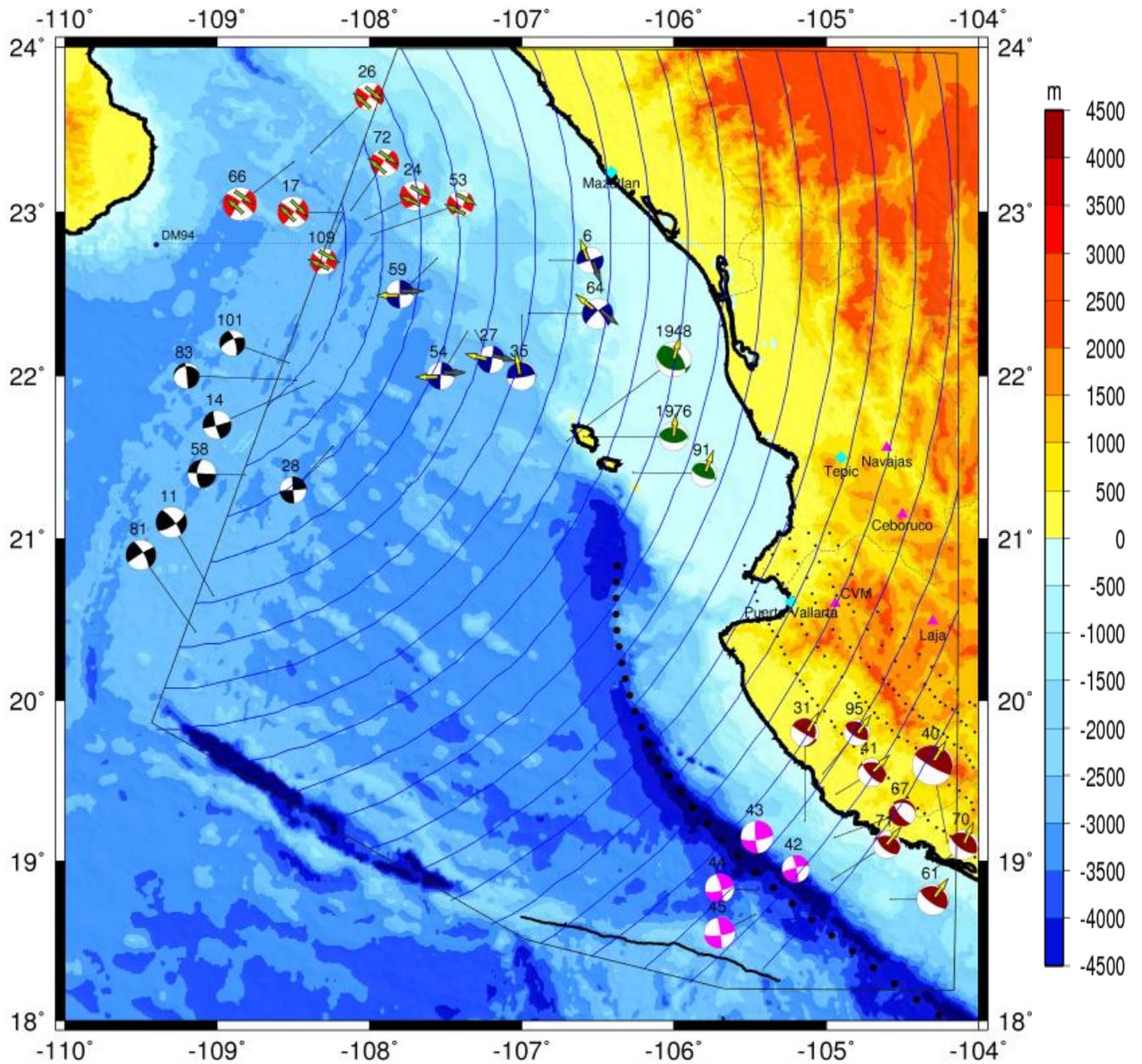


Figura C-3. Polo de rotación DeMets et al. (1994). Flechas en amarillo indican el vector deslizamiento considerado en los cálculos del ECM. Flechas en verde indican movimiento relativo entre placas. Líneas azules indican líneas de flujo del movimiento relativo de la placa de Rivera respecto a la placa de Norteamérica. Resto de la simbología, la misma que la utilizada en la figura C-1.

