



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

---

FACULTAD DE INGENIERIA

**SISMICIDAD Y GEOMETRIA  
DE LA ZONA DE WADATI-BENIOFF  
EN EL ISTMO DE TEHUANTEPEC.**

**TESIS**

**QUE PARA OBTENER EL TITULO DE  
INGENIERO GEOFISICO**

**PRESENTA**

**CARIDAD CARDENAS MONROY**



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**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.



UNIVERSIDAD NACIONAL  
AVENIDA DE  
MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA  
DIRECCION  
60-I-035

SRITA. CARIDAD CARDENAS MONROY  
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor Dr. Marco Guzmán Speziale y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geofísico :

SISMICIDAD Y GEOMETRIA DE LA ZONA DE WADATI-BENIOF EN EL ISTMO DE  
TEHUANTEPEC

- I INTRODUCCION
- II TECTONICA Y SISMICIDAD DEL ISTMO DE TEHUANTEPEC
- III RELOCALIZACION DE SISMOS
- IV MODELADO DE LA GEOMETRIA DE LA ZONA DE WADATI-BENIOF
- V ANALISIS DE RESULTADOS
- VI CONCLUSIONES

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

Asimismo le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

Atentamente  
"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"  
Ciudad Universitaria, a 17 de junio de 1997  
EL DIRECTOR

  
ING. JOSÉ MANUEL COVARRUBIAS SOLÍS

JMCS\*RLR\*gtg.

**A mi mamá con cariño**

# Contenido

<b>1</b>	<b>Introducción</b>	<b>4</b>
<b>2</b>	<b>Tectónica y Sismicidad del Istmo de Tehuantepec</b>	<b>8</b>
2.1	Tectónica Regional . . . . .	8
2.1.1	Rasgos Tectónicos Principales . . . . .	8
2.1.2	Geometría de Subducción . . . . .	11
2.2	Evolución Tectónica . . . . .	13
2.3	Sismicidad . . . . .	14
<b>3</b>	<b>Relocalización de Sismos</b>	<b>17</b>
3.1	Datos . . . . .	17
3.2	Métodos de localización . . . . .	18
3.2.1	Programa Hypocenter . . . . .	18
3.2.2	Programa JHD . . . . .	20
3.3	Resultados . . . . .	22
<b>4</b>	<b>Modelado de la Geometría de la Zona de Wadati-Benioff</b>	<b>32</b>
4.1	Secciones Hipocentrales . . . . .	32
4.1.1	Método de Proyección Hipocentral . . . . .	33

<b>Contenido</b>	<b>2</b>
4.1.2 Secciones Obtenidas . . . . .	36
4.2 Cálculo del Area . . . . .	47
4.2.1 Area I . . . . .	47
4.2.2 Area II . . . . .	55
<b>5 Análisis de Resultados</b>	<b>58</b>
<b>6 Conclusiones</b>	<b>68</b>
<b>Referencias Bibliográficas</b>	<b>74</b>

## Resumen

Se analiza la geometría de la zona de Wadati-Benioff en la región del Istmo de Tehuantepec utilizando eventos sísmicos registrados en estaciones locales y lejanas para el periodo comprendido entre los años 1964 - 1995.

Los eventos se localizan primero con el programa computacional Hypocenter utilizando un modelo de capas planas para la zona del Istmo de Tehuantepec. Con base en la localización preliminar, se relocalizan con el método de relocalización conjunta JHD (Joint Hypocenter Determination); utilizando como evento maestro el sismo del 30 de mayo de 1989 ( $M=5.2$ ) ocurrido en la región de interés.

Con estas localizaciones es posible obtener secciones hipocentrales de buena calidad, utilizando un método nuevo de proyección de hipocentros a un arco de circunferencia o perpendicular a él. En este caso, los arcos representan a la Trinchera Mesoamericana y a la dirección perpendicular a la máxima pendiente de la zona de Wadati-Benioff; de esta forma fué posible obtener secciones hipocentrales en la dirección perpendicular a la trinchera y secciones en la dirección de máxima pendiente de la placa en subducción.

Se realizaron algunas secciones hipocentrales perpendiculares a la Trinchera Mesoamericana, y otras perpendiculares al arco que definen los epicentros en el Istmo. Con mas de 20 secciones hipocentrales en total se determinó la geometría de la zona de Wadati-Benioff y se calculó el área subducida de la placa de Cocos.

Se determinó que la placa de Cocos en subducción se encuentra flexionada en el Istmo de Tehuantepec y la dirección de máxima pendiente de la zona de Wadati-Benioff en esta región varía radialmente siguiendo la tendencia epicentral que se observa en esta zona.

# Capítulo 1

## Introducción

Cuando observamos un mapa de epicentros de la República Mexicana, podemos ver que la gran mayoría se encuentran localizados en la costa del Océano Pacífico y forman una franja prácticamente paralela a la línea de costa, desde Jalisco hasta Chiapas. Desde luego, esto se debe a que la Trinchería Mesoamericana es paralela a la costa representando el rasgo geológico que delimita el contacto entre las placas tectónicas de Cocos y de Norteamérica, el cual está caracterizado por un régimen tectónico convergente.

La figura 1.1 es un mapa de epicentros reportados por el Servicio Sismológico Nacional para sismos con magnitud mayor a 4.5 en la República Mexicana, ocurridos entre 1988 y 1994. Si observamos la zona del Istmo de Tehuantepec podemos ver que la distribución de los epicentros deja de ser paralela a la costa para definir un arco de circunferencia que atraviesa el Istmo de Tehuantepec a partir de la trinchería con una dirección N, aproximadamente.

Dicho arco se observa claramente en la figura 1.2, y tiene una geometría similar a las curvas de isopropundidad de sismos en esta zona que han sido publicadas [Bevis e Isacks, 1984; Burbach et al., 1984; Ponce et al., 1992; Pardo y Suárez, 1995]. La figura 1.3 es un mapa de curvas de isopropundidad publicado por Bevis e Isacks en 1984.



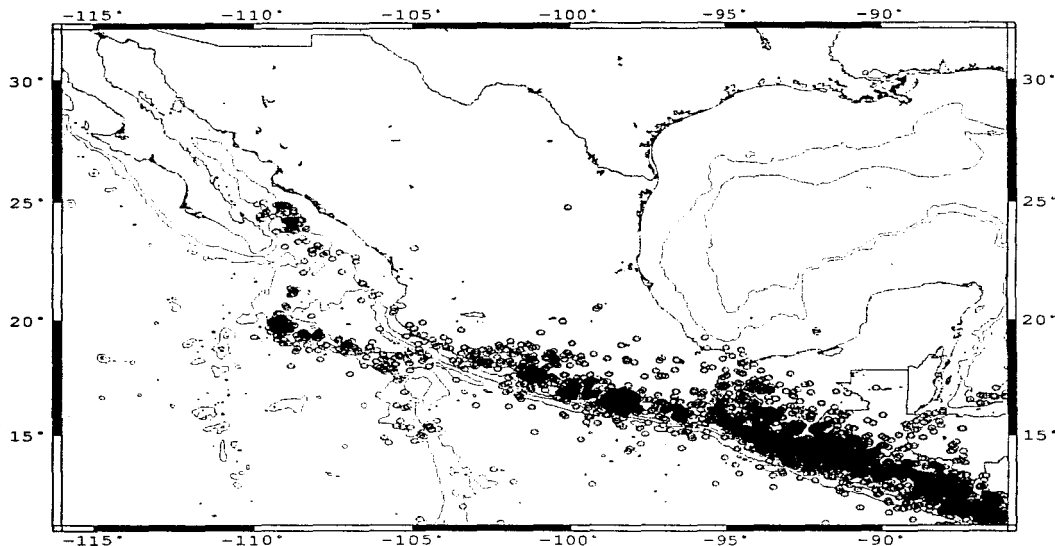


Figura 1.1: Mapa de epicentros de eventos sísmicos del Servicio Sismológico Nacional de magnitud  $\geq 4.5$  ocurridos en territorio mexicano, de 1988 a 1994.

Por otro lado, el Istmo de Tehuantepec es la región donde el ángulo de inclinación en la Placa de Cocos cambia de un buzamiento somero al NW a uno más profundo al SE [Havskov *et al.*, 1982], justamente en la región donde los epicentros forman el arco antes mencionado.

Estas dos características hacen que la región del Istmo de Tehuantepec sea especialmente interesante.

La zona de Wadati-Benioff es la región donde el alineamiento de hipocentros definen el plano de subducción. El propósito de este trabajo es establecer la geometría de la zona de Wadati-Benioff en el

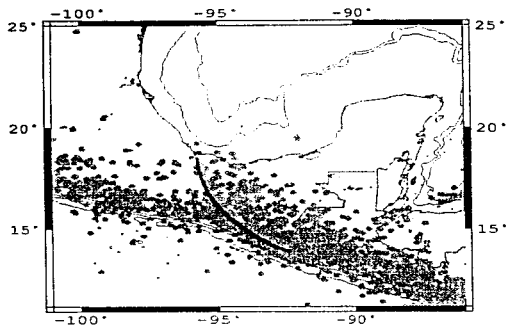


Figura 1.2: *Epicentros de eventos sísmicos en el Istmo de Tehuantepec, con respecto a los cuales se realizaron secciones hipocentrales.*

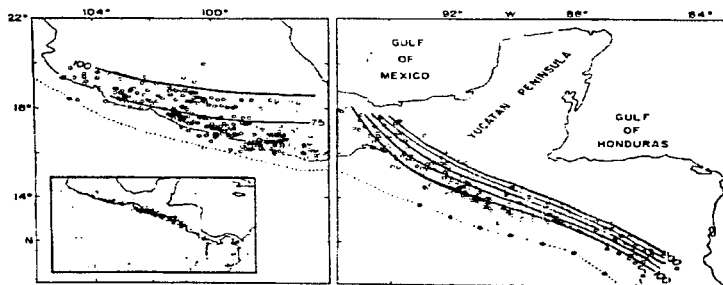


Figura 1.3: *Curvas de isoprofundidad, tomadas de Bevis e Isacks [1984].*

ismo de Tehuantepec e investigar las implicaciones tectónicas. Aun cuando ya existen estudios de esta geometría [Havskov et al., 1982, Burbach et al., 1984, Ponce et al., 1992], en nuestro estudio contamos con un número mayor de hipocentros y un nuevo método de proyección para secciones hipocentrales [Guzman-Speziale, 1995] lo que permite una mejor determinación de la geometría.

## Capítulo 2

# Tectónica y Sismicidad del Istmo de Tehuantepec

### 2.1 Tectónica Regional

El área de interés para este estudio está comprendida entre los 13° y 20° de latitud Norte, y los 91° y 97° de longitud Oeste. Esta región se caracteriza por su alta sismicidad y por su tectónica compleja, en el sureste de la República Mexicana (*fig. 2.1*).

#### 2.1.1 Rasgos Tectónicos Principales

La interacción entre dos placas tectónicas puede estar definida por alguno de los tres siguientes tipos de contacto entre placas: falla transformante, divergencia litosférica y convergencia litosférica. Las fallas transformantes son límites a lo largo de los cuales se deslizan las dos placas sin creación ni destrucción de litósfera; las zonas de divergencia son límites en los que se separan las placas, estos márgenes son típicos de las dorsales oceánicas; y las zonas de convergencia son límites en los que existe

una colisión entre dos placas: la placa mas densa (placa oceánica) subduce por debajo de la placa de menor densidad (placa continental) formando una trinchera. La tectónica en el SE de la República Mexicana y N de América Central está dominada por el triple contacto entre las placas de Cocos, de Norteamérica y del Caribe (*fig. 2.1*). Sin embargo, existen otros rasgos tectónicos importantes en esta región: La fractura de Tehuantepec; el sistema de fallas Motagua-Polochic y la falla de Salina Cruz, aunque de esta última no existe evidencia clara de su extensión ni de su movimiento.

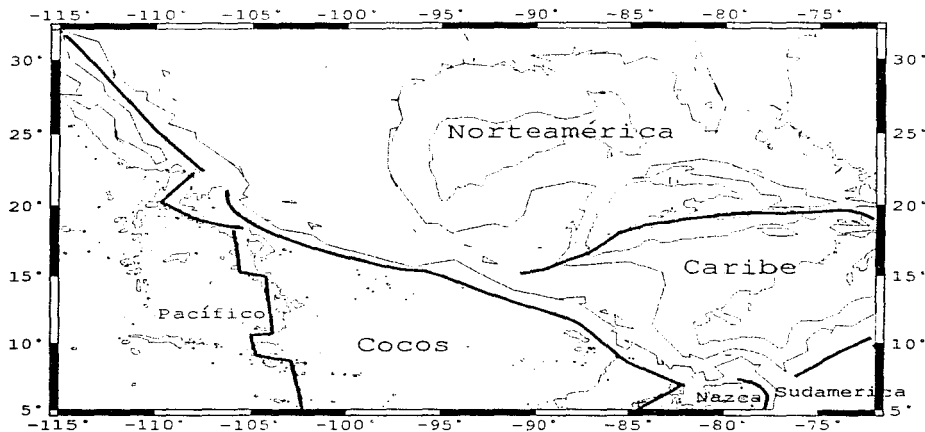


Figura 2.1: Placas tectónicas que interactúan en la región de estudio y sus alrededores.

El contacto entre la placa de Cocos y las placas Norteamericana y del Caribe es de convergencia litosférica y está definido por la trinchera mesoamericana. A su vez, el límite entre la placa del Caribe y la placa de Norteamérica es de falla transcurrente con movimiento lateral izquierdo; abarca la fractura Cayman, y las fallas asociadas de Motagua y Polochic (*fig. 2.2*).

El sistema de fallas Motagua-Polochic marca el límite tectónico entre las placas del Caribe y de Norteamérica en el sur de México y Norte de América Central. Define un punto triple junto con

la Trinchera Mesoamericana [Burkart, 1983]. Este sistema de fallas se extiende desde la costa E de Guatemala con una dirección preferencial NE-SW, aunque su extensión es muy discutida porque no continúa al W de Guatemala [Plafker, 1976; Weyl, 1980] y podría curvarse hacia el N-NW y adentrarse en la zona del Istmo de Tehuantepec, mientras que la falla de Polochic se adentra en el batolito de Chiapas [Muehlberg y Ritchie, 1975; Weyl, 1980].

Es difícil definir con exactitud los límites entre las placas de Norteamérica y del Caribe en esta región. Varios modelos proponen que la falla de Motagua expresa el contacto entre estas dos placas y que continúa hasta intersectar a la Trinchera Mesoamericana [Plafker, 1976; Burbach et al., 1984]. Estos modelos sugieren que la parte W del contacto está inactiva debido a que el vértice W de la placa del Caribe está siendo comprimido entre las placas de Cocos y de Norteamérica. Por lo mismo, el punto triple entre estas tres placas tampoco está bien definido, debido a que el límite entre las placas Norteamericana y del Caribe no continúa claramente en el W de Guatemala (en la zona de fallas de Motagua) para intersectar a la Trinchera Mesoamericana [Guzman-Speziale et al., 1989].

Posiblemente las fallas transcurrentes Motagua-Polochic junto con la falla de Salina Cruz, marquen los bordes de una zona de deformación en el sureste de México y norte de Centroamérica en la que tenga lugar la interacción de las tres placas y no se trate de un "punto" sino de una región en la que interactúan las tres placas [Guzman-Speziale et al., 1989].

A la altura de la falla de Salina Cruz, en el Golfo de Tehuantepec, se encuentra la Fractura de Tehuantepec, la cual es una de las características más sobresaliente sobre la placa de Cocos, también conocida como la dorsal (Ridge) de Tehuantepec debido a que pudo haber sido un límite tectónico activo del tipo de falla transformante [Ponce et al., 1992]. Esta fractura está subduciendo a la altura del Istmo de Tehuantepec; a aproximadamente  $96^{\circ}$  W; con un rumbo casi paralelo a la dirección de máxima pendiente de la zona de Wadati-Benioff [Havskov et al., 1982].

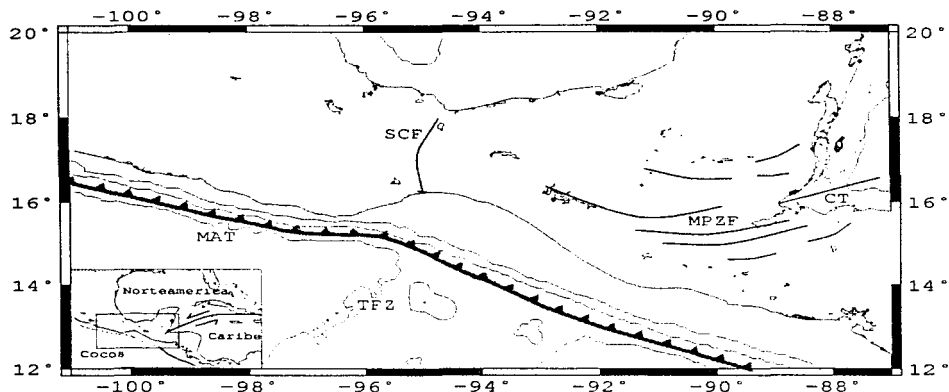


Figura 2.2: Localización de los principales rasgos tectónicos en el área de estudio: Trinchera Mesoamericana MAT (Middle American Trench); Fractura de Tehuantepec TFZ (Tehuantepec Fracture Zone); Fractura Caimán CT (Caiman Trough); Falla de Salina Cruz SCF (Salina Cruz Fault); Zona de Fallas Motagua-Polochic MPZF (Motagua-Polochic Fault Zone).

### 2.1.2 Geometría de Subducción

La geometría de subducción de la placa de Cocos ha sido estudiada con anterioridad por varios autores [e.g. Hanus y Vanek, 1978; Havskov et al., 1982; Burbach et al., 1984; Pardo y Suárez, 1995].

Como se observa en las curvas batimétricas (fig. 2.2), al NW del Istmo de Tehuantepec, la plataforma continental es angosta, mientras que en la porción SE se ensancha. El ángulo de subducción cambia a lo largo de la Trinchera Mesoamericana, desde aproximadamente  $15^{\circ}$  -  $20^{\circ}$  en la porción NW, descendiendo hasta  $40^{\circ}$  -  $50^{\circ}$  a lo largo de América Central [Hanus y Vanek, 1978; Bevis e Isacks, 1984; Burbach et al., 1984; Ponce et al., 1992; Pardo y Suárez, 1995], por lo que la zona de Wadati-Benioff en la placa de Cocos tiene una profundidad y un buzamiento mayor debajo de la placa del Caribe, que bajo la placa Norteamericana [Bevis e Isacks, 1984]. Este cambio de inclinación tiene

lugar en la región del Istmo de Tehuantepec.

