



**UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FISICAS Y MATEMATICAS
DEPARTAMENTO DE GEOFISICA**

**MODELO 3D DEL MOHO BAJO LA ZONA DE CHILE CENTRAL Y OESTE DE
ARGENTINA (31°S – 34°S), UTILIZANDO FUNCIONES DE RECEPCION**

**TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGISTER EN
CIENCIAS MENCION GEOFISICA**

ANDREI MAKSYMOWICZ JERIA

**PROFESOR GUIA:
MARIO PARDO PEDEMONTE**

**MIEMBROS DE LA COMISION:
EMILIO VERA SOMMER
GONZALO YAÑEZ CARRIZO
TONY MONFRET**

**SANTIAGO DE CHILE
MARZO 2007**

Con amor a Cecilia y Paola

Agradecimientos:

Este trabajo refleja el esfuerzo, dedicación y apoyo de muchas personas con las cuales compartí los últimos años. Quiero agradecer en primer lugar al profesor Mario Pardo siempre dispuesto a escuchar, discutir y mejorar mi trabajo, al profesor Emilio Vera por su minuciosa corrección de los aspectos teóricos y a los profesores Gonzalo Yáñez y Tony Monfret, quienes realizaron valiosas críticas a la presentación y discusión de resultados. Es necesario nombrar también a mis compañeros, Felipe Orellana, Manuel Alvarez y Claire David, quienes estuvieron siempre dispuestos a compartir sus puntos de vista y conocimientos.

INDICE

	Página
Capitulo 1 Introducción.....	1
1.1 Antecedentes.....	4
1.2 Objetivos Principales.....	4
1.3 Objetivos Secundarios.....	4
1.4 Marco Tectónico.....	5
Capitulo 2 Teoría.....	8
2.1 Definición de Funciones de Recepción.....	8
2.2 Deconvolución Iterativa.....	16
2.3 Inversión de Funciones de Recepción.....	18
Capitulo 3 Datos.....	20
3.1 Red Sismológica Temporal.....	20
3.2 Telesismos.....	22
3.3 Sismos Locales.....	24
3.4 Modelo de Tomografía.....	24
Capitulo 4 Proceso.....	25
4.1 Programas.....	25
4.2 Preproceso.....	25
4.2.1 Media, Tendencia, Taper.....	26
4.2.2 Frecuencia de Nyquist.....	26
4.2.3 Ventana Temporal.....	26
4.2.4 Remoción de respuesta instrumental.....	27
4.2.5 Filtro en Frecuencia.....	28
4.2.6 Rotación de Trazas.....	28
4.3 Proceso de Deconvolución Iterativa.....	28
4.4 Suma de Trazas (“stack”).....	30
4.5 Proceso de Inversión de Funciones de Recepción...	32
4.5.1 Modelo Inicial.....	33
4.5.2 Elección de Modelos Finales.....	36
Capitulo 5 Resultados.....	37
5.1 Resultados para Telesismos.....	37
5.2 Resultados para Sismos Locales.....	71
Capitulo 6 Interpretación y Discusión.....	78

6.1	Perfil A-A' (33.5°S).....	80
6.2	Perfil B-B' (32.8°S).....	91
6.3	Perfil C-C' (32.3°S).....	99
6.4	Perfil D-D' (31.5°S).....	106
6.5	Modelo 3-D del Moho en la zona de estudio mediante Inversión de Funciones de Recepción	113
6.6	Modelo de deflexión flexural en la zona de estudio...	117
	Capítulo 7 Conclusiones.....	129
7.1	Metodología.....	129
7.2	Modelos Finales.....	130
7.3	Líneas de investigación futura.....	132
	Apéndice A.....	134
A.1	Preproceso de las señales.....	134
	Apéndice B.....	138
B.1	Modelo de deflexión flexural mediante diferencias Finitas.....	138
B.2	Teoría de deflexión flexural para una placa elástica Infinita.....	138
B.3	Espesor Elástico.....	139
B.4	Rutina para el cálculo de la deflexión flexural (MATLAB).....	142
	Bibliografía.....	149

INDICE DE FIGURAS

	Página
figura 1.1 Zona de estudio, principales estructuras tectónicas.....	2
figura 1.2 Esquema de las principales estructuras geológicas.....	6
figura 2.1 Componentes radial y transversal de un sismograma.....	8
figura 2.2 Esquema de rayos que arriban a una estación.....	9
figura 2.3 Esquema de un modelo simple de corteza con una capa y un semiespacio.....	12
figura 2.4 Diferencias de tiempo entre la fases P y Ps v/s velocidades de ondas de cuerpo en la corteza.....	14
figura 2.5 Coeficientes de transmisión en el Moho v/s velocidades de ondas de cuerpo en la corteza.....	15
figura 3.1 Ubicación de las estaciones de la red temporal, curvas isoprofundidad de la placa de Nazca.....	21
figura 3.2 Ubicación de los telesismos seleccionados.....	22
figura 4.1 Esquema del cálculo del parámetro del rayo para eventos locales	30
figura 4.2 Inversión de Funciones de Recepción, estación MONT con dos modelos iniciales diferentes.....	35
figura 5.1 Ubicación de los perfiles este-oeste, analizados en el estudio....	38
figura 5.2 Modelos finales de velocidad y densidad en la estación GLOR..	39
figura 5.3 Modelos finales de velocidad y densidad en la estación VIZA....	40
figura 5.4 Modelos finales de velocidad y densidad en la estación AREN...	41
figura 5.5 Modelos finales de velocidad y densidad en la estación ALFA....	42
figura 5.6 Modelos finales de velocidad y densidad en la estación TUNG...	43
figura 5.7 Modelos finales de velocidad y densidad en la estación ELMA...	44
figura 5.8 Modelos finales de velocidad y densidad en la estación SAJO...	45
figura 5.9 Modelos finales de velocidad y densidad en la estación LOCU..	46
figura 5.10 Modelos finales de velocidad y densidad en la estación MONT..	47
figura 5.11 Modelos finales de velocidad y densidad en la estación TORE..	48
figura 5.12 Modelos finales de velocidad y densidad en la estación AGRE..	49
figura 5.13 Modelos finales de velocidad y densidad en la estación POLA..	50
figura 5.14 Modelos finales de velocidad y densidad en la estación GUAR..	51
figura 5.15 Modelos finales de velocidad y densidad en la estación AUCO...	52
figura 5.16 Modelos finales de velocidad y densidad en la estación CHUI....	53
figura 5.17 Modelos finales de velocidad y densidad en la estación CANT...	54

figura 5.18	Modelos finales de velocidad y densidad en la estación TELT...	55
figura 5.19	Modelos finales de velocidad y densidad en la estación CIEN...	56
figura 5.20	Modelos finales de velocidad y densidad en la estación USPA..	57
figura 5.21	Modelos finales de velocidad y densidad en la estación PATO..	58
figura 5.22	Modelos finales de velocidad y densidad en la estación ALME..	59
figura 5.23	Modelos finales de velocidad y densidad en la estación LIGU....	60
figura 5.24	Modelos finales de velocidad y densidad en la estación TILA.....	61
figura 5.25	Modelos finales de velocidad y densidad en la estación MARA..	62
figura 5.26	Modelos finales de velocidad y densidad en la estación NIKI.....	63
figura 5.27	Modelos finales de velocidad y densidad en la estación ZON.....	64
figura 5.28	Modelos finales de velocidad y densidad en la estación ZAPA...	65
figura 5.29	Modelos finales de velocidad y densidad en la estación LIMA....	66
figura 5.30	Modelos de velocidad y densidad en la estación AREN con eventos locales.....	72
figura 5.31	Modelos de velocidad y densidad en la estación ALFA con eventos locales.....	73
figura 5.32	Modelos de velocidad y densidad en la estación AGRE con eventos locales.....	74
figura 5.33	Modelos de velocidad y densidad en la estación ALME con eventos locales.....	75
figura 6.1	Ubicación de los perfiles este-oeste, analizados en el estudio ..	79
figura 6.2	Modelo de Vp para el perfil A-A'.....	81
figura 6.3	Modelo de Vs para el perfil A-A'.....	82
figura 6.4	Modelo de Densidad para el perfil A-A'.....	84
figura 6.5	Mapa de anomalía de Bouguer en la zona de estudio.....	86
figura 6.6	Modelo de Vp/Vs para el perfil A-A'.....	88
figura 6.7	Modelo tomográfico de Vp/Vs.....	89
figura 6.8	Funciones de recepción asociadas al perfil A-A'.....	90
figura 6.9	Modelo de Vp para el perfil B-B'.....	92
figura 6.10	Modelo de Vs para el perfil B-B'.....	93
figura 6.11	Modelo de Densidad para el perfil B-B'.....	95
figura 6.12	Modelo de Vp/Vs para el perfil B-B'.....	96
figura 6.13	Funciones de recepción asociadas al perfil B-B'.....	98
figura 6.14	Modelo de Vp para el perfil C-C'.....	100
figura 6.15	Modelo de Vs para el perfil C-C'.....	101
figura 6.16	Modelo de Densidad para el perfil C-C'.....	102
figura 6.17	Modelo de Vp/Vs para el perfil C-C'.....	103
figura 6.18	Funciones de recepción asociadas al perfil C-C'.....	105
figura 6.19	Modelo de Vp para el perfil D-D'.....	107

figura 6.20	Modelo de Vs para el perfil D-D'.....	108
figura 6.21	Modelo de Densidad para el perfil D-D'.....	109
figura 6.22	Modelo de Vp/Vs para el perfil D-D'.....	111
figura 6.23	Funciones de recepción asociadas al perfil D-D'.....	112
figura 6.24	Modelo 3-D del Moho en la zona de estudio mediante inversion de funciones de recepción.....	114
figura 6.25	Modelo de Deflexión flexural para el perfil A-A'.....	119
figura 6.26	Modelo de Deflexión flexural para el perfil B-B'.....	121
figura 6.27	Modelo de Deflexión flexural para el perfil C-C'.....	122
figura 6.28	Modelo de Deflexión flexural para el perfil D-D'.....	125
figura 6.29	Modelo 3-D del Moho en la zona de estudio mediante funciones de recepción y modelamiento flexural.....	128
figura B.1	Envolvente de resistencia a la deformación permanente para Corteza superior rica en Cuarzo, Corteza inferior diorítica y Manto compuesto de Olivino	141

INDICE DE TABLAS

	Página
Tabla 3.1	
Tiempo de origen, epicentro y magnitud de los telesismos seleccionados.....	23
Tabla 5.1	
Eventos o stacks de eventos correspondientes a las inversiones finales y agrupamiento al que pertenecen.....	70
Tabla 5.2	
Tiempo de origen, epicentro y profundidad de los eventos locales correspondientes a los mejores resultados de la inversión.....	77
Tabla 6.1	
Profundidad del Moho bajo las estaciones de la red temporal.....	115

Capítulo 1 Introducción

1.1 Antecedentes:

Chile Central se encuentra ubicado en uno de los márgenes convergentes de placas más activos del mundo. Dicha ubicación influye fuertemente en el desarrollo del país, pues la planificación para la utilización del territorio debe contemplar una amplia gama de aspectos relacionados con la dinámica del margen como son, el peligro sísmico asociado a los grandes terremotos que ocurren en la zona, volcanismo activo y peligro geológico derivado, entre otras cosas, de la cercanía Cordillera de los Andes a las zonas pobladas.

Para conocer y modelar la dinámica de la zona, es esencial estudiar los procesos geofísicos y geológicos observables en el presente, como también la evolución tectónica de la región. Un aspecto importante y necesario para generar un modelo integrado desde el punto de vista de las ciencias de la Tierra es determinar la geometría, en profundidad, de las principales estructuras presentes en dicho margen.

La zona de estudio se encuentra ubicada entre los 31°S y los 34°S y entre los 67°W y los 72°W. La geometría de la placa de Nazca, en subducción bajo la zona, se ha determinado analizando la distribución espacial de los sismos que se producen en la superficie e interior de esta estructura (Cahill y Isacks, 1992; Pardo et al., 2003). En dichos estudios se observa un fuerte cambio en el ángulo de subducción de la placa de Nazca a profundidades mayores a 100 km. Al norte de los 33°S, esta estructura presenta una subducción sub-horizontal, contrastando con un ángulo normal de inclinación de aproximadamente 27° al sur de este límite. El abrupto cambio de ángulo puede ser explicado por la boyancia de la dorsal de Juan Fernández, en subducción en la zona, más joven que el resto de la placa (Yáñez et al., 2001 y 2002).

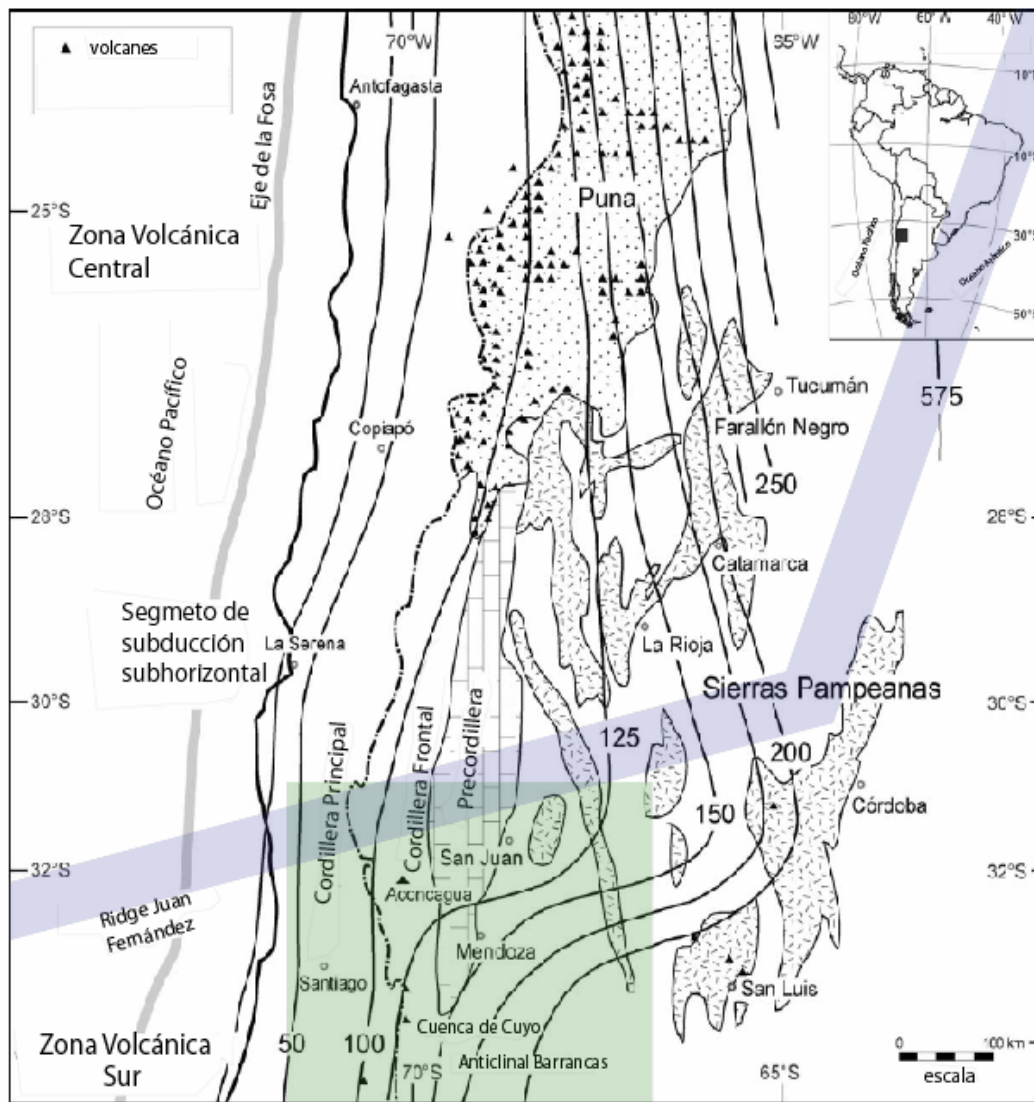


figura 1.1

Ubicación de las principales estructuras presentes en el área de estudio. Figura modificada de Ramos et al.,2002 . El rectángulo en verde corresponde a la zona de estudio mientras que la traza de la dorsal de Juan Fernández se indica en azul claro (de Yáñez et al. 2001) . Las curvas de isopropfundidad del slab de Cahill y Isacks (1992) se presentan en negro.

Las funciones de recepción son básicamente series de tiempo generadas a partir de sismogramas registrados en superficie, cuya forma depende fuertemente de las propiedades del medio bajo la estación y no de la fuente sísmica. En particular, el estudio de estas señales permite determinar la profundidad de fuertes contrastes en la velocidad de ondas de cuerpo y densidades.

El objetivo principal de este trabajo, es determinar el espesor cortical de la placa sudamericana en la zona de estudio. Este espesor está definido por la discontinuidad de Mohorovicic (Moho), que corresponde a la interfaz Corteza - Manto Superior, donde se observa un fuerte contraste en las propiedades químicas y reológicas de ambos medios, lo que implica también, un fuerte contraste en las velocidades de ondas de cuerpo, razón por la cual el análisis de funciones de recepción, es una herramienta apropiada para modelar la geometría del Moho.

La geometría del Moho responde a diversos procesos y parámetros físicos, como la rigidez y densidad litosférica, carga topográfica, composición cortical y del manto, flujo calórico, magmatismo, etc., por esta razón, es importante analizar las posibles relaciones entre el brusco cambio de ángulo de la placa de Nazca en subducción y la geometría del Moho, con objeto de ampliar el conocimiento de los procesos geofísicos en esta zona tectónicamente compleja. Por otra parte, un modelo preciso de dicha estructura es esencial para abordar futuros estudios geofísicos en la zona tales como estudios gravimétricos, modelos de isostacia, termodinámicos y otros.

El presente trabajo se enmarca dentro del proyecto FONDECYT 1020972, conjunto entre la Universidad de Chile – IRD, Francia.

1.2 Objetivos Principales:

- Definir la profundidad del Moho bajo las 29 estaciones de la red temporal en Chile y Argentina.
- Con las profundidades obtenidas bajo las estaciones, generar un modelo tridimensional de primer orden del Moho, bajo la zona de estudio.
- Estudiar la relación del espesor elástico, densidad, carga topográfica y magmatismo, con la geometría del Moho encontrada.

1.3 Objetivos Secundarios:

- Validar la aplicación del método inversión de funciones de recepción para obtener un modelo de profundidad del Moho bajo la zona, con eventos telesísmicos (Herrmann y Ammon ,2002 , Ammon et al., 1990).
- Obtención de un modelo estratificado de velocidad de ondas de cuerpo óptimo bajo cada una de las estaciones, mediante inversión de funciones de recepción.
- Estudiar la factibilidad de utilizar sismos ocurridos en la placa subductada, para la inversión de funciones de recepción, que complementen los resultados obtenidos con registros telesísmicos.

1.4 Marco Tectónico:

El área de estudio se localiza entre los 31°S y los 34°S y entre los 67°W y los 72°W. En esta zona la interacción de la placa oceánica de Nazca con la placa continental de Sudamérica ha generado un sistema geotectónico complejo caracterizado por la transición desde una zona de subducción subhorizontal de la placa de Nazca (“flat-slab”) al Norte de los 33°S hacia una zona de subducción normal de aproximadamente 27° en el Sur. Este cambio de ángulo se observa a profundidades mayores de 100 km (Cahill y Isacks, 1992; Pardo et al., 2003). El fenómeno de horizontalización de placa subductada ha sido relacionado con la Subducción de la dorsal de Juan Fernández que entra en la fosa aproximadamente a los 33°S y aporta una boyancia negativa a la Placa de Nazca en subducción (Yáñez et al., 2001 y 2002). Actualmente la traza de la dorsal es prácticamente paralela a la dirección de de convergencia Nazca-Sudamérica (N78°E) lo que supone un efecto localizado en la disminución del ángulo de subducción; sin embargo en el pasado (más de 10 Ma atrás) el eje de la dorsal era bastante más oblicuo a la fosa, mientras que la dirección de convergencia se mantuvo en el tiempo y por ésta razón la dorsal debe haber “barrido” de Norte a Sur la zona del contacto, generando un segmento de subducción subhorizontal que abarca desde los 27°S hasta los 33°S (Yáñez et al. 2001).

Estudiando la sismicidad en el zona, Pardo et al. (2003) observan una sismicidad importante, con hipocentros agrupados y alineados en el sentido de la traza de la dorsal de Juan Fernández, como una evidencia clara de la presencia de ésta en profundidad (Pardo et al.,2003).

En el continente, la zona de tras-arco presenta dos estructuras de deformación alineadas en sentido N-S llamadas Precordillera y Sierras Pampeanas. La primera corresponde a un tipo de deformación de escama delgada (“thin-skin”) que se define como fallamiento inverso de las capas superficiales que no involucran al basamento, la cual se habría generado mediante un régimen de esfuerzos compresivos durante el Mioceno. La segunda estructura hacia el este de la Precordillera, es una zona de deformación de escama gruesa (“thick-skin”) que corresponde a fallamiento inverso de

alto ángulo donde basamento ígneo y metamórfico se ha alzado y deformado durante los últimos 5 Ma según Allmendinger et al., 1990 (ver figuras 1.1 y 1.2).

La Precordillera junto con el arco propiamente tal (Cordillera Principal y Cordillera Frontal), se asocian a un acortamiento del márgen del orden de 170 km en un perfil con un largo inicial de aproximadamente 520 km. De éstos 170 km, aproximadamente el 75% correspondería únicamente a la zona de Precordillera (Allmendinger et al., 1990).

El ante arco continental se caracteriza por la presencia de la Cordillera de la Costa, principalmente compuesta por rocas plutónicas, volcánicas y depósitos sedimentarios Mesozoicos (Ramos, 2000). Entre la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal se desarrolla, al sur de los 33°S, la Depresión Central.

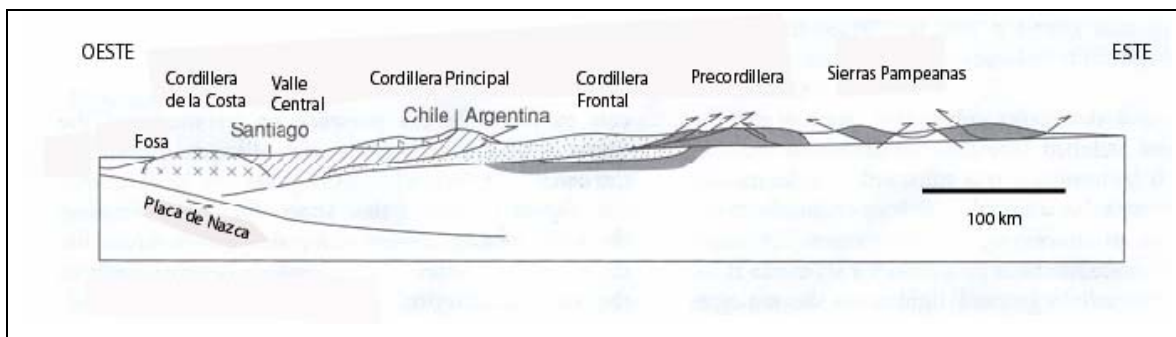


figura 1.2

Perfil Este-Oeste esquemático de las principales estructuras geológicas presentes en la zona de estudio.

Como se observa en la figura 1.1, la zona de estudio abarca precisamente el límite sur del segmento de “flat-slab” que coincide notablemente con la traza del Ridge Juan Fernández. Coincidiendo también con éste límite, la Depresión Central, claramente definida hacia el sur, termina para dar lugar a un patrón de Valles Transversales que cruzan la zona de ante arco desde la Cordillera Principal hacia la costa. En el tras-arco, la traza inferida de la dorsal de Juan Fernández puede correlacionarse tanto con la localización de las zonas de deformación Precordillera y Sierras Pampeanas, como con el máximo desplazamiento y separación hacia el Este de las curvas de isoprofundidad de la Placa de Nazca en subducción. Al Norte de la zona de estudio, puede observarse un ensanchamiento del arco (Cordillera Principal y Frontal), que puede estar relacionado con la subducción del Ridge de Juan Fernández.

Un aspecto muy importante de este sistema dinámico es la completa ausencia, en la actualidad, de volcanismo activo entre los 28.5°S y los 32.5°S, sin embargo, evidencias geológicas muestran que el frente magmático migró en el pasado hacia el este, antes de extinguirse en dicha zona (Kay y Mpodozis, 2002). La hipótesis principal que explica este proceso, relaciona la progresiva horizontalización de la placa de Nazca en subducción, con el desplazamiento hacia el este de la cuña astenosférica y, por lo tanto, el desplazamiento en el mismo sentido de las zonas de fusión parcial del manto, razón por la cual, el volcanismo activo habría migrado hacia el este en el tras-arco (Kay y Mpodozis, 2002). El frente magmático localizado originalmente en el arco principal, comienza a desplazarse hacia el este aproximadamente 14 Ma atrás, coincidiendo con el arribo de la dorsal de Juan Fernández a la zona de “flat-slab”, para extinguirse posteriormente hace 5 Ma. Según Ramos y otros (2002), a los 33°S, el magmatismo termina hace alrededor de 8.6 Ma en la zona de la Cordillera Principal y hace aproximadamente 1.9 Ma en las Sierras Pampeanas.

En contraposición, al sur de los 33°S, existe actividad magmática de arco, y no se observan evidencias del proceso de migración hacia el este, descrito anteriormente.

Capítulo 2 Teoría

2.1 Definición de Funciones de Recepción:

Una función de recepción es una serie de tiempo tal, que convolucionada con la componente vertical de un sismograma genera la componente radial o transversal (Phinney, 1964; Burdick y Langston, 1977; Owens y Crosson, 1988). La componente radial es la proyección de las componentes horizontales del sismograma en la dirección del *back-azimuth* de la fuente con respecto a la estación y la componente transversal es perpendicular a la anterior (ver figura 2.1)

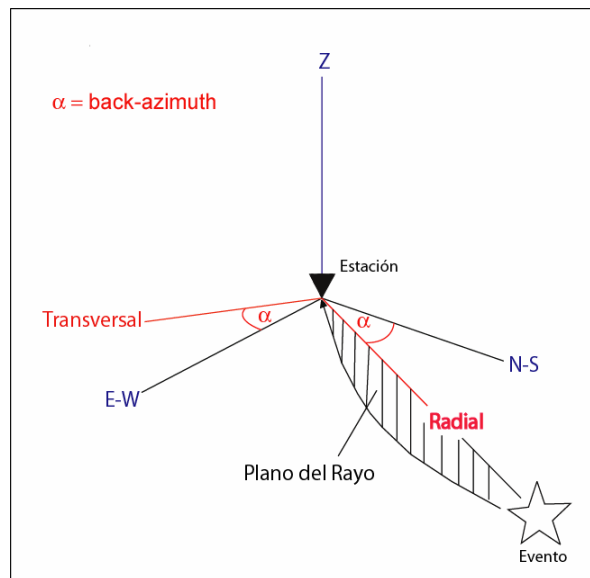


figura 2.1

Componentes Radial y Transversal de un sismograma

Matemáticamente es posible definir el desplazamiento en superficie de una estructura de capas planas, cuando incide sobre ella una onda P plana, mediante las siguientes expresiones (Ammon, 1991):

$$(1) \quad Z(t) = \sum_{k=0}^n z_k s(t - t_k)$$

$$(2) \quad R(t) = \sum_{k=0}^n r_k s(t - t_k)$$

$$(3) \quad T(t) = \sum_{k=0}^n \tau_k s(t - t_k)$$

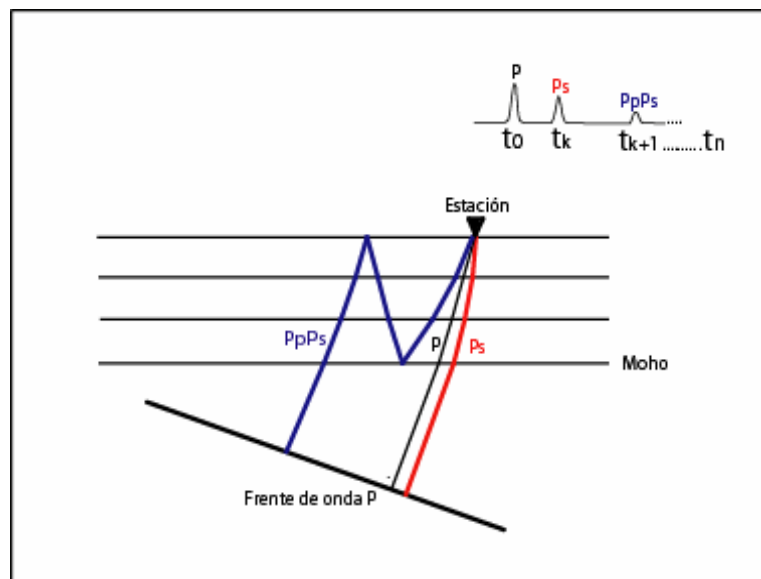


figura 2.2

Esquema de las trayectorias de los rayos correspondientes a las fases que arriban a la estación generando un tren de n pulsos

donde $Z(t)$, $R(t)$ y $T(t)$ son las funciones de desplazamiento en un punto de la superficie en las direcciones vertical, radial y transversal respectivamente. $s(t)$ es la

serie de tiempo que describe la fuente o forma de la onda plana incidente en estructura, t_k es el tiempo de llegada del k -ésimo rayo y z_k, r_k y τ_k son parámetros que determinan la amplitud del k -ésimo rayo que llega a la superficie en las componentes antes mencionadas. Tanto t_k como z_k, r_k y τ_k son funciones de los parámetros que definen la estructura v_P, v_S , densidades, espesores de las capas y del parámetro del rayo, pues éstas constantes están relacionadas con los coeficientes de transmisión y reflexión entre las capas.

Aplicando la Transformada de Fourier a las expresiones (1), (2) y (3) se obtiene:

$$(4) \quad Z(\omega) = \Omega(\omega)S(\omega)$$

$$(5) \quad R(\omega) = r(\omega)S(\omega)$$

$$(6) \quad T(\omega) = \tau(\omega)S(\omega)$$

donde:

$$(7) \quad \Omega(\omega) = \sum_{k=0}^n z_k e^{-i\omega t_k}$$

$$(8) \quad r(\omega) = \sum_{k=0}^n r_k e^{-i\omega t_k}$$

$$(9) \quad \tau(\omega) = \sum_{k=0}^n \tau_k e^{-i\omega t_k}$$

$S(\omega), Z(\omega), R(\omega)$ y $T(\omega)$ son los espectros de la fuente y de los desplazamientos vertical, radial y transversal respectivamente. Con lo anterior se pueden definir la siguientes expresiones:

$$(10) \quad RFR(\omega) = \frac{R(\omega)}{Z(\omega)} = \frac{r(\omega)}{\Omega(\omega)}$$

$$(11) \quad RFT(\omega) = \frac{T(\omega)}{Z(\omega)} = \frac{\tau(\omega)}{\Omega(\omega)}$$

y luego, las funciones de recepción radial y transversal en el dominio del tiempo se obtienen tomando la Transformada Inversa de Fourier de (10) y (11).

$$(12) \quad \text{función de recepción radial} = \text{RFR}(t)$$

$$(13) \quad \text{función de recepción transversal} = \text{RFT}(t)$$

En el dominio del tiempo se tiene inmediatamente

$$(14) \quad R(t) = Z(t) * \text{RFR}(t)$$

$$(15) \quad T(t) = Z(t) * \text{RFT}(t)$$

lo que coincide con la definición de función de recepción dada al comienzo de esta sección y donde * indica convolución temporal.

La deducción anterior muestra que $\text{RFR}(t)$ y $\text{RFT}(t)$ son fuertemente dependientes de las propiedades del medio bajo la estación e independientes de la fuente del sismo, puesto que estas funciones dependen solo de los coeficientes de transmisión y reflexión del medio y parámetro del rayo, y son independientes de la forma del pulso $S(t)$ de la fuente.

Un resultado interesante indica que si la onda plana incidente es de tipo P, la distribución temporal de los pulsos de la función de recepción radial, depende principalmente del modelo de velocidades de onda S (Zhu y Kanamori, 2000). Esto se muestra para un caso simple con una onda P plana incidente en un medio con una capa plana y un semiespacio (figura 2.3).

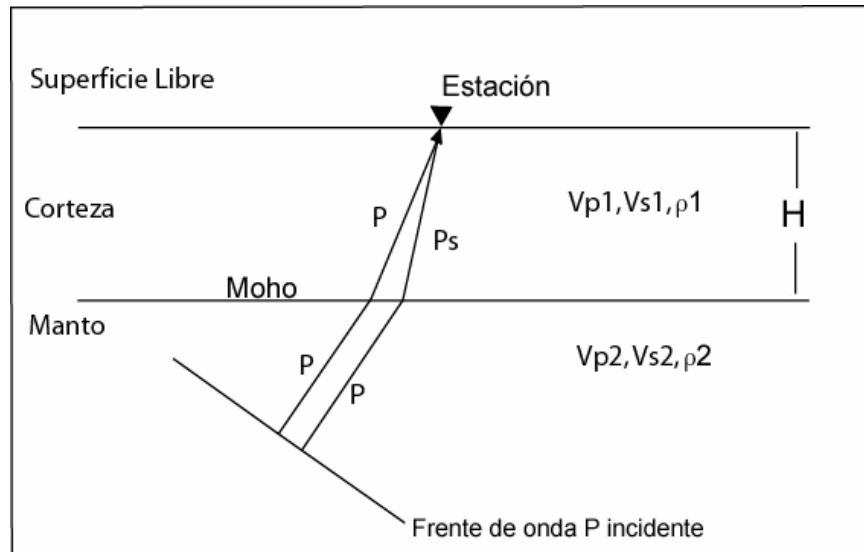


figura 2.3

Esquema de un modelo simple que representa la corteza como una capa plana sobre un semiespacio

En esta situación, y si $V_{p2} > V_{s1}$, se genera una onda S en la interfaz corteza-manto (P_s) que arriba a la estación un cierto tiempo después de la onda P directa. Dicho tiempo es función de las velocidades, densidades de las capas y el espesor H . Como se muestra en la figura 2.4, para un espesor de corteza de 40 km y una onda P incidente con parámetro de rayo igual a 0.1(s/km), la diferencia de tiempo entre P_s y P varía fuertemente cuando se modifica la velocidad de onda S en la corteza (V_{s1}) manteniendo V_{p1} constante igual a 6 km/s, a diferencia del caso en que se varía la velocidad de onda P en la corteza (V_{p1}) manteniendo V_{s1} constante igual a 3.46 km/s. En otras palabras, si se intenta calcular un modelo de velocidades minimizando las diferencias entre los intervalos temporales ($T_s - T_p$) teóricos y observados en una estación, el modelo de velocidades de onda S tendrá una exactitud mayor que el modelo de velocidad de onda P.

La figura 2.5, muestra un análisis similar al anterior pero considerando ahora los coeficientes de transmisión de la onda P directa y P convertida a S en la interfaz corteza-manto. Se observa que ambos coeficientes sufren mayores variaciones en función del cambio de la velocidad de onda S en corteza (V_{s1}) que en función de la

velocidad de onda P (V_{p1}). Esto significa que la modelación de las formas de onda de las funciones de recepción depende con mayor fuerza del modelo de velocidad de onda S que de velocidad de onda P, por lo tanto, si los modelos de velocidad se invierten desde la señales, el modelo de velocidad de onda S tendrá una mayor exactitud.

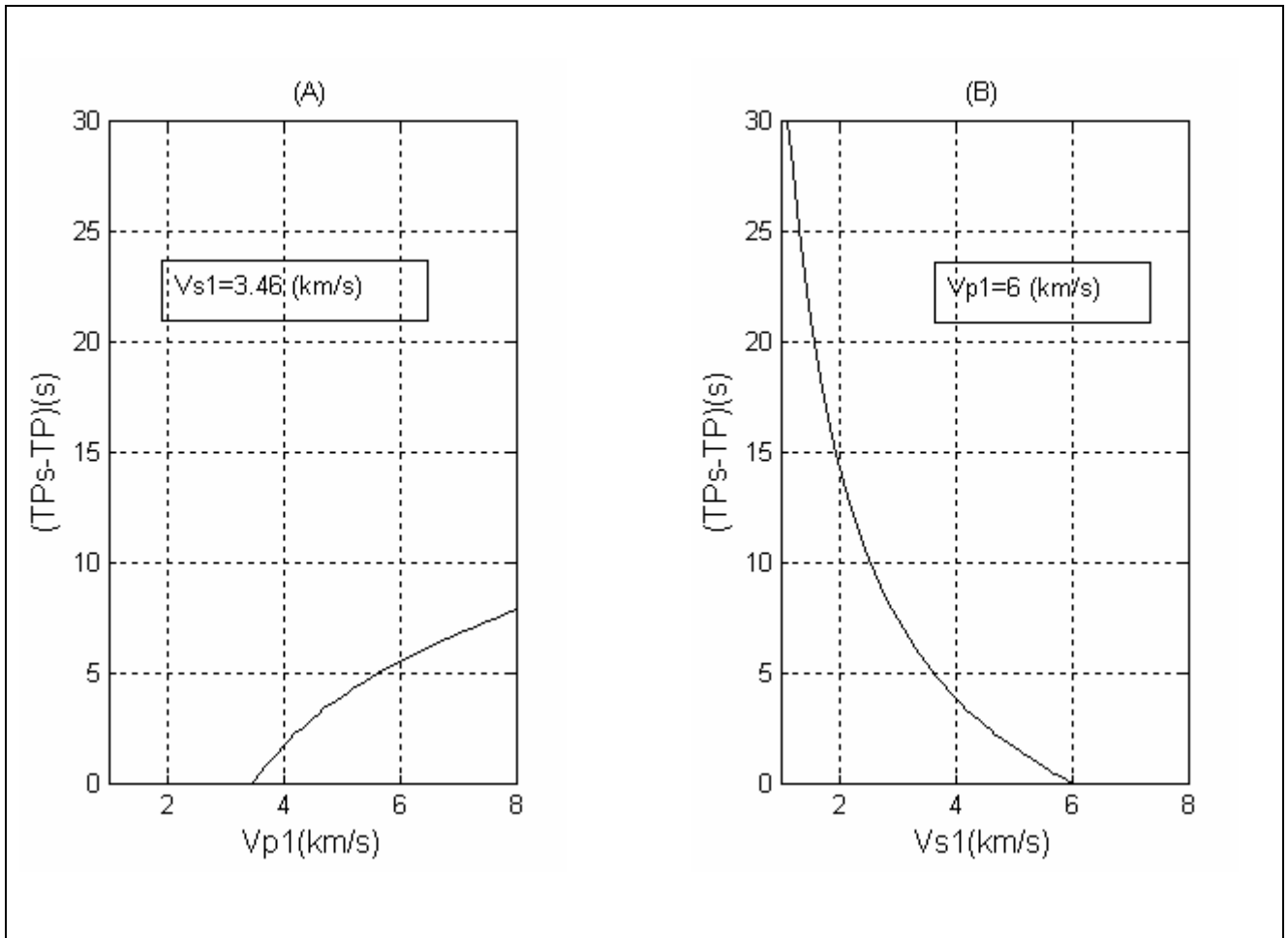


figura 2.4

(A) Diferencia del tiempo entre Ps y P en función de la velocidad de onda P en la Corteza (V_{p1}). (B) Diferencia del tiempo entre Ps y P en función de la velocidad de onda S en la Corteza (V_{s1}).

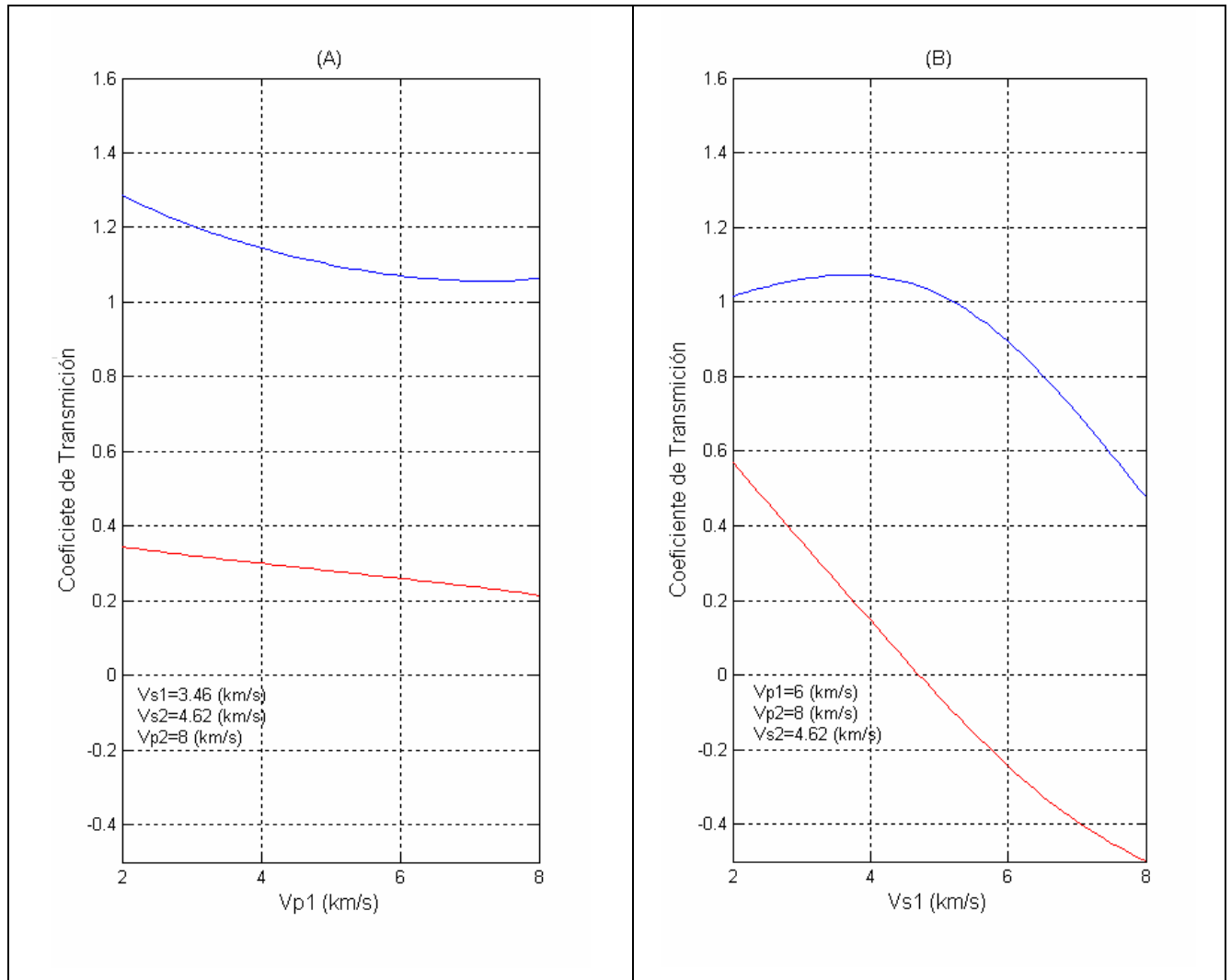


figura 2.5

(a) Coeficientes de transmisión de la onda P (en azul) y Ps (en rojo) en el Moho, como función de la velocidad de onda P en la corteza (V_{p1}). (b) Coeficientes de transmisión de la onda P (en azul) y Ps (en rojo) en el Moho, como función de la velocidad de onda S en la corteza (V_{s1})

2.2 Deconvolución Iterativa:

Las expresiones (10) y (11), pueden verse como un proceso de deconvolución en frecuencia para la obtención de funciones de recepción. En la práctica, la división de espectros es inestable, por ejemplo, para el caso en que el espectro del denominador tenga ceros para frecuencias dentro de la banda en estudio. Para evitar inestabilidades generalmente se trabaja con la técnica llamada “*Water level*” (Clayton y Wiggins, 1976) que consiste principalmente en establecer una amplitud mínima (*Water level*) en el espectro de la señal denominador. El efecto numérico de esta técnica que modifica los espectros puede provocar ruido en la señal resultante.

Una alternativa a la deconvolución en frecuencia es el método de deconvolución iterativa, que consiste en una deconvolución en el dominio del tiempo que aproxima iterativamente la función de recepción como una serie de pulsos gaussianamente filtrados de ancho definido, que convolucionada con la componente vertical, genera la componente radial-horizontal del sismograma. Este método resulta ser más estable que la Deconvolución en frecuencia (Ligorria , 2000; Ligorria y Ammon, 1999; Kikuchi y Kanamori, 1982).

El método de deconvolución iterativa para obtener una función de recepción radial contempla los siguientes pasos:

1. Se realiza una correlación cruzada entre las componente vertical (**z**) y radial-horizontal (**r**) observadas, a fin de determinar el tiempo del primer y mayor pulso de la señal.
2. En dicho tiempo se agrega un pulso a la función de recepción estimada (RFR_j), con la siguiente forma en el dominio de las frecuencias

$$(16) \quad H(\omega) = e^{\left(\frac{-\omega^2}{4a^2}\right)}$$

donde el parámetro **a** determina el ancho del pulso en tiempo (mientras mayor sea **a** menor será el ancho del pulso en tiempo).

- Esta Función de recepción estimada (RFR_j) es convolucionada con la componente vertical, para generar una aproximación de la componente radial horizontal del sismograma

$$(17) \quad r_j = RFR_j * z ,$$

donde el subíndice j indica el número de la iteración.

- La estimación r_j es comparada con r para determinar la amplitud óptima del último pulso agregado.
- Luego, a la componente radial horizontal observada (r), se le resta la estimación (r_j), generando una nueva componente radial horizontal observada r' , es decir:

$$(18) \quad r' = r - r_j$$

- Finalmente, la componente radial horizontal observada (r) se reemplaza por r' y se repite el proceso desde los pasos 1 al 6.

Este proceso iterativo se ejecuta hasta cumplir con un criterio de error definido por:

$$(19) \quad 100(\varepsilon_{j-1} - \varepsilon_j) < \text{criterio de error}$$

con

$$(20) \quad \varepsilon_j = \left(\frac{(r - r_j) \bullet (r - r_j)}{(r \bullet r)} \right)$$

donde \bullet indica producto escalar.

El procedimiento es análogo para obtener la función de recepción transversal.

En conclusión, con este método, la función de recepción, tanto radial como transversal queda definida como una serie de pulsos gaussianamente filtrados.

2.3 Inversión de Funciones de Recepción:

Como se establece en la sección anterior, las funciones de recepción dependen de los parámetros físicos de la estructura cercana a la estación (velocidades de ondas de cuerpo, densidades y espesores de las capas) y, por lo tanto a partir de ellas es posible generar un modelo de velocidades en profundidad para una zona determinada. Por simplicidad, se supone una estructura de capas planas bajo cada estación, lo que se justifica dado que se trabaja con telesismos que involucran ángulos de incidencia muy pequeños en las estaciones y en consecuencia, si a escala regional las estructuras bajo la zona de estudio tienen una geometría no plana pero suficientemente suave, cualquier discontinuidad de velocidades inclinada con respecto a la horizontal, puede ser aproximada localmente como una interfaz horizontal y plana bajo la estación.

El modelo de capas planas más simple para una corteza de espesor H sobre el manto se define con una capa y un semiespacio (figura 2.3). Este modelo simple sólo depende de siete parámetros ($Vp1$, $Vp2$, $Vs1$, $Vs2$, $\rho1$, $\rho2$, H), lo que hace posible aplicar un método de modelamiento directo de la función de recepción, explorando las combinaciones de estos parámetros para minimizar la diferencia entre la señal observada y la teórica (Zhu y Kanamori, 2000).

Para generar un modelo con mayor número de capas es posible realizar una inversión, linealizando la relación entre la función de recepción y los parámetros que describen el medio bajo la estación. Matemáticamente, una función de recepción digitalizada (por ejemplo radial), puede relacionarse con los parámetros mediante la siguiente expresión (Ammon et al., 1990)

$$(22) \quad RFR_i = F_i(m) \quad i = 1, \dots, N,$$

donde \mathbf{N} es el número de muestras de la señal ; \mathbf{m} es el vector de parámetros (velocidades, densidades, parámetro del rayo y espesores de las capas) y F_i son funciones en principio no lineales. Expandiendo (20) en serie de Taylor

$$(23) \quad F(\mathbf{m})_i = F_i(\mathbf{m}_0) + (\mathbf{D} \bullet \mathbf{dm})_i + O\|\mathbf{dm}^2\|$$

con \mathbf{D} matriz de derivadas parciales, \bullet producto escalar y \mathbf{m}_0 modelo inicial. Despreciando términos de segundo orden y reordenando se obtiene

$$(24) \quad (\mathbf{D} \bullet \mathbf{dm})_i \approx F_i(\mathbf{m}) - F_i(\mathbf{m}_0)$$

Esta ecuación puede ser resuelta para \mathbf{dm} mediante el algoritmo de mínimos cuadrados, a fin de minimizar la diferencia \mathbf{dm}_i y así obtener un modelo óptimo de velocidades y densidades bajo la estación, fijando el parámetro del rayo y los espesores de las capas planas que conforman el medio.

