



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

“Determinación de velocidades de la estructura cortical en la Sierra Madre Occidental, mediante el análisis de trazado de rayos de sismos locales.”

**Tesis que para obtener el título de
Ingeniero Geofísico presenta:**

Margarita Vidal Amaro

**Director de tesis:
Dr. Carlos Valdés González**

Ciudad Universitaria, Abril de 2010.



FACULTAD DE INGENIERÍA



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

...te crecerán las alas y tu vuelo...

Con amor, a Leia y Rubén

AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Nacional Autónoma de México y al pueblo de México por tantos años de lucha por el derecho al saber

Al son y la danza

A mis hermanos y mi familia Vidal y Amaro por ser cálida compañía de vida

A mis compañeros-amigos-hermanos fiesteros, bailadores, musiqueros, ingenieros y geocientíficos por ser parte y complemento de alegrías, cultura y momentos

Al Dr. Carlos Valdés González, por su asesoría e invaluable apoyo en la elaboración de este trabajo

Al Servicio Sismológico Nacional, especialmente a la M.C. Caridad Cárdenas por proporcionarme los registros sísmicos

Al Instituto de Geofísica de la UNAM

CONTENIDO

Resumen Introducción

Capítulo I. Antecedentes, marco tectónico y geológico de referencia de la Sierra Madre Occidental.

I.1 Introducción	6
I.2 Marco geológico de la Sierra Madre Occidental	7
I.2.1 Estratigrafía regional	7
I.3 Marco tectónico de referencia	10
I.3.1 Deformación pre-Oligoceno	11
I.3.2 Tectónica extensional.....	11
I.4 Evolución espacio-temporal, causas de la tectónica extensional	13
I.5 Modelos de velocidades para la SMO.....	14

Capítulo II. Marco teórico de referencia.

II.1 Introducción	17
II.2 Conceptos básicos	18
II.2.1 Principio de Huygens	18
II.2.2 Principio de Fermat.....	19
II.2.3 Ley de Snell.....	19
II.2.4 Ángulo crítico	21
II.2.5 Ecuación de onda.....	22
II.3 Ecuaciones cinemáticas de la trayectoria del rayo sísmico.....	23
II.3.1 Trazado de rayos por trayectorias de tiempo mínimo	27

Capítulo III. Procesamiento de datos sísmicos de la región de la Sierra Madre Occidental.

III.1 Introducción	31
III.2 Sismicidad y selección de datos en la SMO	32
III.3 Análisis cualitativo de señales	34
III.4 Construcción de la estructura inicial de velocidades.....	37
III.5 Estructura tridimensional de velocidades obtenida para la SMO	37
III.5.1 Descripción de la estructura de velocidades.....	38

Capítulo IV. Discusión de resultados

IV.1 Introducción	45
IV.2 Resultados	45
IV.3 Profundidad del Moho para la SMO	50
IV.4 Interpretación	50

Capítulo V. Conclusiones 55 |

Referencias bibliográficas

RESUMEN

En este trabajo de tesis se propone un modelo tridimensional de velocidades por debajo de la zona norte de la provincia ígnea de la Sierra Madre Occidental (SMO) utilizando la metodología de trazado de rayos. La SMO es la provincia ígnea terciaria que abarca a la Mesa Central, parte de Chihuahua oriental y a la provincia fisiográfica del occidente de México caracterizada por un altiplano con una elevación promedio de más de 2 km y aproximadamente 1 200 km de largo por 200-400 km de ancho que se extiende desde la frontera con Estados Unidos hasta la Faja Volcánica Transmexicana y que se encuentra limitada al oeste por el Golfo de California y al este por el Altiplano Central (o Mesa Central).

Se utilizó el programa Ray3D, el cual resuelve las ecuaciones cinemáticas de rayo sísmico y obtiene la trayectoria seguida por el mismo al propagarse en un medio homogéneo, para obtener las trayectorias y tiempo de viaje de cuatro eventos sísmicos que ocurrieron en el lapso comprendido entre Marzo de 2007 y Agosto de 2009 en el Mar de Cortés. Los sismos fueron registrados en las estaciones CGIG, HPIG y HSIK de la red de banda ancha del Servicio Sismológico Nacional mexicano.

El modelo de velocidades obtenido consta de cinco capas principales que son continuas a lo largo de la estructura. Las dos capas superficiales, con velocidades de 6.2 km/s y 6.6 km/s, definen la estructura cortical por debajo de la zona de estudio. El espesor de la corteza varía de 36 km a 40 km en el límite occidental y de 20 km a 28 km en el borde oriental de la zona estudiada. Las tres capas más profundas, cuyas altas velocidades de 7.8 km/s, 8.0 km/s y 8.2 km/s, podrían ser indicativas de la presencia de manto litosférico e incluso manto astenosférico a lo largo de la estructura de la SMO. El modelo de velocidades derivado de este estudio sugiere adicionalmente la existencia de dos capas discontinuas, las capas se localizan entre la corteza y el manto y sus velocidades son 7.0 km/s y 7.9 km/s respectivamente. La capa de 7.0 km/s que se encuentra a 38 km de profundidad en Ciudad Delicias, Chihuahua y de aproximadamente 5 km de espesor, puede indicar la presencia de corteza oceánica subducida.

El modelo de velocidades para la SMO derivado de este estudio presenta, como característica morfológica principal, adelgazamiento cortical en sus extremos poniente y oriente, el adelgazamiento es más evidente a lo largo del borde oriental, en las proximidades del mar de Cortés. Esta característica es congruente con el patrón general de deformación documentado para la zona con técnicas geofísicas y geológicas.

INTRODUCCIÓN

Una onda sísmica se propaga en la Tierra debido a que el material del cual se constituye, pensemos en un sólido, puede sufrir deformación interna. Como resultado, los terremotos y otras alteraciones generan ondas sísmicas que proporcionan información tanto de la fuente que las originó como del material a través del cual viajaron. La deformación que sufre la Tierra sólida causa desplazamientos, en función del tiempo y del espacio, que pueden ser caracterizados por la ecuación de onda; la ecuación de onda es una ecuación diferencial parcial lineal de segundo orden que cuyas soluciones describen la manera en que una onda sísmica se propaga en el espacio tridimensional.

La teoría de rayos permite obtener una solución de la ecuación de onda, y su principal ventaja es que la ecuación diferencial parcial es sustituida por un conjunto de ecuaciones diferenciales ordinarias, las cuales generalmente son más fáciles de resolver. Las trayectorias seguidas por las ondas sísmicas propagándose están dadas por las trayectorias de rayos o los vectores normales al frente de onda y es posible calcularlas utilizando métodos de trazado de rayos. En muchos problemas de sismología no es necesario encontrar una solución completa de la ecuación de onda, es suficiente conocer el comportamiento de los rayos sísmicos que constituyen a la onda.

Los métodos de trazado de rayos han sido utilizados extensivamente en sismología y en sísmica de exploración para estudiar la propagación de una onda sísmica viajando a través de un medio estratificado. Representan una metodología sencilla y económica entre cuyas aplicaciones, que se han extendido en pocos años, se encuentran la generación de sismogramas sintéticos, el cálculo de atributos sísmicos para la migración en profundidad, la estimación de la cantidad de perturbación en tomografía sísmica, la modelación de estructuras de velocidades sísmicas, el modelado numérico de campos de ondas sísmicas y la exploración sísmica, algunos de los autores que han hecho trabajos basados en el trazado de rayos son: Cerveny (1988), Psencik (1998), Bucha (2003), Rodriguez (2007), Gjøystdal (2007), solo por mencionar algunos. En comparación con otros métodos, el trazado de rayos ofrece las ventajas de poseer una gran eficiencia computacional y la posibilidad de simular la propagación de ondas elementales.

El objetivo de este trabajo de tesis es obtener una estructura de velocidades por debajo de la Sierra Madre Occidental (SMO) utilizando el programa de trazado de rayos 'Ray3D', rutina escrita originalmente por Rob Comer, Willie Lee y Franklin Luk y modificada ampliamente por Carlos Valdés y Willie Lee en 1989.

La Sierra Madre Occidental (SMO) es la provincia ígnea más grande del Cenozoico y una de las más grandes del mundo, se extiende desde la frontera de México con Estados Unidos hacia el sur hasta intersectarse con el Cinturón Volcánico Trasmexicano. El conocimiento que se tiene del subsuelo en la zona noroeste de la República Mexicana es escaso, de ahí nace la necesidad de ampliarlo construyendo un modelo de velocidades para la zona.

Un modelo de velocidades para la zona permitirá, entre otras cosas, localizar de manera más adecuada los hipocentros de sismos ocurridos en la región, hacer correcciones de tiempo de viaje de telesismos, entender con mayor claridad la propagación de ondas sísmicas a través de la estructura, hacer una reconstrucción parcial de la historia tectónica y geológica que afectó el noroeste de México, etc.

El área de estudio se encuentra en el noroeste de la República Mexicana y es un rectángulo paralelo a la línea de costa del Mar de Cortés, los vértices del rectángulo son los puntos de coordenadas geográficas A) 28°28'13.19"N, 113°51'59.24"O, B) 31°58'13.89"N, 108°46'17.58"O, C) 26°39'18.73"N, 104° 1'3.41"O, y D) 23°16'16.61"N, 109° 2'49.79"O. Las dimensiones del área de estudio son, 650 km de largo y 600 km de ancho.

En el primer capítulo se explican los rasgos geológicos más importantes de la SMO, se hace énfasis en la historia geológica y tectónica de la provincia ígnea. La morfología y el tectonismo documentados en la SMO obedecen al patrón de migración de un arco volcánico hacia el continente y su posterior regreso a la zona de subducción. La explicación de este fenómeno es la subducción de la Placa Farallón por debajo de la Placa de Norteamérica hasta su total desaparición, lo que además trajo como consecuencia la apertura del Golfo de California.

El capítulo segundo es una recopilación de los conceptos básicos que explican la propagación de ondas sísmicas y la teoría de trazado de rayos. Se explican el Principio de Huygens, el Principio de Fermat, la Ley de Snell, la ecuación de onda y la obtención de las ecuaciones cinemáticas de la trayectoria del rayo sísmico para un medio homogéneo a partir de esta.

En el tercer capítulo se describe la metodología seguida en el procesamiento de la información. La estructura que sirve como modelo inicial en la construcción del modelo propuesto es producto de la recopilación de diversos estudios que proponen ya sea la profundidad del Moho y/o la velocidad Pn por debajo de la corteza en zonas específicas de la zona de estudio. Se presenta el modelo final de velocidades obtenido con el programa Ray3D, el programa encuentra la trayectoria de un rayo sísmico que se propaga a través de un modelo de tierra conocido, la tarea es construir y modificar este modelo hasta obtener aquél que mejor ajuste al modelo real de velocidades.

En el cuarto capítulo se describe detalladamente el modelo de velocidades obtenido. Se trata de un modelo cuya característica principal es el acortamiento en sus extremos, el acortamiento se acentúa en la zona cercana al Golfo de California y es menos evidente en la zona cercana a la provincia '*Basin and range*' mexicana. La interpretación se hace asociando los valores de velocidad obtenidos con aquellos que son característicos de determinados tipos de rocas, por ejemplo, el valor de 6.6 km/s característico de rocas de la corteza inferior, el valor de 7.0 km/s representativo de corteza oceánica, 7.8 km/s propio del manto superior, etc. Además se hace una interpretación geológica que puede ser refinada con más información geológica al respecto.

El quinto capítulo está destinado a las conclusiones del trabajo, las ventajas, las desventajas, las bondades y limitantes tanto de la metodología utilizada como del trabajo realizado.

CAPITULO I.

Antecedentes, marco tectónico y geológico de referencia de la Sierra Madre Occidental.

I.1. Introducción

La Sierra Madre Occidental (SMO) es una provincia ígnea que se extiende desde la frontera de México con Estados Unidos hacia el sur hasta intersectarse con el Cinturón Volcánico Mexicano, es una de las provincias silíceas más grandes del mundo y la más grande del Cenozoico. La cubierta ignimbrítica se estima en la actualidad en ~300,000 km² (McDowell y Keizer, 1977; Ward 1995 en Ferrari, 2005). Sin embargo, la extensión intracontinental de tipo '*Basin and Range*' (cuencas y sierras) y la apertura del Golfo de California ocultan una parte significativa de la superficie original de esta provincia que pudo haber sido mayor.

Tanto la posición como la edad de este arco magmático proporcionan información fundamental para entender la Orogenia Laramide que afectó a la región oriental del continente.

A pesar de la importancia económica y científica de la SMO y en contraste con la abundante información geológica y geofísica disponible de la parte suroeste de Estados Unidos, los estudios que se pueden encontrar en la literatura sobre esta importante estructura geológica del territorio mexicano son escasos. La carencia de esta información ha obstaculizado significativamente el desarrollo de hipótesis que expliquen la evolución tectónica del noroccidente México, como consecuencia, existen muchos aspectos y problemas que necesitan solución en lo que respecta a la génesis y evolución de la SMO.

Este capítulo resume de manera generalizada el conocimiento geológico y geofísico disponible sobre este rasgo mayor de México.

1.2. Marco geológico de la Sierra Madre Occidental

La Sierra Madre Occidental se define como la provincia fisiográfica del occidente de México caracterizada por un altiplano con una elevación promedio de más de 2,000 metros y aproximadamente 1,200 Km de largo por 200 a 400 Km de ancho. Se extiende desde la frontera con Estados Unidos hasta la Faja Volcánica Transmexicana y se encuentra limitada al oeste por el Golfo de California y al este por el Altiplano central (o Mesa Central) mexicano (Figura 1.1). El término “Sierra Madre Occidental” también se utiliza para definir la provincia volcánica terciaria caracterizada por grandes volúmenes de ignimbritas silíceas, como provincia volcánica terciaria la SMO se extiende más allá de la provincia fisiográfica, abarcando también a la Mesa Central y parte de Chihuahua (Ferrari *et. al.* 2005).

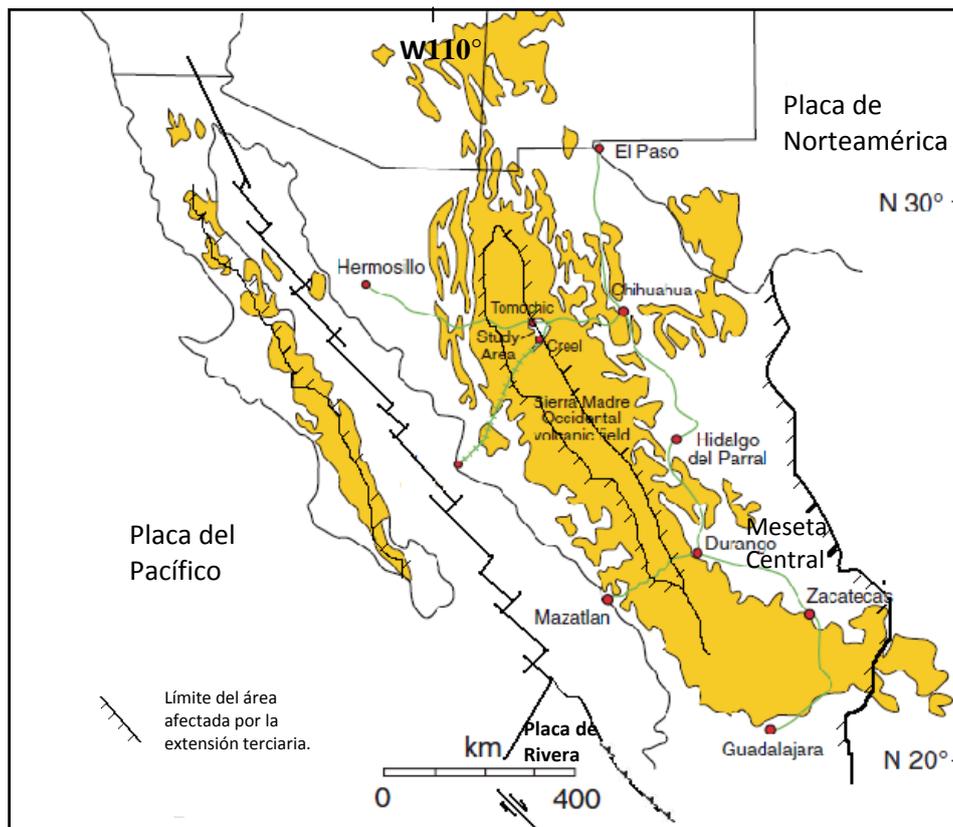


Figura 1.1. Esquema de la provincia volcánica de la SMO, marco tectónico de México mostrando la extensión del Terciario y la configuración actual de las placas. Adaptado de Ferrari *et. al.* (2005) y Sawason *et. al.* (2006).

1.2.1 Estratigrafía regional

La estratigrafía de la Sierra Madre Occidental consta primeramente de un basamento heterogéneo de edad precámbrica, paleozoica y mesozoica expuesto solo en algunas partes, estas rocas fueron cubiertas por cinco conjuntos ígneos principales parcialmente superpuestos entre sí, asociados a diferentes episodios magmáticos resultado de la subducción de la placa Farallón por debajo de la placa de Norteamérica (Ferrari *et. al.*, 2005). Los conjuntos ígneos son:

1) Rocas plutónicas y volcánicas del Cretácico Superior–Paleoceno y 2) Rocas volcánicas andesíticas y, en menor medida, dacítico-riolíticas del Eoceno, tradicionalmente agrupadas en el denominado Complejo Volcánico Inferior (CVI);

3) Ignimbritas silíceas emplazadas en su mayoría en dos pulsos, en el Oligoceno temprano (32-28 Ma) y el Mioceno temprano (24-20 Ma) y agrupadas en el Supergrupo

Volcánico Superior; 4) Coladas basáltico-andesíticas transicionales extravasadas después de cada pulso ignimbrítico, correlacionadas con la “Andesita Basáltica del sur de la Cordillera”; 5) Coladas de basaltos alcalinos e ignimbritas emplazados en diferentes episodios del Mioceno tardío, Plioceno y Cuaternario (Figura 1.2), y que han sido interpretados como producto de varios episodios de extensión relacionados con la apertura del Golfo de California (Henry y Aranda Gómez, 2000).

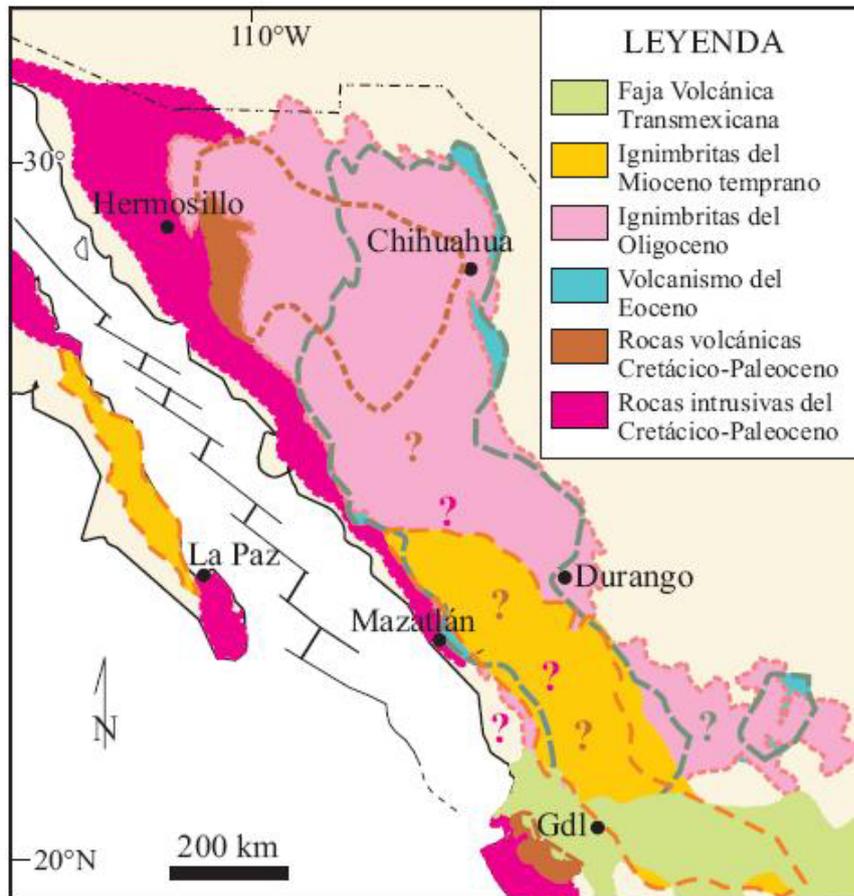
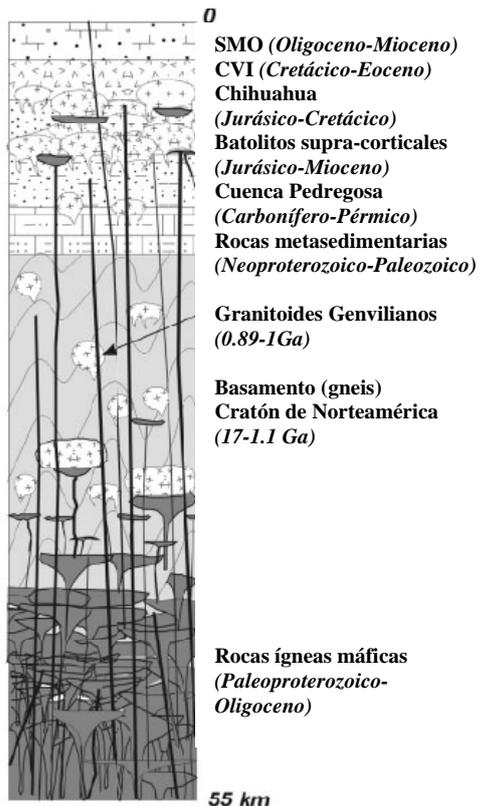


Figura 1.2. Conjuntos ígneos que conforman la SMO. La extensión de los conjuntos del Cretácico-Eoceno está en parte inferida debido a la extensa cubierta de las ignimbritas del Oligoceno y Mioceno temprano. Gdl = Guadalajara. (Ferrari *et. al.* 2005)

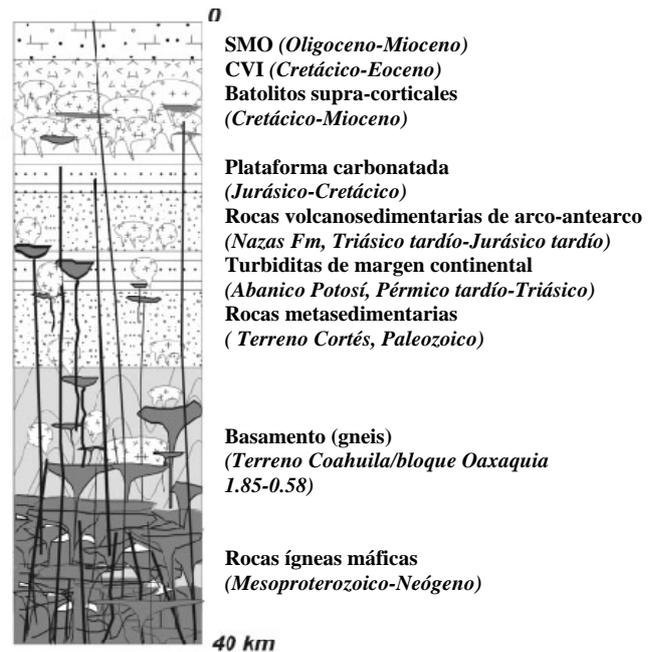
El basamento que subyace a la SMO es, en el norte, de naturaleza Laurenciana contiguo al cratón de Norteamérica y hacia el sur, y terrenos volcánicos por debajo de la SMO sobre estructuras asociadas a la subducción de edad Mesozoica.

En la Figura 1.3 se muestran tres columnas estratigráficas (inferidas en algunas zonas) con los rasgos principales de las secuencias litológicas dentro de la SMO. Los esquemas son característicos de las zonas norte, centro y sur de la provincia silícea.

