



Universidad Nacional Autónoma de México

Instituto de Geofísica

Posgrado en Ciencias de la Tierra

MODELOS DE VELOCIDAD CORTICAL EN MÉXICO, UTILIZANDO
FUNCIONES DE RECEPTOR EN LAS ESTACIONES DE LA RED
NACIONAL DE BANDA ANCHA

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE

DOCTOR EN CIENCIAS

P R E S E N T A :

VÍCTOR HUGO ESPÍNDOLA CASTRO

Director de Tesis: Dr Luis Quintanar Robles





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.

Con todo mi amor para María de los Ángeles, Beatriz y Sofía por todos estos años de paciencia.

Con gran agradecimiento a mis hermanos José Luis, Miguel Ángel y Marco Antonio por su invaluable afecto y particularmente a Juan Manuel quien junto con su esposa Rachel Mata me han apoyado incondicionalmente a lo largo de mi vida.

A la memoria de mi padre Juan Espíndola Castillo y mi madre Margarita Castro Reynoso quien con su amor me acompaña a donde quiera que voy.

AGRADECIMIENTOS

Deseo hacer patente mi más profundo agradecimiento al Instituto de Geofísica, por la oportunidad que me dio de formarme académicamente.

Mi más profundo agradecimiento a las siguientes personas:

Al Dr. Luis Quintanar Robles, por su apoyo continuo en la dirección de este trabajo. Los doctores Xyoli Pérez Campos, Arturo Iglesias Mendoza, Jaime Yamamoto Victorio y Roberto Ortega, quienes generosamente aceptaron servir como sinodales y realizaron la revisión de mi trabajo.

Al Dr. Javier Francisco Pacheco, quien a pesar de sus múltiples ocupaciones, siempre encontró un espacio para sacarme de muchas dudas.

Al personal del Servicio Sismológico Nacional en particular a Arturo Cárdenas, Jorge Estrada, Jesús Pérez e Iván Rodríguez quienes me apoyaron continuamente para obtener los datos necesarios para este trabajo.

A Enedina Martínez y Araceli Zamora quienes amistosamente me apoyaron y animaron a seguir adelante.

A CONACYT que contribuyo de manera fundamental a la realización de este trabajo por el apoyo otorgado al Dr. Juan Manuel Espíndola a través del proyecto IN122109-3.

ÍNDICE

RESUMEN	
I INTRODUCCIÓN	2
I.1 Marco tectónico	3
II. MÉTODO	12
II.1. Funciones de receptor	12
II.2. Deconvolución	13
II.3 Deconvolución iterativa	16
II.4 Apilamiento	17
III. APLICACIÓN Y RESULTADOS	24
Datos, selección y agrupamiento	24
III.1 Región Costa	26
III.2 Proyección Chamela-Jalisco	34
III.2.1 Resultados	37
III.3 Región Faja Volcánica-Transmexicana (FVTM)	39
III.3.1 Resultados	51
III.4 Proyección Cayaco-Yautepec	51
III.4.1 Resultados	57
III.5 Región Golfo	58
III.5.1 Resultados	61
III.6 Región sureste	63
III.6.1 Resultados	64

III.7 Región norte	67
III.7.1 Resultados	68
IV CONCLUSIONES GENERALES	75
BIBLIOGRAFÍA	83
ANEXO I	89
ANEXO II	93
ANEXO III	99
ANEXO IV	107
ANEXO V	111
ANEXO VI	116

RESUMEN

En este trabajo se estiman la profundidad al Moho y la relación κ (V_P/V_S) utilizando estaciones de la red sísmica mexicana de banda ancha, aplicando el método de función de receptor y técnica de apilamiento, considerando las fases P_S , $P_P P_S$ and $P_P S_S + P_S P$ de registros telesísmicos. Se estima el modelo de velocidad unidimensional para cada una de las estaciones analizadas.

Debido a la distribución de estaciones se clasifican las soluciones en cinco regiones: Costa, Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM), Golfo, Norte y Sureste, Las profundidades mínimas y máximas al Moho se obtienen para las regiones Costa y FVTM respectivamente (~20 y 40 km).

Finalmente, se establecen características corticales y tectónicas, proyectando modelos de velocidad obtenidos bajo las estaciones a lo largo de la costa y perpendicular a la trinchera.

ABSTRACT

In this paper is estimated Moho depth and κ ratio (V_P/V_S) beneath broadband stations of Mexican Seismic Network applying receiver functions method and a stacking technique considering P_S , $P_P P_S$ and $P_P S_S + P_S P$ phases to teleseismic records. A one-dimensional velocity model is also estimated for each station analyzed.

Due of station distribution we classified solutions in five zones: Coast, Trans Mexican Volcanic Belt (TMVB), Gulf, North and Southeast. Minimum and maximum Moho depths are so obtained in Coast and TMVB regions respectively (~20 and 44 km).

Finally is state some crust and tectonic features beneath the stations after projecting velocity models obtained along the coast and perpendicular to the trench.

I. INTRODUCCIÓN

Es ampliamente conocido el efecto que los eventos sísmicos tienen sobre la actividad humana, si bien, la predicción sísmica aún no es posible, se establece un gran esfuerzo para llegar a esto y todos los estudios sobre el tema, de una u otra forma conllevan a lograr estas aspiraciones. De tal forma que es necesario conocer todos los parámetros causales de la ocurrencia de un sismo; así como la propagación de ondas sísmicas, y aquellos que nos ayuden a explicar los efectos y comportamiento del entorno. La precisión en la localización sísmica es un factor determinante en la gran mayoría de los estudios sísmicos, ya que estos están asociados o son el resultado de grandes esfuerzos de origen tectónico. Con este objetivo, en el país se encuentra operando la red de estaciones sísmicas operada por el Servicio Sismológico Nacional (SSN), dependiente del Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México, a esta fecha cuenta con 32 estaciones de banda ancha, y cuyos registros sísmicos fueron utilizados para el desarrollo del presente trabajo.

La evolución geológica de México ha dado lugar a gran diversidad de terrenos geoestratigráficos, lo que provoca que características corticales varíen aun en sitios de relativa cercanía, como se verá más adelante. Este trabajo, por la gran extensión de estudio, se ha dividido en cinco regiones que tienen cierta influencia tectónica, éstas son región: norte, costa, faja volcánica transmexicana (FVTM), sureste y golfo

Los efectos de esta actividad tectónica se ven reflejados en una corteza altamente heterogénea, y gran actividad sísmica. Para conocer la dinámica de esta actividad es necesario contar con modelos de velocidad cortical, que nos auxilien en la correcta localización sísmica. El objetivo del presente trabajo es conocer por medio del análisis de datos telesísmicos, características corticales, así como obtener modelos de velocidad de ondas de corte bajo estas estaciones, que pueden ser útiles para una buena determinación focal, y que se obtienen por medio de funciones de receptor obtenidos de registros de estaciones de banda ancha del Servicio Sismológico Nacional (SSN) (Figura 1.1).

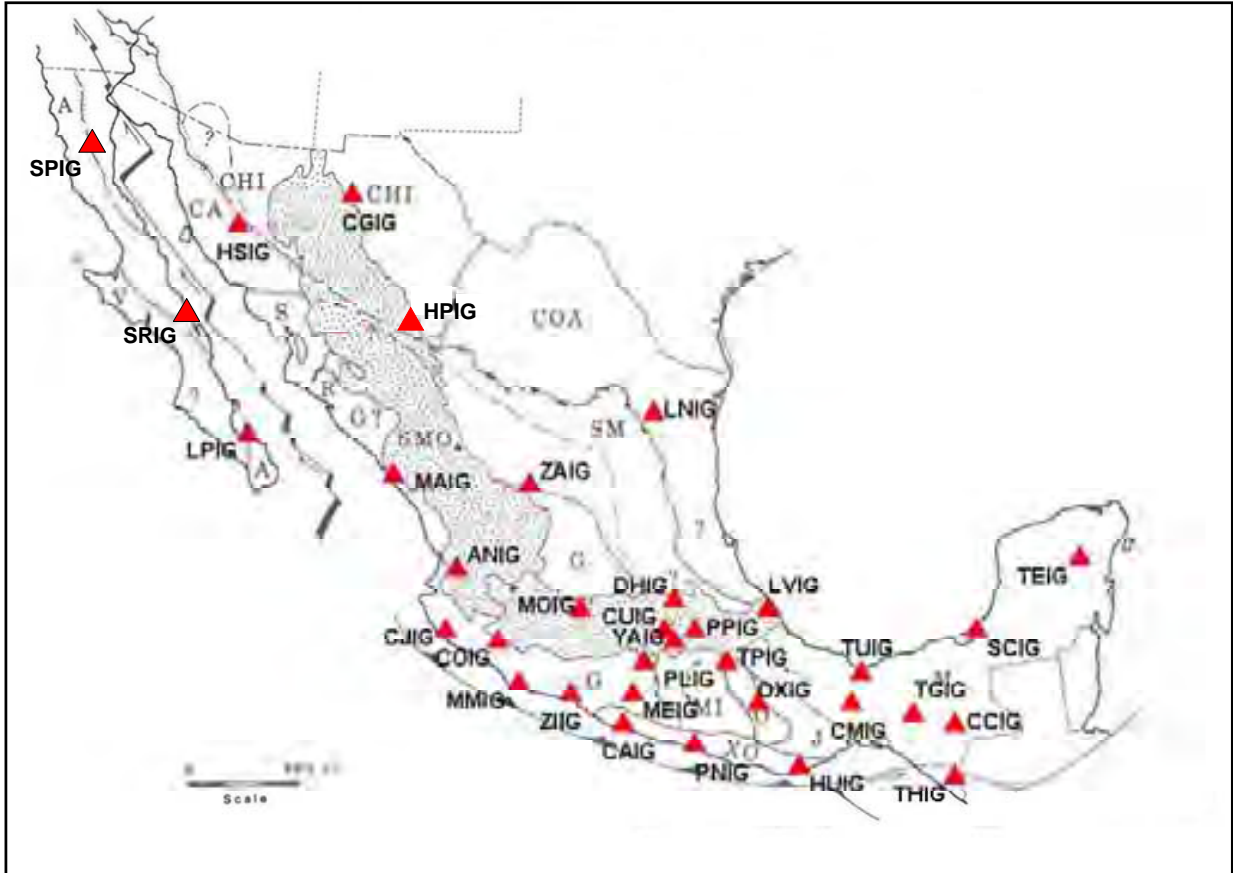


Figura 1.1 Mapa de localización de estaciones de banda ancha del Servicio Sismológico Nacional. (SSN). Utilizados en este trabajo. CJIG (Chamela Jal.), ZIIG(Zihutanejo), MMIG(Maruata Mich.), CAIG(Cayaco Gro.), PNIG(Pinotepa, Oax) HUIG(Huatulco Oax.). TPIG (Tehuacán Puebla), OXIG (Oaxaca Oaxaca), TUIG (Tuzandepetl Veracruz), CMIG (Matias Romero, Oaxaca), CCIG (Comitán, Chiapas) TGIG (Tuxtla Gutierrez, Chiapas), THIG (Tapachula, Chiapas), COIG (Colima Colima), MOIG (Morelia, Michoacán), CUIG (Ciudad de Mexico), DHIG (Demacu, Hidalgo), PPIG (Popocateptl, Puebla), LVIG (Laguna Verde Veracruz) YAIG (Yautepec, Morelos) PLIG (Iguala Guerrero) y MEIG (Mezcala Guerrero). LPIG (La Paz, Baja Cal. Sur), CGIL (casa Grandes, Chihuahua), HSIG (Hermosillo, Sonora), MAIG (Maruata, Michoacán), ANIG (Ahuacatlan, Nayarit), ZAIG (Zacatecas, Zac), LNIG (Linares, Nvo. Leon), SPIG (San Pedro Martir B.C), SRIG (Santa Rosalia B.C.S.). Mapa modificado de Campa y Coney (1983).

I.1 MARCO TECTÓNICO

México se encuentra situado en la parte sur de la placa Norteamericana con desplazamiento hacia el suroeste e interacciona con las placas del Pacífico oriental, hacia el noroeste; la de Rivera y Cocos, hacia el suroeste, y la del Caribe, hacia el este. Esta

conformación en la tectónica actual de la República Mexicana es el resultado de múltiples procesos tectónicos que la han afectado durante toda su evolución. Según Mammerickx y Klitgord (1982) la cinemática de las placas de mayor predominio que han influido en su conformación, inicia partiendo de la antigua placa de Farallón que se fracturó y evolucionó, primero, como la placa de Guadalupe y posteriormente se segmentó en las actuales placas de Rivera y de Cocos. Por otra parte, la posición relativa de la dorsal oceánica del Pacífico, originalmente (12.5-11 Ma) situada en la dorsal Pacífico-Matemáticos, se propagó en dirección norte a lo largo de la actual dorsal Pacífico-Rivera y aparentemente queda desconectada del segmento sur de ésta. Posteriormente, durante el mioceno-medio (6.5-3.5 Ma) sufre un cambio brusco en dirección como consecuencia del desarrollo de la zona de fractura de Rivera, situándose en su posición actual de la dorsal del Pacífico Este (EPR), al sur de la zona de fractura Rivera.

Al noroeste de México, la península de Baja California y la parte continental del límite del Golfo de California (Sonora, Sinaloa Nayarit) están caracterizadas por actividad lateral derecho y de fallamiento normal, el desplazamiento está concentrado en el límite entre placas situada en el Golfo de California, en donde se empieza a deformar por una serie de fallas transformantes de componente lateral derecho conectadas entre sí. La frontera entre placas está ligada a través de las fallas de Cerro Prieto e Imperial con el sistema de fallas de San Andrés. La deformación activa también se produce a lo largo de fallas de componente lateral derecho, que cortan el noroeste de Baja California (Stock y Hodges, 1990).

En la región del Pacífico, la península de Baja California se desplaza del resto del continente con un movimiento hacia el noroeste. Su evolución geológica asociada por lo que en su momento fue la trinchera formada por la placa Farallón y posteriormente por la apertura del golfo a dado lugar a gran actividad sísmica, principalmente a lo largo de un sistema de fallas ubicadas a lo largo del Golfo de California y que son límite de la placa del Pacífico y la de Norteamérica. El movimiento con tendencia NW-SE a lo largo de estas fallas, que se desplazan en promedio 0.1 mm por año, causa la morfología tan pronunciada de valles y sierras. Estos factores hacen que en la estructura cortical existan grandes diferencias a lo largo de toda la Península.

En el Pacífico sur de México, desde las costas del estado de Jalisco hasta Centroamérica, la placa oceánica de Cocos es subducida por el continente; tal subducción ha dado lugar a una fosa oceánica conocida como Trinchera Mesoamericana.

Por otro lado, en las provincias geológicas del Golfo de México y del Caribe, se tienen esfuerzos tectónicos de separación cortical, es decir, de tensión o distensivos, que están actuando en los márgenes continentales; éstos, a su vez, avanzan sobre los fondos más profundos de las cuencas oceánicas, como consecuencia del desplazamiento de la placa tectónica continental de Norteamérica hacia el poniente, y de la del Caribe hacia el oriente. Aguayo J. E. et al., (1996) mencionan que en particular al sur del Golfo de México, en las cuencas terciarias de Veracruz, Tabasco y Campeche, subsidieron en forma discontinua los bloques del basamento, a partir del Cretácico Superior y principios del Terciario. El mismo fenómeno ocurrió en el margen occidental del Banco de Campeche durante la migración del bloque de Yucatán hacia el noreste, lo cual es evidente en las secuencias estratigráficas y por el estilo de fallamiento normal en bloques que se observa en el subsuelo. La evolución geológica del sureste mexicano ha dado como resultado una de las áreas más complejas de Norteamérica; esto debido a los movimientos de las placas tectónicas Norteamericana, del Caribe y Cocos, que convergen en esta región desde el Oligoceno Tardío (Morán-Zenteno *et al.*, 2000). La Placa Norteamericana tiene un movimiento relativo hacia el oeste respecto a la del Caribe, mientras que la de Cocos se mueve hacia el noroeste en dirección hacia las dos primeras. Las estructuras resultantes de esta actividad tectónica durante el Mesozoico y Cenozoico presentan tendencias estructurales diversas, así como también edades de deformación diferentes.

La evolución tectónica y sedimentaria del Golfo de México se caracterizó por una subsidencia lenta que dió inicio en el Jurásico Medio y que aún continúa. Durante el jurásico y el Cretácico se depositaron varios kilómetros de espesor de sedimentos carbonatados en las extensas plataformas someras que bordeaban la cuenca (Sawyer *et al.*, 1991)

A inicios del Paleógeno, la Orogenia Laramide deformó las rocas de la parte occidental del Golfo, formando los pliegues y fallas de las Sierras Madre Oriental y la de Zongolica, mientras que en el sureste mexicano continuaba la sedimentación de carbonatos sobre la parte norte del macizo de Chiapas y sobre el Bloque Yucatán. En el Mioceno medio el Evento Chiapaneco forma la cadena plegada y cabalgada de Chiapas-Reforma-Akal, formando pliegues orientados NW-SE y convergencia al noreste. Asociado al nivel de despeque, un

volumen importante de sal se movilizó hacia el norte-noroeste, causando a su vez que las estructuras de la cadena de Chiapas-Reforma-Akal se bascularan en la misma dirección y en el que se depositaron varios kilómetros de espesor de sedimentos clásticos, hasta fines del Neógeno, que empezaron a deslizarse por gravedad también hacia el norte-noroeste, o sea, hacia la misma dirección en la que se inclinaban los pliegues de la cadena Reforma-Akal. El peso de estos sedimentos propició que la secuencia discordante miocénica tardía comenzara un deslizamiento gravitacional hacia el NNW, iniciando así grandes fallas normales lítricas, orientadas WSW-ENE, es decir, casi perpendiculares a la orientación de los pliegues de la cadena Chiapas-Reforma-Akal; estas fallas normales regionales, sintéticas y antitéticas, constituyeron los límites de las cuencas de Comalcalco-Salina del Istmo y de Macuspana. Posteriormente, durante el Pleistoceno, las cuencas recién formadas bajo un régimen tectónico extensional sufren una compresión, desarrollándose en ellas pliegues propios de inversión tectónica, más evidentes en el campo José Colomo de la Cuenca de Macuspana.

La compleja dinámica ha originado que la corteza continental mexicana esté formada por un conjunto de terrenos geológicos de distinta naturaleza, Las grandes cubiertas volcánicas como la Sierra Madre Occidental y la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM) ocultan las relaciones entre los terrenos. De la misma forma afecta la actividad geodinámica relacionada a la apertura del Golfo de California, la falla de San Andrés con rumbo noroeste, la extensión tectónica en la provincia de “Cuencas y Cordilleras” y el sistema de fallas Polochic-Motagua, límite entre la placa Norteamericana y la placa Caribe.

Como ya se mencionó, la actividad tectónica que ocurre a lo largo de la costa del Pacífico del sureste de México está relacionada con la subducción de las placas de Cocos y Rivera bajo esta región. Diferencia en la geometría de la subducción y en la velocidad de convergencia de estas placas se ven reflejadas en diferencias en la cantidad de sismicidad observada. La existencia de la placa de Rivera fue sugerida inicialmente por Atwater (1970), el límite de esta placa está definida por la zona de fracturas de Rivera y de Tamayo, la Dorsal del Pacífico Este (DPE) y la trinchera Mexicana, con características cinemáticas distintas de la placa Cocos según DeMets y Stein (1990), aunque el límite entre ambas placas no está perfectamente definida, la placa de Cocos se forma en el DPE y subduce bajo la placa de Norteamérica con una velocidad relativa que aumenta hacia el sureste de entre 5 a 7.5 cm al año (DeMets et al., 1990). La edad de la placa varía también a lo largo de la trinchera con

saltos notables asociados a zonas de fractura tales como la Orozco y la O'Gorman, estas edades van de 10 Ma para la parte noroeste hasta 25 Ma en la parte sureste (Couch y Woodcock, 1981). La actividad tectónica extensional en estas zonas de apertura, de por al menos 10 ma ha dejado un desplazamiento total de 1.5 a 3.5 km (Allan, 1986), la separación del bloque de Jalisco de la Placa Norteamericana (Luhr et al., 1985; Allan, 1986; Allan et al., 1991) y su transferencia hace aproximadamente 14 ma a la placa Pacífico (Luhr et al., 1985; Barrier et al., 1990) posiblemente en un sentido similar al que pasó durante la formación del Golfo de California. No obstante, en el área del graben de Colima, el espesor de la corteza continental es de entre 30 y 46 km, esto no es necesariamente tan delgada como en las regiones adyacentes (Urrutia-Fucugauchi y Molina-Garza, 1992). En el área del bloque Jalisco, la tectónica extensional se encuentra sobreimpuesta a la tectónica compresional causada por la subducción de la Placa Rivera bajo la Placa Norteamericana. Actualmente la región del bloque de Jalisco se localiza al oeste de la zona de interacción de las placas Rivera, Cocos y Norteamericana. La Placa Rivera es convergente en aproximadamente 2.4 cm/año mientras que en la región del bloque de Jalisco, la parte NW de la placa de Cocos es convergente a una tasa de aproximadamente 4.8 cm/año (Pardo y Suárez, 1995).

En la parte central de México se encuentra la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), esta faja es un arco volcánico de naturaleza generalmente calcoalcalina, típica de las provincias continentales y de arcos de isla del Circum-Pacífico, aunque en algunas regiones existe vulcanismo alcalino, especialmente en el oeste de México (Allan et al., 1991). Tiene una tendencia WNW-ESE y corta a la República Mexicana entre los paralelos 19° y 20° N cortado por una secuencia de grabenes con orientación oblicua respecto del rumbo del arco volcánico (Nixon, 1982).

Algunos estudios, entre ellos el de Demant y Robin (1975), la asocian genéticamente con la subducción activa de la placa de Cocos debajo del margen continental del sur de México a lo largo de la trinchera Mesoamericana, ya que en general las cadenas volcánicas asociadas a las zonas de subducción tienen una tendencia paralela a éstas y son causadas por el ascenso de material fundido proveniente de la placa subducida, sin embargo en México, el eje volcánico no es paralelo a la trinchera y aunque se desconocen las causas concretas de este hecho, algunos estudios indican que su orientación puede estar relacionada con el cambio de echado de la placa subducida, a este respecto Pardo y Suárez (1995) trazando contornos de

isopropundidades, muestran una tendencia de la placa subducida a profundidad que concuerda con la tendencia del eje neovolcánico; Tatsumi, (1986) menciona que los volcanes más cercanos a la trinchera se encuentran, generalmente, sobre el punto donde la placa subducida alcanza los 110 km de profundidad. Molnar y Sykes (1969); Dean y Drake, (1978); Pardo y Suárez, (1995), entre otros, asocian esta orientación a la geometría de la placa subducida, por otra parte Shurbert y Cebull (1984), proponen un modelo alternativo, en el cual la orientación del eje se debe a la existencia de una zona de debilidad de la corteza, la cual representa una frontera de la placa extensiva entre el sur y el norte de México.

Ferrari et al. (1994) proponen que la FVTM comenzó hace aproximadamente 16 Ma. cuando empezó a formarse un arco volcánico intermedio a máfico con una orientación general E-W. El vulcanismo en esta región presenta diferencias tanto en estilo volcánico como en la composición química de los mismos (Ferrari et al. 2000). A este respecto Ferrari et al. (2005) mencionan que, la ocurrencia de estos magmas inusuales de la intraplaca es explicada por la infiltración del material de la astenósfera enriquecido en la capa del sub-arco. El frente volcánico acuoso se establece apenas arriba o inmediatamente al norte del final de la sismicidad.

Un aspecto importante en estudios de la neotectónica en la parte central de México es la distinción de los diferentes bloques que componen la corteza. Si los bloques de Michoacán y Guerrero son terrenos alóctonos a la placa Norteamericana, que fueron adicionados a ésta por un proceso de colisión de arcos volcánicos (Morán, 1984), éstos deben presentar un grosor de corteza menor que la del resto del continente. Por otro lado si la zona central de México es una zona de extensión y apertura entre el sur y norte de México, como lo sugieren Shurbert y Cebull (1984), debería existir un adelgazamiento de la corteza en esa región.

La costa del Pacífico en el Sur de México, es una zona tectónica activa debido al contacto entre la placa de Cocos y la placa de Norteamérica. La estructura tectónica de la parte continental de la región está caracterizada por la confluencia de diferentes bloques corticales, limitados por fallas. Su orogenia ha sido controversial, Campa y Coney (1983); Yáñez et al. (1991). Coney y Campa (1987) sugieren que la mayoría del basamento en el sur de México está constituido por varios terrenos tectónico-estratigráfico con paleogeografía desconocida. Describen los terrenos Guerrero, Xolapa, Oaxaca y Mixteca, con estratigrafías variadas, pertenecientes a cuencas de depósito, unidades corticales oceánicas de tamaño, litología,

deformación y edad variable. En esta región se localiza la llamada Trinchera Mesoamericana, que marca la zona donde la placa cortical oceánica de Cocos es cabalgada por la placa continental de Norteamérica, provocando tensiones, fallamientos y deformación cortical.

En la región del golfo de Tehuantepec, se encuentra la dorsal de Tehuantepec que interseca a la trinchera, siendo el rasgo batimétrico sobresaliente. En esta región convergen las placas de Cocos, Norteamérica y del Caribe, esta interacción da como resultado un patrón tectónico complejo, uno de los rasgos estructurales más importantes es la falla Polochic, que es el límite entre la placa del Caribe y la placa de Norteamérica. La combinación de los efectos tectónicos que han actuado sobre el sureste del país dio lugar a diversas provincias tectónicas, una característica importante es el macizo granítico de Chiapas, que forma el basamento cristalino de la parte sur del terreno Maya. Está limitado hacia el oeste por el Istmo de Tehuantepec y hacia el sureste por el sistema de fallas Motagua-Polochic, el cual forma el límite entre el terreno Maya y el bloque Chortis de Centroamérica (Sedlock et al., 1993). La naturaleza del basamento en el Istmo es incierta, debido a la depresión del Istmo de Tehuantepec. Esta depresión está relacionada a una extensión en dirección este-oeste debido a la subducción de la dorsal de Tehuantepec bajo la placa Norteamericana en la región occidental donde da inicio el golfo de Tehuantepec, que tiene como consecuencia el adelgazamiento de la corteza en la región del istmo (Meritano-Arenas, 1972; Ponce *et al.*, 1992). Estos autores consideran que el basamento es el mismo a ambos lados del istmo, esto puede ser válido debido a que al oeste del Istmo de Tehuantepec afloran rocas ígneas similares a las del macizo de Chiapas, formadas por el batolito de la Mixtequita, que intrusión al basamento granulítico de edad Mesoproterozoica y por el complejo Guichicovi, su basamento está constituido por el complejo metamórfico de Sierra Juárez que comprende rocas metamórficas en facies de esquistos verdes como son esquistos de cuarzo-muscovita, esquistos de cuarzo-biotita, esquistos de actinolita-tremolita, así como, meta-areniscas, metaconglomerados y metacalizas. La edad de esta unidad es aún discutible ya que existen determinaciones radiométricas del Carbo-Pérmico, aunque también existen algunas edades mesozoicas. En función de que está afectado parcialmente por un granito-granodiorita de supuesta edad pérmica se asume una edad Carbo-Pérmica para el complejo metamórfico. El Complejo Milonítico Aloapan compuesto de rocas de metamorfismo cataclástico de cizalla consta de protomilonitas, milonitas, ultramilonitas y cataclastitas. Estas rocas están compuestas al menos por cinco gneis cuarzo-

feldespáticos, rocas graníticas, rocas básicas, ultrabásicas y esquistos. La cobertura comprende los lechos rojos de la Formación Todos Santos del Jurásico medio. Sobre esta unidad se desarrolla a partir del Jurásico superior la Cuenca de Zongolica con calizas dolomitizadas de la Formación San Pedro del Jurásico superior sobre la cual descansan areniscas y calizas de la Formación Xonamanca del Neocomiano-Aptiano sobreyacidas por calizas dolomitizadas de plataforma de la Formación Orizaba. El Cretácico superior comprende calizas y calizas arrecifales de las formaciones Guzmantla y Atoyac, le sobreyace discordantemente areniscas y lutitas de la Formación Chicontepec del Paleoceno. Algunas unidades de la cubierta terciaria son compartidas por los tres terrenos como son el Conglomerado Polimíctico y areniscas de edad Paleoceno-Eoceno, sobre la que descansa una unidad de tobas andesíticas, andesitas de edad Eoceno-Mioceno. Afectando a la mayoría de las unidades aflora un intrusivo granodiorítico del Oligoceno. También del Mioceno en la cuenca de Oaxaca se tiene una secuencia de calizas lacustres, limolitas que contiene el cuerpo de ignimbritas (Toba Etna) de color verde de la Formación Suchilquitongo y en la cuenca de Zongolica se tienen unidades pliocénicas como unas tobas riolíticas y un conglomerado polimíctico. Existen también algunas zonas con aluvión cuaternario. Una de las estructuras más sobresalientes es un complejo estructural de más de 130 km de largo y entre 10 a 15 km de ancho con orientación N-S denominado Complejo Milonítico Aloapan que representa el límite entre terrenos Oaxaca y Maya.

Por todo lo anterior es fácil advertir la gran complejidad que representa la situación tectónica actual de México, el cual tiene, gran heterogeneidad litológica con grandes cambios topográficos y una deformación continental activa, y que ha dado lugar a la generación de grandes cadenas montañosas y presencia de amplios valles y zonas costeras; lo que implica también, que la discontinuidad de Mohorovičić varíe de un lugar a otro.

Los métodos sísmicos son una de las herramientas geofísicas más importantes para la determinación de la estructura terrestre; es así como a partir de ella y gracias a los registros sísmicos, se ha podido inferir y se ha llegado a plantear la estructura actual de la Tierra, ya sea a nivel global, regional o local.

Los efectos de la actividad tectónica, antes mencionada, se ven reflejados en una corteza altamente heterogénea, y gran actividad sísmica. Para conocer los efectos de esta actividad es

necesario contar con modelos de velocidad cortical, que nos auxiliien en la correcta localización sísmica.

El análisis de funciones de receptor de registros telésismicos ha mostrado gran efectividad en la determinación de características de la corteza cercana a los sitios de registro.

El objetivo del presente trabajo es conocer por este método, características corticales, así como obtener modelos de velocidad de ondas de corte bajo estas estaciones, que pueden ser útiles para una buena determinación focal, y que se obtienen aprovechando datos generados y obtenidos de registros de estaciones de banda ancha del Servicio Sismológico Nacional (SSN).

II. MÉTODO

II.1 Función de receptor (FR)

En las componentes de sismogramas telesísmicos, se puede observar que la componente vertical de los registros se comporta principalmente como una función impulsiva (correspondiente a la onda P directa), convolucionada con la respuesta instrumental y de la fuente, además de una sucesión de fases con amplitudes mucho menores, la mayoría correspondientes a reverberaciones y fases convertidas en interfases profundas (Burdick y Helmberger, 1974). Cualquier sismo, ya sea local, regional o lejano, proporciona información de las características de la corteza, sin embargo, habría que hacer algunas consideraciones: los sismos locales y regionales nos pueden dar información de características someras de la corteza o grandes valores promedio que dependen de factores tales como profundidad, magnitud o proceso de fuente sísmica cuya mezcla provoca que la interpretación se vuelva más compleja. En el caso de los telesismos, la propagación de la onda compresional (P directa) incide sobre la interfase manto-corteza (discontinuidad de Mohorovičić). Convirtiéndose éstas según el principio de Huygens en una nueva fuente que genera una onda P refractada y la correspondiente onda convertida de corte P_s polarizada radialmente, así como otras ondas que se reflejan dentro del espacio delimitado por la corteza. Su propagación y trayectoria cumplen con el principio de Fermat (y por tanto con las leyes de Snell), el ángulo de incidencia de esta onda es pequeño por tratarse de sismos que ocurren a grandes distancias de los receptores que se ve reflejado en el parámetro de rayo. Analizar telesismos ocurridos a distancias mayores de 30 grados tiene la ventaja de que la diferencia de tiempos de los arribos entre las ondas P y S generados en la fuente sísmica son lo suficientemente grandes. De tal forma que la energía liberada en el foco alcanza una profundidad suficiente en el manto, lo que produce que el ángulo de incidencia del frente de onda, al llegar a la base de la corteza (Moho), sea relativamente pequeño y aún menor en la superficie libre; de tal forma que sea más sencillo el estudio de un solo tren de ondas y los efectos que éste sufra por su interacción con la corteza. Un método efectivo que nos ayuda a interpretar este comportamiento es el de función de receptor; es una técnica que permite modelar la estructura bajo el receptor utilizando la primera onda telesísmica tipo P, y sus conversiones en la corteza. Sin embargo como ya se mencionó, los registros sísmicos nos muestran características de la fuente generadora del sismo así como los efectos que sufre por el medio de propagación. Por lo tanto si nuestro interés es conocer

características de la corteza terrestre en un lugar determinado, entonces se deben separar los efectos no deseados de nuestro registro sísmico; es decir, las respuestas de la corteza y del manto superior, contenidas en las componentes de los sismogramas, cabe mencionar la importancia de contar con receptores (sensores de banda ancha) cuya respuesta no altere significativamente la señal. La eliminación de estos efectos se lleva a cabo con la deconvolución de las componentes del registro, como se explicará más adelante.

Durante el ascenso de la señal sísmica desde el Moho a la superficie, existe una reducción paulatina de los ángulos que se forman entre dicho frente y las interfases que va atravesando (si suponemos que la velocidad aumenta con la profundidad). El desplazamiento en la superficie libre provocado por la incidencia de las ondas P, quedará grabado predominantemente en la componente vertical del sismograma, los desplazamientos por la incidencia de las ondas S convertidas radialmente polarizadas (Ps y múltiplos) quedarán predominantemente en las componentes horizontales del registro. De tal forma que se necesita un registro sísmico de tres componentes: vertical, radial y tangencial que se pueden obtener rotando las componentes orientadas convencionalmente z, n-s y e-w (o de cualquier sistema ortogonal), dependiendo del azimut inverso del telesismo.

La función de receptor es aislada mediante la deconvolución de la componente radial con la componente vertical para quitar los efectos de la fuente y la trayectoria; para obtener de esta manera una señal compuesta por ondas P y S convertidas (que se reflejan en cada una de las diferentes capas en la estructura debajo del receptor). Modelando la amplitud y el tiempo de las ondas deconvolucionadas puede darse el valor de contraste de velocidad que generan las conversiones en particular PsPs, PpSs y PpPs sobre la capa geológica adyacente superior. Las características de la estructura pueden ser aproximadas por una secuencia de capas horizontales.

II.2 Deconvolución

Langston (1979) desarrolló un procedimiento para homogeneizar la información telesísmica, esto es, obtener de los registros telesísmicos únicamente la información concerniente a la estructura cortical y amplió el método para incluir la información de la fase usando un coeficiente complejo en el dominio de la frecuencia para posteriormente pasarlo al dominio del tiempo. Para una óptima deconvolución, utilizó el método de estabilización del

nivel de agua y un filtro gaussiano pasa-bajos para quitar el ruido de alta frecuencia, no filtrado por el *nivel de agua*.

Teóricamente, las componentes del desplazamiento en el dominio del tiempo, generados por una fuente de ondas planas compresionales que inciden verticalmente en la base de un medio estratificado pueden ser expresados como:

$$D_V=I(t)*S(t)*E_V(t)$$

$$D_R=I(t)*S(t)*E_R(t)$$

$$D_T=I(t)*S(t)*E_T(t)$$

donde $S(t)$ es la función de la fuente en el dominio del tiempo, $I(t)$ es la respuesta del instrumento a un impulso unitario y $E_V(t)$, $E_R(t)$, $E_T(t)$ son las componentes de la respuesta vertical, radial y tangencial respectivamente, de la estructura al impulso unitario, conocidas como funciones de transferencia en cada componente.

Una observación común hecha para los datos de telesismos profundos es que hay un gran movimiento en la componente vertical como un gran pico de la función de convolución con la respuesta del instrumento que se observa después de los arribos (Burdick and Helmberg, 1974). Los cálculos teóricos para estructuras típicas de la corteza nos muestran los lugares donde las ondas presentan rebotes debido a diversos cambios en el medio de propagación de la onda.

Dado que la componente vertical registra pulsos impulsivos, correspondientes a la onda P directa convolucionada con la respuesta de la fuente y del instrumento, entonces podemos suponer (Langston , 1974) que la respuesta vertical de la corteza es aproximadamente igual a $E_V(t)=\delta(t)$.

Cuando los contrastes de velocidad no son muy abruptos de más de 2 km/s en interfaces intermedias del modelo, el ajuste lo podemos aproximar mediante (Langston , 1979):

$$D_v(t) = I(t) * S(t)$$

por lo que la estructura puede obtenerse inmediatamente como:

$$E_r(t) = \frac{D_r(\omega)}{D_v(\omega)}$$

$$E_t(t) = \frac{D_t(\omega)}{D_v(\omega)}$$

Langston (1979) demostró que el error introducido por la simplificación anterior está acotado y es pequeño. Desgraciadamente, la simple deconvolución representada por las ecuaciones anteriores es inestable debido al ruido en las señales y el límite de su ancho de banda, de suerte que la señal $D_v(\omega)$ puede tener valores muy pequeños o muy grandes haciendo que se amplifique también el ruido.

Para evitar este problema se utiliza el siguiente estimador de la convolución:

$$E_r(t) = \frac{D_r(\omega)}{D_v(\omega)} = \frac{D_r(\omega)}{D_v(\omega)} \frac{\bar{D}_v(\omega)}{\bar{D}_v(\omega)},$$

introducimos ahora un filtro gaussiano con el fin de eliminar las altas frecuencias y mejorar la interpretación de las funciones de receptor:

$$E'_r = \frac{D_r(\omega)\bar{D}_v(\omega)}{\Phi_{ss}(\omega)} \cdot G(\omega)$$

con

$$G(\omega) = e^{\frac{-\omega^2}{4\alpha^2}}$$

y

$$\Phi_{ss} = \max \left\{ D(\omega)\bar{D}_v(\omega), c \cdot \max \left[D_v(\omega)\bar{D}_v(\omega) \right] \right\}_v;$$

en esta notación, Φ_{ss} es el resultado de considerar la señal original de la ecuación,

$$D_v(\omega)\bar{D}_v(\omega)$$

y donde c es la constante denominada nivel de agua. Al usar esta formulación, las inestabilidades introducidas por valores muy pequeños del denominador son “llenados” por el nivel $c \cdot \max \left[D_v(\omega)\bar{D}_v(\omega) \right]$, que es la amplitud máxima del espectro de la componente vertical.

Es deseable que el *nivel de agua* deba ser elegido lo más pequeño posible y en algunos casos no sea necesario aplicar algún nivel.

El filtro gaussiano es elegido por no presentar lóbulos, ser parecido a un impulso, y tener una transformada que es también una gaussiana. La elección del parámetro α , el ancho de la gaussiana, depende también del nivel de ruido existente en las señales.

II.3 Deconvolución iterativa

Como vimos anteriormente, la obtención de las funciones de receptor consiste básicamente en la deconvolución de las señales radial y tangencial con la vertical. En el apartado anterior se mostró el proceso en el dominio de las frecuencias. En este apartado se expone el proceso en el dominio del tiempo en el que es posible obtener una solución iterativa. La metodología señalada aquí es debida a Ligorria y Ammon (1999) y consiste básicamente en deconvolucionar la componente vertical con la componente horizontal a utilizar, en este caso la componente radial. Esto permite estimar la posición del primer y más grande de los picos en la función de receptor. Una vez obtenido este pico y su amplitud se convoluciona con la componente vertical y se subtrae de la señal radial. En principio esto reduce la componente radial en la contribución de este pico y la operación puede repetirse. En cada operación el desajuste entre la señal vertical convolucionada con la FR y la componente radial se reduce, ya que se introducen las contribuciones de otras conversiones existentes en el sismograma. El proceso puede detenerse cuando el ajuste alcanza el nivel deseado.

Para la obtención de la función de receptor de cada evento sísmico se empleó el programa SACITERD (Ammon, 1997), incorporado en el sistema de análisis GSAC (Generic Seismic Application Computing) (Herrmann y Ammon, 2004). Esta rutina calcula la convolución en el dominio del tiempo, la cual es expresada como una secuencia de pulsos gaussianos, siendo el valor del ancho del filtro de Gauss quien controla el contenido de frecuencias de la función receptora. Para este trabajo el valor de α utilizado es diferente para cada sitio, dependiendo de las características corticales de cada región, de tal forma que para α bajas, la FR sólo mostrará características corticales “gruesas” de ese sitio y para mayores incluirá detalles más finos que se traducen en cambios paulatinos de la velocidad dentro de la corteza. Un ejemplo es el mostrado en la figura 2.1 en donde se muestran las FR de la estación HUIG con diferentes valores, para 0.7 sólo registran ondas convertidas asociadas a la estructura principal (P_s , $PpPs$, $PpSs+PsPs$) y para $\alpha > 1.5$ es posible detectar fases asociadas a estructuras intermedias ($Pab1$, $Pab2$), como se verá más adelante, las cuales en algunos casos pueden ser muy complejas. Respecto al nivel de agua mencionado en la sección anterior, con los datos

utilizados, se probaron varios valores de *nivel de agua* y se obtuvieron buenos resultados con $c=0.00001$.

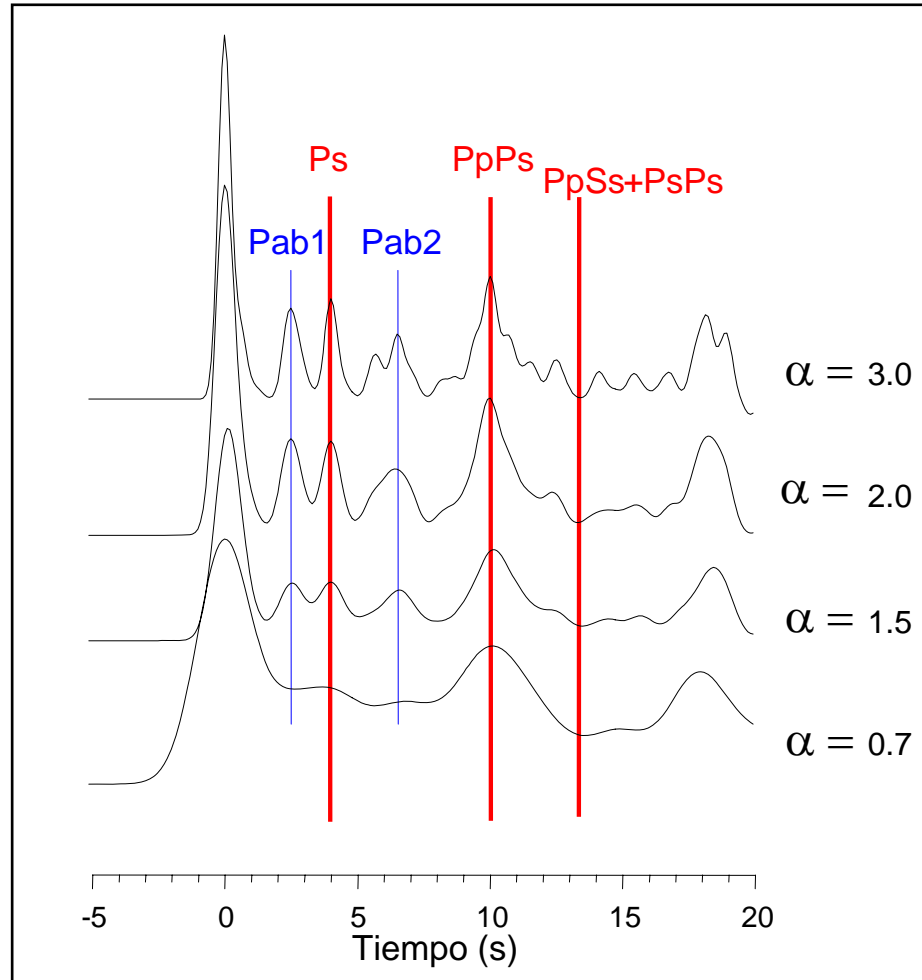


Figura 2.1 Ejemplo de registros de FR utilizando diferentes valores de α , las fases asociadas a estructuras intermedias ($Pab1$, $Pab2$) es posible detectarlas en 1.5 (líneas azules). Las líneas rojas están asociadas a la estructura principal y son fácilmente identificadas en frecuencias bajas ($\alpha=0.7$).

II.4 Apilamiento

Para determinar la profundidad del Moho (H) y la relación entre la velocidad de onda P y la de la S ($\kappa=V_p/V_s$) bajo cada una de las estaciones, se utilizó un apilamiento, el cual calcula la suma pesada de las amplitudes de la fase Ps y las fases reflejadas, $PpPs$ y $PpSs + PsPs$, calculado para rangos de profundidades H y cocientes V_p/V_s (Zhu & Kanamori 2000), de esta

forma se obtiene una mejor estimación al utilizar tiempos de arribo de tres fases convertidas, la estimación del valor máximo de la relación $S_{V_p}(H,k)$, en donde V_p es el valor de mejor ajuste dentro de un rango de 6.0 y 6.7, proporcionándonos un valor coherente de H y κ con todos los registros utilizados.