Capítulo 3 Datos

3.1 Red Sismológica Temporal:

Este trabajo se enmarca dentro del proyecto FONDECYT 1020972, conjunto entre la Universidad de Chile e IRD, Francia, en el cual se instaló una red temporal consistente en 29 estaciones banda ancha de tres componentes, desplegadas entre los 31°S y 34°S y entre los 67°W y los 72°W. Se instalaron 14 estaciones en territorio chileno y las restantes 15 en Argentina, como se muestra en la figura 3.1.

Todas las estaciones instaladas en Chile junto con la estación ZON en Argentina son del tipo Refteks+Guralp CMG40T con período natural de 30 segundos mientras que el resto de las estaciones instaladas en territorio argentino son del tipo TITAN+Guralp CMG40T con período natural de 60 segundos más tres estaciones TITAN+Guralp CMG3T con período natural de 120 segundos.

Los eventos fueron registrados con muestreo de 125 muestras/segundo equivalente a una frecuencia de Nyquist de 62.5 Hz.

La red temporal funcionó durante el período 8/11/2002 al 7/03/2003 en modalidad de registro continuo (Pardo et al., 2003).

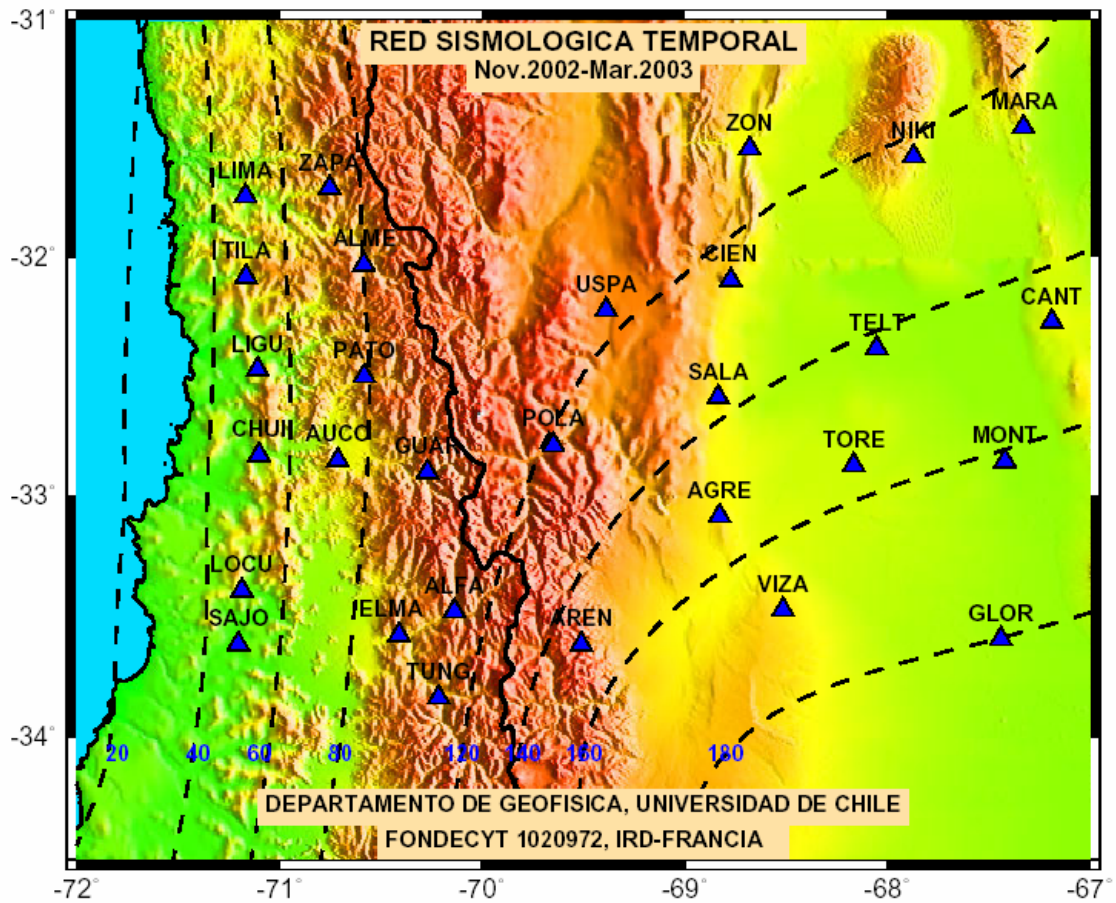


figura 3.1

Disposición en planta de la red temporal. Los triángulos muestran la ubicación de las estaciones.

Las curvas de isopropundidad de la placa de Nazca Subductada se presentan en línea segmentada (Pardo et al., 2002)

3.2 Telesismos:

Con el fin de generar funciones de recepción bajo las 29 estaciones de la red temporal, se recopiló un conjunto de 11 telesismos detectados por la red durante su período de funcionamiento. Estos telesismos se ubican a distancias epicentrales que varían desde 30 a 90 grados de arco y poseen magnitudes M_w superiores a 5.7, requisito esencial para diferenciar la señal sobre el ruido en las estaciones de la red.

Los telesismos registrados pueden ser agrupados principalmente en tres agrupamientos (Grupo1, Grupo2 y Grupo3) según su “back-azimut”. Según su parámetro de rayo o equivalentemente su distancia epicentral, se realiza una subdivisión dentro del Grupo1, donde se distinguen tres sismos cercanos (G1C) y un sismo bastante más lejano (G1L) (Ver figura 3.2).

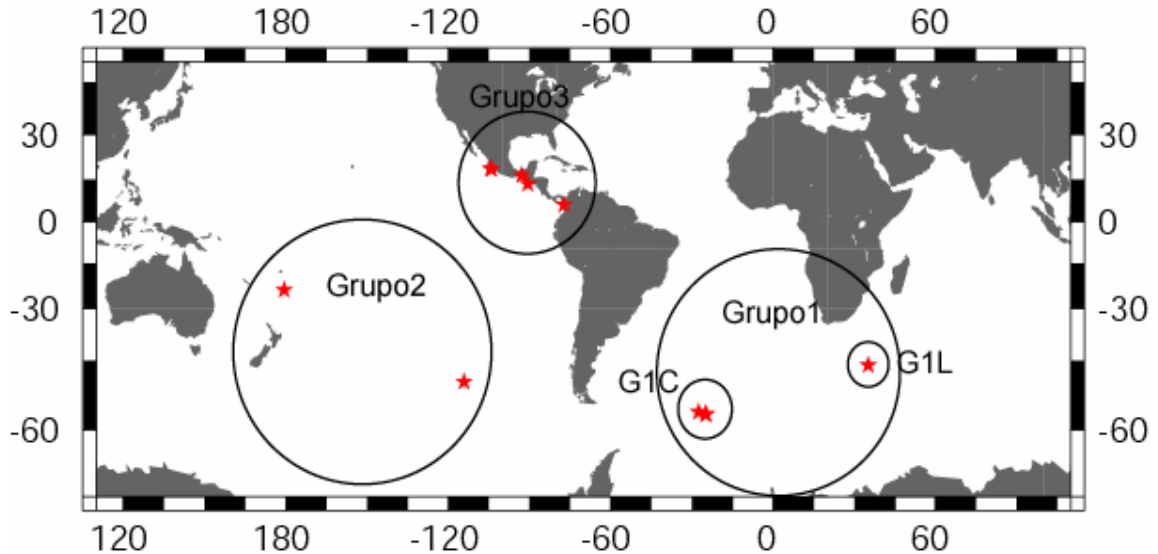


figura 3.2

Mapa de ubicación de los Telesismos seleccionados para este trabajo. Los epicentros se indican con estrellas y los círculos muestran los agrupamientos de eventos según su back-azimut y parámetro del rayo.

Todas las trazas recopiladas se transformaron a formato SAC y los hipocentros se obtuvieron de la base de datos de IRIS (<http://www.iris.edu/quakes/eventsrch.htm>).

La tabla 3.1 muestra la ubicación, tiempo de origen y magnitud de los 11 telesismos seleccionados e indica su pertenencia a los diferentes agrupamientos. Estos eventos se han numerado de 1 a 11 para facilitar las posteriores discusiones.

N° de evento	Tiempo de origen	Lat (°S)	Lon (°W)	MW	N° de agrupamiento
1	2002/12/10-01:28:33.67	-50,028	-114,121	6	C2
2	2002/12/10-04:27:54.60	-24,139	179,24	6	C2
3	2002/12/17-04:32:53.07	-56,952	-24,825	6	C1C
4	2002/12/18-14:12:21.75	-57,092	-24,981	6,1	C1C
5	2003/01/08-14:29:10.31	6,036	-77,388	5,7	C3
8	2003/01/21-02:46:47.74	13,626	-90,774	6,3	C3
7	2003/01/22-02:06:34.61	18,77	-104,104	7,6	C3
8	2003/01/22-19:41:38.51	18,822	-104,374	5,9	C3
9	2003/01/27-17:56:25.83	-46,048	35,057	6,4	C1L
10	2003/02/01-16:30:57.00	16,554	-92,886	5,8	C3
11	2002/11/12-01:46:48.94	-55,55	-27,563	6,2	C1C

Tabla 3.1

Esta tabla muestra el tiempo de origen, el epicentro y magnitud de los telesismos seleccionados y su respectiva clasificación dentro de agrupamientos.

Es importante mencionar que cada estación registró un número variable de estos 11 telesismos de tal forma que los sismos de cada agrupamiento no siempre tienen el registro en todas las estaciones, lo que imposibilita en algunos casos, realizar un “stack” de las trazas como se verá más adelante.

3.3 Sismos Locales:

Dado el bajo número de telesismos registrados por la red temporal, se intentará aplicar el método de inversión de funciones de recepción con sismos locales. En el presente trabajo se entenderá por sismos locales, eventos ubicados aproximadamente a 100 km de profundidad en la Placa de Nazca subductada y con epicentros cercanos a las estaciones (máximo 50 km de distancia epicentro-estación). La primera condición garantiza una diferencia de tiempo de llegada a la estación entre la fase P y la fase S de aproximadamente 10 s, lo que permitiría observar, al menos, la fase P convertida en S en el Moho (P_s) que arriba a la estación aproximadamente 5 s después de la onda P. La segunda condición asegura que las ondas lleguen a la estación con un ángulo de incidencia suficientemente pequeño para aplicar un modelo de capas planas bajo la estación, como se explica en la sección 2.3.

El número de sismos locales recopilados son 89 en total, principalmente con epicentros ubicados bajo las estaciones en Argentina, pues en esta zona la Placa de Nazca alcanza profundidades mayores de 100 km., según las curvas de isoprofundidad de la placa de Nazca de Pardo y otros.(2002) (ver figura 3.1).

Como en el proceso para telesismos, las trazas de los eventos locales han sido transformadas a formato SAC, pero en este caso, los hipocentros se obtuvieron de las localizaciones efectuadas en un medio 3-D, con la red temporal, en el marco de este mismo proyecto (Pardo et al. 2002).

3.4 Modelo de Tomografía :

Se encuentra disponible un modelo tomográfico de velocidades de ondas de cuerpo (V_P , V_S , V_P/V_S) de la zona de estudio, generado en el marco de este mismo proyecto, que servirá como modelo inicial para la inversión de Funciones de Recepción (Pardo et al., 2005, ver Figura 6.6).

Capítulo 4 Proceso

4.1 Programas:

Los métodos de Deconvolución Iterativa e inversión de funciones de recepción han sido implementados dentro del paquete de programas para sismología de Robert B. Herrmann y Charles J. Ammon (Ammon et al., 1990). En el presente trabajo se utilizó la versión 3.20 del año 2002 de libre acceso en el sitio <http://www.eas.slu.edu/> de Internet.

Estos programas están escritos en FORTRAN para LINUX y trabajan con trazas sísmicas en formato SAC, por esta razón y por simpleza en el manejo de datos sísmológicos, la preparación de los datos (filtros y cortes de las trazas) se implementó en SAC2000.

Se utilizó MATLAB 6.5 para escribir las subrutinas auxiliares que generan los modelos iniciales para la inversión en formato de texto, el cálculo de parámetros de rayos en caso de sismos locales y las gráficas finales de los resultados, entre otras. Para trabajar en MATLAB con trazas en formato SAC se encuentra disponible un paquete de subrutinas, escrita por Robert Fromm, que permite escribir y leer trazas en formato SAC desde MATLAB.

4.2 Preproceso:

El primer paso para generar funciones de recepción consiste en preparar adecuadamente las trazas de cada evento para posteriormente aplicar la deconvolución iterativa e inversión. La preparación de los datos o “preproceso” se implementó en una macro para SAC2000 (ver Apéndice A), y consta de varias etapas consecutivas, detalladas en las siguientes secciones con algunas diferencias dependiendo de si los datos corresponden a telesismos o eventos locales.

4.2.1 Media, Tendencia, Taper:

El primer paso en la preparación de las señales de un evento determinado consiste en remover la media y la tendencia o línea de base desde las trazas (norte-sur, este-oeste y vertical), con el fin de eliminar los errores sistemáticos en las amplitudes y centrarlas en torno a cero. Además se aplica un “Taper”, o filtro en tiempo, que hace decaer suavemente a cero las amplitudes en los extremos de los sismogramas, a fin de evitar problemas con posteriores manipulaciones de las señales en el dominio de las frecuencias (fenómeno de Gibbs).

4.2.2 Frecuencia de Nyquist :

Para asegurar que las trazas, con un muestreo de 125 muestras por segundo, no contengan ruido por efecto de *aliasing* , se remueven de las trazas las frecuencias superiores a Nyquist = 62.5 Hz mediante un filtro pasa bajo de tipo Butterworth con 2 polos, 2 pasos y frecuencia de corte igual a 62 Hz.

4.2.3 Ventana Temporal:

La teoría de generación de Funciones de Recepción y la inversión implementada por Robert B. Herrmann y Charles J. Ammon están construidas sobre el supuesto fundamental de un frente de onda plano incidente en el medio cercano bajo la estación, en particular el programa de inversión utilizado está orientado al caso de una fase P incidente.

Para cumplir estas condiciones se trabaja solo con la fase P de las trazas, cortando las señales dentro de una ventana que comienza aproximadamente 5 segundos antes de la primera llegada de onda P y termina 50 segundos después de ésta llegada en el caso de telesismos, mientras que para eventos locales la ventana comienza aproximadamente 5 segundos antes y finaliza 10 segundos después de la llegada de onda P. La diferencia en los largos de las ventanas para los casos de

telesismos y eventos locales, da cuenta de las distancias epicentrales en ambas situaciones y su consecuencia directa en los intervalos de tiempo de llegada entre las fases S y P. La separación temporal entre las llegadas de P y S, pueden ser mayores de 100 segundos en el caso de telesismos y menos de 20 segundos en eventos locales.

El inicio de cada ventana, influye en la calidad de la señal resultante del proceso posterior de deconvolución iterativa (función de recepción), pues el ruido contenido en los pocos segundos antes de la primera llegada puede producir ruido en las Funciones de Recepción. Para determinar un buen tiempo de inicio de las ventanas, se probaron para cada evento, diferentes tiempos de inicio y se observó la forma de las Funciones de Recepción resultantes seleccionando la mejor en términos de menor contenido de ruido.

4.2.4 Remoción de Respuesta Instrumental:

El siguiente paso en el “preproceso” de las trazas, es la remoción o deconvolución de la respuesta instrumental desde las señales, esto se realizó con la herramienta TRANSFER de SAC2000 que permite remover cualquier respuesta instrumental definida mediante polos y ceros.

Simultáneamente a la remoción de las respuestas instrumentales se procedió a integrar las trazas (originalmente en velocidad) para obtener señales en desplazamiento. Como las respuestas instrumentales entregadas por el fabricante de los sensores, son para velocidad (derivada del desplazamiento), es decir para sismogramas definidos teóricamente como el espectro del desplazamiento multiplicado por un cero en $0+0i$, entonces para obtener los sismogramas en desplazamiento, basta agregar un cero en $0+0i$ en la definición de la respuesta instrumental y removerla de las trazas originales.

4.2.5 Filtro en Frecuencia:

Las estaciones banda ancha utilizadas en este estudio, proveen registros con una amplia gama de frecuencias, por esta razón, es conveniente filtrar las trazas para eliminar los posibles ruidos de alta y baja frecuencia, como por ejemplo, pequeños sismos contenidos dentro de la fase P de un registro telesísmico. En este caso particular, las señales fueron filtradas aplicando un filtro pasa banda de tipo Butterworth con 2 polos, 2 pasos y frecuencias de corte 0.0333 Hz y 3 Hz, lo que conserva periodos de hasta 30 s (Beck y Zandt, 2002, Gilbert et al., 2003, Gilbert et al., 2004). El límite superior de la banda pasante (3 Hz) no será la máxima frecuencia de las Funciones de Recepción, pues como se mostró en la sección 2.2 (ecuación (17)), el proceso de deconvolución iterativa genera señales compuestas por un tren de pulsos gaussianamente filtrados, esto implica que la frecuencia de corte de las funciones de recepción obtenidas está determinada por el parámetro a del filtro gaussiano aplicado a los pulsos.

4.2.6 Rotación de las trazas:

Finalizando el “preproceso” de las señales, las trazas norte-sur y este-oeste se rotaron con respecto al ángulo de “back-azimut” del evento respectivo para obtener las componentes radial y transversal. Para ello se utilizó la rutina ROTATE de SAC2000.

4.3 Proceso de Deconvolución Iterativa:

La segunda etapa y final para obtener funciones de recepción radiales y transversales a partir de los eventos observados, consiste en aplicar una deconvolución iterativa de la componente vertical a las trazas radial y transversal. Con este fin se utilizó el programa SACITERD escrito por J. Ammon (Ligorria y Ammon, 1999), el cual requiere ingresar además de las trazas radial, transversal y vertical, tres parámetros que determinan el resultado del proceso. El primero es el parámetro

adimensional a descrito en la sección 2.2, que determina el ancho de los pulsos que constituyen la función de recepción, o equivalentemente, determina la frecuencia de corte del filtro pasa bajo de tipo gaussiano implícito en el proceso de deconvolución iterativa. En este caso se utilizó un parámetro a igual a 2.5 lo que implica una frecuencia de corte en torno a 1 Hz , este valor es una buena elección para evitar posibles ruidos de alta frecuencia en las señales resultantes además de generar un ancho de los pulsos lo suficientemente pequeño para visualizar con claridad las fases P convertidas a S en la corteza, como se verá más adelante, y es usado comúnmente en la generación de funciones de recepción (Ligorria y Ammon, 1999). El segundo parámetro es el criterio de detención o error, para el cual se utilizó un valor de 0.001 lo que significa que el programa deja de iterar cuando la diferencia entre los porcentajes de ajuste (%Fit que mide la correlación entre la traza radial observada y la generada mediante la función de recepción) de la iteración en curso y la iteración anterior es menor que 0.001%. Por último es necesario fijar un número máximo de iteraciones suficientemente grande para que el proceso no se detenga antes de cumplirse el criterio de error, por esta razón, se fijó un número máximo de 7000 iteraciones dado que el proceso se detiene generalmente con menos de 900 iteraciones.

Se aplicó el mismo proceso de deconvolución iterativa con los mismos parámetros, tanto a los datos de telesismos como a los eventos locales.

El programa SACITERD permite además ingresar al encabezado de los archivos SAC de las Funciones de Recepción generadas , el parámetro del rayo correspondiente a cada evento registrado en una estación particular. Para el caso de telesismos, el parámetro de rayo se calculó mediante el programa UDTDD del paquete de programas de Robert B. Herrmann y Charles J. Ammon, que obtiene este valor mediante interpolación de las curvas camino-tiempo de Jeffreys-Bullen, ingresando distancia epicentral y profundidad del evento. En el caso de eventos locales, se programó una rutina en MATLAB que calcula el parámetro del rayo ingresando la profundidad del evento, la distancia epicentral, las coordenadas de la estación y el modelo tomográfico de velocidades. Este programa minimiza la diferencia entre la distancia epicentral observada y la distancia epicentral calculada, suponiendo un modelo de velocidades de capas planas bajo la estación que coincide con el modelo de tomografía en las coordenadas de la estación (ver la figura siguiente).

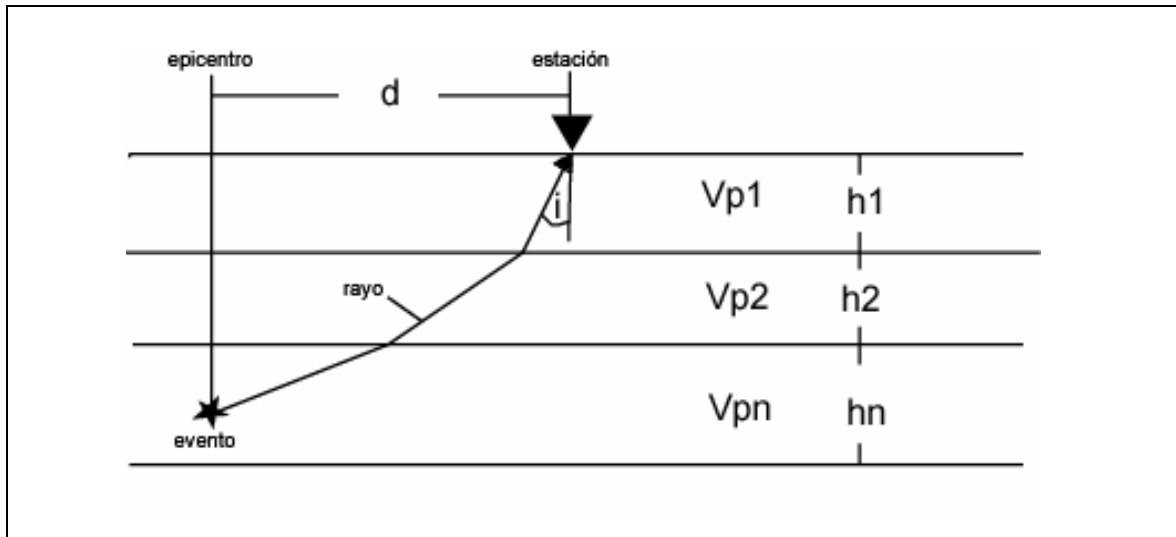


figura 4.1

Para el cálculo del parámetro del rayo en el caso de eventos locales, se genera un gran número de rayos con diferentes ángulos de incidencia a la estación (i) y se elige el rayo “óptimo”, que recorre una distancia horizontal igual a la distancia epicentro-estación (d) conocida. El parámetro del rayo queda entonces determinado pues se conoce la velocidad P de la primera capa (V_{p1}) y el ángulo (i) “óptimo” asociado al rayo “óptimo”.

4.4 Suma de las trazas (Stack):

Una vez obtenidas las funciones de recepción en cada una de las estaciones, se agruparon según su back-azimut en los agrupamientos 1C, 1L, 2 y 3, antes mencionados, y se seleccionaron las funciones de recepción radiales que cumplen con un criterio de ajuste (“%Fit”) de sobre el 65% entre la componente radial observada y la generada mediante la función de recepción radial calculada. Este porcentaje de ajuste es entregado automáticamente por el programa SACITERD y es calculado aplicando una correlación cruzada entre la traza radial observada y la convolución de la componente vertical observada con la función de recepción radial calculada. El porcentaje de ajuste es entonces una medida de la calidad de las funciones de

recepción obtenidas, pues su valor disminuye cuando existe ruido no correlacionable entre las trazas radial y vertical observadas, Matemáticamente se define:

$$(25) \quad \text{Coeficiente de correlación} = \frac{\sum_{i=1}^N (r_i - \bar{r})(R_i - \bar{R})}{\sqrt{\left(\sum_{i=1}^N (r_i - \bar{r})^2 \sum_{i=1}^N (R_i - \bar{R})^2 \right)}}$$

donde r_i y R_i corresponden a la traza radial observada y teórica (generada mediante la función de recepción) respectivamente. \bar{r} y \bar{R} son las amplitudes medias de ambas señales. El Coeficiente de correlación tiene valores en el intervalo [-1 , 1] de tal forma que el porcentaje de ajuste queda definido por:

$$(26) \quad \% \text{ FIT} = \text{Coeficiente de correlación} \times 100$$

Con el objeto de aumentar la razón señal sobre ruido, es posible sumar las funciones de recepción de eventos cuyas fuentes tengan “back-azimuts” similares y parámetros del rayo también similares (Grupos antes mencionados). Generalmente, los trabajos realizados en los que se aplica el método de funciones de recepción, contemplan períodos de registro suficientemente grandes para obtener más de 10 señales de telesismos de alta calidad por estación (Beck y Zandt, 2002, Sherrington y Zandt, 2004), en esas circunstancias, las Funciones de Recepción sumadas o stacks son de mejor calidad (menos ruido) que consideradas por separado.

4.5 Proceso de Inversión de Funciones de Recepción:

El programa RFTN96 del paquete de programas para sismología de Robert B. Herrmann y Charles J. Ammon (2002), (Ammon et al., 1990) implementa una inversión de Funciones de Recepción del tipo descrito en la sección 2.3. En el presente trabajo, se utilizó este programa con el fin de generar los modelos de velocidad de ondas de cuerpo y densidad bajo las 29 estaciones de la red temporal, y así, identificar la discontinuidad en velocidad correspondiente al Moho bajo cada estación.

Este programa utiliza una variante de la formulación propuesta por Haskell (1954, 1960 y 1962) para el cálculo directo de las formas de onda (funciones de recepción) en el caso de un frente de onda P plano incidente en una estructura de capas planas.

Como primer paso, se realizaron pruebas de sensibilidad para determinar los mejores valores de los parámetros que requiere el programa para su funcionamiento como “damping” y “smoothing”, entre otros.

Se optó por una inversión para Vs, manteniendo la razón Vp/Vs fija. Esto significa que el programa varía en cada iteración el modelo de Vs, luego actualiza el modelo de Vp utilizando la razón Vp/Vs inicial y genera un modelo de densidad mediante la curva de Nafe-Drake (curva empírica que relaciona la velocidad de onda P con la densidad) (Herrmann y Ammon, 2002).

Lo anterior significa que los modelos finales de velocidad tienen en cada capa un valor de Vp/Vs igual al modelo inicial (tomografía de Pardo y otros 2005). Por otra parte, los modelos finales de densidad corresponden solo a una aproximación dada por la curva de Nafe-Drake definida internamente en el código del programa.

El hecho de que el programa invierta solo para Vs, está justificado por la mayor dependencia de las funciones de recepción, al modelo de velocidad de onda S, como se muestra en las figuras 2.4 y 2.5.

4.5.1 Modelo Inicial:

El modelo final de velocidades y densidad generado mediante la inversión de funciones de recepción, depende en gran medida del modelo inicial de capas planas utilizado (Ammon et al., 1990). Para lograr una mayor certeza en la solución, se empleó como modelo inicial, un modelo de 28 capas planas generado a partir del modelo de tomografía de Pardo y otros (2005), antes mencionado.

Para cada estación, se obtuvo la velocidad de las celdas del modelo de tomografía bajo las coordenadas de la estación y luego se asignaron estas velocidades a capas planas según su profundidad, los modelos iniciales así generados, tienen las primeras 24 capas de 5 Km de espesor, las siguientes 2 capas de 10 Km, y a continuación una capa con 30 km de espesor, la última capa se asume infinita en profundidad.

El modelo de tomografía de Pardo y otros (2005) tiene celdas de 10Km de espesor en profundidad, por lo tanto los modelos iniciales y finales tienen en principio el doble de resolución que la tomografía, en el sentido de que la corteza es modelada con capas de la mitad de espesor. Para profundidades típicas del Moho (entre 20 km y 70 km), el resultado de la inversión con un modelo inicial con las características descritas anteriormente, implica un error en la determinación de la profundidad del Moho de aproximadamente ± 5 km.

En la figura 4.2 se muestra un ejemplo de sensibilidad de la inversión para una función de recepción observada en la estación MONT, con dos modelos iniciales diferentes, el primero con un modelo inicial de velocidad constante en profundidad (figura 4.2-a) y el segundo utilizando el modelo inicial generado a partir de la tomografía (figura 4.2-b).

Un modelo satisfactorio de velocidad de ondas de cuerpo debe cumplir intuitivamente con dos características básicas: debe tener un patrón de velocidades generalmente crecientes con la profundidad y velocidades de onda P corticales ($\approx 0 - 40$ km de profundidad) inferiores a 8 km/s. En este sentido, la figura 4.2 muestra claramente que la inversión realizada con el modelo inicial de tomografía genera un modelo de velocidades más realista a diferencia de la inversión con un modelo inicial constante en profundidad, pues esta última presenta capas con velocidades mayores que 8 (km/s) a profundidades en torno a los 20 km. Sin embargo, en ambos modelos

se observa claramente un fuerte contraste de velocidades asociable al Moho (línea azul en la figura 4.2).

El método de inversión de funciones de recepción utilizado no arroja siempre el mismo modelo final, es decir, no existe unicidad en la solución (Ammon et al., 1990), esto se debe a que el algoritmo de inversión es sensible al modelo de velocidades y densidad inicial, como también a la calidad de la función de recepción observada que será invertida (razón señal sobre ruido). Por este motivo, los modelos finales deben ser seleccionados y evaluados según criterios físicos tales como que las velocidades y densidades estén dentro de un rango esperable para corteza y el manto. En algunos casos, si se permite al programa de inversión variar las velocidades en las capas profundas, los modelos finales presentan velocidades de onda P extremadamente altas en la corteza (mayores de 8 km/s) y extremadamente bajas en el manto (menores de 5 km/s), por este motivo la inversión se realizó fijando las velocidades de la última capa (170 km de profundidad) con el fin de evitar soluciones en las cuales las velocidades decrecen fuertemente en profundidad.

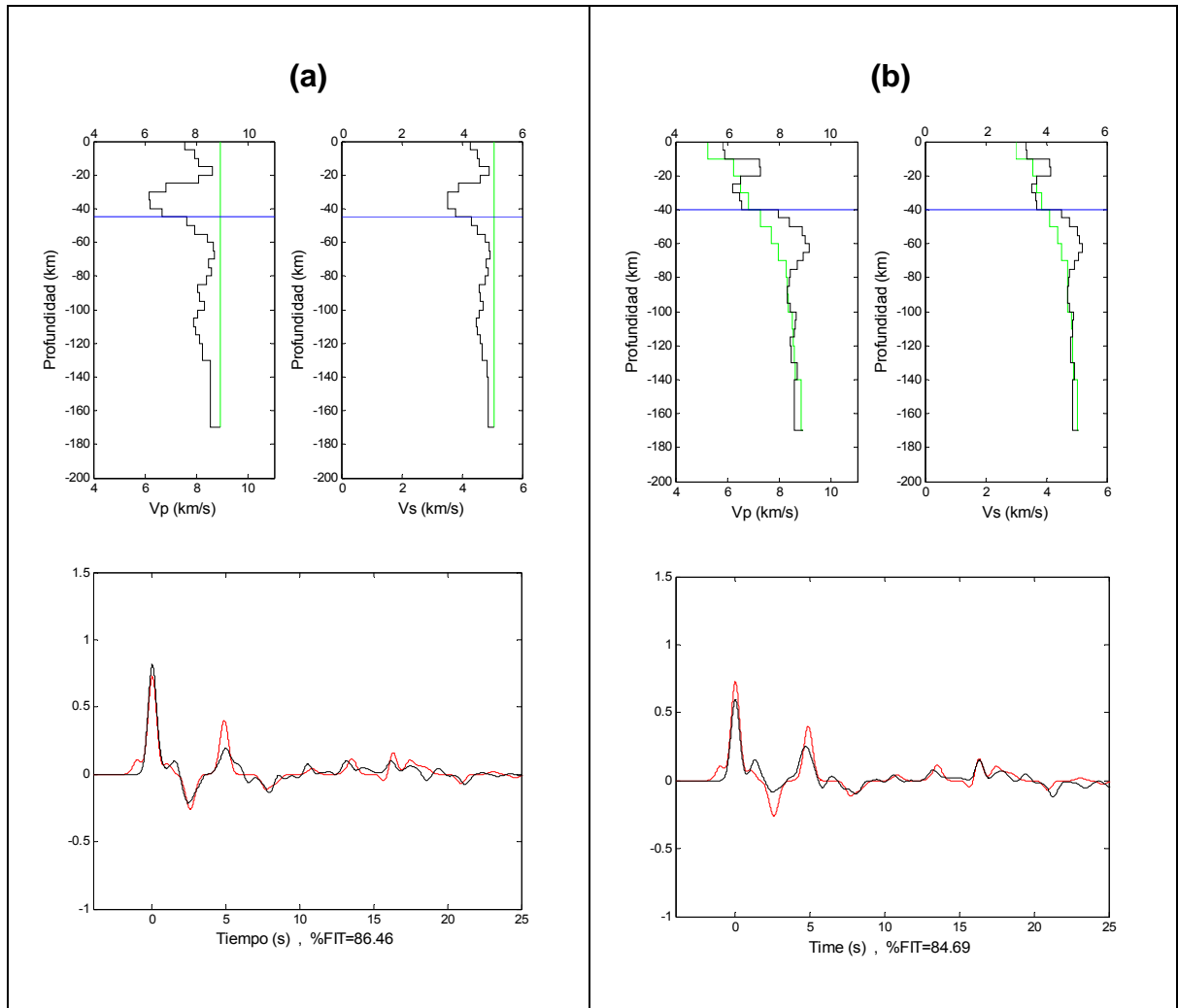


figura 4.2

(a) Resultado de la Inversión de la función de recepción radial en la estación MONT (curva negra) con modelo inicial de velocidad constante (curva verde) utilizando una función de recepción generada con un evento telosísmico (curva roja). La línea azul indica la profundidad del Moho bajo la estación. (b) Resultado de la Inversión de la función de recepción radial en la estación MONT con modelo inicial generado a partir de la tomografía de Pardo et al (2005) (curva verde).

4.5.2 Elección de Modelos Finales:

En el presente trabajo, dado un tiempo de registro relativamente corto, se obtuvo un número reducido de funciones de recepción generadas con telesismos en cada estación (máximo 5 por agrupamiento, por estación) y no siempre de buena calidad; por esta razón, fue necesario en cada estación comparar por inspección visual los resultados de la inversión obtenidos con las funciones de recepción individuales, entre sí, y con los resultados obtenidos con sus respectivos “stacks”, con el fin de elegir el mejor modelo de velocidades final en cada estación.

El criterio para la elección de los mejores modelos finales está dado principalmente por el porcentaje de ajuste entre las funciones de recepción radiales observadas y las que resultan de la inversión. Este porcentaje de ajuste (%Fit) es calculado automáticamente por el programa de inversión. Paralelamente al criterio de mejor ajuste, los modelos finales se eligieron tomando en cuenta la forma de la distribución de velocidades en profundidad, descartando modelos con velocidades corticales muy altas para las primeras capas ($V_p > 7 \text{ km/s}$) y modelos con velocidades muy bajas en el manto ($V_p < 7 \text{ km/s}$).

Capítulo 5 Resultados

5.1 Resultados para Telesismos:

Los modelos de velocidad y densidad finales obtenidos mediante inversión de funciones de recepción generadas con datos tesísmicos, en las 29 estaciones de la red temporal (figuras 5.2 a 5.29), se muestran a continuación. El orden de presentación de las figuras permite visualizar perfiles este-oeste a los 33.5°S (perfil A-A') , 32.8°S (perfil B-B'), 32.3°S (perfil C-C') y 31.5°S (perfil D-D') ,en orden correlativo de las estaciones de oeste a este (ver figura 5.1).

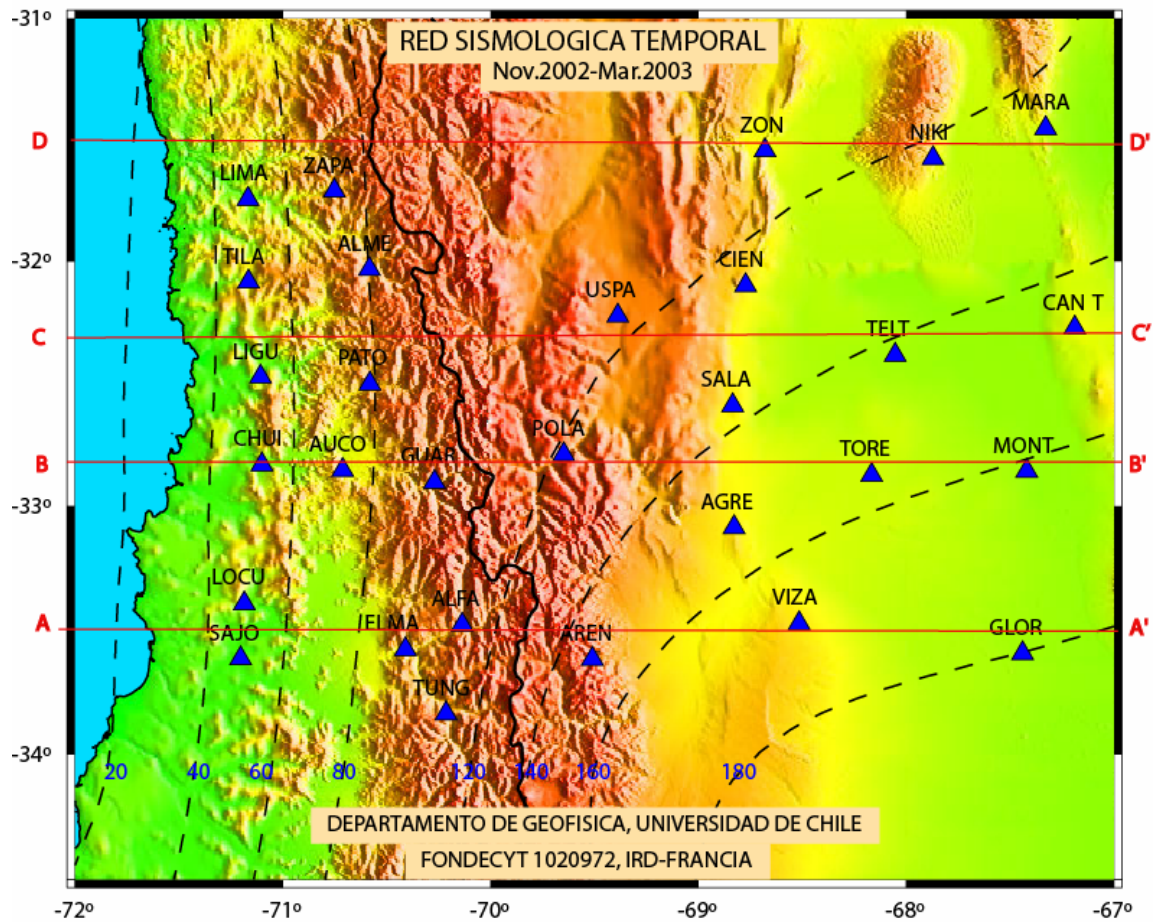


figura 5.1

Disposición de los cuatro perfiles este-oeste que serán analizados y de las estaciones asociadas a ellos. Los perfiles se presentan en rojo, los triángulos muestran la ubicación de las estaciones. Las curvas de isoprofundidad de la placa de Nazca Subductada de Pardo et al. (2002) se presentan en línea segmentada.

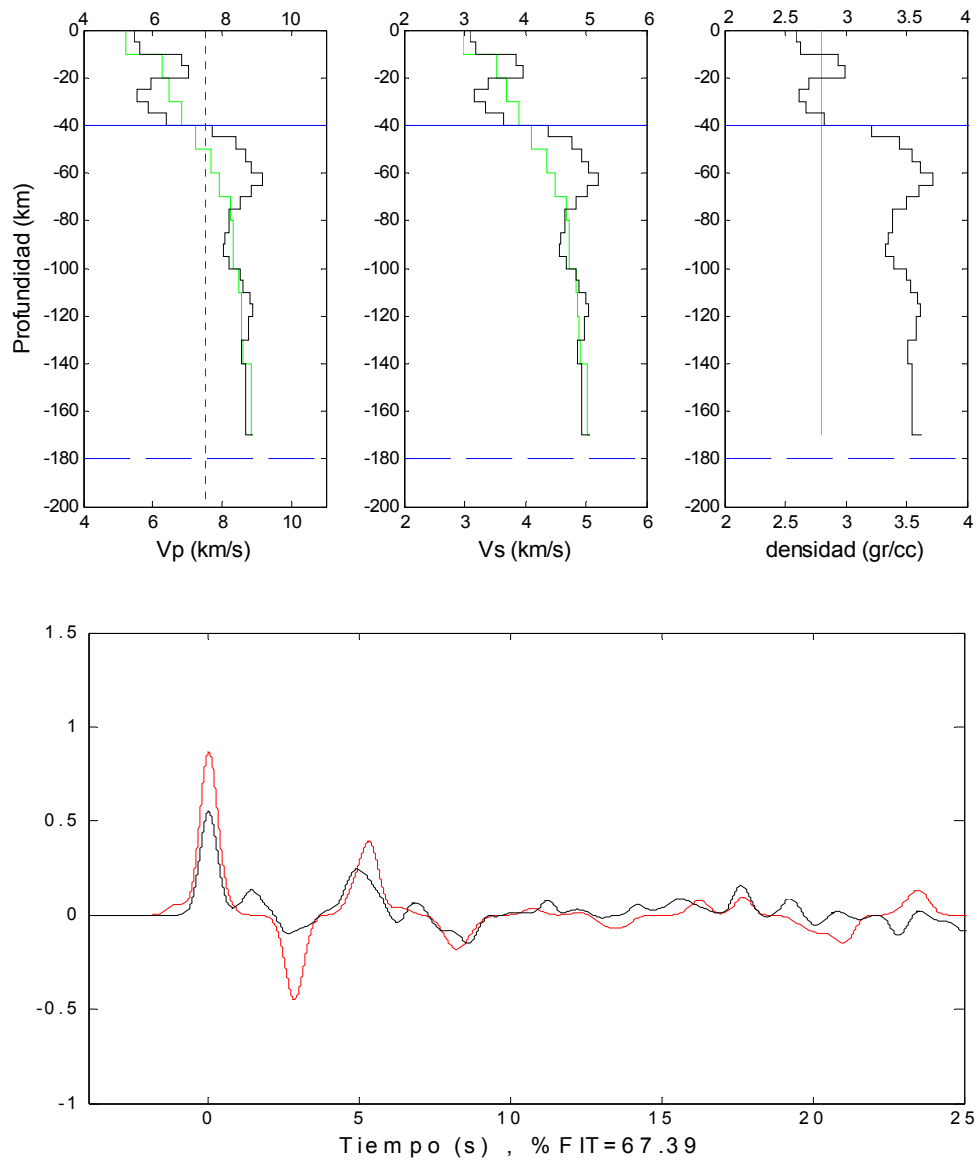


figura 5.2

Estación **GLOR**. Inversión de funciones de recepción para telesismos. **Paneles superiores:** Modelos de velocidad y densidad. Modelos iniciales (en verde) y finales (en negro). La línea horizontal continua (en azul) indica la profundidad inferida del Moho, y la segmentada inferior la profundidad de la placa de Nazca según curvas de Pardo et al. Las Línea vertical segmentada (en azul) sobre el panel Vp indica el valor 7.5 (km/s) que en forma aproximada separa corteza y manto. **Panel inferior:** Función de recepción observada (línea roja) y teórica generada con el modelo final de velocidades (línea negra). El ajuste de entre las señales observada y modelada es de 67.39% (% FIT).

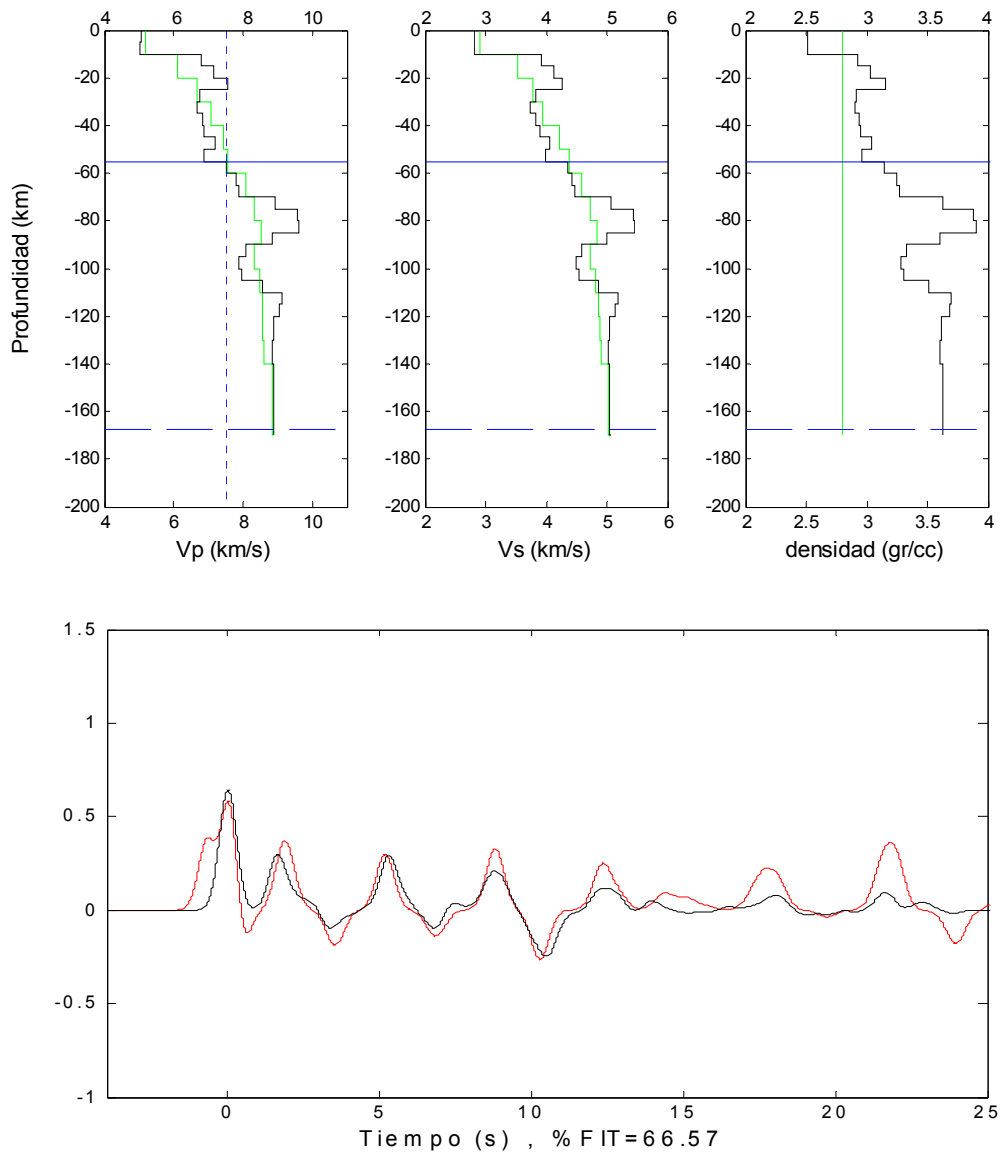


figura 5.3

Estación **VIZA**. Inversión de funciones de recepción para telesismos. Disposición de paneles y simbología idénticas a la figura anterior.

