

**PERIODOS FUNDAMENTALES DE SITIO UTILIZANDO
MICROTEMBLORES: COMPARACIÓN CON OTROS
MÉTODOS Y APLICACIÓN A MAYAGÜEZ,
PUERTO RICO**

Por

Raúl J. Ritta

Tesis sometida en cumplimiento parcial de los requisitos para el grado de

MAESTRO EN CIENCIAS
en
INGENIERÍA CIVIL

UNIVERSIDAD DE PUERTO RICO
RECINTO UNIVERSITARIO DE MAYAGÜEZ
Noviembre 2009

Aprobado por:

Luis E. Suárez, Ph.D.
Presidente, Comité Graduado

Fecha

Miguel A. Pando, Ph.D.
Miembro, Comité Graduado

Fecha

José A Martínez Cruzado, Ph.D.
Miembro, Comité Graduado

Fecha

Carlos I. Huerta López, Ph.D
Miembro, Comité Graduado

Fecha

Skip Van Bloem, Ph.D.
Representante de Estudios Graduados

Fecha

Ismael Pagán Trinidad, M.S.C.E.
Director del Departamento
Ingeniería Civil y Agrimensura

Fecha

ABSTRACT

Most of the earthquake damage is caused by the amplification due to local geological conditions of the seismic waves propagating from the bedrock. A simple and efficient way to characterize the geological conditions is the fundamental natural period of the soil deposit. The use of microtremors is a convenient tool to estimate this period which does not require other geological information. The term microtremor is used to describe any environmentally-induced soil vibrations due to human activities, industries, traffic and noise produced by tides, wind and teleseisms.

This work presents a comparison of different experimental techniques to determine the fundamental period of soil deposits. The ambient vibration measurements were undertaken in 134 sites in Mayagüez, Puerto Rico. The site periods were determined with the Nakamura (H/V ratio) technique. Several factors that affect the results were examined to guarantee the stability of the method and an isoperiod map for Mayagüez was prepared.

RESUMEN

Muchos de los daños causados por terremotos son resultado directo de amplificaciones debido a condiciones de sitio locales que afectan las ondas sísmicas que se propagan desde la roca. Una manera simple pero eficaz de caracterizar las condiciones de sitio locales es a través del periodo natural fundamental del depósito de suelo. El uso de microtemblores es una herramienta muy conveniente para estimar este periodo sin necesidad de contar con otra información geológica. El término microtemblor se utiliza para denotar todo tipo de ruido sísmico ambiental o vibraciones ambientales: aquel producido por actividades humanas, generalmente de alta frecuencia, o por fuentes superficiales locales como las industrias y el tráfico, como el ruido natural de baja frecuencia generado por mareas, vientos, y telesismos.

Este trabajo presenta una comparación de diferentes técnicas experimentales utilizadas para la determinación del periodo fundamental de depósitos de suelos basados en mediciones de vibraciones ambientales. Se efectuaron mediciones de vibraciones ambientales en 134 sitios en la ciudad de Mayagüez, Puerto Rico. Utilizando la técnica de Nakamura o del cociente espectral H/V se determinó el periodo natural en estos sitios. Se estudiaron diversos factores que podían influenciar los resultados para garantizar la estabilidad del método. Finalmente, se produjo un mapa de isoperiodos para la ciudad de Mayagüez.

DEDICATORIA

A mi familia...

Que me han apoyado en cada etapa de mi vida.

AGRADECIMIENTOS

Quiero expresar mi más sincero agradecimiento a mi consejero, el Dr. Luis Suárez, por su excelente ayuda y guía a lo largo de esta investigación, al Dr. Miguel Pando por su continuo aporte y sugerencias durante todo el trabajo, al Dr. José Martínez Cruzado por sus importantes comentarios y observaciones durante el proyecto. También quiero agradecerle al Dr. Carlos Huerta por su excelente disposición y ayuda en la toma de las mediciones y discusión de los resultados.

Un especial agradecimiento al Programa de Movimiento Fuerte de Puerto Rico por proveer el soporte financiero que permitió que esta investigación fuese posible.

Quiero expresar mi agradecimiento a todos los estudiantes, subgraduados (Gustavo Galán e Iván Candelaria) y graduados (Francisco Padua, Mauricio Upegui y Ruth Dendariarena) por la gran ayuda que me brindaron durante esta investigación en la toma de las mediciones.

A mis amigos Ariel García, Mauricio Giordano y Miguel Riccetti, con quienes compartí y disfrute la mayor parte del tiempo en esta hermosa isla.

Finalmente agradecerles a mis padres, Beatriz y Raúl, y a mi hermana, María Clara, por el continuo apoyo que me brindaron desde mi querida Argentina.

4	DESCRIPCIÓN DE LA APLICACIÓN A MAYAGÜEZ, PUERTO RICO	96
4.1	INTRODUCCIÓN	96
4.2	DESCRIPCIÓN GENERAL DEL ÁREA DE MAYAGÜEZ	96
4.2.1	<i>Ubicación general</i>	96
4.2.2	<i>Características sísmicas del área</i>	97
4.2.3	<i>Geología general</i>	100
4.2.4	<i>Topografía</i>	105
4.3	MEDICIONES DE VIBRACIÓN AMBIENTAL	108
4.3.1	<i>Instrumentación utilizada</i>	108
4.3.2	<i>Protocolo para la toma de las mediciones</i>	112
4.3.3	<i>Mediciones efectuadas en el área de Mayagüez</i>	112
4.4	PROCESADO DE LAS MEDICIONES DE VIBRACIÓN AMBIENTAL	115
4.4.1	<i>Ventana Hanning</i>	116
4.4.2	<i>Módulo seleccionador automático de ventanas</i>	119
4.4.3	<i>Análisis de la influencia de los parámetros involucrados en la selección automática de ventanas.</i>	122
4.4.4	<i>Análisis de estabilidad del método del cociente espectral H/V</i>	135
4.4.5	<i>Modelado del terreno y comparación con el cociente espectral</i>	136
5	MAPA DE ISOPERIODOS DE SUELO DE LA CIUDAD DE MAYAGÜEZ.....	139
5.1	INTRODUCCIÓN	139
5.2	RESULTADOS OBTENIDOS DE LA PRIMERA CAMPAÑA DE MEDICIONES	139
5.3	NUEVAS MEDICIONES DE VIBRACIÓN AMBIENTAL EN CIERTOS SITIOS	144
5.4	NUEVAS MEDICIONES DE VIBRACIÓN AMBIENTAL	146
5.5	PROCESADO DE LAS NUEVAS MEDICIONES	147
5.6	MAPA DE ISOPERIODOS DE SUELO PARA LA CIUDAD DE MAYAGÜEZ	154
6	CONCLUSIONES Y TRABAJO FUTURO	160
	APÉNDICE A.	169
	APÉNDICE B.	171
	APÉNDICE C.	177
	<i>ANÁLISIS DE LA INFLUENCIA DE LAS LÍNEAS DE ALTA TENSIÓN SOBRE LOS COCIENTES ESPECTRALES</i>	178
	APÉNDICE D.	201
	<i>PROGRAMA PARA EL PROCESADO DE VIBRACIÓN AMBIENTAL</i>	202
	<i>PROGRAMA PARA EL PROCESADO DE ACELEROGRAMAS SÍSMICOS</i>	211
	<i>PROGRAMA PARA EL CÁLCULO DEL COCIENTE ESPECTRAL RESPECTO A UN SITIO DE REFERENCIA</i>	214
	<i>PROGRAMA PARA EL CÁLCULO DE LAS FUNCIONES DE TRANSFERENCIA TEÓRICAS DE UN DEPÓSITO DE SUELO</i>	216

LISTA DE TABLAS

Tabla	Página
Tabla 2.1: Periodos fundamentales de sitio obtenidos para distintas estaciones sísmicas y utilizando diferentes datos y técnicas (de Ojeda y Escallon, 2000).....	50
Tabla 2.2: Propiedades mecánicas del modelo estratigráfico de la estación sísmica SCT de la Ciudad de México (de Lermo y Chávez-García, 1993).....	58
Tabla 2.3: Eventos registrados por la red sísmica de Oaxaca, México (de Lermo y Chávez-García, 1993).....	61
Tabla 2.4: Descripción de las características de las principales formaciones de suelo del modelo 2D propuesto (de Apostolidis et al., 2006).	66
Tabla 3.1: Información de las estaciones sísmicas analizadas.....	84
Tabla 3.2: Características principales de los sismos Dic11, Oct17 y May1.....	86
Tabla 3.3: Distancias epicentrales (km) de cada estación sísmica respecto a cada sismo.....	86
Tabla 3.4: PGA obtenidas en cada estación sísmica para los sismos Dic11 y Oct17.....	87
Tabla 3.5: PGA obtenidas en cada estación sísmica para el sismo May1.	87
Tabla 3.6: Resumen de las estimaciones de los periodos y frecuencias predominantes de sitio para los sismos Dic11 y Oct17.....	89
Tabla 3.7: Resumen de las estimaciones de los periodos y frecuencias predominantes de sitio para el sismo May1.	89
Tabla 3.8: Clasificación NEHRP de perfiles de suelo (adaptada de UBC 1997).	91
Tabla 4.1: Tabla geológica estratigráfica del área de Mayagüez (de Curet, 1986).	101
Tabla 4.2: Datos de población para áreas a lo largo del perfil topográfico N-S ¹	107
Tabla 4.3: Tabla de los parámetros utilizados durante el procesado.	121
Tabla 4.4: Tabla de las propiedades de cada capa de suelo para el sitio P#17.	137
Tabla 5.1: Resultados obtenidos de la primera campaña de mediciones de VA.	140
Tabla 5.2: Resultados obtenidos de las remediciones de VA.	145
Tabla 5.3: Resultados obtenidos de las nuevas mediciones de VA.	147
Tabla 5.4: Resultados obtenidos de todas las mediciones de VA.....	148
Tabla C-1: Características de respuesta del sismómetro de banda ancha WR-1.	179

LISTA DE FIGURAS

Figura	Página
Figura 1.1: Distribución del daño en la ciudad de Shimizu, Sismo de Tonankai de 1944 (Ohsaki, 1972).....	2
Figura 1.2: Distribución del daño en Nagoya Sur, Sismo de Tonakai de 1944 (Yakoi, 1965).	3
Figura 1.3: Distribución del daño en el pueblo de Nakamura, Sismo de Nankaido de 1946 (Shimizu y Suehiro, 1947).	4
Figura 1.4: Actividad sísmica y principales fallas de Puerto Rico (Clinton et al., 2006).....	5
Figura 1.5: Ubicación del área de estudio (de Pando et al., 2006).	6
Figura 2.1: Fases del terremoto de Chile de 1998 (tomado de http://web.ics.purdue.edu/~braile/edumod/waves/WaveDemo.htm).....	11
Figura 2.2: Esquema en el que se muestra la generación de ondas sísmicas.....	12
Figura 2.3: Onda Rayleigh viajando a través de un medio (tomado de http://web.ics.purdue.edu/~braile/edumod/waves/WaveDemo.htm).....	13
Figura 2.4: Estructura geológica típica de una cuenca sedimentaria (Nakamura, 2000).....	18
Figura 2.5: Funciones de transferencia para el movimiento horizontal y vertical.....	22
Figura 2.6: Relaciones Espectrales Horizontal a Vertical (Nogoshi e Igarashi, 1971).....	25
Figura 2.7: Modelo bidimensional utilizado por Fäh y Suhadolc (de Fäh y Suhadolc, 1994).	28
Figura 2.8: Resultados obtenidos para los 33 sitios de suelo aluvial (de Duval et al., 2001).	30
Figura 2.9: Comparación de los resultados obtenidos a partir de las técnicas que no requieren un sitio de referencia (de Field y Jacob, 1995).	34
Figura 2.10: Comparación de los factores de amplificación (a) y periodos de sitio (b) para el área de Yenisehir (de Hasancebi y Ulusay, 2006).	37
Figura 2.11: Distribución espacial de los factores de amplificación (de Hasancebi y Ulusay, 2006).	38
Figura 2.12: Distribución espacial de los periodos fundamentales de sitio (de Hasancebi y Ulusay, 2006).....	39
Figura 2.13: Comparación entre las frecuencias fundamentales (Hz) obtenidas de registros de terremotos y aquellas de mediciones de vibración ambiental (de Huang, 2002).....	41
Figura 2.14: Comparación entre los factores de amplificación obtenidos de registros de terremotos y aquellos de mediciones de vibración ambiental (de Huang, 2002).	41
Figura 2.15: Mapa de isoperiodos de suelo del área de Yun-Chia-Nan (de Huang, 2002). ...	42
Figura 2.16: Resultados para la Ciudad de México. Componente EO (de Lermo y Chávez-García, 1994).....	43
Figura 2.17: Resultados para la Ciudad de México. Componente NS (de Lermo y Chávez-García, 1994).....	44

Figura 2.18: Comparación de tres técnicas de cocientes espectrales. Componente NS (de Molnar y Cassidy, 2006).....	46
Figura 2.19: Comparación de tres técnicas de cocientes espectrales. Componente EO (de Molnar y Cassidy, 2006).....	47
Figura 2.20: Mapa con la ubicación de las estaciones sísmicas (de Ojeda y Escallon, 2000).	49
Figura 2.21: Mapa de isoperiodos de suelo de la ciudad de Pereira, Colombia (de Ojeda y Escallón, 2000).	50
Figura 2.22: Ubicación de la ciudad de Yokohama, Japón y de los epicentros utilizados en el análisis (de Rodríguez y Midorikawa, 2001).....	52
Figura 2.23: Red sísmica de la ciudad de Yokohama y sus características geomorfológicas (de Rodríguez y Midorikawa, 2001).....	53
Figura 2.24: Terremoto de Northridge y dos estaciones sísmicas, SCT en roca y HST en suelo (de Huang y Teng, 1999).....	56
Figura 2.25: Cocientes espectrales para el terremoto de Northridge según estaciones sísmicas SCT y HST. RMS: media cuadrática (de Huang y Teng, 1999).	56
Figura 2.26: Funciones de transferencia del movimiento horizontal (a) y vertical (b) respecto al movimiento horizontal incidente para el modelo de la Tabla 2.2 (de Lermo y Chávez-García, 1993).....	58
Figura 2.27: Funciones de transferencia horizontal para el modelo estratigráfico de la Tabla 2.2 y para cuatro ángulos de incidencia de la onda plana SV (de Lermo y Chávez-García, 1993).	59
Figura 2.28: Distribución de las estaciones sísmicas en la ciudad de Oaxaca, México. La estación de referencia es VHO (de Lermo y Chávez-García, 1993).....	60
Figura 2.29: Resultados obtenidos para las cuatro estaciones sísmicas de la ciudad de Oaxaca, México. Componente E-O (de Lermo y Chávez-García, 1993).	63
Figura 2.30: Resultados obtenidos para las cuatro estaciones sísmicas de la ciudad de Oaxaca, México. Componente N-S (de Lermo y Chávez-García, 1993).	63
Figura 2.31: Mapa tectónico del Golfo de Corinto y terremotos históricos (de Apostolidis et al., 2006).	65
Figura 2.32: Mapa geológico, tectónico y topográfico con las principales fallas activas de la ciudad de Aigion (de Apostolidis et al., 2006).	65
Figura 2.33: Modelo final 2D propuesto (de Apostolidis et al., 2006).....	67
Figura 2.34: Mapa geotécnico y de la geología superficial de la ciudad de Lisboa, Portugal (de Teves-Costa et al., 1996).	68
Figura 2.35: Sección simplificada en dirección E-O de la cuenca aluvial Alcantara (de Teves-Costa et al., 1996).	69
Figura 2.36: Sección simplificada en dirección E-O de la cuenca aluvial Praca do Comercio (de Teves-Costa et al., 1996).	70
Figura 2.37: Área de estudio en Vancouver y Richmond, Columbia Británica (de Ventura et al., 2004).	72

Figura 2.38: Comparación de los periodos de sitio para el área de Richmond, Columbia Británica (de Ventura et al., 2004).....	73
Figura 3.1: Estaciones de movimiento fuerte en la ciudad de Mayagüez, Puerto Rico.....	85
Figura 3.2: Comparación del periodo predominante según los sismos Dic11 y Oct17.....	90
Figura 3.3: Comparación del periodo predominante según el sismo May1.	90
Figura 3.4: (a) Materiales del suelo, (b) Velocidades de onda de corte, y (c) valores N para el Viaducto (Pérez, 2005).	93
Figura 3.5: Espectro de respuesta en superficie del análisis lineal y espectro de diseño según UBC 97 para el Viaducto para sismos artificiales (Pérez, 2005).....	93
Figura 3.6: Espectro de respuesta en superficie del análisis lineal (sismo de El Salvador) y espectro de diseño según UBC 97 para el Viaducto (Pérez, 2005).	94
Figura 3.7: Espectro de respuesta en superficie del análisis no-lineal y espectro de diseño según UBC 97 para el Viaducto para sismos artificiales (Pérez, 2005).	94
Figura 3.8: Espectro de respuesta en superficie del análisis no-lineal (sismo de El Salvador) y espectro de diseño según UBC 97 para el Viaducto (Pérez, 2005).	95
Figura 4.1: Barrios de Mayagüez.....	97
Figura 4.2: Configuración de las placas tectónicas para la región del Caribe (de Tuttle et al., 2003).	98
Figura 4.3: Actividad sísmica y principales fallas de Puerto Rico (de Clinton et al., 2006)..	99
Figura 4.4: Mapa geológico de Mayagüez (de Curet, 1986).	101
Figura 4.5: Ubicación del perfil topográfico norte-sur (Lugo, 2004).	106
Figura 4.6: Perfil topográfico en dirección norte-sur (Lugo, 2004).	107
Figura 4.7: Acelerógrafo Etna de la compañía Kinometrics.....	109
Figura 4.8: Ubicación de los sitios Biología (P#1) y patio Civil (P#2).	110
Figura 4.9: Cociente espectral H/V para Biología.	111
Figura 4.10: Cociente espectral H/V para el patio de Civil.	111
Figura 4.11: Sitios donde se tomaron mediciones de vibración ambiental.....	113
Figura 4.12: Sitios donde se tomaron mediciones de vibración ambiental.....	114
Figura 4.13: Acelerómetro Etna y ordenador.	114
Figura 4.14: Respuesta en frecuencia de una función ventana típica (tomado de http://en.wikipedia.org/wiki/Window_function).	117
Figura 4.15: Función ventana de Hann (izquierda) y su respuesta en frecuencia (derecha).	119
Figura 4.16: Interfaz gráfica de JSesame. Las ventanas seleccionadas se muestran en verde.	121
Figura 4.17: Registro de VA sin corregir correspondiente al sitio P#3.....	123
Figura 4.18: Registro de VA corregido correspondiente al sitio P#3.....	123
Figura 4.19: Cociente espectral H/V para el sitio P#3.....	124
Figura 4.20: Cociente espectral H/V para el sitio P#3 con WL = 10 segundos.....	125
Figura 4.21: Cociente espectral H/V para el sitio P#3 con WL = 30 segundos.....	126
Figura 4.22: Esquematación del traslapado entre ventanas contiguas.....	126
Figura 4.23: Cociente espectral H/V para el sitio P#3 con OW = 5%.....	127

Figura 4.24: Cociente espectral H/V para el sitio P#3 con OW = 50%.....	128
Figura 4.25: Cociente espectral H/V para el sitio P#3 con tsta = 0.5 segundos.	129
Figura 4.26: Cociente espectral H/V para el sitio P#3 con tsta = 2 segundos.	129
Figura 4.27: Cociente espectral H/V para el sitio P#3 con tsta = 20 segundos.....	130
Figura 4.28: Cociente espectral H/V para el sitio P#3 con tsta = 40 segundos.....	131
Figura 4.29: Cociente espectral H/V para el sitio P#3 con sta/lta = 0.1.	132
Figura 4.30: Cociente espectral H/V para el sitio P#3 con sta/lta = 0.8.	132
Figura 4.31: Cociente espectral H/V para el sitio P#3 con sta/lta = 1.5.	133
Figura 4.32: Cociente espectral H/V para el sitio P#3 con sta/lta = 10.	134
Figura 4.33: Cociente espectral H/V para distintas horas del día para el sitio P#79.	135
Figura 4.34: Cociente espectral H/V para el sitio P#17.....	137
Figura 4.35: Funciones de Transferencia entre roca y superficie libre para el sitio P#17....	138
Figura 5.1: Mapa preliminar de periodos fundamentales de sitio para Mayagüez.	143
Figura 5.2: Sitios donde se efectuaron nuevas mediciones de vibración ambiental.	144
Figura 5.3: Nuevos sitios medidos al Este de la Ciudad de Mayagüez.	146
Figura 5.4: Ubicación de todos los sitios en los que se registraron vibración ambiental.	152
Figura 5.5: Sitios en lo que se logró obtener el periodo fundamental del terreno.	153
Figura 5.6: Sitios en los que no se logro obtener el periodo fundamental del suelo.	154
Figura 5.7: Mapa de periodos fundamentales de sitio de la Ciudad de Mayagüez.....	155
Figura 5.8: Distintos tipos de interpolación (Colin Childs, 2004).....	156
Figura 5.9 Mapa de isoperiodos fundamentales de sitio de la Ciudad de Mayagüez	157
Figura 5.10 Periodos fundamentales de sitio en la región del pueblo de Mayagüez	159
Figura A-1 Terrenos hidrogeológicos de la ciudad de Mayagüez, Puerto Rico	170
Figura C-1: Sismómetro uniaxial de banda ancha (WR-1).....	178
Figura C-2: Funciones de transferencia para las distintas salidas del sismómetro WR-1. ...	179
Figura C-3: Cocientes espectrales H/V para el sitio P#3 con picos de alta frecuencia.	181
Figura C-4: Ubicación de los sitios utilizados para la prueba en la pista de atletismo.....	181
Figura C-5: Cociente espectral H/V para P#3_1 (1ra hora medición).....	182
Figura C-6: Cociente espectral H/V para P#3_2 (1ra hora medición).....	183
Figura C-7: Cociente espectral H/V para P#3_3 (1ra hora medición).....	183
Figura C-8: Cociente espectral H/V para P#3_4 (1ra hora medición).....	184
Figura C-9: Cociente espectral H/V para P#3_2 (2da hora medición).	185
Figura C-10: Cociente espectral H/V para P#3_3 (2da hora medición).	185
Figura C-11: Cociente espectral H/V para P#3_4 (2da hora medición).	186
Figura C-12: Cociente espectral H/V para P#3_5 (2da hora medición).	186
Figura C-13: Resumen de los resultados obtenidos de las mediciones realizadas en la pista de atletismo.....	187
Figura C-14: Cociente espectral H/V para P#3_3 (ETNA - 1ra hora medición).....	190
Figura C-15: Cociente espectral H/V para P#3_3 (ETNA - 2da hora medición).	190
Figura C-16: Cociente espectral H/V - 1ra hora medición con WR-1 y salida acel. DC.	191
Figura C-17: Cociente espectral H/V - 2da hora medición con WR-1 y salida acel. DC.....	191

Figura C-18: Cociente espectral H/V - 1ra hora medición con WR-1 y salida acel. AC.	192
Figura C-19: Cociente espectral H/V - 2da hora medición con WR-1 y salida acel. AC.....	192
Figura C-20: Cociente espectral H/V – 1ra hora medición con WR-1 y salida velocidad. ..	193
Figura C-21: Cociente espectral H/V – 2da hora medición con WR-1 y salida velocidad. .	193
Figura C-22: Cociente espectral H/V para P#1 según JSesame.	195
Figura C-23: Cociente espectral H/V para P#2 según JSesame.	196
Figura C-24: Cociente espectral H/V para P#3 según JSesame.	197
Figura C-25: Cociente espectral H/V para P#1 según HVSRAV.m y JSesame.....	198
Figura C-26: Cociente espectral H/V para P#2 según HVSRAV.m y JSesame.....	199
Figura C-27: Cociente espectral H/V para P#3 según HVSRAV.m y JSesame.....	199

1 INTRODUCCIÓN

1.1 General

En sismología la intensidad de un movimiento del terreno es función de parámetros tales como la magnitud del sismo, la distancia epicentral, las características de la fuente sísmica, así como de las condiciones locales del terreno. Sin embargo, la geología local es uno de los parámetros más importante, ya que influye grandemente en el tipo de respuesta de sitio para cualquier sitio en particular. Es decir que, para un terremoto dado, la intensidad sísmica depende en gran medida del lugar donde se mide.

Estudios de los daños y su distribución espacial causados por terremotos recientes confirman la importancia de los efectos locales de sitio, ya que la severidad de los daños suele estar relacionada a amplificaciones locales debidas a condiciones geológicas y geotécnicas locales. Es por lo tanto necesario anticipar el daño debido a este fenómeno. Esto puede resultar en una prospección antes del desastre, con el objetivo de determinar cómo y dónde las señales sísmicas pueden ser modificadas por condiciones geológicas locales o morfológicas. El método clásico para evaluar los efectos de sitio consiste en registrar sismos obtenidos en varios sitios y comparar cada registro con el correspondiente a un sitio de referencia en roca. Este método, sin embargo, puede requerir un tiempo considerable a la espera de tener los registros adecuados en todos los sitios, incluyendo el de referencia.

Debido a las limitaciones que presenta la utilización de movimientos sísmicos fuertes por su escasez temporal y espacial, se puede sacar provecho de la información proveniente de

movimientos sísmicos débiles y de microtemblores para la caracterización dinámica de los suelos y la subsiguiente utilización para estudios de evaluación de la amenaza sísmica local.

1.2 Justificación

La importancia de la geología local en la respuesta sísmica ha sido reconocida desde los inicios de la sismología. En Japón, por ejemplo, el fenómeno de efectos de sitio ha sido documentado desde principios del siglo XVIII (Ohsaki, 1972). Por ejemplo, la Figura 1.1 muestra la distribución de daños en edificaciones de madera en Shimizu, debido al sismo de Tonankai de 1944. En este caso cerca del 80% de las edificaciones de la ciudad que presentaron daños estaban concentradas alrededor del estuario de un río con depósitos blandos y profundos (Ohsaki, 1972).

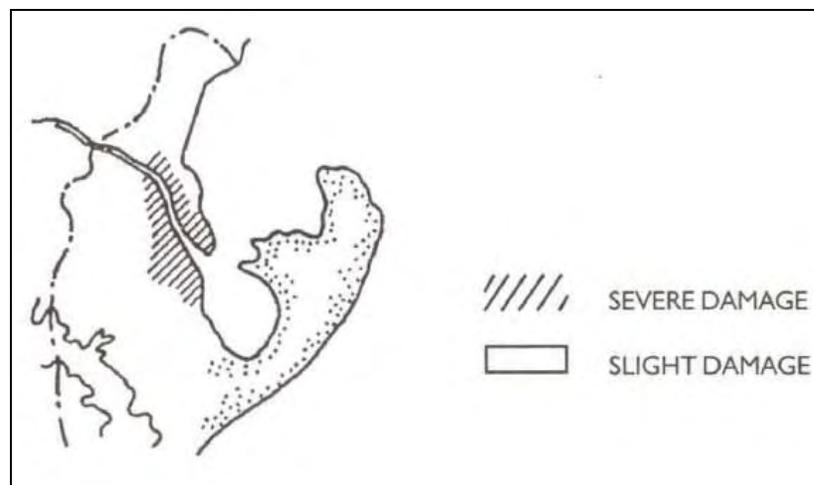


Figura 1.1: Distribución del daño en la ciudad de Shimizu, Sismo de Tonankai de 1944 (Ohsaki, 1972).

Yakoi et al. (1965) reportan una distribución de daños similar, para el mismo sismo, para la ciudad de Nagoya (Figura 1.2). Se encontró que los valores del número de golpes (N) del ensayo de penetración estándar eran muy bajos en los 10 metros más superficiales.

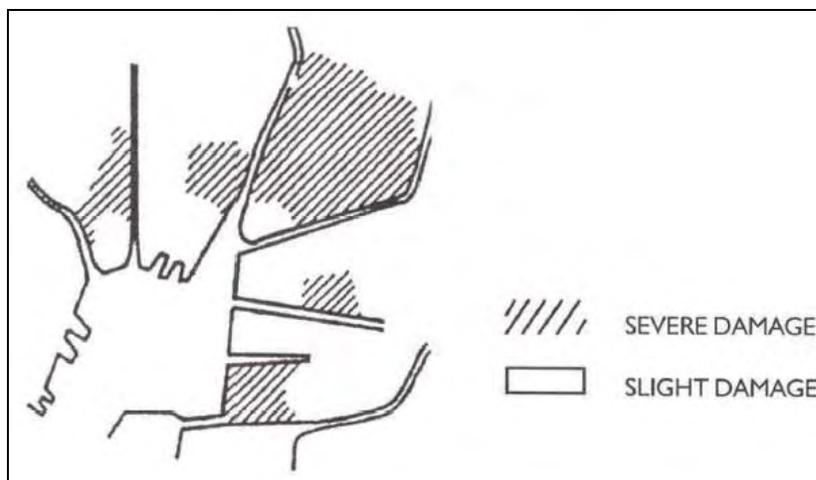


Figura 1.2: Distribución del daño en Nagoya Sur, Sismo de Tonakai de 1944 (Yakoi, 1965).

La Figura 1.3 muestra la distribución de daños en edificaciones de madera en el pueblo de Nakamura, debido al sismo de Nankaido de 1946, en la cual se evidencia claramente el límite entre áreas totalmente destruidas y ligeramente dañadas (Shimizu y Suehiro, 1947). Con estos pocos ejemplos se puede apreciar por qué el fenómeno de la amplificación de la señal sísmica en sedimentos blandos cerca de la superficie ha sido reconocido y profusamente estudiado desde hace varias décadas. Por lo tanto, conocer las características dinámicas de depósitos de suelos en regiones con potencial para una actividad sísmica intensa es muy importante para determinar las posibles amplificaciones de los movimientos sísmicos e identificar probables condiciones de resonancia con las edificaciones.

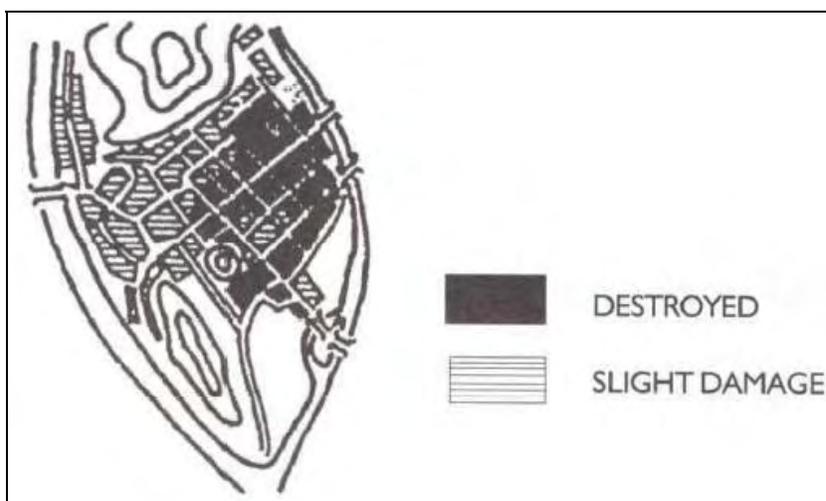


Figura 1.3: Distribución del daño en el pueblo de Nakamura, Sismo de Nankaido de 1946 (Shimizu y Suehiro, 1947).

Puerto Rico, Estado Libre Asociado a los Estados Unidos, tiene una población de aproximadamente 3.8 millones (censo del 2000), y una extensión territorial de la isla de aproximadamente 160 km de Oeste a Este por 50 km de Norte a Sur. Esto resulta en una alta densidad demográfica comparada con cualquier otro estado de los Estados Unidos. La isla de Puerto Rico está situada en una región altamente sísmica como lo muestra la Figura 1.4.

Las principales fuentes de actividad sísmica en Puerto Rico son: 1) la Trinchera de Puerto Rico, una zona de subducción al Norte; 2) el Canal de Muertos, una zona de subducción al Sur; 3) el Canal de Anegada, una zona de extensión hacia el Este; 4) el Cañón de La Mona, una zona de extensión hacia el Oeste. Todas estas regiones se consideran capaces de producir eventos sísmicos mayores de M7.0, y registros históricos muestran evidencia de que todas estas fuentes sísmicas han generado eventos de tal magnitud (Asencio, 1980; Moya y McCann, 1992; Clinton et al., 2006). El actual código de construcción de Puerto Rico, el código UBC 1997 (ICBO, 1997), designa a Puerto Rico como Zona Sísmica 3.

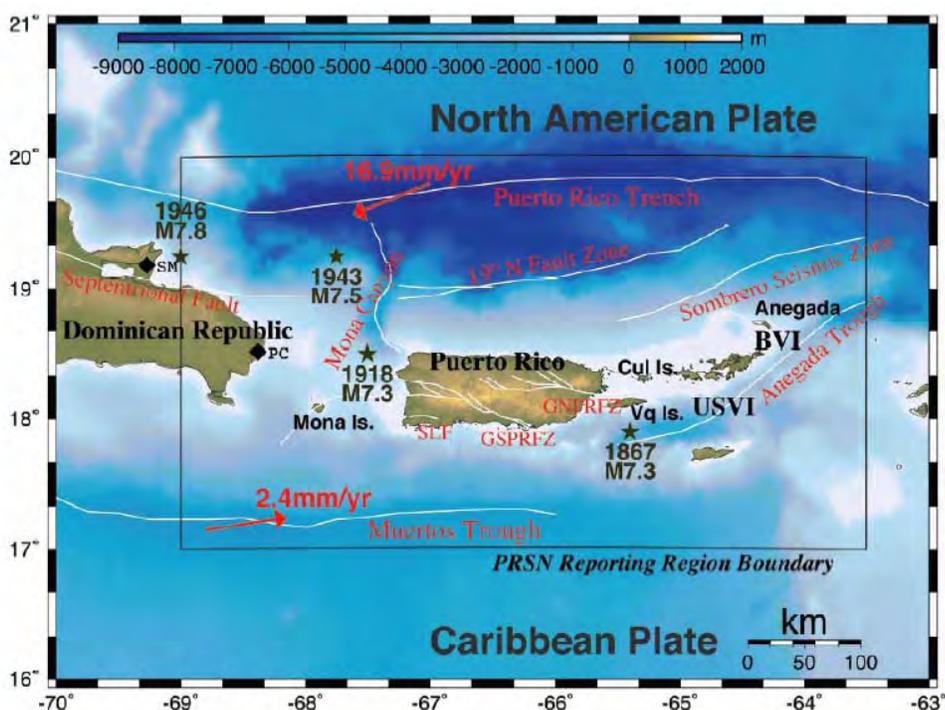


Figura 1.4: Actividad sísmica y principales fallas de Puerto Rico (Clinton et al., 2006).

Para el área específica de esta investigación, Mayagüez (Figura 1.5), ha sido afectada por el terremoto de 1918 (Reid y Taber, 1919). Este evento, que fue generado por el Cañón de La Mona, tuvo una magnitud M7.3 (Pacheco y Sykes, 1992). El sismo causó importante daño estructural, indujo licuefacción en una región próxima a Mayagüez, generó un tsunami, causó daños por aproximadamente \$4 millones de dólares para la época y 116 personas perdieron su vida (Reid y Taber, 1919; Moya y McCann, 1992; Mercado y McCann, 1998). Como el área de Mayagüez tiene actualmente una densidad demográfica e infraestructura mucho mayores (con la mayoría de sus estructuras sin haber experimentado eventos sísmicos fuertes desde el terremoto de 1918), un acontecimiento sísmico similar llevaría probablemente a una mayor pérdida de vidas y daño severo a la infraestructura (Clinton et al., 2006).

A pesar de la alta sismicidad de Mayagüez y de su alta densidad demográfica, la investigación para determinar y atenuar adecuadamente el riesgo sísmico no está a la par con otras regiones sísmicas activas de los Estados Unidos.



Figura 1.5: Ubicación del área de estudio (de Pando et al., 2006).

1.3 Objetivos

El objetivo principal de este trabajo de investigación es revisar la aplicabilidad de mediciones de microtemblores para la estimación de efectos de sitio (periodo fundamental de vibración) en depósitos de suelo y aplicar la técnica a una región particular. Con este fin, se efectúa una comparación de diferentes técnicas comúnmente utilizadas en la estimación de efectos de sitio a partir de mediciones de microtemblores y registros de movimiento fuerte. Luego y como ejemplo de aplicación, se presenta la caracterización dinámica de los depósitos de suelo de la ciudad de Mayagüez, para verificar la posible existencia de efectos

de sitio. Para este propósito, se obtienen experimentalmente los periodos fundamentales del suelo en diferentes lugares de Mayagüez empleando mediciones de microtemblores en conjunto con la técnica del cociente espectral Horizontal/Vertical o técnica de Nakamura. El objetivo final de la caracterización es la construcción de un mapa de isoperiodos de sitio para la ciudad de Mayagüez.

1.4 Metodología

Esta sección presenta, en forma resumida, el plan de trabajo que se delineó con el fin de cumplimentar los distintos objetivos previamente establecidos. El plan de trabajo consiste de los siguientes principales puntos:

1. Determinación de los diferentes sitios en los que se tomarán mediciones de vibración ambiental.
2. Tomar mediciones de vibración ambiental en los sitios previamente definidos.
3. Procesar las mediciones.
4. Determinar el periodo fundamental del suelo en cada sitio medido.
5. Construir un mapa de isoperiodos de suelo para la ciudad de Mayagüez.
6. Análisis y síntesis de los resultados.

