



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

**CARACTERÍSTICAS DE LOS TEMBLORES Y DE LA TRANSMISIÓN SÍSMICA EN
EL GOLFO DE MÉXICO.**

**TESIS
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

**PRESENTA:
VICTOR HUGO RUIZ CARRASCO**

**TUTOR:
DR. JAIME YAMAMOTO VICTORIO**
Instituto de Geofísica

MÉXICO, D. F. MARZO DE 2014



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



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.

Para mis hijas e hijos.

AGRADRADECIMIENTOS.

Quiero hacer patente mi agradecimiento a todas las personas e instituciones sin cuyo apoyo, no habría sido posible la realización de este trabajo.

Al Dr. Jaime Yamamoto, un agradecimiento muy especial por su invaluable apoyo en el asesoramiento de este trabajo, así como durante mi incursión en este interesante mundo de las ciencias de la Tierra.

Al Dr. Luis Quintanar y al Dr. Oscar Campos por su apoyo tanto económico como profesional para la consecución de este trabajo.

A los Doctores Luis Quintanar Robles, Oscar Campos Enríquez, Juan Martín Gómez, Allen Husker, quienes gentilmente aceptaron ser sinodales y realizaron una revisión crítica del trabajo, haciéndome valiosos comentarios, que me permitieron integrar una versión más clara de este trabajo.

Al Dr. Juan Payero por su apoyo y paciencia para aclarar todas las dudas que me surgieron en el desarrollo del trabajo y en la obtención de los datos.

Así mismo al Dr. Víctor Hugo Espíndola por su apoyo en la obtención de datos y consejos sobre el trabajo.

A CONACYT que contribuyó de manera fundamental en el desarrollo del posgrado por su apoyo económico.

Al Dr. Luis Quintanar Robles por su apoyo a través de PAPIIT dentro del proyecto IN 102813.

A los Doctores Allen Husker, Jaime Yamamoto y Luis Quintanar Robles, que fungieron como comité tutorial durante el posgrado y sin su aportación no hubiera llegado a buen término este trabajo.

A mis profesores.

A mis compañeros y amigos, Jorge Real, Oscar Castro, John Díaz, Delia Bello, Elizabeth Castañeda, Ximena Novo, Ernesto González, Gabriela Vera, Said Jaramillo por haber incidido de muchas maneras en el desarrollo del posgrado.

A todo el departamento de posgrado.

A todos gracias.

TABLA DE CONTENIDO

RESUMEN.	1
INTRODUCCIÓN GENERAL.	2
1. CAPITULO 1. ANTECEDENTES.	4
1.1. ORIGEN DEL GOLFO DE MÉXICO.	5
1.2. ESTRUCTURA GEOLÓGICA.	6
1.2.1. CARACTERÍSTICAS DE LA CORTEZA DEL GOLFO DE MÉXICO.	8
2. CAPITULO 2. SISMICIDAD DEL GOLFO DE MÉXICO.	13
2.1 CARACTERÍSTICAS DE LA SISMICIDAD.	14
2.2 SISMOS RELEVANTES.	16
2.3 MECANISMOS FOCALES.	20
2.4 DISCUSIÓN DE RESULTADOS.	23
2.5 DISTRIBUCION DE ESFUERZOS.	31
2.6 CONCLUSIONES.	36
 CAPITULO 3. ATENUACIÓN DE LAS SEÑALES SISMICAS EN EL GOLFO DE MÉXICO.	 37
INTRODUCCIÓN.	38
3.1 DESCRIPCIÓN DE LOS PARÁMETROS: Q , Q_0 , η	38
3.2 MÉTODO DE ANALISIS.	39

3.3 INFORMACIÓN UTILIZADA.....	41
3.4 CÁLCULO DEL FACTOR DE CALIDAD CODA-Q.....	43
3.5 ANÁLISIS DE RESULTADOS.....	52
3.6 REGIONALIZACIÓN DEL FACTOR DE CALIDAD.	53
3.7 INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS	56
3.8 CONCLUSIONES.....	57
4. REFERENCIAS.	58
5. ANEXO.	61

RESUMEN

Realizo este estudio para conocer las características de los sismos y la atenuación sísmica en el Golfo de México, primeramente analizo los mecanismos focales de 10 sismos, 6 ocurridos en la cuenca, 3 en el norte del Istmo de Tehuantepec y uno en Haití.

El análisis del plano de falla, y los ejes de presión y compresión se hicieron a partir de los mecanismos determinados por *Harvard CMT*. Dos sismos en el norte de la Cuenca, ambos de falla inversa, asociados posiblemente con la tectónica salina y la carga sedimentaria de la zona, cuatro eventos en la costa de Veracruz dentro de la cuenca, estos de falla normal, su origen probable las fallas preexistentes y la dinámica de la cuenca y los efectos de la subducción en el sur del Istmo de Tehuantepec. Tres eventos de profundidad mayor a 100 km, en el norte del Istmo de Tehuantepec también de falla inversa provocados por el efecto de la placa subducida.

En la segunda parte analizo los registros sísmicos de cinco eventos obtenidos en las estaciones alrededor del Golfo de México, para determinar el factor de calidad y su dependencia con la frecuencia en dicha cuenca, utilizando el método de apilamiento de la razón espectral. La variación del factor de calidad observada, muestra valores ~50% más altos en el centro de la cuenca en comparación con valores alrededor de la misma, por lo que la atenuación es mayor en la periferia de la cuenca que en su parte central.

Palabras clave: Golfo de México, mecanismo focal, tectónica salina, factor de calidad, dependencia con la frecuencia.

ABSTRACT

Conducted this study to determine the characteristics of earthquakes and seismic attenuation in the Gulf of Mexico, first focal mechanisms analyzed 10 earthquakes, 6 occurred in the basin, 3 in the north of the Isthmus of Tehuantepec and one in Haiti.

The analysis of the fault plane and the axes of compression pressure and made from the specific mechanisms by *Harvard CMT*. Two earthquakes in the North Basin, both thrust fault, possibly associated with salt tectonics and sediment load in the area, four events on the coast of Veracruz within the watershed, these normal fault, it's probable origin failures existing and basin dynamics and the effects of subduction in the south of the Isthmus of Tehuantepec. Three events deeper than 100 km in the north of the Isthmus of Tehuantepec also reverse fault caused by the effect of the subducted plate. In the second part I analyze seismic records obtained five events at stations around the Gulf of Mexico, to determine the quality factor and frequency dependence in the basin, using the stacking method of spectral ratio. The observed variation of the quality factor, sample values ~ 50 % higher in the center of

the basin compared to around the same values , so that the attenuation is greater at the periphery of the basin, which in its central part.

Keywords: Gulf of Mexico, focal mechanism, salt tectonics, quality factor, frequency dependence.

INTRODUCCIÓN GENERAL.

Los recursos energéticos derivados del petróleo de México residen en gran medida en la Cuenca del Golfo de México, una de las áreas productoras de hidrocarburos de mayor potencial en el mundo, Figura 1.1. Por otro lado, recientes avances científicos y tecnológicos, aportan novedosos conocimientos que abren nuevos campos para la exploración y la explotación que en otros tiempos eran impensables, tal es el caso de las aguas profundas del Golfo de México. Así, investigar las características de esta región desde diferentes perspectivas debe constituir una prioridad nacional. La presente investigación pretende ser una aportación en el conocimiento de las características sísmicas de la región.

Este trabajo consta de dos partes contenidas en tres capítulos, en la primera se analiza la distribución y mecanismos focales de los principales sismos ocurridos en el Golfo de México (GM). Se discuten de manera especial el mecanismo de ruptura del evento (Mw 5.8) del 10 de septiembre de 2006 localizado frente a las costas de Florida, Estados Unidos de América y el del 23 de mayo de 2007 (Mw 5.4) frente a las costas de Tuxpan, Veracruz. Estos dos eventos son los más importantes en magnitud en los últimos años pero hay otros eventos relevantes, también estudiados en este trabajo, ocurridos en la costa sur de Veracruz, como el sismo del 29 de octubre de 2009 (M5.7) al noreste de Alvarado, el sismo del 25 de febrero de 2011 (M6) cerca de Acayucan y el sismo del 7 de abril de 2011 (M6.7) cerca de Las Choapas.

En la segunda parte del trabajo se estudia la atenuación anelástica de las señales sísmicas en el GM, a través del análisis del decaimiento de la coda de la onda S. La atenuación se estima calculando los valores del Factor de Calidad Q para diferentes trayectorias dentro del GM, en el rango de frecuencias 0.3 a 4.0 Hz. Se asume que el factor Q está regido por la ecuación $Q(f) = Q_0 f^\eta$ donde Q_0 es el valor de $Q(f)$ a 1Hz. Para el cálculo se utilizan los registros digitales de banda ancha de 5 eventos de magnitud moderada ($5.2 \leq Mw \leq 7$) ocurridos frente a las costas de Florida USA, Tuxpan, en las Choapas y Alvarado, Veracruz; registrados en la red IRIS (*Incorporated Research Institutions for*

Seismology) y por el SSN (Servicio Sismológico Nacional). Se incluye el sismo de Haití del 2010 únicamente como comparación.



Figura 1.1. Algunas instalaciones vitales para la economía de México localizadas en la costa del Golfo de México y en la propia cuenca como es el caso de las plataformas de perforación.

CAPITULO I

ANTECEDENTES.

1.1 ORIGEN DEL GOLFO DE MÉXICO.

La actual cuenca del Golfo de México (GM) tuvo su origen en el Triásico Tardío (~ 200 Ma) como resultado de la separación de las placas Norteamericana, Africana y Sudamericana. La separación continuó probablemente en el Jurásico Medio (~ 160 Ma) con la formación de una corteza continental distendida en la parte central de la cuenca (Ebeniro et al., 1988). Durante esta época el avance intermitente del mar en la región continental occidental dio como resultado la formación de los extensos depósitos salinos conocidos hoy en día en la cuenca del Golfo de México.

Durante el principal episodio tectónico, el bloque de Yucatán derivó hacia el sur y condujo a la formación de la corteza oceánica en la parte central de la cuenca, posiblemente en el Jurásico Tardío (~ 150 Ma) después de la formación de los depósitos salinos. Ocurrido este acontecimiento, la base del GM ha permanecido como una provincia geológica estable caracterizada únicamente por el hundimiento sistemático de su parte central, probablemente debido al enfriamiento cortical y al peso, del grueso relleno sedimentario (Prost y Aranda, 2001). Es de suponerse que la corteza oceánica se formó bajo la cuenca del GM profundo (Ibrahim et al., 1981; Ebeniro et al., 1988; Buffler y Sawyer, 1985), debido a la expansión del fondo marino en un periodo de aproximadamente 5 a 10 millones de años.

Aunque los sedimentos que llenan las partes bajas (< 6 km) de la cuenca del GM han sido explorados extensamente para la explotación de hidrocarburos usando métodos sísmicos, y son razonablemente conocidos, opuestamente la naturaleza y la distribución de la corteza subyacente es mucho menos conocida. Varias características de los sedimentos han hecho difíciles las observaciones de penetración profunda. Los gruesos sedimentos del Cenozoico que cubren todas las partes de la cuenca del GM atenúan la energía sísmica, mientras que los carbonatos y evaporitas del Jurásico y Cretácico superiores proporcionan un contraste de gran impedancia, por lo cual la transmisión sísmica lejana es limitada (Dunbar y Sawyer, 1987).

1.2 ESTRUCTURA GEOLÓGICA.

El Golfo de México (GM) es el noveno cuerpo de agua más grande en el mundo. Considerado una pequeña cuenca del Océano Atlántico. La cuenca está situada en la placa de Norteamérica y limitada al norte y el noroeste por los Estados Unidos, al suroeste, y al sur por México; al sudeste por Cuba.

La forma de su cuenca es aproximadamente oval de unos 1,500 kilómetros de ancho cubierta de rocas sedimentarias y otros productos de la sedimentación. Su rango de marea es sumamente pequeño debido a la conexión estrecha con el océano. La cuenca del golfo tiene una superficie de aproximadamente 1.6 millones de kilómetros cuadrados, con una profundidad máxima de 4,384 m. En el GM se han analizado diferentes regiones en la que aparecen estratos plegados y eventualmente fracturados por cortes u otros tipos de formaciones y que son características de cada región. Antoine y Ewing (1972) consideran siete regiones para el Golfo de México (Figura 1.2).

La cuenca del Golfo de México. Esta región contiene la fosa Sigsbee y puede dividirse en la plataforma continental, la Planicie Abisal de Sigsbee y el Delta del Mississippi. Ubicada entre el escarpe de Sigsbee y la Planicie Abisal de Sigsbee, la plataforma continental está compuesta de sedimentos transportados al área desde el norte (Ewing et al., 1958).

El Noreste del Golfo de México. Esta región del fondo del golfo se caracteriza por estar constituidas de sedimentos suaves y se extiende desde el este del Delta de Mississippi hasta el lado este de la Bahía Apalache. Al oeste del Cañón De Soto los sedimentos terrígenos son gruesos y llenan los remanentes de la cuenca del golfo. Los sedimentos derivados del Mississippi cubren la orilla occidental de la Plataforma de Carbonatos de Florida y así inicia una transición hacia los sedimentos de carbonatos (Ewing et al., 1966).

La Plataforma y Pendiente Continental del Sur de Florida. Como una parte sumergida de la Península de Florida, esta región del Golfo de México se extiende a lo largo de la costa, desde la Bahía Apalache hasta el Estrecho de Florida, incluyendo los cabos de Florida. Una progresión generalizada hacia los sedimentos de carbonato ocurre desde el norte hacia el sur y termina en los sedimentos de carbonato de la Cuenca de Florida (Wilhelm y Ewing, 1972).

El escarpe de Campeche. El Talud de Campeche es un talud extenso de carbonatos ubicado al norte de la Península de Yucatán (Ordóñez, 1936). El talud se extiende desde el Estrecho de Yucatán hacia el este de la Cuenca de Tabasco y Campeche en el oeste, e incluye el Arrecife Alacrán. Esta región

muestra muchas similitudes con la plataforma sur de Florida. Las teorías establecen que los procesos de erosión y distanciamiento continental tienen un papel importante en la separación de dos plataformas de carbonatos geológicamente similares (Wilhelm y Ewing, 1972).

El Golfo de Campeche. Se extiende desde la orilla occidental del escarpe de Campeche, hacia las regiones costeras al este de Veracruz. La Sierra Madre Oriental forma un borde al sur - suroeste, y la planicie costera relacionada es similar a la costa de Texas y Louisiana en el norte del Golfo. La topografía del fondo se caracteriza por cadenas largas paralelas al exterior de la cuenca. Los domos de sal son frecuentes en la región y se piensa que la migración de la sal hacia la superficie es una causa de los perfiles complejos del fondo (Worzel et al., 1968). Similar al norte del golfo, las grandes cantidades de petróleo se producen aquí y predominan los gruesos sedimentos de terrígenos (Logan et al., 1969).

Plataforma y pendiente Continental del Este de México. Ubicada entre Veracruz al sur y el Río Grande al norte, esta provincia geológica abarca toda la orilla del este de México. El fondo del Golfo en esta región se caracteriza por pliegues paralelos a la línea de costa. Debido a que aparentemente son creados por *evaporitas*¹ cubiertas de sedimento, la evidencia sugiere que los pliegues han impedido el transporte del sedimento desde la costa mexicana hasta la Cuenca del Golfo (Bryant et al., 1968).

El Golfo de México del Norte. El Golfo de México norte se extiende desde Alabama hasta la frontera Estados Unidos y México. Los sedimentos en la región son generalmente gruesos con una gran carga suministrada por el Río Mississippi. Extensos depósitos de sal están presentes a lo largo de la región (Murray, 1961; Halbouty, 1967) y estas estructuras actúan para crear características topográficas de la superficie y emergentes en la pendiente continental.

1

Rocas sedimentarias que se forman por cristalización de sales disueltas en mares y lagos costeros.

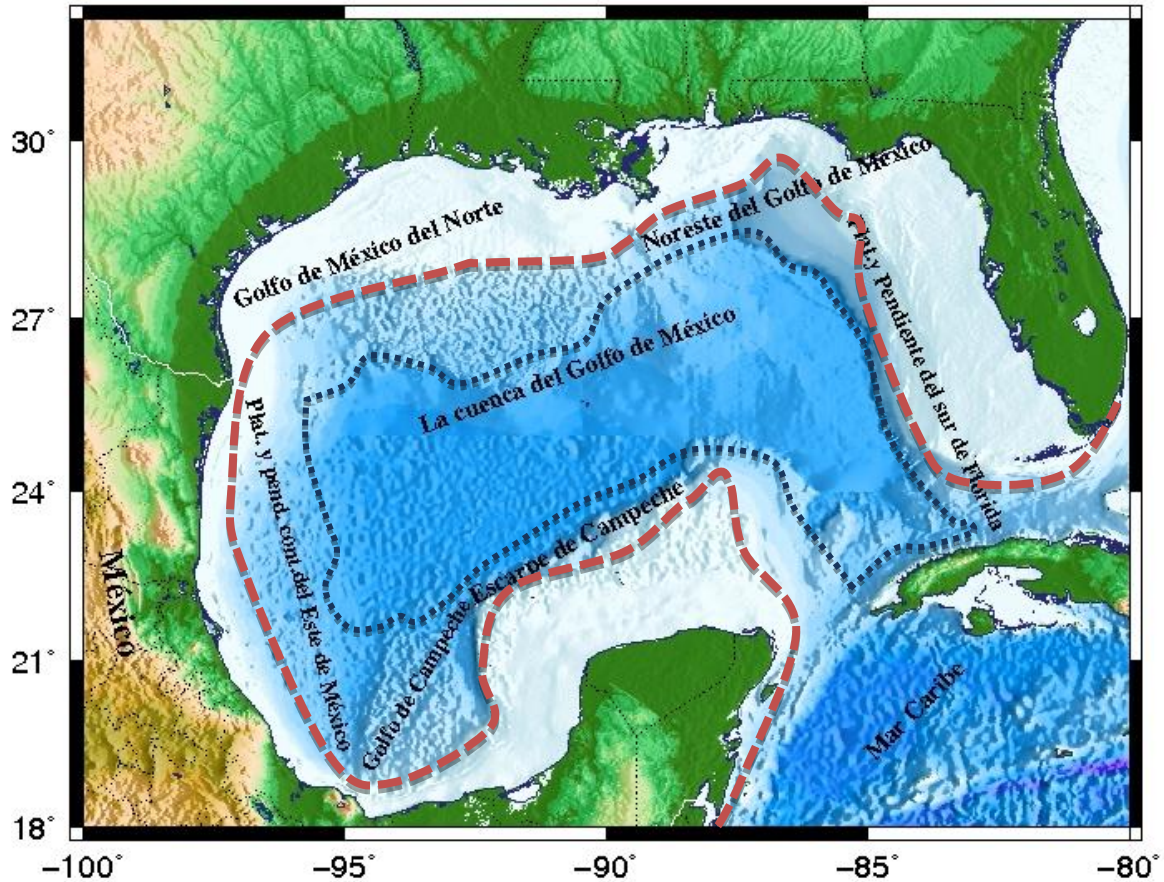


Figura 1.2 Provincias fisiográficas del GM. Las líneas discontinuas indican las fronteras entre las plataformas de las pendientes y de la planicie (modificado de Sawyer y Buffler 1991).

1.2.1 CARACTERISTICAS DE LA CORTEZA DEL GOLFO DE MEXICO.

La corteza terrestre en la cuenca del **GM** ha sido clasificada por (Sawyer y Buffler, 1991) en cuatro tipos principales (Figura 1.3).

Corteza oceánica.

Corteza transicional delgada.

Corteza transicional gruesa.

Corteza continental.

Esta división refleja la manera en que la corteza fue creada o modificada por el *rifting* Mesozoico. Los estudios de exploración petrolera (Cantú, 2001) y de reflexión sísmica (Bird et al.,

2007) han permitido estimar la profundidad de la corteza superior, la profundidad del Moho y la velocidad sísmica en las rocas de la corteza baja y el manto superior.

El área interpretada como corteza oceánica forma una banda convexa hacia el noroeste, a través de centro del Golfo de México profundo (Figura 1.3). Tiene unos 400 km de ancho en el oeste de la cuenca del Golfo de México pero se estrecha considerablemente hacia el este. La corteza oceánica en las partes occidental y central de la cuenca es interpretada como un emplazamiento durante el Jurásico Tardío, como resultado de *rifting* en la corteza subyacente entre el bloque de Yucatán y Norteamérica (Sawyer y Buffler, 1991).

