

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).

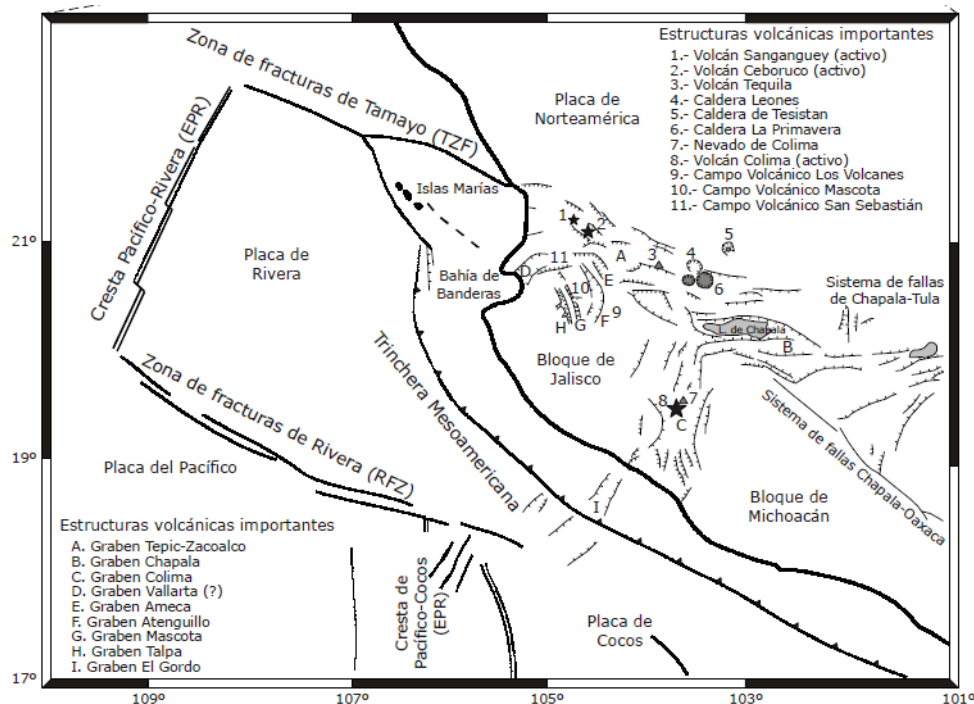


Figura 2.1. Rasgos geológicos y tectónicos de la zona de estudio. Tomada de Rutz-López y Núñez-Cornú (2004).

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).

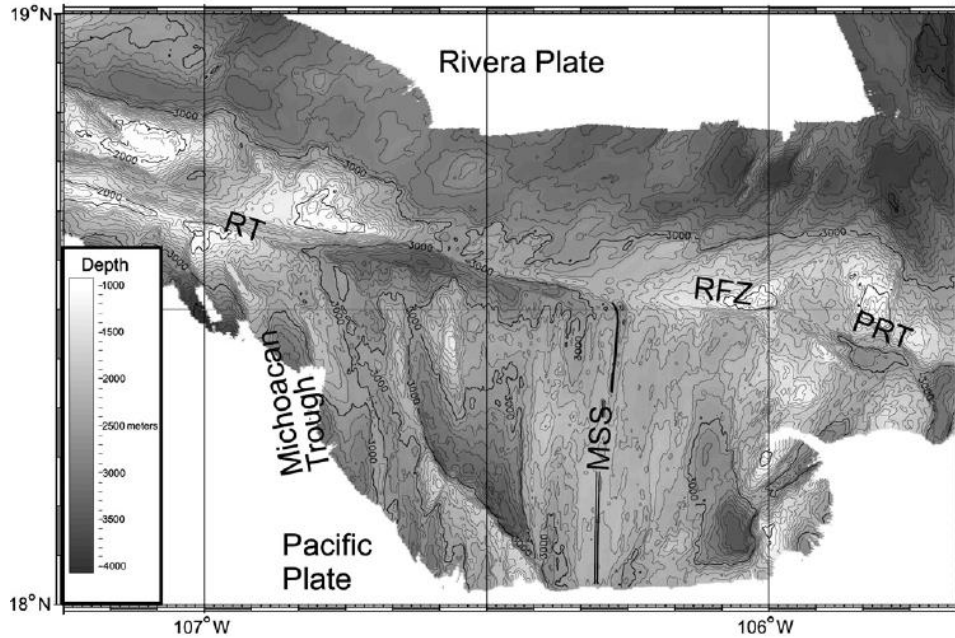


Figura 2.2. Mapa de batimetría en la zona de unión entre la Falla Transformada de Rivera (RT) con el Segmento de Esparcimiento Moctezuma (MSS), Zona de Fractura de Rivera (RFZ) y la Paleotransformada de Rivera (PRT)
Tomada de Bandy et al. (2008)

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.

