Facultad de Ingeniería
Carrera de Geología

RESPUESTA SÍSMICA DE LAS CONDICIONES GEOLÓGICAS, EVALUADA CON MICROTREMORES ENTRE LAS COMUNAS DE QUINTERO Y PUCHUNCAVI, REGIÓN DE VALPARAÍSO, CHILE

Tesis de pregrado para optar al título de Geólogo

Autor
Livio Alejandro Garrido Carvajal

Profesor guía
Cristian Ricardo Rodrigo Ramírez

Viña del Mar, Chile, 2020.

TABLA DE CONTENIDO

RESUMEN **18**

DEDICATORIA **19**

AGRADECIMIENTO **19**

1 INTRODUCCIÓN **20**
1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA **20**
1.2 OBJETIVOS **26**
1.2.1 Objetivo general 26
1.2.2 Objetivos específicos 26
1.3 HIPÓTESIS **26**
1.4 ÁREA DE ESTUDIO: UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO **27**

2 MARCO TEÓRICO **28**
2.1 MARCO GEOLÓGICO **28**
2.1.1 Evolución Geotectónica 28
2.1.2 Segmentación andina y unidades morfoestructurales principales 32
2.1.2.1 Segmentación andina 32
2.1.2.2 Unidades morfoestructurales principales 33
2.1.2.2.1 Cordillera de la Costa 33
2.1.2.2.2 Depresión Central 34
2.1.2.2.3 Cordillera Principal 35
2.1.3 Geomorfología del área de estudio 37
2.1.4 Características hidrológicas 41

2.1.5 Fallas y lineamientos 42
2.1.5.1 Escala regional 42
2.1.5.1.1 Falla Marga Marga y Valparaíso-Curacavi 42
2.1.5.1.2 Falla Infiernillo o de los Ángeles 42
2.1.5.1.3 Sistema de fallas Pocuro-San Ramón 43
2.1.5.2 Escala local 45
2.1.6 Geología del área de estudio 46
2.1.6.1 Mesozoico 46
2.1.6.1.1 Formación Ajial (Ja) (Jurásico Inferior–Medio) 46
2.1.6.2 Neógeno 47
2.1.6.2.1 Formación Caleta Horcón (Th) 47
2.1.6.2.2 Formación Confluencia (Tc) 48
2.1.6.3 Cuaternario 49
2.1.6.3.1 Sedimentos eólicos antiguos o paleodunas (PQd) 49
2.1.6.3.2 Terrazas de depósitos marinos (Qtm) 50
2.1.6.3.3 Sedimentos cuaternarios no consolidados 50
2.1.6.3.3.1 Sedimentos eólicos y litorales actuales o recientes (Qel) 50
2.1.6.3.3.2 Sedimentos aluviales, coluviales y depósitos de rellenos de valles (Qac) 50
2.1.6.4 Unidades intrusivas 51
2.1.6.4.1 Superunidad Mincha 51
2.1.6.4.1.1 Unidad Puerto Oscuro (Jmi 2) 51
2.1.6.4.1.2 Unidad Tranquila (Jmi 3) 52
2.1.6.4.1.3 Unidad Cavilolén (Jmi 4) 52

2.2 TEORÍA SÍSMICA 55
2.2.1 ESFUERZO Y DEFORMACIÓN 55
2.2.2 PROPAGACIÓN DE ONDAS SÍSMICAS 57
2.2.2.1 Componentes de una onda y registro de un sismo 58
2.2.2.2 Las Ondas de Cuerpo o internas 59
2.2.2.2.1 Ondas P 59
2.2.2.2.2 Ondas S, de corte o cizalle 60
2.2.2.2.3 Ondas superficiales 61
2.2.2.2.3.1 Ondas Love 62
2.2.2.2.3.2 Ondas de Rayleigh 63
2.2.2.2.3.2.1 Descripción 63
2.2.2.2.3.2.2. Dispersión de las ondas Rayleigh 66
2.2.2.2.3.2.3 Curva de dispersión 67

2.3 VIBRACIONES DEL SUELO 69
2.3.1 Microsismos 69
2.3.2 Microtemblores o Microtremores 69

2.4 RESPUESTA SÍSMICA DE LOS DEPÓSITOS DE SUELOS 71
2.4.1 Definición de suelo o depósitos de sedimentos 74
2.4.2 Efecto de sitio o efecto local 74
2.4.2.1 Geología superficial 75
2.4.2.1.1 Efecto de la topografía 77
2.4.2.1.2 Efecto del suelo 78
2.4.2.1.2.1 Amplificación geométrica 80
2.4.2.1.2.2 Amplificación dinámica 81

2.5 MICROZONIFICACIÓN 84
2.5.1 Peligro sísmico 84
2.5.2 Riesgo sísmico 85
2.5.3 Microzonificación 85
2.5.4. Evidencias del efecto de sitio 86

2.6 CRITERIOS PARA EVALUAR LA RESPUESTA SÍSMICA 87
2.6.1 Clasificación del suelo con el perfil de velocidades de corte y el Vs30 87
2.6.2 Disposiciones de La National Earthquake Hazards Reduction Program (NEHRP) 88
2.6.3 Norma chilena de Clasificación de suelos 89
2.6.3.1Decreto Supremo N°61 del Ministerio de Vivienda y Urbanismo, de 02 Noviembre de 2011 89
2.6.3.2. Clasificación sísmica del terreno de fundación 89
2.6.4 Clasificación usada en Japón 90
2.6.5 Clasificación según período natural (dominante) 90
2.6.5.1 El período como indicador de amplificación 90
2.6.5.2 Períodos típicos de algunas estructuras 92
2.6.6 Factor de amplificación sísmica (Midorikawa, 1987) 93

2.7 MÉTODOS DE EXPLORACIÓN Y ENSAYOS GEOFÍSICOS 94
2.7.1 Métodos activos 94
2.7.1.1 Métodos activos con ensayos sísmicos intrusivos 95
2.7.1.1.1 Ensayo Down-Hole 95
2.7.1.1.2 Ensayo Cross-Hole 96
2.7.1.2 Métodos activos con ensayos sísmicos no intrusivos 97
2.7.1.2.1 Ensayos con Reflexión Sísmica 97
2.7.1.2.2 Ensayos con Refracción Sísmica 98

2.7.1.2.3 Métodos con el análisis de la dispersión de Ondas Superficiales 99
2.7.1.2.3.1 Métodos activos con ensayos sísmicos no intrusivos 99
2.7.1.2.3.1.1 SASW 100
2.7.1.2.3.1.2 MASW 101
2.7.1.2.3.2 Métodos pasivos con ensayos sísmicos no Intrusivos 102
2.7.1.2.3.2.1 Relación espectral horizontal sobre la vertical (H/V o HVSR) 102
2.6.1.2.3.2.2 Método de Autocorrelación espacial (SPAC) 103
2.6.1.2.3.2.3 Técnica frecuencia número de onda (f-k) 104
2.7.1.2.3.3 Métodos híbridos (activos y/o pasivos) con ensayos sísmicos no intrusivos 105
2.7.1.2.3.3.1 Refracción por microtremores (ReMi) o Microtremor array measurements (MAM) 105

2.8 IMPORTANCIA DEL USO DE LOS REGISTRO DE REFRACCIÓN DE MICROTREMORES (ReMi) 107

3 METODOLOGÍA 108

3.1 APLICACIÓN DEL MÉTODO REFRACCIÓN MICROTREMORES (ReMi) 108

3.1.1 Equipo, arreglo geométrico y adquisición de datos 108

3.1.1.1 Equipo para este estudio 109

3.1.1.2 Arreglo geométrico 110

3.1.1.3 Adquisición de datos 111

3.1.2 Procesamiento de los registros para obtener Vs y Vs30 113

3.1.2.1 Software utilizado 113

3.2.2.2 Proceso de análisis e interpretación de los registros 114

3.2 ANÁLISIS DE PERFILES DE VELOCIDADES DE ONDA Vs DE CADA SITIO 115

3.3 REPRESENTACIÓN DE LAS DISPOSICIONES DE CLASIFICACIÓN, PERÍODOS, FACTORES DE AMPLIFICACIÓN Y CONSTANTES ELÁSTICAS PARA EL ÁREA DE ESTUDIO 115

3.4 DIAGRAMA DE FLUJO DE LA METODOLOGÍA 116

4 UBICACIÓN DE LOS ENSAYOS ReMi EN EL ÁREA DE ESTUDIO Y RESULTADOS DE SERNAGEOMIN, (2018); GEOTERRA, (2015) 117

4.1 ENSAYOS ReMi EN EL ÁREA DE ESTUDIO 117

4.2 DATOS ADICIONALES CONSIDERADOS EN LA MODELACIÓN 118

5 ANÁLISIS DE LA RESPUESTA SÍSMICA 120

5.1 ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE LOS SITIOS CON REGISTROS MEDIDOS CON REFRACCIÓN DE MICROTREMORES (ReMi) 120

5.1.1 ReMi-01 120
5.1.2 ReMi-02 122
5.1.3 ReMi-03 123
5.1.4 ReMi-04 125
5.1.5 ReMi-05 126
5.1.6 ReMi-06 128
5.1.7 ReMi-07 129
5.1.8 ReMi-08 131
5.1.9 ReMi-09 132
5.1.10 ReMi-10 134
5.1.11 ReMi-11 135

5.2 ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE LOS SITIOS CON MEDICIONES REALIZADAS POR SERNAGEOMIN (2018) 137

5.2.1 T023 137
5.2.2 T026 138
5.2.3 T027 140
5.2.4 T028 141
5.2.5 T029 143
5.2.6 T030 144
5.2.7 T031 146
5.2.8 T036 147
5.2.9 T039 149

5.3 ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE LOS SITIOS CON REGISTROS MEDIDOS POR GEOTERRA. GEOFÍSICA APLICADA., (2015) 151

5.3.1 Geoterra B1 151

5.3.2 Geoterra B2 152

5.4 DISTRIBUCIÓN DE LOS RESULTADOS EN EL ÁREA DE ESTUDIO 154

5.4.1 Análisis e interpretación de la distribución de las velocidades Vs30, Vp30 y Cr30 154

5.4.1.1 Distribución de las velocidades corte Vs30 156

5.4.1.2 Distribución de las velocidades compresión Vp30 157

5.4.1.2 Distribución de las velocidades Rayleigh Cr30 158

5.4.2 Análisis e interpretación de diferentes clasificaciones internacionales y en Chile 159

5.4.2.1 NEHRP (Building Seismic Safety Council. 2004) 159

5.4.2.2 Decreto Supremo N°61 (Chile) 161

5.4.2.3 Clasificación usada en Japón (Zhao et al., 2006) 163

5.4.3 Respuesta sísmica según período natural y efectos en edificaciones 165

5.4.4 Factor de amplificación (Midorikawa, 1987) 171

5.4.5 Constantes elásticas, G y E a partir de Vs30 173

6 MODELO PARA EL ÁREA DE ESTUDIO 177

6.1 MODELO DE LA VARIACIÓN DE PROFUNDIDAD DE LA ROCA 177

6.2 PERFIL TÍPICO DE LA GEOLOGÍA 180

6.3 ECUACIÓN DE TENDENCIA DEL FACTOR AMPLIFICACIÓN PARA QUINTERO-PUCHUNCAVI (FAQP) 184

6.3.1 Ecuación de tendencia Quintero- Puchuncavi 185

7 DISCUSIÓN 187

8 CONCLUSIONES 194

9 REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS 197

ANEXOS

A-1 METODOLOGÍA PARA OBTERNER MAPAS DE EFECTO DE SITIO 219

A-2 ÁREA DE ESTUDIO 220

A-3 GEOLOGÍA 221

A-4 TABLAS DE CLASIFICACIÓN 222

A-4.1 DISPOSICIONES DE LA NATIONAL EARTHQUAKE HAZARDS REDUCTION PROGRAM (NEHRP) 222

A-4.2 DECRETO SUPREMO N°61 DEL MINISTERIO DE VIVIENDA Y URBANISMO, DE 02 NOVIEMBRE DE 2011 222

A-4.3 CLASIFICACIÓN USADA EN JAPÓN 223

A-4.4 CLASIFICACIÓN SEGÚN PERÍODO DOMINANTE 223

A-4.5 FACTOR DE AMPLIFICACIÓN SÍSMICA (MIDORIKAWA, 1987) 224

A-5 UBICACIÓN DE LOS ENSAYOS ReMi EN EL ÁREA DE ESTUDIOS 225

A-6 FÓRMULAS DE PROPIEDADES DINÁMICA Y CONSTANTES ELÁSTICAS. PROPIEDADES TÍPICAS DE LOS SUELOS 226

A-6.1 PROPIEDADES DINÁMICAS 226

A-6.2 ECUACIONES PARA CONSTANTES ELÁSTICAS 226

A-6.3 CONSTANTES ELÁSTICAS TÍPICAS 227

A-6.4 DENSIDAD 227

A-6.5 CRITERIOS PARA DEFINIR UN ESTRATO EN FUNCIÓN DE Vs 228

A-7 REGISTROS Y PROCESAMIENTO DE DATOS 229
A-7.1 REGISTROS MEDIDOS EN AREA DE ESTUDIO
11 ESTACIONES (ReMi 01-11) 229
A-7.1.1 REMI 01 229
A-7.1.2 REMI 02 234
A-7.1.3 REMI 03 239
A-7.1.4 REMI 04 244
A-7.1.5 REMI 05 249
A-7.1.6 REMI 06 254
A-7.1.7 REMI 07 259
A-7.1.8 REMI 08 264
A-7.1.9 REMI 09 269
A-7.1.10 REMI 10 274
A-7.1.11 REMI 11 279
A-7.2 PERFILES DE Vs, SEGÚN SERNAGEOMIN (2018)
(9 estaciones: T023; TO26; T027; T028; T029; T030; T031; T036; y T039) 284
A-7.2.1. Estación : T023 284
A-7.2.2. Estación : T026 286
A-7.2.3. Estación : T027 288
A-7.2.4. Estación : T028 290
A-7.2.5 .Estación : T029 292
A-7.2.6 Estación : T030 294
A-7.2.7 Estación : T031 296
A-7.2.8 Estación : T036 298
A-7.2.9 Estación : T039 300
A-7.3 AFLORAMIENTO ROCOSO (2 estaciones: Geo 1; Geo 2) 302
A-7.3.1 Estación : Geo 1(Ritoque) 302
A-7.3.2 Estación : Geo 2 304
A-7.4 GEOTERRA (2 ESTACIONES: GEOTERRA B1; GEOTERRA B2) 305
A-7.4.1 Estación : Geoterra B1 305
A-7.4.2 Estación : Geoterra B2 307

A-8 MAPAS DE RESPUESTA SÍSMICA 309

MAPA N°1/6 310

VELOCIDADES DE PROPAGACIÓN DE ONDAS

VELOCIDAD DE CORTE Vs30

VELOCIDAD DE COMPRESIÓN Vp30

VELOCIDAD RAYLEIGH, Cr30

MAPA N°2/6 311

RESPUESTA SÍSMICA SEGÚN

NEHRP

DECRETO SUPREMO N°61 (CHILE)

CLASIFICACIÓN USADA EN JAPON (Zhao et al., 2006)

MAPA N°3/6 312

PERÍODOS NATURALES DEL ÁREA SIN Y CON EFECTOS DE LA MAGNITUD DEL SISMO.

EDIFICACIONES AFECTADAS CON EL PERÍODO SIN Y CON EL EFECTO DE LA MAGNITUD DEL SISMO

MAPA N°4/6 313

RESPUESTA SÍSMICA SEGÚN FACTOR DE AMPLIFICACIÓN (Midorikawa, 1987)

MAPA N°5/6 314

CONSTANTES ELÁSTICAS G Y E

MAPA N°6/6 315

MODELO PARA EL ÁREA DE ESTUDIO

PROFUNDIDAD DE LA ROCA

VALORES DE Vs30 Y Vs APROXIMANDAMENTE A 50 m

FACTOR DE AMPLIFICACCIÓN ESTIMADO (FAQP)

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Estudios de terrazas en Chile (Paskoff, 1999; Saillard et al., 2009; Rodriguez, 2008; Cuevas, 2017) 40
Tabla 2. Clasificación de las vibraciones del suelo (Moreno y Alfaro, 2000; Cárdenas, 2018; Nuñez, 2018) 70
Tabla 3. Clasificación propuesta por NEHRP (Building Seismic Safety Council. 2004) 88
Tabla 4. Clasificación sísmica de sitios. Decreto Supremo N°61 (Ministerio de Vivienda y Urbanismo, 2011; Servicio Nacional de Geología y Minería, 2018) 89
Tabla 5. Clasificación usada en Japón (Zhao et al., 2006) 90
Tabla 6. Recomendaciones para R, según la Magnitud del sismo (Sauter, 1989) 92
Tabla 7. Períodos de algunas estructuras (Colindres, 1993; Sauter, 1989) 92
Tabla 8. Factor de amplificación (Midokawa, 1987) 93
Tabla 9. Parámetros recomendados para de adquisición de registros ReMi o MAM (GEOMETRICS, 2006) 112
Tabla 10. Coordenadas UTM de cada lugar donde se realizó la toma de datos ReMi 117
Tabla 11. Coordenadas UTM de datos publicados en el Sistema de Información Georreferenciada de Amenaza Sísmica (SERNAGEOMIN, 2018) 118
Tabla 12. Coordenadas UTM de afloramientos rocosos (Rivano et al., 1993; Garrido, 2020) y registros de Geoterra. Geofísica Aplicada., (2015) 118
Tabla 13. Parámetros de los estratos en función de la profundidad del sitio (REMI 01) 121
Tabla 14. Parámetros de los estratos en función de la profundidad del sitio (REMI 02) 122
Tabla 15. Parámetros de los estratos en función de la profundidad del sitio (REMI 03) 124
Tabla 16. Parámetros de los estratos en función de la profundidad del sitio (REMI 04) 125
Tabla 17. Parámetros de los estratos en función de la profundidad del sitio (REMI 05) 127
Tabla 18. Parámetros de los estratos en función de la profundidad del sitio (REMI 06) 128
Tabla 19. Parámetros de los estratos en función de la profundidad del sitio (REMI 07) 130
Tabla 20. Parámetros de los estratos en función de la profundidad del sitio (REMI 08) 131
Tabla 21. Parámetros de los estratos en función de la profundidad del sitio (REMI 09) 133
Tabla 22. Parámetros de los estratos en función de la profundidad del sitio (REMI 10) 134
Tabla 23. Parámetros de los estratos en función de la profundidad del sitio (REMI 11) 136
Tabla 24. Parámetros de los estratos en función de la profundidad del sitio (T023) 137
Tabla 25. Parámetros de los estratos en función de la profundidad del sitio (T026) 139
Tabla 26. Parámetros de los estratos en función de la profundidad del sitio (T027) 140
Tabla 27. Parámetros de los estratos en función de la profundidad del sitio (T028) 142
Tabla 28. Parámetros de los estratos en función de la profundidad del sitio (T029) 143
Tabla 29. Parámetros de los estratos en función de la profundidad del sitio (T030) 145
Tabla 30. Parámetros de los estratos en función de la profundidad del sitio (T031) 146
Tabla 31. Parámetros de los estratos en función de la profundidad del sitio (T036) 148
Tabla 32. Parámetros de los estratos en función de la profundidad del sitio (T039) 149
Tabla 33. Parámetros de los estratos en función de la profundidad del sitio (Geoterra B1) 151
Tabla 34. Parámetros de los estratos en función de la profundidad del sitio (Geoterra B2) 153
Tabla 35. Resumen de las velocidades Vs30, Vp30, Cr30 (Fuente propia, 2020) 154

Tabla 36. Resumen de las velocidades Vs30, Vp30, Cr30, (SERNAGEOMIN, 2018; Geoterra. Geofísica Aplicada, 2015) y afloramientos de roca (Rivano et al., 1993; Fuente propia, 2020) 155
Tabla 37. Resumen de la respuesta sísmica de todos los registros. Vs30 v/s clasificación NEHRP 159
Tabla 38. Resumen de la respuesta sísmica de todos los registros. Vs30 v/s clasificación Decreto Supremo N°61 161
Tabla 39. Resumen de respuesta sísmica de todos los registros. Vs30 v/s clasificación Japón (Zhao et al., 2006) 163
Tabla 40. Período fundamental del suelo con y sin efectos de la magnitud del sismo. Tipos de edificaciones afectadas 165
Tabla 41. Velocidad de corte Vs30 v/s amplificación (Fa; Fb) 171
Tabla 42. Resumen de todos los registros. Velocidades Vs30, G y E, de cada sitio 174
Tabla 43. Vs30 y tipo de material geológico. Vs final registro, profundidad de la roca y material geológico 178
Tabla 44. Resumen del valor Vs en el fondo del registro y tipo de material geológico 181
Tabla 45. Resumen Vs30, Vs (final del registro) y factor amplificación Quintero-Puchucavi (FAQP) 184
Tabla 46. Factor amplificación Quintero-Puchucavi (FAQP), (Garrido, 2020) 186

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Área de estudio. Ubicación y vías de acceso 27
Figura 2. Convergencia entre las placas de Aluk, Farellones (Farallon) y Nazca con la Placa Sudamericana (Scheuber et al., 1994. Tomado de Charrier et al., 2007) 29
Figura 3. Razones de las velocidades de convergencia en el Cenozoico entre las placas de Farallon y Nazca y sudamericana según, Pardo-Casas y Molnar (1987) y Somoza (1998). Obtenido de Charrier et al., (2007) 29
Figura 4. Zonas de subducción. Plana: Al Norte 33 °S. Transición: 33°-34°. Chilena: Sur del 34 ° S (elaboración propia) 30
Figura 5. Ubicación de las unidades morfoestructurales principales (Elaboración propia) Cordillera de la Costa (CC), la Depresión Central (DC), la Cordillera Principal (CP) 32
Figura 6. Perfil W-E, de las unidades morfoestructurales principales. a) Planta corte. b) Corte tipo. (Elaboración propia) 36
Figura 7. Perfil de unidades morfoestructurales de la zona de estudio. T: Trinchera. CC: Cordillera de la Costa. CP: Cordillera principal. Modificada de Charrier et al., (2007) 37
Figura 8. Planta del corte tipo de las unidades morfoestructuirales del área de estudio, que se muestra en figura 9 (Elaboración propia) 38
Figura 9. Perfil W-E, de las unidades morfoestructurales del área de estudio, indicado en figura 8 (Elaboración propia) 38
Figura 10. Tipos de terrazas marinas. A). Terrazas de abrasión marina. Superficie rocosa de abrasión (T1 y/o T2) con o sin cubierta sedimentaría considerable. B).Terrazas marinas con depósitos. Superficies cubiertas de depósitos marinos sedimentarios de espesor es variable. Extraída de Cabellos, (2015) 39
Figura 11. Estero Puchuncví y Estero Mantagua indicados en color azul (Elaboración propia) 41
Figura 12. Fallas a escala regional. Fallas Marga-Marga, Valaparaíso-Curacaví, Infiernillo, sistemas de fallas Pocuro, y Ramón-Damas (Elaboración propia) 44

Figura 13. Fallas a escala local. (Elaboración propia) 45
Figura 14. Geología del área de estudio. Modificada de Rivano et al., (1993) 54
Figura 15. Definición de esfuerzos para un elemento tridimensional 55
Figura 16. Sismograma. Tiempo de llegada de las diferentes ondas 57
Figura 17. Elementos de una onda 58
Figura 18. Propagación y efectos de las ondas P 59
Figura 19. Propagación y efectos de las ondas S 60
Figura 20. Representación esquemática de las ondas superficiales. Relación velocidad y período 61
Figura 21. Esquema del modo de propagación de las ondas Love (L) 62
Figura 22. Esquema del modo de propagación de las ondas Rayleigh (R) 63
Figura 23. Movimiento de las partículas de las ondas Rayleigh en profundidad (Foti, 2000) 64
Figura 24. Relaciones entre Vp, Vs; y Cr (Granda et al., 2005) 65
Figura 25. Energía de las ondas superficiales y volumétricas o de cuerpo (Granda et al., 2005) 65
Figura 26. Dispersión de un medio. a. Dispersión en un medio homogéneo.
b. Dispersión normal en un medio estratificado (Elaboración propia) 66
Figura 27. Mediciones de una zona cuyo comportamiento indica una dispersión normal.
Estratos poco rígidos en la superficie y la velocidad depende de la frecuencia. (Gunn et al., 2016) 67
Figura 28. Representación de la curva de dispersión para una estratificación de un depósito
(Modificada de Foti, 2000) 68
Figura 29.Curva de dispersión y perfil de estratos de un sitio en función de Vs en profundidad
(Elaboración propia) 68
Figura 30. Representación esquemática de fuentes de microtemblores o microtremores 70
Figura 31. Modificación de la señal sísmica. Espesor de los depósitos blandos en la cuenca sedimentaria
donde se encuentra la Ciudad de México (Torres, 2019) 73
Figura 32. Representación esquemática de la definición de suelo
(Leggett y Karrow, 1986; Tarbuck y Lutgens, 1999) 74
Figura 33. Cambio en los registros símicos por la geología superficial es decir
irregularidades superficiales y subsuperficiales 76
Figura 34. Efectos de sitio. Sismo de México de 1985. Magnitud 8.2 Atenuación de la señal entre el epicentro y la estación Teacalco y entre la roca (UNAM) y el aumento en el centro de la cuenca de Mexico (Laurendeau et al., 2016). 77
Figura 35. Razones entre la aceleración máxima/Maxima aceleración en la cresta medidas en la
localidad de Matsuzaki, Japón (Jibson, 1987) tomada de Silva, (2015) 78
Figura 36. Amplificación aceleraciones máximas en roca de 0.015 y 0.10g a 0.2 y 0.7g
respectivamente en el emplazamiento del Hotel Riu Plaza Guadalajara. México (Lazcano, 2012) 79
Figura 37. Función de amplificación. Suelo uniforme, elástico lineal, sobre roca (Kramer, 1996) 81
Figura 38. Mapa de amplificación de la región de Antofagasta. Chile (Falcón et al., 2014) 84
Figura 39. Mapa de efecto de sitio de la ciudad de Ottawa, Canada (Motazedian et al., 2011) 86
Figura 40. Esquema de ensayo Down-Hole (González de Vallejos et al., 2002) 95
Figura 41. Esquema ensayo Cross-Hole (González de Vallejos et al., 2002) 96
Figura 42. Esquema de reflexión sísmica (Stokoe et al., 2004; Estrada, 2008; González, 2015) 97

Figura 43. Esquema de Refracción Sísmica (Stokoe et al., 2004; Estrada, 2008; González, 2015)
Figura 44. Método activo con ensayos no intrusivos con ondas superficiales
(Stokoe et al., 2004; Estrada, 2008; González, 2015) 98
Figura 44. Método activo con ensayos no intrusivos con ondas superficiales (Stokoe et al., 2004; Estrada, 2008; González, 2015) 99
Figura 45. Esquema del método SASW (Vargas et al., 2009) 100
Figura 46. Esquema método MASW (GEORYS INGENIEROS S.A.C., 2016) 101
Figura 47. Curva espectral HVSR v/s el período, para el Hospital de Coquimbo, Chile
(Fernández et al., 2017) 102
Figura 48. Arreglo geométrico triangular SPAC, donde las estaciones se ubican en los vértices y el centro
(Gonzales et al., 2013) 102
Figura 49. Gráfico de energía. Resultado análisis f-k (Humire et al., 2015) 104
Figura 50. Límites de la curva de dispersión, método f-k (Humire, 2013; Humire et al., 2015) 104
Figura 51. Medición de un registro de Microtremores. Carretera F-30-E. Quintero. Chile (Fuente propia) 106
Figura 52. Esquema de toma de datos y resultados del método ReMi (Granda et al., 2003) 106
Figura 53. Planta Copec, Con Con. Chile. 2015 (Fuente propia) 107
Figura 54. Planta Shell. Puerto Varas. Chile. 2015 (Fuente propia) 107
Figura 55. Curvas de dispersión de diferentes arreglos con fuentes pasivas y activas optenidas
en Los Angeles U.S (Hayashi, 2008) 108
Figura 56. Equipo ES-3000. Quintero, Chile 2019 (Fuente propia) 109
Figura 57. Accesorios equipo ES-3000. a.- Cable con 24 canales cada 5 m. b.-Geófonos 4.5 Hz.
c.- Computador y Software para procesamiento de datos (GEOMETRICS., 2019) 109
Figura 58. a) Modelo de toma de datos. Cable L=110 m con 12 geófonos. Profundidad estimada entre 30 a 50 m.
b) Sitio ReMi 07. Medición Octubre 2019. Quintero, Chile (Fuente propia) 110
Figura 59. Respuesta final. Perfil de velocidades. Velocidad Vs30.
Software Módulo Wave Eq (GEOMETRICS, 2006) 114
Figura 60. Diagrama de flujo de metodología (Elaboración propia) 116
Figura 61. Ubicación ensayos ReMi (11 estaciones); SERNAGEOMIN (9 estaciones);
afloramiento de roca (2 estaciones) y Geoterra (2 estaciones) 119
Figura 62. Perfil de velocidad de onda de corte y Vs30, del registro ReMi 01 120
Figura 63. Perfil de velocidad de onda de corte y Vs30, del registro ReMi 02 122
Figura 64. Perfil de velocidad de onda de corte y Vs30, del registro ReMi 03 123
Figura 65. Perfil de velocidad de onda de corte y Vs30, del registro ReMi 04 125
Figura 66. Perfil de velocidad de onda de corte y Vs30, del registro ReMi 05 126
Figura 67. Perfil de velocidad de onda de corte y Vs30, del registro ReMi 06 128
Figura 68. Perfil de velocidad de onda de corte y Vs30, del registro ReMi 07 129
Figura 69. Perfil de velocidad de onda de corte y Vs30, del registro ReMi 08 131
Figura 70. Perfil de velocidad de onda de corte y Vs30, del registro ReMi 09 132
Figura 71. Perfil de velocidad de onda de corte y Vs30, del registro ReMi 10 134
Figura 72. Perfil de velocidad de onda de corte y Vs30, del registro ReMi 11 135
Figura 73. Perfil de velocidad de onda de corte del registro T023 137
Figura 74. Perfil de velocidad de onda de corte del registro T026 138

Figura 75. Perfil de velocidad de onda de corte del registro T027 140
Figura 76. Perfil de velocidad de onda de corte del registro T028 141
Figura 77. Perfil de velocidad de onda de corte del registro T029 143
Figura 78. Perfil de velocidad de onda de corte del registro T030 144
Figura 79. Perfil de velocidad de onda de corte del registro T031 146
Figura 80. Perfil de velocidad de onda de corte del registro T036 147
Figura 81. Perfil de velocidad de onda de corte del registro T039 149
Figura 82. Perfil de velocidad de onda de corte del registro Geoterra B1 151
Figura 83. Perfil de velocidad de onda de corte del registro Geoterra B2 152
Figura 84. Respuesta de las velocidades Vs30 en el área de estudio (Elaboración propia) 156
Figura 85. Respuesta de las velocidades de compresión Vp30 en el área de estudio (Elaboración propia) 157
Figura 86. Respuesta de velocidades Rayleigh Cr30 en el área de estudio (Elaboración propia) 158
Figura 87. Respuesta sísmica según la clasificación del NEHRP (Building Seismic Safety Council. 2004). (Elaboración propia) 160
Figura 88. Respuesta sísmica según Decreto Supremo N° 61 (Elaboración propia) 162
Figura 89. Respuesta sísmica según Zhao et al., (2006). (Elaboración propia) 164
Figura 90. Respuesta sísmica según el período natural sin efecto de la magnitud del sismo comparado con valores de estructuras típicas. (Elaboración propia) 166
Figura 91. Respuesta sísmica según el período natural considerando el efecto de la magnitud del sismo y comparación con valores de período de estructuras típicas. (Elaboración propia) 167
Figura 92. Respuesta sísmica. Efecto sobre las edificaciones según período dominante sin efecto de la magnitud del sismo. (Elaboración propia) 169
Figura 93. Respuesta sísmica. Efecto sobre las edificaciones según período dominante con efecto de la magnitud del sismo. (Elaboración propia) 170
Figura 94. Respuesta sísmica según el factor de amplificación de Midorikawa, (1987). (Elaboración propia) 172
Figura 95. Distribución del módulo de rigidez G (MN/m^2). (Elaboración propia) 175
Figura 96. Distribución del módulo de elasticidad E (MN/m^2). (Elaboración propia) 176
Figura 97. Respuesta sísmica. Modelo de la profundidad de la roca. (Elaboración propia) 179
Figura 98. Esquema en planta del corte típico (A-B) de las características geológicas del área de estudio. (Elaboración propia) 180
Figura 99. Corte esquemático (A-B) de la estratigrafía, Vs30 y Vs a profundidades mayores a 50 m. (Elaboración propia) 182
Figura 100. Tendencia de la ecuación propuesta del FAQP. (Elaboración propia) 185
Figura 101. Mapa de distribución del factor de Amplificación Quintero-Puchuncavi (FAQP). FAQP=1 (Vs30 mayor o igual 760 m/s). (Elaboración propia) 186

RESUMEN

Chile, es un país sísmico, y esto ha llevado a realizar estudios que evalúen el riesgo de los terremotos donde las condiciones geológicas locales de un área modifican la respuesta sísmica debido a un efecto de sitio. Este fenómeno se ha empezado a cuantificar en nuestro país por SERNAGEOMIN. En el año 2018 se inició el segmento San Antonio-Los Vilos y el sector de Quintero-Puchuncaví, tenía escasos datos y cuenta con una infraestructura importante para Chile, por lo que se escogió como área de estudio. Inicialmente se evaluó la geología que indicaba que la región estaba conformada por rocas que contenían depósitos de suelos poco consolidados. Para corroborar dicha cuentión se seleccionaron 11 sitios y mediante el método geofísico de sísmica pasiva denominado refracción de microtremores (ReMi) que mide ondas superficales de Rayleigh, se evaluaron los perfiles de velocidad de onda de corte Vs hasta la profundidad de 50 m y se obtuvieron las velocidades promedio Vs30. Se agregaron a estos antecedentes 9 sitios medidos por SERNAGEOMIN, (2018); 2 sitios de Geoterra, (2015) y 2 afloramientos de roca de Rivano et al., (1993). En cada sitio se análizó las clasificaciones indicadas por el NEHRP, el Decreto Supremo N°61 y por Zhao et al., (2006). Además se determinó el período natural, el factor de Midorikawa, (1987) y las propiedades elásticas G y E. La distribución de cada conjunto de parámetros fué evaluada y presentada en mapas. Finalmente se estableció un modelo para el área concluyéndose que la profundidad mínima de la roca basal es de 14 m. El área se compone de los siguientes materiales geológicos: arena y grava; suelo rígido a suelo muy denso y subyace, la roca sedimentaria ubicada a una profundidad mayor a 50 m. El rango de los valores de las velocidades de ondas de corte promedio Vs30 fluntuaron en el barrio industrial entre 139 - 368 m/s y en la pista aérea entre 151-373 m/s. En estos sectores a la profundidad de 50 m la velocidad de corte Vs es de 273 m/s y 384 m/s, respectivamente. Dado todo lo anterior la zona reúne las condiciones para indicar que hay un efecto de sitio y como consecuencia el área de Quintero centro tendrá, velocidades de corte, Vs más altas y la profundidad de la roca basal será menor, que las áreas donde se ubican la pista de aterrizaje y el barrio industrial, debido a que estos últimos sectores están constituidos por depósitos sedimentarios, con velocidades más bajas, que sobreyacen a una roca sedimentaria.

DEDICATORIA

El ser humano, puede dedicarse a pasar su existencia sin explicarla, pero pienso que cada uno tiene el deber de iniciar la busqueda y tratar de conocer la verdad, que entre otras cosas se asocia ha comprender donde vivimos, la tierra, un planeta que apenas conocemos. Más aún no sabemos nuestro futuro, que haremos el día de mañana, por ejemplo hoy, sin aviso se presenta en el mundo el Coranavirus y a causa de él ya han fallecido más de 300.000 personas (Mayo, 2020). La vida de cada uno de nosotros, es un enigma, no sabemos que nos dirá el siguiente paso, la naturaleza funciona en forma independiente de nuestra especie.

La Geología trata de resolver cuestiones tales como averiguar el origen de las cosas ¿De dónde venimos?, el pasado, ¿qué somos?, el presente, y ¿a dónde vamos?, el futuro, que a su vez encierran el eterno enigma de toda la ciencia y toda la filosofía. Yo después de varios años de estudio y de sortear diferentes obstáculos, estoy terminando un viaje que desconocía que realizaría y nada menos caminando por el sendero de esta ciencia, para tratar de explicar algo de la existencia y de su devenir. Esto me sorprende en este momento.

El presente trabajo, da fin a una etapa y da inicio a otros caminos, por lo cual sólo me siento comprometido con las fuerzas del Universo que se unieron y me dieron la oportunidad de asomarme a un conocimiento más, el que no se detendrá, ya que la verdad sigue siendo desconocida por lo que hay que enprender una nueva senda.

AGRADECIMIENTO

Agradezco a todos los profesores, de la carrera de Geología, que fueron parte de mi formación y en particular al profesor Cristian Ricardo Rodrigo Ramírez, por sus orientaciones en la ejecución de este trabajo.

1 INTRODUCCIÓN

1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

En general las principales ciudades de Chile, están sujetas a una gran actividad sísmica, debido al proceso de subducción entre la placa oceánica de Nazca y la placa continental Sudamericana. En los últimos cinco siglos, en nuestro país, se han producido 8 eventos cuya Magnitud de Richter, fue mayor a 8 y cuyo retorno fué de 10 años (Madariaga, 1998).

La zona central de Chile, donde se emplaza el área de estudio, ha sido afectada por dos sismos importantes en los últimos 25 años: el de 3 de Marzo de 1985 y el de 27 de Febrero de 2010. El primero, con epicentro en el mar de Chile, entre Valparaíso y Algarrobo, a unos 20 km de la costa, con una magnitud de Richter de 7.8. El segundo, con epicentro también en el mar de Chile, a unos 150 km, al noreste de la ciudad de Concepción, con una Magnitud de Richter de 8.8. Ambos eventos evidenciaron, daños de diversa consideración según las condiciones geológicas del emplazamiento de las infraestructuras existentes (Leyton et al., 2012; Vergara y Verdugo, 2014).

Diferentes estudios de peligros (Naranjo y Carrasco, 2010; Fernández et al., 2017), han indicado que las condiciones geológicas locales de una determinada área, tienen una gran influencia en la modificación de la señal sísmica, que puede ser atenuada o amplificada en diferentes órdenes de magnitud. Este fenómeno se conoce como el “efecto de sitio” o “efecto sitio” (Tsige y García, 2006; Alvarado y Valdebenito, 2015). Por ejemplo, durante el sismo del 27 de Febrero de 2010, en la cuenca de Santiago, fueron afectadas 10.705 viviendas y 560 estructuras mayores, edificios, hospitales, galpones, etc., y los mayores daños a la infraestructura se produjeron en estructuras cimentadas sobre depósitos no consolidados cuyo material depositado son suelos finos y cenizas volcánicas (Vergara y Verdugo, 2014).

Estos efectos tienen su origen, en la liberación de una gran energía de deformación elástica almacenada, cuando se produce una perturbación en un medio debido a un sismo. La energía se transmite por la litósfera, en forma de ondas elásticas, que en general se atenúan con el tiempo y la distancia al foco emisor de la perturbación. Estas ondas viajan por las rocas, pero al encontrarse en su camino con distintos estratos compuestos de diferentes materiales geológicos que sobreyacen a la misma, y por tener una rigidez menor, ocurre un fenómeno de refracción. El movimiento cambia y las ondas sísmicas tienden a propagarse casi verticalmente a través de los depósitos de suelos hasta llegar a la superficie, como es el caso de depósitos poco consolidados, donde, aumenta la amplitud, prolonga su duración, modifica su frecuencia, y finalmente afecta a la infraestructura existente ubicada en la superficie del medio (Jasso, 2003).

Las ondas sísmicas que se propagan, en un medio continuo el cual tiene una superficie libre, se clasifican en ondas de cuerpo, P y S y ondas superficiales, L y R. Las ondas superficiales se propagan por la interface medio-superficie libre, la que se puede interpretar como la superficie de la Tierra. Tienen una velocidad de propagación menor que las ondas de cuerpo y son generadas por fuentes naturales y artificiales. Se dividen en ondas Love (L) y ondas de Rayleigh (R). Estas últimas, las ondas R, son de gran importancia por ser las más destructivas para la infraestructura, ya que su movimiento tiene una trayectoria elíptica con una componente retrógrada, que genera frentes de ondas de compresión y de corte que producen fuertes movimientos verticales y horizontales, en la interface medio continuo-superficie libre y que decrecen con la profundidad. Tienen bajas frecuencias y pueden provocar un fenómeno de resonancia en diversas estructuras civiles (edificios, estanques, puentes, etc), cuando se igualan estos valores con las frecuencias naturales de las obras. Para estratos de diferentes rigideces, la velocidad de propagación de la onda, que es función de la frecuencia, cambia, y se puede establecer que las más altas, se producen en los estratos rígidos, y las bajas se producen en los sitios con depósitos no consolidados (Tsige y García, 2006).

La velocidad de la onda de Rayleigh (Cr), es aproximadamente el 92% de la velocidad de corte (Vs). Son más difíciles de medir, que las ondas corte, por lo que los efectos del cambio ascendente de las ondas elásticas de la señal sísmica, se pueden evaluar con un perfil de velocidades de ondas de corte (Vs), que son más identificables en los registros (Humire, 2013; Tsige y García, 2006; Alcalá et al., 2002; Xia et al., 2004; Tokimatsu et al., 1996; Lazcano, 2012).

Particularmente la respuesta sísmica denominada “efecto de sitio”, se ha estudiado observando diferentes condiciones, desde clasificaciones simples de roca y suelo (Trifunac y Brady, 1976), hasta las más recientes, que se basan en la medición del valor de la velocidad de la onda de corte Vs30, que se produce en la estratigrafía somera de los primeros 30 m del subsuelo (Abrahamson y Silva, 1997), considerando para ello el ruido sísmico o microtremores (ReMi) (Louie, 2001; Granda et al., 2005), y usando la técnica geofísica de la Sísmica Pasiva.

En Chile, los efectos de Amplificación o “efecto de sitio”, son parte de la “Geología para el Ordenamiento territorial”, donde específicamente se siguen las disposiciones desarrolladas por el National Earthquake Hazards Reduction Program (NEHRP), (Arenas et al., 2004; Falcón et al., 2014). Este documento, como otros, se basan, en la magnitud de la velocidad media de las ondas de corte, Vs, de los 30 m superiores del sitio, denominada Vs30, y establece distintas velocidades según las unidades geológicas existentes. Por ejemplo, para la roca se definen valores sobre, 1500 m/s y magnitudes menores de 180 m/s, para un suelo blando. Estos datos se pueden comparar con las Vs30, medidas in situ, y generar mapas de amplificación sísmica o “efecto de sitio”.

En lo que guarda relación con la infraestructura, en Chile, los efectos sísmicos, están reglamentados por las normas NCh N°433 Of. 1996, modificada en 2009, y la Nh 2369 Of. 2003, donde en cada una de ellas se reglamenta la zonificación el país en tres franjas con rumbo Norte-Sur, denominadas de Oeste a Este en las zonas 3; 2 y 1.

En particular los edificios mayores a 4 pisos, y los conjuntos habitacionales mayores a 8000 m^2, son reglamentados, por el Decreto Supremo N°61 del año 2011, que complementa la norma Nch N°433 Of. 1996, modificada en 2009, donde, uno de los parámetros más importante es determinar la velocidad media de las ondas de corte, Vs30, de los 30 m superiores del depósito.

Chile es una franja de 4.300 km, que tiene una gran variedad de condiciones geológicas, como lo son diferentes tipos de litologías y fallas, morfologías compuesta por valles y montañas y/o depósitos de diferentes rigideces. Estas diferencias están sometidas a una gran variedad de condiciones de sismicidad, que son efecto, entre otros factores, de las fuentes sismogenéticas, que pueden ser de: intraplaca oceánica; intraplaca tipo thrust; intraplaca de profundidad intermedia y/o corticales. Dado lo anterior, la respuesta en cada sitio es incierta y se hace necesario incorporar mayor información experimental para ser analizada, de manera de verificar la magnitud de la modificación de la señal sísmica. Esto es posible evaluarlo, a través de una microzonificación de nuestro país, en concordancia, con las características particulares de cada segmento, estudiando la respuesta sísmica y en particular el “efecto de sitio”, causado por las condiciones geológicas de cada lugar.

En este contexto, a fines del año 2018, SERNAGEOMIN presentó “El Sistema de Información Geográfica para Amenaza Sísmica” (SIGAS), (Servicio Nacional de Geología y Minería, 2018), que comprende al segmento San Antonio-Los Vilos, con la finalidad de mitigar y prevenir los efectos de la amenaza sísmica en el litoral central, iniciando una microzonificación sísmica, para evaluar el “efecto de sitio”, a lo largo del país.

Las mediciones efectuadas a la fecha, se concentran en las comunas de Valparaíso, Viña del Mar y San Antonio. Al norte, de la comuna de Viña del Mar se ubica un segmento que tiene escasas mediciones, por lo que el área de estudio, de este trabajo se desarrolla en el sector que comprende las comunas de Quintero-Puchuncaví.

Las condiciones geológicas, de la zona propuesta, está conformada por un basamento rígido y depósitos poco consolidados. Su geología está configurada por afloramientos con rumbo Norte-Sur de rocas intrusivas del Jurásico de la Superunidad Mincha. Al Este del área de estudio se encuentran afloramientos que corresponden a rocas estratificadas volcánicas de la Formación Ajial de edades Jurásico Inferior-Jurásico Medio (Rivano et al., 1993).

Estas rocas ígneas, constituyen el basamento rígido, en el que sobreyacen depósitos sedimentarios, poco consolidados del Cenozoico, de las formaciones Confluencia de carácter continental y Caleta Horcón, de carácter marino transicional, además de los depósitos eólicos antiguos o paleodunas; depósitos eólicos y litorales actuales y depósitos aluviales (Rivano, 1996; López, 2016; Cuevas, 2017).

Respecto a la infraestructura del área de estudio, se puede indicar que hay de tipo habitacional, comercial e industrial que se puede agrupar para efectos de este estudio en cuatro zonas:

i.- La zona urbana (Quintero centro y Loncura)

ii.- La zona de la pista de aterrizaje o aérea.

iii.- La zona rural (Valle Alegre) y

iv.- La zona industrial ubicada en el borde costero de Quintero-Ventanas, frente a la bahía de Quintero

Todas estas áreas, tienen una gran relevancia para la evaluación del “efecto de sitio”, sin embargo, se destaca, la zona ii, por las implicancias de disponer de una pista área para el desarrollo futuro de la aviación comercial en la región de Valparaíso; y la zona iv, que es el lugar donde se emplaza uno de los cordones industriales más importantes del país (Termoeléctricas AES GENER; Puerto Ventanas; Fundición y Refinería Ventanas de Codelco; Terminal Marítimo OXIQUIM S.A; Planta GASMAR; Terminal Marítimo GNL Quintero; Terminal Marítino Copec-Shell; Terminal Marítimo ENAP; ENDESA; EPOXA Y CEMENTO BIO BIO (López, 2016)

Por lo tanto, dada la relevancia socio-económica del áreas, el presente trabajo presenta la “Respuesta sísmica debido a las condiciones geológicas y evaluada con microtremores, entre las comuna de Quintero y Puchuncaví”. Se analiza la modificación del registro sísmico caracterizado por el efecto de sitio. Aporta a la compresión de los peligros sísmicos de la región a través de la “Geología para el Ordenamiento territorial” y en particular se presenta datos y mapas de variables tales como: velocidades de propagación de ondas; clasificaciones de tipos de suelos, tanto, en el ámbito nacional como internacional, según de Vs30; factores de amplificación; períodos; constantes elásticas; un modelo estratigráfico de columna de suelo y la proyección de la roca basal, del área, del tal manera de complementar, la microzonificación del trazado general de San Antonio-Los Vilos. Además, se propone una ecuación para evaluar la amplificación o “efecto de sitio”, del segmento Quintero-Puchuncaví obtenida según la Vs de los materiales geológicos inducidos del área, la que también puede ser utilizada en otros sectores cuyas características sean similares, tanto en la morfológia, como en la litología.

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Objetivo general

Examinar la respuesta sísmica de las condiciones geológicas evaluada con microtremores, entre las comunas de Quintero y Puchuncavi, región de Valparaíso.

1.2.2 Objetivos específicos

Evaluar el efecto de sitio, por medio de la propagación de ondas superficiales.

Evaluar y proponer un modelo de efecto de sitio del área de estudio.

Determinar las unidades litológicas principales del área de estudio.

1.3 HIPÓTESIS

La zona de Quintero centro (i) tendrá, velocidades de corte, Vs más altas, y la profundidad de la roca basal será menor, que las áreas donde se ubican, la pista de aterrizaje (ii) y el barrio industrial (iv), debido a que el área está constituida, por un basamento rígido variable en profundidad, en el que sobreyacen depósitos sedimentarios.

1.4 ÁREA DE ESTUDIO: UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO

El área de estudio se ubica en Chile Central, entre las coordenadas del sistema UTM 6.380.000 y 6360.000 m S e incluye por el Oeste, desde el borde costero hasta la localidad de Villa Alegre, 270.000 m E (Fig. 1). Administrativamente se emplaza entre las comunas de Quintero y Puchuncaví de la región de Valparaíso. Específicamente abarca las localidades de Ventanas por el Norte, y Ritoque, por el sur, y desde la línea actual de la costa por el Oeste, hasta los faldeos de los cerros de la Cordillera de la Costa Occidental (CCW). Se accede a ella desde la comuna de Con Con avanzado 14 Km al norte por la carretera F-30- E.

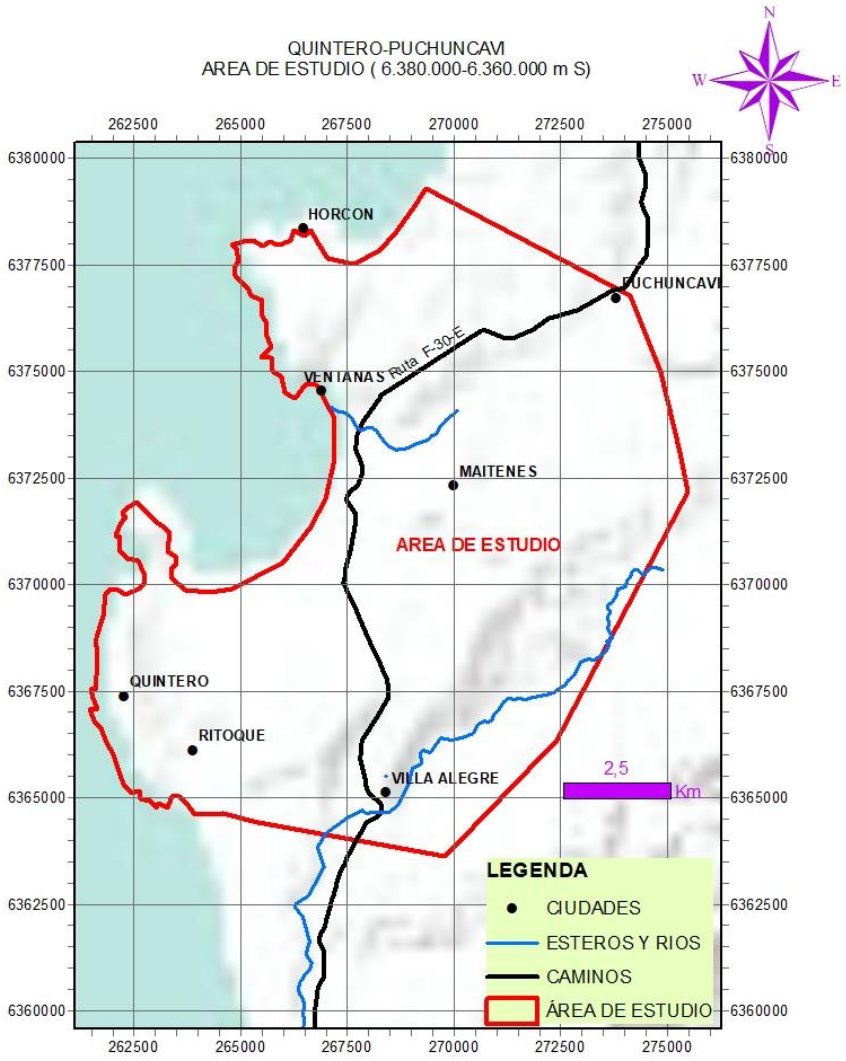


Figura 1. Área de estudio. Ubicación y vías de acceso.

2 MARCO TEÓRICO

2.1 MARCO GEOLÓGICO

2.1.1 Evolución Geotectónica

La convergencia del margen occidental de América del Sur, puede dividirse en tres etapas que abarcan del Cretácico Tardío-Cenozoico (Charrier et al., 2007; Tassara, 2013), donde en diferentes épocas, las placas oceánicas han sido subducidas bajo las placas Sudamericana y Antártica (Fig. 2). La primera etapa, la más joven, de 26-0 Ma, se ubica aproximadamente entre el Neógeno al Cuaternario y está dominada por la subducción de la placa de Nazca, en la mayor parte de la trinchera de la placa Sudamericana, y, en la parte más austral del continente, bajo la placa Antártica (Somoza y Ghidella, 2005). Actualmente en los Andes Centrales 27°-35°S, la convergencia entre la placa de Nazca y la placa Sudamericana, tiene un rumbo casi ortogonal, específicamente N78°E (Fig. 2) y con una velocidad relativa de 8 a 15 cm/año (DeMets et al., 1994; Somoza, 1998).

En la segunda etapa entre 47 a 28 Ma, que comprende al Eoceno medio-Oligoceno, la subducción dominante se debe a la placa de Farellones (Farallon). Por último la tercera etapa, entre 72 a 47 Ma, época del Cretácico Tardío-Eoceno temprano, la subducción de la placa de Farellones se produjo en la parte Norte de la trinchera de la placa Sudamericana, y al sur de ésta, fue producto de la placa Aluk o Phoenix (Somoza y Ghidella, 2005).

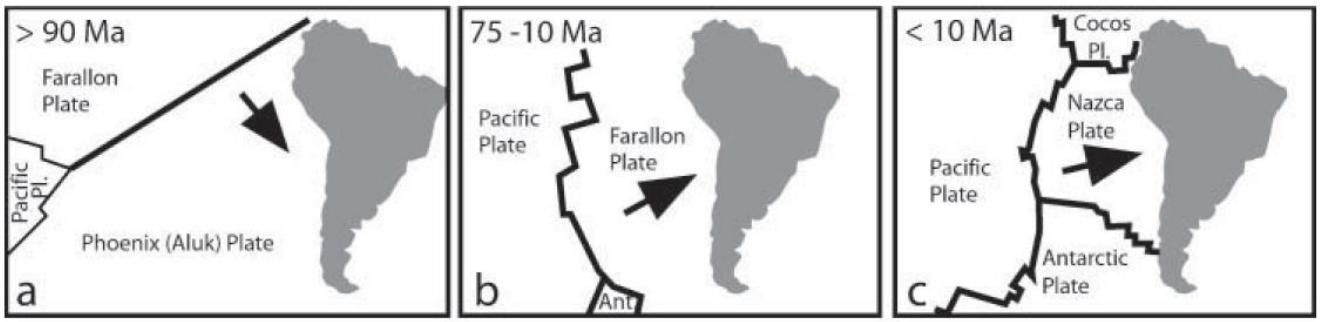


Figura 2. Convergencia entre las placas de Aluk, Farellones (Farallon) y Nazca con la Placa Sudamericana (Scheuber et al., 1994. Tomado de Charrier et al., 2007).

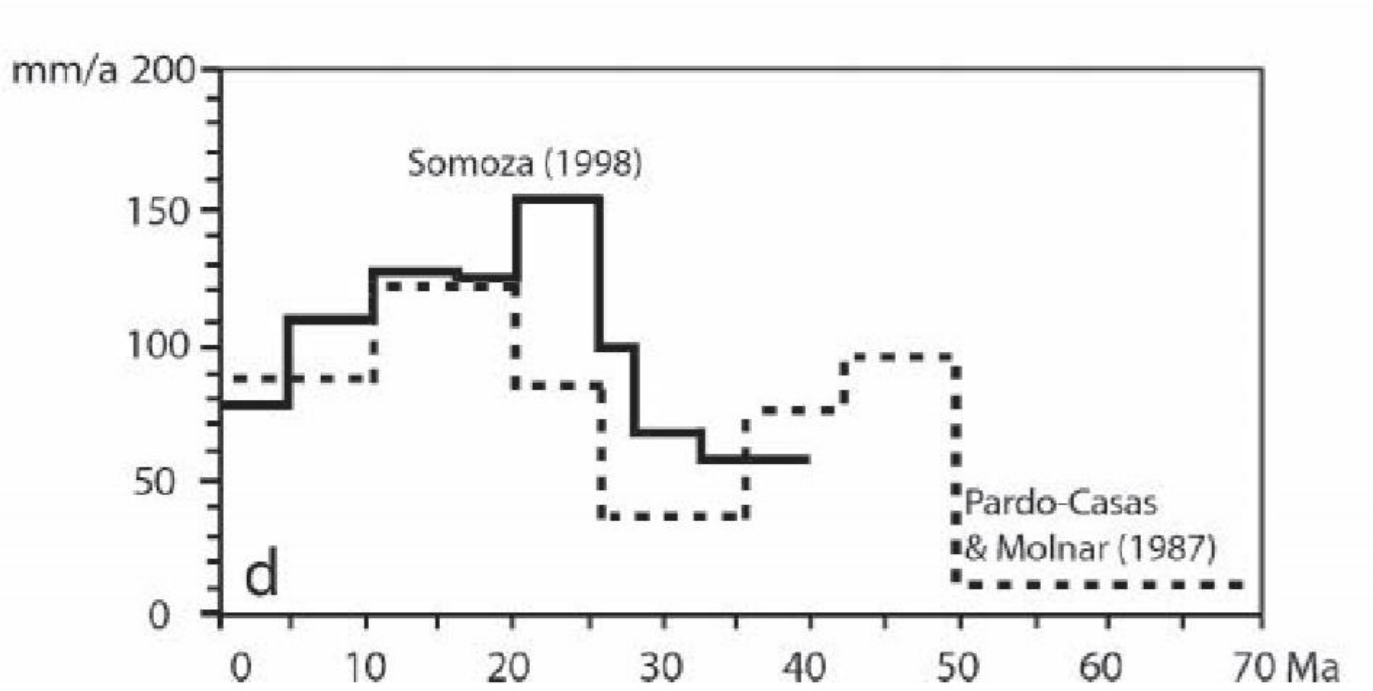


Figura 3. Razones de las velocidades de convergencia en el Cenozoico entre las placas de Farallon y Nazca y sudamericana según, Pardo-Casas y Molnar (1987) y Somoza, (1998). Tomado de Charrier et al., (2007).

Los tipos de subducción del borde occidental de Sudamérica, se pueden dividir en tres segmentos: una subducción plana o flat-slab, al norte de 33°S, de manteo 10°E (Jordan et al., 2001); una zona de transición entre 33°S y 34°S, donde reaparece el volcanismo y el volcán Tupungato da inicio al arco volcánico del Holoceno; y finalmente una subducción tipo chilena o normal, al sur de los 34°S (Uyeda y Kanamori, 1979) con un de manteo 30°E (Fig. 4).

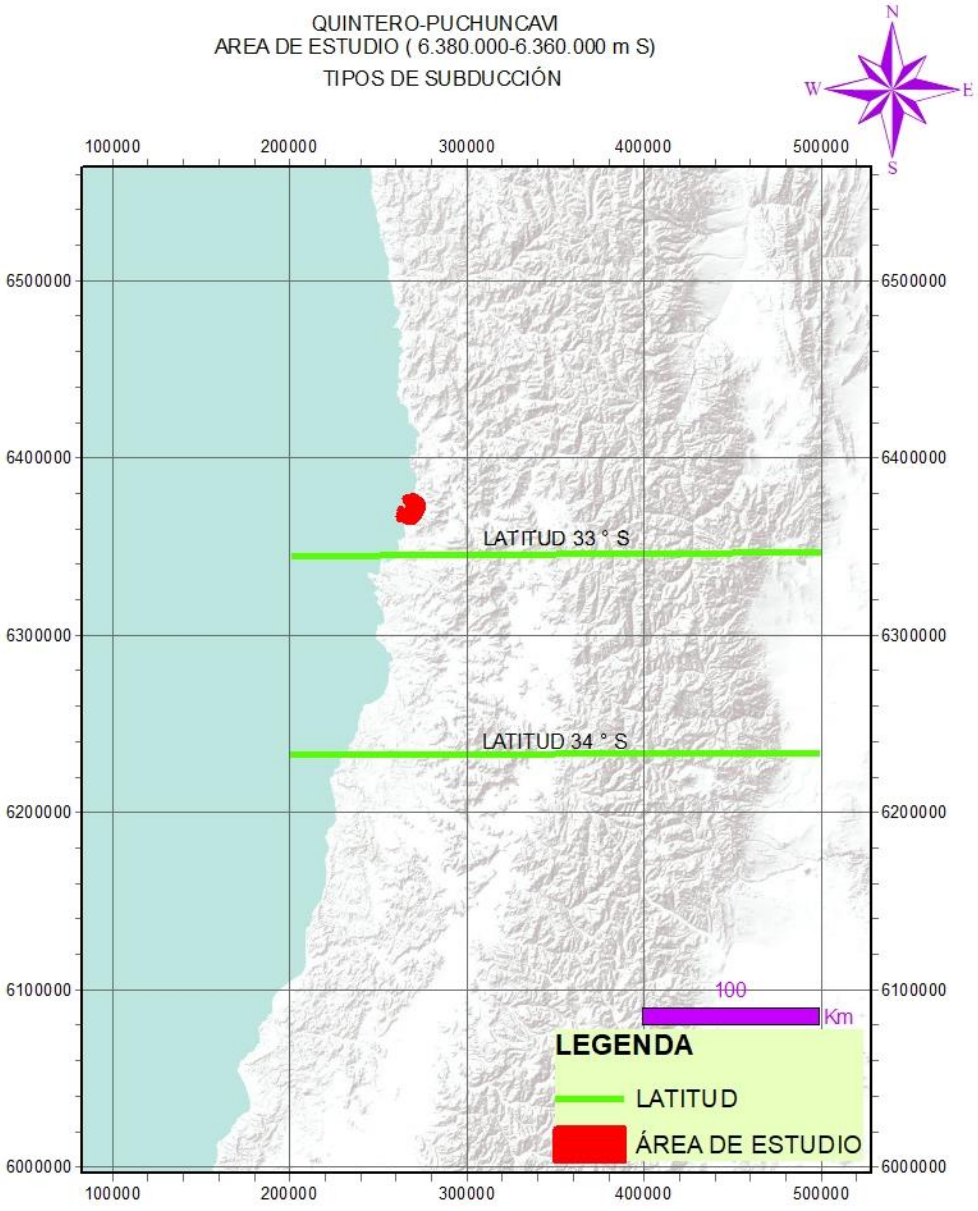


Figura 4. Zonas de subducción. Plana: Al Norte 33 °S. Transición: 33°-34°. Chilena: Sur del 34 ° S (Elaboración propia)

El área de estudio se ubica en la zona de subducción plana, región con ausencia de volcanismo desde el Mioceno Medio (Kay et al., 1991; Martinod et al., 2010). El flat slab, se habría originado hace unos 10 a 5 Ma y es más notorio a los 7 Ma. Su causa sería, el desarrollo del Ridge de Juan Fernández ubicado a la latitud 33°S, e instalado en la placa de Nazca, hace 10 Ma (Yañez et al., 2001). El hecho de que esta dorsal sea más caliente y más liviana, reduce su ángulo de alzamiento respecto a su entorno, que a su vez induce un mayor acoplamiento de intraplaca generando una tasa de acortamiento cortical mayor, que en el segmento de subducción chilena o normal (Rivera y Cembrano, 2000), provoca alzamientos de la placa continental y con lleva cambios en la topografía (Espurt et al., 2008). Estos efectos también pueden ser a causa de las subsidencias o alzamientos, producto de la compensación isostática y a variaciones en las propiedades de las placas. La mayor subsidencia se ubica en el ante arco (Martinod et al., 2010).

También la subducción, origina la erosión tectónica, que es el desgaste y remoción de los cuerpos sedimentarios y rocosos del margen oceánico. Se divide en procesos de erosión frontal y basal. El primero es aquel que desprenden y desplaza las masas de roca y sedimentos en la pared de la fosa hacia el continente. El segundo, remueven y desplazan subcorticamente la parte inferior de la placa continental. Ambos procesos reducen el volumen del material del margen, lo que adelgaza la placa superior y provoca la migración de la fosa hacia el continente.

En el margen continental occidental de Sudamérica, se produce erosión por subducción (Stern, 2011), por lo que en la zona de estudio, no existiría los prismas de acreción mesozoicos y cenozoico. También habría generado subsidencia en la posición del ante arco a los 33°S (Kukowski y Oncken, 2006; Laursen y Scholl, 2002).

De acuerdo a Contreras et al., (2010), es posible que la erosión por subducción se habría acelerado por la colisión del Ridge de Juan Fernández, elevando la tasa de erosión por subducción. Además de constribuir a la disminución tanto el ángulo de subducción, como a la tasa de de convergencia.

2.1.2 Segmentación andina y unidades morfoestructurales principales

2.1.2.1 Segmentación andina

La segmentación geométrica del margen chileno, de acuerdo al tipo de subducción, se correlaciona con cambios a gran escala de la topografía, como por ejemplo las diferencias en la configuración morfoestructural, de la superficie de la placa continental (Farías, 2007).

Al sur del 33°, en Chile Central, se reconocen tres unidades morfoestructurales (Fig. 5) dispuestas en franjas Norte-Sur: la Cordillera de la Costa (CC), la Depresión Central (DC) y la Cordillera Principal (CP) (Rivano, 1996; Farías, 2007; Rodriguez, 2008).

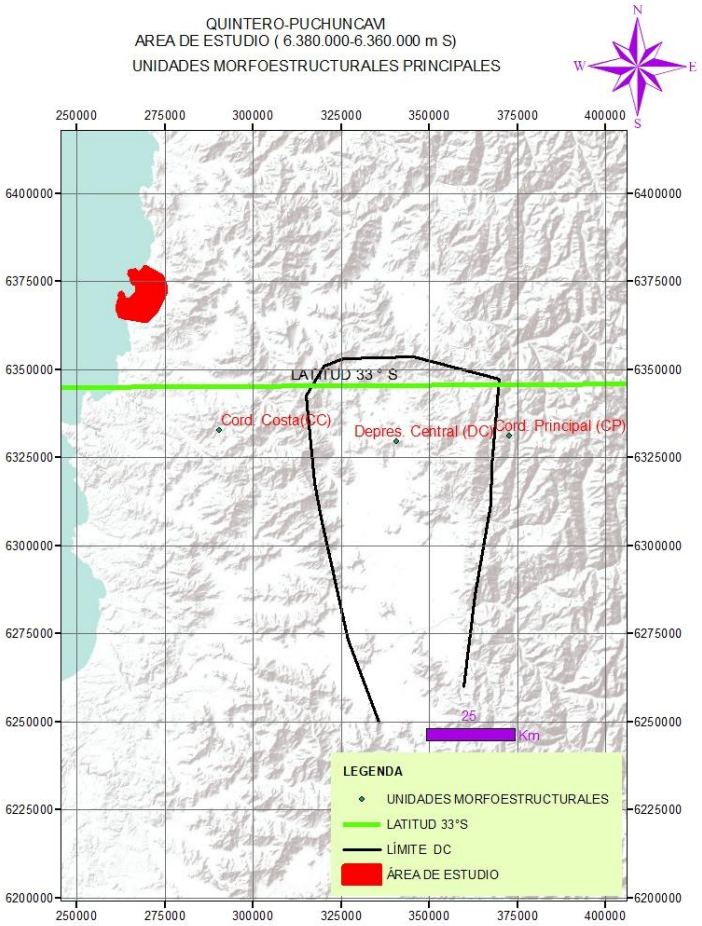


Figura 5. Ubicación de las unidades morfoestructurales principales (Elaboración propia) Cordillera de la Costa (CC), la Depresión Central (DC), la Cordillera Principal (CP).

2.1.2.2 Unidades morfoestructurales principales

Se describen las tres unidades morfoestrucurales principales del antearco de Chile Central (33°-34°S), de Weste a Este, y en particular se indentifica dos, que se mantienen en el area de estudio, al norte del 33° (Fig. 6).

2.1.2.2.1 Cordillera de la Costa

Esta unidad se une con la Cordillera Principal (CP) al Norte del 33°, y al sur se separa debido a la aparición de la Depresión Central. El borde oriental de la (CC) está limitado por un cuerpo intrusivo de edad Cretácica Superior (Farías, 2007).

Se divide en dos vertientes: una Occidental (CCW) y otra Oriental (CCE), de acuerdo con sus rasgos morfológicos y geológicos (Rivano, 1996)

La vertiente Occidental (CCW), se encuentra constituida por dos morfologías: la mitad Oeste formada por superficies planas debido a la abrasión marina de edad probable Plioceno-Pleistoceno (Gana et al., 1996; Wall et al., 1996; Rodríguez, 2008) y la mitad Este, por cordones de dirección NW y NE, sobre los cuales se encuentran superficies planas a causa de la erosión continental. Este sector, presenta elevaciones que fluctúan entre 100 a los 500 m s.n.m. (Gana et al., 1996; Farías, 2007) y está, en las cercanías de la costa, compuesto por un basamento cristalino y metamórfico Paleozoico, cuyo contacto con las secuencias estratificadas es una discordancia de erosión. Inmediatamente al Este, afloran rocas cristalinas del Mesozoico Inferior (Charrier et al., 2002).

La vertiente Oriental (CCE), es la parte más alta de la CC y supera los 2000 m s.n.m. Está constituida por cordones de montañas de direcciones NS, NW y NE, donde sobre ellas existen superficies planas similares a las existentes en las montañas de la DC y CP, lo que podría indicar un relieve continuo. La CCE está compuesta por rocas estratificadas, secuencias volcánicas y sedimentarias, inclinadas hacia el Este, con edades entre el Triásico y el Cretácico Superior.

2.1.2.2.2 Depresión Central

Esta unidad morfológica separa la Cordillera de la Costa (CC) de la Cordillera Principal (CP). Se extiende desde los 33°S, hacia el sur, en más de 1.000 km, con un ancho máximo de 75 km. Corresponde en lo principal a una cuenca constituida, por un relleno sedimentario, depósitos aluviales y fluviales Pleistocenos a Holocenos que llegan a tener 500 m de espesor (Thiele, 1980). Su basamento aflora parcialmente en "cerros islas", con alturas sobre 800 m s.n.m., y cordones que cierran y aíslan esta depresión (Farías, 2007; Escribano, 2008). Al norte de los 33°S, la depresión central (DC) es cortada por cordones montañosos transversales Este-Oeste, que conectan la cordillera de la costa con la cordillera principal. Aproximadamente al norte de los 32°40´S, donde ubica el área de estudio, desaparece la depresión central y la CC, se conecta en forma continua con la cordillera principal (CP)

La DC, se divide en dos subunidades: la parte oeste (DCW) y parte este (DCE), debido a una estructura mayor de dirección norte-sur, denominada Falla Los Ángeles.

En la DCW, el basamento está constituido por rocas estratificadas cretácicas de la CC oriental. En el centro de la DC, estas secuencias, se ponen en contacto con rocas de los niveles basales de la Formación Abanico (Farías, 2007).

La depresión central limita al Este con la Cordillera Principal, mediante un sistema de fallas invertidas con vergencia hacia el oeste, denominadas Falla de San Ramón-Pocuro (Rauld, 2002).

2.1.2.2.3 Cordillera Principal

La cordillera principal alcanza sus mayores elevaciones, cercanas a los 6 km, alrededor de los 33°S, disminuyendo su elevación y aumentado su ancho al sur de esta latitud (Rodriguez, 2008). Su relieve habría comenzado a configurase en el Mioceno inferior, 20 Ma, con la inversión de la Cuenca Extensional de Abanico de edad Eocena superior-Oligocena (Charrier et al., 2002)

Puede ser dividida en tres franjas: occidental (FW); central (FC) y oriental (FE), según sus rasgos estructurales y litológicos (Farías, 2007).

La FW, está compuesta por rocas de la Formación Abanico deformadas (Eoceno Superior- Mioceno Inferior) (Aguirre, 1960). En seguida, más al este, se ubica la Formación Farellones (Mioceno inferior-Mioceno superior), débilmente deformada, salvo los niveles inferiores (Klohn, 1960). Ambas formaciones fueron instruidas por distintos cuerpos Miocenos y están parcialmente cubiertas por unidades volcánicas. Su límite se define por un amplio cordón de intrusivos de edad 12-7 Ma.

La cordillera principal central (FC) comprende los afloramientos de los niveles basales de la formación Farellones que sobreyacen progresivamente discordantes a los apretados pliegues y fallas desarrollados en la formación Abanico oriental. Hacia el este las capas de la Formación Abanico se ponen en contacto con el basamento Mesozoico, por medio de un sistema de fallas con vergencia al Este (Rivano, 1996). La vergencia cambia hacia el Oeste en Falla el Fierro, frente a Curicó.

La cordillera principal este (FE), está conformada por unidades mesozoicas (Jurásico-Cretácico Medio), organizadas, hacia el este, desde la más antigua a la más joven. En conjunto las unidades mesozoicas y cenozoicas, que constituyen la FC y FE, de la cordillera principal constituyen las fajas plegadas y corridas de Aconcagua (Farías, 2007).

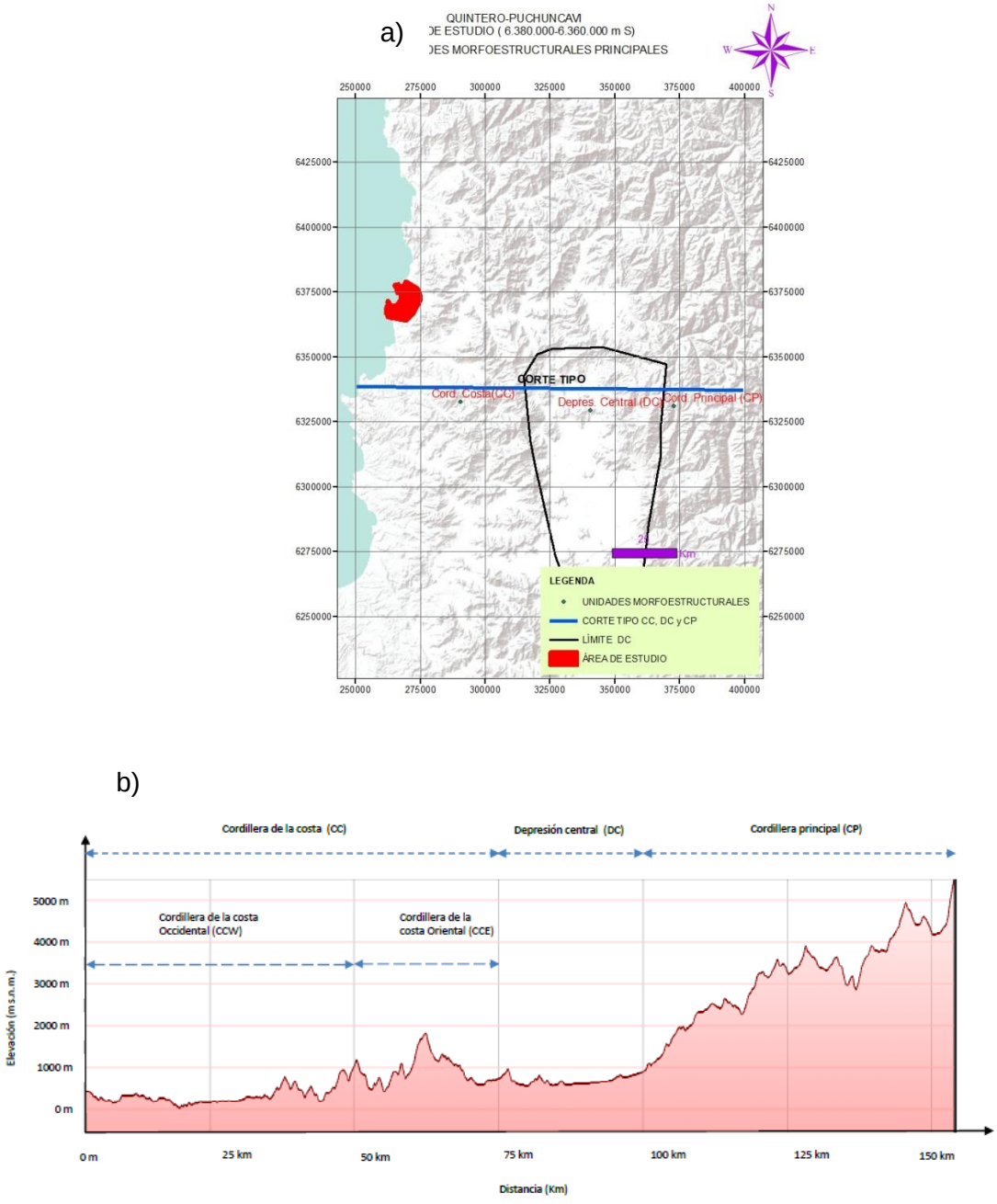


Figura 6. Perfil W-E, de las unidades morfoestructurales principales. a) Planta corte. b) Corte tipo. (Elaboración propia).

2.1.3 Geomorfología del área de estudio

La faja que contiene el área de estudio, se ubica en el segmento de subducción plana, donde no se presenta la depresión central (DC). Las unidades morfoestructurales, dispuestas en franjas Norte-Sur son: la Cordillera de la Costa (CC) y la Cordillera Principal (CP) (Fig. 7) (Charrier et al., 2007).

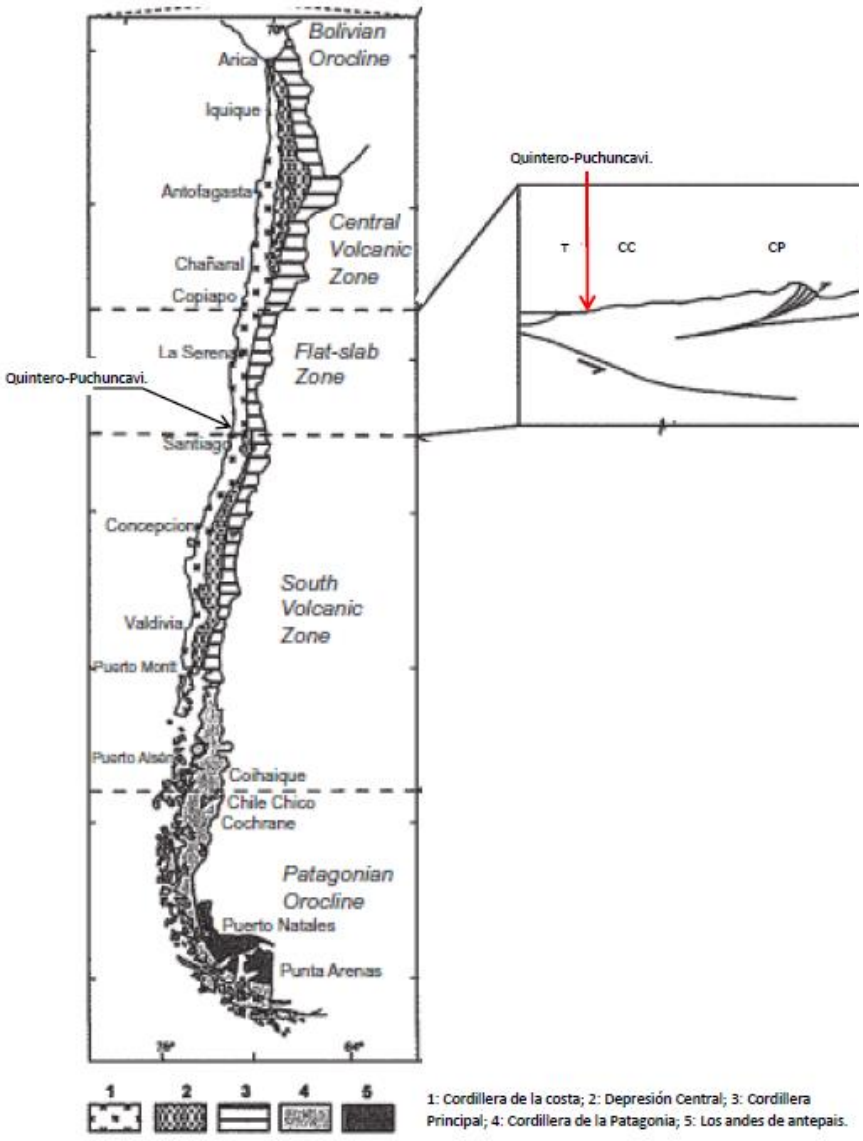


Figura 7. Perfil de unidades morfoestructurales de la zona de estudio. T: Trinchera. CC: Cordillera de la Costa. CP: Cordillera principal. Modificada de Charrier et al., (2007).

Específicamente el área de estudio, se ubica en la cordillera de la costa occidental (CCW) (Fig. 8 y 9).

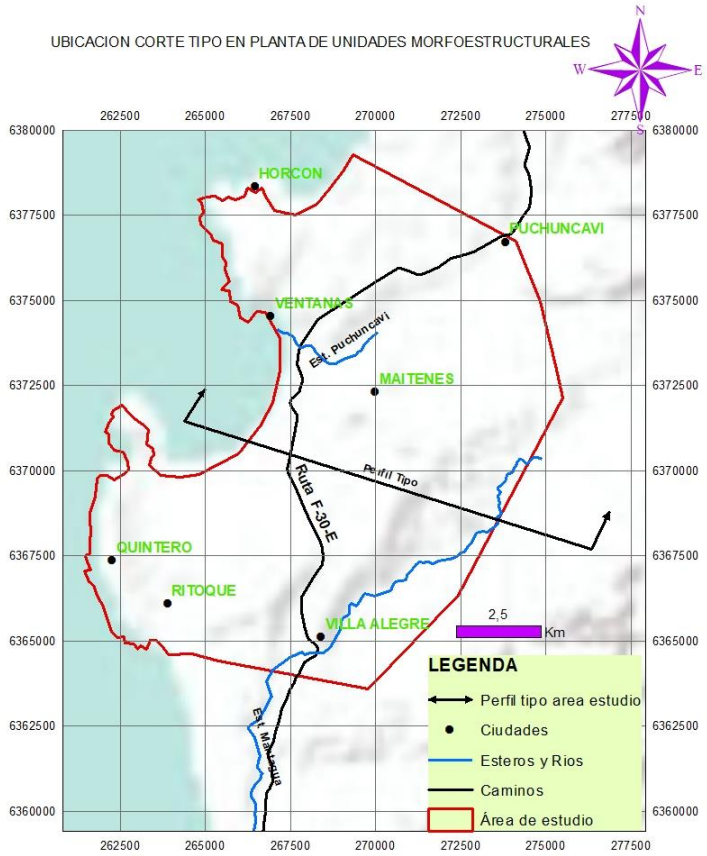


Figura 8. Planta del corte tipo de las unidades morfoestructurales del área de estudio, que se muestra en figura 9 (Elaboración propia).

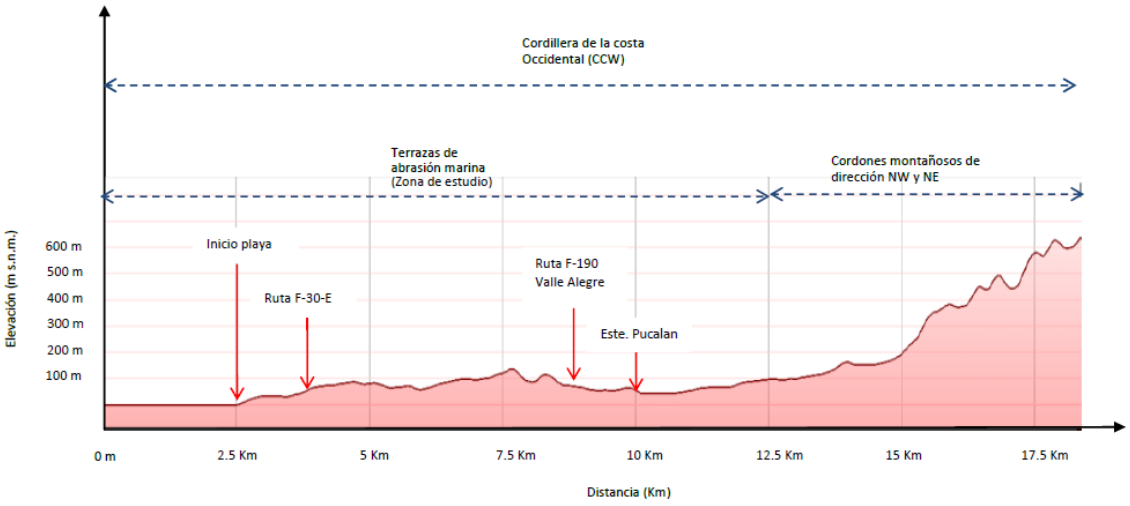


Figura 9. Perfil W-E, de las unidades morfoestructurales del área de estudio, indicado en figura 8 (Elaboración propia).

En cuanto a la morfología de una transecta perpendicular a la línea de costa, se pueden mencionar las terrazas marinas, que se diferencian e identifican en dos tipos. La primera de ellas, corresponde a la superficie rocosa de abrasión (T1 y/o T2) con o sin cubierta sedimentaría considerable, que se denomina Terrazas de abrasión marina (Saillard et al., 2009), el segundo tipo, corresponde a superficies cubiertas de depósitos marinos sedimentarios cuyo espesor es variable, denominado como Terrazas marina con depósitos (Fig. 10) (Saillard et al., 2009; Cabello, 2015).

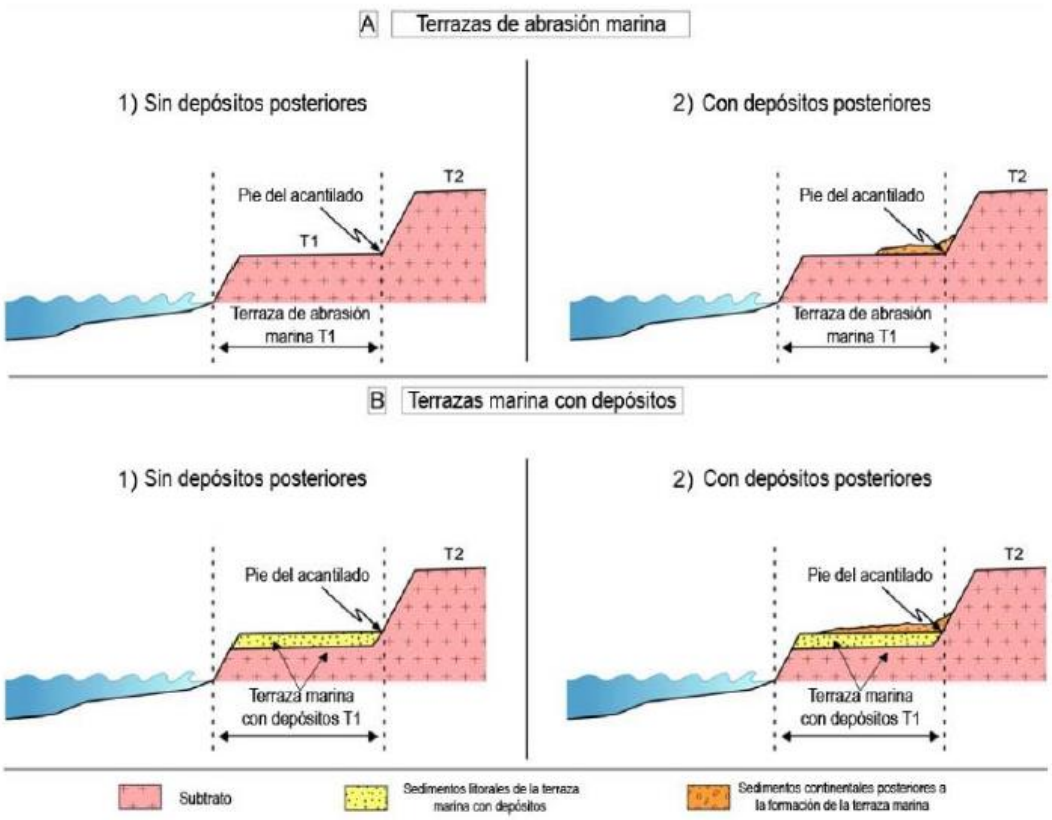


Figura 10. Tipos de terrazas marinas. A). Terrazas de abrasión marina. Superficie rocosa de abrasión (T1 y/o T2) con o sin cubierta sedimentaría considerable. B).Terrazas marinas con depósitos. Superficies cubiertas de depósitos marinos sedimentarios de espesor es variable. Extraída de Cabellos, (2015).

A respecto, diversos autores han estudiado en Chile, las terrazas marinas, tanto al norte como al sur (Paskoff, 1999; Rodriguez, 2008; Saillard et al., 2009; Cuevas, 2017), cuyos resultados se indican en forma resumida en la tabla 1.

Tabla 1. Estudios de terrazas en Chile (Paskoff, 1999; Saillard et al., 2009; Rodriguez, 2008; Cuevas, 2017).

Autor Localidad	Nombre de la terraza	Altura (m s.n.m.)	Edad	Años aprox.
Paskoff, 1999				
Coquimbo	Vega	< 5	Holoceno	11 ka
	Herradura II	15-20	Pleistoceno medio	125 ka
	Herradura I	35-40	Pleistoceno medio	330 ka
	Serena II	75-80	Pleistoceno temprano	¿?
	Serena I	>120	Plioceno	¿?
Saillard et al., 2009				
Tongoy (30,5°S)	T3	50-60	Pleistoceno medio	213-237
	T2	150-190	Pleistoceno medio	317-319
	T1	420-440	Pleistoceno medio	671-687
Rodriguez, 2008				
33°-34°S	To	5-7	Holoceno	4-10 ka
	T1	40-70		
	T2	110-120	Pleistoceno medio a tardío	125 ka
	T3	>140	Post-Plioceno tardío	< 2,4-3,0 Ma
Cuevas, 2017 (Quintero-Placilla)	33°S			
Concón; Ventanas; Maitencillo	To	< 10	Holoceno	¿?
Quintero; Los Maitenes; Maitencillo	T1	30-60	Pleistoceno tardío	¿?
Concón; Los Maitenes; Mantagua; Maitencillo	T2	70-90	Pleistoceno tardío	¿?
Concón; Los Maitenes; Mantagua	T3	90-110	Pleistoceno temprano	¿?
Mantagua; Con Con	T4	140-160	Pleistoceno temprano	¿?

De acuerdo a lo anterior, el área de estudio, se caracteriza, tanto, por la presencia de terrazas de abrasión marina y con depósitos marinos (Formación Caleta Horcón) (Rivano, 1996; López, 2016; Cuevas, 2017), como por un relieve que a escala regional, está compuesto de cordones montañosos orientados de Este a Weste y de Norte a Sur, separados por amplios y profundos valles, de baja escorrentía.

2.1.4 Características hidrológicas

La información hídrica del área de estudio corresponde a dos esteros, los cuales se han identificados de acuerdo imágenes satelitales de Google Earth. En sentido SE NW, se ubica el Estero Puchuncaví, que atraviesa el lado norte del área estudiada con un recorrido aproximado de 3 km. En el lado sur del área se encuentra el Estero Mantagua cuyo recorrido es de NE SW, con un largo aproximado de 10 km (Fig. 11).

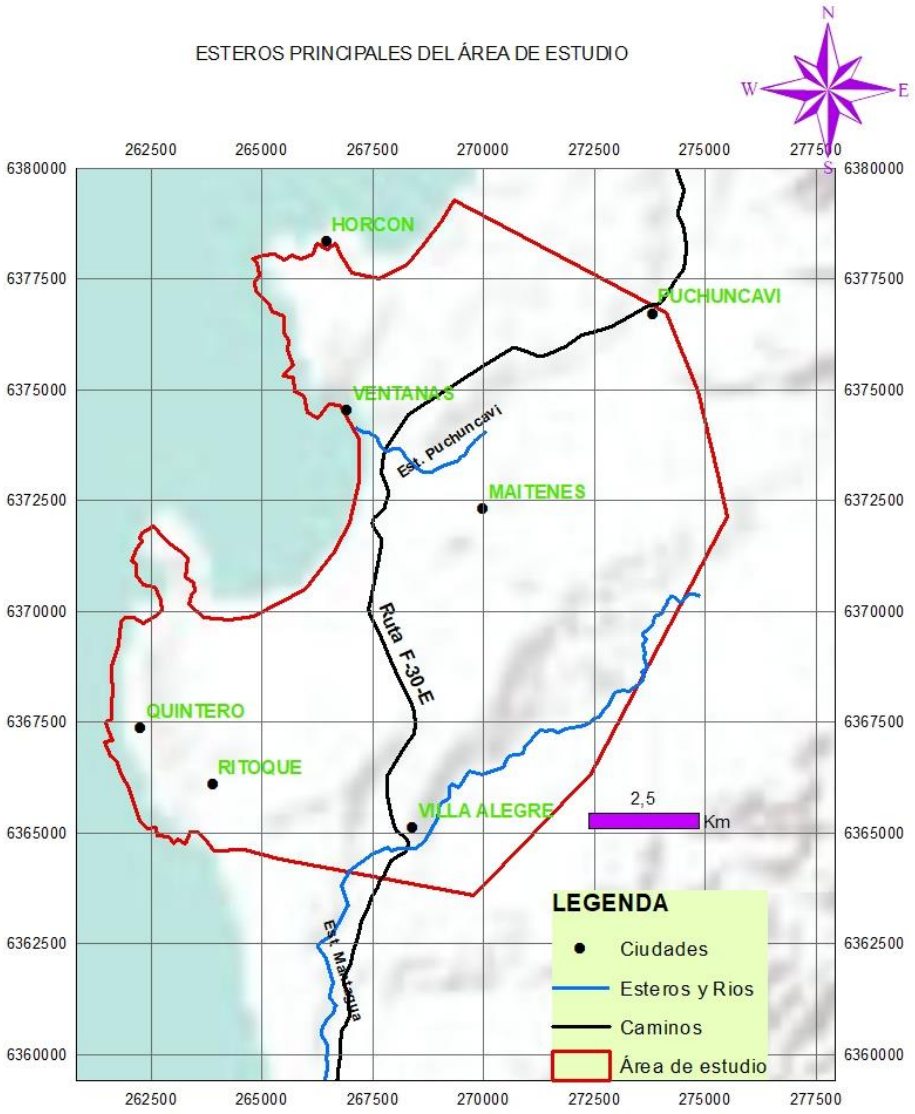


Figura 11. Estero Puchuncví y Estero Mantagua indicados en color azul (Elaboración propia).

2.1.5 Fallas y lineamientos

2.1.5.1 Escala regional

A escala regional, la franja W-E, donde se ubica la zona de estudio, se encuentra afectada por fallas y lineamientos de Orientación NW y NS (Rivano, 1996), las que se describen a continuación.

2.1.5.1.1 Fallas Marga Marga y Valparaíso-Curacaví

Estas fallas, se ubican en la cordillera de la costa, presentan un rumbo NW-SE, son subverticales y afectan al basamento paleozoico–jurásico y parte del basamento cretácico (Thorson, 1999; Gana et al., 1996; Escrivano, 2008).

Específicamente el sistema de fallas Marga-Marga, de rumbo entre N40°W y N60°W y con una longitud aproximada de 50 km, se ubica al sur de la zona de estudio (Fig. 12), en el valle del estero del mismo nombre, el cual desemboca en el comuna de Viña del Mar (Álvarez, 1964; Gana et al., 1996).

2.1.5.1.2 Falla Infiernillo o de los Ángeles

Esta falla se ubica en la depresión central (Fig. 12). Tiene un rumbo y manteo aproximado de N10°E / 80° E y pone en contacto la Formación Lo Valle con la Formación Abanico. Fue descrita como una falla normal que controlaría el límite occidental de la Depresión Central (Aguirre, 1960), pero trabajos mas recientes indican que correspondería a una falla normal que posteriormente se habría invertido, con una vergencia al weste, debido eventos producidos durante el Oligoceno Superior–Mioceno Inferior (Fock, 2005; Charrier et al., 2009).

2.1.5.1.3 Sistema de fallas Pocuro y la falla Ramón-Damas

Este conjunto es el límite entre la depresión central (DC) y la cordillera principal (CP). Su lineamiento general es rectilíneo de Norte-Sur. Ha sido descrito como una “mega falla” de la región comprendida entre 32°S y 33°40´S (Godoy et al., 2015), que configura una traza que tiene más de 170 km (Fig. 12).

Al sur del río Aconcagua la traza principal del sistema de fallas Pocuro, se expresa como una serie de estructuras escalonadas verticales de rumbo NNW (Godoy et al., 2015). A lo largo de su trazado se ha reconocido la afloración de aguas termales de baja temperatura indicando así una zona de alta permeabilidad (Rivano, 1996). En cambio al norte río la traza se denomina falla Pocuro (Godoy et al., 2015) y corresponde a una falla única, continua y normal (Rivano, 1996).

La falla Ramón-Damas (Godoy et al., 2015) o San Ramón, origina un frente montañoso que domina el paisaje al oriente de Santiago (Fig. 12). Se asocia a una sismicidad poco profunda (Godoy et al., 2015) y ha sido interpretada como parte de un régimen compresivo de vergencia al oeste (Fock, 2005).

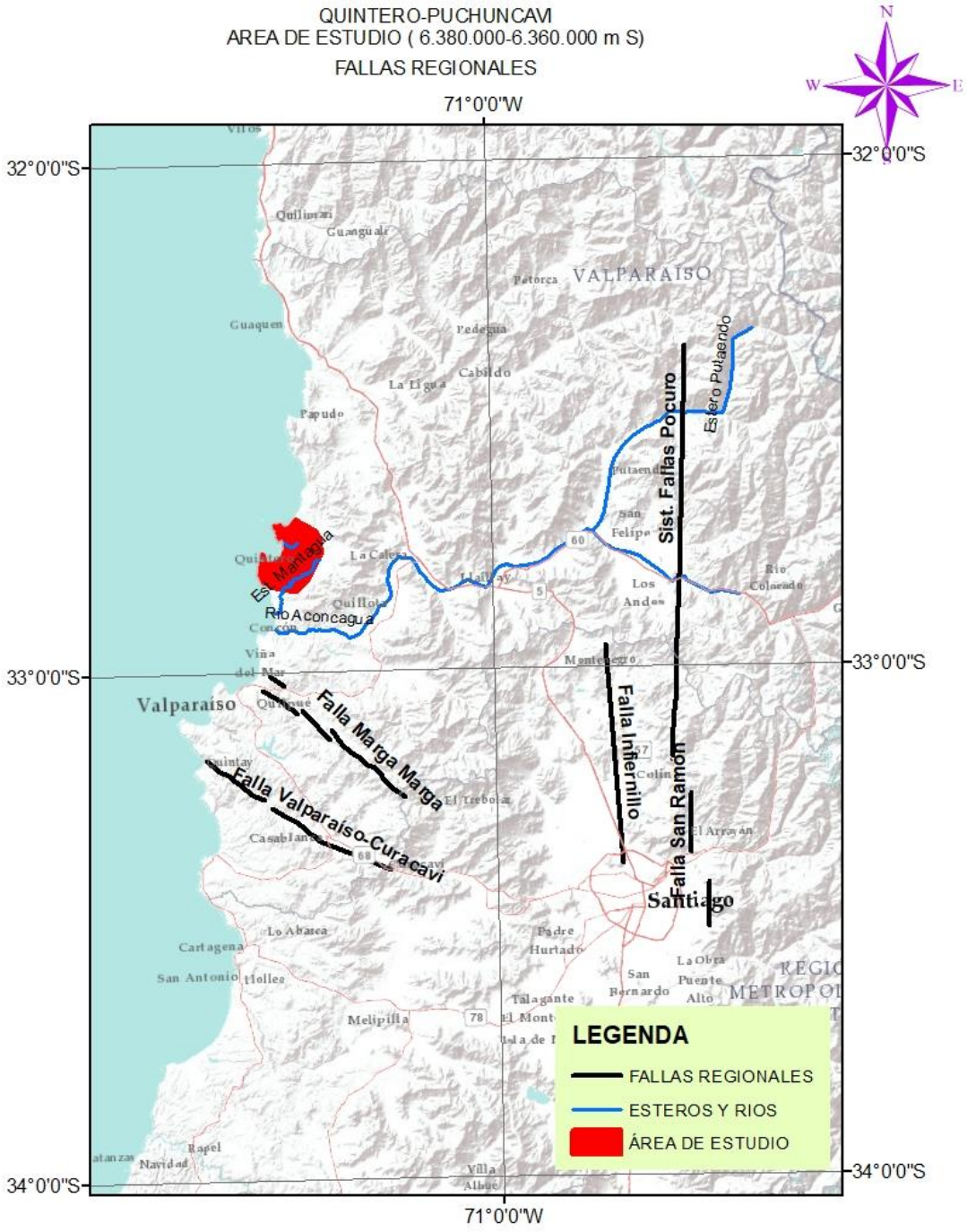


Figura 12. Fallas a escala regional. Fallas Marga-Marga, Valaparaíso-Curacaví, Infiernillo, sistemas de fallas Pocuro, y Ramón-Damas (Elaboración propia).

