

PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATOLICA DE CHILE

ESCUELA DE INGENIERIA

ESTIMACIÓN CUANTITATIVA DE LA AMENAZA SÍSMICA EN BASE A MÉTODOS GEOFÍSICOS

LAURA MARÍA MENDOZA SIÓN

Tesis para optar al grado de

Magíster en Ciencias de la Ingeniería

Profesor Supervisor:

ESTEBAN SÁEZ

Santiago de Chile, Julio, 2021

© 2021, Laura María Mendoza Sión



PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATOLICA DE CHILE

ESCUELA DE INGENIERIA

ESTIMACIÓN CUANTITATIVA DE LA AMENAZA SÍSMICA EN BASE A MÉTODOS GEOFÍSICOS

LAURA MARÍA MENDOZA SIÓN

Tesis presentada a la Comisión integrada por los profesores:

ESTEBAN SÁEZ

GONZALO YAÑEZ

GONZALO MONTALVA

LEONARDO VANCI



Para completar las exigencias del grado de

Magíster en Ciencias de la Ingeniería

Santiago de Chile, Julio, 2021

DEDICATORIA

"Nunca consideres los estudios como una obligación, sino como una oportunidad de

penetrar en el bello y maravilloso mundo del saber"

Albert Einstein

[A mis hijos Danna y Daniel].

AGRADECIMIENTOS

Mi fe dice que todo inicia con la voluntad de Dios, así que es a él a quien agradezco en primer lugar.

Agradezco a mis padres Omar y María quienes han sido pilares fundamentales para lograr esta meta ya que dejando de lado sus vidas me apoyaron y guiaron de manera incondicional. Agradezco también a mis tíos Angelita y Víctor quienes hicieron las veces de "padres" y me brindaron su cariño durante el camino hacia la obtención de este logro académico.

A mi amado esposo Danilo quien en muchas ocasiones fue mi compañero de estudios y quien me alentó y motivó para continuar dando lo mejor de mí en cada una de las actividades propias de la maestría, agradezco a mis hijos quienes son mi mayor tesoro y que de manera indirecta me han enseñado que existe tiempo para "todo" y han interiorizado en mi la frase "querer es poder".

Agradezco a mi profesor Esteban Sáez a quien admiro no solo por su alto nivel de conocimientos, sino por su gran calidad de ser humano ya que ha sabido extenderme su ayuda tanto en el ámbito académico como personal. Debo agradecer a todos los profesores con quienes recibí clases, de manera especial a los profesores Gonzalo Yáñez y Cristhian Ledezma grandes representantes de la Ingeniería en Chile.

Una palabra de aliento hace la diferencia, por lo que no puedo dejar de lado a mi prima "Marthy" y a mis hermanos que en cada llamada o en cada conversación me alentaban a llegar a la meta.

Una parte importante de mi trabajo de investigación fue la campaña de exploración geofísica, por lo cual agradezco a mis compañeros de terreno Vale, Felipe, Belén, Luis y Ronny gracias a ellos el trabajo fue más fácil, como no olvidar a los amigos que hice en la Facultad quienes además de ser compañeros se convirtieron en mi familia.

Finalmente, agradezco al CIGIDEN por la beca otorgada y al proyecto Fondef D10E1027 "Plataforma de Amenaza Sísmica SIGAS: Transferencia Tecnológica a Sernageomin, por el financiamiento para la ejecución de este trabajo de investigación.

INDICE GENERAL

| DED | DICA | ΓORIA | i |
|-----|-------|---|-----------------|
| AGF | RADE | ECIMIENTOS | ii |
| IND | ICE I | DE FIGURAS | V |
| IND | ICE I | DE TABLAS | vii |
| RES | UME | N | viii |
| ABS | TRA | СТ | ix |
| 1. | TRO | DDUCCIÓN | 1 |
| | 1.1 | Antecedentes y motivación de la investigación | 1 |
| | 1.2 | Alcances de la Investigación | 4 |
| | 1.3 | Hipótesis | 6 |
| | 1.4 | Objetivo General | 6 |
| | 1.5 | Objetivos Específicos | 6 |
| 2. | Met | odologia | 7 |
| | 2.1 | Geología | |
| | 2.2 | Sismicidad y segmentación sismotectónica | |
| | 2.3 | Categorización sísmica | 11 |
| | 2.4 | Microzonificación sísmica | 16 |
| | 2.5 | Métodos geofísicos | 17 |
| | 2.5. | 1 Métodos Sísmicos | |
| | 2.5. | 2 Método de la Razón Espectral H/V para estimar el periodo pred | dominante de un |
| | | sitio | |
| | 2.5. | 3 Método gravimétrico | |
| | 2.6 | Leyes de atenuación | |
| | 2.7 | Evaluación del riesgo sísmico: Plataforma Seismic Hazard | |
| 3. | DES | SCRIPCION GEOLOGICA DEL AREA DE ESTUDIO | 40 |
| | 3.1 | Geología de Valparaíso | |
| | 3.2 | Geología de Viña del Mar | |

| 4. | TRABAJOS DE TERRENO | 46 |
|------|--|----|
| | 4.1 Toma de datos | 51 |
| 5. | INTERPRETACION DE ENSAYOS GEOFISICOS | 52 |
| | 5.1 Medición del perfil de velocidades de las ondas de corte | 52 |
| | 5.2 Medición del periodo predominante del suelo | 54 |
| | 5.3 Campaña gravimétrica | 57 |
| 6. | ZONIFICACIÓN SÍSMICA | 63 |
| 7. | DISCUSION DE RESULTADOS | 70 |
| 8. | CONCLUSIONES | 74 |
| 9. | TRABAJO FUTURO | 76 |
| BIBI | LIOGRAFIA | 77 |

INDICE DE FIGURAS

| Figura 1-1: Área de Estudio entre Los Vilos y San Antonio 5 |
|--|
| Figura 2-1: Diagrama de las actividades realizadas en la investigación |
| Figura 2-2: Zona de Subducción Fuente: Centro sismológico Nacional |
| Figura 2-3: Grandes terremotos del centro de Chile. Las barras sólidas representan la |
| longitud de ruptura (Modificado de Bravo et al., 2019). Los rectángulos blancos |
| representan las tres asperezas sísmicas cerca de la zona de estudio definida por Yáñez et al |
| (2020) |
| Figura 2-4: a) Ubicación del epicentro y estaciones sísmicas (Semblat & Pecker, 2009), b) |
| Comparación de la amplificación del movimiento sísmico en suelos blandos (línea de color |
| rojo versus suelos rígidos línea de color azul), (Mayoral et, 2019) 13 |
| Figura 2-5: Clasificación sísmica de acuerdo al parámetro dinámico Vs30, para Estados |
| Unidos (ASCE7-10), Países de la Unión Europea (EUROCODE8) y Chile (NCh433 DS61) |
| Fuente: Modificado de Verdugo, 2018 14 |
| Figura 2-6: Líneas de color rojo espectro registrado en la estación sismológica de |
| Concepción y con líneas de color negro el espectro que se muestra en la norma NCh433 |
| (Verdugo, 2016) |
| Figura 2-7:Velocidad de fase para distintas longitudes de ondas en un semi-espacio |
| homogéneo (izquierda) y en un medio estratificado (derecha) (Strobbia, 2003) 20 |
| Figura 2-8:. Esquema MASW con fuente activa (Park et al., 1999) |
| Figura 3-1: Geología de las ciudades de Valparaíso y Viña del Mar Fuente: Modificado de |
| Gana et al. (1996) y Wall el al. (1996) |
| Figura 4-1: Tipos de arreglos de Geófonos empleados para la investigación tanto para |
| mediciones lineales como bidireccionales. Fuente: Modificado de (Sáez, 2018) 49 |
| Figura 4-2: Ubicación de los terrenos en las ciudades de Valparaíso y Viña del Mar 50 |
| Figura 4-3: a) Medición pasiva de las velocidades de las ondas de corte b) Medición activa |
| de las velocidades de las ondas de corte c) Medición del periodo predominante del suelo 51 |
| Figura 5-1: Resultados de un ensayo de Medición de la velocidad de las ondas de corte 53 |
| Figura 5-2: Resultados de los ensayos mediante la técnica de Nakamura |

| Figura 5-3: Mapa de resultados de los valores de Vs30 o Vs<900 m/sg2 para la zona de |
|---|
| Viña del Mar y Valparaíso 56 |
| Figura 5-4: Mapa de resultados de los valores de T0 (periodo elástico del suelo) y |
| amplitudes máximas estimadas |
| Figura 5-5: Mapa de variación de la gravedad y Valores de V_{s30} o $V_{s<900}$ m/s medidos en el |
| marco de la investigación |
| Figura 5-6: Representación de la gravedad corregida (mGal) versus el periodo |
| predominante del suelo |
| Figura 5-7: Comparación entre profundidades sísmicas estimadas de parámetros |
| gravimétricos y medición del periodo predominante por la técnica de Nakamura |
| Figura 6-1: a) Mapa de zonificación sísmica de Viña del mar y Valparaíso empleando la |
| actual norma NCh 433 y b) Mapa de zonificación empleando Vs30, Vs<900 m/s y T065 |
| Figura 6-2: Ingreso de ubicaciones de parámetros geofísicos plataforma SeismicHazard. 66 |
| Figura 6-3: Mapa de peligro sísmico para un periodo de retorno de 50 años, empleando la |
| a) ley de atenuación de Abrahamson (2016) y b) la del presente estudio |
| Figura 6-4: Mapa de peligro sísmico para un periodo de retorno de 475 años, empleando la |
| a) ley de atenuación de Abrahamson (2016) y b) la del presente estudio |
| Figura 7-1: Mapa de zonificación sísmica donde se muestran los valores de PGA para un |
| periodo de retorno de 50 años, empleando la ley de atenuación de Montalva (2018) 73 |

INDICE DE TABLAS

| Tabla 2-1- Propuesta para la nueva clasificación de suelos, donde se incluye el periodo predominante del suelo | . 16 |
|--|------|
| Tabla 4-1 Campañas sísmicas, con su correspondiente fecha y lugar estudiado | . 47 |
| Tabla 6-1 Propuesta de clasificación sísmica para NCh 433. (SOCHIGE, 2017) | . 63 |
| Tabla 6-2 Propuesta de Clasificación sísmica para la NCh 433. | . 64 |

RESUMEN

Chile es un país con alta amenaza sísmica, por esta razón es necesario contar con estudios de microzonificación sísmica que permitan determinar las áreas donde se espera una mayor amplificación del movimiento sísmico. El presente trabajo muestra el desarrollo de una estimación cualitativa y cuantitativa de la amenaza sísmica en el bloque costero entre Los Vilos y San Antonio. Para la caracterización sísmica de los suelos, se realizó una campaña de exploración geofísica que consistió en la ejecución de más de 200 mediciones de perfiles de velocidades de ondas de corte (V_s) empleando métodos basados en dispersión de ondas de superficie. Mediante un proceso de inversión se generaron perfiles de suelo, obteniendo los parámetros como: Vs₃₀ (promedio ponderado hasta la profundidad donde la Vs es menor de 900 m/s), además se obtuvieron las razones espectrales H/V, determinando las frecuencias predominantes (f₀) y amplitudes máximas (A₀). Con los resultados de los métodos basados en ondas superficiales, la geología, la topografía, datos de gravimetría se generaron polígonos que indican zonas de similares características sísmicas detectando áreas que son propensas a sufrir mayor amplificación.

Empleando una variación sobre una ley de atenuación previa (Montalva, 2017) que se incorporó en la plataforma denominada *SeismicHazard*, desarrollada por Candia et al. (2019) se obtuvo el valor del indicador de movimiento fuerte PGA (Aceleración Máxima de Terreno), con lo cual se generaron mapas para conocer la variación de este parámetro en el área de estudio. Finalmente, se compara el PGA con la aplicación de otras técnicas basadas únicamente en Vs30, mediante la plataforma *SeismicHazard*.

Palabras Claves: Microzonificación sísmica, amplificación sísmica, clasificación sísmica

ABSTRACT

Chile is a country with a high seismic hazard, for this reason it is necessary to have seismic microzonation studies that allow to determine the areas where a greater amplification of the seismic motion is expected. This study presents the development of qualitative and quantitative estimation of the seismic hazard in the coastal area between the cities of Los Vilos and San Antonio. For the seismic characterization of the sites, a geophysical exploration was carried out consisting in the execution of more than 200 measurements of shear wave velocities (Vs) using the methods based on surface wave dispersion. Through an inversion process, soil profiles were generated, obtaining the parameters Vs30 and Vs<900 (weighted average to the depth where the Vs is less than 900 m/s), in addition H/V spectral ratios were performed determining the predominant frequencies (f₀), and their amplitudes (A₀). With the obtained results, geology, topography, gravimetry data and a modification to an existent attenuation relation (Montalva, 2017) added to the SeismicHazard platform (Candia, et al. 2019) were used to define polygons defining areas that are prone to undergo significant seismic amplification. Corresponding strong movement indicators were also defined for these areas. The results are compared against seismic records located in the same area. Finally, obtained values of PGA are compared against other alternatives implemented in the SeismicHazard platform based only on the Vs30 parameter.

Keywords: Seismic microzonation, Seismic amplification, Seismic classification.

1. TRODUCCIÓN

1.1 Antecedentes y motivación de la investigación

El desplazamiento constante de las placas tectónicas y la actividad volcánica son las principales causas que generan liberación rápida de energía en forma de sismos, cuyos efectos pueden resultar catastróficos desde el punto de vista de pérdidas humanas y daño a la infraestructura que se cuantifica en grandes pérdidas económicas.

Los sismos son un fenómeno recurrente que se presentan a nivel mundial por lo cual la ingeniería sismorresistente busca minimizar los efectos que estos causarían en las estructuras. De manera particular, Chile se encuentra situado dentro de la zona denominada cinturón de fuego del Pacífico y está condicionada por la subducción de la placa Nazca bajo la placa Sudamericana, cuya constante fricción es la causal de que se cuente con una alta actividad sísmica en el país (Angermann, Klotz, & Reigber, 1999). Esta actividad sísmica está caracterizada por terremotos de gran intensidad, entre ellos el de mayor magnitud registrado en el mundo ocurrido en 1960 con una magnitud de momento (Mw) ~ 9.5. También destaca el sismo de Maule del año 2010 de Mw ~ 8.8, entre muchos otros de Mw superiores a 7. Estas características convierten a Chile en un país con una alta exposición sísmica.

Sismos como Maule 2010, Iquique 2014 e Illapel 2015, han sido descritos por autores como p. ej, Vigny et al (2011), Ruiz et al. (2014) y Ruiz et al. (2016) y de la experiencia que se obtuvo de dichos sismos investigaciones recientes como p. ej. Thiers, R. (2014), Pinto L, (2016), Fernández et al. (2019) entre otros, han aportado con información reciente respecto a efectos de sitio, por lo cual se encuentra en discusión un nuevo sistema para clasificar a los sitios. En efecto, se está considerando la incorporación obligatoria del periodo predominante del sitio (T₀) que puede ser estimado mediante el método de razones espectrales H/V (Nakamura, 1989), además del V_{s<900} (promedio armónico de las velocidades de las ondas de corte menores a 900 m/s antes de los 30 m de profundidad). Actualmente, las normas técnicas para anticipar la respuesta del suelo ante un evento sísmico clasifican a los sitios categorizándolos en un *ranking* o niveles de movimiento sísmico que se espera observar. En el caso chileno, la normativa vigente (DS N°61) emplea letras desde la A para suelos rígidos hasta la letra E para suelos blandos o muy sueltos. Se hace además una categorización adicional empleando la letra F para suelos denominados especiales, empleando información de sondajes y el parámetro dinámico Vs30 (promedio armónico de las velocidades de las ondas de corte en los primeros 30 m de profundidad). En base a dicha categorización, se puede obtener un espectro de diseño que se utiliza para los diseños estructurales.

