



Universidad de Concepción
Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas

Caracterización de suelo en Villa las Araucarias (Arauco) mediante refracción de microtemores

Carlos Antonio Carteau Hernández

Tesis para optar al título profesional de Geofísico que otorga la carrera de Ciencias
Físicas y Astronómicas

Profesor guía: Dr. Arturo Belmonte Villanueva
Departamento de Geofísica
Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas
Universidad de Concepción

Concepción, Chile.

23 de Agosto de 2013



Universidad de Concepción
Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas

Caracterización de suelo en Villa las Araucarias (Arauco) mediante refracción de microtemores

Carlos Antonio Carteau Hernández

Tesis para optar al título profesional de Geofísico que otorga la carrera de Ciencias
Físicas y Astronómicas

Comisión evaluadora: Dr. Arturo Belmonte Villanueva
Departamento de Geofísica

Dra. Ignacia Calisto Burgos
Departamento de Geofísica

Dr. Jorge Quezada Flory
Departamento de Ciencias de la Tierra

Concepción, Chile.

23 de Agosto de 2013

*Dedicado a mis queridos padres
Elisa y Carlos.*

Agradecimientos

Quisiera agradecer a mis padres, Elisa y Carlos, por haberme brindado educación y apoyado siempre en esta etapa, y en especial por entregarme tanto amor y cariño. A mis hermanas, Greta y Ana, por su apoyo y compañía cuando decidí venir a estudiar a Concepción allá por el año 2002. Por fin habrá más tiempo para compartir con ustedes. Y por supuesto a Ñancupel por recibirme tan alegremente cada vez que llegaba al sur.

También agradecer a mis amigos de la carrera y tesistas, en especial a Shofa, Jorge B., Misael, Jano, Jorge A., Caro, Coté, Nati, J.P. y David, por la ayuda, apoyo, compañía y críticas en esta larga travesía de hacer la tesis y por supuesto por la buena onda y alegría en los momentos que no se trataban sobre la tesis. A Hugo y Lissette, que me han dado su amistad desde el colegio y siempre están a mi lado. Amigos de la vida Arjo, Caro y Romino por acompañarme, acogerme en esta ciudad y permitirme compartir con sus familias. Y a tantos más que de una u otra forma han compartido conmigo y han aportado con sus consejos, compañía y buena onda.

Al profesor Arturo Belmonte por apoyarme al realizar la tesis en este tema que era todo un enigma en un principio para ambos, en especial por su preocupación y ayuda en los terrenos. También quiero agradecer a las personas que me ayudaron en diversas etapas durante la investigación: Misael Condori, Maria Jose Vera y Felipe Daza por la ayuda en terreno; María Susana Cuevas, Oscar Gutierrez y Andrew Beekman por su ayuda en aspectos técnicos; a Jorge Jimenez por el apoyo en terreno e instrumentos, al profesor Jorge Quezada por su orientación en el aspecto geológico y a la gente de Villa las Araucarias por permitirnos realizar nuestra investigación en su hogar. Agradecer también al departamenteo de geofísica por brindarme espacio y un grato ambiente para el desarrollo de este trabajo.

Resumen

Se evalúan la capacidades del método de refracción de microtemores (Louie, 2001). Este método consiste en aplicar una transformación bidimensional a un registro de larga duración de ruido sísmico, del cual se puede obtener una curva de dispersión de la onda Rayleigh que al invertirla arroja un perfil de velocidad de onda de corte. Esta técnica se aplica en Villa Las Araucarias, localizada en la ciudad de Arauco, Región del Bio Bío, lugar que fue fuertemente afectado por el terremoto del 27 de febrero de 2010, experimentando fenómeno de agrietamiento, hundimiento y licuefacción. También se realizan mediciones en el campus de la Universidad de Concepción y parque Los Canelos, en San Pedro de la Paz. Se desarrollaron rutinas en Matlab para el procesamiento de datos ReMi, y se utilizan los programas de libre distribución Geopsy y Dinver para tareas de conversión de formatos e inversión de curvas de dispersión. El análisis muestra que el suelo de Villa las Araucarias se puede modelar como un sistema de tres capas a cuatro capas, donde la primera corresponde a rellenos y arcillas del humedal, las intermedias a arenas y la última puede ser relacionada a areniscas de la Formación Tubul. Según su velocidad promedio a los 30 *m* corresponde a un suelo medianamente denso o firme. Sin embargo, la legislación chilena exige analizar los suelos licuables con mediciones geotécnicas especiales, por lo que el método ReMi, debido a su bajo detalle en capas superficiales no es un buen indicador por sí solo para discriminar un suelo colapsable de otro solo por su velocidad de corte. En general la técnica mostró buena correlación con mediciones de sondaje y geeléctricas efectuadas anteriormente. Su mayor dificultad se encuentra en la elección de la curva de dispersión debido a la subjetividad que existe al elegir los puntos en la imagen espectral. Entre sus ventajas se destaca la profundidad que puede alcanzar y su fácil implementación en terreno.

Abstract

The refraction microtremor method (Louie, 2001) is evaluated. This method applies a bidimensional transformation to a record of seismic noise of long duration. A dispersion curve of the Rayleigh wave can be obtained and inverted to a shear wave velocity profile. This technique is executed in Las Araucarias Neighborhood, located in Arauco city, Bio Bío region. This place was damaged in the 27th February 2010 earthquake, experimenting cracking and liquefaction phenomena. Also, measurements are made in University of Concepción campus and Los Canelos park, in San Pedro de la Paz city. Matlab's Routines are developed for the ReMi's data processing, and free distribution softwares are used for format conversions and dispersion curves inversions. The analysis shows that the soil of Las Araucarias Neighborhood can be modeled like three or four layers, where the first corresponds to fillings and clays of the wetland, the middle layers to sands and the bottom layer can be related to the Tubul Formation. According the average velocity at 30 *m*, this soil corresponds to a medium dense or firm ground. Nevertheless, the Chilean Law require to analyse the liquable soils with another geotechnics methods. The ReMi method, because its low detail in shallow layers is not a good indicator by itself to discriminate between collapsable sand firm soils. In general, the technique shows good correlation with measurements of excavation and resistivity made formerly. Its most difficult part is the election of the dispersion curve because the subjetivity that exists in the election of the points in the spectral image. Its advantages are the depth of exploration and easy implementation in fieldwork.

Índice general

Agradecimientos	III
Resumen	V
Abstract	VII
Índice de figuras	XV
Índice de tablas	XVIII
1. Introducción	1
1.0.1. Estructura del trabajo	2
1.1. Objetivos	3
1.1.1. Objetivos principales	3
1.1.2. Objetivos específicos	3
1.2. Lugares de estudio	5
1.2.1. Marco geológico y de suelo	5
1.2.2. Estudios de suelo anteriores, en Villa las Araucarias	6
1.3. Métodos sísmicos de prospección	8
1.3.1. Sísmica de reflexión y refracción	9
1.3.2. Métodos de pozo (borehole)	10
1.3.3. Métodos de ondas superficiales	11
1.4. Norma chilena de clasificación de suelos	13
2. Marco teórico	17
2.1. Teoría sísmica	17
2.1.1. Deformación y esfuerzo	17
2.1.2. Ondas sísmicas	19
2.1.3. Ondas Rayleigh en un medio estratificado: dispersión y modos de vibración	26
2.1.4. Ruido sísmico	28
2.2. Refracción de microtemores	30

2.2.1. Análisis espectral de velocidades	30
2.2.2. Elección de la curva de dispersión	33
2.2.3. Modelo de la velocidad de onda S	34
2.2.4. Estudios realizados con el método ReMi	36
3. Metodología	39
3.1. Instrumentación	39
3.2. Adquisición de datos	43
3.2.1. Configuración para Sísmica de Refracción	43
3.2.2. Configuración para Refracción de Microtremores	43
3.2.3. Mediciones en Universidad de Concepción	44
3.2.4. Mediciones en parque Los Canelos, San Pedro de la Paz	45
3.2.5. Mediciones en Villa las Araucarias, Arauco	45
3.3. Procesamiento de datos de ReMi	49
3.3.1. Conversión de formato	49
3.3.2. Procesamiento de imágenes $p - f$, xt2pf.m	50
3.3.3. Elección de curva de dispersión, pick.m	54
3.3.4. Inversión de la curva de dispersión	57
3.4. Ejemplo con curva de dispersión sintética	59
4. Análisis y Resultados	65
4.1. Campus Universidad de Concepción	65
4.1.1. Sísmica de refracción	65
4.1.2. Refracción de microtremores	69
4.2. Parque Los Canelos, San Pedro de la Paz	80
4.2.1. Sísmica de refracción	80
4.2.2. Refracción de microtremores	82
4.3. Villa las Araucarias, Arauco	86
4.3.1. Sísmica de refracción	86
4.3.2. Refracción de microtremores	89
5. Conclusión	97
5.1. Discusión	97
5.2. Conclusiones	98
5.3. Perspectivas	99
A. Sísmica de refracción	101
A.1. Refracción	101
A.2. Método de los tiempos de intercepto	102
A.2.1. Interfases horizontales	102
A.2.2. Interfases inclinadas	105

ÍNDICE GENERAL

A.2.3. Interfase vertical	108
A.2.4. Capas indetectables	108
A.3. El método de los tiempos de retardo	109
A.3.1. Phantoming	112
B. Mediciones	115
B.1. Mediciones en Universidad de Concepción (UDECC1)	116
B.2. Mediciones en Universidad de Concepción (UDECC2)	117
B.3. Mediciones en parque Los Canelos, San Pedro de la Paz (CANE)	118
B.4. Mediciones en Villa Las Araucarias, Arauco (VILLA1)	119
B.5. Mediciones en Villa Las Araucarias, Arauco (VILLA2)	120
C. Rutinas Matlab para ReMi	121
C.1. xt2pf.m	121
C.2. pickpf.m	124
Bibliografía	128

Índice de figuras

1.1. Fotografías de Villa las Araucarias post-terremoto	3
1.2. Mapa de ubicación: Villa las Araucarias.	7
1.3. Estudios anteriores en Villa las Araucarias	8
1.4. Esquema de tendido de sísmica de refracción	10
1.5. Métodos de pozo	11
1.6. Métodos de ondas superficiales	12
2.1. Ondas de Cuerpo	23
2.2. Ondas Superficiales	23
2.3. Movimiento de la onda Rayleigh	25
2.4. Dispersión	27
2.5. Dispersión multimodal	27
2.6. Potencia espectral del ruido global	29
2.7. Transformada slant-stack	31
2.8. Imágenes pf	34
3.1. Geode	40
3.2. Geode, vista lateral	40
3.3. Geode, vista lateral 2	41
3.4. Cable sísmico	41
3.5. Geofono	41
3.6. Geófonos instalados	41
3.7. Martillos	42
3.8. Trigger	42
3.9. Batería	42
3.10. Interfaz y computador portatil	42
3.11. Mediciones en UdeC	46
3.12. Mediciones en Los Canelos	46
3.13. Mediciones en Villa las Araucarias	47
3.14. Geometría de tendidos	47
3.15. Trabajo en terreno en Villa las Araucarias	48

3.16. Geopsy: Visualización de señales	49
3.17. Rutina xt2pf.m	53
3.18. Comparación de rutinas	55
3.19. Diferencias de rutinas	56
3.20. Modelo de 3 capas y curva de dispersión	61
3.21. Modelos, run01	63
3.22. Modelos, run02	63
3.23. Modelos, run03	64
3.24. Modelos, run04	64
4.1. Tiempos de llegada, UDEC1	67
4.2. Tiempos de llegada, UDEC2	67
4.3. Modelo V_p mediante ITM, UDEC	68
4.4. Modelo V_p mediante DTM, UDEC	68
4.5. Análisis UdeC: Repetibilidad	72
4.6. Análisis UdeC: Duración de registro	72
4.7. Análisis UdeC: Intervalo de muestreo	73
4.8. Análisis UdeC: Variaciones espaciales	73
4.9. Análisis UdeC: Frecuencia natural	74
4.10. Análisis UdeC: Dirección	74
4.11. Gráfico p-f, UDEC1	77
4.12. Gráfico p-f, UDEC2	77
4.13. Modelos V_s (01), UDEC1	79
4.14. Modelos V_s (02), UDEC1	79
4.15. Modelos V_s (03), UDEC2	79
4.16. Modelos V_s (04), UDEC2	79
4.17. Tiempos de llegada, Los Canelos	80
4.18. Modelo V_p , Los Canelos	81
4.19. Gráfico p-f, Los Canelos	81
4.20. Modelos V_s , Los Canelos (1)	85
4.21. Modelos V_s , Los Canelos (2)	85
4.22. Modelos V_s , Los Canelos (3)	85
4.23. Tiempos de llegada, VILLA1	87
4.24. Tiempos de llegada, VILLA2	87
4.25. Modelo V_p , VILLA1	88
4.26. Modelo V_p , VILLA2	88
4.27. Gráfico p-f, VILLA1	91
4.28. Gráfico p-f, VILLA2	91
4.29. Modelos V_s (01), VILLA1	93
4.30. Modelos V_s (02), VILLA1	93
4.31. Modelos V_s (03), VILLA2	93

ÍNDICE DE FIGURAS

4.32. Modelos V_s (04), VILLA2	93
4.33. Comparación de velocidades	94
4.34. Comparación entre estudios	95
A.1. Ley de Snell	102
A.2. Refracción crítica	102
A.3. Modelo de dos capas horizontales	105
A.4. Modelo de n capas horizontales	105
A.5. Modelo para una interfase inclinada.	106
A.6. Modelo para una interfase horizontal usando dos perfiles directos.	109
A.7. Modelo para una interfase vertical	109
A.8. Modelo de una capa intermedia de baja velocidad	110
A.9. Modelo para una capa intermedia de bajo espesor	110
A.10.Delay Time	110
A.11.Método Plus-Minus	113
A.12.Phantoming	113

Índice de tablas

1.1. Clasificación sísmica del terreno de fundación	15
2.1. Constantes elásticas	19
2.2. Propiedades de una onda	21
2.3. Velocidades sísmicas	22
2.4. Ruido sísmico	28
3.1. Modelo de 3 capas (ejemplo)	61
3.2. Pruebas de Dinver	62
3.3. Pruebas de Dinver 2	62
4.1. Velocidades de onda P para capa superficial, UDEC	66
4.2. Resultados mediante ITM, UDEC	66
4.3. Resultados mediante DTM, UDEC	66
4.4. Profundidades estimadas, UDEC	78
4.5. Mejores inversiones para UDEC1	78
4.6. Mejores inversiones para UDEC2	78
4.7. V_{s30} para UDEC1	78
4.8. V_{s30} para UDEC2	78
4.9. Resultados mediante ITM, Los Canelos	80
4.10. Profundidades estimadas, Los Canelos	84
4.11. Mejores inversiones para Los Canelos	84
4.12. V_{s30} para Los Canelos	84
4.13. Resultados mediante DTM, Villa las Araucarias	88
4.14. Profundidades estimadas, Villa las Araucarias	92
4.15. Mejores inversiones para VILLA1	92
4.16. Mejores inversiones para VILLA2	92
4.17. V_{s30} para VILLA1	92
4.18. V_{s30} para VILLA2	92
B.1. Mediciones UDEC1	116

B.2. Mediciones UDEC2	117
B.3. Mediciones CANE	118
B.4. Mediciones VILLA1	119
B.5. Mediciones VILLA2	120

Capítulo 1

Introducción

El terremoto del Maule del 2010 ($Mw = 8,8$) provocó que muchos asentamientos humanos fueran afectados por estar emplazados en suelos de mala calidad, experimentando fenómenos de licuefacción, remoción, agrietamiento, entre otros. Esta catástrofe dejó en manifiesto que se debía modificar la Norma chilena de diseño sísmico de edificios (NCH433Of.1996 mod. 2009) que incluye la clasificación de suelos. Llevándose esto a cabo con el decreto supremo 117 (25 de febrero de 2011) y posteriormente con el decreto supremo 61 (13 de Diciembre de 2011). El cambio en la normativa introdujo una nueva clasificación de seis categorías y la medición de un importante parámetro, la velocidad de onda de corte u onda S, indicador directo de la rigidez del terreno. Este parámetro puede obtenerse mediante varias técnicas geofísicas, pero una en particular, la refracción de microtemores (Louie, 2001), ha aumentado su popularidad el último tiempo debido a su sencillez y bajo costo de aplicación por usar el mismo equipamiento que la sísmica de refracción tradicional y utilizar registros de ruido ambiental en vez fuentes sísmicas artificiales. El procedimiento general de la refracción de microtemores, comúnmente conocida como ReMi, consiste en el registro de larga duración de ruido sísmico usando un tendido lineal de geófonos. Luego se realiza un análisis espectral que lleva los registros de ruido al espacio de las frecuencias y lentitudes, donde se extrae una curva de dispersión correspondiente a la onda Rayleigh, es decir variación de la velocidad de propagación de esta onda con su frecuencia. Finalmente esta curva de dispersión se invierte lográndose un perfil en profundidad de la variación de la velocidad de la onda S.

La zona de estudio elegida corresponde a Villa las Araucarias, situada en la ciudad de Arauco, lugar que fue afectado por el terremoto del 2010 (figura 1.1), sufriendo fenómenos de

agrietamiento y hundimiento, lo que provocó daños graves en las viviendas de los habitantes (Belmonte et al., 2010). Se han realizado, en el lugar, otros estudios en base a calicatas (pozos de reconocimiento), sondajes y métodos resistivos que indican un suelo de baja calidad no apto para la edificación. Aseveración que se busca confirmar mediante el uso

del método ReMi, además de observar si hay concordancia con los resultados exhibidos de los otros métodos. También se realizan mediciones en San Pedro de la Paz, sector Los Canelos, en un terreno que no experimentó daños por el terremoto.

El cómo afectan los parámetros de adquisición en el método ReMi, es otro objetivo del estudio, por lo cual también se realizan mediciones en el campus de la Universidad de Concepción. Dado el instrumental disponible, se realizan ensayos de sismica de refracción tradicional, para tener una idea inicial del número de capas que conforman el subsuelo; dato que es útil en la etapa de inversión del método ReMi.

En el mercado, existen programas de pago para el análisis de datos ReMi (SeisOpt ReMi, Masw Software, Grilla, winMASW, etc), sin embargo en esta investigación se optó por desarrollar rutinas en Matlab, para el procesamiento de imágenes espectrales y el uso del software libre Geopsy para la etapa de inversión y otras tareas.

Es de suma importancia, entonces, el estudio de los suelos en zonas habitadas tanto para prever el comportamiento del lugar ante un sismo de gran magnitud; o si ha ocurrido un evento importante, saber si se reúnen las condiciones para que la zona pueda seguir siendo habitable; como también para seguir experimentando con los métodos de prospección y conocer qué método es mejor o cual se adapta de mejor forma al problema que se requiere abordar.

1.0.1. Estructura del trabajo

El presente informe se divide en cinco capítulos:

- **Capítulo 1, Introducción:** Se realiza el planteamiento del problema, los objetivos, descripción del lugar de estudio y revisión de estudios previos. Además de una descripción general de los métodos sísmicos existentes y de la normativa chilena de suelos.
- **Capítulo 2, Marco teórico:** Se revisan los conceptos básicos de la teoría sísmica involucrada, para luego describir la base teórica del método de refracción de microtemores.
- **Capítulo 3, Metodología:** Se hace una descripción del instrumental usado en la presente investigación, se detallan las actividades en terreno para la adquisición de datos y se explica el funcionamiento de los programas computacionales usados para el análisis de datos.
- **Capítulo 4, Análisis y resultados:** Se analizan los datos y se exhiben los resultados para cada perfil realizado.
- **Capítulo 5, Conclusiones:** Se concluye sobre los objetivos alcanzados, se discuten los resultados obtenidos, las fallencias identificadas y perspectivas a futuro.

1.1. OBJETIVOS

- **Apéndice:** Se presenta información complementaria: detalles de las mediciones, códigos de las rutinas creadas y la teoría del método de sismica de refracción.

1.1. Objetivos

1.1.1. Objetivos principales

- Caracterizar y evaluar el suelo de Villa Las Araucarias mediante el método de refracción de microtremores.

1.1.2. Objetivos específicos

- Desarrollar un método de acceso gratuito para el análisis de datos de refracción de microtremores, mediante software disponible en la red y rutinas creadas para Matlab/Octave.
- Ver el grado de correlación de la refracción de microtremores con los resultados obtenidos con otros métodos.
- Comparar los perfiles de velocidad obtenidos en lugares que sufrieron daño en el terremoto (Villa las Araucarias) con los que no evidenciaron mayor daño (Los Canelos, San Pedro de la Paz).



Figura 1.1 – Fotografías de la situación de Villa las Araucarias post-terremoto del 27 de febrero de 2010 (Extraído de Belmonte et al. (2010)).

1.2. Lugares de estudio

Villa Las Araucarias es una zona residencial localizada al noreste de la ciudad de Arauco, Región del Bio Bío; geográficamente se sitúa aproximadamente en las coordenadas $37^{\circ}14'35''S - 73^{\circ}18'33''O$ (figura 1.2).

Esta villa está emplazada sobre rellenos al sur del humedal Carampangue, los cuales son considerados una Zona de Extensión Urbana (EXO) según el plano regulador de la ciudad de Arauco de 1988. En 1979, antes de los rellenos, la zona integraba parte del humedal (Belmonte et al., 2010). El lugar sufrió las consecuencias del terremoto ($M_w=8,8$) del 27 de febrero de 2010, expresadas como agrietamiento sistemático en calles, en los bordes externos así como en el interior de las viviendas (Belmonte et al., 2010) (figura 1.1). Estudios han indicado la mala calidad del relleno (Belmonte et al. (2010), WAL-MOR (2011) y Donoso (2011)).

Adicionalmente se realizan mediciones en dos lugares más: la zona de pastos frente a la facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Concepción con el fin de realizar ensayos para relacionarse con la instrumentación y tener datos para la prueba de las rutinas computacionales; y en el Parque los Canelos, en San Pedro de la Paz, con fines de prueba de equipos y para tener datos de un lugar que no manifestó mayor daño durante el terremoto del 2010.

1.2.1. Marco geológico y de suelo

En Arauco se encuentra la Formación Tubul, denominada originalmente como “Capas de Tubul”. Feruglio (1949) la describe como sedimentos marinos Pliocénicos, arcillo-tobáceo-arenosos, blandos, de hasta 100 m de espesor, compuestos de arcillas y tobas finas, que alternan con arenismas muy poco cementadas (Biró, 1979).

La región del Bio Bío tiene aproximadamente 17 humedales de tamaño grande y otros 30 más pequeños. Entre Talcahuano y Arauco los humedales están cubiertos por el crecimiento urbano, sistemáticamente remplazando sus superficies y transformando la cubierta y usos de suelos que los caracterizan. El crecimiento de los centros urbanos costeros ha ocurrido históricamente en suelos de distinta calidad, cuyas condiciones están lejos de lo óptimo para emplazamientos residenciales. Para el área, en la cual Villa Las Araucarias está hoy emplazada, hay evidencia que dicho lugar fue parte de el extenso humedal Carampangue. Su rol natural es clave para la protección contra inundaciones marinas o fluviales. Sin embargo, el plano regulador actual, define al área de la Villa Las Araucarias como una zona de extensión urbana. Esto indica que el uso residencial del suelo fue permitido en una zona reconocida como humedal (Belmonte et al., 2013).

La zona elegida en la Universidad de Concepción se encuentra a la falda de un cerro. En general los cerros de Concepción corresponden a Granitoides de Concepción, unidad que corresponde a rocas intrusivas que forman parte del Batolito Costero del Sur. Están constituidos por monzogranitos de biotita, tonalitas de biotita y mica blanca (Crixell,

2001).

El parque Los Canelos, en tanto, se encuentra en una zona residencial. Su suelo se conoce como Arena Bio Bío, y es una arena limpia de finos y uniforme o limosa fina a muy gruesa, de color gris oscuro a negro castaño, sin cementación, con fragmentos de roca volcánica gris oscura y muy escasos bolones de granito intercalados en partes laminillas de limo gris de menos de 1 mm de espesor. En cuanto a su relación estratigráfica, está apoyada en ciertas localidades, en roca clástica y roca granítica. Posee una permeabilidad alta a baja, esta última en horizontes de limo o arena muy limosa o arcillosa (Galli, 1967).

1.2.2. Estudios de suelo anteriores, en Villa las Araucarias

Académicos de la Universidad de Concepción, Belmonte et al. (2010), realizan un informe técnico sobre la situación post-terremoto en Villa las Araucarias. En dicho informe se concluye que el suelo contenedor de la fundación de las viviendas carece de un relleno adecuado dejando a la napa freática a muy poca profundidad, por lo tanto no es un sitio apto para la construcción. La calicata que se detalla en el informe, arroja que se aprecian dos capas; una relleno de $1,6\text{ m}$ de espesor correspondiente a una mezcla de tierra arcillosa más un poco de arena y trozos de madera; y una capa de $1,2\text{ m}$ que corresponde al fango del humedal; luego aparece el agua asociada al humedal.

WAL-MOR (2011) realiza mediciones, en el marco de un estudio geotécnico solicitado por la Municipalidad de Arauco, que consisten en tres calicatas y dos sondajes. En las cinco prospecciones se encontró la presencia del nivel freático. Con respecto a la estratificación del subsuelo, reconoce dos estratos; el primero entre cotas medias $0,4\text{ m}$ y 3 m que corresponden a arenas y arcillas, semi-finas y finas, cantos redondeados; y el segundo entre cotas 3 m t 10 m asociado a arenas limosas, semi-gruesas a finas de color gris. También señala la existencia de relleno artificial entre 0 m y $0,4\text{ m}$ no tomado en cuenta en el estudio por ser un suelo no apto. Además remarca que se deberá recomponer un estrato mejorado en términos de densificación para mejorar la capacidad cortante del suelo, en un espesor no inferior a 2 m compacto.

Donoso (2011) efectúa mediciones geoléctricas (SEV y Dipolo-dipolo) en Villa las Araucarias en el marco de una tesis de investigación. Dado la limitante de la extensión de los perfiles no se pudo identificar el basamento, sólo se determinó la existencia de dos capas sobre un semiespacio, de 1 m y 3 m de espesor respectivamente y que corresponderían a arcillas, y arcillas con agua; mientras que el semiespacio correspondería a arena y areniscas. En general el suelo de Villas las Araucarias se caracterizó por presentar una baja resistividad, y fue catalogado como un suelo de mala calidad.

Las ubicaciones de los distintos estudios realizados se muestran en la Figura 1.3.

Mapa de ubicación:
Villa las Araucarias, Comuna de Arauco
Región del Bio Bío, Chile.

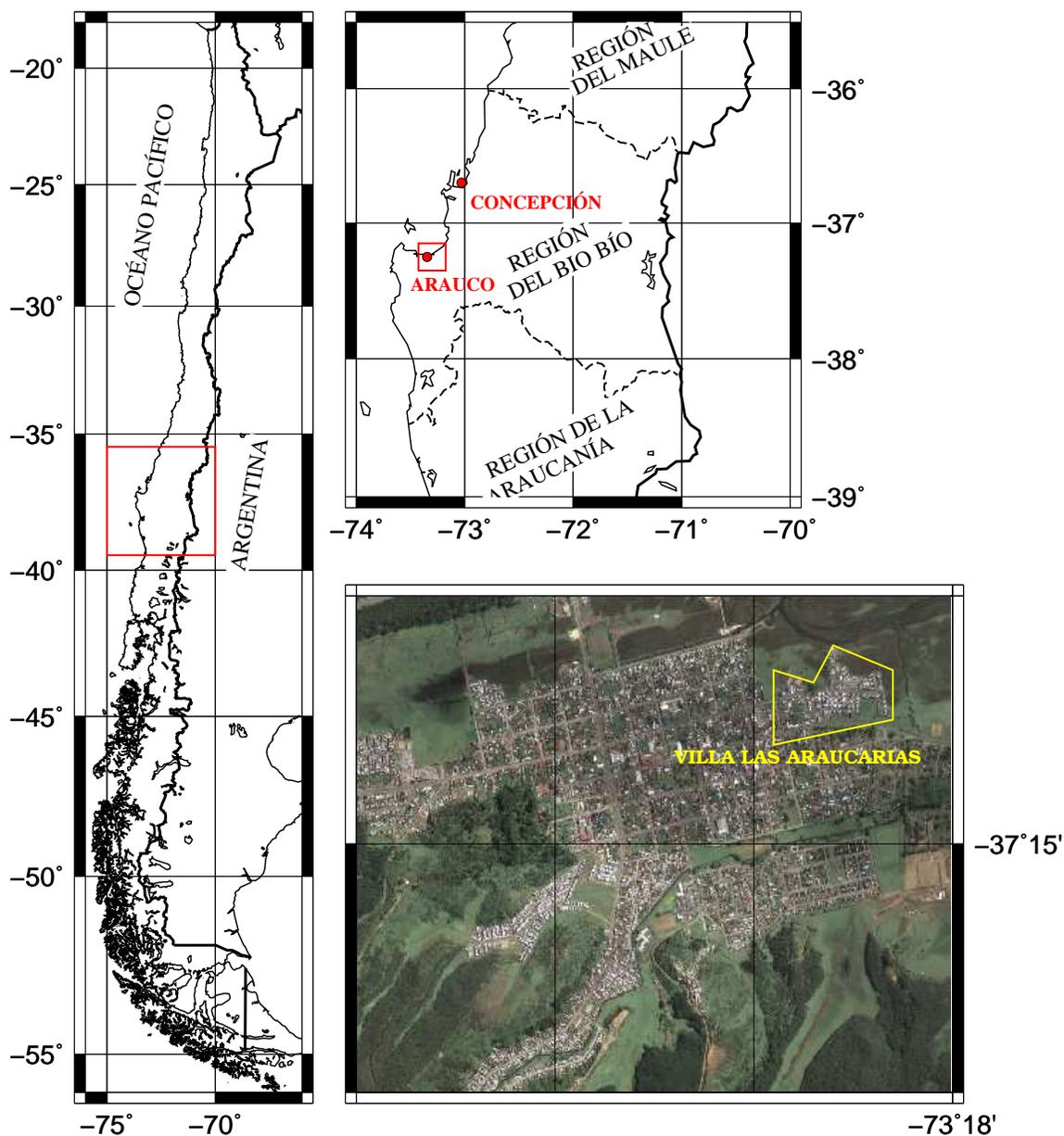


Figura 1.2 – Ubicación Villa las Araucarias, Arauco. La villa es delimitada por el polígono amarillo.

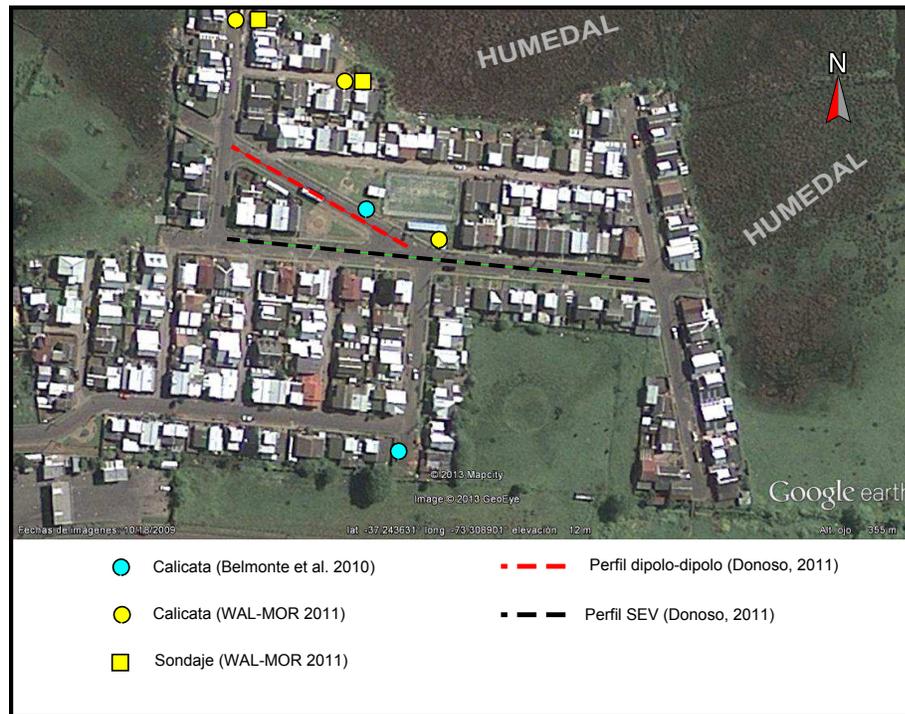


Figura 1.3 – Ubicación de estudios realizados con anterioridad en Villa las Araucarias. WAL-MOR (2011) no detalla la ubicación exacta de los sondajes y calicatas, solo da referencias de las calles en que se realizaron.

1.3. Métodos sísmicos de prospección

Los métodos sísmicos de prospección estudian la propagación de las ondas sísmicas en la Tierra y su objetivo principal es medir la variación de la velocidad de estas ondas sísmicas en los distintos estratos que componen el subsuelo. El concepto de velocidad, en el contexto de la prospección, se usa para referirse a la tasa de propagación o rapidez, es decir una magnitud escalar. Los distintos tipos de ondas sísmicas y sus propiedades, se explican en el capítulo 2.1.

Existe una diversidad de métodos del tipo sísmico, pero la mayoría coinciden en la utilización de instrumentación básica que consiste en detectores llamados geófonos, una unidad de adquisición llamada sismógrafo y una fuente que produzca ondas sísmicas. El detalle de estos instrumentos se encuentra en la sección 3.1.

Entre los métodos más conocidos están la sísmica de refracción, la sísmica de reflexión, los métodos de pozo y los métodos de ondas superficiales.

1.3.1. Sísmica de reflexión y refracción

La **sísmica de reflexión** es una de las técnicas más antiguas y se usa, por ejemplo, en la exploración del petróleo.

Cada medio es descrito por una impedancia acústica, que es el producto entre la velocidad de onda P del medio y su densidad. Si una onda incide en la interfase entre dos medios, esta se reflejará con el mismo ángulo con el que incidió. Si se usa una fuente artificial se pueden detectar las reflexiones con un arreglo lineal de detectores; las reflexiones aparecerán en los sismogramas después de las refracciones y describen caminos curvos. Estos caminos pueden ser aproximados con una ecuación que describe una parábola, de la cual se puede obtener la velocidad de cada medio.

La **sísmica de refracción** comenzó a usarse con mayor frecuencia en la década de 1920, desplazando al método de reflexión. Como antecedente se tiene que en 1909, luego de un sismo ocurrido en Pokuplje, Croacia, el sismólogo Andrija Mohorovicic (1857 – 1936) notó a partir del análisis de los sismogramas la existencia de distintas capas al interior de la Tierra alrededor del núcleo, en cuyos límites las ondas sísmicas sufrían fenómenos de reflexión y refracción. También, durante la primera guerra mundial, el científico alemán Ludger Mintrop (1880 – 1956) usaba un sismógrafo para estimar la distancia a la que se encontraban las fuerzas Aliadas midiendo la llegada de las ondas producidas por la artillería pesada enemiga. Al terminar la guerra, ocuparía su sistema de forma inverso para la exploración minera, situando los explosivos a distancias conocidas y midiendo el tiempo en que demoraban en llegar las perturbaciones. Todos estos hechos históricos ayudaron para establecer los fundamentos de uno de los métodos de prospección más utilizados.

El procedimiento general del método consiste en generar una onda sísmica artificialmente desde un punto conocido, llamado **shot** en la jerga técnica, y medir el tiempo que demora esta onda en llegar a una serie de detectores enterrados superficialmente y ordenados linealmente (figura 1.4). Para los primeros geófonos, la primera onda en llegar será una onda directa, pero a cierta distancia, la primera llegada corresponderá a una onda que se refractó en una capa inferior de mayor velocidad.

El arreglo lineal de detectores está conectado a un equipo de registro, un sismógrafo, del cual se obtiene un sismograma correspondiente a cada detector. De cada sismograma se extrae el tiempo de llegada de la primera onda, que corresponde a una de tipo P. Si se grafican los tiempos de llegada correspondientes a cada detector versus la posición de estos se podrá encontrar la velocidad con que viajó la onda sísmica en las distintas capas que componen el subsuelo. Estos gráficos se conocen como **domocromas**.

El método ha sido bastante documentado a lo largo del siglo pasado y en el apéndice 2.1 se presenta lo descrito en varios artículos y libros: (Redpath (1973), Dobrin & Savit (1988), Lankston (1990), Telford et al. (1990) y Milsom (2003)).

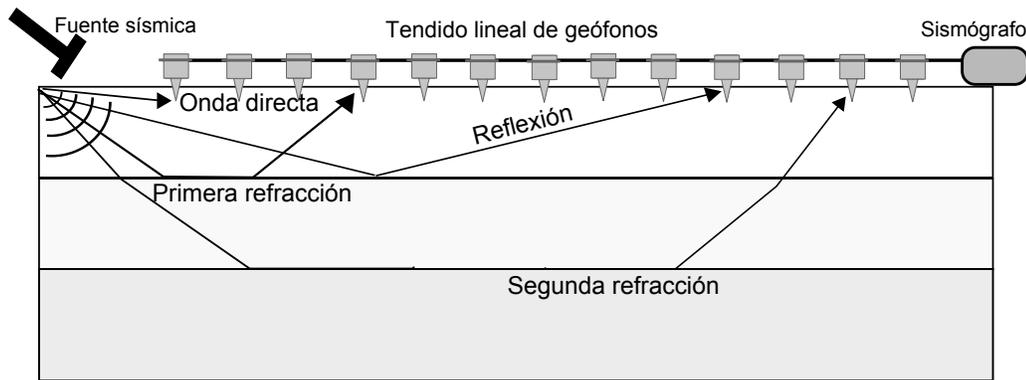


Figura 1.4 – Tendido típico de sismica de refracción, la fuente sísmica esta simbolizada con un martillo.

1.3.2. Métodos de pozo (borehole)

En teoría, los mismos principios de la sismica de refracción pueden usarse para la refracción de ondas S, sin embargo, el picado de los tiempos llegada de estas en un sismograma multicanal es mucho más complicado dado que estas se encuentran introducidas en el tren de ondas de reflexiones, difracciones, ondas superficiales, etc. lo que hace difícil su identificación. Además se mantiene la falencia de la sismica de refracción, de no poder identificar una capa intermedia de baja velocidad.

La ingeniería ha desarrollado formas para conseguir la medición de la velocidad de onda S mediante el uso de pozos (en inglés, boreholes). En particular, dos métodos: **cross-hole** y **down-hole** (figura 1.5).

El método cross-hole hace uso de dos pozos separados una distancia, comúnmente de tres metros. En uno de ellos se coloca un martillo especial para esta técnica que es capaz de generar una onda de corte. En el otro pozo se posiciona, a la misma profundidad, un geófono de componente vertical. La onda S viajará horizontalmente y su llegada podrá ser registrada. Como la distancia y el tiempo de viaje serán conocidos, se puede calcular la velocidad del terreno a esa profundidad. La medición se sigue repitiendo a profundidades distintas hasta caracterizar toda la columna de suelo (Crice, 2002).

El método down-hole, solo usa un pozo, sin embargo será necesario un geófono de tres componentes para poder registrar tanto ondas P como S. Las ondas P se generan de igual forma que en la sismica de refracción, mediante un golpe de martillo a una placa metálica. Para las ondas S, una opción, es trabar un bloque de madera bajo las ruedas de un vehículo, y golpear los costados del madero como muestra la figura 1.5. Las mediciones se realizan con el geófono a distintas profundidades (Crice, 2002).

Los métodos de pozo proveen mediciones directas de onda S, pero involucran gran cantidad de tiempo (excavación de pozos, mediciones individuales, etc) y recursos (geófonos y martillos especiales, etc) en su implementación. Debido a esto, se han desarrollado técnicas

alternativas que estudian las ondas superficiales para llegar al perfil de velocidad de onda S.