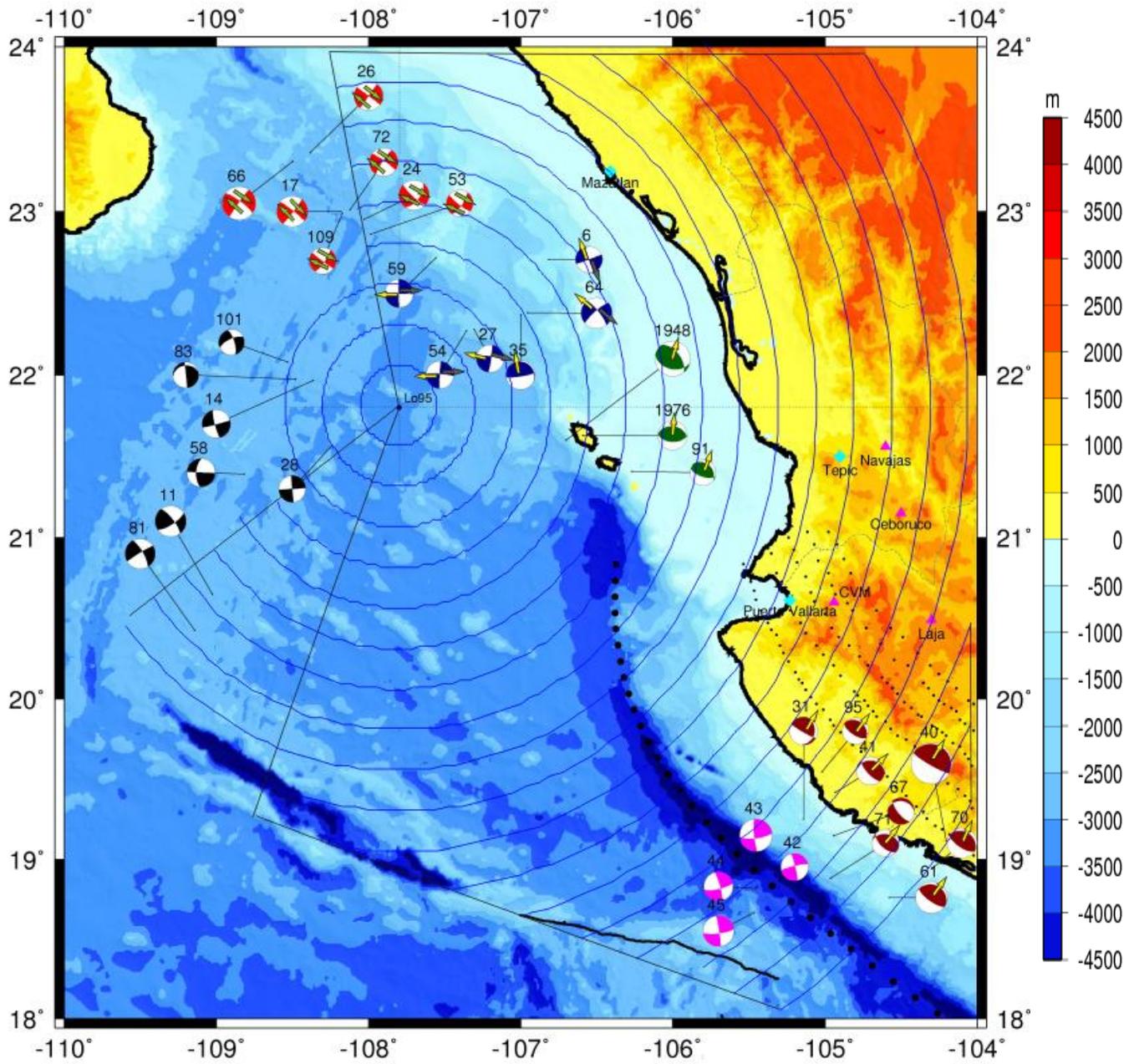


Figura C-4. Polo de rotación Lonsdale (1995). Misma simbología que la utilizada en la figura C-3