1. ZONA NORTE



2. ZONA CENTRO



3. ZONA SUR

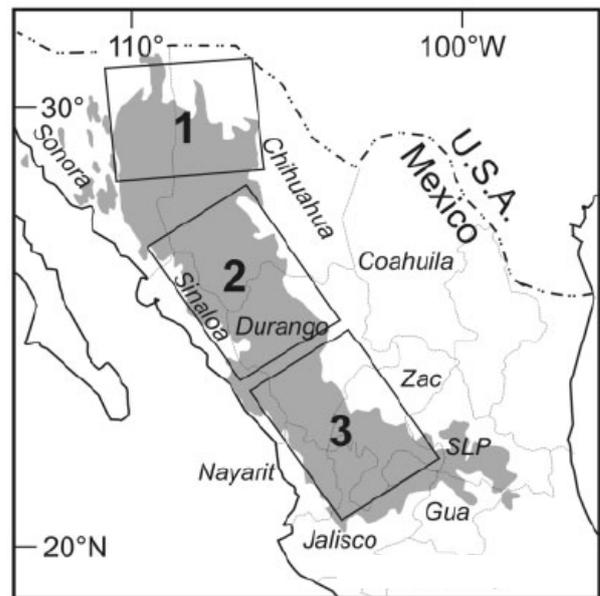
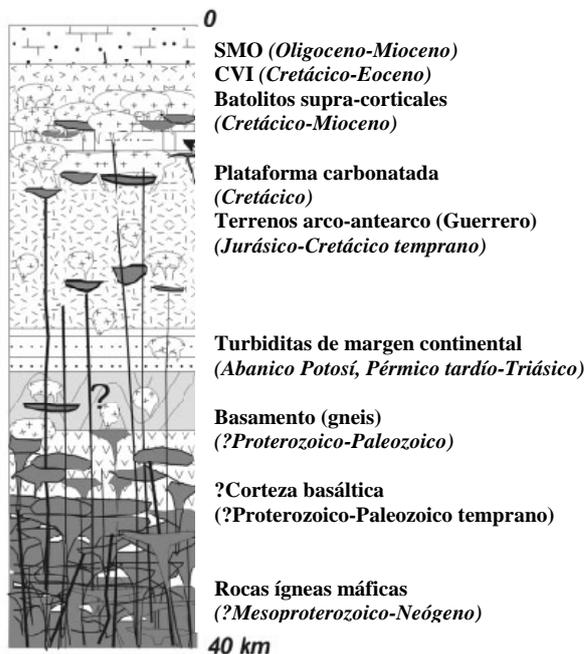


Figura 1.3. Secciones esquemáticas de la corteza mostrando una arquitectura inferida, se muestra la edad y composición de la corteza en el norte, centro y sur de la SMO. Debajo de cada sección aparece un valor de espesor cortical. El espesor de cada sección litológica no se representa a escala. CVI: Complejo Volcánico Inferior; Zac: Zacatecas; Gua: Guanajuato; SLP: San Luis Potosí. Adaptado de Scot *et. al.* (2008).

I.3 Marco Tectónico de referencia

La evolución geológica y tectónica de la SMO es compleja debido a que registra durante el Neógeno el cambio en el régimen tectónico de subducción a distensión cortical, la causa de la distensión en la provincia de Cuencas y Sierras (*Basin and Range*) es todavía objeto de discusión, como lo es también la relación temporal causa y efecto del magmatismo cenozoico con el proceso de distensión aunque existe consenso en que la extensión en la provincia de Cuencas y Sierras generó fusión parcial del manto litosférico y/o de la corteza inferior (Barajas, 2000).

En general, los autores reconocen en la SMO dos patrones de deformación producto de dos procesos tectónicos esencialmente distintos, primero, un evento de deformación contractiva que inicia a principios del Cretácico Tardío y se extiende hasta el Eoceno (esta deformación no ha sido objeto de estudios muy detallados, por lo que se cuenta con escasa información al respecto) y segundo, una deformación predominantemente extensional durante diferentes episodios que se remontan desde el Oligoceno y quizás hasta finales del Eoceno (Ferrari et. al., 2005).

Conforme cesó gradualmente la subducción de la Placa Farallón por debajo de la placa Norteamericana, inició el magmatismo intraplaca en la región situada al este de la SMO y una combinación de volcanismo alcalino y toleítico en la región del Golfo de California (Aranda Gómez et. al. 2000).

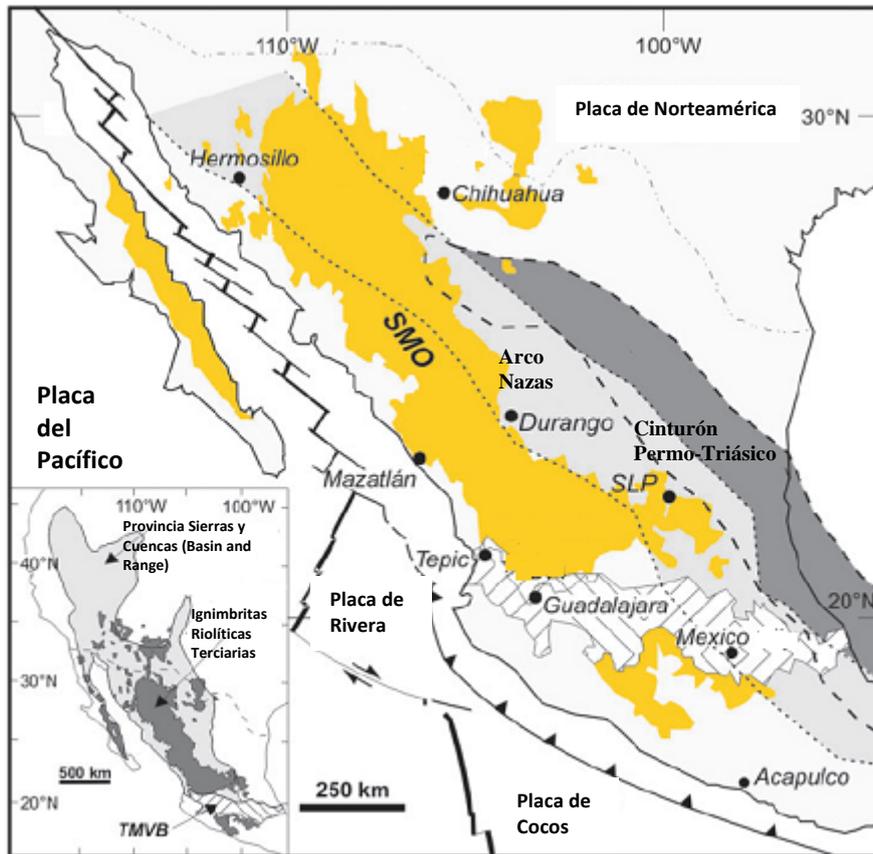


Figura 1.4. Mapa de México mostrando la actual configuración de placas, la ubicación de la SMO y la distribución de las rocas volcánicas, en su mayoría silíceas, de edad Oligoceno a Mioceno temprano. En gris claro y delimitado por una línea punteada, la extensión del arco volcánico relacionado con la subducción del Jurásico temprano-medio (Arco Nazas). En gris oscuro y delimitado por la línea intermitente el Cinturón de rocas granitoides de edad Permo-Triásica. SLP, San Luis Potosí. La imagen inferior izquierda muestra la localización de afloramientos de ignimbritas riolíticas en México y el suroeste de México así como la provincia de Cuencas y Sierras (*Basin and Range*), ambos translapados en espacio y tiempo, TMVB: Faja volcánica Transmexicana. Adaptado de Scott et. al. (2008).

La migración del frente volcánico hacia la trinchera durante el Oligoceno y Mioceno está bien documentada para la porción norte de la SMO, en Sonora, la mayor parte de la extensión sucedió simultáneamente a la subducción de vestigios de la placa Farallón y a la migración hacia el oeste del arco volcánico (Figura 1.4).

Durante el Mioceno, antes de la apertura del Golfo de California y del inicio de la actividad en la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), que la disgregaron y sepultaron parcialmente, la provincia de la SMO debió ser considerablemente más extensa y estar unida a la provincia volcánica de Baja California (Aranda Gómez et. al. 2000).

I.3.1. Deformación pre-Oligoceno

Los autores interpretan, con base en los pocos datos disponibles, que entre el Conaciano y el Eoceno no hubo deformación contractiva en buena parte de la SMO. La deformación Laramide afectó moderadamente a las rocas del CVI (~101 a ~89 Ma) en Sinaloa y a rocas volcánicas del Maastrichtiano en Chihuahua Central y en la parte occidental de la SMO, en Sonora y Sinaloa, es común encontrar fracturas de tensión y fallas con dirección ENE-WSW a E-W que afectan a las rocas pre-oligocénicas (Honer y Enríquez, 1999 en Ferrari et. al., 2005).

Honer y Enríquez (1999) interpretaron las fallas E-W y ENE-WSW como resultado de la fase final del acortamiento que acompañó a la orogenia Laramide, sin embargo, Ferrari et. al. (2005) concluyen que estas podrían deberse a un episodio de deformación distinto, intermedio entre la orogenia Laramide y la extensión orogénica cuaternaria.

I.3.2. Tectónica extensional.

Los autores coinciden en que la deformación producto del tectonismo extensional no parece afectar el núcleo de la Sierra Madre Occidental. La provincia ígnea constituye una especie de división geográfica entre la Provincia Extensional del Golfo de California al oeste y la provincia de Cuencas y Sierras en México al este.

Sector norte

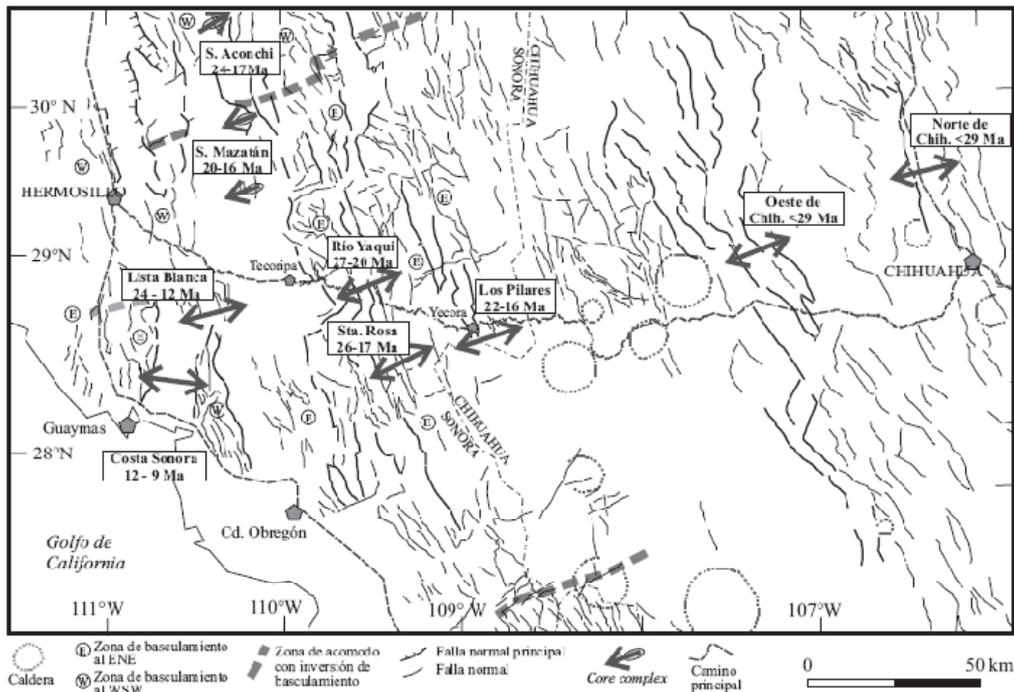


Figura 1.5. Mapa tectónico de la zona norte de la SMO, se indica la orientación y edad de la deformación extensional. Fallas y calderas (Ferrari et. al. 2005).

Para la zona norte, los rasgos indicadores de la tectónica extensional son: en Chihuahua la formación de estructuras tipo *Basin and Range* que afectan a la cubierta ignimbrítica, en Sonora este episodio extensional fue mucho mas intenso; Ferrari *et. al.* estiman que la extensión cortical rebasó en algunas áreas el 100%. Roldán *et. al.* (2004) interpretaron la existencia de fallas normales en Guaymas como evidencia del denominado graben de empalme, el cual es una estructura que marca una etapa de transición entre el régimen de fallamiento en bloque asociado al sistema Cuencas y Sierras, y un régimen de fallamiento lateral asociado con el inicio de la apertura del Golfo (Figura 1.5).

Sector centro

En este sector la extensión afectó a la SMO principalmente en sus bordes, y dejó una zona relativamente no extendida en su centro (Figura 1.5). En el borde oriental, en Durango, se han desarrollado fallas de alto ángulo que definen estructuras de tipo *Basin and Range*, mientras que la margen occidental en Sinaloa esta profundamente afectada por fallamiento extensional de dirección general NNW con formación de semigrabens.

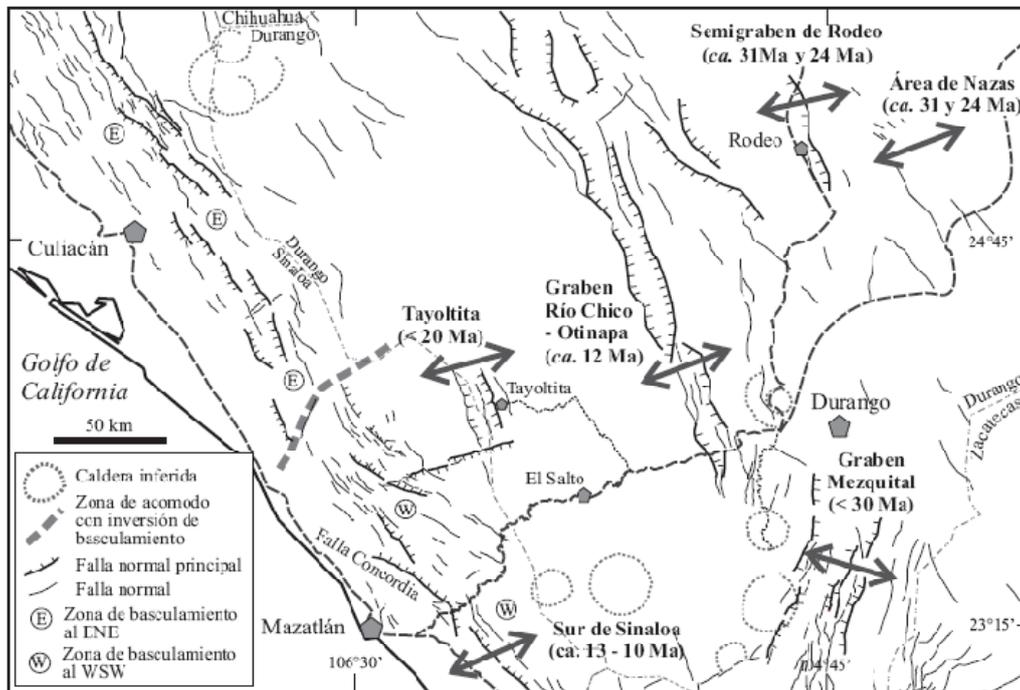


Figura 1.5. Mapa tectónico de la parte centro de la SMO, se indican la orientación y edad de la deformación extensional. Fallas y calderas. Ferrari *et. al.* 2005.

Sector sur

La tectónica extensional afecta a toda la SMO en su sector sur. Ferrari *et. al.* (2005) agrupan las estructuras de la parte sur de la SMO en tres dominios principales: oriental, occidental y meridional, los dos primeros constituidos por grabens de longitud variable y semigrabens basculados respectivamente, y finalmente, en el dominio meridional las secuencias del Oligoceno y el Mioceno inferior están deformadas en pliegues abiertos con arreglo escalonado, pequeñas cabalgaduras y fallas izquierdas (Figura 1.6).

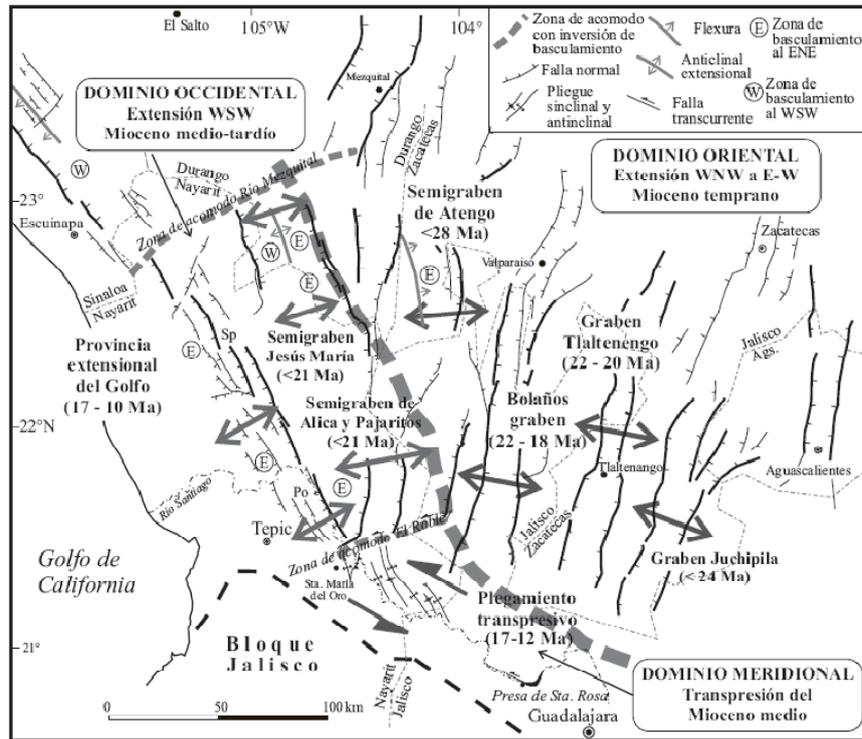


Figura 1.6. Mapa tectónico de la parte sur de la SMO, con indicación de la edad de la deformación extensional (Ferrari et. al. 2005).

I.4. Evolución espacio-temporal, causas de la tectónica extensional.

De manera general la evolución del magmatismo en la SMO obedece al patrón de migración del arco volcánico hacia el continente y su posterior regreso (en el Eoceno) hacia la trinchera, que ha sido reconocido en el suroeste de la Cordillera Norteamericana entre el Cretácico Tardío y el presente (Coney y Reynolds, 1977). De acuerdo con este modelo la migración del arco estuvo controlada esencialmente por la variación del ángulo de subducción de la placa Farallón por debajo de Norteamérica.

A principios del Cretácico Tardío, el arco magmático se encuentra próximo a la trinchera, luego empieza paulatinamente a migrar hacia el este conforme el ángulo de subducción se vuelve subhorizontal (Figura 1.7). Durante este periodo tiene lugar la orogenia Laramide (Ferrari et. al. 2005).

Según Henry et. al. (2000), la migración del arco magmático hacia el este es más evidente en Estados Unidos y en el norte de la SMO, donde alcanza unos 1,000 km desde la trinchera, que en su parte centro y sur. En el sector central de la SMO el arco solo llegó a unos 400 km de la paleotrinchera y la migración del magmatismo hacia el este ocurrió a una tasa de magnitud menor que su regreso hacia la trinchera.

Para la parte sur de la SMO la trinchera alcanza su mayor distancia en el Oligoceno, el arco magmático llega a distancias máximas de hasta 600 km (Nieto Samaniego, 1999).

A escala de toda la provincia, el inicio de la extensión está asociado al regreso del arco magmático a la trinchera. Ferrari *et. al.* demostraron que la extensión o quizá el frente extensional, migró durante varios episodios de este a oeste a lo largo de toda la SMO. El proceso de extensión continental fue un fenómeno general que afectó toda la margen sur-occidental de la placa de Norteamérica.

En Estados Unidos la deformación terciaria llegó a formar una provincia extensional de más de 1000 km de ancho sin llegar a la ruptura de la litosfera, en México, después de más de 20 Ma, la extensión se localizó en la región del Golfo de

California provocando la formación de un *rift* con formación de corteza oceánica desde el Plioceno.

En este marco, la región de Sonora, con una extensión superior a la del resto de la SMO, representaría una zona de transición entre los dos dominios (Ferrari *et. al.* 2005).

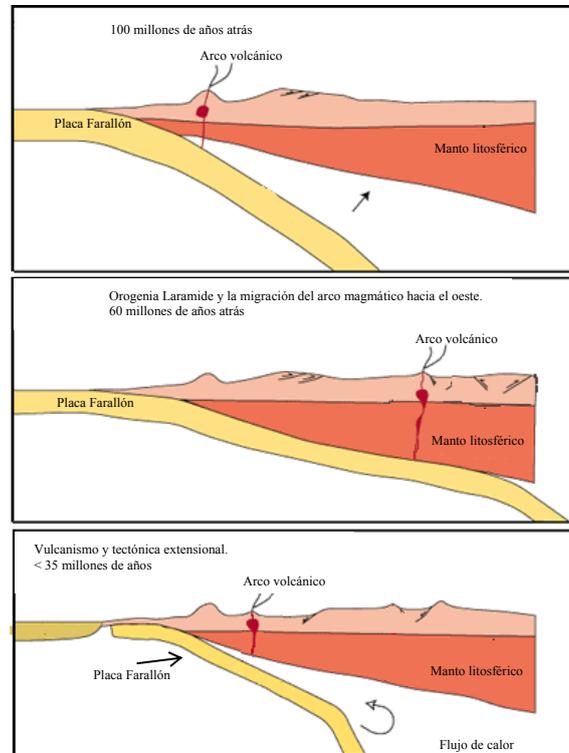


Figura 1.7. Sección esquemática de la SMO mostrando los cambios en la geometría de la placa Farallón a través del tiempo. Adaptado de Humphreys *et. al.*, 2003.

Por otro lado, para explicar la génesis del magmatismo silícico presente en la SMO existe un amplio rango de posibilidades, la cristalización fraccionada y la anatexis representan dos posibilidades que se encuentran en los extremos. Sin embargo también existen datos que sugieren que la asimilación y/o fusión de la corteza debe haber ocurrido en mayor o menor medida en la SMO. Es probable que el lugar de la corteza involucrado en la asimilación/fusión varíe en el tiempo, y que zonas progresivamente mas someras sean afectadas a medida que la intrusión de magmas máficos induzca una densificación de la corteza inferior (Ferrari *et. al.* 2005).

I.5 Modelos de velocidades para la SMO.

Los estudios existentes que pretenden determinar la estructura de la corteza y manto en la SMO son de alcance regional y permiten definir rasgos mayores de la estructura, pero difícilmente pueden ser correlacionados con los detalles de la geología en superficie. Los estudios geofísicos publicados al respecto son pocos y de representatividad local. Meyer *et. al.* en 1961, con base en un estudio de refracción sísmica propusieron un espesor cortical de 37 a 45 km al este de la SMO, entre Durango y Guanajuato. Fix en 1975 utilizó los modos fundamental y principal de las ondas superficiales de sismos ocurridos en Chiapas, para inferir la velocidad de las ondas S en los primeros 400 km para la zona centro de México. La inversión mostró una corteza de espesor aproximado de 30 km. Shurbert (1972) usó ondas telesísmicas P grabadas en el sureste de Estados Unidos de sismos ocurridos en el margen oeste de México y determinó que existe una zona de baja velocidad por debajo de México cuyo espesor

aproximado es de 70 km y propuso también una capa litosférica con espesor aproximado de 100 km (en Bonner y Terrin, 1999).

Gomberg *et. al.* en 1988 utilizaron información del tiempo de viaje de las ondas P para refinar los modelos existentes hasta ese momento. La información de tiempo de viaje permitió a los autores determinar aspectos generales del perfil de velocidad de las ondas compresionales como: un espesor cortical de 38 a 45 km, un espesor litosférico de entre 70 y 80 km así como una velocidad P_n de 7.8 ± 2 km/s. También concluyeron que existe una zona de baja velocidad para las ondas S en algún lugar por encima de los 250 km de profundidad por debajo de la meseta central. Finalmente restringieron el valor mínimo de velocidad de las ondas S a 4.4 km/s.

La conclusión del estudio de Gomberg *et. al.* tuvo lugar en 1989 con la publicación de un artículo cuyos resultados son complementarios al perfil de velocidades de corte dado a conocer en 1988. Propusieron un espesor cortical promedio de aproximadamente 36 km, el espesor de la litosfera varía de 70 a 76 km, y la velocidad P_n es del orden de 7.8 a 7.95 km/s. Este último valor es consistente con una velocidad $S_n = 4.4$ km/s y una relación de Poisson de 0.25. La publicación de 1989 demostró también la existencia de una zona de baja velocidad para las ondas P con espesor promedio aproximado de 45 km, con transición gradual hacia su base y un gradiente negativo de velocidad de bajo grado.

La estructura del manto superior por debajo de la SMO es conocida a grandes rasgos por estudios de tomografía sísmica regionales o globales (Grand, 1994; Alsina *et. al.*, 1996; Van der Lee y Nolet, 1997; Bijward y Spakman, 2000; Ritsema *et. al.*, 2004 en Ferrari *et. al.*, 2005).

Un rasgo general de todos estos estudios es que la raíz litosférica por debajo de la SMO es muy pequeña o en algunos lugares ausente. Estos estudios de tomografía muestran una anomalía negativa de velocidades que se extiende desde la provincia *Basin and Range* de Estados Unidos hasta la frontera sur de la SMO a la latitud $\sim 20^\circ\text{N}$.

En 2002 Goes y Van der Lee (en Ferrari *et.al.*, 2005) estimaron la estructura térmica por debajo de la SMO e indicaron que el manto tiene temperaturas de ~ 500 °C mas elevadas que bajo el cratón de Norteamérica al este. Los autores interpretaron esta temperatura como evidencia de que el manto litosférico ha sido removido parcial o totalmente y que en su lugar se encuentra manto astenosférico.