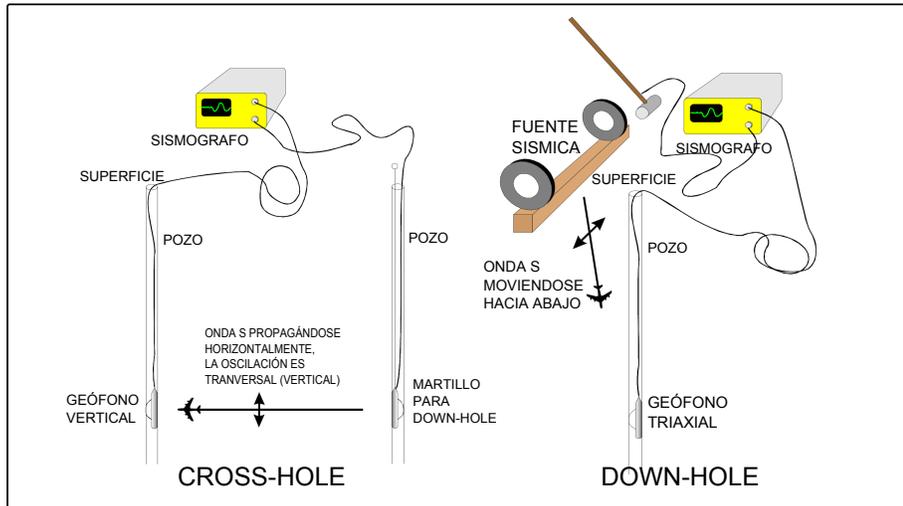


Figura 1.5 – Esquema de los métodos de pozo (Extraído de Crice (2002)).

1.3.3. Métodos de ondas superficiales

El primer método que usó ondas superficiales se desarrolló en Alemania durante los años 30. Se conoce como **Continous Surface Wave (CSW)** y consistía en la generación de ondas de frecuencia (f) conocida usando un vibrador. Con un detector se mide la longitud de onda (Λ) correspondiente, localizando los puntos donde ocurrían dos máximos de vibración. Luego se calculaba la velocidad de fase de la onda superficial ($c = f \cdot \Lambda$) y repitiendo el procedimiento con distintas frecuencias se lograba obtener una curva de dispersión (variación de la velocidad con la frecuencia) que era invertida a un modelo de onda S, asumiendo que cada longitud de onda correspondía al doble de la profundidad alcanzada (Pelekis & Athanasopoulos, 2007).

Al comienzo de los años 80, aparecería uno de los métodos más usados, **Spectral Analysis of Surface Wave (SASW)**. Se posicionan dos geófonos de baja frecuencia ($1 - 2 Hz$) separados una distancia d . En la misma línea de los detectores se pone a una distancia conocida una fuente (martillo, peso o fuente vibratora). A las distintas señales registradas por los geófonos, obtenidas al variar tanto el espaciamiento entre ellos como la distancia de la fuente, se les aplica la transformada de Fourier para llevar los registros al dominio de las frecuencias. Luego se calcula el espectro de potencias cruzado, del cual se obtiene la diferencia de fase entre ambos detectores; con esta diferencia de fase se calcula un tiempo de retardo y con este una velocidad de onda superficial para cada frecuencia. Si se grafican las velocidades en función de las frecuencias obtenidas para cada espaciamiento entre geófonos se puede reconstruir una curva de dispersión que luego es invertida a un

perfil de velocidad de onda de corte (Pelekis & Athanasopoulos (2007), Beekman (2008)).

A comienzo del año 2000, aparece el método **Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW)**. Este método hace uso de un arreglo lineal de geófonos verticales, al igual que en la sísmica de refracción, y de un fuente sísmica a una distancia tal que se puedan considerar las ondas incidente como planas. El registro multicanal es llevado del dominio del espacio-tiempo al de la frecuencia-número de onda. Esto permite identificar la curva de dispersión que luego es invertida al modelo de velocidad de onda S. El método MASW, al ser un método activo, es decir se conoce tanto la posición como el origen de la fuente sísmica, entrega información de la curva de dispersión asociada al suelo en las frecuencias altas, que son las que genera una fuente sísmica artificial, y por lo tanto describe de mejor forma las capas superficiales.

El año 2001, John Louie, da a conocer el método de **Refracción de Microtremores (ReMi)**. En estricto rigor consiste en un método MASW pasivo. Es decir a diferencia del MASW no ocupa fuente sísmica, sino que hace uso de registros de ruido sísmico, rico en bajas frecuencias, y por lo tanto con mejores resultados en profundidad. El método se explica en detalle en la sección 2.2.

Otros métodos pasivos, son los llamados **Microtremor Survey Methods (MSW)**, que a diferencia del ReMi ocupan arreglos bidimensionales de geófonos (círculos, cruces, L, etc) y de esta forma pueden identificar la dirección de las fuentes de ruido. Entre los métodos para analizar los datos de este tipo se encuentran: **Spatial Autocorrelation (SPAC)** y **Extended Spatial Autocorrelation (ESAC)**. Otro método, es el llamado **Nakamura H/V**, que mide la tasa entre la componente horizontal y vertical del ruido sísmico.

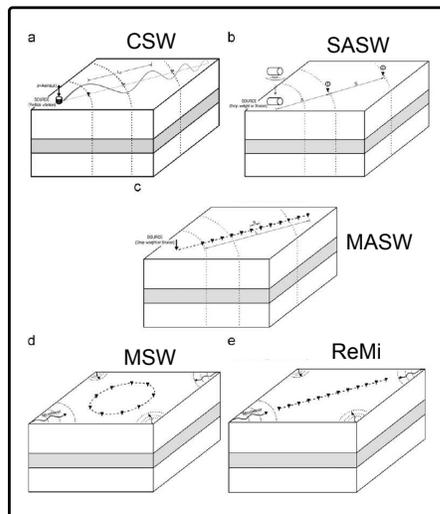


Figura 1.6 – Esquema de la disposición de los geófonos en distintos métodos de ondas superficiales (Extraído de Pelekis & Athanasopoulos (2007)).

1.4. Norma chilena de clasificación de suelos

La norma sísmica chilena Nch433 Of96 indicaba una clasificación de suelo de cuatro categorías (I,II,III y IV). Luego del terremoto del 2010 fue modificada el 5 de noviembre de 2010 bajo el decreto supremo 117 y se estableció una de cinco categorías, sin embargo, debido a que en la época de su formulación se contaba con información parcial de las causas y consecuencias de los daños del terremoto, se volvió a modificar el 2 de noviembre de 2011 bajo el decreto supremo 61, detallado en MINVU (2011). Un cambio importante fue la exigencia de conocer el perfil de velocidad de onda S, en particular el promedio en los primeros 30 m de profundidad. La velocidad V_{S30} es una rapidez promedio del suelo en los primeros 30 m, y se calcula de acuerdo a la ecuación 1.1 con z_i el espesor de la i -ésima capa encontrada. Este parámetro se estimó como el más relevante en una primera aproximación y esta relacionado a la rigidez a bajas deformaciones de los estratos superiores. En general la respuesta sísmica en superficie de un suelo depende, además de la rigidez a bajas deformaciones de los estratos superiores del terreno, del periodo fundamental del depósito de suelo, del nivel de amortiguamiento desarrollado por los distintos suelos que componen el terreno y de la excitación sísmica.

$$V_{S30} = \frac{30}{\sum_{i=1}^n \frac{z_i}{V_{Si}}} \quad (1.1)$$

La velocidad de onda S puede ser obtenida mediante técnicas de sondaje (Down-Hole, Cross-Hole o Sonda de suspensión) o técnicas de onda superficiales (SASW, MASW o ReMi). No se puede obtener en función de la velocidad de onda P, esto es, asumir cierto coeficiente de Poisson. Para las técnicas de ondas superficiales se deben informar las curvas de dispersión y perfiles de velocidad para dos mediciones preferentemente ortogonales. El perfil de velocidad de onda de corte que caracteriza el terreno corresponderá al más desfavorable.

La nueva clasificación de suelos se muestra en la tabla 1.1. Tanto la teoría como la experiencia práctica indican que el mejor compartamiento del suelo, ante actividad sísmica, ocurre en terrenos de afloramientos rocosos, y a la vez, el mayor daño en los suelos finos y blandos. Por lo que la clasificación se compone de distintas categorías que van desde los suelos de características rocosas a suelos blandos.

Para clasificar cada suelo no basta con tener la velocidad V_{S30} , cada tipo de suelo requiere de otras mediciones geotécnicas, sin embargo, si sólo se tiene la velocidad de onda de corte se puede clasificar el suelo con el de la categoría inferior siempre que se observe que V_S aumente monótonamente con la profundidad (medida transitoria). Para suelo con velocidades $V_S > 900$ en los primeros 15 m no es necesario otro estudio adicional para clasificarlo como de tipo A. Se consideran suelos tipo F aquellos que presentan singularidades en su comportamiento mecánico y requieren estudios geotécnicos especiales, como por ejemplo

suelos licuables (arenas, arenas limosas o limos, saturados), colapsables, orgánicos, entre otros.

Tipo	Descripción	V_{s30} [m/s]	RQD	q_u [MPa]	N_1 [golpes/pies]	S_u [MPa]
A	Roca, suelo cementado	≥ 900	$\geq 50\%$	≥ 10		
B	Roca blanda o fracturada, suelo muy denso o muy firme	≥ 500		$\geq 0,40$	≥ 50	
C	Suelo denso o firme	≥ 350		$\geq 0,30$	≥ 40	
D	Suelo medianamente denso o firme	≥ 180			≥ 30	$\geq 0,05$
E	Suelo de compactidad o consistencia mediana	< 180			≥ 20	$\geq 0,05$
F	Suelos especiales	*	*	*	*	*

Tabla 1.1 – N_1 : Índice de penetración estándar normalizado por presión de confinamiento de 0,1 MPa. Aplicable sólo a suelos que clasifican como arenas. RQD: Rock Quality Designation, según norma ASTM D 6032. q_u : Resistencia a la compresión simple del suelo. ϵ_{qu} : Deformación unitaria desarrollada cuando se alcanza la resistencia máxima en el ensayo de compresión simple. S_u : Resistencia al corte no-drenada del suelo.

Capítulo 2

Marco teórico

2.1. Teoría sísmica

Tanto las definiciones y propiedades de las ondas sísmicas descritas en esta sección se basan en lo expuesto en Stein & Wysession (2003), Shearer (2009) y Aki & Richards (2002).

2.1.1. Deformación y esfuerzo

Las ondas sísmicas son la propagación de una deformación producida por la aplicación de un esfuerzo. La **deformación** es el cambio en la forma o tamaño de un cuerpo, en otras palabras, cuando un medio se deforma, la posición de las partículas que lo componen cambia, es decir existe un desplazamiento. El **esfuerzo**, en tanto, es la fuerza aplicada en una unidad de área. Los esfuerzos pueden ser **esfuerzos de compresión o tracción**, cuando las fuerzas son perpendiculares a la superficie donde son aplicadas produciendo un cambio de volumen, o **esfuerzos de torsión, cizalle o corte**, si la fuerza es aplicada paralela a la superficie produciendo un cambio en la forma del objeto, no así en su volumen.

Tanto deformación como esfuerzo se pueden representar en tensores ϵ y σ que se relacionan a través de la **Ley de Hooke Generalizada** (Ecuación 2.1) con la deformación dada por la ecuación 2.2, donde C es el tensor de rigidez que representa las propiedades del suelo y u el desplazamiento.

$$\sigma_{ij} = \sum_{kl} C_{ijkl} \epsilon_{kl} \quad (2.1)$$

$$\epsilon_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \quad (2.2)$$

La ecuación 2.1 se puede simplificar si se hacen suposiciones sobre las propiedades del

suelo, como es considerar un medio homogéneo e isotrópico, con lo que el tensor de rigidez queda simplificado (ecuación 2.3). Un material o medio se dice que es homogéneo si sus propiedades elásticas son iguales en todo punto e isotrópico si estas propiedades elásticas no dependen de la dirección de los esfuerzos. Para este caso bastan dos constantes elásticas para caracterizar el material como se muestra en la ecuación 2.4.

$$C_{ijkl} = \lambda\delta_{ij}\delta_{kl} + \mu(\delta_{ik}\delta_{jl} + \delta_{il}\delta_{jk}) \quad (2.3)$$

$$\sigma_{ij} = \lambda\delta_{ij}\Delta + 2\mu\epsilon_{ij} \quad (2.4)$$

Donde Δ es la dilatación cúbica o cambio en el volumen, calculada como la traza del tensor deformación, con λ y μ los parámetros de Lamé que describen las propiedades físicas de cada material. En general existen un diverso conjunto de parámetros o constantes elásticas para caracterizar un tipo de suelo. Algunas comúnmente usadas son:

- **Módulo de Young (E):** Es la tasa entre el esfuerzo tensional y la deformación extensional resultante.
- **Coefficiente de Poisson (ν):** Expresa la tasa que existe entre la contracción a lo largo de dos ejes con respecto a la extensión en el eje donde la tensión es aplicada.
- **Módulo de Bulk (K):** O módulo de incompresibilidad, mide la oposición al cambio de volumen. Es decir la tasa entre la presión aplicada y el cambio de volumen logrado.
- **Módulo de Rigidez (G):** O módulo de elasticidad transversal, caracteriza el cambio de forma que sufre un material elástico que recibe esfuerzos cortantes.
- **Primer Coeficiente de Lamé (λ):** No posee un sentido físico pero ayuda a definir propiedades elásticas en los materiales en combinación con el segundo coeficiente de Lamé.
- **Segundo Coeficiente de Lamé (μ):** Es el mismo módulo de rigidez G , mide la oposición al esfuerzo cortante. Por lo que es grande en sólidos y prácticamente cero para líquidos como agua o hierro fundido.

La equivalencias de las constantes elásticas (para un medio isótropo lineal) se muestran en la tabla 2.1.

	E , ν	K , G	λ , μ
E ν		$K = \frac{E}{3(1-2\nu)}$ $G = \frac{E}{2(1+\nu)}$	$\lambda = \frac{\nu E}{(1+\nu)(1-2\nu)}$ $\mu = \frac{E}{2(1+\nu)}$
K G	$E = \frac{9KG}{3K+9G}$ $\nu = \frac{3K-2G}{2(3K+G)}$		$\lambda = K - \frac{2G}{3}$ $\mu = G$
λ μ	$E = \frac{\mu(3\lambda+2\mu)}{\lambda+\mu}$ $\nu = \frac{\lambda}{2(\lambda+\mu)}$	$K = \lambda + \frac{2\mu}{3}$ $G = \mu$	

Tabla 2.1 – Equivalencias entre distintos pares de constantes elásticas.

2.1.2. Ondas sísmicas

El estado de deformación se propaga por el suelo como una onda, conocida como onda sísmica. Estas son ondas de tipo elástica, es decir que se producen debido a tensiones y se propagan por medios elásticos, en el caso de interés: el suelo. Las expresiones de las propiedades que caracterizan a una onda se pueden ver en la tabla 2.2. Las ondas más importantes en sismología son de dos tipos, las primeras llamadas **ondas de cuerpo**, que viajan por el interior de la Tierra en caminos curvos debido a la continua refracción que sufren por el cambio de densidad de la corteza y las **ondas superficiales** que se producen por interacción de las ondas de cuerpo con la superficie.

Ondas P

Son ondas de cuerpo longitudinales, es decir, producen movimiento de compresión y tracción en el suelo en la misma dirección en la cual se propagan. Pueden viajar tanto en materiales sólidos como líquidos y su velocidad para un medio isótropico y homogéneo está dada por la ecuación 2.5.

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad (2.5)$$

Donde ρ es la densidad del medio por el cual se propaga la onda.

Ondas S

Son ondas de cuerpo transversales o de cizalle, es decir, producen movimiento perpendicular a la dirección en la cual se propagan. Al ser ondas de corte solo se propagan por medios sólidos y su velocidad para medios isotrópicos y homogéneos esta dada por la ecuación 2.6.

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2.6)$$

Al comparar las expresiones 2.5 y 2.6 se puede apreciar que $V_p > V_s$, de ahí la indentificación con las letras P y S (Primarias y secundarias) debido al orden de llegada durante el registro de eventos sísmicos. Sin embargo las ondas S son mucho más dañinas que las P, debido a que transportan mayor energía, y además son un indicador directo de la rigidez del suelo, $G = \mu = \rho V_s^2$ (tabla 2.1). Mientras más rígido un suelo, es menor la amplificación que sufre la onda sísmica. Es por eso que en grandes terremotos se ven más dañadas las construcciones edificadas en suelos blandos.

Para cierto material las velocidades de onda P y S están relacionadas por el coeficiente de Poisson (tabla 2.1), que puede expresarse en término de V_p y V_s según la ecuación 2.7.

$$\nu = \frac{2V_s^2 - V_p^2}{2(V_s^2 + V_p^2)} \quad (2.7)$$

El coeficiente de Poisson varía entre los valores 0 y 0.5 (fluidos). Se dice que un material es un sólido de Poisson cuando $\lambda = \mu$, es decir la tasa $\frac{V_s}{V_p} = \frac{1}{\sqrt{3}}$ y $\nu = 0,25$.

El desplazamiento que sufre el suelo por el paso de las ondas de cuerpo se muestra en la figura 2.1. Valores típicos de las tasas de propagación de las ondas de cuerpo es muestran en la tabla 2.3

2.1. TEORÍA SÍSMICA

Cuando existe una superficie libre aparecen otras soluciones a la ecuación de onda sísmica, estas reciben el nombre de **ondas superficiales**. Se entiende por **superficie libre** a la superficie que separa dos semiespacios donde uno de ellos es vacío; para la sismología, el espacio superior es la atmósfera y el inferior la tierra sólida. A distancias telesísmicas las ondas superficiales aparecen como las llegadas más fuertes en los sismogramas y poseen valiosa información sobre la estructura superficial de la Tierra. A diferencia de las ondas de cuerpo, viajan más lentamente, su amplitud decae con la profundidad y sus velocidades tienen gran dependencia con la frecuencia (Shearer, 2009). Se destacan dos tipos de ondas superficiales: Love y Rayleigh.

Ondas Love

Denominadas así por el matemático Augustus Edward Hough Love. Son ondas del tipo superficial que se generan en un semiespacio por el acople de ondas SH (la polarización horizontal de la onda S) debido a la continua reflexión por la existencia de una estructura de velocidad que varía con la profundidad. Estas ondas producen movimiento horizontal de corte en la superficie (figura 2.2), es decir están confinadas a planos paralelos a la superficie.

Frecuencia [Hz]	$f = \frac{1}{T}$	Número de onda [m^{-1}]	$\tilde{\nu} = \frac{1}{\Lambda}$
Periodo [s]	$T = \frac{1}{f}$	Longitud de onda [m]	$\Lambda = \frac{c}{f}$
Frecuencia angular [rad/s]	$\omega = 2\pi f$	Número de onda angular [rad/m]	$k = \frac{2\pi}{\Lambda}$
Velocidad de fase [m/s]	$c = \Lambda f$	Lentitud [s/m]	$p = \frac{1}{c}$
Velocidad de grupo [m/s]	$U_g = \frac{\partial \omega}{\partial k}$		

Tabla 2.2 – Propiedades de una onda.

Material	V_p (m/s)	V_s (m/s)	ρ (g/cm ³)
Aire	343	-	$1,1 - 1,2 \cdot 10^{-3}$
Agua	1450-1500	-	1.0
Petroleo	1200-1250	-	0.6-0.9
Hielo	3400-3800	1700-1900	0.9
Cubierta vegetal	300-700	100-300	1.7-2.4
Arcillas (secas)	200-1400	410	1.9
Arcillas (húmedas)	1200-2200	390	
Arenas (secas)	400-1200	100-500	1.5-1.7
Arenas (húmedas)	1500-2000	400-600	1.9-2.1
Esquisto saturado y secciones de arena	1500-2200	500-750	2.1-2.4
Areniscas porosas y saturadas	2000-3500	800-1800	2.1-2.4
Areniscas	1400-4000	2400	2
Carbón	2200-2700	1000-1400	1.3-1.8
Tiza	2300-2600	1100-1300	1.8-3.1
Caliza	3500-6000	2000-3300	2.4-2.7
Sal	4500-5500	2500-3100	2.1-2.3
Granito	4500-6000	2500-3300	2.5-2.7
Basalto	5000-6000	2800-3400	2.7-3.1

Tabla 2.3 – Velocidades sísmicas de algunos materiales y su densidades. Extraído de diversos libros y documentos.

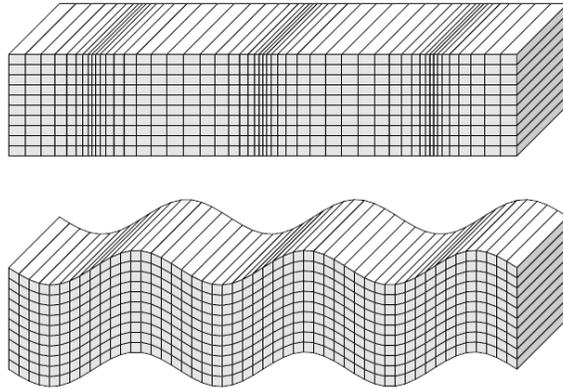


Figura 2.1 – Desplazamientos ocurridos por una onda P plana armónica (arriba) y una onda S (abajo) viajando horizontalmente a lo largo de la página. La propagación de la onda S es cizalle puro sin cambio de volúmen, mientras que la onda P envuelve tanto cambio de volumen como cambio de forma (extraído de Shearer (2009)).

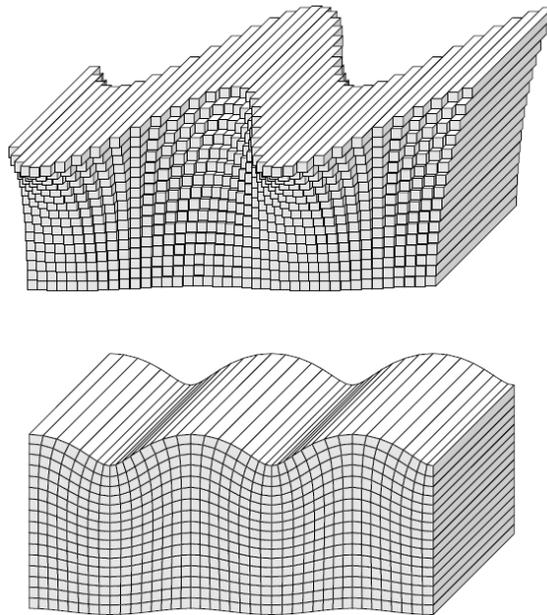


Figura 2.2 – Desplazamientos de las ondas superficiales Love (arriba) y Rayleigh (abajo) para una propagación horizontal. Ondas Loves son totalmente transversales, mientras que las Rayleigh contienen movimiento vertical y radial. En ambos casos, la amplitud de la onda decae fuertemente con la profundidad (extraído de Shearer (2009)).

Ondas Rayleigh

Llevan el nombre de su descubridor John William Strutt (Lord Rayleigh). Son ondas superficiales que aparecen por la interacción entre ondas P y SV (la polarización vertical de la onda S) en un semiespacio. Para describirlas, se define una superficie libre en $z = 0$, con z la coordenada vertical aumentando en profundidad y se consideran ondas P y SV moviéndose en el plano $x - z$. El desplazamiento de una onda \vec{u} , se puede describir en términos de un potencial escalar $\phi(\vec{x}, t)$ y un potencial vectorial $\vec{\psi}(\vec{x}, t)$ a través de la ecuación 2.8. Los potenciales para el caso de las ondas P y SV están dados por las ecuaciones 2.9 y 2.10 respectivamente.

$$\vec{u} = \vec{\nabla}\phi + \nabla \times \vec{\psi} \quad (2.8)$$

$$\phi = Ae^{-i(\omega t - k_x x - k_x r_p z)} \quad (2.9)$$

$$\Psi_y = Be^{-i(\omega t - k_x x - k_x r_s z)} \quad (2.10)$$

Con A y B las amplitudes, ω la velocidad angular, k_x el número de onda horizontal y $r_{p,s} = (c_x^2/v_{p,s}^2 - 1)^{1/2}$. Estos potenciales son soluciones de la ecuaciones de onda sísmica.

$$\nabla^2 \phi = \frac{1}{V_p^2} \frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} \quad \nabla^2 \psi_y = \frac{1}{V_s^2} \frac{\partial^2 \psi_y}{\partial t^2} \quad (2.11)$$

La combinación de los potenciales para describir la energía atrapada cerca de la superficie libre debe cumplir ciertas condiciones. Lo primero es que el desplazamiento decaiga cuando $z \rightarrow \infty$. Esto se cumple cuando el término $-k_x r_{p,s} z$ sea un valor real negativo. Esto es, cuando se cumple que $c_x < V_s < V_p$, es decir, la velocidad a lo largo de la superficie debe ser menor a la velocidad de la onda de corte. La otra condición, es que los esfuerzos (σ_{xz} y σ_{zz}) deben ser nulos en la superficie libre ($z = 0$). Del desarrollo se obtiene la llamada **función de Rayleigh**, ecuación 2.12, que relaciona la velocidad de fase de la onda Rayleigh, P y S.

$$\left(2p^2 - \frac{1}{V_s^2}\right)^2 - 4p^2 \sqrt{p^2 - \frac{1}{V_p^2}} \sqrt{p^2 - \frac{1}{V_s^2}} = 0 \quad (2.12)$$

Donde V_p y V_s son las velocidades de fase de las ondas P y S respectivamente, y $p = 1/c_x$ es el inverso de la velocidad de fase de la onda Rayleigh, llamada lentitud horizontal. Esta ecuación tiene cuatro raíces, una de ellas nula y sólo una que cumple el requisito $0 < c_R < \beta$. Para un sólido de Poisson, $c_x \approx 0,92\beta$.

Debido al origen relacionado a las ondas P y SV, el movimiento particular de la onda Rayleigh está confinado a la componente radial (dirección a la fuente) y vertical, por lo que

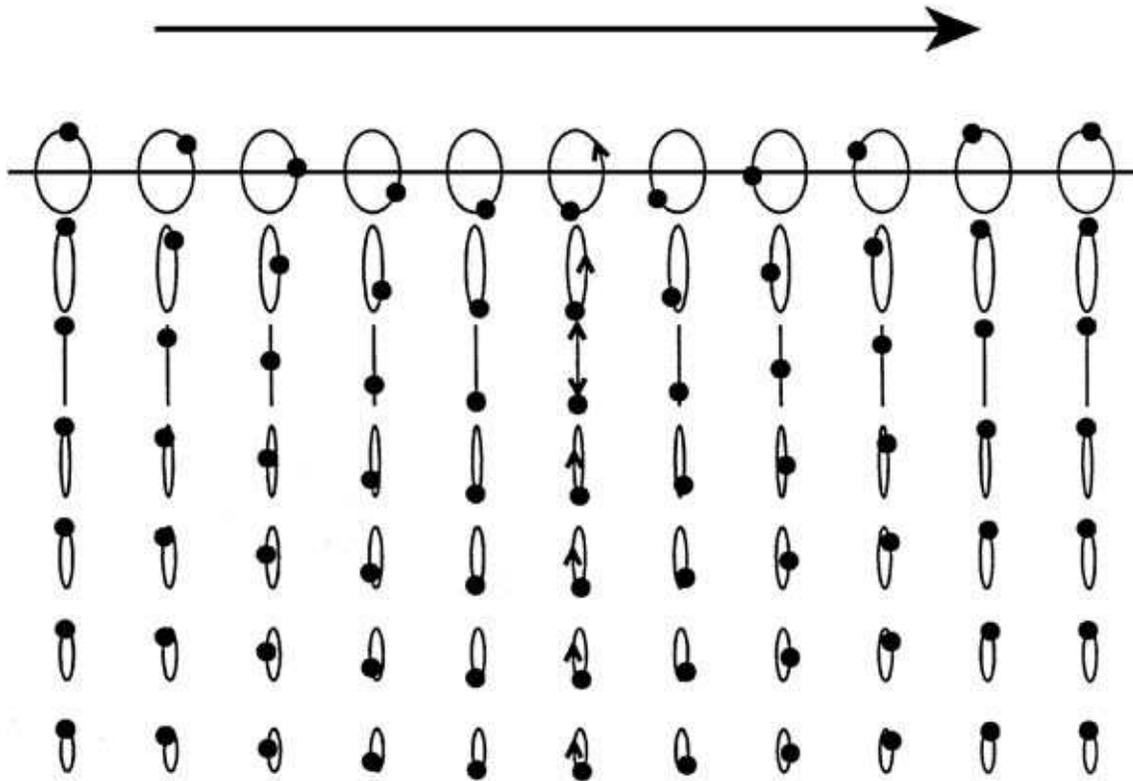


Figura 2.3 – Movimiento particular para el modo fundamental de la onda Rayleigh, en un semiespacio uniforme, propagándose de izquierda a derecha. Una longitud de onda (Λ) es mostrada; los puntos están graficados en un punto fijo de tiempo. El movimiento es contrareloj (retrógrado) en la superficie, cambiando a un movimiento puramente vertical a una profundidad de $\Lambda/5$, y se vuelve en el sentido del reloj (prógrado) a profundidades mayores (extraído de Shearer (2009)).

producen un movimiento elíptico en el suelo. Este movimiento es en sentido retrógrado en la superficie, con la amplitud disminuyendo con la profundidad. A partir de una profundidad de aproximadamente un quinto de la longitud de onda el movimiento se vuelve prógrado. El movimiento particular para el modo fundamental de la onda Rayleigh en un semiespacio homogéneo se puede apreciar en la figura 2.3.

El parámetro que más influye en el desplazamiento de la onda Rayleigh es la longitud de onda en la dirección de propagación $\Lambda_x = \frac{2\pi}{k_x}$, con k_x el número de onda. El desplazamiento decae con la profundidad como $\exp(-k_x z)$, por lo que a la profundidad a la cual la onda Rayleigh tiene un desplazamiento significativo es proporcional a su longitud de onda horizontal (Stein & Wysession, 2003).

2.1.3. Ondas Rayleigh en un medio estratificado: dispersión y modos de vibración

Si el medio es más complicado que un semiespacio homogéneo, esto es que las propiedades del suelo varíen con la profundidad o que el medio consiste de una serie de capas sobre un semiespacio, las ondas Rayleigh también pueden existir pero ahora su velocidad de propagación c_x es función de la frecuencia. Este fenómeno es conocido como dispersión, y es definido como el cambio de velocidad de propagación de una onda en función de su frecuencia (o longitud de onda). En las ondas sísmicas se observa en las ondas superficiales, tanto del tipo Love como Rayleigh, y es la base de una serie de métodos geofísicos para estudiar el suelo, denominados Métodos de Ondas Superficiales. Es importante recalcar que en un semiespacio homogéneo las ondas Love no pueden existir y las Rayleigh si pueden, pero no sufren dispersión. En general, para un medio cuya velocidad de propagación de ondas sísmicas aumenta con la profundidad, las ondas Rayleigh de mayor longitud de onda se propagarán más rápido que las de menor longitud de onda, por sentir la influencia de los materiales más profundos. Al ser la longitud de onda un indicador de la penetración en profundidad de la onda se podrá conocer la estratificación existente en el subsuelo. La figura 2.4 muestra gráficamente la idea de utilizar la dispersión en los estudios de suelo; la onda con longitud de onda mayor Λ_1 se mueve más rápido dado que decae en mayor profundidad. La propagación de una onda superficial en un medio verticalmente heterogéneo es un fenómeno multimodal (figura 2.5), es decir para una frecuencia se encuentran oscilaciones con velocidades $c_0 < c_1 < c_2 \dots$, cada una es llamada un modo de oscilación ($M_0, M_1, M_2 \dots$, respectivamente), siendo el de velocidad de fase menor el llamado modo fundamental, y los otros modos superiores (Aki & Richards, 2002). Cada modo superior aparece sobre una frecuencia, conocida como frecuencia de corte. La aparición de distintos modos en datos tomados en terreno dependen tanto de la geología del lugar, como de la fuente sísmica y su profundidad (Pei, 2007).

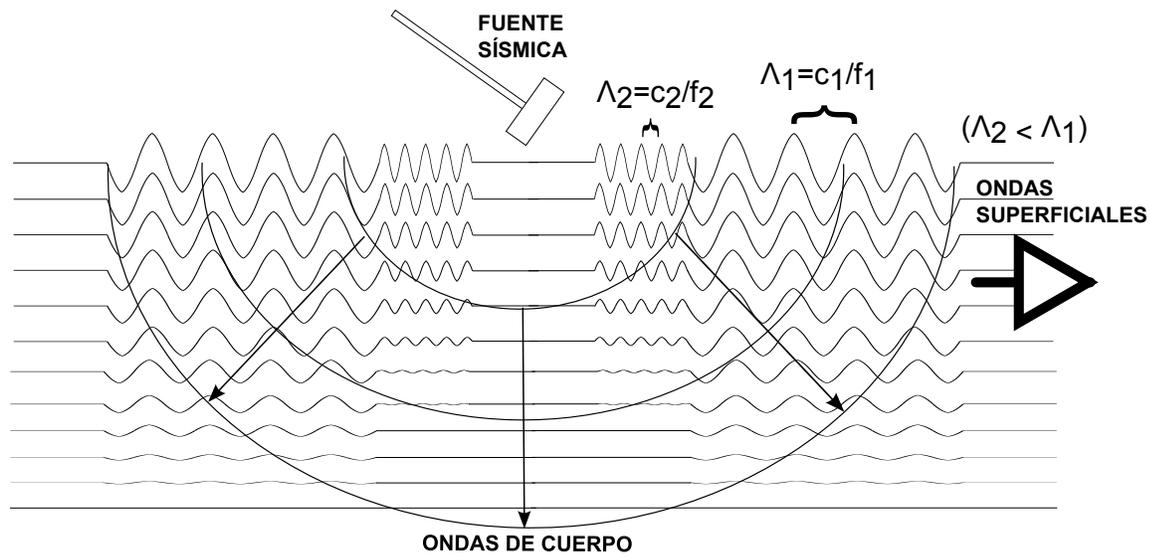


Figura 2.4 – Esquema que muestra como una onda superficial de mayor longitud de onda es influenciada por los materiales más profundos y por lo cual se propaga más rápido.

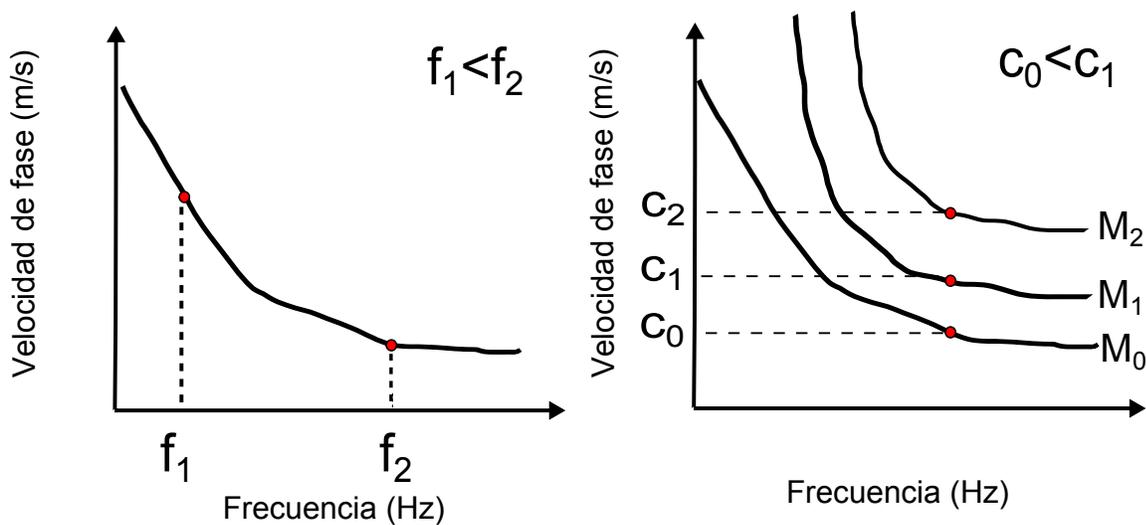


Figura 2.5 – La relación entre la velocidad (o lentitud) de propagación versus la frecuencia (o periodo) es llamada curva de dispersión. Cuando existe más de una velocidad para cada frecuencia, existe dispersión multi-modal. El modo más lento es llamado modo fundamental (M_0), el siguiente más rápido es llamado Primer modo superior (M_1) y así sucesivamente.

2.1.4. Ruido sísmico

El ruido sísmico ambiental es definido como las constantes vibraciones de la superficie de la Tierra a frecuencias sísmicas, aun cuando no hayan terremotos; en otras palabras, consiste en un conjunto de ondas (de cuerpo y superficiales) viajando en varias direcciones (Okada, 2003). El nivel de ruido varía entre diferentes lugares y frecuencias, y en general se pueden dividir las fuentes de ruido entre naturales y culturales.

En la figura 2.6 se muestran niveles de ruido registrados por estaciones ubicadas alrededor del mundo. Se observa un peak a frecuencias entre $0,125 - 0,2 Hz$ que corresponde a los llamados **microsismos**, del tipo natural y cuyo origen ha sido ampliamente discutido a lo largo de la historia, pero que finalmente se ha adjudicado fenómenos ocurridos en alta mar como oleaje, tormentas y depresiones barométricas que producen la llegada de ondas tipo Rayleigh principalmente a la costa.

Entre frecuencias $2 - 7 Hz$ se observa otro peak, este rango es al cual las técnicas como la refracción de microtemblores son sensibles. La gran variación dentro de este rango para distintas estaciones indica la gran dependencia con la naturaleza del suelo. Este ruido corresponde a origen cultural y son conocidos como **microtemblores** o **microtemblores**, y presentan una fuerte variabilidad día/noche y semana/fin de semana. Su origen por lo tanto esta relacionado al tráfico, industria y actividades humanas en general.

Por otro lado el peak a bajas frecuencias corresponde a las mareas terrestres producidas, al igual que en el mar, por el Sol y la Luna principalmente y no se considera como ruido aunque sea medible mientras no existan terremotos. La tabla 2.4 resume la naturaleza y composición del ruido sísmico.

Nombre	Natural (Microsismos)	Cultural (Microtemblores)
Frecuencia	$0,1 - f_{NH}(0,5 - 1 Hz)$	$f_{NH}(0,5 - 1 Hz) - 10 Hz$
Origen	Océano	Tráfico, industria, actividades humanas
Tipo de Onda	Superficiales	Cuerpo y Superficiales
Variabilidad de amplitud	Relacionada con tormentas oceánicas	Día/Noche, Semana/Fin de semana
Rayleigh/Love	Principalmente Rayleigh	Levemente más Love
Modo Fundamental/Superiores	Principalmente modo fundamental	Posibilidad de modos superiores

Tabla 2.4 – Características del ruido sísmico, la frecuencia f_{NH} es la que limita la frontera entre el ruido de origen natural y de origen humano, y puede variar de un lugar a otro. (extraído de Pei (2007)).