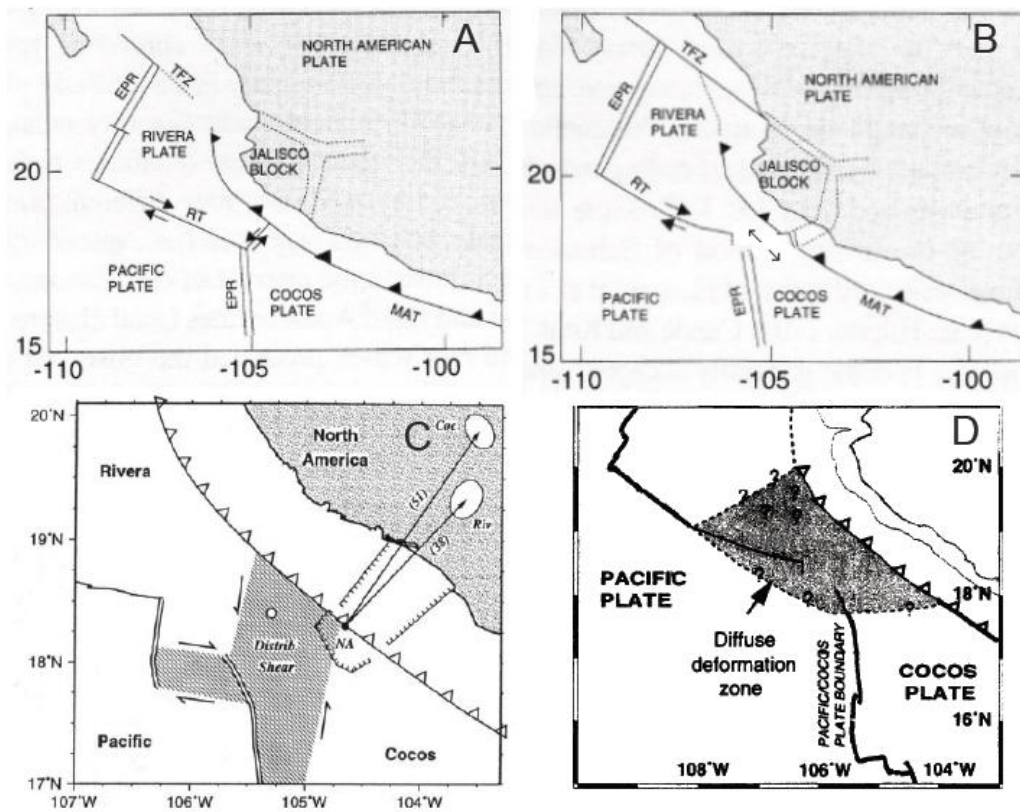


Figura 2.3. Diferentes hipótesis respecto a la posición, dirección y tipo de límite entre las placas de Rivera y Cocos en el presente A) Límite siniestral orientado SW-NE planteado por Nixon (1982), Eissler y McNally (1984) y Mammerickx y Carmichael (1989) B) Límite divergente con movimientos diferenciales 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° a una profundidad de 20 km para incrementarse gradualmente a un ángulo de inclinación de 50° 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.

