



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
CENTRO DE GEOCIENCIAS
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA



**GEOMETRIA, SISMICIDAD Y DEFORMACION DE LA
PLACA DE COCOS SUBDUCIDA**

T E S I S

que para obtener el grado de:

Maestra en Ciencias de la Tierra

presenta

JANETT JOSEFINA GARCIA QUINTERO

2007

Tutor: Dr. Marco Guzmán Speziale

Dedicatoria

Gracias por regresar a mi vida en el momento más oportuno y brindarme felicidad, cariño, sabios consejos y apoyo incondicional. Por ser mis ojos, mis manos y mi esencia en mis largas ausencias, porque sin ti... definitivamente este trayecto hubiese sido muy difícil de caminar. El estar a tu lado me fortalece y me hace ser un mejor ser humano.

A ti **Baudilio**.

Porque por fin encontré el amor de dios en tus ojos.

Agradecimientos

Por los momentos difíciles en cuales empecé a perder la fe de no alcanzar mis metas, ahora se que siempre estuviste a mi lado, fortaleciendo mis esperanzas, e incrementado el amor día con día de hacer las cosas, gracias **Dios**.

A mis Padres, *José y Yola* gracias por enseñarme el valor de la perseverancia, el trabajo y la inquebrantable fé en los momentos críticos, gracias por estar siempre conmigo ayudándome, aconsejándome y respetando todas las decisiones mas importantes de mi vida. Gracias Papi, por la fortaleza que en todo momento me has demostrado, he aprendido a salir adelante ya que sin tu ejemplo no estaría aquí.

A mis hermanos, *Maye, Yolanda y Che*, que han sido las piezas fundamentales en mi vida, gracias por su optimismo, confianza e infinito apoyo.

A mis sobrinitos, *Mario y Maky* que han sido el motor de nuestra alegría desde que están con nosotros.

Agradezco al Centro de Geociencias (CGEO), por el ambiente de trabajo tan agradable y tranquilo, el cual me motivó a terminar mis estudios. Especialmente quiero mencionar al Dr. Marco Guzmán-Speziale, quien además de ser mi asesor durante el Posgrado, es un gran amigo que me enseñó el significado de la palabra “sinergia”, gracias por todo, por tu perseverancia, ayuda y empeño para terminar esta tesis.

Al Dr. Juan Martín Gómez, quien siempre me motivó y me alentó a seguir adelante con su sabiduría y acertados consejos. Al Dr. Carlos Mendoza quien con sus comentarios tan enriquecedores y su dedicación en las correcciones me ayudaron comprender y a crecer profesionalmente. Y por ultimo al Dr. Ramón Zúñiga y Dr. Vladimir Kostoglodov, gracias por todas sus sugerencias, críticas y comentarios que me ayudaron a realizar un mejor trabajo. Gracias a todos ustedes por aceptar ser parte del comité de evaluación en mi examen de grado.

A todo el personal administrativo del CGEO por el soporte que brindan a los estudiantes, en especial a Martha Pereda, por su ayuda, comprensión y paciencia durante la realización de los trámites correspondientes. A Sol y Teresita, gracias por todo su apoyo en la búsqueda de material didáctico. A CONACyT por otorgarme la beca, que sin ella no hubiera realizado mis estudios.

A mis amigos y compañeros del CGEO con los cuales compartimos clases y momentos agradable durante mi estancia en Querétaro. En especial a Janet, Lupita, Norma, Maru, Ieni, Chuy, Monse, Lupillo, Mike, Pancho, Paula, Irving, Marisol, Javi, Nelly, Shak, Emilio, Laura, Gildardo, Rodolfo, Caco, Lenin, Lina, el Uru, etc ...
Gracias por todo!!

Indice

Resumen	6
1. Introducción	7
2. Tectónica y Sismicidad	11
3. Datos y Metodología	16
4. Resultados	23
5. Discusión	34
6. Conclusiones	38
Referencias	39

Indice de Figuras

Figura 1. Marco tectónico regional	7
Figura 2. Epicentros de sismos reportados en el catalogo de Engdhal et al. (1998)	14
Figura 3. Método de proyección hipocentral de Guzmán-Speziale (1995)	18
Figura 4. Segmentos y polos de curvatura constante ajustados para la Trinchera mesoamericana	19
Figura 5. Ejemplo de ajuste de una parábola a un perfil sísmico	20
Figura 6. Mapa de localización de las 20 secciones hipocentrales perpendiculares a la Trinchera Mesoamericana	24
Figura 7. Secciones hipocentrales perpendiculares a la Trinchera Mesoamericana	25
Figura 8. Contornos de isoprofundidad de la placa de Cocos subducida	29
Figura 9. Proyección en superficie de los ejes T	30
Figura 10. Secciones perpendiculares a la Trinchera Mesoamericana las cuales muestran los Ejes T	32

Resumen

Se ha obtenido un nuevo modelo geométrico de toda la placa de Cocos subducida. Para ello se utilizó una base de datos de hipocentros muy bien localizados. Estos hipocentros fueron proyectados en secciones perpendiculares a la trinchera mesoamericana y que se arquean a lo largo de la misma, obteniéndose una mejor definición de la placa subducida. A los hipocentros de cada sección se les ajustó una parábola y a todas ellas, una superficie que define la placa de Cocos en subducción.

El modelo obtenido es similar a los publicados por varios autores en años anteriores, excepto que se encontraron evidencias de una posible contorsión en la placa subducida, hasta ahora no reportada en la literatura.

Se examinó también la tensión en la placa subducida, utilizando tensores de momento sísmico publicados por la universidad de Harvard. Se encontró que el azimut de los ejes **T** coincide con la dirección de máxima pendiente de la placa. En sección, los ejes **T** son tangentes al echado de la placa. Ambas cosas indican que la tensión de la placa en subducción es probablemente con secuencia de un efecto gravitacional.

No se encontró ninguna dirección de tensión anómala que pudiera coincidir con la probable contorsión en la placa subducida.

1. Introducción

La región de Mesoamérica, que incluye México y Centroamérica, se caracteriza por su alta actividad tectónica la cual es el resultado de la subducción de la placa de Cocos a lo largo de la Trinchera Mesoamericana (Molnar y Sykes, 1969). Para el SE de México la tectónica es mas compleja debido a que es dominada por la subducción de la placa de Cocos bajo las placas Norte América y Caribe. A su vez, las placas Norte America y Caribe tienen un límite transcurrente lateral izquierdo a lo largo de la fosa del Caimán y del sistema de fallas Motagua-Polochic. Las tres placas forman una punto triple ambiguamente definido (Figura 1).

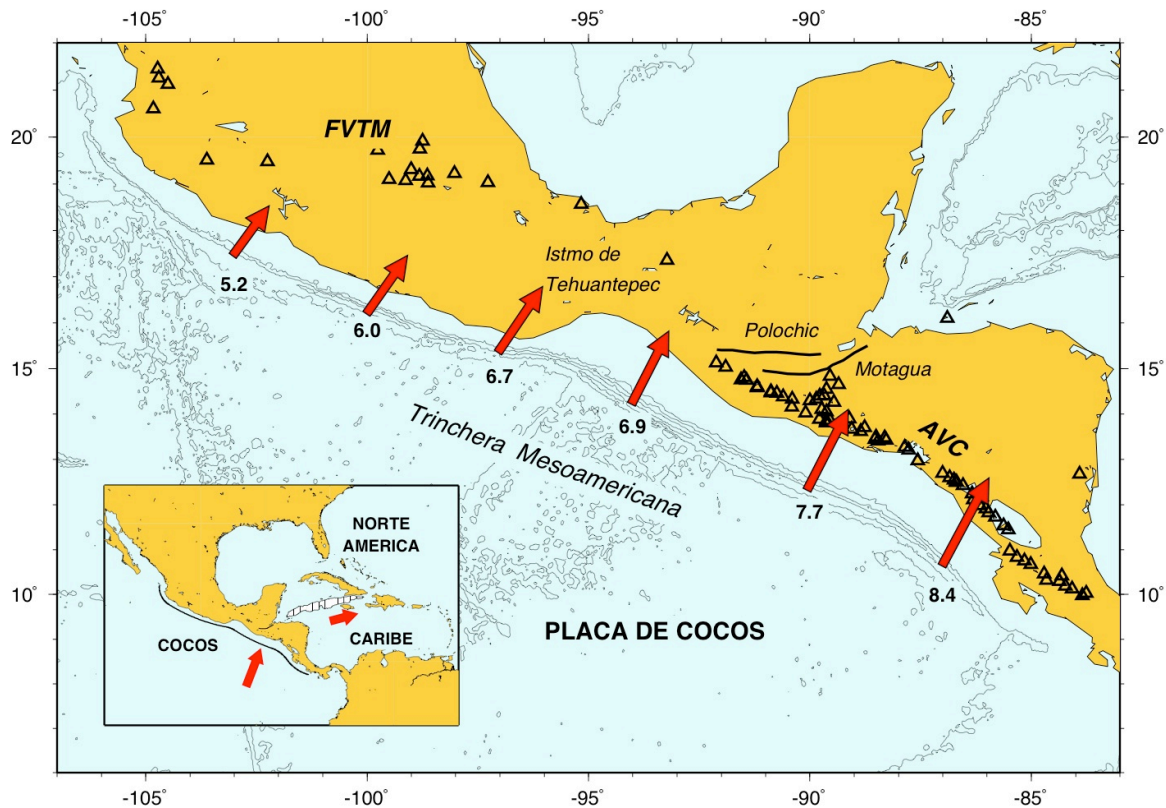


Figura 1. Marco tectónico regional. Las flechas indican magnitud (en cm/año) y dirección de la convergencia de la placa de Cocos con respecto a las otras dos placas. Los triángulos representan volcanes activos. FVTM – Faja volcánica trans-mexicana; AVC – Arco volcánico centroamericano. Las flechas del recuadro indican la dirección de las placas de Cocos y Caribe con respecto a Norte América.

Han sido varios los trabajos que se han publicado para caracterizar los rasgos geométricos de la placa de Cocos subducida. Molnar y Sykes (1969) fueron los primeros en establecer la geometría de la placa subducida utilizando localizaciones hipocentrales. En su trabajo estudiaron los eventos telesísmicos que ocurrieron en la región circum-Caribe antes de 1963 y los mecanismos focales para los eventos durante 1966. Hanus y Vanek (1978) usaron todos los hipocentros disponibles hasta 1975 para definir con una mejor resolución la estructura de la zona de Wadati-Benioff. Dean y Drake (1978) determinaron los mecanismos focales de la subducción de la placa de Cocos, tanto interplaca como del segmento subducido. En el trabajo de Burbach et al. (1984) se estudia la geometría y estados de esfuerzos de toda la placa subducida de Cocos. Ellos definieron la geometría del plano de Wadati-Benioff utilizando datos de eventos telesísmicos, del catálogo del Centro Sismológico Internacional (ISC) donde seleccionaron 220 eventos, para determinar la estructura geométrica a gran escala de la parte subducida de la placa de Cocos y utilizaron los rasgos batimétricos y así definir segmentos de la placa de Cocos. Posteriormente realizaron perfiles sísmicos en los segmentos.

Bevis e Isacks (1984) modelaron la placa de Cocos subducida utilizando la técnica de análisis de tendencia superficial de hipocentros como una función continua de superficies coordinadas que predicen la profundidad media de la zona de Benioff. Utilizaron ecuaciones armónicas esféricas, para poder determinar esta tendencia hipocentral. Sin embargo, ellos modelaron la placa en subducción como dos segmentos independientes, uno de la parte norte, donde la placa de Cocos se encuentra bajo la placa de Norte América y el segundo de la parte sur donde se encuentra subduciendo bajo la placa de Caribe. LeFevre y McNally (1985) utilizaron mecanismos focales para caracterizar el estado de esfuerzos de la placa de Cocos en subducción.

Singh y Mortera (1991) modelaron sismos de inter-placa entre 1928 y 1962 para elucidar la relación entre características de ruptura del sismo y subducción. Kostoglodov y Ponce (1994) analizaron catálogos sísmicos históricos y modernos en la parte mexicana de la trinchera mesoamericana. Encontraron que la subducción de zonas de fractura (Tehuantepec, O' Gorman, etc.) origina bajo acoplamiento inter-placa.