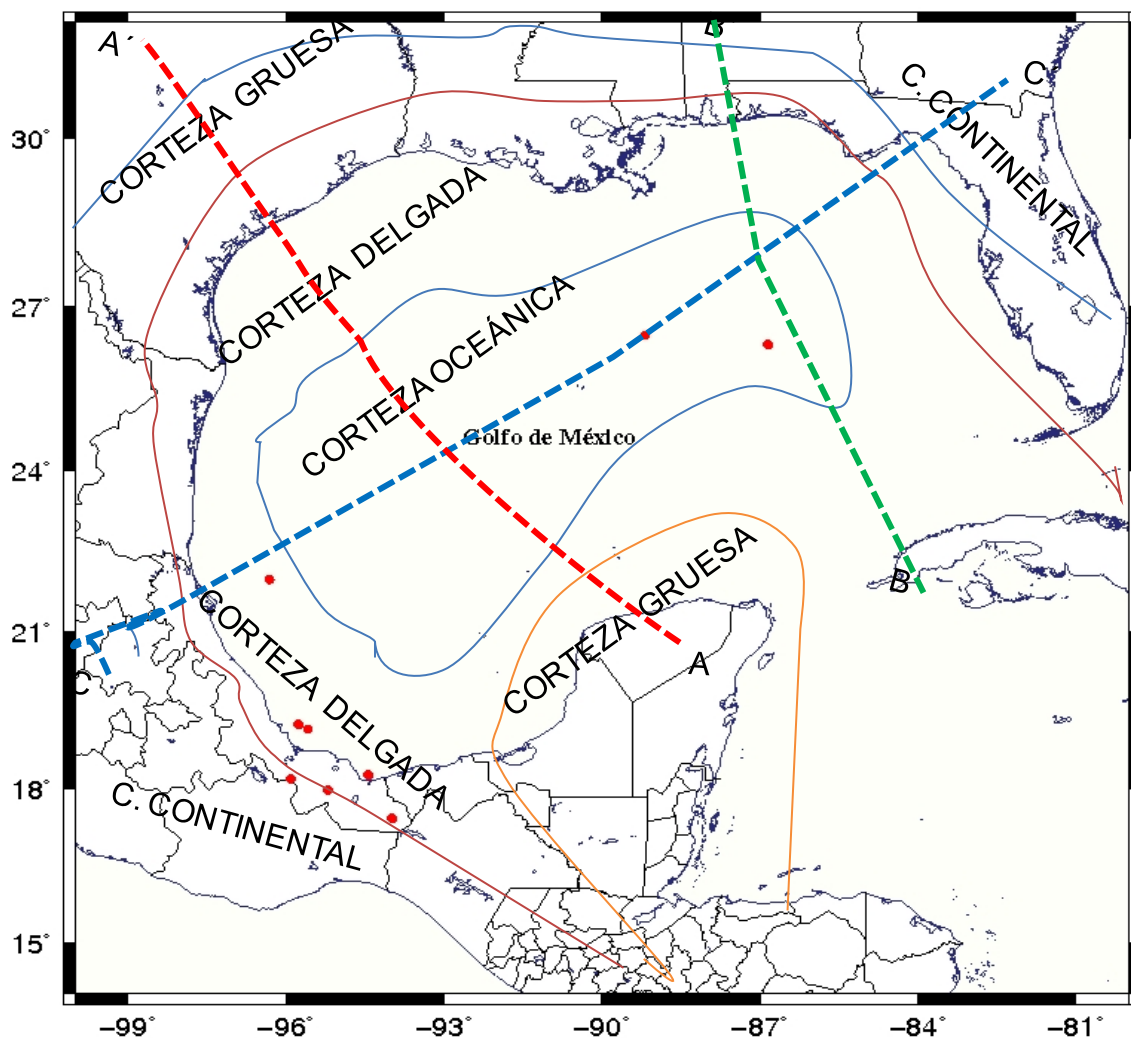


Figura 1.3 Tipos de Corteza en el GM. Corteza continental, Corteza transicional gruesa y Corteza transicional delgada y corteza oceánica. Los perfiles AA', BB' y CC' se muestran en líneas punteadas de colores rojo, verde y azul respectivamente, Figura 1.4, modificado de Sawyer y Buffler (1991). Los círculos rojos son los sismos analizados en este trabajo.

En la distribución de la corteza oceánica de la cuenca del Golfo de México no es posible distinguir entre los modelos de reconstrucción de la placa por las siguientes razones: (1) los detalles de su forma no son bien conocidos, (2) tiene márgenes conjugadas relativamente cortos para poder hacerlos coincidir, (3) no es seguro que la expansión del fondo marino comenzó sincrónicamente a lo largo de todo el margen, y (4) más del 50 por ciento del total del movimiento relativo de las placas fue acomodado por extensión cortical en lugar de la expansión del fondo marino (Dunbar y Sawyer, 1987).

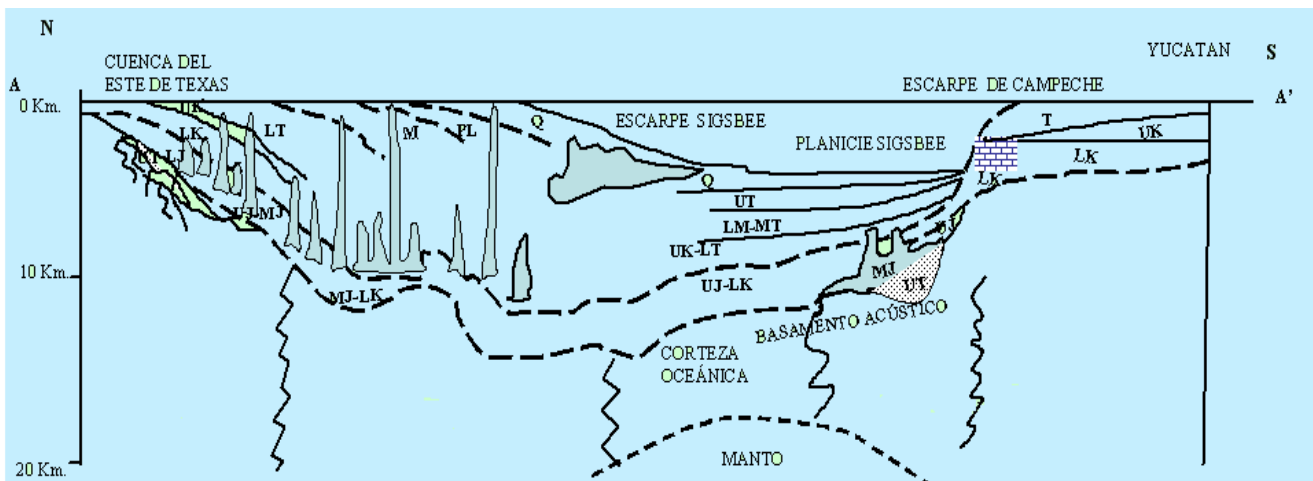


Figura 1.4 (a) Estructura a lo largo de los perfiles AA', de la península de Yucatán a la cuenca del este de Texas.

La corteza oceánica en la cuenca del Golfo de México es generalmente de 5 a 6 km de espesor se caracteriza por velocidades de transmisión de la onda longitudinal de 6.8 a 7.2 kilómetros por segundo (Sawyer y Buffler, 1991) fue formada durante el Jurásico medio y tardío 5-10 Ma (Buffler y Sawyer 1985). La frontera entre la corteza oceánica y la corteza transicional delgada en la cuenca del GM, está razonablemente bien definida por datos de refracción y reflexión sísmica. (Sawyer y Buffler, 1991). La corteza transicional delgada flanquea el área de la corteza oceánica en todos los lados y aparentemente se extendió durante el Jurásico Medio. Los datos de refracción sugieren que el rango de espesor es de 8 a 15 km y velocidades de 6.4 a 6.8 kilómetros por segundo para las ondas longitudinales (Sawyer y Buffler, 1991). La corteza transicional gruesa tiene un espesor que varía de 20 km hasta el espesor normal de la corteza continental de cerca de 35 a 40 km y se caracteriza por ser relativamente superficial con un basamento bien definido con mínimos intermedios. Las zonas altas se

superponen a la corteza con un espesor similar al de la corteza continental normal mientras que los mínimos se superponen a la corteza transicional delgada.

En algunos lugares, la corteza continental se vio afectada por el *rifting* del Triásico Tardío al Jurásico Temprano que forma cuencas aisladas. La profundidad del basamento en las regiones de la corteza continental varía entre 0 km en Texas y el sur de Estados Unidos y 5 km por debajo del nivel del mar en la plataforma oeste de la Florida. En la Figura 1.3 se muestran las fronteras de los diferentes tipos de corteza, la corteza oceánica, la transicional delgada, la transicional gruesa y la continental. Además los tres perfiles que atraviesan la Cuenca del GM. Estos perfiles muestran las estructuras y deformaciones del suelo marino, Figuras 1.4a, 14b y 14c.

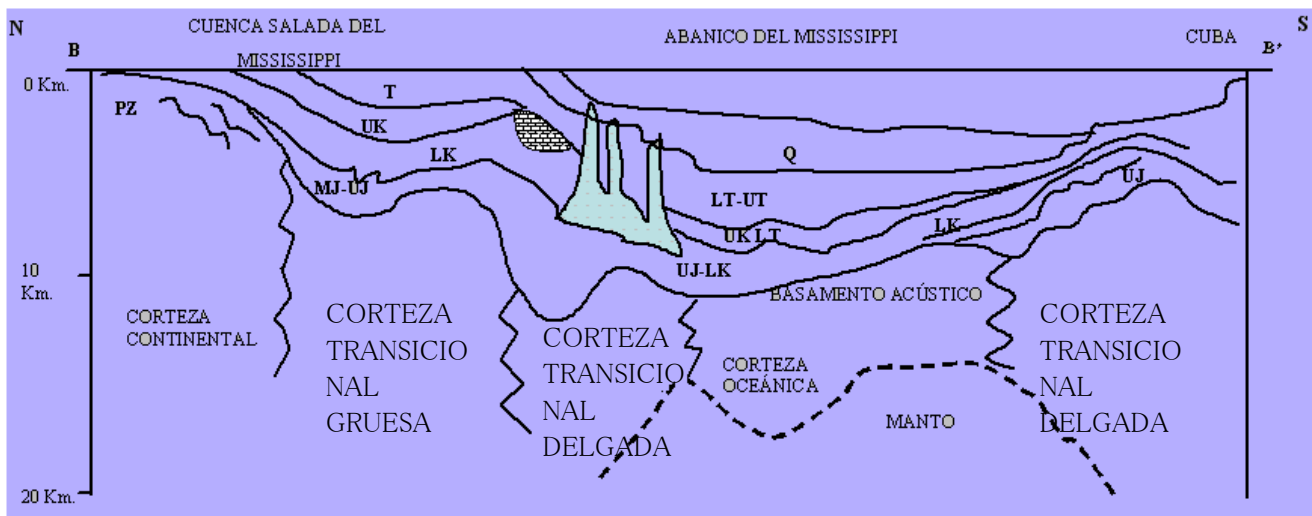


Figura 1.4 (b) Estructura a lo largo de los perfiles BB', desde la cuenca del Mississippi a Cuba.

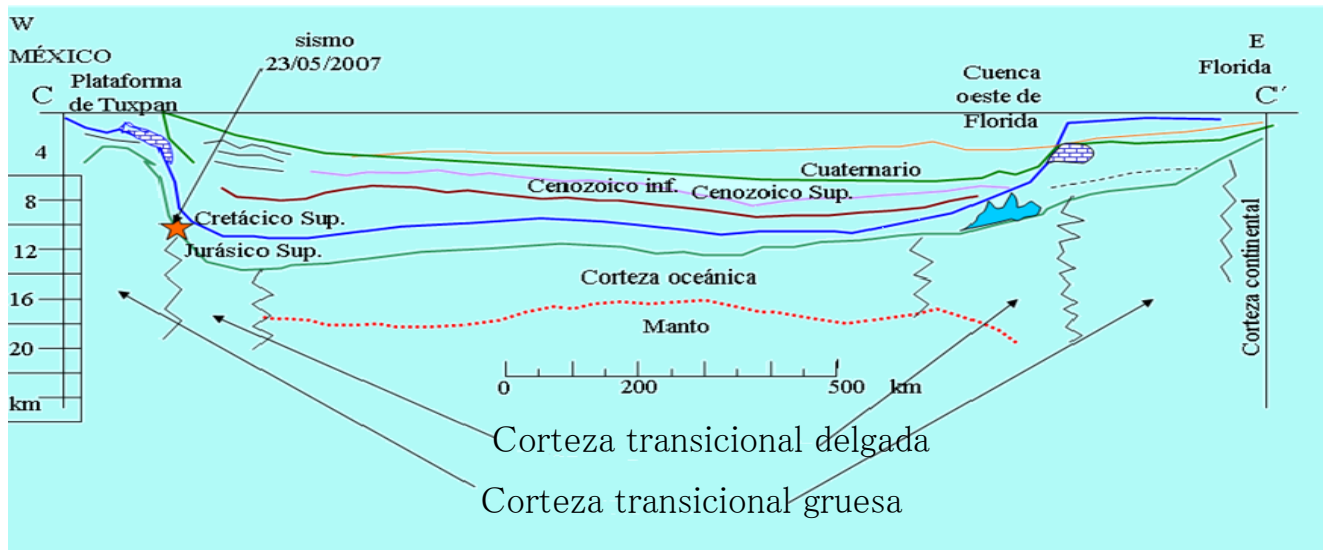


Figura 1.4 (c) Estructura a lo largo de los perfiles CC', desde la plataforma de Tuxpan hasta Florida, modificados de la figura de (Sawyer y Buffler, 1991). Q - Cuaternario, PL - Plioceno, M - Mioceno, UT - Terciario Superior, MT Terciario Medio, LT Terciario Bajo, T - Terciario, UK - Cretácico Superior, MCSB - Cretácico Medio Secuencia Limite. LK Cretácico Bajo, UJ - Jurásico Superior, MJ - Jurásico Medio, LJ - Jurásico Bajo, J - Jurásico, UTR - Triásico Superior, UPZ - Paleozoico Superior, LK Margen de Plataforma, Deformaciones Salinas del Jurásico Medio.

CAPITULO II

SISMICIDAD EN EL GOLFO DE MÉXICO.

2.1 CARACTERÍSTICAS DE LA SISMICIDAD

Aunque la actividad sísmica del Golfo de México es relativamente baja en comparación con las zonas de subducción, no puede considerarse asísmico. Algunos sismos, generalmente de baja magnitud ($M < 5$), han sido registrados a través de su historia (Figura 2.1). En los últimos años, dos eventos representan excepciones a la regla, primero, el temblor del 10 de septiembre de 2006, de magnitud $M_{5.8}$, localizado en el borde oriental del GM a 400 km de la costa de la Florida, que aunque no causó daños, fue sentido ampliamente en el sudeste de los Estados Unidos según registros de IRIS. El movimiento duró unos 30 segundos y se sintió en la costa del Golfo de Florida y en el sur de Georgia así como en Alabama, Mississippi, y Louisiana. En tanto que en la costa mexicana fue sentido en Cancún.

En segundo lugar, el sismo de mayor magnitud en el GM frente a la costa mexicana y del que se tiene información (SSN) es el ocurrido el 23 de mayo del 2007 (Figura 2.1). El SSN reportó el evento magnitud 5.4 a 167 km al noreste de Tuxpan Veracruz, y 400 km de la Ciudad de México. El sismo provocó pánico y evacuaciones de escuelas en Tampico, Madero, y Altamira en Tamaulipas (Prensa local).

Por otro lado, en la costa mexicana del GM en los límites del estado de Veracruz y Tabasco se exhibe un alto nivel de sismicidad comparado con el resto de la cuenca (Suárez, 2000). La actividad tectónica actual se limita a la esquina suroeste del GM, donde los terremotos y volcanismo intermedio, son una manifestación lejana de subducción a lo largo de la Fosa de Oriente de América, en el lado del Pacífico mexicano.

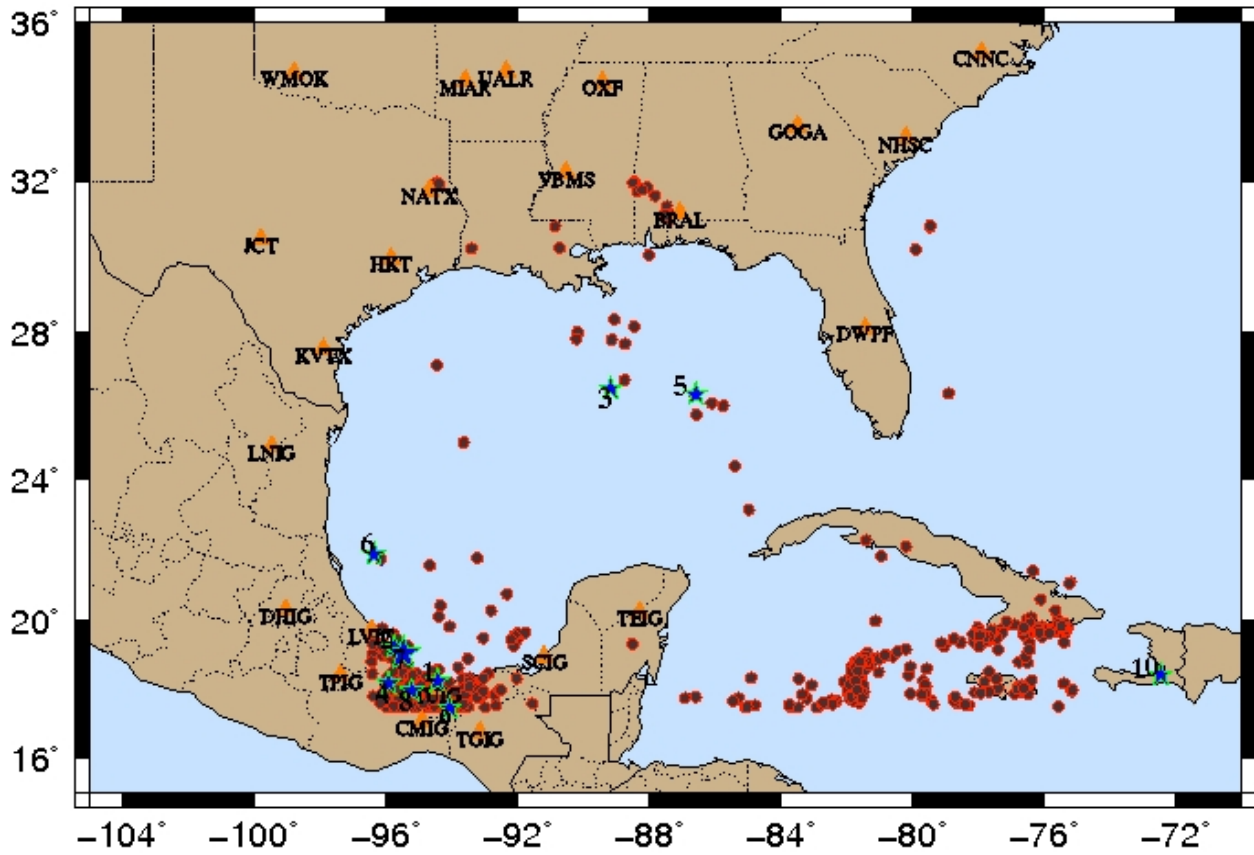


Figura 2.1 Sismicidad en el Golfo de México, su zona costera y el Caribe, eventos ocurridos de 1973 a Septiembre 2012 ($M_w > 3$). Los círculos rojos indican los sismos ocurridos en la zona de estudio, las estrellas azules los eventos analizados en este trabajo.

2.2 SISMOS RELEVANTES

Los temblores seleccionados son considerados como los más representativos de la sismicidad que se ha producido en el GM. Estos temblores tienen magnitudes entre 5 y 6.7, cuatro son de profundidad superficial menor a 20 km, dos de profundidad entre 20 y 30 km, y tres de profundidad intermedia mayor a 100 km. En la Tabla 2.1 se muestran los parámetros hipocentrales respectivos.

A continuación se describen brevemente los sismos, ordenados cronológicamente:

Tabla 2.1 Parámetros de los temblores estudiados en este apartado.

Núm	Fecha	Tiempo	Lat (°N)	Lon (°W)	Prof (km)	Mw	Región
1	1959-08-26	08:25:31.00	18.26	-94.43	21	6.4	Sureste de Veracruz
2	1967-03-11	14:44:56.00	19.23	-95.74	26	5.7	Costa de Veracruz
3	1978-07-24	08:06:17.80	26.49	-89.17	15	5	Frente costa de Florida
4	2002/0//30	08:42:03.40	18.19	-95.91	108	5.9	Veracruz-Oaxaca
5	2006-09-10	14:56:13.30	26.32	-86.84	10	5.8	Frente costa de Florida
6	2007-05-23	19:09:19.50	21.98	-96.31	10	5.6	Frente costa de Tuxpan
7	2009-10-29	10:53:00.20	19.14	-95.58	17	5.7	Noroeste de Alvarado Ver.
8	2011-02-25	13:07:28.70	17.98	-95.2	128	6	Oeste Acayucan, Ver.
9	2011-04-07	13:11:27.70	17.43	-93.98	154	6.7	Las Choapas, Ver.
10	2010-01-12	21:53:17.10	18.45	-72.45	12	7	Haití

2.2.1 Sismo del 26 de agosto de 1959. El sismo de Jaltipan de magnitud M6.4, fue analizado por Suárez (2000) quién calculó su mecanismo focal y su hipocentro a 21 km de profundidad. El mecanismo de este evento presenta un fallamiento inverso casi puro (Suárez, 2000).

2.2.2 Sismo del 11 de marzo de 1967. El sismo del 11 de marzo de 1967 de magnitud Mw 5.7 al sureste del puerto de Veracruz, es conocido como el temblor de Veracruz por los daños ocasionados en las edificaciones en varias localidades del estado. Suárez (2000) calculó su mecanismo focal y su hipocentro a 26 km de profundidad, utilizando ondas de cuerpo. Probablemente ocurrió en el manto, bajo la corteza transicional delgada la

cual tiene un espesor de aproximadamente 20 km al norte del istmo de Tehuantepec (Buffler y Sawyer, 1991).