En forma complementaria, se han efectuado en muchas ciudades estudios específicos de Microzonificación sísmica empleando los parámetros de sondajes geotécnicos y mediciones de ondas superficiales (p. ej., Becerra et al. 2014, Maringue, 2017, Leyton et al. 2010). Sin embargo, la mayor parte de estos estudios se limitan a zonificar la amenaza sísmica, pero no proveen indicadores cuantitativos. En el presente estudio se hace una propuesta de mapas de microzonificación sísmica y cuantificación de amenaza sísmica utilizando métodos geofísicos, los cuales cuentan con la gran ventaja de que son mínimamente invasivos y de menor costo que realizar exploración directa como sondajes geotécnicos. Además, se entregan valores esperados de ciertos indicadores de movimiento fuerte asociados a algunos escenarios sísmicos.

Este trabajo de investigación presenta una propuesta de zonificación sísmica y de amenaza, considerando un enfoque integral, es decir, correlacionando la geología de la zona, mediciones geofísicas para clasificar el suelo de acuerdo con la nueva propuesta de clasificación sísmica, y la modificación de una ley de atenuación existente (Montalva, 2017), con el objetivo de generar indicadores de movimiento fuerte cuantitativos.

El proyecto dentro del cual se desarrolla esta investigación abarca el segmento costero entre Los Vilos hasta San Antonio y forma parte del proyecto FONDEF D10E1027, cuyos resultados se encuentran disponibles en la "Plataforma de Amenaza Sísmica SIGAS: Transferencia Tecnológica a Sernageomin" (*sigas.sernageomin.cl*). El proyecto incluyó el desarrollo de una ley de atenuación que combina como variable explicativa para los efectos de sitio el valor Vs₃₀ y la estimación del periodo predominante para estimar el valor de PGA (aceleración máxima del terreno) en un marco probabilístico. Este modelo fue integrado a la plataforma *SeismicHazard* (Candia et al, 2019) con lo que se pudo obtener una propuesta de zonificación sísmica tanto cualitativa como cuantitativa para el catálogo de escenarios incorporadas a dicha plataforma.

Para ilustrar la metodología desarrollada en esta investigación se seleccionaron las ciudades de Viña del Mar y Valparaíso, presentándose resultados detallados para dichas zonas. Sin embargo, los resultados a lo largo de todo el segmento de estudio se presentan en los Anexos desde el A hasta el F.

El documento se organiza en nueve capítulos, en el Capítulo 1 se realiza una introducción, motivación, alcances, objetivos e hipótesis de la investigación. En el Capítulo 2 se describe la metodología empleada y se desarrollan los conceptos básicos de cada componente de la investigación, en el Capítulo 3 se hace referencia a la topografía, geología, sismicidad del área de estudio. La descripción de los trabajos realizados en terreno se presenta en el Capítulo 4, en el Capítulo 5 se detallan las interpretaciones de los ensayos. En el Capítulo 6 se presentan los resultados obtenidos de la clasificación sísmica para el caso de estudio y se implementa la ley de atenuación concluyendo con la generación de mapas de amenaza sísmica. En el Capítulo 7 se expone una discusión sobre los resultados obtenidos. El Capítulo 8 muestra las conclusiones de la investigación y finalmente en el Capítulo 9 se describen trabajos futuros que pueden complementar los resultados obtenidos de esta investigación.

1.2 Alcances de la Investigación

En el presente trabajo se considera desarrollar una estrategia integral para unificar sitios de similar comportamiento sísmico, donde en lugar de utilizar parámetros físicos de exploración invasiva se utilicen parámetros dinámicos asociados a deformación de pequeña amplitud obtenidos mediante técnicas geofísicas basadas en dispersión de ondas de superficie. En los sitios donde se encuentre la roca en sentido geotécnico antes de los 30 m, se introduce un nuevo parámetro denominado $V_{s<900}$. Adicionalmente, se ha considerado incorporar geología y datos de gravimetría a fin de corroborar las profundidades donde se estime el basamento rocoso o rígido, además de apoyo para definir las transiciones entre las distintas unidades de tipos de suelo. Se generaron polígonos que agrupan zonas de similares comportamientos sísmico de los sitios, lo que permite determinar áreas propensas a sufrir mayor amplificación al momento de un sismo, además se revisa la pertinencia de los parámetros Vs<900 y T₀ en estudios de esta categoría.

Para el desarrollo de esta investigación se ha considerado un caso de estudio que comprende el bloque costero entre Los Vilos y San Antonio (Figura 1-1), y como caso ejemplo las ciudades de Viña del Mar y Valparaíso.



Figura 1-1: Área de Estudio entre Los Vilos y San Antonio

Se considera que la incorporación del parámetro dinámico $V_{s<900}$ m/s para la clasificación sísmica, mejora significativamente la actual metodología que se emplea para la estimación de la amenaza sísmica.

1.4 Objetivo General

Obtener una mejor clasificación sísmica a partir de la incorporación del parámetro $V_{s<900}$ m/s para sitios donde el contraste entre velocidades refleja que la presencia de roca se encuentra antes de los 30 metros de profundidad.

1.5 Objetivos Específicos

- Caracterizar las propiedades dinámicas asociadas a deformación de pequeña amplitud de los sitios a partir de los resultados de mediciones geofísicas.
- Cuantificar la amplificación de la respuesta sísmica debida a las características dinámicas de los sitios y a modelos predictivos de movimiento fuerte..
- Generar mapas de clasificación y amenaza sísmica local que sean de utilidad para profesionales afines a la ingeniería sísmica.

2. METODOLOGIA

La metodología aplicada se describe en la Figura 2-1. En efecto, con esta investigación se busca integrar los resultados de las 3 áreas que participan del proyecto Fondef: Geología, Geofísica e Ingeniería Geotécnica Sísmica, que al incorporarlas en conjunto permite obtener una estimación los efectos de sitio, tanto desde un enfoque cualitativo, a través de la caracterización de zonas con similares comportamientos geotécnicos, como a través de una cuantificación de la amenaza sísmica mediante indicadores de movimiento fuerte como PGA.

Los resultados obtenidos son plasmados en mapas, utilizando la herramienta ArcGis®, con los cuales se puede observar de manera gráfica la variación espacial de la amenaza sísmica. En las secciones siguientes se describe el rol de cada una de estas disciplinas en la investigación presentada.



Figura 2-1: Diagrama de las actividades realizadas en la investigación

2.1 Geología

La revisión de la geología tiene por objeto principal entregar antecedentes sobre las unidades afines, tanto litológicas como estructurales que se encuentren en el área de estudio, con la finalidad de identificar sitios de interés desde el punto de vista de su potencial capacidad de generar amplificación sísmica. Esta información sirve de base para determinar los peligros y riesgos asociados con la actividad sismo-tectónica. Para la generación de los mapas geológicos se comenzó con la información existente (Sernageomin, 2002), complementados y actualizados por otras líneas de trabajo dentro del proyecto Fondef D10E1027.

2.2 Sismicidad y segmentación sismotectónica

Chile es considerado uno de los países de mayor actividad sísmica del planeta ya que la mayor parte del territorio se encuentra en una zona de convergencia entre la placa oceánica de Nazca y la placa continental Sudamericana, este fenómeno llamado subducción tiene como mecanismo que la placa oceánica, más densa, se hunda o subducte bajo la placa continental. La subducción de la placa de Nazca se produce según un plano inclinado hacia el Este conocido como Plano de Wadati & Benioff, con buzamientos que fluctúan en ángulos comprendidos entre 15° y 40° con respecto a la horizontal (Silva,2008). La velocidad de convergencia entre dichas placas es de aproximadamente 6.8 cm/año (Kendrich et. al, 1993).



Figura 2-2: Zona de Subducción Fuente: Centro sismológico Nacional

Las fuentes sismogénicas presentes en Chile permiten determinar 4 tipos de sismos de acuerdo con el Centro Sinológico Nacional como se detallan a continuación (Figura 2-2):

- Sismos "outer-rise" (< 30 km de profundidad). Estos sismos se producen costa afuera de la fosa oceánica. Se caracterizan por ser sismos de magnitudes menores que 8.0. Un ejemplo de este tipo de sismo es el terremoto de 2001 (M_w=6.7), frente a las costas de Valparaíso.
- Sismos Interplaca (< 40-60 km de profundidad). Estos sismos también son conocidos como sismos de subducción y ocurren cuando el esfuerzo compresivo horizontal neto en la zona de contacto, también llamada zona de acoplamiento, entre la placa de Nazca y la Sudamericana supera al acoplamiento mecánico, produciéndose un movimiento relativo de las placas. El tamaño del terremoto es proporcional al área de la zona en moverse y al desplazamiento en la falla. Si

durante el terremoto se desplaza el fondo oceánico verticalmente, se genera una ola sobre la zona de ruptura que al propagarse en el océano forma el tsunami. Estos son los sismos de mayor magnitud, siendo ejemplos de estos sismos el terremoto de Valdivia de 1960 (Mw=9.5), y el terremoto del Maule de 2010 (Mw=8.8). Este tipo de terremotos tienen tasas de recurrencia de 30, 100, y 300 años

- Sismos Intraplaca-oceánica (> 50 km, < 250 km de profundidad). Son sismos que ocurren dentro de la placa oceánica subductada debido al peso de la placa y fuerte acoplamiento interplaca. Ejemplos de estos sismos son los terremotos de Chillán en 1939 (Ms=8.3), y Punitaqui en 1997 (Mw=7.1), son sismos de gran contenido de alta frecuencia, y por consiguiente muy destructivos pese a no ser de gran magnitud.
- Sismos Intraplaca (< 30 km de profundidad)-continental. Son sismos que ocurren dentro de la placa continental, en la corteza a profundidades menores que 30 km. Estos sismos ocurren en torno a la cordillera, tanto en Chile como en Argentina. Ejemplo de estos sismos es el terremoto de Las Melosas de 1958 (M_w=6.3), probablemente con tasas de recurrencia 1 a 2 órdenes de magnitud inferior a los sismos de subducción.

En la Figura 2-3 se muestra la imagen propuesta por (Maringue et al, 2020) modificada de (Kelleher, 1972; Bravo et al., 2019) donde con barras solidas se observan las fechas donde se han producido terremotos en la zona de estudio, además hace una referencia a tres asperezas definidas por (Yáñez et al, 2020) con lo cual se realiza una evaluación de los posibles sismos que se estiman de acuerdo con dichas zonas de ruptura.





Figura 2-3: Grandes terremotos del centro de Chile. Las barras sólidas representan la longitud de ruptura (Modificado de Bravo et al., 2019). Los rectángulos blancos representan las tres asperezas sísmicas cerca de la zona de estudio definida por Yáñez et al (2020).

De acuerdo con el análisis realizado por Yáñez et al., (2020) se ha establecido que existen 3 tipos de eventos que caracterizan el tramo de interés:

- Familia 1: Terremotos de magnitud 7.8-8 M_w y recurrencias del orden de 25-30 años (largos de ruptura 80-150 km)
- Familia 2: Terremotos de magnitud 8.6-8.8 M_w y recurrencias del orden de 100 años (largos de ruptura de 400-500 km)
- Familia 3: Terremotos de magnitud 9.1-9.3 M_w y recurrencias de 300 o más años (largos de ruptura de 800 a 1000 km)

2.3 Categorización sísmica

El objetivo de realizar una categorización sísmica es determinar de manera predictiva los efectos de sitio al momento de que se genere un sismo al menos de forma cualitativa. Se

denomina que existe un efecto de sitio si el movimiento sísmico que se registra en el sitio determinado se ve afectado por una amplificación generada ya sea por irregularidades geológicas, presencia de capas de suelo o por una geometría irregular de las interfases entre medios con distintas propiedades (Chávez F & Montalva G., 2014). La amplificación del movimiento sísmico es diferente si el subsuelo está constituido por suelos blandos, suelos medianamente rígidos o roca, siendo la condición más desfavorable un suelo conformado por sedimentos blandos ya que las ondas sísmicas se amplifican en mayor medida (Vera X, 2004). De todas formas, tanto la rigidez como el espesor de los sedimentos juega un papel clave en la evaluación de estos efectos.

Un ejemplo emblemático de los efectos de sitio es el caso del sismo de Michoacán en México, 1985 (Mayoral et al., 2019), como se observa en la Figura 2-4(a), se realizó una comparación entre dos estaciones sísmicas que se encuentran a aproximadamente 400 km del epicentro, la diferencia entre ambas es que la estación sísmica ubicada en SCT1 (Secretaría de Comunicaciones y Transporte de Ciudad de México) está ubicada sobre suelos lacustres blandos y la estación sísmica de la UNAM (TLHD) sobre suelos rígidos, observándose en la Figura 2-4(b) que en SCT1 se registró una aceleración máxima que es aproximadamente 5 veces mayor a la registrada en la UNAM (línea de color azul), demostrando de esta manera la gran implicancia del tipo de suelo en la amplificación del movimiento sísmico. Así, la solicitación sísmica depende principalmente de las condiciones del suelo y no solamente de la distancia de la fuente sísmica, siendo importante contar con estudios que provean de una estimación de las características sísmicas de la zona donde en la cual se implantará una obra civil.



Figura 2-4: a) Ubicación del epicentro y estaciones sísmicas (Semblat & Pecker, 2009), b) Comparación de la amplificación del movimiento sísmico en suelos blandos (línea de color rojo versus suelos rígidos línea de color azul), (Mayoral et,

2019).

Actualmente las normas técnicas como por ejemplo la Norma ASCE7-10 para Estados Unidos, el Eurocode 8 (para los países que forman la Unión Europea), y la NCh433 para Chile, clasifican a los suelos para anticipar la respuesta del suelo ante un evento sísmico. La categorización cualitativa vigente en Chile emplea letras desde la A para suelos rígidos de excelentes propiedades sísmicas hasta la letra E para suelos blandos o muy sueltos que presentan comportamientos sísmicos menos favorables. Se hace además una categorización adicional empleando la letra F para suelos denominados especiales, los cuales presentan características singulares, como por ejemplo aquellos susceptibles de densificación por vibración, colapsables o que pueden presentar licuación. Todas estas normas emplean el promedio armónico de la velocidad de las ondas de corte en los primeros 30 metros del terreno (Vs₃₀) para designar la categorización sísmica, siendo este el único parámetro dinámico primario que consideran (Figura 2-5). Adicionalmente, se utilizan otros parámetros estáticos asociados a la alteración o resistencia del material, como la designación de calidad de la roca (RQD), la resistencia al corte no drenada (Su), resistencia a la compresión no confinada (qu) y el número de golpes en el ensayo SPT de penetración estándar (NSPT).

| V ₅₋₃₀ (m/s) 1400 1600 | 0 1000 1200 | 600 80 | 200 4 |
|--------------------------------------|-------------|------------|----------------------------|
| A ASCE7-10 | В | C Zamis | E tentas tentas |
| EUROCODES | A | B species | D st C straight |
| DS61 Decreto Supremo 61 | A BODWEI | www.B | E Dames |

Figura 2-5: Clasificación sísmica de acuerdo al parámetro dinámico Vs₃₀, para Estados Unidos (ASCE7-10), Países de la Unión Europea (EUROCODE8) y Chile (NCh433

DS61) Fuente: Modificado de Verdugo, 2018.

La desventaja de estas normas para clasificar sísmicamente al suelo es que utilizan para su categorización parámetros obtenidos de sondajes en el terreno y un único parámetro dinámico Vs₃₀, que representa la rigidez de los primeros 30 metros, pero no se considera información respecto la profundidad del basamento rocoso, ni del nivel o características del contraste de impedancia predominante que existe en el sitio. Por ejemplo, en sitios donde dicho contraste se alcanza antes de los 30.0 m de profundidad, si se encuentra la roca superficialmente el promedio armónico queda sesgado hacia valores muy altos que

no representan en realidad la respuesta mecánica de la pequeña capa de sedimentos, por lo cual en la presente investigación se propone reemplazar el parámetro Vs₃₀ en forma alternativa por el denominado Vs<900: promedio armónico hasta la profundidad donde la

Vs es menor de 900 m/s.