Localmente, Havskov et al. (1982) describieron la geometría de la zona de Wadati-Benioff en el área de Tehuantepec en el sur de México, mediante el uso de datos de

estaciones permanentes y una red sísmica local que opero durante 1979 en Chiapas y pudo establecer la geometría de la placa subducida mas allá de los 60 km de profundidad, sugiriendo que la placa podría estar fuertemente flexionada a esta profundidad. Ponce et al. (1992) establecieron una red sísmica local temporal en el istmo de Tehuantepec para determinar la estructura fina y el estado de esfuerzos de la placa de Cocos subducida, confirmando la flexión de la placa subducida en la región. Una relación entre la sismicidad y la subducción de la placa de Cocos bajo Norte América fue establecida por Kostoglodov y Ponce (1994). Pardo y Suárez (1995) determinaron un modelo integral de subducción en el sur de México y sus implicaciones en la sismicidad y tectónica del área. El estudio incluye la subducción de la placa Rivera y la parte norte de Cocos. Determinaron que la subducción de la placa de Cocos bajo Norte América tiene un ángulo pronunciado bajo Michoacán, gradualmente volviéndose subhorizontal en Guerrero y Oaxaca. Bravo et al. (2004) definieron la geometría detallada de la placa de Cocos subducida bajo el istmo de Tehuantepec mediante perfiles sísmicos paralelos y perpendiculares a la trinchera mesoamericana, nuevamente encontrando, igual que Hanus y Vanek (1979), Havskov et al. (1982), Burbach et al. (1984), Ponce et al. (1992). Otro aspecto que ha sido estudiado es el de los sismos silenciosos en la subducción de la placa de Cocos. Kostoglodov et al. (2003) encontraron uno con una magnitud equivalente a 7.5 M_w en la interfase Cocos-Norte América.

La subducción de rasgos batimétricos afecta el carácter de la subducción en algunas regiones (Kostoglodov y Ponce, 1994; Pardo y Suárez, 1995). A lo largo de la trinchera Mesoamericana existen tales rasgos como la dorsal de Cocos, dorsal de Tehuantepec y la zona de fractura de Orozco las cuales están orientadas casi perpendiculares a la trinchera. Esto hace a mesoamérica una región excelente para observar los problemas relacionados a la subducción de este tipo de rasgos batimétricos (Burbach et. al., 1984).

En la placa de Cocos subducida se muestran cambios drásticos en el ángulo de inclinación que van desde una subducción subhorizontal bajo el centro de México, hasta una mayor inclinación en la dorsal de Tehuantepec que empieza a ser subducida. Sin embargo, estos cambios en la inclinación de la placa no parecen estar claramente definidos. Es importante entonces continuar definiendo esta área para establecer con mayor precisión tanto la geometría como el estado de esfuerzos de la placa de Cocos subducida y proponer

un modelado donde se muestre mayor detalle y resolución de los datos adquiridos recientemente.

En los últimos 22 años una gran cantidad de datos sísmicos se ha ido acumulando y con ello nuestro entendimiento de los procesos relacionados a la subducción ha ido mejorando significativamente, facilitando la búsqueda de un nuevo modelo para esta región.

Recientemente se encuentran disponibles bases de datos internacionales que permiten analizar la geometría, estado de esfuerzos y la subducción de la placa de Cocos con mayor cantidad de eventos registrados bien relocalizados. También se cuenta con métodos más precisos, tanto para la proyección de secciones hipocentrales que permitan una mejor determinación de la geometría, como para la determinación del estado de esfuerzos. La propuesta de este estudio es usar estos datos y conocimientos, añadiendo nuevos datos obtenidos recientemente y enfocarlos para analizar la estructura de la placa de Cocos subducida a una profundidad mayor a los 50 km, así como presentar un nuevo modelo más refinado respecto a los anteriores publicados.

Para cumplir lo anterior se establecieron los siguientes objetivos:

- A) Proponer un modelo de la geometría de la placa subducida, mediante la elaboración de secciones hipocentrales perpendiculares a la trinchera mesoamericana.
- B) Elaborar un modelo tridimensional de la placa subducida.
- C) Determinar el estado de esfuerzos utilizando tensores de momento sísmico (CMT) reportados por la universidad de Harvard.

2. Tectónica y Sismicidad

La tectónica del área esta dominada por la interacción de tres placas: Cocos, Norte América y del Caribe. La placa de Cocos se encuentra al oeste subduciendo a las placas de Norte América y del Caribe. Esta bordeada en el Noreste por la trinchera mesoamericana, al Este por la zona de fractura de Panamá, al sur por la zona de rift de Galápagos y al Oeste por la dorsal del Pacifico Este. La placa de Cocos incluye la dorsal de Cocos (Figura 1).

El límite entre las placas de Norte América y del Caribe se manifiesta en el sistema de fallas Motagua –Polochic, otro rasgo regional que juega un papel muy importante en la tectónica del área.

El movimiento relativo de la placa de Cocos con respecto a Norte América es de 5-7 cm/año en dirección NE, mientras que la placa de Cocos subduce bajo el Caribe a unos 7-8 cm/año (Figura 1). La placa del Caribe se desplaza a 2.5 a 3 cm/año con respecto a Norte América. (DeMets et.al., 1990).

La trinchera Mesoamericana sirve como limite de placa entre la placa de Cocos y las otras dos, de Norte América y del Caribe. En un marco de referencia absoluto, la placa de Norte América se mueve hacia la placa de Cocos, mientras que la placa Caribe está esencialmente estacionaria o se aleja muy lentamente de la placa de Cocos (e.g. Minster y Jordan, 1978; DeMets, 1990; Gripp y Gordon, 1990; 2002; DeMets, 2001). El lugar de transición entre las placas de Norte América y Caribe no está claramente definido, pero varios autores piensan que el sitio esta en el área del golfo de Tehuantepec (e.g., Malfait y Dinkelman, 1972; Muehlberger y Ritchie, 1975; Plafker, 1976; Guzmán-Speziale, 1989; Guzmán-Speziale y Meneses-Rocha, 2000).

La placa de Cocos subduce bajo la placa de Norte América a lo largo de la trinchera Mesoamericana, desde el punto triple de Cocos-Rivera-Norte América (longitud -104°) hasta la zona del punto triple de las placas Cocos-Caribe-Norte América (longitud -95°). Además, desde este ultimo punto hasta donde termina la traza de la trinchera (longitud -84°), la placa de Cocos también subduce bajo la placa del Caribe.

Uyeda (1982) sugiere que hay dos estilos tectónicos de subducción diferentes, tipo *Marianas* y tipo *Chileno*. Las principales características del tipo de subducción de las *Marianas* son: mecanismos focales de sismos intraplaca del tipo de esfuerzos tensionales;

ángulo de subducción pronunciado (generalmente mayor a 30°); no hay indicios de la existencia de un prisma acrecional; las placas en contacto no están bien acopladas; la edad de la placa en subducción es grande. En el tipo *Chileno* los mecanismos focales de eventos de intraplaca son de esfuerzos compresivos; el ángulo de subducción es somero o muy somero; existe un prisma de acreción bien definido; las placas en contacto están bien acopladas; la placa en subducción es una placa joven; pueden ocurrir sismos fuertes, de magnitud mayor a 8 en la región de contacto entre la placa en subducción y la placa superior. Uyeda (1982) propone que los dos tipos de subducción se presentan a lo largo de la trinchera Mesoamericana: tipo *Chileno* en la subducción de la placa de Cocos bajo Norte América y tipo *Marianas* bajo el Caribe.

Algunos de los rasgos y provincias más sobresalientes en el área de estudio son:

La *Faja Volcánica Transmexicana* (FVTM) (Figura 1) es un arco magmático continental, constituido por cerca de 8000 estructuras volcánicas y algunos cuerpos intrusivos que se extiende desde las costas del Pacífico, en Jalisco hasta las costas del Golfo de México, en Veracruz (Demant, 1978). Las rocas volcánicas presentan una gran variedad en composición, desde basaltos hasta riolitas con edades del Mioceno Medio a Tardío hasta la actualidad.

La FVTM se caracteriza por presentar una distribución con dirección preferencial E-W en su parte central y oriental, WNW-ESE en su parte occidental, formando un ángulo cercano a los 16° con respecto a la Trinchera Mesoamericana. Este alineamiento oblicuo tan característico, y su orientación transversal con respecto a las principales provincias geológicas y tectónicas de México, propició que algunos investigadores sugirieran la existencia de una importante estructura tectónica por debajo del arco volcánico, en donde propusieron que la FVTM representaba una antigua zona de sutura o cizalla que se reactivó durante el Terciario. Esta idea fue retomada posteriormente por varios autores en sus reconstrucciones de la apertura del Golfo de México y la evolución del Caribe (Silver y Anderson, 1974; Pindell, 1985; Ross y Scotese, 1988). Sin embargo los trabajos geológicos estructurales más actuales han permitido definir la geometría, cinemática y edad de los principales sistemas de fallas que afectan a la FVTM. Estos estudios han puesto de manifiesto que en buena parte de la FVTM ha existido una estrecha relación espacio-temporal entre el fallamiento y el vulcanismo (Gómez-Tuena, et. al., 2005).

Otro rasgo no menos importante es el *arco volcánico centroamericano*, el cual resulta de la subducción de la placa de Cocos debajo de la placa Caribe y que corre a lo largo de 1,500 kilómetros desde Guatemala hasta la frontera Costa Rica-Panamá. La edad del vulcanismo es Terciaria y Cuaternaria y empieza en el Mioceno-Pleistoceno (Sánchez-Barreda, 1981; Figura 2).

Las rocas volcánicas Terciarias cubren una buena parte de las costas del Pacífico de América central. También presenta un extenso vulcanismo cuaternario en el borde W de la placa subduciente, donde el arco volcánico aparece en esta zona es paralelo a la trinchera y muy cerca de esta (Robin y Tournon, 1978; Nixon, 1982).

El *sistema de fallas Motagua-Polochic* (Figura 1), desarrolladas durante el Terciario (Meneses-Rocha, 1985), actúa como límite tectónico transformante entre las placas Caribe y Norte América. Este sistema de fallas abarca del este de la costa de Guatemala con una orientación preferencia NE-SW, sin embargo al oeste, la falla Motagua no aparece expuesta en superficie, mientras la falla Polochic empieza a curvarse en dirección N-NW, y así se bifurca y se pierde dentro del batolito de Chiapas (Muehlberger y Ritchie, 1975; Weyl, 1980). Debido a esto, la ubicación y el tipo de punto triple es incierta.

Debido a lo anterior, es difícil definir los límites exactos entre las placas Norte América y Caribe en esta región. Sin embargo Guzmán-Speziale et. al. (1989) sugieren un modelo, donde las fallas transcurrentes (Motagua-Polochic) junto con la falla de Salina Cruz en el Istmo de Tehuantepec, marcan los bordes de una amplia zona de deformación en el sureste de México y norte de Centroamérica en la que tenga lugar a las interacciones entre las tres placas y no sea un punto sino una región en la que interactúen estas placas.

La mayoría de los sismos en la corteza ocurren como resultado del deslizamiento entre las placas tectónicas y de manera general, la dirección del desplazamiento es paralela a la dirección relativa de las placas en movimiento, por lo que origina mecanismos de fallamiento inverso en las trincheras. Es por eso que la sismicidad se concentra de manera preferencial en la zona límite entre placas.

El área donde interactúan la placa de Cocos, Caribe y Norte América es sísmicamente muy activa, aunque la mayor parte de la actividad sísmica ocurre por la subducción de la placa de Cocos (Figura 2) (Burbach et al., 1984). La interfase en Centroamérica entre la placa de Cocos y Caribe es sísmicamente activa pero el porcentaje

de eventos por deslizamiento sísmico, debido al acomodamiento de la placa, parece ser mucho menor comparado con el límite Cocos-Norte América (Dewey y Suárez, 1991).