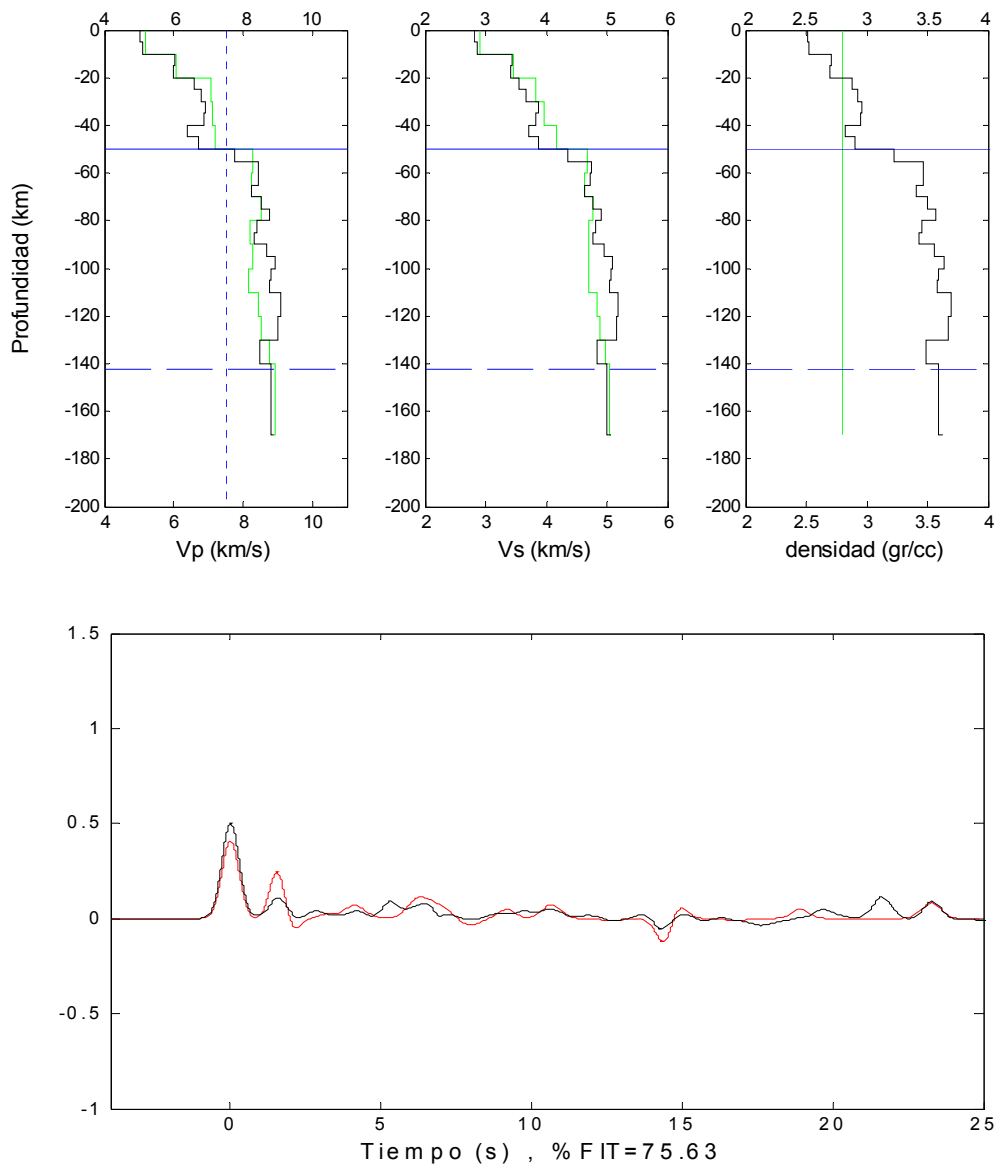


figura 5.4

Estación **AREN**. Inversión de funciones de recepción para telesismos. Disposición de paneles y simbología idénticas a la figura anterior.

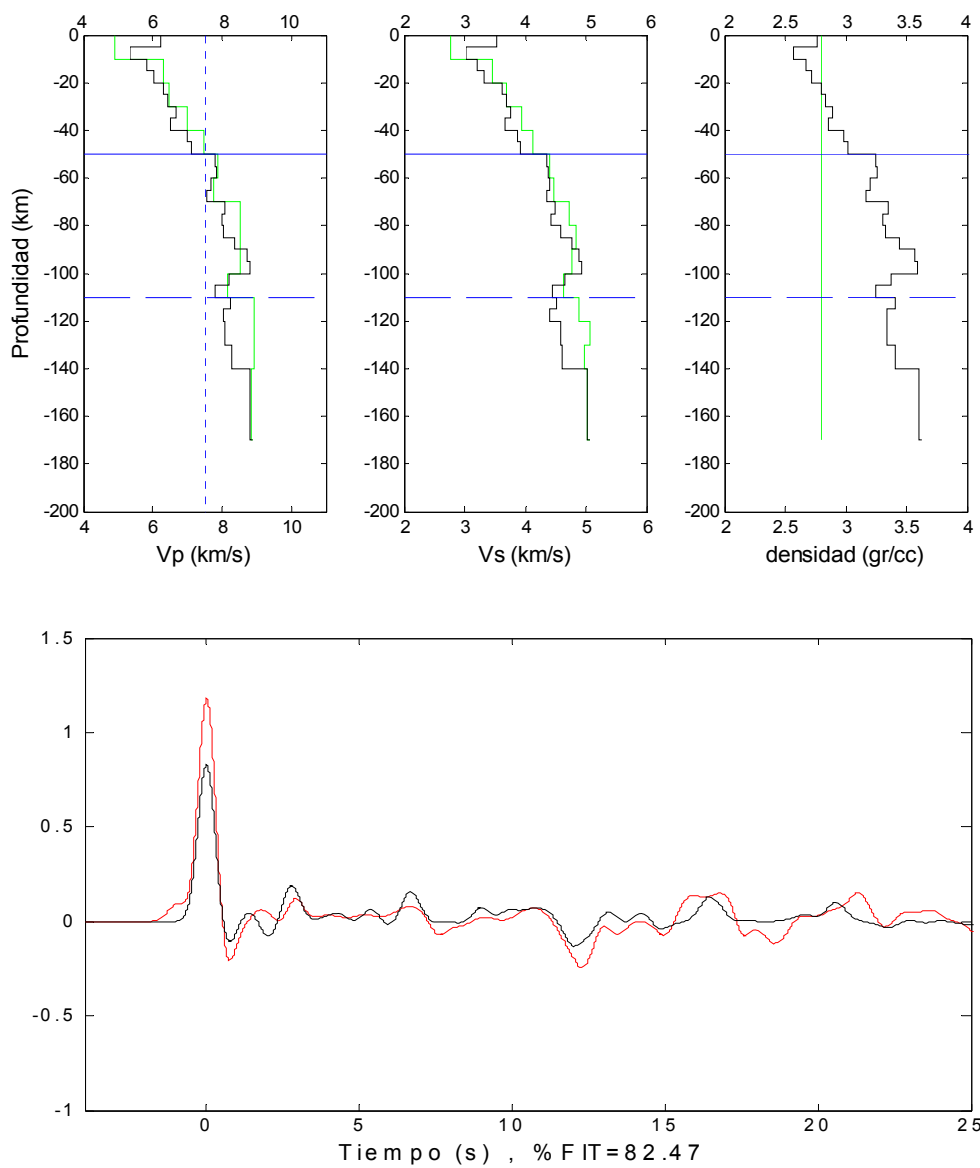


figura 5.5

Estación **ALFA**. Inversión de funciones de recepción para telesismos. Disposición de paneles y simbología idéntica a la figura anterior.

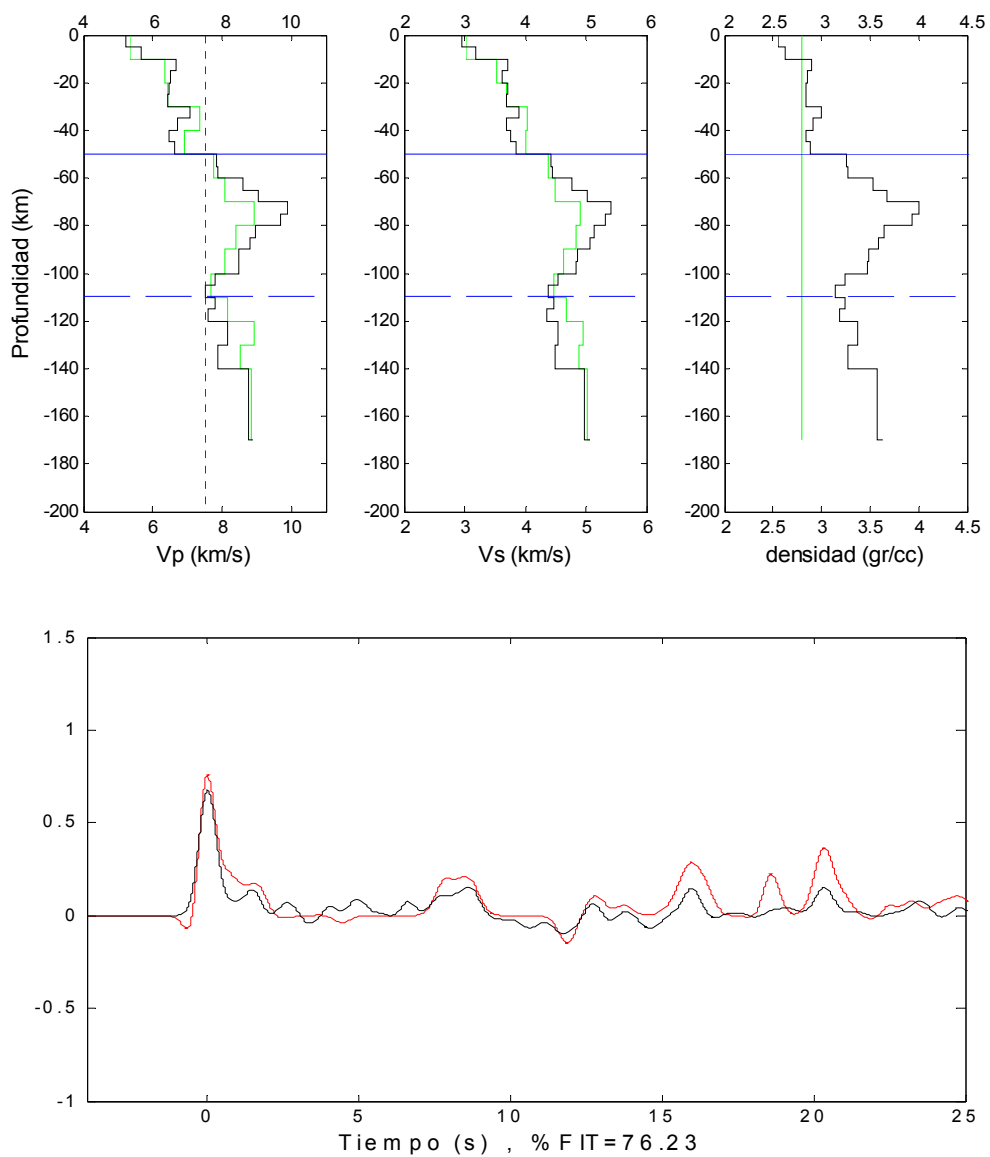


figura 5.6

Estación **TUNG**. Inversión de funciones de recepción para telesismos. Disposición de paneles y simbología idéntica a la figura anterior.

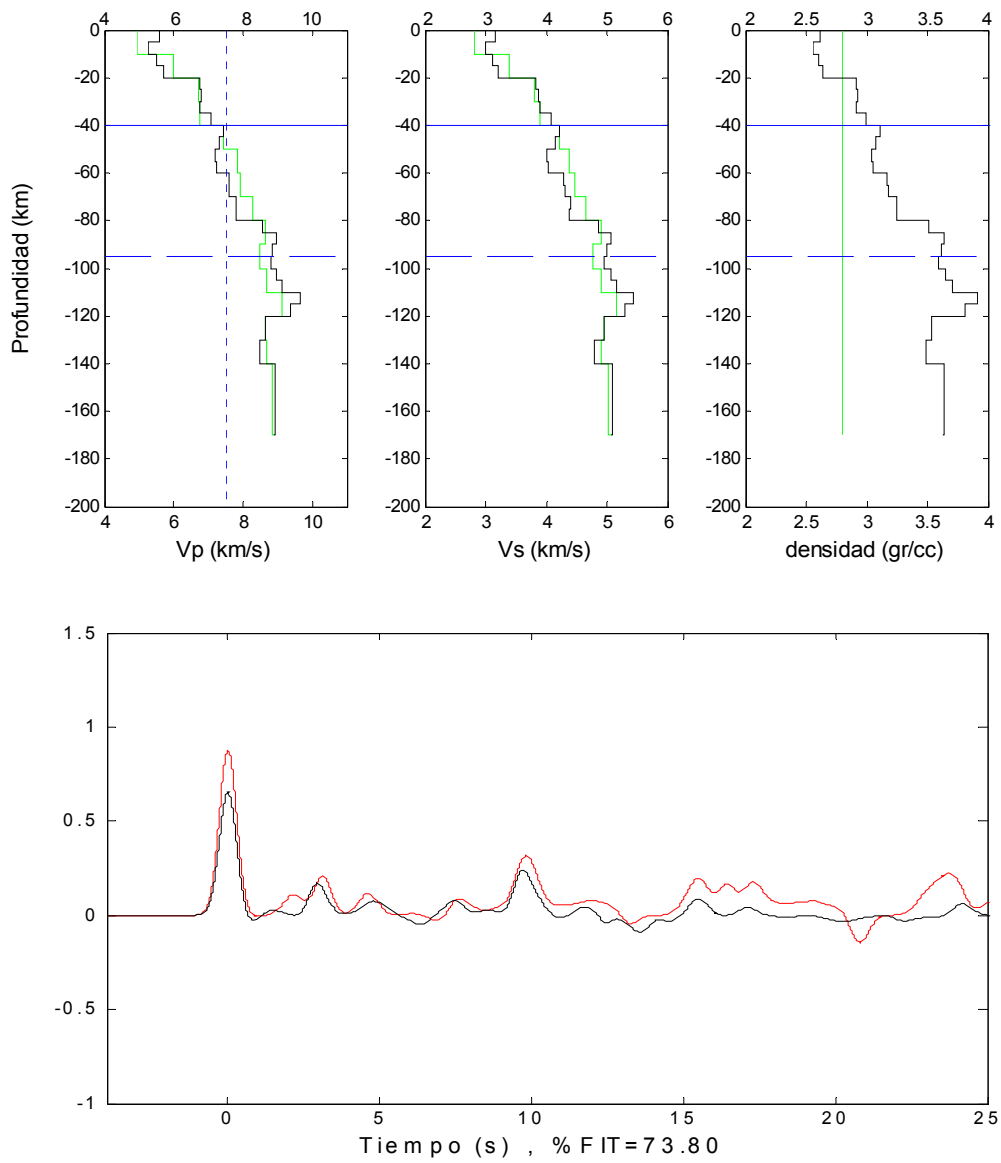


figura 5.7

Estación **ELMA**. Inversión de funciones de recepción para telesismos. Disposición de paneles y simbología idéntica a la figura anterior.

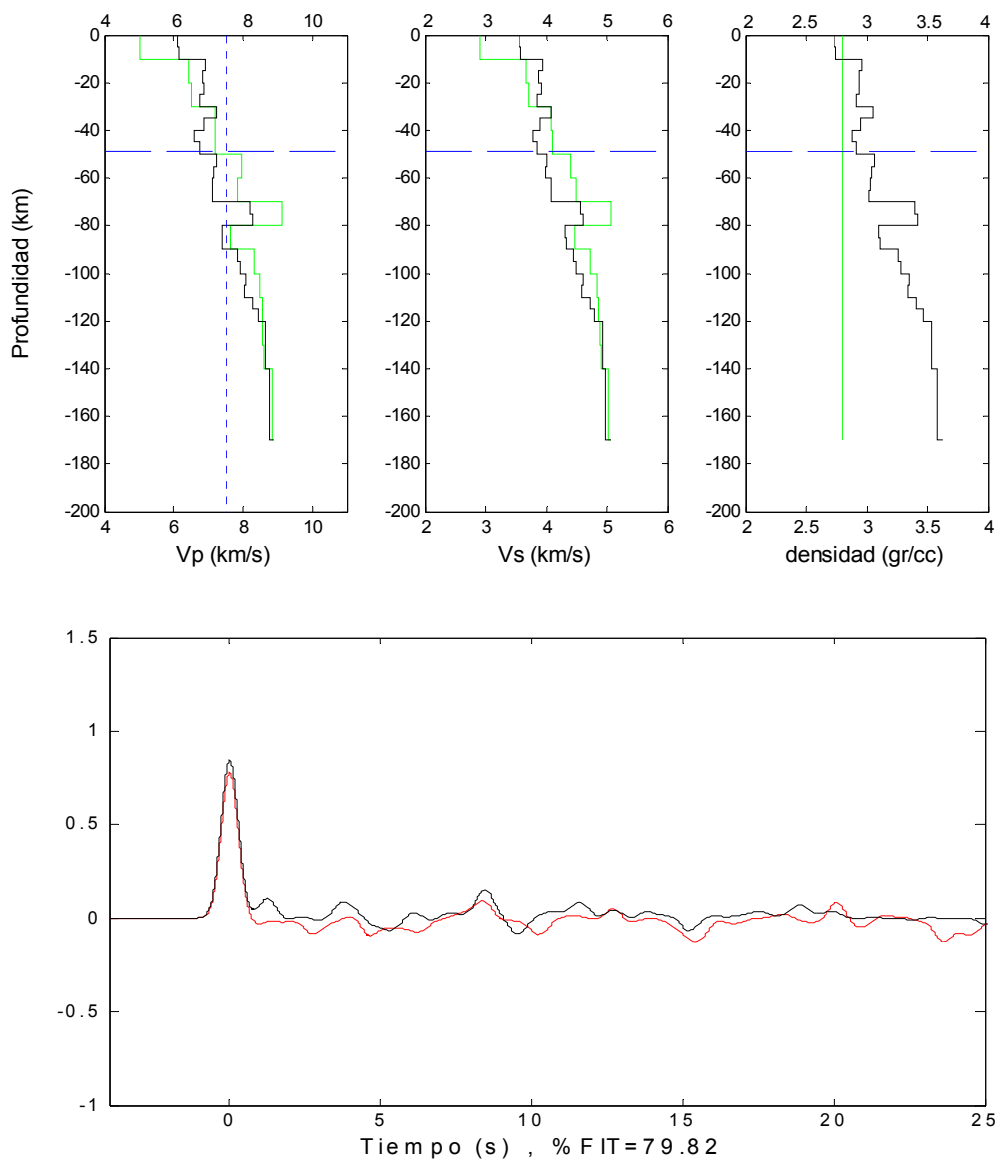


figura 5.8

Estación **SAJO**. Inversión de funciones de recepción para telesisimos. Disposición de paneles y simbología idénticas a la figura anterior, excepto porque en este caso no aparece la línea continua horizontal (en azul) correspondiente al Moho inferido, pues no se aprecia con claridad la discontinuidad Corteza-Manto en los modelos de velocidad finales.

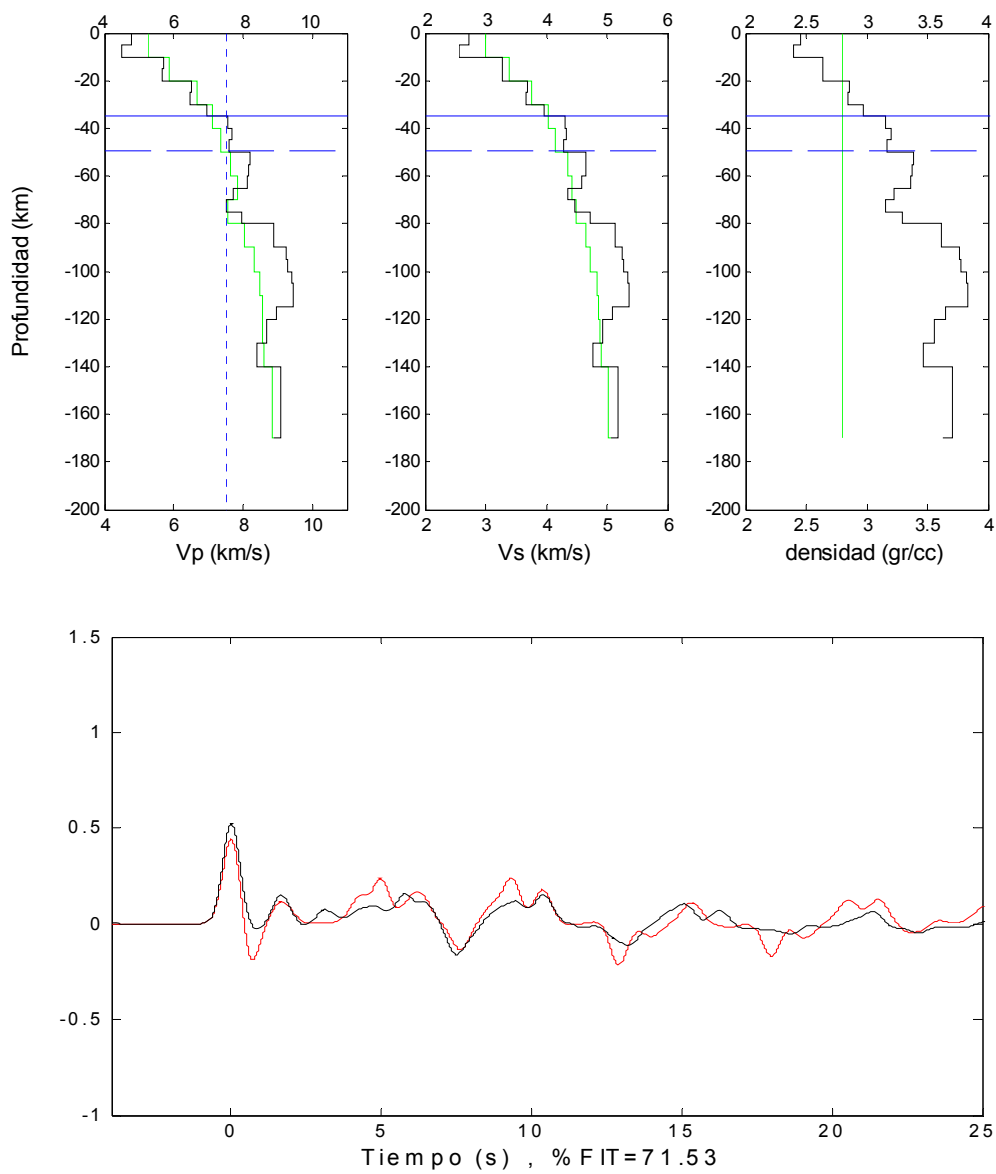


figura 5.9

Estación **LOCU**. Inversión de funciones de recepción para telesismos. Disposición de paneles y simbología idénticas a la figura 5.7.

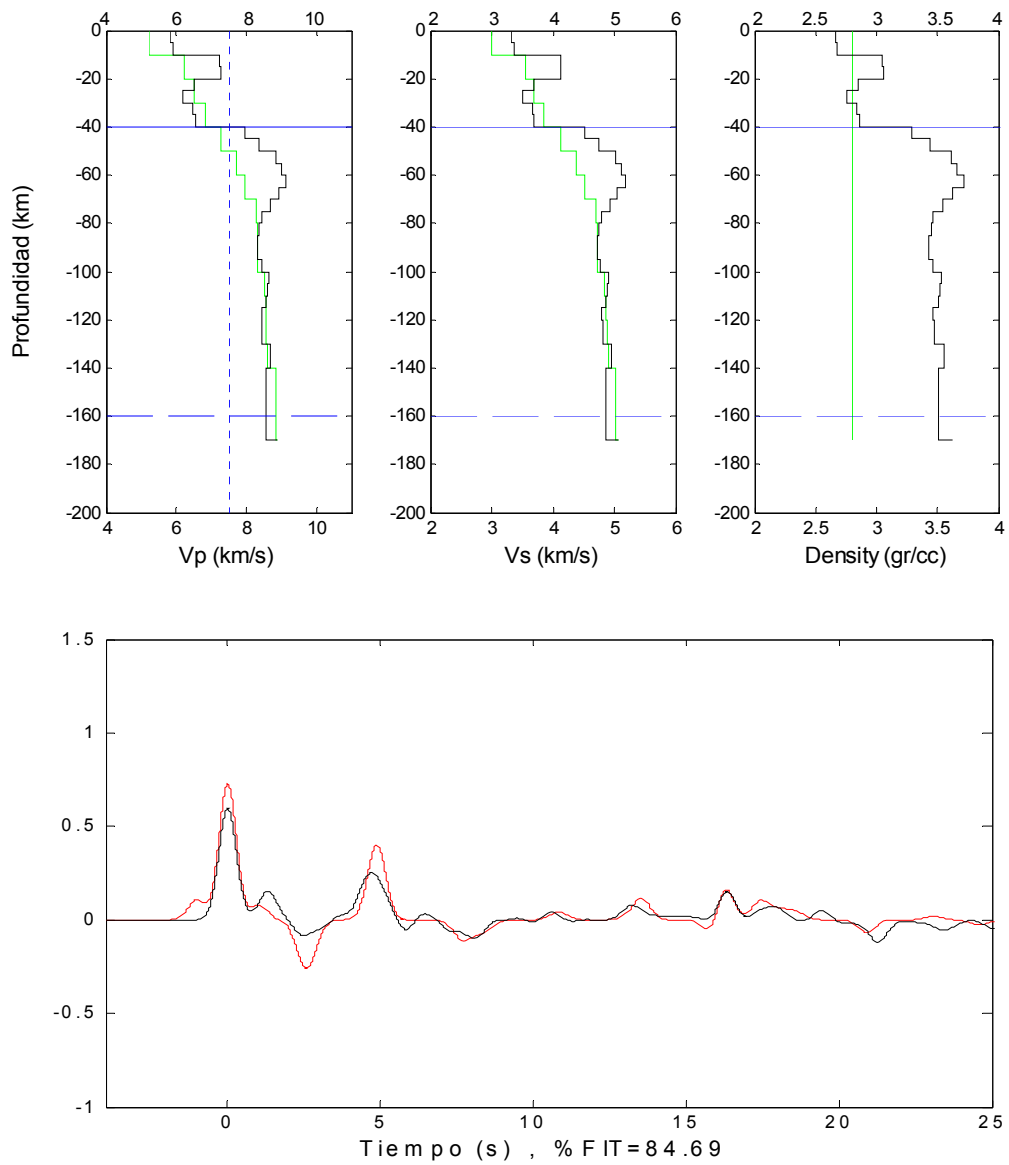


figura 5.10

Estación **MONT**. Inversión de funciones de recepción para telesismos. Disposición de paneles y simbología idénticas a la figura anterior.

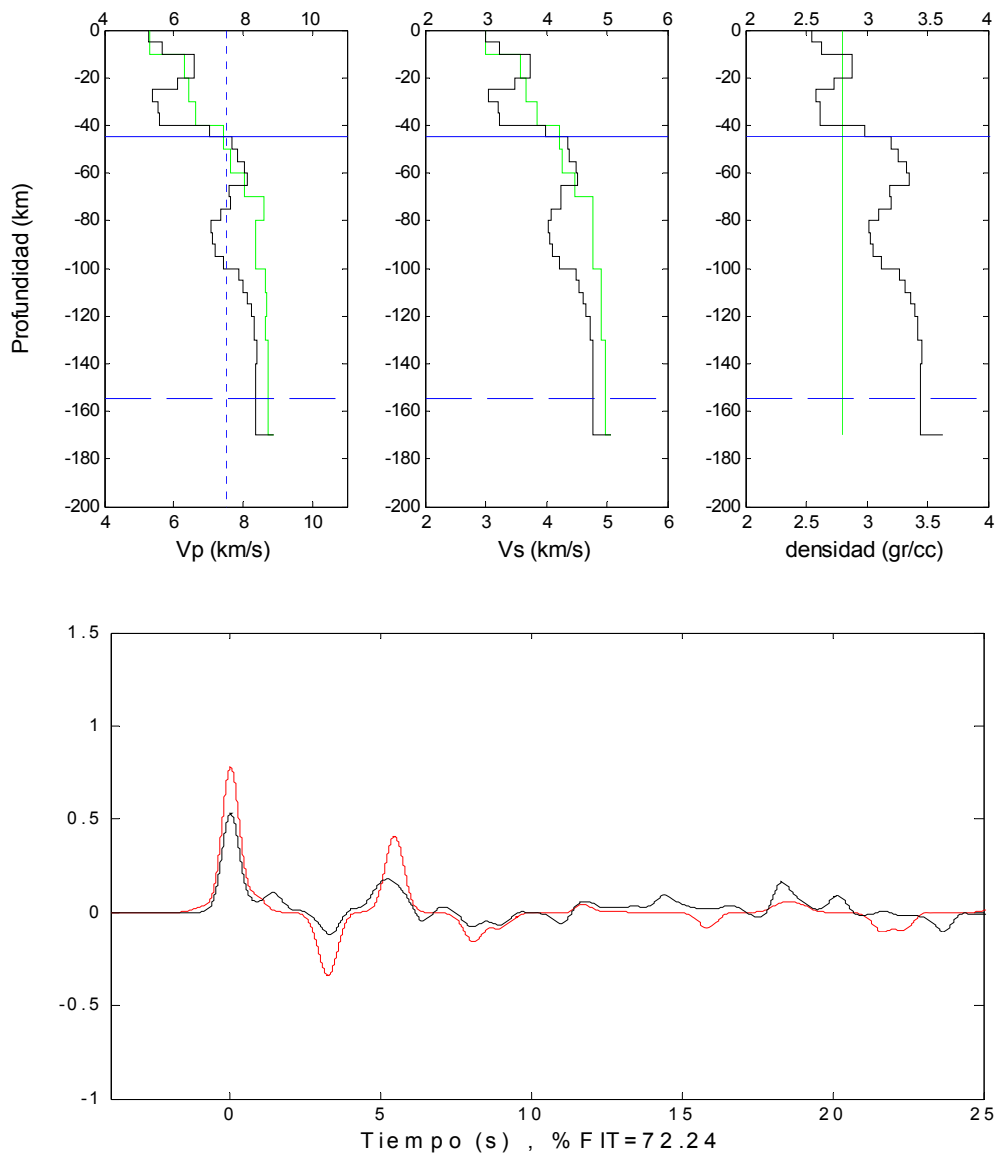


figura 5.11

Estación **TORE**. Inversión de funciones de recepción para telesismos. Disposición de paneles y simbología idénticas a la figura anterior.

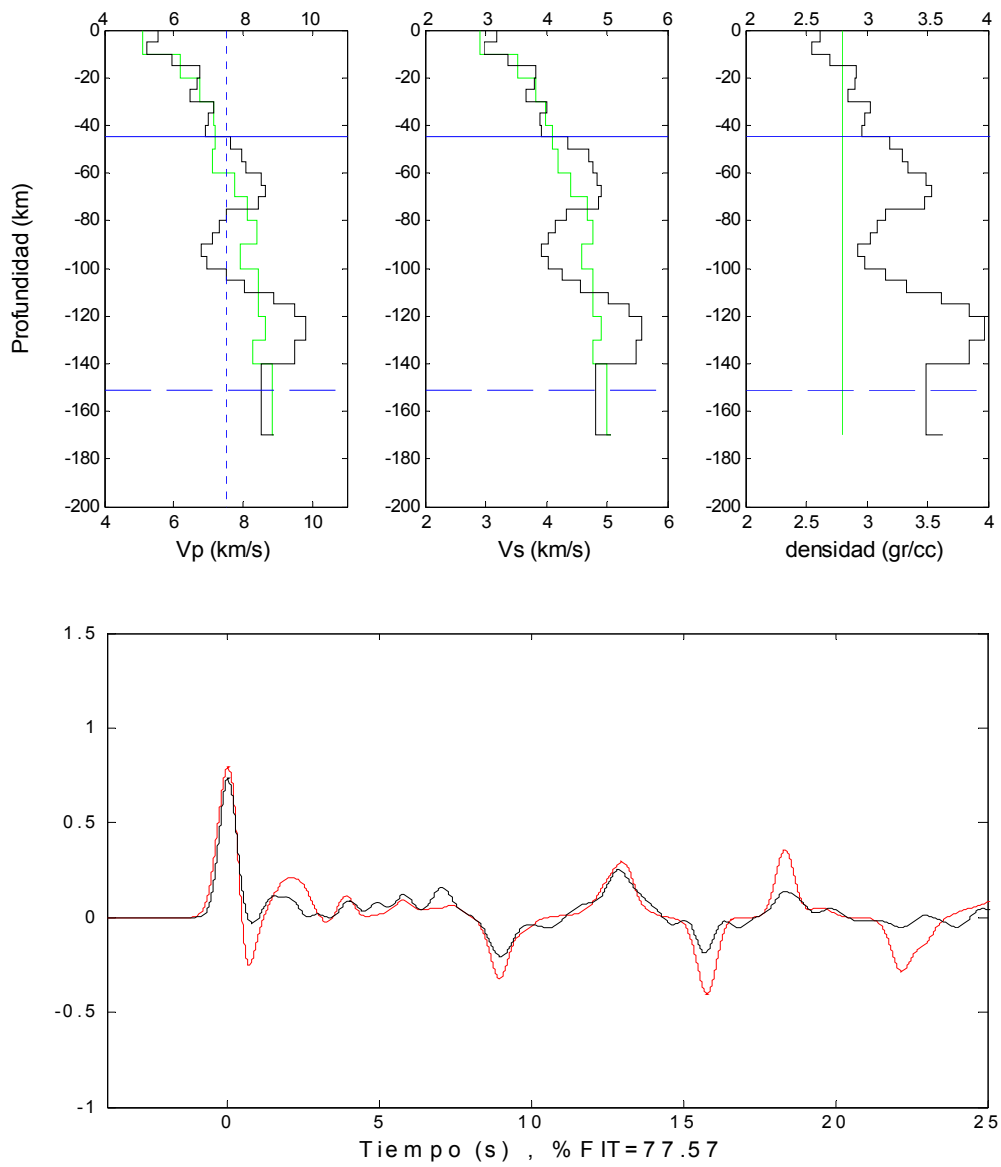


figura 5.12

Estación **AGRE**. Inversión de funciones de recepción para telesismos. Disposición de paneles y simbología idéntica a la figura anterior.

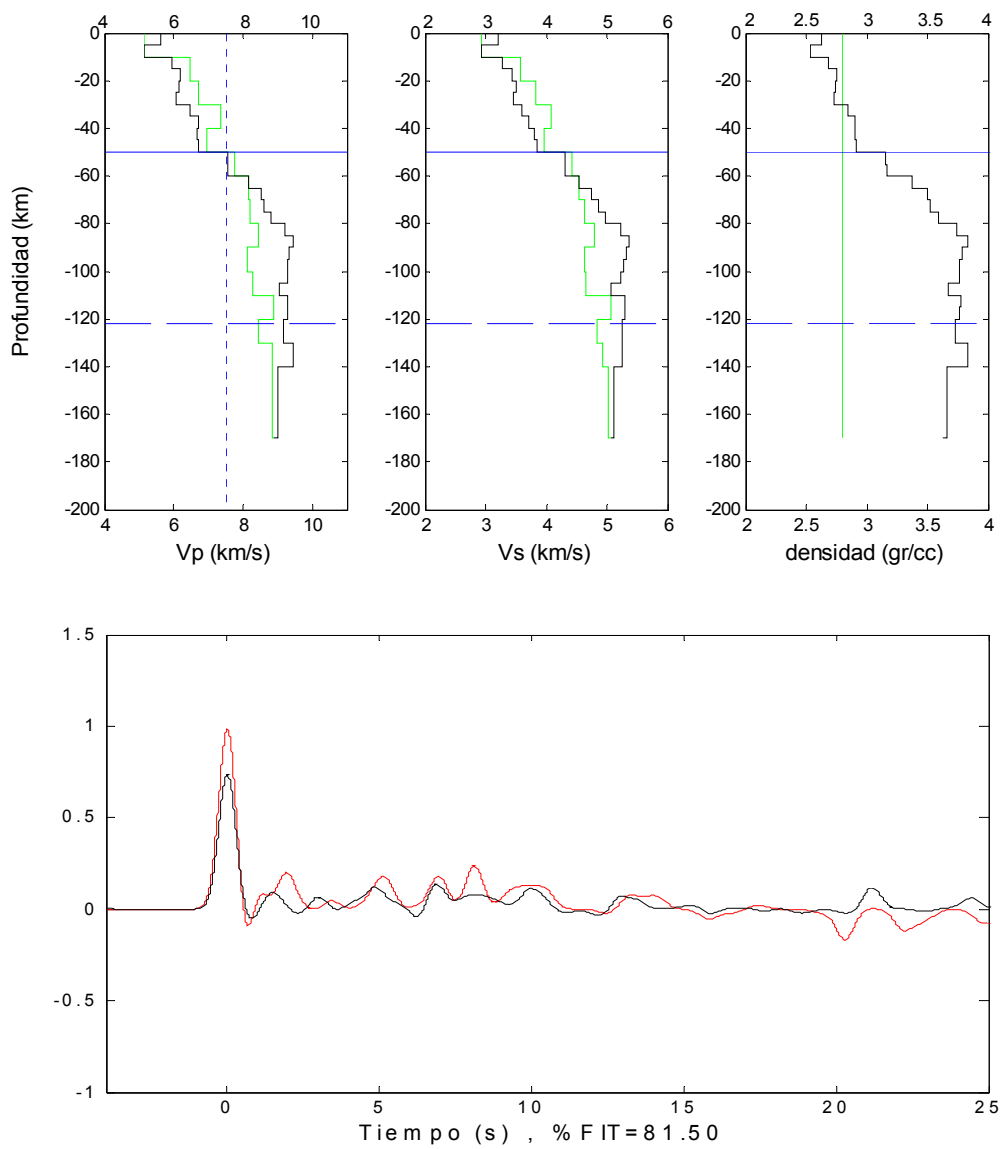


figura-5.13

Estación **POLA**. Inversión de funciones de recepción para telesismos. Disposición de paneles y simbología idénticas a la figura anterior.

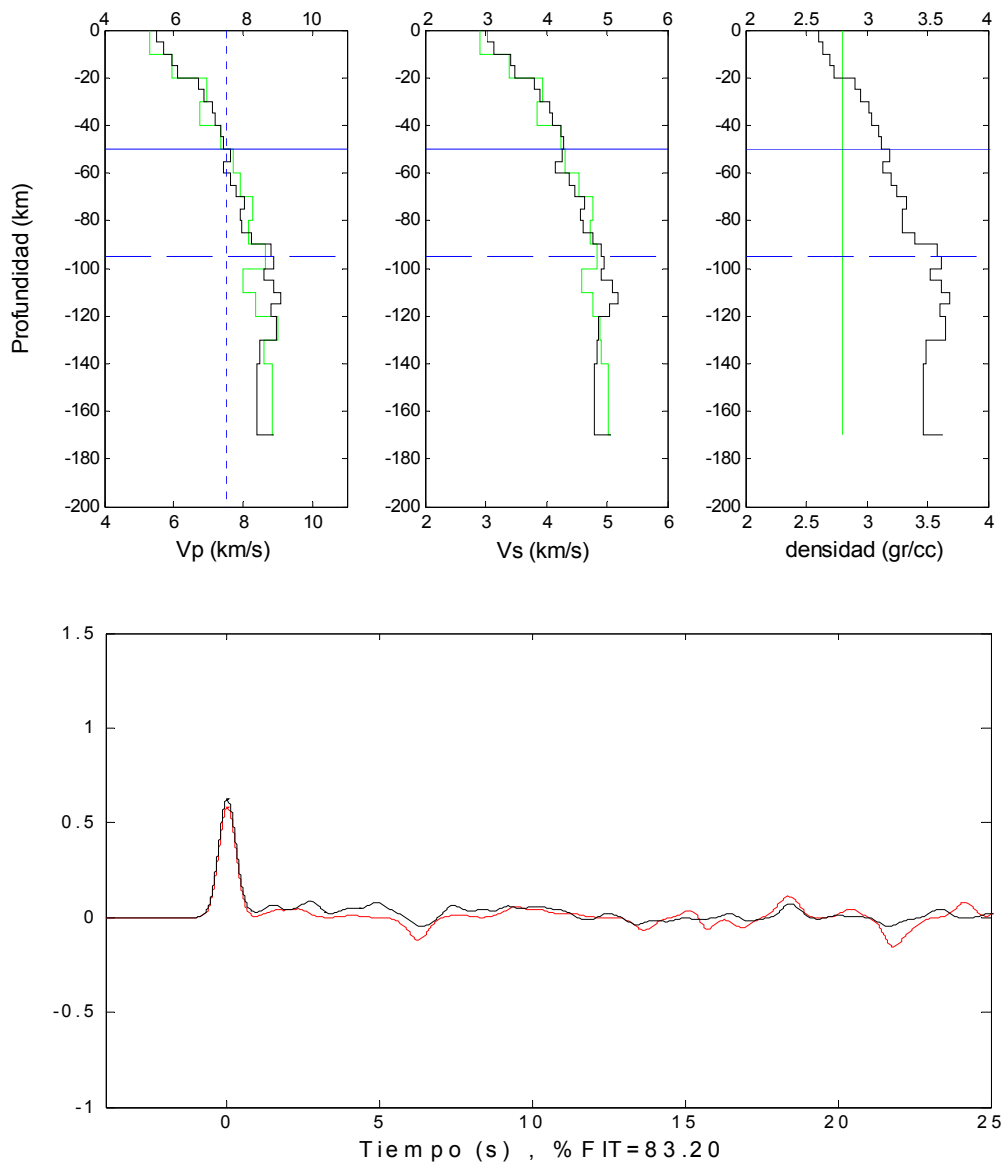


figura 5.14

Estación **GUAR**. Inversión de funciones de recepción para telesismos. Disposición de paneles y simbología idéntica a la figura anterior.

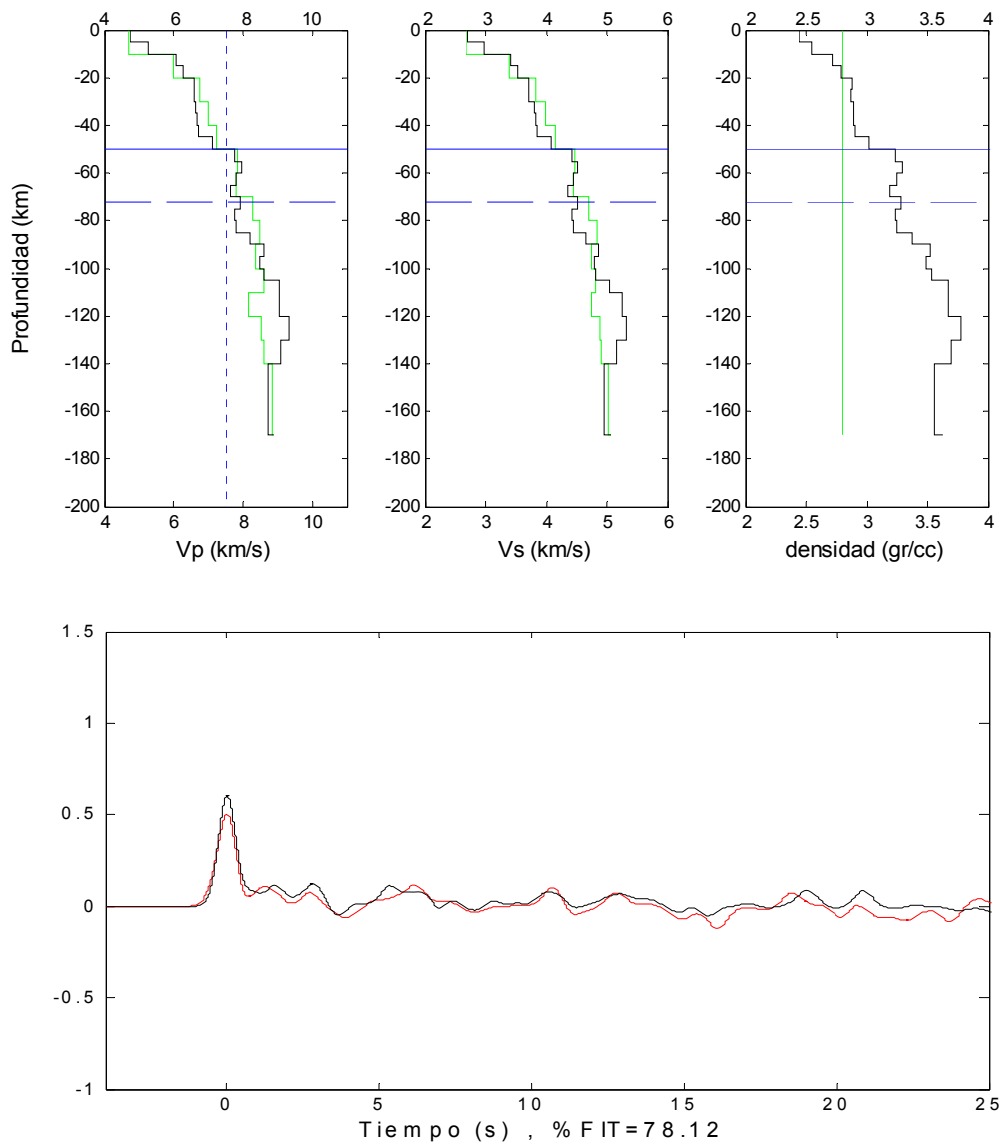


figura 5.15

Estación **AUCO**. Inversión de funciones de recepción para telesismos. Disposición de paneles y simbología idénticas a la figura anterior.

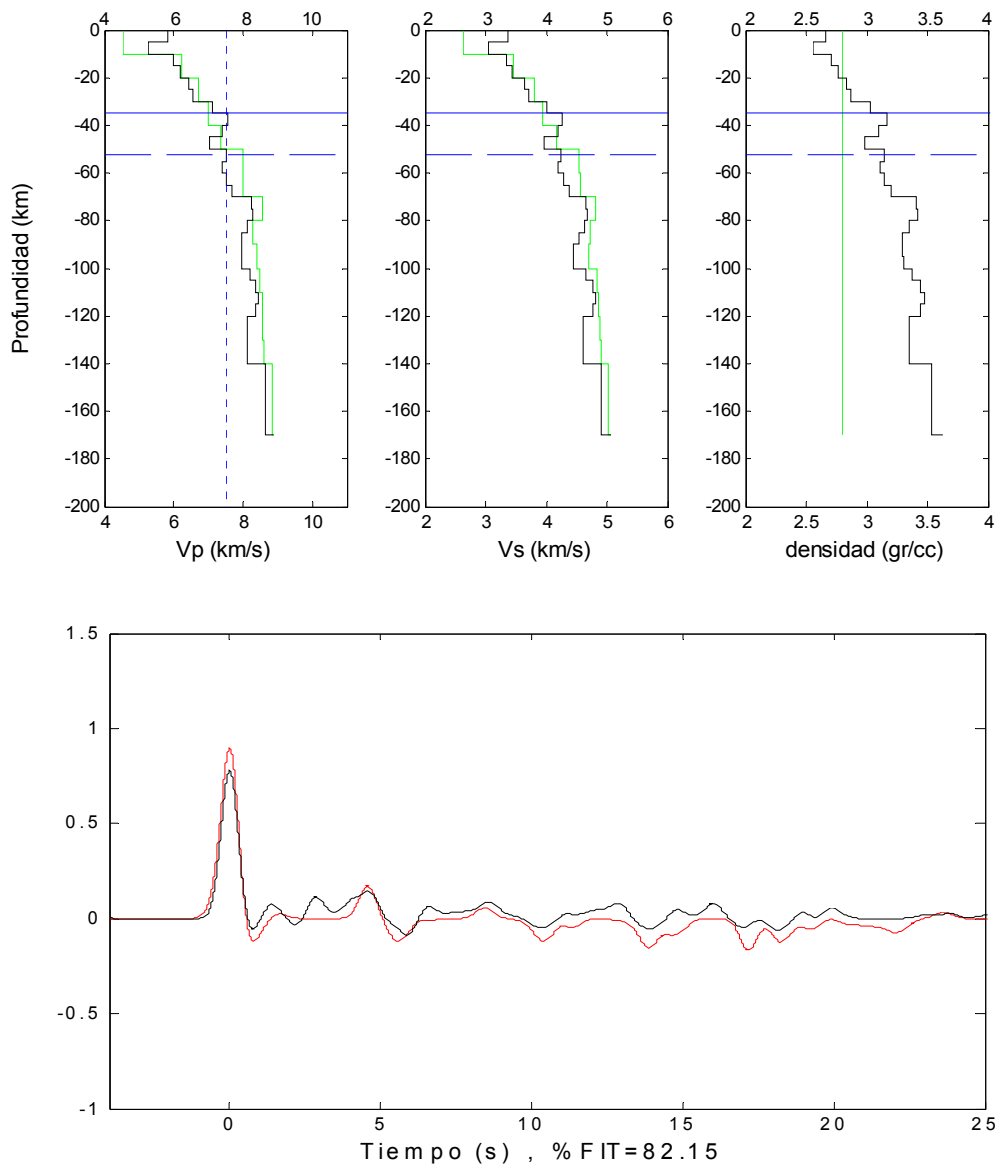


figura 5.16

Estación **CHUI**. Inversión de funciones de recepción para telesismos. Disposición de paneles y simbología idénticas a la figura anterior.