Una descripción más detallada de estos puntos y la metodología usada se provee en el cuerpo principal de este documento.

1.5 Organización de la tesis

El contenido de esta tesis se encuentra organizado de la siguiente manera:

- En el Capítulo 2 se presenta una breve explicación sobre los distintos tipos de ondas sísmicas y se describe el método del cociente espectral Horizontal/Vertical. También se resumen y revisan varios de los trabajos previos en la materia.
- En el Capítulo 3 se describen diferentes técnicas utilizadas en el análisis de diferentes tipos de datos para la estimación del periodo fundamental del suelo y se presenta una comparación entre las diferentes técnicas.
- En el Capítulo 4 se presenta la aplicación de la técnica del cociente espectral Horizontal/Vertical o técnica de Nakamura a la Ciudad de Mayagüez, Puerto Rico.
- En el Capítulo 5 se presenta la construcción de un mapa de isoperiodos de suelo para la Ciudad de Mayagüez.
- En el Capítulo 6 se exponen las conclusiones a las que se arribaron en el presente trabajo y se proponen distintos trabajos futuros.

2 EL MÉTODO DEL COCIENTE ESPECTRAL H/V Y REVISIÓN DE TRABAJOS PREVIOS

2.1 Introducción

En este capítulo se describe el método del cociente espectral Horizontal/Vertical (H/V), también conocido como método de Nakamura. Este método es utilizado para la determinación del periodo fundamental del suelo mediante el empleo de registros de microtemblores o vibración ambiental. Este capítulo también presenta una revisión de trabajos previos en el tema de estudio. El objetivo de presentar inicialmente el concepto del método es para una mejor comprensión de la revisión de los trabajos previos.

2.2 El método H/V o método de Nakamura

2.2.1 Ondas sísmicas. Las ondas superficiales.

A partir del punto interior de la tierra donde se produce un sismo se originan diversas ondas elásticas que se propagan en todas direcciones. Estas ondas son detectadas por sismógrafos, instrumentos de registro continuo y que consisten simplemente en un péndulo al que se acoplan diversos mecanismos de amplificación, de amortiguamiento, de registro, etcétera. Un estudio detallado de las señales sísmicas inscritas en los sismogramas, como se les denomina a los registros de los sismógrafos, permite conocer las principales características del temblor que las produjo. Puesto que el movimiento producido por un temblor tiene tres componentes (una vertical y dos horizontales), se requieren tres sismómetros convenientemente orientados (direcciones perpendiculares) para registrar cada

una de estas componentes. El estudio de un gran número de sismogramas ha permitido diferenciar dos tipos principales de ondas sísmicas: las **ondas de cuerpo** y las **ondas superficiales**.

Las ondas de cuerpo son las más rápidas, y por lo tanto son las primeras que registran los sismógrafos. Estas ondas se dividen a su vez en longitudinales o compresionales (**ondas P**) y en transversales o de corte (**ondas S**).

Las ondas superficiales representan la energía que ha sido atrapada en la superficie terrestre y son generadas por la interacción constructiva de las ondas de cuerpo con la estructura interna de la tierra. Este tipo de ondas se propagan paralelas a la superficie libre de un medio. En los sismos poco profundos son las que transportan más energía y las de mayor efecto destructor. Otra característica de este tipo de ondas es que tienen su amplitud máxima en la superficie libre y disminuye exponencialmente con la profundidad. Pueden ser registradas a grandes distancias, ya que, a diferencia de las ondas de cuerpo, sufren una dispersión geométrica con la distancia que es mucho menor ($\sim 1/\sqrt{R}$ para las ondas superficiales, mientras que para las ondas de cuerpo es $\sim 1/R$). Existen básicamente dos tipos de ondas superficiales: las **ondas de Rayleigh (L_R)** y las **ondas de Love (L_Q)**. Estas ondas juegan un papel muy importante en la sismología, no sólo porque son las ondas de amplitud más prominente en un sismograma registrado a gran distancia (Figura 2.1), sino también porque pueden ser utilizadas en estimaciones del momento sísmico, del mecanismo focal, de la profundidad focal de sismos remotos y en la discriminación entre temblores y pruebas nucleares. La Figura 2.2 muestra la generación de ondas sísmicas y en la misma se definen también algunos términos sismológicos.

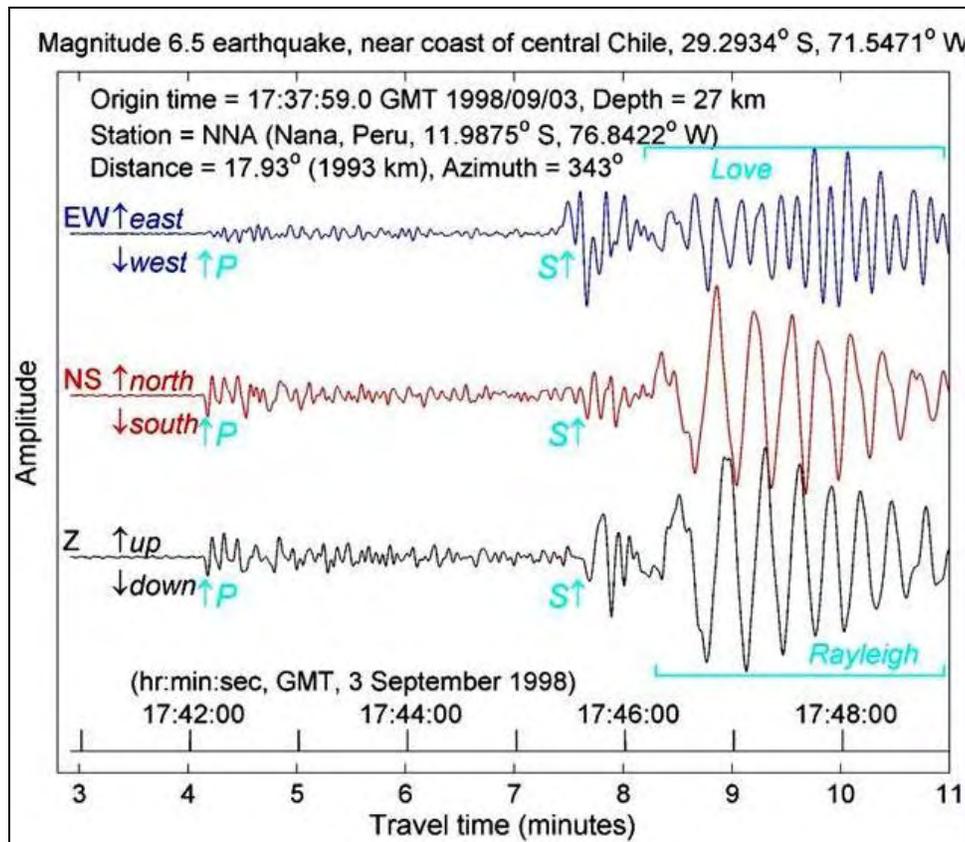


Figura 2.1: Fases del terremoto de Chile de 1998 (tomado de <http://web.ics.purdue.edu/~braile/edumod/waves/WaveDemo.htm>).

Aunque las ondas de superficie arriban después que las ondas de cuerpo, en algunos casos son casi enteramente responsables del daño y de la destrucción asociados a terremotos (de http://www.uwm.edu/~bketter/Research/Surface_Theory/Surface.html). Este daño y la fuerza de las ondas superficiales se reducen en terremotos más profundos. Otra importante propiedad de las ondas superficiales es que exhiben dispersión, lo que se debe a que la velocidad de la onda en la superficie depende de su frecuencia (o periodo).

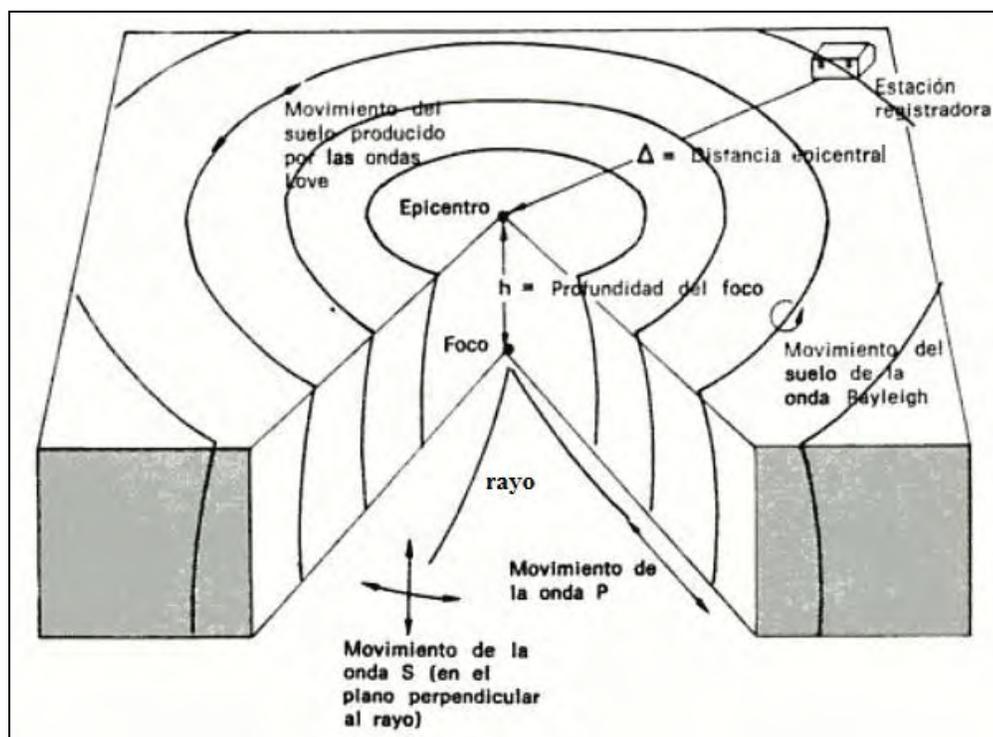


Figura 2.2: Esquema en el que se muestra la generación de ondas sísmicas.

Como se dijo anteriormente, un tipo de ondas de superficie son las **ondas de Rayleigh**, nombradas así por John William Strutt (conocido como Lord Rayleigh), quien matemáticamente predijo la existencia de esta clase de ondas en 1885. Éstas son ondas de periodo largo que producen a su paso un movimiento elíptico-longitudinal de las partículas sobre un plano vertical. Son el resultado de la interacción en la superficie libre de la incidencia de ondas P y ondas SV planas y viajan paralelas a la superficie. Las ondas de Rayleigh viajan a lo largo de la superficie con un movimiento de partícula que es elíptico retrógrado (Figura 2.3), es decir, las partículas del material se mueven describiendo una elipse en dirección opuesta a la dirección de propagación de la energía. Dicho movimiento cambia a progrado con la profundidad pasando por un nodo en el cual no existe movimiento alguno de partícula. El eje vertical de la elipse es siempre el de mayor amplitud.

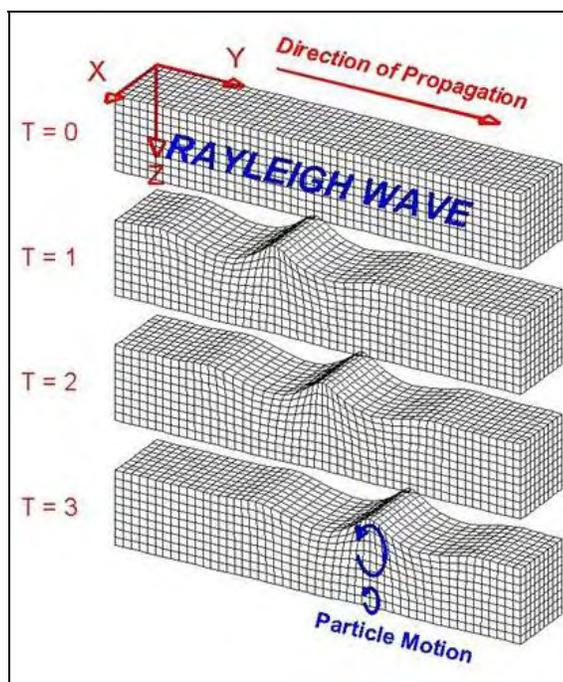


Figura 2.3: Onda Rayleigh viajando a través de un medio (tomado de <http://web.ics.purdue.edu/~braile/edumod/waves/WaveDemo.htm>).

La velocidad de propagación de las ondas de Rayleigh V_R es menor que la velocidad V_S de las ondas S, siendo esta $V_R = 0.92 V_S$ (para una razón de Poisson $\nu = 1/4$). Sin embargo, esta velocidad de propagación varía en función del periodo de la onda, por lo que se dice que las ondas de Rayleigh son ondas dispersivas, significando esto que las diferentes componentes armónicas de las ondas de Rayleigh que constituyen un sismo viajan con velocidades diferentes.

Otro tipo de ondas de superficie son las **ondas de Love**. Éstas están formadas por la interferencia constructiva de múltiples reflexiones en la superficie libre de ondas SH. Las ondas de Love son más rápidas que las ondas de Rayleigh y por lo tanto arriban antes que ellas en el sismograma. El movimiento de partícula para la onda de Love es paralelo a la superficie pero perpendicular a la dirección de propagación y se encuentra en la componente

horizontal del sismograma. Las ondas de Love también son dispersivas, esto es, la velocidad de propagación de la onda depende de su frecuencia, siendo mayor para frecuencias menores.

2.2.2 Microtemblores

El término microtemblor se utiliza para cubrir todo tipo de ruido sísmico ambiental o vibración ambiental, esto es tanto el ruido producido por el hombre, generalmente de alta frecuencia, el que puede ser generado por fuentes superficiales locales como las industrias y el tráfico, como el ruido natural de baja frecuencia generado por mareas, vientos, telesismos, etc.

Kanai y Tanaka (1961) definieron los microtemblores como vibraciones del suelo con amplitudes entre 0.1 y 1.0 micrones y con periodos entre 0.05 y 2.0 segundos, causados por eventos artificiales como el tráfico, maquinaria industrial y otros.

2.2.3 El método H/V

Desde finales de los años cincuenta en Japón y recientemente en todo el mundo se han realizado numerosas publicaciones sobre el uso de mediciones de microtemblores para evaluar ciertas características locales del sitio. Usar microtemblores (o ruido sísmico ambiental o vibración ambiental como también se los conoce) para evaluar efectos sísmicos locales tiene muchas ventajas, siempre y cuando los resultados sean fiables desde los puntos de vista teóricos y estables en la práctica.

En los años cincuenta, a partir del registro sistemático de microtemblores en diferentes sitios de Japón, se encontró que éstos eran muy útiles para inferir propiedades del suelo y de esta manera contribuir a hacer más precisas y confiables las normas de diseño sismo-resistente.

Las interpretaciones y explicaciones que se presentan en esta sección, si bien están basadas en el trabajo de Nakamura (2000), son de la autoría del autor de estas tesis y de su consejero académico.

Nakamura postula que las ondas que causan las vibraciones ambientales registradas en la superficie del suelo son de dos tipos: ondas superficiales (ondas de Rayleigh específicamente) y ondas de cuerpo (ondas P y S). Si alguna fuente superficial genera ondas de cuerpo en un medio formado por una capa elástica sobre una roca con una gran diferencia de impedancia, estas ondas se propagan siguiendo un patrón complejo, que depende de cuál es la fuente específica que les dió origen y de su localización. De todas maneras, debido a las reflexiones que ocurren en la interfaz suelo-roca, parte de las ondas P y S se mueven desde el basamento hacia la superficie libre donde pueden ser registradas por un sensor. Esta hipótesis de que las vibraciones ambientales se deben a dos tipos de ondas permitiría explicar por qué el método del cociente H/V puede ser usado cuando las causas de las vibraciones son sismos. Teniendo en cuenta las suposiciones antes mencionadas, Nakamura (2000) expresó el movimiento del suelo en la superficie libre como la suma del movimiento debido a las ondas de cuerpo que viajan desde el basamento más la contribución de las ondas superficiales. La superposición conviene hacerla en el dominio de la frecuencia. Como se demuestra en Dinámica de Suelos, en el dominio de la frecuencia la contribución de las ondas que se propagan desde la roca hacia la superficie se puede expresar como el producto de la Función de Transferencia entre la roca y el suelo (ésta se conoce como Función Respuesta en Frecuencia en Dinámica Estructural) por la transformada de Fourier del movimiento en la roca. Por lo tanto, el espectro de Fourier del movimiento en la superficie se puede expresar

como la suma de esta contribución más el espectro de Fourier de las ondas de Rayleigh. Por ejemplo, para la componente horizontal esto se puede expresar matemáticamente como:

$$H_f(\omega) = A_h(\omega) H_b(\omega) + H_s(\omega) \quad (2.1)$$

donde:

$A_h(\omega)$ es la Función de Transferencia entre la roca y la superficie para el movimiento horizontal (Nakamura llama Factor de Amplificación a esta función),

$H_b(\omega)$ es la Transformada de Fourier del movimiento horizontal en la roca basal,

$H_s(\omega)$ es la Transformada de Fourier de la componente horizontal del movimiento en la superficie debido a las ondas de Rayleigh y

$H_f(\omega)$ es la Transformada de Fourier del movimiento en la superficie considerando la contribución de ambos tipos de ondas (de cuerpo y superficiales).

Para el movimiento vertical se puede escribir una relación similar a la de la Ec. (2.1):

$$V_f(\omega) = A_v(\omega) V_b(\omega) + V_s(\omega) \quad (2.2)$$

donde las cuatro funciones tienen el mismo significado que el indicado anteriormente pero ahora para las componentes verticales del movimiento.

Por ejemplo, en Dinámica de Suelos se demuestra que la Función de Transferencia para el movimiento horizontal de un depósito de suelo de profundidad h , con un material con densidad ρ , razón de amortiguamiento ζ y velocidad de propagación de ondas de corte v_s es:

$$A_h(\omega) = \frac{1}{\cos\left(\frac{\omega h}{v_s^*}\right)} \quad (2.3)$$

donde v_s^* es la llamada velocidad de onda de corte compleja:

$$v_s^* = v_s \sqrt{1 + i2\xi} \quad (2.4)$$

y $v_s = \sqrt{G/\rho}$ es la velocidad de la onda de corte, siendo G el modulo de corte y ρ la densidad del material por el cual se propaga la onda de corte.

La Función de Transferencia $A_v(\omega)$ para el movimiento vertical tiene la misma forma que la de la Ec. (2.3) pero la velocidad compleja v_s^* se debe reemplazar por la velocidad compleja de las ondas P, o sea: $v_p^* = v_p \sqrt{1 + i2\xi}$.

Es necesario aclarar que cuando se usa el término “movimiento”, éste puede referirse tanto al desplazamiento, como a la velocidad y a la aceleración. Se puede demostrar que las Ecs. (2.1) y (2.2) son aplicables a estas tres cantidades si se usan las Transformadas de Fourier de cada una. Las Funciones de Transferencia $A_h(\omega)$ y $A_v(\omega)$ son las mismas independientemente de qué cantidad se use.

Por supuesto, si se dispusiera de la Función de Transferencia $A_h(\omega)$ se podrían obtener las frecuencias naturales del depósito simplemente examinando la localización de los picos. Esta función se podría obtener si se disponen de registros del *mismo* movimiento sísmico medido simultáneamente en la superficie libre y en la roca basal o en un afloramiento de esta roca. Sin embargo, la idea detrás del método de Nakamura es precisamente que no es necesario tener estos registros, como se demostrará más adelante.

Los espectros $H_f(\omega)$ y $V_f(\omega)$ en las Ecs. (2.1) y (2.2) *no* son útiles para identificar las frecuencias naturales del depósito porque también contienen las frecuencias dominantes de las fuentes que generaron las ondas. Para identificar las frecuencias naturales se suele usar

los cocientes entre los espectros del movimiento en dos puntos del depósito de suelo (para de esta forma eliminar el llamado “efecto de la fuente”). Este cociente define la Función de Transferencia entre los dos puntos. Por ejemplo, Nakamura propone dos cocientes espectrales llamados $T_h(\omega)$ y $T_v(\omega)$:

$$T_h(\omega) = \frac{H_f(\omega)}{H_b(\omega)} \quad ; \quad T_v(\omega) = \frac{V_f(\omega)}{V_b(\omega)} \quad (2.5)$$

donde $T_h(\omega)$ es la Función de Transferencia entre el movimiento horizontal en la superficie y el respectivo movimiento en la roca basal (véase la Figura 2.4). De forma similar, la función $T_v(\omega)$ es la Función de Transferencia entre los movimientos verticales en la superficie y en la roca basal.

Nakamura (2000) considera que $H_b(\omega)$ y $V_b(\omega)$ son iguales a los espectros en un afloramiento rocoso, a los que llama $H_r(\omega)$ y $V_r(\omega)$ (véase la Figura 2.4). Esto podría considerarse como una aproximación, pero rigurosamente no es cierto: los picos de los espectros sí coinciden pero las magnitudes de $H_r(\omega)$ y $V_r(\omega)$ son menores que las de $H_b(\omega)$ y $V_b(\omega)$.

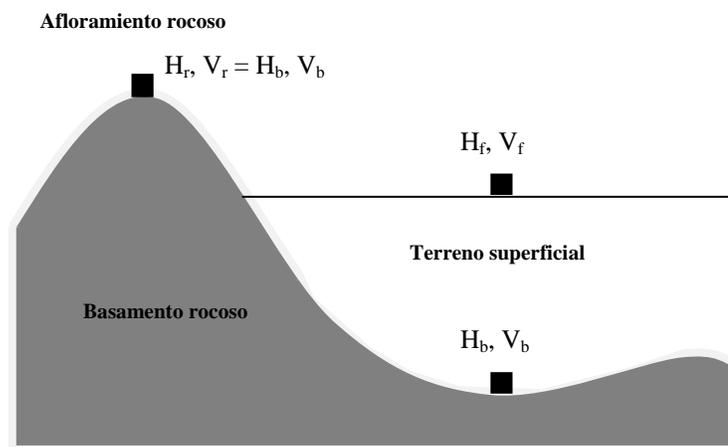


Figura 2.4: Estructura geológica típica de una cuenca sedimentaria (Nakamura, 2000).

Si se dispusiera de la función $T_h(\omega)$ se podrían inferir de la misma las frecuencias naturales del depósito, pero el problema es que usualmente no se dispone de la misma (por la dificultad o inconveniencia en obtener $H_b(\omega)$). Nakamura propone entonces usar una función de la frecuencia que se define como el cociente entre las funciones de transferencias $T_h(\omega)$ y $T_v(\omega)$:

$$T_h^*(\omega) = \frac{T_h(\omega)}{T_v(\omega)} \quad (2.6)$$

Algunos autores (e.g. Lermo y Chávez-García, 1993) mencionan que la Función de Transferencia $T_h(\omega)$ se divide por $T_v(\omega)$ para “compensar el efecto de la fuente”. De todos modos, como se verá a continuación, al establecer el cociente en la Ec. (2.6) las mediciones que es necesario efectuar para identificar la frecuencia fundamental del sitio se simplifican de manera notable.

Reemplazando $T_h(\omega)$ y $T_v(\omega)$ de la Ec. (2.5) en la (2.6) se obtiene:

$$T_h^*(\omega) = \frac{T_h(\omega)}{T_v(\omega)} = \frac{H_f(\omega) / H_b(\omega)}{V_f(\omega) / V_b(\omega)} = \frac{H_f(\omega)}{V_f(\omega)} \frac{1}{H_b(\omega) / V_b(\omega)} \quad (2.7)$$

Usando resultados de sus propias mediciones experimentales, Nakamura considera que el cociente entre $H_b(\omega)$ y $V_b(\omega)$ es aproximadamente igual a 1, al menos dentro del rango de frecuencias donde se encuentra la frecuencia fundamental del depósito ω_0 . Este resultado ha

sido posteriormente comprobado por otros investigadores (Lermo y Chávez-García, 1994; Huang y Chiu, 1998). En este caso, el cociente $T_h(\omega)/T_v(\omega)$ resulta:

$$T_h^*(\omega) = \frac{T_h(\omega)}{T_v(\omega)} \approx \frac{H_f(\omega)}{V_f(\omega)} \quad (2.8)$$

Reemplazando $H_f(\omega)$ y $V_f(\omega)$ de las Ecs. (2.1) y (2.2) se obtiene que:

$$T_h^*(\omega) \approx \frac{H_f(\omega)}{V_f(\omega)} = \frac{A_h(\omega)H_b(\omega) + H_s(\omega)}{A_v(\omega)V_b(\omega) + V_s(\omega)} \quad (2.9)$$

Al cociente $H_f(\omega)/V_f(\omega)$ Nakamura lo llama *QTS* por las siglas en inglés de “Quasi Transfer Spectrum” (cuasi-espectro de transferencia). No obstante, la comunidad ingenieril simplemente lo llama el cociente H/V .

Usando la notación de Nakamura y nuevamente el hecho de que $H_b(\omega)/V_b(\omega) \approx 1$, T_h^* (o *QTS*) resulta:

$$QTS = \frac{H_b(\omega)}{V_b(\omega)} \times \frac{\left(A_h(\omega) + \frac{H_s(\omega)}{H_b(\omega)} \right)}{\left(A_v(\omega) + \frac{V_s(\omega)}{V_b(\omega)} \right)}$$

$$QTS \approx \frac{A_h(\omega) + \frac{H_s(\omega)}{H_b(\omega)}}{A_v(\omega) + \frac{V_s(\omega)}{V_b(\omega)}} \quad (2.10)$$

Nótese que si no hubiera ondas de Rayleigh o si su efecto fuese despreciable, $H_s(\omega) \approx 0$ y

$V_s(\omega) \approx 0$, y el cuasi-espectro (o relación H/V) se reduce a:

$$QTS \approx \frac{A_h(\omega)}{A_v(\omega)} \quad (2.11)$$

Nakamura argumenta que en las cercanías de la frecuencia fundamental ω_0 asociada a las vibraciones horizontales del depósito, la Función de Transferencia $A_v(\omega)$ para las ondas P es aproximadamente igual a 1. El argumento de Nakamura se basa en que la velocidad de las ondas P es más de tres a cuatro veces la de las ondas S y la componente vertical casi no se amplifica en la zona de la frecuencia natural ω_0 . En realidad, la relación entre las velocidades de las ondas P en tres dimensiones v_p y de las ondas S v_s depende de la razón de Poisson ν de acuerdo a la siguiente relación:

$$v_p = \sqrt{\frac{2(1-\nu)}{1-2\nu}} v_s \quad (2.12)$$

La Figura 2.5 muestra las Funciones de Transferencia para un suelo formado por una capa uniforme sobre una roca rígida. El depósito tiene una profundidad $h = 540$ pies, la razón de Poisson es $\nu = 0.4$ (con lo cual $v_p = 2.45 v_s$), la velocidad de las ondas S es $v_s = 1500$ pies/seg y la razón de amortiguamiento del suelo es $\xi = 0.08$.

Se puede comprobar en la Figura 2.5 que en las cercanías de la primera frecuencia fundamental ($\omega_0 = 4.36$ rad/s), $|A_v(\omega)|$ es aproximadamente 1, y se acerca más a 1 a medida que ν aumenta. Considerando como válida esta aproximación, y si el efecto de las ondas de Rayleigh es despreciable, de la Ec. (2.11) la cuasi-función de transferencia resulta $QTS \approx A_h(\omega)$. En este caso el cociente H/V puede usarse no sólo para identificar a la frecuencia fundamental del depósito sino también para estimar la amplificación que tendrán las ondas S al viajar por el depósito de suelo.

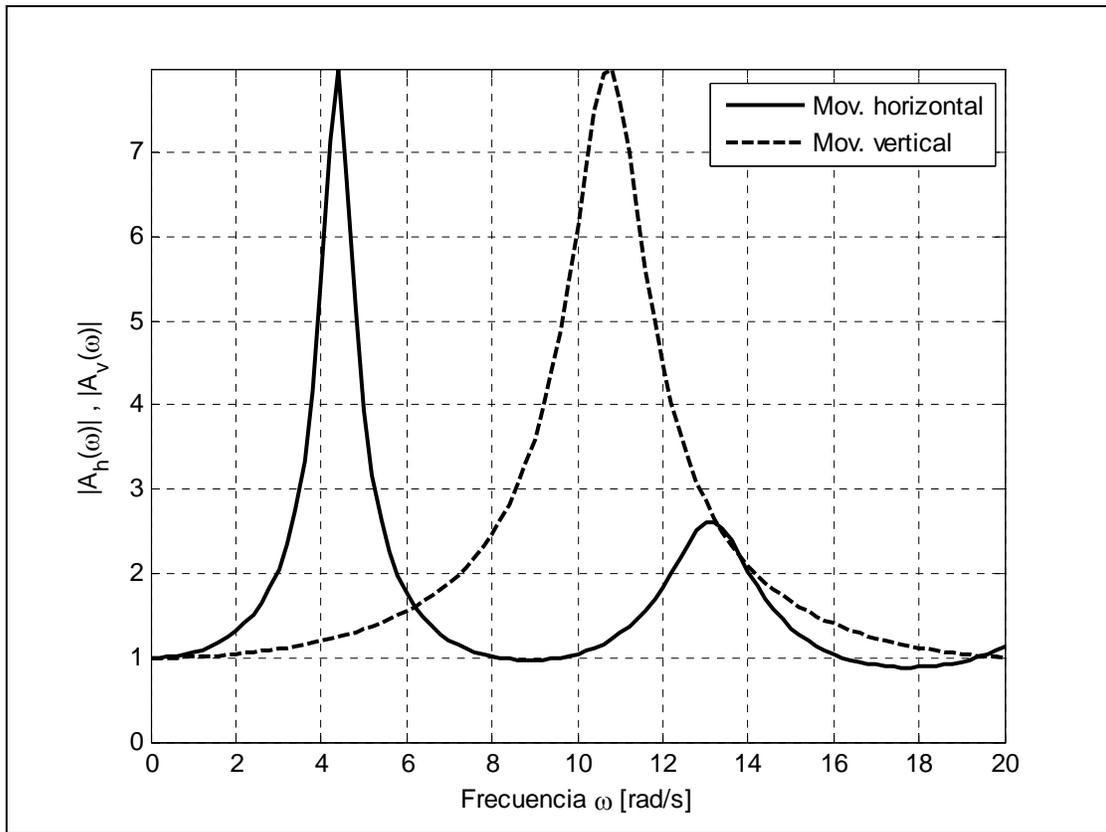


Figura 2.5: Funciones de transferencia para el movimiento horizontal y vertical.

Si la presencia de las ondas de Rayleigh es *significativa*, los segundos términos en el numerador y denominador de la Ec. (2.10) son dominantes:

$$\frac{H_s(\omega)}{H_b(\omega)} \gg A_h(\omega) \quad ; \quad \frac{V_s(\omega)}{V_b(\omega)} \gg A_v(\omega) \quad (2.13)$$

Bajo esta situación y nuevamente usando la propiedad de que $H_b(\omega)/V_b(\omega) \approx 1$, el cuasi-espectro se reduce a:

$$QTS \approx \frac{H_s(\omega) V_b(\omega)}{H_b(\omega) V_s(\omega)} = \frac{H_s(\omega)}{V_s(\omega)} \frac{1}{H_b(\omega) / V_b(\omega)} \approx \frac{H_s(\omega)}{V_s(\omega)}$$

$$QTS \approx \frac{H_s(\omega)}{V_s(\omega)} \quad (2.14)$$

Además Nakamura argumenta que en este caso (ondas de Rayleigh dominantes), el término $V_s(\omega)$ en las cercanías de la frecuencia ω_0 es pequeño comparado con $H_s(\omega)$, lo que resulta en un pico del cociente $H_s(\omega)/V_s(\omega)$. Además este pico coincide aproximadamente con la frecuencia natural para vibraciones horizontales ω_0 . Esto puede deberse al hecho de que las componentes horizontales del movimiento elíptico de las ondas de Rayleigh excitan la frecuencia natural ω_0 del depósito y a que, como se mencionó antes, la amplificación vertical no es significativa (en las proximidades de ω_0).

En conclusión, independientemente del tipo de ondas y de su importancia relativa en los registros de los movimientos superficiales $H_f(\omega)$ y $V_f(\omega)$, la relación entre éstos (vale decir el cuasi-espectro o cociente H/V) presenta un pico en concordancia con la frecuencia fundamental del depósito de suelo ω_0 asociada a las vibraciones horizontales.

2.3 Revisión de trabajos previos

A continuación se incluye un resumen de las investigaciones previas más relevantes o importantes publicadas por otros autores acerca del tema a estudiarse. El resumen de literatura revisada se presenta en las siguientes subsecciones agrupadas de la siguiente manera:

- Investigaciones con un trasfondo meramente teórico.
- Comparación de diferentes técnicas utilizadas en la estimación de los efectos de sitio.
- Aplicación de la técnica de Nakamura a registros de movimiento fuerte.

- Comparación de la técnica de Nakamura con resultados teóricos.
- Aplicación de la técnica de Nakamura a una región en particular.
- Estudios evaluando las condiciones experimentales e instrumentación utilizada.

2.3.1 Investigaciones con trasfondo teórico

Algunos investigadores han realizado trabajos teóricos para tratar de comprender el origen de los efectos de sitio, explicar los tipos de ondas incluidas en microtemblores y verificar la aplicabilidad, a microtemblores, de la técnica conocida como **Relación Espectral Horizontal/Vertical (HVSr** de las siglas en inglés o simplemente técnica H/V) para estimar el periodo fundamental del suelo. Entre estas referencias se encuentran las de Dravinski et al., 1996; Fäh y Suhadolc, 1994; Field y Jacob, 1993; Konno y Ohmachi, 1998; Lachet y Bard, 1994, 1995; Nakamura, 1989, 2000, 2008 y Nogoshi e Igarashi, 1970, 1971.

La relación espectral de las componentes horizontal y vertical de registros de movimiento sísmico ha sido utilizada frecuentemente en sismología. Para el caso de ondas superficiales, Nogoshi e Igarashi (1971) concluyeron que se obtiene una buena correlación de la relación espectral H/V entre el modo fundamental de las ondas de Rayleigh y microtemblores en sitios con alto contraste de impedancia; sin embargo, en sitios con bajo contraste de impedancia, la correlación fue baja (Figura 2.6), a pesar de ello, la frecuencia predominante correspondió a la de las ondas de Rayleigh.

Por otro lado, Nakamura (1989 y 2000) definió teóricamente la técnica H/V con múltiples refracciones de ondas SH de incidencia vertical. El autor explicó que hay un grupo de investigadores (Konno y Ohmachi, 1998; Lachet y Bard, 1994; Nogoshi e Igarashi, 1971)

que tratan de interpretar el pico del cociente H/V con la evidencia de ondas de Rayleigh. Nakamura, sin embargo, argumenta que los microtemblores consisten de muchos tipos de ondas (Nakamura, 1989). Nakamura (2000 y 2008) mostró, utilizando ejemplos presentados por Nogoshi e Igarashi (1971), que la energía de las ondas de Rayleigh es nula en concordancia con el pico del cociente H/V y que las amplitudes, tanto de la componente horizontal como de la componente vertical, también son cero.

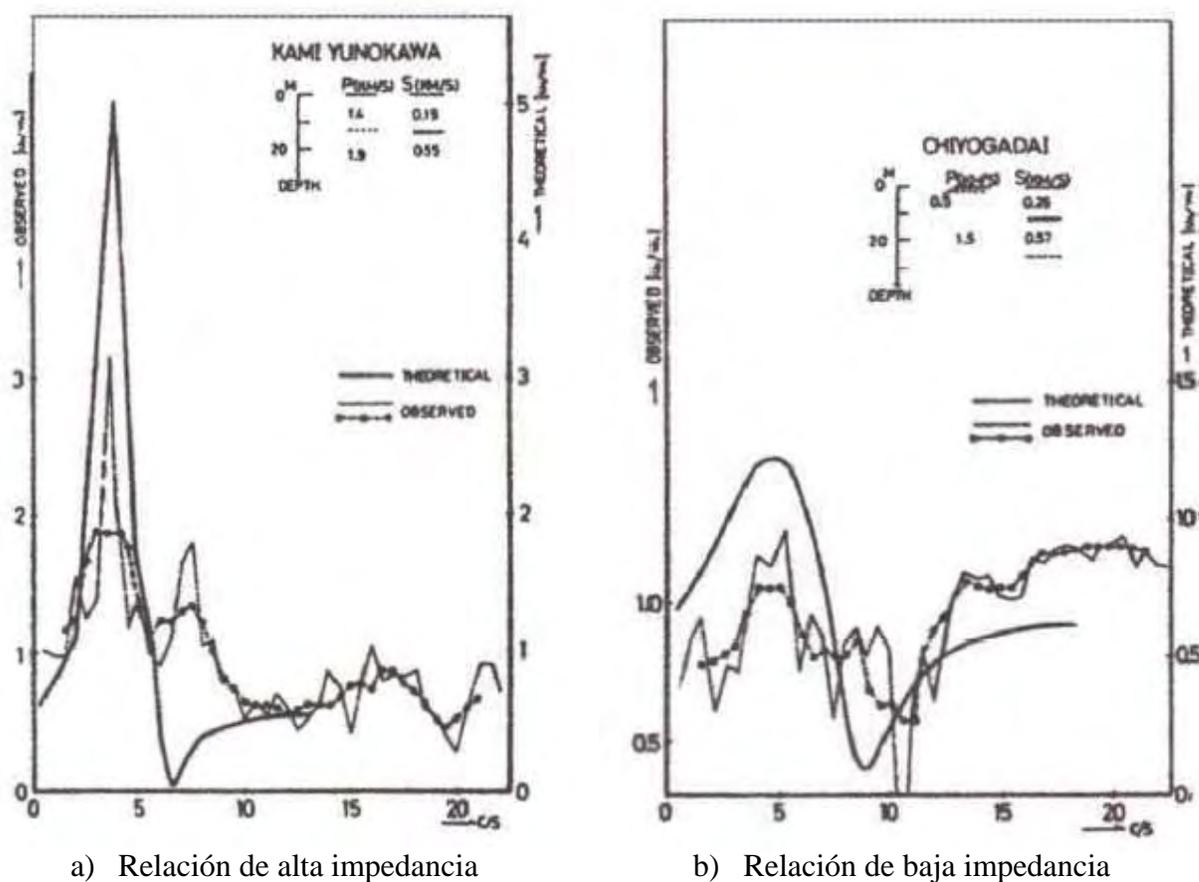


Figura 2.6: Relaciones Espectrales Horizontal a Vertical (Nogoshi e Igarashi, 1971).