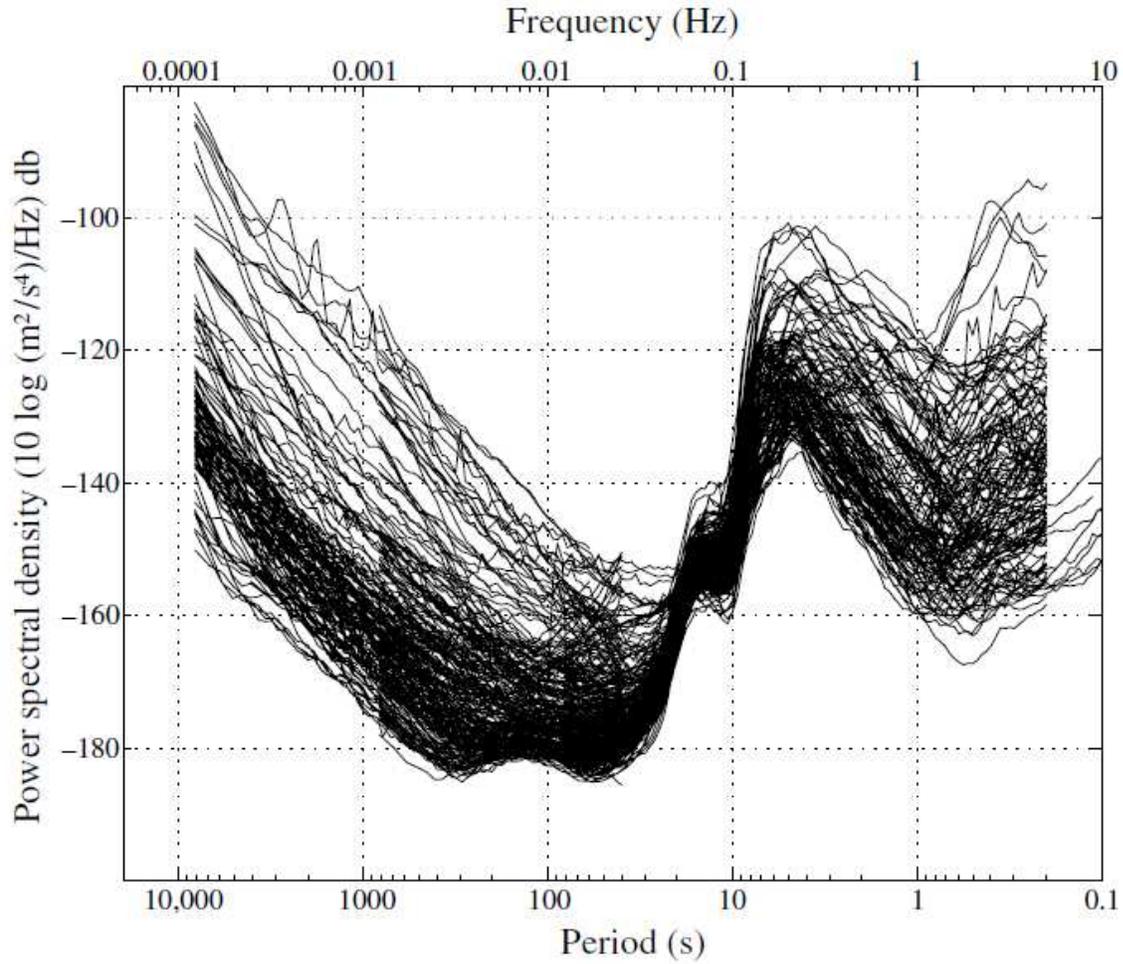


Figura 2.6 – Espectro de aceleración individual sobre 100 estaciones sísmicas globales (componente vertical) procesado como el nivel de ruido promedio durante intervalos entre terremotos (extraído de Shearer (2009)).

2.2. Refracción de microtemores

La refracción de microtemores es una técnica relativamente nueva y fue dada a conocer el 2001 por el académico, de la Universidad de Nevada, John N. Louie como una forma simple y menos costosa de encontrar el perfil de velocidad de onda-S en profundidad (ver Louie (2001)). Este técnica se conoce comúnmente como ReMi debido al software de análisis SeisOpt ReMi desarrollado por Optim, Inc. (ver Optim, Inc. (2006)), empresa asociada también a la Universidad de Nevada.

El ReMi pertenece a las técnicas agrupadas en los llamados métodos de ondas superficiales, debido a que estudia el comportamiento de este tipo de ondas para llegar conocer la variación de la velocidad de corte; y también se clasifica como una técnica de “fuente pasiva” debido a que el procesamiento se aplica a registros de ruido ambiental, es decir no se conoce la posición ni tiempo de origen de las fuentes sísmicas.

La ventaja inicial del método ReMi es el uso de la misma instrumentación utilizada en la sísmica de refracción, lo que la hace una de las técnicas más accesibles y de fácil implementación en terreno. La diferencia con otras técnicas de sísmica pasiva es que utiliza una configuración lineal de los sensores y un análisis espectral distinto.

En la presente sección se revisan los pasos del análisis de los registros de ruido sísmico; la instrumentación necesaria y la adquisición de datos es mostrada en el Capítulo 3.

2.2.1. Análisis espectral de velocidades

El análisis espectral de velocidades del ruido sísmico registrado consta de una transformada slant-stack, una transformada de Fourier y cálculos de espectros de potencia.

La **transformada slant-stack** o $p - \tau$ consiste en la suma sobre una línea recta de un registro sísmico multicanal. Se trata de un operador lineal definido por la ecuación 2.13, donde los parámetros x y t representan coordenadas espaciales y temporales del dominio original y p y τ , los parámetros del nuevo dominio, que corresponden a la pendiente y el intercepto de la recta sobre la que se suma (Thorson & Claerbout, 1985).

$$A(p, \tau) = \int_x A(x, t = \tau + px) dx \quad (2.13)$$

$p = \frac{dt}{dx}$ es la inversa de la velocidad aparente en la dirección x , y se trata de la lentitud horizontal. En tanto τ es el tiempo de intercepto en el extremo inicial del arreglo. En la práctica tanto la distancia como el tiempo toman valores discretos por lo que la transformada se puede expresar como:

$$A(p = p_0 + ldp, \tau = kdt) = \sum_{j=0}^{n_x-1} A(x = jdx, t = \tau + px) \quad (2.14)$$

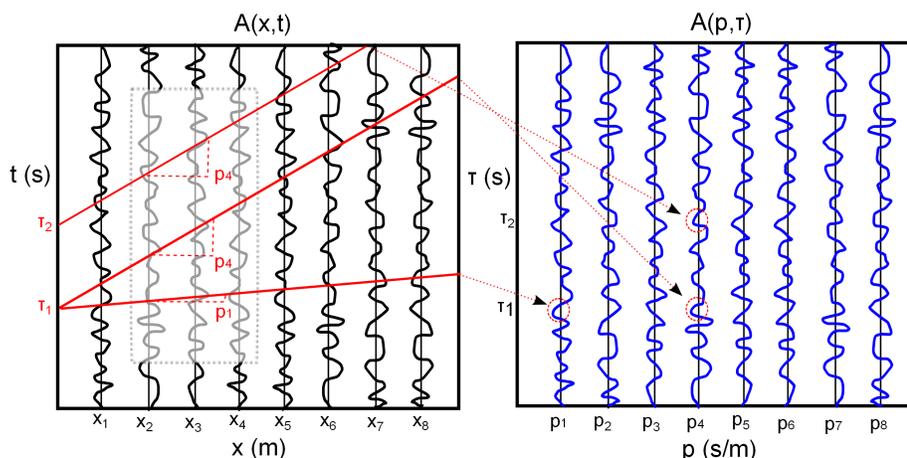


Figura 2.7 – La transformada slant-stack suma las amplitudes encontradas en el camino descrito por una recta de pendiente p e intercepto τ ; el valor encontrado es llevado a una nueva traza sísmica correspondiente a un punto de coordenadas lentitud p y tiempo τ .

La distancia se discretiza en n_x intervalos con espaciamiento dx que corresponde a la separación entre geófonos con valores recomendados entre 8 y 20 m . Así mismo el tiempo es $t = idt$ con $dt = 0,001 - 0,1 s$ correspondiente al intervalo de muestreo. Los valores de lentitud p se discretizan de la forma $p = p_0 + ldp$ con $p_0 = -p_{max}$ y $dp = 0,0001 - 0,0005 s/m$, siendo p_{max} la inversa de la mínima velocidad comúnmente encontrada, generalmente entre 100 – 200 m/s . Así p toma valores desde $-p_{max}$ hasta p_{max} en $2np$ pasos (Louie, 2001). Según Optim, Inc. (2006) $2np = 48$ es un valor estándar y aceptable, pero valores más altos como $2np = 401$ pueden ser usados para encontrar mejor resolución en lentitud como es usado por Beekman (2008). La transformada slant-stack actúa de tal forma que si eventos en el registro sísmico exhiben un movimiento lineal, la transformada debiera ser capaz de agrupar esos eventos aislados en el dominio lentitud-tiempo de intercepto (Thorson & Claerbout, 1985). Una manera de entender gráficamente lo que hace la transformada $p - \tau$ se muestra en la figura 2.7.

Amplitudes en tiempos $t = \tau + px$ cayendo entre puntos conocidos son estimados por interpolación lineal (Louie, 2001). Una vez llevados los registros al espacio $p - \tau$ el siguiente paso es aplicar a cada registro $p - \tau$ una transformada de Fourier compleja en la coordenada τ . Esto fue descrito por McMechan & Yedlin (1981) quienes aplicaron esta técnica para obtener diagramas $p - f$ de sismogramas sintéticos y reales. La transformada de Fourier compleja esta descrita como:

$$F_A(p, f) = \int_{\tau} A(p, \tau) \exp(-i2\pi f\tau) d\tau \quad (2.15)$$

En su forma discreta:

$$F_A(p, f = mdf) = \sum_{k=0}^{n_t-1} A(p, \tau = kdt) \exp(-i2\pi mdfkdt) \quad (2.16)$$

La resolución en frecuencia df depende del largo del registro debido a que $df = 1/(n_t * dt)$, por lo que son necesarios registros más largos de los típicos usados en sismica de refracción. Por ejemplo, un tiempo de muestreo dt de 0,001 s requiere un registro n_t de al menos 4000 muestras, o 4 s, para una resolución en frecuencia $df = 0,25$ Hz (Louie, 2001). En la práctica es más eficiente usar el algoritmo de la Transformada Rápida de Fourier a la hora de implementar la transformada computacionalmente.

El siguiente paso es calcular el **espectro de potencias** $S_A(p, f)$, que consiste en el cuadrado de la magnitud de la transformada de Fourier compleja.

$$S_A(p, f) = F_A^*(p, f) F_A(p, f) \quad (2.17)$$

Donde * se refiere a la compleja jugada.

Para sumar energía correspondiente a dos valores de lentitud que solo difieren de un signo, es decir valores encontrados por sumas en direcciones perpendiculares, se suman los valores de $S_A(p, f)$ en torno a $p = 0$:

$$S_A(|p|, f) = [S_A(p, f)]_{p \geq 0} + [S_A(-p, f)]_{p < 0} \quad (2.18)$$

Esto completa la transformada desde un registro $x - t$ a uno $p - f$. Si se tiene más registros sísmicos del mismo lugar, se suman los registros individuales punto a punto.

$$S_{total}(|p|, f) = \sum_{i=1}^n S_{A_i}(|p|, f) \quad (2.19)$$

El trabajo que describe el método ReMi, Louie (2001), agrega un cálculo de **tasa espectral**, que consiste en el cociente entre el espectro de potencias de un registro o de un total de registros para una lentitud y frecuencia en particular, $S(|p|, f)$, y el promedio de los espectros de potencia a lo largo de todas las lentitudes en la frecuencia elegida.

$$R(|p|, f) = S_A(|p|, f) \frac{n_p}{\sum_{l=0}^{n_p-1} S(|p|, f)} \quad (2.20)$$

Con n_p , la mitad de los pasos originales de lentitud ($2n_p$). Si se grafica $R(|p|, f)$ se obtiene una imagen espectral en función de la lentitud (o velocidad) y la frecuencia que muestra la transformación de todas las ondas sísmicas registrada. Se puede o no considerar el valor $p = 0$ s/m en el análisis, si es así, $2n_p$ es un número impar y $n_p = (2n_p - 1)/2$.

2.2.2. Elección de la curva de dispersión

La imagen resultante, llamada comúnmente imagen espectral o imagen $p - f$, es un gráfico que muestra la tasa espectral asociada a distintos tipos de ondas sísmicas en función de la lentitud y la frecuencia; según Louie (2001) la energía asociada a la onda Rayleigh describe una envolvente de alta tasa espectral con una tendencia descendente que va desde las bajas lentitudes (altas velocidades) y bajas frecuencias hacia las altas lentitudes (bajas velocidades) a altas frecuencias. Ejemplos de imágenes espectrales son mostradas en la figura 2.8. También se observan artefactos con una tendencia ascendente, estos comienzan a ocurrir bajo la longitud de onda de Nyquist $\Lambda_N = 2\Delta x$ (Coccia et al., 2010). Estos artefactos corresponden a aliasing espacial ya que existen ondas con una frecuencia espacial (número de onda) mayor a la frecuencia espacial de muestreo usada ($\frac{1}{\Delta x}$). También habrá zonas de alta energía que corresponden a la transformación $p - f$ de otras ondas registradas que no muestran dispersión. Dado que poseen una tendencia contraria o no son dispersivas, estas anomalías no dificultan el análisis.

La imagen p-f da un indicio de la velocidad promedio en los primeros 30 metros de profundidad con un peak cercano a $4 Hz$ para suelos blandos y a $8 Hz$ para suelos rígidos (Louie, 2001). También según Louie (2001), la elección o picado de la curva de dispersión no se puede realizar donde la tasa espectral sea máxima para cada frecuencia dado que las ondas incidentes no arriban en dirección al arreglo de detectores, sino que se debe hacer en la parte de inferior de la envolvente.

El autor sugiere dos criterios, basado en que la tasa espectral para una frecuencia dada puede aproximarse a una curva gaussiana función de la lentitud:

1. Tratar de elegir puntos en el borde inferior del peak de tasa espectral.
2. Elegir tres puntos por cada frecuencia; el primero en la parte inferior donde la tasa espectral comienza a separarse de los valores correspondientes al ruido incoherente; el segundo, nombrado como “best guess” donde la tasa espectral crezca abruptamente; y el tercero en el máximo de tasa espectral.

Como se menciona anteriormente, un motivo importante de por qué se elige la parte inferior de la envolvente y no el “peak” es que en el análisis del ReMi se asumen que los frentes de ondas planas llegan al arreglo en todas las direcciones. Energía llegando con cierto ángulo al arreglo lineal se dejará ver en la imagen $p - f$ con una velocidad aparente mayor (lentitud menor) a la real. Esta velocidad está dada por la ecuación 2.21, donde V_a es la velocidad aparente, α es el ángulo con respecto al arreglo lineal a cual el incide el frente de onda, p la lentitud aparente y v la velocidad “real” si ese frente llegara en línea con el tendido.

$$V_a = \frac{v}{\cos(\alpha)} = \frac{1}{p} \quad (2.21)$$

$$\alpha = \cos^{-1}(vp) \quad (2.22)$$

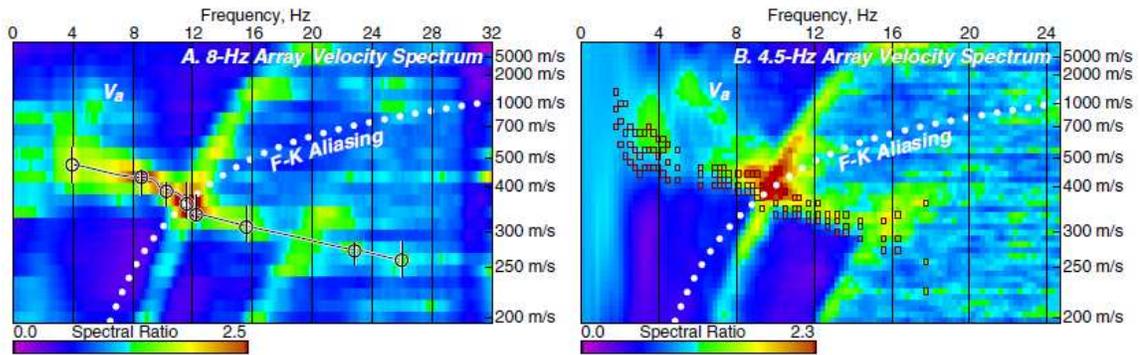


Figura 2.8 – Imágenes $p - f$ Se observa la envolvente descendente que corresponde a la curva de dispersión de la onda Rayleigh (Extraídas de Louie (2001)).

Louie (2001) expresa que 40,9% de la energía que llegara al arreglo será de ondas que poseen entre el 80 – 100 % de la verdadera velocidad, esto es, frentes de ondas llegando entre $0^\circ - 25,8^\circ$. El límite inferior de frecuencia que se puede picar depende de varios factores; frecuencia natural de los geófonos usados, largo del tendido, etc. Comúnmente se se encuentra entre 2 y 4 Hz. Mientras que el límite superior esta limitado por la presencia de artefactos ascendentes que dependen del espaciamiento usado. Según Louie (2001), con esta técnica también se puede identificar modos superiores de la onda Rayleigh, estos tienen la misma tendencia que el modo fundamental pero aparecen sobre cierta frecuencia llamada frecuencia de corte y en lentitudes menores (velocidades mayores).

2.2.3. Modelo de la velocidad de onda S

La inversión de la curva de dispersión de una onda superficial hacia un perfil vertical de la velocidad de onda S no es un problema con una única solución, distintos modelos de velocidad pueden arrojar una curva de dispersión similar, por lo que es importante tener información previa del sitio para guiar la inversión a un buen resultado.

En esta tesis se ocupa el software de libre distribución Dinver, creado por Marc Wathelet, que implementa el algoritmo de vecindad (Neighbourhood Algorithm) (Wathelet (2005) y Wathelet (2008)). Este método también ha sido utilizado con mediciones de ReMi en Coccia et al. (2010) y Panzera & Lombardo (2012).

El algoritmo de vecindad (Neighbourhood Algorithm, Sambridge (1999)) es un método de búsqueda de modelos, que se ajustan aceptablemente a mediciones, dentro de un espacio multidimensional de parámetros. La comparación entre la curva de dispersión calculada y experimental se hace a través del cálculo de un valor de desajuste (misfit), dado por la

ecuación 2.23.

$$misfit = \sqrt{\sum_{i=1}^{n_f} \frac{(x_{obs} - x_{teo})^2}{\sigma_i^2 n_f}} \quad (2.23)$$

Donde x_{exp} es la velocidad observada en la frecuencia f_i , x_{teo} es la velocidad calculada en la frecuencia f_i , σ_i es la incerteza de las muestras de frecuencias consideradas y n_f el número de muestras de frecuencia.

Si se considera un modelo de capas de propiedades homogéneas, la velocidad de fase de la onda Rayleigh es función, además de la frecuencia, de la velocidad de onda S (V_s), velocidad de onda P (V_p), la densidad (ρ) y espesor (z) de todos los estratos. Xia et al. (1999) demostró que para modelos de capas homogéneas el parámetro que más influencia tiene en la forma de la curva de dispersión es V_s (para frecuencias mayores a 5 Hz), lo siguen z , V_p y finalmente ρ . Comúnmente en las inversiones se suele despreciar la influencia tanto de V_p como de ρ . Wathelet (2005) postula que se puede dejar la densidad como un valor constante para cada capa; sin embargo, V_p se puede dejar relacionada a través de el coeficiente de Poisson (ν) a V_s , debido a que si tiene una mayor influencia para materiales como rocas duras.

La implementación del algoritmo de vecindad en el programa Dinver consiste en que el espacio de los parámetros es descompuesto en N_{S0} celdas o divisiones; en cada una de estas divisiones se calcula un modelo aleatoriamente (es decir una curva de dispersión dado valores aleatorios de velocidad de onda P, onda S, densidad y espesores); para cada uno de estos modelos se calcula el valor de desajuste (ecuación 2.23) y se seleccionan los N_r modelos caracterizados por el menor desajuste; en las celdas donde se encuentran estos N_r modelos se generan nuevos N_s modelos (es decir N_s/N_r modelos en cada celda) descomponiendo las celdas en celdas más pequeñas. Esto se repite un número determinado de veces, y de esta forma se irá seleccionando la mejor área del espacio de los parámetros, es decir donde los parámetros generan la curva de dispersión que más se ajusta a la curva de dispersión medida.

En el proceso de inversión se calculan curvas de dispersión teóricas, estas son calculadas por el llamado método de matrices de transferencia, detallado en Wathelet (2005) que a grandes rasgos encuentra las soluciones de la ecuación de movimiento para una onda P-SV en un medio de varias capas homogéneas sobre un semiespacio.

Dinver permite especificar si existen zonas de baja velocidad, acotar los valores posibles de velocidad a cada capa, asumir que existe un coeficiente de Poisson que relaciona V_p y V_s y de esa forma disminuir la aleatoriedad de los modelos generados y no perder cálculos en modelos irreales. Las instrucciones para el uso del software Dinver se detallan en la sección 3.3.4.

La profundidad a la cual se puede llegar depende de varios factores, entre ellos la frecuencia natural de los geófonos usados y el largo del tendido. Louie (2001) dice que la técnica aplicada con los parámetros de adquisición ideales puede lograr explorar hasta una

profundidad de 100 m , más que suficiente para caracterizar un suelo bajo normativas como la chilena. En general, con la curva de dispersión ya seleccionada, se puede tener una idea de la profundidad máxima a obtener teniendo en cuenta la mínima frecuencia y la máxima velocidad observada, dado que la longitud de onda $\Lambda_{max} = v_{max}/f_{min}$ esta relacionada con la profundidad a cual llega la onda Rayleigh. Lo mismo con el espesor del estrato más superficial relacionada con la mínima longitud de onda encontrada, $\Lambda_{min} = v_{min}/f_{max}$. Pullammanappallil et al. (2003) introduce la regla que la profundidad máxima está entre un medio y un tercio del largo del tendido.

2.2.4. Estudios realizados con el método ReMi

Desde que se dio a conocer el método ReMi, ha sido utilizado en varias investigaciones en conjunto con otras técnicas, en general, para medir la calidad del suelo.

Kaiser & Smith (2005), utilizaron ReMi para estudiar y evaluar el peligro de licuefacción de tres sitios. Los resultados estuvieron en concordancia con un estudio CPT (Ensayo de penetración estática). Sugieren realizar otras mediciones junto a ReMi para disminuir la cantidad de modelos que se ajustan a la curva de dispersión obtenida.

Rucker (2006) presenta varias mediciones de ReMi, pero llama la atención una realizada al interior de una vivienda, implementando un arreglo de doce geófonos de alta frecuencia (28 Hz) y un espaciamiento de solo 30 cm . Logrando una imagen espectral hasta casi los 300 Hz , y aunque dada la extensión del arreglo no logró llegar a más de 3 m de profundidad, pudo identificar la inversión de velocidad desde el piso de concreto al suelo debajo.

Rucker (2007) combina mediciones de sísmica de refracción y ReMi. Sugiere que el modelo encontrado por la refracción sirve para reducir la no unicidad del problema de la inversión de la curva de dispersión. Y a la vez, el ReMi, provee información de la existencia o no de una capa escondida de baja velocidad.

Chávez-García et al. (2007) compararon mediciones de SPAC y ReMi en dos lugares donde existían datos de onda S medidos con técnica de sonda de suspensión. Las curvas de dispersión obtenidas por SPAC y ReMi tuvieron concordancia. En tanto los perfiles de velocidad encontrados coincidieron con las mediciones de sondaje solo en uno de los lugares. Apuntan la diferencia a que el sondaje pudo ser representativo de una zona muy particular del terreno.

Pancha et al. (2008), realizan mediciones ReMi. Concluye que los parámetros de adquisición no afectan la resolución de la curva de dispersion entre $2 - 10\text{ Hz}$ pero que se debe seguir teastando en distintos lugares. También, que la velocidad de fase mínima estimada se correlaciona con la energía de ondas viajando paralelas al arreglo lineal. Sugiere la elección de la curva de dispersión en donde la tasa espectral aumenta de forma más pronunciada (en el gráfico de tasa espectral versus lentitud, para una frecuencia dada), en el punto referido en Louie (2001) como “best guess”.

Rosenblad & Li (2009), compararon mediciones de ReMi y MASW encontrando que ambos métodos coincidían bastante bien en las curvas de dispersión sobre 3 Hz , no así bajo

esta frecuencia, fundamentando que se podría deber a la no homogeneidad del campo de ondas registrado por el ReMi. También se comparan mediciones de ReMi con mediciones de sísmica pasiva con un arreglo circular de geófonos, concluyendo que la segunda técnica es más confiable debido a que no hay que hacer asunciones sobre las características del campo de ondas. También refuta la conclusión de Pancha et al. (2008) sobre la elección de la curva de dispersión, diciendo que con ese método dos de sus lugares analizados sufrieron una subestimación de la velocidad real en un 40 %.

Coccia et al. (2010), realizan mediciones de ReMi en laderas que sufren fenómenos de remoción. Comparan mediciones efectuadas con dos tipos de geófonos y con distintos espaciamientos, no encontrando mayores diferencia. También realizan mediciones en direcciones ortogonales, encontrando diferencias en las velocidades encontradas entre un 10-20 % que atribuyen a la distribución anisotrópica de las fuentes de ruido más que una anisotropía de los materiales.

Gamal & Pullammanappallil (2011), obtienen perfiles de onda S mediante ReMi y los comparan con perfiles obtenidos de mediciones de down-hole y crosshole, encontrando muy buena correlación. Concluyen que las limitaciones del ReMi son resultados de los parámetros de adquisición y el contenido en frecuencias del ruido registrado.

Strobbia & Cassiani (2011), desarrollan un algoritmo para verificar que el ruido registrado para la técnica ReMi cumple con la hipótesis de que está isotrópicamente distribuido alrededor del arreglo de geófonos.

Galiana (2012), proponen un método de elección de curva automática basada en técnicas de procesamiento de color y así disminuir la subjetividad de la elección manual. El algoritmo es testado en imágenes espectrales de 18 lugares diferentes contra curvas obtenidas manualmente por geofísicos expertos.

También han surgido estudios que cuestionan más duramente los resultados que brinda el método, debido principalmente a asunciones en su base teórica que no siempre se cumplen.

Zywicki (2007) encontró varias falencias en la formulación del ReMi realizando experimentos sintéticos para testear los resultados del ReMi apuntando a la dirección de incidencia de las ondas sísmicas, al tipo de frente de onda incidente, a la cantidad de modos vibración, a la atenuación de material y largo del tendido. Según el autor, la premisa que las ondas sísmicas están incidiendo desde todas las direcciones es una suposición que no puede ser siempre válida. Además que la velocidad menor de la envolvente, que según Louie (2001) correspondería a la velocidad real de la onda superficial, también puede corresponder a una fuente de campo cercana que genera frentes de ondas cilíndricos que bajo el análisis f-p presentan velocidades bajas. Este tipo de frentes de ondas también son generados por las fuentes que Louie (2001) recomienda activar cuando el ruido es bajo (dejar caer objetos pesados, conducir un automóvil, etc). También dice que elegir puntos para la curva de dispersión en la parte inferior de la envolvente, donde la tasa espectral emerge por sobre el ruido de fondo no es apropiado, debido a que esta frontera depende del instrumento y no de las propiedades del terreno, es decir, distintos instrumentos midiendo las

mismas ondas en el mismo lugar darían fronteras inferiores distintas. Además crítica el no poner atención a la atenuación del material, ya que ondas viajando a lo largo del arreglo se atenuarán más que las ondas que llegán perpendicularmente, y argumenta que aumentar el largo del arreglo de geófonos aumentaría más la incertidumbre agregada por la atenuación del material.

En Beekman (2008) y en Cox & Beekman (2011), realizan perfiles de ReMi donde se comparan perfiles perpendiculares entre sí, niveles de ruido de tipo urbano versus rural y el uso de fuentes activas como conducir un vehículo a lo largo del perfil. Para un perfil dado, cuando se usan fuentes pasivas (ruido natural) versus fuentes activas (automóvil paralelo al arreglo), los resultados indican un nivel alto de variabilidad que puede significar un 85 – 100 % de diferencia para la velocidad de una frecuencia dada. No se encontraron mayores diferencia al comparar perfiles de distinta orientación, por lo que atribuyen los cambios a la naturaleza del campo de ondas. En Beekman (2008) se expresa que el criterio de elegir la curva de dispersión en la parte inferior es lo que recomienda actualmente la empresa SeisOpt, creadora del software ReMi, para encontrar sólo un perfil característico y no un conjunto. El mismo autor cree que es simplemente para facilitar el análisis de los datos mediante el software comercial.

Capítulo 3

Metodología

3.1. Instrumentación

Para exploraciones superficiales de sísmica de refracción se usa como **fente sísmica** un martillo o mazo que se golpea sobre una placa metálica. En general, para una investigación de profundidad $5 - 10\text{ m}$ se utilizan mazos de $4 - 7\text{ kg}$ (ASTM, 2011). Para exploraciones más extensas se usan explosivos, camiones vibradores o disparos. Es importante registrar la posición de la fuente sísmica con respecto al tendido de geófonos, dato importante en cualquier método sísmico activo. Para comenzar el registro inmediatamente al golpear el suelo se utiliza un gatillo (trigger) unido a la fuente sísmica de tal forma que el sismógrafo comience a registrar al momento de activación de ésta. En el caso de la refracción de microtemores no son necesarias las fuentes sísmicas artificiales.

Como **ruido** se considera cualquier señal que no sea de interés. Para la sísmica de refracción, sólo importa la onda proveniente de la fuente sísmica artificial elegida, por lo que cualquier otra señal potente como el ruido urbano podría entorpecer el análisis. En el caso de la refracción de microtemores, el registro de todo ruido es el punto de partida, ya que se considera que este contiene energía asociada a ondas de cuerpo y superficiales, siendo estas últimas extraídas luego del procesamiento de las señales.

Los detectores ocupados en ambos métodos son los **geófonos**. Un geófono consiste a grandes rasgos de una bobina, suspendida por resortes, sometida a un campo magnético producido por un imán; que al moverse producto del desplazamiento del suelo por el paso de una onda sísmica, produce una corriente eléctrica proporcional a la velocidad con que se movió la bobina. Existen geófonos para detectar movimiento en todas las componentes pero los más usados son los de componente vertical. También existen geófonos de diversas frecuencias naturales; para la sísmica se busca registrar ondas de cuerpo por lo que se usan de alta frecuencia ($8 - 14\text{ Hz}$) (ASTM, 2011), para el caso de la refracción de microtemores pueden ser usado tanto los de baja frecuencia ($2 - 4,5\text{ Hz}$) como también de alta para poder captar energía en un rango amplio de frecuencias. El número de geófonos es a elección del

usuario, pero son comunes grupos de 12 o 24 para exploraciones menores. Los detectores van conectados al **cable sísmico** con un espaciamiento constante que depende de la técnica que se empleará. Los geófonos poseen un punta metálica que sirve para ser enterrados en el suelo, sin embargo, esta se puede remover y cambiar por un disco metálico para hacer mediciones sobre pavimentos, rocas o suelos muy duros.

Para el registro se usa un **sismógrafo de exploración** conectado al cable sísmico. Existen sismógrafos de solo un canal, es decir utilizan solo un geófono que debe ser posicionado a distintas distancias en cada medición. En la actualidad, ya son comunes los sismógrafos multicanal que pueden usar 6, 12, 24, 48 o más canales ASTM (2011). Algunos sismógrafos poseen una pantalla para visualizar los sismogramas registrados y manipular los parámetros de adquisición y otros pueden ser conectados a un computador portátil convencional mediante un interfaz ethernet. Comúnmente, mediante un software bastante intuitivo se ingresan los parámetros de adquisición como tipo de técnica, tiempo de muestro, longitud del registro, tipo de filtro a usar, número de canales a usar, ganancia de cada canal, posición de la fuente, entre otros parámetros no tan revelantes pero si importantes para llevar un buen orden en la adquisición como son la numeración de los registros, características del estudio, fecha y hora, etc. El sismógrafo es alimentado por una batería convencional.

El instrumental específico utilizado en esta investigación es de propiedad de la empresa GeoStrata y se detalla en las siguientes figuras.



Figura 3.1 – Sismógrafo de exploración, modelo Geode de la marca Geometrics. Puede registrar de 3 a 24 canales; posee una variedad de filtros (pasa altas, pasa bajas y pasa bandas); ajuste automático de ganancia, intervalos de muestreo de de 0,02, 0,03125, 0,0625, 0,125, 0,25, 0,5, 1, 2, 4, 8 y 16 ms; longitud de registro de hasta 16384 muestras; opción de disparo automático, manual y de monitoreo.

Figura 3.2 – Vista lateral del Geode, se aprecian tres entradas: cable sísmico, cable del gatillo y cable para conectar otro Geode (izquierda a derecha).



3.1. INSTRUMENTACIÓN



Figura 3.3 – La otra vista lateral del Geode, posee un botón para testear el buen funcionamiento del equipo (botón rojo), una entrada para la conexión a la batería (puerto amarillo) y la conexión para agregar un Geode adicional.

Figura 3.4 – Cable sísmico enrollado, con 24 conexiones para geófonos cada 5 m, lo que permite realizar tendidos de hasta 115 m. También se aprecia el conector (amarillo) que va al Geode.



Figura 3.5 – Geófono individual, se cuentan con 24 geófonos verticales de frecuencia de resonancia de 4,5 Hz y 24 de 14 Hz. También se aprecian los conectores (rojo y negro) que van al cable sísmico.

Figura 3.6 – Geófono de 4,5 Hz (rojo) y de 14 Hz (azul) enterrados en el suelo. Se sugiere enterrarlos hasta donde comienza la parte más ancha del cuerpo plástico. También se aprecia como se conecta el geófono a los terminales del cable, en este caso está conectado el geófono azul.





Figura 3.7 – La fuente sísmica elegida fue un martillo tipo mazo que se golpea contra una placa metálica.

Figura 3.8 – Cable gatillo (trigger) que se conecta por un lado al Geode y por el otro se adhire con cinta adhesiva al martillo.



Figura 3.9 – Batería de 12 *v* usada para alimentar al sismógrafo.

Figura 3.10 – Se conecta el cable (amarillo) desde el Geode a la interfaz ethernet (dispositivo gris) que va conectada al computador portátil que contiene el software para la adquisición de datos.



3.2. Adquisición de datos

3.2.1. Configuración para Sísmica de Refracción

En sísmica de refracción superficial se utiliza un arreglo o tendido lineal de geófonos enterrados en el suelo. El largo del arreglo depende del número de geófonos a usar, comúnmente entre 12 y 24, y el espaciamiento común es entre 1 y 5 *m*. Para esta técnica se usan geófonos de alta frecuencia, por ejemplo 14 *Hz*, útiles para registrar el paso de ondas de cuerpo.

Los registros sísmicos son de corta duración, no más de 0,128 – 0,256 *s*, y el intervalo de muestreo típico usado es de 0,25 *ms*. De acuerdo al tipo de ruido de la zona de estudio se puede elegir un filtro adecuado.

Una buena caracterización del subsuelo estudiado requiere la ejecución de mediciones con la fuente sísmica ubicada en distintas posiciones a lo largo del tendido. Se suelen usar nombres para diferenciar los registros de acuerdo a la posición de la fuente con respecto al geófono que se ha dejado en la posición $x = 0\text{ m}$. “**Shot directo**” a cualquier medición donde la fuente esté ubicada antes del inicio del arreglo, “**shot intermedio**” cuando la fuente esta entre dos geófonos y “**shot reverso**” cuando se encuentra más allá del último geófono instalado. Un shot directo cercano al primer geófono será de ayuda para determinar las propiedades de la capa más superficial; otros más alejados servirán para efectuar la técnica denominada “phantoming”, capítulo A, para estudios de capas más profundas; y en conjunto con intermedios y reversos para obtener la geometría en dos dimensiones de las capas que componen el subsuelo.

Es recomendable llevar un registro escrito detallado de cada muestra que se toma, con el detalle de la posición de la fuente, la configuración del arreglo, parámetros de adquisición, y otras observaciones, por ejemplo si hubo alguna fuente de ruido externa que pudo interferir en la medición.

Debido a la presencia de ruido se suele utilizar la técnica de “stacking”, es decir, apilar registros tomados en un mismo lugar, con la fuente sísmica en la misma posición, para superponer las ondas sísmicas de interés y anular el ruido incoherente. Los sismógrafos actuales permiten realizar esta tarea en el momento de la adquisición.

3.2.2. Configuración para Refracción de Microtremores

Al igual que en la sísmica de refracción se utiliza un arreglo lineal de geófonos. Según las especificaciones del método detalladas en Louie (2001) un número mayor de 12 geófonos son necesarios, con 24 siendo el número ideal. El espaciamiento sugerido está entre 8 y 10 *m*, sin embargo estudios se han ejecutado con menos espaciamiento (5 *m* en Coccia et al. (2010) por ejemplo). El largo del arreglo depende del espaciamiento máximo que tenga el cable, en general el número de geófonos, espaciamiento y el largo son parámetros que dependen de los estándares que se manejan en la instrumentación geofísica. El largo del tendido brinda una idea de la profundidad a cual se podrá prospectar, en general se debe tener en cuenta

la expresión 3.1 (Pullammanappallil et al., 2003).

$$\frac{L}{2} < D < \frac{L}{3} \quad (3.1)$$

Donde L es el largo del arreglo, y D la profundidad máxima estimada. Con respecto a la frecuencia se sugieren geófonos con frecuencia natural $< 8 Hz$, con valor ideal de $4,5 Hz$, pero también se han utilizado de $12 Hz$. Como la curva de dispersión puede ser encontrada en un rango de frecuencia amplio 2 a $45 Hz$ aproximadamente, es recomendable también hacer mediciones con geófonos de alta frecuencia, comúnmente usados en sismica de refracción.

El registro se debe hacer con todo los filtros desactivados. Cada registro debe durar entre 4 y 60 s, y se debe usar un muestreo entre 2 a 10 ms, por ejemplo, 32 s a 2 ms o 160 s a 10 ms. Se recomienda hacer de 3 a 10 registros por sitios, estos se pueden analizar por separado o sumarlos en una parte del análisis (Ecuación 2.19).

Louie (2001) dice que el método ReMi puede llegar hasta 100 m de profundidad, valor más que suficiente para calificar un suelo. Este valor de profundidad es encontrado con la configuración del arreglo en sus condiciones ideales (24 geófonos con espaciamiento en 8 – 10 m y geófonos de 4,5 Hz) pero también influirá la energía de las fuentes de ruido. También se plantea que el método tiene una precisión del 15 %, esta precisión no se vería afectada si el arreglo se desvía un 5 % lateralmente o verticalmente.

3.2.3. Mediciones en Universidad de Concepción

Los días 11 y 12 de Enero de 2013, se realizaron mediciones de sismica de refracción y de ruido ambiental para ReMi en el campus central de la Universidad de Concepción, específicamente en la zona de pastos frente a la facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. El objetivo principal de estas mediciones fue aprender a usar tanto el equipo como el software de adquisición y efectuar mediciones para probar las rutinas implementadas para el análisis. El primer día se realizó un perfil en dirección SE-NO (figura 3.11), usando 24 geófonos espaciados 2 m totalizando un largo de 46 m. Para la sismica de refracción se usaron geófonos de 14 Hz y se tomaron 16 registros con la variación más importante en la posición de la fuente sísmica. Para el ReMi se usaron geófonos tanto de 14 Hz como de 4,5 Hz, y se tomaron 26 registros en total, variando tanto la duración del registro como el tiempo de muestreo y la ocupación de fuentes sísmicas adicionales como correr o martillar el suelo aleatoriamente. El detalle de cada registro para ambas técnicas se puede observar en la tabla B.1 del apéndice. El segundo día se realizó un perfil en dirección NE-SO (figura 3.11), aproximadamente perpendicular al del día anterior, usando 24 geófonos espaciados 2 m totalizando un largo de 46 m. Para la sismica de refracción se usaron geófonos de 14 Hz y se tomaron 26 registros con sólo la variación en la posición de la fuente sísmica. Para el ReMi se usaron esta vez sólo geófonos de 4,5 Hz, y se tomaron 12 registros en total, variando tanto la duración del registro como el tiempo de muestreo. El detalle de cada registro para ambas técnicas se puede observar en la tabla B.2 del apéndice.

3.2.4. Mediciones en parque Los Canelos, San Pedro de la Paz

El día 11 de Junio de 2013 se llevo a cabo un perfil sísmico en un parque del sector Los Canelos de San Pedro de la Paz (figura 3.12). Se realizaron registros para ambos métodos B.3. El lugar fue elegido tanto para probar el equipo antes de usarlo en Villa Las Araucarias como para tener registros en un lugar que resistió de buena forma al terremoto. Lamentablemente sólo se lograron realizar perfiles de ReMi con geófonos de 14 Hz debido a un percance con el computador. El tendido constó con 23 geófonos espaciados 4 m , logrando una distancia de 88 m .

3.2.5. Mediciones en Villa las Araucarias, Arauco

El día 12 de Junio de 2013 se realizaron dos perfiles en Villa las Araucarias (figura 3.13). No se pudieron realizar perfiles de largos ideales debido a las limitantes que impone el cemento. El primero (VILLA1) se ubicó en el costado de la calle Fresia, se utilizaron 17 geófonos separados una longitud de 4 m , abarcando un largo de 64 m . El segundo perfil se desplegó en el pasaje 5, usando 17 geófonos. Para los primeros diez geófonos se utilizó un espaciamiento de 4 m , luego se tuvo que variar el espaciamiento debido a la presencia de pavimento y la ausencia de lugares donde enterrar los geófonos. La geometría en particular de este perfil como de los otros se detalla en la figura 3.2.5. Se realizaron tanto ensayos de refracción como registros de ruido, el detalle se muestra en las tablas B.4 y B.5.