La estimación de la profundidad al Moho y la relación κ promedio se obtiene utilizando un apilamiento, a través de las relaciones:

$$\begin{aligned}
 t_{Ps} &= H \left(\sqrt{\frac{1}{V_s^2} - p^2} - \sqrt{\frac{1}{V_p^2} - p^2} \right) \\
 t_{PpPs} &= H \left(\sqrt{\frac{1}{V_s^2} - p^2} + \sqrt{\frac{1}{V_p^2} - p^2} \right) \quad (2.1) \\
 t_{PpSs+PsPs} &= H \sqrt{\frac{1}{V_s^2} - p^2} \quad ,
 \end{aligned}$$

Donde, p el parámetro de rayo y t_{Ps} , t_{PpPs} y $t_{PpSs+PsPs}$ son los tiempos teóricos respecto a las fases convertidas inscritas en el subíndice. En la figura 2.2a se señalan las fases convertidas detectadas en una función de receptor, y la figura 2.2b es la representación gráfica del origen de estas fases.

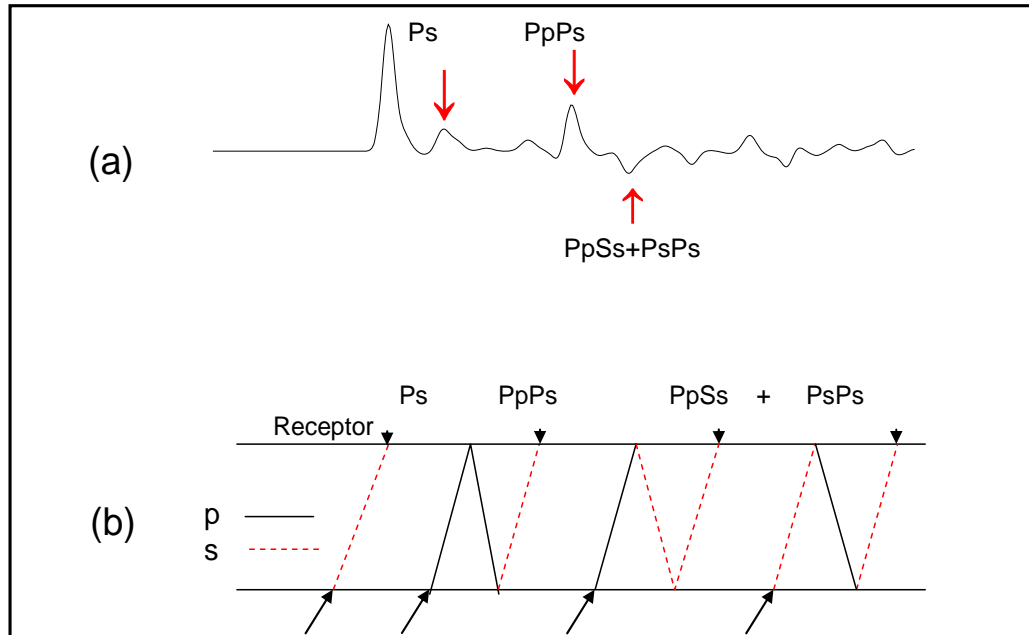


Figura 2.2. a) Ejemplo de función de receptor correspondiente a la estación LNIG, se señalan las fases convertidas de interés. b) Representación gráfica de las trayectorias de las ondas convertidas en un estrato.

El apilamiento utilizado es el calculado de acuerdo con la relación:

$$s(H, \kappa) = \omega_1 r(t_{Ps}) + \omega_2 r(t_{PpPs}) + \omega_3 r(t_{PpSs+PsPs}) \quad (2.2)$$

en donde las $r()$ se refiere a la amplitud de las FR radiales evaluadas en el tiempo teórico determinado en las ecuaciones (2.1) para cada fase y $\omega_1, \omega_2, \omega_3$ son los pesos que se le da a cada una de ellas, en general 0.7, 0.2 y 0.1 respectivamente, esto debido a que la fase Ps es por lo regular la de mayor amplitud y más clara de identificar, por lo que se le da un mayor peso. El valor apropiado de H y κ es el valor máximo de la función $s(H, \kappa)$.

Un caso adicional y que se utiliza en el análisis de registros de las FR en este trabajo, es suponer que el medio está compuesto por dos o tres capas o estratos contrastantes, suposiciones útiles, ya que en nuestro caso estos son notorios, como en la región de la costa sureste de México en donde la corteza oceánica es subducida por la continental pero existe contacto entre ellas teniendo dos estratos fácilmente detectables en las FR, de forma similar al basamento cortical, o regiones en donde esta corteza oceánica ha penetrado en el manto y se tiene un medio compuesto por corteza-cuña del manto-slab. El caso de dos capas se ejemplifica en la figura 2.3 (a), con un registro de la estación CAIG, en ella se muestran los estratos **a** y **b**, en donde además de las fases convertidas Ps , $PpPs$ y $PpSs + PsPs$ de todos los estratos, se muestran además tres fases más, debidas a conversiones por la discontinuidad entre ambos estratos, de tal forma que **Pa1**, se refiere a la fase P refractada en el Moho que genera fase S al pasar por la discontinuidad **a-b** (específicamente $Pp_b S_a$), **Pa2** se debe a conversiones de P incluso en la superficie libre y se registra la convertida en S después de reflejarse en la discontinuidad ($PpP_a S_a$), su comportamiento y forma de estimar es similar a las fases Ps , $PpPs$, respectivamente, salvo que no provienen de conversiones de una P directa, aunque pueden ser calculadas con relaciones similares a las descritas por las ecuaciones (2.1); la tercer fase **Pa3** ($PpPp_b S_a$) es la reflexión de P en la superficie libre y uno más en Moho (base del estrato b), para registrar la S originada en la discontinuidad, el tiempo de arribo de esta fase puede ser calculada mediante la relación (Chi-Chia Tang et al., 2008)

$$t_{Pa3} = t_{Pa2} + 2H_b \sqrt{\frac{1}{V_{bp}^2} - p^2},$$

Donde t_{Pa2} se estima cómo se mencionó anteriormente con la segunda ecuación de la relación (2.1) para el estrato a ; H_b es el espesor del estrato b , calculado a partir de la diferencia de las estimaciones obtenidas con los apilamientos para los estratos a y ab (este último término corresponde a la conversión en el Moho) y V_{bP} es la velocidad de la onda p en el estrato b , cuya estimación del cociente $\kappa = V_{bP}/V_{bS}$ se obtiene a partir del promedio pesado, de tal forma que

$$\kappa_b = \frac{\kappa_M H_M - \kappa_a H_a}{H_b}$$

este tiempo teórico se debe ajustar con el tiempo identificado en cada registro cuyo error se minimice al ajustar la velocidad V_{bP} conservando el valor estimado de κ .

El caso de tres estratos a , b y c tal y como se ejemplifica en la figura 2.3 (b) con una FR obtenida con un registro de la estación PLIG, en ella se indican las tres principales fases del medio en su conjunto, tal y como en el caso de un solo medio, sin embargo son también identificables cinco fases más, producto de las interfases y por tanto discontinuidades entre el *Moho-estrato* c y dos discontinuidades, originadas en las interfases de los estratos $a-b$ y $b-c$, dos de estas fases se denotan en la figura como Pab_1 y Pab_2 que corresponden a ondas transversales generadas en la discontinuidad existente entre c y ab (ya sea ab o bc se refiere a considerar dos estratos como sólo al tomar en la refracción una onda del mismo tipo, similar a dos estratos), y sus tiempos de arribo se pueden calcular también con las relaciones (2.1) aplicados a esos estratos, tomando en cuenta que los tiempos estimados de viaje están aplicados sobre H_{ab} que es la profundidad a la discontinuidad $b-c$, y tanto V_{abP} y V_{abS} corresponden a valores promedio estimados en todo ese trayecto. Las otras tres fases Pa_1 , Pa_2 y Pa_3 guardan similitud con el nivel superior del caso de dos estratos. Cabe aclarar que las fases análogas a $PpSs + PsPs$ generadas por el estrato a y ab son difícilmente detectables, por lo que el peso ω_3 de la ecuación 2.2 puede ser cero.

La incertidumbre se estima obteniendo la varianza de H y κ como

$$\sigma_H = \frac{2\sigma_s}{\partial s^2 / \partial H^2} \quad \sigma_\kappa = \frac{2\sigma_s}{\partial s^2 / \partial \kappa^2}$$

en donde σ_s es la varianza estimada de la función $s(H, \kappa)$.

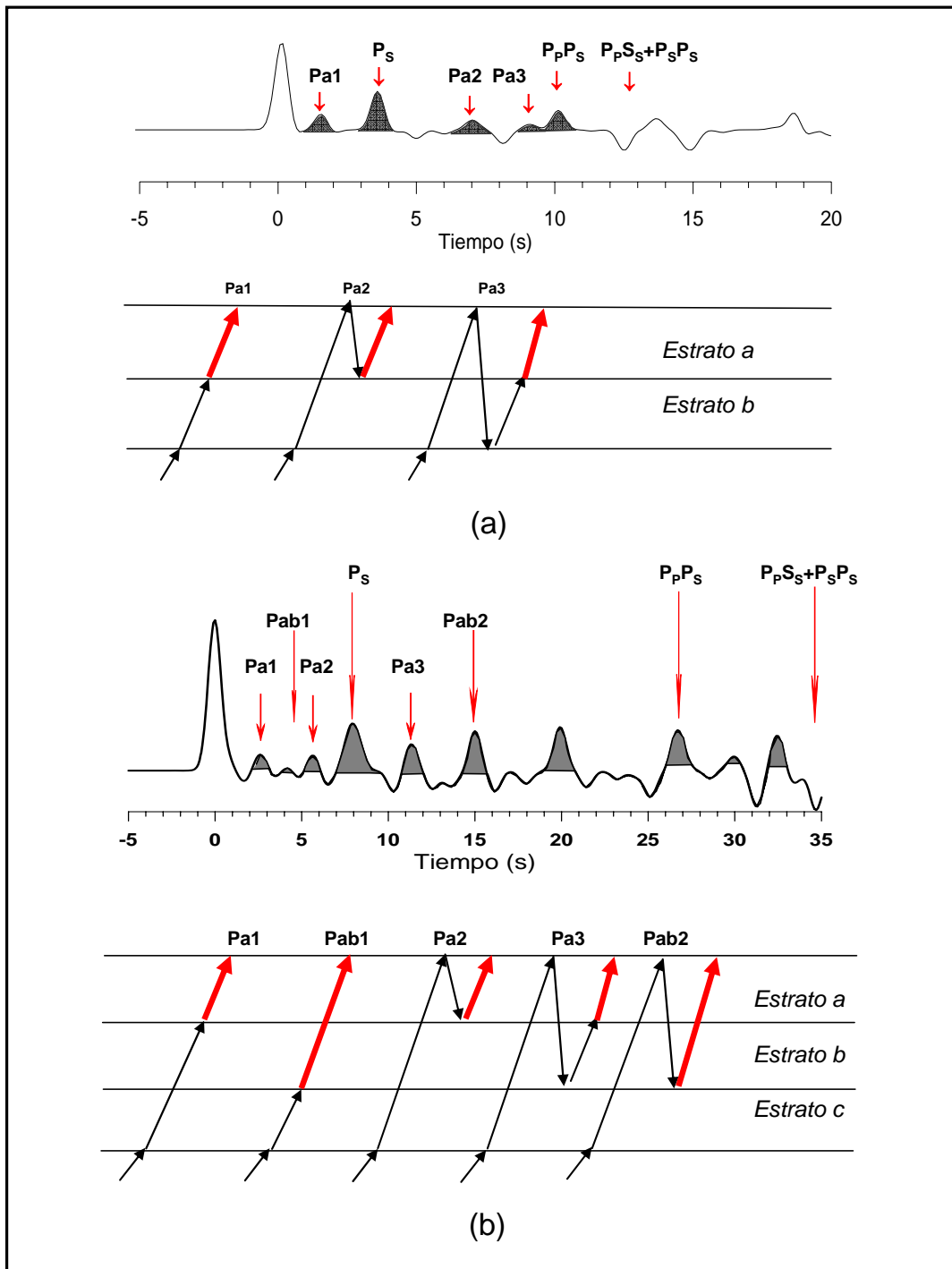


Figura 2.3 a) Fases detectables en un medio compuesto por dos estratos, además de las fases convertidas primarias P_s , P_pP_s y $P_pS_s + P_sP_s$. b) Análogo al inciso (a) para tres estratos. Las flechas negras simples corresponden a ondas longitudinales, las rojas dobles a ondas transversales. los registros utilizados como ejemplo corresponden a las estaciones CAIG y PLIG, respectivamente.

Se utiliza la técnica de inversión iterativa propuesto por Ammon et al. (1990) utilizando la rutina RFTN96 (Herrmann y Ammon, 2004). Los métodos de inversión de funciones de receptor es la mejor opción para estimar velocidades de la estructura cortical (Ammon et al., 1990). Esta técnica, si bien provee de valores de velocidades absolutas es más sensible al contraste de velocidades, pero requiere de un modelo de velocidades inicial (Owens et al., 1984; Ammon et al., 1990). El modelo inicial utilizado, es un modelo simple, restringido por la profundidad al Moho y por la relación V_p/V_s , y en algunos de los casos se introducen además, los valores de H y κ para estratos intermedios, en aquellos casos en donde fueran detectables y estimados por el método ya explicado. Los modelos a invertir para estructuras de velocidad inicial, consisten en placas horizontales de espesor de 2 kilómetros. Esto nos lleva a obtener modelos producto de la inversión, en donde no necesariamente existan cambios de velocidad, significativos entre niveles, por lo que se introducen nuevos modelos iniciales, que incluyen únicamente cambios estructurales contrastantes, en donde cada nivel puede tener diferente espesor. La figura 2.4 (a) es un modelo obtenido de un modelo inicial de “bloques” o niveles de 2 km cada uno y un contraste a los 12 km y otro a 25 km (límite al Moho). La figura 2.4 (b) es el modelo final, modificando cada nivel con diferentes espesores. La inversión se aplica para minimizar, la diferencia entre la FR observada y la FR sintética, generada por el modelo de “entrada” . Una distribución de posibles soluciones se construye al aplicar la inversión a un rango de modelos de entrada, basados en perturbaciones del modelo inicial, y la solución adecuada, cuando el conjunto de los datos convergen en este caso a un intervalo de confianza del test χ^2 de 85 %.

Finalmente en algunos casos utilizaremos la ecuación que relaciona κ y la razón de Poisson, dada por:

$$\nu = \frac{1}{2} \left(1 - \frac{1}{\kappa^2 - 1} \right)$$

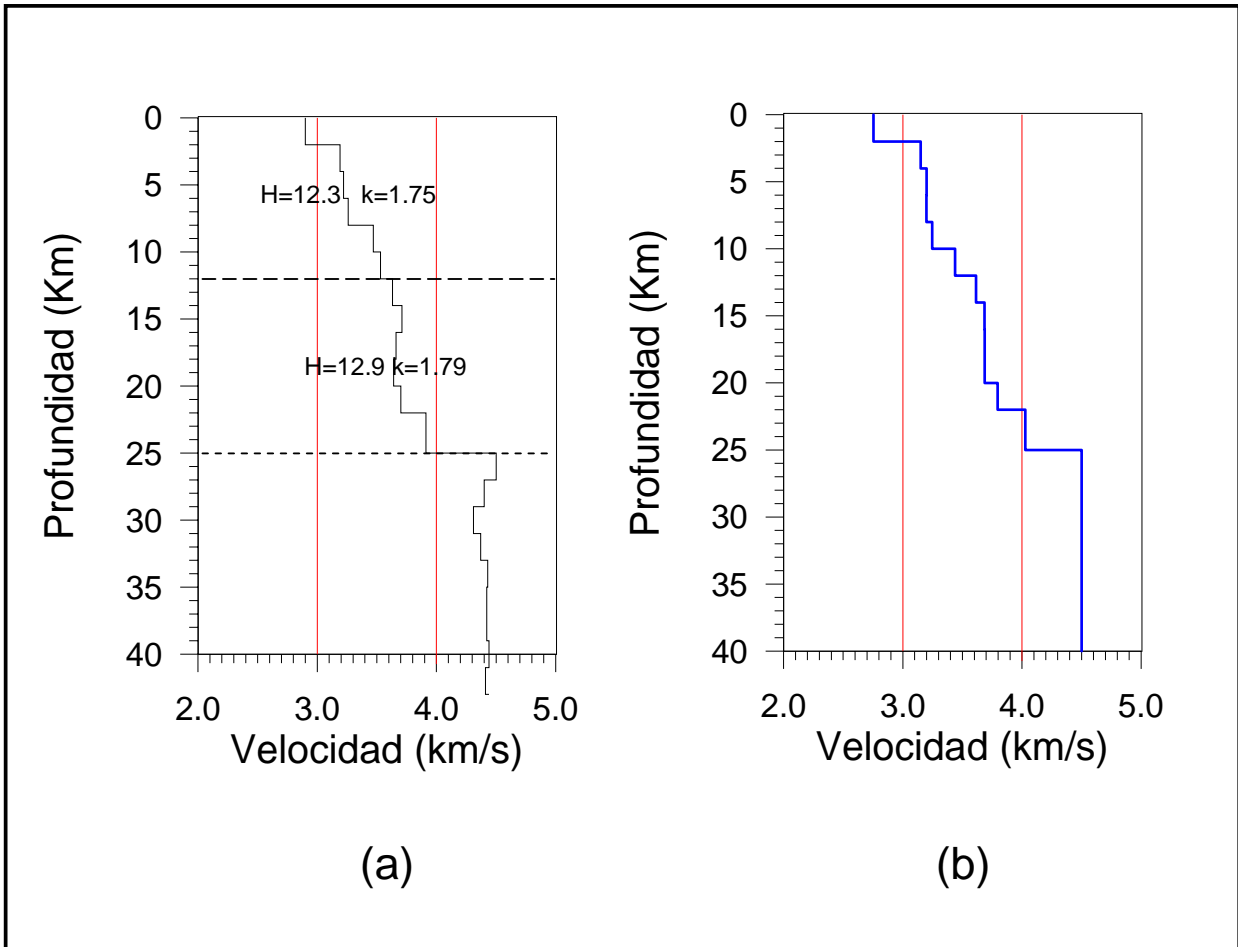


Figura 2.4 (a) Modelo obtenido de un modelo inicial de “bloques” o niveles de 2 km cada uno y un contraste a los 12 km (además del límite al Moho). (b) Modelo final, modificando cada nivel con diferentes espesores.

III APLICACIÓN Y RESULTADOS.

DATOS, SELECCIÓN Y AGRUPAMIENTO

Se utilizan datos telesísmicos de la red de banda ancha del Servicio Sismológico Nacional (SSN). La red cuenta con sismómetros STS-2 que permiten registrar ondas sísmicas con respuesta plana a la velocidad del suelo entre 0.01 a 30 Hz y registrador Quanterra con digitalizador de 24 bits.

Los eventos telesísmicos incluidos en este estudio son aquellos ocurridos a partir de 1998 con distancias entre 30 y 90°, incluyendo únicamente eventos en donde el registro de la onda P directa fuera clara y la relación señal/ruido alta. De tal forma que a los registros de los eventos seleccionados, no se les aplicó algún tipo de filtro pasabajo. Un ejemplo típico de registro utilizado se muestra en la figura 3.1 .

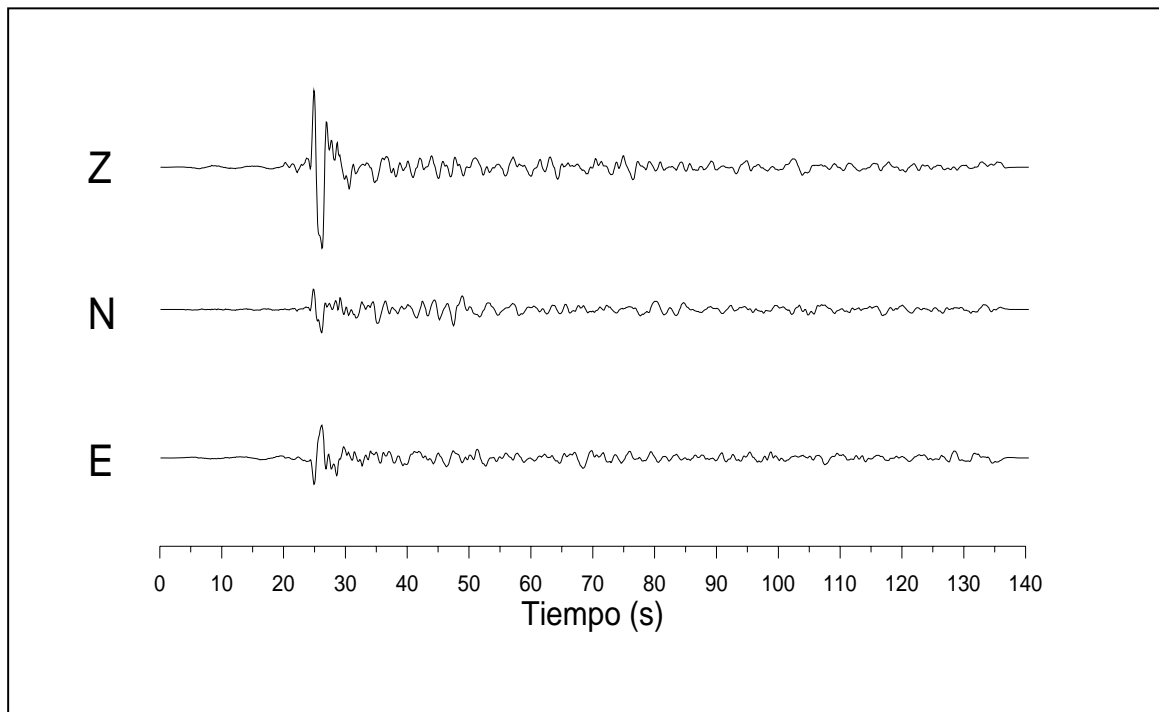


Figura 3.1 Ejemplo del registro sísmico utilizado de la estación CUIG.

De los eventos seleccionados para cada estación se incluyen los primeros 20 segundos antes del arribo de la onda P y 120 segundos posteriores. El catálogo de los registros

telesísmicos utilizados en este trabajo se muestran en el anexo 1 y la distribución de epicentros se puede observar en la figura 3.2.

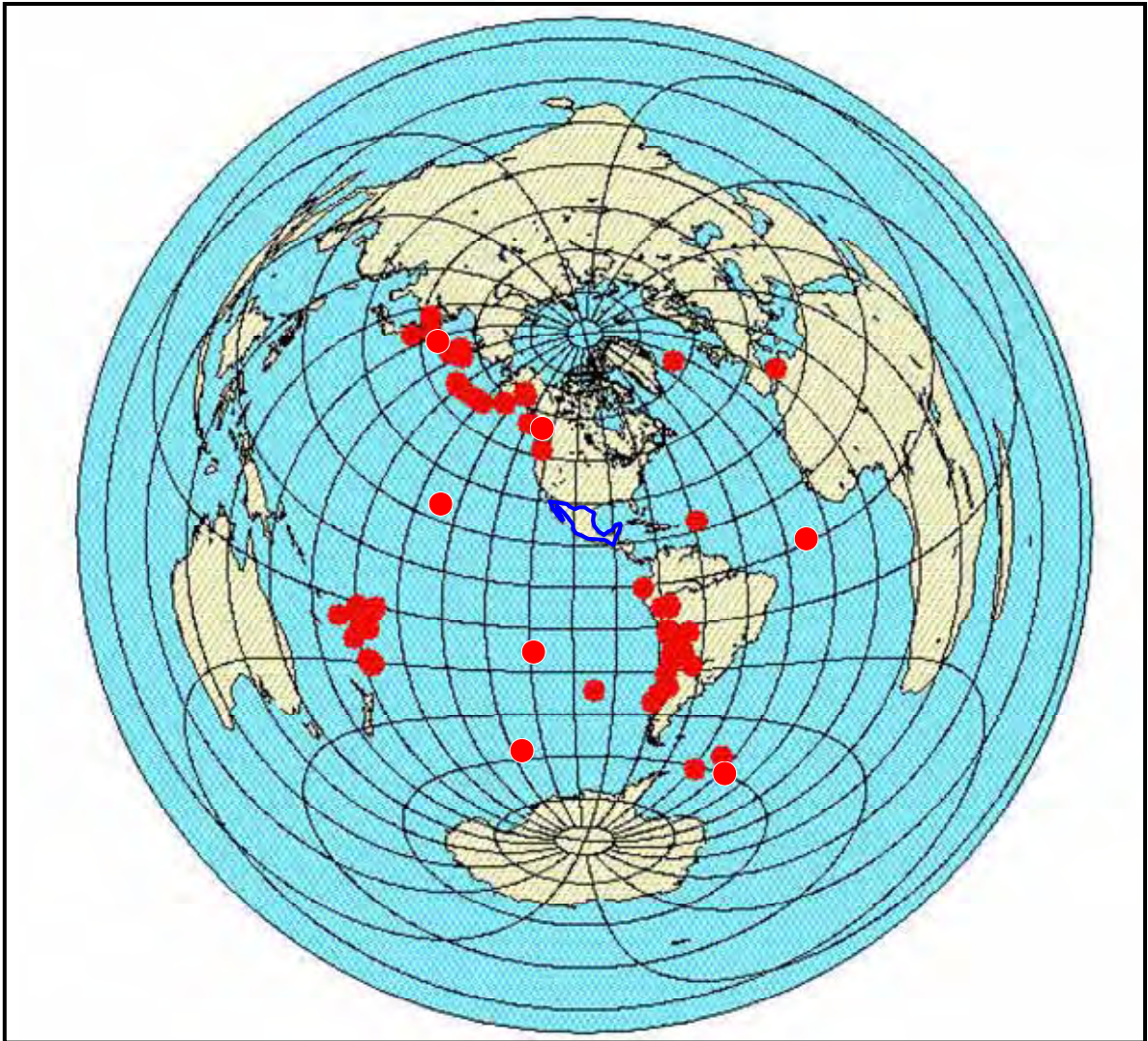


Figura 3.2. Proyección mundial mostrando la distribución epicentral de los sismos seleccionados a distancias de entre 30° y 90°.

El análisis de las FR para determinar la profundidad al Moho, así como la relación $\kappa=Vp/Vs$, se hizo tomando en cuenta el azimut de la fuente sísmica. Los telesísmos analizados

se separaron en tres grupos en aquellas estaciones en donde la información fuera suficiente, de tal forma que aquéllos ocurridos en la zona de Aleutianas, Alaska, costa oeste de Canadá, etc., corresponden al *Grupo Noroeste*; los ocurridos en la zona de las Islas Fiji, Tonga, Kermadec, etc., al *Grupo Fiji*; y los de la zona de Sudamérica y fuera de la costa Este, al *Grupo Sudamérica*. También se utilizaron eventos de otras zonas como Atlántico medio, Islandia, Mediterráneo, Hawái, Is. de Pascua, que por ser pocos, únicamente fueron utilizados en la estimación del promedio general. El porqué de analizarlos de esta forma, se debe principalmente a que durante el análisis de los datos, se notó similitud entre el conjunto de registros de cada grupo y diferencias substanciales entre ellos, como se mostrará más adelante.

Dada la gran extensión que cubre la red sismológica del SSN, el análisis y resultados se exponen clasificados en cinco regiones, tomando en cuenta la influencia tectónica predominante en ellas, estas regiones se dividen en: *región costa*, *región FVTM*, *región Golfo*, *región norte* y *región sureste*.

III.1 Región Costa

La región costa, es aquella donde se encuentran ubicadas las estaciones en la costa del Pacífico, desde Chamela en el estado de Jalisco hasta Huatulco, Oaxaca, estas estaciones son CJIG, MMIG, ZIIG, CAIG, MEIG, PNIG y HUIG, cuya ubicación se puede observar en la figura 1.1. La principal característica tectónica de esta región, es la debida a la subducción de la placa Rivera y Cocos bajo la Norteamericana.

Núñez-Cornú (1988) y Núñez-Cornú et al. (1993) por método de refracción sísmica obtiene modelos de velocidad para secciones en el estado de Oaxaca. En particular propone un perfil para el transecto Ixtapa–Punta Maldonado en donde el valor promedio V_p de los estratos, correspondiente a la parte de la corteza continental es de ~6.2 y de 6.5 km/s al Moho, valores que se utilizaron en el análisis de esta región.

A continuación se muestra el análisis aplicado a los registros de CAIG, análisis similar se efectuó con los datos del resto de los sitios, en donde la profundidad al Moho es del mismo orden, con excepción de HUIG, que presenta una mayor profundidad al Moho. Los registros de las FR de las estaciones restantes se muestran en el anexo II.

Como ya se mencionó, para determinar H y κ , utilizamos los tiempos de las fases convertidas en el Moho P_s , P_pP_s y $P_pS_s+P_sP_s$ registradas en las funciones receptor y detectadas

por medio del apilamiento descrito en el capítulo anterior. En la figura 3.3 se muestra un ejemplo de este apilamiento, aplicado al grupo de telesismos ocurridos en Sudamérica, en ella se muestran dos máximos relativos. Los colores claros corresponden a valores máximos del apilamiento $s(H, \kappa)$. Para el caso de la fase P_s , uno alrededor de 1.5 s y otro a los 3 s, este último lo asociamos a la fase convertida en el Moho (base del slab) y el primero a la conversión, provocada por la interfase entre la placa continental y la oceánica. Los tiempos estimados correspondientes a las fases convertidas utilizadas, se muestran en las funciones de receptor de la figura 3.4 clasificadas en los tres grupos.

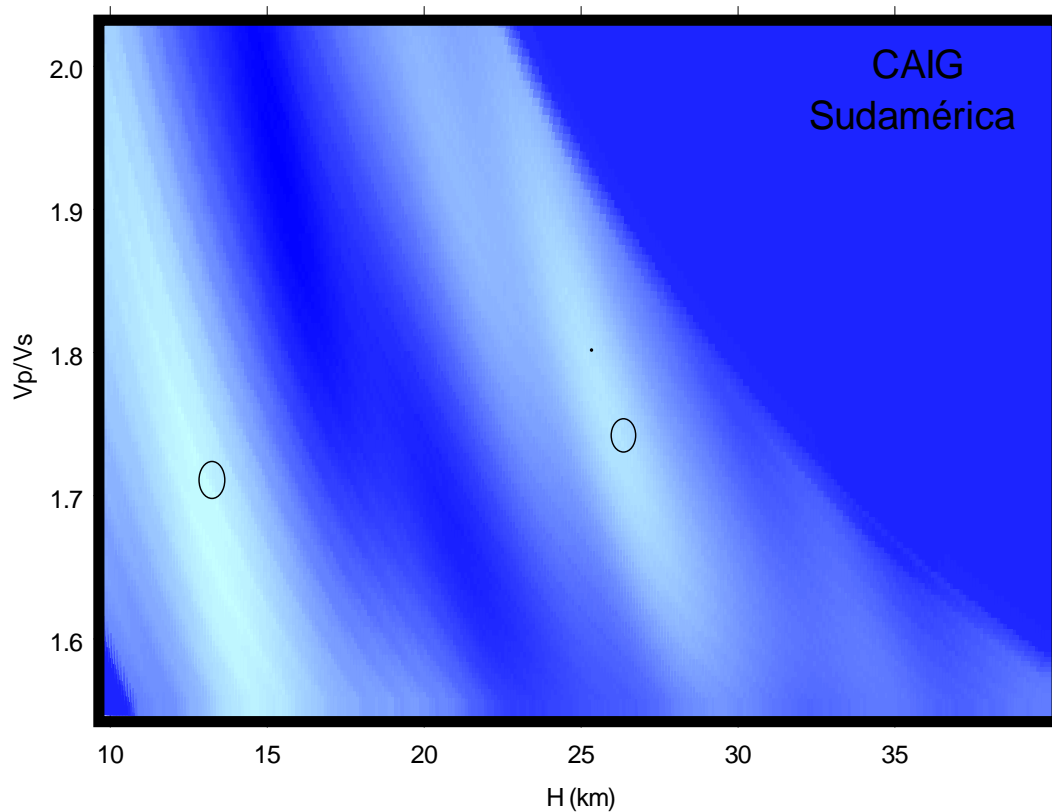


Figura 3.3. Apilamiento para telesismos ocurridos en el grupo de Sudamérica, los círculos muestran los valores máximos para H y κ , los colores claros corresponden a los valores máximos de la función $s(H, \kappa)$.

En los registros se marca con una línea los tiempos de las tres fases convertidas en el Moho, se observa que la amplitud es menor en las señales del grupo de Sudamérica y Fiji, por el contrario, en el grupo de señales Noroeste la amplitud es menor en la fase $Pa1$ asociada con la

base del slab, esto es muy probablemente debido al ángulo de inclinación del slab. El efecto de estrato inclinado, también se observa en ese mismo grupo; ahí se marca con una línea punteada, la fase correspondiente a la $PpPs$, los tiempos de arribo, corresponden a un espesor más delgado para valores pequeños del parámetro de rayo. Por otro lado, antes de la fase P_s se muestran las fase $Pa1$ y posteriormente $Pa2$ y $Pa3$, fases convertidas por la interfase entre la placa continental y la placa oceánica, en las figuras también se muestran las estimaciones para cada región y cuya mayor diferencia es de 4 km entre la región Fiji y Noroeste.

Aplicando el apilamiento a todas las FR, se obtiene para CAIG, una profundidad promedio al Moho de 25.2 km. y $\kappa=1.81$ y la interfase a 12.3 km. La línea discontinua azul de la figura 3.4 del grupo Noroeste, señala tiempos menores de la fase P_pP_s , respecto de los tiempos teóricos, lo cual probablemente se deba a un cambio significativo en la profundidad del Moho en esa dirección. En el anexo II, se indican las fases convertidas obtenidas del análisis, para cada grupo, así como las estimaciones para cada una de ellas.

La figura 3.5 muestra la distribución del ajuste del valor promedio de todas las señales. El círculo rojo corresponde al tiempo teórico de P_s , valor estimado del apilamiento obtenido con todos los registros, es decir H y κ promedio, los puntos azules corresponden a cada una de las señales utilizadas, ubicado de acuerdo al azimut inverso del evento y el cociente del tiempo de la fase P_s (tiempo obtenido directamente de la FR) y la fase P_s teórica. De tal forma que los puntos fuera o dentro del círculo corresponden a tiempos de viaje de trayectorias mayores o menores, respectivamente, debido muy probablemente a la inclinación del Moho en la base de la placa subducida. Así mismo se incluyen los valores obtenidos por apilamiento para cada grupo de telesismos. Estas gráficas, además de mostrarnos el azimut de los eventos utilizados, nos indican, qué tanto se dispersan los datos, producto muy probablemente de estratos inclinados.

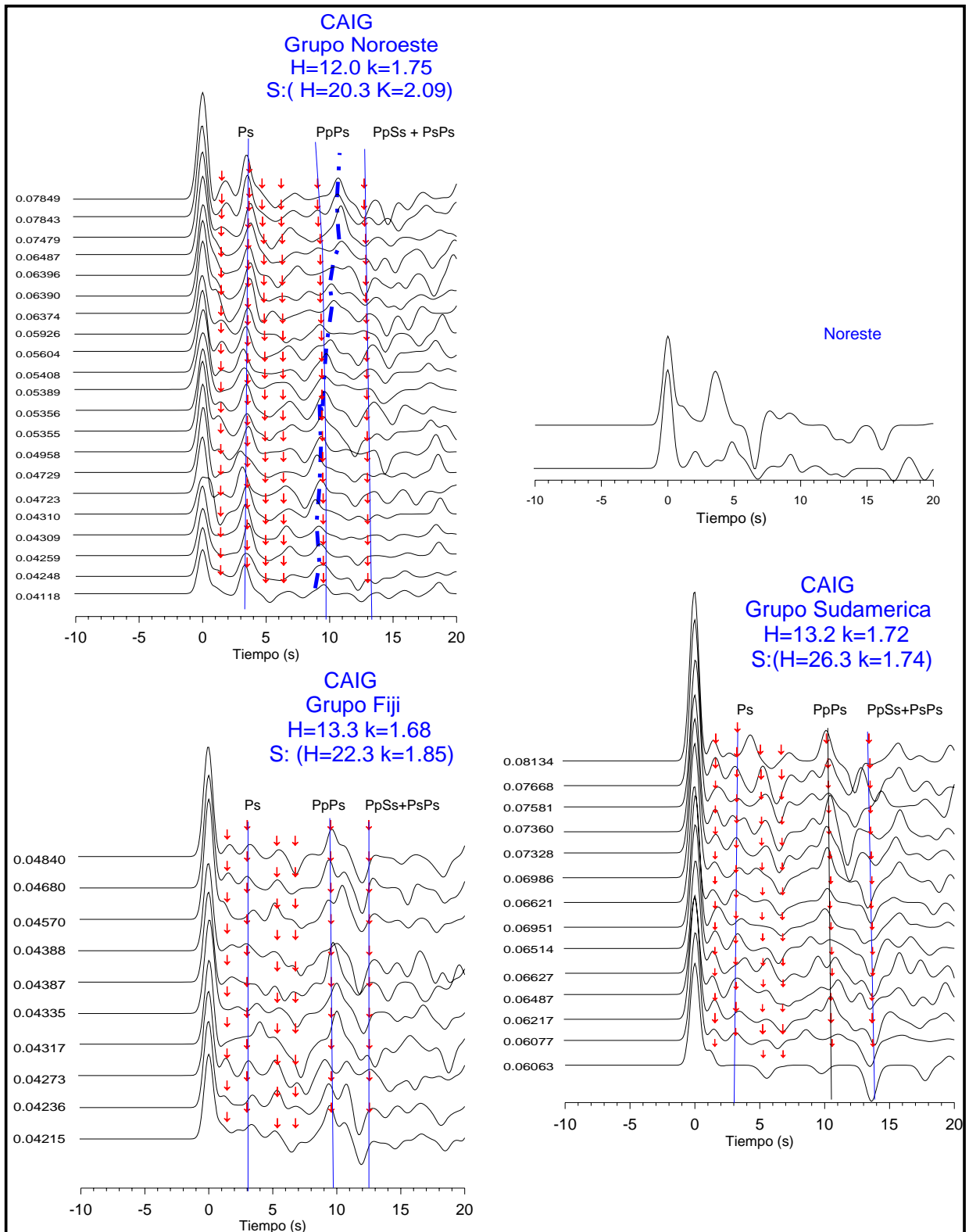


Figura 3.4 Se muestra la componente radial de las señales registradas en la estación CAIG. Las flechas rojas indican los tiempos de las fases convertidas asociadas a la parte continental y las flechas marcadas con líneas azules a las que asociamos al Moho (base del slab). Los valores anotados a la izquierda de cada gráfica se refiere al valor del parámetro de rayo.

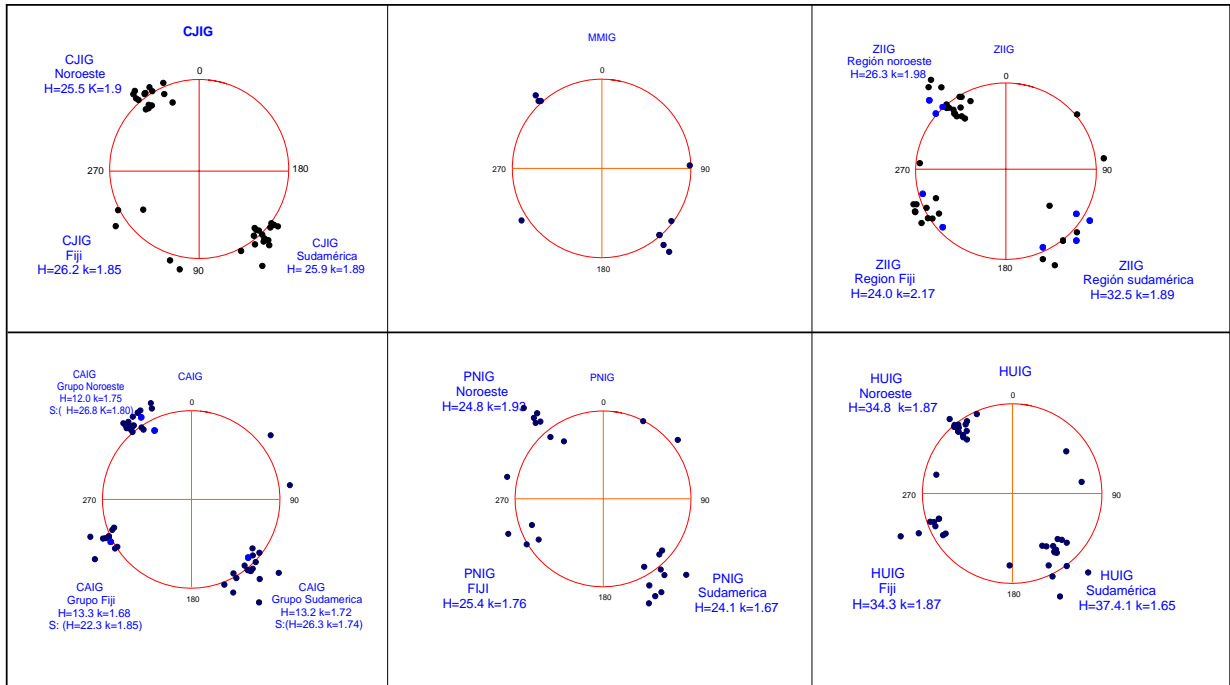


Figura 3.5 Representación gráfica del apilamiento general (círculo rojo), los puntos azules corresponden a cada señal, ubicados respecto al azimut del telesismo y el cociente (P_s observado)/(P_s promedio).

Con el análisis se hace posible determinar algunas características corticales, en términos de velocidades en los sitios bajo las estaciones. En la tabla 3.1 se muestran los valores obtenidos de H y κ ; así como de los espesores encontrados para la placa continental y oceánica subducida, así mismo se indica el valor α del filtro gaussiano.

ESTACION	H (Moho)	K (Moho)	$H-\kappa$ (continental)	$H-\kappa$ Oceánica-sub	V_p	α
CJIG	26.8±1.7	1.86±0.04	13.9±0.5 1.89±0.03	12.9 1.83	6.5	2.0
MMIG	21.7±0.5	1.80±0.02	7.5±0.4 1.85±0.04	14.2 1.77	6.5	2.5
ZIIG	24.2±1.2	1.72±0.5	12.9±0.9 1.80±0.02	11.3 1.63	6.3	2.5
CAIG	25.2±0.7	1.81±0.03	12.3±0.7 1.79±0.01	12.9 1.75	6.5	2.0
PNIG	24.1±0.8	1.74±0.05	11.3±0.9 1.78±0.03	12.8 1.73	6.5	2.0
HUIG	34.8±0.7	2.00±0.03	16.5±0.5 1.93±0.02	18.3 2.10	6.5	2.0
MEIG	63.2±2.8	1.69±.04	38.7±0.9 1.68±0.02		6.5	2.0

Tabla 3.1. Se muestran los valores de la profundidad al Moho H (slab) y la relación V_p/V_s (κ), así como los obtenidos para la parte continental y oceánica.

Todos los registros muestran características de dos estratos (continental y oceánica). En general los tiempos de P_s continental se encuentran ~ 1.5 , para la interfase (que llamamos P_{a1})

y en el caso de la Ps convertida en el Moho entre 2 y 3 s, a excepción de HUIG. La figura 3.6 muestra registros característicos del grupo noroeste con parámetro de rayo similar (~ 0.05), en ella podemos observar que los registros de HUIG presentan tiempos mayores en el arribo de fases convertidas, debido a que la profundidad a la interfase y al Moho es mayor en este sitio. El análisis muestra profundidades promedio a la interfase de 16.5 km y $\kappa=1.93$ y al Moho de 34.8 y $\kappa= 2.00$, valores singularmente altos. Esto se puede deber por una parte a un valor en el ángulo de inclinación de la placa subducida, ángulo ligeramente mayor que el resto de los sitios de la región, provocando que las trayectorias de las fases particularmente P_pP_s y $P_pS_s+P_sP_s$, sean notoriamente mayores. El efecto de esto son velocidades de corte, aparentemente bajas, implicando también valores de la relación de Poisson de 0.33. Según Zandt y Ammon (1995), valor alto ($\nu>0.28$) es indicativo de composición máfica o presencia de agua. Característica de zonas de subducción, en donde la placa oceánica subducida está acrecionada en la corteza continental, por lo que tanto el ángulo de buzamiento como la composición pueden ser motivo de estos valores.