Con la información obtenida de los sismos que han sido registrados se han realizado varios estudios, entre ellos Verdugo (2016) comparó los espectros de respuesta de pseudo aceleración registrados en el sismo de Maule 2010, como se muestra en la Figura 2-6. En el caso de la estación sísmica de Concepción (líneas de color rojo) versus el espectro para un suelo tipo D definido en la norma tomando en cuenta únicamente el parámetro $V_{s_{30}}$ se observa que no es bueno el ajuste para periodos superiores a 1s. A partir de este tipo de observaciones, se desarrolló una nueva propuesta de clasificación sísmica, que está próxima a entrar en consulta pública, en la que se incorpora el periodo predominante del suelo (T₀), cuyo valor puede ser estimado mediante el método de razones espectrales H/V (Nakamura, 1989). Este método relaciona la componente horizontal y vertical del espectro de frecuencias del ruido ambiente (micro-temblores). La nueva propuesta indica que si no se cumple con los rangos de To establecidos ¡Error! No se encuentra el origen de la referencia. se debe degradar la clasificación en una categoría. En la Figura 2-6 también se puede observar que al considerar el periodo en este caso, el tipo de suelo queda definido por un suelo tipo E, cuyo espectro se ajusta de mejor manera a lo registrado en el centro de Concepción.



Figura 2-6: Líneas de color rojo espectro registrado en la estación sismológica de

Concepción y con líneas de color negro el espectro que se muestra en la norma NCh433

(Verdugo, 2016)

Tabla 2-1- Propuesta para la nueva clasificación de suelos, donde se incluye el periodo

| Tipo de | V s-30 | Tmax |
|---------|---------------|----------------|
| Suelo | (m/s) | (segundos) |
| А | >900 | Plano o < 0.15 |
| В | 500-900 | Plano o < 0.30 |
| С | 350-500 | Plano 0 < 0.40 |
| D | 180-350 | < 1.00 |
| E | <180 | |

predominante del suelo

2.4 Microzonificación sísmica

Una vez que se cuenta con la categorización desde el punto de vista sísmico "puntual" en un sitio, se hace una evaluación buscando zonas de similares características realizando un análisis integral donde se considera el relieve topográfico, la geología de la zona y la clasificación sísmica. El objetivo es generar mapas de zonificación sísmica que definan zonas razonablemente homogéneas.

Luego de la definición de la microzonificación, a cada una de las zonas se asoció estimaciones cuantitativas de la intensidad del movimiento sísmico empleando como parámetro primario el valor PGA (*Peak Ground Acceleration*). Como parte del proyecto donde se enmarca esta investigación, se desarrolló un modelo de segmentación-sismo tectónica para todo Chile (Yáñez et al, 2020). También dentro del proyecto se desarrolló un modelo de atenuación específico para el segmento que caracteriza cada sitio por el valor del periodo predominante T₀ y el de V_{s30}. Esta ley fue construida sólo empleando registros sísmicos de subducción registrados en el segmento de estudio, pero incluyendo localidades costeras e interiores. La evaluación de estos tres escenarios descritos con este modelo permitió asociar a cada sitio caracterizado el valor PGA esperado.

2.5 Métodos geofísicos

Una de las técnicas para la investigación del subsuelo se basa en la utilización de métodos geofísicos, los cuales tienen como ventaja determinar a un menor costo, en forma no intrusiva, y en menor tiempo propiedades de los materiales que conforman el suelo, por ejemplo, las propiedades elásticas correspondientes a muy baja deformación. Los métodos geofísicos empleados en la caracterización geotécnica son los siguientes:

 Métodos sísmicos, están basados en la dispersión de ondas de superficie (Foti, 2000), para la determinación del perfil de velocidades de las ondas de corte, se empleó el método MASW (*Multichanel Analisis of Surface Waves*), combinado con métodos basados en vibraciones ambientales según se describen más abajo.

- Para determinar el periodo predominante del suelo a partir de mediciones de microtemblores o vibración ambientales, se empleó la técnica de (Nakamura, 1989) esta técnica correlaciona las componentes espectrales horizontal y vertical del movimiento en un determinado sitio.
- El método gravimétrico se utilizó para determinar profundidades del basamento rocoso, este método se fundamenta en el estudio de las pequeñas variaciones del campo gravimétrico de la tierra generadas por los cambios de densidad en estructuras geológicas someras. La idea es aprovechar estas fluctuaciones para determinar los espesores del sedimento y determinar la forma de la cuenca sedimentaria.

2.5.1 Métodos Sísmicos

Este método se basa en la determinación de las propiedades de dispersión de las ondas superficiales tipo Rayleigh. Para entender mejor el fundamento del ensayo, se hace a continuación una breve descripción de las ondas de que pueden propagarse a través del volumen de un sólido elástico:

 Las ondas sísmicas compresivas (las ondas longitudinales, primarias o P) se propagan por esfuerzos que tienen a cambiar el volumen del sólido en la dirección de propagación de la onda.

- Las ondas sísmicas de corte (las ondas transversales, secundarias o S) se propagan por medio de una deformación de corte puro en una dirección perpendicular a la dirección de propagación de la onda.
- Además, existen las ondas de superficie, ccomo su nombre lo indica, estas se propagan en las capas superficiales de la tierra y tienen una profundidad de penetración que depende de su longitud de onda. Estas ondas ppueden ser generadas por fuentes naturales (sismos, oleaje, viento, etc.) o artificiales (actividad humana) y las más frecuentes son de tipo:
 - Love (velocidad de fase V_L)
 - Rayleigh (velocidad de fase V_R)

Las ondas Love son el resultado de la interacción (superposición) de ondas SH y hacen vibrar el suelo horizontalmente y perpendicular a la dirección de propagación.

Las ondas Rayleigh También denominadas *ground roll*, son más lentas que las ondas de cuerpo (P y S) y su velocidad de propagación es del orden de un 90% de la velocidad de las ondas S. La existencia de estas ondas fue predicha por el matemático británico John William Strutt, Lord Rayleigh, en 1885. Son ondas que producen una trayectoria de partícula elíptica con una componente retrógrada de movimiento en el plano de propagación. Gracias a que el movimiento tiene una componente vertical, son relativamente más fáciles de medir, y por ello se han implementado métodos geofísicos en base a la medición de dichas ondas.

Un factor importante para considerar es que en un semi-espacio homogéneo, la velocidad de propagación (velocidad de fase V_R) de las ondas de Rayleigh es constante, mientras que en un medio estratificado horizontalmente la velocidad de fase es dependiente de la frecuencia o longitud de onda, en otras palabras, $V_R(\omega)$ (Figura 2-7). Esta propiedad se conoce como dispersión, mientras que el gráfico que muestra la variación de la velocidad de fase para los distintos modos de propagación se conoce como curva de dispersión (Tokimatsu, 1997).

Los métodos geofísicos basados en la dispersión de ondas superficiales recurren a esta característica dispersiva para caracterizar los suelos (Tokimatsu, 1997), ya que las propiedades de dispersión dependen de su estratigrafía, y en particular, del perfil de velocidades de ondas de corte.



Figura 2-7:Velocidad de fase para distintas longitudes de ondas en un semi-espacio homogéneo (izquierda) y en un medio estratificado (derecha) (Strobbia, 2003)

Dentro de los métodos sísmicos de la geofísica basado en dispersión de ondas de superficie, se encuentran el llamado método MASW (Park y Miller, 2008). En realidad, este método corresponde a un caso particular del método f-k (frecuencia - número de onda) en su modalidad activa, pero que también se puede usar en modalidad pasiva. En este método, se registra la propagación de ondas elásticas desde una fuente de ondas sísmicas (inducidas en su modalidad activa) hasta los sensores o receptores. Para esto, se dispone una serie de sensores (geófonos) alineados con la fuente a distancias conocidas, formando lo que se conoce como tendido sísmico o perfil sísmico.

En el caso de la modalidad activa, a una distancia conocida de los extremos del tendido o a lo largo de él, se generan ondas sísmicas, con la ayuda de un golpe de martillo, que inducen vibraciones en el terreno que luego son detectadas por cada uno de los sensores en el tendido. Estas señales se combinan para reconstruir las distintas ondas de Rayleigh inducidas en el terreno, identificando la velocidad de propagación de cada una de ellas y así generando la curva de dispersión del sitio.

En el caso de la modalidad pasiva, las vibraciones detectadas y registradas por los geófonos son de origen natural o artificial (mas no inducidas intencionalmente). Ya que en este caso no se conoce *a priori* la dirección de incidencia del frente de ondas, en esta modalidad se utilizaron dos configuraciones para el tendido de los geófonos, una lineal y una circular o bidimensional en términos generales. Como no se conoce la ubicación precisa de la fuente, el uso de arreglos lineales requiere la introducción de técnicas de corrección para evitar medir velocidades de propagación aparentes por oblicuidad del

frente de onda respecto al arreglo. El uso de arreglos bidimensionales como los circulares, evita esta ambigüedad y permite identificar la dirección de incidencia como parte del proceso de análisis de los datos registrados.

El equipo básico consiste en los geófonos; la unidad de adquisición (digitalizador), donde se almacenan los movimientos del terreno detectados por cada sensor; los cables de conexión y el sistema de gatillo o *trigger* (modalidad activa), que se encarga de marcar el momento de inicio de registro en la unidad de adquisición, al momento de producirse la perturbación sísmica por medio de la activación de la fuente (martillo, dinamita, etc.).

Los registros de cada sensor muestran información de los movimientos del terreno en función del tiempo y son conocidos como sismogramas. En el caso de ondas de cuerpo, estos sismogramas son analizados para obtener el tiempo de llegada de las primeras ondas a cada sensor desde el punto de disparo, en lo que se conoce como un ensayo de refracción sísmica. Estos tiempos de llegada permiten desarrollar un proceso de inversión tomográfica que permite reconstituir la distribución de los materiales bajo el tendido en términos de velocidad de propagación de las ondas de cuerpo inducidas. Ya que se trabajó con geófonos verticales, se empleó en ocasiones esta técnica para construir una sección de distribución de velocidades de propagación de ondas P en el sitio.

En el presente estudio, la configuración utilizada para el MASW fue de 24 geófonos de 4,5 Hz de frecuencia natural en ciertos casos donde se tenía un espesor de suelo blando considerable se instalaron geófonos de 1 Hz, la frecuencia de muestreo fue de 0,125 ms y se registró un total de 2000 ms por tiro. Para los ensayos activos se utilizó como fuente

sísmica el golpe de un mazo metálico de 12 lb contra una placa del mismo material o de poliestireno de alta densidad. Los golpes se realizaron en tres puntos localizados a 1, 2 y 3 veces la distancia entre geófonos (Figura 2-8), realizando 5 golpes por punto. Para los ensayos pasivos con arreglos lineales, se utilizó el mismo arreglo de geófonos, pero la fuente sísmica considerada fue el ruido ambiental. La frecuencia de muestreo fue de 16 ms para los ensayos pasivos.



Figura 2-8:. Esquema MASW con fuente activa (Park et al., 1999)

La información recabada fue revisada en sitio para asegurar la profundidad de exploración deseada y así obtener posteriormente un perfil de velocidades de onda de corte robusto.

Como siguiente paso se procedió a procesar los datos empleando los siguientes métodos: Método de análisis espectral de frecuencia y número de onda o f-k, (Lacoss et al. 1969, Kværna y Ringdahl 1986) para mediciones activas y pasivas. La interpretación de las mediciones de vibraciones ambientales pasivas lineales fue realizada mediante un análisis ESPAC (Hayashi, 2008) y para ensayos pasivos bidimensionales se utilizó el método SPAC (Aki, 1957, Chávez-García et al, 2005, 2006).

Método de Análisis Espectral f-k: Este método se aplica tanto para ensayos activos y pasivos lineales (Tokimatsu, 1997), la hipótesis fundamental del método es que el arreglo de los receptores ubicados en la superficie es atravesado por un frente de ondas plano, de frecuencia, velocidad y dirección de propagación conocidas (p. ej. Humire, 2013). En el caso de los ensayos activos se incorpora la atenuación por efectos del frente de ondas que aplicando la transformada *slant stack* permite descomponer el campo incidente en ondas planas con una lentitud horizontal y a su vez permite filtrar el ruido generado por las vibraciones ambientales. Finalmente se calcula la transforamda de Fourier para obtener el epectro f-k en terminos de frecuencia-Número de ondas.

Al momento de realizar la interpretación en el *software* Geopsy® se revisó que las señales no estén alteradas por vibraciones ambientales (ruido) de campo cercano como fuentes industriales, discretizando geófonos y tiempos de llegada, en ciertos casos para mejorar el espectro se combinaron las señales para una misma fuente activa (*stacking*).

Finalmente se procedió a realizar la normalización de las señales por efecto de la atenuación, en el *software* empleado (Geopsy®) se presentan varias opciones para normalizar: la atenuación incorporada como un factor por distancia, dividiendo la señal para la raíz cuadrada de la distancia, o la señal divida por la distancia, otro tipo de normalización según Humire (2013) es la normalización de cada señal registrada por su contenido de energía.

El análisis en el dominio f-k permite construir un espectro de amplitudes de las respuestas del arreglo estudiado, y definir a partir de esta información la curva de dispersión para cada combinación de frecuencia y velocidad de fase. De la inversión de la curva de dispersión, se puede obtener una estimación del modelo de velocidad de onda de corte de las capas más superficiales.

- Método de Análisis de Autocorrelación Espacial (SPAC): el método SPAC utiliza la teoría desarrollada por Aki (1957), la cual relaciona la correlación temporal y espacial de las ondas sísmicas, mediante el supuesto que el campo de ondas que componen las vibraciones ambientales es estacionario en tiempo y espacio, y está compuesto en su mayoría por ondas superficiales, donde uno de sus modos (generalmente el modo fundamental) de vibración es dominante (p. ej. Humire 2013). Empleando mediciones de microtemblores se realiza el cálculo del coeficiente de autocorrelación espacial para finalmente obtener la curva de autocorrelación del terreno y de la inversión de dichas curvas obtener una estimación del modelo de velocidad de las capas superficiales. Para llevar a cabo este método se requiere confeccionar arreglos bidimensionales (preferentemente circulares para tener simetría en las direcciones de muestreo). De la inversión de las curvas de autocorrelación, se puede obtener una estimación del modelo de velocidad de las capas profundas. La principal ventaja del método SPAC, es que permite explorar de forma más confiable frecuencias menores y por lo tanto profundidades mayores empleando el mismo set de datos de un ensayo f-k pasivo.
- ESPAC: el método ESPAC es una metodología derivada del método SPAC, y permite la ejecución de ensayos pasivos por medio del uso de arreglos lineales
(Hayashi K., 2008). Esta metodología propuesta por Chávez-García et al. (2005) emplea mediciones en largos intervalos de tiempo y considera que el campo de ondas es estacionario en el tiempo y no existe una dirección de propagación preponderante. Al igual que el f-k, el ESPAC permite definir la curva de dispersión para cada combinación de frecuencia y velocidad de fase. Este método puede ser empleado en lugares donde no es factible desplegar un arreglo bidimensional por restricciones de espacio.

Finalmente se realiza una inversión para generar un modelo que sea compatible con las observaciones en terreno y reflejadas a través de las curvas de dispersión o autocorrelación. Existen diferentes algoritmos para efectuar el proceso de inversión y obtener el perfil de Vs buscado. En particular, existen dos grandes enfoques para enfrentar el problema inverso:

(1) Los métodos iterativos o de búsqueda local, y (2) los métodos de búsqueda global.

Los métodos iterativos se basan en la linealización del problema de inversión y utilizan un modelo preliminar compuesto por un número finito de capas de suelo, a partir de este modelo se realizan varias iteraciones hasta llegar a un modelo que se ajuste a las observaciones de terreno. Entre los métodos iterativos comúnmente utilizados, se encuentran: (a) el algoritmo de Newton-Raphson, (b) el criterio de los mínimos cuadrados o (c) los métodos basados en gradientes. Cuando el problema inverso a resolver es muy complejo y, en particular, si se trata de un problema no-lineal con múltiples mínimos locales, puede ocurrir que los métodos iterativos presenten problemas ya que identifican un mínimo local como el mínimo global buscado. En términos de resultados, lo anterior se traduce en que el perfil Vs obtenido puede estar sesgado por el modelo tentativo inicial, y no necesariamente corresponda a una buena aproximación del perfil de Vs real. Por otro lado, los métodos de búsqueda global permiten una mayor exploración del espacio de parámetros del modelo de ajuste. En estos métodos no se utiliza un modelo inicial ni se recurren a supuestos de linealidad al resolver el problema, en lugar de ello introducen aleatoriedad en la generación de muestras en el espacio de los parámetros. La búsqueda global permite diferenciar mínimos locales del mínimo global en problemas con mucha no-linealidad, con esto se asegura que el método siempre converja a una solución, en contraparte puede tenerse un mayor costo computacional en función de la irregularidad y tamaño del problema (Sambridge y Mosegaard, 2002). Los principales métodos de búsqueda global son: (1) los métodos Monte-Carlo y (2) los métodos de búsqueda aleatoria orientada. Estos últimos permiten un mayor control en la exploración de los parámetros del modelo, así como la identificación de zonas donde haya una mayor probabilidad de encontrar modelos que se ajusten a las observaciones de terreno. Dentro de los métodos de búsqueda aleatoria más utilizados se encuentran: (a) el método de Reconocimiento Simulado (Simulated Annealing), (b) Algoritmos Genéticos (Genetic Algorithm) y (c) el Algoritmo del Vecindario (Neighbourhood Algorithm).