Figura 3.11 – Mediciones en el campus central de la Universidad de Concepción, los perfiles están marcados con las líneas roja y amarilla.



Figura 3.12 – Ubicación de las mediciones en parque Los Canelos, San Pedro de la Paz, el perfil está marcado con la línea amarilla.



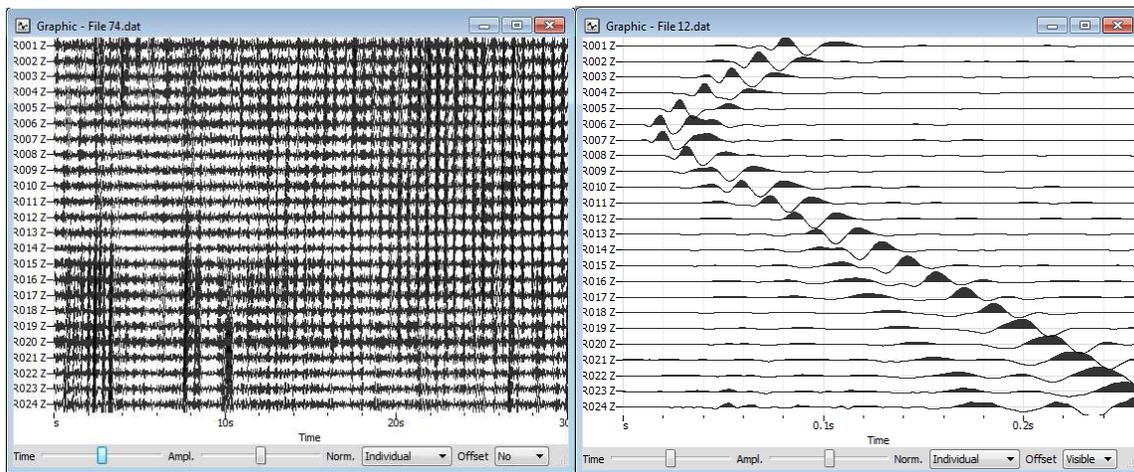
Figura 3.15 – Actividades en terreno en Villa las Araucarias. La imagen superior izquierda corresponde al perfil VILLA1 y la siguiente al perfil VILLA2 (Fotografías cortesía de Maria José Vera).

3.3. Procesamiento de datos de ReMi

Las empresas y consultoras ocupan principalmente el software pagado SeisOpt para el procesamiento de datos ReMi. Este software fue creado por la empresa Optim Inc, fundada por Bill Honjas y Dr. Satish Pullamannappallil, personas asociadas a John Louie, creador del método ReMi, a través de la Universidad de Nevada. En esta tesis no se tuvo acceso a este software, sólo al manual (ver Optim, Inc. (2006)). Sin embargo, se pudo testear las rutinas creadas en este trabajo con los códigos en Matlab que Andrew Beekman facilitó (**inv.taup.m** y **UofA_ReMi.m**). La diferencia sustancial entre las rutinas de Beekman (2008) y el implementando en esta tesis es la forma en que se calcula la transformada slant-stack. A continuación se detalla explícitamente el procesamiento de un archivo de datos de ruido para la técnica de refracción de microtremores, el funcionamiento de las rutinas creadas para esta tesis **xt2pf.m** y **pickpf.m** (apéndice C), y la utilización del software libre Geopsy para la parte previa y final del método.

3.3.1. Conversión de formato

Los archivos de datos entregados por el sismógrafo Geode se encuentran en formato SEG-2 (extensión .dat), formato propio de los instrumentos de la marca Geometrics. Para su lectura y visualización se utiliza el software libre Geopsy. Para importar un archivo se selecciona en el menú “File>Import signals>File” y se elige el archivo deseado. Lo anterior despliega una ventana que muestra la señal (figura 3.16) y una ventana con una tabla con los datos de adquisición.



(a) Registro de ruido para ReMi.

(b) Registro de ensayo de refracción.

Figura 3.16 – Geopsy: Visualización de señales.

Para el procesamiento de los datos ReMi con la rutina **xt2pf.m** es necesario transformar

los archivos de ruido sísmico de formato SEG-2 a formato ASCII, esto es, para tener un archivo de texto que contenga las señales de cada geófono como una serie de tiempo. Para esto, en Geopsy, se importa la señal en formato SEG-2 mediante “File Export...” y se selecciona la opción “Ascii multicolumns (no header)” para guardarlo con extensión “.txt”. Este archivo más la posición de los geófonos y tiempo de muestreo son los parámetros de entrada para la rutina `xt2pf.m` (apéndice C.1).

3.3.2. Procesamiento de imágenes $p - f$, `xt2pf.m`

La primera rutina, `xt2pf.m`, transforma los registros sísmicos en imágenes espectrales. Las variables de entrada son:

- **file**: Variable tipo string con el nombre del archivo Ascii. (Ej: `file="udec75"`)
- **dir**: Variable tipo string con la ruta del archivo Ascii. (Ej: `dir="C://Mis documentos/DATAudec/"`)
- **X**: Vector que contiene la ubicación de los geófonos en metros. (Ej: `X = 5*[0 : 1 : 23];`)
- **dt**: Valor del tiempo de muestreo en segundos. (Ej: `dt = 2e - 3;`)

El archivo de datos queda almacenado en la matriz **A** de tamaño $nt \times nx$. **nt** es el número de muestras, y **nx** el número de geófonos. Es de importancia que el número de elementos del vector **X** sea igual al número de columnas de la matriz **A**. El usuario puede también modificar la velocidad mínima **vmin** y el número de pasos en lentitud **np**, o bien dejar los valores por defecto. Se podría haber dejado el espaciamiento **dx** como valor de entrada y haber obtenido el número de geófonos de la matriz *A*, pero se optó por la otra opción ya que permite el ingreso de un espaciamiento irregular de los geófonos, que puede darse cuando en terreno no se tiene la instrumentación para trabajar sobre pavimento o existen otras limitantes para un espaciamiento constante. Tres vectores son creados a continuación:

- **T**: Vector columna de **nt** elementos que contiene todos los tiempos de muestreo en segundos.
- **P**: Vector fila de **np** elementos que contiene todas las lentitudes en segundos/metros usadas en la transformación slant-stack. Desde $-1/vmin$ hasta $1/vmin$ en pasos *dp*. El valor *dp* puede ser modificado a gusto del usuario.
- **F**: Vector columna de las frecuencias en Hz. Tiene un tamaño **nf**= $nt/2$. Y sus elementos van de 0 hasta $df(nt - 1)/2$ en pasos de valor **df**= $1/(dt \cdot nt)$.

Pre-procesamiento

El primer paso es un pre-procesamiento de los datos sugerido en Optim, Inc. (2006) y en Beekman (2008). Consiste en aplicar una normalización al registro sísmico, esto es dividir cada elemento de \mathbf{A} por el máximo absoluto de la columna correspondiente, y una centralización, que corresponde a restarle a cada elemento de \mathbf{A} el valor de la media aritmética de la columna correspondiente. En este punto el registro de ruido luce como se muestra en la figura 3.17a.

Transformada slant-stack

La transformada slant-stack (ecuación 2.14) de un registro sísmico \mathbf{A} se implementa de la siguiente manera:

1. Se toma el primer valor \mathbf{p} del vector de lentitudes \mathbf{P} y se calculan los tiempos $\mathbf{t} = \mathbf{p} \cdot \mathbf{X} + \mathbf{T}$, es decir para todos los valores de posición y tiempo de intercepto. Se usa la función nativa de Matlab **repmat** para formar matrices que se puedan sumar.

$$t = \begin{bmatrix} x_1 & x_2 & \dots & x_{nx} \\ x_1 & x_2 & \dots & x_{nx} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ x_1 & x_2 & \dots & x_{nx} \end{bmatrix} \cdot p + \begin{bmatrix} t_1 & t_1 & \dots & t_1 \\ t_2 & t_2 & \dots & t_2 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ t_{nt} & t_{nt} & \dots & t_{nt} \end{bmatrix} \quad (3.2)$$

Esto arroja una matriz \mathbf{t} de tamaño $nt \times nx$, donde cada fila contiene los tiempos calculados necesarios para la suma a lo largo de una recta de pendiente \mathbf{p} y tiempo de intercepto \mathbf{T} .

2. El siguiente paso consiste en discriminar si los tiempos calculados coinciden con los tiempos de muestreo del registro original. Si el tiempo calculado existe se extrae el valor de amplitud correspondiente de la matriz \mathbf{A} ; si el tiempo calculado es menor o mayor a los límites del vector \mathbf{T} se le asigna una amplitud nula; y si el tiempo calculado se encuentra entre dos tiempos de muestreo consecutivos, se interpolan linealmente.

La implementación de una función **if** no es eficaz, por lo que se usó la función nativa de Matlab **interp1**, para interpolar linealmente todos los tiempos calculados, dado que la matriz \mathbf{A} contiene valores de amplitud definidos en los tiempos \mathbf{T} . La segunda condición se asegura usando la función nativa **isnan** que cambia los valores NaN por 0 donde la interpolación no pudo ser efectuada.

3. Finalmente se suman las amplitudes encontradas en los tiempos calculados en la dirección de las posiciones.

4. Se vuelve al paso 1. y se elige el siguiente valor de lentitud.

El resultado final es la matriz \mathbf{B} , que contiene las amplitudes en el espacio de $p - \tau$. Cada fila corresponde a un tiempo de intercepto y cada columna a una lentitud. Por lo que \mathbf{B} es de tamaño $nt \times np$. Un gráfico del registro transformado se muestra en la figura 3.17b.

Beekman (2008) utilizó, para calcular la transformada slant-stack, la rutina `inv_taup.m`, programada por M.D. Sacchi, quien implementó la transformada Radon, que en un caso particular coincide con la transformada slant-stack.

Transformada de Fourier y espectros de potencias

El siguiente paso es aplicar la transformada de Fourier compleja a la matriz \mathbf{B} . Se utiliza la función nativa de matlab `fft`, que consiste en el algoritmo de la Transformada Rápida de Fourier, que es muy eficiente computacionalmente. Luego se calcula el espectro de potencias \mathbf{S} de acuerdo a la ecuación 2.17. \mathbf{S} es una matriz de tamaño $nf \times np$.

Para sumar el espectro de potencias de un valor de lentitud negativo con el correspondiente al valor de lentitud positivo (ecuación 2.18), se utilizó la función nativa `fliplr` que gira horizontalmente una matriz. De esta forma se toma la mitad izquierda de la matriz \mathbf{S} que corresponde a los valores de lentitud negativos, se gira horizontalmente y se suma a la mitad derecha que corresponde a los valores positivos. El resultado es la matriz \mathbf{SA} para valores absolutos de lentitud, se trata de una matriz de tamaño $nf \times npa$, donde $npa = np/2 + 1$.

Finalmente se calcula la tasa espectral usando directamente la ecuación 2.20. El resultado final es una matriz \mathbf{R} de tamaño $nf \times npa$ (figura 3.17c). Sin embargo la función arroja como resultado la matriz SA , potencial espectral absoluta, si se requieren sumar mediciones efectuadas en un mismo sitio como dice la ecuacion 2.19.

Gráfico

La rutina `xt2pf` (apéndice C.1) arroja el gráfico de la matriz \mathbf{R} , los valores $pmax$ y $fmax$ delimitan la zona de interés donde se extrae la curva de dispersión. Este gráfico contiene una curva de longitud de onda marcada que corresponde a la longitud de onda de Nyquist ($1/(2 * dx)$). Un ejemplo es mostrado en la figura 3.17d.

3.3. PROCESAMIENTO DE DATOS DE REMI

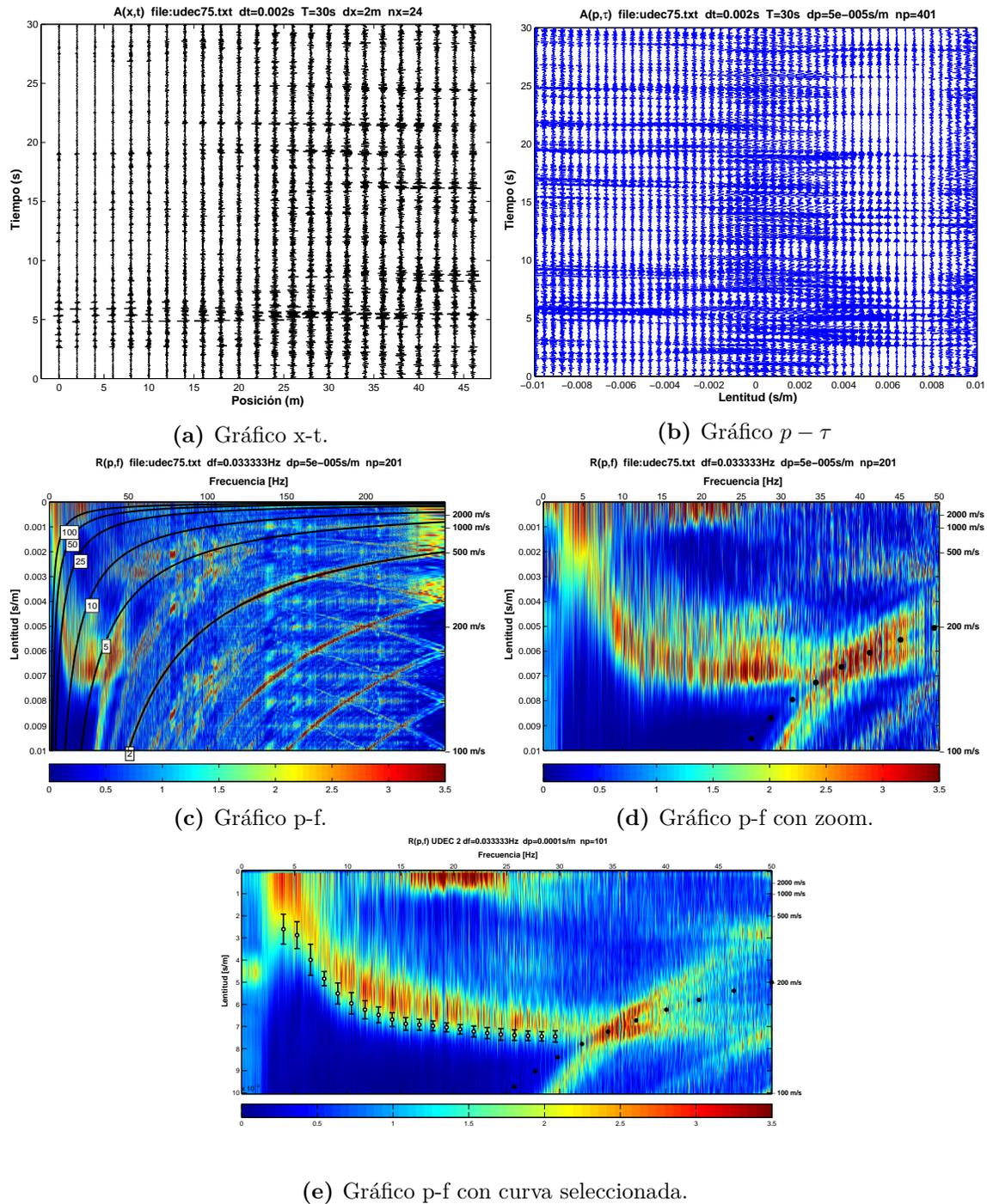


Figura 3.17 – Gráficos que muestran los pasos ejecutados por la rutina xt2pf.m y pickpf.m.

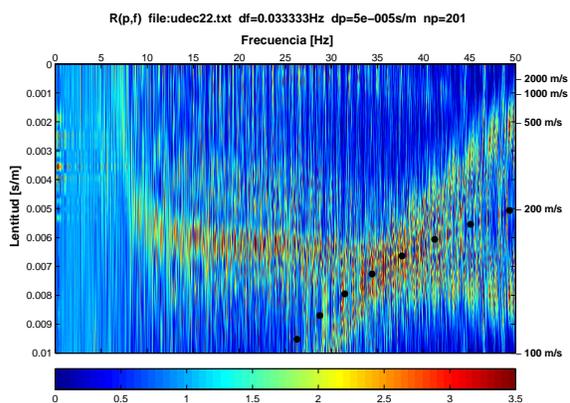
En la figura 3.18 se observa la comparación entre las imágenes espectrales obtenidas con la rutina `xt2pf.m` y las rutinas de Beekman (2008), para tres registros obtenidos en la Universidad de Concepción. En los tres registros de 30 s a un muestreo de 2 ms se usaron 24 geófonos espaciados en 2 m. El primer registro (`udec22`) y el segundo (`udec33`) son perfiles dirección SE-NO con la diferencia que en `udec22` se usaron geófonos de 14 Hz y en `udec33` de 4 Hz de frecuencia natural; en `udec79` se usaron parámetros idénticos a `udec33` pero la dirección del tendido fue en dirección NE-SO. En la figura 3.19, se calculan las diferencias entre cada par de imágenes como la resta entre la tasa espectral obtenida en la rutina de Beekman (2008) menos tasa espectral obtenida con la rutina `xt2pf.m`. En general no hay diferencias importantes, sólo se pueden apreciar leves valores, pero que se ubican lejos de la zona de interés de la curva de dispersión, en las altas frecuencias. Esto valida la rutina implementada en la presente tesis para la obtención de imágenes espectrales.

3.3.3. Elección de curva de dispersión, `pick.m`

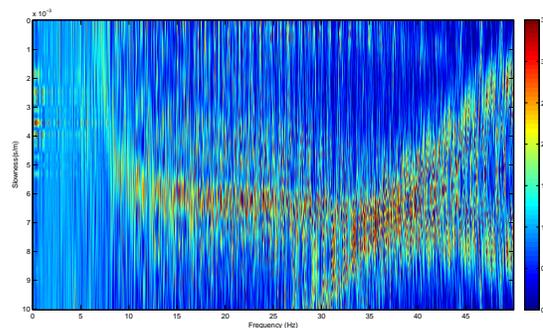
El “picado” de la curva de dispersión se realiza con la rutina en matlab `pickpf.m` (apéndice C.2). El parámetro de entrada es la ubicación de la imagen “.fig” procesada anteriormente. Al cargarla se despliega una pantalla y un cursor que permite seleccionar los puntos.

En vez de elegir puntos arbitrarios de la gráfica, se optó por usar la función *improfile* que permite dibujar una curva sobre la nube de datos. Una vez de hecha la curva, se presiona “Enter” y ésta queda guardada como un vector de coordenadas de n datos. Se decidió hacer tres curvas para cada imagen. Luego se promedian y se crean barras de error que muestran la desviación estándar. La figura 3.17e muestra una curva elegida con la presente rutina. Finalmente un archivo de texto de extensión “.disp” con los puntos elegidos se guarda en el directorio `dispcurves`.

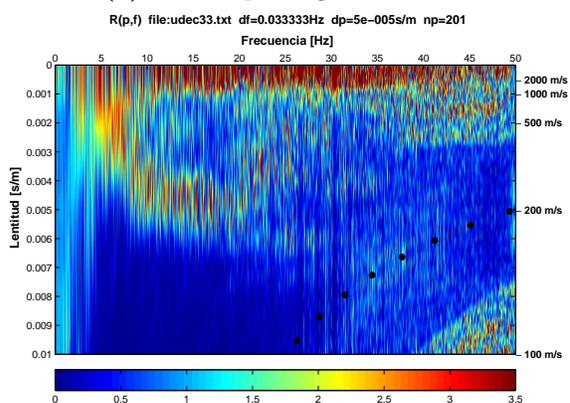
3.3. PROCESAMIENTO DE DATOS DE REMI



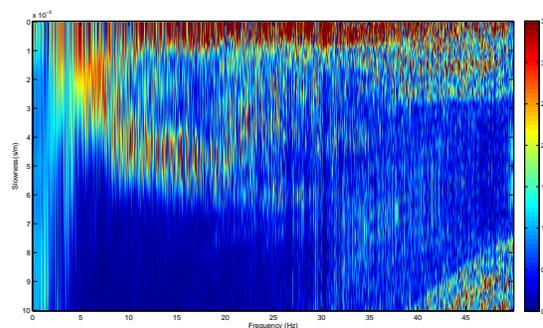
(a) Gráfico p-f, registro udec22.



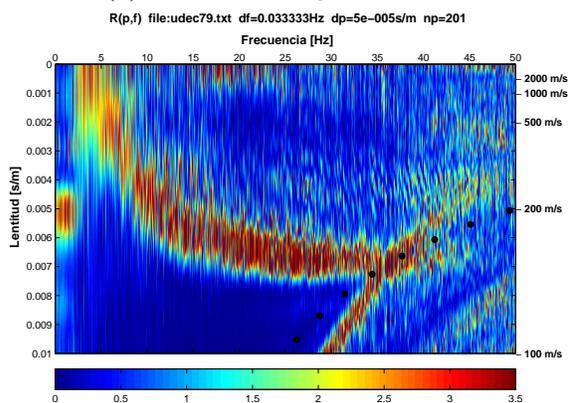
(b) Gráfico p-f, registro udec22.



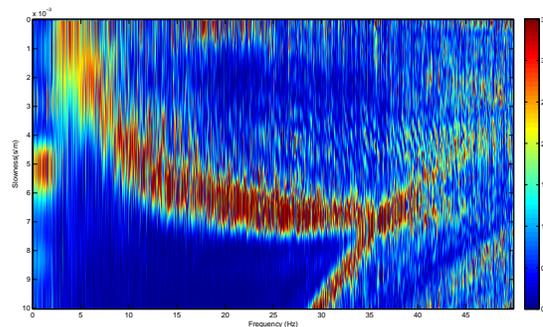
(c) Gráfico p-f, registro udec33.



(d) Gráfico p-f, registro udec33.

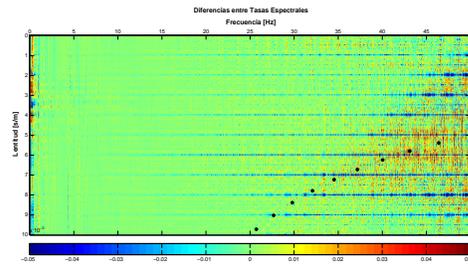


(e) Gráfico p-f, registro udec79.

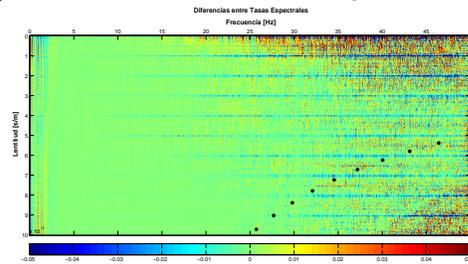


(f) Gráfico p-f, registro udec79.

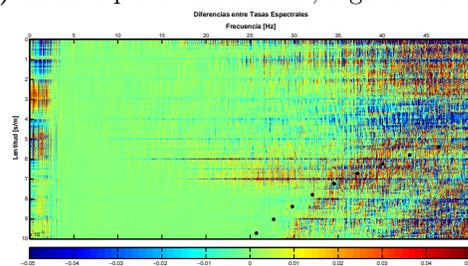
Figura 3.18 – Comparación entre imágenes espectrales obtenidas por la rutina de Beekman (2008) (derecha) y la rutina implementada en la presente tesis, xt2pf.m, (izquierda), para tres mediciones diferentes.



(a) Gráfico p-f de diferencias, registro udec22.



(b) Gráfico p-f de diferencias, registro udec33.



(c) Gráfico p-f de diferencias, registro udec79.

Figura 3.19 – Diferencias entre imágenes espectrales obtenidas por la rutina de Beekman (2008) y la rutina implementada en la presente tesis, xt2pf.m., para tres mediciones diferentes.

3.3.4. Inversión de la curva de dispersión

Para la inversión de la curva de dispersión se utiliza el software libre Dinver, perteneciente al conjunto de programas de Geopsy. En la sección 2.2.3 se explicó su base teórica, aquí se revisa el uso directo del programa para la inversión de una curva de dispersión de una onda Rayleigh.

Importación de curva y ajuste:

Se ingresa a Dinver y se selecciona la opción **Surface Wave Inversion**. Dinver se compone de distintos paneles que pueden ser activados o desactivados en la opción “Tools” del menú superior. En el panel **Targets** se selecciona la opción **Dispersion**, los valores “Misfits weight” y “Min. misfits” se dejan en su valor por defecto, y se presiona el botón “Set”. Esto activará el panel **Dispersion target**. En este panel se procede a cargar el archivo “.disp” que contiene la curva de dispersión previamente guardada con el botón “Load”. Se graficarán los puntos cargados y Dinver ajustará una curva. Dinver no tiene un formato estándar para el archivo que contiene la curva de dispersión, lo importante es que sean datos posicionados en columnas; éstos pueden ser frecuencia-velocidad, frecuencia-lentitud, periodo-velocidad o periodo-lentitud, y pueden o no tener una desviación estándar en una columna adicional. En esta investigación se trabajó con las curvas arrojadas por la rutina pickpf.m que guarda pares de datos frecuencia-lentitud en dos columnas y la desviación estándar de la lentitud. Con Dinver se pueden cargar curvas del mismo lugar pero de registros distintos, y tomar un promedio de las curvas. También permite cargar curvas de dispersión correspondientes a modos superiores, estas no fueron consideradas en la presente tesis.

Una vez cargados los datos experimentales, se procede a cortar y remuestrear la curva. Con cortar se refiere a dejar la curva entre límites aconsejables, si se usaron geófonos de baja frecuencia se tendrán buenos valores en las bajas frecuencias, en general sobre la frecuencia natural de los geófonos; la documentación encontrada en Geopsy (2011) sugiere cortar la curva entre 2 y 20 Hz, y esto se realiza en la opción “Actions>Cut”. Con remuestrear se refiere a obtener una distribución uniforme de muestras en el eje de las frecuencias. Esto se hace en la opción “Actions>Resample”. Geopsy (2011) también dice que la distribución de muestras influye en los resultados de la inversión; un muestreo uniforme en frecuencia aumenta el peso que tiene las altas frecuencias; un muestreo uniforme en periodo pone el peso de la inversión en las bajas frecuencias; y un muestreo logarítmico es una opción intermedia. Se recomienda un muestreo logarítmico con 50 muestras. El corte y remuestreo es importante cuando se realiza la inversión usando varias curvas, debido a que si todas las curvas están definidas en las mismas frecuencias se facilitan los cálculos computacionales.

Definición del espacio de los parámetros:

Como se menciona en la sección 2.2.3, la inversión consiste en la creación sucesiva de modelos aleatorios. Estos modelos se crean a partir de parámetros (V_s , z , V_p y ρ) que pueden tomar distintos valores. El siguiente paso, es definir el espacio de los parámetros; esto se hace activando el panel **Parameters**. Con los botones “Add” y “Del” se pueden ir agregando y quitando respectivamente tantos parámetros como el usuario requiera.

Por defecto para cada capa velocidad el valor puede variar ente $200 - 5000 m/s$ para onda P y $150 - 3500 m/s$ para onda S. Comúnmente no se encuentran valores tan altos de velocidad en la primera capa por lo que el rango de valores de velocidad se puede disminuir, en especial si se tiene información previa, como la obtenida en un ensayo de sísmica de refracción. Como se menciona anteriormente, la densidad no es un parámetro de gran influencia, así que basta agregar sólo un valor y dejarlo fijo (se sugiere $2000 kg/m^3$). También se puede conectar la primera capa V_p a la primera capa V_s para que la interfase a la siguiente capa sea a la misma profundidad. El coeficiente de Poisson ν no es un parámetro, sino que una condición para que las velocidades de onda P y S estén en una tasa realista, por lo que basta agregar uno para toda la inversión, o bien agregar uno para una capa en especial si se tiene la seguridad de la existencia de un tipo de material en particular. Valores típicos de suelos y rocas están entre $0,2 - 0,45$.

En general Dinver permite conectar distintas capas, condicionar que las capas inferior sean de mayor o menor velocidad, o que la velocidad en una capa sea uniforme o bien cambie linealmente o potencialmente.

Inversión y resultados:

Para correr una inversión se activan los paneles **Runs**, **Log** y **Status**. El primero contiene los “Runs” que se ejecutarán, es decir las parámetros del algoritmo de vecindad (número de modelos iniciales, número de modelos elegidos con menor desajuste, número de modelos creados en cada nueva iteración y número de iteraciones, entre otros valores) y los parámetros del espacio. En la opción “Runs” del menú superior (no confundir con el panel “Runs”) se puede agregar y quitar runs, además de iniciarlos. Al iniciar un Run se comienza la inversión de la curva de dispersión. Cada vez que uno quiere generar un inversión con algún parámetro distinto se aconseja agregar otro “Run”, con la opción “Show” del menú superior se pueden ver los valores usados en cada “Run” ejecutado.

En el panel **Log** se puede seguir la inversión y ver si algún error ocurre, y en el panel **Status** se puede ver un gráfico de Modelos Generados versus Ajuste Mínimo, y a la derecha ver el valor mínimo de desajuste que se encontró. Es importante agregar varios Runs, y correrlos por separado, ya que para un mismo espacio de parámetros las inversiones pueden llegar a modelos con distinto desajuste mínimo.

Para ver el perfil de onda S encontrado, se va al menú superior “View>Ground Profiles”. Se despliega una ventana con dos valores; el primero dice Maximum misfit, es decir se mostrarán los perfiles que tengan un desajuste menor al valor dado; el segundo dice

3.4. EJEMPLO CON CURVA DE DISPERSIÓN SINTÉTICA

Maximum number of profiles, si se ingresa 1 mostrará solo el perfil de V_p , por lo que se debe ingresar el valor 2 para que muestre también el perfil de V_s encontrado. También en el menú “View” se pueden ver las curvas de dispersión calculadas y como se ajustan a la curva experimental en la opción “Dispersion”; se debe elegir que se trata de la fase Rayleigh y número de modo igual a 1 para ver el modo fundamental de vibración. El mínimo desajuste tiene ocho cifras significativas pero para visualizar perfiles el valor máximo a ingresar sólo puede tener cuatro cifras significativas.

Reportes

Al guardar las inversiones, se genera un archivo llamado “nombre.dinver” y una carpeta llamada “nombre_reports”. Esta carpeta contiene los reportes generados en cada “run”. Cada reporte contiene todos los modelos y curvas de dispersión obtenidas con el correspondiente “run”. Esas pueden ser extraídas con comandos desde la consola para ser exportados y posterior manipulación. Algunos comandos útiles son:

- `gpdcreport run_01.report -best n` : Muestra los n mejores modelos encontrados. La primera línea es el número de capas, y en las siguientes se muestran el espesor, velocidad de onda P, velocidad de onda S y densidad.
- `gpdcreport run_01.report -best n | pprofile -average-at D` : Calcula la velocidad de onda S promedio a una profundidad de D metros.
- `gpdcreport run_01.report -best n | pprofile -parametro` : Muestra la variación de un parámetro en particular en profundidad. Este comando es útil si se quieren graficar los modelos en otro programa ya que muestra la profundidad inicial y final de cada capa. La variable “-parametro” pueden ser las velocidades v_s , $-v_p$, la densidad $-\rho$, coeficiente de Poisson $-\nu$ e impedancia $-\text{imp}$.
- `gpdcreport run_01.report -best n -min fmin -max fmax | gpd -N` : Calcula las curvas de dispersión para los n modelos del reporte, con N muestras de frecuencia (por defecto $n = 100$), desde la frecuencia f_{min} a la frecuencia f_{max} .

3.4. Ejemplo con curva de dispersión sintética

Para ejemplificar el funcionamiento se ha creado con el subprograma de Geopsy, `gplive-model`, una curva de dispersión teórica dado un modelo de tres capas (figura 3.20). La tabla 3.1 muestra el detalle del modelo, los perfiles de velocidad de onda P, onda S y la curva de dispersión. Se trata de recuperar el modelo de velocidad mediante la inversión, recortando la curva en valores que son posibles de obtener en el método ReMi. La curva teórica está definida desde $0,2 - 20 \text{ Hz}$ pero valores tan bajos no pueden ser picados a partir de datos reales, por lo que se se cortará la curva de dispersión entre $4 - 20 \text{ Hz}$ y se

remuestreará en escala logarítmica en 100 pasos. Este modelo tiene un valor $V_{s30} = 400 \text{ m/s}$. Se generan las inversiones de la tabla 3.2 para probar la robutez de Dinver y ver si se puede recuperar el modelo original. En todos los casos se dejan los parámetros de algoritmo de vecindad con los valores por defecto y se generan 20200 modelos. En la tabla 3.3 se resumen el mínimo desajuste obtenido en cada inversión, la velocidad V_{s30} promedio de los cinco mejores modelos que se ajustan y su desviación estándar, además del error porcentual con el valor verdadero.

La primera inversión (run01) se hizo partiendo de un modelo de una capa sobre un semiespacio. Los cinco mejores modelos tienen un desajuste similar. Como se ve en la figura 3.21, los modelos obtenidos describen de buena forma el espesor del primer estrato y su velocidad V_s , no así la V_p .

Para segunda inversión (run02) se consideraron cinco capas sobre un semiespacio. Los modelos obtenidos (figura 3.22) poseen un desajuste menor a la anterior inversión, sin embargo son muy disímiles entre ellos. Se puede observar que la unión de las dos primeras capas describe de buena manera tanto el espesor como la velocidad de corte de la la capa superficial original. Una inversión con muchas capas puede servir para discriminar cuántas capas son realmente necesarias para describir un terreno en términos de contrastes de velocidad.

En tercera inversión (run03) el desajuste bajó casi 10 veces. Lo que es esperable ya que consideraron dos capas sobre un semiespacio. La figura 3.23 muestra que los cinco mejores modelos obtenidos lograron describir muy bien el perfil original, aunque sobrestimando las velocidades, en especial en la onda P en la segunda capa.

Finalmente, la cuarta inversión (run04), que se muestra en figura 3.24, se llega al menor de desajuste, debido a que se introdujo información extra a la primera capa. Esta inversión, corrige bastante a la inversión anterior, siendo nuevamente la velocidad de onda P de la segunda capa la más sobrestimada.

Se calcula el parámetro V_{s30} (ecuación 1.1) para cada modelo, y se promedian para cada inversión (tabla 3.3). En general se sobrestima el valor real, pero no en más de un 5%.

Dado que en la presente tesis también se realizan ensayos de sísmica de refracción se tiene una idea inicial del número de capas posibles para comenzar la inversión y de las velocidades de onda P superficiales.

3.4. EJEMPLO CON CURVA DE DISPERSIÓN SINTÉTICA

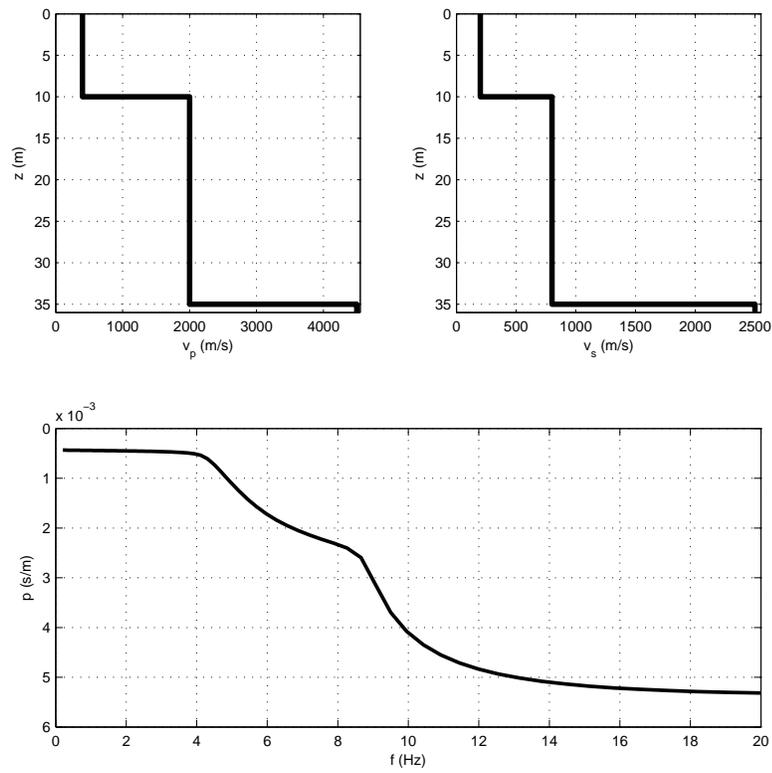


Figura 3.20 – Modelo tres capas paralelas homogéneas y curva de dispersión calculada.

h (m)	V_p (m/s)	V_s (m/s)	ρ (kg/m ³)
10	400	200	1700
25	2000	800	2000
0	4500	2500	2100

Tabla 3.1 – Parámetros del ejemplo de modelo de 3 capas.

Tabla 3.2 – Inversiones efectuadas en Dinver con distintos parámetros.

Run	No. de capas	V_p [m/s]	V_s [m/s]	ν	ρ [kg/m ³]
01	2	200 – 5000 $V_{p0} < V_{p1}$	150 – 3500 $V_{s0} < V_{s1}$	0,2 – 0,5 Todas las capas	2000 Todas las capas
02	6	200 – 5000 $V_{p0} < V_{p1} < \dots < V_{p5}$	150 – 3500 $V_{s0} < V_{s1} < \dots < V_{s5}$	0,2 – 0,5 Todas las capas	2000 Todas las capas
03	3	200 – 5000 $V_{p0} < V_{p1} < V_{p2}$	150 – 3500 $V_{s0} < V_{s1} < V_{s2}$	0,2 – 0,5 Todas las capas	2000 Todas las capas
04	3	390 – 450 $V_{p0} < V_{p1} < V_{p2}$	150 – 450 $V_{s0} < V_{s1} < V_{s2}$	0,2 – 0,5 Todas las capas	2000 Todas las capas

Tabla 3.3 – Desajustes obtenidos en Dinver con distintos parámetros.