Al SE de la Fractura de Tehuantepec, la placa de Cocos se encuentra subduciendo a 45° debajo de los 60 km de profundidad [Havskov et al., 1982]. La Trinchera se curva en el Golfo de Tehuantepec y deja de ser paralela a la costa; en esta región, la dirección de la trinchera no es perpendicular a la dirección de máxima pendiente de la zona de Wadati-Benioff; la geometría debajo de los 60 km, según Havskov et al. [1982], indica que la placa podría estar fuertemente flexionada entre la Trinchera y los 60 km de profundidad. Al NW de esta zona, la placa de Cocos subduce con un ángulo menor (entre 15° y 20°) y la porción de la placa subducida bajo la placa Norteamericana llega hasta aproximadamente 400 km de distancia de la trinchera.

El cambio en el ángulo de subducción aparece a la altura de la Fractura de Tehuantepec, cerca de los 96° W. El rumbo de la Fractura de Tehuantepec es aproximadamente paralelo a la dirección de máxima pendiente de la zona de Wadati-Benioff, lo cual podría sugerir que la rigidez de la fractura puede guiar la dirección de la subducción en la zona del Istmo [Havskov et al., 1982]. El ángulo con el que subduce la placa de Cocos al NW de la Fractura de Tehuantepec es uno de los más someros del mundo y probablemente refleja la juventud relativa de la litósfera oceánica en esa zona, la cual es 15 millones de años mas joven que al SE de la Fractura de Tehuantepec [Ponce et al., 1992]. En contraste, el escarpado ángulo de la mayor parte de la zona de Wadati-Benioff en Centroamérica, podría ser una consecuencia de una edad mayor de la placa, y por lo tanto, mayor densidad promedio de la litósfera oceánica al sur de la zona de la Fractura de Tehuantepec [Klitgord y Mammerickx, 1982; Mammerickx y Klitgord, 1982; Ponce et al., 1992].

Los polos de rotación que definen el movimiento relativo entre las placas Cocos-Norteamérica y Cocos-Caribe se muestran en la tabla 2.1 y son los propuestos en el modelo NUVEL1-A [DeMets et al., 1994].

La dirección de convergencia que ha sido calculada para la placa de Cocos según el modelo NUVEL1-A para el punto de latitud 14.87° N y longitud 95.12° W, es N32.99°E; y su velocidad relativa es 6.88cm/año [DeMets et al., 1994]. La placa del Caribe tiene una velocidad con respecto a la placa de Cocos de 6.07cm/año con dirección S25.76°W; y predominantemente E con respecto a la



Placas	Latitud N	Longitud W	Rotación (°/ma)
Cocos-Norteamérica	27.9	120.7	1.36
Cocos-Caribe	24.1	119.4	1.31

Tabla 2.1: *Polos de rotación que definen el movimiento relativo de las placas tectónicas, según el modelo NUVEL1-A propuesto por DeMets et al. [1994].*

placa de Norteamérica [Dewey y Suárez, 1991].

## 2.2 Evolución Tectónica

Los sistemas de fallas que se encuentran en el Istmo de Tehuantepec no se desarrollaron al mismo tiempo. La falla de Salina Cruz es aparentemente de edad Mesozoica aunque no es muy clara la edad de esta falla ni sus posibles movimientos, mientras que la edad sugerida al sistema de fallas Motagua-Polochic es del Terciario. [Meneses-Rocha, 1985].

La placa de Guadalupe, era una placa oceánica que se extendía desde el sur de California hasta algunos km al sur del istmo de Tehuantepec, y al E y W estaba limitada por la Trinchera Mesoamericana y la dorsal Guadalupe-Pacífico. La placa de Guadalupe se consume totalmente en el Mioceno medio, hace 12.5 millones de años, y se activa la dorsal Cocos-Pacífico [Klitgord y Mammerickx, 1982].

La Fractura de Tehuantepec pudo haber sido una cordillera oceánica activa del Mioceno al Plioceno, dividiendo la placa de Cocos en una parte NW más joven, con menor ángulo de subducción, y otra parte SE mas antigua, aproximadamente 15 millones de años mayor que la parte NW [Klitgord y Mammerickx, 1982; Mammerickx y Klitgord, 1982; Ponce et al., 1992].

Se piensa que tuvieron lugar tres movimientos principales de reorganización de placas al W de la dorsal del Pacífico en los últimos 25 millones de años, en el Oligoceno medio, Mioceno medio y

Mioceno-Plioceno; intercalados por grandes periodos de expansión uniforme del suelo marino [Klitgord y Mammerickx, 1982].

Lo anterior sugiere que la configuración del Istmo de Tehuantepec y del Caribe, ha sufrido cambios significativos durante las eras Mesozoica y Cenozoica. La porción Norte de América Central y el Sur de México pudieron formar parte de un solo bloque tectónico durante el Mesozoico (el bloque Chiapas-Chortis) [Dengo, 1968; Guzman-Speziale et al., 1989].

## 2.3 Sismicidad

La sismicidad registrada por la red regional del Servicio Sismológico Nacional se concentra preferentemente en la zona límite entre placas. Muchos temblores en la corteza ocurren como resultado del deslizamiento entre las placas tectónicas, y por lo general, la dirección del desplazamiento es paralela a la dirección relativa de las placas en movimiento, lo que origina mecanismos de falla inversa en las trincheras.

La zona donde confluyen las placas de Cocos, del Caribe y de Norteamérica es un área muy activa sísmicamente, pero la mayor parte de la actividad sísmica ocurre por la subducción de la placa de Cocos [Burbach et al., 1984]. La interfase en Centroamérica entre las placas de Cocos y del Caribe está sísmicamente activa pero el porcentaje de eventos por deslizamiento sísmico, debido al acomodamiento de la placa, parece ser sustancialmente menor que a lo largo del límite Cocos-Norteamérica [Dewey y Suárez, 1991].

En la parte del SE de la Trinchera Mesoamericana la sismicidad es alta en comparación al resto de la Trinchera. Ocurren frecuentemente eventos de profundidad entre 70-90 km y la sismicidad somera es dispersa (fig. 2.3), estos eventos pueden ser el reflejo de deformación en la corteza en la parte N del Istmo [Dewey y Suárez, 1991].

Además de la sismicidad en el contacto entre las placas existe también una alta sismicidad en la placa de Cocos subducida, desde 100 hasta 250 km de profundidad (fig. 2.3). Estos sismos del manto

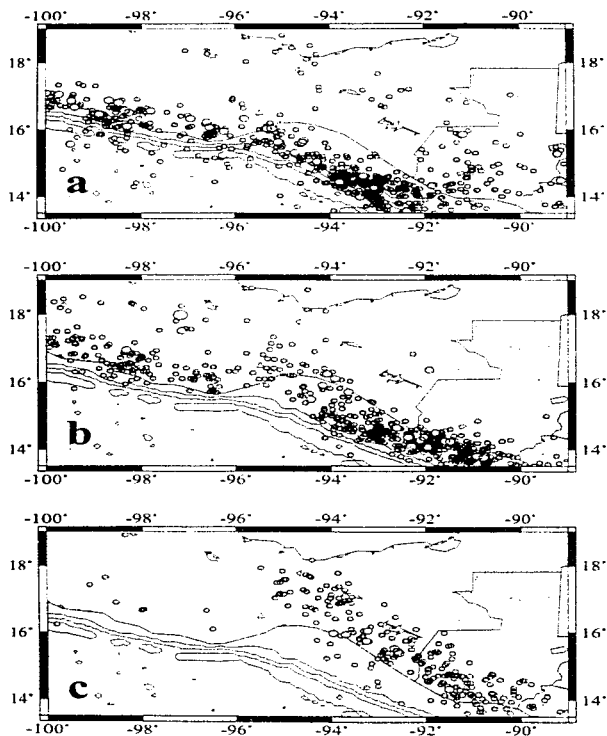


Figura 2.3: Epicentros de sismos reportados por ISC (International Seismological Centre) desde 1964 a 1986. a) Sismos con profundidades menores a 50 km. b) Sismos con profundidades de 50 a 100 km. c) Sismos con profundidades mayores a 100 km. Se puede observar que los eventos someros están prácticamente sobre la trinchera, y a mayor profundidad los epicentros se alejan de la costa.

definen la litósfera a profundidad [Bevis e Isacks, 1984].

Los temblores que ocurren en el Istmo de Tehuantepec tienen característicamente mecanismos de fallas inversas, con ejes P (presión) orientados aproximadamente paralelos a la dirección del movimiento de la placa de Cocos en la Trinchera [Dewey y Suárez, 1991]. Hacia el interior del continente, se pueden encontrar mecanismos de fallamiento transcurrente asociados a alguno de los sistemas de fallas de movimiento lateral: Motagua, Polochic, etc. Los mecanismos focales de la mayoría de los sismos pequeños ( $2.8 \leq M \leq 4.5$ ) en la zona del Istmo, tienen una dirección del eje T (tensión) orientados hacia el NW. Sin embargo, no todos presentan esta orientación del eje T, hay algunos con el eje T en dirección opuesta, lo que sugiere un estado de esfuerzos complejo en esta región [Ponce et al., 1992].

En el límite entre las placas del Caribe y de Norteamérica, los sismos tienen mecanismos de falla de movimiento lateral izquierdo, lo cual está en acuerdo con la dirección de la superficie de la falla entre las dos placas (fallas Motagua).

## Capítulo 3

# Relocalización de Sismos

La localización de eventos individuales se realizó con el programa computacional *Hypocenter* [Lienert et al., 1986], mientras que para la relocalización conjunta de eventos se utilizó el método JHD (Joint Hypocenter Determination) propuesto por Dewey [1971].

### 3.1 Datos

En todo trabajo de sismotectónica es de suma importancia tener localizaciones de buena calidad para que los resultados posteriores sean confiables. Para este trabajo se seleccionaron los eventos entre los 91° y 97° de longitud N y los 13° y 19° de latitud W, que comprende la zona de estudio, y que ocurrieron durante los años 1964 a 1995 con un rango de magnitud entre 4.5 y 6.6. El Servicio Sismológico Nacional (SSN) proporcionó los datos de los sismos ocurridos entre los años 1984 a 1995; y los datos de eventos anteriores se obtuvieron del catálogo del ISC (International Seismological Centre).

Inicialmente, mas de 700 eventos sísmicos se localizaron con el programa *Hypocenter*; de esta primera localización se seleccionaron los sismos que cumplieran con una amplia cobertura de estaciones locales y telesísmicas, con lecturas de fases P y S. El cubrimiento de estaciones fué otro parámetro

de selección: el cual se acostumbra medir por el mayor ángulo sin cubrimiento de estaciones sísmicas, tomando como vértice el epicentro del temblor, el cual se denomina *gap*. Se escogieron los eventos que presentaron un ángulo sin cubrimiento de estaciones (*gap*)  $\leq 200^\circ$ , para tener una buena cobertura azimutal. Las localizaciones que se obtuvieron con el programa Hypocenter sirvieron como ubicaciones preliminares para la utilización del programa JHD. Las relocalizaciones que arrojó el programa JHD sufrieron una segunda selección con base en los elipsoides de error que proporciona este programa, quedando un total de 208 eventos.

## 3.2 Métodos de localización

### 3.2.1 Programa Hypocenter

Hypocenter [*Lienert et al., 1986*] es un programa computacional para determinar hipocentros de eventos sísmicos locales, regionales y telesísmicos, así como la magnitud de los mismos y los errores en la localización. En el caso de sismos regionales o telesísmicos, el programa Hypocenter utiliza tablas de camino-tiempo globales. En este trabajo se relocalizaron eventos locales utilizando lecturas de fases P y S.

Al ser necesario un modelo de velocidades de la zona de estudio, en la utilización del programa Hypocenter se usó el modelo de velocidades propuesto por *Novelo [1980]* para Chiapas y SE de Oaxaca (*tabla 3.1*).

La versión del programa Hypocenter que utilizamos para la localización preliminar de los sismos, es la de *Lienert [1994]*. Esta versión utiliza dos archivos de entrada, uno con la localización de las estaciones y el modelo de velocidades, y el segundo con las lecturas de las fases P y S de los eventos sísmicos. Este programa computacional es capaz de procesar un número muy grande de lecturas de fases y datos de estaciones, limitado únicamente por el espacio en el disco duro: por lo que puede procesar los datos de más de 2000 estaciones y 5000 fases [*Lienert, 1994*].

Velocidad de onda P (km/s)	Profundidad (km)
3.0	0
5.0	3
6.0	8
7.6	28
8.3	38
8.4	80
8.5	150

Tabla 3.1: Modelo de velocidades propuesto por Novelo [1980] para el área del Istmo de Tehuantepec

La localización de hipocentros se basa en el método de Geiger, [1912]; pero con algunas modificaciones. Este método propone un hipocentro solución  $(x, y, z)$  y un tiempo de origen  $t_0$  con el cual se calcula el tiempo de viaje  $T_i(x, y, z)$  para la  $i$ ésima estación y la diferencia  $\Delta t_i$  entre el tiempo observado  $t_i$  y calculado:

$$\Delta t_i = t_i - (T_i(x, y, z) + t_0) \quad (3.1)$$

Aproximando los residuales con una expansión en serie de Taylor de primer orden, obtenemos los residuales  $\tau$ :

$$\tau_i = w_i \left( t_i - T_i - t_0 - \Delta t_0 - \Delta x \frac{\partial T_i}{\partial x} - \Delta y \frac{\partial T_i}{\partial y} - \Delta z \frac{\partial T_i}{\partial z} \right) \quad (3.2)$$

Donde  $w_i$  son factores de peso normalizados. En notación matricial tenemos:

$$\tau = \Delta t - T dX_4 \quad (3.3)$$

donde:

$$T = \begin{pmatrix} w_1 & w_1 \frac{\partial T_1}{\partial x} & w_1 \frac{\partial T_1}{\partial y} & w_1 \frac{\partial T_1}{\partial z} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ w_n & w_n \frac{\partial T_n}{\partial x} & w_n \frac{\partial T_n}{\partial y} & w_n \frac{\partial T_n}{\partial z} \end{pmatrix}$$

Aplicando mínimos cuadrados a la ecuación 3.3, la cual minimiza  $\sum_i \tau_i^2$  es entonces:

$$dX_4 = (T^T T)^{-1} T^T \Delta t \quad (3.4)$$

Esta ecuación es la base de todas las soluciones por mínimos cuadrados para el problema de localización de sismos.

### 3.2.2 Programa JHD

El paquete de programas JHD (Joint Hypocenter Determination) ha sido utilizado por varios autores para relocalizar eventos sísmicos [e.g. Dewey y Algermissen, 1974; Guzmán-Speziale et al., 1989; Malave, 1992; Pardo y Suárez, 1995]. Este método utiliza un proceso iterativo que proporciona localizaciones relativas de hipocentros mediante la solución simultánea de los parámetros hipocentrales y las correcciones por estación, usando tablas de camino-tiempo. Analiza las diferencias entre los tiempos de arribo de fases teóricas y observadas en cada estación mediante el cálculo de los hipocentros de todos los eventos sísmicos de un grupo, eliminando los valores con residuales altos.

Considerando  $M$  temblores registrados en  $N$  estaciones, las correcciones por estación se pueden determinar replanteando la ecuación 3.2 de la forma:

$$\Delta t_{ij} = dT_j + \frac{\partial T_i}{\partial x} dx_j + \frac{\partial T_i}{\partial y} dy_j + \frac{\partial T_i}{\partial z} dz_j + \frac{\partial T_i}{\partial s} ds_i \quad (3.5)$$

Donde  $i = 1, 2, \dots, N$  y  $j = 1, 2, \dots, M$ .  $T_j$  y  $(x_j, y_j, z_j)$  son las estimaciones del tiempo de origen e hipocentro de cada evento,  $t_{ij}$  es el tiempo de arribo calculado para la  $i$ ésima estación del  $j$ ésimo sismo, y  $s_i$  es la corrección por estación. La forma matricial es:

$$\Delta t_j = A_j dx_j + S_j ds \quad (3.6)$$

Donde  $A_j$  es la matriz de derivadas de  $N \times 4$  (el 4 involucra los parámetros: tiempo de origen, latitud, longitud y profundidad),  $S_j$  es una matriz diagonal de  $N \times N$  con unos para las estaciones en



donde se registró el evento y ceros para las otras,  $dx_j$  es el vector de ajuste del tiempo de origen e hipocentro, y  $ds$  es el vector de ajuste de las correcciones por estación.

La solución a este sistema de ecuaciones es conocido como "determinación hipocentral conjunta" o JHD (joint hypocentral determination).

En este trabajo se utilizó la versión JHD89 [Dewey, 1989], que consta de tres programas: SST89, JHD89 y SE89. El programa SST89 cuenta el número de fases P, pP y S de todos los eventos por cada estación y las ordena en una distribución por azimuts alrededor de la región de estudio. Presenta los datos ordenados en un archivo que se anexa al inicio de las lecturas de los eventos; éste nuevo archivo sirve de entrada para los programas JHD89 y SE89

El programa JHD89 utiliza los tiempos de arribo y los intervalos de tiempo entre los pares de fases para determinar los hipocentros. Puede estabilizar la solución mediante un evento de calibración o con una estación-fase de calibración. El evento de calibración es un sismo que se considera muy bien localizado y de preferencia debe ser de una magnitud  $\geq 5$  para que tenga lecturas en la mayoría de las estaciones utilizadas por los demás eventos. La estación-fase de calibración es una fase que siempre puede ser bien identificada en una estación específica.

El método del evento de calibración fué el que utilizamos en este caso, para lo cual elegimos el sismo del 30 de mayo de 1989 con magnitud 5.2 y epicentro en  $17.384^\circ$  de latitud N y  $94.688^\circ$  longitud W, con profundidad de 133.9 km; del cual se utilizaron lecturas de 158 estaciones.

La profundidad es el parámetro más difícil de determinar debido a la sensibilidad en el proceso iterativo de localización, especialmente cuando hay pocos datos. El programa computacional JHD utiliza lecturas de fases pP para determinar la profundidad con mayor precisión.

Con el programa JHD89 se pueden relocalizar conjuntamente hasta 25 eventos. Para mejores resultados en las localizaciones es de gran utilidad contar con lecturas en estaciones telesísmicas y con un número de lecturas por evento no menor a 50. Para relocalizar un número mayor de eventos sísmicos se debe usar el programa SE89.

El programa SE89 utiliza la misma estructura de datos del programa JHD89, pero se utiliza para determinación individual de hipocentros usando los parámetros establecidos por JHD89 con los residuales de las estaciones-fase. Con este programa se pueden relocalizar hasta 300 eventos en cada corrida.

