



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

INSTITUTO DE GEOFÍSICA

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

ESTRUCTURA TRIDIMENSIONAL DE VELOCIDADES PARA EL SURESTE DE MÉXICO, MEDIANTE EL ANÁLISIS DE TRAZADO DE RAYOS SÍSMICOS DE SISMOS REGIONALES

TESIS

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS
(Sismología y física del interior de la Tierra)

PRESENTA

QUETZALCOATL RODRÍGUEZ PÉREZ



DIRECTOR DE TESIS: CARLOS M. VALDÉS GONZÁLEZ

2007

Agradecimientos.

Al pueblo de México por financiar mis estudios de posgrado a través del CONACYT.

A la Universidad Nacional Autónoma de México, por el pensamiento crítico.

Al Instituto de Geofísica y al Posgrado en Ciencias de la Tierra, por el conocimiento.

Al Dr. Carlos Miguel Valdés González por su asesoría, apoyo y confianza durante mi estancia en el Instituto de Geofísica.

A los integrantes de mi Jurado por la lectura y comentarios al trabajo: Dr. Juan Martín Gómez González, Dr. Marco Guzmán Speziale, Dr. Vladimir Kostoglodov y Dr. Javier Francisco Pacheco Alvarado, lo que enriqueció mi trabajo.

Al Servicio Sismológico Nacional, por la oportunidad de formar parte del personal de guardias nocturnas, lo que fortaleció mi formación profesional en situaciones de crisis sísmicas. Quiero agradecer también a la M. en C. Caridad Cárdenas Monroy y al Ing. Casiano Jiménez Cruz por proporcionarme los registros sísmicos y el catálogo de eventos, respectivamente.

Al Dr. Luis Quintanar Robles del Instituto de Geofísica, por formar parte de mi comité asesor en los exámenes intermedios anuales.

Al Dr. Francisco José Sánchez Sesma del Instituto de Ingeniería por sus enseñanzas y en particular por la ayuda prestada en el desarrollo de sismogramas sintéticos.

A los Doctores Yuri Nikolaevich Skiba y David Parra Guevara del Centro de Ciencias de la Atmósfera por contribuir de manera significativa en mi formación académica.

Al Ing. Manuel Velásquez Orozco del departamento de Cómputo del Instituto de Geofísica por la implementación de diversos programas de cómputo.

A mi familia y amigos.

Este trabajo fue financiado por el proyecto PAPIIT de la UNAM # IN112107-2.

CONTENIDO

	Pág.
Resumen	1
Introducción	2
Capítulo I. Antecedentes y marco tectónico de referencia de la región del sureste de México	4
I.1 Introducción	4
I.2 Terrenos tectono-estratigráficos	4
I.3 Marco tectónico de referencia	5
I.4 Provincias tectónicas de Chiapas	9
I.5 Modelos corticales de velocidades sísmicas para el sureste de México y norte de Guatemala.	12
I.6 Modelos de velocidad y gravimétricos para el sureste de México y norte de Guatemala.	14
Capítulo II. Marco teórico de referencia: trazado de rayos sísmicos.	17
II.1 Introducción	17
II.2 Principios físicos básicos	17
II.3 Ecuaciones cinemáticas de la trayectoria del rayo sísmico	21
II.4 Distribuciones de velocidades del medio	27
II.5 Métodos de trazado de rayos	28
Capítulo III. Procesamiento de datos sísmicos de la región del sureste de México.	31
III.1 Introducción	31
III.2 Sismicidad y descripción estadística de los datos	31
III.3 Método de diferencias dobles para la relocalización de eventos sísmicos	37
III.4 Criterios de selección de datos	40
III.5 Resultados de la relocalización	41
III.6 Estructura tridimensional de velocidades propuesta para el área de estudio	48
III.7 Trazado de rayos por trayectorias de tiempo mínimo	51
III.8 Solución numérica de las ecuaciones cinemáticas del rayo	53
Capítulo IV. Discusión de la estructura de velocidades tridimensional obtenida.	65
IV.1 Introducción	65
IV.2 Descripción y análisis de la estructura de velocidades obtenida	65
Capítulo V. Conclusiones.	73
Bibliografía	76
Apéndice A	80
Apéndice B	82
Apéndice C	83

Resumen.

El sureste de México es una región sísmicamente activa, en la cual se localizan varias estructuras geológicas de gran importancia como: la Cordillera Submarina de Tehuantepec, el batolito de Chiapas, la extensión del sistema de fallas Motagua-Polochic, el arco volcánico centroamericano, además de un conjunto complejo de terrenos tectono-stratigráficos a nivel cortical. En el área de estudio existen un número considerable de estudios tectónicos, modelos térmicos, modelos gravimétricos y estructuras corticales de velocidades, de ahí la necesidad de obtener un modelo tridimensional de velocidades que unifique en lo posible criterios y que se apegue en la medida de lo posible a los resultados obtenidos en los estudios previamente desarrollados. El objetivo de este trabajo de investigación es obtener una estructura tridimensional de velocidades para las provincias tectónicas del sureste de México y la parte norte de Guatemala. Mediante: el uso de la sísmicidad, para conocer la forma en que la placa de Cocos es subducida (variaciones del ángulo de subducción de la misma); la delimitación de las estructuras corticales en el área de estudio; y así tratar de modelar el límite entre las placas de Norteamérica, Cocos y del Caribe. Esto último se hace basándose en la hipótesis de la no transmisión del sistema de fallas de Motagua-Polochic a través del batolito de Chiapas (Guzmán y Meneses, 2000), ya que no se cuenta con información precisa de la continuación de dicho sistema de fallas. Para el desarrollo de este estudio se utilizaron sismos regionales originados en el sureste de México y en el norte de Guatemala, que tuvieron lugar entre 1994 y 2004, registrados en la red nacional de banda ancha y en la red sísmológica convencional (instrumentos de periodo corto) del Servicio Sísmológico Nacional (SSN). Los hipocentros de los sismos reportados por el SSN, se relocalizaron con el método de diferencias dobles (Waldhauser y Ellsworth, 2000), posteriormente se implementó el trazado de rayos sísmicos con el método de trayectorias de tiempo mínimo (Lee y Stewart, 1981), para las ondas *P* y *S* de los sismos registrados en ocho estaciones; tres de periodo corto (EVV, SCX y TPX) y cinco de banda ancha (CCIG, CMIG, HUIG, OXIG y TUIG). La estructura de velocidades obtenida permitirá tener un mejor conocimiento de la propagación de ondas sísmicas en el área de estudio, además de sentar las bases para el desarrollo de nuevos modelos de velocidades en la región.

Introducción

El objetivo de este trabajo de investigación es obtener una estructura tridimensional de velocidades para las provincias tectónicas del sureste de México y la parte norte de Guatemala. La principal aportación de esta tesis es proveer de un modelo tridimensional de velocidades que pueda ser de utilidad en el entendimiento de la propagación de ondas sísmicas en el área de estudio, además de sentar las bases para el desarrollo de nuevos modelos de velocidades en la región, apegándose en la medida de lo posible a los resultados obtenidos en los estudios desarrollados con anterioridad. El modelo obtenido es una propuesta que puede ser mejorada, ya que las condiciones para el desarrollo del trabajo no fueron del todo satisfactorias. Sobre todo en que en el área de estudio no se cuenta con una red sísmica densa, lo que limita el análisis de trazado de rayos y reduce considerablemente el número de modelos a validar con esta técnica. A pesar de ello, el trabajo no deja de ser importante ya que no se cuentan con estudios de trazados de rayos tridimensionales en la región del sureste de México.

El problema fundamental de la sismología es la determinación de la estructura interna de la Tierra ya sea a escala global, regional o local. El modelo tridimensional propuesto posee espesores y velocidades promedio, es decir no toma en cuenta las heterogeneidades laterales ya que se trabajó a escala regional. El trabajo se realizó con sismos regionales originados en el sureste de México y en el norte de Guatemala, que tuvieron lugar entre 1994 y 2004, registrados en la red nacional de banda ancha y en la red sismológica convencional (instrumentos de periodo corto) del Servicio Sismológico Nacional (SSN), concretamente en ocho estaciones sísmicas: tres de periodo corto (EVV, SCX y TPX) y cinco de banda ancha (CCIG, CMIG, HUIG, OXIG y TUIG).

El área de estudio se encuentra localizada perpendicularmente a la Trinchera Mesoamericana (en la dirección N33°E); se trata de una región cuya base está definida por las siguientes coordenadas geográficas: latitud 15.00, longitud -98.00; latitud 12.00, longitud 92.00. El área tiene un ancho de 500 km y un largo de 720 km. En el desarrollo del trabajo se propusieron dos hipótesis o estructuras tridimensionales de velocidades, cada una de ellas compuesta por cinco perfiles o modelos de subducción (Oaxaca, Tehuantepec, Chiapas, Frontera y norte de Guatemala) que en conjunto generan una estructura tridimensional de velocidades, diferenciándose únicamente en el modelo de subducción de Oaxaca. La primera hipótesis sugiere para Oaxaca un ángulo de subducción de 10° en el primer segmento de la placa subducida, y un ángulo de subducción de 36° en un segundo segmento. La segunda hipótesis sugiere un ángulo horizontal en la parte central de Oaxaca (Franco *et al.*, 2005), en el primer segmento de la placa subducida el ángulo de subducción es de 34°, y en el tercer segmento de la placa es de 36°.

En el capítulo 1 se hace una breve descripción de los estudios realizados con anterioridad en la región del sureste de México. Se hace énfasis en los terrenos tectóno-estratigráficos definidos por Campa y Coney (1983), ya que en la estructura de velocidades se delimitan las estructuras corticales; estudios de sismicidad (Van Ness Burbach *et al.*, 1984; Pardo y Suárez, 1995; Güendel y Protti, 1998) para definir la forma en que la placa de Cocos es

subducida y conocer las variaciones del ángulo de subducción de la misma; modelos de velocidades (Castro 1980; Havskov *et al.*, 1982; Ponce *et al.* 1992; Ligorria y Ponce 1993; Ligorria y Molina, 1997; Rebollar *et al.*, 1999; Narcía y Rebollar 2004) utilizados en el proceso de relocalización y en la asignación de velocidades del modelo para posteriormente implementar el trazado de rayos; modelos gravimétricos (Couch y Woodcock 1981; Franco *et al.*, 2005 Manea *et al.*, 2005) para comparar modelos de subducción; y aspectos tectónicos (Muehlberger y Ritchie, 1975; Guzmán y Meneses, 2000) para tener un mejor entendimiento del área de estudio. Todo esto con la finalidad de utilizar algunos resultados que puedan ser de utilidad para la determinación de una estructura tridimensional de velocidades.

En el capítulo 2 se muestran en términos generales los fundamentos teóricos del trazado de rayos sísmicos. Los principios físicos básicos que lo rigen (principios de Fermat, Huygens y la ley de Snell), las ecuaciones que describen el comportamiento de los tiempos de viaje y las amplitudes (ecuaciones Eikonal y de transporte, respectivamente), la descripción de las ecuaciones cinemáticas del rayo y sus soluciones numéricas (métodos de disparo y estratificados).

En el capítulo 3 se analiza la sismicidad de la región, se calcula la distribución espacial del valor b , ya que el valor b ha sido utilizado como un indicador del estado de esfuerzos y de la heterogeneidad del medio por varios autores (por ejemplo Mogi, 1962; Wiemer y Wyss, 1997; Shorlemmer *et al.*, 2005). La heterogeneidad del medio puede relacionarse con una estructura compleja, aunque no necesariamente implique una complejidad en la distribución de velocidades. Los hipocentros de los eventos reportados por el SSN se relocalizaron con el método de diferencias dobles (Waldhauser y Ellsworth, 2000), ya que este método minimiza el error debido a la estructura de la Tierra y presenta menores errores en las localizaciones frente a otros métodos de relocalización. Se compararon los siguientes modelos corticales de velocidad: Oaxaca, Tehuantepec, Chiapas y Guatemala. Se optó por las relocalizaciones obtenidas con el modelo de velocidades de Guatemala, ya que tiene errores bajos, además de que es el modelo que más eventos relocalizó.

Los resultados obtenidos en la relocalización muestran que no se obtuvieron grandes variaciones en las localizaciones horizontalmente, sin embargo verticalmente las relocalizaciones definen con mayor claridad la geometría de la placa subducida. Con los hipocentros de los sismos relocalizados, se calcularon líneas de contorno de isoprofundidad, con la finalidad de conocer la morfología de la placa subducida y plantear la geometría de los modelos de subducción. El método utilizado en el trazado de rayos sísmicos es el de trayectorias de tiempo mínimo (Lee y Stewart, 1981). En el desarrollo del trabajo se seleccionaron 60 hipocentros de los 274 obtenidos en el proceso de relocalización. Se eligieron los hipocentros de los eventos con menores errores. El trazado de rayos se realizó para las ondas P y S , en todas las estaciones que registraron uno de los eventos seleccionados.

En el capítulo 5 se discuten los resultados obtenidos, se describen las semejanzas y las diferencias entre los estudios realizados con anterioridad y la estructura de velocidades propuesta. Finalmente se presentan las conclusiones y algunas recomendaciones.

Capítulo I. Antecedentes y marco tectónico de referencia de la región del sureste de México.

I.1. Introducción.

El área de estudio está comprendida entre el Golfo de Tehuantepec, el estado de Chiapas, y la región fronteriza entre México y Guatemala. Se trata de una región con un alto grado de complejidad tectónica, además de una gran actividad sísmica. En este capítulo se hace una breve descripción de los estudios realizados con anterioridad en la región del sureste de México. Se hace énfasis en los modelos de velocidades y aspectos tectónicos, con la finalidad de tener un mejor entendimiento del área de estudio. Se busca utilizar algunos resultados que puedan ser de utilidad para la determinación de una estructura tridimensional de velocidades.

I.2 Terrenos tectono-estratigráficos.

El sureste de México y Centroamérica están constituidos por bloques corticales con una secuencia estratigráfica característica, limitados por zonas de fallas. Con la finalidad de incorporar estas estructuras corticales al modelo tridimensional de velocidades se hace una descripción haciendo énfasis en la composición geológica de cada bloque cortical, ya que cada uno de estos bloques define un terreno tectono-estratigráfico. En el sureste de México, de acuerdo con Campa y Coney (1983), se localizan los siguientes terrenos tectono-estratigráficos: Maya (M), bloque de Chortis, Juárez-Cuicateco (J), Mixteco (Mi), Oaxaca-Zapoteco (O) y Xolapa-Chatino (X) (Figura 1).

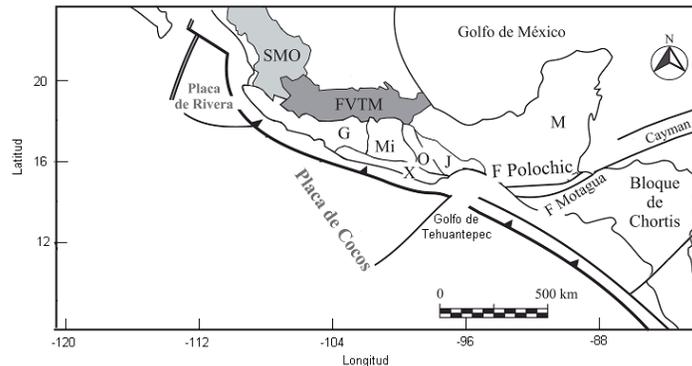


Figura 1. Terrenos tectono-estratigráficos de México: Sierra Madre Oriental (SMO), Guerrero (G), Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), Maya (M), Juárez-Cuicateco (J), Mixteco (Mi), Oaxaca-Zapoteco (O) y Xolapa-Chatino (X). El bloque de Chortis incluye parte de Guatemala, El Salvador, Honduras, Nicaragua (tomado de Campa y Coney, 1983).

El terreno Maya se divide en tres provincias geográficas: provincia del norte que incluye el sur de Tamaulipas, Veracruz y el Istmo de Tehuantepec; la plataforma de Yucatán que incluye Tabasco, Campeche, Quintana Roo, Yucatán, norte de Belice y Guatemala; y la provincia del sur que incluye el noreste de Oaxaca, Chiapas y el centro de Guatemala (Sedlock *et al.*, 1993). El basamento del terreno Maya consiste en su mayoría de rocas metasedimentarias, granitos y depósitos de plataformas carbonatadas. En la región que

comprende los estados de Chiapas y Tabasco aflora una amplia secuencia del Mesozoico y Cenozoico, constituida principalmente por rocas sedimentarias marinas plegadas. Esta secuencia descansa sobre un basamento cristalino del Precámbrico y del Paleozoico que aflora al sureste de la misma región, en donde las rocas cristalinas forman un complejo batolítico y metamórfico que constituye el núcleo de la Sierra del Soconusco. Existen además importantes formaciones sedimentarias en el sureste y en la parte nororiental de la Sierra del Soconusco compuestas principalmente por pizarras, areniscas con algunas intercalaciones de metacuarcita y areniscas, conglomerados, limolitas y lutitas, respectivamente (Morán, 1984). En la Península de Yucatán, y en gran parte del estado de Chiapas, se emplazó un gran banco calcáreo, que no presenta deformaciones significativas. Debido a la transgresión marina de inicios del Cretácico, lo que dio como resultado la sedimentación de carbonatos y anhidritas en estas regiones (Morán, 1984). La definición del bloque de Chortis incluye Guatemala, El Salvador, Honduras, Nicaragua y Jamaica. El basamento del bloque de Chortis consiste de rocas metamórficas, plutónicas, sedimentarias y volcánicas, su evolución geológica esta pobremente entendida. Probablemente formó parte del sur de México durante el Mesozoico (Morán, 1984), de acuerdo con esta teoría el bloque de Chortis se originó en México y se pudo haber movido al sureste a lo largo del sistema de fallas de Motagua-Polochic hacia su posición actual al lado del bloque Maya durante el Terciario (Pindell y Barrett, 1990). El terreno Juárez-Cuicateco consiste principalmente de rocas sedimentarias y volcánicas (Morán, 1984). El terreno Mixteco está formado por dos basamentos metamórficos yuxtapuestos y por cuerpos ígneos; las rocas son cristalinas (metamórficas-plutónicas) (Morán, 1984). El terreno Oaxaca-Zapoteco está constituido por un basamento de rocas metamórficas cristalinas y depósitos terrígenos (Morán, 1984). El terreno Xolapa-Chatino está formado por rocas metasedimentarias, migmatizaciones e intrusiones (Morán, 1984).

I.3. Marco tectónico de referencia.

El área de estudio, está localizada cerca de la región donde convergen las placas de Norteamérica, Cocos y del Caribe. La región de convergencia entre las placas antes mencionadas comprende una amplia zona de deformación en Chiapas (Guzmán *et al.*, 1989). Esta interacción entre las placas antes mencionadas hace de la región del sureste de México una zona de gran actividad sísmica (Figura 2). La subducción de la placa de Cocos debajo de las placas del Caribe y de Norteamérica origina numerosos eventos interplaca, algunos de los cuales han sido de magnitud mayor a 7. El sistema de fallas de Motagua-Polochic es otra fuente de sismicidad, además de la sismicidad asociada a la actividad volcánica de la región (Van Ness Burbach *et al.*, 1984). La placa de Cocos se mueve a una tasa de 7.1 cm/año en la dirección noroeste y la placa del Caribe se mueve hacia el noroeste a una velocidad relativa de 1.9 cm/año, con respecto a Norteamérica. La placa de Norteamérica, lo hace en la dirección oeste-suroeste a una tasa de aproximadamente 3.0 cm/año (modelo NUVEL 1 A; DeMets *et al.*, 1990). La placa de Cocos varía en edad desde el oeste al este, al mismo tiempo que es subducida en la Trinchera Mesoamericana. En la parte noreste de la placa se estima una edad de 16 Ma y en la parte sureste la edad estimada de la placa es de 25 Ma (Couch y Woodcock, 1981). La Cordillera Submarina de Tehuantepec es una cadena de montañas en la placa de Cocos con una orientación aproximada de N 40° E, que intersecta a la Trinchera Mesoamericana cerca de los 15° N de latitud y 95.5° W de longitud.

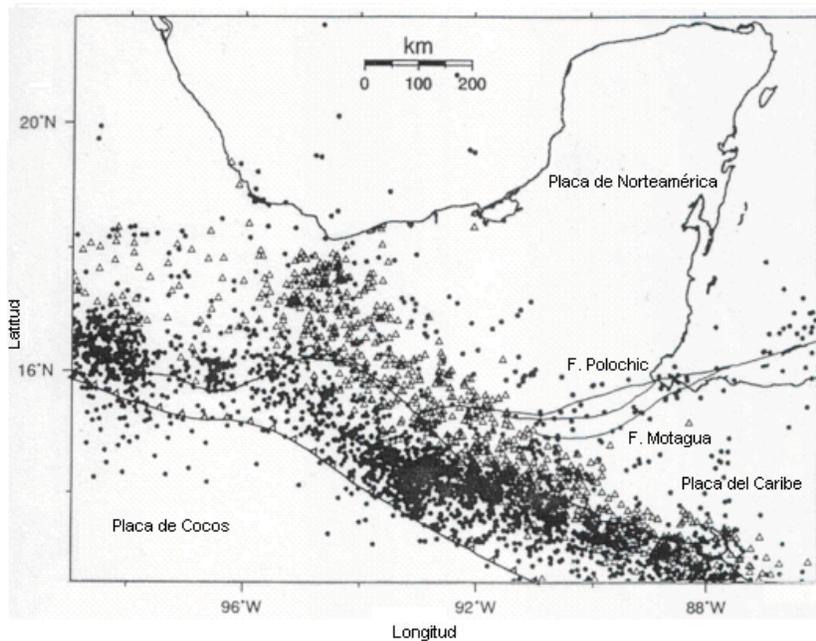


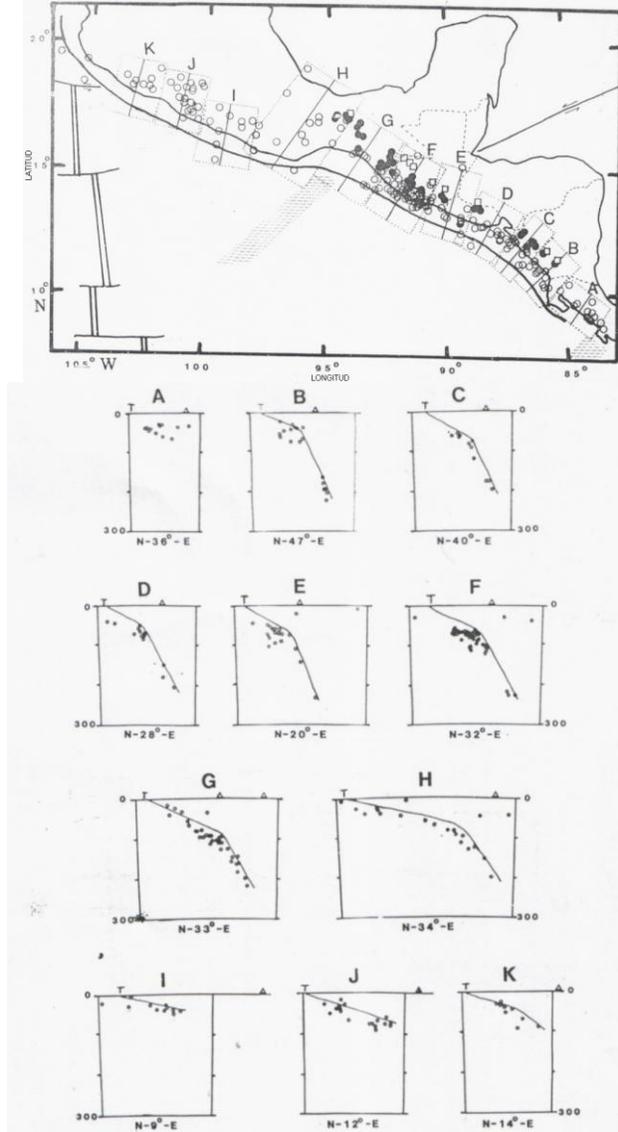
Figura 2. Actividad sísmica en el sureste de México y Centroamérica. Epicentros de sismos de magnitudes mayores a 5, en el periodo de 1950-1996. Los puntos representan sismicidad somera (< 70 km) y los triángulos sismicidad intermedia (70 a 250 km) (tomado de Barrier *et al.*, 1998).

La Trinchera Mesoamericana es aproximadamente paralela a la costa por más de 2600 km, desde Jalisco hasta Costa Rica. La profundidad de la trinchera varía entre 4500 y 6500 m. Al noroeste de la Cordillera de Tehuantepec la trinchera es menos profunda que en la parte sureste (Couch y Woodcock, 1981). Los estudios geofísicos en la Cordillera Submarina de Tehuantepec, así como en los márgenes adyacentes continentales en el sur de México y en el norte de Guatemala indican que esta cordillera es una zona que marca la frontera entre dos diferentes provincias de subducción (Couch y Woodcock 1981; Nava *et al.*, 1988; Manea *et al.*, 2005). Una característica tectónica de la región es una variación lateral del ángulo de subducción de la placa de Cocos desde aproximadamente 25° en Oaxaca, 30° en el Golfo de Tehuantepec y 40° en el lado sureste de la Cordillera Submarina de Tehuantepec (Rebollar *et al.*, 1999). La placa de Cocos subduce en Chiapas con un ángulo de 40°, en la dirección de N 45° E (Rebollar *et al.*, 1999), con una velocidad promedio de 7.6 cm/año (DeMets *et al.*, 1990). El ángulo de subducción en Guatemala está en el intervalo de 45° a 60°, aumentando progresivamente hacia el sur (65-84° en Nicaragua, Figura 3) (Van Ness Burbach *et al.*, 1984).

En el Istmo de Tehuantepec, la sismicidad define una zona de Wadati-Benioff con un ángulo buzamiento de 30° (sección AA' en la Figura 3, columna II), dicho ángulo decrece hasta 25°, en la dirección oeste (sección BB' en la Figura 3, columna II). En la región entre Guerrero y Oaxaca, la placa de Cocos tiene un ángulo inicial de 15°, debajo de la placa de Norteamérica, dicho ángulo es subhorizontal, (sección CC' en la Figura 3, columna II) (Pardo y Suárez, 1995). La frontera de las placas Norteamericana y del Caribe en Chiapas está delimitada por la zona de fallas laterales izquierdas Motagua-Polochic, las cuales se extienden desde la frontera Chiapas-Guatemala hasta la fosa de las Islas Caimán. La falla de Polochic cruza hacia el sureste de Chiapas y termina cerca de la falla de Mapastepec (Figura 4). Las estimaciones del movimiento entre las placas del Caribe y la

Norteamericana, a lo largo de la zona de fallas de Motagua-Polochic, varían de 9 a 34 mm/año (modelos tectónicos globales). El movimiento relativo entre las placas de Norteamérica y la placa del Caribe expresado a lo largo del sistema de fallas Motagua-Polochic es de 20 mm/año (modelos que incorporan datos geológicos), mientras que a lo largo de las fallas laterales del sureste de México la tasa promedio de movimiento es de 6-10 mm/año (Guzmán, 2001).

I) Van Ness Burbach *et al.*, 1984.



II) Pardo y Suárez, 1995.

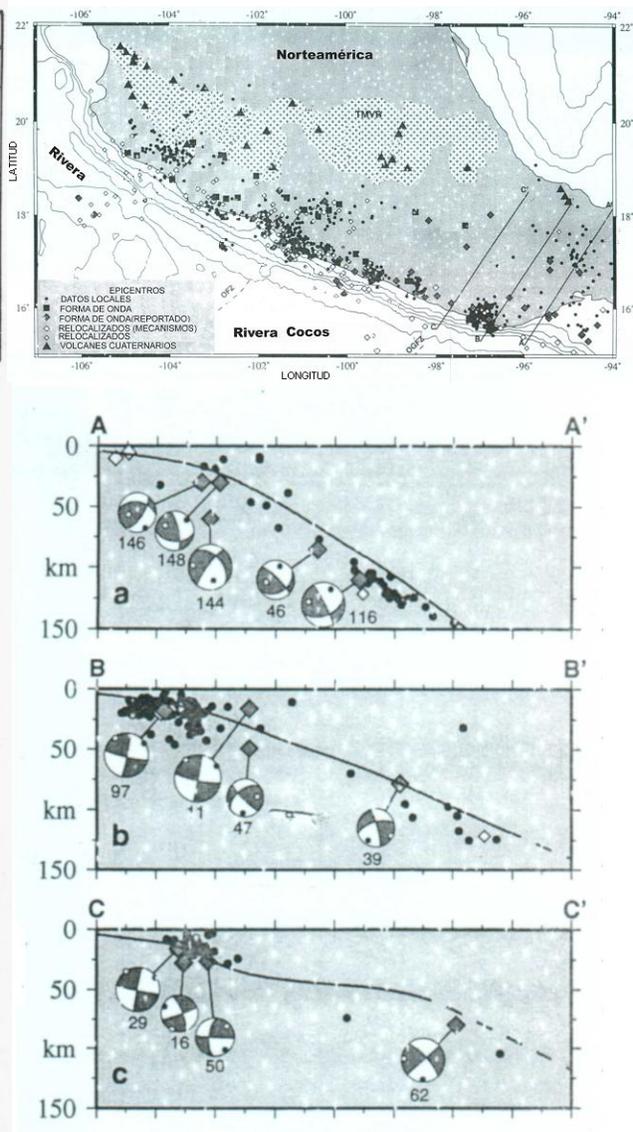


Figura 3. Variaciones laterales del ángulo de subducción de la placa de Cocos. Las secciones atraviesan la Trincheras Mesoamericana y fueron obtenidas mediante la localización de hipocentros. En la columna I, las secciones que se muestran corresponden a Costa Rica (A), Nicaragua (C y B), El Salvador (E y D), Guatemala (F), Chiapas (G), Oaxaca (H), Guerrero (I), Michoacán (J) y Jalisco (K). Para la zona de estudio se observa un incremento del ángulo de subducción desde Oaxaca hasta Guatemala (tomado de Van Ness Burbach *et al.*, 1984). En la columna II se muestra la geometría de subducción de la placa de Cocos, donde se observa que el ángulo de subducción varía desde 30° en Tehuantepec (sección AA'), disminuye hasta 25° (sección BB') y es subhorizontal en la región Guerrero-Oaxaca (sección CC') (tomado de Pardo y Suárez, 1995).

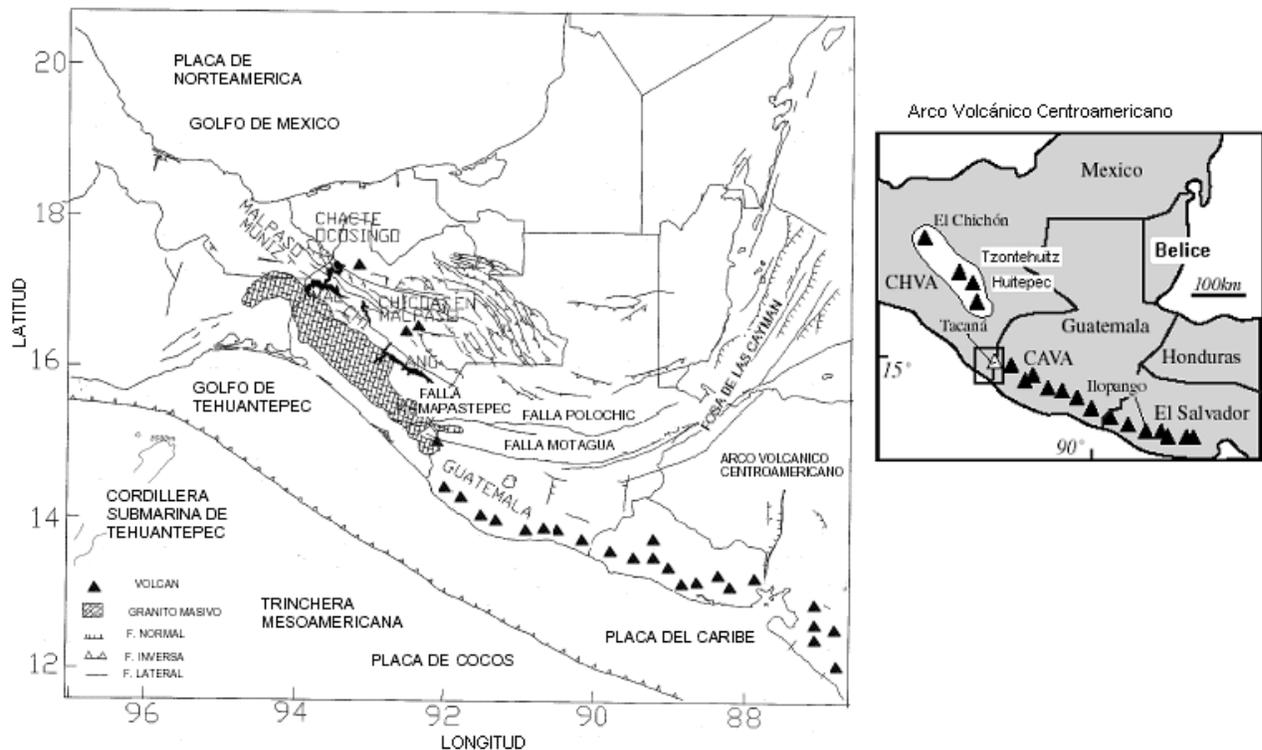


Figura 4. Características tectónicas del área de estudio (tomado de Rebollar *et al.*, 1999).

La zona de subducción centroamericana está caracterizada por la presencia de una cadena volcánica paralela a la Trinchera Mesoamericana. Esta se extiende desde el volcán Tacaná, al norte, hasta el complejo Irazú-Turrialba, en la parte central de Costa Rica; su extensión aproximada es de 1100 km. Los volcanes cuaternarios de Huitepec, Tzontehuitz y Chichón están localizados en el norte de Chiapas (Figura 4). El arco volcánico consta de aproximadamente 75 volcanes de composición basáltica a andesítica. A lo largo de esta cadena volcánica se han producido sismos superficiales de magnitudes moderadas ($5.0 \leq M \leq 6.5$), los cuales han sido históricamente los más destructivos en Centroamérica (Van Ness Burbach *et al.*, 1984).

En la parte central de Chiapas hay un sistema complejo de fallas laterales, normales e inversas dirigidas de este a oeste (Guzmán y Meneses, 2000). El límite entre las placas del Caribe y de Norteamérica es la zona de fallas Cuilco-Chixoy-Polochic, que se extiende desde Guatemala hasta cerca de Motozintla, México (Pindell y Barrett, 1990). En la parte este del sistema de fallas, las fallas tienen una orientación N 60°E, en el área cercana al Lago Izabal. De acuerdo con las fotografías aéreas, la falla Cuilco se bifurca, hay evidencia de una zona de brecha hasta la costa y estructuras lineales con una orientación hacia el suroeste, posiblemente este sistema de fallas se prolongue hasta la Trinchera Mesoamericana (Muehlberger y Ritchie, 1975). La placa del Caribe limita al noreste con el sistema de fallas Chixoy-Polochic, Motagua y Jocotán-Chamalecón, correspondientes a la frontera de las placas Norteamericana y del Caribe (Figuras 4 y 5). Este límite está gobernado principalmente por fallas de tipo transcurrente de componente lateral izquierda, los esfuerzos compresivos en este sistema de fallas tienen una orientación de N30°E (Güendel y Protti, 1998).

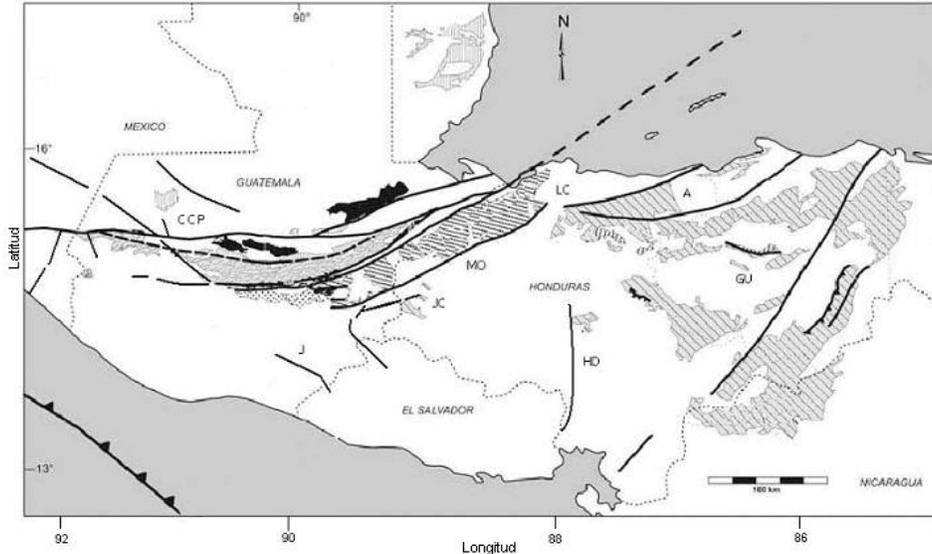


Figura 5. Principales estructuras geológicas en la región limítrofe entre las placas de Cocos, Caribe y Norteamericana. Fallas Culco-Chixoy-Polochic (CCP); falla Motagua (MO); falla Jocotán-Chamalecón (JC); falla Jalpatagua (J); falla La Ceiba (LC); falla Aguan (A); falla Guayape (GU); fallas de la depresión de Honduras (HD) (adaptado de Muehlberger y Ritchie, 1975).

I.4. Provincias Tectónicas de Chiapas.

El estado de Chiapas consta de las siguientes provincias tectónicas: anticlinal de Comalapa, depresión central, provincia de Miramar, provincia de fallas laterales, provincia de fallas inversas, batolito de Chiapas (De la Rosa *et al.*, 1989; Guzmán y Meneses, 2000). El sistema de fallas de Motagua-Polochic estrictamente no es una provincia tectónica de Chiapas pero en esta sección se describe brevemente. El anticlinal de Comalapa está constituido por una serie de anticlinales y sinclinales, así como algunas fallas dentro de las que destaca la falla Mapastepec. La depresión central está integrada por un bajo topográfico, producto de la expresión morfológica del sinclinal Grijalva. La provincia de Miramar se caracteriza por numerosos anticlinales en forma de abanico, asociados a fallas inversas, en rocas carbonatadas, comúnmente las fallas son longitudinales, provocando cabalgamientos sobre los sinclinales (De la Rosa *et al.*, 1989). La provincia tectónica de las fallas laterales cubre casi en su totalidad a la Sierra de Chiapas, está formada por un conjunto de bloques que se hunden y se levantan, limitados por fallas laterales izquierdas. En la parte este de esta provincia, las fallas tienden a estar orientadas en la dirección este-oeste, mientras que en las áreas centrales y occidentales las fallas se orientan en la dirección de N 50° W. Hay nueve fallas mayores de rumbo en esta provincia tectónica; las más largas están en el rango de 120-170 km de longitud (Tecpatán-Ocosingo, Malpaso, y Telestaquín-San Cristóbal). La sismicidad de esta provincia se caracteriza por sismos moderados y someros (Guzmán y Meneses, 2000). La provincia tectónica de fallas inversas ocupa la porción del este de la Sierra de Chiapas y la parte centro-norte de Guatemala. Esta provincia tiene una tendencia estructural en forma de una “z” ancha (Figura 6), formada por anticlinales estrechos cortados a lo largo de sus flancos por fallas inversas. La sismicidad asociada a esta provincia tectónica es menor que en la provincia de las fallas laterales (Guzmán y Meneses, 2000).