2.2.3 Sismo del 24 de julio de 1978. Un terremoto inusual, con una magnitud $M_w 5.0$, ocurrió el 24 de julio de 1978. Para este evento ha sido posible obtener un mecanismo focal y una ubicación confiable, incluyendo la profundidad del foco, Figura 2.4. El evento ocurrió cerca del borde del abanico del Mississippi, a una profundidad de 15 km, aproximadamente la profundidad del Moho. Su mecanismo focal sugiere que puede estar relacionado con las tensiones asociadas al hundimiento de la litosfera causada por la acumulación de sedimentos provenientes del río Mississippi. Un cálculo crudo confirma que la tasa de acumulación de estrés causado por la depresión es lo suficientemente grande para causar la sismicidad observada (Frohlich, 1982).

2.2.4 Sismo del 30 de enero de 2002. De magnitud $M_w 5.9$, fue sentido en los estados de Veracruz, Oaxaca, y Puebla. La importancia de este sismo radica en su localización y profundidad. A una profundidad de 108 km, estos sismos no son muy frecuentes particularmente con magnitudes altas.

2.2.5 Sismo del 10 Septiembre de 2006. Fuerte sismo que tuvo lugar aproximadamente a 405 km al sur-sureste de Apalachicola, Florida el 10 de Septiembre del 2006 a las 8:56 AM hora local (14:56 UT). En el reporte del sismo se indica que fue sentido desde Louisiana hasta Florida. No hubo reportes de pérdidas humanas ni de daños materiales. Se reporta que en algunas localidades de Florida algunos objetos fueron lanzados fuera de los estantes y se observaron *seiches*² en piscinas. El sismo fue catalogado por el USGS como el evento intraplaca más ampliamente sentido y registrado en las últimas tres décadas. En la Figura 2.1 se muestran con círculos las localizaciones de los sismos registrados en la región y con una estrella la posición del sismo del 10 de Septiembre del 2006. Este sismo es el de mayor magnitud registrado en las dos últimas décadas en la cuenca del GM, Figura 2.2. En la Figura 2.4 se muestra el hipocentro de este evento.

2

Una oscilación de onda estacionaria en un cuerpo de agua cerrado o semicerrado continuando la oscilación después de la interrupción de la fuerza de origen.

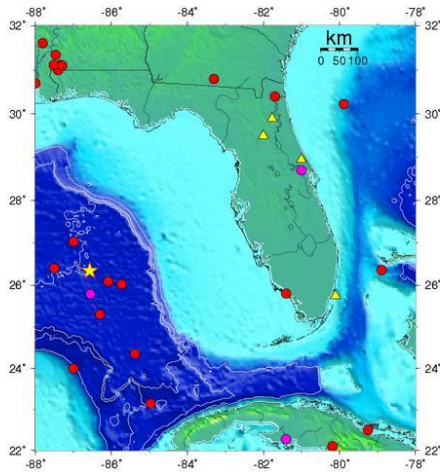


Figura 2.2 Sismos ocurridos en la región norte del Golfo de México (círculos rojos). La estrella amarilla indica el sismo del 10 de septiembre de 2006 puede apreciarse la plataforma continental en verde y el escarpe de florida en azul claro así como la corteza oceánica en azul marino (Yamamoto et al. 2013, comunicación personal).

2.2.6 Sismo del 23 de Mayo 2007. Un temblor aislado de magnitud 5.3 ocurrió el 23 de Mayo a las 14:09 hora local (19:09 UT) a 95 km frente a la costa norte de Veracruz en el Golfo de México. El foco del sismo fue localizado usando datos de la red sísmica permanente del Servicio Sismológico Nacional (SSN) a los 21.57° N y 96.41° W y a una profundidad de 9.5 km a aproximadamente a 123 km de distancia de Tuxpan, Veracruz. El sismo fue ampliamente percibido en las poblaciones localizadas en la costa de Tamaulipas y Veracruz en donde varias escuelas y edificios públicos fueron evacuados por las autoridades. La planta nuclear de Laguna Verde situada a 205 km del epicentro ni alguna otra de las instalaciones de la Compañía petrolera estatal PEMEX reportó daños. Figura 2.3. A diferencia del sismo de septiembre de 2006, el evento del 23 de mayo de 2007 fue localizado más cerca de la costa mexicana, como se dijo, en la costa de Tamaulipas y Veracruz. Sentido en los estados de Tamaulipas, Veracruz y Puebla, Figura 2.3. Este evento no fue un fenómeno fuera de lo común aunque los sismos en el Golfo de México son menos frecuentes que los que ocurren en la costa del Pacífico mexicano. Los sismos ocurridos en la cuenca del GM, tienen su foco en la corteza Figura 2.4.

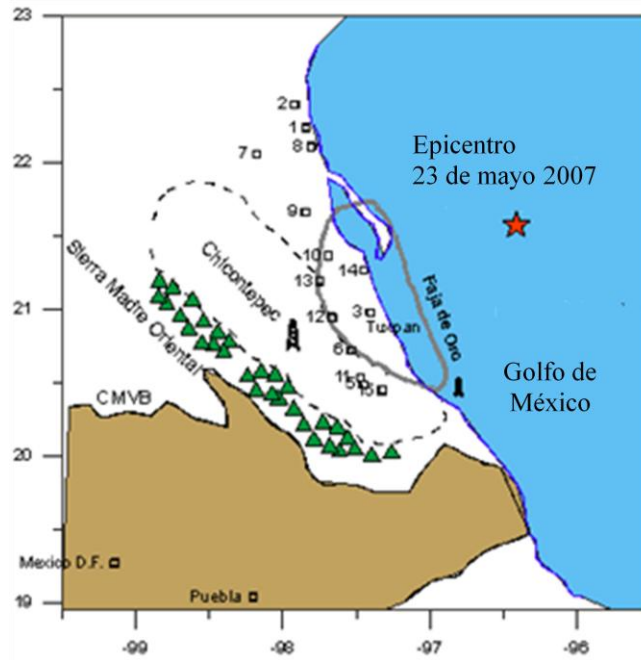


Figura 2.3 Área donde ocurrió el sismo del 23 de mayo de 2007. También se indica la localización de zonas de importancia económica en la costa mexicana. Chicontepec en líneas punteadas y la línea gris la zona de la Faja de Oro. Se muestra en café el Cinturón Volcánico Trans Mexicano. Los números indican las localidades donde fue sentido el temblor (Yamamoto et al. 2013, comunicación personal).

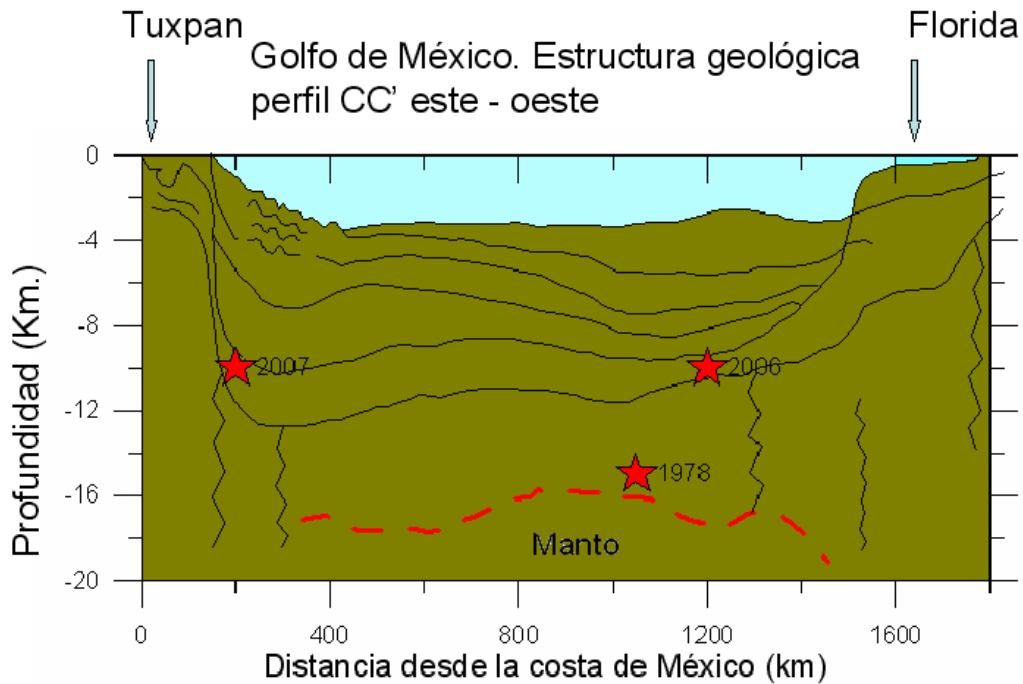


Figura 2.4. Perfil Este-Oeste de la estructura del Golfo de México y los sismos de 1978, 2006 y 2007. Las líneas negras representan las capas de sedimentos mientras que la línea roja punteada representa la frontera corteza manto (Yamamoto et al. 2013, comunicación personal).

- 2.2.7 Sismo del 29 de octubre de 2009.** El SSN reportó un sismo de Mw 5.5 localizado en la costa de Veracruz a 14 km al noroeste de Alvarado, a las 4:52 horas, tiempo del centro, fue sentido en varias localidades del estado de Veracruz. No se reportan daños.
- 2.2.8 Sismo del 25 de febrero de 2011.** Un sismo de Mw 5.7 ocurrió en la costa del estado de Veracruz, con epicentro en Acayucan. Según el Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS) fue sentido en todo el estado, además de Puebla, Chiapas, Oaxaca y la ciudad de México.
- 2.2.9 Sismo del 7 de abril de 2011.** El SSN registró un sismo de Mw 6.7 cerca de Las Choapas, Veracruz a las 13.11 hora local, así mismo el USGS lo reportó con una magnitud de 6.5 a 79 kilómetros de las Choapas. La planta nucleoelectrica de Laguna Verde se reportó sin novedad, pese a ello las instalaciones de Petróleos Mexicanos de Coatzacoalcos y Minatitlán fueron evacuadas.
- 2.2.10 Sismo del 12 de enero 2010.** Este temblor Mw 7, ocurrió a 15 km de Puerto Príncipe Haití en la frontera transformante de la placa del Caribe y la placa de Norte América, como se esperaba para un temblor en este tipo de fronteras su profundidad fue somera de 10 km. Se registraron una serie de réplicas, las más fuertes de magnitud 5.9, 5.5 y 5.1.

2.3 MECANISMOS FOCALES

Determinar el mecanismo focal de un sismo, implica determinar los parámetros que describen la geometría de la falla que dio lugar al evento; esto es, el plano de falla sobre el cual ocurrió el deslizamiento.

Las características geométricas que definen el mecanismo focal son:

- El azimut (φ) o rumbo de la falla (strike) que es el ángulo que forma la traza de la falla con el norte geográfico medido en la dirección de las manecillas del reloj; su valor va de 0° a 360° .
- El buzamiento (δ) o echado de la falla (dip) es el ángulo que forma el plano de falla con el plano horizontal se mide respecto al horizonte de la Tierra en un intervalo de 0 a 90° .

- La dirección de deslizamiento (λ) de la falla que ha tenido lugar, llamado slip λ , es el ángulo que forma el vector de desplazamiento con la traza de la falla en un intervalo de 0° a 360° , Figura 2.5.

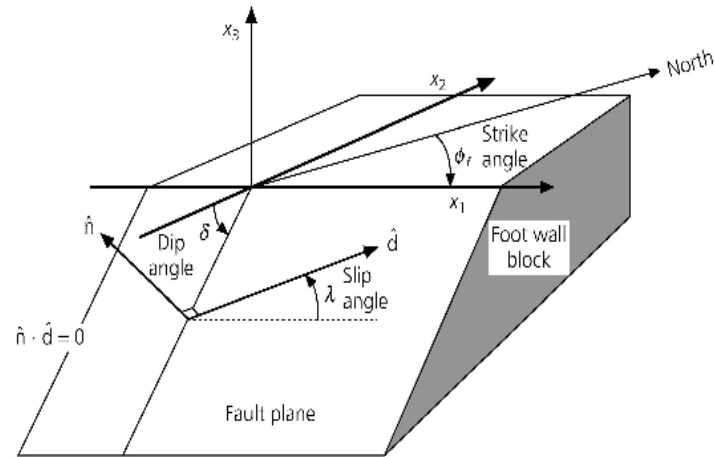


Figura 2.5 Parámetros que describen una falla.

Según la notación, dependiendo del valor que tome el ángulo λ , tenemos diversos tipos de fallas: (Aki y Richards, 1981). El ángulo de deslizamiento es positivo para fallas inversas y negativo para fallas normales.

- Si es 0° o 180° , la falla es lateral izquierda pura o derecha pura, respectivamente.
- Si es 90° , falla inversa pura.
- Si es -90° , falla normal pura.

Diagrama esquemático de un mecanismo focal.

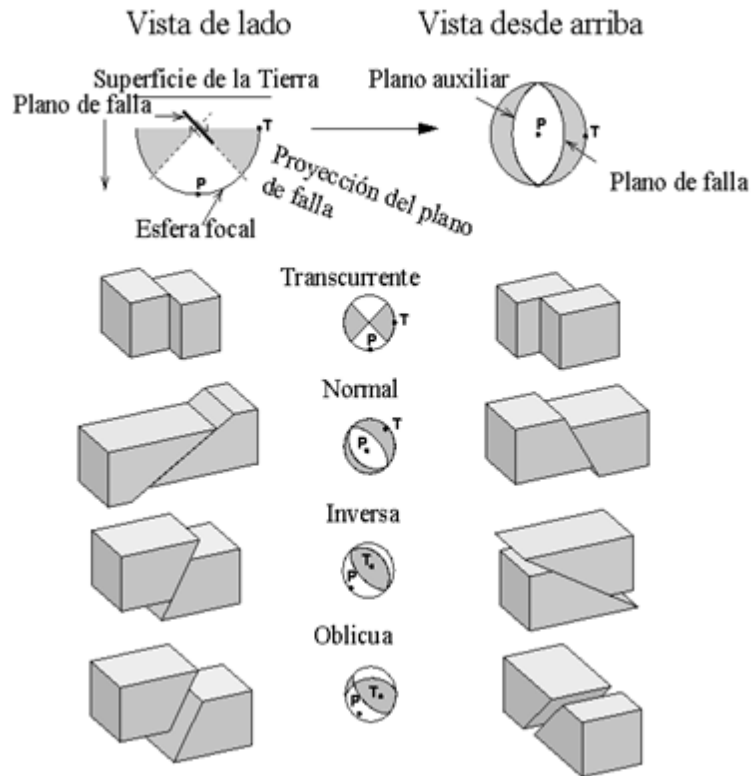


Figura 2.6 Mecanismos focales (USGS). Las esferas focales que se muestran en la columna central son la representación sismológica de los correspondientes tipos de falla.

Los sismos que ocurren en el GM no se producen en las fronteras de las placas litosféricas sino en el interior de la placa misma y aunque son poco frecuentes, tienen gran importancia por ocurrir en una zona de interés económico por contener las mayores reservas petrolíferas de Norteamérica, tanto para estados Unidos como para México. Además los mecanismos focales se pueden utilizar para proporcionar información, y tener una idea sobre los patrones de esfuerzos en el interior de las placas.

Por lo tanto este comportamiento nos sugiere que estos temblores pueden estar relacionados con las tensiones asociadas a las deformaciones y el posible hundimiento debido al peso del sedimento (Figura 2.10). Otros temblores ocurridos en el GM se localizaron cerca de las fronteras de diferentes regiones geológicas lo que puede indicar áreas de debilidad en la corteza. Los mecanismos focales se construyeron para 9 eventos en el GM (Tabla 2.2) con profundidades someras similares. Excepto los eventos 4, 8 y 9 los cuales son reportados con profundidades mayores a 100 km. El mecanismo del sismo de Haití no es analizado por estar fuera del área del GM.

2.4 DISCUSIÓN DE RESULTADOS.

Tabla 2.2 Planos de falla de los mecanismos focales asociados a los temblores estudiados (ver figura 2.7).

Num	Fecha	Lat (°N)	Lon (°W)	Az_1	Dip_1	Rake 1	Az 2	Dip 2	Rake 2	P Az	P Dip	T Az	T Dip
1	1959-08-26	18.26	-94.43	309	32	102	115	59	83	210	14	5	75
2	1967-03-11	19.23	-95.74	250	39	20	144	78	127	206	24	91	44
3	1978-07-24	26.49	-89.17	319	26	102	126	65	84	220	20	23	70
4	2002-01-30	18.19	-95.91	146	27	-82	317	63	-94	218	72	50	18
5	2006-09-10	26.32	-86.84	324	28	117	114	65	76	214	19	359	67
6	2007-05-23	21.98	-96.31	102	80	-1	192	89	-170	57	8	327	6
7	2009-10-29	19.14	-95.58	310	25	59	164	69	104	244	23	96	64
8	2011-02-25	17.98	-95.2	167	42	-68	318	52	-109	170	74	61	5
9	2011-04-07	17.43	-93.98	194	32	-27	307	76	-119	184	50	60	25
10	2010-12-01	18.45	-72.45	152	69	159	250	70	22	21	1	111	30

Tanto en el caso del sismo del 26 de julio de 1959 evento (1), como para el evento (2) (11/3/1967), los mecanismos focales muestran un fallamiento inverso orientado en forma paralela a la línea de costa. La distribución de la sismicidad en la costa norte del istmo de Tehuantepec y la orientación NO del eje P paralelo al movimiento relativo a lo largo de la zona de subducción, sugieren que la sismicidad en la corteza podría estar asociada a la deformación producida por la subducción de la placa de Cocos (Suárez, 2000).

El evento (2) (11/3/1967). Localizado al oriente del puerto de Veracruz. Ha sido estudiado por otros investigadores (Molnar y Sykes, 1969), tuvo una magnitud de 5.3, y tiene un fallamiento inverso con vector de deslizamiento N 63° E; este temblor ha sido en varias ocasiones re-estudiado en su mecanismo y localización (Molnar y Sykes, 1969), (Suárez, 2000). En el cual también se contempla el cabalgamiento continental hacia el nororiente. (De Cserna, 1981).

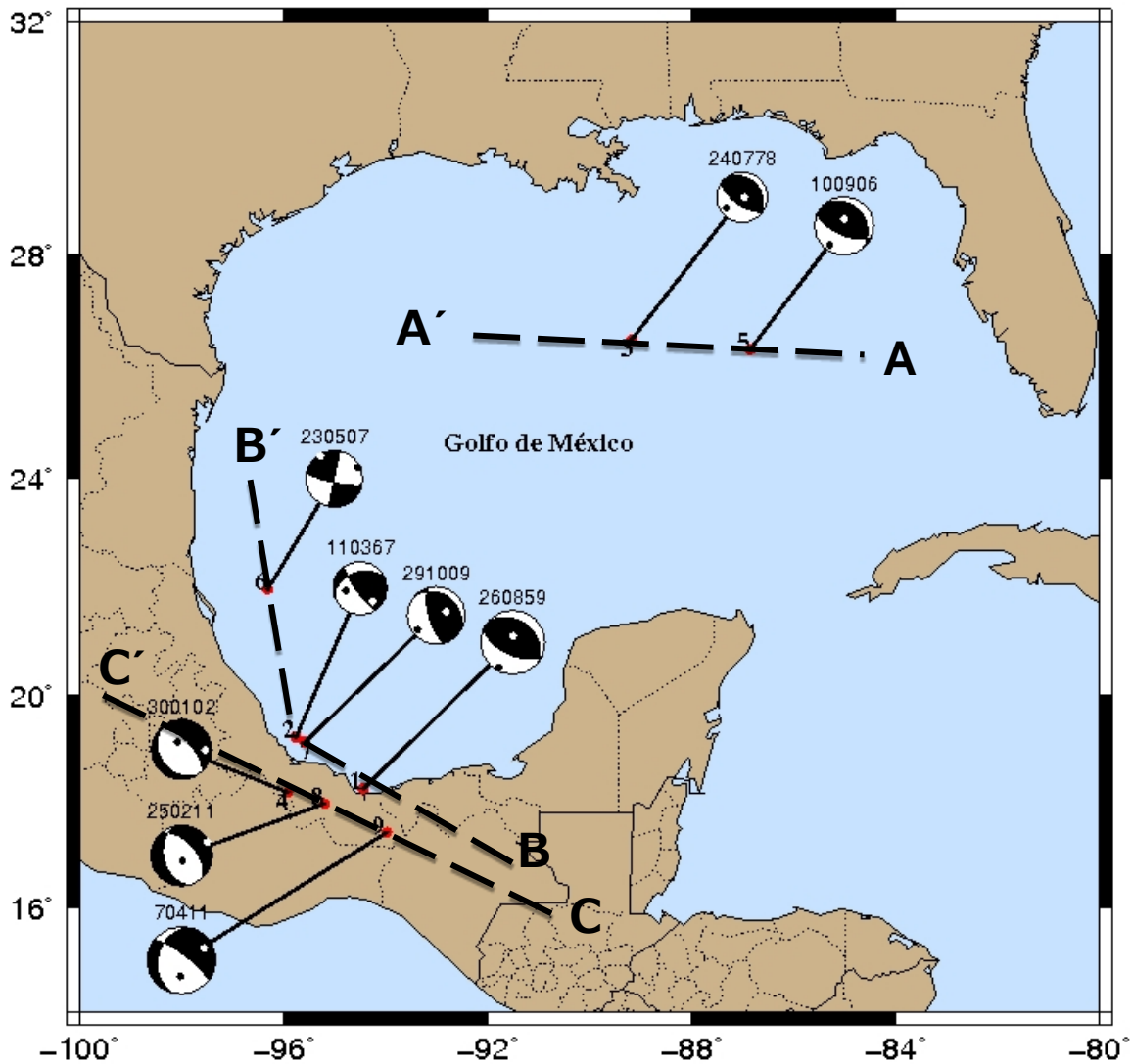


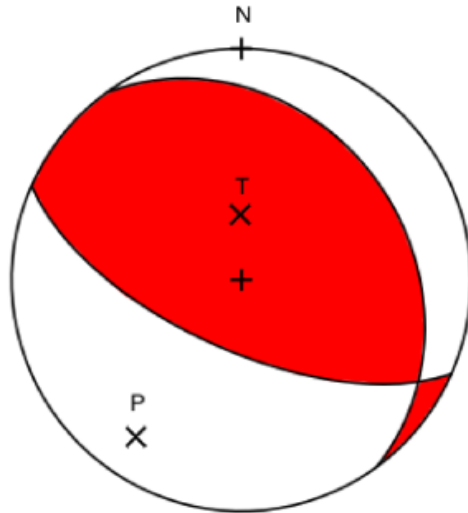
Figura 2.7 Diagramas de los mecanismos focales de los sismos estudiados (ver tabla 2.2).