Los programas JHD89 y SE89 arrojan los resultados con un índice de error que se expresa mediante un elipsoide del 90% de confiabilidad.

### 3.3 Resultados

Se relocalizaron mas de 700 eventos. En el caso del programa Hypocenter se seleccionaron los eventos que tuvieran un  $RMS \leq 0.5$  y un ángulo sin cubrimiento de estaciones (*gap*)  $\leq 200^\circ$ . Estos datos se utilizaron como localizaciones preliminares para JHD89. En el caso de este último programa, se seleccionaron únicamente eventos cuyo eje mayor del elipsoide de error fuera  $\leq 30$  km; un evento que presenta un elipsoide de estas dimensiones se puede considerar como bien localizado [Dewey y Algermissen, 1974]. Finalmente, los sismos seleccionados fueron un total de 208, con lecturas de fases P, S y pP en estaciones locales y telesísmicas.

Dewey y Algermissen [1974] clasifican los eventos sísmicos de acuerdo con la calidad de su localización en A, B, C y D; los eventos de mejor calidad son los A, que presentan un elipsoide con eje mayor  $\leq 10$  km; los eventos de calidad B tienen un eje mayor entre 10 y 20 km; la calidad C corresponde a los eventos con eje mayor entre los 20 y 30 km; y finalmente los eventos con eje mayor  $\geq 30$  km corresponden a la calidad D. Para este trabajo se seleccionaron únicamente los eventos de calidad A, B y C (tabla 3.2).

Las dimensiones de los elipsoides de confiabilidad estan dadas por la longitud de cada uno de sus tres ejes, y el azimut e inclinación de los mismos. Estos ejes no siempre están orientados en las direcciones de la latitud, longitud y profundidad, sino que miden tres parámetros definidos por Dewey [1989] como latitud-profundidad, longitud-profundidad y latitud-longitud. Para conocer el error en alguna dirección específica debemos hacer una proyección de los ejes del elipsoide sobre esa dirección.

La proyección horizontal de los elipsoides de confiabilidad se muestran en la figura 3.1. En ella se observa que la mayoría de los elipsoides tienen una orientación preferencial NE-SW. Esta tendencia se debe probablemente a la distribución de estaciones sísmicas utilizadas en este trabajo. Es de esperarse que el eje mayor de los elipsoides de confiabilidad se oriente hacia donde hay menor número de estaciones, en este caso hacia el Océano Pacífico (figs. 3.1 y 3.2). Hacia el SW no hay estaciones sísmicas que hayan registrado los eventos, y al NE solo están las estaciones europeas (fig. 3.2), que están a mayor distancia, lo cual probablemente sea la causa de una cierta incertidumbre en la dirección NE-SW en la mayoría de los elipsoides.

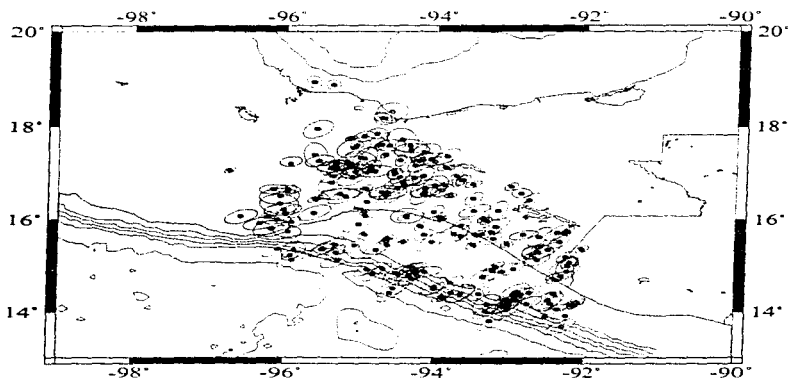


Figura 3.1: Mapa de las localizaciones finales de eventos sísmicos con sus respectivos elipsoides del 90% de confiabilidad.

Los errores en la profundidad, obtenidos con el programa JHD89, se pueden observar en la figura 3.3. Esta sección se hizo con el método para realizar secciones hipocentrales sobre un arco de circunferencia o perpendiculares a él, propuesto por *Guzman-Speziale [1995]* el cual se explica en el capítulo 4. El mayor error en la profundidad que se obtuvo en las relocalizaciones finales fue de  $\pm 14.8$  km, y el menor fue de  $\pm 0.3$  km.

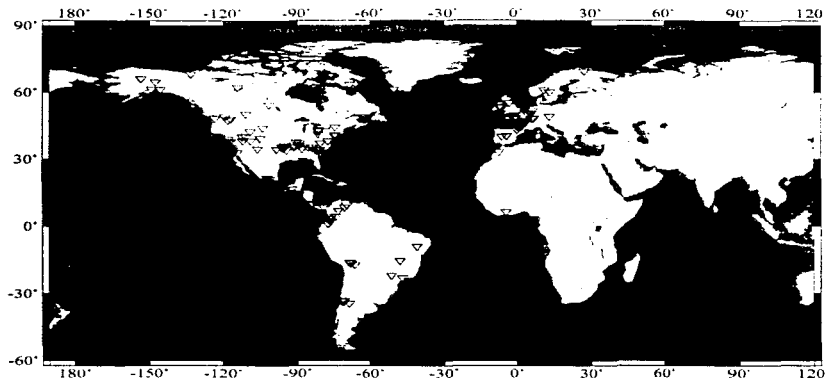


Figura 3.2: Mapa de las estaciones que se utilizaron en la localización de los eventos con el método JHD.

Los epicentros finales obtenidos y los epicentros originales tomados del SSN (Servicio Sismológico Nacional) y del ISC (International Seismological Centre), se observan en la figura 3.4. La mayor variación en las localizaciones originales y las relocalizaciones obtenidas es este trabajo fue de 90 km.

Los datos originales del SSN se obtienen con un modelo de capas planas para la zona central de México. Estos eventos fueron relocalizados en este trabajo con un modelo especial para la zona del Istmo de Tehuantepec, lo que mejoró la localización. Por su parte, los hipocentros del ISC en algunas ocasiones tienen una profundidad fija de 33 km, la cual no es de utilidad para este estudio. Las localizaciones con profundidad fija fueron las que más se movieron al relocalizarlas. Y en la relocalización conjunta con JHD se utilizó un evento local de la zona de estudio como evento maestro y lecturas de fases pP, lo que ayudó a definir mejor las localizaciones y principalmente la profundidad.

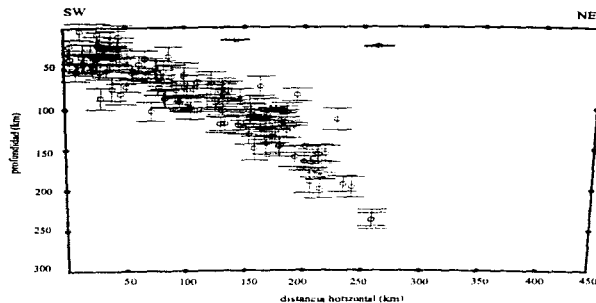


Figura 3.3: Sección hipocentral en la que se muestran los errores en profundidad de las localizaciones de los eventos sísmicos obtenidas con el programa JHD.

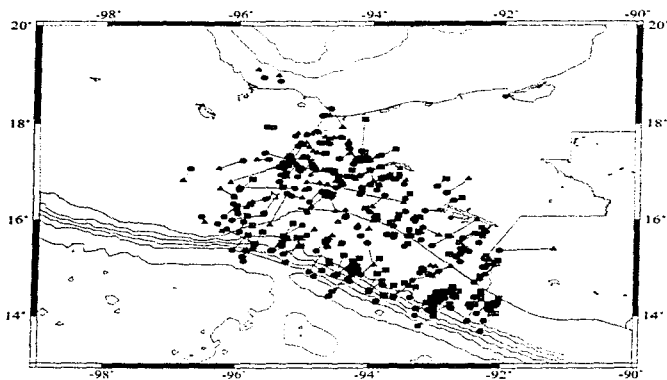


Figura 3.4: Mapa de localizaciones finales (círculos) y localizaciones originales tomadas del ISC (cuadrados) y del SSN (triángulos).

Tabla 3.2: Localizaciones finales con JHD. El primer evento de la tabla es el que se utilizó como evento de calibración.

Evento	Latitud (N)	Longitud (W)	Profundidad (km)	Magnitud	Calidad
1989/05/30/13:50:56.1	17.384	94.688	133.9	5.2	A
1964/09/19/05:08:08.2	14.939	94.273	8.0	5.4	C
1965/02/24/08:09:16.7	13.678	92.304	63.0	5.0	C
1965/03/01/21:32:11.6	15.132	92.632	109.4	5.6	C
1965/04/14/10:18:41.9	17.440	94.147	86.0	4.6	C
1965/08/04/01:05:49.0	16.680	94.509	85.3	5.1	C
1965/08/17/14:02:21.9	15.013	92.242	143.4	4.8	C
1965/08/23/19:45:59.7	16.141	95.988	10.0	6.6	C
1966/01/22/07:36:49.8	17.304	94.170	147.7	5.0	B
1966/02/06/04:12:26.4	15.692	93.748	88.5	5.1	C
1966/12/10/13:06:31.0	14.215	92.104	56.6	5.5	B
1967/09/17/07:56:25.8	17.166	94.269	73.0	5.3	B
1968/01/21/23:44:46.2	15.525	92.353	157.0	5.1	C
1968/03/24/02:51:43.8	17.937	95.573	120.0	4.6	C
1968/03/28/01:07:38.2	14.872	92.248	107.2	5.3	C
1968/05/09/16:49:47.0	16.668	94.134	132.0	4.6	C
1968/05/09/18:03:09.3	16.187	93.475	100.4	5.1	C
1968/05/12/04:32:47.4	16.148	95.593	68.0	4.6	C
1968/06/15/05:11:18.7	14.212	92.993	40.0	5.4	C
1968/07/26/06:33:58.8	14.131	93.088	16.4	5.1	C
1968/07/29/09:54:05.2	14.724	94.286	54.0	5.0	C
1968/09/25/10:38:31.8	15.715	92.381	114.0	5.8	C
1969/06/15/03:34:50.2	15.144	95.889	21.5	4.8	C
1969/07/23/04:26:59.4	17.250	95.190	133.9	4.9	C
1969/10/20/15:20:36.5	17.104	95.394	74.0	5.4	B
1969/12/05/08:49:52.6	15.354	95.868	31.4	4.6	C
1970/01/22/15:14:28.4	14.245	92.490	54.3	5.4	C
1970/04/29/11:22:34.6	14.417	92.723	36.0	5.4	C
1970/04/29/14:01:20.4	14.363	92.841	50.0	5.4	C
1970/04/29/20:33:40.8	14.168	92.754	45.2	4.9	C
1970/04/29/21:20:25.0	14.386	93.642	42.4	5.2	C
1970/04/30/08:32:58.8	14.397	93.387	24.3	5.8	C
1970/04/30/13:21:07.8	14.409	93.638	17.0	5.3	C
1970/05/01/20:03:27.1	14.423	93.773	34.0	5.0	C
1970/05/15/09:44:40.2	14.146	93.001	11.3	5.3	C

Evento	Latitud (N)	Longitud (W)	Profundidad (km)	Magnitud	Calidad
1970/08/27/19:44:42.0	15.239	95.914	18.0	5.3	B
1970/11/29/20:00:47.9	15.342	92.501	105.0	5.0	C
1970/12/24/08:00:33.7	15.871	93.656	89.4	5.6	C
1971/02/18/09:20:08.7	13.894	92.512	7.5	4.8	C
1971/03/19/06:12:31.5	16.938	95.362	81.9	5.4	C
1971/09/22/14:14:13.5	14.644	93.789	22.5	5.2	C
1972/05/04/06:26:40.1	15.680	93.365	100.2	5.1	C
1972/08/09/08:15:03.3	16.903	95.107	103.4	4.9	C
1972/11/10/14:56:46.6	15.373	96.078	22.9	5.4	C
1972/11/13/04:43:40.4	15.454	95.072	39.6	5.6	B
1972/11/25/03:02:22.8	15.296	95.307	43.4	5.0	B
1972/12/10/04:33:37.0	17.357	93.853	199.5	5.0	C
1973/09/04/17:24:58.2	14.850	94.477	39.6	5.3	C
1974/06/25/05:01:02.5	15.468	95.333	33.3	5.2	C
1974/06/25/08:44:44.0	15.354	95.485	20.7	5.4	B
1974/10/25/00:05:31.8	15.729	93.247	102.1	5.6	B
1975/03/14/06:04:32.8	16.450	93.480	166.0	5.4	B
1975/08/19/14:57:11.1	16.170	94.014	78.9	5.6	B
1975/09/21/13:13:02.6	14.508	94.003	4.4	5.6	C
1975/12/04/14:58:18.4	16.482	94.578	77.0	5.0	B
1975/12/15/17:36:31.4	14.421	92.916	54.1	5.1	C
1976/06/14/13:53:55.7	15.371	95.467	44.6	5.1	C
1976/10/29/04:48:56.1	14.201	92.087	60.7	5.0	B
1977/01/04/14:56:39.3	14.858	94.507	32.0	5.2	C
1977/03/10/15:10:06.6	15.020	92.287	126.0	4.9	C
1977/04/02/20:39:04.8	16.707	92.988	237.2	4.9	B
1977/06/15/13:19:01.7	14.058	93.010	34.0	4.7	C
1977/07/09/07:03:54.4	17.082	95.046	87.7	4.5	C
1978/01/28/10:14:36.5	15.812	96.166	45.0	4.9	C
1978/02/12/12:16:46.9	14.173	92.461	54.6	4.9	C
1978/07/18/03:03:34.7	13.798	93.238	29.1	4.9	C
1978/09/02/16:03:42.2	16.632	93.914	120.7	4.8	B
1978/09/06/01:01:08.6	14.012	93.301	32.6	5.1	C
1978/11/05/16:20:59.7	15.715	92.296	193.7	4.6	C
1979/01/10/13:24:14.1	16.855	93.624	156.0	5.6	B
1979/05/23/01:09:11.5	14.868	94.123	27.1	4.8	C
1979/06/04/06:26:44.2	15.643	93.647	79.0	5.5	B
1979/06/22/06:30:53.9	17.035	94.549	99.7	6.2	B

Evento	Latitud (N)	Longitud (W)	Profundidad (km)	Magnitud	Calidad
1979/07/21/10:46:27.9	14.054	92.373	66.3	4.8	B
1979/07/27/18:40:57.6	13.906	92.256	68.3	4.5	C
1979/07/29/07:48:24.2	14.276	93.034	56.0	4.8	B
1979/10/01/14:14:13.9	15.760	92.237	197.6	5.3	B
1979/12/16/12:49:59.8	15.193	92.264	127.6	5.0	B
1980/01/30/18:48:05.7	15.459	93.479	95.7	5.1	B
1980/02/25/10:31:38.8	14.420	94.581	3.9	4.7	C
1980/03/09/23:48:20.1	16.620	95.966	60.4	4.8	B
1980/03/14/07:35:27.8	16.067	96.214	46.6	4.9	B
1980/03/27/22:59:48.1	16.935	94.159	113.8	4.9	C
1980/08/02/00:53:39.1	14.117	93.072	45.9	4.8	C
1980/08/04/00:22:50.6	15.957	95.900	41.9	5.1	B
1980/08/04/08:58:59.6	14.750	93.337	60.2	4.6	C
1980/09/11/09:40:30.5	14.772	94.314	45.6	4.5	C
1980/09/20/22:48:57.8	14.896	93.223	58.0	5.0	B
1980/10/09/12:35:59.1	16.801	95.379	75.5	4.5	C
1980/10/16/14:06:38.8	14.161	93.281	87.3	4.7	C
1980/11/03/12:00:55.0	14.545	93.996	41.1	4.5	C
1980/11/03/20:48:51.3	15.125	95.277	18.6	5.1	C
1981/01/01/03:29:35.1	16.897	94.273	117.7	5.2	C
1981/04/05/10:26:25.1	14.311	92.917	39.0	5.2	B
1981/07/24/07:33:38.9	15.352	94.781	44.1	4.4	C
1981/08/17/02:18:59.8	14.316	93.892	22.9	5.6	B
1981/12/21/10:32:16.3	14.704	92.408	73.0	5.3	B
1982/03/01/19:00:04.3	16.415	92.744	237.8	4.9	C
1982/04/06/15:49:52.4	14.140	92.199	63.5	5.3	B
1982/04/06/19:56:53.9	14.147	92.159	65.7	5.7	B
1982/11/14/01:19:36.5	14.388	92.414	60.5	5.4	B
1982/12/24/03:49:49.7	14.822	94.820	48.7	5.0	C
1982/12/24/21:44:40.1	15.892	95.020	45.7	4.5	C
1983/07/08/07:00:02.5	15.067	92.213	129.0	4.8	B
1983/08/06/02:26:49.6	16.060	93.939	86.0	5.6	B
1983/09/15/10:39:04.0	15.975	93.311	115.0	5.7	B
1983/09/18/10:46:56.2	16.733	93.883	146.0	5.0	B
1984/05/10/15:56:26.4	14.948	94.689	19.8	5.2	B
1984/08/31/19:46:04.8	16.017	93.345	119.0	5.3	B
1984/09/01/23:11:14.0	17.247	94.019	160.0	5.1	B
1984/10/11/04:24:39.5	15.449	94.623	53.2	5.1	C