2.1.5.2 Escala local

El área de estudio no se encuentra afectada por fallas. Las existentes se encuentran al este de la región (Fig. 13), y presentan orientaciones NW y NS (Rivano et al., 1993).

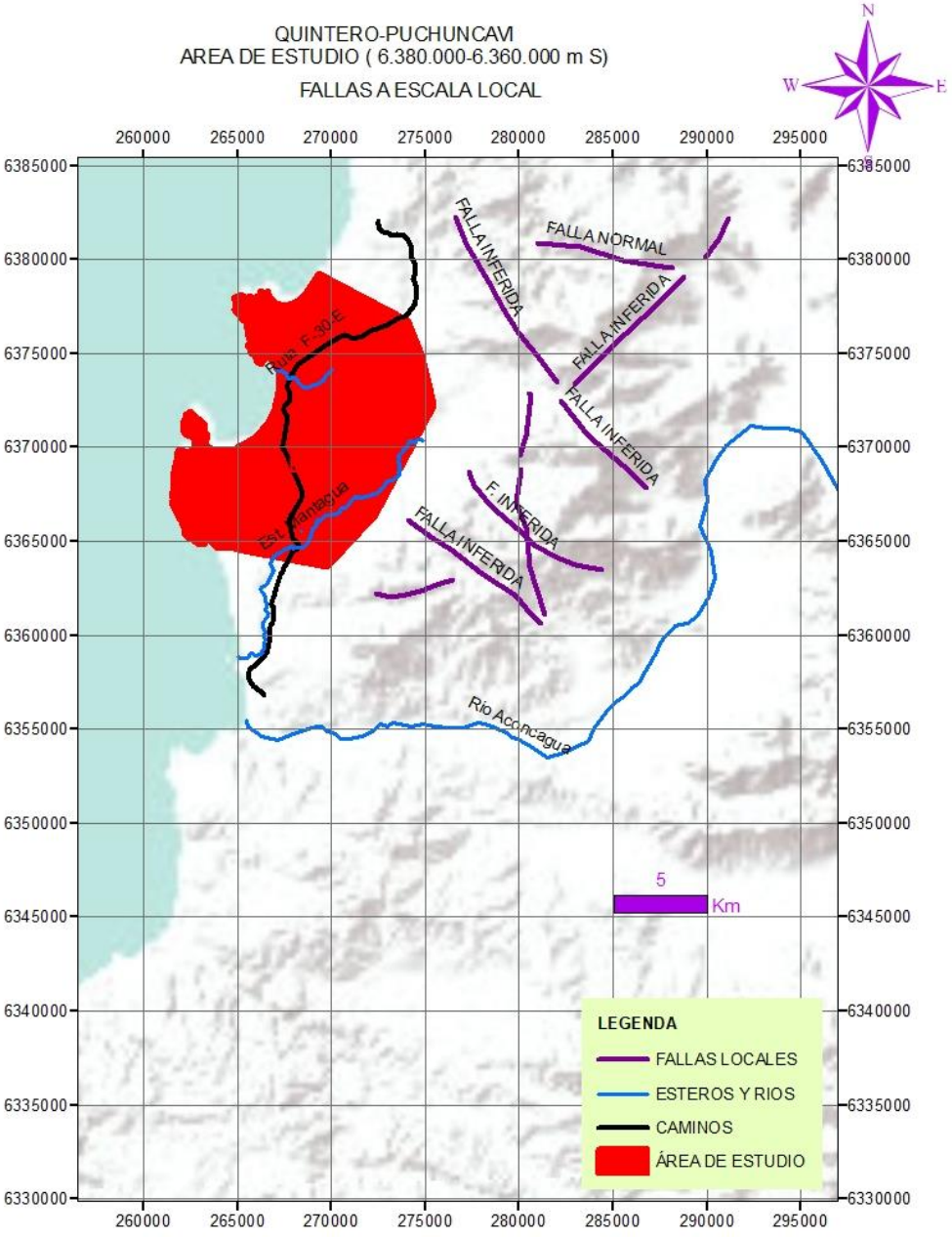


Figura 13. Fallas a escala local. (Elaboración propia).

2.1.6 Geología del área de estudio

2.1.6.1 Mesozoico

2.1.6.1.1 Formación Ajial (Ja) (Jurásico Inferior–Medio)

Se ubica al Este del área de estudio. Según Thomas, (1958), esta formación es una secuencia de lavas queratofíricas (rocas volcánicas alteradas que presentan enriquecimientos en sodio), con intercalaciones de tobas y brechas y rocas sedimentarias lenticulares. Estas últimas en general son areniscas, aunque también se presentan lutitas y algunas de calizas. El límite inferior de esta formación sobreyace concordantemente sobre sedimentos marinos de la Formación Quebrada del Pobre y es subyacente a una “gruesa serie de brechas y tobas con intercalaciones de areniscas”, atribuidas a los niveles inferiores de la Formación Melón (Fig. 14).

Carter y Aliste, (1962) incluyeron en la Formación Ajial a las “brechas y tobas con intercalaciones de areniscas” de La Formación el Melón indicada por Thomas, (1958). Posteriormente se estableció que el techo de la Formación Ajial son sedimentitas marinas de la Formación Cerro Calera (nueva unidad que reemplazó a parte de la Formación Melón), de edad Bajociano medio y superior (Piraces, 1976).

La distribución de La Formación Ajial, aparece como una franja elongada Norte-Sur. Las calizas basales de la Formación Cerro La Calera se reconocen al sur del Cerro Cuajo, ubicado al este de la caleta Maitencillo. Entre la comuna de Catapilco y el valle del río Aconcagua, extensiones considerables de la Formación Ajial se encuentran afectadas por un fuerte metamorfismo dinámico y termal que en algunos sectores oblitera totalmente las estructuras y fábricas originales de las rocas volcánicas (Rivano, 1996).

La composición litológica de la Formación Ajial corresponde a tobas, brechas volcánicas y lavas andesíticas-basálticas y riodacíticas asociadas a pórfidos andesíticos-dacíticos e intercalaciones sedimentarias de conglomerados, areniscas y pelitas calcáreas.

El espesor de la Formación Ajial en el sector del cerro Piedra Trepada al Este de la bahía de Quintero, fue estimado en 705 m (Piracés, 1976), reconociendo en dicho sector como Formación Ajial sólo las rocas no metamorfoseadas. Posteriormente, Cancino (1992), en el mismo sector, incluyendo metavolcanitas en la base de la Formación Ajial, midió un espesor de 1405 m.

La edad de la Formación Ajial, está asignada al Mesozoico, entre el Pliensbachiano y el Bajociano, de acuerdo a antecedentes paleontológicos (Rivano, 1996)

2.6.1.2 Neógeno

2.1.6.2.1 Formación Caleta Horcón (Th)

Esta formación aflora al N de la zona de estudio. Thomas, (1958), la definió como sedimentos poco consolidados que aparecen a lo largo del acantilado costero, entre Maitencillo y Horcón, con una potencia mínima de 80-90 m. Es posible reconocerla en cortes de esteros y quebradas, al interior del continente, entre el valle del río Aconcagua y Catapilco. Al oeste de esta última localidad aflora, entre La Laguna y Cachagua. Al sur del río Aconcagua, se reconoce en el acantilado costero entre Con Con y Viña del Mar, específicamente se visualiza en el sector Las Salinas y Reñaca (Rivano, 1996). (Fig. 14)

La Formación Caleta Horcón, cubre en clara discordancia depositacional a las unidades más antiguas estratificadas e intrusivas que afloran a lo largo de la Cordillera de la Costa y está, a su vez, cubierta por depósitos eólicos cuaternarios y/o pleistocenos. En algunos sectores es posible observar cómo estos depósitos gradan a gravas continentales de origen fluvial y aluvional (Rivano, 1996).

Su litología está compuesta fundamentalmente por areniscas, arcillolitas y limolitas, que están expuestas muy bien entre Viña del Mar y Cachagua. Adicionalmente en la localidad de La Laguna se observan niveles de coquina intercaladas en las areniscas. Esta unidad tiene una disposición horizontal y en el sector de la playa Horcones se ha observado espesores de 19 m. En otros lugares el rango fluctúa, entre 50 y 80 m. En cuanto a la edad de esta formación según Covacevich (1990), se distribuye en el rango Mioceno-Plioceno (Rivano, 1996).

2.1.6.2.2 Formación Confluencia (Tc)

Esta formación aflora al centro, al sur y al norte del área de estudio. Fue definida por Rivano y Sepulveda, (1991), como una secuencia de gravas y ripios con intercalaciones de arenas poco consolidadas que se distribuyen en terrazas altas y con potencias de 50 a 100 m, las que muestran una distribución superficial parcialmente concordante con el sistema hidrográfico actual. Estos sedimentos se depositaron discordantemente sobre las unidades de rocas jurásicas y paleozoicas que afloran en la costa y engranan lateralmente a la Formación Caleta Horcón y son cubiertos a su vez por sedimentos eólicos y aluvionales más jóvenes (Fig. 14).

La edad puede suponerse equivalente a la edad supuesta para la Formación Caleta Horcón, es decir Mioceno Plioceno (Rivano, 1996).

2.1.6.3 Cuaternario

2.1.6.3.1 Sedimentos eólicos antiguos o paleodunas (PQd)

Estos sedimentos eólicos antiguos (Paleodunas) se observan en el área de estudio. Se reconocen en diversos lugares a lo largo de la costa, por el norte a partir del río Quilimarí y por el sur hasta la comuna de Concón. Forman superficies suavemente onduladas que cubren parcialmente las terrazas costeras, depositándose sobre los depósitos de la Formación Caleta Horcón y sobre unidades más antiguas tales como los granitoides de las superunidades de Cochoa, ubicada de la comuna de Concón y Mincha en el sector entre la comuna Quintero y más al norte en la punta Guallarauco, al sur de Pichicuy. Entre punta Molles y Punta Quelén estos sedimentos cubren rocas del Triásico y Jurásico (Rivano, 1996). Esta unidad está compuesta de arenas poco consolidadas, de colores ocres, muy bien seleccionadas y con evidencias de estratificación entrecruzada. El espesor puede variar desde unos pocos cm hasta alrededor de 10 m. Normalmente la superficie superior es convexa u ondulada y sólo cubierta por suelo actual, siendo quizás estas formas onduladas testimonio de una morfología de barjanes. Su distribución, casi siempre está relacionada a áreas o sectores a sotavento de playas que indica que se habrían acumulado según un régimen de viento muy similar al actual, es decir en dirección NNE (Rivano, 1996).

En el sector del Estero Pucalán, al este de Quintero y conjuntamente con las paleodunas aparecen gravas finas y arenas aluvionales (PQd(a)). Estos depósitos de carácter aluvional se habrían originado por el lavado y la erosión del relieve ubicado inmediatamente al E, que cubrieron la Formación Confluencia y las Paleodunas (PQd). La edad de las paleodunas ha sido asignada al Plioceno-Pleistoceno (Rivano, 1996). (Fig. 14)

2.1.6.3.2 Terrazas de depósitos marinos (Qtm)

Esta unidad, que en sentido estricto corresponde a una unidad morfológica, corresponde a unas pequeñas terrazas que aparecen en Cachagua y Quintero. Estas terrazas, de extensión comparativamente reducida, están labradas sobre rocas sedimentarias poco consolidadas marino-litorales que son cubiertos lateralmente por las paleodunas y que probablemente pueden corresponder a la Formación Caleta Horcón. Además estas formas afectan a las Paleodunas (QPd), por lo cual se habrían generado posteriormente y probablemente favorecidas por su ubicación geográfica (Rivano, 1996). Estas terrazas fueron redefinidas, como el “nivel de Cachagua”, las cuales habrían sido labradas por una transgresión marina hace 80.000 años atrás (Paskoff, 1999), (Fig. 14).

2.1.6.3.3 Sedimentos cuaternarios no consolidados

Se reconocen como depósitos no consolidados y se direrencian en el área de estudio los sedimentos eólicos y litorales actuales o recientes y, los sedimentos aluviales, coluviales y depósitos de rellenos de valles (Fig. 14).

2.1.6.3.3.1 Sedimentos eólicos y litorales actuales o recientes (Qel)

Los depósitos eólicos y litorales ubicados adyacentemente a la franja costera, se desarrollan al norte, en puntas de acantilados donde se resguarda de los vientos NNE y las corrientes marinas con dirección norte. Reciben sus principales aportes sedimentarios de ríos que ayudan a construir los depósitos litorales como playas y al norte de ellas el viento construye depósitos eólicos con formas de dunas crecientes y morfologías parabólicas, en media luna y de barjanes (Rivano, 1996).

2.1.6.3.3.2 Sedimentos aluviales, coluviales y depósitos de rellenos de valles (Qac)

Estos depósitos están realacionados a los cursos de agua actuales y tiene su expresión más importante en la Hoya del río Aconcagua. Se componen de gravas y ripios, con una estratificación de regular a mala y, por arenas y limos con buena estratificación (Rivano, 1996)

2.1.6.4 Unidades intrusivas

2.1.6.4.1 Superunidad Mincha

La Superunidad Mincha (Rivano et al., 1985) es la franja más occidental de intrusivos Mesozoicos-Cenozoicos y conforma gran parte de la Cordillera de la Costa y Planicies litorales, aflorando en forma discontinua, con un rumbo general NS y con un ancho promedio de 15 m y un máximo de 35 km. Los intrusivos de la Superunidad, intruyen a rocas paleozoicas de la "Unidad Cochoa", al Sur de Quintero y algunas rocas del Triásico-Jurásico Medio, que en la zona de estudio son las Formaciones Ajial y Cerro Calera. Los afloramientos de las rocas son cubiertos por sedimentos consolidados y no consolidados del Neógeno y Cuaternario. En la zona de estudio las unidades plutónicas que afloran son: Puerto Oscuro (Jmi 2); Tranquila (Jmi 3) y Cavilolén (Jmi 4) (Rivano et al., 1993), (Fig. 14).

2.1.6.4.1.1 Unidad Puerto Oscuro (Jmi 2)

La unidad Puerto Oscuro (Rivano et al., 1985), aflora en dos cuerpos batolíticos de forma irregular que se extiende entre el río La Ligua, por el Norte y por el Sur hasta el Estero La Canela, el cual desemboca en el Estero de Catapilco. El cuerpo de más al norte de ha denominado Plutón de Papudo y el de más al sur Plutón La Laguna. Ambos están separados por una franja de intrusivos de la unidad Cavilolen (Jmi 4). En la unidad Puerto Oscuro se han reconocido tres subunidades: las Cuarzodioritas de Cachahua, el Gabro de Las Cujas y las Cuarzodioritas de La Laguna. También estas rocas afloran en el acantilado costero entre Caleta Horcón y Ventanas donde están cubiertas por sedimentos Cuaternarios (PQd) y Mioceno-Plioceno de la formación Caleta Horcón (Th) (Rivano, 1996).

2.1.6.4.1.2 Unidad Tranquila (Jmi 3)

La Unidad Tranquila (Rivano et al, 1985) se ubica al SE de la zona de estudio y fue denominada Unidad Mauco según Espiñeira, (1989). Tiene forma de ovoide y su eje mayor está orientado NS. Un sector, es separado por una falla, con rumbo NW-SE. Hacia el este, estas rocas intruyen a rocas metamórficas cuyo protolito, son rocas volcánicas, de la Formación Ajial. Hacia el Oeste, esta unidad es cubierta por depósitos Neógenos y Cuaternarios. Esta unidad corresponde a rocas leucotonalitas amarillentas a rosáceas y está intruida por cuerpos pequeños de composición diorítica, y de colores grises a negros, que corresponde a la Unidad Puerto Oscuro. Respecto a la edad, solo se puede indicar que instruye a la Formación Ajial y es instruida por cuerpos de la Unidad Puerto Oscuro (Rivano et al., 1993).

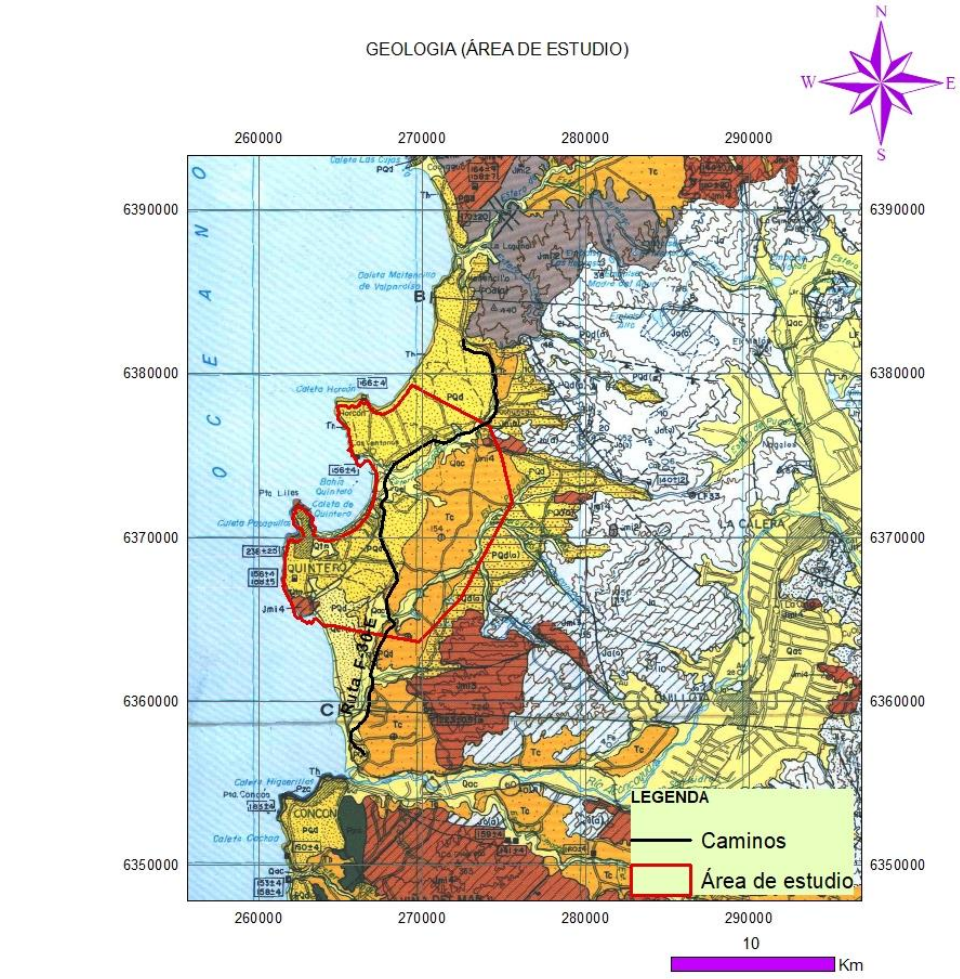
2.1.6.4.1.3 Unidad Cavilolén (Jmi 4)

La Unidad Cavilolén (Rivano et al., 1985) o Unidad Limache (Espiñeira, 1989), aflora en grandes plutones botolíticos y cuerpos menores y aparece al Norte y al Sur de la zona de estudio. Es la más extensa de las unidades intrusivas jurásicas, compuesta de grandes plutones batolíticos y cuerpos menores asociados. Los principales plutones son: plutón de Petorca-Quilimarí; plutón de Limache, y el plutón de El Melón-Catapilco (Rivano, 1996).

Su edad ha sido estudiada por diversos autores entre ellos por Espiñeira, (1989), y su rango está entre 156 a 170 Ma.

Las rocas de esta unidad intruyen a todas las unidades estratificadas del Triásico-Jurásico y a la unidad intrusiva Cochoa del Paleozoico. El color predominante es gris claro y es notorio un bandeamiento mineralógico acentuado por la presencia de inclusiones máficas orientadas acorde a dicho bandeamiento. Estas rocas son intruidas por pequeños cuerpos graníticos y por filones dioríticos. Su litología corresponden a granodioritas, tonalitas y raramente, a monzogranitos de biotita, hornblenda y en menor proporción, clinopiroxenos, con una textura fanerítica de grano grueso.

Presenta inclusiones máficas, de formas elipsoidales y alargadas, que poseen bordes definidos y algunas de ellas presentan una zonación de color con las facies más melanocrática al centro de las inclusiones. Composicionalmente varían desde cuarzodioritas leucocráticas a dioritas melanocráticas. En algunos sectores, como en los balnearios de Ventanas y Quintero, estas inclusiones están alineadas y afloran con grandes dimensiones (hasta 1,7 m de largo), lo que sugiere que se trata de filones sinplutónicos (Espiñeira, 1989)



Qal (a) — Sedimentos eólicos y litorales; depósitos de playa
(a) Dunas

Qtm — Terrazas de depósitos marinos, en parte sin sedimentos

PQd (a) — Sedimentos eólicos antiguos (paleodunas)
(a) Gravas y arenas aluviales

Th — **Formación Caleta Horcón** (Marino-transicional)
Arenisca, arcillolitas y limolitas, poco consolidadas, con fósiles (Mioceno?-Plioceno)

Jo (b) (a) — **Formación Ajial** (volcánica, continental)
Lavas y depósitos piroclásticos ácidos a intermedios
(a) Rocas metamórficas atribuidas a la Formación Ajial (Jurásico inferior-Medio)

Qac (b) (a) — Sedimentos aluviales y coluviales, depósitos de relleno de valles
(a) Conos de deyección torrencial y escombros de falda
(b) Depósitos de colapso, gravitacionales

Tc — **Formación Confluencia** (continental)
Conglomerados, areniscas, brechas y limolitas poco consolidadas.
(¿Mioceno-Plioceno?)

Jmi 4 — **Unidad Puerto Oscuro** (2)
Dioritas cuarcíferas de piroxeno y/o anfíbola; monzodioritas de hiperstena y biotita; gabros de piroxeno y olivino; gris verdoso

Jmi 3 — **Unidad Tranquila** (3)
Principalmente sienogranitos, gris claro, de grano fino
Sienitas cuarcíferas mirmequíticas subordinadas

Jmi 2 — **Unidad Cavilolén** (4)
Granodioritas y tonalitas, de grano fino a medio (Jurásico)

Pzc — **Unidad Cochoa**
Granitoides paleozoicos, de grano fino a medio, bandeados. Tonalitas, granodioritas y granitos subordinados, de grano medio a grueso, con textura orientada (Paleozoico)

Figura 14. Geología del área de estudio. Modificada de Rivano et al., (1993).

2.2 TEORÍA SÍSMICA

2.2.1 ESFUERZO Y DEFORMACIÓN

Para entender las ondas sísmicas, se debe tener en cuenta los conceptos de esfuerzo y deformación. El esfuerzo se define como la fuerza aplicada por unidad de área. Si son aplicadas de forma perpendicular a una superficie generan un cambio de volumen y se denominan esfuerzos de compresión o tracción. En caso de que fuerza sea aplicada paralela a la superficie, los esfuerzos son de torsión, cizalle o corte y producen un cambio en la forma del sólido pero no en su volumen. Este estado de tensiones o de esfuerzos (Fig. 15), puede ser definido por un tensor de tensiones (Ecuación 1).

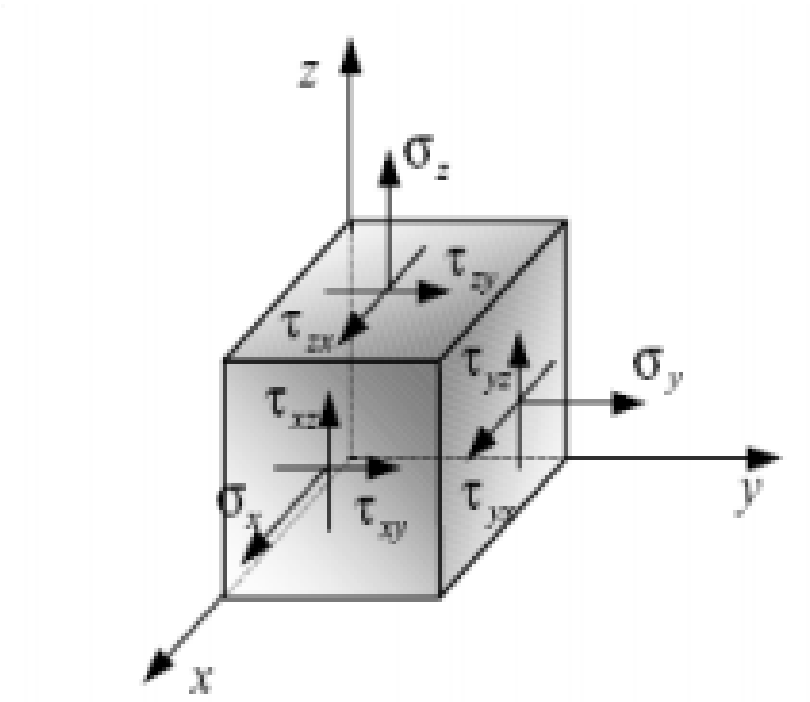


Figura 15. Definición de esfuerzos para un elemento tridimensional.

$$[\sigma] = \begin{bmatrix} \sigma_x & \tau_{yx} & \tau_{zx} \\ \tau_{xy} & \sigma_y & \tau_{zy} \\ \tau_{xz} & \tau_{yz} & \sigma_z \end{bmatrix} \qquad \text{(Ecuación 1)}$$

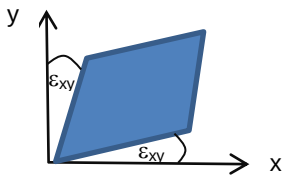
Si se considera un medio homogéneo e isotrópico, con un comportamiento elástico lineal, las propiedades del material serán iguales en un punto y no dependerán de la dirección de los esfuerzos. El esfuerzo y la deformación se pueden relacionar mediante la ley generalizada de Hooke o la ecuación de Lamé (Ecuación 2).

Ecuación de Lamé

$$\begin{bmatrix}\sigma_x\\ \sigma_y\\ \sigma_z\\ \tau_{xy}\\ \tau_{yz}\\ \tau_{zx}\end{bmatrix}=\begin{bmatrix}2G+\lambda & \lambda & \lambda & 0 & 0 & 0\\ \lambda & 2G+\lambda & \lambda & 0 & 0 & 0\\ \lambda & \lambda & 2G+\lambda & 0 & 0 & 0\\ 0 & 0 & 0 & 2G & 0 & 0\\ 0 & 0 & 0 & 0 & 2G & 0\\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 2G\end{bmatrix}\begin{bmatrix}\varepsilon_x\\ \varepsilon_y\\ \varepsilon_z\\ \varepsilon_{xy}\\ \varepsilon_{yz}\\ \varepsilon_{zx}\end{bmatrix} \quad \text{(Ecuación 2)}$$

Donde:

$\sigma_x\,;\sigma_y\,;\sigma_z$	:	Esfuerzo normales
$\tau_{xy}\,;\tau_{yz}\,;\tau_{zx}$	:	Esfuerzos de corte
$\varepsilon_x\,;\varepsilon_y\,;\varepsilon_z$	:	Deformaciones unitarias normales
$\varepsilon_{x\,y};\varepsilon_{yz}\,;\varepsilon_{zx}$	:	Deformaciones unitarias de corte



$G=\mu=\frac{E}{2*(1+\nu)}$	:	Módulo de rigidez o Módulo de elasticidad transversal
$\lambda=\frac{\nu*E}{(1+\nu)*(1-2\nu)}$	:	Primer parámetro de Lamé o constante de Lamé
ν	:	Módulo o coeficiente de Poisson
E	:	Módulo de elasticidad longitudinal

2.2.2 PROPAGACIÓN DE ONDAS SÍSMICAS

Las ondas, son deformaciones que se propagan a través de la tierra, donde esta última se puede considerar como un medio elástico. Son generadas por diferentes fuentes, y dentro de las más relevantes se encuentran los sismos. Se dividen en ondas de cuerpo (P y S), que se propagan en el interior un medio, por ejemplo la tierra, y ondas superficiales denominadas Love (L) y Rayleigh (R), que viajan por una superficie libre generadas por cuerpos de diferente densidad, por ejemplo, la superficie de la tierra que está en contacto con la atmósfera. Las ondas de cuerpo son más rápidas que las ondas superficiales, y en estas últimas las ondas L son más veloces que las ondas R (Sauter, 1989). A medida que las ondas se alejan de la fuente los distintos tipos se van separando y pueden diferenciarse en un registro o sismograma (Fig. 16).

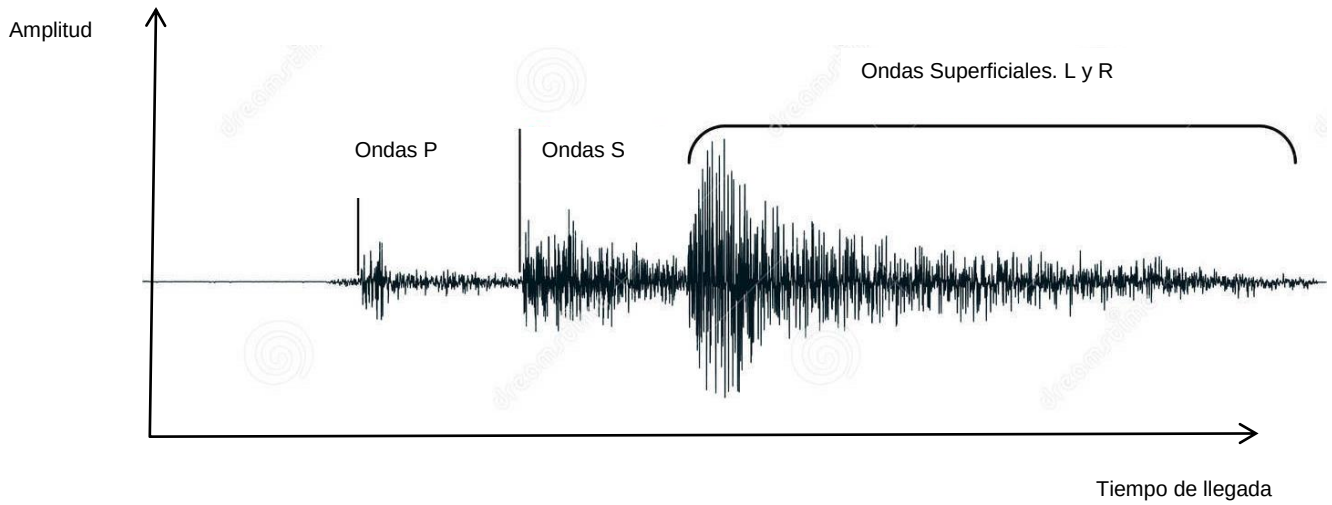


Figura 16. Sismograma. Tiempo de llegada de las diferentes ondas.

2.2.2.1 Componentes de una onda y registro de un sismo

Parámetros básicos de una onda (Fig.17).

Ciclo (c) : Forma unitaria de la onda que se repite. Presenta una parte positiva y otra negativa.

Periodo (T) : Tiempo que tarda la onda en propagarse una distancia igual a su longitud de onda.

Frecuencia (f) : Número de ciclos por unidad de tiempo, es inversamente proporcional al período.

$$f = \frac{1}{T} \qquad \text{(Ecuación 3)}$$

Longitud de onda (λ) : Distancia entre dos puntos consecutivos, que se encuentra en el mismo estado de vibración.

Amplitud (A) : Distancia vertical entre la cresta o valle y el punto medio de la onda.

Velocidad de propagación Vpro : En medios homogéneos e isótropos, se puede definir como la longitud de onda entre el período de la misma.

$$Vpro = \frac{\lambda}{T} = \lambda * f \qquad \text{(Ecuación 4)}$$

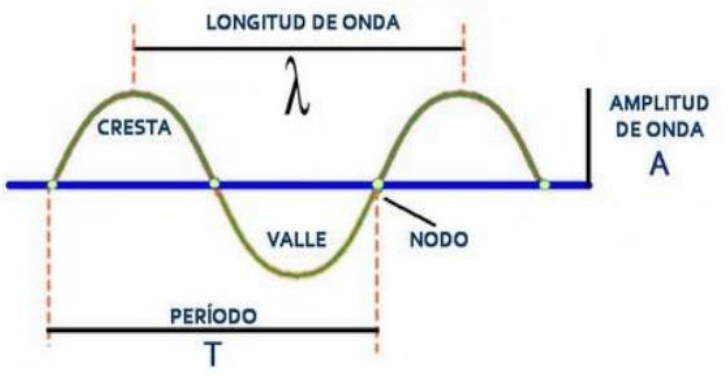


Figura 17. Elementos de una onda.

2.2.2.2 Las ondas de cuerpo o internas

Se dividen en ondas, P (primarias, de volumen, o de compresión) y ondas S (secundarias, de cizalla o de corte).

2.2.2.2.1 Ondas P

Son aquellas que se propagan, comprimiendo y dilatando el medio, induciendo a que las partículas se muevan en dirección de la propagación (Fig. 18). Pueden viajar tanto en materiales sólidos, líquidos y gaseosos. Por ejemplo la velocidad de la onda P, en el aire es de 340 m/s y en el agua, de unos 1.450 m/s. Para un material sólido, como es el caso de depósito de sedimentos o de diversos tipos de rocas, la velocidad de onda dependerá del módulo de elasticidad y de su densidad. En un granito la velocidad de las ondas P fluctúa entre 4.500-6.000 m/s (González de Vallejos et al., 2002).

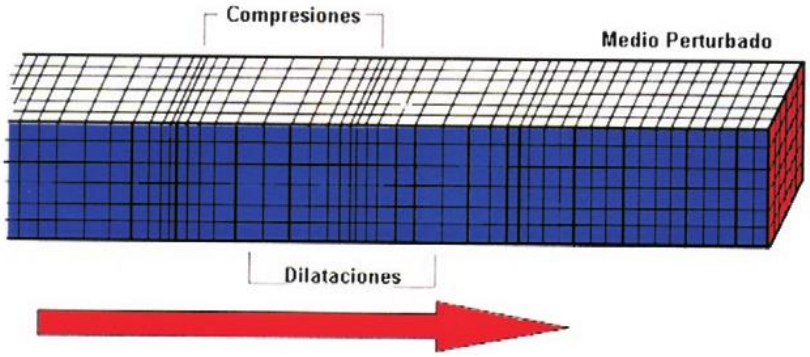


Figura 18. Propagación y efectos de las ondas P.

Para un medio, elástico, isotrópico y homogéneo, la velocidad de la onda Vp, está dada por la ecuación 5.

$$Vp = \sqrt{\frac{\lambda+2\mu}{\rho}} \qquad \text{(Ecuación 5)}$$

Donde:

Vp : Velocidad de onda de compresión.

ρ : Densidad del medio por el cual se propaga la onda.

λ : Constante de Lamé.

μ o G : Módulo de rigidez.

2.2.2.2.2 Ondas S, de corte o cizalla

Son aquellas que provocan en el medio, un movimiento perpendicular a la dirección de la propagación y desarrollan esfuerzos de cizalla o de corte (Fig. 19). Puede viajar sólo en medios sólidos y no se manifiestan en medios líquidos. El movimiento se puede descomponer en un movimiento sobre un plano vertical (SV) y otro sobre un plano horizontal (SH). Comparativamente la onda P, es más rápida que la Onda S ($Vp > Vs$), y su rango es entre 70-140% mayor que la onda de cizalle. En una amplia gama de rocas, Vs, es aproximadamente igual a la velocidad de la onda P, dividida entre raíz de 3 (Orozco et al., 2004)

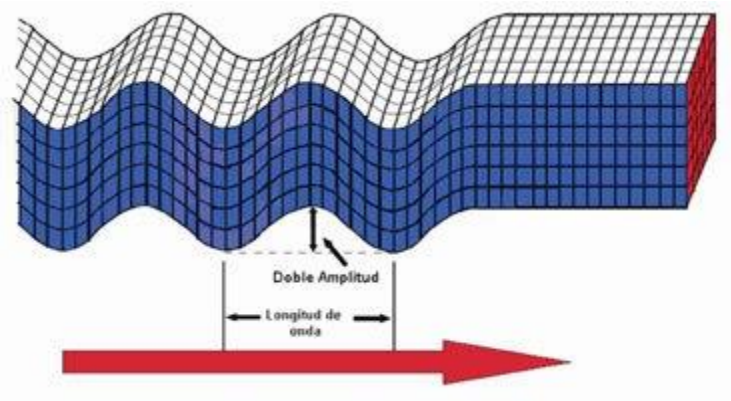


Figura 19. Propagación y efectos de las ondas S.

Para un medio elástico, isotrópico y homogéneo, la velocidad de la onda S, está dada por la ecuación 6.

$$Vs = \sqrt{\frac{G}{\rho}} \qquad \text{(Ecuación 6)}$$

Vs : Velocidad de onda de corte

μ o G : Módulo de rigidez.

Con la determinación experimental de Vs, y la estimación la densidad de una zona es posible determinar el módulo de rigidez (G), lo que permite estimar el tipo de material existente en un determinado lugar.

2.2.2.2.3 Ondas superficiales

Cerca de una pertubación, a distancias menores de 150 km se registran principalmente ondas P y S. A distancias mayores comienzan a predominar las ondas Love y Rayleigh de menor amplitud. A su vez la amplitud de las ondas superficieles disminuye exponencialmente con la profundidad focal, de tal manera que en eventos profundos prevalecen las ondas de cuerpo P y S, y en los someros la energía es irradiada en forma de ondas Love (L) y Rayleigh (R) de gran amplitud (Sauter, 1989).

Las ondas superficiales pueden explicarse que son causadas por la interferencia de muchas ondas de cuerpo que viajan en diferentes direcciones y son más lentas que las ondas P y S. En el caso de un observador muy alejado del foco (1.000 km), las ondas superficiales llegan mucho después de las ondas de cuerpo y se puede apreciar que presentan un comporamiento dispersivo, es decir, las ondas de diferentes frecuencias viajan con diferentes velocidades. Esta propiedad se conoce como dispersión. Significa que cuando la longitud de onda es pequeña la velocidad de fase dependerá de las propiedades de las capas superficiales, mientras que si la longitud de la onda es mayor, la velocidad dependerá de los estratos más profundos (Fig. 20).

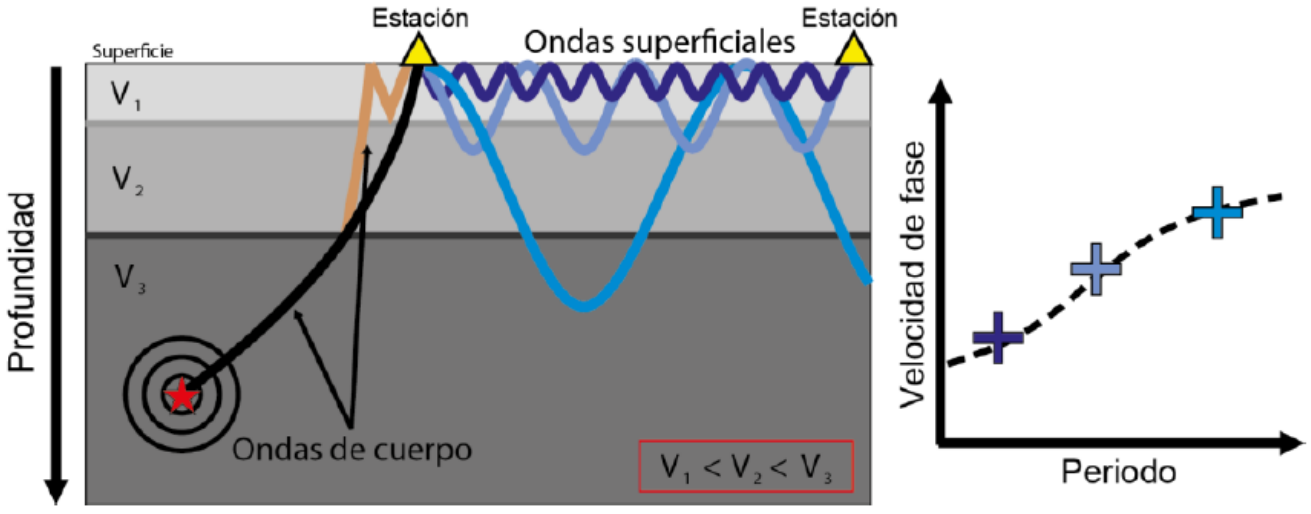


Figura 20. Representación esquemática de las ondas superficiales. Relación velocidad y período.

2.2.2.2.3.1 Ondas Love

Su nombre se debe al matemático Augustus Edward Hough Love. Se originan en la interfase de un medio y una superficie libre (tierra-atmósfera). Requieren de la existencia de una capa superficial de menor velocidad en comparación con las formaciones subyacente y además de un medio estratificado. Su movimiento hace vibrar a las partículas horizontalmente en sentido perpendicular a la dirección de la propagación, es decir se propagan en el plano de la superficie de la tierra, sin producir un movimiento vertical (Fig. 21). La velocidad de las ondas Love es un 90%, de las ondas S y ligeramente superior a la velocidad de las ondas Rayleigh. Las magitudes de las velocidades de las ondas Love, fluctúan entre 1.000-4.500 m/s (Sauter, 1989; Redon, 2015).

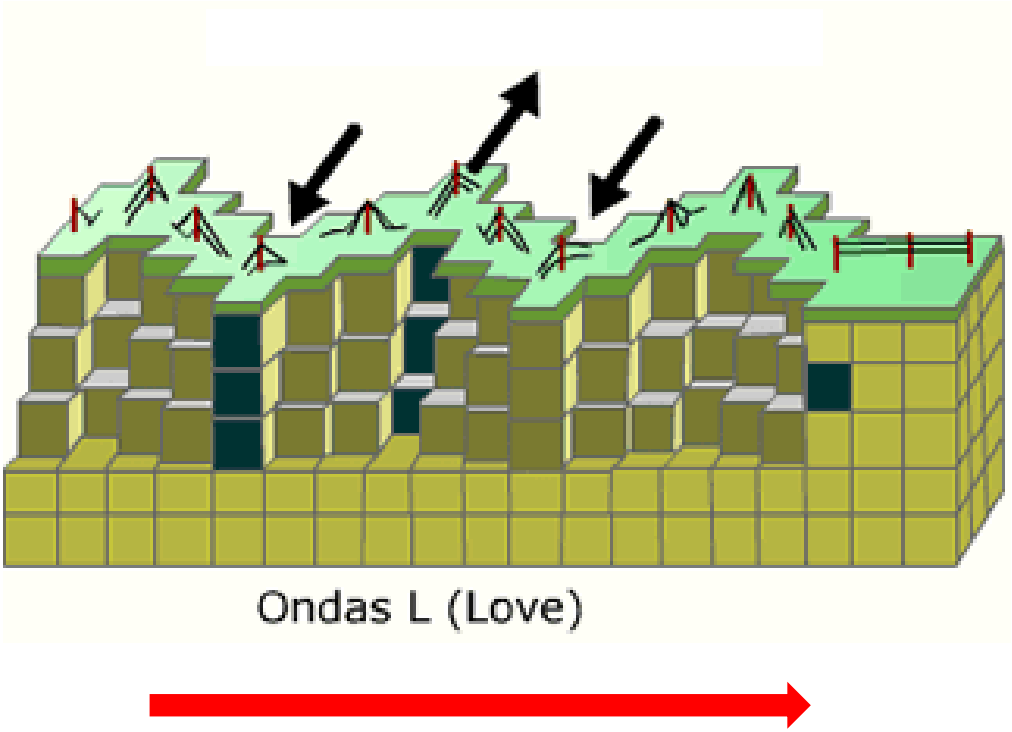


Figura 21. Esquema del modo de propagación de las ondas Love (L).

2.2.2.2.3.2 Ondas de Rayleigh

2.2.2.2.3.2.1 Descripción

El nombre de la onda se debe a John Willian Strutt (conocido como Lord Rayleigh). Es una onda superficial producto de la interacción entre ondas P y SV (polarización vertical de la onda S) y viajan paralelas a la superficie.

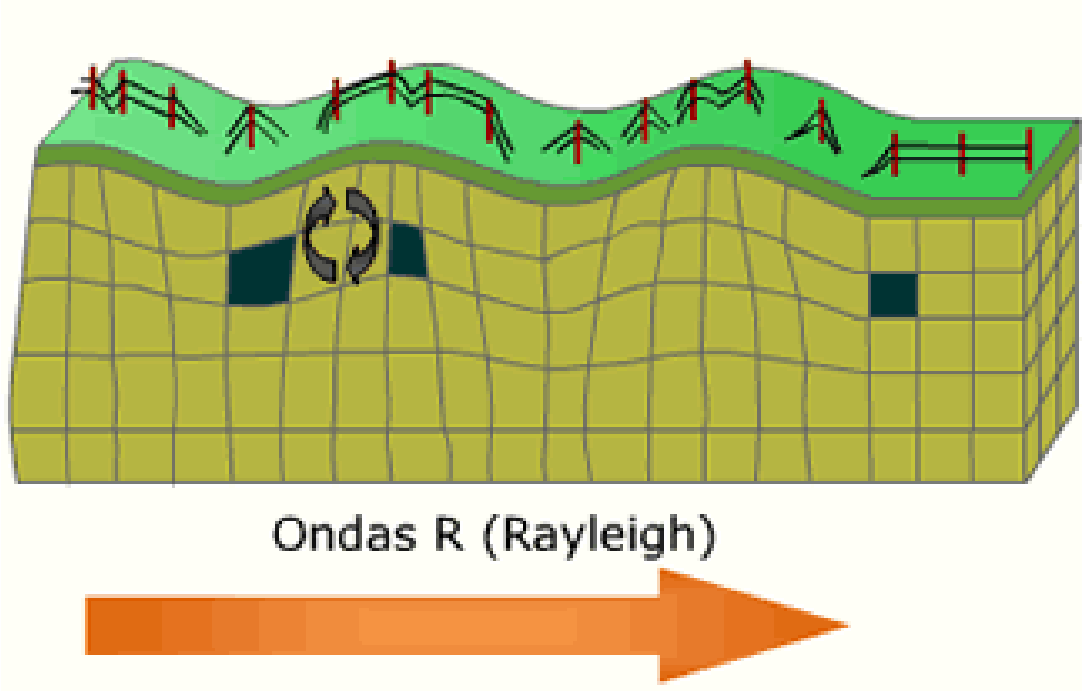


Figura 22. Esquema del modo de propagación de las ondas Rayleigh (R).

Estas ondas producen un movimiento donde las partículas se mueven describiendo una elipse vertical paralela a la dirección de propagación de la energía (Fig. 22). Se caracterizan por tener una gran amplitud, ser de baja velocidad y frecuencia y dependen del módulo de Poisson. El cambio de posición se produce al trazarse una dirección retrógrada (sentido horario), en la superficie, el cual cambia a prograde (sentido antihorario) cuando la onda avanza en profundidad, pasando por un nodo en el cual no existe movimiento alguno de la partícula (Fig. 23). Este fenómeno se puede apreciar cuando se deja caer un elemento, sobre la superficie de un depósito de agua o cuando se golpea un depósito de sedimentos.

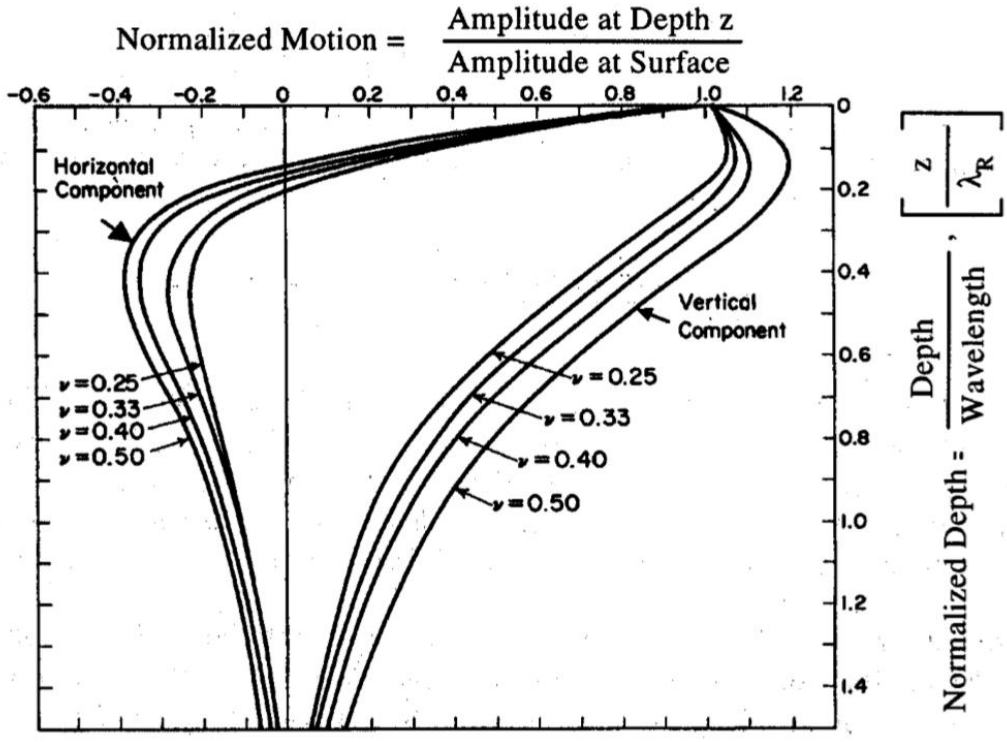


Figura 23. Movimiento de las partículas de las ondas Rayleigh en profundidad (Foti, 2000).

La velocidad de propagación de las ondas de Rayleigh Cr es menor que las ondas de cuerpo (Fig. 24), y la relación con la velocidad S, se expresa según la ecuación 7 para una razón de Poisson v=1/4.

$$Cr = 0.92 * Vs \qquad \text{(Ecuación 7)}$$

Donde:

Cr : Velocidad de la onda de Rayleigh.

Vs : Velocidad de la onda S.

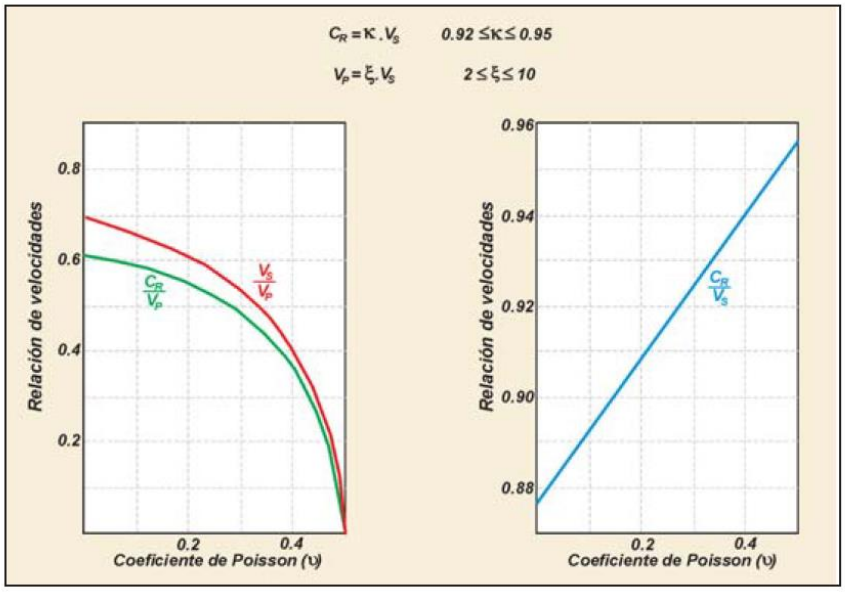


Figura 24. Relaciones entre Vp, Vs; y Cr (Granda et al., 2005).

Las ondas Rayleigh son de gran importancia, ya que el 7%, de la energía aplicada se propaga como ondas de compresión (P), el 27% como ondas de corte (S) y 67% como ondas Rayleigh (R), que son las más perjudiciales para la infraestructura apoyada en la superficie de la tierra (Granda, et al., 2005), (Fig. 25).

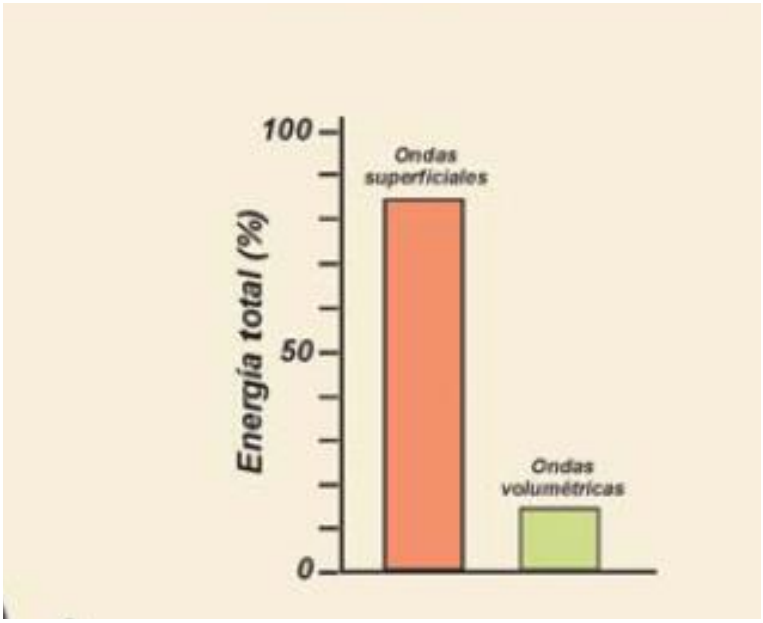


Figura 25. Energía de las ondas superficiales y volumétricas o de cuerpo (Granda et al., 2005).

2.2.2.2.3.2.2 Dispersión de las ondas Rayleigh

El fenómeno de dispersión se entiende como la variación de la velocidad de una onda en un medio en función de su frecuencia. En el caso de las ondas de Rayleigh que viajan, en un medio perfectamente homogéneo, isotrópico y elástico (Fig. 26a), su velocidad es una función de las propiedades mecánicas del medio, pero es independiente de la frecuencia o longitud de onda, es decir las ondas no son dispersivas (Foti, 2000). Por otro lado cuando existen estratos de diferentes rigideces, densidades o relaciones de Poisson, la velocidad de la onda se hace dependiente de la frecuencia o longitud de onda y se denomina dispersión normal cuando los estratos poco rígidos se ubican en la superficie (Fig. 26b) y dispersión inversa cuando los estratos rigidos se ubican en la superficie (Foti, 2000; Correia, 2015).

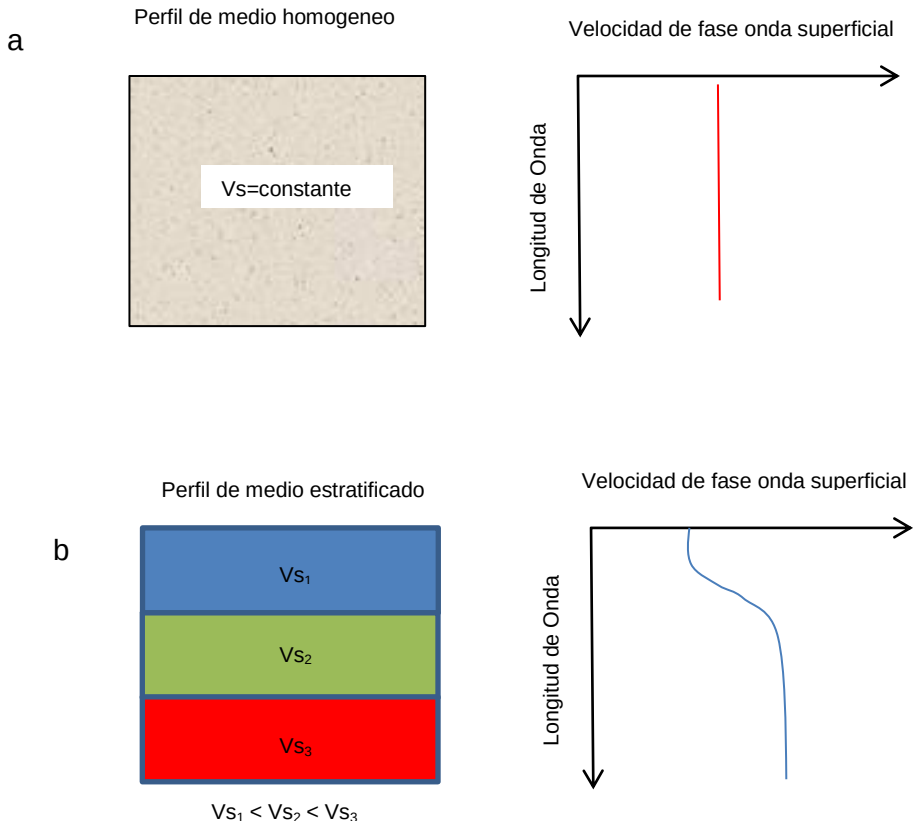


Figura 26. Dispersión de un medio. a. Dispersión en un medio homogéneo. b. Dispersión normal en un medio estratificado (Elaboración propia)

En particular para el caso de una zona en Nottinghamshire (Inglaterra), se muestra el comportamiento de dispersión normal (Fig. 27) donde la velocidad depende de la frecuencia (Gunn et al., 2016).

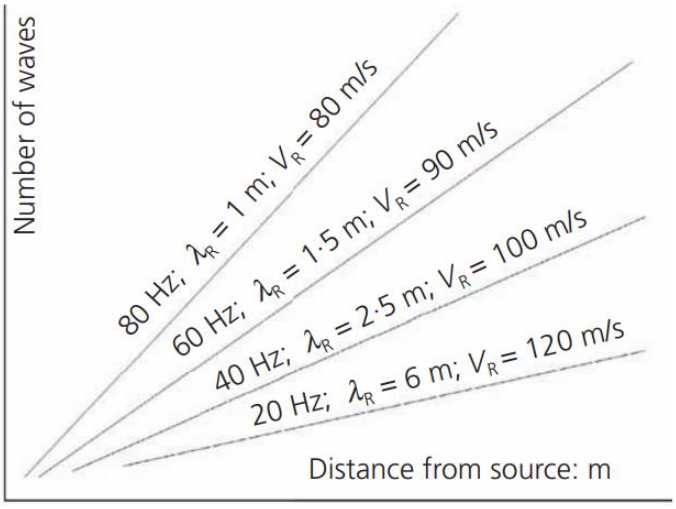


Figura 27. Mediciones de una zona cuyo comportamiento indica una dispersión normal. Estratos poco rígidos en la superficie y la velocidad depende de la frecuencia. (Gunn et al., 2016).

2.2.2.2.3.2.3 Curva de dispersión

El gráfico entre la variación de la velocidad de propagación (velocidad de fase) con la frecuencia para los distintos modos de propagación, se denomina curva de dispersión (Fig. 28) (Tokimatsu et al., 1996). Las ondas superficiales, presentan este comportamiento, lo que permite caracterizar los depósitos de sedimentos ya que la dispersión dependerá de su estratigrafía. Dado que las ondas de Rayleigh mueven las partículas del suelo hasta cierta profundidad dependiendo de su longitud, las ondas con las frecuencias bajas tienen velocidades altas, y permite caracterizar los estratos profundos, mientras que las frecuencias altas, con velocidades bajas identifican los materiales cercanos a la superficie (Fig. 28).

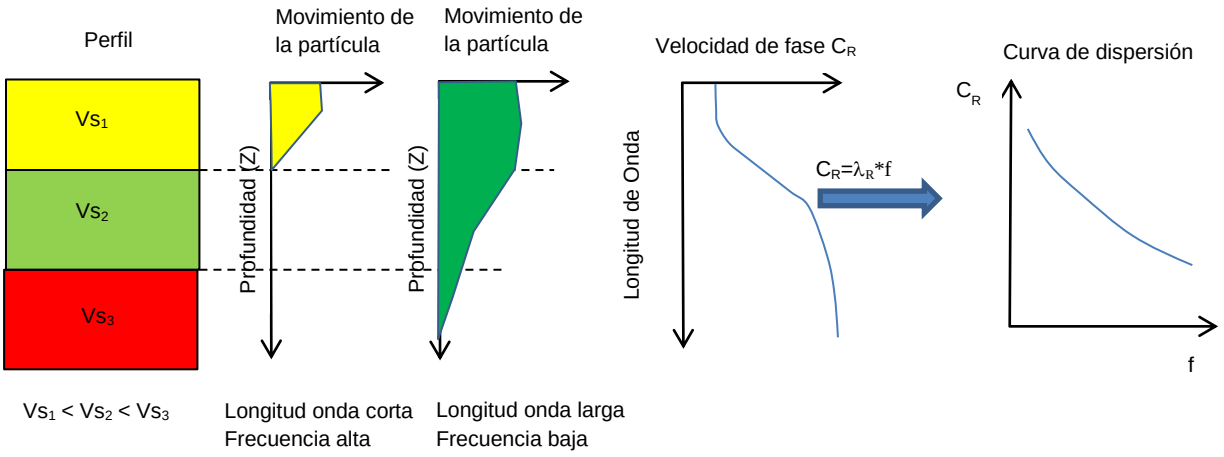


Figura 28. Representación de la curva de dispersión para una estratificación de un depósito (Modificada de Foti, 2000).

Se evalua la curva de dispersión en función de la ondas de Rayleigh (Cr) y debido a que el valor su velocidad es aproximadamente el 92% que la velocidad corte (Vs), se puede asumir para fines prácticos que son iguales (Hayashi, 2008), con lo que se convierte una curva de dispersión en función de la Vs, y dado que esta curva viene a ser una relación entre la frecuencioa y la velocidad de fase, permitirá mediante un modelo su inversión, y obtener un perfil de velocidad de onda S (Fig. 29) en profundidad (Foti, 2000; Correia, 2015).

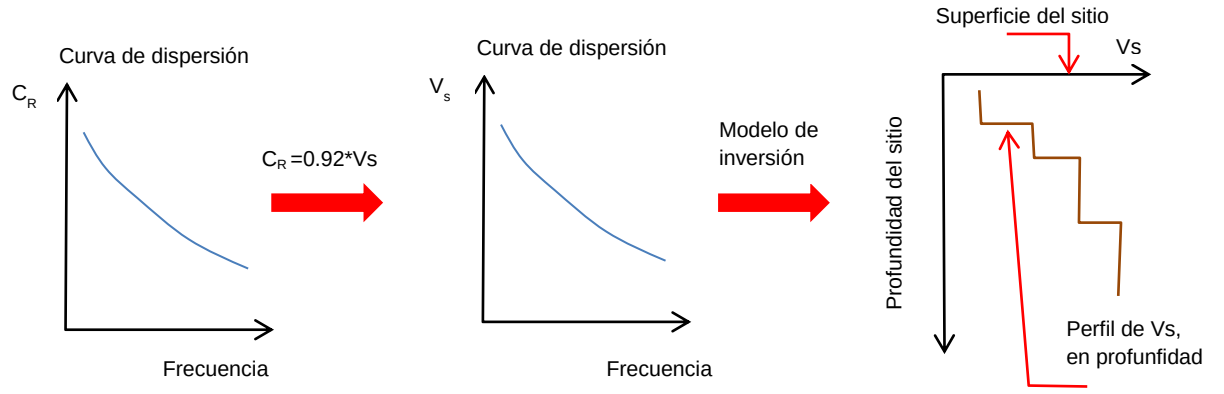


Figura 29. Curva de dispersión y perfil de estratos de un sitio en función de Vs en profundidad (Elaboración propia)

2.3 VIBRACIONES DEL SUELO

Las vibraciones del suelo son producidadas por ondas de cuerpo, principalmente S y ondas superficiales, L y R, que viajan en distintas direcciones. Pueden dividirse en movimientos sísmicos fuertes, microsismos, y débiles, microtemblores (Tabla 2). Es común pensar que los microsismos y microtemblores se refieren al mismo tipo de vibraciones, pero son dos fenómenos que difieren principalmente, en el rango de períodos de las ondas de que están constituidos y por las fuentes que los generan (Moreno y Alfaro, 2000).

2.3.1 Microsismos

Los microsismos se definen como las oscilaciones naturales y regulares del subsuelo, que no son inducidas por un terremoto ni por fuentes antificiales. Son producidas por fuentes naturales como olas oceánicas a grandes distancias y tormentas, por tanto las características de la amplitud y del período son afectadas por la condición del clima. Los microsismos se componen principalmente por ondas Rayleigh, de baja frecuencia, entre 0.3-0.5 Hz y se han sido utilizados para predecir los fenómenos inestables que los generan por ejemplo ciclones (Moreno y Alfaro, 2000; Asten, y Hendrige, 1984).

2.3.2 Microtemblores o Microtremores

Los microtemblores o también denominados microtremores (Fig. 30) son vibraciones generadas por algún evento natural y principalmente por eventos artificiales producto de la actividad del ser humano tales como tráfico, maquinaria industrial y explosiones de dinamita. Aportan información del medio que atraviesan, más que de sus fuentes que los producen. Están compuestos principalmente por ondas Rayleigh y S. Son de frecuencias alta y su rango está entre 0.5 a 1 Hz y mayores a 1 Hz. En este último caso se suelen llamar ruido sísmico ambiental o vibración ambiental (Moreno y Alfaro, 2000; Cárdenas, 2018).

Tabla 2. Clasificación de las vibraciones del suelo (Moreno y Alfaro, 2000; Cárdenas, 2018; Nuñez, 2018)

Período seg seg	Frecuencia Hz	Causado por	Nombre
T>1 (Período largo)	f < 0.3 o 0.5	Fenómenos naturales. Olas oceánicas a grandes distar	Microsismos
T< 1 (Periodo corto)	0.3 o 0.5 < f < 1	Oleaje que rompe en las costas	Microtremores o microtemblores
	f > 1 a 30	Actividad humana . (Ruido sísmico ambiental)	

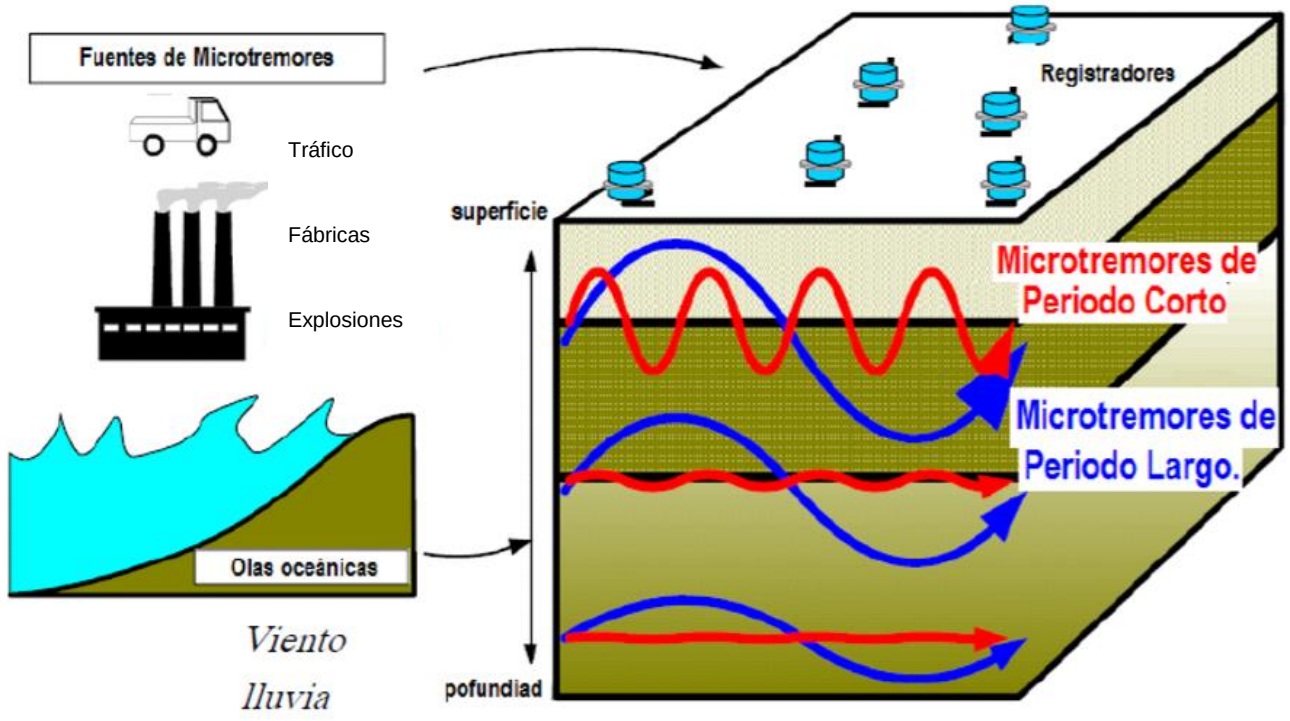


Figura 30. Representación esquemática de fuentes de microtemblores o microtremores.

2.4 RESPUESTA SÍSMICA DE LOS DEPÓSITOS DE SUELO

Una perturbación sísmica, explosiones, fracturas, etc., liberan súbitamente la energía de deformación almacenada, la cual se transmite por el interior de la Tierra en forma de ondas sísmicas que normalmente se atenúan con la distancia y el tiempo, y cuando estas atraviesan determinados tipos de depósitos con diferentes rigideces, el movimiento o la señal de entrada es modificada, la que puede ser reducida o amplificada.

Se ha observado que en depósitos blandos no consolidados, que sobreyacen a un material rígido el registro sísmico se amplifica y la señal cambia de frecuencias altas a valores predominantes bajos (períodos altos). Este fenómeno se puede caracterizar midiendo las ondas superficiales y estimando las velocidades de corte Vs, que se producen para dichas ondas, y cuyo valor dependerá del tipo de material que exista en el depósito (Alcalá et al., 2002; Tsige y García, 2006). Este efecto ha sido observado a través de evidencias de daños en edificios y otras estructuras cuyos terrenos de cimentación corresponden a suelos finos caracterizados por frecuencias predominantes muy bajas, menores a 1.5 Hz (Leyton et al., 2012)

La modificación de la señal sísmica es debido a la influencia de las condiciones geológicas y topográficas y es conocido como “efecto de sitio”. Diversos autores han constatado la amplificación de dicha señal en diferentes órdenes de magnitud (Figueras et al., 2012; Mancipe, 2012; Leyton et al., 2011; Montalva et al., 2018; Cárdenas, 2018). Además, si las frecuencias predominantes del suelo y de la estructura son similares el fenómeno de amplificación toma mayor relevancia ya que podría producir fenómenos de resonancia.

Otros efectos que pueden ocurrir son las roturas de taludes, caída de rocas, o fenómenos de licuefacción durante o después del movimiento por lo cual, el estudio de la respuesta sísmica de los depósitos de suelos; la identificación de las frecuencias predominantes; las velocidades de corte Vs; y la cuantificación de la amplificación, constituyen uno de los principales intereses en el ordenamiento territorial de la respuesta sísmica.

Uno de los casos mas notorios en el mundo, es el fenómeno que ocurre en la ciudad de México, donde gran parte de ella está edificada sobre grandes espesores de sedimentos blandos de los antiguos lagos que existieron en el valle (Fig. 31). Estos depósitos lacustres provocan grandes amplificaciones de las ondas sísmicas. Los sismos ocurridos en esa región han puesto en evidencia la inmensa amplificación y el incremento en la duración de los movimientos en el área lacustre, comparados con los registrados en terreno firme o roca.

La amplitud de las ondas sísmicas con períodos cercanos a 2 segundos en la zona del Lago puede llegar a ser 50 veces mayor que en un sitio de suelo firme de la ciudad de México, pero como las ondas también se amplifican en el suelo firme de la periferia, la amplitud en la zona del Lago puede ser de 300 a 500 veces mayor (Torres, 2019). Situación que afecta a toda la infraestructura existente, por lo que es de suma importancia evaluar el efecto de sitio y particualrmente estimar las frecuencias de los depósitos para impedir resonancia con las estructuras civiles para reducir el riesgo sísmico.

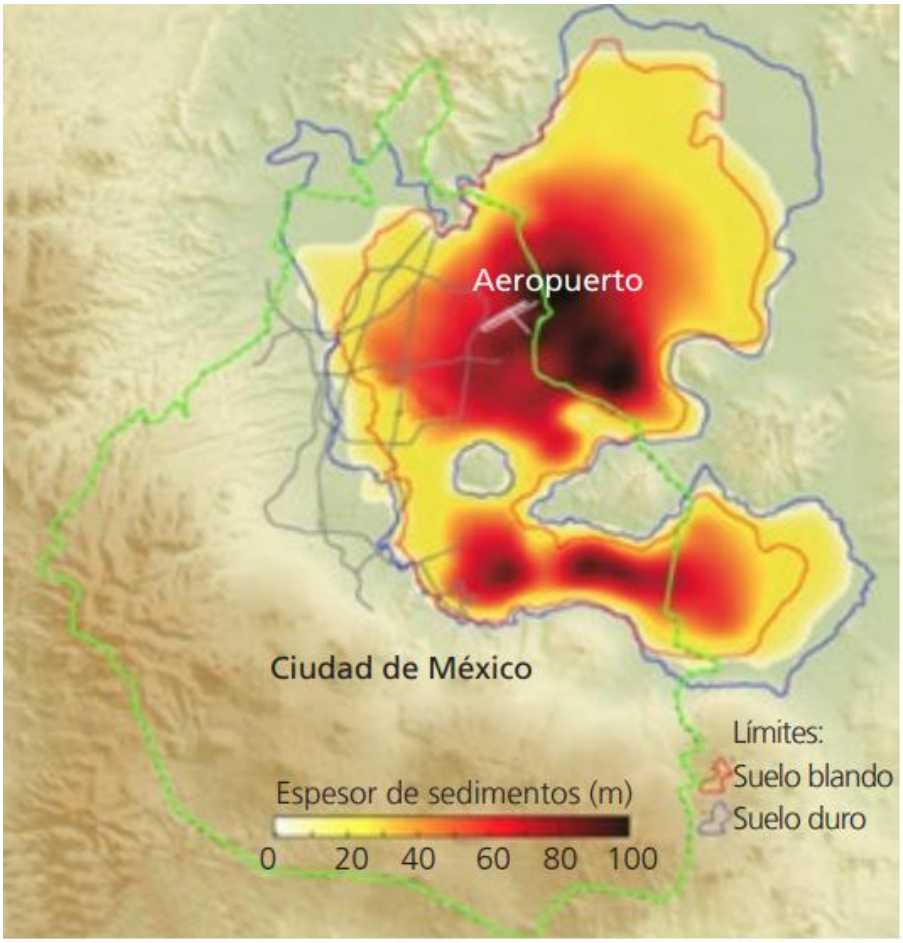


Figura 31. Modificación de la señal sísmica. Espesor de los depósitos blandos en la cuenca sedimentaria donde se encuentra la ciudad de México (Torres, 2019)

Las evidencias del efecto de sitio quedan de manifiesto, en el caso anterior y su evaluación se puede relacionar con las ondas que se propagan y los parámetros físicos de la teoría de elasticidad. El módulo de corte (G), que se describirá más adelante, es uno de estos y como es función de la velocidad de onda Vs es posible evaluar una respuesta sísmica del sitio analizado (Aritizábal et al., 2017).

2.4.1 Definición de suelo o depósitos de sedimentos

Existen variados usos de la palabra suelo dependiendo de la profesión, ya sea un geólogo, un ingeniero civil o un agrónomo. Para nuestro caso utilizaremos la definición indicada por la geología clásica (Fig. 32) donde el suelo se describe como capas de material suelto sin consolidar que se extienden desde la superficie hasta la roca (Leggett y Karrow, 1986; Tarbuck y Lutgens, 1999).

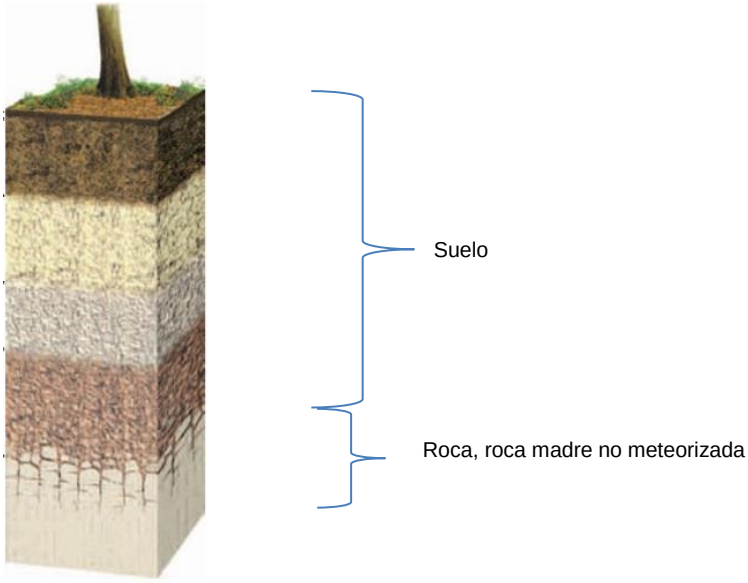


Figura 32. Representación esquemática de la definición de suelo (Leggett y Karrow, 1986; Tarbuck y Lutgens, 1999).

2.4.2 Efecto de sitio o efecto local

La modificación de la señal sísmica debida a la influencia de las condiciones geológicas y topográficas durante o después de un terremoto, se conoce como efecto de sitio (Tsige y García, 2006) o efecto local (Alvarez, 1999). Esta modificación consiste en la amplificación de la señal, un aumento de la duración y una variación de su contenido de frecuencia.

Lo anterior se evidencia por la magnitud de los daños producidos en la infraestructura, y es el resultado de varios factores, entre ellos está: el proceso de ruptura del sismo en la fuente, el medio por el cual se propagan las ondas y el efecto del depósito en el emplazamiento. De todos estos factores, las condiciones locales del lugar, como por ejemplo, la profundidad y la topografía del basamento rocoso, el nivel freático, la frecuencia del depósito, los cursos de agua y el marco geológico en general, pueden afectar las características del movimiento sísmico del depósito, como es el caso, entre otros, de la cuenca de Santiago durante el sismo del 27 de Febrero de 2010, donde se evidenciaron daños en estructuras cimentadas sobre depósitos de suelos finos y ceniza volcánica (Vergara y Verdugo, 2014).

2.4.2.1 Geología superficial

Durante la propagación de las ondas sísmicas a través de la capa más superficial del terreno, se producen diferentes fenómenos físicos que son la composición final del movimiento formado por ondas de cuerpo y superficiales que llegan desde la base rocosa a un depósito de suelo el que tiene condiciones específicas, y que afectan el movimiento. Los cambios en el registro son causados por la interacción del campo de propagación de las ondas con las irregularidades del terreno. Dichas irregularidades se pueden clasificar en superficiales y subsuperficiales. Las primeras son aquéllas relacionadas con la topografía del terreno e incluyen los efectos provocados por taludes, valles, montañas, etc. Las irregularidades subsuperficiales están relacionadas con los distintos tipos de discontinuidades en el terreno e incluirían fallas, disconformidades, cuencas sedimentarias, etc. (Fig. 33)

Estos fenómenos que se producen se pueden asociar tanto a las dimensiones, como a los parámetros mecánicos o dinámicos del sitio, donde se pueden identificar: los que están provocados por la topografía superficial; aquéllos generados por el suelo y por último debido a la composición y dirección de la radiación incidente de las ondas en la base rocosa (Alvarez, 1999).

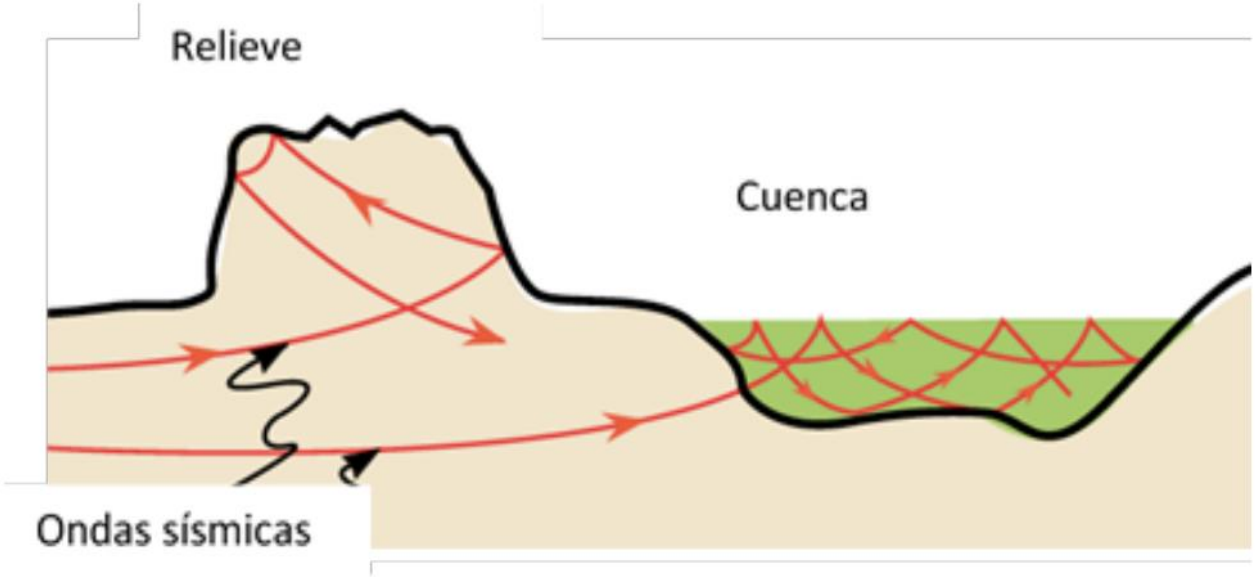


Figura 33. Cambio en los registros símicos por la geología superficial es decir irregularidades superficiales y subsuperficiales.

La geología superficial se ha estudiado en diferentes lugares. Tenemos el caso de la ciudad de Valdivia, Chile, donde se correlacionaron factores de amplificación altos y muy altos, con zonas donde existen rellenos artificiales y vegas, específicamente en las riberas del río Calle–Calle, donde además estos lugares presentaron amplificaciones sísmicas de importancia para el terremoto de 1960 (Alvarado y Valdebenito, 2015).

Otro lugar donde se ha sido analizado el efecto de sitio debido al movimiento sísmico es el caso del sismo de México de 1985 cuya magnitud fue 8.2, y donde se observa de manera clásica la atenuación de la señal sísmica con la distancia, entre el epicentro y la estación Teacalco. En cambio en el centro de la cuenca de México, la amplitud de la señal es casi 5 veces más grande que sobre la roca (UNAM). (Laurendeau et al., 2016). También se aprecia en los registros un aumento de la duración del sismo y un aumento de la aceleración de gravedad de 35 a 170 cm/seg^2 (Fig. 34).

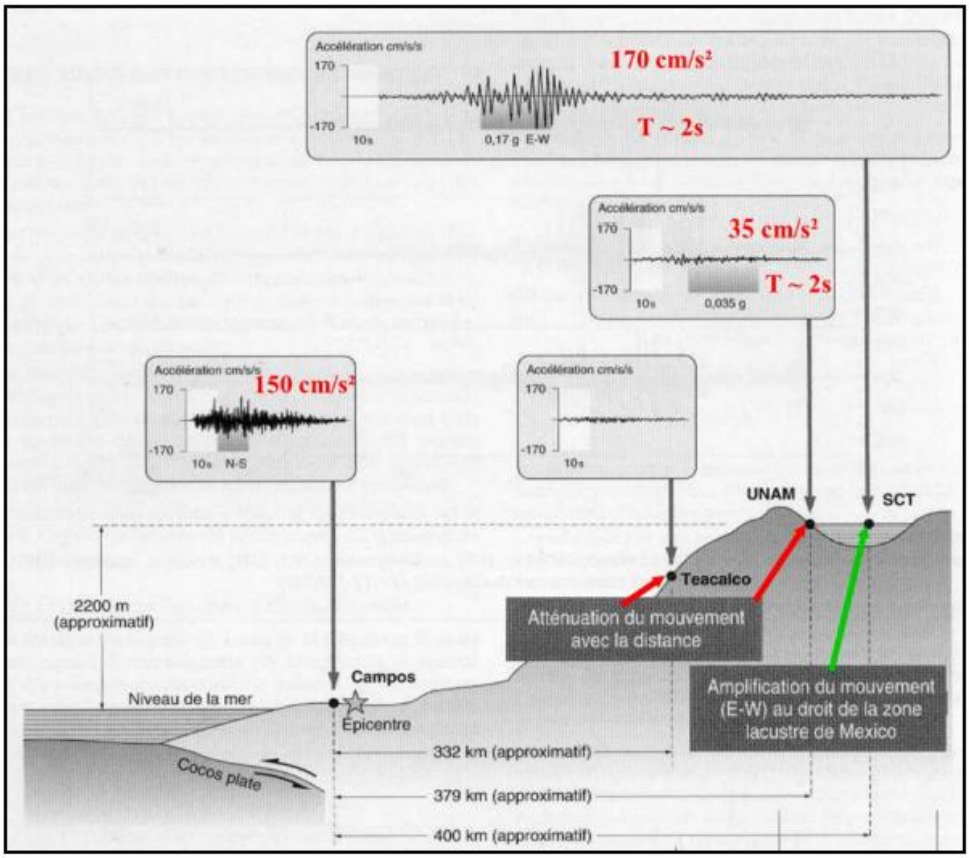


Figura 34. Efectos de sitio. Sismo de México de 1985. Magnitud 8.2 Atenuación de la señal entre el epicentro y la estación Teacalco y entre la roca (UNAM) y el aumento en el centro de la cuenca de Mexico (Laurendeau et al., 2016).

2.4.2.1.1 Efecto de la topografía

Aunque los efectos topográficos no son objeto del presente trabajo, existen evidencias de los efectos locales provocados por la topografía durante sismos y se ha comprobado que los edificios ubicados en la parte superior de montañas o laderas sufren daños estructurales mayores que aquéllos situados en las zonas más bajas (Celebi, 1987). En el caso de los taludes (Fig. 35) la mayor amplificación ocurre en la cresta de este cuando la frecuencia del sismo está cercana a la frecuencia natural de la topografía del terreno (Jibson, 1987).

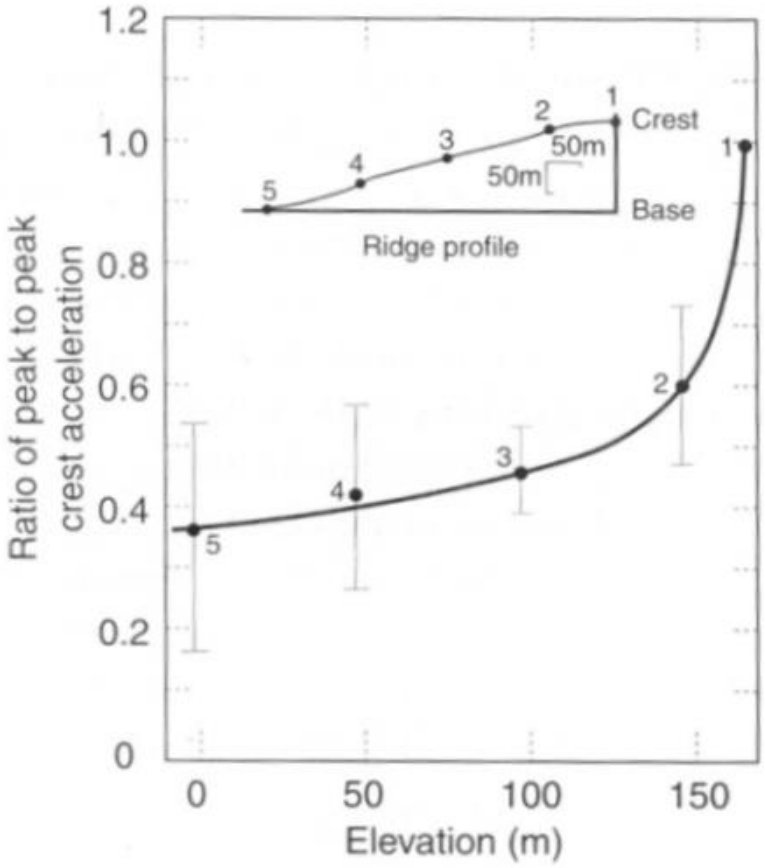


Figura 35. Razones entre la aceleración máxima/Maxima aceleración en la cresta medidas en la localidad de Matsuzaki, Japón (Jibson, 1987) tomada de Silva, (2015)

2.4.2.1.2 Efecto del suelo

El efecto de sitio, en la mayoría de las ocasiones, no se puede explicar a través de modelos basados en el efecto de la topografía superficial, sobre un medio homogéneo. En los registros sísmicos influye de forma muy importante la estructura geológica local, en cuanto a su composición, geometría, propiedades dinámicas, etc. Los estudios, donde se considera la composición y propiedades dinámicas de la geología local en el emplazamiento, apuntan hacia el fenómeno de la resonancia, como principal causa de la variabilidad del movimiento del suelo. (Alvarez, 1999).

Esta condición se puede ver en un estudio realizado con la técnica de refracción de microtremores para varios sectores de Guadalajara, México. En particular en el sitio denominado hotel Riu Plaza (Fig. 36) se obtuvieron amplificaciones de las aceleraciones desde 0.0015 y 0.1g en la roca a valores de 0.2 y 0.7g en la superficie evidenciando que el responsable de dicho aumemnto es el subsuelo (Lazcano, 2012).

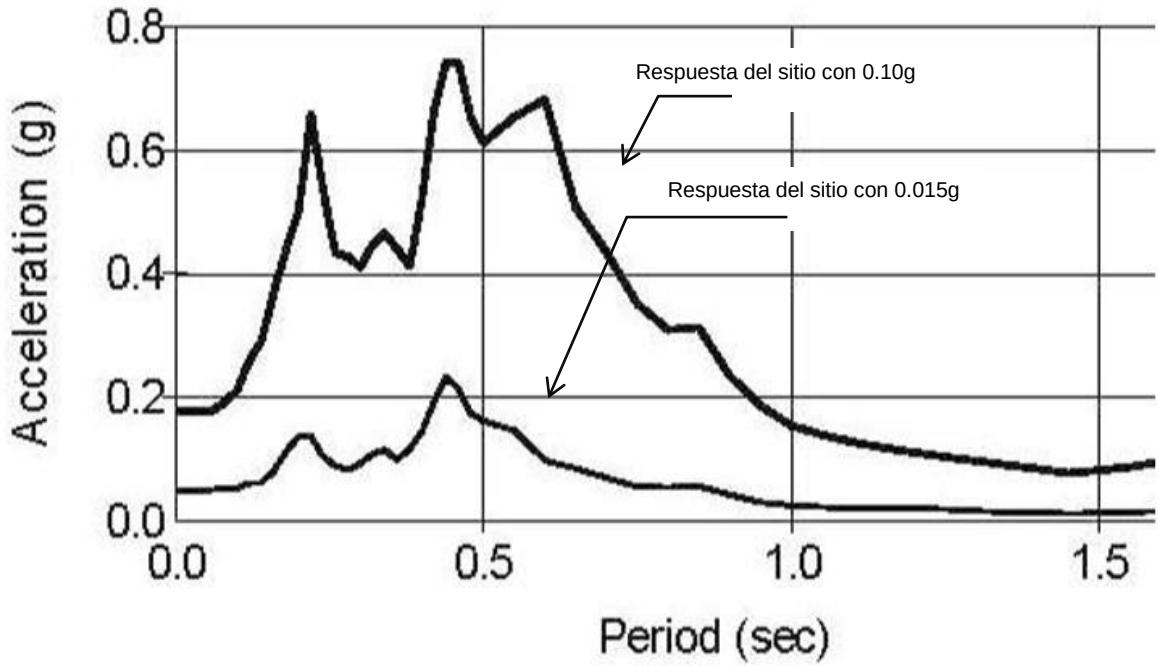


Figura 36. Amplificación aceleraciones máximas en roca de 0.015 y 0.10g a 0.2 y 0.7g respectivamente en el emplazamiento del Hotel Riu Plaza Guadalajara. México (Lazcano, 2012)

2.4.2.1.2.1 Amplificación geométrica

El efecto de suelo se puede diferenciar en dos mecanismos que contribuyen a la amplificación de la señal sísmica: la amplificación geométrica y la amplificación dinámica.

La amplificación geométrica corresponde al contraste de impedancias entre dos medios en contacto. En el caso de sedimentos, esta variable se expresa según la ecuación 8.

$$Ic = \frac{\rho_r * V_r}{\rho_s * V_s} \quad \text{Vr > Vs} \qquad \text{(Ecuación 8)}$$

Donde:

Ic : Contraste de impedancias.

ρ : Densidad.

V : Velocidad de las ondas sísmicas de corte.

r : Roca.

s : Sedimento.

Es común que los materiales más superficiales tengan velocidades de propagación más lentas. Por ello, estos efectos no pueden despreciarse, especialmente en sitios sobre sedimentos blandos tales como valles aluviales. Las densidades de los materiales del subsuelo no cambian mucho cerca de la superficie. En contraste, las velocidades de propagación de ondas de corte (Vs) pueden fácilmente cambiar por un factor mayor a 5 en un depósito al pasar de un suelo blando y a uno rígido. Por lo tanto, son las variaciones en las velocidades de propagación Vs, las principales responsables de la amplificación del movimiento sísmico (Fernández et al., 2017).

2.4.2.1.2.2 Amplificación dinámica

Conocido también como efecto de resonancia y considera la diferencia entre la frecuencia de las ondas sísmicas y la frecuencia natural del depósito sedimentario (Sauter, 1989). La teoría clásica de amplificación de suelos (Trigo, 2007) predice que al considerar una capa de suelo horizontal infinita de espesor H, uniforme e isotrópica y con un comportamiento lineal elástico, sobre un manto rocoso, también horizontal, sometido a un campo de propagación de ondas SH incidiendo verticalmente, se produce una función de amplificación del suelo (Fig. 37).

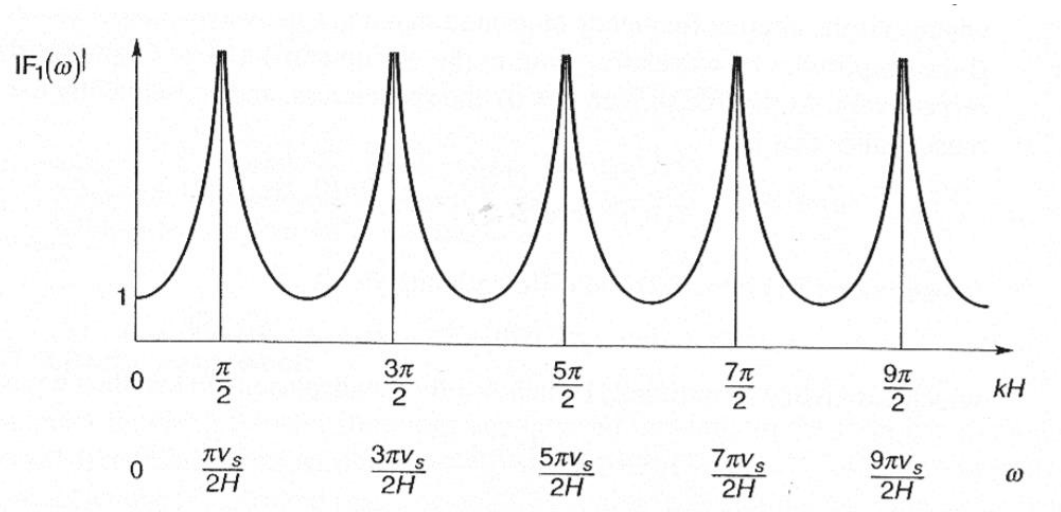


Figura 37. Función de amplificación. Suelo uniforme, elástico lineal, sobre roca (Kramer, 1996).

Esta función indica que si el suelo no puede amortiguar el movimiento ondulatorio se produciría una amplificación infinita (resonancia) para frecuencias angulares (w) que tienden a un factor multiplicado por (π/2 + nπ). Sin embargo gracias a la capacidad del material para amortiguar el movimiento se producen amplificaciones pero finitas.

Las frecuencias angulares (Kramer, 1996) donde se producen los máximos locales dependen de la velocidad de ondas sísmicas Vs y del espesor del sedimento H (Ecuación 9).

$$w_n = \frac{V_s}{H}\left(\frac{\pi}{2} + n\pi\right) \quad \text{n=0,1,2…} \qquad \text{(Ecuación 9)}$$

Evaluada la ecuación 9, para n=0, se obtiene que la frecuencia angular fundamental es la más baja, Wo = πVs/2H, (Fig. 37) y cuyo período asociado se conoce como el periodo natural del sitio (Ecuación 10) o frecuencia natural (Ecuación 11).

$$T_s = \frac{2*\pi}{W_o} = \frac{4*H}{V_s} \qquad \text{(Ecuación 10)}$$

$$f_s = \frac{1}{T_s} = \frac{Vs}{4*H} \qquad \text{(Ecuación 11)}$$

De esta forma, la frecuencia natural del depósito puede acoplarse a la frecuencia de la onda sísmica de la fuente, generando el fenómeno de resonancia y por ende la amplificación de la señal sísmica e incrementando de esta menera la amplitud del movimiento del suelo.

En consecuencia los fenómenos que constribuyen a la amplificación de la señal sísmica están relacionados directamente con la velocidad de las ondas sísmicas de corte Vs en el basamento. Cuando una onda elástica se propaga a través de un material, el flujo de la energía se conserva (Chávez y Montalva, 2014), por lo que requiere que una onda sísmica que pasa de un medio con velocidad de propagación rápida a uno con velocidad más baja aumente su amplitud (Ecuación 12).

$$E = \rho * V_s * u^2 \qquad \text{(Ecuación 12)}$$

Donde

ρ : Densidad del material.

Vs : Velocidad de la onda S.

u : Velocidad de la partícula.

Es decir, como el flujo de energía permanece constante, la amplitud del movimiento del depósito de suelo con materiales de baja velocidad de propagación Vs, son mayores, que aquellos con altas velocidades, dado que la velocidad de la partícula, u, y la velocidad de las ondas sísmicas Vs, son inversamente proporcionales. Como consecuencia, materiales blandos como arena suelta o arcilla blanda depositados sobre un manto rígido, amplifican el movimiento.

2.5 MICROZONIFICACIÓN

2.5.1 Peligro sísmico

El peligro sísmico de una región es la probabilidad de que se produzcan en ella movimientos sísmicos de una cierta importancia en un plazo determinado. Para evaluarlo, es necesario conocer, la ubicación, frecuencia y magnitud del sismo probable, además de realizar estudios geológicos y geotécnicos para cuantificar el comportamiento de distintos suelos que existen en un área. Por ejemplo de acuerdo a los criterio de el National Earthquake HazardsReduction Program (NEHRP, 1994), se generó el mapa de amplificación sísmica de la región de Antogafasta (Fig. 38) (Falcón et al., 2014).

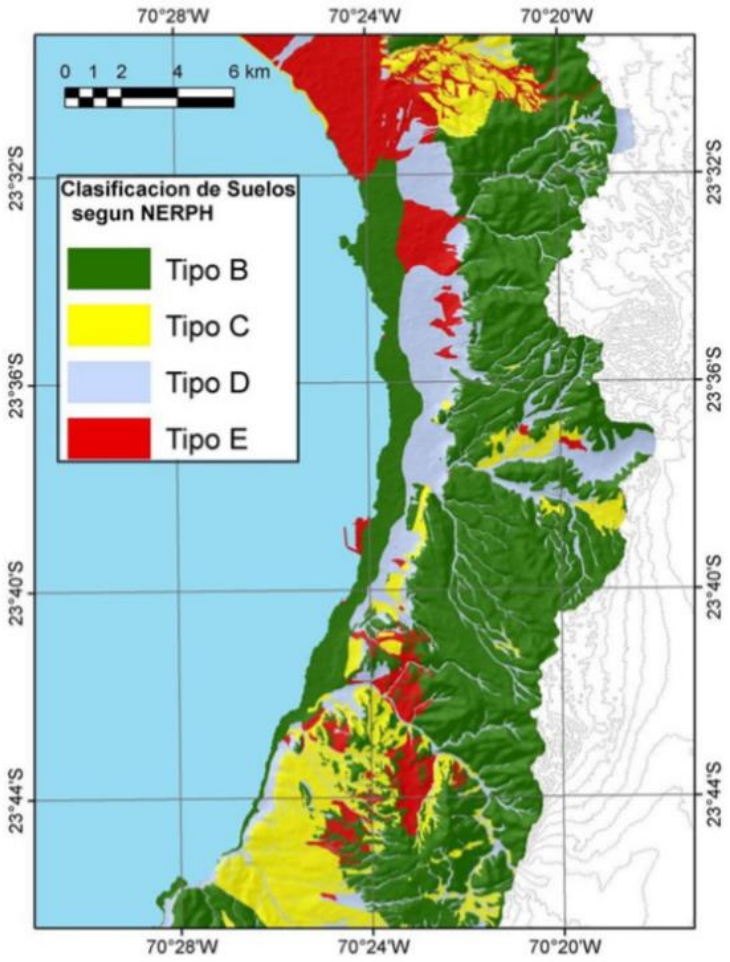


Figura 38. Mapa de amplificación de la región de Antofagasta. Chile (Falcón et al., 2014).

2.5.2 Riesgo sísmico

El riesgo sísmico de una zona se refiere a la probabilidad de que ocurra un sismo importante en dicho lugar, afectando de forma directa o indirecta a las actividades humanas. La distribución geográfica del riesgo sísmico es presentada en mapas de Zonificación o Regionalización sísmica; éstos contienen la máxima intensidad que pudiese ocurrir en sismos futuros ligados a tiempos medios de recurrencia.

