

2017

# "APORTES PARA UNA NUEVA ZONIFICACIÓN GEOTÉCNICA DE VIÑA DEL MAR: ESTIMACIÓN DE LA PROFUNDIDAD DEL BASAMIENTO ROCOSO EN LA CUENCA DEL MARGA MARGA A PARTIR DE MEDICIONES ESPECTRALES H/V"

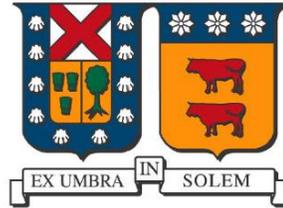
SERAFINI SAN CELEDONIO, FRANCO JAVIER

---

<http://hdl.handle.net/11673/21676>

*Repositorio Digital USM, UNIVERSIDAD TECNICA FEDERICO SANTA MARIA*

**UNIVERSIDAD TECNICA FEDERICO SANTA MARIA**  
**DEPARTAMENTO DE OBRAS CIVILES**  
**VALPARAISO – CHILE**



**APORTES PARA UNA NUEVA  
ZONIFICACION GEOTECNICA  
DE VIÑA DEL MAR:  
ESTIMACION DE LA PROFUNDIDAD  
DEL BASAMENTO ROCOSO  
EN LA CUENCA DEL MARGA MARGA  
A PARTIR DE MEDICIONES ESPECTRALES H/V**

**FRANCO JAVIER SERAFINI SAN CELEDONIO**

Memoria para optar al título de:  
**INGENIERO CIVIL**

Profesor Guía:  
**GONZALO SUAZO FUENTEALBA**

Fecha  
**JULIO 2017**



## AGRADECIMIENTOS

A mi familia por el apoyo incondicional en todo momento.

Al Laboratorio de Ensaye de Materiales y Control de Obras de la UTFSM por su buena disposición y profesionalismo para efectuar las mediciones, especialmente a Paul Gálvez.

A mis profesores guía y coreferente Gonzalo Suazo y Gabriel Villavicencio por su permanente orientación y apoyo.

A todos mis amigos y compañeros que con su aporte hicieron posible este trabajo.

Gracias Totales

## RESUMEN

Los daños en edificios en la ciudad de Viña del Mar luego de los terremotos de 1906, 1985 y 2010 han puesto en evidencia la ocurrencia de fenómenos de amplificación sísmica local (efecto de sitio) como resultado de la interacción de ondas de cuerpo con estratos de suelos blandos constituidos por sedimentos marino-fluviales no consolidados provenientes del estero Marga-Marga y la costa.

En años recientes, diversas investigaciones han estudiado el fenómeno de propagación de ondas utilizando modelos numéricos basados en el método lineal equivalente y/o el método de elementos finitos. Una de las condiciones de borde más importantes en estos estudios es la profundidad y morfología del basamento rocoso, la que suele estimarse mediante descripciones geológicas, gravimetría o sondajes de prospección. Esta última técnica es la más confiable, sin embargo, su alto costo y elevados tiempos de ejecución limitan su aplicación generalizada.

El método H/V o técnica de Nakamura (1989) es un método no intrusivo que plantea que el peak de la relación espectral horizontal/vertical del ruido sísmico ambiente es una aproximación confiable de la frecuencia fundamental de vibración de depósitos de suelos sedimentarios siempre que exista un marcado contraste de impedancia ( $>3$ ) entre el estrato rocoso y el estrato sedimentario.

Por otro lado, el análisis de propagación unidimensional de ondas de corte proporciona la frecuencia fundamental teórica, que corresponde al primer peak de la función de transferencia, obtenida a partir de las propiedades del suelo (e.g. módulo de corte) y del espesor del estrato sedimentario.

De acuerdo a lo anterior, se estudió la aplicabilidad del método H/V combinado con la teoría de propagación unidimensional de ondas para obtener una estimación de la morfología y profundidad del basamento rocoso en el sector Plan de Viña del Mar.

Para el desarrollo del estudio se cuenta con información del perfil de velocidad de ondas de corte ( $V_s$ ) y caracterización estratigráfica del sector obtenida a partir de ensayos de penetración estándar, información proporcionada por LEMCO y LEPUCV. De manera adicional, se realizaron 63 mediciones de ruido sísmico ambiente utilizando un geófono triaxial y un sismógrafo, las que fueron procesadas de acuerdo a los criterios establecidos por SESAME (Bard y SESAME Team, 2004), permitiendo determinar frecuencias fundamentales a bajos niveles de deformación.

Por otra parte, el fenómeno de propagación de ondas de corte se modeló con el software EERA, basado en el método lineal equivalente, de modo de determinar una relación frecuencia-profundidad característica del sector. Esta relación se combinó con las frecuencias fundamentales obtenidas mediante el método H/V de modo de estimar la profundidad del basamento rocoso en los distintos puntos de medición.

Los resultados indican que la hipótesis de propagación unidimensional es válida en el sector y por lo tanto los valores de frecuencias fundamentales son representativos y confiables. Las profundidades obtenidas fueron contrastadas con profundidades conocidas por sondajes obteniendo un error menor a 13%. Mediante una interpolación se determinó la morfología del basamento rocoso de la cuenca del Marga-Marga, obteniéndose una profundidad máxima de 120 metros.

Además, se determinó que el sector en estudio es altamente susceptible a amplificación sísmica debido a tres factores principales: suelos blandos, efectos 3D y desplazamiento de la falla geológica Marga-Marga, ubicada en el eje de la cuenca.

## ABSTRACT

Seismic damage of buildings in Viña del Mar after the 1985 and 2010 earthquakes have shown the occurrence of local seismic amplification (site effects) like a result of the interaction between body waves and soft soils constituted by coast and fluvial sediments.

In recent years, several researches have studied the wave propagation phenomenon using numerical models based on the equivalent linear response method and/or the finite elements method. One of the most important border conditions in these studies is the depth and morphology of the bedrock. It is usually estimated by geological descriptions, gravimetry or boreholes. This last technique is the most reliable one, but high costs and time required limit its general application.

The Horizontal to Vertical Spectral Ratio (HVSr) or Nakamura's technique (1989) is a not intrusive method which states that the main peak of the HVSr of seismic ambient noise is a reliable approach of the fundamental frequency for sedimentary soils. This is valid only if a strong impedance contrast ( $>3$ ) exists between the sedimentary layer and bedrock.

On the other hand, wave propagation study provides the theoretical fundamental frequency, which corresponds to the first main peak of the transfer function, obtained from the soil properties (e.g. shear modulus) and bedrock's depth.

Therefore, we studied the applicability of the HVSr method combined with the theoretical 1D wave propagation to obtain the bedrock's morphology and depth approach in the Marga-Marga Basin.

Information of the shear wave velocity profile ( $V_s$ ) and stratigraphy is available from geophysical and standard penetration tests. This information was provided by the civil engineering laboratories of the Federico Santa Maria Technical University and Catholic University of Valparaíso.

Furthermore, we performed 63 ambient seismic noise measurements using a triaxial geophone/velocity sensor and a seismograph. These measurements were processed according to the SESAME (Bard y SESAME Team, 2004) criteria, allowing to determine fundamental frequencies in low strain range.

On the other hand, wave propagation was modeled with EERA software, based in the equivalent linear approach. This allowed to obtain a characteristic theoretical relationship between frequency and depth of sedimentary layer of this zone. This relationship was combined with the fundamental frequencies obtained from HVSr, so as to obtain the bedrock's depth in all measurements points.

Results indicate that 1D wave propagation hypothesis is valid, therefore the fundamental frequency values are reliable and representative. Obtained depths were compared with depths known by boreholes obtaining an error less than 13%. An interpolation was performed to determine the bedrock's morphology, obtaining a maximum depth of 120 meters.

Additionally we conclude that Marga-Marga basin is highly susceptible to seismic amplification due to three main factors: soft soils, 3D effects and displacement of the Marga-Marga geological fault, located on the basin's axis.

## GLOSARIO

$A_0$	: Amplitud peak de la curva H/V. Se asocia a la frecuencia $f_0$
$\frac{A_H(f)}{V}$	: Amplitud de la curva H/V a una frecuencia $f$
$\alpha'_m$	: Razón de impedancia entre los estratos $m$ y $m + 1$
$c$	: Parámetro de amortiguamiento
$D$	: Razón de amortiguamiento
$E_s$	: Efecto de las ondas Rayleigh, método de Nakamura
$F$	: Frecuencia fundamental
$F(\omega)$	: Función de transferencia
$f^-$	: Frecuencia entre $f_0/4$ y $f_0$ para que $A_{H/V}(f^-) < A_0/2$
$f^+$	: Frecuencia entre $f_0$ y $4f_0$ para que $A_{H/V}(f^+) < A_0/2$
$f_0$	: Frecuencia peak de la curva H/V
$f_{sensor}$	: Frecuencia de desconexión del sensor
$G$	: Módulo de corte
$H$	: Profundidad del estrato sedimentario
Hz	: Hertz
$K'$	: Número de onda
$l_w$	: Longitud de la ventana
$M_L$	: Magnitud de Richter
$M_w$	: Magnitud de momento
$n_c$	: Número de ciclos significativos
$n_w$	: Número de ventanas seleccionadas para la curva media de H/V
$S_{HB}$	: Espectro horizontal de movimiento en la base
$S_{HS}$	: Espectro horizontal de movimiento en superficie
$S_T$	: Función de transferencia, método de Nakamura
$S_{TT}$	: Función de transferencia sin efecto de ondas Rayleigh
$S_{VB}$	: Espectro vertical de movimiento en la base
$S_{VS}$	: Espectro vertical de movimiento en superficie

$T$	: Periodo natural
$t$	: Tiempo
$u$	: Desplazamiento de una partícula de suelo
$\dot{u}$	: Velocidad de una partícula de suelo
$\ddot{u}$	: Aceleración de una partícula de suelo
$V_S$	: Velocidad de ondas de corte
$V_{S30}$	: Velocidad de ondas de corte en los 30 metros superficiales
$V_{S(zonal)}$	: Velocidad de ondas de corte característico asociado a la zona
$V_{S(local)}$	: Velocidad de ondas de corte de cada ensayo
$V_{s,me}$	: Velocidad media de ondas de corte
$V_{sup}$	: Velocidad de ondas de corte en superficie
$z$	: Coordenada vertical
$\gamma_{eff}$	: Deformación efectiva
$\sigma_{\log \frac{H}{V}}$	: Desviación estándar de la curva $\log \frac{A_H}{V}(f)$
$\sigma_A(f)$	: Desviación estándar de $A_{H/V}(f)$
$\sigma_f$	: Desviación estándar de la frecuencia de la curva H/V
$\emptyset$	: Flujo de energía elástica de ondas sísmicas
$\gamma$	: Deformación angular
$\varepsilon(f_0)$	: Valor umbral para la condición de estabilidad $\sigma_f < \varepsilon(f_0)$
$\theta(f_0)$	: Valor umbral para la condición de estabilidad $\sigma_A(f) < \theta(f_0)$
$\rho$	: Densidad
$\tau$	: Esfuerzo de corte
$\omega$	: Frecuencia de vibración en radianes

# INDICE DE CONTENIDOS

<b>AGRADECIMIENTOS .....</b>	<b>3</b>
<b>RESUMEN .....</b>	<b>4</b>
<b>ABSTRACT .....</b>	<b>5</b>
<b>GLOSARIO .....</b>	<b>6</b>
<b>INDICE DE TABLAS.....</b>	<b>10</b>
<b>INDICE DE FIGURAS .....</b>	<b>10</b>
<b>1. INTRODUCCION .....</b>	<b>13</b>
1.1    Objetivo General.....	14
1.2    Objetivos Específicos.....	14
1.3    Estructuración.....	15
<b>2. MARCO TEORICO .....</b>	<b>16</b>
2.1    Tectónica de Placas.....	16
2.2    Ondas Sísmicas.....	17
2.3    Efecto de Sitio .....	20
2.4    Análisis de la Respuesta Sísmica del Suelo .....	21
2.4.1    Modelo Visco Elástico .....	21
2.4.2    Propagación Unidimensional de Ondas de Corte .....	24
2.4.3    Función de Transferencia .....	27
2.4.4    Respuesta de Depósitos de Suelo de N Estratos.....	29
2.4.5    Comportamiento Bajo Cargas Cíclicas .....	31
<b>3. RELACION ESPECTRAL H/V CON RUIDO SISMICO AMBIENTE .....</b>	<b>35</b>
3.1    Introducción.....	35
3.2    Naturaleza del Ruido Sísmico Ambiente .....	35
3.2.1    Influencia de la Fuente en el Campo de Ondas de Ruido Ambiente .....	36
3.2.2    Contribución Relativa de Ondas Rayleigh y Love .....	36
3.3    Método de Nakamura o Razón Espectral H/V .....	37
3.4    Confiabilidad.....	40
3.5    Tipología de Curvas H/V .....	42
3.5.1    Peak Claro .....	42
3.5.2    Curva Plana o Peak con Baja Amplitud en Frecuencias Bajas .....	43
3.5.3    Peak Ancho o Múltiples Peaks.....	43

3.5.4	Dos Peaks .....	44
3.6	Naturaleza del Peak .....	45
3.7	Limitaciones/Alcance del Método.....	47
<b>4.</b>	<b>ESTIMACION DE LA PROFUNDIDAD DEL BASAMENTO ROCOSO EN BASE A LA FRECUENCIA FUNDAMENTAL DE UN DEPÓSITO DE SUELOS.....</b>	<b>49</b>
4.1	Introducción.....	49
4.2	Estado del Arte.....	50
4.3	Confiabilidad del Método.....	54
<b>5.</b>	<b>CASO EN ESTUDIO: ESTIMACION DE EFECTO DE SITIO Y PROFUNDIDAD DEL BASAMENTO ROCOSO EN VIÑA DEL MAR .....</b>	<b>55</b>
5.1	Antecedentes.....	55
5.1.1	Ubicación Geográfica .....	55
5.1.2	Geomorfología .....	55
5.1.3	Descripción Geológica .....	56
5.1.4	Historia Sísmica .....	59
5.1.5	Distribución del Daño Sísmico .....	60
5.1.6	Estratigrafía.....	61
5.1.7	Propiedades Geotécnicas del Suelo.....	63
5.1.8	Periodo Fundamental del Suelo .....	64
5.1.9	Velocidad de Ondas de Corte .....	64
5.1.10	Basamento Rocoso.....	67
5.2	Metodología Propuesta .....	71
5.3	Análisis Unidimensional de Propagación de Ondas de Corte .....	73
5.4	Mediciones de Ruido Sísmico Ambiente .....	76
5.4.1	Instrumentación.....	76
5.4.2	Adquisición de Datos.....	77
5.4.3	Procesamiento de Datos .....	77
<b>6.</b>	<b>RESULTADOS .....</b>	<b>79</b>
6.1	Relación Frecuencia – Profundidad: Modelo Zonal .....	79
6.2	Relación Frecuencia – Profundidad: Modelos Locales.....	80
6.3	Curvas H/V .....	82
6.3.1	Confiabilidad .....	82
6.3.2	Distribución Espacial .....	82

6.4	Frecuencia y Periodo Fundamental del Suelo .....	86
6.5	Relación Vs30 – Frecuencia Fundamental .....	88
6.6	Profundidad del Basamento Rocoso .....	89
6.7	Amplificación Sísmica.....	93
<b>7.</b>	<b>DISCUSION.....</b>	<b>94</b>
<b>8.</b>	<b>CONCLUSIONES.....</b>	<b>97</b>
<b>9.</b>	<b>REFERENCIAS .....</b>	<b>99</b>
<b>10.</b>	<b>ANEXOS .....</b>	<b>104</b>
	ANEXO A: Curvas H/V .....	104
	ANEXO B: Tabla Resumen .....	111
	ANEXO C: Ensayos de Velocidad de Ondas de Corte.....	114

## INDICE DE TABLAS

Tabla 1:	Criterios para Curva Confiable.....	41
Tabla 2:	Criterios para Peak Claro .....	41
Tabla 3:	Unidades geológicas en el área de Viña del Mar .....	57
Tabla 4:	Estratigrafía sondaje 1.....	70
Tabla 5:	Estratigrafía de sondaje 2.....	71
Tabla 6:	Estratigrafía sondaje 3.....	71
Tabla 7:	Comparación con relaciones obtenidas por otros autores. ....	79
Tabla 8:	Comparación de profundidades obtenidas con profundidades conocidas mediante sondajes. ....	89
Tabla 9:	Comparación de profundidades obtenidas con relación ajustada con profundidades conocidas mediante sondajes.....	89
Tabla 10:	Profundidades Locales. ....	92

## INDICE DE FIGURAS

Figura 2-1:	Placas Tectónicas .....	16
Figura 2-2:	Tipos de sismos en Chile .....	17
Figura 2-3:	Ondas Primarias (P) o de Compresión.....	18
Figura 2-4:	Ondas Secundarias (S) o de Corte .....	19
Figura 2-5:	Ondas Rayleigh .....	19
Figura 2-6:	Ondas Love .....	19
Figura 2-7:	Ondas sísmicas en sismograma tipo. ....	19
Figura 2-8:	Incidencia vertical del tren de ondas de corte .....	21
Figura 2-9:	Componentes elástica y viscosa del modelo visco-elástico del suelo.....	23
Figura 2-10:	Depósito horizontal uniforme con estrato rígido en la base. ....	24
Figura 2-11:	Frecuencias naturales de vibración de un depósito de suelos. ....	28
Figura 2-12:	Función de amplificación. Caso con amortiguamiento.....	28
Figura 2-13:	Nomenclatura depósito de suelos con N estratos.....	29
Figura 2-14:	Comportamiento histerético del suelo ante sollicitaciones cíclicas. ....	32

Figura 2-15: Curvas de degradacion de modulo de rigidez y aumento de amortiguamiento en arenas.....	32
Figura 2-16: Procedimiento iterativo del método lineal equivalente.....	34
Figura 3-1: Esquema del método de Nakamura o Relacion Espectral H/V.....	40
Figura 3-2: Curva H/V con peak claro.....	42
Figura 3-3: Curvas H/V plana y con baja amplitud en frecuencias bajas.....	43
Figura 3-4: Curva H/V con peaks múltiples.....	44
Figura 3-5: Curva H/V con dos peaks.....	45
Figura 3-6: Comportamiento de la onda Rayleigh para diferentes periodos y contrastes de VS.....	46
Figura 4-1: Curvas H/V para diferente profundidad de sedimentos.....	50
Figura 4-2: Relación Frecuencia – Profundidad encontrada por tres autores diferentes.....	52
Figura 4-3: Curva H/V con dos peaks claros, perfiles de VS e Impedancia obtenidos para el Valle de Kathmandu.....	53
Figura 5-1: Ubicación geográfica de Viña del Mar.....	55
Figura 5-2: Elevación tridimensional de la zona en estudio.....	56
Figura 5-3: Mapa geológico de la ciudad de Viña del Mar.....	57
Figura 5-4: Mapa geológico simplificado de la ciudad de Viña del Mar.....	58
Figura 5-5: Distribución de daño sísmico y trazas de la falla Marga-Marga.....	61
Figura 5-6: Isoperiodos en la cuenca del Marga-Marga y alrededores.....	64
Figura 5-7: Esquema ensayo DownHole.....	65
Figura 5-8: Esquema ensayo de refracción de microtemores.....	66
Figura 5-9: Distribución de ensayos DownHole (azul) y ReMi (amarillo).....	66
Figura 5-10: Relación VS-Profundidad característica para Viña del Mar.....	67
Figura 5-11: Morfología del basamento rocoso.....	68
Figura 5-12: Morfología del basamento rocoso.....	69
Figura 5-13: Sondajes con profundidad de roca conocida.....	70
Figura 5-14: Esquema de la metodología de estimación de la profundidad del basamento rocoso.....	72
Figura 5-15: Esquema de la metodología para obtención de profundidad Zonal y Local.....	73
Figura 5-16: Modelo de propagación de ondas para estrato de 100 m de espesor.....	74
Figura 5-17: Registro sísmico terremoto 2010 estación UTFSM.....	75
Figura 5-18: Función de transferencia del depósito de suelos con H=100m.....	75
Figura 5-19: Instrumentación.....	76
Figura 5-20: Distribución espacial de mediciones de ruido sísmico ambiente.....	77
Figura 5-21: Esquema del procesamiento de datos.....	78
Figura 6-1: Relación frecuencia-profundidad característica para el Plan de Viña del Mar.....	79
Figura 6-2: Relaciones frecuencia-profundidad obtenidas por varios autores.....	80
Figura 6-3: Relaciones frecuencia-profundidad modelo local.....	80
Figura 6-4: Relaciones frecuencia-profundidad característica y obtenida del ensayo DW03.....	81
Figura 6-5: Perfiles Vs característico y DW03.....	81
Figura 6-6: Curvas H/V con peak ancho.....	83
Figura 6-7: Ubicación de las curvas H/V con peak ancho.....	83
Figura 6-8: Curvas H/V de mediciones cercanas a los bordes de la cuenca.....	84
Figura 6-9: Ubicación de las mediciones cercanas a los bordes de la cuenca.....	84
Figura 6-10: Algunas curvas H/V con peak claro.....	85
Figura 6-11: Ubicación de curvas H/V con peak claro.....	85
Figura 6-12: Mapa de Isofrecuencias.....	86

Figura 6-13: Mapa de Isoperiodos. ....	87
Figura 6-14: Correlación entre Frecuencia fundamental y Vs30. ....	88
Figura 6-15: Morfología del basamento rocoso. ....	90
Figura 6-16: Mapa de amplificación sísmica según método de Nakamura. ....	93

# 1. INTRODUCCION

Parte importante del daño sísmico en la ciudad de Viña del Mar se ha concentrado en el sector céntrico de la ciudad, ubicado próximo a la desembocadura del estero Marga-Marga, conocido como sector Plan o Población Vergara. La superposición del daño de los últimos tres grandes eventos sísmicos de la ciudad: 1906, 1985 y 2010 permite evidenciar la recurrencia que tiene este sector. En 1986, Saragoni y Aguirre analizaron el movimiento del suelo correspondiente al terremoto de 1985 y demostraron que la cuenca sedimentaria del Marga-Marga amplifica la señal sísmica para bajas frecuencias, además de extender la duración del movimiento (Thorson, R., 1999).

La geología local y características del suelo tienen una gran influencia en la intensidad del movimiento sísmico. La amplificación de ondas sísmicas debido a las condiciones geológicas y geotécnicas del lugar recibe el nombre de efecto de sitio. Una buena parte del daño observado en grandes terremotos alrededor del mundo se produce en zonas de depósitos de suelos sedimentarios y es asociado a efecto de sitio (Kramer, S., 1996). En este sentido, el sector Plan de Viña del Mar está constituido por sedimentos marino-fluviales provenientes del estero Marga-Marga y la costa, por lo que es propenso a amplificar la señal sísmica.

La respuesta en superficie está condicionada tanto por las características geotécnicas del suelo como por la geometría del depósito. Depósitos profundos amplifican frecuencias bajas, mientras que depósitos superficiales amplifican frecuencias mayores. La similitud entre la frecuencia de vibración del suelo y un sistema estructural puede conducir a graves daños o colapso de estructuras fundadas sobre estos suelos debido al fenómeno de resonancia. El análisis de la respuesta de sitio es entonces una parte fundamental en la evaluación de riesgo sísmico en localidades situadas sobre depósitos sedimentarios.

Las características geotécnicas en el Plan de Viña del Mar son conocidas gracias a varios ensayos de penetración estándar y ensayos geofísicos. Existen dos estimaciones de la profundidad y morfología del basamento rocoso: Verdugo (1995) y Podestá y Sáez (2016). Los resultados de la investigación de Verdugo (1995), que utilizó el método gravimétrico de prospección geofísica no son confiables debido a consideraciones poco realistas y/o no fundamentadas que alteran la confiabilidad de los resultados. Por otra parte, Podestá y Sáez (2016) utilizaron ensayos de velocidad de ondas de corte y periodos fundamentales del suelo para estimar profundidades y obtuvieron resultados razonables, aunque no fueron comprobados en puntos con profundidad conocida a partir de sondajes. Dado lo anterior, es de gran importancia llevar a cabo un estudio que entregue resultados confiables tanto en forma como en valores de profundidad.

En el presente trabajo de investigación se realizarán una serie de mediciones de ruido sísmico ambiental para estimar la frecuencia fundamental de vibración del suelo utilizando el método de Nakamura o razón espectral H/V. El método plantea que el peak de la relación espectral horizontal/vertical del ruido sísmico ambiental es una aproximación confiable de la frecuencia fundamental de depósitos de suelos sedimentarios siempre que exista un marcado contraste de impedancia ( $>3$ ) entre el estrato rocoso y el estrato sedimentario. Por otra parte, se llevará a cabo un análisis unidimensional de propagación de ondas de corte, lo que conducirá a la obtención de una relación teórica entre frecuencia fundamental y profundidad. Combinando las frecuencias fundamentales obtenidas con el método H/V y la relación entregada por el análisis de propagación de ondas de corte se estimará la profundidad y morfología del basamento rocoso.

Debido a su alta efectividad y bajo costo, el método H/V ha sido ampliamente utilizado en todo el mundo para obtener la frecuencia fundamental de vibración del suelo y a partir de ésta estimar el espesor del estrato sedimentario, logrando resultados precisos y confiables. Sin embargo, se recomienda complementarlo con información geológica y geotécnica (Acerra et al., 2004) para obtener un panorama general del comportamiento del suelo y simplificar la interpretación de resultados.

Considerando lo anterior, el conocimiento de la frecuencia fundamental y la profundidad del basamento rocoso es clave tanto para planificación de uso de suelo y confección de mapas de riesgo sísmico como para la explicación de la distribución del daño, por lo que la información generada en esta investigación contribuirá en gran medida a planes de regulación y microzonificación sísmica de la ciudad.

## 1.1 Objetivo General

Estimar la profundidad del basamento rocoso en el sector próximo a la desembocadura de la cuenca del estero Marga-Marga y proponer una morfología de éste.

## 1.2 Objetivos Específicos

- I. Comparar y relacionar la estratigrafía con el perfil de velocidad de ondas de corte en base a información de sondajes, ensayos de penetración estándar y ensayos geofísicos de medición de ondas de corte.
- II. Obtener un perfil de velocidad de onda de corte característico para la zona en estudio.
- III. Realizar un análisis unidimensional de propagación de ondas de corte y obtener una relación frecuencia – profundidad característica del sector.
- IV. Medir vibraciones de ruido ambiental y estimar la frecuencia fundamental del suelo utilizando el método de Nakamura.
- V. Correlacionar el parámetro  $V_{s30}$  con la frecuencia fundamental y discutir su eficacia para predecir el comportamiento sísmico del suelo.
- VI. Estimar la profundidad del estrato sedimentario en sitios donde la frecuencia fundamental es conocida y proponer una morfología del basamento rocoso.
- VII. Identificar fortalezas y debilidades del método utilizado y discutir sobre su efectividad y confiabilidad.
- VIII. Comparar resultados con estudios anteriores.

### 1.3 Estructuración

- **Capítulo 1: Introducción.**  
Se presenta la motivación y el problema asociado al tema, una breve explicación del contenido y los objetivos de la investigación.
- **Capítulo 2: Marco Teórico.**  
Se exponen aspectos teóricos que incluyen tectónica de placas, tipos de sismos y propagación de ondas. Se presenta el comportamiento bajo cargas cíclicas y el modelo visco-elástico del suelo utilizado para la modelación de propagación de ondas.
- **Capítulo 3: Relación Espectral H/V con Ruido Sísmico Ambiente.**  
Se explica la naturaleza del ruido sísmico ambiental, bases y discusiones tanto teóricas como experimentales del método de Nakamura, tipología de resultados, confiabilidad y limitaciones.
- **Capítulo 4: Estimación de la Profundidad del Basamento Rocoso en Base a la Frecuencia Fundamental de un Depósito de Suelos.**  
Se presenta el estado del arte y metodologías usadas en estudios anteriores para la estimación de la profundidad del basamento rocoso en base a mediciones espectrales H/V.
- **Capítulo 5: Caso en Estudio: Estimación de Efecto de Sitio y Profundidad del Basamento Rocoso en Viña del Mar.**  
Se dan a conocer los antecedentes de la zona en estudio: ubicación geográfica, marco geológico, información geotécnica y geofísica. Se presenta la metodología para la estimación de la profundidad del basamento rocoso y se detalla el modelo de análisis de propagación de ondas. Se muestra la instrumentación, adquisición y procesamiento de mediciones de ruido sísmico ambiental.
- **Capítulo 6: Resultados**  
Se muestran los resultados obtenidos: relaciones frecuencia–profundidad, distribución espacial y confiabilidad de curvas H/V, mapas de isofrecuencias e isoperiodos, relación entre  $V_{S30}$  y frecuencia fundamental, profundidad, morfología del basamento rocoso y amplificación sísmica.
- **Capítulo 7: Discusión.**  
Se analiza y discute sobre los resultados obtenidos; procedencia, confiabilidad y distribución espacial de frecuencias y curvas H/V. Además se realiza un análisis de las fortalezas, debilidades y alcances del método utilizado.
- **Capítulo 8: Conclusiones**  
Se presentan las conclusiones más relevantes del estudio y se proponen nuevas líneas investigativas concernientes al método estudiado.

## 2. MARCO TEORICO

Las características de las ondas sísmicas dependen tanto del mecanismo de generación y energía liberada como de la trayectoria y las condiciones geológicas locales. De acuerdo a esto, un análisis completo de la respuesta del suelo debería modelar la generación y propagación de ondas desde la corteza terrestre hasta el estrato rocoso para luego obtener la respuesta en la superficie de un determinado depósito de suelos. Sin embargo, debido a la complejidad de estos fenómenos, en la práctica se utilizan registros sísmicos y modelos para predecir y caracterizar el movimiento del estrato rocoso, simplificando el problema a determinar el movimiento en superficie dado un movimiento de la roca basal (Cornou, C. 2004).

### 2.1 Tectónica de Placas

La teoría de tectónica de placas plantea que la corteza terrestre está formada por placas rígidas de entre 15 a 60 km de espesor que están en constante movimiento e interactúan entre sí (Figura 2-1). El movimiento de las placas es generado por corrientes convectivas del manto terrestre y la velocidad de desplazamiento varía entre 1 y 10 centímetros al año. El contacto por fricción entre los bordes de las placas es responsable de la mayor parte de los sismos en todo el planeta.

Existen tres tipos de contacto entre placas o márgenes tectónicos: divergente, convergente y transformante. Chile corresponde a un caso de margen convergente, donde la placas oceánicas de Nazca y Antártica subducen bajo la placa continental Sudamericana a razón media de 7 centímetros al año (CSN, 2013).



**Figura 2-1:** Placas Tectónicas  
Fuente: Editorial Vicens Vives (2009)

Debido a la alta velocidad de convergencia, la sismicidad en la zona es intensa y se generan sismos recurrentemente a lo largo de todo el país. Estos se clasifican en cuatro tipos dependiendo del mecanismo de generación (Figura 2-2): sismos interplaca, outer-rise, intraplaca oceánica e intraplaca continental.

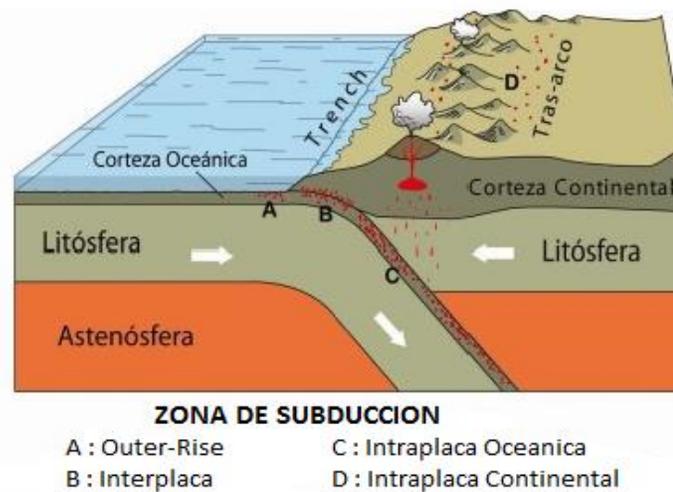
Los sismos Interplaca se producen porque la fuerza de roce no permite el desplazamiento relativo entre las placas y el movimiento sólo es posible cuando la tensión

acumulada es mayor que la fricción entre ellas, generando la ruptura. Son los sismos de mayor magnitud, la que es proporcional a la superficie de ruptura y al desplazamiento de ésta. Ejemplos de terremotos interplaca son el terremoto de Valdivia de 1960 ( $M_w = 9,5$ ) y el terremoto del Maule de 2010 ( $M_w = 8,8$ ).

Los sismos outer-rise ocurren costa afuera de la fosa oceánica debido a deformaciones de la placa de Nazca al intentar subducir bajo la placa Sudamericana. La fricción Interplaca impide la subsidencia generando estas deformaciones. En general tienen magnitudes menores que  $M_w = 8,0$ . Ejemplo de este tipo de sismos es el terremoto de 2001 ( $M_w = 6,7$ ) frente a las costas de Valparaíso

Los sismos intraplaca oceánica se producen dentro de la placa oceánica subductada debido al peso de ésta y al fuerte acoplamiento interplaca. Se originan a profundidades desde 60 km, que corresponde aproximadamente a la profundidad que alcanza el contacto interplaca, hasta aproximadamente 700 km. El potencial de daños de estos sismos es mayor que el de los sismos interplaca de la misma magnitud. Ejemplos de estos sismos son los terremotos de Chillan en 1939 ( $M_s = 8,3$ ) y Punitaqui en 1997 ( $M_w = 7,1$ ) (CSN, 2013).

Los sismos interplaca continental son generados dentro de la placa continental a profundidades menores a 30 km debido a deformaciones generadas principalmente por la convergencia entre las placas y por esfuerzos locales. La principal deformación originada por la subducción es el alzamiento de la cordillera de los Andes. En general, estos sismos ocurren en torno a la cordillera. Ejemplo de estos sismos es el terremoto de Las Melosas de 1958 ( $M_w = 6,3$ ).



**Figura 2-2:** Tipos de sismos en Chile  
 Fuente: CSN (2013)

## 2.2 Ondas Sísmicas

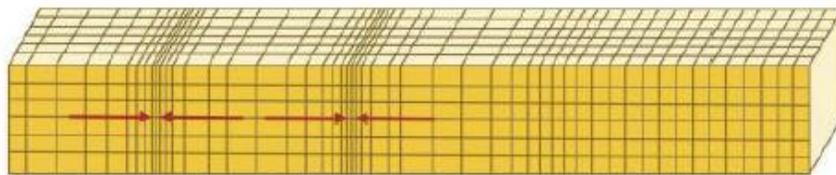
Las ondas sísmicas se clasifican en ondas de cuerpo y de superficie. Las ondas de cuerpo son generadas en la falla y viajan por el interior de la corteza terrestre hasta la superficie. Se dividen en dos tipos: ondas primarias (P) o de compresión y ondas secundarias (S) o de corte. Las ondas de superficie se producen por la interacción entre las ondas de cuerpo y la superficie terrestre y su amplitud decrece exponencialmente con la profundidad. Se dividen en dos tipos: ondas Rayleigh y ondas Love.

Las ondas primarias (Figura 2-3), de compresión o longitudinales involucran compresión y tensión en el material por el cual se transportan. El movimiento de las partículas es paralelo a la dirección de propagación de la onda, pueden viajar en medios tanto sólidos como líquidos y tienen una velocidad de propagación mayor a las demás ondas, por lo que se observan primero en los sismogramas. Esta última depende de la rigidez y la densidad del material por el cual viajan y es mayor en materiales más rígidos.

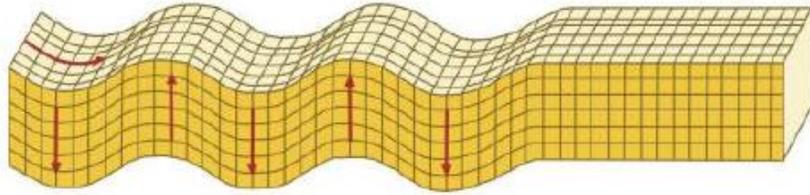
Las ondas secundarias (Figura 2-4), de corte o transversales producen deformaciones angulares mientras viajan por el material. El movimiento de las partículas es perpendicular a la dirección de propagación de la onda y se dividen en ondas SV y SH dependiendo del plano de movimiento de la partícula (vertical u horizontal). La velocidad de propagación, al igual que las ondas primarias, depende de la rigidez y la densidad del material y es aproximadamente 1,7 veces menor que la velocidad de las ondas primarias. En rocas duras, la velocidad promedio de las ondas de corte es de 1200 m/s, 540 m/s en suelos firmes tipo grava, 300 m/s en suelos arenosos y arcillosos y 150 m/s en suelos blandos.

Las ondas Rayleigh (Figura 2-5) se producen por la interacción entre ondas P y SV con la superficie terrestre. Se caracterizan por tener un movimiento elíptico retrógrado, es decir, las partículas del material se mueven describiendo una elipse en dirección opuesta a la dirección de propagación de la energía. Dicho movimiento cambia a progrado con la profundidad pasando por un nodo en el cual no existe movimiento alguno de partícula. El eje vertical de la elipse es siempre el de mayor amplitud. La velocidad de propagación de las ondas de Rayleigh es menor que la de las ondas S, sin embargo, esta velocidad varía en función de la frecuencia de la onda (ondas dispersivas), lo que se traduce en que las diferentes componentes armónicas de las ondas Rayleigh viajan a velocidades diferentes, siempre menores a la velocidad de las ondas de cuerpo. Se consideran las ondas más destructivas debido a su alta amplitud.

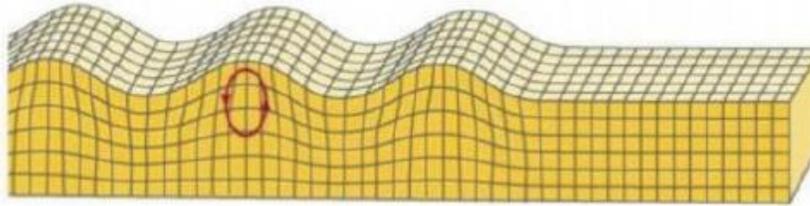
Las ondas Love (Figura 2-6) resultan de la interacción entre las ondas P y SH con la superficie terrestre. El movimiento característico es horizontal paralelo a la superficie pero perpendicular a la dirección de propagación y no tienen componente vertical. La velocidad de las ondas Love es menor a las ondas Rayleigh y también tienen comportamiento dispersivo, teniendo mayor velocidad a frecuencias más bajas.