Nakamura (1996 y 2000) presentó dos aplicaciones de los resultados obtenidos del cociente espectral H/V o QTS (“Quasi-Transfer Spectra”, cuasi-espectros de transferencia).

Una de ellas es el cálculo de la profundidad h del basamento, suponiendo que la densidad de la capa superficial del terreno es igual a la del basamento rocoso. De acuerdo a este autor,

$$h = \frac{C_b}{4 \times A_o \times F_o} \quad (2.15)$$

donde,

C_b : Velocidad de propagación de la onda S en el basamento rocoso.

A_o : Factor de amplificación del sitio.

F_o : Frecuencia fundamental del sitio.

La otra aplicación presentada por Nakamura (1996 y 2000) es el cálculo de un índice de vulnerabilidad del terreno superficial K_g , para estimar el daño que un terremoto puede causarle. El índice K_g lo define como:

$$K_g = \frac{A_o^2}{F_o} \quad (2.16)$$

K_g es un índice correspondiente a un sitio dado y según el autor puede ser utilizado para detectar sitios vulnerables en un terreno dado.

Dravinski et al. (1996) realizaron una investigación teórica para cuencas sedimentarias profundas con geometría de valle semicircular y semiesférico. Los autores usaron dos modelos: un valle en dos dimensiones (un modelo de estado plano de deformaciones para una geometría semicilíndrica) y un valle en tres dimensiones (una geometría semiesférica). Para el modelo en dos dimensiones, la excitación que utilizaron

consistió en nueve ondas armónicas planas: P, SV ($\theta_{inc} = 0^\circ; 30^\circ; 60^\circ$ y 85°) y una onda de Rayleigh, mientras que para el modelo en tres dimensiones la excitación consistió en diferentes tipos de ondas. Los resultados basados en el cociente espectral de Nakamura fueron comparados con aquellos basados en los cocientes espectrales sedimento-roca (relación de Kagami). Los resultados mostraron que tanto para modelos en dos y tres dimensiones, la técnica de Nakamura predice correctamente la frecuencia resonante fundamental. Sin embargo, de acuerdo a estos autores, la relación de Nakamura falla en la predicción correcta de la amplificación del movimiento del terreno.

Fäh y Suhadolc (1994) utilizaron diferentes técnicas numéricas de propagación de ondas para estudiar los efectos locales del suelo. Modelaron perfiles de suelo de la ciudad de Benevento (Italia). Primero compararon los resultados obtenidos con modelos estructurales en una y dos dimensiones para ondas de cuerpo con incidencia vertical y polarizadas en el plano. Estos resultados fueron luego comparados con los obtenidos utilizando un método híbrido, en el cual combinaron las técnicas de superposición modal y la de diferencias finitas, para modelos estructurales en dos dimensiones. El modelo unidimensional utilizado consistió en 16 capas, con una profundidad total de 36.7 km, mientras que el modelo bidimensional fue obtenido a partir de información extraída del informe de Marcellini et al. (1991). Un esquema de este modelo puede observarse en la Figura 2.7. Para el caso del modelo híbrido, se combinó el modelo unidimensional con el bidimensional.

Se encontraron importantes diferencias en las respuestas obtenidas con las diferentes técnicas de modelado. Para un mismo sitio, estas diferencias consisten en fuertes variaciones en la amplitud y en la forma de las amplificaciones espectrales. Para una fuente que no está ubicada debajo del sitio de interés, la suposición de incidencia vertical de las ondas

sobrestima significativamente el riesgo sísmico en una estructura lateralmente homogénea. Para un área lateralmente heterogénea, el modelo unidimensional falla en la estimación del riesgo sísmico, mientras que en el caso de una fuente sísmica que no está ubicada debajo del sitio de interés, el modelo bidimensional con incidencia vertical de ondas de cuerpo polarizadas en el plano puede no permitir estimaciones confiables en las bandas de frecuencia en las que ocurren las amplificaciones.

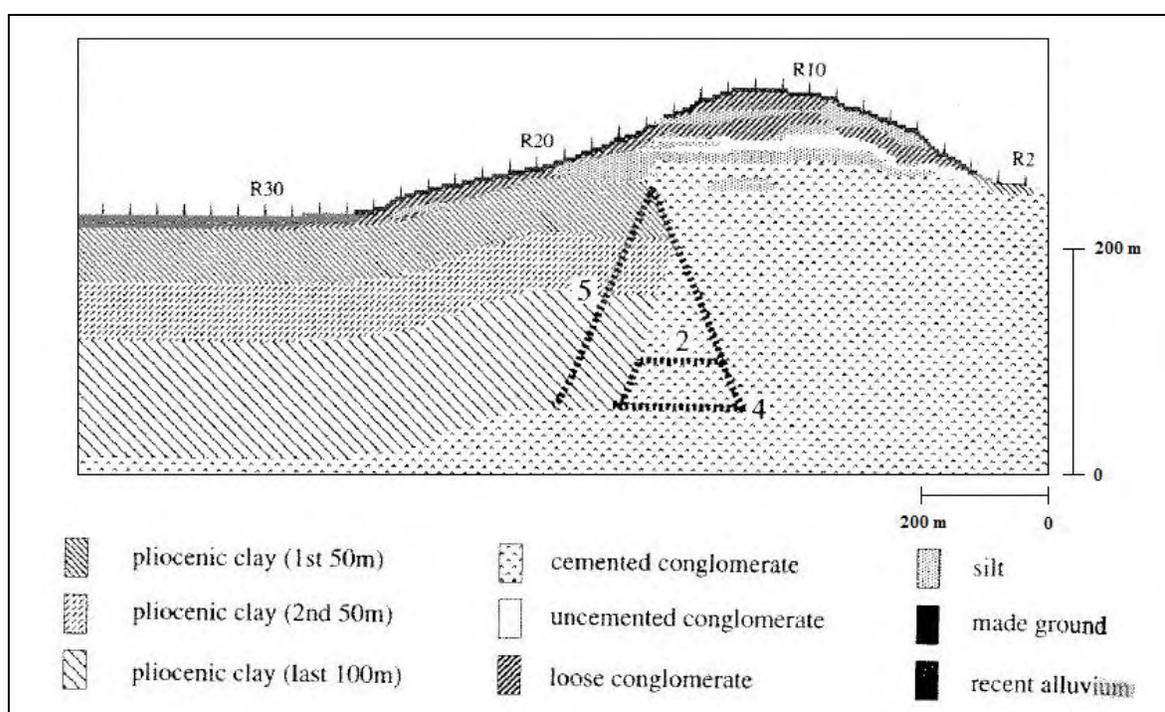


Figura 2.7: Modelo bidimensional utilizado por Fäh y Suhadolc (de Fäh y Suhadolc, 1994).

Field y Jacob (1993) presentaron un modelo para determinar la respuesta de capas sedimentarias a ruido sísmico ambiental. Las fuentes de ruido fueron modeladas como una distribución aleatoria (en tiempo y espacio) de fuentes puntuales ubicadas sobre la superficie de la tierra. La estimación de Nakamura, aplicada tanto al espectro observado como al

predicho, fue exitosa en la identificación de la frecuencia fundamental de resonancia, con un leve corrimiento ($<10\%$) hacia las frecuencias bajas.

2.3.2 Comparación de diferentes técnicas utilizadas en la estimación de los efectos de sitio

Debido a que por su simplicidad la técnica H/V es una herramienta muy atractiva para la estimación de las características de los efectos locales de sitio, varios autores han trabajado en la comparación entre ésta y diferentes técnicas usadas para tal fin. Entre ellos se encuentran Duval et al., 2001; Field y Jacob, 1995; Fitzco et al., 2007; Hasancebi y Ulusay, 2006; Huang, 2002; Lermo y Chavez-García, 1994; Molnar y Cassidy, 2006; Ojeda y Escallon, 2000; Parolaid et al., 2004 y Rodríguez y Midrorikawa, 2001. Estas técnicas involucran tanto registros de movimiento fuerte como de microtemblores (vibración ambiental o ruido sísmico ambiental).

Duval et al. (2001) compararon tres técnicas, dos de ellas basadas en el cociente espectral H/V para un mismo sitio y la restante utiliza un sitio de referencia. En la técnica RF (Receiver Function technique), la señal es un terremoto, mientras que para la técnica NN (Nogoshi-Nakamura technique) está compuesta de vibración ambiental. Los autores utilizaron el nombre NN para la técnica del cociente espectral H/V aplicada a vibración ambiental, ya que consideran que la misma fue inicialmente estudiada y aplicada por Nogoshi e Igarashi (1970) y posteriormente explicada y popularizada por Nakamura (1989). La tercera técnica que utilizaron en la comparación, llamada por ellos SR (Standard Spectral Ratio technique), está basada en el cociente entre el espectro de Fourier de un registro sísmico obtenido en un sitio y el espectro de Fourier para el mismo sismo pero registrado en

un sitio utilizado como referencia. Los valores comparados por los autores fueron la frecuencia fundamental (f_0 , definida como el primer mayor pico observado en el cociente espectral debajo del cual no hay amplificación) y su correspondiente factor de amplificación (A_0) y también la amplitud pico máxima (A_p) y su correspondiente frecuencia (f_p). Estudiaron 33 sitios aluviales y 11 sitios ubicados en roca. La Figura 2.8 muestra, en forma resumida, los resultados obtenidos por los autores.

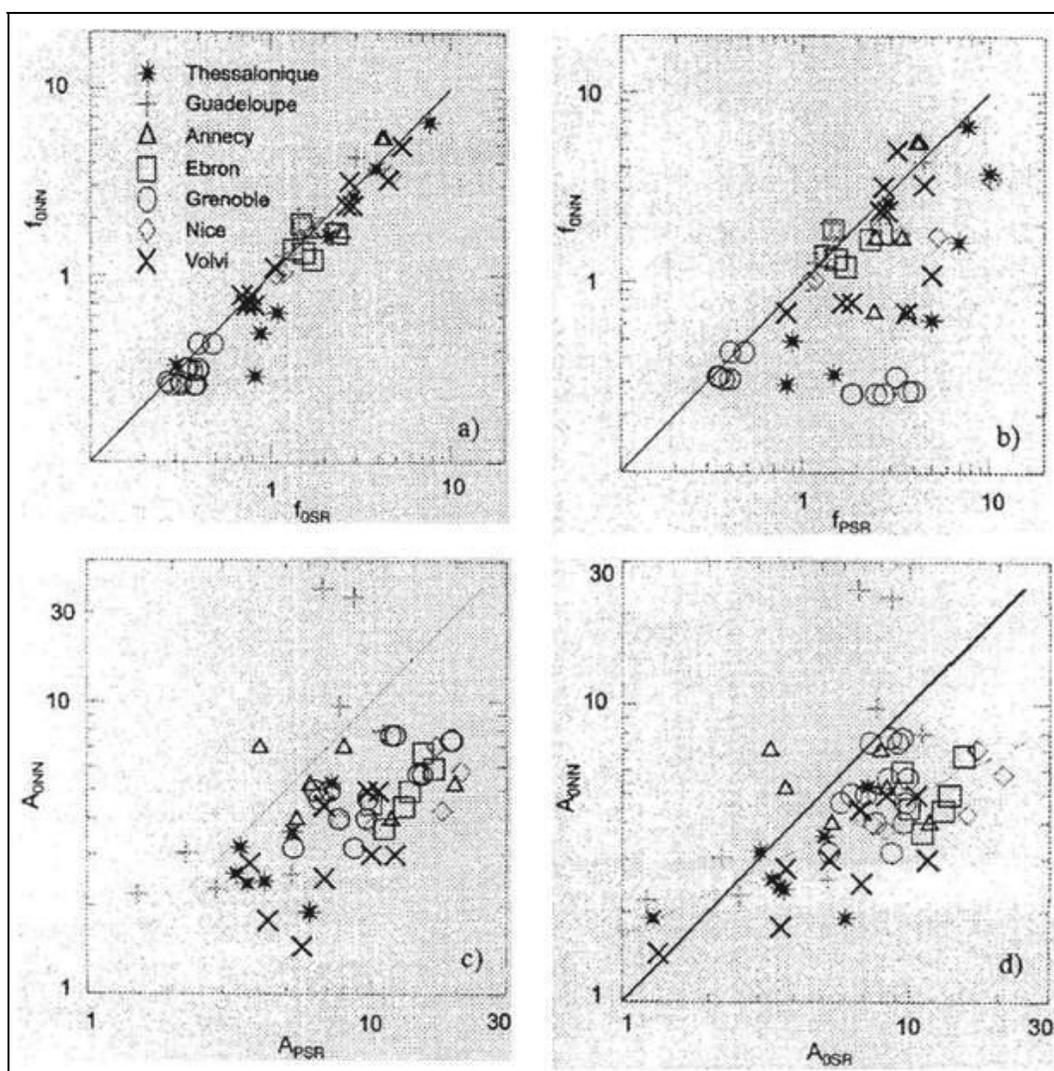


Figura 2.8: Resultados obtenidos para los 33 sitios de suelo aluvial (de Duval et al., 2001).

La Figura 2.8 a) muestra la frecuencia fundamental f_{0NN} como función de f_{0SR} para los 33 sitios aluviales estudiados. Los subíndices NN, SR y RF identifican la técnica usada. Como puede verse, todos los símbolos están agrupados a lo largo de la diagonal $X = Y$. Esto les permitió concluir que la técnica NN provee una estimación muy confiable de la frecuencia fundamental f_{0SR} .

La Figura 2.8 b) muestra f_{PNN} ($=f_{0NN}$) como función de f_{PSR} . La mayoría de los símbolos están ubicados en o debajo de la diagonal $X = Y$. Esta figura muestra que f_{0NN} es generalmente una estimación inferior para la frecuencia pico f_{PSR} .

En la Figura 2.8 c) la amplitud máxima del cociente NN, A_{PNN} o A_{0NN} , fue graficada como una función de A_{PSR} , la amplificación pico medida a partir de cocientes espectrales de terremotos respecto a un sitio de referencia. Como puede observarse, A_{0NN} es mayor que la correspondiente A_{PSR} para solo 6 de los 57 casos estudiados. Esto les permitió concluir que la técnica NN provee una estimación inferior de la amplificación pico para un determinado sitio aluvial. Esto mismo ocurre con la amplitud A_{ORF} , obtenida con la técnica RF (receiver function).

La Figura 2.8 d) nuevamente muestra A_{0NN} , pero como una función de la correspondiente amplificación fundamental A_{0SR} . Las conclusiones a las que arribaron de esta última figura, son las mismas que se obtuvieron al analizar la Figura 2.8 c), es decir que la técnica NN provee una estimación inferior de la amplificación fundamental para un determinado sitio.

Field y Jacob (1995) compararon varias técnicas usadas para la determinación de la respuesta de sitio (variación con la frecuencia de la respuesta del terreno) usando datos de las réplicas del sismo de Loma Prieta de 1989, registrados en Oakland, California y registros de ruido sísmico ambiental. Lo primero que realizaron fue comparar la respuesta de sitio

obtenida a partir de la técnica del cociente espectral tradicional (Borcherdt, 1970) y aquella obtenida de varias técnicas de inversión generalizada (donde el cociente también se realiza respecto a un sitio de referencia). La técnica introducida por Borcherdt (1970) consiste en dividir el espectro observado para el sitio en cuestión por el observado en un sitio próximo a éste, utilizado como referencia (preferentemente ubicado en roca competente). Una de las técnicas de inversión generalizada, la introducida por Andrews (1986), consiste en utilizar datos de varios eventos sísmicos y resolver simultáneamente para todos los efectos fuente/trayectoria y para los efectos de sitio. De esta primera comparación, los autores encontraron que los factores de amplificación obtenidos a partir de las técnicas de inversión generalizada fueron muy similares a los obtenidos a partir de los cocientes espectrales tradicionales. Debido a que no siempre es posible contar con un sitio de referencia, es deseable desarrollar métodos alternativos que no dependan de un sitio de referencia. Con ese objetivo los autores también examinaron tres técnicas que no requieren la existencia de un sitio de referencia y compararon los resultados con los obtenidos de cocientes espectrales sedimento-roca. El primer método alternativo utiliza un esquema de inversión generalizada introducido por Boatwright et al. (1991a), donde los espectros de la onda de corte se representan con un modelo de efectos de fuente y trayectoria parametrizados y un término (que es función de la frecuencia) correspondiente a la respuesta de sitio para cada sitio. Luego los parámetros de la fuente para cada evento, los parámetros de los efectos de trayectoria y la respuesta para cada sitio se resuelven simultáneamente en el sentido de mínimos cuadrados. La segunda técnica consiste en dividir el espectro de la componente horizontal de la onda de corte para cada sitio por el espectro de la componente vertical

observada simultáneamente para cada sitio (Lermo et al., 1993). La última técnica examinada por los autores fue la introducida por Nakamura (1989) para analizar ruido sísmico ambiental. Los autores estudiaron cinco sitios. Cada sitio fue equipado con un geófono de tres componentes (Mark Products L22-D, cuya frecuencia de esquina es de 2 Hz). Los registros consistieron en 18 réplicas, cuyas magnitudes se encontraban entre 2.5 y 4.4 (m_0) y con distancias epicentrales entre ~75 y ~115 km. La Figura 2.9 muestra, para dos sitios, una comparación de varias de las técnicas comparadas por los autores. La Figura 2.9 (a) representa los cocientes espectrales para dos sitios utilizando la técnica de inversión generalizada. La Figura 2.9 (b) representa los cocientes espectrales para los mismos sitios utilizando la técnica de inversión parametrizada. La Figura 2.9 (c) representa los cocientes espectrales promedio entre las componentes horizontal y vertical, para los mismos sitios, utilizando las partes correspondientes a las ondas S de las réplicas del terremoto de Loma Prieta de 1989 y la Figura 2.9 (d) representa el cociente espectral promedio entre las componentes horizontal y vertical de registros de ruido sísmico ambiental.

Fitzco et al. (2007) realizaron un estudio de efectos de sitio (frecuencia fundamental y factor de amplificación) en la ciudad de Trieste (Italia) utilizando diferentes tipos de datos y aplicando diferentes técnicas. Los datos que utilizaron fueron registros de movimiento fuerte, de movimiento débil y de vibración ambiental (microtemblores).

Los autores contaron con datos registrados en tres estaciones sísmicas (DST, TRI y CARC). Los datos de movimiento fuerte consistieron en cinco eventos sísmicos regionales, cuyas magnitudes fueron: Ml 3.8, Ml 5.0, Mb 4.9, Mb 5.1 y Mb 4.5, mientras que las respectivas distancias epicentrales fueron: 112, 240, 381, 73 y 76 km.

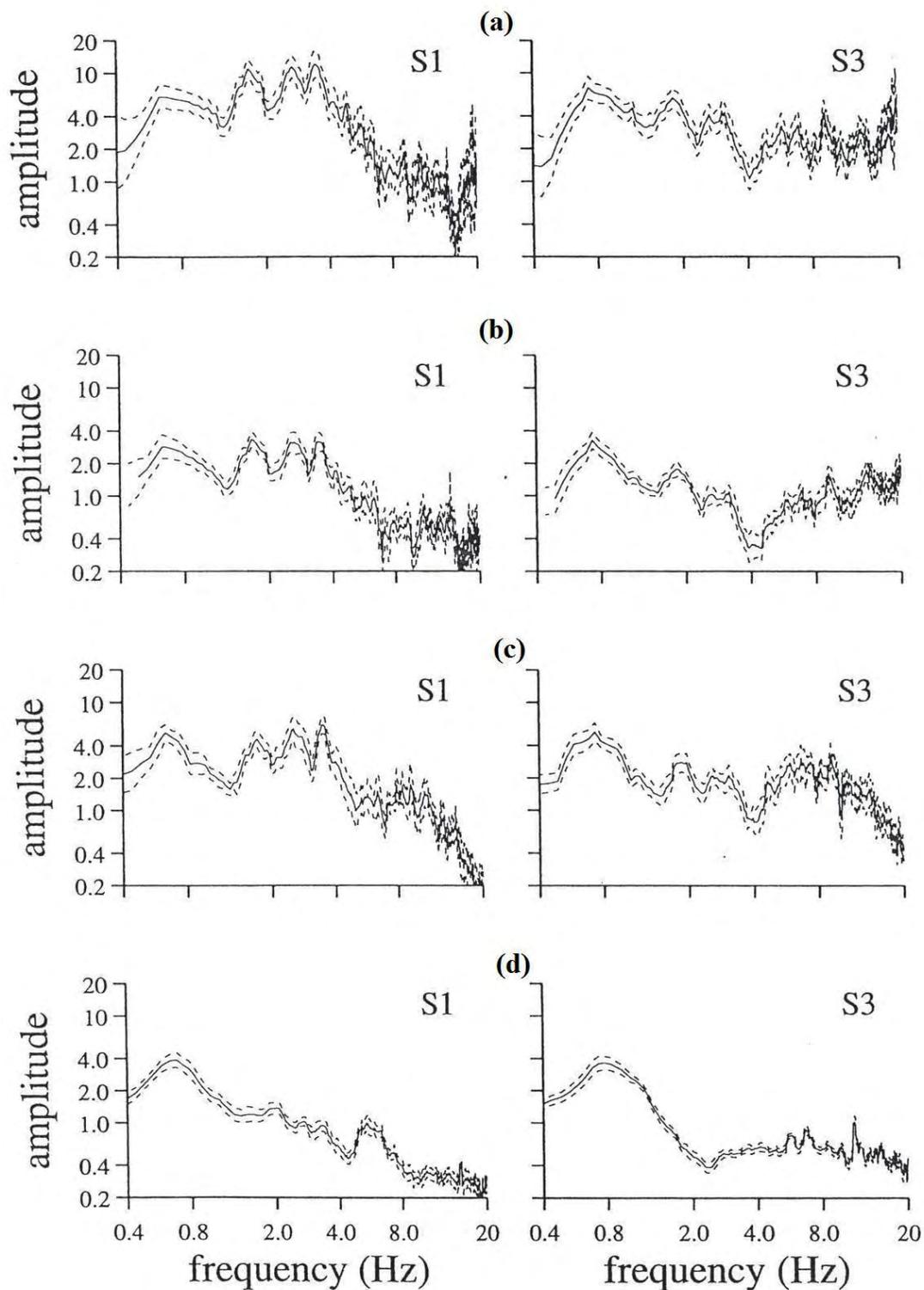


Figura 2.9: Comparación de los resultados obtenidos a partir de las técnicas que no requieren un sitio de referencia (de Field y Jacob, 1995).

Para la evaluación de los efectos de sitio utilizaron inicialmente la técnica del cociente espectral H/V aplicada a datos de movimiento débil y ruido sísmico ambiental.

Posteriormente utilizaron la técnica del cociente espectral respecto a un sitio de referencia, ubicado en roca competente. Para esto utilizaron tanto espectros de Fourier como espectros de respuesta. En adición, se tomaron mediciones de ruido sísmico ambiental en una nueva estación sísmica (CARC) ubicada en el interior de un edificio y se utilizó la técnica de Nakamura con el propósito de poder discriminar entre la frecuencia natural del suelo y las correspondientes al edificio.

Todas las técnicas utilizadas para estudiar los efectos de sitio en la vieja ciudad de Trieste, Italia, mostraron evidencia de importante amplificación para frecuencias de alrededor de 2 Hz, siendo consistente con los resultados obtenidos a partir de un modelo simple unidimensional.

Hasancebi y Ulusay (2006) realizaron una evaluación del factor de amplificación y del periodo fundamental del suelo en Yenisehir, un área propensa a terremotos, ubicada en el Oeste de Turquía, usando diferentes métodos. La amplificación del suelo fue evaluada usando tres métodos: relaciones empíricas basadas en velocidad de la onda de corte, modelado con el programa SHAKE y el cociente espectral H/V con datos de microtemblores (MTM). Los periodos de sitio fueron obtenidos usando dos métodos: modelado con el programa SHAKE y el cociente espectral H/V de datos de microtemblores.

Debido a que la extensión del área estudiada por los autores fue muy grande y como sólo disponían de mediciones de velocidad de la onda de corte (V_s) en los nueve sitios donde se realizaron perforaciones durante el estudio, los autores decidieron obtener relaciones empíricas entre V_s y SPT-N (número de golpes del ensayo de penetración estándar). La

relación obtenida por los autores fue $V_s = 90 N^{0.308}$, para todos los tipos de suelos encontrados en la región. Los factores de amplificación fueron calculados utilizando ecuaciones analíticas desarrolladas por Mirodikawa (1987) (ecuaciones 2.17 y 2.18) y por Borchardt et al. (1991) (ecuaciones 2.19):

$$A = 68 V_1^{-0.6} \quad (V_1 < 1100 \text{ m/s}) \quad (2.17)$$

$$A = 1.0 \quad (V_1 > 1100 \text{ m/s}) \quad (2.18)$$

$$ASHA = 700 / V_1 \quad (2.19)$$

donde,

A: es el factor de amplificación relativo,

ASHA: es la amplificación espectral horizontal promedio en el rango de periodos de 0.4 a 0.2 segundos y

V_1 : es el promedio de la velocidad de la onda de corte hasta una profundidad de 30 metros (m/s).

Para el modelado de suelo se utilizó el programa SHAKE (Ordoñez, 2004), representando la columna de suelo como una serie de capas horizontales. El modelo fue sometido a un movimiento en su base, el cual consistió en la componente Este-Oeste del terremoto de Kocaeli de 1999, cuya magnitud fue M_s 7.4.

Para la aplicación del cociente espectral H/V se realizaron 131 mediciones de vibración ambiental con el propósito de determinar el factor de amplificación y el correspondiente periodo fundamental de sitio. Cada medición fue realizada durante un tiempo de 3 minutos a razón de 100 muestras por segundo. Los resultados utilizados por los autores para realizar la comparación pueden observarse en la Figura 2.10.

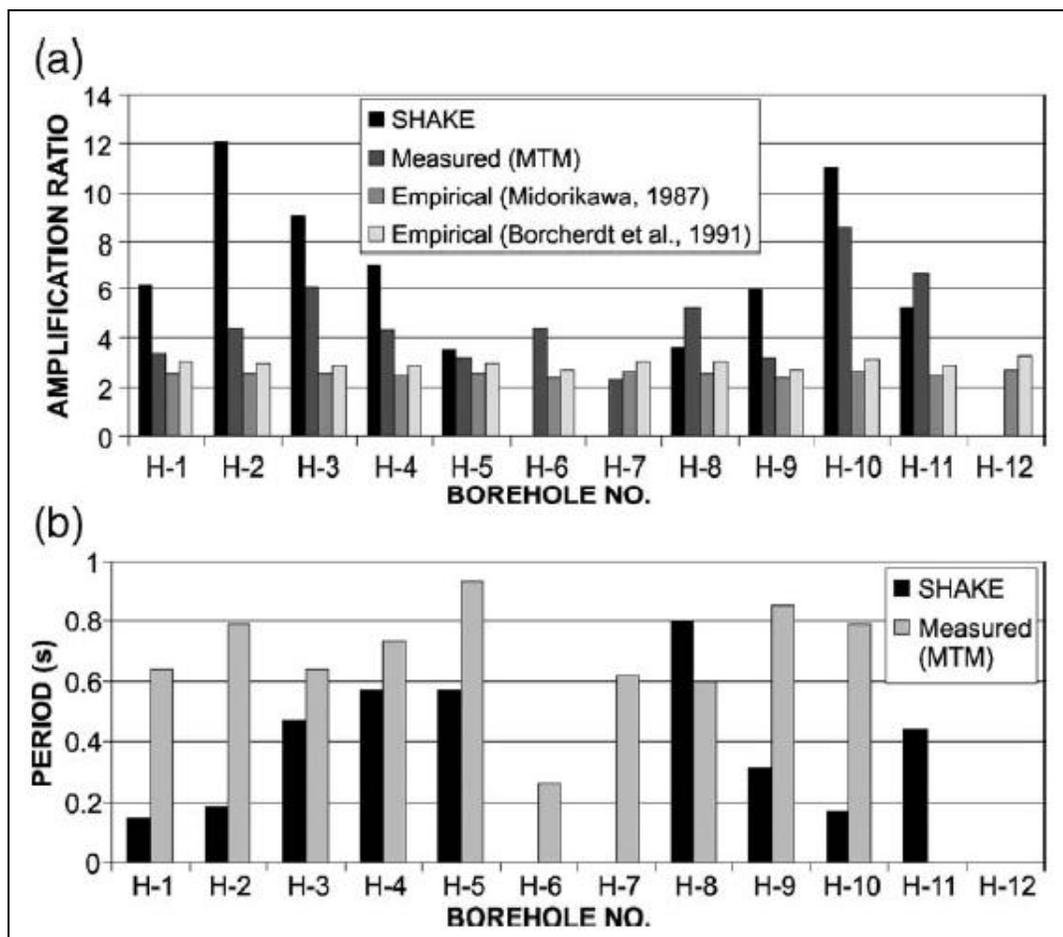


Figura 2.10: Comparación de los factores de amplificación (a) y periodos de sitio (b) para el área de Yenisehir (de Hasancebi y Ulusay, 2006).

De la Figura 2.10 (a) es claro que las amplificaciones obtenidas a partir de las ecuaciones empíricas son considerablemente inferiores que las obtenidas por los otros dos métodos. Esta figura también sugiere que los factores de amplificación obtenidos del programa SHAKE son generalmente mayores que aquellos obtenidos a partir de mediciones de vibración ambiental. Por otro lado, los periodos fundamentales de sitio obtenidos a partir de vibración ambiental son mayores que los obtenidos del programa SHAKE (Figura 2.10 (b)). A modo de resumen, los autores construyeron dos mapas para el área de estudio basados en los resultados

obtenidos a partir de las mediciones de vibración ambiental: uno para los factores de amplificación y otro para los periodos fundamentales de sitio. Estos mapas pueden observarse en las Figuras 2.11 y 2.12, respectivamente.

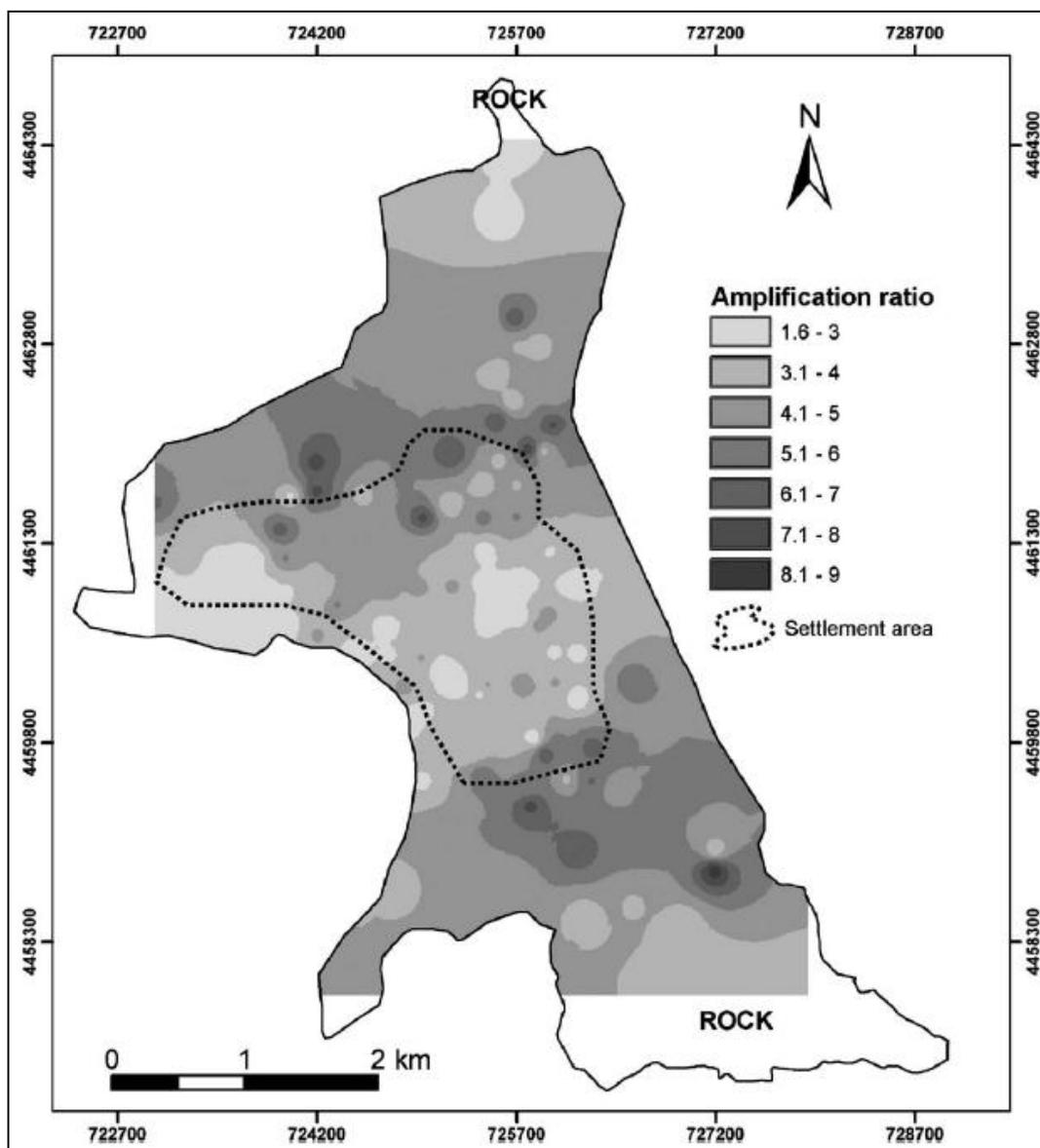


Figura 2.11: Distribución espacial de los factores de amplificación (de Hasancebi y Ulusay, 2006).

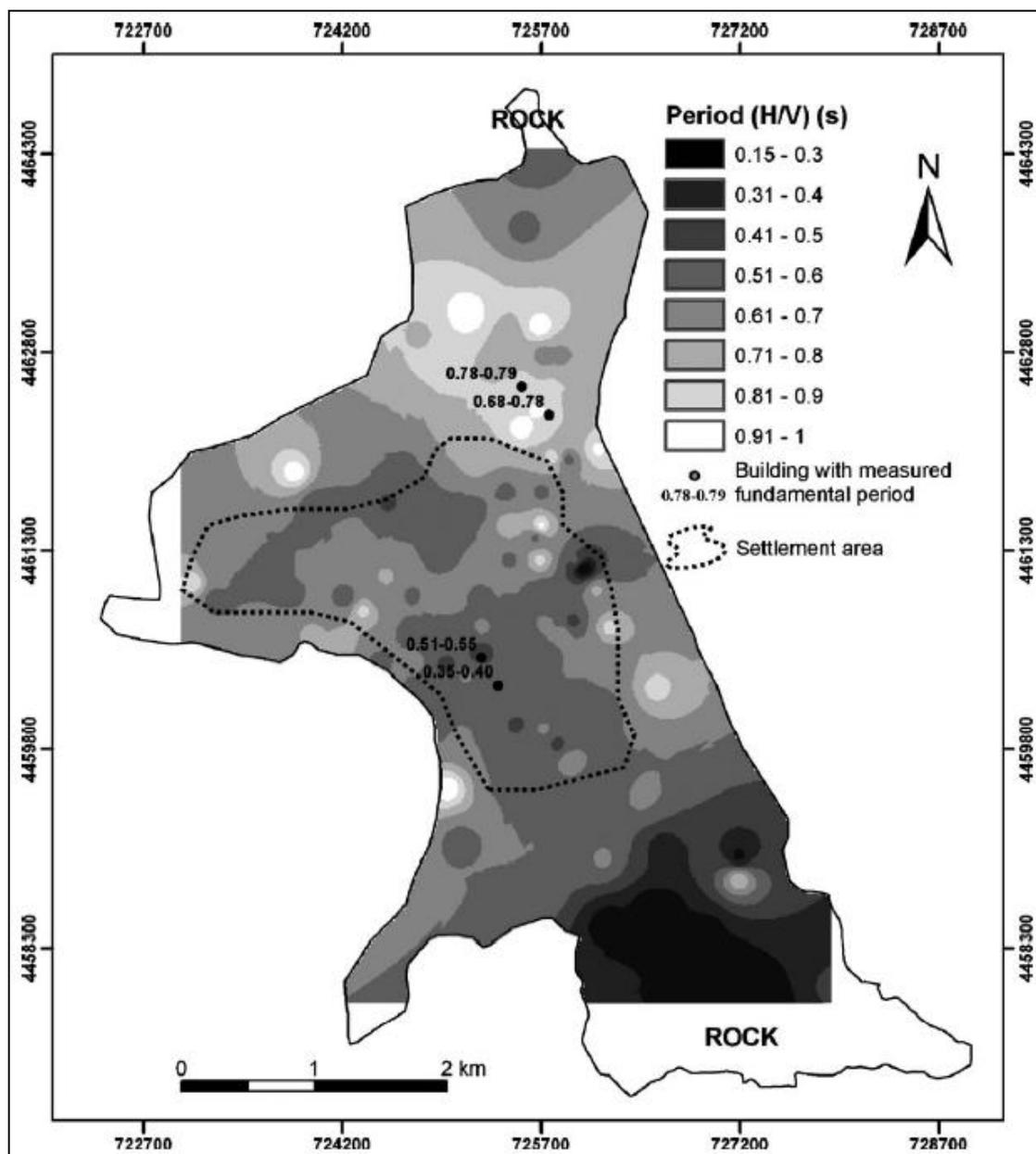


Figura 2.12: Distribución espacial de los periodos fundamentales de sitio (de Hasancebi y Ulusay, 2006).

