



Universidad Nacional de La Plata

Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas

Tesis para obtener el grado académico de Geofísica

Estructura sísmica de la cuenca Austral a partir de velocidad de fase de ondas superficiales

Autora: Duca Freyre, Leticia

Directora: Dra. Rosa, María Laura

Co-director: Geof. Flores, Gonzalo

La Plata, Argentina

2017

Estructura sísmica de la cuenca Austral a partir de velocidad de fase de ondas superficiales

Duca Freyre, Leticia

Directores:

-Dra. María Laura Rosa

Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas. Universidad Nacional de La Plata

-Geof. Gonzalo Flores

Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas. Universidad Nacional de La Plata

Tribunal examinador:

-Dra. María Laura Rosa (presidente del Tribunal)

Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas. Universidad Nacional de La Plata

-Dra. Nora Cristina Sabbione

Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas. Universidad Nacional de La Plata

-Geof. Daniel Lorenzo

Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas. Universidad Nacional de La Plata

Marzo, 2017

Agradecimientos

Doy gracias a Dios en primer lugar, por ser el pilar de mi vida.

A mi directora, María Laura, y a mi co-director, Gonzalo, por la paciencia y dedicación que me tuvieron.

A mis papás, Horacio y Graciela, por el cariño, apoyo y aliento constantes. Son para mí ejemplo de constancia y perseverancia. Aprovecho para agradecerles también la generosidad que tuvieron al haberme dado a todos mis hermanos.

A Lautaro, que desde el principio de mi carrera me acompaña y aconseja. Cuento con su cariño y apoyo constantes. Le doy gracias por aceptarme a mí todos los días, y por aceptar ser el padre que elegí para mis hijos.

A mis hermanos, Tomás, Teresita, Martín, Lila, Justina, Cora, Benita y Miguel, porque cualquier camino que una empresa u objetivo que se proponga es más fácil si ellos están acompañando alrededor. La vida misma es más divertida cuando se comparte con ellos.

A mis amigos y compañeros de la facultad, que hicieron más ameno el paso por la misma. No me atrevo a nombrarlos uno a uno porque, gracias a Dios, son muchos. Nunca faltó quien me convidara un mate o me prestara unos apuntes.

A mis amigas del colegio, con las que siempre puedo contar, aunque no nos veamos tan seguido como una quisiera. Son de esas personas que hacen bien al alma.

A los profesores de las tres facultades en las que tuve que cursar, especialmente a los de mi facultad. Admiro y agradezco la dedicación y el compromiso con la que llevan a cabo su tarea. Y también doy gracias por la exigencia con la que me han tratado. Colaboran de esa manera en mi formación como profesional.

En resumen, a mi familia, amigos y formadores, ¡muchas gracias!

Resumen

El estudio de los espesores cortical y litosférico brinda valiosa información para el entendimiento de la dinámica terrestre, permitiendo identificar patrones de esfuerzo, grados de compensación isostática y generar modelos de evolución de la corteza.

Inspirado en lo anterior, este trabajo se propuso la estimación de la estructura sísmica de la corteza y el manto superior en la región de la cuenca Austral, Patagonia. Esto se llevó a cabo a partir de la inversión de curvas de dispersión para velocidad de fase de ondas superficiales, tanto Love como Rayleigh. El cálculo de la velocidad de fase se realizó a partir de dos métodos diferentes basados en distintas configuraciones de estaciones sísmicas. Los resultados obtenidos demuestran que ambas técnicas son buenas para la posterior implementación de las técnicas de inversión.

Se obtuvieron en total 18 perfiles de velocidad para la región occidental y sur de la cuenca de interés. Estos resultados sugieren un perfil sísmico similar al modelo inicial, que se compone de una capa de baja velocidad correspondiente a los sedimentos de la cuenca, cuyo espesor es aproximadamente de 8 km. El espesor cortical se estimó en 30 km aproximadamente, y el límite litósfera-astenosfera (LAB) se observó a una profundidad de 75 km.

Índice

Agradecimientos	3
Resumen	4
Capítulo 1: Introducción	
1.1 Consideraciones generales	7
1.2 Contexto geológico	8
1.2.1 Cuencas sedimentarias	8
1.2.2 Cuenca Austral o de Magallanes	9
1.3 Trabajos previos	11
1.4 Objetivo	12
Capítulo 2: Marco teórico	
2.1 Ondas superficiales	13
2.1.1 Velocidad de grupo y velocidad de fase	15
2.1.2 Obtención de las curvas de dispersión para la velocidad de grupo	17
2.1.3 Obtención de las curvas de dispersión para la velocidad de fase	18
2.2 Datos	21
2.2.1 Búsqueda de sismos	21
2.2.2 Curvas de dispersión	23
Capítulo 3: Inversión	
3.1 Aspectos generales	32
3.2 Modelo inicial	32
3.3 Resultados	34
Capítulo 4: Conclusiones	

4.1 Conclusiones	40
4.2 Trabajos a futuro.....	41
Referencias.....	42
Apéndice A	44
Apéndice B	47

Capítulo 1

Introducción

1.1 Consideraciones generales

La mayor parte de los conocimientos sobre la estructura del interior de la Tierra y las propiedades físicas de las diferentes capas que la constituyen provienen de la Geofísica y, especialmente, de los datos suministrados por la Sismología. Esta disciplina comprende el estudio de las ondas sísmicas. Estas ondas se producen de forma natural por la liberación de energía elástica almacenada: las rocas que tienen un comportamiento frágil admiten una deformación de determinada magnitud, superada la cual, se fracturan o deslizan por fracturas ya existentes. En ese momento, la energía elástica es liberada instantáneamente provocando las ondas sísmicas. Las ondas sísmicas también pueden producirse artificialmente, en general por medio de explosiones.

Existen dos tipos de ondas sísmicas: las ondas internas (primarias P y secundarias S) y las ondas superficiales (Rayleigh y Love). La información contenida en las ondas superficiales, dependiendo del rango de frecuencias y profundidad de penetración, es útil para determinar la estructura de la corteza y el manto superior. Las mismas se caracterizan por estar sujetas al fenómeno de dispersión, lo que se traduce en la dependencia de la velocidad con el período. La obtención y el análisis de las curvas de dispersión son fundamentales, pues a partir de ellas podrán determinarse los espesores cortical y litosférico en las distintas regiones. Entender la estructura de la corteza en regiones de tectonismo activo es una componente fundamental en los estudios vinculados a analizar los desastres naturales generados por terremotos y volcanes y, en consecuencia, a proponer herramientas para su mitigación.

Las ondas dispersivas se caracterizan por dos velocidades: velocidad de grupo (U) y velocidad de fase (C). La primera corresponde a la velocidad a la que se traslada la envolvente o energía de la onda, y la segunda, a la velocidad de cada componente armónico de la onda.

Este trabajo se planteó con el fin de aportar nueva información para la región de la cuenca Austral, Patagonia, a partir de la obtención de modelos sísmicos. El método que se llevó a cabo consiste en determinar las velocidades de grupo y fase de las ondas Rayleigh y Love para sismos regionales, de manera de modelar la región a partir de la inversión de las mismas.

1.2 Contexto geológico

1.2.1 Cuencas sedimentarias

Una cuenca sedimentaria es una región de la corteza donde se ve favorecida la depositación de sedimentos por diferentes motivos, como son subsidencia de la corteza, relieve más elevado alrededor de la región, rift, etc. Cada estrato de una cuenca está definido por las discontinuidades que presenta la misma (discordancias, cambios de sedimentación, etc.).

Para la clasificación de cuencas se han propuesto criterios diferentes según el autor que la trate. Aquí se presenta una clasificación según la posición geotectónica, la misma fue propuesta por Allen & Allen (2005) y se detalla a continuación:

A) Cuencas de márgenes divergentes (cuencas extensionales)

- Cuencas de *rift*: son cuencas alargadas con presencia de fallas normales a lo largo de muchos kilómetros. La sedimentación más importante se da cuando se detiene el proceso de *rift*. Los sedimentos provienen de la erosión. En general, hay sedimentación gruesa cerca de las paredes del *rift* por el poco transporte que sufren las partículas. Es válido aclarar que si el *rift* no progresa, la cuenca termina siendo de tipo intracratónica por subsidencia térmica (SAG).
- Cuencas de márgenes pasivos: se asocian a zonas que antes fueron regiones de *rift* (por ejemplo, plataformas continentales). También se asocian al ciclo de Wilson en una etapa posterior: tras haberse acumulado los sedimentos durante el *rift*, luego son llevados hacia un margen pasivo.
- Cuencas SAG intracratónicas: tienen forma ovalada y se asocian a un enfriamiento de la corteza.

En los tres casos, los rellenos sedimentarios son continentales.

B) Cuencas de márgenes convergentes (cuencas compresivas)

- Trinchera: la depositación se lleva a cabo en una fosa formada por la subducción de la litósfera oceánica. Recibe sedimentos procedentes del flanco del arco magmático, de la placa que subducta y de áreas más distantes.
- Antearco: la depositación ocurre delante del arco, hacia el lado de la subducción.
- Interarco: se depositan sedimentos junto al arco volcánico.
- Retroarco: la sedimentación ocurre detrás del arco volcánico. Son cuencas asociadas a *rift*, pero que se generan en un ambiente convergente. Su relleno procede de aportes del arco magmático, de sedimentos previos involucrados en la deformación y de áreas cratónicas más alejadas.
- Antepaís (ausencia de esfuerzos extensivos): se generan cuando hay sólo esfuerzos compresivos. A partir del apilamiento de escamas tectónicas más el peso de todo el orógeno se produce el pivoteo de la placa, hundimiento de la zona y generación de

espacio para la sedimentación. El mayor aporte sedimentario viene de las escamas del frente de montaña (sedimentos clásticos provenientes de los cinturones plegados y corridos). Como hay una placa subductando, se genera un levantamiento de la placa superior. Ese exceso de sedimento hace que haya subsidencia y, por ende, que se produzca la cuenca de antepaís.

C) Cuencas de márgenes transformantes

Son cuencas de fallas de rumbo, alargadas, no muy extensas. Se pueden dar por procesos compresivos (se genera erosión) o extensivos (tulipanes).

1.2.2 Cuenca Austral o de Magallanes

En la República Argentina se han identificado 19 cuencas sedimentarias, con una superficie total de aproximadamente 1750000 km². Cinco de estas cuencas tienen continuidad sobre la plataforma continental, mientras que otras tres se extienden bajo las aguas del mar. La superficie de las cuencas ubicadas sobre el continente es de alrededor de 1350000 km² y las de la plataforma continental, tomando como límite la isóbata de 200 m, de unos 400000 km², cifra que puede ser duplicada si se la considera hasta el pie del talud.

Actualmente, las cuencas productivas de hidrocarburos son cinco: Noroeste, Cuyana, Neuquina, Golfo de San Jorge y Austral o de Magallanes. Considerando solamente la porción emergida, su superficie abarca un 40% de lo que en la actualidad se conoce como cuencas útiles a los fines petroleros.

La cuenca Austral se extiende en el extremo sur del continente americano. Abarca una parte importante de la provincia argentina de Santa Cruz, la chilena de Magallanes, la zona oriental del estrecho del mismo nombre, la isla Grande de Tierra del Fuego y una porción de la plataforma continental argentina lindante al este de las mismas (Fig. 1.1). De una superficie total de 170000 km², unos 23000 km² pertenecen al área costa afuera.

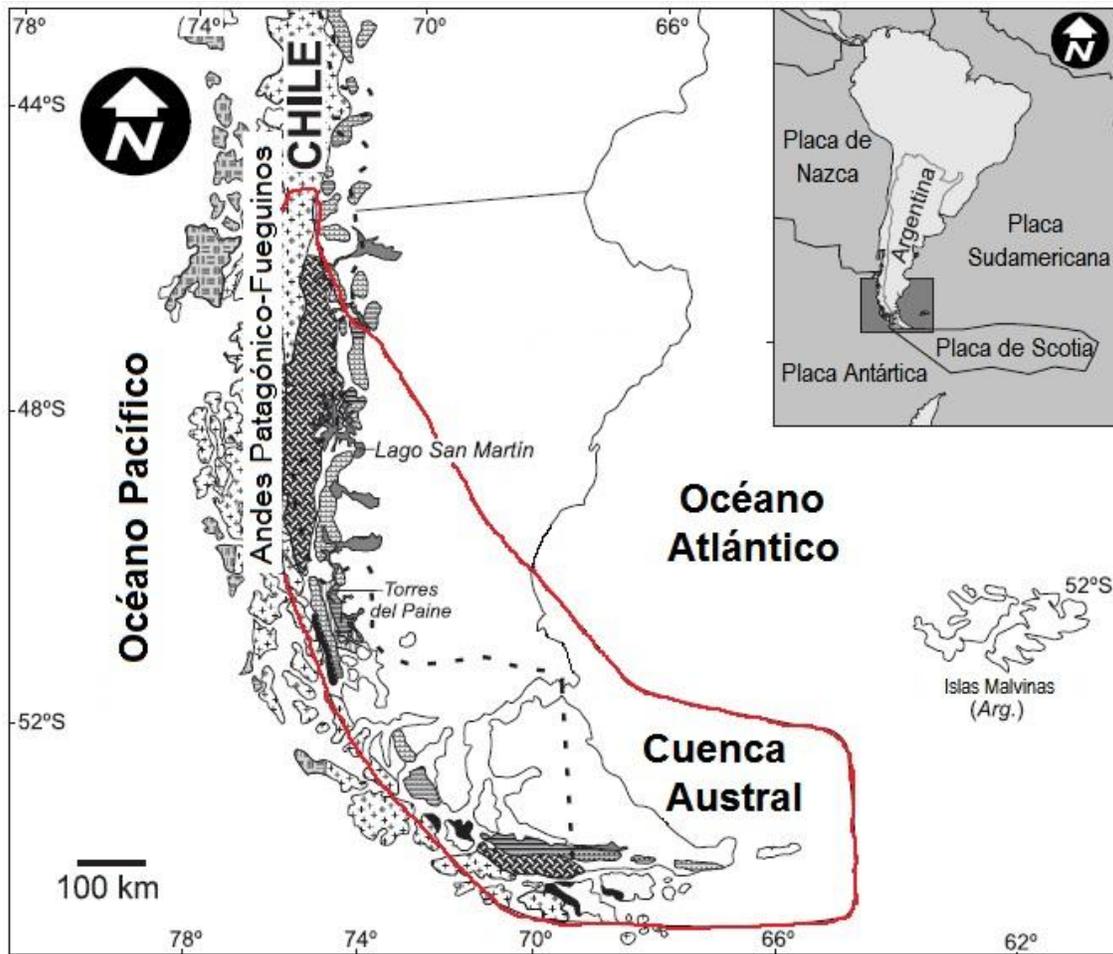


Figura 1.1: Ubicación geográfica de la Cuenca Austral (modificado de Varela et al., 2012).

Su evolución y desarrollo es producto del movimiento interactivo entre las placas Sudamericana y Antártica. Ellas generaron en el extremo suroccidental patagónico la cuenca de retroarco Austral o Magallanes, desarrollándose sobre el margen cratónico y al este del alineamiento volcánico (Felder, 1987).

La evolución tectónica de la cuenca es dividida en tres etapas.

- Etapa de *rift*: se desarrolla durante el Jurásico Superior como producto de la extensión generada por el impacto de una pluma mantélica sobre la litósfera patagónica.
- Etapa de *SAG*: la etapa de subsidencia térmica se desarrolló durante el Cretácico Inferior y en ella se registra la mayor transgresión marina en la cuenca.
- Etapa de *antepaís*: se desarrolla en el Cretácico Superior relacionándose con el cierre de la cuenca marginal y el levantamiento de la Cordillera de los Andes. (Richiano et al., 2012).

De acuerdo con la información sísmica, se estima que el máximo espesor acumulado en el actual eje más deprimido de la cuenca llega a unos 8 km de sedimentos. La columna estratigráfica se deposita sobre rocas de un basamento petrolero. En este complejo, llamado Grupo Bahía Laura, se han encontrado y desarrollado yacimientos de hidrocarburos.

El relleno sedimentario más antiguo correspondería a los comienzos de la primera secuencia en el Cretácico Inferior. En su base se encuentra la Formación Springhill, que es la unidad productiva por excelencia en toda la cuenca. Está cubierta por pelitas de la Fm. Palermo Aike, que hacen las veces de roca sello de los hidrocarburos de la Fm. Springhill. La segunda secuencia sedimentaria corresponde a un ciclo regresivo y se inicia con la Fm. Piedra Clavada. La tercera secuencia es el registro geológico de una nueva transgresión. La misma tiene la característica de provenir desde el Atlántico y con ello se manifiesta una variación de la pendiente de la cuenca hacia el este, la cual persiste hasta la actualidad. El relleno de la cuenca, aún más allá de sus límites, se completa con la acumulación de la cuarta secuencia sedimentaria de neto contenido regresivo y continental. Los procesos citados finalizan con profusos derrames basálticos como corolario de los últimos movimientos andinos (Felder, 1987).

1.3 Trabajos previos

En estudios sismológicos realizados para Sudamérica, distintos autores caracterizaron la estructura sísmica de la Patagonia. Sin embargo, estos trabajos presentan una pobre distribución de datos debido a la utilización de pocas estaciones sismológicas y a la baja densidad de trayectorias analizadas.

Vdovin et al. (1999) determinaron mapas de velocidad de ondas superficiales encontrando velocidades moderadamente bajas debajo de la región Patagónica con una precisión aproximada de 1000 km. Heit et al. (2007) realizaron un análisis de funciones receptoras de onda S encontrando la Moho a 40 km y la LAB a 140 km para la Patagonia, sin embargo sólo analizaron datos de una estación sismológica en la región.

Chulick et al. (2013) presentaron mapas de contorno de la litósfera basados en datos de refracción y tomografía sísmica, análisis de ondas superficiales y funciones receptoras. Encontraron que en la región de los Andes australes y la plataforma Patagónica la corteza se adelgaza gradualmente alcanzando un espesor de 30 km en la región de Tierra del Fuego.

Existen otros trabajos enfocados en el extremo sur de la Patagonia que cuentan con una mejor distribución de datos. Maurice et al. (2003) encontraron velocidades del manto superior hasta un 5% más lentas que el PREM (*Preliminary Reference Earth Model*) y espesores corticales entre 26 y 36 km aplicando un método de inversión de onda. Lawrence and Wiens (2004) realizaron un análisis combinado de funciones receptoras de onda P y velocidad de fase de onda Rayleigh obteniendo un modelo regional de la estructura de la corteza consistente con la geología

local. Parraguez (2011) realizó una tomografía telesísmica de onda P en la región de Aysén, al sur de Chile.

Los datos de gravedad han sido ampliamente utilizados para inferir el espesor cortical. A partir de modelos geopotenciales globales, diversos autores derivaron el espesor cortical a partir de la inversión de datos satelitales de gravedad para la región. Van der Meijde et al. (2013) obtuvieron una corteza delgada a lo largo de las cuencas subandinas. Sin embargo, las inversiones de gravedad a menudo asumen un contraste constante de densidad corteza-manto que no puede ser justificado. Las variaciones laterales de las densidades de la corteza o del manto superior pueden causar variaciones artificiales de espesores de la corteza cuando se asume una densidad constante.

La Sismología puede aportar una contribución fundamental al conocimiento de la evolución de esta región utilizando herramientas como la inversión de velocidad de fase de ondas superficiales. El despliegue de redes sísmicas permite una mejor aproximación de la estructura sísmica de la región.

1.4 Objetivo

En este trabajo se propone estimar la estructura sísmica de la corteza y del manto superior en la región de la cuenca Austral, Patagonia, mediante técnicas de inversión a partir del cálculo de velocidad de fase de ondas Rayleigh y Love para períodos entre 5 y 150 segundos producidas por eventos regionales registrados en estaciones de Sudamérica.

El trabajo propuesto permitirá determinar modelos de velocidades de la corteza y del manto superior con el objetivo de ampliar el conocimiento estructural de la región, caracterizando además el espesor de la corteza y la profundidad del contacto litósfera-astenosfera. Para ello se medirán las velocidades medias de fase para las ondas superficiales entre conjuntos de estaciones sismológicas. Ésta es una contribución al entendimiento de la geodinámica global de la región.

Las técnicas existentes para calcular estas velocidades precisan contar con datos de una, dos, tres o más estaciones. En la presente tesis se eligió utilizar grupos de dos y grupos de tres o más estaciones.