Evento	Latitud (N)	Longitud (W)	Profundidad (km)	Magnitud	Calidad
1984/10/13/17:18:12.6	14.983	94.312	21.3	6.0	B
1984/12/19/08:50:01.6	15.849	94.189	75.0	5.5	B
1985/02/11/00:13:52.3	16.659	94.929	73.5	5.1	B
1985/03/04/22:11:16.3	15.234	92.685	125.0	4.9	B
1985/05/31/06:00:05.6	15.587	93.212	149.6	4.6	B
1985/06/12/11:03:07.0	15.674	94.131	78.1	5.4	B
1985/06/14/07:43:59.2	17.601	94.726	154.0	4.7	B
1985/07/05/07:20:10.2	17.258	94.211	135.2	5.1	B
1985/07/29/11:35:55.4	17.607	94.759	63.1	5.3	A
1985/09/16/02:42:03.4	17.138	94.869	101.1	4.8	B
1985/10/31/01:27:08.2	16.542	94.160	120.5	4.6	C
1985/11/16/04:22:40.6	16.194	93.161	175.9	4.7	C
1986/02/03/15:12:43.4	14.775	92.325	16.0	4.5	C
1986/02/20/20:54:32.8	17.540	95.110	124.2	4.7	C
1986/04/07/22:43:31.0	15.522	94.410	59.4	5.8	A
1986/06/11/23:14:32.3	14.993	93.190	67.2	4.8	B
1986/06/16/19:54:03.2	14.519	94.539	60.0	4.7	C
1986/07/05/22:09:39.3	15.410	92.627	117.0	5.5	A
1986/07/13/09:12:12.6	16.014	93.899	90.0	5.8	A
1986/08/03/12:15:18.3	15.626	92.604	191.0	4.5	C
1986/08/05/17:40:04.7	16.852	93.663	162.8	4.9	B
1986/11/20/04:57:08.9	15.520	94.040	61.0	4.6	C
1986/12/04/05:01:27.3	15.846	93.187	104.1	4.8	C
1986/12/04/12:35:33.2	15.686	94.940	45.6	5.1	B
1986/12/25/16:17:51.5	14.881	93.091	76.5	4.6	C
1987/02/01/18:26:45.2	16.939	93.728	167.0	4.7	B
1987/03/06/18:11:52.3	14.927	94.899	30.5	4.7	C
1987/03/12/12:18:13.1	15.544	94.639	38.0	5.7	B
1987/03/15/05:11:17.7	15.599	94.619	44.1	5.5	B
1987/05/04/01:52:25.2	16.743	94.414	103.2	4.5	B
1987/07/22/08:23:03.6	15.670	93.439	103.7	5.1	B
1988/11/12/20:05:16.7	17.714	94.448	141.9	4.7	C
1988/11/20/00:45:15.9	17.581	94.343	125.1	4.5	C
1988/12/28/13:28:21.5	16.567	92.847	24.0	4.8	B
1989/02/21/20:41:55.6	17.490	94.330	104.4	4.6	C
1989/02/25/22:37:26.9	16.589	94.632	85.7	4.6	C
1989/03/01/05:05:24.9	18.313	94.591	110.0	4.5	C
1989/05/12/07:30:07.3	17.301	94.057	120.0	4.6	C

Evento	Latitud (N)	Longitud (W)	Profundidad (km)	Magnitud	Calidad
1989/08/22/04:11:00.1	16.341	96.062	51.0	4.6	C
1989/08/26/14:20:32.4	17.038	94.813	99.2	4.5	C
1989/09/16/23:20:53.9	16.521	93.797	103.3	5.6	A
1989/10/04/16:50:21.0	16.084	94.366	102.2	4.5	C
1989/11/12/08:35:22.6	17.076	95.056	87.7	4.6	C
1989/11/23/05:05:36.5	17.397	95.593	80.0	4.5	C
1989/12/06/11:29:56.9	15.472	93.042	110.7	5.0	A
1989/12/12/06:39:13.7	17.257	95.540	83.4	4.6	C
1990/02/02/11:27:41.3	17.311	94.953	112.7	4.7	C
1990/02/19/13:22:05.7	16.500	96.062	53.0	4.8	C
1990/03/03/08:41:44.1	16.057	94.373	89.9	5.0	B
1990/04/16/23:44:40.0	16.589	94.131	96.0	4.9	C
1990/07/20/18:28:35.9	15.664	92.811	83.9	4.9	C
1990/07/31/07:30:11.0	18.165	94.717	51.0	4.7	B
1990/09/01/06:43:34.4	17.145	95.347	95.9	4.5	C
1991/01/08/13:15:21.2	17.591	94.618	111.8	4.6	C
1991/02/06/07:25:52.4	16.587	94.715	89.1	4.6	B
1991/03/06/10:44:52.6	16.509	94.664	92.7	5.1	B
1991/04/01/14:43:16.0	17.113	93.870	147.0	4.8	B
1991/04/15/07:19:21.8	18.176	94.684	142.0	4.6	B
1991/05/10/16:51:32.7	17.850	94.784	100.4	4.6	B
1991/05/31/17:47:03.2	17.273	94.468	123.8	4.9	B
1991/07/25/15:25:29.9	17.747	95.142	130.2	5.2	A
1991/07/28/05:35:15.6	16.164	94.945	73.4	5.0	A
1991/08/22/01:53:49.2	17.165	95.138	60.0	4.9	B
1991/09/29/23:07:12.8	16.217	96.011	64.2	4.6	C
1991/10/22/02:53:52.9	16.443	95.575	38.0	4.9	B
1991/11/27/12:00:27.8	18.882	95.387	22.9	4.6	B
1992/01/25/01:07:24.4	15.751	95.955	62.1	4.6	C
1992/01/28/15:53:02.3	16.734	94.008	113.1	4.9	C
1992/02/09/04:00:18.5	16.001	96.091	61.0	4.8	C
1992/03/28/08:24:22.8	15.360	92.033	183.9	5.0	B
1992/04/22/11:00:27.7	17.063	96.743	75.6	5.1	A
1992/06/05/03:42:51.2	18.945	95.624	95.1	4.7	B
1992/11/01/15:56:04.1	15.303	92.627	100.1	4.7	C
1993/01/07/23:45:31.9	17.077	95.317	63.0	4.6	B
1993/03/13/05:18:38.9	16.381	94.904	59.7	4.7	C
1993/04/02/06:21:07.8	16.069	96.571	63.6	4.6	C

Evento	Latitud (N)	Longitud (W)	Profundidad (km)	Magnitud	Calidad
1993/05/02/14:25:10.9	17.602	95.064	82.4	4.6	B
1993/05/08/17:45:28.8	17.786	94.958	81.0	4.6	B
1993/06/03/07:31:51.4	16.797	94.436	83.0	4.5	C
1993/08/02/08:01:28.0	16.905	94.473	119.2	4.9	B
1993/12/17/16:43:53.2	17.089	94.860	98.4	4.9	B
1994/02/04/18:33:58.6	17.025	95.073	81.0	4.7	C
1994/02/09/00:02:02.8	16.653	95.953	57.0	4.9	B
1994/02/14/07:24:54.1	16.657	95.152	61.6	4.7	B
1994/02/22/21:20:15.2	16.500	95.200	31.7	4.8	C
1994/05/17/07:14:02.4	15.919	96.315	30.0	4.5	C
1994/05/24/11:06:48.5	17.200	95.329	99.7	4.5	B
1994/08/27/05:41:01.9	17.321	95.005	89.7	4.6	C
1994/08/27/23:03:58.6	16.986	94.542	119.8	5.0	B
1994/08/28/15:02:14.2	17.247	95.918	8.9	5.2	B
1994/10/11/12:18:17.7	16.550	95.273	24.3	4.5	C
1995/01/27/01:07:04.7	14.438	92.870	65.4	5.5	B
1995/03/10/07:06:55.9	14.936	92.938	69.0	4.5	C
1995/09/06/22:48:54.7	14.972	94.273	54.6	5.8	B
1995/09/08/17:25:50.1	14.904	94.241	39.2	5.5	B
1995/09/10/06:03:00.3	14.878	94.256	48.6	5.4	B
1995/10/21/02:38:56.0	16.757	93.495	156.8	6.4	B

## Capítulo 4

# Modelado de la Geometría de la Zona de Wadati-Benioff

Para conocer la geometría de las placas tectónicas en subducción, es común realizar secciones hipocentrales. Estas secciones son cortes verticales en los cuales se proyectan los hipocentros de sismos, de tal forma que al observar la geometría que siguen los hipocentros en la sección se puede definir también la geometría de la placa sismogénica; es decir, la placa que se encuentra subducida y que produce sismos. Para conocer la geometría de la placa de Cocos en el Istmo de Tehuantepec se realizaron 19 secciones hipocentrales en esta región en diferentes direcciones.

### 4.1 Secciones Hipocentrales

Las secciones hipocentrales tradicionales se realizan proyectando perpendicularmente los hipocentros sobre un plano normal a la superficie de la Tierra. Para este trabajo, los perfiles se realizaron con el método para hacer secciones hipocentrales sobre un arco de circunferencia, o perpendiculares a él, propuesto por *Guzmán-Speziale [1995]*. Lo que denominamos aquí "arcos" corresponden a arcos de

círculos menores sobre una Tierra esférica, los cuales son útiles para representar los segmentos de curvatura constante en las trincheras oceánicas o en otras características mayores del relieve terrestre como arcos volcánicos, etc.

#### 4.1.1 Método de Proyección Hipocentral

Para realizar perfiles hipocentrales sobre un arco, necesitamos conocer primero el centro de curvatura del arco o "polo" y los puntos de inflexión, es decir, los puntos en donde existe un cambio de curvatura. Una vez conocidos estos puntos se hace la proyección de hipocentros.

##### Polos y Puntos de Inflexión

Consideramos la Tierra como una esfera de radio unitario para que todos los vectores de posición de los puntos sobre la superficie terrestre sean unitarios. Definimos el polo como  $\mathbf{x}=(x_1, x_2, x_3)$  sobre la superficie de la Tierra y dos de los puntos conocidos sobre el arco como  $\mathbf{y}=(y_1, y_2, y_3)$  y  $\mathbf{z}=(z_1, z_2, z_3)$  también sobre la superficie de la Tierra.

El producto punto entre los vectores de posición es constante e igual a la distancia angular desde el polo a alguno de los puntos sobre el arco.

$$\mathbf{x} \cdot \mathbf{y} = \mathbf{x} \cdot \mathbf{z} \quad (4.1)$$

De la ecuación 4.1 podemos definir el error cuadrático medio total para todos los puntos del arco como:

$$e^2 = \sum_{i=1}^N [(\mathbf{x} \cdot \mathbf{y}) - (\mathbf{x} \cdot \mathbf{z})]^2 \quad (4.2)$$

donde  $N$  es la mitad del número de puntos que se tomaron a lo largo del arco para obtener su polo. Se usa la mitad porque se toman pares de puntos  $\mathbf{y}$  y  $\mathbf{z}$ .

Minimizamos 4.2 para resolver para  $x$ , lo cual produce un sistema homogéneo de ecuaciones:

$$\mathbf{A}x = 0 \quad (4.3)$$

donde la matriz de coeficientes es:

$$\mathbf{A} = \begin{pmatrix} \sum(y_1 - z_1)^2 & \sum(y_1 - z_1)(y_2 - z_2) & \sum(y_1 - z_1)(y_3 - z_3) \\ \sum(y_1 - z_1)(y_2 - z_2) & \sum(y_2 - z_2)^2 & \sum(y_2 - z_2)(y_3 - z_3) \\ \sum(y_1 - z_1)(y_3 - z_3) & \sum(y_2 - z_2)(y_3 - z_3) & \sum(y_3 - z_3)^2 \end{pmatrix}$$

en donde las sumatorias van desde 1 a  $N$ .

Para resolver la ecuación 4.3 hacemos uso de las propiedades de los sistemas de ecuaciones homogéneas, los cuales deben tener su matriz de coeficientes singular para tener una solución no trivial. Una matriz es singular si, y solo si, por lo menos uno de sus valores característicos ( $\lambda$ ) es cero [Wylie y Barret, 1982]. Al mismo tiempo, el vector característico de  $\mathbf{A}$  correspondiente a  $\lambda = 0$  es directamente una solución de 4.3 por la ecuación característica

$$[A - \lambda I][x] = [0] \quad (4.4)$$

la cual es idéntica a 4.3 sustituyendo  $\lambda = 0$ .

Mediante el uso de transformaciones Jacobianas [e.g. Press et al., 1986] podemos encontrar los valores y vectores característicos de una matriz simétrica. Este método permite encontrar los tres valores característicos, de una matriz de  $3 \times 3$ , y sus correspondientes vectores característicos al mismo tiempo. El vector característico correspondiente a  $\lambda = 0$  determina el centro de la curvatura.

Una vez determinados los centros de curvatura, los puntos de inflexión se obtienen de manera simple. Considerando dos arcos vecinos,  $a_1$  y  $a_2$  y sus respectivos polos  $P_1$  y  $P_2$ . Asumimos  $\delta_1$  como la distancia angular de  $P_1$  a  $a_1$  y  $\delta_2$  como la distancia de  $P_2$  a  $a_2$ . Como el punto de inflexión pertenece a ambos arcos, se obtiene buscando un punto tal que su distancia a  $P_1$  sea  $\delta_1$ , y su distancia a  $P_2$  sea  $\delta_2$ .

### Proyección de Hipocentros

La proyección de hipocentros para secciones perpendiculares al arco 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. 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 proyección a lo largo del arco se hace en dos pasos. El primero consiste en proyectar el hipocentro como una función de su longitud con respecto al polo y de su profundidad, manteniendo constante su latitud con respecto al polo. Como segundo paso se proyecta el arco, que es una superficie curva, sobre un plano.

Se proyectan únicamente los hipocentros que estén dentro del área preescrita según una cierta latitud, longitud y profundidad con respecto al polo.

Llamamos  $\Delta_1$  y  $\Delta_2$  a la mínima y la máxima distancia angular al polo,  $A_1$  y  $A_2$  como el mínimo y máximo azimuth desde el polo, y  $H$  como la profundidad máxima. Cada sismo individual tiene una distancia angular al polo, a la cual denominamos  $\delta$ ; un azimuth con respecto al polo, definido como  $\alpha$ ; y la profundidad designada por  $z$ .

Como las coordenadas cartesianas son mucho más comunes y fáciles de usar en programas para graficar que las coordenadas esféricas, es conveniente transformar las coordenadas hipocentrales (esféricas) a coordenadas cartesianas. Para la proyección perpendicular al arco, las coordenadas cartesianas de proyección hipocentral son:

$$\begin{aligned}x &= x_1 - [(R - z) \text{sen } \theta] \\y &= y_1 + [(R - z) \text{cos } \theta]\end{aligned}\tag{4.5}$$

donde  $R$  es el radio de la Tierra y:

$$\theta = \frac{\Delta_1 + \Delta_2}{2} - \delta \quad (4.6)$$

$$x_1 = R \operatorname{sen} [(\Delta_2 - \Delta_1)/2] \quad (4.7)$$

$$y_1 = (H - R) \cos [(\Delta_2 - \Delta_1)/2] \quad (4.8)$$

Las coordenadas cartesianas de la proyección a lo largo del arco son:

$$x = x_2 - [(R - z) \cos (\gamma + \beta)]$$

$$y = y_2 + [(R - z) \operatorname{sen} (\gamma + \beta)] \quad (4.9)$$

donde:

$$x_2 = R \operatorname{sen} [(A_2 - A_1) \operatorname{sen} \Delta_2/2] \quad (4.10)$$

$$y_2 = (H - R) \cos [(A_2 - A_1) \operatorname{sen} \Delta_2/2] \quad (4.11)$$

$$\beta = (\alpha - A_1) \operatorname{sen} \Delta_2 \quad (4.12)$$

$$\gamma = \arccos (x_2/R) \quad (4.13)$$

Estas coordenadas ya toman en cuenta la proyección de la curva al plano.

#### 4.1.2 Secciones Obtenidas

Con el método antes descrito se realizaron las secciones hipocentrales. Debido a la complejidad de la zona, se realizaron secciones hipocentrales desde dos puntos de vista. El primero de ellos es con secciones perpendiculares a la Trinchera Mesoamericana, la cual se puede representar con varios arcos de circunferencia [Guzmán-Speziale, 1995].



El segundo se basa en la idea que se mencionó en el capítulo 1, sobre los epicentros en la zona del Istmo de Tehuantepec que no siguen la tendencia a agruparse paralelos a la Trinchera Mesoamericana, sino formando un arco perpendicular a ésta. Con el fin de investigar la relación entre la curvatura de este arco y el buzamiento de la placa subducida, se realizaron secciones hipocentrales perpendiculares al arco de circunferencia descrito en el capítulo 1, las cuales conservan una pendiente muy similar.

Estos dos tipos de secciones hipocentrales son fundamentales para tratar de entender la geometría de la placa en subducción en esta región.

### Secciones Hipocentrales Perpendiculares a la Trinchera Mesoamericana

Se realizaron 10 secciones perpendiculares a la trinchera utilizando los hipocentros de la tabla 3.2. Para estas secciones se utilizaron los polos y las distancias polo-trinchera propuestas por *Guzmán-Speziale [1995]* para la Trinchera Mesoamericana. Para la región que comprende el Istmo de Tehuantepec se utilizaron únicamente 3 arcos de curvas que definen la porción de la Trinchera Mesoamericana que es de interés para este trabajo. Los polos y las distancias polo-trinchera se muestran en la tabla 4.1 y en la figura 4.1.

N	Polo		Distancia(°)	Punto Inicial		Punto final	
	latitud	longitud		latitud	longitud	latitud	longitud
1	33.13	-93.21	18.19	18.62	-105.38	15.11	-96.09
2	13.15	-96.32	2.00	15.11	-96.09	14.84	-95.24
3	34.10	-80.55	23.41	14.84	-95.24	12.19	-89.64

Tabla 4.1: *Parámetros que definen los 3 arcos a lo largo de la Trinchera Mesoamericana propuestos por Guzmán-Speziale [1995], los cuales fueron usados en el presente trabajo para la realización de las secciones hipocentrales perpendiculares a la Trinchera Mesoamericana.*

La localización de las secciones se puede observar en la figura 4.2: en la cual, la sección *a* se realizó utilizando el polo 1, para las secciones *b*, *c*, *d* y *e* se utilizó el polo 2, y en las secciones *f*, *g*, *h*, *i*, y *j* se usó el polo 3.

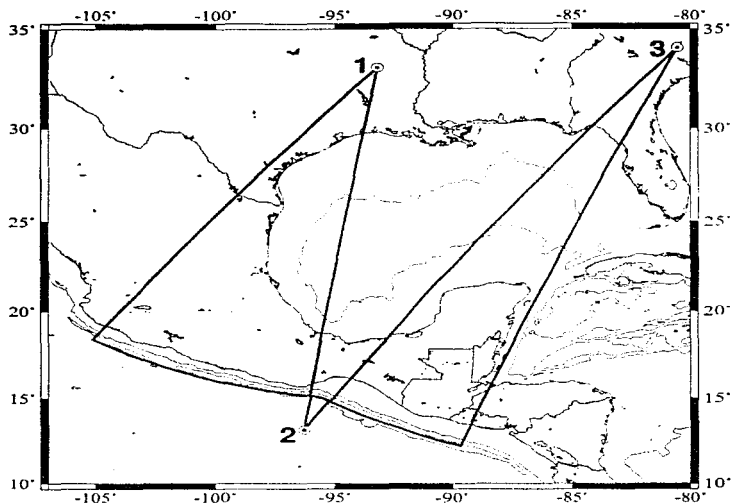


Figura 4.1: Localización de los tres arcos que definen la Trinchería Mesoamericana en la región del Istmo de Tehuantepec, con sus respectivos polos [Guzmán-Speziale, 1995].