Las relaciones entre las características espectrales de terremotos y aquellas de microtemblores fueron investigadas por Huang (2002), usando datos de una densa red de estaciones sísmicas (108 estaciones) localizadas en la región suroeste de Taiwán. Los datos utilizados fueron tres terremotos (el terremoto Chi-Chi de 1999 de magnitud $M_w = 7.6$, el

evento principal del terremoto Chia-Yi de 1999 de magnitud $M_I = 6.4$ y la mayor réplica del terremoto Chia-Yi de 1999 de magnitud $M_I = 6.0$), eventos de movimiento débil del terreno y mediciones de vibración ambiental registradas en la mayoría de las estaciones sísmicas. Las mediciones de vibración ambiental fueron registradas a razón de 200 muestras por segundo durante un periodo de 30 minutos. Las técnicas utilizadas fueron el cociente espectral respecto a un sitio de referencia y la técnica del cociente espectral H/V. Las frecuencias fundamentales obtenidas a partir de cocientes espectrales H/V fueron consistentes con aquellas obtenidas de cocientes espectrales respecto a un sitio de referencia. Sin embargo, las características de sitio (factor de amplificación y frecuencia fundamental) obtenidas con datos de movimiento fuerte y débil fueron diferentes. Esto, según los autores, podría explicarse como una probable existencia de un efecto no lineal en los eventos de movimiento fuerte. La Figura 2.13 muestra la comparación de las frecuencias fundamentales obtenidas a partir de registros de terremotos y de mediciones de vibración ambiental utilizando la técnica del cociente espectral H/V, mientras que la Figura 2.14 muestra la comparación entre los factores de amplificación obtenidos a partir de registros de terremotos y de mediciones de vibración ambiental utilizando la misma técnica. Como se observa de la Figura 2.13, las frecuencias obtenidas con ambos tipos de datos son similares para la mayoría de las estaciones sísmicas, siendo mayor la obtenida a partir de datos de microtemblores solo para algunas estaciones. De la Figura 2.14 es evidente que los factores de amplificación, de las frecuencias fundamentales, estimados a partir de datos de terremotos son mayores, para todas las estaciones, que aquellos obtenidos de registros de vibración ambiental.

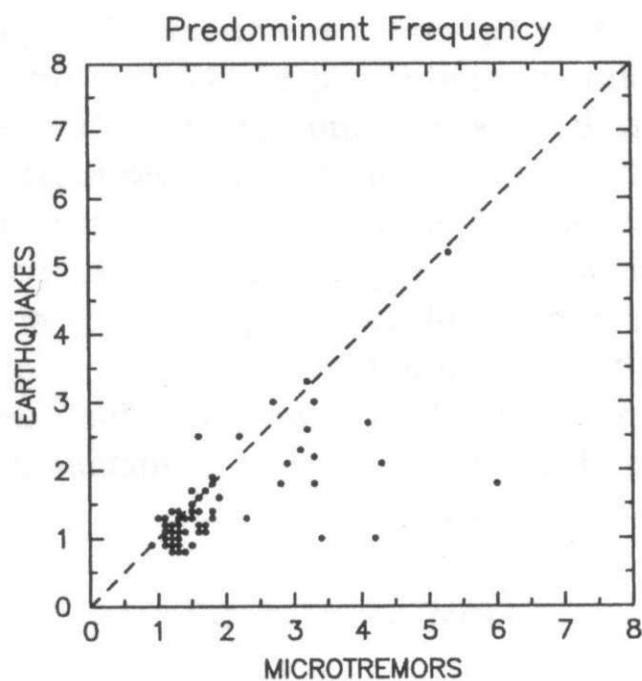


Figura 2.13: Comparación entre las frecuencias fundamentales (Hz) obtenidas de registros de terremotos y aquellas de mediciones de vibración ambiental (de Huang, 2002).

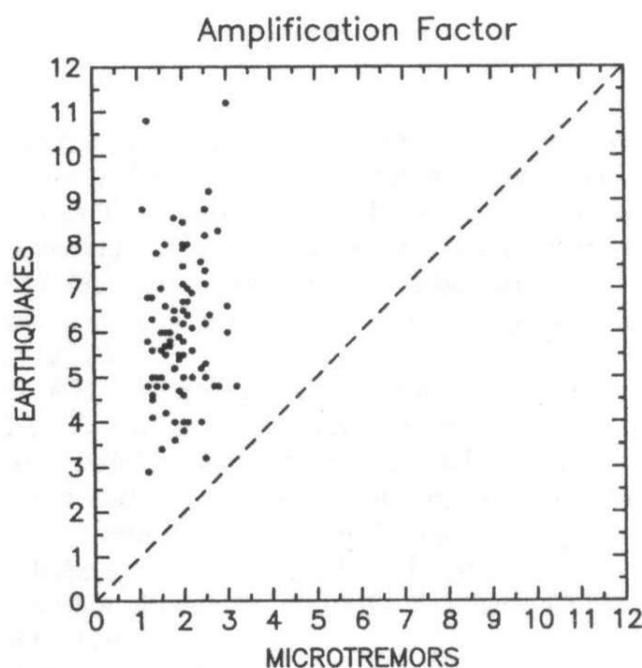


Figura 2.14: Comparación entre los factores de amplificación obtenidos de registros de terremotos y aquellos de mediciones de vibración ambiental (de Huang, 2002).

La Figura 2.15 muestra un mapa de isoperiodos de suelo realizado por Huang para el área de Yun-Chia-nan utilizando los resultados obtenidos a partir de los registros obtenidos de vibración ambiental.

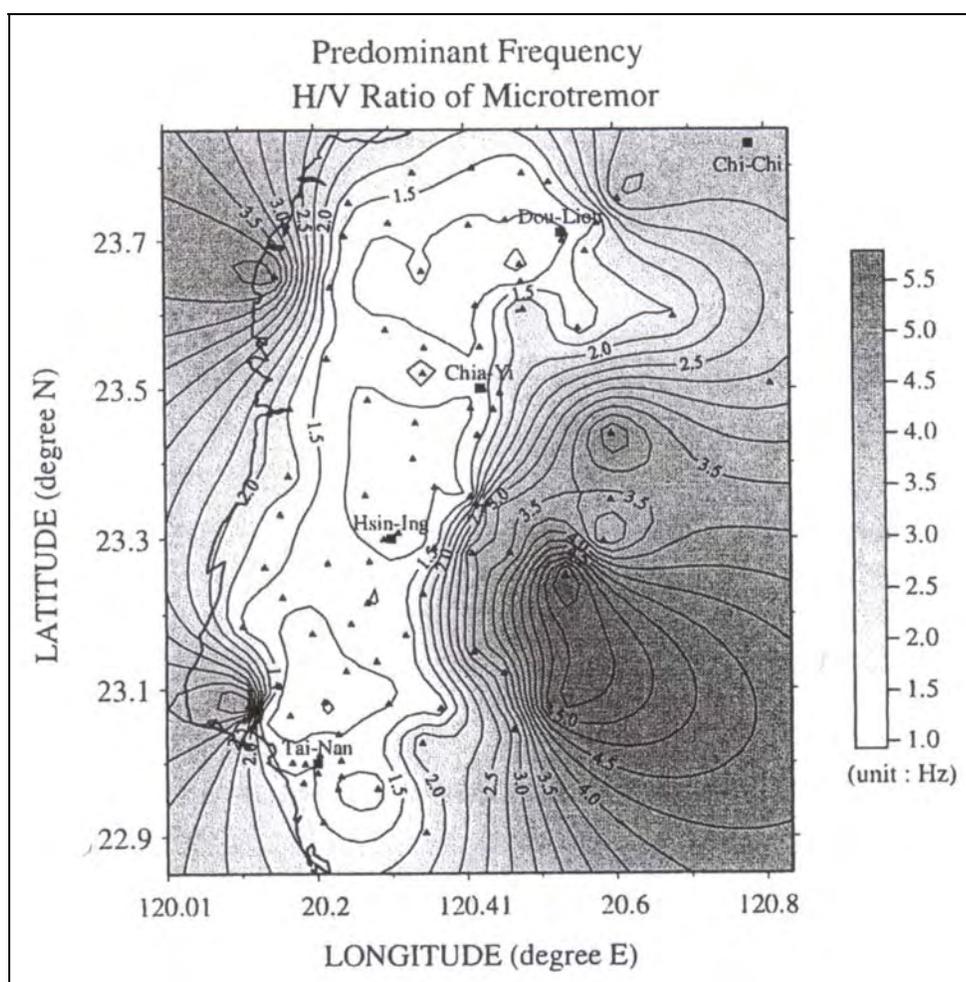


Figura 2.15: Mapa de isoperiodos de suelo del área de Yun-Chia-Nan (de Huang, 2002).

Lermo y Chávez-García (1994) revisaron la aplicabilidad de las mediciones de microtemblores para evaluar la respuesta de sitio de suelos blandos de tres ciudades de México: Ciudad de México, Oaxaca, y Acapulco. Para ello evaluaron tres diferentes técnicas comúnmente usadas para estimar efectos de sitio (periodo fundamental y factor de

amplificación): interpretación del espectro de amplitudes de Fourier, cocientes espectrales respecto a una estación de referencia y, finalmente, cocientes espectrales H/V (la técnica de Nakamura). Con el propósito de evaluar la habilidad de cada técnica para predecir el periodo fundamental y el nivel de amplificación, utilizaron una estimación independiente de los efectos de sitio. Esta consistió en realizar cocientes espectrales, tomando solo la parte correspondiente a la onda S de registros de movimiento débil o fuerte obtenidos en el mismo sitio. La Figura 2.16 muestra los resultados obtenidos para la componente este-oeste de los cuatro sitios analizados de la Ciudad de México, mientras que la Figura 2.17 muestra los resultados obtenidos para la componente norte-sur de los mismos sitios.

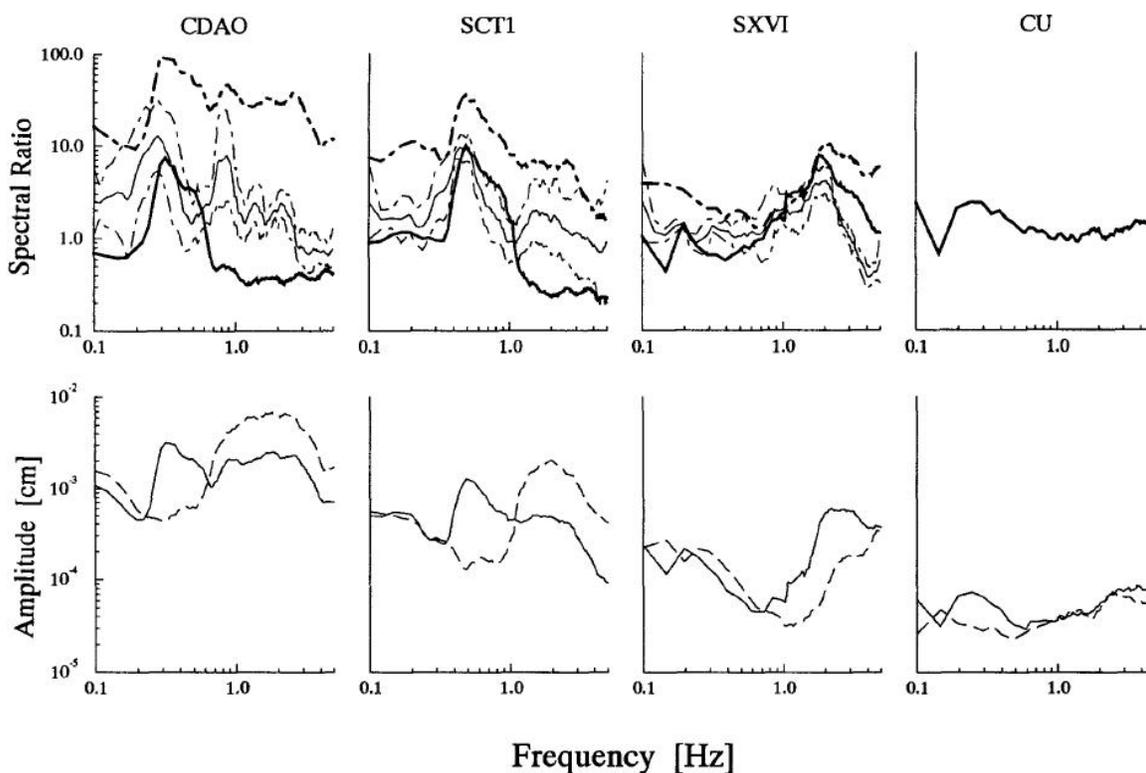


Figura 2.16: Resultados para la Ciudad de México. Componente EO (de Lermo y Chávez-García, 1994).

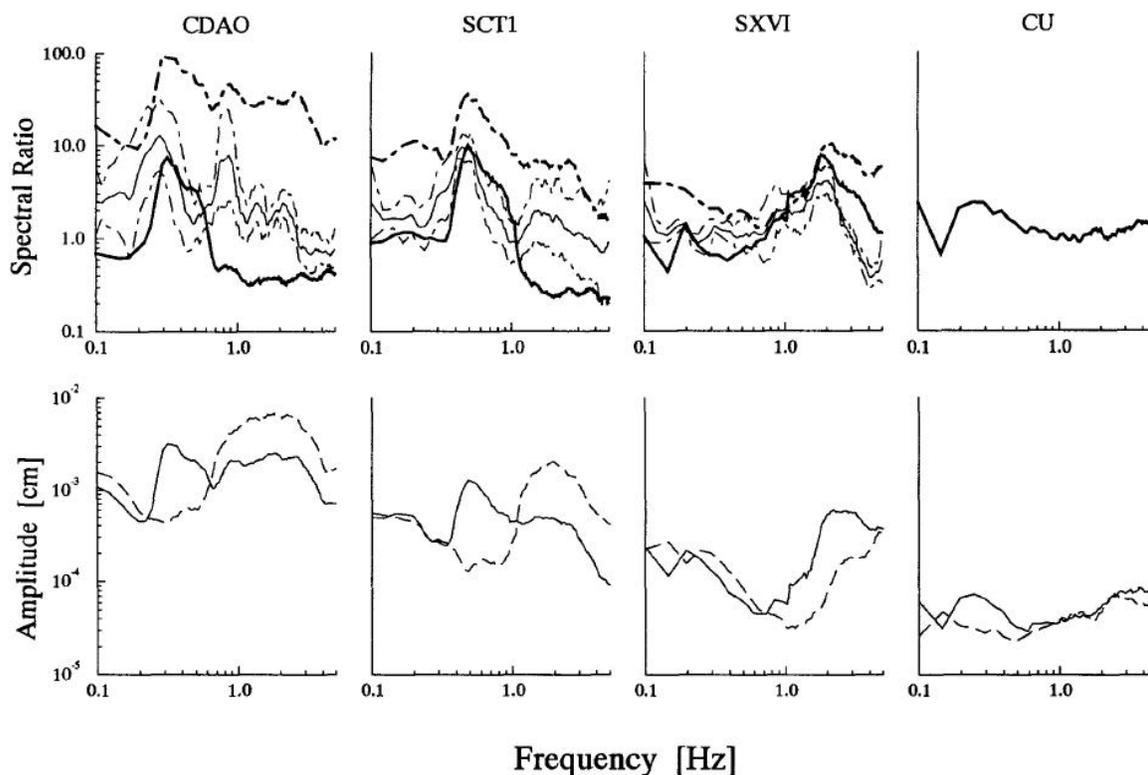


Figura 2.17: Resultados para la Ciudad de México. Componente NS (de Lermo y Chávez-García, 1994).

En las figuras en la primera fila se comparan tres tipos de cocientes espectrales. La línea fina continua representa el cociente espectral promedio de cada sitio respecto a la estación de referencia CU utilizando registros de movimiento fuerte, mientras que las líneas finas punteadas representan el cociente espectral promedio más y menos una desviación estándar. La línea gruesa continua representa el cociente espectral H/V de registros de microtemblores. Cada cociente espectral graficado representa el promedio de ocho mediciones. La línea gruesa punteada representa el cociente espectral promedio de las componentes horizontales de los registros de microtemblores respecto a la correspondiente componente horizontal registrada en la estación de referencia CU.

Los autores encontraron una muy buena correlación en el valor de la frecuencia a la cual ocurre el máximo entre los cocientes espectrales de microtemblores y aquellos obtenidos a partir de movimientos fuertes. Sin embargo, las amplitudes obtenidas a partir de cocientes espectrales de microtemblores respecto al sitio de referencia CU fueron muy diferentes a los valores obtenidos de movimientos fuertes.

La fila inferior de las Figuras 2.16 y 2.17 presenta el espectro de amplitudes de Fourier de los registros de microtemblores para cada sitio. Cada espectro resulta del promedio de ocho ventanas de 40 segundos. La línea continua corresponde a la componente EO (Figura 2.16) o NS (Figura 2.17) y la línea de trazos al movimiento vertical. Resultados similares se obtuvieron para las otras dos ciudades investigadas por los autores.

Por lo tanto, los autores concluyen diciendo que las mediciones de microtemblores pueden ser utilizadas para estimar el periodo predominante de un sitio con una aceptable confiabilidad en el rango de frecuencias de 0.3 a 5 Hz. Los mejores resultados fueron obtenidos con la técnica de Nakamura, la cual también da una estimación aproximada de la amplificación de las ondas sísmicas cuando la geología local es relativamente simple.

Molnar y Cassidy (2006) examinaron la aplicabilidad del método de cocientes espectrales, comparando la respuesta de sitio usando microtemblores y registros de movimiento débil ($< 3.5\%$ g) para siete estaciones sísmicas permanentes en Victoria, Columbia Británica, Canadá. Para cada sitio se compararon el cociente espectral respecto a un sitio de referencia, el cociente espectral promedio H/V de hasta cinco registros de movimiento débil, y el método de Nakamura aplicado a microtemblores. Para las primeras dos técnicas, los autores utilizaron las componentes SH y SV, obtenidas a partir de la rotación de las componentes horizontales, en lugar de las componentes norte-sur y este-oeste.

Una comparación de las tres técnicas de cocientes espectrales utilizadas por los autores se muestran en las Figuras 2.18 (componente norte-sur) y 2.19 (componente este-oeste)

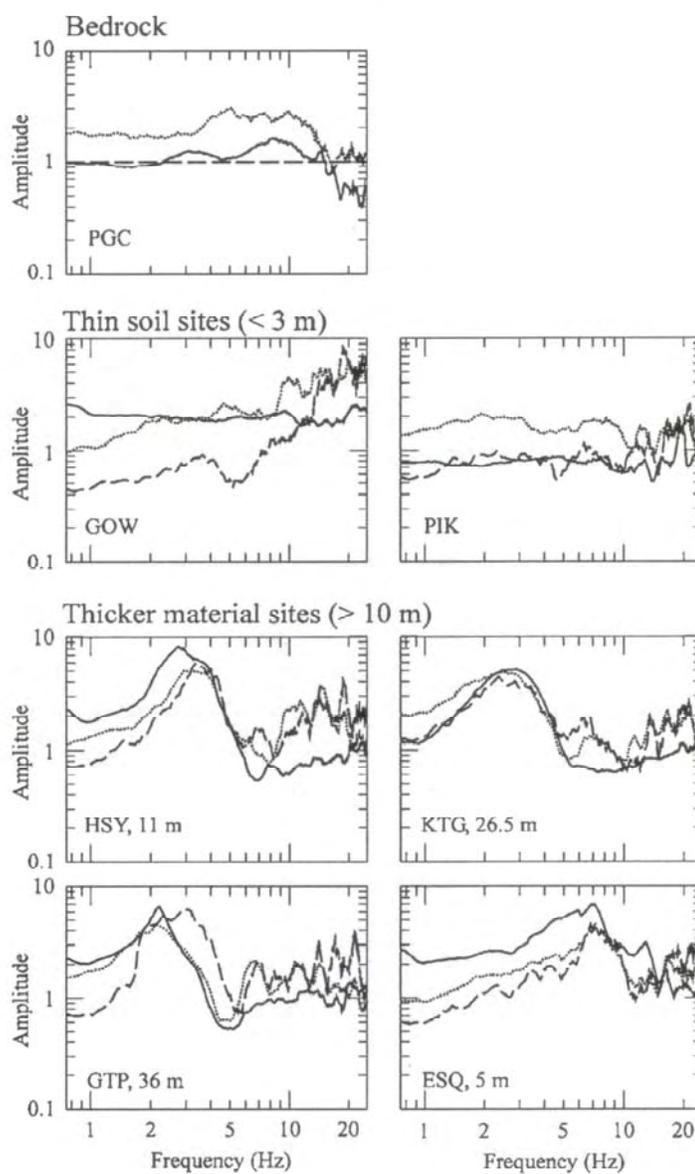


Figura 2.18: Comparación de tres técnicas de cocientes espectrales. Componente NS (de Molnar y Cassidy, 2006).

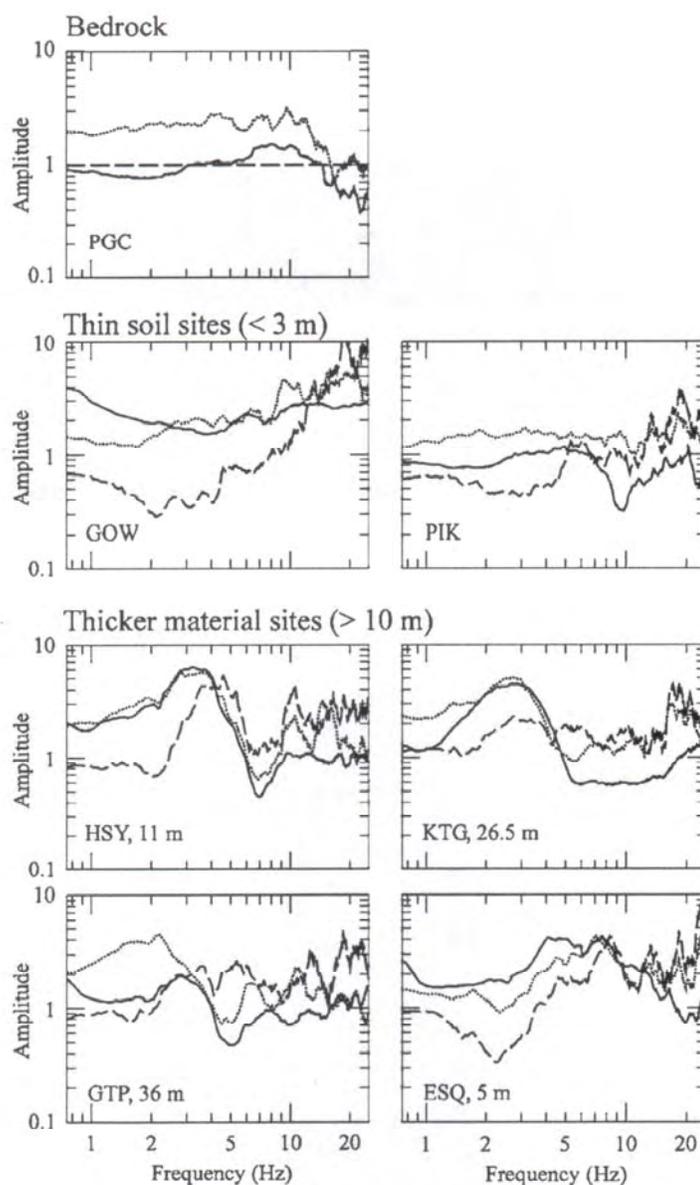


Figura 2.19: Comparación de tres técnicas de cocientes espectrales. Componente EO (de Molnar y Cassidy, 2006).

La línea continua representa el cociente espectral promedio H/V para la dirección norte-sur (Figura 2.18) o este-oeste (Figura 2.19) de registros de microtemblores, la línea punteada representa el cociente espectral promedio SV/V (Figura 2.18) o SH/V (Figura 2.19) de los registros de terremotos y la línea de trazos representa el cociente espectral respecto a un sitio

de referencia de la componente SV (Figura 2.18) o SH (Figura 2.19) de registros de terremotos. Para las últimas dos técnicas, el terremoto utilizado por los autores fue el terremoto de movimiento débil de Nisqually, Washington de 2001, cuya magnitud fue M_w 6.8.

De los resultados obtenidos, los autores concluyen diciendo que independientemente de la fuente de excitación (terremotos de movimiento débil o microtemblores) y del método utilizado, se encontraron amplitudes pico y frecuencias fundamentales similares. Sin embargo, la amplificación pico obtenida a partir de microtemblores debe ser considerada como una estimación inferior de la respuesta de sitio a terremotos.

Ojeda y Escallón (2000) realizaron una comparación entre diferentes técnicas para la evaluación de periodos fundamentales de suelos blandos en el área urbana de la ciudad de Pereira, Colombia. Utilizaron tanto registros de movimientos fuertes y débiles como de microtemblores. Las técnicas comparadas fueron: espectro de respuesta (para un amortiguamiento del 5%), análisis de Fourier, el método de Kagami (cociente espectral respecto a un sitio de referencia, utilizando la contribución de la parte correspondiente a la onda S del registro) y la técnica de Nakamura. La ciudad de Pereira ha sido instrumentada con siete estaciones acelerográficas (Figura 2.20). Una de ellas (FILO) fue ubicada sobre roca sólida y las restantes fueron instaladas sobre suelos blandos representativos de la región (códigos CAST, UTP, MAZP, BATA, ROSA Y STRC). Este arreglo de estaciones sísmicas ha registrado 11 terremotos de magnitudes (M_l) entre 4.5 y 6.5, distancia hipocentral entre 70 y 400 km, y los mismos fueron de superficiales a profundos (hasta 160 km). Solo uno de estos terremotos fue considerado como de movimiento fuerte (terremoto ocurrido el día 19 de febrero de 1997, cuya magnitud fue de 6.4), los restantes son de movimiento débil.

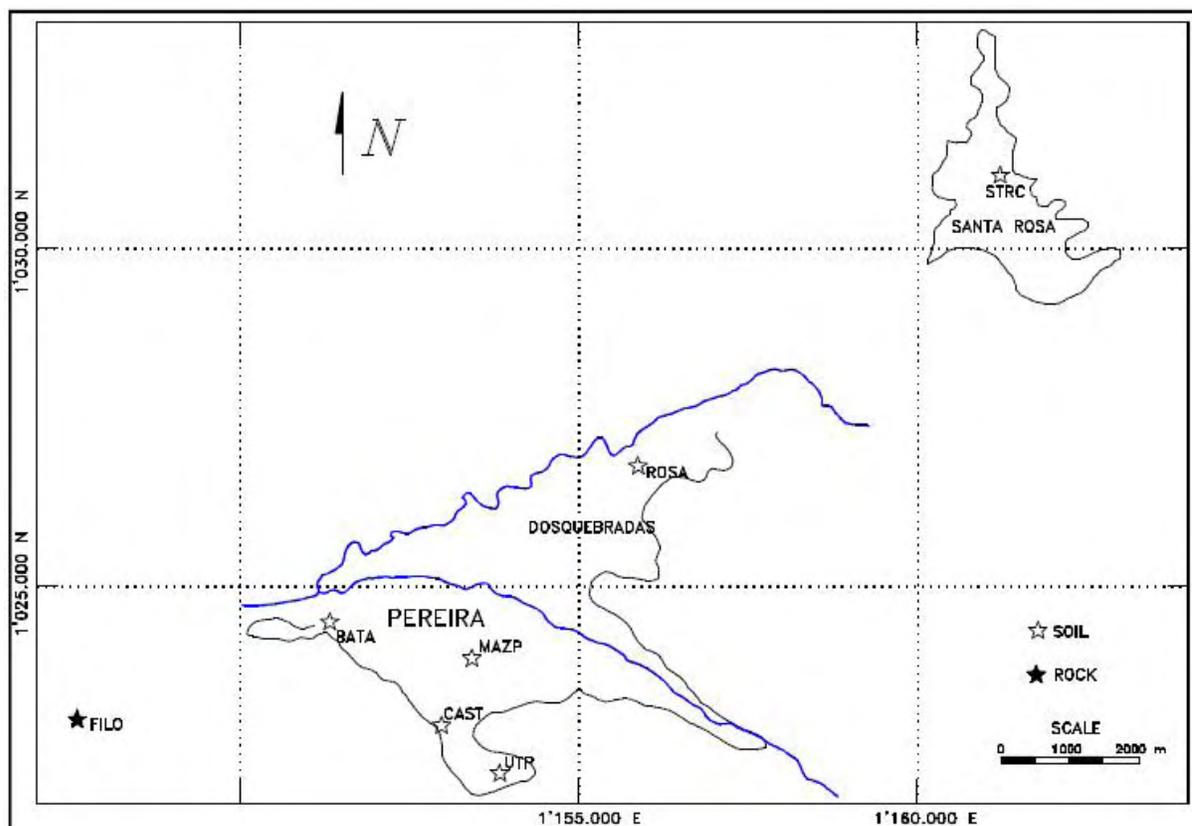


Figura 2.20: Mapa con la ubicación de las estaciones sísmicas (de Ojeda y Escallon, 2000).

La Tabla 2.1 muestra un resumen de los resultados obtenidos del análisis de los diferentes tipos de datos con las diferentes técnicas. De los resultados obtenidos, los autores concluyeron que las tres técnicas conducen a resultados similares cuando se usan para el análisis de registros de movimiento débil; para registros de movimiento fuerte solo el análisis de Fourier y la técnica de Kagami producen buenos resultados, mientras que para microtemblores la técnica de Nakamura muestra buenos resultados. A modo de resumen, los investigadores construyeron un mapa de isoperiodos de suelo para la ciudad de Pereira, Colombia (Figura 2.21).

Tabla 2.1: Periodos fundamentales de sitio obtenidos para distintas estaciones sísmicas y utilizando diferentes datos y técnicas (de Ojeda y Escallon, 2000).

TÉCNICA	UTP	CAST	MAZP	BATA	ROSA
Strong Motion Spectra	0.450	0.600	0.650		
Strong Kagami	0.475	0.550	0.600		
Strong Fourier	0.471	0.620	0.600		
Strong Nakamura	0.512	0.620	0.600		
Weak Spectra	0.450	0.600	0.550	0.300	0.800
Weak Fourier	0.436	0.620	0.570	0.281	0.795
Weak Nakamura	0.436	0.689	0.600	0.285	0.792
Microtremor Fourier	0.488	0.620	0.620	0.250	0.620
Microtremor Nakamura	0.465	0.581	0.620	0.306	0.600

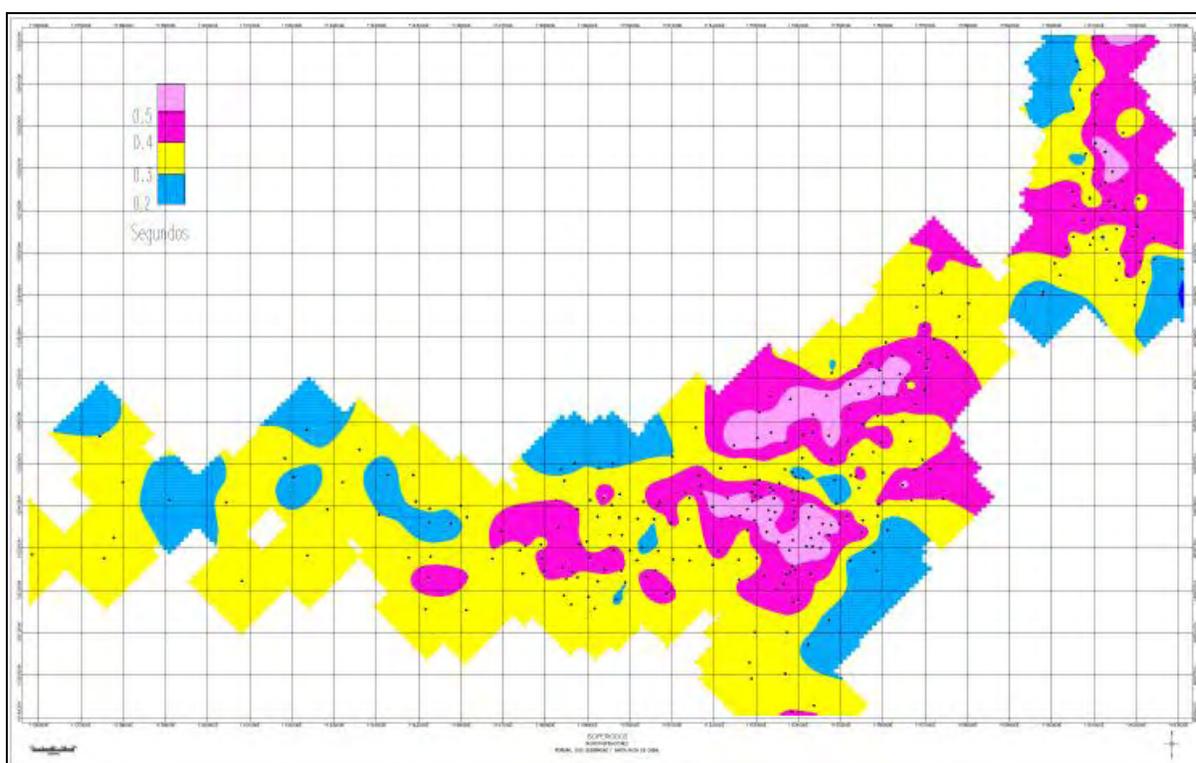


Figura 2.21: Mapa de isoperiodos de suelo de la ciudad de Pereira, Colombia (de Ojeda y Escallón, 2000).

Un estudio de microzonificación sísmica para mitigación del riesgo sísmico fue realizado por Parolai et al. (2004) en el área de Colonia, Alemania. En este estudio se utilizaron dos tipos de datos, registros de ruido sísmico ambiental y de terremotos. Las

técnicas que se emplearon y compararon fueron: cociente espectral de Nakamura utilizando ambos tipos de datos y la técnica de Kagami (cociente espectral respecto a un sitio de referencia, utilizando la contribución de la parte correspondiente a la onda S del registro) con registros de terremotos. Las observaciones y conclusiones a las que arribaron fueron las siguientes: (1) La frecuencia fundamental es estable en el tiempo, pero la amplitud del pico (factor de amplificación) no lo es; (2) la variación de la amplificación relativa del cociente H/V debe ser revisada sistemáticamente con repetidas mediciones antes de establecer conclusiones sobre su significancia; (3) el análisis del cociente H/V de los registros de ruido ambiental permite determinar la frecuencia fundamental de sitio; y (4) generalmente las formas de los cocientes espectrales obtenidos por los diferentes métodos se corresponden entre sí.

Rodríguez y Midorikawa (2001) examinaron la confiabilidad de la estimación de la respuesta de sitio obtenida por medio de cocientes espectrales H/V de microtemblores, comparando los resultados obtenidos con los correspondientes a los cocientes espectrales respecto a un sitio de referencia. El estudio se concentró en la ciudad de Yokohama, Japón, cuya ubicación puede observarse en la Figura 2.22. Actualmente Yokohama cuenta con una red de movimiento fuerte compuesta de 150 sitios instrumentados (Figura 2.23). Los datos de movimiento fuerte consistieron en acelerogramas de tres eventos, cuyos epicentros pueden observarse en la Figura 2.22. Los datos de microtemblores consistieron en tres registros obtenidos en cada estación sísmica utilizando un velocímetro triaxial, el cual posee una respuesta aproximadamente plana entre 0.2 y 10 Hz.