Capítulo 2

Marco teórico

2.1 Ondas superficiales

Las ondas superficiales constituyen la parte más larga y de mayor energía en sismogramas generados por eventos superficiales. Al atravesar áreas con diversas estructuras geológicas, se ven influenciadas por información de las propiedades de las mismas. Esta información se refleja principalmente en el fenómeno de la dispersión. Cuando el foco es cercano a la estación, las ondas superficiales arriban en un paquete de corta duración, ya que casi no presentan dispersión (Stein and Wysession, 2003). Es por eso que suelen usarse eventos con distancias a la estación mayores a 1000 km cuando se trabaja con estas ondas.

Para la generación de este tipo de ondas son necesarias la existencia de una superficie libre y otras discontinuidades en el interior de la tierra, lo que genera un acoplamiento de energía. Cuando la superposición en el semiespacio definido por la interfaz aire-tierra es de ondas P y SV, se tendrán ondas Rayleigh, y cuando se produce superposición de ondas SH en una capa de baja velocidad sobre un semiespacio de mayor velocidad, se tienen ondas Love.

En cuanto a las velocidades de las ondas superficiales, se sabe que viajan a lo largo de la superficie terrestre a menor velocidad que las ondas internas, y su amplitud decrece en forma inversamente proporcional a la raíz cuadrada de la distancia. Esto último se traduce en una menor atenuación de la amplitud por divergencia geométrica en comparación con las ondas P y S, cuya atenuación es inversamente proporcional a la distancia. Éste es el motivo por el que en el registro de un sismo superficial producido a grandes distancias, la mayor amplitud será la de las ondas Love y Rayleigh.

El movimiento de las partículas provocado por las ondas Love está contenido en el plano horizontal (Fig. 2.1), generando una vibración del suelo de lado a lado. Las velocidades de estas ondas varían entre 2.5 km/s y 4.5 km/s en regiones continentales.

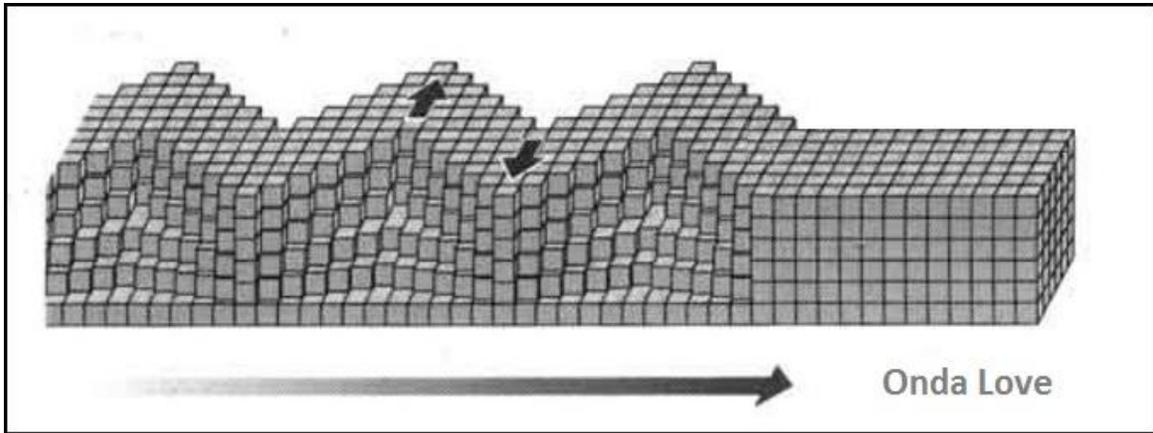


Figura 2.1: Movimiento de partículas generado por las ondas Love (<http://allshookup.org/quakes/wavetype.htm>).

Las ondas Rayleigh son más complejas y su velocidad de propagación es menor, varía entre 2 km/s y 4.5 km/s en regiones continentales. Estas ondas se desplazan a lo largo de la superficie produciendo en el plano de incidencia una vibración del suelo de forma elíptica. Es decir, las partículas que son atravesadas por las ondas Rayleigh se mueven a lo largo de una elipse en sentido retrógrado (o *elipse retrógrada*) en superficie (Fig. 2.2), cambiando a un sentido directo a una dada profundidad.

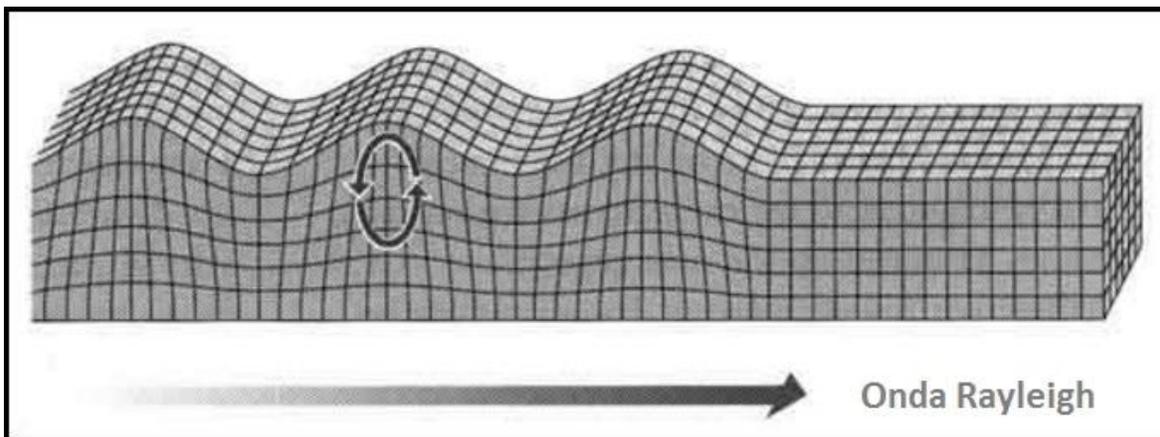


Figura 2.2: Movimiento del suelo generado por las ondas Rayleigh (<http://allshookup.org/quakes/wavetype.htm>).

Un esquema más general del movimiento de las ondas superficiales en conjunto respecto de las componentes radial, tangencial y vertical se puede observar en la Fig. 2.3.

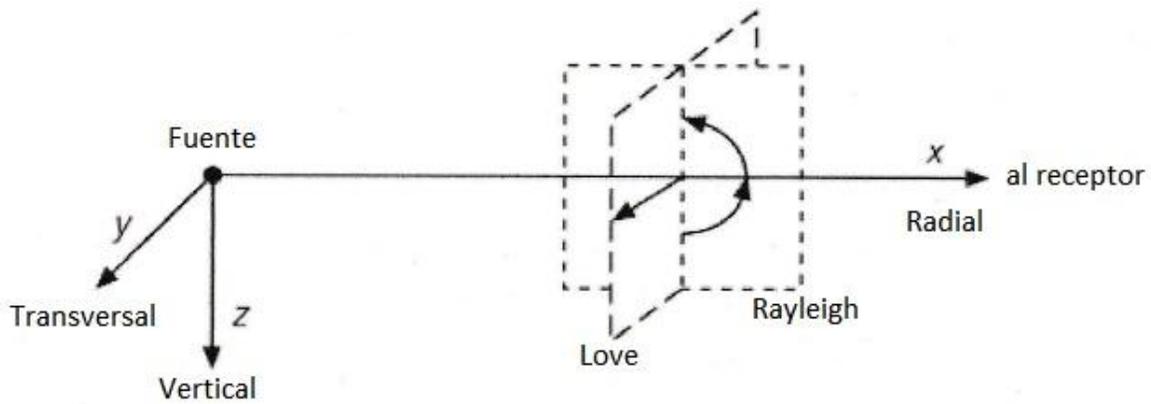


Figura 2.3: Movimiento de las ondas superficiales respecto de las componentes radial, tangencial y vertical (Stein and Wysession, 2003).

2.1.1 Velocidad de grupo y velocidad de fase

Como se dijo anteriormente, las ondas superficiales tienen la característica de ser dispersivas, es decir, su velocidad es función de la frecuencia (o del período). Esto provoca que las ondas, a medida que se propagan, formen trenes de ondas que llegan a tiempos distintos para frecuencias diferentes. La propagación de las ondas dispersivas, por tanto, queda descrita por dos velocidades: velocidad de fase y velocidad de grupo.

La *velocidad de fase* C es la velocidad con la que se propaga cada componente armónico de la onda. La misma dependerá de los parámetros del medio, como son el espesor y las velocidades de las ondas internas (P y S), así como de la fuente que la provoque. Se la define como:

$$C(\omega) = \frac{\omega}{\kappa} = \frac{\lambda}{T} \quad (2.1)$$

siendo ω la frecuencia angular, κ el número de onda, λ la longitud de onda y T el período.

La *velocidad de grupo* U es la velocidad a la cual viaja el paquete de ondas. En el caso de una onda monocromática en un medio homogéneo, la velocidad de fase es igual a la velocidad de grupo. La medición de esta última resulta más sencilla debido a que en la velocidad de fase debe identificarse una fase particular dentro de toda la señal, además de conocer la fase inicial en la fuente sísmica. Por otro lado, la velocidad de grupo es más sensible a los parámetros del medio y menos susceptible a los efectos de la fuente. La definición de la misma es:

$$U(\omega) = \frac{d\omega}{d\kappa} = C(\omega) + \kappa \frac{dC}{d\kappa} \quad (2.2)$$

Si se hace la sustitución $\kappa = \omega/C$ y se calcula la derivada, se obtendrá la velocidad de grupo para una determinada frecuencia:

$$U(\omega) = \frac{d\omega}{1 - \left(\frac{\omega}{C}\right)\left(\frac{dC}{d\omega}\right)} \quad (2.3)$$

En general, la velocidad de fase es mayor que la de grupo, y aumenta monótonamente con el período. La velocidad de grupo, en cambio, puede presentar mínimos locales.

En la Fig. 2.4 se muestran ejemplos de curvas de dispersión para velocidad de grupo, tanto para la onda Love como la onda Rayleigh. Se puede apreciar que las curvas poseen características distintas dependiendo del tipo de trayectoria que recorran (oceánica, continental).

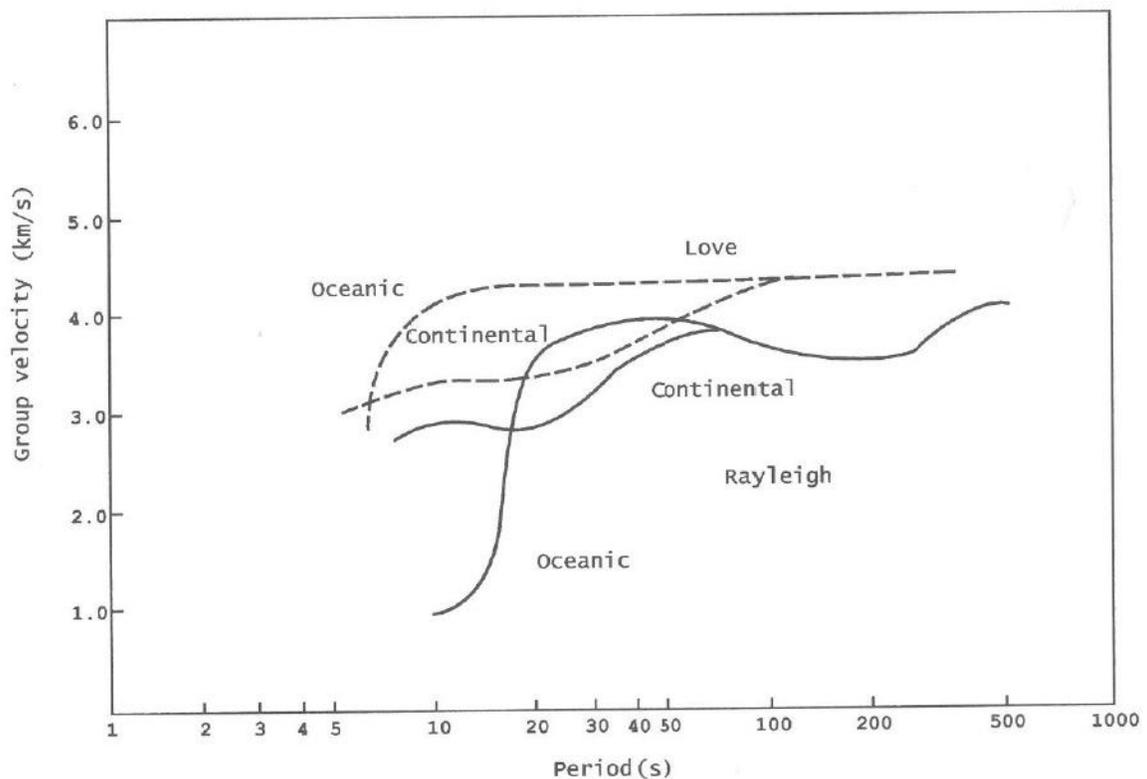


Figura 2.4: Curvas de dispersión (velocidad de grupo) de ondas Love y Rayleigh (Udias, 1999).

La Fig. 2.5 muestra un ejemplo donde se compara la velocidad de fase con la de grupo para la onda Love.

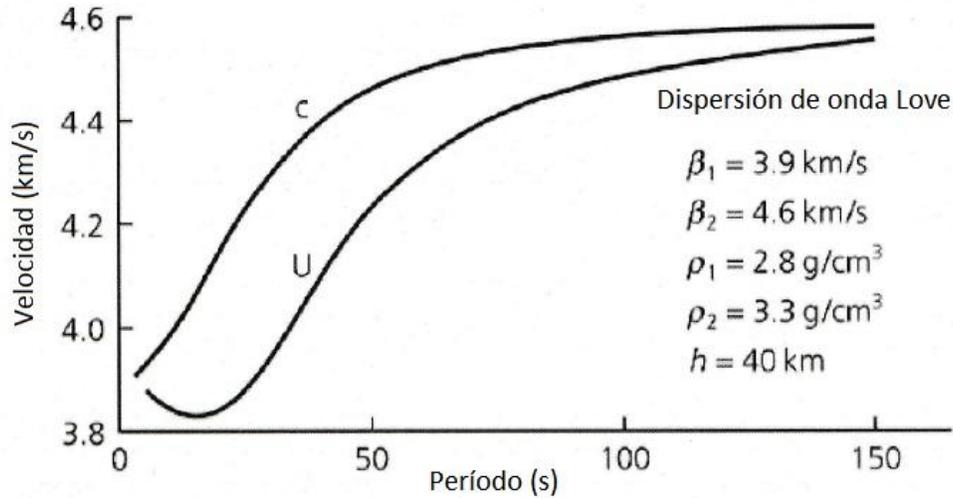


Figura 2.5: Modo fundamental de velocidad de fase y grupo de onda Love para un modelo de corteza continental y manto (Stein and Wysession, 2003).

2.1.2 Obtención de las curvas de dispersión para la velocidad de grupo

El procedimiento seguido para la determinación de las curvas de dispersión para la velocidad de grupo consiste en aplicar un conjunto de filtros pasabanda en el dominio de la frecuencia. Esta técnica, denominada *Técnica de Filtrado Múltiple (MFT)*, fue propuesta por Dziewonski et al. (1969). Este filtrado se combina con otro filtro de fase coincidente para aislar el modo fundamental (Herrin and Goforth, 1977).

La MFT se usa para estudiar variaciones de amplitud (o energía) de una señal en función de la velocidad y del período (frecuencia). Se basa en calcular la transformada de Fourier de la señal y seleccionar las frecuencias centrales ω_n . Para cada una de estas frecuencias centrales se construye un filtro Gaussiano de banda proporcional a dicha frecuencia y resolución controlada por el parámetro α . Es importante que el filtro tenga una buena resolución en la vecindad inmediata de cada frecuencia central o de interés. La forma del filtro es la siguiente:

$$H_n(\omega) = e^{-\alpha \left(\frac{\omega - \omega_n}{\omega_n} \right)^2} \quad (2.4)$$

Mejorar la resolución en un dominio (tiempo o frecuencia) implica causar el efecto inverso en el otro, por lo que es necesaria una elección de ancho de banda que no comprometa ni un dominio ni el otro (Dziewonski et al., 1969).

Esta técnica, por lo tanto, permite extraer el tren de ondas superficiales. El resultado que se obtiene es un gráfico de *velocidad de grupo vs. período*, para el cual el contenido de señales espurias fue reducido. El intervalo de períodos útiles para cada curva de dispersión depende de la magnitud del sismo, de la trayectoria sísmica recorrida, del instrumento que registra y del

mecanismo de fuente, obteniéndose un mejor registro de los períodos altos a mayores distancias y en terremotos grandes (Feng et al., 2004).

2.1.3 Obtención de las curvas de dispersión para la velocidad de fase

Se ha mencionado anteriormente que existen distintas técnicas para el cálculo de la velocidad de fase. En este trabajo se decidió aplicar aquellas que hacen uso de grupos de dos estaciones y grupos de tres o más estaciones.

A) Método de dos estaciones

La primera medición de velocidad de fase de ondas Rayleigh mediante este método fue realizada por Brune y Dorman (1963). La disposición de las estaciones se esquematiza en la Fig. 2.6.

La rutina seguida para determinar la velocidad de fase para los caminos a cada estación comienza con la identificación de las distintas fases en los registros de dichas estaciones. Cada fase se grafica en un diagrama de *número de fase vs. tiempo de arribo a la estación*. El período de cada fase puede ser determinado midiendo simplemente la distancia entre pico y valle de la onda.

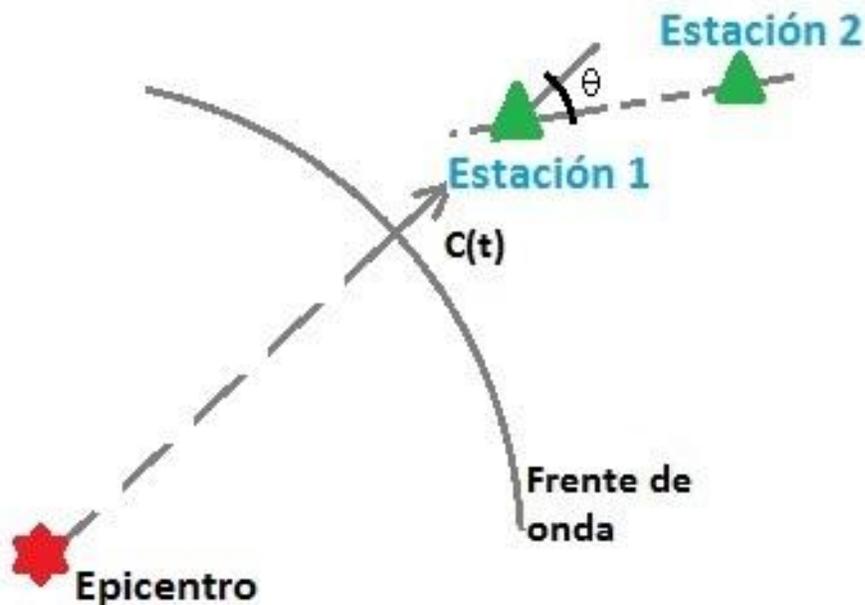


Figura 2.6: Disposición de evento y estaciones para el método de dos estaciones.

Si se consideran los tiempos de arribo de un dado pico de período T a cada estación, t_1 y t_2 , se puede calcular la velocidad de fase $C(T)$ para la onda Rayleigh de período T como sigue:

$$C(T) = \frac{\Delta}{\Delta t - (T/2\pi)(\Delta\varphi(T) + 2\pi N(T))} \quad (2.5)$$

donde:

Δ es la diferencia entre distancias epicentrales;

$\Delta t = t_2 - t_1$, si la onda se propaga de la estación 1 a la estación 2;

$\Delta\varphi(T) = \varphi_2(T) - \varphi_1(T)$ es la diferencia entre las fases observadas en las estaciones 2 y 1;

$N(T)$ es un número entero que se determina en forma empírica.

A la hora de elegir los eventos sísmicos para calcular la velocidad de fase, la experiencia indica que la diferencia de azimut entre las estaciones respecto del evento no debe superar los 10° . En otras palabras, deben estar lo más posible alineadas con el evento y entre sí.