Persaud en 2003 establece la profundidad de la Moho basándose en funciones receptor en tres puntos de la margen occidental de la SMO, donde esta última ha sido adelgazada por la extensión que llevó a la formación del Golfo de California.

En este estudio se estiman espesores de 28 km en el área el este de Hermosillo y de 22 km tanto para el área de la costa sur de Sonora (Navojoa) como al norte de Sinaloa en Culiacán (Figura 1.8).

En 1991 Couch *et. al.* (en Ferrari *et. al.* 2005) analizaron datos gravimétricos y de refracción sísmica para estimar el espesor cortical, determinaron un contraste importante entre el espesor de la zona centro y los extremos oriental y occidental de la SMO. Para estos autores el espesor de la corteza al centro es de 40 km y se reduce a 25 km en la costa este del Golfo de California.

Bonner y Herrin (1999) propusieron un espesor cortical de 55 km para la parte norte-centro de la SMO, producto de un estudio de dispersión de ondas superficiales.

La mayoría de los autores coinciden en la existencia de una zona de baja velocidad por debajo de la SMO, y determinan que es mucho más delgada en el norte de México que en el sureste de Estados Unidos. Una explicación probable para la existencia de esta zona de baja velocidad para las ondas P y S es la ocurrencia de fusión parcial del manto.

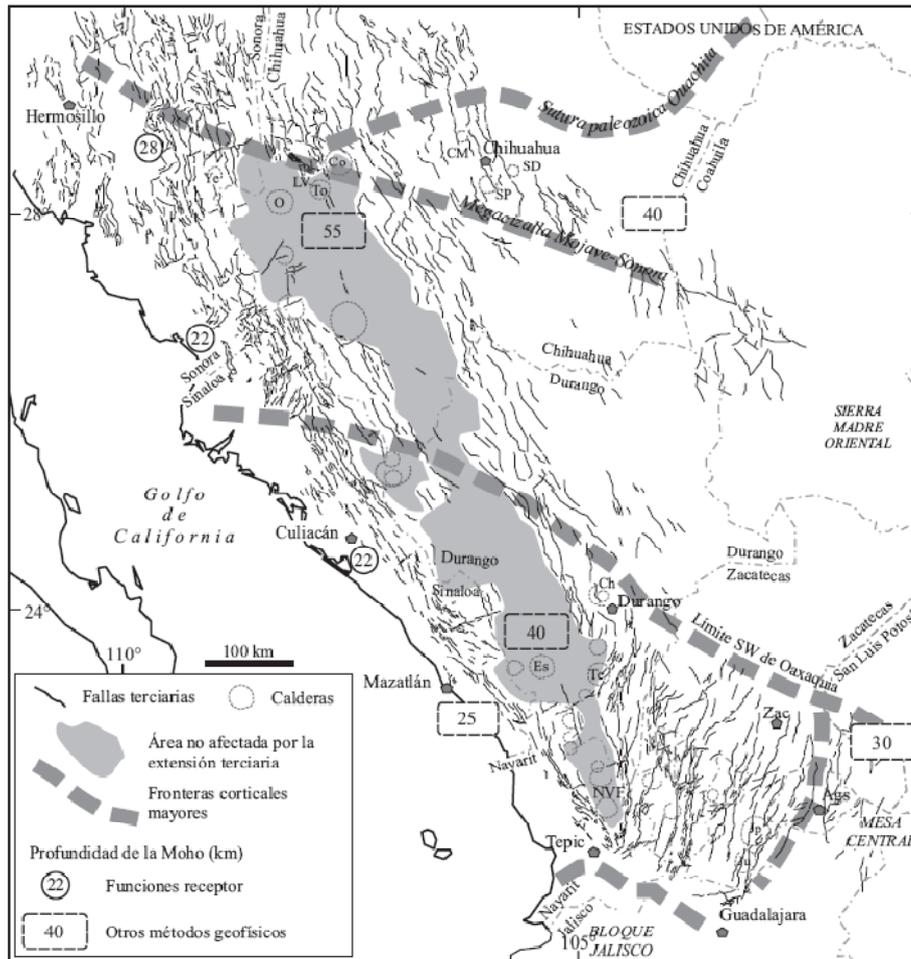


Figura 1.8. Mapa tectónico de la SMO. Se muestran las principales fallas terciarias reportadas en la literatura. El límite suroccidental de Oaxaquia (Lawlor en Ferrari et. al., 2005) corresponde también con el límite del continente a finales del Paleozoico. Las principales calderas son: SD: Santo Domingo, SP: Sierra Pastoría, CM: Caldera Majalca, To: Tomochic, LV: Las Varas, Co: Corralito y O: Ocampo, Ye: Yécora, Ch: Chupaderos, Te: Temoaya y ES: El Salto, NVF: Nayar Caldera field, Ju: Juchipila y Ja: Jalpa. (Ferrari et. al., 2005)

La Tabla 1 es una compilación de los resultados obtenidos en los estudios mencionados, estas características locales sirvieron como parte del modelo inicial a partir del cual construimos un modelo tridimensional de velocidades mediante el análisis de trazado de rayos, la compilación se muestra además en la Figura 1.8.

Tabla 1.1. Perfil de velocidades: Sureste de E. U., Norte de México, Sur de México

	Espesor cortical (km)	Espesor litosférico (km)	Velocidad P_n (km/s)	Espesor de la capa de baja velocidad para las ondas P (km)	Autor/Año
Suroeste de Estados Unidos	29 – 36	38 - 65	7.8 – 7.9	80 – 127	Priestley-Brune/1978
Norte de México y región fronteriza	36	70 - 76	7.8 – 7.95	≈ 45	Gomberg/1989
Meseta central mexicana	38 - 45	70 - 80	7.6 – 8.0	?	Meyer/1961
Sur de México	41 - 49	?	8.2 – 8.4	?	Valdés/1986
Costa Oeste de la SMO	22 - 28	?	?	?	Persaud/2003
Centro de la SMO	40 – 55	?	7.8 ± 0.2	?	Bonner-Herrin/1999 Couch/1991

CAPITULO II.

Marco teórico de Referencia

II.1 Introducción

Para fines sismológicos, es posible caracterizar la estructura interna de la tierra sólida conociendo la distribución de algunas de sus propiedades físicas, son estas propiedades las afectan de forma mas significativa la propagación de una onda sísmica en un medio.

Un medio cuyas propiedades físicas varían únicamente con la profundidad es llamado *medio lateralmente homogéneo o estratificado*.

En este trabajo, el tratado físico y matemático que se le dará a la propagación de una onda sísmica será el mismo que se le daría a un modelo lateralmente homogéneo, una ventaja de considerarlo de esta manera es que la solución de la ecuación de movimiento es aplicable de manera exacta a un medio con estas características; se dan a conocer las bases para entender y describir la propagación de ondas sísmicas en la tierra, específicamente, utilizando la Teoría de Rayos; el análisis de trazado de rayos es útil para *conocer el tiempo de viaje de una onda resolviendo la ecuación de rayo entre dos puntos para un modelo de la Tierra conocido* y es aplicable cuando las trayectorias de los rayos desde el hipocentro (fuente) y una estación (receptor) son lo suficientemente cortas como para que la curvatura de la tierra sea despreciable (pocos cientos de kilómetros); tal es el caso de análisis relacionados con el estudio de la corteza y manto superior.

Los algoritmos de trazado de rayos son procesos iterativos que construyen la trayectoria del rayo paso a paso usando incrementos de segmentos lineales. Por lo tanto la trayectoria del rayo es un conjunto de puntos discretizados con información como el ángulo de incidencia, la geometría del medio y el número de rayos que cruzan un elemento del medio.

Cuando una onda sísmica encuentra cambios en el material a través del cual esta viajando, puede ser transmitida, reflejada o refractada; estos fenómenos así como la propagación la misma pueden ser explicados por la Ley de Snell, el Principio de Huygens y el Principio de Fermat.

II.2 Conceptos básicos

II.2.1. Principio de Huygens

Este principio establece que cada punto que pertenece a un frente de onda se considera como un nuevo punto generador de ondas (o fuente de Huygens), lo que permite la propagación de nuevos frentes circulares de onda a los que llamaremos ondículas.

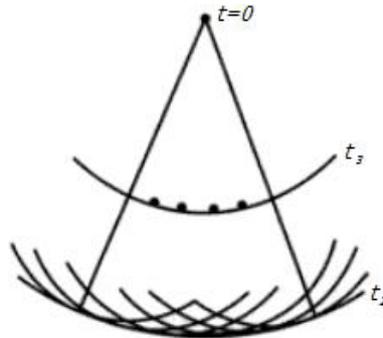


Figura 2.1. Análisis que muestra como se pueden generar los frentes de onda circulares a partir de un frente de onda inicial (Stein, 2003).

Para un tiempo t cualquiera, cada ondícula tendrá un radio ct , y la envolvente de cada una de esas ondículas formará una nueva superficie, la cual, de acuerdo al Principio de Huygens es el frente de onda resultante al tiempo t .

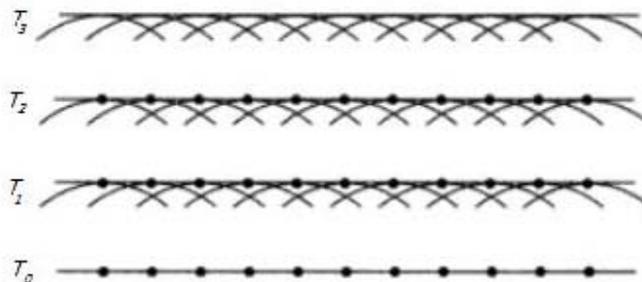


Figura 2.2. Demostración del Principio de Huygens para la propagación de un frente de onda plano. Los frentes de onda sucesivos se generan dibujando un frente de onda circular desde cada punto del frente de onda previo y entonces se dibuja una línea tangente a los círculos. Los frentes de onda circulares interfieren destructivamente en cualquier otra posición (Stein 2003).

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 en otro instante cualquiera, el nuevo frente de onda se obtiene como una superficie tangente a las ondas secundarias (Figura 2.2), mediante la envolvente de las mismas. Cada onda esférica satisface la ecuación

$$(z - z_0)^2 + (y - y_0)^2 + (x - x_0)^2 = v^2(t - t_0)^2 \quad \dots\dots\dots (2.1)$$

donde (x_0, y_0, z_0) es el origen de las ondas esféricas y t_0 es el tiempo de inicio. Si el medio es homogéneo los radios de las ondas son finitos e idénticos, por tanto los rayos son líneas rectas, no así en un medio heterogéneo (Scales, 1997).

II.2.2 Principio de Fermat

El comportamiento de las trayectorias de rayos sísmicos en una interfase puede explicarse por el principio de Fermat. Formulado en el siglo XVII por el físico matemático francés Pierre Fermat.

Establece que de todas las trayectorias posibles entre dos puntos A (fuente) y B (receptor), un rayo sísmico sigue la trayectoria de menor tiempo entre estos puntos. Si ds es una diferencial de distancia a lo largo de la trayectoria (P) del rayo y c es la velocidad de la onda en ese medio, entonces el tiempo de viaje t entre A y B debe ser mínimo, es decir:

$$t = \int_A^B \frac{ds}{c} = \text{mínimo} \quad \dots\dots\dots (2.2)$$

Por otro lado, si consideramos a τ^* como la trayectoria de tiempo mínimo, es posible expresar al principio de Fermat como:

$$\tau^* = \min \tau^P \quad \dots\dots\dots (2.3)$$

donde P denota al conjunto de trayectorias que conectan a la fuente con el receptor. La relación anterior puede expresarse en términos de la trayectoria particular de tiempo mínimo P^* como:

$$\tau^* = \int_{P^*} p(x) ds \quad \dots\dots\dots (2.4)$$

en donde $p(x) = 1/c$. Para cualquier medio heterogéneo la trayectoria de los rayos sísmicos dependerá de la distribución de las velocidades en el medio.

II.2.3. Ley de Snell

La ley de Snell establece una relación entre los ángulos de incidencia, reflexión y refracción de una onda, con la velocidad del medio a través del cual se propagan.

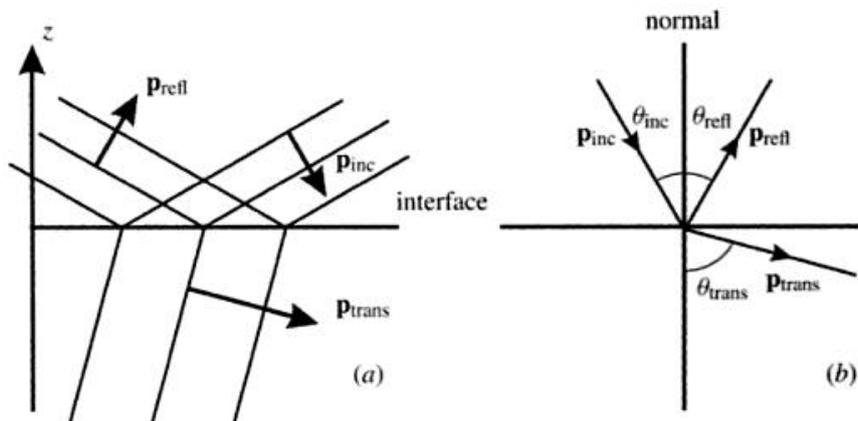


Figura 2.3. Ondas planas incidentes, reflejadas y transmitidas en una interfase plana entre dos semiespacios homogéneos. En la figura se ilustra el caso en que la velocidad del medio 2 (c_2) es mayor que la velocidad del medio 1 (c_1), esto es $c_2 > c_1$. En (a) se observan los frentes de onda y en (b) los vectores lentitud (Chapman 2004).

El módulo del vector lentitud es $|\mathbf{p}| = 1/c$ y el vector lentitud es

$$p_{inc} = \begin{pmatrix} p_x \\ 0 \\ p_z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} p_x \\ 0 \\ -(c_1^{-2} - p_x^2)^{1/2} \end{pmatrix} = \frac{1}{c_1} \begin{pmatrix} \text{sen}\theta_{inc} \\ 0 \\ -\text{cos}\theta_{inc} \end{pmatrix} \dots\dots\dots (2.5)$$

La parte negativa de la raíz cuadrada de p_z corresponde a la onda incidente propagándose en la dirección negativa de z (Figura 2.3).

El ángulo θ_{inc} es el ángulo que forman el vector lentitud y el vector normal a la interfase y es tal que $0 \leq \theta_{inc} \leq \pi/2$. Los vectores lentitud de la onda reflejada y de la transmitida son:

$$p_{refl} = \begin{pmatrix} p_x \\ 0 \\ (c_1^{-2} - p_x^2)^{1/2} \end{pmatrix} = \frac{1}{c_1} \begin{pmatrix} \text{sen}\theta_{refl} \\ 0 \\ \text{cos}\theta_{refl} \end{pmatrix} \dots\dots\dots(2.6)$$

$$p_{trans} = \begin{pmatrix} p_x \\ 0 \\ -(c_2^{-2} - p_x^2)^{1/2} \end{pmatrix} = \frac{1}{c_2} \begin{pmatrix} \text{sen}\theta_{trans} \\ 0 \\ -\text{cos}\theta_{trans} \end{pmatrix} \dots\dots\dots(2.7)$$

donde los ángulos θ_{refl} y θ_{trans} se definen de la misma forma.

En las ecuaciones 2.6 y 2.7 es claro que las componentes p_x para los dos vectores son similares, lo que da origen a la ley de reflexión:

$$\theta_{inc} = \theta_{refl}$$

y a la de refracción o Ley de Snell:

$$\frac{\text{sen}\theta_{inc}}{c_1} = \frac{\text{sen}\theta_{trans}}{c_2} \dots\dots\dots (2.8)$$

por lo tanto la onda transmitida satisface (Chapman 2004):

$$\text{sen}\theta_{trans} = (c_2/c_1) \cdot \text{sen}\theta_{inc} \dots\dots\dots (2.9)$$

II.2.4. Ángulo crítico

Cada onda de cuerpo que incide en cualquier punto de una interfase que divide a dos medios, puede generar cuatro tipos básicos de ondas (Figura 2.4), dos ondas reflejadas (P y S) y dos ondas transmitidas (P y S).

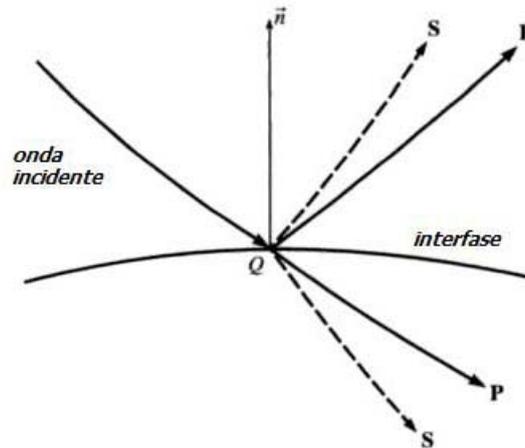


Figura 2.4. Reflexión y transmisión de una onda de cuerpo en una interfase, particularmente en una interfase curva. Al incidir la onda, se generan cuatro tipos de ondas, dos reflejadas (P y S) y dos transmitidas (P y S). Modificado de Cervený 2001.

analizando la ecuación 2.9 es posible observar que a medida que $c_2 > c_1$ tenemos que $\theta_{trans} > \theta_{inc}$. De igual manera, si el ángulo de incidencia aumenta, el rayo transmitido se acerca a la interfase horizontal (Figura 2.5).

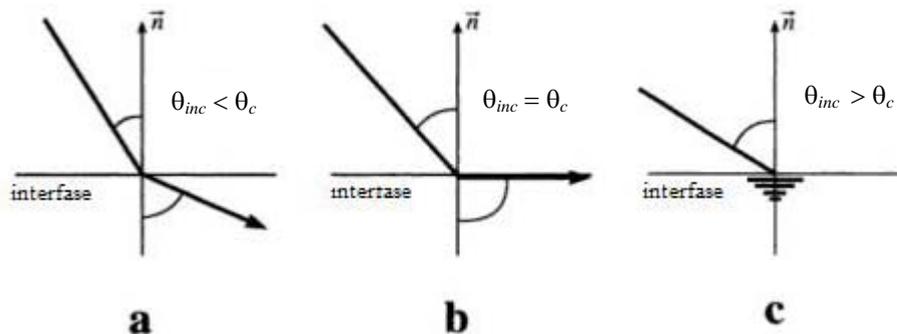


Figura 2.5. Ángulos de incidencia (a) subcrítico, (b) crítico y (c) postcrítico. Tomado de Cervený 2001.

Un ángulo crítico se define como aquel ángulo que provoca que una onda se transmita con un ángulo $\theta_{trans} = 90^\circ$. Una vez que el ángulo de incidencia excede el ángulo crítico, se le llama incidencia postcrítica, lo que implica que no existen ondas planas transmitidas al segundo medio. A este fenómeno se le llama *reflexión interna total*; se generan ondas inhomogéneas o evanescentes, que existen físicamente pero que no pueden ser calculadas por métodos estándares de rayos (Cervený 2001).

II.2.5. Ecuación de onda

Los terremotos y otras perturbaciones en la tierra generan ondas sísmicas, las cuales proporcionan información a cerca de la fuente que las generó y la trayectoria a través de la cual viajaron.

La propagación de ondas sísmicas en la tierra sólida provoca el desplazamiento de partículas en función del espacio y del tiempo, este desplazamiento puede ser separado en un potencial escalar que corresponde a las ondas P y un potencial vectorial que corresponde a las ondas S.

La ecuación escalar de onda plana es una ecuación que describe la forma en que el potencial escalar $\phi(\mathbf{x}, t)$ se propaga en el espacio tridimensional. La forma más simple de la ecuación escalar de onda en el espacio tridimensional es la ecuación de Helmholtz:

$$\nabla^2 \phi = \frac{1}{c^2} \frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} \quad \dots\dots\dots (2.10)$$

la ecuación 2.10 es válida estrictamente en un medio homogéneo debido a que fue obtenida partiendo de que las derivadas de todas las constantes elásticas son cero. La solución de esta ecuación, conocida como *onda plana armónica* está dada por (Stein 2003):

$$\phi = Ae^{i(\omega t \pm k \cdot x)} = A \cos(\omega t \pm kx) + iA \sin(\omega t \pm kx) \quad \dots\dots\dots (2.11)$$

$$\phi = Ae^{i\omega(p \cdot x \pm t)} \quad \dots\dots\dots (2.12)$$

en donde:

Símbolo	Nombre	Unidades
$\phi(\mathbf{x}, t)$	Campo escalar, componente del campo de desplazamientos	
A	amplitud	
t	tiempo	[T]
\mathbf{x}	vector de posición	[L]
ω	frecuencia angular	[T ⁻¹]
\mathbf{k}	vector número de onda (k_i)	[L ⁻¹]
k	= k , número de onda	[L ⁻¹]
c	= ω/k , velocidad de la onda	[LT ⁻¹]
λ	$2\pi/ k = c/v$, longitud de onda	[L]
p	= k/ω , vector lentitud o vector número de onda	[L ⁻¹ T]
p	= $1/c$, lentitud o parámetro de rayo	[L ⁻¹ T]
$\mathbf{k} \cdot \mathbf{x} - \omega t$	fase	[0]

Tabla 2.1. Símbolos, nombres y unidades utilizadas para describir ondas planas. Adaptado de Chapman

Las soluciones 2.11 y 2.12 describen una onda plana propagándose en una dirección arbitraria determinada por el vector número de onda k (Stein, 2003). Por otro lado, es posible demostrar que el vector número de onda refiere dos aspectos importantes de una onda propagándose, (1) su magnitud proporciona el número de onda y la frecuencia espacial y (2) su dirección determina la dirección de propagación de la onda. Los frentes de onda, que son superficies de fase constante ($\omega t - \mathbf{k} \cdot \mathbf{x}$) y por lo tanto, valores constantes de $\phi(\mathbf{x}, t)$, son planos perpendiculares a la dirección de propagación de la onda (Figura 2.6).

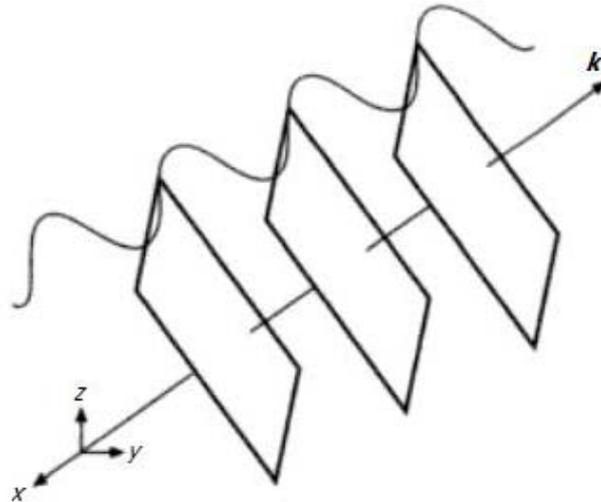


Figura 2.6. Frentes de onda de una onda plana viajando en la dirección indicada por el vector \mathbf{k} . La longitud de onda es $\lambda = 2\pi/|\mathbf{k}|$. Stein 2003.

Observar que todos los puntos contenidos en un plano perpendicular al vector numero de onda tienen el mismo valor $\mathbf{k} \cdot \mathbf{x}$, debido a que este producto escalar es la proyección de \mathbf{k} en \mathbf{x} . La fase es periódica en la dirección de propagación, el periodo es igual a la longitud de onda, $2\pi/|\mathbf{k}|$ (Stein, 2003).

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

Es posible conocer el comportamiento de una onda sísmica considerando la trayectoria a través de la cual viajó. Esta aproximación, el estudio de la propagación de una onda usando la trayectoria del rayo, es llamada *teoría geométrica de rayos*. La Teoría Geométrica de Rayos es una buena aproximación a las soluciones de la ecuación elástica de movimiento, la cuál describe la generación y la propagación de la energía sísmica (Stein, 2003). En la teoría sísmica de rayos se define a un rayo como característica de la ecuación Eikonal; dicha ecuación es una expresión simple para calcular el tiempo de viaje T . La teoría de rayos en un medio continuo consta de tres partes: *teoría cinemática de rayos* que describe la geometría y tiempo de viaje de los rayos sísmicos y de los frentes de onda; *teoría dinámica de rayos* que describe la dispersión esférica de los rayos y la magnitud del desplazamiento; y la *teoría de polarización* que describe la dirección del desplazamiento. El trazado de rayos utiliza la teoría cinemática de rayos para obtener las ecuaciones cinemáticas de la trayectoria del rayo sísmico.

Consideremos una solución particular del campo $\phi(x, t)$ de la ecuación 2.10, en el dominio del tiempo (Chapman 2004):

$$\phi = \phi[W(x_1, x_2, x_3) - v_0 t] \dots\dots\dots (2.13)$$

en donde W representa un frente de onda moviéndose en el medio (Figura 2.7) y v_0 es una velocidad constante de referencia.