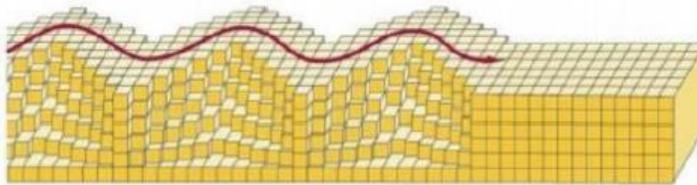
**Figura 2-3:** Ondas Primarias (P) o de Compresión  
Fuente: INP (2013)



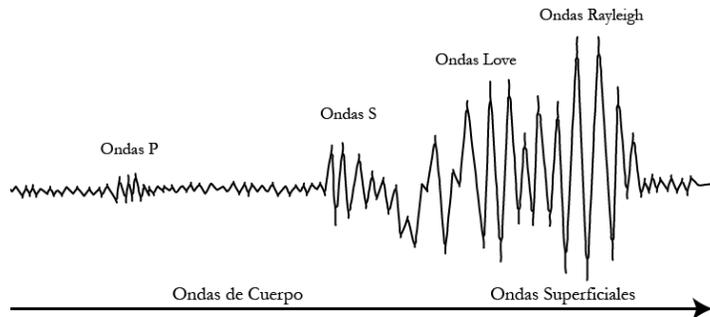
**Figura 2-4:** Ondas Secundarias (S) o de Corte  
Fuente: INP (2013)



**Figura 2-5:** Ondas Rayleigh  
Fuente: INP (2013)



**Figura 2-6:** Ondas Love  
Fuente: INP (2013)



**Figura 2-7:** Ondas sísmicas en sismograma tipo.  
Fuente: Gates y Ritchie (2009)

## 2.3 Efecto de Sitio

La influencia de las características locales del suelo en la naturaleza del daño sísmico ha sido reconocida por muchos años. Dependiendo de las características geológicas, geotécnicas y topográficas de cada terreno se pueden presentar amplificaciones del movimiento sísmico, fenómeno conocido como efecto de sitio. Las condiciones locales influyen en la amplitud, contenido de frecuencias y duración del movimiento del suelo durante un sismo (Kramer, S., 1996). La susceptibilidad de un depósito de suelo para amplificar el movimiento depende de la geometría y las propiedades dinámicas de éste, donde destacan módulo de corte y amortiguamiento.

La base teórica del efecto de sitio puede ser explicada por el principio de conservación de la energía: generalmente, en depósitos de suelos sedimentarios se observa que tanto la densidad ( $\rho$ ) como la velocidad de ondas de corte ( $V_S$ ) incrementan con la profundidad. Si los efectos de amortiguamiento y disipación de energía son despreciados, el principio de conservación de energía elástica requiere que el flujo de energía,  $\Phi = \rho V_S \dot{u}^2$  debe ser constante, por lo que el movimiento de la partícula en superficie ( $\dot{u}$ ) será mayor en estratos de menor rigidez. (Kramer, S., 1996). Como los terremotos producen movimientos en un amplio rango de frecuencias, algunas serán amplificadas más que otras; suelos blandos amplificarán frecuencias bajas, mientras que suelos más rígidos amplificarán frecuencias mayores.

Además de las condiciones de rigidez, la geometría del depósito también controla la respuesta de éste. En un relleno homogéneo, los sitios donde el estrato sedimentario tiene mayor profundidad amplifican frecuencias más bajas, mientras que en sitios donde la profundidad es menor se amplifican frecuencias más altas. De acuerdo a lo anterior el efecto de sitio es básicamente controlado por dos factores: distribución de rigidez del suelo en profundidad y geometría del depósito.

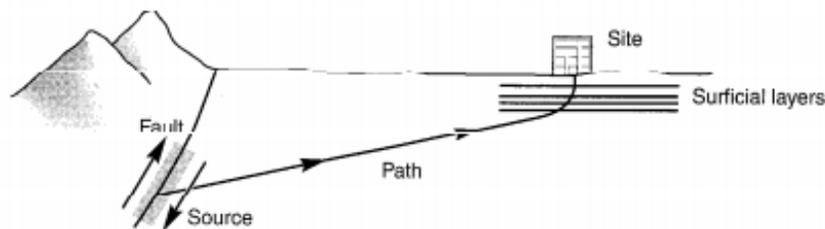
En el terremoto de San Francisco (USA, 1906) se constató por primera vez que la severidad de los daños en edificaciones aumentaba en suelos sedimentarios. Una investigación realizada después del terremoto de Caracas (Venezuela, 1967) determinó que el daño en edificios de más de 10 pisos de altura fue mayor cuando la profundidad de los depósitos sedimentarios subyacentes excedía los 160 metros; para edificios de 5 a 9 pisos profundidades de entre 50 y 70 metros y para edificios de 3 a 5 pisos profundidades entre 30 y 50 metros, sugiriendo un efecto de resonancia entre los edificios y el suelo (Sauter, F., 1989).

El caso más emblemático es el terremoto de Michoacán (México, 1985). Ciudad de México sufrió los efectos de un sismo con epicentro a más de 400 kilómetros, dejando más de cincuenta mil edificios dañados y más de seis mil muertos (Soberon et al., 1986). El colapso y la severidad de los daños se centraron en edificios de entre 5 y 20 pisos con periodos de vibración entre 1 y 3 segundos (Sauter, F., 1989).

En Chile, los daños por efecto de sitio no habían sido estudiados en profundidad hasta después del terremoto de 2010 ( $M_w = 8,8$ ). Luego del colapso del edificio Alto Río en Concepción, se ha puesto más énfasis en el estudio del fenómeno. Hoy en día existen diversos estudios de efecto de sitio a lo largo del país, principalmente en las regiones más afectadas por los terremotos recientes: Tarapacá, Valparaíso, Metropolitana, Maule, Bio-Bio y Los Lagos (Henríquez, C., 2012). Generalmente la evaluación de efecto de sitio se realiza en base a sondajes, ensayos geofísicos de medición de velocidad de ondas de corte y estimación de la frecuencia fundamental de vibración del suelo a partir de mediciones de ruido sísmico ambiente utilizando el método H/V.

## 2.4 Análisis de la Respuesta Sísmica del Suelo

Cuando se produce una ruptura al interior de la tierra las ondas sísmicas viajan en todas direcciones y al encontrarse con diferentes estratos de suelos éstas se reflejan y refractan. Considerando que la rigidez de los materiales es directamente proporcional a la profundidad, las ondas se refractarán cada vez más verticales. Al momento de llegar a superficie habrán ocurrido múltiples refracciones, por lo que el tren de ondas arribará de forma vertical a la superficie (Figura 2-8). Los análisis unidimensionales se basan en el supuesto de que todos los estratos de suelo son horizontales e infinitos y que la respuesta de un depósito de suelo está determinada principalmente por la propagación vertical de ondas de corte desde el basamento rocoso hasta la superficie (Kramer, S., 1996).



**Figura 2-8:** Incidencia vertical del tren de ondas de corte  
Fuente: Kramer, S. (1996)

Por otra parte, el comportamiento real del suelo es representado a través de modelos constitutivos, que son formulaciones matemáticas capaces de describir el comportamiento físico de un suelo ideal considerando simplificaciones convenientes aplicables a diferentes casos.

Existe una amplia variedad de modelos constitutivos, desde los que representan un comportamiento elástico lineal hasta modelos complejos que se asemejan al comportamiento real considerando propiedades específicas del suelo bajo ciertas condiciones. Para efectos de modelación de propagación de ondas de corte se utilizará el modelo visco-elástico, descrito a continuación:

### 2.4.1 Modelo Visco Elástico

Dada la naturaleza elasto-plástica del suelo, se utiliza un modelo visco-elástico para modelar su comportamiento. Entonces, una sollicitación de esfuerzo de corte se puede escribir como:

$$\tau = G\gamma + c\dot{\gamma}$$

Ecuación 2-1

Donde:

$\tau$  : Esfuerzo de corte.

$\dot{\gamma}$  : Tasa de cambio de la deformación angular.

$G$  : Módulo de corte.

$c$  : Parámetro de amortiguamiento.

Bajo este supuesto, es posible identificar una componente elástica  $\tau_e$  caracterizada por el módulo de corte  $G$  y una componente viscosa  $\tau_v$  caracterizada por el parámetro  $c$ .

$$\tau_e = G\gamma \quad \text{Ecuación 2-2}$$

$$\tau_v = c\dot{\gamma} = c \frac{d\gamma}{dt} \quad \text{Ecuación 2-3}$$

Dada una sollicitación sinusoidal, se tiene la siguiente ecuación de equilibrio dinámico:

$$\tau_0 \text{sen}(\omega t - \varphi) = G\gamma + c\dot{\gamma} \quad \text{Ecuación 2-4}$$

Donde

$\omega$  : Frecuencia de excitación.

$t$  : Tiempo.

$\varphi$  : Angulo de fase.

Cuya solución en régimen permanente (solución particular) está dada por:

$$\gamma = \gamma_0 \text{sen}(\omega t - \varphi) \quad \text{Ecuación 2-5}$$

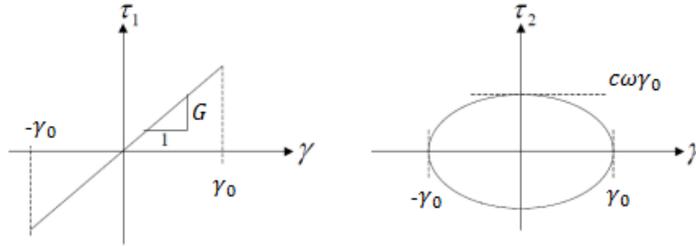
Donde:

$$\gamma_0 = \frac{\tau_0}{G \sqrt{1 + \left(\frac{c\omega}{G}\right)^2}} \quad ; \quad \tan(\varphi) = \frac{c\omega}{G}$$

Luego, la componente viscosa puede expresarse como:

$$\frac{\tau_v^2}{(c\omega\gamma_0)^2} + \frac{\gamma^2}{\gamma_0^2} = 1 \quad \text{Ecuación 2-6}$$

Esta expresión representa una elipse de parámetros  $a = \gamma_0$  y  $b = c\omega\gamma_0$ . Por otra parte, la componente elástica se representa gráficamente por una recta de pendiente  $G$ . En la Figura 2-9 se presentan ambas componentes del modelo:



**Figura 2-9:** Componentes elástica y viscosa del modelo visco-elástico del suelo  
Fuente: Verdugo, R.(2009)

La disipación de energía desarrollada en este modelo está asociada al área de la elipse:

$$A_{elipse} = \pi c\omega\gamma_0^2$$

Ecuación 2-7

En un ciclo de sollicitación, se define la razón de amortiguamiento  $D$  como la disipación total de energía normalizada por la energía elástica que se le entrega al sistema y dividida por  $4\pi$ :

$$D = \frac{A_{elipse}}{4\pi A_{triangulo}} = \frac{\pi c\omega\gamma_0^2}{4\pi \frac{1}{2} G\gamma_0^2} = \frac{c\omega}{2G}$$

Ecuación 2-8

La expresión anterior implica que al utilizar  $c$  constante la disipación de energía es directamente proporcional a la frecuencia de excitación  $\omega$ . Sin embargo, esto no concuerda con la evidencia experimental que indica que en suelos sometidos a ciclos de carga y descarga la disipación de energía es una propiedad del material independiente de la frecuencia de excitación (Verdugo, R., 2009). Esta incompatibilidad entre el modelo y el comportamiento observado se soluciona fácilmente introduciendo un amortiguamiento  $c$  variable. El parámetro de amortiguamiento aparece en todas las expresiones como  $c\omega/G$ . Consecuentemente, en la aplicación del modelo visco-elástico se procede a reemplazar este término por:

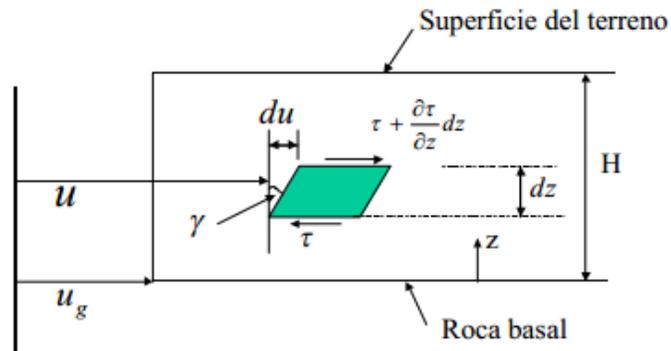
$$2D = \frac{c\omega}{G}$$

Ecuación 2-9

La determinación de  $D$  a partir de ensayos resulta en una propiedad del material independiente de la frecuencia de excitación.

## 2.4.2 Propagación Unidimensional de Ondas de Corte

En la Figura 2-10 se muestra un depósito uniforme horizontal de suelo de material isotrópico y elástico lineal con un estrato rocoso rígido en la base. A través de él se produce la propagación vertical de ondas de corte que parten desde la roca basal y llegan a la superficie del terreno. Para el análisis, se considera un movimiento de roca basal y una partícula diferencial sometida a esfuerzo de corte.



**Figura 2-10:** Depósito horizontal uniforme con estrato rígido en la base.  
Fuente: Verdugo, R.(2009)

Al formular la ecuación de equilibrio dinámico para un elemento de suelo se obtiene:

$$\frac{\partial \tau}{\partial z} dz A_{hor} = \rho dz A_{hor} \frac{\partial^2 u}{\partial t^2}$$

Ecuación 2-10

Donde:

- $\rho$  : Densidad de masa del suelo.
- $\tau$  : Esfuerzo de corte.
- $A_{hor}$  : Área horizontal del elemento sobre el cual está aplicado el esfuerzo de corte.
- $z$  : Coordenada vertical.
- $u$  : Desplazamiento horizontal de la partícula.
- $u_g$  : Movimiento basal horizontal.
- $t$  : Tiempo.

Por otra parte, si se asume que el suelo es modelado mediante el comportamiento visco-elástico presentado anteriormente, se tiene que:

$$\tau = G\gamma + c\dot{\gamma} = G\gamma + c \frac{d\gamma}{dt} = G \frac{\partial u}{\partial z} + c \frac{\partial^2 u}{\partial t \partial z}$$

Ecuación 2-11

Reemplazando esta expresión en la ecuación de equilibrio dinámico se obtiene la ecuación de onda:

$$G \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} + c \frac{\partial^3 u}{\partial t \partial z^2} = \rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2}$$

Ecuación 2-12

Introduciendo la variable  $y = u - u_g$ , correspondiente al movimiento relativo del elemento respecto a la base se obtiene:

$$G \frac{\partial^2 y}{\partial z^2} + c \frac{\partial^3 y}{\partial t \partial z^2} = \rho \frac{\partial^2 y}{\partial t^2} + \rho \frac{\partial^2 u_g}{\partial t^2}$$

Ecuación 2-13

Resulta interesante analizar la solución de vibraciones libres del depósito de suelos sin amortiguamiento. Para esto basta con hacer  $c = 0$ . Según lo anterior, la ecuación de onda se transforma en:

$$G \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} - \rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = 0$$

Ecuación 2-14

La solución de esta ecuación es del tipo

$$u = f(z + vt) + g(z - vt)$$

Ecuación 2-15

Donde  $f$  y  $g$  son funciones arbitrarias y  $v$  corresponde a la velocidad de la onda. Evaluando las derivadas de la ecuación de onda se tiene que:

$$\frac{\partial^2 u}{\partial z^2} = f'' + g''$$

Ecuación 2-16

$$\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = (f'' + g'') v^2$$

Ecuación 2-17

Donde,  $v$  es constante y se determina reemplazando esta solución en la ecuación de vibraciones libres:

$$(f'' + g'')(G - \rho v^2) = 0 \rightarrow G - \rho v^2 = 0$$

Ecuación 2-18

Como se está analizando una onda de corte puro, la velocidad  $v$  corresponde a la velocidad de propagación de onda de corte  $V_S$ . Luego, la velocidad de onda de corte se relaciona con las propiedades del suelo a través de la siguiente expresión:

$$V_S = \sqrt{\frac{G}{\rho}}$$

Ecuación 2-19

Esta expresión es sumamente relevante ya que permite relacionar la rigidez del suelo a pequeñas deformaciones con la velocidad de propagación de ondas de corte, la que puede medirse mediante métodos geofísicos de bajo costo como DownHole y ReMi.

Volviendo a la ecuación de onda original con amortiguamiento:

$$G \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} + c \frac{\partial^3 u}{\partial t \partial z^2} = \rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2}$$

Ecuación 2-20

El movimiento horizontal armónico de la base rocosa producirá una propagación vertical de ondas de corte. Los desplazamientos para cualquier profundidad pueden ser descritos como:

$$u(z, t) = A e^{i(\omega t + K' z)} + B e^{i(\omega t - K' z)}$$

Ecuación 2-21

Donde

$\omega$  : Frecuencia angular del movimiento basal

$K'$  : Número de onda

$A, B$  : Amplitudes de las ondas que viajan en la dirección  $-z$  (hacia arriba) y  $z$  (hacia abajo) respectivamente.

$i$  : Unidad imaginaria.

Aplicando la condición de esfuerzo nulo en la superficie libre el desplazamiento puede ser escrito como:

$$u(z, t) = 2A \frac{(e^{iK'z} + e^{-iK'z})}{2} e^{i\omega t} = 2A \cos(K'z) e^{i\omega t}$$

Ecuación 2-22

### 2.4.3 Función de Transferencia

Considérese un depósito de suelo de espesor  $H$ , densidad  $\rho$ , velocidad de ondas de corte  $V_S$  y razón de amortiguamiento  $D$ .

El desplazamiento para cualquier tiempo y profundidad, obtenido anteriormente, es:

$$u(z, t) = 2A \cos(K'z) e^{i\omega t}$$

Ecuación 2-23

Luego, es posible definir la función de transferencia como la razón entre la amplitud de los desplazamientos en superficie y en la base.

$$F(\omega) = \frac{\ddot{u}_{sup}}{\ddot{u}_{base}} = \frac{u(H)}{u(0)} = \frac{2Ae^{i\omega t}}{2A \cos(K'H) e^{i\omega t}} = \frac{1}{\cos(K'H)}$$

Ecuación 2-24

El módulo de la función de transferencia es conocido como factor de amplificación.

$$|F(\omega)| = \frac{1}{\sqrt{\cos^2\left(\frac{\omega H}{V_S}\right) + \left(D \frac{\omega H}{V_S}\right)^2}}$$

Ecuación 2-25

La función de transferencia permite relacionar en el dominio de las frecuencias los desplazamientos en la roca basal y en la superficie del depósito. Conocida la señal de entrada es posible calcular su FFT (Fast Fourier Transform), multiplicar por la función de transferencia y finalmente calcular la FFT inversa para obtener la respuesta en la superficie.

Es interesante analizar el caso sin amortiguamiento ( $D = 0$ ). Se tiene:

$$|F(\omega)| = \frac{1}{\cos\left(\frac{\omega H}{V_S}\right)}$$

Ecuación 2-26

La máxima amplificación ocurre cuando  $\cos\left(\frac{\omega H}{V_S}\right) = 0$ . Esta condición ocurre cuando

$$\left(\frac{\omega H}{V_S}\right) = \frac{\pi}{2}; \frac{3\pi}{2}; \frac{5\pi}{2}, \dots = \frac{\pi}{2} + n\pi$$

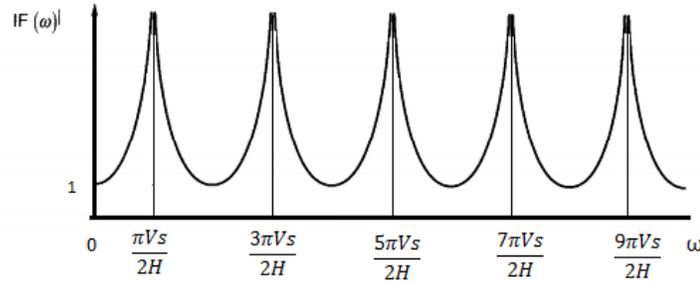
Ecuación 2-27

Donde  $n$  representa un número natural.

Lo anterior indica que existen  $n$  frecuencias  $\omega$  que maximizan la respuesta del depósito de suelos, denominadas frecuencias naturales de vibración (Figura 2-11):

$$\omega = \frac{\pi V_s}{2H}; \frac{3\pi V_s}{2H}; \frac{5\pi V_s}{2H}; \frac{7\pi V_s}{2H}; \frac{9\pi V_s}{2H}; \dots$$

Ecuación 2-28



**Figura 2-11:** Frecuencias naturales de vibración de un depósito de suelos.  
Fuente: Kramer, S. (1996)

Los periodos asociados a las frecuencias naturales son:

$$T_i = \frac{2\pi}{\omega_i}$$

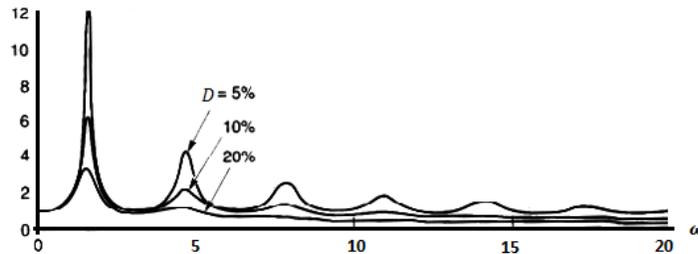
Ecuación 2-29

Luego:

$$T = \frac{4H}{V_s}; \frac{4H}{3V_s}; \frac{4H}{5V_s}; \frac{4H}{7V_s}; \frac{4H}{9V_s}; \dots$$

Ecuación 2-30

Para casos con amortiguamiento, la función de amplificación decrece a mayor frecuencia, como se muestra en la Figura 2-12:



**Figura 2-12:** Función de amplificación. Caso con amortiguamiento  
Fuente: Kramer, S. (1996)

De acuerdo a lo anterior, el amortiguamiento disminuye la respuesta en mayor medida en altas frecuencias. La mayor amplificación ocurrirá para la frecuencia natural más pequeña, conocida como frecuencia fundamental del suelo.

$$\omega_0 = \frac{\pi V_S}{2H}$$

Ecuación 2-31

El periodo correspondiente a la frecuencia fundamental se conoce como periodo fundamental del suelo.

$$\omega_0 = 2\pi T_0 \rightarrow T_0 = \frac{4H}{V_S}$$

Ecuación 2-32

El periodo fundamental del suelo, que depende únicamente del espesor del depósito y la velocidad de propagación de ondas de corte, es un indicador útil y confiable del periodo de vibración al cual se producirá la mayor amplificación.

#### 2.4.4 Respuesta de Depósitos de Suelo de N Estratos

Generalmente los depósitos de suelo están constituidos por varios estratos con propiedades diferentes. Se puede desarrollar un procedimiento recursivo para determinar la función de amplificación para el caso general de un depósito de suelo de  $N$  estratos. En la Figura 2-13 se muestra la nomenclatura utilizada.

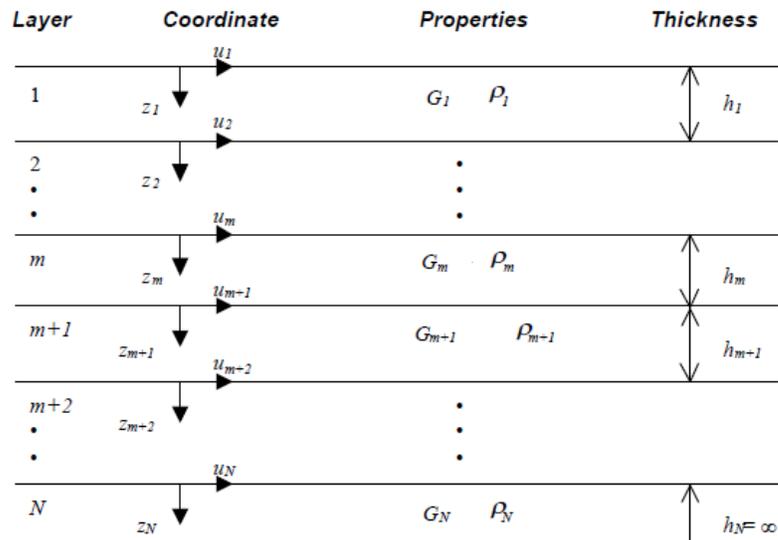


Figura 2-13: Nomenclatura depósito de suelos con N estratos.

Fuente: Manual EERA. (2000)

La solución de la ecuación de onda es:

$$u(z, t) = Ae^{i(\omega t + K'z)} + Be^{i(\omega t - K'z)}$$

Ecuación 2-33

El esfuerzo de corte está dado por la expresión:

$$\tau(z, t) = G \frac{\partial u}{\partial z} = G[AiK'e^{i(\omega t + K'z)} + BiK'e^{i(\omega t - K'z)}]$$

Ecuación 2-34

Introduciendo un sistema coordenado local para cada estrato, el desplazamiento en el extremo superior e inferior de cada estrato será respectivamente:

$$u_m(0, t) = (A_m + B_m)e^{i\omega t}$$

Ecuación 2-35

$$u_m(h_m, t) = (A_me^{iK'_mh_m} + B_me^{-iK'_mh_m})e^{i\omega t}$$

Ecuación 2-36

Los desplazamientos en estratos sucesivos deben ser compatibles, es decir, el desplazamiento en el borde inferior del estrato  $m$  debe ser igual al desplazamiento en el borde superior del estrato  $m + 1$ . Aplicando este requerimiento, se obtienen las formulas recursivas:

$$A_{m+1} = \frac{1}{2} A_m(1 + \alpha'_m)e^{iK'_mh_m} + \frac{1}{2} B_m(1 - \alpha'_m)e^{-iK'_mh_m}$$

Ecuación 2-37

$$B_{m+1} = \frac{1}{2} A_m(1 - \alpha'_m)e^{iK'_mh_m} + \frac{1}{2} B_m(1 + \alpha'_m)e^{-iK'_mh_m}$$

Ecuación 2-38

Donde  $\alpha'_m$  es la razón de impedancia entre los estratos  $m$  y  $m + 1$  y se define como:

$$\alpha'_m = \frac{K'_m G_m}{K'_{m+1} G_{m+1}} = \frac{\rho_m V S_m}{\rho_{m+1} V S_{m+1}}$$

Ecuación 2-39

Considerando el esfuerzo de corte nulo en superficie y aplicando sucesivamente las ecuaciones anteriores, las relaciones para las amplitudes del estrato 1 y el estrato  $m$  son:

$$A_m = a_m(\omega)A_1$$

Ecuación 2-40

$$B_m = b_m(\omega)B_1$$

Ecuación 2-41

Finalmente, se puede obtener la función de transferencia entre el estrato  $i$  y el estrato  $j$ :

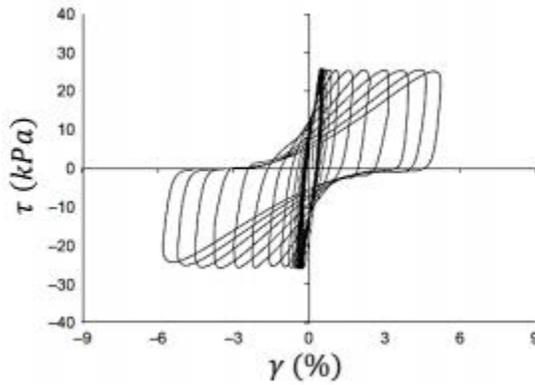
$$F_{ij}(\omega) = \left| \frac{u_i}{u_j} \right| = \frac{a_i(\omega) + b_i(\omega)}{a_j(\omega) + b_j(\omega)}$$

Ecuación 2-42

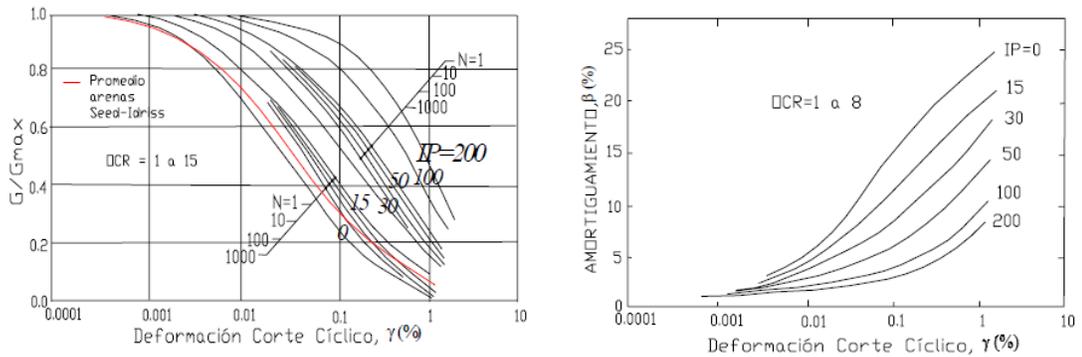
Como  $|\ddot{u}| = \omega|\dot{u}| = \omega^2|u|$ , la función de transferencia también describe la relación entre velocidades y aceleraciones entre los estratos  $i$  y  $j$ . Esta función permite que el movimiento en cualquier estrato pueda ser determinado a partir del movimiento de otro estrato. Esto indica que al conocer el movimiento en un punto del depósito de suelos se puede conocer el comportamiento de éste en todos los estratos (Verdugo, 2009). Lo anterior es sumamente relevante ya que si se tiene registro del movimiento basal se puede determinar la respuesta del suelo en superficie. Sin embargo, el análisis anterior no considera el comportamiento del suelo ante sollicitaciones cíclicas.

#### 2.4.5 Comportamiento Bajo Cargas Cíclicas

El comportamiento del suelo bajo cargas cíclicas exhibe un ciclo histerético y depende de varios factores como la amplitud de la carga, número de ciclos, amortiguamiento, tipo de suelo, presión de confinamiento y esfuerzo efectivo, entre otros. Estudios revelan que el comportamiento del suelo es altamente no lineal e histerético incluso a pequeñas deformaciones (Hashash et al., 2010). Existen dos características que describen el ciclo de histéresis: el módulo de corte secante, descrito por la pendiente y el área del ciclo, asociada a la energía disipada y descrita por la razón de amortiguamiento (Figura 2-14). De acuerdo a lo anterior, el suelo sufre una degradación del módulo de corte y un aumento en la razón de amortiguamiento en función del nivel de deformación inducida por la sollicitación (Figura 2-15).



**Figura 2-14:** Comportamiento histerético del suelo ante sollicitaciones cíclicas.  
Fuente: Idriss y Boulanger (2008)



**Figura 2-15:** Curvas de degradación de modulo de rigidez y aumento de amortiguamiento en arenas  
Fuente: Vucetic, M. Y Dobry, R. (1988)

Para obtener la respuesta real del suelo se debe resolver la ecuación de movimiento dinámico:

$$[M]\{\ddot{u}\} + [C]\{\dot{u}\} + [K]\{u\} = -[M]\{I\}\{\ddot{u}_g\} = \{R\}$$

Ecuación 2-43

Donde  $[M]$  es la matriz de masas,  $[C]$  es la matriz de amortiguamiento viscoso,  $[K]$  es la matriz de rigidez,  $\{\ddot{u}\}$  es el vector de aceleraciones relativas nodales,  $\{\dot{u}\}$  es el vector de velocidades relativas nodales,  $\{u\}$  es el vector de desplazamientos relativos nodales,  $\{\ddot{u}_g\}$  es el vector de aceleración de la base del suelo e  $\{I\}$  es la matriz identidad.  $\{R\}$  Corresponde al vector de cargas nodales y es igual a  $[M]\{I\}\{\ddot{u}_g\}$ .

Una alternativa es determinar la respuesta del suelo usando métodos de integración numérica en el dominio del tiempo. La ecuación de equilibrio dinámico se resuelve numéricamente usando métodos de integración y cualquier modelo constitutivo puede ser usado (Kramer, S., 1996).

Otra alternativa es el método lineal equivalente, que plantea que el comportamiento no lineal del suelo puede ser aproximado mediante estimaciones lineales razonables. La evidencia empírica indica que los parámetros de rigidez y amortiguamiento dependen fuertemente del nivel de deformación del suelo. El método lineal equivalente requiere encontrar un módulo de corte  $G$  y razón de amortiguamiento  $D$  constantes. Dadas las curvas de degradación de módulo de corte y razón de amortiguamiento, el problema se traduce en encontrar valores consistentes de  $G$  y  $D$  para los niveles de deformación inducidos en cada estrato. Para esto, es necesario calcular una deformación efectiva (usualmente entre 50% – 70% de la deformación máxima) y luego evaluar las propiedades del material a ese nivel de deformación. La respuesta calculada no es particularmente sensible a este porcentaje, sin embargo generalmente se considera como deformación efectiva un 65% de la deformación máxima (Kramer, S., 1996). Como el nivel de deformación depende de los valores de módulo de corte y amortiguamiento, el procedimiento es iterativo (Figura 2-16):

1. Realizar una estimación inicial de  $G^1$  y  $D^1$  para cada estrato. Usualmente se consideran los valores para pequeñas deformaciones.
2. Calcular la respuesta del suelo, incluidos los registros de esfuerzos y deformaciones.
3. Calcular la deformación angular efectiva para cada estrato:

$$\gamma_{eff j}^i = R_\gamma \gamma_{max j}^i$$

Ecuación 2-44

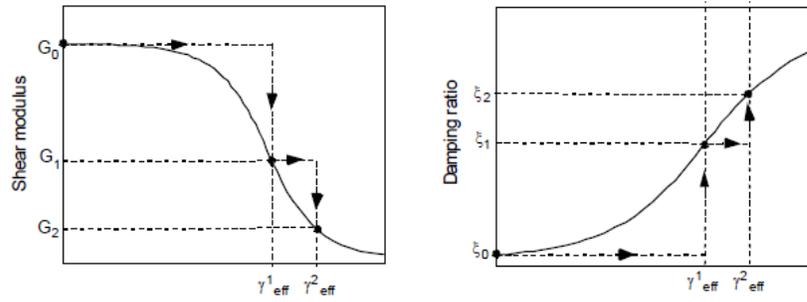
$$R_\gamma = \frac{M - 1}{10}$$

Ecuación 2-45

Donde  $R_\gamma$  corresponde a la razón entre la deformación angular efectiva y la deformación angular máxima y depende de la magnitud del terremoto  $M$  (Idriss y Sun, 1992)

4. Evaluar los valores de  $G^{i+1}$  y  $D^{i+1}$  correspondientes a  $\gamma_{eff}^i$
5. Repetir los pasos 2-4 hasta que la diferencia entre cada iteración sea menor a algún umbral predeterminado. La convergencia de este método no está comprobada, sin embargo, generalmente se obtienen diferencias menores a 5%-10% después de 3 a 5 iteraciones (Schnabel et al., 1972).

Aunque el método lineal equivalente es computacionalmente conveniente y provee resultados razonables para muchos problemas prácticos, permanece siendo una aproximación del comportamiento real del suelo.



**Figura 2-16:** Procedimiento iterativo del método lineal equivalente  
Fuente: Kramer, S. (1996)

### 3. RELACION ESPECTRAL H/V CON RUIDO SISMICO AMBIENTE

#### 3.1 Introducción

El método de relación espectral horizontal/vertical de ruido ambiente (HVSR por sus siglas en inglés: Horizontal to Vertical Spectral Ratio) es una técnica experimental para evaluar características de depósitos de suelos sedimentarios propuesta inicialmente por Nogoshi e Igarashi (1971) como una herramienta para estimar la respuesta sísmica del suelo y luego masificada por Nakamura (1989). Nakamura plantea que la relación espectral H/V de ruido sísmico ambiente medido en la superficie de depósitos sedimentarios se asemeja a la función de transferencia del suelo, lo que ha sido cuestionado por diversos autores (Lermo y Chávez-García, 1993; Lachet y Bard, 1994; Bard, 1999; Bonnefoy-Claudet, 2008). Sin embargo, el método ha sido difundido en todo el mundo debido a su bajo costo, rápido despliegue y alta efectividad para encontrar la frecuencia fundamental del suelo con objeto de detectar y analizar zonas constituidas por suelos blandos, las cuales son susceptibles a amplificación sísmica (Gueguen et al., 2006).

Actualmente, existe abundante literatura científica al respecto en la cual se pueden observar tres tópicos de investigación: primero, la comparación de la relación espectral del ruido ambiente con el movimiento del suelo extraído de registros sísmicos. Este tópico ha sido explorado en varias regiones sísmicas (Lermo and Chávez-García, 1993; Field and Jacob, 1995; Lachet et al., 1996; Bard, 1998; Gueguen et al 2000; Lebrun et al., 2001). Todos los estudios indican que el método entrega una estimación confiable de la frecuencia fundamental de vibración del suelo, sin embargo el factor de amplificación aún no es comprendido totalmente.

Un segundo grupo de científicos (Mucciarelli y Monachesi, 1998; Duval et al., 1998; Gueguen et al., 2000; Guillier et al 2004) ha basado sus estudios en la variabilidad de las frecuencias fundamentales en zonas extensas. De esta manera el método es utilizado como una herramienta de mapeo tanto para situaciones pre-terremoto (planificación de uso de suelos, en orden de delinear las zonas con mayor amplificación y definir sus frecuencias características) como post-terremoto, contribuyendo a explicar la distribución del daño sísmico e identificando los efectos de sitio.

El último tópico de investigación ha aparecido debido a la relación cercana entre frecuencia fundamental, velocidad de onda de corte y espesor del estrato sedimentario. Estudios recientes han usado el método H/V como técnica de exploración geofísica para identificar las características geométricas y la respuesta sísmica de depósitos de suelos sedimentarios (Delgado et al., 2000; Ibs-von Seht y Wohlenberg, 1999; Parolai et al., 2002; Lebrun et al., 2004; Bonnefoy-Claudet et al., 2008; Leyton et al., 2010).

#### 3.2 Naturaleza del Ruido Sísmico Ambiente

Ruido sísmico ambiente es el término genérico para denotar vibraciones del suelo causadas por fuentes como ondas oceánicas, vientos, máquinas, tráfico, etc.

Gutenberg (1958) y Asten (1978) establecieron una lista de diferentes tipos de fuentes sísmicas según su frecuencia y concluyeron que el ruido ambiente se puede clasificar en dos grupos según su origen: natural o artificial. Las fuentes naturales emiten frecuencias bajas, en un rango entre 0,2 – 1 Hz y corresponden en mayor medida a ondas oceánicas, mientras que las fuentes artificiales, en general, emiten frecuencias más altas. El límite de frecuencia entre estos dos tipos de ruido sísmico es cercano a 1 Hz, pero puede variar de

sitio en sitio dependiendo de la estructura del suelo y de las características de las actividades humanas. Generalmente, a frecuencias mayores que 1 Hz, el ruido sísmico exhibe significativas variaciones diarias y semanales, relacionadas con actividades humanas, mientras que a frecuencias más bajas, la variación es mucho menor. Sin embargo, variaciones diarias de ruido sísmico pueden ser observadas bajo el límite de 1 Hz en casos de cuencas sedimentarias profundas. Esta observación fue hecha por Bonnefoy-Claudet (2004), quien evidenció una variación diaria en la amplitud del ruido ambiente para frecuencias menores a 1 Hz en la cuenca de Grenoble, Francia. El ruido ambiente medido en zonas urbanas se considera principalmente artificial y se propaga como una mezcla de ondas superficiales y ondas de cuerpo (Bonnefoy-Claudet et al., 2006).

### 3.2.1 Influencia de la Fuente en el Campo de Ondas de Ruido Ambiente

En el estudio titulado "*The Nature of noise wavefield and it's applications for site effects studies*" (Bonnefoy-Claudet et al., 2006) se realizaron simulaciones numéricas de ruido ambiente y se concluyó que la proporción relativa entre ondas superficiales y ondas de cuerpo está relacionada con la distribución espacial de las fuentes emisoras (en términos de distancia fuente-receptor y profundidad de la fuente).

Si la fuente se encuentra en el estrato rocoso, sólo ondas de cuerpo estarán presentes en el campo de ondas. Por otra parte, la distribución de las ondas emitidas por fuentes superficiales depende de la distancia al receptor: si la fuente es lejana (más de 20 veces el espesor del estrato sedimentario) el campo de ondas estará constituido por una mezcla de ondas Rayleigh y ondas de cuerpo, mientras que si la fuente es cercana, el campo de ondas consistirá mayormente en ondas Rayleigh en modo fundamental. Finalmente, si todas las fuentes son consideradas, entonces las fuentes cercanas a la superficie son dominantes y el campo de ondas estará constituido mayormente por ondas Rayleigh en modo fundamental. Cabe señalar que el efecto en las propiedades de la fuente ha sido investigado solo para un alto contraste de impedancia entre el estrato sedimentario y el estrato rocoso.