B) Método de múltiples estaciones

En este trabajo se han utilizado hasta tres estaciones, a partir del método descrito y utilizado por Press (1956). El autor asigna un número a cada cresta y valle del tren de ondas superficiales que arriba a las estaciones del arreglo propuesto (Fig. 2.7).

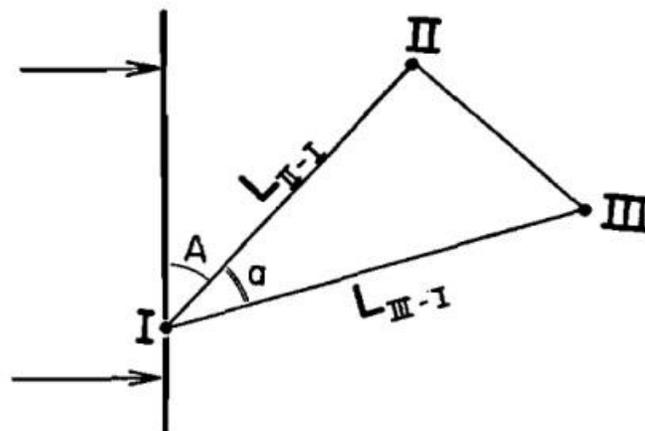


Figura 2.7: Geometría definida por un frente de onda atravesando un arreglo de tres estaciones (Press, 1956).

Los tiempos de arribo y las diferencias de los mismos entre cada estación son determinados para cada cresta y valle y se grafican en función del número que se les asignó. Estas lecturas luego son agrupadas por períodos y se determina el valor medio de la diferencia entre

tiempos de arribo para cada período. Si t_I , t_{II} y t_{III} son los tiempos de arribo a cada estación (en orden creciente), y Δ_{III-I} y Δ_{II-I} son los valores medios de las diferencias entre tiempos de arribo para un dado período con respecto a la estación I, la velocidad de fase correspondiente estará dada por:

$$C(T) = \frac{L_{II-I} \sin A}{\Delta_{II-I}} = \frac{L_{III-I} \sin(A + a)}{\Delta_{III-I}} \quad (2.6)$$

donde:

L_{II-I} y L_{III-I} son las distancias entre las estaciones II y I, y III y I respectivamente;

a es el ángulo definido por los lados L_{II-I} y L_{III-I} ;

A es el ángulo que forma el frente de onda con el lado L_{II-I} .

2.2 Datos

2.2.1 Búsqueda de sismos

A la hora de recolectar los datos que se utilizaron para la realización de este trabajo, se acudió a la plataforma web de IRIS (*Incorporated Research Institutions for Seismology*) (http://ds.iris.edu/wilber3/find_event). En la misma (Fig. 2.8) es posible la búsqueda de eventos pudiendo filtrarlos según fecha de ocurrencia, magnitud y localización.

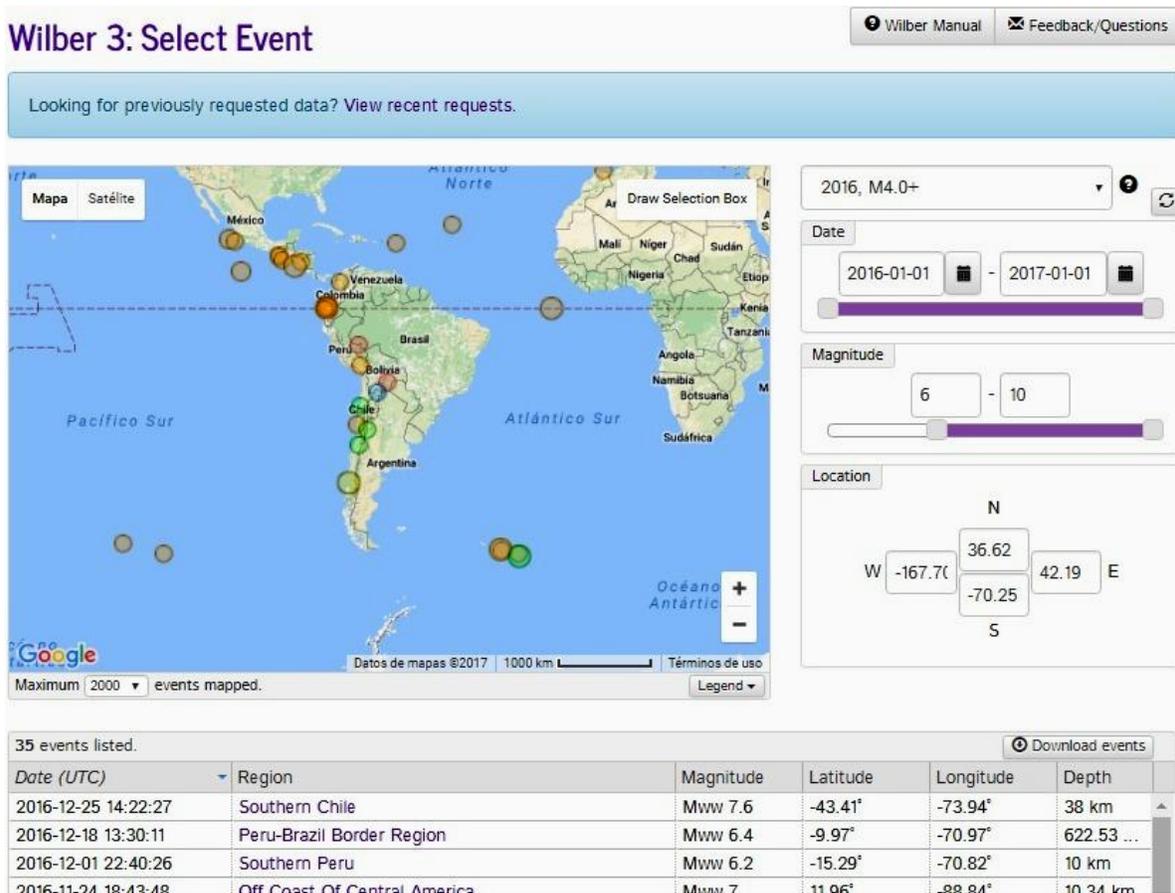


Figura 2.8: Ejemplo de búsqueda de sismos en la página de IRIS (http://ds.iris.edu/wilber3/find_event).

Según los objetivos planteados, era necesario encontrar sismos registrados por estaciones que estuvieran ubicadas en la región de la cuenca Austral. Los terremotos seleccionados deben encontrarse a una profundidad no mayor a los 60 km (sismos superficiales) y distancias comprendidas entre 1000 y 7000 km aproximadamente de las estaciones en cuestión, además de tener una magnitud momento mayor o igual a 6. Esto se justifica con la necesidad de obtener sismos cuyo desarrollo de ondas superficiales sea lo suficientemente bueno como para poder

aplicar los métodos propuestos, o sea, sismos que presenten paquetes de ondas superficiales dispersivas de gran amplitud y duración.

Una vez que se filtraron los eventos según los requerimientos expuestos, es posible ver qué estaciones registraron a cada uno de ellos. Es aquí donde se eligen las estaciones que estén ubicadas en la zona de interés (Fig. 2.9). Se seleccionan las mismas y se pide la información correspondiente: los sismogramas en sus componentes BHE, BHN y BHZ, además de la respuesta de instrumento.

Wilber 3: Select Stations

2016-12-01 Mww6.2 Southern Peru

Latitude	Longitude	Date	Depth	Magnitude	Description	Related Pages
15.2943° S	70.8228° W	2016-12-01 22:40:26 UTC	10.0 km	Mww6.2	Southern Peru	IRIS Event Page

The map below shows stations operational during this event, filtered by the criteria in the form to the right.

Request Only

Networks: All Networks

Channels: BH?

Distance Range: 29 - 44

Azimuth Range: -174 - 172 Invert

Actions:

Use the checkboxes below to add/remove individual stations from your request.

Selected 3 out of 11 stations. Select All None One station every

<input type="checkbox"/>	Station	Network	Latitude	Longitude	Distance	Azimuth	Elevation	Name
<input type="checkbox"/>	AY01	C1	-44.42°	-72.65°	29.17°	-177.32°	9 m	PUYUHUAPI
<input checked="" type="checkbox"/>	COYC	G	-45.57°	-72.08°	30.30°	-178.25°	235 m	Coyhaique, Chile
<input type="checkbox"/>	AY02	C1	-46.48°	-73.19°	31.25°	-176.85°	79 m	VALLE EXPLORADORES
<input checked="" type="checkbox"/>	GO08	C	-48.46°	-72.56°	33.20°	-177.90°	1000 m	Villa O'Higgins, Chile

Figura 2.9: Ejemplo de búsqueda de estaciones para un dado sismo en la página de IRIS.

La mayoría de los datos utilizados fueron pedidos mediante esta interfaz de IRIS puesta al servicio del público en general. También se utilizaron datos de estaciones temporales y permanentes pertenecientes a la red de estaciones sismológicas de la UNLP.

2.2.2 Curvas de dispersión

Para obtener las curvas de dispersión de las ondas superficiales se utilizaron en total 71 sismos, registrados por 25 estaciones sísmicas. En el mapa de la Fig. 2.10 se detalla la ubicación de las estaciones y su localización dentro de la cuenca Austral. Los límites de esta cuenca se graficaron en forma aproximada a partir de Varela et al. (2012). Sin embargo, estos límites pueden variar de acuerdo a la bibliografía existente.

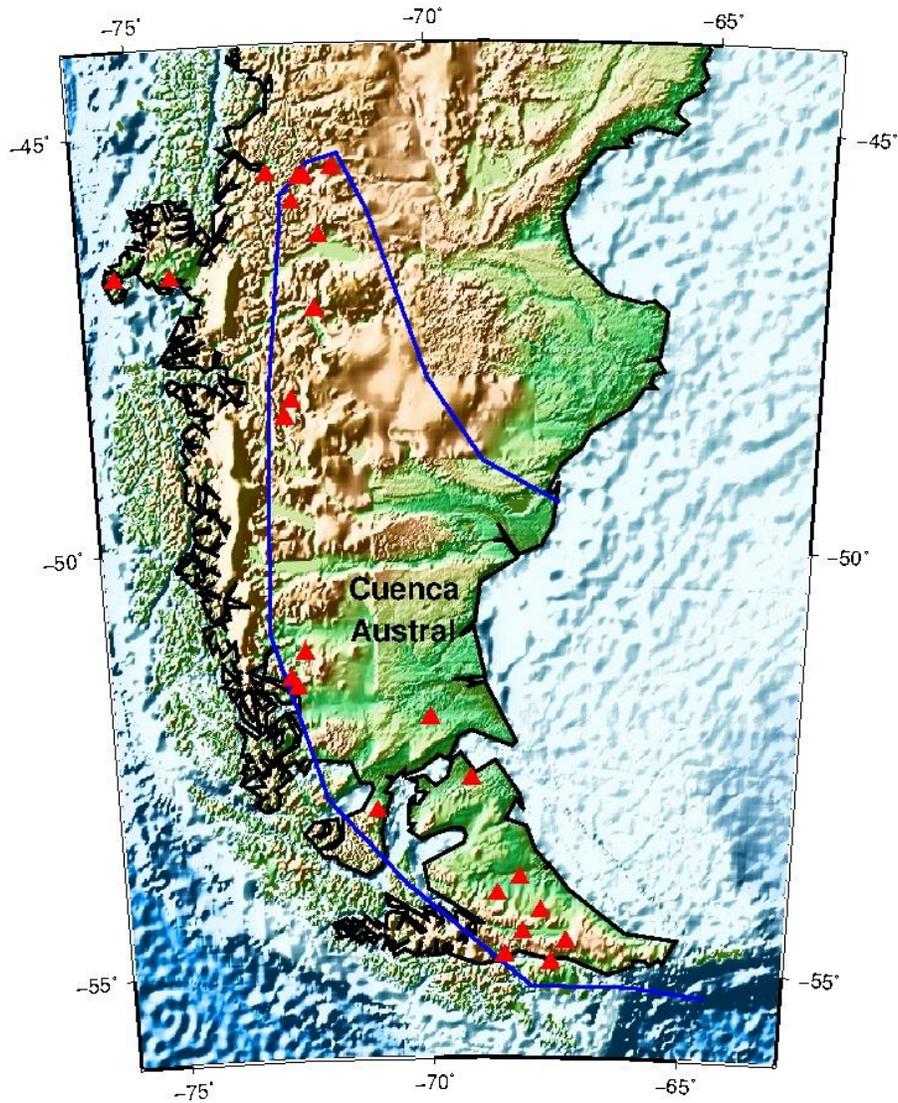


Figura 2.10: Ubicación geográfica de las estaciones sísmológicas utilizadas (triángulos rojos). Se indica en trazo azul el límite de la cuenca Austral según Varela et al. (2012).

La ubicación geográfica de los sismos analizados se indica en la Fig. 2.11. En las tablas 1 y 2 del apéndice A se detallan la localización y ocurrencia de los mismos, así como la ubicación de las estaciones sísmicas.

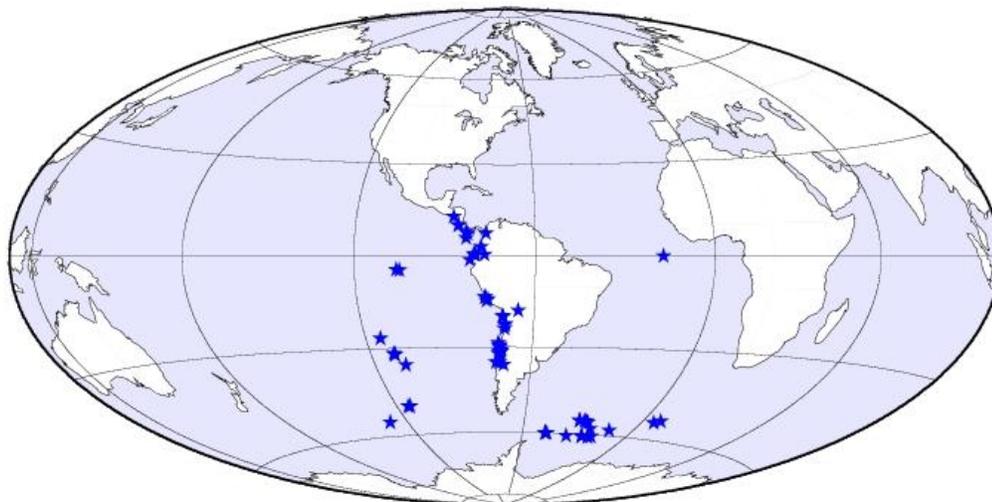


Figura 2.11: Ubicación geográfica de los sismos registrados por las distintas estaciones.

En un principio, el objetivo del trabajo fue lograr la caracterización sísmica de toda la cuenca Austral mediante el cálculo de velocidades de fase. Sin embargo, esto no fue posible debido a la distribución desigual de estaciones sismológicas que existe en la región. Las estaciones con las que se contó para el trabajo se ubican todas en los márgenes oeste y sur de la cuenca. Esto provoca que toda la región noreste sea imposible de caracterizar con los métodos propuestos.

A partir de los sismogramas seleccionados en las distintas estaciones fue necesario verificar que el muestreo y la duración de cada evento coincidan en las tres componentes. Para todos los sismos con los que se contó, tanto los obtenidos de IRIS como los registrados por estaciones de la UNLP, se completó la información en los encabezamientos (*headers*) de cada traza de los registros, utilizando el programa de cálculo SAC (*Seismic Analysis Code*, Tapley and Tull, 2000), se corrigieron los datos por valor medio e inclinación lineal para eliminar efectos de registración, se removió la respuesta de instrumento y se rotaron las componentes horizontales a componentes radial y transversal. Esto es necesario debido a la polarización de las ondas superficiales. Finalmente, mediante el programa TauP (Crotwell et al., 1999) se calcularon los tiempos de arribo de la fase P para cada evento sísmico. Puede observarse un diagrama de flujo indicando los pasos seguidos en la Fig. 2.12, y en la Fig. 2.13 se detalla la rutina empleada para los pasos de remoción de respuesta de instrumento y rotación de componentes.



Figura 2.12: Diagrama de flujo indicando el procesamiento inicial para cada terremoto seleccionado.

```

message "1=00BHZ component 2=00EHN component 3=00BHE component"
r $1$ AI.DSPA.04.BHZ.M.SAC $1$.AI.DSPA.04.BHN.M.SAC $1$.AI.DSPA.04.BHE.M.SAC
w newz newn newe
r newz newn newe
rmean
synchronize
w newz newn newe
r newz
rtrend
transfer from polezero subtype /home/leticia/Documentos/Tesis/Grado/datos_config1/all_conAM_porEst1/DSPA/SACPZ.AI.DSPA.04.BHZ to none freq 0.005 0.01 0.2 0.4
rtrend
w newz
r newn
rtrend
transfer from polezero subtype /home/leticia/Documentos/Tesis/Grado/datos_config1/all_conAM_porEst1/DSPA/SACPZ.AI.DSPA.04.BHN to none freq 0.005 0.01 0.2 0.4
rtrend
w newn
r newe
rtrend
transfer from polezero subtype /home/leticia/Documentos/Tesis/Grado/datos_config1/all_conAM_porEst1/DSPA/SACPZ.AI.DSPA.04.BHE to none freq 0.005 0.01 0.2 0.4
rtrend
w newe
r newz newn newe
bd x
qdp off
p1
r newn newe
rotate to gcp
w newn newt
r newz
ch kcomprom BHZ
w newz
r newr
ch kcomprom BHR
w newr
r newt
ch kcomprom BHT
w newt
r newz newn newt
w $1$ AI.DSPA.BHZ $1$.AI.DSPA.BHR $1$.AI.DSPA.BHT
r $1$ AI.DSPA.BHZ $1$.AI.DSPA.BHR $1$.AI.DSPA.BHT
quit
^
  
```

Figura 2.13: Rutina empleada para remover la respuesta de instrumento y rotar las componentes de los eventos registrados por la estación DSPA.

En la Fig. 2.14 se muestra, a modo de ejemplo, el sismograma sin rotar (en sus tres componentes) de un sismo ocurrido en octubre de 2013, registrado en la estación GO10 de la red chilena C. En la Fig. 2.15 se puede observar el sismograma rotado del mismo evento, donde se distinguen la onda Rayleigh en las componentes radial y vertical y la onda Love en la componente tangencial.

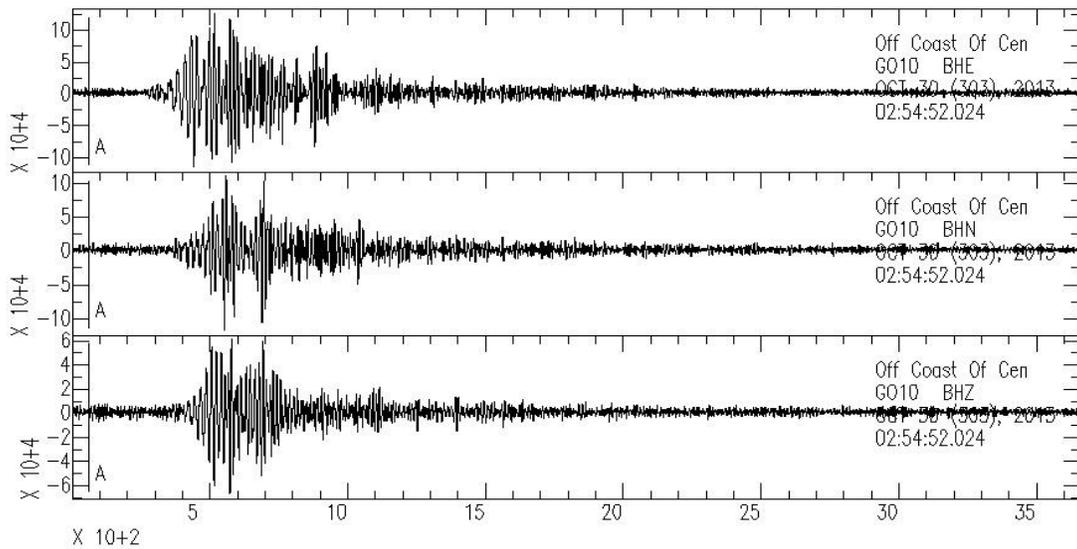


Figura 2.14: Componentes este, norte y vertical de un sismo ocurrido en 2013 (corresponde al evento 32 en la tabla 1) registrado por la estación GO10.