2.5.3 Microzonificación

La microzonificación es la representación geográfica de los riesgos sísmicos en una determinada zona, la cual está constituida por las condiciones particulares del suelo del área. A pesar que el sismo ocurrido en una región puede ser de una cierta intensidad que tal vez no afecte al sector pero en otra región pudiese suscitarse un sismo con las mismas condiciones y la reacción del terreno no será la misma, pues las condiciones del mismo varían de acuerdo a la zona en que se trate (Guevara y Espinoza, 2016). Para llegar ésto, existen diversos criterios, entre ellos en Chile se utiliza el Decreto Supremo N°61 (Ministerio de la vienda y Urbanismo, 2011), que establece, valores máximos de la velocidad de la onda de corte (Vs), según un determinado tipo de suelo, para lo cual se deben realizar estudios geológicos, geofísicos y geotécnicos que permitan clasificar un sector, estimando de esta manera el comportamiento sísmico de distintas subáreas según las características geológicas que existan en cada una de ellas, para luego generar un mapa de efecto de sitio, que considera la subdivisión de dicha región. Las zonas pueden ser caracterizadas por diferentes velocidades de corte, períodos, o factores de amplificación, que resultan de la evaluación de la respuesta sísmica.

2.5.4. Evidencias del efecto de sitio

Existen muchas evidencias a nivel mundial y en Chile que las diferentes unidades y características geológicas presentan distintas respuestas para el mismo sismo, debido a que los registros de las ondas sísmicas se amplifican o se atenúa (Arenas et al., 2004). Como ejemplo se muestra un mapa de efecto de sitio, de la ciudad de Ottawa (Fig. 39), en función de la velocidad de Corte Vs (Motazedian et al., 2011)

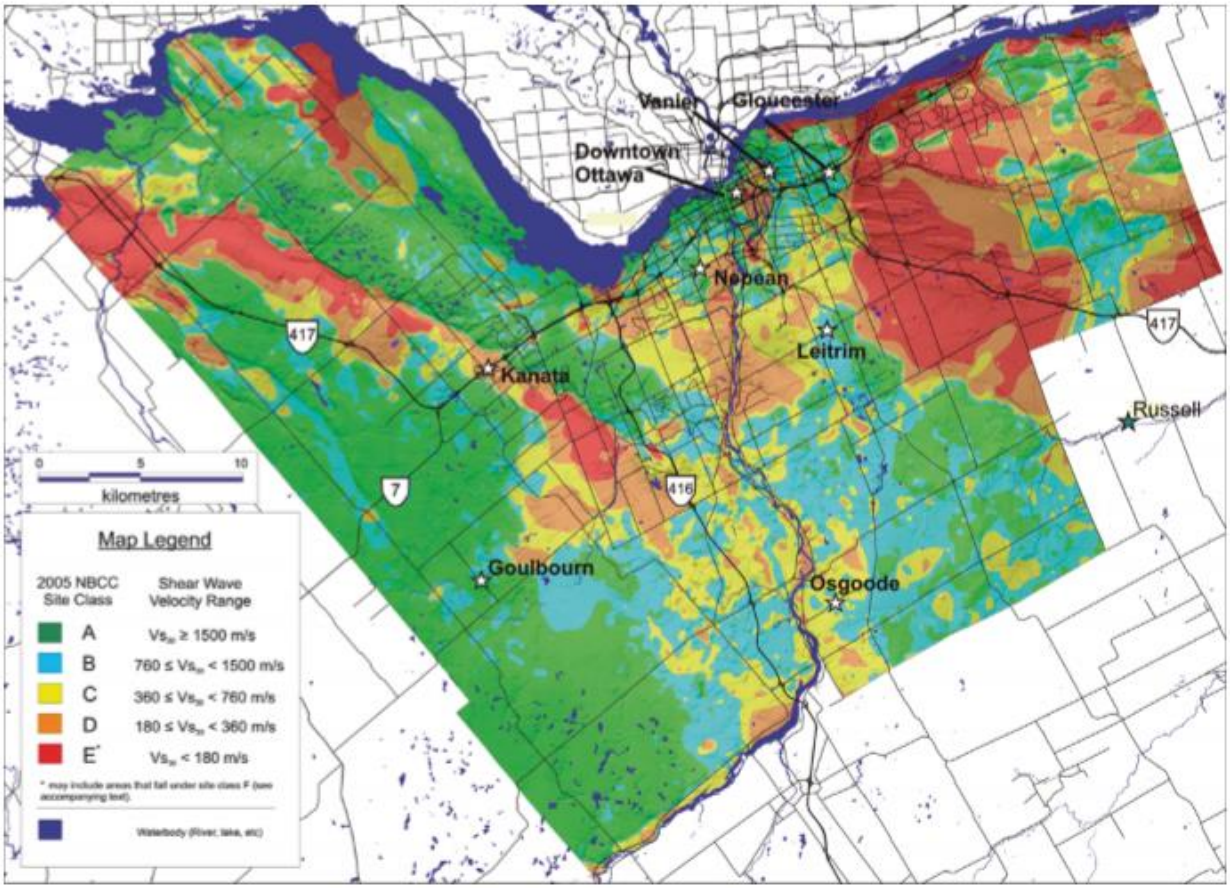


Figura 39. Mapa de efecto de sitio de la ciudad de Ottawa, Canada (Motazedian et al., 2011)

2.6 CRITERIOS PARA EVALUAR LA RESPUESTA SÍSMICA

2.6.1 Clasificación del suelo con el perfil de velocidades de ondas de corte y el Vs30

En el caso de una primera aproximación, la clasificación de los depósitos de suelos de un sitio, a una escala poco detallada, se realiza por medio de la interpretación de la información existente, considerando para ello la observación de mapas geológicos, geotécnicos o bien, de visitas al campo. Esta clasificación resulta ser muy subjetiva ya que no se logra determinar la profundidad del suelo identificado en la superficie. Así uno de los parámetros más importantes considerados a nivel mundial para la clasificación de los suelos, es el perfil de velocidades de corte en profundidad (Vs v/s profundidad), que corresponde a la identificación de las velocidades de cada capa del depósito, ubicadas desde la superficie hasta 30 m y con ellas se obtiene el promedio de las velocidades de ondas de corte (Ecuación 13). Para determinarlas se utiliza el ruido sísmico ambiental (Schmidt, 2012), con lo que es posible identificar las características de las diferentes capas del depósito (espesor y velocidad de corte),

El criterio para establecer el promedio de velocidades en los 30 m de profundidad para ser usada en las disposiciones de clasificación de suelos, obedece a que este rango, es el que afecta en mayor medida, el comportamiento de las estructuras edificadas sobre dicho nivel (Schmidt, 2012; Schmidt, 2014).

$$V_{s30} = \frac{30}{\sum_{i=1}^{n} \frac{Zi}{Vsi}} \qquad \text{(Ecuación 13)}$$

Donde:

Vs30	:	Velocidad de corte promedio, para los primeros 30 m.
Zi	:	Espesor de la capa i.
Vsi	:	Velocidad de corte de la capa i.
n	:	número de capas en los primeros 30 m.

2.6.2 Disposiciones del National Earthquake Hazards Reduction Program (NEHRP)

En Chile, para la evaluar la “GEOLOGÍA PARA EL ORDENAMIENTO TERRITORIAL” y en particular para el desarrollo de estudios de peligro sísmico o microzonificación, se ocupan las disposiciones, adoptadas a nivel internacional, propuestas por el NEHRP (Building Seismic Safety Council. 2004) y desarrolladas en Estados Unidos. Para ello define una clasificación estándar de suelos sísmicos (tipo A, B, C, D, E), para distintas unidades geológicas (Motazedian y Hunter, 2008) según las velocidades de ondas de corte Vs, en los primeros 30 m (Tabla 3). Además se utiliza el Decreto Supremo N°61.

Tabla 3. Clasificación propuesta por NEHRP (Building Seismic Safety Council. 2004).

Clase de suelos	**Descripción de la clase**	**Velocidades medias de las ondas de corte de los 30 m (m/s)**	
		Mínima	Máxima
A	Roca dura	1500	-
B	Roca	760	1500
C	Suelo muy denso o roca blanda	360	760
D	Suelo rígido	180	360
E	Suelo blando	-	180
F	Suelo que requiere evaluación específica	-	-

2.6.3 Norma chilena de Clasificación de suelos.

2.6.3.1 Decreto Supremo N°61 del Ministerio de Vivienda y Urbanismo, de 02 Noviembre de 2011

La norma sísmica chilena NCh N°433 Of96, modificada en 2009, establece una zonificación sísmica donde distinge tres franjas de este a oeste, y las clasifica como 1, 2 y 3. Para el tipo de suelo se definen cuatro categorías (I, II, III y IV). Luego del sismo de Febrero de 2010 fue modificada el 2 de noviembre de 2011 bajo el Decreto Supremo N°61, donde se exige determinar un perfil de velocidad de onda de corte Vs, y el promedio en los primeros 30 m de profundidad (Ecuación 13).

2.6.3.2. Clasificación sísmica del terreno de fundación

Según el Decreto Supremo N°61 (Ministerio de Vivienda y Urbanismo, 2011; Servicio Nacional de Geología y Minería), para clasificar los sitios se realiza en función de la Vs30 y el periodo (Tabla 4).

Tabla 4. Clasificación sísmica de sitios. Decreto Supremo N°61 (Ministerio de Vivienda y Urbanismo, 2011; Servicio Nacional de Geología y Minería, 2018).

Categoría	Suelo tipo	Primer criterio: Vs30(m/s)	Segundo criterio : To(s)
A	Roca, suelo cementado	≥ 900	To < 0.15
B	Roca blanda o fracturada	≥ 500	To < 0.30
C	Suelo denso o firme	≥ 350	To < 0.40
D	Suelo medianamente denso	≥ 180	To < 1.0
E	Suelo de consistencia mediana	< 180	

Donde:

Vs_{30} = Promedio armónico de velocidades de propagación de onda de corte S (m/s) en los primeros 30 m estimado mediante la aplicación de técnicas geofísicas.

To = Período dominante de un sitio. Optenido según técnica de Nakamura (H/V)

2.6.4 Clasificación usada en Japón

En Japón, se utiliza una clasificación publicada por Zhao et al., (2006) donde interviene la velocidad de onda de corte y el período natural del emplazamiento (Tabla 5).

Tabla 5. Clasificación usada en Japón (Zhao et al., 2006).

Terreno Tipo	Descripción	Velocidad de Onda Vs (m/s)	Período natural del sitio (s)
I	Roca(suelo rígido)	Vs > 600	To < 0.2
II	Suelo firme	600 = Vs > 300	0.2 = To < 0.4
III	Suelo medio	300= Vs > 200	0.4 = To < 0.6
IV	Suelo blando	Vs < 200	To > 0.6

2.6.5 Clasificación según período natural (dominante)

2.6.5.1 El período como indicador de amplificación

El período natural de un sitio, es afectado cuando la topografía superficial cambia, tema que no se abordará en este trabajo, pero si el caso de la geología subsuperficial. Para el caso de una topografía plana, el período natural de un material no consolidado se correlaciona con el grado de oscilación durante un sismo, por lo que se concluye que a mayores valores de períodos naturales la amplificación provocada por las ondas S, será mayor, situación que se produce en depósitos no consolidados muy heterogeneos, que provocan la disminución de velocidad de las ondas de corte al atravesarlos, donde esta últimas son inversamente proporcional al período. Por último, el periodo del sismo fuente puede entrar en resonancia con el período natural del depósito, provocando una amplificación.

De esta forma existe la posibilidad de que produzcan probables amplificaciones del movimiento sísmico, dependiendo de las características, de la geología superficial y del sismo (Alcalá et al., 2002; Díaz, 2017; Sauter, 1989)

Para evaluar la variación el período natural característico del área de estudio y en particular el de cada sitio se consideró, tanto los datos bibliográficos como las mediciones de terreno realizadas que dieron como resultado el perfil de velocidad de los primeros 50 m, y en particular el Vs30. Cuando la profundidad de la roca era mayor a 30 m, se consideró que el valor de Vs30, se mantenía constante hasta el estrato rocoso. Para asignar la velocidad de la roca, se ocupó como criterio, el valor 760 m/s que se indica en la bibliografía, y que se produce como el mínimo en una roca sedimentaria (González de Vallejos et al., 2002).

La cuantificación de los valores del período se realizó, tanto, con la ecuación de la teoría de la Elasticidad (Ecuación 14), como la indicada por Sauter, (1989) (Ecuación 15), indicadas a continuación:

a.- Teoría de elasticidad (Lazcano, 2012)

$$T_s = \frac{4*H}{V_s} \qquad \text{(Ecuación 14)}$$

b.- Modificación de Sauter (1989)

$$T_s = \frac{4*H}{R*V_s} \qquad \text{(Ecuación 15)}$$

Donde:

H : Espesor del depósito sobre el estrato rocoso.

Vs : Velocidad de corte promedio del depósito de suelo.

R : Factor empírico que depende de la magnitud del sismo.

Para las recomendaciones de R (Tabla 6), y tomando en cuenta la magnitud de sismo según Sauter, (1989) son:

Tabla 6. Recomendaciones para R, según la Magnitud del sismo (Sauter, 1989)

Magnitud del sismo	R	Aceleraciones max	
6	0,8	0,2*g	
7	0,7	0,4*g	(*)

(*): Valor típico según la zonificación de la costa de Chile (Ministerio de Vivienda y Urbanismo, 2011)

Con los valores de los períodos, obtenidos de cada perfil de velocidades de ondas de corte de un sitio, se construyó una red de datos para el área de estudio con lo que se generó un mapa, para visualizar la variación de los períodos.

2.6.5.2 Períodos típicos de algunas estructuras

Dependiendo, de la forma, la altura, el tipo de material usado, es posible determinar el período (To) de una estructura civil. En la literatura se muestran diferentes valores referenciales (Tabla 7) que permiten evaluar inicialmente que estos no sean similares a los períodos del suelo (Ts), ya que si son iguales la estructura tendría un fenómeno de resonancia y podría llegar al colapso.

Tabla 7. Períodos de algunas estructuras (Colindres, 1993; Sauter, 1989).

Tipo de estructura	To	
	(s)	
(Colindres, 1993)		
Maquinaría	0,05	
Vivienda	0,1	
Iglesia	0,4	
Estanque de agua potable (9 m altura)	4	
Puente	> 5	
(Sauter, 1989)		
Edificios	To=r*pisos	0,05< r < 0.12

2.6.6 Factor de amplificación sísmica (Midorikawa, 1987)

Existen diferentes métodos para la obtención de la amplificación sísmica de un lugar a partir de la distribución de la velocidad de onda de corte Vs con la profundidad (Akin et al., 2016). Entre otros está el método de Midorikawa, (1987), en el cual se asignan dos factores de amplificación (Tabla 8) según la velocidad de 1100 m/s (Alvarez, 2015; Tuncel et al., 2017).

Tabla 8. Factor de amplificación (Midokawa, 1987).

Factor de Amplificación	Expresión	Restricción (m/s)
Fa	$\frac{68}{Vs30^{0.6}}$	Vs <1100
Fb	1	Vs≥1100

2.7 MÉTODOS DE EXPLORACIÓN Y ENSAYOS GEOFÍSICOS

Se han desarrollado diversas técnicas para evaluar las ondas sísmicas, considerando fuentes activas como pasivas las cuales se pueden usar indistintamente en ensayos, donde se requieren un sondaje como es el caso de los ensayos sísmicos intrusivos, y aquellos donde la instrumentación se ubica sobre la superficie, denominados ensayos sísmicos no intrusivos. El objetivo de estas técnicas es lograr la medición de la velocidad de onda de corte Vs (Peredo, 2011; Humire, 2013; Carteau, 2013; Correia, 2015).

- Métodos activos con ensayos sísmicos intrusivos y no intrusivos
- Métodos apoyados en el análisis de Ondas Superficiales
    - Métodos activos con ensayos sísmicos no intrusivos
    - Métodos pasivos con ensayos sísmicos no intrusivos
    - Métodos híbridos (activos y/o pasivos) sísmicos no intrusivos

2.7.1 Métodos activos

Los métodos activos requieren de una fuente de energía externa que generen ondas sísmicas provocadas por condiciones dinámica controladas, dando paso a una perturbación. Es así como para exploraciones de profundidades entre 10 a 20 m se pueden utilizar explosiones o dejar caer un peso en la superficie terreno. Los movimientos son registrados por geófonos alineados con la fuente.

2.7.1.1 Métodos activos con ensayos sísmicos intrusivos

En este tipo de ensayos la instrumentación debe ser instalada en profundidad dentro de uno o más sondajes y los más comunes y habituales son los ensayos Down-Hole y Cross-Hole.

2.7.1.1.1Ensayo Down-Hole

Consiste en una fuente que se coloca en la superficie que genera ondas sísmicas, y unos receptores ubicados en la pared de una perforación previamente realizada, se registran los tiempos de llegada de las ondas de compresión (ondas P) y de corte (Ondas S). El ensayo se puede ejecutar con un sólo receptor (Fig. 40) que va descendiendo para obtener la velocidad de corte (Vs) a distintas profundidades, o con un arreglo de receptores distribuidos a lo largo de la perforación que graban la señal emitida por la fuente de manera simultánea (González de Vallejos et al., 2002; Correia, 2015).

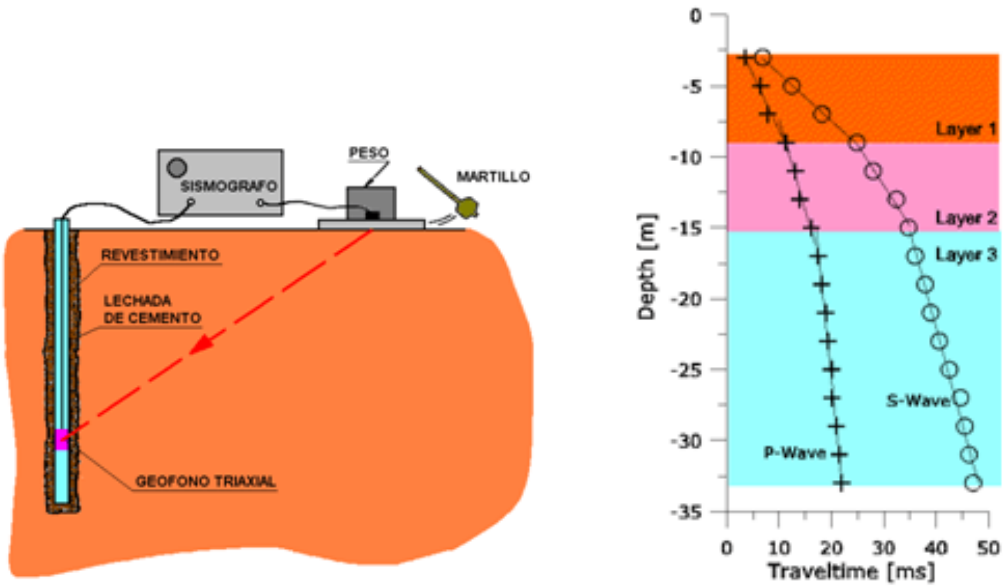


Figura 40. Esquema de ensayo Down-Hole (González de Vallejos et al., 2002).

2.7.1.1.2 Ensayo Cross-Hole

Para este ensayo previamente se requiere como mínimo dos perforaciones. En una de ellas se ubica los receptores y en la otra la fuente (Fig. 41). De esta manera se mide la velocidad de propagación de las ondas, Vs y Vp, a través del material situado entre ambos sondajes. La primera medición se debe hacer a una profundidad que no supere los 1.5 m, luego la fuente se debe descender para realizar mediciones a intervalos no mayores a 1,5 m, hasta la profundidad que se desea explorar (Humire, 2013; González de vallejos et al., 2002).

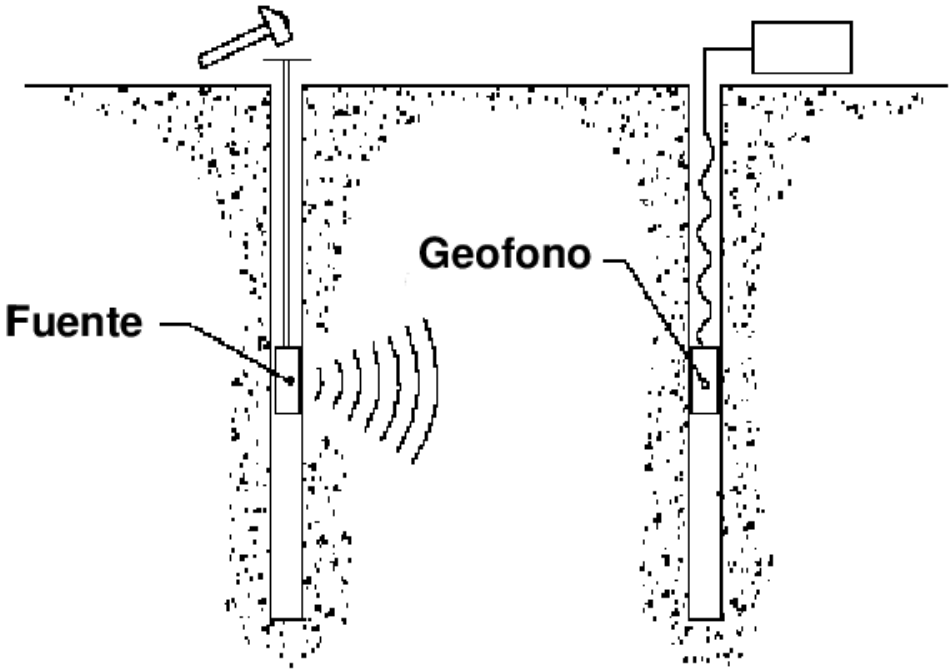


Figura 41. Esquema ensayo Cross-Hole (González de Vallejos et al., 2002)

2.7.1.2 Métodos activos con ensayos sísmicos no intrusivos

Los ensayos no intrusivos son los que permiten ubicar tanto, la instrumentación, como la fuente que produce la perturbación en la superficie del terreno, y realizar la medición de la propagación de las ondas que viajan a través del medio, modeladas por los métodos sísmicos de refracción y/o reflexión.

2.7.1.2.1 Ensayos con Reflexión Sísmica

La reflexión sísmica consiste en colocar varios geófonos a lo largo de una línea recta sobre el terreno y separados a una distancia conocida. A partir de una fuente activa, se genera una perturbación que se propaga a través del terreno (Fig. 42). Los geófonos que se encuentran conectados a un sistema de adquisición de datos, registran la llegada de las ondas reflejadas (P o S) en la superficie que evidencia la separación entre dos estratos. Los principales objetivos de este método son identificar y ubicar aproximadamente interfaces en profundidad y así poder describir la estratigrafía de un sitio (Milsom, 2003; Estrada, 2008; González, 2015).

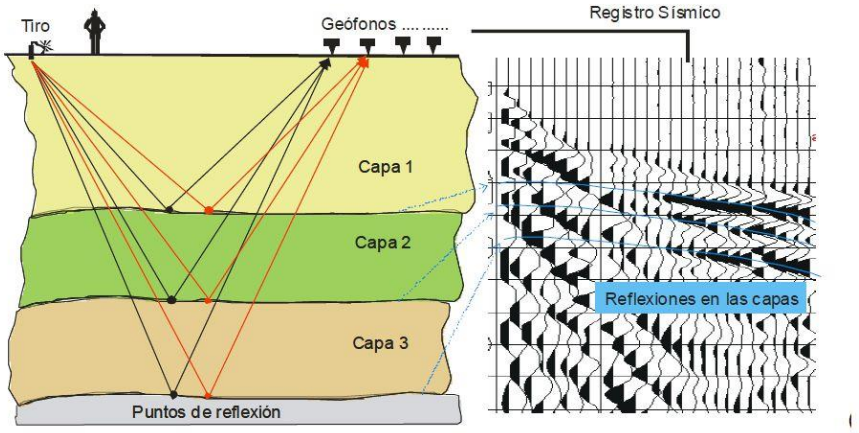


Figura 42. Esquema de reflexión sísmica (Stokoe et al., 2004; Estrada, 2008; González, 2015).

2.7.1.2.2 Ensayos con Refracción Sísmica

Para la refracción sísmica se lleva a cabo un procedimiento en terreno similar al de la reflexión sísmica. Sin embargo, este método (Fig. 43) registra la llegada de las ondas que son críticamente refractadas desde estratos con mayor velocidad (V_2) que se encuentran bajo estratos de menor velocidad (V_1). Con este ensayo se puede determinar la velocidad de compresión (Vp), que son las primeras llegadas, pero es muy difícil determinar la velocidad de corte (Vs). Una de las desventajas de este método es que sólo detecta estratos con rigideces que aumentan progresivamente con la profundidad (Milsom, 2003; Estrada, 2008). Este método se usa generalmente para detectar la profundidad de la roca, identificar interfaces de los estratos y estimar la velocidad de estos.

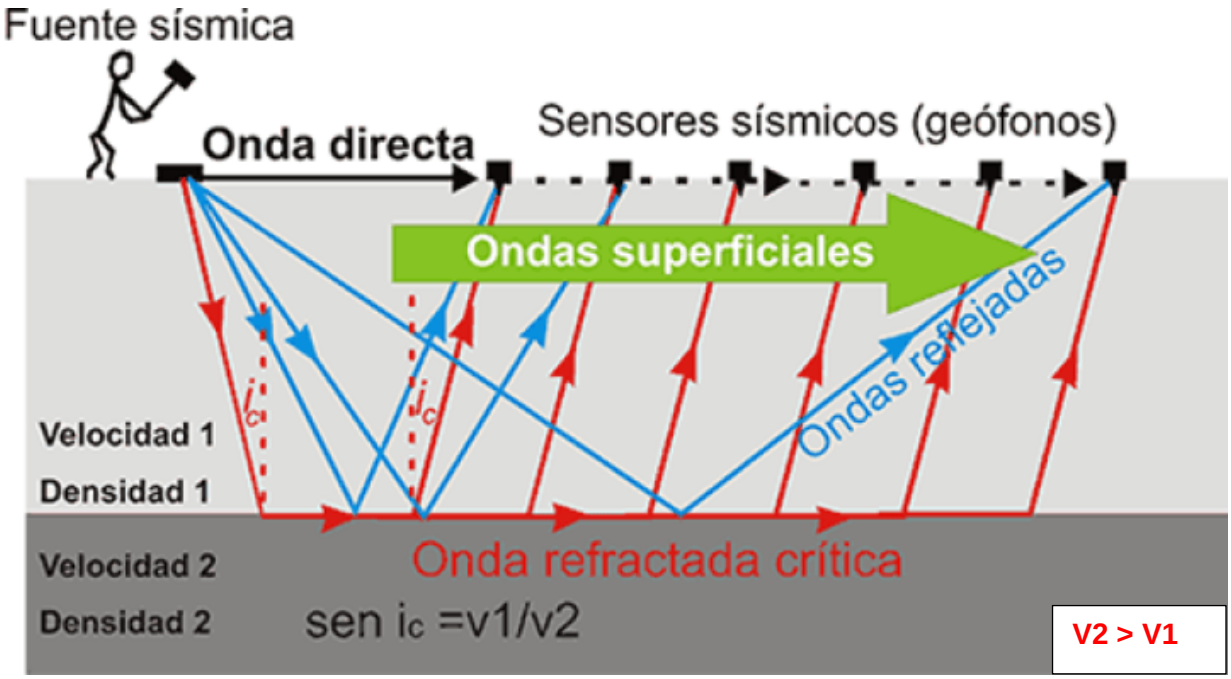


Figura 43. Esquema de Refracción Sísmica (Stokoe et al., 2004; Estrada, 2008; González, 2015).

2.7.1.2.3 Métodos con el análisis de la dispersión de Ondas Superficiales

2.7.1.2.3.1 Métodos activos con ensayos sísmicos no intrusivos

Los métodos activos que usan ondas superficiales pueden usar ondas Love o Rayleigh, pero la mayoría de los ensayos usan las ondas Rayleigh. Consisten básicamente en colocar equipos sobre la superficie y en generar ondas con una fuente activa y luego medir con geófonos, ubicados a diferentes distancias desde la fuente, el movimiento vertical resultante (Fig. 44). El principal objetivo de estos métodos es determinar la velocidad de fase o curva de dispersión del sitio, para luego mediante una inversión no lineal, calcular un perfil de velocidades de ondas de corte (Vs) en profundidad. La determinación de las características de la curva de dispersión de un sitio, tiene distintos enfoques los que varían según la fuente y en número de receptores utilizados, y los más frecuentes, a partir de la década de 1980, son el Análisis espectral de Ondas Superficiales (SASW) (Peredo, 2011), desarrollado en la Universidad de Texas y el Análisis multicanal de Ondas superficiales (MASW).

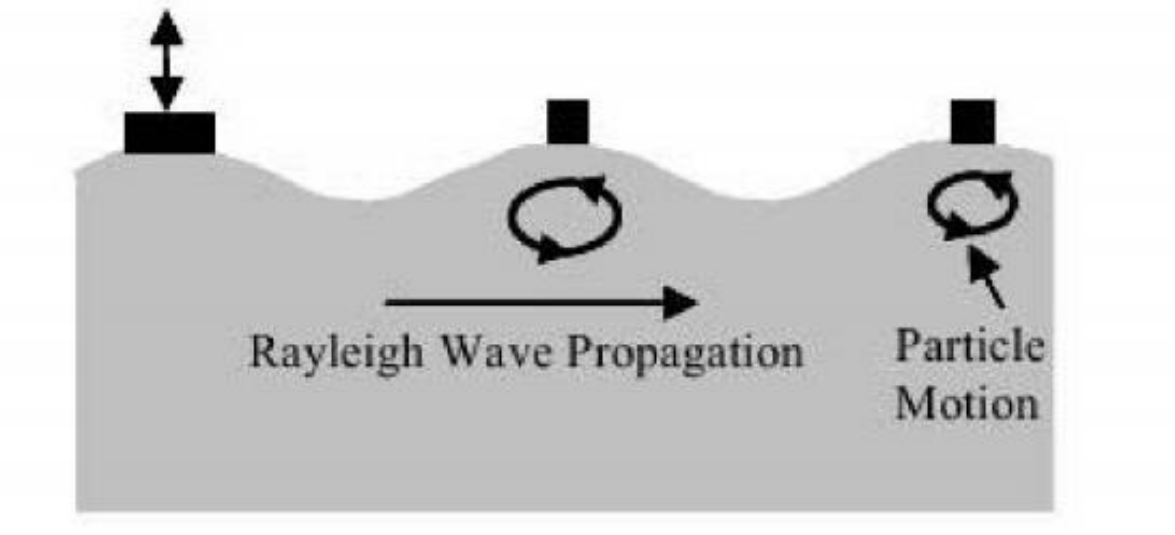


Figura 44. Método activo con ensayos no intrusivos con ondas superficiales (Stokoe et al., 2004; Estrada, 2008; González, 2015).

2.7.1.2.3.1.1 SASW

En el Spectral Analysis of Surface Waves (SASW) se emplea una fuente de energía dinámica vertical y dos sensores que se colocan con separaciones que varía de 1 a 60 m o más (Fig. 45), dependiendo de la profundidad que se quiera explorar, que se estima, en aproximadamente como la mitad de la separación de los sensores (Vargas et al., 2009; Peredo, 2011). En el caso de múltiples receptores permite mejorar los tiempos de trabajo y diferenciar las ondas Rayleigh de otras ondas sísmicas que viajan en superficie.

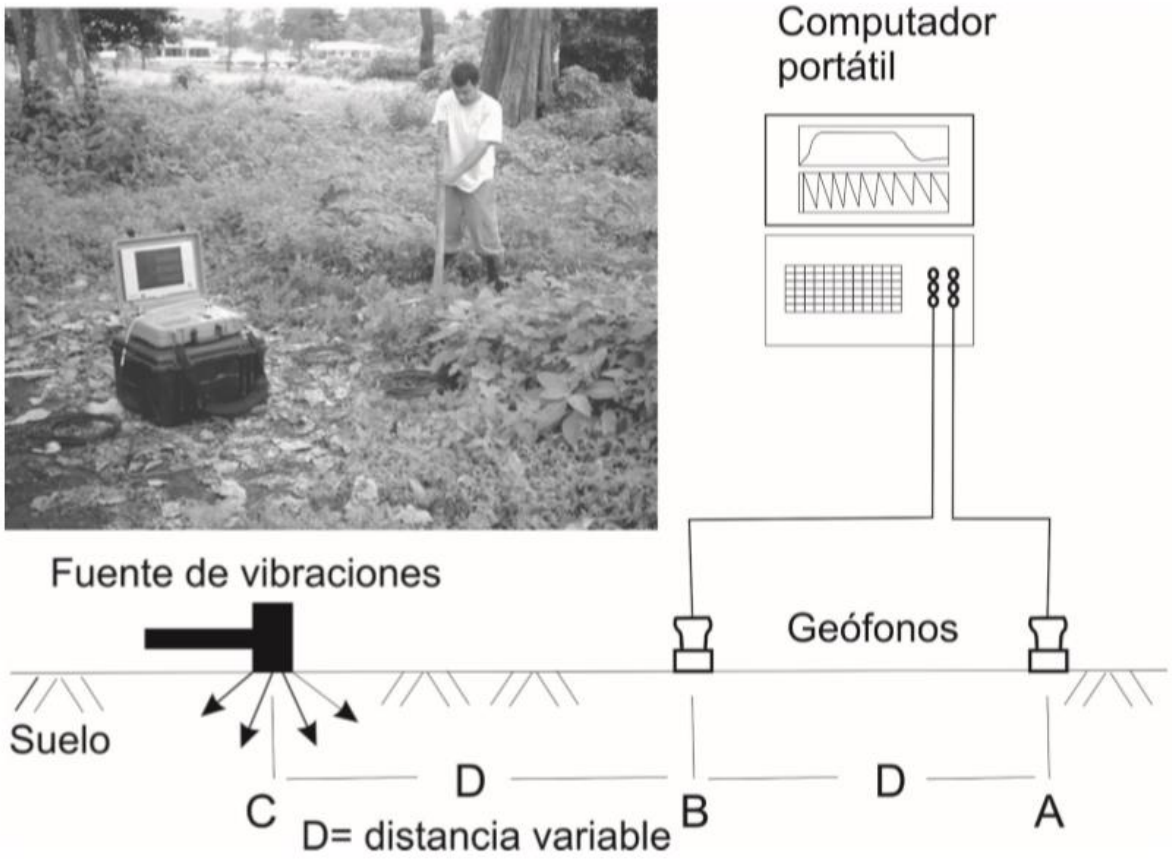


Figura 45. Esquema del método SASW (Vargas et al., 2009)

2.7.1.2.3.1.2 MASW

El Análisis Multicanal de Ondas Superficiales (MASW), es un método de exploración geofísica que permite determinar la estratigrafía del subsuelo bajo un punto en forma indirecta, basándose en el cambio de las propiedades dinámicas de los materiales que la conforman. Los registros se realizan tradicionamente con 24 geófonos equidistantes uno de otro (Fig. 46). Consiste en la interpretación de las ondas superficiales (Ondas Rayleigh) generadas por una fuente activa, de un registro en arreglo multicanal, en puntos localizados a distancias predeterminadas a lo largo de un eje sobre la superficie del terreno, obteniéndose el perfil de velocidades de ondas de corte (Vs) para el punto central de dicha línea. (Cordori, 2016).

Para la interpretación de los registros se obtiene una curva de dispersión (velocidad de fase de las ondas superficiales versus la frecuencia), filtrándose solamente las ondas superficiales ya que su velocidad de fase se aproxima en un 90 a 95% del valor de Vs y luego mediante un cálculo inverso iterativo (método de inversión) se obtiene el perfil Vs desde la curva de dispersión calculada para cada punto de estudio. La profundidad de exploración varía de 20 a 30 m en promedio.

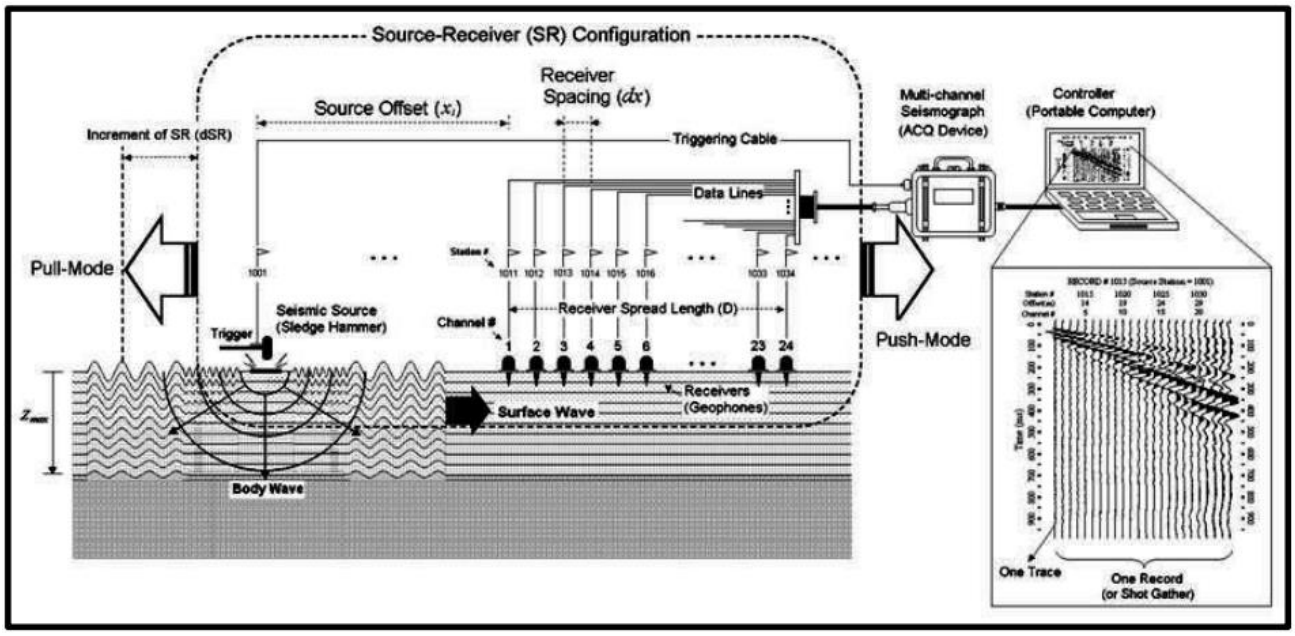


Figura 46. Esquema método MASW (GEORYS INGENIEROS S.A.C., 2016)

2.7.1.2.3.2 Métodos pasivos con ensayos sísmicos no intrusivos

Los métodos pasivos no requieren de una fuente sísmica activa y se basan en la medición de las vibraciones del suelo (microsismos y/o microtremores) que generar ondas superficiales que permiten evaluar la conformación del depósito, la frecuencia fundamental y la amplificación del suelo utilizando arreglos instrumentales que pueden registrar la componente vertical o las tres componentes del movimiento y los más utilizados son: Nakamura (HVSR); SPAC; f-k.

2.7.1.2.3.2.1 Relación espectral horizontal sobre la vertical (H/V o HVSR)

Este método fue propuesto por Nogoshi e Igarashi (1971) y popularizado por Nakamura (1989). En la literatura existen muchos estudios que demuestran teóricamente la relación entre el máximo peak del espectro de las curvas HVSR (H/V) y la frecuencia fundamental o de resonancia del suelo (Nakamura, 1989; Fernández et al., 2017; Ulloa, 2018) y para su obtención se utilizan solo mediciones de ruido sísmico ambiental. Con este método se puede conocer las características de amplificación del suelo en función de la frecuencia o período (Fig. 47) y además, se puede estimar la profundidad (H) de la capa sedimentaria utilizando la ecuación 14.

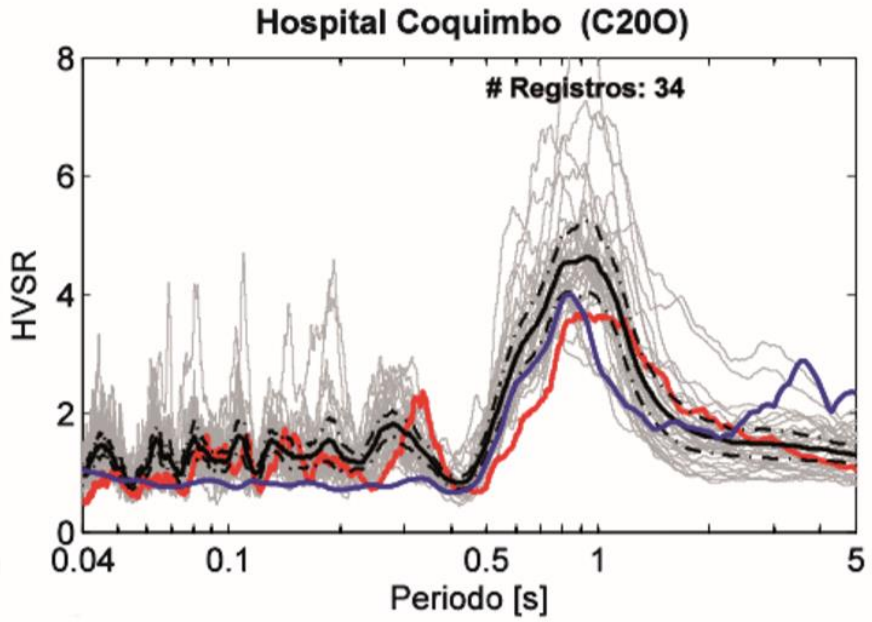


Figura 47. Curva espectral HVSR v/s el período, para el Hospital de Coquimbo, Chile (Fernández et al., 2017).

2.7.1.2.3.2.2 Método de Autocorrelación espacial (SPAC)

El Spatial Autocorrelation Method, está basado en la teoría desarrollada por Aki (1957) y permite comprender la relación entre la correlación temporal y espacial de las ondas sísmicas. Su esencia es que cuando los microtremores se registran simultaneamente, mediante un conjunto de estaciones equidistantes es posible obtener la curva de dispersión por medio del cálculo del coeficiente de autocorrelación espacial (Aguirre et al., 2003). Para ello se requiere registrar microtremores simultáneamente en, por lo menos, dos estaciones que conforman un arreglo instrumental equidistante. Tras procesar la información se obtiene la curva de dispersión de ondas Rayleigh, que posteriormente se usa para determinar la estructura de velocidades (Aguirre et al., 2003). La metodología descrita por Aki (1957) considera un arreglo de estaciones dispuestas en forma de un triángulo equilátero inscrito en un círculo (Fig. 48), para el registro de microtremores mediante estaciones colocadas en los vértices y centro del arreglo (González et al., 2013). Usando esta técnica se logra obtener la estimación cuantitativa de la velocidad de la onda Vs, siendo compatible con información previa sobre la profundidad de la roca y la geología del área geográfica considerada lo que permite encontrar una correlación entre los períodos predominantes del suelo con la estructura de velocidades de ondas S. (Obando, 2009; Vázquez et al., 2011)

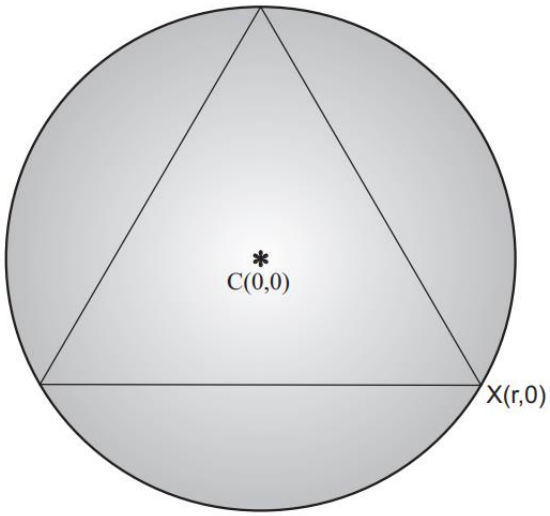


Figura 48. Arreglo geométrico triangular SPAC, donde las estaciones se ubican en los vértices y el centro (Gonzales et al., 2013)

2.7.1.2.3.2.3 Técnica frecuencia número de onda (f-k)

La metodología de la Frecuencia-Número de Onda (f-k), es parte de los métodos denominados de amplitud (Humire et al., 2015). Se representa como un gráfico de la velocidad y frecuencia, donde se ubican las concentraciones de energía (Fig. 50). Se basa en la construcción de una curva de dispersión considerando el tipo de arreglo y el espaciamiento entre geófonos que determina el rango de longitudes de onda, es decir los límites, donde se ubica la curva de dispersión (Echeverría y Schmidt, 2016). Estos límites teóricos (Fig. 50) se basan en criterios que dependen del arreglo, y cuyo cálculo no es materia de este trabajo (Humire, 2013).

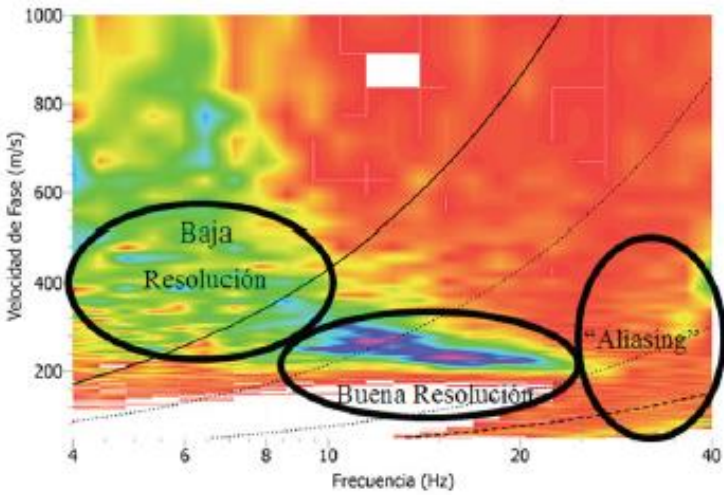


Figura 49. Gráfico de energía. Resultado análisis f-k (Humire et al., 2015)

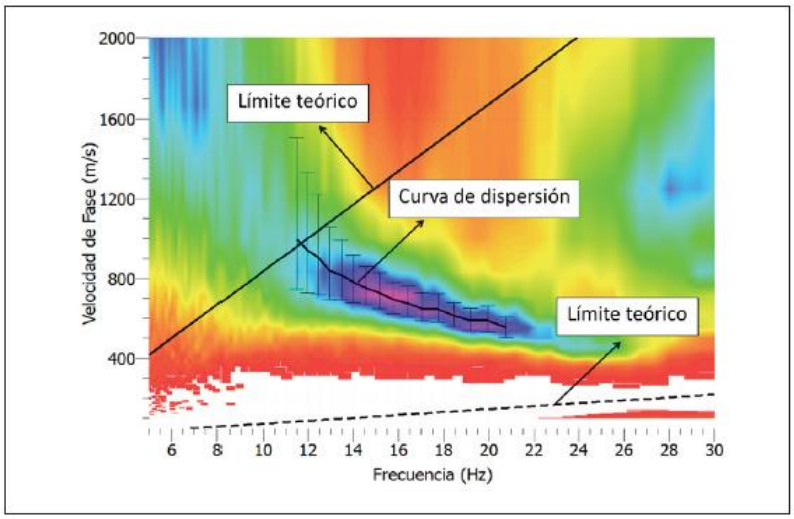


Figura 50. Límites de la curva de dispersión, método f-k (Humire, 2013; Humire et al., 2015)

2.7.1.2.3.3 Métodos híbridos (activos y/o pasivos) con ensayos sísmicos no intrusivos

Estos métodos evalúan la respuesta del suelo, considerando fuentes pasivas, activas o ambas.

2.7.1.2.3.3.1 Refracción por microtremores (ReMi) o Microtremor array measurements (MAM)

El método consiste medir registros de ondas superficiales, determinar la distribución de los valores de la velocidad de onda de corte Vs desde la superficie de un sitio hasta cierta profundidad, y establecer un perfil estratigráfico (Louie J., 2001; Álvarez, 2015). La técnica actualmente es muy utilizada para determinar la geología, y las características geotécnicas existentes en un sitio, por tener la ventaja de ser sencilla, rápida y de bajo costo en relación a otras (Lazcano, 2007; Granda et al., 2005). Se puede lograr una comprensión robusta de las propiedades dinámicas de un terreno. La base teórica es la misma que los métodos SASW y MASW, y se puede combinar además, fuentes sísmicas pasivas y/o activas, pues el método se basa en la detección de microtremores en lugares silenciosos, sin embargo se pueden agregar fuentes activas sobre la superficie del suelo. La detección de las ondas y el registro se realiza con un arreglo variable de geófonos (Fig. 51) en donde el largo del tendido entrega una idea de la profundidad posible de explorar (Pullammanappallil et al., 2003; GEOMETRICS, 2006; Pulido, 2015), y que se puede evaluar según un rango (Ecuación 16).

$$\frac{L}{2} < D < \frac{L}{3} \qquad \text{(Ecuación 16)}$$

Donde:

L: Largo del arreglo.

D: Profundidad estimada.



Figura 51. Medición de un registro de Microtremores. Carretera F-30-E. Quintero. Chile (Fuente propia)

El método requiere solamente un equipo común de refracción sísmica, con 12 o 24 geófonos, con el que se puede obtener un registro de un espectro de frecuencias que está entre los 2 a los 26 Hz aproximadamente, y asociando un perfil de velocidades Vs. El registro realizado es sometido a una transformada en dos dimensiones de lentitud (1/v) y frecuencia, conocida como transformada (p−f) que logra separar las ondas Rayleigh de otras ondas sísmicas y permite determinar la velocidad de corte Vs, y el perfil de la estratigrafía (Fig. 52).

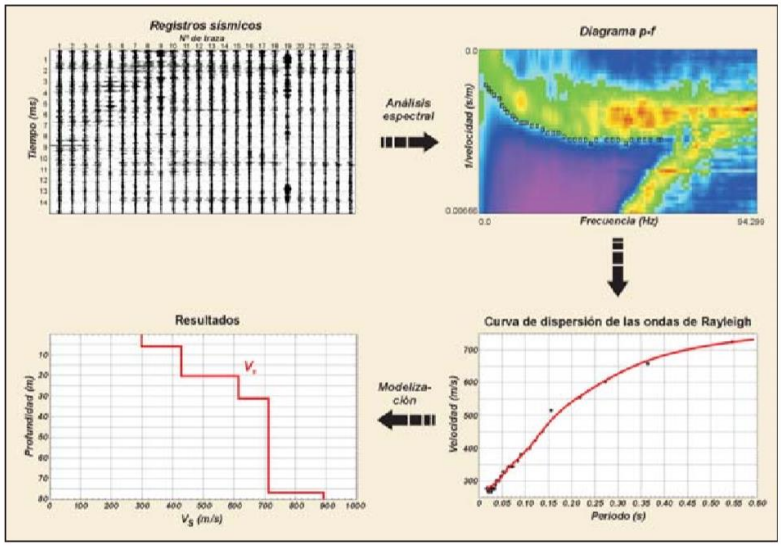


Figura 52. Esquema de toma de datos y resultados del método ReMi (Granda et al., 2003)

2.8 IMPORTANCIA DEL USO DE LOS REGISTRO DE REFRACCIÓN DE MICROTREMORES (ReMi)

El método ReMi (Refracción de Microtremores), es parte de muchas legislaciones del Mundo, el cual permite en forma rápida y económica obtener la Vs. En particular en Chile se aplica según de Decreto Supremo N°61 del Ministerio de Vivienda y Urbanismo, de 02 Noviembre de 2011 (Fig. 53). Ha sido utilizado en muchas investigaciones y en trabajos profesionales, para establecer la calidad y características subsuelo (Fig. 54) (Gamal y Pullammanappallil, 2011; Carteau, 2013; Galvez, 2014; Pereira de Barros da Silva et al., 2018; Nuñez, 2018)



Figura 53. Planta Copec, Con Con. Chile. 2015 (Fuente propia).



Figura 54. Planta Shell. Puerto Varas. Chile. 2015 (Fuente propia)

3 METODOLOGÍA

3.1 APLICACIÓN DEL MÉTODO REFRACCIÓN MICROTREMORES (ReMi)

3.1.1 Equipo, arreglo geométrico y adquisición de datos

El equipo que se utiliza es similar al de la prueba de refracción sísmica y para el grabado de los registros de ondas superficiales se usan diferentes arreglos geométricos, dependiendo del espacio, la profundidad requerida y la cantidad de geófonos. Por ejemplo, en forma de triángulos, círculos, ele o lineales (Fig. 55). En estudios recientes, se concluye que el efecto de la forma del arreglo, en el cálculo de la curva de dispersión es insignificante. En diferentes ciudades del mundo se han utilizado distintos arreglos y los resultados encontrados son muy similares (Hayashi, 2008).

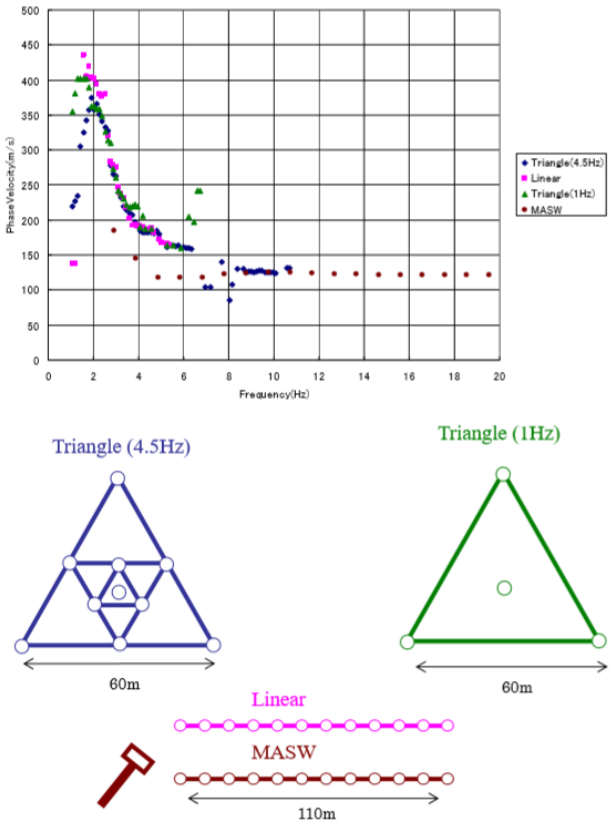


Figura 55. Curvas de dispersión de diferentes arreglos con fuentes pasivas y activas optenidas en Los Angeles U.S (Hayashi, 2008).

3.1.1.1 Equipo para este estudio

Para obtener los registros ReMi (Louie, 2001) o MAM (GEOMETRICS, 2006), se utilizó en esta investigación, el sismógrafo de exploración ES-3000 (Fig. 56), desarrollado por la empresa GEOMETRICS. Este equipo es capaz de adquirir datos registrados por medio de geófonos de componente vertical con una frecuencia de 4.5 Hz hasta en 24 canales, separados entre sí en 5 m y conextados por un cable (Fig. 57), que más tarde son procesados por un Software (GEOMETRICS, 2006) . Se puede aplicar en diversos estudios tales como: en encuestas sísmicas simples; en la exploración desde la superficie hasta la roca madre; en ubicar fondo de pozos; en efectos de explosiones en canteras o el monitoreo de equipos pesados, etc.



Figura 56. Equipo ES-3000. Quintero, Chile 2019 (Fuente propia).

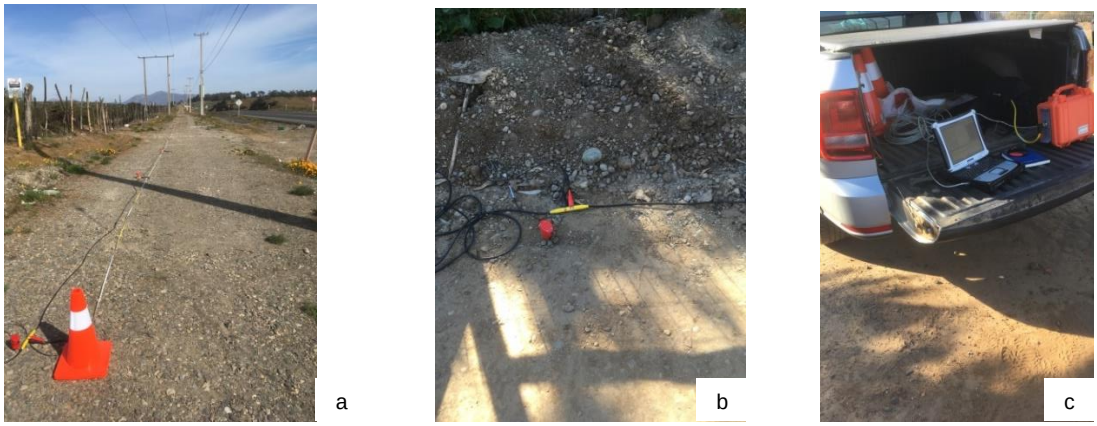


Figura 57. Accesorios de equipo ES-3000. a.- Cable con 24 canales cada 5 m. b.-Geófonos 4.5 Hz. c.- Computador y Software para procesamiento de datos (GEOMETRICS, 2006).

3.1.1.2 Arreglo geométrico

El arreglo que se utilizó en este estudio, fue el lineal, y los geófonos de 4.5 Hz que se conectaron al cable de trasmisión, fueron 12, se distanciaron entre ellos, en 10 m, generando un longitud horizontal de 110 m (Fig. 58), para alcanzar acuerdo a los criterios, una profundidad entre 30 y 50 m (Pulido, 2015).

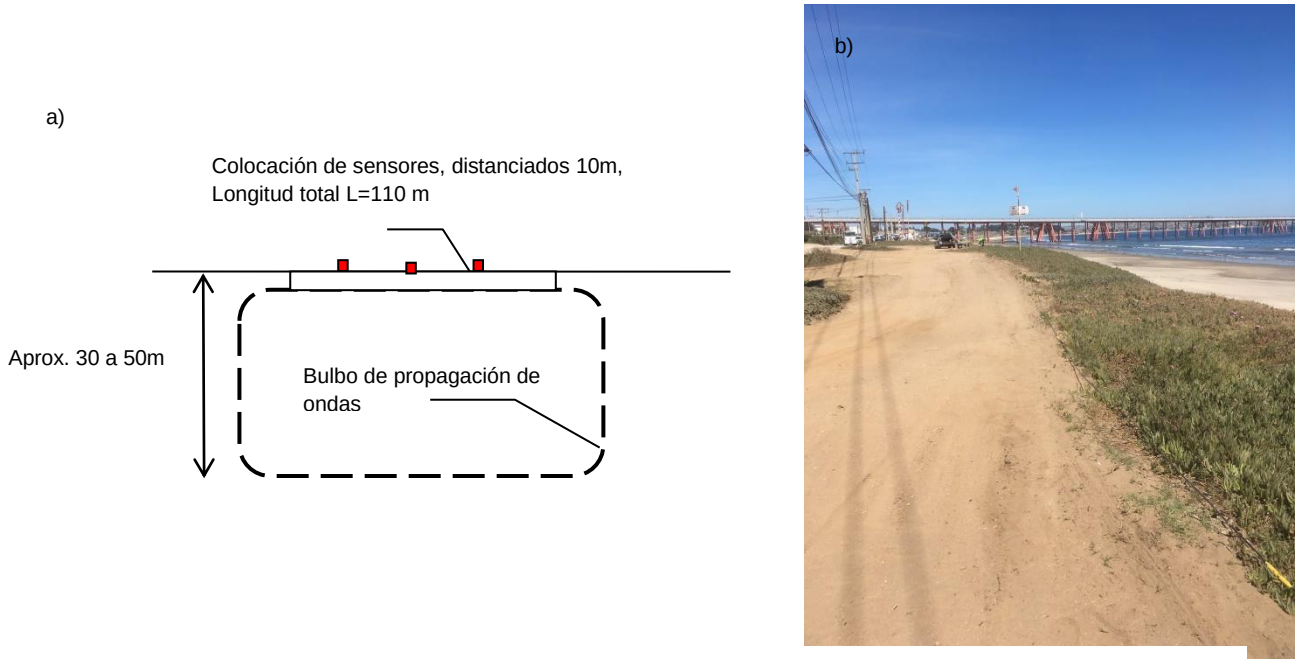


Figura 58. a) Modelo de toma de datos. Cable L=110 m con 12 geófonos. Profundidad estimada entre 30 a 50 m.
b) Sitio ReMi 07. Medición Octubre 2019. Quintero, Chile (Fuente propia).

Antes de iniciar los trabajos de campo se procedió evaluar los puntos de la zona de estudio y se verificó la operatividad de los equipos mediante una prueba en un sitio eriazo de la Universidad Andrés Bello, en la comuna de viña del Mar. El procedimiento consistió en operar el equipo ES-3000, conextar el cable de transmisión y con sus respectivos geófonos.

3.1.1.3 Adquisición de datos

La adquisición de datos de una fuente pasiva, que son producto de las vibraciones del suelo generadas por los microtremores son capturados por los geófonos instalados el la superficie del sitio. Las fuentes de vibración ideales son las estables, y constantes. La suposición fundamental de un análisis de datos de microtremores, es que el frente de onda, es plano, estable, e isotrópico y viene de todas direcciones, haciéndolo independiente de la ubicación de la fuente. En nuestro caso la vibraciones fueron registrados por el Software Geometrics Seismodule Controller (GEOMETRICS, 2006).
GEOMETRICS (2006), también desarrolló el software para el proceso de los datos registrados en este estudio, denominado SeisImager/SW, que usa el método de auto correlación espacial (SPAC) donde se evalúa la correlación temporal y espacial de las ondas y además considera un alto nivel de ruido intermitente (como los autos que transitan), y de fuentes relativamente distantes (aproximadamente igual o mayor que una longitud de arreglo, L=110 m). En el caso del presente estudio las fuentes de ruido intermitente son cercanas, GEOMETRICS (2006), recomienda hacer registros largos (32 segundos) y al menos realizar 20 mediciones. Los registros largos crean una entrada suave cuando se convierten del dominio del tiempo al dominio de frecuencia (GEOMETRICS, 2006)

Tabla 9. Parámetros usados para de adquisición de registros ReMi o MAM (GEOMETRICS, 2006).

Característica	Restricción
Configuración del arreglo	Lineal.
Tamaño del arreglo	110m.
Intervalo del geófono	10 m
Número de geófonos	12
Tipo de geófono	Geófonos verticales de 4.5 Hz
Intervalo de la muestra	2 milisegundo (ms)
Longitud del registro	32 segundos (s), cada registro.
Total de registros mínimo	20
Software para adquisición de los datos	Geometrick Seismodule Controler.

3.1.2 Procesamiento de los registros para obtener Vs y Vs30

3.1.2.1 Software utilizado

Una vez realizadas las medidas sobre el terreno, el objetivo final del estudio es obtener a partir de los registros sísmicos un modelo con la distribución de los valores de la velocidad de corte, Vs para el arreglo realizado.

Para ello los registros de ondas superficiales fueron procesados con el software SW (Surface Wave Analysis Wizard) que interactúa con los módulos Pickwin (Pick First Break or Dispersion Curves) y WaveEq (Surface Wave Analysis), desarrollado por GEOMETRICS (2006).

El primer módulo, Pickwin muestra los registros de los microtremores obtenidos por los geófonos según su distancia versus tiempo, con el Software Geometrics Seismodule Controller, que luego de un análisis espectral (Louie, 2001) se obtiene un diagrama p-f (inverso de la velocidad v/s la frecuencia) que gráfica el espectro de energía y la obtención de la curva de dispersión.

El segundo módulo, WaveEq, permite obtener la distribución de los valores de las velocidades de onda Vs en función de la profundidad y el promedio correspondiente Vs30.

3.2.2.2 Proceso de análisis e interpretación de los registros

El análisis e interpretación de los registros sísmicos se desarrolla de acuerdo con las siguientes consideraciones:

a.- Software SW (Surface Wave Analysis Wizard): módulo Pickwin (GEOMETRICS, 2006)

i.- Análisis espectral (Louie, 2001), que a su vez se divide: en la transformación p-f (Thorson y Claerbout, 1985); la transformación de Fourier (McMechan y Yedlin, 1981) y espectro de energía (Louie, 2001).

ii.- Obtención de la curva de dispersión correspondiente a las ondas Rayleigh.

b.- SW (Surface Wave Analysis Wizard): módulo WaveEq (GEOMETRICS, 2006).

i.- Curva Vs-f

ii.- Obtención de la distribución de los valores de Vs en función de la profundidad (Fig. 59)

iii.- Obtención de la Vs,30 promedio para los primeros 30 m (Fig. 59)

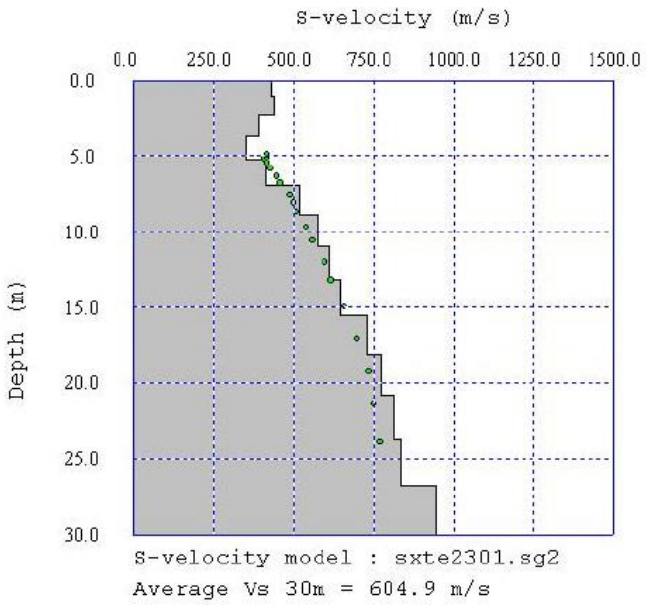


Figura 59. Respuesta final. Perfil de velocidades. Velocidad Vs30. Software Módulo Wave Eq (GEOMETRICS, 2006)

3.2 ANÁLISIS DE PERFILES DE VELOCIDADES DE ONDA Vs DE CADA SITIO

En el anexo A-7, se analiza la distribución de cada perfil de velocidad de la onda de corte, evaluando la profundidad de la roca basal, según los valores indicados en la literatura (Gonzales de Vallejos et al., 2002). Se determina y se asocia la velocidad de corte promedio Vs30, de cada sitio, según las disposiciones de:

- NEHRP (National Earthquake Hazards Reduction Program, 2004).
- El Decreto Supremo N°61 (Ministerio de Vivienda y Urbanismo, 2011)
- La clasificación usada en Japón (Zhao et al., 2006).
- La clasificación según período dominante (Alcalá et al., 2002; Díaz, 2017; Sauter, 1989)
- El factor de amplificación sísmica (Midorikawa, 1987)

Con Vs30, se evalúa las constantes elásticas de la Teoría de elasticidad: Módulo de rigidez (G); Módulo de elasticidad (E) y el Primer parámetro de Lamé (λ) .

3.3 REPRESENTACIÓN DE LAS DISPOSICIONES DE CLASIFICACIÓN, PERÍODOS, FACTORES DE AMPLIFICACIÓN Y CONSTANTES ELÁSTICAS PARA EL ÁREA DE ESTUDIO

Para representar el “efecto de sitio” en el área de estudio se consideraron, 11 estaciones donde se midio in situ los registros de los microtremores, se adicionó, para mejorar la modelación: 2 afloramientos rocosos (Geo 1; Geo 2); 9 estaciones (T023; TO26; T027; T028; T029; T030; T031; T036; y T039), cuyos datos, fueron optenidos en el portal “SISTEMA DE INFORMACIÓN GEORREFERENCIADA DE AMENAZA SISMICA” (SERNAGEOMIN, 2018) y 2 estaciones con datos de perfiles de velocidad y Vs30 (GeoTerra. Geofísica Aplicada, 2015). Cada estación constribuyó, en la confección de una malla de puntos para cada tema analizado (clasificaciones, períodos, etc.), con las cuales se realizaron mapas de la respuesta sísmica. Para esto último se usó el Software, ArcGIS 10.3, que es un completo sistema que permite recopilar, organizar, administrar, analizar, y distribuir información disponible según la geografía.

3.4 DIAGRAMA DE FLUJO DE LA METODOLOGÍA

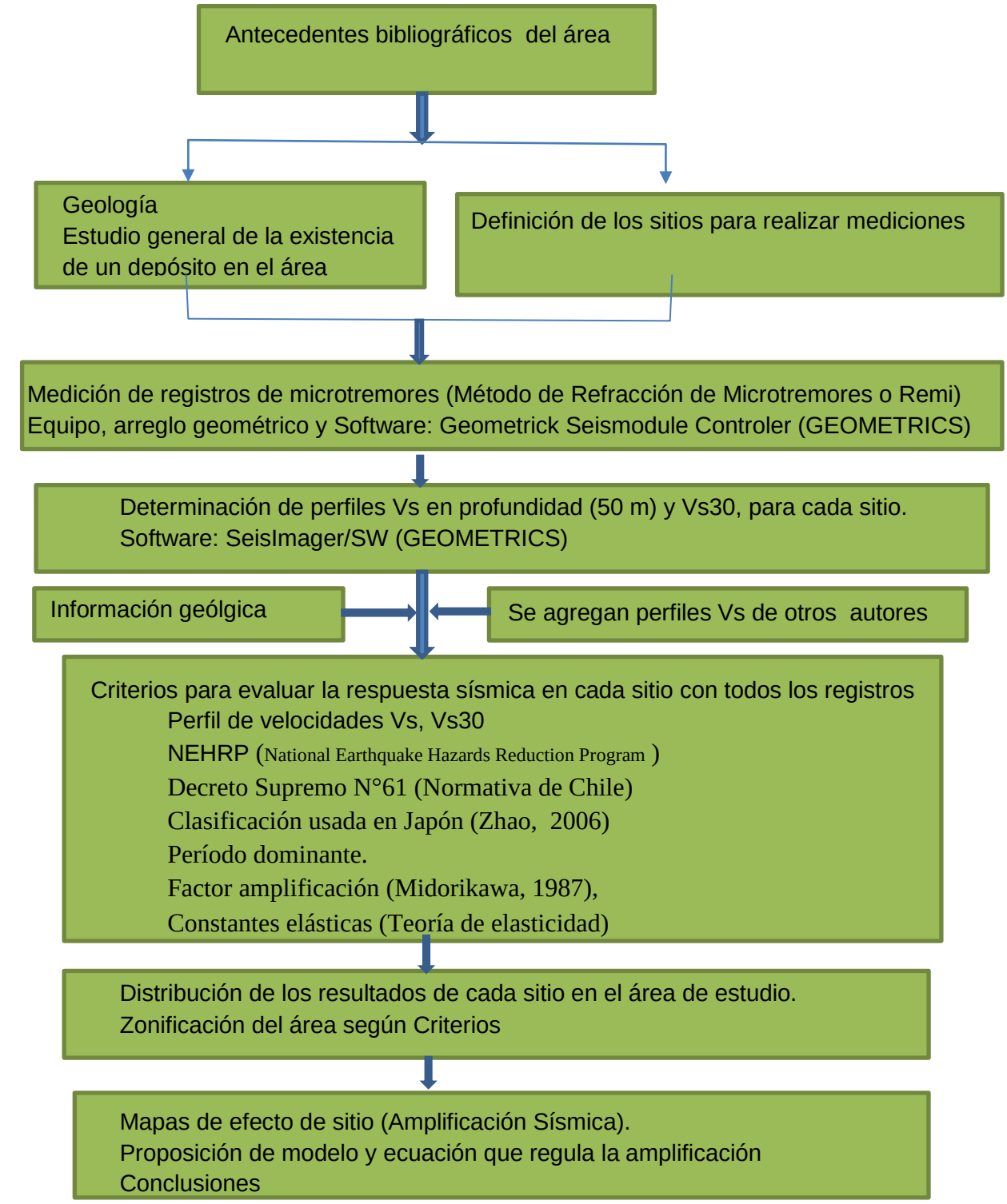


Figura 60. Diagrama de flujo de metodología (Elaboración propia)

4 UBICACIÓN DE LOS ENSAYOS ReMi EN EL ÁREA DE ESTUDIO Y RESULTADOS DE SERNAGEOMIN, (2018); GEOTERRA, (2015)

4.1 ENSAYOS ReMi EN EL ÁREA DE ESTUDIO

En el área de estudio se tomarón datos en 11 lugares y en cada uno de ellos se realizaron ensayos ReMI. Para ello las zonas seleccionadas se distribuyeron de manera uniforme, con el objetivo de correlacionar más tarde sus resultados y tener una visión de la respuesta sísmica de la región analizada. En cada punto donde se obtuvieron los datos de los microtremores se generó un modelo estratigráfico, a partir del perfil de la velocidad de propagación Vs, la cual refleja la rigidez del estrato. Con estos datos se determinó, para cada lugar, las velocidades de propagación de las ondas Vs30, Vp30, Cr30; se clasificó los lugares, de acuerdo a los parámetros internacionales, a la normativa establecida en Chile; se evaluó el período; su factor de amplificación y sus contantes elásticas.

Para efectos de ubicación se indican las coordenadas geográficas UTM, según la zona 19H; el espaciamiento entre geófonos; el número de canales del sismógrafo y la longitud total del tendido de cada punto investigado (Tabla 10).

Tabla 10. Coordenadas UTM de cada lugar donde se realizó la toma de datos ReMi.

Ensayo	Coodenadas UTM		Espaciamiento	Número	Tipo de arreglo	Longitud del
	Este (m)	Norte (m)	entre sensores (m)	de canales		arreglo (m)
ReMi-01	267840	6369086	5	12	Lineal	55
ReMi-02	266892	6370762	10	12	Lineal	110
ReMi-03	271301	6367561	10	12	Lineal	110
ReMi-04	273233	6370613	10	12	Lineal	110
ReMi-05	272741	6372467	10	12	Lineal	110
ReMi-06	269230	6371959	10	12	Lineal	110
ReMi-07	266611	6371228	10	12	Lineal	110
ReMi-08	265507	6370171	10	12	Lineal	110
ReMi-09	264661	6368458	10	12	Lineal	110
ReMi-10	263445	6368284	10	12	Lineal	110
ReMi-11	268050	6368281	10	12	Lineal	110

4.2 DATOS ADICIONALES CONSIDERADOS EN LA MODELACIÓN

Además, de los registros ReMi y para una mejor resolución, de este estudio, se incorporaron otros lugares con información de velocidades de corte Vs30, disponibles y que son: datos obtenidos publicados en el Sistema de Información Georreferenciada de Amenaza Sísmica (SERNAGEOMIN, 2018), (Tabla 11); geología de afloramientos rocosos, Geo 1 (Ritoque) (Fuente propia, 2020) y Geo 2 (Rivano et al., 1993), y mediciones al sur de Ventanas (GeoTerra. Geofísica Aplicada, 2015), (Tabla 12).

Tabla 11. Coordenadas UTM de datos publicados en el Sistema de Información Georreferenciada de Amenaza Sísmica (SERNAGEOMIN, 2018).

Ensayo	Coodenadas UTM	
	Este (m)	Norte (m)
T023	267385	6377159
T026	266512	6375087
T027	267222	6374595
T028	268305	6377666
T029	267713	6375952
T030	265856	6368715
T031	265763	6369216
T036	262045	6369532
T039	263263	6369170

Tabla 12. Coordenadas UTM de afloramientos rocosos (Rivano et al., 1993; Garrido, 2020) y registros de Geoterra. Geofísica Aplicada., (2015).

Ensayo	Coodenadas UTM	
	Este (m)	Norte (m)
Geo 1 (Ritoque)	263384	6365182
Geo 2	274070	6375181
Geoterra B1	267032	6371989
Geoterra B2	267130	6371662

A continuación se presenta un mapa (Fig. 61) de la ubicación de los ensayos ReMi, donde se observa que los registros presentan separaciones como mínimo 0.5 Km. Para cada punto medido se obtuvo un perfil de velocidad de ondas de corte Vs con profundidades de investigación hasta 50 m como máximo. Además se incorporaron las mediciones de SERNAGEOMIN (2019); afloramientos rocosos (Garrido, 2020; Rivano et al., 1993) y Vs30 de Geoterra. Geofísica aplicada (2015).

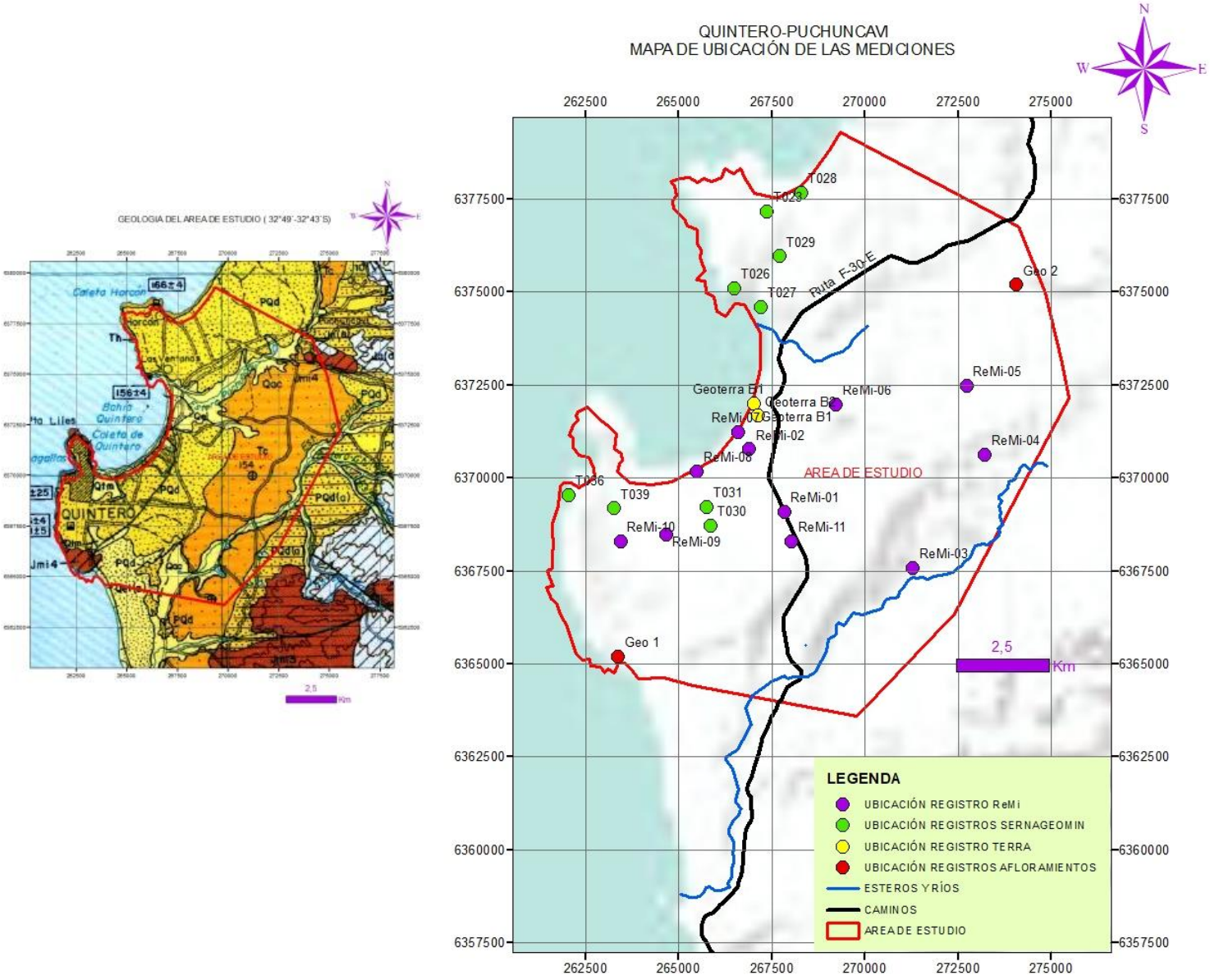


Figura 61. Ubicación ensayos ReMi (11 estaciones); SERNAGEOMIN (9 estaciones); afloramiento de roca (2 estaciones) y Geoterra (2 estaciones).

5 ANÁLISIS DE LA RESPUESTA SÍSMICA

5.1 ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE LOS SITIOS CON REGISTROS MEDIDOS CON REFRACCIÓN DE MICROTREMORES (ReMi)

A continuación se muestran, los perfiles de velocidad de ondas de corte Vs, en profundidad y Vs30, registrados experimentalmente en cada uno de los 11 sitios donde se realizó el ensayo ReMi. Así, como también los registros obtenidos tanto por SERNAGEOMIN (2018), en 9 sitios, como en 2 sitios por Geo terra. Geofísica Aplicada (2015). Para cada caso se analiza la respuesta del lugar y se evalúa para cuantificar el efecto de sitio, los criterios de clasificación, los períodos, los factores de amplificación y se cuantifica los valores de las propiedades elásticas (Anexo A-7). En particular, en esta sección, se clasifican los estratos en profundidad y se interpreta el tipo de suelo existente.

5.1.1 ReMi-01

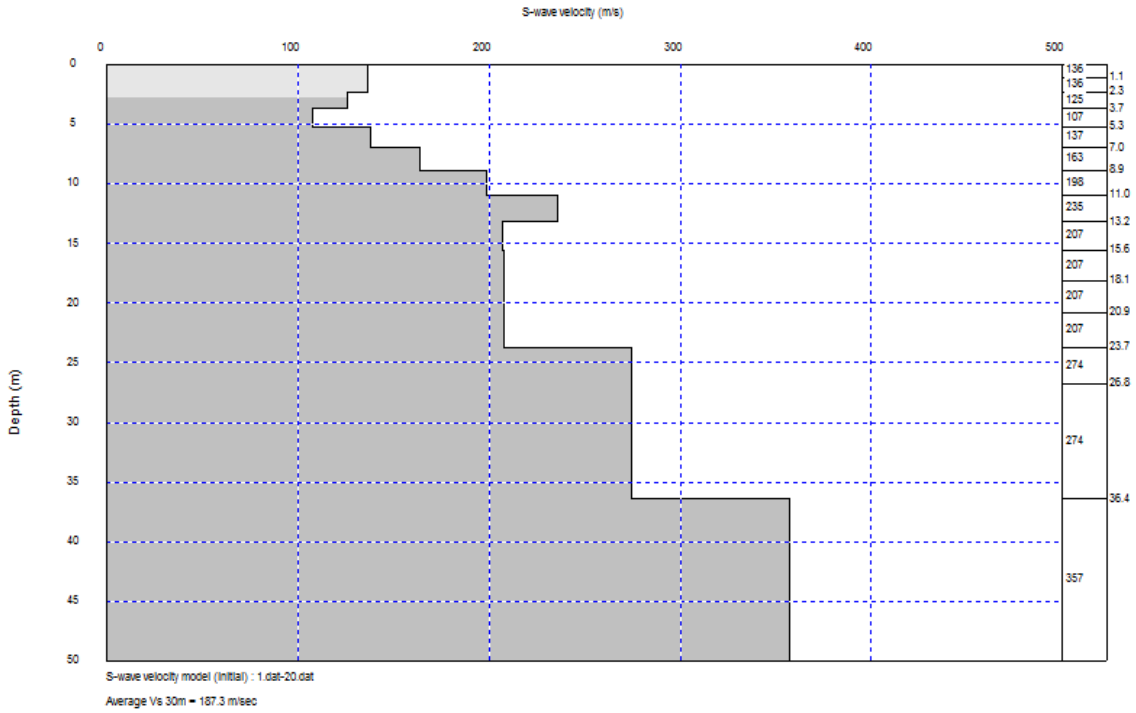


Figura 62. Perfil de velocidad de onda de corte y Vs30, del registro ReMi 01.

Tabla 13. Parámetros de los estratos en función de la profundidad del sitio (REMI 01).

REMI	1					
Estrato	Velocidad de corte	Densidad	M. rigidez	C. Poisson	M.Elasticidad	tipo de Suelo aproximado
m	Vs	ρ	G	μ	E	
	m/s	kg/m3	MN/m2		MN/m2	
0-10	163	1900	50	0,15	116	Arena y grava (*)
10-25	207	1900	81	0,15	187	Grava (**)
25-35	274	1900	143	0,15	328	Suelo rígido (***)
35-50	357	2700	344	0,25	860	Suelo rígido (***)

(*) Das, (1999).

(**) Rodriguez, (1989).

(***) NEHRP (Building Seismic Safety Council, 2004)

Este sector está ubicado en sedimentos eólicos antiguos denominados paleodunas (PQd). Su velocidad promedio es Vs30=187 m/s, (Anexo A-7), lo que indicaría un depósito de suelo rígido, tipo D, según el NEHRP, y de acuerdo a la clasificación en Chile, corresponde a un suelo medianamente denso o firme, tipo D. Cuando se usa el criterio de Zhao et al., (2006), su clasificación es tipo IV, es decir “suelo blando”. En promedio el sitio corresponde arenas y gravas con un E=153 MN/m^2. El período estimado de este lugar es de 1,1 s lo que afectaría a edificaciones de 11 pisos (33 m). El factor de amplificación, según Midorikawa, es de 2.9 (Anexo A-7), y refleja, que en este sector, existe un efecto de sitio. A partir del perfil de velocidades Vs en profundidad es posible estimar, que el tipo de material del subsuelo estaría formado por la existencia de un estrato superficial de 10 m de arena y grava. Luego, una capa de 15 m de gravas y subyacen unos 25 m de suelo rígido (Fig. 62)

5.1.2 ReMi-02

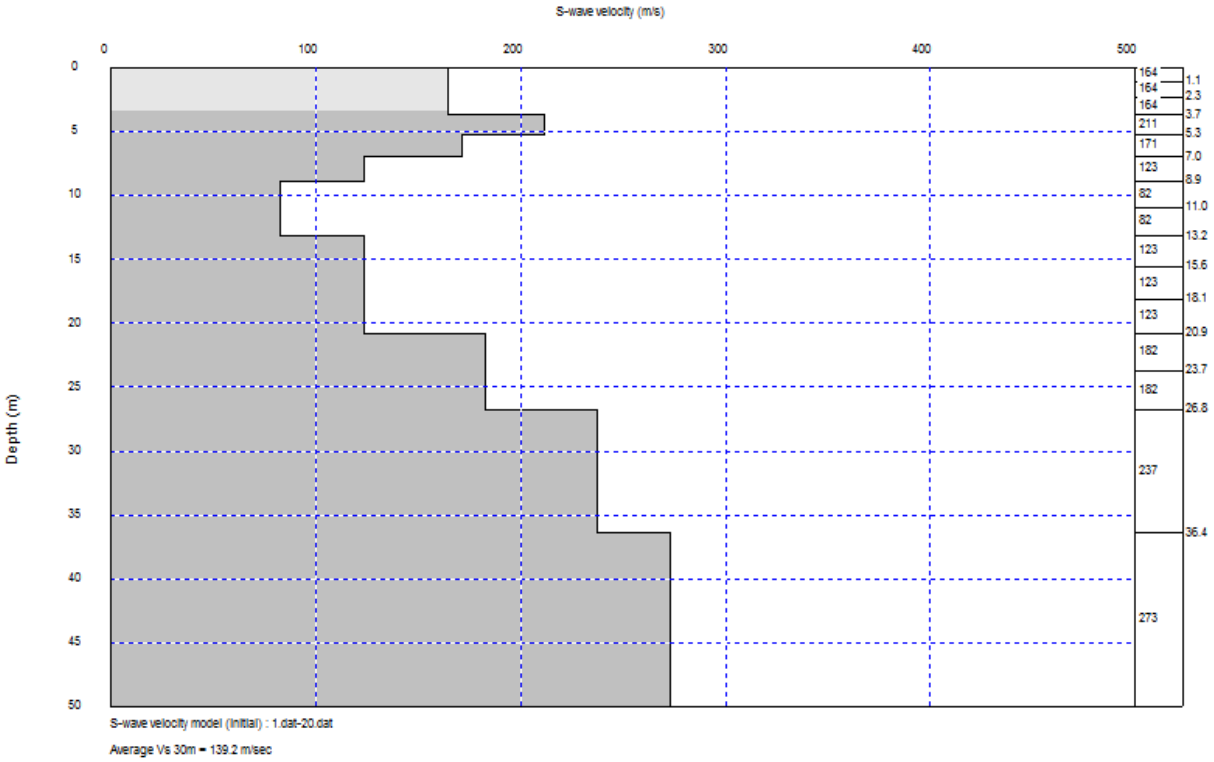


Figura 63. Perfil de velocidad de onda de corte y Vs30, del registro ReMi 02.

Tabla 14. Parámetros de los estratos en función de la profundidad del sitio (REMI 02).

REMI	2					
Estrato	Velocidad de corte	Densidad	M. rigidez	C. Poisson	M.Elasticidad	Suelos aproximado
m	Vs	ρ	G	μ	E	
	m/s	kg/m3	MN/m2		MN/m2	
0-10	164	1900	51	0,15	118	Arena y grava (*)
10-25	123	1900	29	0,15	66	Arena densa (*)
25-35	237	1900	107	0,15	245	Grava gruesa, angulosa (**)
35-50	273	1900	142	0,15	326	Suelo rígido (***)

(*) Das, (1999).

(**) Rodriguez, (1989).

(***) NEHRP (Building Seismic Safety Council, 2004)

Este sector está ubicado en depósitos de playa (Qel). Su velocidad promedio es Vs30=139 m/s, (Anexo A-7), lo que indicaría un depósito de suelo blando, tipo E, según el NEHRP y de acuerdo a la clasificación de Chile, corresponde a un suelo de compacidad mediana, tipo E, y en el caso cuando se usa el criterio de Zhao et al., (2006) su clasificación es tipo IV, es decir suelo blando. En promedio, el sitio corresponde arenas y gravas con un E=84 MN/m^2. El período estimado de este lugar es de 1,4 s lo que afectaría a edificaciones de 14 pisos (42 m). El factor de amplificación según Midorikawa, es de 3.5, y refleja, que en este sector, existe un efecto de sitio (Anexo A-7). A partir del perfil de velocidades Vs en profundidad, es posible estimar que el tipo de material del subsuelo, estaría formado por la existencia de un estrato superficial rígido de unos 10 m de arena y grava. Luego un estrato menos rígido de 15 m de arena densa y subyacen unos 10 m de grava gruesa, angulosa y 15 m de suelo rígido (Fig. 63)

5.1.3 ReMi-03

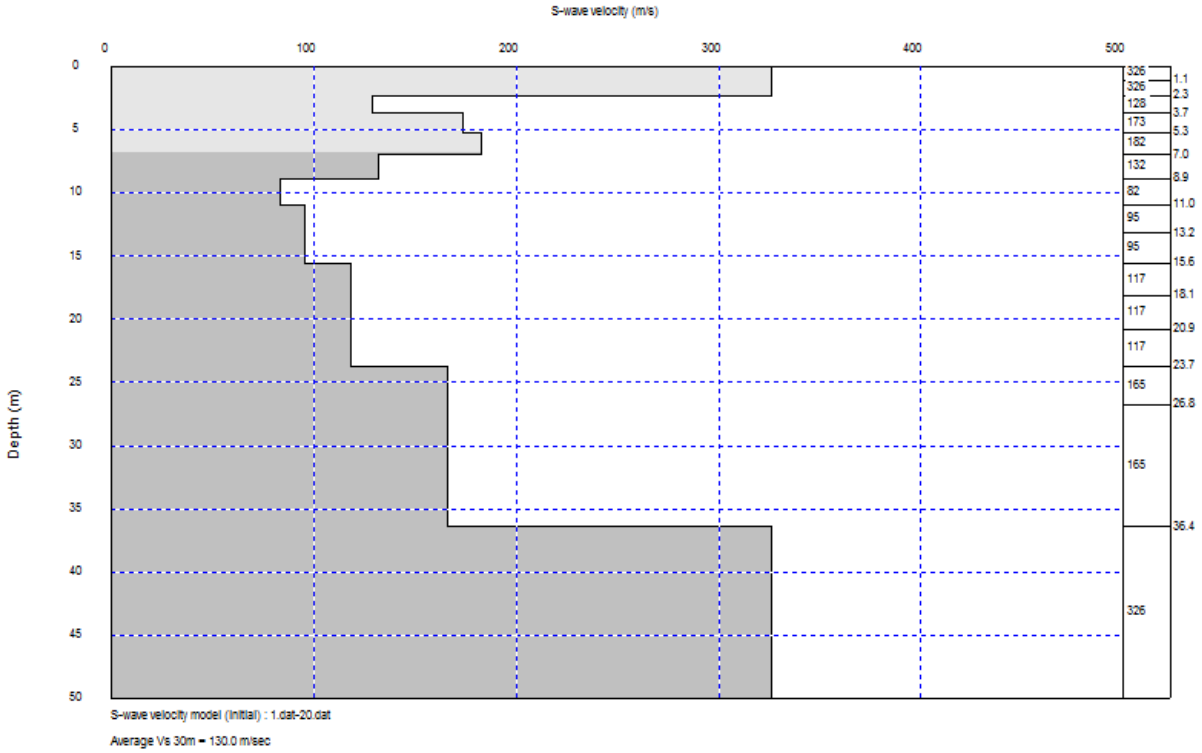


Figura 64. Perfil de velocidad de onda de corte y Vs30, del registro ReMi 03.

Tabla 15. Parámetros de los estratos en función de la profundidad del sitio (REMI 03).

REMI	3					
Estrato	Velocidad de corte	Densidad	M. rigidez	C. Poisson	M.Elasticidad	Suelos aproximado
m	Vs, promedio	ρ	G	μ	E	
	m/s	kg/m3	MN/m2		MN/m2	
0-10	192	1900	70	0,15	161	Arena y grava (*)
10-25	108	1900	22	0,15	51	Arena densa (*)
25-35	165	1900	52	0,15	119	Arena y grava (*)
35-50	326	1900	202	0,15	464	Suelo rígido (***)

(*) Das, (1999).

(**) Rodriguez, (1989).

(***) NEHRP (Building Seismic Safety Council, 2004)

Este sector está ubicado en areniscas, arcillolitas y limolitas de la formación Confluencia (Tc). Su velocidad promedio es Vs30=130 m/s, (Anexo A-7), lo que indicaría un depósito de suelo blando, tipo E, según el NEHRP y de acuerdo a la clasificación de Chile, corresponde a un suelo de compacidad mediana, tipo E, y en el caso cuando se usa el criterio de Zhao et al., (2006) su clasificación es tipo IV, es decir suelo blando. En promedio, el sitio corresponde arenas y gravas con un E=74 MN/m^2. El período estimado de este lugar es de 1,5 s lo que afectaría a edificaciones de 15 pisos (45 m). El factor de amplificación según Midorikawa, es de 3.7, lo que indica que en este sector, existe un efecto de sitio (Anexo A-7). A partir del perfil de velocidades Vs en profundidad, es posible estimar que el tipo de material del subsuelo estaría formado por la existencia de un estrato superficial rígido de unos 10 m de arena y grava. Luego un estrato menos rígido de 15 m de arena densa y 10 m de Arena y grava y subyacen 15 m de suelo rígido (Fig. 64)

5.1.4 ReMi-04

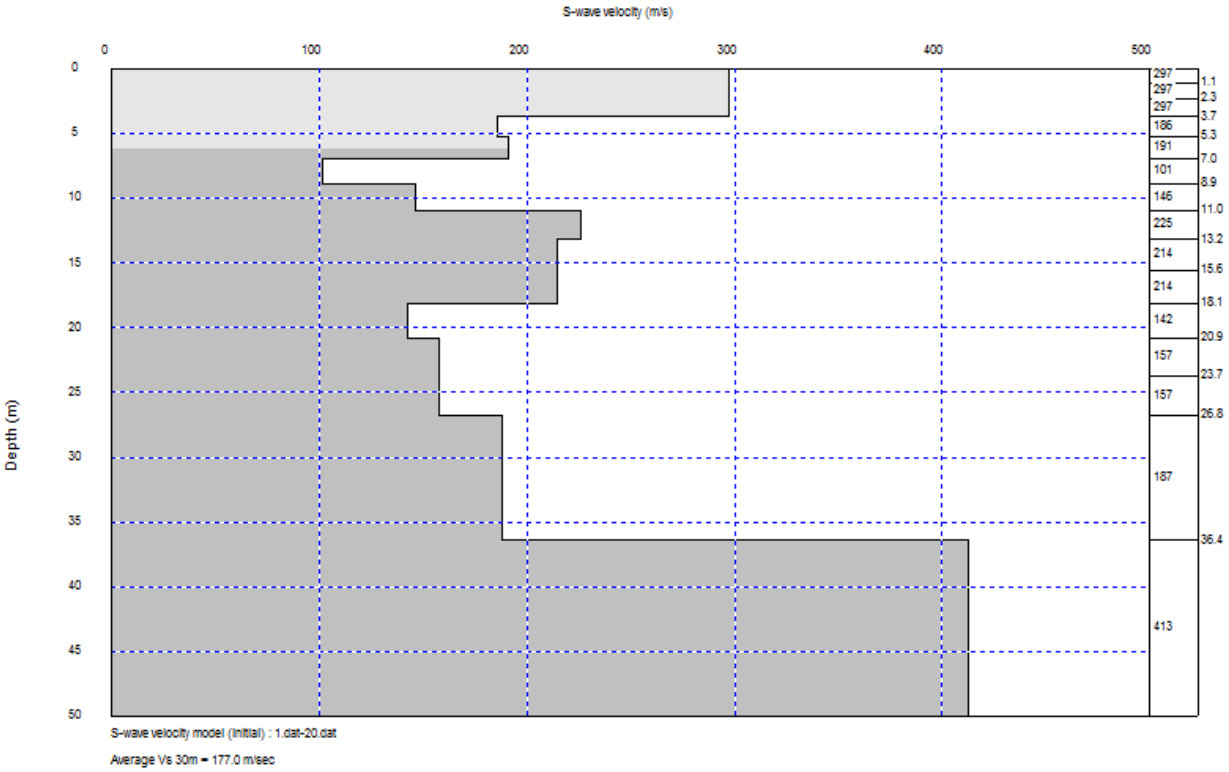


Figura 65. Perfil de velocidad de onda de corte y Vs30, del registro ReMi 04.

Tabla 16. Parámetros de los estratos en función de la profundidad del sitio (REMI 04).

REMI	4					
Estrato	Velocidad de corte	Densidad	M. rigidez	C. Poisson	M.Elasticidad	Suelos aproximado
m	Vs, promedio	ρ	G	μ	E	
	m/s	kg/m3	MN/m2		MN/m2	
0-10	228	1900	99	0,15	227	Grava gruesa, angulosa (**)
10-25	183	1900	64	0,15	146	Arena y grava (*)
25-35	187	1900	66	0,15	153	Arena y grava (*)
35-50	413	1900	324	0,15	745	Suelo muy denso (***)

(*) Das, (1999).

(**) Rodriguez, (1989).

(***) NEHRP (Building Seismic Safety Council, 2004)

Este sector está ubicado en areniscas, arcillolitas y limolitas de la formación Confluencia (Tc). Su velocidad promedio es Vs30=177 m/s, (Anexo A-7), lo que indicaría un depósito de suelo blando, “tipo E”, según el NEHRP. De acuerdo a la clasificación de Chile, corresponde a un suelo de compacidad mediana, “tipo E” y en el caso cuando se usa el criterio de Zhao et al., (2006) su clasificación es tipo IV, es decir suelo blando. En promedio, el sitio corresponde arenas y gravas con un E=137 MN/m^2. El período estimado de este lugar es de 1,1 s lo que afectaría a edificaciones de 11 pisos (33 m). El factor de amplificación según Midorikawa, es de 3.0, lo que indica que existe un efecto de sitio (Anexo A-7). A partir del perfil de velocidades Vs en profundidad, es posible estimar que el tipo de material del subsuelo estaría formado por la existencia de un estrato superficial rígido de unos 10 m de grava gruesa angulosa. Luego un estrato menos rígido de 25 m de arena y grava y subyacen 15 m de suelo muy denso ((Fig. 65)

5.1.5 ReMi-05

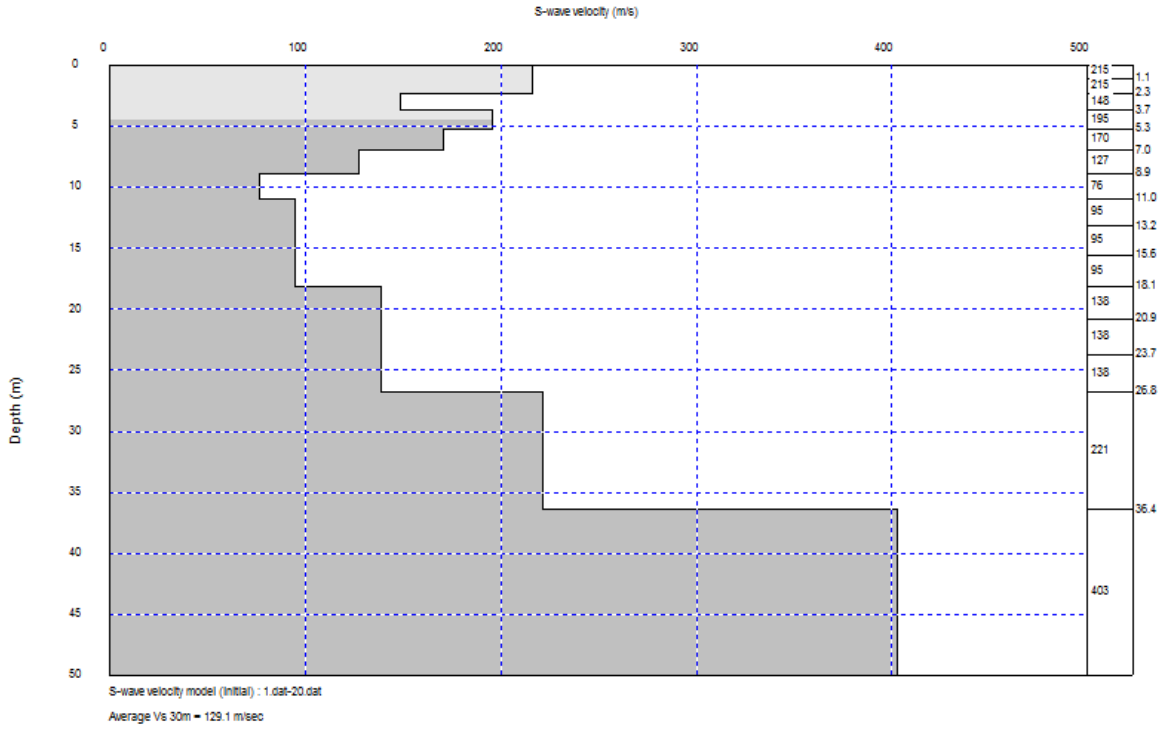


Figura 66. Perfil de velocidad de onda de corte y Vs30, del registro ReMi 05.