Los mecanismos focales de los eventos (3) (24/07/1978) y (5) (10/09/2006), Figura 2.8, de la Tabla 2.2, indican que ambos presentan fallas inversas Figura (2.7), que puede ser causada por la acumulación de sedimentos que reactivan algunas fallas preexistentes. En la Figura 2.9 se muestra la posición del sismo (5). Los mecanismos de los temblores muestran la consistencia en la orientación del vector deslizamiento en ambos eventos.

En el caso del sismo del 30 de enero de 2002, tuvo una magnitud de 5.9, se localiza al sur de Veracruz de falla normal, tiene una profundidad de 108 km. consistente con los eventos de esta zona, sugeridos por los efectos de la placa subducida en el sur del istmo de Tehuantepec.

El mecanismo de ruptura del sismo del 10 de Septiembre de 2006 determinado por el USGS sugiere dos posibles mecanismos: a) un deslizamiento lateral-derecho sobre un plano ligeramente

inclinado hacia el Noreste o b) una falla inversa sobre un plano casi vertical con una inclinación hacia el SW (Figura 2.8). Este segundo plano es probablemente el plano real de falla relacionado con la flexión de las capas de sedimentos ocasionada por su propio peso tal como se muestra en la Figura 2.9.



Fecha: 2006/09/10. Tiempo Centroide:14:56:13.3 GMT
 Lat:26.32 Lon: -86.84 Profundidad: 29.6 Km
 Mw=5.9 Mb=5.9 Ms=5.8 SM=7.9e+24 Dinas,cm.
 Plano Falla 1: Strike=324 dip=28 Slip=117
 Plano Falla 2: Strike=114 dip=65 Slip=77

Figura 2.8 Solución del mecanismo focal del sismo del 10 de septiembre de 2006, (Solución de Harvard).

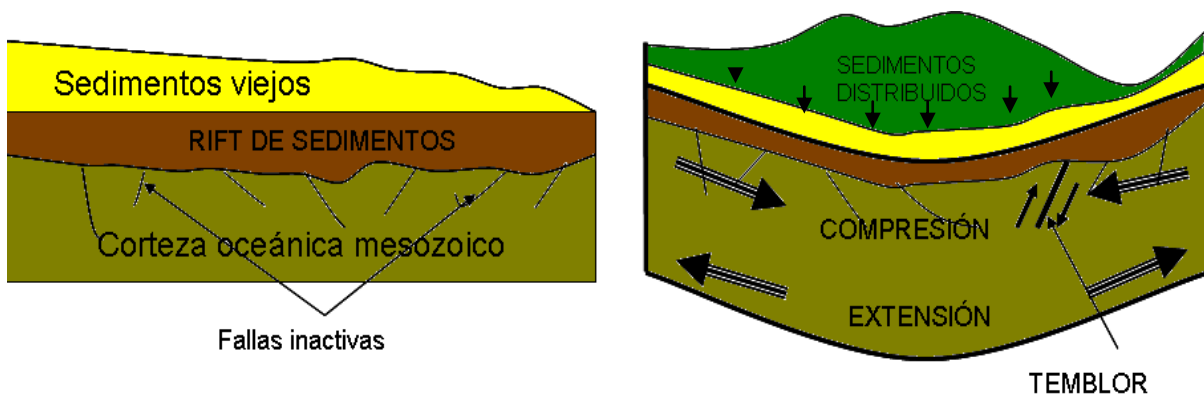
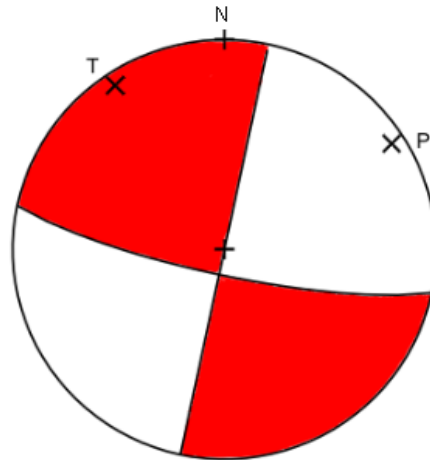


Figura 2.9 Ejemplificación del comportamiento de la corteza marina para los sismos 2006-09-10 y 1978-07-24, ocurridos frente a Florida. El verde claro indica la corteza oceánica, los otros colores corresponden a las diferentes capas de sedimentos; las flechas verticales indican la carga sedimentaria actuando sobre la corteza oceánica, reactivando fallas inactivas.

La solución del mecanismo de falla del sismo del 23/05/2007 M5.6 basado en el método de modelado de formas de onda y corroborado con el método basado en las polaridades del primer arribo de la onda P (Figuras 2.10 y 2.11) indican un mecanismo de falla transcurrente puro. El plano de falla probable es el N25°E consistente con la tendencia de la formación submarina denominada Cordillera Ordóñez, (De Cserna, 1981) Figura 2.12.



Fecha: 2007/05/23. Tiempo Centroide: 19:09:19.5 GMT
 Lat:21.98 Lon: -96.31 Profundidad: 24.0 Km
 Mw=5.6 Mb=5.4 Ms=5.6 SM=3.6e+24
 Plano Falla 1: Strike=102 dip=80 Slip=-1
 Plano Falla 2: Strike=192 dip=89 Slip=-170

Figura 2.10 Orientación de los planos de falla, T y P son los ejes de tensión y presión respectivamente para el sismo del 23 de mayo 2007.tomado de Harvard.

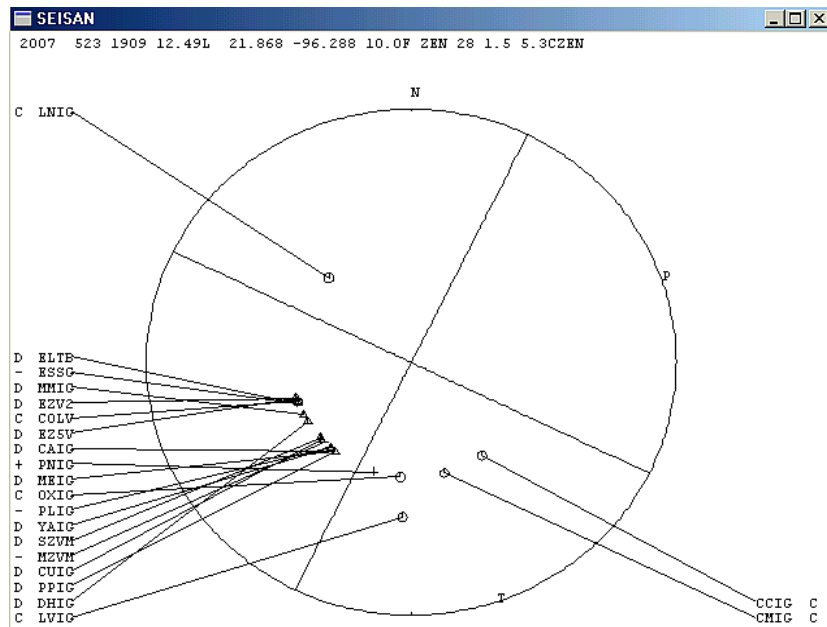


Figura 2.11 Mecanismo focal calculado con la polaridad de los primeros arribos de la onda P mediante el programa SEISAN (Havskov and Ottemöler, 2001), casi todas las estaciones presentan polaridad clara, y están indicadas con círculos las compresiones y triángulos las dilataciones; este mecanismo cubre al menos tres cuadrantes.

Solución basada en Polaridades para el evento del 23 de mayo 2007.

Plano	Azimut	Dip	Rake		Trend	Plunge
A	25	90	180	T	160	0
B	115	90	0	P	70	0

El evento 7, del 29/10/09 es de falla inversa con una pequeña componente de desplazamiento lateral, probablemente producidos por las fallas preexistentes en la Cordillera de Ordoñez y los asentamientos de la corteza debido al grueso sedimento de la zona. Muestra un mecanismo focal de desgarre con ejes de máxima compresión también orientados en una dirección noreste a suroeste, con una profundidad de 17 km. Esta profundidad hipocentral superficial contrasta con los terremotos más profundos hacia el sur. Estos terremotos intraplaca reflejan posiblemente la deformación de la placa de América del Norte. La deformación parece estar relacionada a un régimen de tensión regional que induce fallas a lo largo del margen continental del Golfo de México. Además se especula (Suárez, 2000) que la deformación en el margen continental del suroeste del Golfo de México puede ser causada por el estrés inducido por la subducción de la placa de Cocos, al sur.

El sismo (8) del 25 de febrero del 2011, Figura 2.7 es un evento de falla normal con una pequeña componente de corrimiento lateral izquierda, se sugiere que estos eventos en la parte norte del

Istmo de Tehuantepec son el resultado de la interacción de la placa de Cocos con la placa Norteamericana.

Así mismo el evento 9 del 7 de abril de 2011 Mw6.7, Figura 2.7, presenta un mecanismo de falla normal con componente de desplazamiento lateral izquierdo, se sugiere que también su origen es debido principalmente a la interacción de las Placas de Cocos y la de Norteamericana.

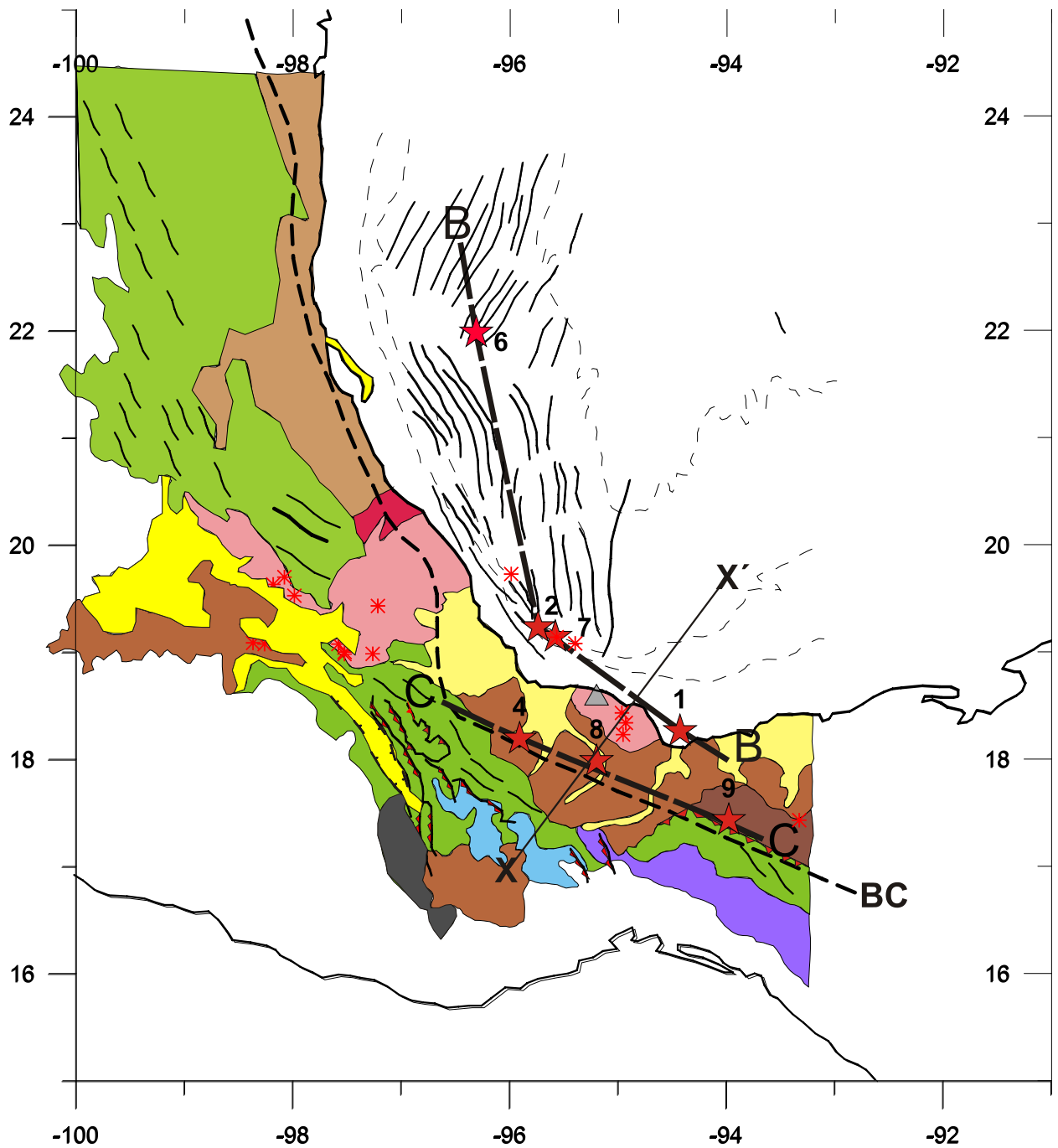


Figura 2.12 Mapa geológico simplificado. Los eventos 1, 2, 6, 7 están localizados en la plataforma continental. El evento 6 en la Cordillera de Ordoñez y los eventos 4, 8, y 9 en el continente. Los eventos se muestran con círculos rojos. Mapa modificado, (De Cserna, 1981). BC indica el borde oeste de la corteza del Golfo. El triángulo indica la posición del Volcán San Miguel. Los asteriscos representan otros volcanes. El perfil XX' perfil se muestra en la siguiente figura. (Figura tomada de Yamamoto et al. 2013, comunicación personal).

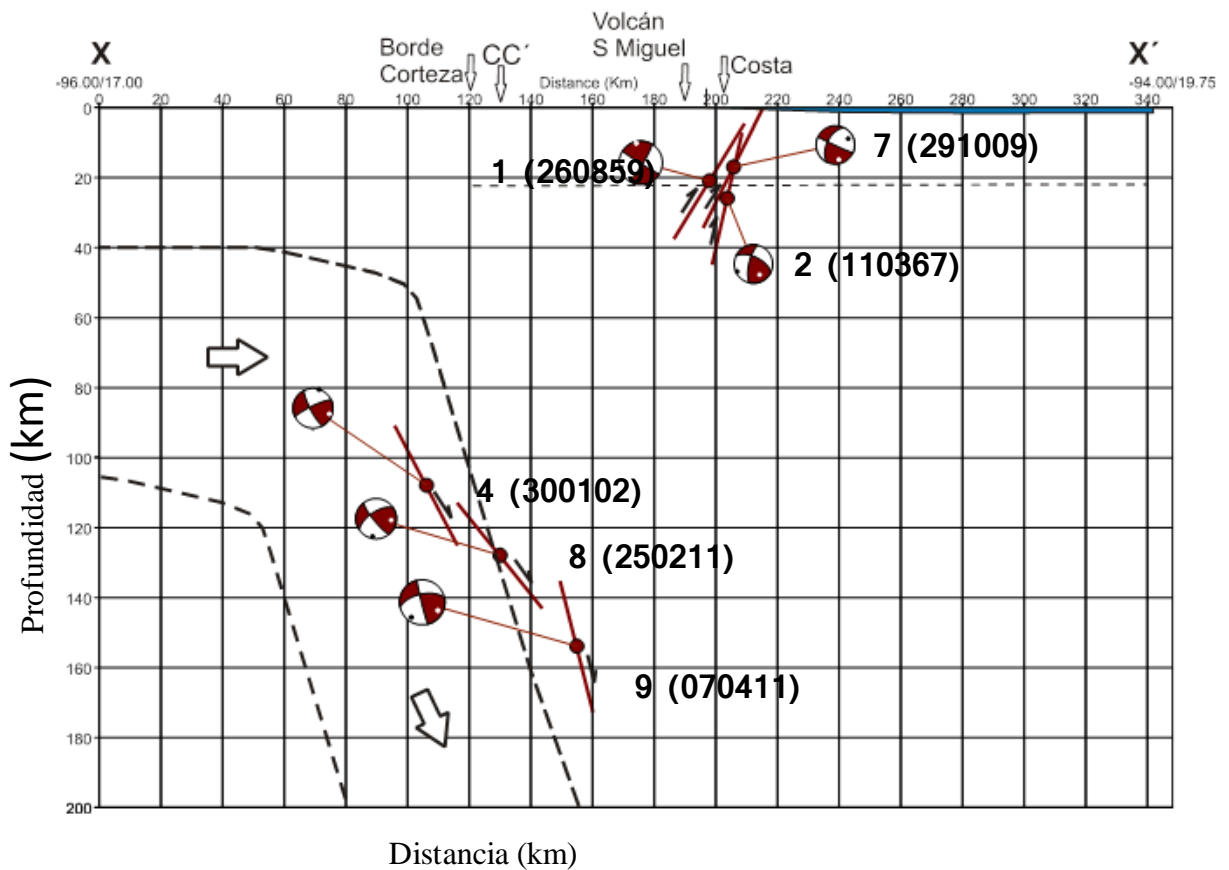


Figura 2.13. Perfil XX'. Los límites de la placa oceánica de Cocos se muestran con línea discontinua extrapolada del modelo propuesto para la región de Guerrero por Pérez-Campos et al. (2008), (Yamamoto et al. 2013, comunicación personal).

Con base a lo anterior, se puede sugerir que un modelo que se apega a las características de la zona, representado en el esquema de la Figura 2.12, en la que se aprecia que la línea de falla de los sismos, es precisamente la frontera entre los diferentes tipos de corteza que conforman el GM, Se puede observar que los sismos 4, 8, y 9, Figura 2.7 y Figura 2.12, ocurren en esta frontera. Es factible sugerir una especie de graben entre la línea de falla en la que ocurren los sismos 4, 8 y 9 y los sismos 1, 2 y 7. Aunque estos últimos ocurren en la corteza oceánica, y los primeros bajo la corteza continental, pueden pertenecer a la misma estructura escalonada como se muestra en la Figura 2.13, ya que los eventos que están dentro de los límites de la corteza transicional en la cuenca son someros.

La Figura 2.13, nos muestra el perfil XX', marcado en la figura 2.12, extrapolado del modelo que propusieron para Guerrero Pérez-Campos et al. (2008), se nota una diferencia marcada debida a la diferencia de profundidad, ambos grupos están en los límites de las cortezas transicionales delgada y gruesa y continental respectivamente.

2.5 DISTRIBUCIÓN DE ESFUERZOS.

Las Figuras 2.14, 2.15, 2.16, y 2.17, muestran los regímenes de esfuerzos de tensión y compresión y la dirección de los movimientos para los sismos estudiados. El rumbo de los planos de fallas escogido nos identifican tres grupos, Las fallas de cada grupo caracterizan cada región.