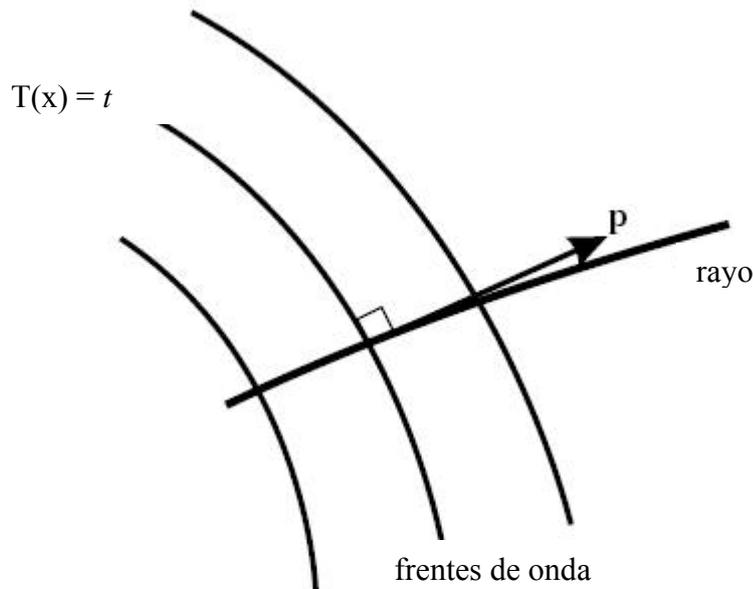


Figura 2.7. Trayectoria de un rayo en la dirección del vector lentitud, \mathbf{p} , con frentes de onda ortogonales, $W(x_1, y_2, z_3) = t$. Adaptado de Chapman 2004.

Las superficies donde $T(x_i) = t$, son llamadas frentes de onda, los vectores normales a estos definen la dirección de propagación y son llamados *rayos* (Figura 2.7). El vector lentitud \mathbf{p} es perpendicular a los frentes de onda. Si sustituimos la solución para ϕ descrita en 2.13 en la ecuación de Helmholtz, obtenemos la ecuación independiente del tiempo conocida como *ecuación eikonal*:

$$\left(\frac{\partial W}{\partial x_1}\right)^2 + \left(\frac{\partial W}{\partial x_2}\right)^2 + \left(\frac{\partial W}{\partial x_3}\right)^2 = v_0^2 / v^2 = n^2 \quad \dots\dots\dots (2.14)$$

donde x_i son las coordenadas espaciales del vector x , v es el campo de velocidades.

De 2.14 definimos al índice de refracción como $n = v_0 / v$. La ecuación eikonal nos conduce directamente al concepto de rayo. Esta ecuación es especialmente útil en la solución de problemas para medios heterogéneos en donde la velocidad es función de las coordenadas espaciales.

La ecuación eikonal, es una ecuación diferencial parcial de primer orden cuyas soluciones:

$$W(x_i) = \text{constante}$$

representan superficies en el espacio tridimensional. Para determinado valor de W y un instante de tiempo t_1 , todos los puntos a lo largo de la superficie estarán en fase aunque no necesariamente serán de la misma amplitud.

En dicha superficie la fase de la onda viajante es la misma. Para un tiempo t_2 posterior, el movimiento a lo largo de la superficie se encontrará en una diferente fase de movimiento. Por lo tanto, la propagación de ondas puede ser descrita por frentes de onda sucesivos.

La ecuación de los vectores normales al frente de onda es:

$$\frac{dx_1}{\partial W/\partial x_1} = \frac{dx_2}{\partial W/\partial x_2} = \frac{dx_3}{\partial W/\partial x_3} \dots\dots\dots(2.15)$$

donde los denominadores son los números directores de los vectores normales. Debido a que los cosenos directores son proporcionales a los números directores, podemos escribir:

$$dx_i/ds = k(\partial W / \partial x_i) \dots\dots\dots (2.16)$$

donde k es una constante y ds es un elemento de la trayectoria del rayo. La suma de los cuadrados de los cosenos directores es igual a uno, i.e.,

$$(dx_1/ds)^2 + (dx_2/ds)^2 + (dx_3/ds)^2 = 1 \dots\dots\dots (2.17)$$

Si elevamos al cuadrado y sumamos las tres ecuaciones que resultan de la expresión 2.16, y utilizando la ecuación eikonal 2.14, obtenemos:

$$1 = k^2 \left[(\partial W/\partial x_1)^2 + (\partial W/\partial x_2)^2 + (\partial W/\partial x_3)^2 \right] = k^2 n^2 \dots\dots\dots (2.18)$$

por lo tanto:

$$k = 1/n \dots\dots\dots(2.19)$$

y la ecuación 2.16 resulta:

$$n(dx_i/ds) = \partial W/\partial x_i \dots\dots\dots (2.20)$$

derivando con respecto a ds a lo largo de la trayectoria de cualquier miembro de 2.20, resultan ecuaciones de la forma:

$$\frac{d}{ds} \left(n \frac{dx_1}{ds} \right) = \frac{d}{ds} \left(\frac{\partial W(x_i)}{\partial x_1} \right) = \frac{\partial}{\partial x_1} \left(\frac{\partial W}{\partial x_1} \frac{dx_1}{ds} + \frac{\partial W}{\partial x_2} \frac{dx_2}{ds} + \frac{\partial W}{\partial x_3} \frac{dx_3}{ds} \right) \dots\dots (2.21)$$

usando las expresiones 2.20 y la identidad 2.17, el lado derecho de la ecuación 2.21 se reduce a $\partial n/\partial x$.

Si se repite este procedimiento con cada una de las ecuaciones de 2.20, se obtiene:

$$\frac{d}{ds} \left(n \frac{dx_1}{ds} \right) = \frac{\partial n}{\partial x_1} \quad , \quad \frac{d}{ds} \left(n \frac{dx_2}{ds} \right) = \frac{\partial n}{\partial x_2} \quad , \quad \frac{d}{ds} \left(n \frac{dx_3}{ds} \right) = \frac{\partial n}{\partial x_3} \quad \dots\dots \quad (2.22)$$

este conjunto de ecuaciones representa los tres miembros de la *ecuación de rayo* en la cual, el índice de refracción n caracteriza el medio, además ds se define como $ds = \sqrt{dx_1^2 + dx_2^2 + dx_3^2}$. La velocidad es función del vector de posición \mathbf{x} y s es la variable independiente que representa la longitud de la trayectoria a lo largo del rayo. El sistema de ecuaciones ordinarias de segundo orden 2.22 puede ser reducido a un sistema de ecuaciones de primer orden mediante la definición de lentitud $\mathbf{p}(s)$:

$$\mathbf{p} = (p_i) = (1/v)(dx/ds) \quad \dots\dots\dots \quad (2.23)$$

entonces:

$$\frac{dx}{ds} = v(x_i)p \quad \dots\dots\dots (2.24)$$

$$\frac{dp}{ds} = \nabla \left(\frac{1}{v(x_i)} \right)$$

La velocidad $v(x_i)$ para el caso de ondas P, se determina:

$$\alpha(x_i) = \sqrt{\frac{\lambda(x_i) + 2\mu(x_i)}{\rho(x_i)}} \quad \dots\dots\dots (2.25)$$

y para las ondas S, la velocidad se obtiene mediante:

$$\beta(x_i) = \sqrt{\frac{\mu(x_i)}{\rho(x_i)}} \quad \dots\dots\dots (2.26)$$

en donde $\lambda(x_i)$ es el módulo volumétrico o compresibilidad, $\mu(x_i)$ es la rigidez y $\rho(x_i)$ es la densidad del medio.

Las ecuaciones 2.22 y 2.24 son conocidas como las *ecuaciones cinemáticas del rayo*, algunos autores las denominan sistema de ecuaciones de trazado de rayos, las cuales tienen soluciones tanto analíticas como numéricas (Stein 2003).

Soluciones numéricas de la ecuación de rayo

Con la finalidad de estudiar heterogénea de la Tierra, se han desarrollado numerosas y diferentes técnicas para trazar rayos en el espacio tridimensional. Algunos autores han formulado técnicas de trazado de rayos sísmicos como un problema de valor inicial, mientras que otros lo han formulado como un problema de valores en la frontera.

II.3.1 Trazado de rayos por trayectorias de tiempo mínimo

El programa Ray3D (Valdés, 1988) resuelve las ecuaciones cinemáticas del rayo utilizando el método de trayectorias de tiempo mínimo.

El trazado de rayos consiste en calcular la trayectoria de una onda propagándose a través de un medio, es un problema que se resuelve asumiendo que una onda puede ser modelada como una serie de frentes de onda unidos (rayo) y que existe una distancia muy pequeña (ds) sobre la cual la trayectoria de ese rayo se considera recta, entonces se obtiene una derivada local para calcular la nueva dirección del rayo (Figura 3.4).

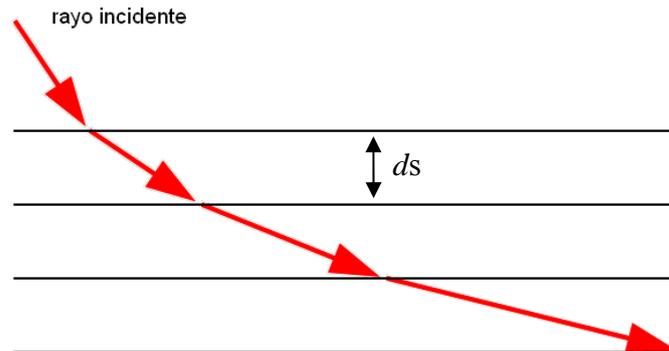


Figura 3.4. Método de las trayectorias de tiempo mínimo para la solución del trazado de rayos sísmicos.

Existen dos tipos principales de trazado de rayos, a) trazado de rayos con valor inicial y b) trazado de rayos con valores de frontera. En el problema de valor inicial la dirección del rayo es conocida en un punto determinado y la trayectoria del rayo puede ser calculada con la precisión requerida utilizando diversos métodos. En el trazado de rayos con valores de frontera la dirección del rayo es conocida en cualquier punto por lo que se puede hablar de trazado de rayos entre dos puntos.

El problema de trazado de rayos en el programa Ray3D esta formulado como un problema de valor inicial (Lee y Steward, 1981 y modificaciones de Comer) el cual encuentra solución numérica utilizando la subrutina propuesta por Shampine y Gordon en 1975, como una solución de ecuaciones diferenciales de primer orden. Se introduce el vector de posición \mathbf{r} definido por (Lee y Steward, 1981):

$$\mathbf{x} = \begin{pmatrix} x_1 \\ x_2 \\ x_3 \end{pmatrix}$$

y se define a la lentitud u como el recíproco de la velocidad v :

$$u(x) = 1/v(x)$$

si se sustituye en las ecuaciones 2.24 del Capítulo II (ecuaciones cinemáticas del rayo) se obtiene:

$$\frac{d\mathbf{p}}{ds} = \frac{d}{ds} \left(u(\mathbf{x}) \left(\frac{d\mathbf{x}}{ds} \right) \right) = \nabla u \tag{3.1}$$

donde ∇u es el gradiente de u :

$$\mathbf{V}u = \begin{pmatrix} \frac{\partial u}{\partial x_1} \\ \frac{\partial u}{\partial x_2} \\ \frac{\partial u}{\partial x_3} \end{pmatrix}$$

desarrollando y simplificando se obtiene (Lee y Stewart, 1981):

$$\frac{d^2 \mathbf{x}}{ds^2} = \left(\frac{1}{u}\right) \left(\mathbf{V}u - \frac{dx du}{ds ds}\right) \dots\dots\dots (3.2)$$

llamando G a du/ds :

$$G = \frac{du}{ds} = \frac{\partial u}{\partial x_1} \frac{\partial x_1}{\partial s} + \frac{\partial u}{\partial x_2} \frac{\partial x_2}{\partial s} + \frac{\partial u}{\partial x_3} \frac{\partial x_3}{\partial s} \dots\dots\dots (3.3)$$

$$G = u_{x_1} x_1'$$

el punto denota diferenciación respecto a s y $u_{x_1} = \frac{\partial u}{\partial x_1}$

De esta forma la ecuación 3.2 puede ser escrita como un sistema de ecuaciones diferenciales de segundo orden (Lee y Stewart, 1981):

$$\begin{aligned} x_1'' &= v(u_{x_1} - Gx_1') \\ x_2'' &= v(u_{x_2} - Gx_2') \\ x_3'' &= v(u_{x_3} - Gx_3') \end{aligned} \dots\dots\dots (3.4)$$

Llamemos ω a un vector auxiliar cuyas componentes son:

$$\begin{aligned} \omega_1 &= x_1 & \omega_3 &= x_2 & \omega_5 &= x_3 \\ \omega_2 &= x_1' & \omega_4 &= x_2' & \omega_6 &= x_3' \end{aligned} \dots\dots\dots (3.5)$$

Entonces la ecuación 3.4 es equivalente al sistema de ecuaciones diferenciales de primer orden siguiente:

$$\begin{aligned} \dot{\omega}_1 &= \omega_2 \\ \dot{\omega}_3 &= \omega_4 \\ \dot{\omega}_5 &= \omega_6 \\ \dot{\omega}_2 &= v(u_{x_1} - G\omega_2) \\ \dot{\omega}_4 &= v(u_{x_2} - G\omega_4) \\ \dot{\omega}_6 &= v(u_{x_3} - G\omega_6) \end{aligned} \dots\dots\dots (3.6)$$

si se sustituye lo anterior en 3.3 resulta:

$$G = u_{x_1} \omega_2 + u_{x_2} \omega_4 + u_{x_3} \omega_6$$

Se requiere calcular el tiempo de viaje entre un punto A y un punto B, para ello se busca resolver:

$$T = \int_B^A u ds$$

Si se introduce una variable adicional ω_7 para representar el tiempo parcial de viaje τ a lo largo de un segmento de la trayectoria del rayo desde el punto A.

$$\omega_7 = u$$

El tiempo total de viaje está dado por:

$$T = \int_B^A u ds = \tau_B = \omega_7(S)$$

en donde S es la longitud de la trayectoria completa a la que llamamos $\omega_8 = S$ y su derivada $\dot{\omega}_8 = 0$. Para fines computacionales es conveniente normalizar la longitud del arco s de tal forma que su tome valores entre 0 y 1. Entonces introducimos una nueva variable de la siguiente forma:

$$t = \frac{s}{S}$$

el símbolo ($'$) se utiliza para denotar diferenciación con respecto a t.

Resulta el siguiente sistema de ecuaciones lineales de primer orden (Lee y Stewart, 1981):

$$\begin{aligned} \dot{\omega}_1 &= \omega_8 \omega_2 \\ \dot{\omega}_2 &= \omega_8 \omega_4 \\ \dot{\omega}_3 &= \omega_8 \omega_6 \\ \dot{\omega}_7 &= \omega_8 u \\ \dot{\omega}_2 &= \omega_8 v (u_{x_1} - G \omega_2) \\ \dot{\omega}_4 &= \omega_8 v (u_{x_2} - G \omega_4) \\ \dot{\omega}_6 &= \omega_8 v (u_{x_3} - G \omega_6) \\ \dot{\omega}_8 &= 0 \end{aligned}$$

$$t \in [0,1]$$

las variables que corresponden a la solución del sistema de ecuaciones son:

$$\begin{aligned} \omega_1 &= x_1 & \omega_2 &= \frac{dx_1}{ds} \\ \omega_2 &= x_2 & \omega_4 &= \frac{dx_2}{ds} \\ \omega_3 &= x_3 & \omega_6 &= \frac{dx_3}{ds} \\ \omega_7 &= \tau & & \\ \omega_8 &= S & & \end{aligned} \dots\dots\dots (3.7)$$

Las condiciones de frontera son:

$$\begin{array}{lll}
 \omega_1(0) = x_{1A} & \omega_2(0) = x_{2A} & \omega_3(0) = x_{3A} \\
 \omega_1(1) = x_{1B} & \omega_2(1) = x_{2B} & \omega_3(1) = x_{3B} \\
 \omega_4(0) = 0 & \omega_4^2(0) + \omega_5^2(0) + \omega_6^2(0) = 1 &
 \end{array}$$

En donde (x_{1A}, x_{2A}, x_{3A}) y (x_{1B}, x_{2B}, x_{3B}) son las coordenadas de los puntos A y B respectivamente (Lee y Steward, 1981).

Pereyra *et. al.* (1980) describen a detalle cómo resolver un sistema de primer orden de ecuaciones diferenciales no lineales de primer orden sujetos a condiciones de frontera.

CAPITULO III

Procesamiento de datos sísmicos

de la Región de la Sierra Madre

Occidental

III.1. Introducción

Inicialmente se propuso un área de estudio que comprende a la provincia fisiográfica de la SMO y parte de la provincia ígnea conocida con ese mismo nombre y es paralela a la línea de costa que forma México con el mar de Cortez (Figura 3.1). El área se encuentra limitada por el rectángulo que forman los vértices de coordenadas geográficas: a) $28^{\circ} 9' 20.29''$ N, $113^{\circ} 36' 41.39''$ O, b) $31^{\circ} 40' 56.53''$ N, $108^{\circ} 31' 25.58''$, c) $22^{\circ} 7' 36.92''$ N, $100^{\circ} 22' 41.08''$ O y d) $18^{\circ} 52' 29.93''$ N, $105^{\circ} 18' 30.85''$ O. Los lados del área rectangular formada por estos vértices son de longitudes 627.7 km de ancho y 1331.5 km de largo.

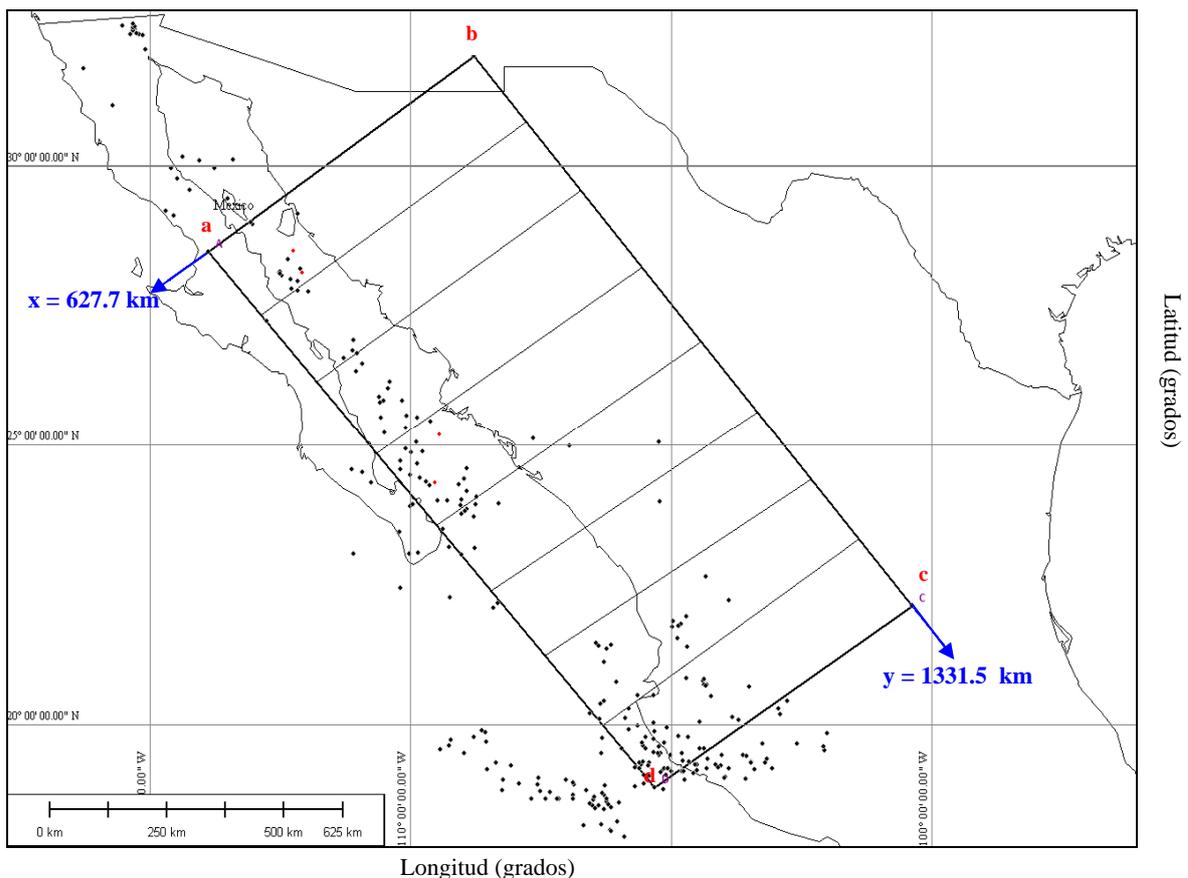


Figura 3.1. El área de estudio propuesta inicialmente comprende a la provincial fisiográfica llamada SMO y parte de la provincial ígnea conocida con el mismo nombre. Se muestra la distribución de la sismicidad en la región. Todos los sismos ocurrieron entre Enero de 1998 y Noviembre de 2009. Las marcas de color negro representan los sismos de magnitud entre 4.0 y 6.0 grados, mientras que las rojas representan los sismos cuya magnitud es mayor a 6.0 grados.

Para determinar la distribución de velocidades utilizando trazado de rayos es necesario conocer la ubicación de los hipocentros de los sismos regionales y contar con un registro que permita leer el arribo de las ondas ya sean P o S para cada evento. La forma de una señal sísmica está determinada por las características de la fuente que la originó, por las características del medio a través del cual se propagan las ondas sísmicas y por la respuesta del instrumento de medición al movimiento.

En el presente capítulo, se describe un modelo de velocidades para los cinco planos definidos anteriormente; a partir de estos planos se construyó, con el programa Ray3D, el modelo de velocidades en tres dimensiones y se hace un análisis cualitativo de las señales que permitieron la construcción de la estructura de velocidades presentada en este trabajo.

III.2. Sismicidad y selección de datos en la SMO

En la figura 3.1 se muestra la distribución de los epicentros localizados dentro de la zona de estudio, los sismos ocurrieron en el lapso comprendido entre el primero de Enero de 1998 hasta Noviembre de 2009 y su magnitud es mayor a 4.0; se observa que la mayor cantidad de sismos se localizan en el mar de Cortez, en el territorio marino que pertenece a los estados de Baja California Sur y Jalisco.

Los sismos utilizados en la construcción del modelo de velocidades que presentamos en este trabajo son sismos de magnitud igual o mayor a 5.0, esto debido a que los registros de eventos con estas características presentan arribos de onda más claros que aquellos de magnitud menor, además de que los registros se graban en un mayor número de estaciones. Otro criterio de selección fue la ubicación geográfica de los hipocentros; se escogieron aquellos cuya trayectoria permitiera “mapear” la estructura en su totalidad, sin embargo, la falta de datos en algunas estaciones propició que el margen de selección de datos se hiciera estrecho: la estación ZAIG hasta 2007 solo grababa por disparo y las estaciones CGIG y HPIG comenzaron a funcionar en Diciembre del 2006.

Se seleccionaron los eventos que cumplieron con los criterios antes mencionados, el objetivo es tener un número considerable de trayectorias propagándose a través de la zona de estudio. Estas trayectorias presentan diferente ángulo de salida y dirección acimutal, esto permitió obtener información relativamente abundante de la estructura de velocidades. La Tabla 3.1 muestra la fecha, las coordenadas geográficas, magnitud, profundidad y nomenclatura de los eventos sísmicos que cumplieron con los criterios de selección de datos.

Tabla 3.1. Sismos que cumplieron con los criterios de selección de datos para la construcción del modelo de velocidades

Evento/nombre	fecha	latitud (N)	longitud (O)	magnitud	prof. (km)
1 / S1	13-Mar-07	26°27'36"	110° 55' 12"	5.8	19
2 / S2	01-Sep-07	24°19'48"	109° 31' 48"	6.3	2
3 / S5	06-Sep-07	19° 23' 24"	105° 24' 36"	5.2	25
4 / S3	05-Ene-09	23°49'12"	108° 56' 24"	5.6	19
5 / S4	03-Ago-09	29° 2'24"	112° 54'	5.8	10

La figura 3.2 muestra la ubicación espacial de estos cinco sismos y de las estaciones que registraron los eventos, así como una vista aérea de las trayectorias seguidas por las ondas sísmicas a cuyo registro se tuvo acceso.