Tabla 17. Parámetros de los estratos en función de la profundidad del sitio (REMI 05).

REMI	5					
Estrato	Velocidad de corte	Densidad	M. rigidez	C. Poisson	M.Elasticidad	Suelos aproximado
m	Vs, promedio	ρ	G	μ	E	
	m/s	kg/m3	MN/m2		MN/m2	
0-10	178	1900	60	0,15	138	Arena y grava (*)
10-25	100	1900	19	0,15	44	Arena densa (*)
25-35	221	1900	93	0,15	213	Grava gruesa, angulosa (**)
35-50	403	2700	439	0,25	1096	Suelo muy denso (***)

(*) Das, (1999).

(**) Rodriguez, (1989).

(***) NEHRP (Building Seismic Safety Council, 2004)

Este sector está ubicado en areniscas, arcillolitas y limolitas de la formación Confluencia (Tc). Su velocidad promedio es Vs30=129 m/s, (Anexo A-7), lo que indicaría un depósito de suelo blando, “tipo E”, según el NEHRP. De acuerdo a la clasificación de Chile, corresponde a un suelo de compacidad mediana, “tipo E” y en el caso cuando se usa el criterio de Zhao et al., (2006) su clasificación es tipo IV, es decir suelo blando. En promedio, el sitio corresponde arenas y gravas con un E=73 MN/m^2. El período estimado de este lugar es de 1,6 s lo que afectaría a edificaciones de 16 pisos (48 m). El factor de amplificación según Midorikawa, es de 3.7, lo indica que existe en ese sector, un efecto de sitio (Anexo A-7). A partir del perfil de velocidades Vs en profundidad, es posible estimar que el tipo de material del subsuelo estaría formado por la existencia de un estrato superficial rígido de unos 10 m de arena y grava. Luego un estrato menos rígido de 15 m de arena densa y subyacen 15 m de grava gruesa angulosa y 15 m de suelo muy denso ((Fig. 66)

5.1.6 ReMi-06

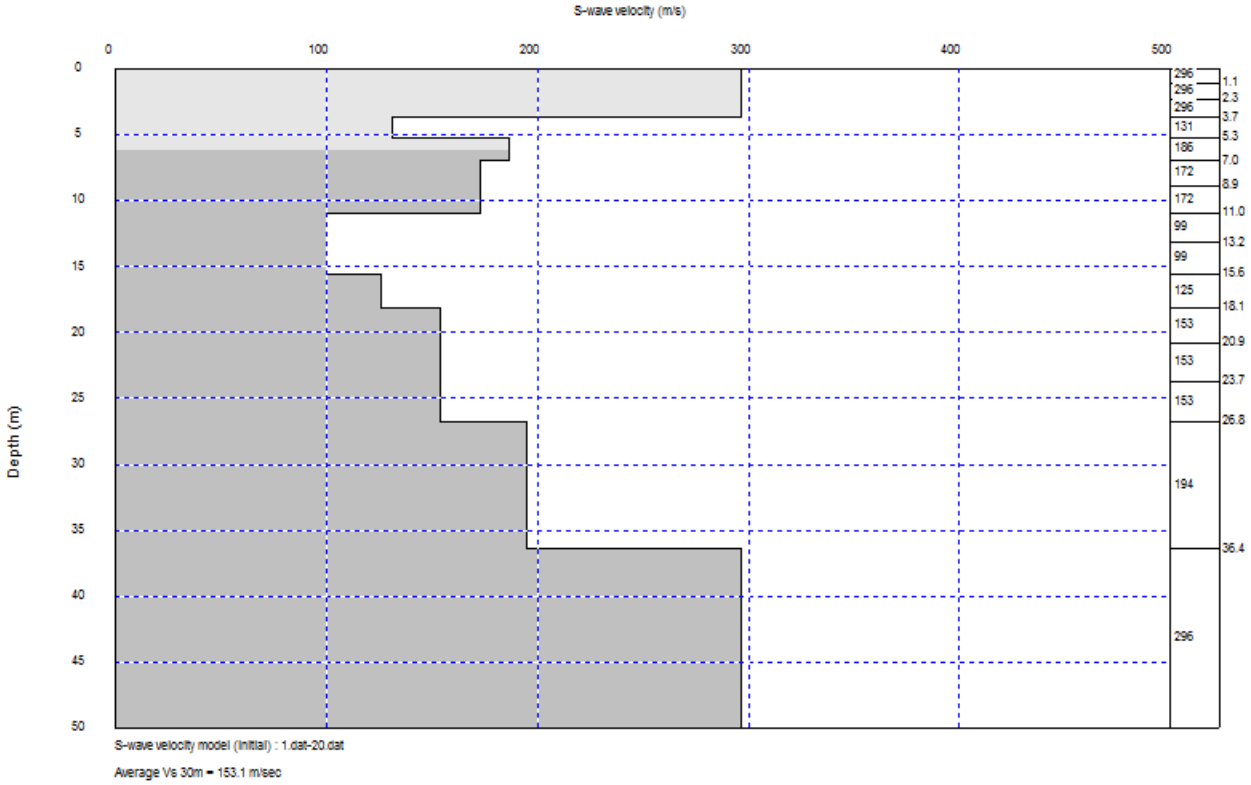


Figura 67. Perfil de velocidad de onda de corte y Vs30, del registro ReMi 06.

Tabla 18. Parámetros de los estratos en función de la profundidad del sitio (REMI 06).

REMI	6					
Estrato	Velocidad de corte	Densidad	M. rigidez	C. Poisson	M.Elasticidad	Suelos aproximado
m	Vs, promedio	ρ	G	μ	E	
	m/s	kg/m3	MN/m2		MN/m2	
0-10	229	1900	100	0,15	229	Grava gruesa, angulosa (**)
10-25	133	1900	34	0,15	77	Arena y grava (*)
25-35	194	1900	72	0,15	164	Arena y grava (*)
35-50	296	1900	166	0,15	383	Suelo rígido(***)

(*) Das, (1999).

(**) Rodriguez, (1989).

(***) NEHRP (Building Seismic Safety Council, 2004)

Este sector está ubicado en depósitos de playa (Qel). Su velocidad promedio es Vs30=153 m/s, (Anexo A-7), lo que indicaría un depósito de suelo blando, “tipo E”, según el NEHRP. De acuerdo a la clasificación de Chile, corresponde a un suelo de compacidad mediana, “tipo E” y en el caso cuando se usa el criterio de Zhao et al., (2006) su clasificación es tipo IV, es decir suelo blando. En promedio, el sitio corresponde arenas y gravas con un E=102 MN/m^2. El período estimado de este lugar es de 1,3 s lo que afectaría a edificaciones de 13 pisos (39 m). El factor de amplificación según Midorikawa, es de 3.3, lo que indica que este sector, existe un efecto de sitio (Anexo A-7). A partir del perfil de velocidades Vs en profundidad, es posible estimar que el tipo de material del subsuelo estaría formado por la existencia de un estrato superficial rígido de unos 10 m de grava gruesa angulosa. Luego un estrato menos rígido de 25 m de arena y grava y subyacen 15 m de suelo rígido (Fig. 67)

5.1.7 ReMi-07

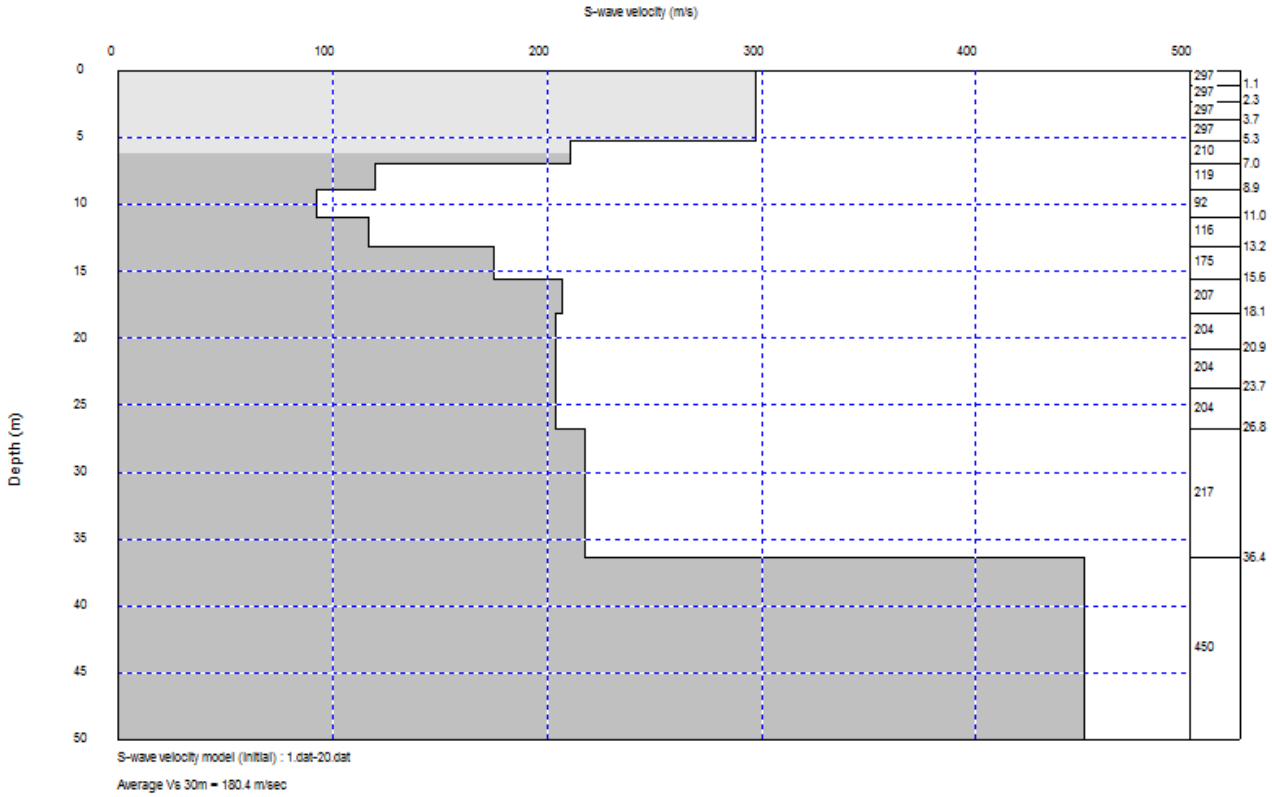


Figura 68. Perfil de velocidad de onda de corte y Vs30, del registro ReMi 07.

Tabla 19. Parámetros de los estratos en función de la profundidad del sitio (REMI 07).

REMI	7					
Estrato	Velocidad de corte	Densidad	M. rigidez	C. Poisson	M.Elasticidad	Suelos aproximado
m	Vs, promedio	ρ	G	μ	E	
	m/s	kg/m3	MN/m2		MN/m2	
0-10	252	1900	121	0,15	278	Grava gruesa, angulosa (**)
10-25	133	1900	34	0,15	77	Arena y grava (*)
25-35	217	1900	89	0,15	206	Grava gruesa, angulosa (**)
35-50	450	2700	547	0,25	1367	Suelo muy denso (***)

(*) Das, (1999).

(**) Rodriguez, (1989).

(***) NEHRP (Building Seismic Safety Council, 2004)

Este sector está ubicado en depósitos de playa (Qel). Su velocidad promedio es Vs30=180 m/s, (Anexo A-7), lo que indicaría un depósito de suelo rígido, “tipo D”, según el NEHRP. De acuerdo a la clasificación de Chile, corresponde a un suelo medianamente denso, “tipo D” y en el caso cuando se usa el criterio de Zhao et al., (2006) su clasificación es tipo IV, es decir suelo blando. En promedio, el sitio corresponde arenas y gravas con un E=142 MN/m^2. El período estimado de este lugar es de 1,1 s lo que afectaría a edificaciones de 11 pisos (33 m). El factor de amplificación según Midorikawa, es de 3.0, lo que indica que en este sector, existe un efecto de sitio (Anexo A-7). A partir del perfil de velocidades Vs en profundidad, es posible estimar que el tipo de material del subsuelo estaría formado por la existencia de un estrato superficial rígido de unos 10 m de grava gruesa angulosa. Luego un estrato menos rígido de 15 m de arena y grava y subyacen 10 m de grava gruesa angulosa y 15 m de suelo muy denso (Fig. 68)

5.1.8 ReMi-08

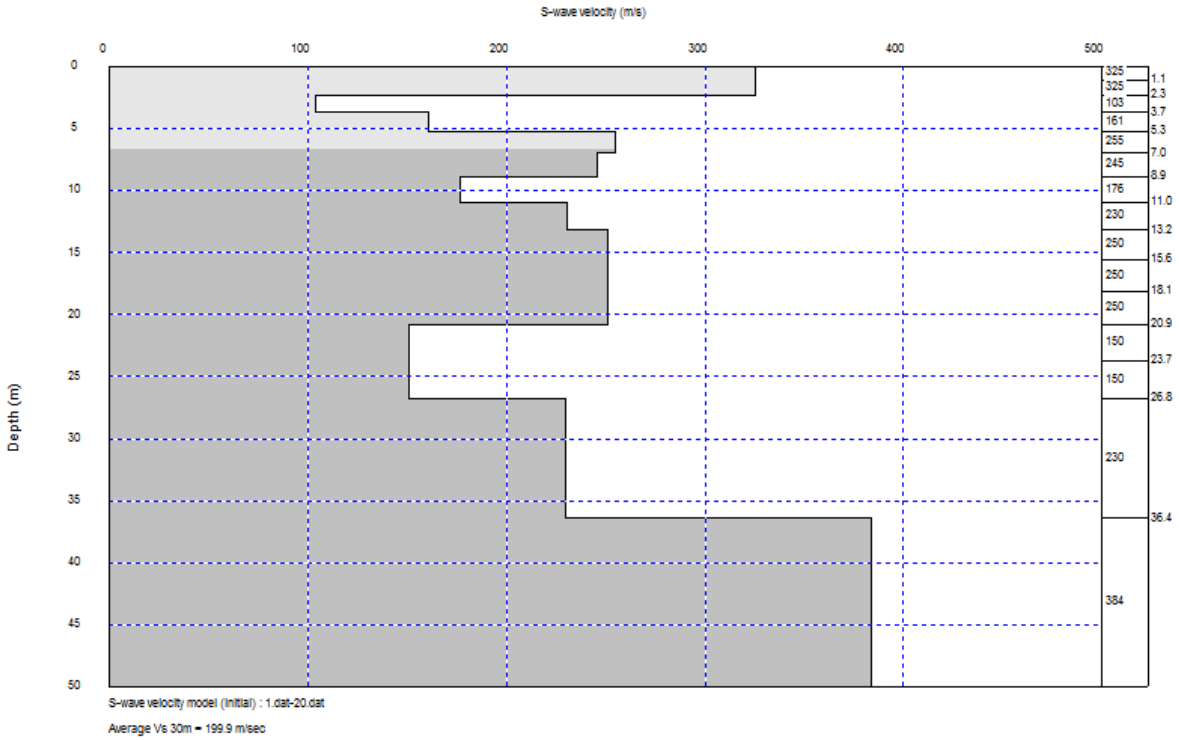


Figura 69. Perfil de velocidad de onda de corte y Vs30, del registro ReMi 08.

Tabla 20. Parámetros de los estratos en función de la profundidad del sitio (REMI 08).

REMI	8					
Estrato	Velocidad de corte	Densidad	M. rigidez	C. Poisson	M.Elasticidad	Suelos aproximado
m	Vs, promedio	ρ	G	μ	E	
	m/s	kg/m3	MN/m2		MN/m2	
0-10	252	1900	121	0,15	278	Grava gruesa, angulosa (**)
10-25	133	1900	34	0,15	77	Arena y grava (*)
25-35	217	1900	89	0,15	206	Grava gruesa, angulosa (**)
35-50	450	2700	547	0,25	1367	Suelo muy denso (***)

(*) Das, (1999).

(**) Rodriguez, (1989).

(***) NEHRP (Building Seismic Safety Council, 2004)

Este sector está ubicado en depósitos de playa (Qel). Su velocidad promedio es Vs30=199 m/s, (Anexo A-7), lo que indicaría un depósito de suelo rígido, “tipo D”, según el NEHRP. De acuerdo a la clasificación de Chile, corresponde a un suelo medianamente denso, “tipo D” y en el caso y en el caso cuando se usa el criterio de Zhao et al., (2006) su clasificación es tipo IV, es decir suelo blando. En promedio, el sitio corresponde arenas y gravas con un E=173 MN/m^2. El período estimado de este lugar es de 1,0 s lo que afectaría a edificaciones de 10 pisos (30m). El factor de amplificación según Midorikawa, es de 2.8, lo que indica que en ese sector, existe un efecto de sitio (Anexo A-7). A partir del perfil de velocidades Vs en profundidad, es posible estimar que el tipo de material del subsuelo estaría formado por la existencia de un estrato superficial rígido de unos 10 m de grava gruesa angulosa. Luego un estrato menos rígido de 15 m de arena y grava y subyacen 10 m de grava gruesa angulosa y 15 m de suelo muy denso (Fig. 69)

5.1.9 ReMi-09

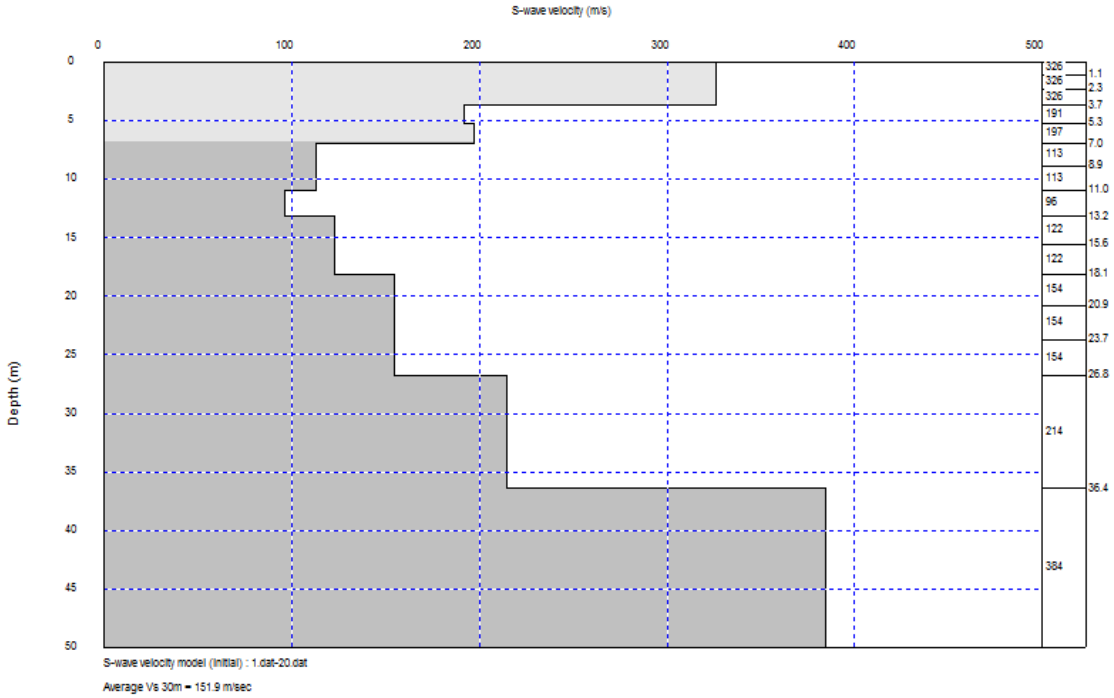


Figura 70. Perfil de velocidad de onda de corte y Vs30, del registro ReMi 09

Tabla 21. Parámetros de los estratos en función de la profundidad del sitio (REMI 09).

REMI	9					
Estrato	Velocidad de corte	Densidad	M. rigidez	C. Poisson	M.Elasticidad	Suelos aproximado
m	Vs, promedio	ρ	G	μ	E	
	m/s	kg/m3	MN/m2		MN/m2	
0-10	246	1900	115	0,15	264	Grava gruesa, angulosa (**)
10-25	110	1900	23	0,15	53	Arena densa (*)
25-35	214	1900	87	0,15	200	Grava (**)
35-50	384	1900	280	0,15	644	Suelo muy denso (***)

(*) Das, (1999).

(**) Rodriguez, (1989).

(***) NEHRP (Building Seismic Safety Council, 2004)

Este sector está ubicado en terrazas de depósitos marinos (Qtm). Su velocidad promedio es Vs30=151 m/s, (Anexo A-7), lo que indicaría un depósito de suelo blando, “tipo E”, según el NEHRP. De acuerdo a la clasificación de Chile, corresponde a un suelo de compacidad mediana, “tipo E” y en el caso cuando se usa el criterio de Zhao et al., (2006) su clasificación es tipo IV, es decir suelo blando. En promedio, el sitio corresponde arenas y gravas con un E=100 MN/m^2. El período estimado de este lugar es de 1,3 s lo que afectaría a edificaciones de 13 pisos (39 m). El factor de amplificación según Midorikawa, es de 3.4, lo que indica que existe, en ese sector, un efecto de sitio (Anexo A-7). A partir del perfil de velocidades Vs en profundidad, es posible estimar que el tipo de material del subsuelo estaría formado por la existencia de un estrato superficial rígido de unos 10 m de grava gruesa angulosa. Luego un estrato menos rígido de 15 m de arena densa y subyacen 10 m de grava y 15 m de suelo muy denso ((Fig. 70)

5.1.10 ReMi-10

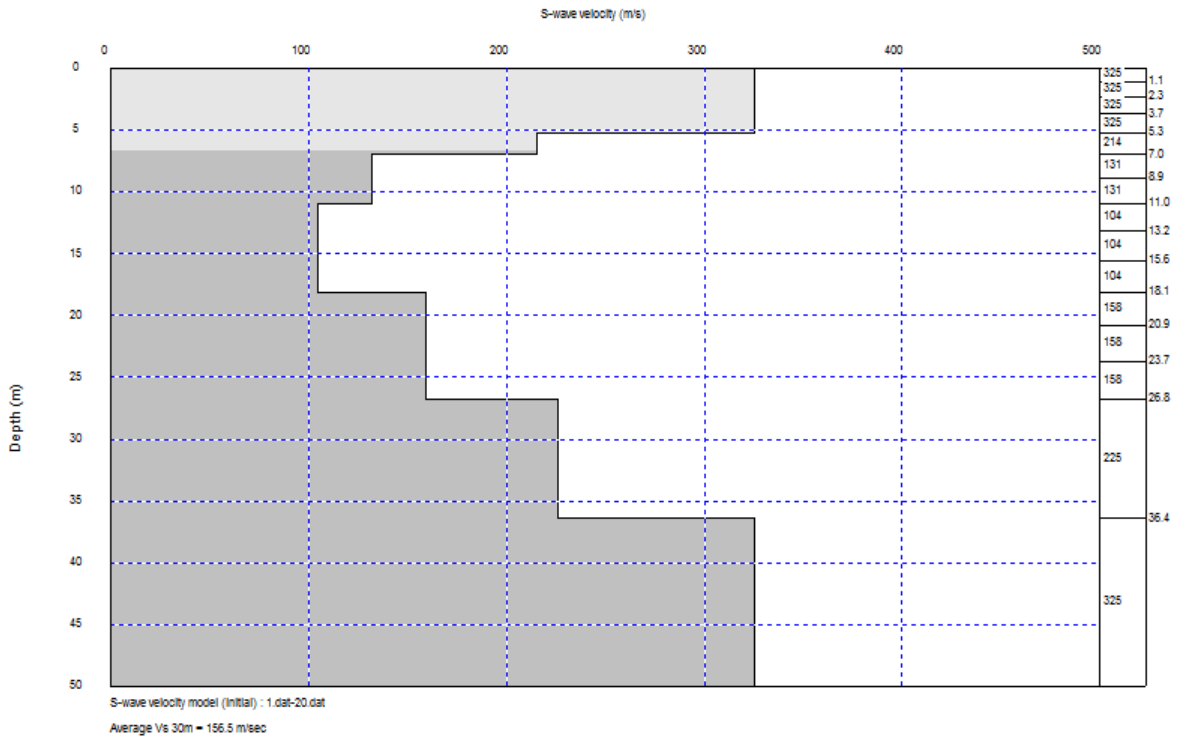


Figura 71. Perfil de velocidad de onda de corte y Vs30, del registro ReMi 10

Tabla 22. Parámetros de los estratos en función de la profundidad del sitio (REMI 10).

REMI	10					
Estrato	Velocidad de corte	Densidad	M. rigidez	C. Poisson	M.Elasticidad	Suelos aproximado
m	Vs, promedio	ρ	G	μ	E	
	m/s	kg/m3	MN/m2		MN/m2	
0-10	274	1900	143	0,15	328	Suelo rígido (***)
10-25	104	1900	21	0,15	47	Arena densa (*)
25-35	225	1900	96	0,15	221	Grava gruesa, angulosa (**)
35-50	325	1900	201	0,15	462	Suelo muy denso (***)

(*) Das, (1999).

(**) Rodriguez, (1989).

(***) NEHRP (Building Seismic Safety Council, 2004)

Este sector está ubicado en terrazas de depósitos marinos (Qtm). Su velocidad promedio es Vs30=156 m/s, (Anexo A-7), lo que indicaría un depósito de suelo blando, “tipo E”, según el NEHRP. De acuerdo a la clasificación de Chile, corresponde a un suelo de compacidad mediana, “tipo E” y en el caso cuando se usa el criterio de Zhao et al., (2006) su clasificación es tipo IV, es decir suelo blando. En promedio, el sitio corresponde arenas y gravas con un E=106 MN/m^2. El período estimado de este lugar es de 1,3 s lo que afectaría a edificaciones de 13 pisos (39 m). El factor de amplificación según Midorikawa, es de 3.3, que indica que en este sector existe un efecto de sitio (Anexo A-7). A partir del perfil de velocidades Vs en profundidad, es posible estimar que el tipo de material del subsuelo estaría formado por la existencia de un estrato superficial rígido de unos 10 m de suelo rígido. Luego un estrato menos rígido de 15 m de arena densa y subyacen 10 m de grava gruesa angulosa y 15 m de suelo muy denso (Fig. 71).

5.1.11 ReMi-11

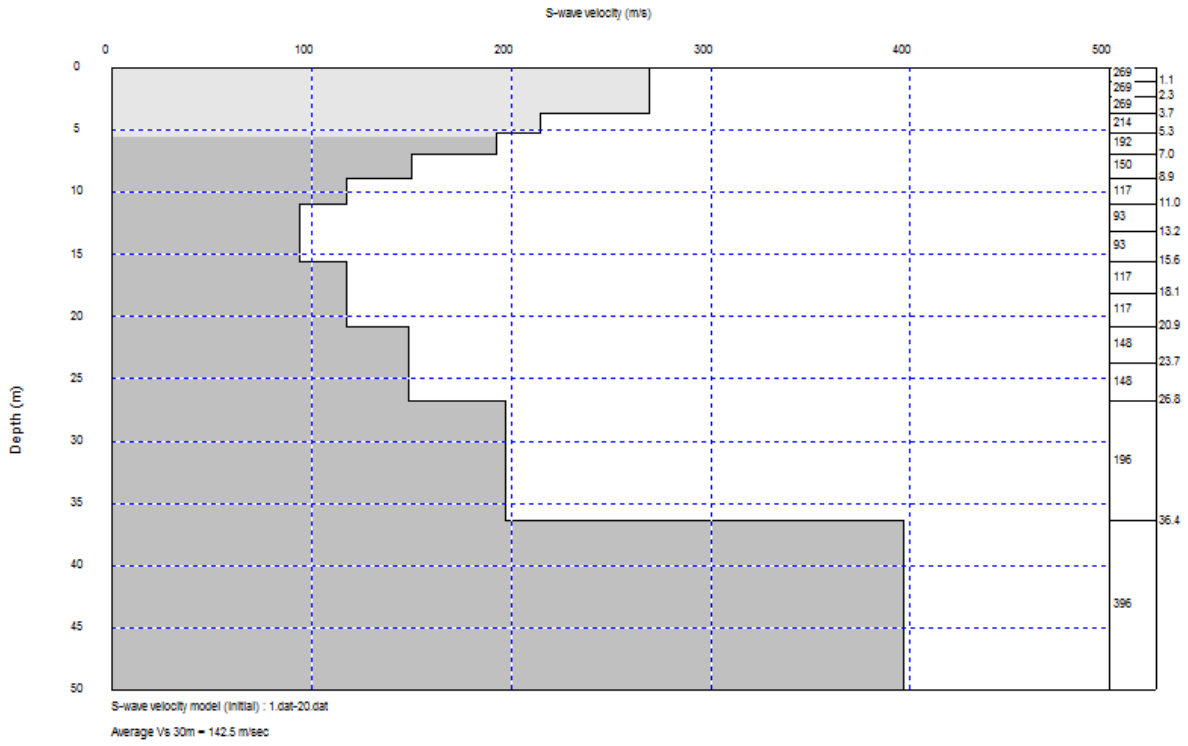


Figura 72. Perfil de velocidad de onda de corte y Vs30, del registro ReMi 11

Tabla 23. Parámetros de los estratos en función de la profundidad del sitio (REMI 11).

REMI	11					
Estrato	Velocidad de corte	Densidad	M. rigidez	C. Poisson	M.Elasticidad	Suelos aproximado
m	Vs, promedio	ρ	G	μ	E	
	m/s	kg/m3	MN/m2		MN/m2	
0-10	211	1900	85	0,15	195	Grava (**)
10-25	119	1900	27	0,15	62	Arena densa (*)
25-35	196	1900	73	0,15	168	Arena y grava (*)
35-50	396	1900	298	0,15	685	Suelo muy denso(***)

(*) Das, (1999).

(**) Rodriguez, (1989).

(***) NEHRP (Building Seismic Safety Council, 2004)

Este sector está ubicado en sedimentos eólicos antiguos denominados paleodunas (PQd). Su velocidad promedio es Vs30=142 m/s, (Anexo A-7), lo que indicaría un depósito de suelo blando, “tipo E”, según el NEHRP. De acuerdo a la clasificación de Chile, corresponde a un suelo de compacidad mediana, “tipo E” y en el caso cuando se usa el criterio de Zhao et al., (2006) su clasificación es tipo IV, es decir suelo blando. En promedio, el sitio corresponde arenas y gravas con un E=88 MN/m^2. El período estimado de este lugar es de 1,4 s lo que afectaría a edificaciones de 14 pisos (26 m). El factor de amplificación según Midorikawa, es de 3.5, lo que indica que en ese sector existe un efecto de sitio (Anexo A-7). A partir del perfil de velocidades Vs en profundidad, es posible estimar que el tipo de material del subsuelo estaría formado por la existencia de un estrato superficial rígido de unos 10 m de grava. Luego un estrato menos rígido de 15 m de arena densa y 10 de un estrato de arena y grava y subyacen 15 m de suelo muy denso (Fig. 72)

5.2 ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE LOS SITIOS CON MEDICIONES REALIZADAS POR SERNAGEOMIN (2018)

5.2.1 T023

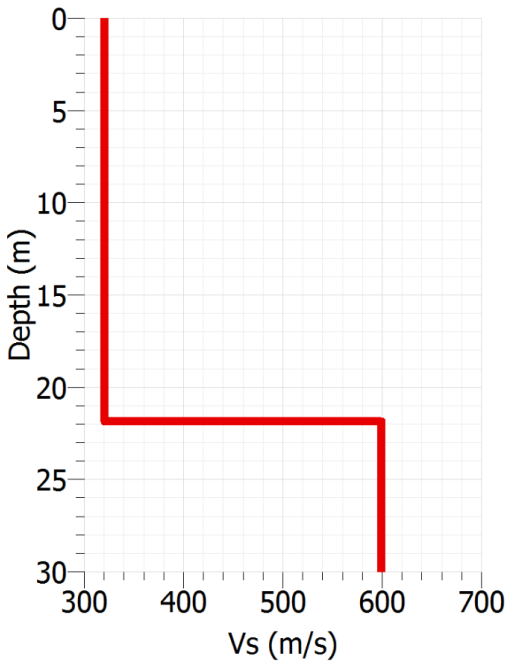


Figura 73. Perfil de velocidad de onda de corte del registro T023.

Tabla 24. Parámetros de los estratos en función de la profundidad del sitio (T023).

T023						
Estrato	Velocidad de corte	Densidad	M. rigidez	C. Poisson	M.Elasticidad	Suelos aproximado
m	Vs, promedio	ρ	G	μ	E	
	m/s	kg/m3	MN/m2		MN/m2	
0-24	320	1900	195	0,15	447	Suelo rígido (***)
24-30	600	1900	684	0,15	1573	Suelo muy denso (***)

(**) Rodriguez, (1989).

(***) NEHRP (Building Seismic Safety Council, 2004)

Este sector está ubicado en sedimentos eólicos antiguos denominados paleodunas (PQd). Su velocidad promedio es Vs30=366 m/s, (Anexo A-7), lo que indicaría un depósito de suelo rígido, “tipo D”, según el NEHRP. De acuerdo a la clasificación de Chile, corresponde a un suelo medianamente denso, “tipo D” y en el caso cuando se usa el criterio de Zhao et al., (2006) su clasificación es tipo II, es decir suelo firme. En promedio, el sitio corresponde a gravas gruesas angulosas con un E=585 MN/m^2. El período estimado de este lugar es de 0.3 s lo que afectaría a edificaciones de 3 pisos (9m). El factor de amplificación según Midorikawa, es de 2.0, lo que inica que en ese sector existe un efecto de sitio (Anexo A-7). A partir del perfil de velocidades Vs en profundidad, es posible estimar que el tipo de material del subsuelo estaría formado por la existencia de un estrato superficial de unos 24 m de suelo rígido y subyacen 6 m de suelo muy denso.

5.2.2 T026

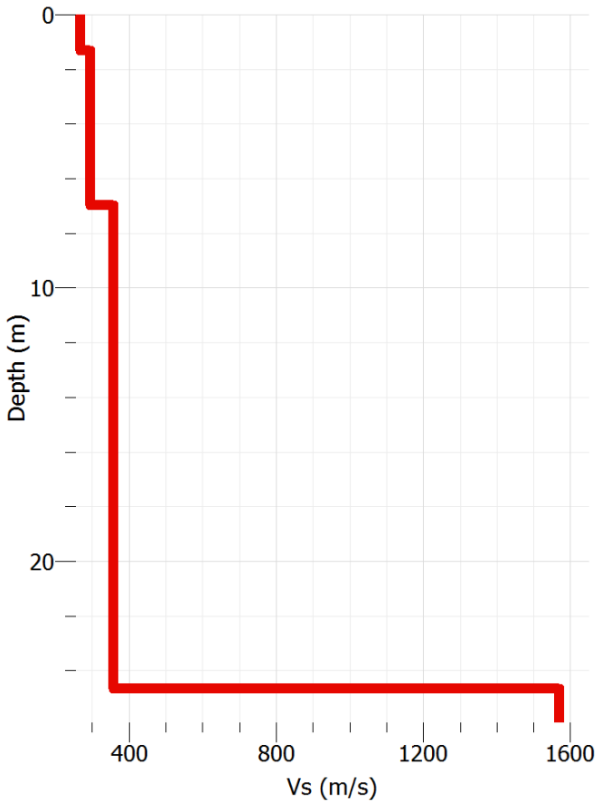


Figura 74. Perfil de velocidad de onda de corte del registro T026.

Tabla 25. Parámetros de los estratos en función de la profundidad del sitio (T026).

T026						
Estrato	Velocidad de corte	Densidad	M. rigidez	C. Poisson	M.Elasticidad	Suelos aproximado
m	Vs, promedio	ρ	G	μ	E	
	m/s	kg/m3	MN/m2		MN/m2	
0-24	380	1900	274	0,15	631	Suelo muy denso (***)
24-30	1600	2700	6912	0,25	17280	Roca (***)
						Roca sedimentaria(****)

(***) NEHRP (Building Seismic Safety Council, 2004)

Este sector está ubicado en sedimentos eólicos antiguos denominados paleodunas (PQd). Su velocidad promedio es Vs30=335 m/s, (Anexo A-7), lo que indicaría un depósito de suelo rígido, “tipo D”, según el NEHRP. De acuerdo a la clasificación de Chile, corresponde a un suelo medianamente denso, “tipo D” y en el caso cuando se usa el criterio de Zhao et al., (2006) su clasificación es tipo II, es decir suelo firme. En promedio, el sitio corresponde a gravas gruesas angulosas con un E=490 MN/m^2. El período estimado de este lugar es de 0.3 s lo que afectaría a edificaciones de 3 pisos (9m). El factor de amplificación según Midorikawa, es de 2.1, lo que indica que en este sector existe un efecto sitio (Anexo A-7). A partir del perfil de velocidades Vs en profundidad, es posible estimar que el tipo de material del subsuelo estaría formado por la existencia de un estrato superficial de unos 24 m de suelo muy denso y subyace la roca sedimentaria

5.2.3 T027

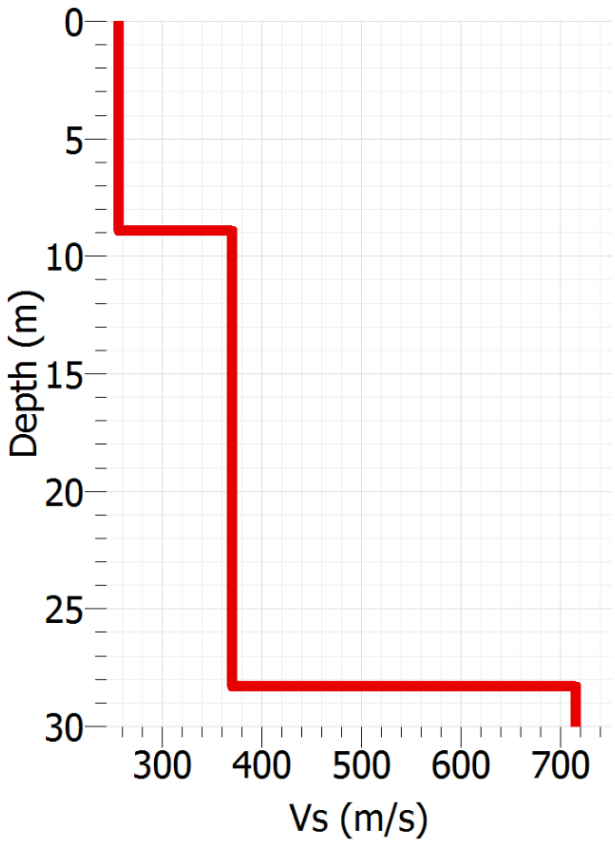


Figura 75. Perfil de velocidad de onda de corte del registro T027.

Tabla 26. Parámetros de los estratos en función de la profundidad del sitio (T027).

T027						
Estrato	Velocidad de corte	Densidad	M. rigidez	C. Poisson	M.Elasticidad	Suelos aproximado
m	Vs, promedio	ρ	G	μ	E	
	m/s	kg/m3	MN/m2		MN/m2	
0-9	260	1900	128	0,15	295	Grava gruesa, angulosa (**)
9-28	360	1900	246	0,15	566	Suelo rígido (***)
28-30	720	1900	985	0,15	2265	Suelo muy denso (***)

(**) Rodriguez, (1989).

(***) NEHRP (Building Seismic Safety Council, 2004)

Este sector está ubicado en sedimentos eólicos antiguos denominados paleodunas (PQd). Su velocidad promedio es Vs30=336 m/s, (Anexo A-7), lo que indicaría un depósito de suelo rígido, “tipo D”, según el NEHRP. De acuerdo a la clasificación de Chile, corresponde a un suelo medianamente denso, “tipo D” y en el caso cuando se usa el criterio de Zhao et al., (2006) su clasificación es tipo II, es decir suelo firme. En promedio, el sitio corresponde a gravas gruesas angulosas con un E=493 MN/m^2. El período estimado de este lugar es de 0.4 s lo que afectaría a edificaciones de 4 pisos (12 m). El factor de amplificación según Midorikawa, es de 2.1, lo que indica que en este sector existe un efecto de sitio (Anexo A-7). A partir del perfil de velocidades Vs en profundidad, es posible estimar que el tipo de material del subsuelo estaría formado por la existencia de un estrato superficial de unos 9 m de grava gruesa angulosa y bajo éste 11 m de suelo rígido y 2 m de suelo muy denso.

5.2.4 T028

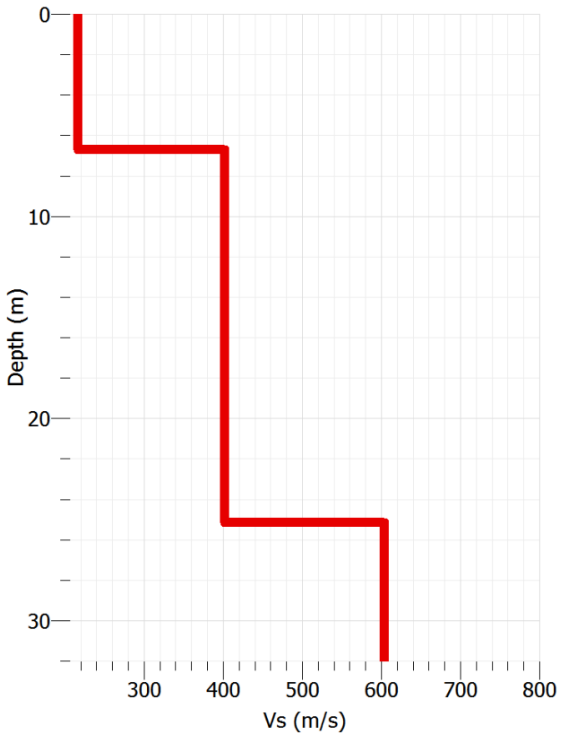


Figura 76. Perfil de velocidad de onda de corte del registro T028.

Tabla 27. Parámetros de los estratos en función de la profundidad del sitio (T028).

T028						
Estrato	Velocidad de corte	Densidad	M. rigidez	C. Poisson	M.Elasticidad	Suelos aproximado
m	Vs, promedio	ρ	G	μ	E	
	m/s	kg/m3	MN/m2		MN/m2	
0-8	220	1900	92	0,15	212	Grava gruesa, angulosa (**)
8-26	400	1900	304	0,15	699	Suelo muy denso (***)
26-32	600	1900	684	0,15	1573	Suelo muy denso (***)

(**) Rodriguez, (1989).

(***) NEHRP (Building Seismic Safety Council, 2004)

Este sector está ubicado en sedimentos eólicos antiguos denominados paleodunas (PQd). Su velocidad promedio es Vs30=353 m/s, (Anexo), lo que indicaría un depósito de suelo rígido, “tipo D”, según el NEHRP. De acuerdo a la clasificación de Chile, corresponde a un suelo muy denso, “tipo C” y en el caso cuando se usa el criterio de Zhao et al., (2006) su clasificación es tipo II, es decir suelo firme. En promedio, el sitio corresponde a gravas gruesas angulosas con un E=545 MN/m^2. El período estimado de este lugar es de 0.4 s lo que afectaría a edificaciones de 4 pisos (12 m). El factor de amplificación según Midorikawa, es de 2.0, lo que indica que en este sector existe un efecto de sitio (Anexo A-7). A partir del perfil de velocidades Vs en profundidad, es posible estimar que el tipo de material del subsuelo estaría formado por la existencia de un estrato de unos 8 m de grava gruesa angulosa y subyace 24 m de suelo muy denso.

5.2.5 T029

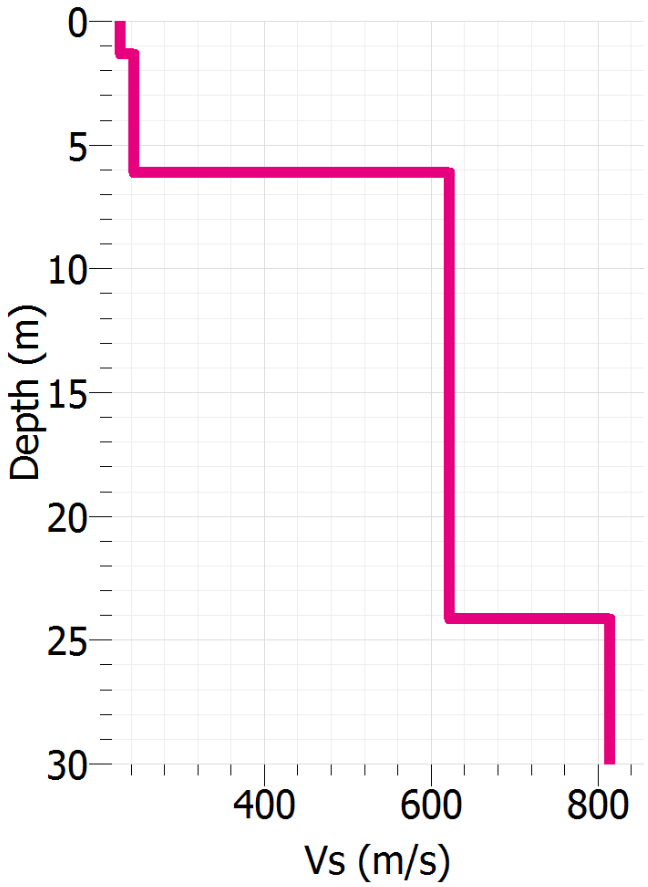


Figura 77. Perfil de velocidad de onda de corte del registro T029.

Tabla 28. Parámetros de los estratos en función de la profundidad del sitio (T029).

T029						
Estrato	Velocidad de corte	Densidad	M. rigidez	C. Poisson	M.Elasticidad	Suelos aproximado
m	Vs, promedio	ρ	G	μ	E	
	m/s	kg/m3	MN/m2		MN/m2	
0-6	220	1900	92	0,15	212	Grava gruesa, angulosa (**)
6-24	600	1900	684	0,15	1573	Suelo muy denso (***)
24-30	800	2700	1728	0,25	4320	Roca (***)
						Roca sedimentaria (****)

(**) Rodriguez, (1989).

(***) NEHRP (Building Seismic Safety Council, 2004)

Este sector está ubicado en sedimentos eólicos antiguos denominados paleodunas (PQd). Su velocidad promedio es Vs30=487 m/s, (Anexo A-7), lo que indicaría un depósito de suelo muy denso, “tipo C”, según el NEHRP. De acuerdo a la clasificación de Chile, corresponde a un suelo denso, “tipo C” y en el caso cuando se usa el criterio de Zhao et al., (2006) su clasificación es tipo II, es decir suelo firme. En promedio, el sitio corresponde a gravas gruesas angulosas con un E=487 MN/m^2. El período estimado de este lugar es de 0.2 s lo que afectaría a edificaciones de 2 pisos (6m). El factor de amplificación según Midorikawa, es de 1.7, lo que indica que en este sector, existe un efecto de sitio (Anexo A-7). A partir del perfil de velocidades Vs en profundidad, es posible estimar que el tipo de material del subsuelo estaría formado por la existencia de un estrato superficial de unos 6 m de grava gruesa, angulosa. Luego 18 m de suelo muy denso y subyace roca sedimentaria.

5.2.6 T030

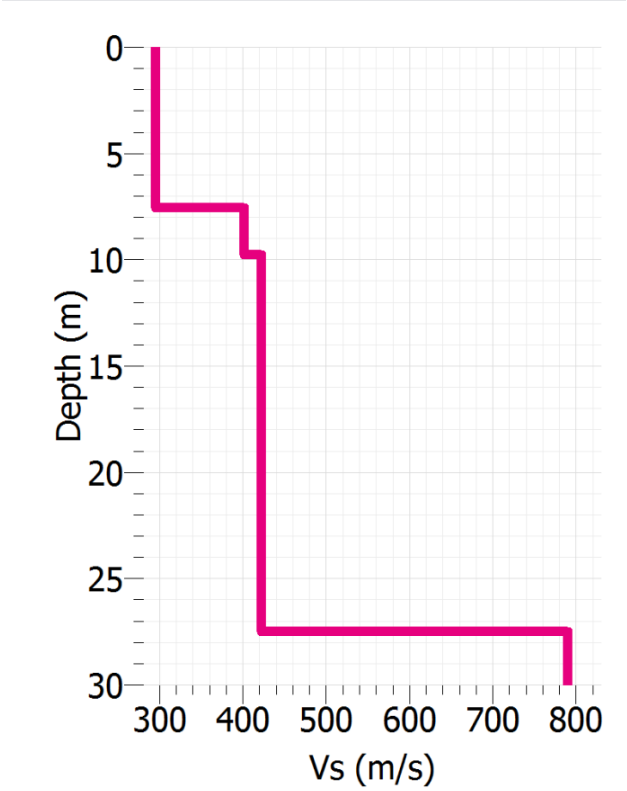


Figura 78. Perfil de velocidad de onda de corte del registro T030.

Tabla 29. Parámetros de los estratos en función de la profundidad del sitio (T030).

T030						
Estrato	Velocidad de corte	Densidad	M. rigidez	C. Poisson	M.Elasticidad	Suelos aproximado
m	Vs, promedio	ρ	G	μ	E	
	m/s	kg/m3	MN/m2		MN/m2	
0-8	300	1900	171	0,15	393	Grava gruesa, angulosa (**)
8-26	420	1900	335	0,15	771	Roca blanda (***)
26-30	800	2700	1728	0,25	4320	Roca (***)

(**) Rodriguez, (1989).

(***) NEHRP (Building Seismic Safety Council, 2004)

Este sector está ubicado en sedimentos eólicos antiguos denominados paleodunas (PQd). Su velocidad promedio es Vs30=393 m/s, (Anexo A-7), lo que indicaría un depósito de suelo muy denso, “tipo C”, según el NEHRP. De acuerdo a la clasificación de Chile, corresponde a un suelo denso, “tipo C” y en el caso cuando se usa el criterio de Zhao et al., (2006) su clasificación es tipo II, es decir suelo firme. En promedio, el sitio corresponde a gravas gruesas angulosas con un E=487 MN/m^2. El período estimado de este lugar es de 0.2 s lo que afectaría a edificaciones de 2 pisos (6m). El factor de amplificación según Midorikawa, es de 1.7, lo que indica que en este sector existe un efecto de sitio (Anexo A-7). A partir del perfil de velocidades Vs en profundidad, es posible estimar que el tipo de material del subsuelo estaría formado por la existencia de un estrato superficial de unos 8 m de grava gruesa angulosa. Luego 22 m de roca blanda y subyacen la roca.

5.2.7 T031

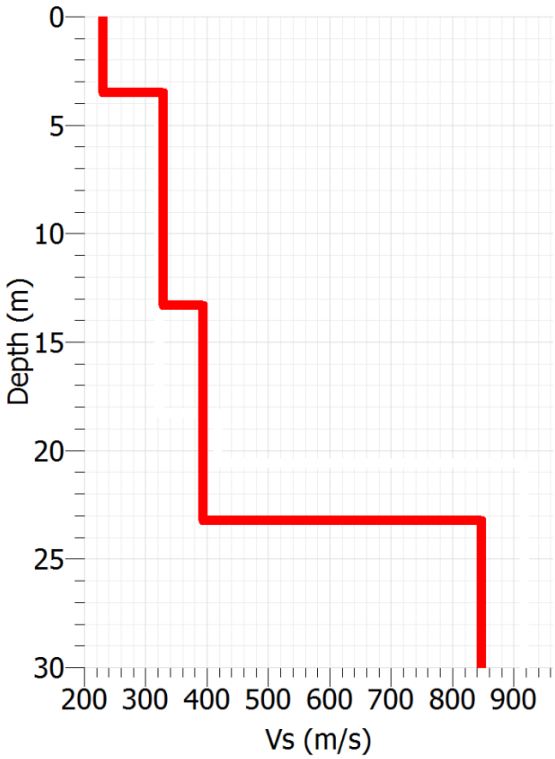


Figura 79. Perfil de velocidad de onda de corte del registro T031.

Tabla 30. Parámetros de los estratos en función de la profundidad del sitio (T031).

T031						
Estrato	Velocidad de corte	Densidad	M. rigidez	C. Poisson	M.Elasticidad	Suelos aproximado
m	Vs, promedio	ρ	G	μ	E	
	m/s	kg/m3	MN/m2		MN/m2	
0-4	220	1900	92	0,15	212	Grava gruesa, angulosa (**)
4-24	400	1900	304	0,15	699	Suelo muy denso (***)
26-30	840	2700	1905	0,25	4763	Roca (***)
						Roca sedimentaria (****)

(**) Rodriguez, (1989).

(***) NEHRP (Building Seismic Safety Council, 2004)

(****) González, (2002)

Este sector está ubicado en sedimentos eólicos antiguos denominados paleodunas (PQd). Su velocidad promedio es Vs30=384 m/s, (Anexo A-7), lo que indicaría un depósito de suelo muy denso, “tipo C”, según el NEHRP. De acuerdo a la clasificación de Chile, corresponde a un suelo denso, “tipo C” y en el caso cuando se usa el criterio de Zhao et al., (2006) su clasificación es tipo II, es decir suelo firme. En promedio, el sitio corresponde a gravas gruesas angulosas con un E=487 MN/m^2. El período estimado de este lugar es de 0.2 s lo que afectaría a edificaciones de 2 pisos (6m). El factor de amplificación según Midorikawa, es de 1.7, lo que indica que en este sector existe un efecto de sitio (Anexo A-7). A partir del perfil de velocidades Vs en profundidad, es posible estimar que el tipo de material del subsuelo estaría formado por la existencia de un estrato superficial de unos 4 m de grava gruesa, angulosa. Luego un estrato de 20 m de suelo muy denso y subyace la roca sedimentaria.

5.2.8 T036

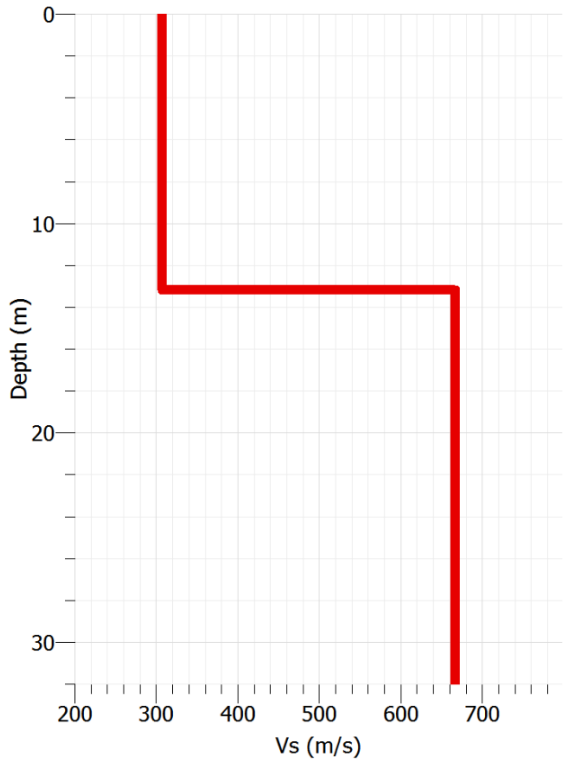


Figura 80. Perfil de velocidad de onda de corte del registro T036.

Tabla 31. Parámetros de los estratos en función de la profundidad del sitio (T036).

T036						
Estrato	Velocidad de corte	Densidad	M. rigidez	C. Poisson	M.Elasticidad	Suelos aproximado
m	Vs, promedio	ρ	G	μ	E	
	m/s	kg/m3	MN/m2		MN/m2	
0-12	300	1900	171	0,15	393	Suelo rígido (**)
12-32	680	2700	1248	0,15	2872	Suelo muy denso(***)

(**) Rodriguez, (1989).

(***) NEHRP (Building Seismic Safety Council, 2004)

Este sector está ubicado en sedimentos eólicos antiguos denominados paleodunas (PQd). Su velocidad promedio es Vs30=440 m/s, (Anexo A-7), lo que indicaría un depósito de suelo muy denso, “tipo C”, según el NEHRP. De acuerdo a la clasificación de Chile, corresponde a un suelo denso, “tipo C” y en el caso cuando se usa el criterio de Zhao et al., (2006) su clasificación es tipo II, es decir suelo firme. En promedio, el sitio corresponde a gravas gruesas angulosas con un E=846 MN/m^2. El período estimado de este lugar es de 0.3 s lo que afectaría a edificaciones de 3 pisos (9m). El factor de amplificación según Midorikawa, es de 1.8, lo que indica que es este sector existe un efecto de sitio (Anexo A-7). A partir del perfil de velocidades Vs en profundidad, es posible estimar que el tipo de material del subsuelo estaría formado por la existencia de un estrato superficial de unos 12 m de suelo rígido y bajo este estrato 20 m de suelo muy denso.

5.2.9 T039

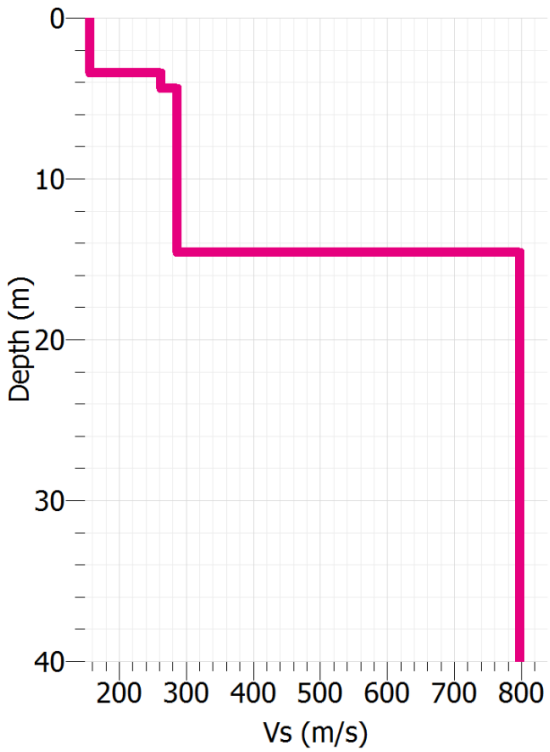


Figura 81. Perfil de velocidad de onda de corte del registro T039.

Tabla 32. Parámetros de los estratos en función de la profundidad del sitio (T039).

T039						
Estrato	Velocidad de corte	Densidad	M. rigidez	C. Poisson	M.Elasticidad	Suelos aproximado
m	Vs, promedio	ρ	G	μ	E	
	m/s	kg/m3	MN/m2		MN/m2	
0-14	300	1900	171	0,15	393	Suelo rígido (**)
14-40	800	2700	1728	0,25	4320	Roca (***)
						Roca sedimentaria (****)

(**) Rodriguez, (1989).

(***) NEHRP (Building Seismic Safety Council, 2004)

(****) González, (2002)

Este sector está ubicado en sedimentos eólicos antiguos denominados paleodunas (PQd). Su velocidad promedio es Vs30=373 m/s, (Anexo A-7), lo que indicaría un depósito de suelo muy denso, “tipo C”, según el NEHRP. De acuerdo a la clasificación de Chile, corresponde a un suelo denso, “tipo C” y en el caso cuando se usa el criterio de Zhao et al., (2006) su clasificación es tipo II, es decir suelo firme. En promedio, el sitio corresponde a gravas gruesas angulosas con un E=846 MN/m^2. El período estimado de este lugar es de 0.3 s lo que afectaría a edificaciones de 3 pisos (9m). El factor de amplificación según Midorikawa, es de 1.8, lo que indica que en este sector existe un efecto de sitio (Anexo A-7). A partir del perfil de velocidades Vs en profundidad, es posible estimar que el tipo de material del subsuelo estaría formado por la existencia de un estrato superficial de unos 14 m de suelo rígido y subyace la roca sedimentaria.

5.3 ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE LOS SITIOS CON REGISTROS DE MEDIDOS POR GEOTERRA. GEOFÍSICA APLICADA., (2015)

5.3.1 Geoterra B1

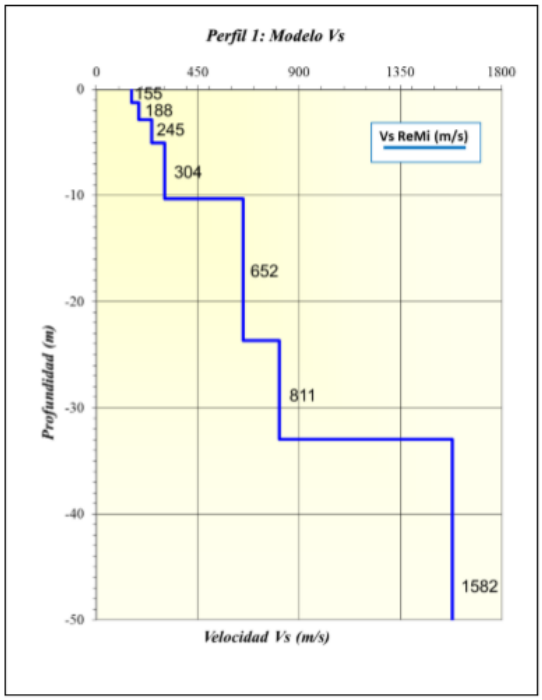


Figura 82. Perfil de velocidad de onda de corte del registro Geoterra B1

Tabla 33. Parámetros de los estratos en función de la profundidad del sitio (Geoterra B1).

Geoterra B1						
Estrato	Velocidad de corte	Densidad	M. rigidez	C. Poisson	M.Elasticidad	Suelos aproximado
m	Vs, promedio	ρ	G	μ	E	
	m/s	kg/m3	MN/m2		MN/m2	
0-10	223	1900	94	0,15	217	Gravas gruesas, angulosas (**)
10-30	731	1900	1015	0,15	2335	Suelo muy denso (***)
30-50	1582	2700	6757	0,25	16893	Roca (***)
						Roca sedimentaria (****)

(**) Rodriguez, (1989).

(***) NEHRP (Building Seismic Safety Council, 2004)

(****) González, (2002)

Este sector está ubicado en depósitos de playa (Qel). Su velocidad promedio es Vs30=426 m/s, (Anexo), lo que indicaría un depósito de suelo muy denso, “tipo C”, según el NEHRP. De acuerdo a la clasificación de Chile, corresponde a un suelo denso, “tipo C” y en el caso cuando se usa el criterio de Zhao et al., (2006) su clasificación es tipo II, es decir suelo firme. En promedio, el sitio corresponde a gravas gruesas angulosas con un E=793 MN/m^2. El período estimado de este lugar es de 0.3 s lo que afectaría a edificaciones de 3 pisos (9 m). El factor de amplificación según Midorikawa, es de 1.8, lo que indica que en este sector existe un efecto de sitio (Anexo A-7). A partir del perfil de velocidades Vs en profundidad, es posible estimar que el tipo de material del subsuelo estaría formado por la existencia de un estrato superficial de unos 10 m de grava gruesa angulosa. Luego 20 m de suelo muy denso y subyace la roca sedimentaria.

5.3.2 Geoterra B2

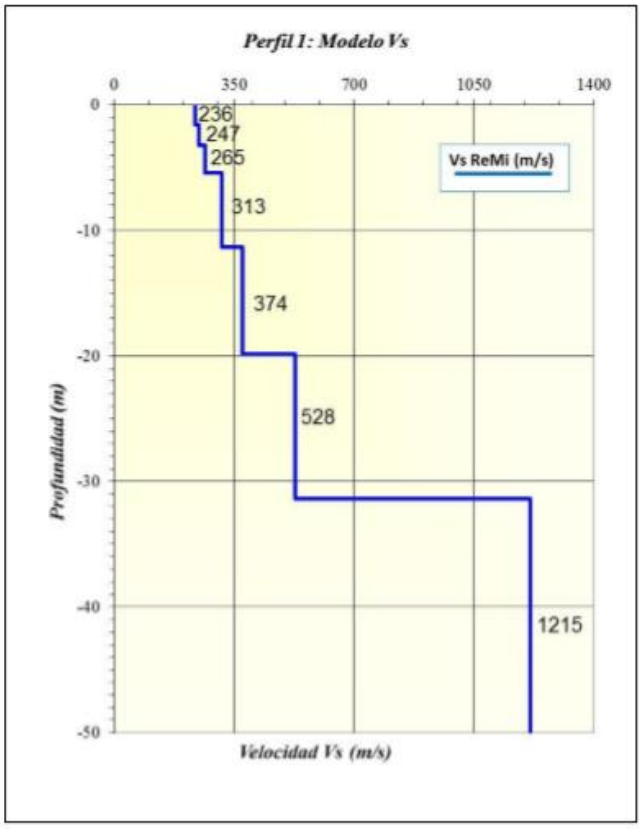


Figura 83. Perfil de velocidad de onda de corte del registro Geoterra B2

Tabla 34. Parámetros de los estratos en función de la profundidad del sitio (Geoterra B2).

Geoterra B2						
Estrato	Velocidad de corte	Densidad	M. rigidez	C. Poisson	M.Elasticidad	Suelos aproximado
m	Vs, promedio	ρ	G	μ	E	
	m/s	kg/m3	MN/m2		MN/m2	
0-10	265	1900	133	0,15	307	Suelo rígido (***)
10-30	451	1900	386	0,15	889	Suelo muy denso (***)
30-50	1215	2700	3986	0,25	9965	Roca (***)
						Roca sedimentaria (****)

(**) Rodriguez, (1989).

(***) NEHRP (Building Seismic Safety Council, 2004)

(****) González, (2002)

Este sector está ubicado en depósitos de playa (Qel). Su velocidad promedio es Vs30=218 m/s, (Anexo), lo que indicaría un depósito de suelo rígido, “tipo D”, según el NEHRP. De acuerdo a la clasificación de Chile, corresponde a un suelo medianamente denso, “tipo D” y en el caso cuando se usa el criterio de Zhao et al., (2006) su clasificación es tipo III, es decir suelo medio. En promedio, el sitio corresponde a gravas gruesas angulosas con un E=208 MN/m^2. El período estimado de este lugar es de 0.6 s lo que afectaría a edificaciones de 6 pisos (18 m). El factor de amplificación según Midorikawa, es de 2.7, lo que indica que indica que en este sector existe un efecto de sitio (Anexo A-7). A partir del perfil de velocidades Vs en profundidad, es posible estimar que el tipo de material del subsuelo estaría formado por la existencia de un estrato superficial de unos 10 m de suelo rígido. Luego 20 m de suelo muy denso y subyace la roca sedimentaria.

5.4 DISTRIBUCIÓN DE LOS RESULTADOS EN EL ÁREA DE ESTUDIO

5.4.1 Análisis e interpretación de la distribución de las velocidades Vs30, Vp30 y Cr30

Se utilizó para evaluar la zona de estudio, el Vs30 de cada sitio, (11 sitios de ReMi, 2020; 9 sitios de SERNAGEOMIN, 2018; 2 sitios de Geoterra. Geofísica Aplicada, 2015) y para los afloramientos de roca Geo 1, en el localidad de Ritoque (Garrido, 2020; Rivano et al., 1993) y Geo 2 (Rivano et al., 1993). De acuerdo a la teoría de elasticidad se determinó, las constantes elásticas (G, E y λ), y como consecuencia, las velocidades de onda P (Vp) y Rayleigh (Cr). Se construyó en cada caso una malla de puntos, con los distintos valores determinados (Tablas 35 y 36), graficándolas, en mapas de isolíneas, para cada caso.

Tabla 35. Resumen de las velocidades Vs30, Vp30, Cr30 (Fuente propia, 2020).

Ensayo	Coodenadas UTM		Velocidades			Tipo de suelo
	Este (m)	Norte (m)	Vs30 (m/s)	Vp30 (m/s)	Cr (m/s)	inferido
ReMi-01	267840	6369086	187	291	172	Arena y grava (*)
ReMi-02	266892	6370762	139	217	128	Arena y grava (*)
ReMi-03	271301	6367561	130	203	120	Arena y grava (*)
ReMi-04	273233	6370613	177	276	163	Arena y grava (*)
ReMi-05	272741	6372467	129	201	119	Arena y grava (*)
ReMi-06	269230	6371959	153	238	141	Arena y grava (*)
ReMi-07	266611	6371228	180	281	166	Arena y grava (*)
ReMi-08	265507	6370171	199	310	183	Arena y grava (*)
ReMi-09	264661	6368458	151	235	139	Arena y grava (*)
ReMi-10	263445	6368284	156	243	144	Arena y grava (*)
ReMi-11	268050	6368281	142	221	131	Arena y grava (*)

Tabla 36. Resumen de las velocidades Vs30, Vp30, Cr30, (SERNAGEOMIN, 2018; Geoterra. Geofísica Aplicada, 2015) y afloramientos de roca (Rivano et al., 1993; Fuente propia, 2020).

Ensayo	Coodenadas UTM		Velocidades			Tipo de suelo
	Este (m)	Norte (m)	Vs30 (m/s)	Vp30 (m/s)	Cr (m/s)	inferido
T023	267385	6377159	366	570	337	Suelo muy denso (***)
T026	266512	6375087	335	522	308	Suelo rígido (***)
T027	267222	6374595	336	524	309	Suelo rígido (***)
T028	268305	6377666	353	550	325	Suelo rígido (***)
T029	267713	6375952	487	759	448	Suelo muy denso (***)
T030	265856	6368715	393	612	362	Suelo muy denso (***)
T031	265763	6369216	384	598	353	Suelo muy denso (***)
T036	262045	6369532	440	686	405	Suelo muy denso (***)
T039	263263	6369170	373	343	343	Suelo muy denso (***)
Geo 1 (Ritoque)	263384	6365182	2900	5023	2668	Roca intrusiva (****)
Geo 2	274070	6375181	2900	5023	2668	Roca intrusiva (****)
Geoterra B1	267032	6371989	426	602	392	Suelo muy denso (***)
Geoterra B2	267130	6371662	368	308	339	Suelo muy denso (***)

(*) Das, (1999).

(***) NEHRP (Building Seismic Safety Council. 2004)

(****) Vs de roca intrusiva igual a 2900 m/s según Lillie, (1999).

5.4.1.1 Distribución de velocidades de onda de corte Vs30

Estos datos fueron agrupados en cinco rangos de velocidades Vs30, desde los más rígidos (área verde), hasta los más blandos (áreas rojas) (Fig. 84).



Geología del área

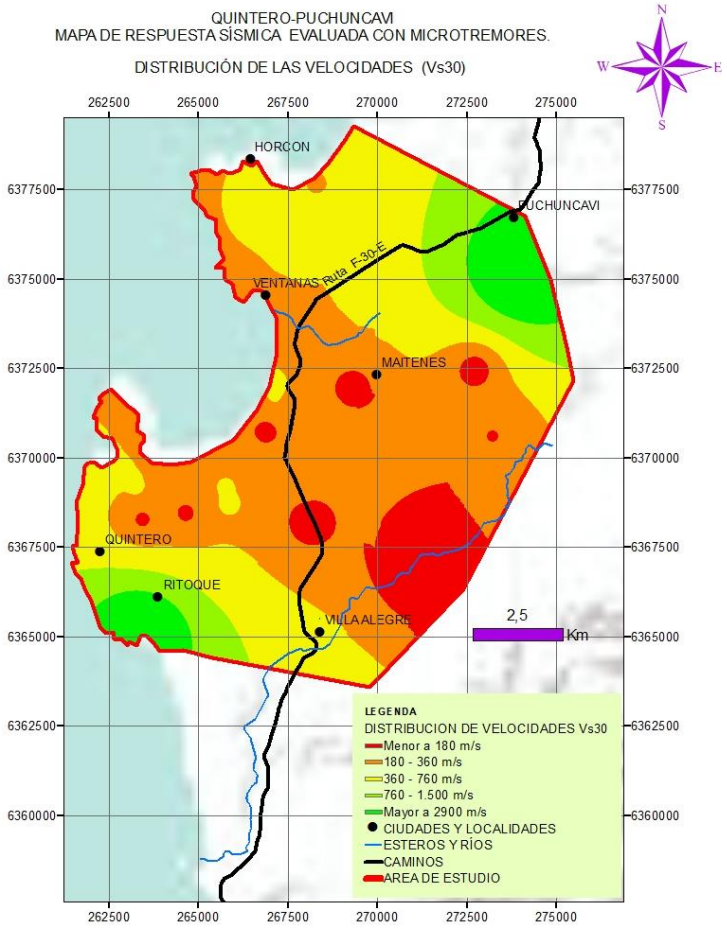


Figura 84. Respuesta de las velocidades Vs30 en el área de estudio (Elaboración propia)

La respuesta sísmica evaluada, según el mapa de distribución de velocidades, indica que Vs30 varía desde 2900 m/s, en los extremos del área de estudio, específicamente donde fue identificada la roca intrusiva (unidad Cavilolén), hasta llegar a valores entre 180 y 360 m/s (naranjo) y menores a 180 m/s en la bahía de Quintero (rojo), lo que refleja la existencia de que en este último sector, existen de depósitos de suelos, no consolidados, que provocan la disminución de la velocidad de corte lo que es concordante con el efecto de sitio.

5.4.1.2 Distribución de las velocidades de compresión Vp30



Geología del área

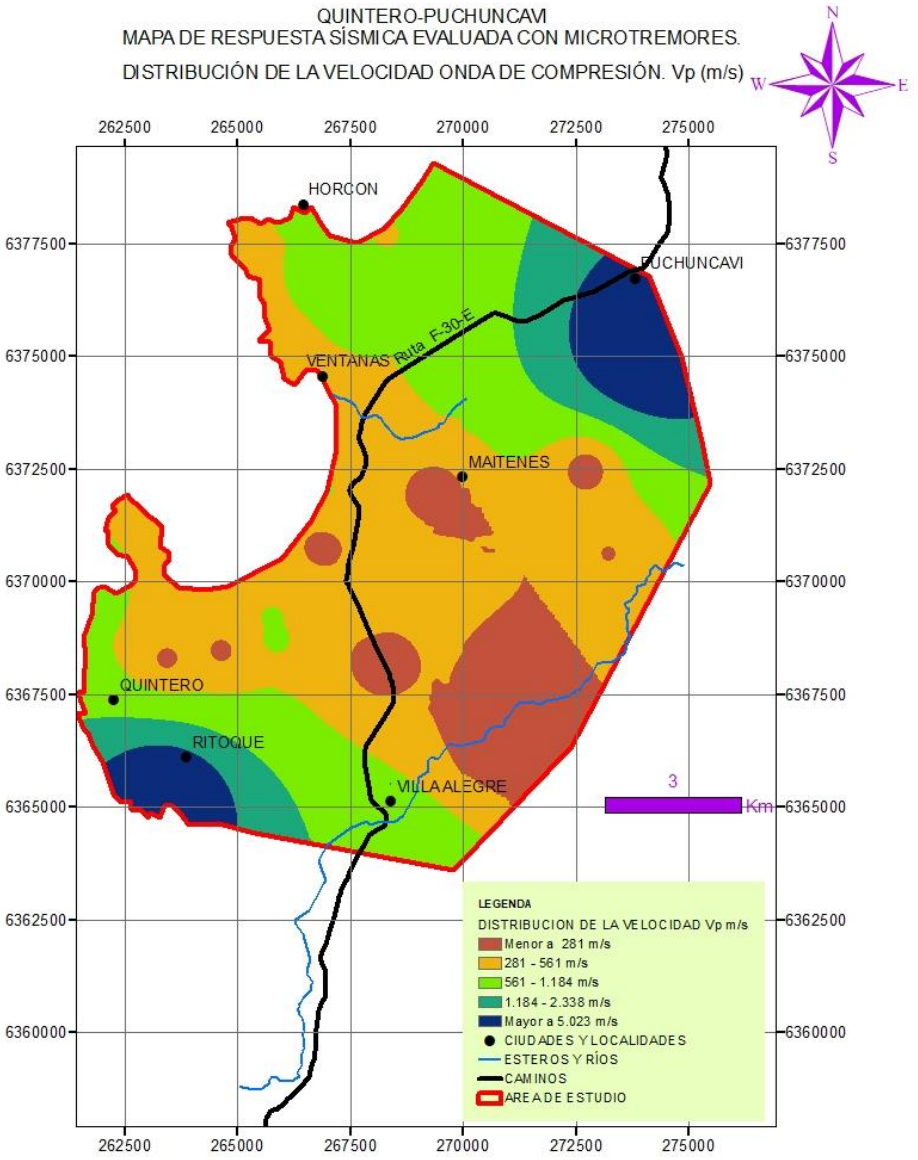


Figura 85. Respuesta de las velocidades de compresión Vp30 en el área de estudio (Elaboración propia).

.

En este caso el mapa de distribución de velocidades de compresión, Vp30, indica que tiene una varicación desde 5.000 m/s, en los extremos del área de estudio, específicamente donde fue identificada la roca intrusiva, hasta llegar a valores entre 280 y 560 m/s (café claro) y menores a 280 m/s en la bahía de Quintero (café), lo que refleja la existencia que, en esta área, existe de depósitos de suelos, de gravas y arenas no consolidados, que provocan la disminución de la velocidad de compresión.

5.4.1.3 Distribución de las velocidades Rayleigh Cr30



Geología del área

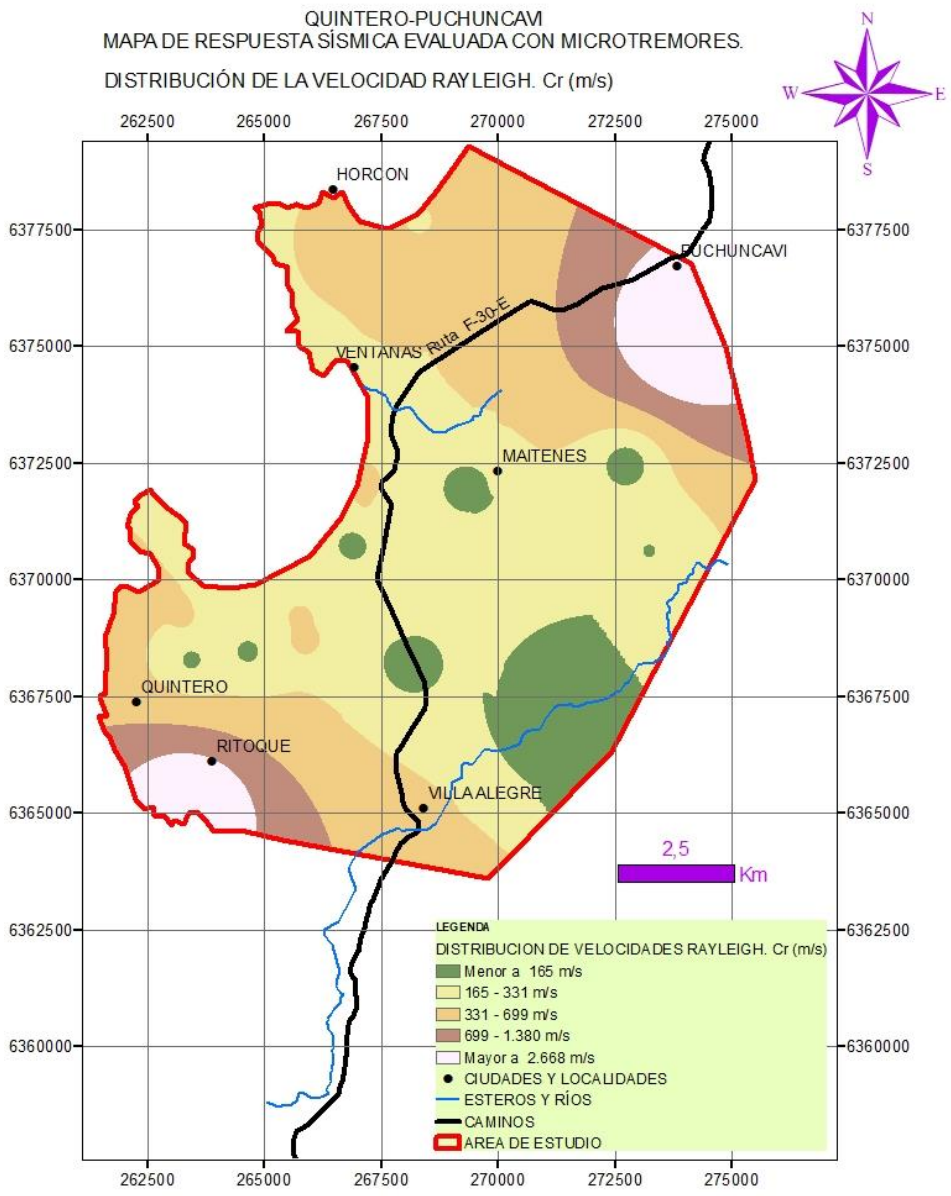


Figura 86. Respuesta de velocidades Rayleigh Cr30 en el área de estudio (Elaboración propia).

Como la determinación de la velocidad de la onda Rayleigh, Cr, es un factor (0.92) de la velocidad de onda de corte, Vs, el comportamiento de esta variable tiene la misma tendencia que Vs, con valores que van desde 2700 m/s, hasta aquellos que se ubican en los sectores del centro del área de estudio, donde las velocidades disminuyen y sus valores son desde 700 m/s hasta menores de 160 m/s.

5.4.2 Análisis e interpretación de diferentes clasificaciones internacionales y en Chile

5.4.2.1 NEHRP (Building Seismic Safety Council. 2004)

Para sectorizar el área de estudio, en zonas, según el National Earthquake Hazards Reduction Program (NEHRP) y para efectos de la clasificación de la amplificación de la respuesta sísmica, y su evaluación según la Vs30, se ha considerado como criterio el numerar las clases de suelos, definidas por el NEHRP (Anexo A-4), de la siguiente forma: A=1; B=2; C=3; D=4; E=5; y F=6 (Tabla 37).

Tabla 37. Resumen de la respuesta sísmica de todos los registros. Vs30 v/s clasificación NEHRP.

Ensayo	Coodenadas UTM		Velocidades prom.	NEHRP	
	Este(m)	Norte(m)	Vs30(m/s)	TABLA (NEHRP)	ASIGNACION
ReMi-01	267840	6369086	187	D	4
ReMi-02	266892	6370762	139	E	5
ReMi-03	271301	6367561	130	E	5
ReMi-04	273233	6370613	177	E	5
ReMi-05	272741	6372467	129	E	5
ReMi-06	269230	6371959	153	E	5
ReMi-07	266611	6371228	180	D	4
ReMi-08	265507	6370171	199	D	4
ReMi-09	264661	6368458	151	E	5
ReMi-10	263445	6368284	156	E	5
ReMi-11	268050	6368281	142	E	5
T023	267385	6377159	366	C	3
T026	266512	6375087	335	D	4
T027	267222	6374595	336	D	4
T028	268305	6377666	353	D	4
T029	267713	6375952	487	C	3
T030	265856	6368715	393	C	3
T031	265763	6369216	384	C	3
T036	262045	6369532	440	C	3
T039	263263	6369170	373	C	3
(****) Geo 1 (Ritoque)	263384	6365182	2900	A	1
(****)Geo 2	274070	6375181	2900	A	1
Geoterra B1	267032	6371989	426	C	3
Geoterra B2	267130	6371662	368	C	3

(****) Vs de roca intrusiva igual a 2900 m/s según Lillie, (1999).

Con los valores de las asignaciones (Tabla 37), se dibujaron isolíneas, que se muestran el mapa (Fig. 87)



Geología del área

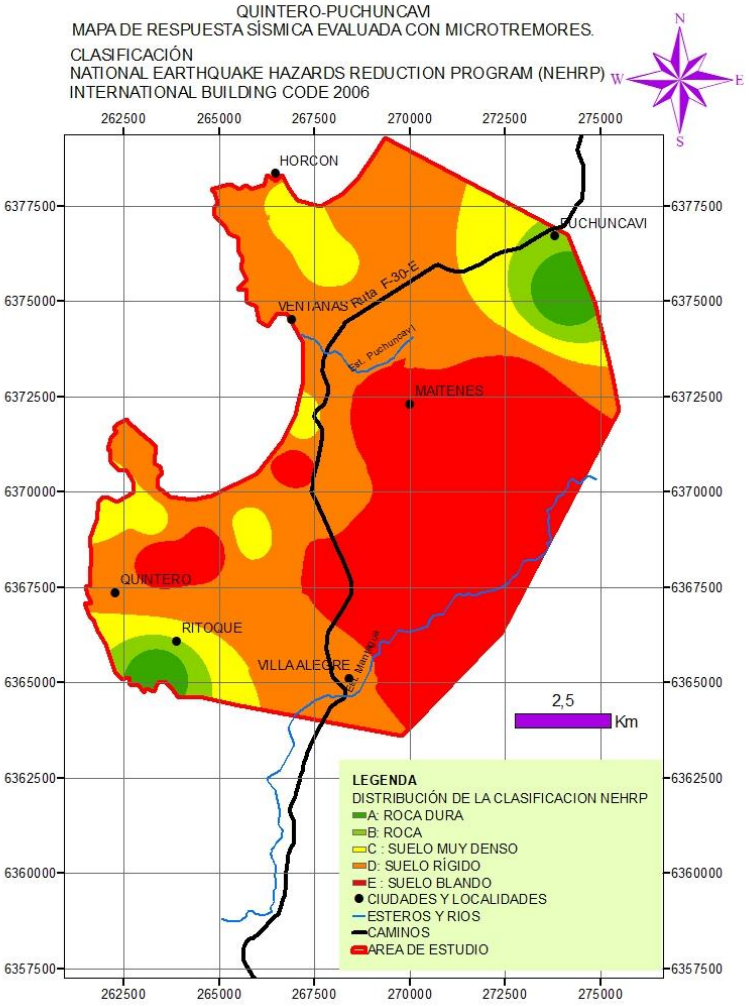


Figura 87. Respuesta sísmica según la clasificación del NEHRP (Building Seismic Safety Council. 2004). (Elaboración propia)

La respuesta sísmica evaluada, según los criterios del National Earthquake Hazards Reduction Program, indica cinco tipos de subsuelo: roca dura, roca, suelo muy denso, suelo rígido y suelo blando (Fig. 87). Se constata la variación del espesor del depósito hacía en centro del área de estudio frente a la bahía de Quintero. De acuerdo a esta clasificación la pista de aterrizaje, está ubicada en un sector denominado como suelo blando (rojo), y corresponde al riesgo más alto según esta distribución, lo que indica que existe un efecto de sitio en la zona.

5.4.2.2 Decreto Supremo N°61 (Chile)

Para la determinación de zonas según el Decreto Supremo N°61 y para efectos de evaluar la respuesta sísmica se consideró numerar los suelos tipo definidos por el Decreto (Anexo A-4) como: A=1; B=2; C=3; D=4; E=5 y F=6 (Tabla 38). Con estos valores se determinaron isolíneas cuya distribución se muestra en un mapa (Fig. 88).

Tabla 38. Resumen de la respuesta sísmica de todos los registros. Vs30 v/s clasificación del Decreto Supremo N°61.

Ensayo	Coodenadas UTM		Velocidades prom.	DECRETO N°61	
	Este(m)	Norte(m)	Vs30(m/s)	TABLA(DEC61)	ASIGNACION
ReMi-01	267840	6369086	187	D	4
ReMi-02	266892	6370762	139	E	5
ReMi-03	271301	6367561	130	E	5
ReMi-04	273233	6370613	177	E	5
ReMi-05	272741	6372467	129	E	5
ReMi-06	269230	6371959	153	E	5
ReMi-07	266611	6371228	180	D	4
ReMi-08	265507	6370171	199	D	4
ReMi-09	264661	6368458	151	E	5
ReMi-10	263445	6368284	156	E	5
ReMi-11	268050	6368281	142	E	5
T023	267385	6377159	366	C	3
T026	266512	6375087	335	D	4
T027	267222	6374595	336	D	4
T028	268305	6377666	353	C	3
T029	267713	6375952	487	C	3
T030	265856	6368715	393	C	3
T031	265763	6369216	384	C	3
T036	262045	6369532	440	C	3
T039	263263	6369170	373	C	3
(****) Geo 1 (Ritoque)	263384	6365182	2900	A	1
(****)Geo 2	274070	6375181	2900	A	1
Geoterra B1	267032	6371989	426	C	3
Geoterra B2	267130	6371662	368	C	3

(****) Vs de roca intrusiva igual a 2900 m/s según Lillie, (1999).



Geología del área

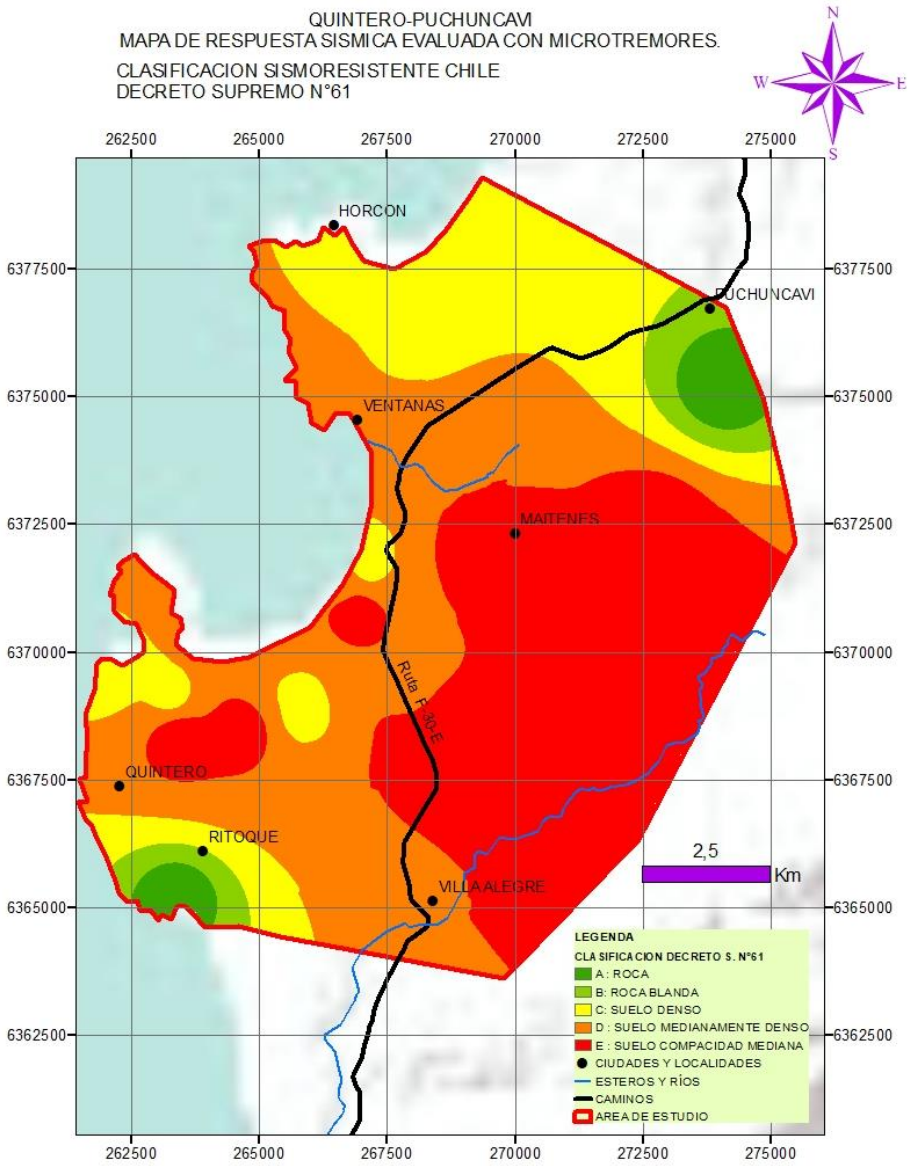


Figura 88. Respuesta sísmica según Decreto Supremo N° 61 (Elaboración propia)

La respuesta sísmica evaluada, según el criterio del Decreto Supremo N°61, usado en Chile indica cinco tipos de subsuelo: roca, roca blanda, suelo denso, suelo medianamente denso y suelo de compacidad mediana (Fig. 88). Se refleja la variación del espesor del depósito hacía en centro del área de estudio frente a la bahía de Quintero. La pista de aterrizaje, está ubicada en un suelo de compacidad mediana (E). Este sector se puede indicar como el de riesgo más alto según esta clasificación. La zona industrial está ubicada en un suelo medianamente denso (D).

5.4.2.3 Clasificación usada en Japón (Zhao et al., 2006)

Para la determinación de la respuesta sísmica, del área de estudio, de acuerdo al criterio ocupado en Japón (Zhao et al., 2006), y para efectos de cuantificarla, se consideró numerar los tipos de terreno definidos en esta clasificación (Anexo A-4), como: I=1; II=2; III=3; y IV=4 (Tabla 39) de cada registro disponible y los resultados se dibujaron en un mapa (Fig. 89).

Tabla 39. Resumen de respuesta sísmica de todos los registros.
Vs30 v/s clasificación Japón (Zhao et al., 2006).

Ensayo	Coodenadas UTM		Velocidades prom.	Zhao et al., 2006	
	Este(m)	Norte(m)	Vs30(m/s)	Terreno Tipo	ASIGNACION
ReMi-01	267840	6369086	187	IV	4
ReMi-02	266892	6370762	139	IV	4
ReMi-03	271301	6367561	130	IV	4
ReMi-04	273233	6370613	177	IV	4
ReMi-05	272741	6372467	129	IV	4
ReMi-06	269230	6371959	153	IV	4
ReMi-07	266611	6371228	180	IV	4
ReMi-08	265507	6370171	199	IV	4
ReMi-09	264661	6368458	151	IV	4
ReMi-10	263445	6368284	156	IV	4
ReMi-11	268050	6368281	142	IV	4
T023	267385	6377159	366	II	2
T026	266512	6375087	335	II	2
T027	267222	6374595	336	II	2
T028	268305	6377666	353	II	2
T029	267713	6375952	487	II	2
T030	265856	6368715	393	II	2
T031	265763	6369216	384	II	3
T036	262045	6369532	440	II	2
T039	263263	6369170	373	II	2
(****) Geo 1 (Ritoque)	263384	6365182	2900	I	1
(****)Geo 2	274070	6375181	2900	I	1
Geoterra B1	267032	6371989	426	II	2
Geoterra B2	267130	6371662	368	II	2

(****) Vs de roca intrusiva igual a 2900 m/s según Lillie, (1999).



Geología del área

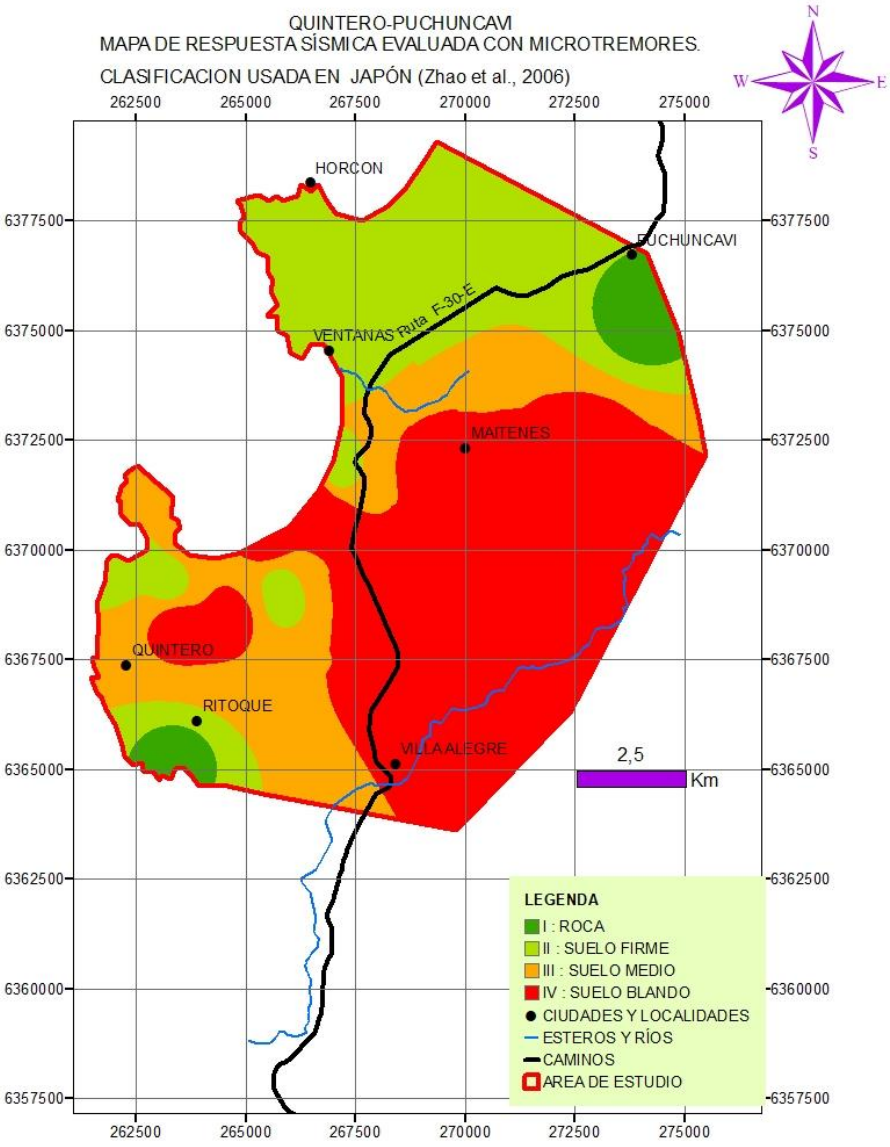


Figura 89. Respuesta sísmica según Zhao et al., (2006). (Elaboración propia).

La respuesta sísmica, evaluada según el criterio usado en Japón, indica que se encuentran cuatro tipos de terreno, en el subsuelo que son: roca, suelo firme, suelo medio y suelo blando. Se refleja la variación del espesor del depósito hacía en centro del área de estudio frente a la bahía de Quintero. La pista de aterrizaje, está ubicada en un suelo blando (rojo), que corresponde al riesgo más alto según esta clasificación. La zona industrial está ubicada en un sector de suelo blando a medio.

5.4.3 Respuesta sísmica según período natural y efectos en edificaciones.

Para la determinación de zonas según el período natural y para efectos de evaluar la respuesta sísmica se consideró, la ecuación de la teoría de la elasticidad (Ecuación 14) y la propuesta de Sauter (1989) (Ecuación 15), quien le agrega el efecto de la magnitud del sismo (Tabla 40), cuyos valores son representados en un mapa (Fig. 90).

Tabla 40. Período fundamental del suelo con y sin efectos de la magnitud del sismo. Tipos de edificaciones afectadas.

					Período (s)			
Ensayo	Coodenadas UTM		Velocidades	Prof. Roca	Ecuación 14	Ecuación 15	Pisos	
	Este(m)	Norte(m)	Vs30 (m/s)	m		R=0,7	Te=0,12*pisos	
ReMi-01	267840	6369086	187	50	1,1	1,5	9	13
ReMi-02	266892	6370762	139	50	1,4	2,1	12	17
ReMi-03	271301	6367561	130	50	1,5	2,2	13	18
ReMi-04	273233	6370613	177	50	1,1	1,6	9	13
ReMi-05	272741	6372467	129	50	1,6	2,2	13	18
ReMi-06	269230	6371959	153	50	1,3	1,9	11	16
ReMi-07	266611	6371228	180	50	1,1	1,6	9	13
ReMi-08	265507	6370171	199	50	1,0	1,4	8	12
ReMi-09	264661	6368458	151	50	1,3	1,9	11	16
ReMi-10	263445	6368284	156	50	1,3	1,8	11	15
ReMi-11	268050	6368281	142	50	1,4	2,0	12	17
T023	267385	6377159	366	30	0,3	0,5	3	4
T026	266512	6375087	335	24	0,3	0,4	2	3
T027	267222	6374595	336	30	0,4	0,5	3	4
T028	268305	6377666	353	32	0,4	0,5	3	4
T029	267713	6375952	487	24	0,2	0,3	2	2
T030	265856	6368715	393	26	0,3	0,4	2	3
T031	265763	6369216	384	24	0,3	0,4	2	3
T036	262045	6369532	440	32	0,3	0,4	2	3
T039	263263	6369170	373	14	0,2	0,2	1	2
(****) Geo 1	263384	6365182	2900	0	0,0	0,0	0	0
(****)Geo 2	274070	6375181	2900	0	0,0	0,0	0	0
Geoterra B1	267032	6371989	426	33	0,3	0,4	3	4
Geoterra B2	267130	6371662	368	31	0,3	0,5	3	4

(****) Vs de roca intrusiva igual a 2900 m/s según Lillie, (1999).

A continuación, se muestra la respuesta sísmica según los períodos del área de estudio, independiente de la magnitud del sismo (Ecuación14), que se comparan con períodos típicos de algunas estructuras (Fig. 90).



