

6. Discusión

El mecanismo focal seleccionado, en el caso del sismo de Alvarado, es el obtenido de la inversión con la estructura de velocidad de Castillo y Moore. Este modelo se escogió debido a que se tiene un menor R/D%. Debido a esto, los sismogramas sintéticos tienen un mejor ajuste con datos los observados.

Al comparar los mecanismos focales reportados por Suárez (2000) (Tabla 6.1) con el obtenido en este trabajo, se observa que los tres muestran un fallamiento inverso y que sus profundidades focales se encuentran entre los 21 y los 26 km, probablemente en la corteza inferior. Sin embargo, los eventos de Veracruz y el de Alvarado, muestran un mayor parecido entre ellos en cuanto al mecanismo focal se refiere.

Tabla 6.1. Parámetros de los sismos de Alvarado y los sismos reportados por Suárez (2000).

Fecha	Hora	Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)	Prof. (km)	Momento (dina/cm)
29/10/09	10:52:57	246.5	44	39	21.8	6.13e+18
11/03/67	14:44:56	250	39	20	26	3.4e+24
26/08/59	8:25:31	309	32	102	21	5 e+25

Estos dos eventos reflejan un plano de fallamiento inclinado a un ángulo mayor. Además, ambos muestran un componente de fallamiento lateral derecho (Figura 6.1). En contraste, el sismo de Jálipan es un mecanismo casi puramente inverso. Lo más evidente entre la relación de estos dos eventos de Alvarado y Veracruz es la cercanía geográfica de sus epicentros. En todos los casos, sin embargo, los ejes de compresión máxima (ejes P) están orientados en una dirección noroeste-sureste y son casi horizontales.

Suárez (2000) señala un paralelismo entre los ejes de compresión de los sismos en la costa del Golfo de México y el movimiento relativo de la placa de Cocos con respecto a la placa de Norteamérica (Fig. 6.2). Como anotamos arriba, el sismo de Alvarado muestra el eje de presión con una tendencia similar.

Al notar esta correlación, resulta lógico proponer que el sismo de Alvarado tiene el mismo origen tectónico que los sismos reportados por Suárez (2000). Esta actividad sísmica a lo largo de la costa suroccidental del Golfo de México sugiere una

deformación tipo *backarc* en la zona, debido a los esfuerzos horizontales transmitidos por la subducción de la placa de Cocos debajo de la placa norteamericana (Figura 6.2). Esta deformación cortical, debida probablemente a la subducción de la placa de Cocos, podría ser además influenciada por la subducción de la Dorsal de Tehuantepec. Siendo un rasgo topográfico importante, es posible que los esfuerzos transmitidos a la placa de Norteamérica en el proceso de subducción se incrementen en esta zona.

Cabe agregar que de Cserna (1984) menciona que existe evidencia geológica de deformación compresiva en la costa suroccidental del Golfo de México, que parece ser el resultado de un margen activo de subducción. Sin embargo, no existe evidencia de que haya una zona activa de subducción en la región. Los sismos registrados y para los cuales hay un mecanismo focal, discutidos en este estudio, muestran fallamiento sobre un plano a alto ángulo y no con una inclinación de bajo ángulo como la mostrada por los sismos en zonas de subducción. Por otro lado, no hay ninguna evidencia de la presencia de una zona de subducción activa buzando hacia el suroeste, que indique la presencia de una placa en subducción en esa dirección. La evidencia de dicha deformación nos lleva inferir una cabalgadura en la parte norte del Istmo de Tehuantepec, producto no solo del estado de esfuerzo debido a subducción de la placa de Cocos, sino de la transición de corteza continental a corteza oceánica.