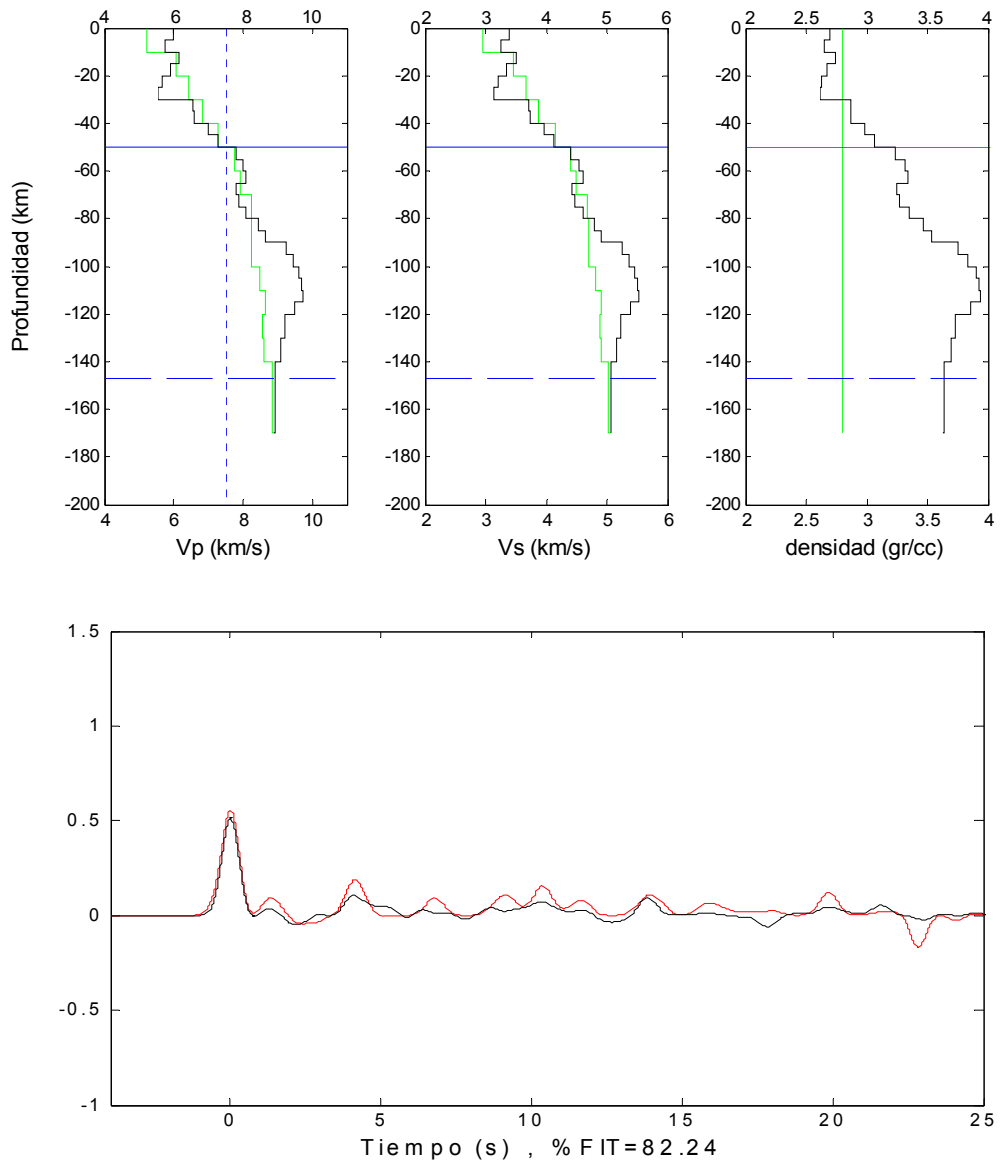


figura 5.17

Estación **CANT**. Inversión de funciones de recepción para telesisimos. Disposición de paneles y simbología idéntica a la figura anterior.

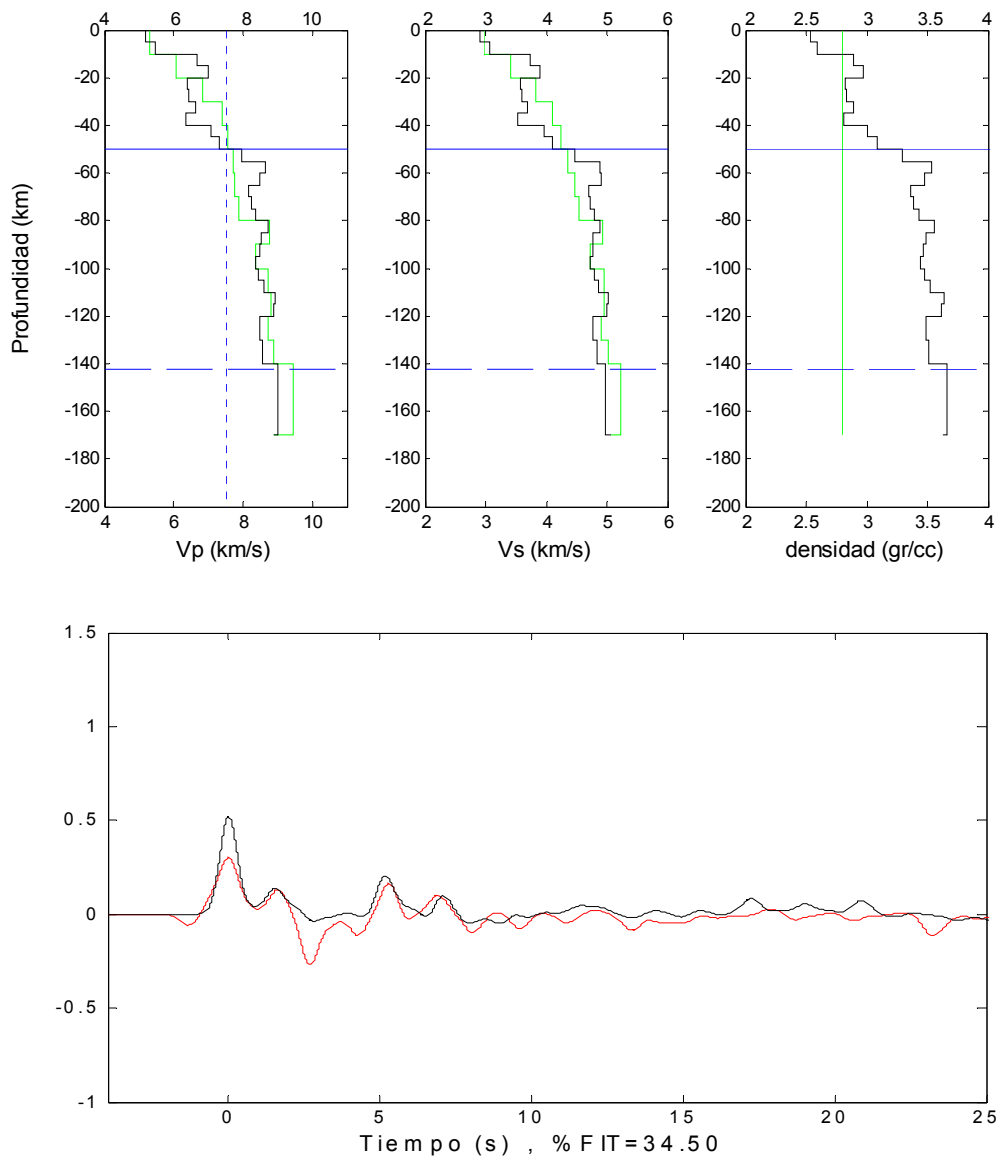


figura 5.18

Estación **TELT**. Inversión de funciones de recepción para telesisimos. Disposición de paneles y simbología idénticas a la figura anterior.

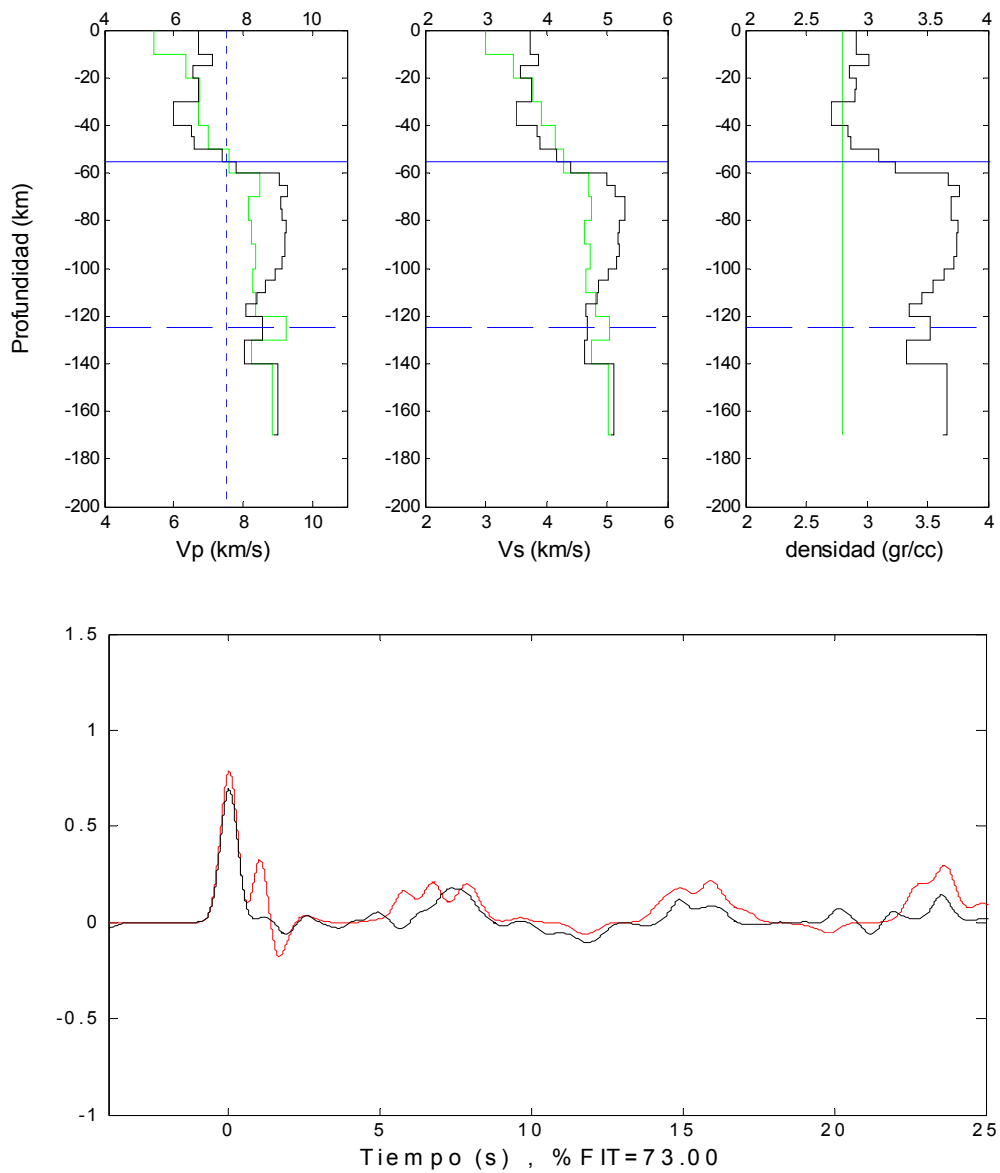


figura 5.19

Estación **CIEN**. Inversión de funciones de recepción para telesismos. Disposición de paneles y simbología idénticas a la figura anterior.

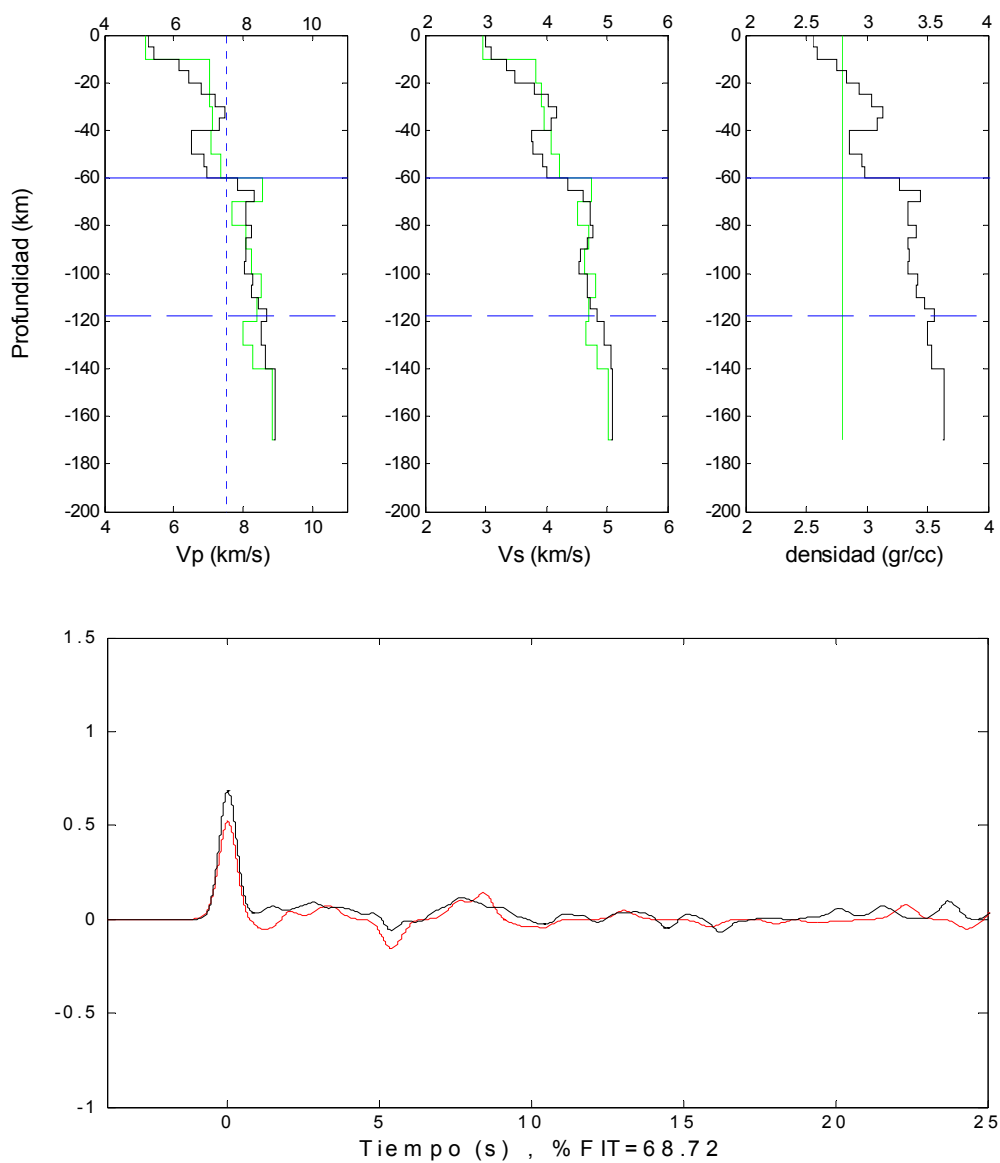


figura 5.20

Estación **USPA**. Inversión de funciones de recepción para telesismos. Disposición de paneles y simbología idénticas a la figura anterior.

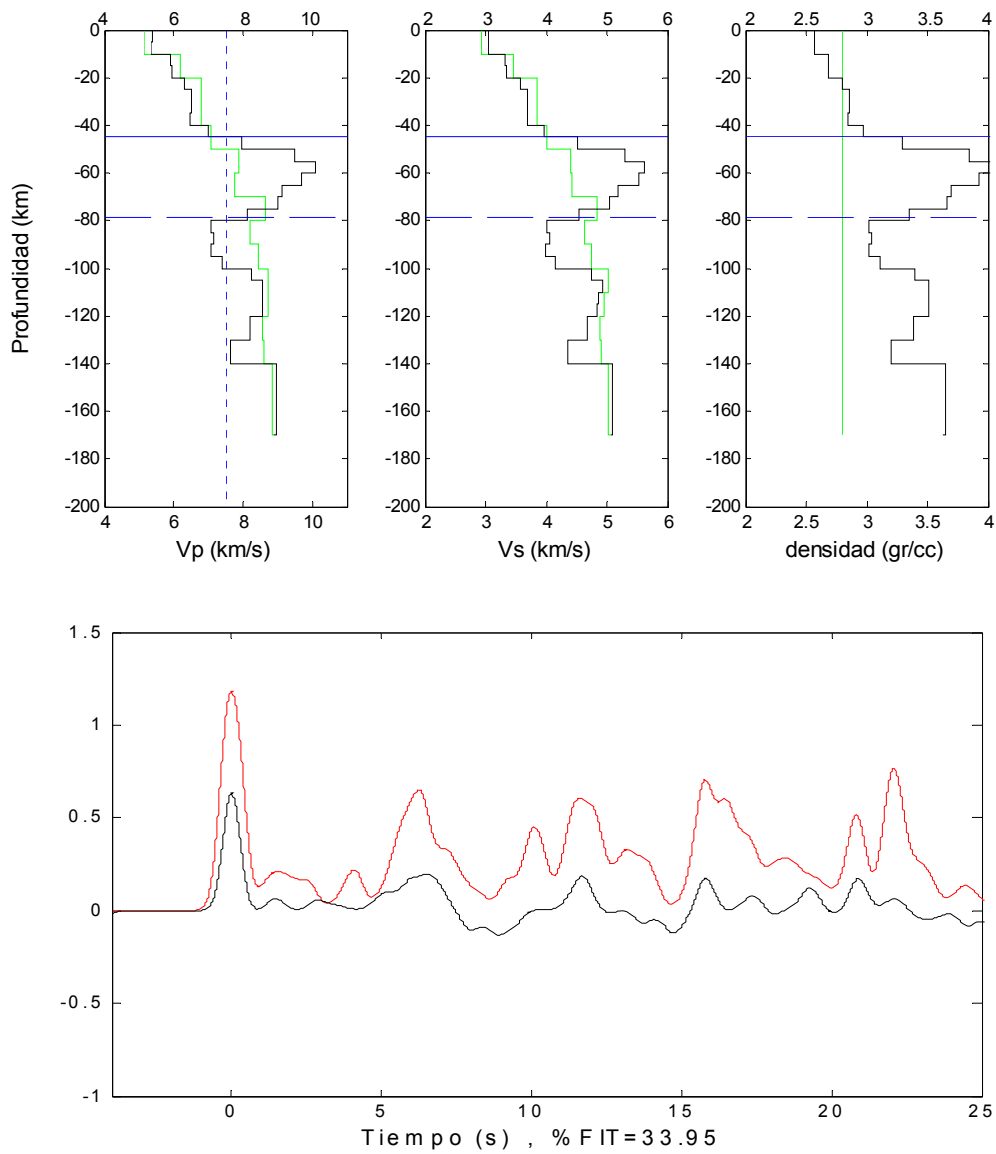


figura 5.21

Estación **PATO**. Inversión de funciones de recepción para telesismos. Disposición de paneles y simbología idénticas a la figura anterior.

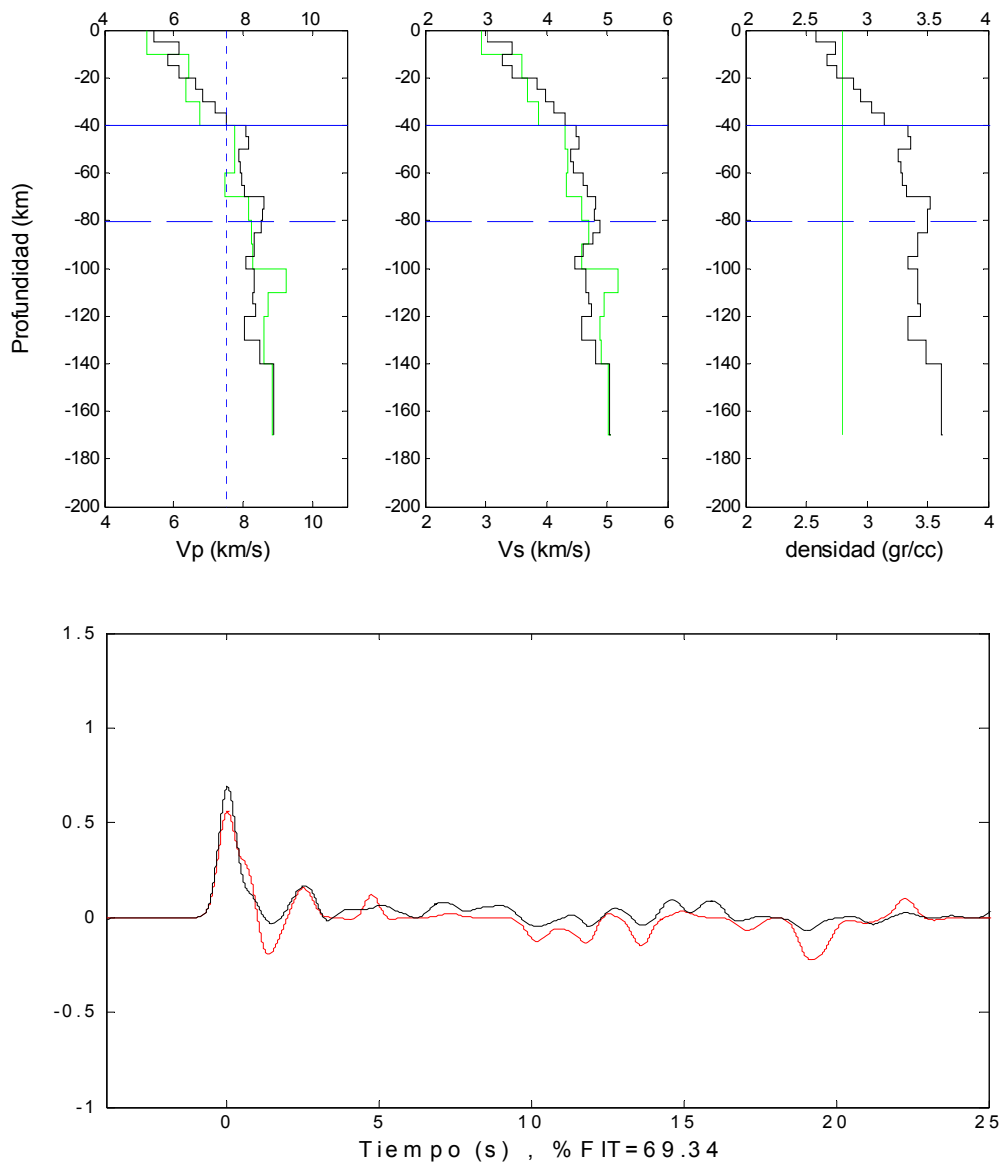


figura 5.22

Estación **ALME**. Inversión de funciones de recepción para telesismos. Disposición de paneles y simbología idénticas a la figura anterior.

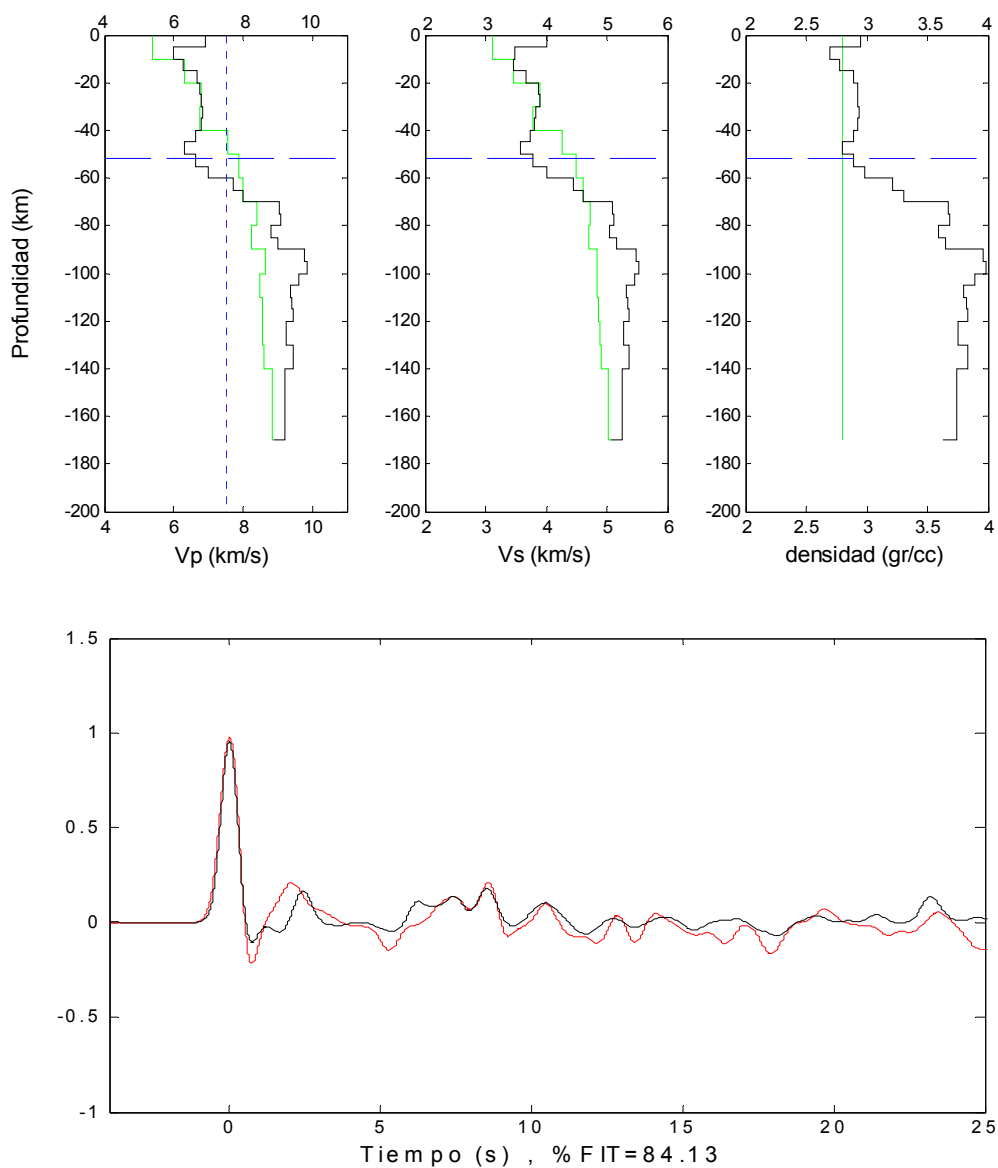


figura 5.23

Estación **LIGU**. Inversión de funciones de recepción para telesismos. Disposición de paneles y simbología idénticas a la figura anterior, excepto porque en este caso no aparece la línea continua horizontal (en azul) correspondiente al Moho inferido, pues no se aprecia con claridad la discontinuidad Corteza-Manto en los modelos de velocidad finales.

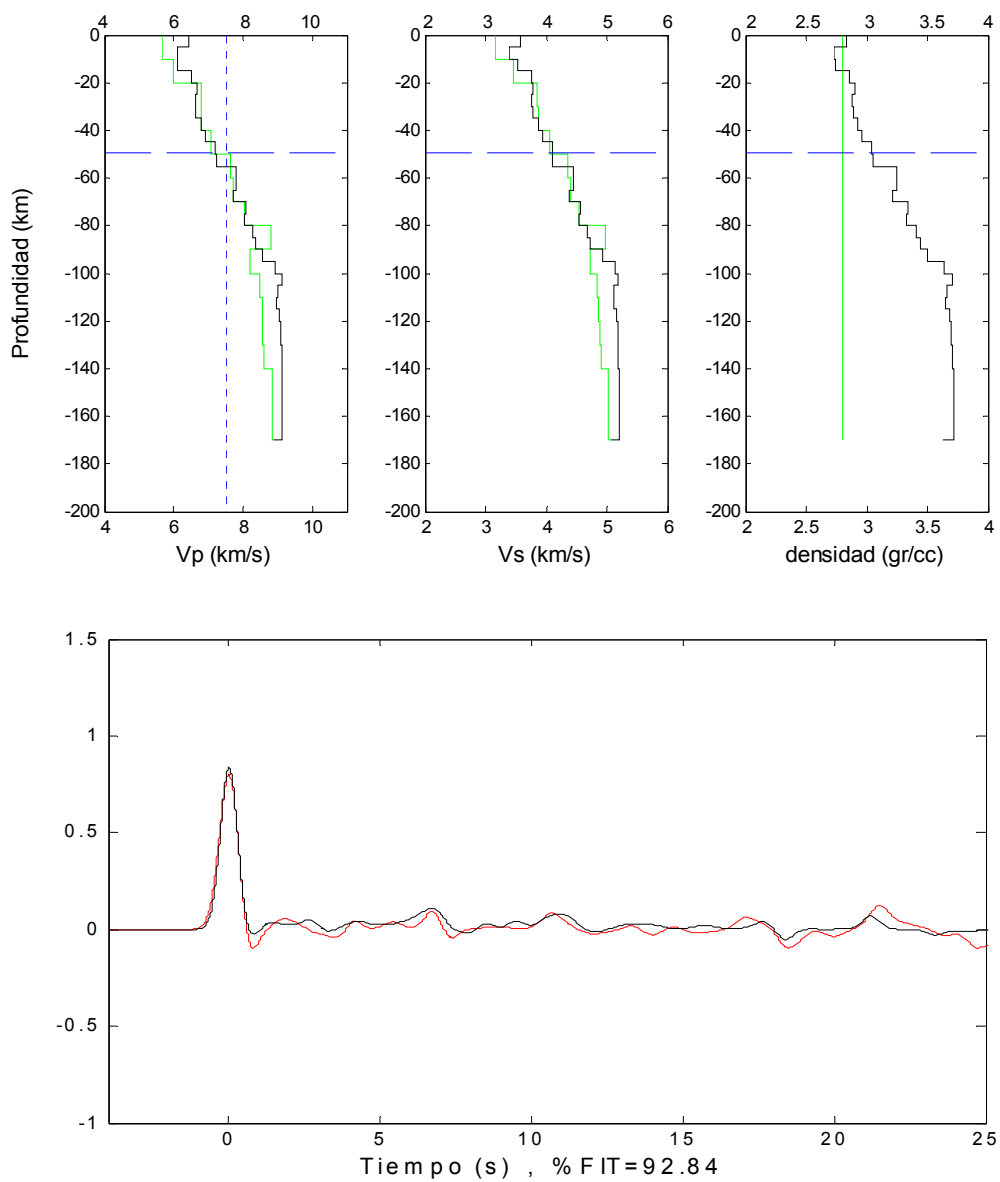


figura 5.24

Estación **TILA**. Inversión de funciones de recepción para telesismos. Disposición de paneles y simbología idénticas a la figura anterior.

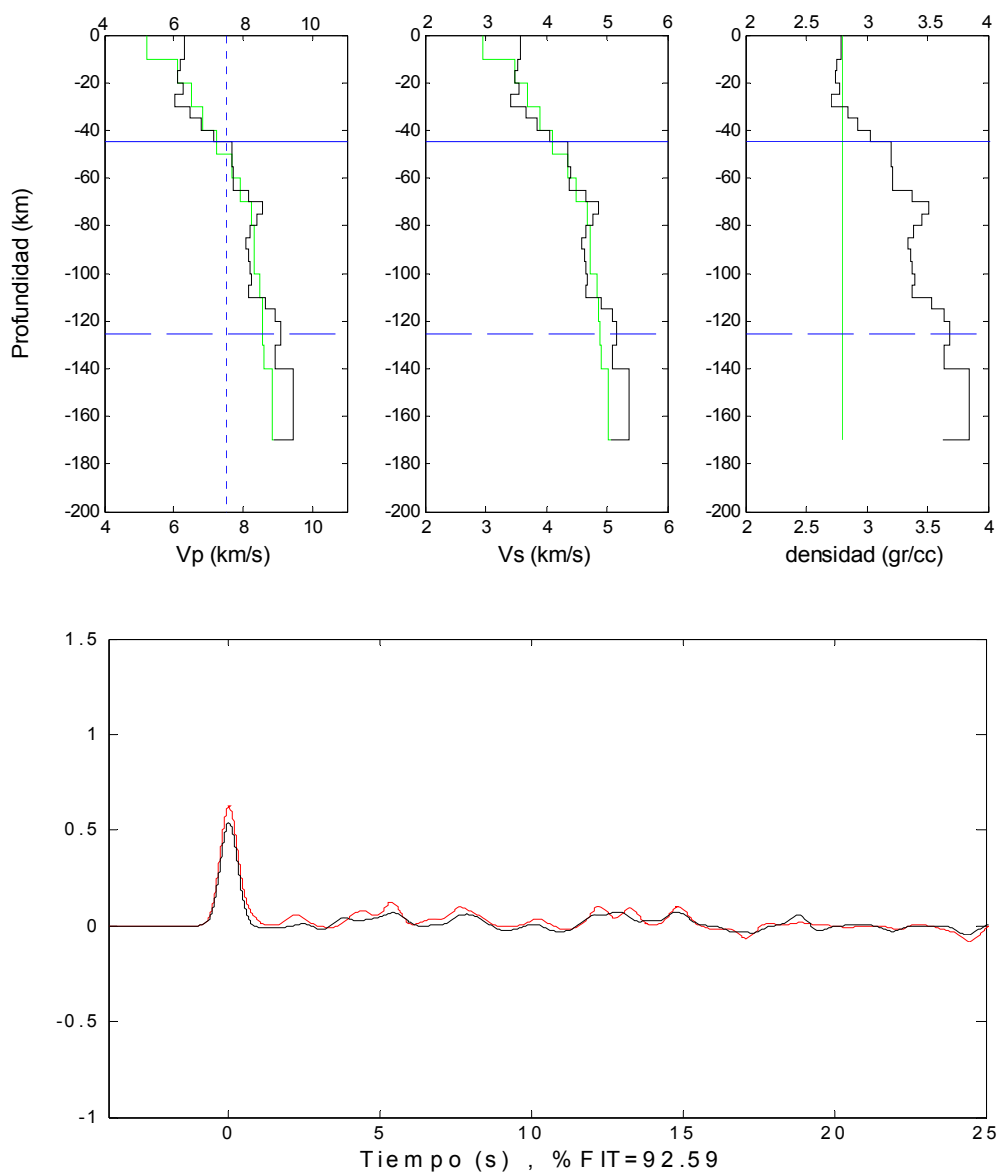


figura 5.25

Estación **MARA**. Inversión de funciones de recepción para telesismos. Disposición de paneles y simbología idénticas a la figura 5.22.

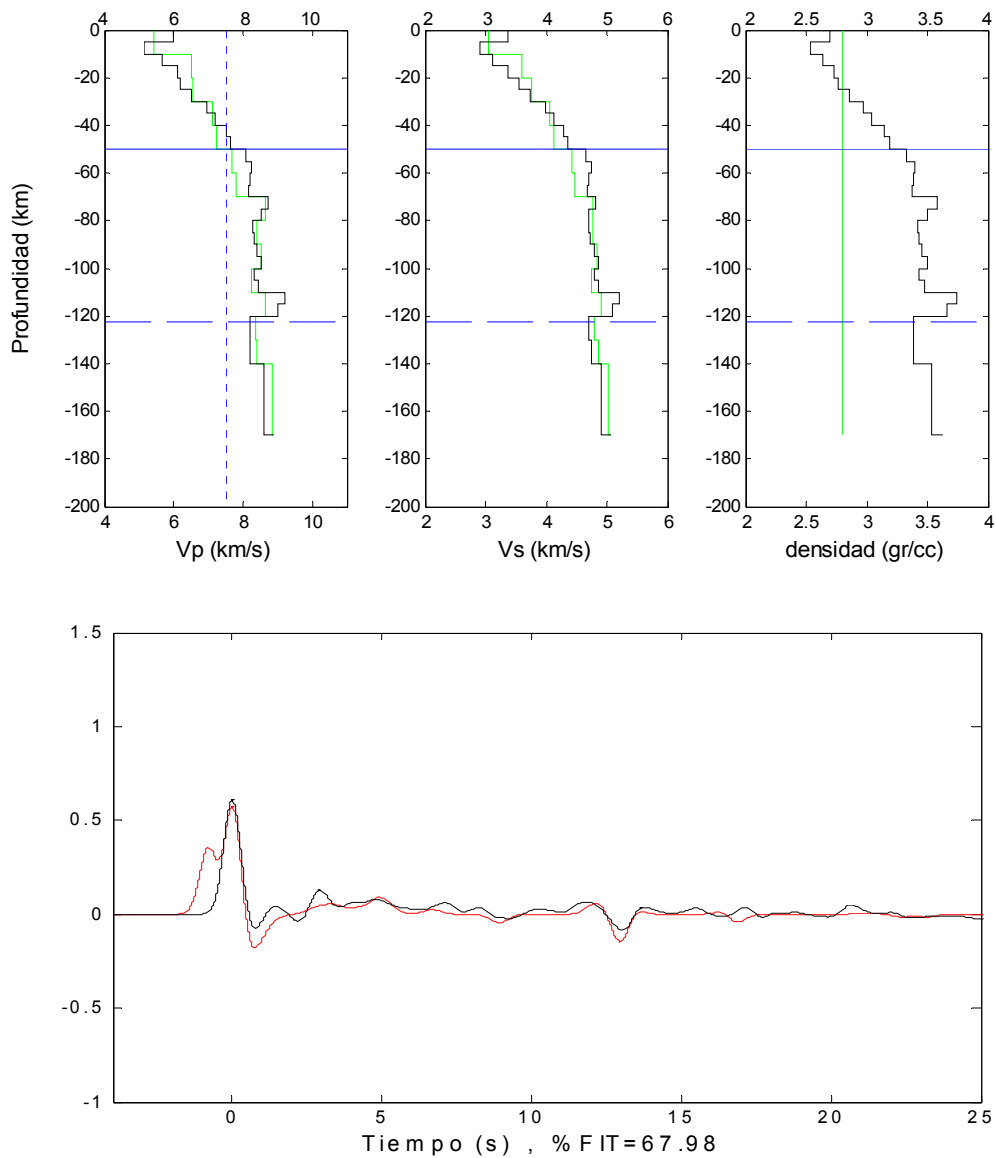


figura 5.26

Estación **NIKI**. Inversión de funciones de recepción para telesisimos. Disposición de paneles y simbología idénticas a la figura anterior

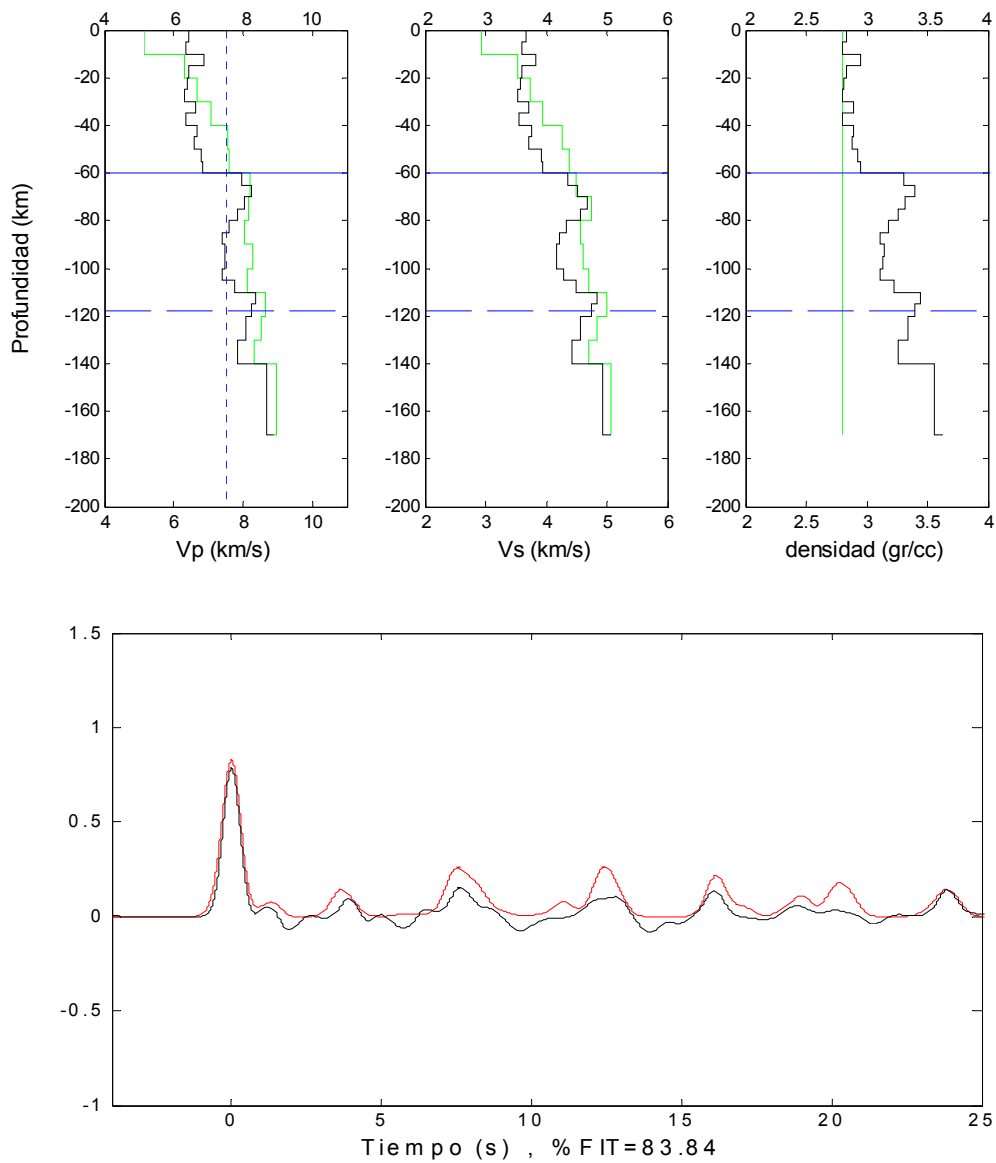


figura 5.27

Estación **ZON**. Inversión de funciones de recepción para telesismos. Disposición de paneles y simbología idénticas a la figura anterior

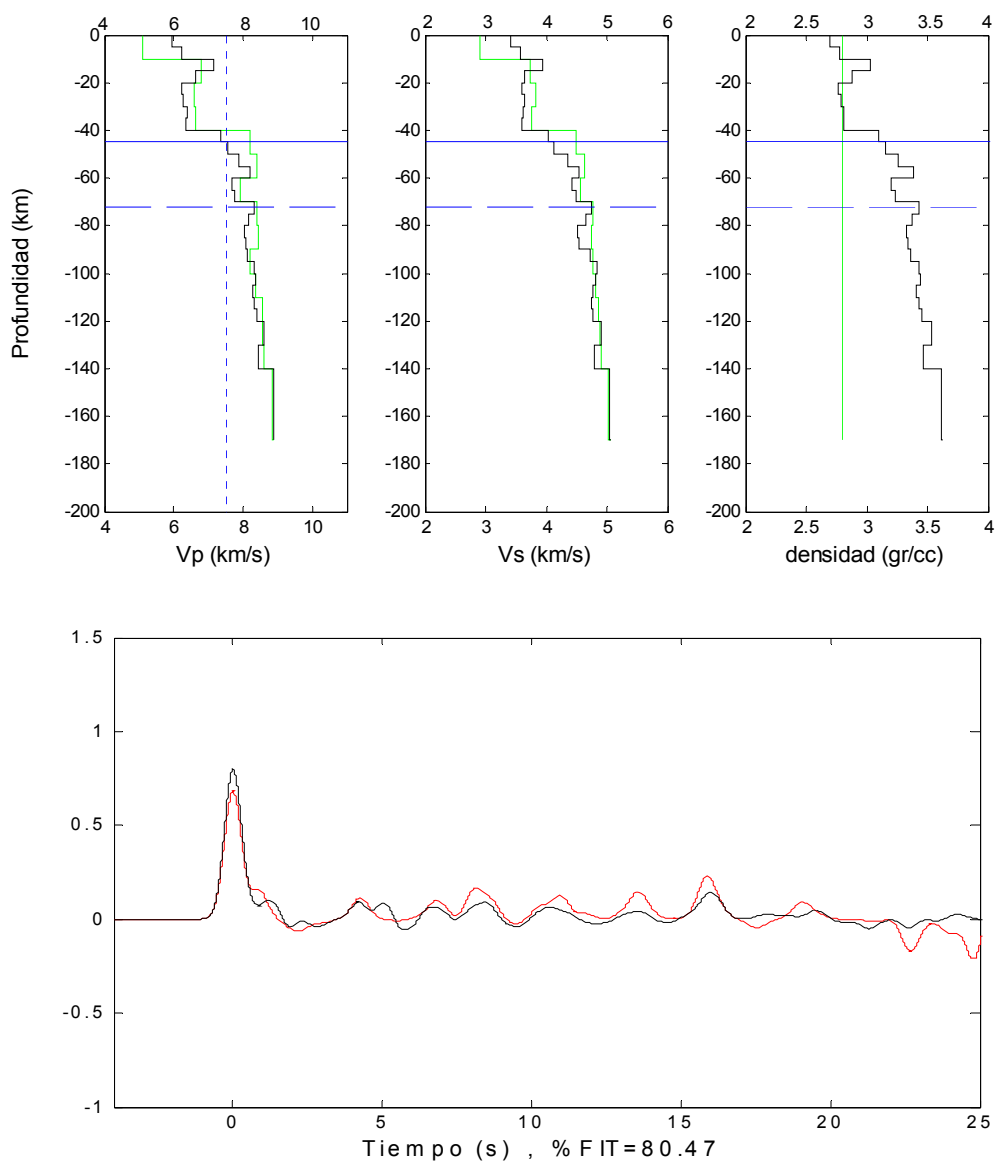


figura 5.28

Estación **ZAPA**. Inversión de funciones de recepción para telesismos. Disposición de paneles y simbología idénticas a la figura anterior

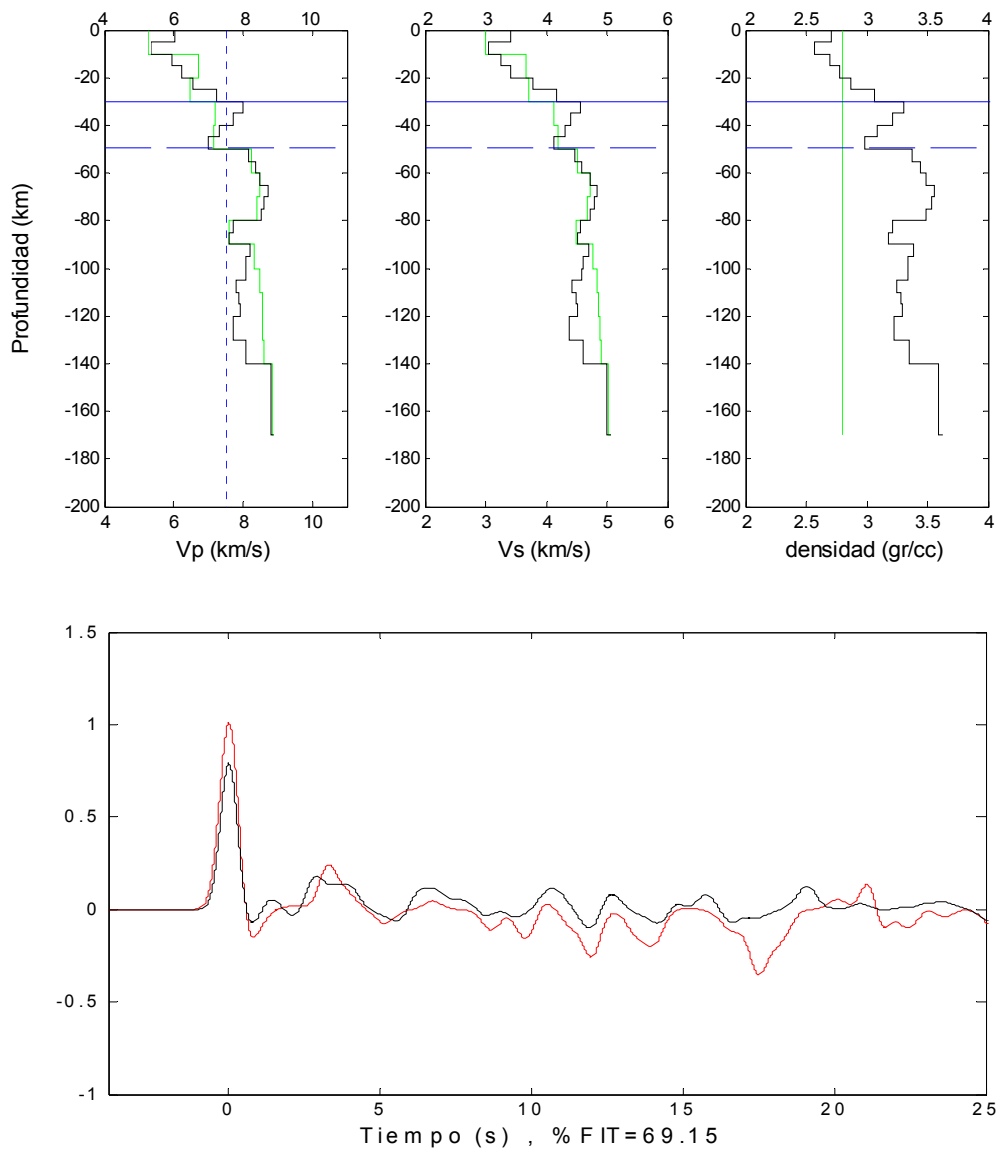


figura 5.29

Estación **LIMA**. Inversión de funciones de recepción para telesismos. Disposición de paneles y simbología idénticas a la figura anterior

Como se puede observar en las figuras anteriores, el fuerte contraste de velocidades correspondiente al Moho es claramente identificable en los modelos de velocidades generados por la inversión, excepto para las estaciones ELMA (figura 5.7) y GUAR (figura 5.14), donde se han elegido como profundidades del Moho, las profundidades para las cuales el modelo de V_p alcanza una velocidad de 7.5 km/s, asumiendo este valor como una buena aproximación de las velocidades en el manto inmediatamente bajo el Moho, puesto que en los demás modelos donde la discontinuidad del Moho es notoria, el valor de V_p bajo el Moho es siempre superior a 7.5 km/s.