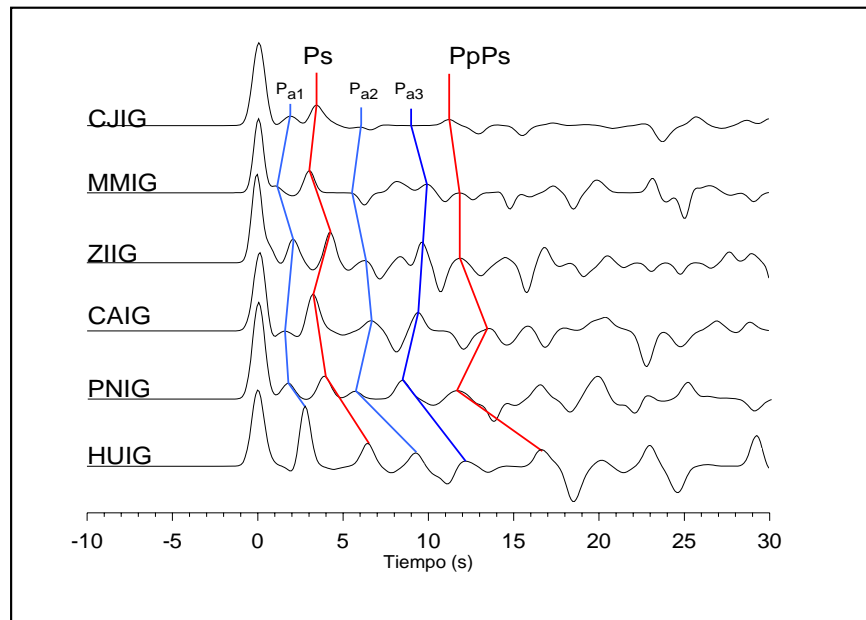


Figura 3.6 Ejemplo de FR de la estación HUIG, en el se muestran las fases utilizadas para la determinación de parámetros.

Las estimaciones de profundidad y κ se utilizaron como modelos iniciales simples de dos estratos en la inversión de la funciones de receptor por medio del método de inversión iterativa, obteniendo los modelos de velocidad, propuestos en figura 3.7 (a) y 37 (b).

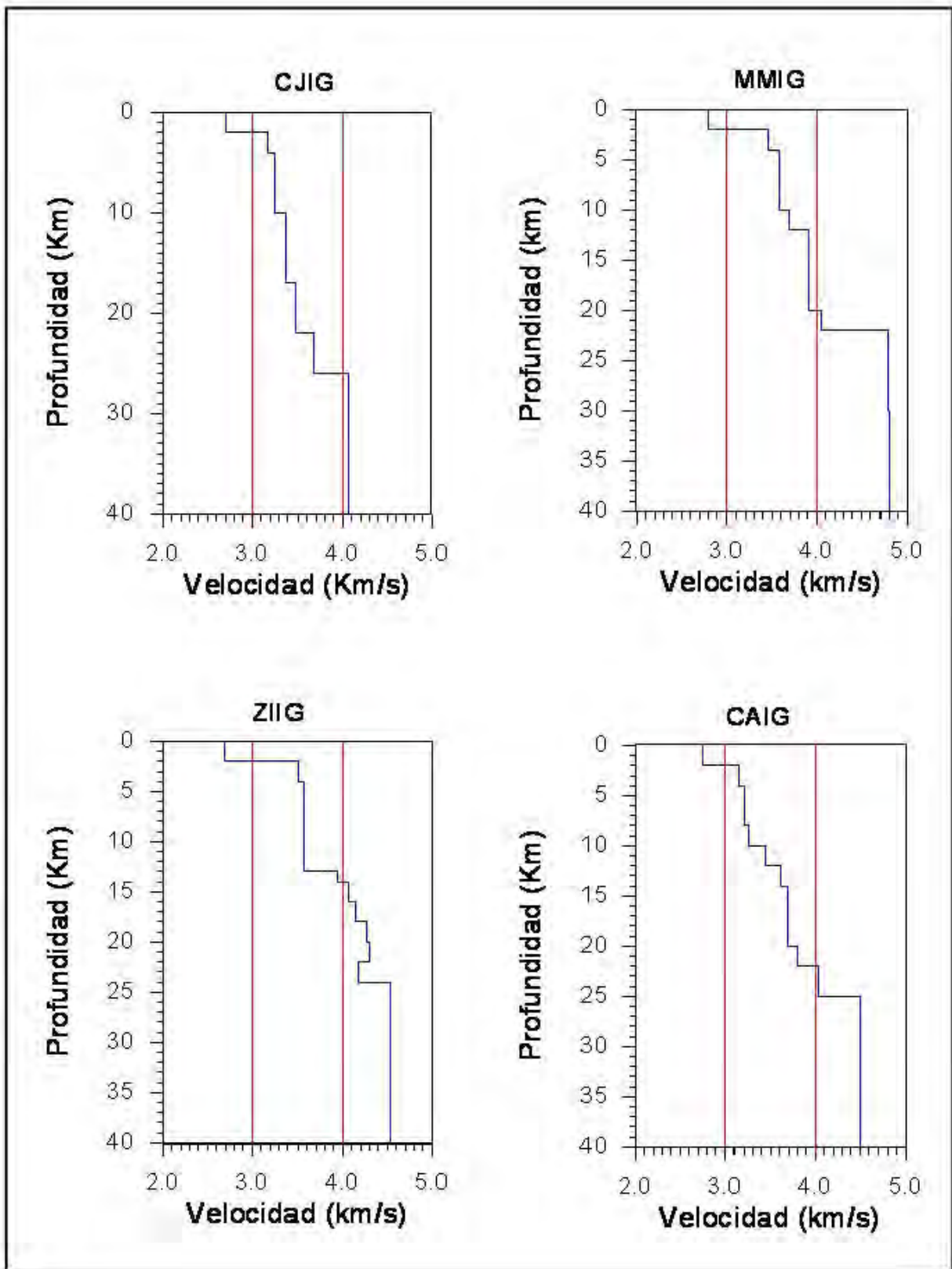


Figura 3.7 (a) Modelos propuestos para CJIG, MMIG, ZIIG, y CAIG, utilizando rftn96

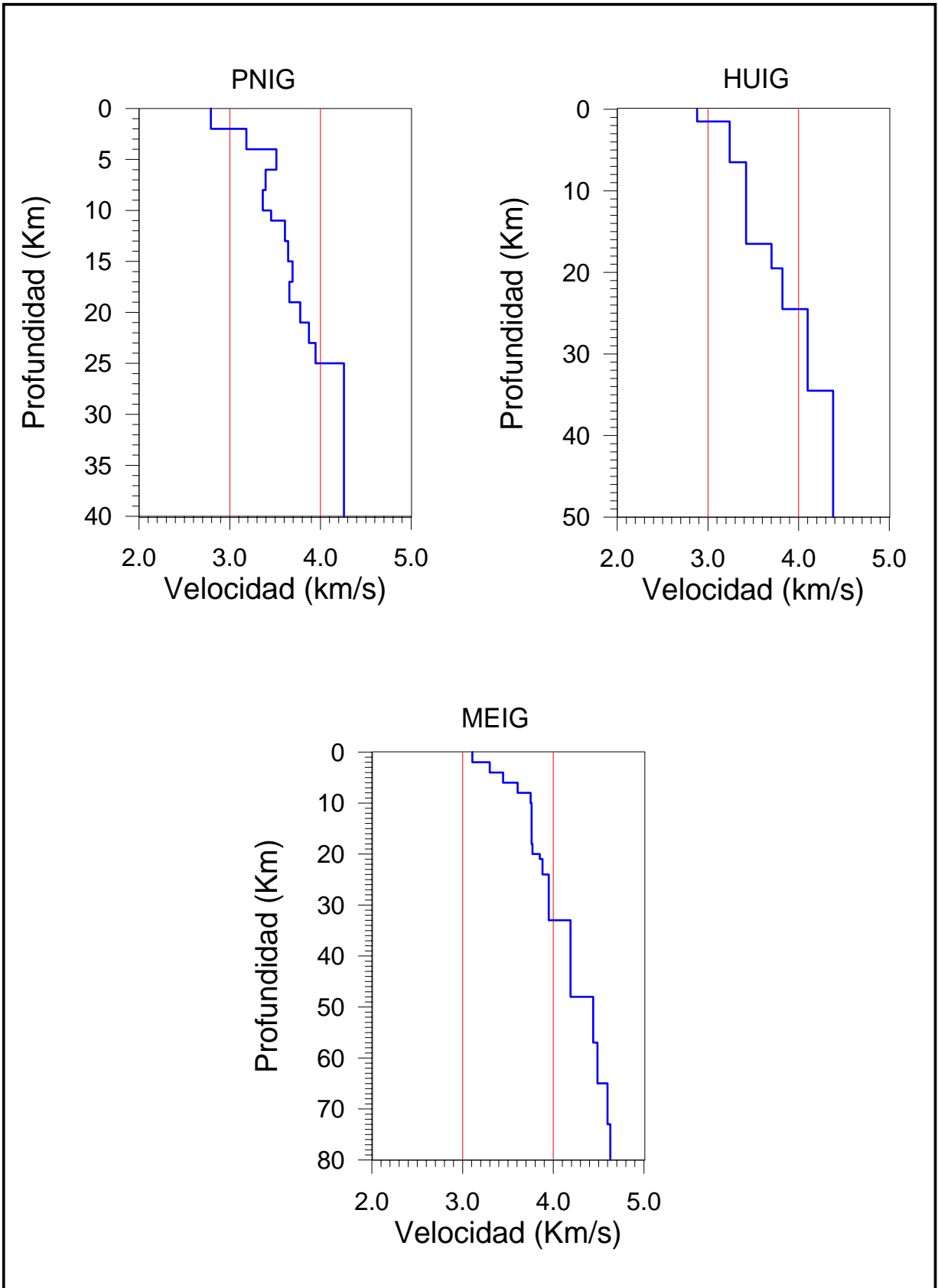


Figura 3.7 (b) Modelos propuestos para PNIG, HUIG, MEIG, utilizando rftn96

III.2 Proyección Chamela-Huatulco

Para obtener una proyección de la sección Chamela–Huatulco, se obtuvo un modelo de velocidades para cada FR, esto se hace identificando las fases en cada función, a partir de las estimaciones de H y κ obtenidos en los apilamientos para cada grupo y recalculando estos parámetros, que se traduce en un modelo inicial particular para cada registro.

Cada rayo incide en la base de la corteza con diferentes ángulos de incidencia, dependiendo del parámetro de rayo p (figura 3.8), obteniendo un modelo promedio, válido para un plano que contiene las trayectorias de las fases convertidas.

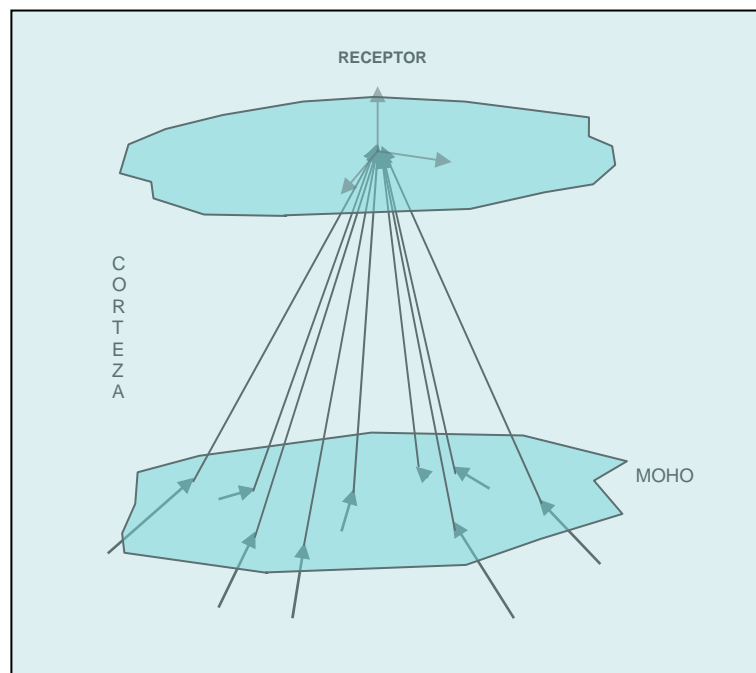


Figura 3.8 Cada rayo viaja por trayectorias, en este caso de fases Ps que pueden mapear el alrededor “cónico” bajo cada estación.

Los tiempos de las fases convertidas para esta región, generalmente se registran dentro de los primeros 15 s de las funciones, posteriores al arribo de la P directa, razón por lo que únicamente se toma este tiempo para realizar la inversión y obtener los modelos de velocidad. La figura 3.9 es un ejemplo de lo mencionado y muestra un modelo obtenido con un solo registro, la FR a invertir es la graficada con color negro y el registro sintético la línea roja punteada, se indican las fases asociadas a la interfase (I) y las asociadas al Moho (M); en este caso se obtiene un 87.20% de reproductividad, y en general se aceptaron con más de 85%.

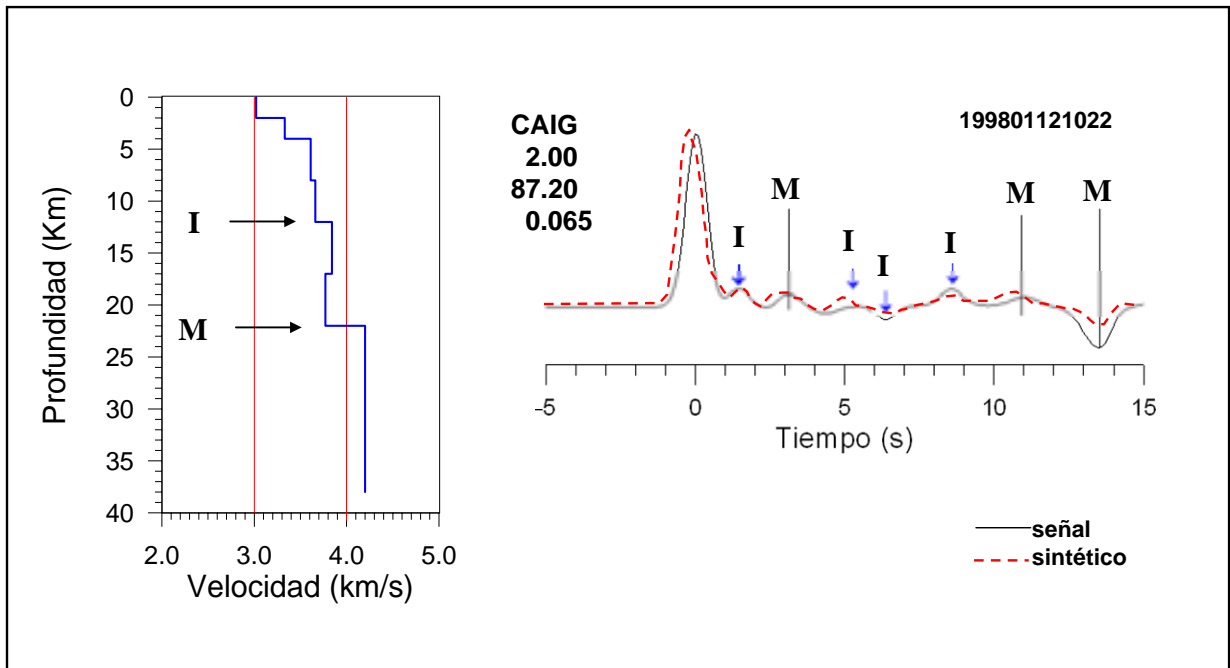
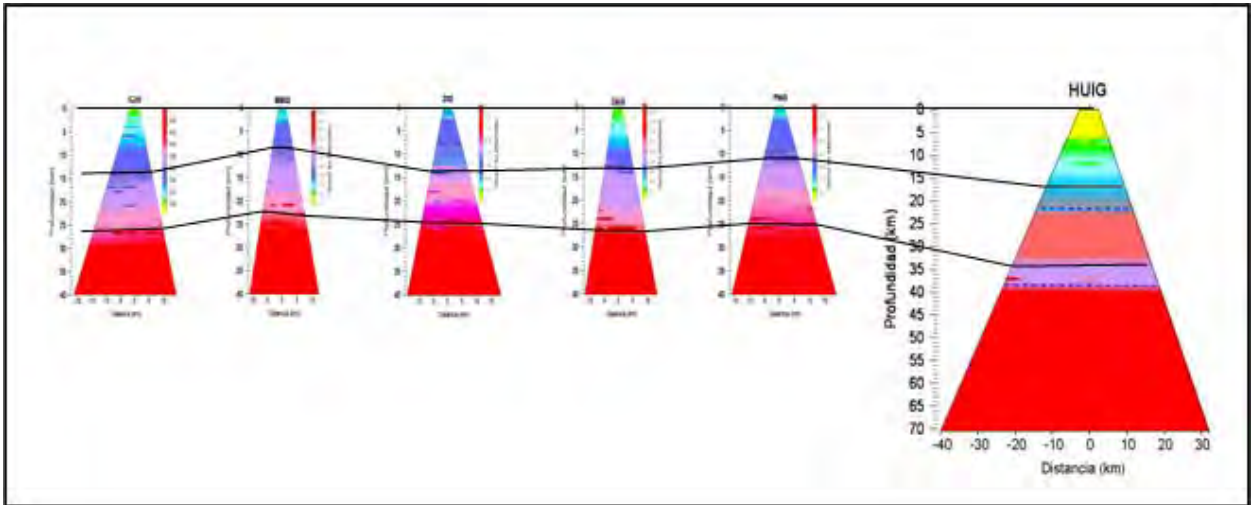
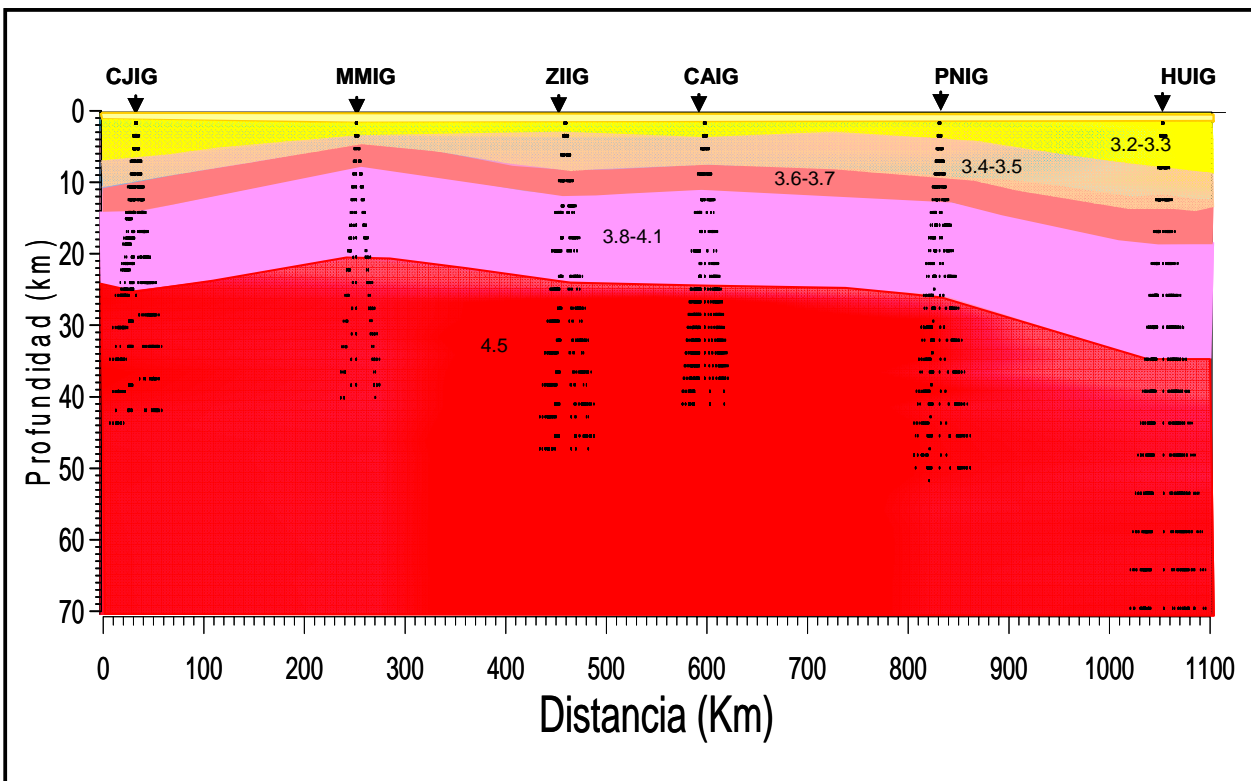


Figura 3.9 Ejemplo de resultados de la inversión de una función de receptor (color negro) y el registro sintético la línea roja punteada, se indican las fases asociadas a la interfase (I) y las asociadas al Moho (M), detectadas dentro de los 15 segundos posteriores a la p directa.

De esta forma obtenemos una colección de modelos de velocidades, en donde cada uno de ellos está asociado a planos en dirección del azimut inverso del telesismo. La figura 3.10 (a) muestra las proyecciones paralelas a la trinchera y 3.10 (b) interpolados para las estaciones desde CJIG hasta HUIG y la interpretación de los mismos. Hay que tener presente que la trinchera se encuentra, para las estaciones en la región costa, a una distancia de 45 km para HUIG, ~65 km para MMIG y PNIG, ~72 km para CAIG y ~78 km ZIIG y CJIG.



(a)



(b)

Figura 3.10 a) Secciones proyectadas paralelas a la trinchera de cada una de las estaciones desde Chamela Jal. (CJIG) hasta Huatulco (HUIG). b) Interpretación utilizando todas las estaciones para esta región.

En esta figura (3.10) se puede observar, bajo cada estación, una serie de puntos formando un cono. Cada punto corresponde a un valor de velocidad, obtenido de la inversión. Como se mencionó en la sección anterior y se puede observar, bajo la estación HUIG, se encuentra la distancia a la interfase y al Moho a mayor profundidad que el resto de los sitios. La dorsal de Tehuantepec está a 130 km al sureste de la estación, según la batimetría en esta zona la profundidad a la trinchera es mayor y aparentemente, el ángulo de inclinación de la placa oceánica es en esta región aumenta hacia el oriente.

III.2.1 Resultados

El análisis de datos para las estaciones costeras, muestra que las profundidades al Moho en la base de la corteza oceánica subducida está en el rango de 22 a 25 km para la región de Chamela (CJIG) hasta Pinotepa Nacional (PNIG) y la más profunda de 34 km para HUIG, cuya distancia a la trinchera es ligeramente menor que el resto de los sitios. Para la corteza continental se obtienen valores promedio de Vs de 3.61 km/s y el espesor más delgado de 7.5 km bajo la estación de MMIG cercano a los límites de la placa Cocos y Rivera. De igual forma se observa del análisis de los datos de la estación HUIG, un espesor de corteza que aumenta casi 10 km, respecto al sitio más cercano (PNIG), además sugiere que el ángulo de inclinación de la placa oceánica subducida es ligeramente mayor que en el resto de los sitios.

Como es sabido, los rasgos batimétricos muestran una morfología ligeramente oblicua de la trinchera, variando su distancia a la costa de 45 a 78 km, en el caso de los sitios en donde se encuentran las estaciones. Sin embargo, la profundidad aparente de la corteza continental es menor en la región próxima a la estación ubicada en Maruata, Michoacán (MMIG) y se hace aproximadamente 10 km más profunda hacia el sureste de la trinchera, cercana de la dorsal de Tehuantepec. Es en esta región, donde la orientación de la trinchera cambia a dirección este-oeste e inicia el Golfo de Tehuantepec, siendo la velocidad de subducción de 6.5 cm/año. El porqué de un espesor mayor para la corteza y mayor profundidad de la placa subducida, en el sitio HUIG, se puede deber a que material del manto (o cuña del manto) se ha acrecionado a la base de la corteza continental incrementando su espesor.

Váldez-González y Meyer (1996), utilizando perfiles sísmicos, proponen modelos para transectos de Petatlán a Acapulco y de Petatlán a Playa Azul. Identifican un cambio de velocidad a ~15 km de profundidad, que puede estar asociado a la interfase entre la corteza oceánica y la continental. En este mismo trabajo, a una profundidad de entre 28 km en Petatlán y 34 km en Playa Azul, infieren otro estrato, seguramente asociado al Moho. En este trabajo, para esta zona en particular, se obtiene un valor en profundidad a la interfase y Moho de aproximadamente 13 km y 25 km, respectivamente.

III.3 Región Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM)

En la parte central de la FVTM se encuentran ubicadas las estaciones MOIG, CUIG, DHIG, PPIG y YAIG; en el límite con el terreno Guerrero en su parte occidental la estación COIG; al sur PLIG, TPIG en el límite con terreno Oaxaca; LVIG al oriente, en la costa del Golfo de México, y en la parte occidental ANIG, esta distribución se puede observar en la Figura 3.11.

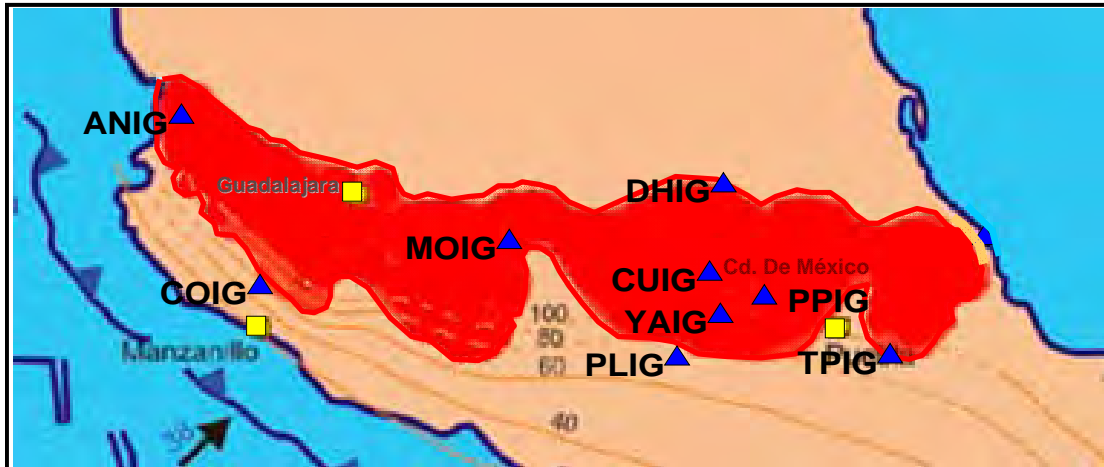
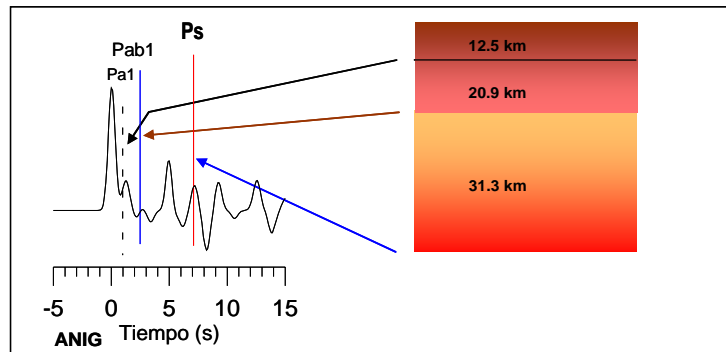


Figura 3.11 Ubicación de las estaciones sismológicas en el área de la Faja Volcánica Tran-Mexicana (FVTM).

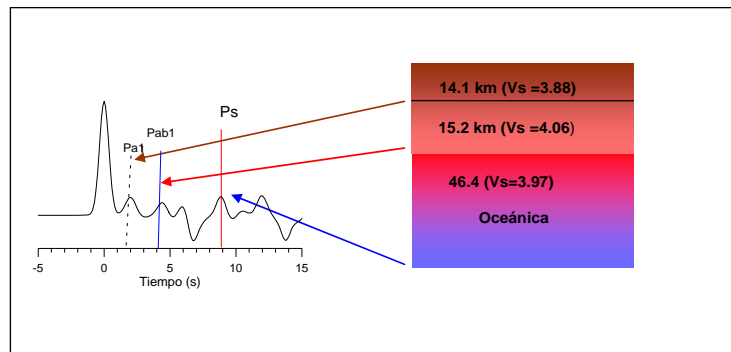
La estación ANIG se encuentra situada en la región del sistema de fallas Tepic-Zacoalco, límite norte del bloque de Jalisco, cuya evolución tectónica está influenciada por la subducción de la placa Rivera. Aunque los resultados obtenidos del análisis de datos para este sitio no es muy contundente, se puede determinar que el grosor de la corteza en esta región tiene un valor máximo de 33.4 km y un basamento a 12.5 km de profundidad, la profundidad al Moho bajo la placa oceánica (subducida), se estima en aproximadamente 64.7 km (Figura 3.12a), existiendo una zona de transición entre 26 y 41 km, en cuyos registros no es posible definirla con precisión. Una visión completa de las señales se muestra en el anexo III.

En el límite oriental del bloque de Jalisco está ubicada COIG, cercana a la parte media del graben de Colima, sus registros muestran tres fases importantes como se muestra en la figura 3.12 (b), la interpretación aquí presentada, sugiere que estas fases están asociadas a cambios producidos por la subducción de corteza oceánica. La corteza continental se estimó en 29.3 km y $\kappa=1.60$; compuesta de dos estratos principales, el estrato superior de 14.1 km y el inferior de 15.2 km. pudiendo estar asociado este último al basamento continental. De los registros se observa una fase provocada por la presencia de la placa subducida, de esta forma, la estimación

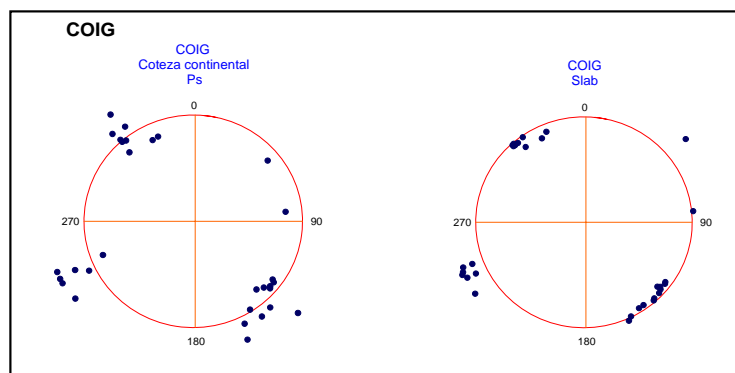
obtenida implica que la base del slab se encuentra a 75.7 km y $k=1.66$, separada por un estrato de transición. Las gráficas de distribución respecto a la conversión Ps (figura 3.12c), muestran gran dispersión en la corteza continental, lo que implica gran irregularidad en su base, debido posiblemente a su posición sobre en el graben. En el caso de la base del slab, mayor profundidad hacia el suroeste y noroeste de la estación COIG, el modelo resultado de la inversión se muestra en el Anexo III.



(a)



(b)



(c)

Figura 3.12 Ejemplo de componente radial de la estación a) ANIG y b) COIG, las flechas indican tres fases correspondientes a interfaces de tres estratos relevantes, se indica el espesor y velocidad. c) Gráficas de distribución para conversión Ps en la corteza continental y oceánica, respectivamente.

Por otra parte Urrutia et al. (1999), a partir del análisis de dos modelos de perfiles gravimétricos localizados en la parte sur y central del graben de Colima (Figura 3.13), estimando la profundidad al Moho a una profundidad de entre 17 y 21 km para la región sur (costa sur del bloque de Jalisco) y entre 28 a 30 km en la región central (cercano al volcán de Colima).

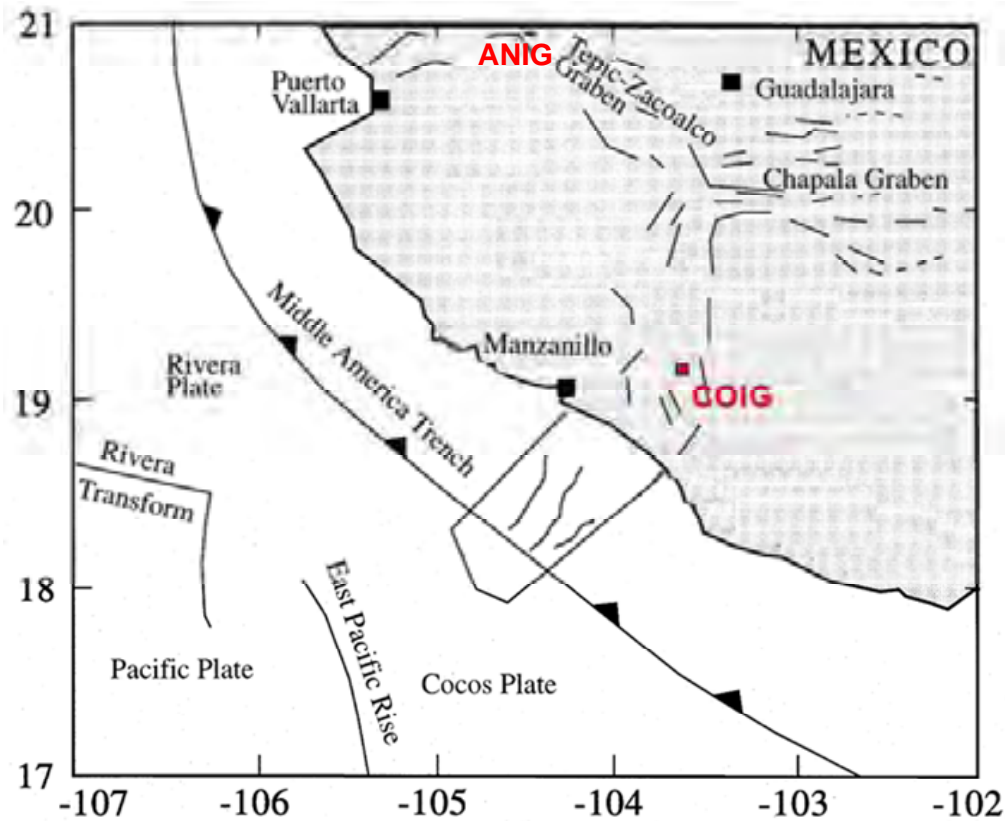


Figura 3.13 En esta figura se muestra la ubicación de la estaciones ANIG y COIG con 33.4 y 29 km de espesor en la corteza respectivamente.

Las funciones de receptor de las componentes transversal de las señales de las estaciones MOIG, DHIG, TPIG y PPIG muestran gran influencia lateral, presentando zonas de baja velocidad entre 5 y 10 km para el caso de MOIG ($H=30.9$ y $\kappa=1.71$); y para DHIG, la velocidad después de esta profundidad permanece relativamente constante alrededor de 3.5 km/s hasta los límites del Moho (42.4 km y $\kappa=1.63$), similar es el caso de TPIG, en donde las velocidades varían entre 3.2 y 3.7 km/s para una profundidad del Moho de 42 km. Para el caso de MOIG; esta zona de baja velocidad se encuentra entre 10 y 15 km, y aumenta posteriormente de 3.7 a 4.7 km/s.

Los modelos de velocidad para las estaciones PLIG y YAIG que se encuentran en el límite sur de la faja no presentan esta singularidad. En estos registros se aprecian fases, producto de tres estratos principales, el primero de ellos abarca aproximadamente los primeros 12 km, que asociamos a un estrato de depósitos. Un estrato intermedio, cuya base se encuentra a 34.8 y 39.8 km para PLIG y YAIG, respectivamente, muy probablemente siendo esta profundidad la base de la corteza continental. La base del estrato profundo se calcula a una distancia de 67.3 y 69.6 km, lo que podría corresponder a la discontinuidad de Moho. Estos datos, en conjunción con los obtenidos en CAIG y MEIG de la región costa, se tratan en una sección posterior.

El análisis de los datos muestra complejidad de la estructura cortical en la región de la FVTM, particularmente en la cuenca del Valle de México. Para la estación PPIG se encontró diferencia significativa entre distancias al Moho obtenidos de telesismos del grupo norte con los provenientes de Sudamérica y Fiji, y entre estos dos últimos, la diferencia es menor. Siguiendo la metodología descrita y utilizada anteriormente, se aplicó apilamiento para cada grupo; la figura 3.11 muestra los tres apilamientos, en ellos podemos observar que para el grupo norte (3.11a) incluyendo dos eventos ocurridos en el Atlántico, la profundidad estimada al Moho es de 30.3 km y $\kappa=1.77$, menor que para las señales que provienen del sur (3.14c y 3.14d), con $H=38.0$ km y $\kappa=1.82$, que además presentan, a diferencia de aquéllos ocurridos al NW, una fase intermedia muy impulsiva cercana a 2 s de la P directa, que corresponde a una profundidad de aproximadamente 15 km, seguido por un cambio fuerte negativo, que puede ser originado por un estrato de baja velocidad, como puede observarse en el modelo de velocidades de la figura 3.11. El ovalo azul en la figura 3.11 (c) muestra un tren de ondas, originada posiblemente por reverberancias producidas por una placa de baja velocidad, similar a resultados obtenidos por Cruz-Atienza (2000). De la figura 3.11 (b), referido a fase P_s , se visualiza que los tiempos observados de aquellos eventos, que provienen del hemisferio norte, son menores respecto al promedio general, lo que implica un espesor menor en esas trayectorias.

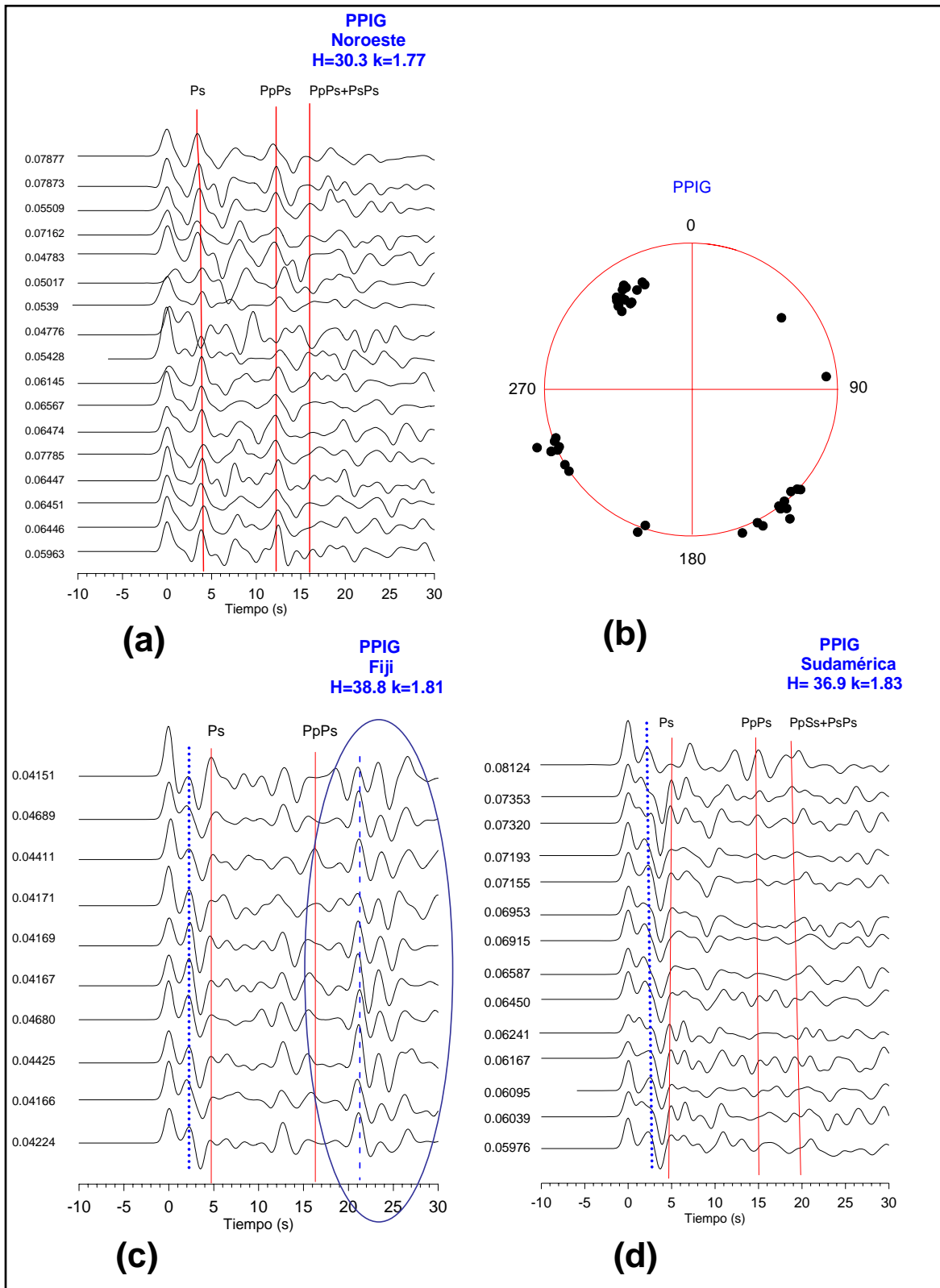
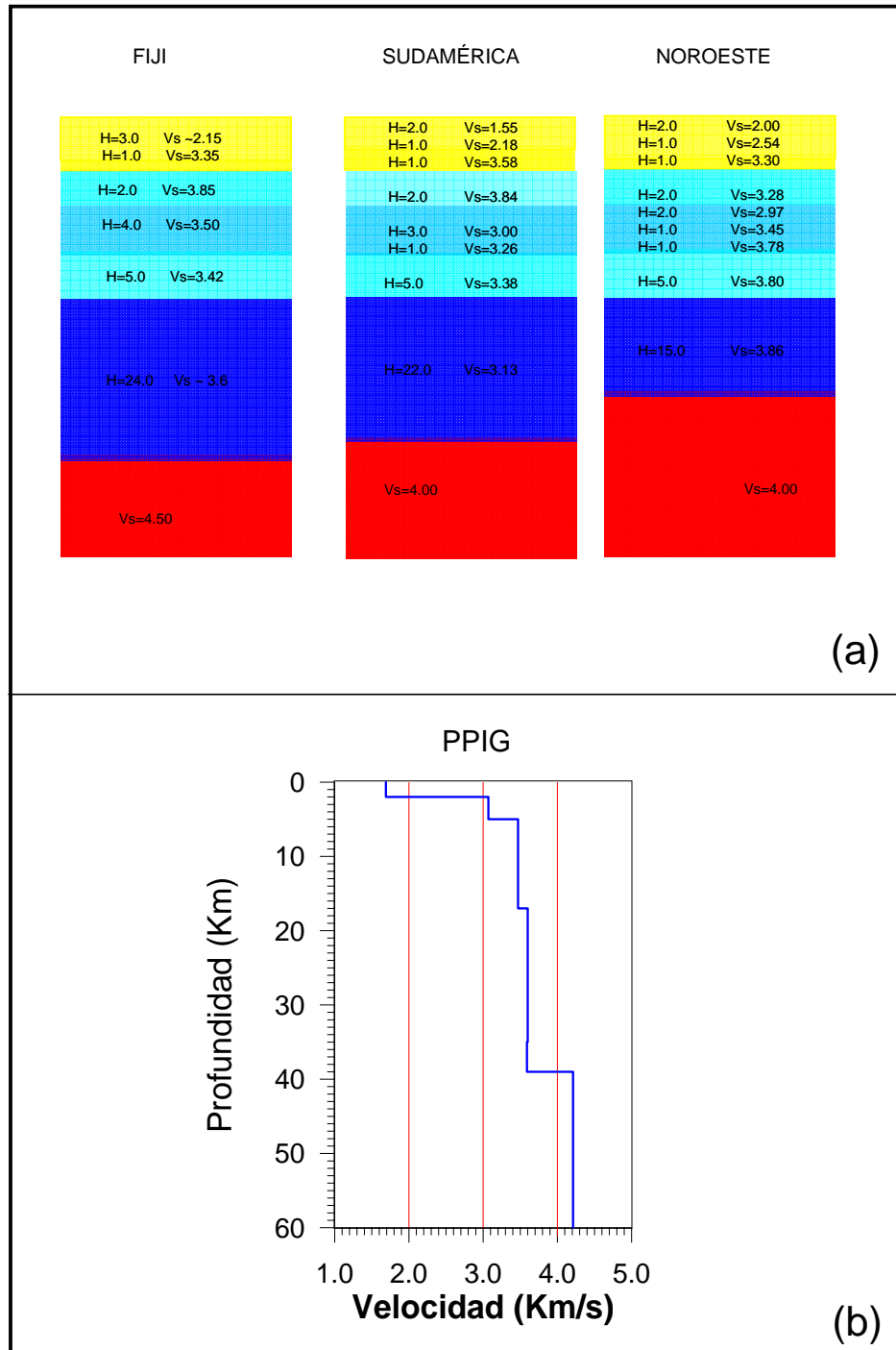


Figura 3.14 FR de las tres diferentes regiones de origen telísmico de la estación PPIG.