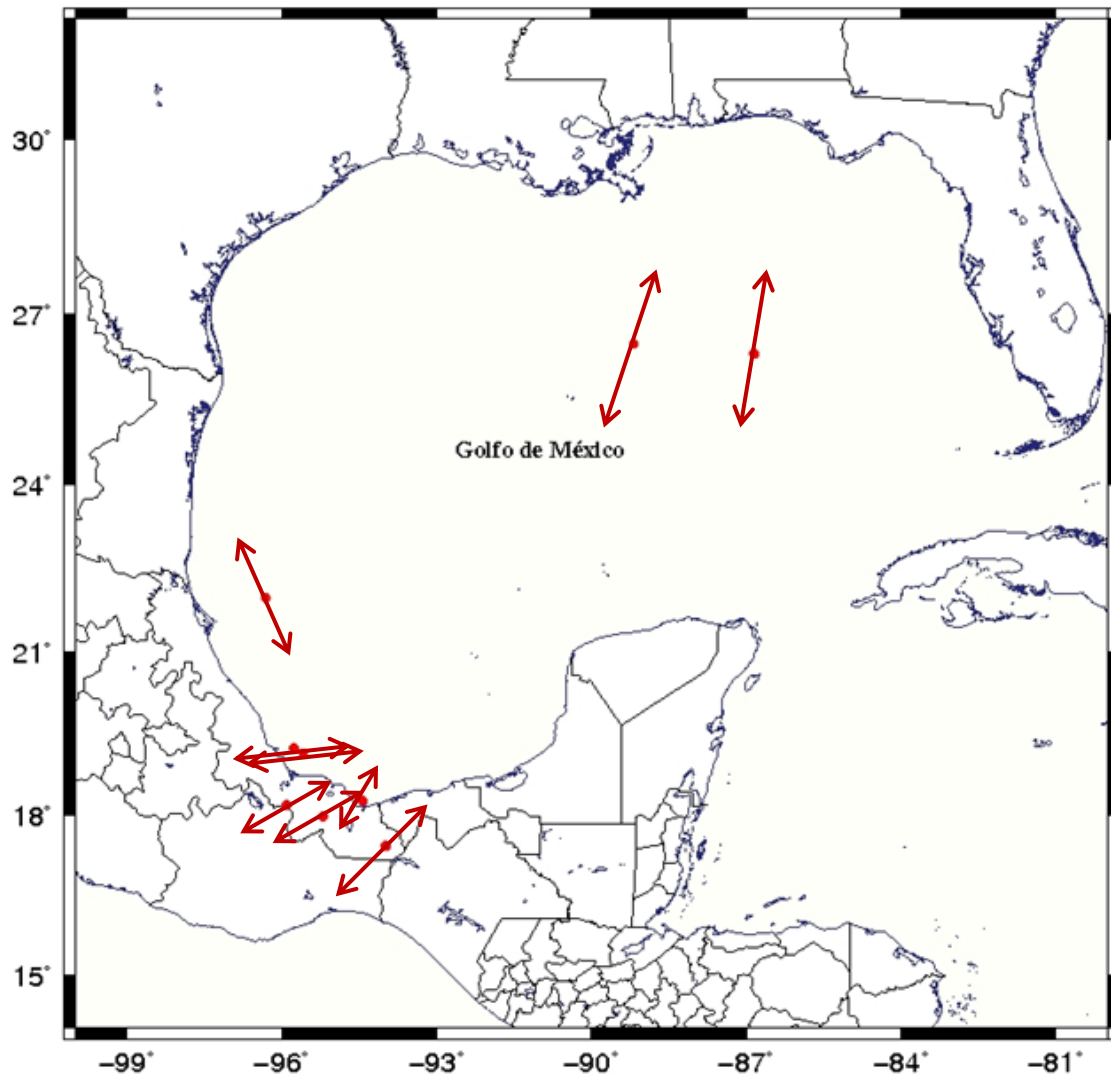


Figura 2.14 Distribución de los esfuerzos de tensión sugeridos a partir de los mecanismos focales. Los sismos del norte del GM presentan orientación NE-SW y los sismos de la zona SE presentan tensiones prácticamente E-W.

En la primera región, en el norte del GM, caracterizada en este estudio con dos sismos, los cuales presentan mecanismos de fallas inversas, con tensiones orientadas noreste-suroeste (Eventos 3 y

5), esto puede ser causado por el peso de los sedimentos que reactiva fallas preexistente en las formaciones salinas, características de la zona.

La región dos nos proporciona el resultado que considero importante en este análisis y que al parecer caracteriza la zona de estudio en la costa mexicana del Golfo de México.

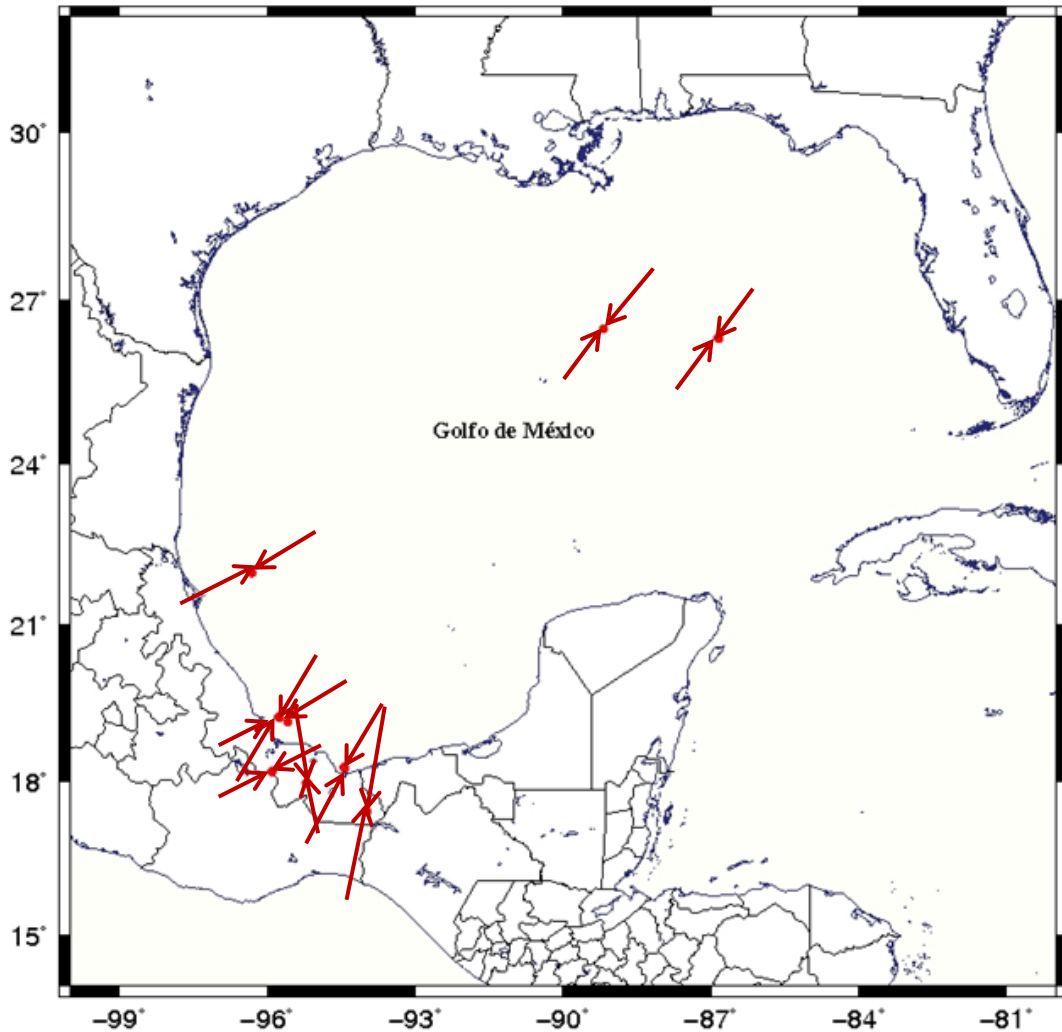


Figura 2.15 Distribución de los esfuerzos de compresión, con un régimen NE-SW, prácticamente para todos los eventos estudiados.

Esta región a lo largo de la plataforma continental presenta características importantes, la primera dentro de la cuenca del GM, en la cual ocurren sismos con fallamiento inverso; tres de los eventos analizados dentro de la cuenca, presentan fallas inversas con una componente strike-slip que va aumentando hacia el noroeste, al final se localiza el evento 6 el cual presenta una falla strike-slip

pura, (Figura 2.7), la profundidad de estos eventos varían alrededor de los 20 km. Los planos de falla de los eventos asociados a esta región están mostrados en la Figura 2.17.

La tercera región de sismicidad línea CC' (Eventos 4, 8 y 9), Figura 2.12, localizada bajo la corteza continental en el manto pero aún dentro de la frontera del GM, tiene características diferentes, estos eventos se localizan al Suroeste (Figura 2.7), de la cuenca, presentando fallas normales las cuales presenta un cambio considerable en su componente strike –slip y aumentando hacia el sureste. La profundidad de estos sismos es mayor a los 100 km.

Las regiones dos, línea BB', y tres, línea CC' Figura 2.12, nos proporcionan un resultado que puede ser importante, probablemente una estructura de falla escalonada entre el perfil que contiene a los eventos 1, 7 y 2 y al perfil que contiene a los eventos 4.8 y 9 (Figura 2.7), (Figura 2.16), que al parecer es la característica principal de los esfuerzos en la zona.

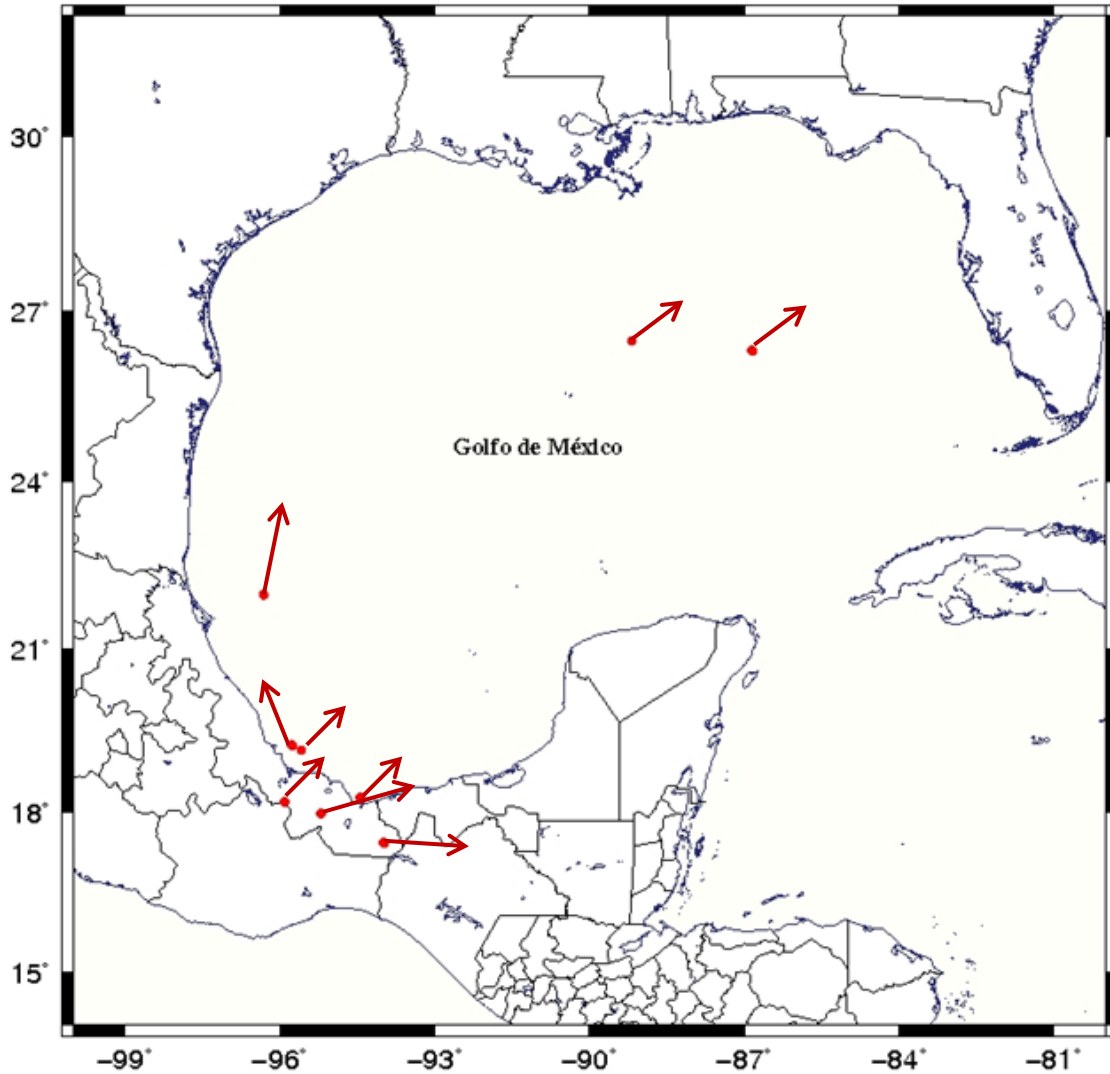


Figura 2.16 Distribución del vector de desplazamiento (slip vector) asumiendo el Plano2 de la Tabla 2.2 como plano de falla, la que sugiere un movimiento de la cuenca hacia el SE-NW.

En la Figura 2.17 se representan los planos de falla seleccionados para el conjunto de sismos analizados en la zona de estudio. Puede apreciarse la congruencia que presentan estos resultados en los cuales se observa un patrón de fallas inversas en el norte y el sur del GM así como los eventos de la costa mexicana con fallas normales.

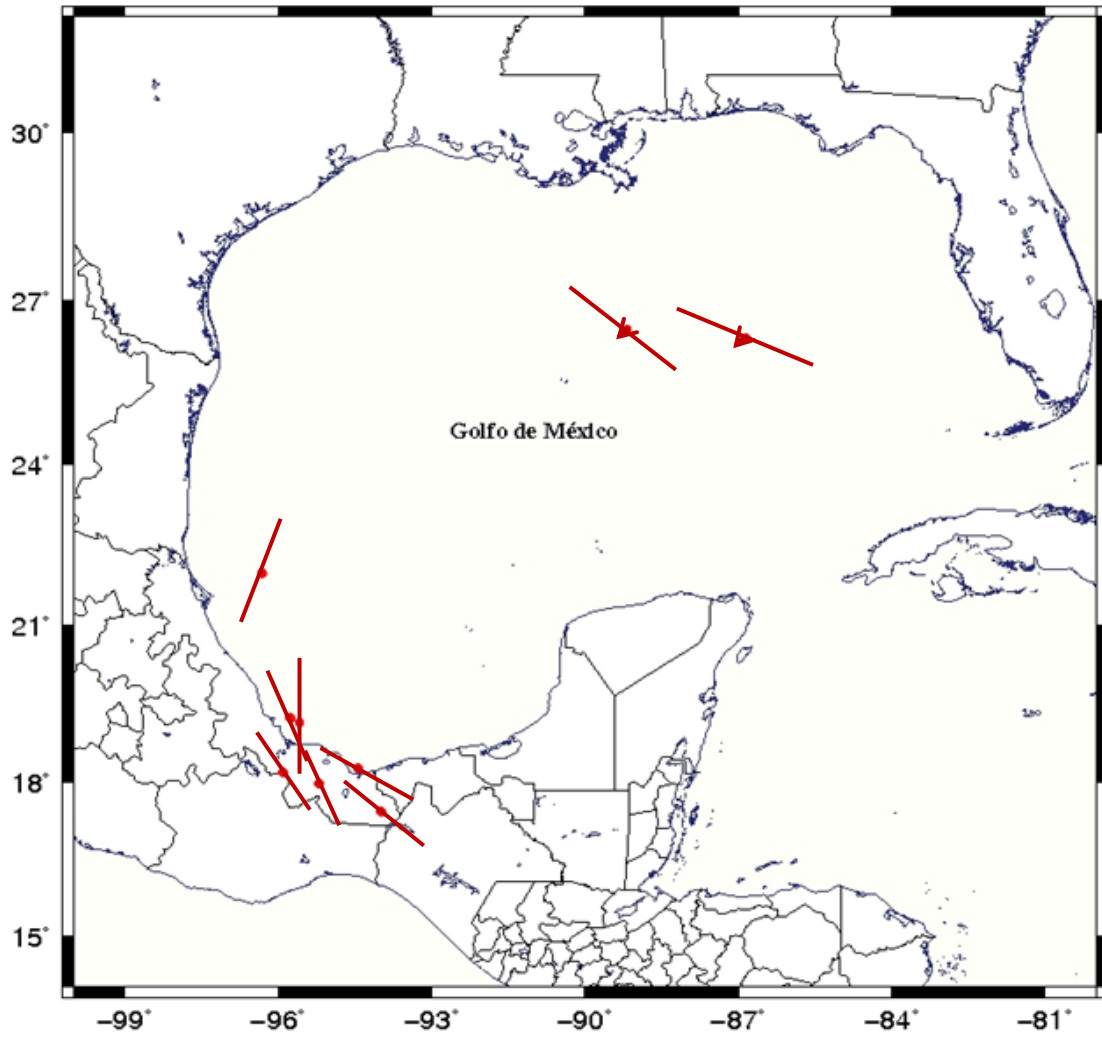


Figura 2.17 Orientación de los planos de fallas de los sismos analizados, seleccionados en este estudio.

2.6 CONCLUSIONES.

Los temblores que ocurren en el norte del GM frente a las costas de Estados Unidos, al parecer se originan debido a los esfuerzos producidos por la alta carga de sedimentos que reactivan las fallas preexistentes, produciendo terremotos con mecanismo focal variable (Angell et al., 2007). Es consistente la orientación del vector deslizamiento de los dos eventos aunque hay una componente stike-slip a lo largo de la falla en la que predomina la componente inversa.

Los mecanismos focales para los temblores de la costa de Veracruz presentan un patrón consistente con la tectónica de esa región. Los eventos más cercanos a la costa, con profundidades someras, presentan mecanismos inversos cuya componente strike-slip al parecer va en aumento hacia el norte de la costa del golfo, mientras que los sismos más alejados de la costa, profundidades >100 km, presentan un mecanismo normal en la misma orientación hacia el norte de Veracruz, probablemente originados por los efectos de la subducción en el norte de istmo de Tehuantepec.

En la costa suroeste del GM en los estados de Veracruz y Tabasco se aprecia un nivel relativamente más alto de sismicidad comparado con el resto de la cuenca.

Debido a la baja frecuencia de ocurrencia de los mismos, y a que son de magnitud intermedia, y de profundidad somera, hay poco riesgo de daño a las estructuras petroleras y de afectación para la población costera. Son eventos intraplaca en las fronteras de dos estructuras diferentes, por lo que son producidos por fallas preexistentes reactivadas por el asentamiento de las capas de sedimentos.

Para los temblores ocurridos frente a las costas mexicanas, en la cuenca del GM, al parecer las causas pueden ser diversas, las fallas existentes, la carga sedimentaria y el efecto de la placa subducida en el Pacífico, y a las diferentes estructuras geológicas, por ejemplo, la cordillera de Ordoñez (De Cserna, 1981), que se extiende en forma casi paralela a la costa del GM sobre el talud continental entre la desembocadura del Río Bravo y los límites de Veracruz y Tabasco. La orientación general de este cinturón denominado Cinturón Plegado Mexicano en inglés (*Mexican Ridges Foldbelt*), es N-S con variaciones producidas por las salientes y recesos o bien por posibles fallas de desplazamiento lateral como ocurre a la altura de Tampico (De Cserna, 1981). Esto sugiere que los esfuerzos que se originan están orientados en dirección E-W.

CAPITULO III

***ATENUACIÓN DE LAS SEÑALES SÍSMICAS EN EL
GOLFO DE MÉXICO.***

INTRODUCCIÓN.

El propósito de esta parte del trabajo, es analizar las características y mapear las variaciones del factor de calidad Q como una medida de la calidad de la transmisión de las ondas sísmicas en la región del GM, y la zona aledaña a la costa mexicana y de Estados Unidos.

La propagación de las ondas elásticas producidas por un temblor está regida por los principios de la elastodinámica, por lo tanto las amplitudes de las diferentes fases de las ondas sísmicas dependen de las características elásticas del medio. Las ondas se atenúan debido a las heterogeneidades distribuidas aleatoriamente en el terreno en el que se propagan, es decir la energía liberada por el sismo disminuye en función de la distancia hipocentral. Así pues, el fenómeno de la atenuación está constituido tanto por la absorción intrínseca como por la atenuación dispersiva o *scattering*, además de la expansión geométrica, y la multi-trayectoria (Stein, S. and Wysession, M. 1979).

3.1 DESCRIPCIÓN DE Q , Q_0 y η .

En cada ciclo de oscilación las ondas sísmicas pierden energía, de tal forma que la amplitud en cada ciclo es reducida una cierta cantidad en relación al ciclo anterior, tomando en cuenta este comportamiento podemos relacionar este proceso con el de un oscilador armónico amortiguado, cuya ecuación de movimiento está dada por.

$$m \frac{d^2u(t)}{dt^2} + \gamma m \frac{du(t)}{dt} + ku(t)=0 \dots\dots\dots(1)$$

donde γ es el factor de amortiguamiento, m la masa, u el desplazamiento y k es el número de onda.

Para simplificar esto, definimos el factor de calidad Q , como $Q = \frac{\omega_0}{\gamma}$ donde $\omega_0 = \left(\frac{k}{m}\right)^{\frac{1}{2}}$ entonces podemos escribir la ecuación (1) como:

$$m \frac{d^2u(t)}{dt^2} + \frac{\omega_0}{Q} \frac{du(t)}{dt} + \omega_0^2 u(t)=0 \dots\dots\dots(2)$$

La ecuación diferencial (2) que describe el oscilador armónico amortiguado, se puede resolver asumiendo que el desplazamiento (u) es la parte real de una exponencial compleja.

$$u(t) = A_0 e^{-\frac{\omega_0 t}{2Q}} \cos(\omega t) \dots\dots\dots(3)$$

Esta solución muestra como el oscilador armónico amortiguado responde ante un impulso en el tiempo cero. El término exponencial expresa el decaimiento de la envolvente de la señal.

$$A(t) = A_0 e^{\frac{-\omega_0 t}{2Q}} \dots\dots\dots(4)$$

Lo que indica que la amplitud decae a razón de e^{-1} de su valor en el tiempo de relajación.

$$t_{\frac{1}{e}} = 2 \frac{Q}{\omega_0}$$

El factor de calidad Q indica que tan alejado está el medio de la elasticidad perfecta, (para un medio completamente elástico Q es infinito), por lo tanto Q representa el comportamiento inferido a partir de múltiples trayectorias distintas en un medio heterogéneo, y el valor obtenido es un promedio de la anelasticidad del medio, comprendido entre la superficie y la máxima profundidad alcanzada por las ondas.

El factor de calidad Q no sólo depende del método empleado para calcularlo, sino de la fase de la onda considerada ya que cada onda es atenuada por el medio en forma distinta, Los valores obtenidos para Q mediante el análisis de ondas P, S y Lg (ondas de coda) no son en general equivalentes por lo que hay que tomarlo en cuenta al compararlos con otros estudios.