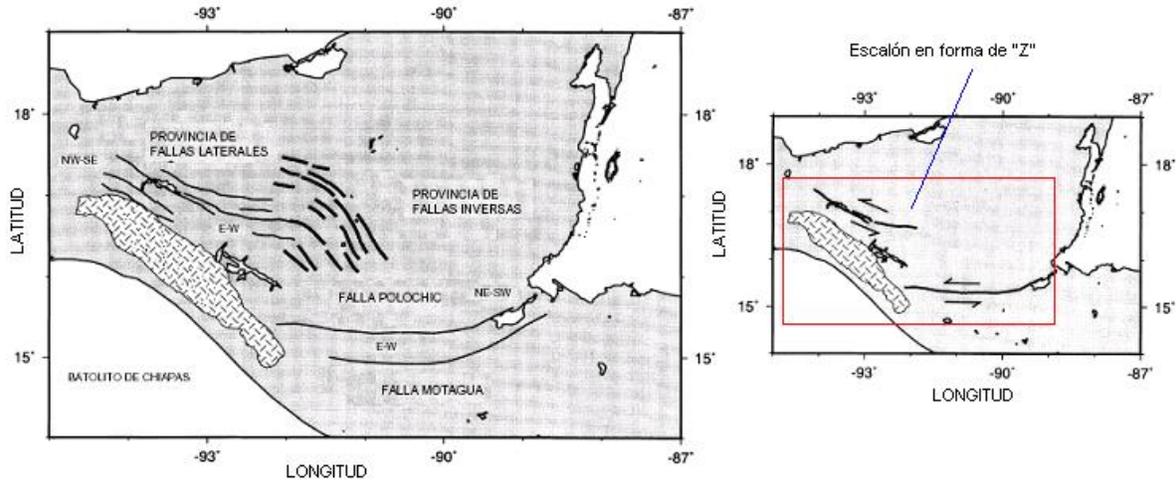


Figura 6. Elementos y provincias tectónicas del sureste de México y norte de Centroamérica (tomado de Guzmán y Meneses, 2000).

El Istmo de Tehuantepec se caracteriza por una topografía de bajo relieve; al este se encuentra la Sierra de Chiapas y al oeste la de Oaxaca. Ambas sierras presentan alturas que alcanzan 2000 m sobre el nivel del mar en promedio (Figura 7). La Sierra de Chiapas corresponde al macizo o batolito de Chiapas (Figuras 6 y 7). El batolito de Chiapas se extiende desde el Istmo de Tehuantepec hasta la frontera con Guatemala, tiene una longitud aproximada de 300 km con una orientación NW-SE y un ancho de aproximadamente 75 km, está compuesto por rocas intrusivas de composición graníticas a granodioríticas.

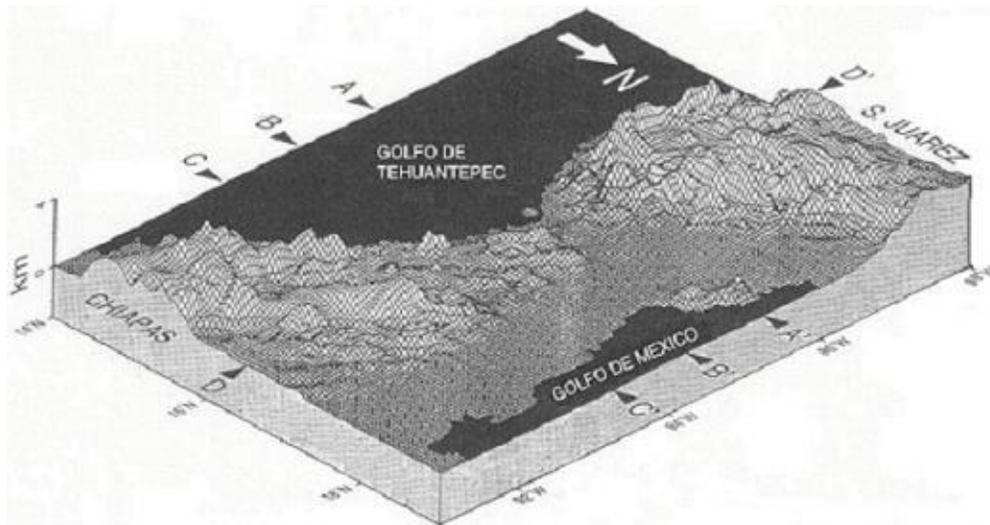


Figura 7. Relieve topográfico del sureste de México (tomado de Barrier *et al.*, 1998).

La frontera entre las placas del Caribe, Cocos y de Norteamérica al parecer no presenta ninguna de las configuraciones de los puntos triples formadas a partir de los tres tipos básicos de fronteras: convergente, divergente y lateral. Guzmán y Meneses (2000) sugieren que la provincia de fallas inversas actúa como un escalón entre las fallas laterales y el sistema de fallas Motagua-Polochic, de acuerdo con el patrón de plegamiento y fallamiento observado en Chiapas, el cual concuerda con los modelos de estado de esfuerzos para escalones.

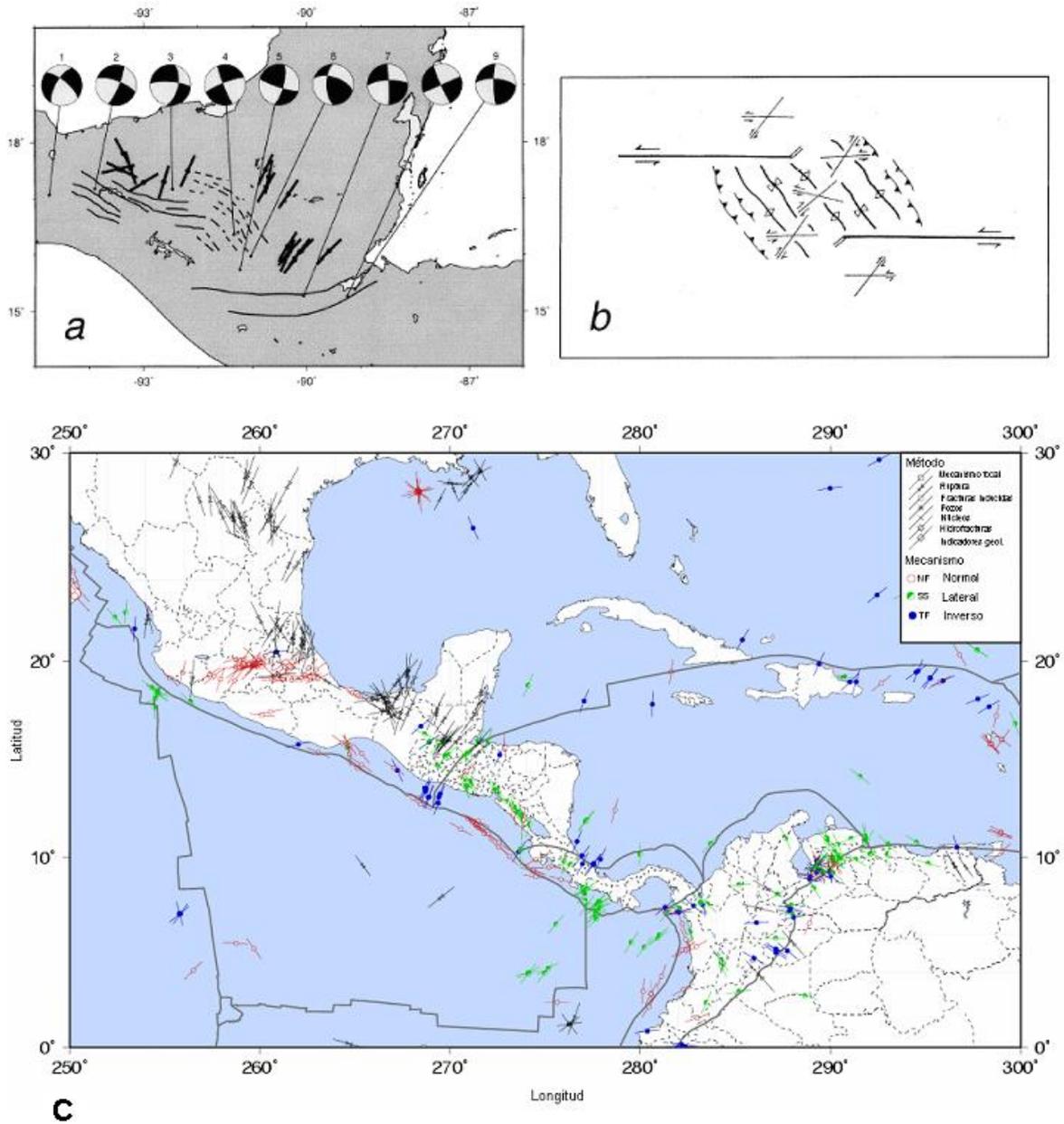


Figura 8. Estado de esfuerzos en el sureste de México. a) Soluciones del plano de falla y orientación del máximo esfuerzo horizontal. b) Estructuras teóricas dentro de un escalón compresional (tomado de Guzmán y Meneses, 2000). c) Orientación espacial del máximo esfuerzo compresivo (eje de presión **P**), en las placas de Cocos, Caribe y de Norteamérica. En el sistema de fallas Motagua-Polochic la orientación de los esfuerzos compresivos es de N 30°E con predominio de mecanismos de fallas laterales izquierdas. En la trinchera los esfuerzos compresivos están orientados perpendicularmente a ella y existe predominio de mecanismos de fallas inversas. En la región cercana a la Cordillera Submarina de Tehuantepec y el área de Veracruz existen mecanismos de fallas normales (tomado de <http://www-wsm.physik.uni-karlsruhe.de>).

Este escalón de fallas pudo haberse desarrollado debido a que el sistema de fallas Motagua-Polochic fue incapaz de propagarse a través del batolito de Chiapas. Según este modelo para la terminación occidental del límite entre las placas del Caribe y de Norteamérica, la deformación intraplaca está distribuida a lo largo de la provincia tectónica de las fallas inversas y de la provincia de las fallas laterales.

El modelo de Guzmán y Meneses propone un mecanismo de conexión entre los sistemas de fallas laterales del sureste de México y las fallas laterales de Motagua-Polochic, separados por una distancia de al menos 100 km (Figuras 6 y 8). Los ejes de presión son en general perpendiculares a la dirección de la subducción excepto en las áreas donde el ángulo de subducción cambia (Figura 8c). Por ejemplo en Oaxaca en la zona cercana a la Cordillera Submarina de Tehuantepec existen mecanismos de fallas normales (Figura 8c). En la trinchera predominan los mecanismos inversos. En el sistema de fallas Motagua-Polochic la orientación de los esfuerzos compresivos es N 30°E (Güendel y Protti, 1998), con predominio de mecanismos de fallas laterales izquierdas (Figura 8c).

I.5. Modelos corticales de velocidades sísmicas para el sureste de México y norte de Guatemala.

En la región del sureste de México y el norte de Guatemala se han obtenido algunos modelos de velocidad unidimensionales de la corteza terrestre. Castro (1980) obtiene una estimación del espesor promedio de la corteza en Chiapas como de 43 km utilizando fases de ondas *S* y *Sp*. Propone velocidades promedio de onda *P* para la corteza y el manto superior de 6.6 y 8.2 km/s, respectivamente. Además, determina una estructura de velocidades unidimensional con cuatro capas y un semiespacio (Tabla 1 y Figura 9). Havskov *et al.* (1982) localizaron sismos a profundidades mayores a 200 km y estimaron el ángulo de buzamiento para la zona Wadati-Benioff en Tehuantepec como de 45°, con un espesor de la placa subducida de 45 km. En el Istmo de Tehuantepec los datos analizados por Ponce *et al.* (1992) sugieren un ángulo de echado para la zona Wadati-Benioff de 38°. Havskov *et al.* (1982) obtienen un modelo de velocidad para la corteza compuesto por seis capas y un semiespacio para Chiapas, en la región colindante al Istmo de Tehuantepec (Tabla 2 y Figura 9).

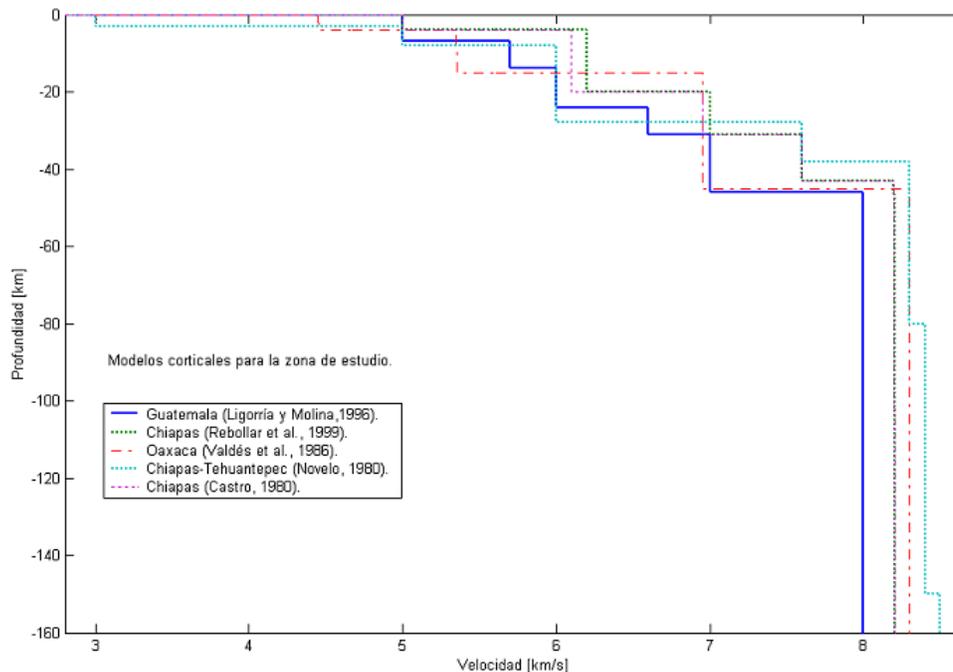


Figura 9. Modelos propuestos de velocidad de la corteza (1D) para la zona de estudio (Chiapas, Guatemala, Oaxaca y Tehuantepec).

Tabla 1. Estructura de velocidades unidimensional para Chiapas. Modelos obtenidos por Castro (1980) (izquierda) y Rebollar *et al.* (1999) (derecha).

Profundidad a la interfase (km).	Velocidad ondas P (km/s).	Densidad (gr/cm ³).	Profundidad a la interfase (km).	Velocidad ondas P (km/s).	Densidad (gr/cm ³).
0	5	2.7	0	5	2.7
4	6.1	2.9	4	6.2	2.9
20	6.95	3	20	7	3
31	7.6	3.1	31	7.6	3.1
43	8.2	3.4	43	8.2	3.4

Rebollar *et al.* (1999) determinaron la geometría de la zona Wadati-Benioff en Chiapas, mediante la localización de hipocentros de sismos entre 10 y 300 km de profundidad. Los hipocentros definen un espesor de la placa subducida de 43 km, con un ángulo de buzamiento de $40^\circ \pm 3^\circ$ en la dirección N45° E. Los mecanismos focales de los eventos en la placa subducida a profundidades menores de 50 km indican que la placa subducida está bajo tensión, mientras que a profundidades entre 50 y 200 km la placa experimenta un régimen mixto de esfuerzos (Rebollar *et al.*, 1999). A profundidades de entre 200 y 300 km la litosfera subducida está bajo un régimen comprensivo en la dirección del buzamiento (Rebollar *et al.*, 1999). Además, Rebollar *et al.* (1999) utilizaron el método de velocidad aparente mínima, distinguiendo tres reflectores sísmicos: el primer estrato con una velocidad de 3.8 km/s; el segundo con una velocidad de 6.7 km/s, relacionado con la discontinuidad de Conrad; el tercero relacionado con el Moho con una velocidad de 8.2 km/s. También determinaron una relación de velocidades V_p/V_s de 1.71 y una relación de Poisson de 0.24.

En el Istmo de Tehuantepec Ligorria y Ponce (1993) estimaron el espesor de la corteza utilizando el método de ondas convertidas (*S-Sp*). Ellos reportaron una corteza continental con un espesor promedio de 36 ± 3.2 km para el Moho y una discontinuidad intermedia (discontinuidad de Conrad) a una profundidad media de 22 ± 2.3 km. El modelo de velocidades utilizado consta de dos estratos y un semiespacio definido por la superficie libre y las discontinuidades de Conrad y de Mohorovicic ($V_1=6.0$, $V_2=7.0$, $V_3=8.2$ km/s).

Tabla 2. Modelos unidimensionales de velocidad, para las regiones de Guatemala (Ligorria y Molina, 1997) (izquierda) y Tehuantepec (Havskov *et al.*, 1982) (derecha).

Modelo de Guatemala.		Modelo de Tehuantepec.	
Profundidad a la interfase(km).	Velocidad onda P (km/s).	Profundidad a la interfase(km).	Velocidad onda P (km/s).
0	5.0	0	3.0
7±3	5.7	3	5
14±2	6.0	8	6.0
24 ±3	6.6	28	7.6
31±4	7.0	38	8.3
46±3	8.0	80	8.4
		150	8.5

En Guatemala, Ligorria y Molina (1997) determinan la distribución de la velocidad de onda P en la corteza mediante el método de velocidad aparente mínima y ondas convertidas ($S-Sp$), aplicados a sismos locales. Determinan que la profundidad máxima del Moho es de 46 ± 3 km y proponen velocidades promedio para la onda P , en la corteza y el manto superior, de 6.2 y 8.0 km/s, respectivamente. Además, determinan una estructura de velocidades unidimensional con cuatro capas y un semiespacio (Tabla 2 y Figura 9). Este es un modelo promedio para Guatemala.

Narcía y Rebollar (2004) determinan que el espesor de la corteza debajo de la región de Chiapas tiene variaciones importantes, mostrando un incremento en la profundidad del Moho en la dirección noroeste y un decremento del espesor de la corteza, debajo de Tapachula, lo cual puede estar relacionado con el Volcán Tacaná. La zona con corteza más delgada es Tapachula con un espesor de 17 km, seguido por la zona debajo de la población de Arriaga con un espesor de la corteza de 28 km. Para las zonas en el interior del continente el espesor de la corteza se incrementa hasta valores de 49 km y de 53 km en las zonas de Tuxtla Gutiérrez y Comitán, respectivamente.

Narcía y Rebollar (2004) explican estas variaciones con la teoría de la isostasia mediante el modelo de Airy, de la cual determinaron que debajo de las zonas que están cerca de la Trincherá Mesoamericana, la densidad del manto superior es menor que en las zonas que están alejadas de la trincherá. Además, determinan la velocidad de la onda S en el manto superior para las zonas de Arriaga y Tapachula, la cual es de 4.1 km/s en ambos casos; para Tuxtla Gutiérrez y Comitán las velocidades son de 5.7 y 5.6 km/s, respectivamente. La velocidad de la onda S en la corteza también varía de acuerdo a la zona, para Tuxtla Gutiérrez y Comitán las velocidades son de 3.5 y 3.7 km/s, respectivamente. Debajo de la zona de Arriaga, la velocidad es de 3.8 km/s, para la región de Tapachula la velocidad es de 3.3 km/s.

I.6. Modelos de velocidad y gravimétricos para el sureste de México y norte de Guatemala.

Valdés *et al.* (1986) obtienen un modelo de subducción para Oaxaca, para la transición océano-continente que consiste de bloques continentales, oceánicos y acrecionales. La parte continental está compuesta por tres unidades (I, II y III, Figura 10) con el Moho localizado a 45 km de profundidad (± 4 km). El bloque oceánico (unidades IX a XII, Figura 10) tiene un espesor de la corteza de 8 km, la cual está contenida dentro de la litosfera oceánica de 30 km de espesor. Las estructuras antes mencionadas fueron definidas mediante velocidades sísmicas. El buzamiento de la litosfera oceánica debajo del continente es de 10° . La litosfera oceánica es subyacida por una capa de alta velocidad de 8.6 km/s, con un espesor de 2 km (Figura 10). Debajo esta capa de alta velocidad, a una profundidad de 36 km se encuentra la astenósfera oceánica.

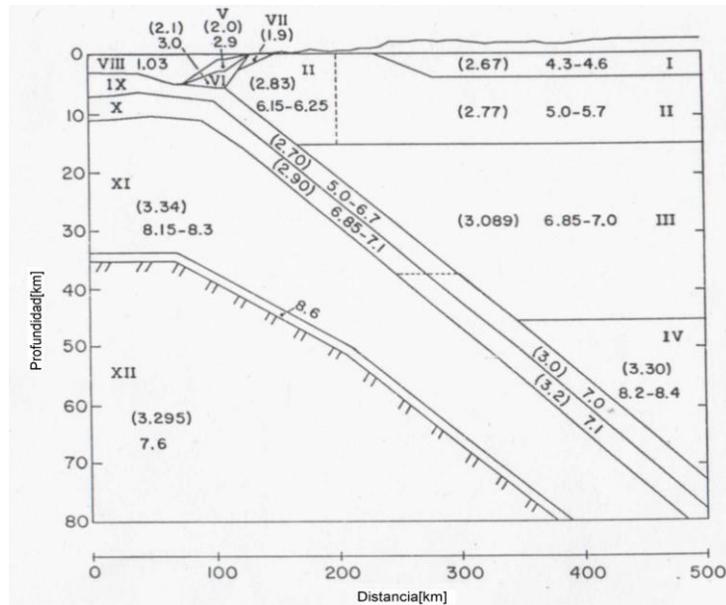


Figura 10. Modelo estructural para Oaxaca con sus correspondientes velocidades de onda P (km/s), los valores entre paréntesis representan las densidades (gm/cm^3) (tomado de Valdés *et al.*, 1986).

Varios estudios muestran que la Cordillera Submarina de Tehuantepec es la frontera entre dos provincias de subducción diferentes (Couch y Woodcock 1981; Nava *et al.*, 1988; Manea *et al.*, 2005). La primera de estas provincias, al noroeste tiene un espesor de la corteza aproximadamente de 12 km y la segunda al suroeste con un espesor de la corteza de 9.5 km (Manea *et al.*, 2005). Mientras que la litosfera oceánica tiene un espesor de aproximadamente de 38 km al noroeste y de cerca de 50 km al sureste de la Cordillera Submarina de Tehuantepec (Manea *et al.*, 2005). De acuerdo con Franco *et al.* (2005) el estado de Oaxaca tiene dos modelos de subducción: el primero de estos, en la parte central de Oaxaca, posee una geometría de la placa subducida semejante a la geometría horizontal de Guerrero (Figura 11); y el segundo modelo, al sureste del estado representa la transición entre una geometría horizontal (Guerrero, Guerrero-Oaxaca) a una geometría con un buzamiento progresivo u ordinario en Chiapas.

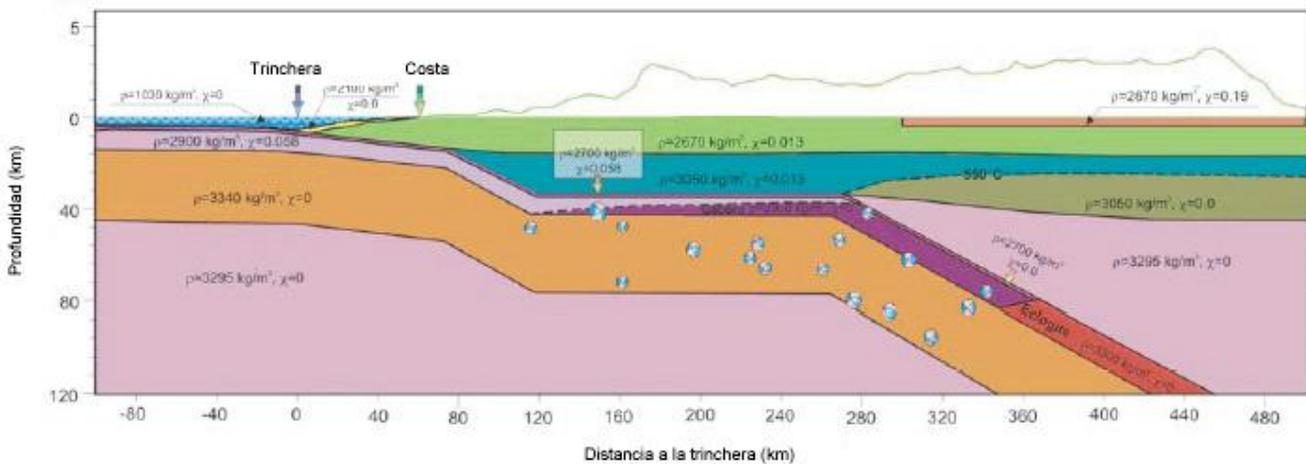


Figura 11. Modelo de subducción para la parte central de Oaxaca, basado en datos gravimétricos (tomado de Franco *et al.*, 2005).

Couch y Woodcock (1981) determinaron mediante modelación de anomalías gravimétricas la estructura de los márgenes continentales en el sur de México y en el noreste de Guatemala. De acuerdo con el modelo de subducción basado en datos gravimétricos para el noreste de Guatemala, el Moho disminuye su profundidad desde 10.1 km hasta 8.4 km; directamente debajo de la trinchera, el Moho tiene un ángulo de subducción de 30° a una profundidad de 15 km, debajo de la plataforma continental es aproximadamente horizontal. El modelo acepta para el occidente de Guatemala los valores de densidades de 2.60, 2.75 y 3.00 g/cm^3 en el núcleo del continente (Figura 12). También existe una cuenca sedimentaria cerca de la línea de costa con estratos de densidades de 2.00, 2.30 y 2.40 g/cm^3 , cuyas velocidades asociadas son 1.7, 2.4 y 3.25 km/s , respectivamente (Shor y Fisher, 1961). El modelo sugiere la existencia de dos capas de sedimentos acrecionales oceánicos y terrígenos con densidades de 2.35 y 2.70 g/cm^3 , respectivamente. El modelo de subducción basado en los datos gravimétricos para el sur de México, determina que el Moho tiene una profundidad aproximada de 11-12 km debajo de la trinchera y de 33 km debajo del continente. En el modelo se propone un basamento de rocas sedimentarias con densidades de 2.30 y 2.00 g/cm^3 , además de un basamento rocas continentales con una densidad de 2.65 g/cm^3 .

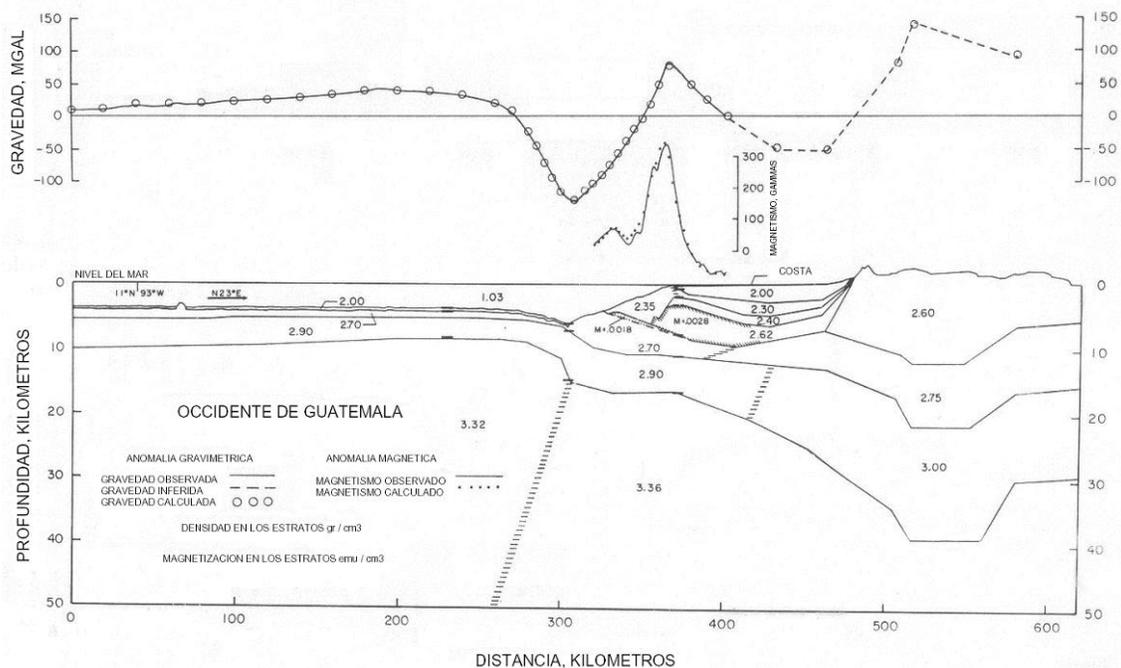


Figura 12. Modelo de subducción para el occidente de Guatemala, basado en datos gravimétricos (tomado de Couch y Woodcock, 1981).

Capítulo II. Marco teórico de referencia: trazado de rayos sísmicos.

II.1. Introducción.

El trazado de rayos sísmicos es una técnica que calcula el movimiento del terreno, para ello asume que el movimiento del terreno está compuesto por arribos múltiples de rayos sísmicos. En esta técnica se considera que la fuente emite paquetes de energía que son reflejados o refractados en las discontinuidades que dividen dos medios con propiedades mecánicas diferentes (densidad, velocidad, etc), de acuerdo con la ley de Snell. Las amplitudes de las ondas reflejadas y refractadas en cada frontera son calculadas de acuerdo con la ley de la conservación de la energía. La determinación de la trayectoria entre la fuente y el receptor es fundamental para varios problemas en sismología tales como la localización de terremotos, inversión de tiempos de viaje, cálculo de sismogramas sintéticos y tomografía sísmica. Una onda sísmica es modelada por un conjunto de rayos, cada rayo representa la propagación de un frente de onda desde el hipocentro (fuente) a una estación (receptor). Cada vez que un rayo atraviesa una interfase geológica, estos pueden ser transmitidos o reflejados.

El objetivo del trazado de rayos es construir un modelo apropiado de velocidades sísmicas a partir de un modelo inicial. Dados los cálculos de los tiempos de viajes, los tiempos calculados son comparados con los tiempos observados. Las velocidades sísmicas iniciales del modelo son refinadas con la finalidad de obtener un mejor ajuste entre los tiempos de viajes medidos y los calculados. Los algoritmos de trazado de rayos son procesos iterativos que construyen la trayectoria del rayo paso por paso usando incrementos de segmentos lineales. Por lo tanto, la trayectoria del rayo es un conjunto de puntos discretizados con información apropiada como el ángulo de incidencia, la geometría de la discretización del medio, la densidad del rayo o el número de rayos que cruzan un elemento del medio.

II.2. Principios físicos básicos.

La teoría geométrica de rayos tiene tres principios fundamentales: el principio de Huygens, el principio de Fermat y la ley de Snell.

Principio de Huygens:

Este principio describe cómo una perturbación de onda se propaga a través del medio. Cada punto en un frente de onda puede ser considerado como una fuente secundaria de ondas esféricas. El principio de Huygens proporciona un método geométrico para encontrar la forma de un frente de onda en un instante cualquiera. Partiendo de la forma de un frente de onda inicial, el nuevo frente de onda se obtiene mediante una superficie tangente a las ondas secundarias (Figura 13), mediante la envolvente de las mismas. Cada onda esférica secundaria satisface la siguiente ecuación:

$$(z - z_0)^2 + (y - y_0)^2 + (x - x_0)^2 = v^2(t - t_0)^2, \quad (1)$$

donde (x_0, y_0, z_0) es el origen de las ondas esféricas, v es la velocidad de las ondas y t_0 es el tiempo de inicio. Si el medio es homogéneo, los radios de las ondas son finitos e idénticos, y por tanto los rayos son líneas rectas, no así en un medio heterogéneo.

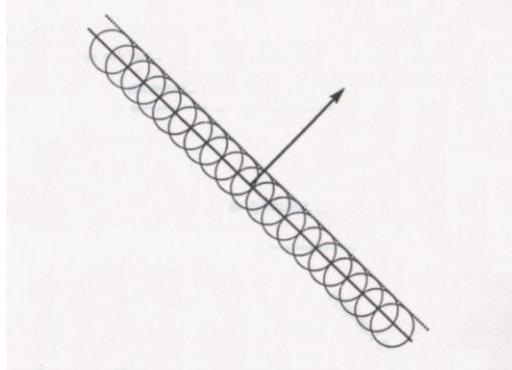


Figura 13. Construcción de un frente de onda a partir del principio de Huygens. La onda plana se mueve una distancia $v\delta t$, en un instante de tiempo δt . La flecha representa el vector número de onda \mathbf{k} , que describe la trayectoria de las ondas, la línea perpendicular representa un frente de onda (tomado de Scales, 1995).

Principio de Fermat:

El principio de Fermat establece que un rayo que va de un punto a otro sigue una trayectoria tal que, comparada con otras trayectorias cercanas, minimiza el tiempo de viaje. La lentitud es inversamente proporcional a la velocidad ($1/v$, donde v es la velocidad). El tiempo de viaje de una onda sísmica es la integral de la lentitud a lo largo de la trayectoria del rayo desde el hipocentro hasta las estaciones de registro. Para ilustrar este principio se denota como P a una trayectoria arbitraria que conecta una fuente y un receptor en un medio con una lentitud s . Siendo P una trayectoria de ensayo. La función τ^P representa el tiempo de viaje a lo largo de la trayectoria P , es decir (Scales, 1995):

$$\tau^P(s) = \int_P s(\mathbf{x}) dl^P, \quad (2)$$

donde dl^P representa una distancia infinitesimal a lo largo de la trayectoria P . El principio establece que la trayectoria correcta del rayo entre dos puntos, es al menos una de todos los tiempos de viaje que minimiza la función $\tau^P(s)$ con respecto a la trayectoria P . Considerando a τ^* como la trayectoria de tiempo mínimo, el principio de Fermat puede expresarse como (Scales, 1995):

$$\tau^*(s) = \min_{P \in \Gamma} [\tau^P(s)], \quad (3)$$

donde Γ denota al conjunto de trayectorias continuas que conectan a la fuente dada con el receptor (Figura 14). La trayectoria particular en la cual el tiempo es mínimo, esta representada por P^* . Sí más de una trayectoria producen el mismo valor de tiempo mínimo, entonces P^* representa a cualquier miembro en este conjunto que minimiza las trayectorias.

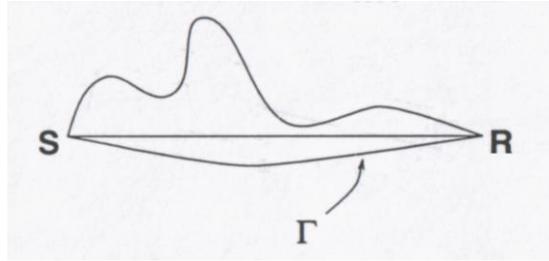


Figura 14. Conjunto de trayectorias Γ , que conectan a la fuente (S) con el receptor (R) (tomado de Scales, 1995).

Substituyendo la ecuación 2 en 3, el principio de Fermat de tiempo mínimo queda representado por (Scales, 1995):

$$\tau^*(s) = \int_{P^*} s(\mathbf{x}) dl^{P^*} = \min_P \int_P s(\mathbf{x}) dl^P. \quad (4)$$

Para cualquier medio heterogéneo la trayectoria de los rayos sísmicos dependerá de la distribución de velocidades en el medio.

Ley de Snell:

La ley de Snell relaciona los ángulos de incidencia, refracción y reflexión de las ondas con la velocidad cuando las ondas atraviesan una frontera entre dos medios con propiedades físicas diferentes.

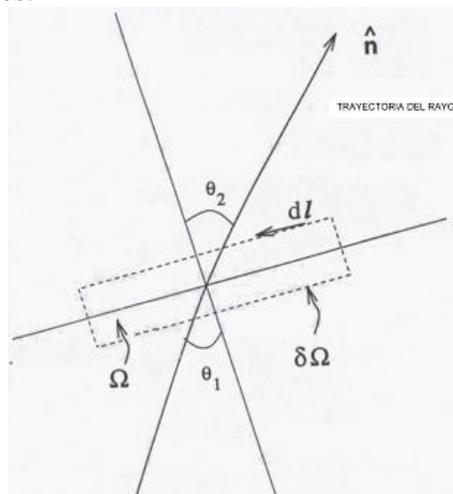


Figura 15. Geometría para la ley de Snell (tomado de Scales, 1995).

Considerando una región Ω , que rodea una interfase que separa dos medios diferentes (Figura 15) y asumiendo que los lados perpendiculares a la interfase tienden a cero mediante el teorema de Stokes se tiene (Scales, 1995):

$$\int_{\Omega} \nabla \times (v\hat{\mathbf{n}}) \cdot d\mathbf{\Omega} = \int_{\partial\Omega} (v\hat{\mathbf{n}}) \cdot d\mathbf{l} = 0, \quad (5)$$

donde $\hat{\mathbf{n}}$ es el vector de la trayectoria del rayo, $d\mathbf{\Omega}$ y $d\mathbf{l}$ son el diferencial de superficie y el

diferencial de línea, respectivamente. Entonces únicamente las partes de la integral de línea tangentes a la interfase de la trayectoria contribuyen. Puesto que deben sumar cero, eso significa que las componentes tangenciales deben ser continuas (Scales, 1995):

$$(v_2 \hat{\mathbf{n}}_2 - v_1 \hat{\mathbf{n}}_1)_t = 0, \quad (6)$$

donde los índices 1 y 2 se refieren a un lado particular de la frontera. Esto es equivalente a decir que el vector

$$v_1 \hat{\mathbf{n}}_1 - v_2 \hat{\mathbf{n}}_2, \quad (7)$$

debe ser normal a la frontera. Si θ_1 y θ_2 son los ángulos de incidencia y transmisión, la continuidad de las componentes implica que:

$$\frac{\text{sen} \theta_1}{v_1} = \frac{\text{sen} \theta_2}{v_2}, \quad (8)$$

la cual es la ley de Snell. En el caso de una Tierra esférica la expresión toma la siguiente forma: $(r_1 \text{sen} \theta_1 / v_1) = (r_2 \text{sen} \theta_2 / v_2)$, donde r_1 y r_2 son los radios, recibiendo el nombre de ley de Descartes. Cuando una onda de cuerpo P o SV incide en cualquier punto de una interfase (Q_i), cuatro ondas de ondas de cuerpo son generadas (Figura 16a y 16b): dos ondas reflejadas (P y SV) y dos ondas transmitidas (P y SV). Una onda SH genera dos ondas de cuerpo: una onda reflejada SH y una onda transmitida SH (Figura 16c).