Esta gran diferencia respecto a la profundidad al Moho, también se ve reflejada en modelos de velocidad con grandes contrastes. En la figura 3.15 (a), se muestran los modelos obtenidos de la inversión por grupo. El modelo calculado a partir del total de datos se muestra en la figura 3.12(b).



La figura 3.15 (a) Muestra los modelos obtenidos para cada grupos, en el sitio PPIG. (b) Modelo general.

En la figura 3.16 se muestra con cruces negras la proyección de los puntos donde los rayos penetran la base de la corteza en la región del Popocatepetl, registrados en la estación PPIG. Del análisis de los telesismos provenientes del hemisferio norte se obtienen profundidades al Moho del orden de 30 km, delgada comparada con los registrados del hemisferio sur, cuya profundidad es del aproximadamente de 38 km.

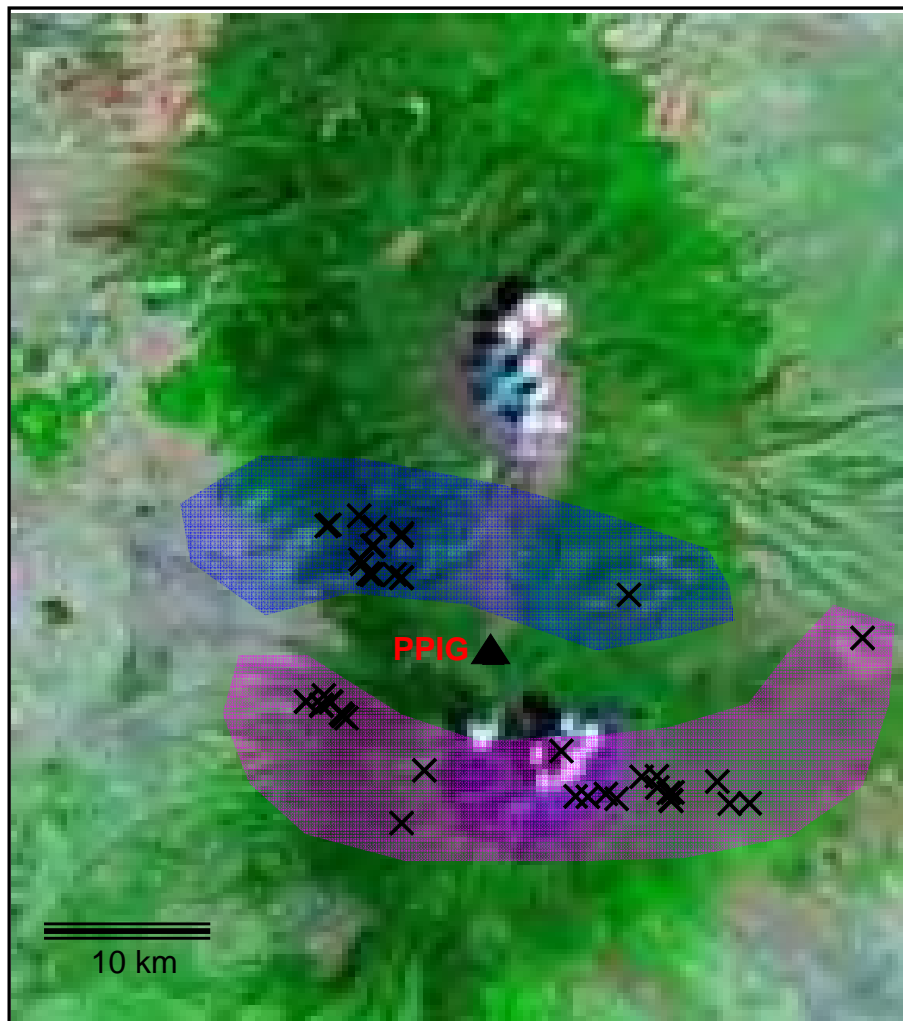


Figura 3.16 Zona del volcán Popocatepetl. Los símbolos en forma de cruz representan la proyección en donde los rayos penetran en la base de la corteza. Al norte (marcado con azul tenue) se obtiene una profundidad del orden de 30 km y para el sur de entre 38 y 40 km. (marcado con morado tenue).

La proyección de la interpolación de los modelos de velocidad, obtenido de cada uno de los registros, se muestra en la figura 3.17 en ella se muestran las grandes discontinuidad ya antes mencionadas.

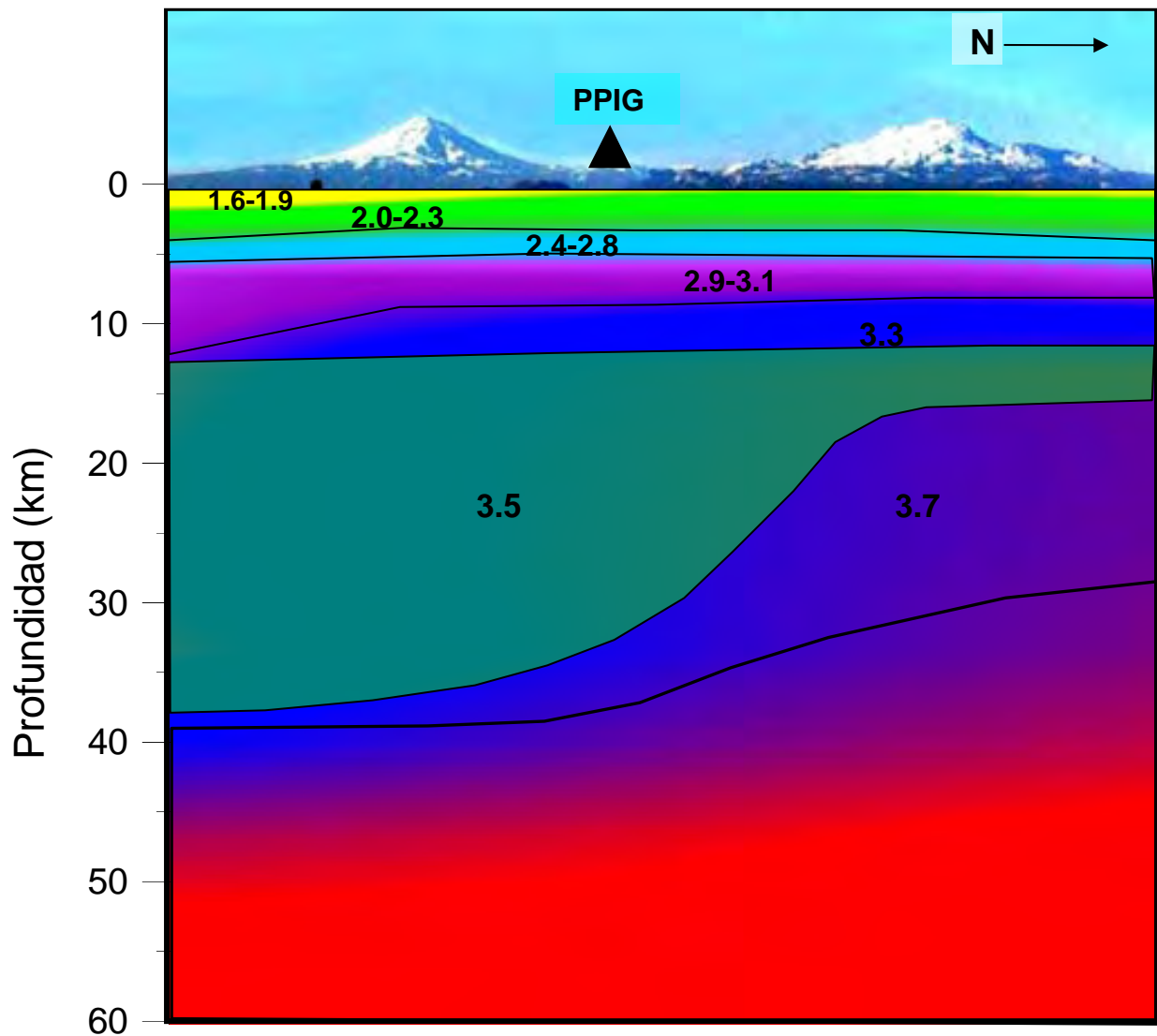


Figura 3.17 Esta zona de aparente adelgazamiento corresponde a las trayectorias telesísmicas ubicadas a 16 km al noroeste de la estación PPIG.

Del análisis por grupo de las FR de la estación **CUIG**, se obtuvieron los modelos para cada uno de ellos, tanto las señales, como los modelos se muestran en la figura 3.18. De la

comparación de las estimaciones encontradas, la diferencia en profundidad al Moho, difieren de 31 y 33 km, para Fiji y Noroeste a 40 km del grupo de Sudamérica, una diferencia de 9 y 7 km respectivamente.

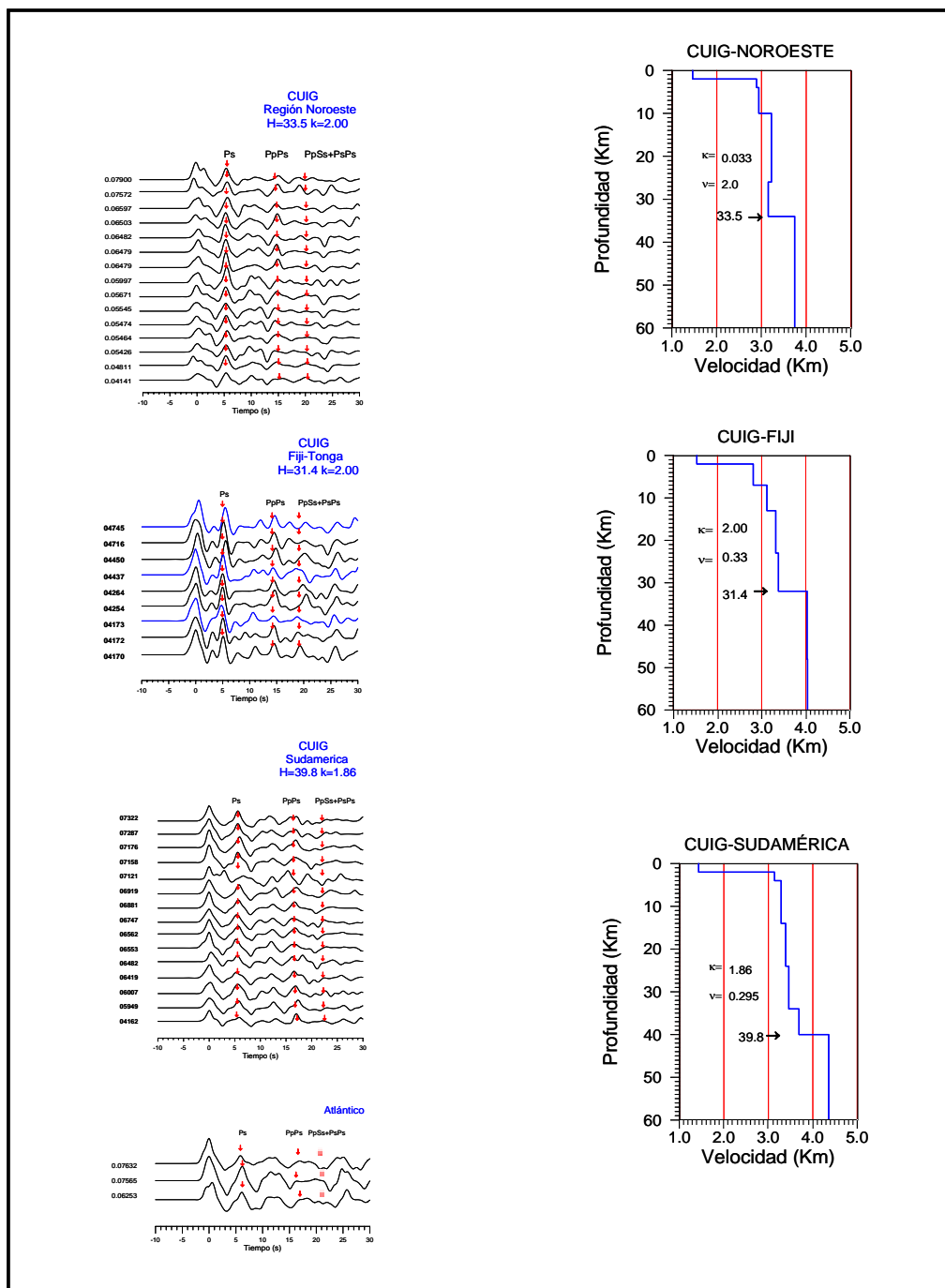


Figura 3.18 Registros de la estación CUIG separados por grupos, en cada uno de ellos se muestra la estimación encontrada. Como en otros casos se señalan las fases convertidas. A la derecha, se muestran los modelos obtenidos para cada uno de ellos (a excepción del grupo del Atlántico).

La figura 3.19 nos permite visualizar la distribución de los telesismos utilizados, en ella se indican los tiempos de las fases convertidas P_s (cruz), además se ha incluido la fase (círculo); ambas respecto al modelo promedio, como ya se ha explicado en casos anteriores. La utilidad de incluir las dos fases, radica en qué, la trayectoria de la fase $PpSs$ recorre una distancia mayor, tal y como se explicó en el capítulo 2 (ver figura 2.2b), de manera que es posible visualizar, en qué dirección y qué tan cerca del sitio, la profundidad al Moho difiere del promedio. En la figura es posible observar que los tiempos de P_s observados (leídos de cada registro) se encuentran prácticamente sobre el círculo rojo (tiempos teóricos), a excepción de los provenientes del Atlántico. Dependiendo del parámetro de rayo ($p=0.04$ a 0.08 s/km), éste se desplazará horizontalmente en un rango de 8 a 20 km, (es decir penetra en el Moho a esa distancia horizontal de la estación) suponiendo una corteza de ~ 40 km. Entonces podemos esperar que no existan cambios significativos en cuanto al espesor, en un radio máximo de 20 km, al menos en la orientación del grupo de Norteamérica y Sudamérica, ya que los parámetros de rayo están dentro del rango descrito, y para el grupo Fiji, cuyo valor de p está acotado dentro del rango de 0.04 a 0.05 s/km (entre 15 y 20 km).

Básicamente el efecto del adelgazamiento de la corteza se puede visualizar en la misma figura, los círculos ($PpPs$), para el caso de los grupos Noroeste y Fiji se encuentran dentro del círculo, lo que indica tiempos menores de recorrido.

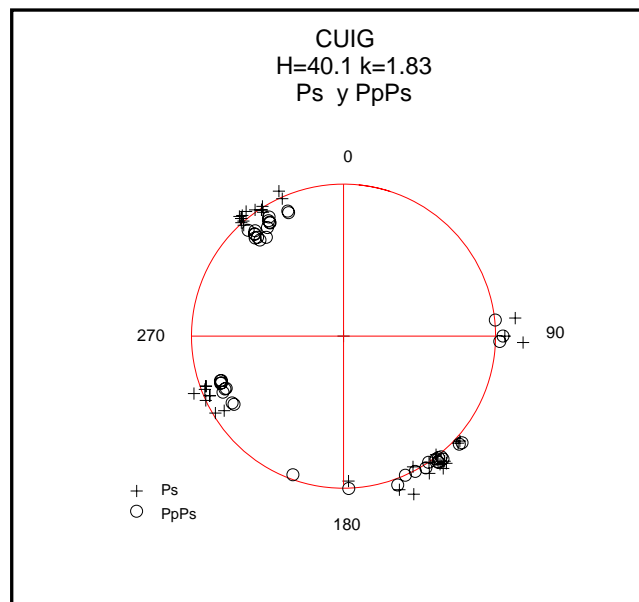


Figura 3.19 distribución de los telesismos utilizados, en ella se indican los tiempos de las fases convertidas P_s (cruz) y $PpPs$ (círculo), respecto al modelo promedio.

Para la fase convertida $PpPs$, este adelgazamiento, seguramente paulatino, ocurre dependiendo del valor de p a una distancia horizontal de ~ 25 a 50 km del sitio de registro, Precisamente la figura 3.20 muestra para este caso, los sitios en donde teóricamente, la fase P directa penetra en la base de la corteza, las cruces corresponden a la conversión a Ps y los círculos rojos a la $PpPs$. Como ya se mencionó y se habrá notado, el tiempo de arribo de aquellas trayectorias provenientes de la parte oeste (grupos NW y Fiji), producen valores de espesores menores, esta región corresponde a la Sierra de las Cruces. Por el contrario para la parte Sur y Este, se estima un valor mayor, tomando también aquellos sismos ocurridos en el Atlántico, correspondientes a la zona de la Sierra del Chichinautzin y parte norte de la Sierra Nevada.

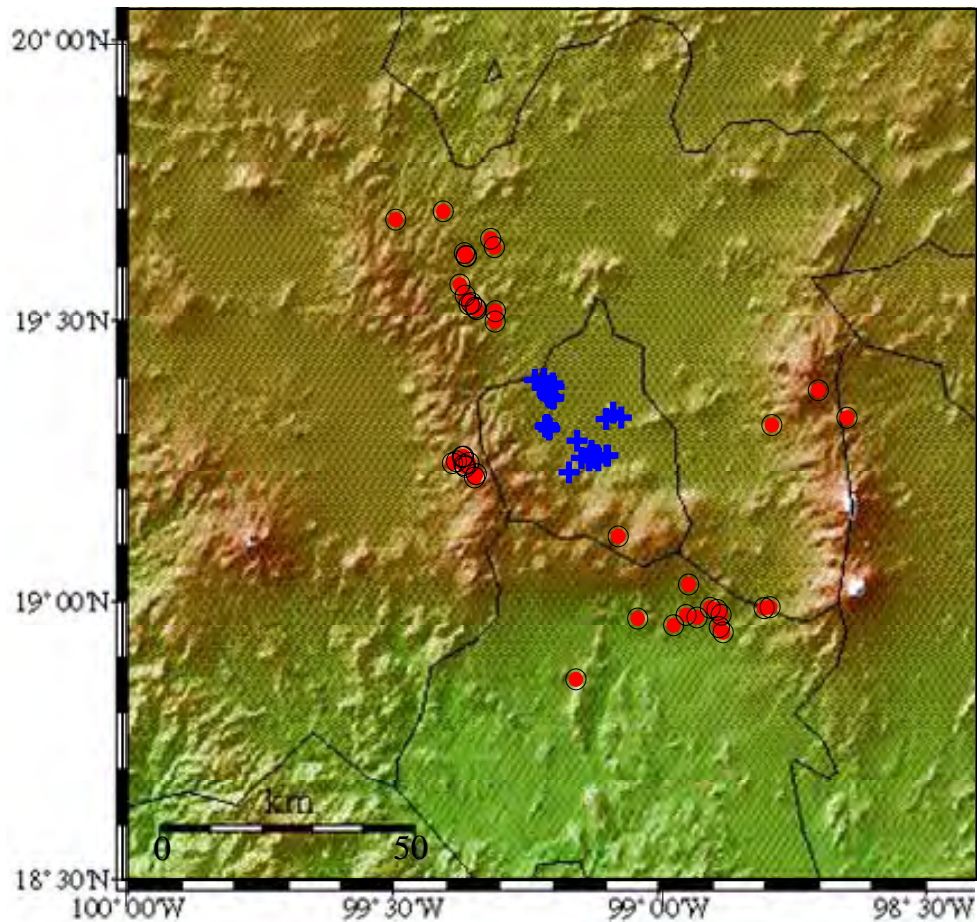


Figura 3.20 Proyección de los puntos en donde teóricamente penetran los rayos en la corteza. las cruces corresponden a la conversión a Ps y los círculos rojos a la $PpPs$.

De la inversión, se obtuvo el modelo de velocidades, utilizando todas las FR, y que se muestra en la figura 3.21, en este modelo promedio distancia al Moho se estima a 40 km y difiere de otros (ver Cruz-Atienza, 2000) principalmente en cuanto a profundidad, que la estiman cercano a 45 km.

Para κ se obtiene un valor promedio de 1.83, lo que corresponde a un valor de la razón de Poisson de 0.29.

Campos-Enríquez y Sánchez-Zamora (2000), obtienen por métodos gravimétricos un perfil perpendicular a la trinchera, que cruza la FVTM. Comparando sus resultados (en cuanto a estructura de la corteza) bajo la zona de CUIG, con el obtenido en este trabajo, es posible asociar los primeros 4 km con corteza superficial, los siguientes 8 km con corteza superior, 20 km de corteza inferior, un estrato relativamente pequeño de 4 km de fusión parcial seguido por manto.

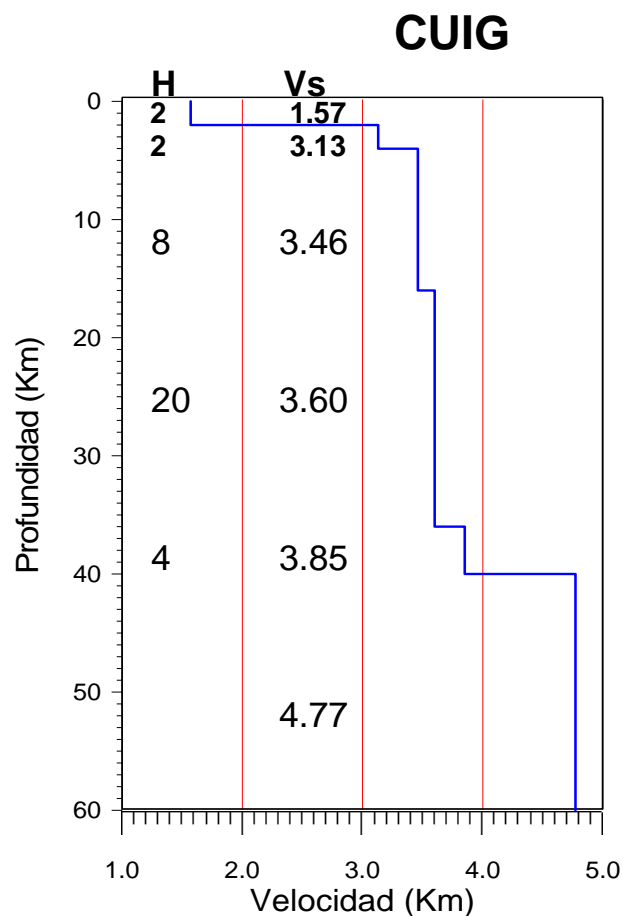


Figura 3.21 Modelo de velocidades de la estación CUIG

III.3.1 Resultados

La tabla 3.2, resume los valores de las estimaciones encontradas para todas las estaciones de la región. Estas estimaciones corresponden a las fases convertidas asociadas al límite de la corteza. Además se encontraron fases que, hemos asociado con el Moho bajo la placa subducida (base del slab), tal es el caso de ANIG, COIG, PLIG y YAIG, cuyas profundidades oscilan alrededor de 70 km. La diferencia entre la base de la corteza continental y profundidad al Moho es del orden de ~30 km, este espesor puede deberse únicamente a placa oceánica, lo que implica que existe una cuña del manto entre ambos estratos; Sin embargo, en las FR no es detectable el contraste de velocidades de la interfase entre la corteza y la cuña. En el Anexo III, se incluyen las señales, gráficas de distribución y los modelos obtenidos, en estos modelos, para las estaciones antes mencionadas, se observa un cambio paulatino en velocidad entre 30 y 70 kilómetros. Esto es razonable si suponemos que un contacto de materiales parcialmente fundidos, en donde las variaciones en el comportamiento mecánico del material cambian lentamente.

<i>ESTACIÓN</i>	<i>H (Límite de la corteza)</i>	<i>k=Vp/Vs</i>	<i>ν</i>	<i>Vp</i>	<i>α</i>
ANIG	33.4±0.2	-	-	6.5	2.5
CUIG	40.1±0.5	1.83±0.02	0.29	6.5	1.5
TPIG	42.0±2.3	1.74±0.03	0.25	6.5	1.5
PPIG	38.0±0.1	1.75±0.01	0.26	6.5	1.5
PLIG	34.8±0.3	1.78±0.02	0.27	6.5	2.0
MOIG	30.9±1.1	1.71±0.02	0.24	6.5	2.5
DHIG	42.4±0.6	1.63±0.02	0.20	6.5	1.5
YAIG	39.8±1.2	1.61±0.03	0.19	6.5	2.0
COIG	29.3±1.0	1.60±0.03	0.18	6.2	1.5

Tabla 3.2 Valores obtenidos de profundidad al Moho y relación VP/Vs para la región FTVM

III.4 Perfil CAIG-YAIG

El objetivo de esta sección es mostrar un modelo de velocidades asociado a la estructura cortical de la sección Cayaco-Yautepec, de forma similar al efectuado para la sección Chamela-

Huatulco. Sin lugar a dudas las cuatro estaciones utilizadas (Cayaco, Mezcala, Iguala y Yautepec) son insuficientes para obtener un modelo detallado. Sin embargo, el hacerlo, nos provee de un modelo que muestre los límites de los estratos más importantes, de tal forma que en conjunción con trabajos, pueda contribuir con información adicional acerca de la estructura de la región. Se mencionan a continuación algunos trabajos previos.

En el proceso de determinar la estructura cortical de México, en particular la parte central, se han utilizado diferentes metodologías. Uno de los primeros estudios tendientes a describir perfiles de la estructura cortical de México fue el efectuado por Woollard y Monges (1956), quienes analizando datos gravimétricos proponen un modelo de corteza simple, para un perfil que va de Acapulco a Tuxpan en donde la profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić (Moho) es de 12 km para la corteza oceánica del Pacífico, 28 km para la parte costera, 38.4 km para el área de cuencas intermontañas, 46.1 km para el área de la meseta central y Golfo de México de 17.2 km.

Con resultados similares, otros estudios proponen modelos donde el espesor de la corteza se incrementa desde las márgenes del Océano Pacífico hacia el interior del continente, presentando valores promedio por debajo del FVTM de 40 km. Sin embargo, pese al engrosamiento de la corteza, los modelos de estos autores proponen la presencia de una capa de baja densidad en la base de la corteza en la meseta central (Molina-Garza y Urrutia-fucugauchi, 1994), y un área de relativo adelgazamiento de la corteza en la misma zona (Campos-Enriquez y Garduño-Monroy, 1995). Estos resultados concuerdan con la zona de baja velocidad debajo del FVTM según Gomberg et al. (1988) y Alesina et al. (1996).

Gomberg et al. (1988), calculando simultáneamente velocidades de onda superficiales y tiempos de ondas de cuerpo, encuentra un espesor promedio de corteza en la parte norte de México de aproximadamente 40 km. Gomberg y Masters (1988) reportan codas de gran amplitud después del arribo de modos fundamentales en varios registros sísmicos, lo que estiman se puede deber a la existencia de fuertes heterogeneidades laterales en la estructura del sur de México. Ellos sugieren que la corteza inferior y la litósfera en la zona del FVTM tienen una zona de baja velocidad de corte entre 25 y 30 km de profundidad, de aproximadamente 3.3 km/s. Estos resultados son consistentes con la hipótesis de Molnar y Oliver (1969) la cual

sugiere que la fase Sn no se propaga debido al adelgazamiento de la litósfera en esta región, siendo débil y altamente atenuante, sus resultados están de acuerdo con esta idea y sugieren que la FVTM rompe la litósfera entera.

Campillo et al. (1989), a fin de explicar las características de los desplazamientos verticales de los registros de los sismos de 1985, modifican un modelo de Valdés et al (1986), propuesto para la región de Oaxaca, eliminando la primera capa. El modelo de Campillo ajusta bien entre las observaciones y la teoría para periodos entre 7 y 20 s, Cárdenas et al. (1998) muestra que las curvas de dispersión de ondas superficiales en estaciones entre 100 y 250 km de distancia, entre la zona de subducción y la Cd. de México, presentan variaciones que no permiten predecir curvas teóricas obtenidas a partir de este modelo para periodos menores de 8 s. Chávez-García et al. (1995) encuentran que la velocidad de grupo predicha para el modo fundamental de ondas de Love es mucho mayor que el observado en una banda de 7 a 10 s de periodo dentro del Valle de México por lo que se puede decir que este modelo representa la estructura promedio y existen variaciones laterales de los materiales de la corteza que afectan la propagación de ondas desde la zona de subducción hacia la parte central de México. Posteriormente Campillo et al. (1996), realizando inversión de datos de dispersión de la velocidad de grupo para registros individuales, definen la estructura de la corteza para la parte media entre 5 y 30 km; sin embargo, para la estructura superficial y profunda no está bien definida debido al rango limitado de periodos de los datos de dispersión. Una frontera entre la alta y la baja corteza se encuentra bien definida entre 15 y 20 km. Por otra parte Cruz-Atienza (2000), utilizando el método de función de receptor aplicado a registros de la estación CUIG, encontró diferencias de casi 10 km en la profundidad del Moho, entre las zonas donde penetran bajo la corteza telesismos provenientes de la región de Islas Fiji y aquéllos de la región del Atlántico medio, obteniendo un valor promedio al Moho de aproximadamente 44 km. Al norte de la FVTM en la estación de Zacatecas encuentra una profundidad promedio de 38 km.

Por otra parte Valdés-González y Meyer (1996) utilizando tiempos de arribo de ondas P y S de las réplicas del sismo del 14 de marzo de 1979 en Petatlán ($M_s=7.6$), delinean una estructura de velocidades compresionales y de corte para la zona de subducción entre Petatlán y la ciudad de México y a lo largo de la costa del estado de Guerrero, obteniendo el modelo mostrado en la figura 3.22.

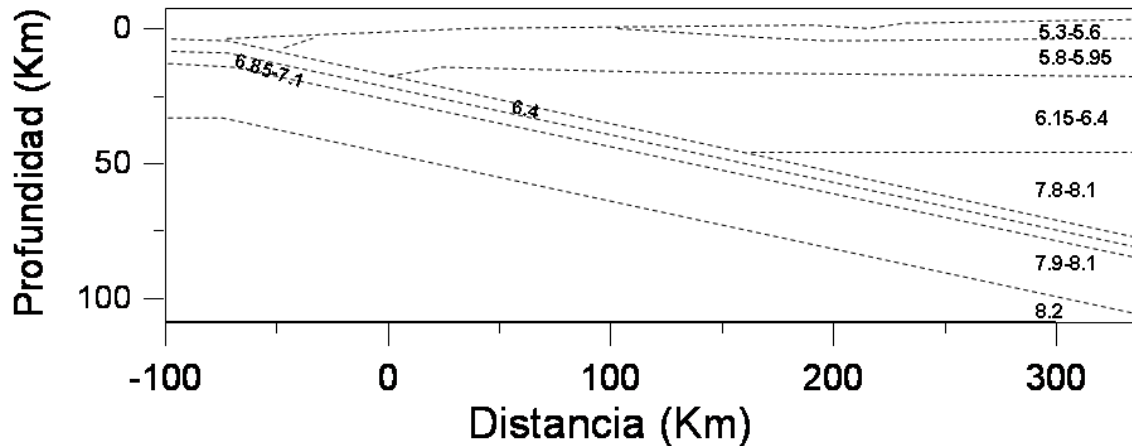


Figura 3.22. Modelo de velocidades de ondas compresionales. Consiste en una zona de transición bidimensional, compuesta por un bloque continental, uno acrecional y uno de corteza oceánica. El bloque continental consiste en tres capas corticales planas con el Moho localizado a 45 km de profundidad. El bloque oceánico fue modelado con dos capas con un espesor total de 8 km y con un echado de 10° al $N34^\circ E$, que se extiende tierra adentro. Las ondas sísmicas de las réplicas con hipocentros debajo de la corteza oceánica viajan principalmente en el manto oceánico superior y alcanzan sitios entre los 50 y 300 km tierra adentro. (tomado de Valdés-gonzález y Meyer, 1996).

Posteriormente Pardo y Suárez (1995), estudiando la sismicidad en la República Mexicana proponen perfiles de isopropundidades que muestran tendencias para la placa subducida, mostrando para el perfil perpendicular a la costa central de Guerrero un ángulo de subducción pequeño, que aumenta paulatinamente.

Por otro lado Iglesias et al. (2001), utilizando eventos ocurridos en la zona de subducción en la costa de Guerrero y registrados en la estación CUIG y otros ocurridos hacia el sureste en la zona de Oaxaca, registrandos en la estación PLIG, analizan ambas trayectorias y estudian por medio de curvas de velocidades de grupo, las cuáles fueron agrupadas e invertidas por el método de algoritmos genéticos y recristalización simulada. En la figura 3.23 se muestra el modelo propuesto para la trayectoria Guerrero-Cd. de México y su comparación con el modelo de Campillo et al. (1996). El modelo promedio consiste en un nivel con velocidades de onda de corte de aproximadamente 3.12 km/s, esto puede ser atribuido a rocas del Cretácico. La discontinuidad del Moho está localizada a una profundidad de 43 km .

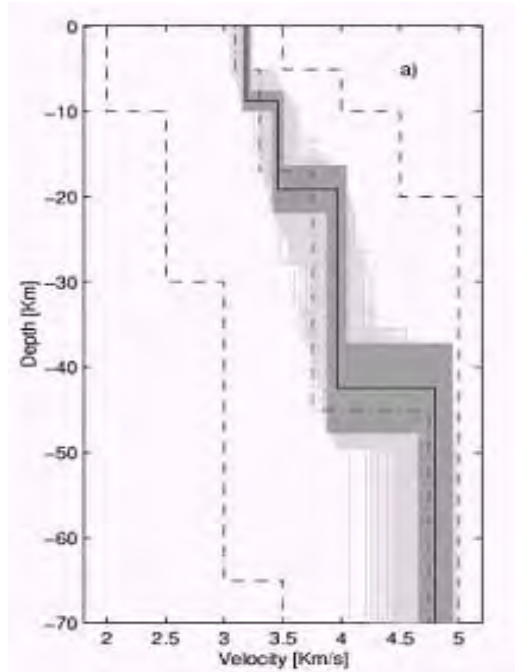


Figura 3.23. Modelo de velocidades utilizando inversión de promedio de ondas de trayectoria Guerrero. La línea sólida representa el modelo promedio y las zonas oscuras la desviación estándar. la línea punteada representa el modelo propuesto por Campillo *et al.* (1996) para la región entre la costa de Guerrero y la Cd. de México. (Tomado de Iglesias. *et al.* 2001)

Otro método, es el utilizado por Manea *et al.* (2006) quienes basándose en modelos térmicos de la zona de subducción de México central. Ellos muestran un espesor del slab de no más de 20 km. Encontrándose bajo la parte central de México entre 60 y 80 km de profundidad, desde una distancia de ~110 km a ~275 km perpendicular a la trinchera cercana de Acapulco.

Pérez-Campos *et al.* (2003), utilizando funciones de receptor, observan en el dominio de la profundidad, que la distancia al Moho cercana a la costa es de ~20 km, con un ángulo de buzamiento de ~5° y bajo la Cd. de México es de ~40 km con ~11°.

Para la misma región, Pérez-Campos *et al.* (2008), basándose en análisis de datos de una red sísmica temporal de banda ancha, ubicadas desde Acapulco a Tempoal, reportan que la placa Cocos subducida bajo la parte central de México es horizontal, separada de la corteza por una delgada zona de baja viscosidad hasta una distancia de 250 km de la trinchera, para posteriormente penetrar en el manto.

Como ya se mencionó anteriormente las FR de las estaciones CAIG, MEIG, PLIG y YAIG fueron utilizadas para obtener una proyección transversal a la trinchera (25° respecto al norte). La figura 3.24 muestra las secciones transversales interpoladas de los modelos de velocidad, obtenidos invirtiendo cada FR de cada una de las estaciones, ubicadas de acuerdo a

su azimut y parámetro de rayo, y tomando como modelo inicial, los valores de H y κ , dependiendo del grupo al que pertenezca, procediendo de la misma forma que en el perfil Chamela-Huatulco.

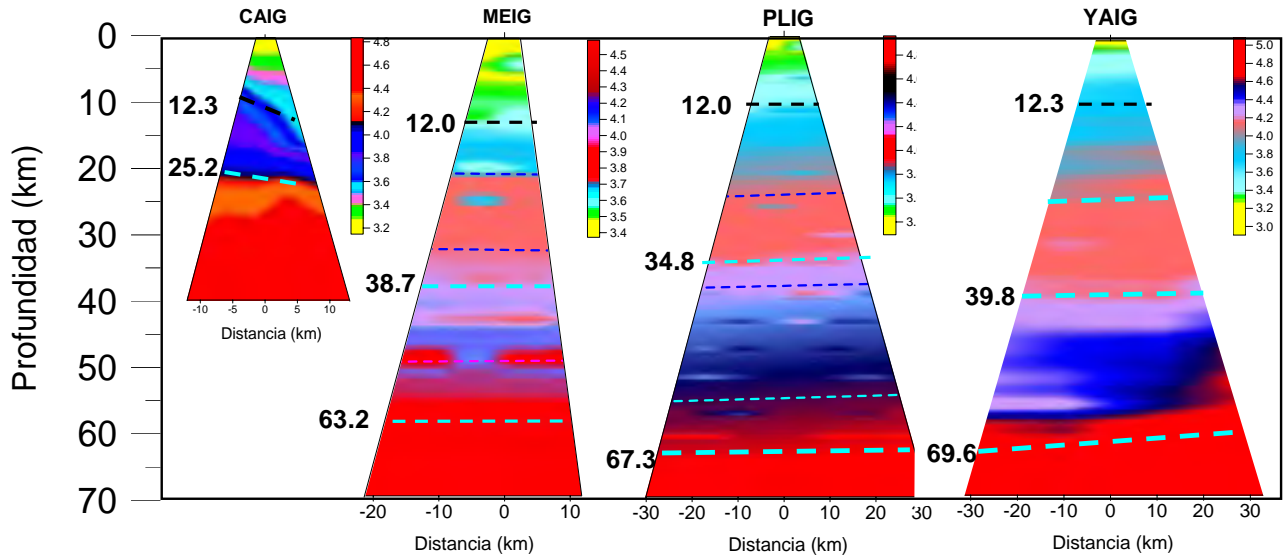


Figura 3.24 Proyecciones laterales de las estaciones de la sección utilizando un modelo para cada registro.

Se puede observar que para el caso de CAIG presenta variaciones en la velocidad inclinados, por el contrario, en MEIG, PLIG y YAIG se presentan casi horizontales. En la figura se muestran los valores obtenidos para las principales contrastes de los estratos encontrados utilizando el apilamiento.

Como ya se mencionó en el capítulo 3.1, para CAIG se puede observar el contraste interfase a 12.3 km y el segundo a 25.2 correspondiente al límite corteza oceánica-manto. Para los demás sitios a ~ 12 km el límite con lo puede ser la profundidad al basamento, el segundo la profundidad a la base de la corteza y el tercer contraste entre 60 y 70 km en la base de la corteza oceánica subducida.

Interpolando los modelos de velocidad obtenidos para cada FR de las cuatro estaciones se obtiene lo mostrado en la figura 3.25. Del análisis de apilamiento se obtiene una profundidad al Moho (base del slab) desde poco más de 20 km (CAIG) y hasta casi 70 km en la región de YAIG. En la sección transversal de CAIG se observa una placa oceánica con un ángulo de penetración de aproximadamente 15° , alcanzando una profundidad aproximada de 63 km bajo la estación de MEIG y penetrando hasta casi 70 km en la región de PLIG y YAIG.

Para la región cortical se obtienen valores de 12.3 en CAIG , 38.7 en MEIG y disminuyendo a 34.8 en PLIG, para aumentar nuevamente hacia YAIG hasta 39.8 km.

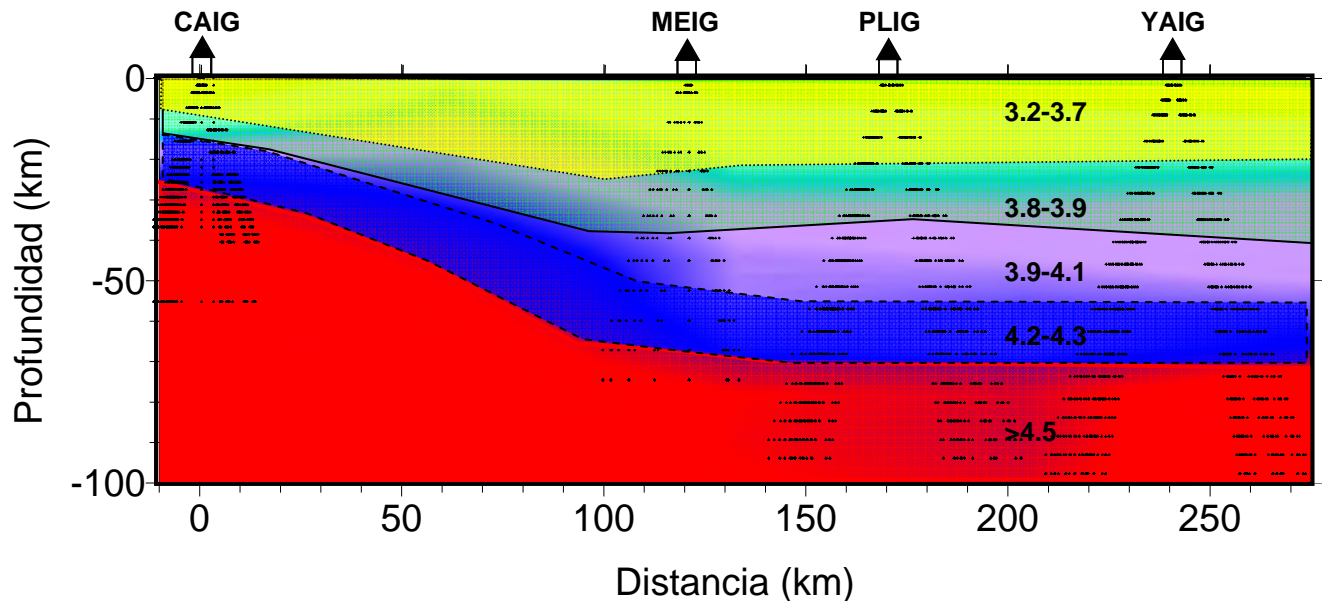


Figura 3.25 Interpolación lateral de las señales obtenidos con FR para las estaciones CAIG, MEIG, PLIG y YAIG. Las cruces pequeñas corresponden a las velocidades obtenidas de cada señal, los valores que se muestran se refieren a velocidades de corte.

III.4.1 Resultados

Finalmente, obtenemos un modelo en el que observamos una corteza continental que aumenta paulatinamente su espesor a poco más de 39 km , hasta aproximadamente 110 km de distancia de la trinchera. También muestra una corteza oceánica subducida, que penetra en la región de Acapulco con un ángulo de aproximadamente 15° . En la región de MEIG se encuentra a una profundidad de 63, y hasta 70 km, para los sitios PLIG a YAIG, de tal forma que al menos para estas dos estaciones el ángulo del slab es de $\sim 3^\circ$. En estaciones en la misma línea norte del perfil como son CUIG, POPO y DHIG, el análisis de FR, no muestra fases asociadas a la placa subducida, lo que permite suponer que de encontrarse, se sitúa a una gran profundidad, como lo sugieren otros autores como Pérez-Campos et al. (2008)

III.5 Región Golfo

En la región de la cuenca del Golfo de México (figura 3.26), se encuentran ubicadas las estaciones LVIG, TUIG, SCIG; la estación TEIG, se encuentra en la parte media-oriental de la Península de Yucatán. Esta región posee características geológicas, ligadas con los procesos tectónicos que dieron lugar a la apertura de la cuenca del Golfo de México.



Figura 3.26 Ubicación de las estaciones consideradas en la región de la cuenca del Golfo de México.

La corteza oceánica en la zona occidental y parte central de la cuenca se originaron durante el Jurásico tardío como consecuencia de la separación entre la corteza subyacente, entre lo que hoy se conoce como Península de Yucatán (bloque Yucatán) y América del Norte. La apertura dio paso a la formación de un sistema de grábenes alargados en la parte que corresponde al occidente de la ubicación actual de esta cuenca. En esas depresiones se depositaron varios kilómetros de espesor de sedimentos carbonatados en las extensas plataformas someras que bordeaban la cuenca. Esta separación continuó posteriormente para la parte oriental de la cuenca, hasta la conformación actual, posteriormente fueron cubiertas por aguas marinas para depositar grandes volúmenes de sal durante el Calloviano (164-159 ma). El área del actual Golfo de México estaba entonces ocupada por el Bloque Yucatán, mismo que se desplazó continuamente hacia el sur-sureste, del orden de 400 km, hasta la posición que ocupa actualmente, esto originó desequilibrio isostático importante que provocó largos períodos de subsidencia en la parte central del Golfo de México, acompañados de importantes levantamientos en las áreas continentales y en los bordes de la cuenca oceánica.