La dependencia de Q con la frecuencia es un rasgo que se conoció a partir de los estudios de Aki y Richards (1975) y se ajusta a la relación $Q = Q_0 f^\eta$ donde Q_0 es el valor de Q para la frecuencia de 1 Hz y η el factor de correlación de la frecuencia, es un número real menor que 1 para el caso de mayor atenuación.

Los valores de Q_0 y η dependen de las características tectónica de cada región, para regiones de baja actividad sismotectónica y corteza gruesa se tienen valores de Q_0 muy altos y valores de η entre 0.2 y 0.4 que indican baja atenuación, para regiones con alta concentración de sedimentos se esperan valores de Q_0 próximos a 100 y de η próximos a 1, lo cual indica elevada atenuación.

3.2 METODO DE ANALISIS.

Las estimaciones de coda Q fueron obtenidas con base en el método de apilamiento de la razón espectral desarrollado por Xie y Nuttli (1988) y Xie et al., (1993).

El espectro de la coda en una ventana fija centrada en el tiempo t_i después de la hora origen, se define como:

$$S(f, t) = A_0(f)G(r, t)e^{\frac{-\pi ft}{Q(f)}} \dots\dots\dots(1)$$

donde $S(f, t)$ es el espectro de la ventana, f es la frecuencia, r es la distancia epicentral, $G(r, t)$ es la expansión geométrica, y $A_0(f)$ representa los efectos del instrumento, de la fuente y del sitio.

Si se tienen datos para dos ventanas centradas en t_1 y t_2 se puede demostrar que:

$$RAZON_{ij} = \frac{S(f, t_2)G(r, t_2)}{S(f, t_1)G(r, t_1)} = e^{\frac{-\pi f(t_2 - t_1)}{Q(f)}} \dots\dots\dots(2)$$

RAZON_{ij} puede o no ser estable debido a su variabilidad en el espectro Xie y Nuttli (1988) probaron que la estimación de $Q(f)$ puede mejorarse:

- a) Utilizando una función ventana aplicada previamente al cálculo de la FFT,
- b) tomando una diferencia $t_2 - t_1$ tan larga como sea posible y
- c) calculando el promedio de muchas ventanas. Nótese que al tomar la razón, el efecto de sitio y la respuesta instrumental se eliminan. De esta manera $Q(f)$ será representativa de la propagación en la corteza y el manto superior.

Así, combinando las razones espectrales para estimar $f \cdot Q^{-1}(f)$, y promediando el logaritmo de la ecuación (2) para diferentes pares de ventanas, se tiene:

$$\ln RAZON = \frac{\ln RAZON_{ij}}{-\pi(t_j - t_i)} \dots\dots\dots(3)$$

Si esta función es vista como fQ^{-1} entonces $Q(f)$ puede ser obtenida directamente promediando, así mismo el error puede ser estimado. Si asumimos que $Q = Q_0 f^\eta$, entonces puede utilizarse una regresión lineal del logaritmo de este promedio para estimar Q_0 y η .

3.3 INFORMACIÓN UTILIZADA.

En la Tabla 3.1 se listan los datos utilizados en esta segunda parte del trabajo. Estos se obtuvieron a partir de 5 temblores localizados en el GM y en la costa mexicana. Dos eventos ocurridos en la cuenca del GM, el del 10 de septiembre de 2006, ($M_w = 5.8$), profundidad 10 km, el del 23 de Mayo del 2007, ($M_w = 5.6$), profundidad 10 km, dos eventos en la costa de Veracruz, el del 7 de abril de 2011, ($M_w = 6.5$), profundidad 154 km, el del 29 de octubre de 2009, ($M_w = 5.4$), profundidad 17 km. Así como el sismo de Haití ($M_w = 7.0$), profundidad 10 km a los cuales denominaremos de aquí en adelante, Florida, Tuxpan, Haití, Las Choapas y Alvarado respectivamente. Debido a que la región de estudio es la cuenca del GM se utilizan únicamente los datos de los eventos dentro de la cuenca y sólo dos fuera de la cuenca a manera de comprobación el evento de Haití y el evento de las Choapas.

Los datos de este trabajo se obtuvieron a partir de 5 de los 10 sismos utilizados en el capítulo 2, se escogen estos eventos porque los datos son los más adecuados, y de 28 estaciones, algunas en territorio mexicano SSN y otras en Estados Unidos IRIS, estas están indicadas con triángulos (Figura 3.1). En la figura también se muestran las trayectorias evento-estación analizadas para este estudio cuyas longitudes van desde unos 80 km y hasta más de 3000 km. En la Figura 3.2 se presentan las trazas más consistentes en una misma estación para todos los sismos analizados.

Tabla 3.1. Eventos considerados para el cálculo de la atenuación (Datos tomados de IRIS y del SSN).

Eventos	Región	Tiempo origen		Longitud	Latitud	Mw	Profundidad
5	Florida	2006-09-10	14:56:07.80	-86.57	26.34	5.8	10
6	Tuxpan	2007-05-23	19:09:16.80	-96.28	22.16	5.6	10
7	Alvarado	2009-10-29	10:52:57.20	-95.47	19.06	5.4	17
9	Las Choapas	2011-04-07	13:11:24.60	-93.98	17.43	6.5	154
10	Haití	2010-12-01	21:53:09.80	-72.45	18.45	7.0	10

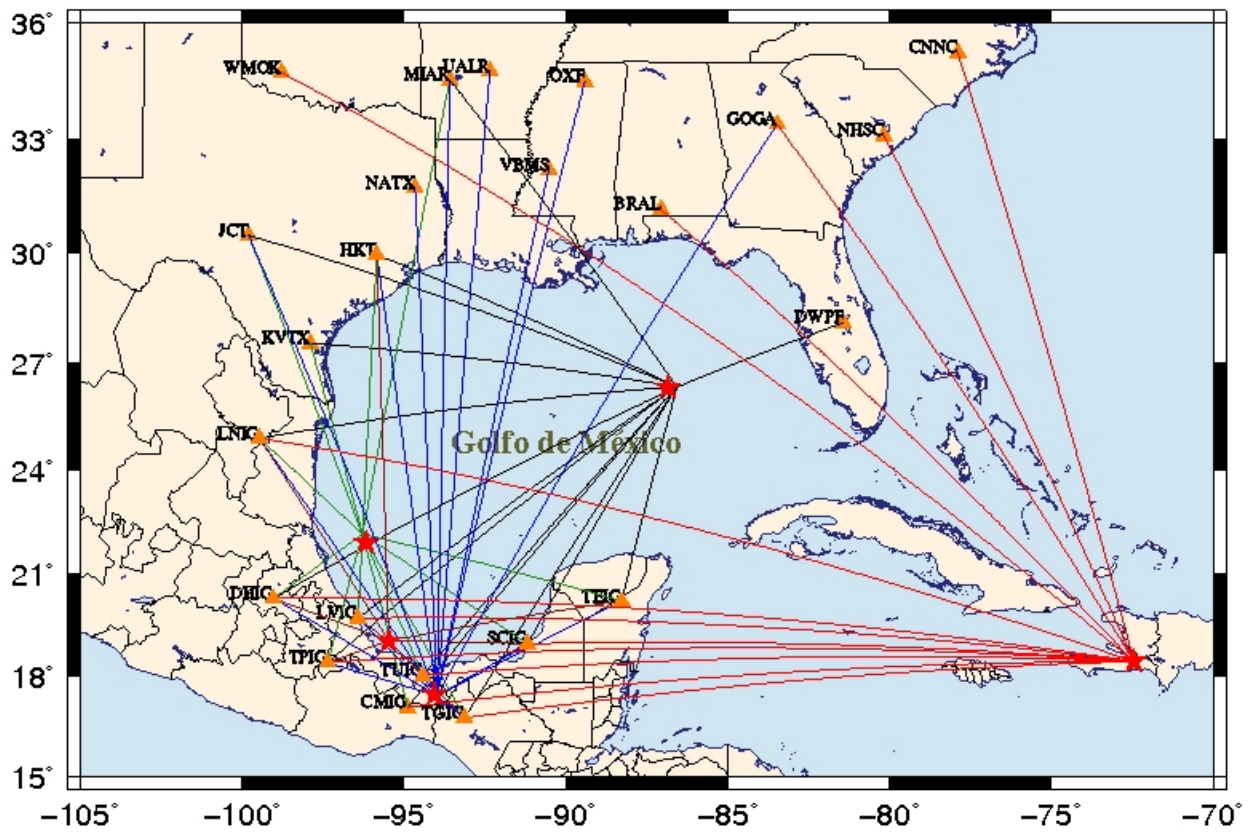


Figura 3.1 Las estrellas rojas representan los sismos estudiados para la estimación de la atenuación, los triángulos las estaciones y las líneas las trayectorias evento-estación respectivamente.

Tabla 3.2 Nomenclatura y localización de las estaciones del estudio.

Número de estación	Nombre de estación	Latitud (°)	Longitud (°)
1	TEIG	20.23	-88.28
2	KVTX	27.55	-97.89
3	HKT	29.96	-95.84
4	NATX	31.76	-94.66
5	JCT	30.48	-99.80
6	BRAL	31.17	-87.05
7	VBMS	32.22	-90.52
8	OXF	34.51	-89.41
9	MIAR	34.55	-93.58
10	UALR	34.78	-92.34
11	GOGA	33.41	-83.47
12	AMTX	34.88	-101.68
13	WVT	36.13	-87.83
14	UTMT	36.35	-88.86
15	DWPF	28.11	-81.43

Tabla 3.2 (continuación) Nomenclatura y localización de las estaciones del estudio.

Número de estación	Nombre de estación	Latitud (°)	Longitud (°)
16	LTL	30.54	-90.77
17	NHSC	33.11	-80.18
18	CNNC	35.24	-77.89
19	TZTN	36.54	-83.55
20	WMOK	34.74	-98.78
21	LNIG	24.90	-99.47
22	DHIG	20.30	-99.04
23	LVIG	19.72	-96.42
24	TUIG	18.03	-94.42
25	SCIG	18.97	-91.19
26	CMIG	17.09	-94.88
27	TGIG	16.78	-93.12
28	TPIG	18.42	-97.36

3.4 CALCULO DEL FACTOR DE CALIDAD CODA Q.

En este estudio se probaron varios intervalos de frecuencia y se determinó que el rango para la estimación de Q_0 es entre las frecuencias de 0.3 a 4 Hz, por ser el rango en los que los resultados obtenidos para el factor de calidad son más estables.

En un total de 28 estaciones, utilizando registros de la componente vertical de los 5 sismos mencionados Tabla 3.1. En la Figura 3.2 se muestra un ejemplo de los registros en la estación TEIG localizada en Tepich, Quintana Roo, México. En todos los casos se utiliza la coda del sismograma después de la llegada de la onda S, tomando como base la máxima amplitud.

Se escogió el método de apilamiento de la razón espectral porque se pueden usar los registros casi sin tratamiento alguno, su aplicación restringe la influencia del efecto de la fuente, el efecto de sitio, la respuesta del instrumento y otros factores, como se indica en la descripción del método.

Los datos iniciales requeridos por el programa son: el número de muestras por segundo con el que fue registrado el evento, la distancia epicentral en km, el tiempo de la primera muestra después del tiempo origen, el tiempo de viaje de la onda P, el tiempo de viaje de la onda S y el nombre del archivo que contiene la traza en código ASCII.

La salida del programa nos proporciona información sobre, los segmentos de coda, la ventana de la coda, y los resultados de los cálculos de Q_0 y η .

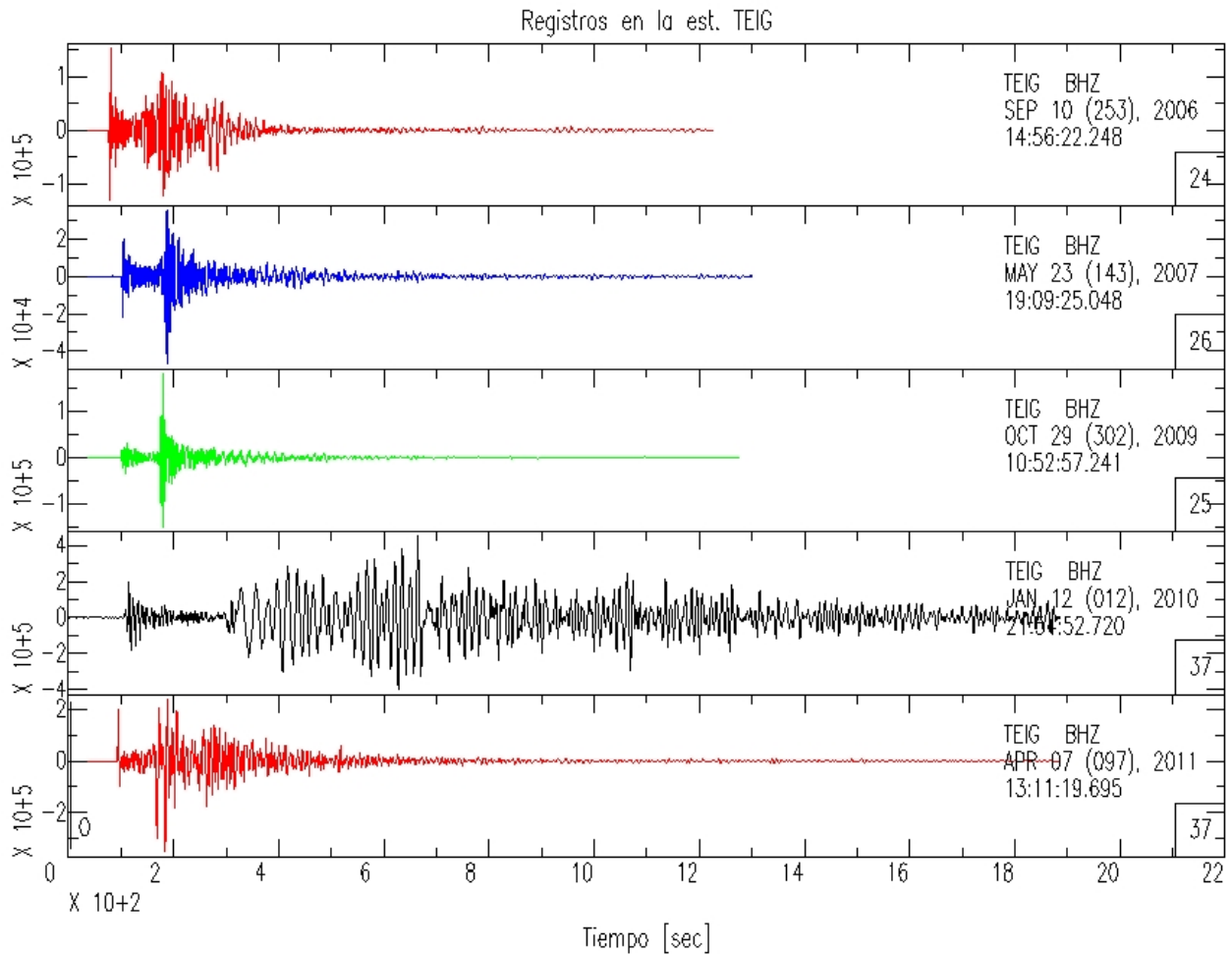


Figura 3.2. Componente vertical de los sismogramas registrados en IRIS para los sismos de Florida, Tuxpan, Alvarado, Haití y Las Choapas en la estación TEIG.

Como se establece en el método de apilamiento de razones espectrales, SSR, cada serie de tiempos correspondientes a la *coda* es dividida en segmentos, empezando en el punto en que las máximas amplitudes empiezan a decaer exponencialmente, que en general, corresponde a los arribos de las señales con velocidades de grupo de 3.15 km/s hasta que la razón señal/ruido sea aproximadamente el doble del ruido. En nuestro caso, el inicio y el final de la *coda* fue determinada manualmente. Este punto es particularmente importante porque las estimaciones de coda-Q son muy sensibles a la

diferencia de tiempo entre el inicio y fin ($t_j - t_i$) de la *coda* considerada. En general las estimaciones de los valores de coda-Q aumentan al incrementarse la mencionada diferencia de tiempo.

Los resultados obtenidos del procesamiento de los datos, son: el factor de calidad Q_0 , el error de dicho factor δQ_0 , el factor de correlación η , y su error $\delta\eta$, y el rango de frecuencias en Hz, que aparecen en las Tabla 3.3, y se ejemplifican con los ajustes en la estación TEIG del SSN (Figura 3.3 y Figura 3.4). Se incluye en el Anexo las gráficas de los ajustes de los resultados que se listan en las Tablas 3.3

Tablas 3.3 Resultados obtenidos a partir de los datos para las trayectorias evento-estación para cada sismo, (a) Florida(2006-09-10), (b) Tuxpan(2007-05-23), (c) Las Choapas(2011-04-07), (d) Alvarado(2009-10-29), (e) Haití(2010-12-01).

(a)

FLORIDA						
ESTACION	DISTANCIA	Q_0	$\pm\delta Q_0$	η	$\pm\delta\eta$	RANGO FREC.
DWPF	544.9	269.7	26.9	0.679	0.113	0.3 a 4.0
TEIG	698.2	185.5	10.6	0.682	0.066	0.3 a 4.0
HKT	994.0	327.0	21.5	0.497	0.081	0.3 a 4.0
KVTX	1131.8	206.8	17.5	0.383	0.098	0.3 a 4.0
LVIG	1246.1	254.1	30.4	0.389	0.143	0.3 a 4.0
WCI	1318.8	325.6	22.9	0.42	0.095	0.3 a 4.0
BLA	1337.5	303.0	14.8	0.589	0.063	0.3 a 4.0
PPNAF	1342.1	198.4	34.3	0.433	0.209	0.3 a 4.0
JCT	1373.3	282.7	8.2	0.779	0.038	0.3 a 4.0

(b)

TUXPAN						
ESTACION	DISTANCIA	Q_0	$\pm\delta Q_0$	η	$\pm\delta\eta$	RANGO FREC.
TEIG	855.81	330.9	32.5	0.356	0.128	0.3 a 4.0
KVTX	639.5	277.6	24.8	0.281	0.102	0.3 a 4.0
HKT	868.4	278.4	15.6	0.639	0.073	0.3 a 4.0
JCT	989.2	274.6	18.7	0.734	0.088	0.3 a 4.0
MIAR	1395.3	247.4	11.6	0.584	0.061	0.3 a 4.0
DHIG	398.6	207.9	5.7	0.645	0.035	0.3 a 4.0
LVIG	271.4	299	19.1	0.443	0.083	0.3 a 4.0
LNIG	457.1	345.6	40.5	0.323	0.113	0.3 a 4.0
TUIG	481.2	315.8	42.6	0.407	0.177	0.3 a 4.0
TPIG	410.9	272.4	18.6	0.46	0.09	0.3 a 4.0

(c)

Las Choapas Ver.						
ESTACION	DISTANCIA	Q_0	$\pm\delta Q_0$	H	$\pm\delta\eta$	RANGO FREC.
TUIG	81.8	225	13.9	0.627	0.071	0.3 a 4.0
TGIG	116.5	129.5	4.9	0.878	0.044	0.3 a 4.0
SCIG	341	317.2	21.2	0.544	0.077	0.3 a 4.0
LVIG	361.9	192.5	6.8	0.68	0.041	0.3 a 4.0
TPIG	374.3	101.1	6.8	0.642	0.078	0.3 a 4.0
DHIG	620.3	226.6	11.8	0.64	0.06	0.3 a 4.0
TEIG	674.9	362.3	26.5	0.368	0.094	0.3 a 4.0
LNIG	1006.2	330.9	76.8	0.432	0.261	0.3 a 4.0
HKT	1397.5	520.4	49.4	0.591	0.123	0.3 a 4.0
JCT	1557.3	515.2	49.4	0.458	0.123	0.3 a 4.0
NATX	1586.5	554.9	51.5	0.306	0.12	0.3 a 4.0
VBMS	1670.6	467.5	31.3	0.868	0.087	0.3 a 4.0
MIAR	1892.6	411.8	26.6	0.591	0.084	0.3 a 4.0
UALR	1936.1	486.5	55.4	0.263	0.148	0.3 a 4.0
OXF	1942.5	425.5	19.8	0.635	0.06	0.3 a 4.0
GOGA	2056.461	545.7	31.1	0.649	0.074	0.3 a 4.0

(d)

Alvarado						
ESTACION	DISTANCIA	Q_0	$\pm\delta Q_0$	H	$\pm\delta\eta$	RANGO FREC.
LVIG	123.4	139.6	30.8	0.793	0.284	0.3 a 4.0
TPIG	211.6	165	17.3	0.506	0.119	0.3 a 4.0
TUIG	158	147.5	14.8	0.442	0.13	0.3 a 4.0
TGIG	355.1	82.2	4.5	0.796	0.07	0.3 a 4.0
DHIG	397.9	303.6	28.3	0.429	0.121	0.3 a 4.0
SCIG	450.4	93.5	6	0.812	0.083	0.3 a 4.0
TEIG	877.8	272.8	38.5	0.434	0.179	0.3 a 4.0
LNIG	769.5	247.3	53.3	0.765	0.276	0.3 a 4.0

(e)

HAITI						
ESTACION	DISTANCIA	Q_0	$\pm\delta Q_0$	H	$\pm\delta\eta$	RANGO FREC.
NHSC	1793.76	398.9	72.7	0.913	0.132	0.3 a 4.0
GOGA	1983.27	214.8	79	0.527	0.104	0.3 a 4.0
BRAL	2032.41	497.8	62.2	0.857	0.11	0.3 a 4.0
CBN	2236.65	214.3	26.401	0.881	0.189	0.3 a 4.0
SDMD	2356.53	878	188.88	0.443	0.231	0.3 a 4.0
PAGS	2443.11	673.4	96.2	0.842	0.18	0.3 a 4.0
ACSO	2611.83	363.96	44.756	0.831	0.155	0.3 a 4.0
HDIL	2927.07	506.3	66	0.821	0.157	0.3 a 4.0
WMOK	3160.17	246.4	36.7	0.733	0.188	0.3 a 4.0