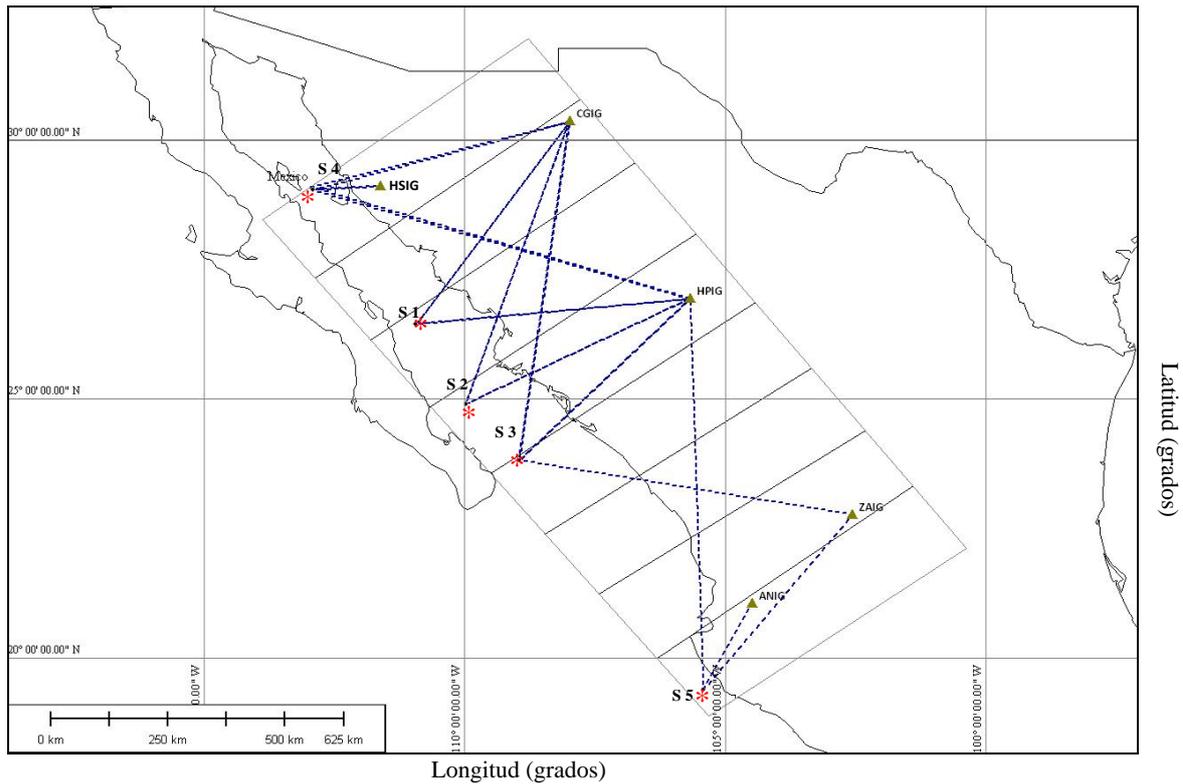


Figura 3.2. Ubicación de las estaciones sismológicas CGIG, HPIG, HSIG y ZAIG de la red de banda ancha del SSN, de los sismos que cumplen con los criterios de selección de datos y del área originalmente propuesta para construir el modelo de velocidades. Se muestra además una vista en planta de las trayectorias seguidas por los rayos sísmicos a utilizarse en el trazado de rayos.

Es evidente que existen pocos registros sísmicos en la zona sur del área de estudio; la certidumbre de la metodología de trazado de rayos radica en contar con un número considerable de trayectorias propagándose en el medio, es por ello que en este trabajo no fue posible proponer una estructura de velocidades para dicha zona. Por tanto, se restringió el área de estudio a aquella formada por los vértices de coordenadas geográficas: A) 28°28'13.19"N, 113°51'59.24"O, B) 31°58'13.89"N, 108°46'17.58"O, C) 26°39'18.73"N, 104° 1'3.41"O, y D) 23°16'16.61"N, 109° 2'49.79"O (Figura 3.3).

Los eventos utilizados en la construcción del modelo corresponden a sismos someros. Los sismogramas utilizados en la construcción del modelo de velocidades fueron grabados en las estaciones CGIG, HPIG y HSIG de la red de banda ancha del Servicio Sismológico Nacional (Figura 3.3). Las estaciones tienen instalados sensores de velocidad STS-2 y acelerómetros Epicensor, ambos de tres componentes con una tasa de muestreo de 100 datos por segundo. Las coordenadas geográficas de las estaciones sismológicas que grabaron los eventos que cumplieron con los criterios de selección de datos y que se encuentran dentro de la zona de estudio se muestran a continuación:

Tabla 3.2. Estaciones sismológicas pertenecientes a la red de banda ancha del SSN

estación	latitud (N)	Longitud (O)
CGIG	30°21'54''	107°58'38''
HPIG	26°56'06''	105°39'55''
HSIG	24°34'48''	108°55'12''

El área de estudio se dividió en cuatro segmentos de igual tamaño limitados por cinco perfiles paralelos entre sí a lo largo de la zona de estudio. Se cuenta con los registros de los cuatro eventos sísmicos que cumplieron con los criterios de selección y que se encuentran dentro del área, estos fueron grabados en las estaciones CGIG y HPIG, adicionalmente se cuenta con el registro del evento S4 de la estación HSIG (Figura 3.3).

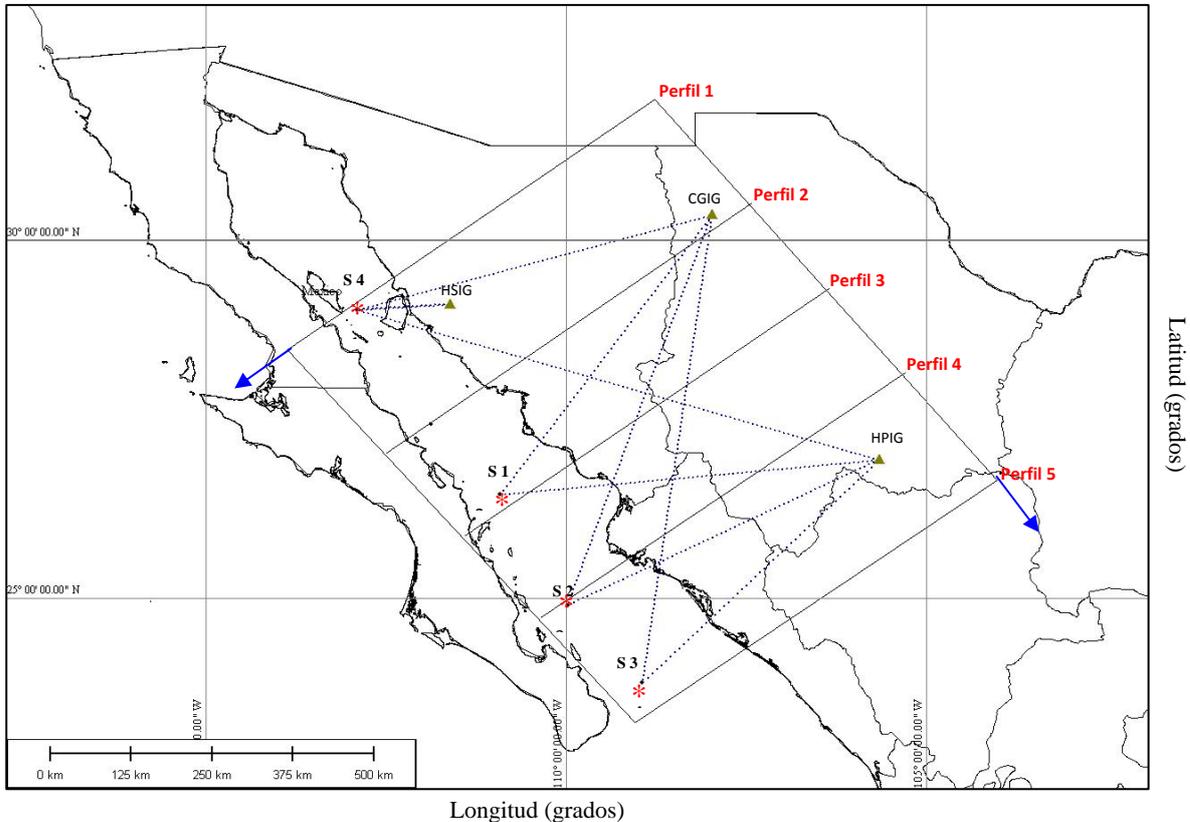


Figura 3.3. Ubicación de las estaciones sísmológicas comprendidas dentro del área de estudio y en las cuales se grabó el sismograma de los eventos S1, S2, S3 y S4. Las líneas punteadas son una vista en planta de las trayectorias seguidas por los rayos sísmicos desde el hipocentro hasta la estación en la cual fueron grabados.

La estructura de velocidades se construyó haciendo una interpolación entre los planos definidos los cuales poseen un modelo de velocidades diferente. El perfil 1 inicia a pocos kilómetros de la frontera entre México y Estados Unidos, al norte del límite entre los estados de Chihuahua y Sonora y termina al norte de Baja California Sur (BCS). El perfil 2 comienza a 40 km al oriente de Nuevo Casas Grandes Chihuahua y termina a 75 km al suroeste de Isla Tortuga, BCS. El perfil 3 tiene su inicio a 83 km al norte de Chihuahua, Chihuahua, y se prolonga hasta la costa, a 14 km al suroeste de Loreto, BCS. El perfil 4 inicia a 18 km en dirección sureste de Ciudad Delicias, Chihuahua y termina a 18 km al norte de Isla Perdida en BCS. Por último, el perfil 5 comienza al sur del límite entre Chihuahua y Durango, a 160 km al sureste de Hidalgo del Parral, Chihuahua, termina al sureste del extremo sur de la Península de Baja California.

III.3. Análisis cualitativo de señales

De manera simplificada, un sismograma es resultado de la convolución de la fuente con una función de reflectividad. Es posible demostrar que un sismograma es resultado de:

$$u(t) = x(t) * e(t) * q(t) * i(t) \dots\dots (4.1)$$

donde $x(t)$ es la función de la fuente, la ‘señal’ que el sismo emitió al medio, $e(t)$ y $q(t)$ representan los efectos de la estructura de la tierra y por último $i(t)$ que describe la respuesta del sismómetro (Stein, 2003). En la formulación que hace Stein (2003), los efectos debidos a la estructura de la tierra son dos: $e(t)$ que es el efecto de las reflexiones y conversiones de las ondas sísmicas provocadas por las interfaces a lo largo de la trayectoria y el efecto de la dispersión geométrica de los rayos debido a la estructura de velocidad y $q(t)$ que describe la atenuación inelástica a través de la cuál parte de la energía mecánica de las ondas sísmicas se transforma en calor.

La metodología de trazado de rayos utilizada se interesa primordialmente en la influencia que tiene la estructura de velocidades en las trayectorias (tiempos de arribo, geometría de los rayos sísmicos, etc.) y en las amplitudes de la señal.

Un análisis cualitativo de los registros permitirá observar qué tan homogéneo es el medio a través del cual viajó la onda sísmica, por ejemplo, si se observa los sismogramas del evento 1 (Figura 3.4), notaremos que su forma es diferente a pesar de que las distancias entre el epicentro y cada estación son muy similares, y por otro lado, en ambos registros las amplitudes de la onda son muy similares.

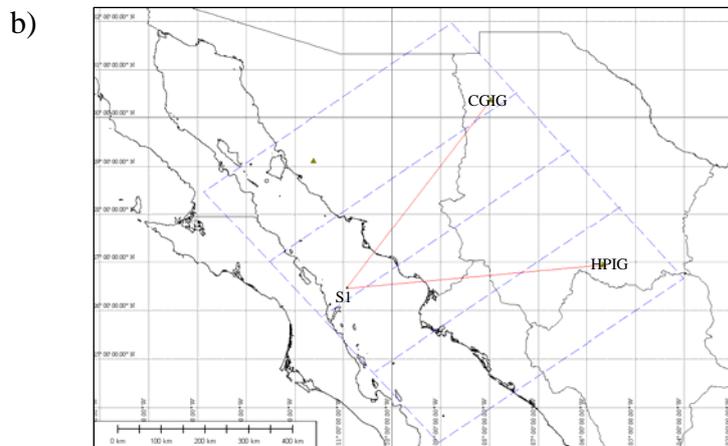
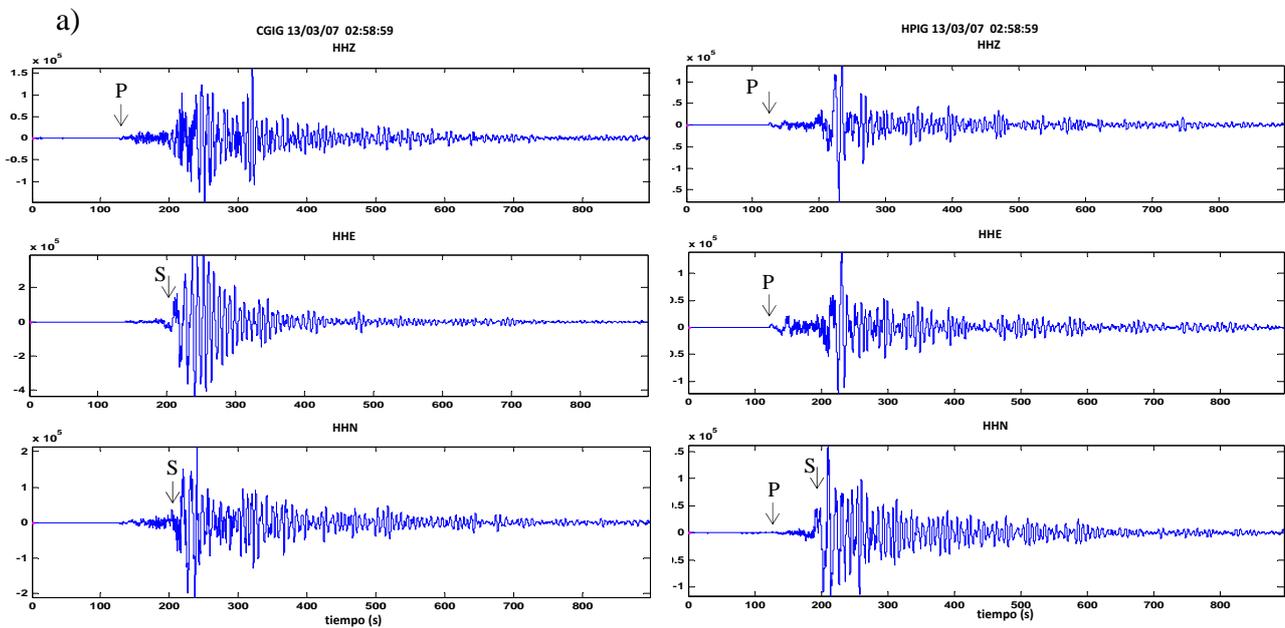


Figura 3.4. Evento 1 (13-Mar-07) registrado a distancias epicentrales similares. a) sismogramas grabados en las estaciones HPIG y CGIG de la red de banda ancha del SSN, se observa diferencia en la forma de la señal, sin embargo, las amplitudes y la duración de los registros son muy similares. La diferencia en la forma se debe en buena parte a las características del medio a través del cual viajó la onda. b) vista en planta de las trayectorias seguidas por la onda grabada en las estaciones CGIG y HPIG para el evento 1.

El mismo análisis cualitativo puede hacerse para los registros del evento 4 de las estaciones HSIG, CGIG y HPIG. Para la estación HSIG las amplitudes son mayores que las de los registros de las estaciones CGIG y HPIG debido a que se encuentra más cercana a la fuente. La diferencia en la forma de la señal en cada registro es mas evidente que para los registros del evento 1 debido a que las distancias epicentrales son muy diferentes, lo que sugiere diferencias mas grandes en la estructura del subsuelo.

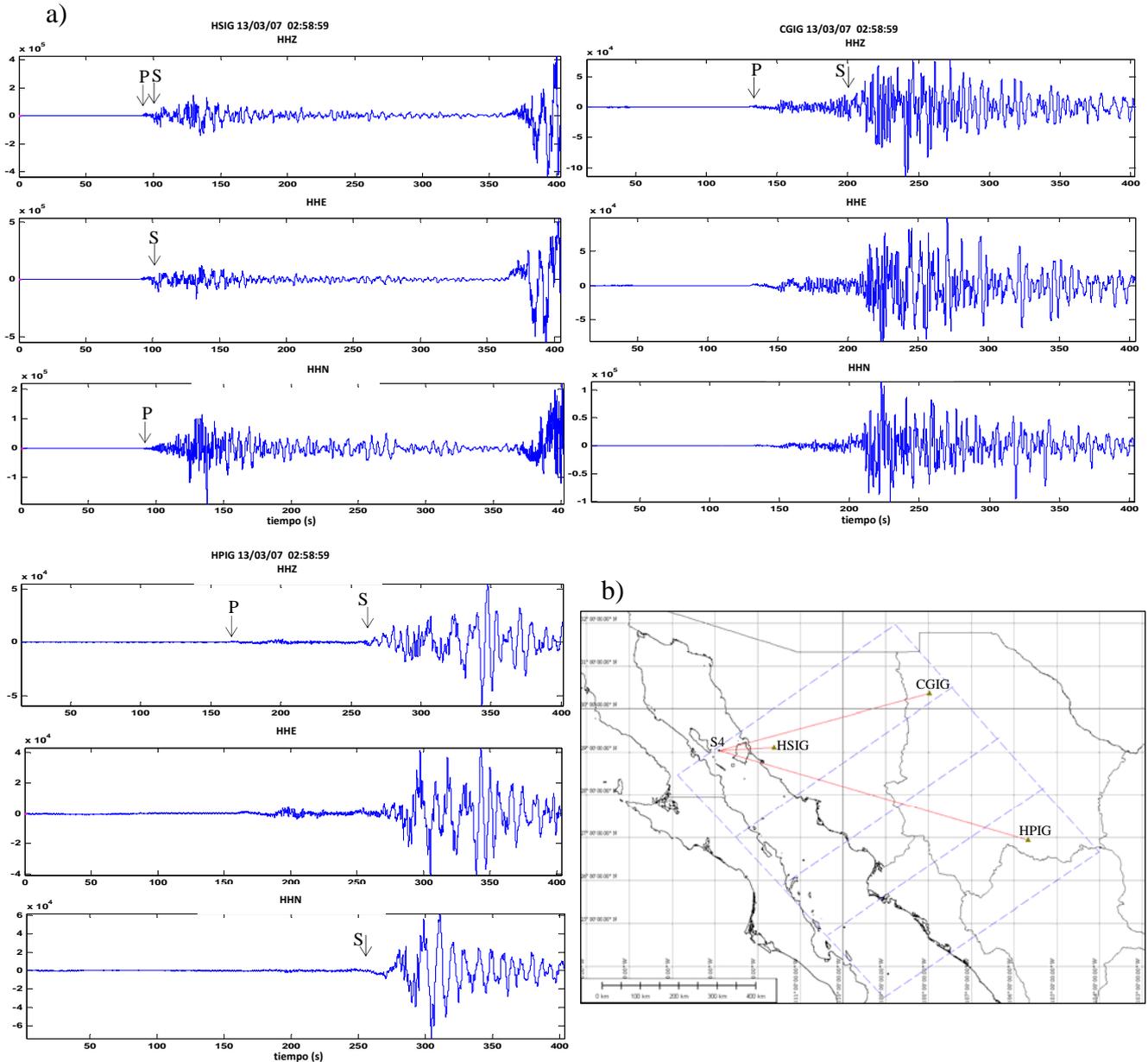


Figura 3.5. Evento 4 (03-Ago-09) registrado a diferentes distancias epicentrales. Las primeras imágenes corresponden a los sismogramas grabados en las estaciones HSIG, CGIG y HPIG. El registro grabado en HSIG presenta una amplitud mayor que los registros grabados en CGIG y HPIG. Se presenta una vista en planta del sismo y las estaciones en donde fue grabado. El conjunto de ondas que se observa a los 350 (s) del primer registro corresponden al arribo de las ondas de cuerpo de un segundo sismo ocurrido minutos después del sismo analizado.

Por otro lado, la lejanía de las estaciones con respecto a hipocentro dificulta la lectura de las fases en un registro sísmico como puede verse en la Figura 3.5a, en donde la estación HPIG contiene gran cantidad de ruido que, a la lejanía, podría enmascarar los

arribos de las ondas de cuerpo. Para los registros de las estaciones HSIG y CGIG los arribos pueden verse con mayor claridad (Figura 3.5).

III.4. Construcción de la estructura inicial de velocidades.

La estructura tridimensional de velocidades que sirvió como modelo inicial en esta investigación fue construido con datos propuestos por varios autores, cada autor realizó estudios de naturaleza diferente para conocer el espesor cortical o la velocidad de propagación de ondas en zonas específicas dentro del área de estudio; los resultados obtenidos por estos autores son compilados en el Capítulo I y juntos proporcionan una idea general y aproximada de la estructura completa.

El modelo inicial propuesto tiene como característica fundamental que la corteza por debajo de la SMO es más gruesa que en los extremos, todos los autores coinciden en la existencia de una raíz litosférica por debajo de la SMO que no sufrió acortamiento significativo durante la extensión terciaria y un notable acortamiento en el espesor cortical en la zona del Golfo de California, además proponen una zona anómala de baja velocidad en el manto superior.

En general, si un registro sísmico es de buena calidad, permite distinguir claramente las fases P y S. Los arribos de estas ondas son comparados con tiempos de arribo teóricos. En el presente trabajo sólo se llevó a cabo el análisis para las ondas compresivas, queda pendiente validar el modelo, entre otros métodos, con un análisis de ondas de corte.

La metodología empleada en la obtención del modelo de velocidades tuvo como base el programa "Ray3D"; el programa creado por Valdés *et. al.* es una rutina de trazado de rayos que permite generar rayos sísmicos calculando su trayectoria y el tiempo de viaje empleado para recorrerla. Se lanza un haz de rayos con una dirección azimutal tal que sea posible que al menos un rayo llegue a la estación en donde se registró el sismo y se localiza el rayo más próximo a la estación, una vez localizado dicho rayo, el tiempo de viaje de la onda P (calculado por el programa Ray3D) se compara con el tiempo de arribo leído en los sismogramas grabados en las estaciones.

La aproximación al modelo real se considera buena si la diferencia entre el tiempo calculado y el tiempo leído es mínima, para este caso, esa diferencia debe ser menor a un segundo lo que representa una estimación de la precisión de la localización del hipocentro, así como la incertidumbre en los espesores y velocidades del modelo. Si el residual resulta ser mayor a este tiempo, se ajustan los espesores de las capas o los valores de velocidad para hacer el cómputo del tiempo de viaje nuevamente, de esta forma se encuentra el modelo de velocidades que mejor ajuste a los tiempos leídos.

III.5. Estructura tridimensional de velocidades obtenida para la SMO

El programa Ray3D utiliza una malla tridimensional que contenga las características de la estructura a partir de la cual se construirá el modelo final de velocidades, este modelo puede ser construido manualmente o con el programa PROMODEL desarrollado por Valdés *et. al.* en 1988, dicho programa crea la malla tridimensional y permite manipular información como las coordenadas del hipocentro, la dirección y densidad del haz de rayos sísmicos.

El programa Ray3D proporciona una salida que contiene el punto inicial de las trayectorias del haz de rayos sísmicos y el punto final de cada una de estas, el tiempo de arribo de la fase P, la dirección acimutal del rayo desde el hipocentro hasta la estación en donde se grabó el sismo, el ángulo de salida respecto a la vertical y las soluciones de las ecuaciones cinemáticas del rayo ω_1, ω_2 y ω_3 (ecuación 3.7) para cada instante de tiempo.

Los cuatro sismos utilizados permitieron cubrir la zona razonablemente bien, sin embargo para tener mayor certidumbre es necesario contar con más registros de sismos locales.

La metodología de trazado de rayos utilizada comienza con la lectura del arribo de la onda P en cada registro, para hacerlo se aplicó en la mayoría de los casos, un filtro pasa altas cuyas frecuencias de corte se encuentran en el rango de 0.3 a 0.5 Hz debido a que se trata de sismos regionales.

Después del ajuste sistemático de los valores de velocidad de las ondas compresionales y del espesor de las capas por debajo de la SMO, se obtuvo un modelo de velocidades que cumpliera con la condición de que la diferencia entre el tiempo leído y tiempo teórico (t_r-t_a) sea menor a un segundo. La comparación entre estos dos parámetros se muestra en la Tabla 3.3.

Tabla 3.3. Muestra la relación tiempo leído - tiempo teórico

Sismo	fecha	estación	t_r (s)	t_a (s)	$t_r-t_a=dt$ (s)	e (%)
1	13-Mar-07	CGIG	71.808	70.729	1.08	1.53
		HPIG	69.348	70.534	-1.19	-1.68
2	01-Sep-07	CGIG	86.018	86.912	-0.89	-1.03
		HPIG	64.64	65.734	-1.09	-1.66
3	05-Ene-09	CGIG	94.448	95.38	-0.93	-0.98
		HPIG	61.097	62.17	-1.07	-1.73
4	03-Ago-09	CGIG	69.128	70.989	-1.86	-2.62
		HPIG	101.818	100.947	0.87	0.86
		HSIG	28.258	28.089	0.17	0.60

Tabla 3.3. t_r =tiempo leído, t_a =tiempo ajustado, $dt=t_r-t_a$, e=error en función de la diferencia dt y del tiempo total de viaje. El modelo se considera bueno si dt es menor a 1(s).