Existen diversos estudios en esta región, enfocados principalmente al estudio de yacimientos. Un trabajo significativo es el de Sawyer et al. (1991) quienes utilizando datos de reflexión, refracción y análisis de subsidencia, estiman de forma general, profundidades al Moho y basamento en la cuenca del Golfo de México. Ellos mencionan que el basamento cortical bajo la cuenca del Golfo de México se puede dividir en tres tipos: transicional gruesa, transicional delgada y oceánica. Estas divisiones reflejan la manera en que la corteza fue creada o bien modificada por la apertura en el Mesozoico. La diferencia principal desde el punto de vista mecánico, radica en que la velocidad de propagación de ondas longitudinales en la corteza transicional se encuentran en el rango de 6.4 y 6.8 km/s, y valores más altos para el tipo oceánico de 6.8-7.2 km/s. La corteza transicional en términos generales está cubierta con depósitos sedimentarios carbonatados que pueden ir de 3 a poco más de 10 km de espesor y una velocidad promedio de 4.3 km/s.

Bajo esta clasificación, las estaciones SCIG y TEIG se encuentran en el tipo transicional gruesa en la parte oriental de la cuenca. LVIG en la parte occidental, en el margen sureste de la plataforma de Tuxpan y SCIG en la parte suroeste del bloque de Yucatán, estarían situados en los límites entre transicional delgado y transicional grueso. Por el contrario TUIG se encuentra en una zona transicional delgada por situarse en la parte norte del Istmo de Tehuantepec.

Tomando en cuenta lo mencionado en los párrafos anteriores, para esta región fijamos un valor de $V_p = 6.2$ km/s, para estimar la profundidad al Moho como promedio de toda la corteza (transicional más sedimentos). Para obtener profundidades del estrato de sedimentos se utilizó una velocidad de 4.3 km/s.

En este trabajo, el análisis de las FR de LVIG nos permite estimar una profundidad al Moho de 25.0 km y $k = 1.69$. En la figura 3.27 se muestran ejemplos de registros de las estaciones de esta región. En ella se aprecian las correspondientes fases convertidas por el estrato de sedimentos (flechas inferiores azules) correspondiendo a un estrato de sedimentos de ~2 km. Este valor es consistente con trabajos de González-García (1992), que proponen que el basamento se encuentra a 3 km en promedio para la región de Tampico-Misantla. El apilamiento por grupos nos indican (Anexo IV), que la profundidad al Moho es mayor para aquellos provenientes del grupo Fiji; de poco más de 28 km debido a que en esa dirección está el límite oriente de la FVTM.

Para el sitio de la estación SCIG se encontró una profundidad promedio al Moho de 31.7 y $\kappa=1.64$. El límite de la interfase sedimentario-basamento se estima en 8 km de espesor, siendo este último un valor mayor respecto Sawyer et al. (1991), quienes estiman la profundidad al basamento de entre 4 y 6 km y al Moho de 30 a 35 km.

El análisis de las FR obtenidas de TUIG, muestran un espesor de corteza para este sitio de 23.7 y $k=1.89$. El modelo obtenido por inversión de las FR muestran velocidades bajas, hasta 20 km y aún más en los primeros 14.3 km y $k=1.72$ km en donde la velocidad de corte es cercano a 2.6 km/s. Estas velocidades son característica de depósitos sedimentarios; seguido por basamento de 9.4 km, con velocidades de corte de entre 3.2 y 4.1 km/s en el límite con el Moho. Para TEIG se estimó un espesor de 29.0 km y $k=2.0$, sin embargo la poca cantidad de datos utilizados en esta estación y por lo tanto su análisis no es del todo confiable. Existen algunos trabajos como el de Prinzhofer y Guzmán-Vera (2001) que estima un grosor de sedimentos de aproximadamente 12 km y de 10-12 km según Ángeles-Aquino (1994) y del trabajo de Sawyer et al. (1991), una profundidad al Moho de entre 25 y 30 km y profundidad al basamento de entre 8 y 10 km. También en la figura 3.24 se muestra las conversiones principales (Ps) producidas en la interfase asociadas a la profundidad sedimentos-basamento y al Moho. En ellas se observa tiempos similares para TEIG, SCIG y LVIG. Asociadas a profundidades pequeñas al basamento.

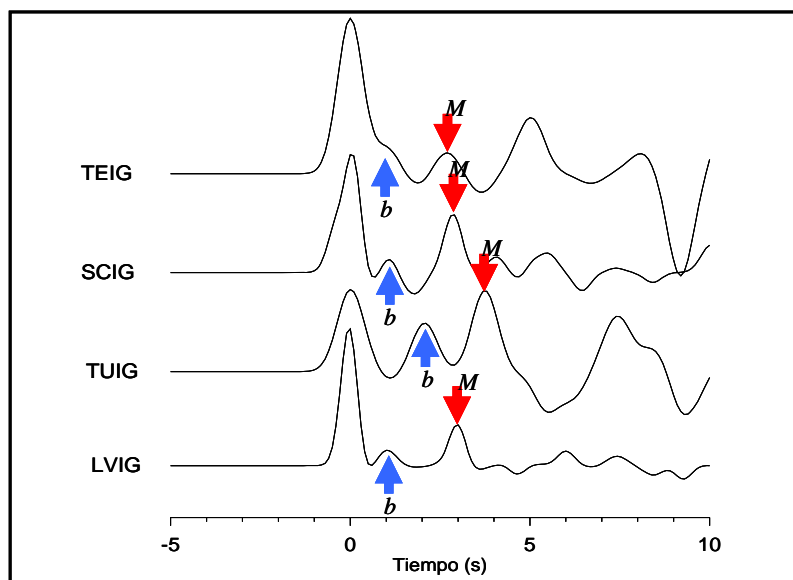


Figura 3.27 Ejemplo de registros para esta región. Las flechas azules hacia arriba muestran las fases asociadas a profundidades a las interfases sedimentos-basamento. Las rojas corresponden a las ondas convertidas Ps por el Moho.

III.5.1 Resultados

Finalmente en la tabla 3.3, se resumen los valores estimados para estos sitios. Se puede mencionar entonces que, el espesor en términos generales, de la parte oriental de la formación cortical del Golfo de México, es mayor en la parte oriental correspondiente al bloque Yucatán. La zona de Laguna Verde (LVIG), cercana a la FVTM, posee características corticales diferentes a esta. Lo cual se puede suponer al comparar espesores de corteza y tipos de registros de funciones de receptor, que tienen cierta similitud.

<i>ESTACIÓN</i>	<i>H (Profundidad del Moho)</i>	<i>K=Vp/Vs</i>	<i>Vp</i>	<i>α</i>
LVIG	25.0±0.0.4	1.69±0.02	6.2	1.5
TUIG	23.7±1.4	1.89±0.02	6.2 (4.3)	1.0
SCIG	31.7±0.9	1.64±0.05	6.2	1.5
TEIG	29.0±0.3	2.00±0.03	6.2	2.0

Tabla 3.3. Estaciones de esta región, distancias al Moho, relación Vp/Vs, velocidad promedio y filtro α utilizado.

Los modelos obtenidos para estas estaciones se muestran en la figura 3.28. En ellas se puede observar las principales diferencias de la corteza dentro del terreno Maya.

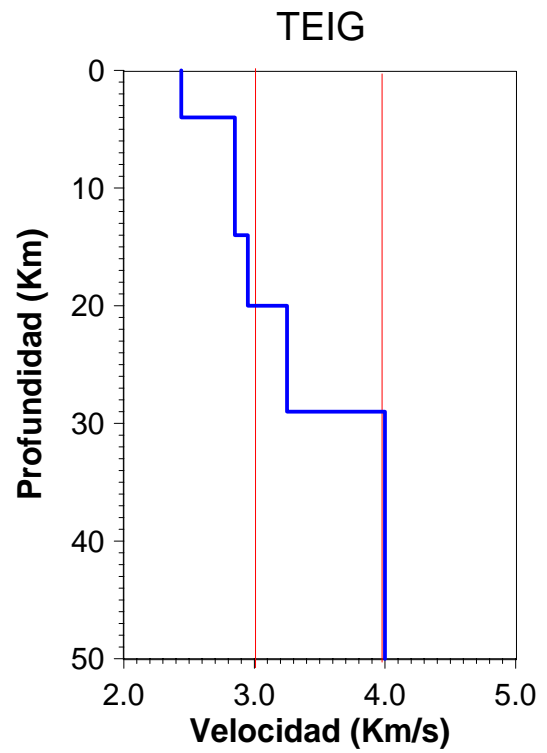
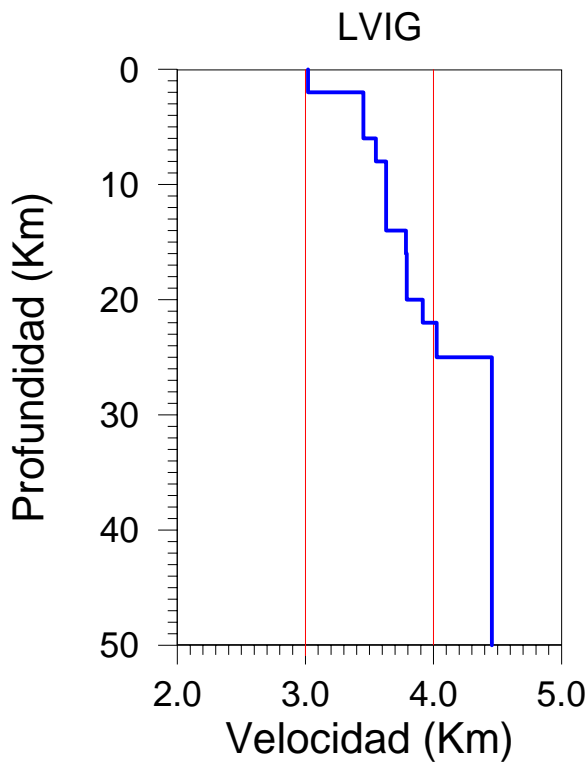
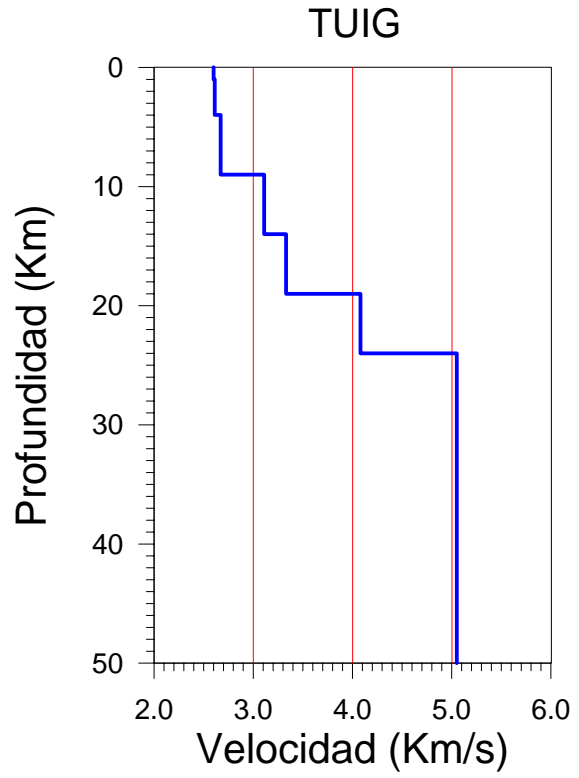
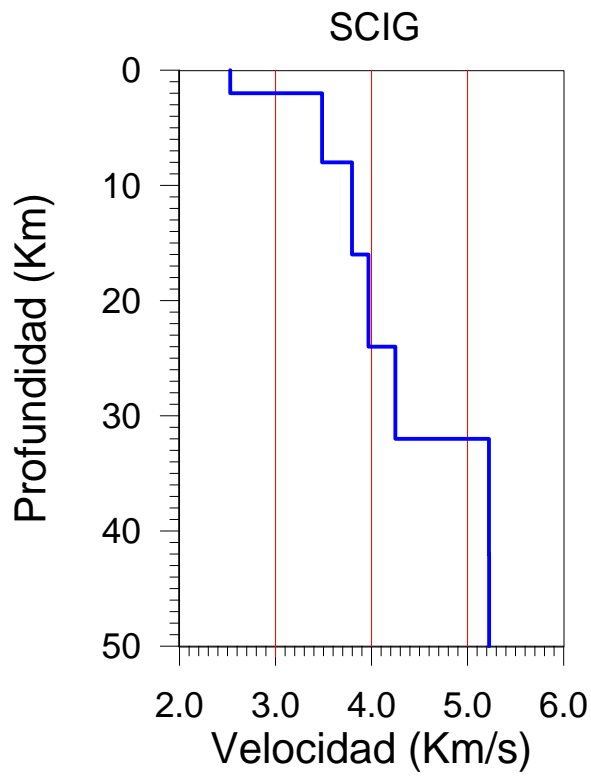


Figura 3.28 Modelos de velocidad obtenidos para SCIG, TUIG, LVIG y TEIG

III.6 Región sureste

Las estaciones consideradas dentro de la región sureste son OXIG, CMIG, TGIG y CCIG.

La profundidad al Moho correspondiente a CMIG, ubicada en la parte central del Istmo de Tehuantepec, es de $H=29.3$ km y $\kappa=1.73$, en donde es posible calcular el espesor de un estrato superior de 11.6 km y $\kappa=1.78$, lo que resulta con un espesor del basamento de 17.7 km. Con profundidades ligeramente mayores, se encontró para TGIG una profundidad de 30.7 km y $\kappa=1.99$ y un estrato superior de 16.0 km y $\kappa=1.70$. Para CCIG se estimó en 16.4 km y $\kappa=1.98$ al basamento y 33.0 km y $\kappa=1.86$ al Moho, localizadas todas estas al oriente del terreno Maya.

Del sitio de la estación OXIG, se obtiene una profundidad al Moho de 41.8 km y $\kappa=1.70$, siendo de las mayores para esta región, compuesto por un estrato superior de 10 km. También es posible visualizar conversiones debidas a la placa subducida, cuya profundidad promedio a la base del slab se estima en 67.5 km y $\kappa=1.76$ ($V_p=6.8$).

La interpretación de las FR se puede observar en el anexo V, en donde únicamente en OXIG es posible determinar la profundidad a la base del slab, esto debido a que en el resto de los sitios de ubicación de las estaciones, la placa subducida se encuentra a profundidades considerablemente mayores.

El análisis de las funciones de receptor, muestra para CMIG, una corteza ligeramente delgada comparada con la corteza al oriente y considerablemente menor (~ 10 km) que OXIG, situada a 250 km al occidente de este punto, lo que apoyaría la idea de que la depresión del Istmo de Tehuantepec está relacionada a una extensión en dirección este-oeste, y esto tendría como consecuencia el adelgazamiento de la corteza en esta región. (Meritano-Arenas, 1972 y Ponce *et al.*, 1992). Al sur de esta región, la dorsal de Tehuantepec es subducida bajo la corteza continental y el espesor de la corteza oceánica al NW y SE de la dorsal difieren considerablemente en edad y espesor (Couch y Woodcock, 1981), lo que puede estar asociado al aumento en el ángulo de subducción y a una mayor profundidad al slab. En las FR de CMIG se registra una fase (~ 17 seg.), que asociamos con una conversión P_s en la base del slab, pero las conversiones P_pP_s y $P_pS_s+P_sP_s$ no son claramente identificables, sin embargo, si tomamos valores promedio para V_p de 7.0 km/s y $\kappa=1.75$ se obtiene una profundidad aproximada de

150km. En las gráficas de distribución azimutal (ver CMIG en anexo V) respecto a la fase Ps, convertida en la base de la corteza continental y base del slab, se observa que los tiempos teóricos no se dispersan respecto a la estimación encontrada, lo que sugiere que la base del slab es relativamente plana bajo este sitio. Por otro lado Melgar-Moctezuma estima por análisis de FR para la región de CMIG una profundidad al Moho de 31 km valor cercano al aquí propuesto.

Para el caso de CCIG (figura 3.29), el cual se encuentra ubicado dentro del macizo granítico de Chiapas, en donde sobre el basamento cristalino se ha depositado gran cantidad de material de origen volcanosedimentario marino, en este punto se detecta en las FR un gran contraste en velocidad, si bien el apilamiento de las señales muestran una profundidad al Moho de 33.0 km y $\kappa=1.86$, existe una capa de hasta 16.4 km de profundidad y $\kappa=1.98$ ($V_s=3.29$ km/s), esta última asociada quizá al basamento cristalino y la primera, como ya se mencionó, a depósitos de origen marino.

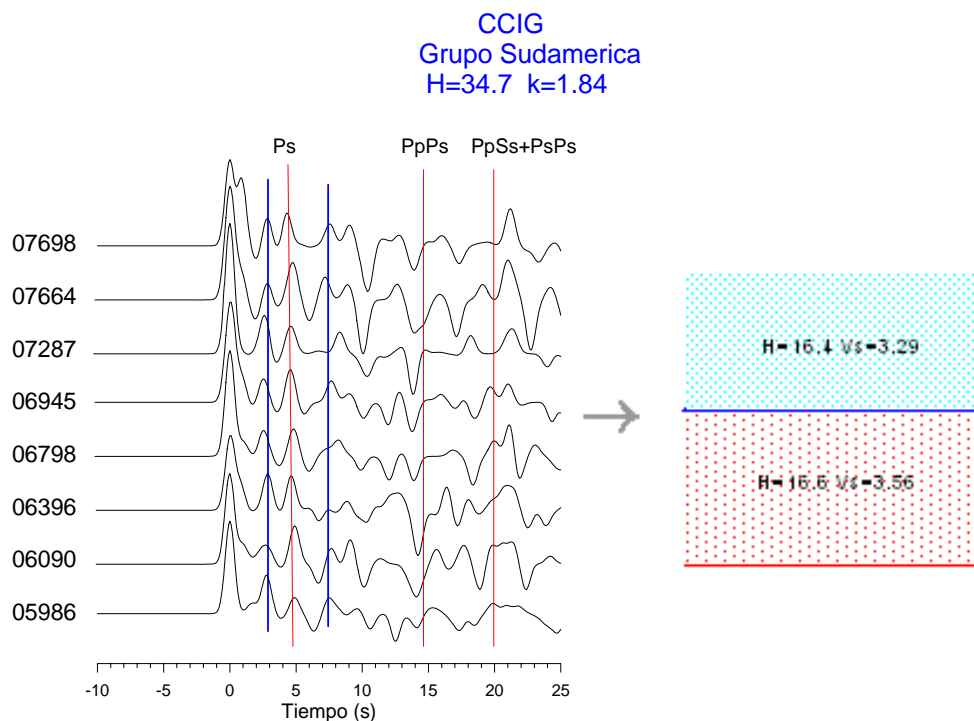


Figura 3.29. Funciones de receptor del grupo de Sudamérica. Se muestran las dos principales fases; una originada en el basamento y el otro en el Moho.

III.6.1 Resultados

Los valores obtenidos en cuanto a profundidad al Moho se resumen en la tabla 3.4, y las estimaciones de profundidad a la base del slab se incluyen en las conclusiones generales.

<i>ESTACIÓN</i>	<i>H (Profundidad del Moho)</i>	$\kappa=Vp/Vs$	<i>Vp</i>	α
OXIG	41.8±0.8	1.70±0.02	6.5	2.0
TGIG	30.7±0.3	1.99±0.02	6.5	2.0
CMIG	29.3±0.6	1.73±0.03	6.5	2.0
CCIG	33.0±0.2	1.86±0.04	6.5	2.0

Tabla 3.4. Muestra la distancia al Moho para estas estaciones de la región sureste.

El modelo de velocidades obtenido para los sitios de la región se muestra en la figura 3.30. en donde se puede observar que el cambio de velocidad de corte respecto a la profundidad es paulatino y no presenta cambios “bruscos”. Cabe aclarar que para la estación TGIG no fue posible obtener un modelo confiable, debido a la complejidad de las señales.

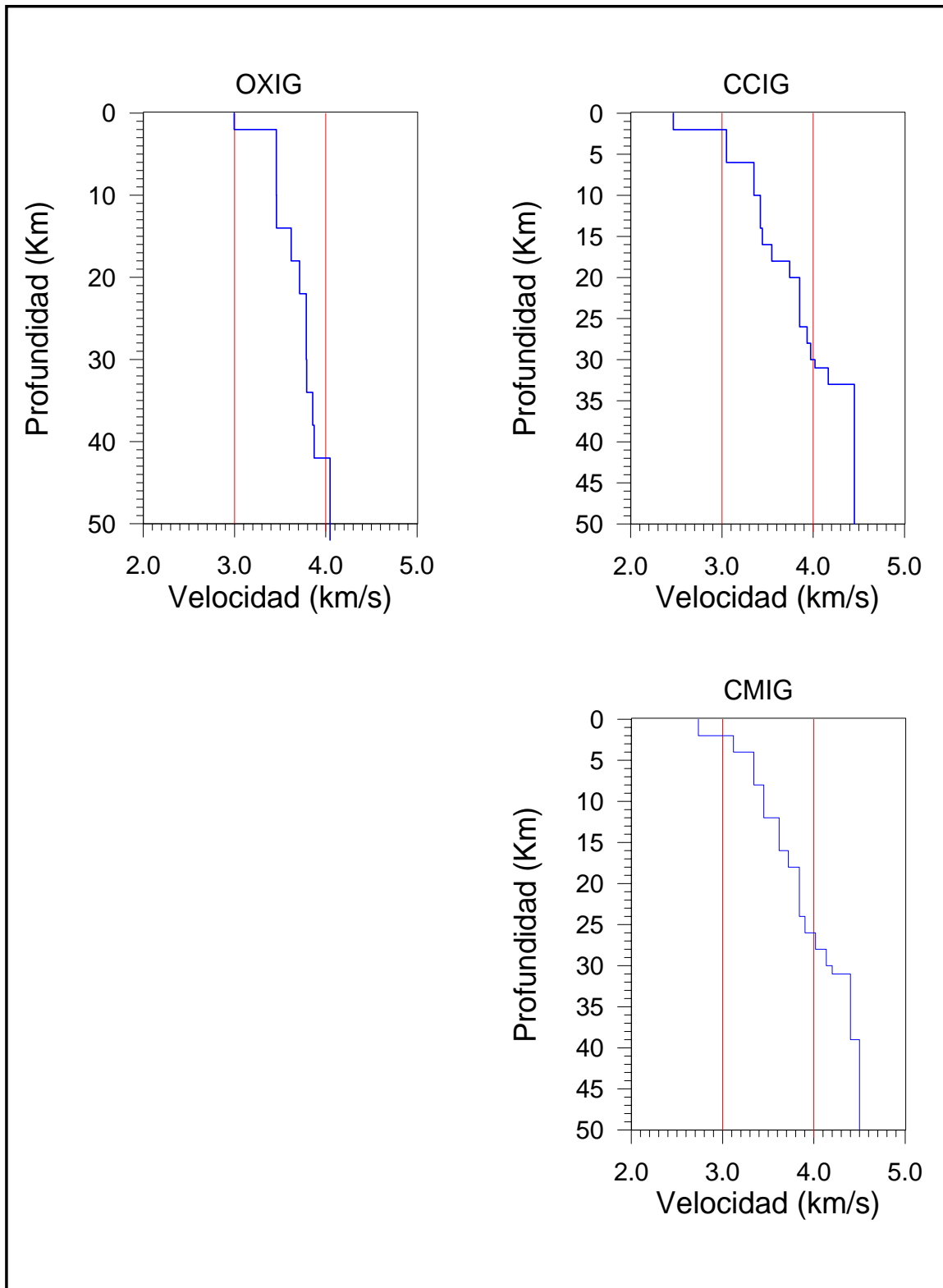


Figura 3.30 Modelo de velocidades de la región sureste.

IV. 7 Región Norte

En esta región se encuentran localizadas las estaciones: LPIG, SPIG, SRIG, situadas en la parte de la península de Baja California y HSIK, HPIG, CGIG, MAIG, ZAIG y LNIG en la parte continental. Sin lugar a dudas estas estaciones están ubicadas a lo largo de una gran extensión de la parte norte de México, tal y como se puede observar en la figura 3.31. Es importante mencionar que estaciones como SPIG y SRIG son de reciente instalación, de tal forma que el número de registros son pocos (como se puede apreciar en el anexo I), de tal forma que los errores de los valores estimados pueden ser mayor que el indicado en cada uno de ellos.

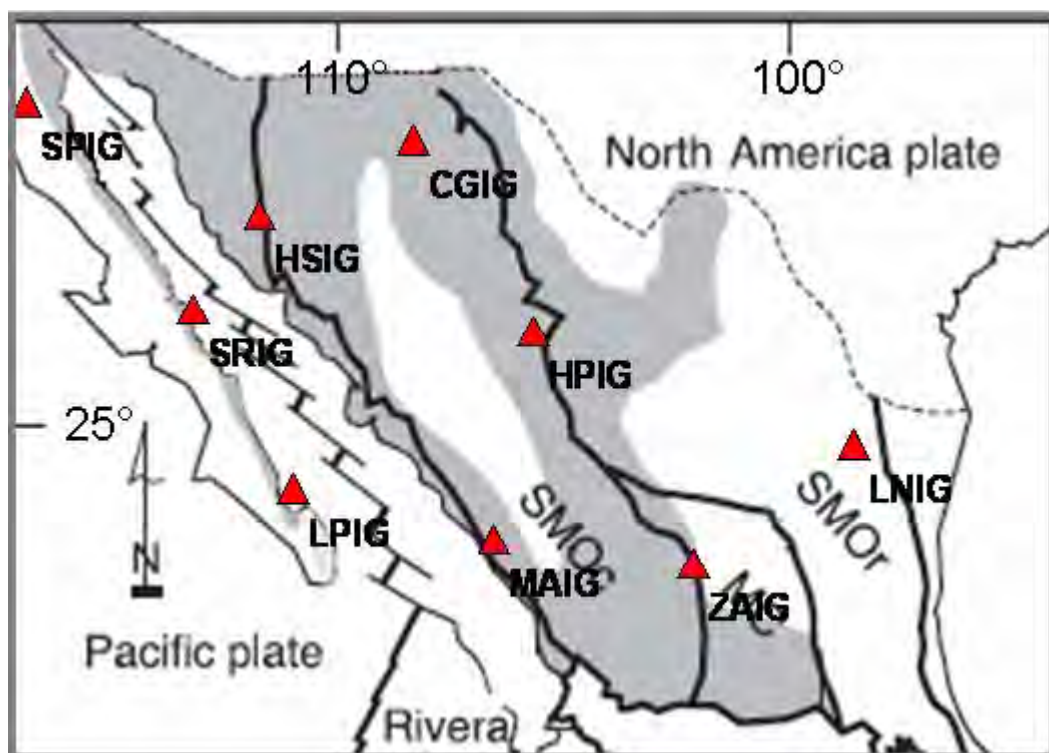


Figura 3.31. Estaciones del SSN, que comprenden la región norte de México. (Modificado de Nieto-Samaniego et al, 1999)

La Península de Baja California (PBC) es otra de las regiones en donde se han efectuado diversos estudios desde el punto de vista tectónico y estructural, en donde la compleja evolución tectónica ha dado lugar a características corticales diversas a lo largo de la Península. Reyes et al. (2001), encontraron la profundidad promedio más probable del Moho a lo largo del eje del Macizo Peninsular entre las latitudes 31.3° y 31.7° N es de aproximadamente de 42 km en la parte oeste del macizo peninsular, disminuyendo a 31 km hacia el oeste a lo largo de la costa del

Pacífico y 20 km hacia el Golfo de Baja California. La corteza se adelgaza drásticamente hasta ~15-18 km debajo del extremo este de la Península (Lewis et al., 2001). Por otra parte López-Pineda et al (2007), utilizando el método de filtrado múltiple e inversión lineal para determinar las velocidades de cizalla, aplicado a lo largo de tres transectos paralelos a la península de Baja California, estiman espesores de la corteza en el transecto occidental de la Península de entre 30 y 40 km, para el oriental en la parte media de 20 km, y para el transecto Sonora-Sinaloa de 30 km en la parte norte y disminuye hasta 20 km en la región sur.

Por otro lado, Persaud et al. (2007), encuentran profundidades para la parte sur de la península que van de los 20 a 31 km y con valores de κ de 1.64 a 1.83 y para la parte adyacente al Golfo de California en la parte continental, profundidades desde 26 a 32 km y κ de 1.64 a 1.76. Otros trabajos son los realizados por Persaud et al. (2003), Di Luccio et al. (2005) y Clayton et al. (2006), cuyas estimaciones presentan una profundidad al Moho más delgada en la costa del Pacífico y aumenta del orden de 10 km hacia la costa del Golfo de California.

III.7.1 Resultados

En este estudio, en la estación situada en San Pedro Mártir (SPIG) se obtienen estimaciones de 32.1 km y $\kappa=1.88$ fijando una velocidad V_p de 6.3 y una interfase a los 18.2 km. En la figura 3.32 (a) se muestran las fases convertidas asociadas a ambos estratos. A pesar de ser pocos registros, se pueden detectar y estimar razonablemente estas profundidades.

Cercana a la parte media de la PBC en la costa del Golfo de California se encuentra la estación ubicada en Santa Rosalía (SRIG), está situada en la región del Vizcaino. En esta región Romo et al. (2001) a partir de la interpretación de la gravedad y datos magnetotélúricos estiman el espesor cortical de un máximo de 33 km y es compatible con la idea de que bajo ella se encuentran restos de litósfera oceánica. En este estudio se estimó una profundidad de 21.5 km y $\kappa=1.72$. profundidades compatibles con realizado por Persaud et al. (2003) y López-Pineda (2007) para esta región. Sin embargo, del análisis de los registros que se muestran en la figura 3.32 (b) se puede observar una fase adicional correspondiente a 37 km de profundidad. Lo que puede deberse según Bohannon y Parsons (1995), a la presencia de fragmentos de la placa de Farallón a la largo de la península. En particular a estas latitudes, frente a la costa Pacífico de Baja California, se encuentra la trinchera inactiva producto de la subducción de la microplaca Guadalupe, cuyo movimiento cesó hace aproximadamente 12 Ma.

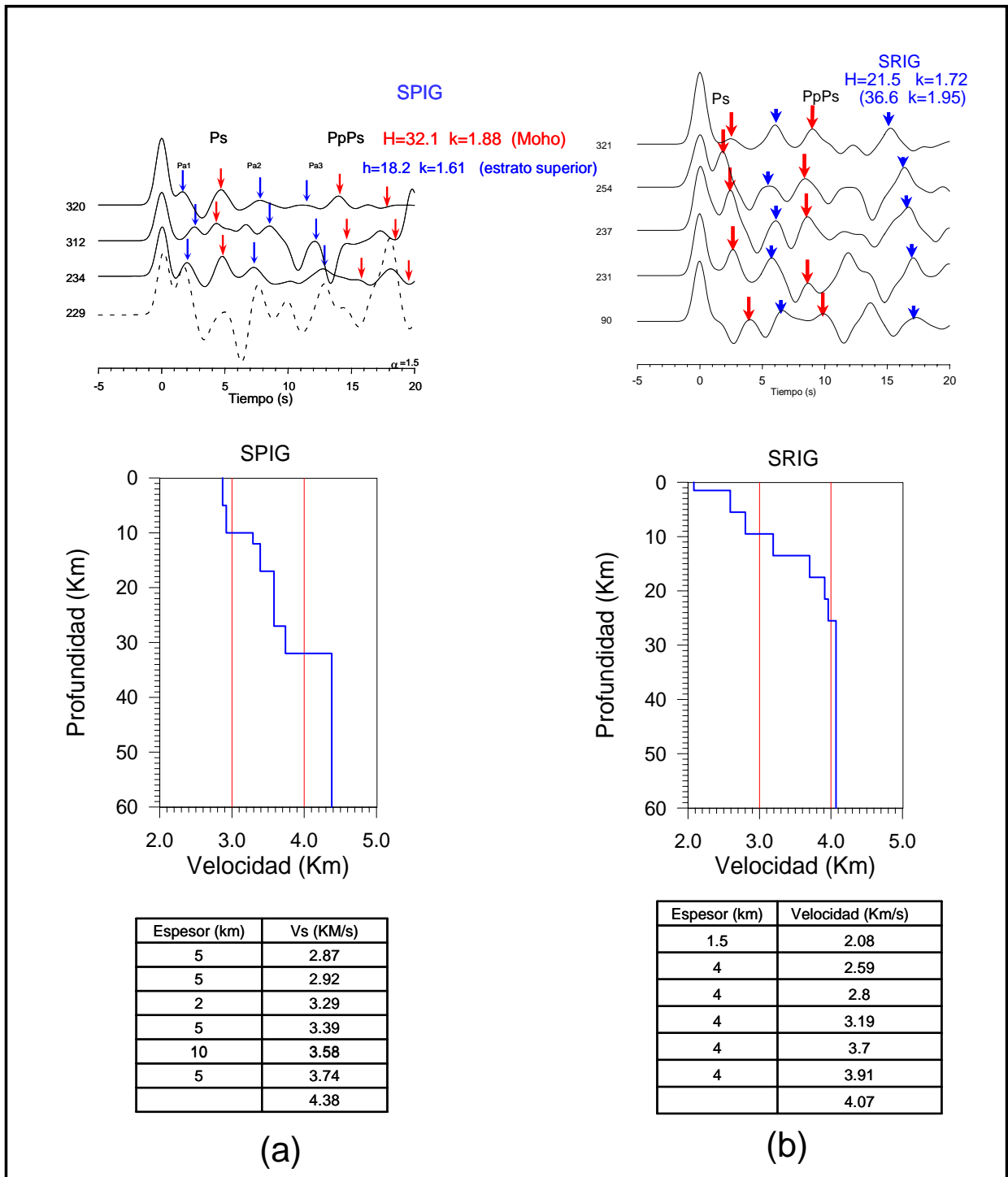


Figura 3.32 (a) Funciones de receptor correspondientes a la estación ubicada en San Pedro Martir (SPIG). Se muestran las fases convertidas en el Moho (Ps y PpPs) y las asociadas a la interfase (Pa1, Pa2 y Pa3). (b) FR de la estación de Santa Rosalía (SRIG). Las flechas rojas indican fases convertidas a 21.5 km de profundidad y las flechas azules cortas a una profundidad de 36.6 km. Del lado izquierdo se muestran los valores del azimut inverso. Debajo de cada una de ellas se encuentran los modelos obtenidos y tablas de los valores numéricos correspondientes.

El mismo efecto se observa en la estación de La Paz (LPIG), una profundidad al Moho de 27.5 km y $\kappa=1.71$ fijando $V_p=6.5$. Sin embargo; por la cantidad de eventos para esta estación se hizo una separación por grupos. De este análisis obtenemos una profundidad mayor en el grupo del telesismos de Fiji. La figura 3.33 muestra las estimaciones obtenidas para cada grupo. La diferencia en profundidad es de 3.5 km, cantidad relativamente pequeña, que se aprecia también en la gráfica de distribución (en la misma figura), por lo que se puede suponer que la base de la corteza es horizontal en esta zona. Del modelo de velocidades obtenido se observa una baja variación en velocidad de 4 a 27.5 km. Posterior al arribo de la P_s (~3 s) se observa una fase, asociado a un cambio a 43 km de profundidad, aunque no está perfectamente definida.

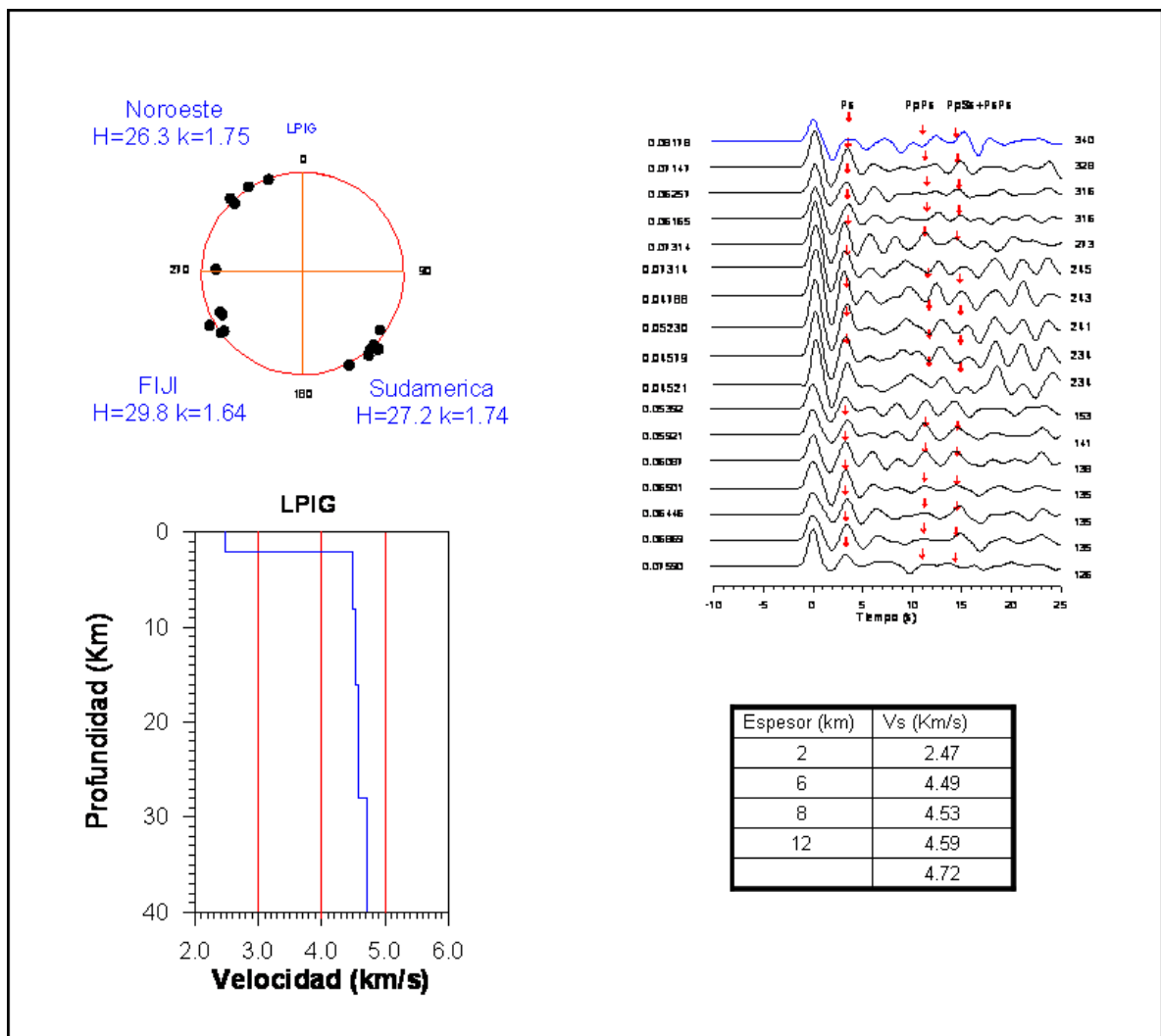


Figura 3.33 Muestra gráfica de distribución, FR y modelo obtenido, así como los valores numéricos.

Los resultados antes mencionados concuerdan razonablemente con los trabajos ya mencionados de Persaud et al. (2007) para la parte adyacente al Golfo de California en la parte continental, profundidades desde 26 a 32 km y κ de 1.64 a 1.76.

Cercanas a la costa del Golfo de California en la parte continental, se encuentran las estaciones HSIG y MAIG ubicadas en las ciudades de Hermosillo y Mazatlán (límite oeste con la Sierra Madre Occidental), respectivamente, alguna vez sitios cercanos a la península de Baja California. Las estimaciones calculadas son de $H=25.8$ km $\kappa=1.69$ y $H=23.6$ km $\kappa=1.76$, respectivamente. Al respecto, López-Pineda et al. (2007) estiman para el transecto Sonora-Sinaloa de 30 km en la parte norte y disminuye hasta 20 km en la región sur. En el mismo sentido, modelando datos gravimétricos y de refracción sísmica Sofá et al. (1991) calculó un espesor de la corteza de 25 km a lo largo de la costa del Golfo de California. Las gráficas de distribución muestran una profundidad al Moho relativamente constante, que se incluyen junto con las FR y los modelos de velocidad en el anexo VI.

Las estaciones CGIG, HPIG, ZAIG se encuentran situadas a lo largo de la Sierra Madre Occidental (SMOc) (en la parte Este) y LNIG en la Sierra Madre Oriental (SMOr), como se muestran en la figura 3.31. A decir por Nieto-Samaniego et al. (1999), las variaciones espaciales en la provincia volcánica de la Sierra Madre, distingue a tres provincias fisiográficas con diferentes alturas: una provincia oriental, con elevación media de 1400 m que corresponde a la Sierra Madre Oriental, una provincia central con una elevación media de 2100 metros correspondiente a la Mesa central, y una provincia occidental con una elevación media de 1800 m que corresponde a la Sierra Madre Occidental. La diferencia en levantamiento entre la Mesa Central y la Sierra Madre Occidental es aún más pronunciada si se observan unidades geológicas expuestas en las dos provincias. En la Mesa Central, el basamento Mesozoico se expone de 2000 a 2700 m, mientras que en la Sierra Madre Occidental no existe exposición de rocas de edad similar, incluso a 800 metros dentro de la principal depresión de la zona. El espesor de la corteza de las provincias fisiográficas también muestra grandes diferencias. Campos-Enríquez et al. (1994) basados en un perfil gravimétrico a lo largo del Trópico de Cáncer, propone un espesor de corteza de 37 km para la Sierra Madre Oriental, 33 km para la Mesa Central y 41 km de la Sierra Madre Occidental. Por otro lado, Molina-Garza y Urrutia-Fucugauchi (1993), de la interpretación de anomalía de Bouguer de un perfil de dirección N-S a lo largo de la longitud 103° W, estiman un valor similar para la Sierra Madre Occidental.

Usando velocidades de grupo de ondas superficiales, Fix (1975) estimó un espesor cortical de 30 km para el centro de México, mientras que Rivera y Ponce (1986) y Meyer et al. (1958) propusieron un valor de 42 km de la Sierra Madre Occidental. Sofá et al. (1991) calculó un espesor de la corteza de 40 km en el centro de la Sierra Madre Occidental. Estos datos indican que a la topografía elevada de la Mesa Central cuenta con una corteza más delgada comparada con la corteza y por la depresión de bloques de la Sierra Madre Oriental y Sierra Madre Occidental. La exposición de basamento Mesozoico en la Mesa central indica una mayor elevación de este bloque, con respecto a las otras adyacentes.

En este trabajo se estima para la estación ZAIG una profundidad al Moho de 40.0 km y $\kappa=1.75$. De igual forma se estima una profundidad al basamento de 14.8 km y $\kappa=1.78$. Para el caso de HPIG se obtiene una profundidad al Moho de 39.9 km y $\kappa=1.68$.

Estimaciones para la Sierra Madre Occidental que concuerda con trabajos mencionados para esta región en el párrafo anterior.

Los registros de FR de CGIG muestran una corteza de 32.6 y $\kappa=1.75$, delgada comparada con ZAIG y HPIG, debido seguramente por encontrarse en la región límite al norte de la SMOc.

La figura 3.34 muestra una comparación de funciones de receptor, y modelos obtenidos de las estaciones mencionadas. En ellas se observan fases reflejadas por el Moho en donde, no existen contrastes significativos entre estratos en cada una de ellas.

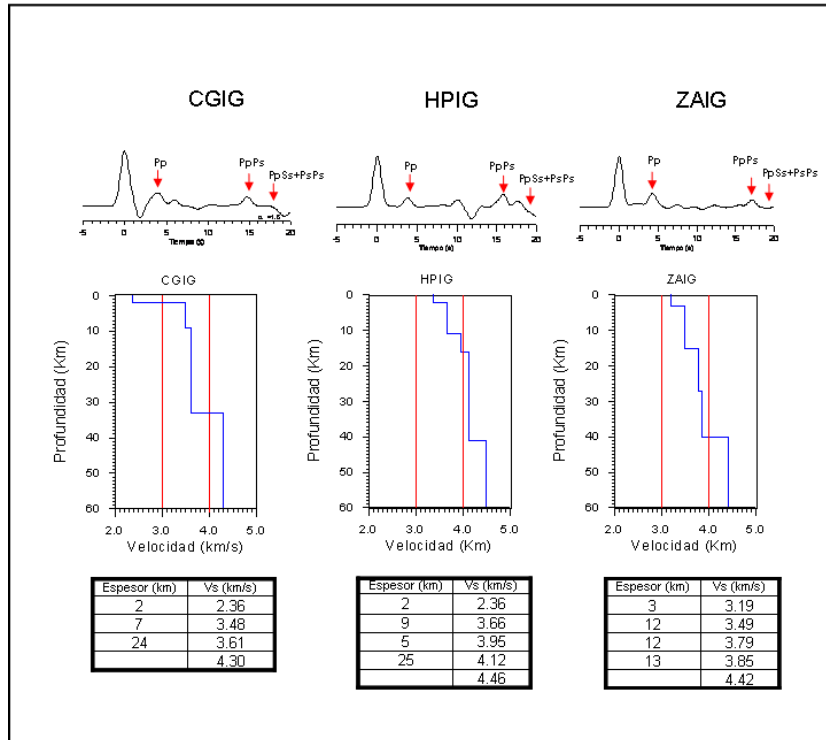


Figura 3.34. Ejemplo de funciones de receptor de las estaciones ubicadas en la Sierra Madre Occidental, en ellas se señala las fases convertidas. Se muestran también los modelos obtenidos para cada conjunto de funciones y sus correspondientes valores numéricos para cada estrato.