Para el presente trabajo de investigación se ha utilizado el algoritmo del vecindario con lo que se obtiene un perfil 1D de ondas de corte, sin embargo, no se genera una solución única sino que con distintos niveles de "*Misfit*" o desajuste con respecto a los datos empíricos. El modelo creado será confiable hasta una profundidad máxima, que dependerá de la máxima longitud de onda para la que se disponga información en términos de curvas de dispersión o autocorrelación (p. ej. Humire, 2013). De acuerdo con los estudios de Rix

y Leipski (1991), la profundidad máxima es aproximadamente la mitad de la máxima longitud de onda medida, pero en la experiencia del grupo de investigación, este valor es más próximo a un tercio de la máxima longitud de onda explorada (estrategia conservadora).

Una vez obtenido el perfil de velocidades V_s , es posible calcular un indicador de rigidez promedio de cada sitio $V_{s_{30}}$. Como se ha descrito en los acápites anteriores, este parámetro se utiliza para clasificar sísmicamente al suelo y se lo obtiene aplicando la siguiente fórmula:

$$V_{S,30} = \frac{\sum_{i=1}^{n} h_i}{\sum_{i=1}^{n} \frac{h_i}{V_{S,i}}}$$
(2.1)

Donde, h_i y $V_{s,i}$ corresponde al espesor y la velocidad de propagación de la onda de corte de cada capa *i*, del perfil de V_s con el mejor ajuste a los datos obtenidos en el terreno. En particular en esta investigación se empleó en ocasiones el parámetro $V_{s<900}$ m/s, que es el promedio armónico de las velocidades de las ondas de corte antes de alcanzar lo que se considera roca en sentido geotécnico, es decir, velocidades de ondas de corte iguales o mayores a 900 m/s si se detecta en los primeros treinta metros de suelo. El uso de esta variante tiene por objetivo evitar promediar propiedades de suelo con las de roca y así producir valores no representativos del depósito sedimentario que caracteriza al sitio explorado.

2.5.2 Método de la Razón Espectral H/V para estimar el periodo predominante de un sitio

Los valores de frecuencia y periodo predominante se obtienen aplicando la técnica de Nakamura (1989), la cual se fundamenta en que los microtemblores corresponden en su mayoría a ondas de Rayleigh, y supone que únicamente existe una capa de suelo sobre un semi-espacio de mayor rigidez (Lermo et al., 1993) y la amplificación por efectos de sitio se debe a este factor. De acuerdo con la definición de Nakamura, la respuesta sísmica del sitio se define por

$$A_R = \frac{V_S}{V_B} \tag{2.2}$$

Donde:

 $V_S V_S$ es la amplitud del espectro de las componentes verticales del movimiento en la superficie

 $V_B V_B$ es la amplitud del espectro de las componentes verticales en el basamento rocoso. La estimación del efecto de sitio ($A_E A_E$) se puede obtener a través de la razón entre las componentes horizontales del movimiento en superficie ($H_S H_S$) y la roca ($H_B H_B$).

$$A_E = \frac{H_S}{H_B} \tag{2.3}$$

Al suponer que las componentes horizontal y vertical del movimiento son alteradas por ondas de Rayleigh en la misma medida, se propone una función de efecto de sitio modificada $(A_M A_M)$ que compense la alteración sufrida producto de las ondas superficiales:

$$A_M = \frac{A_E}{A_F} = \frac{\frac{H_S}{V_S}}{\frac{H_B}{V_R}}$$
(2.4)

Considerando que en la base del depósito de suelos el movimiento es igual en todas las direcciones, el espectro de la componente horizontal del movimiento y el espectro de la componente vertical del movimiento son aproximadamente iguales, por lo que A_F alcanza valores en torno a la unidad para un amplio rango de frecuencias. Por ello, la estimación del efecto de sitio se estima finalmente como:

$$A_E = \frac{H_S}{V_S} \tag{2.5}$$

Par la obtención de los registros se debe grabar el ruido ambiental (o microtremores) en tres componentes ortogonales, usualmente las Norte-Sur, Este-Oeste y Vertical en función del tiempo.

Mediante un análisis en el dominio de la frecuencia, se calcula el espectro para la componente horizontal (resultante de una combinación de los espectros de amplitud en las direcciones N-S y E-W) y la componente vertical (dirección up-down). Se aplica una ventana centrada en un cierto instante de tiempo t (móvil) y de un reducido ancho de banda (en este caso se analizaron ventanas de 20 segundos cada una), con el fin de obtener una estadística suficiente a lo largo de todo el intervalo de muestreo (20 minutos) que permita un apilamiento, o *stack*, representativo de la información captada en superficie. Los análisis realizados en cada una de las ventanas de tiempo seleccionadas permiten obtener una razón espectral promedio de H/V y su respectiva desviación estándar.

Para garantizar la credibilidad de los resultados se han aplicado los criterios derivados del proyecto SESAME para identificar el *peak* de la curva H/V en cada sitio explorado, (Stockwell, 2007). Si bien la técnica usual emplea la transformada de Fourier para calcular los espectros en el dominio de la frecuencia, en la presente investigación se empleó una variante basada en la transformada de (Stockwell, 2007) propuesta por (Leyton et al, 2012).

Finalmente, para determinar la frecuencia predominante del suelo (f_{θ}) se utiliza la fórmula (REF):

$$f_0 = \frac{V_S}{4H} \tag{2.6}$$

2.5.3 Método gravimétrico

Los equipos para medir las variaciones gravimétricas consisten, básicamente, en un sofisticado sistema de resortes. Las variaciones en el campo gravimétrico de la tierra originan cambios en la longitud de los resortes las que son medidas por este tipo de equipos.

Para realizar las mediciones se empleó un equipo SCINTREX C6-5 realizando mediciones en varios puntos donde se desea conocer el valor de la gravedad. Estas mediciones son relativas, por lo que se debe realizar una serie de correcciones a estos datos antes de poder analizarlos. Los datos de terreno fueron procesados de acuerdo con los procedimientos estándar de reducción de datos (p. ej. Telford, 2001). Este procedimiento incluye las siguientes correcciones:

- Deriva instrumental y mareas (gDE): Esta corrección involucra las variaciones de gravedad como producto del desgate del resorte del gravímetro en el tiempo y las mareas terrestres. La deriva instrumental corresponde a determinar la variación lineal que pueda sufrir la constante elástica del resorte a lo largo del día. Para determinar esta variación se realiza una medición al comienzo y al final del día en un punto determinado.
- <u>Corrección por latitud (glat)</u>: debido a la forma de la Tierra y su rotación, la gravedad tiene variaciones por ubicación relativa dentro del planeta. Para realizar esta corrección en primer lugar se deben transformar las coordenadas de UTM a coordenadas geográficas. Esta corrección corresponde a determinar la variación de gravedad que existe con la variación de latitud, la ecuación empleada es (Telford et al, 1990):

$$g_{lat} = 9.7803267714 \frac{1 + 0.00193185138639\sin^2 \phi}{\left(1 - 0.06694379990\sin^2 \phi\right)^{0.5}}$$
(2.7)

 <u>Corrección de aire libre (gfa)</u>: Descuenta las variaciones de altura entre el punto de medición y el datum. Para ser determinada se requiere la cota en cada punto de medición.

$$g_{fa} = 0.3086h[m] \tag{2.8}$$

Como todas las mediciones de gravedad se realizan por sobre el nivel del mar, *h* corresponde a la altura GPS, y se suma como corrección de gravedad.

<u>Corrección de Bouguer (g_{CB})</u>: Este considera el efecto gravitatorio de la masa de tierra que se ubica entre el punto de observación y el nivel de referencia (nivel del mar), se puede aproximar por una capa infinita, cuyo efecto se resta a las observaciones:

$$g_{CB} = 0.04193\,\rho h$$
 (2.9)

La densidad utilizada en esta corrección ρ es 2.67 gr/cc, valor medio cortical. El efecto de masa bajo el punto de observación aumenta la gravedad observada, en consecuencia, la corrección de Bouguer se debe restar a las observaciones.

- <u>Corrección Topográfica (gcr)</u>: La aproximación de capa plana no es realista en zonas donde se presentan cambios importantes de pendiente por lo cual en este caso de estudio fue necesario corregir el efecto topográfico usando un modelo digital de terreno (SRTM30), y un modelo numérico (algoritmo implementado en Oasis-Montaj®. La corrección topográfica se suma a las observaciones.
- <u>Anomalía de Bouguer (ga boug</u>): Finalmente la observación de gravedad corregida se denomina Anomalía de Bouguer, que se expresa de la siguiente forma:

$$g_{a_boug} = g_{obs} - g_{lat} - g_{DE} + g_{fa} - g_{CB} + g_{CT}$$
(2.10)

La atenuación, definida como la disminución de la intensidad, es un término que se maneja en ingeniería sísmica para referirse a la reducción de la severidad con que es percibido el movimiento sísmico o algún determinado parámetro asociado, en una ubicación determinada, distante la fuente sísmica que originó un movimiento.

Por su parte las leyes de atenuación son relaciones empíricas que determinan cómo varía un parámetro, en función básicamente de la distancia hipocentral o epicentral (Silva, N., 2008). Las leyes de atenuación son empleadas para conocer parámetros de aceleración, velocidad o desplazamiento teniendo aplicaciones tanto para diseño geotécnico como estructural. Moncayo-Theurer et al. (2016) manifiestan que "el propósito más importante de una curva de atenuación es predecir las aceleraciones que se provocarán, debido a un sismo de magnitud "M", a una distancia establecida".

La respuesta sísmica de una ley de atenuación está condicionada por la fuente sísmica (tipo de contacto sismogénico, la velocidad de convergencia, etc), la trayectoria (cómo se mide esta desde la fuente hasta el sitio) y las características del sitio (rigidez). Para elaborar una ley de atenuación es necesario contar con una base de datos confiable y lo más completa posible, esto a fin de lograr definir claramente el comportamiento sísmico de la fuente estudiada y cómo son percibidos sus efectos en el sitio en que se registran los datos.

Las leyes de atenuación pueden elaborarse empleando distintas metodologías. Los métodos más utilizados son el método teórico o funcional y el método empírico o predictivo (p. ej. Montalva, 2017). El primer método define ecuaciones matemáticas para

representar los procesos físicos involucrados en el inicio y propagación de la energía sísmica, mientras que el segundo método emplea técnicas estadísticas (principalmente análisis de regresión) basados en los datos medidos. Con el segundo método es posible obtener mejores ajustes de los resultados, sin embargo, se pierde precisión al querer extender estas leyes para escenarios distintos a aquellos en que fueron recopilados los datos. En cuanto a la calidad y precisión, puede afirmarse que modelos de atenuación empíricos son tan confiables como la base de datos de la cual proceden (Gómez et al. 2005).

Las leyes de atenuación empezaron a desarrollarse a fines del siglo pasado y han ido mejorándose con el desarrollo tecnológico de equipos de medición geofísica y bases de datos más robustas que contienen información con menos incertidumbre. En 1974, McGuire elaboró una ley con datos sísmicos del occidente de Estados Unidos. Para Chile, Barrientos (1980) desarrolló una ley de atenuación con aplicación para todo el territorio nacional, basada en sismos intraplaca de profundidad intermedia. Ordaz y Singh (1992) también conformaron una ley de atenuación para México con datos locales.

Silva, N., (2008) manifiesta que las leyes de atenuación propuestas para la condición de subducción chilena no presentaban resultados favorables para aquella fecha debido a que consideraban la clasificación del suelo según la NCh 433 Of. 96 que no contemplaba criterios dinámicos del suelo, los cuales implicarían cambios en la clasificación de un perfil estratigráfico dependiendo del rango de velocidades de onda V_s (Ruiz, et al. 2002)

Entre las leyes de atenuación más conocidas y utilizadas actualmente se encuentran la de Youngs, Chiou, Silva y Humphrey (1997) que fue calibrada con registros de subducción de Alaska, Chile, Japón, México, Perú e Islas Solomon, cuyos eventos considerados tenían $Mw \ge 5.0$, la de Campbell (1997) calibrada con registros del mundo con fallas transcurrentes, normales e inversas considerando eventos superficiales con $4.7 \le Mw \le 8.1$, la de Boore, Joyner y Fumal (1997) calibrada con registros de Norteamérica considerando eventos superficiales con $5.0 \le Mw \le 7.5$ y la de Abrahamson et al. (2016) desarollada en el marco del proyecto BChydro y calibrada con 2590 registros de subducción de todo el mundo donde 63 terremotos son del tipo intraplaca ($5.0 \le M \le 7.9$) y 960 registros de 43 terremotos interplaca ($6.0 \le M \le 8.4$) a una distancia de hasta 300 km. (Montalva, 2017).

Entre las leyes de atenuación desarrolladas para Chile pueden destacarse la de Ruiz y Saragoni (2005), la de Leyton, Ruiz y Sepúlveda (2010) y la de Contreras y Boroschek (2012).

El estudio de Bastías et al. (2015) concluyó que el modelo de Abrahamson et al. (2016) es el modelo que a la fecha entrega el mejor ajuste de datos para la zona de subducción chilena. Este modelo incluye la amplificación no lineal del sitio (Walling et al., 2008) y utiliza Vs30, otorgándole robustez en términos de efectos de sitio si se lo compara con modelos similares. Con base en lo anterior, Montalva et al. (2017) proponen una variación del modelo utilizando eventos producidos en zona de acoplamiento chileno, registrados entre 1985 y 2014, empleando una adaptación de la formula funcional propuesta en el trabajo de Abrahamson et al. (2016). Sobre la base de este último modelo, y como parte de las actividades del proyecto en la que se enmarcó esta investigación, se desarrolló una

nueva versión que agrega como variable descriptiva del sitio la frecuencia predominante de acuerdo con la aplicación de la técnica de Nakamura.

2.7 Evaluación del riesgo sísmico: Plataforma Seismic Hazard

La plataforma computacional propuesta por Candia et al, (2019) es una herramienta libre que permite realizar la evaluación de los riesgos sísmicos desde el punto de vista probabilista (PSHA) y determinista (DSHA). La plataforma *Seismic Hazard* tiene una interfaz gráfica mediante el uso de la herramienta MATLAB® y permite caracterizar la intensidad, y la probabilidad de movimientos del suelo, tanto para terremotos generados en la zona de subducción y para terremotos generados en la zona cortical, considerando evaluaciones específicas del sitio y regionales.

La plataforma incorpora una serie de modelos predictivos de intensidades sísmicas superficiales (o leyes de atenuación), que relacionan las intensidades sísmicas medidas en el suelo con variables explicativas del fenómeno, típicamente segregando el efecto de la fuente, trayectoria y sitio.

La ley de atenuación desarrollada en el proyecto Fondef D10E1027 se implementó en la plataforma de riesgo sísmico *SeismicHazard* (Candia, 2019). La plataforma posee una interfaz gráfica de usuario (GUI), que permite visualizar en la ventana principal, por ejemplo, la ubicación espacial las fuentes sísmicas y los sitios de interés definidos por el usuario.

La plataforma también permite importar modelos de sismicidad integrados o personalizados y explorar los componentes básicos de un análisis de riesgo sísmico

probabilístico (PSHA) y determinístico (DSHA) mediante varios módulos y capacidades entre los que destacan: la definición de árboles lógicos, la geometría de fuentes sísmicas, los modelos de recurrencia de magnitud, entre otros. *SeismicHazard* permite realizar evaluaciones regionales o específicas de un sitio

El *software,* a través de la incorporación del árbol lógico, permite obtener resultados considerando ponderaciones para distintas leyes de atenuación de acuerdo con el requerimiento del usuario.