La Tabla anterior contiene el tiempo leído (en los sismogramas), el tiempo teórico (calculado con el programa Ray3D a partir del modelo de velocidades propuesto) y el error generado por la diferencia entre ambos. El ajuste entre los tiempos es bueno, el promedio de los dt es de -0.54 (s) con una desviación estándar de 1.0.

El modelo tridimensional de velocidades resultante del trazado de rayos es una estructura compleja que consta de 5 capas principales, las dos primeras corresponden a velocidades características de la corteza continental (6.2 y 6.6 km/s) mientras que las tres últimas corresponden a valores de velocidad más altos (7.8, 8 y 8.2 km/s), lo que puede indicar que los sismos utilizados en la construcción del modelo llegaron hasta el manto.

III.5.1 Descripción de la estructura de velocidades obtenida

El modelo se propuso inicialmente como un modelo continuo de capas planas y, utilizando la metodología de trazado de rayos, se modificaron sistemáticamente las velocidades y los espesores de las capas hasta obtener un modelo que ajustara razonablemente al tiempo de viaje de las trayectorias seguidas por los sismos.

El trazado de rayos permite definir un modelo de velocidades para planos paralelos e interpolar la estructura entre estos. En este trabajo proponemos un modelo para cada perfil definido (Figuras 3.3 y 3.11) y un modelo en tres dimensiones de la estructura de velocidades por debajo de la SMO. Después del análisis de trazado de rayos, y una vez obtenido un modelo de velocidades para las ondas P, se presentan los siguientes resultados.

El modelo de velocidades consta de cinco capas continuas a lo largo de la estructura, las dos primeras tienen velocidades propias de la corteza y sus valores son de 6.2 km/s y 6.6 km/s, la tercera capa con valor de 7.8 km/s puede ser indicativo de la presencia de manto litosférico, una cuarta capa con velocidad de 8.0 km/s las subyace, y por último se encuentra la capa de velocidad 8.2 km/s que podría ser indicativo de la presencia de manto astenosférico.

La estructura de velocidades propuesta para el perfil 1 se muestra en la Figura 3.6, este perfil se ubica en la zona norte del área de estudio. En el corte transversal se observan: la capa I con velocidad de 6.2 km/s y 41 km de espesor, la capa II con velocidad de 6.4 km/s cuyo límite inferior se encuentra a 44 km de profundidad, la capa III con velocidad de 6.6 km/s y espesor aproximado de 2 km, la capa IV de aproximadamente 5 km de espesor y con velocidad de 7.8 km/s, la capa V con velocidad de 7.9 km/s y espesor aproximado de 3 km, la capa VI de velocidad 8.0 km/s y espesor aproximado de 7 km y, por último, la capa VII de velocidad igual a 8.2 km/s que se extiende desde los 60 km de profundidad hasta por lo menos a los 80 km.

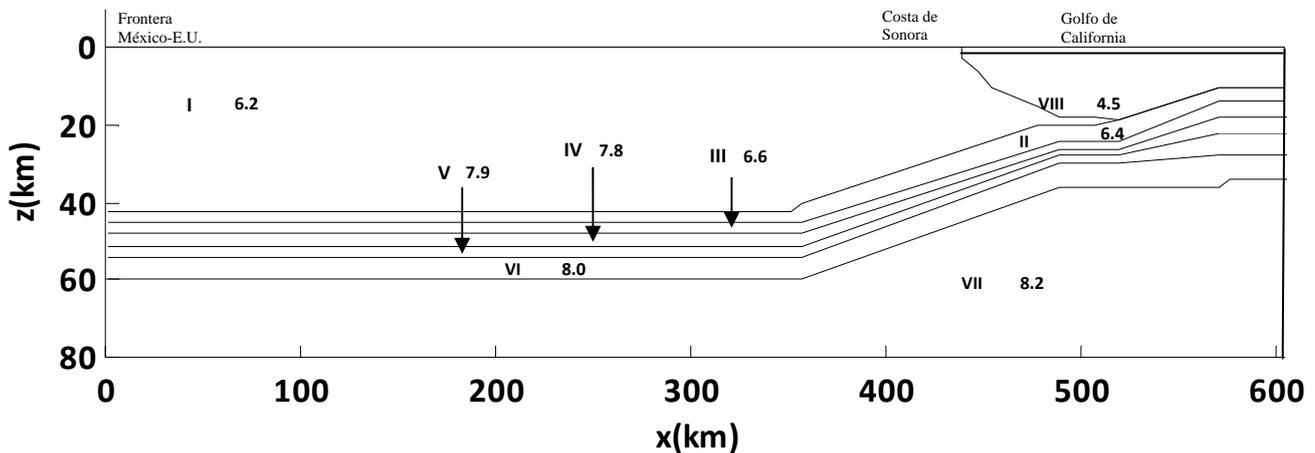


Figura 3.6. Estructura de velocidades propuesta para el perfil 1 (ver Figura 3.3). Se observa adelgazamiento de la corteza en la zona del Golfo de California. La capa I corresponde a la capa de velocidad $V_p=6.2$ km/s, la velocidad de la capa II: $V_p=6.4$ km/s, la velocidad de la capa III: $V_p=6.6$ km/s, velocidad de la capa IV: $V_p=7.8$ km/s, velocidad de la capa VI: $V_p=8.0$ km/s, velocidad de la capa VII: $V_p=8.2$ km/s y para la corteza oceánica del mar de Cortés: $V_p=4.5$ km/s. En el eje x se mide la distancia desde el punto inicial del perfil hasta su final. En el eje Z, la profundidad, ambos medidos en kilómetros.

A pesar de que no se cuenta con datos que proporcionen información en el inicio del perfil, el modelo presentado es consistente con los resultados propuestos por Gombert *et. al.* en 1989 quienes proponen, para la región fronteriza, una velocidad P_n entre los 7.8 y 7.95 km/s y un espesor cortical de 36 km aproximadamente; en el otro extremo del perfil, al norte de Hermosillo, Sonora, el espesor de la corteza es de aproximadamente 24 km y para la corteza oceánica por debajo del mar de Cortés (zona VIII) se propone una velocidad de 4.5 km/s.

El perfil 2 (Figura 3.7) comienza en el noroeste de Chihuahua y atraviesa Sonora. La corteza, para la zona de Nuevo Casas Grandes, la conforman tres capas: la capa I cuyo espesor es de 30km aproximadamente, la capa II a una profundidad de 32 km y espesor de 4 km y, la capa III que se encuentra a 36 km de profundidad con un espesor de 2 km. Por debajo de la corteza se encuentran, para esta zona, la capa IV con espesor

aproximado de 14 km, la capa VI de 12 km de espesor y la capa VII que comienza en los 66 km; con el análisis de trazado de rayos realizado en este trabajo de tesis no es posible conocer la profundidad hasta la cual se extiende la última capa.

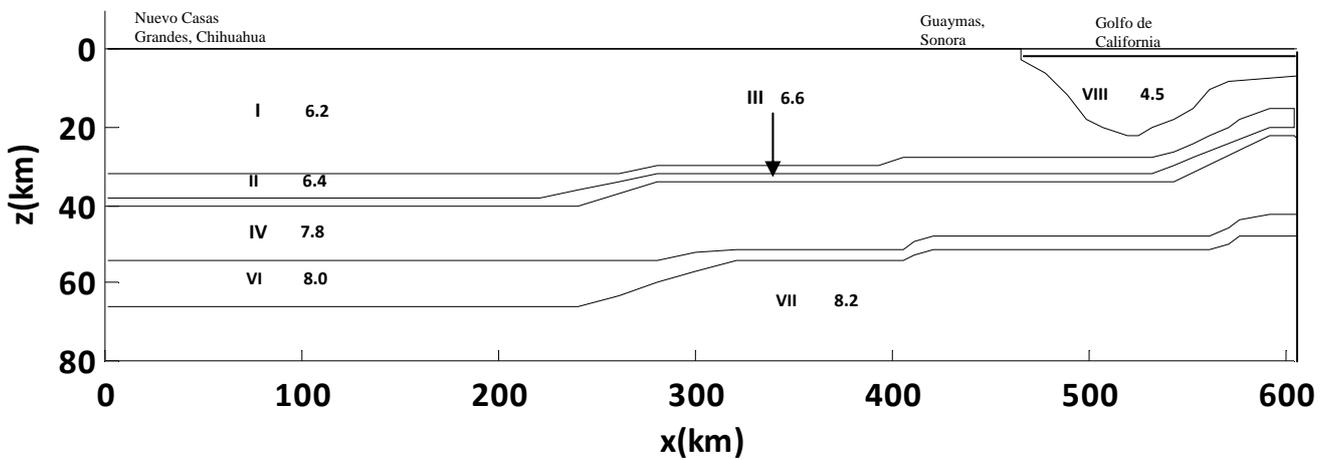


Figura 3.7. Estructura de velocidades propuesta para el perfil 2 (ver Figura 3.3). Se observa adelgazamiento de la corteza en la zona del Golfo de California. La capa I corresponde a la capa de velocidad $V_p=6.2$ km/s, la velocidad de la capa II: $V_p=6.4$ km/s, la velocidad de la capa III: $V_p=6.6$ km/s, velocidad de la capa IV: $V_p=7.8$ km/s, velocidad de la capa VI: $V_p=8.0$ km/s, velocidad de la capa VII: $V_p=8.2$ km/s y para la corteza oceánica del mar de Cortés: $V_p=4.5$ km/s. En el eje x se mide la distancia desde el punto inicial del perfil hasta su final. En el eje Z, la profundidad, ambos medidos en kilómetros.

Se propone para la corteza por debajo de Nuevo Casas Grandes un espesor de 38 km, mientras que para la costa no es posible proponer un espesor cortical alguno debido a que no se cuentan con registros de las trayectorias de los rayos viajando en esa zona, sin embargo, el modelo es consistente con un espesor de 28 km propuesto por Persaud en 2003 y también con la teoría generalizada de que la corteza se adelgaza en la zona costera.

El modelo de velocidades para el perfil 3 se muestra en la figura 3.8, se trata de un modelo para la zona centro de Chihuahua y la costa sur de Sonora.

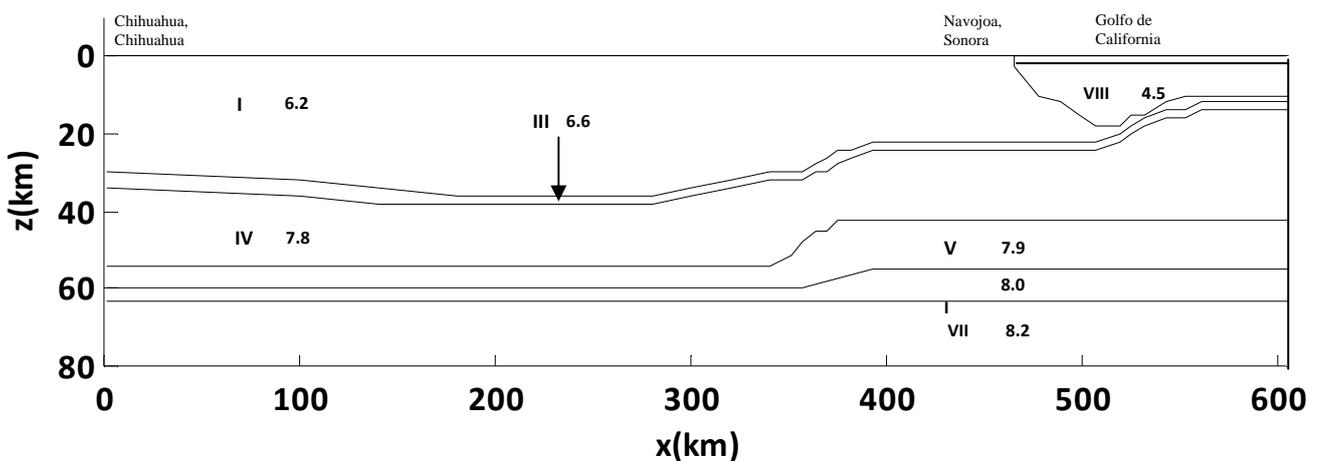


Figura 3.8. Estructura de velocidades propuesta para el perfil 3 (ver Figura 3.3). Se observa adelgazamiento de la corteza en la zona del Golfo de California. La capa I corresponde a la capa de velocidad $V_p=6.2$ km/s, la velocidad de la capa III: $V_p=6.6$ km/s, la velocidad de la capa IV: $V_p=7.8$ km/s, la velocidad de la capa V: $V_p=7.9$ km/s, la velocidad de la capa VI: $V_p=8.0$ km/s, la velocidad de la capa VII: $V_p=8.2$ km/s y para la corteza oceánica del mar de Cortés: $V_p=4.5$ km/s. En el eje x se mide la distancia (km) desde el punto inicial del perfil hasta su final. En el eje Z, la profundidad (km)

Las capas que se distinguen en el perfil son seis: la capa I de velocidad 6.2 km/s con un espesor posible de 22 a 34 km, la capa III con un espesor de 2 km, la capa IV de aproximadamente 16 km de espesor en el inicio y 12 km para el centro y final del perfil, la capa V de 3 km de espesor al inicio y 10 km en la parte final, la capa VI con 3 km de espesor por debajo de Chihuahua y 8 km hacía la zona costera y, la capa VII que comienza a los 66 km de profundidad y se extiende más allá del alcance de este modelo. El espesor cortical es de aproximadamente 30 km al inicio del perfil, de 36 km para la zona centro y de 24 km para la zona costera.

El perfil 4 (Figura 3.9) se compone de seis capas, la primera es la capa I, tiene un espesor de 18 km al inicio del perfil, de 21 km en la zona centro y de 15 km al final; la segunda es la capa III, con un espesor de 20 km al inicio del perfil, de 25 km en el núcleo de la SMO y de 10 km para la zona costera; la tercera capa, IV, subyace a la corteza, posee un espesor de 15 km al inicio del perfil y se adelgaza hacia la línea de costa; la cuarta capa es V, posee un espesor aproximado de 6 km; la quinta capa, VI, posee un espesor aproximado de 3 km; por último, la capa VII, se encuentra a 63 km de profundidad en Ciudad Delicias y a 42 km en Los Mochis.

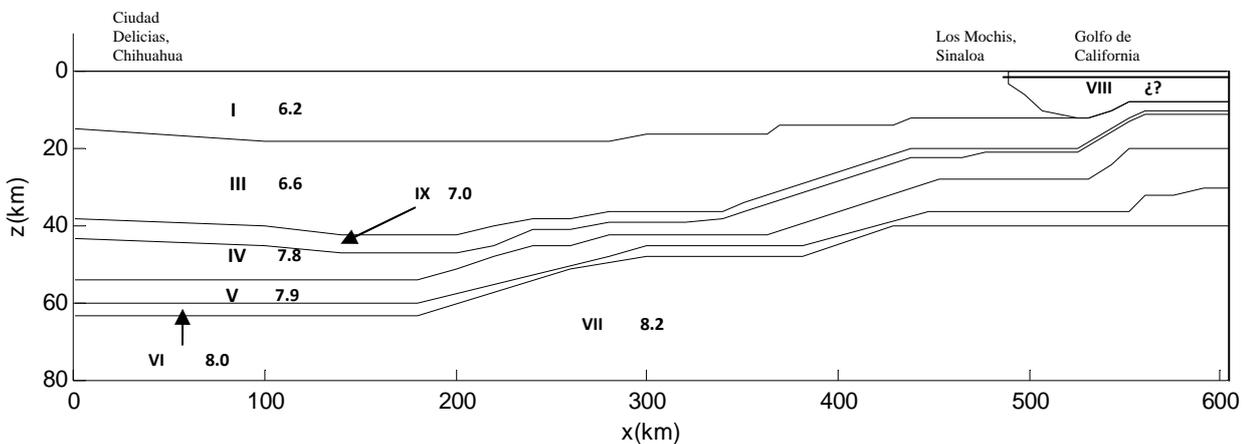


Figura 3.9. Modelo de velocidades propuesto para el perfil 4 (ver Figura 3.3). Se observa adelgazamiento de la corteza en la zona del Golfo de California. La capa I corresponde a la capa de velocidad $V_p = 6.2$ km/s, la velocidad de la capa III: $V_p = 6.6$ km/s, la velocidad de la capa IV: $V_p = 7.8$ km/s, la velocidad de la capa V: $V_p = 7.9$ km/s, la velocidad de la capa VI: $V_p = 8.0$ km/s, la velocidad de la capa VII: $V_p = 8.2$ km/s, la velocidad de la capa IX: $V_p = 7.0$ km/s y para la corteza oceánica del mar de Cortés: $V_p = 4.5$ km/s. En el eje x se mide la distancia desde el punto inicial del perfil hasta su final. En el eje Z, la profundidad, ambos medidos en kilómetros.

En el perfil 4 se observa el engrosamiento de la capa III con respecto a los perfiles 1, 2 y 3. El espesor cortical es de aproximadamente 38 km al inicio, de 46 km para la zona centro y de 25 km para la zona costera.

El perfil 5, constituido por seis capas, se muestra en la Figura 4.5. La primera capa, I, posee un espesor de 15 km al inicio del perfil y de 20 km en la parte central; la capa II, que representa el límite inferior de la corteza, tiene un espesor de 20 km en su parte central; la tercera capa, IV, posee un espesor de aproximadamente 3 km; la capa V tiene un espesor aproximado de 2 km en buena parte del perfil; por debajo, la capa VI, con espesor de 6 km; por último la capa VII, cuyo límite superior se encuentra, a 54 km de profundidad por debajo Chihuahua y Durango, a 45 km en la zona costera cercana a Culiacán y a 25 km en el Mar de Cortés.

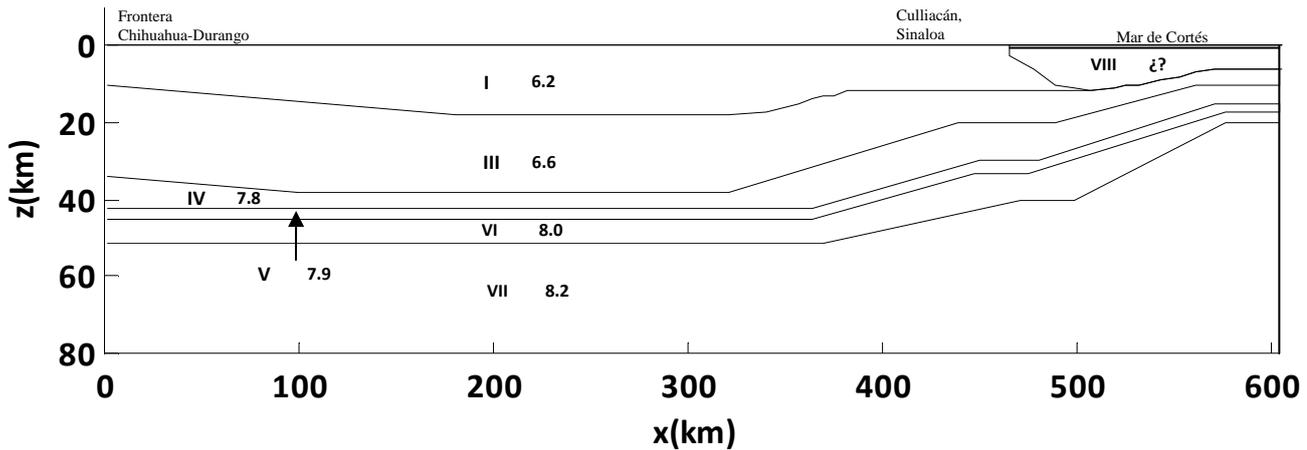


Figura 3.10. Modelo de velocidades propuesto para el perfil 5 (ver Figura 3.3). Se observa adelgazamiento de la corteza en la zona del Golfo de California. La capa I corresponde a la capa de velocidad $V_p=6.2$ km/s, la velocidad de la capa III: $V_p=6.6$ km/s, la velocidad de la capa IV: $V_p=7.8$ km/s, la velocidad de la capa V: $V_p=7.9$ km/s, la velocidad de la capa VI: $V_p=8.0$ km/s, la velocidad de la capa VII: $V_p=8.2$ km/s y para la corteza oceánica del mar de Cortés: $V_p=4.5$ km/s. En el eje x se mide la distancia desde el punto inicial del perfil hasta su final. En el eje Z, la profundidad, ambos medidos en kilómetros.

Se determinó que el espesor cortical, por debajo de Hidalgo del Parral y de la frontera Chihuahua-Durango de 38 km, por debajo del núcleo de la SMO de 40 km y, por debajo de Culliacán, de 20 km.

El modelo de velocidades propuesto es verificable únicamente a lo largo de la trayectoria recorrida por los rayos sísmicos, debido a esto, existen zonas en donde no se conoce la estructura de velocidades a ciencia cierta, sin embargo, se puede llegar a una aproximación partiendo de la premisa de que la estructura se comporta como un medio continuo (Figura 4.6).

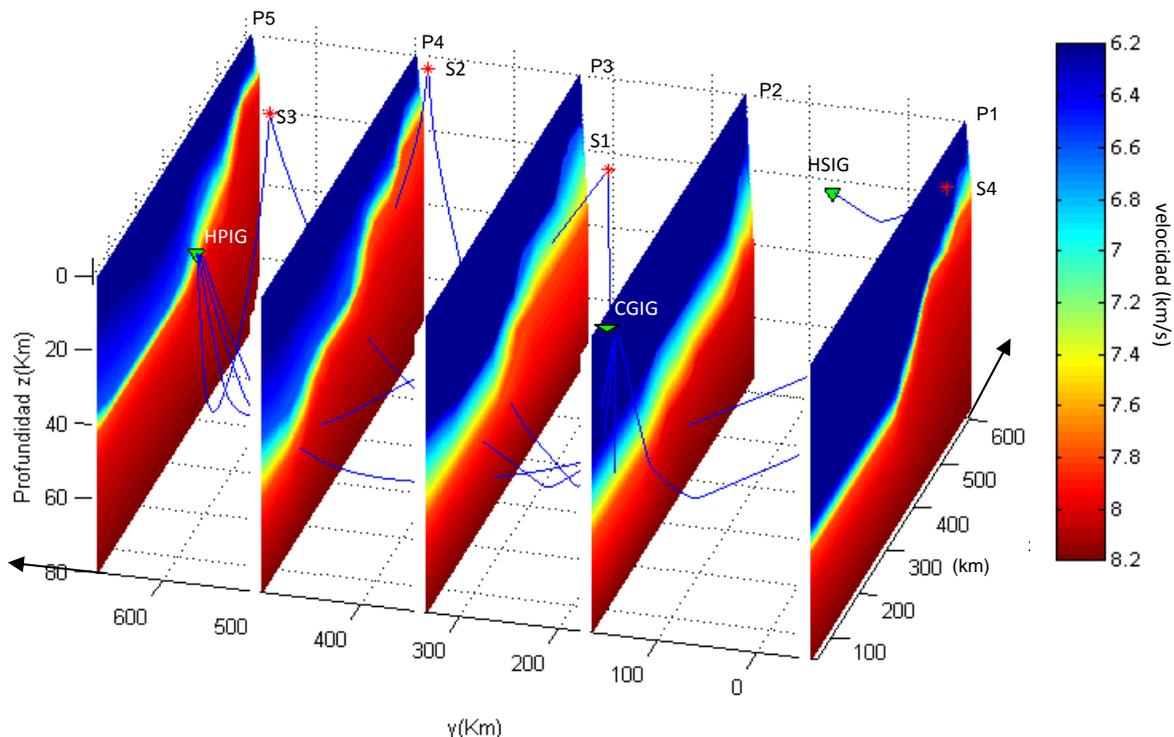


Figura 3.11. La figura muestra las trayectorias seguidas por los rayos sísmicos utilizados en la construcción del modelo de velocidades, las estaciones que registraron los eventos, la ubicación espacial de los planos a partir de los cuales se construyó el modelo de velocidades propuesto y la estructura de velocidades de cada plano.

La Figura 3.12 muestra tres perspectivas del modelo tridimensional de velocidades simplificado propuesto para la SMO, los incisos a, b, c y d muestran el límite inferior de las capas de velocidad 6.2 km/s, 6.6 km/s, 7.8 km/s y 8.0 km/s respectivamente. En la figura se observan únicamente las capas que son continuas a lo largo de la estructura.