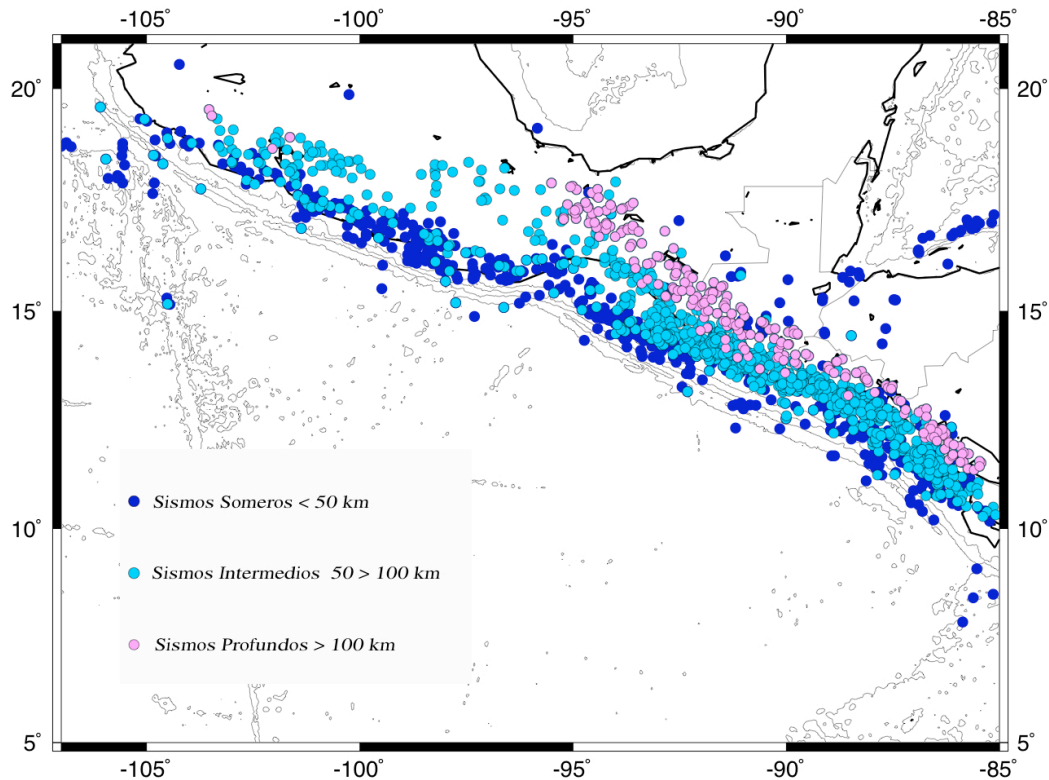


Figura 2. Epicentros de sismos reportados en el catalogo de Engdhal et al. (1998) desde 1964 a 1999, separados por profundidades. Se puede observar que los eventos más profundos están sobre la parte de Centroamérica.

Para la parte noroeste de la trinchera, la sismicidad es menor comparada con la parte sureste, ya que en esta última ocurren mayor cantidad de eventos de profundidad mayor a 50 km y la sismicidad somera es más escasa (Figura 3). Estos eventos pueden ser el reflejo de la deformación en la corteza en la parte norte del Istmo de Tehuantepec (Dewey y Suárez, 1991). Sin embargo, la sismicidad en el contacto entre las placas también existe, al igual de una alta sismicidad en la placa de Cocos subducida que comprende desde 100 hasta 250 km de profundidad, la cual es la que nos interesa debido a que estos eventos son los que definen la zona de Wadatti-Benioff. Estos sismos del manto definen la litosfera a profundidad (Bevis e Isacks, 1984).

En la Figura 2 se puede observar que en la parte noroeste, donde la placa de Cocos subduce bajo Norte América, los eventos sísmicos con profundidades menores a 100km se encuentran alejados de la trinchera y los eventos menores a 50 km están cerca del límite de placa. Para la parte centro, en el Istmo de Tehuantepec los eventos de profundidades someras, intermedias hasta mayores a 100 km están alejados de la trinchera. Y finalmente para la parte de Centroamérica hay eventos más profundos y variando esta, entre 100 y 250 km. y muy cercanos a la trinchera.

3. Datos y Metodología

Los datos sísmicos utilizados en esta tesis fueron tomados del catálogo de sismos relocalizados de Engdahl et. al. (1998) (EHB) y del catálogo del tensor de momento sísmico (CMT) de la Universidad de Harvard.

Para elaborar este catálogo, Engdahl et al. (1998) utilizaron datos reportados en redes mundiales, como del Centro Sismológico Internacional (ISC) y Centro de Información Sísmica Nacional del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS, por sus siglas en inglés), para posteriormente mejorar la determinación hipocentral utilizando, además de las fases *P* y *S* telesísmicas y regionales, fases *PkiKP*, *PKP difractada* y fases telesísmicas de profundidad *pP*, *pwP* y *sP* en el procedimiento de relocalización.

Las relocalizaciones en EHB revelan mejoras sistemáticas de los epicentros y profundidades. La dispersión de los hipocentros en la zona de Wadati-Benioff se reduce considerablemente, comparada con otros métodos de localización, logrando una incertidumbre en la profundidad de +/- 10 a 15 km.

Para este trabajo, fueron seleccionados 1845 eventos de magnitud de momento $M_w \geq 4.5$ de EHB, disponible para los años de 1964 hasta 1999.

Con el fin de generar un modelo geométrico detallado de la placa de Cocos subducida, se utilizó esta base de datos para realizar secciones hipocentrales perpendiculares a la trinchera mesoamericana, para posteriormente ajustarle a cada sección una parábola, por el método de mínimos cuadrados y poder generar una retícula.

Tradicionalmente, las secciones hipocentrales han sido obtenidas por medio de la proyección perpendicular de hipocentros sobre un plano normal a la superficie de la Tierra., considerando a ésta, plana. Sin embargo para este trabajo, las secciones hipocentrales se realizaron proyectando los hipocentros sobre un arco de circunferencia. El método aquí usado fue propuesto por Guzmán-Speziale (1995) y fue utilizado debido a que la proyección permite una mejor caracterización de la zona de Wadati-Benioff que el método tradicional de la línea recta.

A continuación se describirá brevemente el *método de proyección hipocentral* utilizado propuesto por Guzmán-Speziale (1995).

Los perfiles hipocentrales se realizan tomando un sector esférico delimitado por círculos mayores y círculos menores (uno de ellos, la trinchera mesoamericana) sobre la superficie esférica de la Tierra (Figura 3). Para obtener los sectores, es necesario ajustar círculos menores a segmentos de la trinchera (Figura 4). Por lo tanto, es necesario conocer primero el centro de curvatura o “polo” del arco y los puntos de inflexión, es decir los puntos donde existen cambios de curvatura. Una vez conocidos estos puntos se hace la proyección de hipocentros.

Guzmán-Speziale (1995) encuentra el centro de curvatura ajustando, por medio de mínimos cuadrados, un círculo a un segmento de la trinchera con obvia tendencia de arco. Los puntos de inflexión se encuentran uniéndolos mediante un círculo mayor los diferentes polos (Figura 4). Los polos y puntos de inflexión utilizados en este trabajo son los de Guzmán-Speziale (1995), ligeramente modificados por este autor (Guzmán-Speziale, comunicación personal, 2006).

La proyección de hipocentros se hace como función de la latitud (distancia angular) de los epicentros con respecto al polo, y de su profundidad, manteniendo constante su longitud (azimuth) con respecto al polo (Figura 4). Esto se hace mediante círculos menores con centro en una línea normal a la superficie, en la cual está comprendido el polo del arco. La sección se delimita según un rango de distancia, azimuth y profundidad con respecto al polo (Figuras 3 y 4).

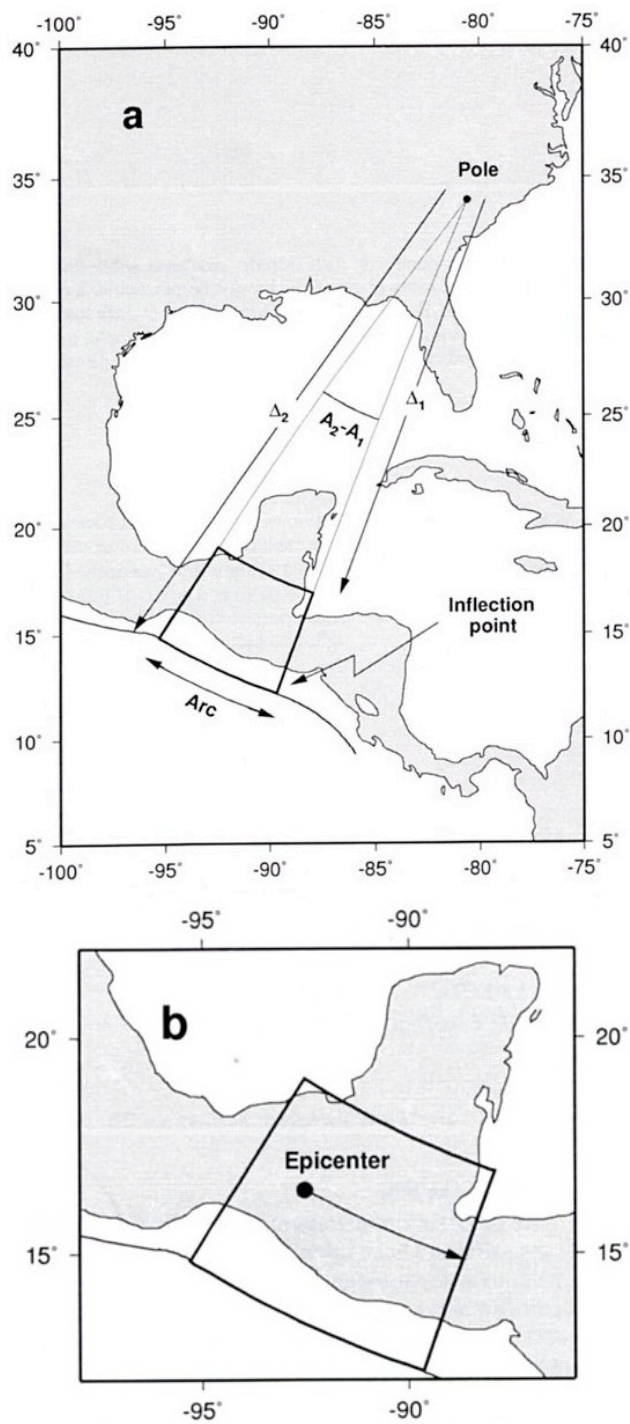
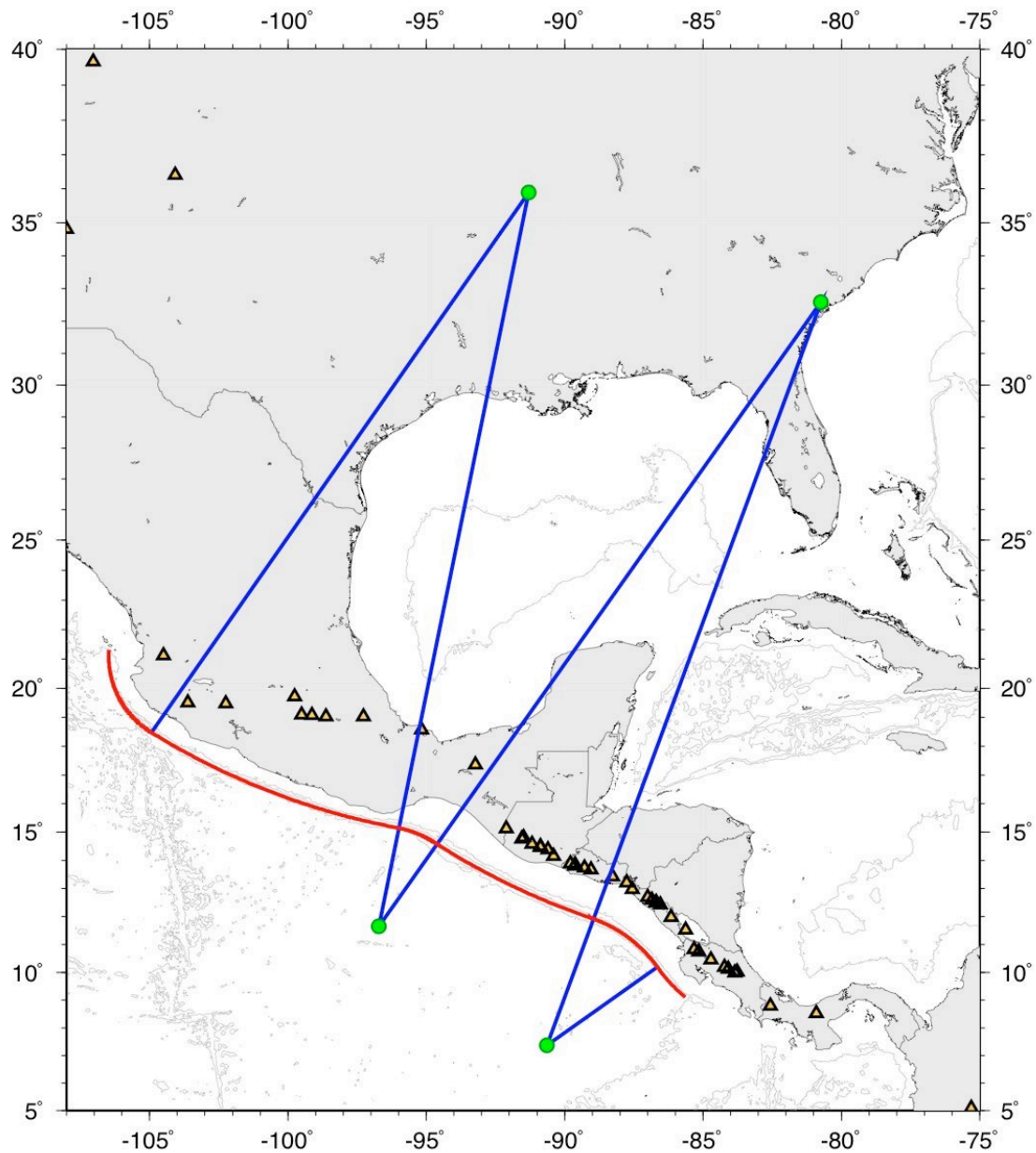


Figura 3. Método de proyección hipocentral de Guzmán-Speziale (1995). **a** – Parámetros que delimitan el sector a proyectar: Azimutes (A_1 , A_2) y distancias angulares (Δ_1 , Δ_2) desde el polo. **b** – El epicentro se proyecta sobre un arco con origen en el polo.