En la zona limítrofe de la SMOr y el terreno Coahuila, se encuentra la estación LNIG. Del análisis de las FR se obtiene una estimación de una profundidad al Moho de 27.0 km y $k=1.65$ (figura 3.35). Al igual que en las estaciones de la SMOcc, se aprecian registros muy claros. En donde la profundidad al Moho es similar a profundidades corteza calculadas en la región del Golfo.

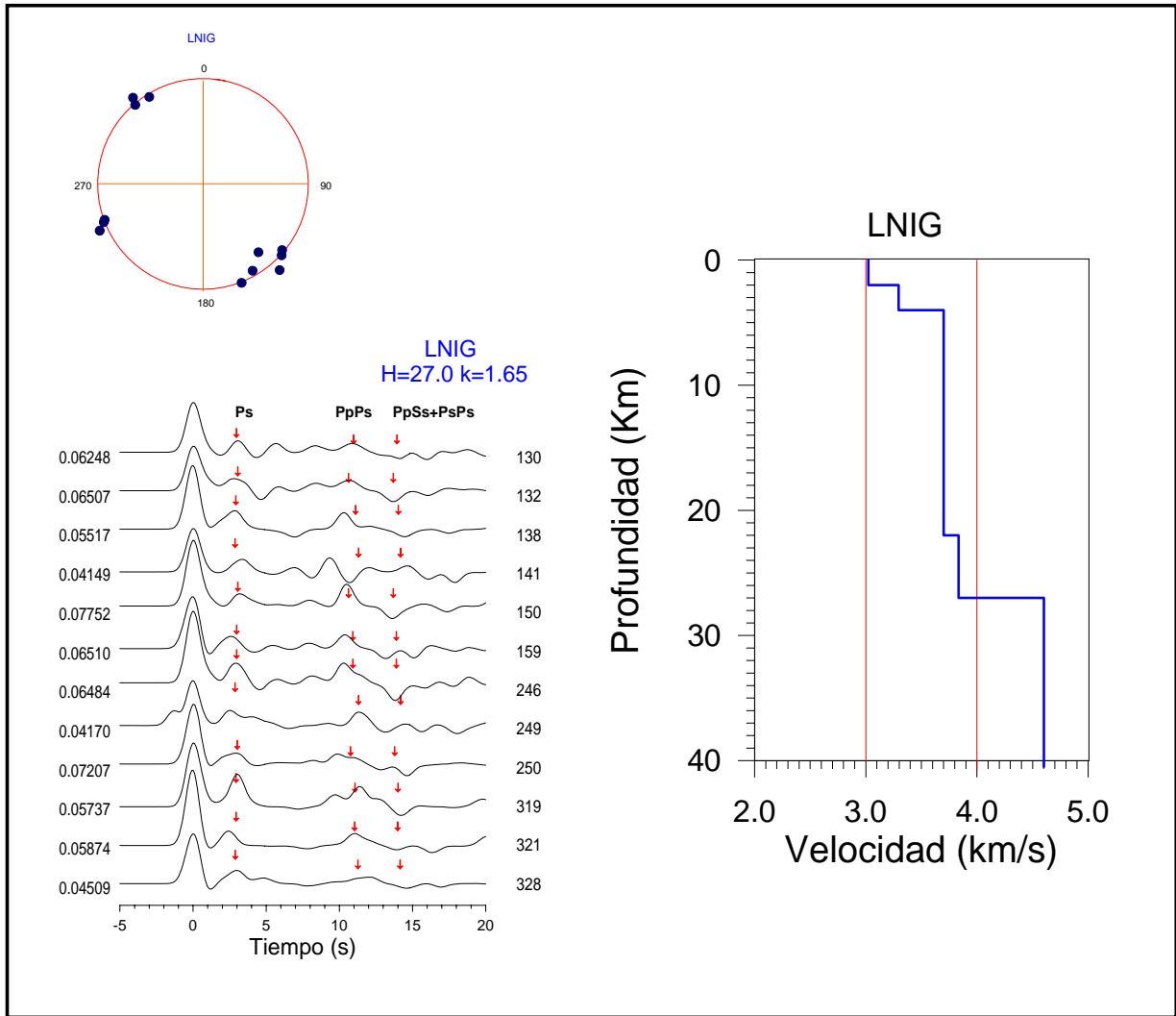


Figura 3.35 Funciones de receptor, filtradas a un valor de α de 1.5 de la estación LNIG. Las flechas rojas corresponden a conversiones asociadas con el Moho. Del lado derecho se muestra el modelo obtenido.

En la tabla 3.5 se muestran los valores obtenidos, los modelos de velocidad se pueden observar en cada una de las figuras.

ESTACIÓN	H (Profundidad del Moho)	$K=V_p/V_s$	V_p	α
LPIG	27.5 ± 1.3	1.71 ± 0.03	6.5	2.0
SRIG	21.5 ± 0.2	1.72 ± 0.01	6.5	2.5
SPIG	32.1 ± 0.8	1.88 ± 0.02	6.3	1.5
HSIG	26.3 ± 1.3	1.65 ± 0.03	6.5	1.0
HPIG	39.9 ± 0.9	1.68 ± 0.04	6.5	1.0
CGIG	32.6 ± 0.3	1.75 ± 0.02	6.3	2.5
MAIG	23.6 ± 0.8	1.76 ± 0.04	6.3	2.0
ZAIG	40.0 ± 1.0	1.75 ± 0.02	6.5	1.5
LNIG	27.0 ± 0.8	1.65 ± 0.02	6.2	2.0

Tabla 3.5. Valores de la profundidad al Moho obtenidos para la región Norte.

IV. CONCLUSIONES GENERALES

La profundidad al Moho es un parámetro importante para obtener modelos de velocidad confiables. Los modelos se obtienen a partir del análisis de funciones de receptor, de registros telesísmicos de la red de sismógrafos de banda ancha del Servicio Sismológico Nacional.

En la tabla 4.1 se resumen las estimaciones encontradas en cuanto a profundidad del estrato superior de la corteza continental, la profundidad a la base de la corteza; en algunos casos asociados con la distancia a la interfase interplacas y en otros a la profundidad al Moho, también incluye la profundidad al slab. Las incertidumbres presentadas se calcularon de acuerdo al procedimiento mencionado en el capítulo 2, sin embargo una incertidumbre más confiable se puede obtener por medio de los diagramas de distribución.

El análisis de datos para las estaciones costeras cercanas a la zona de subducción de la placa Cocos y Rivera, bajo la de Norteamérica, muestra que las profundidades al Moho en la base de la corteza oceánica subducida está en el rango de 22 a 25 km para la región de Chamela (CJIG) hasta Pinotepa Nacional (PNIG) y la más profunda de 34 km para HUIG. De igual forma se observa del análisis de los datos de la estación HUIG, un espesor de corteza que aumenta casi 10 km respecto al sitio más cercano (PNIG), además sugiere que el ángulo de inclinación de la placa oceánica subducida es ligeramente mayor que en el resto de los sitios de esta región, cercana a la dorsal de Tehuantepec, en este punto de la trinchera su orientación cambia a dirección este-oeste e inicia el Golfo de Tehuantepec, siendo la velocidad de subducción de 6.5 cm/año. El porqué de un espesor mayor para la corteza y mayor profundidad de la placa subducida, que se detecta en HUIG, se puede deber a que material del manto (o cuña del manto) se ha acrecionado a la base de la corteza continental incrementando su espesor.

La tabla de la figura 4.1 muestra curvas de isoprofundidades respecto a la base del slab. En la figura se muestra un recuadro (línea discontinua), el ángulo de inclinación desde la isolínea de 60 km hasta la de 70 km, es relativamente pequeño ($\sim 3^\circ$). Lo contrario pasa al occidente y oriente del recuadro. Se pueden situar dos regiones críticas, en donde la inclinación del slab

Estación	Estrato superior		Profundidad a la base de la corteza		Profundidad a la base de la placa subducida	
	H	κ	H	κ	H	κ
ANIG	12.5	1.55	33.4	1.73	64.7	1.74
CAIG			12.3	1.79	25.2	1.81
CCIG	16.4	1.98	33	1.86		
CGIG			32.6	1.75		
CJIG			13.9	1.89	26.8	1.86
CMIG	11.6	1.78	29.3	1.73	~ 150	
COIG	14.1	1.6	29.3	1.6	75.7	1.66
CUIG	16.1	1.99	40.1	1.83		
DHIG			42.4	1.63		
HPIG			39.9	1.68		
HSIG			25.8	1.69		
HUIG			18.3	2.1	34.8	2
LNIG	11.2	1.69	27	1.65		
LPIG			27.5	1.71		
LVIG			25	1.69		
MAIG	10.7	1.62	23.6	1.76		
MEIG	13.8	2.15	38.7	1.68	63.2	1.69
MMIG			7.5	1.85	21.7	1.8
MOIG	15.3	1.45	30.3	1.71		
OXIG	10.5	1.99	41.8	1.7	67.5	1.76
PLIG	12.0		34.8	1.78	67.3	1.82
PNIG			11.3	1.78	24.1	1.74
PPIG			38	1.75		
SCIG			31.7	1.64		
SPIG			32.1	1.88		
SRIG			21.5	1.72	36.6	
TEIG			29	1.99		
TGIG			30.7	1.99		
THIG						
TPIG	9.0	2.0	35.9	1.75	68.4	1.75
TUIG	14.3	1.72	23.7	1.89		
YAIG	12		39.8	1.61	69.6	1.74
ZAIG	14.8	1.78	40	1.75		
ZIIG			12.9	1.8	24.2	1.72

Tabla 4.1 Estimaciones encontradas con datos de la red de banda ancha del SSN.

aumenta de forma considerable. Uno cercano al límite sureste de la placa Rivera y Cocos, en donde la profundidad estimada del análisis de los datos de la estación COIG es de 76 km. y ANIG de 66 km; valores muy grandes, si consideramos su cercanía con la trinchera. La otra al suroeste en la región cercana al Golfo de Tehuantepec, en donde el ángulo de subducción empieza a aumentar drásticamente. La separación entre las isoprofundidades de 30 y 60 km es relativamente la misma. Por lo anterior se puede suponer que al menos para esa zona, la geometría de la placa subducida es constante.

Esta tendencia se puede observar en resultados de otros trabajos como el efectuado por Pardo y Suárez (1995), obtenidos por análisis de sismicidad regional; sin embargo, esta última está asociada con sismicidad intraplaca, lo que no permite definir el límite inferior del slab.

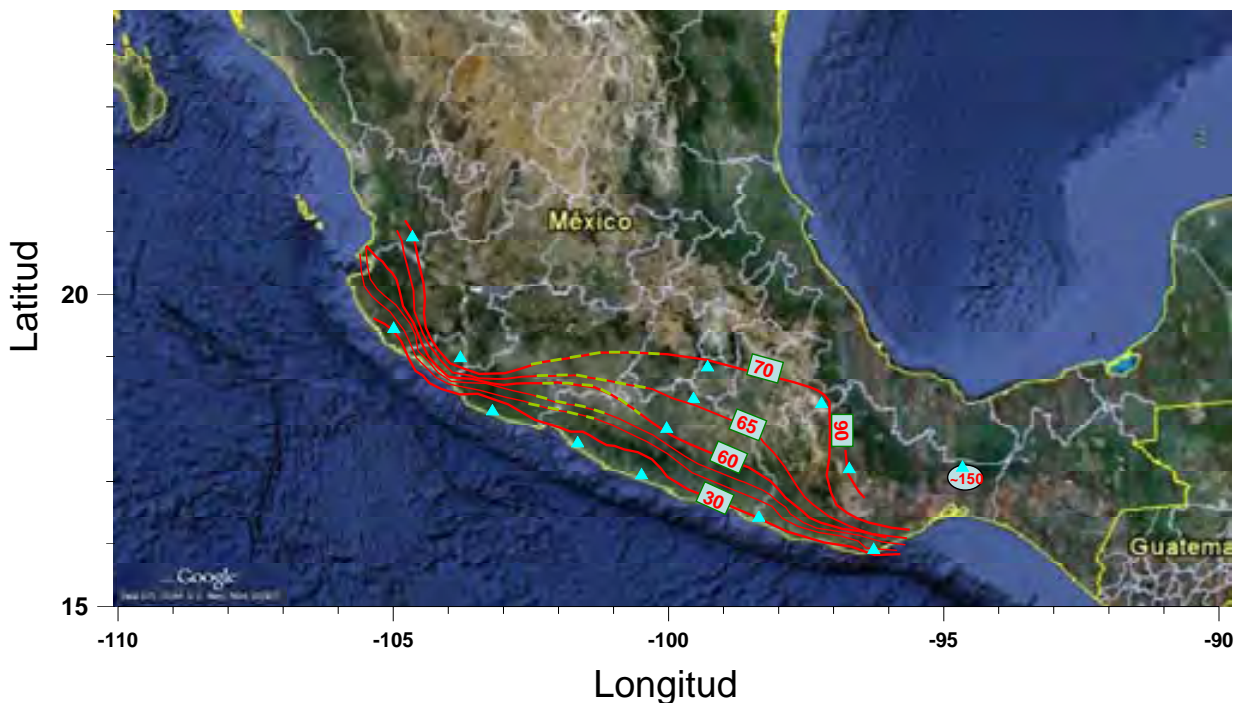


Figura 4.1 Profundidad asociada a la base del slab. Los triángulos azules representan las estaciones utilizadas y las líneas discontinuas muestra la tendencia de la base.

Se mencionaba el pequeño ángulo de inclinación del recuadro de la figura 4.1, en el límite oeste se encuentran las estaciones del perfil CAIG-YAIG, es importante hacer notar que la variación en cuanto a profundidad a la base del slab es mínima (~6 km), considerando la

distancia entre de la sección Mezcala-Yautepec. La geometría concuerda con los trabajos de Manea et al. (2006) y Pérez-Campos et al. (2008), al menos para esta zona. En estos trabajos se puede observar que el ángulo de penetración aumenta rápidamente en el límite con la FVTM. En el presente trabajo no se encontraron cambios, que indiquen, que a la latitud de la estación YAIG (límite sur con la FVTM), aumente rápidamente el ángulo de penetración, lo que seguramente ocurre después de este sitio. Otro trabajo como Campos-Enríquez y Sánchez-Zamora (2000), en un perfil perpendicular a la trinchera por métodos gravimétricos, propone un modelo de estructura de la corteza, sin embargo, las características obtenidas se refieren a dimensiones demasiado grandes.

Para las estaciones localizadas hacia el centro de la FVTM, como son DHIG, MOIG, CUIG y PPIG, no se encuentran fases relacionadas con la placa subducida y las profundidades de la corteza son del orden de 40 km. Del análisis por grupo, las estaciones CUIG y PPIG, son las que presentan mayores diferencias respecto a profundidad al Moho. Para CUIG, el tiempo de arribo de aquellas trayectorias provenientes de la parte oeste, producen valores de espesores menores, esta región corresponde a la sierra de las cruces. Por el contrario para la parte sur y este, se estima un valor mayor, tomando también aquellos sismos ocurridos en el Atlántico, correspondientes a la zona de la Sierra de las cruces y parte norte de la Sierra Nevada. Para la estación PPIG los registros de telesísmos del Norte presentan profundidades de 30 km, 8 menos, respecto al promedio de 38 km.

Para CUIG, el modelo de velocidades obtenido en este trabajo, es muy similar al obtenido por Iglesias (2001), en donde la variación en cuanto a profundidad al manto es de ~4 km.

Del análisis efectuado en la región Golfo y Sureste, los resultados para TUIG y CMIG, muestran una profundidad al Moho menor que el resto de las estaciones de ambas regiones, lo que posiblemente sea como consecuencia el adelgazamiento en la región del Istmo de Tehuantepec (Meritano-Arenas, 1972 y Ponce *et al.*, 1992).

Cercana a la parte media de la PBC en la costa del Golfo de California se encuentra la estación ubicada en Santa Rosalía (SRIG). En este estudio se estimo una profundidad de 21.5 y $k=1.72$. profundidades, sin embargo del análisis se puede observar que existe un contraste fuerte en velocidad aproximadamente a 37 km de profundidad. El mismo efecto se observa en la estación de la Paz (LPIG), en donde es posible observarlo a 43 km de profundidad. Lo que es

congruente con la idea de Bohannon y Parsons (1995) quienes proponen la presencia de fragmentos de la placa de Farallón a la largo de la península.

En la figura 4.2 se han ubicado los espesores asociados a la corteza continental. Los valores mínimos, corresponden a la región de la costa del Pacífico (zona interplaca), y los valores máximos en la parte central de México, desde el sur de la SMOc hasta la sierra de Juárez .

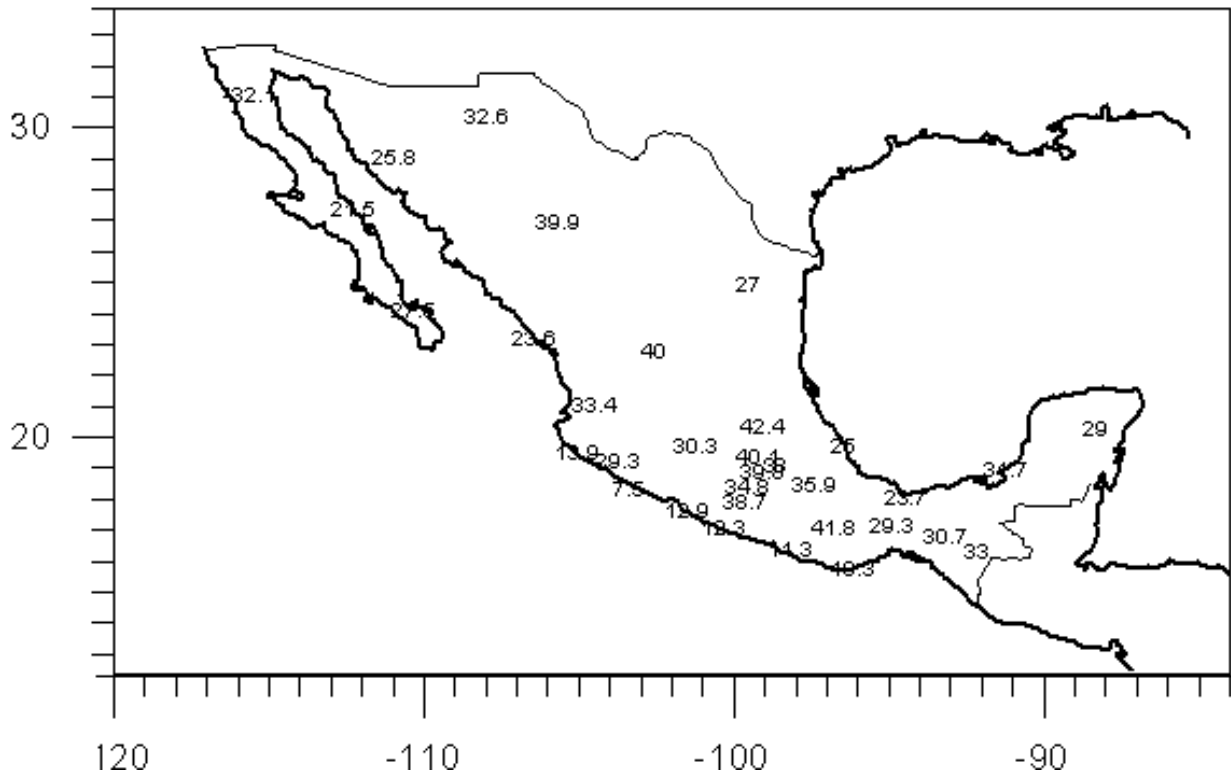


Figura 4.2 Profundidades al Moho, ubicadas en los sitios estudiados.

Interpolando los valores obtenidos, se obtienen los contornos de isopropfundidad de la figura 4.3. En ella se ha considerado como profundidad cero, el contorno de la trinchera mexicana. Para delimitar la profundidad en la región de la cuenca del Golfo de México, se ha tomado como referencia la isopropfundidad de 25 km del estudio de Sawyer et al. (1991). Dado que la mayor parte de datos se encuentra ubicada en la región centro y sureste de México, no se incluye la parte norte del país .

Interpolando los datos para esta región, obtenemos los contornos de isopropfundidad de figura 4.2. En ella se ha considerado como profundidad cero, el contorno de la trinchera mexicana. Para delimitar la profundidad en la región de la cuenca del golfo de México, se ha tomado como referencia la isopropfundidad de 25 km del estudio de *Sawyer et al.* (1991) en esa región.

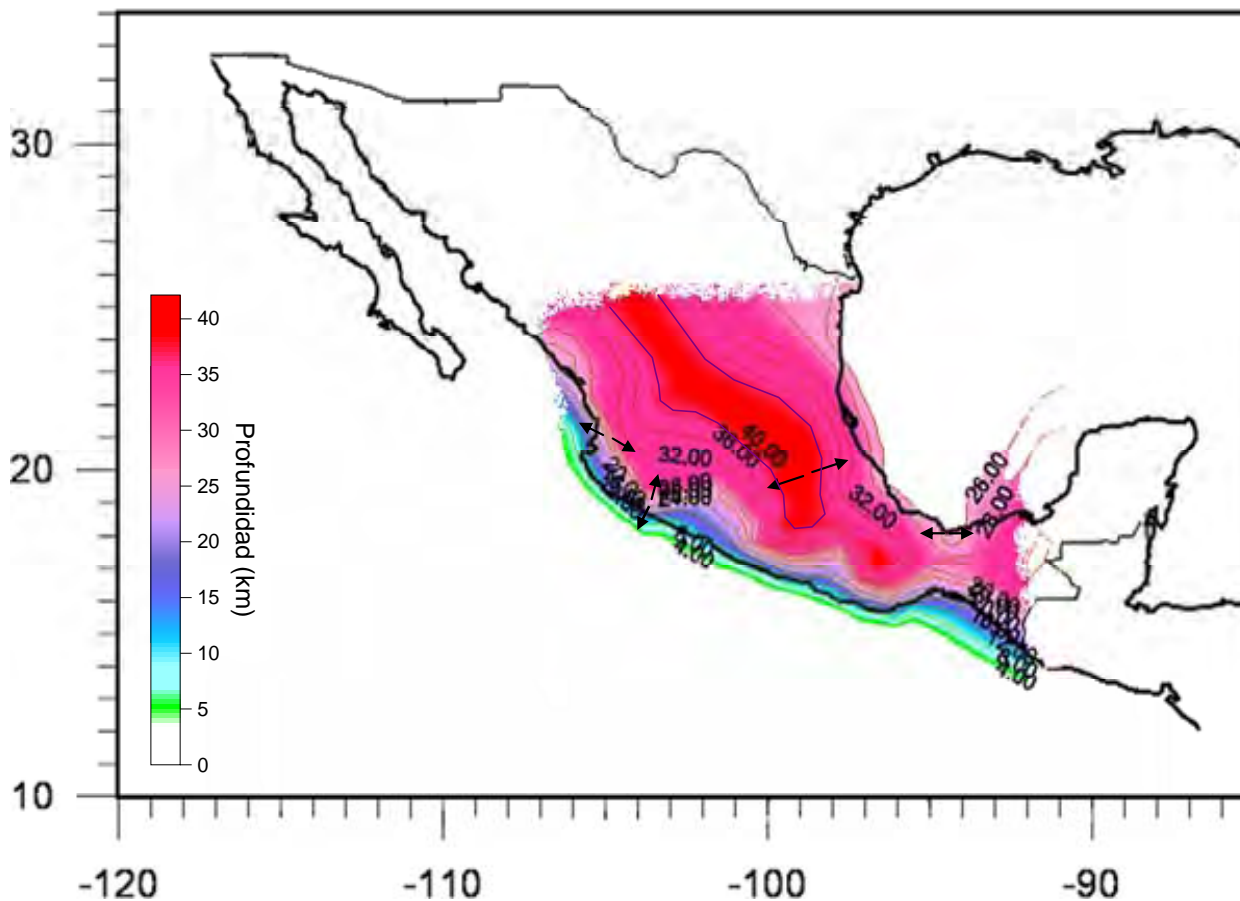


Figura 4.3 Isopropfundidades al Moho, para la parte centro y sureste de México

Un rasgo importante, que se puede observar, es que, en la región de la FVTM, las isopropfundidades, presentan un “corrimiento” hacia el Golfo de México y hacia el bloque de Jalisco. Este efecto puede ser causado por el patrón de esfuerzos en la región, que diversos estudios como los efectuados por Suter (1990) Ferrari et al. (2000), identifican en la parte central de México. En la misma figura se indican estos esfuerzos con flechas negras, tanto en región de la FVTM como en el Istmo de Tehuantepec.

En la figura 4.4 se muestra un mapa con espesores del estrato inferior, que asociamos al basamento, se puede observar que los valores máximos, se encuentran en la parte central de

México, desde el sur de la SMOc hasta la Sierra de Juárez, similar al caso de las profundidades máximas al Moho.

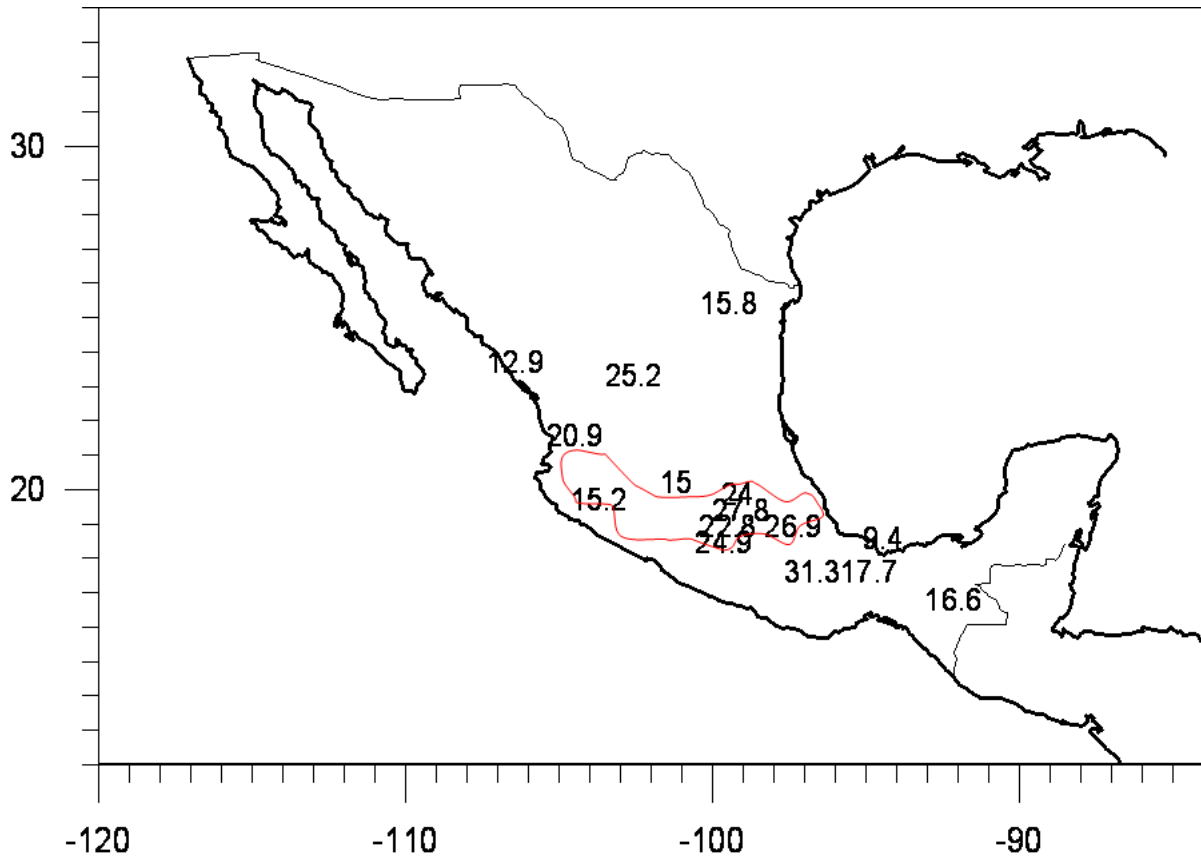


Figura 4.4 Espesores del basamento, en donde fue factible encontrarlos. La línea clara en el centro indica la FVTM.

Uno de los principales problemas en la correcta determinación hipocentral, cuando se cuenta con una red sísmica extendida en un gran territorio con grandes contrastes litológicos, se debe a que se utiliza un modelo de velocidad muy general, y considerar diversos modelos, en un algoritmo de localización es muy complicado, además, que en muchos casos no se cuenta con modelos de velocidad regionales; siendo la ubicación de la profundidad de la fuente sísmica, la que tiene mayor error en su determinación. El cálculo en la profundidad sísmica puede estar mejor definida, al contar con modelos de velocidades apropiados obtenidos de sitios de estaciones cercanas. Con el presente trabajo se logran estimar modelos de velocidad en

la vecindad de las estaciones de la red nacional de banda ancha, así como algunas características importantes que dan información acerca de la litología regional.

Con la expansión de estaciones de la red nacional de banda ancha, se hace indispensable continuar con este tipo de estudios para contar con modelos de velocidad más precisos para cualquier región del país, y correlacionarlos con las estructuras geológicas conocidas.

BILIOGRAFIA

Aguayo, J.E. y R. Trápaga. 1996. Geodinámica de México y minerales del mar. La Ciencia para Todos, Fondo de Cultura Económica. México. 105 pp.

Allan, J.F. (1986), Geology of the Northern Colima and Zacoalco Grabens, southwest Mexico: Late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt. *Geol. Soc. Am. Bull* 97, 473-485.

Allan, J. F., Nelson S.A., Luhr J. F., Carmichael I.S.E., Wopat M. y Wallace P.J. (1991), Pliocene-recent rifting in SW Mexico and associated volcanism: an exotic terrain in the making: *American Association of Petroleum Geologists, Memoir* 47, p. 425-445.

Ammon, C. J., G. E. Randall, and G. Zandt (1990), On the nonuniqueness of receiver function inversions. *J. Geophys. Res.*, 95, 15303-15318.

Ammon, C J (1997), An Overview of Receiver-Function Analysis.
Web: eqseis.geosc.psu.edu/~cammon/HTML/RftnDocs/rftn01.html

Angeles-Aquino (1994), Tectonic evolution, structural styles, and oil habitat in the Sonda de Campeche, Mexico, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 78. 1448–1449.

Atwater, T. 1970, Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America, *Geological Society of America Bulletin*, 81, 3513-3536.

Bohannon, R.G., and T. Parsons (1995), Tectonic implications of post-30 Ma Pacific and North American relative plate motions, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 107: 937-959.

Burdick, L J and D. V. Hemberger, (1974), Time functions appropriate for deep earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 64, 1419-1428

Campa, M.F., Coney, P.J. (1983), Tectonostratigraphic terranes and mineral resource distribution in Mexico, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 1040-1051.

Campos-Enríquez, J.O. and Sánchez-Zamora, O. (2000), Crustal structure across southern México inferred from gravity data, *Journal of South American Earth Sciences*, 479-489.

Campillo, M., J. C. Gariel, K. Aki and F. J. Sánchez-Sesma (1989), **Destructive** strong ground motion in Mexico city: Source, path, and site effects during great 1985 Michoacán earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 79, 6, 1718-1735.

Campillo, M., Singh, S. K., Shapiro, N., Pacheco, J. And Hermann, R. B. (1996), Crustal structure of the Mexican volcanic belt, based on group velocity dispersion, *Geofísica Internacional*, 35, 4, 361-370.

Cárdenas, M., Núñez-Cornú, F., Lermo, J. Cordoba, D., González A. (1998), Seismic energy attenuation in the region between the coast of Guerrero and Mexico City: differences between paths along and perpendicular to the coast, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 105, 1, 47-57.

Chael, E. P., and Stewart G. S.(1982), Recent large earthquakes along the Middle America Trench and their implications for the subduction process, *J. Geophys. Res.* , 87, 329-338

Chavez-Garcia, J., J. Ramos-Martinez and E. Romero-Jimenez (1995), Surface-wave dispersion analysis in Mexico City, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 69, 427–444.

Chi-Chia Tang, Chau-Huei Chen and Ta-Liang Teng (2008), Receiver Functions for Three-layer Media, *Pure appl. Geophys*, 165 1249–1262.

Clayton, R. W., Di Luccio F., Persaud, P. and Pérez-Campos, X. (2006), Velocity model for the Gulf of California, lithospheric rupture in the Gulf-Salton Trough Region, paper presented at MARGINS-RCL Workshop, MARGINS, Ensenada, Mexico, 9 –13 Jan

Coney, P. J. and Campa, M. F. (1987), Lithotectonic Terrane Map of Mexico (West of the 91st Meridian). Folio of the Lithotectonic Terrane Maps of the North American Cordillera, United States Geological Survey, Miscellaneous Field Studies Map MF–1874–D.

Couch, R. and Woodcock, S. (1981), Gravity and structure of the continental margins of southwestern Mexico and northwestern Guatemala. *Journal of Geophysical Research B* 86 3, pp. 1829–1840.

Cruz Atienza Víctor M. (2000) Tesis profesional de Ingeniero Geofísico. Fac. Ingeniería UNAM

Dean, B. W. and Drake, C. L. (1978), Focal mechanism solutions and tectonics of the Middle America arc., *J. Geol.* 86: 111-128

Demant, A., y C. Robin (1975), "Las fases del vulcanismo en México; una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico". *Rev. Inst. Geol. UNAM*, vol. 75, pp. 70-83.

DeMets, C. and Stein S. (1990), Present-day kinematics of the Rivera plate and implications for tectonics of southwestern Mexico, *J. Geophys. Res.*, 95, 21,931-21,948,

DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., Stein, S. (1990), Current plate motions, *Geophysical Journal International*, 101, 425-478.

Di Luccio, F., Clayton R, Persaud, P. and Pérez-Campos, X.. (1969), Broadscale velocity model for the Gulf of California, *Unión Geofísica Mexicana*, GEOS, 24(1), 189-2005.

Ferrari, L. Garduño, V.H.. Pasquare G. and Tibaldi, (1994), A Volcanic and tectonic evolution of central Mexico: Oligocene to present. *Geofis. Int.* 33, 91-105.

Ferrari L., Conticelli S., Vaggelli C., Petrone C., and Manetti P. (2000), Late Miocene mafic volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 318, 161-185.

Ferrari, L., Rosas-Elguera, J., Orozco-Esquivel, M., Carrasco-Núñez, G., Norato-Cortez, T. (2005), Digital geologic cartography of the Trans-Mexican Volcanic Belt and adjoining areas: Digital eosciences, Universidad Nacional Autónoma de México, 1 mapa, 2 p. texto.

Fix, J. E. (1975), The crust and upper mantle of central Mexico, *Royal Astronomical Society Geophysical Journal*, v. 43, 453–499.

González-García, R. and N. Holguín-Quiñónez (1992), Las rocas generadoras de México: *Asoc. Mex. Geól. Petr. Bol.*, 42, 1, 9-23.

Gomberg, J. S., K. F. Priestley, T. G. Masters and J. N. Brune (1988), The structure of the crust and upper mantle of northern Mexico. *Geophys. J. Int.* 94, 1-20.

Gomberg, J.S. and T.G. Masters (1988), Waveform modelling using locked mode synthetic and differential seismograms: application to determination of the structure of Mexico. *Geophysical J. Int.* 94, 193-218.

Herrmann, R. B. and Ammon, C. J.. 2004, Generic Seismic Application Computing GSAC.

Iglesias, A., Cruz-Atienza V.M.N.M. Shapiro and Pacheco J.F. (2001), Crustal structure of south-central Mexico estimated from the inversion of surface-wave dispersion curves using genetic and simulated annealing algorithms, *Geofis. Intern.*, 40, 181-190.

Langston, C A, (1979), Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves, *J. Geophys. Res.*, 84, 4749-4762

Ligorria, J P and C J Ammon, (1999), Iterative Deconvolution and Receiver-Function Estimation, *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 89, 1395-1400

Lewis, J. L., S. M. Day, H. Magistrale, R. R. Castro, L. Astiz, C. Rebollar, J. Eakins, F. L. Vernon, and J. N. Brune (2001), Crustal thickness of the Peninsular Ranges and Gulf Extensional Province in the Californias, *J. Geophys. Res.*, 106(B7), 13,599–13,611.

López-Pineda, L., Rebollar C. J. and L. Quintanar (2007), Crustal thickness estimates for Baja California, Sonora, and Sinaloa, Mexico, using disperse surface waves, *J. Geophys. Res.*, 112, (B04308, doi:10.1029/2005JB003899.)

Luhr, J.F., Nelson, S.A., Allan, J., Carmichael, I.S.E. (1985), Active rifting in southwestern Mexico: manifestations of an incipient eastward spreading-ridge jump: *Geology*, 13, 54–57.

Manea, V., Manea, M., Kostoglodov, V., Sewell, G. (2006), Intraslab seismicity and thermal stress in the subducted Cocos plate beneath central Mexico, *Tectonophysics* 420 (2006) 389–408

Mammerickx, J. y Klitgord, K. (1982), "Northern East Pacific Rise: Evolution from 25 m.y. B.P. to the present", *J. Geophys. Res.*, **87**, pp. 6751-6759.

Melgar Moctezuma D. (2009) El proceso de subducción en la Zona del Istmo de Tehuantepec a partir de funciones receptor, Tesis Ing. Geofísico, Fac. de Ingeniería, UNAM

Meritano-Arenas, J. (1972). Estudio tectónico preliminar del Istmo de Tehuantepec, en base a imágenes del satélite-Erts-1. *Anales del Instituto de Geofísica*, UNAM, 108-116.

Meyer, R. P., Steinhart, J. S., and Woolard, G. P. (1958), Seismic determination of crustal structure in the central plateau of Mexico [abs]: *Eos (Transactions, American Geophysical Union)*, v. 39, p. 525.

Molnar, P., and Sykes, L. R. (1969), Tectonics of the Caribbean and Middle America region from focal mechanism and seismicity. *Geological Society of America Bulletin*. V. 80, pp 1639-1684.

Molnar P. and Oliver J. (1969), Lateral variations of attenuation in the upper mantle and discontinuities in the lithosphere, *J. Geophys. Res.* 74, 2648-2682.

Morán, Z.D.. (1984), Geología de la República Mexicana: Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, México DF, México, 89 p.

Morán-Zenteno, D., Martiny, B., Tolson, G., Solís-Pichardo, G., Alba-Aldave, L., Hernández-Bernal, M., Macías-Romo, C., Martínez-Serrano, R., SchaafP., Silva-Romo, G. (2000), Geocronología y características geoquímicas de las rocas magmáticas terciarias de la Sierra Madre del Sur: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 53, 27-58.

Nieto-Samaniego A.F., Ferrari L., Alaniz-Alvarez S. A. , Labarthe-Hernández G. and Rosas-Elguera J. (1999), Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico, *Geological Society of America Bulletin*, 347-363.

Nixon, G.T. (1982), The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and structure of the sub-ducted oceanic lithosphere, *Geological Society of America Bulletin*, 93, 514-523.

Núñez-Cornú, F.J. (1988), Oaxaca; Análisis de la estructura y la sismicidad, *Comunicaciones Técnicas*, serie investigación No. 4 I. Geofísica, UNAM

Núñez-Cornú F. J., Cordoba, D., Nava F. A. (1993), P-Wave Velocity Structure of the Coast of Mexico.A., Seismological Society of America Meeting, Ixtapa, Gro. *Seismol. Res. Lett.* vol 64, num 1, pp4.

Owens, T. J., G. Zandt, and S. R. Taylor (1984), Seismic evidence for an ancient rift beneath the Cumberland Plateau, Tennessee: a detailed analysis of broadband teleseismic P waveforms, *J. Geophys. Res.*, 89, 7783-7795.

Pardo, M., and Suárez G. (1995), Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications, *J. Geophys. Res.*, 100, 12,357– 12,373.

Pérez-Campos X., YoungHee Kim, Husker A., Davis P M., Clayton R. W., Iglesias A., Pacheco J. F., Singh S. K., Manea V.C., and Gurnis M. (2008), Horizontal subduction and truncation of the Cocos Plate beneath central Mexico, *Geoph. Res. Lett.*, Vol. 35, L18303.

Pérez-Campos X., and Clayton R. (2003), Imaging the Structure of the Subduction Zone Between Acapulco and Mexico City, American Geophysical Union, Fall Meeting.

Persaud P., Perez-Campos X., and Clayton R. W. (2007), Crustal thickness variations in the margins of the Gulf of California from receiver functions *Geophys. J. Int.* 170, 687–699

Ponce, D., Gaulon, R., Suárez, G. and Lomas, E. (1992). Geometry and state of stress of the downgoing Cocos Plate in the Isthmus of Tehuantepec, Mexico. *Geophysical Research Letters*, 19, 73-776.

Prinzhofer, A. and M. Guzmán-Vega (2001), Geochemistry of the Macuspana Basin: Thermogenetic accumulations in bacterially impregnates sediments IN: Subsistemas Generadores de México, Guzmán-Vega, M. and N. Holguín-Quiñones, Edits.: Asoc. Mex. Geol. Petr. Bol., 49, 1-2, 151-156.

Quintero-Legorreta O. (2002), Análisis estructural de fallas potencialmente activas, Boletín de la sociedad geológica mexicana, 1, 1-11.

Randal, G. E., Ammon, C. J., Owens, T. J. (1995), Moment tensor estimation using regional seismograms from a Tibetan Plateau portable network deployment, *Geophysical Research Letter*, v. 22 (13) p. 1665-1668.

Reyes, L. M., C. J. Rebollar y R. Castro (2001), Depth of the Moho in northern Baja California using (Pg-Pn) travel times, *Geofísica Internacional*, 40(1): 21-29.

Rivera, J., and Ponce, L. (1986), Estructura de la corteza al oriente de la Sierra Madre Occidental, México, basada en la velocidad del grupo de las ondas Rayleigh. *Geofísica Internacional*, 25, 383–402.

Romo, J. M., J. Garcia-Abdeslem, E. Gómez-Treviño, F. J. Esparza and C. Flores (2001), Resultados Preliminares de un perfil geofísico a través del desierto del Vizcaíno en Baja California Sur, México, *Geos*, 21, 96-107.

Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez, F. and Speed, R.C. (1993), Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. *Geological Society of America. Special Paper* 278, 153.

Stock, J.M., and Hodges, K.V. (1990), Miocene to recent structural development of an extensional accommodation zone, northeastern Baja California, Mexico. *Journal of Structural Geology*, 12, 315–328.

Shurbet, D. H. and Cebull, S. E. (1984), Tectonic interpretation of the Trans-Mexican Volcanic Belt-Reply. *Tectonophysics*, 101:,159-165.

Suter, M. (1990), State of stress and active deformation in Mexico and western central America . In: the geology of North America, v. DMV 1, Neotectonics of North America.

Sawyer, D.S., Buffler, R.T., and Pilger, R.H. (1991), The crust under the Gulf of Mexico basin, ed., The Gulf of Mexico Basin: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America, 53–72.

Tatsumi, Y. (1986), Formation of the volcanic front in subduction zones. *Geoph. Res. Lett.*, vol. 13, 717-720.

Urrutia-Fucugauchi, J. and H. Bönel (1988), Tectonics along the Transmexican volcanic belt according to paleomagnetic data, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 52, 320-329.

Urrutia-Fucugauchi, J. y R. Molina-Garza (1992), Elaboración de modelos de gravedad regionales de la corteza y manto superior de la estructura del terreno Guerrero - I. Colima y graben el sur de la Sierra Madre Occidental, en el oeste de Mexico, *Geofís.*, 31, 493-507.

Urrutia-Fucugauchi J., J.H. Flores-Ruiz, W.L. Bandy and C. A. Mortera-Gutiérrez (1999), Crustal structure of the Colima rift, western Mexico: gravity models revisited *Geofísica Internacional*, 38, 4, 205-216

Valdés-González C. and Meyer R.P. (1996), Seismic structure between the Pacific coast and Mexico City from the Petatlán earthquake (Ms=7.6) aftershocks, *Geofís. Int.* 35, pp. 377–401.

Woollard, G. P. y Monges J. (1956), Gravedad, Geología Regional y Estructura Cortical en Mexico, Anales del Instituto de Geofísica, UNAM.