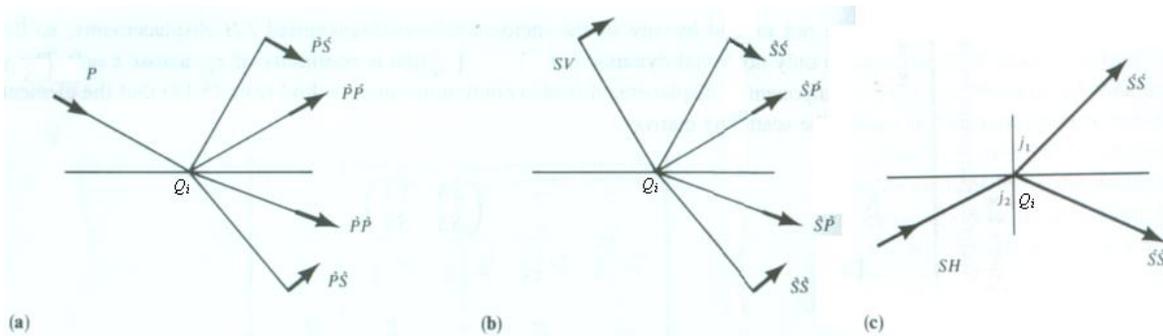


Figura 16. Reflexión/trasmisión de una onda de cuerpo en una interfase entre dos medios con propiedades físicas diferentes. a) Una onda P genera cuatro ondas de cuerpo: dos ondas reflejadas (P y SV) y dos ondas transmitidas (P y SV). b) Una onda SV genera cuatro ondas de cuerpo: dos ondas reflejadas (P y SV) y dos ondas transmitidas (P y SV). c) Una onda SH genera dos ondas de cuerpo: una onda reflejada SH y una onda transmitida SH (tomado de Aki y Richards, 2002).

Para el caso en el cual una onda incidente se tramite con un ángulo $\theta_2 = \pi/2$, se dice que el ángulo de incidencia es crítico ($\theta_c = \text{arc sen}(v_1/v_2)$), por tanto las ondas se transmiten por la interfase (Figura 17).

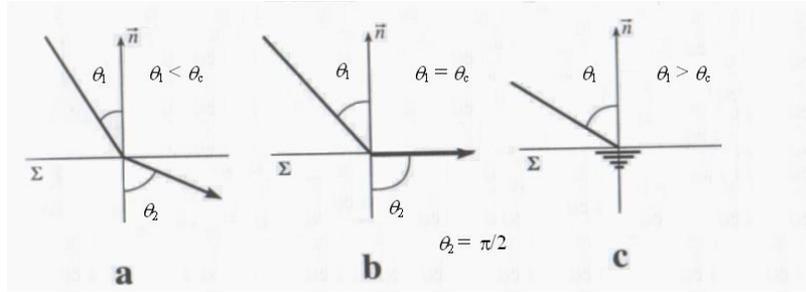


Figura 17. Ángulos de incidencia θ_1 : a) subcrítico b) crítico y c) poscrítico. Para el caso del ángulo crítico el rayo de la onda es paralelo a la interfase; para el caso del ángulo poscrítico se generan ondas inhomogéneas o evanescentes, que físicamente existen pero no pueden ser calculadas por métodos estándares de rayos (tomado de Červený, 2001).

Cuando el ángulo de incidencia supera el ángulo crítico, se tiene una incidencia poscrítica (Figura 17) y no hay transmisión de ondas planas en el segundo medio, este fenómeno es llamado reflexión interna total.

II.3. Ecuaciones cinemáticas de la trayectoria del rayo sísmico.

Considerando la ecuación escalar de onda en un medio con densidad constante y de velocidad variable $v = v(x_i)$ como:

$$\nabla^2 \phi - \frac{1}{v^2(x_i)} \frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} = 0, \quad (9)$$

donde $\phi(x_i, t)$ es un campo escalar de onda, x_i es la variable espacial (en $i = 1, 2, 3$) y t es el tiempo. Las soluciones de la ecuación de onda tienen la siguiente forma:

$$\phi(x_i, t) = A(x_i) e^{[-i\omega(t-T(x_i))]} \quad (10)$$

La ecuación de onda en el dominio de la frecuencia es conocida como la ecuación de Helmholtz, la cual tiene la siguiente forma:

$$\nabla^2 \Phi(\mathbf{x}, \omega) + \frac{\omega^2}{v^2(\mathbf{x})} \Phi(\mathbf{x}, \omega) = 0, \quad (11)$$

donde ω es la frecuencia angular y Φ es la transformada de Fourier de ϕ definida como:

$$\Phi(\mathbf{x}, \omega) = \int_{-\infty}^{\infty} \phi(\mathbf{x}, t) e^{i\omega t} dt. \quad (12)$$

La solución de la ecuación de onda en el dominio de la frecuencia toma la forma de:

$$\Phi(\mathbf{x}, \omega) = A(\mathbf{x}) e^{i\omega T(\mathbf{x})} F(\omega), \quad (13)$$

donde $A(\mathbf{x})$ es la amplitud, $T(\mathbf{x})$ es el Eikonal o la función del tiempo de viaje y $F(\omega)$ es la función de la fuente. En el dominio del tiempo se tiene (Červený, 2001):

$$\phi(\mathbf{x}, t) = A(\mathbf{x})f(t - T(\mathbf{x})), \quad (14)$$

para cada una de las componentes del campo de desplazamiento (en $i = 1, 2, 3$):

$$\phi(x_i, t) = A(x_i)e^{-i\omega[(t-p_i x_i)]} = A(x_i)e^{-i\omega[(t-T(x_i))]}, \quad (15)$$

donde \mathbf{p} es el vector lentitud ($\mathbf{p} = \mathbf{k}/\omega$). Asumiendo que la frecuencia ω es alta, $\omega \gg 0$, y que $A(x_i)$ y $T(x_i)$ son funciones escalares. Para $A(x_i)$ constante y $T(x_i) = p_i x_i$, se tiene una solución de onda plana en la cual $T(x_i) = t$ representa un frente de onda moviéndose en el medio (Figura 18). Considerando la siguiente identidad vectorial $\nabla \cdot a\vec{b} = \vec{b} \cdot \nabla a + a\nabla \cdot \vec{b}$, se puede obtener (Červený, 2001):

$$\begin{aligned} \nabla^2 \phi &= \nabla \cdot \nabla \phi, \\ \nabla^2 \phi &= \left\{ i\omega(\nabla A + i\omega A\nabla T) \cdot \nabla T + (\nabla^2 A + i\omega\nabla T \cdot \nabla A + i\omega A\nabla^2 T) \right\} e^{i\omega[(T(x_i)-t)]}. \end{aligned} \quad (16)$$

La ecuación escalar de onda se puede expresar de la siguiente manera:

$$-\omega^2 A \left[(\nabla T)^2 - \frac{1}{v^2} \right] + i\omega [2\nabla A \cdot \nabla T + A\nabla^2 T] + \nabla^2 A = 0. \quad (17)$$

La ecuación anterior tiene tres miembros y únicamente dos funciones desconocidas, ($A(x_i)$ y $T(x_i)$). Debido a que se asume una aproximación de altas frecuencias únicamente los primeros dos miembros de la ecuación son considerados (ω^2 y ω) y ambos deben ser nulos (Červený, 2001). Bajo estas hipótesis se obtiene las siguientes ecuaciones: la ecuación Eikonal

$$(\nabla T)^2 = \frac{1}{v^2}, \quad (18)$$

y la ecuación de transporte:

$$2\nabla A \cdot \nabla T + A\nabla^2 T = 0. \quad (19)$$

Ambas ecuaciones juegan un papel fundamental en la teoría de rayos. La ecuación Eikonal representa una ecuación diferencial parcial no lineal de primer orden para el tiempo de viaje $T(x_i)$. La ecuación Eikonal se resuelve para obtener los tiempos de viajes a lo largo de los rayos. La ecuación de transporte representa una ecuación diferencial parcial lineal de primer orden para $A(x_i)$, esta ecuación describe el comportamiento de las amplitudes. La ecuación Eikonal en 3D, que gobierna los tiempos de viaje de una fuente fija en un medio heterogéneo se puede describir de la siguiente forma:

$$\left(\frac{\partial T}{\partial x_1}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial x_2}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial x_3}\right)^2 = \frac{1}{v^2(x_1, x_2, x_3)}, \quad (20)$$

donde x_1, x_2, x_3 son las coordenadas espaciales, T es el tiempo de viaje y $v = v(x_i)$ es el campo de velocidades. La velocidad $v(x_i)$, para el caso de ondas P , se determina mediante la siguiente expresión:

$$\alpha(x_i) = \sqrt{\frac{\lambda(x_i) + 2\mu(x_i)}{\rho(x_i)}}. \quad (21)$$

La velocidad $v(x_i)$, para el caso de ondas S , se determina mediante la siguiente expresión:

$$\beta(x_i) = \sqrt{\frac{\mu(x_i)}{\rho(x_i)}}, \quad (22)$$

donde $\lambda(x_i)$ es el módulo de compresibilidad, $\mu(x_i)$ es la rigidez y $\rho(x_i)$ es la densidad.

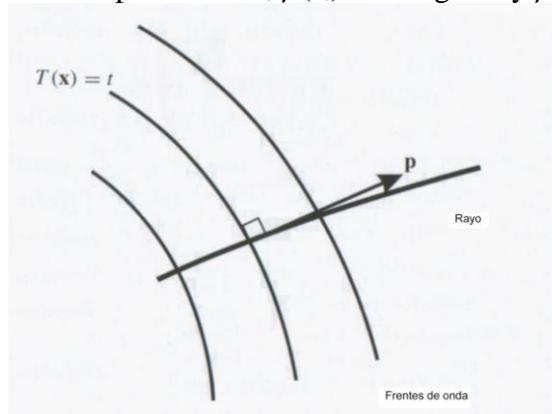


Figura 18. Una trayectoria del rayo en la dirección del vector lentitud \mathbf{p} , con frentes de ondas ortogonales, $T(x_i) = t$ (tomado de Chapman, 2004).

El vector lentitud \mathbf{p} también puede definirse de la siguiente manera:

$$\mathbf{p} = \nabla T. \quad (23)$$

De la ecuación anterior se observa que el vector lentitud no es constante pero es dependiente de la posición, al igual que las otras propiedades del medio ($\alpha, \beta, \lambda, \mu$ y ρ). El parámetro de rayo permanece constante a lo largo de la trayectoria de un rayo particular. El tiempo de viaje puede ser calculado de la siguiente forma:

$$T(x_i) = \int_{x_0}^x \mathbf{p} \cdot d\mathbf{x}. \quad (24)$$

Las superficies donde $T(x_i) = t$, son llamadas frentes de onda. El vector lentitud \mathbf{p} , es perpendicular a los frentes de ondas (Figura 18). El vector de lentitud \mathbf{p} no es paralelo al rayo, debido a la curvatura del rayo, esta ocurre cuando la velocidad se incrementa con la profundidad, es decir el índice de refracción ($n = \text{sen } i / \text{sen } r$, donde i y r son los ángulos de incidencia y reflexión, respectivamente) se incrementa con la profundidad, causando la curvatura del rayo. Introduciendo el siguiente término en forma diferencial se tiene:

$$dt = \nabla T(x_i) \cdot d\mathbf{x}. \quad (25)$$

Dividiendo la ecuación 25 entre dt y considerando a \mathbf{v} como la velocidad de un frente de onda en la dirección $d\mathbf{x}$, igual a $\mathbf{v} = d\mathbf{x}/dt$ entonces (Pujol, 2003):

$$1 = \nabla T(x_i) \cdot \frac{d\mathbf{x}}{dt} = \nabla T(x_i) \cdot \mathbf{v} = \|\nabla T(x_i)\| \|\mathbf{v}\| \cos \theta, \quad (26)$$

donde θ es el ángulo entre ∇T y \mathbf{v} . Si \mathbf{v} es paralelo a ∇T se tiene (Pujol, 2003):

$$\|\nabla T(x_i)\| \|\mathbf{v}\| = 1 = \|\nabla T(x_i)\| c = 1, \quad (27)$$

teniendo que $\|\mathbf{v}\| = c$. Además de que ∇T es perpendicular a T , se observa que c es la velocidad del frente de onda en una dirección perpendicular al mismo. En un medio isotrópico, los rayos se definen como curvas cuyas tangentes son perpendiculares en todas partes a el frente de onda. Para describir un rayo se usa una representación paramétrica (Pujol, 2003). Siendo $\mathbf{x}(u) = (x_1(u), x_2(u), x_3(u))$, el vector de posición de un punto sobre el rayo y u un parámetro que varia a lo largo del rayo. El vector $d\mathbf{x}/du$ es tangente a \mathbf{x} , y por lo tanto paralelo a ∇T , es decir (Pujol, 2003):

$$\frac{d\mathbf{x}}{du} = g \nabla T, \quad (28)$$

donde g es una función de proporcionalidad, que depende de la elección de u y que generalmente dependerá de \mathbf{x} (Pujol, 2003). Considerando el caso en que $u = s$, donde s es longitud de arco a lo largo del rayo medida con respecto a un punto fijo sobre el rayo. Para encontrar g se resuelve la ecuación anterior para ∇T (Pujol, 2003),

$$\nabla T = \frac{1}{g} \frac{d\mathbf{x}}{ds} = \frac{1}{g} \left(\frac{dx_1}{ds}, \frac{dx_2}{ds}, \frac{dx_3}{ds} \right), \quad (29)$$

entonces introduciendo esta expresión en la ecuación Eikonal, se obtiene el siguiente resultado (Pujol, 2003):

$$\|\nabla T\|^2 = \nabla T \cdot \nabla T = \frac{1}{g^2} \left[\left(\frac{dx_1}{ds} \right)^2 + \left(\frac{dx_2}{ds} \right)^2 + \left(\frac{dx_3}{ds} \right)^2 \right] = \frac{1}{g^2} = \frac{1}{c^2}. \quad (30)$$

La segunda igualdad del lado derecho se reduce por que $ds^2 = dx_1^2 + dx_2^2 + dx_3^2$. Por lo tanto, $g = c$ y

$$\frac{d\mathbf{x}}{ds} = c\nabla T, \quad (31)$$

observando que:

$$\left\| \frac{d\mathbf{x}}{ds} \right\| = c\|\nabla T\| = 1, \quad (32)$$

teniendo que $\|d\mathbf{x}\| = ds$. Sí $u = t$, donde t es el tiempo. Usando $dt = ds/c$, en la ecuación 31 se obtiene (Pujol, 2003):

$$\frac{d\mathbf{x}}{dt} = c \frac{d\mathbf{x}}{ds} = c^2 \nabla T, \quad (33)$$

La relación entre T y t puede encontrarse de (Pujol, 2003):

$$\frac{dT}{dt} = \frac{\partial T}{\partial x_1} \frac{dx_1}{dt} + \frac{\partial T}{\partial x_2} \frac{dx_2}{dt} + \frac{\partial T}{\partial x_3} \frac{dx_3}{dt} = \nabla T \bullet \frac{d\mathbf{x}}{dt} = \nabla T \bullet c^2 \nabla T = 1, \quad (34)$$

esto es que T y t tienen la misma variación, T puede ser interpretado como el tiempo de viaje a lo largo del rayo. Rescribiendo la ecuación 31, únicamente para las variables espaciales se tiene (Pujol, 2003):

$$\frac{\partial T}{\partial x_i} = \frac{1}{c} \frac{dx_i}{ds}, \quad (35)$$

tomando la derivada con respecto a s (Pujol, 2003),

$$\frac{d}{ds} \frac{\partial T}{\partial x_i} = \frac{d}{ds} \left(\frac{1}{c} \frac{dx_i}{ds} \right). \quad (36)$$

De la ecuación Eikonal:

$$\frac{\partial T}{\partial x_i} \frac{\partial T}{\partial x_i} = \frac{1}{c^2}, \quad (37)$$

se obtiene que (Pujol, 2003):

$$\frac{d}{ds} \left(\frac{\partial T}{\partial x_i} \frac{\partial T}{\partial x_i} \right) = 2 \frac{\partial T}{\partial x_i} \frac{d}{ds} \left(\frac{\partial T}{\partial x_i} \right) = \frac{d}{ds} \left(\frac{1}{c^2} \right) = \frac{-2}{c^3} \frac{\partial c}{\partial x_i} \frac{dx_i}{ds} = \frac{-2}{c^3} \frac{\partial c}{\partial x_i} c \frac{\partial T}{\partial x_i} = \frac{-2}{c} \frac{\partial T}{\partial x_i} \frac{\partial c}{\partial x_i}, \quad (38)$$

de la ecuación 38 se obtiene (Pujol, 2003):

$$\frac{\partial T}{\partial x_i} \left(\frac{d}{ds} \frac{\partial T}{\partial x_i} + \frac{1}{c^2} \frac{\partial c}{\partial x_i} \right) = \frac{\partial T}{\partial x_i} \left[\frac{d}{ds} \left(\frac{1}{c} \frac{dx_i}{ds} \right) + \frac{1}{c^2} \frac{\partial c}{\partial x_i} \right] = 0, \quad (39)$$

la velocidad c no es nula, por lo tanto la expresión en paréntesis en el segundo miembro de la ecuación anterior debe ser cero, el término $(1/c^2)(\partial c/\partial x_i)$ se expresa como (Pujol, 2003):

$$\frac{1}{c^2} \frac{\partial c}{\partial x_i} = - \frac{\partial}{\partial x_i} \left(\frac{1}{c} \right) = - \left[\nabla \left(\frac{1}{c} \right) \right]_i. \quad (40)$$

Escribiendo en forma vectorial

$$\frac{d}{ds} \left(\frac{1}{c} \frac{d\mathbf{x}}{ds} \right) = \left[\nabla \left(\frac{1}{c} \right) \right]. \quad (41)$$

La ecuación anterior describe la trayectoria de un rayo sísmico, es una ecuación diferencial de segundo orden, la cual también puede expresarse de la siguiente forma:

$$\frac{d}{ds} \left(\frac{1}{c} \frac{d\mathbf{x}}{ds} \right) = - \frac{\nabla c}{c^2}. \quad (42)$$

En forma explícita la ecuación 34 se transforma en un sistema de ecuaciones diferenciales:

$$\begin{aligned} \frac{d}{ds} \left(\frac{1}{c} \frac{dx_1}{ds} \right) &= \frac{\partial}{\partial x_1} \left(\frac{1}{c} \right), \\ \frac{d}{ds} \left(\frac{1}{c} \frac{dx_2}{ds} \right) &= \frac{\partial}{\partial x_2} \left(\frac{1}{c} \right), \\ \frac{d}{ds} \left(\frac{1}{c} \frac{dx_3}{ds} \right) &= \frac{\partial}{\partial x_3} \left(\frac{1}{c} \right), \end{aligned} \quad (43)$$

donde ds , se define de la siguiente manera $ds = \sqrt{dx_1^2 + dx_2^2 + dx_3^2}$. La velocidad es función del vector de posición \mathbf{x} y s una variable independiente que representa la longitud de la trayectoria a lo largo del rayo. El sistema anterior de ecuaciones ordinarias de segundo orden puede ser reducido a un sistema de ecuaciones de primer orden mediante la definición del vector lentitud $\mathbf{p}(s)$ tal que $\mathbf{p} = (p_x, p_y, p_z) = (1/c)(d\mathbf{x}/ds)$, como:

$$\begin{aligned} \frac{d\mathbf{x}}{ds} &= c\mathbf{p}, \\ \frac{d\mathbf{p}}{ds} &= \nabla \left(\frac{1}{c} \right). \end{aligned} \quad (44)$$

Las ecuaciones 41, 42, 43 y 44 son conocidas como las ecuaciones cinemáticas del rayo, algunos autores las denominan como sistema de ecuaciones de trazado de rayos, las cuales son resueltas de diferentes maneras (soluciones analíticas y soluciones numéricas).

II.4. Distribuciones de velocidades del medio.

La estructura de velocidades del medio es complicada, sin embargo en ciertos casos se expresa mediante distribuciones analíticas de velocidades. A continuación se muestran algunas distribuciones analíticas de velocidades para modelos unidimensionales (Červený, 2001):

1. Medio homogéneo $v = \text{cte}$.

2. Gradiente constante de la lentitud al cuadrado $v^{-2}(z)$:

$$\frac{1}{v^2(z)} = a + bz \Rightarrow v(z) = \frac{1}{[a + bz]^{1/2}}. \quad (45)$$

3. Gradiente constante de la velocidad logarítmica $Ln v(z)$:

$$\begin{aligned} Ln v(z) &= a + bz, \\ v(z) &= e^{(a+bz)}. \end{aligned} \quad (46)$$

De manera general para el caso 3D se tiene la siguiente expresión:

$$Ln v(x_i) = A_0 + A_1 x_1 + A_2 x_2 + A_3 x_3. \quad (47)$$

4. Gradiente constante de la velocidad $v(z)$:

$$v(z) = a + bz. \quad (48)$$

5. Distribución cuadrada de la velocidad:

$$v^{-2}(z) = a + bz + cz^2. \quad (49)$$

De manera general para el caso 3D se tiene el siguiente modelo:

$$v^{-n}(x_i) = A_0 + A_1 x_1 + A_2 x_2 + A_3 x_3, \quad (50)$$

donde n es un entero positivo o negativo.

Para distribuciones de velocidades complejas, el medio se divide en: elementos triangulares o rectangulares para el caso de dos dimensiones, y en elementos tetraédricos o cúbicos para el caso tridimensional (Figura 19). Dentro de cada elemento se asume que hay

un gradiente de velocidad lineal, como resultado la trayectoria está compuesta por segmentos circulares. Una ventaja de este tipo de elementos geométricos es que se pueden disponer de diferentes maneras para describir modelos de velocidades de áreas de gran heterogeneidad.

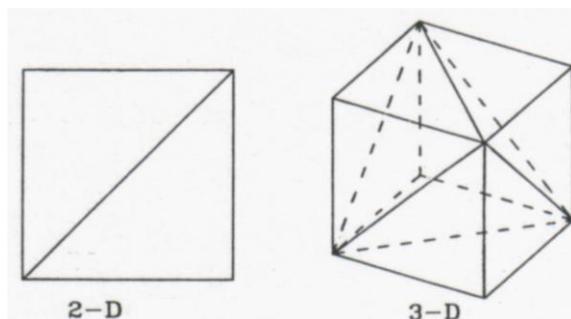


Figura 19. Geometría de los elementos usados para discretizar un medio heterogéneo. Triángulos o rectángulos para el caso 2D, y tetraedros o cubos para el caso 3D (tomado de Virieux *et al.*, 1988).

En este trabajo de investigación se resolvieron las ecuaciones cinemáticas del rayo numéricamente, por lo que no fue necesario definir alguna distribución analítica de velocidades. Se definió la velocidad del medio con celdas cúbicas.

II.5. Métodos de trazado de rayos.

El trazado de rayos es una técnica creada para calcular las trayectorias tomadas por los rayos sísmicos entre la fuente y varios receptores. Físicamente se basa en la descripción de cómo la energía sísmica sigue una dirección determinada al propagarse en un medio, la cual es controlada por las variaciones en la velocidad del medio. Hay dos tipos principales de métodos de ecuaciones diferenciales para el trazado de rayos: a) trazado de rayos de valor inicial y b) trazado de rayos de valor en la frontera. En el trazado de rayos de valor inicial, la dirección del rayo es conocida en algún punto del rayo. La posición y la dirección del rayo en ese punto constituyen un sistema completo de condiciones iniciales para el sistema de trazado de rayos. En el trazado de rayos de valor en la frontera, la dirección del rayo no es conocida, en lugar de ello se busca un rayo que conecte dos puntos dados. Este problema también recibe el nombre de trazado de rayos de dos puntos.

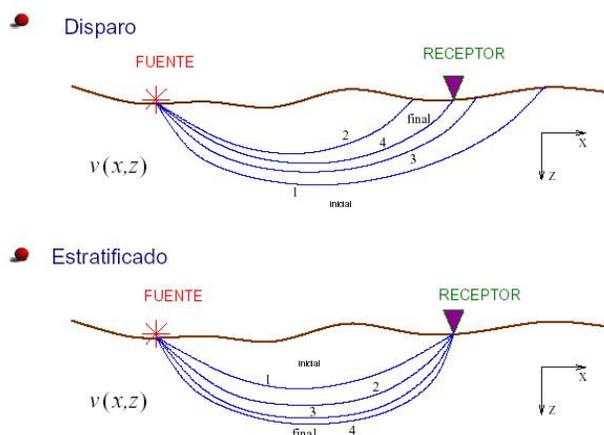


Figura 20. Métodos de ecuaciones diferenciales para el trazado de rayos de dos puntos.

Métodos de ecuaciones diferenciales para el trazado de rayos:

Existen en términos generales dos tipos de métodos de ecuaciones diferenciales usados en el trazado de rayos: métodos de disparo y métodos estratificados o de perturbación. Todos están basados en la ley de Snell, los principios de Fermat y de Huygens (Figura 20). El caso más importante del problema de valores en la frontera es el trazado de rayos de dos puntos. El problema del trazado de rayos de dos puntos, corresponde a la definición de rayo mediante el principio de Fermat. La solución del trazado de rayos de dos puntos no necesariamente es única, a veces se pueden encontrar dos o más rayos que conecten la fuente con el receptor. Sin embargo el tiempo de viaje debe corresponder a un mínimo absoluto. Los tiempos de viaje calculados mediante los otros rayos son mayores, esta situación es muy común en algunas aplicaciones como el caso de ondas refractadas (Červený, 2001). Los métodos estratificados determinan la trayectoria del rayo por la perturbación de una trayectoria inicial con dos puntos extremos fijos. La geometría de la trayectoria se ajusta iterativamente hasta satisfacer el principio de Fermat. Los métodos de disparo formulan la ecuación del rayo como un problema de valor inicial y ajustan iterativamente la trayectoria variando el ángulo de salida y el azimut de los rayos. Una aproximación alternativa al trazado de rayos es buscar una solución por diferencias finitas de la ecuación Eikonal a través de un campo de velocidades discretizado.

Métodos de perturbación:

Los métodos de ecuaciones diferenciales de disparo y estratificados presentan algunos problemas de inestabilidad dada la naturaleza no lineal de las ecuaciones diferenciales, algunos de estos problemas son: soluciones que divergen, o convergen muy lentamente a la solución real. Ambos métodos requieren la continuidad de las derivadas de la velocidad en las discontinuidades de la estructura de velocidades. Ante estas dificultades surgen los métodos de perturbación, en los que una trayectoria inicial es perturbada iterativamente hasta que satisface el principio de Fermat.

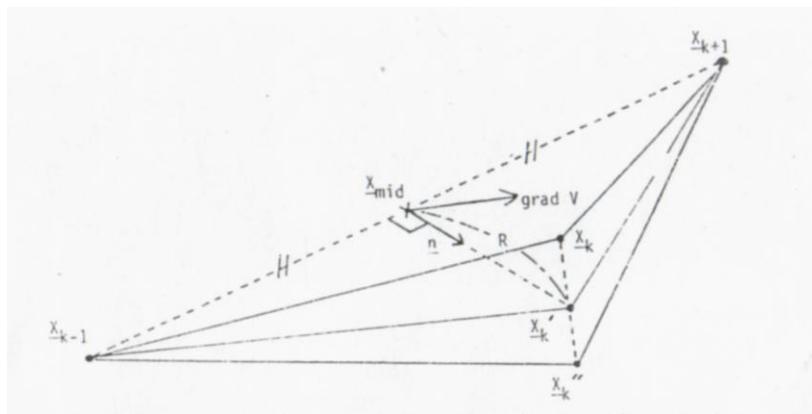


Figura 21. Ilustración de un esquema de perturbación de tres puntos en tres dimensiones, para el trazado de rayos. Una trayectoria inicial $(x_{k-1}, x_{k+1}, x_{k+1})$ es perturbada hasta satisfacer la ecuación (52), fijando un nuevo punto medio (tomado de Um y Thurber, 1987).

El tiempo de viaje T , a lo largo de la trayectoria del rayo es expresado como una integral de línea entre dos puntos (fuente y receptor) de la siguiente manera:

$$T = \int_s^R \frac{1}{v} ds, \quad (51)$$

donde s es la longitud de la trayectoria y v la velocidad. Si la trayectoria del rayo es discretizada por n puntos, la integral de línea se aproxima mediante la regla del trapecio:

$$T = \sum_{k=2}^n \|x_k - x_{k-1}\| \frac{1}{2} \left(\frac{1}{v_k} + \frac{1}{v_{k+1}} \right). \quad (52)$$

Considerando inicialmente tres puntos adyacentes de la trayectoria (Figura 21), y asumiendo que los puntos extremos x_{k-1} y x_{k+1} están fijos. Un nuevo punto perturbado x'_k es buscado para minimizar el tiempo de viaje a lo largo del segmento de la trayectoria de x_{k-1} a x_{k+1} , en lugar del punto anterior x_k . Para encontrar el nuevo punto x'_k es necesario conocer la dirección n , mediante la dirección de la curvatura de tiempo mínimo de trayectoria del rayo y la distancia R medida a partir del punto medio x_{mid} . Este proceso que inicia con una trayectoria de tres puntos adiciona sucesivamente nuevos puntos de la trayectoria hasta que converge la integral (Um y Thurber, 1987). Las ecuaciones cinemáticas del rayo pueden describirse de la siguiente manera (Thurber y Kissling, 2000):

$$-\frac{d^2 \mathbf{x}}{ds^2} = \frac{1}{v} \left[(\nabla v) - \left(\frac{dv}{ds} \right) \left(\frac{d\mathbf{x}}{ds} \right) \right]. \quad (53)$$

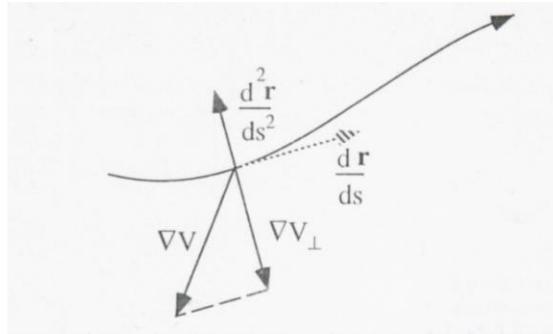


Figura 22. Relación geométrica entre la curvatura de la trayectoria del rayo y la magnitud de la componente del gradiente de velocidades normal a la trayectoria del rayo (tomado de Thurber y Kissling, 2000).

La ecuación 53 estima la dirección n de las perturbaciones de la trayectoria, el miembro izquierdo de la ecuación representa la curvatura de la trayectoria del rayo; y el término en paréntesis en el lado derecho de la ecuación anterior es la componente del gradiente de velocidad normal a la trayectoria del rayo (Figura 22). Los esquemas de perturbación de tres puntos se aplican a todos los puntos de la trayectoria en el problema del trazado de rayos de dos puntos. En el desarrollo de este trabajo se utilizó un método de disparo para resolver numéricamente las ecuaciones cinemáticas del rayo, el cual se explica en el siguiente capítulo.

Capítulo III. Procesamiento de datos sísmicos de la región del sureste de México.

III.1. Introducción.

El área de estudio se encuentra localizada perpendicularmente a la Trincheria Mesoamericana (en la dirección N33°E), se trata de una región cuya base está definida por las siguientes coordenadas geográficas: latitud 15.00, longitud -98.00; latitud 12.00, longitud 92.00 (Figura 23). El área tiene un ancho de 500 km y un largo de 720 km (Figura 23). El período del estudio es de 1994 a 2004. Como se mencionó anteriormente el área se encuentra ubicada en el sureste de México y el norte de Guatemala. La sismicidad de la región está concentrada principalmente en la región entre la trincheria y la costa, sin embargo existe también una gran concentración de sismos interplaca en la región del Istmo de Tehuantepec, además de una gran complejidad geológica en la corteza terrestre. Para determinar la estructura de velocidades es necesario analizar la sismicidad y contar con localizaciones precisas de los hipocentros de los sismos regionales, para ello se establecieron criterios de selección y de relocalización de los sismos, los cuales se explican en este capítulo.

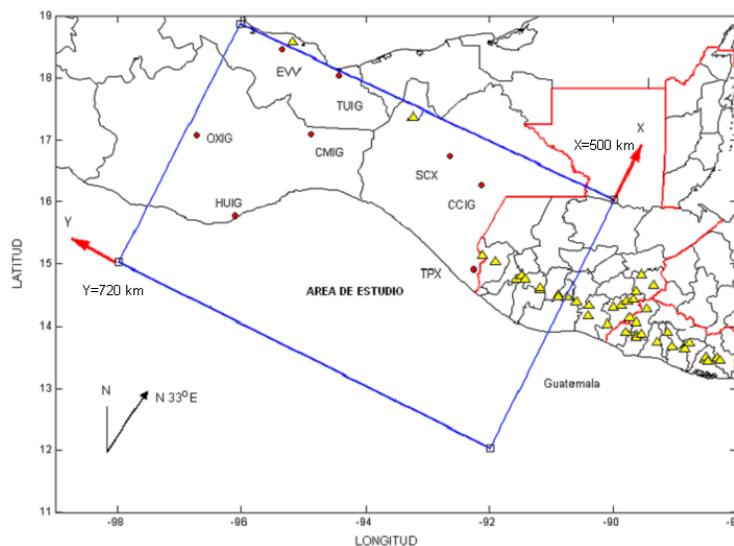


Figura 23. El área de estudio tiene una orientación de N33°E, un ancho de 650 km y una extensión de 770 km.

III.2. Sismicidad y descripción estadística de los datos.

El área de estudio (Figura 23) se dividió en cuatro bloques (Figura 24) para analizar la sismicidad. Con base en la localización de los hipocentros reportados por el SSN, se observó que las regiones que presentan mayor sismicidad dentro del área de estudio son: la región comprendida entre la trincheria y la costa y la región del Istmo de Tehuantepec, en esta última zona existe una gran concentración de sismos interplaca (Figuras 24 y 25). La densidad de terremotos se define como el número de sismos por unidad de área. Para determinar la heterogeneidad del medio se determinó el valor *b*. Aunque las condiciones

físicas que clasifican a un medio como resistente o frágil son difíciles de establecer, se ha mostrado que el estado de esfuerzos juega un papel en la determinación de la naturaleza de la distribución magnitud-frecuencia de ocurrencia. La relación entre la magnitud (M) de un sismo y la frecuencia de ocurrencia (N), es la siguiente:

$$\log N = a - bM, \quad (54)$$

donde la pendiente b , es el valor b , dicho parámetro toma valores cercanos a 1 (comúnmente entre 0.5 y 1.5 para sismos tectónicos). La frecuencia de ocurrencia es función del área (A) y el intervalo de tiempo analizado (T) es decir $N = N(A, T)$. El valor b ha sido utilizado como un indicador del estado de esfuerzos por varios autores (por ejemplo Mogi, 1962; Wiemer y Wyss, 1997; Shorlemmer *et al.*, 2005). En condiciones de bajos esfuerzos $-\Delta\sigma$, el valor b se incrementa, de igual forma en condiciones de esfuerzos altos $+\Delta\sigma$, el valor b decrece (Shorlemmer *et al.*, 2005). Un valor b alto significa una abundancia de eventos de magnitudes pequeñas con relación a los eventos grandes. Mientras que un valor b bajo indica una mayor proporción u ocurrencia de eventos de magnitud grande.

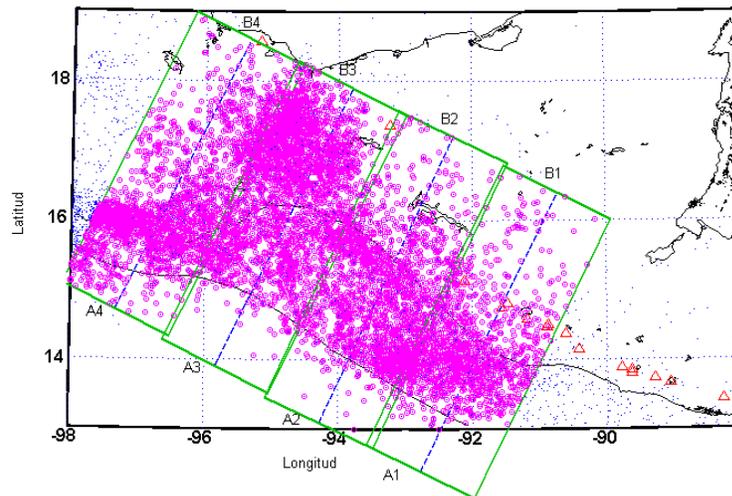


Figura 24. Bloques que componen el área de estudio, dentro de cada uno de los cuales se tiene una sección o perfil. Las secciones A1-B1, A2-B2, A3-B3 y A4-B4, corresponden a Oaxaca, Tehuantepec, Chiapas y norte de Guatemala, respectivamente.

En la Figura 25 se observa que los valores b altos, corresponden a las regiones del Istmo de Tehuantepec, la zona comprendida entre la trinchera y la costa (principalmente frente a las costas de México y Guatemala); y a la zona fronteriza entre México y Guatemala, esta última es la continuación del sistema de fallas Motagua-Polochic. El área de estudio se dividió en cuatro bloques (Figura 25) con la finalidad de calcular el valor b en cuatro secciones (A1-B1, A2-B2, A3-B3 y A4-B4, Figura 24). Las secciones A1-B1, A2-B2, A3-B3 y A4-B4, corresponden a Oaxaca, Tehuantepec, Chiapas y norte de Guatemala, respectivamente. En las secciones se observa que los valores b altos corresponden a la zona definida por la trinchera y la costa (Figura 26). En el Istmo de Tehuantepec se tienen valores altos en el interior del continente (secciones A3-B3 y A4-B4, Figura 26). Un valor b alto no necesariamente implica una alta densidad en la sismicidad.

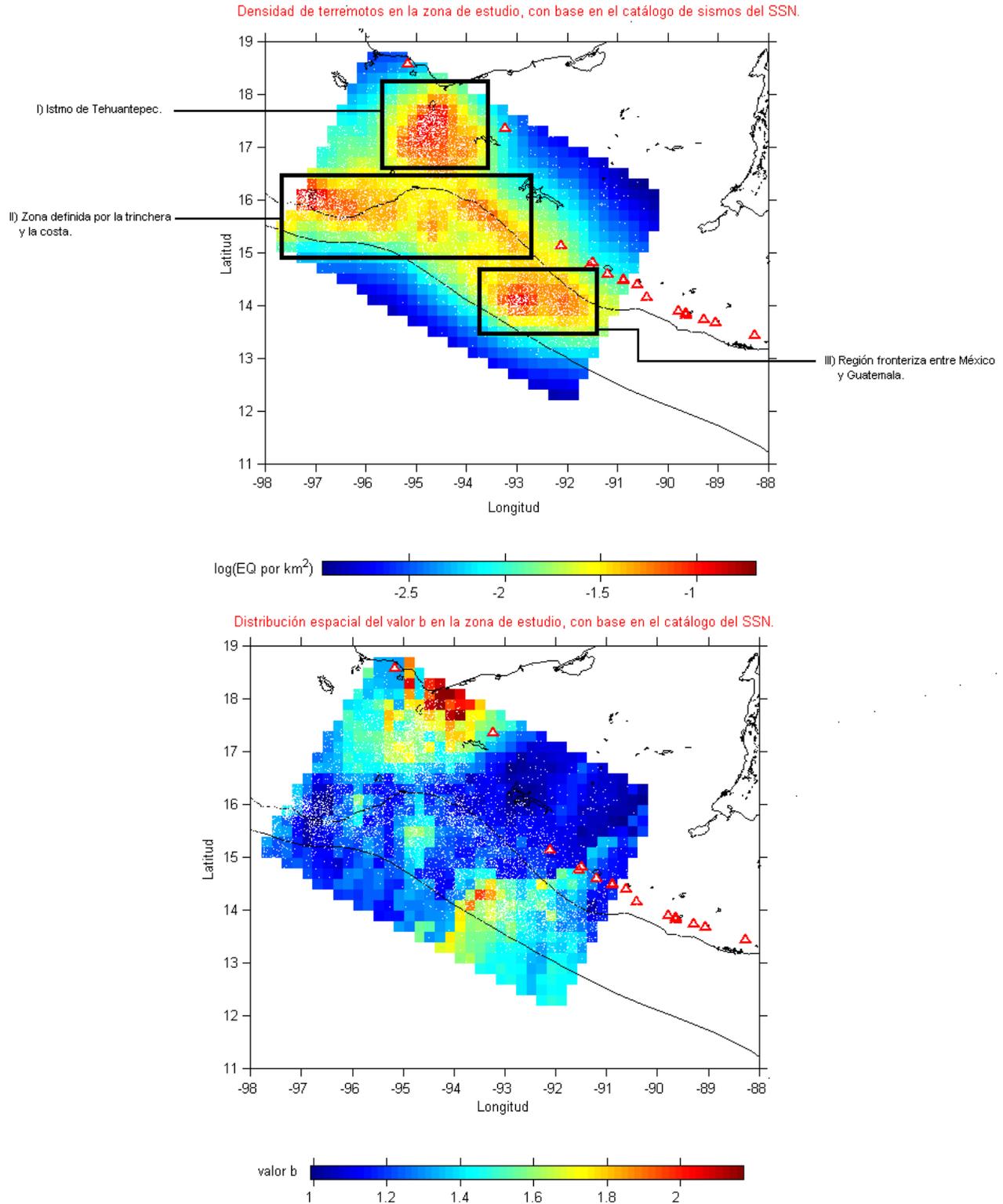


Figura 25. La mayor concentración de sismos está en la región definida por la trinchera y la costa; y en la región del Istmo de Tehuantepec (superior). Distribución espacial del valor b ; los valores b altos corresponden a las regiones del Istmo de Tehuantepec, la zona de definida por la trinchera y la costa y a la frontera México-Guatemala, basado en el catálogo del SSN de 1994 a 2004 (inferior). Un valor b alto no necesariamente implica una alta densidad en la sismicidad.