En el caso de las de las estaciones TORE (figura 5.11), CIEN (figura 5.19) y ZAPA (figura 5.28), existe un cambio de velocidades notorio, pero éste corresponde a una velocidad un poco menor que 7.5 km/s, sin embargo, esta velocidad se alcanza en la capa inmediatamente más profunda. Considerando que el error en la determinación de la profundidad del Moho es de +/- 5 km (dado el espesor de las capas) se optó, en estas estaciones, por fijar la profundidad del Moho 5 km más profundo que la primera gran discontinuidad en V_p , es decir, se asume que la primera gran discontinuidad en velocidad arrojada por la inversión corresponde a un límite inferior de la profundidad del Moho pero que este puede estar efectivamente 5 km más profundo.

En las estaciones SAJO (figura 5.8), LIGU (figura 5.23) y TILA (figura 5.24), no se definió una profundidad para el Moho, pues en los modelos finales asociados no se aprecia una clara discontinuidad de velocidades sobre el límite superior de la placa de Nazca dado por las curvas de Pardo et al. (2002) (línea azul segmentada en los modelos). Los modelos finales en la estaciones LOCU (figura 5.9) , CHUI (figura 5.16) y LIMA (figura 5.29), que están localizadas muy cerca de las tres estaciones anteriores y prácticamente en la misma longitud (al oeste de los 71°W), presentan discontinuidades asociables al Moho a profundidades en torno a los 30 km lo cual es esperable de acuerdo a observaciones de otros autores (Fromm et al., 2004 ; Tassara y Yáñez, 2003) , esto sugiere que las funciones de recepción observadas que fueron utilizadas para la inversión en las estaciones SAJO (figura 5.8) , LIGU (figura 5.23) y TILA (figura 5.24) , no permiten obtener modelos finales de velocidad donde se pueda discriminar la discontinuidad corteza-manto, probablemente debido al contenido de ruido presente en los sismogramas correspondientes, o bien, a anomalías locales de baja velocidad emplazadas en la cuña astenosférica bajo las estaciones.

En las estaciones GLOR (figura 5.2), MONT (figura 5.10), TORE (figura 5.11), TELT (figura 5.18) y USPA (figura 5.20) se observan zonas de baja velocidad inmediatamente sobre la interfaz corteza-manto. Tanto las funciones de recepción observadas como invertidas presentan pulsos claros de polaridad negativa entre las fases P y Ps. Estos pulsos negativos corresponden a las zonas de baja velocidad mencionadas anteriormente, sin embargo, las funciones de recepción invertidas modelan estos pulsos con menor amplitud, es decir, si bien estas zonas de baja velocidad cortical pueden efectivamente existir, la inversión muestra que en las señales observadas puede existir un contenido de ruido importante que estaría exagerando la amplitud negativa de este pulso y el bajo valor de velocidad resultante.

Todas las estaciones excepto TELT (figura 5.18) y PATO (figura 5.21) tienen un porcentaje de ajuste entre la señal observada y modelada superior al 66%, que es un valor satisfactorio y que hace confiable los modelos generados por la inversión de funciones de recepción al menos en lo referente a la profundidad de las mayores discontinuidades. Incluso las estaciones TELT y PATO con porcentajes de ajuste en torno al 35% muestran coherencia en los resultados de profundidad del Moho con las estaciones cercanas. Los resultados de profundidad del Moho en éstas dos estaciones se incluyen en el estudio porque las funciones de recepción observadas y modeladas correspondientes presentan la distribución de pulsos en tiempo esperable en la zona, con un fuerte pulso inicial y un segundo pulso distinguible aproximadamente 5 segundos después, correspondiente a la fase P convertida a S en el Moho. Sin embargo, la calidad de las señales observadas (razón señal sobre ruido) probablemente impide ajustar las amplitudes generando los bajos porcentajes de ajuste observados.

Esta distribución típica de los pulsos, no se observa en la función de recepción correspondiente a la estación VIZA (figura 5.3) y es una de las razones, junto con otras analizadas en el capítulo siguiente, para descartar el resultado de profundidad del Moho en esta estación.

La estación SALA no registró señales de calidad provenientes de eventos telúsmicos durante el funcionamiento de la red temporal, razón por la cual no está incluida en estos resultados.

Comparando los modelos de velocidad iniciales (tomografía) con los resultados de la inversión de funciones recepción, se observa en forma general, que cuando la

profundidad del Moho es claramente identificable en el modelo inicial, los modelos finales confirman ésta profundidad. Este echo resulta interesante porque implica que con dos métodos esencialmente diferentes, el primero basado en los tiempos de viaje hipocentro-estación y el segundo modelando las amplitudes, transmisiones y reflexiones en la estructura, se obtienen los mismos resultados. Esta coincidencia apoya fuertemente los valores de profundidad de Moho encontrados. La inversión de funciones de recepción permite además definir la profundidad del Moho en las estaciones bajo las cuales el modelo de tomografía no presenta una clara discontinuidad asociable al límite corteza-manto. Esto es claramente observable en las estaciones GLOR (figura 5.3), ELMA (figura 5.7), LOCU (figura 5.9), MONT (figura 5.10), AGRE (figura 5.12), CHUI (figura 5.16), TELT (figura 5.18) y MARA (figura 5.25). Sumado a esto, la inversión de funciones de recepción permitió generar modelos de velocidad con una mayor resolución en comparación con la tomografía bajo las estaciones, pues fue posible incluir capas con la mitad de espesor (5 km), hasta los 120 km de profundidad. Esta técnica tiene también la ventaja de entregar un modelo de densidad bajo las estaciones a partir de un modelo inicial de densidades constante en profundidad.

Finalizando la presentación de los resultados obtenidos a partir de señales telesísmicas, se presenta la tabla (Tabla 5.1) que indica los telesismos o stacks de telesismos con los cuales se obtuvieron los mejores modelos en cada estación mediante el método de inversión de funciones de recepción (ver también Tabla 3.1).

Estación	Evento o stack seleccionado	Agrupamiento
GLOR	evento-7	C3
VIZA	evento-3	C1C
AREN	evento-7	C3
ALFA	(evento-3)+(evento-4)+(evento-11)	C1C
TUNG	evento-3	C1C
ELMA	evento-6	C3
SAJO	(evento-3)+(evento-4)+(evento-11)	C1C
LOCU	evento-10	C3
MONT	evento-7	C3
TORE	evento-7	C3
AGRE	evento-4	C1C
POLA	evento-3	C1C
GUAR	evento-6	C3
AUCO	(evento-3)+(evento-4)+(evento-11)	C1C
CHUI	evento-3	C1C
CANT	evento-9	C1L
TELT	evento-7	C3
CIEN	evento-7	C3
USPA	evento-3	C1C
PATO	evento-6	C3
ALME	evento-4	C1C
LIGU	(evento-3)+(evento-4)	C1C
TILA	(evento-3)+(evento-4)+(evento-11)	C1C
MARA	evento-9	C1L
NIKI	evento-7	C3
ZON	evento-6	C3
ZAPA	evento-11	C1C
LIMA	evento-11	C1C

Tabla 5.1

Tabla de eventos o stacks de eventos con los cuales se invirtieron los modelos finales en cada una de las estaciones y el nombre del agrupamiento al que pertenecen.

5.2 Resultados para Sismos Locales:

Como se mencionó en los capítulos 3 y 4, se generaron e invirtieron funciones de recepción con señales provenientes de sismos cercanos (~100 km de profundidad) bajo las estaciones de la red temporal, con el fin de intentar reforzar los resultados de la determinación de profundidad del Moho con telesismos. Sin embargo, con estos eventos no se logró obtener modelos de velocidad que mostraran coherencias con los modelos obtenidos con telesismos, y en general los modelos resultantes tienen características que contradicen las intuiciones físicas esperables, por ejemplo: la mayor parte de los resultados de estas inversiones con sismos locales, presentan velocidades de ondas de cuerpo extremadamente altas a profundidades someras de la corteza. A continuación, se presentan los cuatro mejores resultados de inversiones realizadas con eventos locales. Las figuras muestran los mismos rangos de profundidad que en el caso de telesismos, con el fin de facilitar su comparación.

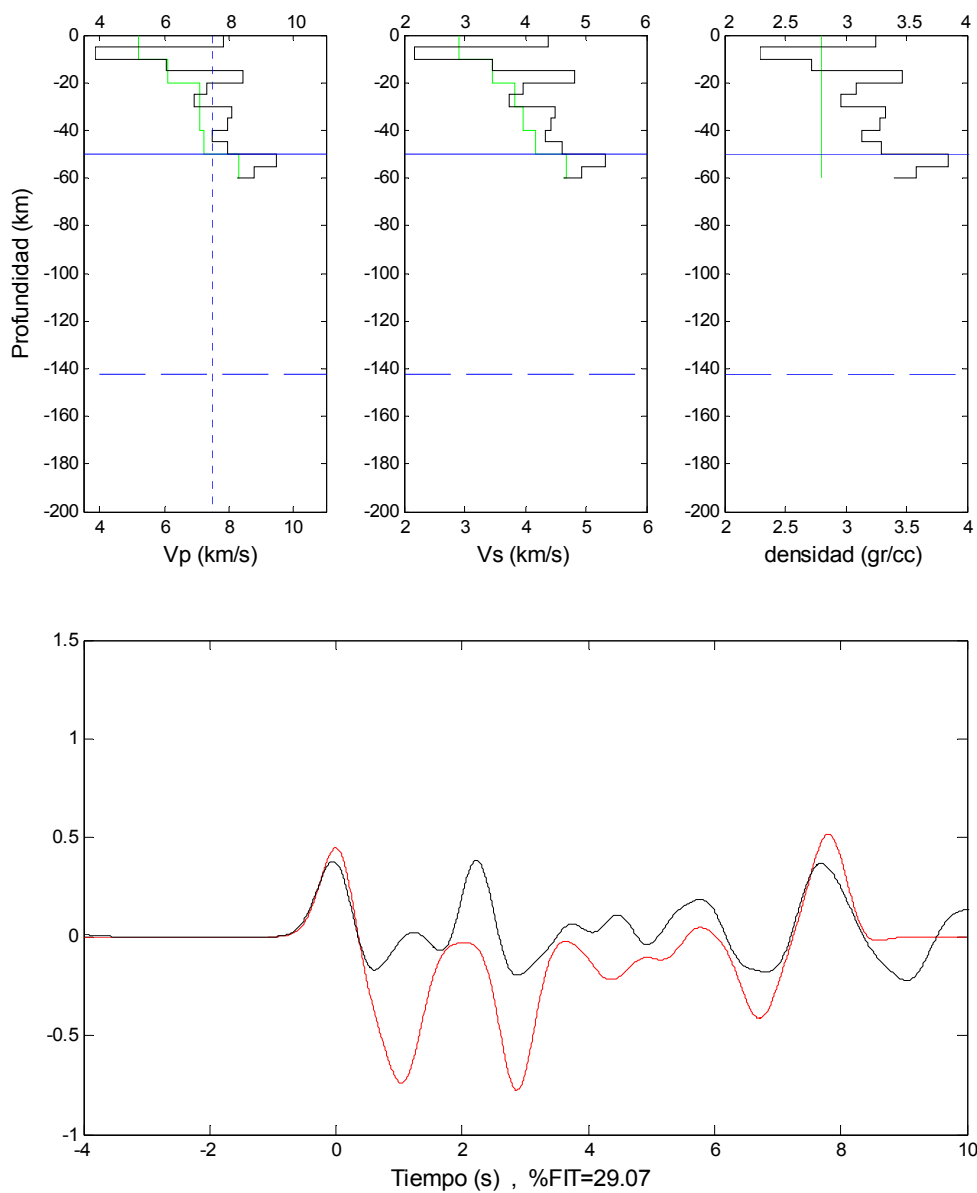


figura 5.30

Estación **AREN**. Inversión de funciones de recepción para telesismos. **Paneles superiores:** Modelos de velocidad y densidad. Modelos iniciales (en verde) y finales (en negro). La línea horizontal continua (en azul) indica la profundidad inferida del Moho, y la segmentada inferior la profundidad de la placa de Nazca según curvas de Pardo et al. Las Línea vertical segmentada (en azul) sobre el panel Vp indica el valor 7.5 (km/s) que en forma aproximada separa corteza y manto. **Panel inferior:** Función de recepción observada (línea roja) y teórica generada con el modelo final de velocidades (línea negra). El ajuste de entre las señales observada y modelada es de 29.07% (% FIT).

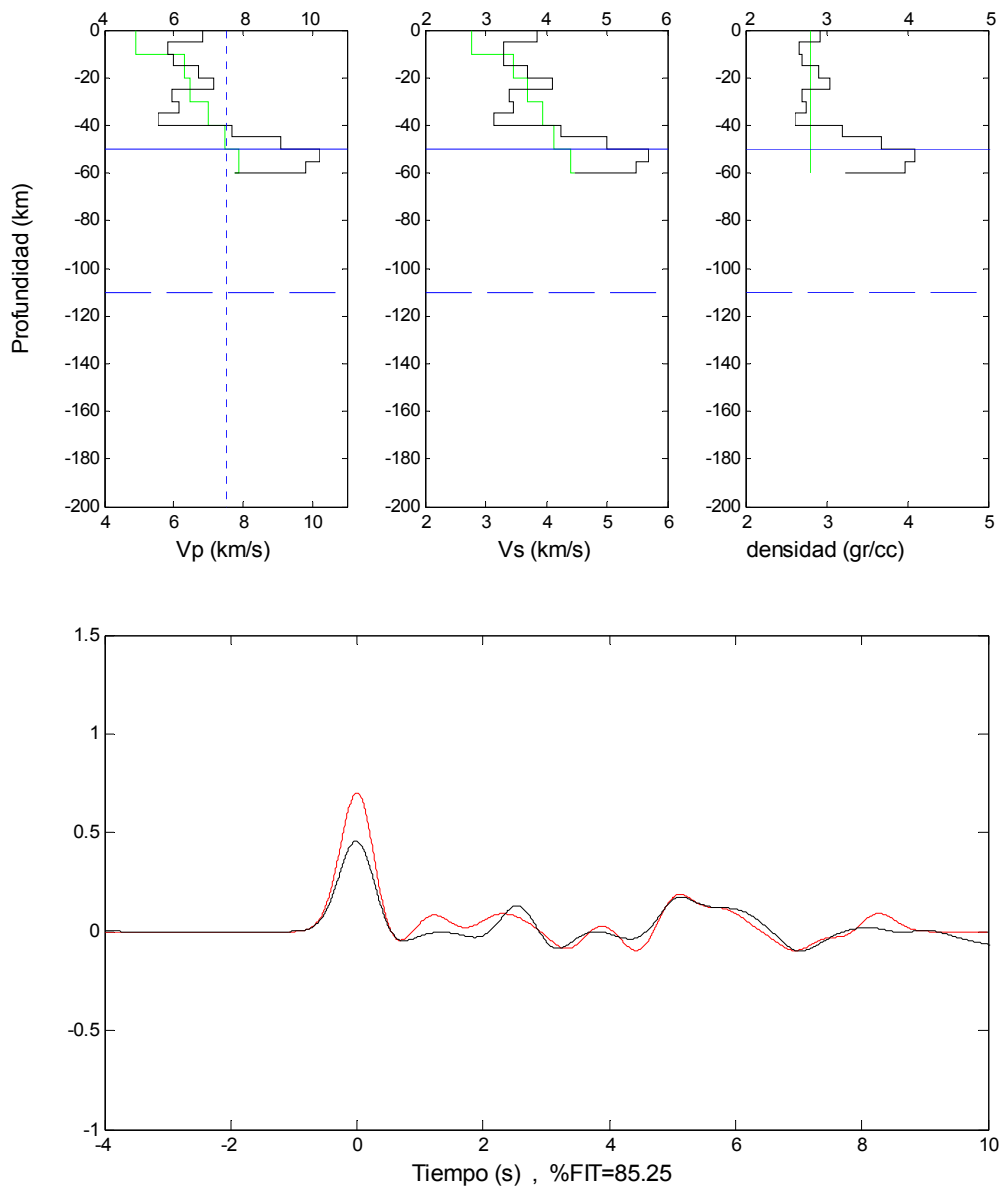


figura 5.31

Estación **ALFA**. Inversión de funciones de recepción para sismos locales. Disposición de paneles y simbología idénticas a la figura anterior.

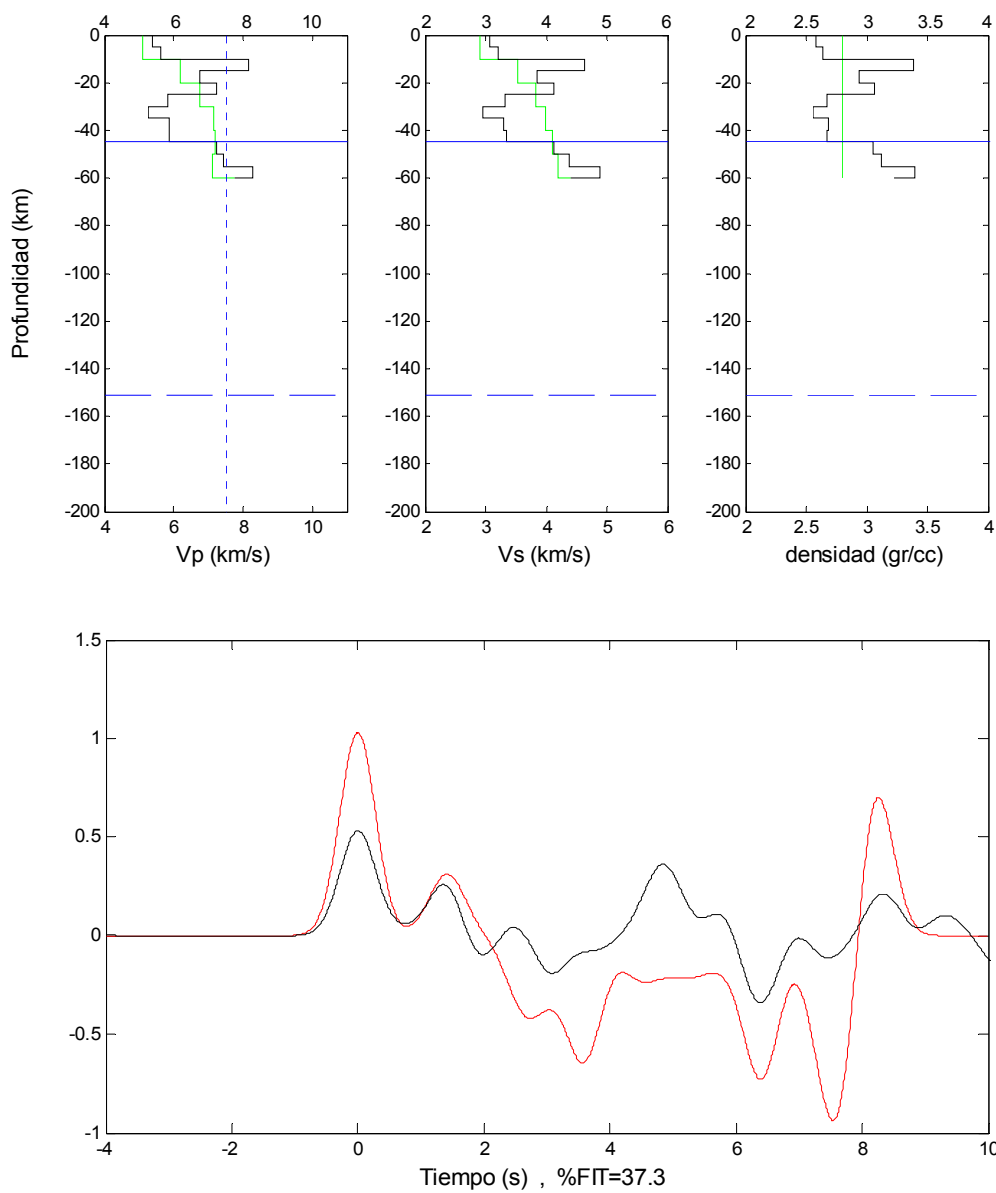


figura 5.32

Estación **AGRE**. Inversión de funciones de recepción para sismos locales. Disposición de paneles y simbología idénticas a la figura anterior.

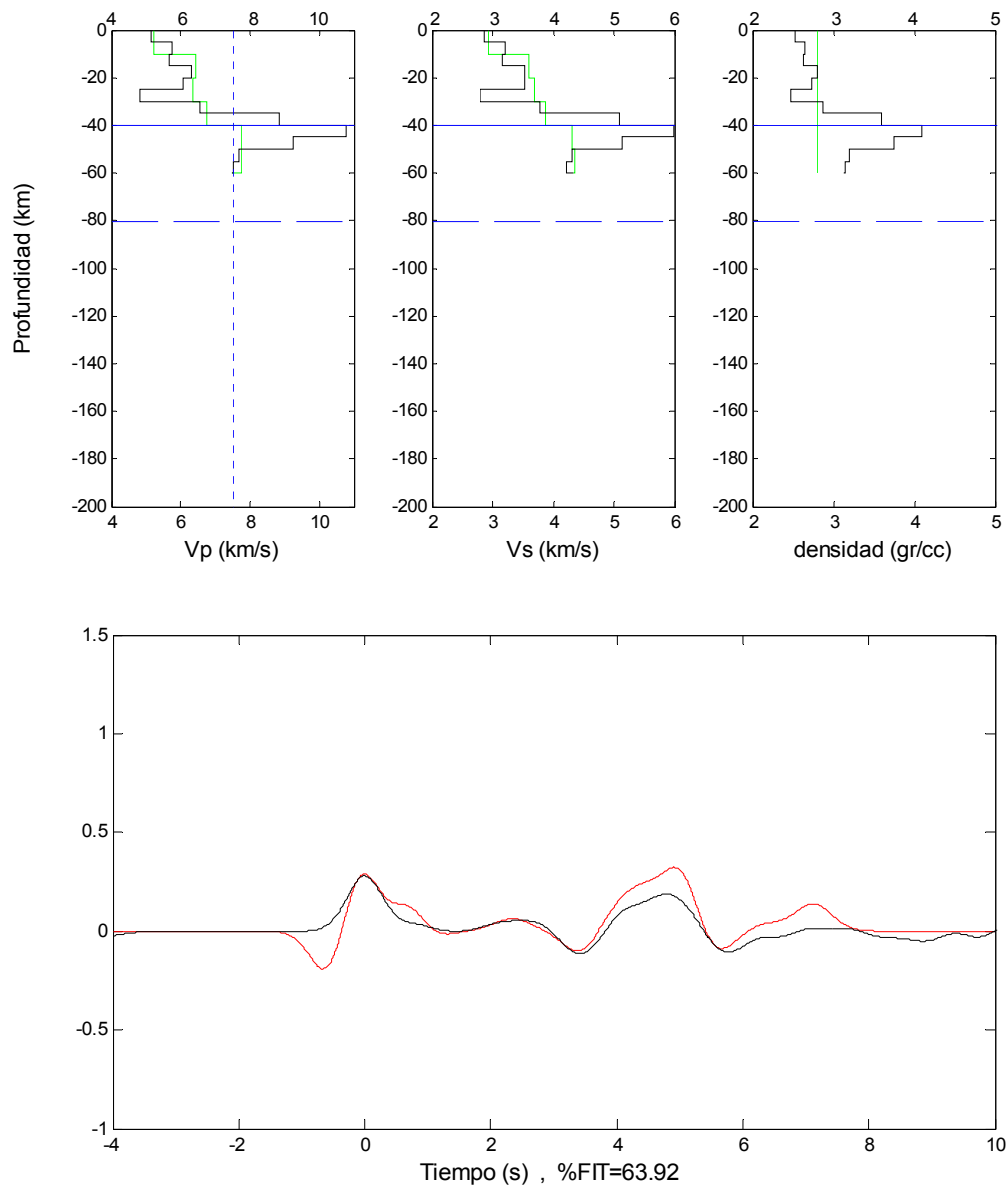


figura 5.33

Estación **ALME**. Inversión de funciones de recepción para sismos locales. Disposición de paneles y simbología idénticas a la figura anterior.

Como se puede ver en las figuras anteriores, los modelos finales con eventos locales presentan, en general, velocidades extremadamente altas a profundidades corticales, lo que sumado a un porcentaje de ajuste bajo en AREN y AGRE hacen dudar de la calidad de las soluciones en estas estaciones. Sin embargo, los modelos en las estaciones AREN, AGRE y ALME presentan cierta coherencia en la localización de la profundidad del Moho (mayor contraste de velocidades) con los resultados de telesismos en las mismas estaciones.

Una posible explicación de los resultados insatisfactorios obtenidos para sismos locales con el algoritmo de inversión de funciones de recepción, puede estar en el hecho de que si bien, la diferencia temporal entre las llegadas de las fases P y S (~10 s) es suficientemente grande como para observar la fase P convertida a S (P_s), no basta para separar la fase P de otras como la fase S convertida a P en el Moho (S_p). Estos pulsos que provienen de la onda S incidente en el Moho llegan a la estación algunos segundos antes de la S directa y son imposibles de modelar con este programa de inversión, que en definitiva entrega una solución final físicamente incoherente.

En la tabla 5.2, se muestran los hipocentros de los eventos locales con los cuales se obtuvieron los mejores modelos finales presentados en las figuras 5.30 a 5.33. En la estación ALFA, el mejor resultado con eventos locales corresponde a un stack de los dos eventos indicados en la Tabla 5.2, para esta estación.

Estación	Tiempo origen de los eventos utilizados	Latitud (°S) del evento	Longitud (°W) del evento	Profundidad (km) del evento
AREN	2002/12/29-02:37:58	-33,424	-69,765	122,9
ALFA	2003/01/07-00:54:40	-33,795	-70,258	116,3
	2003/01/07-01:18:41	-33,772	-70,327	111,3
AGRE	2002/12/24-08:52:09	-32,657	-69,281	129,3
ALME	2003/01/09-1857:03	-31,766	-70,468	118,4

Tabla 5.2

Esta tabla muestra el hipocentro de los eventos locales correspondientes a las inversiones presentadas en las figuras 5.30 a 5.33.

Capítulo 6 Interpretación y Discusión

Con objeto de observar y describir con mayor detalle los resultados de la inversión de funciones de recepción en relación con la topografía y profundidad del slab, se generaron cuatro perfiles este-oeste para estudiar la variación norte-sur de los modelos de velocidad de ondas de cuerpo, densidad y razón V_p/V_s en la zona. Los perfiles A-A', B-B', C-C' y D-D' se extienden desde los 67°W a los 72°W y se localizan en los 33.5°S, 32.8°S, 32.3°S y 31.5°S respectivamente (líneas rojas en la figura 6.1). Los perfiles se generaron asignando en cada estación cercana al perfil los valores de V_p , V_s , densidad y V_p/V_s de cada capa a la profundidad media de éstas, interpolando estos valores para obtener funciones continuas en profundidad que se graficaron bajo la estación correspondiente. Las curvas que representan la geometría de la placa de Nazca en subducción, se generaron interpolando linealmente los contornos de isoprofundidad del slab de Pardo y otros (2002), presentados en las figuras 3.1 y 6.1.

La localización espacial de las estaciones en estos perfiles, distantes en general más de 50 km una de otra, no permite definir estructuras con longitudes horizontales menores. En este sentido, los perfiles generados permiten interpretar las coherencias y cambios drásticos entre modelos de velocidad cercanos sin perder de vista la naturaleza estrictamente local de los modelos obtenidos por inversión de funciones de recepción.

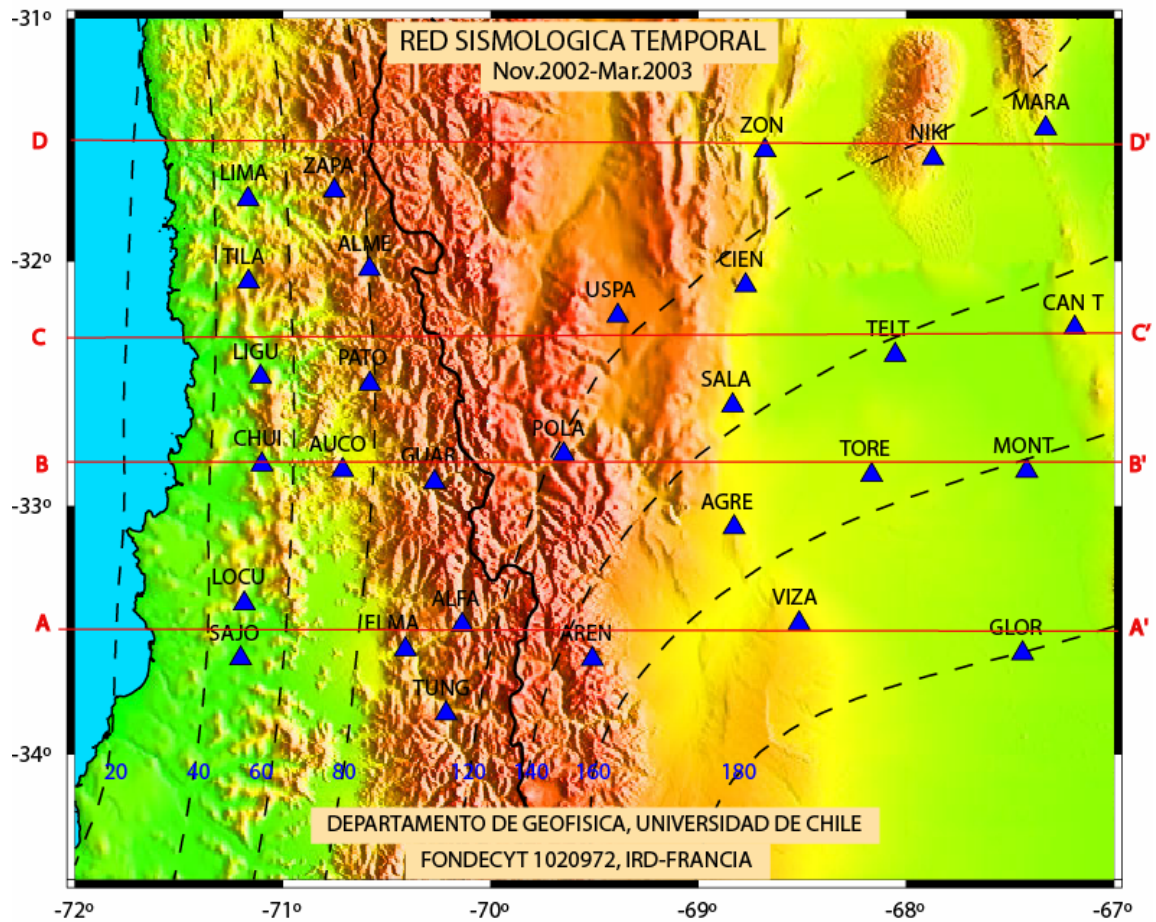


figura 6.1

Disposición de los cuatro perfiles este-oeste que serán analizados y localización de las estaciones de la red temporal. Los perfiles se presentan en rojo, los triángulos muestran la ubicación de las estaciones. Las curvas de isopropfundidad de la placa de Nazca Subductada de Pardo et al. (2002) se presentan en línea segmentada.

6.1 Perfil A-A' (33.5°S):

Las estaciones asociadas al perfil A-A' son de este a oeste: GLOR, VIZA, AREN, ALFA, TUNG, ELMA, LOCU y SAJO (ver figura 6.1). Este perfil se encuentra ubicado en una zona donde la placa de Nazca muestra un ángulo de subducción cercano a un valor normal de 27°.

La figura 6.2 corresponde al modelo de Vp en el perfil A-A'. En el caso de las estaciones pertenecientes al perfil que se encuentran ubicadas prácticamente en la misma posición a lo largo del perfil, se optó por graficar sólo los mejores modelos finales. En el caso de la estación TUNG, que se encuentra próxima a ALFA, se elige esta última, porque el porcentaje de ajuste entre las señales observadas y modeladas es mayor que en el caso de TUNG (ver figuras 5.5 y 5.6); en el caso del par de estaciones LOCU y SAJO se elige graficar los resultados de la primera pues, en LOCU se observa con mayor claridad la discontinuidad de Moho a una profundidad de 35 km (ver figuras 5.8 y 5.9).

En la figura 6.2, se aprecia un fuerte cambio de velocidad en torno a la discontinuidad del Moho, con un rápido crecimiento desde 6 km/s a 8.5 km/s en aproximadamente de 10 km.

Bajo los Andes, el Moho alcanza una profundidad máxima de 50 km. En el límite del ante-arco y el arco (estación ELMA), la profundidad del Moho decrece rápidamente hacia el oeste, variando de 50km a 40km en una distancia de aproximadamente 30 km.

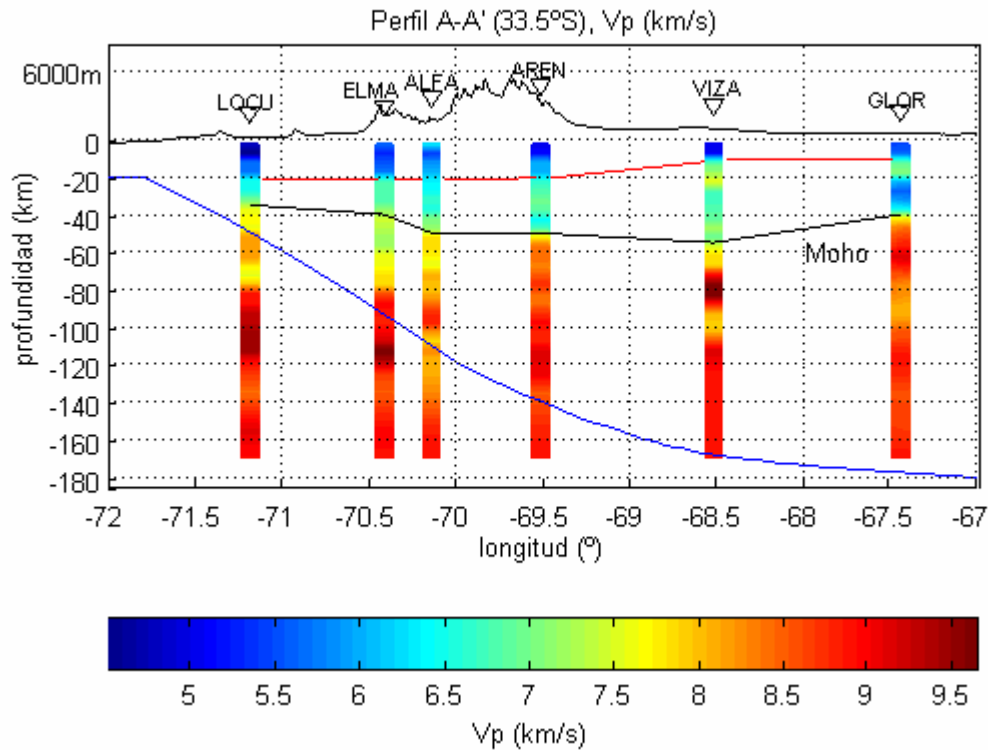


figura 6.2

Modelo de V_p para el perfil A-A'. Se muestra la topografía con una exageración vertical de 6. La curva negra corresponde a las profundidades del Moho inferidas de los modelos de velocidad en la estaciones asociadas al perfil, la curva azul indica la geometría en corte de la placa de Nazca y la curva roja corresponde a límite entre la Corteza superior y la Corteza inferior. Los triángulos indican la proyección de las estaciones sobre el perfil.

En el límite oeste del perfil (estación LOCU), se aprecia claramente que el modelo final de V_p permite identificar la profundidad mínima de la Placa de Nazca (curva azul), como la Principal discontinuidad en velocidades. En un perfil en torno a los 30.3°S , el estudio con ondas Pn aparentes de Fromm et al. (2004) muestra una profundidad del Moho de aproximadamente 30 km alrededor de los 71°W . En el presente estudio la estación LOCU muestra una discontinuidad suave a los 35 km de profundidad, lo que coincide notablemente con el trabajo antes mencionado.

En el límite este del perfil (bajo la estación GLOR), se encuentra una profundidad del Moho de 40 km. Esta situación contrasta con el modelo obtenido bajo la estación VIZA, que presenta una marcada profundización del Moho hasta los 55 km. Sin embargo, los modelos en la estación VIZA tienen asociados un porcentaje de ajuste relativamente bajo y una señal observada con características anómalas (ver sección 5.1), que hacen dudar de la profundidad para el Moho encontrada en la estación VIZA.

El método de inversión de funciones de recepción no permite visualizar, en este perfil, discontinuidades en velocidad asociadas a la placa de Nazca en subducción, salvo en la estación cercana a la costa.

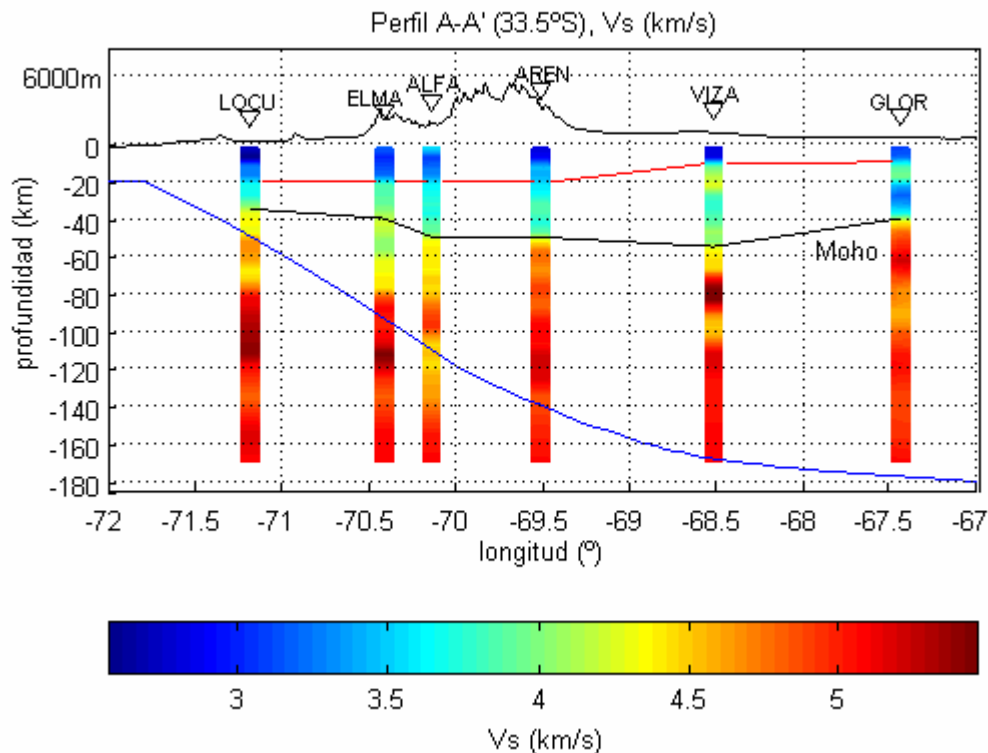


figura 6.3

Modelo de Vs para el perfil A-A'. Se muestra la topografía con una exageración vertical de 6. La curva negra corresponde a las profundidades del Moho inferidas de los modelos de velocidad en las estaciones asociadas al perfil, la curva azul indica la geometría en corte de la placa de Nazca y la curva roja corresponde a límite entre la Corteza superior y la Corteza inferior. Los triángulos indican la proyección de las estaciones sobre el perfil.

La figura 6.3 muestra el modelo de velocidad V_s para el perfil A-A' con características similares a las descritas para el modelo V_p . Esto se debe a que la técnica de inversión utiliza en cada iteración la razón V_p/V_s inicial para obtener el modelo de V_p desde el modelo de V_s .

En las figuras 6.2 y 6.3 se aprecia a lo largo del perfil A-A', una gran zona de baja velocidad con profundidades menores de 20 km., cuyo límite inferior (curva roja en las figuras) es asociable a la discontinuidad corteza superior - corteza inferior, dado que el límite entre granito y gabbro se da a una velocidad V_p de alrededor de 6.5 km/s y a una velocidad V_s de aproximadamente 3.6 km/s (Gutenberg, 1955). La profundidad de ésta interfaz decrece hacia el tras-arco, alcanzando 20 km de profundidad bajo el arco y 10 km de profundidad en el límite este del perfil (estación GLOR).

La figura 6.4 corresponde al modelo de densidad en el perfil A-A'. Se aprecia una notable similitud entre modelo de densidad y los modelos de velocidades de ondas de cuerpo. Como se explicó en la sección 4.5, esto se debe a que el programa de inversión utiliza la curva de Nafe-Drake para calcular la densidad a partir del modelo de V_p en cada iteración.

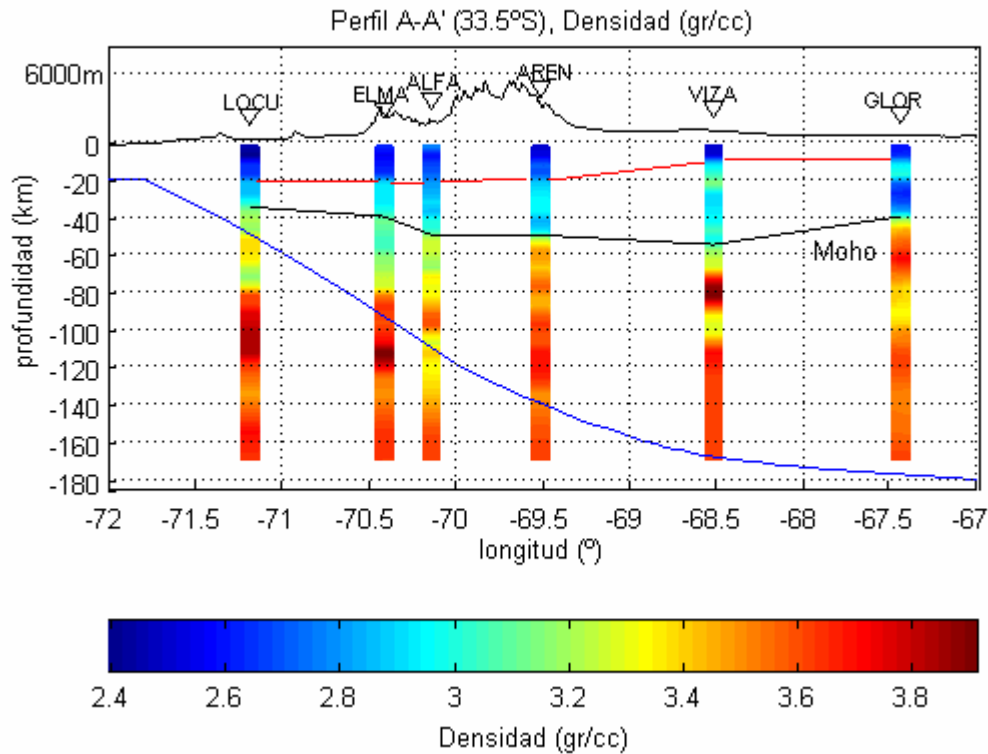


figura 6.4

Modelo de densidad para el perfil A-A'. Se muestra la topografía con una exageración vertical de 6. La curva negra corresponde a las profundidades del Moho inferidas de los modelos de velocidad en las estaciones asociadas al perfil, la curva azul indica la geometría en corte de la placa de Nazca y la curva roja corresponde a límite entre la Corteza superior y la Corteza inferior. Los triángulos indican la proyección de las estaciones sobre el perfil.

Nuevamente, en el perfil de densidad, se aprecia una anomalía en la profundidad del Moho bajo la estación VIZA y se observa también que la densidad del material sobre esta anomalía es similar a las densidades corticales obtenidas en el resto del perfil. Por lo tanto si éste espesor cortical anómalo efectivamente existe, debería verse como un notorio mínimo local en la anomalía gravimétrica de Bouguer en la zona.

Se encuentran disponible una grilla de gravedad total con datos cada 30', de libre acceso en el sitio de internet <http://www.csr.utexas.edu/grace/gravity> que forma parte de los resultados del proyecto GRACE (GRACE Gravity Model GGM02). Esta base de

datos gravimétrica ha sido procesada aplicando correcciones de Latitud, Bouguer y Topografía utilizando un modelo numérico de terreno SRTM con datos cada 1 km, para obtener la anomalía de Bouguer en la zona de estudio (figura 6.5).

Como puede observarse en la figura 6.5, la estación VISA no se encuentra asociada a una anomalía gravimétrica importante, y por lo tanto, el espesor cortical bajo esta estación no podría superar en 15 km al valor observado en las estaciones AREN y GLOR. Esto permite concluir que la profundidad del Moho obtenida en la estación VIZA es errónea y en consecuencia no será considerada en las posteriores discusiones e interpretaciones de la geometría del Moho.

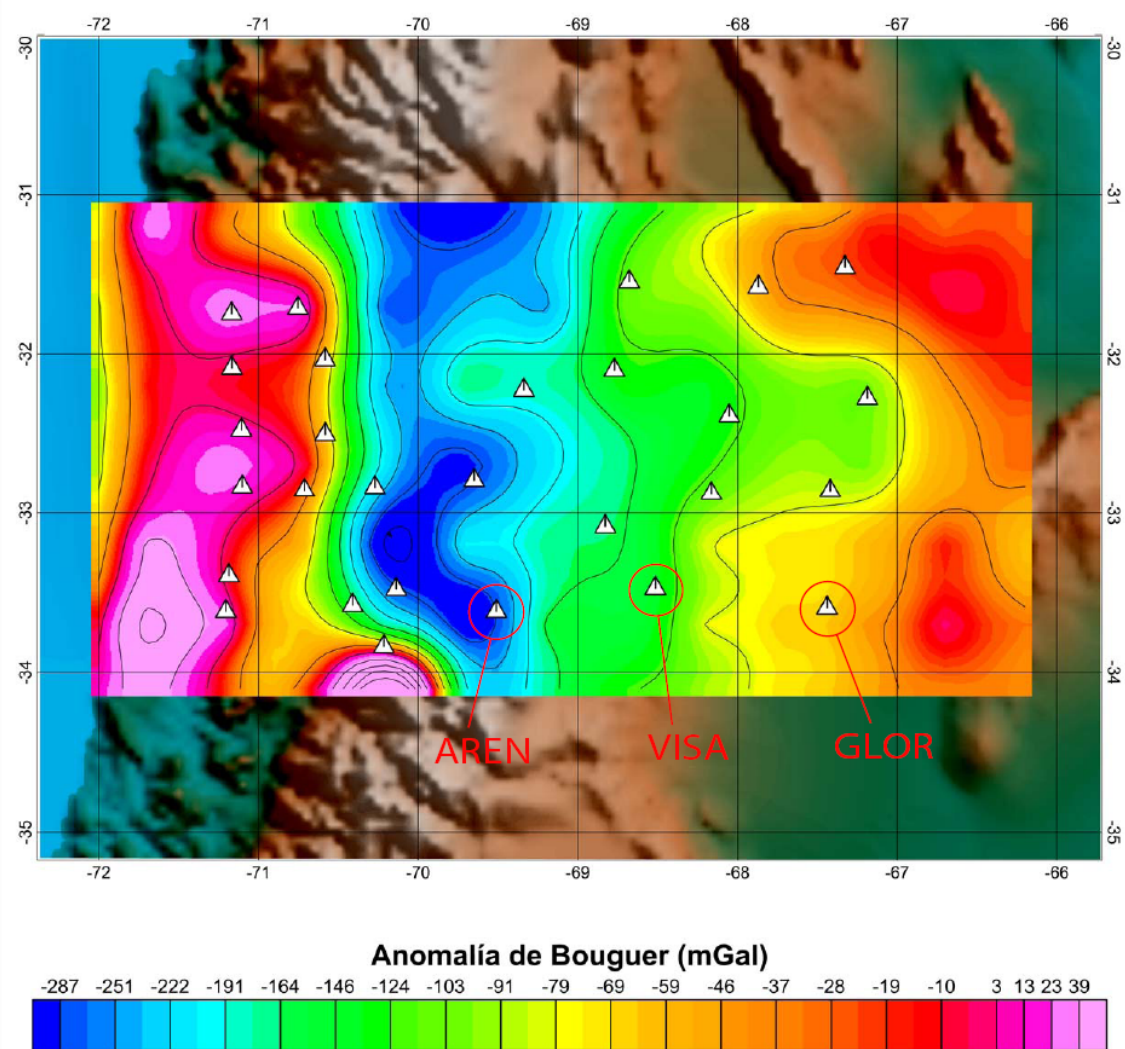


figura 6.5

Mapa de Anomalía de Bouguer en la zona de estudio obtenida a partir de datos de gravedad total provenientes del proyecto GRACE. Al fondo se observa la topografía SRTM de la zona de estudio. Los triángulos corresponden a la ubicación de las estaciones de la red temporal donde se ha destacado con rojo las estaciones AREN, VISA y GLOR.