Yamanaka et al., 1994 sugieren que microtemores en el rango entre 0,1-1 Hz consisten mayormente en modo fundamental de ondas Rayleigh. Esta conclusión se obtuvo de acuerdo al buen ajuste de las curvas H/V de ruido ambiente y las curvas teóricas de elipticidad de modo fundamental de ondas Rayleigh para depósitos sedimentarios.

Bonnefoy-Claudet et al., 2004 realizaron la misma comparación, pero a diferencia de Yamanaka, con simulaciones de ruido ambiente. Este tipo de simulación es válido para ruido de origen artificial y no puede ser extendido al rango de baja frecuencia. Sus conclusiones más importantes basadas en el análisis de las curvas H/V muestran que el campo de ondas del ruido ambiente es dominado por ondas superficiales sólo en el caso de gran contraste de impedancia (>3)

### 3.2.2 Contribución Relativa de Ondas Rayleigh y Love

Los resultados de los estudios mencionados anteriormente muestran una gran variación en la contribución de ondas Rayleigh y Love en el ruido ambiente. Esta depende del tipo de excitación (fuerza vertical, transversal o radial) en la dirección observada y en el contraste de impedancia entre los estratos. La contribución de ondas

Love varía entre 10% y 90% con un promedio cercano al 30%. Además, análisis de ruido ambiente sintético muestran una clara coexistencia entre ondas Rayleigh en modo fundamental y modos superiores.

Según los autores, parece difícil establecer conclusiones confiables respecto a la proporción de ondas Rayleigh en el ruido ambiente, ya que es altamente dependiente de la orientación de las fuentes (Bonney-Claudet et al., 2006).

Resumiendo, a bajas frecuencias (<1 Hz), el ruido sísmico ambiental consiste principalmente en ondas Rayleigh en modo fundamental, en lo que refiere a estructura superficial. A frecuencias más altas no hay acuerdo entre autores para definir la naturaleza del ruido sísmico. Se sospecha que el campo de ondas de ruido ambiente es una mezcla entre ondas de cuerpo y ondas superficiales Love y Rayleigh (modo fundamental y/o modos superiores). Según el punto de vista de Bonney-Claudet et al. (2006), la ausencia de una conclusión definitiva puede ser consecuencia de la gran sensibilidad del suelo a las propiedades de las fuentes.

### 3.3 Método de Nakamura o Razón Espectral H/V

El método de Nakamura (1989) sugiere que la relación espectral de las componentes horizontal y vertical del ruido sísmico ambiente medido en la superficie se asemeja a la función de transferencia del depósito de suelos. Cuando en la razón espectral H/V existe un peak, la frecuencia coincide con la frecuencia fundamental de vibración del suelo. La teoría propuesta por Nakamura se basa en las siguientes suposiciones:

- El ruido ambiental está compuesto por varios tipos de onda (S, P, Rayleigh, Love)
- Las vibraciones verticales y horizontales en la roca basal se consideran iguales.
- Las vibraciones son amplificadas por estratos de suelos sedimentarios.
- Las vibraciones horizontales se amplifican debido a la multi-reflexión de ondas S.
- Las vibraciones verticales se amplifican debido a la multi-reflexión de ondas P.
- Ondas P de frecuencias menores a 10 Hz no se amplifican considerablemente.
- Las vibraciones artificiales tienden a inducir ondas Rayleigh.
- El efecto de las ondas Rayleigh es importante en las vibraciones verticales. Este efecto puede cuantificarse mediante el cociente entre las vibraciones verticales de la superficie y la base.
- El método elimina el efecto de las ondas Rayleigh.

Se define:

- $S_{VS}$  : Espectro vertical de movimiento en superficie.
- $S_{HS}$  : Espectro horizontal de movimiento en superficie.
- $S_{VB}$  : Espectro vertical de movimiento en la base.
- $S_{HB}$  : Espectro horizontal de movimiento en la base.

La función de transferencia se define como:

$$S_T = \frac{S_{HS}}{S_{HB}}$$

Ecuación 3-1

Además, como las vibraciones horizontales y verticales son iguales en la base:

$$\frac{S_{HB}}{S_{VB}} = 1$$

Ecuación 3-2

El espectro horizontal en superficie  $S_{HS}$  se ve afectado fácilmente por ondas superficiales. Dado que el ruido sísmico ambiente contiene ondas Rayleigh,  $S_{HS}$  se ve afectado por ellas. El efecto de las ondas Rayleigh se incluye en el espectro vertical en superficie  $S_{VS}$ , pero no en el espectro vertical en la base  $S_{VB}$ , ya que ondas superficiales no alteran el movimiento en la base. Asumiendo que el movimiento vertical no se amplifica debido a los estratos de suelo blando, la cantidad  $E_s$  representa el efecto de la onda Rayleigh en el movimiento vertical:

$$E_s = \frac{S_{VS}}{S_{VB}}$$

Ecuación 3-3

Si no se producen ondas Rayleigh,  $E_s = 1$ . Mientras mayor es el efecto de las ondas Rayleigh  $E_s$  toma valores cada vez mayores que 1. Asumiendo que el efecto de las ondas Rayleigh es igual en dirección vertical y horizontal se define una nueva función de transferencia que elimina dicho efecto:

$$S_{TT} = \frac{S_T}{E_s} = \frac{R_S}{R_B}$$

Ecuación 3-4

Donde:

$$R_S = \frac{S_{HS}}{S_{VS}}$$

Ecuación 3-5

$$R_B = \frac{S_{HB}}{S_{VB}}$$

Ecuación 3-6

$R_S$  y  $R_B$  se obtienen dividiendo los espectros vertical y horizontal de la superficie con los de la base respectivamente.

Se asume que en la base rocosa no hay diferencia entre los espectros de movimiento vertical y horizontal, por lo tanto:

$$R_B = \frac{S_{HB}}{S_{VB}} = 1$$

Ecuación 3-7

Luego, la función de transferencia es:

$$S_{TT} = \frac{S_T}{E_S} = \frac{R_S}{1} = R_S = \frac{S_{HS}}{S_{VS}}$$

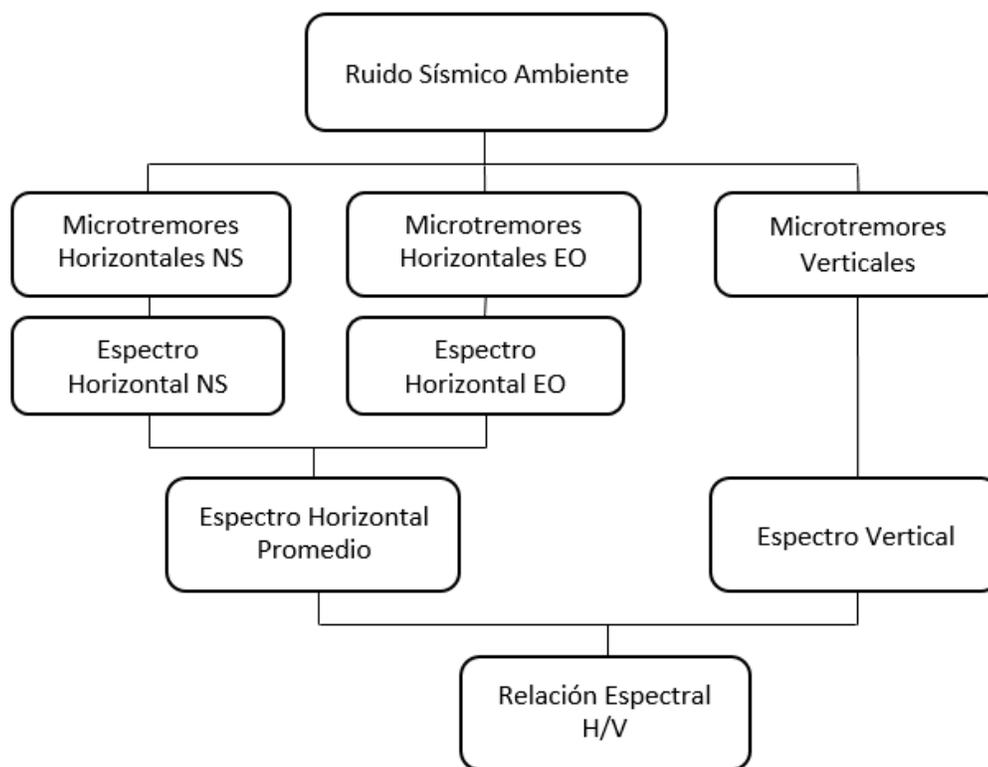
Ecuación 3-8

De lo anterior se concluye que se puede obtener la función de transferencia aproximada a partir del ruido sísmico ambiente medido en superficie y por lo tanto el peak de la relación espectral H/V corresponde a la frecuencia fundamental del suelo.

Cabe señalar que Nakamura recomienda realizar mediciones en tres direcciones: dos horizontales y una vertical, ya que de esta forma las características dinámicas del suelo serán estimadas de mejor manera. De acuerdo a esto, generalmente las mediciones horizontales se realizan en las direcciones N-S y E-O.

La validez del método fue probada por Nakamura luego de realizar mediciones de vibraciones ambientales en superficie y profundidad en sondajes ubicados en diversos sitios de Japón y comparar la función de transferencia real con la aproximada por el método, obteniendo buenas estimaciones de frecuencia fundamental.

En la Figura 3-1 se muestra un resumen de la metodología de la relación espectral H/V con ruido sísmico ambiente.



**Figura 3-1:** Esquema del método de Nakamura o Relación Espectral H/V.  
Fuente: Elaboración Propia

### 3.4 Confiabilidad

El proyecto SESAME (Site EffectS using AMbient Excitations) es una comisión europea creada el año 2001 con la finalidad de trabajar en el tema de mitigación de riesgo sísmico en áreas urbanas. En 2004 SESAME publicó una guía para la implementación del método de relación espectral H/V con ruido sísmico ambiente, la cual incluye procedimientos prácticos para la adquisición de datos en terreno, procesamiento e interpretación de resultados. Los criterios entregados por SESAME se enfocan en la confiabilidad de la curva y en el tipo de peak que ésta exhibe. La confiabilidad se basa en condiciones matemáticas que definen la geometría de la curva. Utilizando parámetros como la desviación estándar, amplitud en intervalos próximos al peak, número, largo y solape de ventanas, entre otros, se definen criterios para asegurar que la adquisición y procesamiento de datos se realizó correctamente y además asegurar que la geometría de la curva cumple con las condiciones para lograr una estimación confiable de la frecuencia fundamental del suelo. Por ejemplo, una curva con peak claro y definido provee una estimación confiable, mientras que una curva con peak ancho y/o de baja amplitud indica que existe un bajo contraste de impedancia entre el suelo y el estrato rocoso, condición que impide obtener una buena estimación.

Una de las conclusiones más importantes de SESAME es que independientemente de las ondas contenidas en el ruido sísmico (cuerpo o superficiales) y la naturaleza de las fuentes que generan ruido ambiente (natural o artificial), el método H/V obtiene una

aproximación robusta y confiable de la frecuencia fundamental del suelo cuando se cumple la hipótesis de propagación unidimensional de ondas de corte y el contraste impedancia entre el estrato sedimentario y el estrato rocoso es suficientemente grande ( $>3$ ) (Bonney-Claudet et al., 2004). Sin embargo, no hay evidencia clara acerca de la confiabilidad en el factor de amplificación entregado por el método, dado por la amplitud del peak de la curva H/V, por lo que éste no debe ser considerado sin antes contrastarlo con estimaciones obtenidas mediante otras técnicas. A continuación se presentan los criterios establecidos por SESAME para curva H/V confiable y peak claro. La curva será confiable si se cumplen al menos dos de los tres criterios.

**Tabla 1:** Criterios para Curva Confiable

<b>Criterios para Curva Confiable</b>	
i.	$f_0 > \frac{10}{l_w}$
ii.	$f_0 > \frac{10}{l_w} n_c(f_0) > 200$
iii.	$\sigma_A(f) < 2$ ; para $0.5 f_0 < f < 2f_0$ si $f_0 > 0.5$ [Hz] $\sigma_A(f) < 3$ ; para $0.5 f_0 < f < 2f_0$ si $f_0 < 0.5$ [Hz]

**Tabla 2:** Criterios para Peak Claro

<b>Criterios para Peak Claro</b>	
i.	$\exists f^- \in \left[\frac{f_0}{4}, f_0\right] \mid A_{\frac{H}{V}}(f^-) < \frac{A_0}{2}$
ii.	$\exists f^+ \in [f_0, 4f_0] \mid A_{\frac{H}{V}}(f^+) < \frac{A_0}{2}$
iii.	$A_0 > 2$
iv.	$f_{peak} \left[ A_{\frac{H}{V}}(f) \pm \sigma_A(f) \right] = f_0 \pm 5\%$
v.	$\sigma_f < \varepsilon(f_0)$
vi.	$\sigma_A(f_0) < \theta(f_0)$

Donde:

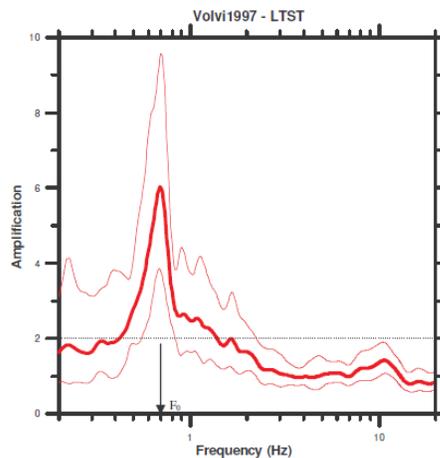
- $l_w$  : longitud de la ventana.
- $n_w$  : número de ventanas seleccionadas para la curva H/V.
- $n_c$  : número de ciclos significativos.
- $f$  : frecuencia.
- $f_{sensor}$  : frecuencia de desconexión del sensor.

- $f_0$  : frecuencia peak de amplitud de la curva H/V.
- $\sigma_f$  : desviación estándar de la frecuencia de la curva H/V.
- $\varepsilon(f_0)$  : valor umbral para la condición de estabilidad  $\sigma_f < \varepsilon(f_0)$ .
- $A_0$  : amplitud peak de la curva H/V. Se asocia a la frecuencia  $f_0$ .
- $A_{\frac{H}{V}}(f)$  : amplitud de la curva H/V a una frecuencia  $f$ .
- $f^-$  : frecuencia entre  $f_0/4$  y  $f_0$  para que  $A_{\frac{H}{V}}(f^-) < A_0/2$ .
- $f^+$  : frecuencia entre  $f_0$  y  $4f_0$  para que  $A_{\frac{H}{V}}(f^+) < A_0/2$ .
- $\sigma_A(f)$  : desviación estándar de  $A_{\frac{H}{V}}(f)$ .
- $\sigma_{\log \frac{H}{V}}$  : desviación estándar de la curva  $\log A_{\frac{H}{V}}(f)$ .
- $\theta(f_0)$  : valor umbral para la condición de estabilidad  $\sigma_A(f) < \theta(f_0)$ .
- $f_{peak}$  : Frecuencia asociada al valor de máxima amplitud (peak).

### 3.5 Tipología de Curvas H/V

#### 3.5.1 Peak Claro

Si la curva cumple al menos 5 de los 6 criterios para peak claro, entonces el valor de la frecuencia asociado al peak es considerada como una estimación confiable de la frecuencia fundamental del depósito de suelos. Además, si la amplitud del peak es mayor que 4, existe un marcado contraste de impedancia en profundidad y el sitio es susceptible a amplificación sísmica. La amplificación sísmica comienza en la frecuencia peak y se mantiene incluso cuando la amplitud de la curva H/V decrece. El método provee solo la menor frecuencia de amplificación, correspondiente a la frecuencia fundamental y no entrega información sobre las siguientes armónicas (Lebrun et al., 2001). La razón de esta limitación no está clara aún, pero se piensa que puede estar relacionada a la polarización horizontal de ondas Rayleigh (Bonney-Claudet et al. 2008). En la Figura 3-2 se muestra una curva H/V con peak claro.

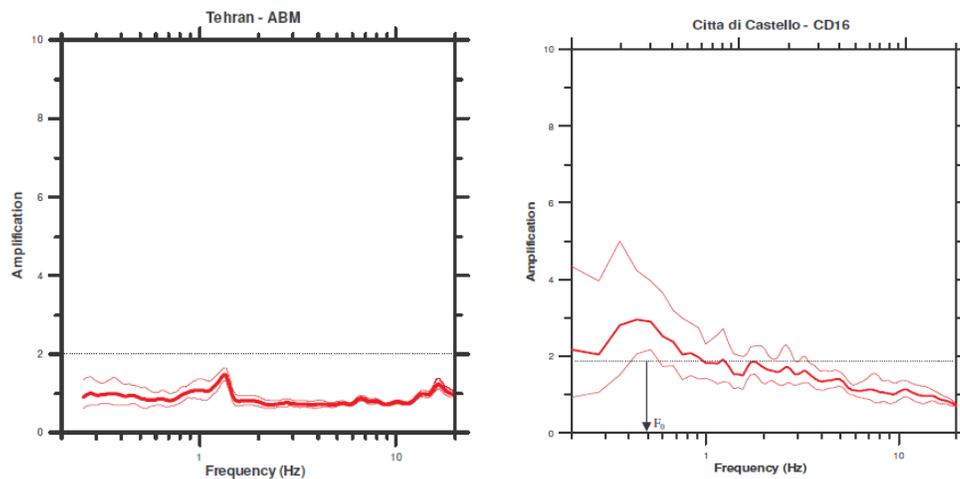


**Figura 3-2:** Curva H/V con peak claro.  
Fuente: Bard y SESAME Team (2004)

### 3.5.2 Curva Plana o Peak con Baja Amplitud en Frecuencias Bajas

Las curvas planas o con peaks de baja amplitud (Figura 3-3) pueden deberse a un bajo contraste de impedancia en profundidad ( $<3$ ). En caso que se tenga certeza de la presencia de suelos blandos, el problema puede ser explicado por malas condiciones climáticas, viento fuerte en el proceso de medición o mal acople suelo-sensor. Cuando curvas planas y/o peaks de baja amplitud ( $<2$ ) son observados en sitios donde no hay roca visible, es una fuerte indicación de sedimentos rígidos sobre el basamento rocoso y en estos casos se esperan amplificaciones bajas (Lachet y Bard, 1994; Bard, 1998; Konno y Ohmachi, 1998; Bonnefoy-Claudet et al., 2008)

De acuerdo a las indicaciones de SESAME (2004), en caso de peaks de baja amplitud, la actitud más segura es abstenerse de hacer interpretaciones cuantitativas de la curva H/V. Aunque SESAME recomienda un nivel límite de amplitud de 2, existen estudios que son menos exigentes.

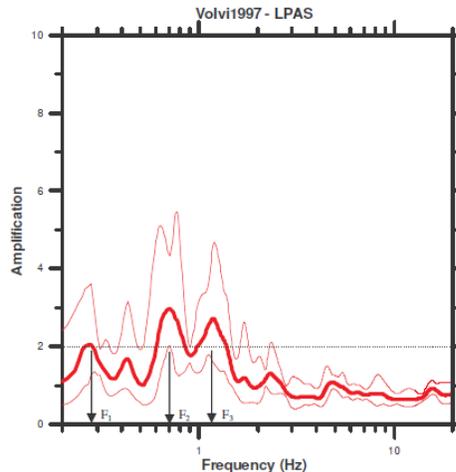


**Figura 3-3:** Curvas H/V plana y con baja amplitud en frecuencias bajas  
Fuente: Bard y SESAME Team (2004)

### 3.5.3 Peak Ancho o Múltiples Peaks

Los peaks anchos o múltiples peaks están relacionados a complejos campos de ondas debido a importantes variaciones 2D y 3D de la estructura subyacente. La propagación de ondas sísmicas incluye ondas difractadas (de cuerpo y superficiales) generadas a lo largo de la pendiente y de discontinuidades.

En esta situación, el origen de la relación H/V no puede ser explicado por la propagación unidimensional de ondas ya que esta hipótesis no es válida. Por lo tanto, seleccionar una frecuencia peak puede en muchos casos llevar a conclusiones erróneas y/o no confiables de la frecuencia fundamental (Bonney-Claudet et al., 2008). Resultados recientes de simulaciones numéricas muestran que la frecuencia de resonancia 1D es sobreestimada por los peaks de las curvas H/V (sobre 80%) en sitios donde hay pendientes pronunciadas (Guillier et al., 2006). Dado lo anterior, se sugiere no determinar valores de frecuencia fundamental de curvas con peaks poco claros sin tener información de registros de terremotos. En la Figura 3-4 se muestra un ejemplo de una curva H/V con múltiples peaks.

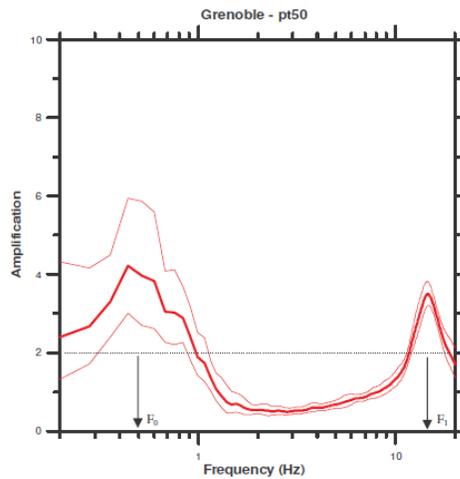


**Figura 3-4:** Curva H/V con peaks múltiples.  
Fuente: Bard y SESAME Team (2004)

### 3.5.4 Dos Peaks

En algunos casos la curva H/V puede exhibir dos peaks que satisfacen los criterios de peak claro, aunque es más bien extraño. Investigaciones teóricas y numéricas han mostrado que esta situación ocurre cuando existen dos grandes contrastes de impedancia a dos diferentes escalas: uno para una estructura profunda y otro para una estructura superficial. Debido al contraste de impedancia a baja profundidad el estrato superficial se comporta de forma independiente del resto de la columna de suelo. Las dos frecuencias,  $F_0$  y  $F_1$ , con  $F_0 < F_1$  pueden ser interpretadas como características para cada escala, siendo  $F_0$  la frecuencia fundamental. Se sugiere revisar la geología del sector y analizar la existencia de estratos blandos de poco

espesor, sedimentos duros de gran espesor y un basamento rocoso de mucha dureza. En la Figura 3-5 se muestra una curva H/V con dos peaks.



**Figura 3-5:** Curva H/V con dos peaks.  
Fuente: Bard y SESAME Team (2004)

### 3.6 Naturaleza del Peak

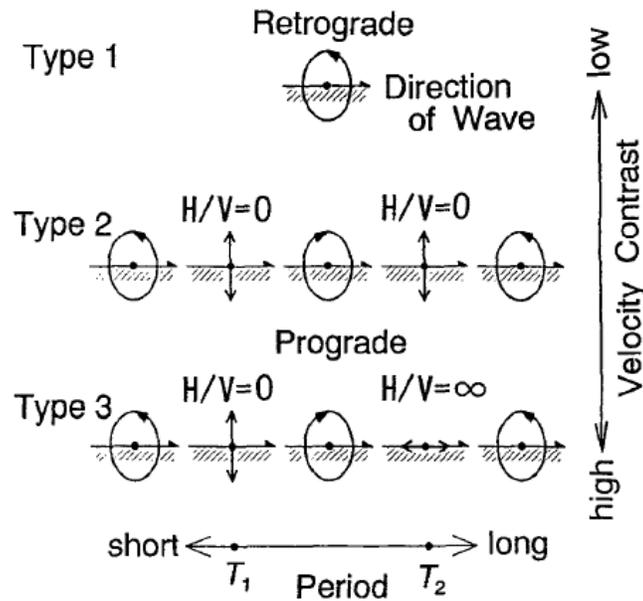
Existen dos versiones opuestas que explican la existencia del peak en la relación espectral H/V. Una explicación es la de Nogoshi, respaldado por varios estudios teóricos (Lachet y Bard 1994, Konno y Ohmachi, 1998; Bard, 1998; Bonnefoy-Claudet et al., 2006) que sugieren que el peak H/V es explicado por la elipticidad del modo fundamental de ondas Rayleigh. Esta interpretación está basada en la suposición que el ruido consiste predominantemente en ondas superficiales. Todos los autores anteriores están de acuerdo en los siguientes argumentos:

- La relación H/V está básicamente relacionada con la elipticidad de las ondas Rayleigh, por la predominancia de estas ondas en la componente vertical.
- La elipticidad de la onda Rayleigh es dependiente de la frecuencia y su relación H/V exhibe un peak pronunciado en la frecuencia fundamental en lugares que tienen un contraste de impedancia lo suficientemente alto. Este peak está relacionado con el desvanecimiento de la componente vertical, correspondiente a la rotación de la onda Rayleigh, desde sentido anti horario en bajas frecuencias a sentido horario en frecuencias altas (Figura 3-6).
- Debe notarse que la existencia de ondas Love no altera esta interpretación ya que estas ondas no afectan la componente vertical del movimiento.
- Por otro lado, la componente vertical es sensible a las ondas de cuerpo, por lo que esta interpretación no puede ser correcta si el campo de ondas incluye una parte significativa de ondas de cuerpo.

Konno y Ohmachi (1998) y Bard (1999) concluyeron que la frecuencia peak en la relación H/V del modo fundamental de ondas Rayleigh coincide de manera excelente con la frecuencia fundamental de la función de transferencia de ondas S cuando el contraste

de impedancia sobrepasa el valor límite ( $>3$ ). Además, la relación  $H/V$  tiende a mostrar un valle a una frecuencia igual a dos veces la frecuencia fundamental. Basado en esto, también es posible estimar la frecuencia fundamental utilizando los valles de la relación  $H/V$ .

En cuanto al factor de amplificación, estrictamente hablando, pasado el límite del contraste de impedancia ( $>3$ ) no puede haber ninguna relación entre el factor de amplificación obtenido en la relación  $H/V$  (amplitud del peak) y la amplificación de ondas  $S$ , ya que el peak de la elipticidad es infinito. Sin embargo, Konno y Ohmachi (1998) argumentaron que cuando se hace un suavizado correctamente de los espectros horizontal y vertical, existe una correlación con el factor de amplificación de ondas  $S$ . Sin embargo esta relación depende de la proporción de ondas Rayleigh y Love en el campo de ondas, lo que aún no se sabe con exactitud.



**Figura 3-6:** Comportamiento de la onda Rayleigh para diferentes periodos y contrastes de  $V_S$   
Fuente: Konno y Ohmachi (1998)

Por otra parte, Nakamura sostiene que el peak de la relación  $H/V$  es causado por reflexiones múltiples de ondas  $S$ . Según Nakamura, al analizar la propuesta de Nogoshi e Igarashi (1971) cuidadosamente, se puede ver claramente que en la frecuencia peak de la relación  $H/V$  de ondas Rayleigh, la energía de la onda es muy pequeña, casi cero. La onda Rayleigh tiene su máxima energía cerca de la frecuencia valle de la relación  $H/V$ . Por esto, el peak  $H/V$  de microtremores no puede ser explicado por la energía de ondas Rayleigh. Según Nakamura (1989, 2000, 2008), la frecuencia peak en la relación  $H/V$  es explicada por la incidencia vertical de ondas  $SH$ . Cuando la relación de impedancia es mayor a 3 las ondas Rayleigh no afectan el peak de la relación  $H/V$ . Por otra parte, cuando la relación de impedancia es menor a 3, las ondas Rayleigh sí afectan el peak  $H/V$ . Además, Nakamura sostiene que de ser verdadera la explicación de los otros autores, los microtremores deberían ser considerados consistentes sólo en ondas Rayleigh.

Estudios teóricos de simulación de ruido ambiente (Bonnefoy-Claudet et al., 2006) indican que el origen del peak depende fuertemente de la localización de la fuente y de la profundidad de ésta.

Para ruido ambiente debido a fuentes locales en el estrato sedimentario, la relación H/V exhibe sólo un gran peak localizado en la frecuencia fundamental. El campo de ondas verticales de ruido ambiente es dominado por el modo fundamental de ondas Rayleigh y el peak H/V es probablemente debido a la elipticidad de éstas.

Para ruido ambiente debido a fuentes lejanas en el estrato, la relación H/V exhibe 2 peaks, uno en la frecuencia fundamental producido por una mezcla de modo fundamental de ondas Rayleigh y ondas de cuerpo. El otro peak ocurre en la primera frecuencia armónica y es debido a las ondas de cuerpo no dispersivas.

Para ruido ambiente debido a fuentes localizadas en el basamento rocoso, la relación H/V exhibe dos peaks, uno en la frecuencia fundamental y otro en la primera armónica. El campo de ondas del ruido ambiente es fuertemente dominado por ondas S. Los peaks de la relación H/V están relacionados a frecuencias de resonancia de las ondas S (Bonnefoy-Claudet et al., 2006).

Los resultados sugieren fuertemente la importancia de las fuentes locales como controladoras de las propiedades del campo de ondas del ruido ambiente. Este experimento numérico, concuerda con experimentos de campo en los que se observa que la relación H/V exhibe generalmente un peak. Nótese que esto es verdadero en la mayoría de los casos, no obstante, también múltiples peaks han sido reportados (Gueguen et al., 1998; Lebrun, 2001; Asten, 2004; Bodin et al., 2001). Por ejemplo, Bodin et al. (2001) observaron dos grandes peaks en la relación H/V de ruido ambiente en la cuenca del Mississippi.

Respecto a la amplitud del peak, estudios experimentales de simulación de ruido ambiente (Lachet y Bard, 1994) muestran que esta variable es muy sensible no solo al contraste de impedancia, sino que también a parámetros como el módulo de Poisson del suelo y la distancia fuente-receptor, por lo tanto no debe ser tomado como una estimación confiable del factor de amplificación del suelo.

### 3.7 Limitaciones/Alcance del Método

Aunque el método es confiable para estratos horizontales (Bonnefoy-Claudet et al., 2006), esta interpretación, que asume propagación unidimensional de ondas sísmicas, puede ser engañosa en caso de presencia de estructuras con variaciones pronunciadas de pendientes subterráneas. Ejemplos de esto han sido mostrados experimentalmente (Mukhopadhyay, S. y Bormann, P. 2004; Gueguen et al. 2006; Bonnefoy-Claudet et al., 2008; Fnais et al., 2010; Paudyal et al., 2012) y numéricamente (Bonnefoy-Claudet et al., 2004; Cornou et al., 2004; Guillier et al., 2006). Esta discrepancia es debida principalmente a la complejidad de la propagación de ondas en estructuras 2D y 3D. Cuando la geometría del basamento posee variaciones complejas en profundidad, la propagación de ondas sísmicas (de cuerpo y superficiales) implica difracción de ondas generadas a lo largo de superficies inclinadas y/o discontinuidades. La contaminación del campo de ondas de ruido ambiente por ondas difractadas en los bordes ha sido identificada en estudios anteriores (Cornou 2002; Di Giulio et al. 2006).

Varios estudios de simulación de ruido ambiente para estructuras 2D y 3D han sido realizados (Bonnefoy-Claudet et al., 2004; Cornou et al., 2004; Guillier et al., 2006) y todos los autores coinciden en que para ambos tipos de estructuras (2D y 3D) las curvas H/V

exhiben peaks claros en las partes planas de las estructuras y peaks anchos o curvas planas de baja amplitud en partes con pendientes laterales fuertes, relacionados a un campo más complejo de ondas difractadas.

Para modelos 2D, las curvas obtenidas muestran peaks claros en las partes planas del modelo, mientras que en zonas en pendiente los peaks son mucho más anchos. Cuando es posible obtener una frecuencia peak en la relación H/V, ésta concuerda en  $\pm 20\%$  con la frecuencia teórica 1D en las partes planas de la estructura y sobreestima cerca de 15% en los bordes (Guillier et al., 2006).

Para modelos 3D, los peaks H/V coinciden con un 15% de desviación respecto a frecuencias teóricas 1D en partes planas y con pendientes suaves, mientras que en partes con pendientes pronunciadas sobreestiman fuertemente ( $>80\%$ ) la frecuencia teórica 1D y el peak es mucho menos claro (Guillier et al., 2006).

Relaciones H/V obtenidas sobre pendientes exhiben 2 características: por un lado, a pesar de que el contraste de impedancia es exactamente el mismo que en la parte plana del modelo, el peak es más ancho y de menor amplitud, por lo tanto, elegir una frecuencia peak no es trivial. Sin embargo, cuando es posible encontrar dicha frecuencia, su valor exhibe desviaciones significativas respecto al valor teórico del modelo 1D. Aun así, se puede detectar una clara tendencia de frecuencias crecientes para profundidades decrecientes (Bonney-Claudet et al., 2004).

Efectos 2D y 3D han sido observados en las cuencas de Santiago (Chile), Grenoble (Francia), Colfiorito (Italia), Yanbu (Arabia Saudita), Kathmandu (Nepal) y Delhi (India), entre otros. Los efectos 3D en la cuenca de Grenoble fueron observados por Cornou et al., (2004), en registros sísmicos, los que muestran que fuertes difracciones en los bordes de la cuenca juegan un rol considerable en el movimiento del suelo observado en el centro de ésta.

Un estudio de simulación de ruido sísmico para las cuencas de Grenoble y Colfiorito llevado a cabo por Cornou et al., (2004) revela que para la cuenca de Grenoble la mayoría de las frecuencias peak H/V sobreestiman significativamente la frecuencia 1D calculada, con una desviación mayor al 50%. Para la cuenca de Colfiorito, la mayoría de los peaks coinciden con una desviación del orden de 20% con las frecuencias teóricas 1D. Las desviaciones más extremas fueron encontradas en los bordes del modelo e incluso cuando ambos sitios muestran geometrías 3D, la relación ancho/profundidad es mucho más pequeña para la cuenca de Grenoble, lo que conduce a que las frecuencias reales de la estructura de suelo sean significativamente diferentes a las frecuencias teóricas 1D. Es importante destacar que para la estimación de respuesta de sitio, los modelos 1D de las cuencas sedimentarias con relación ancho/profundidad pequeña (cuenca profunda) inducen errores significativos en la estimación de la frecuencia fundamental, perfiles  $V_S$  y/o profundidad del estrato sedimentario. En este tipo de cuencas los efectos 2D y 3D son significativos y tienen una influencia considerable en los valores de frecuencias fundamentales obtenidos con el método H/V.

Por otra parte, resultados de estudios experimentales (Lermo y Chavez-García, 1993; Parolai et al., 2002) muestran que la técnica de Nakamura o relación espectral H/V entrega una estimación robusta de la frecuencia fundamental de depósitos de suelos blandos, pero no de las siguientes armónicas.

## 4. ESTIMACION DE LA PROFUNDIDAD DEL BASAMENTO ROCOSO EN BASE A LA FRECUENCIA FUNDAMENTAL DE UN DEPÓSITO DE SUELOS

### 4.1 Introducción

Debido a la facilidad de aplicación y bajo costo del método H/V, muchos autores han elegido usarlo como una herramienta de exploración geofísica, ya que bajo la hipótesis de propagación unidimensional de ondas, la frecuencia fundamental  $F$  está relacionada con la velocidad de onda de corte promedio  $V_S$  y el espesor del estrato sedimentario  $H$  según la fórmula:

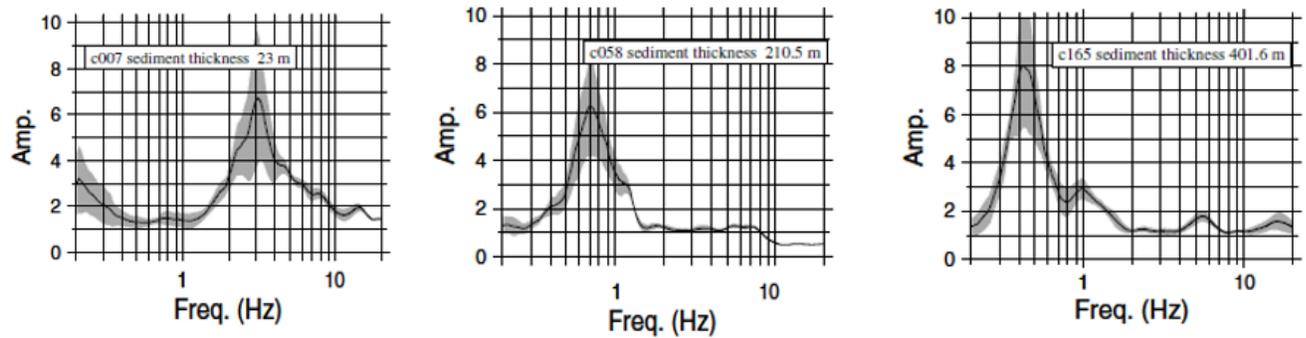
$$F = \frac{V_S}{4H}$$

Ecuación 4-1

Estudios recientes (Ibs-von Seht and Wohlenberg, 1999; Delgado et al., 2000; Parolai et al., 2002; Rocabado et al., 2011; Paudyal et al., 2012) muestran que las frecuencias fundamentales obtenidas con el método H/V pueden ser utilizadas para obtener la profundidad del estrato sedimentario. Todos los autores coinciden en que la frecuencia peak H/V decrece con el incremento de la profundidad de los sedimentos (Figura 4-1), sin embargo, la geometría de la cuenca puede alterar la confiabilidad de la frecuencia fundamental estimada, particularmente en valles cerrados.

Si se quiere utilizar el método H/V para mapear la topografía del basamento rocoso, Bonnefoy-Claudet sugiere que luego de cubrir toda la zona densamente con mediciones, las curvas H/V sean ordenadas en función de la distancia a lo largo de perfiles, con la finalidad de conocer la distribución espacial de la variación de los peaks H/V y conducir cualitativamente a una correcta elección de las frecuencias. Cuando se requiera usar el método para levantar información cuantitativa de la profundidad del depósito sedimentario, la ecuación anterior puede ser usada solo cuando la hipótesis de propagación unidimensional de ondas es válida y debe ser descartada cuando existen fuertes variaciones de pendientes subterráneas (Guillier et al., 2006).

En la práctica, la profundidad del estrato sedimentario puede obtenerse en base al perfil de velocidad de onda de corte y la Ecuación 4-1 a través de la modelación de propagación unidimensional de ondas de corte para depósitos con varios estratos. Por otra parte, la profundidad puede ser estimada por relaciones empíricas obtenidas de la correlación entre frecuencia fundamental y profundidad conocida mediante sondajes, válidas para una zona específica.



**Figura 4-1:** Curvas H/V para diferente profundidad de sedimentos.  
Fuente: Parolai et al., (2002)

## 4.2 Estado del Arte

En un estudio realizado en la parte oeste de la bahía del río Rhine (Alemania), Ibs von Seht y Wohlenberg (1999) encontraron que la frecuencia peak  $F$  de la relación H/V correlaciona bien con el espesor del estrato sedimentario  $H$ . Inicialmente ambas variables están relacionadas por la velocidad de onda de corte  $V_S$ , sin embargo, generalmente  $V_S$  incrementa con la presión de confinamiento y es proporcional a la profundidad de acuerdo a la expresión:

$$V_S = \theta H^\delta$$

Ecuación 4-2

Donde  $\theta$  y  $\delta$  son constantes de ajuste de curva. Al introducir la ecuación:

$$F = \frac{V_S}{4H}$$

Ecuación 4-3

Y combinar las expresiones anteriores se obtiene una relación entre frecuencia y profundidad de la forma:

$$H = \alpha F^\beta$$

Ecuación 4-4

Donde  $\alpha$  y  $\beta$  son constantes de ajuste de curva. Utilizando las frecuencias obtenidas de la relación H/V con ruido ambiente en 34 puntos con espesor del estrato sedimentario conocido por sondajes, obtuvieron los parámetros  $\alpha$  y  $\beta$ , logrando la relación:

$$H = 96 F^{-1,388}$$

Ecuación 4-5

Usando una extensiva base de datos de mediciones de microtremores, mostraron que esta relación es válida para un amplio rango de espesores, desde decenas de metros hasta más de mil metros.