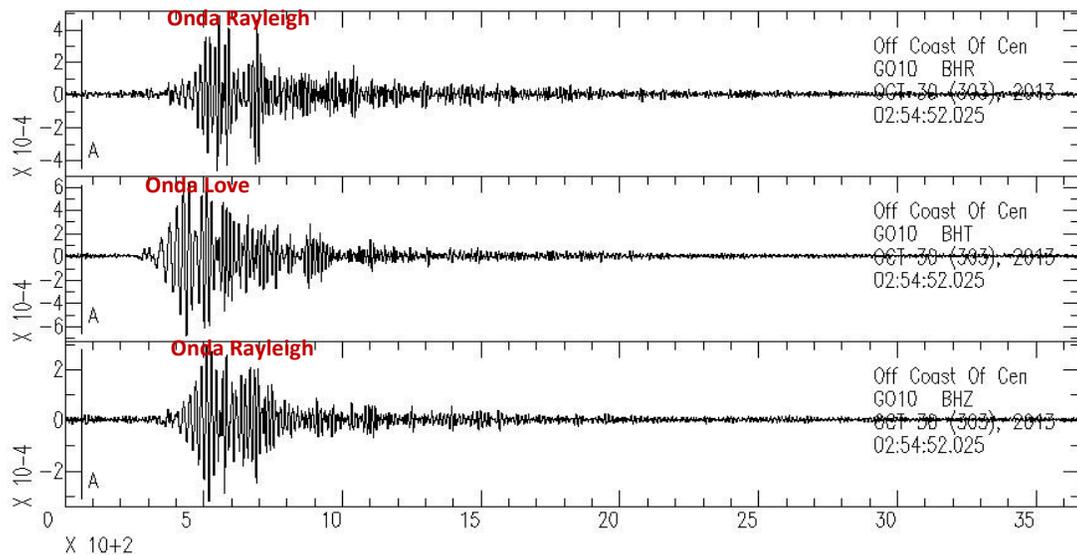


Figura 2.15: Componentes radial, tangencial y vertical de un sismo ocurrido en 2013 (corresponde al evento 32 en la tabla 1) registrado por la estación GO10.

A la hora de proceder al cálculo de las velocidades de grupo y de fase para cada evento, se dividieron los datos en dos grupos. Un grupo que presenta una configuración descrita por un evento y dos estaciones, todos alineados, de manera de aplicar el “método de dos estaciones” (configuración 1) y el otro que presenta una configuración propia del “método de múltiples estaciones” (configuración 2). Las Fig. 2.16 y 2.17 muestran las estaciones utilizadas para las configuraciones 1 y 2 respectivamente.

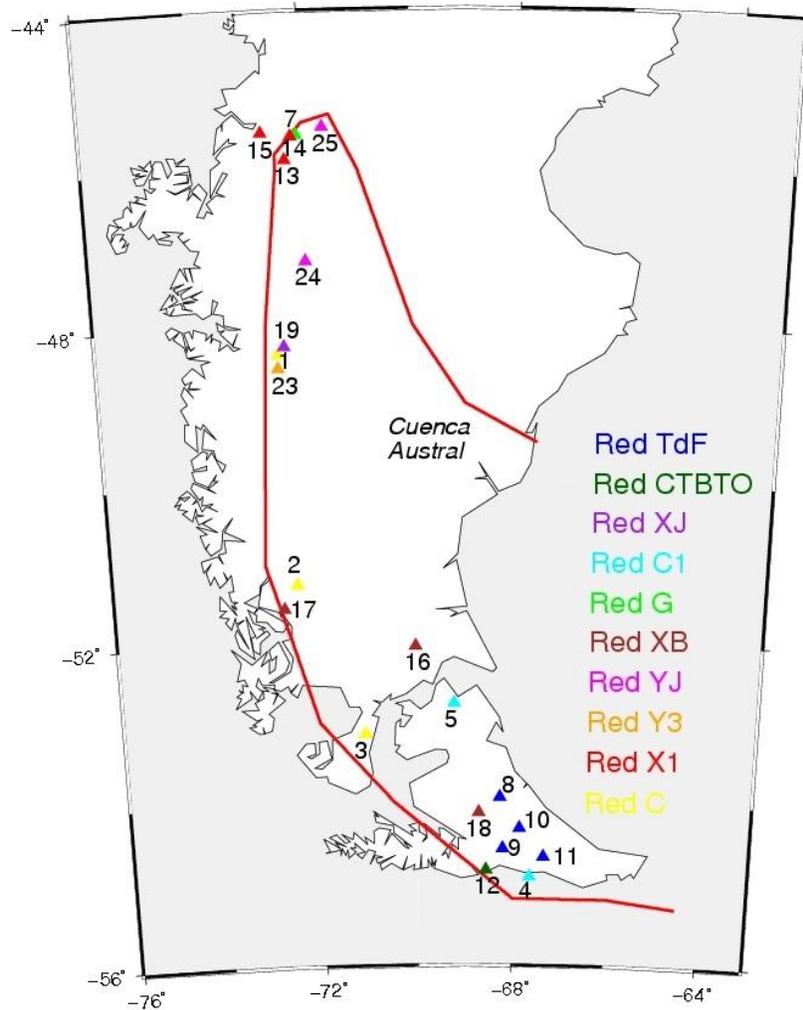


Figura 2.16: Estaciones utilizadas en la configuración 1 (ver Tabla 2 de Apéndice A).

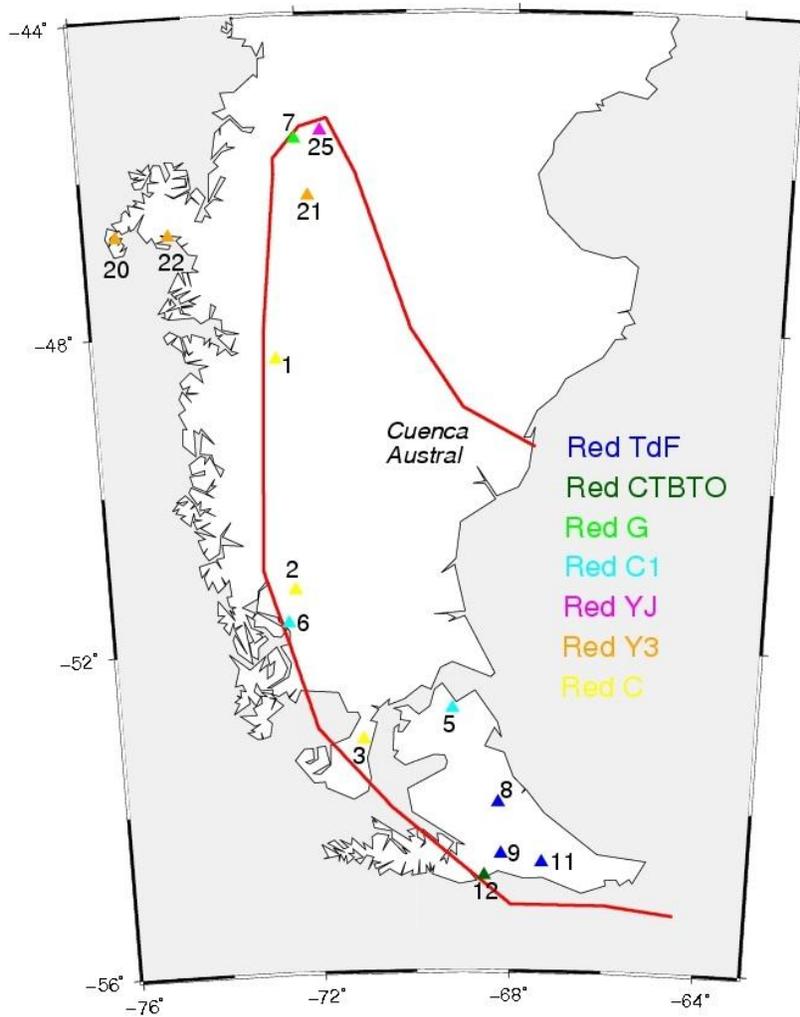


Figura 2.17: Estaciones utilizadas en la configuración 2 (ver Tabla 2 de Apéndice A).

Para obtener, en primer lugar, la velocidad de grupo de cada evento mediante la técnica de filtrado múltiple, se utilizó el código de procesamiento de Herrmann (2013). Éste es un software de libre acceso que permite, entre otras aplicaciones, obtener curvas de velocidad de grupo y fase. Para cada traza, se eligen los rangos de variación permitidos para el período y para la velocidad de grupo, así como el ancho del filtro gaussiano. El ancho se selecciona en función de la distancia fuente receptor. La variación es proporcional a esa distancia siendo más grande para distancias más largas. En las Figs. 2.18 y 2.19 se esquematiza un ejemplo de cómo seleccionar el modo fundamental buscado. Notar que el filtro se aplica dos veces. En cada imagen, el gráfico de la izquierda muestra los valores de amplitud A de la envolvente en función del período; los puntos rojos representan las mayores amplitudes. El gráfico central muestra los valores de la envolvente filtrada o amplitud instantánea máxima, en función de la velocidad y el período, en distintos colores; nuevamente, el color rojo representa las mayores amplitudes. La línea de puntos blancos

es la seleccionada por el usuario, y representa los valores de la velocidad de grupo inferida de los contornos. El gráfico de la derecha corresponde a la señal filtrada.

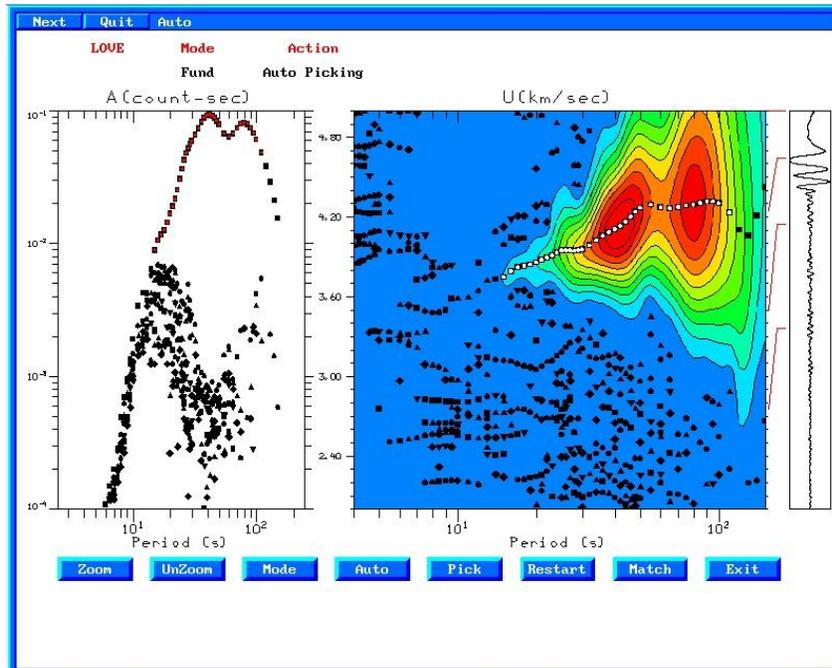


Figura 2.18: Captura de pantalla del primer picado de curvas de dispersión para velocidad de grupo de ondas Love correspondiente al evento 8 (Tabla 1), registrado por la estación BAK01 (Tabla 2).

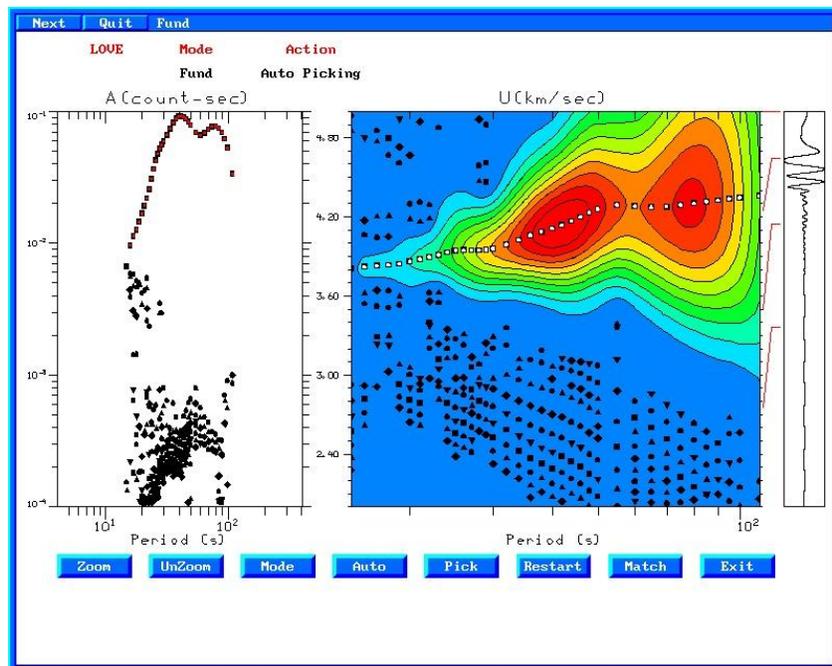


Figura 2.19: Captura de pantalla del segundo picado de curvas de dispersión para velocidad de grupo de ondas Love correspondiente al evento 8 (Tabla 1), registrado por la estación BAK01 (Tabla 2).

Una vez aislado el modo fundamental, se procedió al cálculo de la velocidad de fase mediante el mismo software (Herrmann, 2013). Para ello fue necesario definir algunos parámetros, como son el número de puntos a calcular (se utilizaron 250), el rango de velocidades (entre 2 y 5 km/s), el tipo de onda en cuestión (Rayleigh o Love) y el intervalo de períodos de interés (entre 4 y 150 segundos). En las Figs. 2.20 y 2.21 se muestran dos ejemplos de curvas obtenidas.

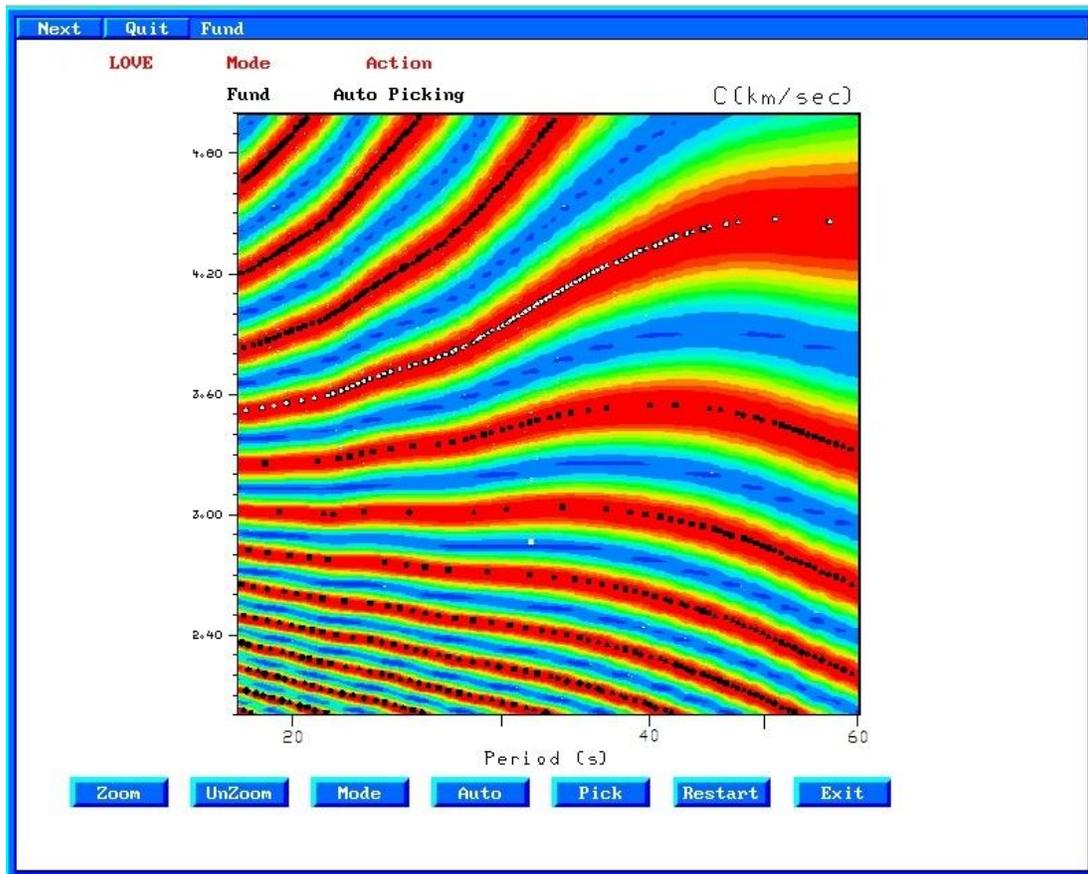


Figura 2.20: Captura de pantalla de las curvas de dispersión para velocidad de fase de ondas Love generadas por el evento 8 (Tabla 1), registrado entre las estaciones TRVA y BAK01 (Tabla 2) (configuración 1).

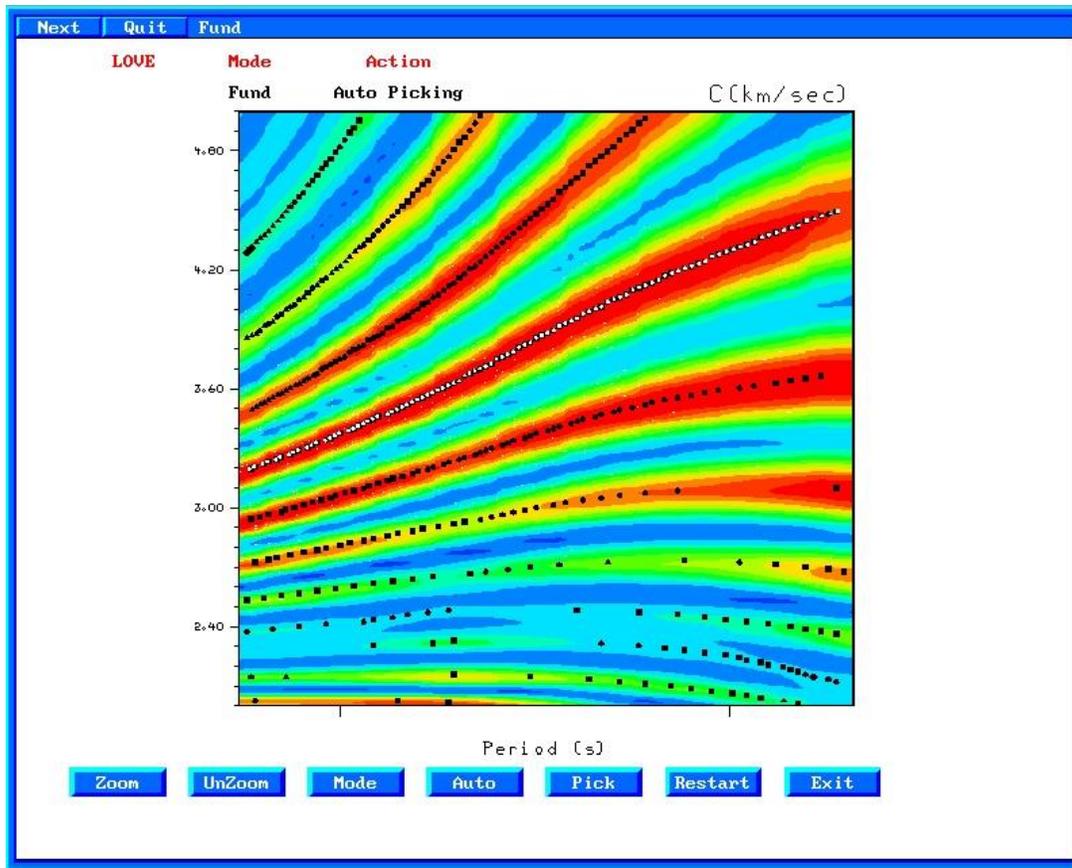


Figura 2.21: Captura de pantalla de las curvas de dispersión para velocidad de fase de ondas Love generadas por el evento 12 (Tabla 1), registrado entre las estaciones DSPA, TRVA y PDR01 (Tabla 2) (configuración 2).

Se observa que son varias las curvas generadas. Es tarea del usuario elegir la correcta en base a criterios teóricos, como son que las velocidades sean admisibles para los períodos y que las curvas de dispersión sean monótonamente crecientes.