Run	01	02	03	04	Original
Min. Misfit	0.026549	0.017744	0.007213	0.0028254	-
V_{s30} (m/s)	472.73	418.09	418.20	412.05	400
$\sigma_{V_{s30}}$ (m/s)	0.30	12.33	0.00	0.00	-
error %	4.55 %	4.52 %	4.55 %	3.01 %	-

3.4. EJEMPLO CON CURVA DE DISPERSIÓN SINTÉTICA

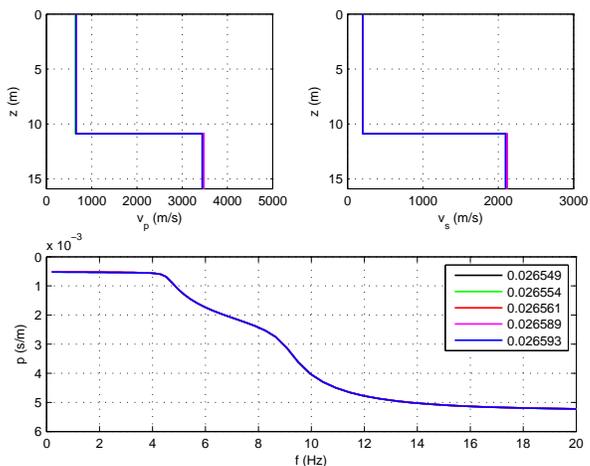


Figura 3.21 – Modelos para run01.

m	h (m)	v_p (m/s)	v_s (m/s)
●	10.89	647.07	200.18
	-	3477.48	2116.30
●	10.89	640.66	200.18
	-	3477.48	2116.30
●	10.89	653.54	200.18
	-	3477.48	2116.30
●	10.89	660.08	200.18
	-	3477.48	2116.30
●	10.89	653.54	200.18
	-	3443.05	2095.34

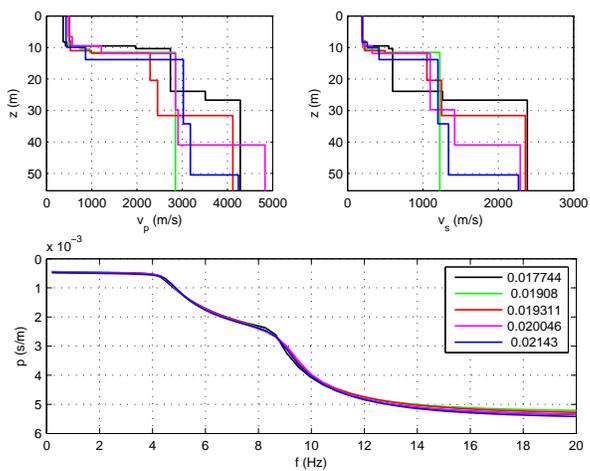


Figura 3.22 – Modelos para run02.

m	h (m)	v_p (m/s)	v_s (m/s)
●	8.24	366.97	200.18
	1.23	417.65	202.18
	0.89	1972.18	546.85
	13.56	2738.74	598.08
	2.77	3512.25	1261.44
	-	4285.61	2384.70
●	9.76	489.73	202.18
	0.71	743.79	214.62
	1.10	953.86	405.72
	47.60	2849.95	1224.34
	19.03	4201.17	1421.42
	-	4733.98	2481.53
●	7.84	509.61	198.19
	3.16	525.05	230.10
	0.80	992.59	500.01
	8.60	2289.64	1054.58
	11.23	2454.80	1248.95
	-	4118.39	2361.09
●	6.56	484.88	196.29
	2.92	568.56	200.18
	2.44	1211.15	325.96
	17.86	2849.95	1097.40
	11.18	2907.23	1421.42
	-	4829.14	2291.65
●	8.33	430.30	194.29
	1.64	447.78	261.88
	3.88	863.52	418.02
	20.39	3025.28	1200.21
	16.24	3179.60	1339.04
	-	4243.18	2268.96

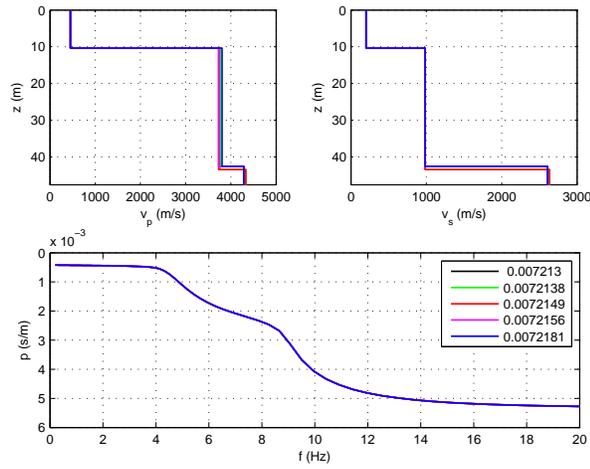


Figura 3.23 – Modelos para run03.

m	h (m)	v_p (m/s)	v_s (m/s)
●	10.36	452.25	200.18
	32.22	3765.61	983.63
	-	4285.61	2608.12
●	10.36	452.2	200.18
	33.08	3765.61	983.63
	-	4328.47	2634.19
●	10.36	452.2	200.18
	33.08	3728.33	983.63
	-	4328.47	2643.19
●	10.36	452.2	200.18
	32.22	3728.33	983.63
	-	4285.61	2608.11
●	10.36	452.2	200.18
	32.22	3803.27	983.63
	-	4285.61	2608.11

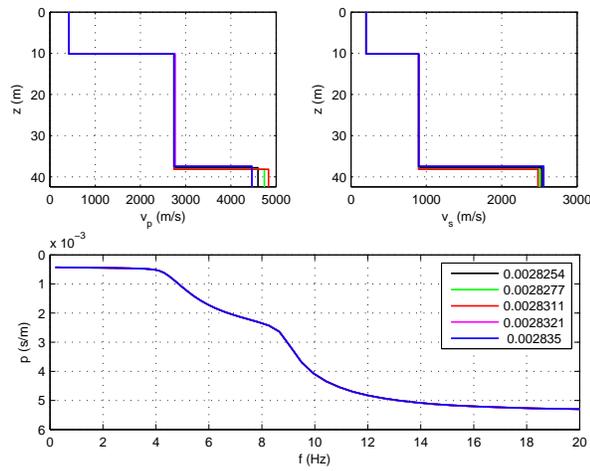


Figura 3.24 – Modelos para run04.

m	h (m)	v_p (m/s)	v_s (m/s)
●	10.16	418.13	200.18
	27.63	2741.91	899.37
	-	4600.08	2531.40
●	10.16	418.13	200.18
	28.01	2741.91	899.37
	-	4739.47	2506.34
●	10.16	418.13	200.18
	28.01	2741.91	899.37
	-	4834.73	2481.53
●	10.16	418.13	200.18
	27.25	2741.91	899.37
	-	4464.79	2556.72
●	10.16	418.13	200.18
	27.25	2741.91	899.37
	-	4464.79	2556.72

Capítulo 4

Análisis y Resultados

El presente capítulo se divide en secciones dirigida a cada lugar estudiado: Campus Universidad de Concepción, parque Los Canelos de San Pedro de la Paz y Villa las Araucarias de Arauco. Se revisan los resultados obtenidos tanto de los ensayos de sismica de refracción, como las imágenes espectrales y perfiles de velocidad de onda S de las mediciones de microtemores.

4.1. Campus Universidad de Concepción

4.1.1. Sísmica de refracción

Los tiempos de llegada para cada perfil (figura 3.11) se pueden observar en la figuras 4.1 y 4.2. Tanto para el perfil UDEC1 como el UDEC2 se identificaron dos estratos. Se decidió calcular una media para la velocidad superficial para cada perfil usando la información obtenida de cada disparo, esto se resume en la tabla 4.1 donde se tabulan la mínima y máxima velocidad encontrada, la media y desviación estándar de la muestra. Estos tiempos de llegada fueron analizados mediante el método de los tiempos de intercepto (ITM) considerando interfase inclinada y el método de los tiempos de retardo (DTM).

Modelo mediante ITM con interfase inclinada

Para UDEC1 se consideraron los registros con fuente ubicada en $s = -4 m$ y $s = 48 m$, lográndose caracterizar un largo de $52 m$. Los valores de velocidad y espesor encuentran en la tabla 4.2. Este perfil tiene dirección SE-NO y se encuentra una disminución del espesor de la capa superficial a lo largo del tendido (figura 4.3).

Para UDEC2 se consideraron los registros con fuente ubicada en $s = -2 m$ y $s = 48 m$, lográndose caracterizar un largo de $50 m$. Los valores de velocidad y espesor se encuentran en la tabla 4.2. Este perfil tiene dirección NE-SO, y se encuentra un aumento del espesor

de la capa superficial a lo largo del tendido, es decir, a medida que se va alejando del cerro (figura 4.3).

Los valores de velocidad encontrados en el perfil UDEC2 fueron levemente mayores a los del perfil UDEC1.

Modelo mediante DTM

Se ocuparon los mismas fuentes sísmicas que se utilizaron anteriormente para encontrar la mayor ventana de análisis. Los valores encontrados para cada perfil se encuentran en la tabla 4.3. Con este método se encuentra un mayor detalle de la interfase, que en general presentan la misma tendencia inclinada que las calculadas con el ITM (figura 4.4). Las velocidades para el sustrato inferior son menores, sin embargo coherentes con las calculadas con el otro método.

Nombre	V_1^{min} [m/s]	V_1^{max} [m/s]	\bar{V}_1 [m/s]	σ_{V_1} [m/s]
UDEC1	151.12	434.34	221.41	94.31
UDEC2	207.86	369.02	271.71	58.88

Tabla 4.1 – Velocidades de onda P encontradas en capa superficial para perfiles en Universidad de Concepción.

Nombre	V_1 [m/s]	V_2 [m/s]	D_d [m]	D_u [m]	α [°]
UDEC1	221.41	1542.20	1.37	2.45	0.96
UDEC2	271.71	1690.70	3.25	3.85	0.86

Tabla 4.2 – Velocidades de onda P y espesores encontrados mediante ITM. Se considera una interfase inclinada donde D_d es el espesor de la primera capa en la parte más delgada, D_u es el espesor en la parte más gruesa y α la inclinación de la interfase con respecto a la superficie.

Nombre	V_1 [m/s]	V_2 [m/s]	D_{min} [m]	D_{max} [m]
UDEC1	221.41	1513.10	1.37	2.47
UDEC2	271.71	1565.00	2.73	4.29

Tabla 4.3 – Velocidades de onda P y espesores encontrados mediante DTM. D_{min} y D_{max} son el espesor mínimo y máximo respectivamente de la capa superficial.

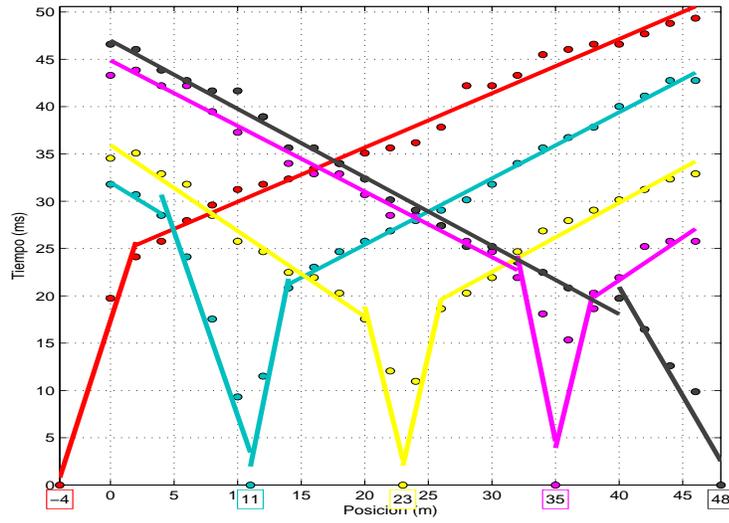


Figura 4.1 – Tiempos de llegada para perfil UDEC1 y ajustes de recta.

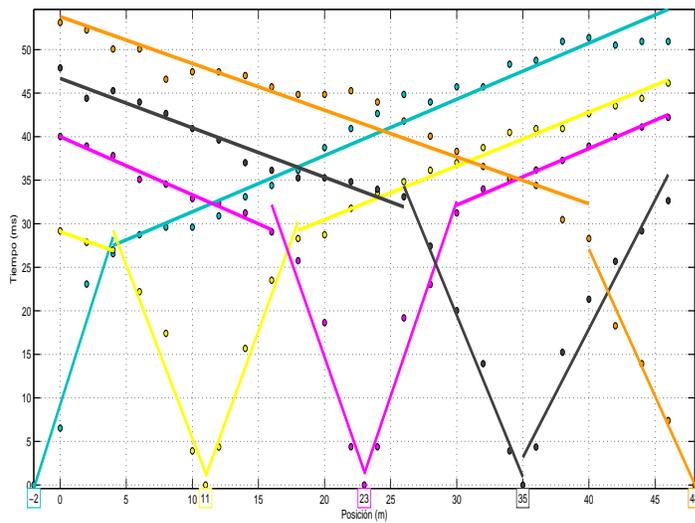


Figura 4.2 – Tiempos de llegada para perfil UDEC2 y ajustes de recta.

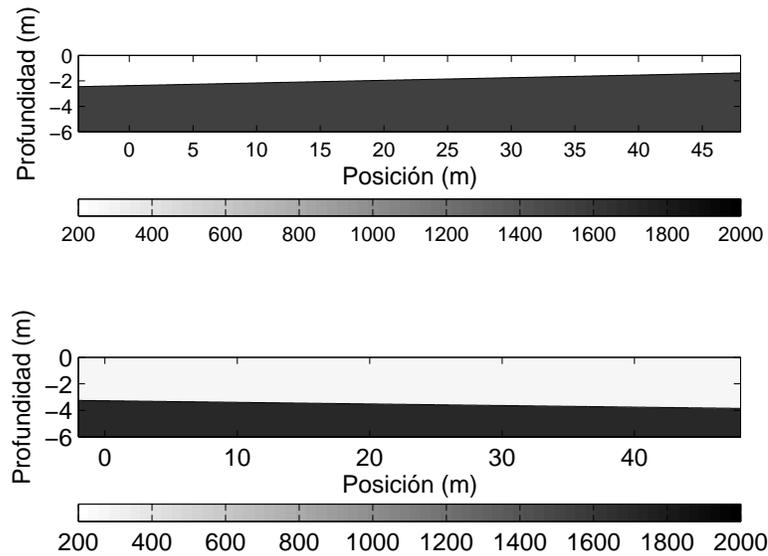


Figura 4.3 – Modelos de velocidad de onda P mediante ITM para perfiles UDEC1 (arriba) y UDEC2 (abajo).

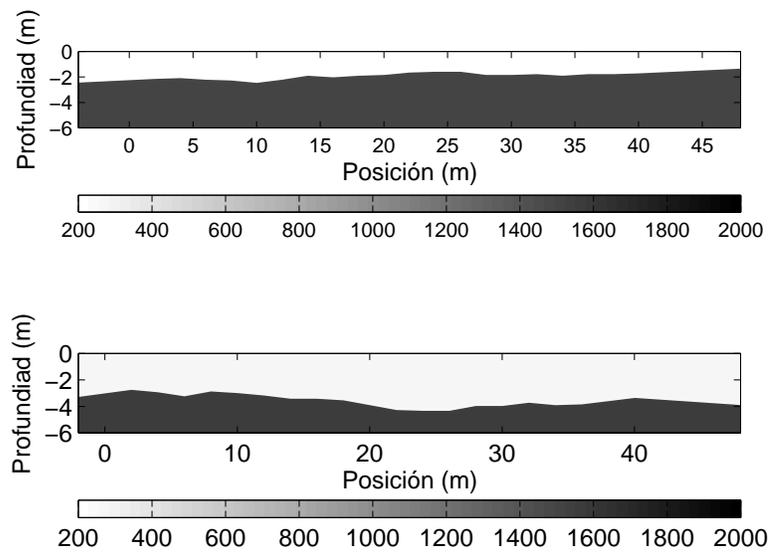


Figura 4.4 – Modelos de velocidad de onda P mediante DTM para perfiles UDEC1 (arriba) y UDEC2 (abajo).

4.1.2. Refracción de microtremores

La zona estudiada se encuentra bajo la ladera de un cerro, en general podría suponerse que las fuentes de ruido más importantes están entre las direcciones sur y oeste (figura 3.11). Estas fuentes consisten en el tráfico principalmente de calle Chacabuco y calles interiores de la universidad, además de ruido asociado a actividad de construcción tanto en el campus como en los alrededores. El presente análisis de estos datos se centra en observar las diferencias en las imágenes $p - f$ que se encuentran cuando se varía el largo del tendido, número de geófonos, espaciado entre geófonos, largo de registro, tiempo de muestreo, frecuencia natural del geófono y dirección del tendido para un mismo lugar. El detalle de cada registro se encuentra en el apéndice B.

Repetibilidad

La figura 4.5 muestra imágenes $p - f$ para las mediciones udec29, udec32, udec36 y udec38, todas con los mismos parámetros de adquisición tomadas en el mismo lugar y día. Se puede observar que la forma de la energía asociada a la onda Rayleigh está presente en todas las imágenes, aproximadamente entre los 5 Hz y los 35 Hz que es donde los artefactos ascendentes comienzan a ensuciar la señal, excepto en udec29 que continúa a frecuencias más altas pero sin una tendencia dispersiva. Sin embargo, el nivel de tasa espectral varía bastante de un registro a otro, el cual puede deberse al nivel de ruido presente durante cada adquisición. El registro udec29 fue bastante anómalo con respecto a los pertenecientes a ese mismo conjunto de datos y fue excluido del análisis final de los datos en este lugar. Otra tendencia no dispersiva se observa en la parte superior de los gráficos (alta velocidad), esta se mezcla con la señal de interés en las bajas frecuencias lo que conlleva una incertidumbre en la elección de la curva en este sector. Dado que durante una adquisición se pueden obtener registros de baja energía como el udec38, es de importancia medir varias veces para lograr una imagen definida en un buen rango de frecuencias cuando se combinen las mediciones.

Duración del registro

El registro udec83, consta de 60 s de ruido, la figura 4.6 muestra las imágenes obtenidas cuando se analizan ventanas de 4 s , 30 s , 60 s y 120 s . Es evidente que la duración del registro influye en la resolución en frecuencia de la imagen obtenida. En la de mayor resolución ($T = 60\text{ s}$) se puede apreciar una segunda tendencia dispersiva que correspondería a un modo superior de vibración, esto no es evidente en la menor de duración ($T = 4\text{ s}$) que es el límite mínimo de duración que sugiere el autor del método.

Intervalo de muestreo

El registro udec32, consta de 30 s de duración, la figura 4.7 muestra las imágenes espectrales obtenidas cuando se considera un intervalo de muestreo de 2 ms, 4 ms, 8 ms y 10 ms. Dada la naturaleza de la transformada de Fourier, el intervalo de muestreo influye en la máxima frecuencia obtenida que respectivamente serían 249,97 Hz, 124,97 Hz, 62,47 Hz y 49,97 Hz. Dado que la elección de la curva de dispersión rara vez se hace más allá de los 40 – 45 Hz cualquiera de estos intervalos de muestreo es útil para un registro de 30 s. En general se debe tener un buen balance entre duración e intervalo de muestreo, siendo una buena opción los sugeridos por el autor del método. Se observa también más ruido en las imágenes a alto intervalo de muestreo por sobre la curva de dispersión y más allá de los 35 Hz.

Número de geófonos, largo del tendido y espaciamiento

El registro udec78 consta de 30 s de ruido ambiental, Se procesaron imágenes usando 24 canales espaciados en 2 m, luego sólo se tomaron los primeros 12 canales, luego 12 canales pero ahora espaciados en 4 m y finalmente 8 canales espaciados en 6 m. Las imágenes obtenidas se aprecian en la figura 4.8. Como fue planteado en la teoría se observan que los artefactos con tendencia ascendentes comienzan a aparecer bajo la longitud de onda de Nyquist ($2dx$) demarcada por una curva punteada en las imágenes. Por lo tanto a un mayor espaciamiento los artefactos ensuciaran las señal de interés provocando que la elección de la curva de dispersión no se puede hacer a mayores frecuencias. Llama la atención entonces los altos espaciamientos sugeridos por el autor de método (8 – 10 m). Se cree que esto se debe a las limitaciones prácticas ya que se suelen contar en general entre 12 y 24 sensores por lo cual se debe sacrificar bajo espaciamiento para obtener un tendido más largo.

En particular las imágenes 4.8a y 4.8b tienen idéntico espaciamiento pero la segunda sólo ocupa la mitad de sensores teniendo, por lo cual, un menor largo de tendido. Según Pullammanappallil et al. (2003) esto significaría una menor profundidad que a la vez está relacionada con la mínima frecuencia encontrada. En la imagen 4.8a se observa una curva de dispersión mejor definida y con mayor tasa espectral que en 4.8b, esto es atribuible a la cantidad de sensores usados. Con respecto a la mínima frecuencia encontrada esta es aproximadamente de 3 Hz para la primera y de 5 Hz para la segunda, ambos valores en torno a la frecuencia natural de los geófonos usados en este registro (4,5 Hz), y sería concordante que con un tendido mayor se puede llegar a una mayor profundidad. La mínima frecuencia encontrada a también se puede observar en 4.8c y 4.8d que poseen igual largo pero mayor espaciamiento.

Frecuencia de resonancia de los geófonos

En la figura 4.9 se comparan dos imágenes espectrales, la imagen 4.9a es la suma de siete registros de 30 s de duración adquiridos con geófonos de frecuencia natural de 14 Hz

(udec22-28) y la imagen 4.9b es la suma de siete registros de igual duración pero con geófonos de $4,5\text{ Hz}$ de frecuencia natural (udec33-39). Todos los registros corresponden al mismo sitio y día. La imagen 4.9c es la diferencia entre las dos anteriores, donde los colores cálidos corresponden a los lugares donde la tasa espectral captada por los geófonos de baja frecuencia fue dominante y los colores azules donde lo fueron los geófonos de alta frecuencia. Como es de suponer en las bajas frecuencias la tasa espectral de los geófonos de $4,5\text{ Hz}$ captaron señales más intensas. La imagen 4.9b es la lograda cuando se usan tanto los registro de geófonos de baja como de alta frecuencia, logrando una curva de dispersión definida en un rango de frecuencia que va desde aproximadamente los 3 Hz a los 35 Hz . Es de importancia entonces usar ambos tipos de geófonos para lograr tanto bajas frecuencias que ayudan a describir mejor los estratos profundos, como altas frecuencias que caracterizan de mejor forma las capas superficiales del terreno.

Dirección del tendido

La figura 4.10 muestra la imagen $p - f$ obtenida al juntar 18 registros de ruido (udec22-39), correspondientes al perfil UDEC1 (figura 3.11). En tanto la figura muestra la imagen $p - f$ obtenida al procesar 9 registros de ruido (udec74-82), tomados en el perfil UDEC2, aproximadamente perpendicular. En ambos casos se pudo obtener energía asociada a la onda Rayleigh que va desde los 3 Hz a los 45 Hz . En la imagen 4.10c se hace la diferencia entre las imágenes obtenidas para cada perfil, en colores azules donde el perfil dirección UDEC2 domina y en colores cálidos donde lo hace el perfil UDEC1. Se puede observar que la señal correspondiente a UDEC1 presenta lentitudes menores (velocidades mayores), esa diferencia puede deberse a que el perfil UDEC2 se ve enfrentado a un terreno cuyas capas inferiores poseen una inclinación mayor en esa dirección como se observó en los datos de sismica de refracción o puede deberse también a una variación en la naturaleza del ruido registrado dado que ambos perfiles se hicieron en días distintos, por lo que la distribución de las fuentes de ruido entorno a los tendidos pudieron ser diferentes un día de otro.

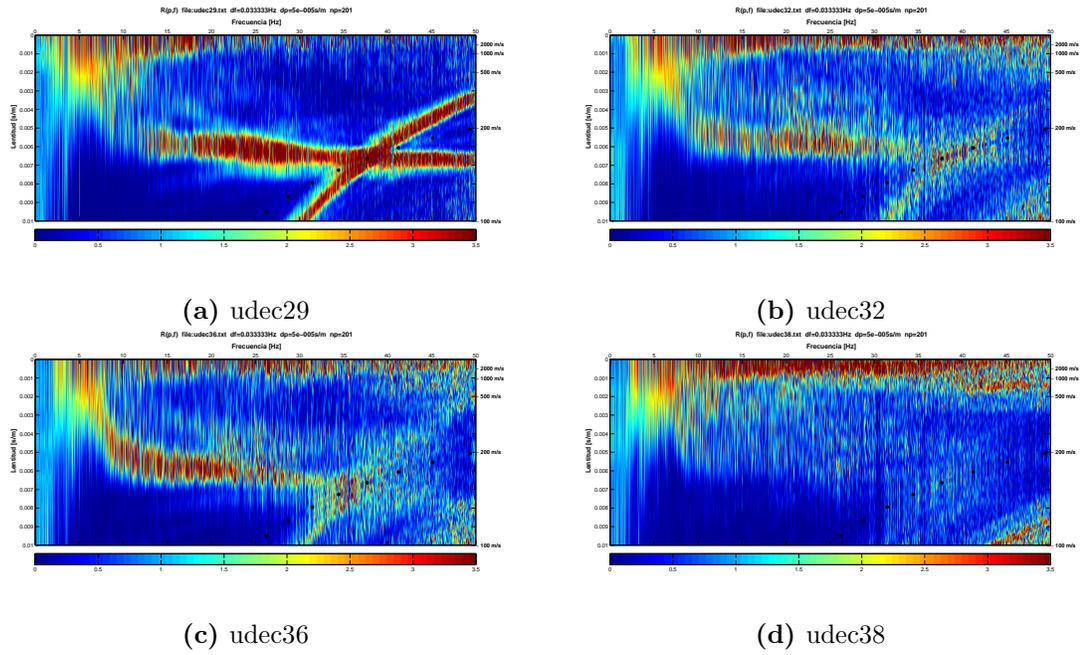


Figura 4.5 – Gráficos p-f de mediciones ejecutadas con los mismos parámetros de adquisición, mismo lugar y día.

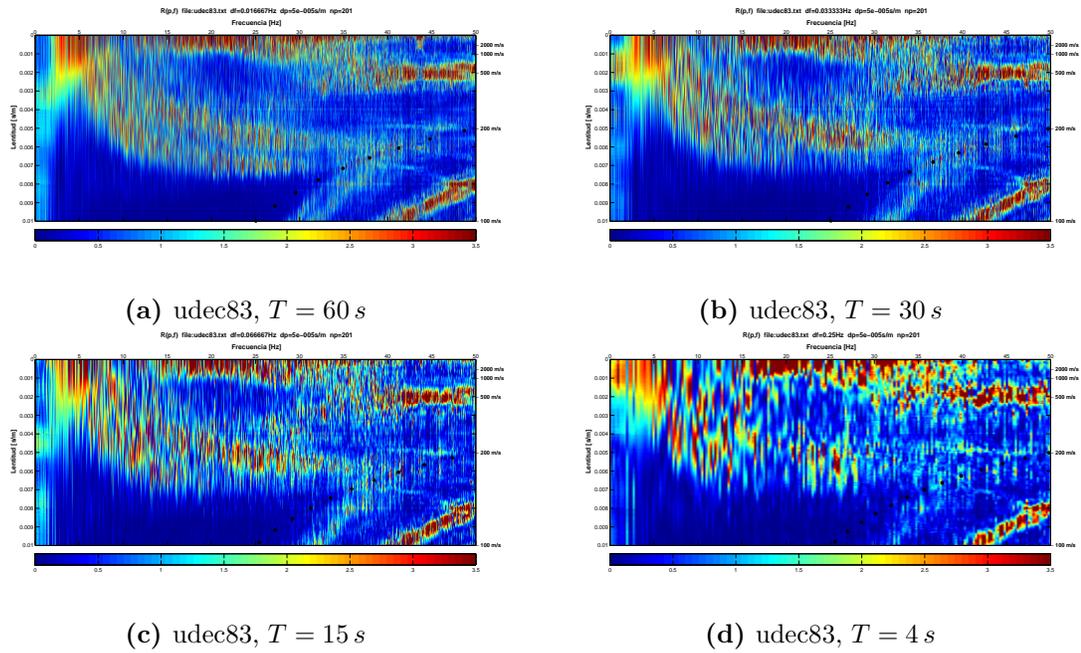


Figura 4.6 – Gráficos p-f del mismo registro procesado con distintas ventanas de duración.

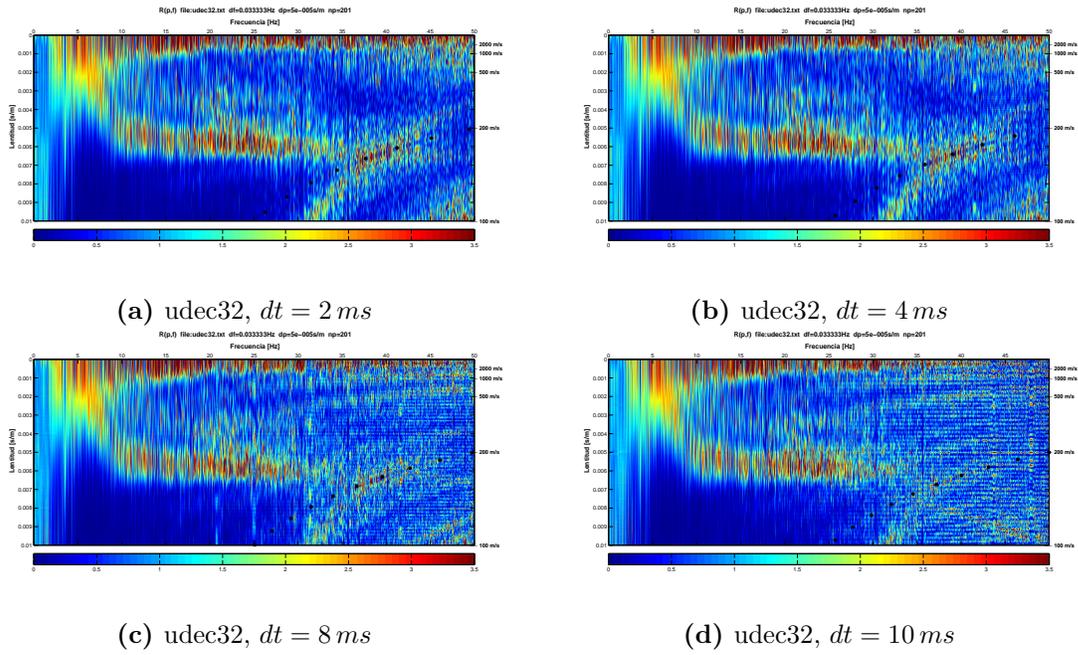


Figura 4.7 – Gráficos p-f del mismo registro procesado con distintos intervalos de muestreo.

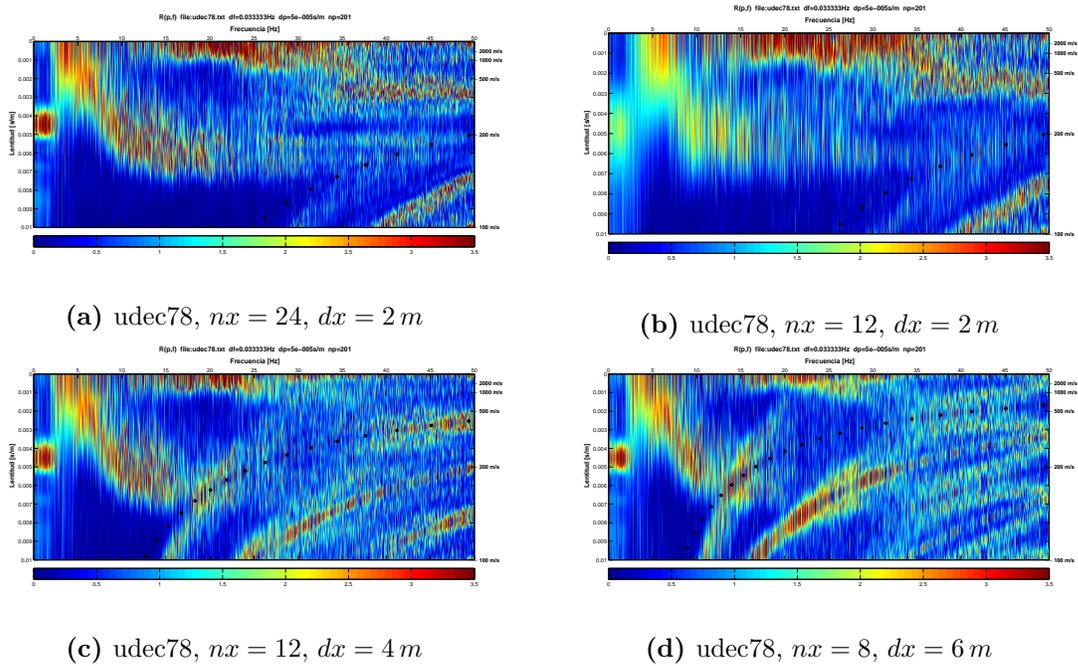


Figura 4.8 – Gráficos p-f de el mismo registro procesado variando número de canales, largo del tendido y espaciamento.

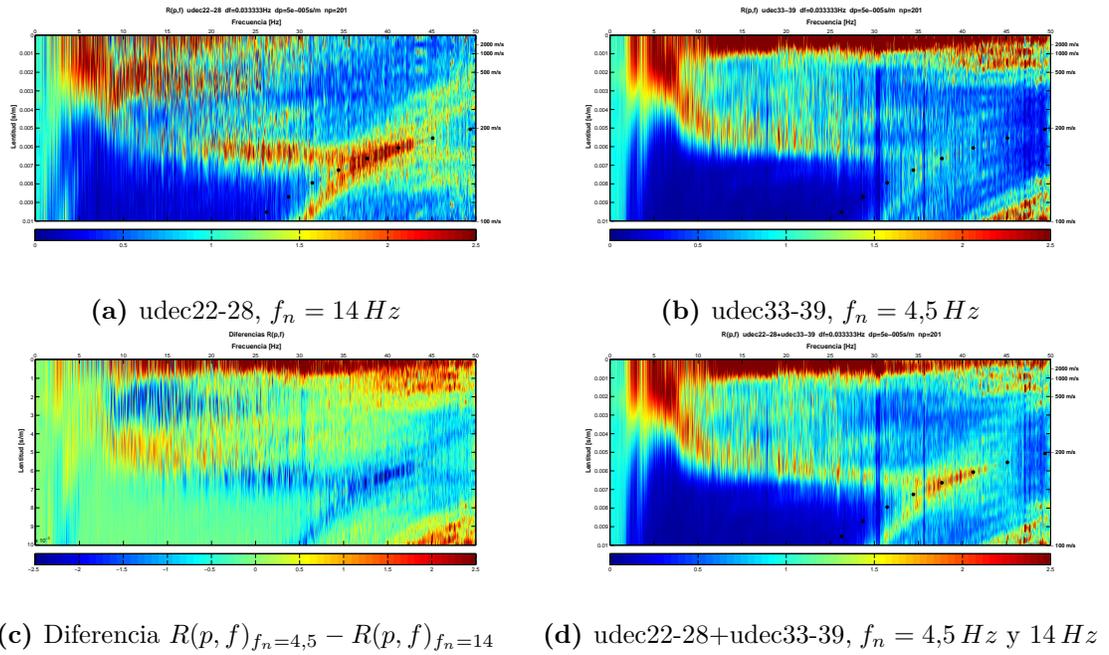


Figura 4.9 – Gráficos p-f obtenidos al combinar registros tomados en el mismo lugar pero con geófonos de distinta frecuencia natural

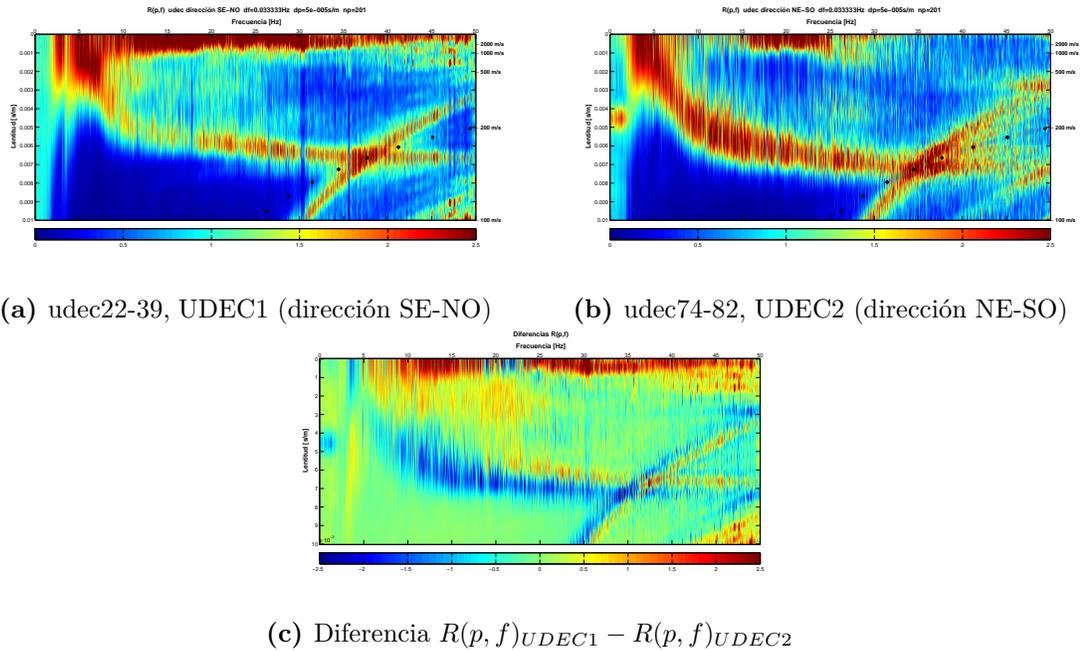


Figura 4.10 – Gráficos p-f obtenidos al combinar registros tomados en el mismo lugar pero con perfiles en direcciones aproximadamente perpendiculares.

Imágenes espectrales y elección de curvas de dispersión

Las figuras 4.11 y 4.12 muestran las curvas de dispersión seleccionadas para cada perfil (figura 3.11) que se invertirán hacia modelos de velocidad de onda S. Ambas muestran una tendencia descendente a partir de los 5 Hz hasta casi los $30 - 35\text{ Hz}$. Para el perfil UDEC1 la curva de dispersión se cortó entre $5,1\text{ Hz}$ y $29,1\text{ Hz}$, para el perfil UDEC2 entre 5 Hz y 30 Hz . Ambas se remuestrearon en 100 pasos logarítmicamente distribuidos usando el programa DINVER.

Inversión

La tabla 4.4 muestra las profundidades estimadas dada la curva seleccionada y el criterio del largo del tendido. Para el perfil UDEC1 se realizaron varias inversiones, en general, cuando se consideraron dos capas sobre un semiespacio se lograron tanto bajos desajustes como perfiles acordes a las profundidades máximas a prospectar. En la tabla 4.5 se muestran dos inversiones para el perfil 1, ambas consideran dos capas sobre un semiespacio con las velocidades aumentando en profundidad. En la primera (01) se da la libertad a cada capa de tomar cualquier valor, en la segunda (02) se limitan las velocidades de la primera y segunda capa de acuerdo a la información obtenida de la sísmica de refracción. Para el perfil UDEC2 se encontraron desajustes menores cuando se consideraron tres capas sobre un semiespacio. Dos inversiones se muestran en la tabla 4.6. Al igual que en el caso anterior, la primera (03) es libre y la segunda (04) con información de la sísmica de refracción.

Resultados

Las figuras 4.13 y 4.14 muestran los cinco mejores perfiles obtenidos para las inversiones correspondientes del perfil UDEC1. En general los perfiles dentro cada inversión coinciden en los valores de profundidad y velocidad de onda S, y sólo muestran leves diferencias en los valores para velocidad de onda P. El espesor de la primera capa se dejó libre en cada inversión y en ambas inversiones el valor obtenido de la capa superficial estuvo acorde al calculado con sísmica de refracción. La mayor diferencia entre los perfiles de la inversión 01 y 02 se observa en la velocidad de onda P del semiespacio, aproximadamente 2000 m/s y 5000 m/s , respectivamente. Sin embargo, en ambas inversiones, el valor de velocidad de onda S del semiespacio está en torno a 400 m/s . La inversión 01 (sin información de la sísmica de refracción) encontró valores de onda P muy cercanos a los encontrados por la sísmica de refracción. La introducción de la información de la sísmica de refracción varió levemente el perfil de velocidad de onda S.

Para UDEC2, los perfiles de velocidad obtenidos se muestran en las figuras 4.15 y 4.16. Para la inversión 03 (sin información de la sísmica de refracción) son varios los perfiles de onda P pero todos convergen a un perfil de onda S que varía principalmente en el valor del semiespacio. Para la inversión 04 la información de la sísmica de refracción hizo que el perfil de onda S fuera prácticamente único.

En general las dos capas encontradas para UDEC1 coinciden con las primeras dos capas encontradas para UDEC2. En tanto el semiespacio de UDEC1 tiene un valor medio entre el valor de la tercera y cuarta capa (semiespacio) del perfil UDEC2.

El parámetro V_{s30} fue calculado para cada perfil y los valores se muestran en la tabla 4.7. Para UDEC1, la segunda inversión llegó a un valor levemente mayor. En ambos casos el suelo para este perfil cae en la categoría D de la clasificación de suelos (tabla 1.1), suelo medianamente denso o firme. Para el perfil perpendicular, UDEC2, los valores de V_{s30} (4.8) fueron levemente más bajos, sin embargo, se mantiene en los valores de la categoría D.

De acuerdo a las velocidades encontradas y comparando con la tabla 2.3 se podría identificar la primera capa a una mezcla entre la cubierta vegetal existente y arcilla, la segunda capa apunta a valores típicos de arcillas húmedas. Para la tercera capa no se tiene información de la sísmica de refracción y los modelos de onda P brindados por el ReMi pueden ser diversos y aun así todos apuntar a un solo perfil de onda S. Teniendo lo anterior en cuenta se podría relacionar esta capa con arenas. Dado el largo del tendido no se obtuvo gran profundidad a prospectar y la máxima velocidad encontrada para onda S ($\approx 400 m/s$) no se podría relacionar con un basamento rocoso asociado a los granitoides de Concepción, Formación típica de los cerros de la ciudad.