La ecuación 4-4 tiene una dependencia implícita controlada por el perfil de velocidad de ondas de corte y está basada en la suposición que las funciones  $V_S$  en cada punto medido son iguales a una función  $V_S$  general de la zona. Las condiciones en la práctica son diferentes ya que pueden existir estratos con velocidades más o menos alejadas de la función  $V_S$  general. El valor de la profundidad calculada con la ecuación es confiable solo si la función  $V_S$  es válida para ese sitio. La confiabilidad de la estimación de la profundidad es determinada por la uniformidad de la dependencia de  $V_S$  en profundidad. En zonas donde las características del suelo son altamente variables, esta relación será de menor calidad y/o menos confiable.

En el valle del río Segura (España), Delgado et al., (2000) estudiaron la viabilidad de esta técnica como método de exploración geofísica y concluyeron que basado en la frecuencia fundamental la profundidad del estrato sedimentario puede ser estimada con un margen de error de 15%. Luego de obtener la frecuencia de resonancia con mediciones de microtremores en 27 puntos donde la profundidad era conocida, obtuvieron la relación:

$$H = 55,11 F^{-1,256}$$

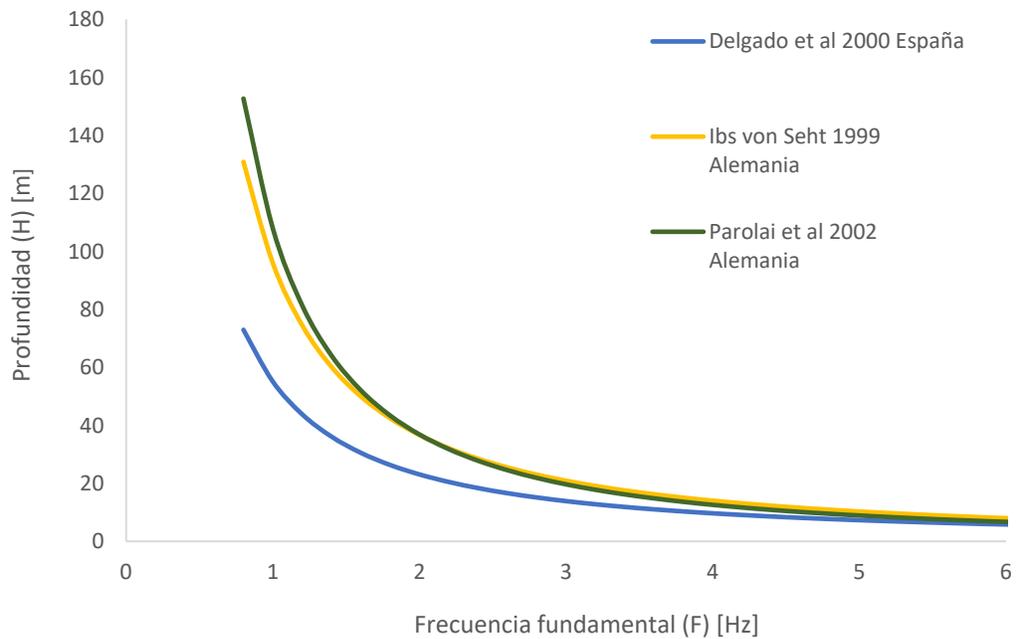
Ecuación 4-6

Por otra parte, Parolai et al., (2002) determinaron una relación del mismo tipo para la zona de Colonia (Alemania) en base a 32 puntos de profundidad y frecuencia conocida:

$$H = 108 F^{-1,551}$$

Ecuación 4-7

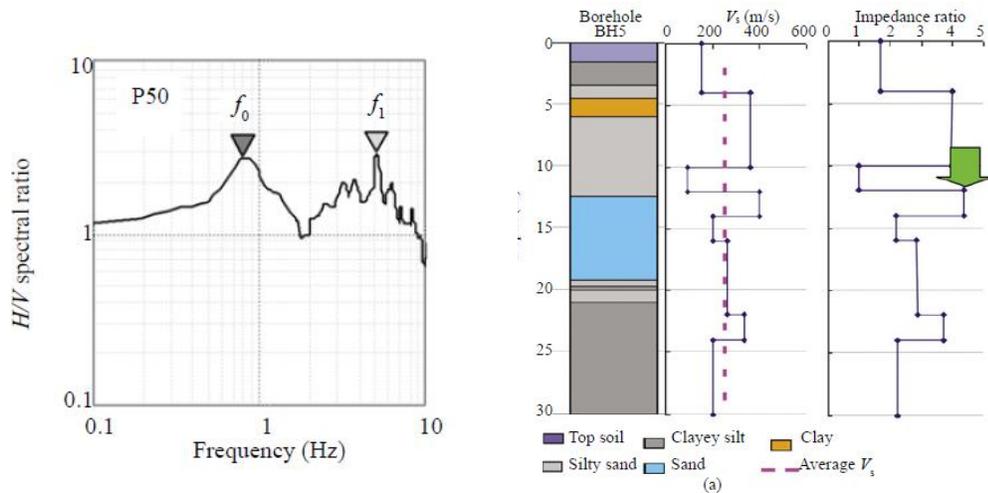
Además, compararon sus resultados con la relación planteada por Ibs von Seht y Wohlenberg (1999) y observaron que ambas relaciones entregaban estimaciones de profundidad similares en el rango de frecuencias entre 1,5 – 3 Hz, mientras que para frecuencias más altas y más bajas, su relación entregaba profundidades menores y mayores respectivamente. Concluyeron que la relación de Ibs von Seht y Wohlenberg (1999) no era adecuada para la zona de Colonia y que cada sitio debía tener su propia relación frecuencia – profundidad, controlada por la velocidad de onda de corte.



**Figura 4-2:** Relación Frecuencia – Profundidad encontrada por tres autores diferentes.

Por otra parte, un estudio realizado por Paudyal et al., (2012) en el valle de Kathmandu (Nepal) utiliza un método diferente para la estimación del espesor del estrato sedimentario. En este caso, no se contaba con información geotécnica detallada del suelo ni con un perfil de velocidad de ondas de corte característico en toda la profundidad del estrato. La única información disponible era la velocidad de ondas de corte obtenida por ensayos geofísicos en cinco sondajes con una profundidad máxima de 30 m. Luego de realizar mediciones de ruido sísmico ambiental en 172 puntos, observaron que cerca del 20% de las relaciones H/V exhibían dos peaks claros y ambas frecuencias de resonancia eran representativas de una condición de sitio en particular. La ocurrencia de dos peaks claros se debe a dos marcados contrastes de impedancia en la columna de suelo y describen la respuesta sísmica del sitio a dos escalas diferentes: en el estrato superficial y en el estrato profundo. Debido al contraste de impedancia a baja profundidad el estrato superficial se comporta de forma independiente del resto de la columna de suelo.

Para determinar el espesor del estrato superficial se utilizó la fórmula  $F = V_S/4H$ , donde  $F$  es la segunda frecuencia peak ( $F_2 > F_1$ ) y  $V_S$  es el promedio de velocidad de onda de corte en los primeros 30 metros. Para todos los puntos en estudio, el espesor  $H$  calculado coincide con la profundidad a la que se observa el mayor contraste de impedancia. Adicionalmente, basado en la velocidad de onda de corte obtenida en los cinco sondeos, se determinó un promedio de velocidad de onda de corte general para los 30 metros superficiales de todo el valle de Kathmandu. Usando este valor se determinó el espesor del estrato superficial de sedimentos en todos los puntos cuya relación H/V exhibiera dos peaks, logrando una buena correlación entre el espesor calculado y observado.



**Figura 4-3:** Curva H/V con dos peaks claros, perfiles de  $V_S$  e Impedancia obtenidos para el Valle de Kathmandu.

Fuente: Paudyal et al. (2012)

De modo similar, en el contexto del proyecto de microzonificación sísmica de la ciudad de Caracas (Venezuela) se realizaron una serie de mediciones de microtemores con el fin de conocer la frecuencia fundamental del suelo. Dado que por normativa se requiere de la obtención del promedio de  $V_S$  en los 30 metros superficiales, se derivó una expresión en la cual se consideran los valores de velocidad de onda de corte para la estimación de la profundidad a partir de la frecuencia fundamental del suelo:

$$H = \frac{V_{S(H-30)}}{4F} + 30 \left( 1 - \frac{V_{S(H-30)}}{V_{S30}} \right)$$

Ecuación 4-8

Donde  $V_{S(H-30)}$  corresponde a la velocidad de onda de corte promedio del estrato entre el basamento rocoso y los 30 metros de profundidad y  $V_{S30}$  corresponde al promedio de velocidad de onda de corte en los 30 metros superficiales. La relación anterior requiere conocer el perfil  $V_S$  hasta el basamento rocoso, lo que es desconocido en muchos casos.

La relación anterior fue calibrada y verificada con valores reales de profundidad de 4 sondeos obteniendo resultados bastante cercanos a los valores reales.

Todos los autores anteriores concuerdan en la relación inversa entre frecuencia fundamental y profundidad. Las frecuencias son menores en el centro de los valles o cuencas donde la profundidad es mayor y aumentan hacia los bordes, a menor profundidad.

### 4.3 Confiabilidad del Método

En general, varios autores (Lermo and Chávez-García, 1993; Field and Jacob, 1995; Lachet et al., 1996; Bard, 1998; Gueguen et al 2000; Lebrun et al., 2001; Bonnefoy-Claudet et al., 2004; Bonnefoy-Claudet et al. 2006) coinciden en que el método H/V con ruido sísmico ambiente es robusto y confiable en la estimación de la frecuencia fundamental para estructuras 1D siempre que exista un marcado contraste de impedancia ( $>3$ ).

Para asegurar la confiabilidad y robustez del método se sugiere analizar cuidadosamente las curvas H/V antes de hacer un mapeo de frecuencias fundamentales del suelo y estimar profundidad de sedimentos en áreas urbanas. Las formas de las curvas H/V son una estimación confiable de las características del depósito de suelo en profundidad. La automatización de la estimación de profundidad basada en valores de frecuencia fundamental obtenida con el método H/V puede llevar a errores severos en casos donde la relación H/V es difusa (Bonnefoy-Claudet et al., 2008).

Por otra parte, debe notarse que el método propuesto se basa en la hipótesis de propagación unidimensional de ondas de corte, por lo que los resultados pueden no ser confiables en sectores de pendientes subterráneas pronunciadas y valles cerrados, donde efectos 2D y 3D cobran mayor importancia. Estos efectos son generalmente predominantes en los bordes de las cuencas o valles, por lo que se debe prestar especial atención a la confiabilidad y tipos de peaks de las curvas H/V en esos sectores.

En sitios donde la hipótesis de propagación 1D es válida, la confiabilidad de los resultados es determinada mayoritariamente por la uniformidad de la dependencia de  $V_S$  en profundidad (Ibs von Seht y Wohlenberg, 1999). Generalmente se logra una buena aproximación en zonas relativamente homogéneas, pero es necesario considerar incertezas en la velocidad de onda de corte en los estratos superficiales de la columna de suelo en los bordes de la cuenca, ya que estos han estado sujetos a erosión de las montañas cercanas, lo que genera una modificación considerable de los sedimentos superficiales. Debe notarse que los errores más altos ocurren cuando la geometría de los bordes de la cuenca es más heterogénea, lo que indica que efectos 2D y 3D influyen fuertemente en el procedimiento. (Gueguen et al., 2006)

## 5. CASO EN ESTUDIO: ESTIMACION DE EFECTO DE SITIO Y PROFUNDIDAD DEL BASAMENTO ROCOSO EN VIÑA DEL MAR

### 5.1 Antecedentes

#### 5.1.1 Ubicación Geográfica

La ciudad de Viña del Mar se encuentra ubicada en la V región de Valparaíso, a 120 kilómetros al noroeste de Santiago y 8 kilómetros al norte de Valparaíso, en las coordenadas 33°02' latitud Sur y 71°32' longitud Oeste (Figura 5-1).

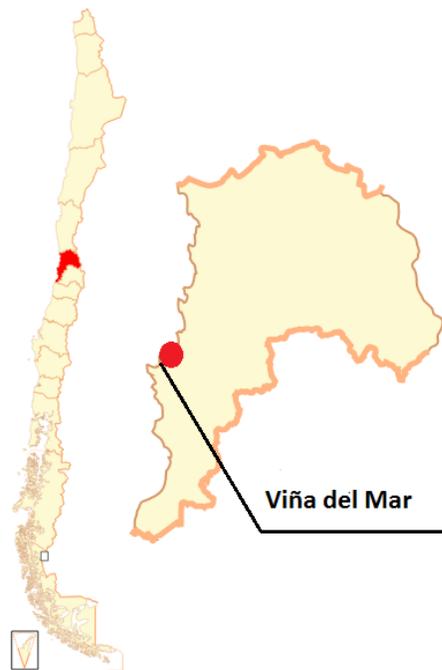


Figura 5-1: Ubicación geográfica de Viña del Mar.

#### 5.1.2 Geomorfología

La comuna de Viña del Mar se encuentra en un área caracterizada por formas topográficas que indican una costa de regresión (Grimme y Alvarez, 1964). Presenta tres unidades geomorfológicas principales dadas por su relieve: el fondo de valle, los niveles aterrazados y los cerros de la cordillera de la costa hacia el este. El sector Plan, también conocido como población Vergara, está establecido al final del valle del estero Marga-Marga y corresponde a una llanura constituida por sedimentos marino-fluviales en torno al estero con alturas medias entre 6 y 9 m.s.n.m. (Thorson, R., 1999). Los límites de esta unidad al norte y al sur son cerros con altitudes variables correspondientes a terrazas litorales o terrazas de abrasión marina.



Figura 5-2: Elevación tridimensional de la zona en estudio.

Hacia el norte y sur de la zona en estudio es posible distinguir terrazas de gran extensión que corresponden a superficies relativamente planas disectadas por profundas quebradas y zonas de erosión. Los niveles aterrizados a ambos lados del estero Marga-Marga son discordantes entre sí, exhibiendo diferentes alturas. Al noreste del estero predomina una terraza de gran extensión ubicada entre los 200 y 250 m.s.n.m. Al sur del estero los niveles aterrizados son más altos, ubicándose la terraza principal en cotas superiores a los 250 m.s.n.m. y alcanzando más de 450 m.s.n.m. al sur de Valparaíso (Grimme y Alvarez, 1964).

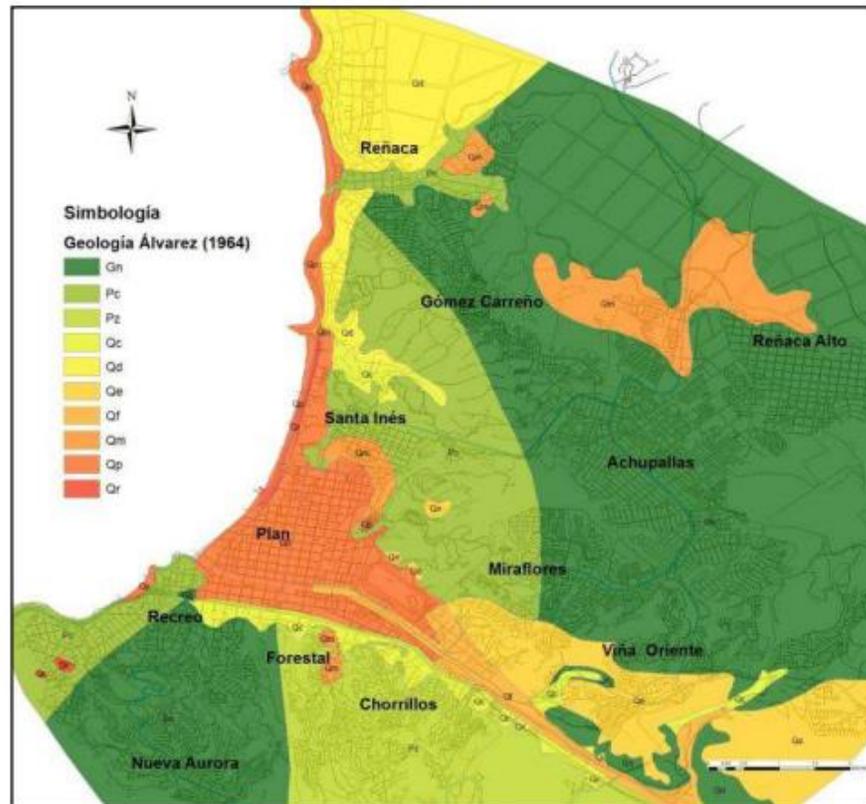
En términos hidrográficos, la mayor cuenca de la comuna de Viña del Mar es la alimentadora del estero Marga-Marga, que se extiende hacia el sureste de la zona en estudio, incluyendo las localidades de Viña del Mar, Quilpué y Villa Alemana. La cuenca del estero Marga-Marga forma parte de las cuencas adosadas a la parte occidental de la cordillera de la costa y su parte central está disectada en sentido longitudinal por un angosto valle que da paso a la llanura aluvial por la que escurre el estero y donde se emplaza el sector Plan. El límite de la cuenca se diluye en este sector, donde la superficie es plana y se han producido modificaciones por urbanización. En la parte más proximal a la desembocadura el estero fue encauzado de forma artificial, lo que generó una rotación en su curso en los últimos 2 kilómetros, cambiando la orientación original SE-NO por una nueva orientación E-O (Muñoz, E., 2013).

### 5.1.3 Descripción Geológica

A escala regional, geológicamente la cordillera de la costa y sectores costeros están constituidos por un basamento de rocas metamórficas e intrusivas del paleozoico y mesozoico cubierto por varios niveles de terrazas de abrasión subhorizontales compuestas por sedimentos poco consolidados de origen marino y continental cenozoicos y sedimentos cuaternarios de origen fluvial, aluvial, eólico y marino.

Lo anterior implica la existencia de una diversa gama de materiales y rocas en la zona, que involucra rocas rígidas intrusivas y metamórficas, unidades de rocas meteorizadas y amaicilladas, arenas y depósitos semi consolidados a no consolidados (Muñoz, E., 2013).

En la Figura 5-3 se muestra una adaptación confeccionada por Carrasco y Nuñez (2013) del mapa geológico propuesto por Grimme y Alvarez (1964) para la ciudad de Viña del Mar. La clasificación geológica se muestra en la Tabla 3.



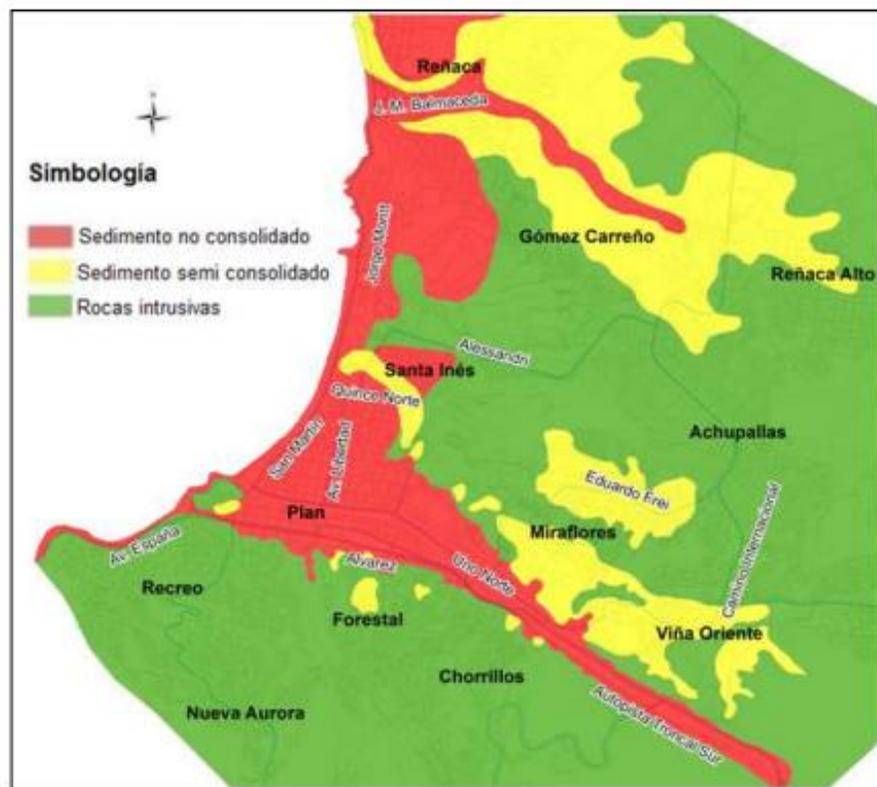
**Figura 5-3:** Mapa geológico de la ciudad de Viña del Mar.  
Fuente: Carrasco y Núñez (2013), adaptación de Grimme y Alvarez (1964)

**Tabla 3:** Unidades geológicas en el área de Viña del Mar  
Fuente: Grimme y Alvarez (1964)

Edad Geológica	Unidad	Descripción
Precámbrico	Pc/Gn	Esquistos, anfibolitas, Gneis de transición
Paleozoico	Pz	Intrusivo granítico
Cuaternario – Reciente	Qr	Relleno artificial
	Qc	Coluvio
Cuaternario – Pleistoceno Reciente	Qf	Relleno fluvial
	Qp	Arena y grava de playa
	Qd	Arena eólica (dunas)
Cuaternario - Pleistoceno	Qe	Terrazas estuariales
	Qm	Terrazas marinas

Es posible observar la existencia de rocas intrusivas del Precámbrico y Paleozoico en las zonas altas de la ciudad, correspondientes a los sectores Recreo, Nueva Aurora, Chorrillos, Forestal, Achupallas, Gómez Carreño y Reñaca Alto. Los sectores Viña Oriente y Miraflores están emplazados sobre unidades del Terciario, mientras que los sectores Plan, Santa Inés y Reñaca se encuentran sobre unidades del Cuaternario. El sector plan está compuesto por depósitos marinos y fluviales provenientes de la costa y el estero Marga-Marga.

En el marco del estudio “Microzonificación sísmica en sectores urbanos de las comunas de Valparaíso y Viña del Mar” Carrasco y Núñez (2013) generaron un mapa geológico simplificado (Figura 5-4) basado en las edades de cada unidad geológica. De esta forma se identificaron aquellas zonas correspondientes a sedimentos no consolidados (Cuaternario), sedimentos semi-consolidados (Terciario) y rocas intrusivas (Jurásico/Paleozoico).



**Figura 5-4:** Mapa geológico simplificado de la ciudad de Viña del Mar.  
Fuente: Carrasco y Núñez (2013)

Se observa que la zona en estudio se encuentra compuesta por sedimentos no consolidados, comúnmente llamados suelos blandos. Los terrenos blandos producen amplificación sísmica y consecuentemente daños considerables a las estructuras fundadas sobre ellos. La magnitud de la amplificación está controlada principalmente por las propiedades geotécnicas (módulo de corte) y geométricas del depósito de suelos (distribución de los estratos y profundidad a la que se encuentra el estrato rocoso).

Además del suelo, existe otro problema asociado al movimiento sísmico en Viña del Mar: un sistema de fallas geológicas identificado por Grimme y Alvarez (1964), Gana (1996) y Thorson (1999). La más importante es la falla Marga-Marga, cuyo trazado se alinea con el valle del estero homónimo con rumbo N40°W a N60°W, manteo subvertical y longitud aproximada de 50 km, atravesando la ciudad de Viña del Mar (Figuerola et al., 1997). El desplazamiento que ha experimentado la falla Marga-Marga es horizontal y el movimiento relativo es tal que el bloque norte se ha movido hacia el sureste con respecto al bloque opuesto. Además, ha habido una componente vertical del movimiento de manera que el bloque sur ha subido respecto al bloque norte (Grimme y Álvarez 1964). El interés de esta falla radica en las implicancias que presenta en el peligro sísmico de la ciudad, ya que tras los terremotos de los años 1985 y 2010, la concentración de daños en edificios coincide exactamente con la traza de la falla Marga-Marga sobre el Plan de Viña del Mar.

#### 5.1.4 Historia Sísmica

La secuencia completa de la que se tiene registro de terremotos con epicentro en la zona de Valparaíso (1575, 1647, 1730, 1822, 1906, 1985) muestra una frecuencia regular de 82 +/- 6 años. Se cuenta con antecedentes de los dos últimos, además del terremoto del Maule de 2010.

El terremoto del 16 de agosto de 1906, con epicentro frente a las costas de Valparaíso y de magnitud  $M_L = 8,2$  presentó un movimiento lo suficientemente fuerte para destruir casas de madera. Luego del terremoto, Rosas y Cruzat (1906) comentaban: *“uno de los hechos que más llamo la atención en la noche del 16 fue que en los momentos mismos en que sucedían los temblores más fuertes, en la calle Limache, frente a la refinería de azúcar se abrió una profunda grieta por donde salía el agua a borbotones e igual cosa sucedió en varias partes de la población Vergara, donde se formaron verdaderas lagunas sobre el nivel de las calles.”* Es así como queda de manifiesto que la amplificación sísmica es aparentemente también responsable por los asentamientos, rupturas en superficie y licuación de suelos.

El terremoto del 3 de marzo de 1985, con epicentro 20 km mar adentro entre Valparaíso y Algarrobo y profundidad focal de 15 km (Astroza, M. y Monge, J., 1985) tuvo una magnitud Richter  $M_L = 7,8$  e intensidad máxima de VIII grados en la escala modificada de Mercalli (Onemi, 2009). Desde el punto de vista sismológico, este sismo corresponde a un evento de tipo interplaca. Se observó una concentración de daños de edificios en torno al Muelle Vergara y sector Canal Beagle, ambos adyacentes a la falla Marga-Marga (Thorson, R., 1999).

El terremoto interplaca del Maule ocurrió el 27 de febrero de 2010 en la convergencia de las placas de Nazca y Sudamericana, con una profundidad focal de 35 km, largo de ruptura de 500 km y magnitud de momento  $M_W = 8,8$  (USGS, 2010). La ubicación del epicentro fue en las coordenadas 35,909°S y 72,733°W en el mar frente a la localidad de Cobquecura. En Viña del Mar se registró una aceleración peak horizontal de 0,34 *g* y vertical de 0,26 *g* (Saragoni, R., 2011). Parte de los daños observados en la ciudad, en particular las edificaciones de mediana y gran altura se concentraron en el sector Plan y se repitieron sectores con daño en sismos anteriores.

Este terremoto, como ningún otro de los que ha ocurrido en Chile durante el siglo XX, produjo importantes amplificaciones dinámicas de suelos, las cuales quedaron de manifiesto en los espectros de respuesta de los acelerogramas registrados. Esto

produjo una importante discordancia entre los periodos peak de los espectros de respuesta medidos y los espectros de diseño de la norma vigente al momento del terremoto. Esta es una de las razones de las fallas observadas en numerosos edificios altos y que debió ser corregida mediante la promulgación del decreto supremo 61 (2011) que complementa la norma sísmica chilena (NCh 433 Of. 96 modificada en 2009) considerando una clasificación dinámica de suelos y una modificación en los espectros de diseño por efecto del suelo (Saragoni, R., 2011).

#### 5.1.5 Distribución del Daño Sísmico

Luego del terremoto de 2010, 12 edificios quedaron con daño estructural severo y 4 fueron demolidos en el sector Plan. En el marco del estudio "*Nuevos antecedentes sobre la falla Marga-Marga y sus implicancias en el peligro sísmico*" elaborado por la geóloga Eleonora Muñoz, la oficina de Catastro de la Dirección de Obras de la Ilustre Municipalidad de Viña del Mar facilitó datos cartográficos de alta precisión del sector Plan, donde quedaron de manifiesto las modificaciones que sufrió la topografía comunal mediante mediciones pre y post terremoto pudiendo observar en términos generales que las deformaciones se concentraron en torno a la traza de la falla definida por autores anteriores y daños observados en 2010. (Muñoz, E., 2013)

En la Figura 5-5 se muestra la distribución del daño sísmico de los últimos tres grandes eventos sísmicos: 1906, 1985 y 2010, además de la traza de la falla del Marga-Marga según varios autores y lineamientos paralelos a ella, que corresponderían a los límites de la zona de falla. La superposición del daño de los tres eventos de los que se tiene información reciente refleja la recurrencia que tiene el sector Plan. Galdames y Saragoni (2002) presentaron antecedentes que determinan que la falla Marga-Marga habría sufrido un pequeño desplazamiento centimétrico producto del sismo, evidenciado por el levantamiento de tejas en el techo de casas en el sector cercano a la falla. (Muñoz, E., 2013)

A pesar de las diferencias en escala, el terremoto de Ciudad de México de 1985 proporciona una analogía razonable para el daño potencial en el sector Plan. Ambas ciudades están construidas en terrenos planos sobre una cuenca sedimentaria con un estrato profundo de suelos no consolidados. En ciudad de México, las ondas sísmicas generadas en una lejana zona de subducción fueron amplificadas y el área de máximo daño se registró sobre un estrato profundo de suelos blandos.

Estos efectos combinados también pueden tomar lugar en Viña del Mar, donde la falla Marga-Marga añade un tercer factor de riesgo. El peligro sísmico y los daños observados en terremotos pasados pueden ser una combinación de tres factores: amplificación por suelos blandos, amplificación por la forma de la cuenca y desplazamiento de la falla en profundidad.

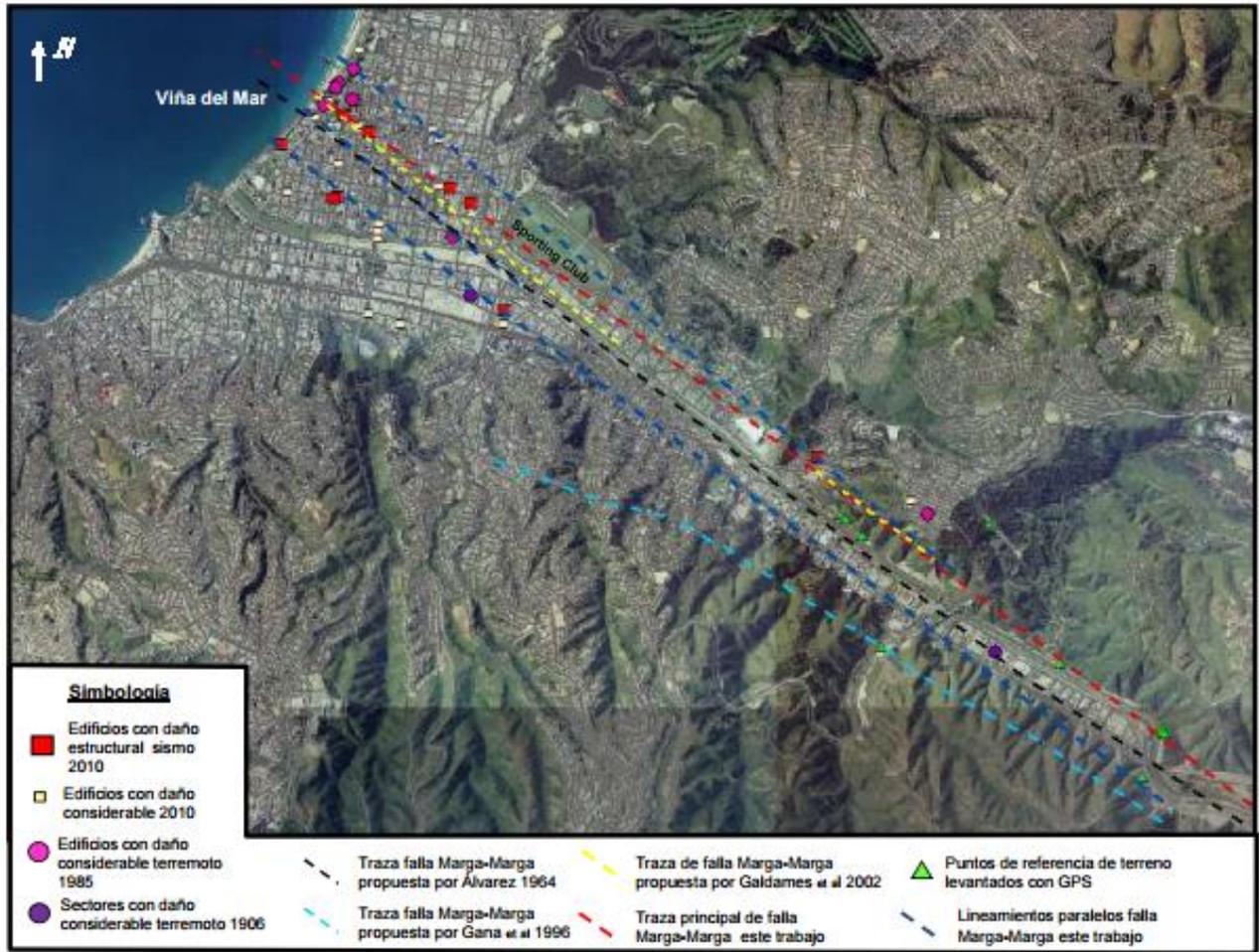


Figura 5-5: Distribución de daño sísmico y trazas de la falla Marga-Marga.

Fuente: Muñoz, E. (2013)

### 5.1.6 Estratigrafía

Los sondeos recopilados para el estudio global “Aportes para una nueva Zonificación Geotécnica de Viña del Mar”, proporcionados por el Laboratorio de Ensaye de Materiales y Control de Obras de la Universidad Técnica Federico Santa María (LEMCO) y el Laboratorio de Ensaye de la Pontificia Universidad Católica de Valparaíso (LEPUCV) permiten confirmar que el subsuelo del sector Plan de Viña del Mar está constituido principalmente por sedimentos fluviales en toda la superficie, alternados con depósitos marinos y algunos lacustres. El relleno de sedimentos se desarrolló debido a tres factores principales: aumento del nivel del mar en respuesta a la desglaciación durante los últimos dieciocho mil años, levantamiento tectónico relativamente constante y suministro de sedimentos desde la costa y el estero (Thorson, R., 1999).

En general, los suelos corresponden a arenas limosas de clasificación USCS que varían entre SP, SM, SC y SW; húmedas, no plásticas, con distribución de granos entre 0-15% de grava, 70-90% de arena y 5-30% de finos, tamaño máximo entre 5 y 40 mm, color amarillo – gris – verde, sin olor, sin materia orgánica y de compacidad media–alta

aumentando en profundidad. Se observa una capa vegetal de aproximadamente 2 metros de profundidad, luego arenas arcillosas y limo arcillosas entre los 2 y 5 metros seguidas de estratos profundos de arenas sedimentarias de color amarillo-gris variando su distribución granular en profundidad de bien a mal graduadas.

Sin embargo, la estratigrafía es heterogénea en algunos sectores: existen estratos fangosos con materia orgánica y estratos de arcillas altamente plásticas, aunque son situaciones puntuales. Por ejemplo, un ensayo SPT realizado en la calle 6 Norte entre 2 y 3 Poniente indica un estrato de suelo fino de clasificación ML entre los 18 y 27 metros (60% finos), sin materia orgánica ni olor. Luego, entre los 27 y 36 metros hay un estrato de arena limosa con finos (SM-ML) con materia orgánica y baja velocidad de ondas de corte. Otro sondaje ubicado en la intersección de las calles 7 Norte con Quillota indica que existen algunos estratos arcillosos de plasticidad media color café claro y sin materia orgánica. En el sector poniente las arenas presentan una mayor cantidad de finos, tendiendo a ser arenas más limosa o arcillosas. En el sector oriente en algunas zonas es posible encontrar gravas arenosas y plásticas junto con lentes de arcilla plástica de aproximadamente 2 metros de espesor en los primeros metros de profundidad y arenas arcillosas altamente plásticas a profundidades entre los 20 y 30 metros.

Una investigación de Aguirre (1986) plantea que *“en algunos puntos hasta 300 metros del estero se han encontrado bolsones de limo-arcilloso saturado, altamente orgánico y muy plástico, a profundidades entre 3 a 6 metros, indicadores del antiguo lecho y/o curso del propio marga-marga. Estos bolsones de suelo blando han obligado a más de una edificación a ser estructurada con fundaciones sobre pilotes.”*

Thorson (1999) sugiere la existencia de una antigua laguna bajo el Plan de Viña del Mar que explicaría los estratos fangosos con alto contenido orgánico. En su máximo esplendor la laguna se habría extendido por todo el Plan hasta el sector El salto. Como mínimo fue probablemente una pequeña depresión cercana al centro geométrico de la laguna, el cual está probablemente entre las calles libertad, 6 Norte, Quillota y 2 Norte.

Por otra parte, según Muñoz (2013), se descarta que la presencia de depósitos lagunares bajo el Plan de Viña sea relevante en área y espesor, correspondiendo más bien a situaciones puntuales. Sin embargo, debe considerarse que estratos de suelo fino pueden actuar como filtros de frecuencias alterando la respuesta en superficie.

La profundidad de la napa detectada varía en función de la ubicación y de la estación del año en que se realiza el sondaje. En general, en verano la profundidad de la napa varía entre 4 y 6 metros y en invierno puede llegar a los 2 metros.

Considerando lo anterior, en términos generales la distribución estratigráfica se presenta de la siguiente manera:

<b>Orden Estratigráfico</b>	<b>Nombre Horizontes</b>	<b>Descripción</b>
1	Rellenos	Capa vegetal y relleno de arenas limosas
2	SM-SC,SC(CL)	Arena arcillosa y limo arcillosa
3	CL ,CL(SC),CH	Arcilla plástica
4	ML	Limo arenoso
5	GC(CL),GW-GM	Gravas
6	SP,SP-SM,SM	Arenas y Arenas limosas mal graduadas
7	SW,SW-SM	Arenas y Arenas limosas bien graduadas
8	SP,SP-SM,SM	Arenas y Arenas limosas mal graduadas
9	SW,SW-SM	Arenas y Arenas limosas bien graduadas
10	ML	Limo arenoso
11	SP,SP-SM,SM	Arenas y Arenas limosas mal graduadas
12	SW,SW-SM	Arenas y Arenas limosas bien graduadas
13	SC, SC(CL)	Arena arcillosa
14	ML	Limo arenoso
15	Roca	Roca Gneis

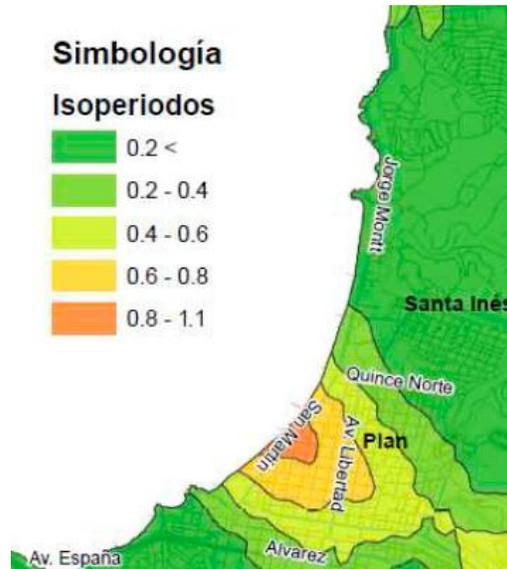
### 5.1.7 Propiedades Geotécnicas del Suelo

Según información recopilada de ensayos SPT, facilitados por el Laboratorio de Ensaye de Materiales y Control de Obras de la UTFSM (LEMCO) y el Laboratorio de Ensaye de la Pontificia Universidad Católica de Valparaíso (LEPUCV), las propiedades geotécnicas generales del suelo del sector en estudio son las siguientes:

Peso específico seco	: 1,7 - 1,9 [Ton/m <sup>3</sup> ]
Peso específico húmedo	: 1,9 - 2,3 [Ton/m <sup>3</sup> ]
Densidad relativa	: 25 – 90%
Saturación	: 10 – 100%
Compacidad	: mediana y creciente en profundidad.
Angulo de fricción	: 35-40°
Módulo de Poisson	: ~ 0,2
Cohesión	: No cohesivo
Plasticidad	: No plástico

### 5.1.8 Periodo Fundamental del Suelo

Carrasco y Núñez (2013) propusieron un mapa de isoperiodos para la cuenca del Marga-Marga y sectores aledaños. Sus resultados fueron obtenidos de mediciones de ruido sísmico ambiente utilizando el método H/V. Observaron que los periodos fundamentales más altos se registraron en el sector central de la cuenca entre las calles 4 Norte, Avenida Libertad y 10 Norte, donde se esperan las mayores profundidades. Al acercarse a los cerros los periodos disminuyen considerablemente.