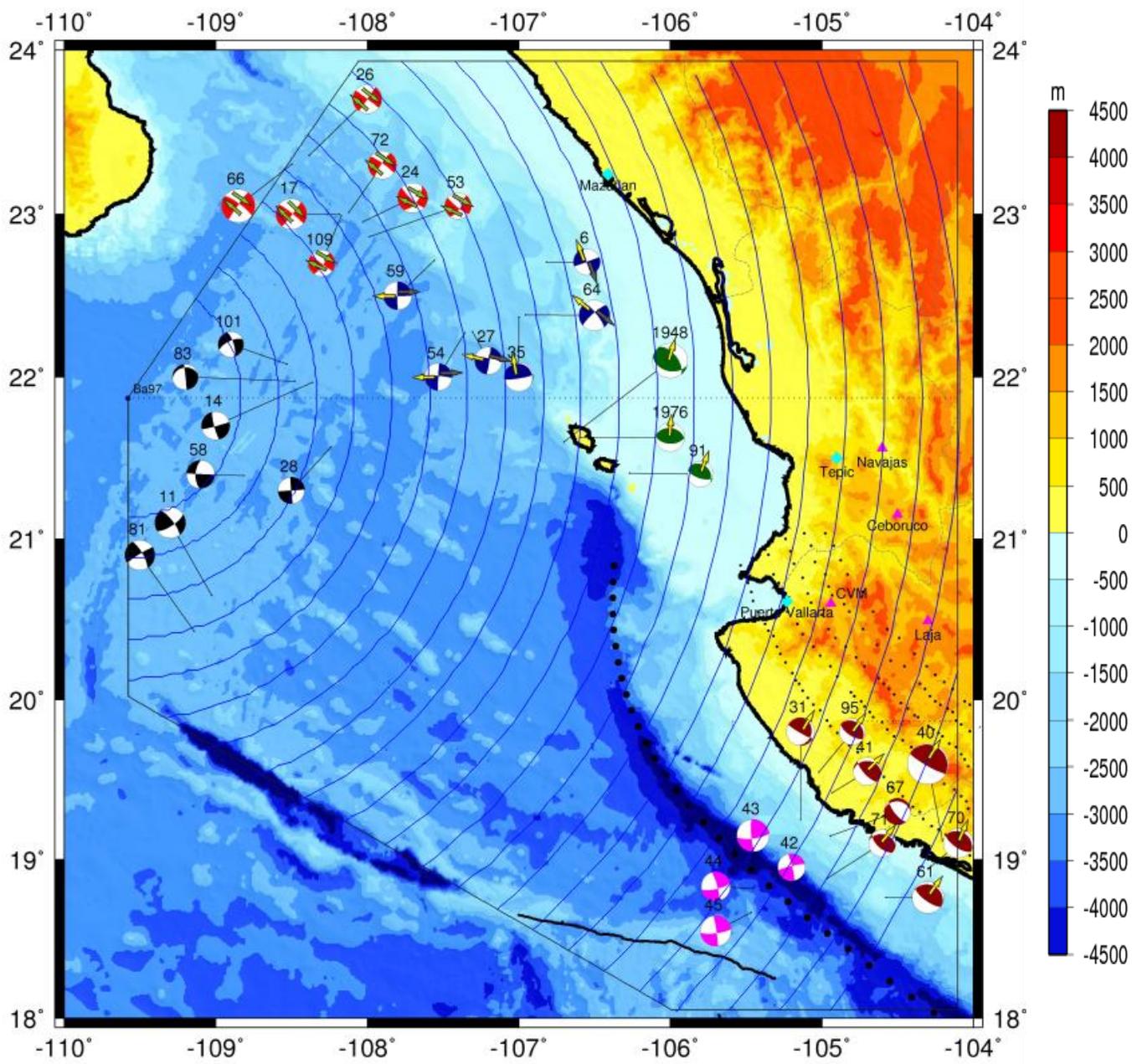


Figura C-5. Polo de rotación Bandy et al. (1997). Misma simbología que la utilizada en la figura C-3