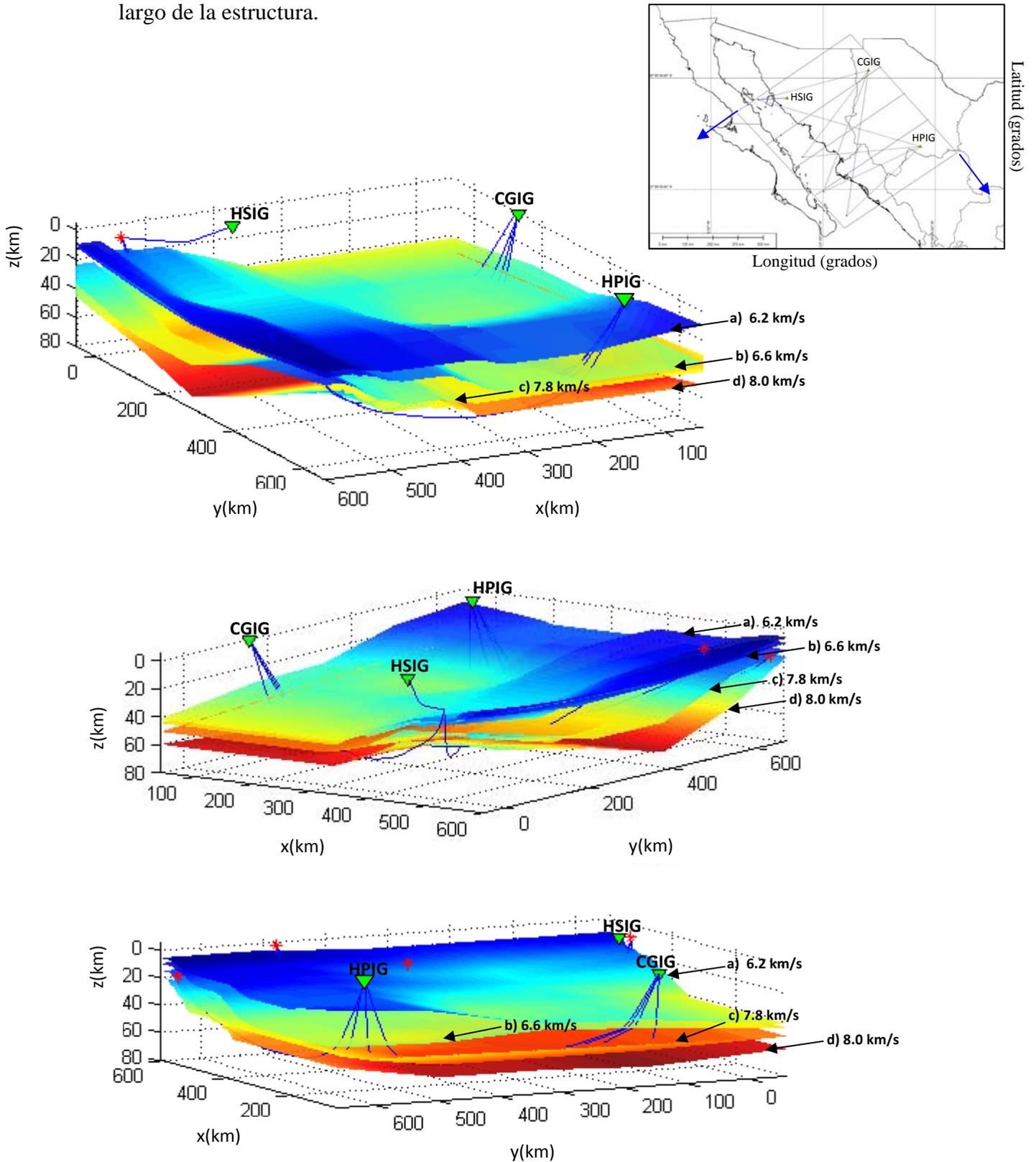


Figura 3.12. Modelo simplificado de la estructura de velocidades por debajo de la SMO. Las trayectorias seguidas por los rayos utilizados en la construcción del modelo de velocidades y una vista en planta del área de estudio. Los incisos a, b, c y d indican el límite inferior de las capas de velocidad 6.2 km/s, 6.6 km/s, 7.8 km/s y 8.0 km/s respectivamente. Las estaciones y los sismos utilizados en la construcción del modelo de velocidades de las ondas P también se observan.

La última capa, con velocidad de 8.2 km/s, comienza desde el límite inferior de la capa de 8.0 km/s y se extiende al menos hasta los 70 km de profundidad. El modelo de velocidades propuesto para la SMO es congruente con las teorías que proponen que, durante la deformación extensional terciaria, sus extremos oriental y occidental sufrieron un adelgazamiento importante debido a la fusión parcial del manto litosférico y/o de la corteza inferior, mientras que el adelgazamiento en su centro fue de menor magnitud; esta característica es el principal rasgo morfológico de la estructura y se hace más evidente en los perfiles 3, 4 y 5 que en los dos primeros (Figuras 3.6 – 3.10). El adelgazamiento se hace menos evidente en las capas más profundas.

CAPITULO IV.

Discusión de resultados

IV.1 Introducción

El modelo de velocidades propuesto, después del análisis de trazado de rayos, es consistente los trabajos a los cuales se hizo alusión en los capítulos anteriores respecto de la estructura de velocidades por debajo de la SMO.

El tiempo total de viaje de un rayo sísmico es resultado de la suma de los tiempos parciales de viaje a través de las capas de velocidad diferente. Las capas de mayor espesor serán, en general, la que influyan en mayor medida en el cómputo final del tiempo de viaje.

IV.2 Resultados

Como se mencionó en el Capítulo segundo, un frente de onda está definido por superficies para las cuales $t = T(x) = \text{constante}$, en donde la función $T(x)$ es llamada *función de tiempo de viaje* a lo largo de trayectoria del rayo. Análogamente con los campos potenciales (potencial eléctrico, campo eléctrico, potencial gravitacional y aceleración debido a la gravedad), si se conoce la función de tiempo de viaje, $T(x)$, es posible construir líneas continuas perpendiculares a los frentes de onda en la dirección de la lentitud, llamados *trayectoria de rayos* (Chapman, 2004). La función $T(x)$ para cada registro sísmico se muestra en las figuras 4.1a, 4.2a, 4.3a y 4.4a, se observa el ajuste en el tiempo de viaje calculado con el programa Ray3D para la estructura de velocidades obtenida en este trabajo. En el caso de la Figura 4.1a la pendiente de las curvas es diferente debido a que las distancias epicentrales son muy diferentes en todos los casos, mientras que para distancias similares, las curvas tienen grandes semejanzas. La diferencia entre el tiempo de viaje teórico y el leído en los sismogramas para los registros del evento 4 de las estaciones CGIG, HPIG y HSIG son, -1.86 (s), 0.87 (s) y 0.17 (s) (Tabla 3.3), respectivamente. El signo negativo indica que el modelo de velocidades propuesto en este trabajo de tesis es más rápido que la estructura de velocidades real y una cantidad positiva es indicativo del caso contrario, el mismo análisis puede hacerse para cada registro. Las figuras 4.1b, 4.2b, 4.3b y 4.4b muestran el arribo de la fase P calculado con el programa Ray3D, en color negro, y el arribo leído en el sismograma, en color rojo.

En el caso de la figura 4.1b, es evidente que el mejor ajuste entre el tiempo teórico y el tiempo calculado, es el de la estación HSIG, esto podría deberse a que la estructura de velocidades a través de la cual viajó la onda es más simple para las estaciones más lejanas.

A pesar de que los cuatro sismos utilizados en el trazado de rayos son sismos someros, las trayectorias seguidas por las ondas son profundas debido a que la distancia entre el hipocentro y las estaciones en donde fueron grabados son del orden de cientos de kilómetros en la mayoría de los casos. Esta es la razón por la cual se desconoce la estructura cortical del macizo ígneo rocoso de la SMO, pues no existe el registro de las ondas propagándose en esa zona. Las figuras 4.1c, 4.2c, 4.3c y 4.4c son una vista lateral de los perfiles de velocidades descritos anteriormente, en las figuras también se observa una proyección lateral de los rayos sísmicos. En la figura 4.1c es evidente que la trayectoria más profunda recorrida por un rayo sísmico corresponde a la registrada en la estación más lejana.

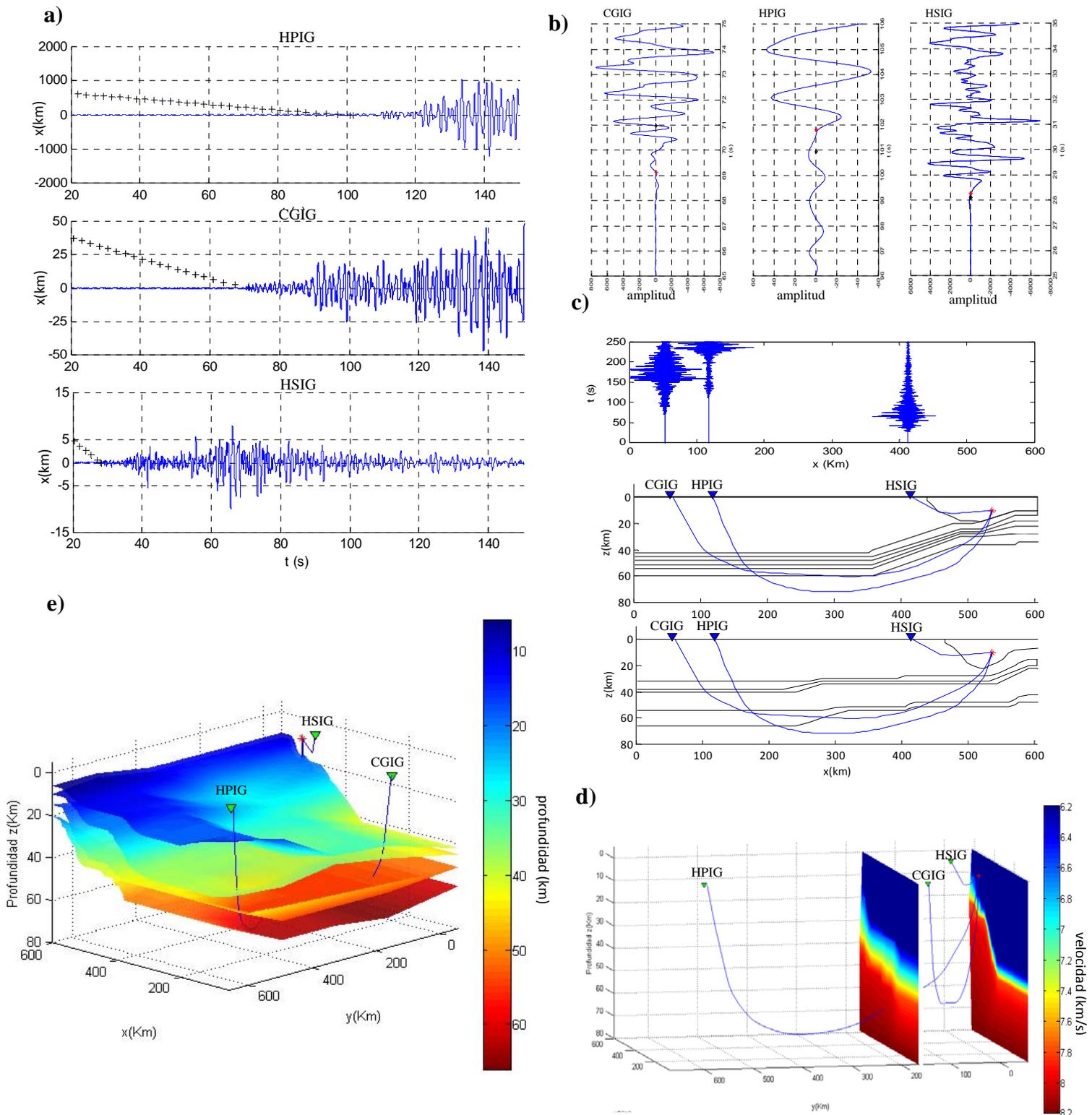


Figura 4.1. Evento 4 (03-Ago-09). a) Función $T(x)$, se muestra el ajuste del tiempo en la componente vertical de los registros sísmicos para diferentes valores de distancia. b) la ventana de 10(s) muestra el arribo leído en el registro (*) y el arribo calculado (*) con el modelo de velocidades. c) vista en perfil de las trayectorias seguidas por los rayos sísmicos correspondientes al evento 4 y que fueron detectados en las estaciones HSIG, HPIG, y CGIG; los planos que se muestran corresponden al modelo de velocidades propuesto para los perfiles 1 y 2. e) trayectorias seguidas por las ondas P cruzando las interfaces en modelo tridimensional de velocidades. d) distribución espacial de las estaciones que grabaron el evento, de las trayectorias seguidas por cada rayo y de los perfiles 1 y 2 de velocidades.

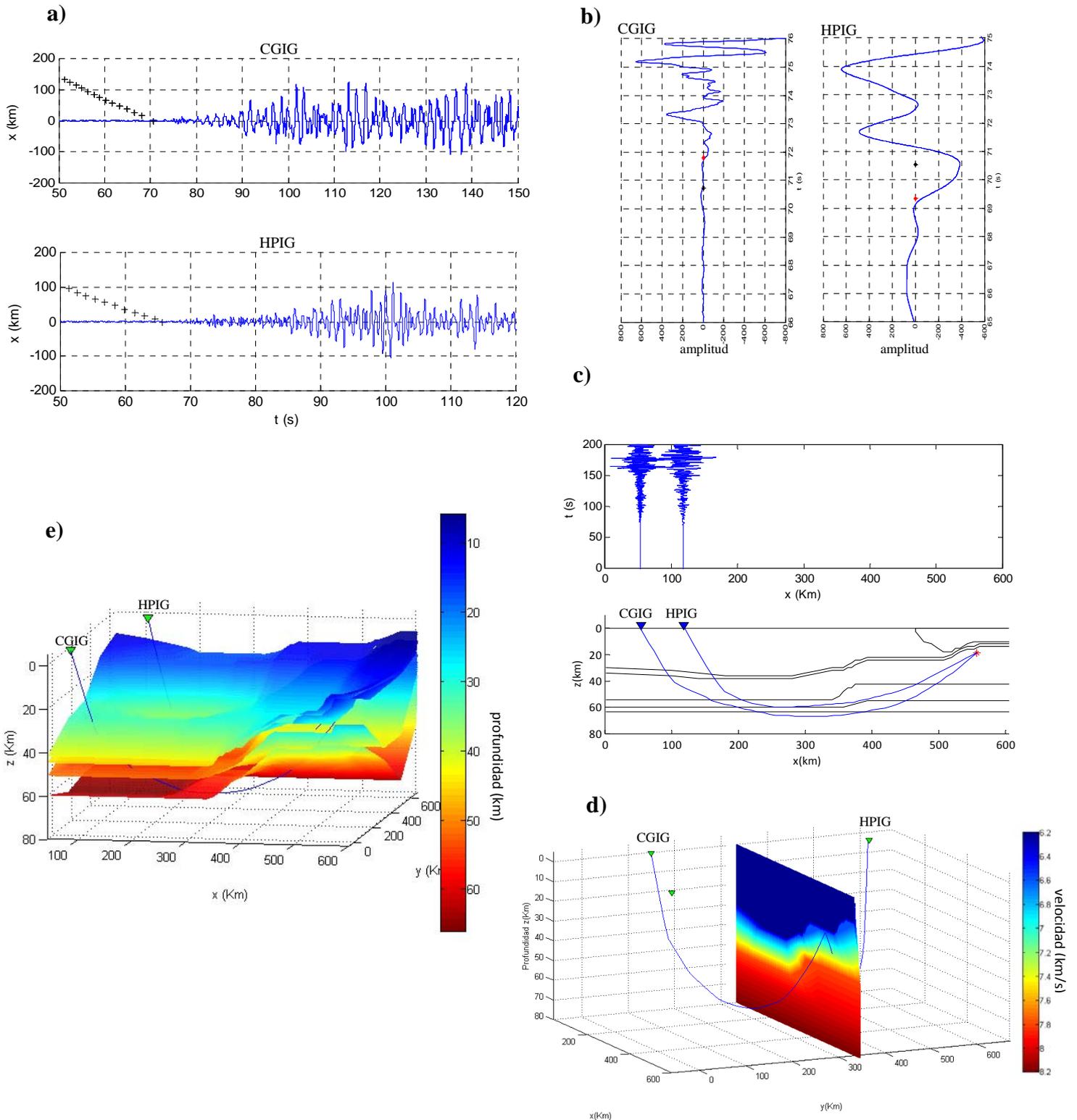


Figura 4.2. Evento 1 (13-Mar-07). a) Relación tiempo de arribo-distancia recorrida, se muestra el ajuste del tiempo en la componente vertical de los registros sísmicos para diferentes valores de distancia. b) la ventana de 10(s) muestra el arribo leído en el registro (*) y el arribo calculado (*) con el modelo de velocidades. c) vista en perfil de las trayectorias seguidas por los rayos sísmicos correspondientes al evento 1 y que fueron detectados en las estaciones CGIG y HPIG; el plano corresponde al modelo de velocidades propuesto para el perfil 3. e) trayectorias seguidas por las ondas P cruzando las interfaces en el modelo tridimensional de velocidades. d) distribución espacial de las estaciones CGIG y HPIG, de las trayectorias seguidas por los rayos que llegaron a estas y del perfil 3 de velocidades.

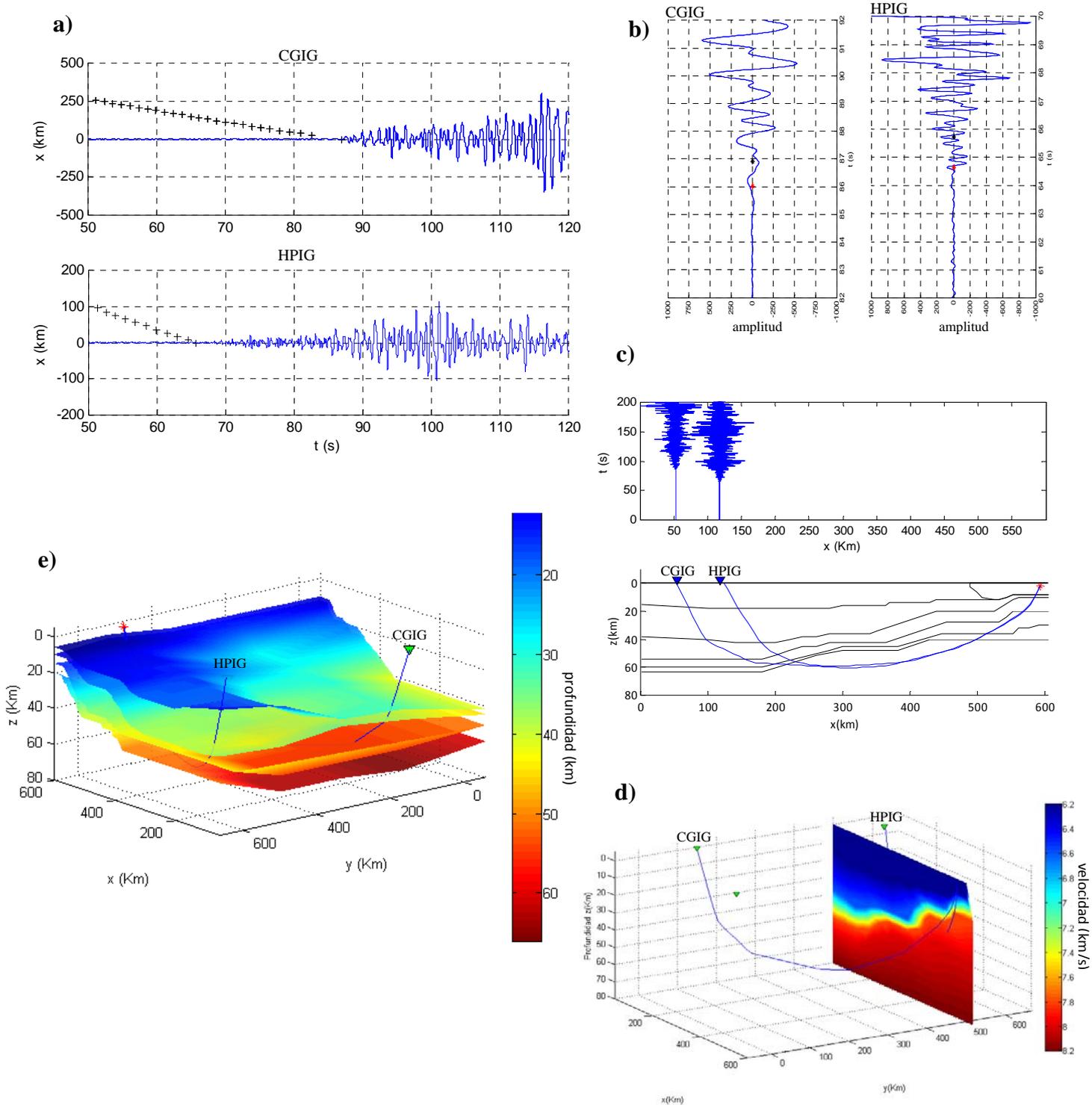


Figura 4.3. Evento 2 (01-Sep-07). a) Relación tiempo de arribo-distancia recorrida, se muestra el ajuste del tiempo en la componente vertical de los registros sísmicos para diferentes valores de distancia. b) la ventana de 10(s) muestra el arribo leído en el registro (*) y el arribo calculado (*) con el modelo de velocidades. c) vista en perfil de las trayectorias seguidas por los rayos sísmicos correspondientes al evento 2 y que fueron detectados en las estaciones CGIG y HPIG; el plano corresponde al modelo de velocidades propuesto para el perfil 4. e) trayectorias seguidas por las ondas P cruzando las interfaces en el modelo tridimensional de velocidades. d) distribución espacial de las estaciones CGIG y HPIG, de las trayectorias seguidas por los rayos que llegaron a estas y del perfil 4 de velocidades.

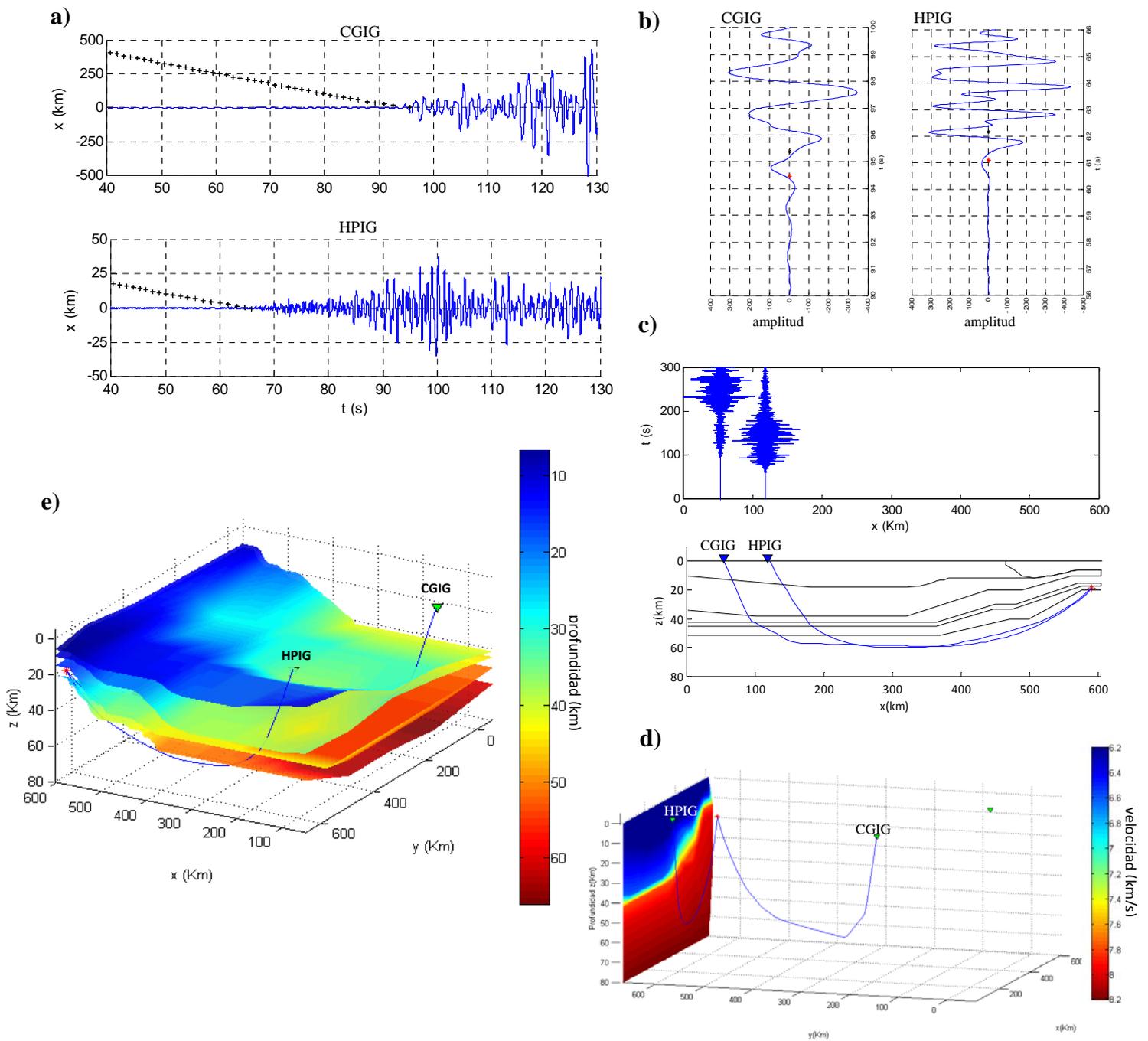


Figura 4.4. Evento 3 (05-Ene-09). a) Relación tiempo de arribo-distancia recorrida, se muestra el ajuste del tiempo en la componente vertical de los registros sísmicos para diferentes valores de distancia. b) la ventana de 10(s) muestra el arribo leído en el registro (*) y el arribo calculado (*) con el modelo de velocidades. c) vista en perfil de las trayectorias seguidas por los rayos sísmicos correspondientes al evento 3 y que fueron detectados en las estaciones CGIG y HPIG; el plano corresponde al modelo de velocidades propuesto para el perfil 5. e) trayectorias seguidas por las ondas P cruzando las interfaces en modelo tridimensional de velocidades. d) distribución espacial de las estaciones CGIG y HPIG, de las trayectorias seguidas por las ondas grabadas en las estaciones y del perfil 5 de velocidades.