En la figura 4.3 se encuentran las 10 secciones hipocentrales perpendiculares a la Trinchería Mesoamericana. De estas secciones se observa una variación del ángulo de la zona de Wadati-Benioff, tal como se ha reportado en otros trabajos [c.g. Hanus y Vanek, 1978; Burbach et al., 1984; Bevis e Isacks, 1984; Ponce et al., 1992; Pardo y Suárez, 1995]. Esta variación se observa claramente comparando los perfiles *a* y *b* con los últimos perfiles *i* y *j*: los primeros describen un ángulo de inclinación bastante menor.

La sección *c* es la que presenta mayor dispersión: lo cual posiblemente se debe a que la dirección de la sección es muy diferente de la dirección de máxima pendiente de la placa en subducción y, a que es en ésta zona donde ocurre el cambio de pendiente en la zona de Wadati-Benioff

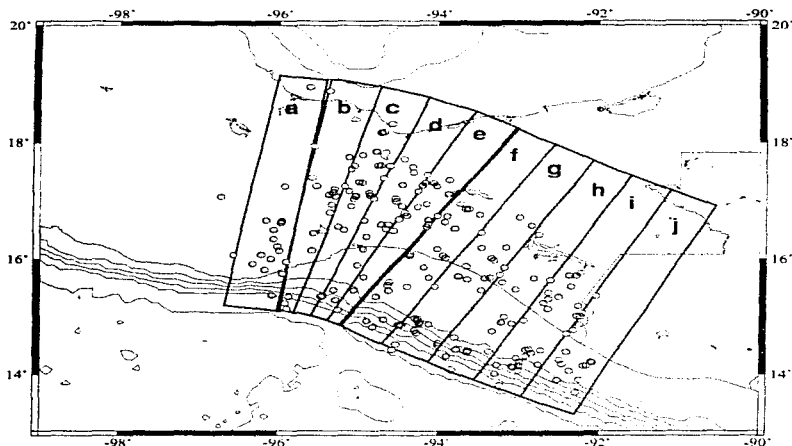


Figura 4.2: Localización de las 10 secciones hipocentrales perpendiculares a la Trinchería Mesoamericana con el método propuesto por Guzmán-Speziale [1995], utilizando los polos que se muestran en la tabla 4.1.

Las 10 secciones hipocentrales perpendiculares a la trinchería están sobrepuestas en la figura 4.4, y la gran dispersión que se observa en esta figura se debe al cambio de pendiente de la placa de Cocos en subducción desde un ángulo de  $15^\circ$  aproximadamente en las secciones *a* y *b* hasta casi  $45^\circ$  en las secciones *h*, *i* y *j*. Este cambio también se puede observar en la figura 4.5, la cual es una sección hipocentral proyectada sobre los arcos que definen a la Trinchería Mesoamericana (vista frontal); y en ella se observa como los hipocentros de los eventos sísmicos aumentan su profundidad hacia la región SE de la trinchería.

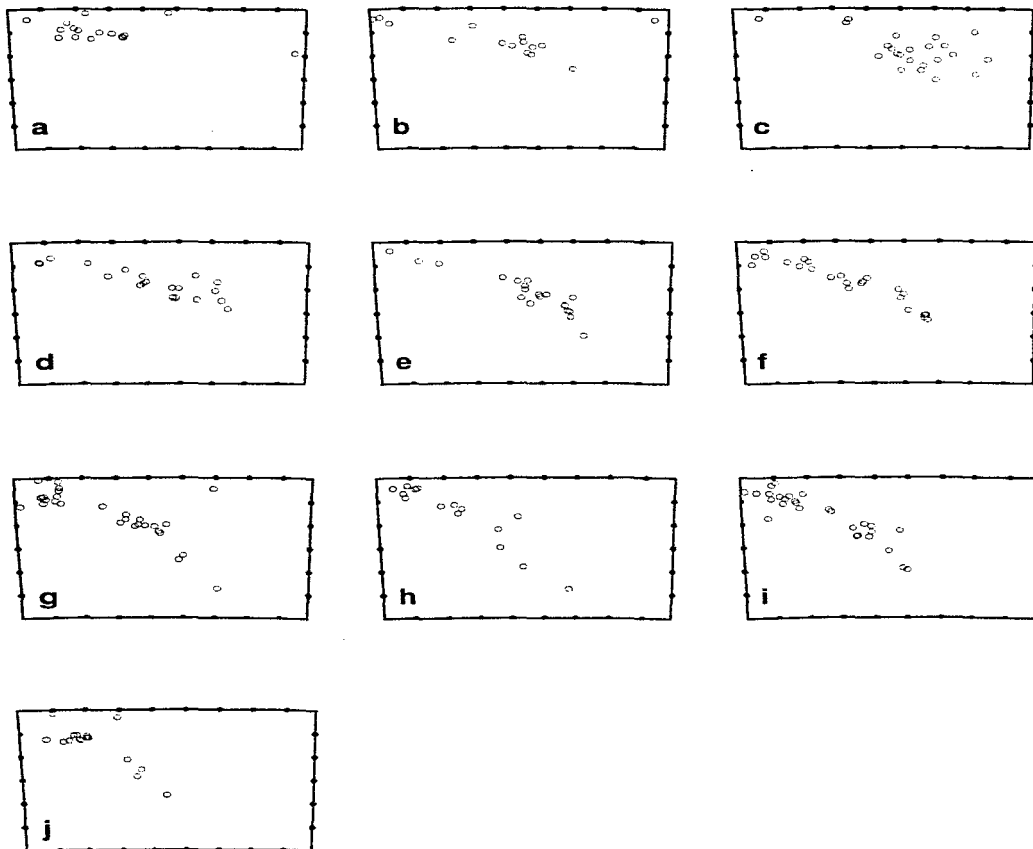


Figura 4.3: Secciones hipocentrales perpendiculares a la Trinchera Mesoamericana. Las marcas en la profundidad y en la distancia horizontal están a cada 50 km, y la Trinchera Mesoamericana está localizada en el vértice superior izquierdo de cada sección.

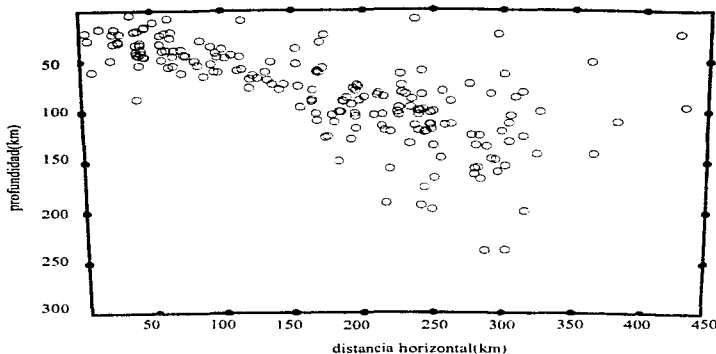


Figura 4.4: Sección hipocentral que abarca a las 10 secciones hipocentrales de la figura 4.3, superpuestas.

### Secciones Hipocentrales Siguiendo la Tendencia Epicentral en el Istmo de Tehuantepec.

Para la realización de las secciones hipocentrales siguiendo la tendencia epicentral, se procedió a definir el polo del arco descrito en el capítulo 1, al cual se le denominó "polo 4" y se observa en la figura 4.6. Este arco de circunferencia se determinó con el método descrito anteriormente, resolviendo la ecuación 4.4. Debido a la dispersión de los epicentros fué necesario obtener varios polos y varios arcos, de los cuales se eligió el que presentó una mejor aproximación y en el cual las secciones hipocentrales tuvieron ángulos de inclinación semejantes.

Se realizaron 9 secciones perpendiculares a éste arco utilizando los mismos hipocentros que para las secciones anteriores, estos hipocentros fueron obtenidos con el método de localización descrito en el capítulo 3.

En la tabla 4.2 están los parámetros del arco 4, y los parámetros del arco 3, con el que intersecta

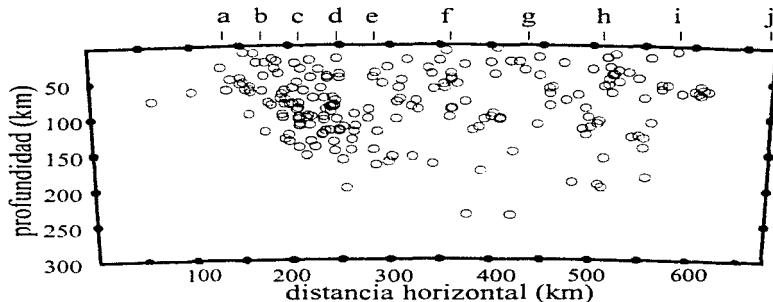


Figura 4.5: Sección hipocentral proyectada sobre los arcos de circunferencia 1, 2 y 3 que definen la Trinchería Mesoamericana (vista frontal).

el arco 4 en la Trinchería Mesoamericana.

La localización de las 9 secciones hipocentrales se muestra en la figura 4.7. Las secciones *k*, *l*, *m*, *n*, *o*, *p*, *q*, y *r* están hechas con el polo 4, mientras que la sección *s* se hizo con el polo 3 porque es justamente entre las secciones *r* y *s* donde se encuentra el punto de inflexión entre los arcos 3 y 4. De hecho, la sección *s* (fig. 4.2) es muy similar a la sección *j* (fig. 4.7). Sin embargo, la sección *s* es más delgada porque el punto de inflexión entre los arcos 2 y 3 está ubicado al NW del punto de inflexión entre los arcos 4 y 3.

Al observar la figura 4.8, vemos que el ángulo de inclinación de la placa es similar en todas las secciones, por lo que podríamos suponer que el arco de circunferencia 4 sigue una trayectoria perpendicular a la máxima pendiente de la zona de Wadati-Benioff.

A diferencia de la figura 4.3, el vértice superior izquierdo de las secciones en la figura 4.8 no representa a la Trinchería Mesoamericana.

Las secciones *k* y *l* presentan un poco de dispersión en los hipocentros pero menor a la de la sección *c* (fig. 4.3). En forma general, se observa muchísima menor dispersión en las secciones hipocentrales

N	Polo		Distancia(°)	Punto Inicial		Punto final	
	latitud	longitud		latitud	longitud	latitud	longitud
3	34.10	-80.55	23.41	13.28	-92.32	13.55	-92.84
4	18.73	-90.03	5.82	13.55	-92.84	17.63	-96.05

Tabla 4.2: *Parámetros que definen el arco utilizado para la realización de las secciones hipocentrales perpendiculares al arco (4) definido en este trabajo. Y el arco con el que intersecta la Trincheira Mesoamericana (3) propuesto por Guzmán-Speziale [1995].*

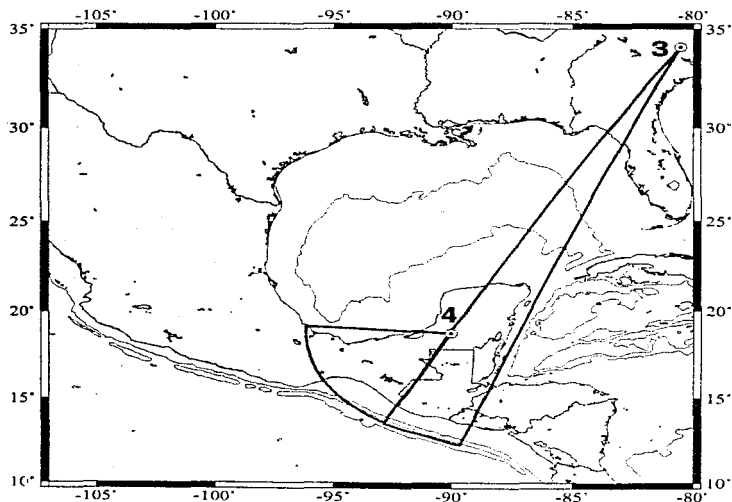


Figura 4.6: *Localización del arco (4), y del arco que intersecta en la Trincheira Mesoamericana (3) con sus respectivos polos.*

realizadas con el arco de circunferencia definido por el polo 4 (tabla 4.2), comparadas con las realizadas con los polos 1, 2 y 3.

La figura 4.9 muestra una sección a lo largo de toda la curva, es decir, las 9 secciones de la figura 4.8, superpuestas. Si comparamos ésta figura con la figura 4.4, vemos claramente que la figura 4.9 presenta muy poca dispersión. Y si observamos la figura 4.10 podemos ver que los hipocentros de los eventos sísmicos se encuentran a profundidades regularmente constantes a lo largo de todo el arco que define la dirección perpendicular a la máxima pendiente de la zona de Wadati-Benioff.

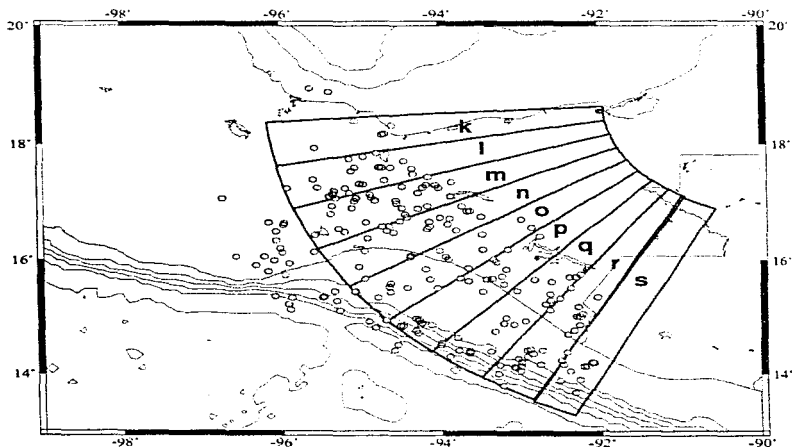


Figura 4.7: Localización de las secciones hipocentrales perpendiculares al círculo menor de la zona de Wadati-Benioff, utilizando los polos que se muestran en la tabla 4.2.



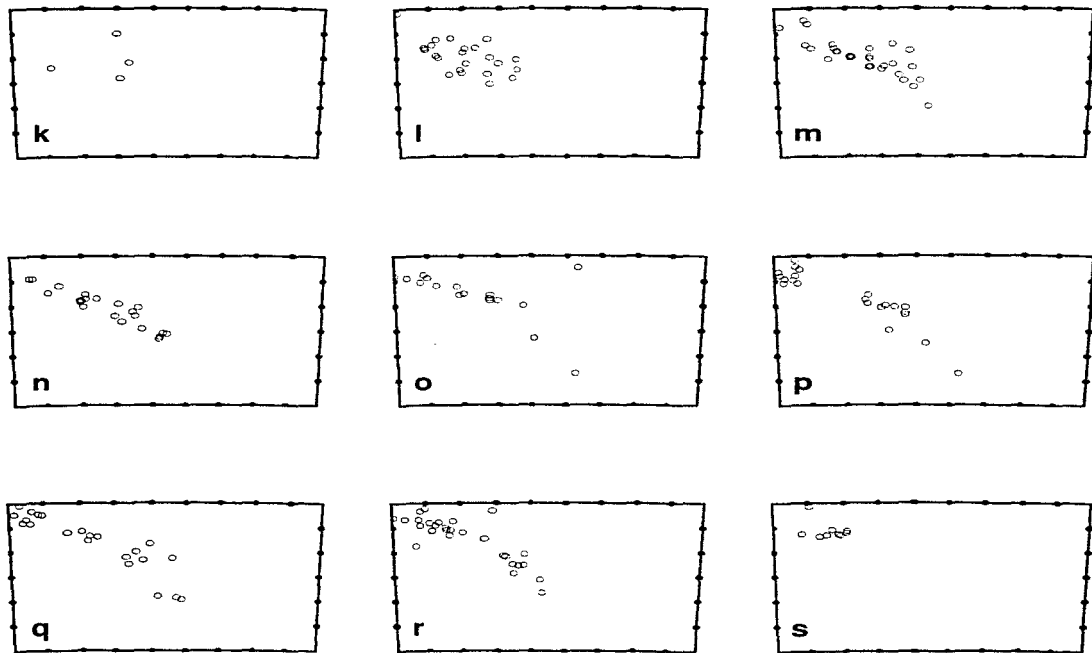


Figura 4.8: Secciones hipocentrales perpendiculares al círculo menor. Las marcas en la profundidad y en la distancia horizontal están a cada 50 km.

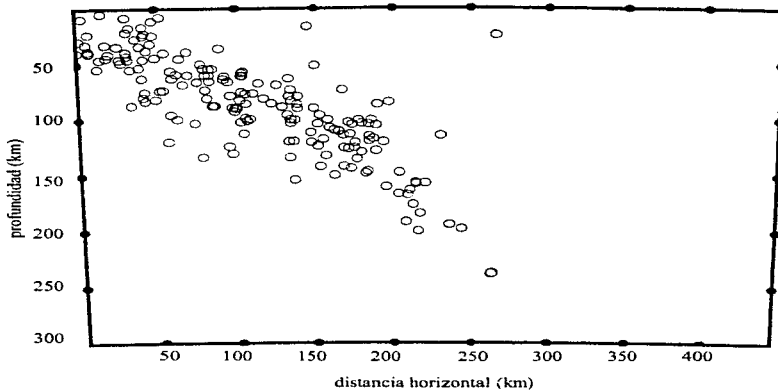


Figura 4.9: Sección hipocentral que abarca a las 9 secciones hipocentrales de la figura 4.8 superpuestas.

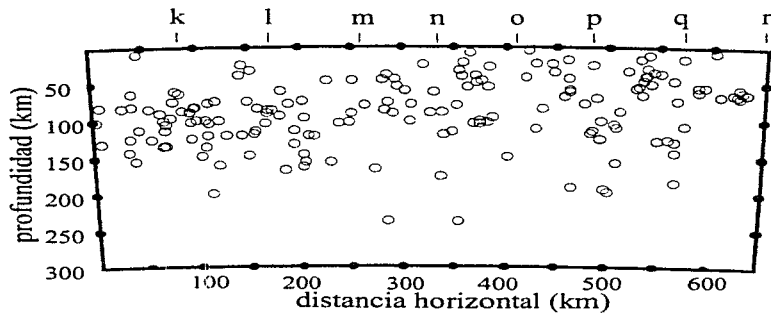


Figura 4.10: Sección hipocentral proyectada sobre los arcos de circunferencia 3 y 4 (vista frontal).