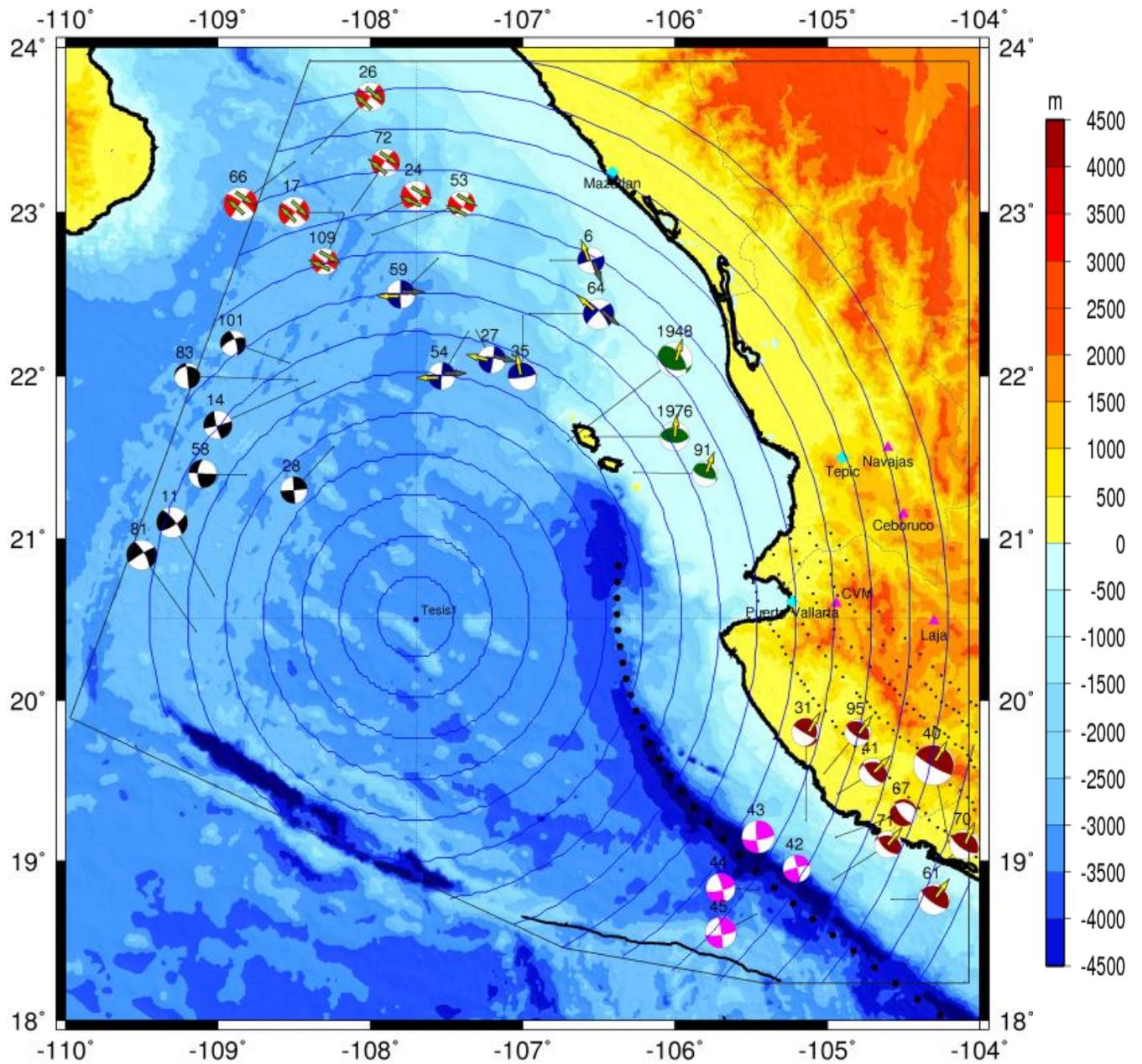


Figura C-6. Primer polo de rotación obtenido en este trabajo (Tesis1). Misma simbología que la utilizada en la figura C-3