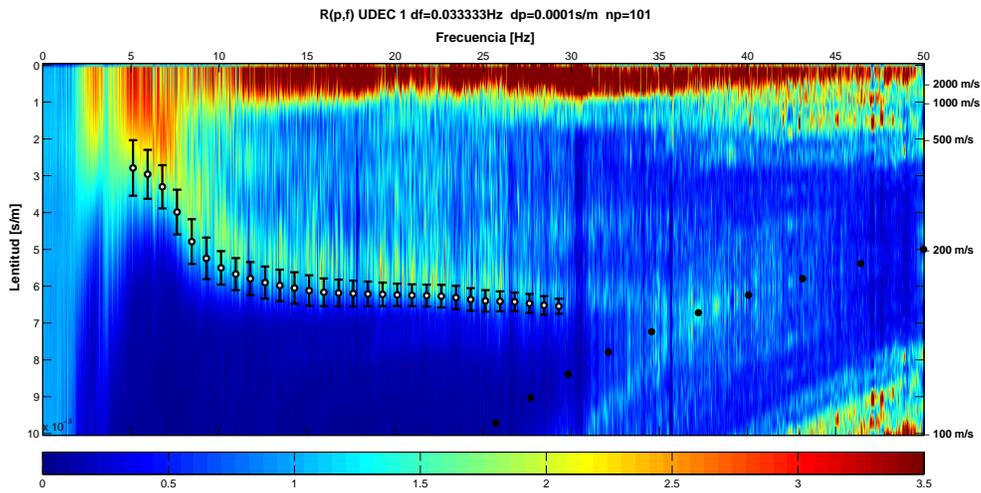


Figura 4.11 – Tasa espectral y curva de dispersión elegida para perfil UDEC1

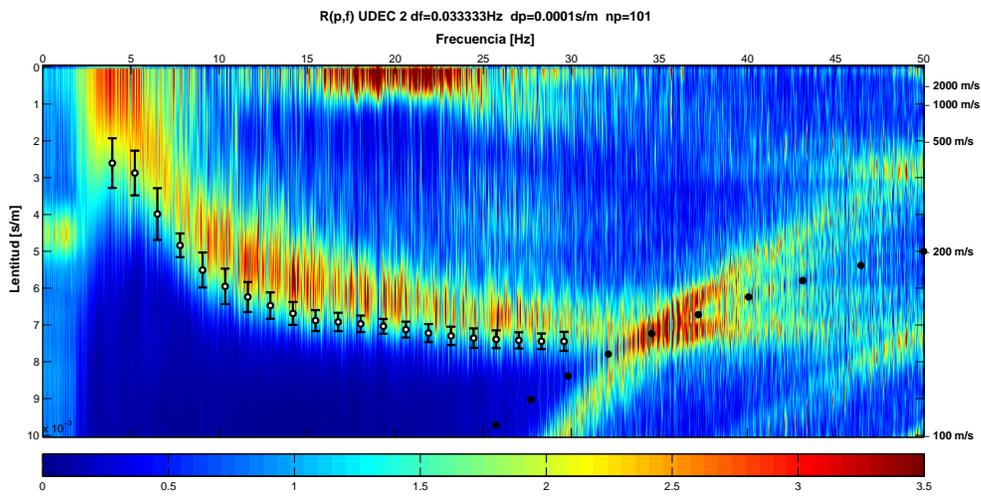


Figura 4.12 – Tasa espectral y curva de dispersión elegida para perfil UDEC2

Nombre	L (m)	D (m)	λ_{max} (m)	z_{max} (m)	λ_{min} (m)	z_{min} (m)
UDEC1	46	15.3-23	70.16	35.08	5.26	2.63
UDEC2	46	15.3-23	70.71	35.36	4.47	2.24

Tabla 4.4 – L : Largo del tendido, D : Profundidad estimada con la ecuación, λ_{max} : Longitud de onda máxima, z_{max} : Profundidad máxima a alcanzar, λ_{min} : Longitud de onda mínima, z_{min} : Espesor mínimo de la capa superficial.

Inversión	Capa	1	2	3
0.1	V_p	100-5000	$> V_{p1}$	$> V_{p2}$
	V_s	150-3500	$> V_{s1}$	$> V_{s2}$
	D	1-100	1-100	1-100
Inversión	Capa	1	2	3
0.2	V_p	127-316	1500-1600	$> V_{p2}$
	V_s	150-3500	$> V_{s1}$	$> V_{s2}$
	D	1-100	1-100	1-100

Tabla 4.5 – Inversiones con los menores desajustes encontrados para perfil UDEC1.

Inversión	Capa	1	2	3	4
0.3	V_p	200-5000	$> V_{p1}$	$> V_{p2}$	$> V_{p3}$
	V_s	150-3500	$> V_{s1}$	$> V_{s2}$	$> V_{s3}$
	D	1-100	1-100	1-100	1-100
Inversión	Capa	1	2	3	4
0.4	V_p	213-331	1500-1600	$> V_{p2}$	$> V_{p3}$
	V_s	150-3500	$> V_{s1}$	$> V_{s2}$	$> V_{s3}$
	D	1-100	1-100	1-100	1-100

Tabla 4.6 – Inversiones con los menores desajustes encontrados para perfil UDEC2.

Misfit	V_{s30} (m/s)	
	Inversión 01	Inversión 02
•	269.48	275.11
•	269.48	275.11
•	269.48	275.11
•	269.48	275.11
•	269.48	275.11
\bar{V}_{s30} (m/s)	269.48	275.11
$\sigma_{V_{s30}}$ (m/s)	0.00	0.00

Tabla 4.7 – Velocidades promedio en los primeros 30 m para perfil UDEC1. El punto representa el desajuste el perfil del mismo color para cada inversión.

Misfit	V_{s30} (m/s)	
	Inversión 03	Inversión 04
•	243.79	248.34
•	237.88	248.24
•	243.78	248.24
•	243.87	247.99
•	242.45	248.26
\bar{V}_{s30} (m/s)	242.34	248.21
$\sigma_{V_{s30}}$ (m/s)	2.56	0.13

Tabla 4.8 – Velocidades promedio en los primeros 30 m para perfil UDEC2. El punto representa el desajuste el perfil del mismo color para cada inversión.

4.1. CAMPUS UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN

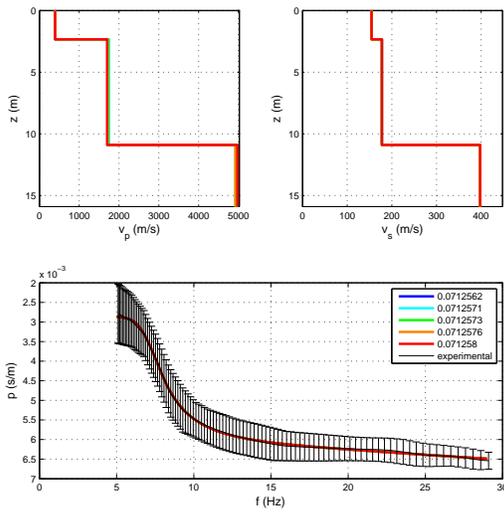


Figura 4.13 – Modelos de velocidad de onda P, S y curvas de dispersión para Universidad de Concepción, perfil 1, obtenidos con la inversión 01.

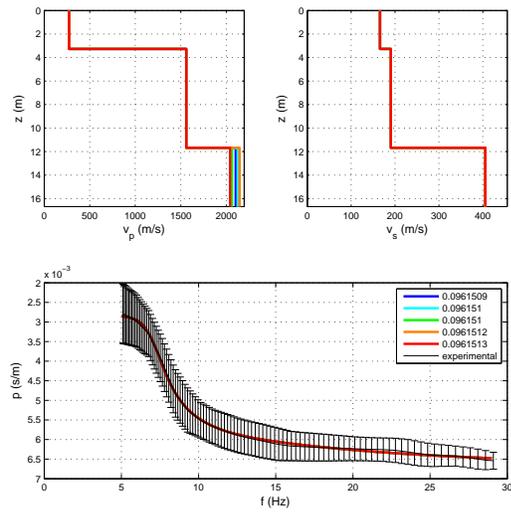


Figura 4.14 – Modelos de velocidad de onda P, S y curvas de dispersión para Universidad de Concepción, perfil 1, obtenidos con la inversión 02.

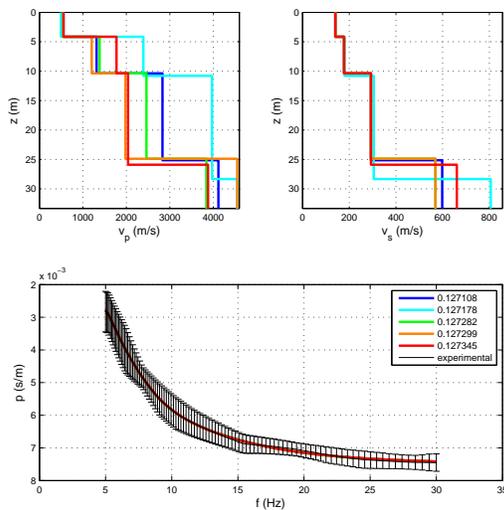


Figura 4.15 – Modelos de velocidad de onda P, S y curvas de dispersión para Universidad de Concepción, perfil 2, obtenidos con la inversión 03.

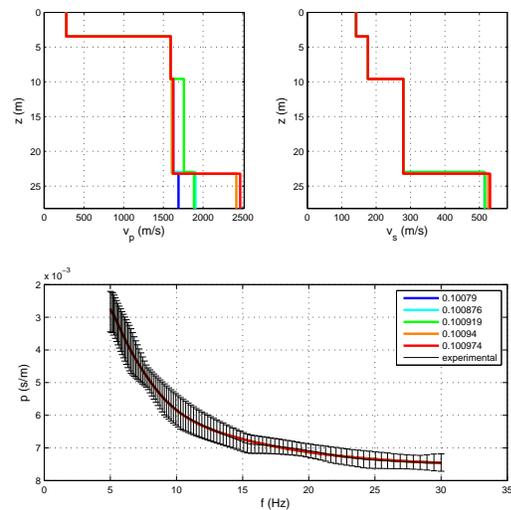


Figura 4.16 – Modelos de velocidad de onda P, S y curvas de dispersión para Universidad de Concepción, perfil 2, obtenidos con la inversión 04.

4.2. Parque Los Canelos, San Pedro de la Paz

4.2.1. Sísmica de refracción

Los tiempos de llegada para el perfil realizado (figura 3.12) se muestra en la figura 4.17. Se observa que los cambios de pendiente ocurren a tiempos semejantes para todas las mediciones, por lo que los datos se abordaron con el método de los tiempos de intercepto. Los tiempos fueron modelados considerando dos capas paralelas sobre un semiespacio, todos con sus propiedades homogéneas. Las velocidades (mínima, máxima, media y desviación de la muestra) y espesores encontrados se muestran en la tabla 4.9 y el modelo de capas de velocidad se muestra en la figura 4.18.

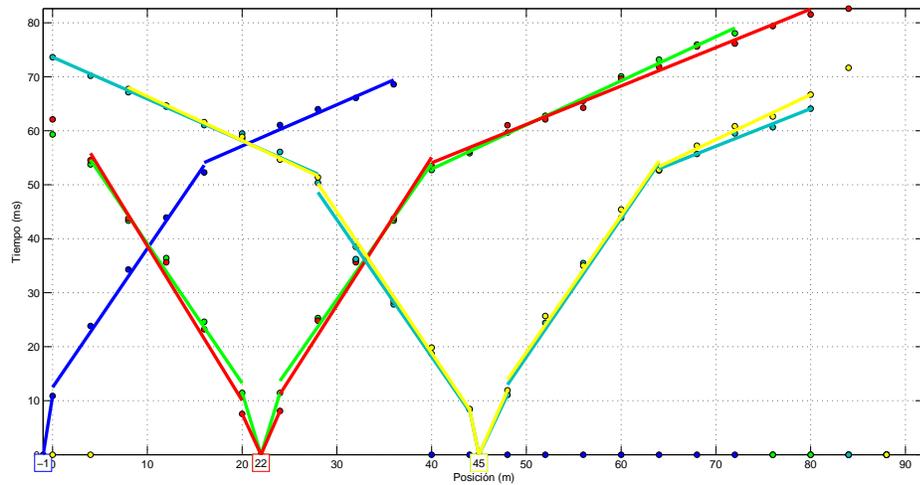


Figura 4.17 – Tiempos de llegada y ajustes de recta para Los Canelos.

Capa	V^{min} (m/s)	V^{max} (m/s)	\bar{V} (m/s)	σ_V (m/s)	z (m)	σ_z (m)
1	91.95	271.15	190.28	70.19	0.74	0.27
2	349.35	397.63	383.21	15.93	6.32	0.27
3	1199.86	1436.22	1298.18	92.58	-	-

Tabla 4.9 – Velocidades de onda P mediante ITM, en Parque los Canelos, San Pedro de la Paz.

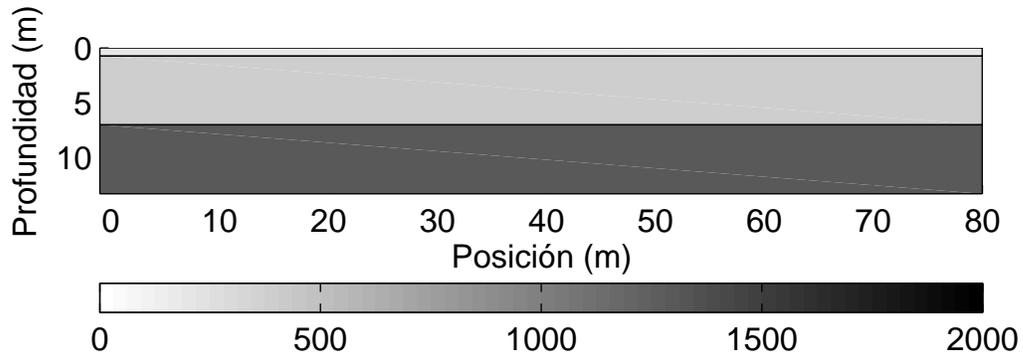


Figura 4.18 – Modelo de velocidad de onda P para Los Canelos.

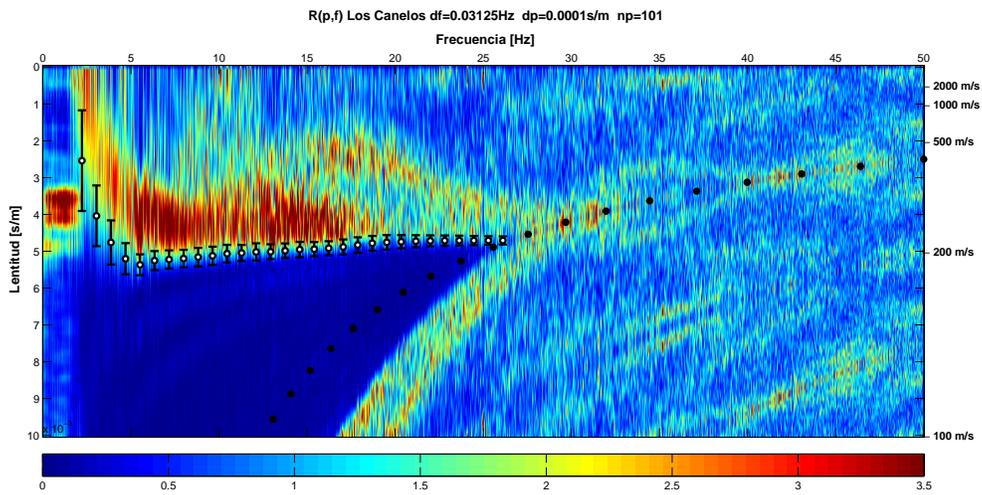


Figura 4.19 – Tasa espectral y curva de dispersión elegida para perfil Los Canelos.

4.2.2. Refracción de microtemores

El parque Los Canelos está ubicado en medio de una zona residencial, por lo que existe gran cantidad de calles distribuidas alrededor de la zona. Las fuentes de ruido pueden atribuirse principalmente a tráfico vehicular.

Imagen espectral y curva de dispersión.

Se obtuvo la imagen espectral 4.19 combinando los tres registros obtenidos (apéndice B) del único perfil realizado (figura 3.12). A pesar de haber usado geófonos de $14,5\text{ Hz}$ se pudo obtener una clara señal descendente entre 3 Hz y 5 Hz aproximadamente. Luego mantiene una tendencia levemente ascendente hasta los 25 Hz donde aparecen los artefactos asociados al aliasing espacial. A partir 15 Hz puede observarse, en lentitudes menores, una señal dispersiva menos clara que correspondería a un modo superior de vibración. La figura 4.19 también muestra la curva elegida; mayor incertidumbre existe en los picks bajo 5 Hz . Se desconoce, a priori, el motivo de la leve tendencia ascendente, pero puede deberse a la existencia de una capa de baja velocidad intermedia.

Inversión

Para la inversión se recortó la curva entre 3 y 26 Hz , y se remuestreó en 100 pasos distribuidos logarítmicamente. La tabla 4.10 muestra las profundidades estimadas dada la curva seleccionada y el criterio del largo del tendido.

Se realizaron variadas inversiones. Se lograron menores desajustes cuando se consideró la existencia de capas intermedias de baja velocidad, el uso de esta condición asegura un mejor ajuste en la parte no descendente de la curva de dispersión. Tres de las inversiones realizadas se muestran en la tabla 4.11. Las tres primeras capas fueron condicionadas con los valores de velocidad de onda P encontrados mediante sismica de refracción. En todas las inversiones se consideró una densidad constante de 2000 kg/m^3 y un coeficiente de Poisson variable entre $0 - 0,5$.

Resultados

Las figuras 4.20, 4.21 y 4.22 muestran los cinco mejores perfiles de velocidad para cada inversión. Los modelos obtenidos presentan un desajuste mucho mayor que los encontrados en la Universidad de Concepción. La inversión 01, y levemente la 02, llegaron a profundidades superiores a las estimadas en la tabla 4.10, por lo que los estratos demasiado profundos no deben ser tomados como confiables. En general todas las inversiones coinciden en los perfiles velocidad de corte hasta los 35 m de profundidad. Los perfiles de velocidad de onda P difieren en general, lo que demuestre la poca influencia que tiene esta velocidad en el proceso de inversión. Dada la variabilidad del perfil de onda P y la nula información adicional, este no suele ser tomado como resultado de un proceso ReMi, sin

embargo, podría sospecharse que los perfiles de onda P obtenidos de la inversión 01 y 03 podrían deshecharse por el gran aumento de velocidad en la quinta capa y cuarta capa respectivamente, que debería haberse visto en el análisis de refracción 4.17. Se calcula el parámetro V_s30 para cada perfil, los resultados se muestran en la tabla 4.12. El parámetro V_s30 es fundamentalmente el mismo para todos los perfiles e inversiones y su valor caería en la categoría D, suelos medianamente densos o firmes, de la clasificación chilena de suelos (tabla 1.1), sin embargo, se deberían realizar los ensayos geotécnicos adicionales que pide la norma para confirmar la categoría, en especial por no presentar un crecimiento monótono de la velocidad. La primera capa fue solo visible con la sísmica de refracción debido a su pequeño espesor y estaría relacionada a la cubierta vegetal propia del parque. Las dos siguientes capas se mueven en valores típicos de arenas (secas y húmedas). San Pedro se encuentra en una zona geológicamente conocida como Arenas Bio Bío. Estas arenas son limosas finas a muy gruesas, de color gris oscuro a negro castaño, sin cementación, con fragmentos de roca volcánica.

La disminución de velocidad observada alrededor de los 10 m profundidad podría estar asociada alguna cubierta vegetal antigua. Las capas siguientes se pueden seguir relacionando con las Arenas Bio Bío. En el semiespacio son variados los valores encontrados por lo que es dificultoso interpretarlo geológicamente además aparece a una profundidad que sobrepasa la estimada en la tabla 4.10 por lo que disminuye su confiabilidad.

Nombre	L (m)	D (m)	λ_{max} (m)	z_{max} (m)	λ_{min} (m)	z_{min} (m)
CANELOS	88	29.3-44	84.09	42.045	8.17	4.09

Tabla 4.10 – L : Largo del tendido, D : Profundidad estimada con la ecuación 3.1, λ_{max} : Longitud de onda máxima, z_{max} : Profundidad máxima a alcanzar, λ_{min} : Longitud de onda mínima, z_{min} : Espesor mínimo de la capa superficial.

Inversión	Capa	1	2	3	4	5	6	7
0.1	V_p	100-270	350-400	1200-1400	$< V_{p3}$	100-5000	100-5000	$> V_{p6}$
	V_s	50-3500	50-3500	50-3500	$< V_{s3}$	50-3500	50-3500	$> V_{s6}$
	D	1	6-7	8-100	D_{3-100}	D_{4-100}	D_{5-100}	D_{6-100}
0.2	V_p	100-270	350-400	1200-1400	$< V_{p3}$	$> V_{p4}$	$> V_{p5}$	$> V_{p6}$
	V_s	50-3500	50-3500	50-3500	$< V_{s3}$	$> V_{s4}$	$> V_{s5}$	$> V_{s6}$
	D	1	6-7	8-100	D_{3-100}	D_{4-100}	D_{5-100}	D_{6-100}
0.3	V_p	100-270	350-400	1200-1400	$> V_{p3}$	$< V_{p4}$	$> V_{p5}$	$> V_{p6}$
	V_s	50-3500	50-3500	50-3500	$> V_{s3}$	$< V_{s4}$	$> V_{s5}$	$> V_{s6}$
	D	1	6-7	8-100	D_{3-100}	D_{4-100}	D_{5-100}	D_{6-100}

Tabla 4.11 – Inversiones con el menor desajuste encontrado para sector Los Canelos.

	V_{s30} (m/s)		
Misfit	Inversión 01	Inversión 02	Inversión 03
●	210.71	213.51	212.11
●	212.68	210.28	211.15
●	213.05	213.83	213.03
●	209.45	211.34	211.43
●	211.85	210.89	210.81
\bar{V}_{s30} (m/s)	211.55	211.97	211.71
$\sigma_{V_{s30}}$ (m/s)	1.48	1.60	0.88

Tabla 4.12 – Velocidades promedio en los primeros 30 m para los Canelos. El punto representa el desajuste el perfil del mismo color para cada inversión.

4.2. PARQUE LOS CANELOS, SAN PEDRO DE LA PAZ

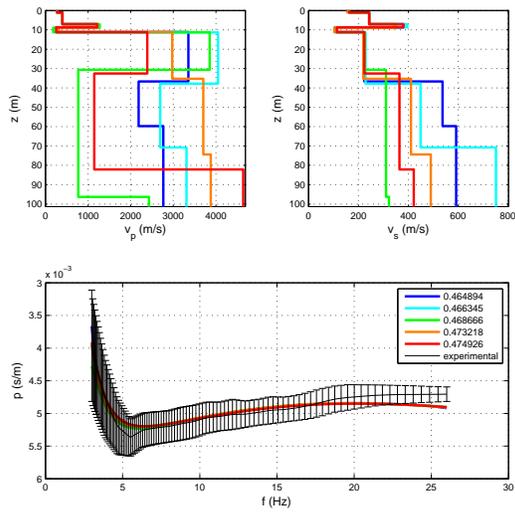


Figura 4.20 – Modelos de velocidad de onda P, S y curvas de dispersión para Los Canelos obtenidos de la inversión 01.

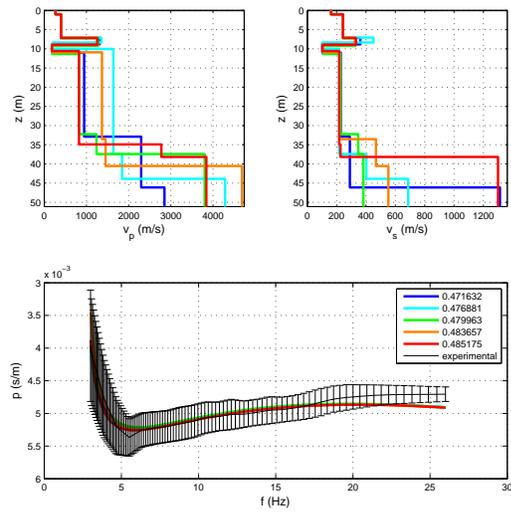


Figura 4.21 – Modelos de velocidad de onda P, S y curvas de dispersión para Los Canelos obtenidos de la inversión 02.

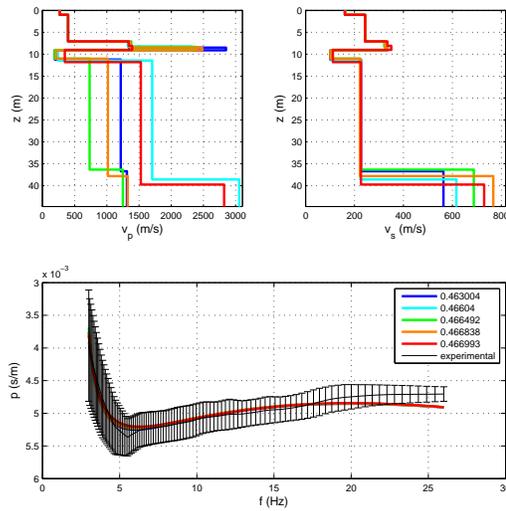


Figura 4.22 – Modelos de velocidad de onda P, S y curvas de dispersión para Los Canelos obtenidos de la inversión 03.

4.3. Villa las Araucarias, Arauco

4.3.1. Sísmica de refracción

Se realizaron dos perfiles, denominados VILLA1 y VILLA2 (figura 3.13). Los datos tomados presentaron gran ruido, producto del tránsito y las obras de construcción que se realizaban en los alrededores, por lo que el picado de onda P fue dificultoso. Los tiempos de llegada obtenidos se muestran en la figura 4.23 y 4.24. Se optó por abordar los datos con el método de los tiempos de retardo para encontrar un perfil de velocidad más realista y se abordó considerando dos capas.

Para la capa superficial se promediaron todas las velocidades de onda directa encontradas en los tres disparos.

Para el perfil VILLA1 (4.23) el método de los tiempos de retardo se usó considerando dos secciones. La primera usando el shot directo (puntos negros) y el shot intermedio izquierdo (puntos rojos) logrando una ventana de análisis entre las posiciones 4 y 28 *m*. Para la segunda sección se usaron los shot intermedio derecho (puntos magenta) y el shot reverso (puntos azules) logrando una ventana de análisis que va desde la posición 40 a 56 *m*.

Para el perfil VILLA2 (4.24) también se consideraron dos secciones. La primera usando el shot directo (puntos negros) y el shot intermedio izquierdo (puntos rojos) logrando una ventana de análisis entre las posiciones 8 y 20 *m*. Para la segunda sección se usaron los shot intermedio derecho (puntos magenta) y el shot reverso (puntos azules) logrando una ventana de análisis que va desde la posición 40 a 52 *m*.

Para completar los perfiles se calculó las profundidades bajo cada shot con las ecuaciones para capas paralela y se interpoló las profundidades donde no se tienen datos.

Tanto las velocidades y espesores obtenidos están tabulados en 4.13 y los modelos de capas se muestran en la figuras 4.25 y 4.26. Para VILLA1 las velocidades del segundo estrato son similares para ambas secciones. En tanto, en VILLA2 las velocidades del segundo estrato presentaron mayor diferencia en cada sección considerada.

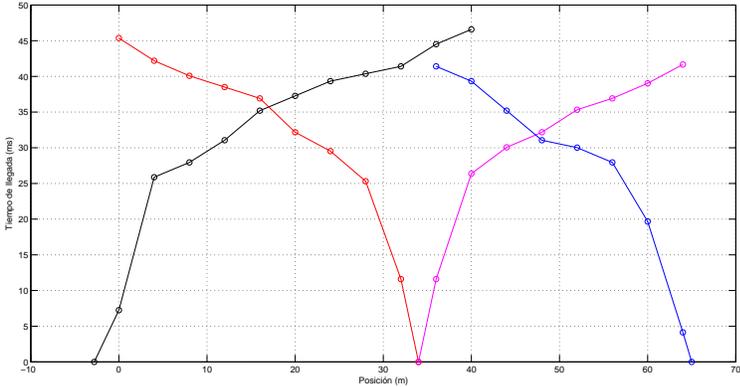


Figura 4.23 – Tiempos de llegada para Villa las Araucarias, perfil VILLA1.

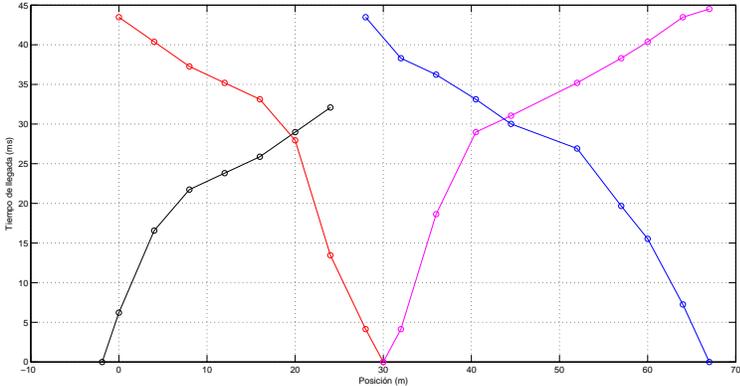


Figura 4.24 – Tiempos de llegada para Villa las Araucarias, perfil VILLA2.

Perfil	Capa	V^{min} (m/s)	V^{max} (m/s)	\bar{V} (m/s)	σ_V (m/s)	z_{min} (m)	z_{max} (m)
VILLA1	1	232.84	416.30	287.86	86.28	2.77	3.72
	2	1472.71	1488.15	1480.42	10.92	-	-
VILLA2	1	349.58	562.48	431.89	99.02	3.83	4.74
	2	1486.15	1876.93	1681.54	276.32	-	-

Tabla 4.13 – Velocidades de onda P encontradas mediante DTM en Villa las Araucarias.

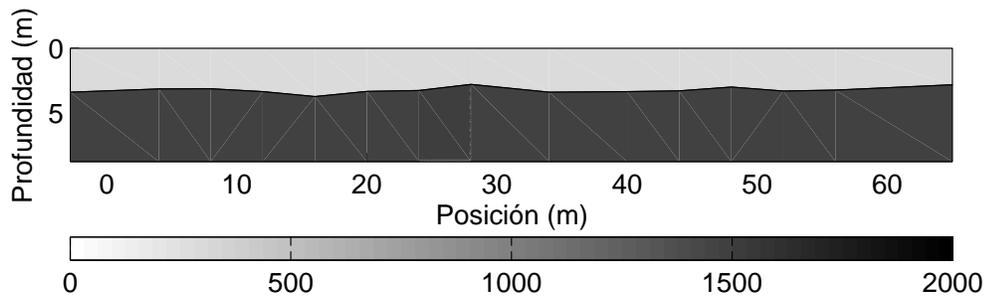


Figura 4.25 – Modelo de velocidad de onda P para Villa las Araucarias, perfil VILLA1.

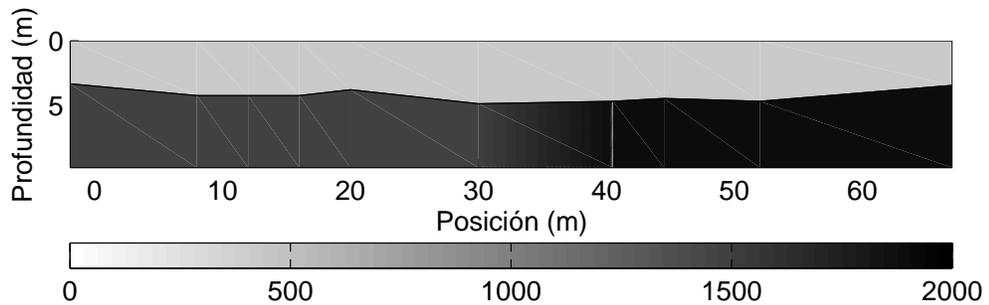


Figura 4.26 – Modelo de velocidad de onda P para Villa las Araucarias, perfil VILLA1.

4.3.2. Refracción de microtremores

Las fuentes de ruido que se pueden identificar en Villa las Araucarias están asociadas a actividad de construcción y tráfico; la villa limita al sur con la ruta P-20, entrada por el este a la ciudad; al norte se encuentra el humedal y luego el mar, por lo que se podría considerar ruido asociado al choque de las olas con la costa. También es importante recalcar la existencia de actividad industrial maderera en los alrededores.

Imágenes espectrales y curvas de dispersión.

Las figuras 4.27 y 4.28 muestran las imágenes espectrales para los perfiles VILLA1 y VILLA2 respectivamente (figura 3.13), obtenidas combinando registros que se detallan en las tablas B.5 y B.5. La imagen p-f de VILLA1 muestra una tendencia descendente que va aproximadamente desde los 5 Hz hasta los 16 Hz . Para el perfil VILLA2 también se observa esta tendencia entre esas frecuencias, sin embargo, el descenso no es tan abrupto.

Inversión

Para las inversiones se recortaron las curvas de ambos perfiles entre 5 y 16 Hz , y se remuestrearon en 100 pasos logarítmicamente distribuidos. En la tabla 4.14 están los valores de profundidad estimados dado el largo del tendido y la curva de dispersión seleccionada. Para el perfil VILLA1 se realizaron varias inversiones; las que menor desajuste presentaron fueron en las que se consideraron tres capas sobre un semiespacio con velocidad aumentando en profundidad. La tabla 4.15 detalla dos inversiones; en la primera (01) se dejan libres los valores que puede tomar cada capa y en la segunda (02) se introdujo la información obtenida de la sísmica de refracción. Para el perfil VILLA2 dos de las inversiones se detallan en 4.16, una inversión libre (03) considerando cuatro capas y una con información de sísmica de refracción (04) considerando tres capas, en esta última también se introdujo información del espesor de la primera capa debido a que las inversiones arrojaban profundidades demasiado bajas que no pudieron haber sido logradas con el método. En todas las inversiones se dejó la densidad en 2000 Kg/m^3 y el coeficiente de Poisson entre $0 - 0,5$.

Resultados

Los perfiles de velocidad obtenidos para VILLA1 se muestran en las figuras 4.29 y 4.32. Básicamente se obtuvieron los mismos perfiles de velocidad de onda de corte en ambas inversiones con la diferencia más notoria en el valor de la segunda de capa. La inversión libre (01) pudo caracterizar también las dos primeras capas de velocidad de onda P, alcanzando valores semejantes a los obtenidos con sísmica de refracción. En ambas inversiones las velocidades de onda P de la tercera y cuarta capa alcanzan valores muy elevados. Hay que recordar que sólo se muestran los mejores cinco perfiles de cada inversión, y en general una diversidad de perfiles de onda P pueden presentar el mismo perfil de onda S.

Los perfiles de velocidad obtenidos para VILLA2 se muestran en las figuras 4.31 y 4.32. Estos perfiles llegaron a una profundidad menor que en VILLA1 y presentan algunas singularidades. Los cinco perfiles de velocidad obtenidos de la inversión 03 (figura 4.31) coinciden prácticamente; la segunda capa puede ser ignorada ya que presenta un valor medio entre las capas adyacentes y seguramente fue posicionada ahí ya que se le pidió al programa la condición de cuatro capas. En la inversión 04 (figura 4.32), que se hizo considerando la información de la sísmica de refracción, se obtiene un perfil de velocidad de onda de corte similar al de la inversión anterior.

Los perfiles de velocidad de onda S para VILLA1 y VILLA2 presentan ciertas diferencias en lo que serían las dos primeras capas pero presentan valores coherentes. El valor de la tercera capa coincide bastante bien (aproximadamente 400 m/s), en tanto que en VILLA1 aparece una capa extra con un valor mayor lo que se ve reflejado en el cálculo del parámetro V_{s30} (tablas 4.17 y 4.18), donde el perfil VILLA1 presenta un valor más alto. En ambos casos, los suelos caen en la categoría D (suelos medianamente densos o firmes) según el valor V_{s30} que presentan, sin embargo llama la atención por qué el suelo de Villa las Araucarias si sufrió colapso de suelo y los de la Universidad de Concepción y Los Canelos no. Como la ecuación 1.1 puede ser generalizada para cualquier profundidad, se calculan las velocidades promedio a 5,10,15,20,25 y 30 para los perfiles efectuados en todos lugares abordados en esta tesis. La figura 4.33 muestra el resultado. Se puede observar que aunque a los 30 m el parque Los Canelos presenta una velocidad promedio menor que los otros lugares, en la parte superficial pasa lo contrario. Esto puede relacionarse con el comportamiento que tuvo cada lugar con el terremoto del 2010. Sin embargo, hay que precisar que la legislación chilena advierte que los suelos colapsables, como los de Villa las Araucarias, deben ser abordados con pruebas geotécnicas especiales. Es decir el ReMi no es un buen instrumento por si solo, para saber si un suelo es licuable o no, pero si puede darnos un indicio de la rigidez superficial del terreno.

La figura 4.34 muestra la comparación entre las estratificaciones descritas en los estudios que se mencionaron en la sección 1.2.2 y los perfiles obtenidos en esta investigación. En general la capa más superficial que el ReMi pudo describir es mayor a 4 m, que según los otros estudios corresponden en general a dos tipos de estratos que son el relleno artificial y el fango compuesto de arcillas y arenas. Las velocidades encontradas, de este primer estrato, se pueden relacionar con los valores de cubierta vegetal y arcillas (tabla 2.3). El segundo estrato es mucho más grueso en el perfil VILLA2 que se encuentra más cercano al humedal, y podría relacionarse con las arenas que nombran WAL-MOR (2011) y Donoso (2011). El tercer estrato encontrado en ambos perfiles ReMi podría corresponder a arenas dada su velocidad de onda S. La velocidad de onda P encontrada en el ReMi no es confiable dada la no unicidad del problema y tampoco se tiene información a esta profundidad ni de otros estudios ni de la sísmica de refracción. Finalmente el último estrato es sólo visible en el perfil VILLA1 correspondería a un material más rígido, que podría estar relacionado a la arenisca de la Formación Tubul, aunque como en la capa anterior no se puede concluir categoricamente sin información de otro estudio.

4.3. VILLA LAS ARAUCARIAS, ARAUCO

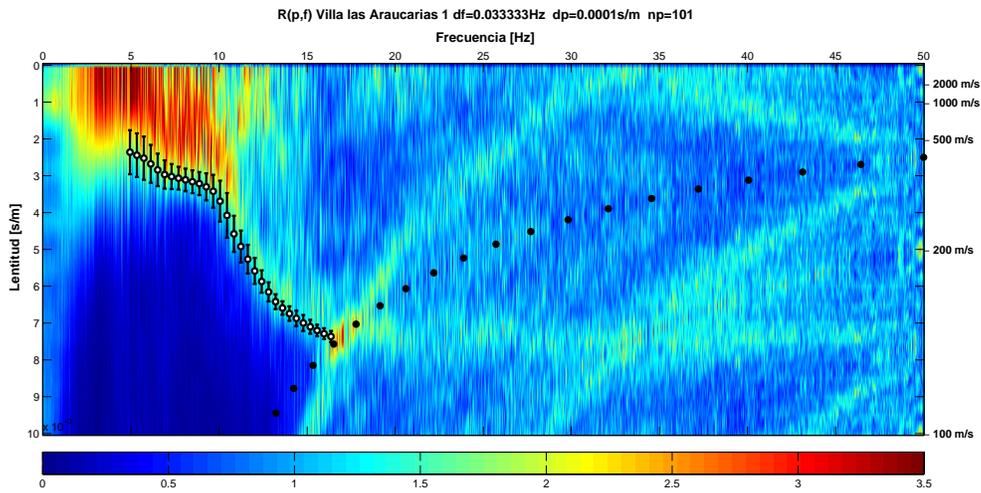


Figura 4.27 – Tasa espectral y curva de dispersión seleccionada para perfil VILLA1

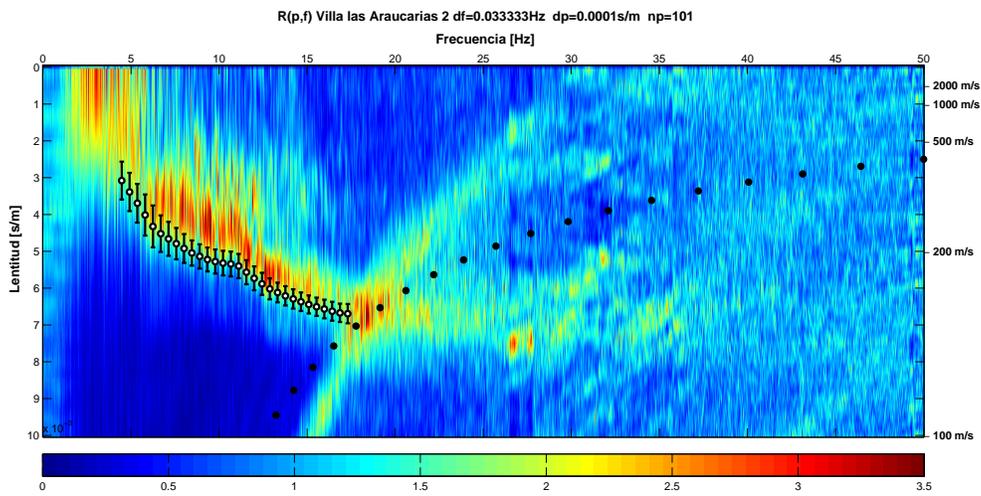


Figura 4.28 – Tasa espectral y curva de dispersión seleccionada para perfil VILLA2

Nombre	L (m)	D (m)	λ_{max} (m)	z_{max} (m)	λ_{min} (m)	z_{min} (m)
VILLA1	64	21.4-32	84.31	42.16	8.57	4.29
VILLA2	67	22.3-33.5	70.68	35.34	9.51	4.76

Tabla 4.14 – L : Largo del tendido, D : Profundidad estimada, λ_{max} : Longitud de onda máxima, z_{max} : Profundidad máxima a alcanzar, λ_{min} : Longitud de onda mínima, z_{min} : Espesor mínimo de la capa superficial.