Yáñez, Pablo, Ruiz, Joaquín, Patchett, P. J., Ortega-Gutiérrez, Fernando, y Gehrels, G. F. (1991), Isotopic studies of the Acatlán Complex, southern Mexico -implications for Paleozoic North American tectonics: *Geological Society of America Bulletin*, 103, 817-828.

Zandt, G., and Ammon C. J. (1995), Continental Crustal composition constrained by measurements of crustal Poisson's ratio, *Nature*, 374, 152-154

Zhu, L. & Kanamori, H. (2000), Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions, *J. Geophys. Res.*, 105(B2), 2969–2980.

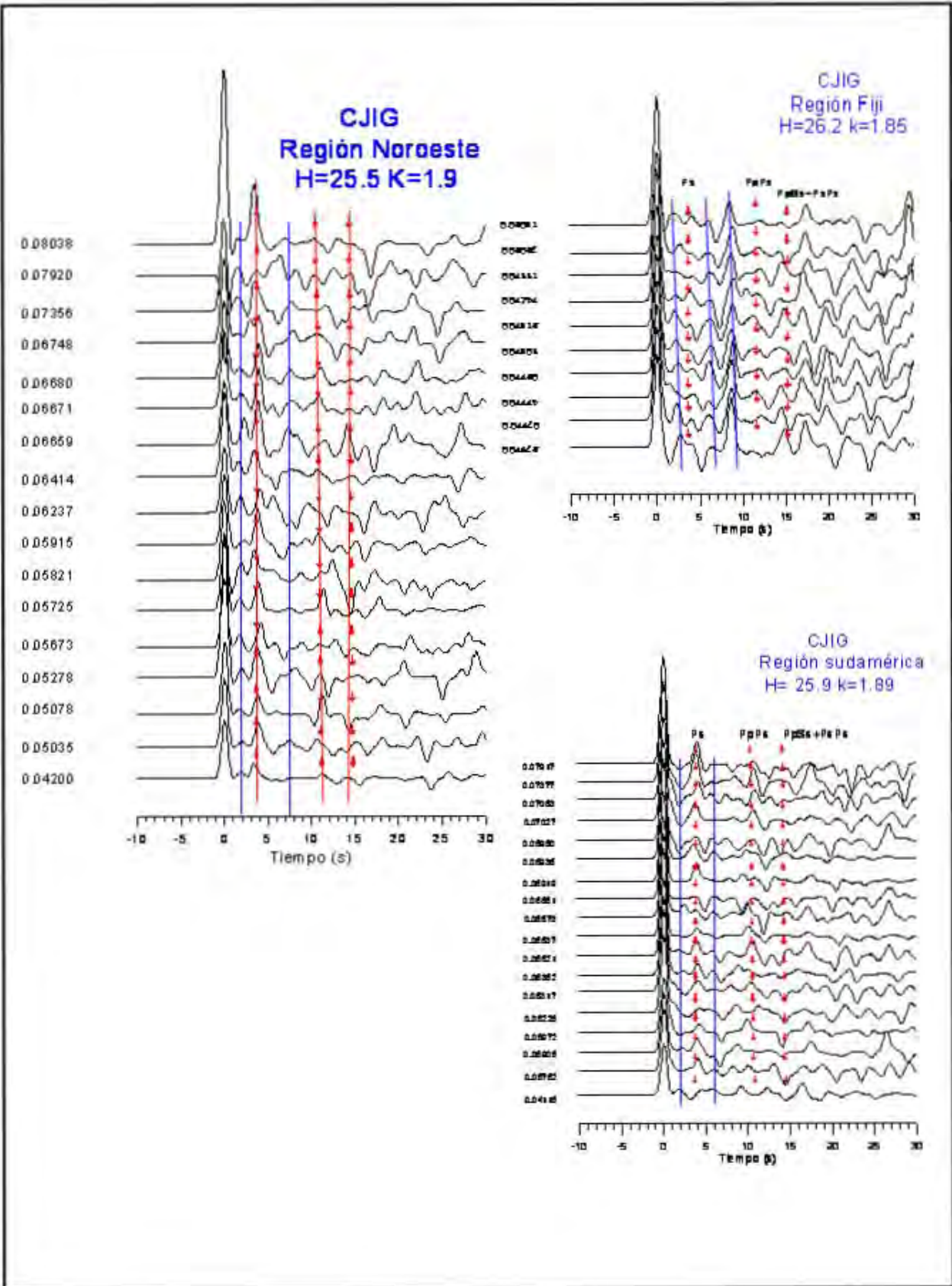
ANEXO I

FECHA	REGIÓN	HORA ORIGEN	LATITUD LONGITUD PROF.	Mw	ANIG	CAIG	CCIG	CGIG	CJIG	CMIG	COIG	CUIG	DHIG	HPIG	HSIG	HUIG	LNIG	LPIG	LVIG	MAIG	MEIG	MMIG	MOIG	OXIG	PLIG	PNIG	PPIG	SCIG	SPIG	SRIG	TEIG	TGIG	THIG	TPIG	TUIG	YAIG	ZAIG	ZIG					
12/01/1998	COSTA DE CHILE	10:14:16	31.25 -71.87 35.0	6.6		X										X										X							X			X							
12/01/1998	ISLAS FIJI	16:36:29	15.78 -179.19 15.0	6.7																					X							X											
30/01/1998	COSTA DE CHILE	12:16:20	24.02 -70.62 41.0	7					X			X				X		X	X						X								X		X								
29/03/1998	ISLAS FIJI	19:48:23	17.57 -178.85 553.7	7.1		X			X		X	X				X		X	X						X		X					X				X	X						
01/04/1998	COSTA DE CHILE	22:43:06	40.64 -75.37 15.0	6.7		X					X	X				X		X							X		X					X				X	X	X					
03/04/1998	PERU-BRASIL	22:01:56	07.96 -74.48 153.7	6.6		X			X		X					X																X				X	X	X					
16/05/1998	ISLAS FIJI	02:22:10	22.27 -179.35 608.8	6.8		X					x					X		X	X					X	X	X	X					X			X					X			
22/05/1998	BOLIVIA	04:49:03	17.60 -65.20 15.0	6.6							X													X		X							X								X		
04/08/1998	COSTA DE ECUADOR	18:59:29	00.57 -80.48 25.6	7.1		X			X							X		X							X	X	X					X				X				X			
28/01/1999	IS. ALEUTIANAS	08:10:09	52.86 -169.10 51.1	6.6		X			X			X				X								X	X	X	X					X				X	X	X					
20/03/1999	IS. ALEUTIANAS	10:47:53	51.67 -177.30 43.0	6.9		X			X		X	X				X			X					X	X	X					X				X	X	X						
03/04/1999	COSTA DE PERU	06:17:24	16.38 -72.54 89.4	6.8					X							X								X	X	X											X	X	X				
13/04/1999	IS. FIJI	10:38:54	21.54 -175.89 172.8	6.8					X		X	X						X							X	X	X	X				X				X	X	X					
30/11/1999	NORTE DE CHILE	04:02:00	19.01 -69.37 138.2	6.5		X			X		X					X								X	X	X	X								X	X	X						
06/12/1999	IS. KODIAK	23:12:40	57.35 -154.35 54.1	7		X			X			X												X	X	X						X					X						
07/12/1999	IS. KODIAK	00:19:53	57.22 -154.38 48.0	6.4							X															X						X						X					
10/12/1999	CHILE	18:38:35	36.38 -97.52 15.0	6.5							X					X																X						X					
08/01/2000	IS. TONGA	16:47:30	16.84 -173.81 162.4	7.2		X			X			X				X								X	X	X	X					X						X					
25/02/2000	IS. VANUATU	01:44:05	19.55 174.17 16.8	7.1							X																					X								X			
23/04/2000	ARGENTINA	09:27:29	28.41 -63.04 607.9	6.9		X	X		X		X	X				X			X						X	X	X					X			X	X	X	X					
12/05/2000	ARGENTINA	18:43:29	23.72 -66.85 226.6	7.1		X			X		X	X				X									X	X	X							X			X	X	X				
17/06/2000	ISLANDIA	15:40:51	63.99 -20.47 15.0	6.5			X									X			X							X											X						
11/07/2000	IS. KODIAK	1:32:32.6	57.54 -154.22 52.0	6.5		X	X		X			X					X							X	X	X	X									X	X	X					
10/01/2001	IS KODIAK	16:02:54	56.99 -153.56 21.0	6.9													X							X	X	X	X										X	X	X				
28/02/2001	WASHINGTON	18:54:37	47.14 -122.53 46.8	6.8						x							X							X																	X		
25/05/2001	IS. KURIL	00:40:44	44.18 148.61 32.0	6.7																				X																			
03/06/2001	IS. KERMEDEC	02:42:10	29.37 -178.23 199.3	7.1					X			X					X										X											X	X				
14/06/2001	IS. ALEUTIANAS	19:48:55	51.19 -179.89 18.1	6.5					X								X							X															X	X			
23/06/2001	COSTA PERU	20:34:23	17.28 -72.71 29.6	8.4					X	X		X					X							X														X	X				
26/06/2001	COSTA PERU	04:18:40	17.87 -72.02 24.0	6.7					X	X		X					X							X														X	X				
07/07/2001	COSTA PERU	09:39:02	17.45 -72.45 25.0	7.6					X			X												X			X												X	X			
08/10/2001	C. DE KAMCHA TKA	18:14:32	52.59 160.56 28.0	6.4												X									X																		
18/04/2002	COSTA DE NORTHERN C	16:08:43	27.44 -70.73 53.0	6.6		X	X		X	X	X	X				X		X	X					X	X	X		X										X	X				
19/08/2002	IS. FIJI	11:08:35.0	24.16 178.49 699.3	7.7		X	X		X	X	X	X					X						X		X	X	X	X										X	X	X			
12/10/2002	DESTE DE BRASIL	20:09:18	08.30 -71.66 539.4	6.9		X	X		X	X	X	X				X							X		X	X	X	X											X	X	X		
23/10/2002	R. CENTRAL ALASKA	11:27:25	63.58 -148.13 15.8	6.6		X			X	X	X	X				X			X					X	X	X	X	X										X	X	X			
03/11/2002	R. CENTRAL ALASKA	22:13:28	63.23 -144.89 15.0	7.8		X			X	X	X	X				X			X				X	X	X	X	X									X	X	X					
07/11/2002	IS. ALEUTIANAS	15:14:14	51.20 179.29 28.0	6.6							X													X	X	X											X	X	X				

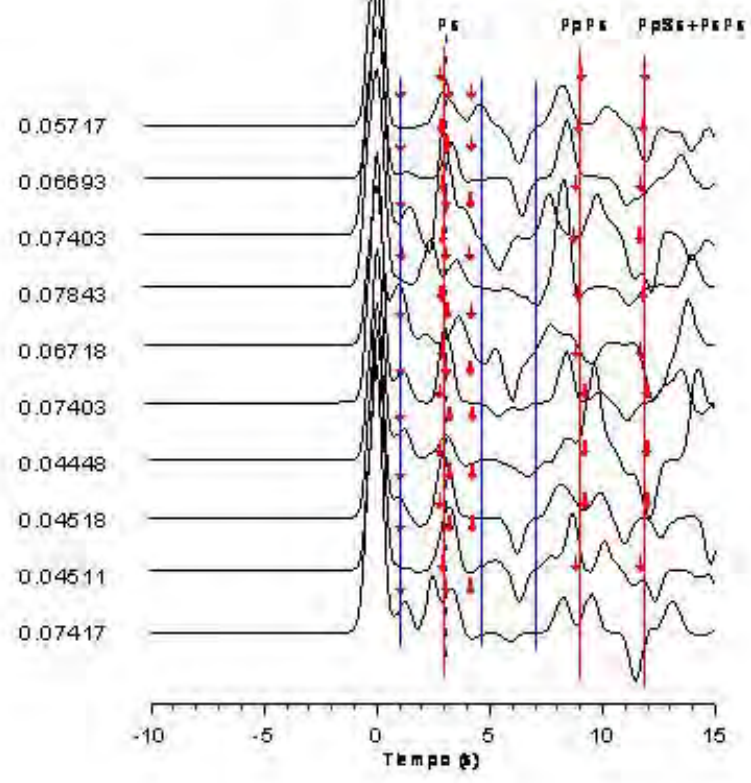
FECHA	REGIÓN	HORA ORIGEN	LATITUD LONGITUD PROF.	Mw	ANIG	CAIG	CCIG	CGIG	CJIG	CMIG	COIG	CUIG	DHIG	HPIG	HSIG	HUIG	LNIG	LPIG	LVIG	MAIG	MEIG	MMIG	MOIG	OXIG	PLIG	PNIG	PPIG	SCIG	SPIG	SRIG	TEIG	TGIG	THIG	TPIG	TUIG	YAIG	ZAIG	ZIG	
15/11/2002	IS. GEORGIA	19:58:42	55.91 -35.51 15.0	6.6															X				X																
17/11/2002	IS. KURIL	04:54:00	47.81 146.45 479.8	7.3		X			X	X	X	X											X	X	X	X										X	X		
19/02/2003	IS. UNIMAK	03:32:44	53.41 -164.53 28.0	6.6			X		X	X						X							X	X		X	X								X	X			
17/03/2003	IS. ALEUTIANAS	16:36:27	51.33 177.58 27.0	7		X	X			X		X											X	X		X	X									X	X		
04/05/2003	IS. KERMADEC	13:15:23	-30.65 -177.73 41.0	6.7		X	X		X	X	X	X				X							X	X	X	X	X										X	X	
14/05/2003	O. ATLANTICO NTE	06:03:40	18.29 -58.72 40.0	6.6		X	X			X	X	X				X							X			X	X												
21/05/2003	NORTE ARGELIA	18:44:30	36.93 3.58 15.0	6.8		X	X			X	X					X							X	X	X	X	X							X	X	X	X		
15/06/2003	IS. ALEUTIAN	19:24:40	51.57 176.72 22.0	6.5		X				X						X							X	X	X	X	X								X	X		X	
16/06/2003	KAMCHATKA, RUSIA	22:08:09	55.48 160.25 180.9	6.9		X	X		X	X		X				X							X	X		X	X									X	X	X	
20/06/2003	OESTE DE BRAZIL	06:19:47	07.37 -71.89 556.2	7		X	X		X	X	X	X				X							X		X	X	X									X	X	X	
20/06/2003	COSTA DE CHILE	13:30:50	-30.88 -71.97 35.0	6.8		X	X		X	X	X	X				X							X	X	X	X	X									X	X	X	
23/06/2003	IS. ALEUTIAN	12:12:43	51.55 176.60 28.8	6.9		X	X		X	X	X	X				X							X	X		X	X									X	X	X	
27/07/2003	PRIMOR'YE, RUSSIA	06:25:36	46.99 139.23 477.2	6.7		X	X		X	X	X	X				X							X	X		X	X									X	X		
04/08/2003	SCOTIA SEA	04:37:43	-60.80 -43.21 15.0	7.6		X			X	X		X											X	X		X	X									X	X	X	
02/09/2003	IS. TONGA	18:28:11	-15.14 -172.92 15.0	6.4			X			X															X														
30/09/2003	IS. KERMEDAC	14:08:42	-30.43 -176.88 15.4	6.4		X	X																X	X															
08/10/2003	HOKKAIDO, JAPON	09:07:02	42.48 144.82 36.0	6.6															X																				
17/11/2003	IS. ALEUTIANAS	06:43:31	51.14 177.86 21.7	7.7		X	X		X	X		X	X				X	X					X	X	X										X	X	X	X	
05/12/2003	IS. ALEUTIANAS	21:26:19	55.68 165.53 18.0	6.6		X			X									X					X	X	X		X									X			
25/01/2004	IS. TONGA	11:43:17	-16.75 -173.79 143.4	6.6		X			X	X	X	X				X					X				X	X	X									X	X	X	
03/05/2004	COSTA DE CHILE	04:36:55	-37.95 -73.75 24.0	6.6			X		X	X	X												X				X										X		
10/06/2004	KAMTCHATKA RUSIA	15:20:00	55.79 160.32 190.1	6.8		X			X	X	X								X				X		X	X													
28/06/2004	IS. CHARLOTTE	09:49:52	55.02 -134.46 12.0	6.8					X		X								X				X	X	X	X											X		
15/07/2004	IS. FIJI	04:27:20	-17.68 -178.52 577.2	7.1		X			X	X		X				X							X			X										X	X	X	
28/08/2004	CHILE-ARGENTINA	13:41:35	-35.21 -70.36 16.0	6.5			X			X						X							X		X	X										X	X	X	
02/11/2004	VANCOUVER, CANADA	10:02:16	49.17 -129.13 19.0	6.6		X	X			X		X	X													X												X	
17/11/2004	IS. FIJI	21:09:20	-19.87 -178.40 629.4	6.5						X						X																					X		
28/11/2004	IS. PASCUA	02:35:27	-26.82 -114.00 12.0	6.6						X			X													X													
12/01/2005	C. ATLANTIC MEDIO	08:40:22	-0.47 -20.53 12.0	6.8			X		X	X			X												X														
21/03/2005	SALTA, ARGENTINA	12:23:58	-24.88 -63.54 572.3	6.8					X		X		X									X			X	X									X				
12/05/2005	PACIFICOANTARTIC O	11:15:41	-57.57 -138.91 12.0	6.5					X			X	X										X		X	X	X											X	
16/05/2005	IS. KERMEDEC	03:54:20	-32.78 -178.78 46.0	6.5					X				X												X	X												X	
13/06/2005	NORTE CHILE	22:44:40	-20.02 -69.23 94.5	7.8		X	X		X	X	X	X	X			X							X		X	X	X										X	X	
14/06/2005	IS. ALEUTIAN	17:10:18	51.15 179.52 18.0	6.8						X	X	X	X			X							X		X	X	X										X	X	
15/06/2005	COSTA NORTE CALIF.	02:51:05	41.15 -126.42 20.4	7.2		X	X			X	X					X									X	X	X											X	
17/06/2005	COSTA NORTE CALIF.	06:21:45	40.64 -126.76 16.2	6.6		X	X		X	X		X	X										X		X	X	X							X			X		
02/01/2006	IS. FIJI	01:02:22	-19.85 -177.76 594	7.2					X	X		X	X										X				X											X	
20/04/2006	SIBERIA RUSIA	23:25:18	60.89 167.05 12.0	7.6			X																			X												X	

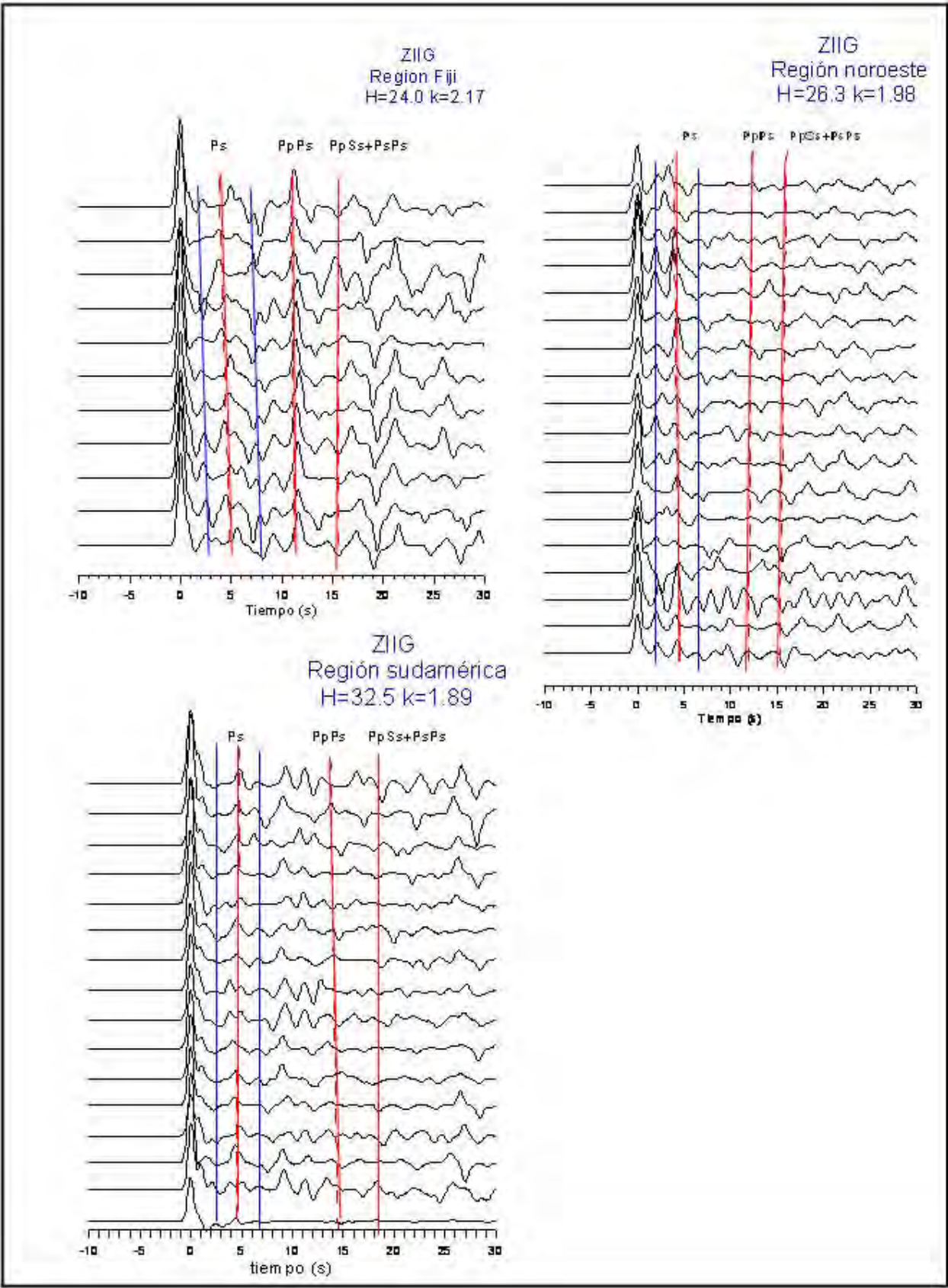
FECHA	REGIÓN	HORA ORIGEN	LATITUD LONGITUD PROF.	Mw	ANIG	CAIG	CCIG	CGIG	CJIG	CMIG	COIG	CUIG	DHIG	HPIG	HSIG	HUIG	LNIG	LPIG	LVIG	MAIG	MEIG	MMIG	MOIG	OXIG	PLIG	PNIG	PPIG	SCIG	SPIG	SRIG	TEIG	TGIG	THIG	TPIG	TUIG	YAIG	ZAIG	ZIG			
30/04/2006	NORTE DE CHILE	19:17:25	27.17 -71.52 15.4	6.6																X						X	X														
30/04/2006	NORTE DE CHILE	21:41:07	27.28 -71.55 13.4	6.5																X						X															
03/05/2006	IS. TONGA	15:27:04	20.39 -173.47 67.8	8																			X		X	X									X				X		
16/05/2006	IS. KERMADEC	10:39:36	31.41 -178.91 151.1	7.4																			X		X										X						
14/06/2006	IS. ALEUTIAN	04:18:49	51.96 177.07 13.3	6.5			X			X						X																				X					
08/07/2006	IS. ALEUTIANAS	20:40:07	51.04 -179.12 28.0	6.6						X						X					X																X				
20/08/2006	SCOTIA SEA	03:41:56	61.27 -34.52 17.2	7						X						X																				X					
24/08/2006	KAMCHATKA	21:50:42	50.92 158.17 50.2	6.5																X								X											X		
25/08/2006	CHILE-ARGENTINA	00:44:51	24.44 -67.18 185.8	6.6		X										X				X								X													
30/09/2006	IS. KURIL	17:50:30	46.29 153.45 12.8	6.6		X	X																			X															
01/10/2006	IS. KURIL	09:06:10	46.38 153.64 12.8	6.5		X	X													X																	X				
15/10/2006	HAWAII	17:07:55	19.83 -155.94 48.0	6.7			X		X							X		X			X			X	X	X	X										X				
20/10/2006	COSTA DE PERU	10:49:04	13.46 -76.98 22.5	6.7		X			X								X			X	X	X	X	X	X	X	X									X				X	
13/11/2006	ARGENTINA	01:26:45	26.01 -63.39 572.3	6.8		X			X						X					X				X	X	X	X										X			X	
15/11/2006	IS. KURIL	11:15:09	46.75 154.32 13.4	8.3		X	X		X						X					X	X	X	X	X	X	X	X								X				X		
13/01/2007	IS. KURIL	04:23:48	46.18 154.80 12.0	8.1			X		X						X						X				X	X	X									X				X	
31/01/2007	IS. KERMADEC	03:16:01	29.60 -177.40 55.5	6.5					X				X			X				X		X	X	X	X	X	X									X				X	
02/08/2007	ALEUTIANAS	03:21:51	51.10 -179.73 31.9	6.7			X								X																										
15/08/2007	ALEUTIANAS	20:22:17	50.28 -177.69 12.0	6.5																X																					
15/08/2007	COSTA, PERU	23:41:58	-13.73 -77.04 33.8	8	X			X						X	X		X					X					X														
20/08/2007	ATLANTICO MEDIO	22:42:35	08.19 -39.17 12.0	6.5	X			X				X		X	X																									X	
15/11/2007	CHILE	15:06:10	22.64 -70.61 37.6	7.7	X			X						X	X												X														
15/11/2007	CHILE	15:06:10	22.97 -70.92 19.1	6.8										X	X																										
16/11/2007	PERU-ECUADOR	03:13:05	02.48 -78.06 118.9	6.8	X					X	X			X													X														
29/11/2007	MARTINICA	19:00:33	15.08 -61.40 150.8	7.4	X							X		X	X												X														X
09/12/2007	IS. FIJI	07:28:39	25.81 -177.27 144.1	7.8										X	X												X														
16/12/2007	CHILE	08:09:22	23.02 -70.40 33.2	6.7				X						X	X												X														
19/12/2007	ALEUTIANAS	09:30:37	51.04 -179.20 28.9	7.1				X							X												X														
08/02/2008	ATLANTICO MEDIO	09:38:22	10.85 -41.71 16.8	6.9				X						X	X												X														
03/03/2008	IS. KURIL	09:31:10	46.26 -153.38 13.6	6.5																																					
23/05/2008	ATLANTICO MEDIO	19:35:40	7.51 -35.01 12.6	6.5				X							X														X												
08/09/2008	IS VANATU	18:52:14	-13.37 -166.75 125.0	6.9										X	X																										
10/09/2008	C. ATLANTICO MED.	13:08:21	8.18 -38.54 15.3	6.6										X	X																										
19/10/2008	TONGA	05:10:41	21.80 -173.57 43.8	6.9										X	X																										
24/11/2008	IS. KURIL	09:03:09	54.29 154.69 504.6	7.3										X	X												X	X													
09/12/2008	IS. KERMEDEC	06:24:07	31.01 -176.54 19.3	6.7										X	X												X	X													

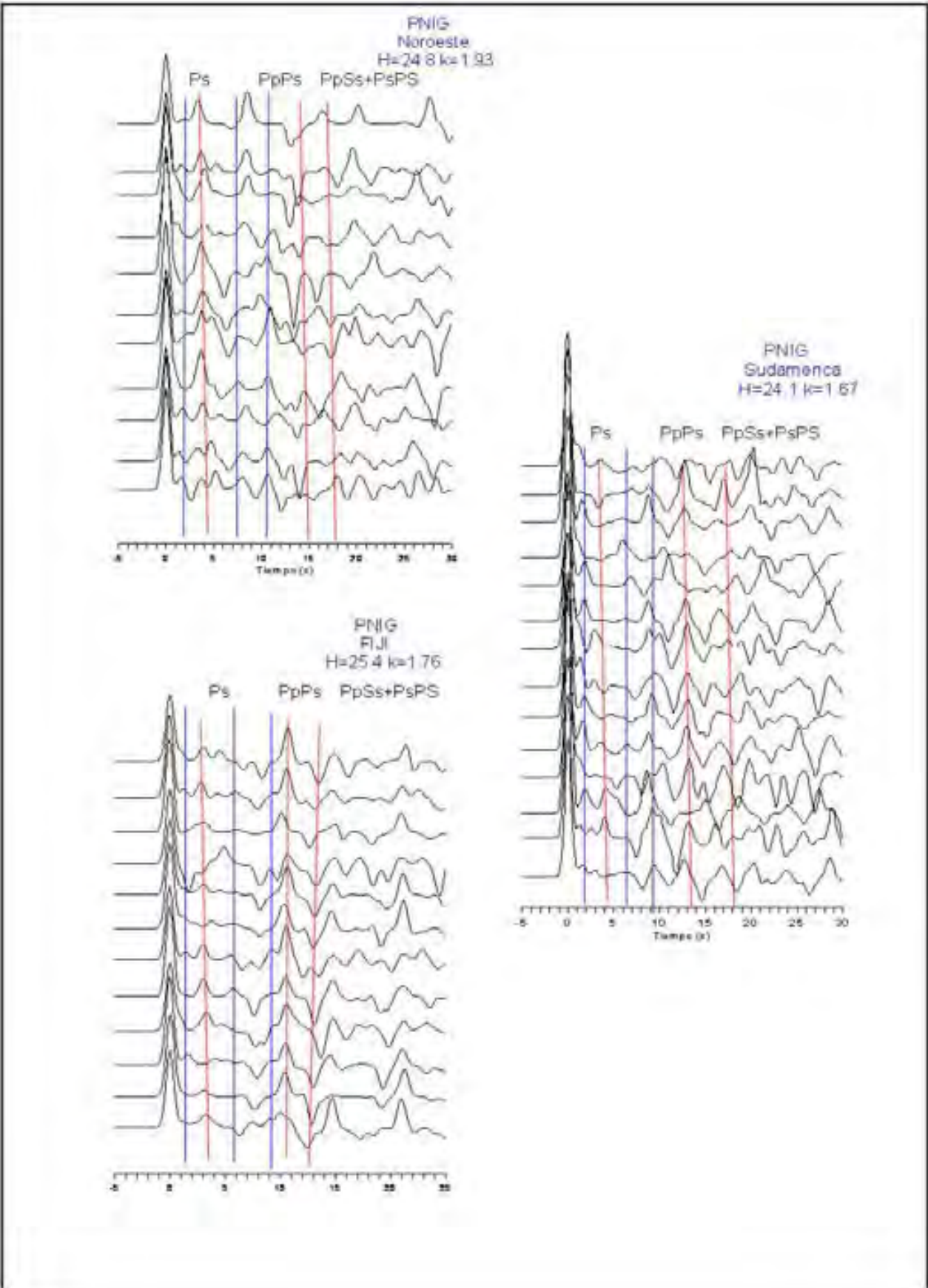
ANEXO II

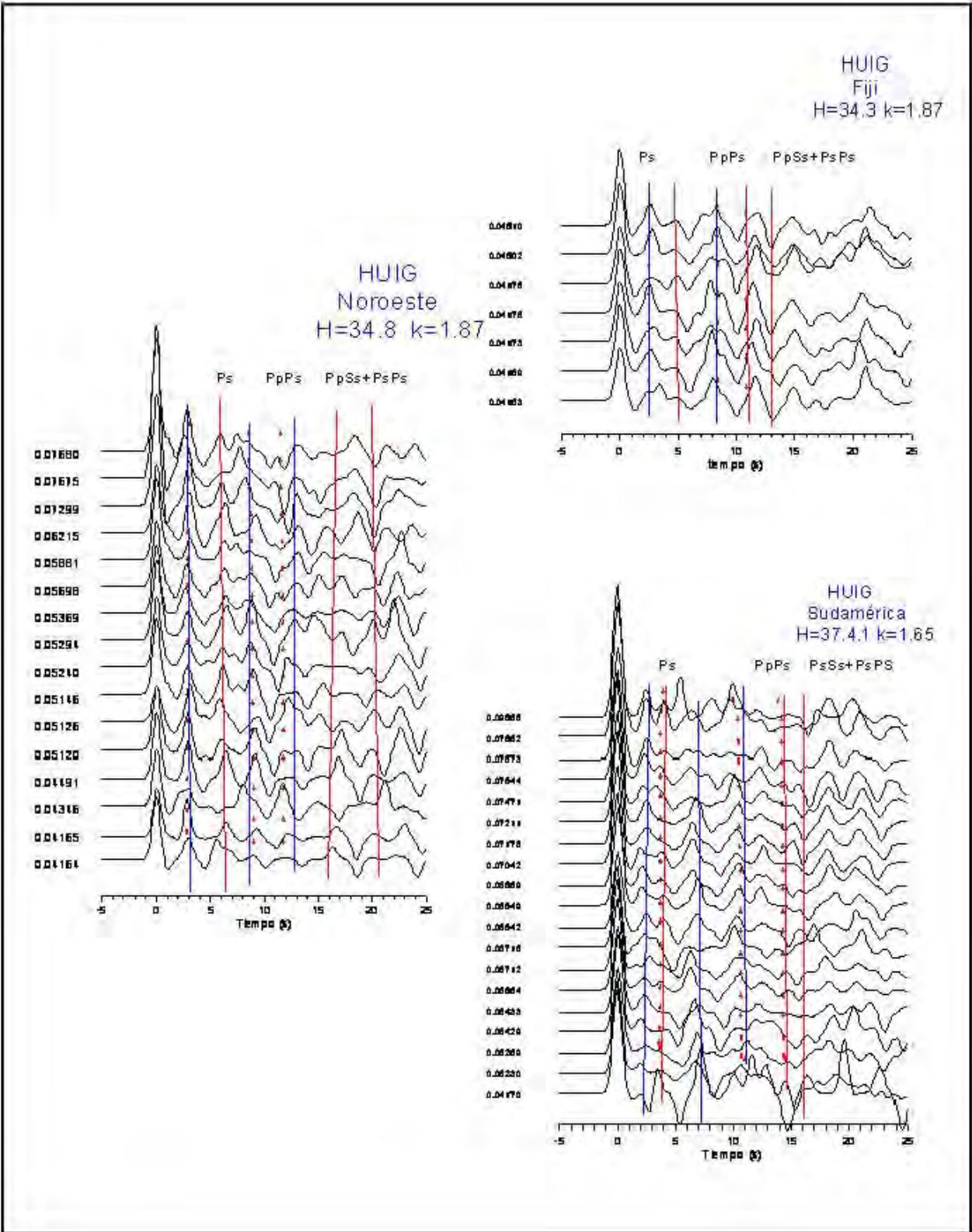


MMIG
H=21.7 k=1.80
(H=7.5 k=1.85)