Finalmente, los puntos de la curva seleccionada (puntos en color blanco) se guardan en un archivo *love.dsp* (o *rayl.dsp*). Ésta será la información a ingresar en el paso siguiente, que es el de inversión de los datos.

Capítulo 3

Inversión

3.1 Aspectos generales

Una vez obtenidas las curvas de dispersión para velocidad de fase de las ondas Love y Rayleigh, se procedió a invertir. Los perfiles unidimensionales (1D) de *velocidad vs. profundidad* se determinan con una inversión linealizada perturbando de manera iterativa un modelo inicial hasta encontrar un buen ajuste entre las curvas de dispersión observadas y las curvas de dispersión obtenidas de un sismograma sintético.

Para llevar a cabo esta inversión se hizo uso de la rutina *surf96* perteneciente al mismo software citado anteriormente (Herrmann, 2013). En cada etapa (o iteración) se obtiene un modelo de estructura que es utilizado para predecir las nuevas curvas de dispersión y contabilizar la falta de ajuste con las curvas observadas.

Para correr el programa es necesario contar con tres archivos de entrada: uno contiene el modelo cortical inicial propuesto (*modl.d*); otro, los períodos y las velocidades de fase observados, es decir, las curvas de dispersión representativas de la zona a invertir (*disp.d*), y el tercero consiste en un archivo de control (*sobs.d*). Es posible también definir y/o modificar ciertos parámetros de inversión, como pueden ser el número de iteraciones, realizar inversión de velocidad o de espesores, el *damping factor* o factor de amortiguamiento, la suavidad en las transiciones de una capa a otra, etc.

La eficacia del proceso de inversión se cuantifica a través de la diferencia media entre la dispersión observada y la teórica, y también mediante el error estándar del ajuste obtenido en las distintas iteraciones.

3.2 Modelo inicial

El modelo inicial es el que genera las curvas de dispersión sintéticas que luego se comparan con las observadas. El programa realiza entonces los ajustes necesarios, de acuerdo al número de iteraciones que el usuario decida. Lo ideal sería poder proponer un modelo inicial que se parezca en cierto grado a la geología presente en la zona de trabajo. Sin embargo, si no se cuenta con información suficiente, puede utilizarse algún modelo global de la estructura sísmica terrestre, como por ejemplo el modelo PREM (*Preliminary Reference Earth Model*) o el modelo

lasp91 (Kennet et al., 1991). Para el caso de la región que compete a este trabajo, se propuso un modelo como el que se esquematiza en la Fig. 3.1.

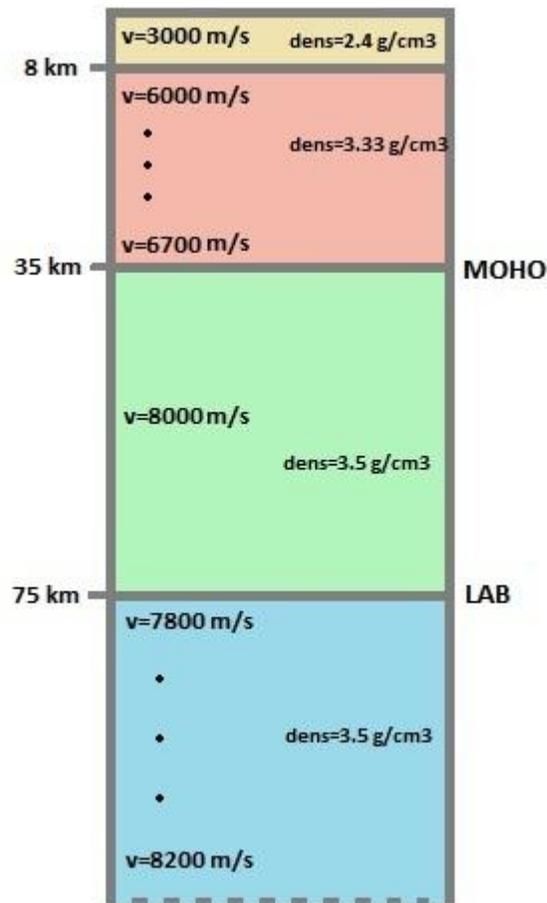


Figura 3.1: Representación esquemática del modelo cortical propuesto, donde se muestran las velocidades de onda P (v) y la densidad ($dens$) para cada capa.

La primer capa de 8 km de espesor representa los sedimentos de la cuenca Austral (Felder, 1987). Por ser una sedimentación mayormente clástica se le asignó una densidad de 2.4 g/cm^3 y una velocidad de 3000 m/s. La segunda capa representa la corteza con un espesor elástico de 30 km aproximadamente, valor estimado a partir de Bry et al. (2004). Luego se esquematiza la continuación de la litósfera y el consecuente aumento de velocidad. La profundidad de la LAB (borde litósfera-asténósfera) se ubica a 75 km de acuerdo a Heine (2007).

3.3 Resultados

Una vez propuesto el modelo se procedió a la elección de las curvas de dispersión para utilizar en la inversión (archivo *disp.d*). Para simplificar el proceso, se decidió analizar la región de acuerdo a las configuraciones descritas en el capítulo 2. A partir de la primera configuración mencionada, y según las combinaciones posibles entre evento y pares de estaciones, se establecieron 14 trayectorias que atraviesan la cuenca (Fig. 3.2). Para cada una de ellas se graficaron las curvas de dispersión correspondientes, tanto de ondas Love como Rayleigh, y se eligió, entre todas, la que mejor representa al conjunto de curvas obtenido.

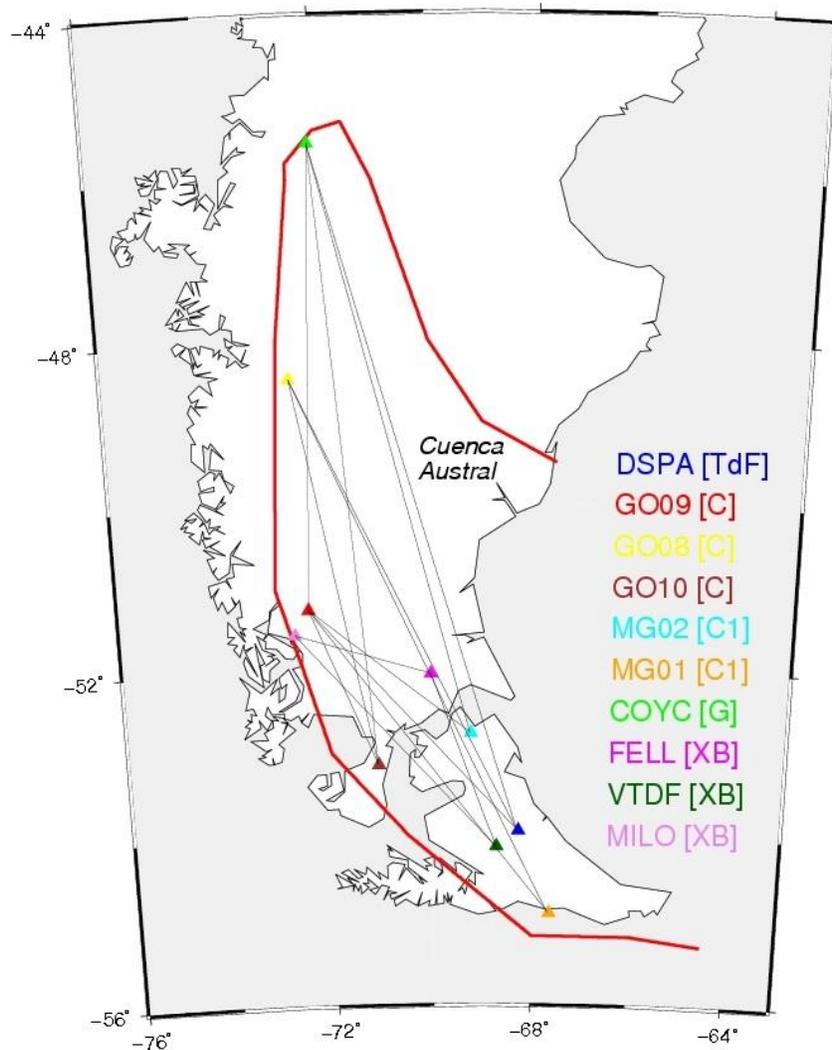


Figura 3.2: Trayectorias entre pares de estaciones alineadas con un evento (configuración 1).

Luego se realizó la inversión 1D de las curvas de dispersión para cada una de las 14 trayectorias. El número de iteraciones necesario para llegar a un buen ajuste varió entre 50 y 70.

En la Fig. 3.3 se muestra como ejemplo el resultado obtenido para la trayectoria entre las estaciones COYC y DSPA (Tabla 2). En dicha figura se presentan dos gráficos; el gráfico de la izquierda corresponde al perfil de velocidad en función de la profundidad de la onda de corte (onda S) para el modelo inicial (línea de puntos azul) y para el modelo que mejor ajusta (línea continua roja). El gráfico de la derecha presenta las curvas de dispersión teórica (línea continua roja) y observada (línea de puntos negros). Es destacable el muy buen ajuste alcanzado entre las curvas de dispersión de velocidad de fase. Se percibe que la trayectoria en cuestión atraviesa de norte a sur la cuenca (Fig. 3.4), lo que podría significar una buena representación de la misma. En la Fig. 3.3, además, se agregó el gráfico de las curvas de dispersión de velocidad de grupo correspondientes (gráfico recuadrado con color celeste).

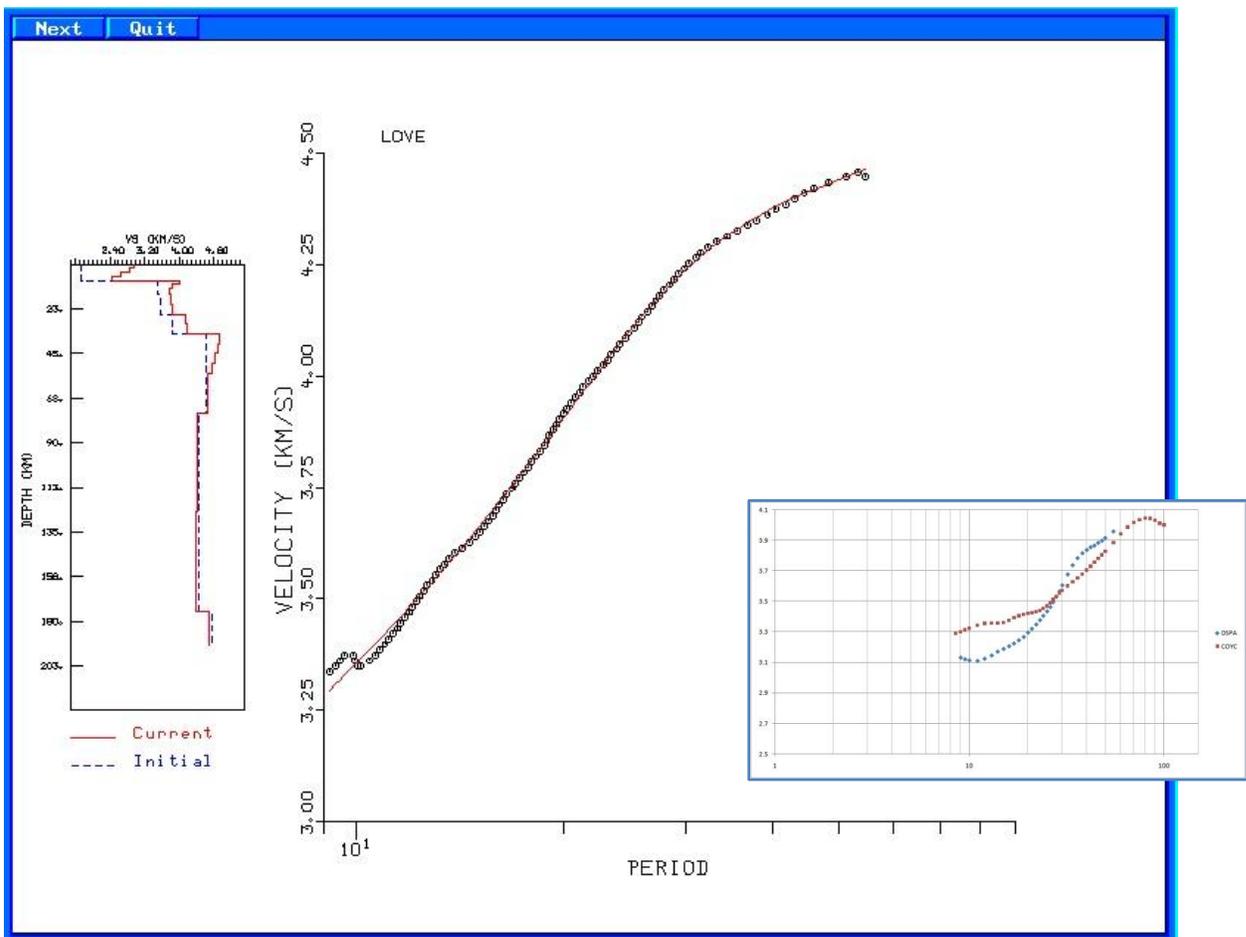


Figura 3.3: Captura de pantalla del resultado de inversión para la trayectoria entre las estaciones COYC y DSPA (Tabla 2).

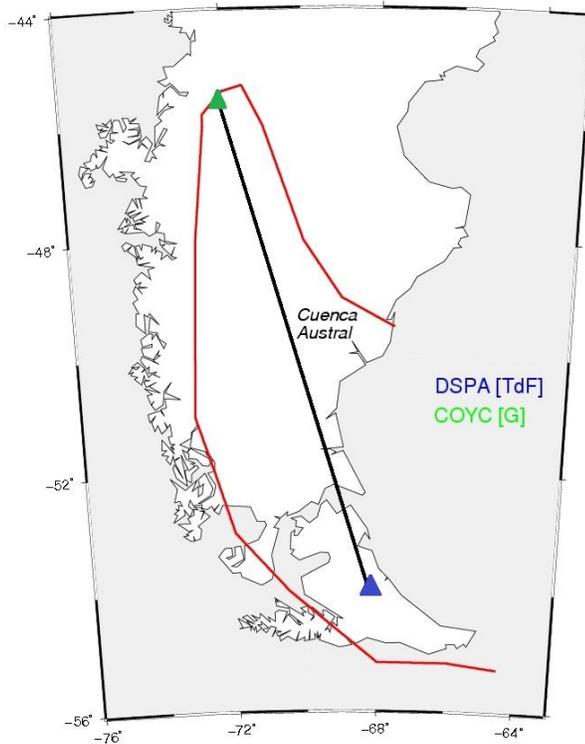


Figura 3.4: Detalle de la trayectoria cuya inversión es la indicada en la figura anterior.

En general, los modelos resultantes se aproximan bastante al modelo inicial propuesto. En todos ellos se observa una capa de baja velocidad cuyo espesor es coherente con el propuesto por Felder (1987) para la región de sedimentos. Además se observa el aumento de velocidad originado por el pasaje de la capa de sedimentos hacia la corteza propiamente dicha. A una profundidad de aproximadamente 35 km se encuentra la discontinuidad de Mohorovicic, dicho valor concuerda con los valores sugeridos por el modelo CRUST 1.0 (Laske et al., 2013) de aproximadamente 32 km en la cuenca. También se observa la disminución de velocidad en la transición litósfera-asténosfera, cuya profundidad estimada en 75 km se condice con la propuesta por el modelo y sugerida por Heine (2007).

Sin embargo, hay que destacar que para la trayectoria comprendida entre las estaciones GO09 y DSPA (Tabla 2), a pesar de que el ajuste entre curvas es bueno, el modelo resultante difiere bastante del modelo inicial y de los otros modelos obtenidos (Fig. 3.5). Aunque la capa más somera se destaca del resto, al igual que el límite litósfera-asténosfera, son muy abruptos los cambios de velocidad en el resto de las discontinuidades comparados con los otros resultados. E incluso los valores de las velocidades no son coherentes entre sí, ni con lo propuesto por los modelos globales, ya que para la capa de sedimentos por ejemplo se obtienen velocidades que rondan los 5 km/s. Nuevamente se adjunta el gráfico correspondiente a las curvas de dispersión de velocidad de grupo.

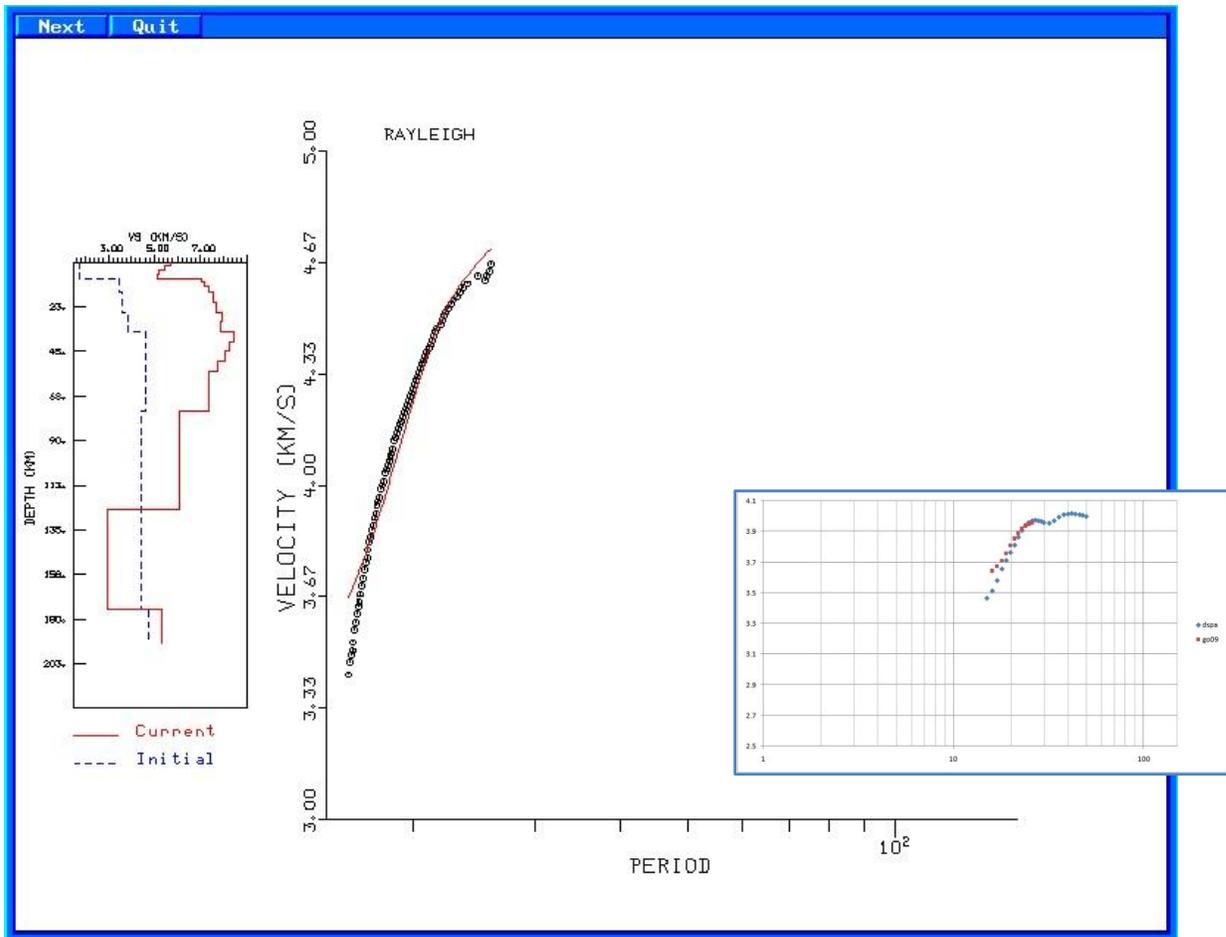


Figura 3.5: Inversión correspondiente a la trayectoria entre GO09 y DSPA (Tabla 2).

Durante el procesamiento se intentó hacer la inversión con otras curvas de dispersión representativas de la trayectoria en cuestión, pero con ninguna se logró un buen ajuste. Esta inversión presentó el mejor ajuste, aunque el modelo obtenido no fue el esperado. Cabe mencionar que fueron escasos los eventos con los que se contó para esa trayectoria en comparación con el resto.