C

Figura 4. Segmentos y polos de curvatura constante ajustados para la Trinchera mesoamericana. Son los cuatro centros de curvatura o “polos” del arco para cada segmento, los cuales fueron tomados de Guzmán-Speziale (1995).

A los hipocentros de cada uno de los perfiles se les ajustó una parábola para modelar la placa subducida de Cocos. Primero se descartaron visualmente los hipocentros que no corresponden a la zona de Wadati-Benioff y después se ajustó la parábola a los demás hipocentros mediante un esquema de mínimos cuadrados. Se escogió esta figura

porque al hacer pruebas ajustando un ecuación de segundo grado en forma “libre”, se obtuvo el mejor ajuste precisamente con una parábola. La ecuación usada es de la forma

$$x^2 = 4p(z - k) \quad (1)$$

donde x es la distancia horizontal, z la profundidad, p la distancia del vértice al foco de la parábola y k la distancia de la parábola al eje de las X , en este caso, la profundidad inicial de la parte media de la placa subducida (Figura 5) (e.g., Lehmann, 1959)

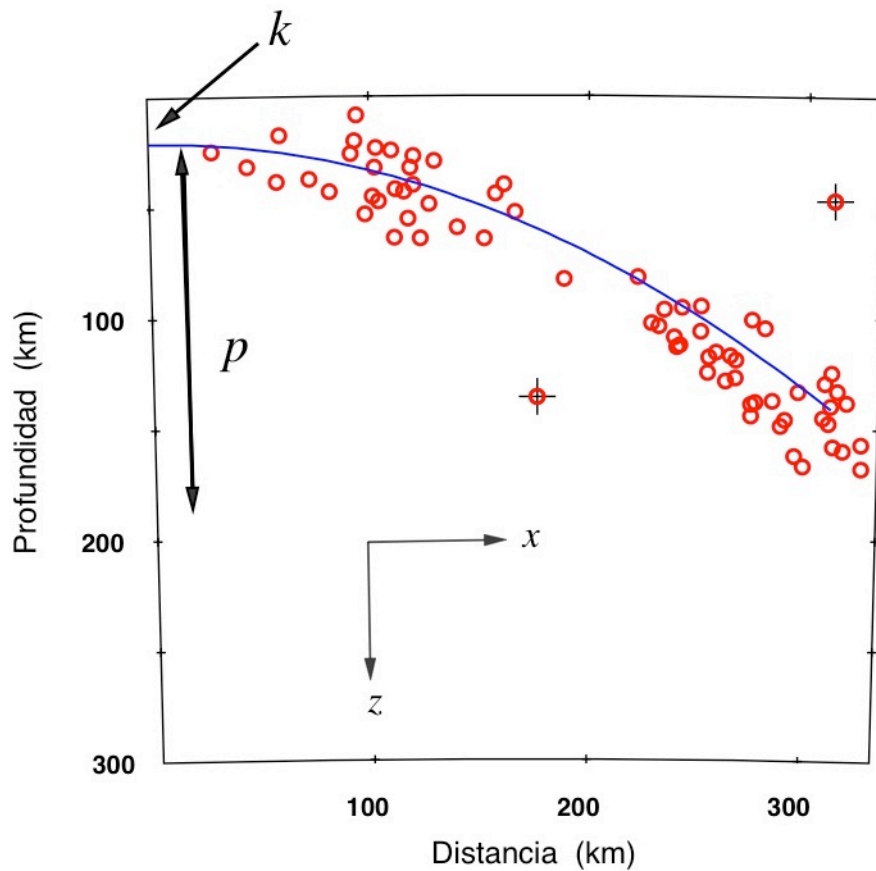


Figura 5. Ejemplo de ajuste de una parábola a un perfil sísmico con datos de Engdahl et al. (1998). También se muestra la interpretación geométrica de los parámetros p y k . Los hipocentros no utilizados en el ajuste de la parábola están marcados con una cruz.

Las parábolas así obtenidas se trasladan a un sistema coordenado (x,y,z) , donde x es la latitud, y es la longitud y z , la profundidad, graficando así la curva del máximo y mínimo espesor de los eventos sísmicos observados en cada sección, finalmente se determinó un promedio de ambas curvas, esta ultima curva, es la que se utiliza para ajustar la retícula y así determinar la geometría detallada de la placa de cocos en subducción.

Después, a las parábolas se les ajustó una superficie utilizando la subrutina *surface* del paquete *Generic Mapping Tools (GMT)* de Wessel y Smith (1991). Este programa lee las tres coordenadas de puntos distribuidos aleatoriamente y ajusta una superficie de curvatura mínima resolviendo la ecuación:

$$\nabla^2(\nabla^2(z)) = 0 \quad (2)$$

Por otra parte, para determinar el estado de esfuerzos se usaron soluciones del centroide de tensor de momento en el área de estudio, reportados por la Universidad de Harvard (e.g., Dziewonski y Woodhouse, 1983; Dziewonski et al., 1981) en el periodo de 1978-2004. Sólo se utilizaron las mejores localizaciones hipocentrales (particularmente en profundidad) las cuales, según Pacheco et al. (1993), son aquellas con $M_w \geq 5.5$, que corresponden a $M_0 \geq 2.5 \times 10^{17} \text{ N}\cdot\text{m}$.

Las soluciones de centroide de tensor de momento son divididas en fallas inversas, normales y de rumbo: un mecanismo de falla inversa tiene un eje **T** con un buzamiento de 45° o más, y un eje **P** con el buzamiento mayor a 45° en el caso de un mecanismo normal (similar a lo propuesto por Frohlich y Apperson, 1992). Los mecanismos de rumbo (con ejes **B** con inclinación mayor a 45°) no se incluyen en este trabajo ya que, según varios autores (e.g White y Harlow, 1993; Cáceres et al., 2005), solo ocurren asociados a la deformación de la corteza en América Central. En este trabajo se utilizan un total de 346 soluciones.

El área de contacto entre la placa subducida y la placa superior (i. e., zona de interplaca) se extiende a una profundidad de 40 km en el caso del margen de Cocos-Norte América, y 47 km para Cocos-Caribe (Pacheco et al., 1993). A fin de incluir sólo mecanismos asociados a la subducción, únicamente se analizaran los datos con profundidades mayores a 50 km para toda el área de estudio. Y finalmente el parámetro que

analizaremos es la tendencia de los ejes **T**, para eventos de fallamiento normal y para las fallas inversas. Esto con el fin de analizar la dirección de la tensión en la placa subducida.

Los eventos que se encontraron se dividieron en eventos de profundidad somera e intermedios. Se utilizó la palabra de eventos de profundidad intermedia en lugar de profundos debido a que la profundidad máxima alcanzada para los eventos bajo Norte América es de 80-90 km, y alrededor de 250 km bajo el Caribe.

4. Resultados

Se obtuvieron 20 secciones hipocentrales perpendiculares a la trinchera basadas en el método anteriormente descrito, utilizando la base de datos EHB. Para estas secciones se utilizaron los polos y distancias polo-trinchera de Guzmán-Speziale (1995; comunicación personal 2006) para la trinchera Mesoamericana. Los polos y las distancias que se utilizaron se muestran en la tabla 1.

Num.	Polo		Distancia (grados)	Punto Inicial		Punto Final	
	latitud	longitud		latitud	longitud	latitud	longitud
1	35.8894	-91.3028	21.1652	18.4794	-104.9346	15.1519	-96.0382
2	11.6591	-96.7099	3.5533	15.1521	-96.0394	14.6488	-94.7374
3	32.5932	-80.7398	22.005	14.6690	-94.7697	11.9615	-89.0785
4	7.3663	-90.6305	4.843	11.9625	-89.0818	10.1933	-86.6511

Tabla 1. Parámetros que definen los 4 arcos a lo largo de la Trinchera Mesoamericana propuestos y modificados por Guzmán-Speziale (1995), los cuales fueron usados en el presente trabajo para la realización de las secciones hipocentrales.

La localización de las 20 secciones se puede observar en la figura 6. Las secciones 1 a 8 se realizaron utilizando el polo 1, para las secciones 9 y 10 se utilizó el polo 2, en las secciones 11 a 16 se usó el polo 3 y por último las secciones 17 a 20 se realizaron con el polo 4 (ver Tabla 1).

En la figura 7 se muestran las 20 secciones hipocentrales perpendiculares a la trinchera mesoamericana. En estas secciones se observa una variación en el ángulo de la zona de Wadati-Benioff, tal como se ha reportado en otros trabajos (Bevis e Isacks, 1984; Burbach et al., 1984; Pardo y Suárez, 1995). Esta variación se observa claramente comparando las primeras secciones desde 1 hasta 8 con las últimas desde la 9 hasta la 20, donde los primeros describen un ángulo de inclinación menor. El ángulo presente es de 15° aproximadamente, comparado con 45° en las últimas secciones. La región intermedia (sección 9) presenta eventos someros, por lo cual probablemente se debe a que en esta zona ocurre el cambio de pendiente en la zona de Wadati-Benioff.

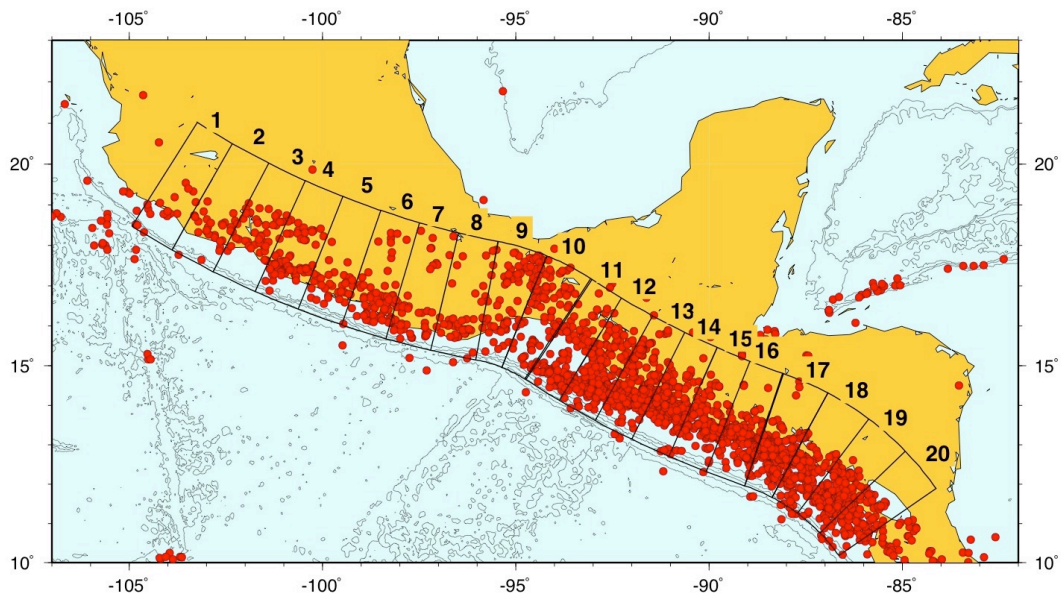


Figura 6. Mapa de localización de las 20 secciones hipocentrales perpendiculares a la Trinchera Mesoamericana, hechas mediante el método propuesto por Guzmán-Speziale (1995) utilizando los polos que se muestran en la tabla 1.