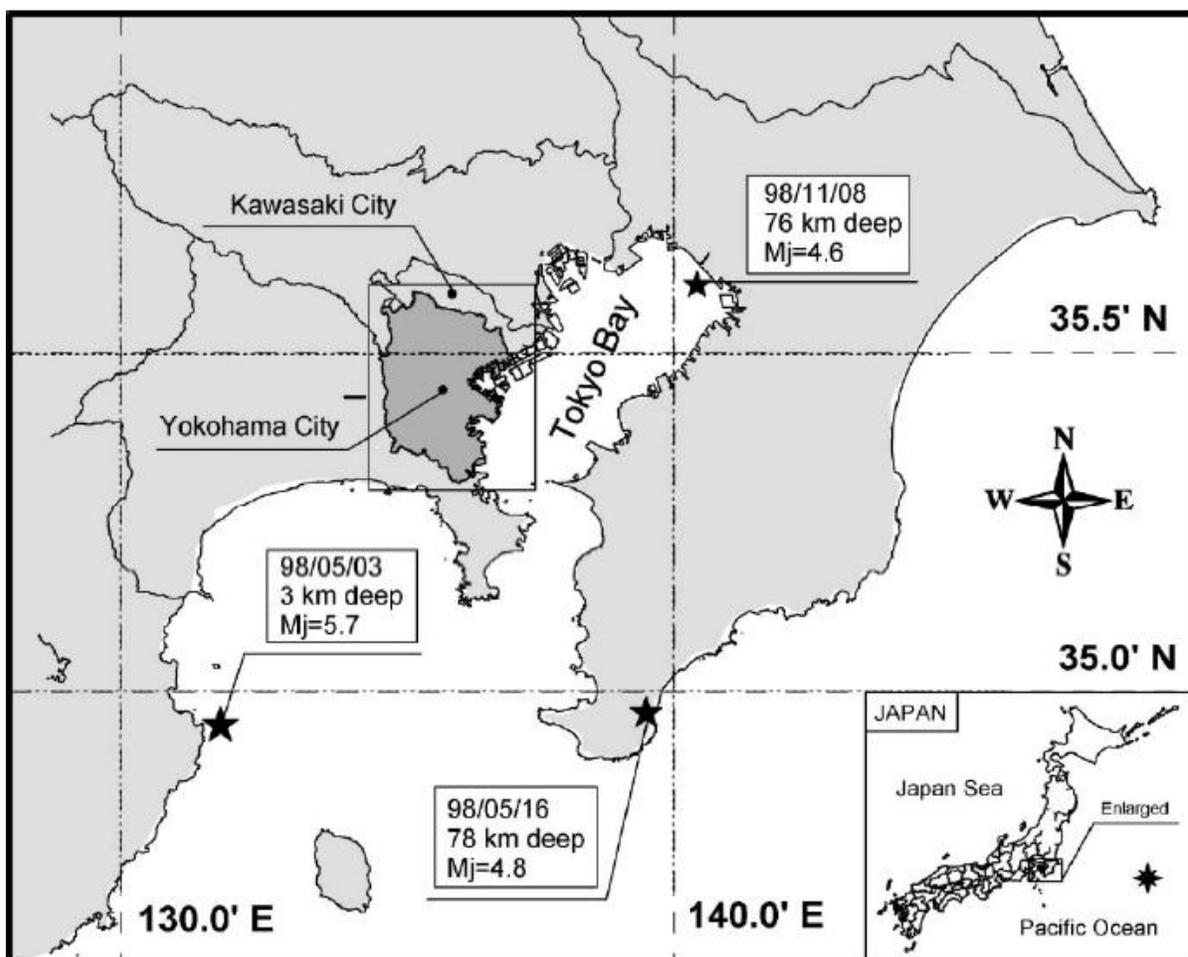


Figura 2.22: Ubicación de la ciudad de Yokohama, Japón y de los epicentros utilizados en el análisis (de Rodríguez y Midorikawa, 2001).

A partir de los resultados obtenidos, los autores reportan que encontraron una buena coincidencia entre la técnica del cociente espectral H/V aplicada a microtemblores y la técnica del cociente espectral respecto a un sitio de referencia aplicada a movimientos fuertes del terreno en el 80% de los 150 sitios estudiados.

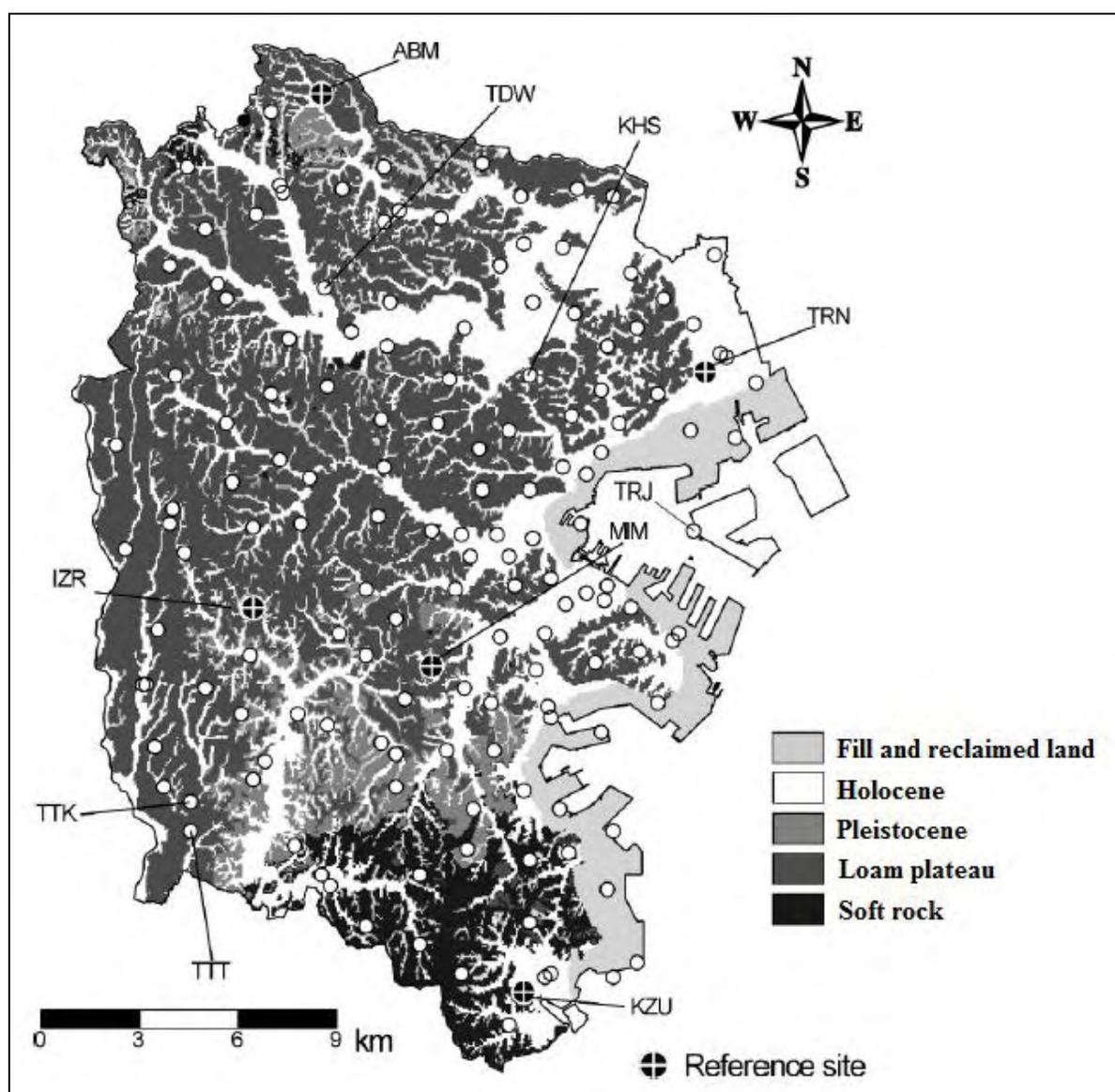


Figura 2.23: Red sísmica de la ciudad de Yokohama y sus características geomorfológicas (de Rodríguez y Midorikawa, 2001).

Haghshenas et al. (2008) realizaron una evaluación exclusivamente empírica de las capacidades actuales de la técnica del cociente espectral Horizontal/Vertical para proveer información confiable y relevante de las condiciones de sitio y/o de la amplificación de sitio. Este objetivo fue abordado a través del re-procesado de un gran volumen de datos, tanto de terremotos como de ruido sísmico ambiental registrados por diferentes grupos de

investigación en más de 200 sitios ubicados principalmente en Europa, pero también en el Caribe y en Teherán (Irán). Se calcularon los cocientes espectrales respecto a una estación de referencia (SSR), los cocientes espectrales H/V de terremotos (HVSRE, así llamado por los autores) y los cocientes espectrales H/V de ruido ambiental (HVS RN, así llamado por los autores). De las curvas espectrales obtenidas con estas tres técnicas, se estimó que sólo para 104 sitios los resultados, en términos de frecuencia fundamental, amplitud y banda de amplificación, fueron confiables. El primer resultado importante que obtuvieron fue una muy buena correlación entre las frecuencias fundamentales obtenidas con cada técnica en el 81% de los sitios analizados. La falta de correlación se presentó en sitios de capas muy gruesas, de baja frecuencia y continentales donde el nivel del ruido natural es usualmente muy bajo y el cociente H/V no exhibe ningún pico claro. El segundo resultado importante fue la ausencia de correlación entre la amplitud pico obtenida del cociente espectral H/V y la amplificación actual del sitio medida a partir de cocientes espectrales entre el sitio en cuestión y un sitio de referencia en roca. Obtuvieron, sin embargo, dos resultados importantes acerca de la amplitud de la curva H/V. El primero fue que la amplitud pico puede ser considerada como una estimación inferior de la amplificación real indicada por SSR (fue inferior para el 79% de los 104 sitios investigados). El segundo resultado fue que la diferencia en amplitud exhibe cierta correlación con las características geométricas de la interfaz sedimento/basamento: las diferencias SSR/HV mayores permitieron ayudar a detectar la existencia de efectos 2D o 3D importantes.

2.3.3 Aplicación de la técnica de Nakamura a registros de movimiento fuerte

Algunos autores han estudiado la aplicabilidad de la técnica del cociente espectral entre las componente horizontal y vertical para registros de movimientos fuertes con el propósito de determinar la respuesta del sitio (frecuencia fundamental y factor de amplificación).

La aplicabilidad del método H/V basado en el cociente espectral entre las componentes horizontal y vertical de movimientos fuertes fue examinada por Huang y Teng (1999) para la estimación de la respuesta del sitio (frecuencia fundamental del suelo y su factor de amplificación) usando datos del terremoto de Northridge, ocurrido el 17 de enero de 1994 de magnitud M_w 6.7. Para el análisis utilizaron solo la parte correspondiente a la onda S del registro y usaron tanto datos del registro principal como de varias réplicas. Para la comparación utilizaron como método de control el cociente espectral respecto a un sitio de referencia ubicado en roca competente. La Figura 2.24 muestra la ubicación de dos estaciones sísmicas que registraron el evento principal y que fueron utilizadas para realizar la comparación, mientras que la Figura 2.25 muestra los resultados obtenidos por los autores.

A partir de los resultados obtenidos, los autores concluyen diciendo que el cociente espectral H/V aplicado a registros de movimiento fuerte es capaz de predecir razonablemente la frecuencia fundamental y el nivel de amplificación de la respuesta de un sitio, especialmente para aquellos sitios en la vecindad de los epicentros.

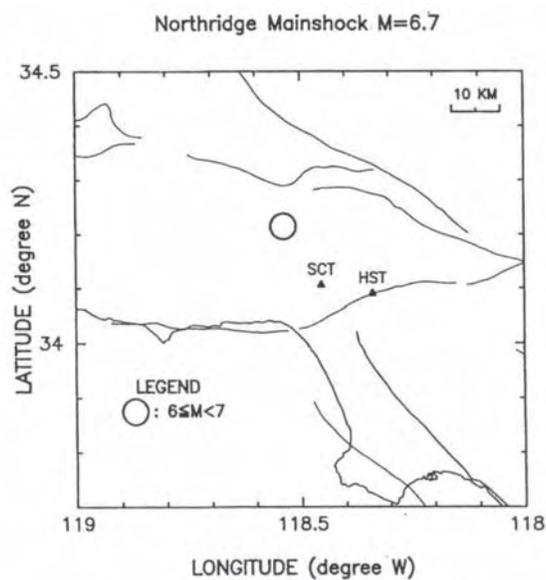


Figura 2.24: Terremoto de Northridge y dos estaciones sísmicas, SCT en roca y HST en suelo (de Huang y Teng, 1999).

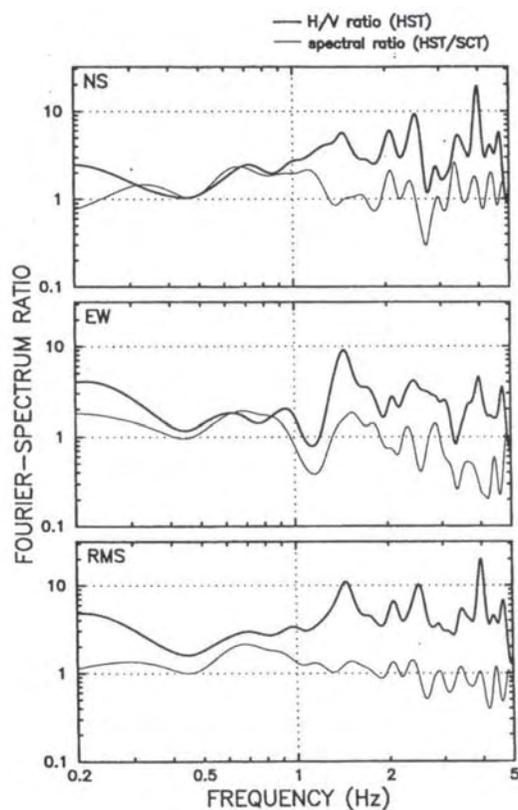


Figura 2.25: Cocientes espectrales para el terremoto de Northridge según estaciones sísmicas SCT y HST. RMS: media cuadrática (de Huang y Teng, 1999).

Un análisis similar al anterior fue realizado por Lermo y Chávez-García (1993) en tres diferentes ciudades de México: Oaxaca, Acapulco y Ciudad de México. Estas ciudades son muy diferentes por sus contextos geológicos y tectónicos y también por la gran diferencia en la distancia epicentral a las principales zonas sismogénicas que afectan a cada ciudad.

En la parte inicial del informe los autores, basados en dos líneas de argumentos, explican por qué la técnica del cociente espectral H/V, la cual fue concebida para analizar registros de microtemblores, debería también permitir analizar la parte correspondiente a la onda S de sismogramas. En primer lugar explican que la Ciudad de México es un caso muy importante en cualquier estudio de efectos de sitio, debido a que la amplificación del movimiento del suelo ha alcanzado valores de 50 para ciertos valores de frecuencias durante el gran terremoto de Michoacán de 1985 (Singh et al., 1988a). Sin embargo, más allá de los grandes efectos de sitio, la componente vertical del desplazamiento tuvo similares amplitudes a pesar del tipo de suelo presente en cada estación. Pareciera entonces que la componente vertical no está sujeta a efectos de sitio muy importantes como los que afectan a la componente horizontal y puede ser así utilizada en la medición de movimiento del terreno incidente para condiciones locales del sitio.

La otra línea de argumentos la basaron en un simple modelado numérico. Usaron un modelo estratigráfico 1-D de una estación sísmica de la Ciudad de México cuyas características pueden observarse en la Tabla 2.2. La Figura 2.26 muestra las funciones de transferencia obtenidas usando el método de Haskell (Aki y Richards, 1980) para cuatro diferentes ángulos de incidencia. La excitación utilizada consistió en ondas SV planas con cuatro diferentes ángulos de incidencia respecto a la vertical.

Tabla 2.2: Propiedades mecánicas del modelo estratigráfico de la estación sísmica SCT de la Ciudad de México (de Lermo y Chávez-García, 1993).

Layer	Thickness	ρ [g/cm ³]	α [m/s]	β [m/s]	ξ_P	ξ_S
1	4.0	1.2	800	70	0.01	0.02
2	27.0	1.2	800	75	0.01	0.02
3	7.0	1.2	800	110	0.01	0.02
Half-space		2.0	1500	900	0.005	0.01

ρ = density; α = *P*-wave velocity; β = *S*-wave velocity; ξ_P = damping of *P* waves; ξ_S = damping of *S* waves.

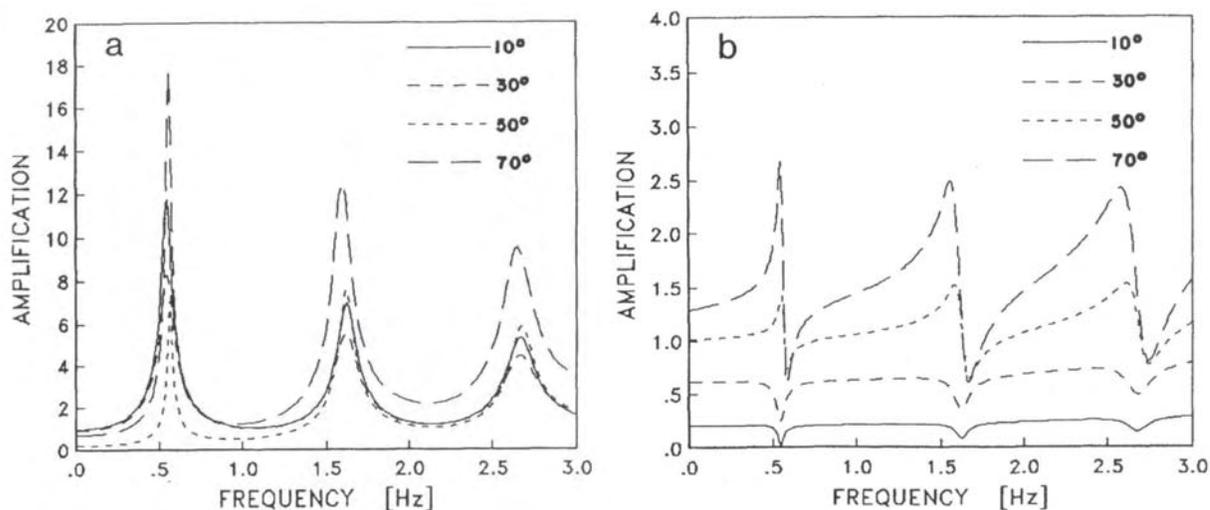


Figura 2.26: Funciones de transferencia del movimiento horizontal (a) y vertical (b) respecto al movimiento horizontal incidente para el modelo de la Tabla 2.2 (de Lermo y Chávez-García, 1993).

La amplificación fue medida respecto al movimiento horizontal incidente. Lo importante para destacar de la Figura 2.26 es que las variaciones de la amplificación vertical como una función de la frecuencia para un cierto ángulo de incidencia son pequeñas, casi siempre inferiores a un factor de 2 y ciertamente mucho menores que aquellas de la componente horizontal, las cuales alcanzan un factor mayor a 20. Los autores utilizaron las funciones de transferencia de la Figura 2.26 para calcular el cociente de Nakamura.

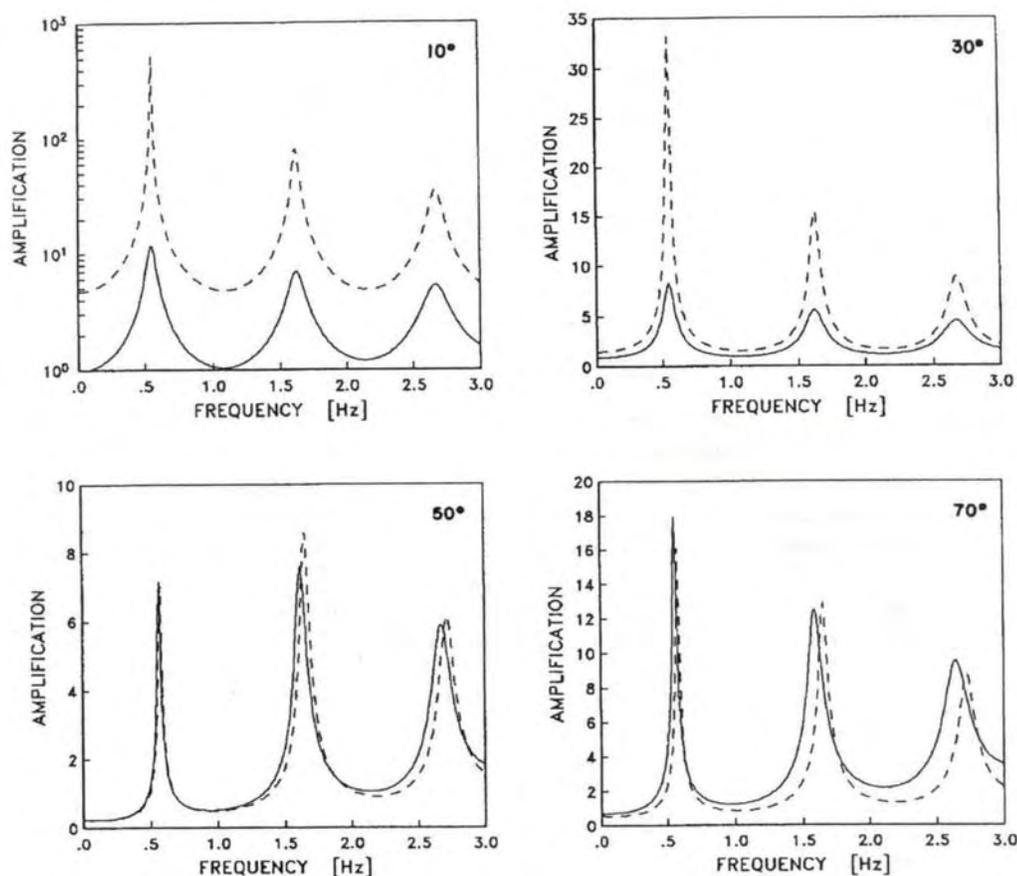


Figura 2.27: Funciones de transferencia horizontal para el modelo estratigráfico de la Tabla 2.2 y para cuatro ángulos de incidencia de la onda plana SV (de Lermo y Chávez-García, 1993).

La Figura 2.27 muestra, en línea continua, el cociente espectral entre el movimiento horizontal en la superficie y el movimiento horizontal de las ondas incidentes en la interfaz suelo-roca, mientras que en línea de trazos se representa el cociente espectral entre las componentes horizontal y vertical del movimiento en la superficie. Para todos los ángulos de incidencia, las frecuencias de resonancia son identificadas con buena precisión por el cociente de Nakamura. La amplitud de este cociente, como se esperaba, es muy alta para ángulos de incidencia pequeños (para incidencia vertical sería infinita), pero su forma es muy similar a la verdadera función de transferencia debido a que la componente vertical es aproximadamente plana, como muestra la Figura 2.26b. Para ángulos de incidencia de 50° y

mayores, se obtiene una muy buena correlación entre los resultados de Nakamura y los cocientes espectrales estándar, tanto en las frecuencias de resonancia como en los valores de la amplificación en resonancia. Por lo tanto, el cociente de Nakamura es una buena medida de la función de transferencia cuando la componente vertical no es cero.

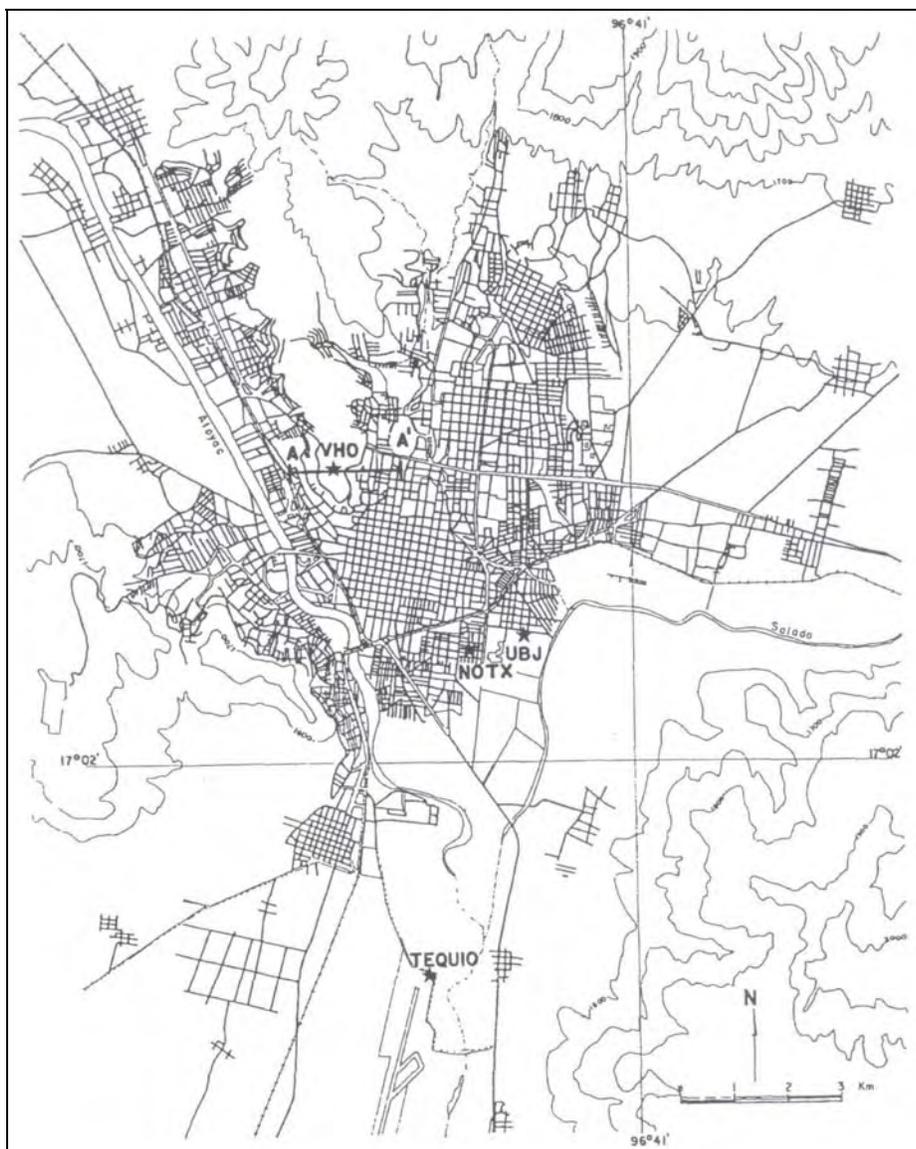


Figura 2.28: Distribución de las estaciones sísmicas en la ciudad de Oaxaca, México. La estación de referencia es VHO (de Lermo y Chávez-García, 1993).

Tabla 2.3: Eventos registrados por la red sísmica de Oaxaca, México (de Lermo y Chávez-García, 1993).

Date	Lat. N	Long. W	M_c	Recorded by	Peak Hor. Vel. [cm/sec]	
					N-S	E-W
910728	16.53	95.36	5.0	UBJ	2.67	3.39
				NOTX	1.63	2.11
				VHO	0.44	0.55
910728	17.55	96.79	3.1	UBJ	0.05	0.04
				VHO	0.01	0.04
910728	17.10	96.25	3.0	NOTX	0.04	0.03
				VHO	0.01	0.01
910728	18.40	94.72	4.5	UBJ	0.71	0.99
				VHO	0.07	0.12
910729	18.20	97.05	3.5	UBJ	0.20	0.20
				VHO	0.01	0.01
910729	16.76	96.94	2.9	UBJ	0.05	0.03
				NOTX	0.03	0.02
				VHO	0.02	0.02
910730	16.60	94.27	4.7	NOTX	0.65	0.59
				VHO	0.21	0.40
910731	16.03	97.02	4.2	NOTX	0.14	0.11
				VHO	0.04	0.05
910817	16.81	96.10	4.2	TEQUIO	0.36	0.41
				VHO	0.10	0.13
910818				TEQUIO	0.67	0.42
				VHO	0.11	0.15
910818	16.26	97.70	4.5	TEQUIO	1.13	0.85
				VHO	0.17	0.31
910819	19.34	93.46	4.5	TEQUIO	0.22	0.14
				VHO	0.06	0.08

A continuación se presentan los resultados obtenidos para la ciudad de Oaxaca, uno de los ejemplos de aplicación estudiado por los autores. Los autores compararon los resultados obtenidos a partir del cociente espectral H/V con aquellos obtenidos de realizar el cociente espectral respecto a un sitio de referencia. En adición realizaron cocientes espectrales H/V en los sitios de referencia con el objetivo de poder medir cuán apropiado era el lugar escogido como sitio de referencia. Para la comparación se utilizaron datos registrados por 4 estaciones sísmicas (códigos UBJ, NOTX, TEQUIO y VHO), donde una de ellas fue seleccionada como estación de referencia (la de código VHO). La Figura 2.28 muestra la ubicación de las

estaciones sísmicas y la Tabla 2.3 muestra los eventos registrados por dichas estaciones y utilizados en la comparación. Los resultados obtenidos son presentados en la Figura 2.29 para la componente EO y en la Figura 2.30 para la componente NS. La primera fila de estas figuras muestra las funciones de transferencia respecto a la estación de referencia VHO (línea continua fina) y los resultados de aplicar la técnica de Nakamura o el cociente espectral H/V (línea continua gruesa). Las líneas continuas representan el promedio de las funciones de transferencia obtenidas para registros individuales y las líneas de trazos representan la media más o menos una desviación estándar. Los autores explican que existe una muy buena correlación entre ambos conjuntos de funciones de transferencia, como puede observarse de las Figuras 2.29 y 2.30. En los tres casos, el pico principal del promedio de las funciones de transferencia calculadas respecto a la componente vertical se encuentra dentro de una desviación estándar del promedio de las funciones de transferencia calculadas respecto a la estación de referencia VHO. La segunda fila de las Figuras 2.29 y 2.30 muestra el cociente espectral de Nakamura en la estación de referencia VHO. Los resultados obtenidos para el sitio VHO indican que los picos observados en los otros corresponden a amplificación local debido a que ellos no están presentes en el sitio de referencia.

A partir de los resultados obtenidos, los autores concluyeron que si los efectos son causados simplemente por la geología, se puede obtener una primera estimación del periodo dominante y del nivel de amplificación local usando registros de una sola estación.

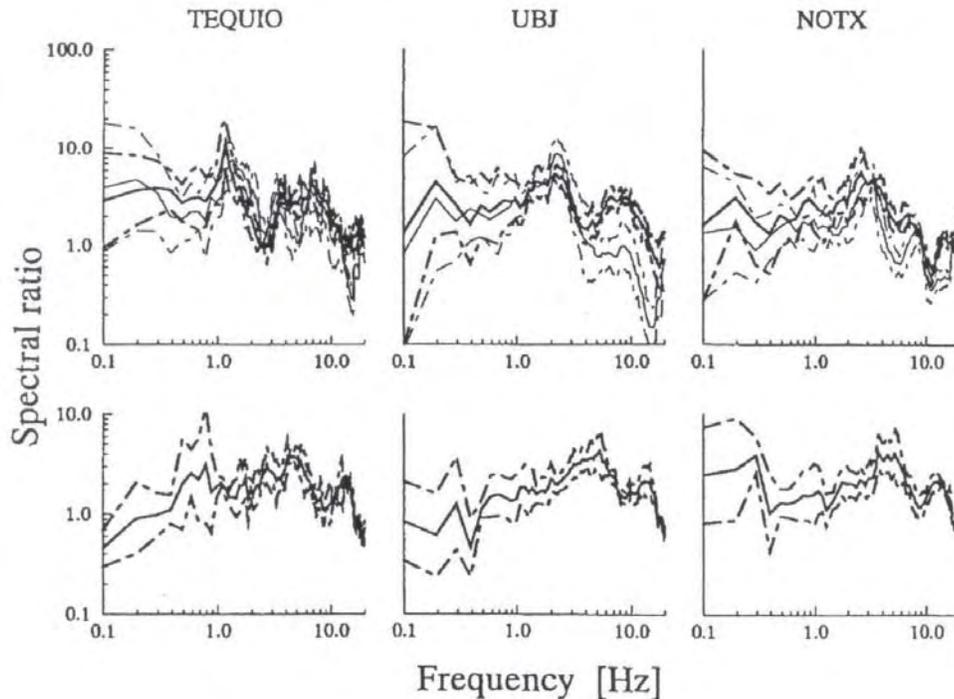


Figura 2.29: Resultados obtenidos para las cuatro estaciones sísmicas de la ciudad de Oaxaca, México. Componente E-O (de Lermo y Chávez-García, 1993).

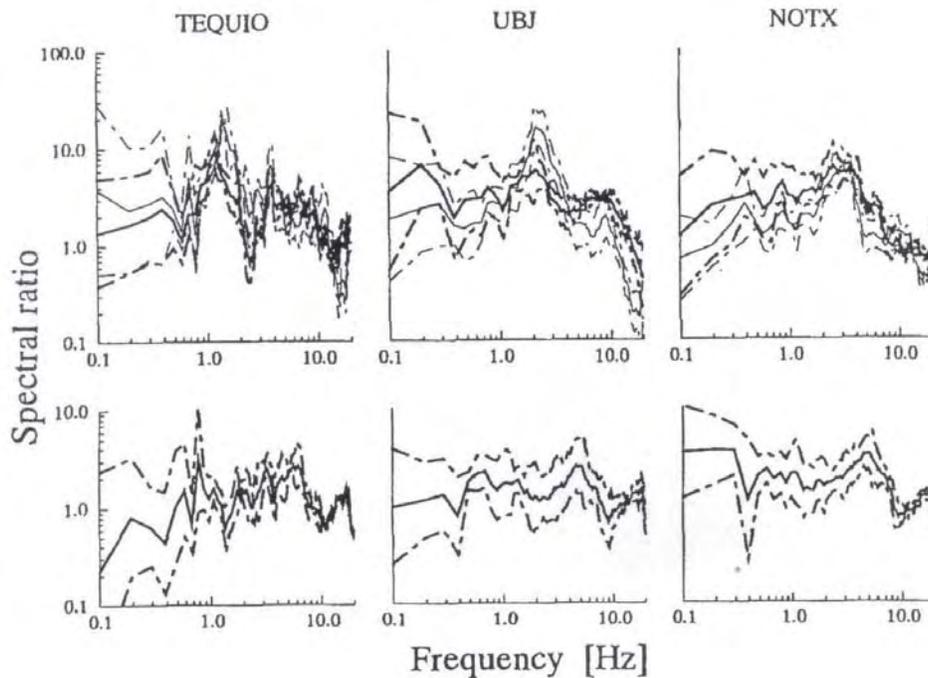


Figura 2.30: Resultados obtenidos para las cuatro estaciones sísmicas de la ciudad de Oaxaca, México. Componente N-S (de Lermo y Chávez-García, 1993).

La dependencia con la frecuencia de la amplificación para sitios en roca (clase B en la clasificación de NEHRP) fue estudiada por Sokolov et al. (2007) usando registros de terremotos coleccionados en Taiwán durante la implementación del Taiwan Strong Motion Instrumentation Program. Las características de amplificación fueron evaluadas con la técnica del cociente espectral Horizontal/Vertical usando la contribución de las ondas S del registro. Este estudio les permitió analizar particularidades de la amplificación de sitios en roca en la región Norte y Este de Taiwán.

2.3.4 Comparación de la técnica de Nakamura con resultados teóricos

Varios trabajos presentan una comparación entre los resultados obtenidos mediante la técnica de los cocientes espectrales H/V de microtemblores y los obtenidos mediante soluciones teóricas. Un ejemplo es el trabajo de Apostolidis et al. (2006), quienes realizaron detallados estudios geológicos y geotécnicos con el objetivo de establecer un modelo 2D de la estructura sub-superficial del suelo presente en la ciudad de Aigion, Grecia, una de las áreas sísmo-tectónicas más activas de Europa. En los alrededores de la ciudad, ocho fuertes terremotos han ocurrido en el pasado con magnitud, M_S , entre 6.1 y 7.0 (Figura 2.31). La Figura 2.32 muestra las principales fallas activas de la ciudad de Aigion. La sección transversal modelada, de aproximadamente 1 km de longitud, incluyó el área urbana de la ciudad, pasando desde la línea costera hasta su límite sur y atravesando perpendicularmente la falla de Aigion. Con el propósito de construir el modelo 2D del suelo, los autores revisaron datos geológicos, geofísicos y geotécnicos obtenidos durante el proyecto europeo llamado CORinth SEISmicity (CORSEIS), el cual fue parte del proyecto Corinth Rift Laboratory

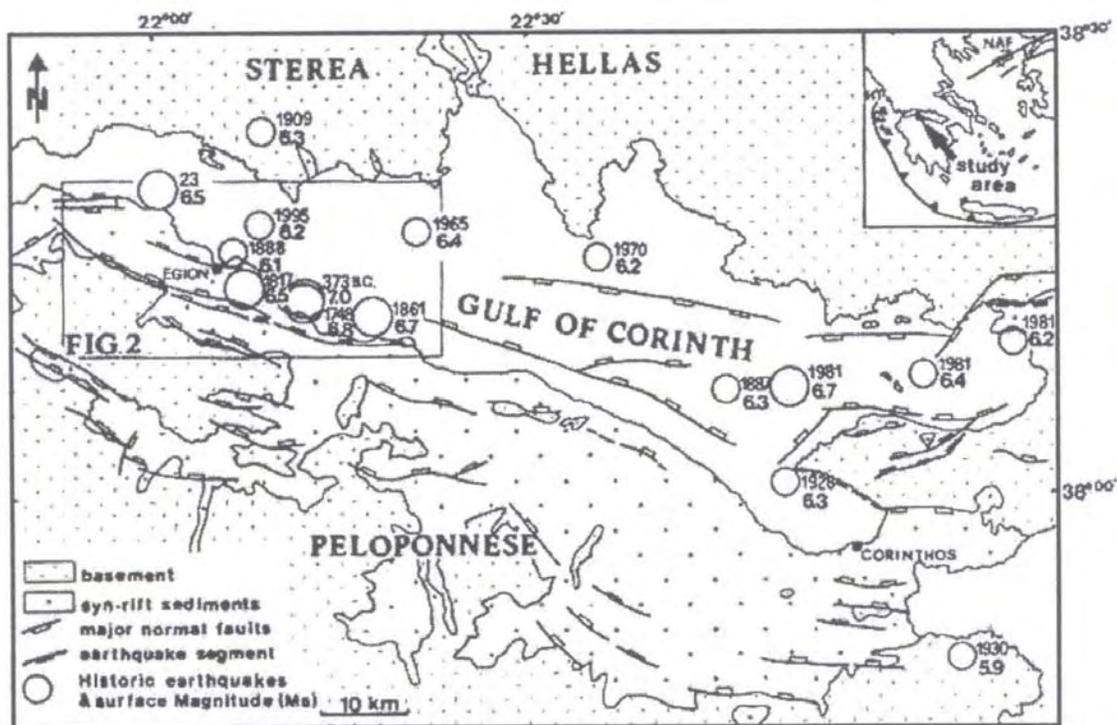


Figura 2.31: Mapa tectónico del Golfo de Corinto y terremotos históricos (de Apostolidis et al., 2006).