Geología del área

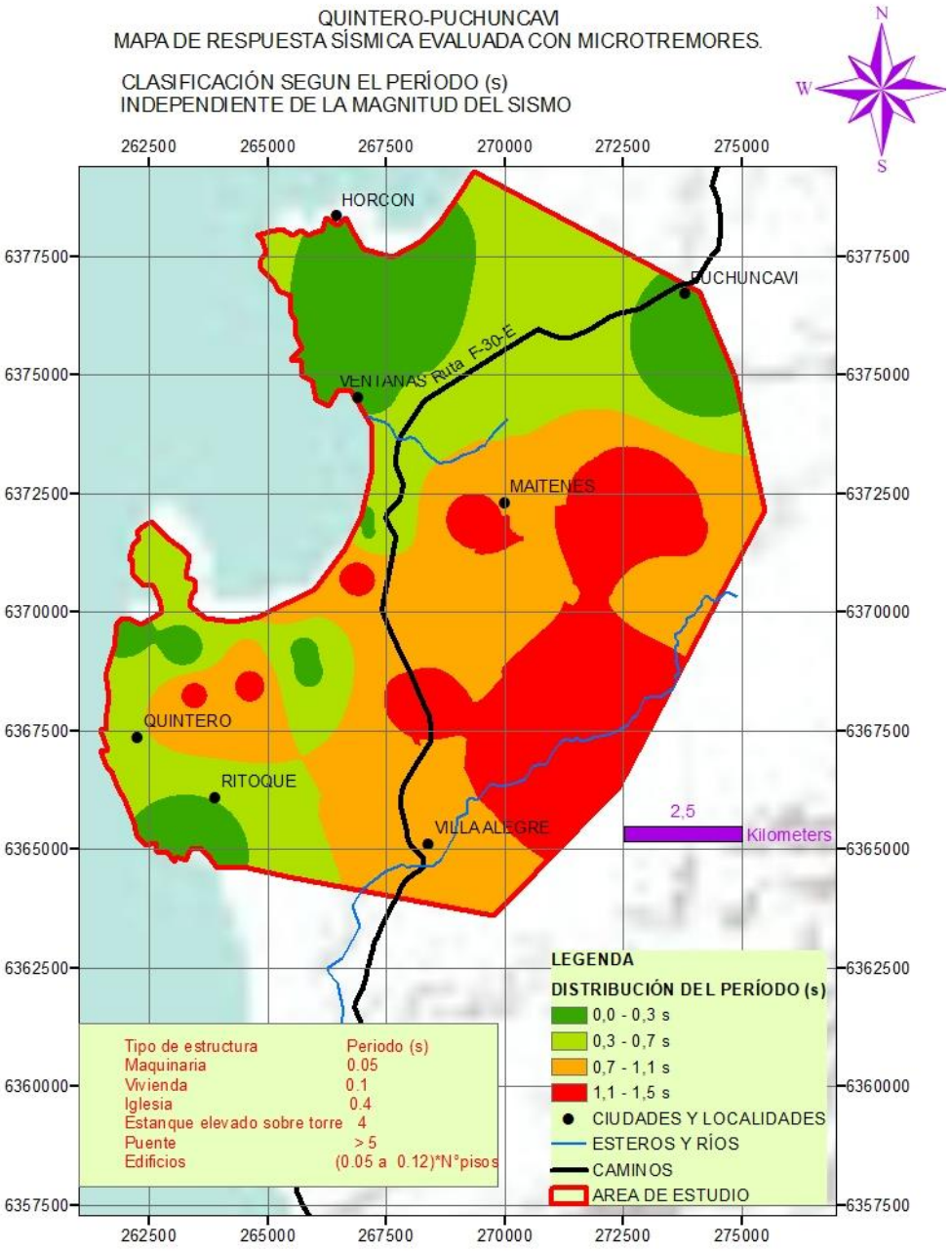


Figura 90. Respuesta sísmica según el período natural sin efecto de la magnitud del sismo comparado con valores de estructuras típicas. (Elaboración propia).

La magnitud del sismo, provoca cambios en el período (Sauter, 1989) y este autor recomienda el valor de R=0.7 (Ecuación 15) para sismos de magnitud=7 y aceleraciones de 0.4g. Para el área de estudio (Fig. 91), se usó el valor mencionado, ya que aquí, se han producido sismos de esa envergadura y la Norma 433 Of 1995 mod. 2009, recomienda para la zona costera el valor de la aceleración indicada.



Geología del área

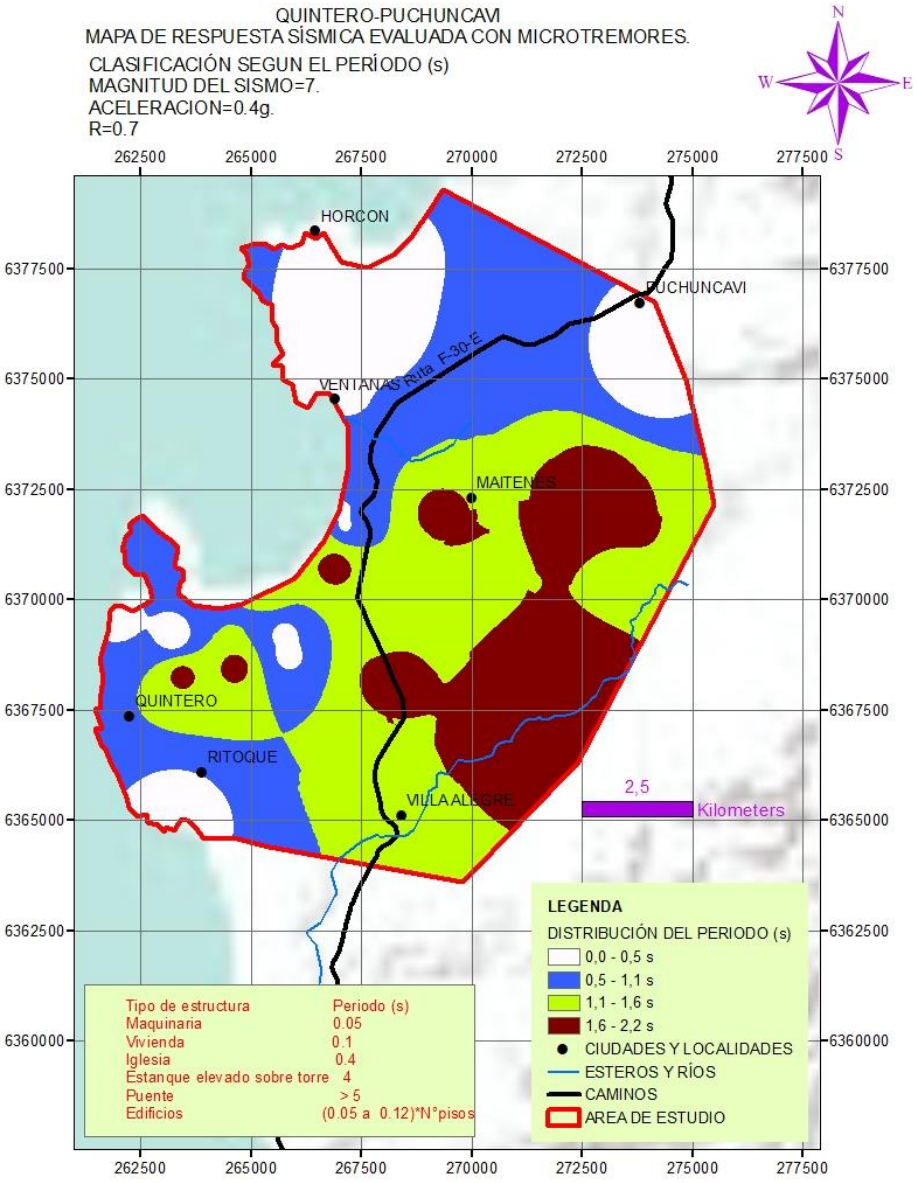


Figura 91. Respuesta sísmica según el período natural considerando el efecto de la magnitud del sismo y comparación con valores de período de estructuras típicas. (Elaboración propia).

Para este caso la respuesta sísmica según el criterio del período indica que dicho valor aumenta hacia el centro del área de estudio frente a la bahía de Quintero. Esta variable es afectada, también por la consideración o no de la magnitud del sismo (con magnitud y sin magnitud). Los valores varían desde 0 a 1.5 s, y desde 0 a 2.2 s respectivamente. Estos estos valores en aumento reflejan la variación del espesor del depósito desde Quintero y Ventanas, considerando que el período es función de la profundidad.

El efecto de sitio, es relevante para las edificaciones, por lo que a modo de visualizar esta situación que se produce, cuando el período de estas iguala al período de la columna de suelo, se realizaron mapas de edificaciones afectadas según el número de pisos, considerando para ello, la situación con y sin magnitud del sismo. Al respecto a las edificaciones afectadas por el período del suelo se evaluaron cuatro rangos de número de pisos. En el caso cuando no se considera la magnitud del sismo, las estructuras mas afectadas son aquellas entre 6 y 12 pisos (Fig. 92) y cuando se considera la magnitud del sismo las edificaciones mas afectadas serían aquellas de 9 a 13 pisos (Fig. 93). En ambos casos los lugares más dañados son el sector de la pista de aterrizaje y el sector industrial, ubicado en el centro del área de estudio.



Geología del área

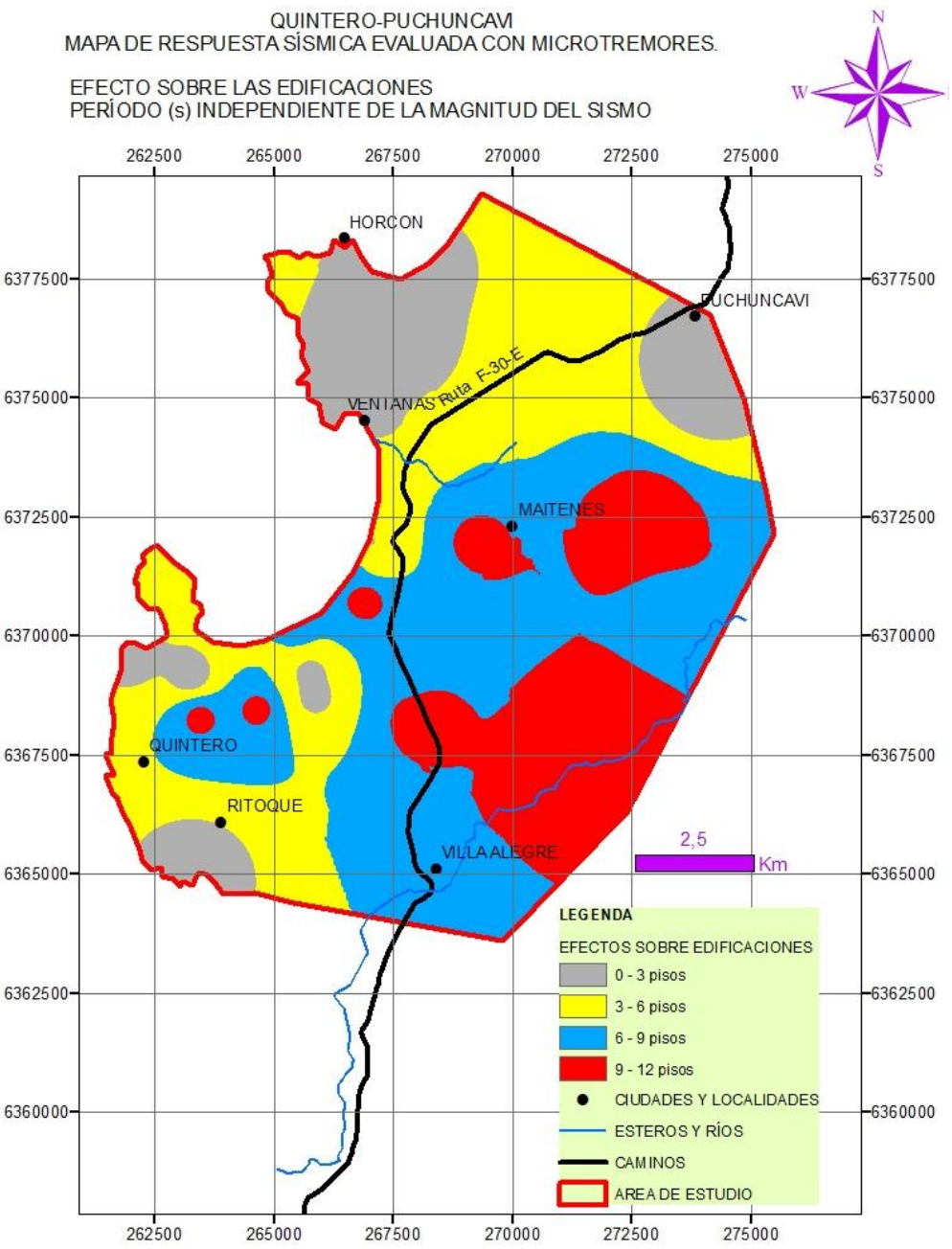


Figura 92. Respuesta sísmica. Efecto sobre las edificaciones según período dominante sin efecto de la magnitud del sismo. (Elaboración propia)



Geología del área

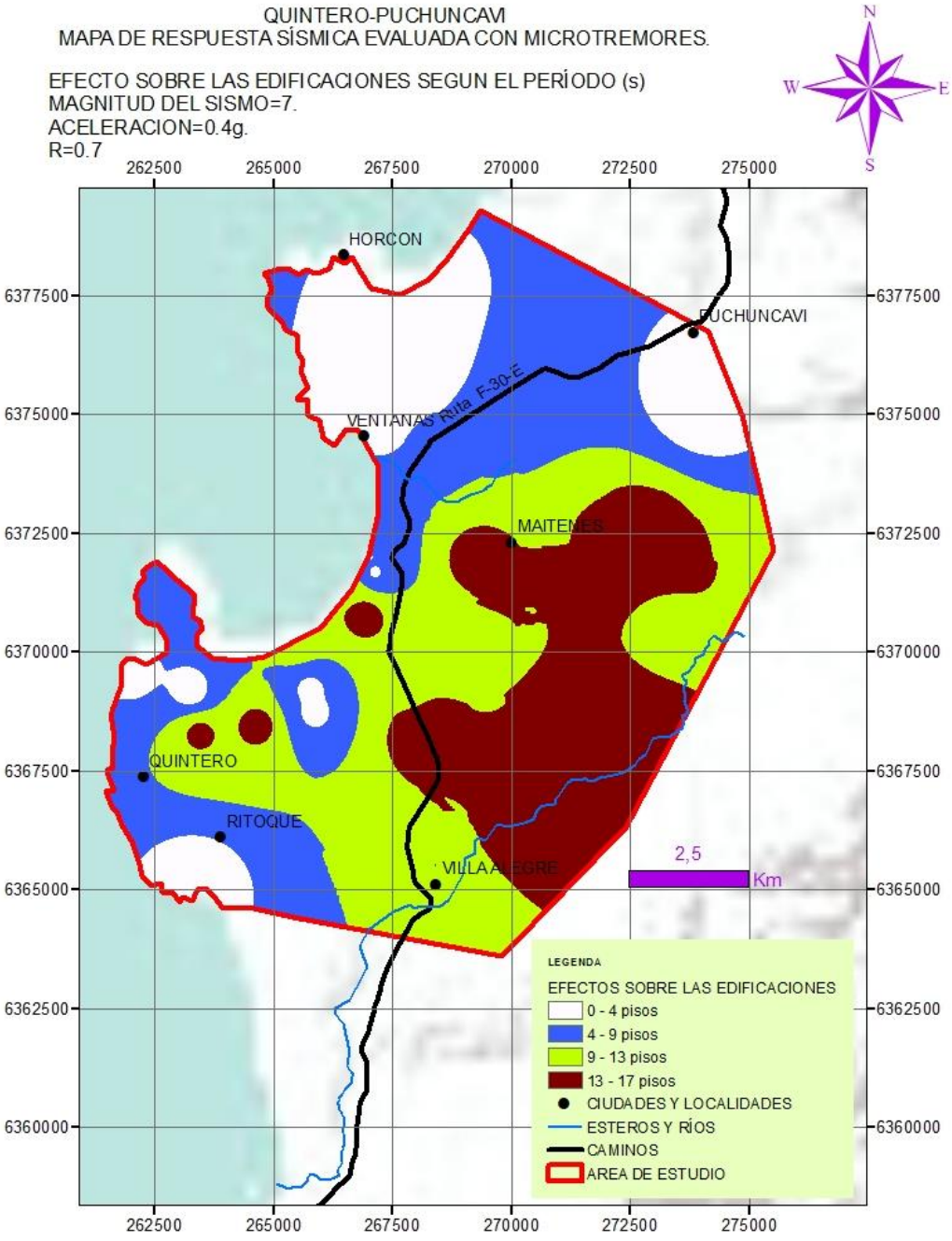


Figura 93. Respuesta sísmica. Efecto sobre las edificaciones según período dominante con efecto de la magnitud del sismo. (Elaboración propia).

5.4.4 Factor de amplificación (Midorikawa, 1987)

Para sectorizar, el área de estudio de acuerdo al criterio del factor de amplificación (Midorikawa, 1987) y del tal manera de evaluar la respuesta sísmica se cuantificó la expresión recomendada por este autor (Tabla 8), cuyos valores (Tabla 41) se distribuyeron en un mapa de isolíneas (Fig. 94).

Tabla 41. Velocidad de corte Vs30 v/s amplificación (Fa; Fb).

Ensayo	Coodenadas UTM		Velocidades prom.	Midorikawa, 1987	
	Este(m)	Norte(m)	Vs30(m/s)	Fac. Amplificación	Valor
ReMi-01	267840	6369086	187	Fa	2,9
ReMi-02	266892	6370762	139	Fa	3,5
ReMi-03	271301	6367561	130	Fa	3,7
ReMi-04	273233	6370613	177	Fa	3,0
ReMi-05	272741	6372467	129	Fa	3,7
ReMi-06	269230	6371959	153	Fa	3,3
ReMi-07	266611	6371228	180	Fa	3,0
ReMi-08	265507	6370171	199	Fa	2,8
ReMi-09	264661	6368458	151	Fa	3,4
ReMi-10	263445	6368284	156	Fa	3,3
ReMi-11	268050	6368281	142	Fa	3,5
T023	267385	6377159	366	Fa	2,0
T026	266512	6375087	335	Fa	2,1
T027	267222	6374595	336	Fa	2,1
T028	268305	6377666	353	Fa	2,0
T029	267713	6375952	487	Fa	1,7
T030	265856	6368715	393	Fa	1,9
T031	265763	6369216	384	Fa	1,9
T036	262045	6369532	440	Fa	1,8
T039	263263	6369170	373	Fa	1,9
(****) Geo 1 (Ritoque)	263384	6365182	2900	Fb	1,0
(****)Geo 2	274070	6375181	2900	Fb	1,0
Geoterra B1	267032	6371989	426	Fa	1,8
Geoterra B2	267130	6371662	368	Fa	2,0

(****) Vs de roca intrusiva igual a 2900 m/s según Lillie, (1999).



Geología del área

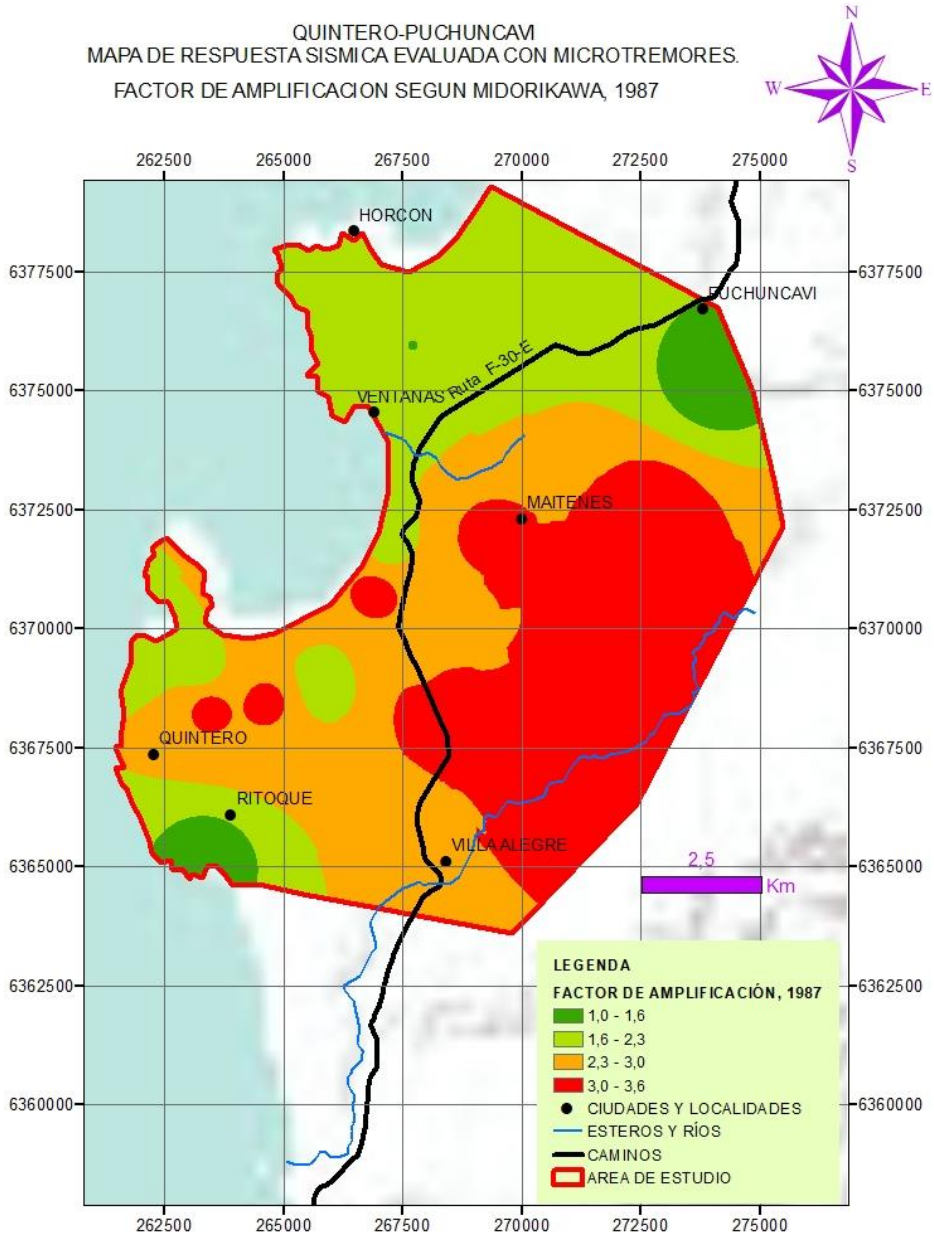


Figura 94. Respuesta sísmica según el factor de amplificación de Midorikawa, (1987). (Elaboración propia).

La respuesta sísmica, evaluada según el factor de amplificación de Midorikawa, indica que dicho valor aumenta hacia el centro del área de estudio, frente a la bahía de Quintero, desde 1 a 3.6. Estos valores reflejan la variación del espesor del depósito ya que los valores aumentan en esa dirección. La pista de aterrizaje, está ubicada en un área cuyo factor está entre 2.3 y 3.6, de la misma forma se ubica en este rango la zona industrial, reflejando el efecto de sitio.

5.4.5 Constantes elásticas, G y E a partir de Vs30

Como se indicó en el capítulo 2.2. (Teoría sísmica), el esfuerzo y la deformación se relacionan según la ley de Hooke, a través de una matriz, donde para resolverla es necesario disponer de módulo de corte (G) y módulo de elasticidad longitudinal (E), que es función de este último. Ambas variables están relacionadas con la velocidad de onda de corte Vs (Anexo A-6)

Por otro lado las Vs, generan deformaciones angulares pequeña (0.000001), por lo que el módulo de rigidez inicial o máximo, se puede calcular a partir de la velocidad de onda de corte, y se simboliza como a Go o Gmax. Habitualmente en al campo de la geotecnia, es normal usar el módulo de corte máximo en problemas dinámicos. Sin embargo Gmax, corregido para deformaciones adecuadas, pueden ser de gran utilidad en problemas estáticos de Geotecnia, por ejemplo en el cálculo de asentamiento en fundaciones (Lascano, 2007; Das, 1999)

De acuerdo a lo anterior, las constantes mencionadas G y E fueron evaluadas para cada sitios de acuerdo a Vs30 (Anexo A-7). Con los datos de cada zona, se construyó una malla de puntos para el área de estudio (Tabla 42), cuya distribución se expresa en mapas (Fig. 95 y Fig. 96).

Tabla 42. Resumen de todos los registros. Velocidades Vs30, G y E, de cada sitio.

Ensayo	Velocidades	Densidad	M. rigidez	C. Poisson	M.Elasticidad	Materales geológico
	Vs30 (m/s)	ρ	G	μ	E	inferidos
		kg/m3	MN/m2		MN/m2	
ReMi-01	187	1900	66	0,15	153	Arena y grava (*)
ReMi-02	139	1900	37	0,15	84	Arena y grava (*)
ReMi-03	130	1900	32	0,15	74	Arena y grava (*)
ReMi-04	177	1900	60	0,15	137	Arena y grava (*)
ReMi-05	129	1900	32	0,15	73	Arena y grava (*)
ReMi-06	153	1900	44	0,15	102	Arena y grava (*)
ReMi-07	180	1900	62	0,15	142	Arena y grava (*)
ReMi-08	199	1900	75	0,15	173	Arena y grava (*)
ReMi-09	151	1900	43	0,15	100	Arena y grava (*)
ReMi-10	156	1900	46	0,15	106	Arena y grava (*)
ReMi-11	142	1900	38	0,15	88	Arena y grava (*)
T023	366	1900	255	0,15	585	Suelo muy denso (***)
T026	335	1900	213	0,15	490	Suelo rígido (***)
T027	336	1900	215	0,15	493	Suelo rígido (***)
T028	353	1900	237	0,15	545	Suelo rígido (***)
T029	487	1900	451	0,15	1036	Suelo muy denso (***)
T030	393	1900	293	0,15	675	Suelo muy denso (***)
T031	384	1900	280	0,15	644	Suelo muy denso (***)
T036	440	1900	368	0,15	846	Suelo muy denso (***)
T039	373	1900	264	0,15	608	Suelo muy denso (***)
Geo 1	2900	2700	22707	0,25	56768	Roca
Geo 2	2900	2700	22707	0,25	56768	Roca
Geoterra B1	426	1900	345	0,15	793	Suelo muy denso (***)
Geoterra B2	368	1900	257	0,15	592	Suelo muy denso (***)

(*) Das, (1999).

(**) Rodriguez, (1989).

(***) NEHRP (Building Seismic Safety Council, 2004).



Geología del área

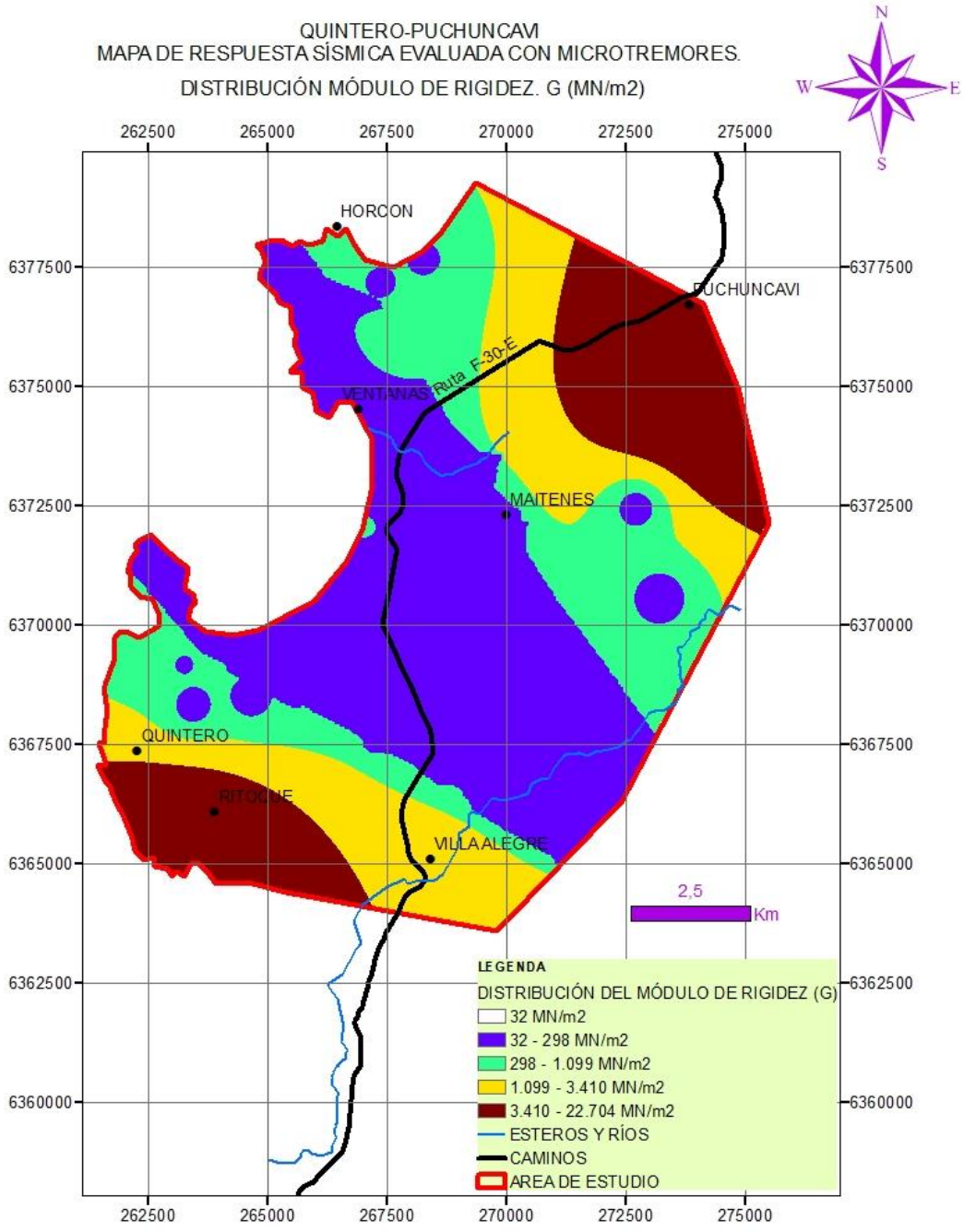


Figura 95. Distribución del módulo de rigidez G (MN/m^2). (Elaboración propia).



Geología del área

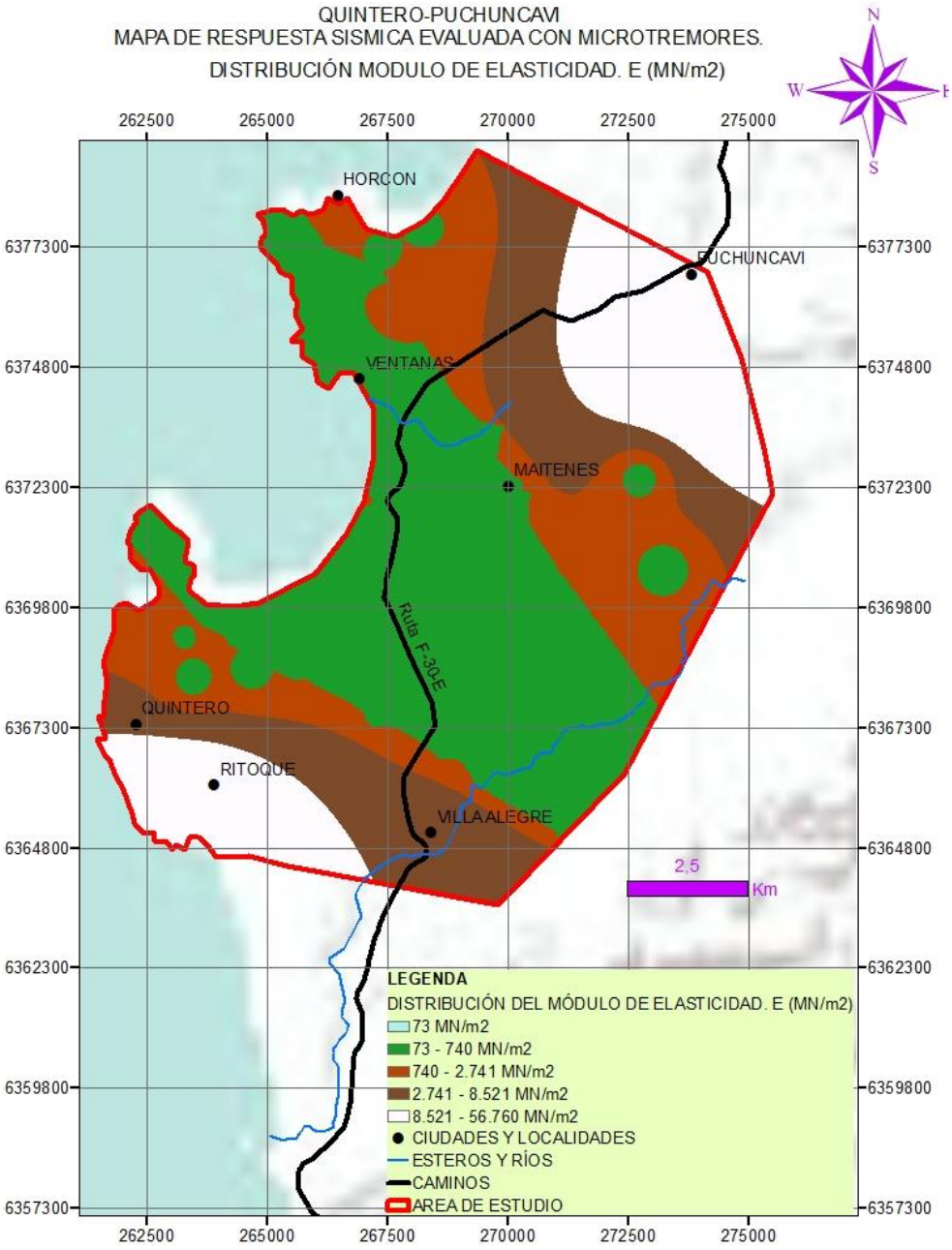


Figura 96. Distribución del módulo de elasticidad E (MN/m^2). (Elaboración propia).

6 MODELO PARA EL ÁREA DE ESTUDIO

6.1 MODELO DE LA VARIACIÓN DE PROFUNDIDAD DE LA ROCA

Para analizar la variación de la profundidad de la roca del área de estudio, se utilizó la información de la descripción geológica (Rivano et al., 1993). Se tomó en cuenta las velocidades Vs30 de cada sitio obtenidas de los registros que permiten la cuantificación del módulo de rigidez (G) y el módulo de elasticidad (E), y en concordancia con diferentes autores (Anexo A-6), se establecieron valores que representan diferentes materiales geológicos sobre el manto rocoso. Se consideró el análisis del perfil en profundidad de la velocidad de onda de corte y en particular la que se produce a 50 m en cada uno de los registros disponibles (22). Además, se utilizó las recomendaciones para las velocidades de corte de González, (2002), que para el caso de la roca sedimentaria establece un valor entre 760 a 2900 m/s. En cuanto al valor de Vs de una roca intrusiva, se tomó el valor de Lillie, (1999), donde se recomienda 2900 m/s, como mínimo. En aquellos registros donde no se alcanza el valor de la velocidad establecida como roca, se consideró que la profundidad, es mayor a 50 m (Tabla 43). La distribución de los niveles de la profundidad de la roca se muestra en un mapa (Fig. 97).

Tabla 43. Vs30 y tipo de material geológico. Vs a los 50 m, profundidad de la roca y/o material geológico.

Ensayo	Coodenadas UTM		Vs30(m/s)	Materiales geológicos	Vs final registro	Prof. Roca	Materiales geológicos
	Este(m)	Norte(m)	(m/s)	inferido	Vs(m/s)	m	en fondo registro
ReMi-01	267840	6369086	187	Arena y grava (*)	357	Mayor a 50	Suelo rígido
ReMi-02	266892	6370762	139	Arena y grava (*)	273	Mayor a 50	Suelo rígido
ReMi-03	271301	6367561	130	Arena y grava (*)	326	Mayor a 50	Suelo rígido
ReMi-04	273233	6370613	177	Arena y grava (*)	413	Mayor a 50	Suelo muy denso
ReMi-05	272741	6372467	129	Arena y grava (*)	403	Mayor a 50	Suelo muy denso
ReMi-06	269230	6371959	153	Arena y grava (*)	296	Mayor a 50	Suelo rígido
ReMi-07	266611	6371228	180	Arena y grava (*)	450	Mayor a 50	Suelo muy denso
ReMi-08	265507	6370171	199	Arena y grava (*)	384	Mayor a 50	Suelo muy denso
ReMi-09	264661	6368458	151	Arena y grava (*)	384	Mayor a 50	Suelo muy denso
ReMi-10	263445	6368284	156	Arena y grava (*)	325	Mayor a 50	Suelo rígido
ReMi-11	268050	6368281	142	Arena y grava (*)	396	Mayor a 50	Suelo muy denso
T023	267385	6377159	366	Suelo muy denso (***)	600	30	Suelo muy denso
T026	266512	6375087	335	Suelo rígido (***)	1600	24	Roca sedimentaria (**)
T027	267222	6374595	336	Suelo rígido (***)	720	30	Suelo muy denso
T028	268305	6377666	353	Suelo rígido (***)	600	32	Suelo muy denso
T029	267713	6375952	487	Suelo muy denso (***)	800	24	Roca sedimentaria (**)
T030	265856	6368715	393	Suelo muy denso (***)	800	26	Roca sedimentaria (**)
T031	265763	6369216	384	Suelo muy denso (***)	850	24	Roca sedimentaria (**)
T036	262045	6369532	440	Suelo muy denso (***)	660	32	Suelo muy denso
T039	263263	6369170	373	Suelo muy denso (***)	800	14	Roca sedimentaria (**)
(****) Geo 1	263384	6365182	2900	Roca intrusiva (****)	2900	0	Roca intrusiva
(****)Geo 2	274070	6375181	2900	Roca intrusiva (****)	2900	0	Roca intrusiva
Geoterra B1	267032	6371989	426	Suelo muy denso (***)	1582	33	Suelo muy denso
Geoterra B2	267130	6371662	368	Suelo muy denso (***)	1250	31	Roca sedimentaria (**)

(****) Vs de roca intrusiva igual a 2900 m/s según Lillie, (1999).

(**) Vs de roca sedimentaria 760 m/s-2900 m/s según González, (2002)



Geología del área

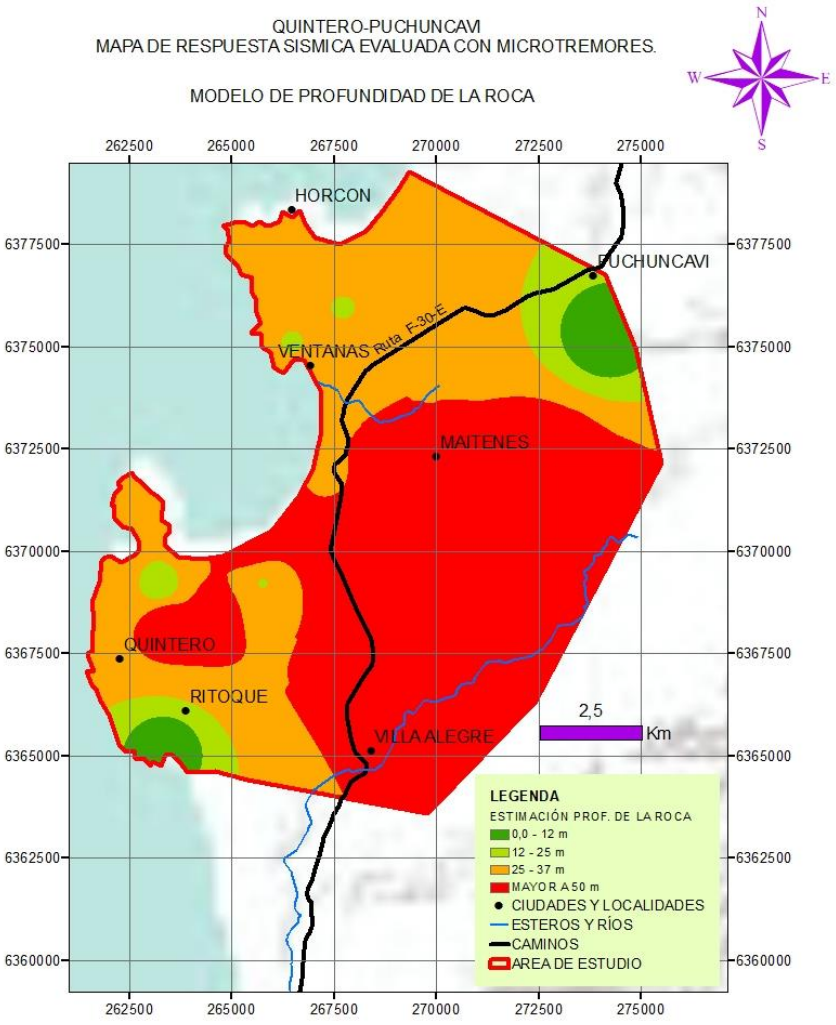


Figura 97. Respuesta sísmica. Modelo de la profundidad de la roca. (Elaboración propia).

De acuerdo a la tabla 43, se detectan 4 niveles para la profundidad de la roca: 0-12 m; 12-25 m; 25-37 m y mayores a 50 m (Fig. 97). Estos resultados son concordantes con los datos de la disminución de la velocidad en el centro del área de estudio frente a la bahía de Quintero, específicamente en la zona industrial. Esto da cuenta que este sector tiene un depósito de suelos con profundidades mayores a 50 m (rojo) que se diferencia con su entorno, cuyos valores son menores. Lo anterior confirma el aumento de la respuesta sísmica y evidencia el efecto de sitio. La pista aérea por su parte, muestran valores de la profundidad de la roca mayores a 50 m (rojo) lo que indicaría que está ubicada en un depósito y que también podría generar una eventual amplificación de un sismo.

6.2 PERFIL TÍPICO DE LA GEOLOGIA

Para la estratigrafía típica del área de estudio se consideró una traza transversal (A-B) frente a la bahía entre Quintero y Ventanas (W-E; S-N; E-W y S-N) (Fig. 98).



Geología del área

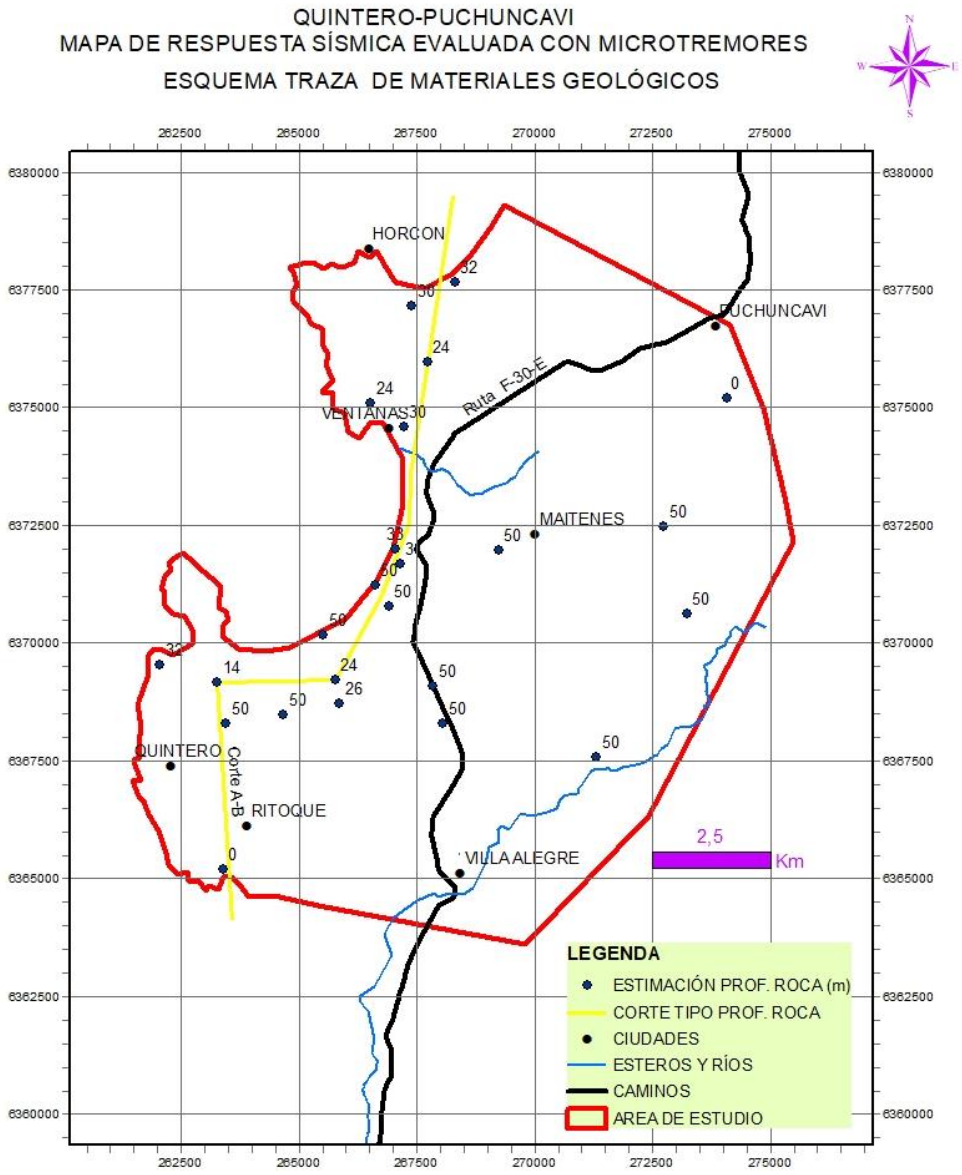


Figura 98. Esquema en planta del corte típico (A-B) de las características geológicas del área de estudio. Elaboración propia).

De acuerdo a los criterios de este estudio se estableció los materiales geológicos y en particular la ubicación probable de la roca cuyos valores obtenidos fluctúan entre 0 a mayores que 50 m. Además se evalúo las velocidades de ondas de corte Vs, en la interface suelos roca y las Vs30, en la zona superior a la roca (Tabla 44).

Tabla 44. Resumen del valor Vs en el fondo del registro y tipo de material geológico.

Ensayo	Coodenadas UTM		Velocidades	Materiales geológicos	Vs final registro	Prof. Roca	Materiales geológicos
	Este(m)	Norte(m)	Vs30(m/s)	inferido	Vs(m/s)	m	en fondo registro
ReMi-02	266892	6370762	139	Arena y grava (*)	273	Mayor a 50	Suelo rígido
ReMi-09	264661	6368458	151	Arena y grava (*)	384	Mayor a 50	Suelo muy denso
T027	267222	6374595	336	Suelo rígido (***)	720	30	Suelo muy denso
T028	268305	6377666	353	Suelo rígido (***)	600	32	Suelo muy denso
T029	267713	6375952	487	Suelo muy denso (***)	800	24	Roca sedimentaria (**)
T031	265763	6369216	384	Suelo muy denso (***)	850	24	Roca sedimentaria (**)
T039	263263	6369170	373	Suelo muy denso (***)	800	14	Roca sedimentaria (**)
(****) Geo 1	263384	6365182	2900	Roca intrusiva (****)	2900	0	Roca intrusiva
Geoterra B2	267130	6371662	368	Suelo muy denso (***)	1250	31	Roca sedimentaria (**)

(****) Vs de roca intrusiva igual a 2900 m/s según Lillie, (1999).

(**) Vs de roca sedimentaria 760 m/s-2900 m/s según González, (2002)

Con los antecedentes anteriores se construyó un perfil tipo esquemático (A-B) donde se muestra la estratigrafía, la profundidad de la roca, las velocidades de ondas de corte Vs, en la interface suelos-roca y las Vs30, en la zona superior a la roca, como muestra de la existencia de las condiciones geólogica para el efecto de sitio, para la pista de aterrizaje y el barrio industrial (Fig. 99).

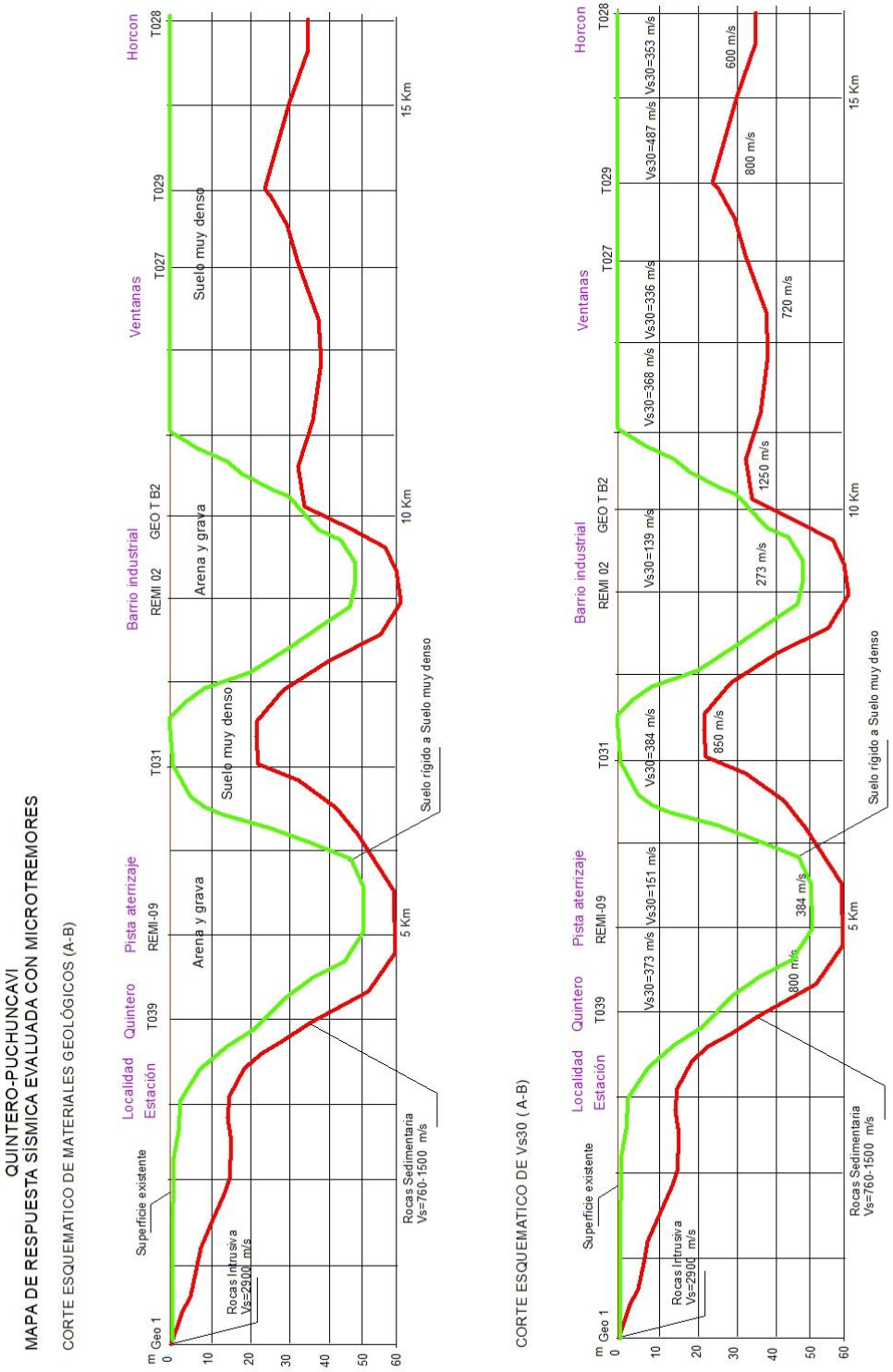


Figura 99. Corte esquemático (A-B) de la estratigrafía, Vs30 y Vs a profundidades mayores a 50 m. (Elaboración propia)

De acuerdo a la traza transversal (de Quintero a Ventanas), y los valores obtenido, se puede constatar que tanto la región donde se ubica, de la pista de aterrizaje, como la zona del barrio industrial, se compone de los siguiente materiales geológicos: Arena y grava, suelo rígido a suelo muy denso (línea verde, según corte A-A) y subyace a estos materiales, la roca sedimentaria (línea roja , según corte A-A), donde el valor de la profundidad en general es mayor a 50 m. En cuanto a las velocidades de corte en el barrio industrial la velocidad promedio es Vs30=139 m/s y su valor a una profundidad mayor a 50 m se puede establecer en Vs=273 m/s. Por su parte en la pista de aterrizaje el valor de Vs30 es de 151 m/s y a una profundidad mayor de 50 m la velocidad de corte es de 384 m/s. Lo anterior en definitiva indica que en estas zonas existen depósitos de suelo no consolidados donde existe un efecto de sitio.

6.3 ECUACIÓN DE TENDENCIA DEL FACTOR AMPLIFICACIÓN PARA QUINTERO-PUCHUNCAVI (FAQP)

Para evaluar el factor de amplificación del área de estudio se propone una ecuación de tendencia donde se consideró que el efecto se produce en cada estación entre los valores de velocidad Vs al final del registro (profundidad mayor donde se estima Vs) y Vs30 y se denominó, FAQP (Tabla 45).

Tabla 45. Resumen Vs30, Vs (final del registro) y factor amplificación Quintero-Puchucavi (FAQP).

Ensayo	Coodenadas UTM		Vs	Vs (Final registro)	Factor
	Este(m)	Norte(m)	Vs30(m/s)	Vs(m/s)	Vsfinal registro/Vs30
ReMi-01	267840	6369086	187	357	1,9
ReMi-02	266892	6370762	139	273	2,0
ReMi-03	271301	6367561	130	326	2,5
ReMi-04	273233	6370613	177	413	2,3
ReMi-05	272741	6372467	129	403	3,1
ReMi-06	269230	6371959	153	296	1,9
ReMi-07	266611	6371228	180	450	2,5
ReMi-08	265507	6370171	199	384	1,9
ReMi-09	264661	6368458	151	384	2,5
ReMi-10	263445	6368284	156	325	2,1
ReMi-11	268050	6368281	142	396	2,8
T023	267385	6377159	366	600	1,6
T026	266512	6375087	335	1600	4,8
T027	267222	6374595	336	720	2,1
T028	268305	6377666	353	600	1,7
T029	267713	6375952	487	800	1,6
T030	265856	6368715	393	800	2,0
T031	265763	6369216	384	850	2,2
T036	262045	6369532	440	660	1,5
T039	263263	6369170	373	800	2,1
Geo 1 (Ritoque)	263384	6365182	2900	2900	1,0
Geo 2	274070	6375181	2900	2900	1,0
Geoterra B1	267032	6371989	426	1582	3,7
Geoterra B2	267130	6371662	368	1250	3,4

6.3.1 Ecuación de tendencia Quintero-Puchuncavi.

El FAQP se ploteo y se estableció una curva de tendencia entre este valor y Vs30 (Fig. 100)

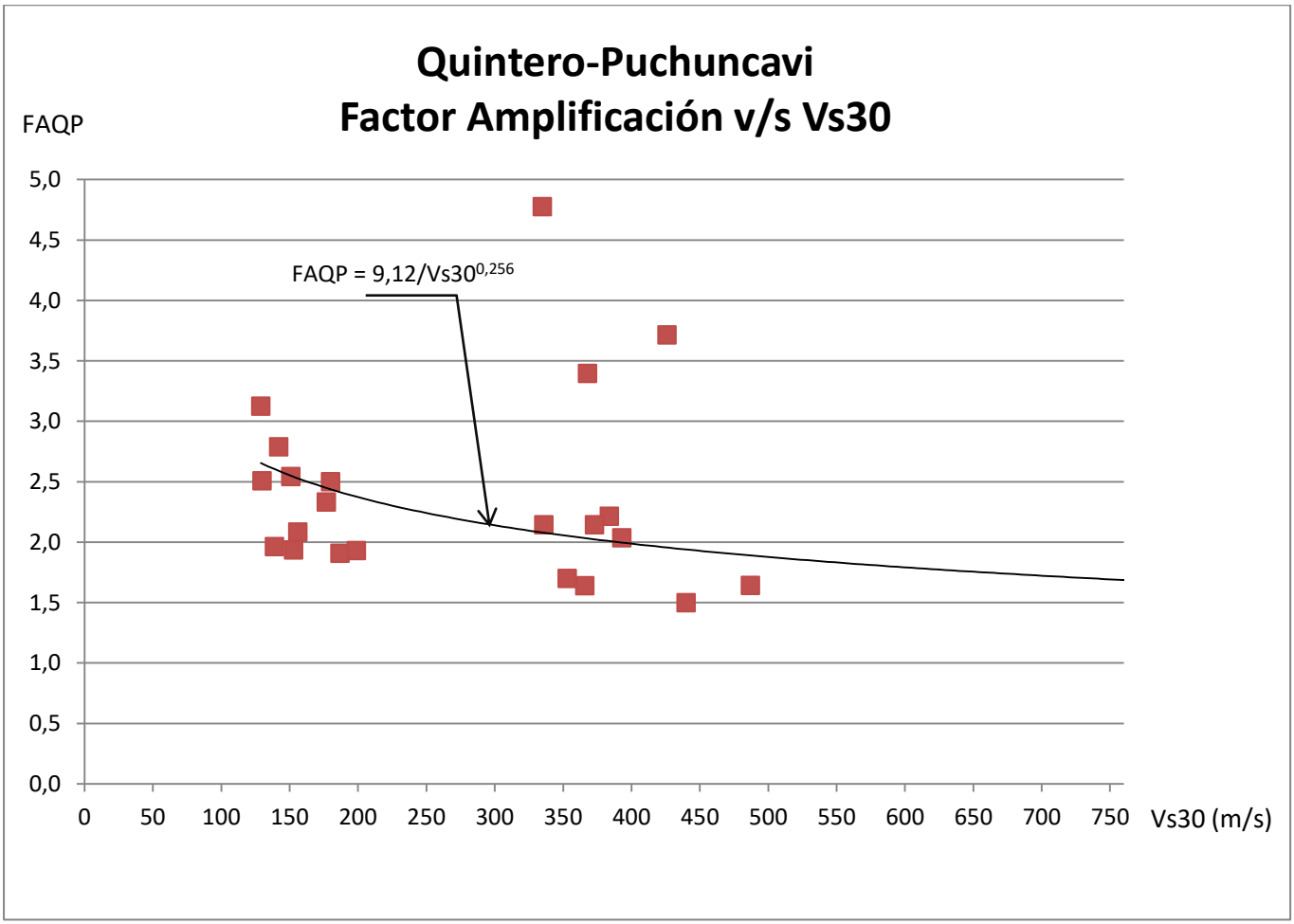


Figura 100. Tendencia de la ecuación propuesta del FAQP. (Elaboración propia).

Para evaluar la curva se considerando las siguientes restricciones: a.- En el caso cuando los valores de Vs son menores a 760 m/s ya que esta magnitud representa a una roca sedimentaria. b.- El el caso que Vs es mayor que 760 m/s se estableció un valor de FAQP igua a 1 (Tabla 46) y cuya distribución de valores se muestra en un mapa (Fig. 101)

Tabla 46. Factor amplificación Quintero-Puchucavi (FAQP), (Garrido, 2020)

Factor de Amplificación	Expresión	Restricción (m/s)
FAQP	$\frac{9,12}{Vs30^{0.256}}$	Vs <760
FAQP	1	Vs≥ 760



Geología del área

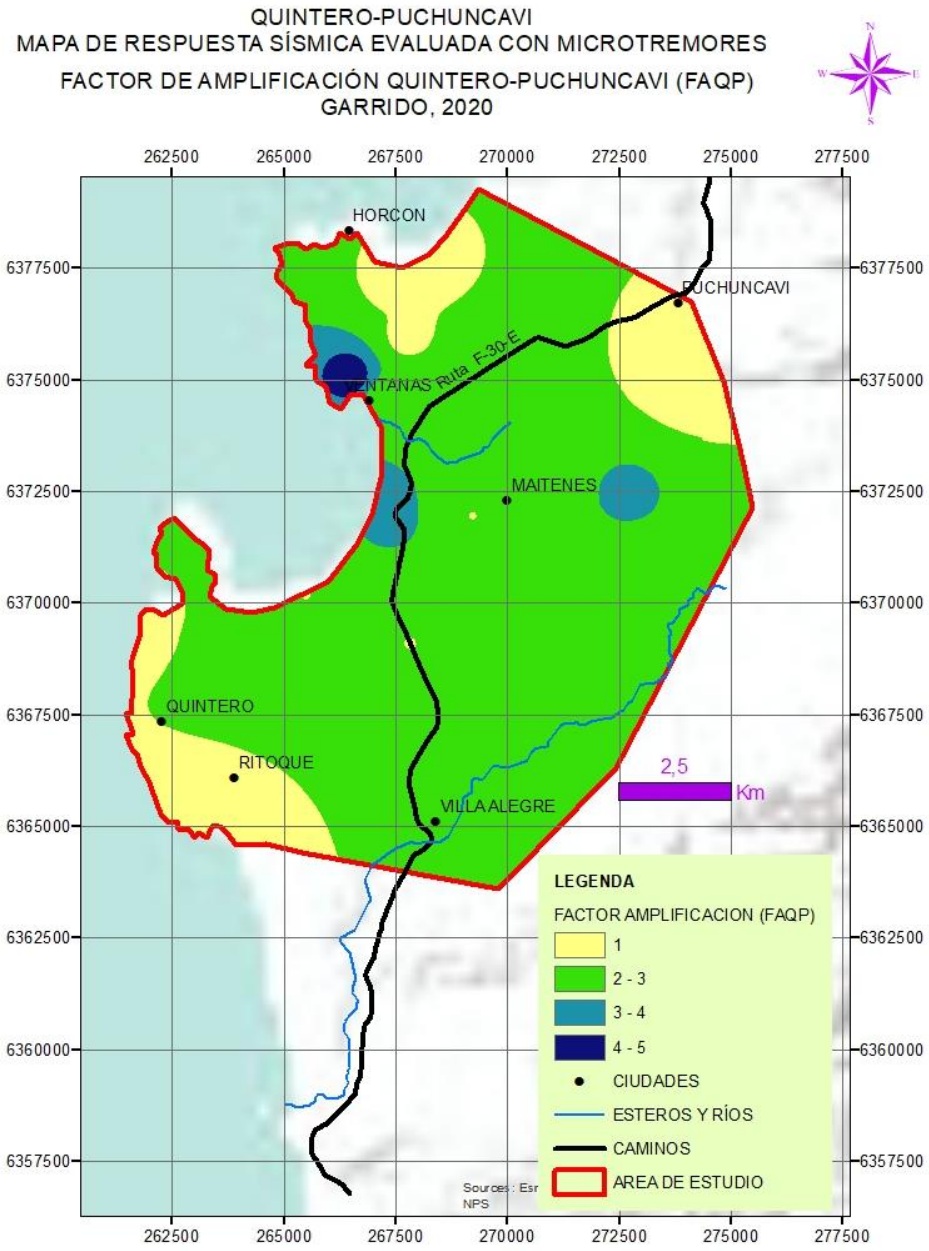


Figura 101. Mapa de distribución del factor de Amplificación Quintero-Puchuncavi (FAQP). FAQP=1 (Vs30 mayor o igual 760 m/s). (Elaboración propia).

7 DISCUSIÓN

Una de las principales condiciones que se debe considerar para examinar el efecto de sitio, es investigar la región desde el punto de vista geológico, ya que permite evaluar inicialmente e integralmente la zona de estudio diferenciando a groso modo los afloramientos rocosos y los depósitos de suelos. Es así, como la zona en cuestión fue escogida considerando, tanto la inexistencia de datos cuantitativos para evaluar el fenómeno, como el reconocimiento de las condiciones geológicas superficiales y subsuperficiales, es decir, la región de estudio en primera instancia estaba conformada por rocas en sus bordes que contenían depósitos de suelos poco consolidados. La geología básica, se centró en la bibliografía, recorrido del lugar y fotos satelitales, con lo que se determinó, en principio, que existían rocas intrusivas con rumbo Norte-Sur y que eventualmente constituían el basamento, que contenían depósitos sedimentarios eólicos y la Formación Confluencia. Para corroborar dicha cuestión se realizó un trabajo de campo seleccionando 11 sitios, de tal manera que quedaran distribuidos en forma homogénea para ser eventualmente correlacionados. En ellos se realizaron mediciones de los perfiles de velocidad de onda de corte (Vs) hasta la profundidad de 50 m mediante el método geofísico de sísmica pasiva denominado refracción de microtremores (ReMi) que mide ondas superficales y en particular ondas Rayleigh. Se agregaron a estos antecedentes 9 sitios medidos por SERNAGEOMIN, (2018); 2 sitios de Geoterra. Geofísica Aplicada, (2015) y 2 afloramientos de roca (Rivano et al., 1993; Garrido, 2020). Como sabemos el efecto de sitio es una amplificación de las deformaciones de la superficie lo que se evidencia, cuando se detecta una reducción en el perfil de la velocidad de corte obtenido en profundidad, respecto a valores altos obtenidos en roca, según la bibliografía o, cuando se compara las velocidades Vs30, entre un lugar y otro ya que como la energía se debe mantener constante y como ésta depende de la velocidad de corte y la velocidad de la partícula, al bajar la velocidad Vs cuando la onda pasa de un medio a otro se debe aumentar la velocidad de la partícula, y como consecuencia se produce una deformación mayor que ocurre en suelos blandos. Esto ha sido documentado por diferentes autores que han realizado mapas de microzonificación para preveer el riesgo sísmico en función del efecto de sitio

manifestado en la amplificación de las deformaciones del medio, entre ellos, Tsige y García, (2006), que obtuvieron en Murcia, España, velocidades Vs30 en depósitos no consolidados formados por arenas, entre 150 y 200 m/s, y áreas con rocas duras a muy duras de distinta edad y origen entre 450 y 1500 m/s, o los indicados por Gamal y Pullammanappallil, (2011), que obtuvieron, entre 100 a 200 m/s para arenas limosas medias a densas y 1400 m/s para calizas fracturadas, lo que es concordantes en líneas generales con las observaciones de terreno realizadas, entre Quintero-Puchucavi, donde los valores de Vs30 obtenidos en el centro del área de estudio, fluctúan entre 139 a 487 m/s que son similares a los indicados por dichos autores por lo que estamos en presencia de depósitos no consolidados, y otro lado, también, se obtuvieron velocidades del orden de 760 m/s que se asocian a rocas sedimentarias de acuerdo a González de Vallejos, (2002) y a los datos de rocas indicados por Gamal y Pullammanappallil, (2011). Esta cuestión de las velocidades bajas se refuerza ya que en esta zona se ubican los depósitos eólicos antiguos y la Formación Confluencia, compuesta de conglomerados, areniscas y limolitas poco consolidados. En el caso de suelos con mayor rigidez, Lazcano, (2012), midió en la ciudad de Guadalajara, México, valores de Vs30, entre 260 y 350 m/s, similares a los registrados en el área de estudio por SERNAGEOMIN, (2018), y GEOTERRA. Geofísica Aplicada., (2015), analizados en este trabajo.

Otro indicador que permite evaluar los fenómenos de amplificación cuando existe un efecto de sitio es el período natural de la columna de suelo, como lo indican los resultados obtenidos por Alcalá et al., (2002), en la localidad de Adra, España, que permiten indicar que cuando aumenta el período, aumenta la capacidad de amplificación sísmica, es decir, la existencia de un depósito no consolidado. Del mismo modo, lo menciona Lazcano, (2012), para el sector poniente de Guadalajara, México. La determinación cuantitativa del período más reciente se realiza por el método Nakamura, sin embargo se puede obtener, en forma sencilla con la expresión de la teoría de elasticidad, (T=4*H/(R*Vs30), a pesar, que de acuerdo a investigadores, es más exacta la primera, pero demanda un tiempo importante en medir 2 componentes horizontales y una vertical, en cada registro. Con la expresión de la teoría de elasticidad

sólo se necesita conocer la Vs30, que es producto básico de las mediciones de refracción de microtremores (ReMi) y establecer la profundidad de la roca, evaluando la velocidad de onda Vs del estrato más profundo y que en nuestro caso el espesor detectado fluctuó entre 14 y más de 50 m. El factor R que considera los efectos de la magnitud del sismo (Sauter, 1989), se estimó en este estudio como 0.7, teniendo en cuenta las condiciones sísmicas de la región, de acuerdo a la normativa vigente en Chile. Con las mediciones y las suposiciones antes indicadas se obtuvieron, períodos bajos, 0.3 s, en los sectores de afloramiento de roca (Ritoque) y períodos altos, 0.7 a 1.1 s, en el centro del área de estudio, donde de acuerdo a la geología se ubican los depósitos eólicos y las areniscas de la Formación Confluencia. Está circunstancia se nota, también, al considerar o no el efecto de la magnitud del sismo. Lo anterior, como ya se ha indicado en el desarrollo de este estudio, es relevante para la infraestructura existente y proyectada y permite establecer mapas de riesgo sísmico. Por ejemplo las edificaciones, serán afectadas dependiendo de número de pisos, y el lugar donde se ubiquen. En particular las edificaciones entre 3 y 9 pisos que se localicen en el centro del área de estudio, es decir en los alrededores de la pista de aterrizaje y/o en el barrio industrial, deben ser diseñadas donde sus períodos de vibración, sean diferentes a los de la columna de suelo.

Respecto al factor de Amplificación de Midorikawa, (1987), y de acuerdo a los valores obtenidos por Alvares, (2015), que indican un aumento del factor, en la medida que la velocidad es menor, lo que muestra la consecuencia de la variación de la velocidad Vs, considerando que el factor es inversamente proporcional a ella. La evaluación de esta variable en el área de estudio, es 1 en el afloramiento de roca (Ritoque) hasta alcanzar valores de 3.6, en sectores del centro de la zona, frente a la bahía de Quintero, lo que evidencia el efecto de sitio, y como consecuencia una amplificación de las deformaciones y reforzado aún más por la presencia que de acuerdo a la geología son depósitos eólicos además de aresicas y gravas.

Por otro lado la geología del área estudiada, también se puede obtener analizando valores medidos de la velocidad de onda de corte, que indican diferentes materiales geológicos que pueden ser comparados con referencias que se encuentran en diversos documentos sean estos, clasificaciones internacionales, nacionales y bibliografía del estado del arte. De hecho los valores medidos de Vs y Vs30 varían en la región estudiada. Por ejemplo el valor de Vs medido en el sector del barrio industrial dió 1250 m/s, a una profundidad de 50 m lo que correspondería a una roca sedimentaria (Gamal y Pullammanappallil, 2011), el cual es muy diferente al valor estimado de 2900 m/s (Gonzalez de Vallejos, 2002), que sería una roca intrusiva (Rivano et al., 1993), ubicada al Sur del área de estudio (Ritoque). Por otro lado los valores medidos de Vs30 dieron 151 m/s en la pista área y 139 m/s, en el barrio industrial, lo implica una reducción de la velocidad de onda Vs, respecto a la Vs30 de Ritoque, del orden del 95%. Al estudiar los perfiles de velocidad de corte en toda el área de estudio se aprecia, que en las 11 estaciones, la velocidad Vs, disminuye desde el fondo del perfil (50 m), hasta la superficie, lo que indica que existe un cambio en la geología del lugar desde una roca, que puede estimarse en este caso, como sedimentaria hasta estratos muy blandos, en la parte somera de la columna estratigráfica, que se puede considerar como arena y grava. Lo anterior se aprecia en el área de Quintero centro (Estación T039), donde los valores de la velocidad de corte, fluctúan desde Vs=300 m/s, hasta valores de Vs=800 m/s, a una profundidad de 14 m. Por su parte en la pista de aterrizaje (REMI-09), se obtuvieron valores de Vs=246 m/s hasta Vs=384 m/s, en niveles denominados como suelo muy denso, por lo que se estima que la roca en encuentra a una profundidad mayor. Situación similar acontece en el barrio industrial (REMI-02), donde la velocidad aumenta desde la superficie, hasta un nivel de suelo rígido, cuyo valor es de Vs=273 m/s, a una profundidad de 50 m, por lo que la roca también se encuentra a una profundidad mayor. Estos resultados dan cuenta que en el área de Quintero centro las velocidades son mayores y la profundidad de la roca es menor, situación que se contrapone a la zona donde se emplaza la pista de aterrizaje y en el barrio industrial, donde las velocidades son menores y la profundidad de la roca es mayor. También la discretización de la geología se puede abordar según el NEHRP, para ello se obtuvieron clasificaciones tipo A (roca dura) al norte y sur del área de estudio y tipo D

(suelo rígido) y E (suelo blando), en el centro de la misma, corroborando el cambio de rigidez del suelo, con valores similares a los obtenidos por: Lazcano, (2007) en Guadalajara México, donde se indicaron clasificaciones tipo D (suelo rígido), y velocidades Vs30 del orden de 304 m/s; Motazedian et al., (2011), y en la ciudad de Ottawa, Canada. En cuanto al Decreto Supremo N°61, que también permite determinar zonas, el borde norte y sur del área de estudio, se clasificó como categoría A (roca, suelo cementado), y el centro como D (suelo medianamente denso) con velocidades Vs30 mayores a 900 y 180 m/s respectivamente. La clasificación D, también es compatible con las establecidas por Geoterra. Geofísica Aplicada., (2015) y las indicadas por SERNAGEMIN, (2018) cuyos valores fueron menores a 340 m/s. Se suma a los antecedentes anteriores, el análisis de la propuesta de Zhao et al., (2006), que evidencia que los valores obtenidos en el área de estudio fluctúan desde terreno tipo I, con velocidades Vs > 600 m/s (roca), tipo II y III, hasta tipo IV, con velocidades Vs < 200 m/s (suelo blando), donde está última clasificación se ubica en el centro del área de estudio, frente a la bahía de Quintero, lo que concuerda, con datos, obtenidos entre otros, por Schmidt, (2014), cuyos valores fueron de 385 m/s, para el caso de terreno tipo II (suelo firme).

Este estudio también permite obtener variables de uso normal en la Ingenieria Civil y el particular en el área de la Geotécnia ya que es posible determinar valores de G (módulo de rigidez) y E (módulo de elasticidad). Estas variables fueron evaluadas con las expresiones de la teoría de elasticidad, que a su vez dependen de la velocidad de corte, la densidad y el módulo de Poisson. Además se considera que la Vs, generan pequeñas deformaciones, asumiendo que el continuo (área de estudio) se mantiene en el rango elástico. Para efectos de cálculo se usaron las velocidades Vs30 medidas de los registros, la densidad fue obtenida de las mediciones de Geoterra. Geofísica Aplicada., (2015) y el coeficiente de Poisson fue estimado de acuerdo a la literátura. Al respecto los resultadon que se obtuvieron fueron para G entre 32 MN/m^2 para suelos blando y 298 MN/m^2 para suelos rígidos y para E los valores estuvieron entre 73 y 740 MN/m^2 respectivamente, lo que indicaría una variación de la existencia de depósitos no consolidados, compuestos de estratos someros de arena y grava, en el centro del área

de estudio y suelo rígido a suelo muy denso, al sur y norte del área de estudio, valores que son concordantes con aquellos indicados por diferentes autores, como por ejemplo Das, (1999); Rodriguez et al., (1989) y González de Vallejos, (2002).

Considerando los resultados obtenidos de la velocidad de corte tanto Vs como Vs30, se púede indicar que los valores de la zona de Quintero centro (T039) son Vs=800 m/s, en el fondo del perfil y la velocidad Vs30=373 m/s, los que son mayores a los de la pista de aterrizaje, estación ReMi 09 (Vs=273 m/s Vs30=139 m/s), y a los del barrio industrial, estación ReMi 02 (Vs30=151 m/s y Vs=384 m/s). En cuanto a la profundidad en Quintero centro la roca basal está a una profundidad 14 m, que es menor a los valores obtenidos tanto en la pista de aterrizaje, como a los del barrio indutrial que superan los 50 m, por lo que la hipótesis planteada queda cumplida.

En cuanto a los aportes del presente trabajo donde se evalúa la "Respuesta sísmica de las condiciones geológicas entre las comuna de Quintero y Puchuncaví, evaluada con microtremores" se puede indicar que ayuda a la compresión de los riesgos sísmicos de la región y es posible incorporarlos a la "Geología para el Ordenamiento territorial". En particular se presenta datos y mapas de variables tales como: velocidades de propagación de ondas; clasificaciones de tipos de suelos según la velocidad de onda Vs30, tanto en el ámbito nacional como internacional. Se evalúan factores de amplificación; períodos; constantes elásticas y se entrega un modelo estratigráfico de columna de suelo con la proyección de la roca basal, del área. Finalmente se complementa la microzonificación del trazado general de San Antonio-Los Vilos, información que es de un uso vital para Chile, por su condición sísmica la que debe ser usada en los planes reguladores de las ciudades. En el plano académico se propone una ecuación para evaluar la amplificación debido al efecto de sitio del segmento Quintero-Puchuncaví obtenida según los materiales geológicos determinados por este estudio, la que también puede ser utilizada en otros sectores cuyas características sean similares, tanto en la morfología, como en la litología.

Las proyecciones y recomendaciones del presente trabajo son amplias. En el caso de las ondas superficiales se puede utilizar la sismica pasiva y verificar los datos presentados, con información geotécnica disponible. Realizar una malla más densa de perfiles de velocidades de corte agregando registros adicionales, como por ejemplo realizar 11 registros más y confeccionar una malla de 2 km con arreglo lineal o comparar con otros arreglos geométricos (círculos, ele, etc.). Considerar aumentar el número de geófonos a 24, cabe recordar que este estudio se realizó con 12 geófonos, cada 10 m. Evaluar el método Nakamura, que de acuerdo a los estudios es una técnica más exacta, para verificar los períodos naturales indicados en este trabajo. También se puede analizar el área de estudio ocupando fuentes activas por los métodos SASW y/o MASW. Por otro lado se pueden usar métodos activos como los ensayos de reflexión sísmica o refracción sísmica. Otro camino sería ocupar ensayos intrusivos como por ejemplo el ensayo Down Hole o Cross Hole. En lo que respecta a la extensión del área de estudios se podrían ampliar hacia el este y/o avanzar hacia el norte y sur, considerando que este camino es de vital importancia ya que el uso de estos datos son vitales para el desarrollo urbano y en particular pueden usarse en los planes reguladores de las ciudades, para evitar emplazamientos urbanos sin medidas de seguridad que contemplen las amplificaciones sísmicas por efecto de sitio, entre otros riesgos sísmico.

8 CONCLUSIONES

A partir de las observaciones realizadas en el área de estudio (Quintero-Puchuncavi), los valores de Vs30 resultantes, en el centro de ésta, dieron, entre 120 a 180 m/s lo que indicaría la existencia de depósitos no consolidados de arena y grava, sobre un basamento rígido, cuyas velocidades de corte son en algunos casos mayores a 760 m/s, que correspondería a una roca sedimentaria. Se evidencia la existencia de suelos rígidos cuyas velocidades medidas dieron valores en promedio de 341 m/s según los registros de SERNAGEMIN, (2018). En el caso de los suelos muy densos, según los registro de SERNAGEOMIN, (2018) y Geoterra. Geofísica Aplicada., (2015), resultaron valores del orden de 404 m/s. Las velocidades de onda P, en el centro del área de estudio varían entre 281 a 561 m/s, lo que refuerza la existencia los depósitos no consolidados en esta zona, evidenciando un área con un efecto de sitio. En el caso de las ondas Rayleigh, y considerando el cálculo para ser obtenidas, éstas tienen la misma tendencia, afirmando la existencia de un depósito no consolidado en el centro del área de análisis, es decir, en los sectores de la pista área y barrio industrial, que concuerda con los depósitos eólicos y la Formación Confluencia.

Los resultados de las clasificaciones del NEHRP, indican tipo D (suelo rígido), al sur y norte y E (suelo blando), frente a la bahía de Quintero. En el caso del Decreto Supremo N°61, estas zonas tienen velocidades Vs30 menores a 350 m/s y fueron clasificados como suelo tipo D (suelo medianamente denso). Por otro lado y de acuerdo a la clasificación propuesta por Zhao et al., (2006), se obtiene que esta zona queda especificada como suelo tipo IV (suelo blando).

Con relación al período, su tendencia es de períodos bajos, 0.3 s, en los afloramientos de roca (Ritoque), y periodos altos 0.7 a 1.1 s, en el centro del área de estudio. Circunstancia que también se aprecia al considerar o no el efecto de la magnitud del sismo. Lo que evidencia la existencia de depósitos de suelos no consolidados, y por ende un efecto de sitio del lugar.

Lo anterior, es relevante para la infraestructura existente y proyectada. En particular las edificaciones entre 3 y 9 pisos que se localicen en el centro del área de estudio, es decir en los alrededores de la pista de aterrizaje y/o en el barrio industrial, deben considerar, en el momento de su diseño, que sus períodos de vibración, sean diferentes a los de la columna de suelo ya que al ser iguales pueden entrar en resonancia.

Respecto al factor de Amplificación de Midorikawa, (1987), este tiene valores de 1 en el afloramiento de la roca hasta llegar a magnitudes de 3.7, en los sectores del centro del área de estudio y en el emplazamiento de la pista aérea, lo que evidencia nuevamente el de efecto de sitio, de la zona estudiada.

En cuanto a los valores de G y E, obtenidos para el centro del área de estudio, reflejan un efecto de sitio, ya que sus magnitudes fluctúan para G entre 32-298 MN/m^2 y para E entre 73 y 740 MN/m^2, lo que también indica la existencia de depósitos no consolidados, con estratos someros de arena y grava, que sobreyacen a estratos de suelo rígido y suelo muy denso. Los valores altos ($E=8.500\ MN/m^2$), se ubican al norte y al sur del área de estudio, en particular en la localidad de Ritoque, donde se encuentra la unidad Puerto Oscuro (Jmi4).

Para el modelo físico del área de análisis se propone la existencia de roca basal en 4 niveles establecidos desde el extremo sur del área (Ritoque) y a partir de la superficie existente, es decir: 0-12 m; 12-25 m; 25-37 m y en el centro de la zona de estudio las profundidades serían mayores a 50 m. Se complementa esta propuesta con una ecuación que permite evaluar un factor de amplificación debido al efecto de sitio para Quintero-Puchuncavi (FAQP), desarrollado en función de la velocidad de corte promedio Vs30, considerando para ello, arenas y gravas sobre roca sedimentaria, que fueron establecidas en este estudio, y con la restricción de que dicho factor sea evaluado para velocidades máximas de 760 m/s.

Finalmente considerando los registros de campo, los valores obtenidos tanto de la velocidad de corte Vs como de la velocidad Vs30 son en la zona de Quintero centro (T039) iguales a 800 m/s en el fondo del perfil y a 373 m/s como promedio. En cuanto a la profundidad la roca basal en este lugar es de 14 m. En particular la zona donde se ubica la pista aérea y el barrio industrial, se compone de los siguientes materiales geológicos identificados como: Arena y grava, suelo rígido a suelo muy denso y subyace a estos materiales, la roca sedimentaria ubicada a una profundidad mayor a 50 m. El rango de los valores de las velocidades de ondas de corte Vs30 fluntuan en el barrio industrial entre 139 - 368 m/s y en la pista de aérea o de aterrizaje, y entre 151-373 m/s. En estos sectores y a la profundidad de 50 m la velocidad de corte Vs es de 273 m/s y 384 m/s, respectivamente. Dado todo lo anterior se puede indicar que la zona reúne las condiciones para indicar que hay un efecto de sitio y como consecuencia el área de Quintero centro tendrá, velocidades de corte, Vs más altas y la profundidad de la roca basal será menor, que en las áreas donde se ubican la pista de aterrizaje y el barrio industrial, debido a que estos últimos sectores están constituidos por depósitos sedimentarios, ubicados sobre una roca sedimentaria.

Respecto al factor de amplificación propuesto para Quintero-Puchuncavi, da valores de 1 en la región con intrusivos, zona sur y norte y 2 a 3 en las zonas de depósitos, donde se ubican los depósitos eólicos y la Formación Confluencia.

9 REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

A

Abrahamson, N., Silva, W. 1997. Empirical Response Spectral Attenuation Relations for Shallow Crustal Earthquakes. Seismological Research Letters Vol., 68, Number 1 January/February.

Aguirre, J., Rodríguez, M., Vázquez, R. 2003. Sísmica de dispersión de ondas superficiales usando ruido sísmico. Siete mediciones en el Estado de Colima, México. Instituto de Ingeniería. UNAM, D.F.

Aguirre, L. 1960. Geología de los Andes de Chile Central. Provincia de Aconcagua. Instituto de Investigaciones Geológicas de Chile. Boletín N°9.

Akin, M., Kramer, S., Topal, T. 2016. Dynamic soil characterization and site response estimation for Erbaa, Tokat (Turkey). Nat Hazards.

Alcalá, F., Espinosa, J., Navarro, M., Sánchez, F. 2002. Propuesta de división geológica de la localidad de Adra (Provincia de Almaría). Aplicación a la zonación sísmica. Revista Sociedad Geológica. España. Vol. 15(1-2). Pag. 55-66.

Alvarado, D., Valdebenito, G. 2015. Microzonificación Sísmica en Zonas de Geología Compleja. Evaluación del Peligro Sísmico Local en Valdivia, Chile. XI Congreso Chileno de Sismología e Ingeniería Sísmica ACHISINA.

Alvarez, M. 2015. Determinación de la amplificación sísmica local en el Camus Sur UPM mediante la técnica de sismología de microtremores ReMi. Escuela Técnica Superior de Ingenieros en Topografía, Geodesia y Cartografía. Universidad Politécnica de Madrid.

Álvarez, L. 1964. Geología del Área Valparaíso-Viña del Mar. Instituto de Investigaciones Geológicas Chile. Boletín N°16.

Arenas, M., Behiau, J., Hanisch, J. 2004. Geología para el ordenamiento territorial: Área de Valdivia, Región de Los Lagos. Carta geológica de Chile. Serie geología Ambiental N°8.

Alvarez, S. 1999. El Efecto Local sobre el Movimiento Sísmico del Suelo: Fenomenología y Resultados Recientes. Fisica de la Tierra. Vol., 11. Pag. 141-173. Universidad Politecnica de Madrid.

Aristizábal, J., Mendoza, N. 2017. Obtención de propiedades mecánicas a partir de la relación Vp/Vs para depósitos superficiales de ceniza volcánica en Manizales Colombia. Revista Espacios. Vol. 38.

Asten, M., Henstridge, J. 1984. Array estimators and the use of microseisms for reconnaissance of sedimentary basins. Geophysics. Vol. 49. N°11.

B

Biot, M. 1962. Mechanics of Deformation and Acoustic Propagation in Porous Media. Journal of Applied physics. Vol. 33, N° 4, 1482-1498.

Building Seismic Safety Council. 2004. NEHRP recommended provisions for seismic regulations for new buildings and other structures. Building Seismic Safety Council National Institute of Building Science, Washington, D.C. http://www. nibs.org/client/assets/files/bssc/nehrp2003_FrontMaterial.pdf 10/12/2009

C

Cabello, M. 2015. Análisis geomorfológico de la sección occidental del cordón sarco: identificación de terrazas marinas región de Coquimbo, Chile. Facultad de Arquitectura y Urbanismo. Universidad de Chile.

Carteau, C. 2013. Caracterización de suelo en Villa las Araucarias (Arauco) mediante refracción de microtremores. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Universidad de Concepción.

Cardenas, M. 2018. La variabilidad de los efectos de sitio en la zona de transición del valle de México. Obtención de un modelo 3D de Vs para una mejor estimación de la respuesta sísmica. XV Simposio Nacional de Ingeniería Sísmica.

Carter, W., Aliste, N. 1962. Geology and ore deposits of the Nilhue, Aconcagua Province. Informe inédito, Instituto de Investigaciones Geológicas, Chile.

Celebi, M. 1987. Topographical and geological amplifications determined from the strong-motion and aftershock records of the 3 March 1985 Chile earthquake. Bull. Seism. Soc. Am. 77, Pag. 1147-1167.

Chávez, F., Montalva, G. 2014. Efecto de sitio para Ingenieros Geotécnicos, estudio del valle Parkway. Obras y Proyectos 16, 6-30. Departamento de Ingeniería Civil. Universidad de Concepción.

Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J., Gans, P., Kay, S., Muñoz, N., Wyss, A., Zurita, E. 2002. Evidence for cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°-36°S). Journal of South American Earth Sciences.

Charrier, R., Pinto, L, Rodríguez, M., 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. The Geology of Chile, Moreno, T., Gibbons, W. editors).

Charrier, R., Farias, M., Maksaev, V. 2009. Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el cenozoico en los andes de Chile norte y central e implicaciones para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina.Vol. 65(1). Pag., 5-35.

Clayton, C. Matthews, M., Simons N., 1995. Site Investigatión. Department of Civil Engineering, University of Surrey.

Colindres, R. 1993. Dinámica de suelos y estructuras. Limusa. México.

Contreras, E., Flueh, E., Grevemeyer, I. 2010. Tectonic control on sediment accretion and subduction off south central Chile: Implications for coseismic rupture processes of the 1960 and 2010 megathrust earthquakes. Tectonics, Vol. 29.

Condori, M. 2016. Caracterización estratigráfica y microzonificación sísmica del distrito de Chimbote mediante el ensayo MASW. Escuela Profesional de Ingeniería Geofísica. Facultad de Geología, Geofísica y Minas. Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa.Perú.

Correia, N. 2015. Obtención del perfil de velocidad de onda de corte mediante método MASW y comparación con ensayo tipo Downhole en estaciones sismológicas de la zona central. Facultad de Ciencias Fisicas y Matemáticas. Departamento de Ingeneiría Civil. Universidad de Chile.

Cuevas, R. 2017. Análisis de los depósitos sedimentarios Terciarios-Cuaternarios en el área de Quintero-Placilla (33°S) y sus implicancias paleogeográficas. Departamento de Geología. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Universidad de Chile.

D

Das, B. 1999. Principios de ingeniería de Cimentaciones. International Thomson Editores.

DeMets, M., Gordon, R., Argus, D., Stein, S. 1994. Effect of Recent Revisions to the Geomagnetic Reversal Time-Scale On Estimates of Current Plate Motions. Department of Geology and Geophysics, University of Wisconsin, Madison. Department of Geological Sciences, Northwestern University, Evanston, Illinois. Jet Propulsion Laboratory, Cal Tech, Pasadena, California.

Díaz, E. 2017. Incertidumbres en la estimación del período fundamental de terrenos inclinados. Escuela de Ingeniería Civil, Pontificia Universidad Católica de Valparaíso. Chile.

E

Echeverría, J., Schmidt, V. 2016. Efectos de la medición de ondas superficiales considerando diferentes geometrías y condiciones de emplazamiento con base en la metodología frecuencia-número de onda (f-k). Revista Geológica de América Central, 55: 101-114.

Escribano, J. 2008. Superficies de bajo relieve en la cordillera de Chile central entre los 32°30'S y los 33°30'S, y su relación con el alzamiento andino. Departamento de Geología. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Universidad de Chile.

Espiñeira, J. 1989. Geología del Complejo Plutónico Papudo-Quintero: Aspectos Cronológicos y geoquímicos. Memoria de Título. Departamento de Geología. Universidad de Chile.

Espurt, N., Funiciello, F., Martinod, J., Guillaume, B., Regard, V., Faccenna, C., Brusset, S. 2008. Flat subduction dynamics and deformation of the South American plate: Insights from analog modeling. Tectonics, Vol. 27.

Estrada, L. 2008. Prospección sísmica. Facultada de Ciencias Exactas y Tecnología. Departamento de Geodesia y Topografía. Universidad Nacional de Tucuman.

F

Falcón, F., Arenas, M., Carrasco, R., Fernández, J. 2014. Geología para el ordenamiento territorial: Área de Antofagasta. Carta geológica de Chile. Serie geología Ambiental. N°19.

Farías, M. 2007. Tectónica y erosión en la evolución del relieve de los andes de Chile central durante el Neogeno. Departamento de Geología. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Universidad de Chile.

Fernández, J., Pastén, C., Ruzi, S., Leyton, F. 2017. Estudio de efectos de sitio en la Región de Coquimbo durante el terremoto de Illapel M_w 8.3 de 2015. XV Congreso Geológico Chileno 2018.

Figueras, S., Macau, A., Belvaux, M., Peix, M., Benjumea, B., Gabàs, N., Susagna, T., Goula, X. 2012. Caracterización de efectos sísmicos locales en la ciudad de Lorca. HAL. Archives-Ouvertes.

Fock, A. 2005. Cronología y tectónica de la exhumación en el neógeno de los Andes de Chile central entre los 33º y los 34º S. Escuela de Ingeniería y Ciencias. Escuela de Postgrado. Facultad de Ciencias y Físicas y Matemáticas. Universidad de Chile.

Foti, S. 2000. Multistation Methods for Geotechnical Characterization using Surface Waves. Politecnico di Torino.

Foti, S. 2003. Surface wave methods for soil characterisation. Politecnico di Torino.

G

Gálvez, P. 2014. Estudio de la Onda Rayleigh aplicando el Método de Refracción por microtremores (ReMi) para caracterización de sitio. Lemco. Universidad Técnica Federico Santa María.

Gamal, M., Pullammanappallil, S., 2011. Validity of the Refraction Microtremors (ReMi) Method for Determining Shear Wave Velocities for Different Soil Types in Egypt. International Journal of Geosciences Vol., 2. Pag. 530-540.

Gana, P., Wall, R., Gutiérrez, A. 1996. Mapa geológico del área de Vaparaíso-Curacavi. Mapas geológicos N°1. Subdirección Nacional de Geología.

GEOMETRICS. 2006. Manual SeisImager/SW. Sotfware para el análisis de Onda Superficial.

GEORYS INGENIEROS S.A.C. 2016. Análisis multicanal de ondas superficiales (MASW).

GeoTerra. Geofísica Aplicada. 2015. Informe estudio sísmico sector Bodega N°1, Ventana Quintero, V Región.

GeoTerra. Geofísica Aplicada. 2015. Informe estudio sísmico sector Bodega N°2, Ventana Quintero, V Región.

Godoy, C., Gonzalez, L., Sáez, E. 2015. Importancia de la velocidad de onda de corte y del período predominante para la evaluación de la respuesta de sitio en Santiago. *Obras y Proyectos*. N°17. Pag., 61-67.

Godoy, E. 2015. Las falla Pocuro y Ramón-Damas, estructuras secuenciales sin conexión espacial. XIV Congreso Geológico Chileno.

González de Vallejos, L., Ferrer, M., Ortuño, L., Oteo, C. 2002. Ingeniería Geológica. Pearson Educación. Madrid.

González, F. 2015. Estimación de velocidades de onda de corte: registro de ondas superficiales Love v/s refracciones de ondas internas SH. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Departamento de Geofísica. Universidad de Chile.

González, R., Mora, J., Aguirre, J., Novelo, D. 2013. La estructura de velocidades y su relación con el peligro sísmico en Tuxtla Gutiérrez, Chiapas. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas. Vol. 30, N°1, Pag. 121-134.

Granda, A., Granda, T., Madrid, A. 2005. El método de la Sísmica Pasiva: una herramienta fiable para la caracterización geotécnica del terreno en zonas urbanas. International Geophysical Technology, S.I.

Guevara, M., Espinoza, F. 2016. Microzonificación. FIAD-UABC. Ensenan-Tijuana. México.

Gunn, D., Dashwood, B., Bergamo, P., Donohue, S. 2016. Aged embankment imaging and assessment using surface waves. Forensic Engineering. Vol.,169.

H

Hayashi, K. 2008. Development of the Surface-wave Methods and Its Application to Site Investigations. Kyoto University.

Humire, F. 2013. Aplicaciones de métodos geofísicos basados en ondas superficiales para la caracterización sísmica de suelos. Aplicación a la microzonificación sísmica del norte y poniente de Santiago. Escuela de Ingeniería. Pontificia Universidad Católica de 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.

I

(INN-CHILE). Instituto nacional de normalización. 2009. Diseño sísmico de edificio. NCh 433. Of1996 Modificada en 2009.

J

Jasso, J. 2003. Efecto de la Geología local en la respuesta sísmica de suelos, en el Valle de Ojos Negros, Baja California. Faculta de ciencias de la Tierra. Universidad Autónoma de Nuevo León. México.

Jibson, R., 1987. Summary of research on theeffects of topographic amplification ofearthquake shaking on slope stability. U.S.Geol. Survey, Open-File Rpt 87-268, Manlo Park, California, USA.

Jordan, T., Matthew, W., Veiga, R., Pángaro, F., Copeland, P., Kelley, S., Mpodozis, C. 2001. Extension and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate: A mid-Cenozoic trigger for the Andes. Tectonics, Vol., 20, N° 3, Pag. 308-324.

K

Kay, S., Mpodozis, C., Ramos, V., Munizaga, F. 1991. Magma source variations for mid-late Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and a thickening crust in the central Andes (28 to 33°S). Geological Society of America. Special Paper 265.

Kramer, S. 1996. Geotechnical Earthquake Engineering. Prentice-Hall International Series in Civil Engineering and Engineering Mechanics.,

Klohn, C. 1960. Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central, Provincia de Santiago, Colchagua y Curicó. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Boletín Nº 8, 95 p.

Kukowski, N., Oncken, O. 2006. Subduction Erosion – the ”Normal” Mode of Fore-Arc Material Transfer along the Chilean Margin?. Los Andes: Orogeneia de subducción antiva. Pag. 217-236.

L

Laurendeau, A., Barros, J., Alvarado, A., Perrault, M., Carrasco, H., Singaucho, J., Aguilar, J., Schmitz, M., Mercerat, D., Viracucha, C., Parra X., Espín P., Hernández S., Plain, M., Ojeda, A., Fuentes, D., Wu, H. 2016. Estimación de las frecuencias de resonancia de los suelos en varias ciudades de la provincia de Manabí con medidas de ruido del ambiente. Instituto Geofísico. Escuela Politécnica Nacional.

Laursen, J., Scholl, D., Huene, R. 2002. Neotectonic deformation of the central Chile margin: Deepwater forearc basin formation in response to hot spot ridge and seamount subduction. Tectonic, Vol. 21. N°5.

Lazcano, S. 2012. Perfiles de velocidad de onda de corte y análisis del comportamiento sísmico del suelo en el poniente de Guadalajara, Jal. XXVI Reunión Nacional de Mecánica de Suelos e Ingeniería Geotécnica. Sociedad Mexicana de Ingeniería Geotécnica A.C.

Leggett, R., Karrow, P. 1986. Geología Aplicada a la ingeniería Civil. McGraw-Hill.

Leyton, F., Montalva, G., Ramírez, P. 2012. Estudio preliminar de microzonificación sísmica de Concepción basado en microvibraciones, geología y patrones de daño. XV Congreso Geológico Chileno 2018.

Leyton, F., Sepulveda, S., Astroza, M., Rebolledo, S., Acevedo, P., Ruiz, S., Gonzalez, L., Foncea, C. 2011. Seismic zonation of the Santiago basin, Chile. 5th International Conference on Earthquake Geotechnical Engineerinng. Santiago, Chile.

Lillie, R. 1999. Whole Earth Geophysics: An Introductory Textbook for Geologists and Geophysicists. Prentice Hall.

López, N. 2016. Patrimonio Geológico de la comuna de Puchuncaví, para la creación del Geoparque Puchuncaví, V Región de Valparaíso. Departamento de Geología. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Universidad de Chile.

Louie, N. 2001. Faster, Better:Shear-Wave Velocity to 100 Meters Depth from Refraction Microtremor Arrays. Bulletin of the Seismological Society of America. Vol., 91, Pag. 347–364.

M

Madariaga, R. 1998. Sismicidad de Chile. Física de la tierra. N°10: 221-258. Département de Sismologie, Université Denis Diderot de Paris 7, France.

Mancipe, C. 2012. Análisis de la respuesta sísmica local en el área urbana del gran Mendoza. Área Geotecnia – IMERIS. Facultad de Ingeniería. Universidad Nacional de Cuyo. Mendoza, Argentina.

Martinod, J., Husson, L., Roperch, P., Guillaume, B., Espurt, N. 2010. Horizontal subduction zones, convergence velocity and the building of the Andes. Earth and Planetary Science. Letters 299, 209-309.

McMechan, G., Yedlin, M. 1981. Analysis of dispersive waves by wave-field transformation. Geophysics.

Milsom, J. 2003. Geophysics Field. The geological field guid series. Wiley

Ministerio de Vivienda y Urbanismo. 2011. Decreto Supremo N°61. Aprueba reglamento que fija el diseño sísmico de edificios y deroga D.S. N°117, (V.Y U.), de 2020.

Montalva, G., Catalán, C., Benedetti, F. 2018. ¿Qué Vs30 se debe usar como Índice para la Amplificación Sísmica?. El caso de Edificios de varios Subterráneos. Departamento de Ingeniería Civil. Universidad de Concepción.

Moreno, L., Alfaro, A. 2000. De los microsismos a los microtemblores. VIII Congreso Colombiano de Geotecnia 2000. Sociedad Colombiana de Geotecnia.

Motazedian, D., Hunter, J. 2008. Development of an NEHRP map for the Orleans suburd of Ottawa, Ontario. Canadian Geotechnical Journal. J. 45.

Motazedian, D., Hunter, J., Pugin, A., Crow, H. 2011. Development of a Vs30 (NEHRP) map for the city of Ottawa, Ontario, Canada. Canadian Geotechnical Journal. J. 48.