En la plataforma se dispone de modelos de fuentes construidas para Chile (Poulos et al., 2018), el Perú (SENCICO, 2016) y el Ecuador (Vera et al., 2016); alternativamente, el usuario puede definir fuentes sísmicas personalizadas.

La tasa media anual de excedencia de una medida de intensidad (*IM*) (también conocida como curva de peligro *IM*) es uno de los principales productos de la plataforma; se estima a través de una integración numérica de la conocida ecuación de PSHA:

$$\lambda_{IM}(IM > z) = \sum_{i=1}^{N_i} N^i (M_{min}) \int_{m=M_{min}}^{M_{max}^i} \int_{r=0}^{R_{max}} P(IM > z|m,r) f_M^i(m) f_R^i(r,m) dr dm$$

Siendo:

 $N^{i}(M_{min})N^{i}(M_{min})$: Tasa de actividad de la <u>i</u>-ésima fuente sísmica

P(IM > z|m, r): P(IM > z|m, r): Probabilidad de que la *IM* exceda z dado un terremoto de magnitud *m* a una distancia *r* de la fuente (obtenida de los GMPM)

- $f_M^i(m)$: $f_M^i(m)$: Función de densidad de probabilidad para la distribución de la magnitud de la *i*-ésima fuente sísmica.
- $f_R^i(r, m)$: $f_R^i(r, m)$: Función de densidad de probabilidad de la distancia entre el sitio y la fuente (esta depende de la ubicación del sitio, la geometría de la fuente y el modelo de área de ruptura adoptado).

Los resultados de la plataforma han sido verificados considerando el documento "Verificación de Programas Informáticos de Análisis Probabilístico de Riesgos Sísmicos" del Centro de Investigación de Ingeniería Sísmica del Pacífico (PEER; Hale et al., 2018) y el modelo de riesgo sísmico de SENCICO (2016) (Agencia oficial del Perú para la evaluación del riesgo sísmico).

3. DESCRIPCION GEOLOGICA DEL AREA DE ESTUDIO

El área de estudio comprende aproximadamente 250 km de borde costero iniciando en la localidad de Los Vilos (IV Región) y concluyendo en la localidad de San Antonio en la (V Región).

Dentro del marco geológico del proyecto Fondef D10E1027 se actualizó y modificó la geología utilizado y revisado de manera detallada en terreno y en gabinete los trabajos de Gana et al. (1996) y Wall el al. (1996), los cuales presentan discrepancias con los de Rivano et al. (1986 y 1993) utilizados en el bloque norte. Estas discrepancias se refieren principalmente a unidades plio-cuaternarias, La descripción de las unidades geológicas son las siguientes: Unidades de carácter neógeno: sedimentarias y volcánicas cuaternarias, dentro de las unidades sedimentarias se evidencian terrazas marinas, paleodunas no diferenciadas, depósitos fluvio-coluviales, eólicos y de playa, dunas actuales, Estratos de Potrero Alto y las siguientes formaciones (Fm): Confluencia Coquimbo, Navidad, Horcón y Las Cuevas y dentro de las unidades volcánicas se encuentran Lavas Las Pataguas, Estratos de Potrero Alto y Fm Pudahuel. Además, existen Unidades Volcánicas Paleozoico-Mesozoico como la Fm Horqueta, Ajial Los Moles, Pichidangui y Quereo. A lo largo de toda la costa se encuentran intrusivos Paleozoico Mesozoico. Finalmente se aprecian zonas de fallas geológicas potencialmente activas tales como falla Aconcagua, Marga-Marga, Valparaíso, Laguna Verde, Quintay, Quebrada Los Loros-Purísima, San Jerónimo, Pino Mar, Melipilla, Estero Ñanco y Río Maipo. De todas formas, la presente investigación sólo consideró escenarios sísmicos de subducción.

La ciudad de Valparaíso está situada en la V región, a 33º de latitud Sur y a 71º de longitud Oeste, hacia el borde costero existe una planicie donde se encuentran depósitos sedimentarios cuaternarios compuestos por suelos eólicos caracterizados por sedimentos no consolidados: arenas y gravas, sobre los cuales se han depositado rellenos de materiales granulares, las secuencias sedimentarias que se observan son: (Gana et al. (1996) y Wall et al. (1996):

- Secuencias Sedimentarias Marinas Litorales (Pleistoceno, PI1m): Coquinas, conglomerados coquináceos, areniscas y conglomerado aterrazados emergidos, rocas metamórficas y rocas intrusivas las secuencias Volcánicas y Sedimentarias Marinas (Jurásico, J2m): Lavas y brechas andesítico-basálticas, calizas y areniscas marinas fosilíferas.
- Secuencia Sedimentarias Marinas Transgresivas (Mioceno Superior-Plioceno, MP1m): Areniscas, limolitas, coquinas, conglomerados, calizas y fangolitas. Formación Navidad.
- Secuencias Sedimentarias (Plioceno-Pleistoceno, PPI1e): Conglomerados, areniscas limolitas y arcillolitas consolidadas principalmente de origen aluvial, subordinadamente lacustre y eólicas. Formación Estrato de Potrero Alto.
- Rocas Metamórficas (Paleozoico Superior, Pzmv): Ortogneises graníticos y tonalíticos de biotita y migmatitas, hornblenda, augita, mica con intercalaciones de esquistos anfibóliticos. Complejo metamórfico de Valparaíso.

- Rocas Intrusivas (Jurásico Medio-Superior, Jsg): Monzodioritas cuarcíferas, dioritas y granodioritas de biotita y hornblenda. Batolito Costero.
- Intrusivo (Mioceno Superior, Msg): Granodioritas de hornblenda y biotita, Monzogranitos, Monzonitas cuarcíferas y Monzodioritas.

3.2 Geología de Viña del Mar

La ciudad de Viña del Mar está situada en la V región, a 32º de latitud Sur y a 71º de longitud Oeste, en esta ciudad se presentan depósitos sedimentarios cuaternarios que coinciden con el fondo del Valle atravesado por el Estero Marga Marga (Podestá, 2017), estos depósitos se describen a continuación de acuerdo con la geología modificada de (Gana et al. (1996) y Wall et al. (1996):

• Depósitos de paleodunas (PQd): Se componen de arenas eólicas pertenecientes a dos eventos depositacionales (dunas inactivas, subactuales y antiguas). Estas cubren de manera parcial las terrazas marinas y forman campos de dunas que se evidencian al interior de la costa. Las más recientes consisten en arenas medias bien seleccionadas, grises o amarillas sueltas, presentan cobertura vegetal con poca presencia de suelo y preservan en parte su morfología, las más antiguas tienen un pequeño grado de litificación, mayor alteración a arcillas y una mayor cantidad de óxidos de fierro lo que les da un color pardo rojizo.

- Terrazas de abrasión marina (QTt): Se identifican niveles de terrazas de abrasión marina, sobre rocas de basamento o sedimentitas neógenas; están cubiertas por sedimentos marinos, gravas y arenas y/o por depósitos de arenas eólicas.
- Depósitos estuarinos (Qest): Se componen por gravas arenosas, arenas, limos, arenas limo-arcillosas que se forman en las desembocaduras de los ríos y esteros.
- Depósitos Aluvio-coluviales (Qal/Qc): acumulaciones de gravas gruesas situadas al pie de los relieves importantes, adosadas a los cerros y en las cabeceras de las quebradas. Los principales ejemplos están en la base de los cerros de la Cordillera de la Costa.
- Estratos de Potrero Alto (TQpa): Son depósitos de gravas, débil a moderadamente consolidados, con intercalaciones de arenas/areniscas y limolitas, sub horizontales, de pocos metros hasta 50 m de espesor.
- Formación Confluencia (Tc): Depósitos de gravas, arenas y limos semiconsolidados, continentales, muy similares en composición y facies a los Estratos de Potrero Alto (Rivano y Sepulveda, 1986 y Rivano et al., 1993). Forman estratos horizontales con espesor máximo de 100 m compuestos de gravas polímitas de clastos bien redondeados de hasta 15 cm.
- Grupo navidad: (Darwin, 1846), modificada por Encinas el al., (2006), Leroux et al. (2014), Gutiérrez et al 2013. Incluye los depósitos sedimentarios neógenos marinos y transicionales que afloran en la zona costera del área de estudio, y que

forman parte del relleno de la cuenca Navidad y sus bordes, se incluye en este grupo la Formación Navidad y Capas de Lo Abarca, Horcón y la Cueva.

En el Anexo A se presenta el mapa Geológico del área de estudio y en la se presenta la Figura 3-1 Geología a nivel local Viña del Mar y Valparaíso.



Figura 3-1: Geología de las ciudades de Valparaíso y Viña del Mar Fuente: Modificado

de Gana et al. (1996) y Wall el al. (1996)

45

4. TRABAJOS DE TERRENO

La investigación se realizó implementando métodos geofísicos reconocidos a nivel mundial los cuales se basan en la medición de las ondas de superficie de Rayleigh. En sus formas activa, pasiva y mixta estos métodos facilitan la extracción de una curva de dispersión característica de un sitio cuya inversión permite estimar el perfil de las velocidades de las ondas de corte. Las técnicas empleadas en el presente estudio son MASW (Multichannel Analysis of Surface Wave), método activo (Lacoss et al. 1969, Kværna y Ringdahl 1986), y el método de Análisis Multicanal de Microtemblores (MAM) pasivo (Hayashi, 2008). Ambos métodos son aplicables para arreglos de sensores lineales, sin embargo, también se emplearon en algunos sitios arreglos bidimensionales. En dichos arreglos bidimensionales se recurrió a técnicas basadas únicamente en ruido ambiental como el método f-k (Lacoss et al. 1969, Kværna y Ringdahl 1986) y SPAC (Aki, 1957). En ciertas zonas donde se detectó superficialmente estratos rocosos se realizaron adicionalmente ensayos de sísmica de refracción, con dicho ensayo se corroboraron contrastes de impedancia de los estratos superficiales que permitieran definir el espesor de los sedimentos. La medición del periodo predominante del suelo fue realizada utilizando la técnica de (Nakamura, 1989).

Para la selección de los sitios a ser investigados se evaluó las condiciones geológicas a nivel regional de cada una de las comunas que forman parte del segmento de estudio (Figura 3-1), seleccionando sitios en las distintas unidades geológicas, en zonas en cambios de litología y donde se estimaba detectar suelos relativamente blandos.

Con los sitios identificados se ejecutaron varias campañas de terreno en el periodo comprendido entre abril del 2017 y enero del 2018. La Tabla 4-1 muestra las fechas en las que se realizaron trabajos de terreno.

| # | INICIO | FIN | DURACIÓN (días) | LOCALIDADES |
|---|------------|------------|--------------------|--|
| 1 | 10/07/2017 | 19/07/2017 | 10 | Reñaca, y Viña del mar |
| 2 | 17/11/2017 | 19/11/2017 | 3 | Viña del Mar |
| 3 | 24/01/2017 | 26/01/2017 | 3 | Laguna Verde, Quintay y Tunquén |
| 4 | 11/12/2017 | 21/12/2017 | 11 | Valparaíso, El Yeco, El Tabo, Las Cruces, San Sebastián, Cartagena, Isla Negra, El Quisco, Mirasol, Algarrobo |
| 5 | 08/01/2018 | 12/01/2018 | 5 | San Antonio y Llolleo |
| 6 | 23/01/2018 | 25/01/2018 | 3 | San Antonio y Santo Domingo |

Tabla 4-1.- Campañas sísmicas, con su correspondiente fecha y lugar estudiado

Los equipos utilizados consisten en un sismográfico digital de 24 canales Geode® marca Geometrics®, a este se conectaron geófonos de frecuencia natural de 4.5 Hz y en las zonas donde se estimaba que existieran suelos blandos se emplearon geófonos de 1 Hz. Para la medición del periodo predominante se empleó un sismómetro triaxial Tromino®.

En cada terreno se realizaron al menos una medición mediante un arreglo lineal tratando de disponerlo en forma perpendicular a la fuente de ruido predominante. Para determinar la longitud del tendido, se tomó en consideración que la longitud de onda más larga que se esperaba prospectar pues este valor está restringido por el tamaño total del mismo. Por otro lado, la longitud de onda más corta queda definida por la separación entre geófonos; de modo que para fines de procesamiento e interpretación se consideró que la máxima profundidad a prospectar sería la mitad de la longitud del tendido ($\lambda_{max}/2$) y lo más somero es aproximadamente la mitad o un tercio de la distancia entre receptores ($\lambda_{min}/2$ ó $\lambda_{min}/3$). Sin embargo, en ciertos casos la ubicación de dependió del espacio disponible.

En la Figura 4-1 se muestra la configuración de los arreglos empleados en la investigación. En cada punto de investigación se realizaron entre 1 a 5 mediciones de vibraciones ambientales, apuntando el equipo hacia el norte magnético, el tiempo de registro fue de 20 minutos cada una. Durante el proceso de adquisición de datos, se registraron los microtemblores a través de 3 componentes ortogonales, estas componentes son N-S, E-W y V.

En terreno se tomaron en cuenta las siguientes consideraciones tomadas de SESAME (2004), para la adquisición de datos.

- Se buscaron sitios donde existiera suelo para garantizar un buen acople suelosensor.
- En los sitios con pendientes pronunciadas, se buscaron zonas donde el equipo se pudiera colocar en forma horizontal.



Figura 4-1: Tipos de arreglos de Geófonos empleados para la investigación tanto para mediciones lineales como bidireccionales. Fuente: Modificado de (Sáez, 2018)

En toda el área se realizaron 232 puntos de medición y específicamente para la zona de Viña del Mar y Valparaíso se ejecutaron 58 sitios, la Figura 4-2 muestra la ubicación de los terrenos explorados. En el Anexo B se presenta las ubicaciones geo-referenciadas de estos sitios.



Figura 4-2: Ubicación de los terrenos en las ciudades de Valparaíso y Viña del Mar.

4.1 Toma de datos

Se llevó una bitácora de los terrenos analizados, para los ensayos pasivos se configuró el intervalo de muestreo de 16ms y una duración de grabación de 240 s por archivo y se grabaron 6 archivos para completar un registro de 24 minutos de ruido ambiental. Para los ensayos activos, el intervalo de registro fue de 0.125ms con una grabación de 2 s.

La Figura 4-3 (a) y (b) muestra un ejemplo del uso del sismógrafo de 24 canales con sensores de 4.5 Hz, empleando un arreglo lineal y (c) los ensayos realizados con el Tromino®.



Figura 4-3: a) Medición pasiva de las velocidades de las ondas de corte b) Medición activa de las velocidades de las ondas de corte c) Medición del periodo predominante del

suelo

Tanto los datos recopilados de las mediciones pasivas y activas fueron interpretados de manera preliminar en terreno para garantizar así que se tuviera información suficiente para hacer un buen análisis y que se alcanzara la profundidad de prospección de interés (30 m).

5. INTERPRETACION DE ENSAYOS GEOFISICOS

5.1 Medición del perfil de velocidades de las ondas de corte

La descripción de las técnicas geofísicas de adquisición y proceso empleadas se indicó en la Sección 2.5.1. Las combinaciones de las metodologías permiten la construcción de una curva de dispersión y al realizar un proceso de inversión de esta curva se llega a obtener el perfil de velocidades de ondas de corte (Vs). Mediante el perfil de V_s es posible determinar el promedio armónico de estas velocidades en los primeros 30 metros de profundidad, de acuerdo con lo establecido en la normativa de clasificación sísmica del suelo vigente (D.S. 61), o en el caso de esta investigación implementar el parámetro $V_{s<900}$ m/s.