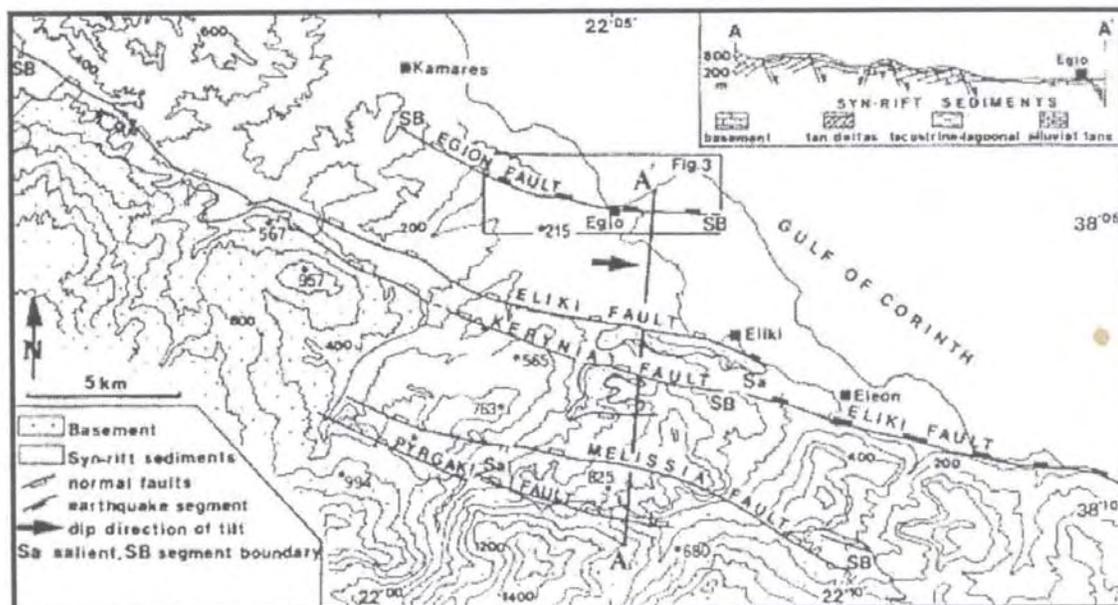


Figura 2.32: Mapa geológico, tectónico y topográfico con las principales fallas activas de la ciudad de Aigion (de Apostolidis et al., 2006).

(Comptes Rendus Geoscience, vol. 336, 2004). El modelo de suelo fue concentrado principalmente sobre un sitio particular próximo a la línea costera, llamado CORSSA, donde un arreglo acelerográfico en una perforación (“down-hole”) opera desde el año 2000. Además de estos datos ya existentes, se realizaron una serie de nuevas perforaciones y mediciones de campo. Las mediciones de campo incluyeron mediciones de ruido sísmico obtenido en arreglos circulares para tres sitios y mediciones de ruido sísmico para 17 sitios ubicados a lo largo de la sección transversal modelada. Los datos obtenidos de los arreglos circulares fueron analizados con el método del Coeficiente de Autocorrelación Espacial (SPAC, Spatial Autocorrelation Coefficient), con el objetivo de poder determinar la variación de la velocidad de la onda de corte V_s con la profundidad, el cual es el parámetro más importante en un modelo de suelo para la evaluación de la respuesta de sitio.

El modelo final obtenido por los autores se muestra en la Tabla 2.4 y en la Figura 2.33. Este modelo les permitió comparar la respuesta sísmica obtenida de datos de ruido sísmico y de movimiento fuerte con la resultante del modelado. Todos los resultados fueron consistentes, indicando una buena correlación entre el modelo del depósito de suelo y la respuesta del sitio obtenida a partir de las mediciones.

Tabla 2.4: Descripción de las características de las principales formaciones de suelo del modelo 2D propuesto (de Apostolidis et al., 2006).

Formation	Description	N_{SPT}	V_s (m/s)
A	Soft marine deposits consisting of sandy silt, silt, silt and clay (SM-ML-CL)	8–14	150–200
B	Soft sediments consisting of clayey silt, sandy clay, silty clay with few gravels (SC-ML-CL)	14–20	220–310
C	Hard deposits consisting of clayey silt, sandy clay, silty clay, with few gravels (SC-ML-CL)	30–45	370–490
D	Very hard deposits consisting of sandy gravels, sandy clay with few gravels (GW-GP-CL), NSPT	> 80	490–590
E	Stiff conglomerate with RQD 20–30%	> 100	800–1200
F	Marine clay	?	?
G	Radiolarites and limestones	?	?
H	Limestone	?	?

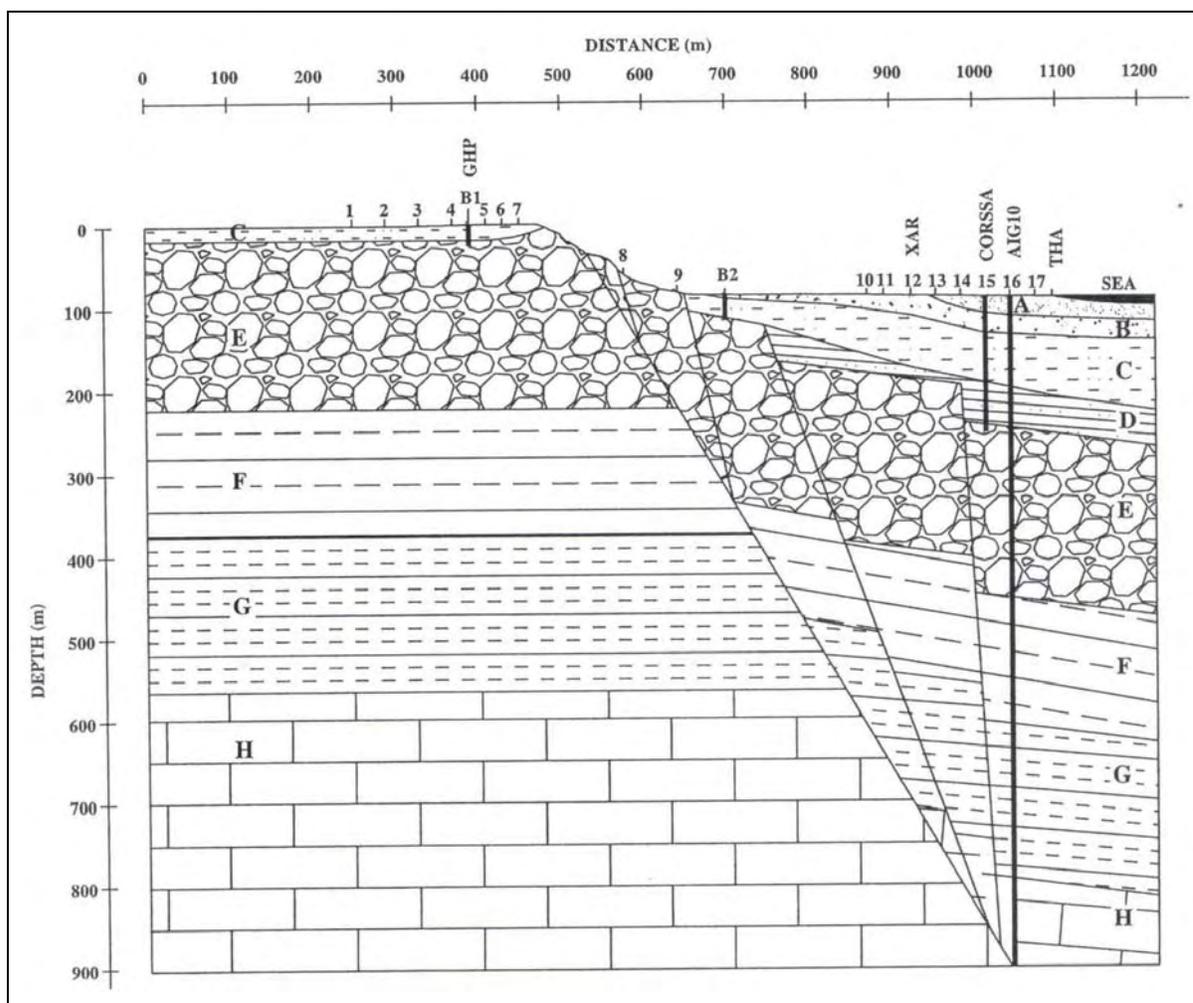


Figura 2.33: Modelo final 2D propuesto (de Apostolidis et al., 2006).

Teves-Costa et al. (1996) examinaron la confiabilidad del método del cociente espectral o método de Nakamura para la caracterización de capas aluviales poco profundas en la ciudad de Lisboa, Portugal. Para ello realizaron mediciones de microtemblores en una zona costera del río Tajo y en dos cuencas aluviales (Figura 2.34). Primero, los autores computaron el cociente espectral H/V de los registros obtenidos en la región costera del río Tajo y compararon los resultados obtenidos con simulaciones basadas en perfiles geotécnicos.

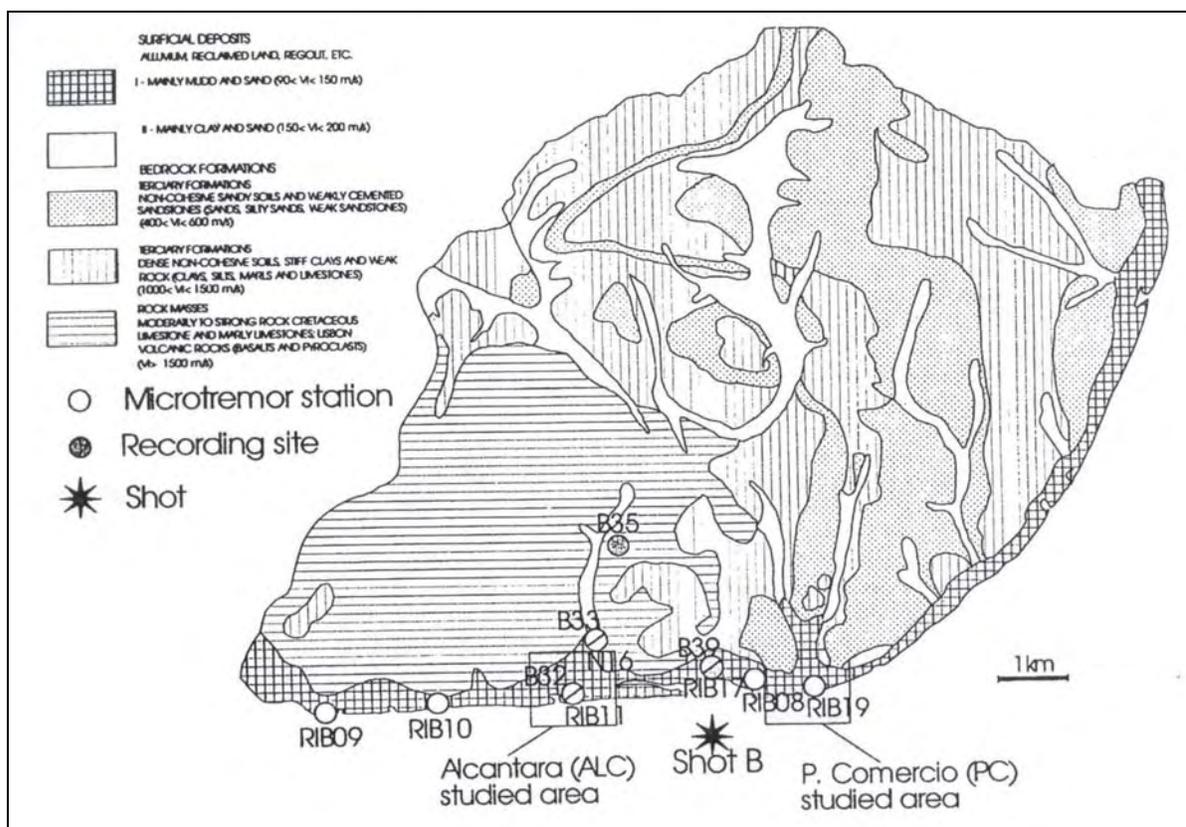


Figura 2.34: Mapa geotécnico y de la geología superficial de la ciudad de Lisboa, Portugal (de Teves-Costa et al., 1996).

Encontraron una buena correlación en las frecuencias fundamentales obtenidas con ambos métodos. El mismo procedimiento fue aplicado, pero con más detalle, en dos cuencas aluviales poco profundas (Figura 2.35 y 2.36), las cuales presentan diferentes propiedades geotécnicas. Las frecuencias predominantes obtenidas con el método de Nakamura fueron correlacionadas con el espesor de los depósitos aluviales mostrando, nuevamente, una buena correspondencia. Estos resultados fueron también comparados con las funciones de transferencia sintéticas calculadas para incidencia vertical de ondas SV usando la técnica de Aki-Larner (Teves-Costa y Bard, 1994) y con cocientes espectrales respecto a una estación de referencia usando datos de una explosión. Para comparar también calcularon cocientes espectrales H/V usando los datos de la explosión.

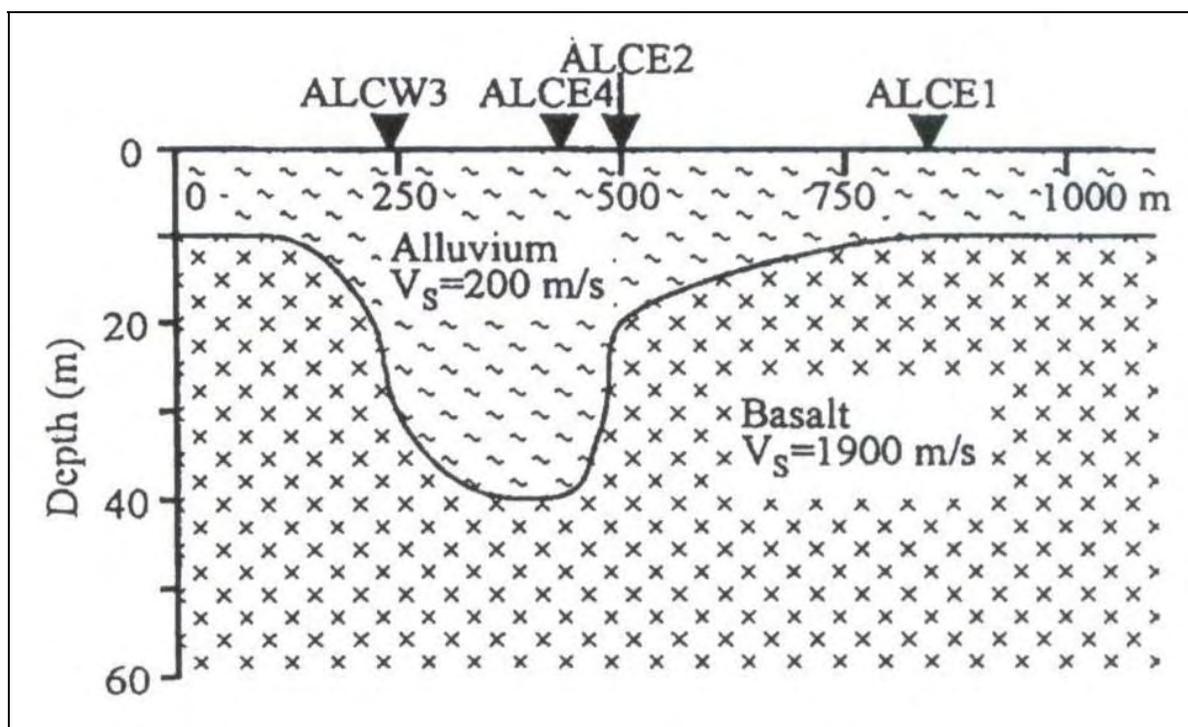


Figura 2.35: Sección simplificada en dirección E-O de la cuenca aluvial Alcantara (de Teves-Costa et al., 1996).

A partir de los resultados obtenidos, los autores concluyeron diciendo que a pesar de ciertas fluctuaciones en el nivel de amplificación, el uso de registros de microtemblores parece ser muy útil para estimar la respuesta de sitio de depósitos aluviales poco profundos, en términos de la frecuencia fundamental, debido a que es una herramienta rápida, simple y económica para propósitos de microzonificación.

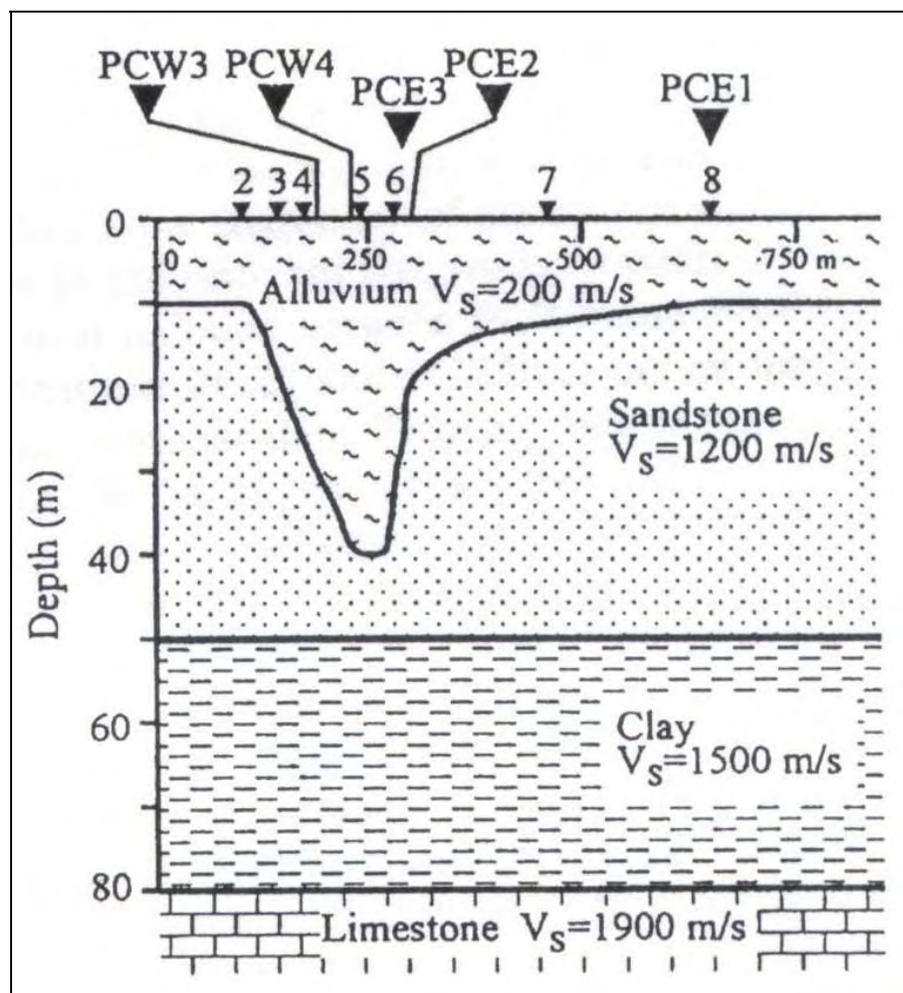


Figura 2.36: Sección simplificada en dirección E-O de la cuenca aluvial Praca do Comercio (de Teves-Costa et al., 1996).

Ventura et al. (2004) investigaron la estimación del periodo fundamental de vibración del suelo en Vancouver y Richmond, Columbia Británica. El área de estudio consistió en una grilla de 6 km por 8 km, como se puede observar en la Figura 2.37. El área de estudio fue situada en una de las regiones más sísmicamente activas de Canadá y donde se conoce que ha existido amplificación de movimientos del terreno durante terremotos pasados. Se realizaron mediciones de microtemblores en cada uno de los nodos de la grilla mostrada en la Figura 2.37 (1 km de separación entre nodo y nodo). El procesado de las mediciones arrojó

valores para el periodo fundamental de vibración entre 0.05 segundos, para el afloramiento rocoso, y 4.2 segundos para algunos sitios ubicados a orillas del río Fraser en Richmond. Los periodos de sitio fueron también estimados utilizando un modelo 1-D en el programa SHAKE para varios sitios ubicados a orillas del río Fraser. Cada sitio fue representado por un modelo simplificado de tres capas con depósitos Holocenos, Pleistocenos y roca. El mayor periodo de sitio obtenido del modelado fue de 4.35 segundos (en D9), mientras que las mediciones de microtemblores indican, para el mismo sitio un valor de 4.17 segundos.

Los autores comentan (como se puede constatar de la Figura 2.38) que los periodos de sitio computados por SHAKE fueron mayores que los obtenidos a partir de los registros de microtemblores, pero en unos pocos casos hubo una buena correspondencia entre los resultados.

Bour et al. (1998) llevaron a cabo un estudio de microzonificación sísmica utilizando el método de Nogoshi-Nakamura y registros de microtemblores. Debido a que el fenómeno físico en el cual se basa el método solo se comprende parcialmente, ciertos autores utilizan otros métodos para validar sus resultados experimentales. En este caso, los resultados experimentales fueron completados comparándolos con la solución de simulaciones numéricas unidimensionales (usando el programa SHAKE91). El programa experimental fue llevado a cabo sobre una planicie próxima a Rhone Delta (Sur de Francia). Se calcularon cocientes espectrales H/V para 137 puntos de medición. Además se computaron funciones de transferencia numéricas utilizando columnas de suelo definidas mediante características geotécnicas de la región de estudio. La comparación de los resultados obtenidos por los métodos experimentales y numérico mostraron buena correlación en las frecuencias

fundamentales, pero las amplitudes obtenidas mediante las dos técnicas mostraron, en algunos casos, cierta discrepancia.

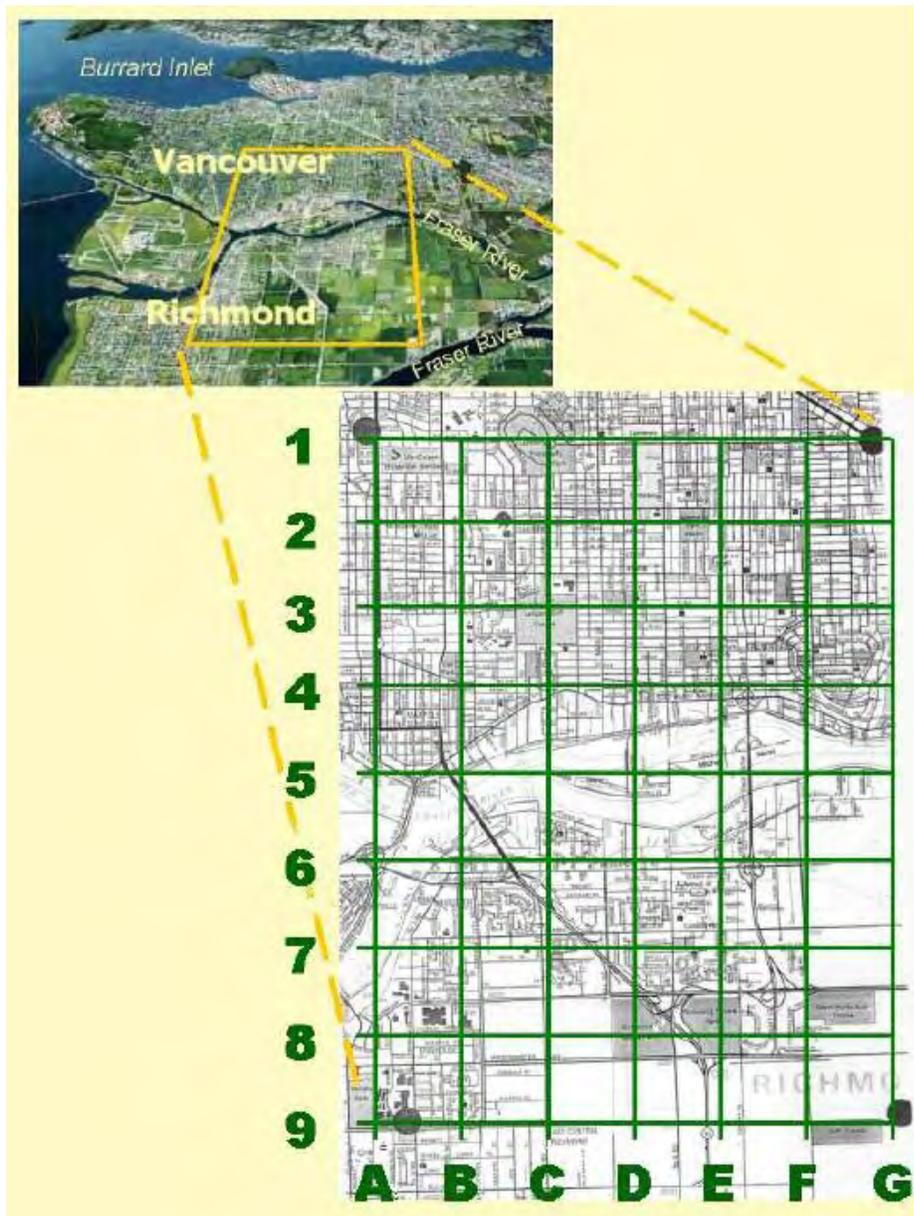


Figura 2.37: Área de estudio en Vancouver y Richmond, Columbia Británica (de Ventura et al., 2004).

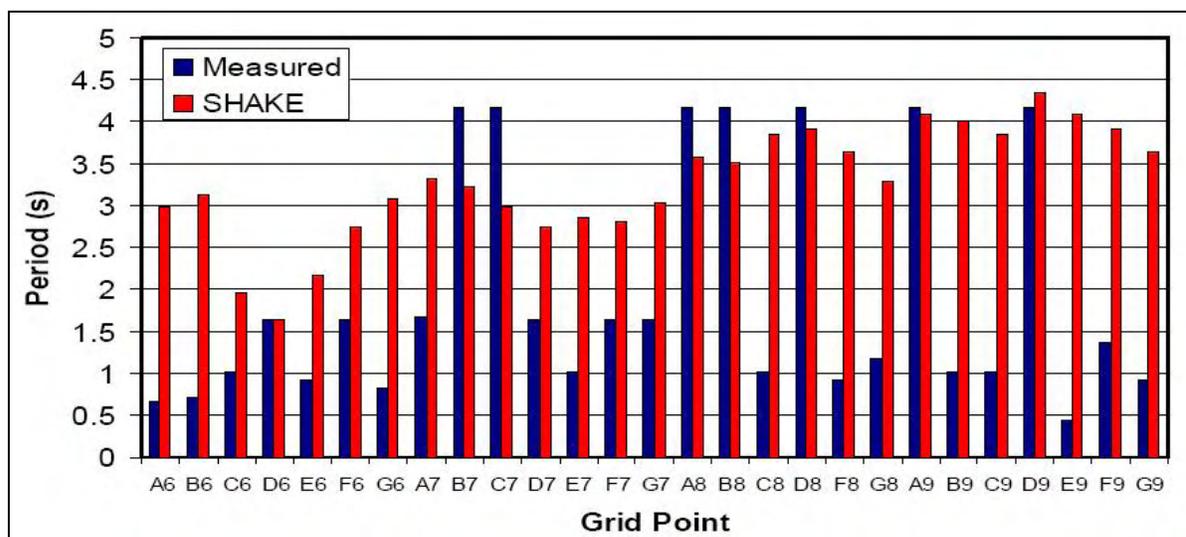


Figura 2.38: Comparación de los periodos de sitio para el área de Richmond, Columbia Británica (de Ventura et al., 2004).

2.3.5 Aplicación de la técnica de Nakamura a una región en particular

Los estudios de áreas afectadas por terremotos destructivos muestran una evidente relación entre el daño causado por el terremoto y las condiciones geológicas del sitio. Muchos de los trabajos revisados presentan estudios de microzonificación sísmica para la estimación de los efectos de sitio en alguna región particular del mundo, mediante la aplicación del método del cociente espectral H/V con mediciones de vibración ambiental.

Al-Qaryouti y Al-Tarazi (2007) utilizaron mediciones de vibración ambiental en conjunto con la técnica H/V para la estimación de las funciones de respuesta de sitio empíricas en la Ciudad de Aqaba, Jordania. Los resultados mostraron variaciones con el sitio en la amplitud espectral, frecuencia dominante y nivel de amplificación. La intensidad y distribución de la destrucción sísmica del terremoto del Golfo de Aqaba (Noviembre 22, 1995, Mw = 7.3) mostró una buena correlación con los valores de frecuencia fundamental y niveles de amplificación obtenidos en este estudio.

La cuenca de Bovec (noroeste de Eslovenia), la cual está formada por sedimentos glaciales y fluviales, ha sido recientemente afectada por dos importantes terremotos (1998 y 2004) que causaron mucho daño. Fuertes efectos de sitio produjeron grandes variaciones, dentro de cortas distancias, en el daño sufrido por las construcciones presentes en el área, las cuales no pudieron ser explicadas por medio de variaciones superficiales en sedimentos cuaternarios. Gosar (2007) realizó un estudio de efectos de sitio en la región de Bovec utilizando la técnica de los cocientes espectrales H/V de registros de microtemblores para determinar la frecuencia fundamental de los sedimentos. También fueron realizadas mediciones sobre ciertas edificaciones. Los resultados obtenidos permitieron concluir que la gran variación en los daños producidos por los terremotos de 1998 y 2004 se debió a una gran variación en los efectos de sitio (frecuencia y amplificación locales) y los grandes daños fueron consecuencia de la amplificación local de sitio y de la condición de resonancia suelo-estructura.

La técnica de medición y análisis de microtemblores ha sido exitosa para microzonificación sísmica en muchos lugares alrededor del mundo. Mirzaoglu y Dýkmen (2003) realizaron un estudio experimental de microtemblores para investigación de las características dinámicas del suelo presente en Shin-Yokohama (Japón). Para esto realizaron 114 mediciones de microtemblores. La técnica de análisis que utilizaron fue la de los cocientes espectrales H/V y compararon los resultados con los obtenidos a partir de registros de movimiento fuerte. Esta comparación les permitió concluir que la técnica H/V usando registros de microtemblores es exitosa en la determinación del periodo fundamental del suelo, pero no en la determinación del factor de amplificación. A modo de resumen,

confeccionaron un mapa que muestra la distribución del periodo predominante del suelo para el área de estudio.

Mora et al. (2001) realizaron un estudio de efectos sísmicos de sitio en el volcán de Arenal, Costa Rica, utilizando la técnica de los cocientes espectrales H/V. Para el análisis utilizaron diferentes tipos de señales sismo-volcánicas (sismos, ruido ambiental, explosiones, eventos de periodo largo). Se obtuvieron resultados similares independientemente del tipo de señal analizada. Los autores también compararon los resultados de los cocientes espectrales H/V con funciones de transferencia teóricas (para ondas S) calculadas usando modelos de velocidad obtenidos a partir de estudios de refracción sísmica.

La validez de la estimación de las características de la respuesta sísmica de sitio a partir de mediciones de vibración ambiental fue investigada por Panou et al. (2005) en el centro de la ciudad de Tesalónica (norte de Grecia), la cual ha sido fuertemente afectada por el terremoto de 1978 ($M = 6.5$). Con este propósito se tomaron 250 mediciones de ruido sísmico ambiental, en una densa grilla de puntos que cubría el centro de la ciudad. Se calculó el cociente espectral H/V para cada sitio y se estimó tanto la frecuencia fundamental (f) como el correspondiente nivel de amplificación (A). Se construyeron mapas de contorno para f y A y se compararon con resultados obtenidos de estudios geológicos, geotécnicos y datos de movimiento fuerte. Se encontró buena correlación entre los diferentes resultados. Estas comparaciones proveyeron buena evidencia de que las mediciones de ruido ambiental apropiadamente procesadas junto con la técnica de los cocientes espectrales H/V pueden ser utilizadas como una herramienta rápida y económica para estudios de microzonificación en ambientes urbanos.

Las instalaciones nucleares que se encuentran en el Sureste de Francia están ubicadas a pocos kilómetros de una importante falla activa llamada South Eastern Durance Fault. Esta falla está compuesta de dos subfallas paralelas con una longitud total de aproximadamente 70 km. El estudio de la actividad sísmica histórica de esta falla muestra que un terremoto importante ocurre con un periodo de recurrencia de aproximadamente un siglo (1509, $M = 5.5$; 1708, $M = 5.5$; 1812, $M = 5.0$ y 1913, $M = 5.0$). Por esta razón, el análisis del riesgo sísmico es de mucha importancia en esta área. Volant et al. (2002) realizaron una evaluación sísmica de las instalaciones nucleares existentes en la región, usando mediciones de vibración ambiental para caracterizar el comportamiento dinámico de la estructura y del suelo. Los resultados del estudio del comportamiento del suelo con el método de Nakamura fueron muy dificultosos de interpretar porque no fueron estables en tiempo y espacio. También emplearon el método de los cocientes espectrales con registros de sismos regionales. Los resultados de la aplicación de este método les permitieron concluir que la instalación estaba libre de efectos de sitio.

Theodulidis et al. (1996) verificaron el uso del cociente espectral Horizontal/Vertical (H/V) para la estimación de efectos de sitio en el valle Garner, una región de la zona Sur de California. Los datos consistieron en 110 acelerogramas triaxiales, registrados a cinco profundidades diferentes, con aceleraciones pico del suelo $0.0002 \text{ g} \leq a_g \leq 0.04 \text{ g}$, magnitudes $3.0 \leq M_L \leq 4.6$ y distancias hipocentrales $16 \text{ km} \leq R \leq 107 \text{ km}$. Primero investigaron la estabilidad del cociente espectral H/V computando la media de todos los datos recolectados a diferentes profundidades. El cociente espectral H/V en la superficie se comparó con los cocientes espectrales estándar superficie-roca, con funciones de transferencia teóricas de onda S derivadas a partir de perfiles geotécnicos verticales y con

cocientes espectrales H/V de acelerogramas sintéticos. Tanto los datos teóricos como los experimentales mostraron buena estabilidad en la forma del cociente espectral H/V, lo cual concuerda bien con la estructura geológica local y es insensible a la ubicación y mecanismo de la fuente. Sin embargo, se reportó que la amplitud del cociente espectral depende del campo de ondas y es diferente al obtenido utilizando cocientes espectrales estándar.

En el esquema del proyecto SESAME (SESAME, 2004) una de las tareas fue la recopilación de todas las mediciones de vibración ambiental disponibles dentro de ambientes urbanos afectados por fuertes terremotos históricos o recientes en Europa. El objetivo de esta tarea fue darle una respuesta a la pregunta: “¿Cómo se correlaciona el cociente espectral Horizontal/Vertical de ruido ambiental con el daño en ciudades modernas?”. Con este fin Theodulidis et al. (2008) seleccionaron cinco áreas urbanas europeas, a saber: Angra do Heroísmo (Portugal), Fabriano y Palermo (Italia), Thessaloniki y Kalamata (Grecia). La selección se basó en la disponibilidad de información del daño espacial, la cual se encontraba en términos de la intensidad de Mercalli modificada o en grados del daño EMS98. Todos los registros de ruido ambiental fueron procesados homogéneamente utilizando un programa desarrollado como parte del proyecto SESAME. Utilizando análisis estadístico multivariante estándar, el cociente espectral H/V de ruido ambiental se correlacionó con el patrón de daño observado dentro de las áreas urbanas examinadas. Los resultados mostraron que en algunos casos (Thessaloniki, Palermo), la técnica H/V muestra ser capaz de diferenciar entre áreas que previamente mostraron estar asociadas con altos niveles de daño. En otros casos, sin embargo (Angra do Heroísmo, Fabriano, Kalamata), la correlación no es estadísticamente significativa indicando así el carácter complejo de los parámetros involucrados. Esto implica que actualmente no hay un camino sencillo que permita que un valor obtenido de un cociente

espectral H/V pueda correctamente predecir el grado para el cual una región dada se puede asociar con daño creciente.