**Figura 5-6:** Isoperiodos en la cuenca del Marga-Marga y alrededores.  
Fuente: Carrasco y Núñez (2013)

### 5.1.9 Velocidad de Ondas de Corte

#### 5.1.9.1 Ensayo DownHole

El método DownHole (DW) consiste en generar ondas sísmicas en la superficie mediante golpes verticales y horizontales en una placa ubicada a una distancia entre 1 a 3 metros del sondaje registrándose los tiempos de llegada de las ondas P y S. Las ondas son registradas por dos geófonos triaxiales situados en la parte inferior de la sonda separados a un metro de distancia hasta alcanzar la profundidad del sondaje. Conociendo la geometría fuente-geófonos y los tiempos de llegada de las ondas se calculan las velocidades de propagación en estratos de 1 metro de espesor.

Según información entregada por LEMCO, se cuenta con 15 ensayos DownHole en la zona en estudio (Figura 5-9).de profundidad entre 12 y 42 m con un promedio de 35 m.

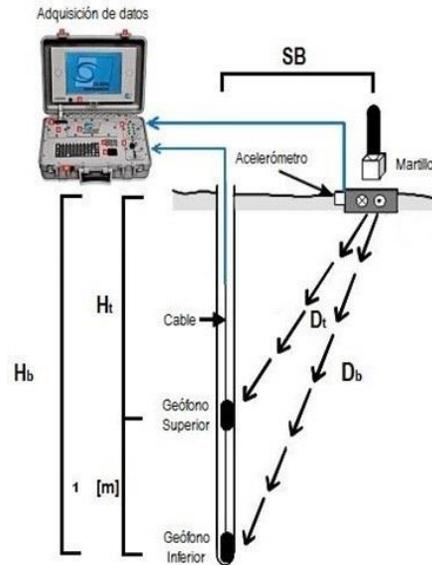
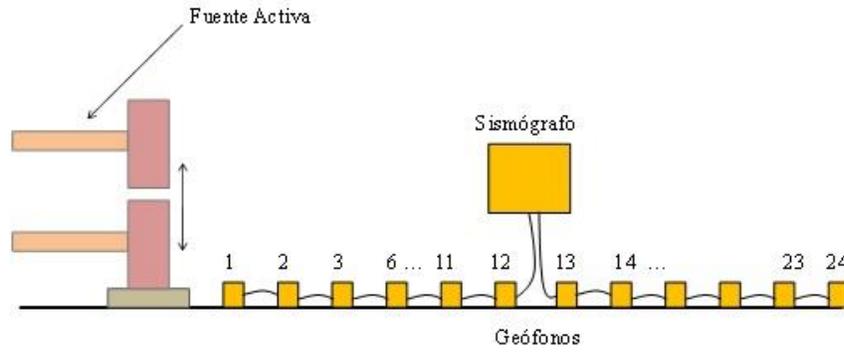


Figura 5-7: Esquema ensayo DownHole

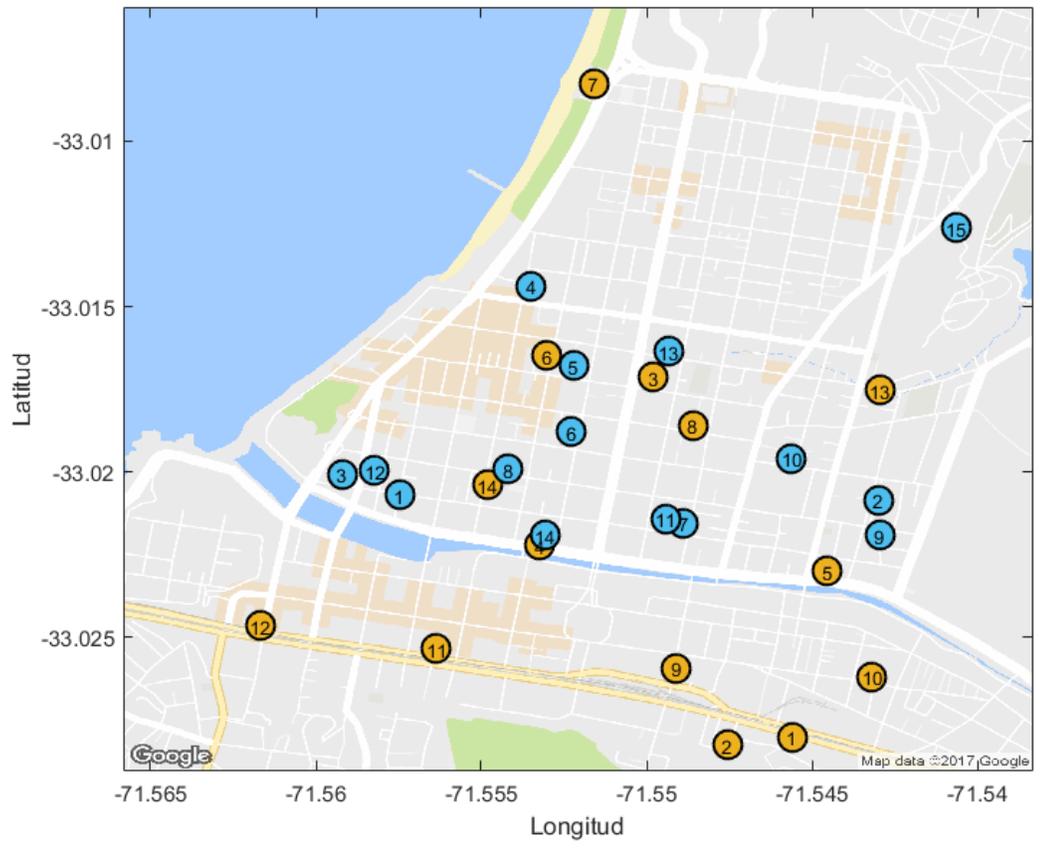
#### 5.1.9.2 Ensayo de Refracción de Microtremores

El método de refracción de microtremores (Louie, 2001) es una técnica de exploración geofísica que permite medir la velocidad de propagación de ondas de corte en el suelo. Su principio se basa en el análisis e inversión de la curva de dispersión de ondas Rayleigh generadas por una fuente activa y detectadas en superficie por geófonos ubicados a distancias conocidas mediante un arreglo lineal. La longitud del arreglo depende de la profundidad de investigación y como regla experimental la máxima profundidad de resolución es entre un tercio y un medio de la longitud del arreglo. El arreglo contiene 12 o 24 geófonos verticales separados cada 2, 3, 4, 6 u 8 metros, los que se disponen en un sitio del suelo que sea plano y centrado en el objetivo deseado.

Según información entregada por LEMCO se cuenta con 14 ensayos ReMi en la zona en estudio (Figura 5-9) con profundidades entre 30 y 45 m con un promedio de 35 m.



**Figura 5-8:** Esquema ensayo de refracción de microtremores



**Figura 5-9:** Distribución de ensayos DownHole (azul) y ReMi (amarillo)

### 5.1.9.3 Perfil Vs característico del sector Plan.

Utilizando la información anterior se determinó una correlación entre velocidad de ondas de corte y profundidad, logrando el mejor ajuste con una relación de tipo potencial (Figura 5-10). Cada color representa un ensayo de  $V_S$ . Se observa que existe una gran dispersión y se distinguen dos tendencias, lo que se explica debido a la heterogeneidad del suelo. Sin embargo, la relación obtenida se considera como característica del sector

$$V_S = 170,9 H^{0,2281}$$

Ecuación 5-1

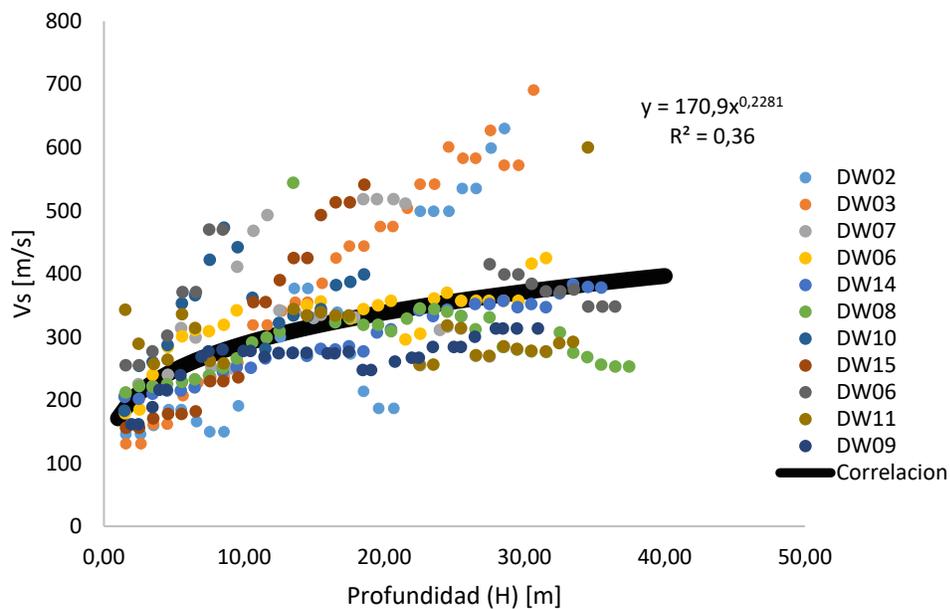


Figura 5-10: Relación  $V_S$ -Profundidad característica para Viña del Mar  
Fuente: Elaboración propia

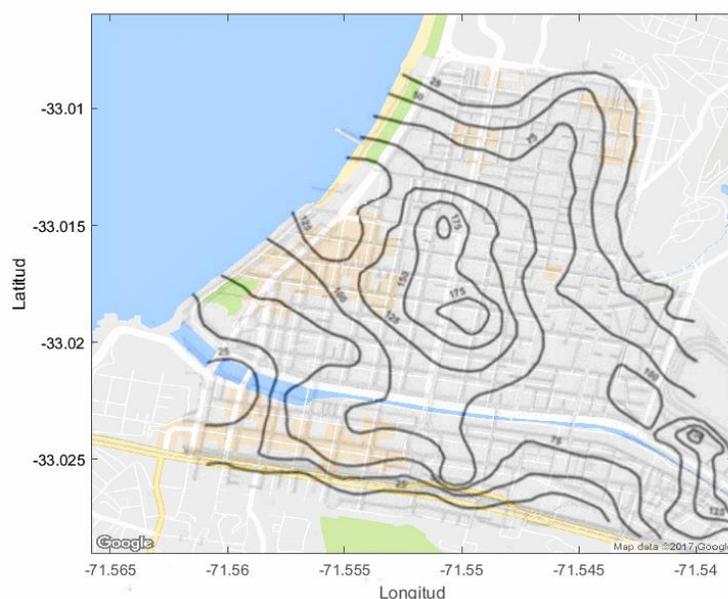
## 5.1.10 Basamento Rocoso

### 5.1.10.1 Revisión Bibliográfica

Una primera fuente de información corresponde a Grimme y Alvarez (1964), quienes confeccionaron una carta del suelo de fundación que entrega información básica de zonas en roca, roca meteorizada y relleno. El sector en estudio está constituido por un basamento de rocas metamórficas e intrusivas del tipo gneis granítico del paleozoico y mesozoico cubierto por varios niveles de terrazas de abrasión marina.

Verdugo (1995) determinó la morfología del basamento rocoso mediante el método gravimétrico de prospección geofísica, basado en la medición de anomalías de gravedad producidas por variaciones de densidad en estructuras subterráneas. En esta investigación, asume un contraste uniforme entre la densidad de los sedimentos ( $2,03 \text{ T/m}^3$ ) y la densidad de roca ( $2,7 \text{ T/m}^3$ ) además de un

gradiente de gravedad regional de 0,75 mgal/km en dirección N25E. Según los resultados de Verdugo (1995) (Figura 5-11), el basamento rocoso presenta una geometría con forma de cuenca cuya máxima profundidad coincide con el eje original del cauce del estero Marga-Marga y la falla del mismo nombre, lo que es concordante con los antecedentes geomorfológicos del sector. La profundidad tiene un valor medio de 100 metros y llega a valores máximos de 175 metros en pequeñas zonas donde, según Thorson, antiguamente existió la laguna del estero.



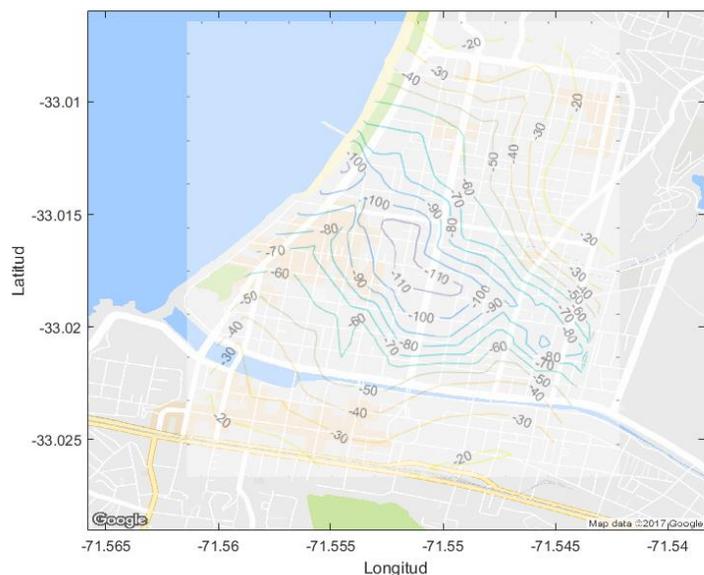
**Figura 5-11:** Morfología del basamento rocoso  
Fuente: Verdugo, A. (1995).

Por otra parte, estudios de Grimme y Alvarez (1964) y Gana (1996) indican una variedad de diferentes unidades de roca bajo el Plan de Viña del Mar, las que tienen diferentes densidades. Además, según Thorson (1999), la presunción de decrecimiento lineal de la gravedad regional en dirección noreste no es válida. Variaciones de la fuerza de gravedad son claramente influenciadas por la profundidad del basamento rocoso, pero variaciones en la densidad de la roca son probablemente igual de importantes, por lo que el modelo utilizado puede llevar a errores considerables en la estimación de profundidad (Thorson, R., 1999).

Thorson (1999) reunió la información existente a la fecha y basado en un enfoque geológico sugirió que la cuenca del estero Marga-Marga es simétrica y tiene una profundidad media entre 40 y 80 metros bajo el nivel del mar con una profundidad máxima que no debería exceder los 100 metros.

Recientemente, Podestá y Sáez (2016) estimaron la profundidad del basamento rocoso (Figura 5-12) a partir de la medición de velocidad de ondas de corte y el periodo fundamental del suelo usando metodologías de fuente controlada y ruido sísmico ambiental. Mediante un ajuste de curva de las mediciones de velocidad de ondas de corte, obtuvieron un perfil representativo del sector. Para obtener el espesor del estrato sedimentario iteraron columnas de suelo con espesores variables asignando la velocidad de onda de corte según el perfil representativo hasta obtener el periodo medido. Además, realizaron una serie de

mediciones gravimétricas, y obtuvieron una buena correlación entre el residual de gravedad y periodo fundamental. Estas mediciones solo se utilizaron para comparar cualitativamente los resultados de profundidad obtenidos, ya que no contaban con información confiable de densidades de roca en profundidad que permitiera efectuar un proceso preciso de inversión gravimétrica. A continuación se muestran sus resultados:



**Figura 5-12:** Morfología del basamento rocoso.  
Fuente: Adaptación de Podestá y Sáez (2016)

Ambos estudios presentan una morfología similar correspondiente a un valle fluvial con desembocadura en delta. Los valores de la profundidad difieren entre un máximo de 175 metros propuesto por Verdugo (1995) y 110 metros por Podestá y Saez (2016).

### 5.1.10.2 Sondajes

Existen 3 sondajes donde la profundidad del estrato rocoso es conocida. Estos serán utilizados como puntos de control para la calibración del modelo. La ubicación de estos sondajes se muestra en la Figura 5-13. La descripción estratigráfica de los sondajes 1, 2 y 3 se muestra en la Tabla 4, Tabla 5 y Tabla 6 respectivamente.

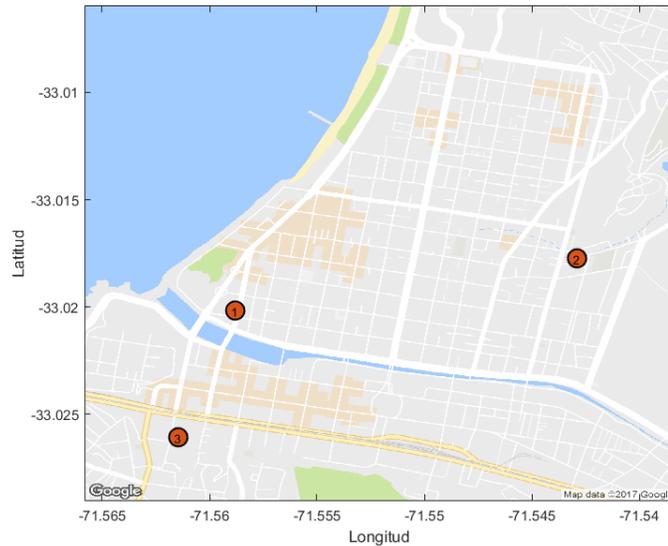


Figura 5-13: Sondajes con profundidad de roca conocida.

#### Sondaje 1:

Tabla 4: Estratigrafía sondaje 1

Estrato	Profundidad		Espesor	Descripción
	Desde	Hasta		
1	0,00	0,15	0,15	Pavimento de adocretos.
2	0,15	3,00	2,85	Arena limosa SP-SM, húmeda, no plástica. Color gris negruzco. Olor orgánico. Tamaño Max: 5 mm.
3	3,00	5,00	2,00	Arena limosa SP-SM, húmeda, no plástica. Color gris blanquisco. Sin olor. Tamaño Max: 5 mm.
4	5,00	12,00	7,00	Arena limosa SW-SM, húmeda, no plástica. Color gris blanquisco. Sin olor. Tamaño Max: 40 mm.
5	12,00	19,00	7,00	Arena limosa SP-SM, húmeda, no plástica. Color gris verdoso. Sin olor. Tamaño Max: 5 mm.
6	19,00	27,00	8,00	Arena limosa SP-SM, húmeda, no plástica. Color gris. Sin olor. Tamaño Max: 2 mm.
7	27,00	32,00	5,00	Arena limosa SW-SM, húmeda, no plástica. Color gris. Sin olor. Tamaño Max: 20 mm.
8	32,00	36,00	4,00	Roca granito. Formación: Ígnea. Tipo de roca: Neis. Nomenclatura geológica: Pz. Aspecto: Frágil. Color predominante: Gris blanquisco. Predominio mineral: Cuarzo. Dureza escala Mohs: 5

- **Sondaje 2:**

**Tabla 5:** Estratigrafía de sondaje 2

Estrato	Profundidad		Espesor	Descripción
	Desde	Hasta		
1	0,00	2,00	2,00	Arena limosa SM, húmeda, no plástica. Color café oscuro. Sin olor. Tamaño Max: 20 mm.
2	2,00	4,00	2,00	Arcilla CL, húmeda, plasticidad media. Color pardo. Sin olor. Tamaño Max: 5 mm.
3	4,00	6,00	2,00	Arena limosa SW-SM, húmeda, no plástica. Color café amarillento. Sin olor. Tamaño Max: 5 mm.
4	6,00	11,00	5,00	Arena pobremente graduada SP, húmeda, no plástica. Color café claro. Sin olor. Tamaño Max: 5 mm.
5	11,00	15,00	4,00	Arena limosa SP-SM, húmeda, no plástica. Color gris verdoso. Sin olor. Tamaño Max: 10 mm.
6	15,00	22,00	7,00	Arena limosa SM, húmeda, no plástica. Color gris verdoso oscuro. Sin olor. Tamaño Max: 2 mm.
7	22,00	24,00	2,00	Arena limosa SM, húmeda, no plástica. Color gris oscuro. Sin olor. Tamaño Max: 10 mm.
8	24,00	26,00	2,00	Arena limosa SM, húmeda, no plástica. Color gris claro. Sin olor. Tamaño Max: 5 mm.
9	26,00	28,00	2,00	Roca granito. Formación: Ígnea. Tipo de roca: Gneis. Nomenclatura geológica: Pz. Color predominante: Gris blanquizco. Predominio mineral: Cuarzo. Dureza escala Mohs: 7

- **Sondaje 3:**

**Tabla 6:** Estratigrafía sondaje 3

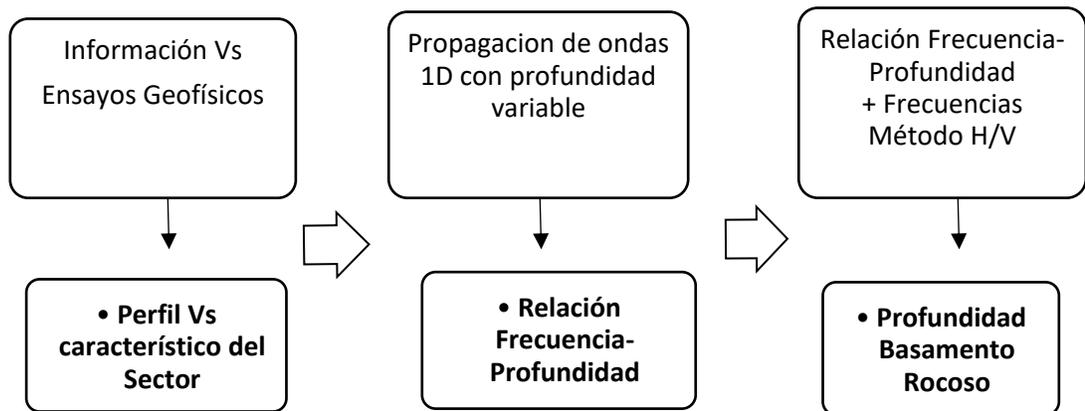
Estrato	Profundidad		Espesor	Descripción
	Desde	Hasta		
1	0,00	1,00	1,00	Relleno de jardín, arena limosa SM, húmeda, no plástica. Color café oscuro.
2	1,00	6,00	5,00	Maicillo, relleno de quebrada con arena limosa y finos SM-ML, húmedo, no plástico. Color gris verdoso. Levemente orgánico
3	6,00	12,00	6,00	Maicillo, relleno de quebrada con arena limo pedregosa SP-SM, húmedo. No plástico. Color café amarillento opaco.
4	12,00	16,00	4,00	Maicillo rocoso y/o roca gneis granítico blando de aspecto de maicillo, frágil y quebradiza. RQD< 25%.

## 5.2 Metodología Propuesta

La metodología propuesta en este estudio para la estimación de la profundidad del basamento rocoso (Figura 5-14) se basa en el uso del método de Nakamura para la obtención de la frecuencia fundamental del suelo y en un análisis unidimensional de propagación de ondas de corte que permitirá obtener una relación teórica entre frecuencia fundamental y profundidad del estrato sedimentario. Utilizando las frecuencias

obtenidas con el método de Nakamura y la relación frecuencia–profundidad se logrará obtener una estimación de la profundidad en los sitios donde la frecuencia fundamental sea conocida.

Utilizando la información de ensayos DownHole y ReMi se obtendrá un perfil de velocidad de ondas de corte característico del sector  $V_{S(zonal)}$ . Luego, se realizarán análisis de propagación de ondas 1D con profundidad  $H$  variable y se obtendrá la frecuencia fundamental  $F$  asociada a cada profundidad, correspondiente al primer peak de la función de transferencia. Uniendo los pares  $(F, H)$  y mediante un ajuste de curva, se obtiene la relación frecuencia–profundidad característica del sector, de forma  $H = \alpha F^\beta$ . De esta manera, para cada medición de frecuencia fundamental existe una profundidad asociada según la relación obtenida.



**Figura 5-14:** Esquema de la metodología de estimación de la profundidad del basamento rocoso.

Cabe señalar que esta metodología combina la teoría de propagación unidimensional de ondas de corte con un método experimental de estimación de la frecuencia fundamental. De acuerdo a lo anterior, se asume que la hipótesis de propagación unidimensional de ondas es válida, lo que deberá comprobarse y será discutido más adelante. De esta manera, la metodología propuesta será válida única y exclusivamente si se cumple esta hipótesis.

Además, el método de Nakamura estima la frecuencia fundamental a bajos niveles de deformación, por lo que se utilizará un modelo de comportamiento elástico lineal del suelo para simular las condiciones de medición. Es importante tener en consideración que a mayores deformaciones el comportamiento del suelo es altamente no lineal, la rigidez se degrada y la frecuencia fundamental disminuye, por lo que se sugiere un análisis no lineal de modo de obtener información más precisa sobre el comportamiento del suelo en eventos sísmicos de gran magnitud. No obstante, el análisis a bajas deformaciones provee una buena aproximación de la respuesta sísmica del suelo.

Por otra parte, se confeccionarán modelos con los perfiles  $V_{S(local)}$  obtenidos de cada ensayo de  $V_S$ . Cada modelo ( $V_{S(zonal)}$  y  $V_{S(local)}$ ) tendrá asociada una curva característica tipo  $H = \alpha F^\beta$ , obtenida del análisis de propagación de ondas. De esta manera se obtendrá una relación  $F - H$  característica de la zona y tantas relaciones  $F - H$  locales como puntos donde exista información de  $V_S$ . Estas relaciones permitirán calcular la

profundidad del basamento rocoso en cualquier sitio con frecuencia fundamental conocida. En el caso de los modelos locales, la relación  $F - H$  es válida única y exclusivamente para el sitio de medición de  $V_s$ .

Posteriormente, se compararán las profundidades obtenidas con profundidades reales conocidas mediante sondajes de modo de determinar la efectividad de ambos modelos. En la Figura 5-15 se muestra un esquema de la metodología:

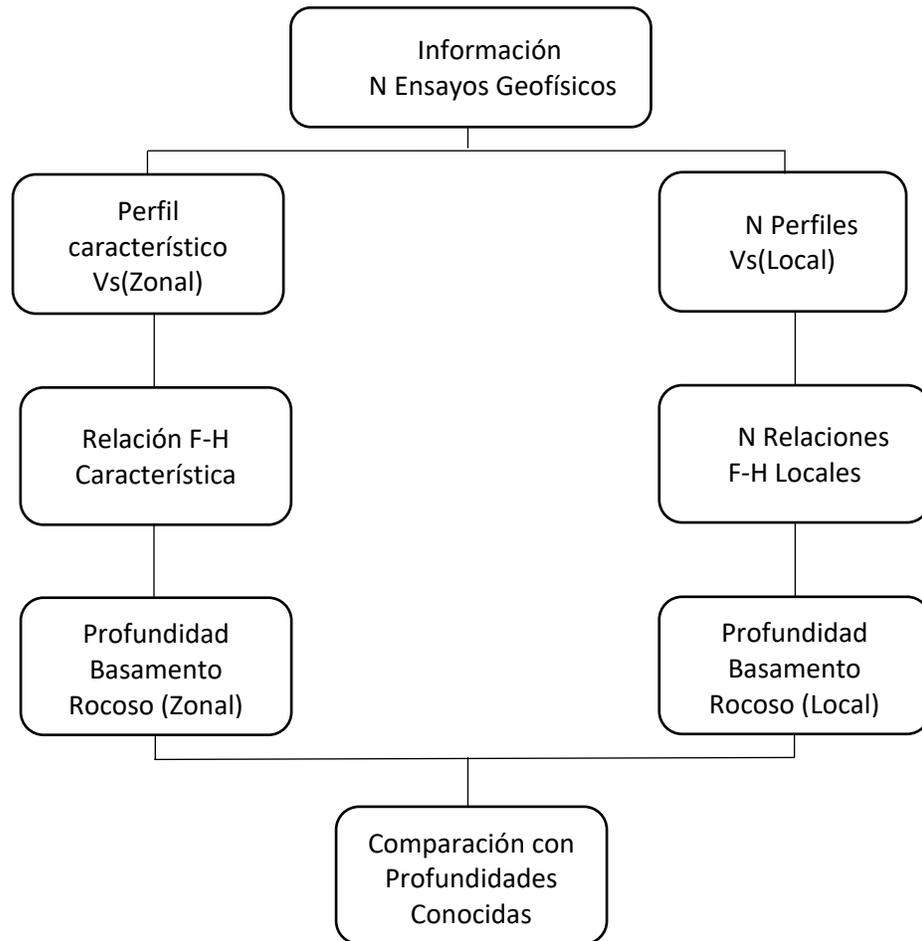


Figura 5-15: Esquema de la metodología para obtención de profundidad Zonal y Local.

### 5.3 Análisis Unidimensional de Propagación de Ondas de Corte

Se utilizó un modelo de propagación 1D con comportamiento elástico lineal y discretización en estratos de  $H/20$  metros de espesor, donde  $H$  es la profundidad de la columna de suelo, de manera de discretizar en intervalos de espesores razonables. De acuerdo a la estratigrafía e información recopilada de sondajes, el peso específico se consideró uniforme igual a  $\delta_s = 17 [kN/m^3]$  para todos los estratos de suelo sedimentario y de  $\delta_R = 26,5 [kN/m^3]$  para el estrato rocoso. El amortiguamiento adoptado es de 5%. La velocidad de onda de corte para el estrato rocoso se fijó en  $V_s = 1200 [m/s]$  (Borcherdt, 1994). Cabe mencionar que el modelo no presenta gran

sensibilidad a este parámetro. El perfil de velocidad de onda de corte para los estratos sedimentarios corresponde al perfil característico para el Plan de Viña del Mar obtenido en 5.1.10.3 (Figura 5-10):

$$V_s = 170,9 * H^{0,2281}$$

Ecuación 5-2

Luego, un modelo de 100 m de profundidad en EERA se ve de la siguiente manera:

	Layer Number	Soil Material Type	Number of sublayers in layer	Thickness of layer (m)	Maximum shear modulus $G_{max}$ (MPa)	Initial critical damping ratio (%)	Total unit weight (kN/m <sup>3</sup> )	Shear wave velocity (m/sec)	Location and type of earthquake input motion	Location of water table	Depth at middle of layer (m)	Vertical effective stress (kPa)
Surface	1	0		5.0	105.57	5	17.00	247			2.5	42.50
	2	0		5.0	144.83	5	17.00	289			7.5	127.50
	3	0		5.0	174.26	5	17.00	317			12.5	212.50
	4	0		5.0	198.70	5	17.00	339			17.5	297.50
	5	0		5.0	219.99	5	17.00	356			22.5	382.50
	6	0		5.0	239.07	5	17.00	371			27.5	467.50
	7	0		5.0	256.49	5	17.00	385			32.5	552.50
	8	0		5.0	272.60	5	17.00	397			37.5	637.50
	9	0		5.0	287.65	5	17.00	407			42.5	722.50
	10	0		5.0	287.65	5	17.00	407			47.5	807.50
	11	0		5.0	301.81	5	17.00	417			52.5	892.50
	12	0		5.0	315.23	5	17.00	427			57.5	977.50
	13	0		5.0	327.99	5	17.00	435			62.5	1062.50
	14	0		5.0	340.19	5	17.00	443			67.5	1147.50
	15	0		5.0	351.89	5	17.00	451			72.5	1232.50
	16	0		5.0	363.14	5	17.00	458			77.5	1317.50
	17	0		5.0	373.99	5	17.00	465			82.5	1402.50
	18	0		5.0	384.48	5	17.00	471			87.5	1487.50
	19	0		5.0	394.64	5	17.00	477			92.5	1572.50
	20	0		5.0	404.49	5	17.00	483			97.5	1657.50
Bedrock	21	0			3816.51		26.00	1200	Outcrop		115.0	1955.00

Figura 5-16: Modelo de propagación de ondas para estrato de 100 m de espesor.

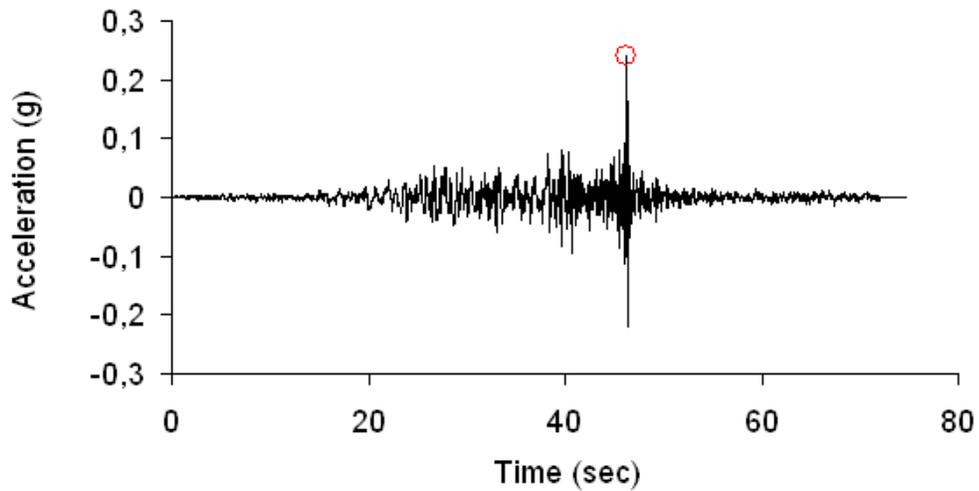
El módulo de corte máximo es calculado por el programa a través de la relación:

$$V_s = \sqrt{\frac{G}{\rho}} \rightarrow G = \rho V_s^2$$

Ecuación 5-3

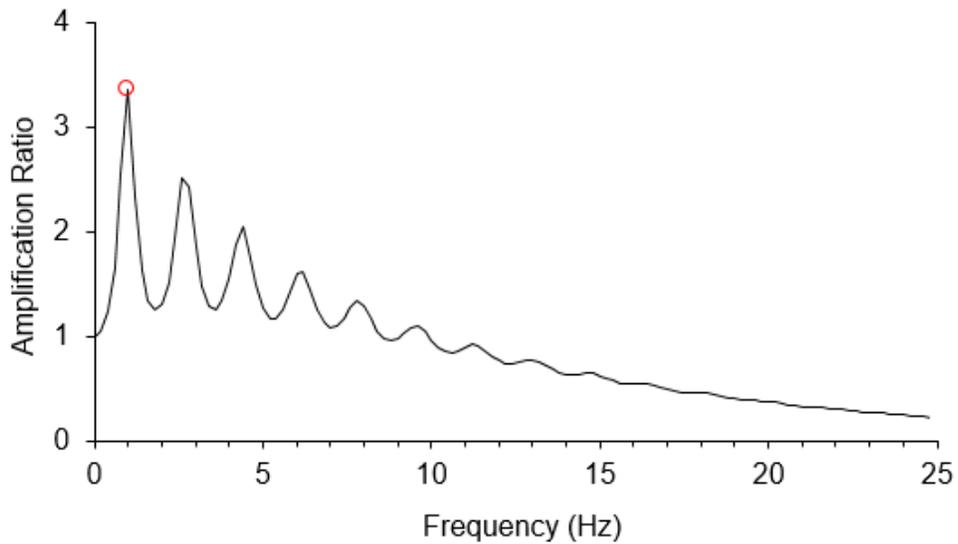
Donde  $G$  es el módulo de corte,  $\rho$  es la densidad del suelo y  $V_s$  es la velocidad de onda de corte en cada estrato.

El registro sísmico utilizado corresponde al de la estación UTFSM del terremoto del Maule de 2010, con paso  $\Delta t = 0,005$  [s] y valor máximo  $PGA=0,24$  [g].



**Figura 5-17:** Registro sísmico terremoto 2010 estación UTFSM.

Luego de realizar el análisis de propagación 1D se obtiene la función de transferencia:



**Figura 5-18:** Función de transferencia del depósito de suelos con H=100m.

La frecuencia fundamental corresponde al primer peak de la función de transferencia. En este caso, la frecuencia fundamental es 1 Hz y el factor de amplificación asociado es de 3,35.

## 5.4 Mediciones de Ruido Sísmico Ambiente

### 5.4.1 Instrumentación

Este método utiliza como instrumentación un computador portátil, un sismógrafo y un transductor triaxial o sensor de velocidad. A continuación se detallan las características de los equipos:

Sismógrafo Vibrator Recorder MR2002-CE.

- Resolución 16 bit.
- 3 Canales.
- Rango dinámico: > 96 dB (RMS).
- Filtros antialiasing.
- Protección IP65.

Transductor triaxial MS2003+ /Velocity Sensor

- Full escala  $\pm$  ( $f > 9\text{Hz}$ ).
- Sensibilidad: 0.39 V/cm/s.
- Rango de frecuencia: 1 – 350 Hz (lineal  $\pm$  respuesta en frecuencia).
- Rango Dinámico: > 130 dB.
- Rango de temperatura: -30°C a +60°C.
- Protección IP65.



Figura 5-19: Instrumentación.

### 5.4.2 Adquisición de Datos

La adquisición de 53 mediciones se llevó a cabo entre los días 08-11-2016 y 20-01-2017 entre las 9:00 y las 18:00 horas con condiciones climáticas favorables. La duración de los registros fue de 30 minutos. Además, se utilizaron 10 mediciones realizadas el año 2011 por el Laboratorio de Ensaye de Materiales y Control de Obras de la UTFSM, logrando un total de 63 mediciones. El software utilizado para la adquisición fue MR 2002. De acuerdo al método de Nakamura, se midieron dos componentes de movimiento horizontal (NS y EO) y la componente vertical. La distribución espacial de las mediciones se muestra en la Figura 5-20.