Para generar una síntesis de los resultados por sitio explorado, se elaboró una ficha que contiene el resumen de la aplicación de las técnicas y del proceso de inversión. En la Figura 5-1 se puede observar el formato de ficha utilizada en cada terreno, a su vez la Figura 5-1a muestra la curva de dispersión teórica, uniendo los resultados del análisis f-k para un ensayo activo, donde el color magenta representa la zona de mayor energía por lo cual en dicha zona se selecciona la curva de dispersión, además se presenta una superposición del espectro f-k para el ensayo pasivo bidimensional y el SPAC. En la Figura 5-1b se presenta la curva de dispersión teórica, ésta se obtuvo para el mínimo *misfit*. Finalmente, la Figura 5-1 c) presenta el perfil de velocidades de las ondas de corte para el mejor modelo obtenido de las curvas de dispersión.

En el Anexo C se presentan las fichas de cada uno de los 231 terreno prospectados.



Figura 5-1: Resultados de un ensayo de Medición de la velocidad de las ondas de corte

5.2 Medición del periodo predominante del suelo

El método de Nakamura o HVSR permite reconocer la frecuencia predominante de un sitio f_0 que caracterice los efectos de sitio del terreno.

En la Figura 5-2 se presenta el resultado de las mediciones del periodo del método espectral de Nakamura, como se indicó en el Capítulo 4, en cada terreno se realizaron mínimo 3 ensayos por lo cual en dicha figura se muestran los gráficos obtenidos para cada terreno. El gráfico superior muestra el valor de HVSR por ventana de tiempo de análisis (60 ventanas), el gráfico central muestra la mediana estadística, mientras que el gráfico inferior muestra el resultado del promedio geométrico (línea continua) y la desviación estándar (gris) de la razón espectral HVSR de todas las ventanas.



Figura 5-2: Resultados de los ensayos mediante la técnica de Nakamura

Finalmente, en la Figura 5-3 y Figura 5-4 se muestran los valores de V_{s30} o $V_{s<900}$ m/s y los valores de periodo predominante del suelo, obtenidos para la zona de Valparaíso y Viña del Mar y en el Anexo D se presenta para toda la zona estudiada.





Viña del Mar y Valparaíso



Figura 5-4: Mapa de resultados de los valores de T0 (periodo elástico del suelo) y amplitudes máximas estimadas

5.3 Campaña gravimétrica

En el marco del proyecto Fondef ..., durante el periodo entre enero a abril del 2018, se realizaron 835 mediciones de gravedad en la zona entre Reñaca y San Antonio, utilizando el gravímetro Scintrex CG5, a estos datos se sumaron observaciones de gravedad medidos en la ciudad de Viña del Mar Podestá (2015). La principal hipótesis del método empleado es que las zonas estudiadas están asentadas sobre depósitos sedimentarios, cuyos espesores pueden ser estimados como diferencias de profundidad entre el relleno (de baja densidad) y un basamento homogéneo (de mayor densidad). La anomalía de gravedad está compuesta por dos componentes, una componente regional donde se consideran

57

variaciones de gravedad de gran escala tales como: efectos de raíces corticales, variaciones litológicas de basamento, distancia al ecuador, etc., y efectos locales o residuales. La separación entre anomalías regionales y residuales se puede estimar mediante técnicas analíticas (p. ej. Dentith & Mudge, 2014).

Para la determinación del espesor de relleno de la cuenca se considera que este parámetro es directamente proporcional a la amplitud de la anomalía de gravedad residual. Para el análisis se asumió un modelo de tierra de una capa plana (Telford et al, 2001), con un contraste en densidad de 0.7 gr/cc (basamento de densidad 2.65 gr/cc y sedimento de densidad 1.95 gr/cc), el espesor de la cuenca sedimentaria es igual a $34.071/(0.04193*0.7)*\Delta g$ (m), donde Δg es la anomalía de gravedad en unidades de [mGal].

Todas las mediciones realizadas hasta la comuna de Cartagena consideran el valor absoluto medido en la Universidad Católica de Chile (979400.519 mGa). Para las observaciones de cota en cada estación de gravedad se utilizó la metodología de GPS diferencial utilizando la estación base de Valparaíso perteneciente a bienes nacionales (estación BN01). Para las mediciones de gravedad efectuadas por Sernageomin en el sector de San Antonio-Llolleo, se utilizó una estación base de gravedad del SHOA (979607.9 mGal).

Las mediciones de campo (gravedad/GPS) se efectuaron por un periodo de 4 minutos en cada estación para los datos generados por el grupo de trabajo de la PUC y 1.5 minutos para los datos de Sernageomin.

En la Figura 5-5 muestran los resultados de la anomalía de gravedad y los valores de V_{s30} o $V_{s<900}$ m/s medidos en el marco de esta investigación. En esta figura se aprecia que en los sitios de anomalías en el rango entre -1.2 y <-2.20 mGal se encuentran los valores de V_{s30} o $V_{s<900}$ m/s más bajos y son los sitios donde se estima mayor profundidad del basamento, por lo cual desde el punto de vista cualitativo se tendría una buena aproximación de zonas de menores rigideces dinámicas y mayor espesor de sedimentos.

Además, se analizaron los datos de gravedad residual (mGal) para determinar su relación con el periodo predominante del sitio T₀, ya que en base a dichos parámetros se puede estimar profundidades de contrastes de impedancia si la geología superficial es relativamente sencilla (Podestá, 2015). En términos generales se espera que los valores de gravedad decrezcan hacia periodos más altos, y de manera cualitativa esto coincide con el criterio de que para periodos más altos se esperan mayores profundidades del basamento. Sin embargo, debido a las limitaciones con respecto al conocimiento de la variación lateral de la densidad en las rocas de basamento de la zona de estudio, se utiliza esta información a manera de caracterización cualitativa de la cuenca sin usarla directamente para la cuantificación de la amenaza sísmica.

La data inicialmente recabada entregó valores de anomalía de gravedad residual negativos y positivos debido a que el regional que se obtuvo no necesariamente considera las densidades de las distintas unidades de basamento, por lo cual para estimar correctamente la profundidad al basamento en una determinada subcuenca se ajustó manualmente los niveles de tal manera que donde se encontró afloramientos de roca la gravedad fuera nula. El valor de la reducción se aplicó a toda la zona de interés.



Figura 5-5: Mapa de variación de la gravedad y Valores de V_{s30} o V_{s<900} m/s medidos en el marco de la investigación.

Como análisis complementario, se realizó un gráfico que correlaciona los valores de gravedad corregida con el periodo predominante del sitio (Figura 5-6), observando una tendencia decreciente de los valores de gravedad con respecto al aumento de los valores de periodo tal como se esperaba, con una relativa baja dispersión.



Figura 5-6: Representación de la gravedad corregida (mGal) versus el periodo predominante del suelo

Se realizó una comparación de las profundidades sísmicas empleando las profundidades del basamento obtenidas de la gravimetría y las profundidades del contraste de impedancia sísmica H de acuerdo una aproximación unidimensional según la ecuación:

$$T_0 = 4H/V_s$$
 (5-1)

De la Figura 5-7 se puede observar que en ciertas zonas las profundidades del contraste entre el relleno y la roca coincide con el contraste del periodo predominante del suelo, mientras que en otros casos estos valores tienden a diferir.

Las diferencias podrían relacionarse a la variabilidad de las densidades de los materiales asumidas en el modelo, tanto en su valor como su distribución, además de la simplificación 1D empleada para cada sitio. Por otro lado, el método de Nakamura

61
identifica el contraste sísmico que predomina en el sitio (contraste de impedancias), lo que no necesariamente coincide con el contraste entre suelo y roca (contraste gravimétrico), lo que ocurre principalmente cuando los sedimentos son rígidos sobre todo en V_S mayores a 500 m/s.

Adicionalmente, se debe considerar que el método Nakamura asume un sistema de capa plana y en algunos casos debido a la cercanía de los sitios respecto al borde de la cuenca esto no necesariamente ocurre, por lo cual la aproximación con este método puede presentar aproximaciones.



Figura 5-7: Comparación entre profundidades sísmicas estimadas de parámetros gravimétricos y medición del periodo predominante por la técnica de Nakamura

6. ZONIFICACIÓN SÍSMICA

6.1 Zonificación sísmica cualitativa

Con la información de los resultados de la medición de ondas de corte y el resultado del T₀ se procedió a realizar la zonificación cualitativa de cada una de las comunas estudiadas, el procedimiento fue el siguiente:

 Sobre la base de la información que describe cada uno de los 231 terrenos analizados (Anexo C), se emplearon los criterios de clasificación sísmica de suelos incluidos en la nueva versión de la NCh433 próximo a iniciar período de consulta pública, como se muestra en la Tabla 6.1.

| Categoría | Primer criterio: Vs30 (m/s) | Segundo criterio: T0 (s) |
|-----------|-----------------------------|--------------------------|
| A | ≥ 900 | <0.15 ó HVSR plano |
| В | ≥ 500 | <0.30 ó HVSR plano |
| С | ≥ 350 | <0.40 ó HVSR plano |
| D | ≥ 180 | <1.00 ó HVSR plano |
| E | <180 | |

Tabla 6-1.- Propuesta de clasificación sísmica para NCh 433. (SOCHIGE, 2017)

• Cada terreno fue clasificado asignándole una letra de la A hasta la E, las mismas que de acuerdo con la misma propuesta representan los tipos de materiales indicados en la Tabla 6.2.

| Categoría | Tipo de Suelo |
|-----------|---|
| А | Roca, Suelo Cementado |
| В | Roca blanda o fracturada, suelo muy denso o muy firme |
| С | Suelo denso o firme |
| D | Suelo medianamente denso o firme |
| E | Suelo de compacidad o consistencia mediana |
| F | Suelos especiales |

Tabla 6-2.- Propuesta de Clasificación sísmica para la NCh 433.

Con el objetivo de realizar una comparación entre la actual norma vigente de clasificación de suelos, con la propuesta de clasificación sísmica incorporando los parámetros dinámicos T₀ y $V_{s<900 \text{ m/s}}$, se realizó un mapa considerando la normativa (DS N°61), es decir se realizó la categorización en función del V_{s30} ver Figura 6-1 a, donde se puede observar que no se diferencian zonas identificadas como tipo E. De acuerdo con la evidencia de la geología en la zona de Viña Centro, en la zona denominada como falla Marga Marga se espera encontrar depósitos más profundos que coincide con la franja que se considera como E en la **¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.** b, pero que la actual clasificación sísmica no se distingue. También se distingue una zona E en el centro de la ciudad de Valparaíso que no es identificada por la normativa actual.



Figura 6-1: a) Mapa de zonificación sísmica de Viña del mar y Valparaíso empleando la actual norma NCh 433 y b) Mapa de zonificación empleando V_{s30}, Vs<900 m/s y T₀

6.2 Estimación cuantitativa de intensidad de movimiento sísmico

Luego de la definición de la microzonificación cualitativa, a cada una de las zonas se les asoció estimaciones cuantitativas de la intensidad del movimiento sísmico empleando como parámetro primario el valor PGA (*Peak Ground Acceleration*). Como parte del proyecto donde se enmarca esta investigación, se desarrolló un modelo de atenuación específico para el segmento de estudio (Montalva, 2017). Este modelo predictivo de intensidades sísmica superficiales, incorpora efectos de fuente, trayectoria y sitio, este último modelado con base en los resultados geofísicos del valor del periodo predominante y el de Vs₃₀. El modelo de atenuación fue construido empleando únicamente registros sísmicos de subducción disponibles en el segmento de estudio.

A manera de ejemplo, a continuación, se presenta la GUI de *SeismicHazard* en la cual se observa el ingreso de la ubicación y los parámetros geofísicos de varios sitios de interés.



Figura 6-2: Ingreso de ubicaciones de parámetros geofísicos plataforma SeismicHazard

Se efectuó la generación de las curvas de peligro uniforme considerando las leyes de atenuación de Abrahamson (2016) y la desarrollada en el proyecto Fondef D10E1027, con la finalidad de comparar la sensibilidad de los resultados obtenidos al GMPM seleccionado.

Los resultados obtenidos mediante la plataforma se exportan en un documento de texto y con base en ellos se determinó el valor de PGA para un periodo de retorno de 50 y 475 años para cada sitio.

En la Figura 6-3 se presentan los resultados para un periodo de retorno de 50 años para las dos leyes de atenuación.

En la Figura 6-4 se muestra los resultados para un periodo de retorno de 475 años para las dos leyes de atenuación. Se observa que en términos generales el modelo propuesto provee mayores valores de PGA, por ejemplo, para el escenario de 50 años de período de retorno los valores máximos de acuerdo con el modelo de Abrahamson (2016) son del orden de 0.25g, mientras que en el modelo propuesto en el marco del proyecto Fondef D10E1027 y desarrollado por Montalva (2018) los lleva a valores próximos a los 0.45g. En el caso de 475 años de período de retorno, la diferencia es un poco menor pues los valores máximos crecen de 0.65g a 0.75g aproximadamente. De todas formas, el modelo de Montalva (2018) aumenta la variabilidad local de los resultados pues incorpora dos parámetros de sitio que aumentan o reducen el valor del PGA esperado en comparación a la predicción de Abrahamson (2016) para los mismos escenarios sísmicos.

En el anexo F se presentan los mapas de zonificación de acuerdo con el modelo de Montalva (2018) para un periodo de retorno de 50 años y 475 años.



Figura 6-3: Mapa de peligro sísmico para un periodo de retorno de 50 años, empleando

la a) ley de atenuación de Abrahamson (2016) y b) la del presente estudio.



Figura 6-4: Mapa de peligro sísmico para un periodo de retorno de 475 años, empleando

la a) ley de atenuación de Abrahamson (2016) y b) la del presente estudio

69

En este trabajo de investigación se presentan los resultados de la campaña de exploración geofísica que consistió en 232 mediciones de las velocidades de ondas de corte y mediciones de la frecuencia predominante del suelo, esta campaña de exploración formó parte del proyecto Fondef D10E1027 en el que también se realizaron mediciones de gravimetría.

Para la ubicación de los sitios de interés, se utilizó el mapa Geológico del tramo de estudio. Los resultados de las mediciones de frecuencia predominante en conjunto con los resultados de gravimetría muestran una tendencia decreciente ya que para periodos altos se presentan valores de gravedad más bajos, lo cual concuerda pues para los dos ensayos se espera detectar mayores profundidades de contraste de impedancia o profundidad de roca.

La comparación entre los valores de V_{s30} y las profundidades sísmicas obtenidas de la aproximación unidimensional a través de los ensayos Nakamura y de las profundidades al basamento según la gravimetría muestra que para valores de V_{s30} en el rango entre 180 a 350 m/s (suelos tipo E a C), se obtienen profundidades similares y para suelos muy rígidos con V_{s30} mayores a 500 m/s no existe una buena correlación. Estas diferencias pueden estar relacionadas a la incertidumbre de la densidad de la roca que se asume en el ensayo gravimétrico y porque el contraste de impedancia sísmico predominante no necesariamente concuerda con la ubicación de la roca en sentido gravimétrico

Con base en esta información y las mediciones geofísicas se clasificaron los sitios empleando letras de acuerdo con la la normativa vigente (DS N°61), determinando zonas

de similar comportamiento sísmico, que denota con colores rojos las zonas de mayor peligro, lo cual esta correlacionado con zonas de origen aluvial profunda como se muestra en la geología. En efecto, en la zona de Viña Centro y en el Centro de Valparaíso cercano al Puerto, se detectaron suelos tipo E y D es decir que se espera amplificación del movimiento sísmico significativa. Hacia la zona de Playa ancha en Valparaíso existen suelos de categoría C a B, siendo estos últimos de mejor comportamiento dinámico.

Se evidenció mediante la generación de un mapa de zonificación sísmica utilizando la actual norma de clasificación de suelos, que al incorporar los parámetros dinámicos T0 y Vs<900 m/s, se tiene una clasificación sísmica que discretiza de mejor manera zonas donde se espera obtener una mayor amplificación del movimiento en superficie. Al comparar esta información se observa que hacia la zona Viña Centro y en el Centro de Valparaíso donde se ha identificado mediante la geología depósitos aluviales y valores inferiores a 2 mGal según gravimetría, coincide con la ubicación de suelos tipo E.

Una vez obtenida la clasificación sísmica desde el punto de vista cualitativo, se procedió a cuantificar la amplificación sísmica a través del PGA empleando la plataforma *SeismicHazard* para dos leyes de atenuación: una propuesta por Abrahamson (2016) y la segunda desarrollada en el proyecto Fondef D10E1027 que incorpora además del Vs₃₀ el T₀, esto se realizó para un periodo de retorno de 50 años donde los valores de PGA son del orden de 0.15 a 0.45 g y para 475 años del orden de 0.45 a 0.80.