En las demás inversiones los perfiles de velocidad inicial y final se asemejan. En líneas generales, se observa que los resultados obtenidos (Apéndice B) presentan un buen ajuste entre curvas para todos los casos, lo que indica la solidez de los mismos.

Para la configuración 2, donde se establecen áreas en lugar de trayectorias, se definieron cuatro regiones. Al igual que antes, en este caso se eligió la curva de dispersión de velocidad de fase más representativa entre todas las que se obtuvieron durante el proceso previo. Los resultados también presentaron buenos ajustes, como el ejemplo de la Fig. 3.6, que corresponde a la región definida por las estaciones GO08, GO09 y DSPA (Tabla 2).

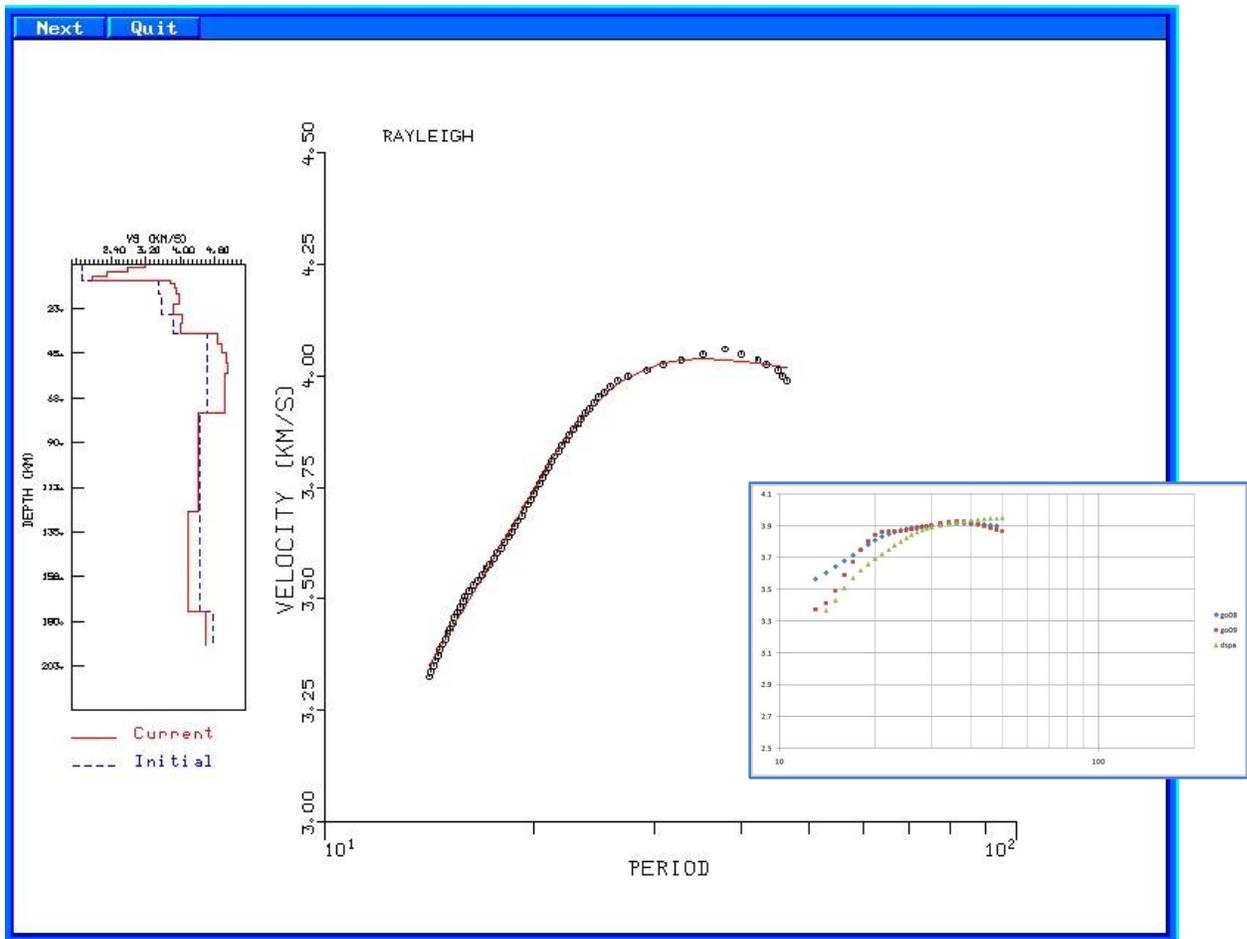


Figura 3.6: Captura de pantalla de la inversión hecha para la región definida por las estaciones GO08, GO09 y DSPA (Tabla 2).

Nuevamente se observa para el modelo final una capa de baja velocidad de 8 km correspondiente a la región de sedimentos y una Moho a 35 km. La transición litósfera-asténósfera a una de profundidad de 75 km presenta una notoria disminución de velocidad, aunque esto no se observa en todos los modelos obtenidos.

El resto de las inversiones y sus resultados para ambas configuraciones se adjuntan en el apéndice B. En todos los casos se observa un buen ajuste entre curvas de dispersión. Se puede concluir que el modelo inicial propuesto no difiere de los modelos finales calculados a partir de los métodos de inversión.

Analizando todos los modelos finales, es llamativa la similitud entre los que se obtuvieron para cinco de las dieciocho inversiones realizadas para ambas configuraciones. Los mismos se presentan en la Fig. 3.7. Dos corresponden a trayectorias definidas para la configuración 1 y tres pertenecen a regiones de la configuración 2. Estos modelos coherentes entre sí podrían estar

caracterizando de manera más precisa la región de estudio, teniendo en cuenta que se trata de una representación general o promedio de la cuenca.

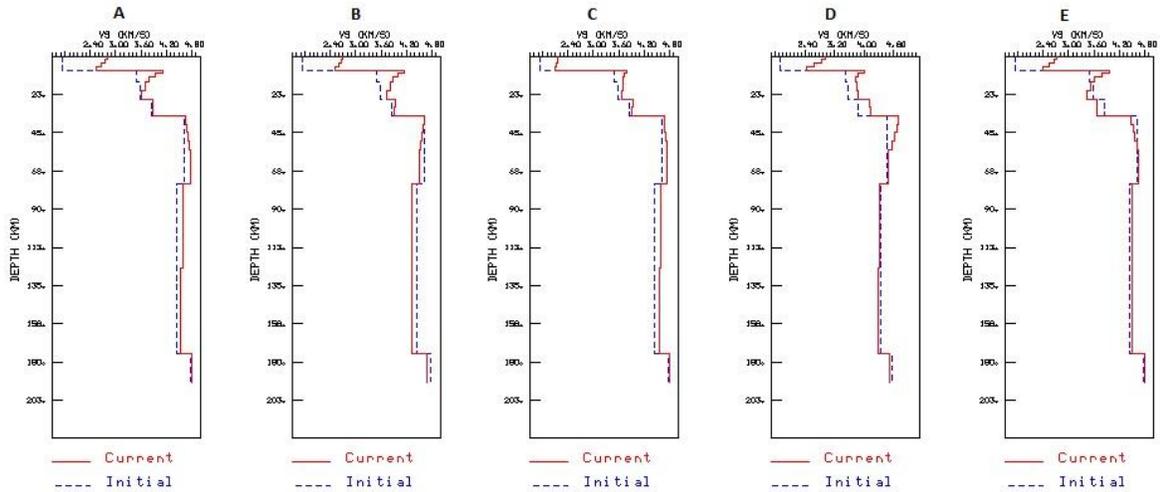


Figura 3.7: A) Modelo de la región definida por COYC, GO09 y DSPA (Tabla 2); B) Modelo de la región definida por COYC, MG05 y MG02 (Tabla 2); C) Modelo de la región definida por CAL01, SAD01 y TRVA (Tabla 2); D) Modelo de la trayectoria entre COYC y DSPA (Tabla 2); E) Modelo de la trayectoria entre COYC y GO10 (Tabla 2).

Capítulo 4

Conclusiones

4.1 Conclusiones

Este trabajo de tesis consistió en aplicar una técnica de inversión de curvas de dispersión para la velocidad de fase de ondas superficiales (Love y Rayleigh) con el fin de obtener un modelo unidimensional de la estructura sísmica en la cuenca Austral, ubicada al sur de la Patagonia. Para ello se utilizaron una totalidad de 71 eventos sísmicos registrados por 25 estaciones sismológicas ubicadas dentro de los límites de la cuenca, pertenecientes a redes temporales y permanentes, entre ellas la red de estaciones de la UNLP. Para el cálculo de velocidad de fase se aplicaron dos métodos diferentes a partir de distintas configuraciones de estaciones; el primero requiere solamente de dos estaciones alineadas con el evento registrado, y el segundo, una distribución areal de estaciones respecto del sismo.

El objetivo inicial planteado para la realización de este trabajo fue obtener un modelo sísmico para la cuenca Austral. Debido a las técnicas utilizadas y la distribución de estaciones sismológicas en la región de interés, no fue posible cubrir toda la superficie. Los resultados obtenidos son representativos únicamente de los márgenes occidental y sur de la cuenca.

El hecho de haber aplicado dos técnicas distintas para el cálculo de velocidad de fase implicó dividir la información en dos configuraciones. Los datos con los que se contó permitieron el cálculo de 197 curvas de dispersión para velocidad de fase, de las cuales 150 pertenecen a la configuración 1 (64 para onda Love y 86 para onda Rayleigh) y las restantes 47, a la configuración 2 (20 para ondas Love y 27 para onda Rayleigh). Al momento de invertir se seleccionaron las curvas de dispersión más representativas de cada trayectoria o región propuestas, obteniéndose un total de 18 inversiones: 14 corresponden a trayectorias pertenecientes a la configuración 1, y 4, a las regiones propuestas para la configuración 2.

Los resultados obtenidos presentan buenos ajustes entre curvas de dispersión calculadas y observadas. Además, en la mayoría de los casos, los modelos obtenidos a partir de las observaciones resultaron similares al modelo inicial propuesto. Hubo una sola trayectoria donde la inversión no generó un modelo equivalente al inicial y quizás pueda deberse a la falta de datos de dispersión para esa trayectoria comparada con el resto.

También se observó cierta similitud entre varios de los modelos alcanzados a partir de las distintas inversiones, lo que se traduce en la obtención de un perfil de velocidad más certero para la zona analizada. Los modelos determinados presentan una primera capa de baja velocidad

representativa de los sedimentos de la cuenca, con un espesor aproximado de 8 km. Luego se aprecia un aumento brusco de velocidad coherente con el cambio de litología propio del límite entre una cuenca sedimentaria y el basamento que se encuentra por debajo de la misma. A una profundidad aproximada de 35 km se observa otro aumento de velocidad que indicaría la discontinuidad de Mohorovicic, dicho valor concuerda con los valores sugeridos por el modelo CRUST 1.0 (Laske et al., 2013) de aproximadamente 32 km para la cuenca. También se observa la disminución de velocidad en la transición litósfera-astenosfera, cuya profundidad estimada en 75 km se condice con la propuesta por el modelo y sugerida por Heine (2007).

El hecho de haber obtenido buenos ajustes supone que las técnicas utilizadas para el cálculo de las velocidades de fase permitieron determinar nuevos modelos sísmicos en la cuenca, a pesar de no haber podido analizar toda la cuenca en su extensión, considerando la ubicación de las estaciones. Debido a este inconveniente, sería interesante aplicar otros métodos que permitan obtener una mayor cobertura de toda la región de interés utilizando la distribución de estaciones ya existente. La realización de una tomografía sísmica podría ser una buena propuesta.

4.2 Trabajos a futuro

Los resultados alcanzados en este trabajo de tesis generan un nuevo aporte al estudio de la estructura sísmica somera en la región sur de la Patagonia Argentina. Estos resultados serán presentados en dos trabajos de investigación, en la próxima reunión de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas (AAGG) que tendrá lugar en la ciudad de La Plata en abril del corriente año. Los resúmenes de los mismos han sido aprobados.

- Caracterización y comparación de configuraciones entre estaciones sismológicas para el cálculo de velocidad de fase de ondas superficiales. *L. Duca, G. Flores, M.L. Rosa*
- Estructura sísmica de la cuenca Austral a partir de la velocidad de fase de ondas superficiales. *L. Duca, M.L. Rosa, G. Flores*

Referencias

- Allen, P. and Allen, J., 2005. Basin Analysis: Principles and applications. 2 ed. Blackwell, Oxford.
- Brune, J. N. and Dorman, J. E., 1963. Seismic waves and Earth structure in the Canadian Shield. Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 53, No 1, pp. 167-210.
- Bry, M., White, N., Singh, S., England, R. and Trowell, C., 2004. Anatomy and formation of oblique continental collision: South Falkland basin. Tectonics. Vol. 23, TC4011.
- Chulick, G., Detweiler, S. and Mooney, W., 2013. Seismic structure of the crust and uppermost mantle of South America and surrounding oceanic basins. Journal of South American Earth Sciences, 42, 260-276.
- Crotwell, H. P., Owens, T. J. and Ritsema, J., 1999. The TauP toolkit: flexible seismic travel-time and ray-path utilities. Seismological Research Letters. Vol. 70, No 2, pp. 154-160.
- Dziewonski, A., Bloch, S. and Landisman, M., 1969. A technique for the analysis of transient seismic signals. Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 59, No 1, pp. 427-444.
- Feng, M., Assumpção, M. and Van der Lee, S., 2004. Group-velocity tomography and lithospheric S-velocity structure of the South American continent. Physics of the Earth and Planetary Interiors. Vol. 147, No 4, pp. 315-331.
- Felder, B. A., 1987. Evaluación de formaciones en la Argentina. Secretaría de Energía, República Argentina.
- Heine, C., 2007. Formation and Evolution of intracontinental basins, PhD Thesis, School of Geosciences, The University of Sydney, Australia.
- Heit, B., Sodoudi, F., Yuan, X., Bianchi, M. and Kind, R., 2007. An S receiver function analysis of the lithospheric structure in South America. Geophysical Research Letters 34, L14307.
- Herrin, E. and Goforth, T., 1977. Phase-matched filters: application to the study of Rayleigh waves. Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 67, No 5, pp. 1259-1275.
- Herrmann, R., 2013. Computer programs in Seismology: an evolving tool for instruction and research. Seismological Research Letters. Vol. 84, No 6, pp. 1081-1088.
- Kennett, B. L. N. and Engdahl, E. R., 1991. Traveltimes for global earthquake location and phase identification. Geophysical Journal International. Vol. 105, No 2, pp. 429-465.
- Laske, G., Masters, G., Ma, Z. and Pasyanos, M. E., 2013. Update on Crust1.0: A 1-degree Global Model of Earth's Crust. Geophysical Research Abstracts. Vol. 15, EGU2013-2658.
- Lawrence, J. F. and Wiens, D. A., 2004. Combined Receiver-Function and Surface Wave Phase-Velocity Inversion Using a Niching Genetic Algorithm: Application to Patagonia. Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 94, No 3, pp. 977-987.
- Maurice, S., Wiens, D., Koper, K. and Vera, E., 2003. Crustal and upper mantle structure of southernmost South America inferred from regional waveform inversion. Journal of Geophysical Research. Vol. 108, 2038.
- Parraguez, B. 2011. Tomografía telesísmica de onda P en la región de Aysén. Tesis de grado. Universidad de Concepción. Chile.

- Press, F., 1956. Determination of crustal structure from phase velocity of Rayleigh waves. Part I: Southern California. *Bulletin of the Geological Society of America*. Vol. 67, pp. 1647-1658.
- Richiano, S., Varela, A. N., Cereceda, A. and Poiré, D. G., 2012. Evolución paleoambiental de la formación Río Mayer, Cretácico Inferior, cuenca Austral, provincia de Santa Cruz, Argentina. *Latin American journal of sedimentology and basin analysis*. Vol. 19, No 1, pp. 3-26.
- Stein, S. and Wysession, J., 2003. *An introduction to Seismology, earthquakes, and Earth structure*. Blackwell Publishing.
- Tapley, W. and Tull, J., 2000. SAC2000, Seismic Analysis Code. Lawrence Livermore National Laboratory. <http://www-ep.es.lnl.gov/tvp/sac.html>.
- Udías, A., 1999. *Principles of Seismology*. Cambridge Univ. Press.
- Van der Meijde, M., Julia, J. and Assumpção, M., 2013. Gravity derived Moho for South America. *Tectonophysics*. Vol. 609, 456-467.
- Varela, A. N., Poiré, D. G., Martin, T., Gerdes, A., Goin, F. J., Gelfo, J. N. and Hoffmann, S., 2012. U-Pb zircon constraints on the age of the Cretaceous Mata Amarilla Formation, Southern Patagonia, Argentina: its relationship with the evolution of the Austral Basin. *Andean Geology*. Vol. 39, No 3, pp. 359-379.
- Vdovin, O., Rial, J., Levshin, A. and Ritzwoller, M., 1999. Group velocity tomography of South America and the surrounding oceans. *Geophysical Journal International*. Vol. 136, pp. 324-340.

Apéndice A

Se presentan la tabla 1, que detalla la localización y ocurrencia de los sismos utilizados en este trabajo, y la tabla 2 con la ubicación de las estaciones sísmicas.

Evento	Fecha	Hora (UTC)	Lat (°)	Long (°)	Prof (km)	Magnitud
1	1997-06-10	21:53:55	-35.7475	-108.0959	10	MW 6.5
2	1997-07-06	9:54:00	-30.047	-71.8104	14.0	MW 6.8
3	1997-08-15	7:37:49	-4.3961	-105.7343	10.0	MW 6.3
4	1997-10-15	1:03:33	-30.8907	-71.139	54.1	MW 7.1
5	1998-01-30	12:16:09	-23.838	-70.1614	44.2	MW 7.0
6	1998-05-22	4:48:50	-17.8595	-65.539	24.0	MW 6.6
7	2005-01-28	9:26:16	-1.1714	-81.3595	10	MW 6.1
8	2006-01-02	6:10:48	-61.0106	-21.6489	10	MW 7.1
9	2006-07-16	11:42:41	-28.6823	-72.4604	10	MW 6.2
10	2006-08-20	3:41:45	-61.016	-34.2851	0.5	MW 7.0
11	2006-10-20	10:48:57	-13.4967	-76.6679	34.3	MW 6.7
12	2007-01-20	6:21:05	-55.321	-29.4544	10	MW 6.2
13	2007-08-15	23:40:58	-13.3836	-76.5555	41.2	MW 8.0
14	2007-09-10	1:49:14	3.0005	-77.9001	29	MW 6.8
15	2007-11-14	15:40:49	-22.3208	-69.7803	33.6	MW 7.7
16	2007-11-15	15:06:00	-22.7389	-70.0773	35.0	MW 6.8
17	2008-02-10	12:22:03	-60.7841	-25.5944	10	MW 6.5
18	2011-10-28	18:54:34	-14.5572	-76.1207	29	MW 7.0
19	2011-11-02	14:59:28	-55.1068	-128.9161	10	MW 6.2
20	2012-01-15	13:40:21	-60.701	-55.8579	17.3	MW6.6
21	2012-01-30	5:10:59	-14.2139	-75.6584	34.2	MW 6.4
22	2012-03-25	22:37:06	-35.2035	-72.1268	28.2	MW 7.1
23	2012-06-07	4:05:04	-36.074	-70.57	8.0	MW 6.0
24	2012-09-05	14:42:07	10.085	-85.315	35	MW 7.6
25	2012-10-24	0:45:32	10.086	-85.298	17	MW 6.4
26	2013-06-24	22:04:14	10.6905	-42.6687	17.5	MW 6.5
27	2013-07-15	14:03:43	-60.8679	-25.1436	31	MW 7.3
28	2013-07-26	21:32:59	-57.9145	-23.841	13	MW 6.2
29	2013-09-11	12:44:13	-4.5472	-104.5783	10.5	MW 6.1
30	2013-09-25	6:51:24	-49.9585	-113.7439	10	MW 6.1
31	2013-10-24	19:25:10	-58.153	-12.7964	22.9	MW 6.7
32	2013-10-30	2:51:47	-35.314	-73.395	41.5	MW 6.2
33	2013-11-13	23:45:47	-60.2814	-47.1233	11.1	MW 6.1
34	2013-11-16	3:34:31	-60.2627	-47.0621	10	MW 6.9
35	2013-11-17	9:04:55	-60.2738	-46.4011	10	MW 7.7
36	2014-03-11	2:44:05	-60.8623	-19.9775	10	MW 6.4