En la sección 5, correspondiente a la subducción de ángulo somero, se nota un aumento súbito en el ángulo de subducción, el cuál también es visible en la superficie modelada (ver abajo).

En la figura 7 se muestran las parábolas ajustadas a cada una de las secciones realizadas. Nuevamente se puede observar que en las secciones de la 1 al a 9 el ángulo de subducción es aproximadamente de 15° y la sismicidad no rebasa los 100 km de profundidad. En la sección 5 nuevamente se puede observar un cambio local de ángulo de subducción. Para los secciones de la 10 a la 20, la zona de Wadatti-Benioff tiene una inclinación mucho mayor, con un ángulo 60° aproximadamente, alcanzando profundidades cercanas a los 300 km.

Los contornos de igual profundidad de la superficie ajustada se muestran en la figura 8. Lo remarcable de esta figura es que, nuevamente se nota el cambio brusco de ángulo de subducción a los 100° de longitud, aproximadamente el sitio de la sección 5.

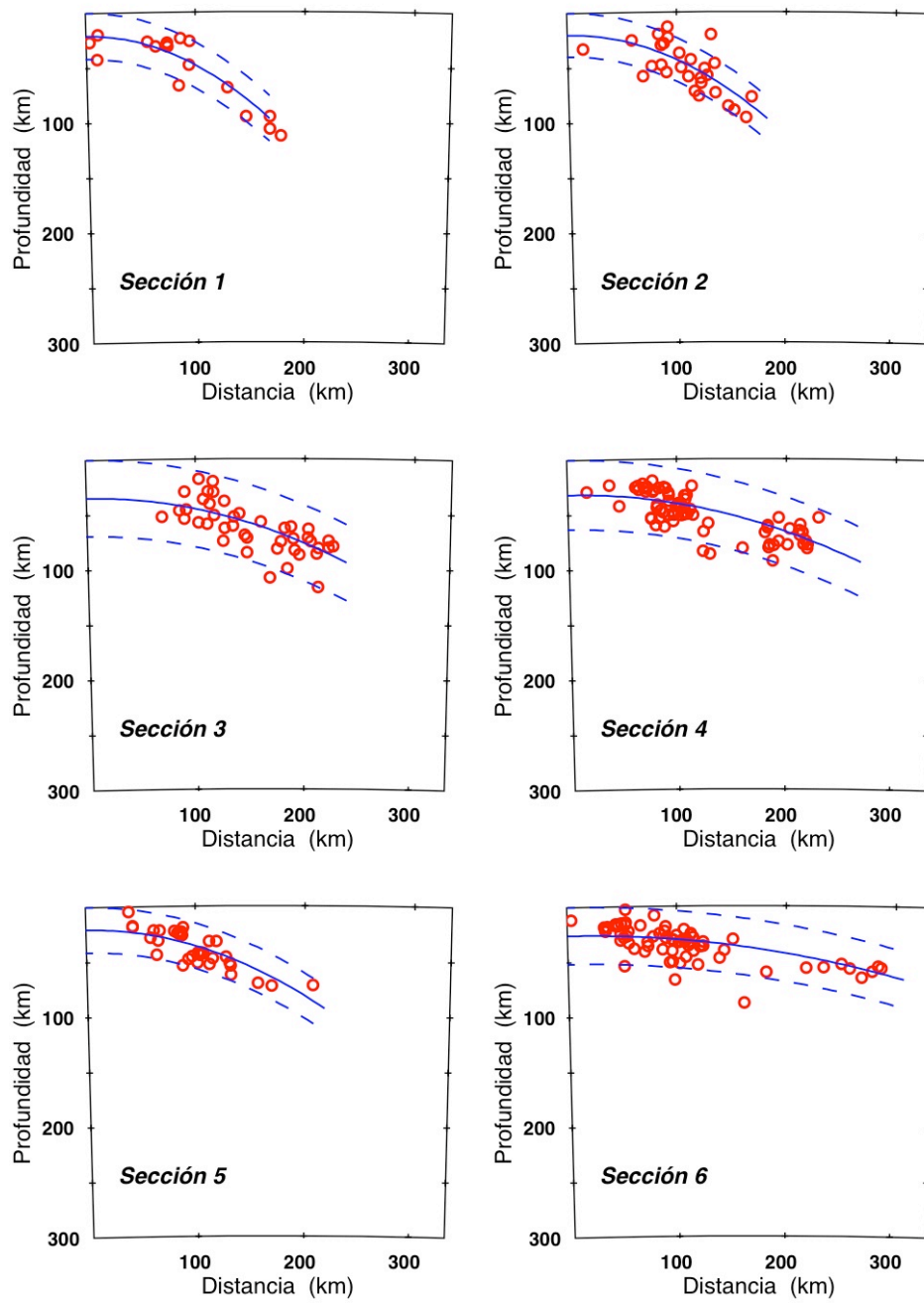


Figura 7a. Secciones hipocentrales perpendiculares a la Trincheira Mesoamericana. Secciones 1 a 6. También se muestra la parábola ajustada. Las líneas punteadas representan la parábola $\pm k$.

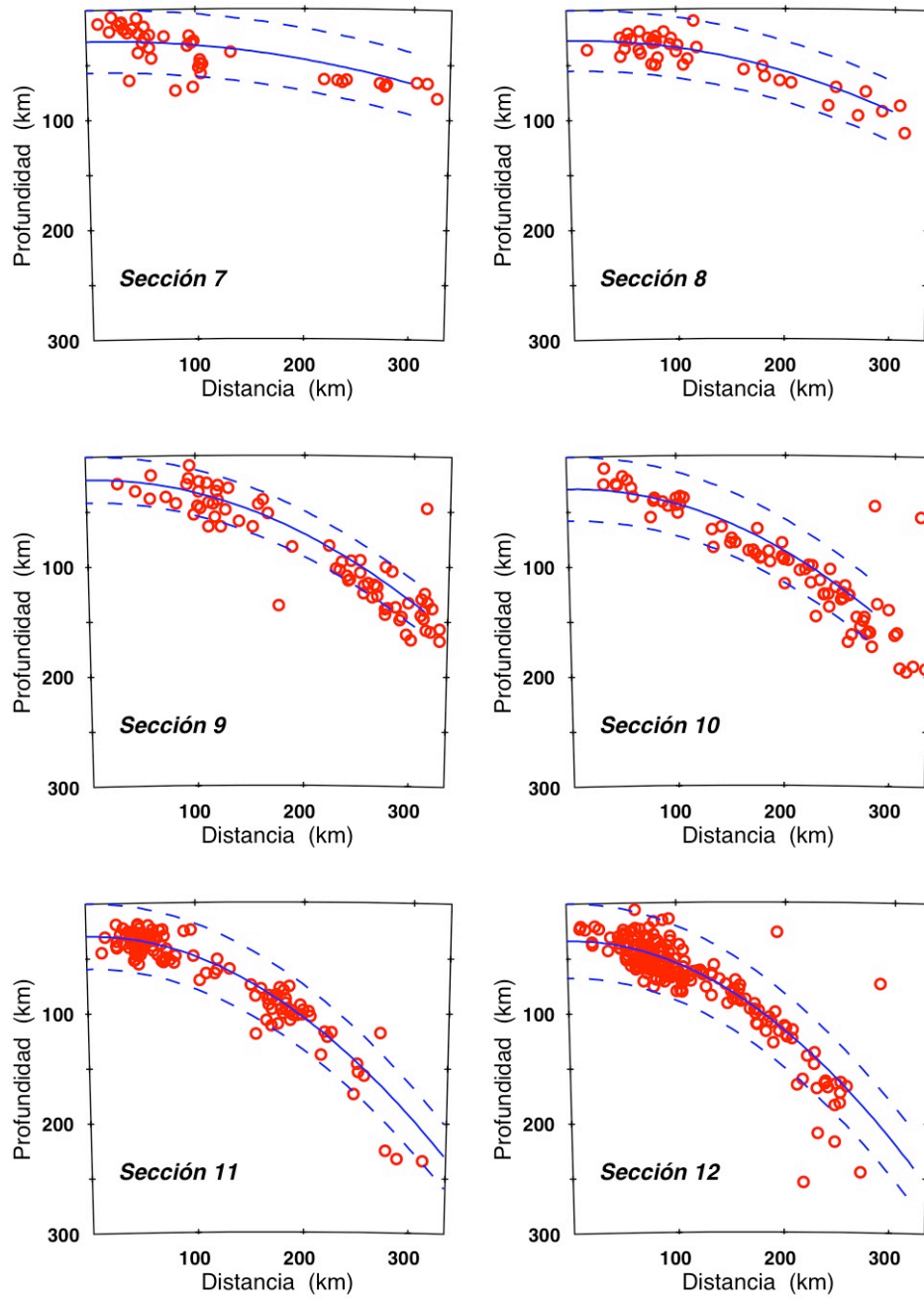


Figura 7b. Secciones hipocentrales perpendiculares a la Trincheras Mesoamericana. Secciones 7 a 12. También se muestra la parábola ajustada. Las líneas punteadas representan la parábola $\pm k$.

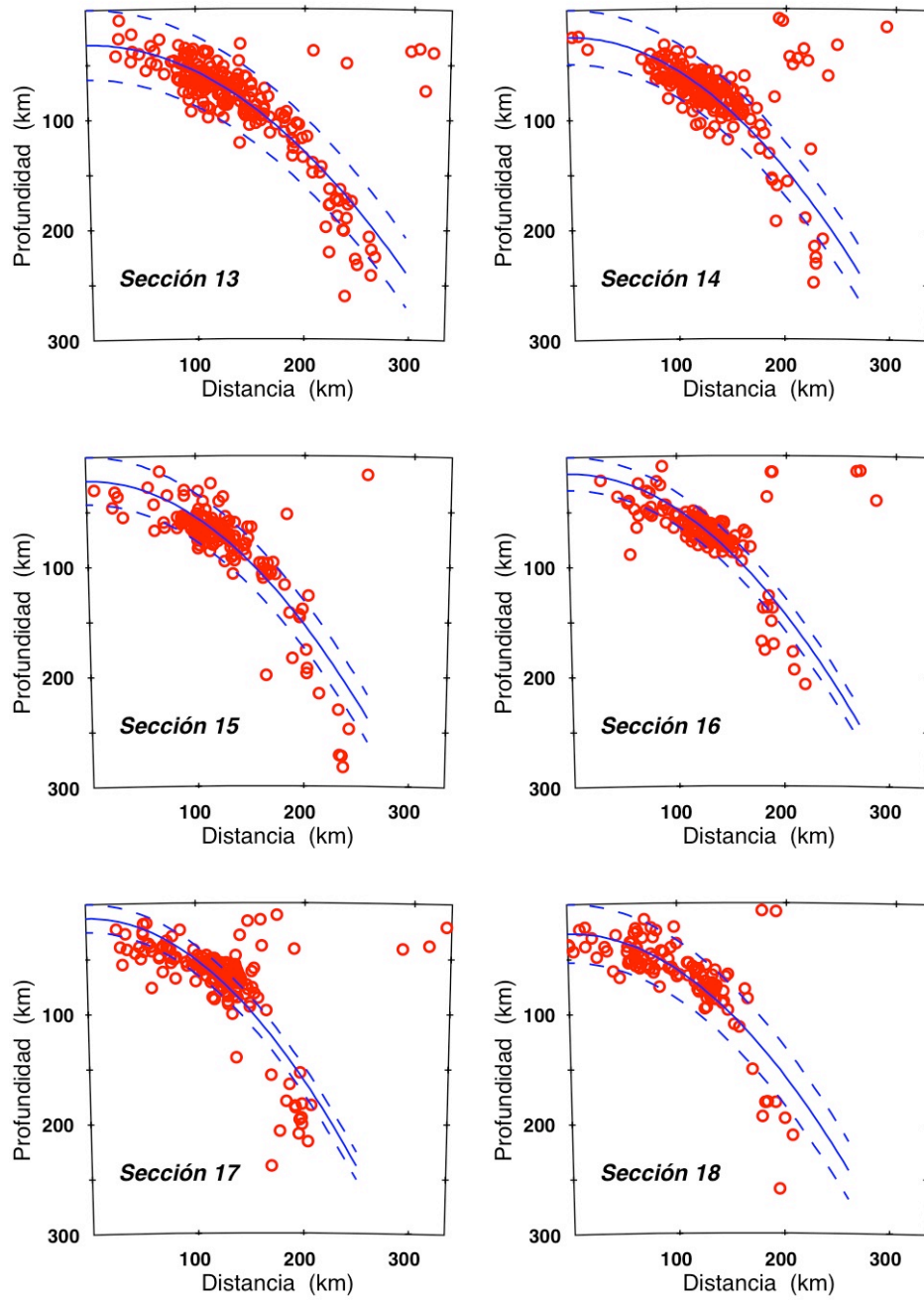


Figura 7c. Secciones hipocentrales perpendiculares a la Trinchera Mesoamericana. Secciones 13 a 18. También se muestra la parábola ajustada. Las líneas punteadas representan la parábola $\pm k$.