2.3.6 Estudios evaluando la influencia de las condiciones experimentales e instrumentación utilizada

Algunos autores han estudiado la influencia de las condiciones bajo las cuales se realizan las mediciones para aplicar el método del cociente H/V y las diferencias en los resultados obtenidos al utilizar diferentes tipos de instrumentos.

Strollo et al. (2008) compararon los registros obtenidos de dos sismómetros diferentes (Gürlap CMG-3ESPC y Mark L4C-3D) instalados uno a continuación del otro. La comparación realizada en términos de densidad espectral de potencia (PSD, Power Spectral Density) y análisis de coherencia mostró una excelente correspondencia entre los registros obtenidos por los sismómetros de periodo corto y los de banda ancha en el rango de frecuencias 0.2-20 Hz. Por lo tanto, este resultado permite concluir que con un sensor de periodo corto correctamente calibrado se pueden obtener los mismos resultados que se obtendrían usando un sismómetro de banda ancha en el rango de interés para ingeniería.

Varios autores, junto con el equipo WP02 del proyecto europeo SESAME, llevaron a cabo una evaluación de la influencia de las condiciones experimentales sobre los resultados del cociente H/V a partir de registros de ruido ambiental (Chatelain et al., 2008). El objetivo de este trabajo fue estudiar el efecto de las condiciones experimentales sobre la estabilidad y reproducibilidad de los resultados obtenidos con esta técnica. Las condiciones experimentales fueron agrupadas en nueve familias y éstas fueron divididas en dos grandes grupos: condiciones relacionadas a las características del sitio y/o a la instrumentación, y

condiciones relacionadas a la variación de las condiciones externas en el mismo sitio. De los resultados obtenidos se pueden destacar los siguientes: Se recomienda utilizar un sensor cuya frecuencia natural se encuentre al menos en el orden de la frecuencia fundamental de sitio; los parámetros de registro (ganancia del instrumento, horizontalidad del instrumento, frecuencia de muestreo) no tienen ninguna influencia sobre los resultados del cociente H/V; sin considerar las condiciones climáticas, las mediciones sobre césped, cemento y asfalto no cambian dramáticamente los resultados: la frecuencia pico es la misma y cuando se observan cambios, principalmente sobre asfalto, solo son cambios marginales en amplitud; se debe siempre evitar hacer grabaciones sobre grava y carso; si es necesario utilizar una interfaz artificial para instalar el sensor, lo mejor es utilizar cualquier tipo de arena en un recipiente, lo cual no tiene influencia sobre los resultados; la cercanía tanto de grandes como de pequeñas construcciones pueden afectar los resultados debido a la interacción suelo-estructura y por lo tanto debe incluirse esta información en la hoja de campo; debe evitarse registrar ruido ambiental sobre terrenos ubicados encima de vacíos tales como grandes tuberías o sistemas de transporte subterráneo; el viento y la lluvia por sí mismos no influyen en los resultados, pero la combinación de viento con césped o estructuras cercanas (árboles, edificios, etc.) puede severamente cambiar las curvas H/V, especialmente en las bajas frecuencias (debajo de 1 Hz); excepto en las pruebas realizadas con sismómetros de periodo largo, no se observó variación con el tiempo del cociente H/V, para periodos que variaron desde horas a semanas y años; tomar registros próximos a fuertes fuentes de ruido influye sobre los resultados: el problema principal se presenta con fuentes continuas; se recomienda evitar tomar registros próximos a fuentes de ruido tales como tráfico pesado, mar agitado o maquinaria y también evitar producir perturbaciones en las cercanías del sensor.

Nuevamente varios investigadores en conjunto con el equipo WP02 del proyecto europeo SESAME estudiaron la influencia de los instrumentos sobre los cocientes espectrales H/V de vibraciones ambientales (Guillier et al., 2008). Se estudiaron distintos tipos de digitalizadores, sensores y grupos digitalizador-sensor. Para demostrar el impacto de la parte instrumental sobre el comportamiento del cociente H/V, se realizaron una serie de análisis bajo el siguiente procedimiento. Primero se ensayaron los digitalizadores en el laboratorio (sensibilidad, ruido interno, etc.), luego se ensayaron en laboratorio los sensores triaxiales, y finalmente las parejas digitalizador-sensor, se ensayaron en el laboratorio y en el campo. En general, las características de los digitalizadores, verificadas durante los ensayos, correspondieron bien con las especificaciones del fabricante. Sin embargo, dependiendo del digitalizador, la calidad de la forma de la onda puede ser muy buena o muy pobre, con variaciones (ganancia, diferencia en tiempo, etc.) de un canal a otro. De los ensayos aparece muy claro que los digitalizadores necesitan un tiempo de calentamiento antes de comenzar a registrar, para evitar problemas en el rango de bajas frecuencias. En relación a los sensores, se recomienda evitar el uso de los acelerómetros “clásicos” (o sea, con la tecnología usual de fuerza balanceada). La mayoría de los sismómetros estudiados (de banda ancha y de periodo corto) pueden ser utilizados sin problema en el rango 0.4-25 Hz. En todos los casos, la instrumentación debe ser verificada primero para asegurarse que ésta trabaja correctamente para el estudio a realizar, pero también para definir las limitaciones de su uso (frecuencia, sensibilidad, etc.).

3 COMPARACIÓN CON OTRAS TÉCNICAS

3.1 Introducción

A pesar de que debido a su simple y económica aplicación, la técnica del cociente espectral H/V o técnica de Nakamura aplicada a microtemblores ha recibido gran aceptación, existen otras técnicas para determinar los posibles efectos de sitio.

Este capítulo describe brevemente otras técnicas usadas para analizar diferentes clases de datos para la determinación de efectos de sitios. También se presentan ejemplos de cada técnica y se compara con la técnica del cociente espectral H/V.

3.2 Técnicas usadas para la estimación de los periodos fundamentales de sitio

Las siguientes subsecciones describen brevemente las técnicas usadas para analizar diferentes clases de datos para determinar los periodos fundamentales en diferentes sitios del municipio de Mayagüez, Puerto Rico.

3.2.1 Interpretación directa del espectro de Fourier (FTS, Fourier Transform Spectrum)

Esta técnica consiste en examinar el espectro de Fourier de la componente horizontal del registro obtenido. Esta técnica ha sido aplicada tanto a registros de microtemblores como de terremotos (e.g. Lermo y Chávez-García, 1994; Ojeda y Escallón, 2000). En principio, el método es muy sencillo: consiste en examinar los espectros de Fourier de las componentes horizontales de los registros de vibración ambiental para determinar el periodo fundamental

del sitio y el correspondiente factor de amplificación. Sin embargo, la interpretación de periodos dominantes puede ser dificultosa para registros de terremotos en donde el periodo dominante del movimiento del terreno es muy diferente del periodo fundamental del sitio. Esta técnica es solo recomendada para un análisis preliminar de los datos, antes de realizar una investigación más profunda para determinar la confiabilidad de los resultados.

3.2.2 *Cocientes espectrales con respecto a un sitio de referencia (SRRS)*

Esta técnica es a veces referida por algunos autores como el cociente espectral de Kagami y como el método de Borchardt por otros. Kagami et al. (1982) utilizó este concepto usando microtemblores y Borchardt (1970) aplicó esta técnica a movimientos del terreno, registrados en varias estaciones ubicadas en el área de la Bahía de San Francisco, generados por explosiones nucleares en Nevada. Este último autor también analizó datos de movimiento fuerte causados por el terremoto de San Francisco ocurrido el 22 de marzo de 1957.

La metodología consiste en computar el cociente de las amplitudes espectrales de Fourier entre las componentes horizontales de los movimientos registrados en un sitio y otro próximo pero en roca, el que es utilizado como sitio de referencia (respecto a una fuente común). El cociente espectral se calcula de la siguiente manera:

$$K_{SB} = \frac{H_S}{H_B} \quad (3.1)$$

donde H_S y H_B , son las amplitudes de espectros de Fourier de las componentes horizontales del sitio y del sitio de referencia en roca, respectivamente.

3.2.3 Cocientes espectrales Horizontal/Vertical (HVSr)

Como se explicó anteriormente, este método se le atribuye a Nakamura (1989) y en esencia consiste en calcular el cociente espectral entre las componentes horizontal y vertical de los registros obtenidos en el sitio de interés. Para la aplicación de esta técnica no se requiere un sitio de referencia lo cual es una ventaja porque no siempre existe uno disponible. La literatura muestra que ha sido principalmente aplicada a registros de microtemblores, pero también ha sido aplicada a registros de terremotos. La metodología aplicada a microtemblores fue estudiada con considerable detalle en el proyecto de investigación europeo SESAME (SESAME, 2004). El cociente espectral H/V es usualmente definido como:

$$\frac{H}{V} = \sqrt{\frac{H_{E-O}^2 + H_{N-S}^2}{2 \times V^2}} \quad (3.2)$$

donde H_{E-O} , H_{N-S} y V son, respectivamente, las amplitudes espectrales de Fourier en las direcciones E-O, N-S y vertical.

3.3 Descripción de los sitios de registro

Los movimientos del terreno registrados y analizados para comparar las diferentes técnicas descritas anteriormente correspondieron a cinco estaciones sísmicas de movimiento fuerte localizadas dentro de la ciudad de Mayagüez, la cual está ubicada en la costa oeste de Puerto Rico (Figura 1.5). Estas estaciones forman parte de una relativamente densa red de instrumentación de movimiento fuerte de la ciudad, la cual es administrada por el Programa de Movimiento Fuerte de Puerto Rico (PRSMF, por sus iniciales en inglés). La Figura 3.1

muestra la localización de las estaciones sísmicas de Mayagüez, así como las cinco estaciones analizadas. La Tabla 3.1 resume información relevante de cada una de las estaciones utilizadas en este análisis.

Tabla 3.1: Información de las estaciones sísmicas analizadas.

Nombre de la estación	Abrev.	Coordenadas Geográficas	Tipo de sensor	Nivel de activación ¹ (%g)	Condiciones del terreno ²
Parroquia de Fátima	MY02	N 18.167150 O 67.151370	Triaxial EpiSensor	H = 1.0 V = 0.2	Clase de suelo NEHRP: D Topografía: Llana
Capilla Santo Niño	MY03	N 18.240750 O 67.172200	Triaxial EpiSensor	H = 1.0 V = 0.2	Clase de suelo NEHRP: F Topografía: Llana
Monasterio Benedictino	MY05	N 18.185450 O 67.138030	Triaxial EpiSensor	H = 1.0 V = 0.2	Clase de suelo NEHRP: B/C Topografía: Pico de colina
Catedral de Mayagüez	MY08	N 18.200178 O 67.137512	Triaxial EpiSensor	H = 1.0 V = 0.2	Clase de suelo NEHRP: E Topografía: Llana
Edificio Darlington	MY09	N 18.205160 O 67.147000	Triaxial EpiSensor	H = 1.0 V = 0.2	Clase de suelo NEHRP: D Topografía: Llana

Notas: (1): Los niveles de activación reportados son los valores de operación usados por PRSMP. Para los registros de vibración ambiental los niveles de activación fueron removidos para asegurar registros continuos. H = componentes horizontales, V = componente vertical. (2): Clasificación de suelo NEHRP (BSSC, 2001) basada en Llavona (2004) y Pando et al. (2006).

De los cinco sitios listados anteriormente, MY05 fue seleccionado como sitio de referencia (sitio en roca) para la técnica SRRS. Este sitio es considerado el más competente entre las estaciones sísmicas ubicadas dentro de la ciudad. El perfil de suelo para este sitio permite clasificarlo entre B y C, según la clasificación de suelo NEHRP, y corresponde a un suelo muy denso o una roca de suave a media con una velocidad de la onda de corte promedio a 30 m entre 360 y 760 m/s (1200 a 2500 ft/s). Este sitio fue también seleccionado como de referencia porque está ubicado en la cima de una montaña competente que cae dentro de la formación geológica estratigráfica de Maricao, la cual está compuesta por breccia masiva, conglomerado de arenisca y piedra caliza (Curet, 1986). Por lo tanto, todas las predicciones

de los periodos fundamentales que requieran cocientes respecto a un sitio de referencia en roca serán computados usando la estación MY05 como sitio de referencia.

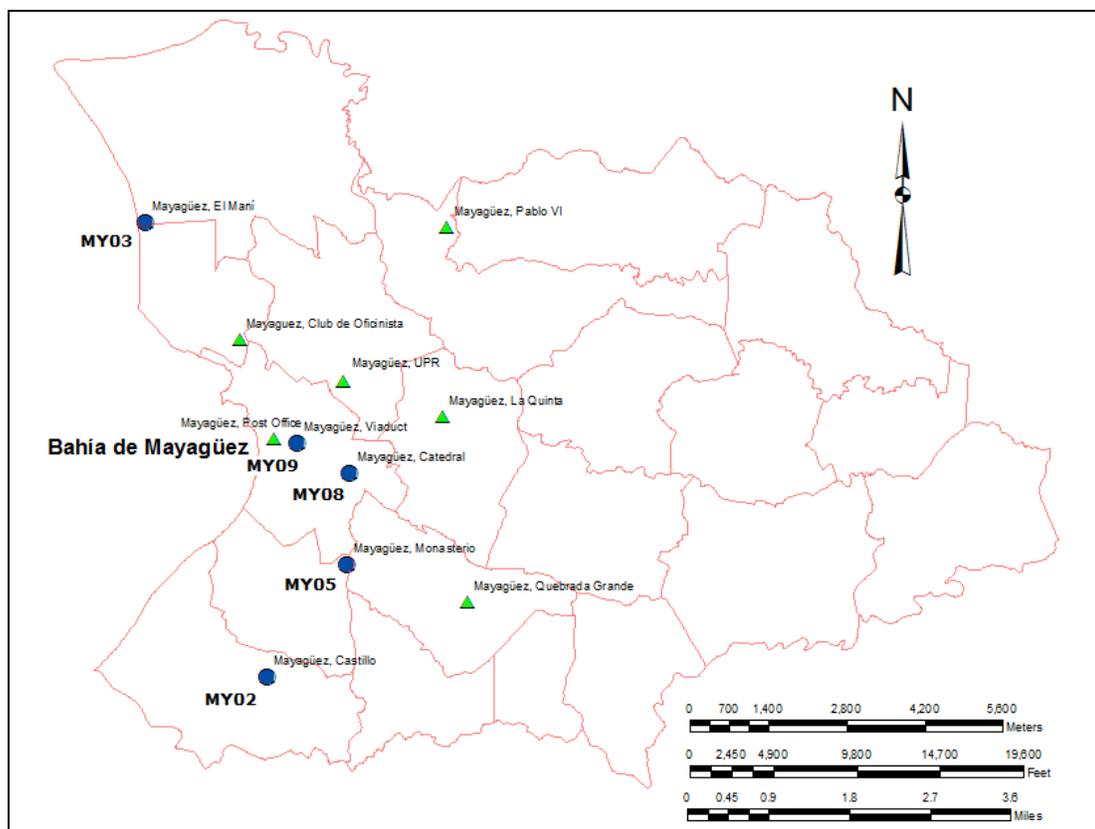


Figura 3.1: Estaciones de movimiento fuerte en la ciudad de Mayagüez, Puerto Rico.

3.4 Registros de movimiento de terreno

Los movimientos del terreno analizados incluyeron tres eventos sísmicos de baja intensidad y vibración ambiental registrada durante un periodo de 24 horas en cada estación sísmica. Los tres eventos sísmicos analizados fueron registrados el 11 de diciembre de 2000 (Dic11), 17 de octubre de 2001 (Oct17) y el 1 de mayo de 2007 (May1). El evento de diciembre de 2000 tuvo una magnitud M_w de 5.4 y fue generado por la Trinchera de Puerto Rico (ver Figura 1.1) a una profundidad estimada de 46.9 km (PRSMF, 2008). El evento de

octubre de 2001 tuvo una magnitud local M_L de 4.3 y fue generado por el Cañón de la Mona (ver Figura 1.1) a una profundidad estimada de 25.1 km (PRSMMP, 2008). El evento de mayo de 2007 tuvo una magnitud M_L de 3.3 a una profundidad estimada de 5.9 km (PRSMMP, 2008). Las Tabla 3.2 muestra las coordenadas geográficas de los tres sismos así como sus magnitudes, fuente y profundidades focales, mientras que la Tabla 3.3 muestra las distancias epicentrales (en kilómetros) de cada estación de registro respecto a cada sismo. El análisis de estos sismos será dividido en dos partes debido a que los mismos no han sido registrados en todas las estaciones. Los primeros dos sismos nombrados fueron registrados por las estaciones MY02, MY03, MY05 y MY08, mientras que el tercer sismo fue registrado por las estaciones MY02, MY05 y MY09. Las aceleraciones pico del terreno (PGA) para estos tres eventos sísmicos débiles se resumen en las Tablas 3.4 y 3.5.

Tabla 3.2: Características principales de los sismos Dic11, Oct17 y May1.

	Diciembre 11 de 2000	Octubre 17 de 2001	Mayo 1 de 2007
Latitud (N)	19.070	18.366	18.124
Longitud (O)	67.058	67.617	67.060
Magnitud	5.4 (M_W)	4.3 (M_L)	3.3 (M_L)
Fuente sísmica	Trinchera de PR	Cañón de la Mona	San German
Profundidad focal (Km)	46.9	25.1	5.9

Tabla 3.3: Distancias epicentrales (km) de cada estación sísmica respecto a cada sismo.

	Diciembre 11 de 2000	Octubre 17 de 2001	Mayo 1 de 2007
MY02	100.41	53.94	10.78
MY03	92.56	49.04	-
MY05	98.26	54.4	10.69
MY08	96.6	53.93	-
MY09	-	-	12.85

Tabla 3.4: PGA obtenidas en cada estación sísmica para los sismos Dic11 y Oct17.

Estación	Clase NEHRP estimada	Diciembre 11 de 2000 ($M_w = 5.4$)		Octubre 17 de 2001 ($M_L = 4.3$)		Vibración ambiental
		PGA Horizontal (cm/s^2)	PGA Vertical (cm/s^2)	PGA Horizontal (cm/s^2)	PGA Vertical (cm/s^2)	PGA Horizontal (cm/s^2)
MY02	D	5.59	1.88	6.09	2.82	0.016
MY03	F (E) ¹	5.83	2.81	11.27	9.19	0.011
MY05	B/C	2.23	1.21	5.72	2.27	0.006
MY08	E	7.95	1.92	12.53	3.47	0.014

Nota: (1): El sitio MY03 es listado como clase NEHRP F debido a que es susceptible de licuefacción. En términos del perfil de velocidad de la onda de corte, clasifica como E.

Tabla 3.5: PGA obtenidas en cada estación sísmica para el sismo May1.

Estación	Clase NEHRP estimada	Mayo 1 de 2007 ($M_L = 3.3$)		Vibración ambiental
		PGA Horizontal (cm/s^2)	PGA Vertical (cm/s^2)	PGA Horizontal (cm/s^2)
MY02	D	16.801	8.898	0.016
MY05	B/C	6.908	4.688	0.006
MY09	D	8.362	4.839	0.437

Como era de esperarse, los valores más altos de PGA horizontal fueron registrados en las estaciones MY03 y MY08 para los sismos de diciembre de 2000 y octubre de 2001, mientras que para el sismo de mayo de 2007 los valores de más altos ocurrieron en las estaciones MY02 y MY09. Esto coincide con la clasificación NEHRP de las estaciones. Los valores de PGA para el evento de octubre de 2001 fueron mayores que los correspondientes al evento de diciembre de 2000 debido a la mayor proximidad de este evento, el cual fue originado en el Cañón de la Mona.

3.5 Resultados

El procesamiento de las mediciones fue realizado utilizando tres programas escritos en Matlab (HVSRAV.m, HVSREA.m y SRRS.m, los cuales son presentados en el Apendice D) y un programa comercial, JSesame, cuyo origen es el proyecto Europeo SESAME (SESAME, 2004). El objetivo de este análisis es comparar el periodo fundamental obtenido para cada uno de los sitios estudiados, empleando las diferentes técnicas descriptas anteriormente, pero fundamentalmente verificar la validez de la técnica H/V empleando registros de microtemblores.

Los periodos predominantes de sitio estimados para los cinco sitios de registro se resumen en las Tablas 3.6 y 3.7. Las tablas presentan los resultados divididos en dos grupos: estimaciones basadas en registros de movimientos sísmicos débiles y en vibración ambiental (microtemblores). La Tabla 3.6 presenta los resultados obtenidos empleando los sismos Dic11 y Oct17, mientras que la Tabla 3.7 presenta los correspondientes al sismo May1.

3.6 Discusión de los resultados

En general, las predicciones obtenidas con los diferentes métodos comparan razonablemente bien, excepto para el sitio de referencia MY05, como se puede observar de la Tabla 3.6. En términos de esfuerzo computacional, el método más simple de aplicar fue HVSR-VA, el cual tiene la ventaja adicional de que los datos pueden ser obtenidos fácilmente y rápidamente sin la necesidad de tener que esperar la ocurrencia de un sismo.

Tabla 3.6: Resumen de las estimaciones de los periodos y frecuencias predominantes de sitio para los sismos Dic11 y Oct17.

Estación	Clase NEHRP	Estimaciones basadas en sismos débiles			Estimaciones basadas en microtemblores	
		FTS-MD	SRRS	HVSR-MD	FTS-VA	HVSR-VA
MY02	D	0.22 s (4.65 Hz)	0.21 s (4.78 Hz)	0.22 s (4.42 Hz)	0.21 s (4.87 Hz)	0.18 s (5.57 Hz)
MY03	F (E)	0.47 s (2.12 Hz)	0.56 s (1.77 Hz)	0.52 s (1.94 Hz)	0.37 s (2.70 Hz)	0.39 s (2.55 Hz)
MY05	B/C	0.27 s (3.71 Hz)	Ref.	0.19 s (5.32 Hz)	0.10 s (10.0 Hz)	0.10 s (9.7 Hz)
MY08	E	0.28 s (3.57 Hz)	0.28 s (3.60 Hz)	0.27 s (3.74 Hz)	0.27 s (3.73 Hz)	0.27 s (3.70 Hz)

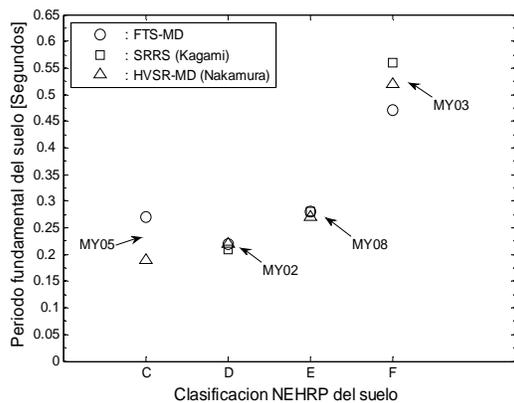
Notas: FTS = Interpretación directa del espectro de Fourier; SRRS = Cocientes espectrales respecto a un sitio de referencia en roca (Kagami); HVSR = Cociente espectral Horizontal/Vertical en un sitio dado (Nakamura); MD = Movimiento débil; VA = Vibración ambiental; Ref. = Sitio de referencia.

Tabla 3.7: Resumen de las estimaciones de los periodos y frecuencias predominantes de sitio para el sismo May1.

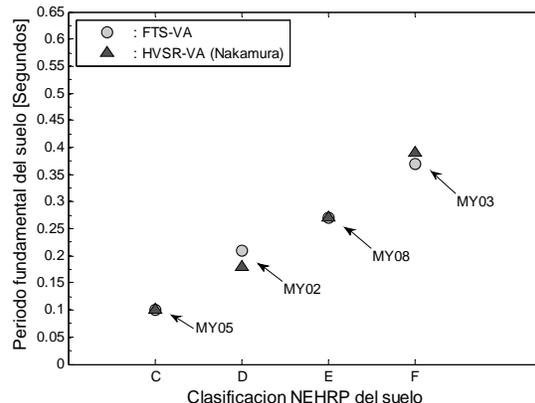
Estación	Clase NEHRP	Estimaciones basadas en sismos débiles			Estimaciones basadas en microtemblores	
		FTS-MD	SRRS	HVSR-MD	FTS-VA	HVSR-VA
MY02	D	0.21 s (4.70 Hz)	0.21 s (4.77 Hz)	0.20 s (4.90 Hz)	0.21 s (4.87 Hz)	0.18 s (5.57 Hz)
MY05	B/C	0.12 s (8.49 Hz)	Ref.	0.15 s (6.62 Hz)	0.10 s (10.0 Hz)	0.10 s (9.70 Hz)
MY09	D	0.70 s (1.42 Hz)	0.75 s (1.34 Hz)	0.77 s (1.30 Hz)	0.28 s (3.63 Hz)	0.67 s (1.50 Hz)

Notas: FTS = Interpretación directa del espectro de Fourier; SRRS = Cocientes espectrales respecto a un sitio de referencia en roca (Kagami); HVSR = Cociente espectral Horizontal/Vertical en un sitio dado (Nakamura); MD = Movimiento débil; VA = Vibración ambiental; Ref. = Sitio de referencia.

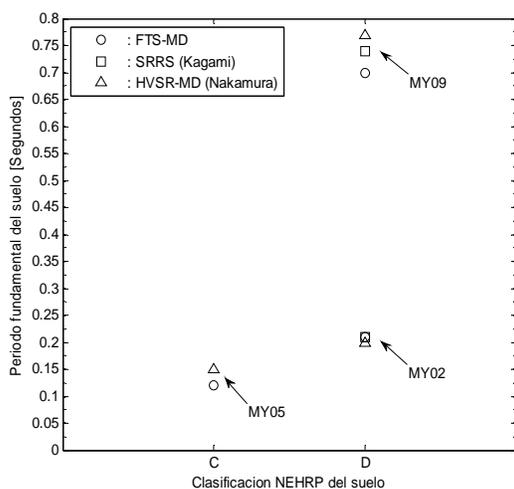
Las Figuras 3.2 a) y b) muestran, respectivamente, las comparaciones del periodo fundamental estimado utilizando los sismos Dic11 y Oct17, agrupados en términos de la clasificación de suelo NEHRP, por los métodos que utilizan sismos de movimiento débil y microtemblores. De la misma manera, las Figuras 3.3 a) y b) muestran la misma comparación, pero utilizando el sismo May1.



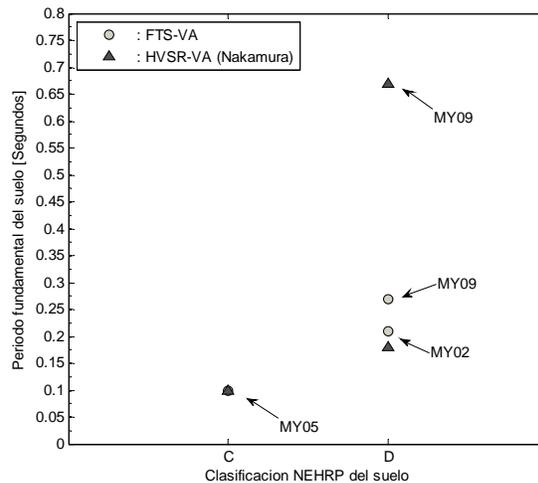
a) Predicciones usando sismos de movimiento débil



b) Predicciones usando microtemblores

Figura 3.2: Comparación del periodo predominante según los sismos Dic11 y Oct17.

a) Predicciones usando sismos de movimiento débil



b) Predicciones usando microtemblores

Figura 3.3: Comparación del periodo predominante según el sismo May1.

Los valores obtenidos siguen la tendencia esperada, es decir el periodo de sitio estimado aumenta al incrementar la clasificación NEHRP del suelo (la Tabla 3.8 muestra la clasificación NEHRP del suelo). Sin embargo, la estimación realizada para el sitio MY05 utilizando la técnica FTS-MD no cumple esta tendencia (ver Figura 3.2a)), por lo que debe recordarse lo que se dijo anteriormente, de que esta técnica no siempre da resultados favorables y solo debe usarse para un análisis preliminar de los datos.

Tabla 3.8: Clasificación NEHRP de perfiles de suelo (adaptada de UBC 1997).

Tipo de suelo	Descripción del perfil de suelo
A	Roca dura con velocidad de onda de corte $V_s > 5000$ ft/s (1500 m/s)
B	Roca con velocidad de onda de corte $2500 < V_s \leq 5000$ ft/s ($760 < V_s \leq 1500$ m/s)
C	Suelo muy denso y roca suave con velocidad de onda de corte $1200 < V_s \leq 2500$ ft/s ($360 < V_s \leq 760$ m/s) o con resistencia de penetración estándar $N > 50$ o resistencia al corte del espécimen húmedo $S_u \geq 2000$ psf (100 kPa)
D	Suelo rígido con velocidad de onda de corte $600 < V_s \leq 1200$ ft/s ($180 < V_s \leq 360$ m/s) o con resistencia de penetración estándar $15 \leq N \leq 50$ o resistencia al corte del espécimen húmedo $1000 \leq S_u < 2000$ psf ($50 \leq S_u < 100$ kPa)
E	Perfil de suelo con velocidad de onda de corte $V_s < 600$ ft/s (180 m/s) o cualquier perfil con más de 10 ft (3 m) de arcilla suave, definido como un suelo con índice de plasticidad $PI > 20$, contenido de agua $w \geq 40$ % y resistencia al corte del espécimen húmedo $S_u < 500$ psf (25 kPa)
F	<p>Suelos que requieren evaluación específica en sitio:</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. Suelos susceptibles a falla o colapso bajo carga sísmica; i.e., licuación de arcillas sensitivas o suelos levemente sementados que pueden colapsar (asentarse abruptamente) bajo carga sísmica. 2. Capas de turba y/o arcilla altamente orgánica con espesor mayor a 10 ft (3 m) 3. Capas de arcilla con mucha plasticidad ($PI > 75$) con espesor mayor a 25 ft (8 m) 4. Capas de arcilla de suave a media con espesor mayor a 120 ft (36 m)

Con el objetivo de validar los resultados obtenidos se realiza una última comparación utilizando los resultados presentados por Pérez (2005) en su tesis de maestría. Pérez presentó un análisis lineal y no-lineal equivalente de la respuesta del terreno, para el caso unidimensional, utilizando para ello datos obtenidos de ensayos SASW (Spectral Analysis of Surface Waves) y de penetración estándar. También mostró los espectros de respuesta del terreno en la superficie para cada uno de los sitios estudiados. El cálculo de la respuesta del terreno se realizó utilizando el programa SHAKE2000 junto con varios registros de

terremotos. Los datos de entrada necesarios fueron el historial de aceleraciones de un terremoto, el perfil del terreno y las propiedades dinámicas del suelo. Como historiales de aceleración se utilizaron cinco terremotos, cuatro artificiales y el terremoto de El Salvador ocurrido el 10 de Octubre de 1986.

Uno de los sitios analizados fue el llamado Viaducto en la carretera #2 de Mayagüez, el cual esta próximo a la estación sísmica ubicada en el edificio Darlington (MY09). En la Figura 3.4 se puede observar las características del perfil de suelo presente en el Viaducto (materiales que conforman el suelo, perfil de velocidades de onda de corte y los valores N obtenidos del ensayo de penetración estándar). Los espectros de respuesta obtenidos del análisis lineal y no-lineal, tanto para los sismos artificiales (promediados aritméticamente) como para el sismo de El Salvador se pueden observar en las Figuras 3.5, 3.6, 3.7 y 3.8. De los resultados obtenidos por Pérez (2005), el periodo fundamental que se obtuvo para el Viaducto del análisis lineal fue de 0.5 segundos, mientras que del análisis no-lineal fue de 0.74 segundos. Como podemos observar de la Tabla 3.7, para el sitio MY09, los periodos obtenidos están más próximos al periodo que se obtuvo del análisis no-lineal, excepto para el método FTS-VA. Si se hace un promedio de los periodos obtenidos, el valor que se obtiene es 0.63 segundos.

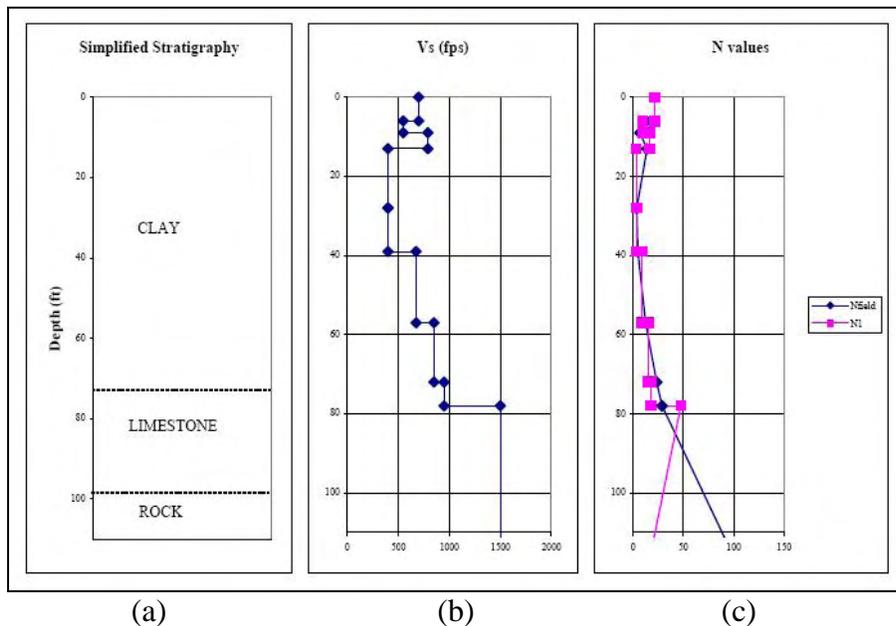


Figura 3.4: (a) Materiales del suelo, (b) Velocidades de onda de corte, y (c) valores N para el Viaducto (Pérez, 2005).

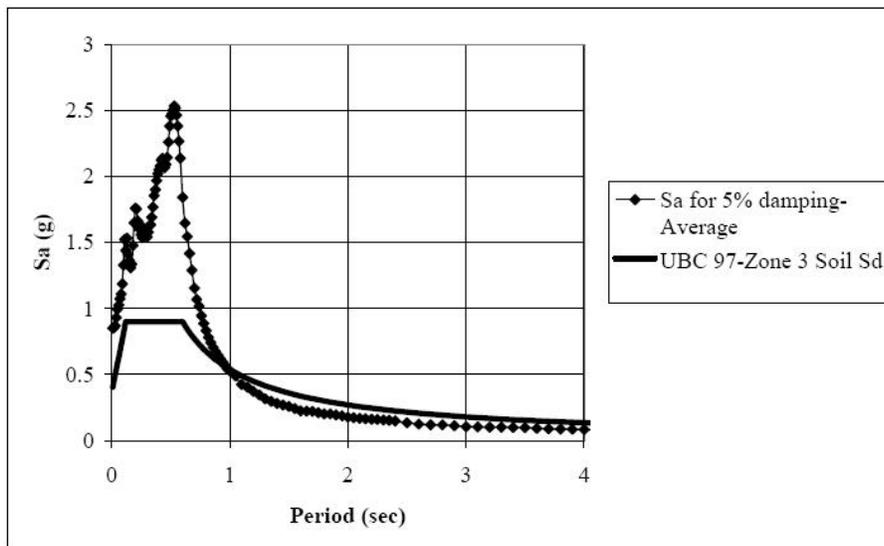


Figura 3.5: Espectro de respuesta en superficie del análisis lineal y espectro de diseño según UBC 97 para el Viaducto para sismos artificiales (Pérez, 2005).

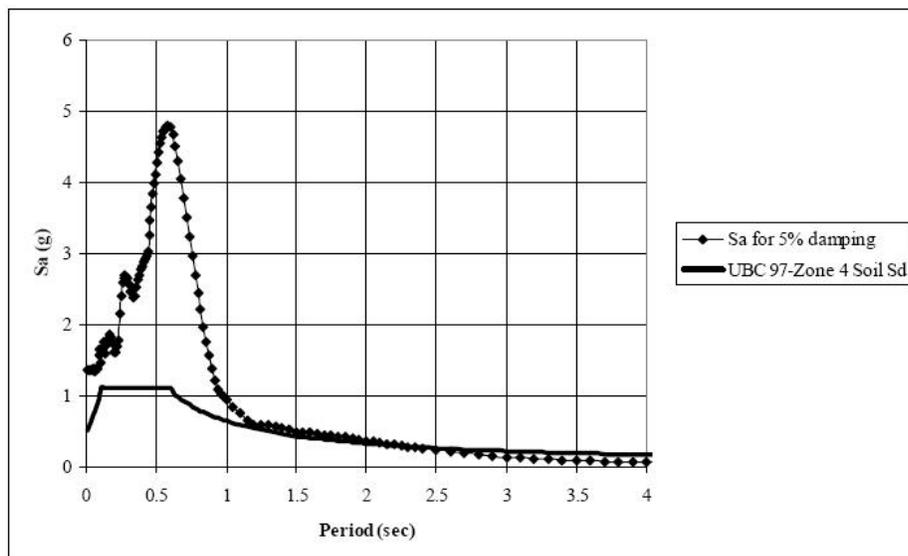


Figura 3.6: Espectro de respuesta en superficie del análisis lineal (sismo de El Salvador) y espectro de diseño según UBC 97 para el Viaducto (Pérez, 2005).