37	2014-03-16	21:16:29	-19.9807	-70.7022	20	MW 6.7
38	2014-04-01	23:46:47	-19.6097	-70.7691	25	MW 8.2
39	2014-04-15	3:57:01	-53.4967	8.722	11.2	MW 6.8
40	2014-05-12	18:38:36	-49.9403	-114.7995	10.5	MW 6.5
41	2014-05-13	6:35:24	7.2096	-82.3045	10	MW 6.5
42	2014-09-06	6:53:11	-26.6478	-114.5	7	MW 6.1
43	2014-10-09	2:14:31	-32.1082	-110.8112	16.5	MW 7.0
44	2014-10-09	2:32:05	-32.0953	-110.8647	10	MW 6.6
45	2014-11-01	10:59:54	-31.852	-111.2436	10	MW 6.0
46	2014-12-08	8:54:52	7.9401	-82.6865	20	MW 6.6
47	2015-01-07	5:07:07	5.9045	-82.6576	8	MW 6.5
48	2015-02-16	22:00:53	-55.52	-28.2591	13	MW 6.2
49	2015-09-16	22:54:32	-31.5729	-71.6744	22.4	MW 8.2
50	2015-09-16	23:18:41	-31.5622	-71.4262	28.4	MW 7.1
51	2015-09-17	3:54:56	-31.4138	-72.1839	23.1	MW 6.5
52	2015-09-17	4:10:27	-31.5173	-71.804	23.0	MW 6.8
53	2015-09-18	9:10:44	-32.3681	-72.2292	8	MW 6.1
54	2015-09-19	12:52:20	-32.3335	-72.0629	18.0	MW 6.2
55	2015-10-23	1:40:06	-54.2258	6.1653	11.0	MW 6.1
56	2015-11-11	1:54:38	-29.5067	-72.0068	12	MW 6.8
57	2015-11-11	2:46:19	-29.5097	-72.0585	10	MW 6.8
58	2016-02-10	0:33:05	-30.5723	-71.5838	29	MW 6.3
59	2016-04-16	23:58:36	0.3819	-79.9218	20.6	MW 7.8
60	2016-04-19	5:25:39	-55.7283	-27.2307	14	MW 6.3
61	2016-04-20	8:33:47	0.639	-80.2104	14	MW 6.2
62	2016-04-29	1:33:38	10.2752	-103.7363	10	MW 6.6
63	2016-05-18	7:57:02	0.4261	-79.7899	16	MW 6.7
64	2016-05-18	16:46:43	0.4947	-76.616	30	MW 6.9
65	2016-06-10	3:25:22	12.8318	-86.9633	10	MW 6.1
66	2016-07-11	2:11:04	0.5812	-79.638	21	MW 6.3
67	2016-08-19	7:32:22	-55.2852	-31.8766	10	MW 7.4
68	2016-08-21	3:45:23	-55.3133	-31.7508	12	MW 6.1
69	2016-08-29	4:29:57	-0.0456	-17.8255	10	MW 7.1
70	2016-09-14	1:58:31	7.3775	-76.1564	17	MW 6.0
71	2016-12-01	22:40:26	-15.2943	-70.8228	10	MW 6.2

Tabla 1: Listado de eventos utilizados para la realización del trabajo.

	Red	Estación		Lat [°]	Long [°]
1	C	GO08	Permanente	-48.46	-72.56
2	C	GO09	Permanente	-51.27	-72.34
3	C	GO10	Permanente	-53.15	-71.05
4	C1	MG01	Permanente	-54.93	-67.63
5	C1	MG02	Permanente	-52.78	-69.22
6	C1	MG05	Permanente	-51.68	-72.5
7	G	COYC	Permanente	-45.57	-72.08
8	TdF-UNLP	DSPA	Permanente	-53.95	-68.27
9	TdF-UNLP	BETA	Permanente	-54.58	-68.2
10	TdF-UNLP	ELCA	Permanente	-54.33	-67.84
11	TdF-UNLP	TRVA	Permanente	-54.68	-67.33
12	CTBTO	USHA	Permanente	-54.85	-68.55
13	X1	ELI	Temporaria	-45.89	-72.3
14	X1	RCL	Temporaria	-45.59	-72.18
15	X1	RIE	Temporaria	-45.54	-72.72
16	XB	FELL	Temporaria	-52.06	-70.00
17	XB	MILO	Temporaria	-51.57	-72.62
18	XB	VTDF	Temporaria	-54.14	-68.71
19	XJ	MAYE	Temporaria	-48.26	-72.43
20	Y3	HOP01	Temporaria	-46.73	-75.43
21	Y3	PDR01	Temporaria	-46.3	-71.86
22	Y3	SAD01	Temporaria	-46.75	-74.46
23	Y3	VOH01	Temporaria	-48.47	-72.56
24	YJ	BAK01	Temporaria	-47.18	-71.97
25	YJ	CAL01	Temporaria	-45.48	-71.6

Tabla 2: Listado de estaciones utilizadas y las ubicaciones correspondientes.

Apéndice B

Se presentan los resultados de la inversión correspondientes a los mejores ajustes para las ondas Rayleigh y Love. Fueron obtenidos a partir de las curvas de dispersión de la velocidad de fase. Se observa que todos los modelos presentan en general buenos ajustes, lo que indica la solidez de los resultados.

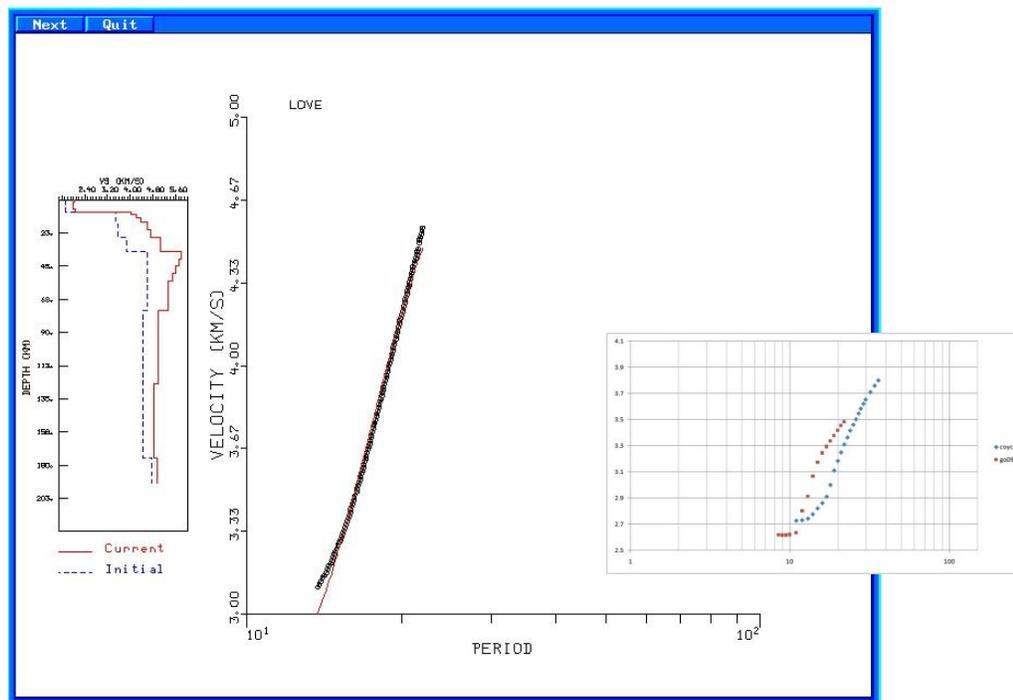


Figura B1: Inversión correspondiente a trayectoria entre COYC y GO9 (Tabla 2).

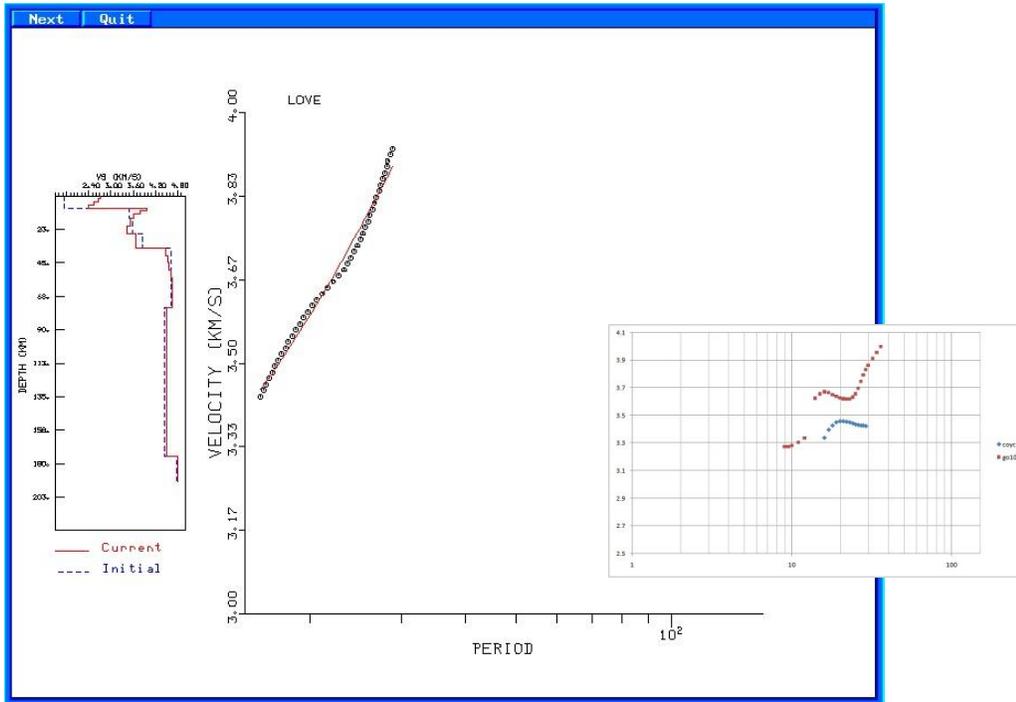


Figura B2: Inversión correspondiente a trayectoria entre COYC y GO10 (Tabla 2).

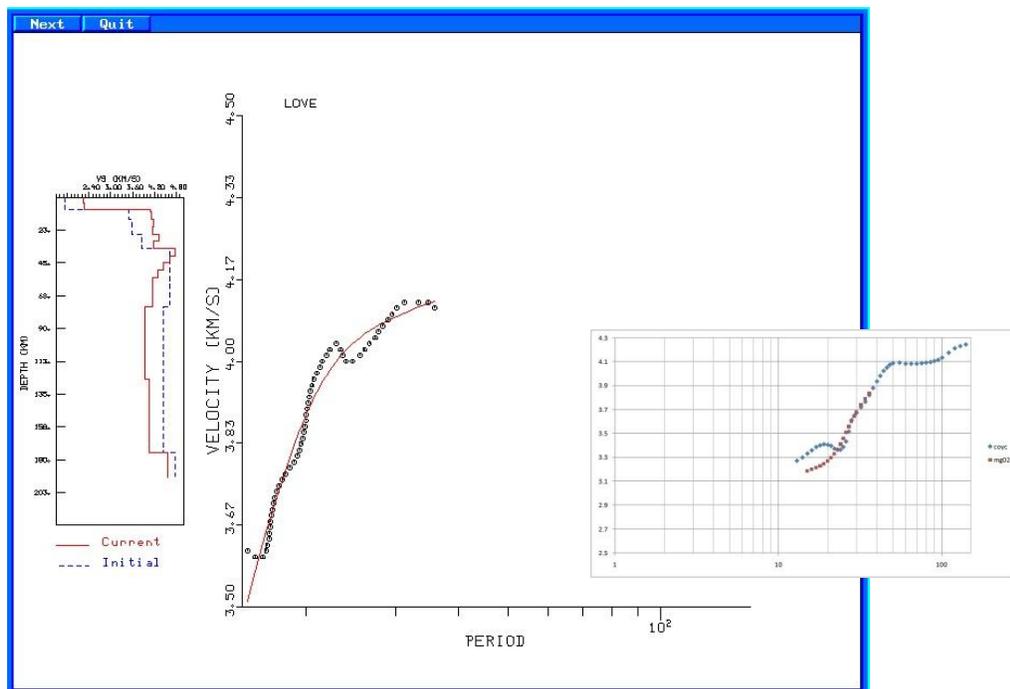


Figura B3: Inversión correspondiente a trayectoria entre COYC y MG02 (Tabla 2).

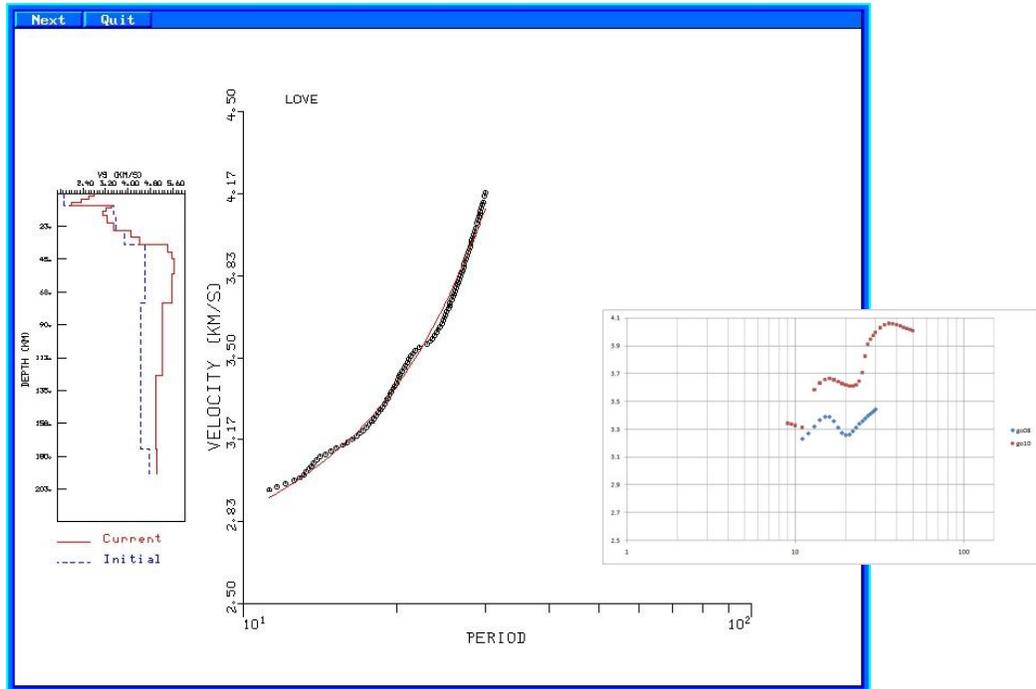


Figura B5: Inversión correspondiente a trayectoria entre GO08 y GO10 (Tabla 2).

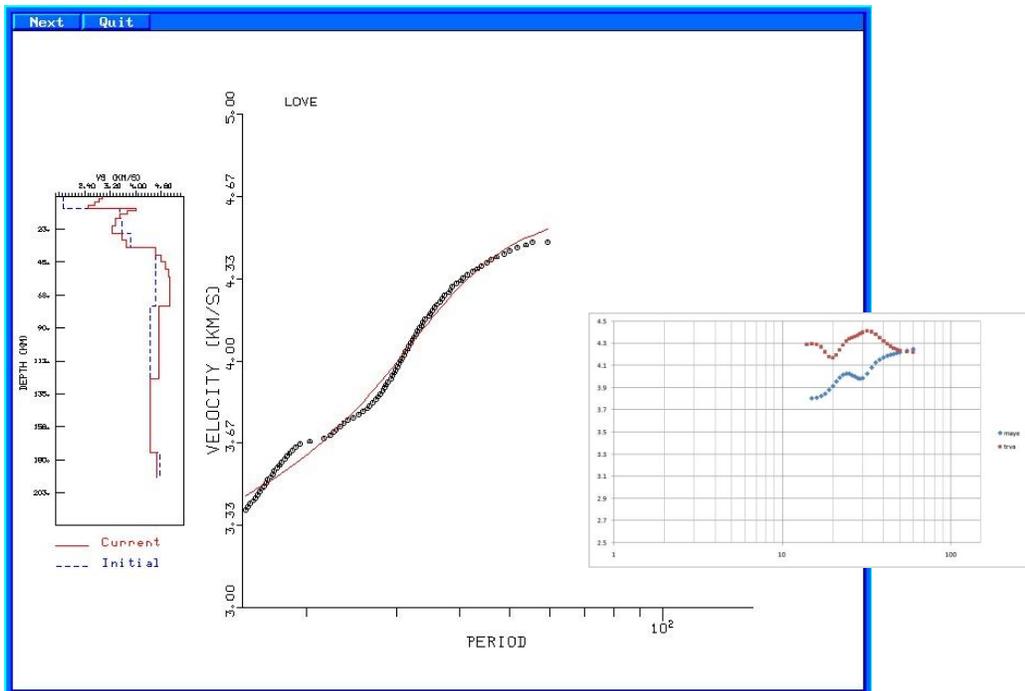


Figura B6: Inversión correspondiente a trayectoria entre GO08 y DSPA (Tabla 2).

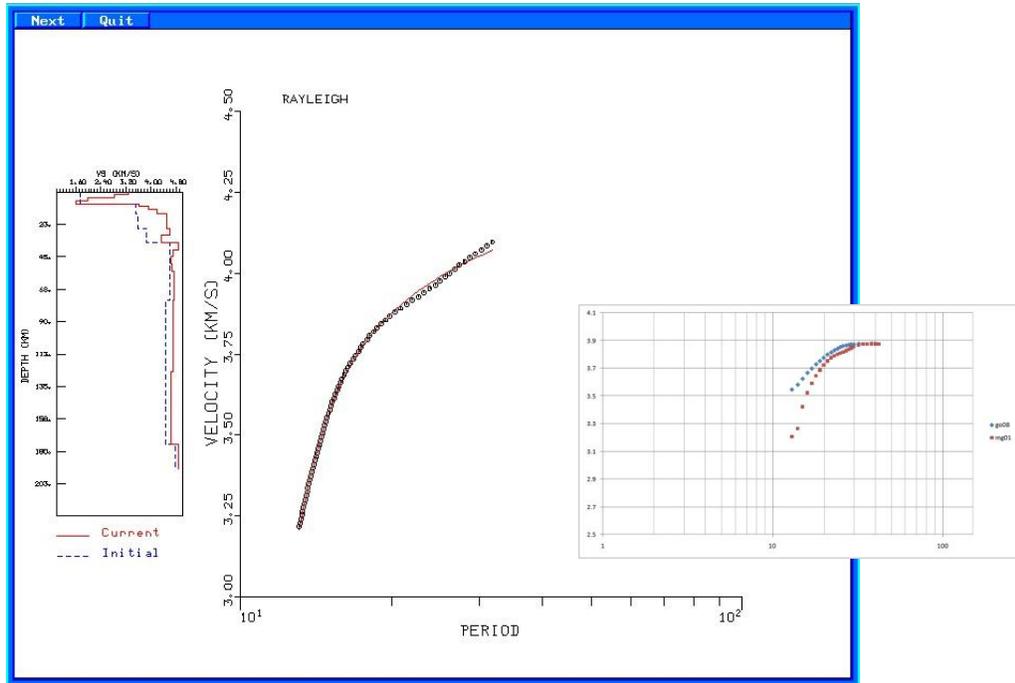


Figura B7: Inversión correspondiente a trayectoria entre GO08 y MG01 (Tabla 2).