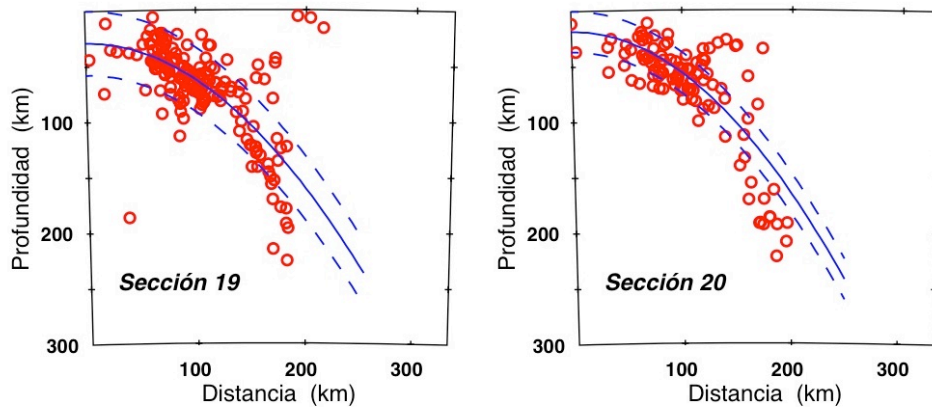


Figura 7d. Secciones hipocentrales perpendiculares a la Trinchera Mesoamericana. Secciones 19 y 20. También se muestra la parábola ajustada. Las líneas punteadas representan la parábola $\pm k$.

El eje **T** es uno de los tres eigenvectores del centroide de tensor de momento. Su azimut indica la dirección de mayor extensión (e.g., Jost y Herrmann, 1989). La distribución de esfuerzos tensionales en la placa de Cocos subducida se muestran en la figura 9. Se grafica el rumbo de los ejes **T** de los eventos con profundidad mayor a 50 km. Hay 90 eventos de falla normal y 29 de falla inversa, en el área de estudio. En general, en esta figura se puede observar que el rumbo de los ejes **T** esta en dirección Noreste, orientándose en dirección de la máxima pendiente del slab subducido. Los ejes **T** mostrados en la Figura 9 también fueron graficados en sección, perpendiculares a la dirección de la placa de Cocos (Figura 10).

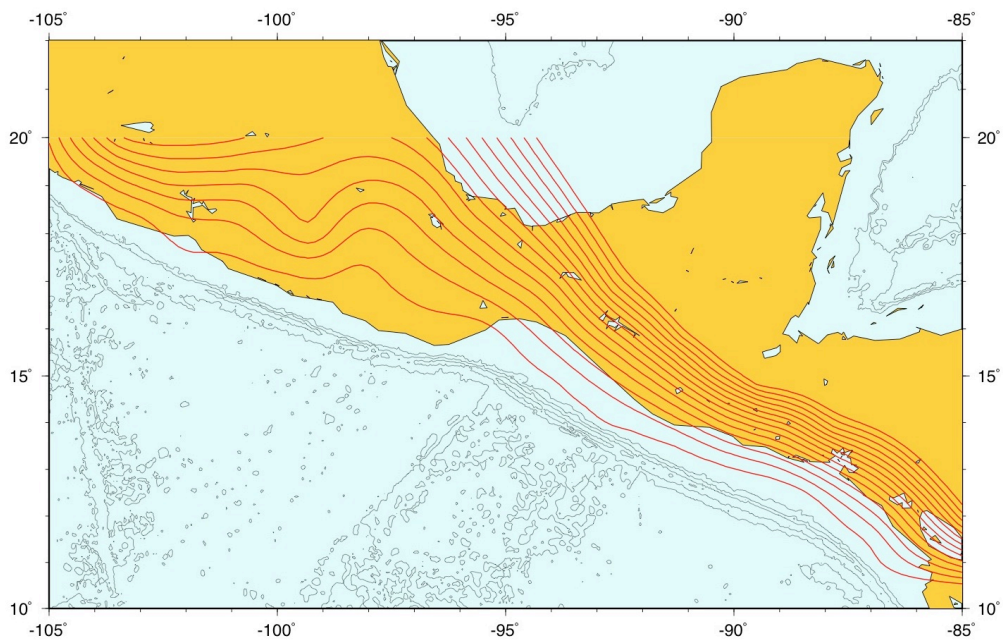


Figura 8. Contornos de isopropfundidad de la placa de Cocos subducida a intervalos de 20 km, obtenidos de ajustar una superficie a las 20 parábolas.

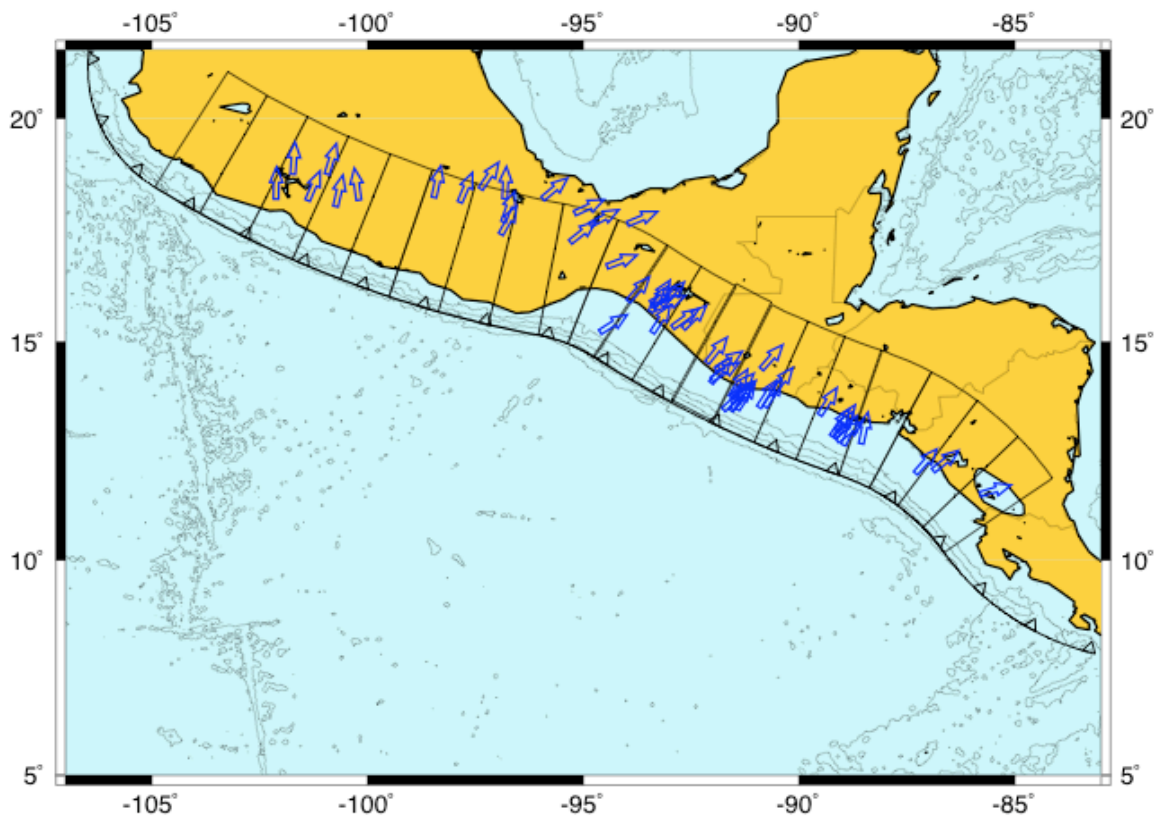


Figura 9. Proyección en superficie de los ejes **T** de todos los eventos de profundidad mayor a 50 km encontrados en el área de estudio.

Se observa que los ejes **T**, o sea la tensión, es tangente al echado de la placa subducida. Los eventos de falla normal se encuentran entre los 50 y 100 km de profundidad y los de falla inversa, a una profundidad mayor a 150 km.

En las secciones 4 y 7 se observa la extensión muy horizontal, con un azimut promedio de 6° , esto se debe a que la placa en esta parte se encuentra en esa posición aproximadamente. En la región del istmo de Tehuantepec (secciones 9, 10 y 11) eventos cuyos ejes **T** se grafican, son menores a los 150 km de profundidad. El echado promedio en estas secciones es de 22° (Figura 10).

En las secciones 12, 13 y 14 los ejes **T** de fallas normales es predominante. La mayoría de los eventos se presentan a profundidades someras (entre los 50 y 100 km), sin embargo existen pocos eventos que se presentan a profundidades intermedias (entre los 150 y 200 km) estos eventos de carácter normal. En la sección 14 al igual que en las secciones anteriores el promedio en el azimut de las fallas normales es muy variado y para fallas

inversas el azimut promedio de los ejes **T** de es de 45° , al igual que en la sección 15, aquí solo se registran estos eventos inversos.

Los eventos registrados en la sección 16 son ejes **T** de fallas normales y se encuentran a profundidad somera entre los 50 y 100 km con el azimut promedio de 17° y los eventos mas profundos son de fallas inversas.

En las secciones 17, 18, 19 y 20 predominan los eventos inversos con un azimut promedio de 60° y a profundidades intermedias alrededor de los 200 km. Sin embargo, también se registraron eventos normales pero a profundidades someras entre los 50 y 100 km pero en mucho menor cantidad que los eventos inversos (Figura 10b) .

Por lo tanto se puede resumir que se analizaron eventos mayores a los 50 km esto con la finalidad de que no intervengan eventos relacionados a la zona de contacto de la interplaca. Los eventos de fallamiento normal en la placa subducida se muestran en general para las secciones de la 1 a la 8 eventos menores a los 100 km, y para las secciones de la 9 a la 20 alcanzan profundidades mayores a los 100 km. Los eventos de fallamiento inverso se encuentran en las secciones 11y 14 hasta la 20 a profundidades mayores de los 100 km.

Una particularidad muy importante en todos las secciones mostradas en estas graficas es que la orientación de los ejes **T** se encuentra paralela a la dirección de máxima pendiente de la placa de Cocos subducida, tanto de las fallas normales como de inversas.