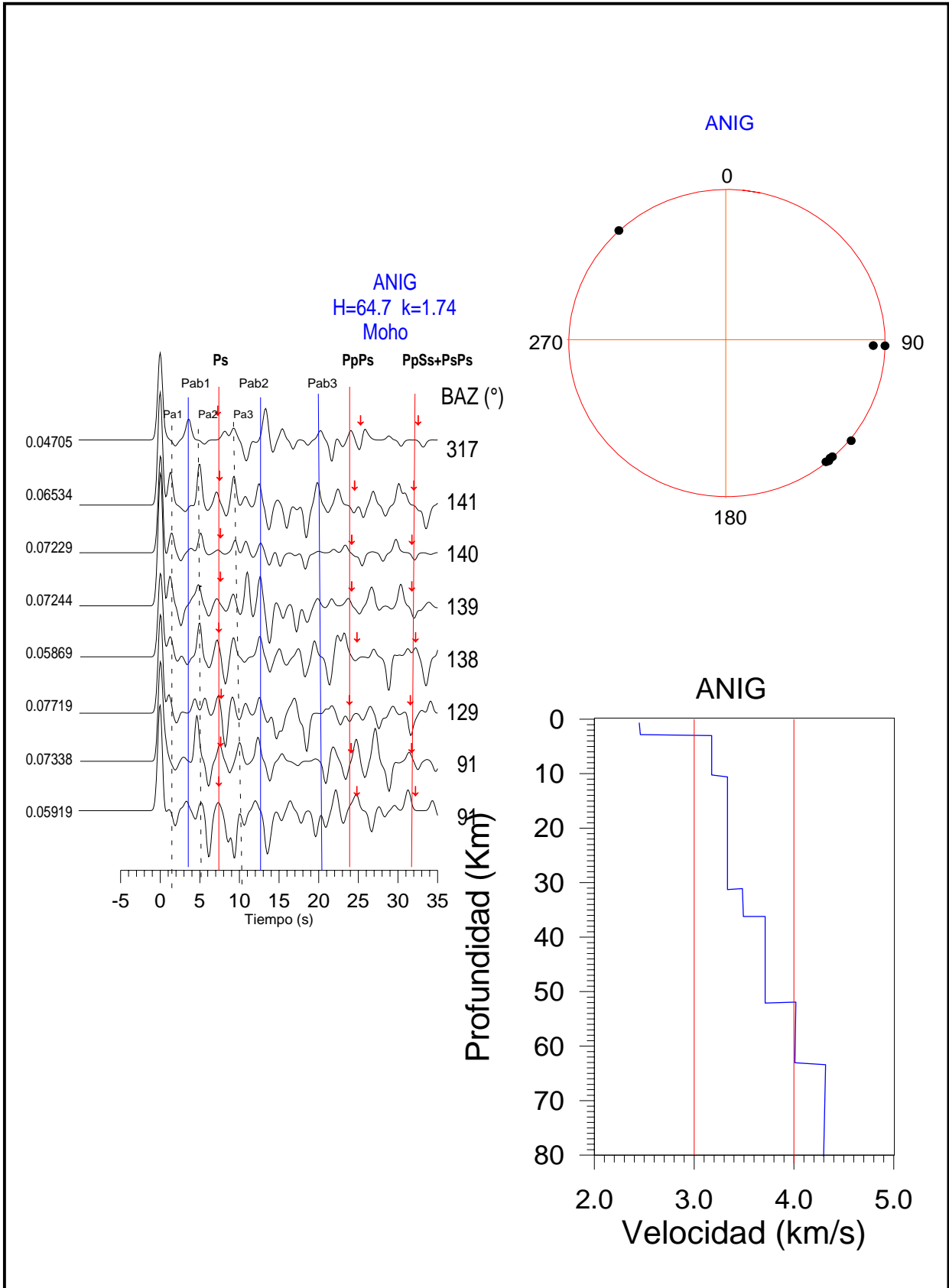


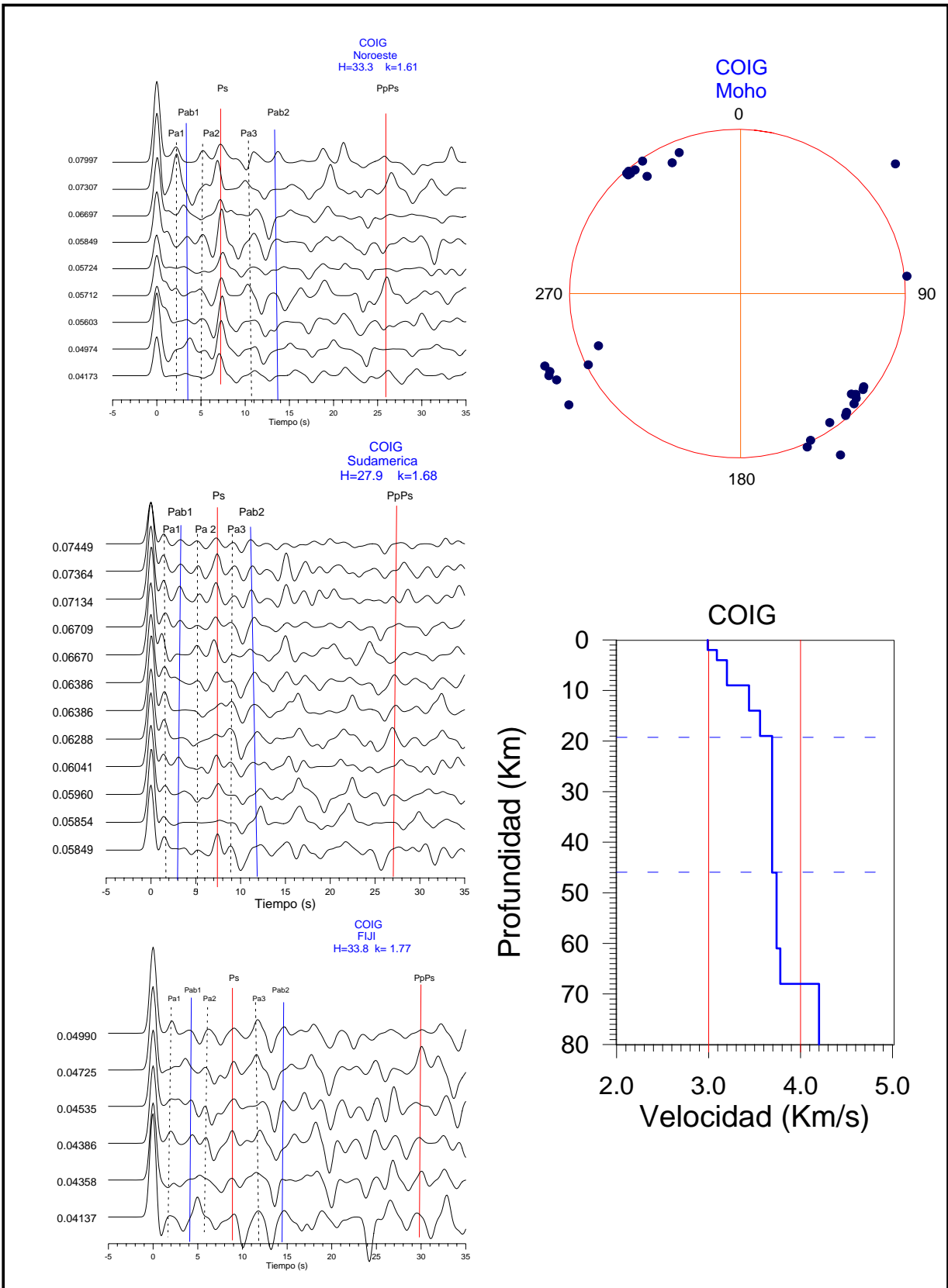


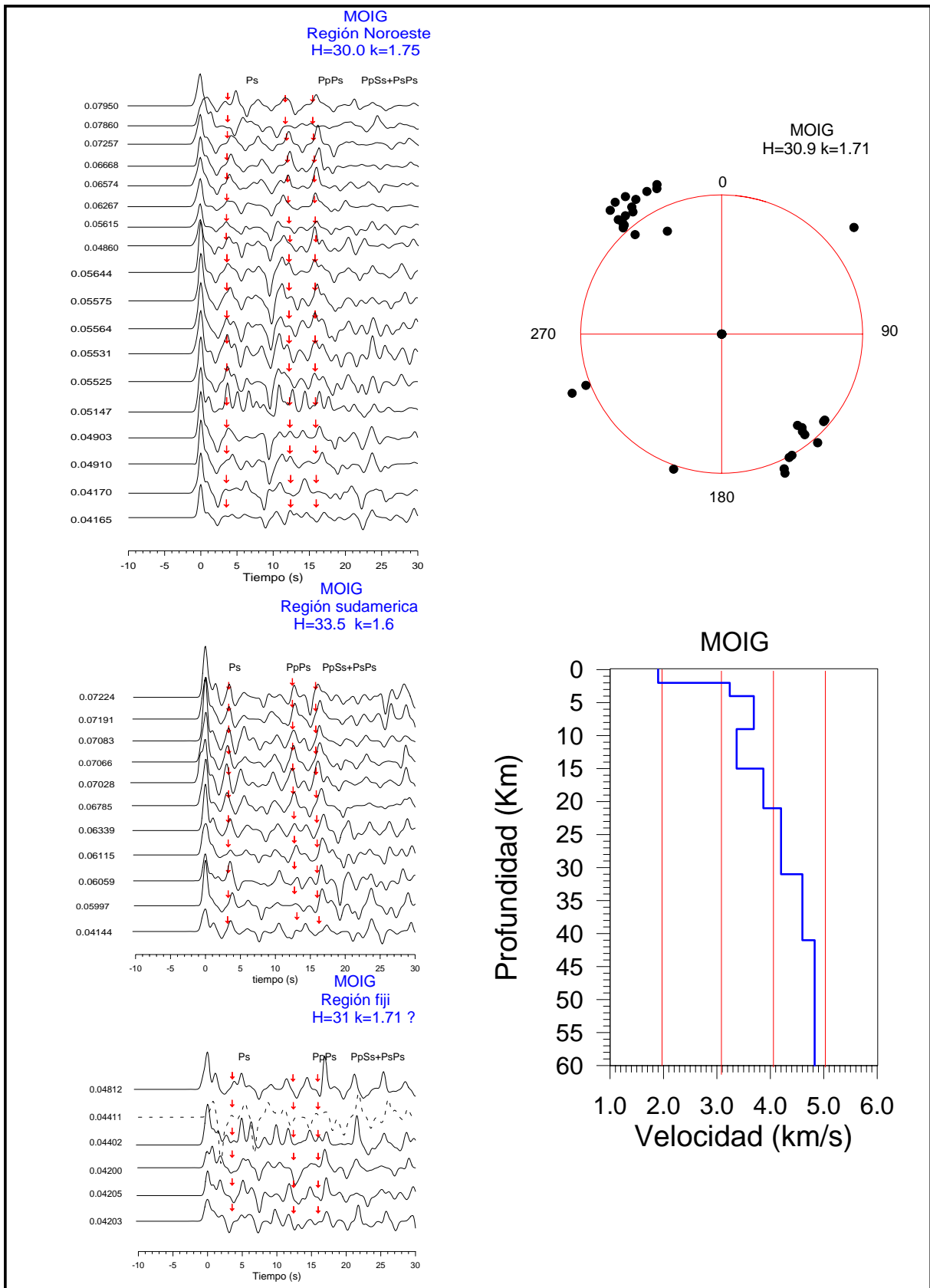


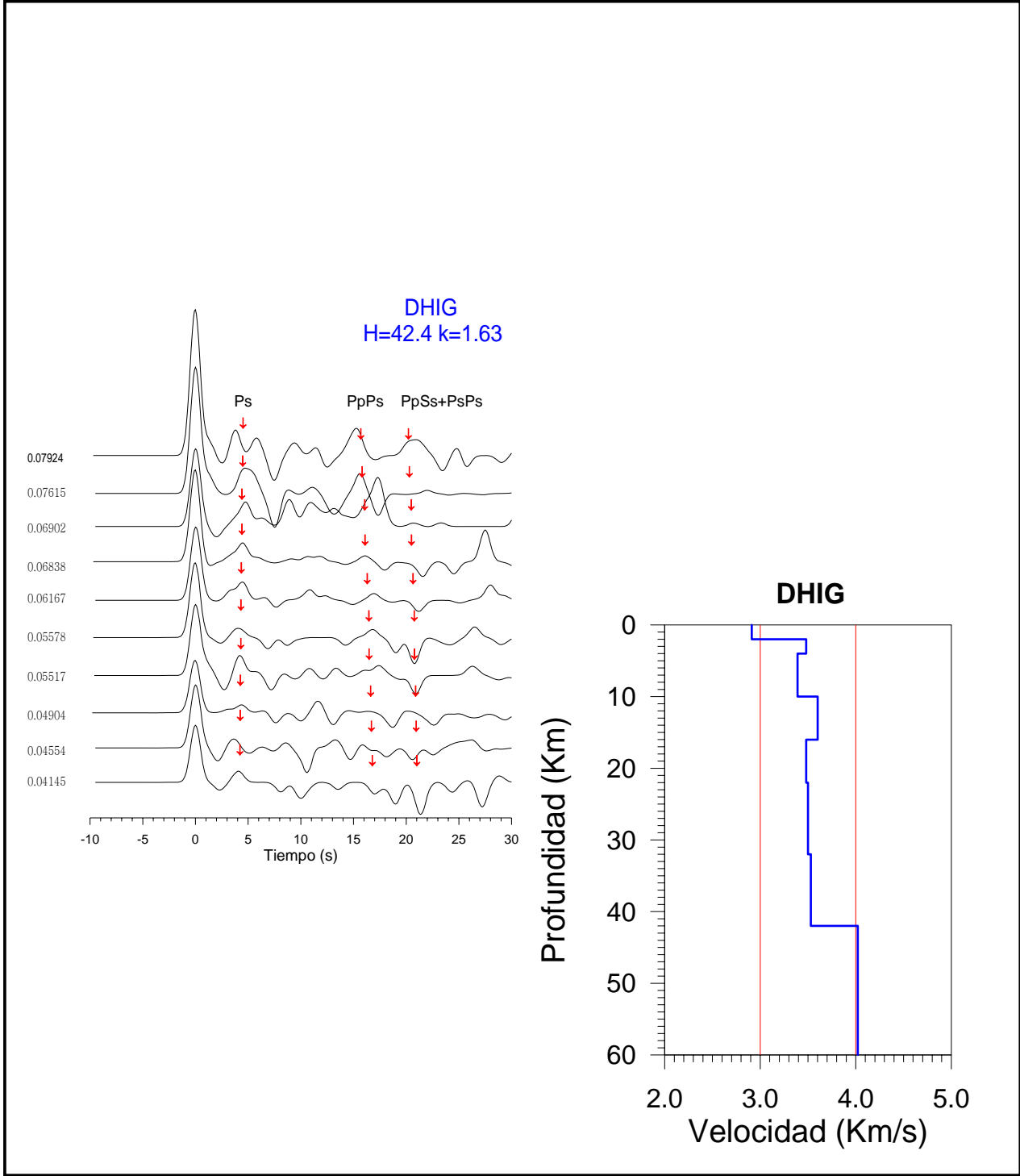


Anexo III

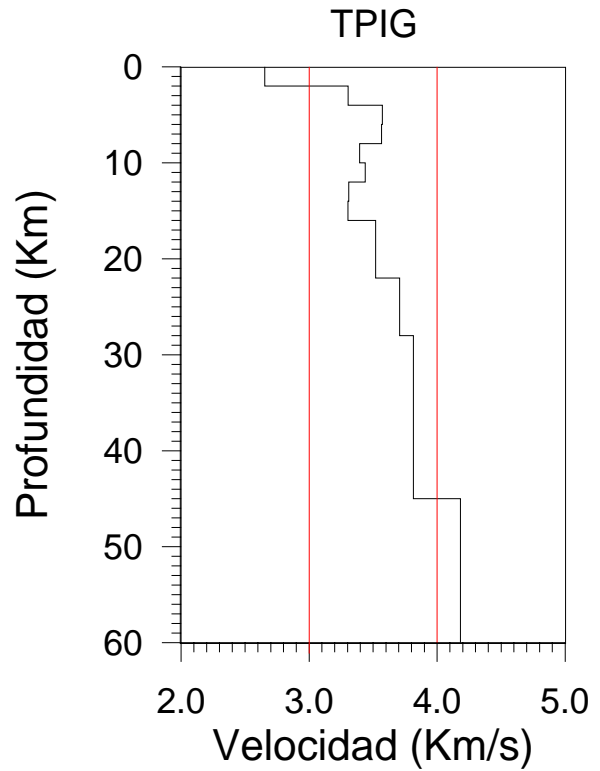
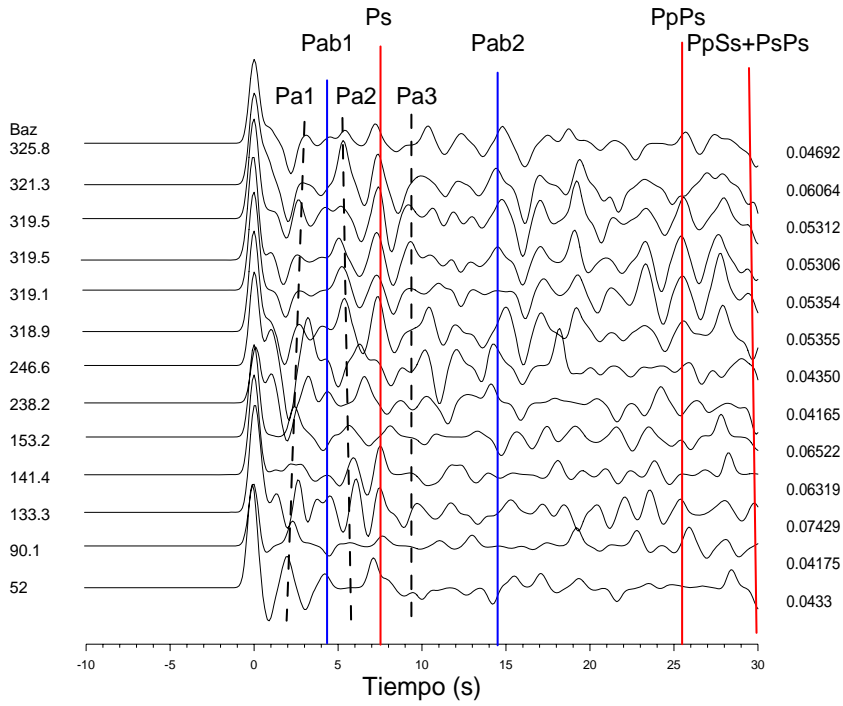


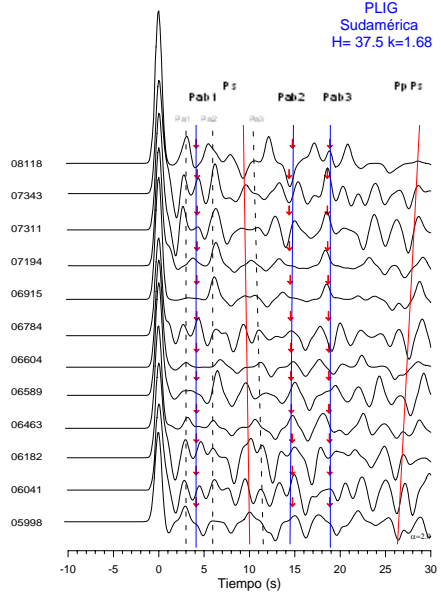
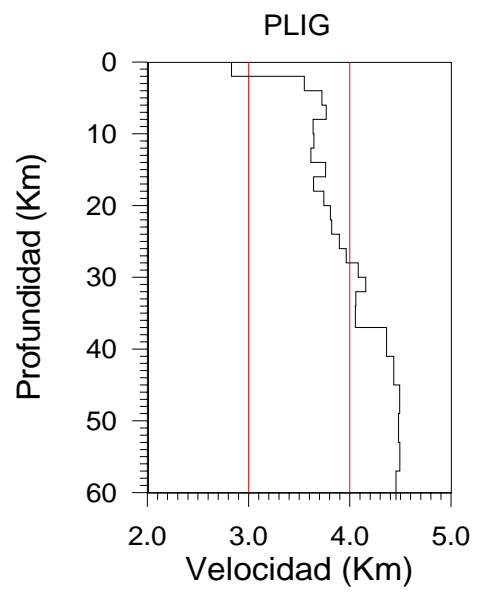
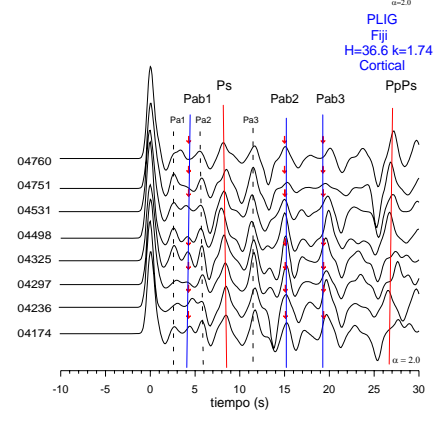
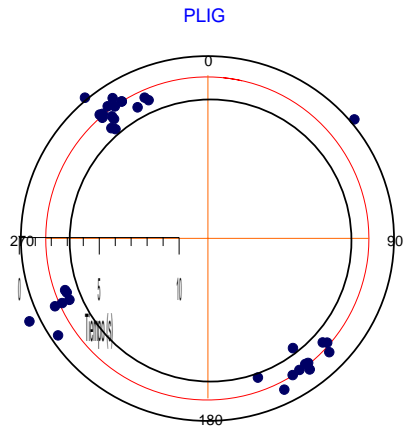
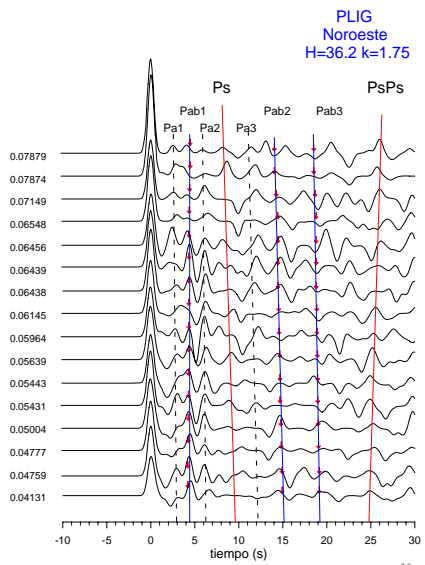


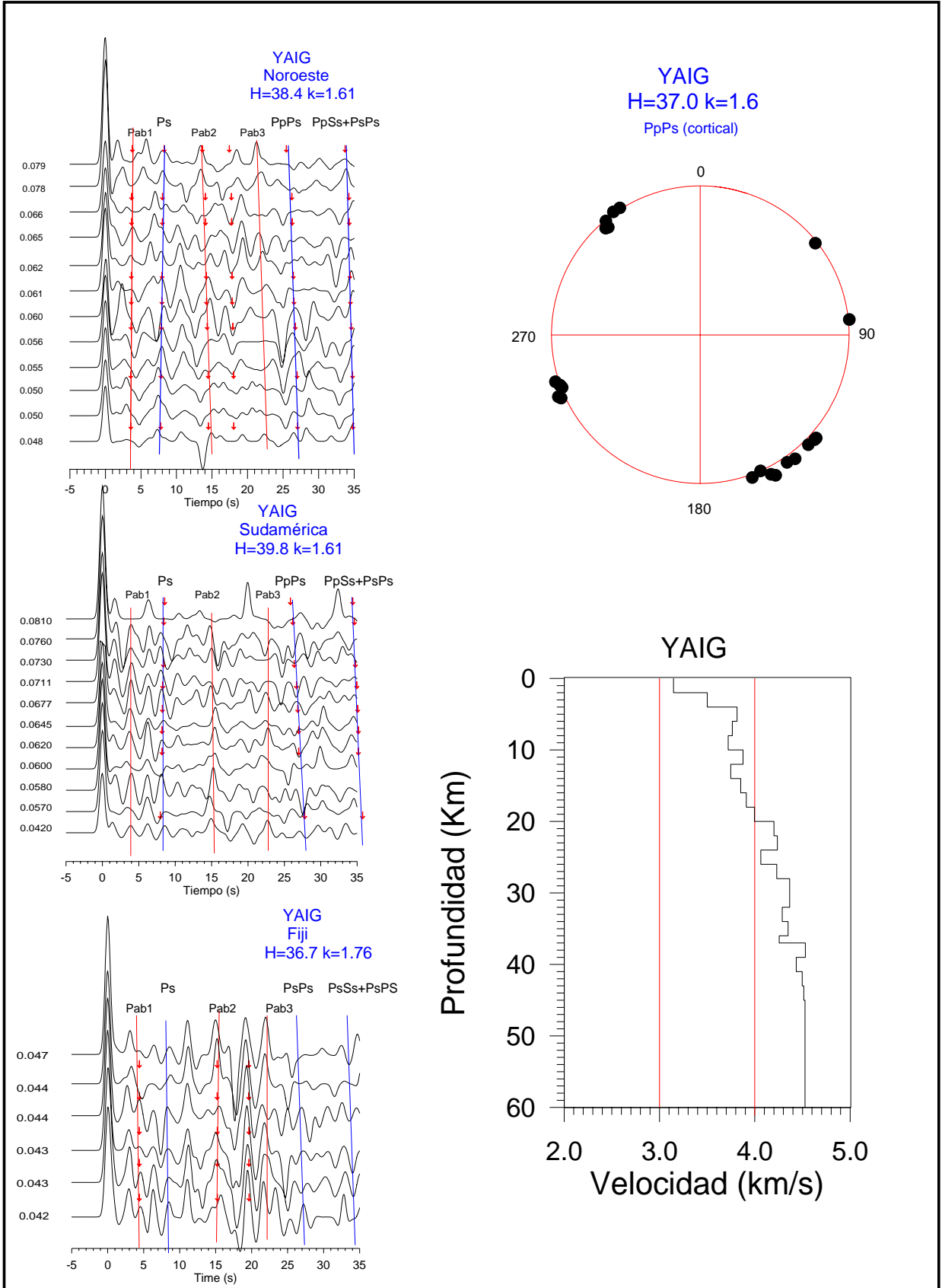




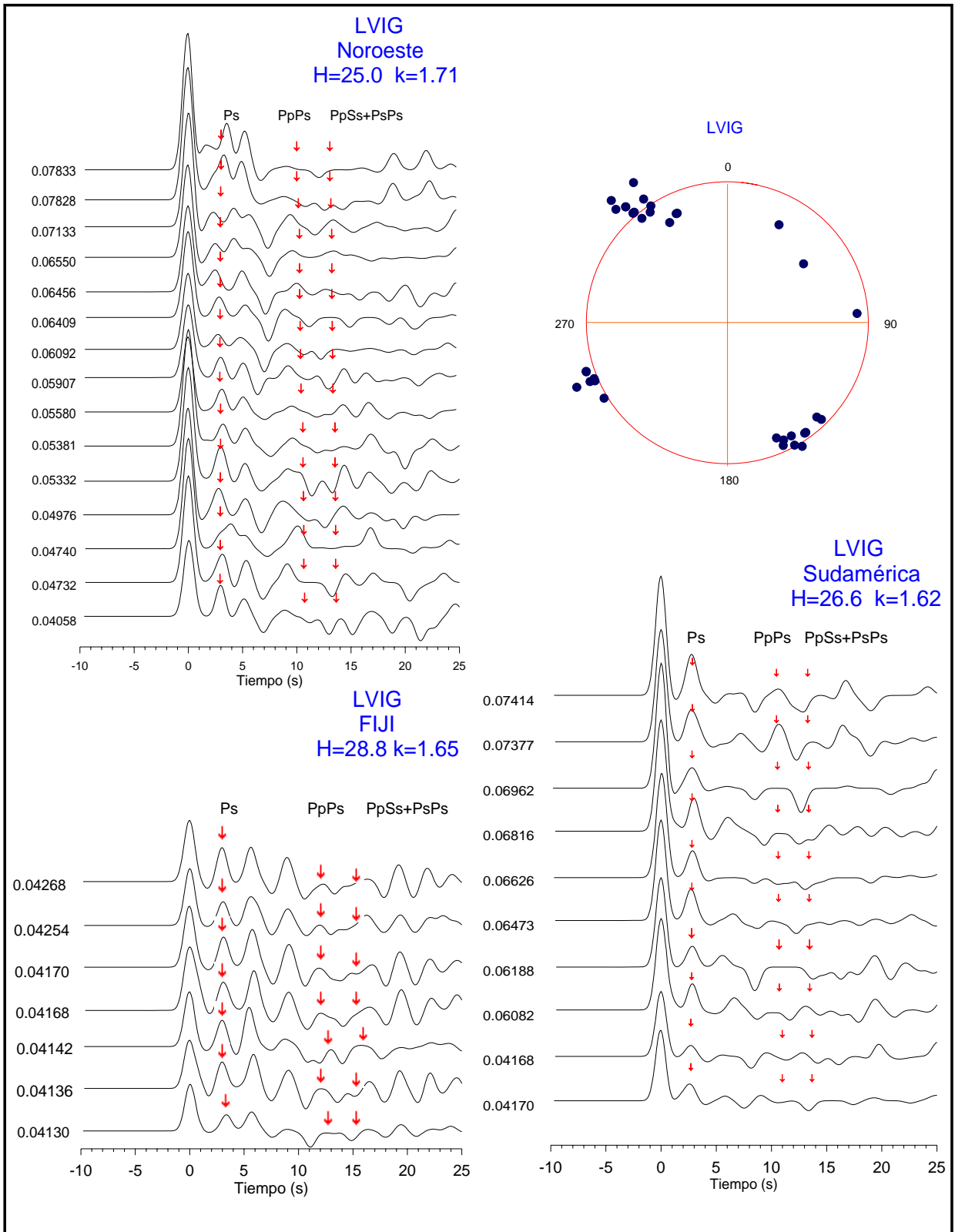
TPIG
H=9.0 k=2.0
H=35.9 K=1.75
H=68.4 k=1.75



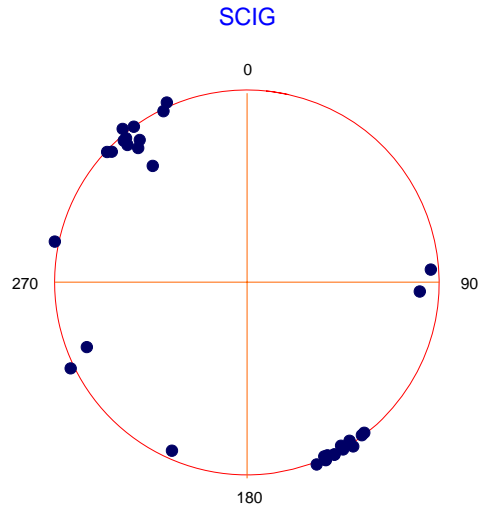
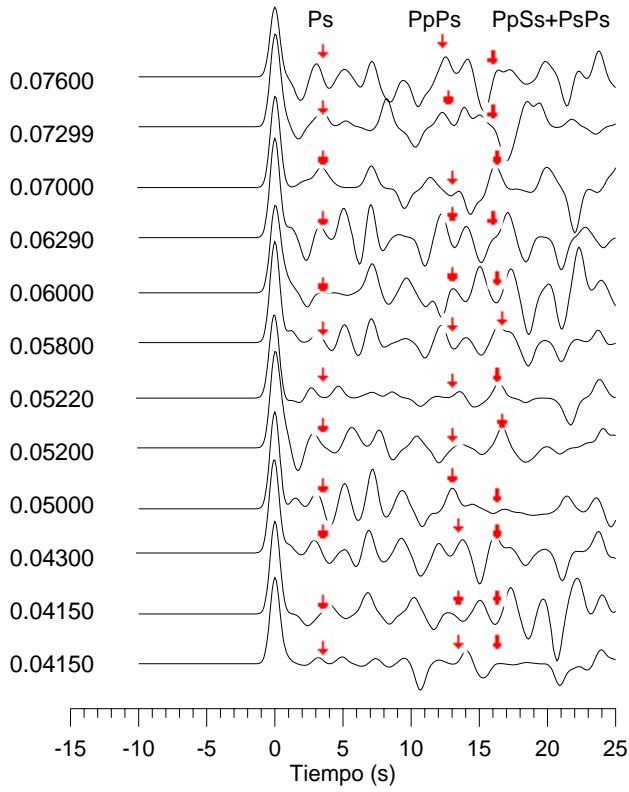




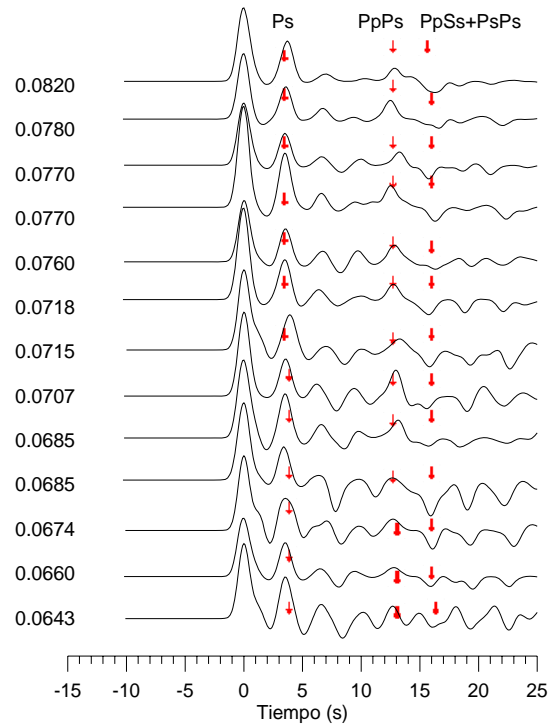
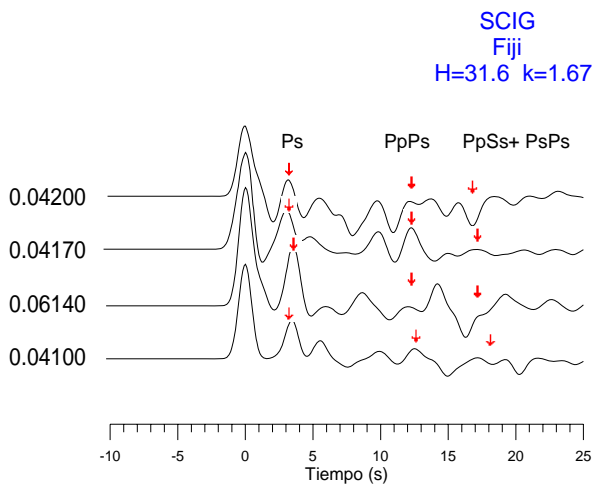
Anexo IV



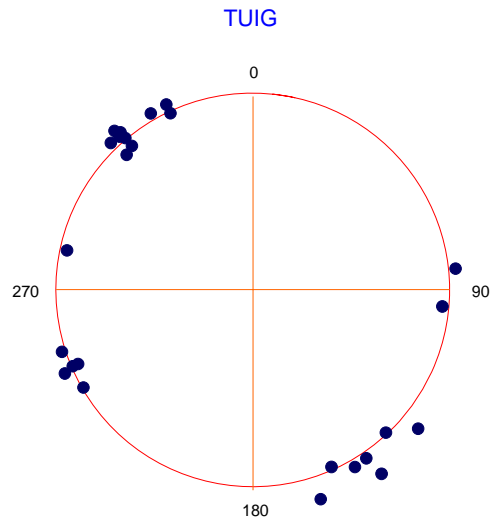
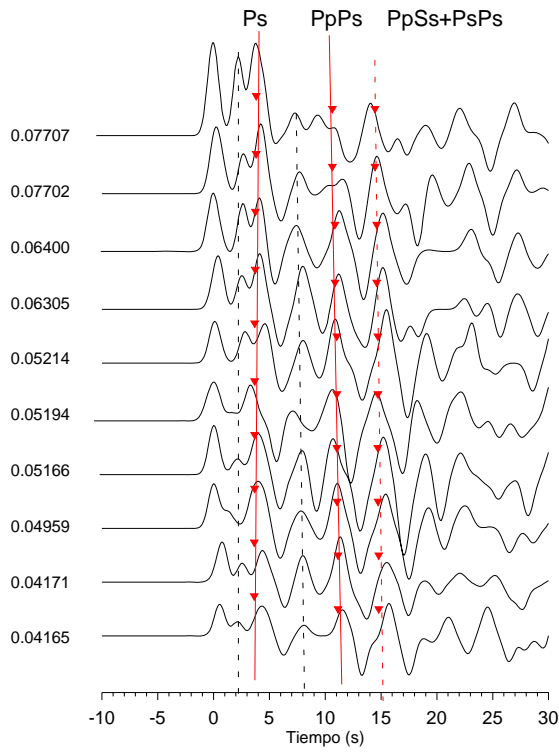
SCIG
Noroeste
H= 30.9 k=1.65



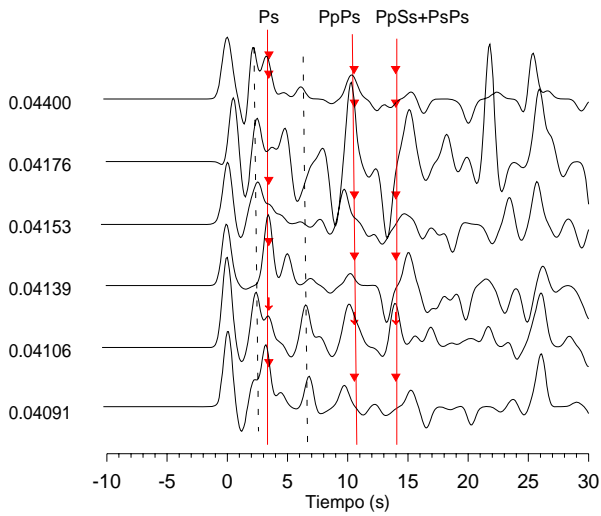
SCIG
Sudamerica
H=32.2 k=1.64



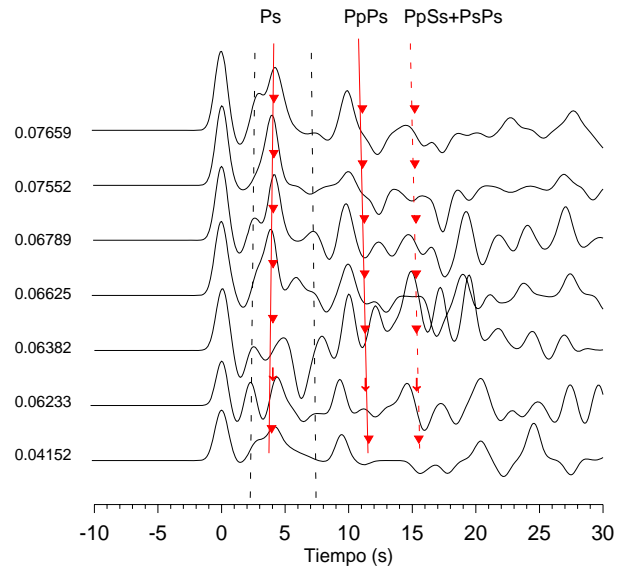
TUIG
Noroeste
H=23.6 k=1.92



TUIG
Fiji
H=22.1 k=1.90

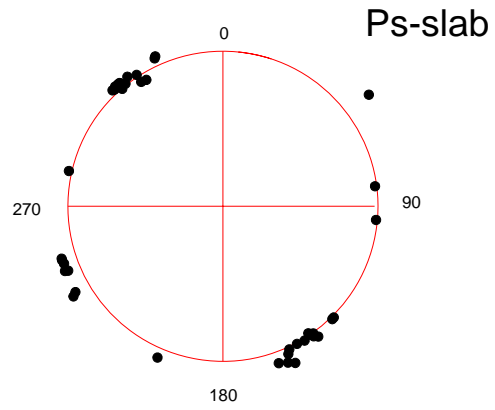
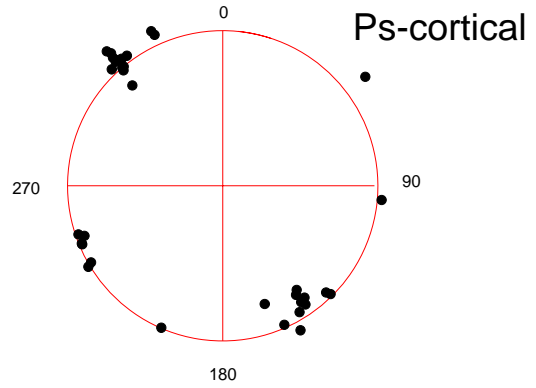
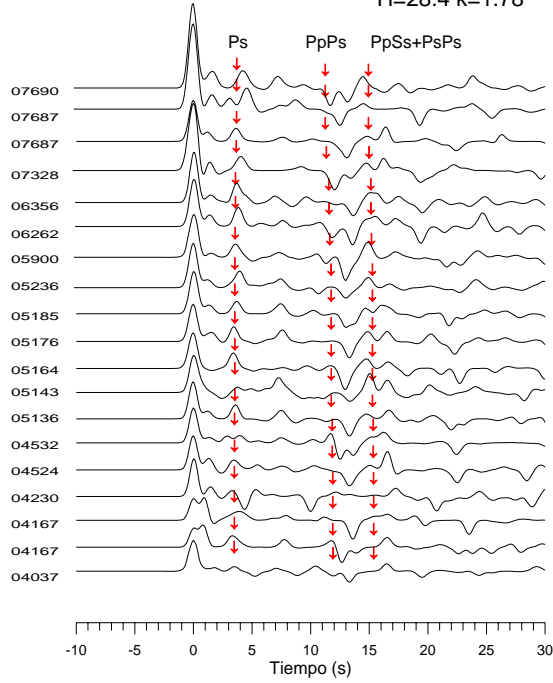


TUIG
Sudamérica
H=24.5 k=1.90

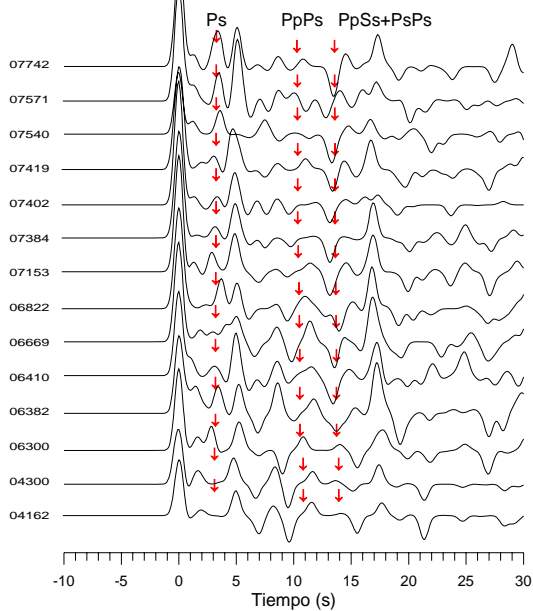


Anexo V

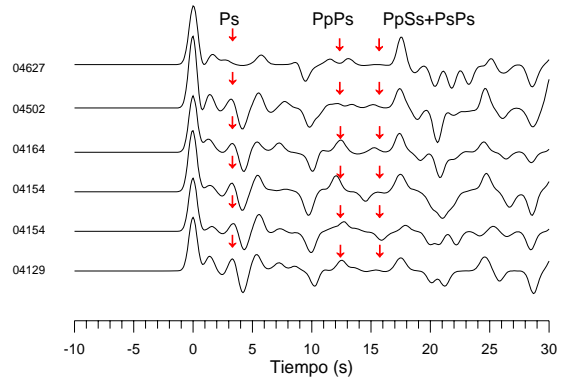
CMIG
Región Noroeste
H=28.4 k=1.78



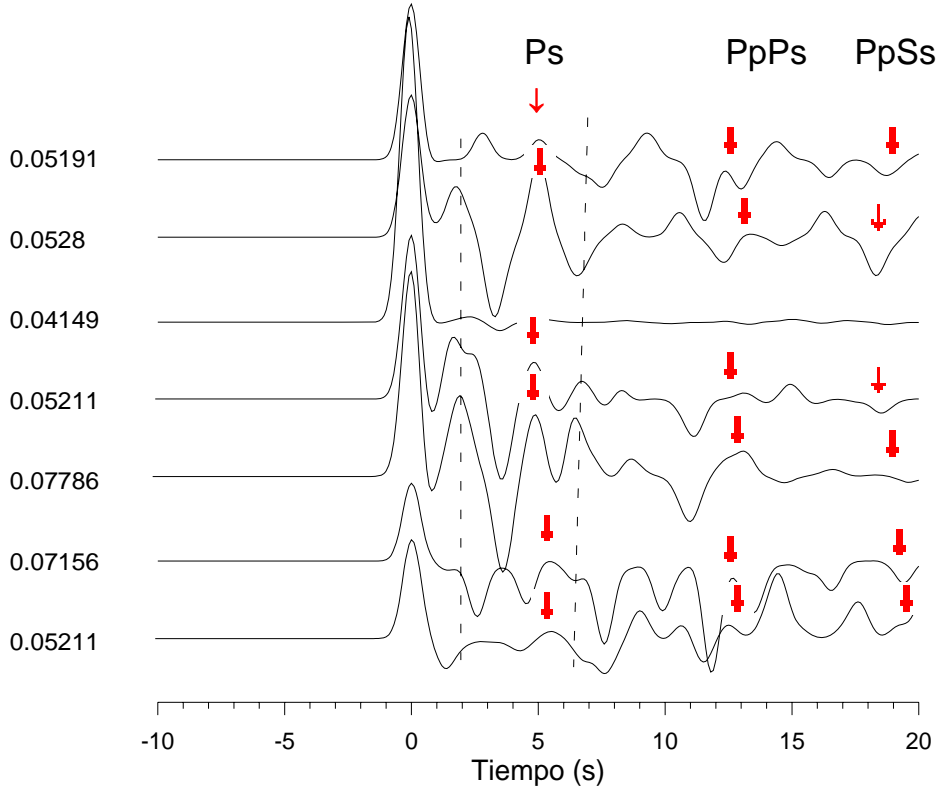
CMIG
Región Sudamérica
H=26.4 k=1.74



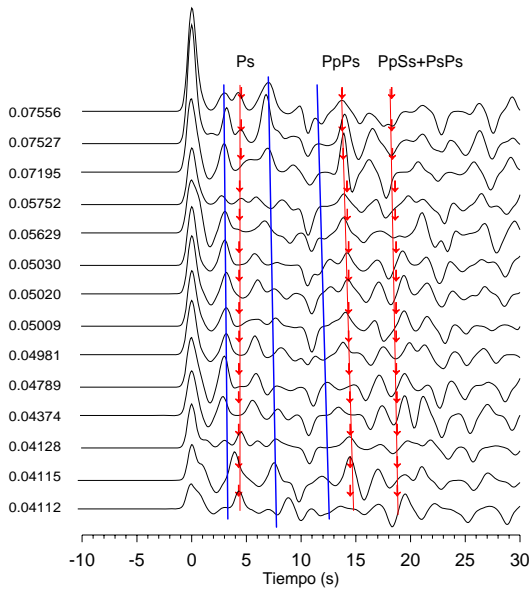
CMIG
Región Fiji
H=30.8 k=1.68



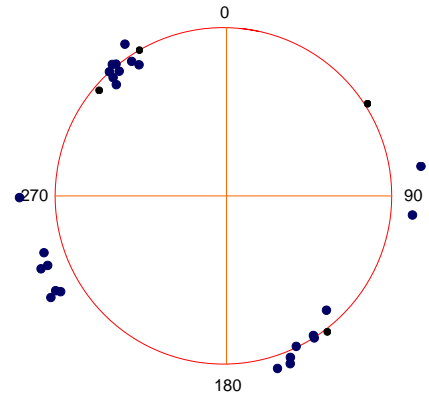
TGIG
H=30.7 k=1.99



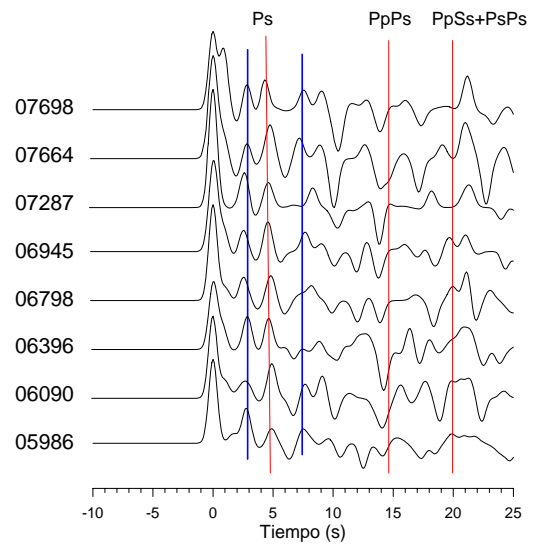
CCIG
Región noroeste
H=34.4 k=1.79



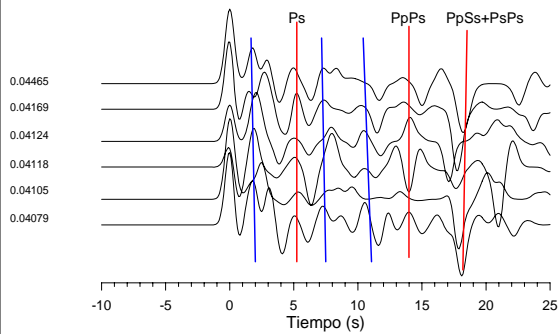
CCIG



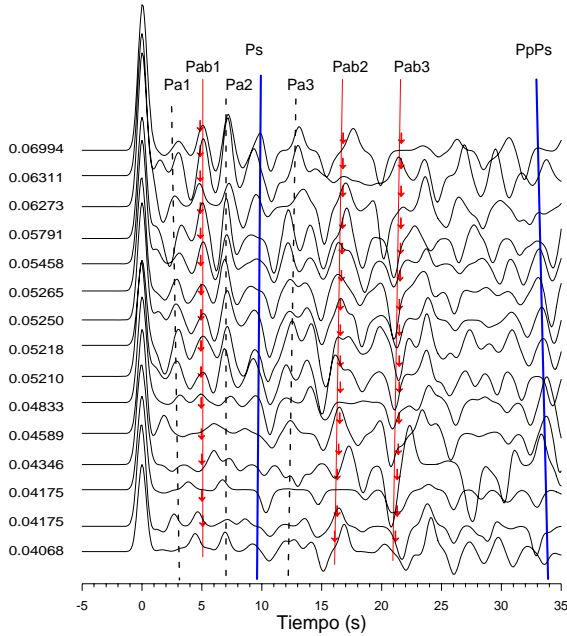
CCIG
Grupo Sudamerica
H=34.7 k=1.84



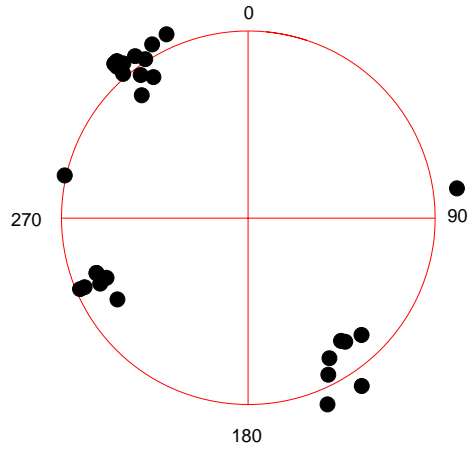
CCIG
Grupo Fiji
H=30.5 k=2.06



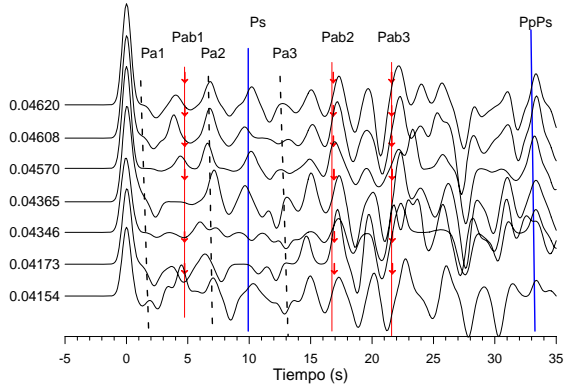
OXIG
 Región Noroeste
 H=39.4 k=1.79
 S(H=89.8 k=1.60)



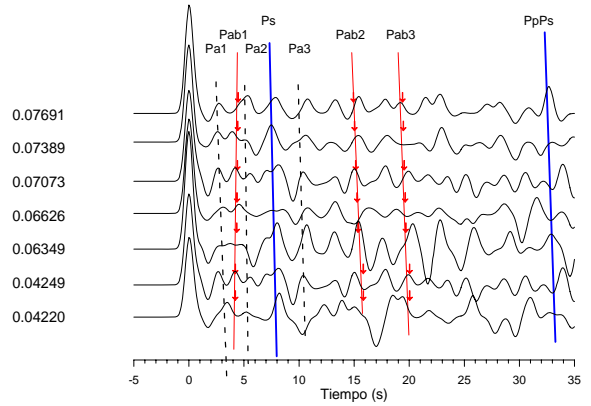
OXIG
 H=41.8 k=1.70
 Ps (cortical)



OXIG
 Región Fiji
 H=41.2 k=1.73
 S(H=84.6 k=1.81)

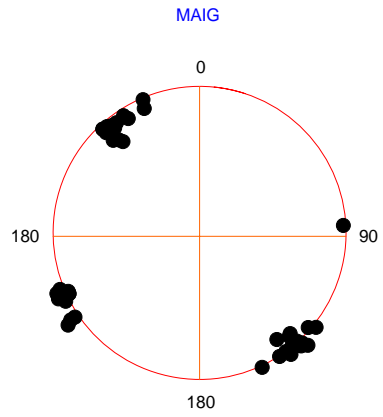
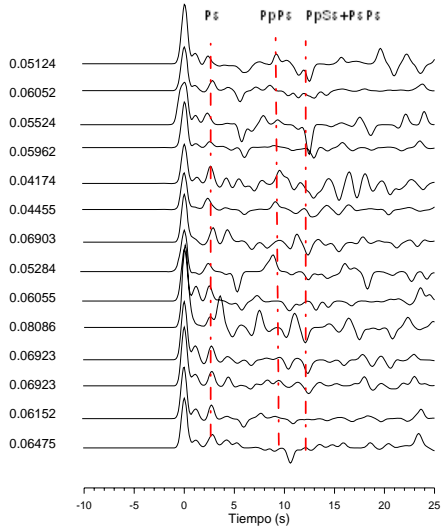


OXIG
 Región Sudamerica
 H=39.3 k=1.68
 S(H=92.1 k=1.60)

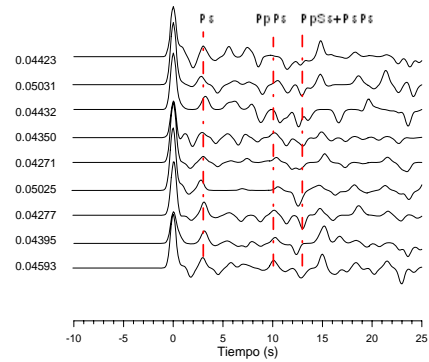


Anexo VI

MAIG
Región Noroeste
H=23.9 k=1.72



MAIG
Región Fiji
H=24.0 k=1.79



MAIG
Región Sudamérica
H=22.9 k=1.79