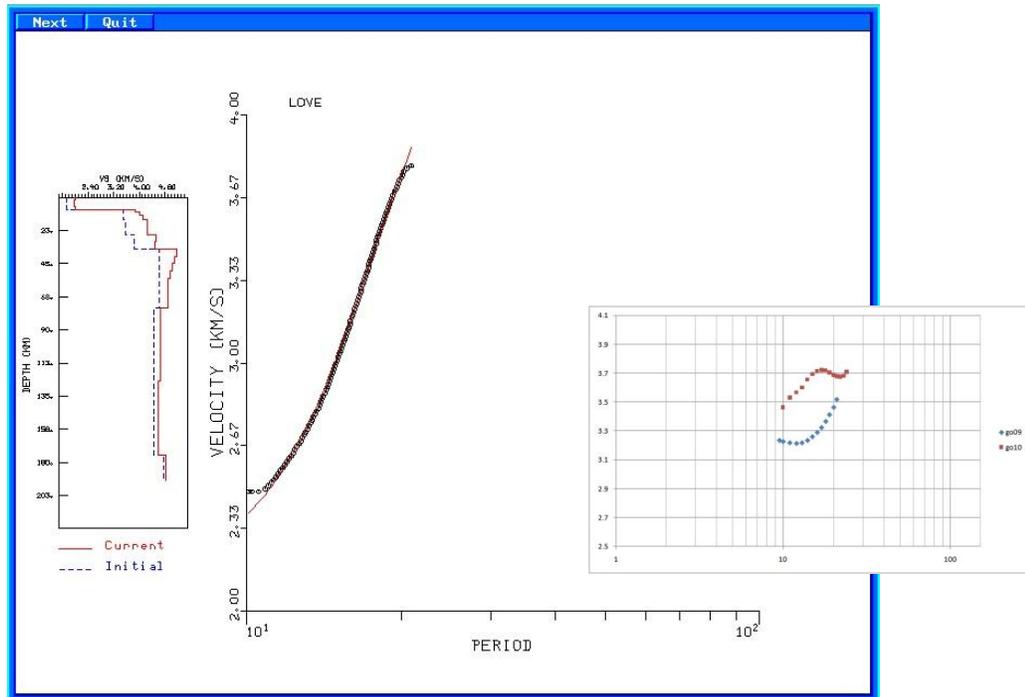


Figura B8: Inversión correspondiente a trayectoria entre GO09 y GO10 (Tabla 2).

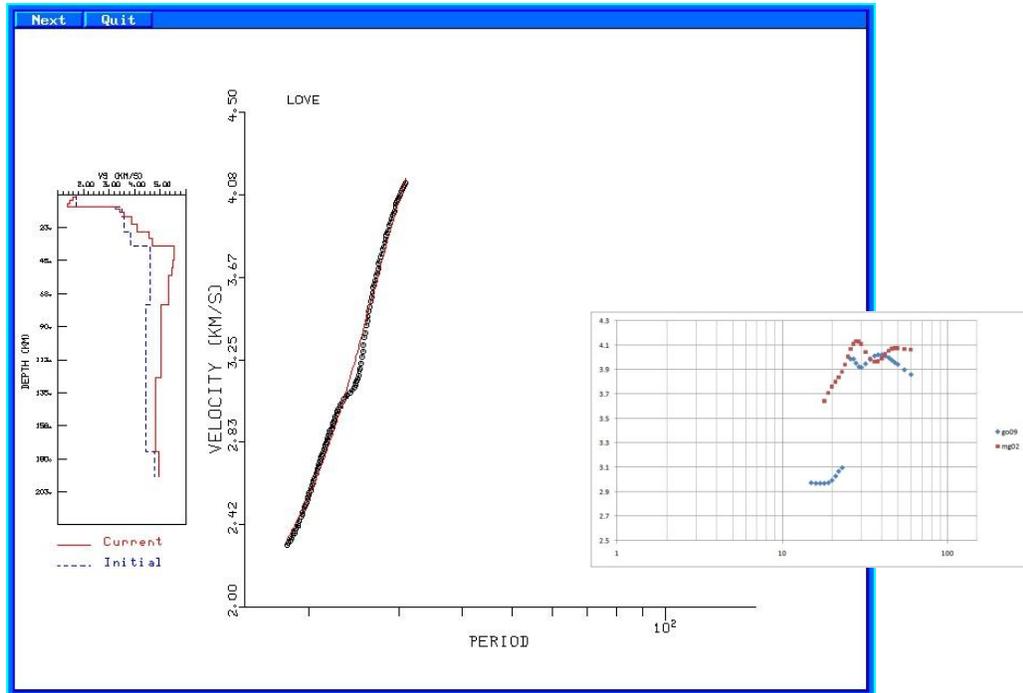


Figura B9: Inversión correspondiente a trayectoria entre GO09 y MG02 (Tabla 2).

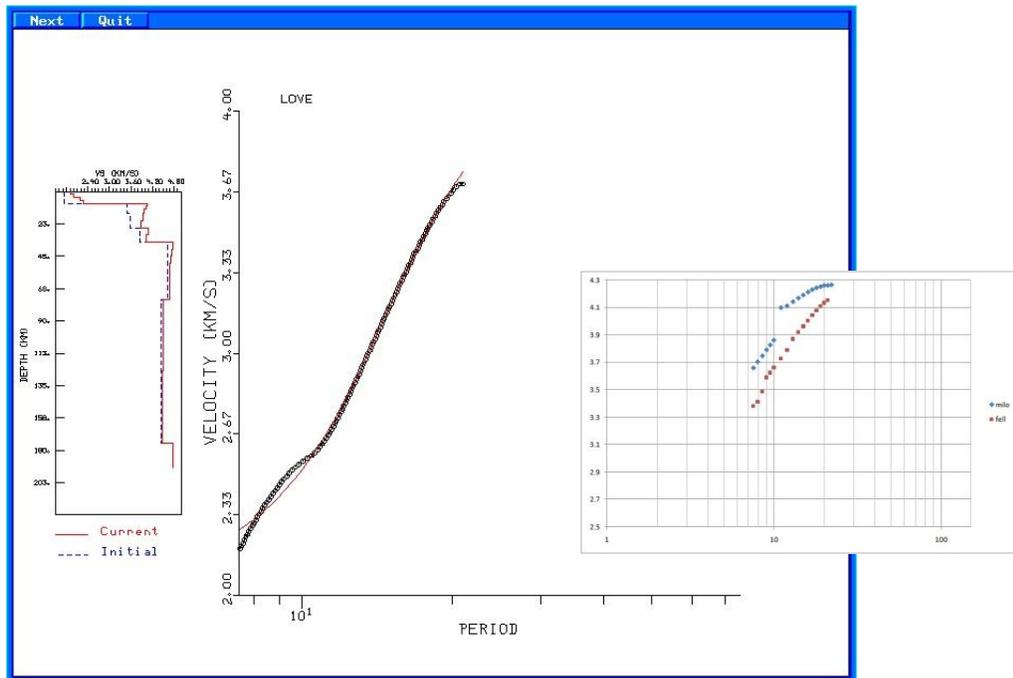


Figura B10: Inversión correspondiente a trayectoria entre MILO y FELL (Tabla 2).

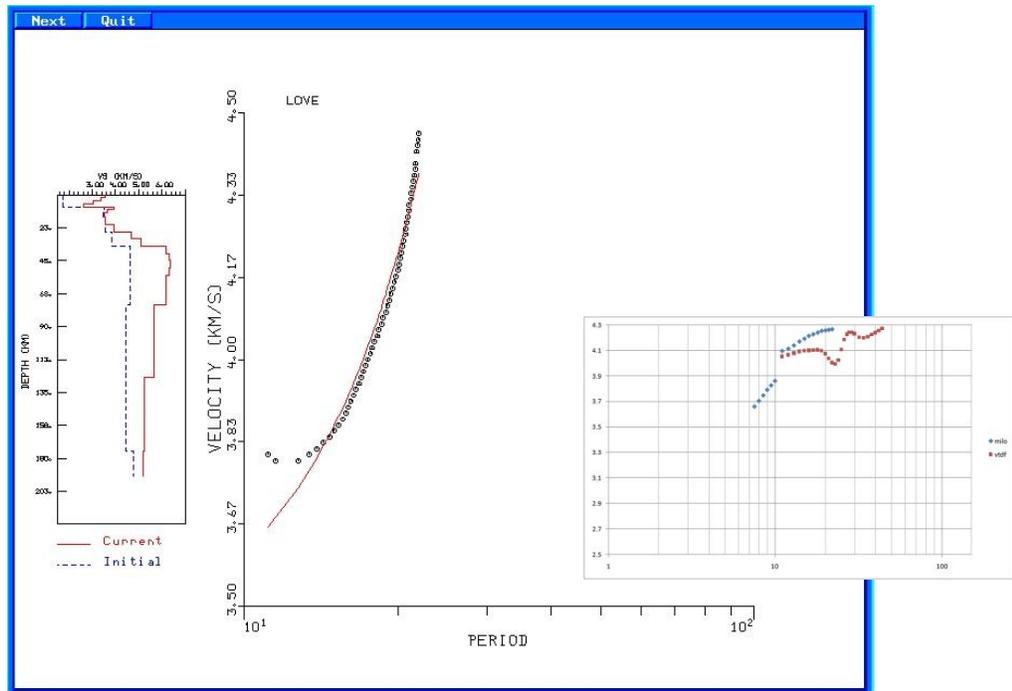


Figura B11: Inversión correspondiente a trayectoria entre MILO y VTDF (Tabla 2).

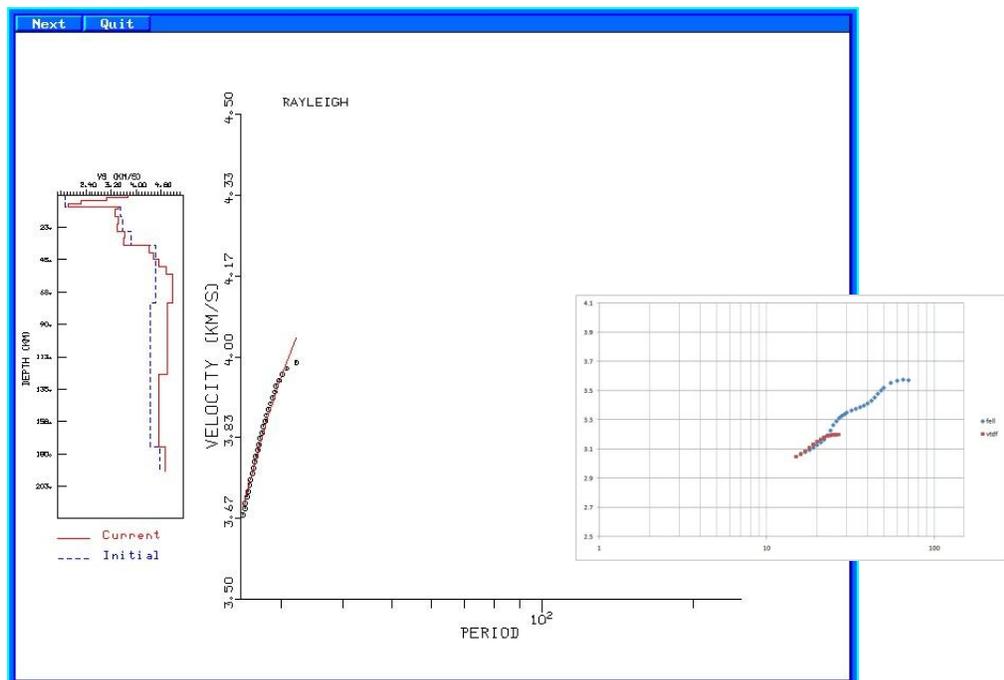


Figura B12: Inversión correspondiente a trayectoria entre FELL y VTDF (Tabla 2).

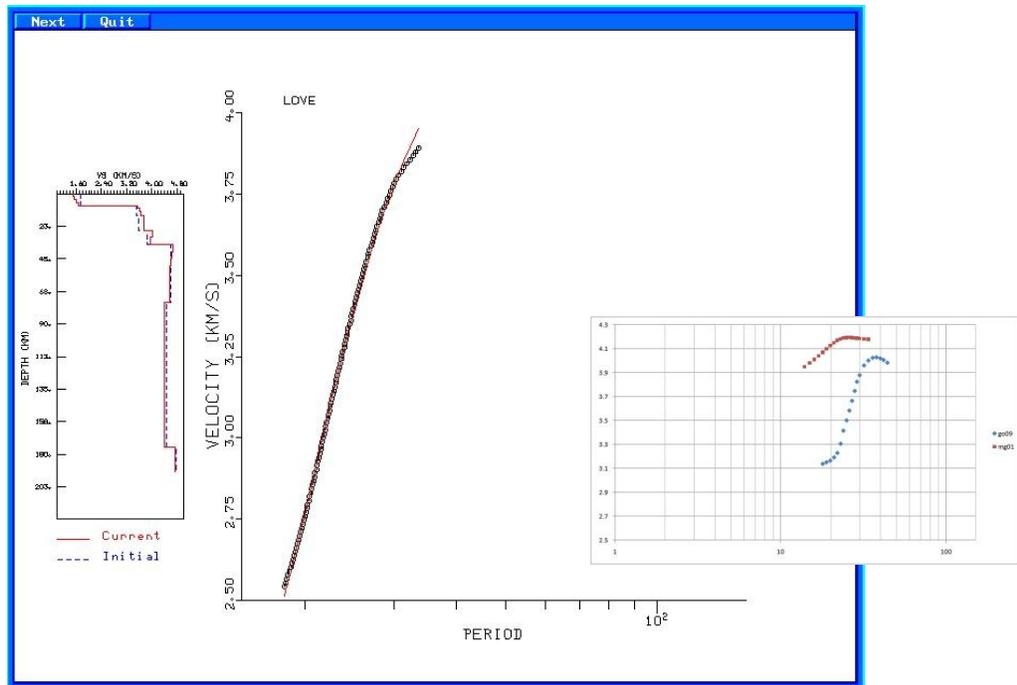


Figura B13: Inversión correspondiente a trayectoria entre GO09 y MG01 (Tabla 2).

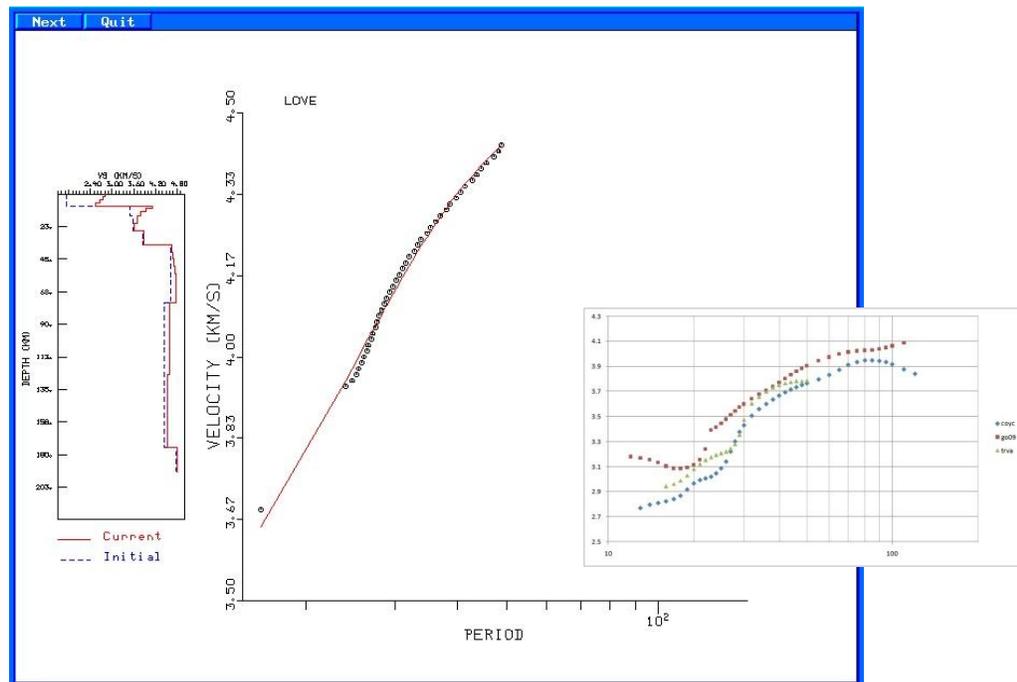


Figura B14: Inversión correspondiente a región definida por COYC, GO09 y DSPA (Tabla 2).

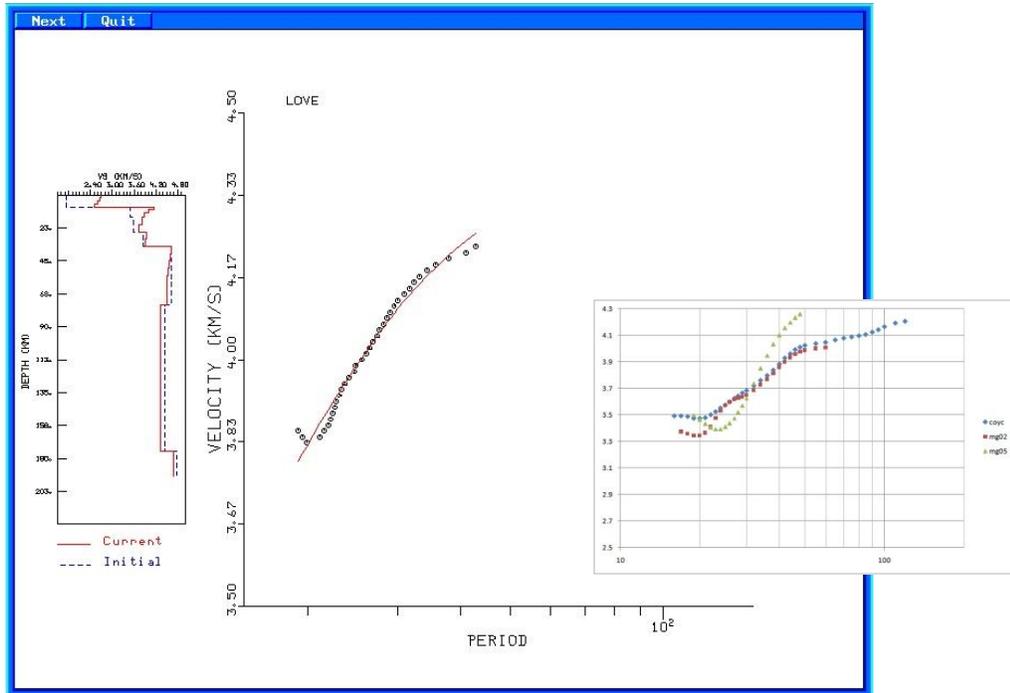


Figura B15: Inversión correspondiente a región definida por COYC, MG05 y MG02 (Tabla 2).

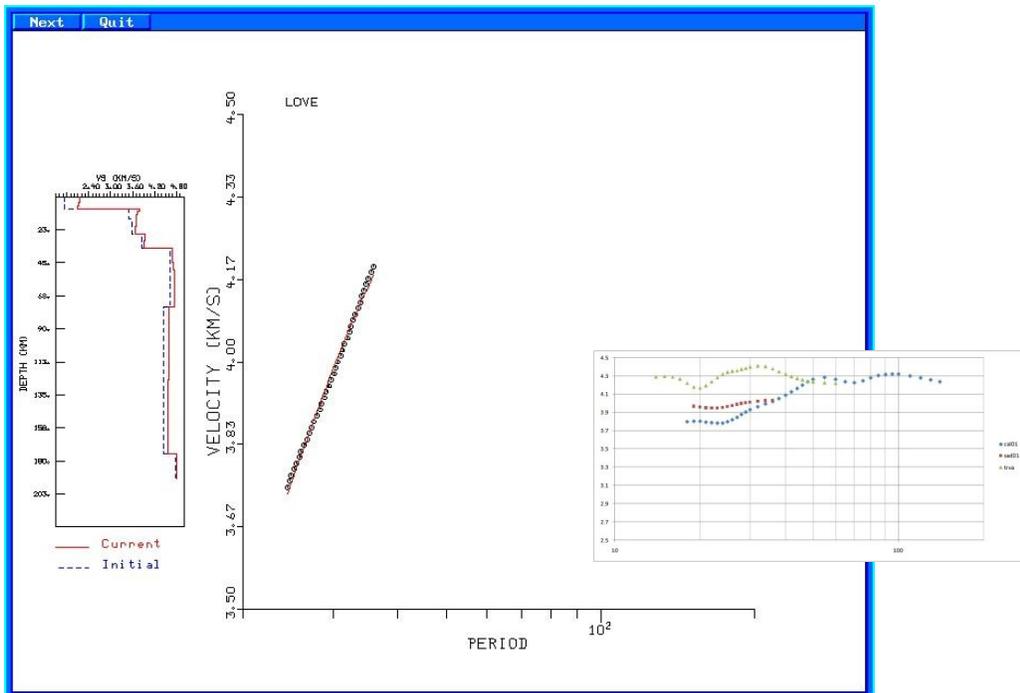


Figura B16: Inversión correspondiente a región definida por CAL01, SAD01 y TRVA (Tabla 2).