## 4.2 Cálculo del Area

La placa de Cocos se forma a partir de la dorsal oceánica del Pacífico. Es ahí donde la corteza oceánica se crea hacia ambos lados de la dorsal. Hacia el W de la dorsal oceánica, se encuentra la placa del Pacífico; y al E. la placa de Cocos. Esta placa se mueve hacia la placa Norteamericana y al chocar con ésta ocurre el fenómeno de subducción. Siguiendo este razonamiento vemos que el área de la placa de Cocos que ha subducido debe ser igual al área de la placa que fué creada en la dorsal oceánica.

La creación de corteza oceánica a lo largo de la dorsal del Pacífico ha sido constante desde el Mioceno medio (desde hace 11 millones de años). Por lo anterior, se calculó el área de la placa que ha subducido de dos diferentes maneras.

Una de las áreas se calculó utilizando las secciones hipocentrales perpendiculares al círculo menor (*fig. 4.7*) y se denominó área I. La otra, se realizó por medio de las secciones hipocentrales perpendiculares a la trinchera (*fig. 4.2*), a la cual llamamos área II, pero utilizando ángulos de subducción diferentes debido al cambio de pendiente en la zona del Istmo.

### 4.2.1 Area I

El área I se calculó utilizando las secciones hipocentrales perpendiculares al círculo menor en la porción que estas cubren, y el resto por medio de triángulos esféricos, como se muestra en la figura 4.11.

Para definir la geometría de la placa de Cocos en subducción, se aproximó un polinomio en la sección hipocentral de la figura 4.9. Esta sección comprende las 8 secciones hipocentrales ( $k$ ,  $l$ ,  $m$ ,  $n$ ,  $o$ ,  $p$ ,  $q$ , y  $r$ ) que se realizaron con el polo 4, y la sección  $s$  que se hizo con el polo 3. Por esta razón, es la sección hipocentral más apropiada para la aproximación del polinomio, ya que engloba a todas las secciones hipocentrales de la figura 4.8, y además todas ellas presentan el mismo ángulo de inclinación.

En la figura 4.12 se puede ver que se aproximaron varios polinomios, de grados 2, 3, 4 y 5, pero,

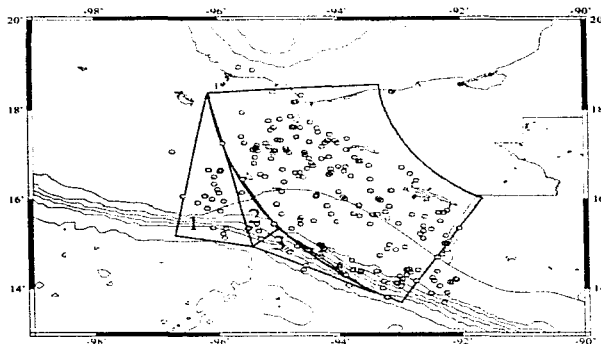


Figura 4.11: *Proyección del área I sobre la superficie terrestre.*

de estos cuatro, el que se aproxima mejor, y de una forma sencilla, es el de segundo grado. Los otros polinomios presentan demasiadas curvaturas en la placa, de las cuales no podemos estar seguros. La parábola de la primer sección de la figura 4.12 define la geometría de la placa en subducción de forma clara y sencilla.

Las 9 secciones contenidas en la sección 4.9 presentan un mismo ángulo de inclinación, por lo que el polinomio de aproximación ajusta bastante bien en las 9 secciones, según se puede observar en la figura 4.13.

El cálculo del área aproximada de la placa en subducción en esta región se realizó por medio de una superficie de revolución y tres triángulos esféricos. Es decir, tres triángulos sobre una superficie esférica, que es la de la Tierra.

La superficie de revolución se define por el giro de la parábola de la figura 4.13 en torno al eje  $z$  vertical; la cual está definida por la ecuación:

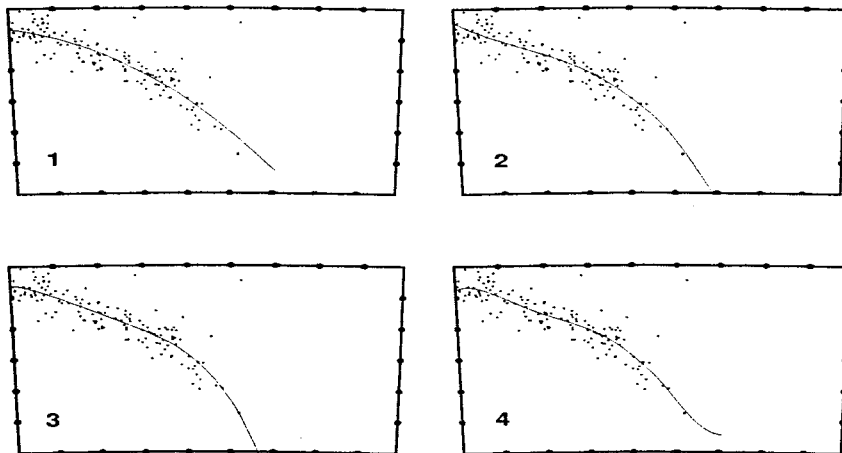


Figura 4.12: Aproximaciones de polinomios a la zona de Wadati-Benioff en la figura 4.9. A la sección 1 se le aproximó un polinomio de grado 2, a la sección 2 de grado 3, a la 3 de grado 4, y la sección 4 un polinomio de grado 5.

$$z = ay^2 + by + c \quad (4.14)$$

Los valores de las constantes  $a$ ,  $b$  y  $c$  están en la tabla 4.3. Al girar este polinomio en torno al eje  $z$  obtenemos la superficie definida por la ecuación:

$$z = a(x^2 + y^2) + b\sqrt{x^2 + y^2} + c \quad (4.15)$$

la cual se observa en la figura 4.14.

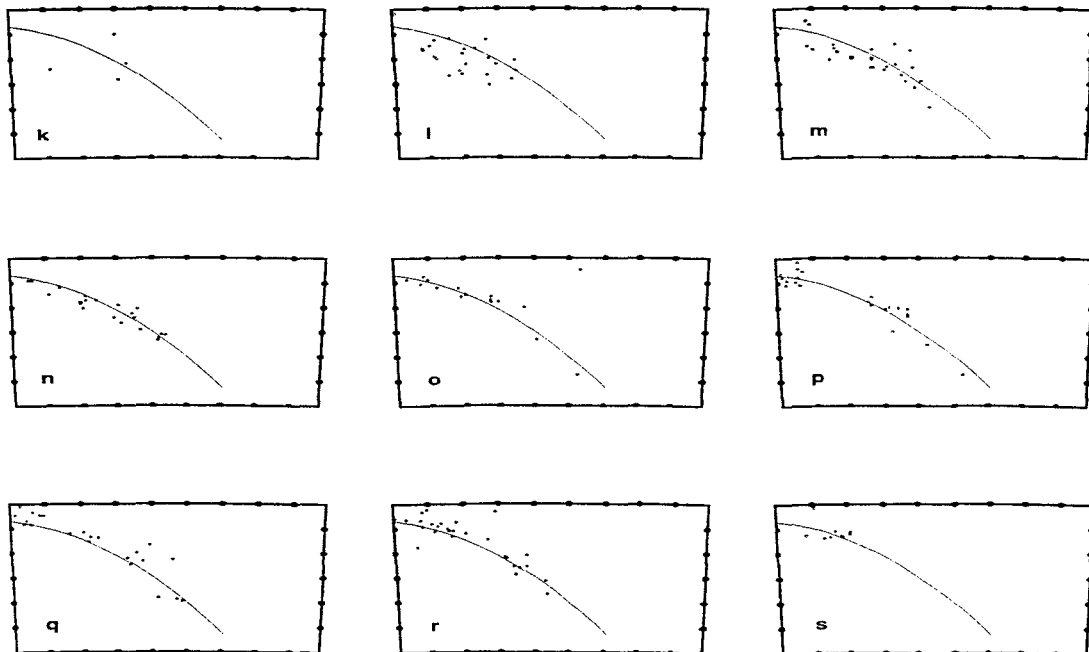


Figura 4.13: Secciones hipocentrales de la figura 4.8 con el polinomio de aproximación de 2º grado.

Para calcular el área de una superficie de revolución se utilizó la siguiente ecuación [e.g. Marsden y Tromba, 1987, pag. 321]:

$$S = \int_R \sqrt{\left(\frac{\partial z}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial z}{\partial y}\right)^2 + 1} dx dy \quad (4.16)$$

Calculando las derivadas parciales con respecto a  $x$  y a  $y$ :

$$\frac{\partial z}{\partial x} = 2ax + \frac{bx}{\sqrt{x^2 + y^2}}$$

$$\frac{\partial z}{\partial y} = 2ay + \frac{by}{\sqrt{x^2 + y^2}}$$

y al elevarlas al cuadrado se obtiene:

$$\left(\frac{\partial z}{\partial x}\right)^2 = 4a^2x^2 + \frac{4abx^2}{\sqrt{x^2 + y^2}} + \frac{b^2x^2}{x^2 + y^2}$$

$$\left(\frac{\partial z}{\partial y}\right)^2 = 4a^2y^2 + \frac{4aby^2}{\sqrt{x^2 + y^2}} + \frac{b^2y^2}{x^2 + y^2}$$

de tal forma que el radical de la expresión 4.16 queda como:

$$\left(\frac{\partial z}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial z}{\partial y}\right)^2 + 1 = 4a^2(x^2 + y^2) + 4ab\sqrt{x^2 + y^2} + b^2 + 1 \quad (4.17)$$

Haciendo:

$$4a^2 = e, \quad 4ab = f, \quad b^2 + 1 = g \quad (4.18)$$

Sustituyendo  $e$ ,  $f$  y  $g$  en 4.17

$$\left(\frac{\partial z}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial z}{\partial y}\right)^2 + 1 = e(x^2 + y^2) + f\sqrt{x^2 + y^2} + g \quad (4.19)$$

de tal manera que la ecuación 4.16 queda de la forma

$$S = \int_R \sqrt{e(x^2 + y^2) + f\sqrt{x^2 + y^2} + g} \, dx \, dy \quad (4.20)$$

Que en coordenadas polares se expresa como:

$$S = \int_{\theta_0}^{\theta_1} \int_{r_0}^{r_1} \rho \sqrt{e\rho^2 + f\rho + g} \, d\rho \, d\theta \quad (4.21)$$

De tablas de integración [e.g. *Beyer, 1985, pag. 257*] obtenemos que:

$$\begin{aligned} \int \left( x\sqrt{ax^2 + bx + c} \right) \, dx &= \left[ \frac{ax^2 + bx + c}{3a} - \frac{(2abx + b^2)}{8a^2} \right] \sqrt{ax^2 + bx + c} \\ &- \frac{4abc - b^3}{16\sqrt{a^5}} \log(2\sqrt{a^2x^2 + abx + ac} + 2ax + b) + C \end{aligned} \quad (4.22)$$

Por lo tanto la integral de la expresión 4.21 queda resuelta como:

$$\begin{aligned} \int_{\theta_0}^{\theta_1} \int_{r_0}^{r_1} \rho \sqrt{e\rho^2 + f\rho + g} \, d\rho \, d\theta &= \frac{\theta_1 - \theta_0}{3e} \left( (er_1^2 + fr_1 + g)^{3/2} - (er_0^2 + fr_0 + g)^{3/2} \right) \\ &+ \frac{\theta_1 - \theta_0}{8e^2} \left( \sqrt{er_0^2 + fr_0 + g} (2fer_0 + f^2) - \sqrt{er_1^2 + fr_1 + g} (2fer_1 + f^2) \right) \\ &+ \frac{(4efg - f^2)(\theta_1 - \theta_0)}{16\sqrt{e^5}} \log \left( \frac{2\sqrt{e^2r_0^2 + efr_0 + eg} + 2er_0 + f}{2\sqrt{e^2r_1^2 + efr_1 + eg} + 2er_1 + f} \right) \end{aligned} \quad (4.23)$$



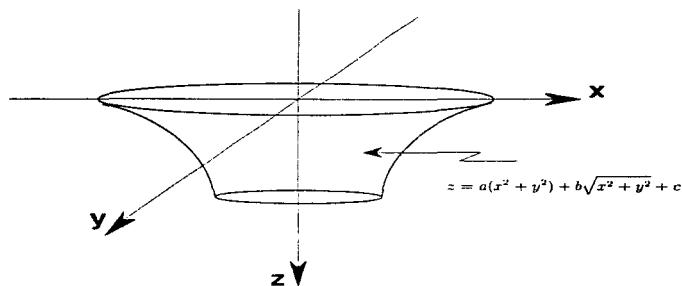


Figura 4.14: Superficie de revolución formada girando el polinomio de la figura 4.13 alrededor del eje  $z$  vertical.

a [km]	b [km]	c [km]	e	f	g	$\theta_0$ [°]	$\theta_1$ [°]	$r_0$ [km]	$r_1$ [km]
0.002	-2.680	924.66	$16 \times 10^{-6}$	$-21.4 \times 10^{-3}$	8.182	210	267	303.98	643.98

Tabla 4.3: Valores de las constantes de la ecuación 4.23.

La expresión 4.23 es al área de la superficie de revolución generada por la parábola de la figura 4.13 al girar en torno al eje  $z$  vertical. (fig. 4.14)

La circunferencia mayor en la figura 4.14 contiene al arco de circunferencia descrito en el capítulo 1 (fig. 1.2), perpendicular al cual se realizaron las secciones de las figuras 4.7 y 4.8. Por lo tanto, el eje  $z$  pasa por el polo 4 (fig. 4.6) definido en la tabla 4.2.

Los valores de las constantes  $a$ ,  $b$ ,  $c$ ,  $e$ ,  $f$ ,  $g$ ,  $\theta_0$ ,  $\theta_1$ ,  $r_0$  y  $r_1$  se encuentran en la tabla 4.3. Las constantes  $a$ ,  $b$  y  $c$  son los coeficientes de la parábola de aproximación (fig. 4.13), las constantes  $e$ ,  $f$  y  $g$  se obtienen a partir de  $a$ ,  $b$  y  $c$  (ecuación 4.18),  $\theta_0$  y  $\theta_1$  son los azimuts mínimo y máximo que limitan el fragmento de la superficie de revolución que nos interesa, y  $r_0$  y  $r_1$  son los radios menor y mayor que limitan también la parte del área que nos interesa.

Triángulo	vértice 1		vértice 2		vértice 3	
	latitud(°)	longitud(°)	latitud(°)	longitud(°)	latitud(°)	longitud(°)
1	18.35	-96.16	15.20	-96.69	14.95	-95.41
2	16.90	-95.84	14.95	-95.41	15.35	-95.00
3	15.35	-95.00	14.95	-95.41	13.95	-93.51

Tabla 4.4: *Vértices de los triángulos esféricos utilizados para calcular el área I.*

Al sustituir estos valores en la ecuación 4.23 obtenemos que el área es:

$$\text{área} = 203,595.51 \text{ km}^2$$

Por otra parte, el área de los triángulos esféricos se puede calcular por medio de la expresión:

$$\text{área de un triángulo esférico} = (A + B + C - \pi)R^2 \quad (4.24)$$

En donde A, B y C son los ángulos del triángulo esférico en radianes, y R es el radio de la esfera [Beyer, 1985]; que en este caso es el radio de la Tierra (6,361.64 km).

Los vértices de los tres triángulos esféricos que se utilizaron para calcular el área y que se observan en la figura 4.11 son los siguientes:

De esta forma obtenemos que el área de cada uno de los triángulos esféricos es:

$$\text{Area del triángulo 1} = 24,932.78 \text{ km}^2$$

$$\text{Area del triángulo 2} = 5,774.34 \text{ km}^2$$

$$\text{Area del triángulo 3} = 6,975.54 \text{ km}^2$$

Sumando todas las áreas tenemos que el área total es:

$$\text{Area I Total} = 241,278.18 \text{ km}^2$$

## 4.2.2 Area II

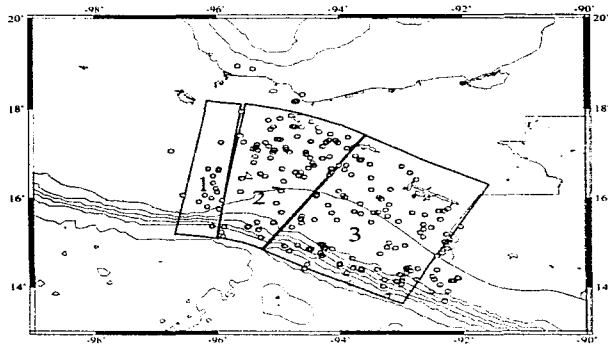


Figura 4.15: Proyección del área II sobre la superficie terrestre.

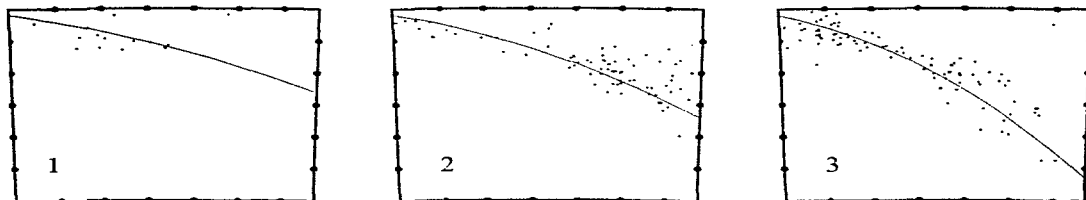


Figura 4.16: Polinomios que se aproximaron a las tres sub-áreas que forman el área II, las marcas están a cada 50 km.

El área calculada con base en las secciones hipocentrales perpendiculares a la trinchera se obtuvo mediante tres superficies de revolución generadas, cada una, por el giro de una parábola alrededor del eje  $z$  vertical. Se usaron tres sub-áreas porque en esta zona son necesarios tres arcos menores para definir la Trinchera Mesoamericana. La proyección sobre la superficie terrestre de las tres sub-áreas se observa en la figura 4.15.

sub área	a[km]	b[km]	c[km]	e	f	g	$\theta_0$ [°]	$\theta_1$ [°]	$r_0$ [km]	$r_1$ [km]
1	0.0005	-2.22	2.472.68	$1 \times 10^{-6}$	$-4.4 \times 10^{-3}$	5.93	188.6	190.8	1.680.78	2.020.78
2	0.0008	-0.135	13.85	$2.56 \times 10^{-6}$	$-432 \times 10^{-3}$	0.018	8.9	31.7	222.06	562.06
3	0.00015	-8.05	10.805.14	$9 \times 10^{-6}$	$-48.3 \times 10^{-3}$	65.80	211.8	218.2	2.258.14	2.598.14

Tabla 4.5: Valores de las constantes de las sub-áreas 1, 2 y 3 para la ecuación 4.23.