Las figuras 4.1d, 4.2d, 4.3d y 4.4d muestran la ubicación espacial de los perfiles de velocidades descritos anteriormente, la escala de colores corresponde a los valores de velocidad de cada perfil. Se observa además la trayectoria de los rayos sísmicos atravesando el perfil de velocidades; es posible conocer la zona exacta que atraviesa la

onda sísmica. Finalmente, en las figuras 4.1e, 4.2e, 4.3e y 4.4e se observan las trayectorias seguidas por cada rayo sísmico dentro del modelo tridimensional de velocidades obtenido en este trabajo de tesis. Las figuras muestran, a grandes rasgos, el comportamiento de los rayos sísmicos al atravesar cada capa de la estructura de velocidades propuesta.

IV.3 Profundidades del Moho para la SMO

Para tener una idea general del subsuelo por debajo de la SMO se conjuntaron los estudios regionales existentes con los resultados obtenidos en este trabajo de tesis (Figura 4.5). En el mapa se presenta la profundidad del Moho, los números encerrados en un círculo representan los valores de profundidad propuestos por los autores recopilados en este trabajo y aquellos encerrados en un rectángulo son los valores de profundidad propuestos después del análisis de trazado de rayos.

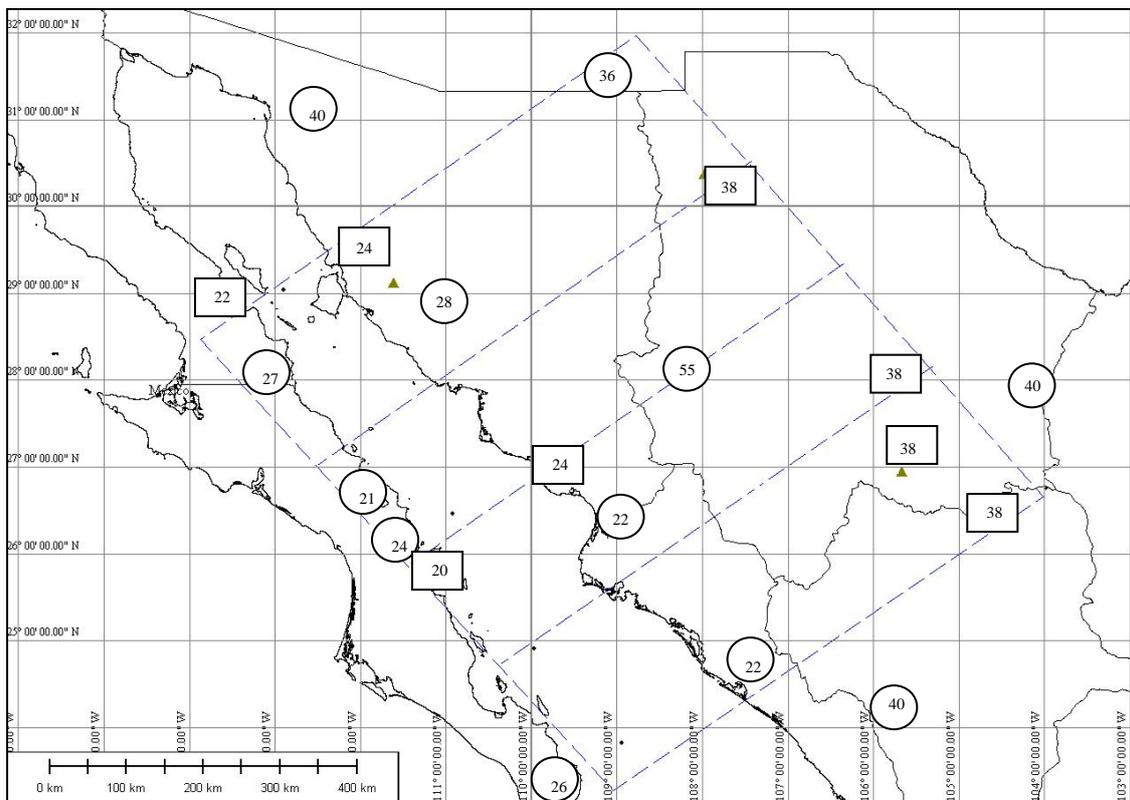


Figura 4.5. Profundidades del Moho en el nor-occidente de México. Los números dentro de los círculos son las profundidades propuestas por diversos autores que han estudiado la zona y los que están delimitados por un rectángulo son los espesores corticales que se proponen en este trabajo de tesis.

En esta vista en planta se observa el mismo patrón de deformación que se observó en los perfiles descritos en las Figuras 3.6 a 3.10, de adelgazamiento gradual de las capas, del núcleo de la SMO hacia los extremos.

IV.4. Interpretación

El cómputo final del tiempo de viaje es resultado de la suma de los tiempos parciales de viaje en cada capa de velocidad diferente, por lo que se puede esperar que las capas más gruesas tengan mayor influencia en el tiempo total de viaje.

La tabla 4.1 muestra una forma de cuantificar la sensibilidad del modelo propuesto

Tabla 4.1. Análisis estadístico del modelo propuesto

evento	estación	velocidad	distancia (Km)	tiempo parcial (s)	tiempo de viaje	% modelo
1 13-Mar-07	CGIG	6.20	46.95	7.57	70.73	10.76
		6.60	19.96	3.02		4.30
		7.80	109.99	14.10		20.04
		8.00	199.81	24.98		35.49
		8.20	169.81	20.71		29.42
	HPIG	6.20	44.53	7.18	70.53	10.17
		6.60	39.89	6.04		8.56
		7.80	149.92	19.22		27.21
		8.00	139.77	17.47		24.74
		8.20	169.83	20.71		29.32
2 01-Sep-07	CGIG	6.2	55.85	9.01	86.91	10.94
		6.6	9.90	1.50		1.82
		7.8	88.82	11.39		13.83
		8	386.30	48.29		58.64
		8.2	99.75	12.16		14.77
	HPIG	6.2	26.55	4.28	65.73	6.62
		6.6	49.89	7.56		11.70
		7.8	49.56	6.35		9.83
		8	89.89	11.24		17.38
		8.2	288.65	35.20		54.47
3 05-Ene-09	CGIG	6.20	48.80	7.87	95.38	8.29
		6.60	19.95	3.02		3.18
		7.80	90.08	11.55		12.16
		8.00	230.29	28.79		30.31
		8.20	358.62	43.73		46.05
	HPIG	6.20	13.64	2.20	62.17	3.55
		6.60	49.97	7.57		12.21
		7.80	19.93	2.55		4.12
		8.00	29.99	3.75		6.04
		8.20	376.70	45.94		74.08
4 03-Ago-09	CGIG	6.20	33.82	5.46	70.99	7.72
		6.60	30.03	4.55		6.44
		7.80	89.34	11.45		16.21
		8.00	169.96	21.24		30.07
		8.20	229.20	27.95		39.56
	HPIG	6.20	32.28	5.21	100.95	5.13
		6.60	49.75	7.54		7.43
		7.80	19.86	2.55		2.51
		8.00	49.32	6.16		6.08
		8.20	655.87	79.98		78.85
	HSIG	4.50	144.96	32.21	28.089	100.00

En la tabla se observan los tiempos total y parcial de viaje de los rayos sísmicos al cruzar el modelo de velocidades propuesto para la zona, esto permite hacer un análisis cuantitativo de la forma en que el espesor y la velocidad de las capas influyen en el cómputo del tiempo de viaje de las ondas sísmicas. Lo anterior cobra especial relevancia al utilizar el trazado de rayos, debido a que el espesor y la velocidad de las capas son las variables que se modifican sistemáticamente para lograr el mejor ajuste en el tiempo de viaje.

El conocimiento de la influencia que cada capa tiene en el cómputo final del tiempo de viaje facilita la metodología del trazado de rayos. Por ejemplo, en el evento 1, si se modificara en una centésima la velocidad de la capa de 6.6 km/s, el cambio en el tiempo final de viaje sería menor que si se modificara el espesor de la capa de 8.2 km/s la misma cantidad. Algunas capas no son significantes en el cómputo total de tiempo de viaje pero son necesarias para garantizar la propagación de una onda.

El modelo obtenido mediante el análisis de trazado de rayos, sugiere que la deformación afectó a los horizontes corticales de la misma forma en que lo hizo con los horizontes pertenecientes al manto y evidencia que la deformación sufrida por la estructura es mayor en la zona costera que en la provincia *Basin and Range*; esto podría ser consecuencia de la apertura del Golfo de California en el Mioceno.

La figura 4.10 permite hacer una interpretación cualitativa del modelo de velocidades propuesto. Si comparamos dicho modelo con el modelo geológico-tectónico propuesto, con base en la geología en superficie, por Ferrari *et. al.* (2002). Podríamos decir que la diferencia entre el modelo de velocidades propuesto para la corteza por debajo de Nuevo Casas Grandes, Chihuahua, y el propuesto por debajo de Hidalgo del Parral, Chihuahua, se debe a que el basamento está constituido por material de naturaleza litológica diferente, sin embargo la propuesta presentada en este trabajo no modela de esta forma a la estructura cortical.

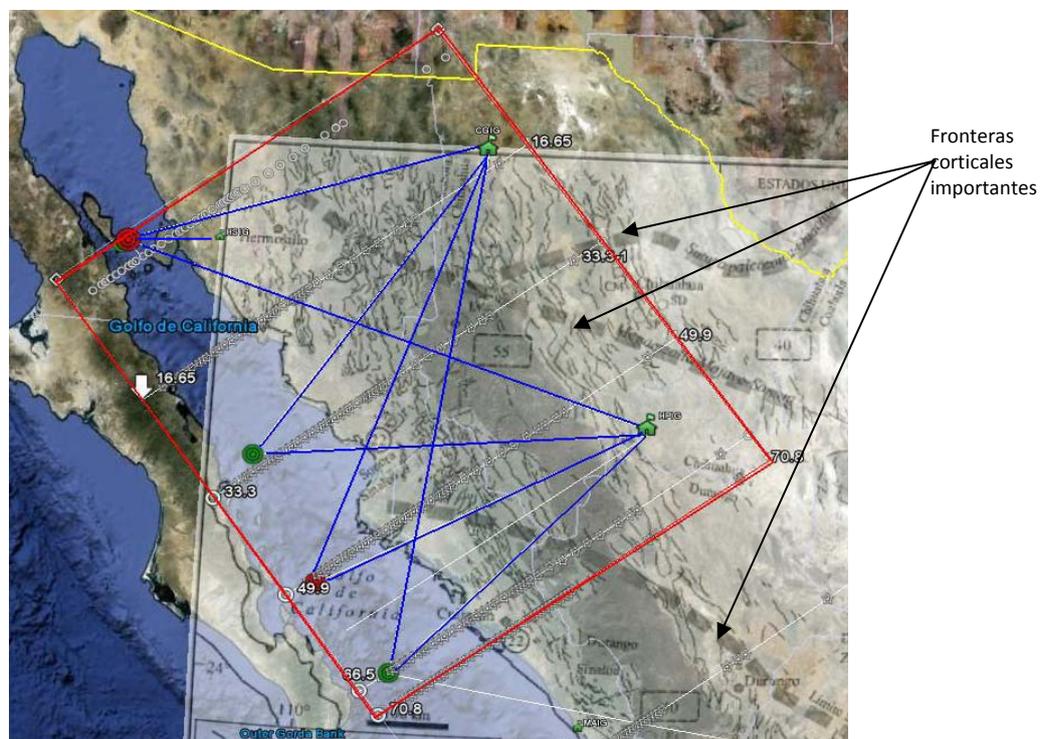


Figura 4.10. Una vista en planta del área de estudio, de las trayectorias seguidas por las ondas, de los sismos y de las estaciones que proporcionaron información. Se empalman dos figuras: el área de estudio y el modelo geológico documentado por Ferrari *et. al.* (2002). Las líneas discontinuas en color gris representan los límites corticales importantes.

El modelo propuesto por Ferrari *et. al.*(2002) podría explicar el hecho de que para dos trayectorias muy parecidas el modelo de velocidades propuesto sea, para una de ellas lento mientras que para la otra sea rápido, tal es el caso del registro de los eventos 1, 2 y 4 grabados en la estación CGIG (Figura 3.3).

En el modelo de velocidades presentado en este trabajo no se incluye una capa por debajo de la capa de 6.6 km/s con valor de 7.0 km/s, que por su delgadez no contribuye al cómputo final de tiempo de viaje pero que su existencia es necesaria para la propagación de las ondas a través del modelo. La velocidad de esta capa que subyace a la corteza en algunas regiones es similar a las velocidades de gabros en ofiolitas y corteza oceánica subducida (Salisbury y Christensen, 1978; Spudich y Orcutt, 1980, en Wolf y Levander, 1989), la velocidad de 7.0 km/s también es congruente con la velocidad que pueden tener rocas con alto grado de metamorfismo (Birch, 1960).

Un valor de velocidad de hasta 6.9 km/s es consistente con el valor de velocidades para la corteza inferior de naturaleza máfica (Brocher, 2005), el valor de 6.6 km/s también puede considerarse dentro de este rango.

Una velocidad de 7.97 km/s es un valor común en el manto superior (Oppenheimer y Eaton, 1984) por lo que se podría decir que las capas de 7.8 km/s y 8.0 km/s son capas pertenecientes a dicha zona.

En general, el modelo de velocidades obtenido responde al patrón general de velocidades para zonas de *rift* oceánicos y subducción de placas tectónicas.

CAPITULO V.

Conclusiones

El modelo de velocidades que se propone en este trabajo es consistente con los valores de velocidad propuestos para la estructura por debajo de la SMO y con el patrón general de deformación documentado en la región, este patrón es de acortamiento en sus extremos debido a la extensión cortical terciaria y a la apertura del Golfo de California. El centro de la SMO parece no estar deformado significativamente.

Los rayos analizados en este trabajo de tesis siguen trayectorias profundas, la mayoría de estas comienzan en el Golfo de California, cruzan a la SMO por debajo de la corteza y llegan a las estaciones CGIG, HPIG y HSIG en donde fueron grabadas. Lo anterior, aunado a la falta de sismos y trayectorias sísmicas en el área de estudio, son las razones por las cuales existen zonas en donde, con el análisis de trazado de rayos de este trabajo, no es posible determinar un modelo de velocidades; si es posible limitar el espesor cortical en algunas regiones.

Aunque son pocos, los estudios encaminados a determinar la estructura de velocidades por debajo de la SMO, la mayoría coinciden en que existe una capa de baja velocidad para las ondas P y S entre los 70 y 80 km de profundidad, sin embargo, en este trabajo no fue posible modelar dicha capa debido a que la trayectoria mas profunda seguida por los rayos es al rededor de 70 km.

El tiempo total de viaje es resultado de la suma de los tiempos parciales de viaje. Las capas más gruesas influyen de manera más significativa en el cómputo final de tiempo de viaje, el cual sufriría un cambio significativo si se modificaran el espesor o la velocidad de la capa. En el caso concreto de la estructura por debajo de la SMO, la distancia recorrida por los rayos a través de las capas del manto es mucho mayor que la recorrida en su viaje por la corteza, lo anterior da como resultado que la onda, para cruzar el manto, utilice el 85 % del tiempo total de viaje, mientras que el resto lo utiliza en las capas corticales.

El trazado de rayos es una metodología confiable en el modelado de estructuras de velocidades en tres dimensiones siempre que se cuente con un buen número trayectorias sísmicas atravesándola y se refuerce con otros análisis por ejemplo el trazado de rayos para las ondas de corte. Es necesario, para el futuro, validar el modelo con otras técnicas.

La estructura del terreno, la fuente sísmica y la respuesta del instrumento de medición determinan como serán la forma, la amplitud y la duración de un registro sísmico; lo que interesa en el trazado de rayos es la influencia que tiene la estructura de velocidades a través de la cual viaja la señal.

El trazado de rayos es inadecuado para áreas muy extensas pues considera despreciable la curvatura de la tierra y que el modelo de tierra es homogéneo lateralmente. Por otro lado, funciona analizando las trayectorias de un sismo dado

individualmente, lo que propicia que el tiempo de cómputo aumente de manera considerable si se introducen muchos sismos.

El modelo propuesto es mejorable, el error presente se debe, entre otras cosas, a la falta de información disponible para la zona, al error que pueda tener la localización de los epicentros, a pequeños errores en la lectura del arribo de la onda P en los registros sísmicos y al error inherente a cualquier programa de cómputo.

El trazado de rayos no permite modelar algunos tipos de estructuras complejas, debido a que algunas de estas no permiten el trazo directo de un rayo, no obstante, su utilización en este trabajo permitió proponer un modelo de velocidades congruente para la zona. El método de trazado de rayos representa una metodología poco costosa para determinar estructuras generales.

El método utilizado permitió obtener un modelo de velocidades generalizado para la corteza y para algunos kilómetros pertenecientes al manto, además la propuesta contempla un modelo de capas de velocidad y espesor variable.

El modelo propuesto apoya otros estudios antes hechos y propone un espesor cortical para zonas específicas, como son, 38 km en el sur de Chihuahua y norte de Durango, 38 km para Casas Grandes, Chihuahua, 24 km en la zona costera al noroeste de Hermosillo, Sonora, 24 km en las cercanías de Ciudad Obregón, Sonora. El modelo también propone espesores corticales en algunas zonas de Baja California, de 22 km en las cercanías de Bahía de los Ángeles y de 20 km al sur de Loreto.

Características como el espesor cortical, el espesor de las capas de velocidad variable y la velocidad de las ondas compresionales para las zonas antes mencionadas, son determinables en este estudio gracias al análisis que se hizo con el trazado de rayos de las trayectorias seguidas por los rayos sísmicos. Estas permitieron muestrear la estructura en buena parte.

Referencias bibliográficas

- Aranda-Gómez, J. J., Christopher D. H., Luhr F., J., Evolución tectonomagmática de la Sierra Madre Occidental y de la porción meridional de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. V LIII, 59-71, 2000.
- Barajas, M.A., Volcanismo y extensión en la Provincia Extensional del Golfo de California. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. V LIII, 72-83, 2000.
- Birch, F., The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, 1, Journal of Geophysical Research, Vol. 65, 1083-1102, 1960.
- Bonner, J.L., Herrin, E.T., Surface Studies of the Sierra Madre Occidental of northern México. Bulletin of the Seismological Society of America, 89, 5, pp. 1323-1337. Octubre 1999.
- Brocher, M.T., Compressional and Shear wave velocity versus depth in the San Francisco Bay area, California: Rules for USGS Bay area velocity model 05.0.0. Open file report 05-1317, U.S. Geological Survey, 2005.
- Bucha, V., Ray tracing computations in the smoothed SEG/EAGE salt model, Seismic waves in complex 3-D structures, Report 13, 241-248. Department of geophysics, Charles University, Prague. 2003.
- Červený, V., Seismic Ray Theory. Ed. Cambridge University Press, Reino Unido, 2001.
- Cerveny, V., Klimes, L. & Psencik, I., Complete seismic-ray tracing in three-dimensional structures. In: Doornbos, D.J. (ed.), Seismological Algorithms, pp. 89-168, Academic Press, New York. 1988.
- Chapman, C., Fundamentals of Seismic Wave Propagation. Cambridge University Press, Reino Unido, 2004.
- Coney, P., Reynolds, S. J., Cordilleran Benioff zones. Nature, 270, 403-406, 1977.
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., Bryan, S., Magmatismo y Tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario, tomo LVII, Num. 3, 343-378, 2005.
- Gjøystdal, H., Iversen, E., Lecomte, I., Kaschwich, T., Drottning, A., Mispel, J., Improved applicability of ray tracing in seismic acquisition, imaging and interpretation. Geophysics, Vol. 72, No. 5. September-October, 2007.

- Henry, C.D., Aranda-Gómez, J.J., Plate interactions control middle-late Miocene, proto-Gulf and Basin and Range extension in the southern Basin and Range. *Tectonophysics* 318, 1-26, 2000.
- Humphreys, E., Relation of flat subduction to magmatism and deformation in the western USA. Department of Geological Sciences, University of Oregon, Eugene, Oregon, USA
- Iyer, H.M., Hirahara, K., *Seismic Tomography, Theory and Practice*. Ed. Chapman and Hall, 1993.
- Lee, W.H.K y Steward S.W., *Principles and applications of microearthquake networks*. Academic Press, Department of Geology and Geophysics, Yale University, 1981.
- Liner, C.L., *Elements of 3D seismology*. Tulsa, Oklahoma: Pennwell, Second Edition, 1999.
- Lowrie, W., *Fundamentals of Geophysics*. Ed. Cambridge, University Press, United Kingdom, Second Edition, 2007.
- Nieto-Samaniego, A.F., Ferrari, L., Alaniz-Alvarez, S.A., Labarthe-Hernández, G., Rosas-Helguera, J., Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 111, 347-363, 1999.
- Oppenheimer, D.H. and Eaton, J.P., Moho orientation beneath central California from regional earthquake travel times. *Journal of Geophysical Research*, 89, 10267-10282, 1984.
- Pereyra V., Lee W.H.K., Keller H.B., Solving two-point seismic-ray tracing problems in a heterogeneous medium. Part 1. A general finite difference method. *Bulletin of the Seismological Society of America*. Vol. 70, pp 79-99. 1980.
- Persaud, P., Images of early continental breakup in and around the Gulf of California and the role of basal shear in producing wide plate boundaries. Ph.D. Thesis. California Institute of Technology. Pasadena, California. 2003.
- Psencik, I., & Gajewski, D., Polarization, phase velocity and NMO velocity of qP waves in arbitrary weakly anisotropic media. *Geophysics*, Vol. 63, 1754-1766. 1998.
- Roldán-Quintana, J., Mora-Klepeis, G., Calmus, T., Valencia-Moreno, M., Lozano-Santacruz, R., El graben de empalme, Sonora, México: Magmatismo y Tectónica extensional asociados a la ruptura inicial del Golfo de California. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, año/vol. 21, número 0003. Pp. 320-334. 2004.

- Rodríguez-Pérez, Q., Estructura Tridimensional de velocidades para el sureste de México, mediante el análisis de trazado de rayos sísmicos de sismos regionales. Tesis de grado Maestro en Ciencias. Instituto de Geofísica, UNAM, 2007.
- Scales, J.A., Theory of Seismic Imaging. Center for Wave phenomena. Department of Geophysics. Colorado School of Mines. Samizdat Press, 1997.
- Scott E.B., Ferrari, L., Reiners W.P., Allen, M.Ch., Petrone, Ch., Ramos-Rosique, A., Campbell H.A., New Insights into crustal contributions to large-volume Rhyolite Generation in the Mid-Tertiary Sierra Madre Occidental Province, Mexico, Revealed by U-Pb Geochronology. Journal of Petrology, V49, No. 1, pp 47-77. 2008.
- Sheriff, R., Encyclopedic Dictionary of Applied Geophysics, Fourth Edition, 2008.
- Simon, R.B., Earthquake Interpretations. Research Associate in Geophysics. Colorado School of mines. Golden Colorado. 1968.
- Stein S. and Wysession M., An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure. Blackwell Publishing, 2003.
- Swason R.E., Kempter A.K., McDowell W.F., McIntosh, C.W., Major Ignimbrites and volcanic centers of Copper Canyon area: A view into the core of Mexico's Sierra Madre Occidental. Geosphere, V.2, no.3, 125-141, May, 2006.
- Udías, A., Principles of seismology. Ed. Cambridge University Press, 1999.
- Valdés, C.M., Mooney, W.D., Singh, S.K., Meyer, R.P., Lomitz, C., Luetgert, J.H., Hesley, C.E., Lewis, B.T.R. y Mena, M., Crustal Structure of Oaxaca, México, from seismic refraction measurements. Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 76, No.2, pp. 547-563. 1986.
- Valdés C. M., 1988 RAY3D and RAY2D: User Guide.
- Valdés C. M., 1988 PROMODEL: User Guide.
- Wolf, L.W., Levander, A.R., Upper crustal structure of the accreted Chugach terrain, Alaska. Journal of Geophysical Research, V.94, 4457-4466, 1989.