N

Naranjo, J., Carrasco, R. 2010. Evaluación Preliminar de Peligros Geológicos: Área de San Antonio-Llolleo. Geología para la reconstrucción y la gestión del riesgo. Vol., 1. Servicio Nacional de Geología y Minería.

Nakamura, Y. 1989. A Method for Dynamic Characteristics Estimation of Subsurface using Microtremor on the Ground Surface. QR of RTRI, Vol. 30, N°1.

Nogoshi, M., Igarashi, T. 1971. On the amplitude characteristics of microtremor (part 2). Journal of the Seismological Society of Japan 24(1), 26-40

Nuñez, C. 2018. Caracterización de suelos mediante métodos de refracción de microtremores (ReMi) en Curacautín, Región de la Araucanía. Depto. de Geofísica. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Universidad de Concepción.

O

Obando, T. 2009. Método de Autocorrelación Espacial (SPAC), una opción para la mitigación del riesgo sísmico.

Orozco, M., Azañón, J., Azor, A., Alonso-Chaves, F. 2004. Geología Física. Thomson.

P

Parada, M. 1992. Contribución a la geoquímica del Complejo Plutónico Papudo-Quintero, Chile Central: implicaciones petrogenéticas. Revista Geológica de Chile, Vol. 19, N°2. Pag. 199-210.

Pardo-Casas, F., y Molnar, P. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. Tectonics, Vol. 6, 233–248.

Park, C., Miller, R., Xia, J. 1999. Multichannel analysis of surface waves. Geophysics, Vol. 64, N°3. P. 800-808.

Paskoff, R. 1999. Contribuciones recientes al conocimiento del Cuaternario marino del centro y del norte de Chile. Revista de Geografía Norte Grande. N°26. Pag. 43-50.

Peredo, V. 2011. Aplicación del método SASW en suelos. Departamento de Ingeniería Civil. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Universidad de Chile.

Pereira de Barros da Silva, M., Fernández, H., Baptista, B., Pereira, G. 2018. Procedimiento metodológico para aplicar la geofísica a estudios geotécnicos en la ciudad de Luanda, Angola. Universidad Agostinho Neto, Luanda, Angola.

Piracés, R. 1976. Estratigrafia de la cordillera de la costa entre la cuesta El Melon y Limache, provincia de Valparaiso. Chile. Primer congreso geológico chileno.

Pullammanappallil, S., Honjas, W., Louie, J. 2003. Determination of 1-D shear wave velocities using the refraction microtremor method. Seismological Laboratory. University of Nevada, Reno.

R

Raud, R. 2002. Análisis morfoestructural del frente cordillerano de Santiago Oriente, entre el Río Mapocho y la Quebrada de Macul. Departamento de Geología. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Universidad de Chile.

Redon, P., Amanda, K., 2015. Aplicación de métodos geofísicos y geotécnicos para la evaluación de riesgo de geodinámica externa en el área urbana de Huaycán-Lima. Escuela profesional de Ingeniería Geofísica. Facultad de Geología, Geofísica y Minas. Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa.

Rivano, S. 1996. Geología de las Hojas Quillota y Portillo. Servicio Nacional de Geología y Minería.

Rivano, S., Sepulveda, P., Boric, R., Espiñeira, D. 1993. Carta geológica de Chile. Hojas de Quillota y Portillo. Servicio Nacional de Geología y Minería.

Rivano, S., Sepulveda, P. 1991. Hoja Illapel, Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, N°69, 1 mapa 1:250.000.

Rivano, S., Sepúlveda, P., Hervé, M., Puig, A. 1985. Geocronología K-Ar de las rocas intrusivas entre los 31°-32°S latitud sur, Chile. Revista Geológica de Chile, N°24, Pag. 63-74.

Rivera, O., Cembrano, J. 2000. Modelo de formación de cuencas volcánico-tectónicas en zonas de transferencia oblicuas a la cadena andina: El caso de las cuencas oligo-Miocenas de Chile Central y su relación con estructuras NWW-NW (33°00'-34°30'S). Consultorias y Estudios Geológicos CEG Ltda. Departamento de Geología de la Universidad de Chile.

Rodriguez, P. 2008. Evolución de la erosión y del relieve del antearco de Chile central (33-34ºS) durante el neógeno mediante el análisis de minerales pesados detríticos y la geomorfología. Departamento de Geología. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Universidad de Chile.

Rodriguez, J., Serra, J., Oteo, C. 1989. Curso aplicado de Cimentaciones. Colegio Oficial de Arquitectos de Madrid.

Roman, S., Astroza, M. 2009. Vulnerabilidad sísmica de las viviendas de albañilería de bloques de hormigón construidas en el norte de Chile. XVII Jornadas Chilenas del Hormigón, Santiago, Chile.

S

Saillard, M., Audin, L., Rousset, B., Avouac, J., Chlieh, M., Hall, S., Husson, L., Farber, D. 2009. From the seismic cycle to long-term deformation: linking seismic coupling and Quaternary coastal geomorphology along the Andean megathrust. AGUPUBLICATIONS

Saillard, M., Hall, S., Audin, L., Farber, D., Hérail, G., Martinod, J., Regard, V., Finkel, R., Bondoux, F. 2009. Non-steady long-term uplift rates and Pleistocene marine terrace development along the Andean margin of Chile (31°S) inferred from Be dating. Earth and Planetary Science Letters. Pag. 50–63.

Sauter, F. 1989. Fundamentos de Ingeniería Sísmica I: Introducción a la sismología. Editorial Tecnológica de Costa Rica.

Scheuber, E., Bogdanic, T., Jensen, A., Reutter, K. 1994. Tectonic development of the North Chilean Andes in relation to plate convergence and magmatism since the Jurassic. In: Reutter, K., Scheuber, E. y Wigger, PJ. Eds, Tectonics of the Southern Central Andes. Structure and Evolution of an Active Continental Margin. Berlin, Springer. Pag. 121–139.

Schmidt, V. 2012. Determinación del parámetro Vs30 usando los métodos f-k y SPAC en la bahía de Cádiz (sur de España). Ingeniería Civil. Universidad San José, Costa Rica.

Schmidt, V. 2014. Clasificación de suelos de 15 estaciones acelerográficas mediante el uso de métodos basados en vibraciones ambientales y del parámetro Vs30. Revista Geológica de América Central, 51. Pag. 33-67.

Servicio Nacional de Geología y Minería. (25 de Septiembre de 2018). Sistema de Información Georeferenciada de Amenaza Sísmica. Recuperado el 01 de Marzo de 2019, de Servicio Nacional de Geología y Minería. https://www.sernageomin.cl/sernageomin-presento-plataforma-de-amenaza-sismica-para-litoral-central/

Silva, M. 2015. Evaluación de efectos de amplificación topográfica debidos a eventos sísmicos en las laderas de la Comuna 14 en la ciudad de Bucaramanga. Universidad Nacional de Colombia.

Sitar, N., Clough, W., Seismic response of steep slopes in cemented soils. J. Geotech. Eng. Pag. 210-227

Somoza, R. 1998. Updated Nazca (Farallon) – South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. Journal of South American Earth Sciences, 11(3), 211–215.

Somoza, R., Ghidella, M. 2005. Convergencia en el margen occidental de América del Sur durante el Cenozoico: subducción de las placas de Nazca, Farallón y Aluk. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 60 (4): 797-809.

Stern, C. 2011. Subduction erosion: rates, mechanisms, and its role in arc magmatism and the evolution of the continental crust and mantle. Gondwana Research, 20. Pag., 284-308.

Stokoe, K., Joh, S., Woods, R. 2004. Some contributions of in situ geophysical measurements to solving geotechnical engineering problems, Proceedings, International Site Characterization ISC-2 Porto, Portugal.

T

Tarbuck, E., Lutgens, F. 1999. Ciencias de la Tierra. Una introducción a la geología física. Prentice Hall.

Tassara, A. 2013. Ciclo Andino. Departamento de Ciencias de la Tierra. Facultad de Ciencias Química. Universidad de Concepción.

Thiele, R. 1980. Carta geológica de Chile. Hoja Santiago. Instituto de Investigaciones Geológicas.

Thomas, H. 1958. Geología de la Cordillera de la Costa entre el Valle de La Ligua y la Cuesta de Barriga. Instituto de Investigaciones Geológicas. Boletín N°2. P.86. Santiago. Chile.

Thorson, R. 1999. La falla “Marga-Marga”. Viña del Mar Chile. Departamento de Obras Civiles. Universidad Técnica Federico Santa Maria.

Thorson, J., Claerbout J. 1985. Velocity-stack and slant-stack stochastic inversión. Geophysics, Vol. 50, N° 12; Pag. 2727-2741.

Tokimatsu, K., Arai, H., Asaka, Y. 1996. Three-Dimensional Soil Profiling in Kobe Area Using Mecrotremors. Eleventh World Conference on Earthquake Engineering Paper N°1486.

Torres, C. 2019. Efectos de sitio del sismo del 19 de Septiembre de 2017 en la Ciudad de México. XVI Congreso Panamericano de Mecánica de Suelos e Ingeniría Geotécnica. Cancún, México.

Trigo, T. 2007. Influencia de la amplificación local de las ondas sísmicas y la interacción suelos-fundación en el puente Marga-Marga. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Departamento de Ingeniería Civil. Universidad de Chile.

Tsige, M., García, I. 2006. Propuesta de clasificación geotécnica del “Efecto Sitio” (Amplificación Sísmica) de las formaciones geológicas de la Región de Murcia. Dep. Geodinámica. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad de Complutence de Madrid.

Trifunac, M., Brady, A. 1976. Correlations of peak acceleration, velocity and displacement with earthquake magnitude, distance and site conditions. Earthquake Engineering and Structural Dynamics, Vol. 4, 455-471.

Tuncel, A., Cevdet, O., Pamuk, E., Akgün, M. 2017. Comparison of the Soil Dynamic Amplification Factor and Soil Amplification by Using Microtremor and MASW Methods Respectively. World Multidisciplinary Earth Sciences Symposium.

U

Ulloa, R. 2018. Aplicación del método de Nakamura H/V, para estudiar el riesgo sísmico en la zona comprendida por el despliegue de estaciones IMAD. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Universidad de Concepción.

Uyeda, S., Kanamori, H. 1979. Back-Arc Opening and yhe Mode of Subduction. Journal of Geophysical Research. Vol. N°84, N°B3.

V

Vargas, C., Vargas, L., Coto, M. 2009. Análisis espectral de ondas superficiales: Aplicación efectiva para la caracterización geológica de ocho sitios distintos de cimentación en Costa Rica. Revista Geológica de América Central, N°41: 37-54.

Vázquez, R., Aguirre, J., Flores, H., Mijares, H., 2011. Microtremor studies using the SPAC method: Experiences and applications to four sites in Mexico. Geofísica Internacional. Vol. 50-3. Pag. 295-312.

Vergara, L., Verdugo, R. 2014. Condiciones Geológicas-Geotécnicas de la cuenca de Santiago y distribución de daños del terremoto del 27F. VIII Congreso Chileno de Ingeniería Geotécnica.

W

Wall, R., Gana, P., Gutiérrez, A. 1996. Mapa geológico del área de San Antonio-Melipilla. Mapas geológicos N°2. Subdirección Nacional de Geología.

X

Xia, J., Chen, C., Li, P., Lewis, M. 2004. Delineation of a collapse feature in a noisy environment using a multichannel surface wave tecnique. Geotechnique 54, N°1, 17-27.

Y

Yáñez, G., Ranero, C., Huene, R., Díaz, J. 2001. Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32°-34°S): The role of the Juan Fernández Ridge in the late Tertiary evolution of the margin. Journal of Geophysical Research, Vol. 106, N°. B4, Pag. 6325-6345.

Z

Zhao, J., Zhang, J., Asano, A., Ohno, Y., Oouchi, T., Takahashi, T., Ogawa, H., Irikura, K., Thio, H., Somerville, P., Fukushima, Y., Fukushima, Y. 2006. Attenuation Relations of Strong Ground Motion in Japan Using Site Classification Base don Predominant Period. Bulletin of the Seismological Society of America 96, N°3. Pag., 898-913.

ANEXOS

A-1 METODOLOGÍA PARA OBTERNER MAPAS DE EFECTO DE SITIO 219

A-2 ÁREA DE ESTUDIO 220

A-3 GEOLOGÍA 221

A-4 TABLAS DE CLASIFICACIÓN 222

A-4.1 DISPOSICIONES DE LA NATIONAL EARTHQUAKE HAZARDS REDUCTION PROGRAM (NEHRP) 222

A-4.2 DECRETO SUPREMO N°61 DEL MINISTERIO DE VIVIENDA Y URBANISMO, DE 02 NOVIEMBRE DE 2011 222

A-4.3 CLASIFICACIÓN USADA EN JAPÓN 223

A-4.4 CLASIFICACIÓN SEGÚN PERÍODO DOMINANTE 223

A-4.5 FACTOR DE AMPLIFICACIÓN SÍSMICA (MIDORIKAWA, 1987) 224

A-5 UBICACIÓN DE LOS ENSAYOS ReMi EN EL ÁREA DE ESTUDIOS 225

A-6 FÓRMULAS DE PROPIEDADES DINÁMICA Y CONSTANTES ELÁSTICAS. PROPIEDADES TÍPICAS DE LOS SUELOS 226

A-6.1 PROPIEDADES DINÁMICAS 226

A-6.2 ECUACIONES PARA CONSTANTES ELÁSTICAS 226

A-6.3 CONSTANTES ELÁSTICAS TÍPICAS 227

A-6.4 DENSIDAD 227

A-6.5 CRITERIOS PARA DEFINIR UN ESTRATO EN FUNCIÓN DE VS 228

A-7 REGISTROS Y PROCESAMIENTO DE DATOS 229
A-7.1 REGISTROS MEDIDOS EN AREA DE ESTUDIO.
11 ESTACIONES (ReMi 01-11) 229
A-7.1.1 REMI 01 229
A-7.1.2 REMI 02 234
A-7.1.3 REMI 03 239
A-7.1.4 REMI 04 244
A-7.1.5 REMI 05 249
A-7.1.6 REMI 06 254
A-7.1.7 REMI 07 259
A-7.1.8 REMI 08 264
A-7.1.9 REMI 09 269
A-7.1.10 REMI 10 274
A-7.1.11 REMI 11 279
A-7.2 PERFILES DE Vs, SEGÚN SERNAGEOMIN (2018)
(9 estaciones: T023; TO26; T027; T028; T029; T030; T031; T036; y T039) 284
A-7.2.1. Estación : T023 284
A-7.2.2. Estación : T026 286
A-7.2.3. Estación : T027 288
A-7.2.4. Estación : T028 290
A-7.2.5 .Estación : T029 292
A-7.2.6 Estación : T030 294
A-7.2.7 Estación : T031 296
A-7.2.8 Estación : T036 298
A-7.2.9 Estación : T039 300
A-7.3 AFLORAMIENTO ROCOSO (2 estaciones: Geo 1; Geo 2) 302
A-7.3.1 Estación : Geo 1(Ritoque) 302
A-7.3.2 Estación : Geo 2 304
A-7.4 GEOTERRA (2 ESTACIONES: GEOTERRA B1; GEOTERRA B2) 305
A-7.4.1 Estación : Geoterra B1 305
A-7.4.2 Estación : Geoterra B2 307

A-8 MAPAS DE RESPUESTA SISMICA 309

MAPA N°1/6 310

VELOCIDADES DE PROPAGACIÓN DE ONDAS

VELOCIDAD DE CORTE Vs30

VELOCIDAD DE COMPRESIÓN Vp30

VELOCIDAD RAYLEIGH, Cr30

MAPA N°2/6 311

RESPUESTA SÍSMICA SEGÚN

NEHRP

DECRETO SUPREMO N°61 (CHILE)

CLASIFICACIÓN USADA EN JAPON (Zhao et al., 2006)

MAPA N°3/6 312

PERÍODOS NATURALES DEL ÁREA SIN Y CON EFECTOS DE LA MAGNITUD DEL SISMO.

EDIFICACIONES AFECTADAS CON EL PERÍODO SIN Y CON EL EFECTO DE LA MAGNITUD DEL SISMO

MAPA N°4/6 313

RESPUESTA SÍSMICA SEGÚN FACTOR DE AMPLIFICACIÓN (Midorikawa, 1987)

MAPA N°5/6 314

CONSTANTES ELÁSTICAS G Y E

MAPA N°6/6 315

MODELO PARA EL ÁREA DE ESTUDIO

PROFUNDIDAD DE LA ROCA

VALORES DE Vs30 Y Vs APROXIMANDAMENTE A 50 m

FACTOR DE AMPLIFICACCIÓN ESTIMADO (FAQP)

A-1 METODOLOGÍA PARA OBTERNER MAPAS DE EFECTO DE SITIO

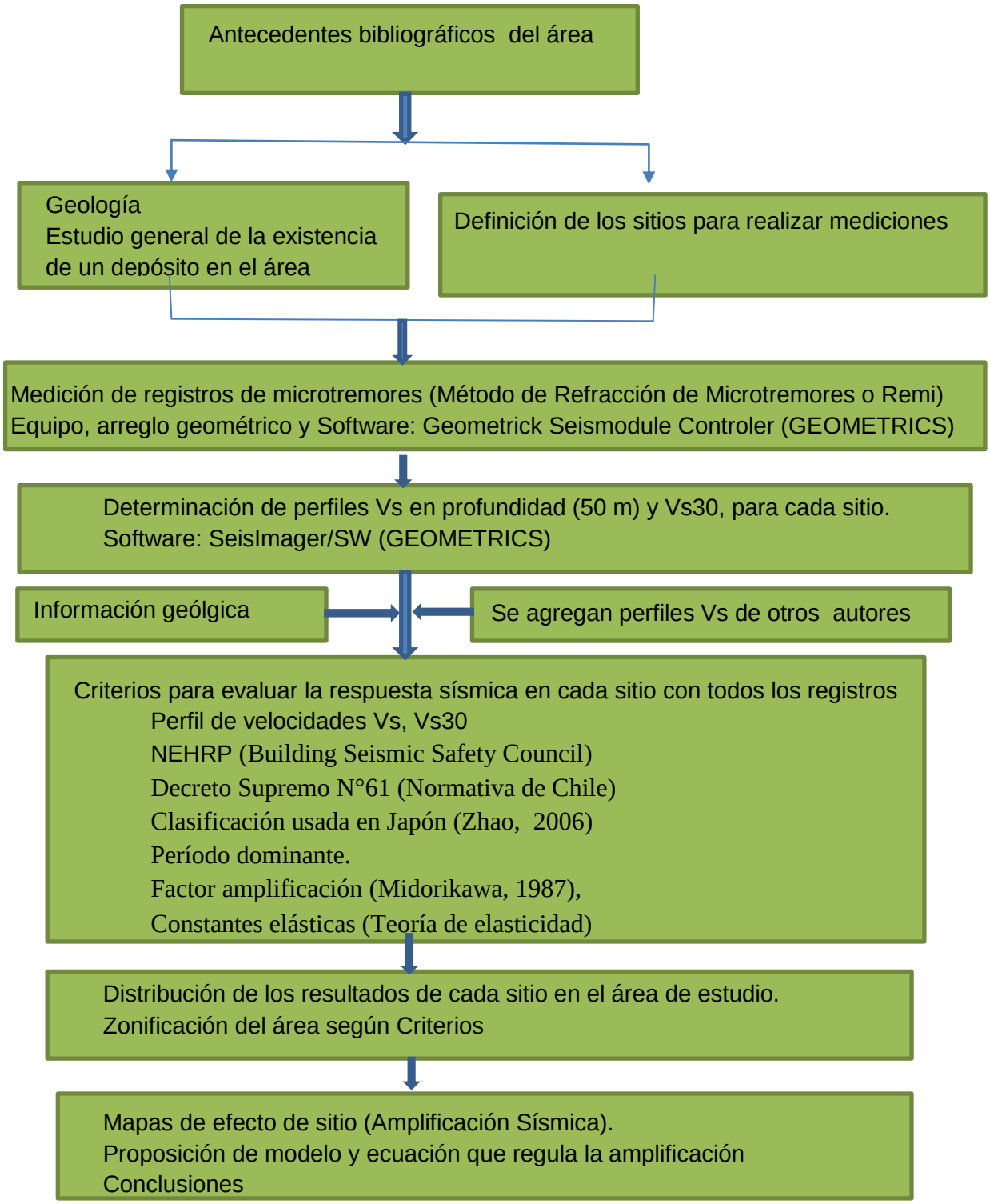


Figura A-1. Diagrama de flujo de metodología.

A-2 ÁREA DE ESTUDIO

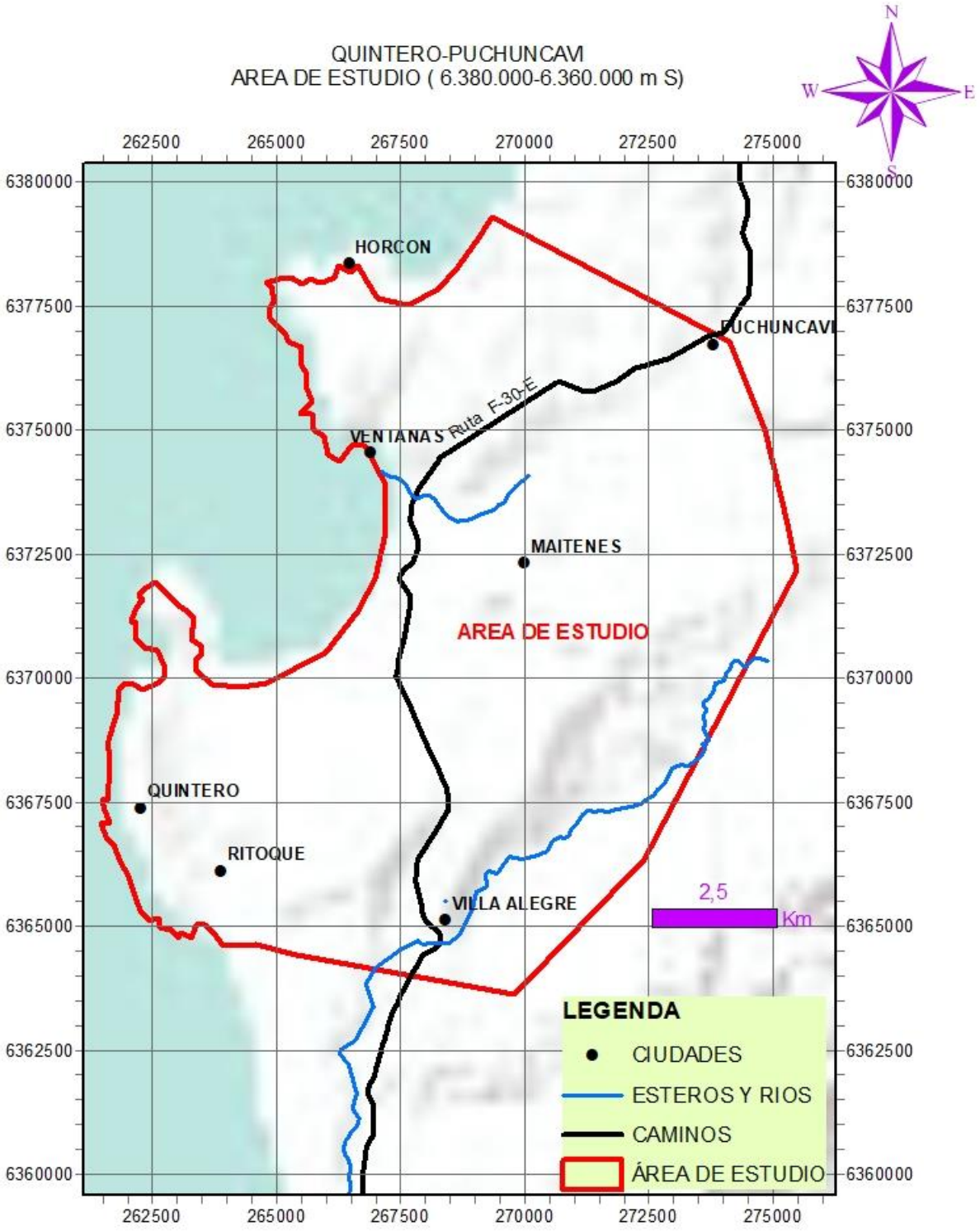


Figura. A-2. Área de estudio. Ubicación y vías de acceso.

A-3 GEOLOGÍA

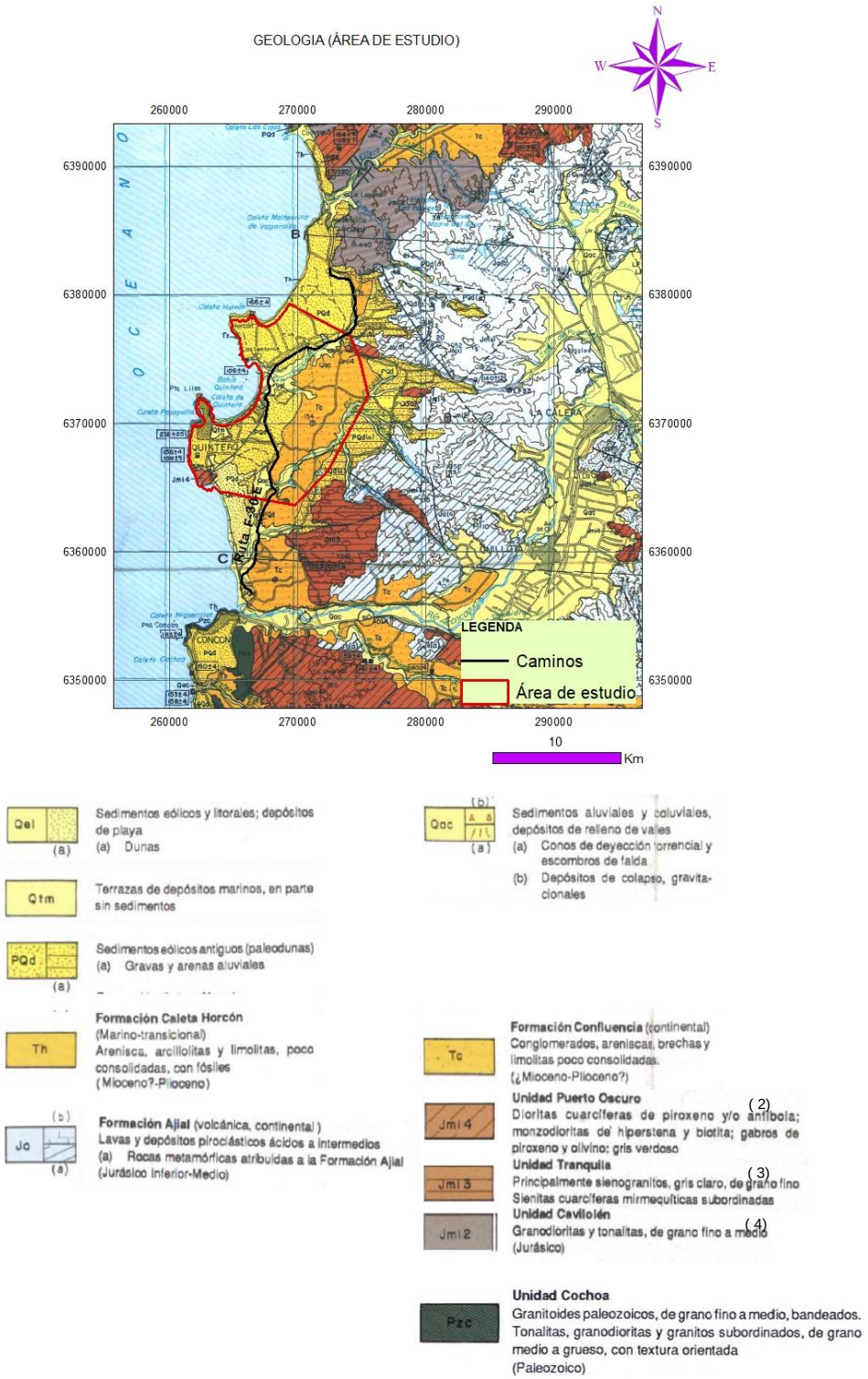


Figura A-3. Geología del área de estudio (Modificada de Rivano et al., 1993)

A-4 TABLAS DE CLASIFICACIÓN

A-4.1 DISPOSICIONES DE LA NATIONAL EARTHQUAKE HAZARDS REDUCTION PROGRAM (NEHRP)

Tabla A-1. Clasificación tipo de suelo propuesta por NEHRP (Building Seismic Safety Council. 2004; Falcón, 2014).

Clase de suelos	Descripción de la clase	Velocidades medias de las ondas de corte de los 30 m (m/s)	
		Mínima	Máxima
A	Roca dura	1500	-
B	Roca	760	1500
C	Suelo muy denso o roca blanda	360	760
D	Suelo rígido	180	360
E	Suelo blando	-	180
F	Suelo que requiere evaluación específica	-	-

A-4.2 DECRETO SUPREMO N°61 DEL MINISTERIO DE VIVIENDA Y URBANISMO DE 02 NOVIEMBRE DE 2011

Tabla A-2. Clasificación sísmica de sitios. Decreto Supremo N°61 (Ministerio de Vivienda y Urbanismo, 2011; Servicio Nacional de Geología y Minería, 2018).

Categoría	Suelo tipo	Primer criterio: Vs30(m/s)	Segundo criterio : To(s)
A	Roca, suelo cementado	≥ 900	To < 0.15
B	Roca blanda o fracturada	≥ 500	To < 0.30
C	Suelo denso o firme	≥ 350	To < 0.40
D	Suelo medianamente denso	≥ 180	To < 1.0
E	Suelo de consistencia mediana	< 180	

A-4.3 CLASIFICACIÓN USADA EN JAPÓN

Tabla A-3. Clasificación usada en Japón (Zhao et al., 2006).

Terreno Tipo	Descripción	Velocidad de Onda Vs (m/s)	Período natural del sitio (s)
I	Roca(suelo rígido)	Vs > 600	To < 0.2
II	Suelo firme	600 > Vs < 300	0.2 > To>0.4
III	Suelo medio	300> Vs > 200	0.4 > To>0.6
IV	Suelo blando	Vs < 200	To > 0.6

A-4.4 CLASIFICACIÓN SEGÚN PERÍODO DOMINANTE

a.- Teoría de elasticidad (Lazcano, 2012)

$$T_s = \frac{4*H}{V_s} \qquad \text{(A. Ecuación 1)}$$

b.- Modificación de Sauter (1989)

$$T_s = \frac{4*H}{R*V_s} \qquad \text{(A. Ecuación 2)}$$

Donde:

H : Espesor del depósito sobre el estrato rocoso

Vs : Velocidad de corte promedio del depósito de suelo

R : Factor empírico que depende la magnitud del sismo

Para las recomendaciones de R, y tomando en cuenta la magnitud de sismo son:

Tabla A-4. Recomendaciones para R, según la Magnitud del sismo (Sauter, 1989).

Magnitud del sismo	R	Aceleraciones max	
6	0,8	0,2*g	
7	0,7	0,4*g	(*)

(*): Valor típico según la zonificación de la costa de Chile (Ministerio de Vivienda y Urbanismo, 2011)

A-4.5 FACTOR DE AMPLIFICACIÓN SÍSMICA (MIDORIKAWA, 1987)

Tabla A-5. Factor de amplificación (Midokawa, 1987).

Factor de Amplificación	Expresión	Restricción (m/s)
Fa	$\frac{68}{Vs30^{0.6}}$	Vs <1100
Fb	1	Vs≥1100

A-5 UBICACIÓN DE LOS ENSAYOS ReMi EN EL ÁREA DE ESTUDIOS

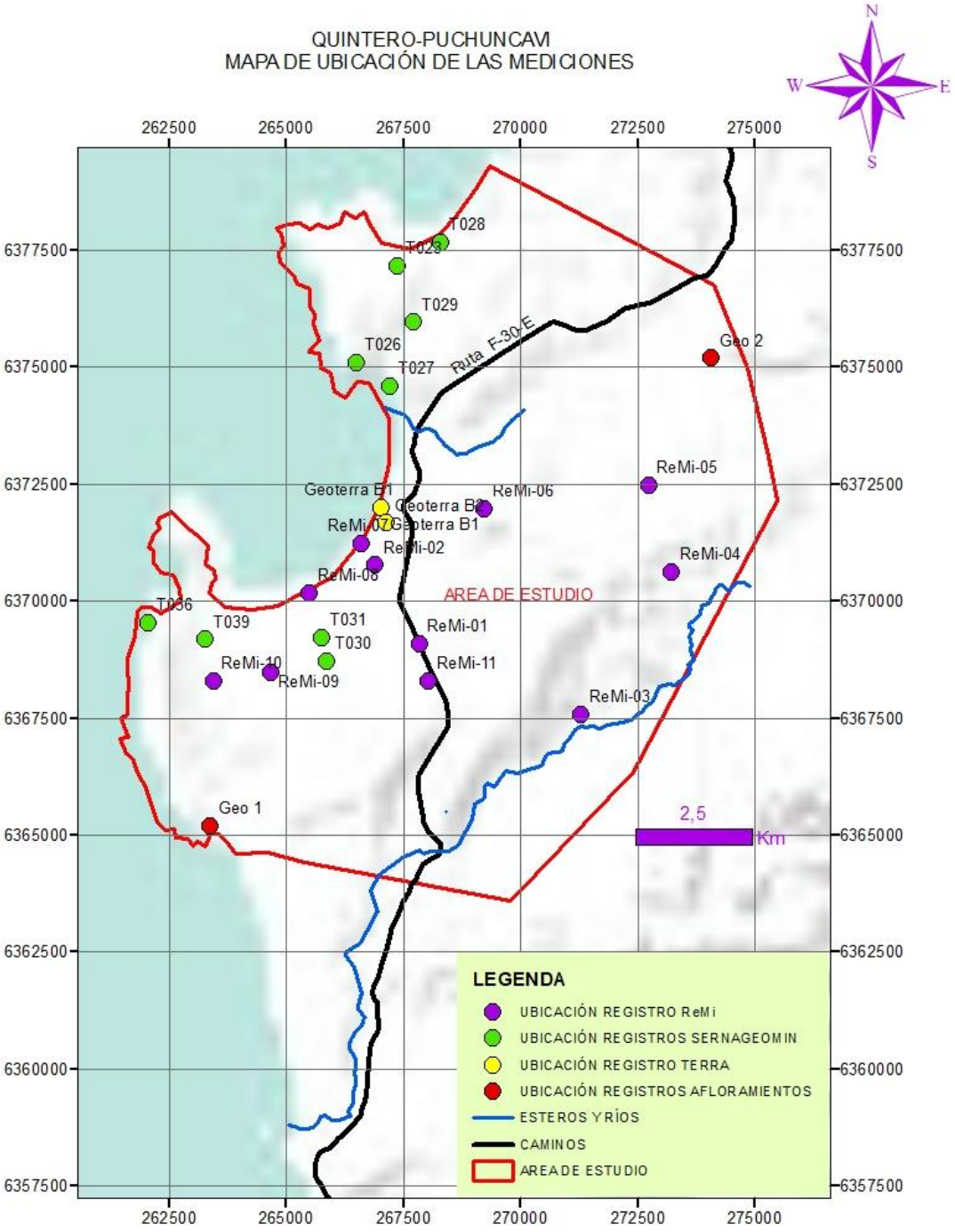


Figura A-4. Ubicación ensayos ReMi (11 Estaciones); SERNAGEOMIN (9 Estaciones); afloramiento roca (2 estaciones) y Geoterra (2 estaciones).

A-6 FÓRMULAS DE PROPIEDADES DINÁMICA Y CONSTANTES ELÁSTICAS. PROPIEDADES TÍPICAS DE LOS SUELOS

A-6.1 PROPIEDADES DINÁMICAS.

Velocidad de onda de corte $Vs=\sqrt{\frac{G}{\rho}}$ (A. Ecuación 3)

Velocidad de onda de compresión $Vp=\sqrt{\frac{\lambda+2G}{\rho}}$ (A. Ecuación 4)

Período $T_s=\frac{4*H}{V_s}$ (A. Ecuación 5)

Velocidad de la onda Rayleigh $Cr=0.92*Vs$ (A. Ecuación 6)

A-6.2 ECUACIONES PARA CONSTANTES ELÁSTICAS

Módulo de rigidez o Módulo de elasticidad transversal

$$G=\frac{E}{2*(1+\nu)}$$ (A. Ecuación 7)

Primer parámetro de Lamé o constante de Lamé

$$\lambda=\frac{\nu*E}{(1+\nu)*(1-2\nu)}$$ (A. Ecuación 8)

A-6.3 CONSTANTES ELÁSTICAS TÍPICAS

Tabla A-6. Módulo de elasticidad y Coeficiente de Poisson (Dasa, 2001).

Tipo de suelo	Coeficiente de Poisson		Módulo de elasticidad
	Mínimo	Máximo	MN/m2
Arena suelta	0,20	0,40	10.35-24.15
Arena densa media	0,25	0,40	17.25-27.60
Arena densa	0,30	0,45	34.50-55.20
Arena limosa	0,20	0,40	10.35-17.25
Arena y grava	0,15	0,35	69.00-172.50
Arcilla suave	0,20	0,50	4.1-20.7
Arcilla media	0,20	0,50	20.7-41.4
Arcilla firme	0,20	0,50	41.4-96.6

Tabla A-7. Módulo de elasticidad (Rodriguez et al., 1989).

Tipo de suelo	Módulo de elasticidad
	MN/m2
Grava gruesa, angulsa	150-300

A-6.4 DENSIDAD

Tabla A-8. Densidad en los puntos Geoterra 1 y 2. (Geoterra. Geofísica Aplicada, 2015).

Tipo de suelo	Densidad (gr/cm3)		
	Geoterra B1	Geoterra B1	Promedio
Arena limosa	1,89	1,96	1,9

A-6.5 CRITERIOS PARA DEFINIR UN ESTRATO EN FUNCIÓN DE Vs

Tabla A-9. Criterio para definir un estrato según Vs.

Velocidad de corte		Densidad	M. rigidez		C. Poisson	M.Elasticidad		Tipo de Suelo
Vs (m/s)		ρ (kg/m3)	G (MN/m2)		μ (*)	E (MN/m2)		
Desde	Hasta		Desde	Hasta		Desde	Hasta	
88	126	1900	15	30	0,15	34	69	Arena densa (*)
126	199	1900	30	75	0,15	69	173	Arena y grava (*)
199	215	1900	75	88	0,15	173	202	Grava(**)
215	262	1900	88	130	0,15	202	300	Grava gruesa, angulosa (**)
262	360	1900	130	246	0,15	300	566	Suelo rígido (***)
360	760	1900	246	1097	0,15	566	2524	Suelo muy denso (***)
760	1500	2700	1560	6075	0,25	3899	15188	Roca (***)
								Roca sedimentaria (****)
1500	2500	2700	6075	16875	0,25	15188	42188	Roca dura (***)
								Roca sedimentaria (****)

Tabla A-10. Propiedades para el granito.

Velocidad de corte		Densidad	M. rigidez		C. Poisson	M.Elasticidad		Tipo de Suelo
Vs (m/s)		ρ (kg/m3)	G (MN/m2)		μ (*)	E (MN/m2)		
Desde	Hasta					Desde	Hasta	
2500	3500	2700	16875	33075	0,25	42188	82688	Granito (****)

(*) Das, 1999. Pag. 250.

(**) Rodriguez, 1989. Pag. 33

(***) National Earthquake Hazards Reduction Program (NEHRP)

(****) González, 2002. Pag. 131

A-7 REGISTROS Y PROCESAMIENTO DE DATOS

A-7.1 REGISTROS MEDIDOS EN AREA DE ESTUDIO. 11 estaciones (ReMi 01-11)

A-7.1.1 REMI 01

Antecedentes

Fecha	:	Octubre. 2019
Número de geófonos	:	12 (4.5 Hz)
Espaciamiento	:	5 m.
Coordenadas.		
Sistema Geodésico	:	WGS84
Este (x)	:	267840
Norte (y)	:	6369086



Figura A-5. Ubicación registro 01

Registros con equipo ES-3000 y Software Geometrics Seismodule Controller

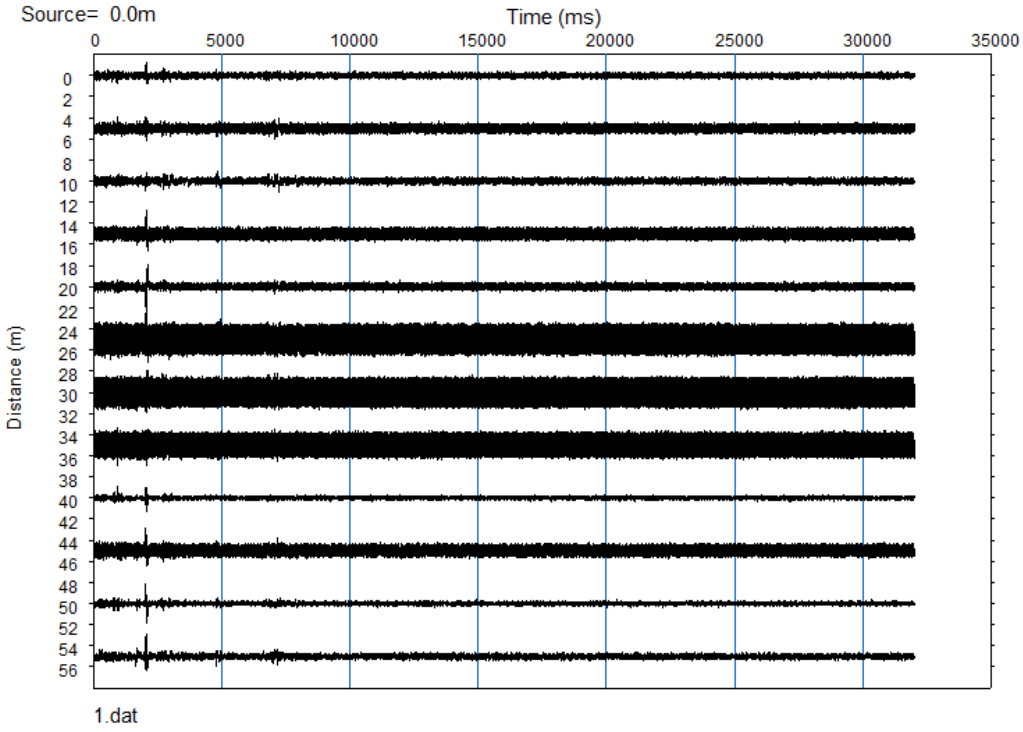


Figura A-6. Registro de la señal. Dominio del tiempo

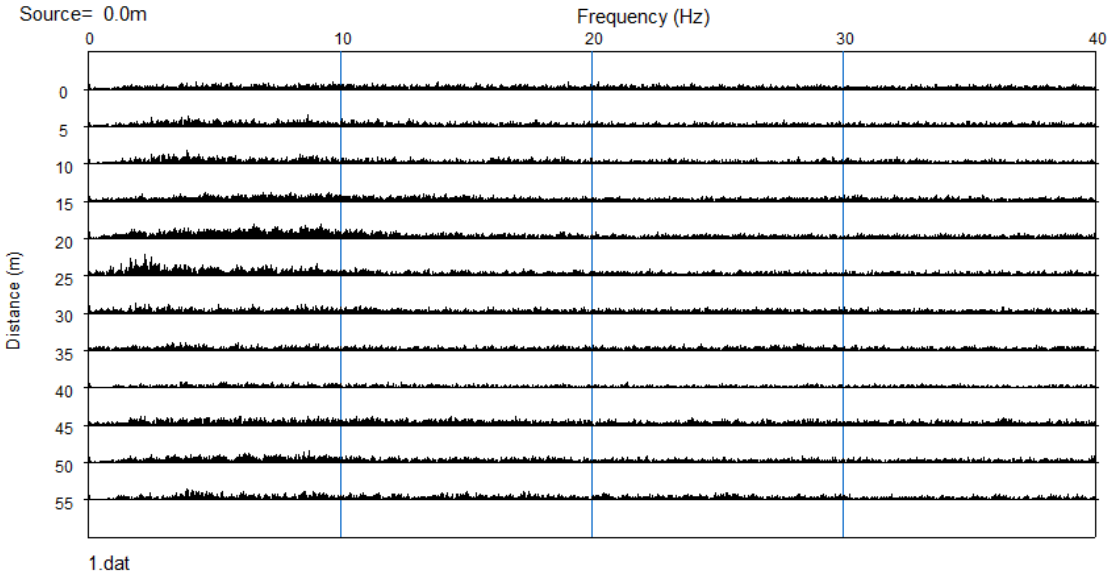


Figura A-7. Registro de la señal. Dominio de la frecuencia.

Resultados con Sofware SeisImager/SW (Geometrics, 2006)

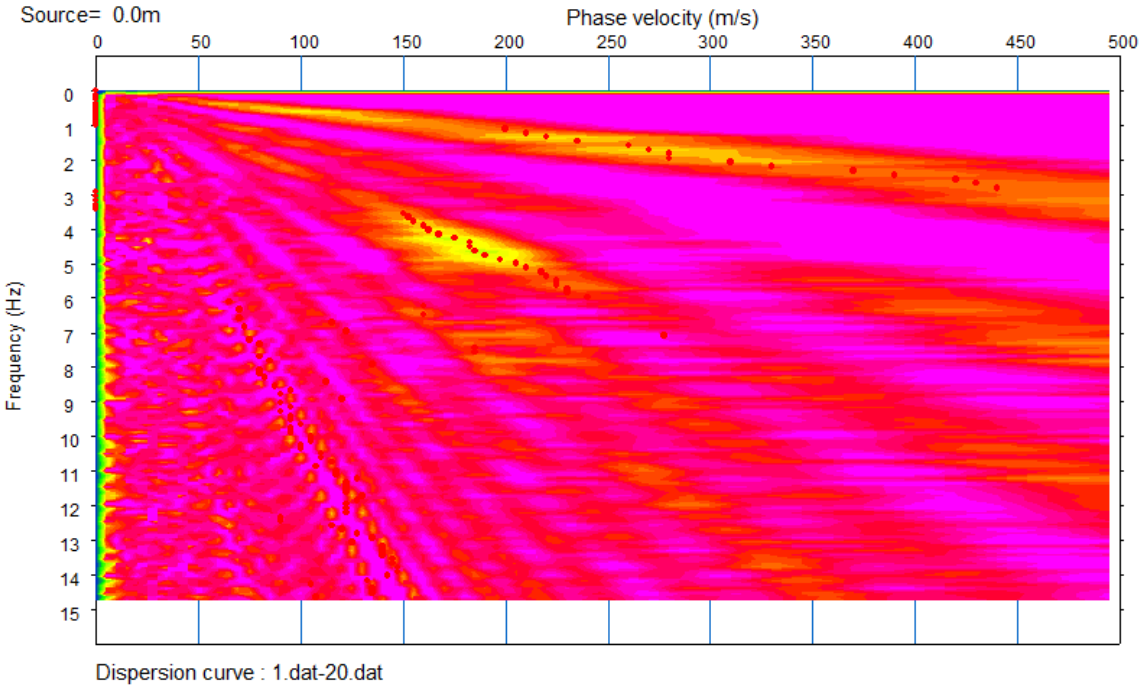


Figura A-8. Curva de dispersión

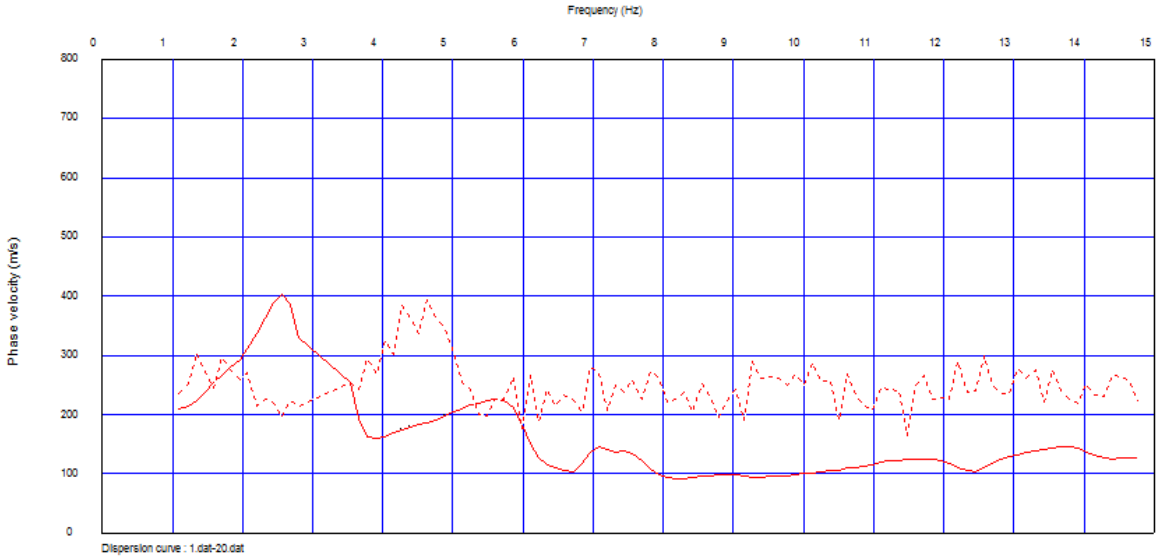


Figura A-9. Gráfico de Curva de dispersión (Velocidad de fase v/s frecuencia)

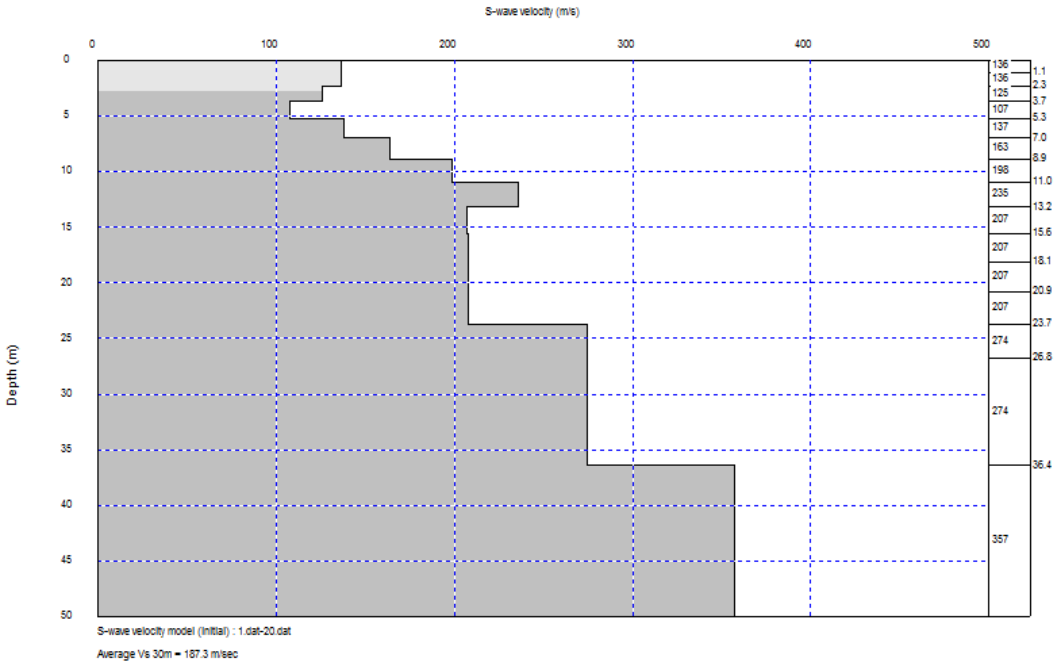


Figura A-10. Perfil de velocidades de corte y promedio

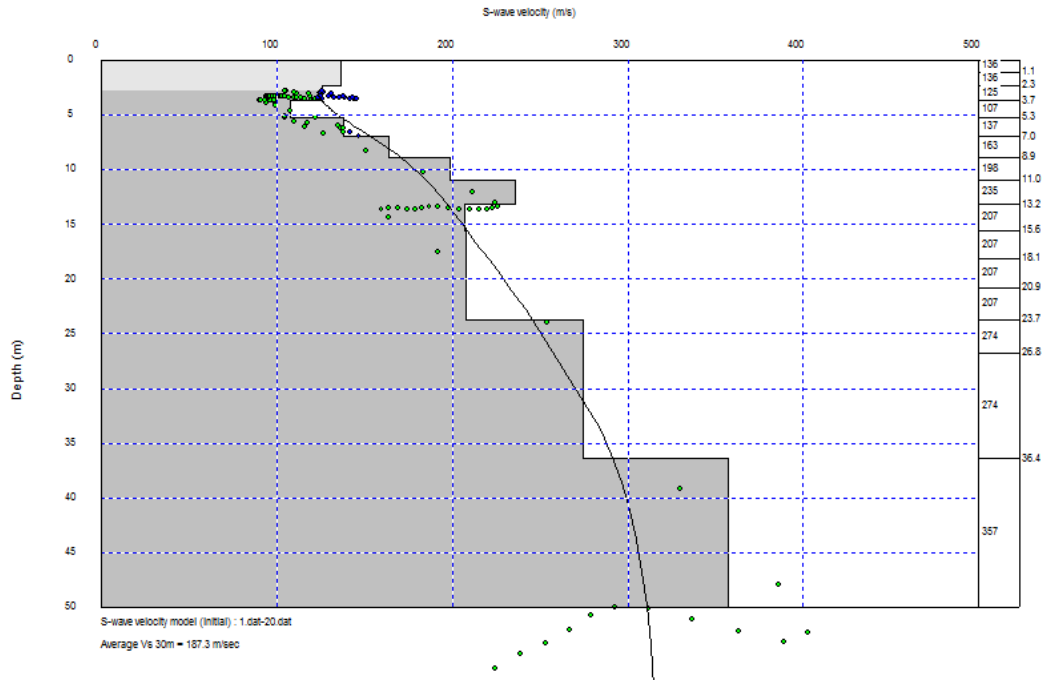


Figura A-11. Perfil de velocidades de corte y curva de velocidades Rayleigh

Tabla A-11. Análisis del sitio.

Litología, Vs30, Vp30, Cr30, Ts, clasificaciones, G y E.

REMI	1	Unid.	Observación
H: Prof. Roca basal (m)			
Granito	Roca : Vs=2900 m/s		Lillie, 1999. Pag. 51
Vs,50m	357	m/s	
H mayor a	50	m	Prof. Roca mayor a 50 m
Litología			
Simbolo	PQd		
Descripción	Gravas y arenas aluviales		(Rivano, 1993)
Propiedades dinámicas			
V,s30	187	m/s	Velocidad Onda S prom. Primeros 30 m (ReMi)
Vp,30	291	m/s	Velocidad Onda P prom. Primeros 30 m (ReMi)
Cr	172	m/s	Velocidad Onda R prom. Primeros 30 m (ReMi)
Ts	1,1	s	Período sobre 50 m
Clasificación			
NEHRP	D		Internacional
D.S.N°61	D		Chile
Zhao, 2006	IV		Japón
Midorikawa, 1987	2,9		Amplificación Japón. Vs Menor 1100 m/s
Parámetros físicos			
(Teoría de Elasticidad)			
ρ	Densidad		Datos de bibliografía. MARSS Laboratorio.2015
	1,9	gr/cm3	
	1.900	Kg/m3	
G	Módulo de rigidez		
	66.441.100	N/m2	
	66	MN/m2	
	664	kg/cm2	
μ	Coeficiente de Poisson		
	0,15		(Estimado, Das, 2001)
E	Módulo de elasticidad		
	152814530	N/m2	
	153	MN/m2	
	1.528	kg/cm2	
λ	Constante de Lamé		
	28.474.757	N/m2	
	285	kg/cm2	

A-7.1.2 REMI 02

Antecedentes

Fecha	:	Octubre. 2019
Número de geófonos	:	12 (4.5 Hz)
Espaciamiento	:	10 m.

Coordenadas.

Sistema Geodésico	:	WGS84
Este (x)	:	266892
Norte (y)	:	6370762



Figura A-12. Ubicación registro 02

Registros con equipo ES-3000 y Software Geometrics Seismodule Controller

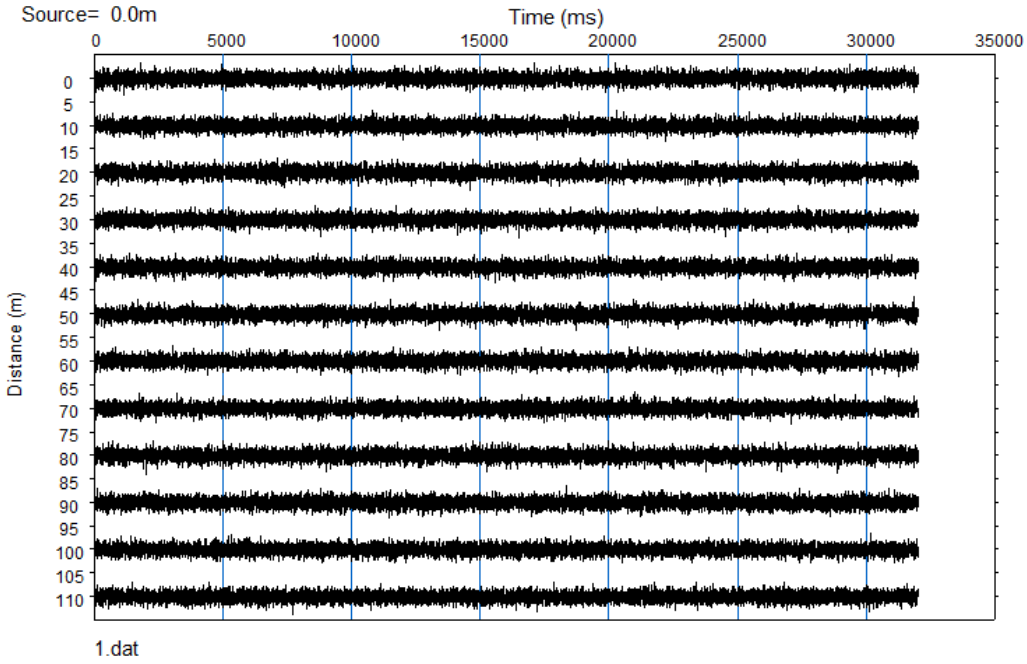


Figura A-13. Registro de la señal. Dominio del tiempo

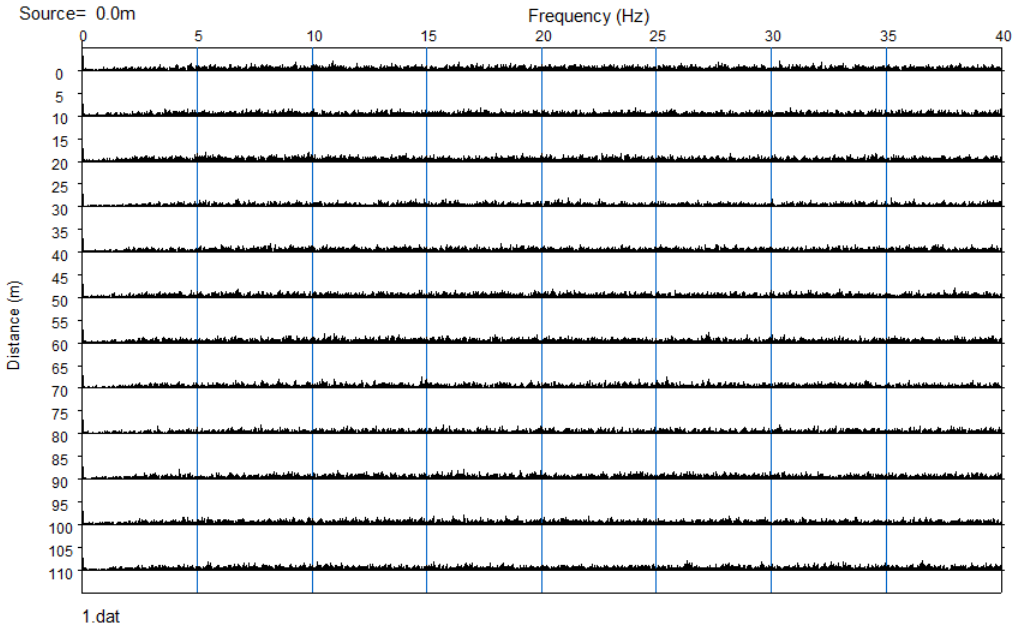


Figura A-14. Registro de la señal. Dominio de la frecuencia.

Resultados con Sofware SeisImager/SW (Geometrics, 2006)

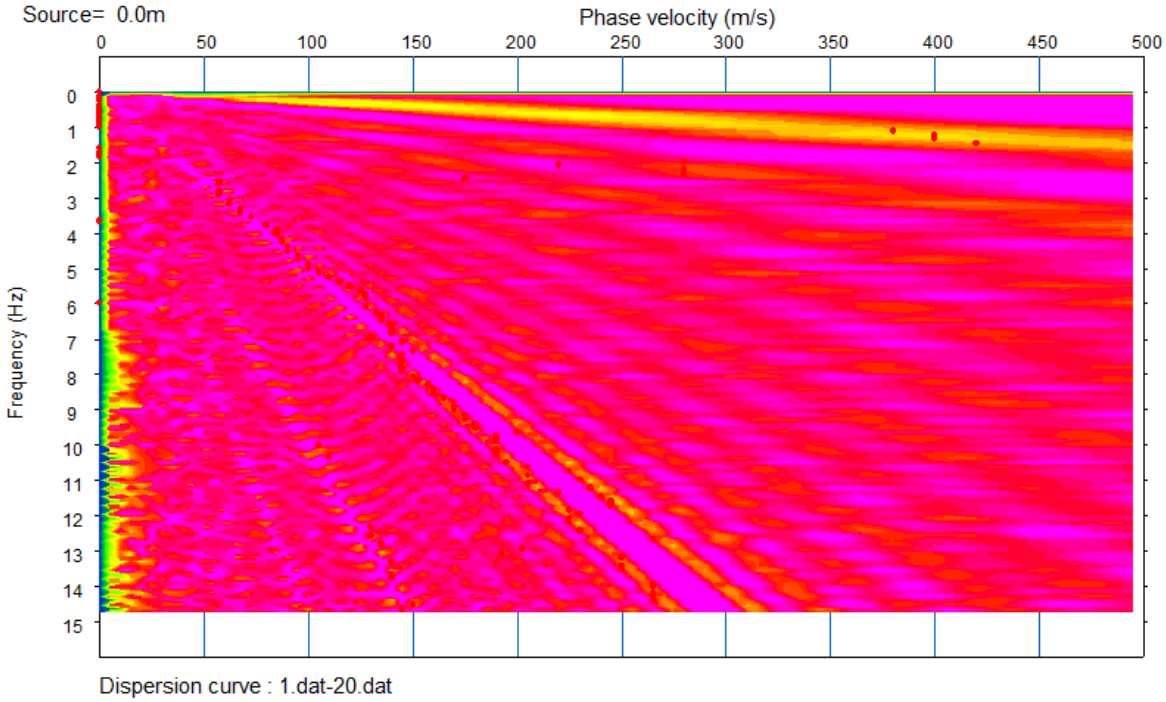


Figura A-15. Curva de dispersión

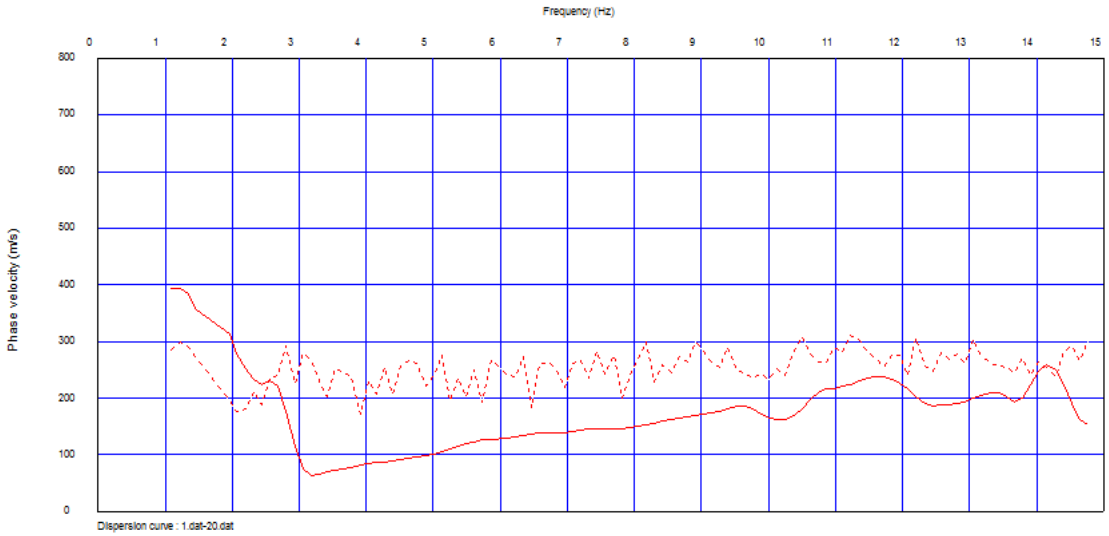


Figura A-16. Gráfico de Curva de dispersión (Velocidad de fase v/s frecuencia)

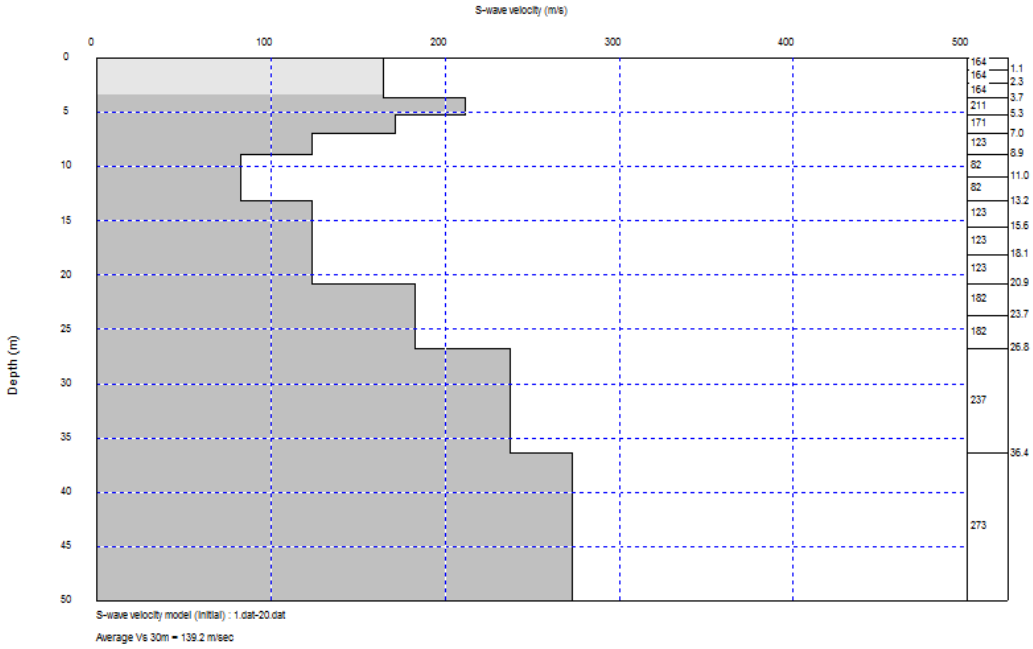


Figura A-17. Perfil de velocidades de corte y promedio

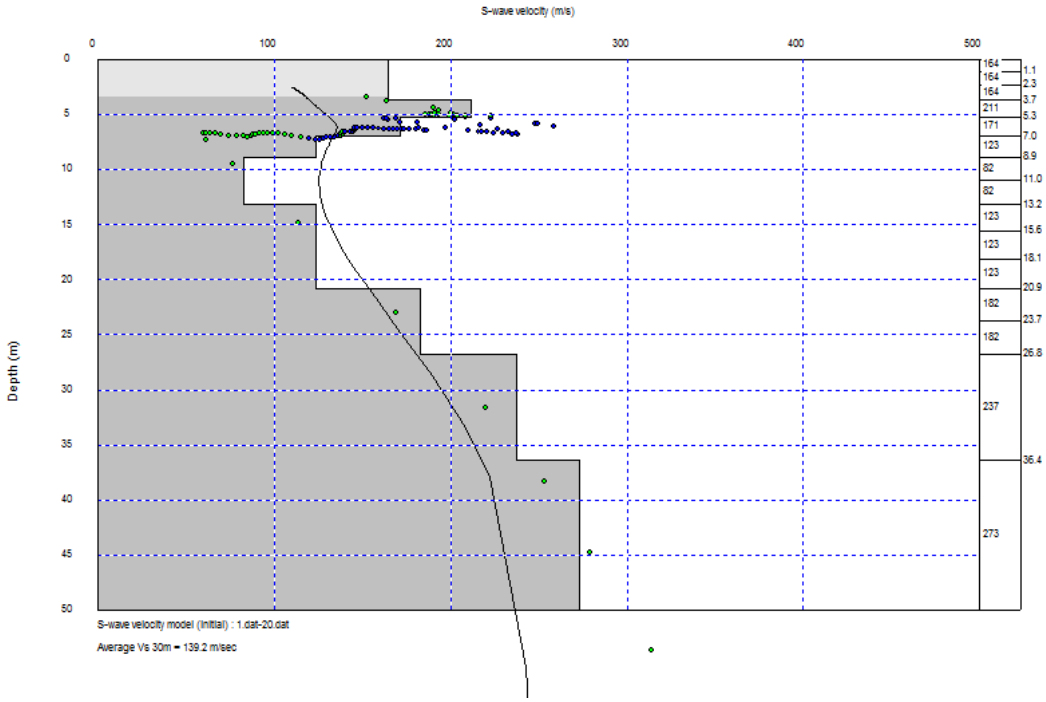


Figura A-18. Perfil de velocidades de corte y curva de velocidades Rayleigh

Tabla A-12. Análisis del sitio.

Litología, Vs30, Vp30, Cr30, Ts, clasificaciones, G y E.

REMI	2	Unid.	Observación
H: Prof. Roca basal (m)			
Granito	Roca : Vs=2900 m/s		Lillie, 1999. Pag. 51
Vs,50m	273	m/s	
H mayor a	50	m	Prof. Roca mayor a 50 m
Litología			
Simbolo	Qel		
Descripción	Depósitos de playa		(Rivano, 1993)
Propiedades dinámicas			
V,s30	139	m/s	Velocidad Onda S prom. Primeros 30 m (ReMi)
Vp,30	217	m/s	Velocidad Onda P prom. Primeros 30 m (ReMi)
Cr	128	m/s	Velocidad Onda R prom. Primeros 30 m (ReMi)
Ts	1,4	s	Período sobre 50 m
Clasificación			
NEHRP	D		Internacional
D.S.N°61	D		Chile
Zhao, 2006	IV		Japón
Midorikawa, 1987	3,5		Amplificación Japón. Vs Menor 1100 m/s
Parámetros físicos			
(Teoría de Elasticidad)			
ρ	Densidad		Datos de bibliografía. MARSS Laboratorio.2015
	1,9	gr/cm3	
	1.900	Kg/m3	
G	Módulo de rigidez		
	36.709.900	N/m2	
	37	MN/m2	
	367	kg/cm2	
μ	Coeficiente de Poisson		
	0,15		(Estimado, Das, 2001)
E	Módulo de elasticidad		
	84432770	N/m2	
	84	MN/m2	
	844	kg/cm2	
λ	Constante de Lamé		
	15.732.814	N/m2	
	157	kg/cm2	

A-7.1.3 REMI 03

Antecedentes

Fecha	:	Octubre. 2019
Número de geófonos	:	12 (4.5 Hz)
Espaciamiento	:	10 m.

Coordenadas.

Sistema Geodésico	:	WGS84
Este (x)	:	271301
Norte (y)	:	6367561

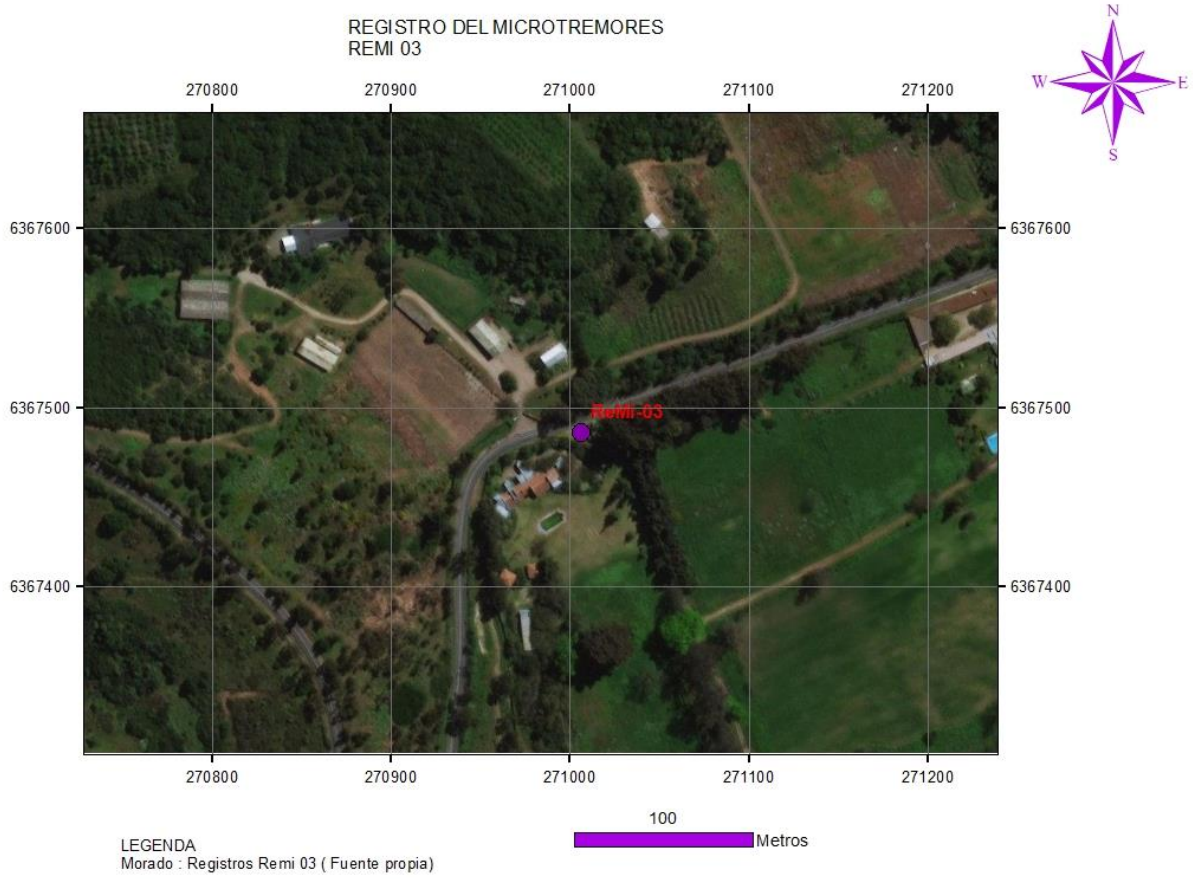


Figura A-19. Ubicación registro 03

Registros con equipo ES-3000 y Software Geometrics Seismodule Controller

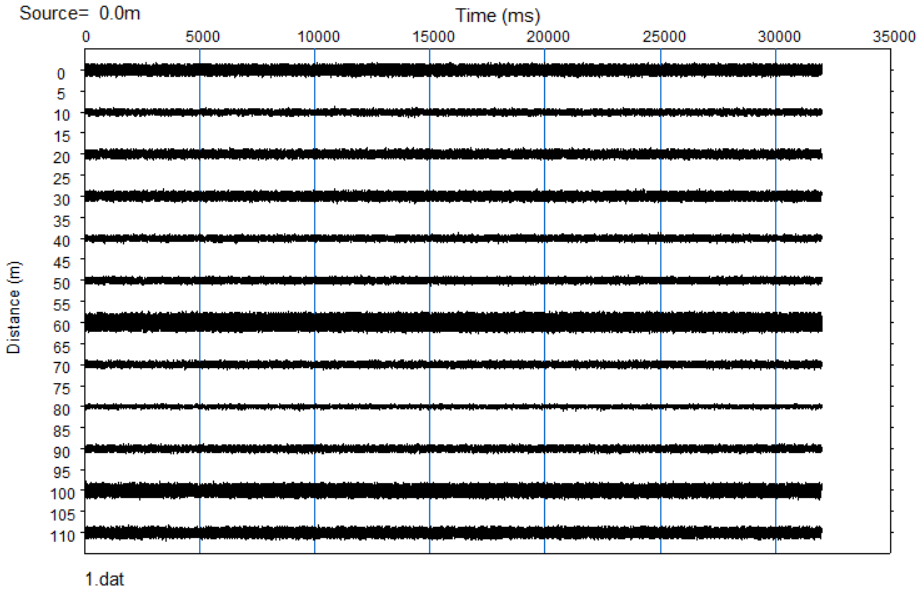


Figura A-20. Registro de la señal. Dominio del tiempo

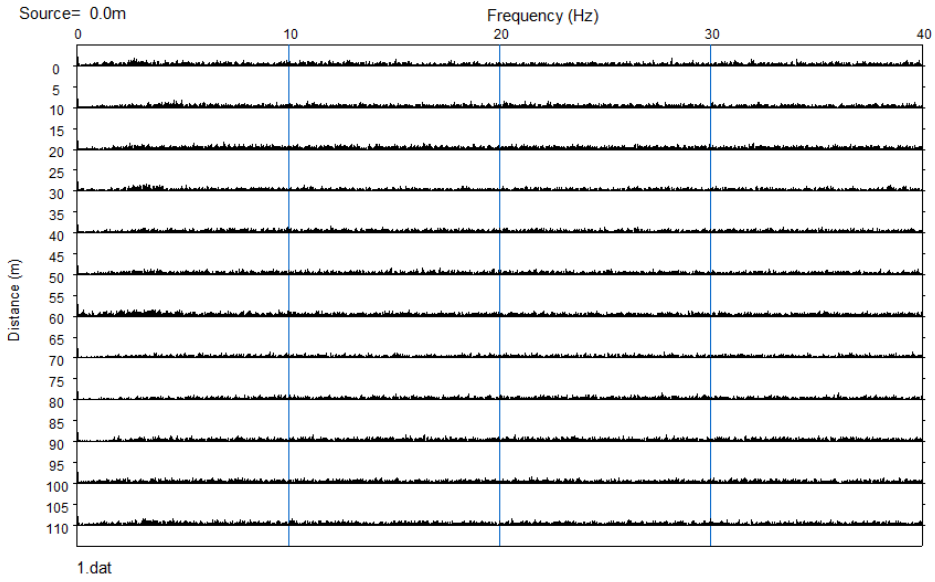


Figura A-21. Registro de la señal. Dominio de la frecuencia.

Resultados con Sofware SeisImager/SW (Geometrics, 2006)

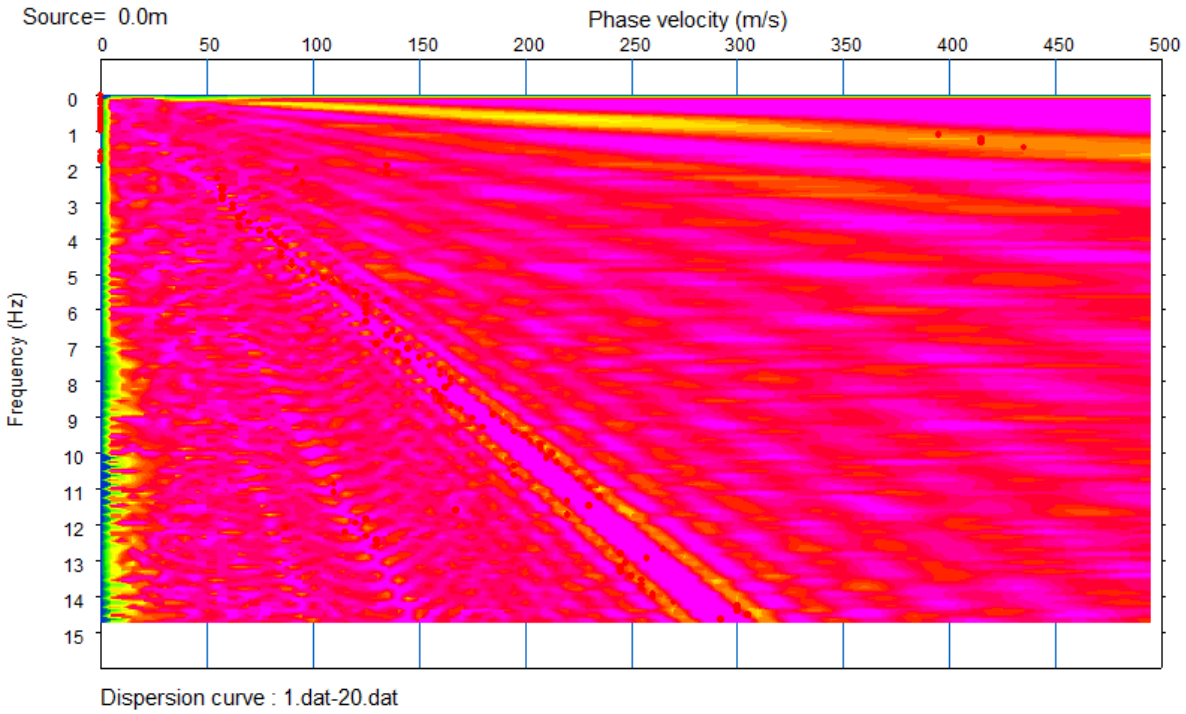


Figura A-22. Curva de dispersión

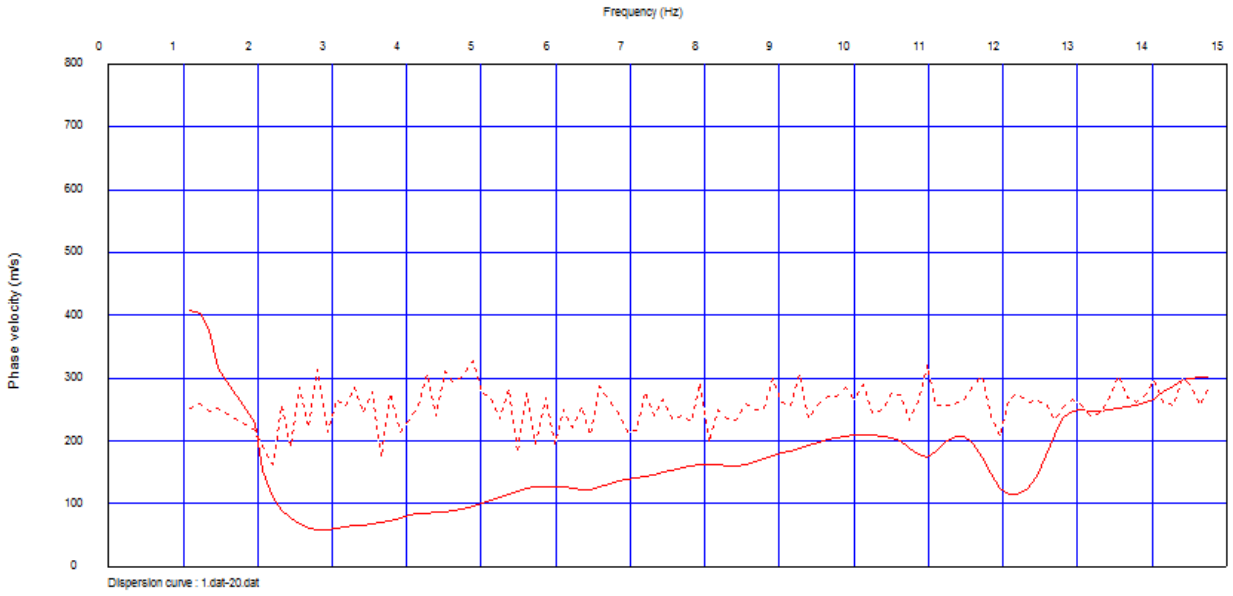


Figura A-23. Gráfico de Curva de dispersión (Velocidad de fase v/s frecuencia)

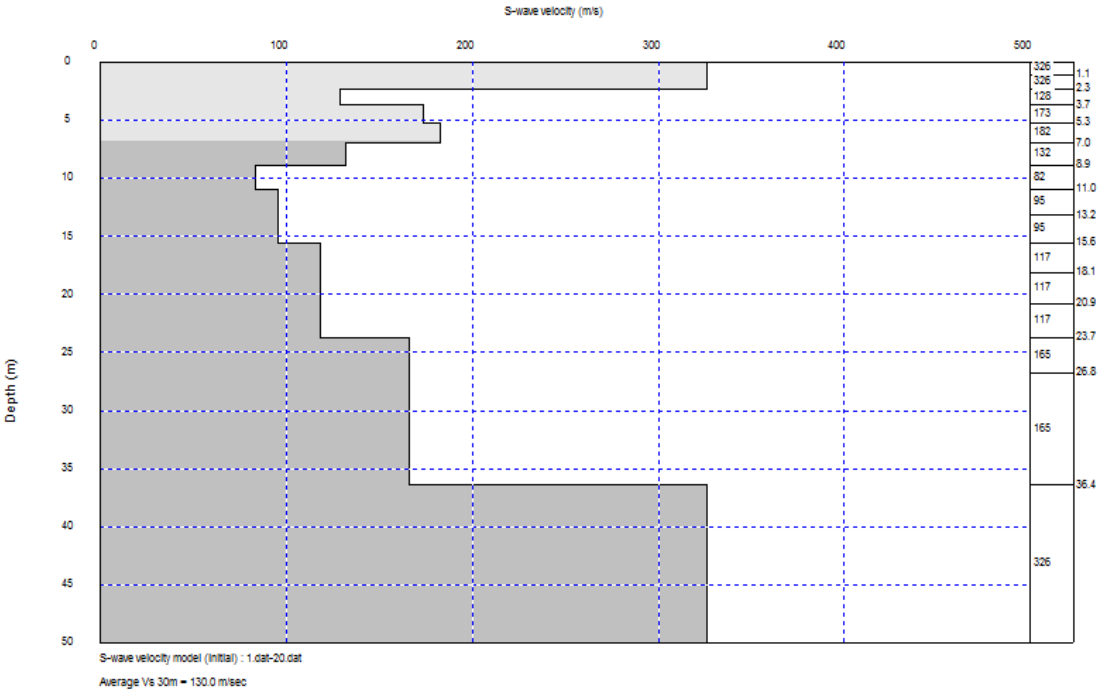


Figura A-24. Perfil de velocidades de corte y promedio

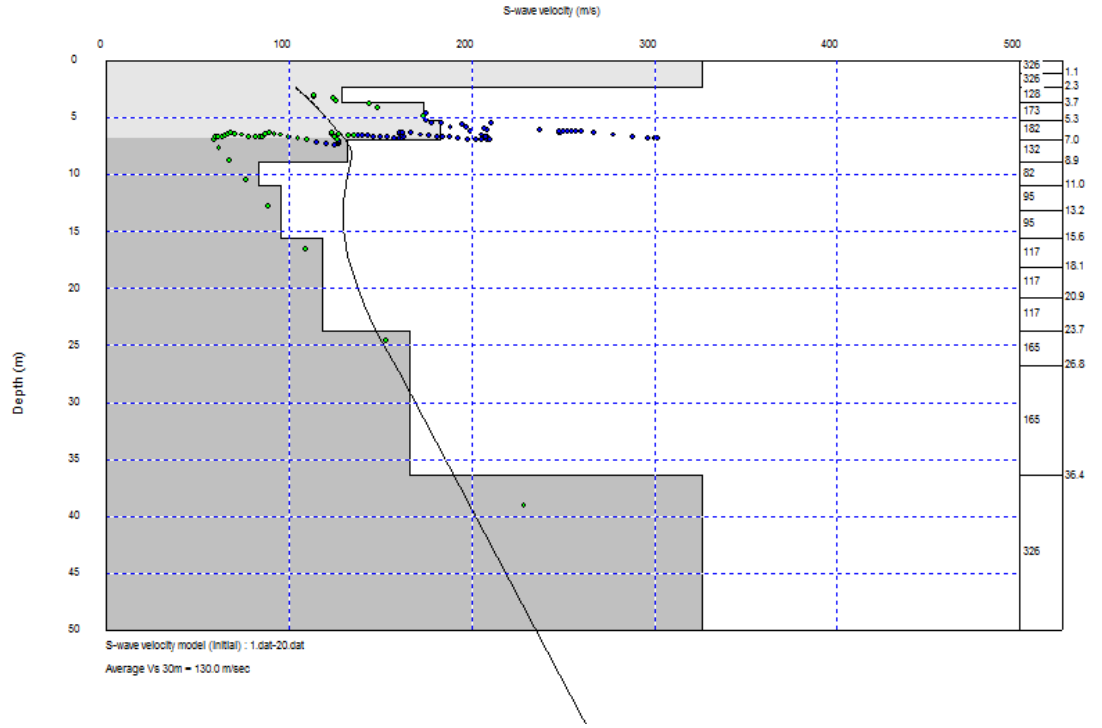


Figura A-25. Perfil de velocidades de corte y curva de velocidades Rayleigh

Tabla A-13. Análisis del sitio.

Litología, Vs30, Vp30, Cr30, Ts, clasificaciones, G y E.

REMI	3	Unid.	Observación
H: Prof. Roca basal (m)			
Granito	Roca : Vs=2900 m/s		Lillie, 1999. Pag. 51
Vs,50m	326	m/s	
H mayor a	50	m	Prof. Roca mayor a 50 m
Litología			
Simbolo	Tc		
	Formación Confluencia		
Descripción	Areniscas, arcillolitas y limotitas		(Rivano, 1993)
	Poco consolidadas		
Propiedades dinámicas			
V,s30	130	m/s	Velocidad Onda S prom. Primeros 30 m (ReMi)
Vp,30	203	m/s	Velocidad Onda P prom. Primeros 30 m (ReMi)
Cr	120	m/s	Velocidad Onda R prom. Primeros 30 m (ReMi)
Ts	1,5	s	Período sobre 50 m
Clasificación			
NEHRP	E		Internacional
D.S.N°61	E		Chile
Zhao, 2006	IV		Japón
Midorikawa, 1987	3,7		Amplificación Japón. Vs Menor 1100 m/s
Parámetros físicos			
(Teoría de Elasticidad)			
ρ	Densidad		Datos de bibliografía. MARSS Laboratorio.2015
	1,9	gr/cm3	
	1.900	Kg/m3	
G	Módulo de rigidez		
	32.110.000	N/m2	
	32	MN/m2	
	321	kg/cm2	
μ	Coeficiente de Poisson		
	0,15		(Estimado, Das, 2001)
E	Módulo de elasticidad		
	73853000	N/m2	
	74	MN/m2	
	739	kg/cm2	
λ	Constante de Lamé		
	13.761.429	N/m2	
	138	kg/cm2	

A-7.1.4 REMI 04

Antecedentes

Fecha	:	Octubre. 2019
Número de geófonos	:	12 (4.5 Hz)
Espaciamiento	:	10 m.

Coordenadas.

Sistema Geodésico	:	WGS84
Este (x)	:	273233
Norte (y)	:	6370613

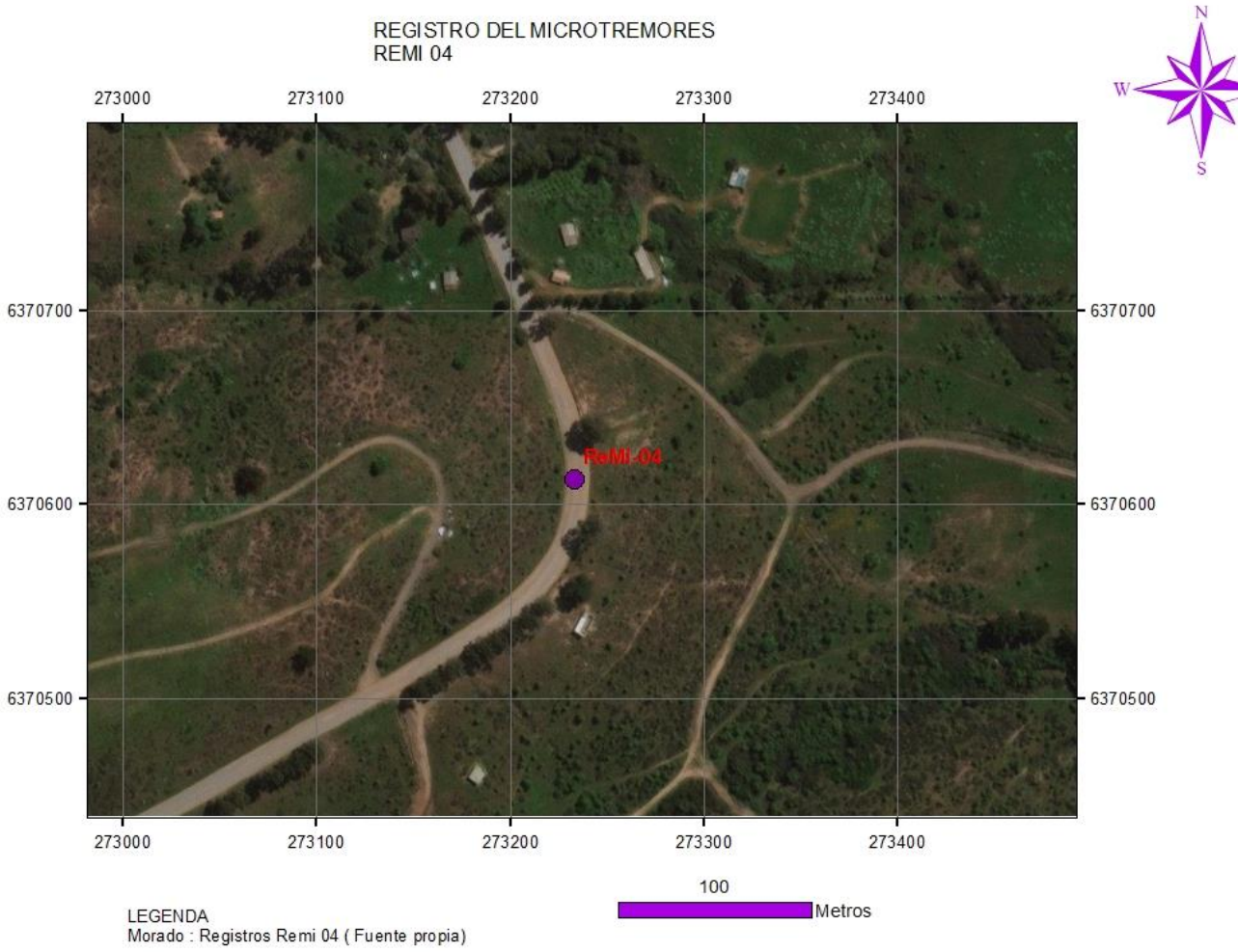


Figura A-26. Ubicación registro 04

Registros con equipo ES-3000 y Software Geometrics Seismodule Controller

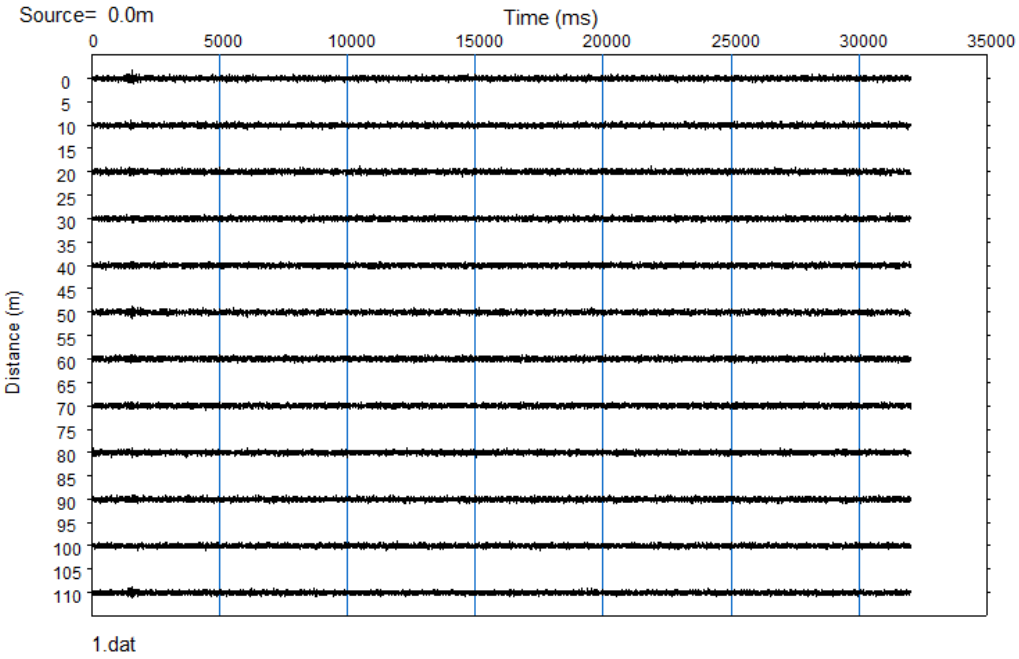


Figura A-27. Registro de la señal. Dominio del tiempo

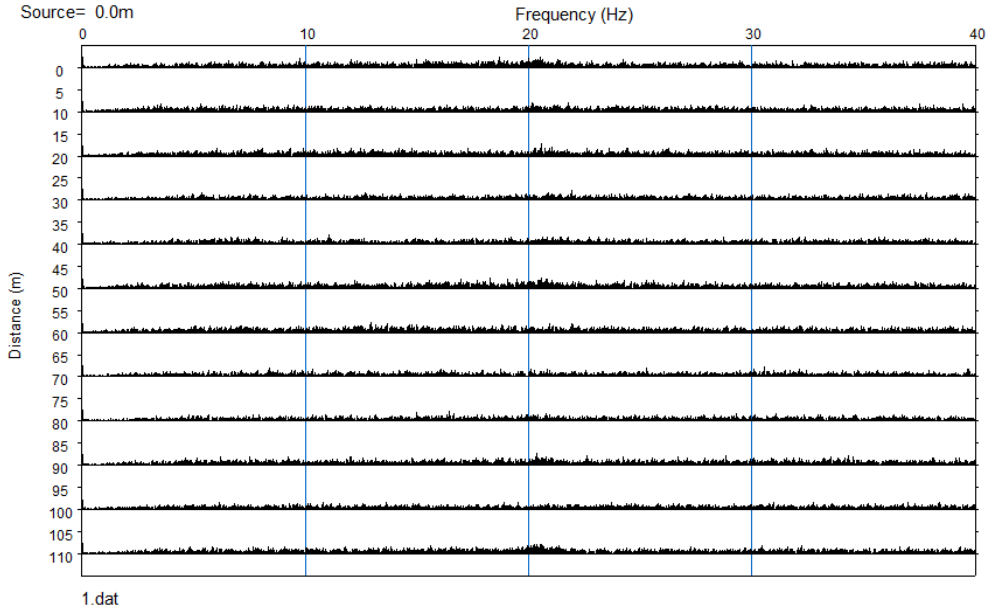


Figura A-28. Registro de la señal. Dominio de la frecuencia.