La profundidad media de los sismos intracontinentales es generalmente menor a 15 km (Chen y Molnar, 1983; Maggi et. al., 2000). Con base en los resultados arrojados por este estudio, se observa que la profundidad focal de esta actividad sísmica en el Golfo es mayor a la reportada generalmente para los sismos intracontinentales. Sin embargo, en algunos casos de sismicidad intracontinental revisados por Chen y Molnar (1983) y Chen (1988), además de sismos someros, se encontró una escasa sismicidad en la corteza inferior y en el manto superior. Estos autores atribuyen este hecho al cambio de características tales como tipo y edad de la corteza, además de la temperatura en la región de la fuente, proponiendo así un modelo reológico en el cual la parte superior de corteza y la corteza inferior y la parte superior del manto corresponden a zonas de una alta rigidez relativa y están separadas por una zona de baja rigidez, la corteza media, donde las deformaciones no tienen un comportamiento elástico (zona asísmica).

La profundidad media de la discontinuidad del Moho, en la zona donde ocurrieron los sismos de Alvarado, Jalipán y Veracruz, se ha reportado entre 20 y 26 km, (Melgar,

2009). Por lo cual estos sismos al igual que los reportados por Chen y Molnar (1983), Chen (1988) y Maggi et al. (2000) parecen ocurrir cerca de la discontinuidad del Moho o en la parte superior del manto. La información existente no nos permite identificar donde ocurren exactamente, si en el manto superior o en la corteza inferior.