Inv.	Capa	1	2	3	4	Inv.	Capa	1	2	3	4
0.1	V_p	100-5000	$> V_{p1}$	$> V_{p2}$	$> V_{p3}$	0.3	V_p	100-5000	$> V_{p1}$	$> V_{p2}$	$> V_{p3}$
	V_s	100-3500	$> V_{s1}$	$> V_{s2}$	$> V_{s3}$		V_s	50-3500	$> V_{s1}$	$> V_{s2}$	$> V_{s3}$
	D	1-100	1-100	1-100	1-100		D	1-100	1-100	1-100	1-100
Inv.	Capa	1	2	3	4	Inv.	Capa	1	2	3	4
0.2	V_p	201-374	1468-1491	$> V_{p2}$	$> V_{p3}$	0.4	V_p	332-531	1486-1876	$> V_{p2}$	$> V_{p3}$
	V_s	100-3500	$> V_{s1}$	$> V_{s2}$	$> V_{s3}$		V_s	50-3500	$> V_{s1}$	$> V_{s2}$	$> V_{s3}$
	D	1-100	1-100	1-100	1-100		D	3.83-4.74	1-100	1-100	1-100

Tabla 4.15 – Inversiones con los menores desajustes encontrados para perfil VILLA1.

Tabla 4.16 – Inversiones con los menores desajustes encontrados para perfil VILLA2.

Misfit	V_{s30} (m/s)	
	Inversión 01	Inversión 02
•	287.39	286.55
•	287.41	286.55
•	287.39	286.55
•	287.39	286.55
•	287.39	286.55
\bar{V}_{s30} (m/s)	287.40	286.55
$\sigma_{V_{s30}}$ (m/s)	0.01	0.00

Misfit	V_{s30} (m/s)	
	Inversión 03	Inversión 04
•	237.75	239.92
•	237.75	239.92
•	237.75	239.92
•	237.75	239.92
•	237.75	239.92
\bar{V}_{s30} (m/s)	237.75	239.92
$\sigma_{V_{s30}}$ (m/s)	0.00	0.00

Tabla 4.17 – Velocidades promedio en los primeros 30 m para perfil VILLA1. El punto representa el desajuste el perfil del mismo color para cada inversión.

Tabla 4.18 – Velocidades promedio en los primeros 30 m para perfil VILLA2. El punto representa el desajuste el perfil del mismo color para cada inversión.

4.3. VILLA LAS ARAUCARIAS, ARAUCO

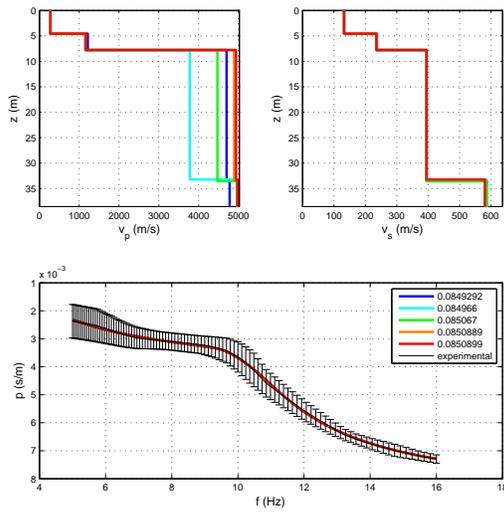


Figura 4.29 – Modelos de velocidad de onda P, S y curvas de dispersión para perfil VILLA1, obtenidos con la inversión 01.

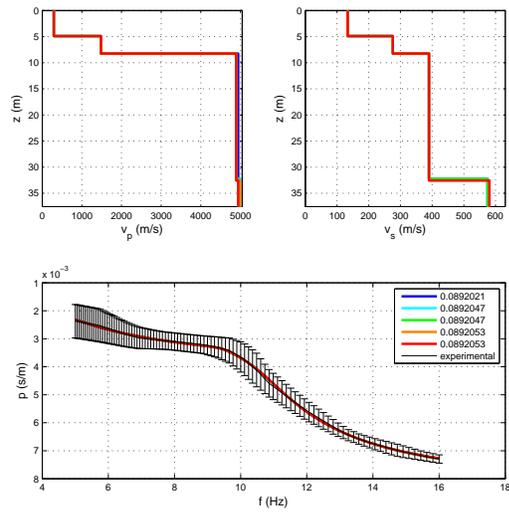


Figura 4.30 – Modelos de velocidad de onda P, S y curvas de dispersión para perfil VILLA1, obtenidos con la inversión 02.

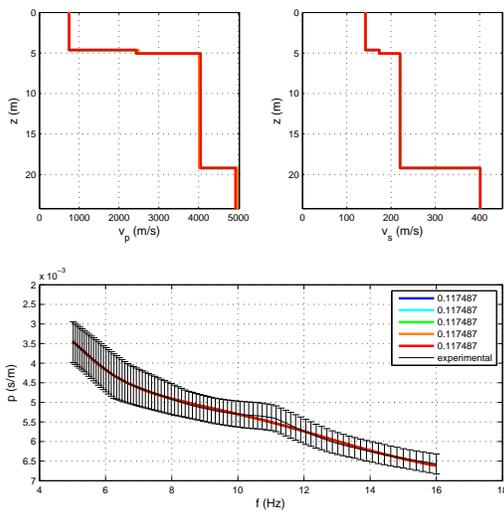


Figura 4.31 – Modelos de velocidad de onda P, S y curvas de dispersión para perfil VILLA2, obtenidos con la inversión 03.

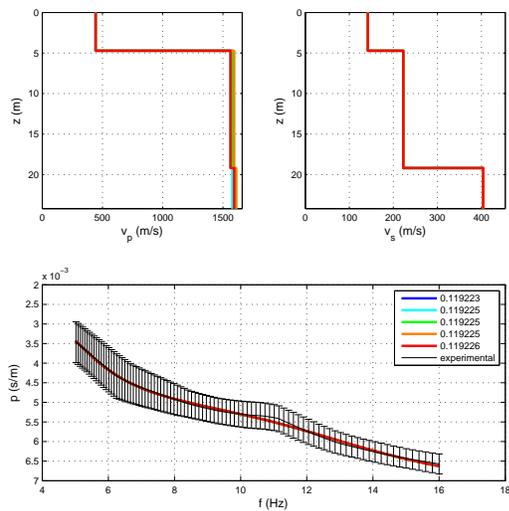


Figura 4.32 – Modelos de velocidad de onda P, S y curvas de dispersión para perfil VILLA2, obtenidos con la inversión 04.

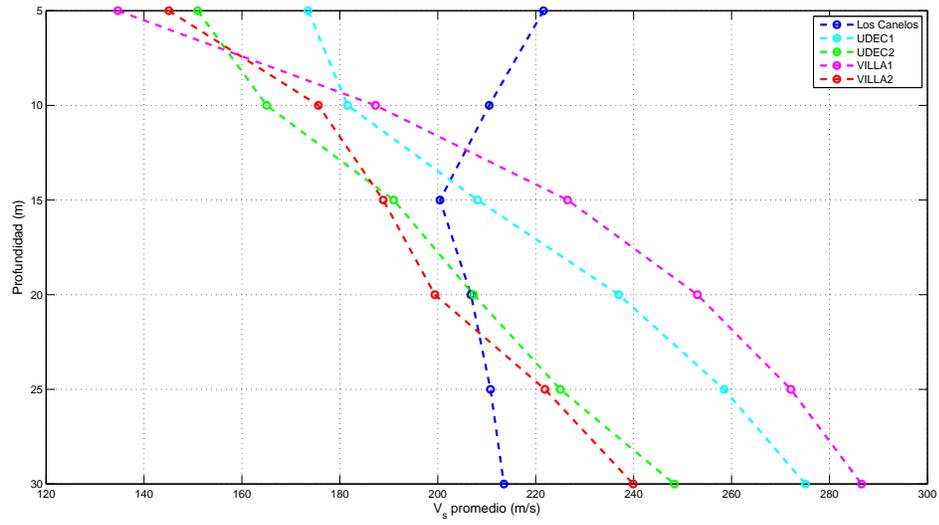


Figura 4.33 – Comparación entre las velocidades promedio a distintas profundidades para cada perfil efectuado.

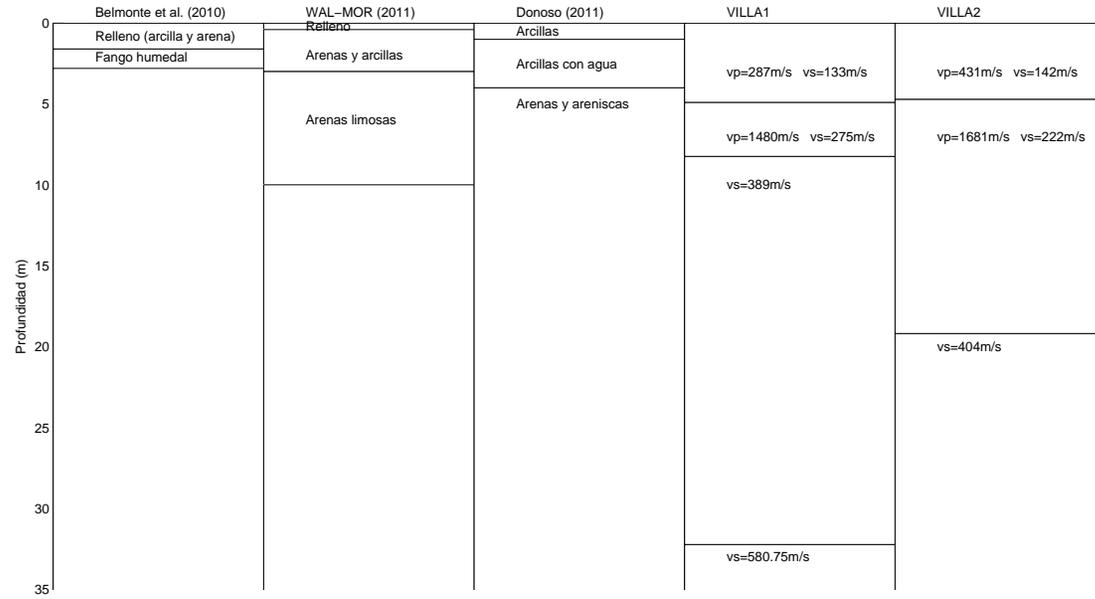


Figura 4.34 – Comparación entre las estratificaciones encontradas en los estudios de Belmonte et al. (2010), WAL-MOR (2011), Donoso (2011) y los perfiles para VILLA1 y VILLA2.

Capítulo 5

Conclusión

5.1. Discusión

La mayor dificultad que se pudo identificar en el procedimiento ReMi fue la elección o picado de la curva de dispersión desde la imagen p-f. Aunque según los creadores del método y del programa oficial se debe hacer en la frontera inferior de la envolvente de dispersión, esto es una ambigüedad ya que no hay una definición formal de lo que significa este límite inferior en términos del nivel de tasa espectral. Además hay investigaciones que refutan esta modalidad y principalmente apuntan a que se debe conocer la naturaleza del ruido para saber en qué sector de la imagen p-f se debe elegir la curva de dispersión. La ley chilena pide ejecutar perfiles ortogonales y elegir el más desfavorable, es decir, una compensación a la sobrestimación de la velocidad atribuida al ReMi.

Es de interés, la implementación del procedimiento propuesto por Strobbia & Cassiani (2011) para usar solo los registros de ruido que cumplen la hipótesis de homogeneidad del campo de ondas. Esto a la vez implica tomar una gran cantidad de registros al momento de la adquisición en terreno para asegurar un número importante de registros de buena calidad.

Usar la suma de registros es clave para encontrar imágenes p-f bien definidas, comúnmente las imágenes individuales son más “ruidosas” y la subjetividad al elegir la curva de dispersión aumenta. Según Pancha et al. (2008), el software oficial, SeisOpt ReMi ocupa una función para suavizar la imagen, eso explicaría la calidad de estas que se encontraron en algunos artículos aunque tenían menor resolución en lentitud.

El método ReMi es insuficiente por si solo si se desea usar para caracterizar un terreno. Es de bastante importancia usar otros métodos complementarios. Comúnmente en la área de las consultoras se ocupa el ReMi en conjunto con la técnica MASW. Al ser MASW de fuente activa, la elección de la curva se hace en el “peak” de tasa espectral por lo que la subjetividad disminuye, además daría de un indicio para saber donde picar realmente la curva de dispersión del ReMi.

La sísmica de refracción entrega una idea inicial del número de capas más superficiales y sus valores de onda P que son de valor para el proceso de inversión de los datos. De lo observado, con un mazo común, no se puede llegar a más de 10 m de profundidad debido a la atenuación que sufren las ondas. Hay que tener en cuenta el gran defecto de la sísmica de refracción que es que asume capas que aumentan su velocidad en profundidad por lo que pueden existir capas indetectables.

Las tres técnicas (ReMi, MASW y sísmica de refracción) ocupan la misma instrumentación, así que es posible realizarlas en un mismo terreno, sin embargo, se debe intentar hacerlas con las especificaciones óptimas que pide cada método. Esto es, principalmente, cambiar el espaciamiento de los geófonos para cada técnica lo que significará mayor tiempo de trabajo en terreno. Si sólo se pudiera efectuar ReMi, es recomendable hacer un perfil con grandes espaciamientos y geófonos de baja frecuencia, y otro de espaciamiento corto y con geófonos de mayor frecuencia natural.

Dada la no unicidad del problema, el proceso de inversión de la curva de dispersión se debe, en lo posible, contar con la mayor información del lugar, por ejemplo, de las técnicas mencionadas del párrafo anterior y de la geología. La ley chilena exige la realización de estudios geotécnicos de penetración, por lo que en un procedimiento formal de evaluación de suelos esa información también será importante para la inversión ReMi.

Para el caso de suelos licuables, como el de Villa las Araucarias, el método ReMi es insuficiente para detectar las falencias del suelo. Sin embargo, se debe destacar que se pudo prospectar a profundidades mayores que en los estudios de excavación y eléctricos.

5.2. Conclusiones

Se logró modelar el subsuelo para Villa las Araucarias mediante refracción de microtemores. El modelo encontrado consiste en 3 capas sobre un semiespacio. La primera de ellas llega a una profundidad aproximadamente de entre 4,2 – 4,9 m y correspondería al relleno y fango del humedal con velocidad de corte entre 133 – 142 m/s . La segunda cuyo espesor se encuentra en alrededor de 3 m para el perfil VILLA1 (zona central de la villa) y 14 m para el área del perfil VILLA2 (zona lateral, cercana al humedal) tiene una velocidad de corte entre 222 – 275 m/s y correspondería a arenas. La tercera capa posee una velocidad de corte de 389 – 404 m/s correspondería a arenas más rígidas y por último otra capa, que es visible sólo en el perfil VILLA1, apunta a un material más rígido relacionado con areniscas, con velocidad de corte de 580 m/s que aparece sobre los 32 m de profundidad y que sería un indicio del basamento relacionado a la Formación Tubul.

Se calculó un valor del parámetro $V_{s30} = 237,75$ (se eligió el más desfavorable entre los calculados), por lo que correspondería a un suelo de tipo D según la norma chilena. Aunque debido a que el suelo colapsó para el terremoto 2010 debe abordarse con las técnicas especiales que pide la legislación para suelos colapsables. En general el método tuvo buena correlación con la estratificación encontrada con los estudios anteriores efectuados en Villa

las Araucarias.

Adicionalmente, se pudo caracterizar dos lugares más. La zona de pastos frente la facultad de Físicas y Matemáticas de la Universidad de Concepción donde se llegó a un modelo de dos capas sobre un semiespacio, con velocidades de corte entre $141 - 165 m/s$ (de 0 a alrededor de $3 m$ de profundidad), sobre una capa de $175 - 190 m/s$ (con espesor entre $6 - 8 m$) y un semiespacio con velocidad entre $404 - 515 m/s$. En tanto, en Parque los Canelos se puede identificar un modelo de cinco capas. La primera de $1 m$ de espesor con velocidad de corte $163 m/s$, luego una capa de espesor de $6 m$ con velocidad $243 m/s$, luego una de aproximadamente $1,6 m$ con velocidad de corte $362 m/s$. Después ocurre una disminución de velocidad con una capa de alrededor de $2 m$ de espesor y velocidad $102 m/s$ para luego aumentar la velocidad a $228 m/s$ durante casi $22 m$ para finalmente llegar al semiespacio con valores que fluctúan entre $400 m/s$ y $1200 m/s$.

Se pudo observar que al comparar las estratificaciones encontradas en cada lugar, Villa las Araucarias posee la capa superficial de peor velocidad de onda corte. Lo que podría estar relacionado con su comportamiento durante el terremoto.

Se logró un procesamiento completo de datos para la técnica de refracción de microtemores usando rutinas y programas de libre distribución, además se detallo el uso de estos quedando como guía para personas interesadas en la materia. Además se pudo comprobar las bondades del método en terreno: la instalación de equipo y adquisición de datos en menos de dos horas de trabajo. Con respecto a sus resultados, destaca la profundidad a prospectar y además que en varias de las inversiones se logró validar la información que entregaba la sísmica de refracción.

5.3. Perspectivas

Es de mi interés introducirme en otros métodos de prospección del tipo sísmico, especialmente de análisis ondas superficiales como el método MASW y los métodos de arreglos bidimensionales. Aplicarlos en terreno junto al ReMi en distintos lugares (planicies y laderas) para compararlos y ver las ventajas y falencias de cada método.

Apéndice A

Sísmica de refracción

A.1. Refracción

Al incidir una onda P en la interfase entre dos medios, con diferentes propiedades elásticas, existe parte de la onda que se refleja y otra que se refracta, es decir surfe un cambio de rapidez y dirección. Si se consideran las ondas como rayos, al igual que como la luz en la óptica, se puede usar la **Ley de Snell** para relacionar al rayo sísmico incidente con el refractado (ecuación A.1, figura A.1).

$$\frac{\sin i}{V_1} = \frac{\sin r}{V_2} \quad (\text{A.1})$$

Si el segundo medio posee una velocidad de propagación para el rayo mayor que el primero, existe un ángulo incidente para el cual el ángulo refractado es 90° . Este fenómeno se conoce como **refracción crítica** y el ángulo de incidencia se puede calcular con la ecuación A.2 (figura A.2).

$$i_c = \sin^{-1} \left(\frac{V_1}{V_2} \right) \quad V_1 < V_2 \quad (\text{A.2})$$

El fenómeno de la refracción crítica es la base del método de sísmica de refracción. La onda refractada críticamente viaja por la interfase entre los dos medios a la velocidad del medio inferior (V_2), y regresa a la superficie como una “head wave” que deja la interfase con el mismo ángulo de incidencia i_c .

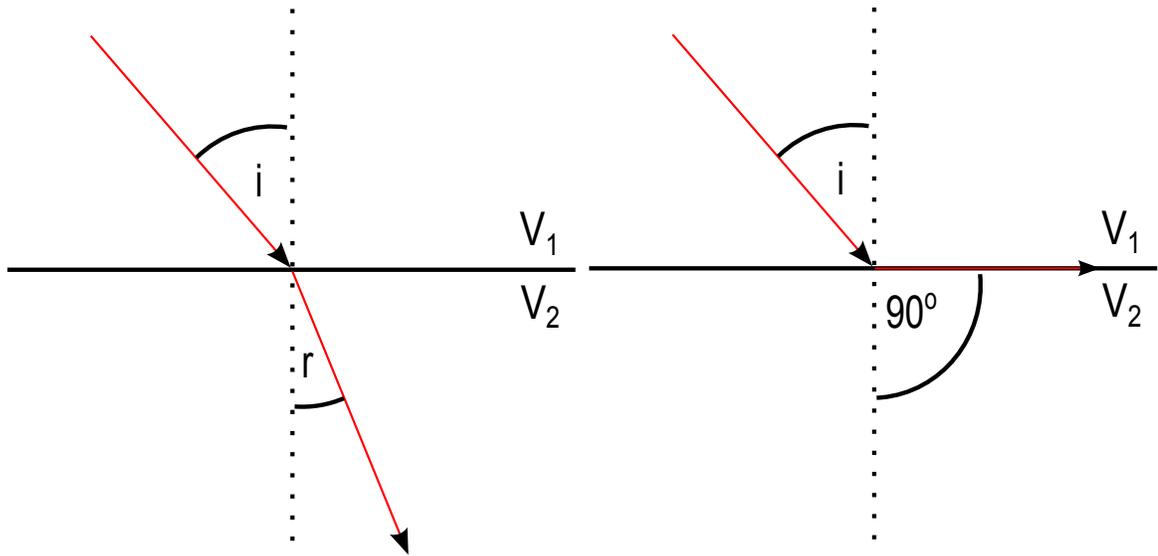


Figura A.1 – Ley de Snell. Diagrama de rayos que sufren refracción al cruzar una interfase entre dos medios.

Figura A.2 – Refracción crítica. El ángulo refractado es perpendicular a la recta normal.

A.2. Método de los tiempos de intercepto

El método de los tiempos de intercepto es la más básica forma de interpretar datos de sísmica de refracción; se grafican en un domocroma los tiempos de llegada de la onda P versus la posición de cada sensor; se ajustan rectas donde observen tendencias lineales; y se obtienen los valores de velocidad a partir de las pendientes y los espesores a partir de los interceptos.

A.2.1. Interfases horizontales

La forma más simple de abordar el análisis de los datos sísmicos es considerar que el subsuelo consta de n estratos homogéneos sobre un semiespacio. Con $n = 2$ se tiene un suelo consistente en un estrato de espesor z_1 sobre un semiespacio, con cada capa con sus respectivas propiedades elásticas uniformes (Figura A.3). La velocidad de propagación de las ondas sísmicas en la capa superior se denota como V_1 y en la capa inferior como V_2 (con $V_2 > V_1$). La onda sísmica se genera en el punto A (shot) en la superficie y viaja en forma de frentes de onda hemisféricos. Un geófono se localiza en el punto D (detector) a una distancia x de A .

Para geófonos localizados cerca del punto A la primera señal en llegar será una onda

directa que viaja desde el shot al detector cerca de la superficie a velocidad V_1 .

$$t_1 = \frac{x}{V_1} \quad (\text{A.3})$$

En el gráfico de tiempos de llegada versus posición de los geófonos, la ecuación A.3 corresponde a una recta que pasa por el origen con pendiente V_1^{-1} . A partir de cierta distancia, los primeros arribos corresponderán a ondas refractadas que superarán a las directas debido a que por un momento se movieron en la interfase entre los dos medios a velocidad V_2 mayor que V_1 . El tiempo total que demora en llegar la onda refractada al detector corresponde a la suma de los tiempos que demoró en recorrer los segmentos \overline{AB} , \overline{BC} y \overline{CD} . El tiempo de viaje de la onda refractada se puede calcular usando la geometría planteada en la figura A.3 y la ecuación A.2.

$$\begin{aligned} t_2 &= T_{AB} + T_{BC} + T_{CD} \\ t_2 &= \frac{x}{V_2} + 2z_1 \sqrt{\frac{1}{V_1^2} - \frac{1}{V_2^2}} \end{aligned} \quad (\text{A.4})$$

El tiempo de viaje de la onda refractada, ecuación A.4, describe una recta de pendiente V_2^{-1} que intersecta al eje del tiempo en el punto $2z_1 \sqrt{\frac{1}{V_1^2} - \frac{1}{V_2^2}}$, este es el llamado **tiempo de intercepto**, que es función del espesor de la primera capa y las velocidades de las dos capas.

$$Ti_2 = 2z_1 \sqrt{\frac{1}{V_1^2} - \frac{1}{V_2^2}} \quad (\text{A.5})$$

La potencia del estrato o espesor de la primera capa, se puede obtener despejando z_1 , dado que el tiempo Ti_2 es obtenido de la gráfica de los datos.

$$z_1 = Ti_2 \frac{V_1 V_2}{2\sqrt{V_2^2 - V_1^2}} \quad (\text{A.6})$$

Es importante definir otros dos conceptos: la **distancia de crossover o intercepto** (x_c) y la **distancia crítica**. Aunque en algunos textos, como Milsom (2003), son usadas como sinónimos existe una sutileza en su definición. La distancia de intercepto es la mínima distancia desde el shot donde la onda refractada comienza a ser la primera llegada superando a la onda directa, mientras que la distancia crítica es la distancia desde el shot donde puede ser registrado un frente de onda refractado como arribo posterior a la onda directa (figura A.3).

Si se igualan las ecuaciones A.3 y A.4 se encuentra una expresión para el ancho de la primera capa en función de la distancia de crossover x_c , que se puede obtener del gráfico.

$$z_1 = \frac{1}{2} \sqrt{\frac{V_2 + V_1}{V_2 - V_1}} x_c \quad (\text{A.7})$$

Un espacimientto menor entre los detectores en las cercanías de la fuente sísmica ayudará a determinar más precisamente la distancia de intercepto.

Siguiendo el planteamiento anterior, se pueden deducir ecuaciones para n capas horizontales paralelas (figura A.4).

- Tiempo de viaje para :

$$t_j(x) = \frac{x}{v_j} + Ti_j \quad (\text{A.8})$$

- Tiempo de intersección (Ti)¹:

$$Ti_j = 2 \sum_{k=1}^{j-1} z_k \left(\frac{1}{v_k^2} - \frac{1}{v_j^2} \right)^{1/2} \quad (\text{A.9})$$

- Potencia de estrato $(z)^2$, $j \geq 3$:

$$z_{j-1} = \frac{Ti_j - 2 \sum_{k=1}^{j-2} z_k \left(\frac{1}{v_k^2} - \frac{1}{v_j^2} \right)^{1/2}}{2 \left(\frac{1}{v_{j-1}^2} - \frac{1}{v_j^2} \right)^{1/2}} \quad (\text{A.10})$$

¹La onda directa intercepta en el origen, por lo que $Ti_1 = 0$

²La potencia del primer estrato se obtiene directamente del tiempo de intercepto Ti_2

A.2. MÉTODO DE LOS TIEMPOS DE INTERCEPTO

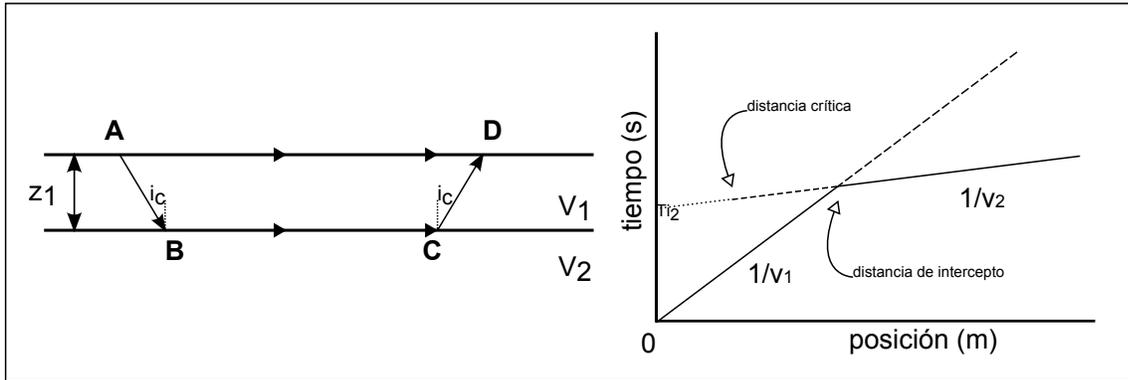


Figura A.3 – Esquema de una capa homogénea sobre un semiespacio. Las velocidades cumplen que $V_2 > V_1$.

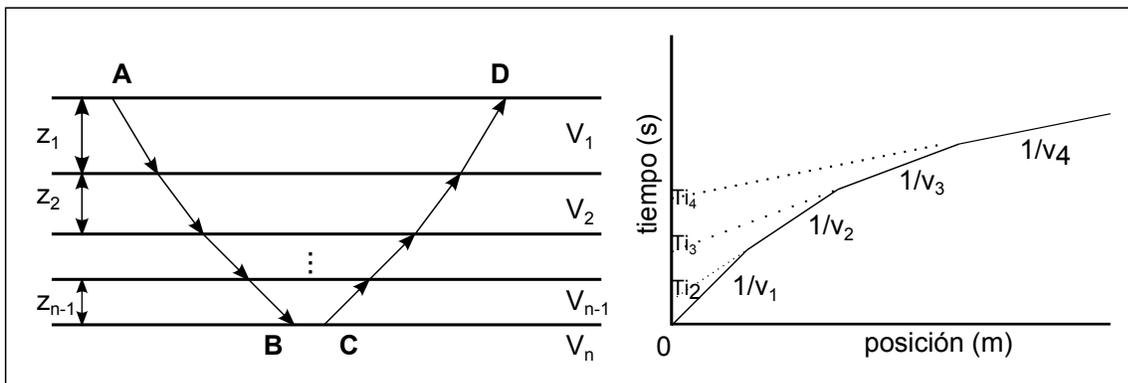


Figura A.4 – Esquema de n capas homogéneas.

A.2.2. Interfases inclinadas

Comúnmente las interfases entre dos medios no son paralelas a la superficie sino que pueden presentar inclinación. En el caso más simple, se consideran dos medios, caracterizados con sus respectivas velocidades ($V_2 > V_1$), separados por una interfase inclinada un ángulo α (figura A.5). Para tratar este problema se deben realizar mínimo dos perfiles sísmicos, uno con la fuente sísmica a un extremo del tendido de geófonos y un contraperfil con la fuente en el extremo contrario del tendido. Al graficar los tiempos de llegada para cada perfil se obtiene una gráfica como se muestra en la figura A.5.

La primera recta de ambos perfiles coinciden y representan a la onda directa que viaja por el primer medio, por ende se obtiene la velocidad del primer sustrato igual que en los casos vistos anteriormente. En la práctica, los valores pueden ser diferir por lo que se suele tomar una valor promedio.

A partir de la distancia crítica, para cada perfil, se ve que las rectas que corresponden a la onda refractada no coinciden en su pendiente. En este caso, las pendientes de las rectas corresponden a la inversas de las rapidezces aparentes. Esto se debe a que la onda que viaja por la interfase inclinada hacia abajo se va alejando de la superficie y tardará más tiempo en llegar a cada geófono, lo contrario pasa con la onda que viaja por la interfase con inclinación hacia arriba.

Para el análisis de esta capa se definen las profundidades z_d como la distancia perpendicular a la interfase donde el espesor de la capa es menor y z_u igualmente pero en la zona más ancha de la primera capa. Por otro lado estarán las profundidades perpendiculares a la superficie D_d y D_u . Todo lo anterior se resume en la figura A.5.

Si se considera que la onda sale desde punto A, se refracta, viaja por la interfase con pendiente hacia abajo y luego llega al punto D, el tiempo de viaje de esta señal será:

$$t_d = T_{AB} + T_{BC} + T_{CD}$$

$$t_d = \frac{x}{V_1} \sin(i_c + \alpha) + 2 \frac{z_d \cos i_c}{V_1} \quad (\text{A.11})$$

Se obtiene una recta de pendiente $m_d = \frac{1}{V_1} \sin(i_c + \alpha)$. Si se hace el ejercicio opuesto, es decir, se calcula el tiempo de viaje de la onda refractada desde D hasta A se llega a la expresión.

$$t_u = \frac{x}{V_1} \sin(i_c - \alpha) + 2 \frac{z_u \cos i_c}{V_1} \quad (\text{A.12})$$

Que difiere de la expresion encontrada para el rayo que sale desde A, por lo que si sólo se usa la información de un perfil se podrían obtener interpretaciones erradas de las

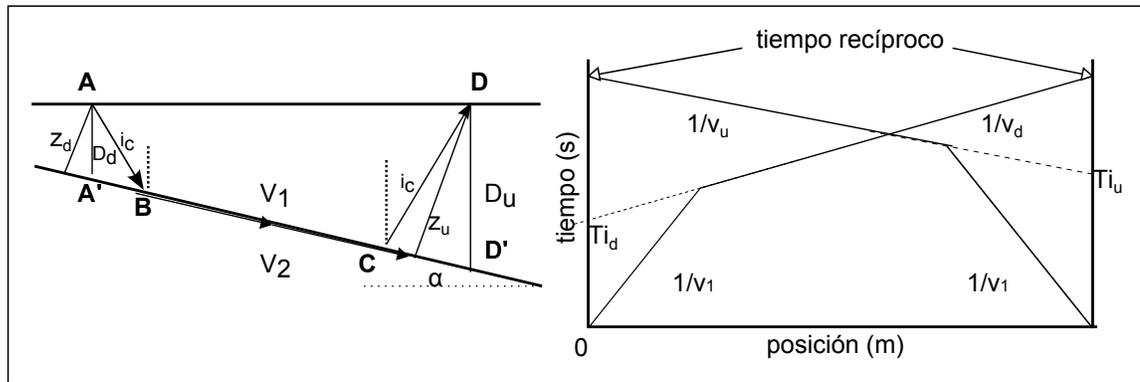


Figura A.5 – Esquema de una capa homogénea sobre un semiespacio separados por una interfase inclinada un ángulo α . Las velocidades cumplen que $V_2 > V_1$. Las pendientes de la onda directa coinciden, en tanto las del segundo estrato no lo hacen.

velocidades de las capas. Usando las pendientes obtenidas del gráfico para cada recta m_d y m_u , y dado que la velocidad V_1 se puede obtener del análisis de la onda directa, es posible calcular el ángulo crítico i_c (ecuación A.13) y la inclinación de la interfase α (ecuación A.14).

$$i_c = \frac{1}{2} \left(\sin^{-1}(V_0 m_d) + \sin^{-1}(V_0 m_u) \right) \quad (\text{A.13})$$

$$\alpha = \frac{1}{2} \left(\sin^{-1}(V_0 m_d) - \sin^{-1}(V_0 m_u) \right) \quad (\text{A.14})$$

Del gráfico también se obtienen los tiempos de intercepción para las ondas refractadas (Ti_u y Ti_d), y con ellos se pueden obtener los espesores perpendiculares a la interfase z_d y z_u .

$$z_d = \frac{Ti_d V_1}{2 \cos i_c} \quad z_u = \frac{Ti_u V_1}{2 \cos i_c} \quad (\text{A.15})$$

Y por consiguiente los espesores perpendiculares a la superficie.

$$D_d = \frac{z_d}{\cos \alpha} \quad D_u = \frac{z_u}{\cos \alpha} \quad (\text{A.16})$$

Debido a que se pudo calcular el ángulo crítico, se puede calcular la velocidad del segundo estrato con la ley de Snell. Aunque hay autores, como Lankston (1990), que postulan que la velocidad del segundo medio puede ser calculado como promedio armónico de las velocidades aparentes.

$$V_2 = \frac{2V_d V_u}{V_d + V_u} \quad (\text{A.17})$$

En Mota (1954) al igual que en el caso de capas paralelas, se pueden encontrar ecuaciones para n capas inclinadas.

A.2.3. Interfase vertical

Lankston (1990) postula que si existe una interfase vertical (figura A.7) esta puede ser deducida si se realizan dos perfiles directos, uno de ellos más lejano del tendido de sensores. En la figura A.6 se observa lo que se obtiene si se tratara de un modelo de dos capas, en el gráfico se traduciría como dos curvas que tiene un desfase lateral en la distancias críticas. En cambio si se tratara de una interfase vertical (figura A.7) el desfase será temporal, y las curvas para cada perfil serán paralelas.

Realizar un perfil y un contraperfil también sirve para identificar una interfase vertical, dado que unos de los perfiles será sometido a una disminución de velocidad en la interfase, esta se traduce en un aumento de la pendiente en el gráfico, fenómeno que no puede ocurrir en un modelo de capas horizontales.

A.2.4. Capas indetectables

En el subsuelo pueden existir capas que son indetectables al momento de analizar la gráfica de tiempos de llegada. Las causas de este problema generalmente son dos: la existencia de una capa cuya velocidad es menor a la capa superior o la existencia de una capa intermedia con espesor muy bajo. La primera causa se aprecia en la figura A.8. Al tener el segundo estrato una velocidad para la onda P menor que la capa superior ocurre la refracción del rayo en el sentido contrario, es decir acercándose a la normal, por lo cual no puede ocurrir refracción crítica. Eventualmente estos rayos pueden incidir con ángulo crítico en la tercera capa y pueden ser detectados por los geófonos. La gráfica distancia-tiempo arroja algo similar a la figura A.8, la que se interpreta como si existiesen solamente dos capas y se termina por sobredimensionar el espesor de la primera capa.

La otra causa ocurre cuando la capa intermedia tiene un espesor bajo, como se observa en la figura A.9. Aunque se cumple la condición de aumento de la velocidad de onda P con la profundidad, el escaso espesor de la capa intermedia hace que la distancia crítica para el estrato inferior sea menor que la distancia crítica de la capa intermedia por lo que las refracciones en la segunda interfase arriben primero que las de la primera interfase.

A.3. EL MÉTODO DE LOS TIEMPOS DE RETARDO

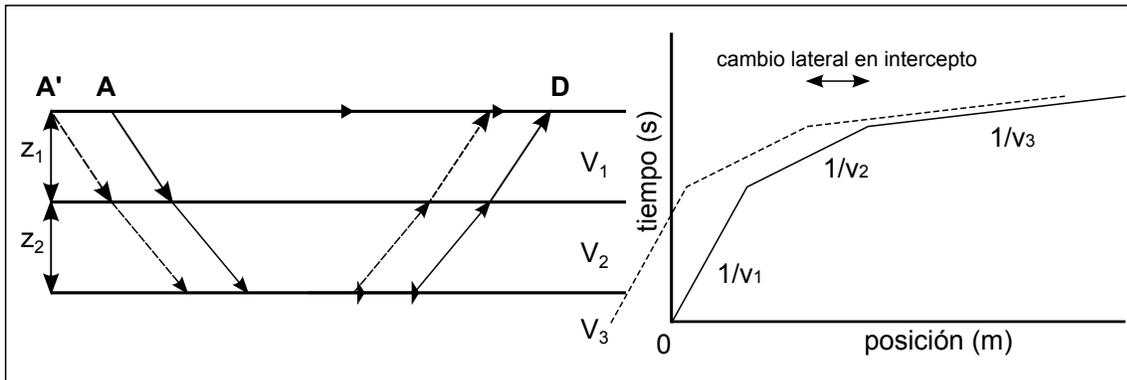


Figura A.6 – Esquema de la existencia de una interfase horizontal y gráfico de tiempos de llegada asociado usando dos fuentes sísmicas separadas.