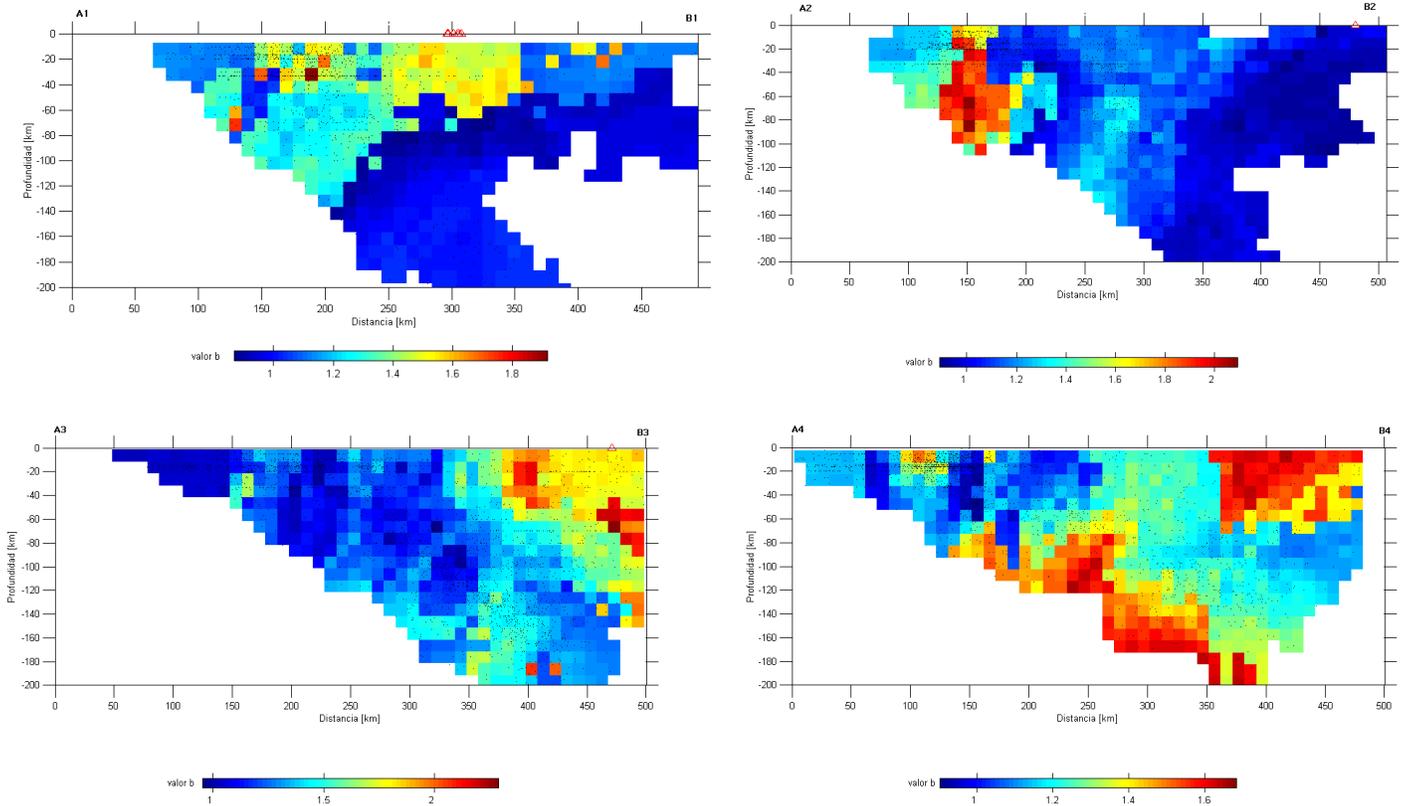


Figura 26. Las secciones A1-B1, A2-B2, A3-B3 y A4-B4, corresponden a Oaxaca, Tehuantepec, Chiapas y norte de Guatemala, respectivamente. En las secciones se observa que los valores b altos corresponden a la zona definida por la trinchera y la costa. En el Istmo de Tehuantepec se tienen valores altos en el interior del continente, basado en el catálogo del SSN de 1994 a 2004 (secciones A3-B3 y A4-B4).

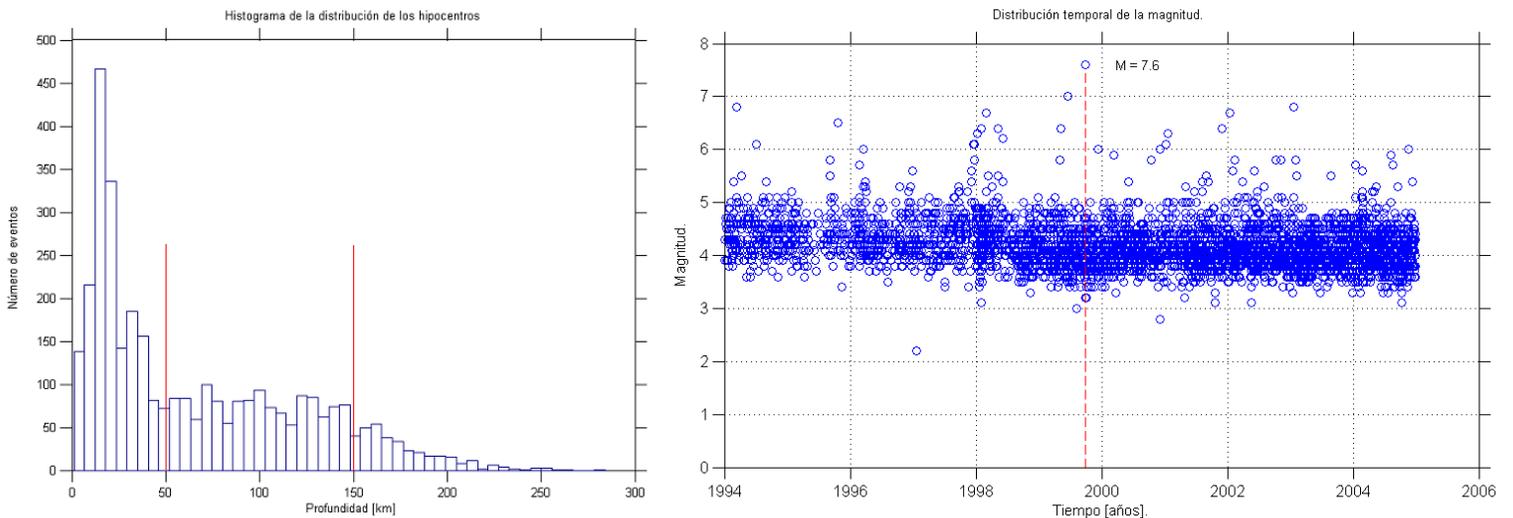


Figura 27. Histograma de la distribución de los hipocentros en el área de estudio. Los hipocentros se pueden agrupar en tres grupos con las siguientes profundidades: menores a 50 km, de 50 a 150 km y mayores a 150 km. Predominan los hipocentros entre 12 y 18 km (derecha). Las magnitudes que predominan están comprendidas entre 4.0 y 5.0. Los eventos de magnitudes superiores a 5.0 tienen una menor frecuencia de ocurrencia (izquierda). La magnitud de estado completo del catálogo (M_c) es de 4.1.

De acuerdo con el catálogo del Servicio Sismológico Nacional (SSN), el mayor número de hipocentros se encuentran localizados a profundidades menores a 50 km, seguidos de

estos se encuentra un segundo grupo con profundidades entre 50 a 150 km. Los sismos con profundidades mayores a 150 km tienen una menor frecuencia de ocurrencia (Figura 27). Los hipocentros de los sismos exhiben este comportamiento durante todo el período del estudio. El histograma de la ocurrencia de las magnitudes muestra que predominan las magnitudes entre 4 y 5. El SSN reporta magnitudes mayores a 3.5. Los eventos con magnitudes superiores a 5.0 tienen una menor frecuencia de ocurrencia (Figura 27). En todo el periodo de estudio la magnitud máxima registrada fue de 7.6, que correspondió al evento del 30 de septiembre de 1999, en las costas de Oaxaca. La magnitud de estado completo del catálogo del SSN (M_c) es de 4.10.

El histograma de la ocurrencia de eventos en el tiempo muestra que existe un incremento en la sismicidad con respecto a 1994 (Figura 28). Este aparente incremento en la sismicidad es debido a el aumento en el número de estaciones sísmicas en el área de estudio y a la calidad de los instrumentos de banda ancha que permiten un mejor registro de las ondas sísmicas en una amplia banda de frecuencias, con capacidad de registrar sismos locales pequeños y sismos lejanos sin presentar problemas de saturación. La tasa de sismicidad, en términos generales permanece constante, es por eso que el incremento es debido a los factores explicados anteriormente.

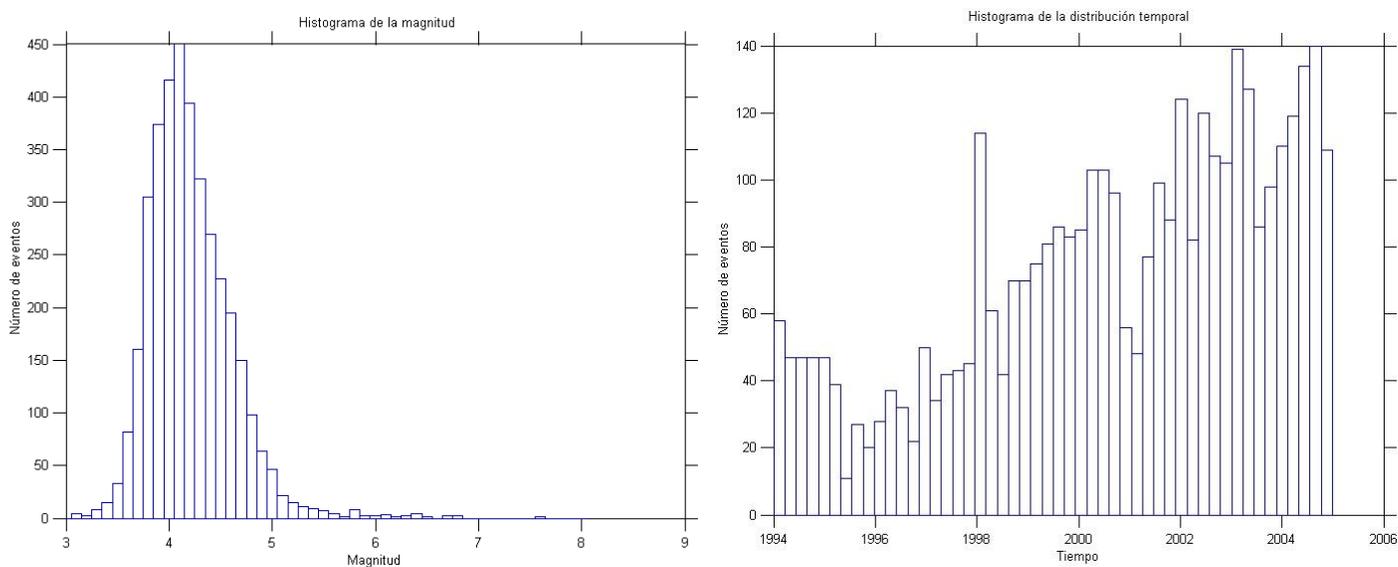
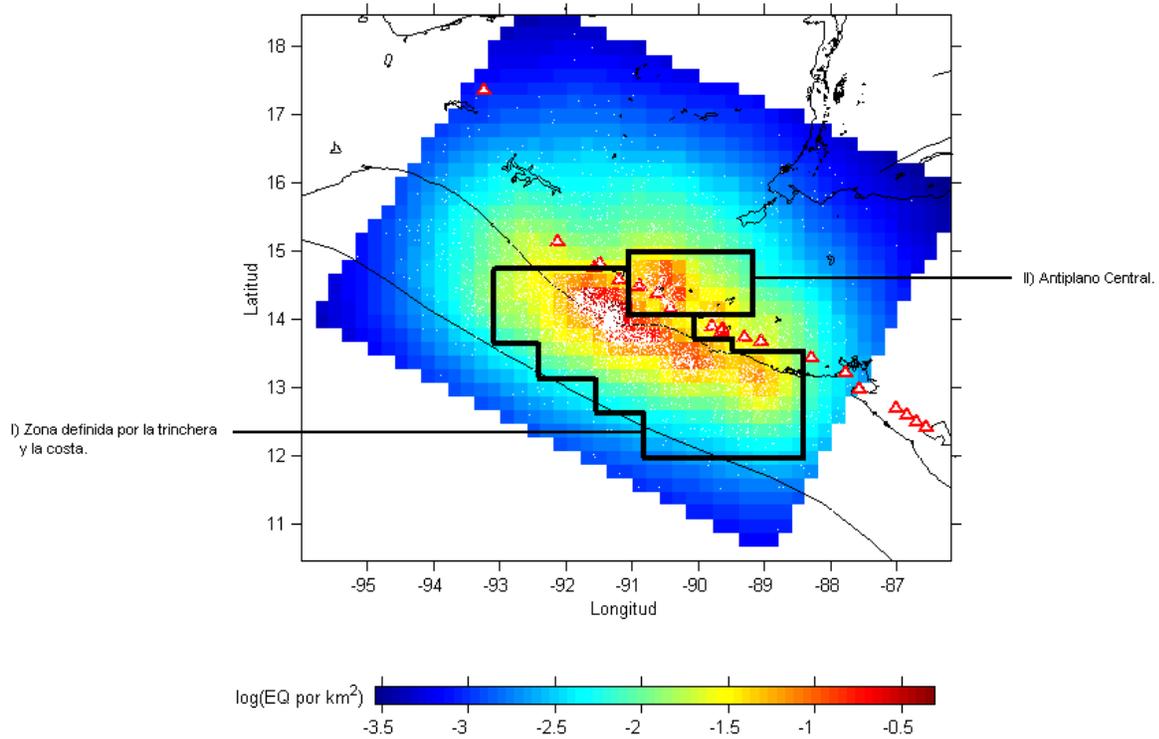


Figura 28. Histograma de la ocurrencia de eventos respecto a la magnitud (izquierda). Las magnitudes que predominan están comprendidas entre 4.0 y 5.0. Histograma de la distribución temporal de la ocurrencia de eventos (derecha), nótese el incremento en la sismicidad con respecto a 1994. Este aparente incremento en la sismicidad es debido al aumento en el número de estaciones sísmicas en el área de estudio.

De acuerdo con el catálogo de sismos del Instituto Nacional de Sismología, Vulcanología, Meteorología e Hidrológica (INSIVUMEH) de Guatemala de 2001 a 2006, la mayor concentración de sismos está en la zona comprendida entre la trinchera y la costa; y en el altiplano central de Guatemala. Los valores b altos corresponden a las regiones definidas por la trinchera y la costa, frontera México-Guatemala y frontera Guatemala-El Salvador (Figura 29).

Densidad de terremotos en Guatemala de 2001 a 2006, con base en el catálogo de sismos del INSIVUMEH.



Distribución espacial del valor *b* en Guatemala de 2001 a 2006, con base en el catálogo del INSIVUMEH.

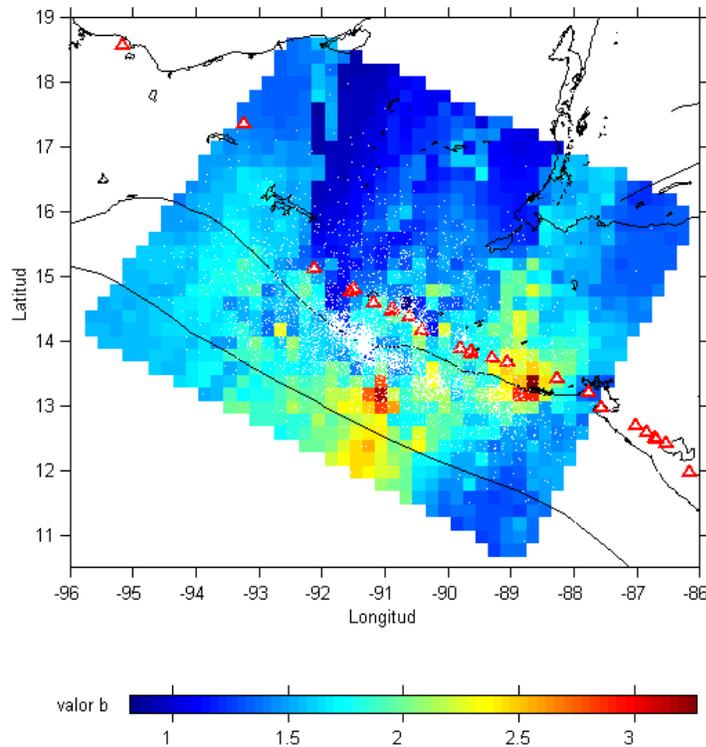


Figura 29. En Guatemala, la mayor concentración de sismos esta en la zona comprendida entre la trinchera y la costa; y en el altiplano central de Guatemala (superior). Los valores *b* altos corresponden a las regiones definidas por la trinchera y la costa, frontera México-Guatemala y frontera Guatemala-El Salvador (inferior).

III.3. Método de diferencias dobles para la relocalización de eventos sísmicos.

Los eventos sísmicos reportados por el SSN poseen errores en su localización. Un factor que afecta la localización es la elección del modelo de velocidades. En el proceso de relocalización se busca incluir un modelo de velocidades adecuado a la región de estudio y disminuir el error en las localizaciones. Para ello se utilizó el método de las dobles diferencias por que es un algoritmo que minimiza el error debido a la estructura de la Tierra, y presenta menores errores en las localizaciones frente a otros métodos de relocalización como: JHD (joint hypocenter determination), HDC (hypocentroidal decomposition). La finalidad de tener hipocentros correctamente localizados es definir la geometría de la placa de subducción para posteriormente plantear la geometría de la estructura de velocidades y poder realizar el trazado de rayos. La localización de los hipocentros es una de las principales herramientas en la observación sísmica. La localización de los hipocentros está controlada por varios factores como: la geometría de la red de instrumentos de registro, las fases de ondas disponibles, la calidad de la lectura de los tiempos de arribo y el conocimiento del modelo de velocidades.

El método de diferencias dobles (DD) considera que la separación hipocentral entre dos eventos es pequeña comparada con la distancia entre la fuente y la estación, así minimiza los efectos de la estructura, y entonces la diferencia en los tiempos de arribo para dos eventos observados en una estación, se atribuye a la distancia entre los eventos (Figura 30) (Waldhauser y Ellsworth, 2000). Las diferencias dobles tienen la capacidad de incorporar información de los catálogos y/o mediante la forma de onda (correlación de las señales). Las diferencias de los tiempos teóricos son calculadas con base en un modelo de velocidades unidimensional. Los residuales entre los tiempos de viaje teóricos y los observados son minimizados en un proceso iterativo para pares de sismos en cada estación, al mismo tiempo que se enlazan todas las parejas de eventos observados. Considerando que i es un sismo que se registra en una estación k , el tiempo de arribo de una fase de una onda puede representarse como una función del hipocentro y el tiempo de origen, $\mathbf{m}_i(x_i, y_i, z_i, \tau)$, así como de la velocidad sísmica \mathbf{v}_i^k , a lo largo de la trayectoria como:

$$t_i^k = t_i^k(\mathbf{m}_i, \mathbf{v}_i^k), \quad (55)$$

donde $i = 1, 2, \dots, N$ y $j = 1, 2, \dots, M$. El tiempo de arribo T , puede expresarse usando teoría de rayos como una integral a largo del rayo de la siguiente manera (Waldhauser y Ellsworth, 2000):

$$T_k^i = \tau^i + \int_i^k u ds, \quad (56)$$

donde τ es el tiempo de origen de un evento i , $u(\mathbf{x})$ es la lentitud ($1/v(\mathbf{x})$, siendo v la velocidad), y ds es un elemento de la longitud de la trayectoria. Debido a la relación no lineal entre el tiempo de viaje y la localización del evento se utiliza una expansión en series de Taylor; el problema resultante es uno en el cual el residual r , para un evento i , está relacionado linealmente con las perturbaciones $\Delta\mathbf{m}$, de los parámetros hipocentrales para cada observación k (Waldhauser y Ellsworth, 2000):

$$\frac{\partial t_k^i}{\partial \mathbf{m}} \Delta \mathbf{m}^i = r_k^i, \quad (57)$$

donde $r_k^i = (t_k^{obs} - t_k^{cal})^i$, t_k^{obs} y t_k^{cal} son los tiempos de viaje observados y teóricos, respectivamente, y $\Delta \mathbf{m}^i = (\Delta x^i, \Delta y^i, \Delta z^i, \Delta \tau^i)$ son las variaciones de los parámetros hipocentrales. Tomando las diferencias de la ecuación 57, se obtiene una ecuación para los parámetros hipocentrales entre dos eventos i y j , como (Waldhauser y Ellsworth, 2000):

$$\frac{\partial t_k^{ij}}{\partial \mathbf{m}} \Delta \mathbf{m}^{ij} = dr_k^{ij}, \quad (58)$$

donde $\Delta \mathbf{m}^{ij} = (\Delta x^{ij}, \Delta y^{ij}, \Delta z^{ij}, \Delta \tau^{ij})$, es el cambio en los parámetros hipocentrales entre dos eventos y las derivadas parciales de t con respecto a \mathbf{m} son las componentes del vector de lentitud del rayo que conecta a la fuente con el receptor medido en la fuente. En la ecuación anterior la fuente es el centroide de los dos hipocentros, asumiendo un vector de lentitud constante para los dos eventos. En la ecuación 58, dr_k^{ij} es el residual entre el diferencial del tiempo de viaje observado y el calculado entre dos eventos, el cual se define a continuación (Waldhauser y Ellsworth, 2000):

$$dr_k^{ij} = (t_k^i - t_k^j)^{obs} - (t_k^i - t_k^j)^{cal}. \quad (59)$$

Esta última ecuación se define como una diferencia doble. La suposición de que el vector de lentitud es constante, es válida únicamente para eventos que están suficientemente cercanos entre sí. Una ecuación generalizada para dos eventos i y j se obtiene tomando la diferencia entre la ecuación 57, para cada uno de los eventos i y j y usando un vector de lentitud apropiado, es decir (Waldhauser y Ellsworth, 2000):

$$\frac{\partial t_k^i}{\partial \mathbf{m}} \Delta \mathbf{m}^i - \frac{\partial t_k^j}{\partial \mathbf{m}} \Delta \mathbf{m}^j = dr_k^{ij}, \quad (60)$$

expandiendo la ecuación anterior se tiene (Waldhauser y Ellsworth, 2000):

$$\frac{\partial t_k^i}{\partial x} \Delta x^i + \frac{\partial t_k^i}{\partial y} \Delta y^i + \frac{\partial t_k^i}{\partial z} \Delta z^i + \Delta \tau^i - \frac{\partial t_k^j}{\partial x} \Delta x^j - \frac{\partial t_k^j}{\partial y} \Delta y^j - \frac{\partial t_k^j}{\partial z} \Delta z^j - \Delta \tau^j = dr_k^{ij}. \quad (61)$$

Las derivadas parciales de los tiempos de arribo t , para los eventos i y j , con respecto a sus localizaciones (x, y, z) y los tiempos de origen (τ) , respectivamente, son calculados para los hipocentros comunes y la localización de la estación donde la k -ésima fase es registrada. Δx , Δy , Δz , y $\Delta \tau$ son los cambios requeridos en los parámetros hipocentrales para hacer un mejor ajuste de datos al modelo. La ecuación 61 se combina para todas las parejas hipocentrales para una estación, y para todas las estaciones para formar un sistema de ecuaciones lineales de la siguiente forma (Waldhauser y Ellsworth, 2000):

$$\mathbf{W}\mathbf{G}\mathbf{m} = \mathbf{W}\mathbf{d}, \quad (62)$$

donde \mathbf{G} define a una matriz de tamaño $M \times 4N$ (M es el número de observaciones de diferencias dobles y N es el número de eventos) que contiene las derivadas parciales, \mathbf{d} es el vector de datos que contiene las diferencias dobles, \mathbf{m} es un vector de longitud $4N$, $[\Delta x, \Delta y, \Delta z]^T$, que contiene los cambios en los parámetros hipocentrales que se quiere determinar, y \mathbf{W} es una matriz diagonal para darle un peso diferente a cada ecuación.

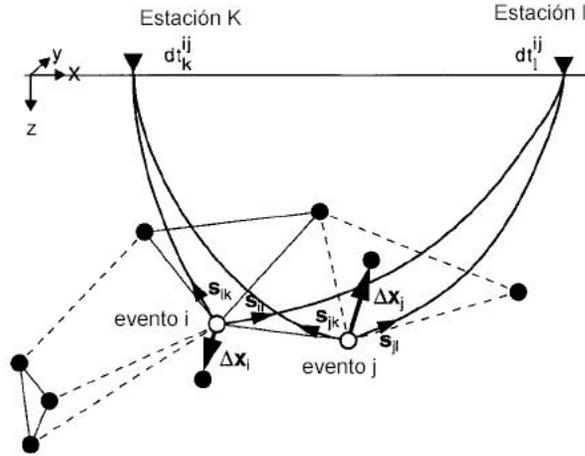


Figura 30. Representación del algoritmo de relocalización de las diferencias dobles. Los círculos sólidos y vacíos representan hipocentros que son ligados a eventos vecinos por correlación cruzada (líneas continuas) o datos del catálogo (líneas punteadas). Para dos eventos i y j las localizaciones iniciales (círculos vacíos) con sus respectivos vectores de lentitud \mathbf{s} , con respecto a dos estaciones k y l . Las flechas $\Delta \mathbf{x}$ indican el vector de relocalización para los eventos i y j y dt es la diferencia de tiempo de arribo entre los eventos i y j observada en las estaciones k y l , respectivamente (tomado de Waldhauser y Ellsworth, 2000).

Si un evento esta pobremente ligado a todos los demás, entonces \mathbf{G} esta mal condicionada, y la solución de la ecuación 62 se vuelve numéricamente inestable. Una forma de regularizar tales sistemas mal condicionados es mediante el prefiltrado de datos, únicamente incluyendo eventos que estén bien ligados a otros. En general esto se logra mediante la selección de pares de eventos que tiene más de un número mínimo de observaciones. Este número depende de la distribución geométrica de las estaciones que registran los dos eventos. Otra forma de regularizar los sistemas mal condicionados es amortiguando la solución. Entonces se tiene el siguiente problema (Waldhauser y Ellsworth, 2000):

$$\mathbf{W} \begin{bmatrix} \mathbf{G} \\ \lambda \mathbf{I} \end{bmatrix} \mathbf{m} = \mathbf{W} \begin{bmatrix} \mathbf{d} \\ 0 \end{bmatrix}, \quad (63)$$

siendo λ el factor de amortiguamiento. Una aproximación a la ecuación 62 en un esquema pesado de mínimos cuadrados, mediante el uso de un sistema de ecuaciones normalizadas (norma L2), representado por (Waldhauser y Ellsworth, 2000):

$$\hat{\mathbf{m}} = (\mathbf{G}^T \mathbf{W}^{-1} \mathbf{G})^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{W}^{-1} \mathbf{d}, \quad (64)$$

donde, $\hat{\mathbf{m}}$ es usada para denotar la estimación de mínimos cuadrados de \mathbf{m} . Para conjuntos de datos pequeños y sistemas bien condicionados, la ecuación anterior se resuelve mediante el método de descomposición en valor singular (DVS) (Waldhauser y Ellsworth, 2000):

$$\hat{\mathbf{m}} = \mathbf{V}\mathbf{\Lambda}^{-1}\mathbf{U}^T\mathbf{d}, \quad (65)$$

donde \mathbf{U} y \mathbf{V} son dos matrices de los vectores singulares ortonormales de la matriz pesada \mathbf{G} y $\mathbf{\Lambda}$ es una matriz diagonal con los valores singulares de \mathbf{G} . Si el sistema a resolver es grande el método DVS es ineficiente. En este caso se encuentra la solución de sistema mediante el algoritmo de gradiente conjugado (LSQR) de Paige y Saunders (1982) que resuelve el problema de mínimos cuadrados con amortiguamiento:

$$\left\| \mathbf{W} \begin{bmatrix} \mathbf{G} \\ \lambda \mathbf{I} \end{bmatrix} \mathbf{m} - \mathbf{W} \begin{bmatrix} \mathbf{d} \\ 0 \end{bmatrix} \right\|_2 = 0, \quad (66)$$

para encontrar $\hat{\mathbf{m}}$ (Waldhauser y Ellsworth, 2000).

III.4. Criterios de selección de datos.

Los criterios para la selección de los datos utilizados en el desarrollo de este trabajo de investigación son los siguientes: eventos que tuvieron lugar entre 1994 y 2004, ya que a partir de 1994 empezó el funcionamiento de la red sísmica de banda ancha, los eventos registrados con este tipo de instrumentos son de mejor calidad que los registrados por los instrumentos de la red convencional (periodo corto). Los epicentros localizados dentro del área de estudio, deben tener una magnitud mayor o igual a 4.5, ya que para este valor de magnitud los eventos se registran en el mayor número de estaciones y poseen arribos de onda claros. La buena calidad de los registros sísmicos permite distinguir claramente las fases P y S ; que son comparadas con los tiempos de arribo teóricos. Se seleccionaron eventos registrados en el mayor número posible de estaciones, con el fin de tener suficientes trayectorias que se propaguen a través del medio, con diferente ángulo de salida y azimut para obtener más información de la estructura de velocidades. Las estaciones sísmicas utilizadas fueron las siguientes: CCIG, CMIG, HUIG, OXIG y TUIG de la red de instrumentos de banda ancha (Tabla 3 y Figura 31) y las estaciones EVV, SCX y TPX de la red sísmológica convencional (Tabla 3 y Figura 31), ambas redes pertenecientes al Servicio Sismológico Nacional (SSN).

Tabla 3. Estaciones utilizadas en el desarrollo del trabajo de tesis.

Estación.	Latitud (°N).	Longitud (°W).
CCIG	16.2825	-92.1368
CMIG	17.091	-94.884
EVV	18.4565	-95.3493
HUIG	15.7698	-96.1083
OXIG	17.0733	-96.7332
SCX	16.73.58	-92.6392
TPX	14.9077	-92.2652
TUIG	18.033	-94.422

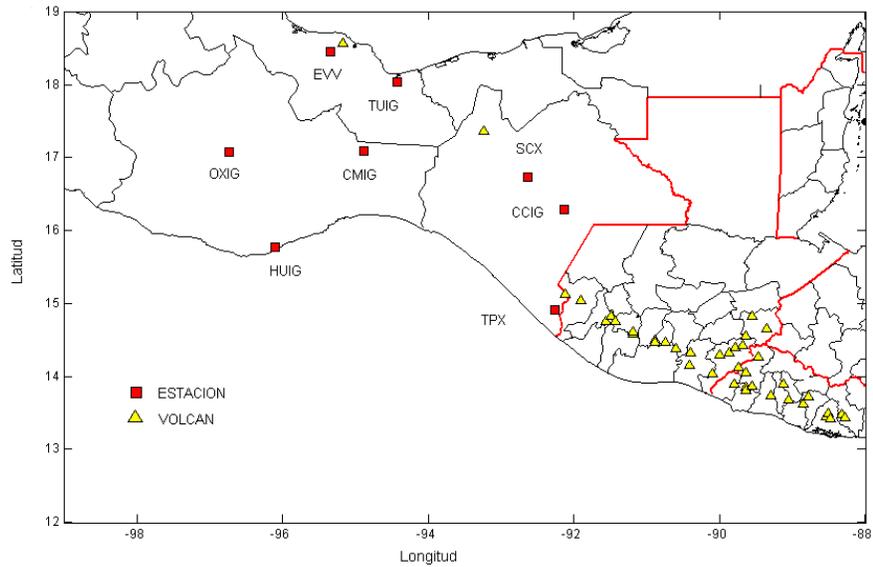


Figura 31. Estaciones sísmicas pertenecientes a la red de instrumentos de banda ancha (CCIG, CMIG, HUIG, OXIG y TUIG) y a la red sismológica convencional (EVV, SCX y TPX).

III.5. Resultados de la realocalización.

Las realocalizaciones de los hipocentros se obtuvieron con el programa *hypoDD* (Waldhauser y Ellsworth, 2000), mediante el método de diferencias dobles. Para la realocalización de los eventos se utilizaron los siguientes modelos de corteza (Figura 32): modelo de Chiapas (Castro, 1980; Rebollar *et al.*, 1999), Guatemala (Ligorria y Molina, 1996), Oaxaca (Valdés *et al.*, 1986) y Tehuantepec (Novelo, 1980). Se compararon y se eligió el modelo con menor error vertical y horizontal. Los errores vertical (E_z) y horizontales (E_x y E_y) se determinaron mediante el programa *hypoDD*.

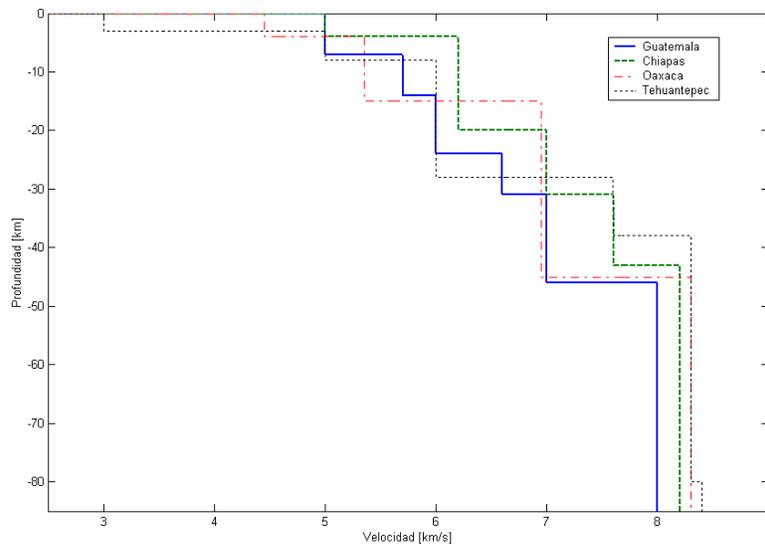


Figura 32. Modelos de velocidades utilizados en el proceso de realocalización (Chiapas, Guatemala, Oaxaca y Tehuantepec).

Tabla 4. Parámetros estadísticos del error en las direcciones x , y y z , para los modelos de velocidades empleados en la relocalización de eventos sísmicos.

Modelo.	No. Eventos (N).	Media (Ez).	Desviación estándar.	Error estándar.
Chiapas	248	4254.0 m	2255.0 m	143.0 m
Guatemala	274	4051.0 m	1901.0 m	114.0 m
Oaxaca	266	4365.0 m	2413.0 m	147.0 m
Tehuantepec	259	3987.0 m	1898.0 m	117.0 m
Modelo.	No. Eventos (N).	Media (Ey).	Desviación estándar.	Error estándar.
Chiapas	248	3927.0 m	1798.0 m	114.0 m
Guatemala	274	3974.0 m	1843.0 m	111.0 m
Oaxaca	266	3983.0 m	2145.0 m	131.0 m
Tehuantepec	259	4312.0 m	2067.0 m	128.0 m
Modelo.	No. Eventos (N).	Media (Ex).	Desviación estándar.	Error estándar.
Chiapas	248	4172.0 m	2209.0 m	140.0 m
Guatemala	274	4095.0 m	2139.0 m	129.0 m
Oaxaca	266	4109.0 m	2534.0 m	155.0 m
Tehuantepec	259	4443.0 m	2350.0 m	146.0 m

Los errores verticales promedio (E_z) para los modelos son: Chiapas 4254 m con 248 eventos; Guatemala 4051 m con 274 eventos; Oaxaca 4365 m con 266 eventos y Tehuantepec 3987 m con 259 eventos relocalizados. Los errores horizontales (E_x y E_y) son: E_x para Chiapas 4172 m; E_x para Guatemala 4095 m; E_x para Oaxaca 4109 m, E_x para Tehuantepec 4443 m; E_y para Chiapas 3927 m; E_y para Guatemala 3974 m; E_y para Oaxaca 3983 m y E_y para Tehuantepec 4312 m. La desviación estándar se analizó para cuantificar el grado de dispersión de los errores.

La desviación estándar del error vertical para Chiapas es 2255 m; para Guatemala es 1901 m; para Oaxaca es 2413 m y para Tehuantepec es 1898 m. La desviación estándar de E_x para Chiapas es 2209 m; para Guatemala es 2139 m; para Oaxaca es 2534 m y para Tehuantepec es 2350 m. La desviación estándar de E_y para Chiapas es 1798 m; para Guatemala es 1843 m; para Oaxaca es 2145 m y para Tehuantepec es 2067 m. El error estándar de la media se define como: $\sigma_x = (\sigma^2 / n)^{1/2}$, donde σ^2 es la varianza y n el tamaño del muestreo. Para el caso del E_z se tiene: Chiapas 143 m; Guatemala 114 m; Oaxaca 147 m y Tehuantepec 117 m. Para E_x se tiene: Chiapas 140 m; Guatemala 129 m; Oaxaca 155 m y Tehuantepec 146 m. Los valores de E_y son: Chiapas 114 m; Guatemala 111 m; Oaxaca 131 m y Tehuantepec 128 m.

Se optó por las relocalizaciones obtenidas mediante el modelo de velocidades de Guatemala, ya que tiene la menor desviación en la dirección vertical. La desviación estándar en las direcciones horizontales tiene es baja. El error estándar es menor en todas direcciones, además de que es el modelo que más eventos relocalizó (Tabla 4). En la Figura 33 se muestran los resultados obtenidos en la relocalización y los hipocentros reportados por el SSN, no se obtuvieron grandes variaciones en las localizaciones horizontalmente, sin embargo verticalmente las relocalizaciones definen con mayor claridad la geometría de la placa subducida.