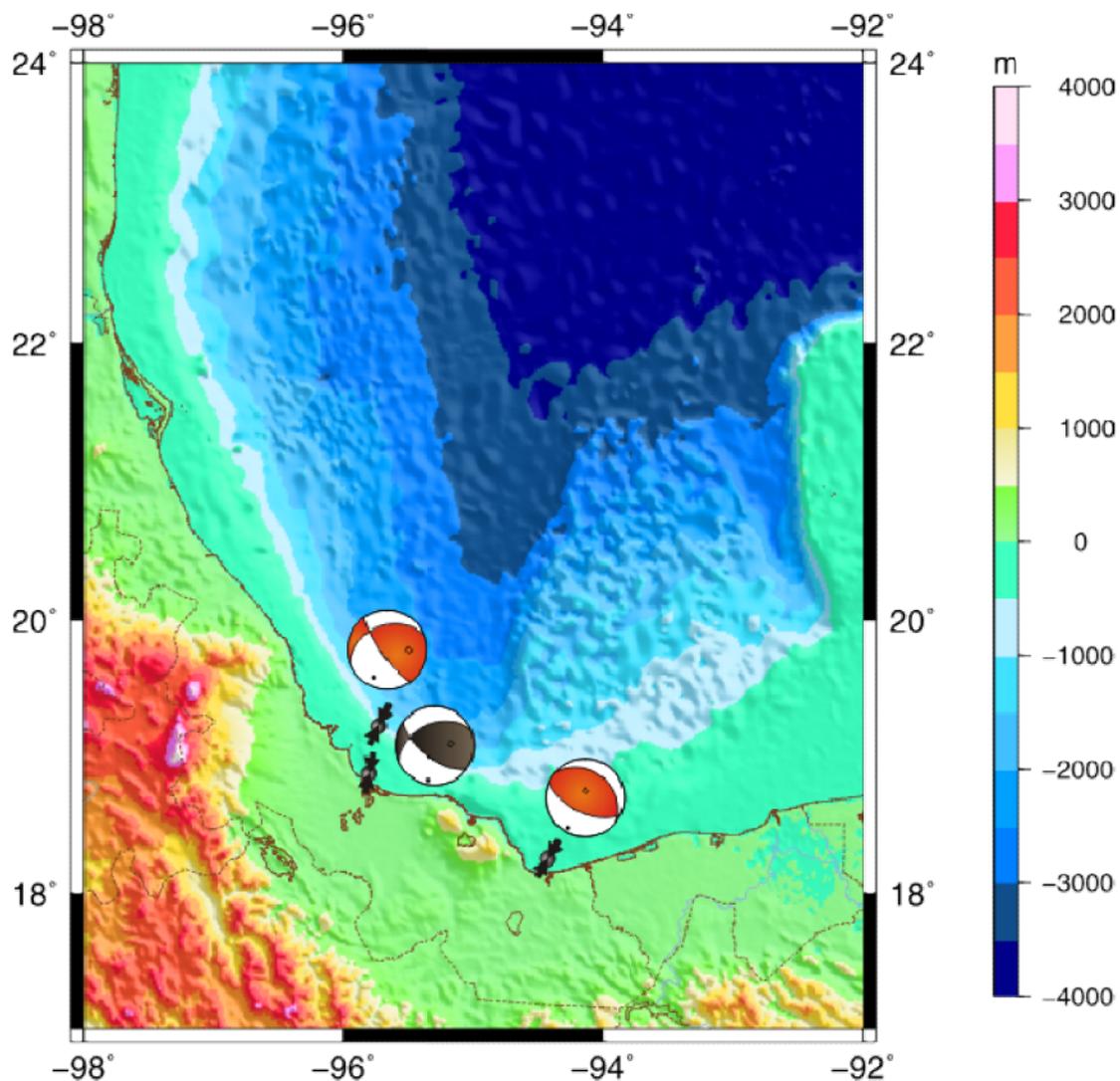


Fig. 6.1. Mapa batimétrico donde los mecanismos focales rojos son los calculados por Suárez (2000), el negro es el calculado en este trabajo, los puntos negros son los epicentros y las flechas los ejes de compresión.

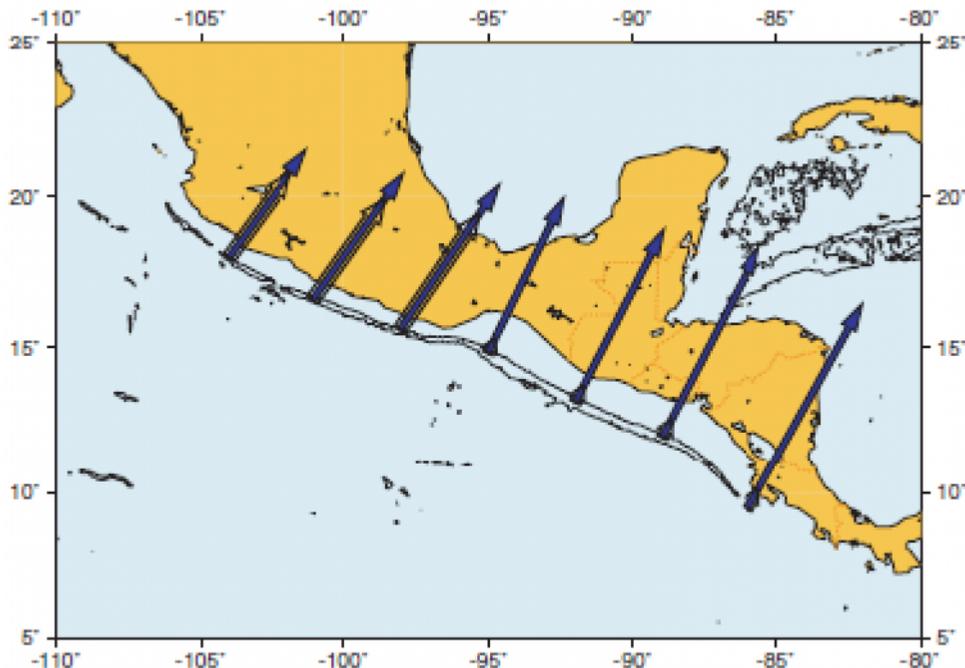


Fig. 6.2. Mapa donde las flechas muestran la velocidad relativa de la placa de Cocos. (Tomada de Guzmán y Gómez, 2006).

En el caso del sismo de Tuxpan de Cano se obtuvieron lamentablemente pocos registros sísmicos adecuados para la inversión. Debido a la magnitud relativamente baja del sismo, hay mucho ruido en la mayoría de las estaciones encontradas a distancias telesísmicas del epicentro. Como resultado de esto no fue posible tener una buena cobertura azimutal en la inversión.