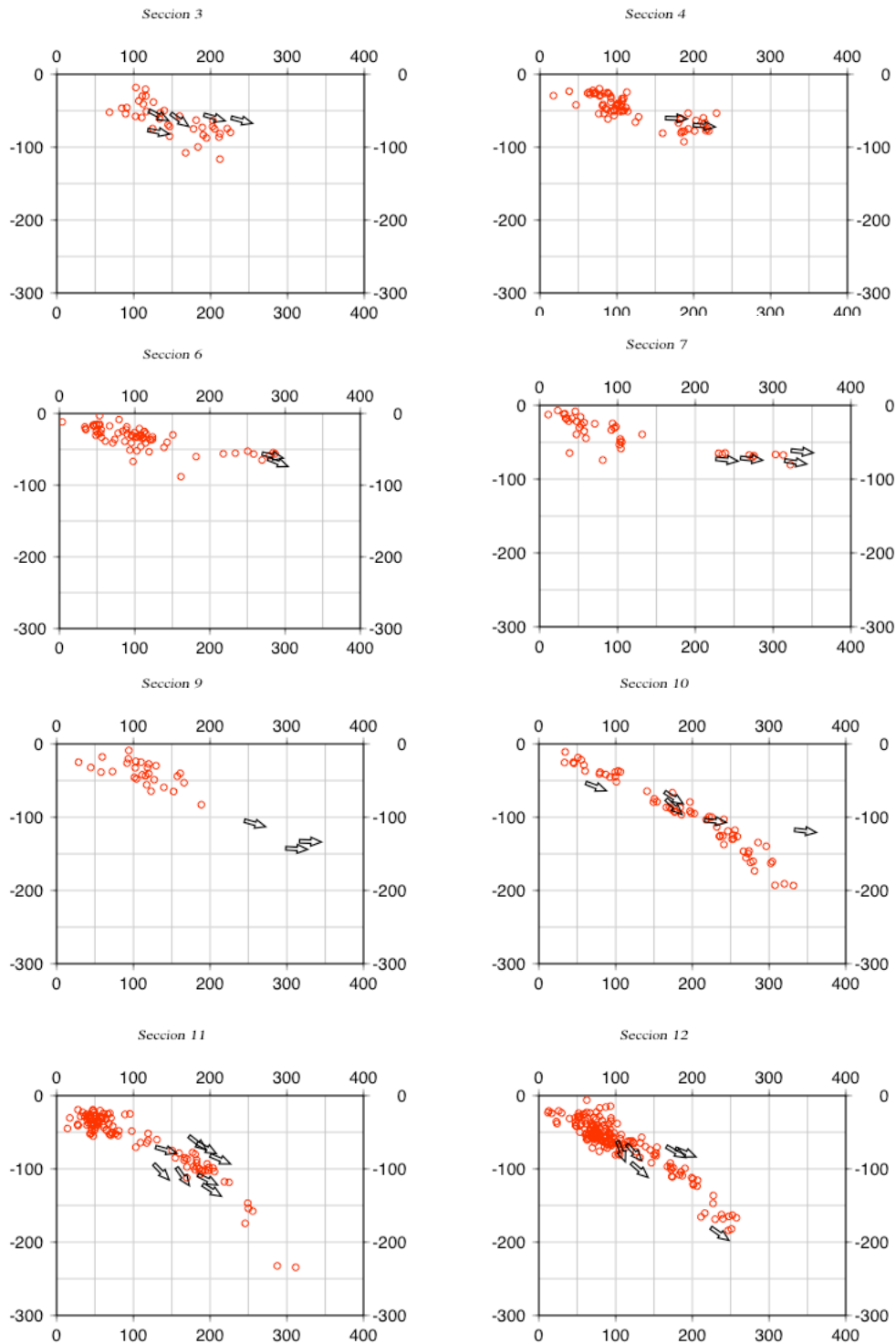


Figura10a. Secciones perpendiculares a la Trinchera Mesoamericana las cuales muestran los Ejes **T** de fallamiento normal, sobre el plano de la zona de Wadati-Benioff de la placa de Cocos.

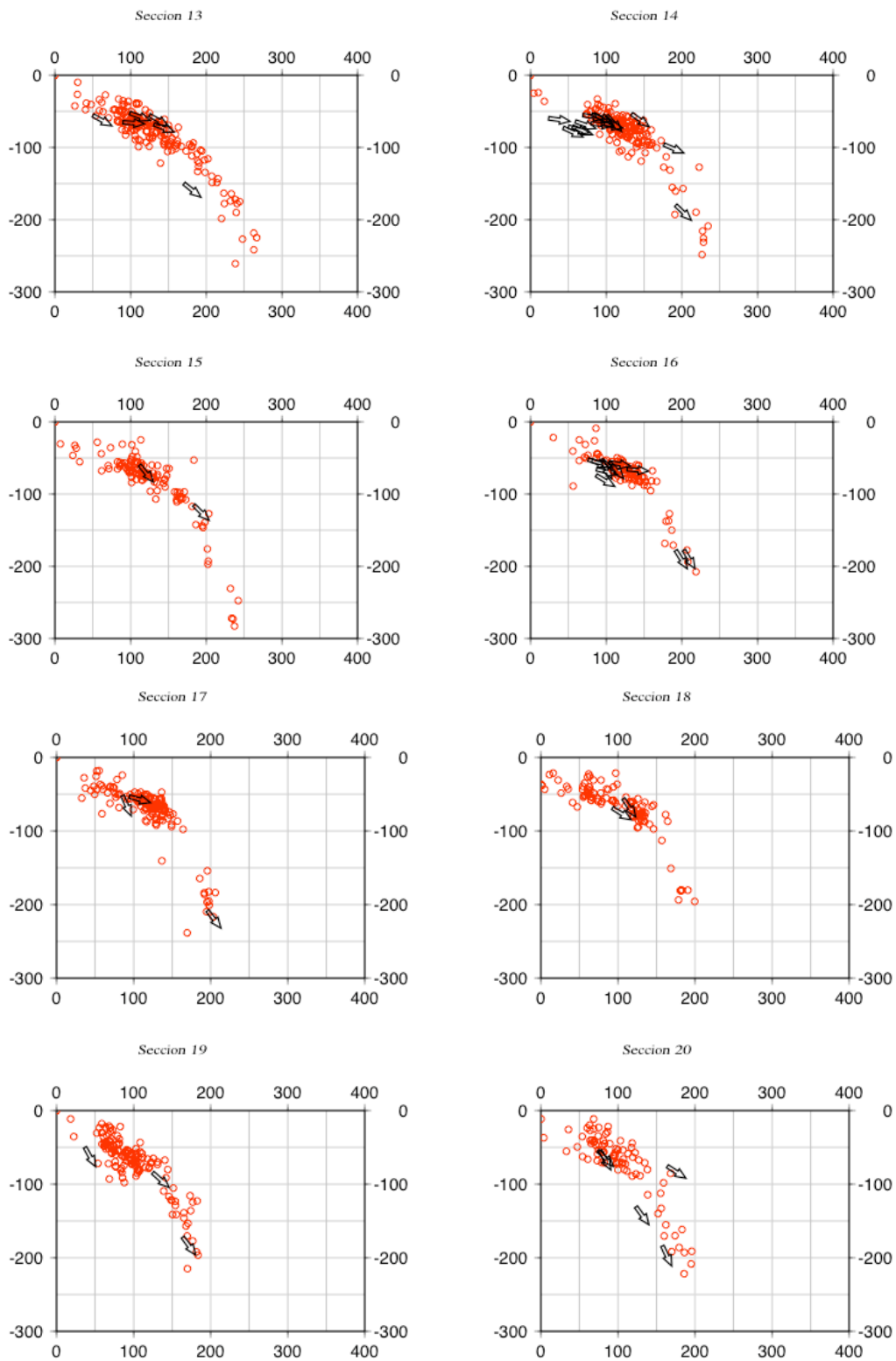


Figura10b. Estas secciones se encuentran en la parte de Centroamérica, predominando los ejes T de fallamiento inverso en las partes mas profundas.

5. Discusión

El modelo geométrico de la placa de Cocos subducida muestra un ángulo de subducción muy pequeño bajo Norte América y mucho mayor bajo el Caribe. En este trabajo reportamos la geometría a mayor detalle que en trabajos anteriores (Molnar y Sykes, 1969; Bevis e Isacks, 1984; Burbach et. al., 1984; Ponce et al., 1992; Pardo y Suárez, 1995). Hay que recordar que algunos de los trabajos anteriores sólo determinaron la geometría de la placa local o regionalmente (e.g, Ponce et al., 1992; Pardo y Suárez, 1995), mientras que los trabajos que abarcaron la placa completa (e.g., Bevis y Isacks, 1984; Burbach et al., 1984) trabajaron con un número limitado de hipocentros (220 en el caso de Burbach et al., 1984). En este trabajo se utilizan 1845 eventos de magnitud de momento $M_w \geq 4.5$. Además, como se utilizan distintas fases en la determinación de la profundidad, ésta tiene errores no mayores a 10 km.

Aunque las condiciones que controlan la geometría de las zonas de subducción son aun controversiales, algunos autores han sugerido que los factores principales que afectan esta geometría de una zona de subducción son la relación de convergencia en la zona de subducción, la edad de la placa subducida, el movimiento absoluto de la placa superior y la subducción de rasgos batimétricos asísmicos. Excepto por la edad de la placa subducida, todos los demás parámetros se correlacionan negativamente con la inclinación de la placa (Pardo y Suárez, 1995). De esta manera la litosfera joven es aparentemente más flotante que las placas antiguas y subducen con un ángulo inferior.

De acuerdo con lo anterior, el ángulo somero observado en la zona de subducción de la parte NW de México (figura 7; secciones de la 1 a la 9) podría ser explicado por la edad relativamente joven de la placa subducida, esta relación de convergencia moderada (~ 6 cm/a), y el rápido movimiento absoluto de la placa de Norte América a la trinchera. Al Este de la dorsal de Tehuantepec (Figura 7; secciones de la 10 a la 20), donde la placa de Cocos subduce bajo la placa Caribe con un ángulo de inclinación mayor, y la placa subducida es de 10 a 25 m.a. mas antigua que bajo Norte América (Couch y Woodcock, 1981), por lo que el movimiento relativo de la placa superior del Caribe hacia la trinchera es menor (~ 2 cm/a) que el de la placa Norteamericana (Gripp y Gordon, 1990).

Recientemente, Cruciani et al. (2005) sugirieron que estas relaciones entre los parámetros de subducción no son válidas y que el ángulo de subducción es mas bien proporcional al *parámetro térmico*, definido por Kirby et al. (1991) como el producto de la componente vertical de la velocidad de convergencia multiplicada por la edad de la placa siendo subducida. Pero en el caso de la placa de Cocos, esta relación tampoco es válida.

El cambio de pendiente de la zona de Wadati-Benioff se presenta en el Istmo de Tehuantepec puede deberse a que la placa de Cocos subduce bajo dos placas: La placa de Norte América y la placa del Caribe. Bajo la placa de Norte América el ángulo de subducción es pequeño (15-20°) como se observan en los secciones 1 a 9 de la figura 7, mientras que bajo el Caribe el ángulo de subducción cambia fuertemente, de ser muy suave a muy abrupto (40-50°) mostradas en la figura 7, en las secciones 10 a 20.

Las diferentes pendientes de la zona de Wadati-Benioff es algo común en diversas partes del mundo. Como ya se había mencionado en el capítulo 4, existen dos tipos principales de subducción: la subducción tipo Chilena y la tipo Mariana (Uyeda, 1982; Figura 16), las cuales reciben estos nombres por el lugar donde ocurren típicamente. La subducción tipo Chilena es característica de un sistema de esfuerzos compresivos, y el tipo de subducción Mariana es de un sistema de esfuerzos tensional.

El tipo de subducción que existe en casi todo México es de tipo Chilena, mientras que la para Centroamérica corresponde al tipo de subducción Mariana. Es evidente que en alguna parte de la trinchera Mesoamericana debe existir el cambio. Analizando los resultados de este trabajo podemos pensar que el cambio esta en el Istmo de Tehuantepec, exactamente entre las secciones hipocentrales 9 y 10 de la figura 7, este cambio es muy suave, y coincide con la localización de la fractura de Tehuantepec, esto es consistente con lo reportado por Ponce et. al., (1992).

El régimen de subducción es diferente en México y en Centroamérica debido a que la placa de Cocos subduce a placas diferentes en cada uno de estos lugares. En México la placa de Cocos subduce bajo la placa de Norteamericana y en Centroamérica subduce bajo la placa del caribe. Por lo tanto, podemos pensar que el límite entre las placas de Norte América y del Caribe se localiza en el Istmo de Tehuantepec.

En este trabajo también se cuenta con alguna evidencia de que la placa de Cocos tenga una contorsión, aproximadamente a los 100° de longitud oeste.

En este trabajo se utilizaron los ejes **T** para determinar el estado de esfuerzos el cual esta sometido la placa de Cocos subducida, donde se analizaron eventos de fallamiento normal e inverso mayor a 50 km con la finalidad de analizar solamente eventos de intraplaca. Y se muestran en la figura 9, en general mantienen el rumbo con una tendencia NE, variando un poco en el Istmo de Tehuantepec donde el rumbo cambia un poco, inclinándose hacia el E.

Como se había mencionado anteriormente e igual se muestra en esta misma figura, los ejes **T** siguen el contorno de la placa subducida por lo tanto es obvio, según su geometría encontrar los ejes **T** mas alejados de la trinchera bajo la placa de Norte América. Y bajo la placa Caribe mas cercanos.

Los ejes **T** para eventos de falla normal, de ambas profundidades someras e intermedias, muestran la tensión a lo largo de la dirección de máxima pendiente de la placa, de acuerdo a los modelos de Burbach et. al. (1984) y Pardo y Suárez (1995). Y se encuentran a profundidades menores de los 100 km bajo la placa de Norte América y bajo la placa de Caribe se encuentran mayores a los 100 km de profundidad.