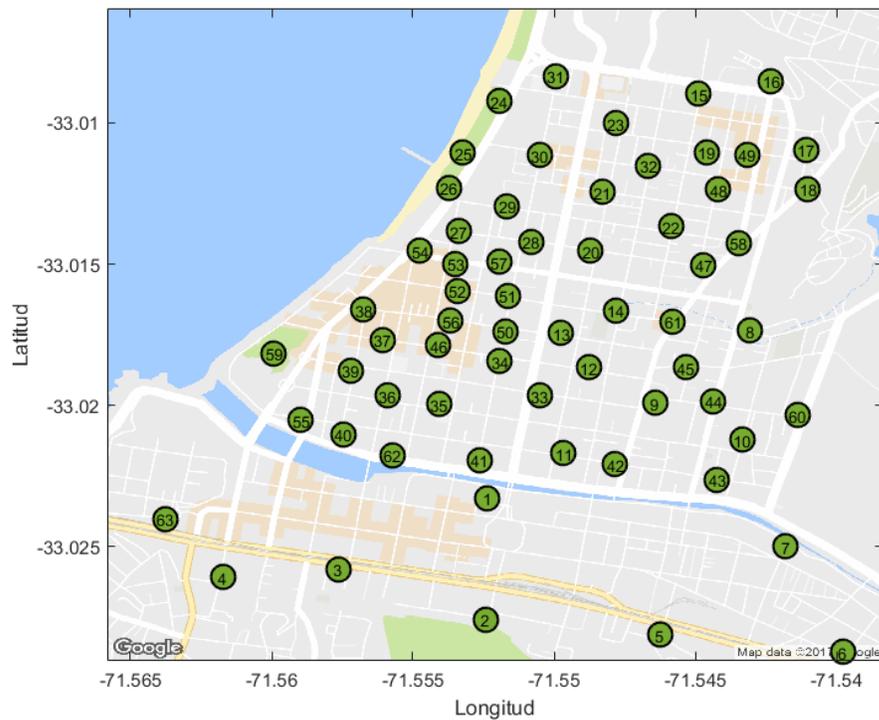


Figura 5-20: Distribución espacial de mediciones de ruido sísmico ambiente.

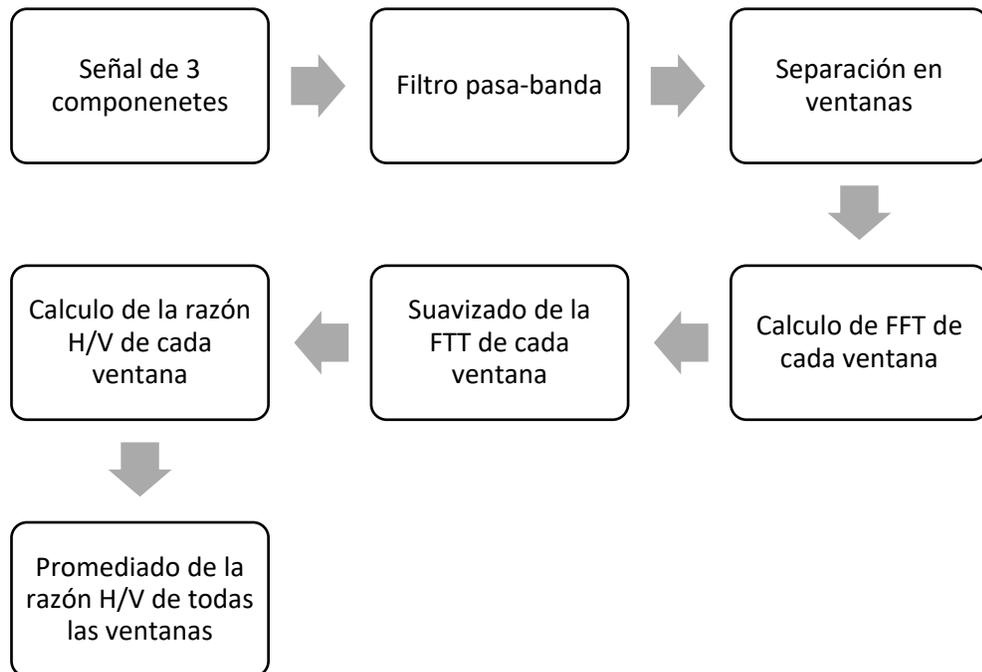
### 5.4.3 Procesamiento de Datos

Los softwares empleados fueron View 2002 (procesamiento de datos) y Geopsy (análisis y cálculos de razones espectrales). En general los algoritmos de cálculo de la razón espectral poseen los siguientes pasos:

- Filtrado pasa-banda de cada una de las componentes (NS, EO y V) para atenuar ruidos de baja y alta frecuencia. El filtro discrimina un determinado rango de frecuencias de la señal que pasa a través de él, pudiendo modificar tanto su amplitud como su fase.
- Separación en intervalos de tiempo (ventanas) de cada componente. Las ventanas son funciones matemáticas usadas en el análisis y el procesamiento de señales para evitar las discontinuidades al principio y al final de los bloques analizados. No hay uniformidad en el largo del intervalo

de tiempo ni tampoco en el solape entre las distintas ventanas. Generalmente se encuentran ventanas de entre 20 segundos y 1 minuto con solape entre 10% y 30%.

- Cálculo de la *Fast Fourier Transform* (FFT) para cada una de las ventanas.
- Suavizado de FFT para de cada una de las ventanas, utilizando el filtro de Konno y Ohmachi (1998). Primero se promedian los espectros horizontales (NS y EW) y luego se aplica el suavizado al espectro horizontal resultante y al espectro vertical.
- Cálculo de la razón H/V para cada ventana. Se divide el espectro horizontal promedio por el espectro vertical.
- Promedio las razones espectrales H/V de todas las ventanas.



**Figura 5-21:** Esquema del procesamiento de datos.

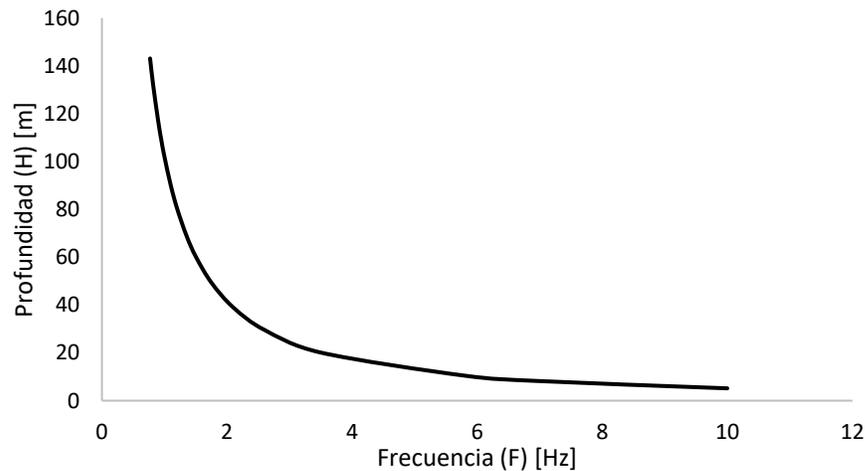
## 6. RESULTADOS

### 6.1 Relación Frecuencia – Profundidad: Modelo Zonal

Luego de realizar el procedimiento descrito en 4.3 para valores de  $H$  entre 10 y 140 metros se obtiene la relación frecuencia – profundidad característica para el sector ( Figura 6-1):

$$H = 102 F^{-1,296}$$

Ecuación 6-1

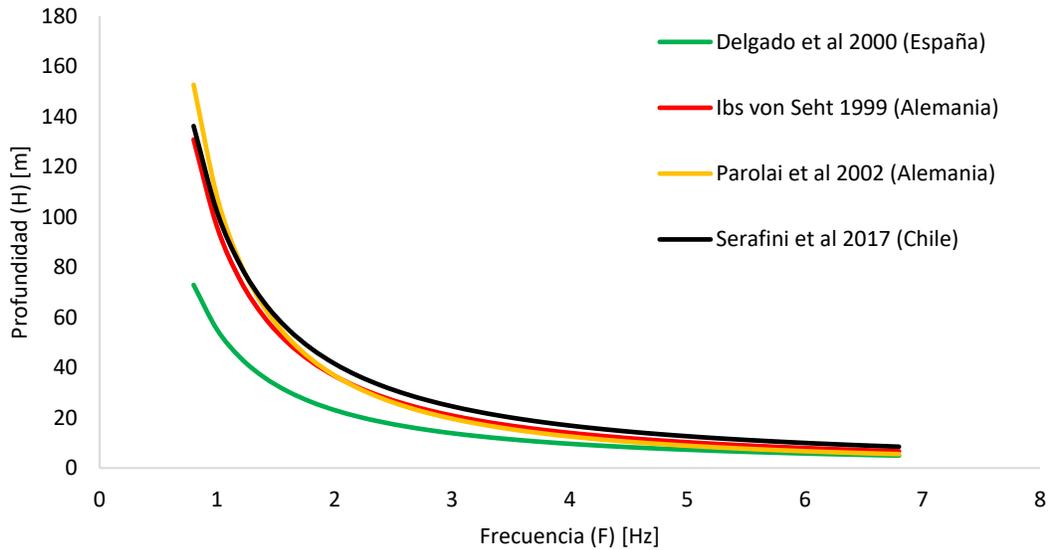


**Figura 6-1:** Relación frecuencia-profundidad característica para el Plan de Viña del Mar.  
Fuente: Elaboración Propia.

Ibs von Seht (1999), Delgado et al. (2000) y Parolai et al. (2002) obtuvieron relaciones de la misma forma  $H = \alpha F^\beta$ . En la Tabla 7 se detalla el valor de los parámetros  $\alpha$ ,  $\beta$  y las características de las zonas en estudio. En la Figura 6-2 se observan las curvas obtenidas por cada autor.

**Tabla 7:** Comparación con relaciones obtenidas por otros autores.

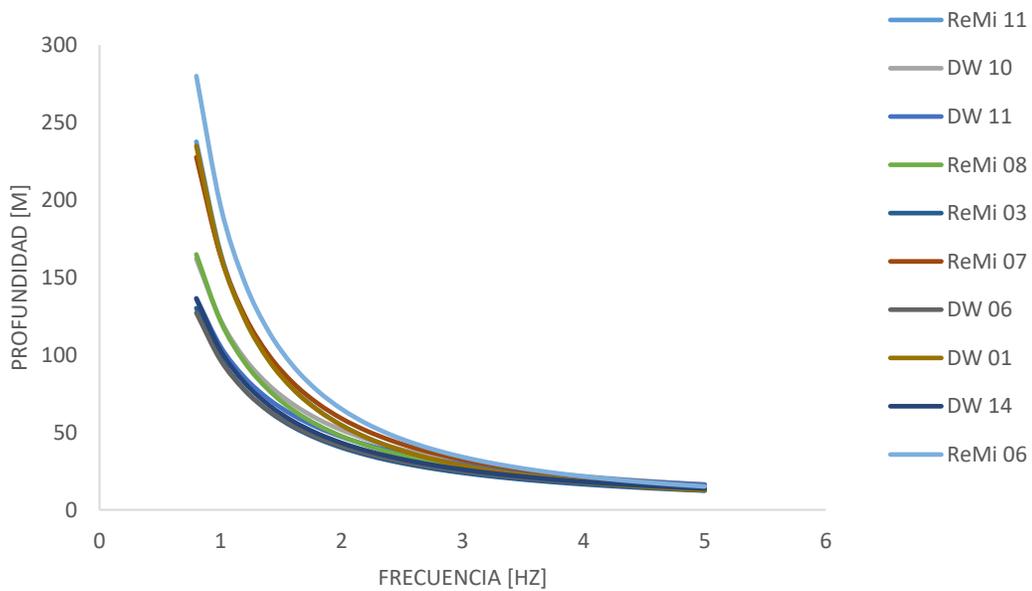
<b>Autor</b>	<b>Ibs von Seht (1999)</b>	<b>Delgado et al. (2000)</b>	<b>Parolai et al. (2002)</b>	<b>Serafini et al. (2017)</b>
<b>Ubicación Geográfica</b>	Bahía baja río Rhine Alemania	Valle del río Segura España	Colonia Alemania	Cuenca Marga-Marga Viña del Mar, Chile
$\alpha$	96	55,11	108	102
$\beta$	-1,388	-1,256	-1,551	-1,296
<b>Descripción Geológica</b>	Sedimentos fluviales y aluviales del terciario y cuaternario	Sedimentos fluviales y aluviales del terciario y cuaternario	Sedimentos fluviales y aluviales del terciario y cuaternario	Sedimentos fluviales, aluviales y costeros del terciario y cuaternario



**Figura 6-2:** Relaciones frecuencia-profundidad obtenidas por varios autores.

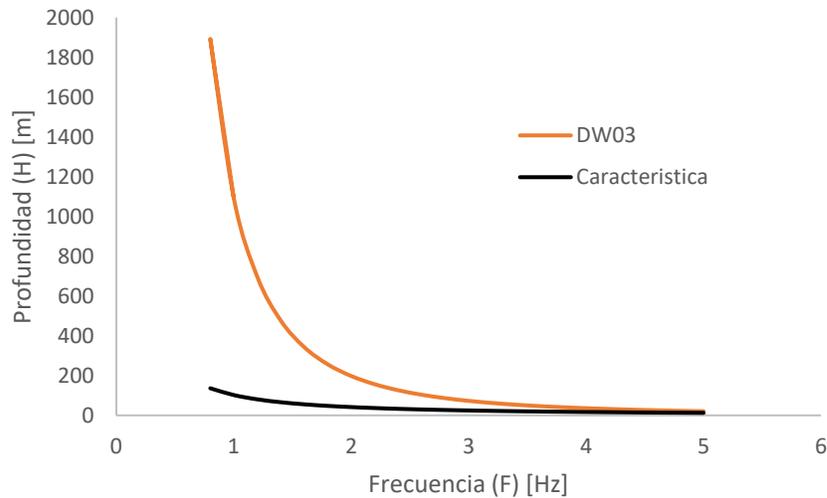
## 6.2 Relación Frecuencia – Profundidad: Modelos Locales

Realizando el mismo procedimiento anterior para los diferentes perfiles de velocidad de onda de corte se obtienen las relaciones frecuencia–profundidad locales (Figura 6-3). Existen algunos ensayos de  $V_S$  que no tienen una tendencia clara o poseen muy pocos puntos de medición, por lo que fueron descartados del análisis.

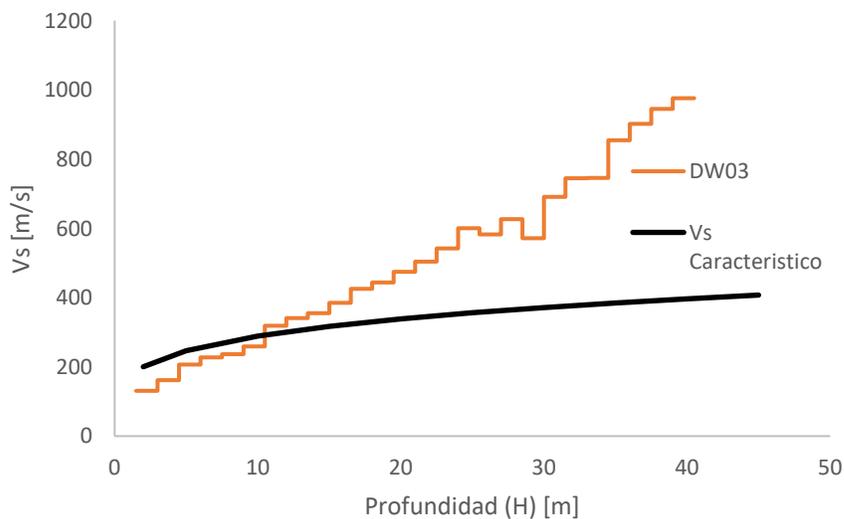


**Figura 6-3:** Relaciones frecuencia-profundidad modelo local.

El ensayo DownHole DW03, ubicado en el sector plaza México, no se presenta en el gráfico anterior ya que escapa a los valores normales. Este ensayo presenta un caso interesante: la relación frecuencia-profundidad obtenida del análisis de propagación es notablemente mayor a las obtenidas con otros ensayos y a la relación característica (Figura 6-4). El perfil  $V_s$  del ensayo DW03 y el perfil característico de la zona se muestra en la Figura 6-5. Al comparar ambos perfiles se observan las diferencias entre ellos, las que pueden ser explicadas por la heterogeneidad del suelo o por una mala medición de  $V_s$ , lo que se discutirá más adelante.



**Figura 6-4:** Relaciones frecuencia-profundidad característica y obtenida del ensayo DownHole DW03.



**Figura 6-5:** Perfiles  $V_s$  característico y de ensayo DowHole DW03.

## 6.3 Curvas H/V

### 6.3.1 Confiabilidad

De las 63 mediciones se obtuvieron 62 curvas H/V. No fue posible obtener una curva para la medición (5) ya que la señal presentó mucho ruido. Las 62 curvas H/V se sometieron a los criterios establecidos por SESAME (Bard y SESAME Team, 2004) para verificar confiabilidad y tipo de peak. Todas cumplen con los criterios de confiabilidad.

### 6.3.2 Distribución Espacial

De las 62 mediciones confiables, 59 exhiben un peak claro, mientras que 3 de ellas no cumplen con los criterios, presentando peaks anchos y amplitud relativamente baja ( $\sim 2$ ). La ubicación de dos de estas mediciones (8; 31) es cercana a los bordes de la cuenca, mientras que la otra (35) está ubicada más al centro de ésta. Estos tipos de peaks son explicados por efectos 2D y 3D generados por pendientes pronunciadas en profundidad y/o bajos contrastes de impedancia. En la Figura 6-6 y Figura 6-7 se muestran las tres curvas con peak ancho y su ubicación respectivamente. Se observa que las mediciones 8 y 31 exhiben un peak notoriamente más ancho que la medición 35, lo que demuestra la mayor influencia de los efectos 2D y 3D cerca de los bordes.

Las curvas H/V con peak claro se obtuvieron en todos los sectores de la cuenca, inclusive en algunos sitios cercanos a los bordes. Sin embargo, en estos sitios las curvas H/V tienden a tener un peak más ancho y/o alta amplitud en las frecuencias próximas al peak. No obstante, de un total de 9 mediciones cercanas a los bordes, 6 de ellas cumplen con los criterios de peak claro. Esto puede ser explicado por variaciones leves de la pendiente en profundidad, lo que indica que en estos sitios los efectos 2D y 3D no son tan significativos. Los peaks claros indican que la propagación 1D es válida, representan un alto contraste de impedancia en profundidad y por lo tanto una alta amplificación sísmica (Bonney-Claudet et al., 2008). En la Figura 6-8 y Figura 6-9 se observan las curvas H/V de mediciones cercanas a los bordes y su respectiva ubicación. En la Figura 6-10 y la Figura 6-11 se presentan algunas curvas H/V con peak claro y su respectiva ubicación.

Cabe mencionar que se obtuvo un 95% de curvas con peak claro, por lo que se puede afirmar que la hipótesis de propagación unidimensional de ondas de corte en la zona en estudio es válida, lo que conduce a estimaciones confiables de la frecuencia fundamental. Considerando lo anterior, mientras el perfil de rigidez en profundidad de un punto se asemeje a la función característica se obtendrán estimaciones confiables de la profundidad en dicho punto.

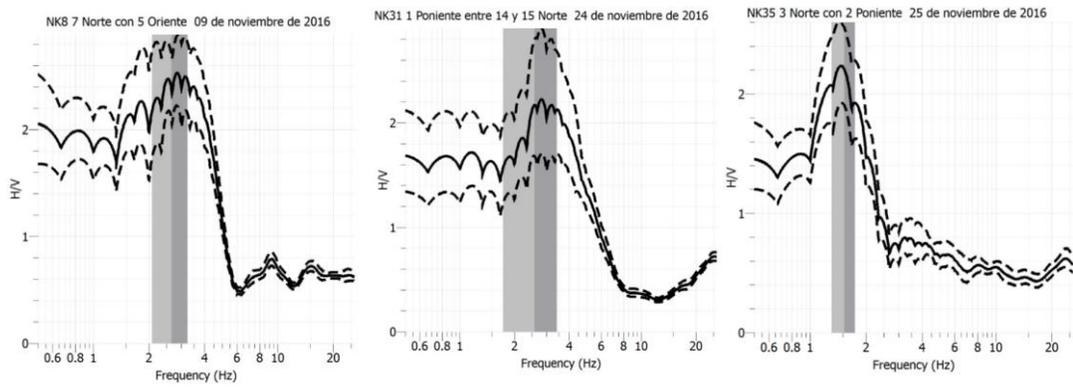


Figura 6-6: Curvas H/V con peak ancho.

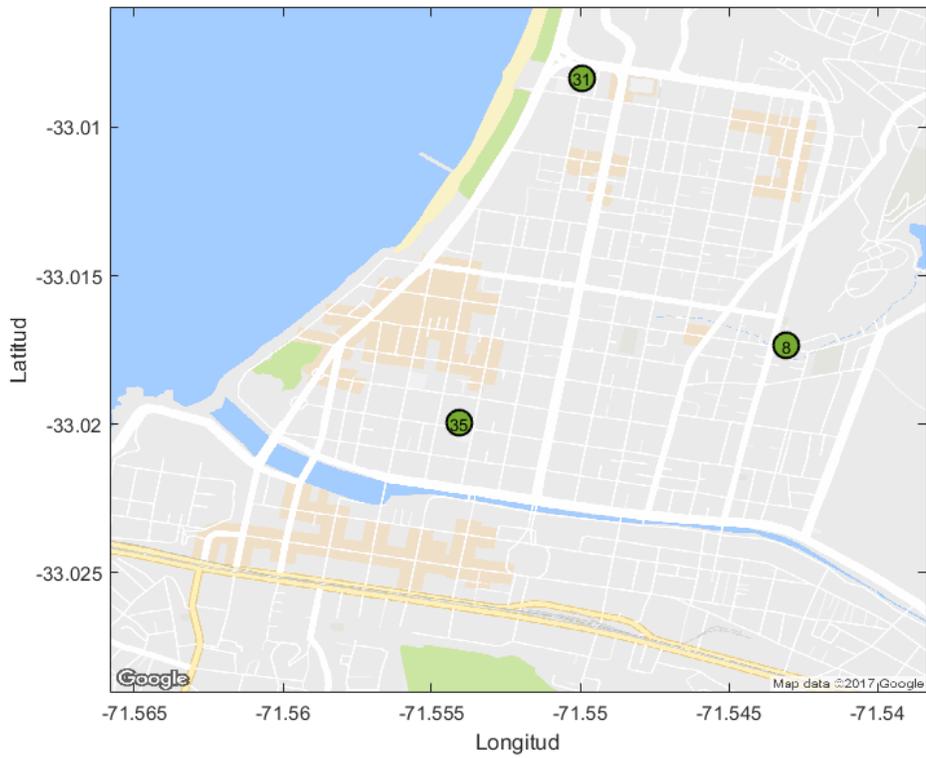


Figura 6-7: Ubicación de las curvas H/V con peak ancho.

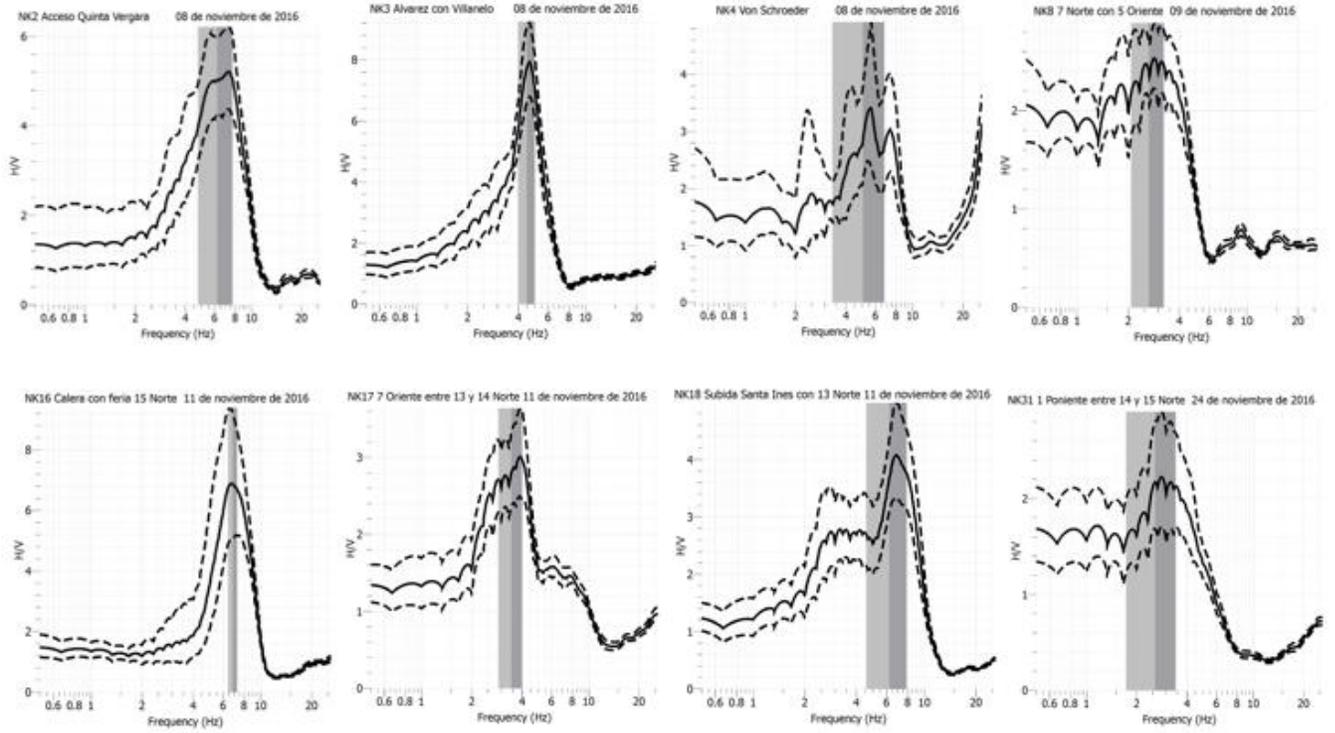


Figura 6-8: Curvas H/V de mediciones cercanas a los bordes de la cuenca.

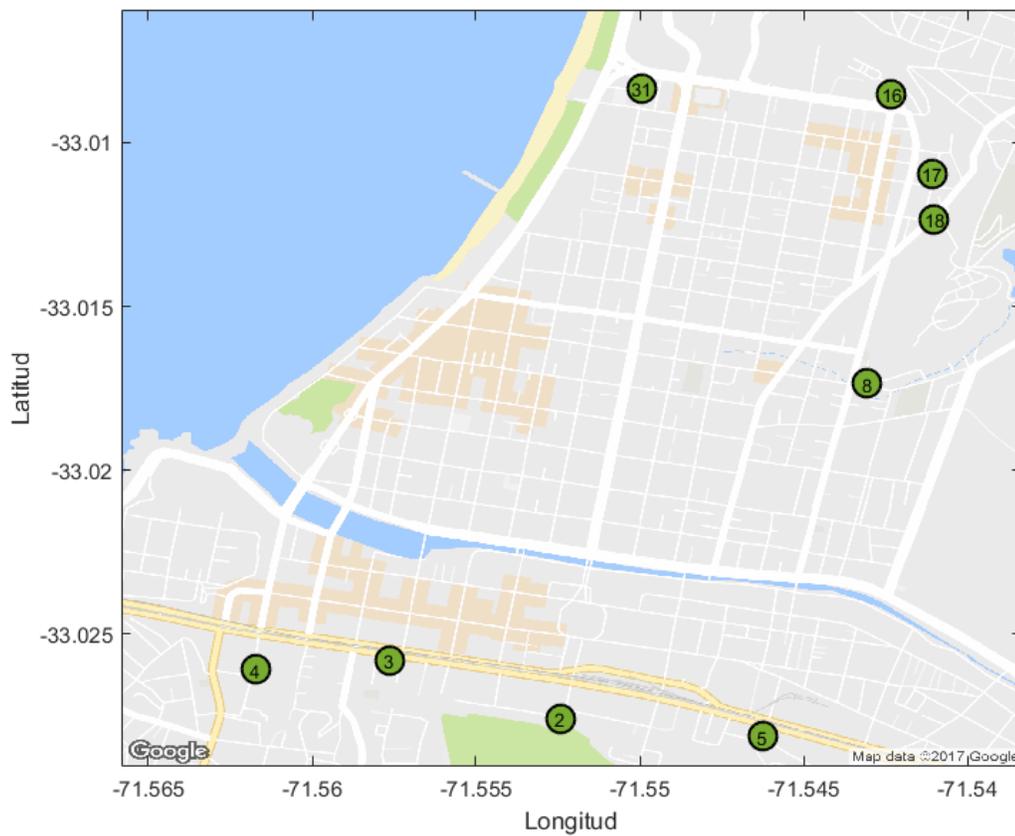


Figura 6-9: Ubicación de las mediciones cercanas a los bordes de la cuenca

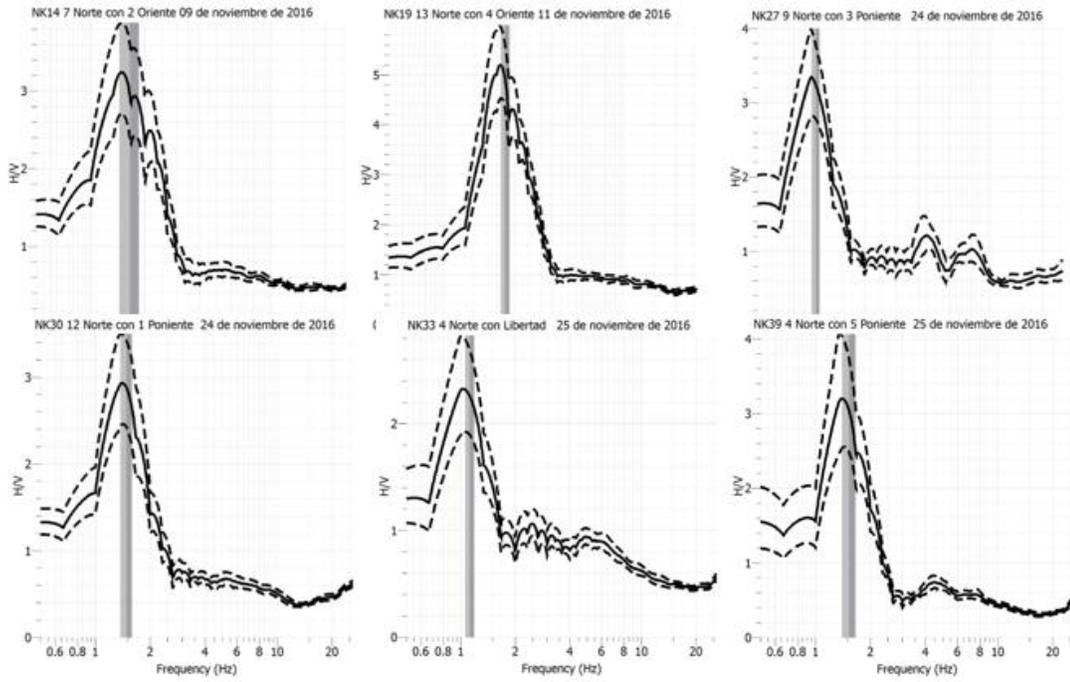


Figura 6-10: Algunas curvas H/V con peak claro

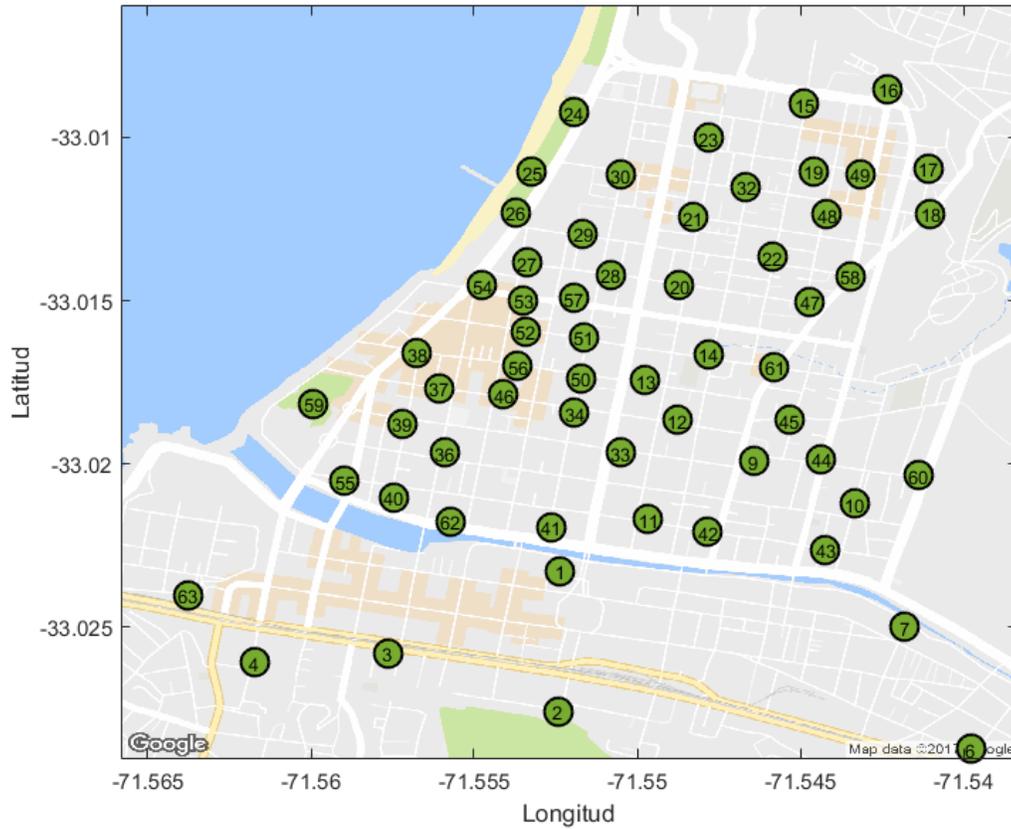
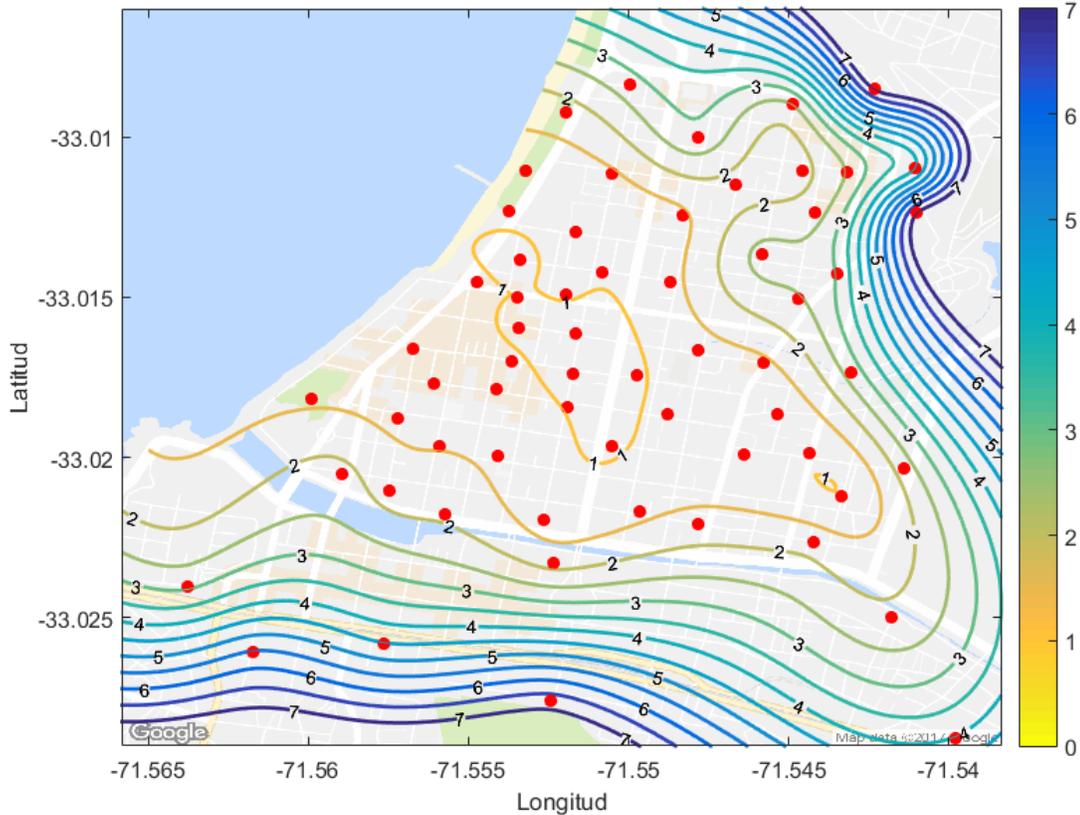


Figura 6-11: Ubicación de curvas H/V con peak claro.

## 6.4 Frecuencia y Periodo Fundamental del Suelo

Se observaron frecuencias en un rango entre 0,84 – 7,04 [Hz], equivalentes a periodos en un rango de 0,14 – 1,20 [s]. En base a los valores obtenidos y realizando una interpolación lineal se confeccionaron mapas de isofrecuencias e isoperiodos (Figura 6-12 y Figura 6-13).

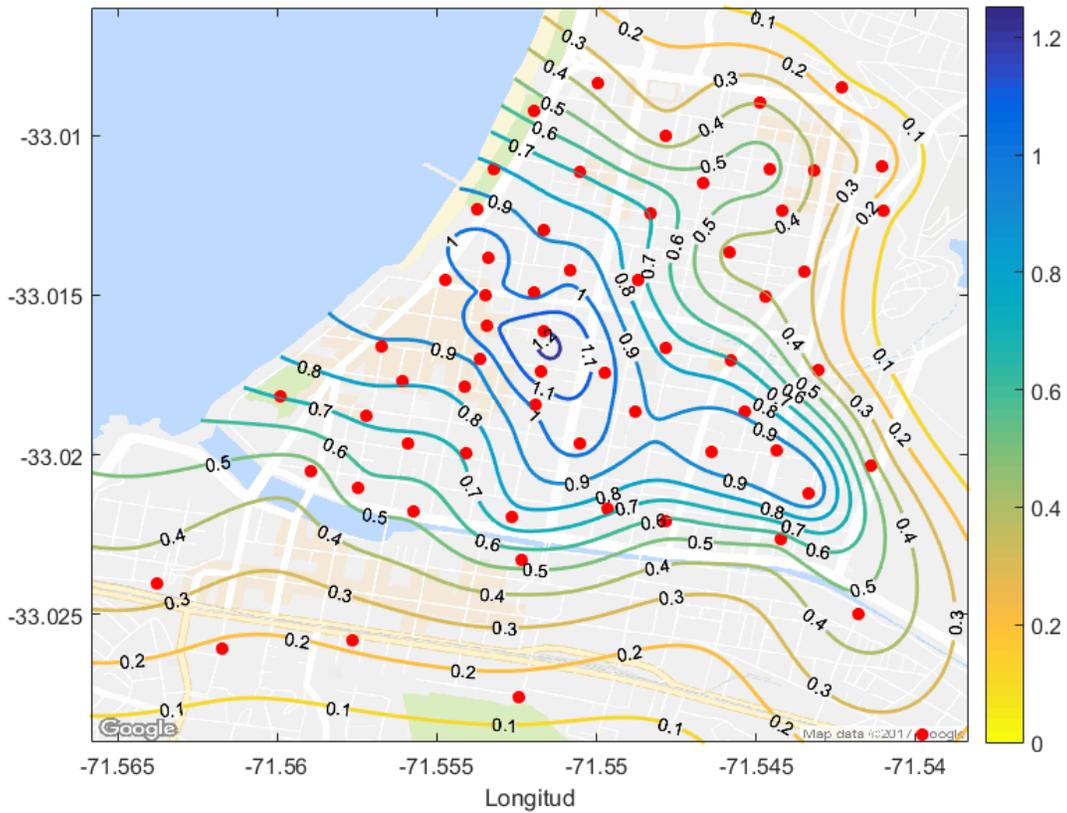
### a) Isofrecuencias



**Figura 6-12:** Mapa de Isofrecuencias.  
Fuente: Elaboración Propia

Se observa claramente que las frecuencias más bajas se presentan en el centro de la cuenca donde la profundidad es mayor y que aumentan hacia los bordes debido a la disminución de la profundidad de los sedimentos. En general se observan frecuencias entre 0,8-3 [Hz] en el sector Plan. Las frecuencias entre 3-7 [Hz] corresponden a mediciones en los bordes de la cuenca o en los cerros. En términos de frecuencia no se logra una caracterización precisa del sector central de la cuenca ya que el rango observado en este sector es pequeño en relación al rango observado en toda la zona.