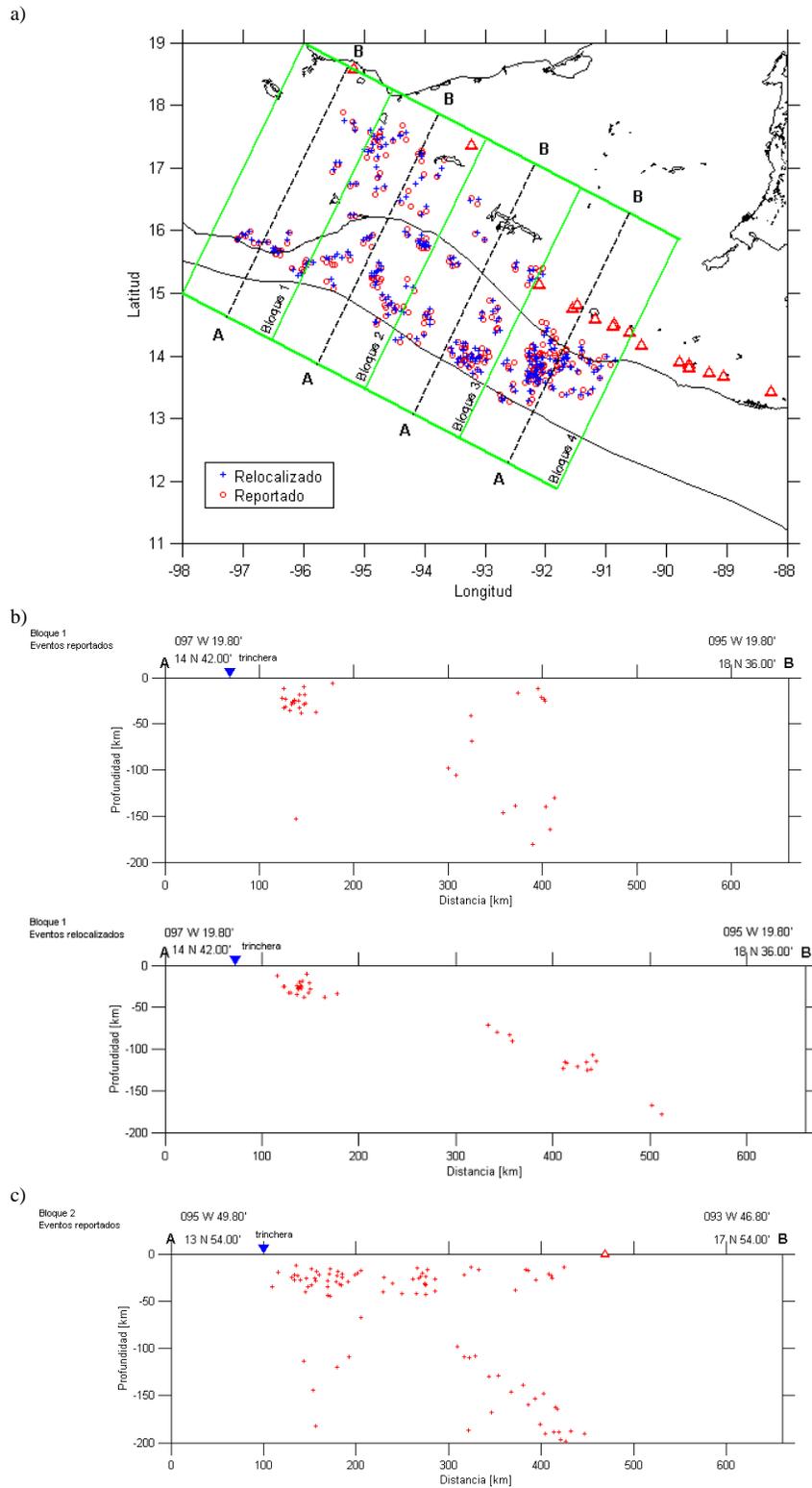


Figura 33. Comparación entre los hipocentros reportados por el SSN y los obtenidos en la relocalización. a) Horizontalmente no se obtuvieron grandes variaciones en las localizaciones. Verticalmente las relocalizaciones definen con mayor claridad la geometría de la placa subducida. b) Sección para Oaxaca (Bloque 1). c) Sección para la región de Istmo de Tehuantepec (Bloque 2).

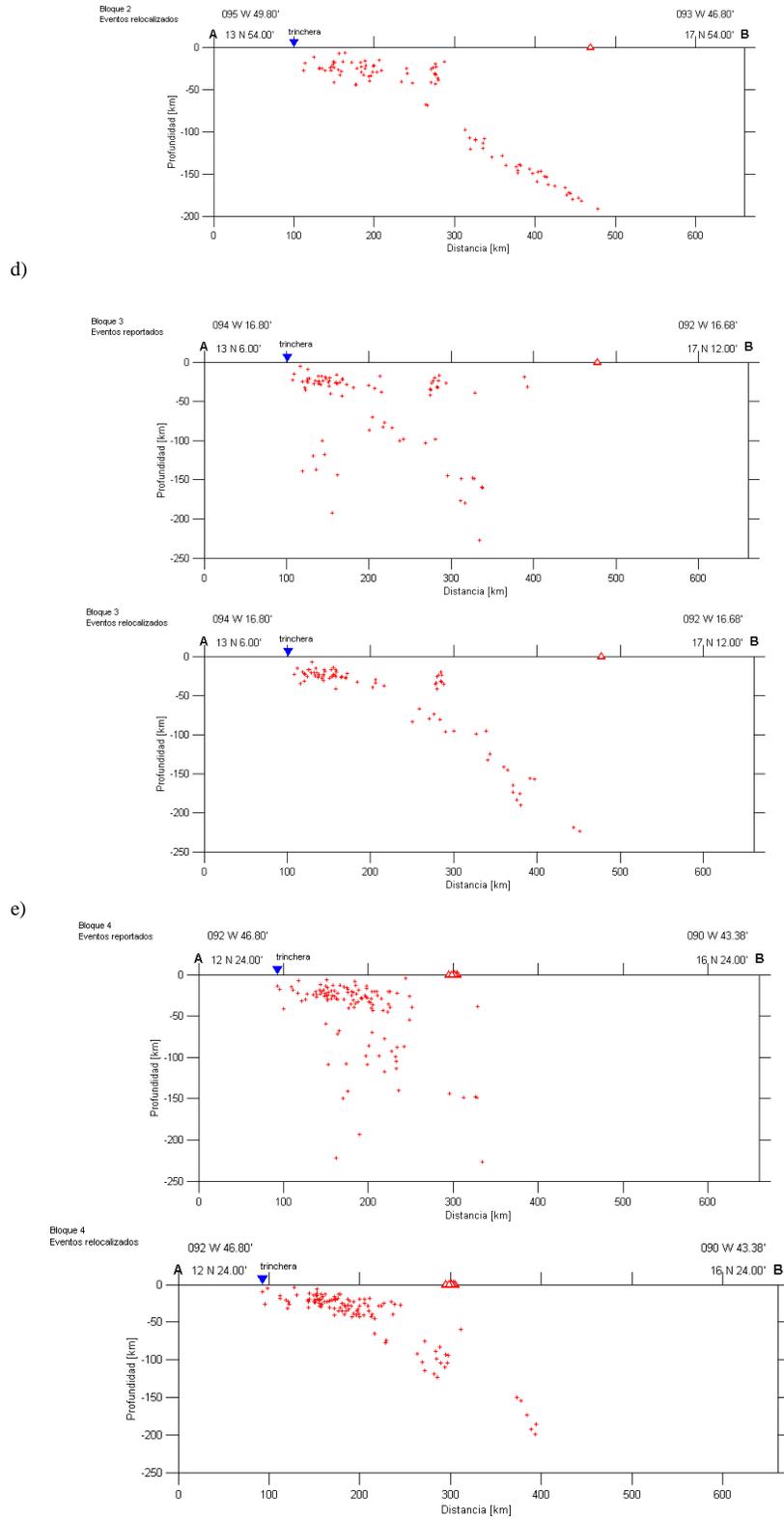


Figura 33. (Continuación). d) Sección para la región central de Chiapas (Bloque 3). e) Sección para la región fronteriza entre México y Guatemala (Bloque 4).

Los mecanismos focales de los eventos relocados, en el área de estudio de 1994 a 2004, muestran un predominio de mecanismos focales de fallas inversas característicos de las zonas de subducción; en Guatemala los mecanismos focales de fallas laterales están asociados al sistema de fallas de Motagua-Polochic (Figura 34). Los cálculos de las soluciones del tensor de momento fueron obtenidos del catálogo de Harvard y del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) (<http://eqint.cr.usgs.gov/neic>). Las soluciones disponibles en el catálogo abarcan el periodo de 1976 hasta la fecha, y son obtenidas para eventos con magnitudes mayores a 5.5. Una característica tectónica de la región es la variación lateral del ángulo de subducción de la placa de Cocos desde un ángulo suave en Oaxaca ($\sim 13^\circ$) hasta un ángulo muy abrupto en Guatemala (50°); este resultado ha sido obtenido previamente por diversos autores (Van Ness Burbach *et al.*, 1984; Guzmán *et al.*, 1989; Bravo *et al.*, 2004).

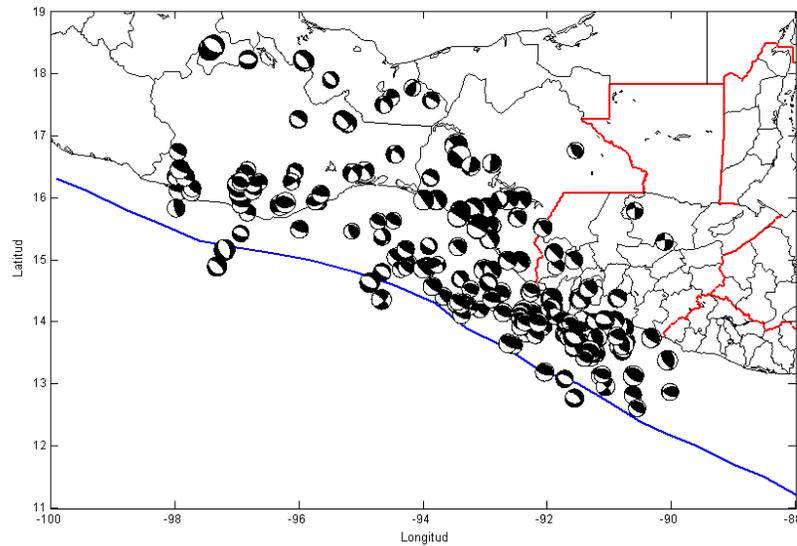


Figura 34. Mecanismos focales para eventos en el área de estudio de 1994 a 2004 (profundidades entre 3 y 238 km), en donde se observa que las zonas de subducción están caracterizadas por el predominio de mecanismos focales de fallas inversas, y en la zona fronteriza con Guatemala hay mecanismos focales de fallas laterales (cálculos de las soluciones del tensor de momento obtenidos de <http://eqint.cr.usgs.gov/neic>).

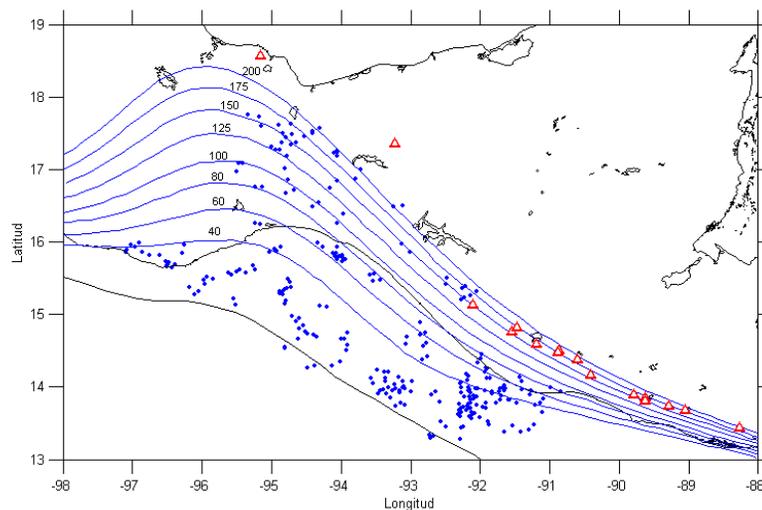


Figura 35. Morfología de la placa de Cocos, obtenida mediante las líneas de contorno de igual profundidad de 40, 60, 80, 100, 125, 150, 175 y 200 km, de los hipocentros de los sismos relocados.

Con los hipocentros de los sismos relocalizados, se calcularon líneas de contorno de isoprofundidad en los siguientes intervalos de profundidades: 40, 60, 80, 100, 125, 150, 175 y 200 km, con la finalidad de conocer la morfología de la placa subducida (Figura 35). La variación lateral del ángulo de subducción se observa al analizar las curvas de isoprofundidad (Figura 35), ya que se tienen pendientes más suaves en Oaxaca (mayor espaciamiento entre las curvas de isoprofundidad), y pendientes abruptas en Guatemala (menor espaciamiento entre las curvas isoprofundidad). Las líneas de contorno se determinaron mediante la interpolación de los hipocentros a los intervalos de profundidad mencionados anteriormente, además de ajustar una superficie tridimensional a los mismos (Figura 36). Los resultados obtenidos son semejantes a los de Guzmán *et al.*, 1989; Pardo y Suárez, 1995; Bravo *et al.*, 2004.

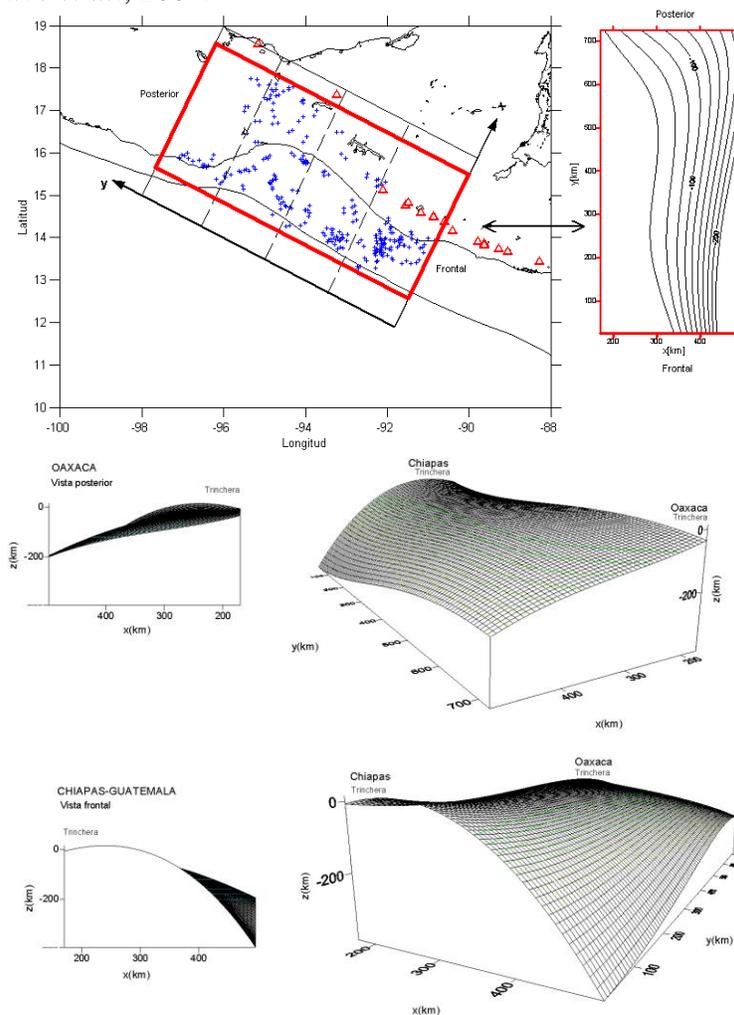


Figura 36. Morfología tridimensional de la placa de Cocos, obtenida mediante el ajuste de una superficie definida por los hipocentros de los eventos relocalizados. Se observa un ángulo suave en Oaxaca y un ángulo abrupto en Guatemala.

Los hipocentros de los eventos relocalizados se graficaron en perfiles orientados perpendicularmente a la Trinchera Mesoamericana ($N33^{\circ}E$) para las zonas de Oaxaca, Tehuantepec, Chiapas y norte de Guatemala, con la finalidad de observar el ángulo real de subducción de la placa de Cocos. En la Figura 37 se observa con mayor claridad una variación del ángulo de subducción.

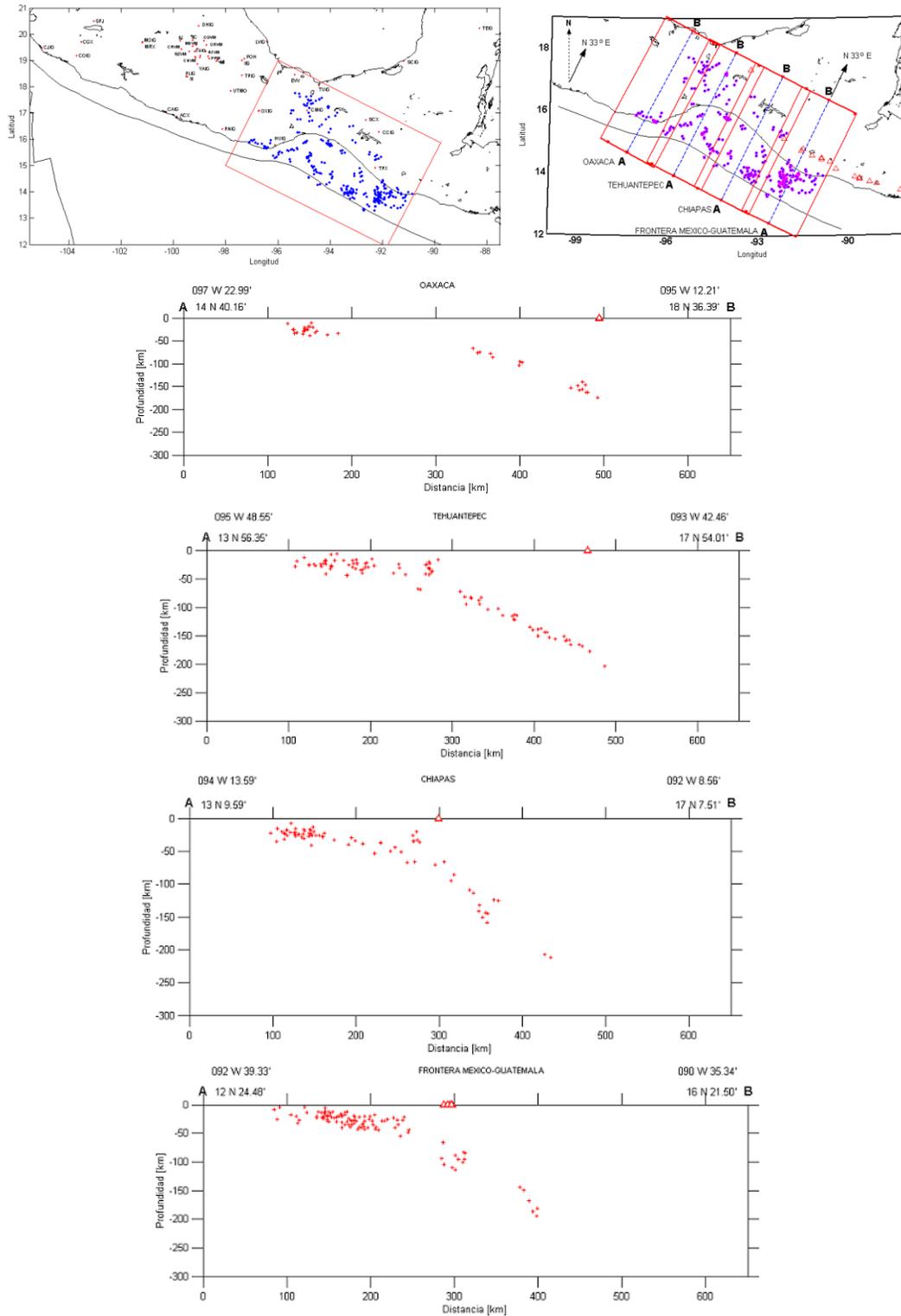


Figura 37. Perfiles perpendiculares a la Trinchera Mesoamericana con una orientación de N 33° E, en donde se observa la variación lateral del ángulo de subducción. Los hipocentros relocalizados definen la geometría de la placa subducida para las regiones de Oaxaca, Tehuantepec, Chiapas, y la región fronteriza entre México y Guatemala.

Los sismos con mayor profundidad se encuentran localizados en la región del Istmo de Tehuantepec, además existe un predominio de sismos con profundidades menores a 50 km, entre la trinchera y la costa (Figura 37).

III.6. Estructura tridimensional de velocidades propuesta para el área de estudio.

Con base en la relocalizaciones de los hipocentros y en los estudios realizados en el área de interés por diversos autores, se propusieron cuatro bloques cada uno de los cuales está delimitado por cinco perfiles (Figura 38). Cada bloque define una provincia tectónica de subducción: Oaxaca, Tehuantepec, Chiapas y norte de Guatemala. Los perfiles en conjunto generan una estructura tridimensional de velocidades y son los siguientes: Oaxaca, Tehuantepec, Chiapas, Frontera y Norte de Guatemala (Figuras 39, 40 y 41).

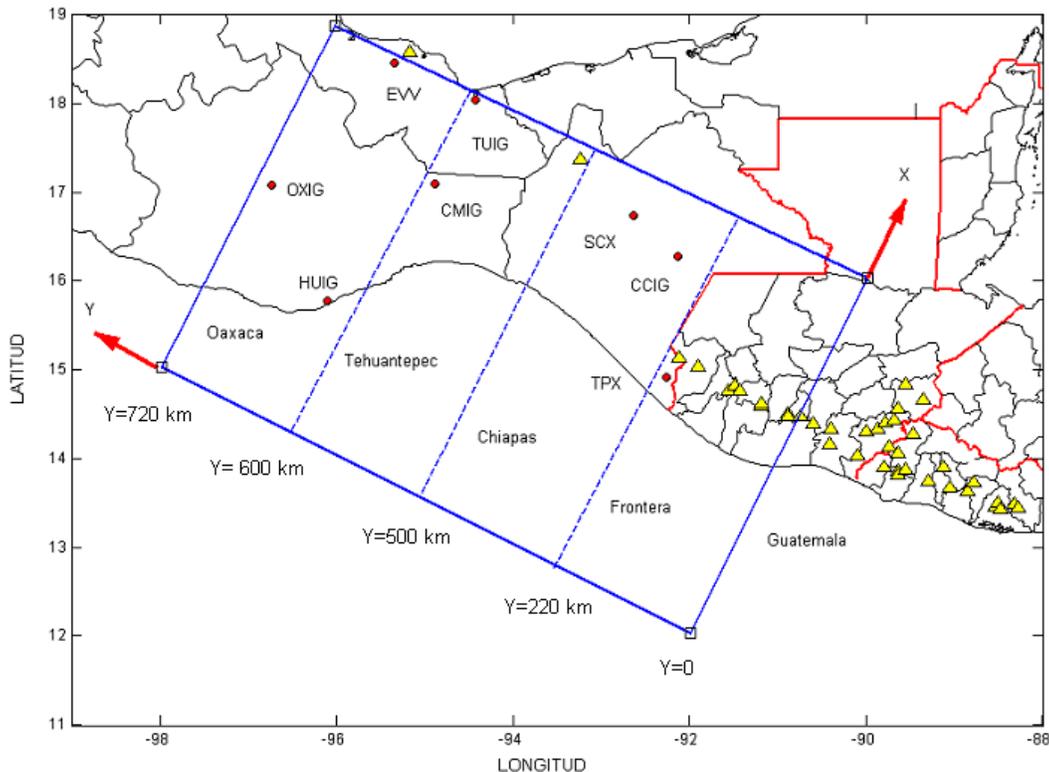


Figura 38. Localización de los perfiles para los modelos de subducción propuestos para Oaxaca, Tehuantepec, Chiapas, frontera México-Guatemala y norte de Guatemala dentro del área de estudio. Así mismo se muestran las estaciones sísmicas (OXIG, HUIG, TUIG, CMIG, CCIG, EVV, TPX y SCX) utilizadas en el trazado de rayos sísmicos.

Para el caso del modelo de subducción de Oaxaca se compararon dos hipótesis para la geometría de la placa subducida. La primera de ellas sugiere un ángulo de subducción de 10° en el primer segmento de la placa subducida y un ángulo de subducción de 36° en un segundo segmento (Figura 39). Esta geometría fue obtenida a partir de un modelo de velocidades (Valdés *et al.*, 1986). En este trabajo queda representada por el modelo 1 o Oaxaca 1 (Figura 39). La segunda geometría tiene un ángulo horizontal en la parte central de Oaxaca (Franco *et al.*, 2005), en el primer segmento de la placa subducida el ángulo de subducción es de 34° y en el tercer segmento de la placa es de 36° (Figura 39). Esta última geometría fue obtenida a partir de un modelo gravimétrico (Franco *et al.*, 2005). En este

trabajo queda representada por el modelo 2 o Oaxaca 2 (Figura 39). En el modelo de Tehuantepec, la placa subducida consta de tres segmentos, cuyos ángulos de subducción son 13° , 26° y 38° , respectivamente (Figura 40). El modelo para Chiapas tiene un ángulo de subducción de 40° (Figura 40). El modelo para la frontera México-Guatemala tiene un ángulo de subducción de 45° (Figura 41). El modelo para el norte de Guatemala tiene un ángulo de subducción de 50° (Figura 41).

En la corteza terrestre se utilizaron los terrenos tectono-estratigráficos propuestos por Campa y Coney (1983). Cada uno de los terrenos están representados por una letra: bloque Maya (M), Juárez (J), batolito de Chiapas (B) y la continuación del sistema de fallas de Motagua-Polochic (MP). El trabajo de tesis toma en cuenta la hipótesis de la no transmisión del sistema de fallas de Motagua-Polochic a través del Batolito de Chiapas propuesta por Guzmán y Meneses (2000). En el modelo de velocidades esto queda representado como una estructura cortical (MP) únicamente presente en las secciones para Guatemala y la frontera México-Guatemala (Figura 41), ya que es en esa región donde se tiene la certeza de la localización del sistema de fallas. El espesor de la corteza es de 50 km (Figuras 39, 40 y 41). La unidades *a* y *b* representa la corteza oceánica. La unidad *a* esta compuesta por basaltos, mientras que la unidad *b* esta constituida por metabasaltos y gabros (Valdés *et al.*, 1986). Estas unidades están presentes en toda la estructura, ya que se considera la continuidad de dichas unidades, pero únicamente se muestran en la Figura 39.

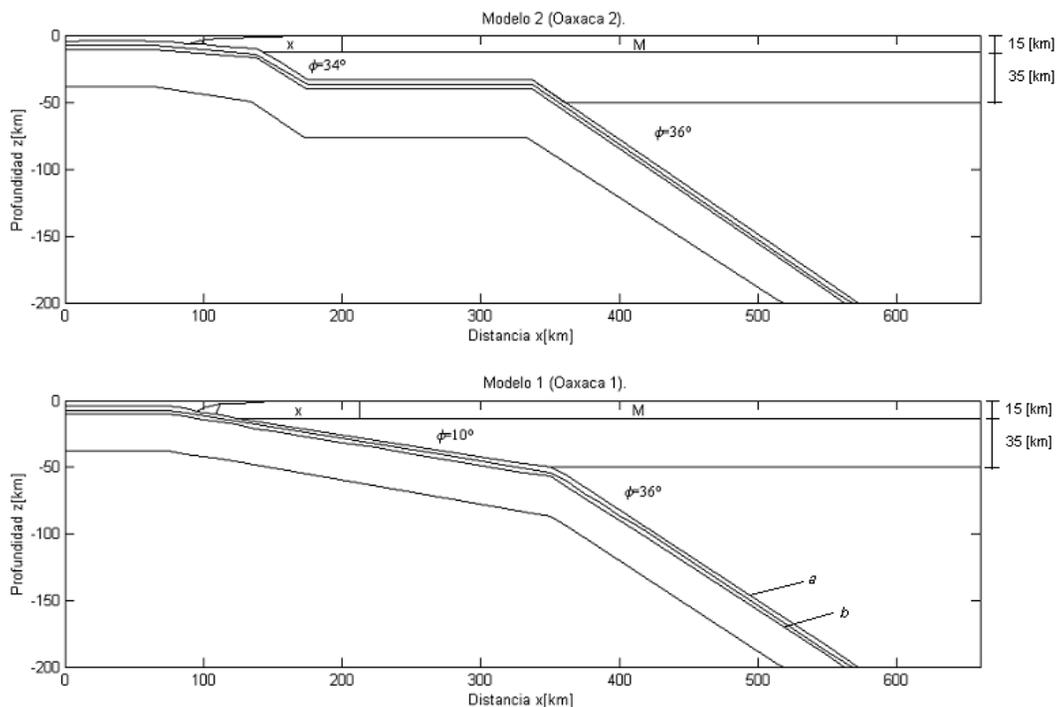


Figura 39. Modelos de subducción propuestos para Oaxaca. El modelo de Oaxaca 1 representa un modelo con un ángulo subducción de 10° en el primer segmento de la placa subducida, en el segundo segmento el ángulo de subducción es de 36° . El modelo de Oaxaca 2 representa un modelo con un ángulo horizontal de subducción en la parte central de Oaxaca, en el primer segmento de la placa subducida el ángulo de subducción es de 34° y en el tercer segmento de la placa es de 36° . Las estructuras corticales para ambos modelos son las siguientes: bloque Maya (M) y terreno tectono-estratigráfico Xolapa (X). La unidades *a* y *b* representa la corteza oceánica. La unidad *a* esta compuesta por basaltos, mientras que la unidad *b* esta constituida por metabasaltos y gabros. El espesor de la corteza es de 50 km.

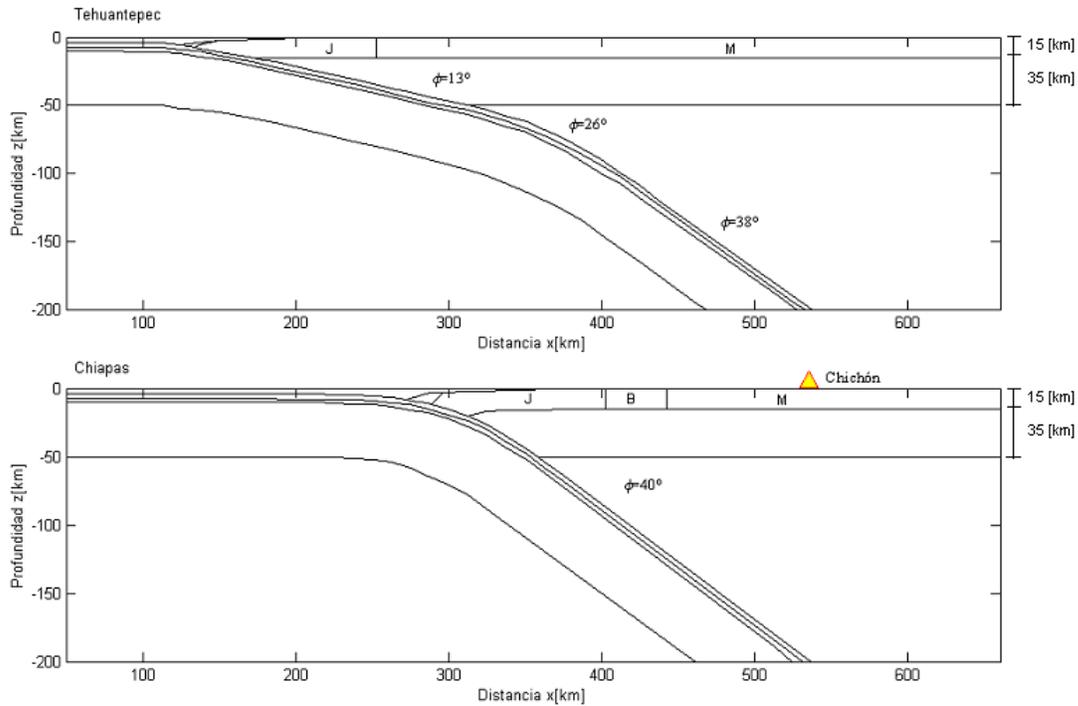


Figura 40. Modelos de subducción propuestos para Chiapas y Tehuantepec. El modelo para Chiapas tiene un ángulo de subducción de 40° . En el modelo de Tehuantepec, la placa subducida consta de tres segmentos, cuyos ángulos de subducción son 13° , 26° y 38° , respectivamente. Las estructuras corticales en los modelos antes mencionados son las siguientes: terreno Maya (M) y terreno tectónico-estratigráfico Juárez (J) y el batolito de Chiapas. El espesor de la corteza es de 50 km.

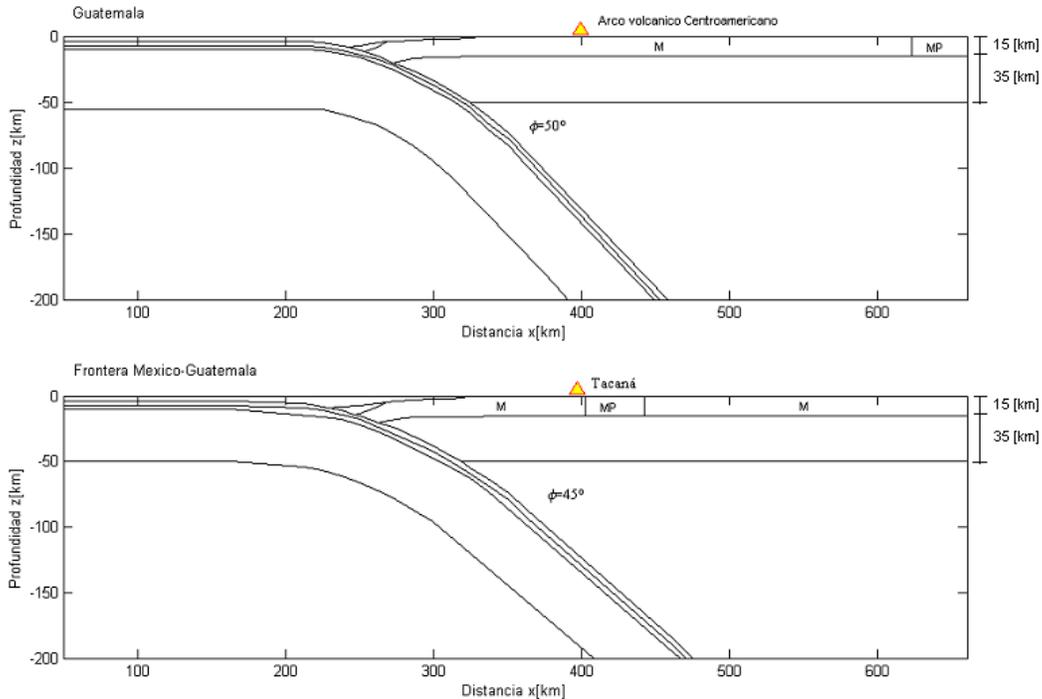


Figura 41. Modelos de subducción propuestos para el norte de Guatemala y la zona fronteriza entre México-Guatemala. El modelo para el norte de Guatemala tiene un ángulo de subducción de 50° . El modelo para la frontera México-Guatemala tiene un ángulo de subducción de 45° . Las estructuras corticales para ambos modelos son las siguientes: terreno Maya (M) y la continuación del sistema de fallas de Motagua-Polochic (MP). El espesor de la corteza es de 50 km.

III.7. Trazado de rayos por trayectorias de tiempo mínimo.

El método utilizado en el trazado de rayos sísmicos es el de trayectorias de tiempo mínimo (Lee y Stewart, 1981). La solución al problema de trazado de rayos para una trayectoria de tiempo mínimo se obtiene a partir de considerar a la lentitud ($u(\mathbf{x}) = 1/v(\mathbf{x})$), en las ecuaciones cinemáticas del rayo (Capítulo II):

$$\frac{d}{ds} \left[u \left(\frac{d\mathbf{x}}{ds} \right) \right] = \nabla u,$$

$$\frac{d^2 \mathbf{x}}{ds^2} = \frac{1}{u} \left(\nabla u - \frac{d\mathbf{x}}{ds} \frac{du}{ds} \right). \quad (67)$$

Considerando que el término du/ds se expresa como (Lee y Stewart, 1981):

$$H = \frac{du}{ds} = \frac{\partial u}{\partial x} \frac{\partial x}{\partial s} + \frac{\partial u}{\partial y} \frac{\partial y}{\partial s} + \frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial z}{\partial s},$$

$$H = u_x \dot{x} + u_y \dot{y} + u_z \dot{z}. \quad (68)$$

Con base en H , la ecuación 68 se puede expresarse como tres ecuaciones diferenciales de segundo orden de la siguiente manera (Lee y Stewart, 1981):

$$\ddot{x} = v(u_x - H \dot{x}),$$

$$\ddot{y} = v(u_y - H \dot{y}), \quad (69)$$

$$\ddot{z} = v(u_z - H \dot{z}).$$

Introduciendo variables auxiliares de la siguiente forma: $w_1 = x$, $w_3 = y$, $w_5 = z$, $w_2 = \dot{x}$, $w_4 = \dot{y}$, $w_6 = \dot{z}$. Se obtiene un sistema de seis ecuaciones diferenciales de primer orden a partir de las ecuaciones anteriores (Lee y Stewart, 1981):

$$\dot{w}_2 = v(u_x - H w_2),$$

$$\dot{w}_4 = v(u_y - H w_4),$$

$$\dot{w}_6 = v(u_z - H w_6), \quad (70)$$

$$\dot{w}_1 = w_2,$$

$$\dot{w}_3 = w_4,$$

$$\dot{w}_5 = w_6,$$

donde H está dado por (Lee y Stewart, 1981):

$$H = u_x w_2 + u_y w_4 + u_z w_6. \quad (71)$$

Introduciendo una nueva variable w_7 , que representa el tiempo de viaje parcial τ , a lo largo de un segmento de rayo desde un punto A . Las correspondientes ecuación diferencial y condición inicial son: $w_7 = u$, $w_7(0) = 0$, respectivamente. El tiempo de viaje entre dos puntos A y B está dado por (Lee y Stewart, 1981):

$$T = \int_A^B u ds = \tau(B) = w_7(S), \quad (72)$$

donde S es la longitud total de la trayectoria. Para determinar S se introduce otra variable con su correspondiente ecuación diferencial, definidas por: $w_8 = S$ y $w_8 = 0$, respectivamente. El elemento de la longitud de arco s , se normaliza para que tome valores entre 0 y 1. Entonces se introduce una nueva variable t para s tal que $t = s/S$. Para denotar la derivada respecto a la variable t se utiliza el símbolo ($'$). El conjunto final de ocho ecuaciones diferenciales de primer orden para ser resueltas son (Lee y Stewart, 1981):

$$\begin{aligned} w_1' &= w_8 w_2, \\ w_2' &= w_8 v(u_x - H w_2), \\ w_3' &= w_8 w_4, \\ w_4' &= w_8 v(u_y - H w_4), \\ w_5' &= w_8 w_6, \\ w_6' &= w_8 v(u_z - H w_6), \\ w_7' &= w_8 u, \\ w_8' &= 0. \end{aligned} \quad (73)$$

El conjunto de ecuaciones anterior se resuelve en el siguiente dominio $t \in [0,1]$, las variables que corresponden a la solución de las ecuaciones anteriores son las siguientes (Lee y Stewart, 1981):

$$\begin{aligned} w_1 &= x, & w_3 &= y, & w_5 &= z, & w_7 &= \tau, & w_8 &= S, \\ w_2 &= \frac{dx}{ds}, & w_4 &= \frac{dy}{ds}, & w_6 &= \frac{dz}{ds}, \end{aligned} \quad (74)$$

con las siguientes condiciones de frontera (Lee y Stewart, 1981):

$$\begin{aligned} w_1(0) &= x_A, & w_3(0) &= y_A, & w_5(0) &= z_A, \\ w_1(1) &= x_B, & w_3(1) &= y_B, & w_5(1) &= z_B, \\ w_7(0) &= 0, & w_2^2(0) + w_4^2(0) + w_6^2(0) &= 1, \end{aligned} \quad (75)$$

donde x_A, y_A, z_A son las coordenadas del punto inicial A y x_B, y_B, z_B son las coordenadas del punto final B , respectivamente (Pereyra *et al.*, 1980; Lee y Stewart, 1981).