A cada una de las tres sub-áreas se la aproximó un polinomio diferente, debido al cambio de pendiente en la zona de Wadati-Benioff, de tal forma que el ángulo de inclinación es menor para la sub-área 1 y mayor para la 3. Los polinomios que se aproximaron para cada una de ellas se observa en la figura 4.16.

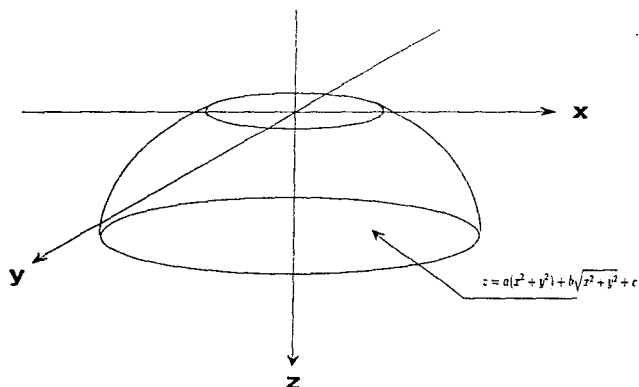


Figura 4.17: Superficie formada haciendo girar el polinomio alrededor del eje z vertical.

Las sub-áreas se obtuvieron mediante la expresión 4.23, al hacer girar la parábola de ajuste en torno al eje z vertical y los valores de las constantes  $a$ ,  $b$ ,  $c$ ,  $e$ ,  $f$ ,  $g$ ,  $\theta_0$ ,  $\theta_1$ ,  $r_0$  y  $r_1$  se encuentran en la tabla 4.5. Las sub-áreas 1 y 3 se obtuvieron al tomar la parte interior de la superficie de revolución

al igual que en la figura 4.14, pero para la sub-área 2 se tomó la parte exterior, la cual se observa en la figura 4.17

Los valores de las sub-áreas calculadas son:

$$\text{sub-área 1} = 26,357.60 \text{ km}^2$$

$$\text{sub-área 2} = 56,042.50 \text{ km}^2$$

$$\text{sub-área 3} = 117,756.80 \text{ km}^2$$

de tal forma que el área II total es:

$$\text{Área II Total} = 200,156.90 \text{ km}^2$$

## Capítulo 5

# Análisis de Resultados

### Relocalizaciones

Los eventos sísmicos utilizados para estudiar la sismotectónica del Istmo de Tehuantepec fueron seleccionados bajo parámetros estrictos, de tal forma que las relocalizaciones obtenidas resultaron de buena calidad y pueden considerarse confiables. Además, el número de eventos con localización confiable es alto. Trabajamos con 208 sismos, lo cual es una cantidad considerable si la comparamos con otros trabajos y las localizaciones son de buena calidad. Por ejemplo: *Havskov et al. [1982]*, utilizaron únicamente 76 eventos sísmicos en el Istmo de Tehuantepec con un rango de magnitudes entre 3 y 5. *Ponce et al. [1992]*, usaron datos con magnitudes pequeñas en el Istmo de Tehuantepec, entre 2.8 y 4.5, que localizaron solo con 10 a 25 lecturas de fases P y S; que podemos comparar con las 50 a 250 fases P, S y pP que se utilizaron para la localización de cada sismo en este trabajo.

Los errores en la localización de sismos con el programa computacional Hypocenter ( $RMS \leq 0.5$  en todos los casos), pueden deberse a que éste programa utiliza un modelo de capas planas, y en la naturaleza es difícil encontrar capas planas homogéneas e isotrópicas. Las capas inclinadas o las discontinuidades laterales pueden producir errores en las localizaciones. Aunque el modelo que aquí se utilizó para la zona del Istmo [*Novelo, 1980*] es un modelo que ha arrojado buenos resultados en las localizaciones.

El programa computacional JHD (Joint Hypocenter Determination) minimiza el error debido a estas heterogeneidades al relocalizar los eventos sísmicos conjuntamente.

El evento maestro que se utilizó para la relocalización conjunta con JHD fué el del 30 de mayo de 1989 con magnitud 5.2 y epicentro en  $17.384^\circ$  de latitud N y  $94.688^\circ$  longitud W; del que se usaron lecturas de 158 estaciones y el cual arrojó resultados de buena calidad en las relocalizaciones. Por lo que podemos pensar que para futuras relocalizaciones conjuntas en la zona del Istmo de Tehuantepec, podemos tomar a este sismo como evento maestro con confianza de obtener buenas relocalizaciones.

### Secciones Hipocentrales

En las secciones hipocentrales perpendiculares a la Trinchera Mesoamericana (*fig. 4.3*) se observa que la pendiente de la zona de Wadati-Benioff en la placa de Cocos cambia a lo largo de la Trinchera Mesoamericana, desde unos  $15^\circ$ - $20^\circ$  en la parte NW, hasta  $40^\circ$ - $50^\circ$  al SE, lo cual está de acuerdo con resultados con anteriores [*Hanus y Vanek, 1978; Bevis e Isacks, 1984; Burbach et al., 1984; Ponce et al., 1992; Pardo y Suárez, 1995*].

La distribución de volcanes en la región de estudio, también puede ser un indicio de el cambio en la pendiente de la placa, tal como se observa en la figura 5.1. Y en la figura 5.2 podemos ver la localización de los volcanes en las secciones hipocentrales, los cuales se encuentran en todos los casos entre los 200 y 300 km de distancia del vértice superior izquierdo de cada sección.

Para poder observar el cambio de pendiente es necesaria la realización de secciones hipocentrales en una dirección perpendicular a la Trinchera Mesoamericana, como se han hecho tradicionalmente. Pero esta dirección perpendicular a la Trinchera no es la dirección de máxima pendiente de la placa en la zona del Istmo de Tehuantepec. Las secciones perpendiculares a la trinchera, en éste y otros trabajos, muestran una pendiente aparente de la placa, y no la máxima pendiente.

En contraste, al realizar las secciones hipocentrales perpendiculares al círculo menor que sigue la tendencia epicentral en el Istmo de Tehuantepec (*fig. 1.2*), vemos que en todas las secciones el ángulo

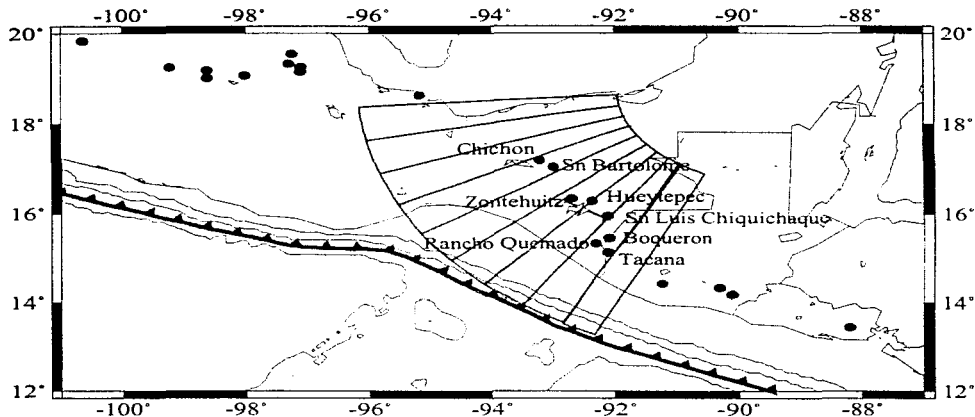


Figura 5.1: Distribución de volcanes en la zona de estudio. Las localizaciones de los volcanes fueron tomadas de Yarza, 1992.

de subducción es el mismo; y es también la misma pendiente que tiene la placa de Cocos en subducción desde el Istmo de Tehuantepec hasta toda América Central.

De lo anterior podemos decir que las secciones perpendiculares al círculo que sigue la tendencia epicentral, marcan la dirección de máxima pendiente de la zona de Wadati-Benioff en el Istmo de Tehuantepec. Por lo tanto, la dirección de máxima pendiente en el Istmo cambia radialmente de acuerdo con el círculo menor antes mencionado.

Este arco que sigue la tendencia epicentral en el Istmo de Tehuantepec, es de gran ayuda para la realización de secciones hipocentrales en la dirección de máxima pendiente de la placa en subducción, y seguramente será de utilidad en futuras investigaciones.

Al sobreponer todas las secciones hipocentrales (fig. 5.3), las que son perpendiculares a la trinchera (con cruces en la figura 5.3) tienen mayor dispersión que las secciones realizadas perpendiculares al



arco de circunferencia descrito en el capítulo 4 (con círculos en la figura 5.3). Esto se debe a que éste arco de circunferencia define en cada punto la dirección de máxima pendiente de la placa; de tal forma que las secciones perpendiculares a dicho arco muestran la máxima pendiente de la zona de Wadati-Benioff.

### Geometría

La placa de Cocos subducida, se encuentra flexionada hacia el NE; lo cual esta en acuerdo con las líneas de isopropfundidad reportadas con anterioridad [Bevis e Isacks, 1984; Burbach et al., 1984; Ponce et al., 1992; Pardo y Suárez, 1995]. La figura 5.4 es un esquema de la geometría de la zona de Wadati-Benioff según las características aquí obtenidas.

El cambio de pendiente de la zona de Wadati-Benioff en el Istmo de Tehuantepec puede deberse a que la placa de Cocos subduce bajo dos placas: La placa de Norteamérica y la placa del Caribe. Bajo la placa Norteamericana el ángulo de subducción es pequeño ( $15^{\circ}$ - $20^{\circ}$ ), mientras que bajo la Placa del Caribe el ángulo de subducción es grande ( $40^{\circ}$ - $50^{\circ}$ ). Las diferentes pendientes de la zona de Wadati-Benioff es algo común en diversas partes del mundo. Existen dos tipos principales de subducción: la subducción tipo chilena y la tipo mariana [Uyeda, 1982], las cuales reciben estos nombres por el lugar en el que 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.

Las características mas importantes del tipo de subducción chileno son: a) Mecanismos intraplaca del tipo de esfuerzos compresivos. b) El ángulo de subducción es somero. c) Existe un prisma acrecional. d) Las dos placas en contacto están bien acopladas. e) La placa en subducción es una placa joven. f) Pueden ocurrir sismos fuertes, de magnitud mayor a 8.

Las principales características del tipo de subducción mariana son: a) Mecanismos intraplaca del tipo de esfuerzos tensionales. b) El ángulo de subducción es mayor que en el tipo chileno. c) No hay indicios de la existencia de un prisma acrecional. d) Las placas en contacto no están bien acopladas. e) La edad de la placa en subducción es mayor.

El tipo de subducción que existe en casi todo México es de tipo chilena, mientras que la subducción en Guatemala corresponde a el tipo de subducción mariana. Es obvio que en alguna parte de la Trinchera Mesoamericana debe existir el cambio. Analizando los resultados de este trabajo podemos pensar que el cambio está precisamente en el Istmo de Tehuantepec, mas exactamente entre las secciones hipocentrales *d* y *e* de la figura 4.3, que coincide con la localización de la fractura de Tehuantepec, en el punto 15° latitud N y 95.40° longitud W.

El régimen de subducción es diferente en México y en Guatemala 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 Norteamericana y en Guatemala subduce bajo la placa del Caribe. Por lo tanto, podemos pensar que el límite entre las placas de Norteamérica y del Caribe se localiza en la zona del Istmo de Tehuantepec.

#### Area

La superficie de la placa de Cocos en subducción en la zona del Istmo de Tehuantepec se puede definir mediante el giro de una parábola en torno a un eje vertical (un toroide parabólico), y por lo tanto se puede calcular un área aproximada. Esto es posible debido a que la Trinchera Mesoamericana puede aproximarse de forma precisa por medio de varios arcos de circunferencia tangentes [Guzman-Speziale, 1995], y la placa de Cocos en subducción vista en un corte transversal se puede aproximar con una parábola. Dicha parábola debe llegar en profundidad hasta donde la existencia de sismos revela la existencia de placa.

En el caso del área I se usó una sola parábola y en el área II se utilizaron 3 parábolas. Las tres parábolas del área II fueron necesarias porque en la zona del Istmo de Tehuantepec la Trinchera Mesoamericana se curva y es necesario definirla por tres arcos de circunferencia (fig. 4.1), además cada una de las tres parábolas representa un ángulo de subducción diferente porque es en esta región en donde el ángulo cambia.

El área II se calculó con las secciones perpendiculares a la Trinchera suponiendo que es ésta la dirección en la que entró la placa y que la cantidad de placa sismogénica que calculamos de esta

forma es la misma que existía antes de subducir.

El área I por el contrario, se calculó con una sola parábola que gira sobre el círculo menor que define la tendencia epicentral: el cual, como ya dijimos, describe la trayectoria perpendicular a la máxima pendiente de la zona de Wadati-Benioff. Esta área representa a la superficie de la placa después de subducir, tal y como ahora se encuentra.

Las dos formas en que se calculó el área de la placa en este trabajo, dieron resultados similares, aunque el área I es un poco mayor. La diferencia entre las áreas es de  $41,121.28 \text{ km}^2$ , lo que representa un 17.04% del área I y un 20.54% del área II. Esto significa que el área de la placa antes y después de subducir se conserva. Sin embargo, la placa en esta región se encuentra flexionada, lo que implica que la placa en subducción se comporta de forma elástica al cambiar su forma sin modificar su volumen.

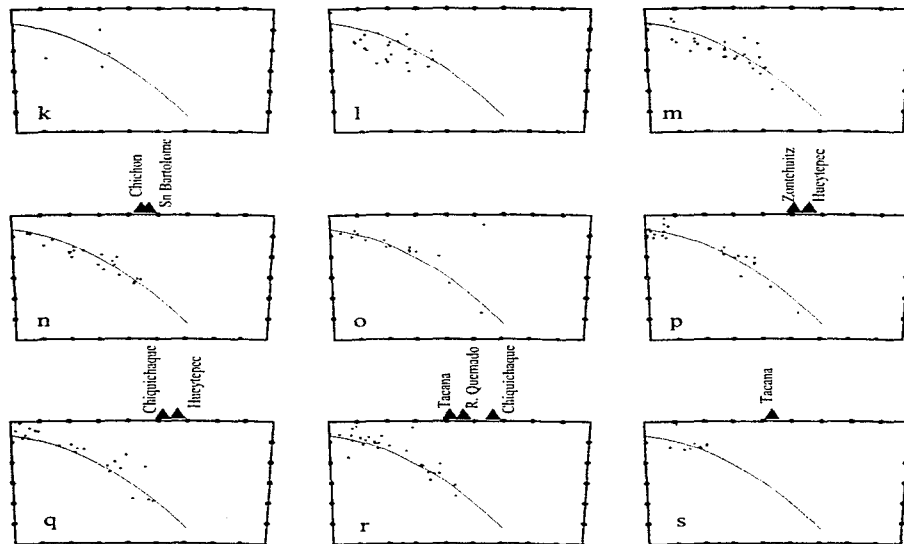


Figura 5.2: Localización de volcanes en las secciones hipocentrales perpendiculares al círculo menor. Las localizaciones de los volcanes fueron tomadas de Yarza, 1992. Las marcas en profundidad y distancia horizontal están a cada 50 km.

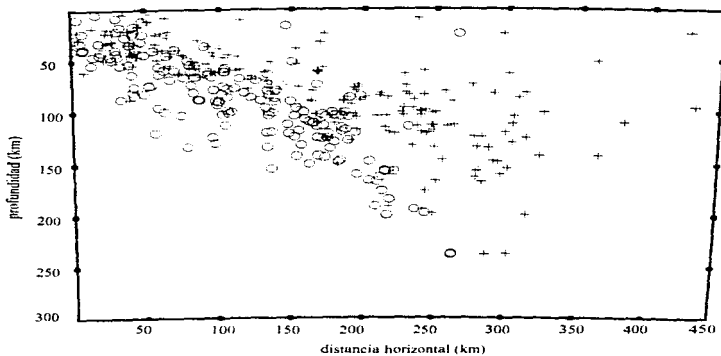


Figura 5.3: Secciones hipocentrales superpuestas. Los hipocentros representados por cruces son los de las secciones perpendiculares a la trinchera (fig. 4.4), y los hipocentros representados por círculos son los de las secciones del arco de circunferencia (fig. 4.9).

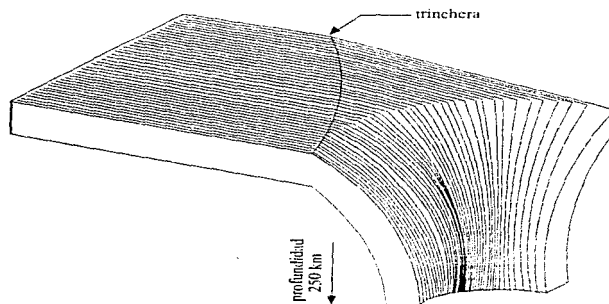


Figura 5.4: Esquema de la geometría de la zona de Wadati-Benioff, según las secciones hipocentrales de la figura 4.8.

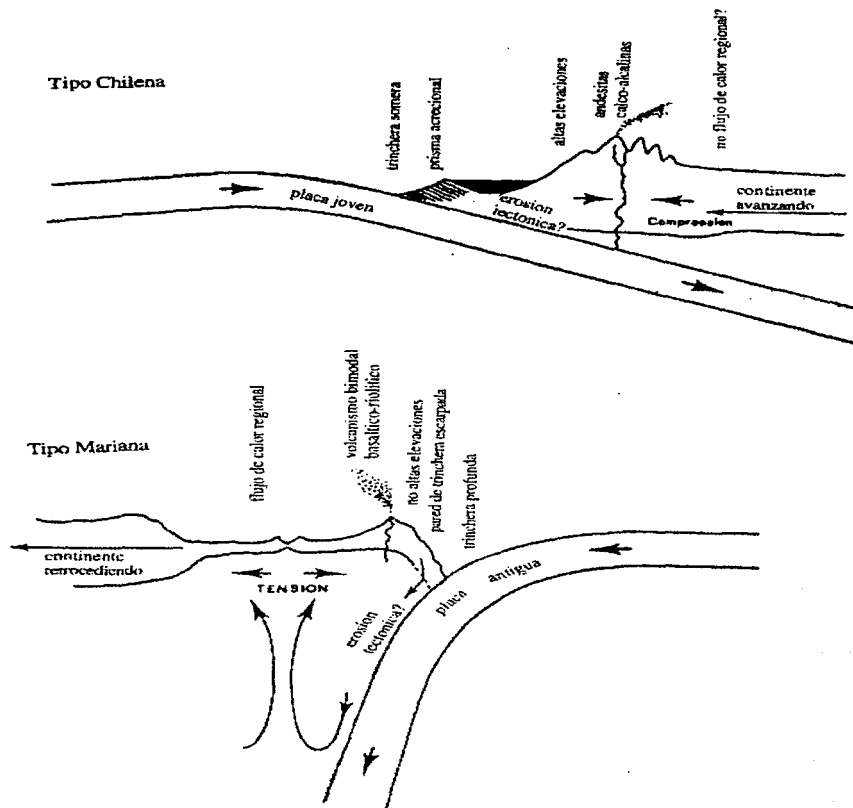


Figura 5.5: Tipos de subducción propuestos por Uyeda [1982]. Tipo chileno en la parte superior y el tipo de subducción mariana en la parte inferior.