## b) Isoperiodos



**Figura 6-13:** Mapa de Isoperiodos.

Fuente: Elaboración Propia

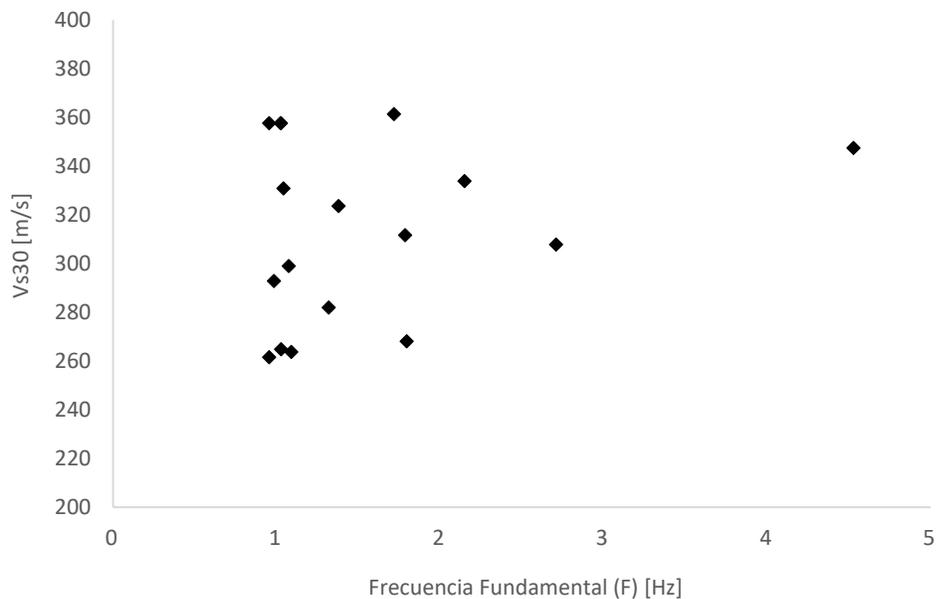
El mapeo de periodos permite una identificación más precisa del comportamiento dinámico del suelo en el centro de la cuenca. Al presentar un rango menor es posible identificar que el sector central de la cuenca presenta periodos entre los 0,4 y 1,1 [s], mientras que los periodos entre 0,1 y 0,4 [s] corresponden a mediciones en los bordes y en los cerros.

Los periodos más altos se observan en el centro de la cuenca y disminuyen hacia los bordes, donde la profundidad es menor. Al comparar con los valores obtenidos por Carrasco y Nuñez (2013) se observa que los valores son muy similares.

## 6.5 Relación Vs30 – Frecuencia Fundamental

Teniendo en consideración la tecnología disponible a lo largo del país, en el Decreto 61 se optó por centrar la clasificación sísmica de suelos en el parámetro de rigidez a bajas deformaciones que se estima más relevante en una primera aproximación, correspondiente a la velocidad de ondas de corte promedio de los 30 metros superiores del terreno.

Dentro de sus limitaciones, el parámetro  $V_{s30}$  no toma en consideración la configuración de los estratos de suelo en profundidad, lo que lo hace poco confiable en algunas situaciones. Por ejemplo, al analizar dos configuraciones de depósitos de suelos de igual  $V_s$  pero diferente distribución en profundidad se observa que las frecuencias fundamentales son completamente diferentes. Aunque generalmente la distribución de la velocidad de onda de corte es creciente con la profundidad, existen configuraciones con estratos intermedios de baja rigidez y espesor variable que alteran la frecuencia fundamental, lo que puede ser detectado por un ensayo SPT. Lo anterior puede notarse al realizar una correlación entre  $V_{s30}$  y frecuencia fundamental en el sector en estudio. Los resultados se muestran en la Figura 6-14. Se observa que no hay relación alguna entre ambas variables.



**Figura 6-14:** Correlación entre Frecuencia fundamental y Vs30.

Debido a lo expuesto anteriormente se recomienda considerar la información de sondajes y la frecuencia fundamental estimada con el método de Nakamura además de  $V_{s30}$  como indicadores principales del comportamiento dinámico del suelo. Aunque el método estima frecuencias a bajos niveles de deformación se considera una buena aproximación del comportamiento sísmico del suelo. Teniendo en consideración lo anterior se puede implementar un plan de uso de suelos para evitar construir estructuras con frecuencias de vibración cercanas a la frecuencia fundamental del suelo.

## 6.6 Profundidad del Basamento Rocoso

A partir de la relación frecuencia–profundidad derivada del análisis de propagación de ondas es posible obtener la profundidad en cada sitio donde la frecuencia fundamental es conocida. Las profundidades obtenidas fueron contrastadas con tres puntos de control con profundidad conocida mediante sondajes. Los resultados son los siguientes:

**Tabla 8:** Comparación de profundidades obtenidas con profundidades conocidas mediante sondajes.

Medición	Sondaje	H Real [m]	Frecuencia [Hz]	H calculada [m]	Error
55	1N/6P Plaza México	32	2,148	38	18%
8	7N/5O	26	2,708	28	8%
4	Edif. Miramar II	12	5,561	11	8%

Al minimizar el error cuadrático medio se obtiene un factor de corrección para la frecuencia  $\emptyset = 1,05$ . Luego, la relación frecuencia profundidad ajustada y definitiva para el sector Plan de Viña del Mar es:

$$H = 102 (1,05 * F)^{-1,296}$$

Ecuación 6-2

O expresada de otra forma:

$$H = 96 F^{-1,296}$$

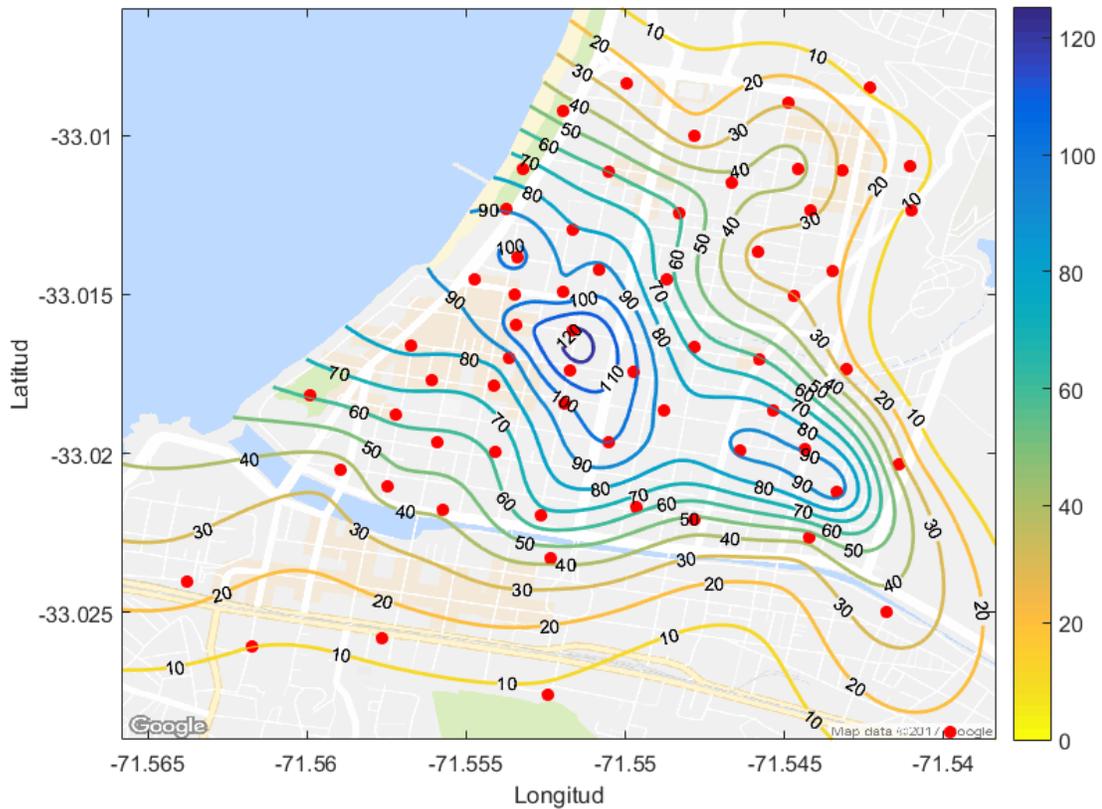
Ecuación 6-3

Los resultados obtenidos utilizando la relación anterior se muestran en la Tabla 9:

**Tabla 9:** Comparación de profundidades obtenidas con relación ajustada con profundidades conocidas mediante sondajes.

Relación Ajustada					
Medición	Sondaje	H Real [m]	Frecuencia [Hz]	H calculada [m]	Error
55	1N/6P Plaza México	32	2,148	36	11%
8	7N/5O	26	2,708	26	1%
4	Edif. Miramar II	12	5,561	10	13%

Utilizando la relación frecuencia-profundidad ajustada se obtienen las profundidades para todos los puntos de medición. Realizando una interpolación lineal se obtiene un mapa de la morfología del basamento rocoso:



**Figura 6-15:** Morfología del basamento rocoso.  
Fuente: Elaboración Propia

Se observa una forma de cuenca típica de valles fluviales con desembocadura en delta y una profundidad máxima de 120 metros en el centro de ésta.

Al comparar las profundidades obtenidas con las propuestas por Verdugo (1995) se observa que en forma son similares pero difieren en valores. En general, Verdugo obtiene profundidades mayores: máxima de 175 metros en el centro de la cuenca y mínima de 25 metros en los bordes. Al comparar con los resultados obtenidos por Podestá y Saez (2016) se observa que la morfología es bastante similar y los valores son cercanos, con diferencias de aproximadamente 10 metros.

Con objetivo de evaluar la efectividad local del método se obtuvieron las profundidades para sitios con  $V_s$  conocido (profundidad local). En la Tabla 10 se muestran las profundidades calculadas y sus respectivos errores respecto a las profundidades obtenidas con el modelo zonal. En general, la correspondencia entre el modelo zonal y local es buena, aunque existen 4 mediciones con errores superiores al 100%, las que se encuentran relativamente cerca de los bordes de la cuenca. Sin considerar esas 4 mediciones, el error relativo promedio entre el modelo zonal y local es de 24%. Las diferencias pueden explicarse tanto por irregularidades locales de la rigidez del suelo en profundidad como por errores en la medición de la velocidad de onda de corte. Por ejemplo, en el caso de la medición 55 (Plaza México) la estimación de profundidad del

modelo zonal obtiene un error del 11% respecto a la profundidad real, mientras que el modelo local un error de 367%, por lo que en este caso se puede afirmar que la medición del perfil  $V_s$  en ese punto no es confiable. Se recomienda realizar sondajes en los sitios donde  $V_s$  es conocido para poder comparar los resultados de ambos modelos y determinar el motivo real de las diferencias entre ellos.

**Tabla 10:** Profundidades Locales.

<b>Medición</b>	<b>Ubicación</b>	<b>Frecuencia [Hz]</b>	<b>Periodo [s]</b>	<b>Profundidad Zonal [m]</b>	<b>Profundidad Local [m]</b>	<b>Error Relativo</b>
3	Alvarez/Villanelo	4,53	0,22	14	15	8%
9	4 Norte/Quillota	1,04	0,96	91	116	29%
10	6 Oriente/3 Norte	1,03	0,97	93	488	432%
11	2 Norte/2 Oriente	1,38	0,73	63	73	15%
12	5 Norte ente 2 y 3 Oriente	1,09	0,92	86	108	27%
13	6 Norte entre Libertad y 1 O	0,95	1,05	102	104	3%
24	San Martín/14 Norte	1,80	0,56	45	69	54%
27	9 Norte/3 Poniente	0,95	1,05	102	126	25%
34	5 Norte/1 Poniente	0,98	1,02	98	99	2%
40	1 Norte/5 Poniente	1,79	0,56	45	65	45%
41	1 Norte/1 Poniente	1,32	0,76	67	73	9%
42	2 Norte/Quillota	1,72	0,58	48	154	225%
54	8N/San Martin	1,025	0,98	93	122	32%
55	1N/6P Plaza México	2,148	0,47	36	166	367%
56	6N/2-3P	1,074	0,93	87	175	102%
57	8N/1-2P	1,025	0,98	93	122	32%

## 6.7 Amplificación Sísmica

En la Figura 6-16 se muestra una interpolación de los valores peak de las curvas H/V.

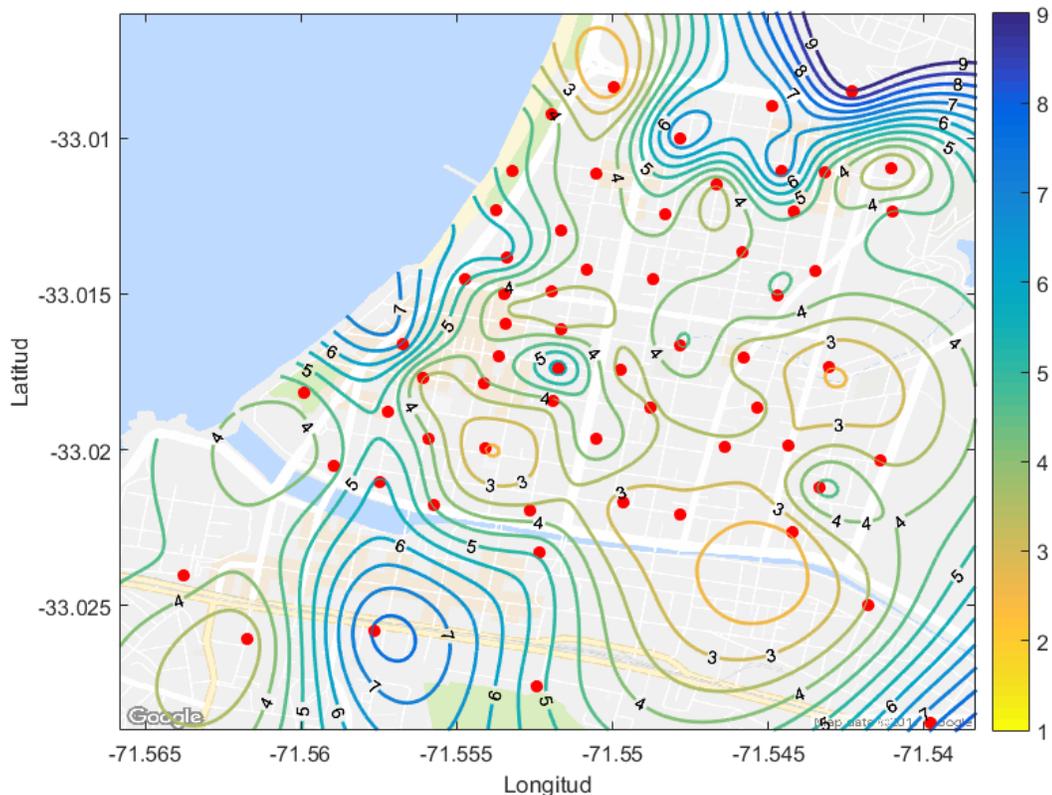
Según Nakamura (1989; 2000; 2008) la relación espectral H/V se asemeja a la función de transferencia de del suelo, por lo que el valor peak de ésta corresponde al factor de amplificación sísmica. Esto es válido si el campo de ondas del ruido ambiente está compuesto principalmente por ondas de cuerpo.

Según Bonnefoy-Claudet et al. (2006) estos valores no deben ser considerados como valores confiables de amplificación sísmica ya que cuando las relaciones H/V poseen un peak claro el campo de ondas del ruido ambiente está dominado por ondas Rayleigh, por lo que la relación H/V no se asemeja la función de transferencia y su amplitud no representa una estimación del factor de amplificación.

Por otra parte, los valores de amplificación obtenidos del análisis de propagación de ondas 1D tienen un valor mínimo de 4 en el centro de la cuenca y aumentan hacia los bordes. La validez de lo anterior es discutible ya que este análisis asume el mismo perfil  $V_S$  para toda la zona y no considera las irregularidades de rigidez locales, factor determinante en términos de amplificación, por lo que ésta no es una buena aproximación.

Finalmente, al comparar los valores de amplificación H/V y 1D se observa que no hay relación entre ambos.

En base a lo anterior y debido al desconocimiento de la composición del campo de ondas del ruido ambiente en el sector en estudio se descarta el uso de ambas metodologías y se recomienda realizar análisis de propagación de ondas basados en los perfiles  $V_S$  de cada sitio para obtener una mejor estimación de la amplificación sísmica.



**Figura 6-16:** Mapa de amplificación sísmica según método de Nakamura.

Fuente: Elaboración Propia

## 7. DISCUSION

Con motivo de proponer una nueva morfología del basamento rocoso en el sector Plan de Viña del Mar se realizaron 63 mediciones de ruido sísmico ambiente de 30 minutos cada una.

Luego del análisis de las señales se obtuvieron 62 curvas H/V. No fue posible obtener una curva de la medición 5 debido al excesivo ruido presentado en la señal, por lo que fue descartada del análisis.

De acuerdo a los criterios establecidos por SESAME (Bard y SESAME Team, 2004) las 62 curvas son confiables, 59 de ellas exhiben un peak claro y 3 presentan peak ancho. Dos de estas tres curvas están localizadas en los bordes de la cuenca y una en el centro de ésta.

Los peaks anchos pueden explicarse tanto por efectos 2D y/o 3D debidos a un campo complejo de ondas difractadas, como por irregularidades de rigidez en profundidad. Sin embargo, los valores de las frecuencias fundamentales obtenidas de estas mediciones están dentro de un rango normal respecto a las mediciones cercanas y proveen una buena estimación de la profundidad.

Las curvas H/V en sectores cercanos a los bordes de la cuenca tienden a tener un peak más ancho y/o alta amplitud en las frecuencias próximas al peak. Sin embargo, de un total de 9 mediciones cercanas a los bordes, 6 de ellas cumplen con los criterios de peak claro. Los peaks claros indican que la hipótesis de propagación unidimensional de ondas es válida y representan un alto contraste de impedancia en profundidad, implicando alta amplificación sísmica (Bonney-Claudet et al., 2008).

De acuerdo a un estudio realizado por Cornou et al. (2002), los efectos 2D y/o 3D son significativos e inducen errores considerables en la estimación de la frecuencia fundamental en cuencas con relación ancho/profundidad pequeña (valles cerrados). La cuenca del Marga-Marga en el sector en estudio tiene un ancho medio de 2,5 kilómetros y una profundidad máxima de 120 metros, por lo tanto una relación ancho/profundidad bastante grande (>20).

Dado lo anterior, la cuenca del Marga-Marga es altamente susceptible a amplificación sísmica y su geometría no posee una variación abrupta de pendiente, ya que efectos 2D y 3D no fueron reflejados considerablemente en todas las curvas H/V cercanas los bordes, aunque sí fueron observados.

Las frecuencias fundamentales obtenidas de las curvas H/V varían entre 0,84 Hz y 7,04 Hz, traducidos en un rango de periodo entre 0,14 s y 1,2 s. Las frecuencias más bajas/periodos más altos se ubican en la zona más profunda, que corresponde al eje de la cuenca y coincide con el eje de la falla Marga-Marga, mientras que las frecuencias más altas/periodos más bajos se observan en los bordes, donde la profundidad es menor.

Por otra parte, del análisis de propagación unidimensional de ondas de corte se obtuvo una relación frecuencia–profundidad característica del sector de forma  $H = \alpha F^\beta$ , con  $\alpha = 102$  y  $\beta = -1,296$ . La relación obtenida es bastante similar a relaciones propuestas por otros autores en localidades de Alemania (Ibs von Seht, 1999; Parolai et al., 2002), las que presentan el mismo marco geológico. Cabe señalar que esta relación fue obtenida utilizando un modelo de comportamiento elástico lineal del suelo y un perfil de velocidad de ondas de corte característico obtenido a partir de ensayos geofísicos DownHole y ReMi con profundidad máxima de 35 metros y extendido a toda la columna de suelo. Estos ensayos presentan una alta dispersión debido a la heterogeneidad del suelo, por lo que esta simplificación conduce a una estimación general de la morfología del basamento rocoso y puede inducir errores en sectores específicos donde el perfil  $V_S$  característico no sea representativo del lugar. Además,

se asume el mismo comportamiento bajo los 35 metros, hipótesis discutible ya que aunque generalmente la distribución de  $V_S$  es creciente en profundidad pueden existir estratos profundos de baja rigidez que alteren la respuesta en superficie.

Con el objetivo de evaluar la efectividad local del método se obtuvieron relaciones frecuencia–profundidad para sitios con información de  $V_S$  conocida (modelos locales). Algunos modelos locales indican fuertes variaciones respecto del modelo zonal en ciertos sitios, los que sugieren tener una profundidad mayor a la obtenida con el modelo zonal. En general, los modelos locales entregan un error relativo entre 2% y 55% respecto al modelo zonal, aunque existen 4 mediciones que escapan totalmente con errores entre 102% y 432%. Estas diferencias pueden explicarse tanto por irregularidades locales de rigidez como por una mala medición de la velocidad de ondas de corte. Por ejemplo, en el sector Plaza México, la estimación de profundidad del modelo zonal obtiene un error de 11% respecto a la profundidad real, mientras que el modelo local un error de 367%, por lo que en este caso se puede afirmar que la medición de  $V_S$  en ese punto no es confiable. Sin considerar las 4 mediciones con errores sobre 100%, el error medio de los modelos locales respecto al modelo zonal es de 24% y el error máximo es traducido en una diferencia de profundidad de 15 metros. Se recomienda realizar sondajes en los sitios donde se cuenta con información de  $V_S$  para conocer la profundidad real, compararla con los resultados de ambos modelos y así determinar su efectividad y confiabilidad.

Respecto a la morfología del basamento rocoso, los resultados obtenidos están de acuerdo a lo esperado: se observa una forma de cuenca con eje en la antigua traza del estero Marga-Marga, de profundidad máxima 120 metros, disminuyendo hacia los bordes. Al comparar las profundidades obtenidas con las propuestas por Verdugo (1995) se observa que en forma son similares pero difieren en valores. En general, Verdugo obtiene profundidades mayores: máxima de 175 metros en el centro de la cuenca y mínima de 25 metros en los bordes. Al comparar con los resultados obtenidos por Podestá y Saez (2016) se observa que la morfología es bastante similar y los valores son cercanos, con diferencias de aproximadamente 10 metros.

Al comparar las profundidades obtenidas por el modelo zonal con las profundidades reales conocidas mediante sondajes en tres sitios se obtiene una buena aproximación, con un error relativo entre 8% y 18%. Al minimizar el error cuadrático medio se obtiene un factor de corrección de la frecuencia  $\emptyset = 1,05$ . Luego, la relación frecuencia–profundidad ajustada es:

$$H = 96 F^{-1,296}$$

Ecuación 7-1

La cual entrega un error relativo entre 1% y 13% con un error cuadrático medio de 3%. Estos errores son traducidos en una diferencia de profundidad estimada versus real de entre 0,4 y 4 metros con una media de 2 metros. Debe considerarse que esta relación fue calibrada con tres puntos de profundidad conocida con frecuencias que varían entre 2,148 Hz y 5,561 Hz, por lo que los errores asociados son válidos en este rango. Se recomienda realizar sondajes en sectores más profundos para verificar si la relación es válida en bajas frecuencias.

Respecto a la amplificación, según Nakamura (1989, 2000, 2008) la relación espectral H/V se asemeja a la función de transferencia del suelo, por lo que el valor peak de ésta

corresponde al factor de amplificación sísmica. Esto es válido si el campo de ondas del ruido ambiente está compuesto principalmente por ondas de cuerpo.

Según Bonnefoy-Claudet et al. (2006) estos valores no deben ser considerados como valores confiables de amplificación sísmica ya que cuando las relaciones H/V poseen un peak claro el campo de ondas del ruido ambiente está dominado por ondas Rayleigh, por lo que la relación H/V no se asemeja la función de transferencia y su amplitud no representa una estimación del factor de amplificación.

Por otra parte, los valores de amplificación obtenidos del análisis de propagación de ondas 1D tienen un valor mínimo de 4 en el centro de la cuenca y aumentan hacia los bordes. La validez de lo anterior es discutible ya que este análisis asume el mismo perfil  $V_S$  para toda la zona y no considera las irregularidades de rigidez locales, factor determinante en términos de amplificación, por lo que ésta no es una buena aproximación.

Finalmente, al comparar los valores de amplificación H/V y 1D se observa que no hay relación entre ambos, lo que es esperable.

En base a lo anterior y debido al desconocimiento de la composición del campo de ondas del ruido ambiente en el sector en estudio se descarta el uso de ambas metodologías y se recomienda realizar análisis de propagación de ondas basados en los perfiles  $V_S$  de cada sitio para obtener una mejor estimación de la amplificación sísmica.

## 8. CONCLUSIONES

El suelo del sector Plan de Viña del Mar está constituido por sedimentos marino-fluviales no consolidados del cuaternario depositados por el estero Marga-Marga y la costa. Aunque su composición no es uniforme en toda la zona, se observan mayoritariamente estratos de arena limosa de clasificación USCS SP, SM y SW, aunque existen estratos arcillosos y fangosos con olor orgánico y baja resistencia de corte. Al comparar los perfiles de velocidad de ondas de corte obtenidos de ensayos DownHole y ReMi con la estratigrafía del suelo se observa que en general,  $V_S$  varía entre 180 y 400 m/s en los 30 metros superficiales de estratos arenosos. Existen algunos estratos de baja rigidez identificados en la estratigrafía que son representados por una disminución brusca de la velocidad de ondas de corte. La mayoría de los ensayos no exceden los 600 m/s excepto casos aislados y sitios que se encuentran en los bordes de la cuenca, exhibiendo velocidades mayores a profundidades donde se detectó estrato rocoso.

A partir de la información anterior se obtuvo un perfil de velocidad de ondas de corte característico del sector. Utilizando el software EERA se realizaron análisis 1D de propagación de ondas de corte y se obtuvo una relación frecuencia–profundidad característica del sector, además de relaciones frecuencia–profundidad para cada perfil  $V_S$  medido.

Se realizaron 63 mediciones de ruido sísmico ambiental de 30 minutos de duración y aplicando la técnica de Nakamura se obtuvieron las frecuencias fundamentales a partir de las curvas H/V. De acuerdo a los criterios establecidos por SESAME (Bard y SESAME Team, 2004) se obtuvieron 62 curvas confiables y 59 de ellas presentaron peak claro, lo que valida la hipótesis de propagación unidimensional de ondas de corte, representa un alto contraste de impedancia en profundidad y por lo tanto una alta susceptibilidad a amplificación sísmica.

No se observó relación alguna entre frecuencia fundamental y  $V_{S30}$ , por lo que se recomienda complementar la información del parámetro de clasificación sísmica  $V_{S30}$  con la frecuencia fundamental e información de sondajes para tener una idea más real del comportamiento sísmico del suelo.

Utilizando las frecuencias fundamentales y la relación frecuencia–profundidad obtenida del análisis de propagación de ondas se determinó la profundidad del estrato sedimentario en todos los puntos de medición. Realizando una interpolación se obtuvo la morfología del basamento rocoso, la cual presenta forma de cuenca con eje en la antigua traza del estero Marga-Marga, coincidente con la falla homónima, con una profundidad máxima de 120 metros. Al comparar con estudios anteriores se observa que la morfología es similar mientras que las profundidades difieren en valores respecto de la investigación de Verdugo (1995) y se asemejan bastante a los valores obtenidos por Podestá y Sáez (2016).

Los resultados fueron contrastados en tres sitios donde la profundidad es conocida mediante sondajes, obteniendo errores relativos entre 8% y 18% y un error cuadrático medio de 5%. Al minimizar el error se determinó un factor de corrección de la frecuencia igual a 1,05 obteniéndose una nueva relación frecuencia–profundidad con error cuadrático medio de 3% y errores relativos entre 1% y 13%, traducidos en una diferencia de profundidad media de 2 metros y máxima de 4 metros. De acuerdo a lo anterior, la estimación de la profundidad del basamento rocoso puede catalogarse como excelente, lo que indica que tanto la estimación de la frecuencia fundamental como el perfil de ondas de corte característicos obtenidos son confiables y representativos del sector.

Respecto a la amplificación, el método no es capaz de entregar estimaciones confiables de ésta, pero se ha observado en los últimos eventos sísmicos que los sectores con mayor daño

son adyacentes a la falla del Marga-Marga y coinciden con los lugares donde la profundidad es mayor. Además, la mayoría de las curvas H/V entregaron peaks claros, lo que indica un amplio contraste de impedancia entre el estrato sedimentario y el basamento rocoso e implica una alta amplificación sísmica. Se observaron algunos peaks anchos, poniendo en evidencia efectos 2D y/o 3D, aunque no fueron reflejados considerablemente en todas las curvas H/V cercanas a los bordes, lo se explica por la alta relación ancho/profundidad de la cuenca del Marga-Marga.

De acuerdo a los antecedentes anteriores se concluye que la cuenca del Marga-Marga es altamente susceptible a amplificar el movimiento sísmico debido a tres factores: amplificación por material sedimentario, forma de la cuenca (efectos 2D y 3D) y desplazamiento de la falla en profundidad.

Los resultados demuestran que el método de Nakamura es altamente efectivo en la estimación de la frecuencia fundamental del suelo y al complementarlo con información de velocidad de ondas de corte y sondajes es posible estimar la profundidad de un estrato sedimentario de manera precisa y confiable. La principal debilidad del método es que depende de la existencia de un alto contraste de impedancia entre el estrato sedimentario y el basamento rocoso para poder estimar la frecuencia fundamental de manera confiable. Debido a su bajo costo, rapidez y facilidad en la adquisición y procesamiento de datos el método es muy útil para realizar mapeos de frecuencias y profundidades en áreas extensas tanto urbanas como rurales. Además, proporciona información importante para planificación de uso de suelos de forma de evitar construir edificaciones con periodos de vibración similares al periodo del suelo.

## 9. REFERENCIAS

1. Aguirre, C. y Pérez, P. (2003) *Microzonificación de los sectores planos de viña del mar basada en la Amplificación del movimiento del suelo*.
2. Amorosi, A., Boldini, D., & Elia, G. (2010). Parametric study on seismic ground response by finite element modelling. *Computers and Geotechnics*, 37(4), 515-528.
3. Astroza, I. & Monge, E. (1989) *Aumento de Intensidades Según las Características Geológicas de los Suelos de Fundación, Sismo del 3 de Marzo de 1985*. AUCH 5ta serie N° 21, Santiago, Chile.
4. Baquedano, F. (2012) *Frecuencia Predominante De Los Suelos De Valparaíso viña Del Mar Y Propuesta De Microzonificación Preliminar*, VII Congreso Chileno de Geotecnia. Congreso llevado a cabo en Concepción, Chile.
5. Bard, P. Y. (1999). *Microtremor measurements: a tool for site effect estimation. The effects of surface geology on seismic motion*, 3, 1251-1279.
6. Bard, P.Y., and SESAME-Team (2004) *Guidelines for the implementation for the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations-measurements, processing and interpretations*, SESAME European research project EVG1-CT-2000-00026, Recuperado de <http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr>.
7. Bardet, J. P., Ichii, K., & Lin, C. H. (2000). *EERA: a computer program for equivalent-linear earthquake site response analyses of layered soil deposits*. University of Southern California, Department of Civil Engineering.
8. Bindi, D., Parolai, S., Enotarpi, M., Spallarossa, D., Augliera, P., & Cattaneo, M. (2001). *Microtremor H/V spectral ratio in two sediment-filled valleys in western Liguria (Italy)*. *Boll. Geof. Teor. Appl*, 42(3-4), 305-315.2001
9. Bonnefoy-Claudet, S., Cornou, C., Kristek, J., Ohrnberger, M., Wathelet, M., Bard, P. Y., & Cotton, F. (2004, August). *Simulation of seismic ambient noise: I. Results of H/V and array techniques on canonical models*. In Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering, Vancouver, Canada, 1–6 August.
10. Bonnefoy-Claudet, S., Cotton, F., & Bard, P. Y. (2006). *The nature of noise wavefield and its applications for site effects studies: A literature review*. *Earth-Science Reviews*, 79(3), 205-227.
11. Bonnefoy-Claudet, S., Baize, S., Bonilla, L. F., Berge-Thierry, C., Pasten, C., Campos, J., & Verdugo, R. (2008). *Site effect evaluation in the basin of Santiago de Chile using ambient noise measurements*. *Geophysical Journal International*, 176(3), 925-937.
12. Borchardt, R. D. (1994). Estimates of site-dependent response spectra for design (methodology and justification). *Earthquake spectra*, 10(4), 617-653.

13. Carrasco, O. y Nuñez, C. (2013). *Microzonificación Sísmica de la Ciudad de Viña del Mar* (Tesis de pregrado). Universidad Técnico Federico Santa María, Valparaíso, Chile.
14. Cornou, C., Kristek, J., Ohrnberger, M., Di Giulio, G., Schissele, E., Guillier, B., & Moczo, P. (2004, August). Simulation of seismic ambient vibrations: II. H/V and array techniques for real sites. In Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering, Vancouver, Canada, August 2004, Paper (Vol. 1130).
15. CSN (2013), *Sismicidad y terremotos en Chile*. Centro Sismológico Nacional, Universidad de Chile
16. Delgado, J., Casado, C. L., Estevez, A., Giner, J., Cuenca, A., & Molina, S. (2000). *Mapping soft soils in the Segura river valley (SE Spain): a case study of microtremors as an exploration tool*. Journal of Applied Geophysics, 45(1), 19-32.
17. Díaz Labbé, F. (2009). *Consolidado sismo destructivo del 3 de marzo de 1985*.
18. Field, E. H., Clement, A. C., Jacob, K. H., Aharonian, V., Hough, S. E., Friberg, P. A., ... & Abramian, H. A. (1995). *Earthquake site-response study in Giumri (formerly Leninakan), Armenia, using ambient noise observations*. Bulletin of the Seismological Society of America, 85(1), 349-353.
19. Fnais, M. S., Abdelrahman, K., & Al-Amri, A. M. (2010). *Microtremor measurements in Yanbu city of Western Saudi Arabia: A tool for seismic microzonation*. Journal of King Saud University-Science, 22(2), 97-110.
20. Franklin, R., Caselles Magallón, J. O., Canas Torres, J. A., Clapes Boixader, J., Pujades Beneit, L., Navarro, M., & de la Vega, M. (2006). *Estimación de la respuesta de sitio mediante el metodo del cociente espectral aplicado a ruido ambiental: aplicación a la Ciutat Vella de Valencia*. Revista internacional de métodos numéricos.
21. Grimme, K., & Sch, L. A. (1964). *El suelo de fundación de Valparaíso y Viña del Mar: Provincia de Valparaíso*. Instituto de Investigaciones Geológicas.
22. Guillier, B., Cornou, C., Kristek, J., Moczo, P., Bonnefoy-Claudet, S., Bard, P. Y., & Fäh, D. (2006, August). *Simulation of seismic ambient vibrations: does the H/V provide quantitative information in 2D-3D structures*. In Third international symposium on the effects of surface geology on seismic motion Grenoble, France (Vol. 30).
23. Guéguen, P., Cornou, C., Garambois, S., & Banton, J. (2007). *On the limitation of the H/V spectral ratio using seismic noise as an exploration tool: application to the Grenoble valley (France), a small apex ratio basin*. Pure and Applied Geophysics, 164(1), 115-134.
24. Hashash, Y., Phillips, C., & Groholski, D. R. (2010). *Recent advances in non-linear site response analysis*.

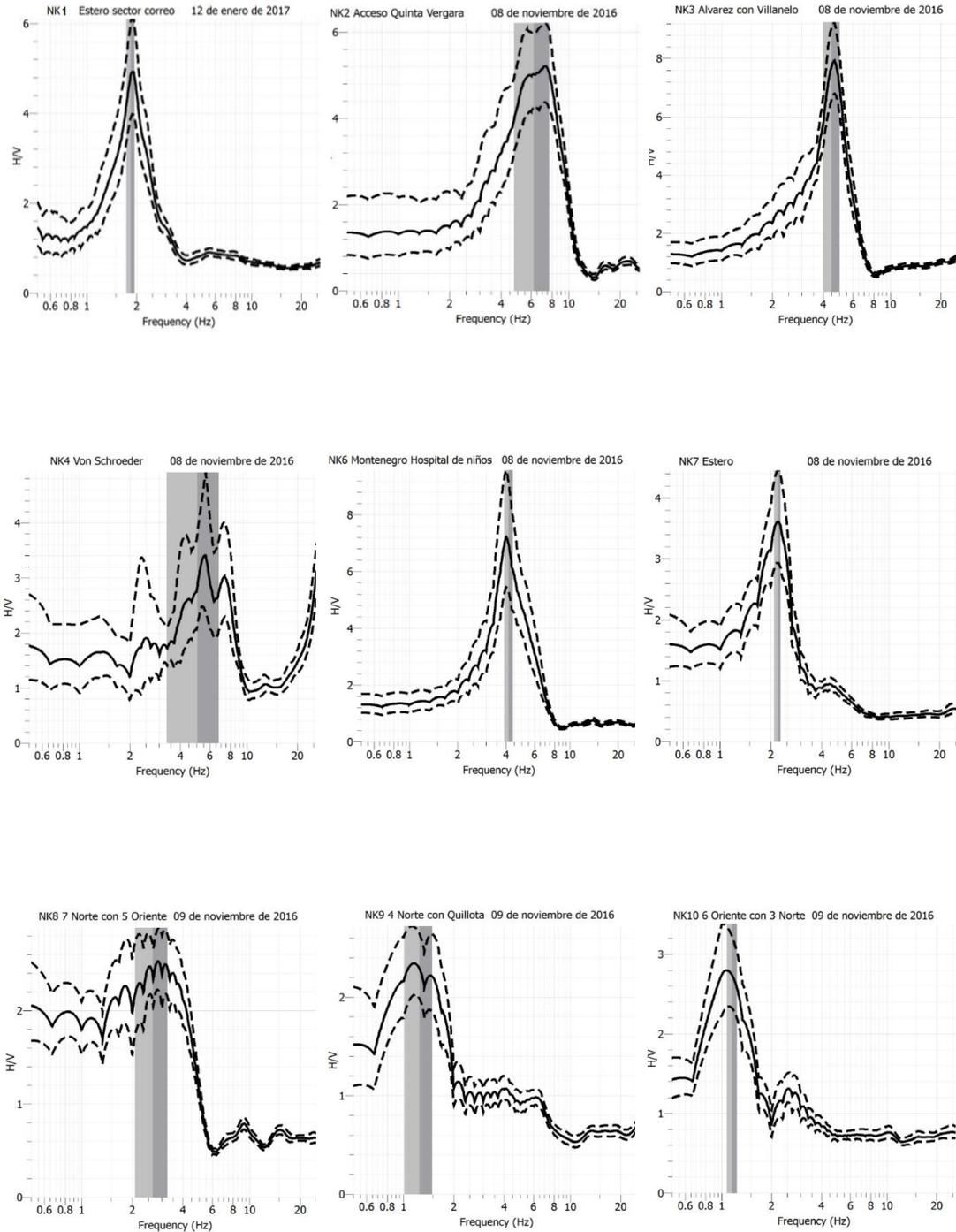
25. Ibs-von Seht, M., & Wohlenberg, J. (1999). *Microtremor measurements used to map thickness of soft sediments*. Bulletin of the Seismological Society of America, 89(1), 250-259.
26. INPRES (2015), *Terremotos*. Recuperado de <http://contenidos.inpres.gov.ar/docs/Terremotos.pdf>
27. Konno, K., & Ohmachi, T. (1998). *Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor*. Bulletin of the Seismological Society of America, 88(1), 228-241.
28. Kramer, S. L. (1996). *Geotechnical earthquake engineering*. Pearson Education India.
29. Lachet, C., & Bard, P. Y. (1994). *Numerical and Theoretical Investigations on the Possibilities and Limitations of Nakamura's Technique*. Journal of Physics of the Earth, 42(5), 377-397.
30. Lachet, C., Hatzfeld, D., Bard, P. Y., Theodulidis, N., Papaioannou, C., & Savvaidis, A. (1996). *Site effects and microzonation in the city of Thessaloniki (Greece) comparison of different approaches*. Bulletin of the Seismological Society of America, 86(6), 1692-1703.
31. Lane, J. W., White, E. A., Steele, G. V., Cannia, J. C., & Williams, J. H. (2008, September). *Estimation of bedrock depth using the horizontal-to-vertical (H/V) ambient-noise seismic method*. In Near Surface 2008-14th EAGE European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics.
32. LeBrun, B., Duval, A. M., Bard, P. Y., Monge, O., Bour, M., Vidal, S., & Fabriol, H. (2004). *ismic microzonation: a comparison between geotechnical and seismological approaches in Pointe-à-Pitre (French West Indies)*. Bulletin of Earthquake Engineering, 2(1), 27-50.
33. Lermo, J., & Chávez-García, F. J. (1994). *Are microtremors useful in site response evaluation?*. Bulletin of the seismological society of America, 84(5), 1350-1364.
34. Lermo, J., & Chávez-García, F. J. (1993). *Site effect evaluation using spectral ratios with only one station*. Bulletin of the seismological society of America, 83(5), 1574-1594.
35. Leyton, F., Ruiz, S., Sepúlveda, S. A., Contreras, J. P., Rebolledo, S., & Astroza, M. (2013). *Microtremors' HVSR and its correlation with surface geology and damage observed after the 2010 Maule earthquake (Mw 8.8) at Talca and Curicó, Central Chile*. Engineering geology, 161, 26-33.
36. Mancilla, C. (2013) *“Respuesta Sísmica del Suelo en el Centro de Viña del Mar”* (Tesis de pregrado). Universidad Técnica Federico Santa María, Valparaíso, Chile.