En los mapas obtenidos para el modelo del proyecto se diferencia significativamente las zonas donde se espera un mayor movimiento y que coincide con los resultados obtenidos de la caracterización sísmica cualitativa. Los mapas obtenidos para la ley de atenuación de Abrahamson (2016) muestran de manera muy global las zonas de riesgo sísmico, por lo que se concluye que utilizar el periodo predominante del suelo en una ley de atenuación ayuda a describir de mejor manera zonas sísmicas y a detectar zonas singulares de mayor amplificación bien acotadas.

Dentro de los resultados obtenidos, es interesante notar que existen diferencias significativas de PGA esperados en zonas cuyos valores de Vs30 son muy regulares. Nos referimos por ejemplo al centro de Viña del Mar, donde se observan diferencias de hasta 40% de los valores esperados solo por efecto del cambio en el periodo de vibrar predominante del sitio.

En la Figura 7-1, se observa un mapa donde se contrastan los resultados de la zonificación sísmica cualitativa y los resultados cuantitativos a través del PGA, obtenidos a partir de la ley de atenuación propuesta por Montalva (2018). Se observa que en las zonas donde se encontraron suelos más blandos con clasificación sísmica E tienden a concentrarse los resultados del PGA superiores, entre 0.35 y 0.45g, para un periodo de retorno de 50 años.



Figura 7-1: Mapa de zonificación sísmica donde se muestran los valores de PGA para un periodo de retorno de 50 años, empleando la ley de atenuación de Montalva (2018).

La nueva propuesta de clasificación sísmica, evaluada en el marco de esta investigación incorporó el efecto de los parámetros dinámicos a pequeñas deformaciones (T0 y Vs<900 m/s) observando que provee una estimación más detallada de la amenaza sísmica, que se evidencia al contrastar los resultados de múltiples especialidades, como el estudio de riesgo sísmico, geología, entre otros.

Las técnicas de medición geofísica empleadas sirvieron para conocer el perfil estimado de suelo en profundidad, lo cual permitió detectar contrastes de impedancia someros que influyen directamente en la respuesta dinámica superficial del sitio.

A partir de los resultados de la geofísica se realizó la clasificación sísmica cualitativa de los sitios de estudio identificando que en la zona de Viña Centro y en el Centro de Valparaíso cercano al Puerto, se detectaron suelos tipo E y D mientras que hacia la zona de Playa ancha en Valparaíso existen suelos de categoría C a B. Esta diferenciación no es detectada por el sistema normativo actual.

Mediante la utilización de la plataforma *Seismic Hazard* que incorpora la ley de atenuación desarrollada por Montalva (2018) para este proyecto, se logró cuantificar la amenaza sísmica obteniendo el parámetro PGA que para las ciudades de Valparaíso y Viña del Mar y para un periodo de retorno de 50 años, varía entre 0.15 a 0.45g, y que para 475 años del orden de 0.45 a 0.80g.

El análisis comparativo entre la clasificación sísmica cualitativa y la estimación de la amenaza sísmica cuantitativa muestra una buena correspondencia al determinar mayores valores de PGA en aquellos sitios con perfiles de suelo de menor rigidez.

Los resultados presentados en este trabajo ponen en evidencia que es posible generar una microzonificación sísmica e indicadores cuantitativos de movimiento sísmico gracias a la recopilación y análisis riguroso de antecedentes geológicos y geotécnicos, la aplicación correcta de técnicas geofísicas sísmicas, junto con el adecuado tratamiento de la base de datos de eventos pasados.

Se trata de un esquema trabajo interdisciplinario indispensable para cubrir en forma integral el problema de amenaza sísmica ligada a efectos de amplificación de sitio y que puede ser empleado por profesionales afines a la ingeniería sísmica para obtener mapas de amenaza sísmica. de sitios que se encuentren ubicados dentro de la zona entre Los Vilos y San Antonio, junto con suministrar estimadores cuantitativos de movimiento fuerte. Si bien la presentación se efectuó en base a PGA, la plataforma usada permite generar otros indicadores de movimiento fuerte, como por ejemplo las pseudo-aceleraciones espectrales para cualquier período de vibrar.

9. TRABAJO FUTURO

La presente investigación podrá ser ampliada en trabajos futuros contrastando los espectros de respuesta asociados a estaciones sísmicas ubicadas sobre suelo, de forma específica en aquellas en donde el periodo predominante tenga influencia directa en la clasificación.

La comparación entre los espectros (correspondiente al tipo de suelo clasificado y el del registro) permitirá establecer si la clasificación asignada es la más adecuada o en su defecto evaluar otras variables que pudieran tener incidencia en la clasificación.

Se recomienda realizar perforaciones en zonas que permitan contrastar los perfiles de velocidades de ondas de corte obtenidos en esta investigación, especialmente los más profundos donde existen mayores incertidumbres respecto a la ubicación del contraste de impedancia predominante.

Se recomienda, utilizar la metodología desarrolalda en esta investigación en forma sistemática para así contar con una base de datos más extensa que permita darle cobertura nacional a las estimaciones de amenaza sísmica.

BIBLIOGRAFIA

Abrahamson, N., Gregor, N., & Addo, K. (2016). BC Hydro Ground Motion Prediction Equations for Subduction Earthquakes. Earthquake Spectra. 32(1), 23-44.

Aki, K. (1957). Space and Time Spectra of Stationary Stochastic Waves, with special Reference to Microtremors. Bulletin of Earthquake Research Institute, 35, 415-456.

Alvarado, D. (2012). Microzonificacion sismica de la ciudad de Valdivia. Etapa 1: determinacion del peligro uniforme y caracterizacion dinamica de los suelos empleando la técnica de la razón espectral de Nakamura. Tesis para optener el título de Ingeniero Civil en obras civiles. Universidad Austral de Chile, Chile

Angermann, D., Klotz, J., & Reigber, C. (1999). Space-geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector. Earth and Planetary Science Letters, 171(3), 329-334.

Baquedano, F. (2012). Estudio de dinámica de suelos mediante microvibraciones y zonificación sísmica preliminar de las ciudades de Valparaíso y Viña Del Mar. Memoria para optar al título de Ingeniero Civil en Obras Civiles.

Becerra, A. (2014). Seismic Microzoning of Arica and Iquique, Chile. Tesis de Magister en Ciencias de la Ingeniería, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile. Bravo, F., Koch, P., Riquelme, S., Fuentes, M., & Campos, J. (2019). Slip Distribution of the 1985 Valparaíso Earthquake Constrained with Seismic and Deformation Data. Seismological Research Letters. 90 (5), 1792-1800.

Chávez-García, F. J., Rodríguez, M., & Stephenson, W. R. (2005). An Alternative Approach to the SPAC Analysis of Microtremors: Exploiting Stationarity of Noise. Bulletin of the Seismological Society of America, 277-293.

Chávez-García, F. J., Rodríguez, M., & Stephenson, W. R. (2006). Subsoil Structure Using SPAC Measurements along a Line. Bulletin of the Seismological Society of America, 96, 729–736.

Chávez-García, F. J., & Montalva, G. A. (2014). Efectos de sitio para IngenierosGeotécnicos, estudio del valle Parkway. Obras y proyectos, (16), 6-30.Darwin, Ch. 1846. Geological observations on South America. Smith, Elder and Co.,London, 279 p.

Dojcinovski, D., Olumceva, T., & Mustafa, S. (2014) Seismic Microzonation: case study Ulpijana settlement in Prishtina-Kosovo. Second European Coference on earthquake engineering and Seismology, Instanbul Encinas, A. 2006. Estratigrafía y sedimentología de los depósitos marinos mio-pliocenos del área de Navidad (33°00'-34°30'S), Chile central. Implicaciones con respecto a la tectónica del antearco. Tesis de Doctorado (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología: 177 p.

Fernández, J., Pastén, C., Ruiz, S., & Leyton, F. (2019). Damage assessment of the 2015 Mw 8.3 Illapel earthquake in the North-Central Chile. Natural Hazards, 96(1), 269-283.

Foti, S. (2000). Multistation Methods for Geotechnical Characterization using Surface Waves. Ph.D. thesis, Politecnico di Torino, Torino, Italy.

Gana, P.; Wall, R.; Gutiérrez, A. 1996. Mapa geológico del área Valparaíso-Curacaví, regiones de Valparaíso y Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería. Mapas Geológicos, 1, escala 1:100.000: 20 p. Santiago.

Gutiérrez, N.; Hinojosa, L.F.; Le Roux, J.P.; Pedroza, V. 2013. Evidence for an Early-Middle Miocene age of the Navidad Formation (central Chile): paleontological, paleoclimatic and tectonic implications. Andean Geology 40 (1): 66-78. doi: 10.5027/andgeoV40n1-a03.

Hayashi K. (2008). Development of the Surface-wave Methods and Its Application to Site Investigations. Ph.D Dissertation, Kyoto University, 2008. Humire, F. (2013). Aplicación de métodos geofísicos basados en ondas superficiales para la caracterización sísmica de suelos. Aplicación a la microzonificación sísmica del norte y poniente de Santiago. Tesis de Magister en Ciencias de la Ingeniería, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile.

Humire, F., Sáez, E. & Leyton, F. (2015). Manual de Aplicación de Técnicas Geofísicas basadas en ondas de Superficie para la Determinación del parámetro Vs30, Instituto de la Construcción, Chile.

Kværna, T., & Ringdahl, F. (1986). Stability of various fk-estimation techniques, in Semiannual Technical Summary, 1 October 1985 - 31 March 1986. NORSAR Scientific Report 1-86/87, (págs. 29–40). Kjeller, Norway.

Kelleher, J. (1972). Rupture zones of large South American earthquakes and some predictions. Journal of Geophysical Research, 77(11), 2087.

Kendrick, E., Bevis, M., Smalley Jr, R., Brooks, B., Vargas, R. B., Lauria, E., & Fortes, L. P. S. (2003). The Nazca–South America Euler vector and its rate of change. Journal of South American Earth Sciences, 16(2), 125-131.

Lacoss, R., Kelly, E., & Toksöz, M. (1969). Estimation of seismic noise structure using arrays. Geophysics, 34, 21–38.

León, J. (2017). Avances hacia una clasificación sísmica de estaciones sismológicas Chilenas. Tesis para optar al título de Ingeniero Civil. Universidad de Chile, Chile. Lermo, J., & Chávez-García, F. (1993). Site effect evaluation using spectral ratios with only one station. Bulletin of the Seismological Society of America, 83, 1574–1594.

Le Roux, J., Gutiérrez, N., Hinojosa, L., Pedroza, V., Becerra, J. 2014. Reply to Comment of Encinas et al. (2014) on: 'Evidence for an Early-Middle Miocene age of the Navidad Formation (central Chile): Paleontological, climatic and tectonic implications' of Gutiérrez et al. (2013, Andean Geology 40 (1): 66-78).

Leyton, F., Sepúlveda, S. A., Astroza, M., Rebolledo, S., González, L., Ruiz, S., ... & Lavados, J. (2010, May). Zonificación Sísmica de la cuenca de Santiago, Chile. In Congreso Chileno de Sismología e Ingeniería Antisísmica (No. 10, pp. 22-27).

Leyton, F., Ramírez, S. & Vásquez, A. (2012). Uso y limitaciones de la Técnica de Nakamura en la clasificación sísmica de suelos. Congreso Chileno de Geotecnia, Volumen VII

Mahajan, A. K., Slob, S., Ranjan, R., Sporry, R., & van Westen, C. J. (2007). Seismic microzonation of Dehradun City using geophysical and geotechnical characteristics in the upper 30 m of soil column. Journal of seismology, 11(4), 355-370.

Maringue, J. (2017). Amenaza sísmica en Mejillones mediante una aproximación geofísica: análisis dinámico y amplificación sísmica asociada. Tesis para optar al grado de Magister en Ciencias de la Ingeniería. Pontificia Universidad Católica de Chile, Chile.

Maringue, J. Mendoza, L., Sáez, E., Yañez, G., Montalva, G., Soto, V., Ayala, F., Perez-Estay, N., Figueroa, R., Ovalle, C., (2021, enviado). An integrated geological-geophysicalgeotechnical approach to the quantitative assessment of seismic site amplification in urban areas. Application to central Chilean coastal cities (32°- 34° S).

Mayoral, J. M., Asimaki, D., Tepalcapa, S., Wood, C., Roman-de la Sancha, A., Hutchinson, T., & Montalva, G. (2019). Site effects in Mexico City basin: Past and present. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 121, 369-382.

Montalva, G. A., N. Bastías, and A. Rodríguez-Marek (2017). Ground motion prediction equation for the Chilean subduction zone, Bull. Seismol. Soc. Am. 107, no. 2, 901–911.

Montalva G.A., J. Basualto, E. Sáez, G. Yáñez & N. Bastías (2020). "Spatial Variability of Strong Ground Motion in the Chilean Subduction Zone" To be submitted to Seismological Research Letters.

Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. QR Railway Tech. Res. Inst., 30(1), 25-33.

Rix, G., & Leipski, E. (s.f.). Accuracy and Resolution of Surface Wave Inversion. En S.K. S. K. Bhatia (Ed.), Recent advances in instrumentation, data acquisition and testing in soil dynamics (págs. 17-32). American Society of Civil Engineers.

Park, C. B., R. D. Miller, and J. H. Xia, 1999, Multichannel analysis of surface waves: Geophysics, 64, 800-808.

Park, C., & Miller, R. (2008). Roadside Passive Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW). *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 13, 1-11.

Rivano, S.; Sepúlveda, P.; Boric, R.; Espiñeira, D. (1993). Hojas Quillota y Portillo, V Región. Escala 1: 250.000. Sernageomin, Carta Geológica de Chile Nº 73.

Ruiz, S., Metois, M., Fuenzalida, A., Ruiz, J., Leyton, F., Grandin, R., ... & Campos, J. (2014). Intense foreshocks and a slow slip event preceded the 2014 Iquique Mw 8.1 earthquake. Science, 345(6201), 1165-1169.

Ruiz, S., Klein, E., del Campo, F., Rivera, E., Poli, P., Metois, M., ... & Madariaga, R. (2016). The seismic sequence of the 16 September 2015 M w 8.3 Illapel, Chile, earthquake. Seismological Research Letters, 87(4), 789-799.

Silva , N. (2008). Caracterización y determinación del peligro sísmico en la región Metropolitana. Tesis para obtar por el titulo de Ingeniero Civil, Universidad de Chile, Santiago, Chile. Stockwell, R. (2007). A basis for efficient representation of the S-transform. Digital Signal Processing, 17(1), 371-393.

Strobbia, C. (2003). Surface Wave Methods: Acquisition, processing and inversion. Ph.D. thesis, Politecnico di Torino, Torino, Italy.

Tapia, P., Roldán, W., & Villacis, C. (2002). Vulnerabilidad sísmica de las ciudades del norte de Chile: Arica, Antofagasta y Copiapó. VIII Jornadas Chilenas de Sismología e Ingeniería Antisísmica, Chile–2002.

Tokimatsu, K. (1997) Geotechnical site characterization using surface waves. In: Ishihara (ed) Balkema. Proceedings of the 1st international conference earthquake geotechnical engineering, pp 1333–1368

USGS. (2017). Earthquake Lists, Maps, and Statistics. Obtenido de Servicio Geológico de los Estados Unidos: https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/browse/stats.php

Vera-Grunauer,X (2004). Elaboración del documento de la microzonificación sísmica y geotécnica de la ciudad de guayaquil según la norma ecuatoriana de la construcción 2011, Secretaría de Gestión de Riesgos.

Verdugo, R. (2016). Microzonificación sísmica según tipos de suelos. Sociedad Chilena de Geotecnia. IX Congreso Anual AICE, Santiago de Chile.

Vigny, C., Socquet, A., Peyrat, S., Ruegg, J. C., Métois, M., Madariaga, R., ... & Carrizo,D. (2011). The 2010 Mw 8.8 Maule megathrust earthquake of central Chile, monitored byGPS. Science, 332(6036), 1417-1421.