Resultados con Sofware SeisImager/SW (Geometrics, 2006)

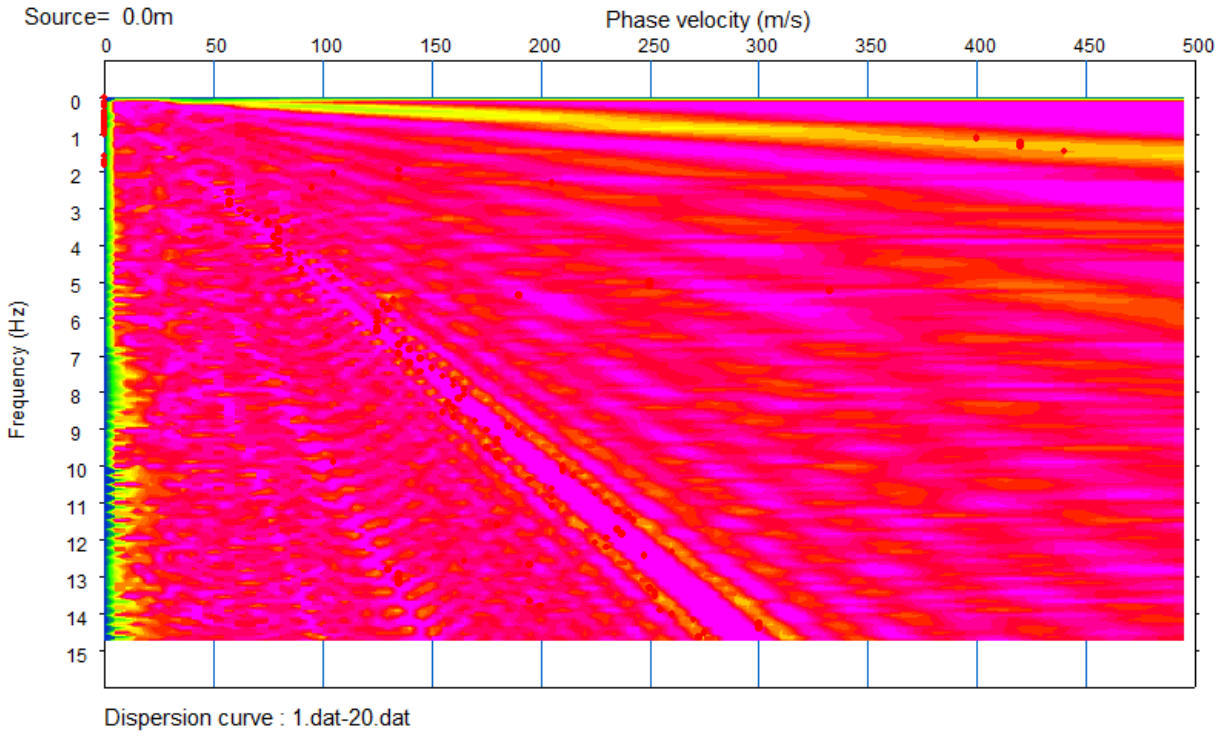


Figura A-29. Curva de dispersión

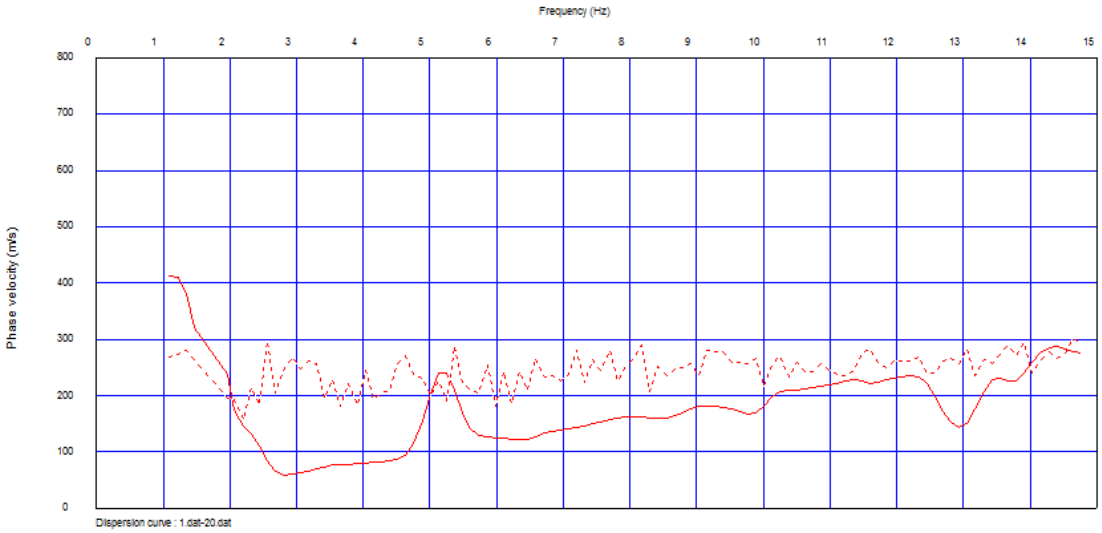


Figura A-30. Gráfico de Curva de dispersión (Velocidad de fase v/s frecuencia)

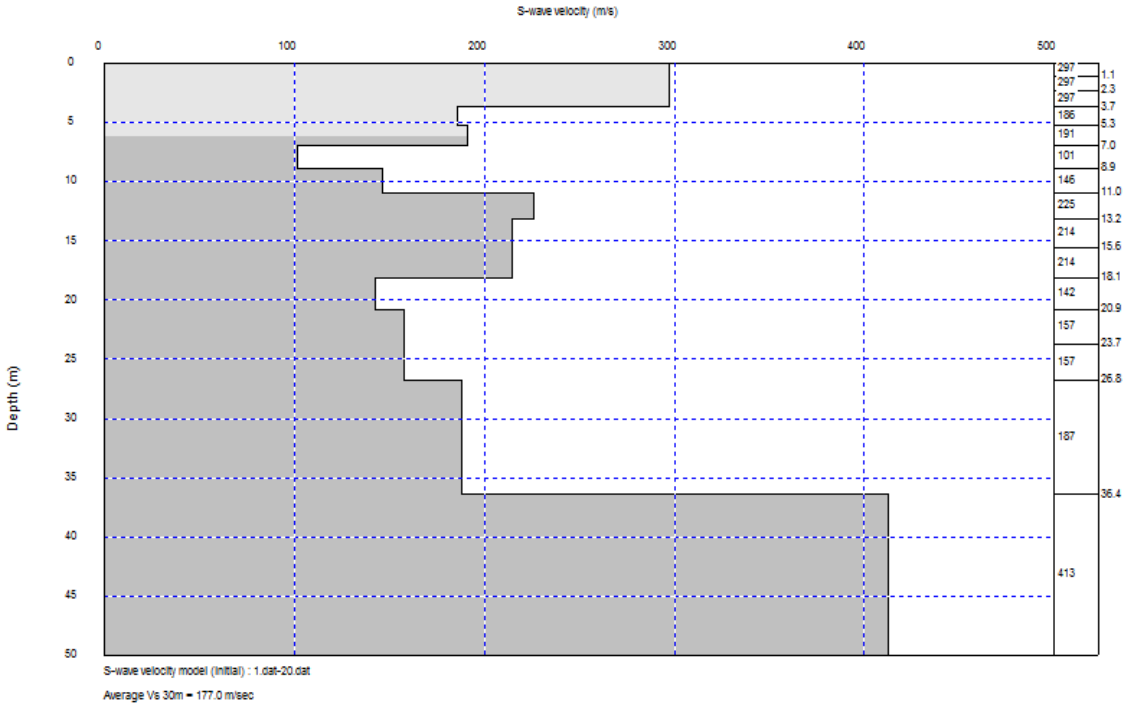


Figura A-31. Perfil de velocidades de corte y promedio

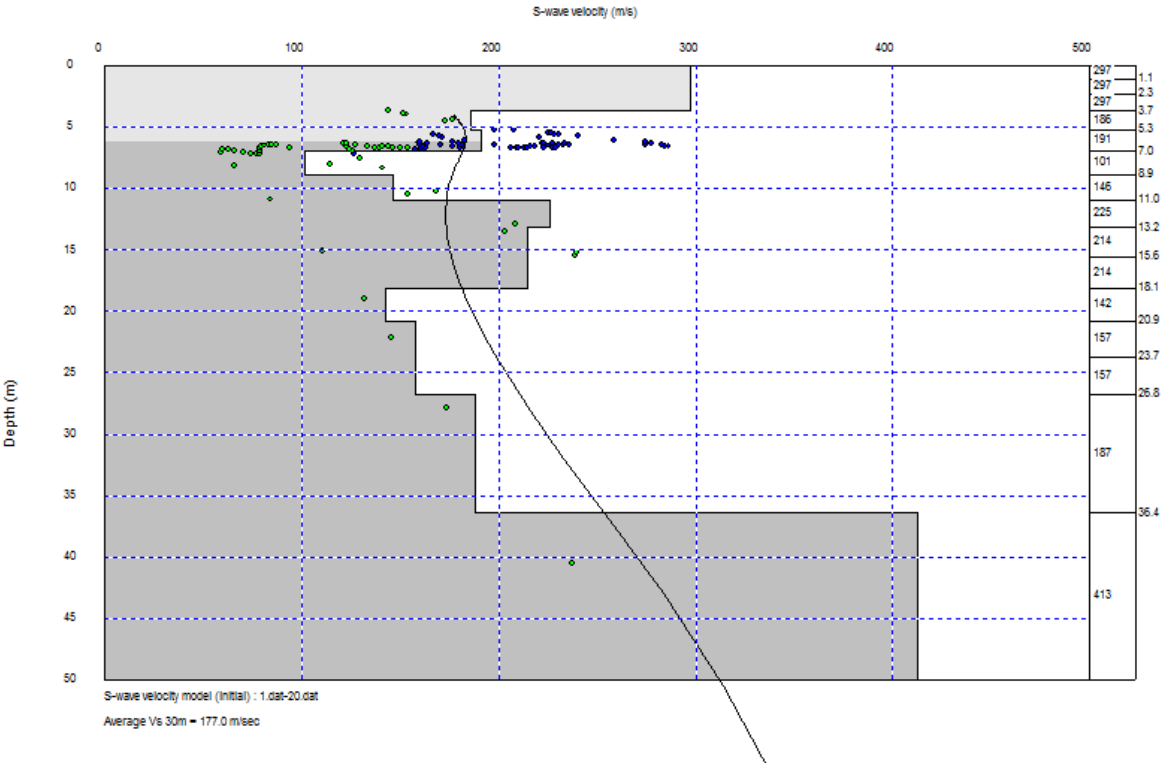


Figura A-32. Perfil de velocidades de corte y curva de velocidades Rayleigh

Tabla A-14. Análisis del sitio.

Litología, Vs30, Vp30, Cr30, Ts, clasificaciones, G y E.

REMI	4	Unid.	Observación
H: Prof. Roca basal (m)			
Granito	Roca : Vs=2900 m/s		Lillie, 1999. Pag. 51
Vs,50m	413	m/s	
H mayor a	50	m	Prof. Roca mayor a 50 m
Litología			
Simbolo	Tc		
	Formción Confluencia		
Descripción	Areniscas, arcillolitas y limotitas		(Rivano, 1993)
	Poco consolidadas		
Propiedades dinámicas			
V,s30	177	m/s	Velocidad Onda S prom. Primeros 30 m (ReMi)
Vp,30	276	m/s	Velocidad Onda P prom. Primeros 30 m (ReMi)
Cr	163	m/s	Velocidad Onda R prom. Primeros 30 m (ReMi)
Ts	1,1	s	Período sobre 50 m
Clasificación			
NEHRP	E		Internacional
D.S.N°61	E		Chile
Zhao, 2006	IV		Japón
Midorikawa, 1987	3,0		Amplificación Japón. Vs Menor 1100 m/s
Parámetros físicos			
(Teoría de Elasticidad)			
ρ	Densidad		Datos de bibliografía. MARSS Laboratorio.2015
	1,9	gr/cm3	
	1.900	Kg/m3	
G	Módulo de rigidez		
	59.525.100	N/m2	
	60	MN/m2	
	595	kg/cm2	
μ	Coeficiente de Poisson		
	0,15		(Estimado, Das, 2001)
E	Módulo de elasticidad		
	136907730	N/m2	
	137	MN/m2	
	1.369	kg/cm2	
λ	Constante de Lamé		
	25.510.757	N/m2	
	255	kg/cm2	

A-7.1.5 REMI 05

Antecedentes

Fecha	:	Octubre. 2019
Número de geófonos	:	12 (4.5 Hz)
Espaciamiento	:	10 m.

Coordenadas.

Sistema Geodésico	:	WGS84
Este (x)	:	272741
Norte (y)	:	6372467

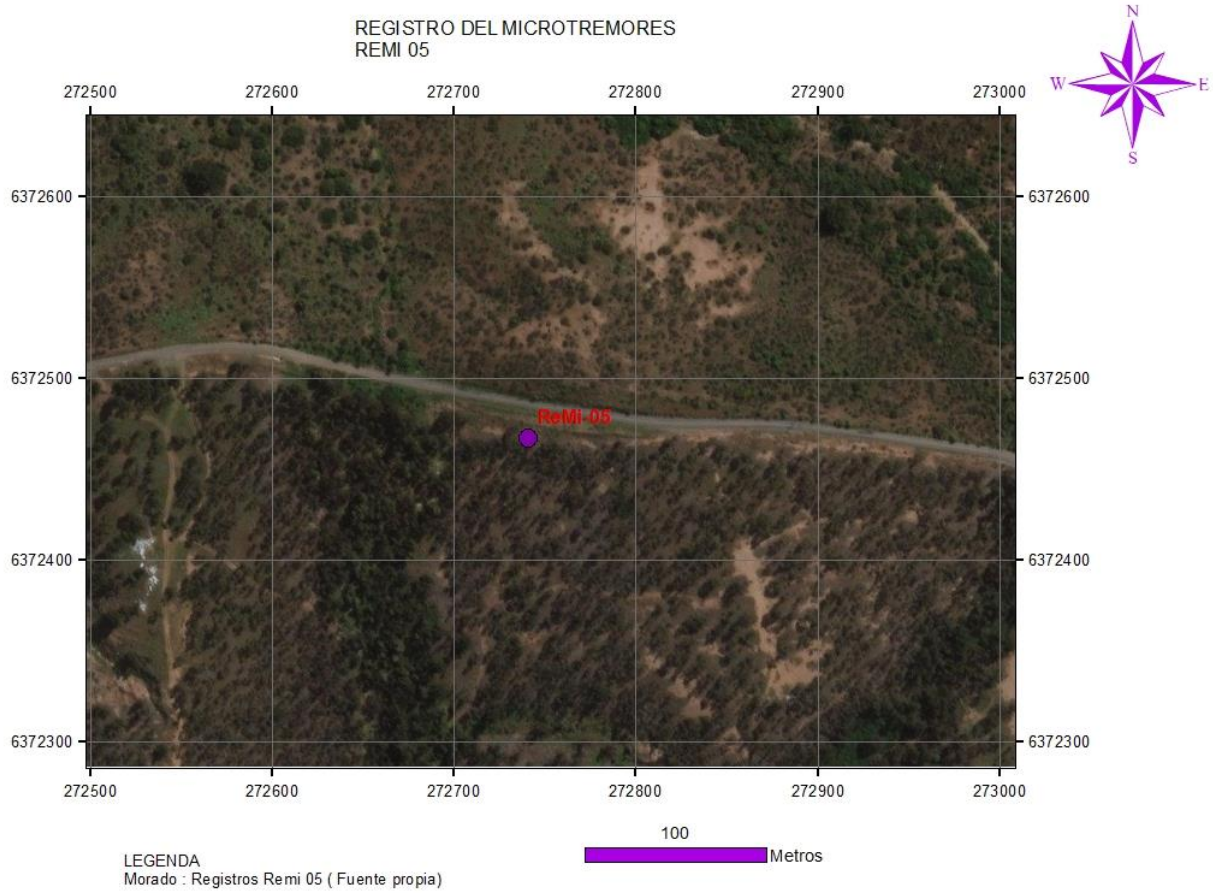


Figura A-33. Ubicación registro 05

Registros con equipo ES-3000 y Software Geometrics Seismodule Controller

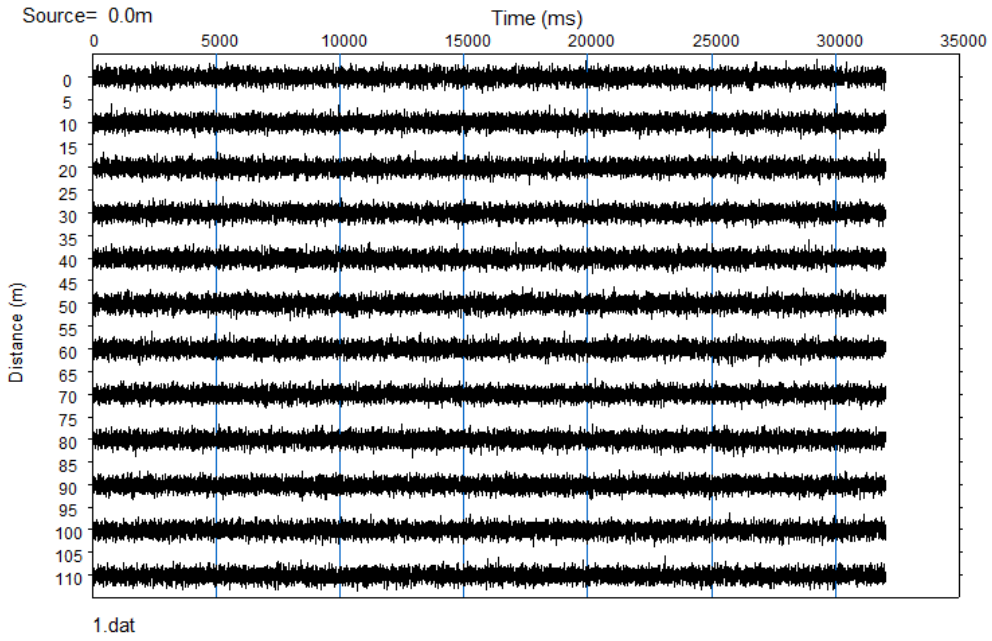


Figura A-34. Registro de la señal. Dominio del tiempo

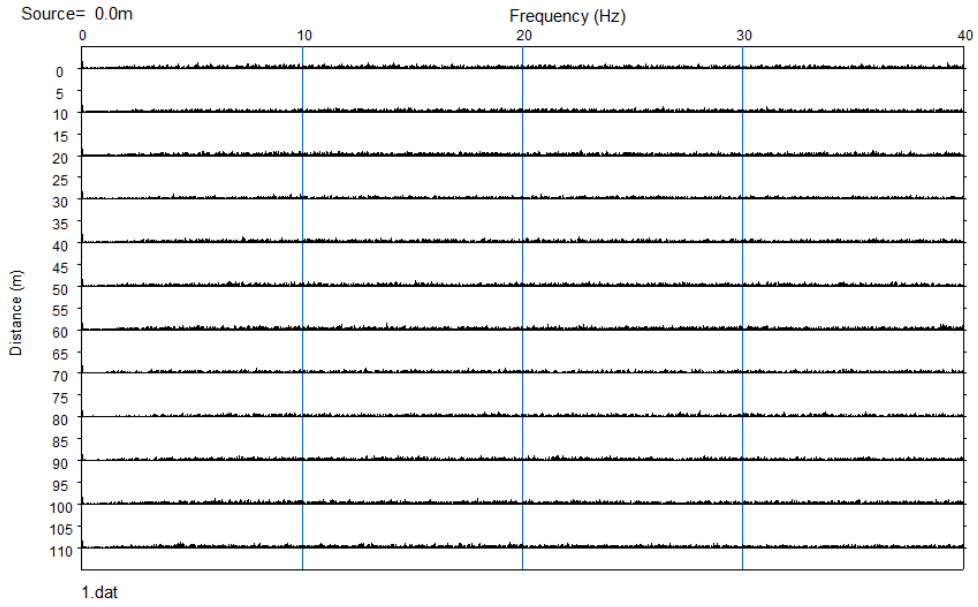


Figura A-35. Registro de la señal. Dominio de la frecuencia.

Resultados con Sofware SeisImager/SW (Geometrics, 2006)

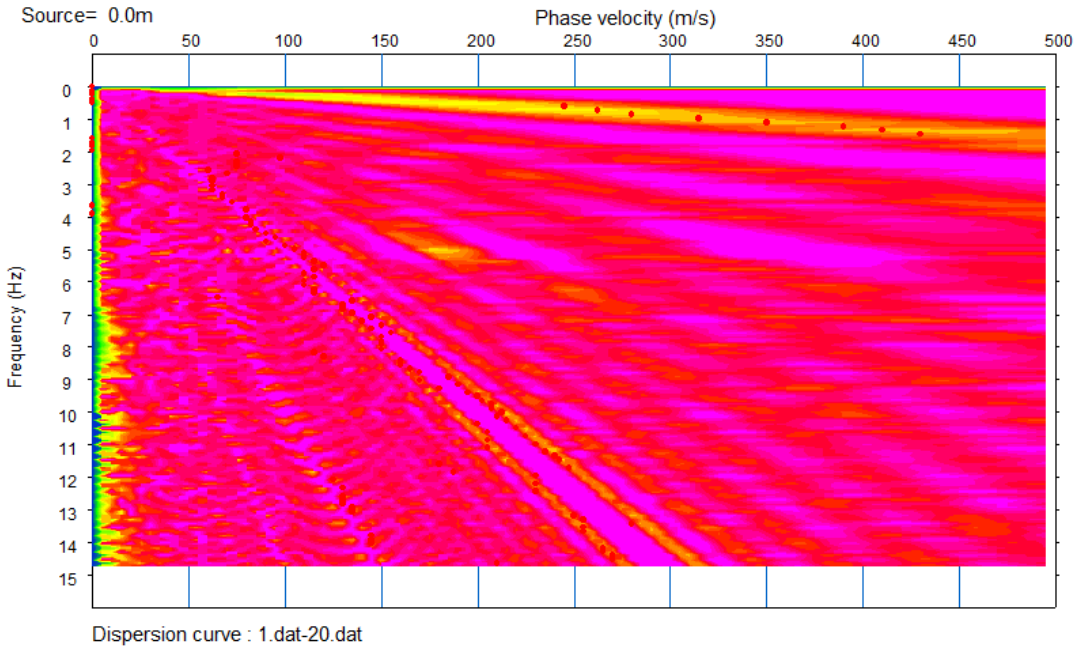


Figura A-36. Curva de dispersión

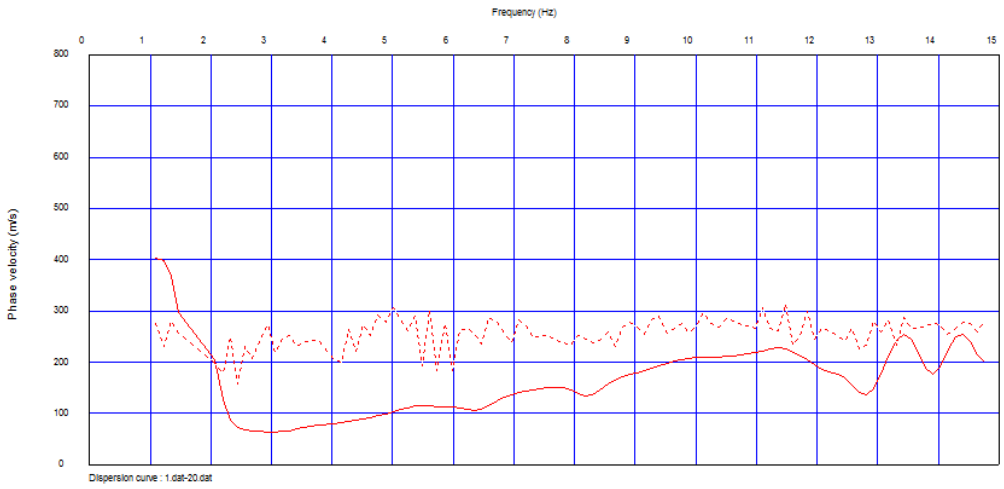


Figura A-37. Gráfico de Curva de dispersión (Velocidad de fase v/s frecuencia)

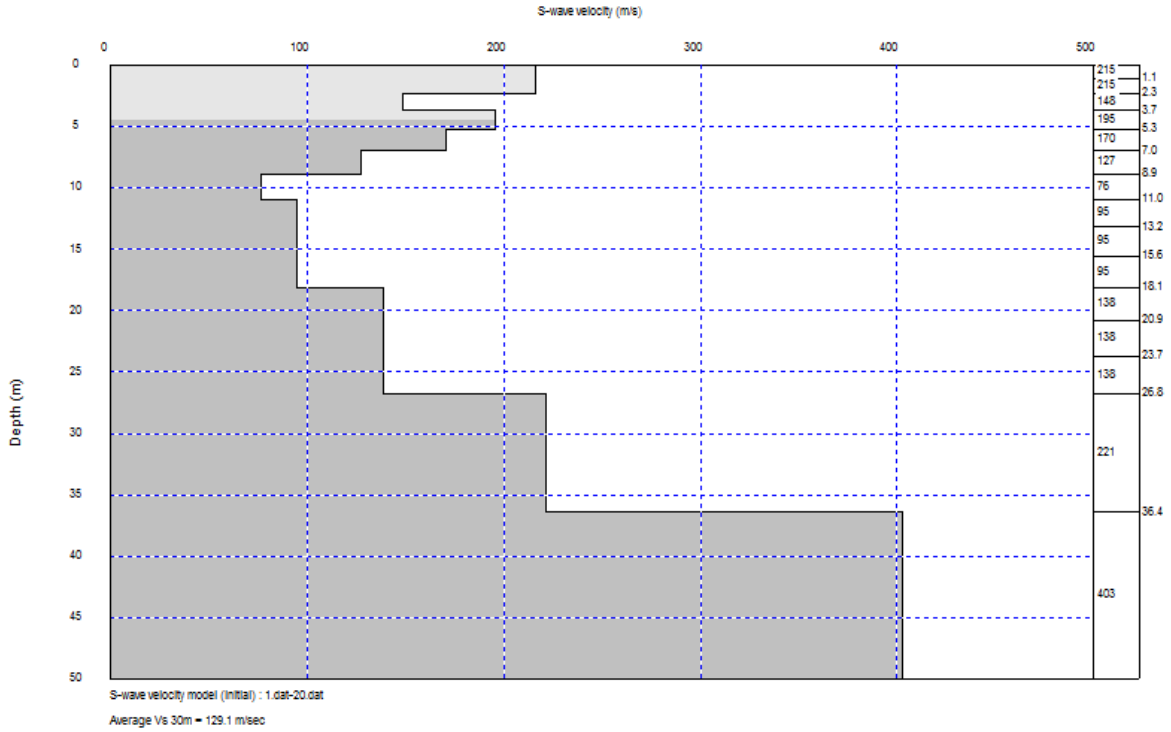


Figura A-38. Perfil de velocidades de corte y promedio

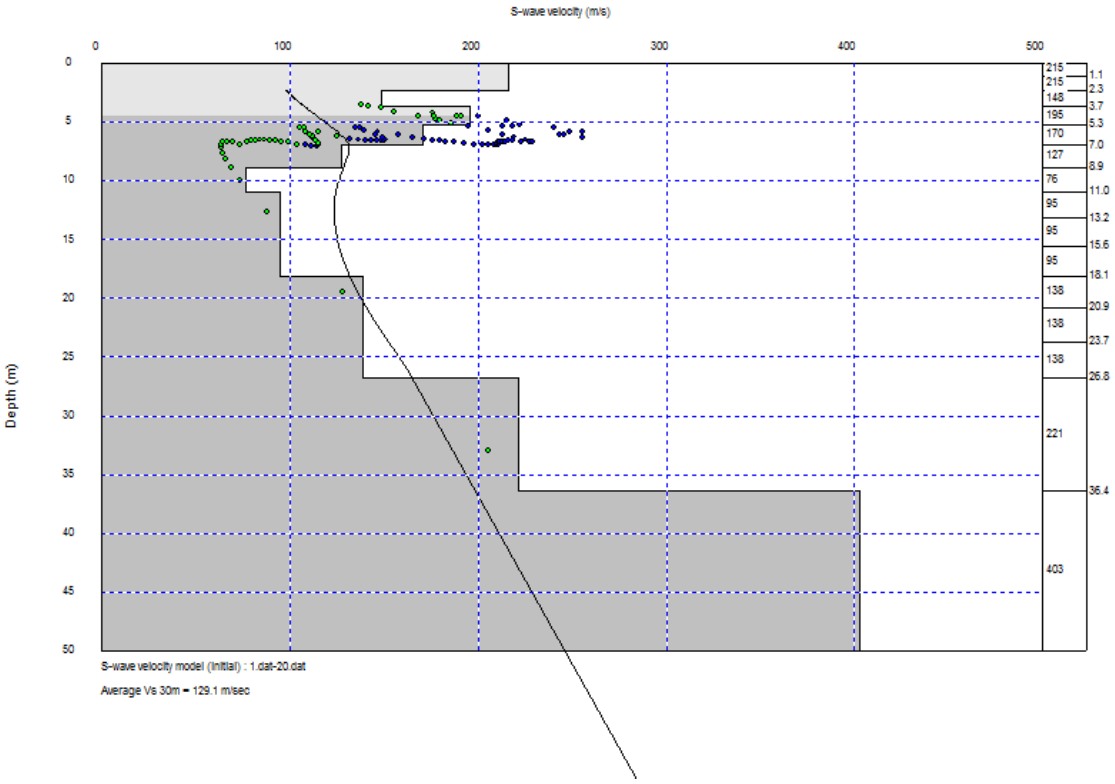


Figura A-39. Perfil de velocidades de corte y curva de velocidades Rayleigh

Tabla A-15. Análisis del sitio.

Litología, Vs30, Vp30, Cr30, Ts, clasificaciones, G y E.

REMI	5	Unid.	Observación
H: Prof. Roca basal (m)			
Granito	Roca : Vs=2900 m/s		Lillie, 1999. Pag. 51
Vs,50m	403	m/s	
H mayor a	50	m	Prof. Roca mayor a 50 m
Litología			
Simbolo	Tc		
	Formción Confluencia		
Descripción	Areniscas, arcillolitas y limotitas		(Rivano, 1993)
	Poco consolidadas		
Propiedades dinámicas			
V,s30	129	m/s	Velocidad Onda S prom. Primeros 30 m (ReMi)
Vp,30	201	m/s	Velocidad Onda P prom. Primeros 30 m (ReMi)
Cr	119	m/s	Velocidad Onda R prom. Primeros 30 m (ReMi)
Ts	1,6	s	Período sobre 50 m
Clasificación			
NEHRP	E		Internacional
D.S.N°61	E		Chile
Zhao, 2006	IV		Japón
Midorikawa, 1987	3,7		Amplificación Japón. Vs Menor 1100 m/s
Parámetros físicos			
(Teoría de Elasticidad)			
ρ	Densidad		Datos de bibliografía. MARSS Laboratorio.2015
	1,9	gr/cm3	
	1.900	Kg/m3	
G	Módulo de rigidez		
	31.617.900	N/m2	
	32	MN/m2	
	316	kg/cm2	
μ	Coeficiente de Poisson		
	0,15		(Estimado, Das, 2001)
E	Módulo de elasticidad		
	72721170	N/m2	
	73	MN/m2	
	727	kg/cm2	
λ	Constante de Lamé		
	13.550.529	N/m2	
	136	kg/cm2	

A-7.1.6 REMI 06

Antecedentes

Fecha	:	Octubre. 2019
Número de geófonos	:	12 (4.5 Hz)
Espaciamiento	:	10 m.

Coordenadas.

Sistema Geodésico	:	WGS84
Este (x)	:	269230
Norte (y)	:	6371959

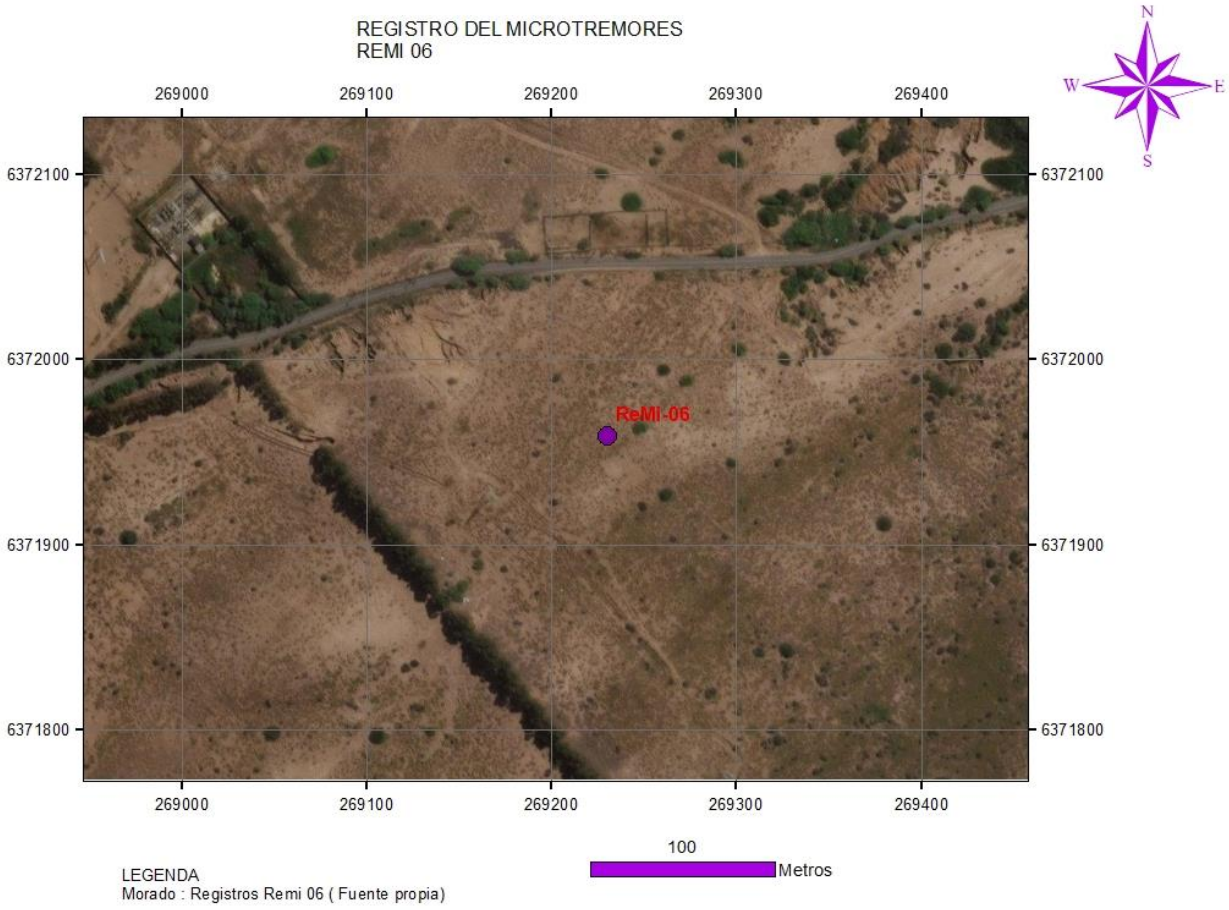


Figura A-40. Ubicación registro 06

Registros con equipo ES-3000 y Software Geometrics Seismodule Controller

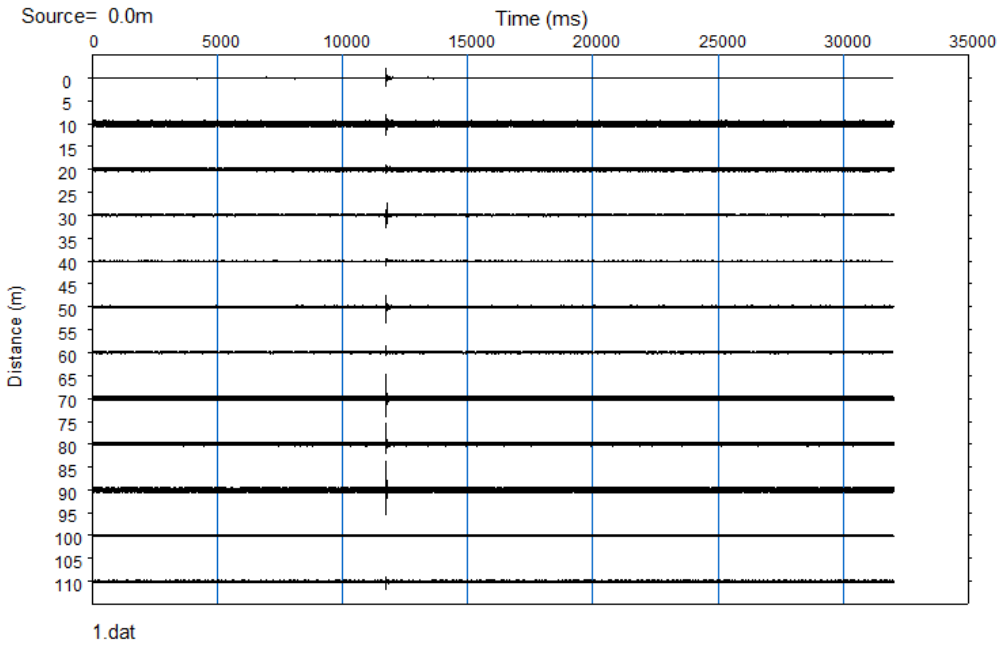


Figura A-41. Registro de la señal. Dominio del tiempo

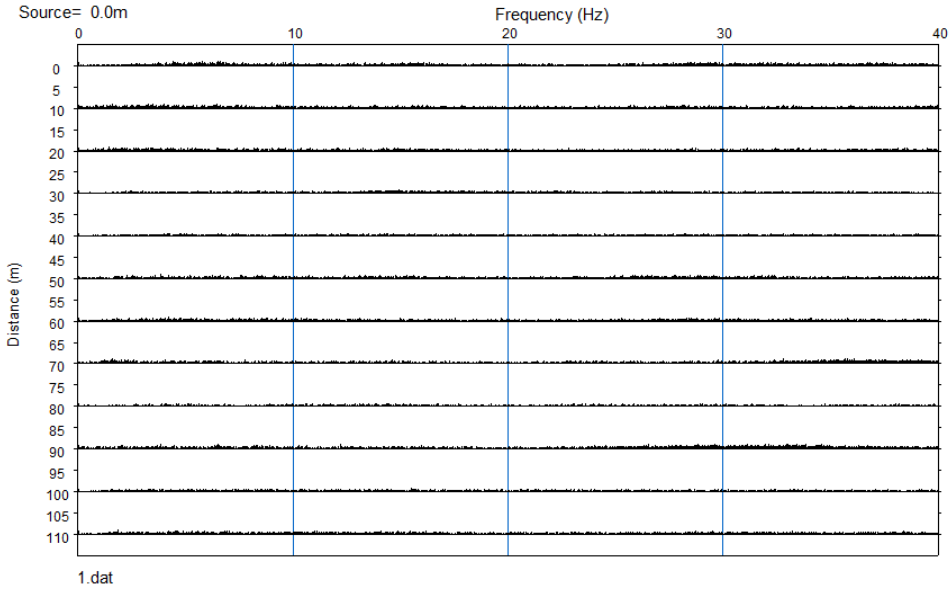


Figura A-42. Registro de la señal. Dominio de la frecuencia.

Resultados con Sofware SeisImager/SW (Geometrics, 2006)

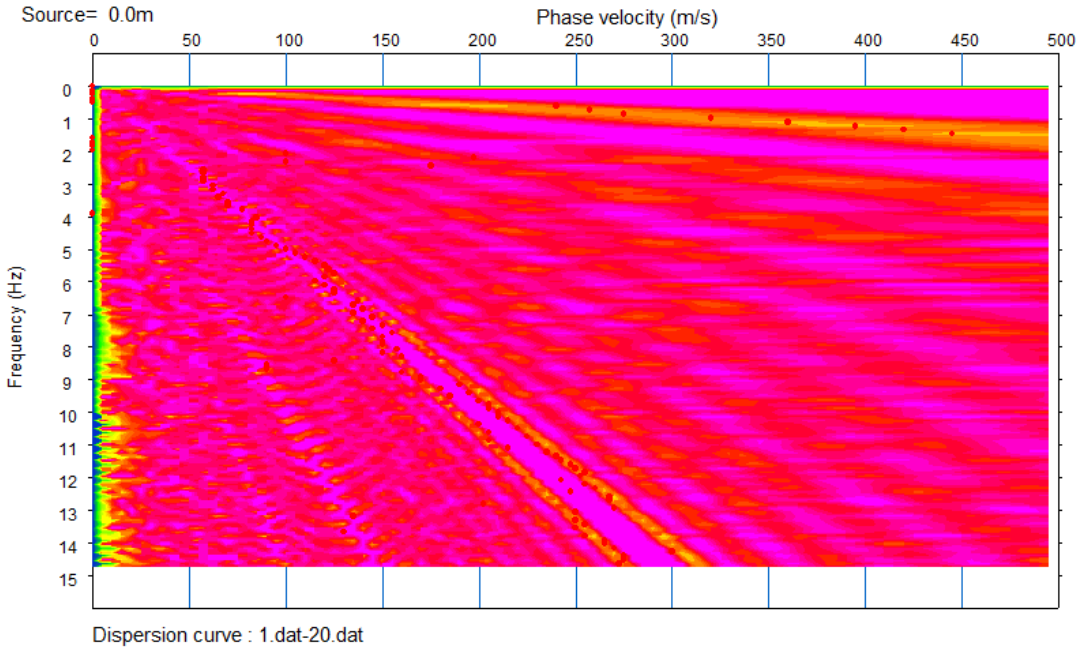


Figura A-43. Curva de dispersión

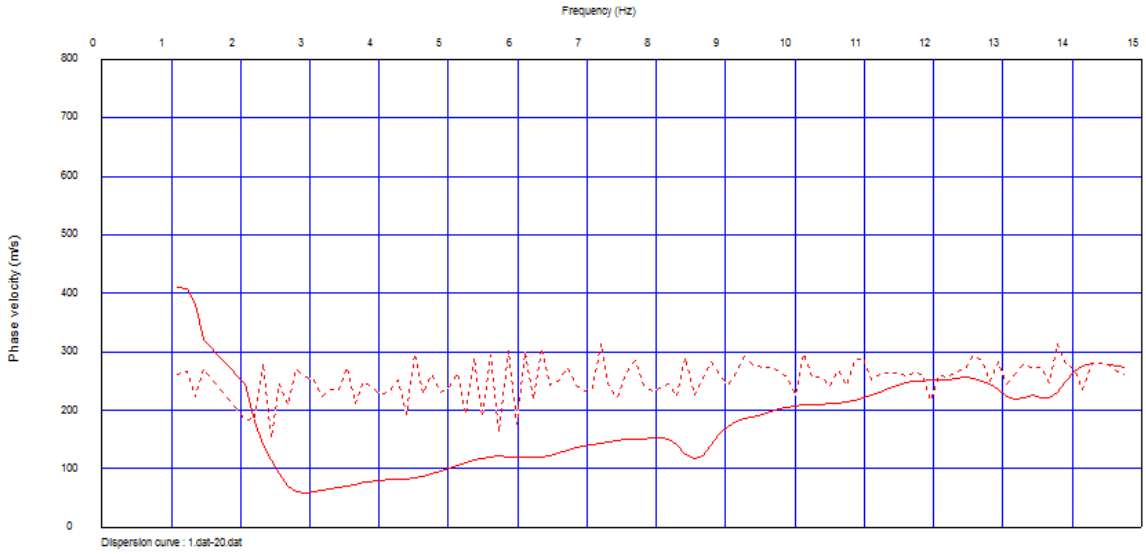


Figura A-44. Gráfico de Curva de dispersión (Velocidad de fase v/s frecuencia)

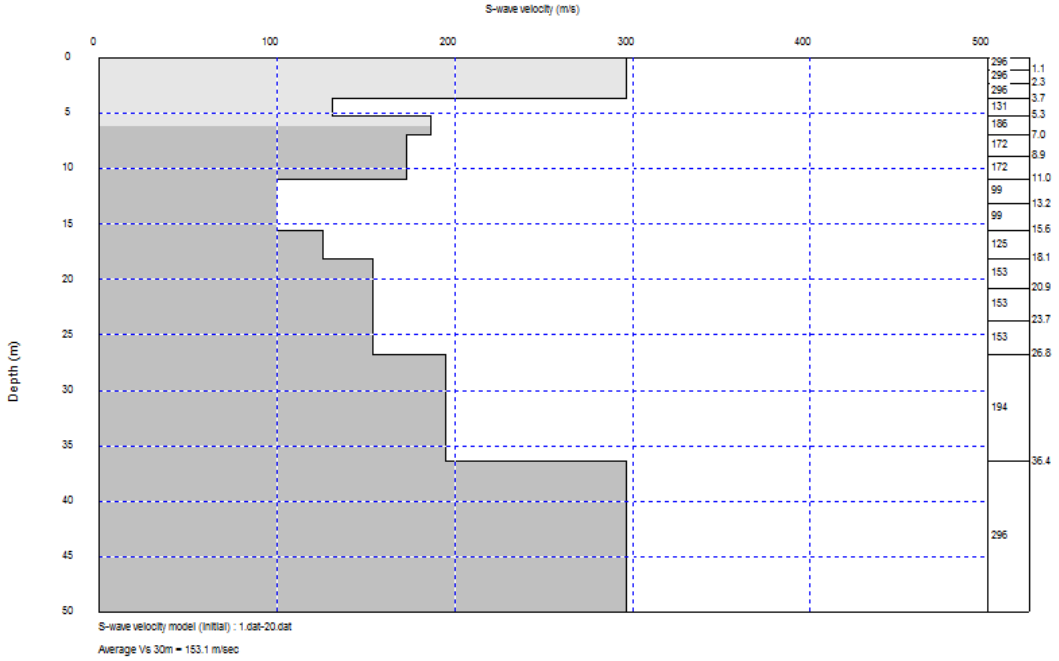


Figura A-45. Perfil de velocidades de corte y promedio

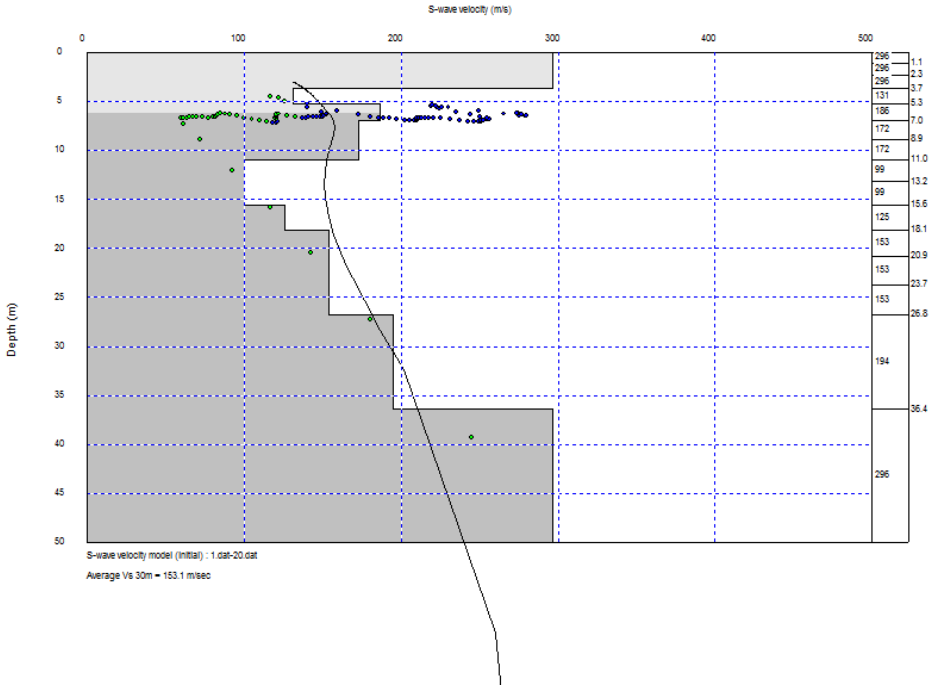


Figura A-46. Perfil de velocidades de corte y curva de velocidades Rayleigh

Tabla A-16. Análisis del sitio.

Litología, Vs30, Vp30, Cr30, Ts, clasificaciones, G y E.

REMI	6	Unid.	Observación
H: Prof. Roca basal (m)			
Granito	Roca : Vs=2900 m/s		Lillie, 1999. Pag. 51
Vs,50m	296	m/s	
H mayor a	50	m	Prof. Roca mayor a 50 m
Litología			
Simbolo	Qel		
Descripción	Depósitos de playa		(Rivano, 1993)
Propiedades dinámicas			
V,s30	153	m/s	Velocidad Onda S prom. Primeros 30 m (ReMi)
Vp,30	238	m/s	Velocidad Onda P prom. Primeros 30 m (ReMi)
Cr	141	m/s	Velocidad Onda R prom. Primeros 30 m (ReMi)
Ts	1,3	s	Período sobre 50 m
Clasificación			
NEHRP	E		Internacional
D.S.N°61	E		Chile
Zhao, 2006	IV		Japón
Midorikawa, 1987	3,3		Amplificación Japón. Vs Menor 1100 m/s
Parámetros físicos			
(Teoría de Elasticidad)			
ρ	Densidad		Datos de bibliografía. MARSS Laboratorio.2015
	1,9	gr/cm3	
	1.900	Kg/m3	
G	Módulo de rigidez		
	44.477.100	N/m2	
	44	MN/m2	
	445	kg/cm2	
μ	Coeficiente de Poisson		
	0,15		(Estimado, Das, 2001)
E	Módulo de elasticidad		
	102297330	N/m2	
	102	MN/m2	
	1.023	kg/cm2	
λ	Constante de Lamé		
	19.061.614	N/m2	
	191	kg/cm2	

A-7.1.7 REMI 07

Antecedentes

Fecha	:	Octubre. 2019
Número de geófonos	:	12 (4.5 Hz)
Espaciamiento	:	10 m.

Coordenadas.

Sistema Geodésico	:	WGS84
Este (x)	:	266611
Norte (y)	:	6371228



Figura A-47. Ubicación registro 07

Registros con equipo ES-3000 y Software Geometrics Seismodule Controller

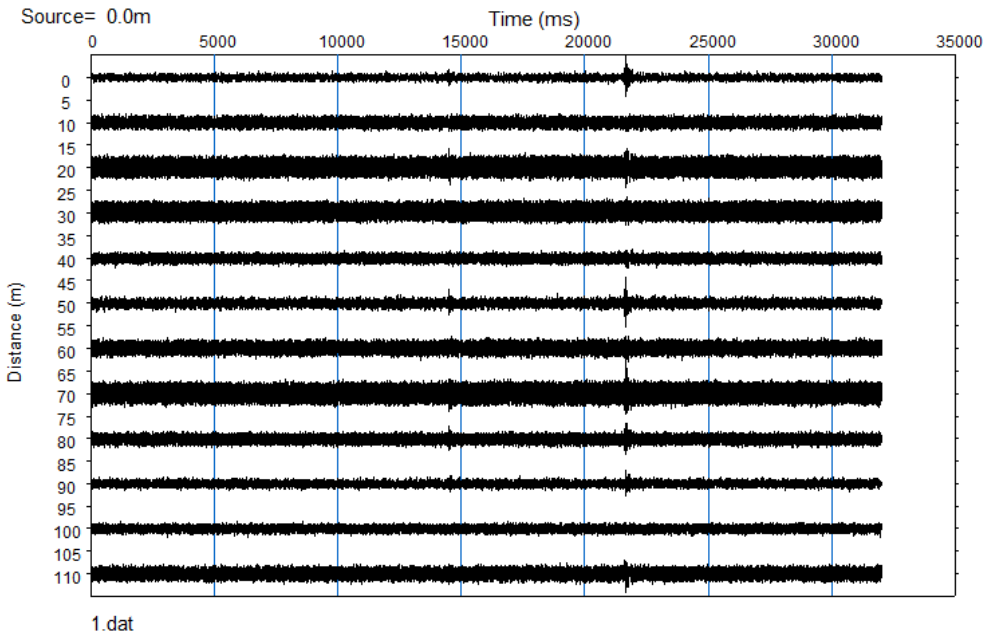


Figura A-48. Registro de la señal. Dominio del tiempo

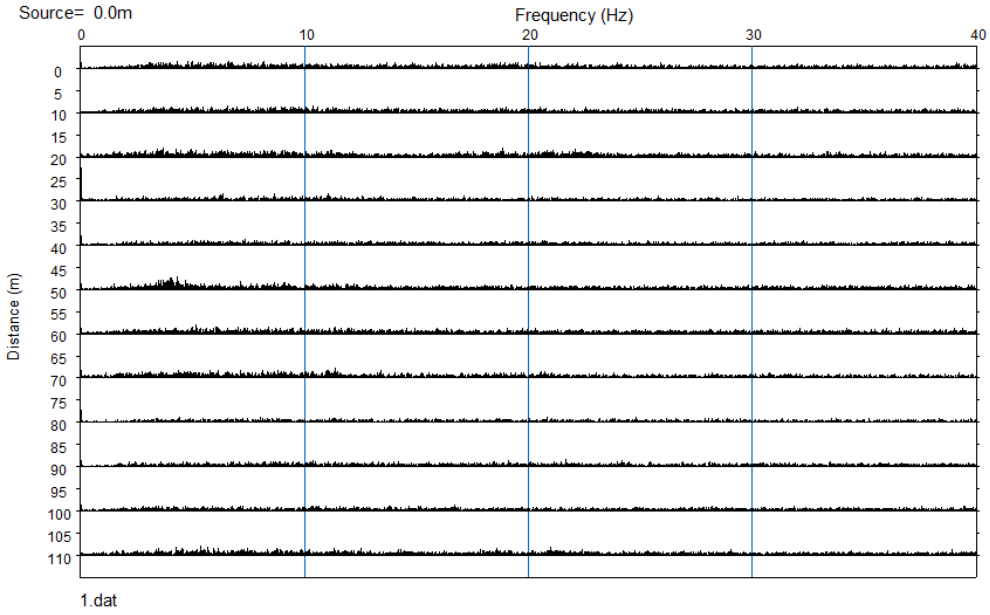


Figura A-49. Registro de la señal. Dominio de la frecuencia.

Resultados con Sofware SeisImager/SW (Geometrics, 2006)

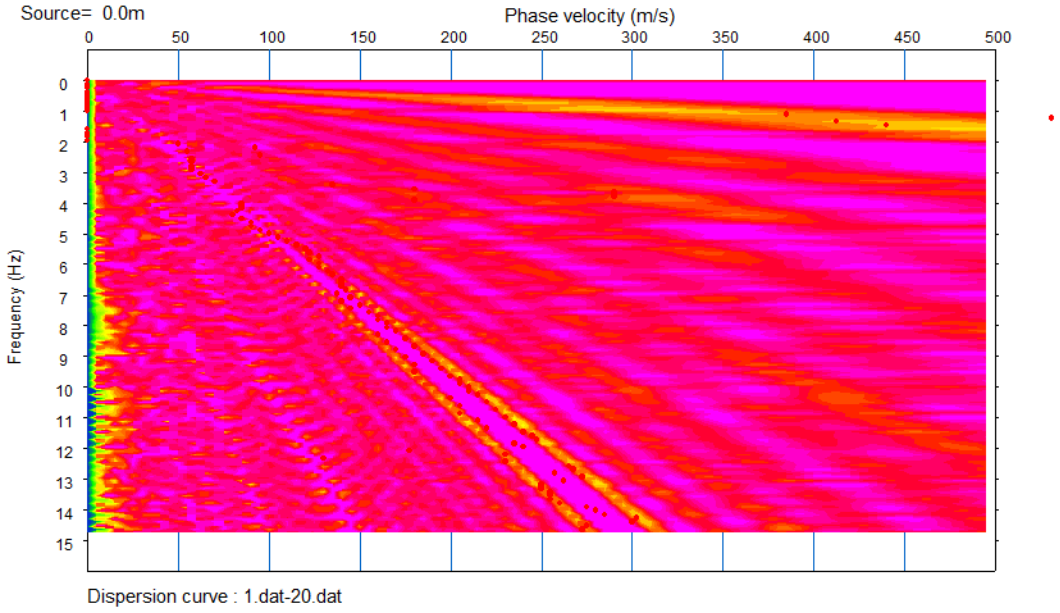


Figura A-50. Curva de dispersión

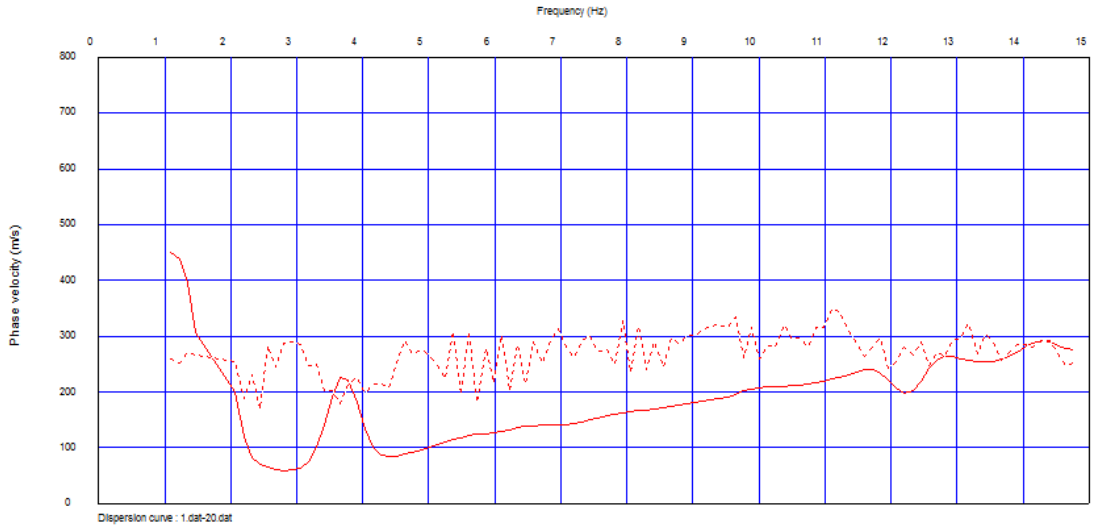


Figura A-51. Gráfico de Curva de dispersión (Velocidad de fase v/s frecuencia)

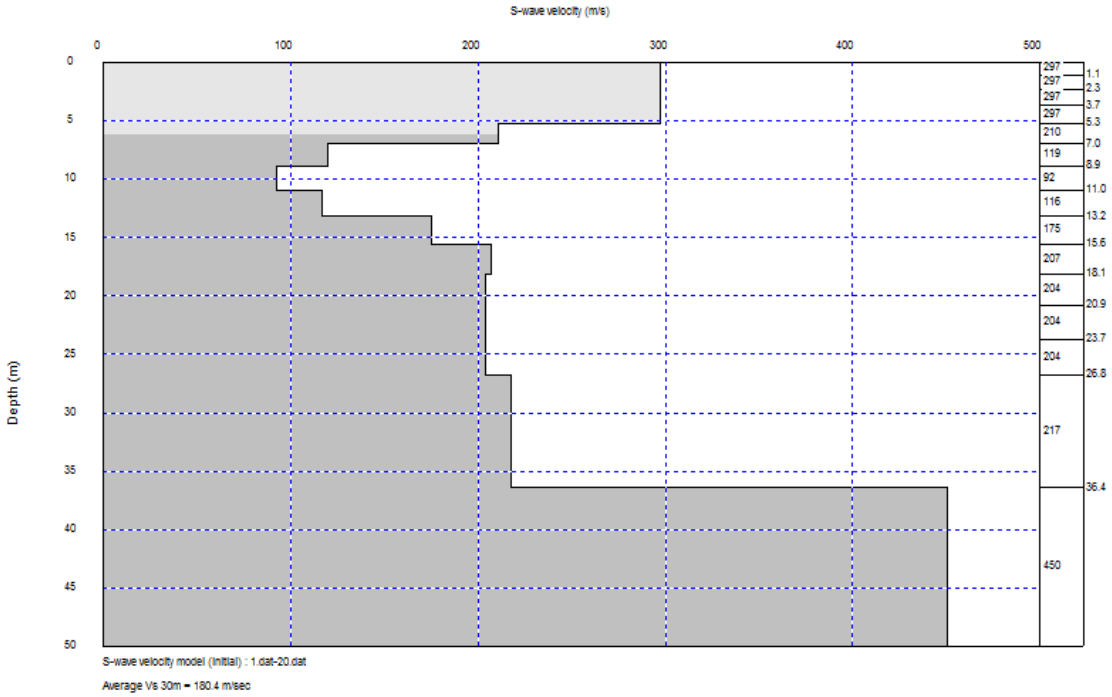


Figura A-52. Perfil de velocidades de corte y promedio

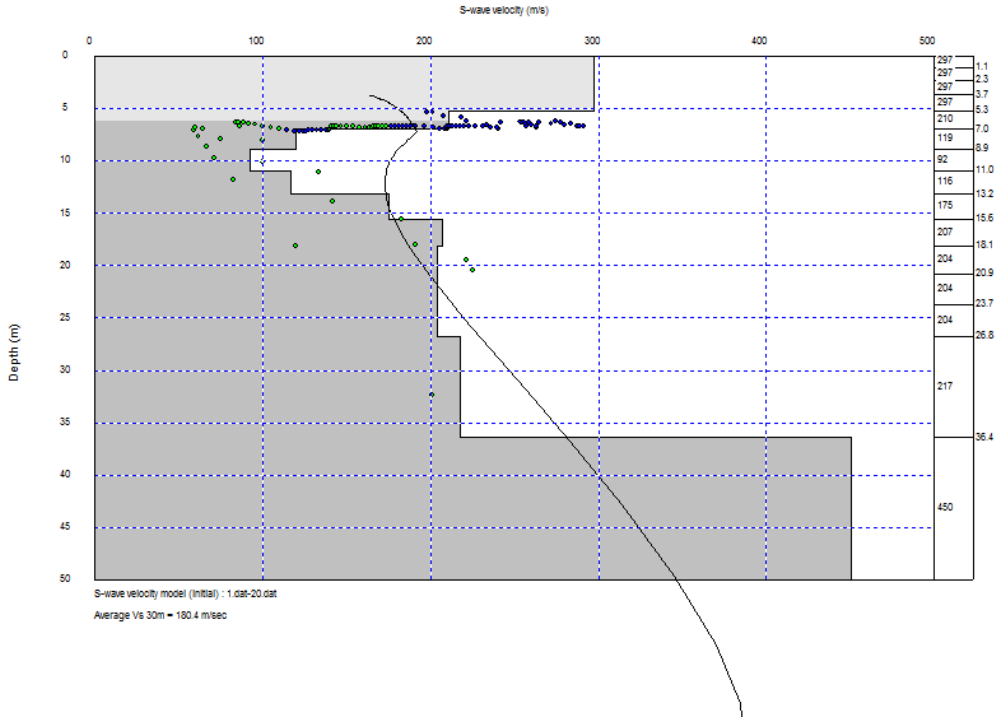


Figura A-53. Perfil de velocidades de corte y curva de velocidades Rayleigh

Tabla A-17. Análisis del sitio.

Litología, Vs30, Vp30, Cr30, Ts, clasificaciones, G y E.

REMI	7	Unid.	Observación
H: Prof. Roca basal (m)			
Granito	Roca : Vs=2900 m/s		Lillie, 1999. Pag. 51
Vs,50m	450	m/s	
H mayor a	50	m	Prof. Roca mayor a 50 m
Litología			
Simbolo	Qel		
Descripción	Depósitos de playa		(Rivano, 1993)
Propiedades dinámicas			
V,s30	180	m/s	Velocidad Onda S prom. Primeros 30 m (ReMi)
Vp,30	281	m/s	Velocidad Onda P prom. Primeros 30 m (ReMi)
Cr	166	m/s	Velocidad Onda R prom. Primeros 30 m (ReMi)
Ts	1,1	s	Período sobre 50 m
Clasificación			
NEHRP	D		Internacional
D.S.N°61	D		Chile
Zhao, 2006	IV		Japón
Midorikawa, 1987	3,0		Amplificación Japón. Vs Menor 1100 m/s
Parámetros físicos			
(Teoría de Elasticidad)			
ρ	Densidad		Datos de bibliografía. MARSS Laboratorio.2015
	1,9	gr/cm3	
	1.900	Kg/m3	
G	Módulo de rigidez		
	61.560.000	N/m2	
	62	MN/m2	
	616	kg/cm2	
μ	Coeficiente de Poisson		
	0,15		(Estimado, Das, 2001)
E	Módulo de elasticidad		
	141588000	N/m2	
	142	MN/m2	
	1.416	kg/cm2	
λ	Constante de Lamé		
	26.382.857	N/m2	
	264	kg/cm2	

A-7.1.8 REMI 08

Antecedentes

Fecha	:	Octubre. 2019
Número de geófonos	:	12 (4.5 Hz)
Espaciamiento	:	10 m.

Coordenadas.

Sistema Geodésico	:	WGS84
Este (x)	:	265507
Norte (y)	:	6370171



Figura A-54. Ubicación registro 08

Registros con equipo ES-3000 y Software Geometrics Seismodule Controller

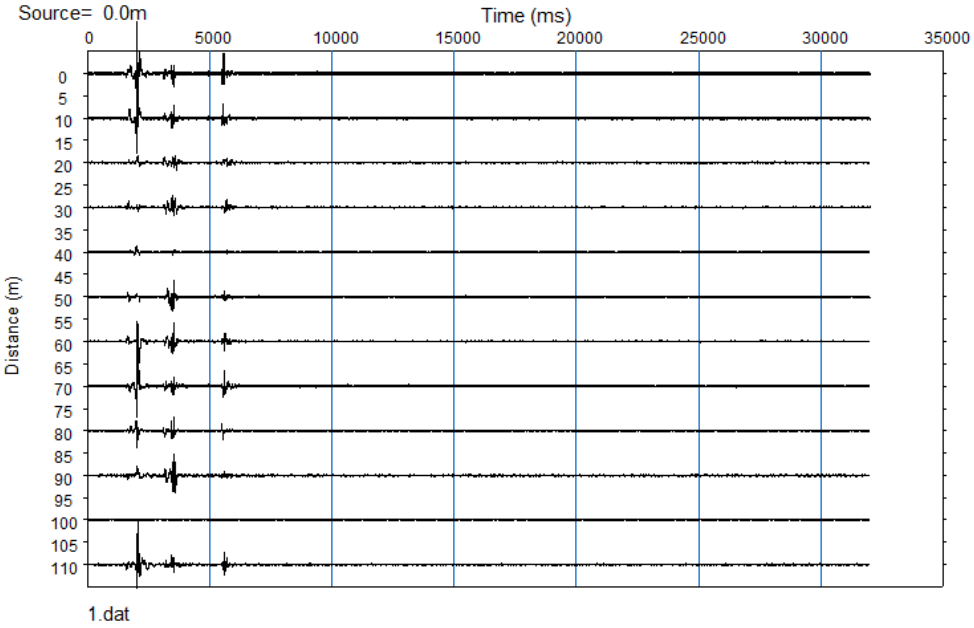


Figura A-55. Registro de la señal. Dominio del tiempo

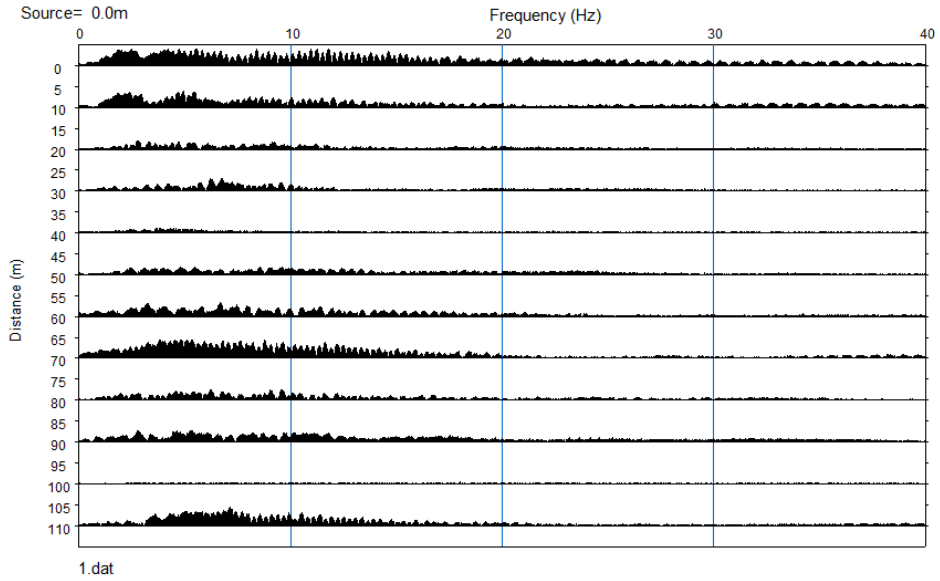


Figura A-56. Registro de la señal. Dominio de la frecuencia.

Resultados con Sofware SeisImager/SW (Geometrics, 2006)

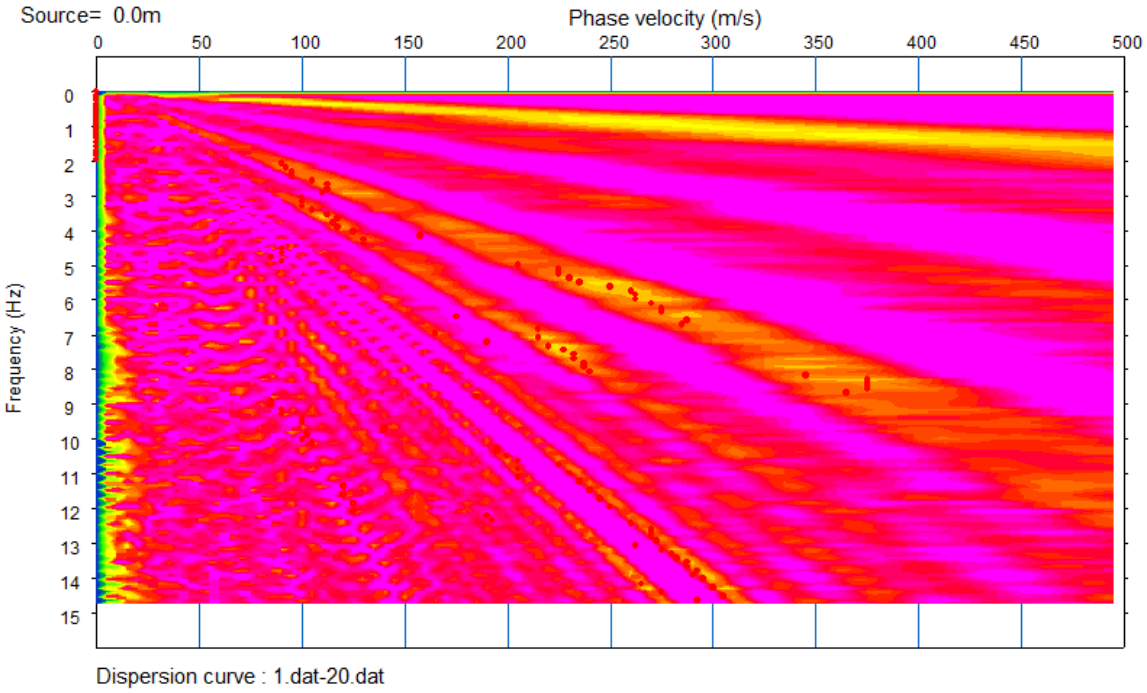


Figura A-57. Curva de dispersión

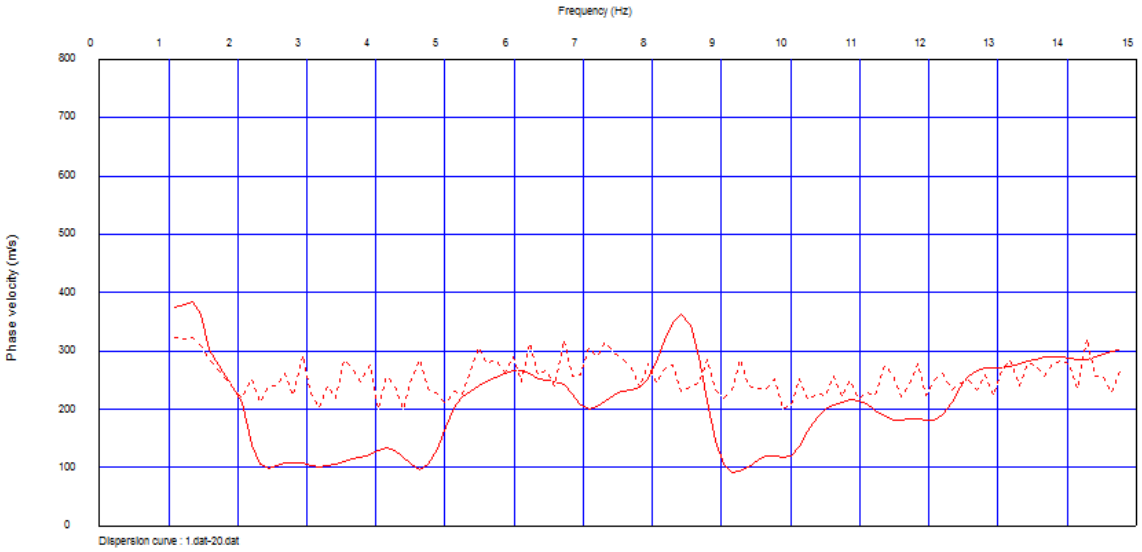


Figura A-58. Gráfico de Curva de dispersión (Velocidad de fase v/s frecuencia)

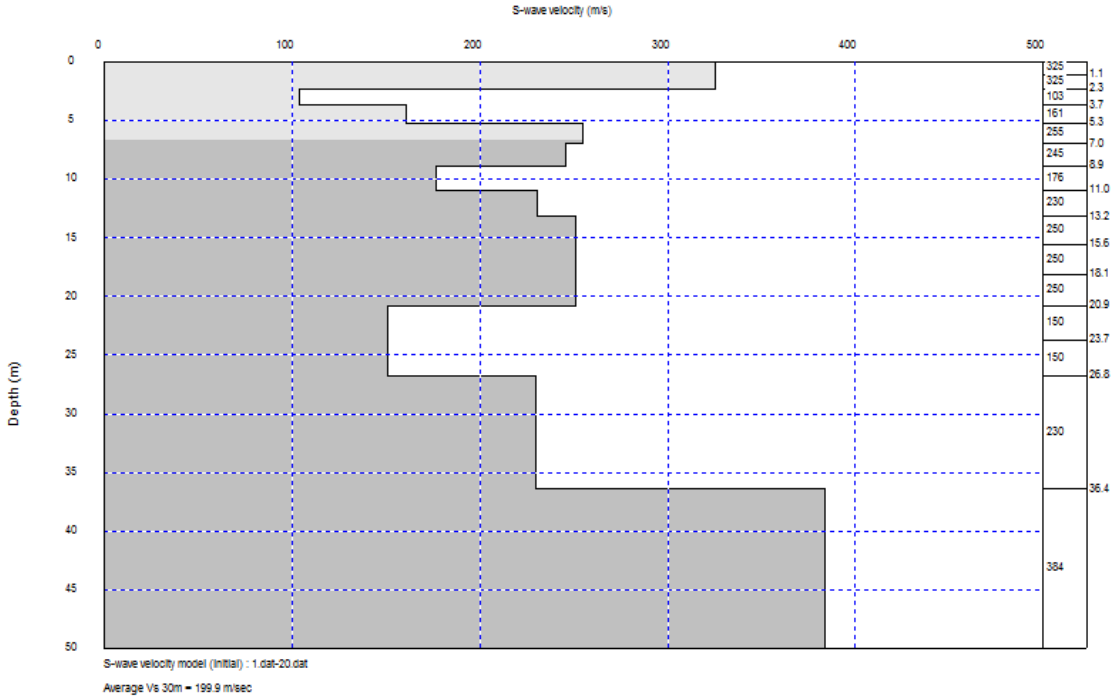


Figura A-59. Perfil de velocidades de corte y promedio

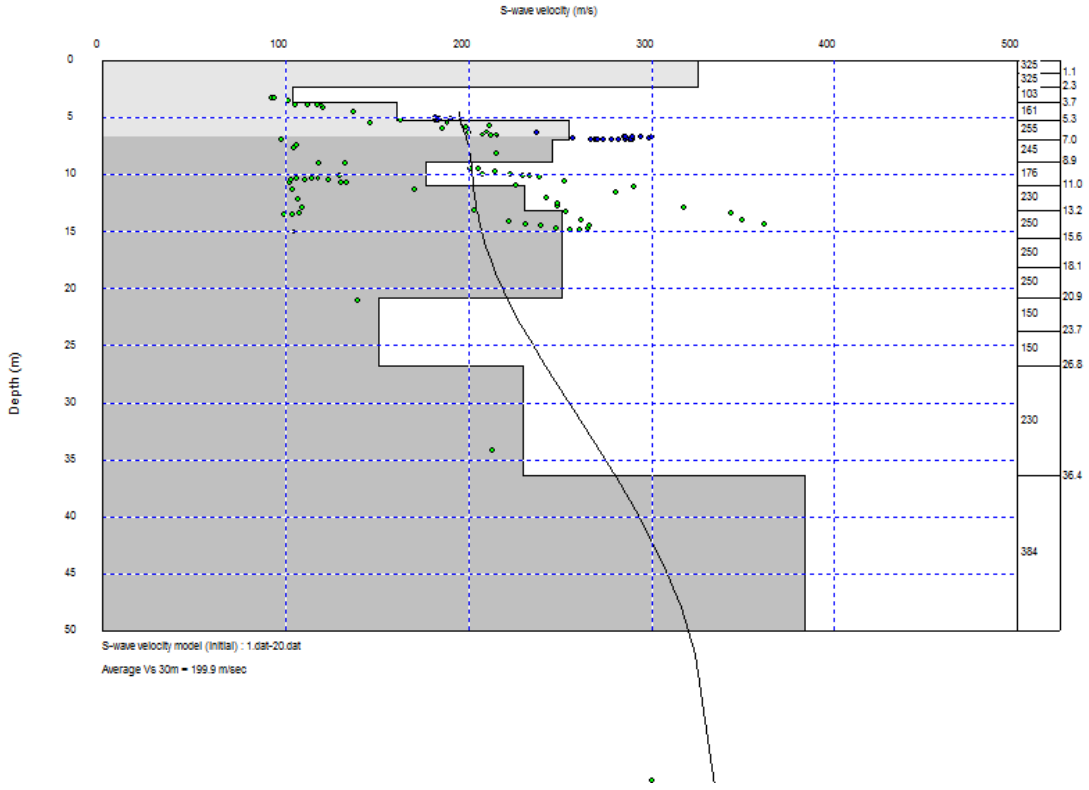


Figura A-60. Perfil de velocidades de corte y curva de velocidades Rayleigh

Tabla A-18. Análisis del sitio.

Litología, Vs30, Vp30, Cr30, Ts, clasificaciones, G y E.

REMI	8	Unid.	Observación
H: Prof. Roca basal (m)			
Granito	Roca : Vs=2900 m/s		Lillie, 1999. Pag. 51
Vs,50m	384	m/s	
H mayor a	50	m	Prof. Roca mayor a 50 m
Litología			
Simbolo	Qel		
Descripción	Depósitos de playa		(Rivano, 1993)
Propiedades dinámicas			
V,s30	199	m/s	Velocidad Onda S prom. Primeros 30 m (ReMi)
Vp,30	310	m/s	Velocidad Onda P prom. Primeros 30 m (ReMi)
Cr	183	m/s	Velocidad Onda R prom. Primeros 30 m (ReMi)
Ts	1,0	s	Período sobre 50 m
Clasificación			
NEHRP	D		Internacional
D.S.N°61	D		Chile
Zhao, 2006	IV		Japón
Midorikawa, 1987	2,8		Amplificación Japón. Vs Menor 1100 m/s
Parámetros físicos			
(Teoría de Elasticidad)			
ρ	Densidad		Datos de bibliografía. MARSS Laboratorio.2015
	1,9	gr/cm3	
	1.900	Kg/m3	
G	Módulo de rigidez		
	75.241.900	N/m2	
	75	MN/m2	
	752	kg/cm2	
μ	Coeficiente de Poisson		
	0,15		(Estimado, Das, 2001)
E	Módulo de elasticidad		
	173056370	N/m2	
	173	MN/m2	
	1.731	kg/cm2	
λ	Constante de Lamé		
	32.246.529	N/m2	
	322	kg/cm2	

A-7.1.9 REMI 09

Antecedentes

Fecha	:	Octubre. 2019
Número de geófonos	:	12 (4.5 Hz)
Espaciamiento	:	10 m.

Coordenadas.

Sistema Geodésico	:	WGS84
Este (x)	:	264661
Norte (y)	:	6368458



Figura A-61. Ubicación registro 09

Registros con equipo ES-3000 y Software Geometrics Seismodule Controller

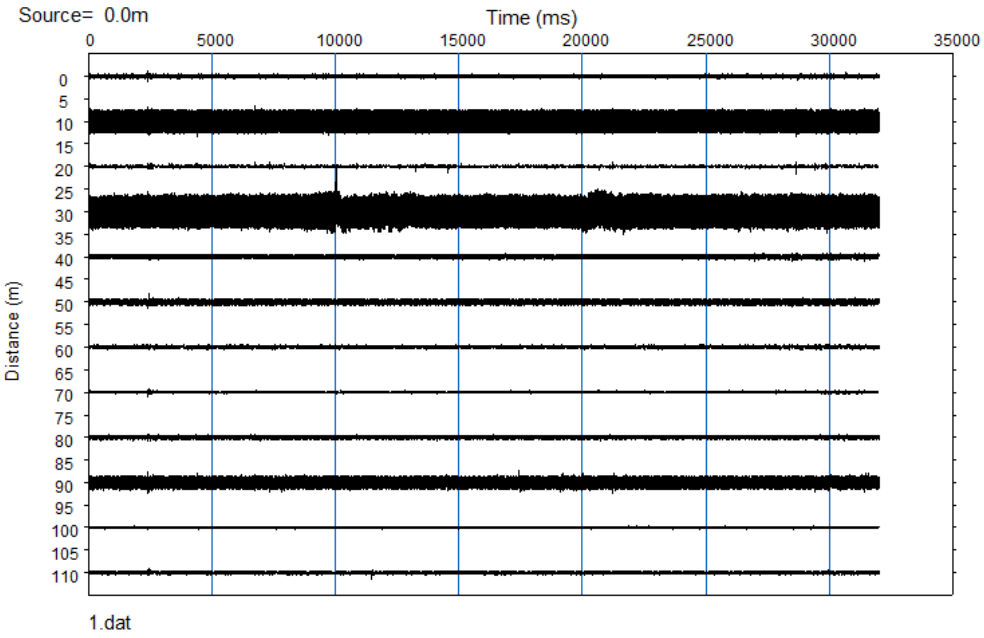


Figura A-62. Registro de la señal. Dominio del tiempo

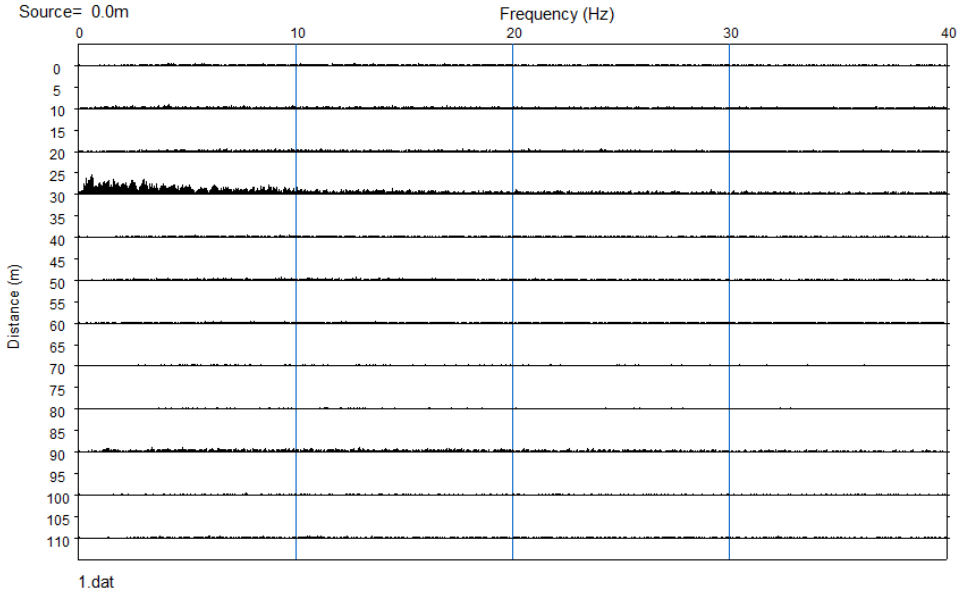


Figura A-63. Registro de la señal. Dominio de la frecuencia.

Resultados con Sofware SeisImager/SW (Geometrics, 2006)

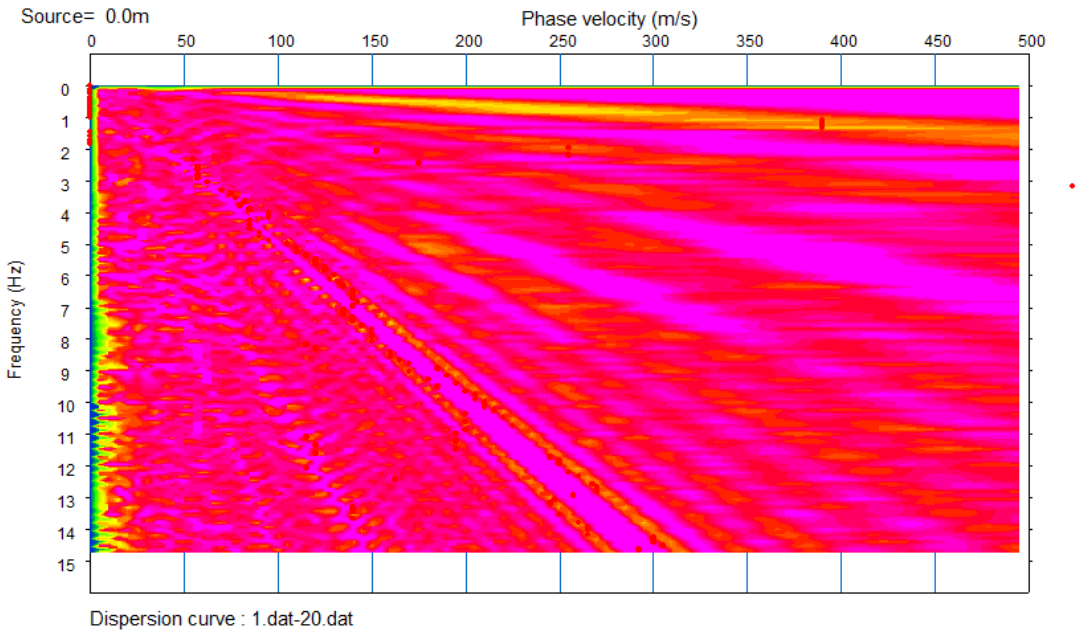


Figura A-64. Curva de dispersión

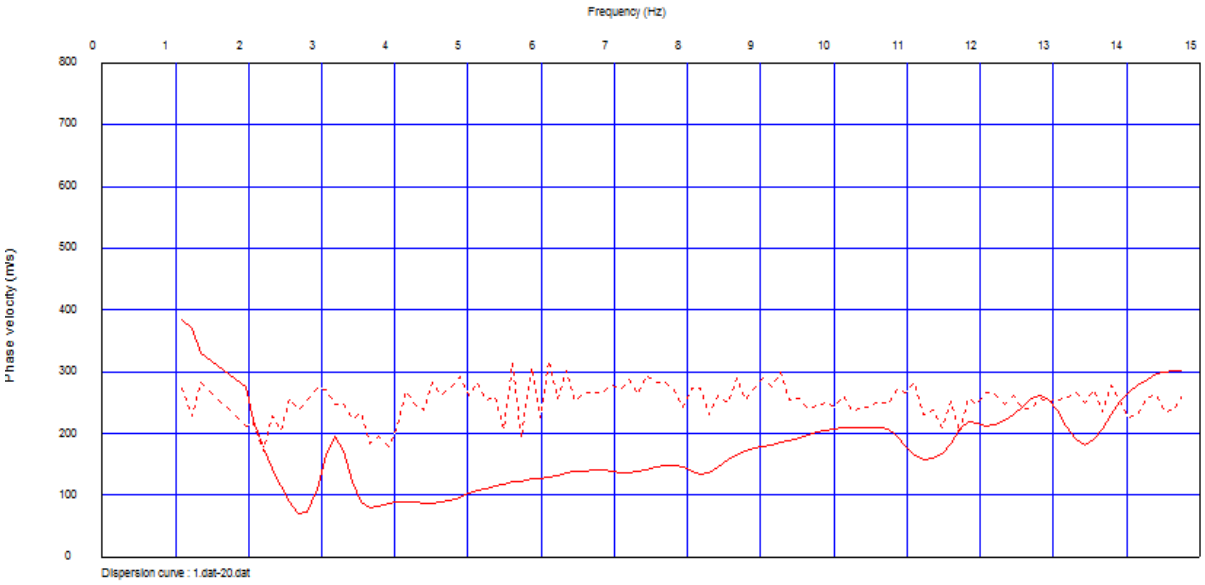


Figura A-65. Gráfico de Curva de dispersión (Velocidad de fase v/s frecuencia)

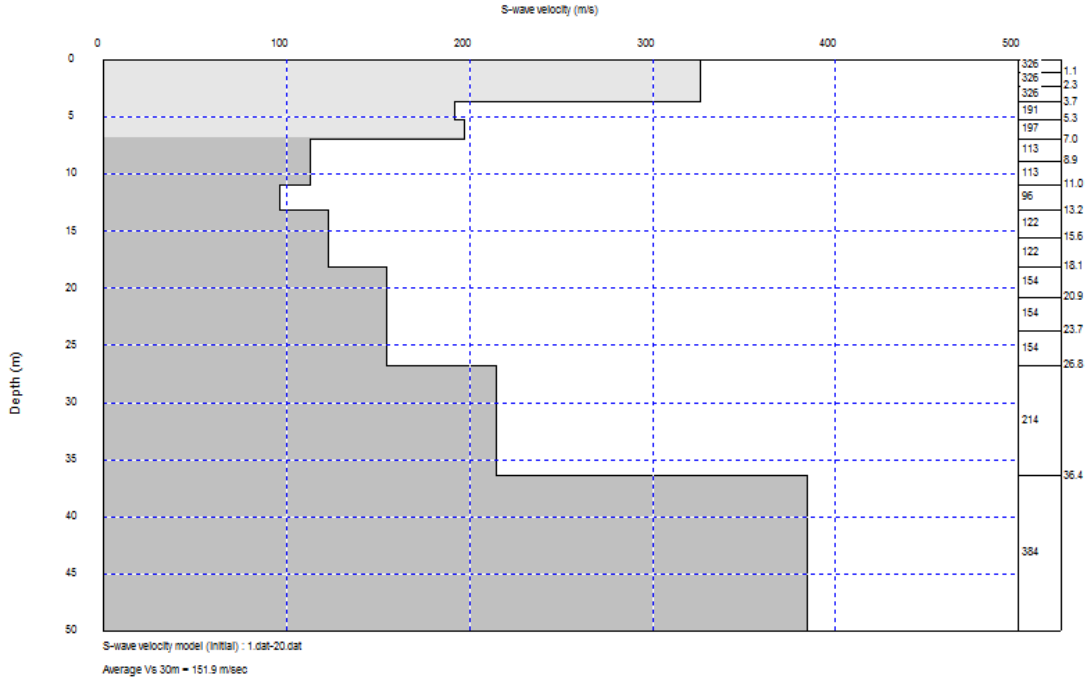


Figura A-66. Perfil de velocidades de corte y promedio

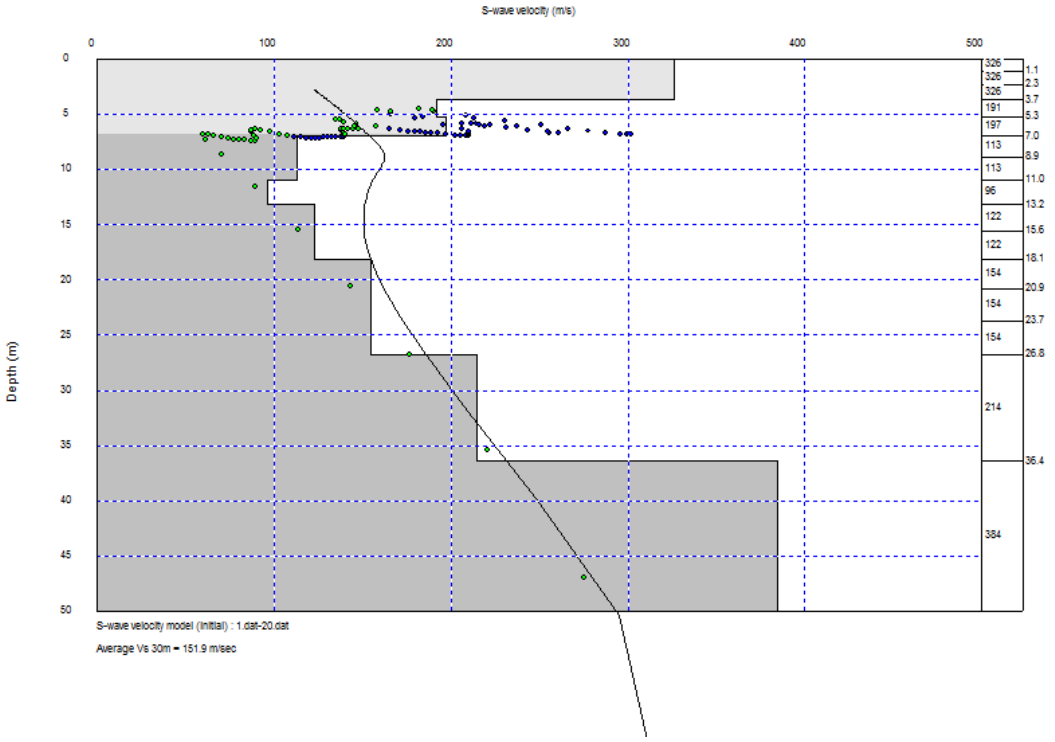


Figura A-67. Perfil de velocidades de corte y curva de velocidades Rayleigh

Tabla A-19. Análisis del sitio.

Litología, Vs30, Vp30, Cr30, Ts, clasificaciones, G y E.

REMI	9	Unid.	Observación
H: Prof. Roca basal (m)			
Granito	Roca : Vs=2900 m/s		Lillie, 1999. Pag. 51
Vs,50m	384	m/s	
H mayor a	50	m	Prof. Roca mayor a 50 m
Litología			
Simbolo	Qtm		
Descripción	Terrazas depósitos marinos		(Rivano, 1993)
Propiedades dinámicas			
V,s30	151	m/s	Velocidad Onda S prom. Primeros 30 m (ReMi)
Vp,30	235	m/s	Velocidad Onda P prom. Primeros 30 m (ReMi)
Cr	139	m/s	Velocidad Onda R prom. Primeros 30 m (ReMi)
Ts	1,3	s	Período sobre 50 m
Clasificación			
NEHRP	E		Internacional
D.S.N°61	E		Chile
Zhao, 2006	IV		Japón
Midorikawa, 1987	3,4		Amplificación Japón. Vs Menor 1100 m/s
Parámetros físicos			
(Teoría de Elasticidad)			
ρ	Densidad		Datos de bibliografía. MARSS Laboratorio.2015
	1,9	gr/cm3	
	1.900	Kg/m3	
G	Módulo de rigidez		
	43.321.900	N/m2	
	43	MN/m2	
	433	kg/cm2	
μ	Coeficiente de Poisson		
	0,15		(Estimado, Das, 2001)
E	Módulo de elasticidad		
	99640370	N/m2	
	100	MN/m2	
	996	kg/cm2	
λ	Constante de Lamé		
	18.566.529	N/m2	
	186	kg/cm2	

A-7.1.10 REMI 10

Antecedentes

Fecha	:	Octubre. 2019
Número de geófonos	:	12 (4.5 Hz)
Espaciamiento	:	10 m.

Coordenadas.

Sistema Geodésico	:	WGS84
Este (x)	:	263445
Norte (y)	:	6368284



Figura A-68. Ubicación registro 10

Registros con equipo ES-3000 y Software Geometrics Seismodule Controller

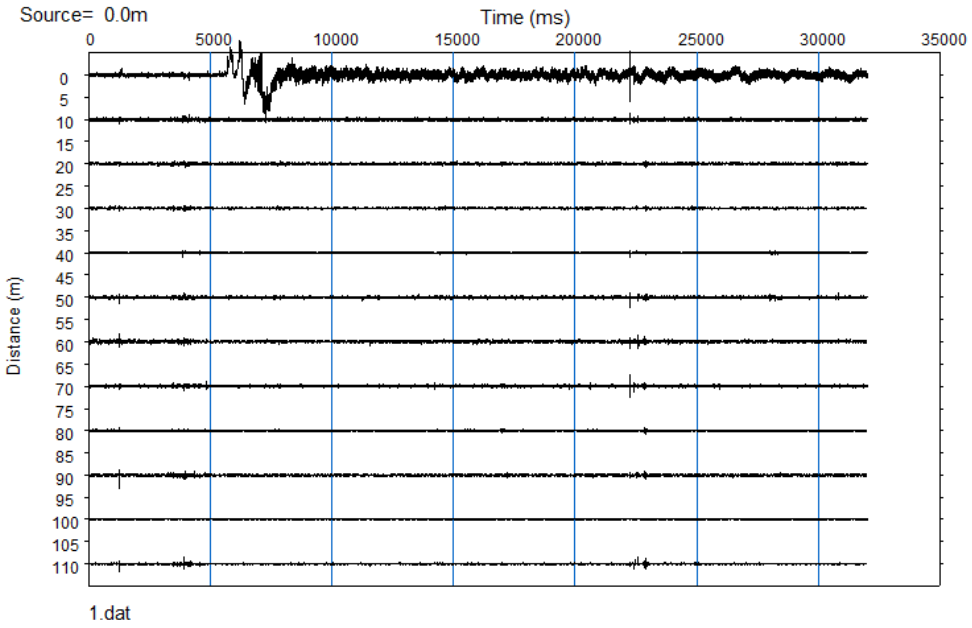


Figura A-69. Registro de la señal. Dominio del tiempo

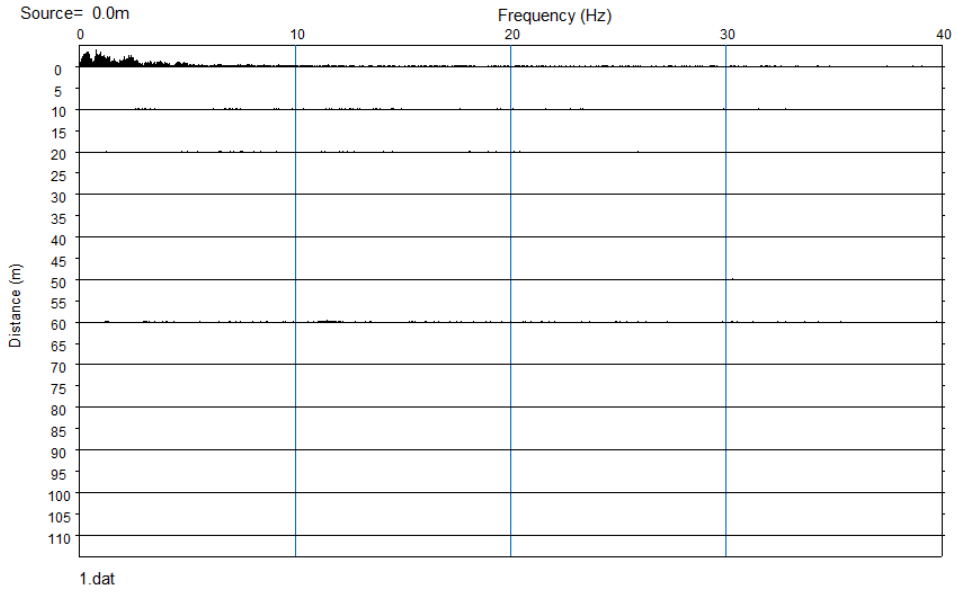


Figura A-70. Registro de la señal. Dominio de la frecuencia.