III.8. Solución numérica de las ecuaciones cinemáticas del rayo.

El trazado de rayos se realizó con el programa RAY3D (Valdés, 1988), con un método de disparo, el cual resuelve numéricamente las ecuaciones cinemáticas del rayo mediante el método de trayectorias de tiempo mínimo. Para realizar el trazado de rayos es necesario contar con una estructura de velocidades preliminar, la cual se discretiza con celdas cúbicas con el programa PROMODEL (Valdés, 1988). Dicho programa realiza una interpolación y genera un modelo de velocidades tridimensional detallado. En la estructura de velocidades preliminar se incluyen las estructuras geológicas de la región como: placa subducida, bloques corticales, etc. En la estructura de velocidades tridimensional detallada obtenida con el programa PROMODEL, se calculan las trayectorias y los tiempos de viaje de los rayos sísmicos, a partir de un hipocentro dado. El trazado de rayos se realiza en una dirección inicial del rayo, la cual está descrita por un azimut y un ángulo de salida.

La dirección del rayo se ajusta hasta que la trayectoria fuente-receptor coincida con el tiempo de arribo de las ondas, variando el azimut y el ángulo de salida. Los tiempos de arribo para las ondas S se obtuvieron al considerar una relación V_p/V_s de 1.73 (valor utilizado en la relocalización, Ligorria y Molina, 1997). En el desarrollo del trabajo se seleccionaron 60 hipocentros de los 274 obtenidos en el proceso de relocalización. Se eligieron los hipocentros de los eventos con menores errores. El trazado de rayos se realizó para las ondas P y S , en todas las estaciones que registraron uno de los eventos seleccionados. En el caso de las estaciones de banda ancha (CCIG, CMIG, HUIG, OXIG y TUIG) se analizó los registros sísmicos; para el caso de las estaciones de la Red Convencional (EVV, SCX y TPX), se compararon los tiempos de arribo teóricos con los registrados en los instrumentos analógicos. Considerando ambas redes se tuvo una buena cobertura azimutal de los rayos sísmicos en el área de estudio (Figura 42).

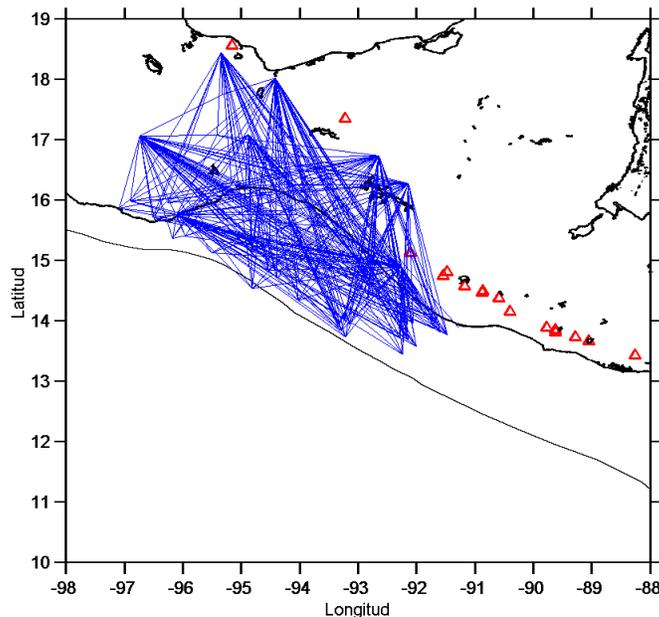


Figura 42. Cobertura azimutal de los rayos trazados desde la fuente a las estaciones de registro, de los 60 eventos relocalizados seleccionados para el trazado de rayos. Los eventos fueron registrados por los instrumentos de banda ancha de la Red Sismológica Nacional y por los instrumentos de periodo corto de la Red Convencional, pertenecientes al SSN.

Las dos hipótesis propuestas para Oaxaca (Oaxaca 1 y Oaxaca 2) y los perfiles de Tehuantepec, Chiapas, Frontera y Norte de Guatemala, definen dos estructuras diferentes tridimensionales de velocidades. Se consideró que un evento cumplía con alguna de las estructuras tridimensionales si al menos tres trayectorias entre el hipocentro y las estaciones de registro ajustaban y si el residual o error entre el tiempo observado y el tiempo calculado es menor a 1 segundo. En la tabla 5 se muestran los resultados obtenidos en el trazado de rayos para las estructuras propuestas en el área de estudio: para el caso de la estructura tridimensional con el modelo 1 para Oaxaca, el 93.33% de las trayectorias ajustaron; mientras que para la estructura tridimensional con el modelo 2 para Oaxaca, el 88.33% de las trayectorias ajustaron. Además, la estructura 2 muestra un incremento en el error con relación a la estructural1 (Tabla 5).

Tabla 5. Ajuste de las trayectorias para los modelos propuestos.

Número.	Evento.	Magnitud.	Longitud.	Latitud.	Profundidad (km).	Estructuras tridimensionales propuestas.					
						Estructura 1 (Oaxaca 1 $\phi = 10^\circ$).			Estructura 2 (Oaxaca 2 $\phi = 0^\circ$).		
						Ajusto.	No ajusto.	Error fase <i>P</i> .	Ajusto.	No ajusto.	Error fase <i>P</i> .
1	970404	5.10	-91.667	13.990	43.318	HUIG	EVV	0.021	HUIG	EVV	0.137
						OXIG		0.360	OXIG		0.160
						SCX		1.599	SCX		1.291
						TPX		0.904	TPX		1.102
2	970420	4.50	-94.335	15.987	39.350	HUIG	SCX	0.054	HUIG	SCX	0.751
						OXIG		0.619	OXIG		0.818
						TUIG		0.082	TUIG		0.812
						EVV		0.124	EVV		0.514
3	971108	4.50	-95.335	17.758	130.079	OXIG	TPX	0.041	OXIG	TPX	0.622
						TUIG		0.251	TUIG		1.792
						EVV		0.658	EVV		1.658
						TPX		0.041	TPX		1.792
4	980204	4.50	-96.491	15.682	25.855	HUIG	TPX	0.626	HUIG	TPX	0.598
						OXIG		0.010	OXIG		0.219
						EVV		0.175	EVV		0.875
						TPX		0.377	TPX		0.877
5	980303	5.00	-91.975	14.446	54.461	HUIG	TPX	1.045	HUIG	TPX	0.649
						OXIG		1.230	OXIG		0.610
						TUIG		1.890	TUIG		1.190
						EVV		2.089	EVV		1.020
6	980303	4.90	-96520	15.726	24.908	HUIG	TPX	0.006	HUIG	TPX	0.300
						OXIG		0.002	OXIG		0.302
						TUIG		0.171	TUIG		0.971
						EVV		0.050	EVV		0.651
7	980304	4.60	-91.986	14.382	39.900	HUIG	TPX	0.002	HUIG	TPX	0.706
						EVV		1.338	EVV		0.899
						TPX		0.460	TPX		0.860
						TPX		0.015	TPX		0.573
8	980307	4.70	-92.032	14.337	88.401	HUIG	TPX	0.149	HUIG	TPX	0.565
						OXIG		0.545	OXIG		0.411
						TUIG		0.273	TUIG		0.173
						TPX		2.236	TPX		1.836
9	980407	5.10	-91.853	14.123	92.809	HUIG	TPX	0.123	HUIG	TPX	0.971
						TUIG		0.103	TUIG		0.911
						EVV		0.327	EVV		0.293
						TPX		0.180	TPX		0.333
10	980506	4.70	-94.800	15.345	35.008	HUIG	TPX	0.017	HUIG	TPX	0.345
						OXIG		0.196	OXIG		0.360
						TUIG		0.146	TUIG		0.599
						EVV		0.796	EVV		0.904
						TPX	0.119	TPX		0.223	

11	980523	4.50	-94.405	16.481	109.719	HUIG OXIG TUIG		0.015 0.089 0.001	TUIG	HUIG OXIG	1.890 2.009 0.997
12	980609	5.00	-94.120	15.838	31.445	HUIG OXIG TUIG EVV TPX		0.093 0.008 0.037 0.000 0.085	HUIG OXIG TUIG EVV TPX		0.462 0.425 0.687 0.453 0.405
13	980609	4.50	-94.048	15.764	41.828	HUIG OXIG TUIG	TPX	0.036 0.183 0.138 2.395	HUIG OXIG TUIG TPX		0.565 0.911 0.973 0.236
14	981002	5.00	-92172	13.705	71.981	HUIG TUIG EVV SCX TPX		0.461 0.127 0.087 0.133 0.109	HUIG TUIG	EVV SCX TPX	0.356 0.223 1.280 1.133 1.122
15	981230	5.00	-92.142	13.701	68.266	HUIG TUIG EVV SCX TPX		0.701 0.097 0.094 0.058 0.321	HUIG TUIG SCX TPX	EVV	0.565 0.411 1.173 0.036 0.923
16	990504	4.70	-91654	14.022	44.775	HUIG SCX TPX	OXIG TUIG	0.081 2.084 1.765 0.308 0.011	TUIG SCX TPX	HUIG OXIG	1.018 1.478 0.965 0.122 0.212
17	991111	4.50	-93.518	15.561	98.304	HUIG TUIG SCX TPX		0.109 0.011 0.099 0.012	HUIG TUIG SCX TPX		0.403 0.414 0.595 0.319
18	000202	4.70	-92.754	14.419	69.959	HUIG OXIG TUIG SCX	TPX	0.234 0.100 0.020 0.035 1.080	HUIG OXIG TUIG SCX TPX		0.531 0.402 0.823 0.933 0.881
19	000301	4.70	-97.097	15.864	32.849	HUIG OXIG TUIG SCX	TPX	0.008 0.146 0.002 0.571 1.142	TUIG SCX TPX	HUIG OXIG	2.008 1.146 0.424 0.409 0.902
20	000306	4.60	-92.810	14.563	82.988		TUIG SCX TPX	1.462 1.035 1.867	SCX	TUIG TPX	1.162 0.851 1.965
21	000312	4.50	-93.971	16.388	107.983	CCIG HUIG OXIG SCX TPX		0.105 0.325 0.074 0.004 0.322	CCIG HUIG OXIG SCX TPX		0.188 0.925 0.878 0.904 0.521
22	000313	4.60	-92.836	14.380	86.485	CCIG SCX TPX	OXIG	0.033 2.393 0.102 0.001	CCIG OXIG SCX TPX		0.243 0.810 0.402 0.301
23	000413	4.50	-95.508	15.134	27.261	CCIG HUIG OXIG TPX	SCX	0.009 0.007 0.379 4.456 0.504	CCIG HUIG OXIG SCX TPX		0.598 0.219 0.875 0.098 0.234
24	000428	4.60	-91.687	13.880	97.946	CCIG HUIG	SCX TPX	0.226 0.962 1.212 1.098	CCIG HUIG SCX TPX		0.196 0.146 0.796 0.119
25	010604	4.80	-92.764	14.597	77.028		HUIG SCX TPX	1.493 1.423 1.087	HUIG	SCX TPX	0.993 1.020 2.711

26	010627	4.80	-92864	14.715	83.400	CMIG HUIG OXIG SCX TPX		0.478 0.037 0.013 0.704 0.100	CMIG HUIG OXIG SCX TPX		0.462 0.425 0.687 0.219 0.875
27	010717	4.50	-92.176	14.090	33.030	CMIG HUIG OXIG SCX TPX		0.023 0.267 0.345 0.076 0.987	CMIG HUIG OXIG SCX TPX		0.321 0.489 0.596 0.202 0.188
28	010806	4.50	-95.231	16.750	97.851	CMIG HUIG OXIG TPX		0.231 0.452 0.857 0.456	CMIG OXIG TPX	HUIG	0.196 1.042 0.146 0.796
29	010831	4.50	-94.953	15.893	31.421	CMIG HUIG OXIG SCX TPX		0.113 0.144 0.026 0.765 0.801	CMIG HUIG OXIG SCX	TPX	0.599 0.904 0.223 0.098 1.232
30	011015	4.90	-92.867	14.885	98.671	CMIG HUIG OXIG SCX TPX		0.102 0.069 0.331 0.113 0.347	CMIG HUIG OXIG SCX TPX		0.321 0.489 0.596 0.632 0.789
31	011213	4.70	-93.214	13.729	15.062	CCIG CMIG HUIG TUIG SCX	OXIG TPX	0.098 0.178 0.145 1.020 0.345 0.264 1.508	CMIG OXIG TUIG SCX	CCIG HUIG TPX	1.006 0.415 1.405 0.921 0.129 0.489 1.596
32	011222	4.70	-93.231	14.028	28.201	CCIG CMIG HUIG OXIG TUIG SCX TPX		0.056 0.321 0.489 0.596 0.202 0.188 0.211	CCIG CMIG HUIG OXIG TUIG SCX TPX		0.344 0.237 0.765 0.801 0.462 0.425 0.687
33	020210	4.80	-92.271	13.710	19.679	CCIG CMIG HUIG OXIG TUIG SCX TPX		0.765 0.006 0.415 0.405 0.098 0.129 0.077	CCIG CMIG HUIG OXIG TUIG SCX TPX		0.198 0.252 0.216 0.453 0.240 0.122 0.333
34	020214	5.70	-92.790	14.752	99.856	CCIG CMIG HUIG OXIG TUIG SCX TPX		0.998 0.163 0.122 0.333 0.268 0.456 0.098	CCIG CMIG HUIG OXIG TUIG SCX TPX		0.704 0.100 0.196 0.146 0.796 0.119 0.232
35	020228	4.80	-92.239	13.445	13.696	CCIG CMIG HUIG OXIG TUIG SCX TPX		0.023 0.198 0.252 0.216 0.453 0.240 0.127	CCIG HUIG OXIG TUIG SCX TPX	CMIG	0.102 1.338 0.460 0.115 0.206 0.415 0.231
36	020607	4.80	-96.898	15.988	20.459	CCIG CMIG HUIG OXIG TUIG EVV SCX TPX		0.632 0.789 0.176 0.172 0.456 0.560 0.061 0.875	CCIG CMIG OXIG TUIG EVV SCX TPX	HUIG	0.871 0.360 1.599 0.904 0.039 0.212 0.789 0.129

37	020618	4.90	-92.002	13.582	25.45	CMIG HUIG OXIG TUIG EVV SCX TPX		0.013 0.109 0.002 0.078 0.718 0.345 0.245	CMIG HUIG OXIG TUIG EVV SCX TPX		0.343 0.212 0.065 0.001 0.034 0.124 0.769
38	020625	4.90	-91.476	13.771	28.954	CCIG CMIG HUIG OXIG EVV SCX TPX		0.985 0.098 0.054 0.067 0.912 0.467 0.312	CCIG CMIG HUIG	OXIG EVV SCX TPX	0.345 0.678 0.456 1.125 1.075 1.337 1.219
39	020626	4.80	-94.809	14.536	27.820	CMIG HUIG OXIG TUIG EVV SCX TPX	CCIG	1.091 0.198 0.009 0.035 0.211 0.312 0.405 0.345	CCIG CMIG HUIG OXIG TUIG EVV SCX TPX		0.596 0.632 0.456 0.560 0.100 0.196 0.146 0.212
40	021003	4.60	-94.002	14.657	26.838	CCIG CMIG OXIG TUIG SCX TPX		0.345 0.987 0.332 0.009 0.098 0.023	CCIG CMIG TUIG SCX TPX	OXIG	0.432 0.965 1.234 0.123 0.873 0.099
41	021010	4.60	-92.061	13.970	43.058	CCIG CMIG HUIG OXIG TUIG SCX TPX		0.122 0.134 0.024 0.013 0.432 0.234 0.466	CCIG CMIG HUIG OXIG TUIG SCX TPX		0.076 0.348 0.123 0.034 0.093 0.764 0.112
42	021013	4.60	-96.174	15.376	25.018	CCIG CMIG HUIG OXIG TUIG SCX TPX		0.021 0.876 0.050 0.083 0.064 0.112 0.279	CCIG CMIG HUIG OXIG TUIG SCX TPX		0.756 0.345 0.125 0.760 0.118 0.201 0.345
43	021013	4.70	-93.289	13.843	22.390	CCIG CMIG HUIG OXIG TUIG TPX		0.511 0.876 0.072 0.196 0.344 0.237	CCIG CMIG OXIG TUIG TPX	HUIG	0.456 0.575 1.234 0.311 0.284 0.165
44	021022	4.50	-93154	13.950	24.687	CCIG CMIG HUIG OXIG SCX TPX		0.013 0.876 0.093 0.272 0.456 0.154	CCIG CMIG HUIG OXIG SCX TPX		0.432 0.456 0.100 0.096 0.564 0.200
45	021024	4.80	-95.956	15.413	24.053	CCIG CMIG HUIG OXIG SCX TPX	SCX	0.876 0.987 0.119 0.202 1.098 0.765	CCIG CMIG HUIG OXIG SCX TPX		0.115 0.206 0.098 0.023 0.342 0.867
46	021025	4.60	-94.798	15.191	25.397	CCIG CMIG OXIG TUIG SCX	TPX	0.032 0.065 0.098 0.011 0.654 1.745	CCIG CMIG OXIG TUIG SCX TPX		0.489 0.596 0.632 0.789 0.466 0.677

47	021221	4.50	-94.017	14.341	27.257	CCIG CMIG HUIG OXIG TUIG SCX TPX		0.568 0.432 0.153 0.178 0.870 0.043 0.067	CCIG CMIG HUIG OXIG TUIG SCX TPX		0.212 0.565 0.204 0.165 0.678 0.933 0.234
48	030315	4.90	-91.597	13.820	38.174	CCIG CMIG OXIG SCX TPX	EVV	0.682 0.980 0.405 1.009 0.212 0.345	CCIG CMIG OXIG EVV SCX TPX		0.134 0.024 0.459 0.567 0.356 0.011
49	030622	4.50	-94.051	16.251	120.341	CCIG CMIG HUIG OXIG EVV SCX		0.097 0.053 0.082 0.053 0.012 0.021	CCIG CMIG HUIG OXIG EVV SCX		0.300 0.432 0.424 0.223 0.121 0.900
50	030820	4.50	-94.315	16.540	120.106	CCIG CMIG OXIG TUIG EVV SCX		0.532 0.125 0.034 0.098 0.967 0.944	CCIG CMIG OXIG TUIG	EVV SCX	0.120 0.878 0.764 0.564 1.654 2.345
51	031123	4.60	-94.669	16.708	113.218	CCIG CMIG HUIG OXIG EVV SCX		0.257 0.098 0.272 0.986 0.066 0.338	CCIG CMIG HUIG OXIG EVV SCX		0.545 0.807 0.212 0.112 0.897 0.256
52	031201	4.50	-96.252	15.964	34.217	CCIG CMIG OXIG EVV SCX		0.850 0.320 0.071 0.063 0.765	CMIG	CCIG OXIG EVV SCX	1.122 0.405 1.123 1.034 1.201
53	040214	4.70	-93.440	13.953	17.492	CCIG CMIG OXIG TUIG HUIG EVV SCX		0.006 0.120 0.034 0.076 0.055 0.099 0.076	CCIG CMIG OXIG TUIG HUIG EVV SCX		0.123 0.103 0.187 0.203 0.321 0.034 0.117
54	040405	4.70	-92.161	13.950	35.011	CCIG CMIG HUIG OXIG TUIG EVV SCX		0.076 0.004 0.037 0.120 0.060 0.642 0.302	CCIG CMIG HUIG OXIG TUIG	EVV SCX	0.718 0.345 0.245 0.193 0.909 1.788 1.561
55	040531	4.70	-94.534	14.842	27.169	CCIG CMIG HUIG OXIG TUIG EVV SCX	TPX	0.044 0.134 0.002 0.125 0.209 0.023 0.909 1.234	CCIG CMIG HUIG OXIG TUIG EVV SCX TPX		0.377 0.543 0.787 0.889 0.223 0.097 0.423 0.342
56	040622	4.50	-90.840	13.926	22.484	CCIG CMIG OXIG TUIG EVV TPX		0.045 0.030 0.048 0.023 0.039 0.080	CCIG CMIG OXIG TUIG EVV TPX		0.212 0.112 0.453 0.321 0.221 0.432
57	040708	4.60	-91.283	13.888	28.782	CMIG HUIG OXIG EVV SCX TPX		0.090 0.153 0.091 0.003 0.788 0.561	CMIG HUIG OXIG EVV SCX TPX		0.245 0.123 0.503 0.108 0.207 0.342

58	040807	5.90	-95.411	17.081	117.284	CCIG		0.024	CCIG		0.212
						CMIG		0.040	CMIG		0.109
						HUIG		0.055		HUIG	1.092
						OXIG		0.037		OXIG	1.342
						TUIG		0.021	TUIG		0.114
						EVV		0.086	EVV		0.106
						SCX		0.060		SCX	1.101
59	040818	5.60	-95.165	16.249	68.716	CCIG		0.101	CCIG		0.341
						CMIG		0.023	CMIG		0.378
						HUIG		0.119	HUIG		0.465
						OXIG		0.355	OXIG		0.453
						TUIG		0.134	TUIG		0.271
						EVV		0.645	EVV		0.789
						SCX		0.311	SCX		0.113
						TPX		0.467	TPX		0.321
60	040830	4.60	-93.311	13.990	15.207	CCIG		0.171	CCIG		0.567
						CMIG		0.017	CMIG		0.123
						HUIG		0.015	HUIG		0.117
						OXIG		0.545	OXIG		0.321
						EVV		0.807	EVV		0.179
							SCX	1.789	SCX		0.456
Total.	60					56	4		53	7	
Porcentaje.	100					93.33	6.67		88.33	11.67	

En las Figuras 43a), 44a), 45a), 46a) y 47a) se muestran los ajustes de los tiempos de viaje teóricos con las fases observadas en los registros sísmicos para las ondas P y S . Las líneas discontinuas representan las gráficas de las funciones de la distancia x [km] contra los tiempos de arribo de las ondas P y S (función $T(x_i)$). Para los eventos registrados en la red nacional (CCIG, CMIG, HUIG, OXIG y TUIG) se muestran los registros sísmicos, para el caso de la red convencional (EVV, SCX y TPX) se indica el valor de la lectura de las fases P y S . Las Figuras 43b), 44b), 45b), 46b) y 47b) muestran las trayectorias de los rayos sísmicos para las ondas P en los modelos estructurales para Oaxaca, Tehuantepec, Chiapas, frontera México-Guatemala y norte de Guatemala, respectivamente. Los eventos que se muestran fueron seleccionados arbitrariamente, pero cada uno de ellos queda enmarcado en uno de los cinco modelos de subducción descritos anteriormente dentro de la estructura de velocidades.

En las Figuras 43c), 45c), 46c) y 47c) se muestran sismogramas sintéticos para las estaciones de la red convencional, ya que no se cuenta con registros sísmicos. Los sismogramas en las Figuras 43c), 45c) y 46c) fueron calculados con el método del rayo (Apéndice A, Červený *et al.*, 1977; Červený 2001). El sismograma sintético de la Figura 47c) fue calculado con el método de Thompson-Haskell (Apéndice B), ya que para este ejemplo se puede considerar que esta dentro de un medio estratificado (Figura 47c). Las Figuras 43d), 44c), 45d), 46d) y 47d) muestran algunas interfases del modelo tridimensional con las trayectorias de los rayos de las ondas P . La escala de colores representa la profundidad z en km. En las Figuras 43e), 44d), 45e), 46e) y 47e) se muestran rayos sísmicos de las ondas P (superior) y las ondas S (centro). Para esquematizar la distribución de la velocidad de onda P se muestran modelos discretos (inferior), para las regiones de Oaxaca, Tehuantepec, Chiapas, frontera México-Guatemala y norte de Guatemala, respectivamente. La escala de colores representa la velocidad de onda P (V_p) en km/s.

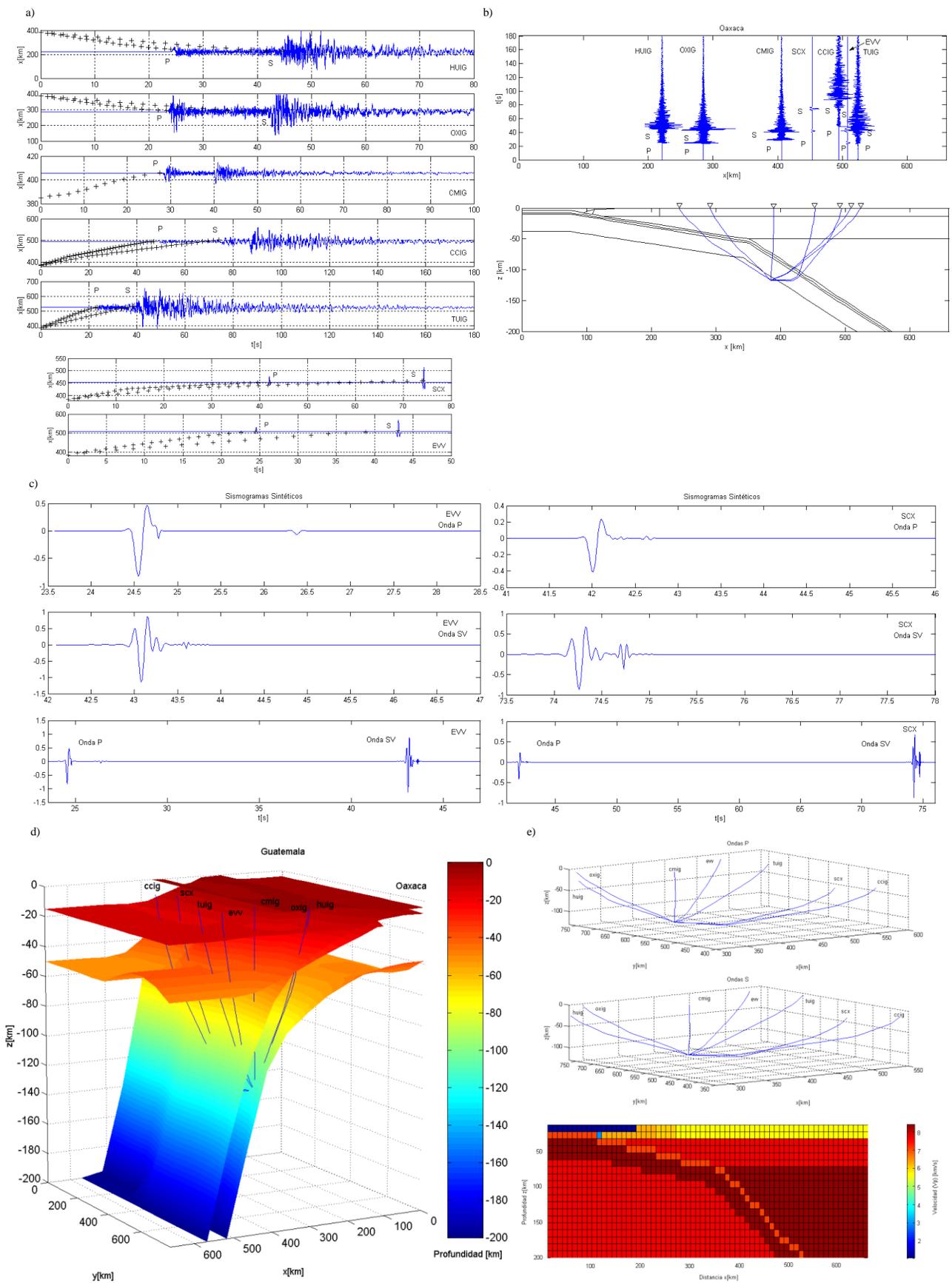


Figura 43. Evento 040807 originado en Oaxaca el 7 de agosto de 2004 ($Z=117.284$ km, $M=5.90$). Evento registrado en las estaciones CCIIG, CMIG, HUIG, EVV, OXIG, SCX y TUIG. a) Gráfica de la función de la distancia x [km] contra los tiempos de arribo de las ondas P y S (función $T(x_i)$), se muestra el ajuste de las fases en los registros sísmicos. b) Trayectoria de los rayos para las ondas P en la geometría propuesta para Oaxaca. c) Sismogramas sintéticos para las estaciones EVV y SCX, calculados con el método del rayo (Apéndice A). d) Algunas interfases del modelo tridimensional con las trayectorias de los rayos de las ondas P . La escala de colores representa la profundidad z en km. e) Rayos para las ondas P y S (superior y centro). Modelo discreto de la velocidad de onda P en la región de Oaxaca (inferior). La escala de colores representa la velocidad V_p en km/s.

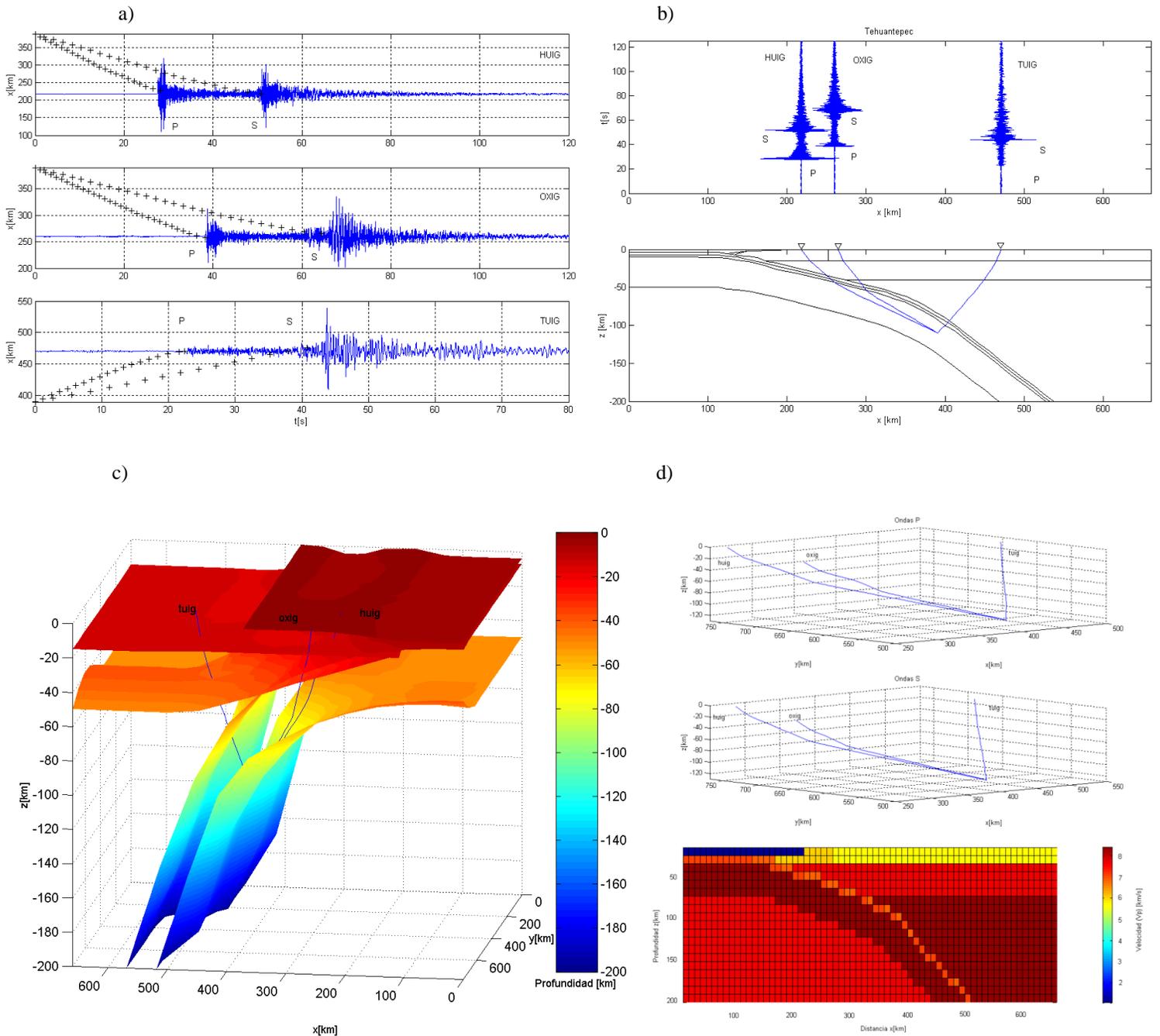


Figura 44. Evento 980523 originado en la región del Istmo de Tehuantepec el 23 de mayo de 1998 ($Z=109.719$ km, $M=4.50$). Evento registrado en las estaciones HUIG, OXIG y TUIG. a) Gráfica de la función de la distancia x [km] contra los tiempos de arribo de las ondas P y S (función $T(x_i)$), se muestra el ajuste de las fases en los registros sísmicos. b) Trayectoria de los rayos sísmicos de las ondas P desde la fuente a las estaciones de registro en la geometría propuesta para la región de Tehuantepec. c) Algunas interfases del modelo tridimensional con las trayectorias de los rayos de las ondas P . La escala de colores representa la profundidad z en km. d) Rayos sísmicos de las ondas P (superior) y las ondas S (centro). Modelo discreto de la velocidad de onda P en la región de Tehuantepec (inferior). La escala de colores representa la velocidad V_p en km/s.

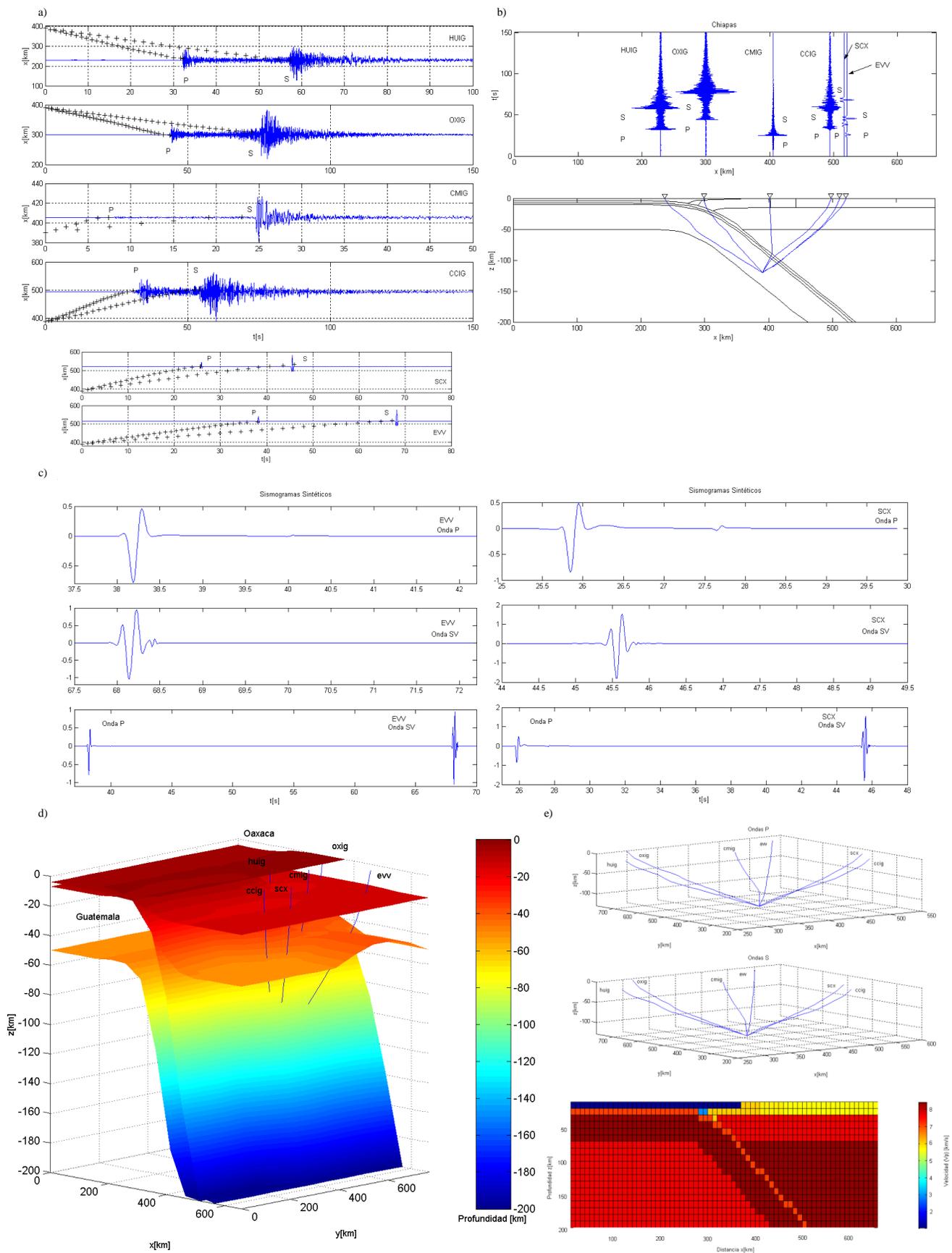


Figura 45. Evento 030622 originado en Chiapas ($Z=120.341$ km, $M=4.50$). El evento fue registrado en las estaciones CCIG, CMIG, HUIG, EVV, OXIG y SCX. a) Gráfica de la función de la distancia x [km] contra los tiempos de arribo de las ondas P y S (función $T(x)$), se muestra el ajuste de las fases en los registros sísmicos. b) Trayectoria de los rayos para las ondas P en la geometría propuesta para Chiapas. c) Sismogramas sintéticos para las estaciones EVV y SCX, calculados con el método del rayo (Apéndice A). d) Algunas interfases del modelo tridimensional con las trayectorias de los rayos de las ondas P . La escala de colores representa la profundidad z en km. e) Rayos para las ondas P y S (superior y centro). Modelo discreto de la velocidad de onda P en Chiapas (inferior). La escala de colores representa la velocidad V_p en km/s.