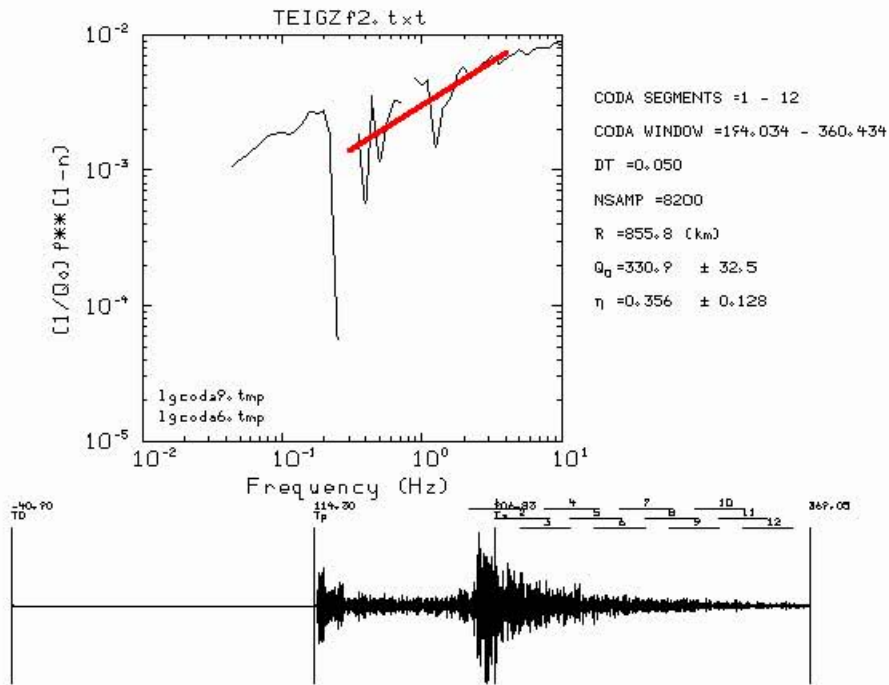
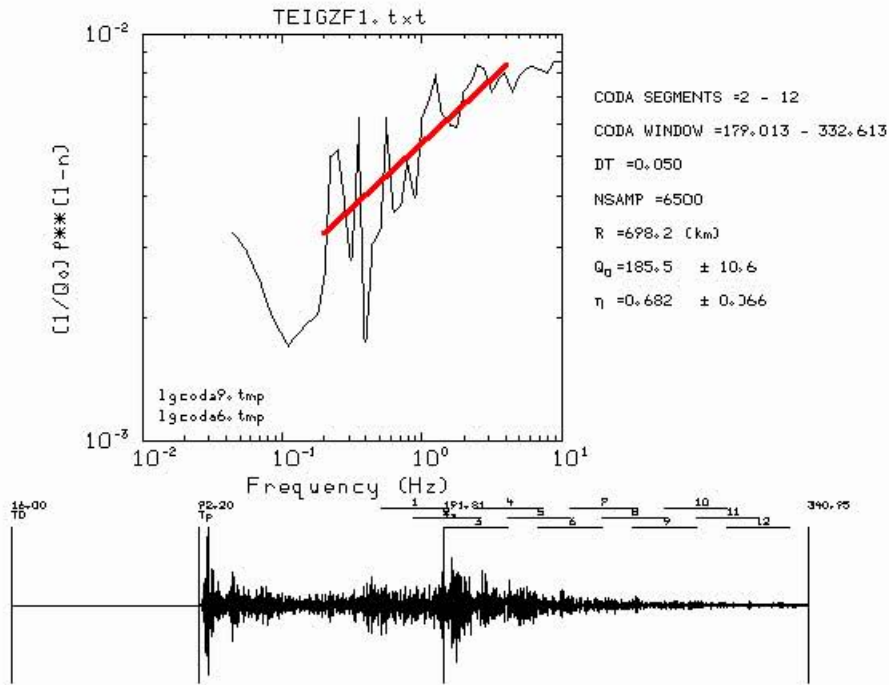


Figura 3.3 Gráfica para las trayectorias evento-estación TEIG para los temblores de Florida, Tuxpan, respectivamente, el eje Y representa el logaritmo de $(\frac{1}{Q_0}) f^{1-\eta}$, el eje X es la frecuencia, se muestran las ventanas utilizadas sobre la forma de onda, los valores de Q_0 y η se estiman usando una regresión lineal (línea roja).

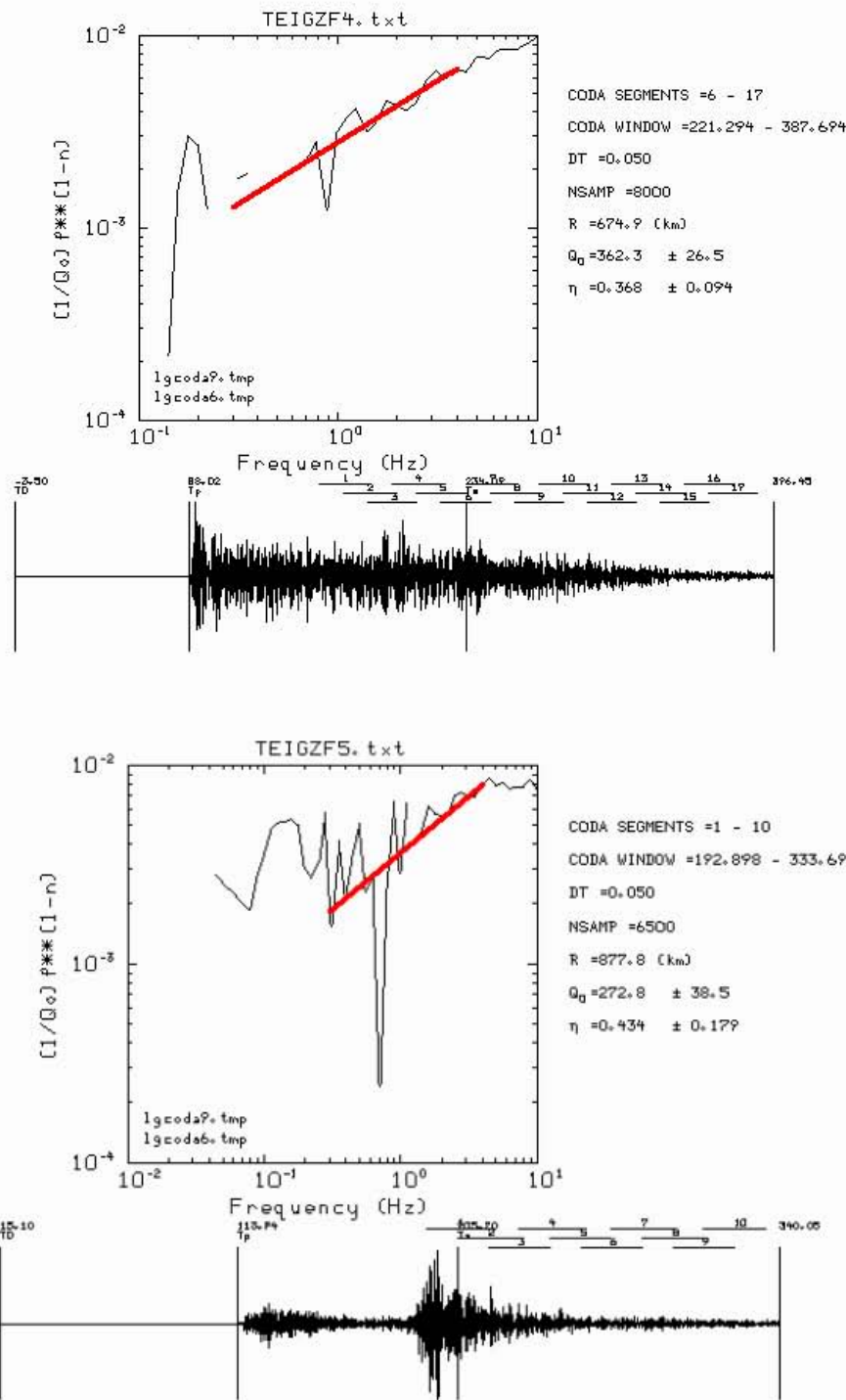


Figura 3.4 Gráfica para las trayectorias evento-estación TEIG para los temblores de Las Choapas, y Alvarado, respectivamente, el eje Y representa el logaritmo de $\left(\frac{1}{Q_0}\right) f^{1-\eta}$, en el eje X se grafican las frecuencias, se muestran las ventanas utilizadas sobre la forma de onda, los valores de Q_0 y η se estiman usando una regresión lineal (línea roja).

Es importante mencionar, que se hicieron todos los cálculos utilizando los registros sin tratamiento alguno, obteniéndose resultados muy parecidos a los que se reportan en el trabajo, después de aplicar un filtro pasa banda. Este filtro se escogió para dejar pasar sólo ondas de cuerpo, basándonos en la Figura 3.5, tomada de Stein, S. And M. Wyession, (1979), para frecuencias mayores que 0.5 Hz. A excepción del sismo de Haití, en el cual no se aprecia la coda, si no se aplica el filtro, Figura 3.6.

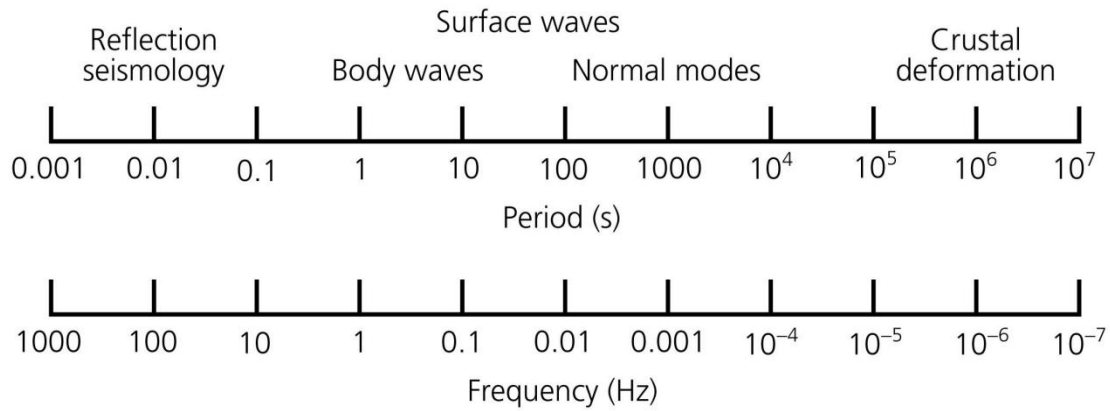


Figura 3.5 tomada de la figura 2,4-7 de Stein, S. And M. Wyession, (2003), que se propone para diferentes estudios

En general los resultados de Q_0 disminuyen considerablemente en algunos casos, pero se obtienen resultados más uniformes tanto para Q_0 como para η , Por otro lado se aprecia mejor el decaimiento de la coda y muchos casos los resultados coinciden. Sólo presentan problemas en distancias mayores a los 800 km y algunos registros dan resultados con alta incertidumbre.

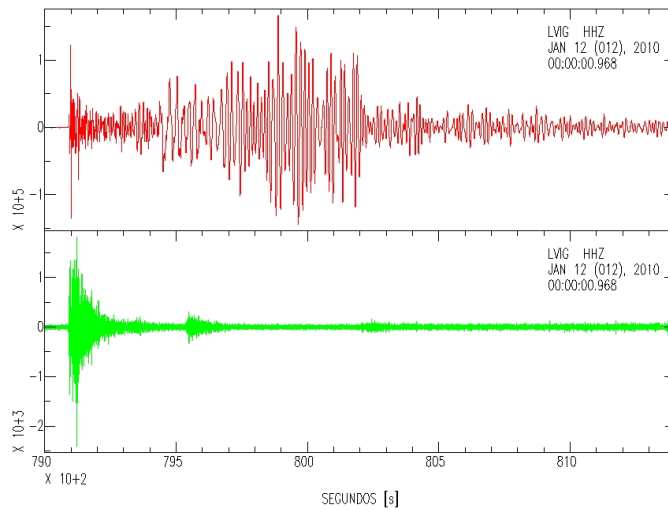


Figura 3.6 Sismograma del evento de Haití, en rojo sin filtrar y en verde con un filtro pasa banda 1-5, en la estación LVIG del SSN.

De acuerdo a Pulli (1984) el valor obtenido de Q caracteriza al volumen de la litosfera, probablemente un elipsoide. La fuente y la estación sísmica se encuentran en los focos del elipsoide. La ecuación del elipsoide puede ser representada por:

$$\frac{x^2}{a^2} + \frac{y^2}{b^2} + \frac{z^2}{c^2} = 1 \dots\dots\dots 1$$

donde x, y, z son las coordenadas del elipsoide a, b y c son los semiejes, a y b son los ejes mayor, y menor de la proyección de la superficie, y c el borde inferior del elipsoide.

$$a = \frac{v_c t_a}{2}, \quad b = \sqrt{c^2 - \frac{R^2}{4}}, \quad c = H + b \dots\dots\dots 2$$

donde v_c es la velocidad de la onda coda aproximadamente la velocidad de la onda S, R es la distancia fuente receptor. H la profundidad del foco del sismo, t_a el promedio de la ventana de tiempo la cual es determinada como: t_s el tiempo origen para el proceso de la coda y W la longitud del la ventana de tiempo

Examinando el elipsoide (elipse vista en planta) Figura 3.7, podemos ver prácticamente una esfera (circunferencia vista desde arriba) ya que $ab \cong 1$. Las velocidades de la onda S con respecto a la profundidad fueron consideradas tomando en cuenta el modelo de velocidades utilizado por el Servicio Sismológico Nacional en sus actividades rutinarias.

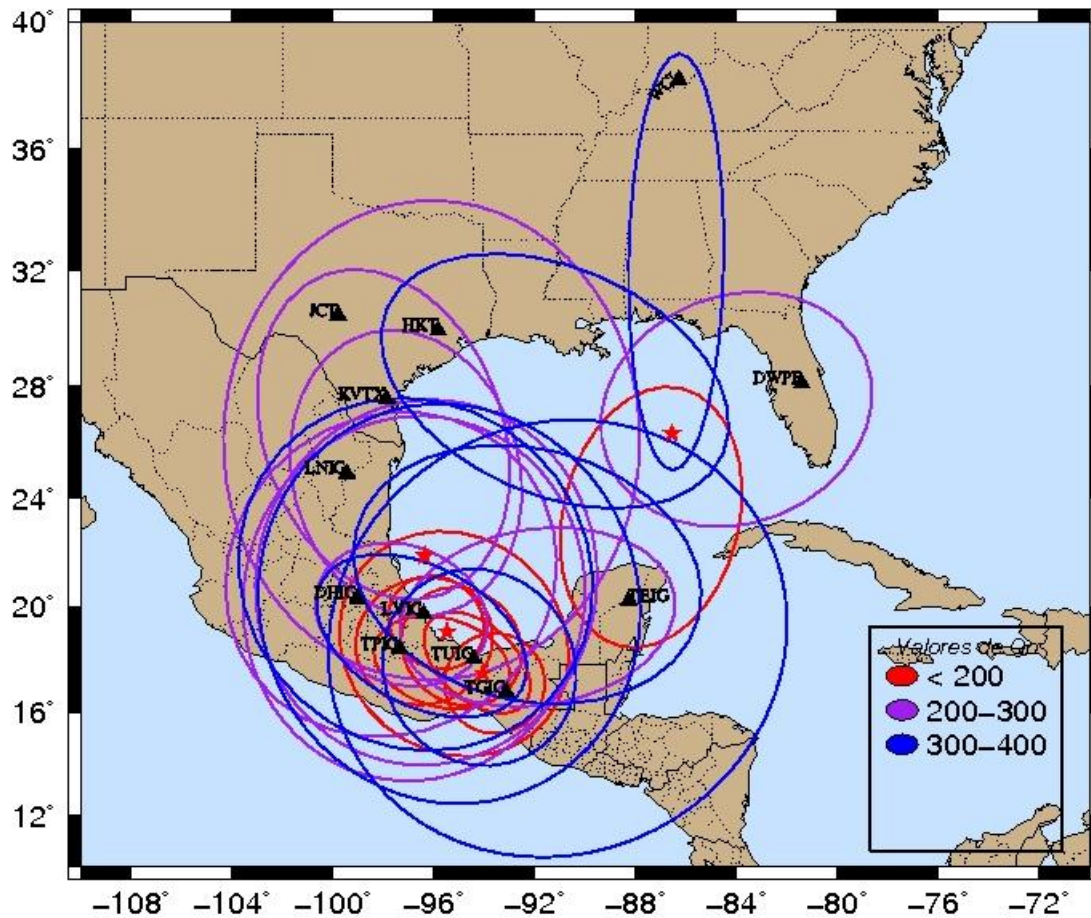


Figura 3.7 Resultados obtenidos para Q_0 , las elipses con focos en la fuente y la estación, representan el volumen de la litosfera con el mismo valor de Q_0 , (Pulli 1984).

3.5 ANÁLISIS DE RESULTADOS.

Analizamos 63 componentes verticales de otros tantos pares evento-estación, en el apéndice se muestran las gráficas de los ajustes. Las estaciones seleccionadas en primer término son las que se encuentran localizadas cerca de la costa del GM. Debido a la falta de estaciones con estas características se optó por utilizar las estaciones cuyo trayecto evento- estación mapearan ésta área.

La determinación final del factor de calidad Q_0 se llevó a cabo para 63 trayectorias evento-estación, poniendo especial atención en las trayectorias “oceánicas” y las continentales.

Los resultados obtenidos para Q_0 en trayectorias continentales están en el intervalo de 165 hasta 358 y para η entre 0.39 y 0.88 para estos cálculos usamos el sismo de Las Choapas, que es un sismo de profundidad intermedia, ($h=153$ km.). Las distancias evento- estación consideradas van de 80 a 675 km aproximadamente. Para trayectorias oceánicas mayores a 1000 km. Los valores de estos factores aumentan por arriba de $Q_0 = 400$, aunque el comportamiento es estable.

Para el sismo de Alvarado ($h=10$ km) la distancias evento-estación utilizadas van de 123 a 878 km el comportamiento es similar en cuanto a los valores de Q_0 , van de 80 a 300y los valores de η se encuentra entre 0.4 y 0.8.

Para trayectorias oceánicas, distancias mayores a 1500 km, como lo es el sismo de Haití (somero), los resultados son atípicos, ya que no siguen ningún patrón en cuanto a los valores de Q_0 mientras que los valores de η son mayores que 0.5. Para la estación TEIG ubicada en Tepich, Quintana Roo, se obtuvieron resultados semejantes entre $300 < Q_0 < 400$, y η entre 0.3 y 0.5 (Tabla 2.3) con un valor nuevamente anómalo para la trayectoria oceánica del evento de Haití en dicha estación.

El temblor de Tuxpan nos proporciona resultados que varían entre 207-330 para Q_0 con un promedio de 285 y valores de η entre 0.3 y 0.6 en las estaciones en territorio mexicano y estaciones en el norte del GM.

En cuanto al temblor de Florida el valor promedio de Q_0 es de 302 y η de 0.54 con un error de 32 y 0.1 respectivamente.

3.6 REGIONALIZACION DEL FACTOR DE CALIDAD.

Por otro lado, este análisis nos permite dividir grosso modo al Golfo de México en regiones con base en los resultados del factor de calidad Q_0 y del factor de correlación con la frecuencia (η) (Figuras 3.7, 3.8 y 3.9), la zona norte y central de la cuenca se asocian con valores de Q_0 entre 400-500 y valores de (η) entre 0.31 y 0.67, estos valores que están en el rango de resultados obtenidos por Baqer y Mitchell (1998) para la planicie costera del GM al sur de Estados Unidos con resultados de Q_0 entre 400-500.

Al sur-oeste del GM, en las costas de Veracruz, los valores de Q_0 caen entre 160-200 comparables con los resultados obtenidos por investigadores con temblores provenientes de la costa del Pacífico (Otemöller et al 2001) y por último al oeste de la península de Yucatán y su costa los valores están entre 300-350.

Por otro lado podemos analizar la corteza del Golfo de México, utilizamos los sismos superficiales (profundidad aproximada 20 km), cuyas trayectorias evento-estación cubren casi toda la cuenca del

GM, (Figura 3.8) el factor de calidad Q_0 mantiene valores uniformes entre 200-350, en promedio $Q_0=313$, es importante mencionar que con estos temblores, se muestrea la litosfera entre los 35 y los 70 km de profundidad teórica, calculada con Taup con el modelo IASP91 (Crotwell et al., 1999). A medida que el muestreo es más profundo el factor de calidad aumenta hasta el valor de 350.