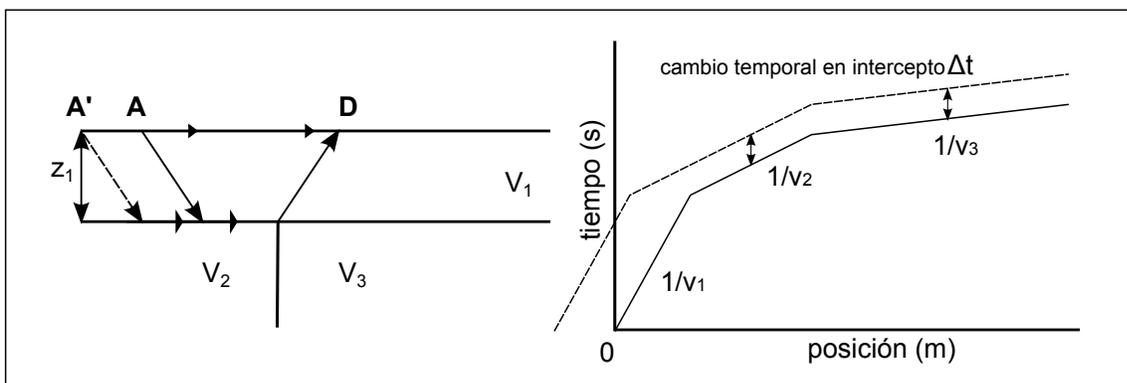


Figura A.7 – Esquema de la existencia de una interfase vertical y gráfico de tiempos de llegada asociado usando dos fuentes sísmicas separadas.

A.3. El método de los tiempos de retardo

Si bien tanto el análisis desde un modelo de capas horizontales o de capa inclinada brinda un primer acercamiento al problema que se busca estudiar, en la práctica las interfases son más accidentadas: cambios de pendientes sucesivos, fallas, etc. por lo que es necesario aplicar otras técnicas de análisis si se requiere una mayor resolución en el resultado final.

Gardner, en 1939, introdujo el concepto de **delay time o tiempo de retardo** que se define como la diferencia entre el tiempo de viaje de una onda en su trayectoria real y el tiempo de viaje a través de la proyección de la trayectoria real en la interfase refractora. Para una fuente sísmica situada en el punto A de la figura A.10, su tiempo de retardo asociado es:

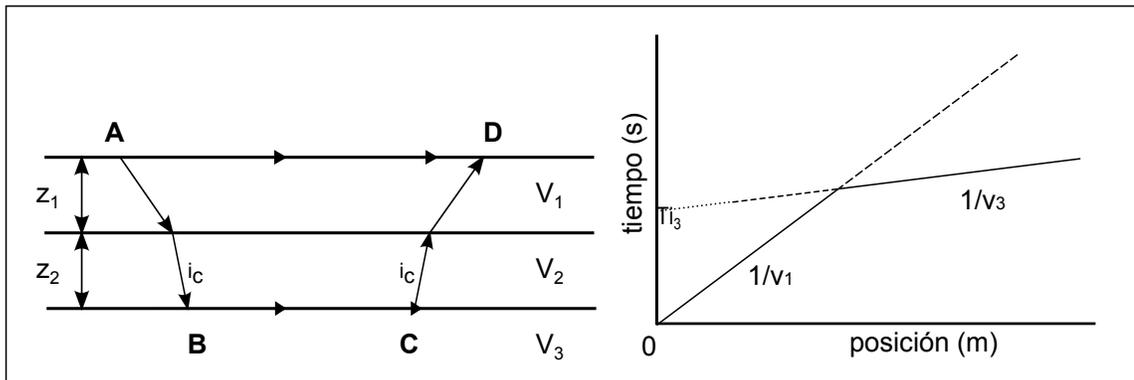


Figura A.8 – Esquema de tres capas cuyas respectivas velocidades cumplen $V_2 < V_1 < V_3$ por lo que la segunda capa es ignorada.

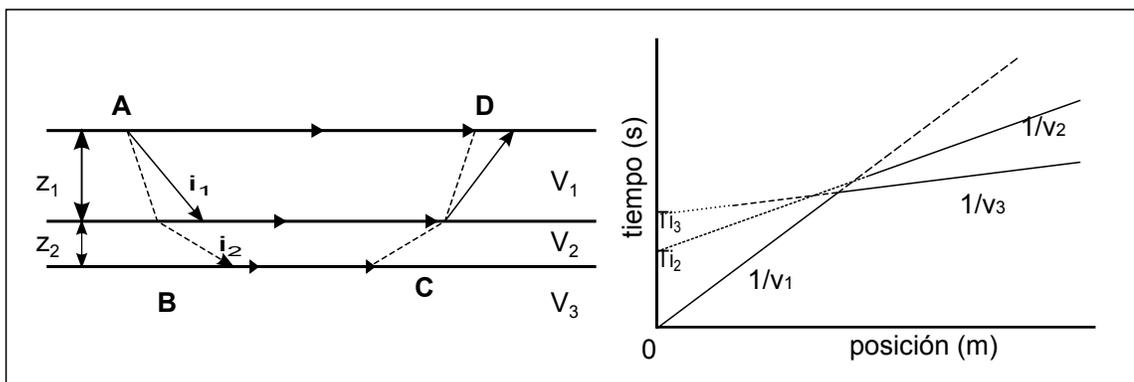


Figura A.9 – Esquema de tres capas cuyas respectivas velocidades cumplen $V_1 < V_2 < V_3$, sin embargo el bajo espesor de la segunda capa la hace ser ignorada al analizar el gráfico.

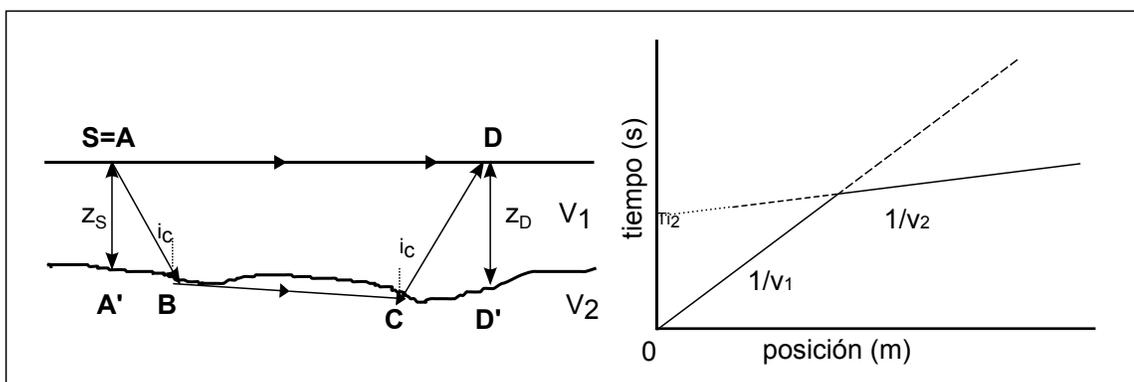


Figura A.10 – Esquema del concepto de delay time.

$$\begin{aligned}\Delta T_S &= \frac{\overline{AB}}{V_1} - \frac{\overline{A'B}}{V_2} \\ \Delta T_S &= \frac{h_S}{V_1 \cos i_c} - \frac{h_S \tan i_c}{V_2} \\ \Delta T_S &= \frac{h_S \sqrt{V_2^2 - V_1^2}}{V_2 V_1}\end{aligned}\quad (\text{A.18})$$

Análogamente, el tiempo de retardo bajo el geófono situado en el punto D es:

$$\Delta T_D = \frac{h_D \sqrt{V_2^2 - V_1^2}}{V_2 V_1}\quad (\text{A.19})$$

Si se conocen los tiempos de retardo bajo cada geófono se puede conocer la profundidad de la capa en ese punto logrando una descripción más detallada del estrato. Notar que el tiempo de retardo asociado a la fuente A.18 corresponde a la mitad del valor del tiempo de intercepto A.5

Para determinar los tiempos de retardo y la velocidad de la capa inferior, Hagedoorn propuso, en 1959, el método **plus-minus** para determinar tanto los delay times como la velocidad de la capa inferior. Este método hace el uso de dos perfiles, uno directo y uno reverso, y se basa en que el tiempo recíproco debe ser igual para ambos perfiles (figura A.11). Los tiempos de viaje desde cada shot a un geófono particular y el tiempo total están dados por:

$$T_t = \frac{L}{V_2} + \Delta T_S + \Delta T_{S'} \quad \text{Tiempo total ABFG} \quad (\text{A.20})$$

$$T_{SD} = \frac{x}{V_2} + \Delta T_S + \Delta T_D \quad \text{Tiempo total ABCD} \quad (\text{A.21})$$

$$T_{S'D} = \frac{L-x}{V_2} + \Delta T_{S'} + \Delta T_D \quad \text{Tiempo total GFED} \quad (\text{A.22})$$

Si se suman A.21 y A.22 se llega a:

$$\begin{aligned}T_{SD} + T_{S'D} &= \frac{L}{V_2} + \Delta T_S + \Delta T_{S'} + 2\Delta T_D \\ \Delta T_D &= \frac{T_{SD} + T_{S'D} - T_t}{2}\end{aligned}\quad (\text{A.23})$$

Donde T_t es el tiempo recíproco, T_{SD} el tiempo de llegada en el detector ubicado en el punto D desde la fuente sísmica S y $T_{S'D}$ el tiempo de llegada en el mismo detector pero para una fuente ubicado en S' .

Si se restan A.21 y A.22 se llega a:

$$T_{SD} - T_{S'D} = \frac{2x}{V_2} - \frac{L}{V_2} + \Delta T_S + \Delta T_{S'} \quad (\text{A.24})$$

Si se grafican los valores $T_{SD} - T_{S'D}$ vs x , se obtiene una recta cuya pendiente es $\frac{2}{V_2}$. Al tener los valores de V_2 y ΔT_D se puede calcular el espesor bajo el geófono con la ecuación A.19

Este método sin embargo también posee sus aproximaciones y asunciones: el relieve de la capa refractora debe ser pequeño comparado con la profundidad de ésta; su inclinación no debe ser mayor a 10° y se asume que el refractor es plano entre C y E (Figura A.11). Además el análisis sólo puede realizar en una ventana donde las ondas refractadas de ambos perfiles se sobreponen.

A.3.1. Phantoming

La técnica de “phantoming” es usada para aumentar la ventana de análisis del método plus-minus. Esto se logra realizando un perfil con la fuente situada a lo lejos de tal forma que sólo se perciban ondas refractadas en el tendido de geófonos. La Figura A.12 muestra el concepto de la técnica; los tiempos de llegada del perfil lejano debieran ser paralelos a las refracciones de los perfiles cercanos, entonces basta con restar un tiempo Δt a los datos del perfil lejano de tal forma de aumentar la ventana de análisis.

A.3. EL MÉTODO DE LOS TIEMPOS DE RETARDO

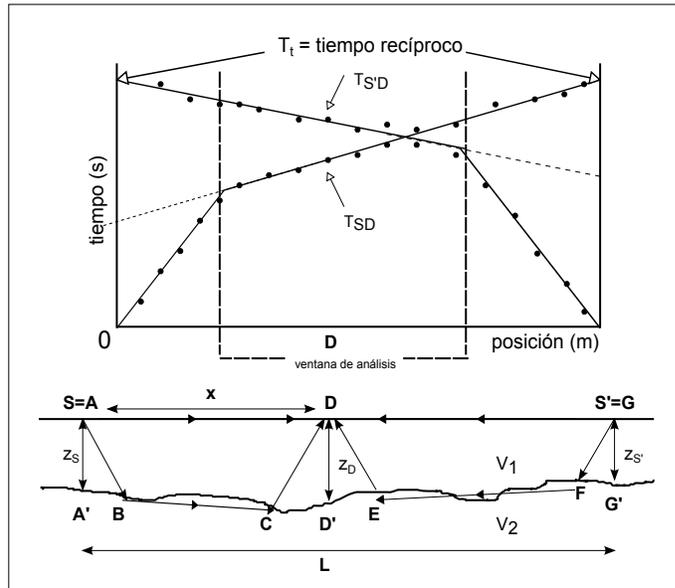


Figura A.11 – Esquema del método Plus-minus.

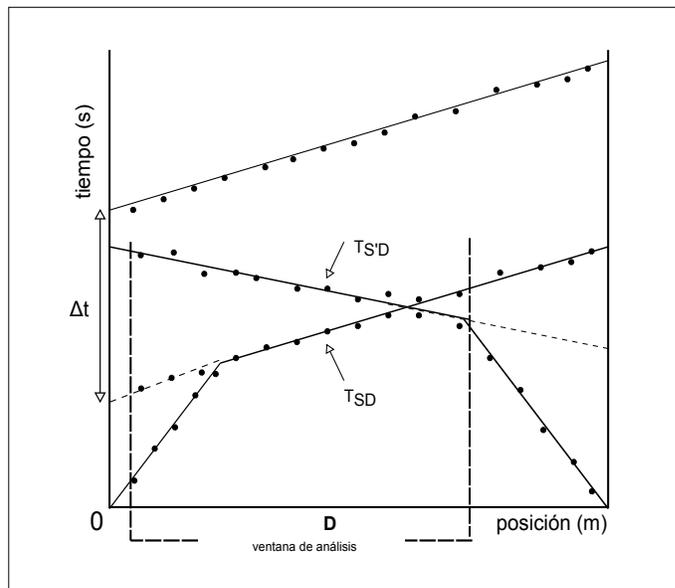


Figura A.12 – Esquema de la técnica phantoming.

Apéndice B

Mediciones

Las siguiente tablas muestran el registro que se llevó en terreno durante la adquisición de datos. De izquierda a derecha cada entrada corresponde a: nombre del archivo dado por el sismógrafo, ubicación de la fuente sísmica (NO en caso que no se utilizó una), ganancia, filtro usado, intervalo de muestreo, duración de registro, espaciamento entre geófonos, número de geófonos, frecuencia natural de geófono, tipo de técnica y observaciones sobre la medición.

B.1. Mediciones en Universidad de Concepción (UDEC1)

FILE	SHOT	SIGLA GAIN	UDEC1 FILTRO	dt (ms)	FECHA: T (s)	11/01/13 dx (m)	n	f (Hz)	TIPO	OBS
9.dat	-4	All-High	32 High	0,25	0,256	2	24	14	Refracción	Directo
10.dat	-4	All-High	125 High	0,25	0,256	2	24	14	Refracción	Directo
12.dat	11	All-High	125 High	0,25	0,256	2	24	14	Refracción	Intermedio entre geo 6 y 7
13.dat	11	All-High	125 High	0,25	0,256	2	24	14	Refracción	Intermedio entre geo 6 y 7
14.dat	23	All-High	125 High	0,25	0,256	2	24	14	Refracción	Intermedio entre geo 12 y 13
15.dat	23	All-High	125 High	0,25	0,256	2	24	14	Refracción	Intermedio entre geo 12 y 13
16.dat	35	All-High	125 High	0,25	0,256	2	24	14	Refracción	Intermedio entre geo 18 y 19
17.dat	35	All-High	125 High	0,25	0,256	2	24	14	Refracción	Intermedio entre geo 18 y 19
20.dat	48	All-High	125 High	0,25	0,256	2	24	14	Refracción	Reverso
21.dat	48	All-High	125 High	0,25	0,256	2	24	14	Refracción	Reverso
22.dat	No	All-High	No	2	30	2	24	14	ReMi	Correr
23.dat	No	All-High	No	2	30	2	24	14	ReMi	Ruido ambiental
24.dat	No	All-High	No	2	30	2	24	14	ReMi	Rudio Ambiental + Caminata + Mazo
25.dat	No	All-High	No	2	30	2	24	14	ReMi	Rudio Ambiental + Caminata + Mazo
26.dat	No	All-High	No	1	30	2	24	14	ReMi	Ruido ambiental
27.dat	No	All-High	No	1	30	2	24	14	ReMi	Ruido ambiental + Trote
28.dat	No	All-High	No	1	30	2	24	14	ReMi	Ruido ambiental + Trote
29.dat	No	All-High	No	2	30	2	24	4,5	ReMi	Ruido ambiental + Puñetazos
30.dat	No	All-High	No	2	30	2	24	4,5	ReMi	Ruido ambiental
31.dat	No	All-High	No	2	30	2	24	4,5	ReMi	Ruido ambiental
32.dat	No	All-High	No	2	30	2	24	4,5	ReMi	Ruido ambiental
33.dat	No	All-High	No	2	30	2	24	4,5	ReMi	Ruido ambiental
34.dat	No	All-High	No	2	30	2	24	4,5	ReMi	Ruido ambiental
35.dat	No	All-High	No	2	30	2	24	4,5	ReMi	Ruido ambiental
36.dat	No	All-High	No	2	30	2	24	4,5	ReMi	Ruido ambiental
37.dat	No	All-High	No	2	30	2	24	4,5	ReMi	Ruido ambiental
38.dat	No	All-High	No	2	30	2	24	4,5	ReMi	Ruido ambiental
39.dat	No	All-High	No	2	30	2	24	4,5	ReMi	Ruido ambiental
40.dat	No	All-High	No	8	120	2	24	4,5	ReMi	Ruido ambiental
41.dat	No	All-High	No	8	120	2	24	4,5	ReMi	Ruido ambiental
42.dat	No	All-High	No	8	120	2	24	4,5	ReMi	Ruido ambiental
43.dat	No	All-High	No	4	30	2	24	4,5	ReMi	Ruido ambiental
44.dat	No	All-High	No	4	30	2	24	4,5	ReMi	Ruido ambiental
45.dat	No	All-High	No	4	30	2	24	4,5	ReMi	Ruido ambiental
46.dat	No	All-High	No	4	30	2	24	4,5	ReMi	Ruido ambiental
47.dat	No	All-High	No	4	30	2	24	4,5	ReMi	Ruido ambiental

Tabla B.1 – Mediciones UDEC, día 1.

B.2. Mediciones en Universidad de Concepción (UDEEC2)

FILE	SHOT	SIGLA	UDEC1	dt (ms)	FECHA:	12/01/13	n	f (Hz)	TIPO	OBS
53.dat	-2	All-High	125-High	0,25	0,256	2	24	14	Refracción	Directo
54.dat	-2	All-High	125-High	0,25	0,256	2	24	14	Refracción	Directo
55.dat	-12	All-High	125-High	0,25	0,256	2	24	14	Refracción	Directo alejado
56.dat	-12	All-High	125-High	0,25	0,256	2	24	14	Refracción	Directo alejado
57.dat	11	All-High	125-High	0,25	0,256	2	24	14	Refracción	Intermedio entre geo 6 y 7
58.dat	11	All-High	125-High	0,25	0,256	2	24	14	Refracción	Intermedio entre geo 6 y 7
59.dat	23	All-High	125-High	0,25	0,256	2	24	14	Refracción	Intermedio entre geo 12 y 13
60.dat	23	All-High	125-High	0,25	0,256	2	24	14	Refracción	Intermedio entre geo 12 y 13
61.dat	35	All-High	125-High	0,25	0,256	2	24	14	Refracción	Intermedio entre geo 18 y 19
62.dat	35	All-High	125-High	0,25	0,256	2	24	14	Refracción	Intermedio entre geo 18 y 19
63.dat	48	All-High	125-High	0,25	0,256	2	24	14	Refracción	Reverso
64.dat	48	All-High	125-High	0,25	0,256	2	24	14	Refracción	Reverso
74.dat	No	All-High	No	2	30	2	24	4,5	ReMi	Ruido ambiental
75.dat	No	All-High	No	2	30	2	24	4,5	ReMi	Ruido ambiental
76.dat	No	All-High	No	2	30	2	24	4,5	ReMi	Ruido ambiental
77.dat	No	All-High	No	2	30	2	24	4,5	ReMi	Ruido ambiental
78.dat	No	All-High	No	2	30	2	24	4,5	ReMi	Ruido ambiental
79.dat	No	All-High	No	2	30	2	24	4,5	ReMi	Ruido ambiental
80.dat	No	All-High	No	2	30	2	24	4,5	ReMi	Dos personas trotando
81.dat	No	All-High	No	2	30	2	24	4,5	ReMi	Una persona corriendo
82.dat	No	All-High	No	2	30	2	24	4,5	ReMi	Una persona caminando + mazo
83.dat	No	All-High	No	8	60	2	24	4,5	ReMi	Ruido ambiental
84.dat	No	All-High	No	8	60	2	24	4,5	ReMi	Ruido ambiental
85.dat	No	All-High	No	8	60	2	24	4,5	ReMi	Ruido ambiental

Tabla B.2 – Mediciones UDEC, día 2.

B.3. Mediciones en parque Los Canelos, San Pedro de la Paz (CANE)

FILE	SHOT	SIGLA	CANE	dt (ms)	FECHA:	11/06/13	n	f (Hz)	TIPO	OBS
		GAIN	FILTRO		T (s)	dx (m)				
1.dat	-2	All-High	125-High	0,25	0,5	4	23	14	Refracción	Prueba
2.dat	-1	All-High	125-High	0,25	0,5	4	23	14	Refracción	
3.dat	-1	All-High	125-High	0,25	0,25	4	23	14	Refracción	Tres stacks
4.dat	-1	All-High	125-High	0,25	0,25	4	23	14	Refracción	Tres stacks
5.dat	22	All-High	125-High	0,25	0,256	4	23	14	Refracción	Tres stacks
6.dat	22	All-High	125-High	0,25	0,256	4	23	14	Refracción	Tres stacks
7.dat	45	All-High	125-High	0,25	0,256	4	23	14	Refracción	Tres stacks
8.dat	45	All-High	125-High	0,25	0,256	4	23	14	Refracción	Tres stacks
9.dat	No	All-High	No	2	32	4	23	14	ReMi	
10.dat	No	All-High	No	2	32	4	23	14	ReMi	
11.dat	No	All-High	No	2	32	4	23	14	ReMi	

Tabla B.3 – Mediciones en Los Canelos.

B.4. Mediciones en Villa Las Araucarias, Arauco (VILLA1)

FILE	SHOT	SIGLA	VILLA1	dt (ms)	FECHA:	12/06/13	n	f (Hz)	TIPO	OBS	
1.dat	-2,8	All-High	125-High	0.25	T (s)	dx (m)	4	17	14	Refracción	Tres stacks
2.dat	-2,8	All-High	125-High	0.25	0,5	4	17	14	Refracción	Tres stacks	
3.dat	34	All-High	125-High	0.25	0,5	4	17	14	Refracción	Tres stacks	
4.dat	34	All-High	125-High	0.25	0,5	4	17	14	Refracción	Tres stacks	
5.dat	65	All-High	125-High	0.25	0,5	4	17	14	Refracción	Tres stacks	
6.dat	65	All-High	125-High	0.25	0,5	4	17	14	Refracción	Tres stacks	
7.dat	No	All-High	No	2	30	4	17	14	ReMi		
8.dat	No	All-High	No	2	30	4	17	14	ReMi		
9.dat	No	All-High	No	2	30	4	17	14	ReMi		
10.dat	No	All-High	No	2	30	4	17	14	ReMi		
11.dat	No	All-High	No	2	30	4	17	14	ReMi		
12.dat	No	All-High	No	2	30	4	17	14	ReMi		
13.dat	No	All-High	No	2	30	4	17	4,5	ReMi		
14.dat	No	All-High	No	2	30	4	17	4,5	ReMi		
15.dat	No	All-High	No	2	30	4	17	4,5	ReMi		
16.dat	No	All-High	No	2	30	4	17	4,5	ReMi		
17.dat	No	All-High	No	2	30	4	17	4,5	ReMi		
18.dat	No	All-High	No	2	30	4	17	4,5	ReMi		
19.dat	No	All-High	No	2	30	4	17	4,5	ReMi		

Tabla B.4 – Mediciones en Villa Las Araucarias, perfil 1.

B.5. Mediciones en Villa Las Araucarias, Arauco (VILLA2)

FILE	SHOT	SIGLA		VILLA2		FECHA:		12/06/13		TIPO	OBS
		GAIN	FILTRO	dt (ms)	T (s)	dx (m)	n	f (Hz)			
20.dat	-1,9	All-High	125-High	0.25	0,5	4 (var)	17	14	Refracción	Tres stacks	
21.dat	-1,9	All-High	125-High	0.25	0,5	4 (var)	17	14	Refracción	Tres stacks	
22.dat	30	All-High	125-High	0.25	0,5	4 (var)	17	14	Refracción	Tres stacks	
23.dat	30	All-High	125-High	0.25	0,5	4 (var)	17	14	Refracción	Tres stacks	
24.dat	67	All-High	125-High	0.25	0,5	4 (var)	17	14	Refracción	Tres stacks	
25.dat	67	All-High	125-High	0.25	0,5	4 (var)	17	14	Refracción	Tres stacks	
26.dat	No	All-High	No	2	30	4 (var)	17	14	ReMi		
27.dat	No	All-High	No	2	30	4 (var)	17	14	ReMi		
28.dat	No	All-High	No	2	30	4 (var)	17	14	ReMi		
29.dat	No	All-High	No	2	30	4 (var)	17	14	ReMi		
30.dat	No	All-High	No	2	30	4 (var)	17	14	ReMi		
31.dat	No	All-High	No	2	30	4 (var)	17	14	ReMi		
32.dat	No	All-High	No	2	30	4 (var)	17	4,5	ReMi		
33.dat	No	All-High	No	2	30	4 (var)	17	4,5	ReMi		
34.dat	No	All-High	No	2	30	4 (var)	17	4,5	ReMi		
35.dat	No	All-High	No	2	30	4 (var)	17	4,5	ReMi		
36.dat	No	All-High	No	2	30	4 (var)	17	4,5	ReMi		
37.dat	No	All-High	No	2	30	4 (var)	17	4,5	ReMi		
38.dat	No	All-High	No	2	30	4 (var)	17	4,5	ReMi		
39.dat	No	All-High	No	2	30	4 (var)	17	4,5	ReMi		

Tabla B.5 – Mediciones en Villa Las Araucarias, perfil 2.

Apéndice C

Rutinas Matlab para ReMi

C.1. xt2pf.m

```
1 function [RpfZ,SAi]=xt2pf(X,dt, file ,dir)
2 % Autor: Carlos Carteau H.
3 % ccarteau@udec.cl
4
5 %%
6 % file Nombre del archivo de ascii de extensión .txt que contiene el
7 % registro de ruido
8 % dir Ruta donde se ubica "file"
9
10 %X Posición de geófonos [m]
11 %nx Número de geófonos
12 %dx Espaciamiento entre geófonos [m]
13
14 %T Tiempo [ms]
15 %nt Número de muestras
16 %dt Intervalo de muestreo [ms]
17
18 %P Lentitud [ms/m]
19 %pmax Máximo valor de lentitud [ms/m] (inverso de la min. velocidad [100-200] [m/s] -> [10 - 5 ms/m])
20 %dp Intervalo de lentitud [0.1-0.5] [ms/m]
21
22 %F Frecuencia [Hz]
23 %fmax Máximo valor de frecuencia a analizar
24 %df resolución en frecuencia 1/(nt*dt*1000)
25
26 %% Carga archivo de datos y crea vectores
27 datestr(now)
28 FILE=[dir file '.txt'];
29 A=load(FILE);
30
31 [nt , nx]=size(A);
32
33 vmin=100; %m/s
34 T=dt*[1:nt]';
35 dx=X(2)-X(1);
36
```

```

37 dp=5e-5;
38 P=[-1/vmin:dp:1/vmin];
39 np=length(P);
40
41 df=1/(nt*dt);
42 F=df*[0:nt/2-1]';
43 nf=length(F);
44
45 %% Pre-procesamiento
46 for i=1:nx
47     maxA=max(abs(A(:,i)));
48     A(:,i)=A(:,i)/maxA; %normalización
49     meanA=mean(A(:,i));
50     A(:,i)=A(:,i)-meanA; %centralización
51 end
52
53 %% Transformada Slant-stack
54 B=zeros(nt,np);
55
56 for l=1:np
57     p=P(l);
58     b=zeros(nt,1);
59     t= repmat(X*p,nt,1)+ repmat(T,1,nx);
60     for i=1:nx
61         b=[b interp1(T,A(:,i),t(:,i))];
62     end
63     b(isnan(b))=0;
64     B(:,l)=sum(b');
65 end
66
67 %% Transformada de Fourier y tasa espectral
68
69 FOU=fft(B,nt);
70 FOUi=conj(FOU);
71
72 S=FOUi(1:nf,:).*FOU(1:nf,:);
73
74 PA=P((np+1)/2:np);
75 npa=length(PA);
76
77 SA=flip1r(S(:,1:(np-1)/2))+S(:,(np+3)/2:np);
78 SA=[S(:,(np+1)/2) SA];
79
80 fmax=max(find(F<=50));
81 pmax=max(find(PA<=0.01));
82
83 SAi=SA(1:fmax,:);
84
85 for m=1:fmax
86     R(m,:)=SA(m,:)*npa/(sum(SA(m,:)));
87 end
88
89 %% Gráfico R(p,f)
90
91 fn=logspace(log10(F(2)),log10(F(nf)),100);
92 sn=repmat(3.5,length(fn),1);
93 vlabel=[1/100 1/200 1/500 1/1000 1/2000];
94

```

```
95 RpfZ=figure;
96 imagesc(F(1:fmax),PA(1:pmax),R(1:fmax,1:pmax)')
97 caxis([0 3.5])
98 axis ij
99 xlabel('\bf Frecuencia [Hz]','interpreter','tex','fontsize',12)
100 ylabel('\bf Lentitud [s/m]','interpreter','tex','fontsize',12)
101 title(['\bf R(p,f) file:' file '.txt df=' num2str(df) 'Hz dp=' num2str(dp) 's/m np=' num2str(np) ],'i
102 shading interp
103 colorbar('location','southoutside')
104 hold on
105 plot3(fn,1./((2*dx).*fn),sn,'.k','MarkerSize',20)
106 text(F(fmax),vlabel(1),'-\bf 100 m/s','interpreter','tex','fontsize',10)
107 text(F(fmax),vlabel(2),'-\bf 200 m/s','interpreter','tex','fontsize',10)
108 text(F(fmax),vlabel(3),'-\bf 500 m/s','interpreter','tex','fontsize',10)
109 text(F(fmax),vlabel(4),'-\bf 1000 m/s','interpreter','tex','fontsize',10)
110 text(F(fmax),vlabel(5),'-\bf 2000 m/s','interpreter','tex','fontsize',10)
111 axis([F(1) F(fmax) PA(1) PA(pmax)])
112 set(gca,'XAxisLocation','top');
113 hold off
114
115 datestr(now)
```

C.2. pickpf.m

```

1  % Autor: Carlos Carteau H.
2  % ccarteau@udec.cl
3
4  %%
5  % file Nombre del archivo .fig que contiene la imagen espectral
6
7  %F Frecuencias seleccionadas por el usuario
8  %P Lentitudes seleccionadas por el usuario
9  clear all
10 clc
11 file='cfm4a5';
12 open(['figPF/' file '-RpfZ.fig'])
13 h = gcf;
14 [F,P,R] = getimage(h);
15 close
16
17 fx=max(find(F<=30));
18 px=max(find(P<=0.009));
19
20 imagesc(F(1:fx),P(1:px),R(1:px,1:fx))
21 xlabel('Frecuencia (Hz)')
22 ylabel('Lentitud (m/s)')
23 caxis([0 2.5])
24
25 %Primera curva
26 [CX1,CY1,C] = IMPROFILE(30);
27 hold on
28 plot(CX1,CY1,'w','linewidth',2)
29
30 %Segunda curva
31 [CX2,CY2,C] = IMPROFILE(30);
32 hold on
33 plot(CX2,CY2,'y','linewidth',2)
34
35 %Tercera curva
36 [CX3,CY3,C] = IMPROFILE(30);
37 hold on
38 plot(CX3,CY3,'g','linewidth',2)
39
40 CX=[CX1';CX2';CX3'];
41 CY=[CY1';CY2';CY3'];
42
43 e=std(CY);
44 F=mean(CX);
45 P=mean(CY);
46 hold on
47 errorbar(F,P,e,'k','linewidth',4)
48
49 disp=[F' P' e'];
50 save('-ascii',['dispcurves/' file '.disp'],'disp');

```

Bibliografía

- ASTM. (2011). Standard Guide for Using the Seismic Refraction Method for Subsurface Investigation. *ASTM International*.
- AKI, K., & RICHARDS, P. G. (2002). Quantitative Seismology. *University Science Books*, second editios, chapter 7.
- BEEKMAN, A. N. (2008). A comparison of experimental ReMi measurements with various source, array and site conditions. Master's thesis, *University of Arkansas*, United States.
- BELMONTE, A., JAQUE, E., QUEZADA, J., FERNÁNDEZ, A. (2010). Informe técnico: Villa las Araucarias, ciudad de Arauco post-terremoto del 27 de Febrero de 2010. *Universidad de Concepción*, Chile.
- BIRÓ, L. (1979). Contribución al conocimiento de la Formación Tubul, plioceno superior, provincia de Arauco, Chile. *Universidad de Concepción*, Chile.
- BELMONTE, A., JAQUE, E., QUEZADA, J., FERNÁNDEZ, A., DONOSO, C. (2013). Site effects associated to the earthquake of February 27, 2010 (Chile) in urban zones around wetland environments. *Borrador*.
- COX, B. R. AND BEEKMAN, A. N. (2011). Intramethod variability in ReMi dispersion measurements and Vs estimates at shallow bedrock sites. *J. Geotech. Geoenviron. Eng.*, 137(4), 354-362.
- COCCIA, S., DEL GAUDIO, V., VENISTI, N., WASOWSKI, J. (2010). Application of refraction microtremor (ReMi) technique for determination of 1-D shear wave velocity in a landslide area. *Journal of Applied Geophysics*, Volume 71, Issues 2-3, Pages 71-89.
- CHÁVEZ-GARCÍA, F. J., DOMÍNGUEZ, T., RODRÍGUEZ, M., PÉREZ, F. (2007). Site effects in a volcanis environment: a comparison between HVSR and array techniques at Colima, México. *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 97 no. 2 p. 591-604.
- CRICE, D. (2002). Borehole shear-wave surveys for engineering site investigations. *Geostuff*.

- DOBRIN, M. B. & SAVIT, C. H. (1988). Introduction to geophysical prospecting. *McGraw-Hill International Editions*, fourth edition, chapter 11, 450-495.
- DONOSO, C. (2011). Caracterización de suelos en localidades de Arauco, Colcura, San Pedro de la Paz y Concepción, mediante prospección eléctrica. Tesis de pregrado, *Universidad de Concepción*, Chile.
- GALIANA, J. J., ORTIZ, F., ROSA, J. L. (2012). Automatic picking in the refraction microtremor (ReMi) technique using morphology and color processing. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, v 42, p 95-104.
- GAMAL, M. A., PULLAMMANAPPALLIL, S. (2011). Validity of the refraction microtremors (ReMi) method for determining shear wave velocities for different soil types in Egypt. *International Journal of Geosciences*, v2, 530-540.
- Geopsy Online Documentation. http://www.geopsy.org/wiki/index.php/Main_Page.
- Kaiser, A. E., Smith, E. G. (2005). Shallow shear-wave velocity from ReMi surface wave dispersion: method and case study. *NZSEE Conference*, School of Earth Sciences, Victoria University of Wellington, New Zealand.
- LANKSTON, R. W. (1990). High resolution refraction data acquisition and interpretation. *Geotechnical an Environmental Geophysics*, pp. 45-74.
- LOUIE, J. N. (2001). Faster, better: Shear-wave velocity to 100 meters depth from refraction microtremors arrays. *Bull. Seismological Soc. America*, 91:347-364.
- LOUIE, J. N. (2001). Refraction microtremor (ReMi) field tutorial 30-meter shear velocity with two hours effort. *Nevada Seismological Lab*.
- MCMECHAN, G. A. & YEDLIN, M. J. (1981). Analysis of dispersive waves by wave-field transformation. *Geophysics* 46, 869-874.
- MILSOM, J. (2003). Field geophysics. *Wiley*, third edition, chapter 13, 207-221.
- MINISTERIO DE VIVIENDA Y URBANISMO (2011). Decreto 61: Aprueba reglamento que fija el diseño sísmico de edificios y deroga decreto 117, de 2010. *Biblioteca del Congreso Nacional de Chile*.
- MOTA, L. (1954). Determination of dips and depths of geological layers by the seismic refraction method. *Geophysics*, v. 19, p. 242-254.
- OKADA, H. (2003). The microtremor survey method. *Society of exploration geophysicists*, chapter 2, 3-16.

- OPTIM, INC. (2006). User's manual SeisOpt ReMi. *Optim software & data solutions*, Version 4.0. *Geophysics*, v. 19, p. 242-254.
- PANCHA, A., ANDERSON, J. G., LOUIE, J. N., PULLAMMANAPPALLIL, S. K.(2008). Measurement of shallow shear wave velocities at rock site using the ReMi technique. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, v 28, p. 522-535
- PANZERA, F., LOMBARDO, G. (2012). Seismic property characterization of lithotypes cropping out in the Siracusa urban area. *Engineering Geology*, Volume 153, 8 February 2013, 12-24.
- PEI, D. (2007). Modeling and inversion of dispersion curves of surface waves in shallow site investigations. Doctor's thesis, *University of Nevada*, United States.
- PELEKIS, P. C. & ATHANASOPOULOS G. A. (2011). An overview of surface wave methods and a reliability study of a simplified inversion technique. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, Volume 31, Issue 12,Pages 1654-1668.
- PULLAMMANAPPALLIL, S., HONJAS, W., & LOUIE, J. N. (2003). Determination of 1-D Shear Wave Velocities Using the Refraction Microtremor Method. Seismological Laboratory, *University of Nevada*, United States.
- REDPATH, B. B. (1973). Seismic refraction exploration for engineering site investigations. *Explosive Excavation Research Laboratory Livermore*, California.
- ROSENBLAD, B. L., LI, J.(2009). Comparative study of refraction microtremor (ReMi) and active source methods for developing low-frequency surface wave dispersion curves. *JEEG*, Volume 14, Issue 3, pp. 101-113.
- RUCKER, M. L., (2006). Applying the refraction microtremor (ReMi) shear wave technique to geotechnical characterization. *Geophysics 2006 conference*, St. Louis, Missouri.
- RUCKER, M. L., (2007). Integrating seismic refraction and surface wave data collection and interpretation for geotechnical site characterization. *Geophysics 2006 conference*, St. Louis, Missouri.
- SAMBRIDGE, M. (1999). Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm, I. Searching a parameter space. *Geophys. J. Int.* 138, 479-494.
- SERVICIO NACIONAL DE GEOLOGÍA Y MINERÍA. (2003). Mapa Geológico de Chile, versión digital.
- SHEARER, P. M. (2009). Introduction to seismology. *Cambridge University Press*, second edition.

- STEIN, S. & WYSESSION, M. (2003). An introduction to seismology earthquakes, and earth structure. *Blackwell Publishing*, chapter 2:3,6.
- STROBBIA, C., CASSIANI, G. (2011). Refraction microtremors: data analysis and diagnostics key hypotheses. *Geophysics*, vol 76, no 3, pp.11-20.
- TELFORD, W. M., GELDART, L. P. & SHERIFF, R. E. (1990). Applied geophysics. *Cambridge University Press*, second edition, chapter 4, 136-280.
- THORSON, J. R. & CLAERBOUT, J. F. (1985). Velocity-stack and slant-stack stochastic inversion. *Geophysics* 50, 2727-2741.
- WAL-MOR, CONSULTORA E INGENIERÍA Y LABORATORIO LIMITADA (2011). Estudio geotécnica y medidas de mitigación Villa las Araucarias - Arauco. Informe Geotécnico.
- WATHELET, M. (2005). Array recordings of ambient vibrations: surface-wave inversion. PhD thesis, *Université de Liège*, Belgium.
- WATHELET, M.(2008). An improved neighborhood algorithm: Parameter conditions and dynamic scaling *Geophys. Res. Lett.*, 35, L09301.
- XIA, J., MILLER, R. D. & PARK, C. B. (1999). Estimation of near-surface shear-wave velocity by inversion of Rayleigh wave. *Geophysics* 64, 691-700.
- ZYWICKI, D. J. (2007). The Impact of Seismic Wavefield and Source Properties on ReMi Estimates. *Proc. Of Geo-Denver*, February 18-21. Denver, CO.