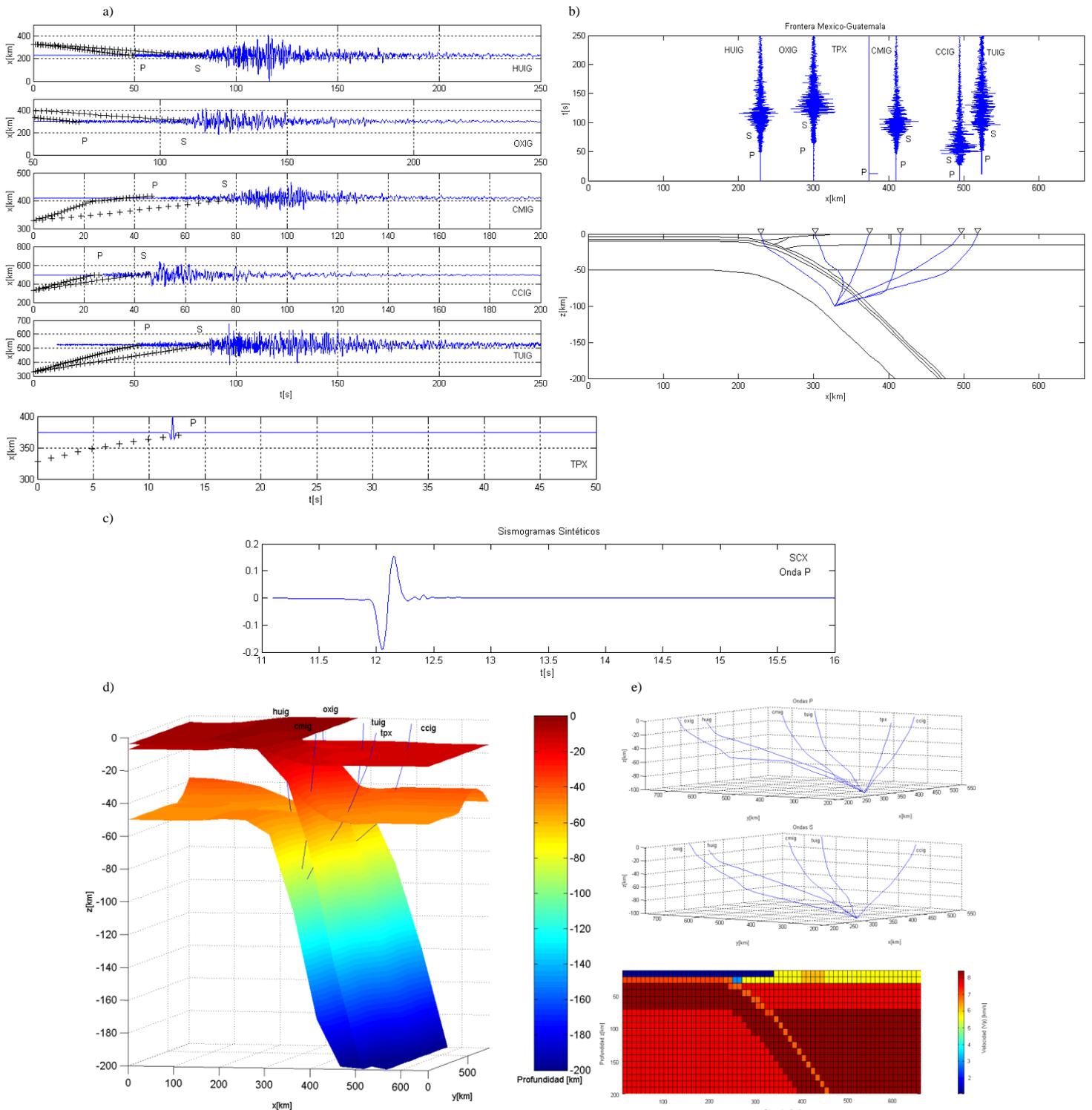


Figura 46. Evento 02014 originado en la frontera México-Guatemala ($Z=99.856$ km, $M=5.70$). Evento registrado en las estaciones CCIG, CMIG, HUIG, OXIG, TPX y TUIG. a) Gráfica de la función de la distancia x [km] contra los tiempos de arribo de las ondas P y S (función $T(x_i)$), se muestra el ajuste de las fases en los registros sísmicos. b) Trayectoria de los rayos sísmicos de las ondas P desde la fuente a las estaciones de registro en la geometría propuesta para la región de la frontera México-Guatemala. c) Sismogramas sintéticos para la estación SCX, calculado con el método del rayo (Apéndice A). d) Algunas interfases del modelo tridimensional con las trayectorias de los rayos de las ondas P . La escala de colores representa la profundidad z en km. e) Rayos sísmicos de las ondas P (superior) y las ondas S (centro). Modelo discreto de la velocidad de onda P en la región de la frontera México-Guatemala (inferior). La escala de colores representa la velocidad V_p en km/s.

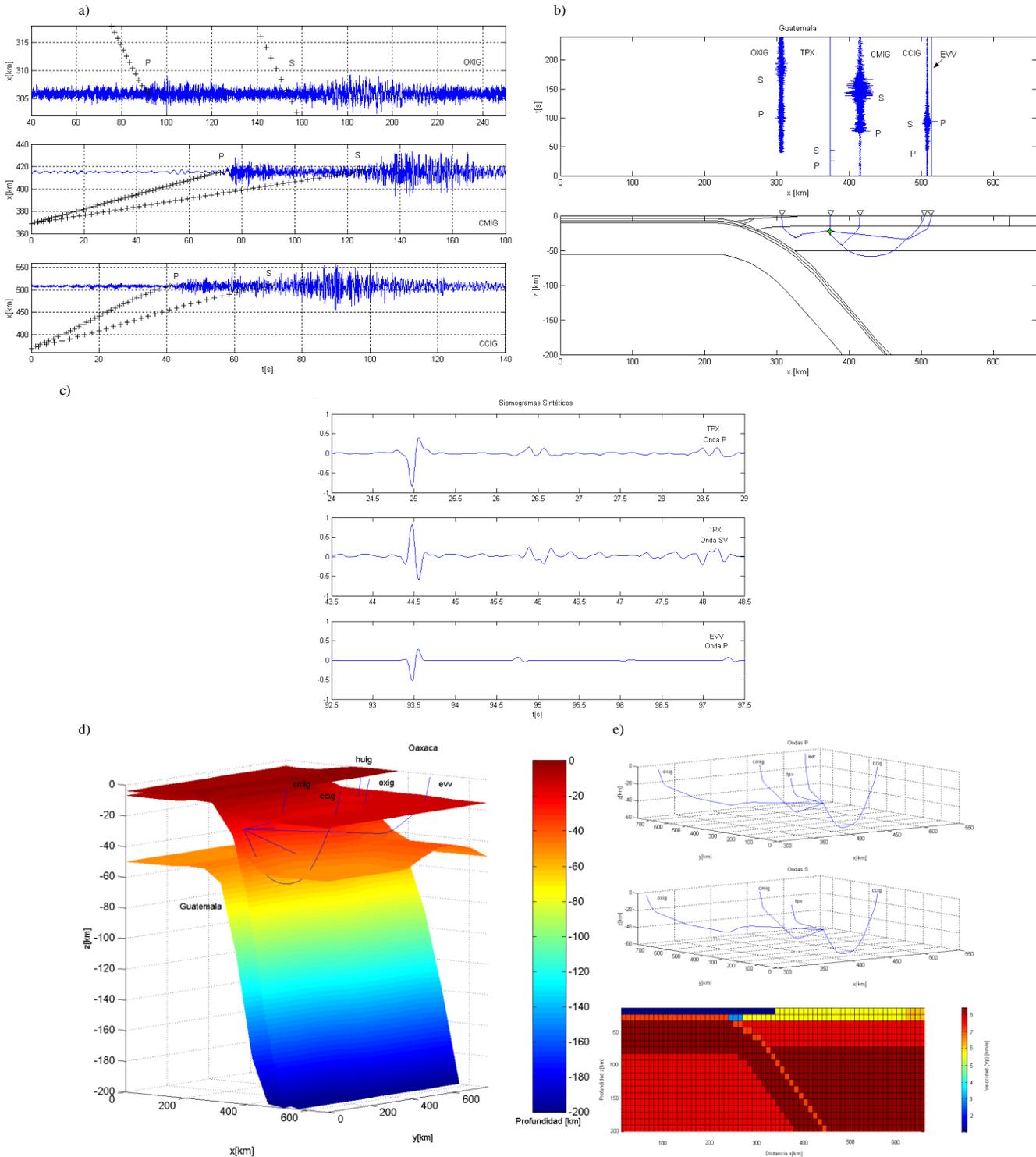


Figura 47. Evento 040622 originado en el norte de Guatemala ($Z=22.484$ km, $M=4.50$). El evento fue registrado en las estaciones CCGIG, CMIG, EVV, OXIG y TPX. a) Gráfica de la función de la distancia x [km] contra los tiempos de arribo de las ondas P y S (función $T(x_i)$), se muestra el ajuste de las fases en los registros sísmicos. b) Trayectoria de los rayos sísmicos de las ondas P desde la fuente a las estaciones de registro en la geometría propuesta para la región de Guatemala. c) Sismogramas sintéticos para las estaciones TPX y EVV, calculados con el método de Thompson-Haskell (Apéndice B). d) Algunas interfases del modelo tridimensional con las trayectorias de los rayos de las ondas P . La escala de colores representa la profundidad z en km. e) Rayos sísmicos de las ondas P (superior) y las ondas S (centro). Modelo discreto de la velocidad de onda P en la región de Guatemala (inferior). La escala de colores representa la velocidad V_p en km/s.

Capítulo IV. Discusión de la estructura de velocidades tridimensional obtenida.

IV.1. Introducción.

Existe en el área de estudio un número considerable de estudios tectónicos, modelos térmicos, gravimétricos y estructuras corticales de velocidades, de ahí la necesidad de tener un modelo tridimensional de velocidades que unifique en lo posible criterios y que se apege en la medida de lo posible a los resultados obtenidos en los estudios previamente desarrollados. En esta sección se describen las semejanzas y las diferencias entre los estudios realizados con anterioridad y la estructura de velocidades propuesta.

IV.2. Descripción y análisis de la estructura de velocidades obtenida.

Los resultados de analizar las trayectorias de los rayos sísmicos, en las dos estructuras tridimensionales propuestas, muestran un mejor ajuste de las trayectorias de los rayos sísmicos en la estructura 1 (con Oaxaca 1, Figura 48), sin embargo, la diferencia entre esta estructura y la estructura 2 (con Oaxaca 2) es de apenas 5%. Los residuales ($t_{cal}-t_{obs}$) son menores en la estructura 1 (Tabla 5). La diferencia entre los porcentajes de ajuste de las trayectorias no es sustancial, esto puede deberse a que el método utilizado en el trazado de rayos sea insensible a pequeñas variaciones en el ángulo de la placa subducida. Los residuales son mayores en las estaciones de la Red Convencional (EVV, SCX y TPX), ya que los instrumentos de periodo corto tienen menor resolución que los de banda ancha, por tanto la precisión en las lecturas es menor en los instrumentos analógicos. En Oaxaca, la distribución espacial del valor b es alta, lo que puede interpretarse como un medio con alta heterogeneidad y posiblemente con una estructura compleja, aunque no necesariamente implique una complejidad en la distribución de velocidades.

En las dos estructuras tridimensionales de velocidades propuestas se asignaron valores de velocidad de onda P a cada uno de los terrenos y unidades geológicas, posteriormente se realizó el trazado de rayos y se analizaron los tiempos de viaje. Los valores de velocidad de onda P para la estructura 1 (Figuras 48 a 50), se describen a continuación. La velocidad en la parte superior de la corteza fluctúa entre 5.0 y 5.7 km/s en Oaxaca (Valdés *et al.*, 1986); entre 5.0 y 6.0 km/s en Guatemala (Ligorria y Molina, 1997) y Tehuantepec (Havskov *et al.*, 1982); y en Chiapas entre 5.0 y 7.0 km/s (Castro, 1980). La estructura tridimensional de velocidades obtenida tiene para los terrenos tectono-estratigráficos (Campa y Coney, 1983) los siguientes valores de velocidades de onda P : para el caso de Motagua-Polochic (MP), la velocidad propuesta es 6.2 km/s, ya que esta formación está constituida por rocas ultrabásicas y metamórficas, rocas con valores altos de velocidad. En el terreno Maya (M) se propone una velocidad de 5.7 km/s; para el terreno Juárez (J) la velocidad propuesta es de 6.0 km/s; para las rocas graníticas en Chiapas (B), la velocidad es de 5.8-5.9 km/s; y para el terreno Xolapa-Chatino (X) la velocidad es de 6.25 km/s. Cabe señalar que en este modelo se tomó la hipótesis de la no trasmisión del sistema de fallas de Motagua-Polochic a través del batolito de Chiapas, propuesta por Guzmán y Meneses (2000). En el modelo esto queda representado como una estructura cortical (MP) únicamente presente en las

secciones para Guatemala y la frontera México-Guatemala (Figura 50), ya que es en esa región donde se tiene la certeza de la localización del sistema de fallas.

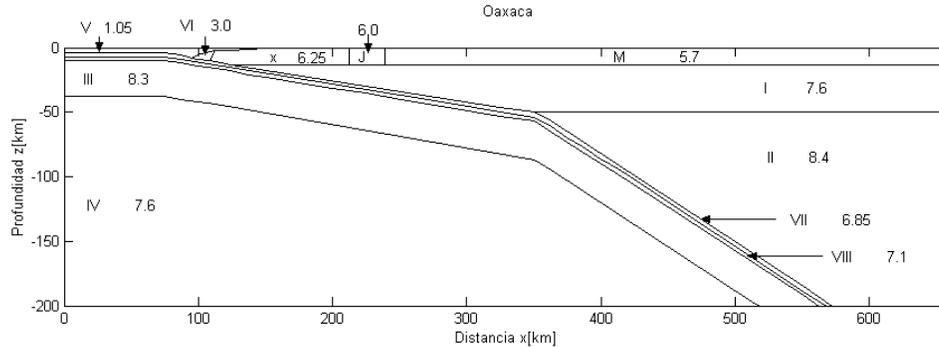


Figura 48. Estructura tridimensional de velocidades con sus velocidades de onda P para cada bloque en km/s. Sección correspondiente a Oaxaca. El prisma de acreción (bloque VI) tienen una velocidad de 3.0 km/s. En el océano la velocidad es 1.05 km/s. Los bloques III, IV, VII y VIII tienen velocidades de 8.3, 7.6, 6.85 y 7.1 km/s, respectivamente. La corteza oceánica está definida por los bloques III, IV, VII. El bloque I corresponde a la corteza y tiene una velocidad de 7.6 km/s. El bloque II corresponde al manto superior cuya velocidad es de 8.4 km/s. En el terreno Maya (M) se propone una velocidad de 5.7 km/s, en el terreno Juárez (J) la velocidad propuesta es de 6.0 km/s y para el terreno Xolapa-Chatino (X) la velocidad es de 6.25 km/s.

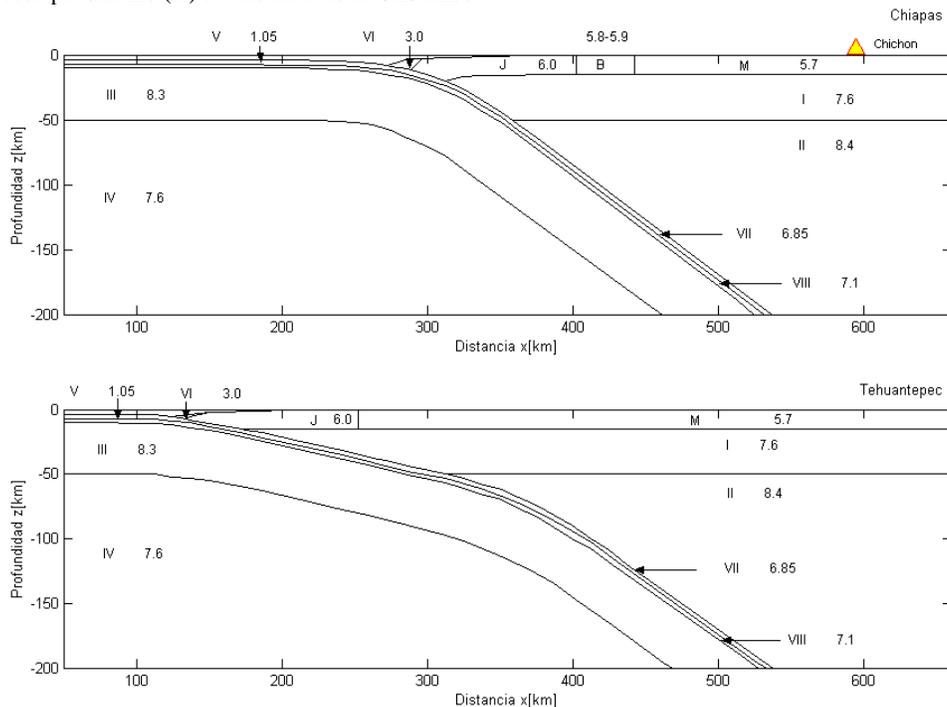


Figura 49. Estructura tridimensional de velocidades con sus velocidades de onda P para cada bloque en km/s. Secciones correspondientes a Tehuantepec y Chiapas. El prisma de acreción (bloque VI) tienen una velocidad de 3.0 km/s. En el océano la velocidad es 1.05 km/s. Los bloques III, IV, VII y VIII tienen velocidades de 8.3, 7.6, 6.85 y 7.1 km/s, respectivamente. La corteza oceánica está definida por los bloques III, IV, VII. El bloque I corresponde a la corteza y tiene una velocidad de 7.6 km/s. El bloque II corresponde al manto superior cuya velocidad es de 8.4 km/s. En el terreno Maya (M) la velocidad es 5.7 km/s, en el terreno Juárez (J) la velocidad es 6.0 km/s y para el batolito de Chiapas (B), la velocidad es 5.8-5.9 km/s.

El prisma de acreción (bloque VI) tiene una velocidad de 3.0 km/s en toda la estructura. En el océano la velocidad de onda P es 1.05 km/s (V, Figuras 48, 49 y 50). La placa subducida está definida por los bloques III, VII y VIII; cuyas velocidades de onda P son 8.3, 6.85 y 7.1 km/s, respectivamente. La unidad IV, tiene una velocidad de 7.6 km/s (Figuras 48, 49 y 50). La corteza oceánica está definida por los bloques III, IV, VII. El

bloque I corresponde a la corteza continental y tiene una velocidad de onda P de 7.6 km/s. El bloque II corresponde al manto superior cuya velocidad de onda P es de 8.4 km/s. La velocidad en la corteza ($V_p = 7.6$ km/s, bloque I) coincide con los resultados de: Havskov *et al.* (1982) de 7.6-8.3 km/s para Tehuantepec; Castro (1980) de 7.0-7.6 km/s para Chiapas. Para esa misma unidad Valdés *et al.* (1986) obtienen velocidades de 6.85 a 7.0 km/s para Oaxaca, mientras que Ligorria y Molina (1997), obtienen una velocidad de onda P de 6.6 a 7.0 km/s, en Guatemala. La velocidad en el manto superior ($V_p = 8.4$ km/s, bloque II) coincide con los valores reportados por Havskov *et al.* (1982) de 8.4-8.5 km/s, en Tehuantepec y con el estudio de Valdés *et al.* (1986), con valores de 8.2-8.4 km/s para la onda P en Oaxaca. La velocidad en el manto superior (bloque II), difiere de los valores reportados por Castro (1980) de 8.2 km/s para Chiapas y de Ligorria y Molina (1997) de 8.0 km/s para Guatemala.

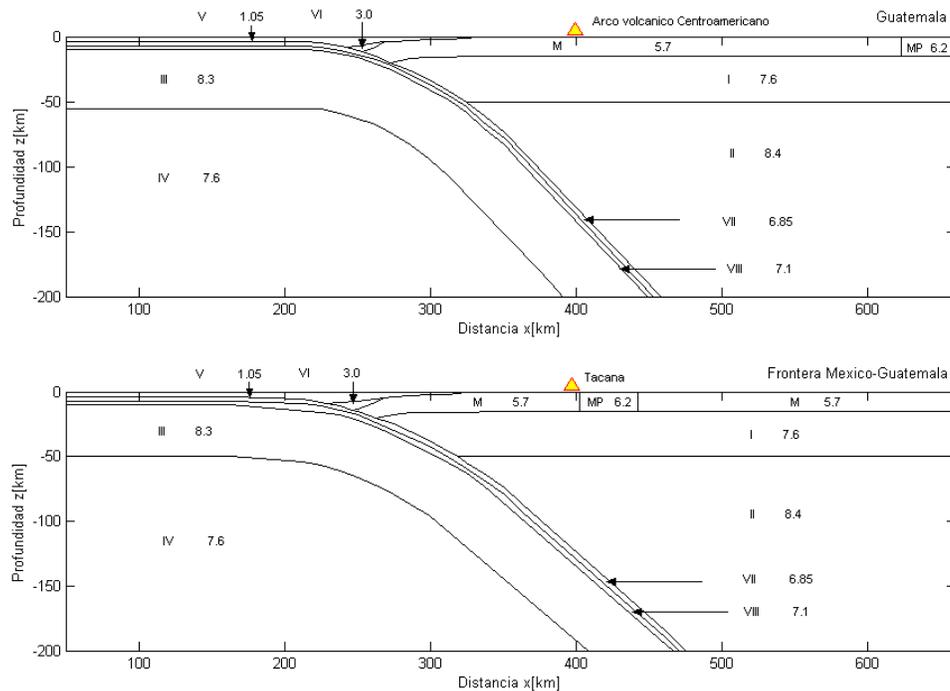


Figura 50. Estructura tridimensional de velocidades con sus velocidades de onda P para cada bloque en km/s. Secciones correspondientes a la frontera México-Guatemala y al norte de Guatemala. El prisma de acreción (bloque VI) tienen una velocidad de 3.0 km/s. En el océano la velocidad es 1.05 km/s. Los bloques III, IV, VII y VIII tienen velocidades de 8.3, 7.6, 6.85 y 7.1 km/s, respectivamente. La corteza oceánica esta definida por los bloques III, IV, VII. El bloque I corresponde a la corteza y tiene una velocidad de 7.6 km/s. El bloque II corresponde al manto superior cuya velocidad es de 8.4 km/s. El terreno Maya (M) tiene una velocidad de 5.7 km/s y el sistema Motagua-Polochic (MP) tiene una velocidad de 6.2 km/s.

En la estructura obtenida, se consideró para el norte de Guatemala un ángulo de subducción de 50° . En la frontera México-Guatemala el ángulo de subducción es de 45° (Rebollar *et al.*, 1999). En Chiapas el ángulo de subducción es de 40° (Rebollar *et al.*, 1999). En Tehuantepec se consideraron tres segmentos en la placa subducida, el primero con un ángulo de 13° , el segundo con un ángulo de 26° y el tercero de 38° . Finalmente, para Oaxaca se utilizó el modelo propuesto por Valdés *et al.* (1986), el cual considera que el ángulo de subducción es de 10° en un primer segmento y de 36° en un segundo segmento. En Oaxaca el modelo de velocidades propuesto (Valdés *et al.*, 1986) concuerda con el estudio de sismicidad de la placa de Cocos de Van Ness Burbach *et al.*, (1984). Sin embargo, difiere de los modelos gravimétricos y térmicos propuestos para Oaxaca (Franco

et al., 2005; Manea y Manea, 2006). Las discrepancias con los modelos antes mencionados pueden deberse a que el método de trazado de rayos es insensible a pequeñas variaciones en el ángulo de subducción. Las velocidades propuestas en la estructura son valores promedio. La distribución de velocidades es homogénea en los cuerpos geológicos, es decir no se consideran las variaciones locales de la velocidad que cada estructura geológica posee ya que se trabajó a escala regional. La Figura 51 muestra las variaciones laterales de la velocidad a diferentes profundidades de corte ($z = 10, 20, 30, 40$ y 50 km).

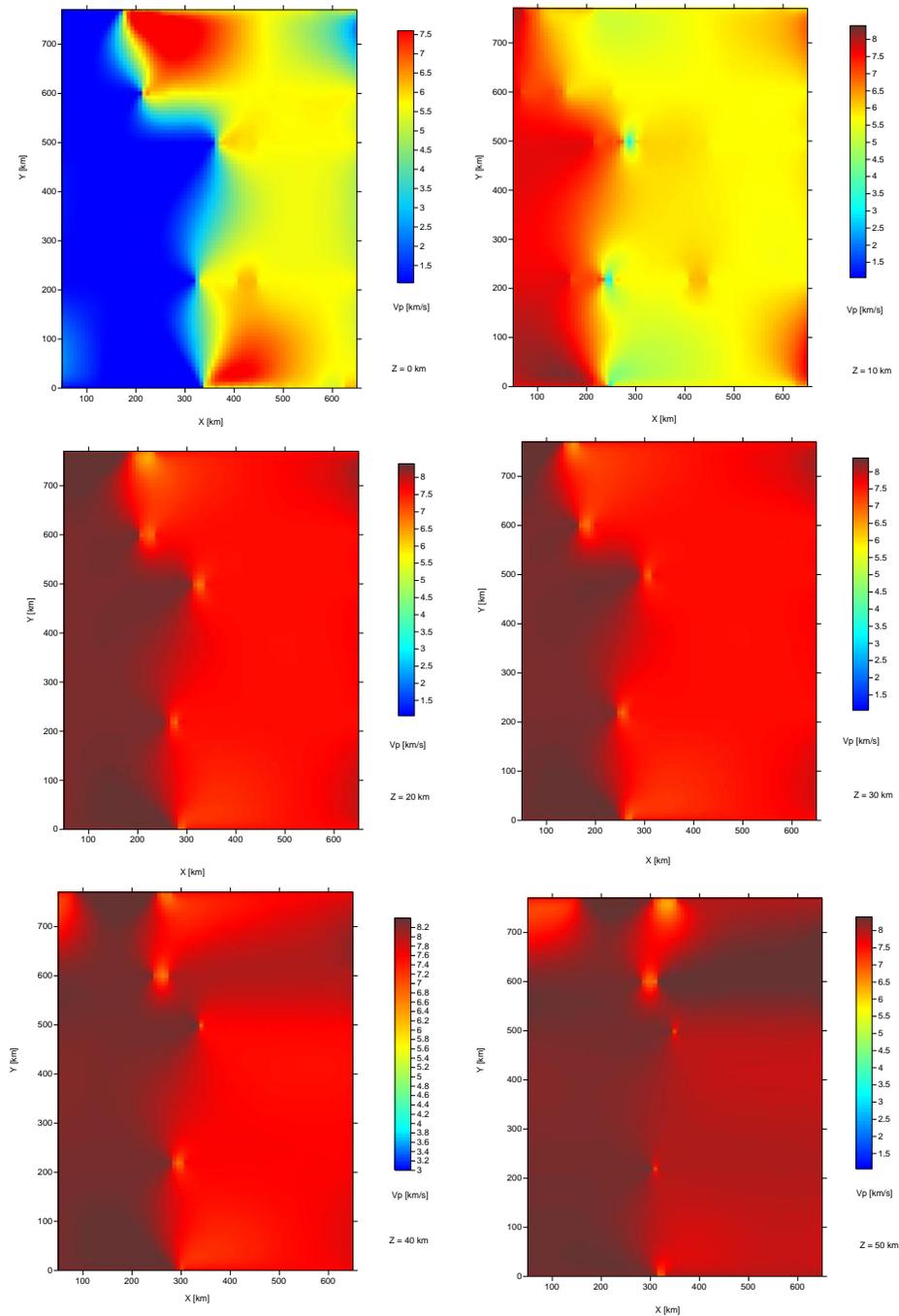


Figura 51. Variación lateral de la velocidad de onda P en la estructura obtenida para los planos $Z = 0, 10, 20, 30, 40$ y 50 km. En el modelo no se consideran las variaciones locales de la velocidad que cada estructura geológica tiene, debido a que se trabajó a escala regional.

La comparación entre la estructura de velocidades propuesta en este estudio y los modelos térmicos para el sureste de México (Manea y Manea, 2006), muestra que para las regiones de: norte de Guatemala, frontera México-Guatemala y Chiapas, la geometría de la placa subducida es semejante en ambos casos (modelos térmicos y de velocidades, Figura 52). En el caso de Oaxaca, la sismicidad se ajusta a las dos geometrías propuestas para esa región: geometría con ángulo de subducción horizontal y geometría con ángulo de subducción suave (Figura 52, inferior), ya que la variación del ángulo de subducción entre ambos modelos es de aproximadamente 10° .

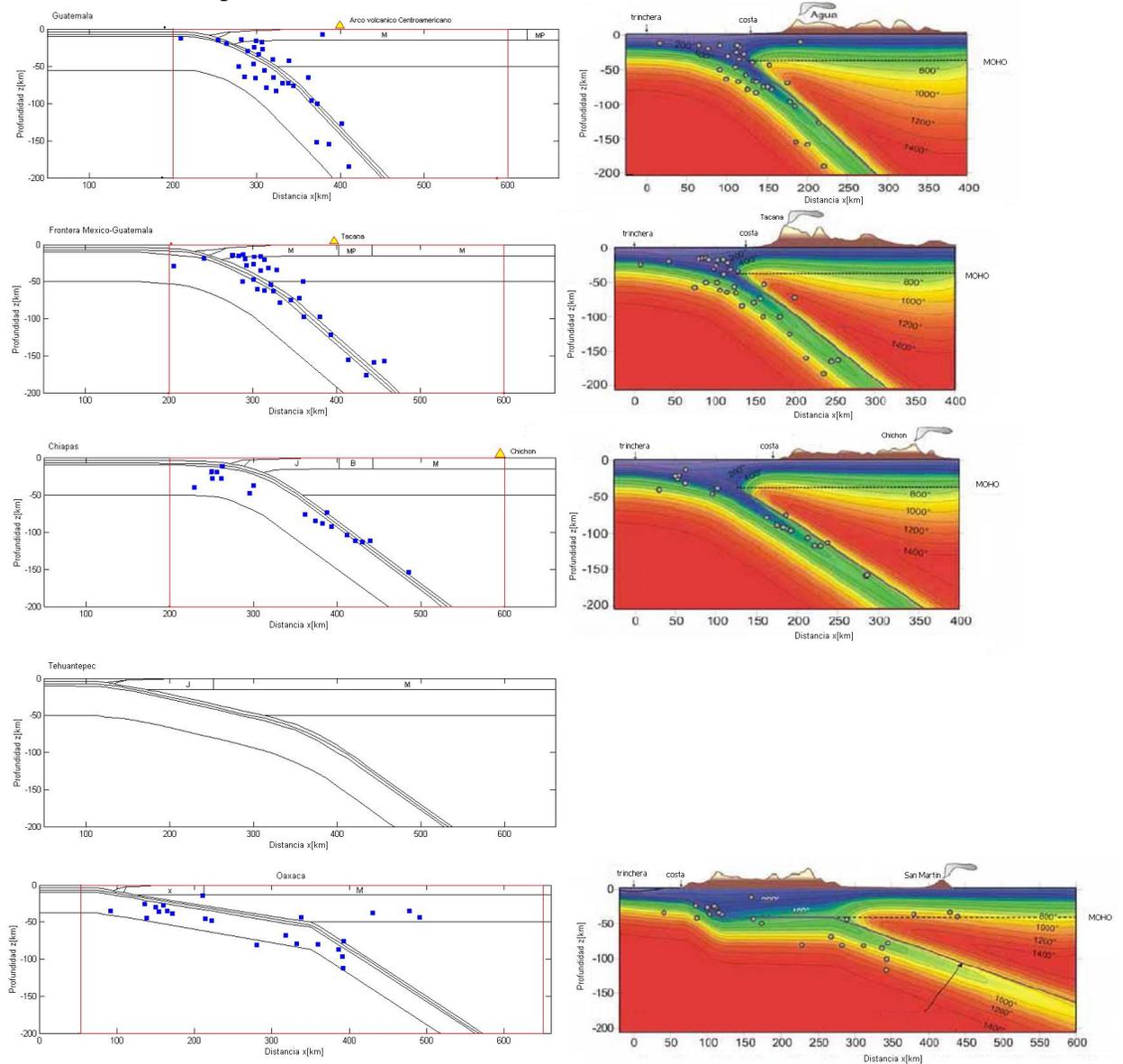


Figura 52. Comparación entre la estructura de velocidades propuesta (paneles izquierdos) y los modelos térmicos (paneles derechos). Para los casos del norte Guatemala, frontera México-Guatemala y Chiapas, la geometría de la placa subducida es semejante en los modelos térmicos y en los modelos de velocidades. Para el caso de Oaxaca la sismicidad se ajusta a las dos geometrías propuestas para esa región (geometría con un ángulo de subducción horizontal y geometría con un ángulo de subducción suave), ya que la variación del ángulo de subducción es de aproximadamente 10° . Los hipocentros mostrados son los reportados por Manea y Manea (2006). Las diferencias en el ángulo de subducción entre los perfiles de Chiapas, Tehuantepec y Oaxaca son debidas al cambio en la dirección de la subducción en la placa de Cocos en la región del Istmo de Tehuantepec.

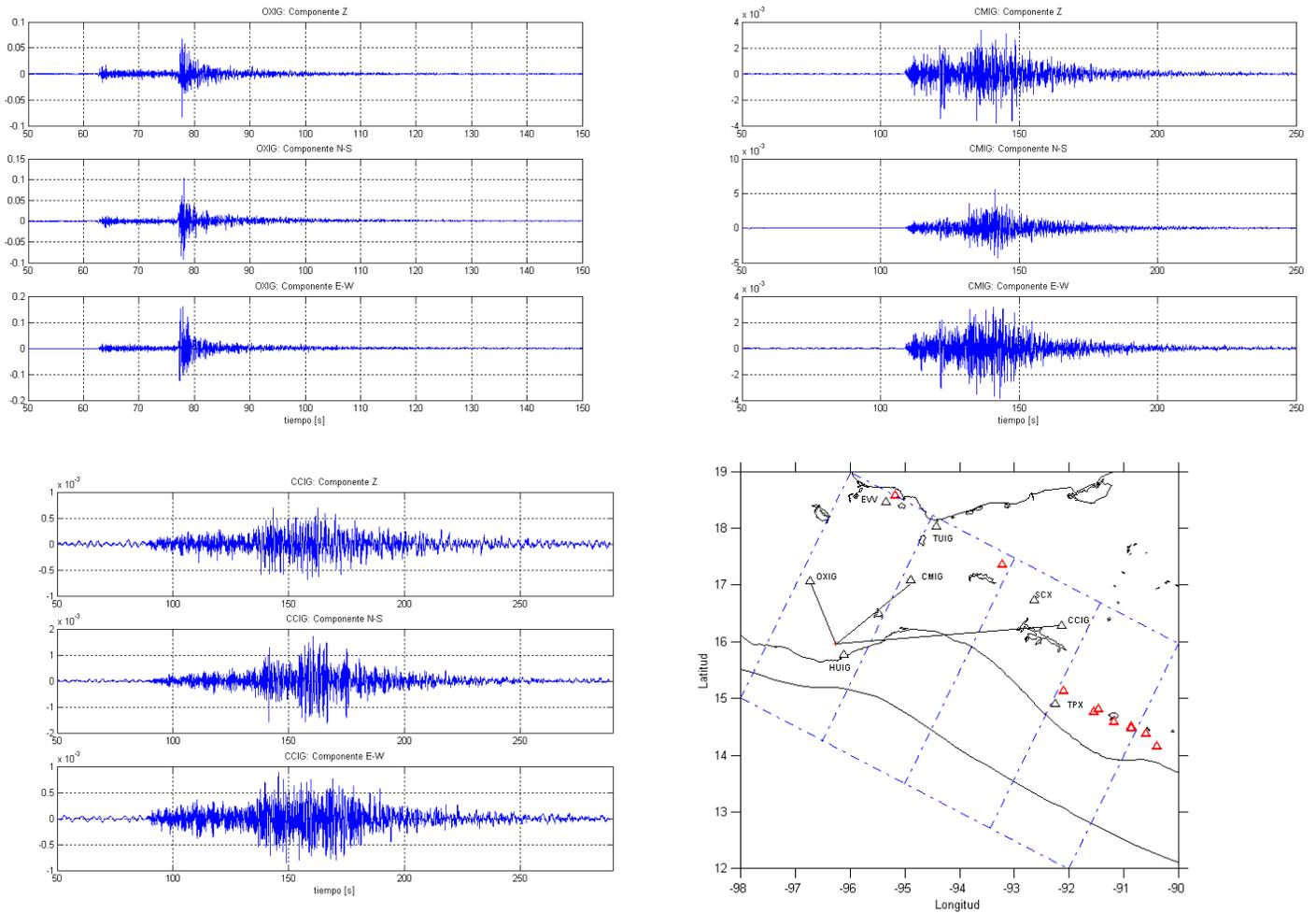


Figura 53. Evento 031201 ($M = 4.5$ y $Z = 34.21$ km) registrado a diferentes distancias epicentrales. Las variaciones en la forma de onda de los registros sísmicos son en buena parte debidas a la estructura de velocidades. Nótese que para estaciones equidistantes (CMIG y OXIG) los sismogramas son diferentes. Para las estaciones CMIG y OXIG las amplitudes son diferentes, siendo mayores en OXIG. En la estación CCIG las amplitudes son menores que en CMIG y OXIG, ya que se encuentra mas alejada del epicentro ($A_{OXIG} > A_{CMIG} > A_{CCIG}$). La duración de las señales en las estaciones CMIG y OXIG varia, siendo mayor en CMIG que en OXIG. La estación CCIG presenta la mayor duración ($\vartheta_{CCIG} > \vartheta_{CMIG} > \vartheta_{OXIG}$).

La estructura de velocidades no sólo afecta a las trayectorias de las ondas sísmicas (tiempos de arribo, geometría de los rayos sísmicos, etc), sino también a las amplitudes de los registros sísmicos. Un sismograma se representa como la convolución de una función: $u(t) = x(t) * e(t) * q(t) * i(t)$, donde $x(t)$ es la función de fuente, $e(t)$ y $q(t)$ son los efectos de la estructura, e $i(t)$ es la respuesta del instrumento. La función $e(t)$ representa los efectos de las reflexiones y la conversión de las ondas en las interfases a lo largo de la trayectoria del rayo sísmico y los efectos de la dispersión geométrica del rayo debido a la estructura de velocidades. La función $q(t)$ representa la atenuación. Algunos sismogramas registrados en estaciones equidistantes, presentan diferencias en la amplitud y duración de la señal (CMIG y OXIG, Figura 53; HUIG, OXIG y TUIG, Figura 54; HUIG y OXIG, Figura 55). A distancias epicentrales equidistantes los registros sísmicos deberían ser semejantes, sin embargo, las variaciones en la forma de onda son probablemente debidas a la estructura de velocidades.