En la figura 6.3 (Tabla I.4.), se observan sismogramas de varias estaciones europeas, las cuales tienen relaciones señal a ruidos mayor a 1.5. En estos casos no es posible distinguir claramente los primeros arribos utilizados para la inversión, P, pP y sP.

Observando el ajuste entre los sismogramas observados y los sintéticos y $\%R/D$, se decidió que la mejor solución fue la obtenida utilizando en la inversión el modelo general de la Tierra.

Los parámetros resultantes son evidentemente muy diferentes al caso del sismo de Alvarado. El mecanismo focal muestra fallamiento lateral izquierdo, con un buzamiento de plano de falla casi perpendicular, además de una profundidad muy somera de aproximadamente 7 km.

El epicentro del sismo se localiza en la zona de la Cordillera Ordoñez. La cordillera Ordoñez tiene un origen relacionado con dos procesos geológicos el primero es la orogenia Laramide y el segundo un desplazamiento sobre una superficie de décollement por gravedad (De Cserna 1984, y Rowan et. al.2000). En la cordillera se han reportado también varias estructuras geológicas como son fallas imbricas, fallas laterales y pliegues simétricos.

Tabla 6.2. Parámetros de los sismo de Tuxpan de Cano.

Fecha	Hora (GMT)	Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)	Prof. (km)	Momento (dina/cm)
23/05/07	19:09:15	96.9	80	2.9	6.66	3.032e+18

Es posible que dicho sismo fuera producto de cambio del estado de esfuerzos en la zona, posiblemente por la subducción de la placa de Cocos, lo cual pudo activar alguno de las estructuras geológicas antes mencionadas.

Finalmente cabe destacar que al graficar (Fig. 6.4) los eventos con sus respectivos mecanismos focales, junto con los publicado por Suarez (2000), en un mapa localizando rasgos geológicos importantes de la zona, se observa como los sismos de 1967 y 2009 se localizan dentro de la cuenca de Veracruz, mientras que el de 1959 está en la cuenca salina del Istmo. Como se mencionó en el primer capítulo del presente trabajo se nota una relación de sismicidad con campos petroleros. En el caso de los sismos de Veracruz y Jáltipan se descarto esta posibilidad dada la profundidad de los eventos sísmicos. Otro rasgo es la zona de domos salinos, dentro de ella sólo se localizo el sismo de 1959; sin embargo en la literatura se menciona deformación producto de fallamiento normal, grabens, en las crestas de los domos. El mecanismo focal es inverso por lo cual también se descartó.

Por otro lado, hay dos grupos de sismos importantes en la zona de la cuenca de Veracruz y la cuenca salina del Istmo. La mayoría son sismos de magnitud entre 3 y 4. Debido a su magnitud, no se pudo hacer un análisis como el del los sismos de Alvarado y Tuxpan; a la falta de instrumentación sísmica en la zona es difícil hacer un estudio más detallado de esta sismicidad. Por esta razón se recomienda mejorar la cobertura de estaciones sismológicas en el área por parte del Servicio Sismológico Nacional o la instalación de una red sísmica local, para poder analizar de manera detallada el estado de esfuerzos en la zona y poder descartar u observar sí realmente hay una relación de la sismicidad con causas expuestas en el primer capítulo del

presente trabajo. Puesto que en la literatura se reportan esta relación principalmente por un estudio más focalizado.

En cuanto al análisis estadístico para comparar los dos modelos de capas, se concluye que estadísticamente no se encontró una diferencia significativa en el resultado de los parámetros obtenidos, aunque se observó como al cambiar el modelo se mejora o empeora el ajuste entre sismogramas.

Fig. 6.3. Registros de las compontes BHZ de diferentes estaciones europeas para el sismo de 23/05/2007.