Como se mencionó anteriormente el programa de inversión utiliza para cada capa, el valor de V_p/V_s de modelo inicial de velocidades (en este caso el modelo de tomografía de Pardo et al., 2005). Para efectos de la interpretación de los resultados, se presentan continuación los valores de la razón V_p/V_s bajo cada estación asociada al perfil A-A' (figura 6.6). La figura 6.7 corresponde a un resumen de los resultados para V_p/V_s de la tomografía de Pardo et al., 2005, en los cuatro perfiles analizados en el presente trabajo.

En términos generales, en la figura 6.6 se aprecian valores altos de V_p/V_s bajo los Andes en contraste con los valores obtenidos hacia el este y oeste del arco. Estos máximos coinciden en latitud con la zona donde la placa de Nazca alcanza los 100 km de profundidad, en torno a la cual se produciría la fusión parcial del Manto y la consecuente ascensión de magma que alimentaría el arco volcánico (Gutscher, 2002). Es importante destacar que el perfil A-A' se encuentra en el límite norte del arco volcánico activo, y por lo tanto, es esperable la presencia de cámaras magmáticas bajo los Andes, que deberían observarse como máximos de V_p/V_s , los cuales efectivamente se aprecian en la figura 6.6 bajo las estaciones ALFA y AREN.

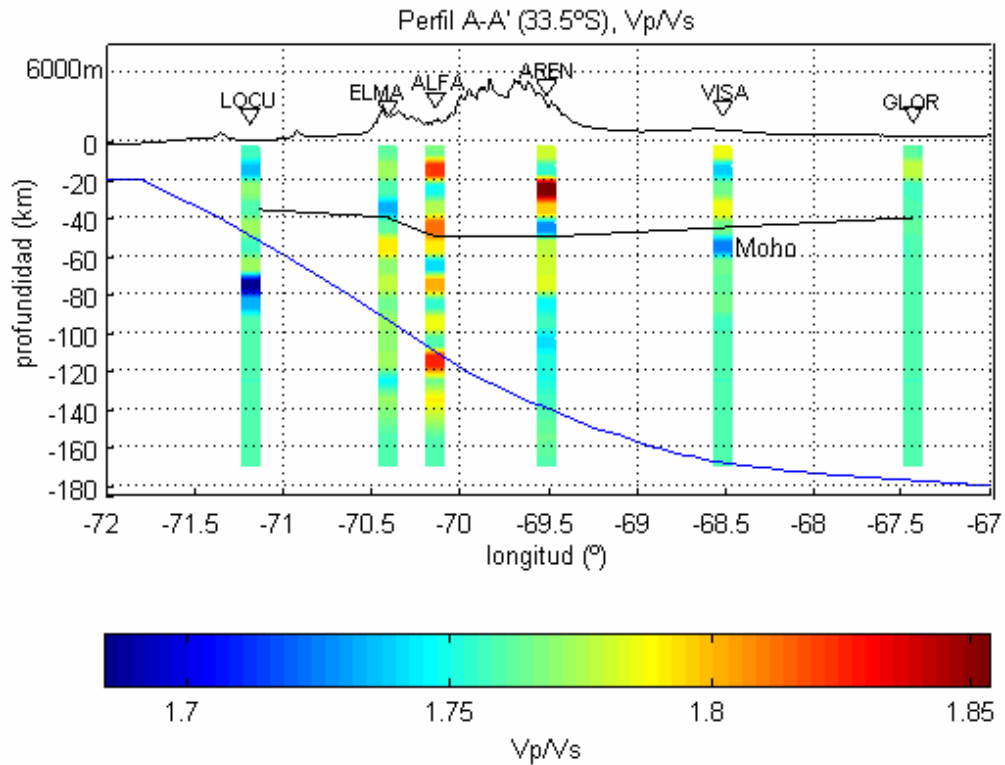


figura 6.6

Modelo de razón Vp/Vs para el perfil A-A'. Se muestra la topografía con una exageración vertical de 6. La curva negra corresponde a las profundidades del Moho inferidas de los modelos de velocidad en la estaciones asociadas al perfil y la curva azul indica la geometría en corte de la placa de Nazca. Los triángulos indican la proyección de las estaciones sobre el perfil.

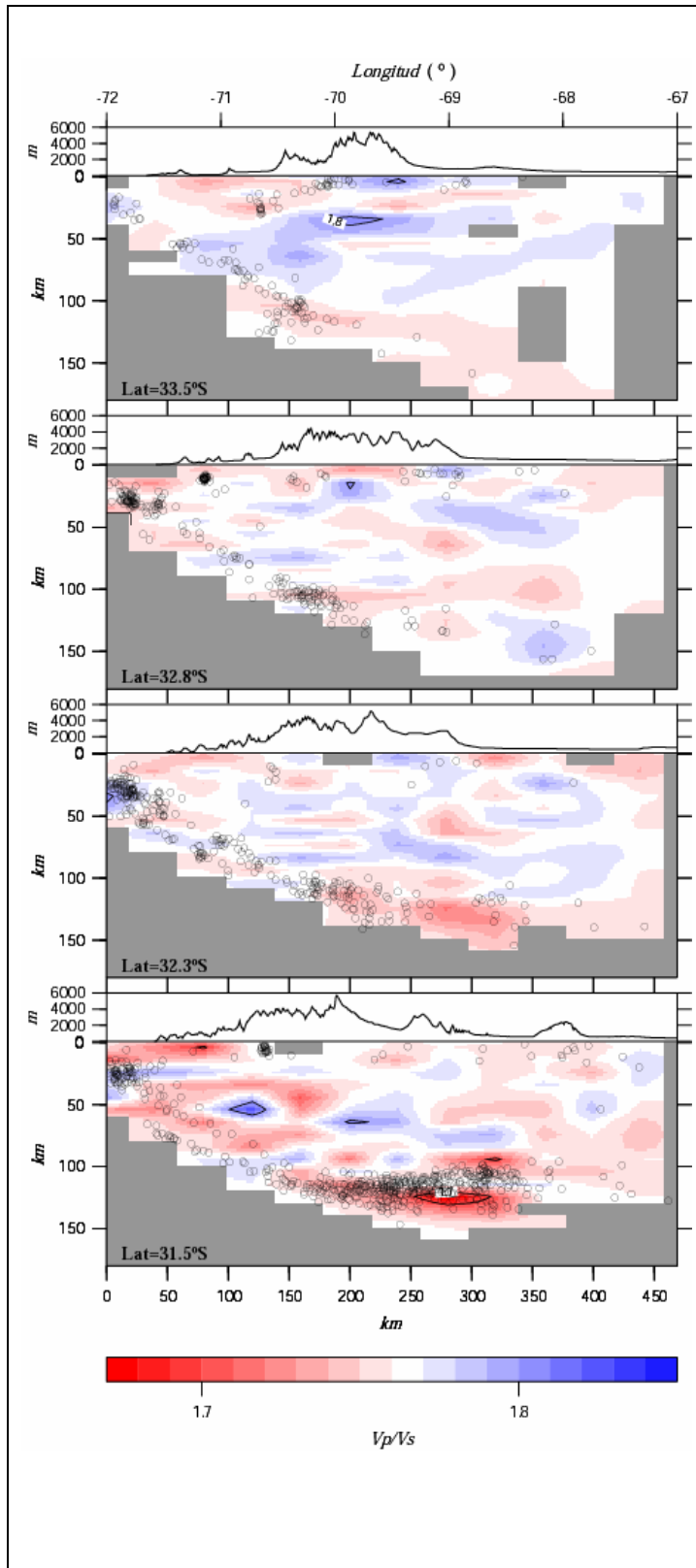


figura 6.7

Modelo de razón V_p/V_s en diferentes perfiles en la zona, generados con los resultados de la tomografía (Pardo et al., 2005) utilizada como modelo inicial para la inversión de funciones de recepción. la escala de colores es inversa a la utilizada en la figura 6.5. En puntos negros se muestran los hipocentros de los eventos asociados a los perfiles.

Como se explicó anteriormente, las profundidades del Moho fueron definidas a partir de los modelos de velocidad y densidad, resultantes de la inversión de funciones de recepción, sin embargo, los pulsos correspondientes la fase P convertida a S en el Moho pueden también observarse directamente en las funciones de recepción asociadas al perfil A-A'.

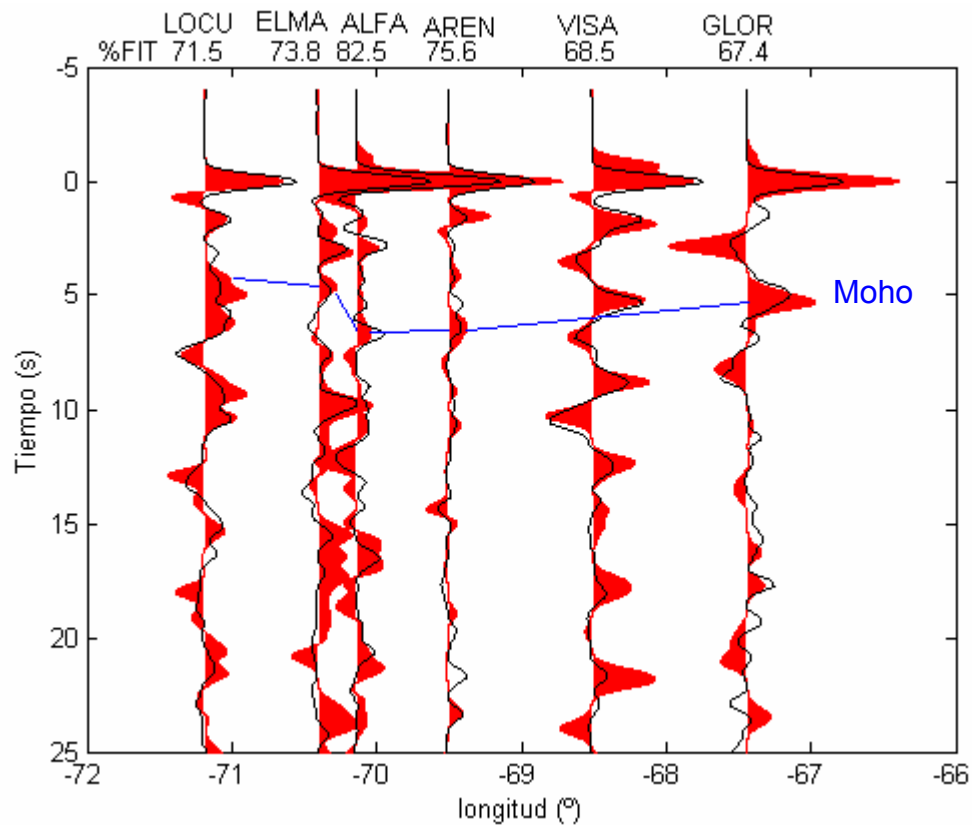


figura 6.8

Funciones de recepción radiales asociadas al perfil A-A'. En rojo sólido se presentan las señales observadas, y en negro las señales modeladas en la inversión. El pulso correspondiente a la fase Ps convertida en el Moho se indica en azul. Bajo el nombre de las estaciones, se entrega el porcentaje de ajuste (%FIT) entre las funciones de recepción observada y modelada.

En la figura 6.8 se aprecia que la fase Ps convertida en el Moho sigue un patrón en tiempo similar al de la profundidad del Moho presentada en las figuras anteriores 6.2 a 6.6. Esta situación es esperable ya que las velocidades promedio de la Corteza no varían fuertemente a lo largo del perfil.

Una característica relevante de las funciones de recepción asociadas al perfil, es que si bien, el pulso correspondiente a la fase Ps es identificable en todas las estaciones, es muy claro en el tras-arco (estación GLOR), y en el ante-arco (estación LOCU), mientras que bajo la cordillera se aprecia con menor claridad. Esto puede deberse a una mayor complejidad de la estructura cortical en la zona de arco que implicaría la existencia de fases convertidas en el interior de la corteza con amplitudes y tiempos de arribo a la estación cercanos al pulso Ps.

6.2 Perfil B-B' (32.8°S):

Las estaciones asociadas al perfil B-B' son de este a oeste: MONT, TORE, AGRE, POLA, GUAR, AUCO y CHUI. Este perfil se encuentra ubicado en torno a los 32.8°S, latitud que corresponde a una zona de transición entre el régimen de subducción plana de la placa de Nazca y el comienzo del flat slab, además coincide con la zona donde el macizo andino comienza a ensancharse hacia el norte (figura 6.1).

Las figuras 6.9 y 6.7 presentan los modelos de velocidad de onda P y S respectivamente.

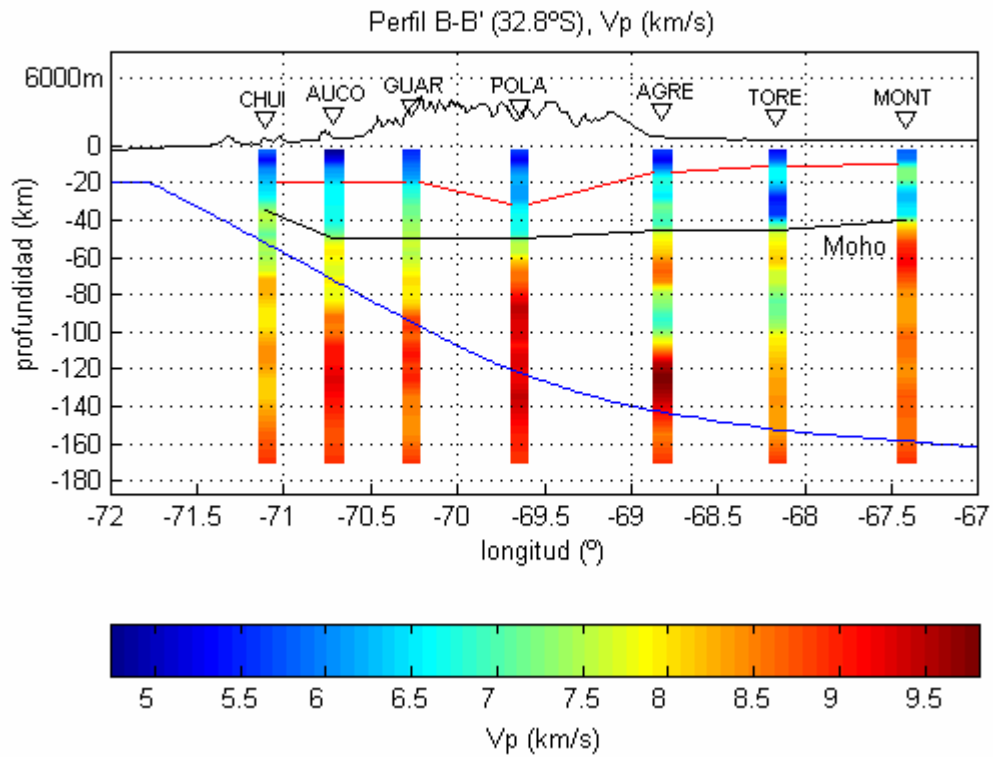


figura 6.9

Modelo de Vp para el perfil B-B'. Se muestra la topografía con escala una exageración vertical de 6. La curva negra corresponde a las profundidades del Moho inferidas de los modelos de velocidad en la estaciones asociadas al perfil, la curva azul indica la geometría en corte de la placa de Nazca y la curva roja corresponde a límite entre la Corteza superior y la Corteza inferior. Los triángulos indican la proyección de las estaciones sobre el perfil.

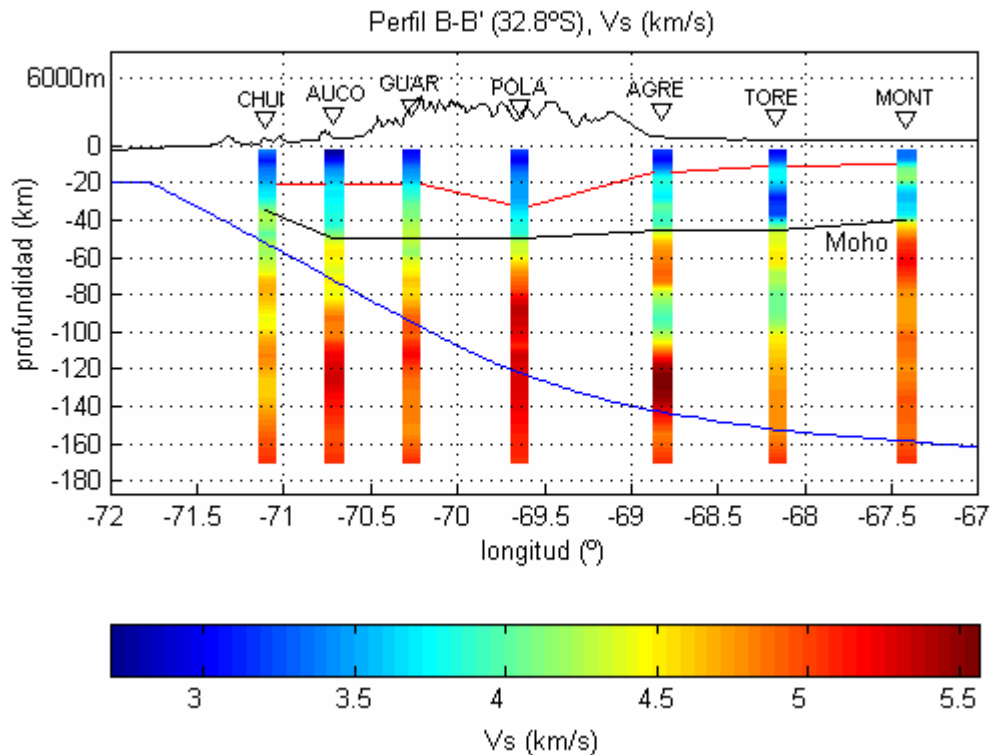


figura 6.10

Modelo de Vs para el perfil B-B'. Se muestra la topografía con una exageración vertical de 6. La curva negra corresponde a las profundidades del Moho inferidas de los modelos de velocidad en las estaciones asociadas al perfil, la curva azul indica la geometría en corte de la placa de Nazca y la curva roja corresponde a límite entre la Corteza superior y la Corteza inferior. Los triángulos indican la proyección de las estaciones sobre el perfil.

Se observa una profundidad máxima del Moho de 50 km bajo los Andes. Nuevamente en la estación correspondiente al límite oeste del perfil (en éste caso CHUI), presenta un contraste de velocidades correspondiente a la curva de profundidad del slab de Pardo y otros (2002) y se aprecia una interfaz suave asociable al Moho a los 35 km de profundidad (ver figura 5.15).

En el tras-arco, se alcanza una profundidad mínima del Moho de 40 km bajo la estación MONT, en el límite este del perfil. Se observa un crecimiento suave del

espesor de la corteza, de este a oeste, que alcanza un valor máximo de 50 km bajo el macizo andino.

Bajo las estaciones AGRE, TORE y MONT, se aprecia un mínimo de velocidad (y densidad en la figura 6.11) entre los 80 km y 100 km de profundidad. Aún cuando estas estaciones se encuentran a más de 50 km de distancia una de otra, los mínimos observables podrían pertenecer a una única anomalía de baja velocidad y densidad, sin embargo, la densidad de estaciones de la red temporal no permite definir con mayor detalle las dimensiones de esta posible estructura. Este mínimo es menos notorio en la estación MONT, sin embargo se aprecia también en la estación GLOR del perfil A-A' localizada aproximadamente en la misma longitud (figuras 6.2, 6.3 y 6.4). Las estaciones mencionadas anteriormente tienen asociado un porcentaje de ajuste entre las funciones de recepción observadas y modeladas superior al 67% (figuras 5.2, 5.10, 5.11 y 5.12), lo que indica que los mínimos discutidos anteriormente probablemente corresponden a valores anómalos reales.

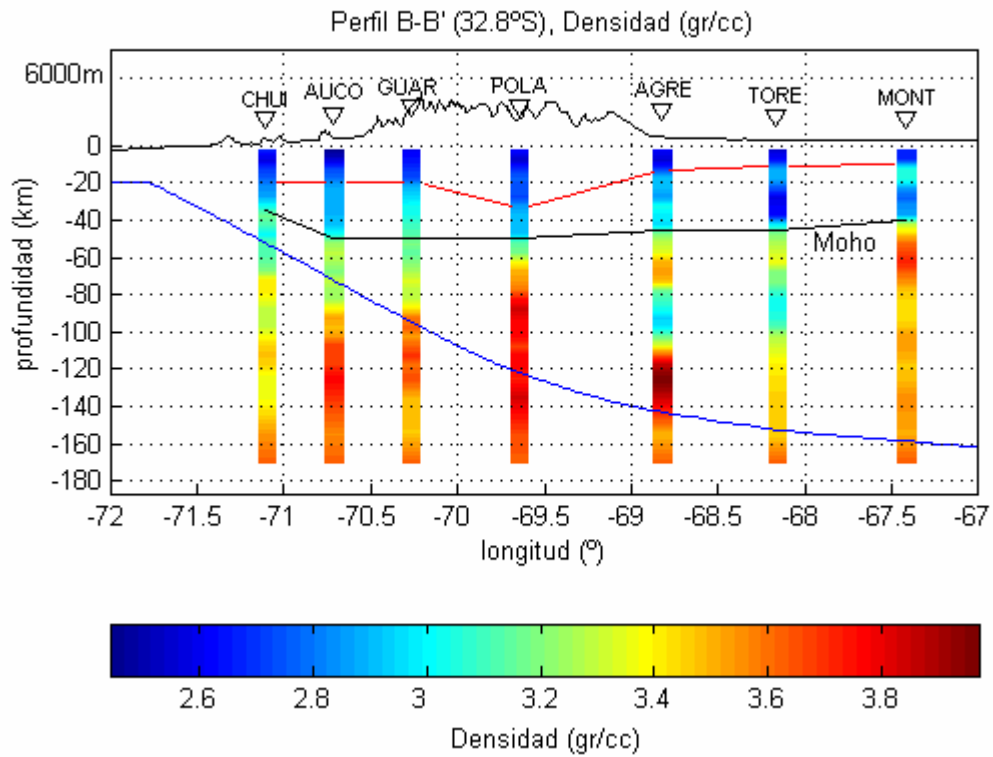


figura 6.11

Modelo de densidad para el perfil B-B'. Se muestra la topografía con una exageración vertical de 6. La curva negra corresponde a las profundidades del Moho inferidas de los modelos de velocidad en la estaciones asociadas al perfil y la curva azul indica la geometría en corte de la placa de Nazca. Los triángulos indican la proyección de las estaciones sobre el perfil.

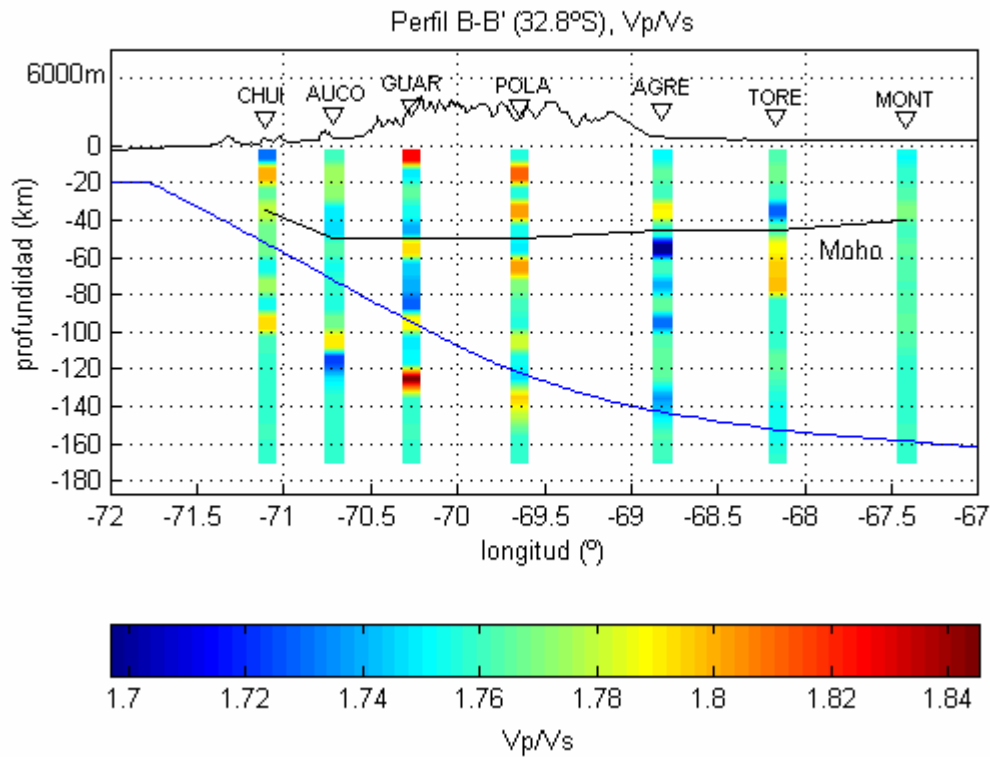


figura 6.12

Modelo de razón Vp/Vs para el perfil B-B'. Se muestra la topografía con una exageración vertical de 6. La curva negra corresponde a las profundidades del Moho inferidas de los modelos de velocidad en las estaciones asociadas al perfil y la curva azul indica la geometría en corte de la placa de Nazca. Los triángulos indican la proyección de las estaciones sobre el perfil.

En la figura 6.12, se observa que la zona donde se presentan máximos de Vp/Vs bajo los Andes ubicados a profundidades corticales (< 50km), se extiende entre los 68.5°W y los 70.5°W aproximadamente. Esta situación contrasta con lo observado en el perfil A-A', donde estos máximos se encuentran solo bajo el arco. El ensanchamiento de la zona de máximos de Vp/Vs va acompañado del ensanchamiento del macizo andino (comienzo de la zona de Precordillera, ver figura 1.1) en las mismas longitudes y podría ser explicado como un efecto remanente del corrimiento hacia el este del frente magmático producto de la paulatina horizontalización de la Placa de

Nazca en subducción (Kay y Mpodozis, 2002), en otras palabras, a pesar de que el magmatismo finalizó aproximadamente hace 2 Ma, es posible que aún existan anomalías de Vp/Vs asociadas al antiguo ascenso de magma bajo el arco y ante-arco.

Finalizando el análisis de los resultados de la inversión en el perfil B-B', se presentan las Funciones de Recepción observadas y modeladas correspondientes a las estaciones asociadas al perfil en la figura 6.13.

En forma similar a lo observado en el perfil A-A', los pulsos correspondientes a la fase Ps poseen una distribución temporal similar a la geometría del Moho a lo largo del perfil, y son claramente inidentificables en las estaciones MONT y TORE en el límite este del perfil y en la estación CHUI en el límite oeste del ante-arco. Nuevamente esta característica puede deberse a una estructura cortical compleja bajo la zona de arco, la cual, a diferencia del perfil A-A', se ensancha hacia el norte de los 33°S (ver figura 6.1) desplegándose aproximadamente entre las estaciones AUCO y AGRE, que es justamente la zona donde el pulso de la fase Ps se aprecia con menor claridad en la figura 6.13.

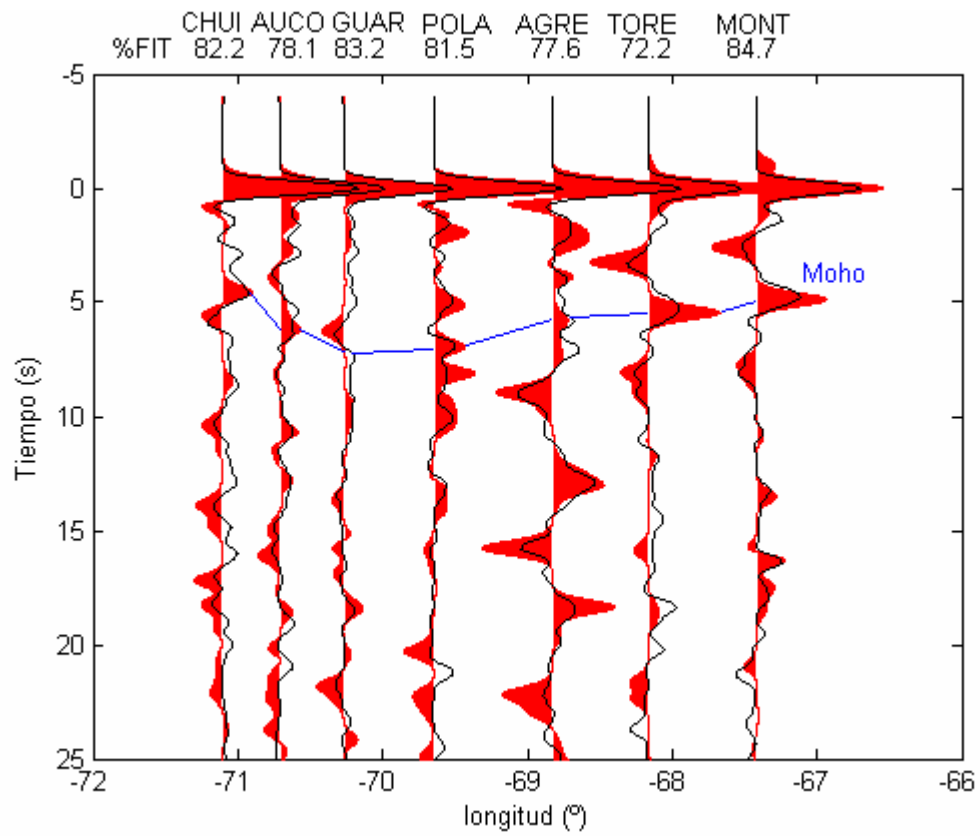


figura 6.13

Funciones de recepción asociadas al perfil B-B'. En rojo sólido se presentan las señales observadas y en negro las señales modeladas en la inversión. El pulso correspondiente a la fase Ps convertida en el Moho se indica en azul. Bajo el nombre de las estaciones, se entrega el porcentaje de ajuste (%FIT) entre las funciones de recepción observada y modelada.

6.3 Perfil C-C' (32.3°S):

Las estaciones asociadas al perfil C-C' son de este a oeste CANT, TELT, CIEN, USPA, PATO, ALME, LIGU y TILA. Este perfil se encuentra alrededor de los 32.3°S, latitud que corresponde aún a la zona de transición entre subducción normal y sub-horizontal de la Placa de Nazca. Los modelos de velocidad de ondas de cuerpo en este perfil, son presentados en las figuras 6.14 y 6.15.

Los modelos finales de velocidad y densidad en la estación PATO (figura 5.21) no son considerados en el análisis del perfil C-C', pues a pesar de entregar una profundidad del Moho consistente con los resultados en la estación ALME (figura 5.22), el porcentaje de ajuste es demasiado bajo (~34%) y los modelos finales de velocidad y densidad demasiado inciertos.

En el caso de las estaciones LIGU y TILA ubicadas prácticamente a la misma longitud, se grafican solo los resultados obtenidos para TILA (figura 5.24), pues tienen un mejor porcentaje de ajuste (92.8%).

En el límite oeste del Perfil la estación TILA presenta una notoria discontinuidad asociable a la profundidad de la placa de Nazca, coincidiendo con una zona de baja sobre a los 60 km de profundidad (ver discusión del perfil A-A'), pero no se distingue una discontinuidad asociable al Moho, como tampoco en la estación LIGU ubicada prácticamente en la misma longitud (ver figura 5.23). Esta dificultad en la observación del Moho, en ambas estaciones, puede deberse a una anomalía local de baja velocidad en la zona, pues no se aprecia en los otros perfiles. Un aspecto interesante es que la ubicación de estas estaciones coincide con la traza de la dorsal de Juan Fernández, donde la placa de Nazca en subducción alcanza aproximadamente 50 km de profundidad. Por lo tanto, es posible que la subducción de la dorsal afecte la velocidad del manto bajo el Moho, quizás mediante un mayor aporte de fluidos, lo que implicaría un descenso de las velocidades en el entorno de la discontinuidad del Moho, dificultando la visualización de esta discontinuidad mediante la técnica de inversión de funciones de recepción.

En el límite del ante-arco y el arco (70.5°W), la estación ALME presenta una profundidad del Moho de 40 km al igual que la estación ELMA del perfil A-A'.

La profundidad del Moho en el tras-arco presenta un suave decrecimiento hacia el este en forma similar a lo observado en el perfil B-B', sin embargo las profundidades del Moho en esta zona son notoriamente mayores en comparación con los perfiles anteriores en las mismas latitudes, alcanzando una profundidad mínima de 50 km en el límite este del perfil y una máxima de 60 km bajo la zona de Precordillera en torno a los 69.5°W.

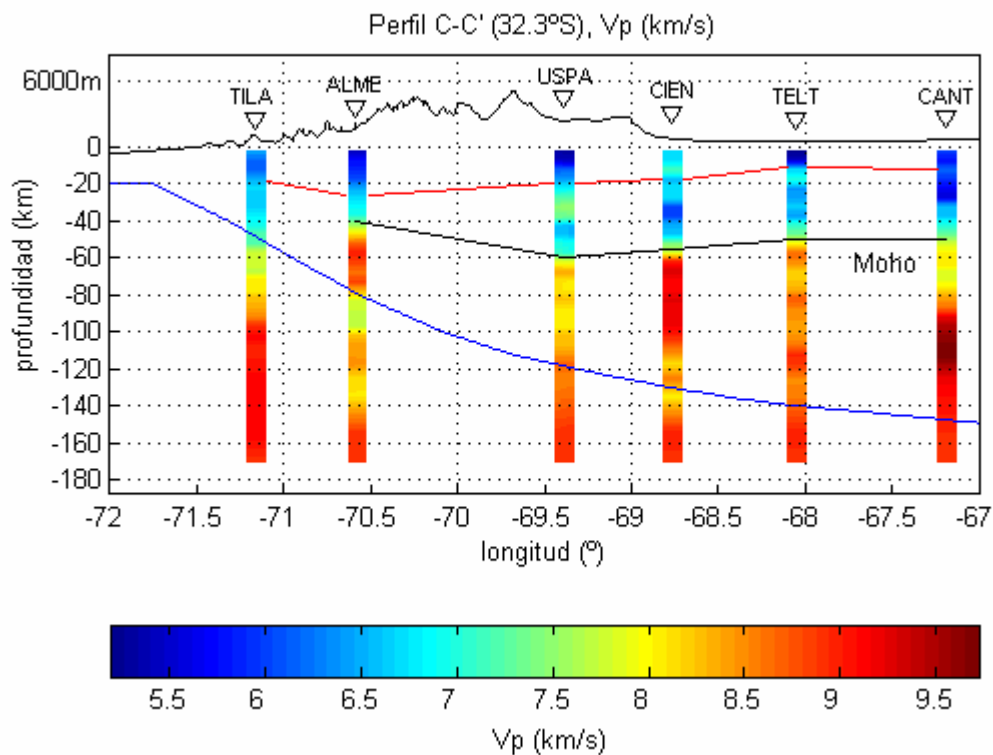


figura 6.14

Modelo de Vp para el perfil C-C'. Se muestra la topografía con una exageración vertical de 6. La curva negra corresponde a las profundidades del Moho inferidas de los modelos de velocidad en las estaciones asociadas al perfil, la curva azul indica la geometría en corte de la placa de Nazca y la curva roja corresponde a límite entre la Corteza superior y la Corteza inferior. Los triángulos indican la proyección de las estaciones sobre el perfil.

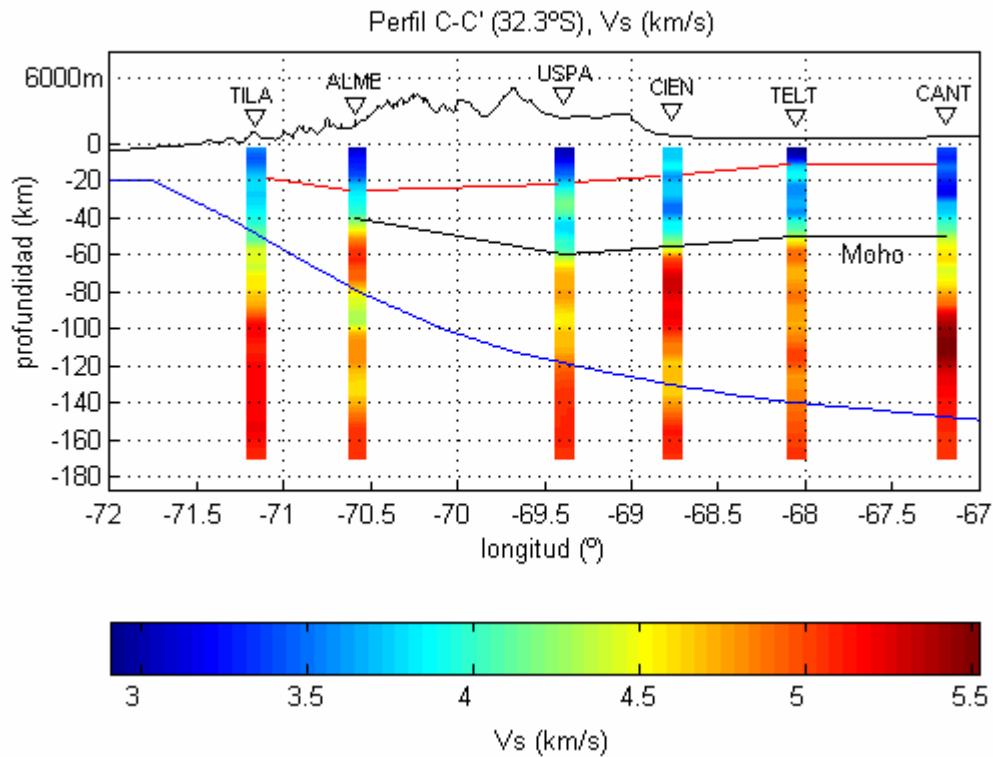


figura 6.15

Modelo de Vs para el perfil C-C'. Se muestra la topografía con una exageración vertical de 6. La curva negra corresponde a las profundidades del Moho inferidas de los modelos de velocidad en las estaciones asociadas al perfil, la curva azul indica la geometría en corte de la placa de Nazca y la curva roja corresponde a límite entre la Corteza superior y la Corteza inferior. Los triángulos indican la proyección e las estaciones sobre el perfil.

La zona bajo el macizo andino entre los 69.5°W y los 70.5°W no fue cubierta con estaciones de la red temporal, por lo tanto no se dispone de modelos de velocidad o densidad entre estas longitudes. En consecuencia la profundidad del Moho bajo la zona de arco podría ser mayor o menor y con diferente geometría que la mostrada en las figuras 6.14 y 6.15.

El modelo de densidad para el perfil C-C' se presenta en la figura 6.16. En general, como en los perfiles anteriores, el perfil de densidad presenta las mismas características de los modelos de velocidad.

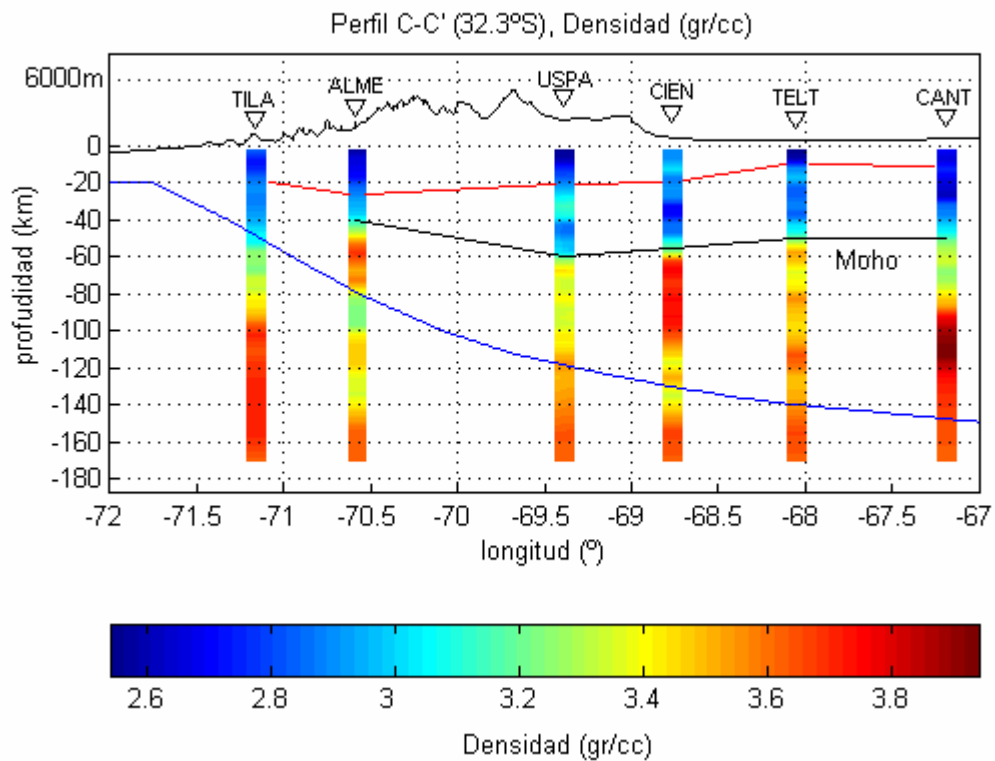


figura 6.16

Modelo de densidad para el perfil C-C'. Se muestra la topografía con una exageración vertical de 6. La curva negra corresponde a las profundidades del Moho inferidas de los modelos de velocidad en las estaciones asociadas al perfil y la curva azul indica la geometría en corte de la placa de Nazca. Los triángulos indican la proyección de las estaciones sobre el perfil.

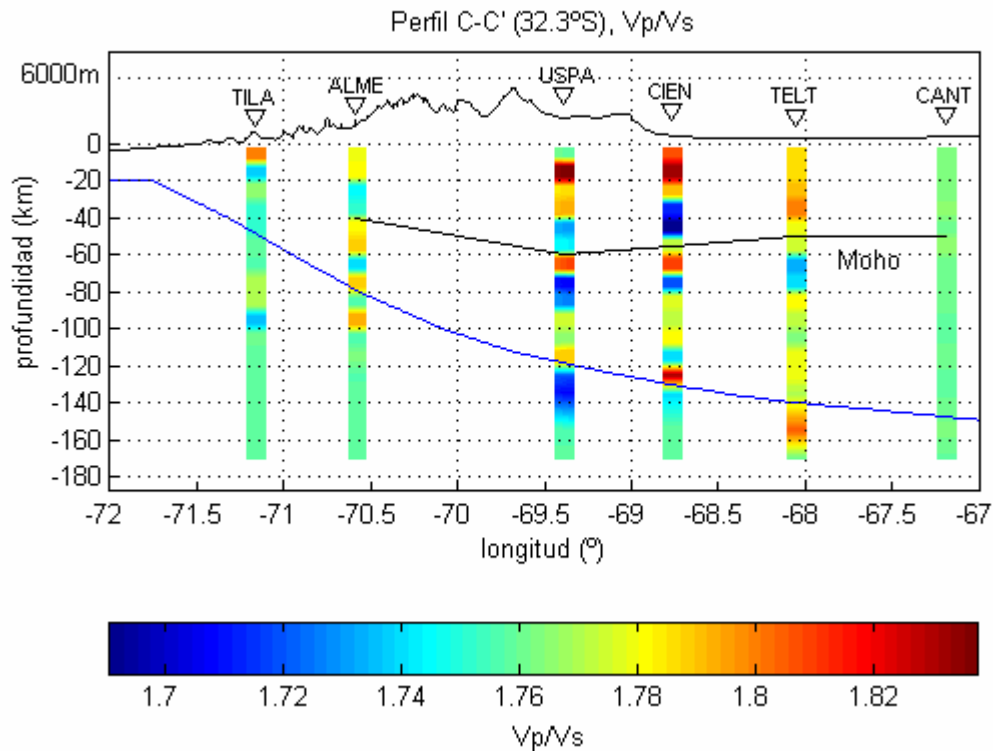


figura 6.17

Modelo de razón V_p/V_s para el perfil C-C'. Se muestra la topografía con una exageración vertical de 6. La curva negra corresponde a las profundidades del Moho inferidas de los modelos de velocidad en la estaciones asociadas al perfil y la curva azul indica la geometría en corte de la placa de Nazca. Los triángulos indican la proyección de las estaciones sobre el perfil.

La figura 6.17 muestra que la zona donde se observan máximos de V_p/V_s a profundidades corticales, se extiende hacia el este, coincidiendo con la presencia de la zona de Precordillera y con el aumento del espesor cortical hacia el tras arco. Esta situación que se observó también en el perfil B-B', refuerza la hipótesis de que la paulatina horizontalización de la placa de Nazca y el desplazamiento en dirección este del arco volcánico activo, posiblemente de origen a anomalías altas de V_p/V_s , actualmente emplazadas dentro de la corteza, aún cuando , no existe volcanismo activo en la zona.

La siguiente figura (6.18) muestra las funciones de recepción observadas e invertidas asociadas a las estaciones del perfil C-C'.

Como en los perfiles anteriores, el pulso correspondiente a la fase Ps convertida en el Moho, es claramente identificable en el límite este del perfil (estaciones CANT y TELT) a diferencia del resto del perfil donde este pulso se confunde con otros provenientes posiblemente de otras interfases lo que estaría indicando una mayor complejidad de la estructura del medio bajo la zona de arco y Precordillera. La estación TILA en el límite oeste del perfil no presenta un pulso claro asociable al Moho como tampoco la estación LIGU (figura 5.23) que se encuentra en la misma longitud. En estas estaciones solo se observa un claro pulso asociable a la profundidad de la placa de Nazca en subducción, aproximadamente 7 segundos después de la llegada del primer pulso. Por esta razón no es posible establecer la profundidad del Moho en el límite oeste del perfil C-C'.

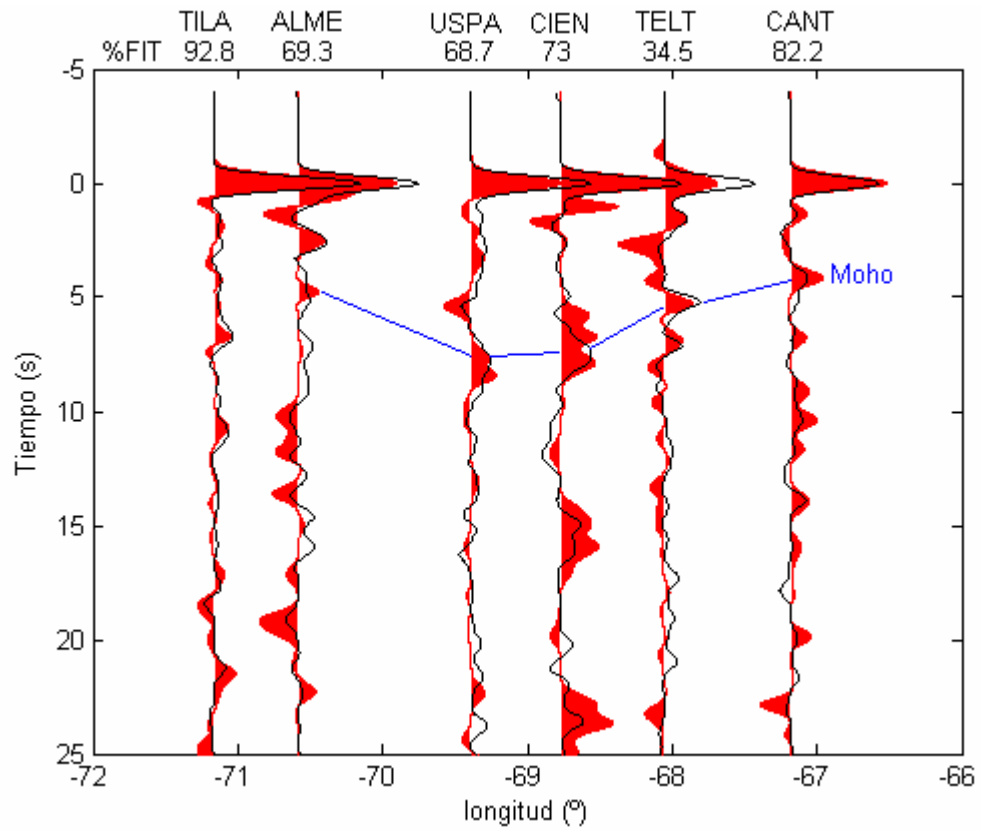


figura 6.18

Funciones de recepción asociadas al perfil C-C'. En rojo sólido se presentan las señales observadas y en negro las señales modeladas en la inversión. El pulso correspondiente a la fase Ps convertida en el Moho se indica en azul. Bajo el nombre de las estaciones, se entrega el porcentaje de ajuste (%FIT) entre las funciones de recepción observada y modelada.

