

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.