Wall, R.; Gana, P.; Gutiérrez, A. 1996. Mapa geológico del área de San Antonio-Melipilla. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos, 2: 19 p. Santiago.

Wang, Z. (2008). A technical note on seismic microzonation in the central United States. Journal of earth system science, 117(2), 749.

Yañez G., et al., 2020, Nazca-South America long-term plate coupling: implications on the seismo-tectonic segmentation at the Southern Andes (en preparación).

86

ANEXOS

ANEXO A



ANEXO B

Terreno Este Norte T001 270193.27 6400715.44 T002 270781.66 6400636.14 T003 270393.04 6400265.57 T004 272196.29 6400640.32 T005 270501.90 6400903.76 T006 272136.42 6400270.44 T007 269164.20 6395630.27 T008 269146.85 6395902.93 T009 268491.40 6395457.00 T010 269825.31 6395817.88 T011 269422.81 6395170.59 T012 269726.27 6392602.48 T013 270016.26 6392383.82 T014 270915.00 6392240.00 T015 269855.62 6392873.44 T016 272604.31 6386267.88 T017 272371.66 6385517.35 T018 271940.87 6384402.38 T019 271524.83 6381852.18 T020 271035.60 6383504.72 T021 271662.55 6385261.32 T022 272042.56 6387420.63 T023 6377159.27 267385.88 T024 266223.64 6376760.48 T025 265512.02 6377482.18 T026 266512.17 6375087.96 T027 267222.31 6374595.12 T028 268305.58 6377666.31 T029 267713.95 6375952.82 T030 265856.98 6368715.16 T031 265763.68 6369216.90 T032 264603.50 6368436.49 T033 262477.08 6371590.16 T034 262632.93 6368453.07 T035 262342.54 6369062.11 T036 262045.58 6369532.72 T037 271642.83 6383550.64 T038 263273.03 6368396.72 T039 263263.99 6369170.97 T040 262864.76 6371360.04 T041 262637.00 6369609.00 T042 262914.44 6370466.89 T043 265671.04 6357619.36 T044 265561.32 6370146.03 T045 273853.33 6376321.65

Terreno Este Norte T046 272453.98 6386841.91 T047 274461.64 6379717.16 T048 273229.25 6376254.51 T049 274890.97 6377358.48 T050 270398.00 6392879.00 T051 270969.39 6391964.68 T052 271803.00 6390428.00 T053 268820.21 6394786.86 T054 269369.00 6393084.00 T055 271364.34 6401556.16 T056 271806.42 6400969.02 T057 262317.88 6466585.50 T058 262260.36 6466072.12 T059 263989.85 6467714.96 T060 263176.02 6466224.51 T061 262571.49 6452931.19 T062 263790.75 6443684.46 T063 262569.98 6441763.21 T064 261291.98 6441134.72 T065 263557.77 6431050.71 T066 263093.81 6430595.56 T067 267316.52 6425737.68 267214.01 T068 6423777.26 T069 268538.31 6419124.89 T070 276487.78 6413424.57 T071 262053.53 6351977.77 T072 262755.24 6351680.67 T073 262782.14 6352573.07 T074 263754.84 6352702.72 T075 264450.21 6352493.85 T076 263294.59 6353361.51 T077 261931.38 6352662.57 T078 262037.36 6353490.71 T079 265275.97 6354297.83 T080 264795.02 6354544.37 T081 264364.94 6353900.25 T082 264334.35 6353222.23 T083 261728.90 6352204.26 T084 263823.52 6353807.11 T085 264162.95 6354248.70 T086 267860.54 6354030.11 T087 267227.50 6353850.10 T088 264701.78 6353802.31 T089 262203.95 6353122.32 T090 262546.94 6351487.05

COORDENADAS DE TERRENOS

Terreno Este Norte T091 263567.00 6350824.00 T092 262457.00 6350553.00 T093 262711.00 6348902.00 T094 262728.00 6348357.00 T095 263847.00 6348878.00 T096 263621.00 6349476.00 T097 262622.00 6349715.00 T098 265591.00 6346570.00 T099 264616.00 6346187.00 T100 263961.00 6346772.00 T101 263798.00 6347551.00 T102 263429.00 6347934.00 T103 267188.00 6343723.00 T104 265681.00 6344443.00 6345654.00 T105 267727.00 T106 266214.00 6345348.00 T107 262671.00 6342843.00 T108 263331.00 6342859.00 T109 264861.00 6342372.00 T110 264669.00 6343855.00 T111 265151.00 6343229.00 T112 266950.00 6346457.00 T113 261959.00 6344684.00 T114 262788.00 6345105.00 T115 262219.00 6345420.00 T116 262139.00 6344311.00 T117 262924.00 6344807.00 T118 260632.00 6343373.00 T119 260147.00 6342732.00 T120 260880.00 6342554.00 T121 259833.00 6342288.00 T122 260427.00 6341800.00 T123 261742.00 6341941.00 T124 258973.00 6342256.00 T125 259144.00 6341606.00 T126 258051.00 6341359.00 T127 263070.00 6339178.00 T128 262921.00 6340642.00 262254.00 T129 6341748.00 T130 261322.00 6342213.00 T131 260413.00 6340631.00 T132 262763.00 6342593.00 T133 263748.00 6341981.00 T134 261176.00 6339780.00 T135 251457.00 6333940.00

COORDENADAS DE TERRENOS

| Terreno | Este | Norte |
|---------|-----------|------------|
| T136 | 250015.00 | 6333102.00 |
| T137 | 248655.00 | 6324033.00 |
| T138 | 249677.00 | 6324642.00 |
| T139 | 248430.00 | 6323806.00 |
| T140 | 252361.00 | 6316512.00 |
| T141 | 253037.00 | 6315226.00 |
| T142 | 256894.00 | 6312930.00 |
| T143 | 256137.00 | 6340704.00 |
| T144 | 254550.00 | 6340515.00 |
| T145 | 253808.00 | 6340632.00 |
| T146 | 253488.00 | 6342886.00 |
| T147 | 256051.00 | 6339040.00 |
| T148 | 261137.00 | 6343730.00 |
| T149 | 260368.00 | 6341703.00 |
| T150 | 257742.00 | 6341854.00 |
| T151 | 261666.00 | 6343044.00 |
| T152 | 255920.00 | 6340312.00 |
| T153 | 255462.00 | 6340693.00 |
| T154 | 252228.00 | 6305439.00 |
| T155 | 249593.00 | 6303334.00 |
| T156 | 253520.00 | 6307651.00 |
| T157 | 254069.00 | 6309628.00 |
| T158 | 249881.00 | 6302005.00 |
| T159 | 253579.00 | 6306734.00 |
| T160 | 257873.00 | 6283727.00 |
| T161 | 258623.00 | 6284860.00 |
| T162 | 259641.00 | 6285544.00 |
| T163 | 258776.00 | 6286973.00 |
| T164 | 259458.00 | 6287516.00 |
| T165 | 257997.00 | 6288588.00 |
| T166 | 256893.00 | 6290488.00 |
| T167 | 255977.00 | 6291415.00 |
| T168 | 254958.00 | 6295153.00 |
| T169 | 254016.00 | 6294778.00 |
| T170 | 253200.00 | 6295587.00 |
| T171 | 251794.00 | 6295410.00 |
| T172 | 251130.00 | 6296852.00 |
| T173 | 249417.00 | 6297513.00 |
| T174 | 249833.00 | 6298955.00 |
| T175 | 249507.00 | 6300115.00 |
| T176 | 250279.00 | 6300772.00 |
| T177 | 258815.00 | 6276825.00 |
| T178 | 258660.00 | 6277495.00 |
| T179 | 257696.00 | 6277327.00 |
| T180 | 257084.00 | 6277262.00 |

| Terreno | Este | Norte |
|---------|-----------|------------|
| T181 | 257144.00 | 6277954.00 |
| T182 | 256820.00 | 6277462.00 |
| T183 | 257347.00 | 6278229.00 |
| T184 | 258848.00 | 6278313.00 |
| T185 | 257741.00 | 6278560.00 |
| T186 | 257620.00 | 6279023.00 |
| T187 | 258792.00 | 6279774.00 |
| T188 | 257499.00 | 6279417.00 |
| T189 | 258247.00 | 6280208.00 |
| T190 | 259112.00 | 6279286.00 |
| T191 | 259212.00 | 6280352.00 |
| T192 | 257778.00 | 6280429.00 |
| T193 | 258509.00 | 6281289.00 |
| T194 | 256938.00 | 6281670.00 |
| T195 | 256149.00 | 6274581.00 |
| T196 | 256525.00 | 6272381.00 |
| T197 | 256210.00 | 6271635.00 |
| T198 | 258465.00 | 6282325.00 |
| T199 | 256550.00 | 6281597.00 |
| T200 | 258053.00 | 6281811.00 |
| T201 | 258415.00 | 6279183.00 |
| T202 | 256438.00 | 6273966.00 |
| T203 | 256425.00 | 6275798.00 |
| T204 | 272747.00 | 6387267.00 |
| T205 | 271817.00 | 6385315.00 |
| T206 | 274214.00 | 6376144.00 |
| T207 | 262452.00 | 6371517.00 |
| T208 | 262075.00 | 6350033.00 |
| T209 | 267824.00 | 6346719.00 |
| T210 | 267948.00 | 6346354.00 |
| T211 | 264412.00 | 6343741.00 |
| T212 | 264387.00 | 6343005.00 |
| T213 | 267898.00 | 6341723.00 |
| T214 | 261739.00 | 6343620.00 |
| T215 | 261342.00 | 6342924.00 |
| T216 | 261448.00 | 6342798.00 |
| T217 | 265640.00 | 6340665.00 |
| T218 | 267005.00 | 6339868.00 |
| T219 | 258023.00 | 6339774.00 |
| T220 | 256446.00 | 6340146.00 |
| T221 | 255240.00 | 6339318.00 |
| T222 | 255516.00 | 6339691.00 |
| T223 | 254342.00 | 6341567.00 |
| T224 | 254455.00 | 6341804.00 |

| COORDEN | ADAS DE | TERRENOS |
|---------|---------|-----------------|
|---------|---------|-----------------|

| Terreno | Este | Norte |
|---------|-----------|------------|
| T225 | 254174.00 | 6341464.00 |
| T226 | 253378.00 | 6341437.00 |
| T227 | 252934.00 | 6340989.00 |
| T228 | 253182.00 | 6339258.00 |
| T229 | 251502.00 | 6303755.00 |
| T230 | 255324.00 | 6290043.00 |
| T231 | 258448.00 | 6280948.00 |

COMUNAS LOS VILOS Y LA LIGUA



COMUNAS LA LIGUA, PAPUDO Y ZAPALLAR



COMUNAS PUCHUNCAVI-QUINTERO



COMUNAS CONCON-VIÑA DEL MAR



COMUNAS VALPARAISO- CASA BLANCA


DocuSign Envelope ID: 39933DAE-DE01-4005-8166-DAC13E5DFE38

COMUNAS ALGARROBO-EL QUISCO-EL TABO



DocuSign Envelope ID: 39933DAE-DE01-4005-8166-DAC13E5DFE38

COMUNAS CARTAGENA - SAN ANTONIO-SANTO DOMINGO



ANEXO C















Perfil Vs







T005 - Papudo



















Zapallar - T009



Zapallar- T010

Zapallar- T010





Zapallar - T011



Zapallar - T011



Perfil Vs







Cachagua - T013



Cachagua - T014





Cachagua - T015



Cachagua - T015





Maitencillo - T016








Maitencillo - T018





Maitencillo – T019





1200













Horcón – T023















Horcón-T026









Horcón - T028





Horcón - T029



Loncura - T030



Loncura - T030









Loncura - T032





Quintero-T033





Quintero - T034




Quintero - T035





Quintero - T036





Maitencillo - T037









Quintero - T039



Quintero- T040



Quintero-T040





Quintero - T041





Quintero – T042









Loncura– T044













| NO | HAY | TROMINO |
|----|-----|---------|
|----|-----|---------|



| SIN | TRO | MINO |
|-----|-----|------|
|-----|-----|------|



NO TIENE TROMINO













Cachagua - T052












Quintero – T055









Los Vilos - T057





Los Vilos - T058









Los Vilos - T060





Totoralillo – T061





Quilimarí – T062















Los Molles - T065





Los Molles - T066





Guaquén - T067



Guaquén - T068







Pichicuy - T069





Longotoma - T070


T071 Concón



T071 Concón



Perfil Vs

T072 Concón



T072 Concón

T073 Concón





T073 Concón

T074 Concón





T074 Concón

T075 Concón





T075 Concón



T076 Concón



T076 Concón



T077 Concón



T077 Concón

T078 Concón





T078 Concón



T079 Concón



T079 Concón

T080 Concón





T080 Concón



T081 Concón



T081 Concón



T082 Concón



T082 Concón



T083 Concón



T083 Concón



T084 Concón



T084 Concón



T085 Concón



T085 Concón



DocuSign Envelope ID: 39933DAE-DE01-4005-8166-DAC13E5DFE38





FALTAN TROMINOS



NO HAY TROMINO




Concón– T089



| NO HAY TROMIN | С |
|---------------|---|
|---------------|---|





Reñaca - T091





Reñaca - T092





Reñaca - T093





Reñaca - T094





Reñaca - T095





Reñaca - T096





Reñaca - T097





Reñaca - T098









Reñaca – T100





Reñaca – T101





Reñaca – T102





Reñaca – T103





Reñaca – T104






















Reñaca – T109





Reñaca – T110





Reñaca – T111





















Viña – T116








































Viña del Mar – T126







































Laguna Verde– T135





Laguna Verde– T136





Quintay - T137





Quintay-T138





Quintay-T139









Tunquén – T141





Tunquén – T142














































Valparaíso – T151





Valparaíso – T152













Algarrobo – T155













Algarrobo – T158



Perfil Vs






















Cartagena – T164





Cartagena – T165









Las cruces - T167







El Tabito- T169









El Tabo – T170





El Tabo - T171













El Quisco – T174


















Llolleo – T178









Llolleo-T180

































San Antonio – T188








































































Puchuncaví – T206













Reñaca – T209
































Viña del Mar – T217







T220 Valparaíso





T220 Valparaíso











T223 Valparaíso
































ANEXO D

MEDICION DE VELOCIDAD DE LAS ONDAS DE CORTE (Vs) COMUNAS LOS VILOS Y LA LIGUA



MEDICION DE VELOCIDAD DE LAS ONDAS DE CORTE (Vs) COMUNAS LA LIGUA, PAPUDO Y ZAPALLAR





MEDICION DE VELOCIDAD DE LAS ONDAS DE CORTE (Vs) COMUNAS CONCON-VIÑA DEL MAR



MEDICION DE VELOCIDAD DE LAS ONDAS DE CORTE (Vs) COMUNAS VALPARAISO - CASA BLANCA



DocuSign Envelope ID: 39933DAE-DE01-4005-8166-DAC13E5DFE38



MEDICION DE VELOCIDAD DE LAS ONDAS DE CORTE (Vs) COMUNAS ALGARROBO-EL QUISCO-EL TABO



MEDICION DE VELOCIDAD DE LAS ONDAS DE CORTE (Vs) COMUNAS CARTAGENA - SAN ANTONIO-SANTO DOMINGO



UBICACION DE MEDICION DE PERIODO PREDOMINANTE DEL SUELO (NAKAMURA) COMUNAS LOS VILOS Y LA LIGUA



UBICACION DE MEDICION DE PERIODO PREDOMINANTE DEL SUELO (NAKAMURA) COMUNAS LA LIGUA, PAPUDO Y ZAPALLAR



UBICACION DE MEDICION DE PERIODO PREDOMINANTE DEL SUELO (NAKAMURA) COMUNAS PUCHUNCAVI-QUINTERO



COMUNAS CONCON-VIÑA DEL MAR



COMUNAS VALPARAISO - CASA BLANCA



COMUNAS ALGARROBO-EL QUISCO-EL TABO



COMUNAS CARTAGENA - SAN ANTONIO-SANTO DOMINGO



ANEXO E















ANEXO F













MICRO ZONIFICACIÓN SÍSMICA CUANTITATIVA Tr =50 años

MICRO ZONIFICACIÓN SÍSMICA CUANTITATIVA Tr =475 años