6.4 Perfil D-D' (31.5°S):

Las estaciones asociadas al perfil D-D' son de este a oeste MARA, NIKI, ZON, ZAPA y LIMA. El perfil D-D' se encuentra en torno a los 31.5°S, en una zona donde la placa de Nazca se encuentra totalmente en el régimen de subducción sub-horizontal. Los modelos de velocidad de ondas de cuerpo para este perfil son presentados en las figuras 6.19 y 6.20.

En esta zona, coincidiendo con la presencia del "flat-slab", el tras-arco presenta una zona de deformación caracterizada por las regiones Precordillera y Sierras Pampeanas (Kay y Mpodozis, 2002).

Como se puede observar, la red temporal no cubre la zona correspondiente al arco como tampoco la zona de Precordillera inmediatamente hacia el este. Sin embargo se aprecian ciertas similitudes con los perfiles anteriores.

En primer lugar, nuevamente se aprecia que la profundidad del Moho encontrada en el límite oeste del perfil (estación LIMA) tiene un valor de 30 km y se aprecia también una discontinuidad asociable a la profundidad mínima de la placa de Nazca bajo esta estación (~50 km de profundidad, figura 5.29).

En segundo lugar, las estaciones del tras-arco, muestran que la profundidad del Moho crece suavemente de este a oeste alcanzando un valor máximo de 60 km bajo la estación ZON en el límite este de la zona de Precordillera.

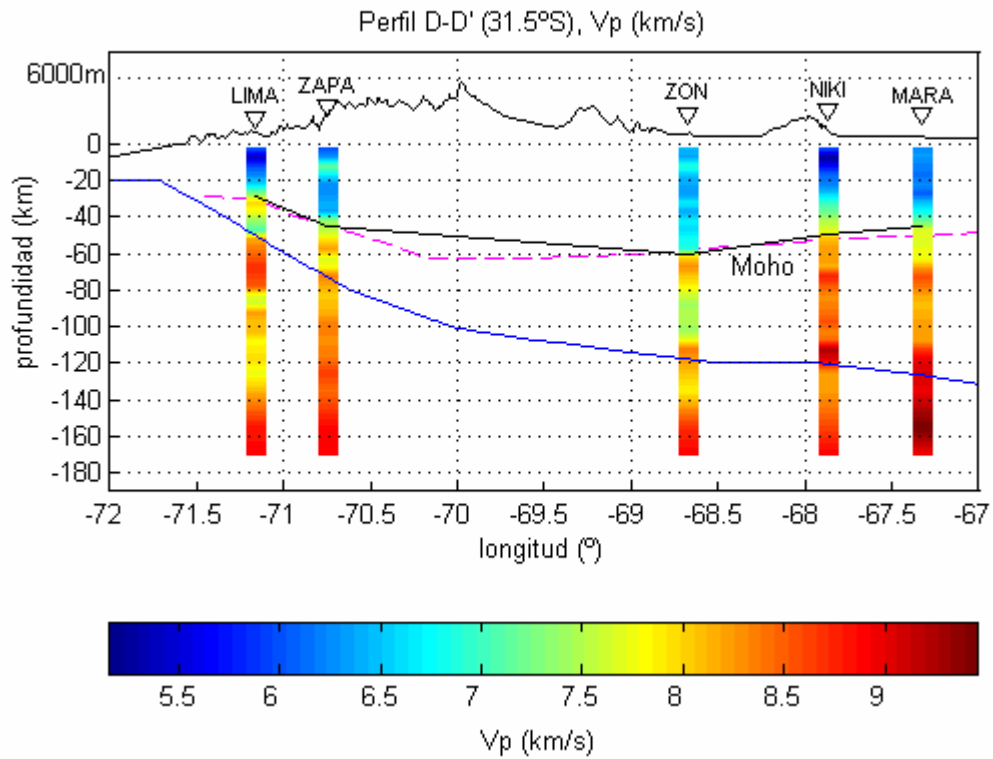


figura 6.19

Modelo de Vp para el perfil D-D'. Se muestra la topografía con una exageración vertical de 6. La curva negra corresponde a las profundidades del Moho inferidas de los modelos de velocidad en las estaciones asociadas al perfil y la curva azul indica la geometría en corte de la placa de Nazca. Los triángulos indican la proyección de las estaciones sobre el perfil. La curva segmentada indica la geometría del Moho en los 30.3°S según Fromm et al., 2004.

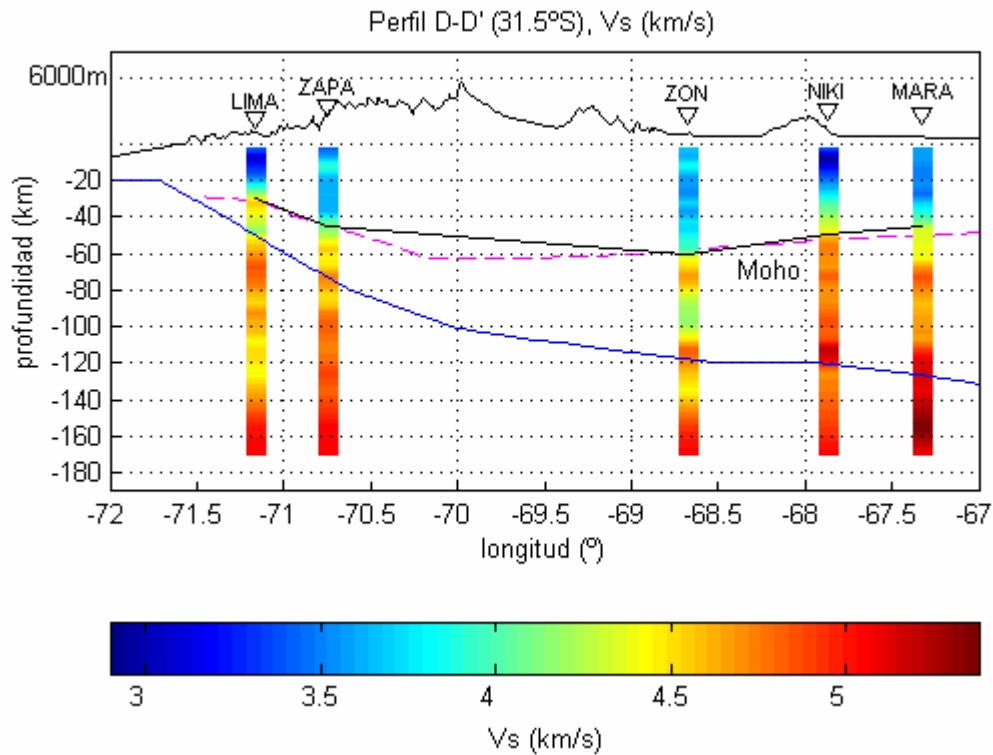


figura 6.20

Modelo de Vs para el perfil D-D'. Se muestra la topografía con una exageración vertical de 6. La curva negra corresponde a las profundidades del Moho inferidas de los modelos de velocidad en las estaciones asociadas al perfil y la curva azul indica la geometría en corte de la placa de Nazca. Los triángulos indican la proyección de las estaciones sobre el perfil. La curva segmentada indica la geometría del Moho en los 30.3°S según Fromm et al., 2004.

El trabajo de Fromm et al. (2004), estudió la geometría del Moho en un perfil este-oeste ubicado a los 30.3°S, analizando la velocidad aparente de la fase Pn. Ese estudio entrega una profundidad máxima del Moho de 63 km bajo las altas cumbres de los Andes, lo que sugiere una geometría similar en el perfil D-D' en la zona no cubierta por la red temporal.

A diferencia de los perfiles anteriores es difícil definir con claridad la discontinuidad corteza superior – corteza inferior, pues los modelos de velocidad en éste perfil se

presentan más complejos dentro de la corteza, alternándose mínimos y máximos de velocidad con diferentes profundidades.

El modelo de densidad en este perfil tiene las mismas características descritas para los modelos de velocidades P y S como se aprecia en la figura 6.21.

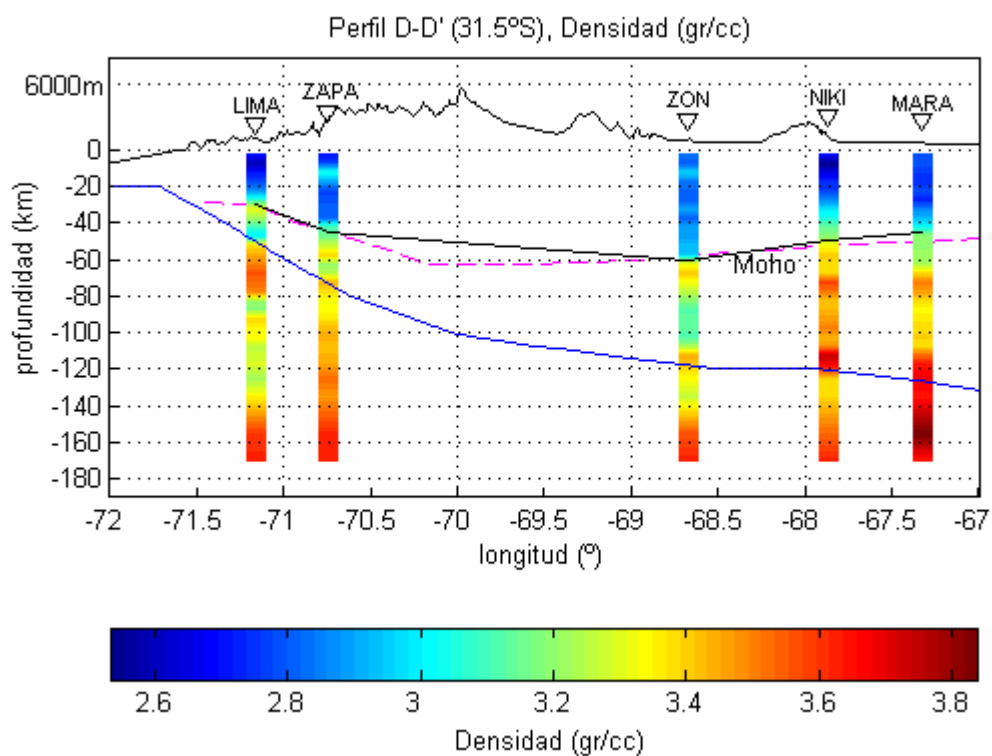


figura 6.21

Modelo de densidad para el perfil D-D'. Se muestra la topografía con una exageración vertical de 6. La curva negra corresponde a las profundidades del Moho inferidas de los modelos de velocidad en la estaciones asociadas al perfil y la curva azul indica la geometría en corte de la placa de Nazca. Los triángulos indican la proyección de las estaciones sobre el perfil. La curva segmentada indica la geometría del Moho en los 30.3°S según Fromm et al., 2004.

La figura 6.22 muestra el modelo de razón V_p/V_s para el perfil D-D'. Se observan máximos de V_p/V_s bajo el tras-arco a profundidades corticales. Esta situación concuerda con la tendencia observada en los perfiles anteriores (B-B' y C-C') en el sentido de un ensanchamiento progresivo del macizo andino hacia el norte de los 33°S debido a la presencia de las zonas de deformación Precordillera y Sierras Pampeanas, acompañado de máximos de V_p/V_s corticales bajo las zonas de deformación y acompañado también de mayores valores de espesor cortical en el tras-arco. La posible presencia de magma o material más caliente bajo el tras-arco de la zona de flat-slab, podría relacionarse con el proceso de migración hacia el este sufrido por el frente magmático como efecto de la paulatina horizontalización de la placa de Nazca en los últimos 8 Ma (Kay et al, 2002, Yañez et al., 2001).

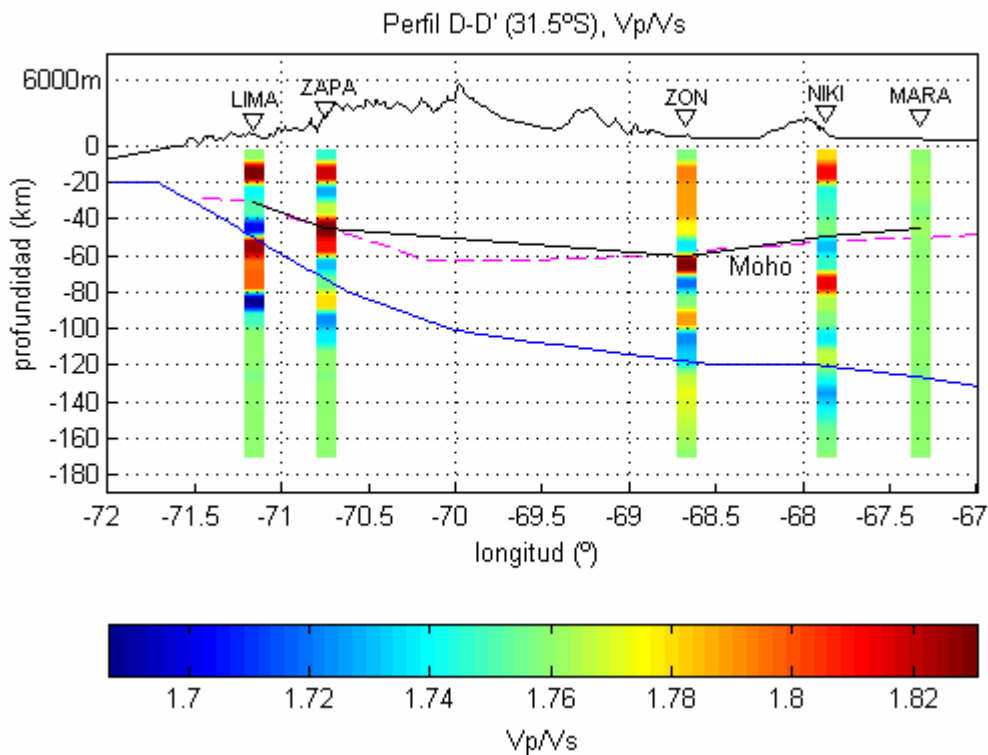


figura 6.22

Modelo de razón Vp/Vs para el perfil D-D'. Se muestra la topografía con una exageración vertical de 6. La curva negra corresponde a las profundidades del Moho inferidas de los modelos de velocidad en la estaciones asociadas al perfil y la curva azul indica la geometría en corte de la placa de Nazca. Los triángulos indican la proyección de los perfiles sobre el perfil. La curva segmentada indica la geometría del Moho en los 30.3°S según Fromm et al., 2004.

En la figura 6.23 se muestran las funciones de recepción asociadas al perfil D-D'.

A diferencia de los perfiles anteriores, el puso correspondiente a la fase Ps convertida en el Moho puede apreciarse claramente en todas las estaciones del perfil. Las estaciones asociadas a este perfil se ubican, sin embargo, hacia el este de la Precordillera en el tras-arco y en el ante arco, razón por la cual la estructura cortical

probablemente compleja bajo las principales zonas de deformación (Cordillera y Precordillera) no está representada en este perfil. Las trazas del perfil están asociadas a una estructura cortical simple hacia el este del tras-arco, en forma similar a lo observado en los tres perfiles ubicados al sur.

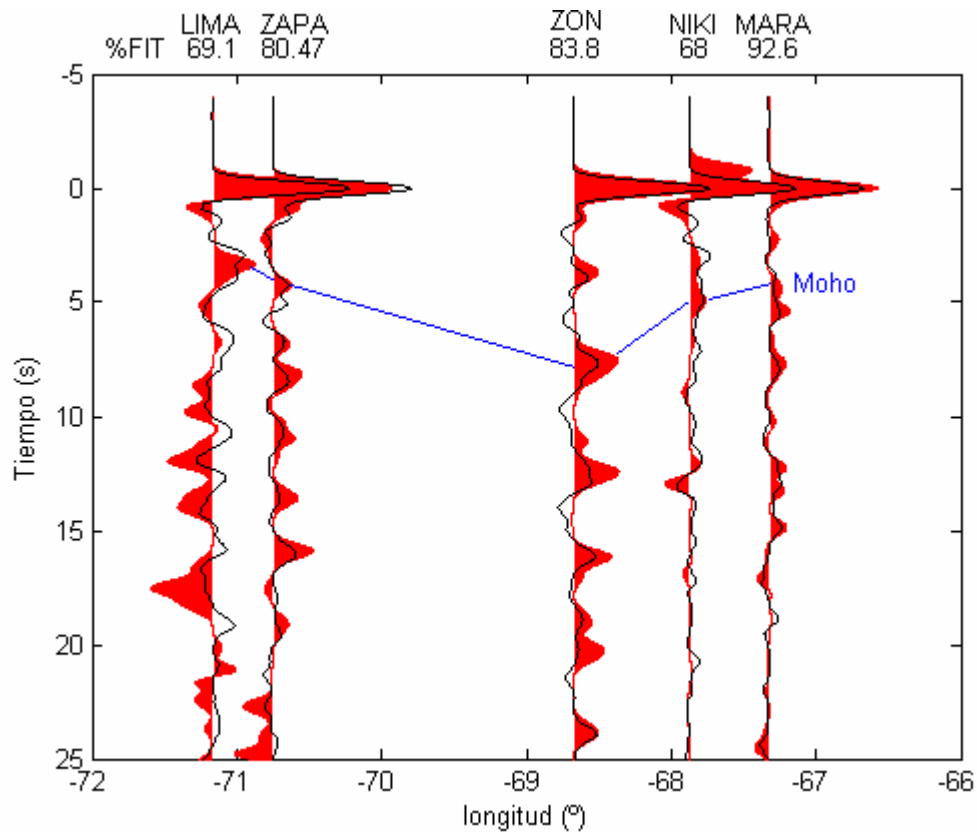


figura 6.23

Funciones de recepción asociadas al perfil D-D'. En rojo sólido se presentan las señales observadas y en negro las señales modeladas en la inversión. El pulso correspondiente a la fase Ps convertida en el Moho se indica en azul. Bajo el nombre de las estaciones, se entrega el porcentaje de ajuste (%FIT) entre las funciones de recepción observada y modelada.

6.5 Modelo 3-D del Moho en la zona de estudio mediante inversión de Funciones de Recepción :

En las secciones anteriores (6.1 a 6.4) se analizaron los resultados de la inversión de Funciones de Recepción en perfiles este-oeste ubicados a diferentes latitudes. Como resultado del análisis en perfiles, se descartaron los modelos obtenidos en la estación VIZA (sección 6.1) y se analizaron los modelos resultantes de velocidad y densidad. En esta sección se presenta un modelo tridimensional de la geometría de la discontinuidad del Moho, generado mediante la herramienta Oasis montaj 5.1, que permite ajustar una superficie con bordes suaves utilizando las profundidades de Moho definida en 24 estaciones de la red temporal (excluyendo VIZA, SALA, SAJO, LIGU y TILA), mediante inversión de funciones de recepción generadas con telesismos. La figura 6.24 corresponde al modelo 3-D de Moho en la zona de estudio, interpolado, o ajustado a partir de los datos de profundidad del Moho, clasificados por perfil y estación en la Tabla 6.1.

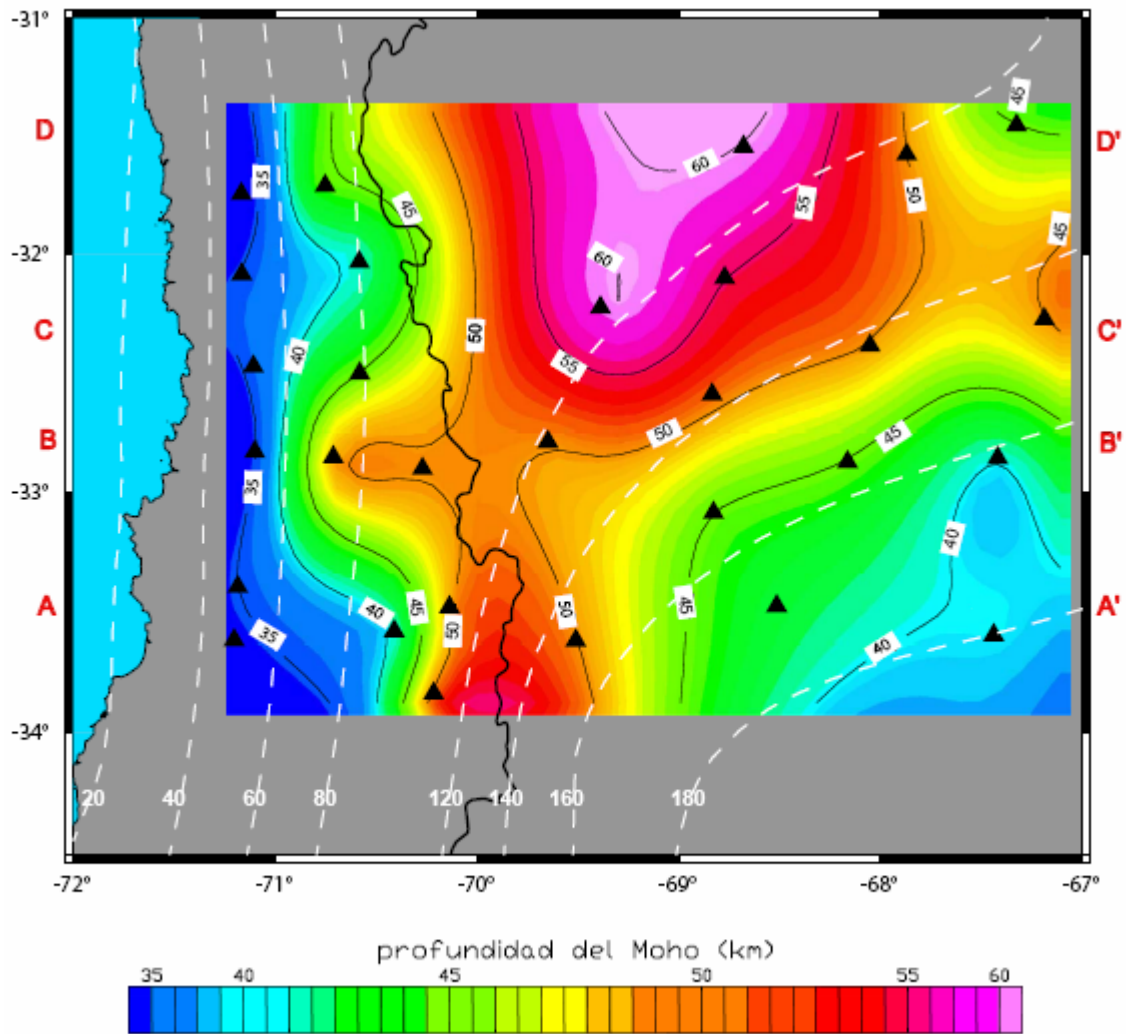


figura 6.24

Modelo 3-D del MOHO generado con los resultados de la inversión de funciones de recepción. Se indican: en línea negra delgada las curvas de isopropfundidad del Moho, en línea blanca segmentada las curvas de isopropfundidad de la placa de Nazca, en triángulos las estaciones de la red temporal, en línea negra gruesa la frontera entre Chile y Argentina y en letras rojas, los límites de los cuatro perfiles E-W analizados en este estudio.

Perfil A-A' (~33.5°S)			
Estación	Latitud (°)	Longitud (°)	Profundidad del Moho (km)
GLOR	-33,595	-67,44	40
VIZA	-33,473	-68,515	--
AREN	-33,616	-69,511	50
ALFA	-33,47833	-70,13766	50
TUNG	-33,836	-70,21467	50
ELMA	-33,57784	-70,40984	40
SAJO	-33,61583	-71,204	--
LOCU	-33,39267	-71,1855	35
Perfil B-B' (~32.8°S)			
Estación	Latitud (°)	Longitud (°)	Profundidad del Moho (km)
MONT	-32,857	-67,42	40
TORE	-32,873	-68,165	45
AGRE	-33,085	-68,828	45
POLA	-32,789	-69,649	50
GUAR	-32,83433	-70,27116	50
AUCO	-32,85333	-70,7125	50
CHUI	-32,83017	-71,102	35
Perfil C-C' (~32.3°S)			
Estación	Latitud (°)	Longitud (°)	Profundidad del Moho (km)
CANT	-32,274	-67,188	50
TELT	-32,385	-68,052	50
CIEN	-32,099	-68,772	55
USPA	-32,224	-69,338	60
PATO	-32,501	-70,58217	45
ALME	-32,03333	-70,58317	40
LIGU	-32,47383	-71,1075	--
TILA	-32,08533	-71,16583	--
Perfil D-D' (~31.5°S)			
Estación	Latitud (°)	Longitud (°)	Profundidad del Moho (km)
MARA	-31,455	-67,327	45
NIKI	-31,578	-67,87	50
ZON	-31,54583	-68,67867	60
ZAPA	-31,7105	-70,75267	45
LIMA	-31,7455	-71,16766	30

Tabla 6.1

Esta tabla muestra la ubicación de las estaciones asociadas a los perfiles A-A', B-B', C-C' y D-D', con las respectivas profundidades del Moho definidas a partir de la inversión de funciones de recepción generadas con datos telesísmicos.

De este a oeste se observa en general que la profundidad del Moho toma valores cercanos a 45 km en el tras-arco, se profundiza suavemente hasta 60 Km bajo los Andes y vuelve a tomar abruptamente profundidades de aproximadamente 40 km en el ante-arco en torno a los 71°W. En las estaciones cercanas a la costa se observa un espesor cortical en torno a 30 km. Sin embargo, existen diferencias entre las zonas de tras-arco (~67°-69.5°W) al norte y sur de los 32.5°S. Hacia el norte el Moho presenta profundidades 5 a 10 km mayores que hacia el sur en las mismas longitudes.

El modelo muestra una zona de máxima profundidad (60 km) que se ubica justo al norte del área de transición entre subducción normal y subhorizontal de la Placa de Nazca (32.5°S). La zona ubicada al norte de los 32.5°S marca el comienzo del flat-slab propiamente tal y coincide con la traza de la dorsal de Juan Fernández en subducción, y con el emplazamiento en superficie de las Sierras Pampeanas (Yáñez et al., 2002). Este máximo de profundidad del MOHO debería extenderse hacia el oeste bajo la cordillera frontal y principal producto de la mayor carga topográfica que aporta el macizo Andino, sin embargo, como se muestra en la figura 6.1, la red no cubre esa zona y el modelo numérico entre los 68.5°W y los 70.5°W es sólo una interpolación entre estaciones lejanas al este y oeste de la cordillera.

Las profundidades menores del Moho en el tras-arco se ubican al sur de los 32°S, lo que coincide con el comienzo de la zona de subducción normal de la placa de Nazca bajo el continente.

En términos generales, se aprecia una notoria correlación negativa entre la geometría de la placa de Nazca y la geometría de Moho bajo la zona de tras-arco. Los máximos espesores corticales se localizan sobre las profundidades mínimas de la placa de Nazca al norte de los 32.5°S y los mínimos se encuentran en la zona con máximas profundidades del slab al sur de esta latitud. Esto sugiere una posible relación entre el proceso de horizontalización de la placa de Nazca y el engrosamiento cortical observado en el tras-arco. La presencia de las zonas de deformación Precordillera y Sierras Pampeanas se expresa con un aumento de los valores de topografía en el tras-arco y por consiguiente un aumento de la carga topográfica sobre la corteza del tras-arco en la zona de “flat-slab”.

Con objeto de cuantificar el efecto de la carga topográfica producida por el macizo andino sobre la corteza continental, se generó un modelo de deflexión flexural en los cuatro perfiles analizados anteriormente. Este modelo de flexura continental, que será descrito en la sección siguiente, permite estimar el espesor cortical bajo la zona de arco donde no existen estaciones de la red temporal y donde probablemente el modelo presentado en la figura 6.23 subestima el valor de la profundidad máxima del Moho. El modelo flexural permite además dimensionar la influencia de la carga topográfica del tras-arco en la zona del “flat-slab” y su relación con el engrosamiento cortical observado en el área.

6.6 Modelo de deflexión flexural en la zona de estudio:

Como se mencionó anteriormente, para estimar el efecto de la carga topográfica en la geometría del Moho, se generó un modelo de deflexión flexural en dos dimensiones con variación de espesor elástico a lo largo del perfil. El modelo se implementó en un programa matlab mediante la técnica de diferencias finitas (ver Apéndice B). Este programa permite calcular la geometría del Moho en los perfiles A-A', B-B', C-C' y D-D' en función de la carga (topografía a lo largo del perfil), espesor inicial de la placa (sin efecto de la carga), densidades promedio de corteza y manto, esfuerzo horizontal, módulo de Young, coeficiente de Poisson y espesor elástico variable. La profundidad del Moho calculada de este modo, se compara con las profundidades del Moho obtenidas bajo las estaciones por inversión de funciones de recepción. Con el fin de obtener los parámetros óptimos (espesor elástico, etc.), se lleva a cabo un proceso de modelación directa, e iterativamente éstos se ajustan por prueba y error.

Los parámetros fijos utilizados y las referencias de donde se obtuvieron son:

Densidad Cortical = 2.85 (gr/cc)	(Watts et al., 1995)
Densidad del Manto = 3.33 (gr/cc)	(Watts et al., 1995)
Modulo de Young = 70 (GPa)	(Tassara and Yáñez. 2003)
Coefficiente de Poisson = 0.25	(Tassara and Yáñez. 2003)

El espesor uniforme de la corteza sin el efecto de la carga (curva verde en las siguientes figuras) se determinó mediante un proceso iterativo donde primero se asumió constante e igual al mínimo valor de espesor cortical encontrado en los perfiles A-A' y B-B' (35 km). Este valor se observa en las estaciones más cercanas a la costa de ambos perfiles, suficientemente lejos de las mayores alturas topográficas (mayor carga topográfica), es decir, se asume que este valor es representativo de una corteza sin el efecto de la carga topográfica.

Asumiendo este valor de espesor cortical libre de carga, se prueban sucesivamente varias curvas de espesor elástico (curva azul en las figuras siguientes), con el fin de ajustar los datos de espesor cortical. Si el modelo de espesor elástico no es suficiente para explicar los datos, se modifica la curva de espesor cortical libre de carga (curva verde) y se vuelve a modificar el modelo de espesor elástico. Este proceso iterativo se lleva a cabo hasta encontrar curvas de espesor elástico y cortical libre de carga, que ajusten los datos de profundidad del Moho dentro de su margen de error (± 5 km).

Tal como se discute en Tassara y Yánes (2003), las numerosas pruebas realizadas en este trabajo permiten concluir que el esfuerzo horizontal afecta los modelos de profundidad del Moho en las zonas con pequeño espesor elástico, esto ocurre bajo el arco (como se verá más adelante) zona que no fue cubierta por la red temporal y donde al aumentar el esfuerzo horizontal, aumenta la profundidad máxima estimada para el Moho. Sin embargo como se observará en el perfil D-D, modelando con un esfuerzo horizontal nulo puede obtenerse una profundidad máxima del moho muy similar a la obtenida por Fromm et al. (2004) en un perfil ubicado al norte del área de estudio, con una metodología completamente diferente. Por este motivo y dado el

gran número de parámetros involucrados en el modelo, se optó por mantener un esfuerzo horizontal nulo para efectos de la modelación.

La figura 6.25 muestra el resultado del modelo flexural para el perfil A-A'.

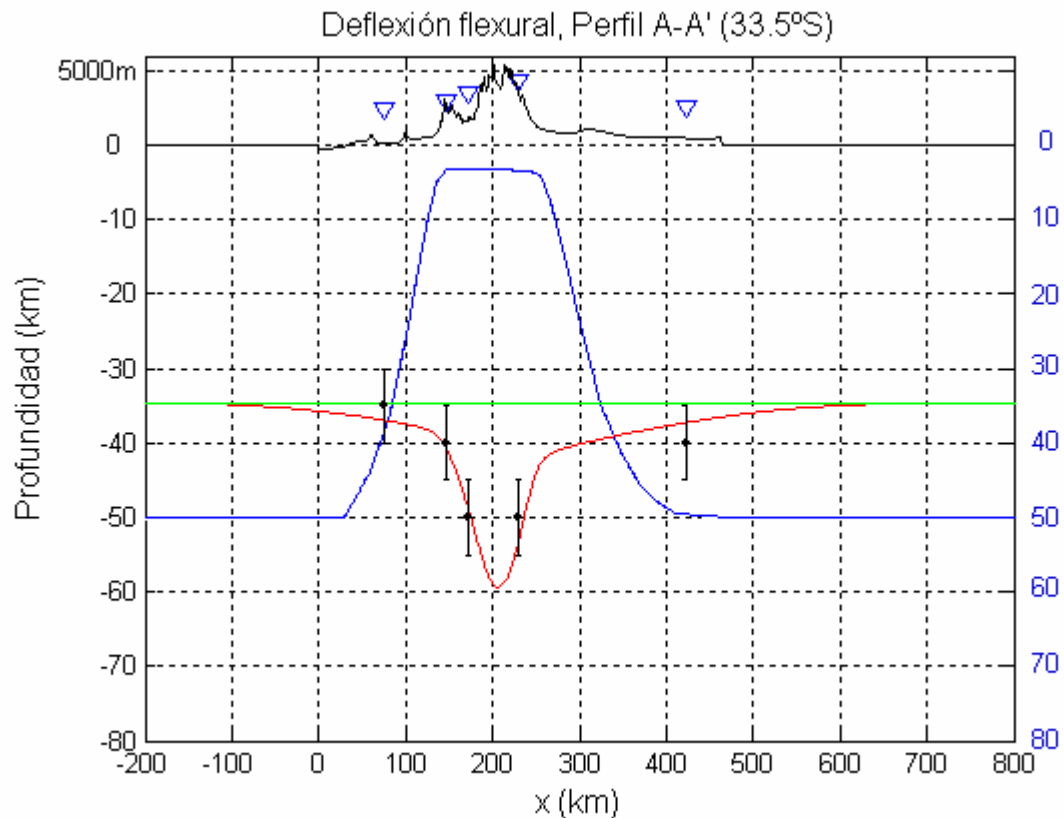


figura 6.25

Modelo de deflexión flexural para el perfil A-A'. La topografía se muestra con una exageración vertical de 2. El cero de la coordenada horizontal coincide con los 72°W. La curva roja indica la geometría calculada del Moho, la curva azul corresponde al modelo de espesor elástico ajustado en forma iterativa y la recta horizontal verde corresponde al espesor de la placa continental libre de carga también ajustado iterativamente. Los puntos negros indican la profundidad del Moho inferida de los modelos de velocidad en las estaciones asociadas al perfil con sus respectivas barras de error (± 5 km). Los triángulos indican la posición de las estaciones asociadas al perfil.

Como se observa en la figura 6.25 el modelo final de espesor elástico (curva azul) presenta un fuerte decrecimiento bajo los Andes, necesario para ajustar la abrupta

variación en la geometría del Moho en el límite del ante-arco y arco. El modelo muestra que el máximo espesor cortical se encuentra precisamente bajo el arco y alcanzaría los 60 km. El modelo de espesor elástico es coherente con los resultados entregados por Tassara y Yáñez. (2003), en la misma zona; ese estudio entrega un espesor cortical máximo de 70 km. El decrecimiento del espesor elástico bajo los Andes se asocia a un flujo calórico importante en la zona, asociado a la inyección magmática en el arco y a un aumento de los esfuerzos en profundidad asociados a la elevación de la topografía (Tassara y Yáñez, 2003; Burov et al., 1995).

En la zona de tras-arco el modelo de espesor elástico crece fuertemente alcanzando valores de 50 km, sin embargo, la topografía no presenta alturas mayores a 1500 m y por lo tanto, el efecto de la carga topográfica en la geometría del Moho es muy pequeño y no permite ajustar con precisión la magnitud del espesor elástico en la zona. No obstante, a pesar de que el valor del espesor elástico no esté suficientemente constreñido, la curva teórica del Moho se ajusta al espesor cortical encontrado bajo la estación GLOR (límite este del perfil) dentro del margen de error, lo que sugiere que la geometría calculada es una buena aproximación de la forma del Moho en la zona de tras-arco.

La figura 6.26 muestra el modelo flexural para el perfil B-B'. El modelo de espesor elástico se ajustó manteniendo constantes los mismos parámetros utilizados en el perfil A-A',. Se observa una clara similitud entre los modelos del espesor elástico de los perfiles A-A' y B-B'. En este Perfil, la fuerte disminución del espesor elástico bajo los Andes es necesaria para que el modelo calculado del Moho (curva roja) ajuste al mismo tiempo las observaciones bajo el arco y en el tras-arco.

El modelo flexural del Moho presenta una máxima profundidad de 54 km, a diferencia de los 60 km calculados para el perfil A-A'. Esto concuerda con una menor altura topográfica en la zona de arco del perfil B-B' que no supera los 5000 m.

El espesor cortical correspondiente a la estación AUCCO no puede ser ajustado mediante el modelo flexural utilizando los mismos parámetros que en el resto del perfil, ni siquiera variando en forma extrema el espesor elástico. Como se muestra la figura 5.15, los modelos de velocidad y densidad invertidos en la estación tienen un alto porcentaje de ajuste, lo que sugiere que el valor de profundidad de moho de 50 km está posiblemente ligado a una anomalía de alto espesor cortical en el ante-arco que no puede ser explicada como efecto de la carga topográfica en el perfil. Por este

motivo, después de ajustar el modelo de espesor elástico, se incluyó un aumento del espesor cortical libre de carga (curva verde) con objeto de sugerir la presencia de ésta anomalía bajo la estación AUCO. Sin embargo, éste engrosamiento de Moho es anómalo para el ante-arco en toda la zona de estudio y es necesario verificar su existencia con estudios posteriores.

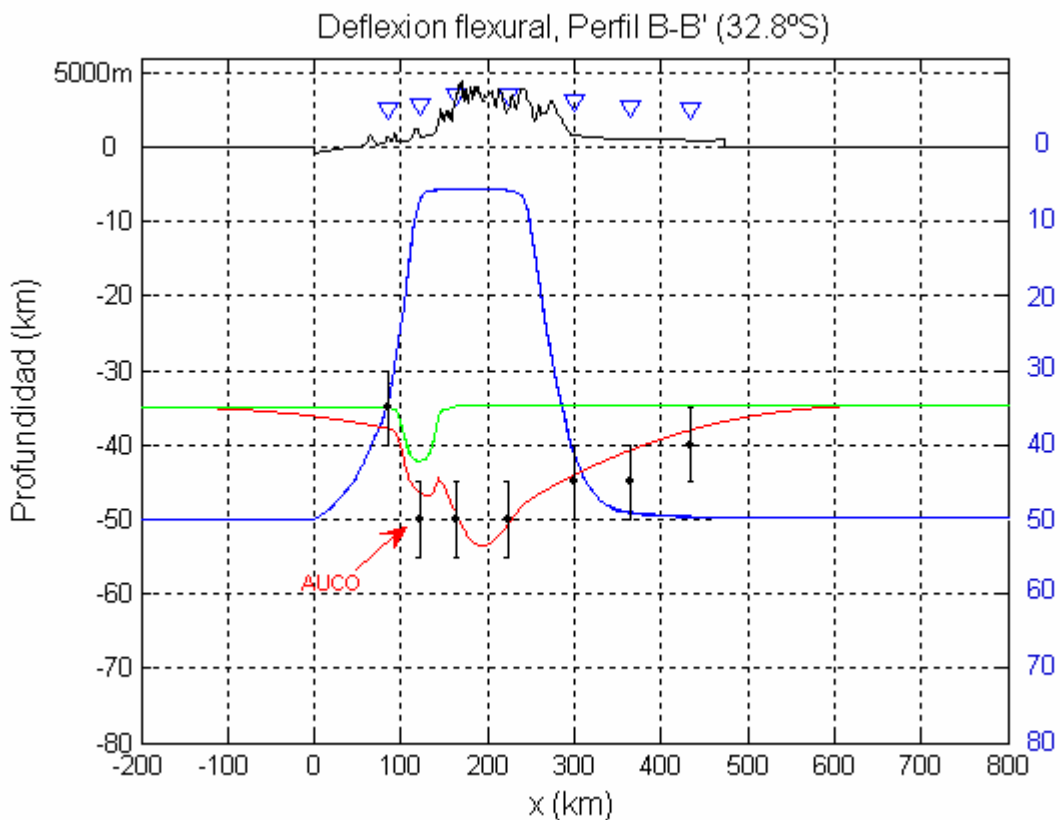


figura 6.26

Modelo de deflexión flexural para el perfil B-B'. La topografía se muestra con una exageración vertical de 2. El cero de la coordenada horizontal coincide con los 72°W. La curva roja indica la geometría calculada del Moho, la curva azul corresponde al modelo de espesor elástico ajustado en forma iterativa y la recta horizontal verde corresponde al espesor de la placa continental libre de carga también ajustado iterativamente. Los puntos negros indican la profundidad del Moho inferida de los modelos de velocidad en las estaciones asociadas al perfil con sus respectivas barras de error (± 5 km). Los triángulos indican la posición de las estaciones asociadas al perfil.

El resultado del análisis flexural en el perfil C-C' se presenta a continuación en la figura 6.27.

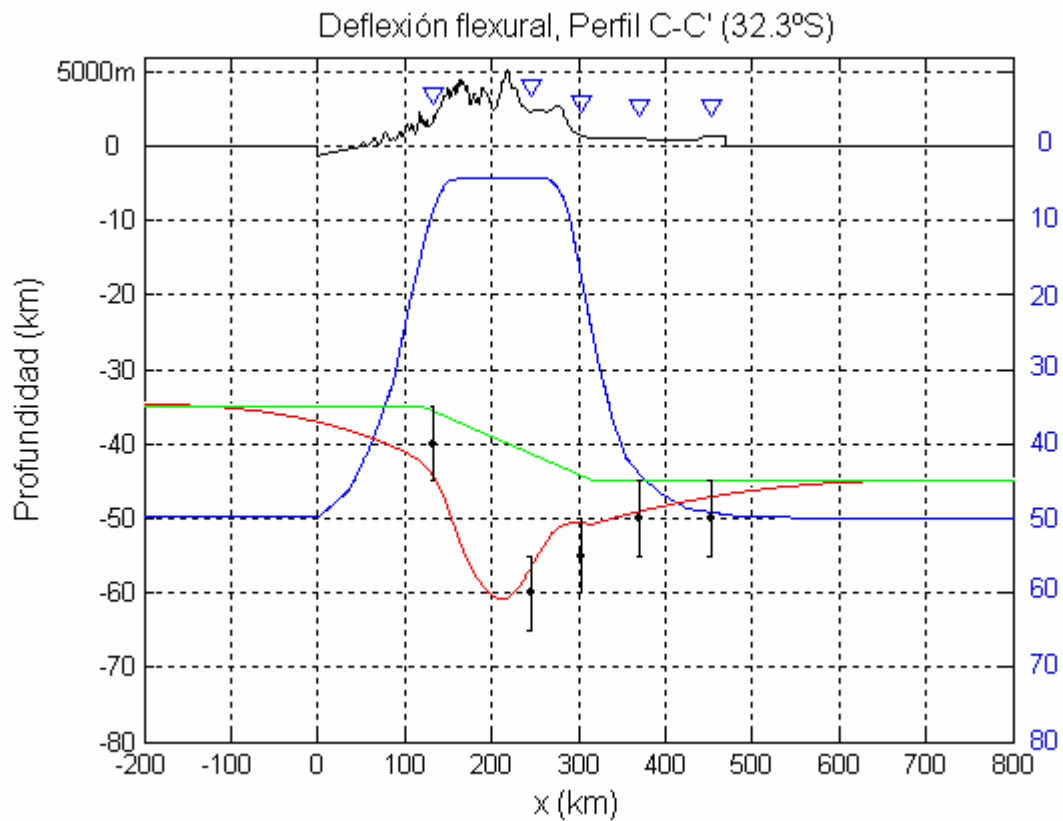


figura 6.27

Modelo de deflexión flexural para el perfil C-C'. La topografía se muestra con una exageración vertical de 2. El cero de la coordenada horizontal coincide con los 72°W. La curva roja indica la geometría calculada del Moho, la curva azul corresponde al modelo de espesor elástico ajustado en forma iterativa y la curva verde corresponde al espesor de la placa continental libre de carga también ajustado iterativamente. Los puntos negros indican la profundidad del Moho inferida de los modelos de velocidad en las estaciones asociadas al perfil con sus respectivas barras de error (± 5 km). Los triángulos indican la posición de las estaciones asociadas al perfil.

En este perfil, se incluye una variación del espesor de la placa continental libre de carga, a lo largo del perfil (curva verde). Esta variación se introduce para ajustar con un mismo modelo de espesor elástico, las observaciones tanto en el ante-arco, arco y el tras-arco, dado que considerando un espesor cortical (sin carga) de 35 km como en los perfiles A-A' y B-B', no existe un modelo de espesor elástico que permita ajustar las profundidades mayores de 50 km encontradas en el arco y tras-arco del perfil C-C'.

Como se observa en la figura 6.24, el perfil C-C' se ubica en la zona de transición desde el régimen de subducción normal a subhorizontal, aproximadamente en la latitud a partir de la cual la corteza del tras-arco muestra sistemáticamente espesores mayores hacia el norte. A partir del análisis flexural se concluye que esta profundización del Moho no puede explicarse como efecto de la carga topográfica, incluso variando en forma extrema el modelo de espesor elástico, y es necesario incluir el aumento hacia el tras-arco del espesor cortical inicial antes mencionado (curva verde). En otras palabras, el modelo flexural sugiere que el engrosamiento cortical del tras-arco se debe en gran parte a deformación anelástica, o bien a algún proceso mediante el cual se habría adicionado material en la base de la corteza del tras-arco.

Con respecto a la fuerte disminución del espesor elástico en la zona arco, esta se presenta solo como una posibilidad, dada la falta de estaciones sobre el arco. Sin embargo, esta sería necesaria para ajustar las profundidades del Moho de aproximadamente 40 km observadas en el ante-arco, más un fuerte aumento del espesor cortical en la zona de arco similar al encontrado en los perfiles anteriores. Con el supuesto anterior la máxima profundidad del Moho en este perfil se encontraría bajo el arco y superaría los 60 km de profundidad (curva roja, figura 6.27).

El espesor elástico de 50 km hacia el este del perfil C-C', puede no ser real dada la pequeña carga topográfica sobre esta zona, que no permite restringir suficientemente el valor de espesor elástico.

La dificultad para restringir suficientemente los valores del espesor elástico en las zonas con poca carga topográfica (ante-arco y tras-arco), tanto en éste perfil como en los anteriores, proviene del hecho de que la deflexión flexural está controlada por las zonas de gran concentración de carga (arco) y por el modelo de espesor elástico bajo ellas. Lejos de la zona de arco (estaciones ubicadas en la costa y en el tras-arco), la deflexión flexural es pequeña y la profundidad del Moho puede ser modelada en gran

parte sólo por el valor de espesor cortical inicial (curva verde). Sin embargo, como se vio en el perfil A-A', en el límite del ante-arco y el arco donde existen estaciones cercanas entre sí, el modelo de deflexión flexural ajusta muy bien las profundidades observadas del Moho considerando un modelo de espesor elástico que toma valores de aproximadamente 50 km en el ante-arco y decrece a 5 km bajo el arco. Por lo tanto, en los cuatro perfiles se asume un modelo similar que se ajusta a lo esperado en el sentido de que bajo las zonas de arco, donde la carga topográfica y el flujo de calor es mayor, gran parte de la litósfera se comporta en forma frágil o dúctil produciendo un fuerte decrecimiento en los valores de espesor elástico (ver Apéndice C).

Finalizando el análisis flexural, se presenta el resultado correspondiente al perfil D-D' en la figura 6.28.

El modelo de deflexión flexural presenta mayor complejidad en el perfil D-D' que en los perfiles anteriores, puesto que una sola variación lineal de espesor inicial de la placa bajo los Andes, como en el perfil C-C', no es suficiente para ajustar los datos de profundidad del Moho en el tras-arco (ver curva verde, figura 6.28).