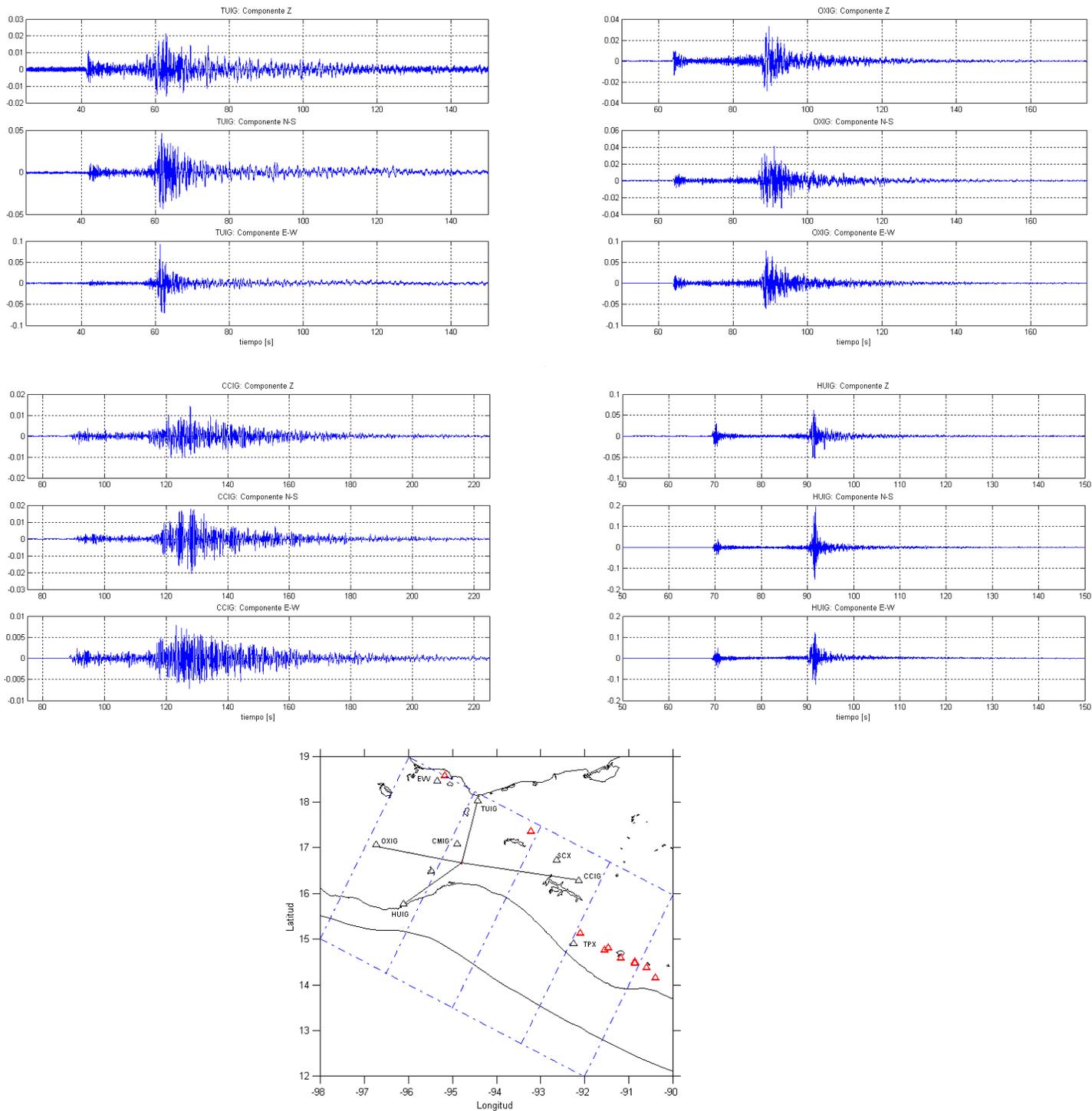


Figura 54. Evento 011217 ($M = 4.7$ y $Z = 108.87$ km) registrado a diferentes distancias epicentrales. Las variaciones en la forma de onda de los registros sísmicos son en buena parte debidas a la estructura de velocidades. Nótese que para estaciones equidistantes (HUIG, OXIG y TUIG) los sismogramas son diferentes. Para las estaciones HUIG, OXIG y TUIG las amplitudes son diferentes, siendo mayores en HUIG. En la estación CCIG las amplitudes son menores que en HUIG, OXIG y TUIG, ya que se encuentra mas alejada del epicentro ($A_{HUIG} > A_{TUIG} > A_{OXIG} > A_{CCIG}$). La duración de las señales en las estaciones HUIG, OXIG y TUIG varia, siendo mayor en HUIG que en OXIG y TUIG. La estación CCIG presenta la mayor duración ($\vartheta_{CCIG} > \vartheta_{TUIG} > \vartheta_{OXIG} > \vartheta_{HUIG}$).

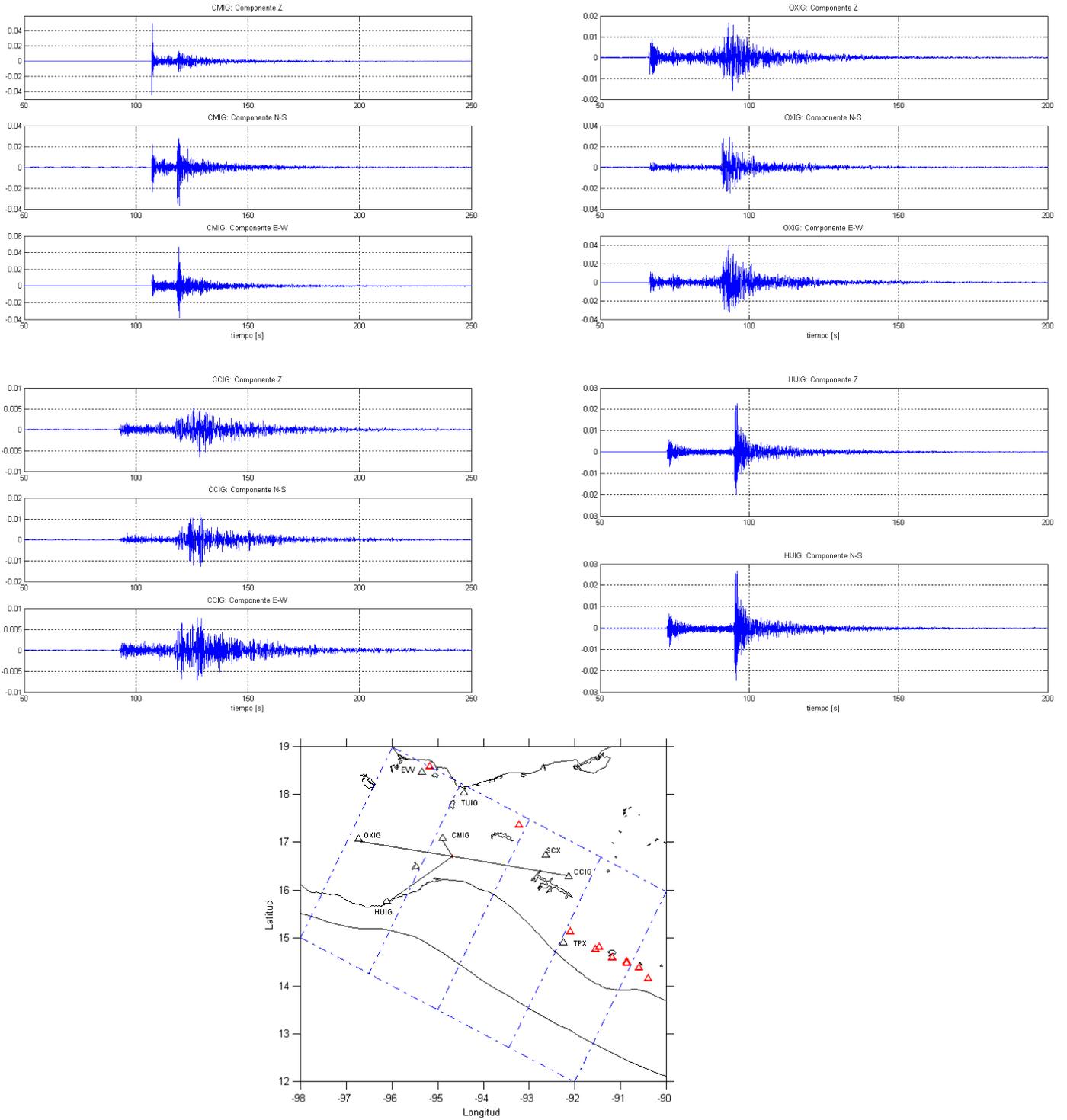


Figura 55. Evento 031123 ($M = 4.6$ y $Z = 113.22$ km) registrado a diferentes distancias epicentrales. Las variaciones en la forma de onda de los registros sísmicos son en buena parte debidas a la estructura de velocidades. En la estación CCIG las amplitudes son menores que en CMIG, HUIG y OXIG, ya que se encuentra mas alejada del epicentro ($A_{CMIG} > A_{HUIG} > A_{OXIG} > A_{CCIG}$). La duración de las señales en las estaciones HUIG, OXIG y CMIG varia, siendo mayor en OXIG que en HUIG y CMIG. La estación CCIG presenta la mayor duración ($\vartheta_{CCIG} > \vartheta_{OXIG} > \vartheta_{HUIG} > \vartheta_{CMIG}$).

Capítulo V. Conclusiones.

La estructura tridimensional de velocidades obtenida es un modelo que trata de unificar criterios y de apegarse en la medida de lo posible a los resultados obtenidos en los estudios previamente desarrollados. Sin embargo el modelo obtenido es una propuesta que puede ser mejorada, ya que las condiciones para el desarrollo del trabajo no fueron del todo satisfactorias. Sobre todo que, en el área de estudio no se cuenta con una red sísmica densa, lo que limita el análisis de trazado de rayos y reduce considerablemente el número de modelos a validar con esta técnica.

El análisis de trazado de rayos sísmicos realizado para validar las dos estructuras tridimensionales propuestas, muestra que existe un mejor ajuste entre los tiempos de arribo teóricos y los tiempos de arribo observados, en la estructura tridimensional de velocidades 1 (con la hipótesis de un ángulo de subducción de 10° en Oaxaca, Valdés *et al.*, 1986). En la estructura de velocidades con la hipótesis de un ángulo de subducción de 10° en Oaxaca, el porcentaje de ajuste de las trayectorias de los rayos sísmicos es del 93.33%, a comparación de la estructura tridimensional de velocidades 2 con la hipótesis de una geometría con un ángulo de subducción horizontal en la parte central de Oaxaca donde es de 88.33%. Sin embargo la diferencia entre el porcentaje de trayectorias ajustadas entre las dos estructuras propuestas es pequeña, pero existe un mayor error en los tiempos de arribo en el modelo con geometría horizontal en Oaxaca.

A pesar de que la técnica de trazado de rayos es capaz de incorporar estructuras detalladas, es computacionalmente ineficiente en la comparación de un gran número de modelos (McLaren y Frohlich, 1985), esto se ve reflejado en que la diferencia entre el porcentaje de trayectorias ajustadas (apenas del 5%). Dicha diferencia no es sustancial y puede deberse a que el método utilizado en el trazado de rayos sea insensible a pequeñas variaciones en el ángulo de la placa subducida. Los residuales son mayores en las estaciones de la Red Convencional (EVV, SCX y TPX), ya que los instrumentos de periodo corto tienen menor resolución que los de banda ancha, por tanto la precisión en las lecturas es menor en los instrumentos analógicos. Una desventaja del trazado de rayos es que las trayectorias de los tiempos de arribo son analizadas individualmente para un evento dado, lo que incrementa el tiempo de cálculo. Es por eso que únicamente se analizaron 60 eventos. Los modelos complejos de velocidades poseen zonas de sombra que obstaculizan el trazo directo de un rayo de un hipocentro particular a una estación particular (McLaren y Frohlich, 1985).

Los hipocentros relocalizados muestran una disminución del ángulo de subducción desde el norte de Guatemala hasta Oaxaca, desde 50° hasta 10° , respectivamente y en concordancia con los estudios realizados con anterioridad en el área de estudio (Couch y Woodcock, 1981; Van Ness Burbach *et al.*, 1984; Pardo y Suárez, 1995 y Rebollar *et al.*, 1999). En la estructura de velocidades obtenida, se consideró para el norte de Guatemala un ángulo de subducción de 50° . En la frontera México-Guatemala el ángulo de subducción es de 45° (Rebollar *et al.*, 1999). En Chiapas el ángulo de subducción es de 40° (Rebollar *et al.*, 1999). En Tehuantepec se consideraron tres segmentos en la placa subducida, el

primero con un ángulo de 13° , el segundo con un ángulo de 26° y el tercero de 38° . Finalmente, para Oaxaca se utilizó el modelo propuesto por Valdés *et al.* (1986), el cual considera que el ángulo de subducción es de 10° en un primer segmento y de 36° en un segundo segmento. Las diferencias en el ángulo de subducción entre los perfiles de Chiapas, Tehuantepec y Oaxaca son debidas al cambio en la dirección de la subducción en la placa de Cocos en la región del Istmo de Tehuantepec.

Las velocidades propuestas en la estructura son valores promedio. La distribución de velocidades es homogénea en los cuerpos geológicos, es decir no se consideran las variaciones locales de la velocidad que cada estructura geológica posee ya que se trabajó a escala regional. Para todo el modelo existen discrepancias y semejanzas con las velocidades determinadas en los modelos corticales y con los modelos de subducción propuestos para el área de estudio. La comparación entre la estructura de velocidades propuesta en este estudio y los modelos térmicos para el sureste de México (Manea y Manea, 2006), muestra que para las regiones de: norte de Guatemala, frontera México-Guatemala y Chiapas, la geometría de la placa subducida es semejante en ambos casos. En el caso de Oaxaca, los eventos seleccionados para este trabajo se ajustan a las dos geometrías propuestas para esa región (geometría con ángulo de subducción horizontal y geometría con ángulo de subducción suave), ya que la variación del ángulo de subducción entre ambos modelos es de tan solo 10° .

Para determinar la heterogeneidad del medio se determinó el valor b . El valor b ha sido utilizado como un indicador del estado de esfuerzos por varios autores (por ejemplo Mogi, 1962; Wiemer y Wyss, 1997; Shorlemmer *et al.*, 2005). En condiciones de bajos esfuerzos $-\Delta\sigma$, el valor b se incrementa, de igual forma en condiciones de altos esfuerzos $+\Delta\sigma$, el valor b decrece (Shorlemmer *et al.*, 2005). Un valor b alto significa una abundancia de eventos de magnitudes pequeñas con relación a los eventos grandes. Mientras que un valor b bajo indica una mayor proporción u ocurrencia de eventos de magnitud grande. Los valores b altos, corresponden a las regiones del Istmo de Tehuantepec, la zona comprendida entre la trinchera y la costa (principalmente frente a las costas de México y Guatemala); y a la zona fronteriza entre México y Guatemala, esta última es la continuación del sistema de fallas Motagua-Polochic. En Oaxaca, la distribución espacial del valor b es alta, lo que puede interpretarse como un medio con alta heterogeneidad y posiblemente con una estructura compleja, aunque no necesariamente implique una complejidad en la distribución de velocidades.

Los errores en los ajustes de las trayectorias de los rayos sísmicos pueden deberse a la localización de los hipocentros. Sin embargo el método de las diferencias dobles es un método de relocalización que minimiza el error debido a la estructura de la Tierra y presenta menores errores en las localizaciones frente a otros métodos de relocalización como JHD, HDC, etc. La finalidad de tener hipocentros correctamente localizados es definir la geometría de la placa de subducción para plantear la geometría de la estructura de velocidades y poder realizar el trazado de rayos. El área de estudio es una zona de una enorme complejidad tectónica y geológica, el modelo propuesto no proporciona información sobre la frontera entre las placas del Caribe, Cocos, y de Norteamérica, únicamente toma la hipótesis de la no transmisión del sistemas de fallas Motagua-Polochic, el cual es modelado como una estructura cortical compuesta por un material de alta

velocidad (rocas metamórficas y ultrabásicas). En el modelo esto queda representado como una estructura cortical (MP) únicamente presente en las secciones para Guatemala y la frontera México-Guatemala, ya que es en esa región donde se tiene la certeza de la localización del sistema de fallas.

Los modelos de deformación muestran que la zona sismogénica en Oaxaca está localizada a una distancia entre 5-20 km a 55 km, desde la trinchera. La región donde ocurren los sismos lentos (zona de transición) se localiza a una distancia de 120 a 200-250 km desde la trinchera (Franco *et al.*, 2005). A pesar de que el modelo de subducción para Oaxaca, con un ángulo de subducción de 10° , presenta un mejor ajuste en las trayectorias de los tiempos de viaje, no explica los sismos silenciosos en la región de Oaxaca; ya que para ello es necesario que el modelo de subducción incorpore una zona de transición (un ángulo de subducción horizontal en la parte central de Oaxaca) a la geometría de subducción, para que los modelos de deformación se ajusten a los datos de deformación observados (GPS), de acuerdo con los estudios de los sismos silenciosos en Guerrero y Oaxaca.

El modelo presenta limitaciones en la definición de estructuras geológicas complejas ya que en la discretización del medio no se emplean elementos irregulares como: tetraedros o triángulos, lo que requiere un alto costo de cómputo. Se utilizaron elementos rectangulares y cinco planos. Para mejorar el modelo se requiere que para cada provincia de subducción (Oaxaca, Tehuantepec, Chiapas, frontera México-Guatemala y norte de Guatemala), se hagan más secciones. A este respecto, en la provincia de subducción de Oaxaca se podría integrar ambos modelos propuestos para esa región.

A pesar de que se contó con un número reducido de estaciones sísmicas, los resultados obtenidos pueden ser utilizados en el desarrollo de nuevos modelos en el área de estudio, por lo que se recomienda continuar y ampliar el estudio de la estructura velocidades en el sureste de México haciendo uso de otras técnicas como la inversión de datos, modelación numérica (por ejemplo diferencias finitas, elemento finito, etc). Así mismo se recomienda incrementar el número de estaciones en la región, para poder realizar un trazado de rayos con mayor cobertura azimutal. También se recomienda hacer uso de recursos de cómputo científico con mayor capacidad de cálculo, como el observatorio de visualización Ixtli de la Dirección General de Servicios de Cómputo Académico (DGSCA) y la supercomputadora KanBalam de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) en la implementación del trazado de rayos.

Bibliografía.

Aki, K., y Richards P.G., 1980. *Quantitative Seismology*. Editorial W.H. Freeman and Company.

Barrier E., Velasquillo L., Chávez M y Gaulon R., 1998. Neotectonic evolution of the Isthmus of Tehuantepec (southeastern México). *Tectonophysics*, Vol. 287, pp. 77-96.

Bravo H., Rebollar C.J., Uribe A., y Jiménez O., 2004. Geometry and state of stress of the Wadati-Benioff zone in the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 109, B04307.

Burkart B., 1978. Offset across the Polochic fault of Guatemala and Chiapas, Mexico. *Geology*, Vol. 6, pp. 328-332.

Campa M. F., y Coney P. J., 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in México. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. 20, pp. 1040-1051.

Cárdenas C., 2003. Estructura tridimensional de la zona de subducción en Guerrero, México: un análisis de trazado de rayos con base en sismos regionales mexicanos. Tesis de Maestría. Posgrado en Sismología y Física del interior de la Tierra. UNAM., 94 pp.

Castro R., 1980. Un modelo de la corteza terrestre para el sur de México mediante el uso de sismos profundos. Tesis profesional, Facultad de Ingeniería, UNAM.

Červený V., Molotkov, I.A., y Psencik, I., 1977. The ray method in seismology. Editorial Univerzita Karlova, Praha., Checoslovaquia 214 pp.

Červený V., 2001. *Seismic Ray Theory*. Editorial Cambridge University Press, Reino Unido. 713 pp.

Chapman C., 2004. *Fundamentals of Seismic Wave Propagation*. Editorial Cambridge University Press, Reino Unido, pp. 608.

Couch R., y Woodcock S., 1981. Gravity and structure of the continental margins of southwestern Mexico and northwestern Guatemala. *Journal of Geophysical Research*., Vol. 86, pp. 1829-1840.

De la Rosa J.L., Eboli A., y Dávila M. Geología del Estado de Chiapas. Superintendencia de estudios zona sureste. CFE, México, 192 pp.

DeMets C., y Stein S., 1990. Present-day Kinematics of the Rivera Plate and Implications for Tectonics in Southwestern Mexico. *Journal of Geophysical Research*., Vol. 95, pp. 21931-21948.

Farra V., 1993. Ray tracing in complex media. *Journal of Applied Geophysics*, Vol. 30, pp. 55-73.

Franco S. I., Kostoglodov V., Larson K. M., Manea V. C., Manea M. y Santiago J. A., 2005. Propagation of the 2001-2002 silent earthquake and interplate coupling in the Oaxaca subduction zone, Mexico. *EPS (Earth Planets Space)*., Vol. 57, pp. 973-985.

Grechka V., y McMechan., 1996. 3-D two-point ray tracing for heterogeneous, weakly transversely isotropic media. *Geophysics*, Vol. 61, pp. 1883-1894.

Güendel F., y Protti M., 1998. Sismicidad y sismotectónica de América Central. *Física de la Tierra*. Vol. 10, pp. 19-51.

Guzmán M., Pennigton W.D y Matumoto T., 1989. The triple junction of the North America, Cocos and Caribbean plates: seismicity and tectonics. *Tectonics*, Vol. 8, pp. 981-997.

Guzmán M., y Meneses J.J., 2000. The North America-Caribbean plate boundary west of the Motagua-Polochic fault system: a fault jog in Southeastern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 13, pp. 459-468.

Guzmán M., 2001. Active seismic deformation in the grabens of northern Central America and its relationship to the relative motion of the North America-Caribbean plate Boundary. *Tectonophysics*, Vol. 337, pp. 39-51.

Havskov J., Singh S.K., y Novelo D., 1982. Geometry of the Benioff zone in the Tehuantepec area in southern Mexico. *Geofísica Internacional*, Vol. 21, pp. 325-330.

Lee W. H. K., y Steward S. W., 1981. Principles and applications of microearthquake networks. *Ademic Press*. Department of Geology and Geophysics, Yale University.

Ligorria J.P. y Ponce L., 1993. Estructura cortical en el Istmo de Tehuantepec, México, usando ondas convertidas. *Geofísica Internacional*, Vol. 32, pp. 89-98.

Ligorria J.P. y Molina E., 1997. Crustal velocity structure of southern Guatemala using refracted and Sp converted waves. *Geofísica Internacional*, Vol. 36, pp. 9-19.

Manea M., Manea V., Kostoglodov V., y Guzmán M., 2005. Elastic thickness of the oceanic lithosphere beneath Tehuantepec ridge. *Geofísica Internacional*, Vol. 44, pp. 157-168.

Manea V. C., y Manea M., 2006. The origin of modern Chiapanecan volcanic arc in southern Mexico inferred from thermal models. GSA Special Paper 412 ch2: "*Volcanic Hazards in Central America*", edited by William I. Rose, Gregg J.S. Bluth, Michael J. Carr, John W. Ewert, Lina C. Patino, and James W. Vallance, pp 27-38.

McLaren J. P., y Frohlich C., 1985. Model calculations of regional network locations for earthquakes in subduction zones. . *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 75, pp. 397-413.

Mogi K., 1962a. Study of elastic shock caused by the fracture of heterogenous materials and its relations to earthquake phenomena: Earthquake Reserch Institute Bulletin. Tokyo University. Vol. 40. pp. 125-173.

Moores E. M., y Twiss R. J., 1995. *Tectonics*. Editorial W. H. Freeman Company, Estados Unidos, pp. 415.

Moran D., 1984. *Geología de la República Mexicana*, Facultad de Ingeniería, UNAM- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, SPP. 88pp.

Muehlberger W. R., y Ritchie A. W., 1975. Caribbean-Americas plate boundary in Guatemala and southern Mexico as seen on Skylab IV orbital photography: *Geology*, Vol. 3, pp 232-235.

- Narcía C., Castro R.R., y Rebollar C.J., 2004. Determination of the crustal thickness beneath Chiapas, México using S and Sp waves. *Geophysical Journal International*, Vol. 157, pp. 215-228.
- Nava F., Núñez Cornú F., Córdoba D., Mena M., Ansorge J., González J., Rodríguez M., Banda E., Mueller S., Udías A., García-García M., Calderón G., 1988. Structure of the Middle America trench in Oaxaca, México. *Tectonophysics*, Vol. 154, pp. 241-251.
- Novelo D., 1980. Sismicidad profunda en el sur de México. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ingeniería UNAM. México.
- Pardo M., y Suárez G., 1995. Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research.*, Vol. 100, pp. 12357-12373.
- Paige C. C., y Saunders M. A., 1982. LSQR: sparse linear equations and least squares problems. *ACM Transactions on Mathematical Software*. Vol. 8/2. pp 195-209.
- Pereyra V., Lee W.H.K., y Keller H.B., 1980. Solving two-point seismic-ray tracing problems in a heterogeneous medium. Part 1. A General adaptive finite difference method. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 70, pp. 79-99.
- Pindell J. L., y Barrett., 1990. Geological evolution of the Caribbean region; A plate-tectonic perspective, Decade of North American Geology, Vol. H, The Caribbean Region: *Boulder Geological Society of America*, pp. 405-432.
- Ponce L., Gaulon R., Suarez E., Lomas E., 1992. Geometry and state of stress of the downgoing Cocos plate in the Isthmus of Tehuantepec, Mexico. *Geophysical Research Letters*, Vol. 19, pp. 773-776.
- Pujol J, (2003). *Elastic Wave Propagation and Generation in Seismology*. Editorial Cambridge University Press, Reino Unido, pp. 444.
- Rebollar C.J, Quintanar L., Yamamoto J. y Uribe A., 1999. Source process of the Chiapas, México intermediate-depth earthquake ($M_w=7.2$) of 21 October 1995. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 89, pp. 348-358.
- Rebollar C.J, Espíndola V.H., Uribe A., Mendoza A., y Pérez A., 1999. Distributions of stresses and geometry of the Wadati-Benioff zone under Chiapas, México. *Geofísica Internacional*, Vol. 38, pp. 95-106.
- Scales J., 1995. *Theory of Seismic Imaging*. Lectures Notes in Earth Sciences. Num. 55. Editorial Springer, Berlin, Alemania, pp. 288.
- Schorlemmer D., Wiemer S., 2005. Microseismicity data forecast rupture area. *Nature*, 434, 1086 pp.
- Schorlemmer D., Wiemer S., Wyss M., 2005. Variations in earthquake-size distribution across different stress regimes. *Nature*, 437, 539-542 pp.
- Sedlock R. L., Ortega Gutiérrez F., y Speed R. C., 1993. Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of México: *Boulder Colorado Geological Society of America, Special Paper*, Vol. 278, pp. 153.

Shor G. G., y Fisher R. L., 1961. Middle America Trench: Seismic refraction studies. *Bulletin of the Geological Society of America*, Vol. 72, pp. 721-730.

Thurber C., y Kissling E., 2000. Advances in travel-time calculations for three-dimensional structures. *Advances in Seismic Event Location*. pp. 71-99.

Um J., y Thurber C., 1987. A fast algorithm for two-point seismic ray tracing. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 77, pp. 972-986.

Valdés C. M., Mooney W. D., Singh S. K., Meyer R. P., Lomnitz C., Luetgert J.H., Hesley C.E., Lewis B.T.R., y Mena M., 1986 Crustal structure of Oaxaca, México, from seismic refraction measurements. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 76, No.2, pp. 547-563.

Valdés C. M., 1988 RAY3D and RAY2D: Usuer Guide.

Valdés C. M., 1988 PROMODEL: Usuer Guide.

Van Ness Burbach G., Frohlich C., Pennington W. D., y Matumoto T., 1984. Seismicity and Tectonics of the Subducted Cocos Plate. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 89, B9, pp. 7719-7735.

Vidale J. E, y Houston H., 1990. Rapid calculation of seismic amplitudes. *Geophysics*, Vol. 55, pp. 1504-1507.

Virieux J., Farra V., y Madariaga R., 1988. Ray tracing for earthquake location in laterally heterogeneous media. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 93, B6, pp. 6585-6599.

Waldhauser F., y Ellsworth W. L., 2000. A double-difference earthquake location algorithm: method and application to the northern Hayward fault, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 90, No.6, pp. 1353-1368.

Waldhauser F., 2001. *hypoDD*: A program to compute double-difference hypocenter locations. U.S. Geological Survey. pp 25.

Wiemer S., y Wyss M., 1997. Mapping the frequency-magnitude distribution in asperities: an improved technique to calculate recurrence times. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 102, B6, pp. 15115-15128.

Yamamoto J., y Mitchell B.J., 1988. Rupture mechanics of the complex earthquakes in the southern Mexico. *Tectonophysics*, Vol. 154, pp. 25-40.

Apéndice A

El método del rayo determina sismogramas sintéticos en el dominio del tiempo mediante el principio de superposición de ondas (Červený *et al.*, 1977; Červený 2001). Las componentes del vector de desplazamiento $u_i(R, t)$, para una onda en un receptor R , están dadas por (Červený *et al.*, 1977; Červený 2001):

$$u_i(R, t) = U_i F(t - T(R, S)), \quad (a.1)$$

donde t es el tiempo, $T(R, S)$ es el tiempo de viaje desde la fuente S a el receptor R , $F(\theta)$ es una función analítica, y U_i son las componentes de la amplitud del rayo. La función F está dada por la siguiente relación: $F(\theta) = x(\theta) + ig(\theta)$, donde $x(\theta)$ es la función temporal de la fuente, y $g(\theta)$ es la transformada de Hilbert de $x(\theta)$. Las componentes de la amplitud del rayo U_i en el receptor R generada por una fuente puntual en S son (Červený *et al.*, 1977; Červený 2001):

$$U_i(R) = \left[\frac{V(S)\rho(S)}{V(R)\rho(S)} \right]^{1/2} \frac{e^{iT^C(R,S)}}{L(R,S)} D_{ik}(R) R^C(R, S) G_j^{(q)}(S; \gamma). \quad (a.2)$$

El índice $i = 2$ se aplica a las ondas SH , y los índices $i = 1$ y 3 a las ondas P y SV , respectivamente. $V(S)$ y $V(R)$ son las velocidades en la fuente y el receptor, siendo α o β dependiendo del tipo de onda (P y S , respectivamente). $D_{ik}(R)$ representa los coeficientes de conversión (Červený *et al.*, 1977; Červený 2001).

$$\begin{aligned} D_{11}(R) &= 2P_2(1 - 2\beta_1^2 p^2) / D_1, & SV \rightarrow x, \\ D_{13}(R) &= 4\beta_1 p P_1 P_2 / D_1, & P \rightarrow x, \\ D_{31}(R) &= -4\beta_1^2 p^2 P_1 P_2 / \alpha_1 D_1, & SV \rightarrow z, \\ D_{33}(R) &= 2P_1(1 - 2\beta_1^2 p^2) / D_1, & P \rightarrow z, \\ D_{22}(R) &= 2, & SH \rightarrow y. \end{aligned} \quad (a.3)$$

Donde D_1 es la función de Rayleigh: $D_1 = (1 - 2\beta_1^2 p^2)^2 + 4p^2 P_1 P_2 \beta_1^3 \alpha_1^{-1}$. Definiendo las funciones P_1, P_2, P_3 y P_4 como: $P_1 = (1 - 2\alpha_1^2 p^2)^{1/2}$, $P_2 = (1 - 2\beta_1^2 p^2)^{1/2}$, $P_3 = (1 - 2\alpha_2^2 p^2)^{1/2}$ y $P_4 = (1 - 2\beta_2^2 p^2)^{1/2}$. $R^C(R, S)$ son los coeficientes normalizados de energía R/T (reflexión/transmisión) del rayo. En cualquier interfase los coeficientes de reflexión son (Červený *et al.*, 1977; Červený 2001):

$$\begin{aligned} R_{11} &= \left[-(1 - 2\beta_1^2 p^2)^2 + 4p^2 P_1 P_2 \beta_1^3 \alpha_1^{-1} \right] / D_1, \\ R_{13} &= -2p(\alpha_1 \beta_1 P_1 P_2)^{1/2} (q P_3 P_4 Y + \alpha_2 \beta_2 XZ), \\ R_{31} &= 2p(\alpha_1 \beta_1 P_1 P_2)^{1/2} (q P_3 P_4 Y + \alpha_2 \beta_2 XZ), \\ R_{33} &= \left[-(1 - 2\beta_1^2 p^2)^2 + 4p^2 P_1 P_2 \beta_1^3 \alpha_1^{-1} \right] / D_1, \\ R_{22} &= 1, \end{aligned} \quad (a.4)$$

donde $q = 2(\rho_2\beta_2^2 - \rho_1\beta_1^2)^{1/2}$, $X = \rho_2 - qp^2$, $Y = \rho_1 + qp^2$ y $Z = \rho_2 - \rho_1 - qp^2$. Siendo $R_{11} = sv \rightarrow sv$, $R_{13} = sv \rightarrow p$, $R_{31} = p \rightarrow sv$, $R_{33} = p \rightarrow p$, y $R_{11} = SH \rightarrow SH$ (Červený *et al.*, 1977; Červený 2001). En cualquier interfase los coeficientes de transmisión son (Červený *et al.*, 1977; Červený 2001):

$$\begin{aligned}
R_{11} &= 2(\beta_1\beta_2\rho_1\rho_2P_2P_4)^{1/2}(\alpha_1P_3Y + \alpha_2P_1X) / D, \\
R_{13} &= 2p(\beta_1\alpha_2\rho_1\rho_2P_2P_3)^{1/2}(qP_1P_4Y - \alpha_1\beta_2Z) / D, \\
R_{31} &= -2p(\alpha_1\beta_2\rho_1\rho_2P_1P_4)^{1/2}(qP_2P_3 - \alpha_2\beta_1Z) / D, \\
R_{33} &= 2(\alpha_1\alpha_2\rho_1\rho_2P_1P_3)^{1/2}(\beta_2P_2X - \beta_1P_4Y) / D, \\
R_{22} &= 2(\beta_1\beta_2\rho_1\rho_2P_2P_4)^{1/2} / D,
\end{aligned} \tag{a.5}$$

En la superficie libre los coeficientes de reflexión son (Červený *et al.*, 1977; Červený 2001):

$$\begin{aligned}
R_{11} &= 2P_2(1 - 2\beta_1^2p^2) / D_1, \\
R_{13} &= 4\beta_1p(P_1P_2\beta_1 / \alpha_1)(1 - 2\beta_1^2p^2) / D_1, \\
R_{31} &= -4\beta_1^2p^2(P_1P_2 / \alpha_1)(1 - 2\beta_1^2p^2) / D_1, \\
R_{33} &= 2P_1(1 - 2\beta_1^2p^2) / D_1, \\
R_{22} &= 2.
\end{aligned} \tag{a.6}$$

La dispersión geométrica está definida por: $L(R, S) = L^{\parallel}(R, S) L^{\perp}(R, S)$, donde $L^{\perp}(R, S) = \int_S^R V ds$ y $L^{\parallel}(R, S) = \cos\theta_R (\delta_r / \delta\theta_0)$, siendo θ_R es el ángulo entre la vertical y la trayectoria del rayo en el receptor, r es la distancia entre la fuente y el receptor, y θ_0 es el ángulo entre la vertical y la trayectoria del rayo en la fuente. La función de Green para una fuente puntual es (Červený *et al.*, 1977; Červený 2001):

$$G_j^{(q)}(S) = \frac{1}{4\pi\rho(S)V(S)} D_{ij}(S) f_{0l}^{(x)}(S). \tag{a.7}$$

$f_{0l}^{(x)}(S)$ es la componente cartesiana ($l=1,2,3$) de una fuerza simple aplicada en S . $T^C(R, S)$ es la fase debida a las cáusticas. $T^C(R, S) = -1/2\pi k(R, S)$, donde k es el número de cáusticas. La determinación de los sismogramas sintéticos mediante el método del rayo considera que un sismograma es la superposición de varios sismogramas de ondas elementales es decir $u_n(R, t) = \sum_{\Omega} u_n(R, S)$ (Červený *et al.*, 1977; Červený 2001).

Apéndice C

La función temporal de la fuente empleada en el cálculo de sismogramas sintéticos es la señal de Gabor, también conocida como envolvente Gaussiana o señal de Puzyrev (Červený *et al.*, 1977; Červený 2001). La señal de Gabor tiene la siguiente forma:

$$x(t) = e^{-(2\pi f_M / \gamma)^2 (t-t_i)^2} \cos(2\pi f_M (t-t_i) + \nu), \quad (c.1)$$

con cuatro parámetros libres, f_M , γ , ν y t_i . Para $\nu = 0$, se tiene pulso simétrico, para $\nu = 1/2\pi$ o $\nu = -1/2\pi$, se tiene un pulso antisimétrico, f_M representa la frecuencia predominante de la señal. Para valores pequeños de γ se tiene una función semejante a una función delta, para valores grandes de γ el pulso tiene un carácter oscilatorio.

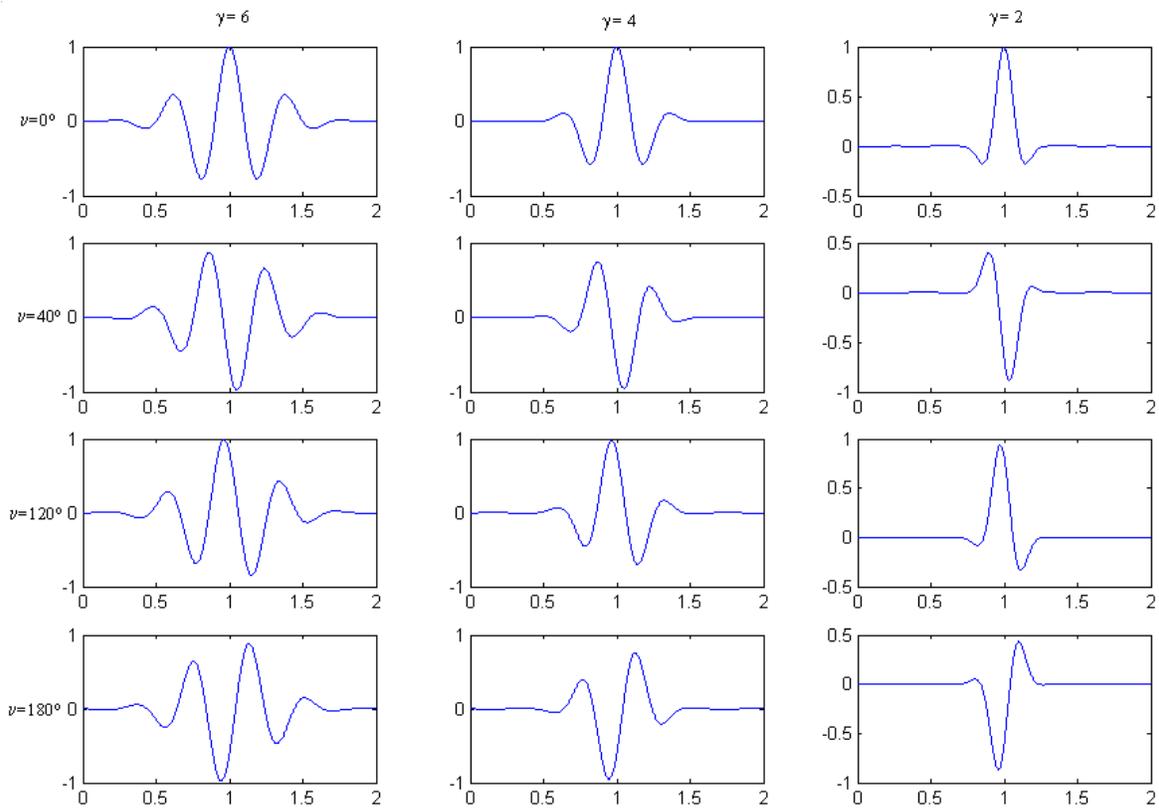


Figura c.1 Gráficas de la función $x(t) = e^{-(2\pi f_M / \gamma)^2 (t-t_o)^2} \cos(2\pi f_M (t-t_o) + \nu)$ contra $\nu = 0^\circ, 40^\circ, 120^\circ$ y 180° y $\gamma = 6, 4$ y 2 , para $f_M = 2.5$ y $t_o = 1$.