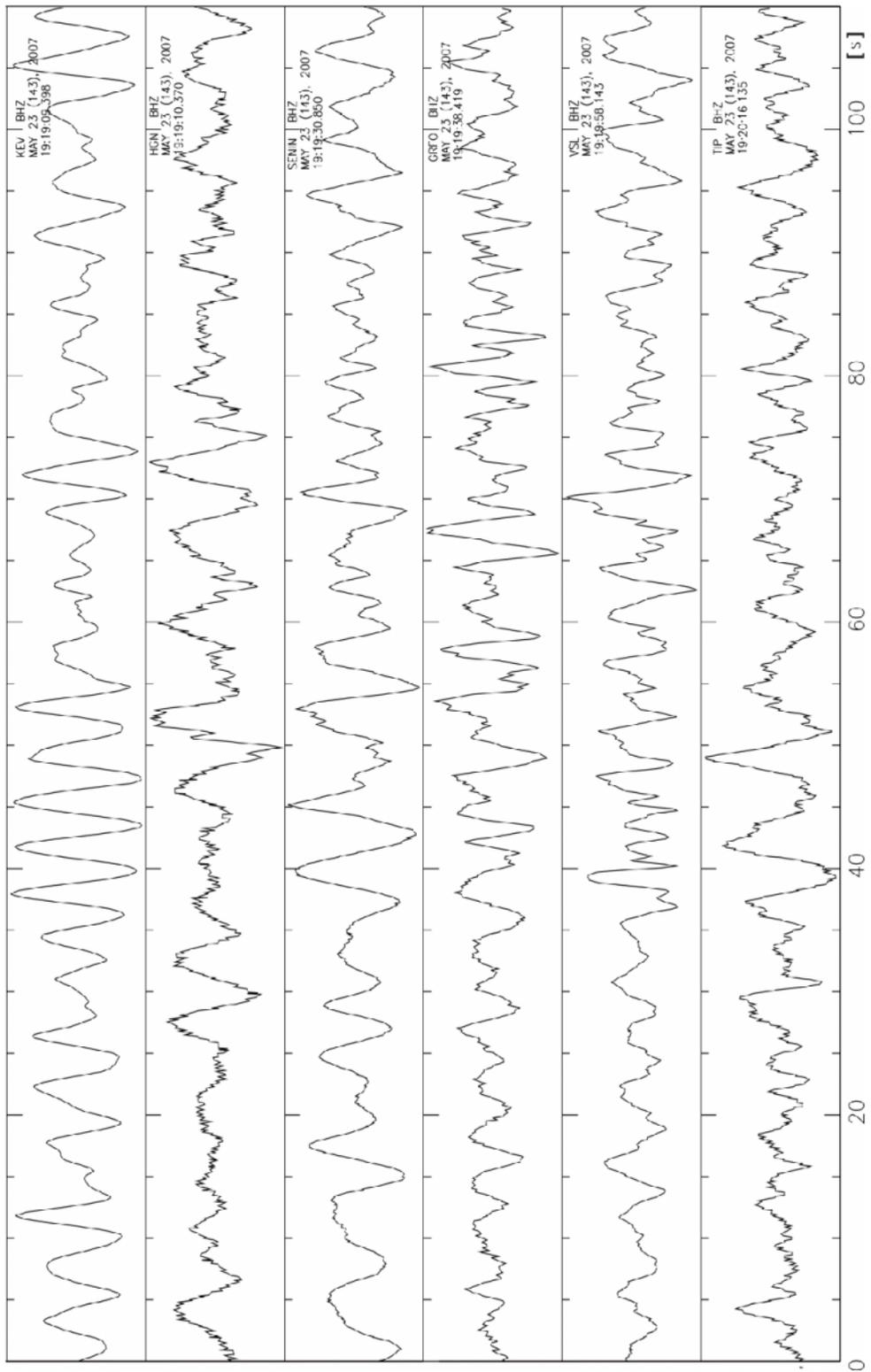


Fig. 6.4. Mapa batimétrico donde los mecanismos focales rojos son los calculados por Suarez (2000), el negro es el calculado en este trabajo, los puntos negros son los epicentros. CTM (Cuenca de Tampico-Misantla), CV (Cuenca de Veracruz),CS(Cuenca Salina) y CM(Cuenca Macuspana).