La situación en el ante-arco es similar a la de los perfiles anteriores pues nuevamente resulta necesario introducir un fuerte decrecimiento del espesor elástico bajo el arco para poder ajustar la profundidad mínima de 30-40 km encontrada en el límite entre el ante-arco y el arco. Este decrecimiento, implica que el Moho alcanzaría los 60 km de profundidad bajo la zona de arco, donde no existen estaciones que permitan validar el modelo. Sin embargo la geometría teórica del moho (curva roja) concuerda, dentro del rango de error (± 5 km), con los resultados obtenidos por Fromm et al. (2004) en un perfil ubicado a los 30.3°S, lo que permite validar al menos en este perfil, el análisis flexural realizado en el presente estudio.

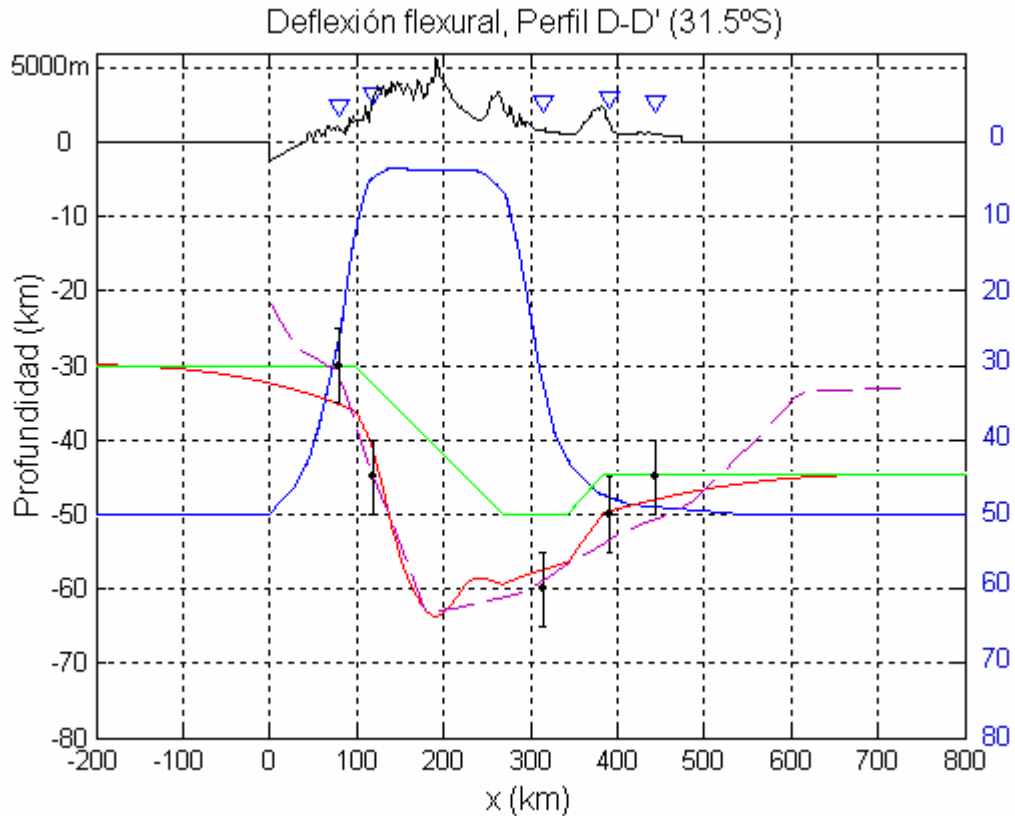


figura 6.28

Modelo de deflexión flexural para el perfil D-D'. La topografía se muestra con una exageración vertical de 2. El cero de la coordenada horizontal coincide con los 72°W. La curva roja indica la geometría calculada del Moho, la curva azul corresponde al modelo de espesor elástico ajustado en forma iterativa y la curva verde corresponde al espesor de la placa continental libre de carga también ajustado iterativamente. Los puntos negros indican la profundidad del Moho inferida de los modelos de velocidad en las estaciones asociadas al perfil con sus respectivas barras de error (± 5 km). Los triángulos indican la posición de las estaciones asociadas al perfil. La curva segmentada indica la geometría del Moho en los 30.3°S según Fromm et al., 2004.

El tras-arco muestra un decrecimiento de la profundidad del Moho hacia el este, alcanzando una profundidad mínima de 45 km en el límite este del perfil D-D'. Sin embargo, un simple aumento del espesor cortical libre de carga de 30 km a 45 km bajo el arco no es suficiente para modelar la profundidad de 60 km que presenta la estación

ubicada bajo la zona de Precordillera en el límite del arco y el tras-arco, es decir, el efecto de la topografía relativamente baja en la zona no permite explicar este dato incluso tomando valores extremos de espesor elástico en el área. Por esta razón, se incluye un máximo local de espesor cortical inicial de 50 km (curva verde) para ajustar el valor máximo de 60 km de profundidad del Moho.

La situación del tras-arco muestra tanto en este perfil como en el anterior, que los altos valores de profundidad del Moho no son únicamente expresión de la deflexión cortical producto de la carga topográfica y por lo tanto deben ser explicados por otros mecanismos posibles en el contexto geodinámico de la zona de estudio.

La zona de tras-arco de los perfiles C-C' y D-D', donde existiría una corteza continental mas gruesa que hacia el sur, coincide con el emplazamiento de las zonas de deformación Precordillera y Sierras pampeanas. La Precordillera, por si sola, se asocia a una acortamiento cortical de aproximadamente 130 km correspondiente al 75% del acortamiento total sufrido por el margen. Allmendinger y otros (1990), mediante un modelo de balance de área en un perfil a los 30°S, calculan que el espesor cortical final producto del fuerte acortamiento, no supera los 50 km en la zona de tras-arco.

Considerando el estudio antes citado y asumiendo que la carga topográfica relativamente pequeña en el tras-arco produce una deflexión flexural también pequeña, se sugiere que el engrosamiento cortical del tras-arco puede deberse otro proceso que junto al acortamiento horizontal generan las profundidades del Moho de 60 km observadas bajo la zona de Precordillera.

La existencia de un proceso paulatino de adición magmática en la base de la corteza, relacionado a los flujos ascendentes de material hidratado, podrían explicar, al menos en parte, el engrosamiento cortical observado sobre la zona de "flat-slab", lo que junto a la profundización del Moho como efecto del acortamiento del margen, generaría los valores de espesor cortical de hasta 60 km que se observan en el tras-arco de los perfiles C-C' y D-D'.

Los modelos de deflexión flexural presentados anteriormente, pueden considerarse como aproximaciones de la geometría del Moho en los cuatro perfiles analizados. Tomando en cuenta estos modelos y las profundidades del Moho obtenidas bajo cada una de las estaciones de la red temporal (tabla 6.1), se presenta finalmente un modelo 3-D de la geometría del moho en el área de estudio (figura 6.29). Este modelo incluye, por lo tanto, estimaciones del espesor cortical bajo los Andes en las zonas que no fueron cubiertas por la red temporal.

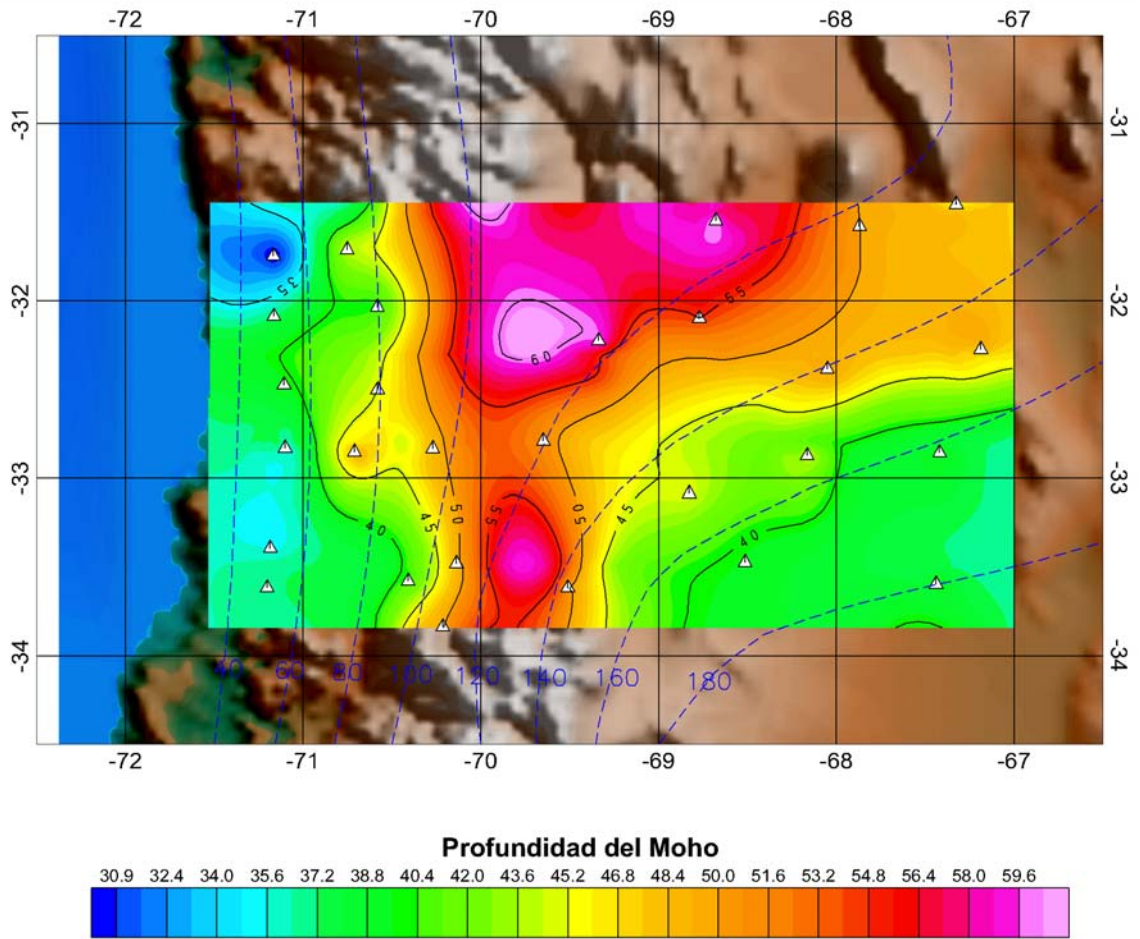


figura 6.29

Modelo 3-D del MOHO que integra los resultados de la inversión de funciones de recepción y los modelos de deflexión flexural. Se indican: en línea negra delgada las curvas de isoprofundidad del Moho, en línea azul segmentada las curvas de isoprofundidad de la placa de Nazca, en triángulos las estaciones de la red temporal, y en letras rojas, los límites de los cuatro perfiles E-W analizados en este estudio.

Capítulo 7 Conclusiones

En el presente Capítulo, se presentan las conclusiones finales de este trabajo, en función de los objetivos planteados en el capítulo 1. La discusión de los resultados aporta también importantes conclusiones en relación con la historia tectónica de la zona de estudio, caracterizada por la transición de subducción normal a subhorizontal de la placa de Nazca bajo Sudamérica.

7.1 Metodología:

El método de Inversión de funciones de recepción implementado por Herrman y Ammon (2002), junto con la técnica de deconvolución iterativa desarrollada por Ligorria y Ammon (1999), permitió obtener modelos de velocidad de ondas de cuerpo y densidad en 28 de las 29 estaciones de la red temporal utilizando señales telesísmicas. Este algoritmo es capaz de definir las profundidades de los principales contrastes de velocidad y densidad del medio bajo las estaciones con solo 20 iteraciones, partiendo de un modelo inicial simple (constante en profundidad), y mejora notablemente considerando un modelo inicial extraído de la tomografía de Pardo y otros (2005), (figura 4.1).

Los modelos finales son a grandes rasgos similares a los modelos iniciales de tomografía, pero difieren de estos precisamente en las grandes discontinuidades asociables al Moho. El método de inversión de funciones de recepción es, por lo tanto, una valiosa herramienta para el estudio de la geometría de la interfaz corteza-manto que entrega además modelos realistas de velocidades de ondas de cuerpo y densidad bajo las estaciones instaladas en la zona de estudio.

La principal limitación para la aplicación del Método de funciones de recepción en este estudio, es el bajo número de señales telesísmicas de buena calidad registrados por la red temporal en su período de funcionamiento. Por este motivo, en un número importante de las estaciones no pudieron realizarse suma de trazas (“stacks”) que

mejoraran las formas de onda a invertir y fue necesario trabajar con funciones de recepción construidas a partir de un solo evento (Tabla 5.1).

Otra limitación es la cobertura azimutal insuficiente, inherente a la localización geográfica del área de estudio, que básicamente permite acceder a eventos telesísmicos provenientes de tres zonas sismogénicas bien definidas (Atlántico Sur, Pacífico sur y Centroamérica). Esto impide realizar una observación de la dependencia de las funciones de recepción con las posibles anisotropías de medio bajo la estación (Sherrington et al., 2004). No obstante estas limitaciones, los modelos finales muestran coherencias claras entre estaciones cercanas lo que permite validar los resultados.

El experimento realizado sobre inversión de funciones de recepción construidas a partir de sismos locales, ubicados en el slab a 100 km de profundidad, no tuvo buenos resultados. Esto se debió principalmente a que la diferencia temporal de aproximadamente 10 s entre las fases P y S de las señales asociadas no permite aislar la fase P directa de otras como la S convertida a P en el Moho, y en consecuencia, imposibilita la aplicación del algoritmo de inversión de funciones de recepción de Herrman y Ammon (2002), orientado al caso de onda P incidente en la estructura cortical.

7.2 Modelos Finales:

La geometría del Moho (figura 6.29), definida en la zona de estudio mediante la inversión de funciones de recepción y modelos de deflexión flexural, muestra una forma claramente asociable a la morfología de la placa de Nazca en subducción, en el sentido que las máximas profundidades del Moho se encuentran ubicadas, en el tras-arco, sobre las zonas de subducción sub-horizontal del slab y viceversa.

Las máximas profundidades del Moho se alcanzan bajo las altas cumbres de la Cordillera Principal y Frontal, tomando valores que superan los 60 km.

El modelo de deflexión flexural utilizado para interpretar los resultados de la inversión de funciones de recepción. muestra que para ajustar conjuntamente las profundidades observadas del Moho bajo el ante-arco y el arco, es necesario asumir un modelo de espesor elástico fuertemente decreciente bajo el macizo cordillerano

tomando un valor mínimo de aproximadamente 5 km de espesor, coincidente con altos valores de flujo calórico y elevación de la topografía asociados al arco Andino (Tassara y Yáñez, 2003; Burov y Diament, 1995). Es decir, el modelo de espesor elástico sugiere que la geometría de Moho bajo el macizo Andino responde aproximadamente a compensación isostática de carga.

La geometría del Moho obtenida en el perfil D-D' (figura 6.28) ubicado a los 31.5°S, coincide notablemente con los resultados del estudio de Fromm et al. (2004) en un perfil este-oeste localizado a los 30.3°S, validando la aplicación del análisis flexural con espesor variable, desarrollado en el presente estudio, para la obtención de curvas teóricas del Moho en zonas donde resulta imposible la aplicación de inversión de funciones de recepción debido a la ausencia de estaciones en algunas regiones del área de estudio.

En el tras-arco, al norte de los 33°S de la zona de estudio (perfiles C-C' y D-D'), es necesario introducir altos valores de espesor cortical (libre de carga) para modelar las profundidades observadas del Moho mediante el modelo de deflexión flexural. En otras palabras, la deflexión flexural producto de la carga topográfica no es suficiente, por sí sola, para explicar el espesor cortical de la zona. El modelo de balance de áreas de Allmendinger y otros (1990), sugiere que el fuerte acortamiento cortical relacionado a la Precordillera y Sierras Pampeanas tiene un efecto de profundización del Moho, el cual alcanzaría una profundidad máxima de 50 km bajo la Precordillera. Por lo tanto, los espesores corticales de hasta 60 km observados en este estudio, deben ser explicados, en parte, por otro proceso distinto al acortamiento cortical y deflexión flexural.

Al Norte de los 33°S, la zona de engrosamiento cortical en el tras-arco coincide con la presencia de máximos de V_p/V_s dentro de la Corteza y entre el slab y el Moho (perfiles C-C' y D-D'). Estos valores sustentan la hipótesis de que el desplazamiento progresivo del frente volcánico hacia el este, producto de la subducción de la dorsal de Juan Fernández (Yáñez et al., 2001), ha dejado remanentes de material magmático en la corteza y bajo ésta, que pueden observarse en el presente, 2 Ma después de la extinción del volcanismo activo de tras-arco en la zona de flat-slab (Kay et al, 2002).

La paulatina migración hacia el este de las zonas de fusión parcial del manto en los últimos 14 Ma, puede haber adicionado magma en la base de la corteza inferior del tras-arco ("underplating"), proceso que explicaría, en conjunto con la deflexión flexural

y acortamiento cortical, los altos valores de espesor cortical de hasta 60 km observados en el tras-arco de la zona de flat-slab, mediante el análisis de funciones de recepción.

En el ante-arco, las estaciones cercanas a la costa, presentan una discontinuidad de velocidad asociable al Moho entre los 30 y 35 km de profundidad, excepto en las estaciones LIGU y TILA, bajo las cuales puede existir una anomalía de baja velocidad relacionada quizás con la presencia de la traza de la dorsal de Juan Fernández en subducción, precisamente en esa latitud. Sin embargo, la principal discontinuidad de velocidad y densidad bajo las estaciones cercanas a la costa, corresponde al límite superior de la placa de Nazca en subducción.

7.3 Líneas de investigación futura:

Finalmente, en esta sección se hace referencia a estudios geofísicos que podrían realizarse a partir de los resultados del presente trabajo de tesis, con el fin de complementar los datos y validar los resultados.

- Para efectos de maximizar el número de funciones de recepción con los datos provenientes de la red temporal, se pueden adicionar al estudio telesismos ubicados a distancias epicentrales mayores de 95° , y trabajar con las fases pP. Esto puede aumentar la cobertura azimutal, entregando información de posibles anisotropías del medio bajo las estaciones, y al mismo tiempo, permitiría mejorar los índices de señal sobre ruido en los agrupamientos (clusters) definidos dentro de este estudio, pudiendo sumarse un mayor número de funciones de recepción (“stacks”).
- Puede realizarse también una inversión de funciones de recepción generadas con la fase S, lo que permitiría tener información adicional independiente que complementarían los resultados obtenidos. Sin embargo, para

realizar este estudio se debe buscar o implementar un algoritmo que permita ésta inversión.

- Con objeto de incluir en el análisis de funciones de recepción las señales provenientes de sismos locales con hipocentro en la placa subductada, puede desarrollarse un método de modelamiento directo de los tiempos de llegada de las diferentes fases convertidas. Sin embargo, un proceso de este tipo no permite abarcar muchas capas, dado el gran número de parámetros libres que deben ser determinados (velocidades y espesores).
- El modelo de deflexión flexural implementado aquí, podría entregar información valiosa de densidades, parámetros elásticos corticales y esfuerzo horizontal, si es modificado para comparar la anomalía de gravedad calculada mediante el ajuste de las profundidades del Moho observadas, con la anomalía de gravedad real de gravedad de la zona. Esta modificación consistiría en incluir probablemente un mayor número de capas para representar la corteza, todas ellas con densidades y espesores elásticos variables a lo largo del perfil. El modelo inicial de densidades variable en profundidad puede obtenerse de los resultados de la inversión de funciones de recepción que han sido presentados en esta tesis.

Apéndice A

A.1 Preproceso de las señales

Tal como se discute en el capítulo 4, antes de generar las Funciones de Recepción los sismogramas en formato SAC son sometidos a un preproceso implementado en un “macro” para SAC2000, con el fin de remover las medias, tendencias y respuestas instrumentales, además de aplicar filtros en frecuencia y finalmente rotar las trazas c/r al back-azimut para obtener las trazas en las direcciones radial y transversal.

El “macro” para SAC2000 correspondiente al preproceso de señales telesísmicas se presenta a continuación. Se indican también en azul los cambios incluidos para preparar las señales provenientes de eventos locales, los comentarios se presentan en verde.

```

* Preproceso de sismogramas previo a la generación de Funciones de
  Recepción en una estación (Andrei Maksymowicz, 2004)

* remoción de la media

  * trazan, trazae, trazaz son los sismogramas en formato SAC en las
    componentes N-S, E-O y Z.

r trazan trazae trazaz
rmean
w trazan1 trazae1 trazaz1

*remoción de la linea de base
r trazan1 trazae1 trazaz1
rtr
w trazan2 trazae2 trazaz2

*!!!!!!remoción de la frecuencia de Nyquist!!!!

* aplicación de taper
r trazan2 trazae2 trazaz2
taper type cosine w 0.01
w trazan3 trazae3 trazaz3

* calculo de la frecuencia de Nyquist
r trazan3
evaluate to temp1 &trazan3,delta * 2
evaluate to temp2 1 / %temp1
evaluate to temp3 %temp2 - ( %temp2 / 100 )
evaluate to term %temp3

* Remoción de la frecuencia de Nyquist
r trazan3 trazae3 trazaz3
rmean
rtr
lowpass butter corner %temp3 npoles 2 passes 2
w trazan4 trazae4 trazaz4
r trazan4 trazae4 trazaz4
synch
w over

```

*!!!!Definición de la ventana temporal (aísala la fase P directa)!!!!

```
qdp off
r trazaz4 trazan4 traza4
w trazaz4-1 trazan4-1 traza4-1
r trazaz4-1 trazan4-1 traza4-1
synch
rmean
rtr
taper type cosine w 0.01
w trazaz4-11 trazan4-11 traza4-11
```

* Aplicación de filtros para facilitar la determinación visual de los límites de la ventana temporal

```
r trazaz4-11 trazan4-11 traza4-11
synch
BANDPASS BUTTER corner 0.8 35 npoles 2 passes 2
w trazaz4-12 trazan4-12 traza4-12
r trazaz4-11 trazan4-11 traza4-11
synch
bandpass butter corner 0.0333 3 npoles 2 passes 2
w trazaz4-13 trazan4-13 traza4-13
```

* Corte de las trazas

```
r trazaz4-12 trazan4-12 traza4-12 trazaz4-13 trazan4-13 traza4-13
trazaz4
synch
rmean
rtr
ppk
setbb t0 &1,t0
r trazaz4 trazan4 traza4
ch t0 %t0
w over
r trazaz4 trazan4 traza4
cut t0 -5 t0 +25
* cut t0 -5 t0 +10
w trazaz5 trazan5 traza5
r trazaz5 trazan5 traza5
synch
rmean
rtr
taper type cosine w 0.01
w over
```


* ;;;;Remoción respuesta instrumental e integración de las trazas!!!!

* La integración de las trazas, originalmente en velocidad, se realizó agregando un cero en **0+0i** a la definición de la respuesta instrumental especificada en el archivo "respuesta" en formato SAC2000.

```
r trazan5 trazae5 trazaz5
synch
rmean
rtr
taper type cosine w 0.01
*transfer from POLEZERO SUBTYPE respuesta freeperiod 30 TO NONE
w trazan6 trazae6 trazaz6
```

* ;;;;;;;;;;Aplicación de filtro en frecuencia!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!

```
r trazan6 trazae6 trazaz6
synch
rmean
rtr
taper type cosine w 0.01
bandpass butter corner 0.0333 3 npoles 2 passes 2
w trazan7 trazae7 trazaz7
```

* ;;;;;;;;;;Rotación de las trazas!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!

```
r trazan7 trazae7
synch
rmean
rtr
rotate to GCP
w trazar trazat
r trazar trazat trazaz7
*taper type cosine w 0.05
w trazarout trazatout trazazout
r trazan7 trazae7 trazaz7 trazarout trazatout trazazout
pl
```

Apéndice B

B.1 Modelo de deflexión flexural mediante diferencias finitas:

Con el fin de evaluar el efecto de la carga, espesor elástico y espesor cortical en la geometría del Moho definida mediante inversión de Funciones de Recepción, se implementó una rutina en MATLAB de diferencias finitas para modelar en 2-D la deflexión flexural en perfiles E-W, como función de la topografía y espesores elástico y cortical, que pueden variarse interactivamente a lo largo del perfil.

B.2 Teoría de deflexión flexural para una placa elástica infinita :

La ecuación estática de la deflexión (w) de una placa elástica infinita sobre un Manto fluido (Astenofera) se escribe de la siguiente forma (Turcotte y Schubert, 1982):

$$(B-1) \quad \frac{d^2}{dx^2} \left[D \frac{d^2 w}{dx^2} \right] + F \frac{d^2 w}{dx^2} + g(\rho_m - \rho_c)w = g\rho_c h(x)$$

donde x es la distancia a lo largo del perfil, $D = ET(x)^3/(12(1-\nu^2))$ es la rigidez flexural con E y ν módulo de Young y radio de Poisson respectivamente, $T(x)$ es el espesor elástico, ρ_m y ρ_c las densidades del manto y la corteza, $h(x)$ es la topografía, F es el esfuerzo horizontal y g la aceleración de gravedad.

La geometría calculada del Moho se escribe:

$$(B-2) \quad \text{Moho}(x) = -(w(x) + h_c(x)) \quad , \text{ donde } h_c \text{ es el espesor de la corteza sin deformar.}$$

La solución numérica mediante diferencias finitas de la ecuación B-1, exige expresar las derivadas de orden 1 a 4 de forma discreta. En este caso se utilizó la aproximación de segundo orden para expresar estas derivadas.

$$(B-3) \quad \frac{dA}{dx}_i = \frac{A_{i+1} - A_{i-1}}{2\Delta x}$$

$$(B-4) \quad \frac{d^2A}{dx^2}_i = \frac{A_{i+1} - 2A_i + A_{i-1}}{\Delta x^2}$$

$$(B-5) \quad \frac{d^3A}{dx^3}_i = \frac{A_{i+2} - 2A_{i+1} + 2A_{i-1} - A_{i-2}}{2\Delta x^3}$$

$$(B-6) \quad \frac{d^4A}{dx^4}_i = \frac{A_{i+2} - 4A_{i+1} + 6A_i - 4A_{i-1} + A_{i-2}}{\Delta x^4}$$

siendo $A(x)$ la variable a derivar.

B.3 Espesor Elástico:

El espesor elástico litosférico puede ser definido como el espesor de una placa cuyo comportamiento elástico es equivalente al de la Litósfera. Esta última incluye zonas frágiles, elásticas y dúctiles. Según Burov y Diament, (1995), este parámetro puede tomar valores que van desde los 5 km a los 110 km. Siguiendo el trabajo de estos autores, se definen:

$$(B-7) \quad \sigma^d = (\dot{\epsilon} A^{-1} a^m)^{\frac{1}{n}} e^{\left(\frac{H}{nRT}\right)}$$

$$(B-8) \quad \begin{array}{ll} \sigma^b = \sigma_3 3.9 & \text{si } \sigma_3 < 120 \text{ MPa} \\ \sigma^b = \sigma_3 2.1 + 100 & \text{si } \sigma_3 \geq 120 \text{ MPa} \end{array}$$

donde σ^d el límite de resistencia a la deformación dúctil y σ^b es el límite de resistencia a la deformación frágil, $\dot{\epsilon}$ es la tasa de deformación efectiva, A y a son constantes del material, m y n constantes determinadas experimentalmente, H es la entalpía de activación, R la constante de los gases y T la temperatura. Con ambos límites se define la envolvente de resistencia a la deformación permanente. Fuera de esta curva, el material se deforma frágil o plásticamente y no contribuye a la deformación elástica de la Litósfera. La figura B.1 ejemplifica un caso de envolvente de resistencia a la deformación permanente para un caso particular de composición de Corteza y Manto. Se observa que bajo un esfuerzo deviatorico superior a 250 MPa, la Corteza inferior se desacopla del Manto generando dos rangos de profundidad h1 y h2 donde el material se comporta elásticamente. El espesor elástico equivalente puede calcularse entonces de la siguiente forma:

$$(B - 9) \quad T = \sqrt[3]{\left(\sum_{i=1}^N h_i^3 \right)}, \text{ donde } N \text{ es el número de intervalos de profundidad}$$

donde el material se comporta elásticamente.

La figura B.1 muestra que el espesor elástico decrece al disminuir la edad de la Placa y por lo tanto su temperatura, esto se debe a que σ^d es una función de creciente con la temperatura (ecuación B-7).

La discusión anterior muestra que el espesor elástico tiene directa relación con la temperatura (flujo calórico, edad de la placa), la composición del material y los esfuerzos sobre la placa, generados por ejemplo, mediante carga topográfica. En este sentido Burov y Diament (1995) muestran que en zonas donde la corteza debe soportar la carga de grandes cadenas montañosas, el espesor elástico decrece dramáticamente en comparación al caso donde no existe carga, esto sugiere y explica una gran variabilidad de los valores de este parámetro en zonas continentales sujetas a grandes esfuerzos como es el caso de los márgenes de convergencia de Placas Tectónicas, y en particular, la zona de estudio del presente trabajo.

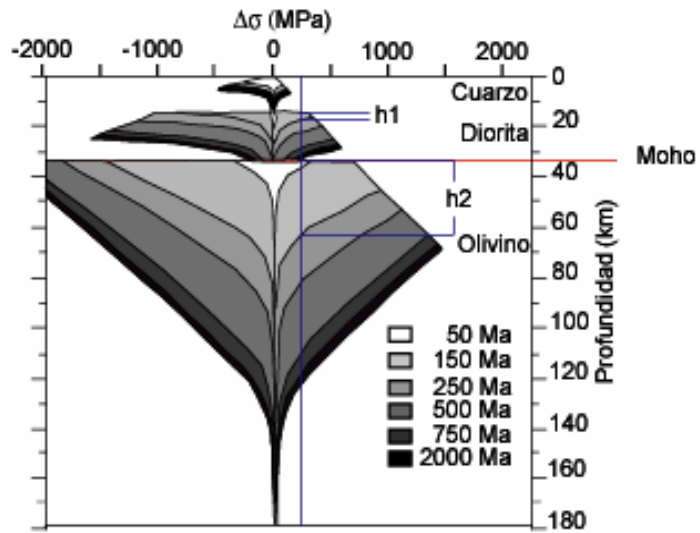


figura B.1

Envoltorio de resistencia a la deformación permanente para una Corteza superior principalmente compuesta de cuarzo sobre una corteza inferior diorítica y manto compuesto de olivino. La profundidad del Moho se indica en rojo, en azul los espesores h_1 y h_2 correspondientes a las fracciones de corteza y manto que se comportan elásticamente bajo un esfuerzo deviatorico de 250 MPa en una litosfera con edad de 150 Ma. Figura modificada de Burov and Diament (1995).

B.4 Rutina para el cálculo de la deflexión flexural (matlab):

Finalmente se entrega la implementación en matlab del algoritmo que permite calcular la deflexión flexural ,por diferencias finitas, en la forma descrita en la sección B.2.

```
%Programa para el cálculo de la deflexión flexural con variación lateral de Espesor Elastico,
%mediante diferencias finitas.
%Andrei Maksymowicz Jeria, 2005.
clear all;
%lectura de datos topograficos, localizacion de las estaciones y profundidades del
%Moho
topo=load (uigetfile (*.txt'));
sta=load(uigetfile (*.txt'));
xx=topo(:,3);
zz=topo(:,4);
xx=xx*1000;
datx=sta(:,3);
dath=sta(:,4)+3000;
datz=sta(:,5);
datx=datx*1000;
datz=-1*datz;
datzmin=datz-5;
datzmax=datz+5;
dx=900;
i=1;
lxx=length(xx);
x(1)=xx(1);
z(1)=zz(1);
while(i<=lxx)
    k=i*900;
    j=1;
    while(j<=lxx)
        if((k>=xx(j))&&(k<=xx(j+1)))
            x(i+1)=k;
            z(i+1)=zz(j)+(zz(j+1)-zz(j))/(xx(j+1)-xx(j))*(x(i+1)-xx(j));
        end
        j=j+1;
    end
    i=i+1;
end
n=2*2^nextpow2(round(x/900));
lz=length(z);
n1=round((n-lz)/2);
i=1;
while(i<=n)
    if(i<=n1)
```

```

        z1(i)=0;
        x1(i)=-1*(n1+1-i)*900;
    end
    if((i>n1)&(i<=(n1+lz)))
        z1(i)=z(i-n1);
        x1(i)=-1*(n1+1-i)*900;
    end
    if(i>(n1+lz))
        z1(i)=0;
        x1(i)=-1*(n1+1-i)*900;
    end
    i=i+1;
end
l=length(z1);

IT=1;

%ciclo principal

% ingreso de parámetros
it = input('Enter para empezar, 0 para terminar ');
if(isempty(it)); it=1;end;
while(it==1)
rc = input('Densidad de la Corteza(gr/cc) [2.85]?? ');
if(isempty(rc)); rc=2.85;end;
rc=rc*1000;
rm = input('Densidad del Manto(gr/cc) [3.33]?? ');
if(isempty(rm)); rm=3.33;end;
rm=rm*1000;
E = input('Módulo de Young(10^(11)Pa)??[0.7]');
if(isempty(E)); E=0.7;end;
E=E*10^(11);
v = input('Módulo de Poisson??[0.25] ');
if(isempty(v)); v=0.25;end;
F = input('Esfuerzo horizontal (10^(11)Pa)??[0] ');
if(isempty(F)); F=0; end;
F=F*10^(11);
g=9.8;
i=1;
while(i<=length(datz))
    L(i)=5;
    U(i)=5;
    i=i+1;
end

%gráfico inicial de la primera iteración
if(IT==1)
figure
plot(x1/1000,(z1/1000*2),'k',datx/1000,(dath/1000*1.5),'bv');
hold on;
errorbar(datz/1000,datz,L,U,'k.')
xlim([-200 1000]);
ylim([-80 12]);
xlabel('x (km)','FontSize',12);

```

```

ylabel('w, topografía (km)','FontSize',12);
title('Deflexión flexural','FontSize',12);
grid on;
end

%gráfico inicial de las iteraciones siguientes
if(IT~=1)
plot(datz/1000,(dath/1000*1.5),'bv',x1/1000,moho1,'y',x1/1000,
-(he1/1000),'y',x1/1000,hc1,'y',x1/1000,(z1/1000*2),'k');
hold on;
errorbar(datz/1000,datz,L,U,'k.')
xlim([-200 1000]);
ylim([-80 12]);
xlabel('x (km)','FontSize',12);
ylabel('w, topografía (km)','FontSize',12);
title('Deflexión flexural','FontSize',12);
grid on;
end

% definición de la curva de espesor elástico (he)
nv = 1;
button = 1;
while button == 1,
[hex(nv),hey(nv),button]=ginput(1);
nv=nv+1;
if (nv > 0),
if(IT==1)
plot(datz/1000,(dath/1000*1.5),'bv',hex,hey,'b',x1/1000,(z1/1000*2),'k');
hold on;
errorbar(datz/1000,datz,L,U,'k.')
xlim([-200 1000]);
ylim([-80 12]);
xlabel('x (km)','FontSize',12);
ylabel('w, topografía (km)','FontSize',12);
title('Deflexión flexural','FontSize',12);
grid on;
end
if(IT~=1)
plot(datz/1000,(dath/1000*1.5),'bv',x1/1000,moho1,'y',x1/1000,
-(he1/1000),'y',x1/1000,hc1,'y',hex,hey,'b',x1/1000,(z1/1000*2),'k');
hold on;
errorbar(datz/1000,datz,L,U,'k.')
xlim([-200 1000]);
ylim([-80 12]);
xlabel('x (km)','FontSize',12);
ylabel('w, topografía (km)','FontSize',12);
title('Deflexión flexural','FontSize',12);
grid on;
end
end
end
k=1;
m=1;
while(k<=l)

```



```

if((x1(k)/1000)<=hex(1))
    he(k)=hey(1);
    k=k+1;
end
if(((x1(k)/1000)<=hex(m))&&(m>1))
    he(k)=((hey(m)-hey(m-1))/(hex(m)-hex(m-1)))*(x1(k)/1000)-hex(m-1))+hey(m-1);
    k=k+1;
end
if((x1(k)/1000)>hex(m))
    m=m+1;
end
if((x1(k)/1000)>hex(length(hex)))
    m=m-1;
    he(k)=hey(m);
    k=k+1;
end
end
he=-1*(he*1000);
D=(he.^3).*(E/(12*(1-v^2)));
a4=g*(rm-rc);
qa=z1.*(rc*g);
M=zeros(l);

```

%cálculo de la deflexión flexural (w) por diferencias finitas

```

i=1;
while(i<=l)
    if(i==1)
        a1=D(i)/dx^4;
        a2=0;
        a3=((2*D(i+1)-2*D(i)))/dx^4 + F/dx^2;
        M(1,1+2)=(a1+a2);
        M(1,1+1)=(-4*a1-2*a2+a3);
        M(1,1)=(6*a1-2*a3+a4);
    end
    if(i==2)
        a1=D(i)/dx^4;
        a2=(1/(2*dx^4))*(D(i+1)-D(i-1));
        a3=((D(i+1)-2*D(i)+D(i-1)))/dx^4 + F/dx^2;
        M(2,2+2)=(a1+a2);
        M(2,2+1)=(-4*a1-2*a2+a3);
        M(2,2)=(6*a1-2*a3+a4);
        M(2,2-1)=(-4*a1+2*a2+a3);
    end
    if((i>=3)&&(i<=(l-2)))
        a1=D(i)/dx^4;
        a2=(1/(2*dx^4))*(D(i+1)-D(i-1));
        a3=((D(i+1)-2*D(i)+D(i-1)))/dx^4 +F/dx^2;
        M(i,i+2)=(a1+a2);
        M(i,i+1)=(-4*a1-2*a2+a3);
        M(i,i)=(6*a1-2*a3+a4);
        M(i,i-1)=(-4*a1+2*a2+a3);
        M(i,i-2)=(a1-a2);
    end
end
if(i==(l-1))

```

```

a1=D(i)/dx^4;
a2=(1/(2*dx^4))*(D(i+1)-D(i-1));
a3=((D(i+1)-2*D(i)+D(i-1)))/dx^4+F/dx^2;
M((l-1),(l-1)+1)=(-4*a1-2*a2+a3);
M((l-1),(l-1))=(6*a1-2*a3+a4);
M((l-1),(l-1)-1)=(-4*a1+2*a2+a3);
M((l-1),(l-1)-2)=(a1-a2);
end
if(i==l)
a1=D(i)/dx^4;
a2=0;
a3=(-2*D(i)+2*D(i-1))/dx^4+F/dx^2;
M(l,l)=(6*a1-2*a3+a4);
M(l,l-1)=(-4*a1+2*a2+a3);
M(l,l-2)=(a1-a2);
end
i=i+1;
end
w=M\('qa');

% definición de la curva de espesor cortical libre de carga (hc)
nu = 1;
button = 1;
while button == 1,
[hcex(nu),hcey(nu),button]=ginput(1);
nu=nu+1;
if (nu > 0),
if(IT==1)
plot(datx/1000,(dath/1000*1.5),'bv',hex,hey,'b',x1/1000,(z1/1000*2),'k',hcex,hcey,'g');
hold on;
errorbar(datx/1000,datz,L,U,'k.')
xlim([-200 1000]);
ylim([-80 12]);
xlabel('x (km)','FontSize',12);
ylabel('w, topografía (km)','FontSize',12);
title('Deflexión flexural','FontSize',12);
grid on;
end
if(IT~=1)
plot(datx/1000,(dath/1000*1.5),'bv',x1/1000,moho1,'y',x1/1000,-(he1/1000),'y',x1/1000,
-hc1,'y',hex,hey,'b',x1/1000,(z1/1000*2),'k',hcex,hcey,'g');
hold on;
errorbar(datx/1000,datz,L,U,'k.')
xlim([-200 1000]);
ylim([-80 12]);
xlabel('x (km)','FontSize',12);
ylabel('w, topografía (km)','FontSize',12);
title('Deflexión flexural','FontSize',12);
grid on;
end
end
end
p=1;
q=1;

```

```

while(p<=l)
    if((x1(p)/1000)<=hcex(1))
        hc(p)=hcey(1);
        p=p+1;
    end
    if(((x1(p)/1000)<=hcex(q))&&(q>1))
        hc(p)=((hcey(q)-hcey(q-1))/(hcex(q)-hcex(q-1))*((x1(p)/1000)-hcex(q-1))+hcey(q-1);
        p=p+1;
    end
    if((x1(p)/1000)>hcex(q))
        q=q+1;
    end
    if((x1(p)/1000)>hcex(length(hcex)))
        q=q-1;
        hc(p)=hcey(q);
        p=p+1;
    end
end

end

%cálculo y gráfico de la curva teórica de profundidad del Moho
moho=-1*w/1000+hc';
if(IT==1)
plot(datz/1000,(dath/1000*1.5),'bv',x1/1000,-
(he/1000),'b',x1/1000,(z1/1000*2),'k',x1/1000,moho,'r',x1/1000,(hc),'g');
    hold on;
    errorbar(datz/1000,datz,L,U,'k.')
    xlim([-200 1000]);
    ylim([-80 12]);
    xlabel('x (km)','FontSize',12);
    ylabel('w, topografía (km)','FontSize',12);
    title('Deflexión flexural','FontSize',12);
    grid on;
end
if(IT~=1)
plot(datz/1000,(dath/1000*1.5),'bv',x1/1000,-
(he1/1000),'y',x1/1000,hc1,'y',x1/1000,moho1,'y',x1/1000,-
(he/1000),'b',x1/1000,(z1/1000*2),'k',x1/1000,moho,'r',x1/1000,(hc),'g');
    hold on;
    errorbar(datz/1000,datz,L,U,'k.')
    xlim([-200 1000]);
    ylim([-80 12]);
    xlabel('x (km)','FontSize',12);
    ylabel('w, topografía (km)','FontSize',12);
    title('Deflexión flexural','FontSize',12);
    grid on;
end
it = input('Enter para continuar, 0 para terminar ');
if(isempty(it)); it=1;end;
IT=IT+1;
close;
clear moho1;
clear he1;
clear hex;
clear hey;

```

```
he1=he;  
clear hc1;  
clear hcex;  
clear hcey;  
hc1=hc;  
moho1=moho;  
clear moho;  
clear hc;  
clear he;
```

```
%regreso al comienzo del ciclo principal  
end
```

Bibliografía:

- Allmendinger, R. W., D. Figueroa, D. Snyder, J. Beer, C. Mpodozis, and B. L. Isacks, Foreland shortening and crustal balancing in the Andes at 30°S latitude, *Tectonics*, Vol. 9, No.5, 789-809, 1990.
- Ammon, C. J., G. E. Randal, and G. Zandt, On the Nonuniqueness of Receiver Functions Inversions, *J. Geophys. Res.*, 90JB00785, 1990.
- Ammon, C. J., The isolation of effects from teleseismic P wave forms., *Bull. Seism. Soc. Am.*, 81, 6 :2504-2510, 1991.
- Beck, S. L., and G. Zandt, The nature of orogenic crust in the central Andes, *J. Geophys. Res.*, 107(B10), 2230, doi: 10.1029/2000JB000124, 2002.
- Burdick, L. J., C. A. Langston, Modeling crustal structure through the use of converted phases in teleseismic body-wave forms, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 67, 3 :677-691, 1977.
- Burov, E. B. and M. Diament, The effective elastic thickness (T_e) of continental lithosphere: What does it really mean?, *J. Geophys. Res.*, Vol. 100, B3, PAGES 3905-3927, March 10, 1995.
- Cahill, T., and B. L. Isacks, Seismicity Shape of the Subducted Nasca plate, *J. Geophys. Res.*, 97(B12):17503-17529, 1992.
- Clayton, R. W., and R. A. Wiggins. Source shape estimation and deconvolution of teleseismic body waves, *J. R. Astr. Soc.* 47, 151-177, 1976.
- Fromm, R., G. Zandt and S. L. Beck, Crustal thickness beneath the Andes and Sierras Pampeanas at 30°S inferred from Pn phase velocities, *Gephys. Res. Lett.*, Vol. 31, L06625, doi:10.1029/2003GL019231, 2004.
- Gilbert, H. J., A. F. Sheehan, K. G. Dueker and P. Molnar, Receiver Functions in the United States, with implications for upper mantle structure and

- dynamics, *J. Geophys. Res.*, Vol. 108, No. B5, 2229,
doi: 10.1029/2001JB001194, 2003.
- Gilbert, H. J. and A. F. Sheehan, Images of crustal variation in the intermountain west, *J. Geophys. Res.*, Vol. 109, B03306, doi: 10.1029/2003JB002730, 2004.
- Gutenberg, B., Wave Velocities in the Earth's Crust, *Geol. Soc. America*, p. 19-34, 5 figs., *Special Paper 62*, 1995.
- Gutscher, M. A., Andean subduction styles and their effect on thermal structure and interplate coupling, *J. S. Am. Earth Sciences*, 15, 3-10, 2002.
- Haskell, N. A., The dispersion of surface waves on multilayered media. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 43, 17-34, 1954.
- Haskell, N. A., Crustal reflection of plane SH waves. *J. Geophys. Res.* 65:4147-4150, 1960.
- Haskell, N. A., Crustal reflection of plane P and SV waves. *J. Geophys. Res.* 67:4751-4767, 1962.
- Herrmann, R. B. , C. J. Ammon, Computer Programs in Seismology, Surface Waves, Receiver Function and crustal structure, Version 3.2, 2002.
<http://www.eas.slu.edu/>.
- Kay, S and M., C. Mpodozis, Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab, *J. S. Am. Earth Sciences*, 15, 39-57, 2002.
- Kikuchi, M., and H. Kanamori, Inversion of complex Body waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72:491-506, 1982.
- Langston, C. A., Corvallis, Oregon, crustal upper mantle receiver structure from teleseismic P and S waves. , *Bull. Seism. Soc. Am.* 67:713-724, 1977.

- Lay, Thorne, Structure and Fate of Subducting Slabs, Academic Press, 185p, 1994.
- Ligorria, J. P., and C. J. Ammon, Iterative Deconvolution and Receiver-Function Estimation, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 5 :1395-1400, 1999.
- Ligorria, J. P., PhD. Tesis, Saint Louis University, 2000.
- Miranda, S., Gravity crustal model for an Andean section at 32°S considering upper lateral density variation, *Brazilian Journal of Geophysics*, Vol. 18(2), 2000.
- Owens, T. J., and R. S. Crosson, Shallow structure effects on broadband teleseismic P waveforms, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78:96-108, 1988.
- Pardo, M., T. Monfret, E. Vera, A. Eisenberg, S. Gaffet, E. Lorca, A. Perez, Flat-Slab Subduction zone in central Chile-Argentina : Seismotectonic and body-wave tomography from local data, (*5th International Symposium Andean Geodynamics (ISAG)*), Toulouse, France, 16-18 Sept., 2002, *proc.*, 2002.
- Pardo, M., T. Monfret, E. Vera, A. Eisenberg and G. Yáñez, Morfología de la subducción utilizando datos locales: Sismotectónica de Chile central, (*10^{mo} Congreso Geológico Chileno*), Concepción-Chile, 2003.
- Phinney, R. A., Structure of the Earth's Crust from Spectral Behavior of Long-Period Body Waves, *J. Geophys. Res.*, 69:2997-3017, 1964.
- Ramos, V., Tectonic evolution of South America, p561-609/ *Rio de Janeiro*, 2000.
- Ramos, V., E. O. Cristallini and D. J. Pérez, *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 59-78, 2002.

- Sherrington, H. F., G. Zandt, Crustal fabric in the Tibetan Plateau on waveform inversions for seismic anisotropy parameters, , *J. Geophys. Res.*, Vol. 109, B02312, doi: 10.1029/2002JB002345, 2004.
- Tasarra, A. and G. Yáñez, Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino, *Revista Geológica de Chile*, Vol. 30, No. 2, p. 159-186, 8. Figs., 2 tablas, Diciembre 2003.
- Turcotte, D. L. and G. Schubert, Geodynamics, First edition, John Wiley & Sons, 1982.
- Watts, A. B., S. H. Lamb, J. D. Fairhead and J.F. Dewey, Lithospheric flexure and bending of the Central Andes, *Earth and Planetary Science Letters* 134, 9- 21, 1995.
- Yáñez, G. A., C. R. Ranero, R. v. Huene and J. Díaz, Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32°-34°S) : The role of the Juan Fernández Ridge in the late Tertiary evolution of the margin, *J Geophys. Res.*, 106:B4,6325-6345,2001.
- Yáñez, G., J. Cembrano, M. Pardo, C. Ranero and D. Selles, The Challenger-Juan Fernández-Maipo major tectonic transition of the Nazca-Andean subduction system at 33-34°S: Geodynamics evidence and implications, *J. S. Am. Earth Sciences*, 15:23-38,2002.
- Zhu, L. and H. Kanamori, Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions, *J. Geophys. Res.*, 105,B2:2969-2980,2000.