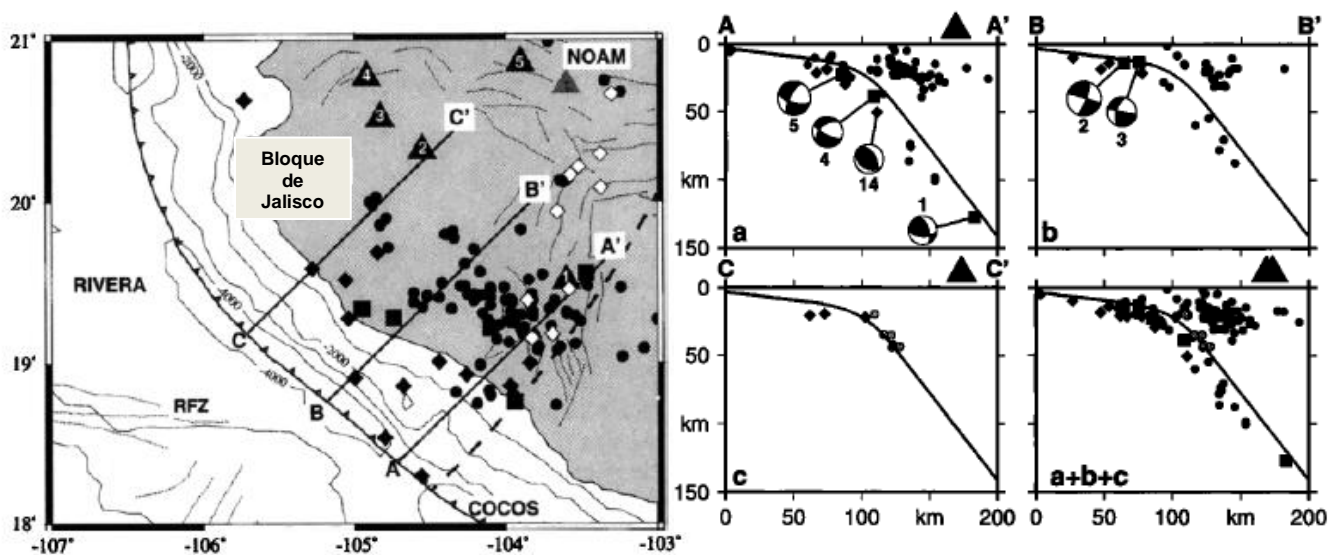


Figura 2.4 Ubicación de los perfiles y epicentros utilizados. Cuadrados negros representan epicentros relocados cuya profundidad se fijó utilizando inversión de periodo largo de ondas de cuerpo, diamantes negros epicentros relocados utilizando JHD, círculos sólidos representan epicentros de microsismos 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.

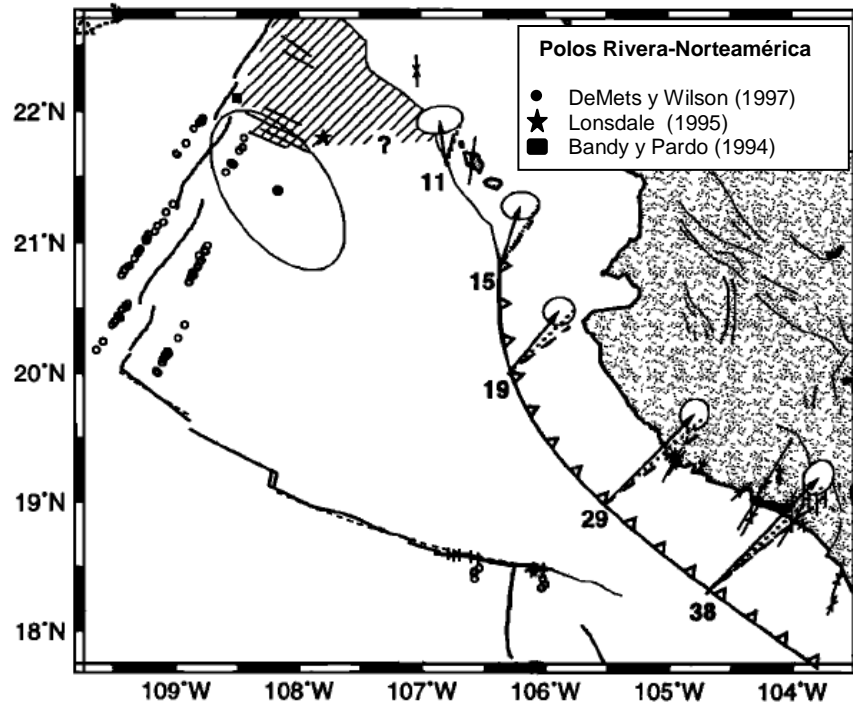


Figura 2.5. Polo de rotación Rivera-Norteamérica. Flechas negras indican la dirección de la velocidad predicha por el polo propuesto por DeMets y Wilson (1997), líneas punteadas y discontinuas indican la dirección de velocidad predicha para Lonsdale (1995) y Bandy y Pardo (1994) respectivamente. Puntos 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).