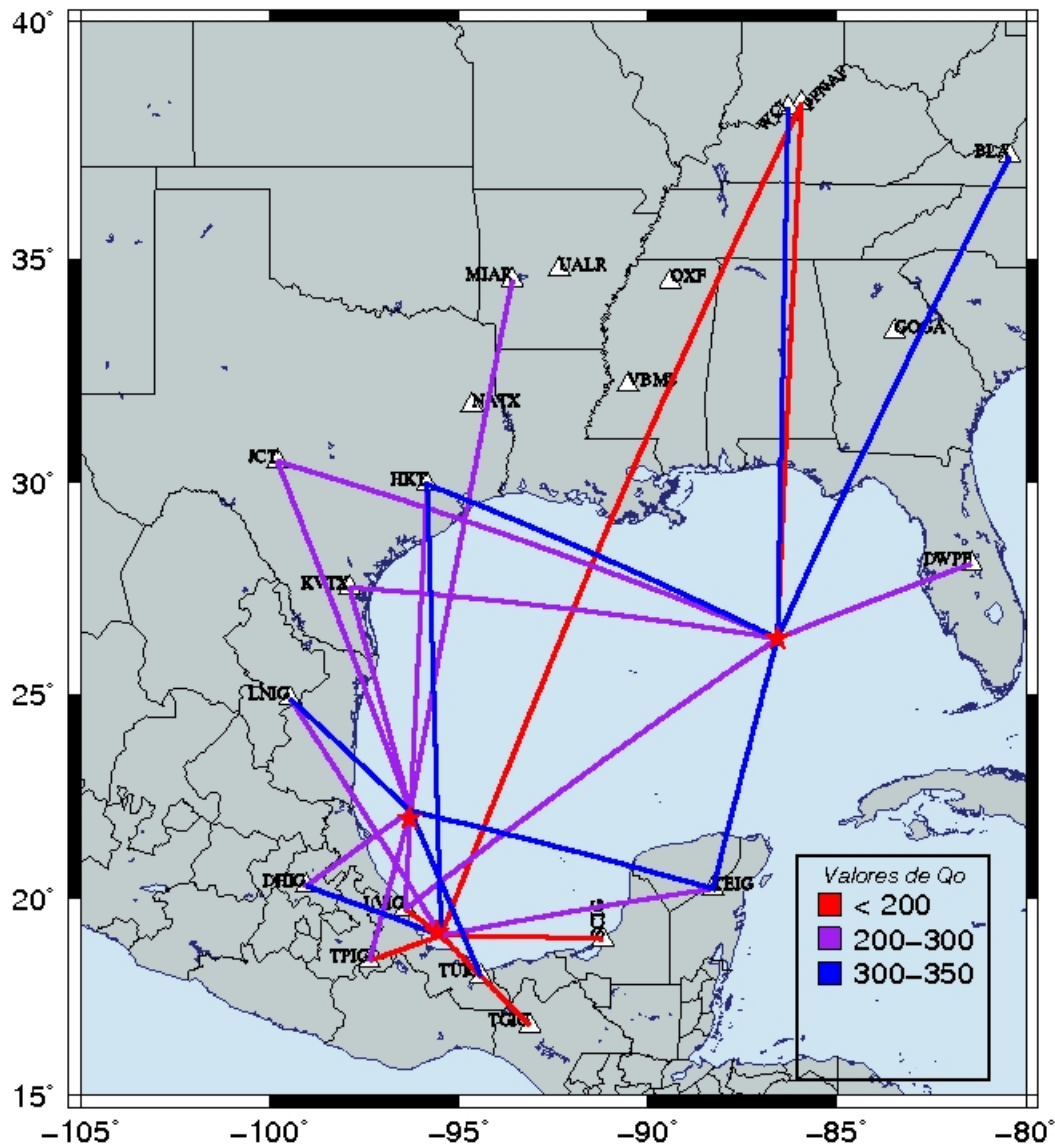


Figura 3.8 Valores de Q_0 para sismos superficiales aproximadamente 20 km de profundidad, se muestran las trayectorias evento-estación para los sismos de Tuxpan, Florida y Alvarado, los colores representan los valores.

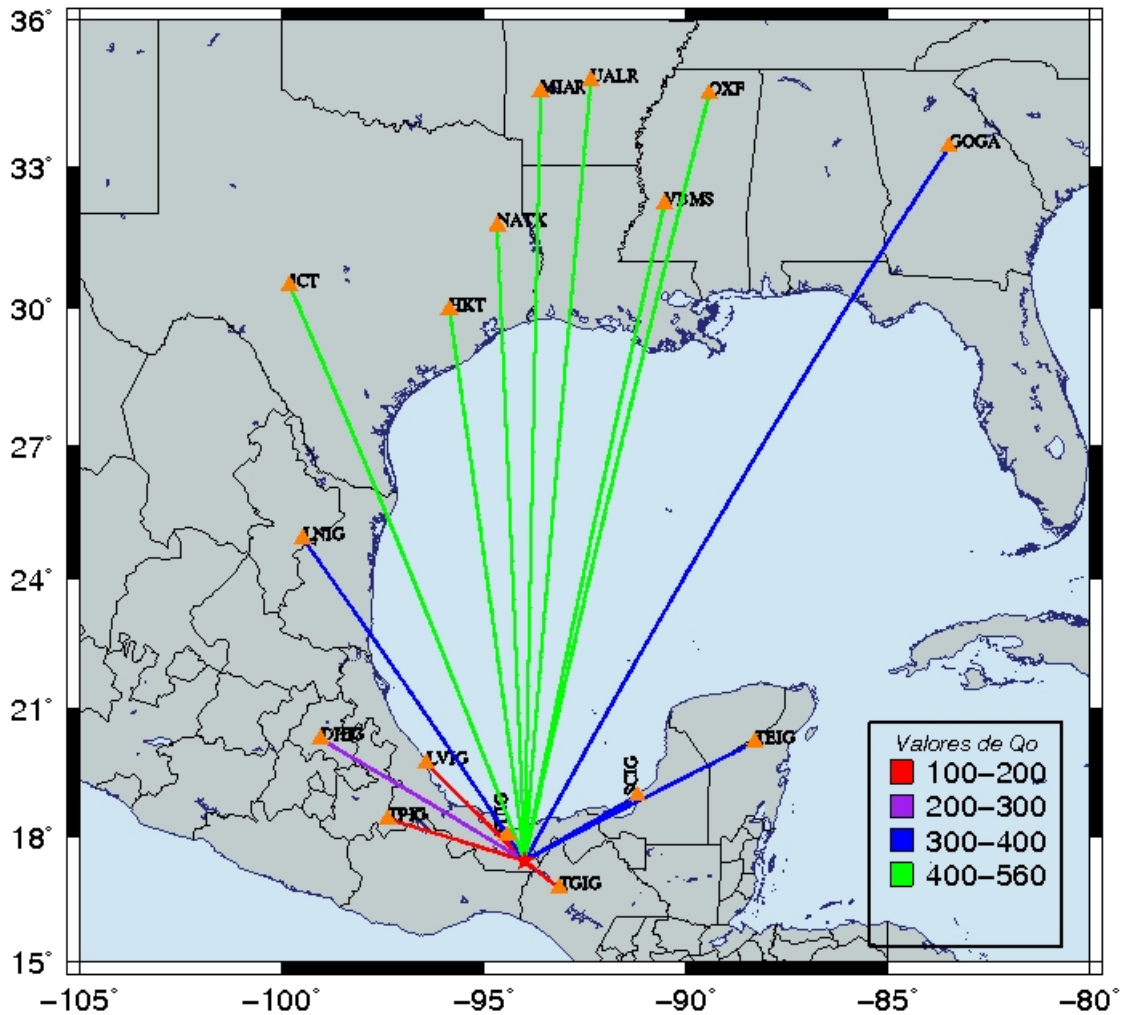


Figura 3.9 Valores de Q_0 para el sismo de Las Choapas con una profundidad de 154 km. con valores entre 300-400 cerca de la costa y valores de 400-560 en el centro de la cuenca.

En la Figura 3.9 se muestran los resultados del sismo de Las Choapas, con una profundidad de 154 km, en la cual se observa la homogeneidad de los valores del factor de calidad Q_0 , cubriendo casi toda la cuenca del GM con las trayectorias evento-estación con un valor promedio de $Q_0=483$, esto es de esperarse porque se está muestreando la litosfera hasta los 600 km que es la profundidad teórica que alcanzan las ondas S, calculada con la herramienta Taup con el modelo IASP91 (Crotwell et al., 1999).

El resumen de estos resultados se presenta en la Figura 3.10, en la cual se puede apreciar, que el centro de la cuenca se caracteriza por valores promedio de Q_0 mayores a 400, mientras que en la periferia de dicha cuenca los valores son menores a 400. Esto sugiere una mayor atenuación en las costas que en el centro de la cuenca del GM.

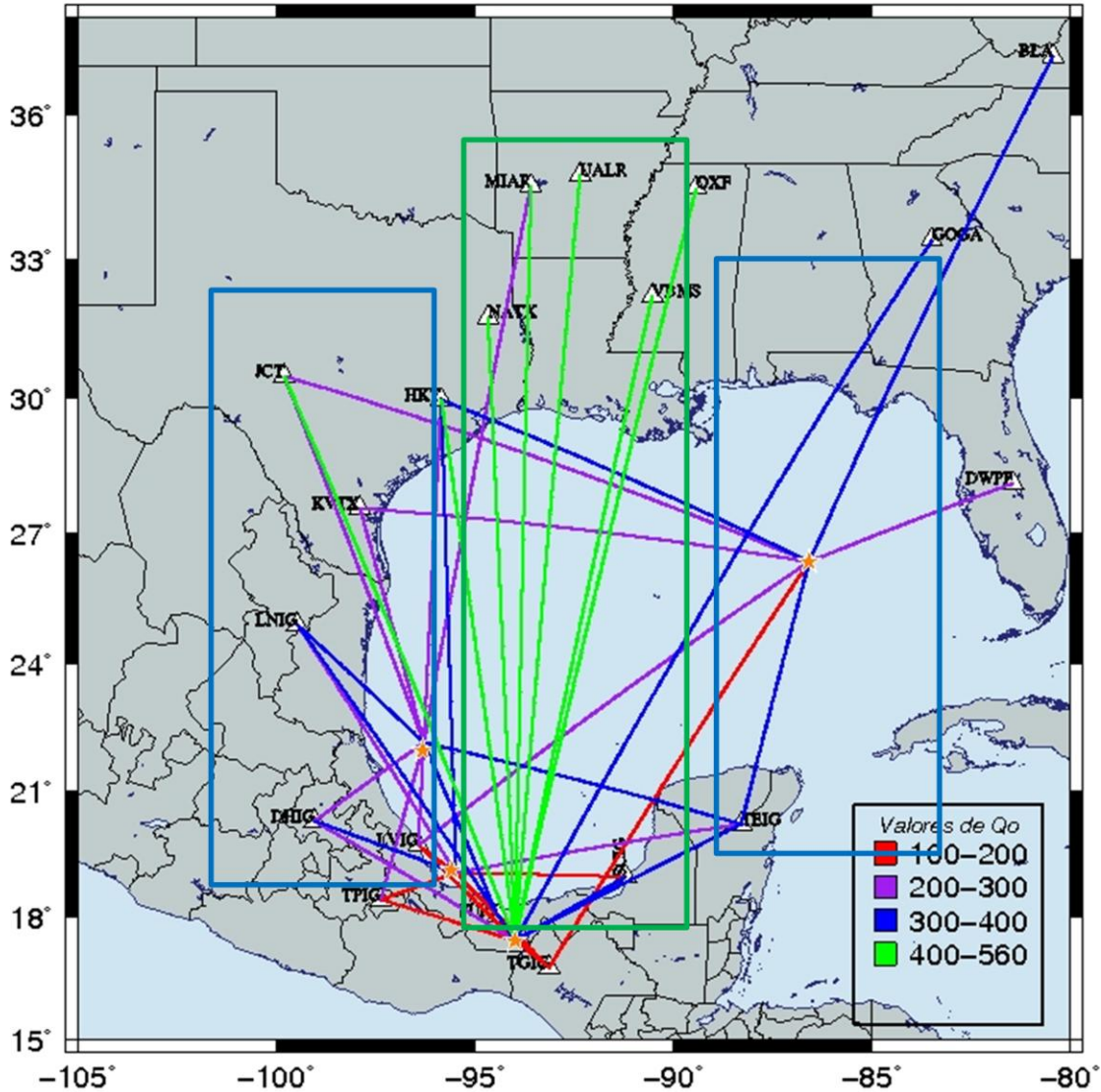


Figura 3.10 Resumen de valores y zonificación en base a valores de Q_0 donde los rectángulos indican las regiones de aproximadamente la misma atenuación.

3.7 INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS.

Con base en los resultados obtenidos, podemos concluir que en general en la cuenca del GM, se atenúan casi un 50% menos las ondas sísmicas que viajan por la parte baja de la litosfera, que en su parte superior. Los resultados obtenidos analizando los sismos de profundidad menor a 20km, Figura 3.8, se obtiene una ecuación de atenuación promedio $Q = 246f^{0.55}$, para toda la cuenca.

El análisis del sismo profundo ~150 km, la Figura 3.8 se presenta dos zonas con diferente atenuación una por el centro de la cuenca, y otra en la periferia del GM, con ecuaciones de atenuación $Q = 490.9f^{0.55}$ y $Q = 248.8f^{0.57}$ respectivamente. Esto también puede apreciarse en la Figura 3.10.

3.8 CONCLUSIONES.

En este estudio, el factor de calidad Q y su dependencia con la frecuencia, son determinados en la costa y cuenca del GM, utilizando registros de 28 estaciones del SSN y de IRIS, usando la coda de 5 temblores en la región del GM, calculamos el factor de calidad sísmico para la litosfera de la cuenca del GM, nuestros resultados sugieren, que la parte inferior de la corteza es más homogénea que la parte superior, debido a que los resultados de Q_0 para eventos intermedios presentan valores estables con un error relativo menor al 10%.

Con base en los resultados de este trabajo, se puede concluir que los valores de Q_0 que mejor mapean la cuenca central del Golfo de México, están en el rango de 400-560, los cuales describen mejor las características de la atenuación en la cuenca.

Debido a la forma tan dispersiva de la onda, y la consecuente duración de la señal, y las características de la forma de onda para el evento de Haití, se observan algunos aspectos difíciles de explicar, aunque pueden ser atribuidos a la estructura de la corteza y el manto superior o la trayectoria o a la distancia.

Para la región norte del GM los resultados del factor de calidad Q_0 y el del factor de correlación con la frecuencia (η), están entre 269 y 594, y entre 0.31 y 0.67, respectivamente estos valores están en el rango de resultados obtenidos por Baqer y Mitchell (1998), para la planicie costera de GM al sur de Estados Unidos con Q_0 entre 400 – 500.

Para la región sureste de la costa mexicana del GM, Q_0 es de entre 200-300, estos valores son congruentes con los obtenidos en trabajos previos utilizando temblores provenientes de la zona sismogénica del Pacífico.

Los mecanismos focales de los temblores que ocurren en el norte del GM frente a las costas de Estados Unidos, son fallas inversas, atribuible a la tectónica salina al parecer fallas activadas por los esfuerzos producidos por la alta carga de sedimento en los límites de estructuras.

Los mecanismos para los temblores de la costa de Veracruz no presentan un patrón consistente para describir claramente la tectónica de la región. La actividad sísmica del oeste del Golfo de México se concentra frente a la costa sur de Veracruz.

Para la estación TEIG ubicada en Tepich, Quintana Roo, se obtuvieron resultados uniformes entre 200 y 300 para Q_0 y η entre 0.4 y 0.5, tomando en cuenta los cinco eventos.

4. REFERENCIAS.

- Angell, M., Hitchcock, C., William Lettis & Assocs., 2007, A geohazard perspective of recent seismic activity in the Northern Gulf of Mexico (conference paper), in Offshore Technology Conference, Houston, Texas, USA, 8 p. (DOI: 10.4043/19035-MS).
- Antoine, J.W. and Ewing, J.I. 1963. Seismic refraction measurements on the margins of the Gulf of México. *J. Geophys. Res.* 68: 1,975-1,996.
- Antoine, J.W. 1972. Structure of the Gulf of Mexico. In: Rezak, R. and V.J. Henry (eds.) Texas A&M University Oceanographic Studies, Volume 3: Contributions on the geological and geophysical oceanography of the Gulf of Mexico. Gulf Publishing Company, Houston. 303 p.
- Aki, K. y P. Richards (1981) *Quantitative Seismology*, W.H. Freeman, San Francisco, California, E.U.A., 932 p.
- Baqer, S. and B. J. Mitchell. 1998. Regional Variation of Lg coda Q in the Continental United States and its Relation to Crustal Structure an Evolution *Pure appl. Geophys* 153 613-638.
- Bird D. E, Radovich B.J, Moo J. Integrated Seismic and Gravity Data Modeling: Basement Structure in the Gulf of Mexico. AAPG Search and Discover Article #90069, 2007 GCAGS 57th Annual Convention, Corpus Christi, Texas
- Bryant, W.R., Antoine, J.W., Ewing, M. and Jones, B. 1968. Structure of Mexican continental shelf and slope, Gulf of Mexico. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull*, 52, 1,204-1,228.
- Buffler, R. T., and Sawyer, D. S., 1985, Distribution of crust and early history, Gulf of Mexico basin: *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*. V. 35, p. 333-334.
- Cantú Chapa, A. 2001 México as the western margin of Pangea base on biogeographic evidence from the Permian to the lower Jurassic. *AAPG Memoir* 75 1-27.
- Crotwell, H.P., Owens, T.J. and Ritsema, J., 1999, The TauP Toolkit: Flexible seismic travel-time and ray-path utilities. *Seismological Research Letters*, 70, pp. 154-160.
- De Cserna, Z., 1981, Margen continental de colisión activa en la parte suroccidental del Golfo de México: *Revista del Instituto de Geología de México*. V.5, 255-260.
- Dunbar, J. A., and Sawyer, D. S., 1987, Implications of continental crust extension for plate reconstruction; An example from the Gulf of Mexico: *Tectonics*, 6, 739-755.

Ebeniro, J. O., Nakamura, Y., Sawyer, D. S., and O'Brien, W. P., Jr., 1988, Sedimentary and crustal structure of the northern Gulf of Mexico: *Journal of Geophysical Research*, 93, 9,075-9,092.

Ewing, M., Ericson, D.B. and B.C. Heezen. 1958. Sediments and topography of the Gulf of Mexico. In: E. Weeks (ed.) *Habitat of Oil*. Am. Assoc. Petroleum Geologists, Tulsa, 995-1,053.

Ewing, J.I., Ewing, M. and Leyden, R. 1966. Seismic profiler survey of Blake Plateau. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.* 50:1,948-1,971.

Frohlich, C., 1982. Seismicity of the central Gulf of México, *Geology*, 10, 103-106.

Halbouty, M.T. 1967. Salt domes, Gulf region-United States and Mexico. Gulf Publishing, Houston, 425 p.

Ibrahim, A. K., Carye, J., Latham, G., and Buffler, R. T., 1981, Crustal structure in the Gulf of Mexico from OBS refraction and multichannel reflection data: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 65, 1,207-1,229.

Logan, B.W., Harding, J. L., Ahr, W. M., Williams, J. D. and Snead, R.G., Carbonate Sediments and Reefs, Yucatán Shelf, Mexico Late Quaternary sediments of Yucatán shelf, México. In: Mc. Birney, A. R. (Ed.) *Am. Ass. Petrol. Geol. Mem.*, 1969. 5-128. 11:

Molnar, P. and Sykes, L., 1969. Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80: 1,639-1,684.

Murray, G.E. 1961. *Geology of the Atlantic and Gulf coastal province of North America*. Harper, New York, 1961. xvii 692 pp.

Ottmöller, L. Shapiro N.M, Singh S.K. Pacheco J.F. Lateral variation of Lg wave propagation in southern Mexico. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 107, NO. 0, 10.1029/2001JB000206, MONTH 2002

Pérez-Campos, Xyoli, et al. (2008). Horizontal subduction and truncation of the Cocos Plate beneath central Mexico. *Geophys. Res. Letters*. 35. L18303. Doi: 10.1029/2008GL035127.2008

Prost G. and Aranda M. (2001) Tectonics and Hydrocarbon System of the Veracruz Basin, México, *AAPG Memoir* 75, 271-291

Pulli, J., 1984 Attenuation of coda waves in New England. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 74: 1149-1166.

Sawyer, D. S., and Buffler, R. T., 1991, The crust under Gulf of Mexico basin: *The Geology of North America Vol. J, The Gulf of Mexico Basin* The Geological Society of America. 1, 53-72

Servicio Sismológico Nacional, www.ssn.unam.mx.

Stein, S. And M. Wysession, 1979. An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure. Blackwell Publishing. 498 pp. (ISBN: 0-86542-078-5).

Suárez, G. 2000. Reverse faulting in the Isthmus of Tehuantepec: Backarc deformation induced by the subduccion of Tehuantepec ridge. Geological Society of America. Geological Society of America Special Papers, 334, 263-268,

Wilhem, O. and Ewing. M. Geology and History of the Gulf of Mexico. Geol. Soc. Am. Bull., 1972. 575-600. 83 (3).

Worzel, J.L., Leyden, R. and Ewing, M. 1968. Newly discovered diapirs in Gulf of Mexico. Am. Asso. Petroleum Geologists Bull. 52:1,194-1,203.

Xie, J. and O. Nuttli 1988. Interpretation of high-frequency coda at large distance: stochastic modeling and method of inversion, Geophysical Journal. 95: 579–595.

Xie, J. K. Pan, Y. Mitchell, B.J. and Ni, J. 1993, Abstract, Lg Q, Lg coda Q, and yield estimation in Eurasia, 15th Annual Research Symposium, Phillips Laboratory, Vail, CO, September 8-10.

ANEXO.
Ajustes.