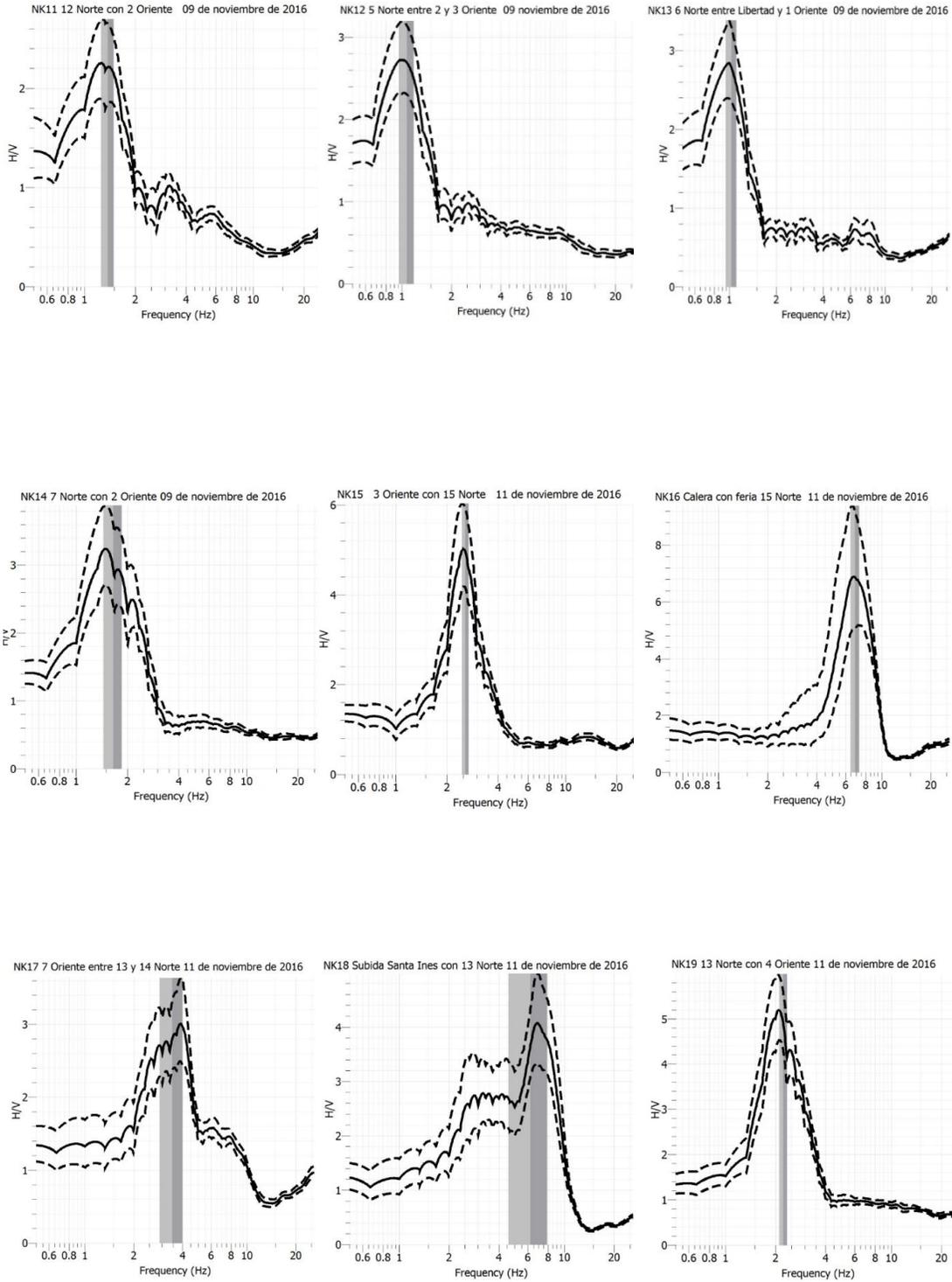
37. Mucciarelli, M., & Gallipoli, M. R. (2006). *Comparison between Vs30 and other estimates of site amplification in Italy*. In First European Conference on Earthquake Engineering and Seismology.
38. Mukhopadhyay, S., & Bormann, P. (2004). *Low cost seismic microzonation using microtremor data: an example from Delhi, India*. *Journal of Asian Earth Sciences*, 24(3), 271-280.
39. Muñoz, E. (2013) "*Susceptibilidad de Remociones en Masa y de Respuesta Sísmica Asociada a Fallas Mayores en Zonas Urbanas. Estudio de caso en Viña del Mar*" (Tesis de Magister). Universidad de Chile, Santiago, Chile.
40. Muñoz, E. *Curso Geología*, Universidad Técnica Federico Santa María, 2013
41. Nakamura, Y. (1989). *A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface*. *Railway Technical Research Institute, Quarterly Reports*, 30(1).
42. Nakamura, Y. (2000, January). *Clear identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications*. In *Proceedings of the 12th world conference on earthquake engineering* (Vol. 2656). New Zealand: Auckland.
43. Nakamura, Y. (2008, October). *On the H/V spectrum*. In *The 14th World Conference on Earthquake Engineering*, Beijing, China.
44. NCh 433 DS 61 (2011). *Ministerio de vivienda y urbanismo MINVU, Santiago, Chile*.
45. Parolai, S., & Galiana-Merino, J. J. (2006). *Effect of transient seismic noise on estimates of H/V spectral ratios*. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(1), 228-236.
46. Parolai, S., Bormann, P., & Milkereit, C. (2002). *New relationships between Vs, thickness of sediments, and resonance frequency calculated by the H/V ratio of seismic noise for the Cologne area (Germany)*. *Bulletin of the seismological society of America*, 92(6), 2521-2527.
47. Paudyal, Y. R., Yatabe, R., Bhandary, N. P., & Dahal, R. K. (2012). *A study of local amplification effect of soil layers on ground motion in the Kathmandu Valley using microtremor analysis*. *Earthquake Engineering and Engineering Vibration*, 11(2), 257-268.
48. Peña, R. (2016) *Respuesta Sísmica del Suelo en el Centro de Concepción* (Tesis de pregrado). Universidad Técnica Federico Santa María, Valparaíso, Chile.
49. Rix, G. J., Lai, C. G., Orozco, M. C., Hebel, G. L., & Roma, V. (2001). *Recent advances in surface wave methods for geotechnical site characterization*. In *proceedings of the international conference on soil mechanics and geotechnical engineering* (vol. 1, pp. 499-502). aa balkema publishers.

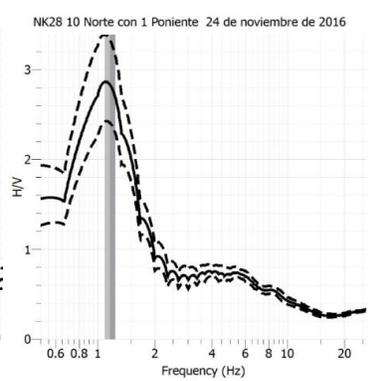
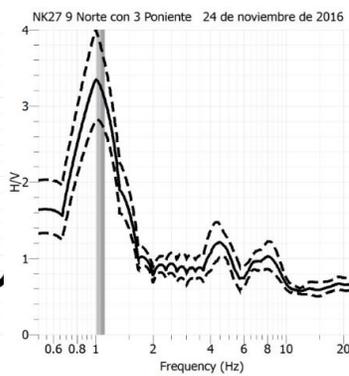
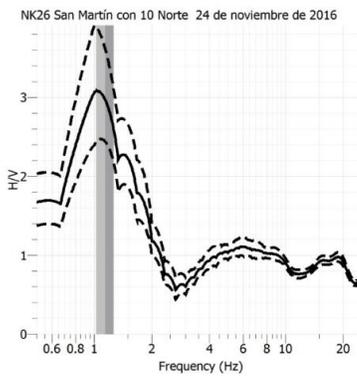
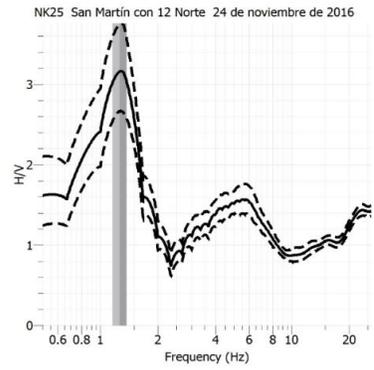
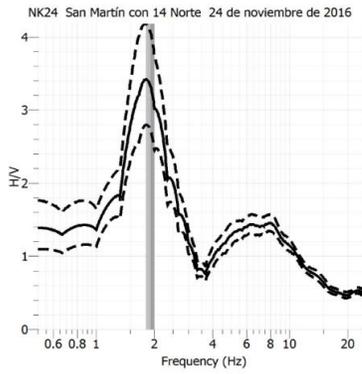
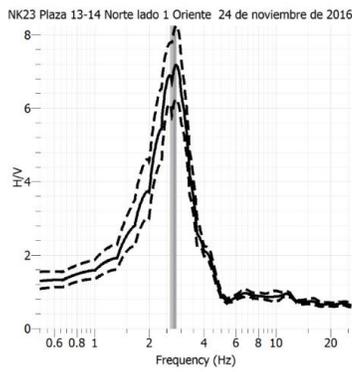
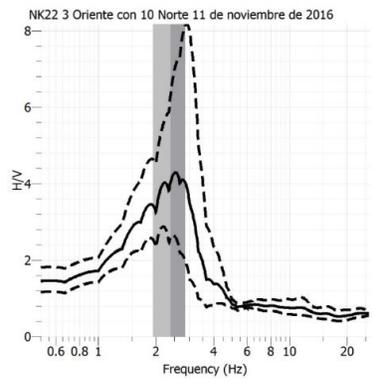
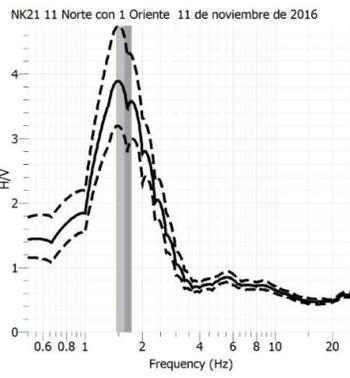
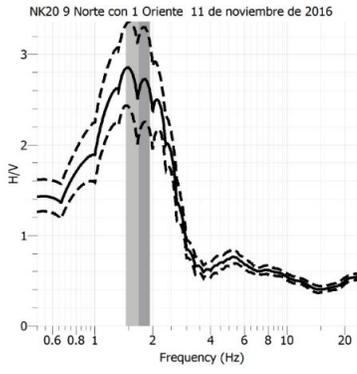
50. Rocabado, V., Schmitz, M., Hernández, J. J., & Morales, C. (2013). *Relación Entre Período Del Suelo Y Profundidad De Los Sedimentos Para La Ciudad De Caracas, Venezuela/Relationship Between Soil Period and Sediment Thickness for Caracas City, Venezuela*. Revista de la Facultad de Ingeniería Universidad Central de Venezuela, 26(2), 141-151.
51. Roy, N., Jakka, R. S., & Wason, H. R. *Effect Of Uncertainties In Site Characterization Using Surface Wave Techniques*.
52. Saragoni, R. (2011). *El mega terremoto del Maule de 2010: una lección de buena ingeniería, pero con sorpresas y nuevos desafíos*. In Anales de la Universidad de Chile (Vol. 1, No. 7, pp. 35-56). Ramón Verdugo A. Respuesta sísmica en superficie – Efecto sitio. Charla UTFSM Agosto 2014.
53. Sauter, F. (1989). *Introducción a la Sismología* (No. 693.852 S261f). San José, CR: ET, 1989.
54. Soberon, G., Frenk, J., & Sepúlveda, J. (1986). *The health care reform in Mexico: before and after the 1985 earthquakes*. American Journal of Public Health, 76(6), 673-680.
55. Sylvette, B. C., Cécile, C., Pierre-Yves, B., Fabrice, C., Peter, M., Jozef, K., & Fäh, D. (2006). *H/V ratio: a tool for site effects evaluation. Results from 1-D noise simulations*. Geophysical Journal International, 167(2), 827-837.
56. Thiers, R. (2014) *Daños en edificios de hormigón armado y su relación con el suelo-Terremoto de Chile 2010* (Tesis de pregrado y magister). Universidad Técnica Federico Santa María, Valparaíso, Chile.
57. Thorson, R. M. (1999). *La Falla 'Marga-Marga' Viña del Mar*. Universidad Técnica Federico Santa María, Valparaíso, Chile.
58. Tuladhar, R., Yamazaki, F., Warnitchai, P., & Saita, J. (2004). *Seismic microzonation of the greater Bangkok area using microtremor observations*. Earthquake engineering & structural dynamics, 33(2), 211-225.
59. Verdugo, R. Curso Dinámica de Suelos – Amplificación Sísmica. Universidad de Chile
60. Verdugo, A. (1995) *Estudio Geofísico de los Suelos de Fundación para una Zonificación Sísmica de Valparaíso y Viña del Mar* (Tesis de pregrado). Universidad de Chile, Santiago, Chile.

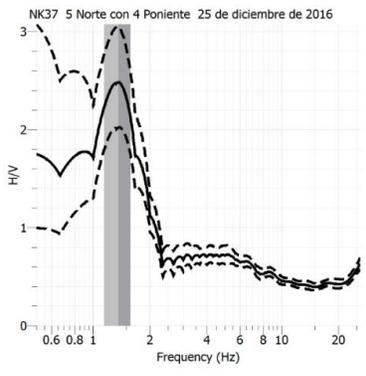
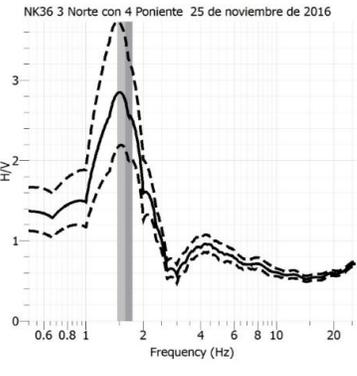
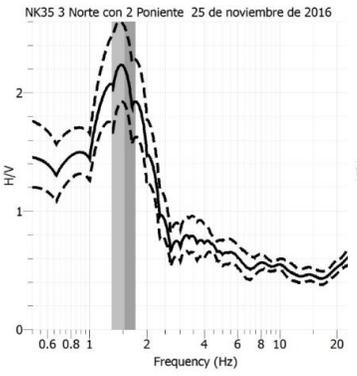
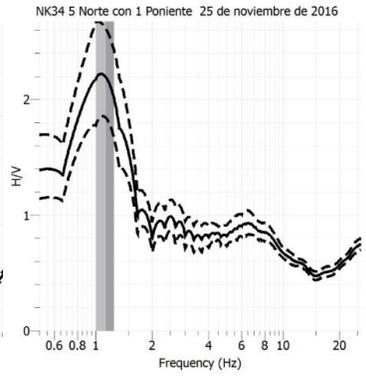
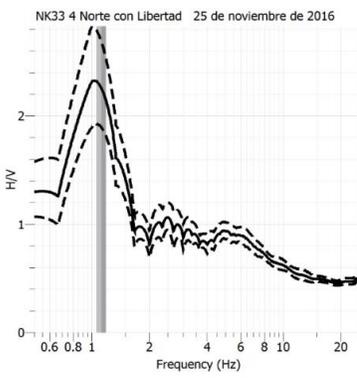
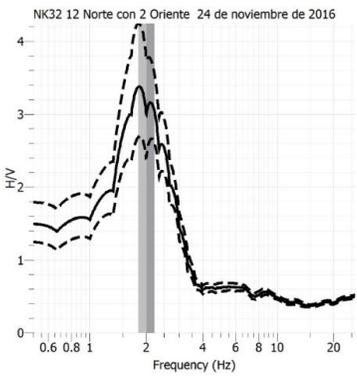
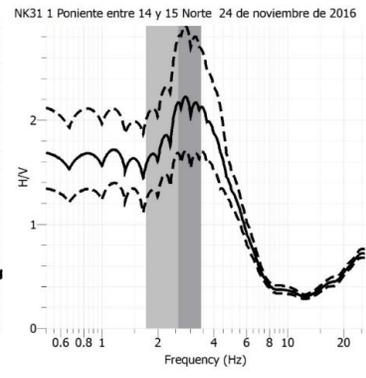
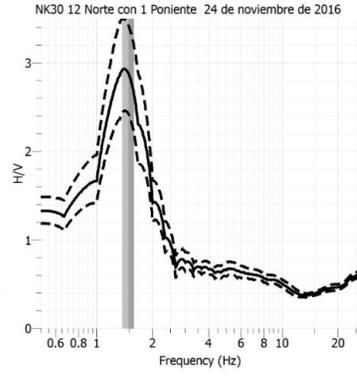
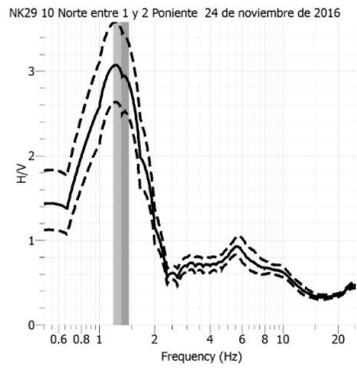
# 10. ANEXOS

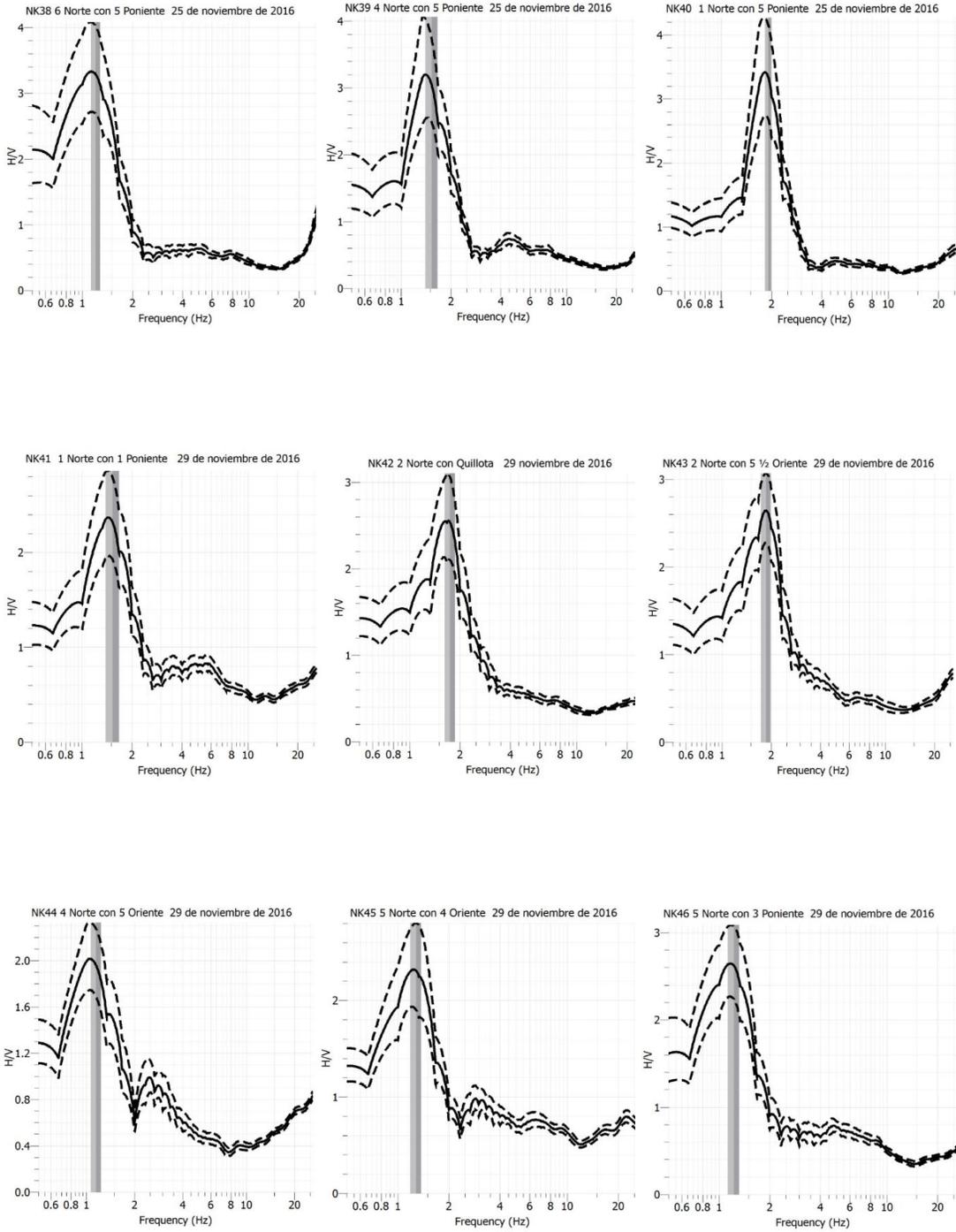
## ANEXO A: Curvas H/V

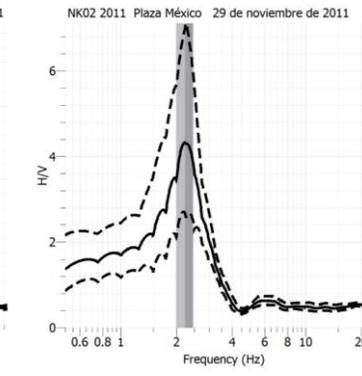
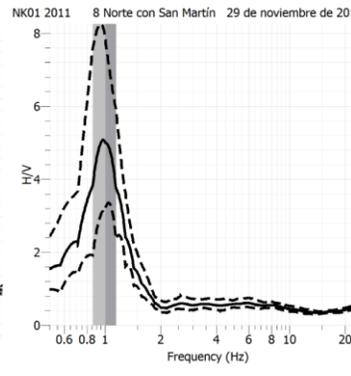
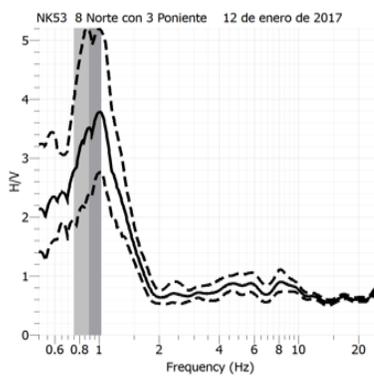
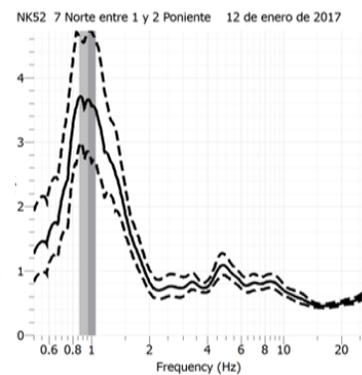
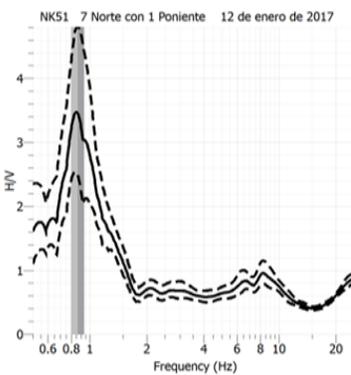
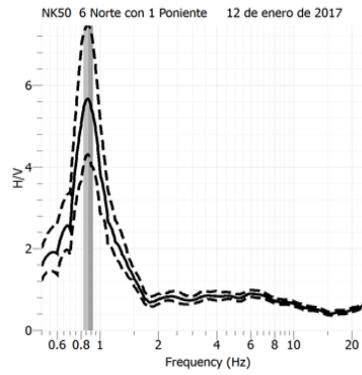
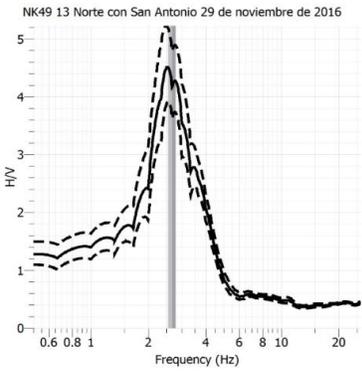
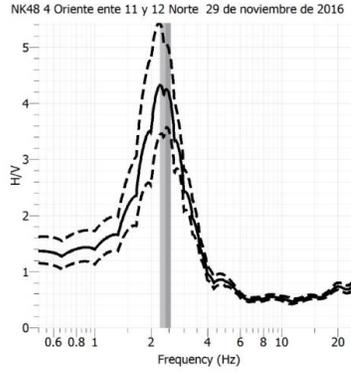
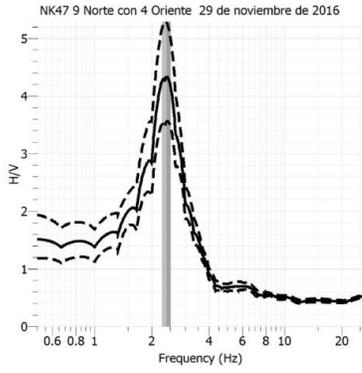


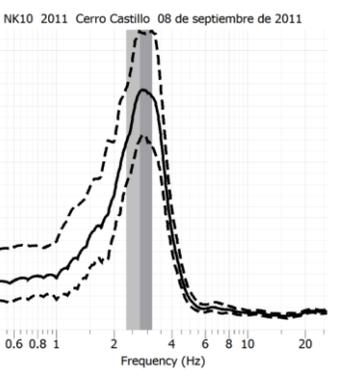
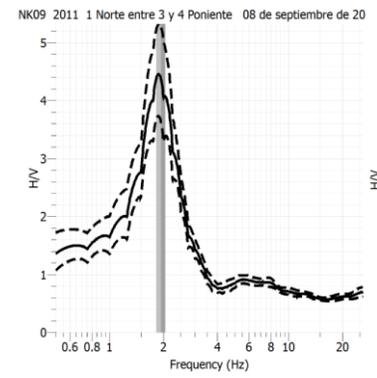
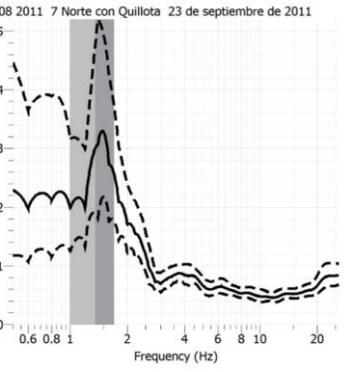
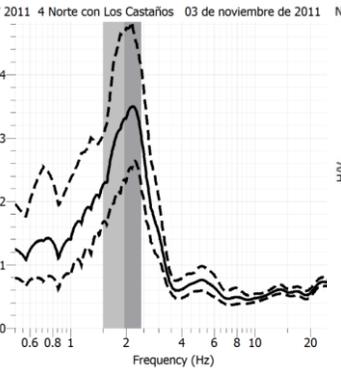
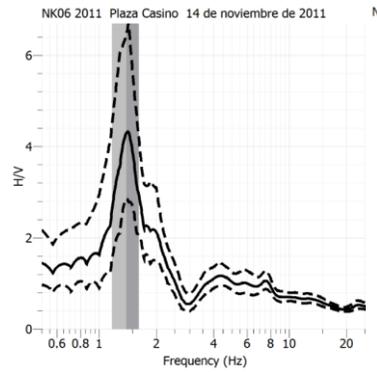
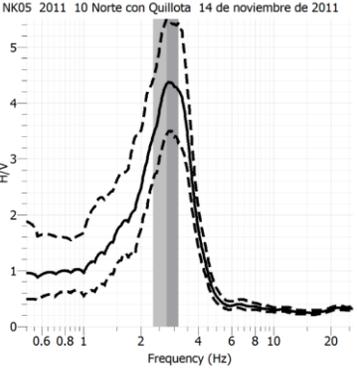
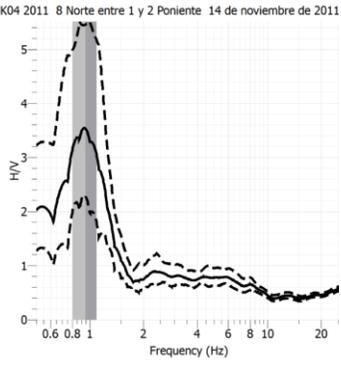
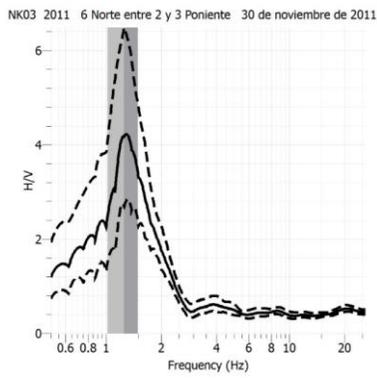












## ANEXO B: Tabla Resumen

Localización	Plan de Viña	Coordenadas		Método H/V					Profundidad Basamento Rocoso	
		S	W	Frecuencia H/V [Hz]	Periodo H/V [s]	Amplificación H/V	Confiable	Tipo Peak	Zonal	Local
1	Estero sector correo	-33,023292	-71,552356	1,848	0,541	4,89	SI	CLARO	43	-
2	Acceso Quinta Vergara	-33,027597	-71,552418	6,731	0,149	5,14	SI	CLARO	8	-
3	Alvarez con Villanelo	-33,025814	-71,557639	4,527	0,221	7,55	SI	CLARO	14	15
4	Edif. Miramar II	-33,026094	-71,561712	5,561	0,180	3,24	SI	CLARO	10	-
5	Alvarez costado Juzgado	-33,028142	-71,54625							
6	Montenegro H de niños	-33,028747	-71,539785	4,025	0,248	7,34	SI	CLARO	16	-
7	Estero	-33,024995	-71,541805	2,140	0,467	3,55	SI	CLARO	36	-
8	7 Norte con 5 Oriente	-33,017351	-71,54305	2,708	0,369	2,51	SI	DIFUSO	26	-
9	4 Norte con Quillota	-33,019929	-71,546415	1,042	0,960	3,38	SI	CLARO	91	116
10	6 Oriente con 3 Norte	-33,02122	-71,543349	1,027	0,974	4,56	SI	CLARO	93	488
11	2 Norte con 2 Oriente	-33,021704	-71,549658	1,378	0,726	2,80	SI	CLARO	63	73
12	5 Norte ente 2 y 3 Oriente	-33,018651	-71,548765	1,089	0,918	3,49	SI	CLARO	86	108
13	6 Norte entre Libertead y 1 O	-33,017444	-71,549749	0,954	1,048	3,39	SI	CLARO	102	104
14	7 Norte con 2 Oriente	-33,016636	-71,547811	1,318	0,759	4,52	SI	CLARO	67	-
15	3 Oriente con 15 Norte	-33,00897	-71,54489	2,516	0,397	6,08	SI	CLARO	29	-
16	Calera con feria 15 Norte	-33,008507	-71,542309	7,036	0,142	8,94	SI	CLARO	8	-
17	7 Oriente entre 13 y 14 Norte	-33,010956	-71,541075	3,967	0,252	3,01	SI	CLARO	16	-
18	Sub. Sta Ines con 13 Norte	-33,012338	-71,541026	6,932	0,144	4,50	SI	CLARO	8	-
19	13 Norte con 4 Oriente	-33,011039	-71,54459	1,903	0,525	6,71	SI	CLARO	42	-
20	9 Norte con 1 Oriente	-33,014534	-71,548708	1,358	0,736	3,78	SI	CLARO	64	-

21	11 Norte con 1 Oriente	-33,012453	-71,548292	1,440	0,694	4,20	SI	CLARO	60	-
22	3 Oriente con 10 Norte	-33,01367	-71,545856	2,629	0,380	3,97	SI	CLARO	27	-
23	Plaza 13-14 Norte lado 1 O	-33,010001	-71,54782	2,830	0,353	6,86	SI	CLARO	25	-
24	San Martín con 14 Norte	-33,009232	-71,551949	1,795	0,557	4,12	SI	CLARO	45	69
25	San Martín con 12 Norte	-33,011057	-71,553228	1,225	0,816	4,73	SI	CLARO	74	-
26	San Martín con 10 Norte	-33,012304	-71,553729	1,058	0,945	5,26	SI	CLARO	89	-
27	9 Norte con 3 Poniente	-33,013827	-71,553379	0,954	1,048	5,51	SI	CLARO	102	126
28	9 Norte con 1 Poniente	-33,014206	-71,550815	1,030	0,971	3,75	SI	CLARO	92	-
29	10 Norte entre 1 y 2 Poniente	-33,012943	-71,551658	1,138	0,879	4,23	SI	CLARO	81	-
30	12 Norte con 1 Poniente	-33,011152	-71,550522	1,440	0,694	3,54	SI	CLARO	60	-
31	1 Poniente entre 14 y 15 Norte	-33,00834	-71,549955	2,788	0,359	2,25	SI	DIFUSO	25	-
32	12 Norte con 2 Oriente	-33,011503	-71,546667	1,875	0,533	3,53	SI	CLARO	42	-
33	4 Norte con Libertad	-33,019648	-71,550524	0,968	1,033	4,41	SI	CLARO	100	-
34	5 Norte con 1 Poniente	-33,018435	-71,551929	0,983	1,017	3,87	SI	CLARO	98	99
35	3 Norte con 2 Poniente	-33,01997	-71,554087	1,398	0,715	2,50	SI	DIFUSO	62	-
36	3 Norte con 4 Poniente	-33,019663	-71,555901	1,483	0,674	4,03	SI	CLARO	57	-
37	5 Norte con 4 Poniente	-33,017691	-71,556067	1,234	0,810	3,50	SI	CLARO	73	-
38	6 Norte con 5 Poniente	-33,016616	-71,55674	1,126	0,888	6,44	SI	CLARO	82	-
39	4 Norte con 5 Poniente	-33,01877	-71,557195	1,379	0,725	4,84	SI	CLARO	63	-
40	1 Norte con 5 Poniente	-33,021031	-71,557475	1,785	0,560	5,54	SI	CLARO	45	65
41	1 Norte con 1 Poniente	-33,021941	-71,552652	1,318	0,759	3,65	SI	CLARO	67	73
42	2 Norte con Quillota	-33,022096	-71,547847	1,717	0,582	2,85	SI	CLARO	48	154
43	2 Norte con 5 ½ Oriente	-33,022641	-71,544225	1,795	0,557	2,60	SI	CLARO	45	-
44	4 Norte con 5 Oriente	-33,019849	-71,54437	1,058	0,945	3,05	SI	CLARO	89	-
45	5 Norte con 4 Oriente	-33,018656	-71,545346	1,138	0,879	3,65	SI	CLARO	81	-
46	5 Norte con 3 Poniente	-33,017885	-71,554105	1,192	0,839	3,93	SI	CLARO	76	-

47	9 Norte con 4 Oriente	-33,015029	-71,544702	2,470	0,405	4,50	SI	CLARO	30	-
48	4 Oriente ente 11 y 12 Norte	-33,012354	-71,544189	2,304	0,434	4,62	SI	CLARO	32	-
49	13 Norte con San Antonio	-33,011111	-71,543172	2,553	0,392	4,50	SI	CLARO	28	-
50	6 Norte con 1 Poniente	-33,01738	-71,551735	0,861	1,161	5,67	SI	CLARO	116	-
51	7 Norte con 1 Poniente	-33,016122	-71,551638	0,836	1,196	3,56	SI	CLARO	121	-
52	7 Norte entre 1 y 2 Poniente	-33,015952	-71,553427	0,927	1,079	3,64	SI	CLARO	106	-
53	8 Norte con 3 Poniente	-33,014982	-71,553484	0,997	1,003	3,76	SI	CLARO	96	-
54	8N/San Martin	-33,014543	-71,554755	1,025	0,976	5,11	SI	CLARO	93	122
55	1N/6P Plaza Mexico	-33,020522	-71,558958	2,148	0,466	4,32	SI	CLARO	36	166
56	6N/2-3P	-33,017003	-71,553662	1,074	0,931	4,26	SI	CLARO	87	175
57	8N/1-2P	-33,014931	-71,55194	1,025	0,976	3,49	SI	CLARO	93	122
58	10N/Quillota	-33,014243	-71,54347	3,076	0,325	4,37	SI	CLARO	22	-
59	Plaza Casino	-33,018157	-71,559919	1,416	0,706	4,32	SI	CLARO	61	-
60	4N/Los Castaños	-33,020344	-71,541397	2,246	0,445	3,47	SI	CLARO	34	-
61	7N/Quillota	-33,01704	-71,545807	1,416	0,706	3,29	SI	CLARO	61	-
62	1N / 3-4P	-33,021759	-71,555726	1,903	0,525	4,43	SI	CLARO	42	-
63	Cerro Castillo	-33,024034	-71,56377	2,930	0,341	4,30	SI	CLARO	24	-
<b>MIN</b>				<b>0,84</b>	<b>0,14</b>	<b>2,25</b>	<b>100%</b>	<b>95%</b>	<b>7</b>	<b>-</b>
<b>MAX</b>				<b>7,04</b>	<b>1,20</b>	<b>8,94</b>	<b>SI</b>	<b>CLARO</b>	<b>120</b>	<b>-</b>

## ANEXO C: Ensayos de Velocidad de Ondas de Corte