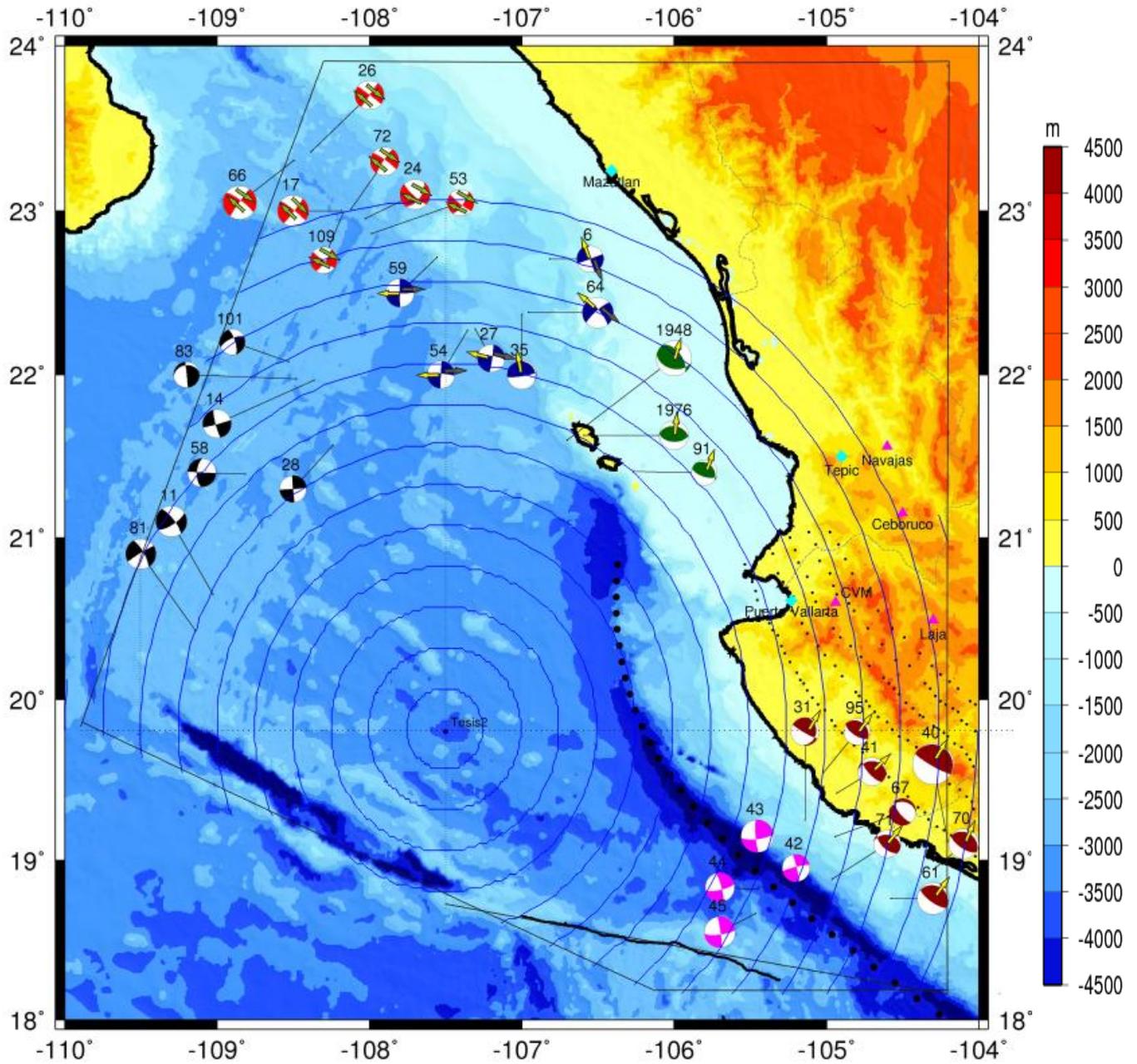


Figura C-7. Segundo polo de rotación obtenido en este trabajo (Tesis 2). Misma simbología que la utilizada en la figura C-3