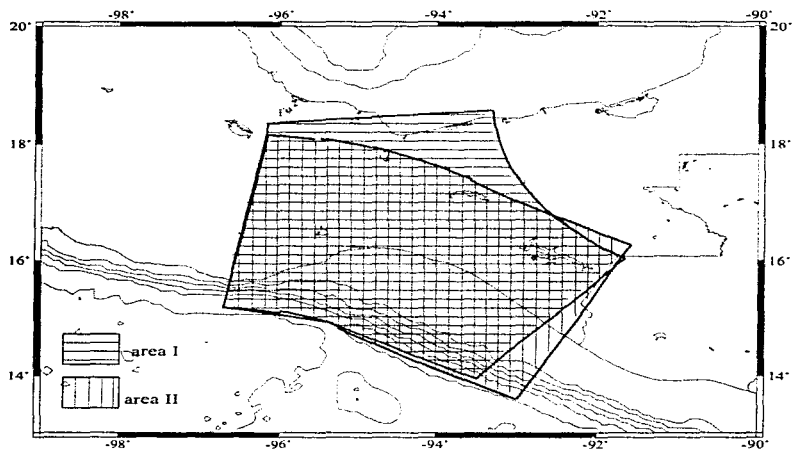


Figura 5.6: *Proyecciones en la superficie terrestre de las áreas I y II.*

# Capítulo 6

## Conclusiones

1.- Las localizaciones de los eventos sísmicos que se utilizaron para este estudio son de buena calidad y cantidad, por lo que fué posible determinar una geometría confiable de la placa de Cocos en subducción.

2.- Los epicentros sísmicos en la zona del Istmo de Tehuantepec definen un arco de circunferencia que atraviesa todo el Istmo de Tehuantepec a partir de la Trinchera Mesoamericana, cuyas características son:

Polo		Distancia(°)	Punto Inicial		Punto final	
latitud	longitud		latitud	longitud	latitud	longitud
18.73	-90.03	5.82	13.55	-92.84	17.63	-96.05

Tabla 6.1: Características del arco que sigue la tendencia epicentral en el Istmo de Tehuantepec.

3.- El método de realizar secciones hipocentrales sobre un arco de circunferencia, o perpendiculares a él, propuesto por *Guzman-Speziale [1995]*; dá una mejor resolución de la geometría que las secciones tradicionales, lo que nos permite definir con mayor precisión dicha geometría.

4.- El ángulo de subducción encontrado en las secciones hipocentrales paralelas a la trinchera, cambia a lo largo de la Trinchera Mesoamericana en el Istmo de Tehuantepec, en el punto 15° latitud N y 95.40° longitud W, desde aproximadamente 15° - 20° en la porción NW, descendiendo hasta 40°



- 50° en la porción SE. Lo cual está de acuerdo con los estudios previos.

5.- El arco de circunferencia que sigue la tendencia epicentral describe la trayectoria perpendicular a la máxima pendiente de la zona de Wadati-Benioff.

6.- La placa de Cocos en subducción se encuentra flexionada hacia el NE en la zona del Istmo de Tehuantepec.

7.- El cambio de pendiente en la zona de Wadati-Benioff en el Istmo de Tehuantepec puede indicar que el límite entre las placas de Norteamérica y del Caribe se encuentra en la zona del Istmo de Tehuantepec.

8.- La diferencia entre las dos áreas calculadas es mínima, de lo cual podemos pensar que el área de la placa se conserva, pero se pliega en esta zona. Es decir, que la placa se comporta elásticamente, y no plásticamente, porque se deforma sin cambiar su volumen.

# Lista de Figuras

1.1	<i>Mapa de epicentros de eventos sísmicos del Servicio Sismológico Nacional de magnitud <math>\geq 4.5</math> ocurridos en territorio mexicano, de 1988 a 1994.</i>	5
1.2	<i>Epicentros de eventos sísmicos en el Istmo de Tehuantepec. con respecto a los cuales se realizaron secciones hipocentrales.</i>	6
1.3	<i>Curvas de isoprofundidad, tomadas de Bevis e Isacks [1984].</i>	6
2.1	<i>Placas tectónicas que interactúan en la región de estudio y sus alrededores.</i>	9
2.2	<i>Localización de los principales rasgos tectónicos en el área de estudio: Trinchera Mesoamericana MAT (Middle American Trench); Fractura de Tehuantepec TFZ (Tehuantepec Fracture Zone); Fractura Caimán CT (Coaiman Trough); Falla de Salina Cruz SCF (Salina Cruz Fault); Zona de Fallas Motagua-Polochic MPZF (Motagua-Polochic Fault Zone).</i>	11
2.3	<i>Epicentros de sismos reportados por ISC (International Seismological Centre) desde 1964 a 1986. a) Sismos con profundidades menores a 50 km. b) Sismos con profundidades de 50 a 100 km. c) Sismos con profundidades mayores a 100 km. Se puede observar que los eventos someros están prácticamente sobre la trinchera, y a mayor profundidad los epicentros se alejan de la costa.</i>	15

3.1	<i>Mapa de las localizaciones finales de eventos sísmicos con sus respectivos elipsoides del 90% de confiabilidad.</i> . . . . .	23
3.2	<i>Mapa de las estaciones que se utilizaron en la localización de los eventos con el método JHD.</i> . . . . .	24
3.3	<i>Sección hipocentral en la que se muestran los errores en profundidad de las localizaciones de los eventos sísmicos obtenidas con el programa JHD.</i> . . . . .	25
3.4	<i>Mapa de localizaciones finales (círculos) y localizaciones originales tomadas del ISC (cuadrados) y del SSN (triángulos).</i> . . . . .	25
4.1	<i>Localización de los tres arcos que definen la Trinchería Mesoamericana en la región del Istmo de Tehuantepec, con sus respectivos polos [Guzmán-Speziale, 1995].</i> . . . . .	38
4.2	<i>Localización de las 10 secciones hipocentrales perpendiculares a la Trinchería Mesoamericana con el método propuesto por Guzmán-Speziale [1995], utilizando los polos que se muestran en la tabla 4.1.</i> . . . . .	39
4.3	<i>Secciones hipocentrales perpendiculares a la Trinchería Mesoamericana. Las marcas en la profundidad y en la distancia horizontal están a cada 50 km. y la Trinchería Mesoamericana está localizada en el vértice superior izquierdo de cada sección.</i> . . . . .	40
4.4	<i>Sección hipocentral que abarca a las 10 secciones hipocentrales de la figura 4.3, superpuestas.</i> . . . . .	41
4.5	<i>Sección hipocentral proyectada sobre los arcos de circunferencia 1, 2 y 3 que definen la Trinchería Mesoamericana (vista frontal).</i> . . . . .	42
4.6	<i>Localización del arco (4), y del arco que intersecta en la Trinchería Mesoamericana (3) con sus respectivos polos.</i> . . . . .	43

4.7	<i>Localización de las secciones hipocentrales perpendiculares al círculo menor de la zona de Wadati-Benioff, utilizando los polos que se muestran en la tabla 4.2.</i>	44
4.8	<i>Secciones hipocentrales perpendiculares al círculo menor. Las marcas en la profundidad y en la distancia horizontal están a cada 50 km.</i>	45
4.9	<i>Sección hipocentral que abarca a las 9 secciones hipocentrales de la figura 4.8 sobrepuestas.</i>	46
4.10	<i>Sección hipocentral proyectada sobre los arcos de circunferencia 3 y 4 (vista frontal).</i>	46
4.11	<i>Proyección del área I sobre la superficie terrestre.</i>	48
4.12	<i>Aproximaciones de polinomios a la zona de Wadati-Benioff en la figura 4.9. A la sección 1 se le aproximó un polinomio de grado 2, a la sección 2 de grado 3, a la 3 de grado 4, y la sección 4 un polinomio de grado 5.</i>	49
4.13	<i>Secciones hipocentrales de la figura 4.8 con el polinomio de aproximación de 2º grado.</i>	50
4.14	<i>Superficie de revolución formada girando el polinomio de la figura 4.13 alrededor del eje z vertical.</i>	53
4.15	<i>Proyección del área II sobre la superficie terrestre.</i>	55
4.16	<i>Polinomios que se aproximaron a las tres sub-áreas que forman el área II, las marcas están a cada 50 km.</i>	55
4.17	<i>Superficie formada haciendo girar el polinomio alrededor del eje z vertical.</i>	56
5.1	<i>Distribución de volcanes en la zona de estudio. Las localizaciones de los volcanes fueron tomadas de Yarza, 1992.</i>	60

- 5.2 *Localización de volcanes en las secciones hipocentrales perpendiculares al círculo menor. Las localizaciones de los volcanes fueron tomadas de Yarza, 1992. Las marcas en profundidad y distancia horizontal están a cada 50 km. . . . .* 64
- 5.3 *Secciones hipocentrales sobrepuestas. Los hipocentros representados por cruces son los de las secciones perpendiculares a la trinchera (fig. 4.4), y los hipocentros representados por círculos son los de las secciones del arco de circunferencia (fig. 4.9). . . . .* 65
- 5.4 *Esquema de la geometría de la zona de Wadati-Benioff, según las secciones hipocentrales de la figura 4.8. . . . .* 65
- 5.5 *Tipos de subducción propuestos por Uyeda [1982]. Tipo chileno en la parte superior y el tipo de subducción mariana en la parte inferior. . . . .* 66
- 5.6 *Proyecciones en la superficie terrestre de las áreas I y II. . . . .* 67

# Lista de Tablas

2.1	<i>Polos de rotación que definen el movimiento relativo de las placas tectónicas, según el modelo NUVEL1-A propuesto por DeMets et al. [1994]. . . . .</i>	13
3.1	<i>Modelo de velocidades propuesto por Novelo [1980] para el área del Istmo de Tehuantepec</i>	19
3.2	<i>Localizaciones finales con JHD. El primer evento de la tabla es el que se utilizó como evento de calibración. . . . .</i>	26
4.1	<i>Parámetros que definen los 3 arcos a lo largo de la Trincherá Mesoamericana propuestos por Guzmán-Speziale [1995], los cuales fueron usados en el presente trabajo para la realización de las secciones hipocentrales perpendiculares a la Trincherá Mesoamericana.</i>	37
4.2	<i>Parámetros que definen el arco utilizado para la realización de las secciones hipocentrales perpendiculares al arco (4) definido en este trabajo. Y el arco con el que intersecta la Trincherá Mesoamericana (3) propuesto por Guzmán-Speziale [1995]. . . . .</i>	43
4.3	<i>Valores de las constantes de la ecuación 4.23. . . . .</i>	53
4.4	<i>Vértices de los triángulos esféricos utilizados para calcular el área I. . . . .</i>	54
4.5	<i>Valores de las constantes de las sub-áreas 1, 2 y 3 para la ecuación 4.23. . . . .</i>	56
6.1	<i>Características del arco que sigue la tendencia epicentral en el Istmo de Tehuantepec. .</i>	68

## Referencias Bibliográficas

- Bevis, M., and Isacks, B. L.**, Hypocentral trend surface analysis: Proving the geometry of Benioff zones, *J. Geophys. Res.*, 89, 6153-6170, 1984.
- Beyer, W. H.**, Standard mathematical tables, CRC Press, Inc., Boca Ranton, Florida, 1985.
- Burbach, G. V., Frohlich, C., Pennington, W. D., and Matumoto, T.**, Seismicity and tectonics of the subducted Cocos plate, *J. Geophys. Res.*, 89, 7719-7735, 1984.
- Burkart, B.**, Neogene North American-Caribbean plate boundary across northern central America -offset along the Polochic fault, *Tectonophysics*, 99, 251-270, 1983.
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., and Stein, S.**, Effect of recent revision to the geomagnetic reversal time scale on estimate of current plate motions., *Geophysical Research Letters*, 21, 2191-2194, 1994.
- Dengo, G.**, Estructura geológica, historia tectónica y morfología de América Central, Centro Regional de Ayuda Técnica, Agencia para el Desarrollo Internacional (AID), México, D.F., 1968.
- Dewey, J., and Algermissen, S.**, Seismicity of the middle America arc-trench system near Managua, Nicaragua, *Bulletin of Seismological Society of America*, 64, 1033-1048, 1974.
- Dewey, J., and Suárez, G.**, Seismotectonic of Middle America, *The Geology of North America, Decade Map.*, 1, 309-321, 1991.
- Dewey, J.**, Seismicity studies with the method of Joint Hypocenter Determination, University of California, 1971.
- Dewey, J.**, Program JHD89: Joint Hypocenter Determination, Manual del usuario, 1989.
- Geiger, L.**, Probability method for determination of earthquake epicenters from arrival time only, (traducción del alemán del artículo de 1910), *Bulletin of St. Louis University*, 8, 65-71, 1912.
- Guzmán-Speziale, M., Pennington, W., and Matumoto, T.**, The triple junction of the North America, Cocos and Caribbean plates: seismicity and tectonics, *Tectonics*, 8, 981-997, 1989.

- Guzmán-Speziale, M.**, Hypocentral cross-sections and arc-trench curvature, *Geofísica Internacional*, 34, 131-141, 1995.
- Hanus, V., and Vanek, J.**, Subduction of the Cocos plate and deep active fracture zones of Mexico, *Geofísica Internacional*, 17, 14-53, 1978.
- Havskov, Singh and Novelo, D.**, Geometry of the Benioff zone in Tehuantepec area in southern Mexico, *Geofísica Internacional*, 21, 325-330, 1982.
- Klitgord, K. D., and Mammerickx, J.**, Northern east Pacific rise: Magnetic anomaly and bathymetric framework, *J. Geophys. Res.*, 87, 6725-6750, 1982.
- Lienert, B., Berg, E., and L. N., F.**, Hypocenter: An earthquake location method using centered, scaled and adaptively damped least squares, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 76, 771-783, 1986.
- Lienert, B.**, A computer program for locating earthquakes locally, regionally and globally, Hawaii Institute of Geophysics and Planetology, Honolulu, HI, 1994.
- Malave, G.**, Inversión de ondas de volumen de algunos sismos importantes del noroccidente de Venezuela: Relación con la tectónica regional. Tesis de maestría, Posgrado en Sismología y física del interior de la Tierra, UACPyP, UNAM, México, 1992.
- Mammerickx, J., and Klitgord, K. D.**, Northern east Pacific rise: evolution from 25 m.y. b.p. to the present, *J. Geophys. Res.*, 87, 6751-6759, 1982.
- Marsden, J., and Tromba, A.**, Cálculo Vectorial, Addison-Wesley Iberoamericana, México, D. F., 1987.
- Meneses-Rocha, J.**, Tectonic evolution of the strike-slip fault province of Chiapas, Mexico. m.a. thesis, Univ. of Tex., Austin, 1985.
- Muehlberger, W., and Ritchie, A. W.**, Caribbean-Americas plate boundary in Guatemala and southern Mexico as seen on Skylab IV orbital photography, *Geology*, 3, 232-235, 1975.
- Novelo, D.**, Sismicidad profunda en el sur de México, Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM, México, 1980.
- Pardo, M., and Suárez, G.**, Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications, *J. Geophys. Res.*, 100, 7, 12357-12373, 1995.
- Plafker, G.**, Tectonic aspects of the Guatemala earthquake of 4 february 1976, *Science*, 93, 1201-1208, 1976.
- Ponce, L., Gaulon, R., Suárez, G., and Lomas, E.**, Geometry and state of stress of the downgoing Cocos plate in the Isthmus of Tehuantepec, Mexico, *Geophysical Research Letters*, 19, 773-776, 1992.



Press, W. H., Flannery, B. P., Teukolsky, S. A., and Vetterling, W. T., Numerical Recipes, Cambridge University Press, Cambridge, U. K., 1986.

Uyeda, S., Subduction zones: An introduction to comparative subductology, *Tectonophysics*, 81, 133-159, 1982.

Weyl, R., Geology of Central America, Gebruder Borntraeger, Berlin, 371 p.p., 1980.

Wylie, C. R., and Barret, L. C., Advanced engineering mathematics, McGraw-Hill Book Company, New York, 1982.

Yarza, E., Volcanes de México, UNAM, México., 173 p.p., 1992

## Agradecimientos

Quiero expresar mi mas sincero agradecimiento en primer lugar a mis maestros y compañeros de la Facultad de Ingeniería de la UNAM, por todo lo que de ellos he podido aprender.

Le agradezco muchísimo al Dr. Marco Guzmán Speziale por su apoyo, tiempo y paciencia en la dirección de esta tesis. A los integrantes del jurado, Dr. Vladimir Kostoglodov, Dr. Jaime Urrutia, M.C. Rolando De la Llata y M.C. Miguel Santoyo por sus acertados comentarios y revisiones al trabajo de tesis. Al Dr. Carlos Valdés por permitirme participar en el Servicio Sismológico y al Dr. Javier Pacheco por permitirme seguir participando.

Agradezco tambien al Dr. Luis Quintanar y al Dr. Gustavo Malave por su ayuda con el programa JHD. A Franciose C. por su asesoria con el Latex. A Esteban por facilitarme el uso del programa xfig, Al Ing. Casiano por los datos del SSN. A Roberto O. y Manuel por su ayuda en los problemas de cómputo, y a todas las personas que de algún modo hicieron posible la realización de este trabajo.

A todos los investigadores y alumnos del departamento de Sismología del Instituto de Geofísica con quienes he tenido el gusto de convivir durante estos últimos años.

Les agradezco mucho sus porras a mis amigos: Ma Elena Vazquez, Agustín y Laura, Boby y Trini, Magdalena Alvarado, Jerónimo, Jessica, Yolanda, Lucero, Jaime D., Carlos F., Alexei, Mario, Alejandra, Toño. Memo, Ricardo, Alejandro, Marco, Hugo M., Lolita, Isabel, Carlos O., Renato, Paco, Elvira, Gerardo...

Quiero agradecer muy particularmente a mi familia por todo su apoyo, ayuda, tiempo, paciencia, trabajo, ánimo, amor y regaños durante mis estudios. También a la familia Escobedo por su cariño.

Y en forma muy especial a mi David por su invaluable ayuda en todos los sentidos.