El tipo de fallas inversas también fue analizado, donde una característica notable fue que los ejes **T** para el área de Centroamérica se registraron a profundidades intermedias, entre los 100 y 200 km. Y al igual que para el fallamiento normal, los ejes **T** de fallas inversas se encuentran también en dirección de la máxima pendiente de la placa subducida para el área de Centroamérica.

Los ejes **T** graficados en las secciones del 3 al 9 (las secciones 1 y 2 no se graficaron debido a que no hay datos) de la figura 10, se muestran muy horizontales, cercanos a un rumbo este-oeste, debido a que para esta área la placa subducida se encuentra subhorizontal, con distancias desde la trinchera hasta los 350 km, lo cual concuerda con la geometría preestablecida.

En las secciones de la 10 a la 20 de la figura 10, observamos una tendencia de los ejes **T** mas inclinada, mostrando eventos mucho mas profundos y mas cercanos a la trinchera entre los 80 y para los mas alejados alcanzando distancias hasta los 200 km, los cuales se encuentran de acuerdo a la dirección del escarpe de la placa.

En las figuras 8 y 9 puede compararse el estado de esfuerzos tensionales de la placa subducida y la geometría obtenida con nuestro modelado. Se observa un cambio de pendiente de la zona de Wadati-Benioff en el Istmo de Tehuantepec. Además, a una longitud aproximada de 98° oeste, se puede observar una posible contorsión de la placa de Cocos subducida (figura 8), también sugerida entre las secciones 4 a 6 (figura 7).

6. Conclusiones

Para determinar el modelo geométrico en el área se utilizó la base de datos de Engdahl (1998), donde los hipocentros están bien relocalizados, tomándose eventos de $m_b \geq 4.5$. Estos datos fueron graficados en 20 secciones hipocentrales utilizando un método propuesto por Guzmán-Speziale (1995).

Este método para realizar secciones hipocentrales sobre un arco de circunferencia o perpendiculares a él da una mejor resolución de la geometría que las secciones tradicionales, lo que nos permite definir con mayor precisión dicha geometría.

El modelo geométrico propuesto se basa en que la inclinación de la placa de Cocos cambia de subhorizontal a muy abrupta. Bajo la placa de Norte América el ángulo de subducción es pequeño ($15-20^\circ$), mientras que bajo la placa Caribe el ángulo de Subducción cambia a abrupto ($40-50^\circ$). Y el cambio de pendiente de la zona de Wadati-Benioff se presenta en el Istmo de Tehuantepec.

Se utilizaron los ejes **T** para determinar el estado de esfuerzos el cual esta sometido la placa de Cocos subducida, se analizaron eventos de tipo normal e inverso mayor a 50 km. Los ejes **T** muestran la máxima extensión que tiene la placa, y esta extensión se encuentra en dirección de la máxima pendiente de la placa, es decir, para el área bajo la placa de Norte América los ejes **T** alcanzan profundidades menores a los 100 km y distancias desde la trinchera entre los 150 hasta los 300 km a lo largo de las primeras 8 secciones.

Y para la parte de Caribe, el ángulo de la zona de Wadati-Benioff, cambia a un ángulo más abrupto ($40-50^\circ$) y con esto también cambia la dirección de los ejes **T**, mostrándose mas inclinados y más profundos, alcanzando profundidades mayores a los 100 km y menores a 200 km y generalmente los eventos más profundos son de fallas inversas y distancias desde la trinchera entre los 80 y no más de 200 km.

También se realizo un modelado de la geometría en 3D encontrándose una posible contorsión de la placa de Cocos subducida.

Referencias

- Bevis M., Isacks B.L. (1984), Hypocentral trend surface análisis: Proving the geometry of Benioff zones, *J. Geophys. Res.*, 89, 6153-6170.
- Bravo H., Rebollar C. J., Uribe A., Jiménez O. (2004); Geometry and state of stress of the Wadati- Benioff zone in the Gulf of Tehuantepec, México. *J. Geophys. Res.*, 109, B04307, doi:10.1029/2003JB002854.
- Burbach G. V., Frohlich C., Pennington, W. D., Matumoto, T. (1984); Seismicity and tectonics of the subducted Cocos Plate, *J. Geophys. Res.*, 89, 7719-7735.
- Cáceres, D., Monterroso, D., Tavakoli, B. (2005), Crustal deformation in northern Central America, *Tectonophysics*, 404, 119-131.
- Couch R., Woodcock S. (1981), Gravity and structure of the continental margins of southwestern México and northwestern Guatemala, *J. Geophys. Res.*, 86, 1829-1840.
- Cruciani, C., Carminati, E., Doglioni, C. (2005), Slab dip vs. lithosphere age: No direct function, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 238, 298-310.
- Dean, B., Drake, C. L. ((1976), Focal mechanism solutions and tectonics of the Middle America arc, *J. Geol.*, 86, 111-128.
- Demant, A. (1978), Características del eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación, *Revista Instituto de Geología*, 2, 172-187.
- DeMets C. (2001), A new estimate for present-day Cocos-Caribe plate motion: Implications for slip along the Central American volcanic arc, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 4043-4046, 2001.
- DeMets C., Gordon R.G., Argus D.F., y Stein S. (1990), Current plate motions, *Geophys. J. Int.*, 101, 425-478.
- Dewey, J. W., y Suárez, G. (1991), Seismotectonics of Middle America. In: Slemmons, D.B., Engdahl, E.R., Zoback, M.D., Blackwell, D.D.(Eds.), *Neotectonics of North America*, Geological Society of America, Boulder, CO, pp. 309-321.
- Dziewonski, A. M., Chou T. A., Woodhouse J. H. (1981), Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity, *J. Geophys. Res.*, 86, 2825-2852.

- Dziewonski, A. M., Woodhouse J. H. (1983), An experiment in systematic study of global seismicity: centroid-moment tensor solutions for 201 moderate and large earthquakes of 1981, *J. Geophys. Res.*, 88, 3247-3271.
- Engdahl, E. R., Van der Hilst, R. D., Buland, R. P. (1998), Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 88, 722-743.
- Frohlich, C. y Apperson, K. D. (1992), Earthquake focal mechanisms, moment tensors, and the consistency of seismic activity near plate boundaries, *Tectonics*, 11, 279-296.
- Gomez-Tuena, A., Orozco-Esquivel M. T., y Ferrari L. (2005), Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana, *Bol. Cienc. Geol. Mexicana*, tomo LVII, 3, 229-287.
- Gripp, A. E., Gordon R. G. (1990), Current plate motion model, *Geophys. Res. Lett.*, 17, 1109-1112.
- Gripp, A. E., Gordon R. G. (2002), Young tracks of hotspots and current plate velocities, *Geophys. J. Int.*, 150, 321-361.
- Guzmán-Speziale M., (1995), Hypocentral cross-sections and arc-trench curvature. *Geofís. Int.*, 34, 131-141.
- Guzmán-Speziale M., Pennington W.D., Matumoto T. (1989), The triple junction of the North America , Cocos and Caribbean plates: Sismicity and Tectonics, *Tectonics*, 8, 981-997.
- Guzmán-Speziale M. y Meneses-Rocha J.J. (2000), The North America-Caribbean plate boundary west of the Motagua-Polochic fault system: A fault jog in southeastern México. *J. South Am. Earth Sci.*, 13, 459-468.
- Hanus, V., Vanek, J. (1978), Subduction of the Cocos plate and deep active fracture zones of Mexico, *Geofís. Int.*, 17, 14-53.
- Harvard University (2004), CMT on-line catalogue, <http://seismology.harvard.edu/>.
- Havskov , Singh y Novelo D. (1982), Geometry of the Benioff zone in Tehuantepec area in southern México, *Geofís. Int.*, 21, 325-330.
- Jost, M. L. y Herrmann, R. B. (1989), A student's guide to and review for moment tensors, *Seism. Res. Lett.*, 60, 37-57.
- Kosoglodov, V., Ponce, L. (1994), Relationship between subduction and seismicity in the Mexican part of the Middle America trench, *J. Geophys. Res.*, 99, 729-742.

- Kostoglodov V, Singh S.K., Santiago J.A., Franco S.I., Larson K.M., Lowry A.R. y Bilham R. (2003), A Large silent earthquake in the Guerrero seismic gap, Mexico. *Geophys. Res. Lett.*, 30(15), 1807, doi:10.1029/2003GL017219.
- LeFevre, L. V., y McNally, K. C. (1985), Stress distribution and subduction of aseismic ridges in the Middle America subduction zone. *J. Geophys. Res.*, 90, 4495-4510.
- Lehmann, C. H. (1959), *Geometría Analítica*, Unión Tipográfica Editorial Hispano Americana, México, 494 pp.
- Malfait B.T., Dinkelman M.G. (1972), Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean Plate, *Geol. Soc. Am. Bull.* 83, 251-272.
- Meneses-Rocha, J. (1985), Tectonic evolution of the strike-slip fault province of Chiapas, México, M. A. thesis, 351 pp. Univ. of Tex., Austin.
- Meneses-Rocha, J. J. (2001), Tectonic evolution of the Ixtapa graben, an example of a strike-slip basin in southeastern México: Implications for regional petroleum systems, in C. Bartolini, R. T. Buffler, y A. Cantú-Chapa, eds., The western Gulf of México Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems: *AAPG Memoir 75*, 183-216.
- Minster, J. B., Jordan, T. H. (1978), Present-day plate motions, *J. Geophys. Res.*, 83, 5331-5354.
- Molnar P., y Sykes, L. R.,(1969); Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity. *Geol. Soc. Am. Bull.* 80, 1639-1684.
- Muehlberger W., Ritchie A.W. (1975), Caribbean-Americas plate boundary in Guatemala and southern México as seen on Skylab IV orbital photography, *Geology*, 3, 232-235.
- Nixon, G. T. (1982), The relationship between Quaternary volcanism in central México and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93, 514-523.
- Pacheco, J. F., L. R. Sykes, C.H. Scholz (1993), Nature of seismic coupling along simple plate boundaries of the subduction type, *J. Geophys. Res.*, 98, 14133-14159.
- Pardo M. y Suárez G. (1995), Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern México: Seismic and tectonic implications, *J. Geophys. Res.*, 100, 7, 12357- 12373.

- Pindell, J. (1985), Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of México, Bahamas, and Proto-Caribbean Sea, *Tectonics*, 4, 133-156.
- Plafker, G., (1976), Tectonic aspects of the Guatemala earthquake of 4 february 1976, *Science*, 93, 1201-1208.
- Ponce L., Gaulon R., Suárez G., y Lomas E. (1992), Geometry and state of stress of the downgoing Cocos plate in the Isthmus of Tehuantepec, Mexico *Geophys. Res. Lett.*, 19, 773-776.
- Robin, C., Tournon, J. (1978), Spatial relations of andesitic and alkaline provinces in México and Central America, *Can. J. Earth Sci.*, 15, 1633-1641.
- Ross, M., Scotese, C. (1988), A hierarchical tectonic model of the Gulf of México and Caribbean region, *Tectonophysics*, 155, 139-168.
- Sánchez- Barreda, L. A. (1981), Geologic evolution of the continental margin of the gulf of Tehuantepec in southern México. PhD dissertation, University of Texas. Austin, TX.
- Silver, L. T. y Anderson, T. H. (1974), Possible left lateral early to middle Mesozoic disruption of the southwestern North America craton margin, *Geol. Soc. Am., Abstracts with Programs*, 6(7), 955-956.
- Singh, S. K., Mortera, F. (1991), Source time functions of large Mexican subduction earthquakes, morphology of the Benioff zone, age of the plate and their tectonic implications, *J. Geophys. Res.* 96, 21487-21502.
- Uyeda, S. (1982), Subductions zones: An introduction to comparative subductology, *Tectonophysics*, 81, 133-159.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith (1991), Free software helps map and display data, *EOS Trans. AGU*, 72, 441.
- Weyl R. (1980), *Geology of Central America*, Gebrüder Borntraeger, Berlin 371 pp.
- White, R.A. (1985), The Guatemala Earthquake of 1816 on the Chixoy-Polochic fault, *Bull. Seismol. Soc Am.* 75, 455-473.
- White, R., Harlow, D. H. (1993), Destructive upper-crustal earthquakes in Central America since 1900, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 83, 1115-1142.