Resultados con Sofware SeisImager/SW (Geometrics, 2006)

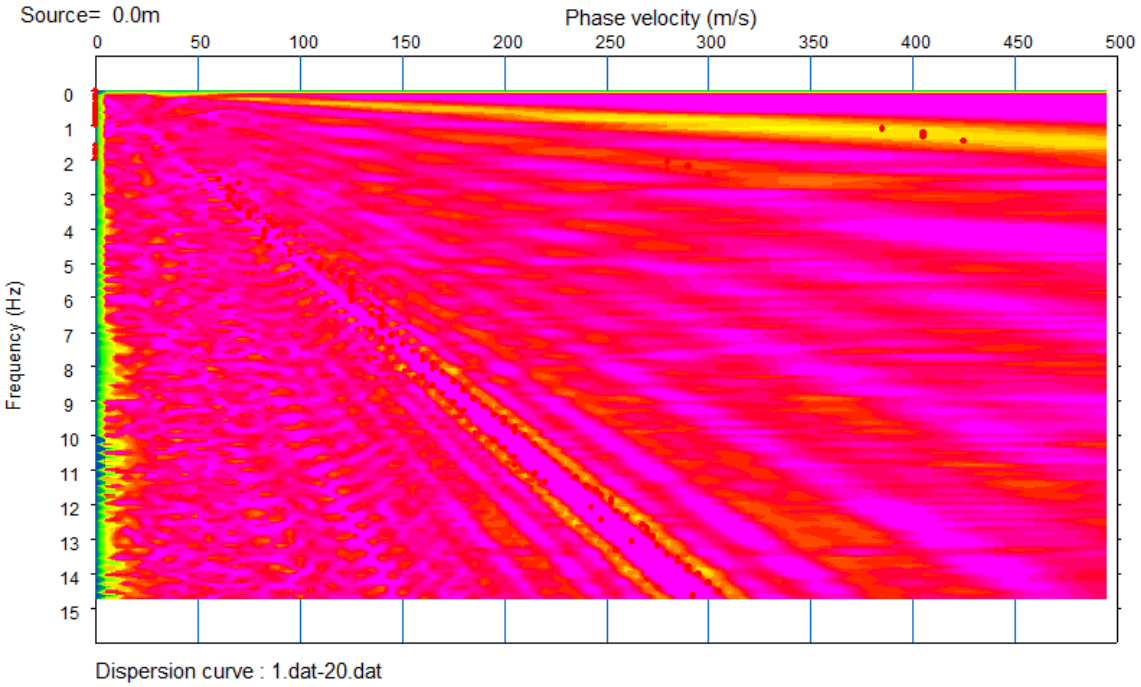


Figura A-71. Curva de dispersión

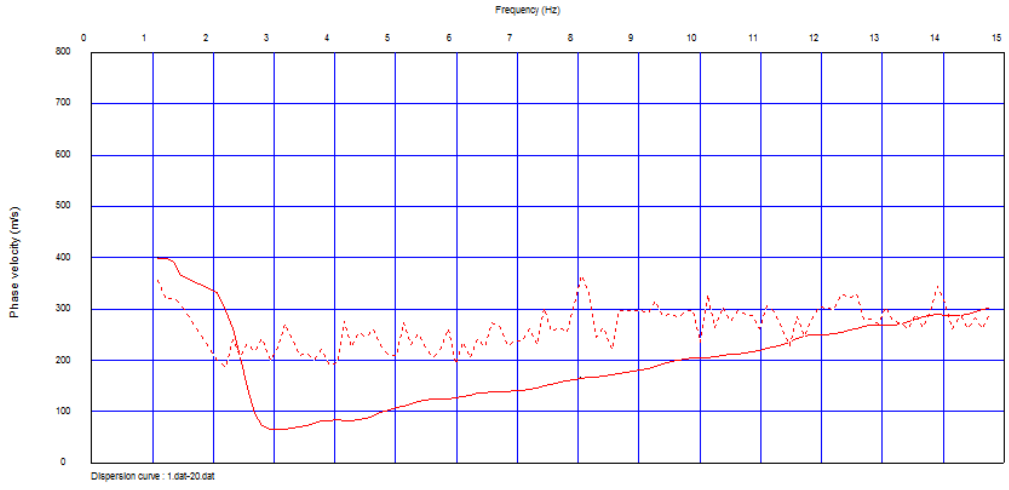


Figura A-72. Gráfico de Curva de dispersión (Velocidad de fase v/s frecuencia)

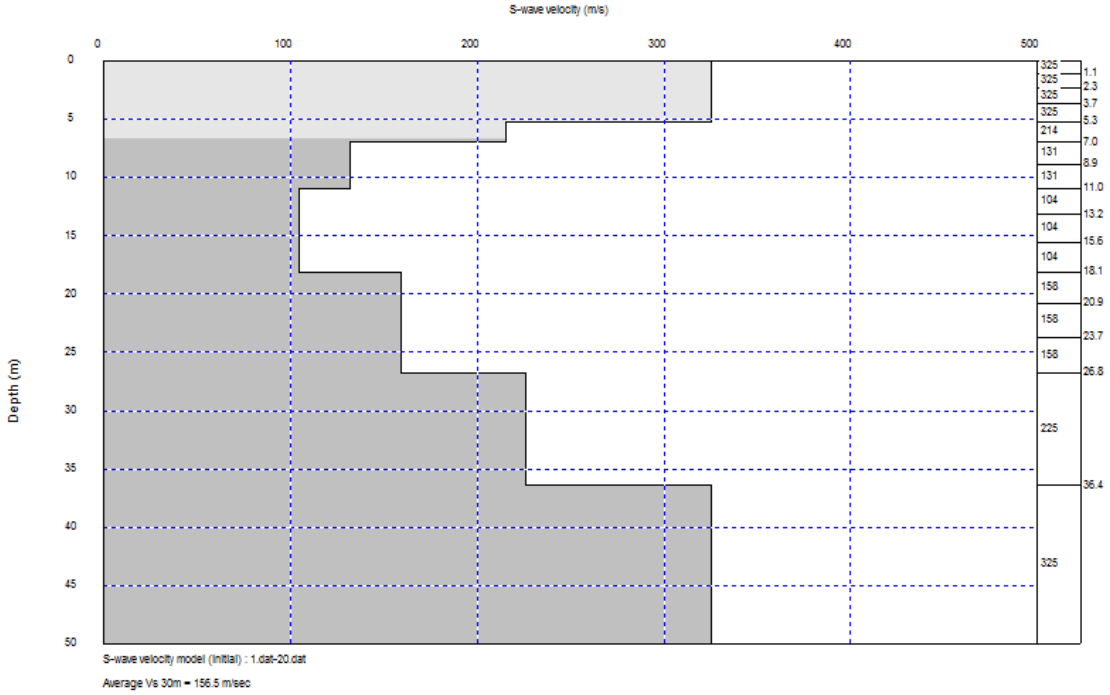


Figura A-73. Perfil de velocidades de corte y promedio

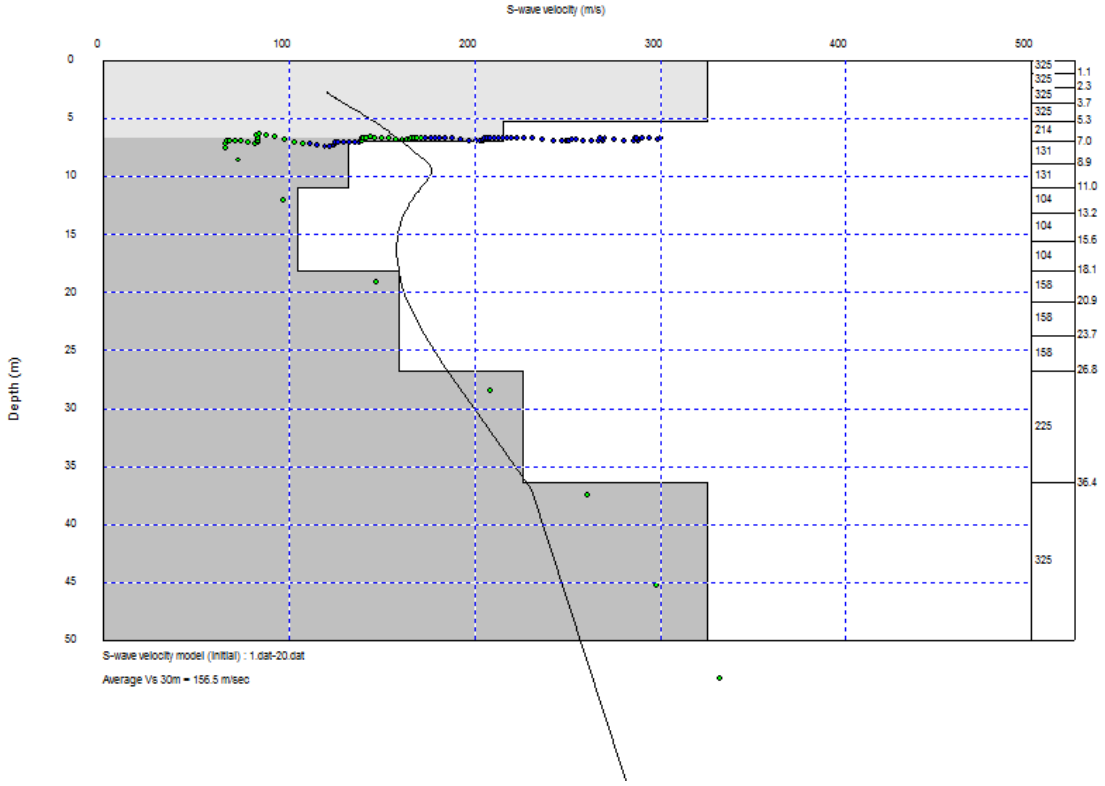


Figura A-74. Perfil de velocidades de corte y curva de velocidades Rayleigh

Tabla A-20. Análisis del sitio.
Litología, Vs30, Vp30, Cr30, Ts, clasificaciones, G y E.

REMI	10	Unid.	Observación
H: Prof. Roca basal (m)			
Granito	Roca : Vs=2900 m/s		Lillie, 1999. Pag. 51
Vs,50m	325	m/s	
H mayor a	50	m	Prof. Roca mayor a 50 m
Litología			
Simbolo	Qtm		
Descripción	Terrazas depósitos marinos		(Rivano, 1993)
Propiedades dinámicas			
V,s30	156	m/s	Velocidad Onda S prom. Primeros 30 m (ReMi)
Vp,30	243	m/s	Velocidad Onda P prom. Primeros 30 m (ReMi)
Cr	144	m/s	Velocidad Onda R prom. Primeros 30 m (ReMi)
Ts	1,3	s	Período sobre 50 m
Clasificación			
NEHRP	E		Internacional
D.S.N°61	E		Chile
Zhao, 2006	IV		Japón
Midorikawa, 1987	3,3		Amplificación Japón. Vs Menor 1100 m/s
Parámetros físicos			
(Teoría de Elasticidad)			
ρ	Densidad		Datos de bibliografía. MARSS Laboratorio.2015
	1,9	gr/cm3	
	1.900	Kg/m3	
G	Módulo de rigidez		
	46.238.400	N/m2	
	46	MN/m2	
	462	kg/cm2	
μ	Coeficiente de Poisson		
	0,15		(Estimado, Das, 2001)
E	Módulo de elasticidad		
	106348320	N/m2	
	106	MN/m2	
	1.063	kg/cm2	
λ	Constante de Lamé		
	19.816.457	N/m2	
	198	kg/cm2	

A-7.1.11 REMI 11

Antecedentes

Fecha	:	Octubre. 2019
Número de geófonos	:	12 (4.5 Hz)
Espaciamiento	:	10 m.

Coordenadas.

Sistema Geodésico	:	WGS84
Este (x)	:	268050
Norte (y)	:	6368281



Figura A-75. Ubicación registro 11

Registros con equipo ES-3000 y Software Geometrics Seismodule Controller

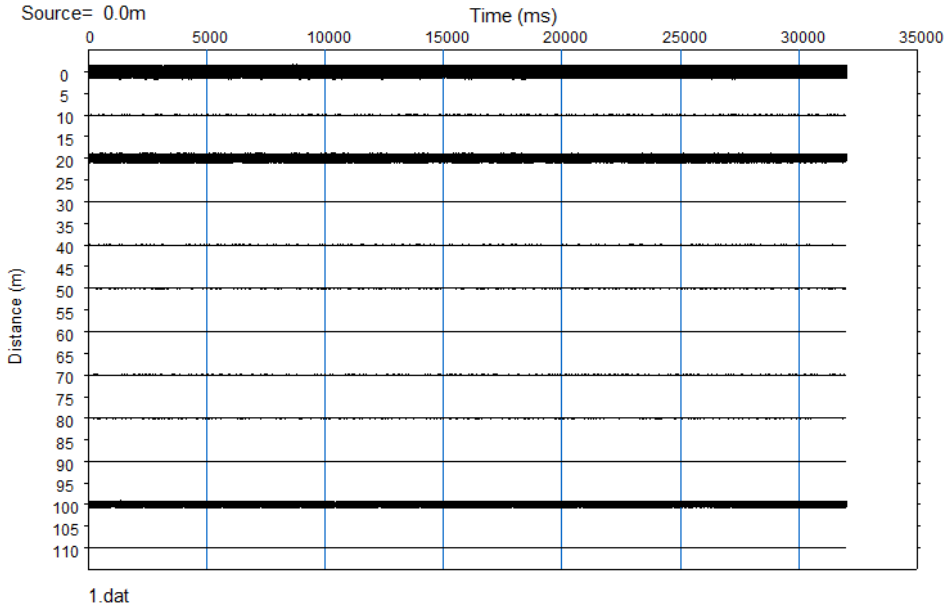


Figura A-76. Registro de la señal. Dominio del tiempo

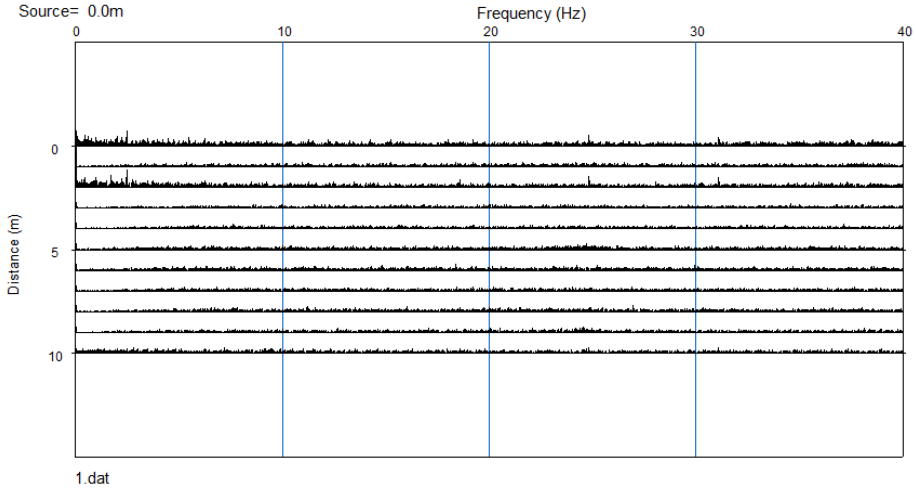


Figura A-77. Registro de la señal. Dominio de la frecuencia.

Resultados con Sofware SeisImager/SW (Geometrics, 2006)

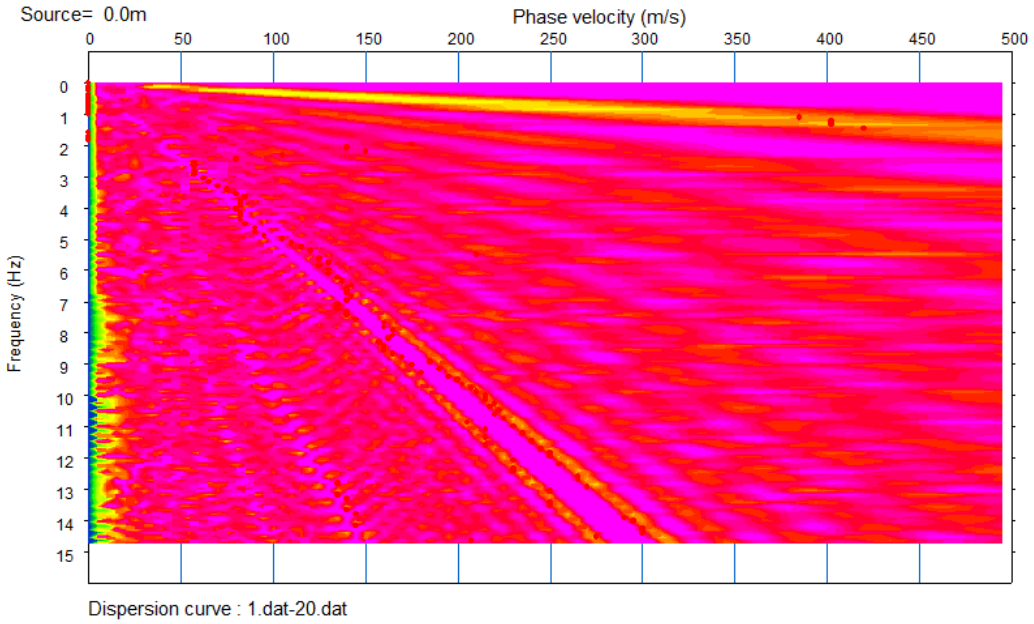


Figura A-78. Curva de dispersión

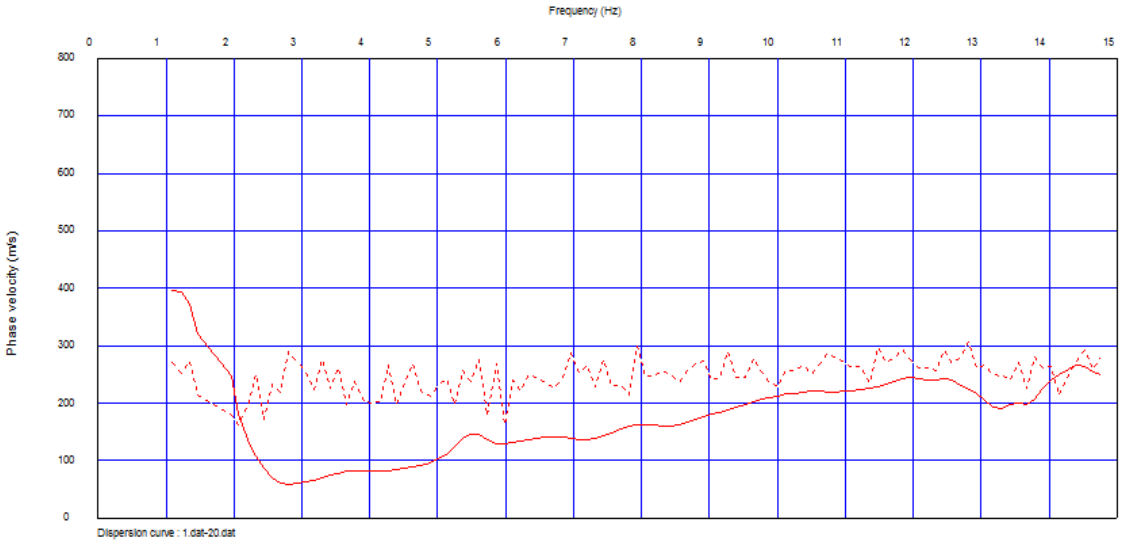


Figura A-79. Gráfico de Curva de dispersión (Velocidad de fase v/s frecuencia)

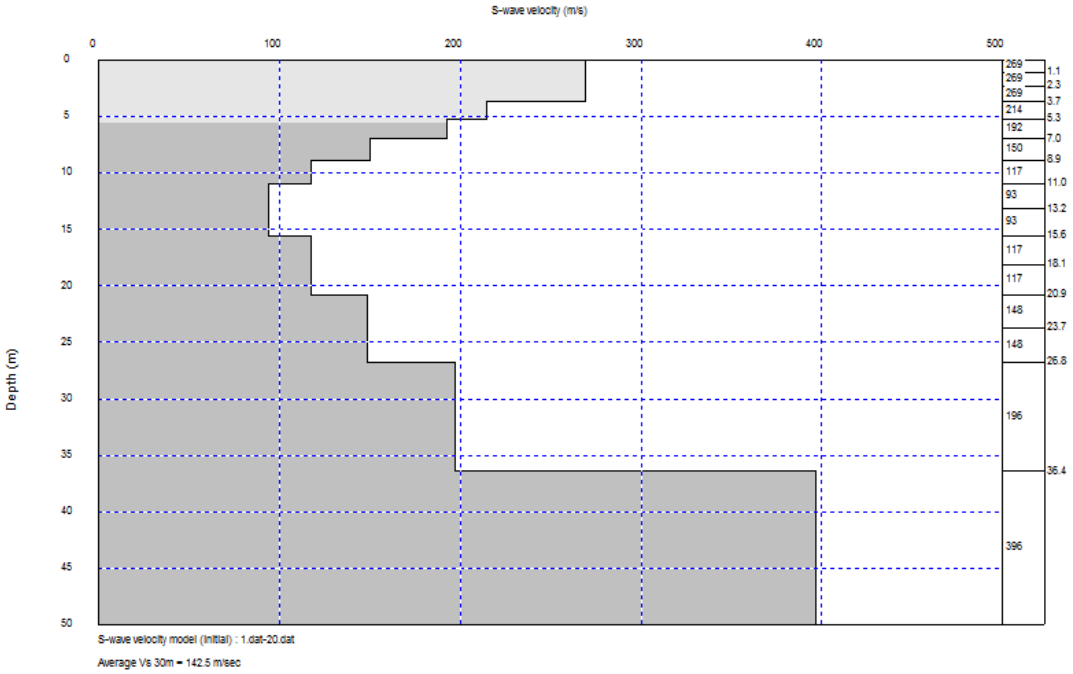


Figura A-80. Perfil de velocidades de corte y promedio

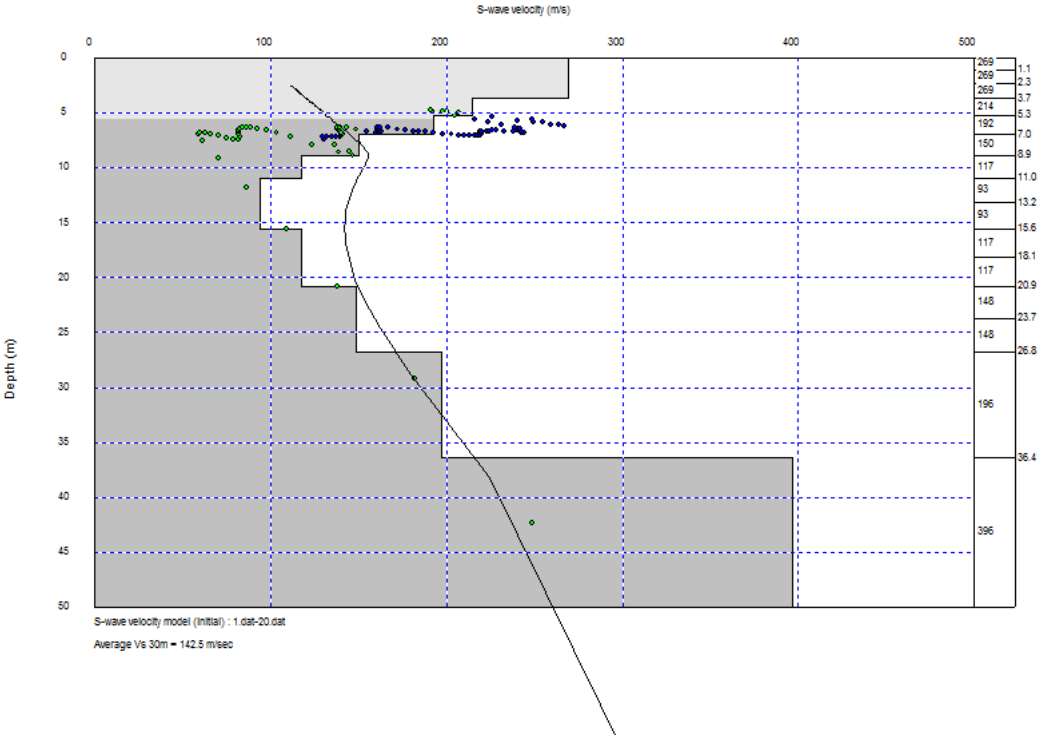


Figura A-81. Perfil de velocidades de corte y curva de velocidades Rayleigh

Tabla A-21. Análisis del sitio.

Litología, Vs30, Vp30, Cr30, Ts, clasificaciones, G y E.

REMI	11	Unid.	Observación
H: Prof. Roca basal (m)			
Granito	Roca : Vs=2900 m/s		Lillie, 1999. Pag. 51
Vs,50m	396	m/s	
H mayor a	50	m	Prof. Roca mayor a 50 m
Litología			
Simbolo	PQd		
Descripción	Gravas y arenas aluviales		(Rivano, 1993)
Propiedades dinámicas			
V,s30	142	m/s	Velocidad Onda S prom. Primeros 30 m (ReMi)
Vp,30	221	m/s	Velocidad Onda P prom. Primeros 30 m (ReMi)
Cr	131	m/s	Velocidad Onda R prom. Primeros 30 m (ReMi)
Ts	1,4	s	Período sobre 50 m
Clasificación			
NEHRP	E		Internacional
D.S.N°61	E		Chile
Zhao, 2006	IV		Japón
Midorikawa, 1987	3,5		Amplificación Japón. Vs Menor 1100 m/s
Parámetros físicos			
(Teoría de Elasticidad)			
ρ	Densidad		Datos de bibliografía. MARSS Laboratorio.2015
	1,9	gr/cm3	
	1.900	Kg/m3	
G	Módulo de rigidez		
	38.311.600	N/m2	
	38	MN/m2	
	383	kg/cm2	
μ	Coeficiente de Poisson		
	0,15		(Estimado, Das, 2001)
E	Módulo de elasticidad		
	88116680	N/m2	
	88	MN/m2	
	881	kg/cm2	
λ	Constante de Lamé		
	16.419.257	N/m2	
	164	kg/cm2	

A-7.2 PERFILES DE Vs, SEGÚN SERNAGEOMIN (2018)

(9 estaciones: T023; TO26; T027; T028; T029; T030; T031; T036; y T039)

A-7.2.1.	Estación	:	T023
	Fecha	:	2019
	Coordenadas.		
	Sistema Geodésico	:	WGS84
	Este (x)	:	267385
	Norte (y)	:	6377159

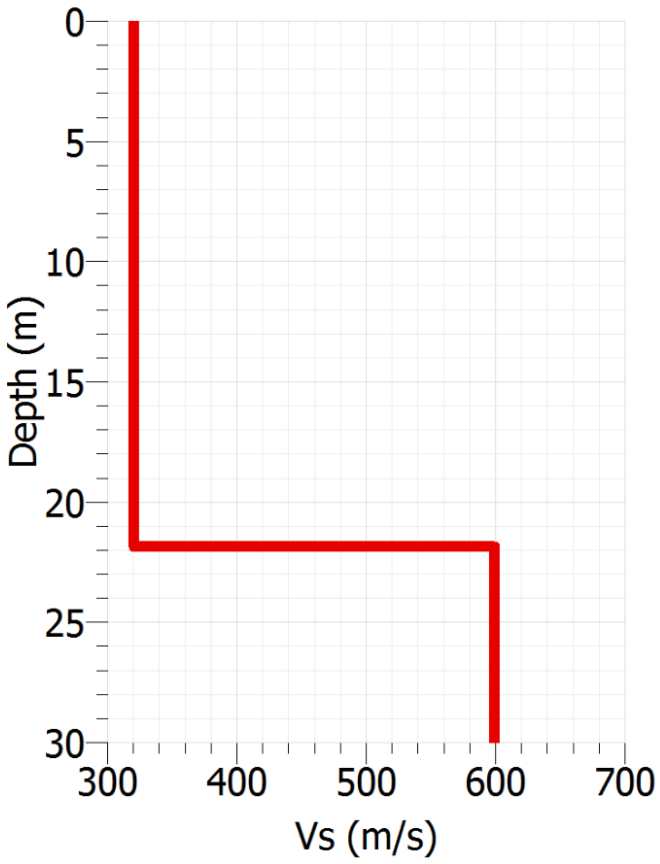


Figura A-82. Perfil de velocidades

Tabla A-22. Análisis del sitio.

Litología, Vs30, Vp30, Cr30, Ts, clasificaciones, G y E.

T023		Unid.	Observación
H: Prof. Roca basal (m)			
Granito	Roca : Vs=2900 m/s		Lillie, 1999. Pag. 51
Vs,30m	600	m/s	
H mayor a	30	m	Prof. Roca mayor a 30 m
Litología			
Simbolo	PQd		
Descripción	edimentos eolicos antiguos		(Rivano, 1993)
	Paleodunas		
Propiedades dinámicas			
V,s30	366	m/s	Velocidad Onda S prom. Primeros 30 m (ReMi)
Vp,30	570	m/s	Velocidad Onda P prom. Primeros 30 m (ReMi)
Cr	337	m/s	Velocidad Onda R prom. Primeros 30 m (ReMi)
Ts	0,3	s	Período sobre 30 m
Clasificación			
NEHRP	C		Internacional
D.S.N°61	C		Chile
Zhao, 2006	II		Japón
Midorikawa, 1987	2,0		Amplificación Japón. Vs Menor 1100 m/s
Parámetros físicos			
(Teoría de Elasticidad)			
ρ	Densidad		Datos de bibliografía. MARSS Laboratorio.2015
	1,9	gr/cm3	
	1.900	Kg/m3	
G	Módulo de rigidez		
	254.516.400	N/m2	
	255	MN/m2	
	2.545	kg/cm2	
μ	Coeficiente de Poisson		
	0,15		(Estimado, Das, 2001)
E	Módulo de elasticidad		
	585387720	N/m2	
	585	MN/m2	
	5.854	kg/cm2	
λ	Constante de Lamé		
	109.078.457	N/m2	
	1.091	kg/cm2	

A-7.2.2.	Estación	:	T026
	Fecha	:	2019
	Coordenadas.		
	Sistema Geodésico	:	WGS84
	Este (x)	:	266512
	Norte (y)	:	6375087

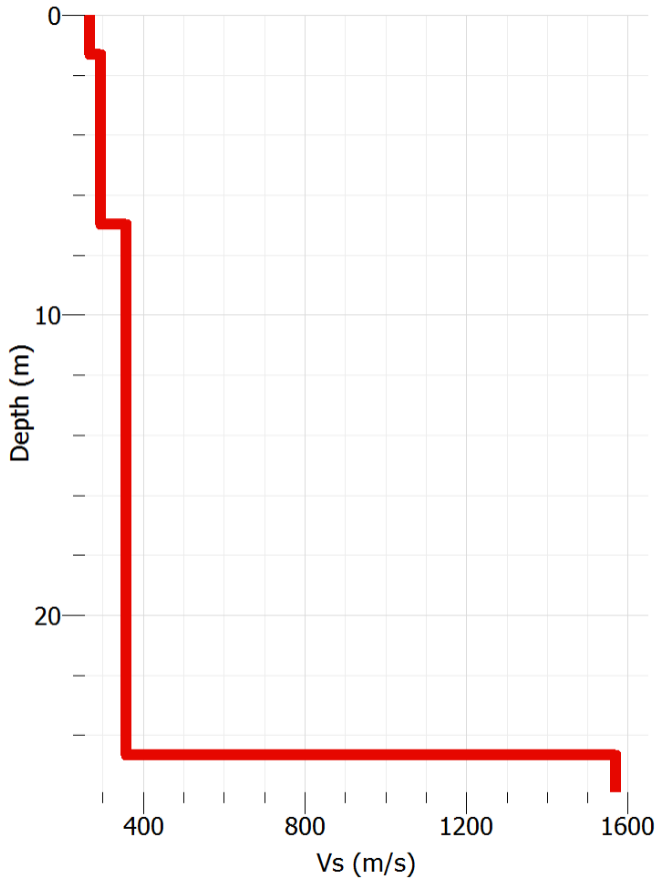


Figura A-83. Perfil de velocidades

Tabla A-23. Análisis del sitio.

Litología, Vs30, Vp30, Cr30, Ts, clasificaciones, G y E.

T026		Unid.	Observación
H: Prof. Roca basal (m)			
Granito	Roca : Vs=2900 m/s		Lillie, 1999. Pag. 51
Vs,24m	1600	m/s	Roca sedimentaria
H mayor a	24	m	Prof. Roca a 24 m
Litología			
Simbolo	PQd		
Descripción	Sedimentos eolicos antiguos		(Rivano, 1993)
	Paleodunas		
Propiedades dinámicas			
V,s30	335	m/s	Velocidad Onda S prom. Primeros 30 m (ReMi)
Vp,30	522	m/s	Velocidad Onda P prom. Primeros 30 m (ReMi)
Cr	308	m/s	Velocidad Onda R prom. Primeros 30 m (ReMi)
Ts	0,3	s	Período sobre 24 m
Clasificación			
NEHRP	D		Internacional
D.S.N°61	D		Chile
Zhao, 2006	III		Japón
Midorikawa, 1987	2,1		Amplificación Japón. Vs Menor 1100 m/s
Parámetros físicos			
(Teoría de Elasticidad)			
ρ	Densidad		Datos de bibliografía. MARSS Laboratorio.2015
	1,9	gr/cm3	
	1.900	Kg/m3	
G	Módulo de rigidez		
	213.227.500	N/m2	
	213	MN/m2	
	2.132	kg/cm2	
μ	Coeficiente de Poisson		
	0,15		(Estimado, Das, 2001)
E	Módulo de elasticidad		
	490423250	N/m2	
	490	MN/m2	
	4.904	kg/cm2	
λ	Constante de Lamé		
	91.383.214	N/m2	
	914	kg/cm2	

A-7.2.3.	Estación	:	T027
	Fecha	:	2019
	Coordenadas.		
	Sistema Geodésico	:	WGS84
	Este (x)	:	267222
	Norte (y)	:	6374595

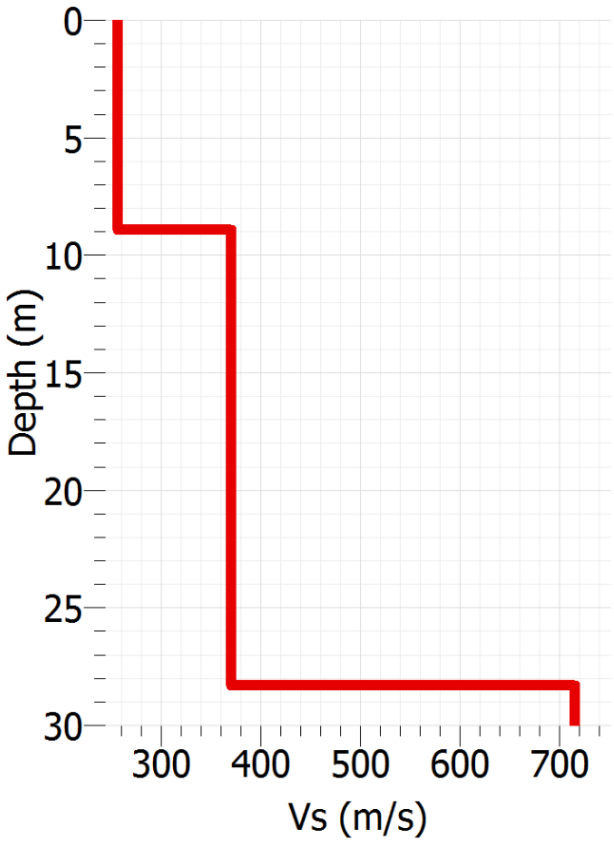


Figura A-84. Perfil de velocidades

Tabla A-24. Análisis del sitio.

Litología, Vs30, Vp30, Cr30, Ts, clasificaciones, G y E.

T027		Unid.	Observación
H: Prof. Roca basal (m)			
Granito	Roca : Vs=2900 m/s		Lillie, 1999. Pag. 51
Vs,30m	720	m/s	
H mayor a	30	m	Prof. Roca mayor a 30 m
Litología			
Simbolo	PQd		
Descripción	edimentos eolicos antiguos		(Rivano, 1993)
	Paleodunas		
Propiedades dinámicas			
V,s30	336	m/s	Velocidad Onda S prom. Primeros 30 m (ReMi)
Vp,30	524	m/s	Velocidad Onda P prom. Primeros 30 m (ReMi)
Cr	309	m/s	Velocidad Onda R prom. Primeros 30 m (ReMi)
Ts	0,4	s	Período sobre 30 m
Clasificación			
NEHRP	D		Internacional
D.S.N°61	D		Chile
Zhao, 2006	II		Japón
Midorikawa, 1987	2,1		Amplificación Japón. Vs Menor 1100 m/s
Parámetros físicos			
(Teoría de Elasticidad)			
ρ	Densidad		Datos de bibliografía. MARSS Laboratorio.2015
	1,9	gr/cm3	
	1.900	Kg/m3	
G	Módulo de rigidez		
	214.502.400	N/m2	
	215	MN/m2	
	2.145	kg/cm2	
μ	Coeficiente de Poisson		
	0,15		(Estimado, Das, 2001)
E	Módulo de elasticidad		
	493355520	N/m2	
	493	MN/m2	
	4.934	kg/cm2	
λ	Constante de Lamé		
	91.929.600	N/m2	
	919	kg/cm2	

A-7.2.4.

Estación	:	T028
Fecha	:	2019
Coordenadas.		
Sistema Geodésico	:	WGS84
Este (x)	:	268305
Norte (y)	:	6377666

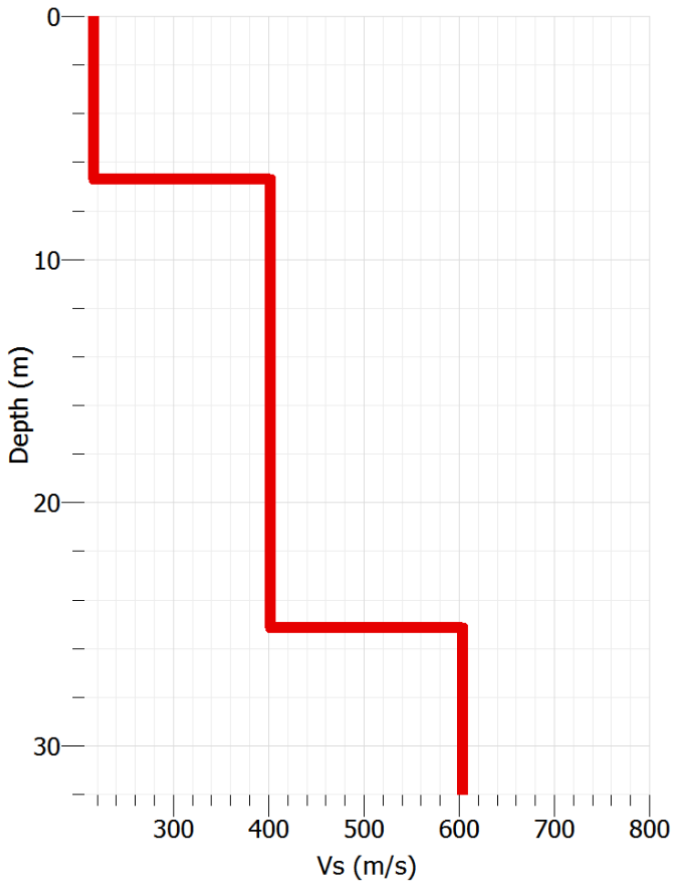


Figura A-85. Perfil de velocidades

Tabla A-25. Análisis del sitio.
Litología, Vs30, Vp30, Cr30, Ts, clasificaciones, G y E.

T028		Unid.	Observación
H: Prof. Roca basal (m)			
Granito	Roca : Vs=2900 m/s		Lillie, 1999. Pag. 51
Vs,32m	600	m/s	
H mayor a	32	m	Prof. Roca bajo los 32 m
Litología			
Simbolo	PQd		
Descripción	Sedimentos eolicos antiguos		(Rivano, 1993)
	Paleodunas		
Propiedades dinámicas			
V,s30	353	m/s	Velocidad Onda S prom. Primeros 30 m (ReMi)
Vp,30	550	m/s	Velocidad Onda P prom. Primeros 30 m (ReMi)
Cr	325	m/s	Velocidad Onda R prom. Primeros 30 m (ReMi)
Ts	0,4	s	Período sobre 32 m
Clasificación			
NEHRP	C		Internacional
D.S.N°61	C		Chile
Zhao, 2006	II		Japón
Midorikawa, 1987	2,0		Amplificación Japón. Vs Menor 1100 m/s
Parámetros físicos			
(Teoría de Elasticidad)			
ρ	Densidad		Datos de bibliografía. MARSS Laboratorio.2015
	1,9	gr/cm3	
	1.900	Kg/m3	
G	Módulo de rigidez		
	236.757.100	N/m2	
	237	MN/m2	
	2.368	kg/cm2	
μ	Coeficiente de Poisson		
	0,15		(Estimado, Das, 2001)
E	Módulo de elasticidad		
	544541330	N/m2	
	545	MN/m2	
	5.445	kg/cm2	
λ	Constante de Lamé		
	101.467.329	N/m2	
	1.015	kg/cm2	

A-7.2.5	.Estación	:	T029
	Fecha	:	2019
	Coordenadas.		
	Sistema Geodésico	:	WGS84
	Este (x)	:	267713
	Norte (y)	:	6375952

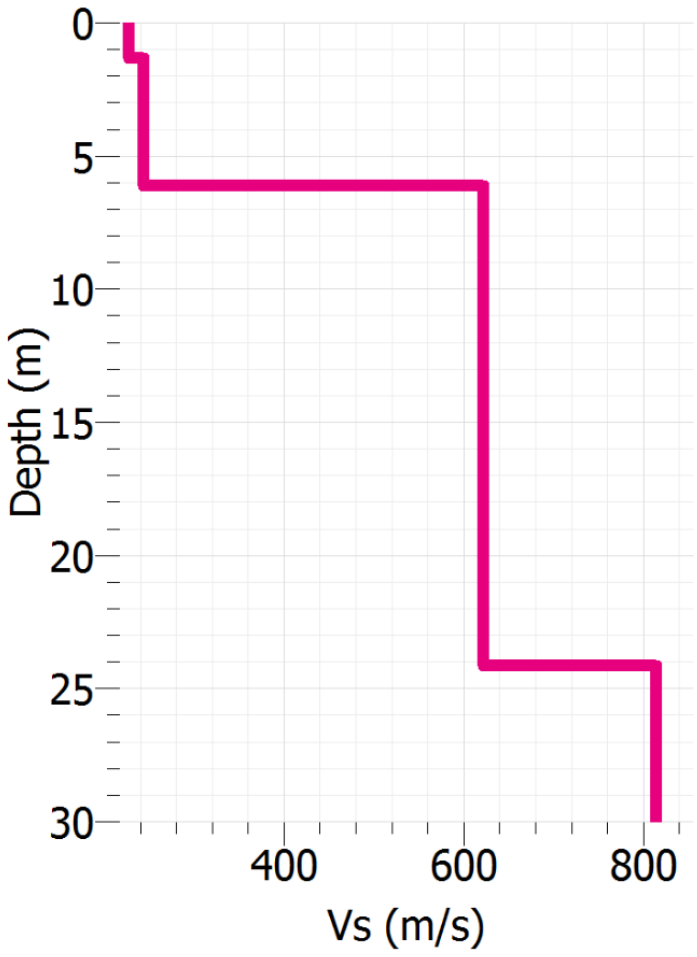


Figura A-86. Perfil de velocidades

Tabla A-26. Análisis del sitio.

Litología, Vs30, Vp30, Cr30, Ts, clasificaciones, G y E.

T029		Unid.	Observación
H: Prof. Roca basal (m)			
Granito	Roca : Vs=2900 m/s		Lillie, 1999. Pag. 51
Vs,24m	800	m/s	
H mayor a	24	m	Prof. Roca
Litología			
Simbolo	PQd		
Descripción	edimentos eolicos antiguos		(Rivano, 1993)
	Paleodunas		
Propiedades dinámicas			
V,s30	487	m/s	Velocidad Onda S prom. Primeros 30 m (ReMi)
Vp,30	759	m/s	Velocidad Onda P prom. Primeros 30 m (ReMi)
Cr	448	m/s	Velocidad Onda R prom. Primeros 30 m (ReMi)
Ts	0,2	s	Período sobre 24 m
Clasificación			
NEHRP	C		Internacional
D.S.N°61	C		Chile
Zhao, 2006	II		Japón
Midorikawa, 1987	1,7		Amplificación Japón. Vs Menor 1100 m/s
Parámetros físicos			
(Teoría de Elasticidad)			
ρ	Densidad		Datos de bibliografía. MARSS Laboratorio.2015
	1,9	gr/cm3	
	1.900	Kg/m3	
G	Módulo de rigidez		
	450.621.100	N/m2	
	451	MN/m2	
	4.506	kg/cm2	
μ	Coeficiente de Poisson		
	0,15		(Estimado, Das, 2001)
E	Módulo de elasticidad		
	1036428530	N/m2	
	1.036	MN/m2	
	10.364	kg/cm2	
λ	Constante de Lamé		
	193.123.329	N/m2	
	1.931	kg/cm2	

A-7.2.6	Estación	:	T030
	Fecha	:	2019
	Coordenadas.		
	Sistema Geodésico	:	WGS84
	Este (x)	:	265856
	Norte (y)	:	6368715

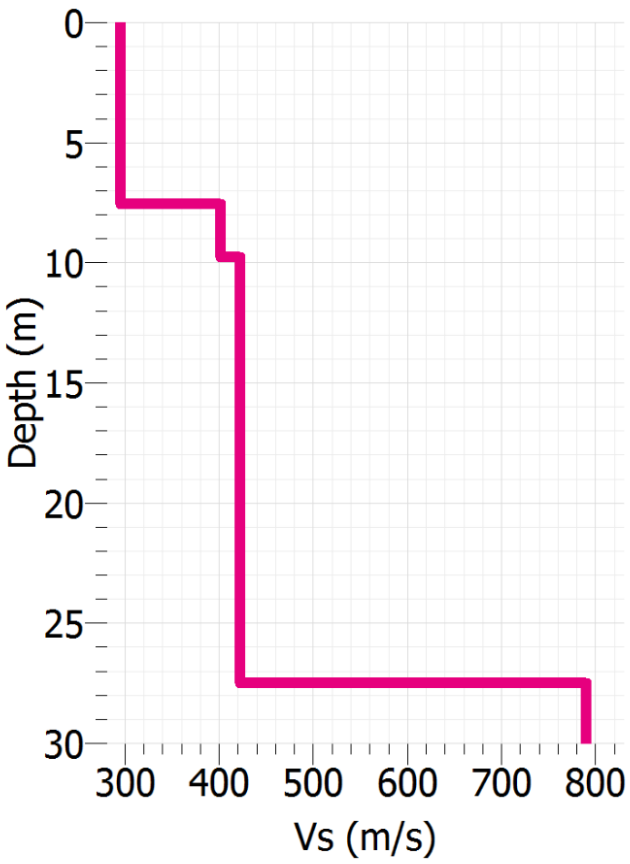


Figura A-87. Perfil de velocidades

Tabla A-27. Análisis del sitio.

Litología, Vs30, Vp30, Cr30, Ts, clasificaciones, G y E.

T030		Unid.	Observación
H: Prof. Roca basal (m)			
Granito	Roca : Vs=2900 m/s		Lillie, 1999. Pag. 51
Vs,26m	800	m/s	
H mayor a	26	m	Prof. Roca
Litología			
Simbolo	PQd		
Descripción	edimentos eolicos antiguos		(Rivano, 1993)
	Paleodunas		
Propiedades dinámicas			
V,s30	393	m/s	Velocidad Onda S prom. Primeros 30 m (ReMi)
Vp,30	612	m/s	Velocidad Onda P prom. Primeros 30 m (ReMi)
Cr	362	m/s	Velocidad Onda R prom. Primeros 30 m (ReMi)
Ts	0,3	s	Período sobre 26 m
Clasificación			
NEHRP	C		Internacional
D.S.N°61	C		Chile
Zhao, 2006	II		Japón
Midorikawa, 1987	1,9		Amplificación Japón. Vs Menor 1100 m/s
Parámetros físicos			
(Teoría de Elasticidad)			
ρ	Densidad		Datos de bibliografía. MARSS Laboratorio.2015
	1,9	gr/cm3	
	1.900	Kg/m3	
G	Módulo de rigidez		
	293.453.100	N/m2	
	293	MN/m2	
	2.935	kg/cm2	
μ	Coeficiente de Poisson		
	0,15		(Estimado, Das, 2001)
E	Módulo de elasticidad		
	674942130	N/m2	
	675	MN/m2	
	6.749	kg/cm2	
λ	Constante de Lamé		
	125.765.614	N/m2	
	1.258	kg/cm2	

A-7.2.7	Estación	:	T031
	Fecha	:	2019
	Coordenadas.		
	Sistema Geodésico	:	WGS84
	Este (x)	:	265763
	Norte (y)	:	6369216

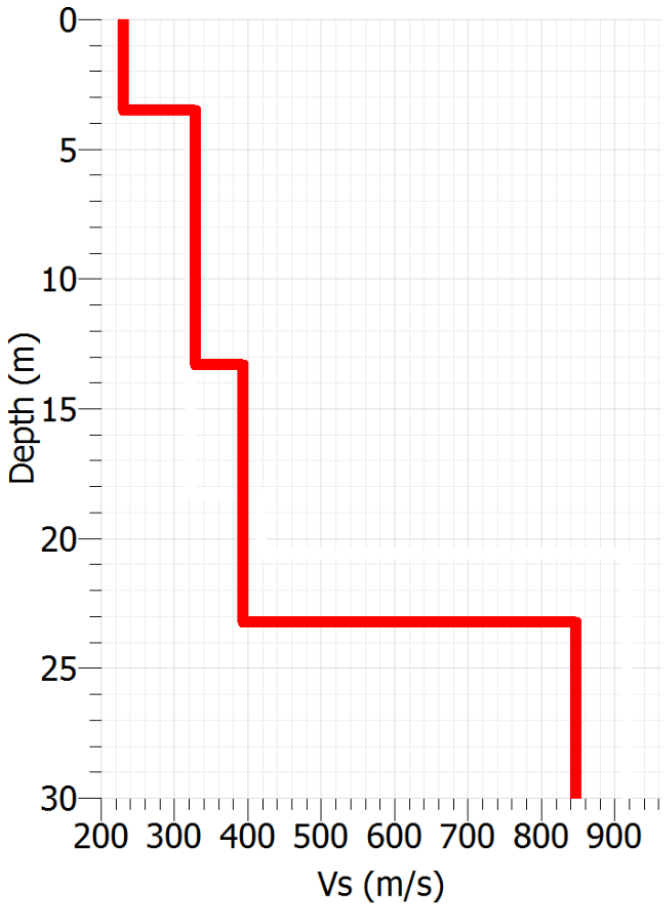


Figura A-88. Perfil de velocidades

Tabla A-28. Análisis del sitio.

Litología, Vs30, Vp30, Cr30, Ts, clasificaciones, G y E.

T031		Unid.	Observación
H: Prof. Roca basal (m)			
Granito	Roca : Vs=2900 m/s		Lillie, 1999. Pag. 51
Vs,24m	840	m/s	
H mayor a	24	m	Prof. Roca
Litología			
Simbolo	PQd		
Descripción	Sedimentos eolicos antiguos		(Rivano, 1993)
	Paleodunas		
Propiedades dinámicas			
V,s30	384	m/s	Velocidad Onda S prom. Primeros 30 m (ReMi)
Vp,30	598	m/s	Velocidad Onda P prom. Primeros 30 m (ReMi)
Cr	353	m/s	Velocidad Onda R prom. Primeros 30 m (ReMi)
Ts	0,3	s	Período sobre 24 m
Clasificación			
NEHRP	C		Internacional
D.S.N°61	C		Chile
Zhao, 2006	II		Japón
Midorikawa, 1987	1,9		Amplificación Japón. Vs Menor 1100 m/s
Parámetros físicos			
(Teoría de Elasticidad)			
ρ	Densidad		Datos de bibliografía. MARSS Laboratorio.2015
	1,9	gr/cm3	
	1.900	Kg/m3	
G	Módulo de rigidez		
	280.166.400	N/m2	
	280	MN/m2	
	2.802	kg/cm2	
μ	Coeficiente de Poisson		
	0,15		(Estimado, Das, 2001)
E	Módulo de elasticidad		
	644382720	N/m2	
	644	MN/m2	
	6.444	kg/cm2	
λ	Constante de Lamé		
	120.071.314	N/m2	
	1.201	kg/cm2	

A-7.2.8	Estación	:	T036
	Fecha	:	2019
	Coordenadas.		
	Sistema Geodésico	:	WGS84
	Este (x)	:	262045
	Norte (y)	:	6369532

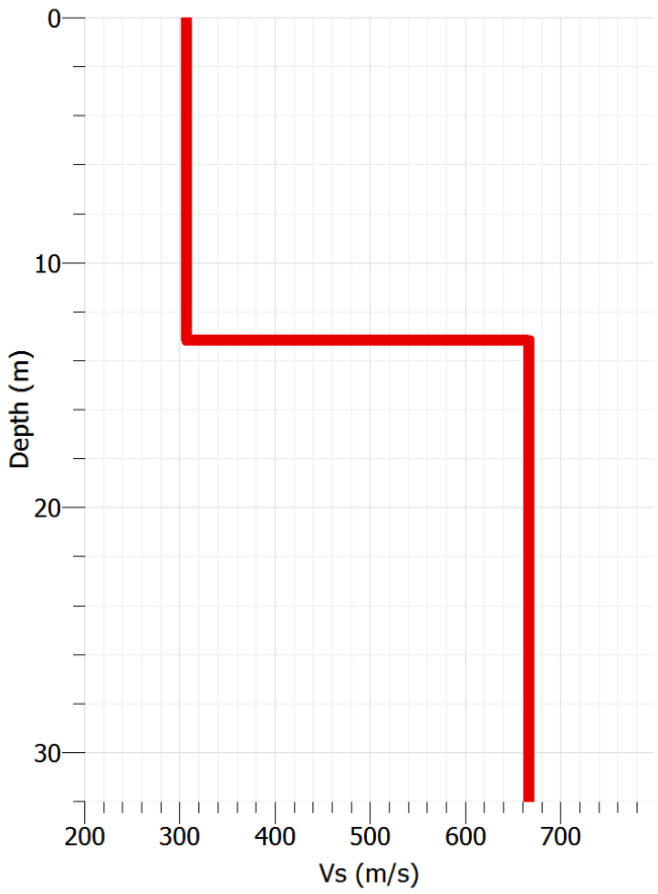


Figura A-89. Perfil de velocidades

Tabla A-29. Análisis del sitio.

Litología, Vs30, Vp30, Cr30, Ts, clasificaciones, G y E.

T036		Unid.	Observación
H: Prof. Roca basal (m)			
Granito	Roca : Vs=2900 m/s		Lillie, 1999. Pag. 51
Vs,32m	680	m/s	
H mayor a	32	m	Prof. Roca bajo los 32 m
Litología			
Simbolo	PQd		
Descripción	Sedimentos eolicos antiguos		(Rivano, 1993)
	Paleodunas		
Propiedades dinámicas			
V,s30	440	m/s	Velocidad Onda S prom. Primeros 30 m (ReMi)
Vp,30	686	m/s	Velocidad Onda P prom. Primeros 30 m (ReMi)
Cr	405	m/s	Velocidad Onda R prom. Primeros 30 m (ReMi)
Ts	0,3	s	Período sobre 32 m
Clasificación			
NEHRP	C		Internacional
D.S.N°61	C		Chile
Zhao, 2006	II		Japón
Midorikawa, 1987	1,8		Amplificación Japón. Vs Menor 1100 m/s
Parámetros físicos			
(Teoría de Elasticidad)			
ρ	Densidad		Datos de bibliografía. MARSS Laboratorio.2015
	1,9	gr/cm3	
	1.900	Kg/m3	
G	Módulo de rigidez		
	367.840.000	N/m2	
	368	MN/m2	
	3.678	kg/cm2	
μ	Coeficiente de Poisson		
	0,15		(Estimado, Das, 2001)
E	Módulo de elasticidad		
	846032000	N/m2	
	846	MN/m2	
	8.460	kg/cm2	
λ	Constante de Lamé		
	157.645.714	N/m2	
	1.576	kg/cm2	

A-7.2.9	Estación	:	T039
	Fecha	:	2019
	Coordenadas.		
	Sistema Geodésico	:	WGS84
	Este (x)	:	263263
	Norte (y)	:	6369170

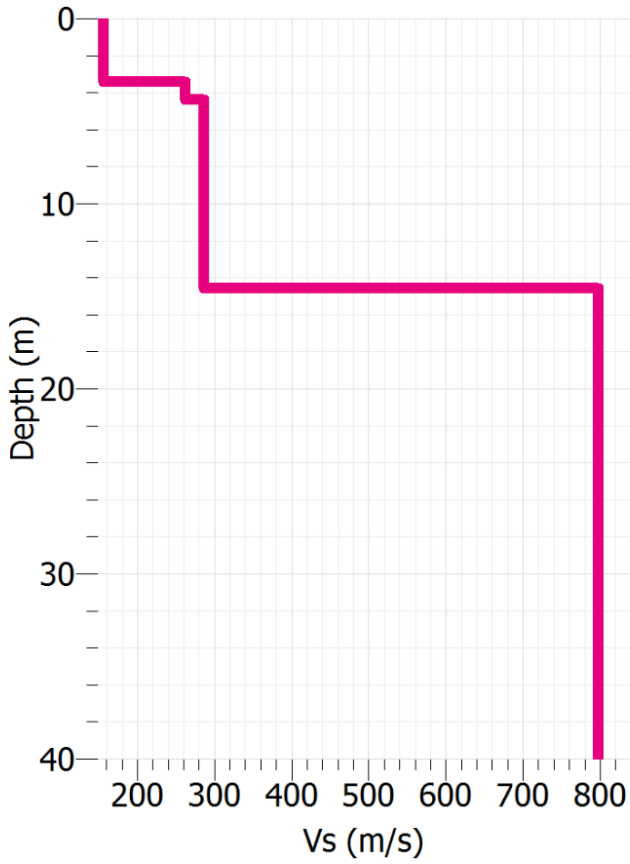


Figura A-90. Perfil de velocidades

Tabla A-30. Análisis del sitio.

Litología, Vs30, Vp30, Cr30, Ts, clasificaciones, G y E.

T039		Unid.	Observación
H: Prof. Roca basal (m)			
Granito	Roca : Vs=2900 m/s		Lillie, 1999. Pag. 51
Vs,14m	800	m/s	
H mayor a	14	m	Prof. Roca
Litología			
Simbolo	PQd		
Descripción	Sedimentos eolicos antiguos		(Rivano, 1993)
	Paleodunas		
Propiedades dinámicas			
V,s30	373	m/s	Velocidad Onda S prom. Primeros 30 m (ReMi)
Vp,30	4	m/s	Velocidad Onda P prom. Primeros 30 m (ReMi)
Cr	343	m/s	Velocidad Onda R prom. Primeros 30 m (ReMi)
Ts	0,2	s	Período sobre 14 m
Clasificación			
NEHRP	C		Internacional
D.S.N°61	C		Chile
Zhao, 2006	II		Japón
Midorikawa, 1987	1,9		Amplificación Japón. Vs Menor 1100 m/s
Parámetros físicos			
(Teoría de Elasticidad)			
ρ	Densidad		Datos de bibliografía. MARSS Laboratorio.2015
	1,9	gr/cm3	
	1.900	Kg/m3	
G	Módulo de rigidez		
	264.345.100	N/m2	
	264	MN/m2	
	2.643	kg/cm2	
μ	Coeficiente de Poisson		
	0,15		(Estimado, Das, 2001)
E	Módulo de elasticidad		
	607993730	N/m2	
	608	MN/m2	
	6.080	kg/cm2	
λ	Constante de Lamé		
	113.290.757	N/m2	
	1.133	kg/cm2	

A-7.3 AFLORAMIENTO ROCOSO (2 estaciones: Geo 1; Geo 2)

A-7.3.1	Estación	:	Geo 1(Ritoque)
	Fecha	:	Octubre 2019; Enero 2020
	Coordenadas.		
	Sistema Geodésico	:	WGS84
	Este (x)	:	263384
	Norte (y)	:	6365182

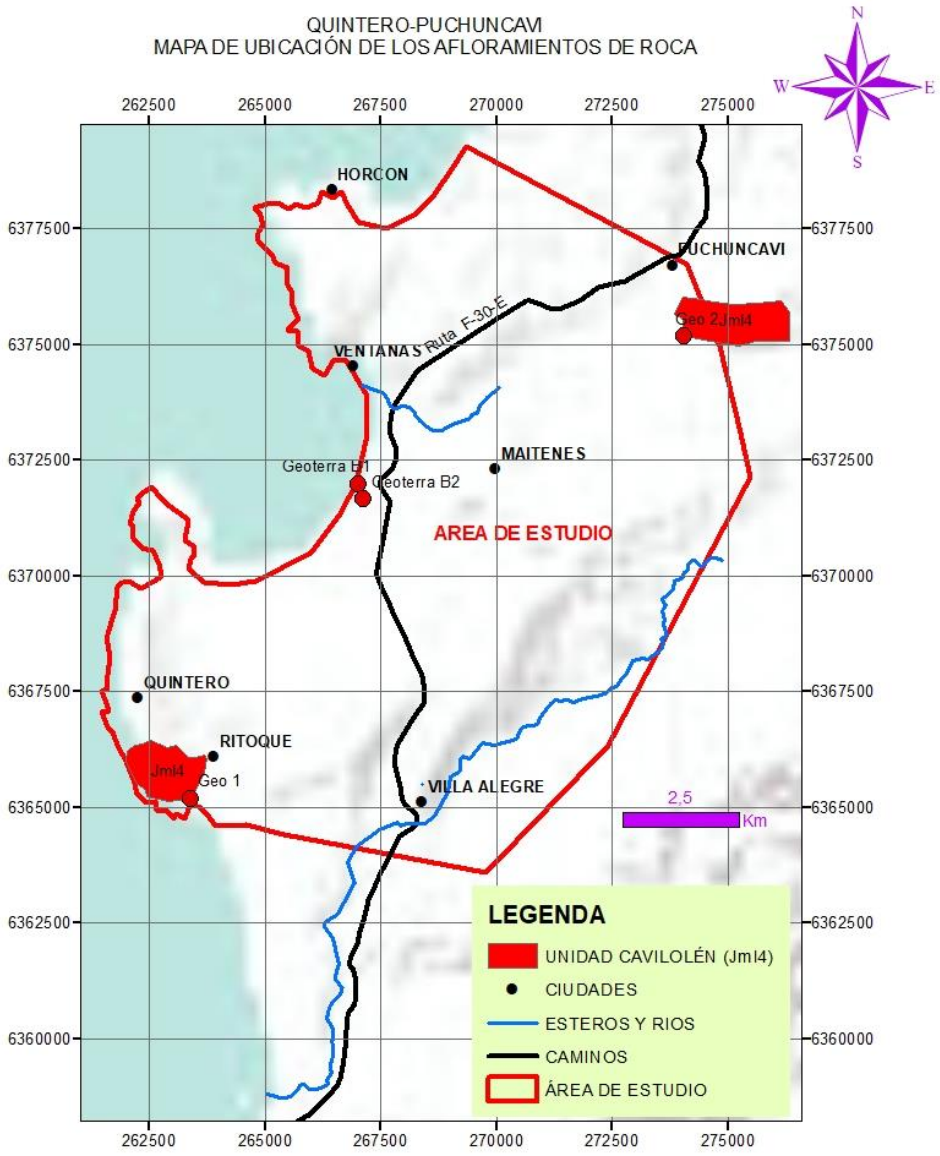


Figura A-91. Ubicación de afloramientos de roca

Tabla A-31. Análisis del sitio.

Litología, Vs30, Vp30, Cr30, Ts, clasificaciones, G y E.

H: Prof. Roca basal (m)		Unid.	Observación
Granito	Roca : Vs=2900 m/s		Lillie, 1999. Pag. 51
Vs,0m	2900	m/s	
H mayor a	0	m	Prof. Roca
Litología			
Simbolo	Jmi4		
	Unidad Cavilolén		
Descripción	Granodioritas y tonalitas		(Rivano, 1993)
	de grano fino		
Propiedades dinámicas			
V,s30	2900	m/s	Velocidad Onda S en roca
Vp,30	5.023	m/s	Velocidad Onda P en roca
Cr	2.668	m/s	Velocidad Onda R en roca
Clasificación			
NEHRP	A		Internacional
D.S.N°61	A		Chile
Zhao, 2006	I		Japón
Midorikawa, 1987	1,0		Amplificación Japón. Vs Mayor a 1100 m/s
Parámetros físicos			
(Teoría de Elasticidad)			
ρ	Densidad		(Datos de bibliografía. González del Vallejos, 2002. Pag. 128)
	2,7	gr/cm3	
	2.700	Kg/m3	
G	Módulo de rigidez		
	22.707.000.000	N/m2	
	22.707	MN/m2	
	227.070	kg/cm2	
μ	Coeficiente de Poisson		
	0,25		(Datos de bibliografía. González del Vallejos, 2002. Pag. 164)
E	Módulo de elasticidad		
	56767500000	N/m2	
	56.768	MN/m2	
	567.675	kg/cm2	
λ	Constante de Lamé		
	22.707.000.000	N/m2	
	227.070	kg/cm2	

A-7.3.2 Estación : Geo 2

Fecha : Octubre 2019; Enero 2020

Coordenadas.

Sistema Geodésico : WGS84

Este (x) : 274070

Norte (y) : 6375181

Tabla A-32. Análisis del sitio. Litología, Vs30, Vp30, Cr30, Ts, clasificaciones, G y E.

H: Prof. Roca basal (m)		Unid.	Observación
Granito	Roca : Vs=2900 m/s		Lillie, 1999. Pag. 51
Vs,0m	2900	m/s	
H mayor a	0	m	Prof. Roca
Litología			
Simbolo	Jmi4		
	Unidad Cavilolén		
Descripción	Granodioritas y tonalitas		(Rivano, 1993)
	de grano fino		
Propiedades dinámicas			
V,s30	2900	m/s	Velocidad Onda S en roca
Vp,30	5.023	m/s	Velocidad Onda P enroca
Cr	2.668	m/s	Velocidad Onda R en roca
Clasificación			
NEHRP	A		Internacional
D.S.N°61	A		Chile
Zhao, 2006	I		Japón
Midorikawa, 1987	1,0		Amplificación Japón. Vs Mayor a 1100 m/s
Parámetros físicos			
(Teoría de Elasticidad)			
ρ	Densidad		(Datos de bibliografía. González del Vallejos, 2002. Pag. 128)
	2,7	gr/cm3	
	2.700	Kg/m3	
G	Módulo de rigidez		
	22.707.000.000	N/m2	
	22.707	MN/m2	
	227.070	kg/cm2	
μ	Coeficiente de Poisson		
	0,25		(Datos de bibliografía. González del Vallejos, 2002. Pag. 164)
E	Módulo de elasticidad		
	56767500000	N/m2	
	56.768	MN/m2	
	567.675	kg/cm2	
λ	Constante de Lamé		
	22.707.000.000	N/m2	
	227.070	kg/cm2	

A-7.4 GEOTERRA (2 ESTACIONES: GEOTERRA B1; GEOTERRA B2)

A-7.4.1	Estación	:	Geoterra B1
	Fecha	:	2015
	Coordenadas.		
	Sistema Geodésico	:	WGS84
	Este (x)	:	267032
	Norte (y)	:	6371989

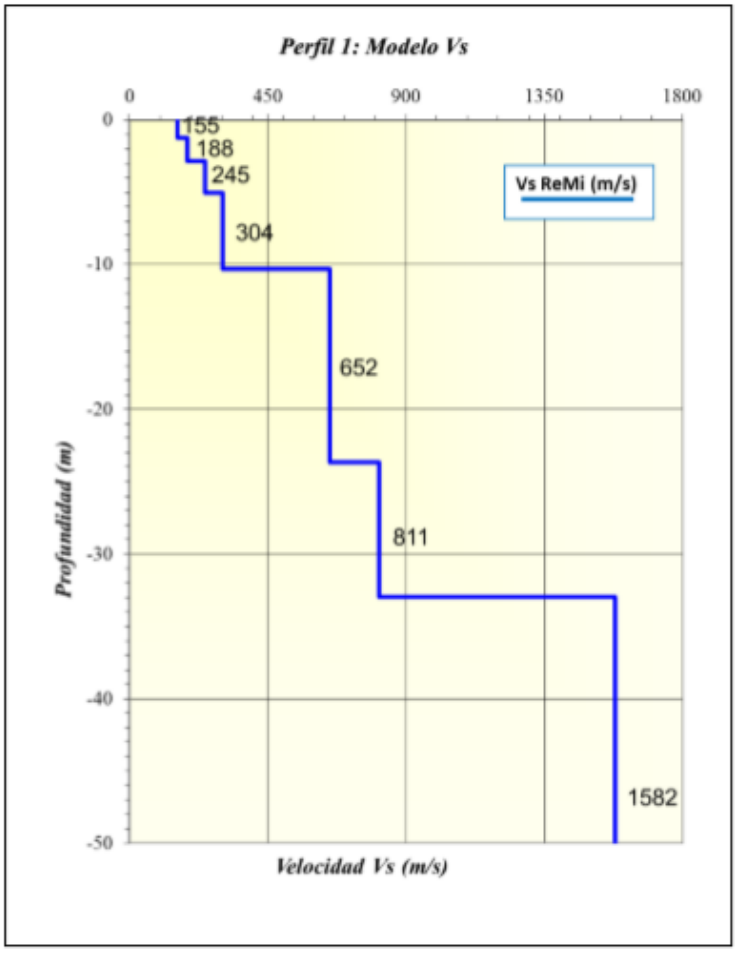


Figura A-92. Perfil de velocidades

Tabla A-33. Análisis del sitio.

Litología, Vs30, Vp30, Cr30, Ts, clasificaciones, G y E.

Geoterra B1			
H: Prof. Roca basal (m)		Unid.	Observación
Granito	Roca : Vs=2900 m/s		Lillie, 1999. Pag. 51
Vs,33m	1582	m/s	Rocas sedimentarias
H mayor a	33	m	Prof. Roca
Litología			
Simbolo	Qel		
Descripción	Depósitos de playa		(Rivano, 1993)
Propiedades dinámicas			
V,s30	426	m/s	Velocidad Onda S prom. Primeros 30 m (ReMi)
Vp,30	602	m/s	Velocidad Onda P prom. Primeros 30 m (ReMi)
Cr	392	m/s	Velocidad Onda R prom. Primeros 30 m (ReMi)
Ts	0,3	s	Período sobre 33 m
Clasificación			
NEHRP	C		Internacional
D.S.N°61	C		Chile
Zhao, 2006	II		Japón
Midorikawa, 1987	1,8		Amplificación Japón. Vs Menor 1100 m/s
Parámetros físicos			
(Teoría de Elasticidad)			
ρ	Densidad		Datos de bibliografía. MARSS Laboratorio.2015
	1,9	gr/cm3	
	1.900	Kg/m3	
G	Módulo de rigidez		
	344.804.400	N/m2	
	345	MN/m2	
	3.448	kg/cm2	
μ	Coeficiente de Poisson		
	0,15		(Estimado, Das, 2001)
E	Módulo de elasticidad		
	793050120	N/m2	
	793	MN/m2	
	7.931	kg/cm2	
λ	Constante de Lamé		
	147.773.314	N/m2	
	1.478	kg/cm2	

A-7.4.2	Estación	:	Geoterra B2
	Fecha	:	2015
	Coordenadas.		
	Sistema Geodésico	:	WGS84
	Este (x)	:	274070
	Norte (y)	:	6375181

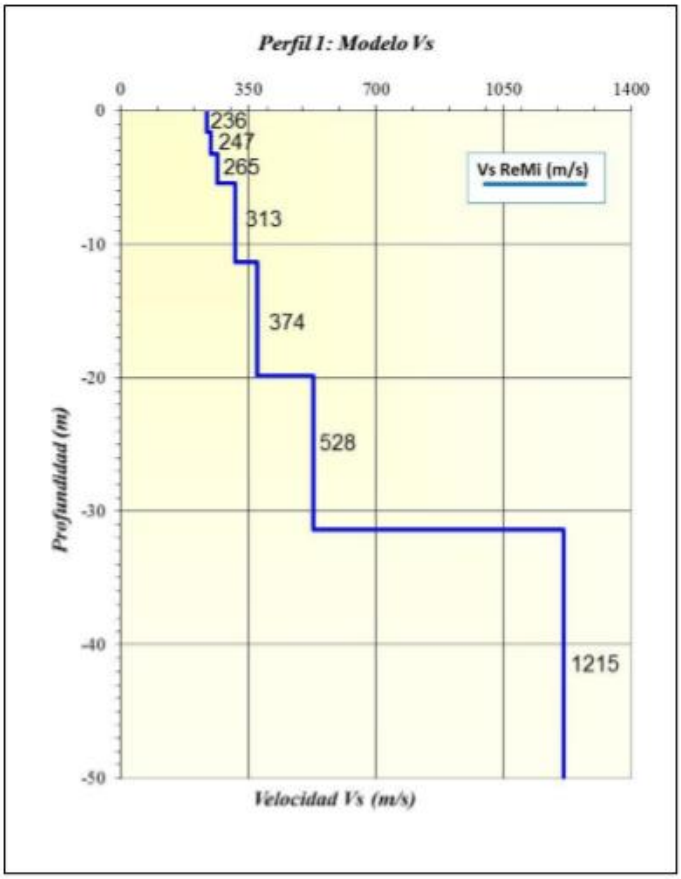


Figura A-93. Perfil de velocidades

Tabla A-34. Análisis del sitio.

Litología, Vs30, Vp30, Cr30, Ts, clasificaciones, G y E.

Geoterra B2			
H: Prof. Roca basal (m)		Unid.	Observación
Granito	Roca : Vs=2900 m/s		Lillie, 1999. Pag. 51
Vs,31m	1215	m/s	Rocas sedimentarias
H mayor a	31	m	Prof. Roca
Litología			
Simbolo	Qel		
Descripción	Depósitos de playa		(Rivano, 1993)
Propiedades dinámicas			
V,s30	218	m/s	Velocidad Onda S prom. Primeros 30 m (ReMi)
Vp,30	308	m/s	Velocidad Onda P prom. Primeros 30 m (ReMi)
Cr	201	m/s	Velocidad Onda R prom. Primeros 30 m (ReMi)
Ts	0,6	s	Período sobre 31 m
Clasificación			
NEHRP	C		Internacional
D.S.N°61	C		Chile
Zhao, 2006	III		Japón
Midorikawa, 1987	2,7		Amplificación Japón. Vs Menor 1100 m/s
Parámetros físicos			
(Teoría de Elasticidad)			
ρ	Densidad		Datos de bibliografía. MARSS Laboratorio.2015
	1,9	gr/cm3	
	1.900	Kg/m3	
G	Módulo de rigidez		
	90.295.600	N/m2	
	90	MN/m2	
	903	kg/cm2	
μ	Coeficiente de Poisson		
	0,15		(Estimado, Das, 2001)
E	Módulo de elasticidad		
	207679880	N/m2	
	208	MN/m2	
	2.077	kg/cm2	
λ	Constante de Lamé		
	38.698.114	N/m2	
	387	kg/cm2	

A-8 MAPAS DE RESPUESTA SÍSMICA

MAPA N°1/6

VELOCIDADES DE PROPAGACIÓN DE ONDAS

VELOCIDAD DE CORTE Vs30

VELOCIDAD DE COMPRESIÓN Vp30

VELOCIDAD RAYLEIGH, Cr30

MAPA N°2/6

RESPUESTA SÍSMICA SEGÚN

NEHRP

DECRETO SUPREMO N°61 (CHILE)

CLASIFICACIÓN USADA EN JAPON (Zhao et al., 2006)

MAPA N°3/6

PERÍODOS NATURALES DEL ÁREA SIN Y CON EFECTOS DE LA MAGNITUD DEL SISMO.

EDIFICACIONES AFECTADAS CON EL PERÍODO SIN Y CON EL EFECTO DE LA MAGNITUD DEL SISMO

MAPA N°4/6

RESPUESTA SÍSMICA SEGÚN FACTOR DE AMPLIFICACIÓN (Midorikawa, 1987)

MAPA N°5/6

CONSTANTES ELÁSTICAS G Y E

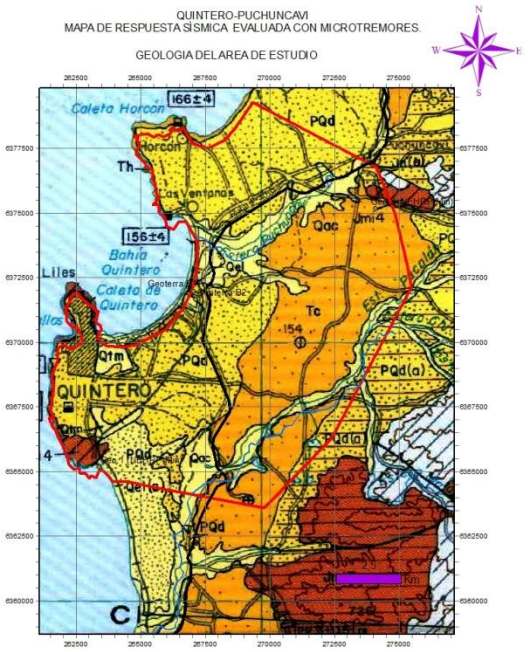
MAPA N°6/6

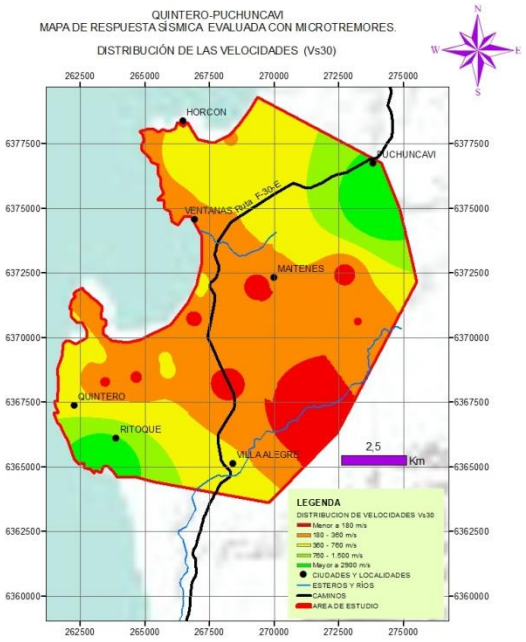
MODELO PARA EL ÁREA DE ESTUDIO

PROFUNDIDAD DE LA ROCA

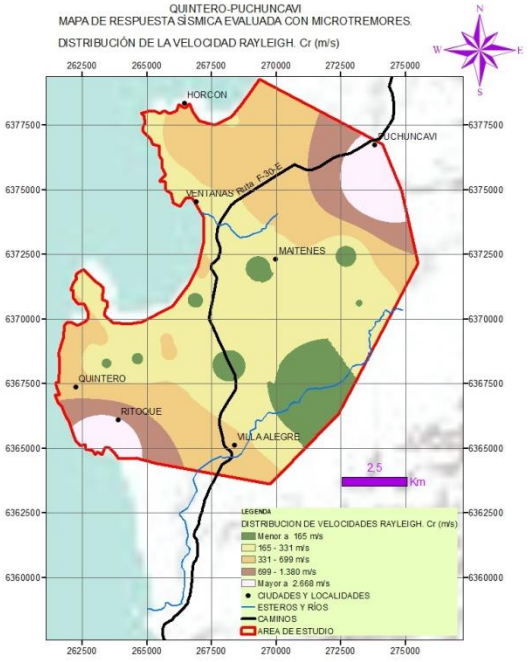
VALORES DE Vs30 Y Vs APROXIMANDAMENTE A 50 m

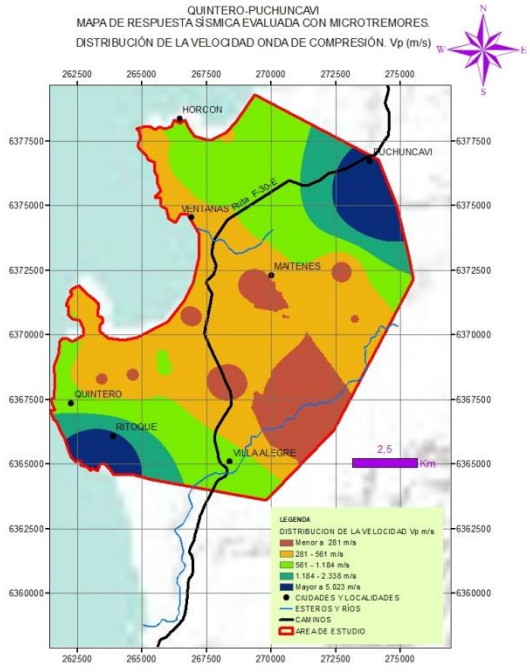
FACTOR DE AMPLIFICACCIÓN ESTIMADO (FAQP)











UNIVERSIDAD ANDRES BELLO

Facultad de Ingeniería

Carrera de Geología



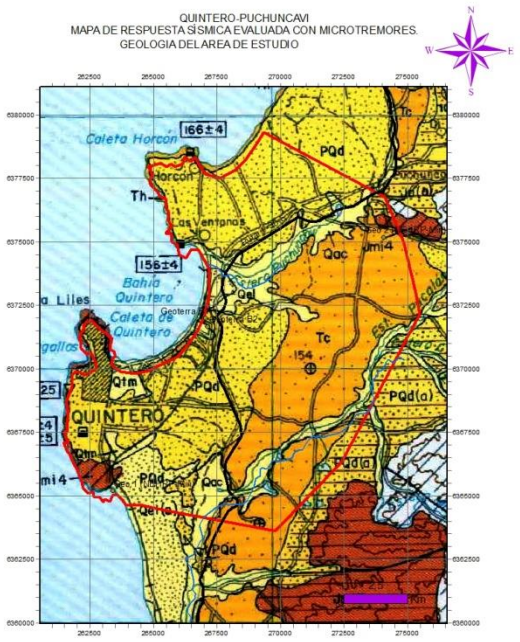
RESPUESTA SÍSMICA SEGÚN LAS CONDICIONES GEOLÓGICAS DEL ÁREA ENTRE LAS COMUNAS DE QUINTERO Y PUCHUNCAVI EVALUADA CON MICROTREMORES. REGIÓN DE VALPARAÍSO, CHILE

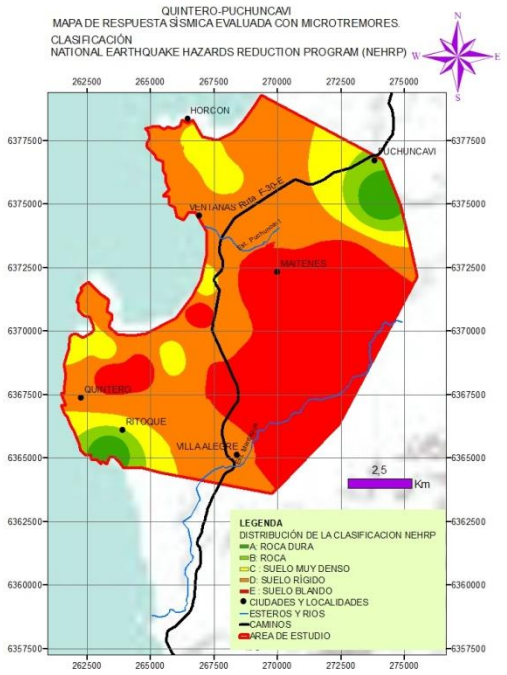
MAPA 1/6
VELOCIDADES DE PROPAGACION DE ONDAS
VELOCIDAD DE CORTE Vs30
VELOCIDAD DE COMPRESIÓN Vp30
VELOCIDAD RAYLEIGH Cr30

Autores
Livio Alejandro Garrido Carvajal.
Cristian Ricardo Rodrigo Ramirez

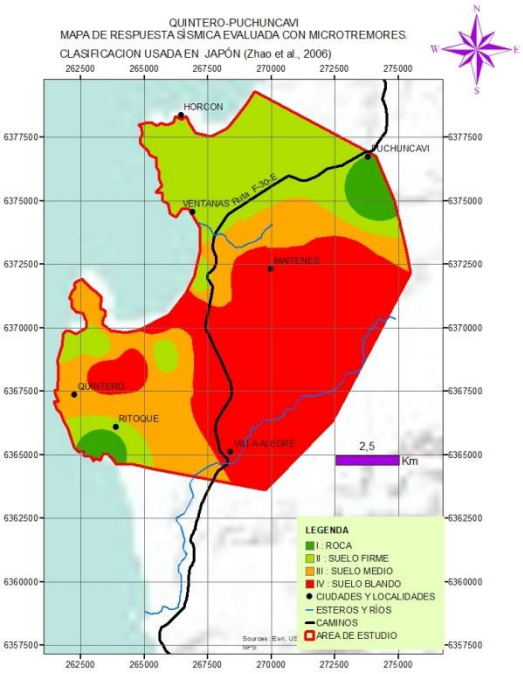
Viña del Mar, Chile, 2020

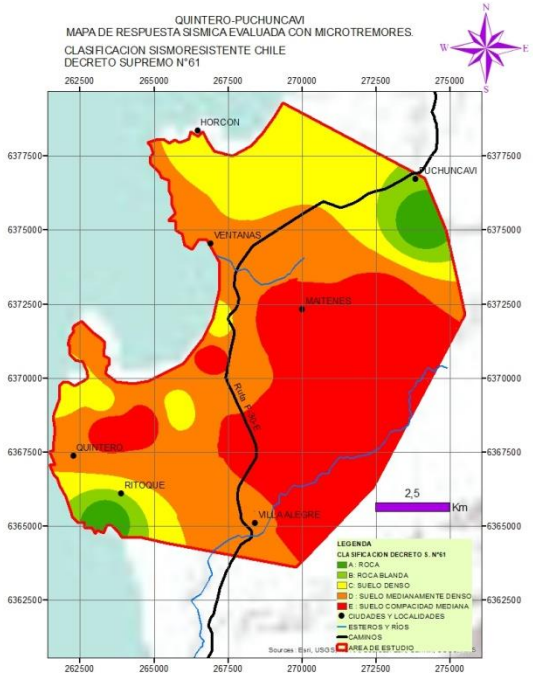
Universidad Andrés Bello











UNIVERSIDAD ANDRES BELLO

Facultad de Ingeniería

Carrera de Geología

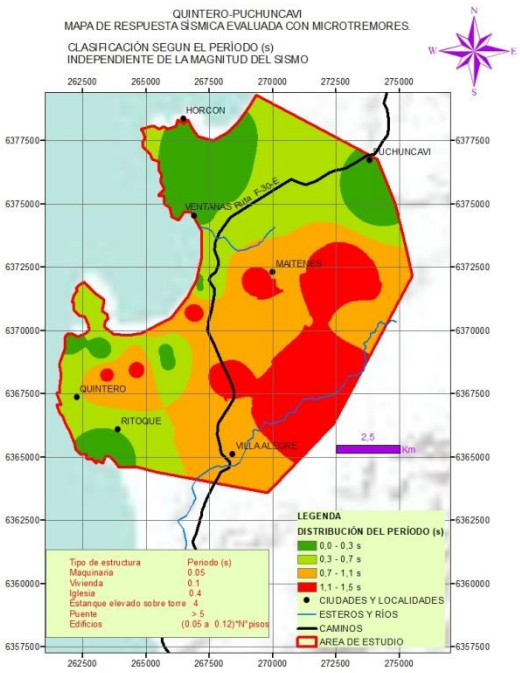


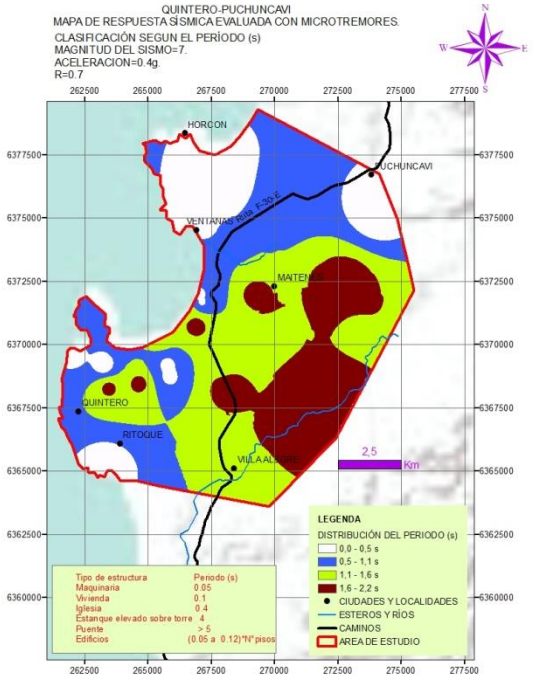
RESPUESTA SÍSMICA SEGÚN LAS CONDICIONES GEOLÓGICAS DEL ÁREA ENTRE LAS COMUNAS DE QUINTERO Y PUCHUNCAVI EVALUADA CON MICROTREMORES. REGIÓN DE VALPARAÍSO, CHILE

MAPA 2/6
RESPUESTA SÍSMICA SEGÚN :
NEHRP
DECRETO SUPREMO N°61 (CHILE)
CLASIFICACIÓN USADA EN JAPÓN (Zhao et al., 2006)

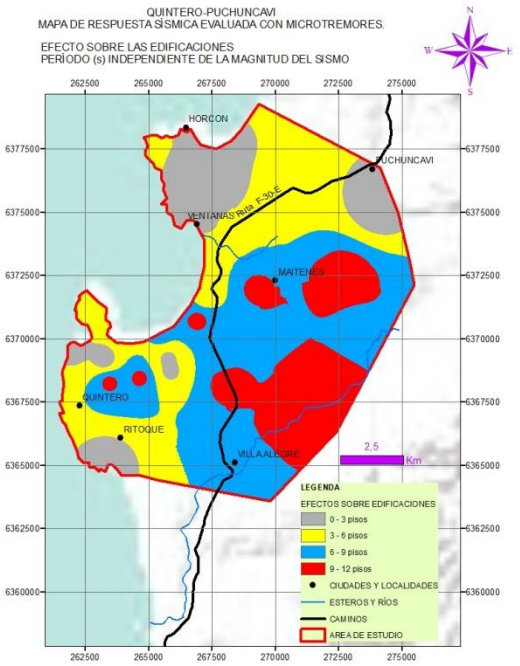
Autores
Livio Alejandro Garrido Carvajal.
Cristian Ricardo Rodrigo Ramirez

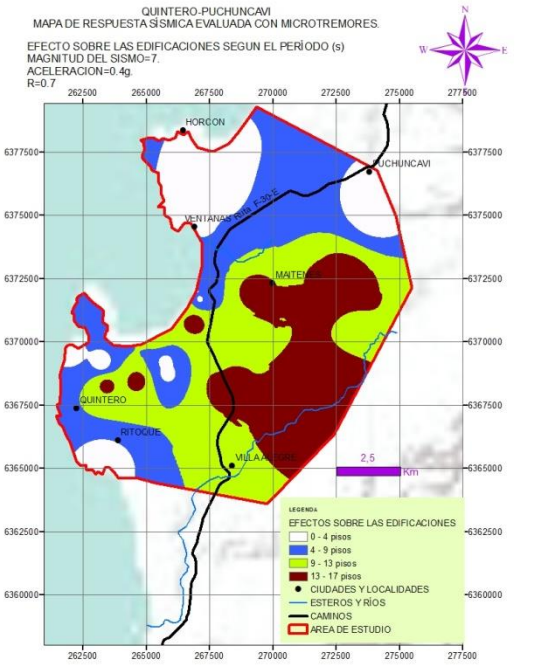
Viña del Mar, Chile, 2020











Universidad Andrés Bello

UNIVERSIDAD ANDRES BELLO

Facultad de Ingeniería

Carrera de Gelogía



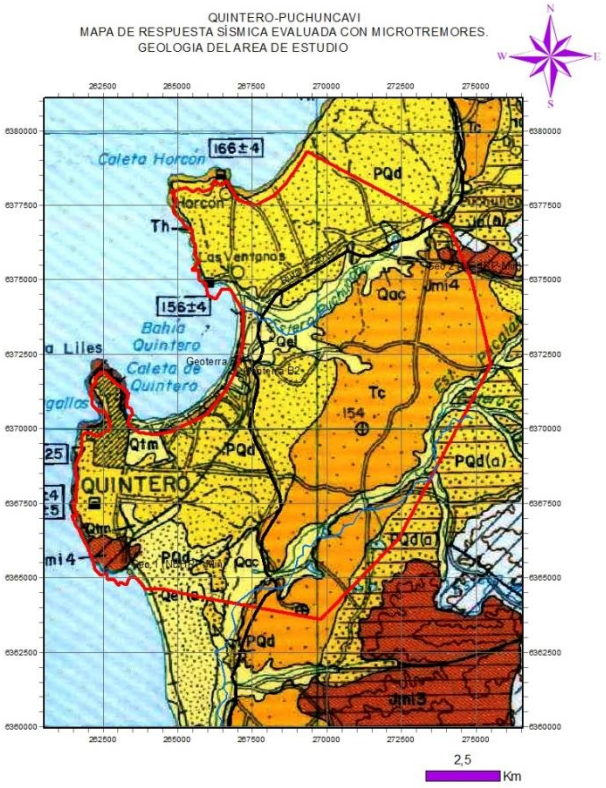
RESPUESTA SÍSMICA SEGÚN LAS CONDICIONES GEOLÓGICAS DEL ÁREA ENTRE LAS COMUNAS DE QUINTERO Y PUCHUNCAVI EVALUADA CON MICROTREMORES. REGIÓN DE VALPARAÍSO, CHILE

MAPA 3/6.
PERIODOS NATURALES DEL ÁREA
SIN Y CON EL EFECTO DE LA MAGNITUD DE UN SISMO

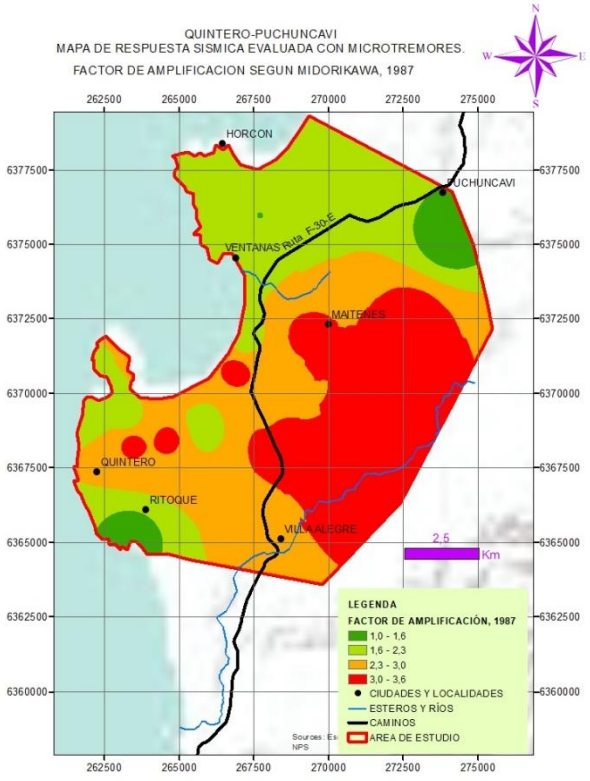
EDIFICICACIONES AFECTADAS CON EL PERIODO SIN Y CON EL EFECTO DE LA MAGNITU DEL SISMO

Autores
Livio Alejandro Garrido Carvajal.
Cristian Ricardo Rodrigo Ramirez

Viña del Mar, Chile, 2020







UNIVERSIDAD ANDRES BELLO

Facultad de Ingeniería

Carrera de Gelogía

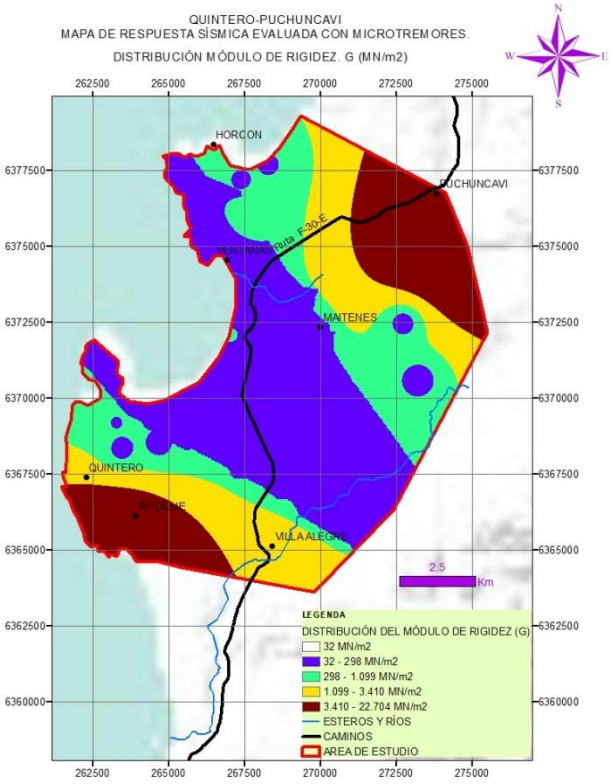


RESPUESTA SÍSMICA SEGÚN LAS CONDICIONES GEOLÓGICAS DEL ÁREA ENTRE LAS COMUNAS DE QUINTERO Y PUCHUNCAVI EVALUADA CON MICROTREMORES. REGIÓN DE VALPARAÍSO, CHILE

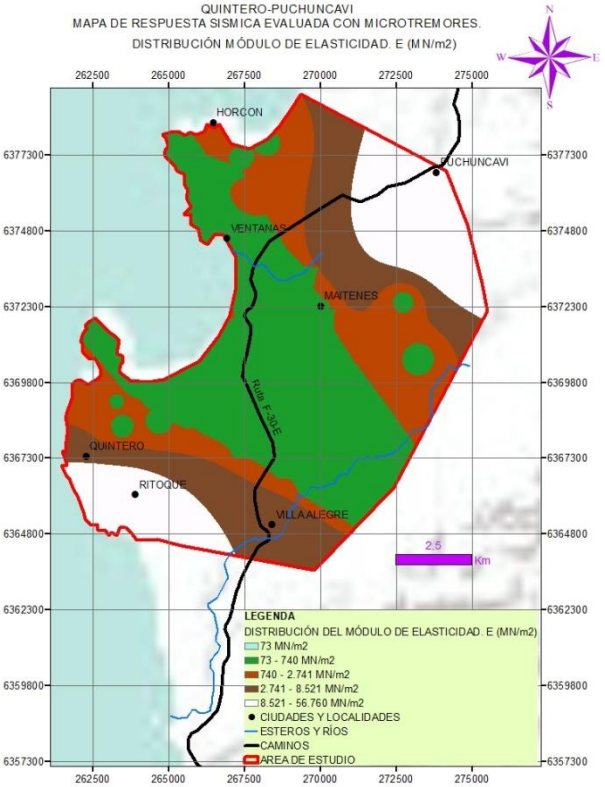
MAPA 4/6
RESPUESTA SÍSMICA SEGÚN FACTOR DE AMPLIFICACION. (MIDORIKAWA, 1987)

Autores
Livio Alejandro Garrido Carvajal.
Cristian Ricardo Rodrigo Ramirez

Viña del Mar, Chile, 2020







Universidad Andrés Bello

UNIVERSIDAD ANDRES BELLO

Facultad de Ingeniería

Carrera de Gelogía

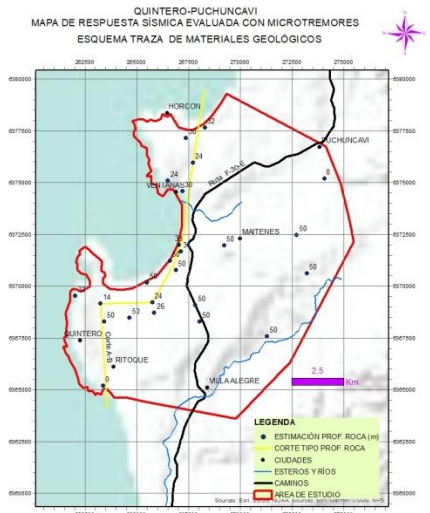


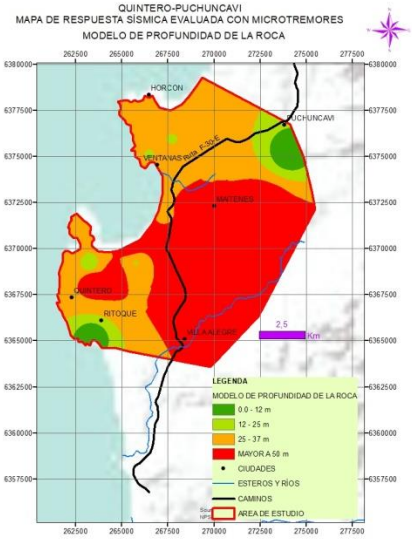
RESPUESTA SÍSMICA SEGÚN LAS CONDICIONES GEOLÓGICAS DEL ÁREA ENTRE LAS COMUNAS DE QUINTERO Y PUCHUNCAVI EVALUADA CON MICROTREMORES. REGIÓN DE VALPARAÍSO, CHILE

MAPA 5/6
CONSTANTES ELÁSTICAS G y E

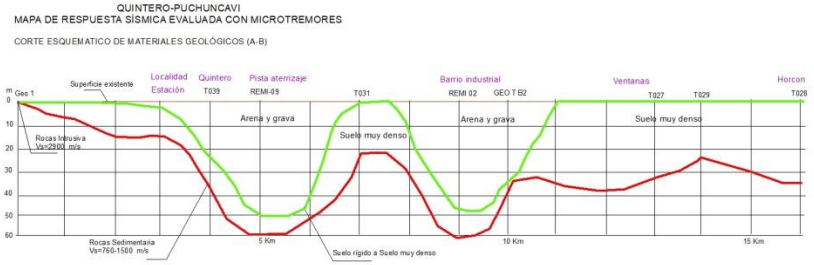
Autores
Livio Alejandro Garrido Carvajal.
Cristian Ricardo Rodrigo Ramirez

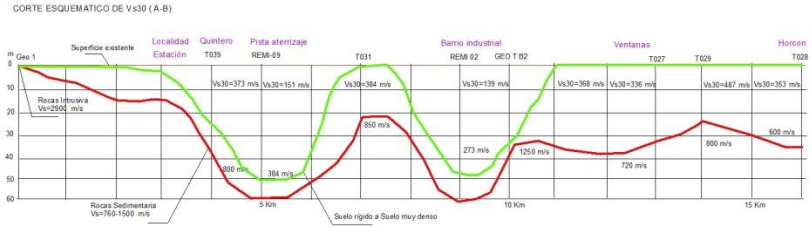
Viña del Mar, Chile, 2020

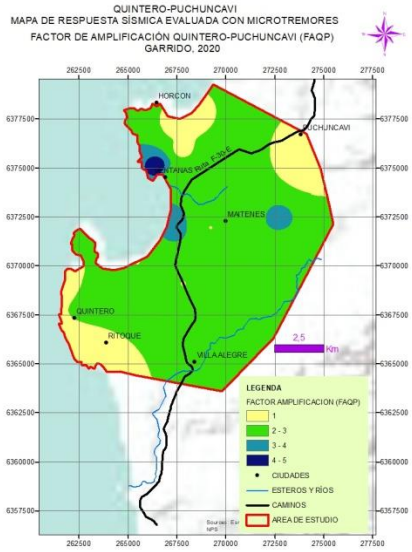












UNIVERSIDAD ANDRES BELLO

Facultad de Ingeniería

Carrera de Gelogía



RESPUESTA SÍSMICA SEGÚN LAS CONDICIONES GEOLÓGICAS DEL ÁREA ENTRE LAS COMUNAS DE QUINTERO Y PUCHUNCAVI EVALUADA CON MICROTREMORES. REGIÓN DE VALPARAISO, CHILE

MAPA 6/6

MODELO DEL ÁREA DE ESTUDIO
- PROFUNDIDAD DE LA ROCA
- VALORES DE Vs30 y Vs APROXIMADAMENTE EN 50 m.
- CORTE TIPO DE PROFUNDIDAD DE LA ROCA
- FACTOR DE AMPLIFICACIÓN ESTIMADO (FAQP)

Autores
Livio Alejandro Garrido Carvajal.
Cristian Ricardo Rodrigo Ramirez

Viña del Mar, Chile, 2020