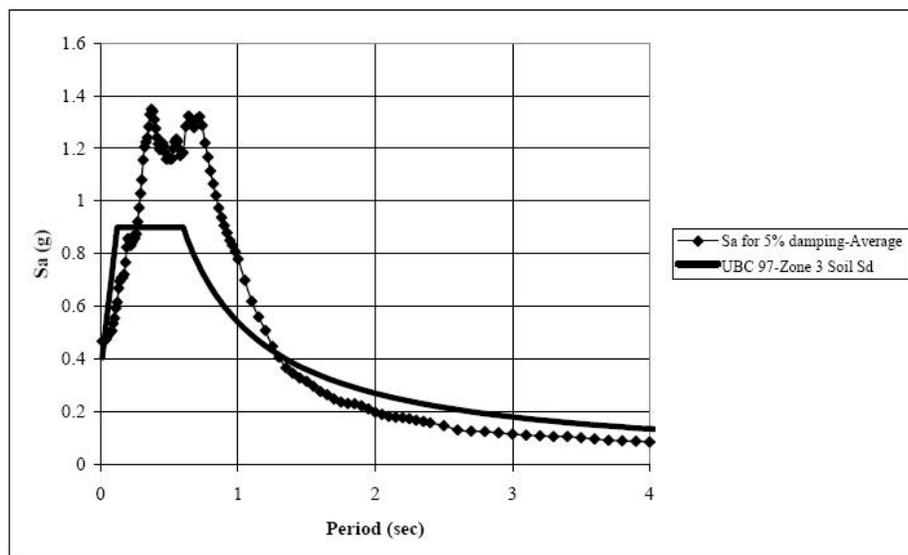


Figura 3.7: Espectro de respuesta en superficie del análisis no-lineal y espectro de diseño según UBC 97 para el Viaducto para sismos artificiales (Pérez, 2005).

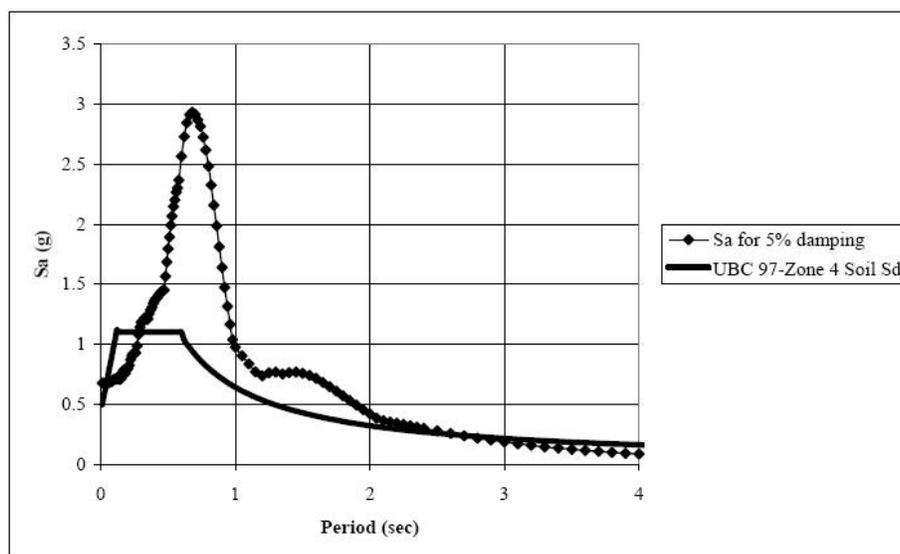


Figura 3.8: Espectro de respuesta en superficie del análisis no-lineal (sismo de El Salvador) y espectro de diseño según UBC 97 para el Viaducto (Pérez, 2005).

En conclusión, en este capítulo se investigó la conveniencia de utilizar microtemblores y terremotos de movimiento débil para la estimación de periodos predominantes de sitio utilizando registros obtenidos en cinco estaciones sísmicas de movimiento fuerte instrumentadas con acelerómetros EpiSensor en Mayagüez, Puerto Rico. Para cada tipo de movimiento del terreno, se investigaron varios métodos. En general, todos los métodos proveyeron estimaciones del periodo o frecuencia predominante del sitio razonablemente similares, excepto, como se comentó anteriormente, para la estación MY05. El poder predecir confiablemente los periodos predominantes de sitio a partir de microtemblores es una ventaja para regiones sísmicas como Puerto Rico donde existe una baja tasa de recurrencia y no hay datos históricos de movimientos fuertes.

4 DESCRIPCIÓN DE LA APLICACIÓN A MAYAGÜEZ, PUERTO RICO

4.1 Introducción

En este capítulo se presenta el análisis de microtemblores con la técnica de la relación espectral Horizontal/Vertical, realizado para la microzonificación de la ciudad de Mayagüez, Puerto Rico, cuya ubicación puede observarse en la Figura 1.5. La Figura 4.1 muestra la ciudad de Mayagüez con los distintos barrios que la conforman. Al comienzo del capítulo se presenta una descripción general del área de Mayagüez y luego se realiza una descripción de las mediciones realizadas. Finalmente se detalla el procesado que se le realizó a las mediciones de vibración ambiental. Dentro de la sección correspondiente al procesado de las mediciones, se presenta un análisis de la influencia de los distintos parámetros involucrados en el procesado de las mediciones, un análisis de estabilidad del método del cociente espectral Horizontal/Vertical y una comparación entre el cociente espectral Horizontal/Vertical y la función de transferencia obtenida a partir del modelado del depósito de suelo.

4.2 Descripción general del área de Mayagüez

4.2.1 Ubicación general

Como ya se dijo en la sección 1.3.1, la isla de Puerto Rico está localizada en la placa del Mar Caribe entre las latitudes 18° y 18.5°N y longitudes 65.25° y 67.25°O . El área de

estudio para este trabajo está concentrada sobre la ciudad de Mayagüez, la cual está ubicada en el extremo Oeste de la isla de Puerto Rico como lo muestra la Figura 1.5.



Figura 4.1: Barrios de Mayagüez.

4.2.2 Características sísmicas del área

La isla de Puerto Rico está ubicada sobre una muy activa y compleja región tectónica en el noreste del Mar Caribe. La mayor parte de la actividad sísmica del área es producida por la convergencia y traslación lateral de las placas de Norte América y del Caribe por debajo de la placa de Puerto Rico (Tuttle et al., 2003), como muestra la Figura 4.2.

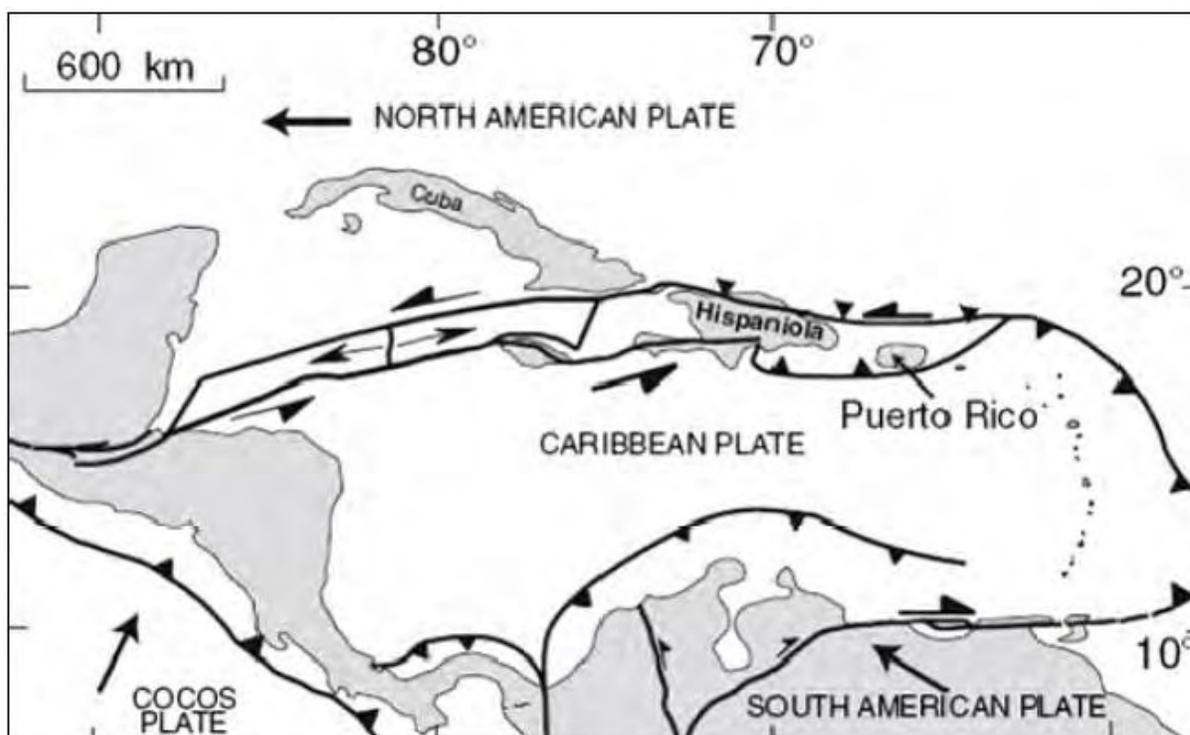


Figura 4.2: Configuración de las placas tectónicas para la región del Caribe (de Tuttle et al., 2003).

La Figura 4.3 muestra cómo Puerto Rico está rodeado de fallas activas las cuales son consideradas las principales fuentes de actividad sísmica en la isla. El Cañón de La Mona y el Canal de Anegada son zonas de extensión localizadas al Oeste y al Este de la isla, respectivamente. Hay dos zonas de subducción, al Norte la Trinchera de Puerto Rico y al Sur el Canal de Muertos. También existen segmentos de una gran zona de falla en la región Norte de Puerto Rico (GNPRFZ) y de otra gran zona de falla en la parte Sur de Puerto Rico (GSPRFZ) que cruzan la isla de noroeste a sureste.

Además de las fuentes sísmicas mencionadas anteriormente, una nueva fuente sísmica fue recientemente identificada como capaz de generar eventos con una magnitud M7.0 (Prentice et al., 2000; Prentice y Mann, 2005). Esta falla, ubicada en el interior de la isla, se identifica

en la Figura 4.3 como SLF por la abreviación de South Lajas Fault. La misma está localizada en la esquina suroeste de Puerto Rico.

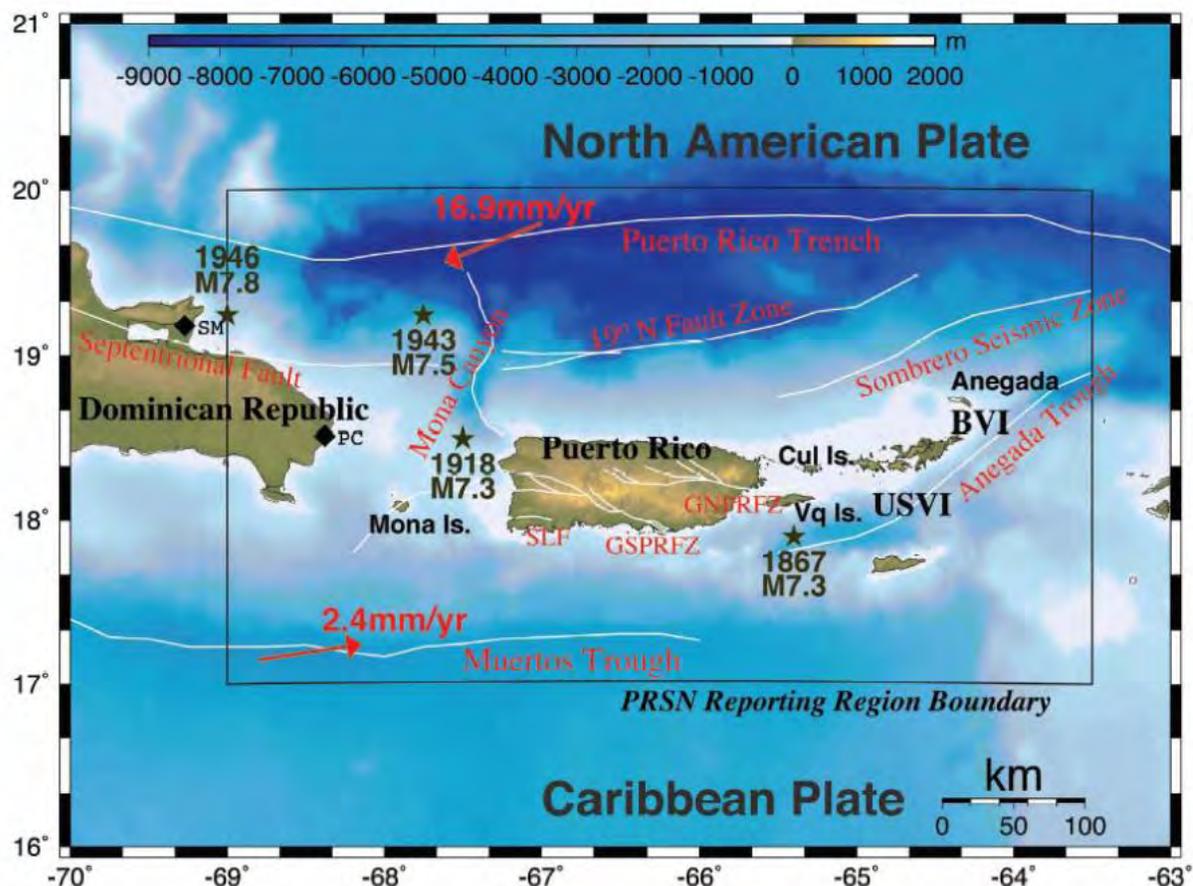


Figura 4.3: Actividad sísmica y principales fallas de Puerto Rico (de Clinton et al., 2006).

Las potenciales fuentes sísmicas más importantes para el área de Mayagüez son la Trinchera de Puerto Rico, el Canal de Muertos y el Cañón de La Mona (McCann, 1987). Los registros históricos demuestran que en el pasado han ocurrido fuertes terremotos en la Trinchera de Puerto Rico (Sykes et al., 1982 y McCann, 1993). Se cree que esta fuente es capaz de generar eventos con una magnitud de hasta $M \sim 8$, debido a que existe evidencia de que en 1943 produjo un evento de magnitud $M \sim 7.75$ (McCann, 1987). También, de acuerdo a McCann (1987) el Canal de Muertos es considerado capaz de producir eventos de

M ~ 7.5 a 8.0. Sin embargo, la sismicidad producida por el Cañón de La Mona es considerada como la amenaza más importante para la costa oeste debido a la proximidad a esta área. Esta zona es capaz de generar sismos de M ~ 7.5 a 8.0 (McCann, 1987). En 1918, esta fuente generó el evento más devastador para el área de Mayagüez, con una magnitud estimada de 7.3. Aproximadamente 116 personas murieron debido a este evento y se estimó una pérdida en propiedades de cuatro millones de dólares de esa época (Reid and Taber, 1919).

4.2.3 Geología general

La geología general para el área de Mayagüez ha sido mapeada por Curet (1986). La Figura 4.4 muestra las diferentes unidades geológicas identificadas por Curet y la Tabla 4.1 provee una breve descripción de estas unidades. En términos generales, el área de Mayagüez yace entre el contacto de dos unidades geológicas diferentes: el complejo Sierra Bermeja y un complejo volcánico (Moya y McCann, 1992). El complejo Sierra Bermeja está compuesto principalmente por rocas volcánicas y metamórficas de edad pre-Cretácea a Cretácea Temprana y es considerado como la formación rocosa más antigua de la isla (Moya y McCann, 1992). El complejo volcánico está constituido por rocas sedimentarias y volcánicas de finales de la edad Cretácea a comienzos de la edad Terciaria y recubre al complejo Sierra Bermeja (Moya y McCann, 1992).

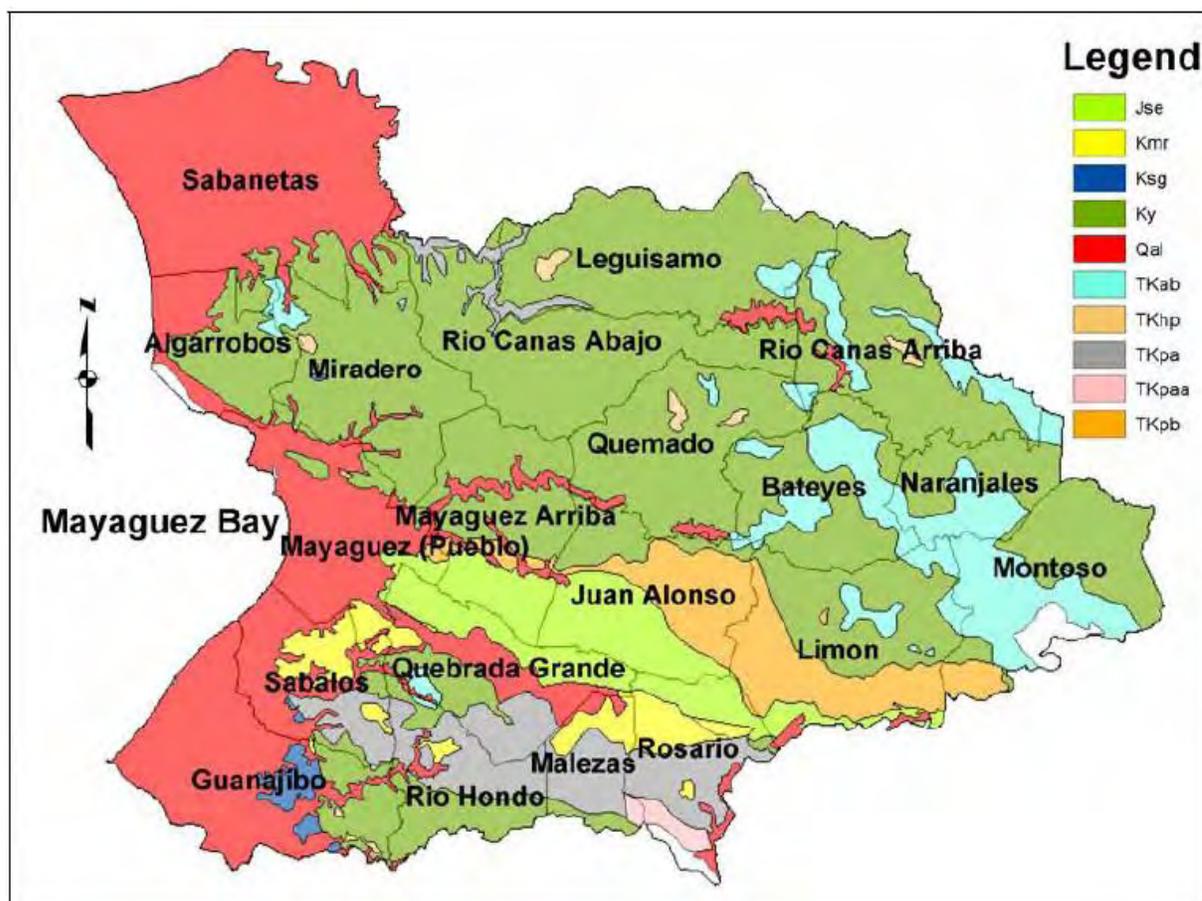


Figura 4.4: Mapa geológico de Mayagüez (de Curet, 1986).

Tabla 4.1: Tabla geológica estratigráfica del área de Mayagüez (de Curet, 1986).

Age	Stratigraphy	Description
Holocene	Qal alluvium	Sand, silt and gravels, includes rock falls and landslide deposits
Early Tertiary Maestrician (Maest.)	TKpb Basalts	Basalts and basalts weathered
	TKpa Andesite-diorite	Porphyritic andesite-diorite
	TKpaa Andesite-diorite	Altered porphyritic andesite-diorite
	TKhp Diorite	Porphyritic hornblende diorite (massive)
	TKab Basalt	Porphyritic augite basalt (massive)
Maestrician and Campanian	Kmr Maricao Formation	Massive breccia, conglomerate sandstone and limestone
	Ky Yauco Formation	Calcareous volcanoclastic sandstone, siltstone, claystone and limestone
Maestrician and Turonian	Ksg Sábana Grande Formation	Massive breccia, conglomerate sandstone, siltstone, claystone and limestone
Pre. Late Kimmeridgian	Jse Serpentinite	Massive and weathered serpentinite

Las áreas próximas a la línea costera son en gran parte depósitos de arena de playa, característica de ambientes costeros. Estas arenas están compuestas principalmente por arenas de cuarzo formadas en el Holoceno y se describen como redondeadas, de tamaño medio a pequeño con grava de menor tamaño (Moya y McCann, 1992). Cerca de los ríos (el Río Guanajibo, por ejemplo) los suelos son depósitos aluviales del último Pleistoceno y Holoceno. En el Río Guanajibo, el espesor de los depósitos aluviales varía entre 50 y 100 ft (Colón-Dieppa et al., 1985). En el Río Añasco los depósitos tienen típicamente más de 100 ft de espesor (Colón-Dieppa et al., 1985). Se encontró que en la vecindad del Río Yagüez los suelos aluviales se extienden hasta la profundidad final investigada de 120 ft (Capacete y Herrera, 1972) y se cree que se extienden de 170 ft hasta 300 ft en las planicies aluviales de Mayagüez (McGuinness, 1946; Rodríguez and Capacete, 1988). Tanto el Pueblo de Mayagüez como el distrito Sabanetas están principalmente constituidos por suelos aluviales. Las vecindades de Mayagüez como Algarrobos, Miradero, Sábalo y Guanajibo también poseen depósitos aluviales pero de menos extensión debido a que son predominantemente suelos residuales. Los suelos residuales en el área de Mayagüez están localizados en terrenos montañosos alejados de ríos y arroyos.

Rodríguez-Martínez et al. (2004) dividieron Mayagüez en cinco terrenos hidrogeológicos de acuerdo a las características hidrogeológicas y topográficas y al potencial de desarrollo de agua subterránea. La extensión aérea de estos terrenos se muestra en la Figura A-1 del Apéndice A.

El primer terreno identificado por Rodríguez-Martínez et al. (2004), MayHT1 (Mayagüez Hydrologic Terrain 1), está restringido a zonas de baja altura, incluyendo las áreas costeras y terrazas aluviales a lo largo de ríos y arroyos en el interior montañoso. Este

terreno es subdividido en una zona superior y una zona inferior. La zona superior se compone principalmente de suelo aluvial Cuaternario y en menor grado de mangle y depósitos Cuaternarios del pantano. Según Rodríguez-Martínez et al. (2004) la zona aluvial de este terreno es material granular predominantemente fino, con alto contenido de lúgamo y arcilla y con cantidades menores de arena. Depósitos menores de grava y arena de considerable espesor están altamente localizados y pueden ser encontrados principalmente en la vecindad de antiguos y actuales canales de ríos. Este estudio estimó que el espesor de la zona superior se encuentra entre 50 y 100 ft. La zona más baja, siendo base de la zona superior, consiste de arenisca fluvial y marina pre-Cuaternarias y volcanoclásticas (areniscas, limolita, arcillitas y brecha) y piedra caliza de la edad Terciaria. La zona baja tiene como base rocas serpentinita e ígnea de la edad Cretácea Media y Final (Curet, 1986). El espesor de la zona baja es desconocido. Las rocas volcanoclásticas encontradas en esta zona fueron originadas de la deposición de materiales de erupción volcánica directamente sobre el mar o por erosión y deposición final de rocas volcánicas existentes (Curet, 1986).

El segundo terreno definido por Rodríguez-Martínez et al. (2004) es etiquetado MayHT2. Éste consiste de rocas volcanoclásticas con inclusiones de rocas ígneas. Este terreno está localizado sobre los barrios Río Cañas Abajo, Montoso, Bateyes y Naranjales. Las rocas volcanoclásticas y las rocas intrusas son de la edad Cretácea y Terciaria (Curet, 1986). Las unidades volcanoclásticas encontradas en esta zona en orden decreciente de la extensión aérea son la Formación Yauco y la Formación Maricao (Curet, 1986). La Formación Yauco está compuesta principalmente de arenisca volcanoclástica calcárea, limolita, lutita, arcillitas, piedra caliza y brecha y conglomerado subordinados, mientras que

la formación de Maricao consiste mayormente de brecha con cantidades menores de conglomerado, areniscas volcanoclásticas y piedra caliza.

Rodríguez-Martínez et al. (2004) definieron el tercer terreno hidrogeológico, MayHT3, como compuesto principalmente de la Formación Yauco, cantidades menores de la Formación Maricao y mínimas cantidades de rocas ígneas de composición basáltica y diorítica (Curet, 1986). Los terrenos hidrogeológicos MayHT2 y MayHT3 son contiguos y están separados por una zona transicional pobremente definida, principalmente en los barrios de Leguisamo, Río Cañas Abajo y Quemado (Rodríguez-Martínez et al., 2004).

El terreno hidrogeológico MayHT4 está localizado en la parte sur de Mayagüez y está restringido a la altiplanicie Cerro de Las Mesas. Éste consiste mayormente de serpentinita, roca constituida principalmente del mineral serpentinita, y menores cantidades de rocas ígneas intrusas que se presumen pertenecen a la edad Terciaria Temprana a Media. Rodríguez-Martínez et al. (2004) indican que en grandes áreas del terreno hidrogeológico MayHT4 el basamento rocoso de serpentinita está expuesto directamente sin recubrimiento de suelo.

El último terreno hidrogeológico definido por Rodríguez-Martínez et al. (2004), MayHT5, consiste de rocas ígneas intrusas de la edad Terciaria y Cretácea (Curet, 1986). Estas rocas ígneas son de composición basáltica y diorítica, similar a los terrenos hidrogeológicos MayHT2 y MayHT3.

4.2.4 Topografía

Mayagüez está ubicado sobre uno de los valles costeros del lado Oeste de la Isla de Puerto Rico. La topografía del área de Mayagüez puede ser descrita como de depósitos costeros de la edad Holocena y valles aluviales con pendientes suaves a planas, mientras que en la parte Este y Noreste de la ciudad predomina el terreno montañoso.

Los depósitos costeros se ubican a lo largo de la costa de la Bahía de Mayagüez. Los valles aluviales en cambio se encuentran en los alrededores de los principales ríos del área, llamados ríos Yagüez y Guanajibo, debido a que fueron formados por la deposición de depósitos aluviales de estos ríos. La porción más ancha del llano costero está situada en la boca del Río Guanajibo, que está situado en la parte Sur de la Ciudad de Mayagüez. Por otro lado, la zona montañosa está situada sobre la parte Este de la ciudad, comenzando cerca del área costera y elevándose rápidamente hasta 350 metros sobre el nivel del mar.

El estudio realizado por Rodríguez-Martínez et al. (2004) también describe las características topográficas de los cinco terrenos hidrogeológicos de Mayagüez mencionados en las secciones previas. MayHT1 se describe como plano y de tierras bajas. MayHT2 son terrenos inclinados de pendientes variables con la mayoría excediendo los 15 grados. En MayHT3 la pendiente del terreno también es variable, pero la porción con pendientes iguales o menores a 15 grados es mayor que en MayHT2. En el caso de MayHT4 y MayHT5, las pendientes del terreno van desde menos de 15 grados a más de 45 grados.

Lugo (2007) en su tesis de maestría creó, con ayuda del programa ArcMap 9.0©, un perfil topográfico usando una base de datos desarrollada para el área de Mayagüez (US Census Bureau, 2000). El perfil topográfico fue generado en la dirección Norte-Sur

como se muestra en la Figura 4.5. El perfil topográfico se muestra en la Figura 4.6. De esta figura puede inferirse que las áreas de Sabanetas y el Pueblo de Mayagüez pueden ser clasificadas como de terrenos bajos en los cuales la elevación se encuentra principalmente entre 2 y 15 metros sobre el nivel del mar. Como se mencionó en las secciones previas, estas dos regiones están compuestas principalmente de depósitos aluviales.



Figura 4.5: Ubicación del perfil topográfico norte-sur (Lugo, 2004).

De acuerdo al censo del año 2000 (US Census Bureau, 2000), casi el 33 por ciento de la población de Mayagüez vive en el área del Pueblo de Mayagüez con un total del 38 por ciento de las casas de Mayagüez ubicadas en esta área. Por otro lado, solo el 2.7 por ciento de

la población y el 2.5 por ciento de las casas están ubicadas en el área de Sabanetas. Los restantes valores para otras regiones observados en la Figura 4.6 se muestran en la Tabla 4.2.

Tabla 4.2: Datos de población para áreas a lo largo del perfil topográfico N-S¹.

Área Geográfica	Población Estimada	Número de Casas	% de la Población Total	% del Total de Casas
Sabanetas	2645	985	2.7	2.5
Miradero	5510	2155	5.6	5.5
Mayagüez (Pueblo)	32043	14932	32.6	37.9
Sábalos	10271	3773	10.4	9.6
Guanajibo	7165	2754	7.3	7.0

¹Fuente: U.S. Census Bureau, Census 2000 Summary File 1

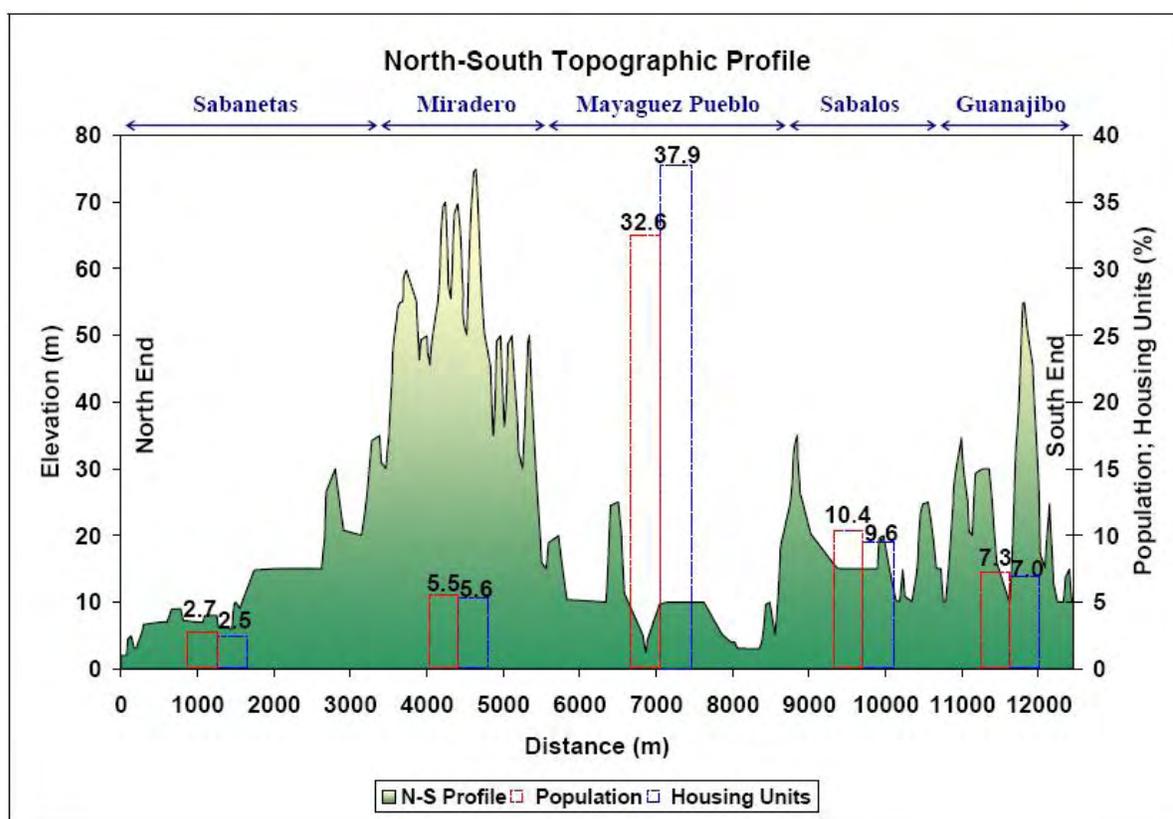


Figura 4.6: Perfil topográfico en dirección norte-sur (Lugo, 2004).

Luego de comparar la distribución de población de las regiones a lo largo del perfil topográfico, se puede apreciar que la región de Mayagüez (Pueblo) es un área densamente poblada. Debido a la gran parte de la población de Mayagüez que vive en esta área y considerando las características geológicas de esta región, puede inferirse que los efectos de un sismo mayor, como el de octubre 11 de 1918, podría ser hoy mucho más devastador que en aquel tiempo.

4.3 Mediciones de Vibración Ambiental

En esta sección se presenta todo lo concerniente a las mediciones de vibración ambiental efectuadas en el área de Mayagüez. Se describirá el tipo de instrumentación utilizada, el protocolo empleado para la toma de las mediciones y las mediciones efectuadas.

4.3.1 Instrumentación utilizada

Las mediciones de vibración ambiental fueron realizadas utilizando acelerógrafos Etna de la compañía Kinometrics. En su configuración típica como acelerógrafo de movimiento fuerte, el Etna incluye internamente un acelerómetro triaxial de fuerza balanceada (EpiSensor ES-T) y un sistema de GPS (Sistema de Posicionamiento Global). La Figura 4.7 muestra el instrumento sin su tapa. En esta figura se puede observar la ubicación de los distintas partes que conforman al instrumento. En la parte superior derecha se ubica el sensor triaxial, en la parte superior izquierda la batería, luego se encuentran los dos espacios para las tarjetas de memoria y en la parte frontal los enchufes para las conexiones.



Figura 4.7: Acelerógrafo Etna de la compañía Kinemetrics.

Se utilizaron dos tipos de instrumentos Etna, uno con un rango dinámico de medición de $\pm 2.0g$ (siendo g la aceleración de la gravitación) y otro con un rango dinámico de medición de $\pm 0.25g$. Las mediciones fueron inicialmente tomadas empleando el instrumento de mayor rango dinámico. Luego, el Programa de Movimiento Fuerte adquirió dos instrumentos de $0.25g$. Se decidió realizar una prueba para determinar la posible influencia sobre los resultados del tipo de instrumento utilizado para realizar las mediciones. Se escogieron para esto dos sitios y se efectuaron mediciones con ambos tipos de instrumentos al mismo tiempo. Las mediciones fueron tomadas por un periodo de una hora en cada sitio y con cada instrumento. Los sitios escogidos fueron el estacionamiento de la Facultad de Biología (P#1)

y el patio de la Facultad de Ingeniería Civil (P#2). La ubicación de los sitios puede observarse en la Figura 4.8. Los resultados obtenidos para cada sitio luego de procesar las mediciones se presentan en la Figura 4.9 para el sitio P#1 y en la Figura 4.10 para el sitio P#2. La comparación se hace usando los cocientes espectrales H/V obtenidos con los dos instrumentos antes mencionados.



Figura 4.8: Ubicación de los sitios Biología (P#1) y patio Civil (P#2).

Como puede observarse en las Figuras 4.9 y 4.10, la forma de los cocientes espectrales se mantuvo prácticamente sin variación para ambos instrumentos, pero las amplitudes obtenidas con el instrumento de 0.25g fueron mayores que las obtenidas con el instrumento de 2.0g. Esto se debe a la mayor sensibilidad del instrumento de 0.25g. Cabe aclarar que todas las mediciones fueron tomadas a razón de 100 muestras por segundo, lo que equivale a una

frecuencia de plegado (frecuencia de Nyquist) de 50 Hz y fueron procesadas empleando los mismos parámetros de procesamiento (parámetros que serán explicados más adelante).

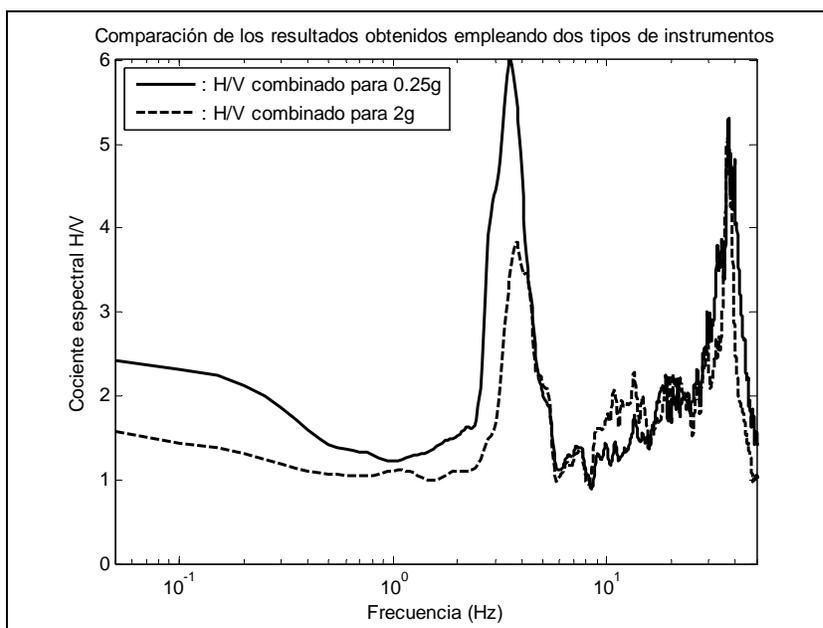


Figura 4.9: Cociente espectral H/V para Biología.

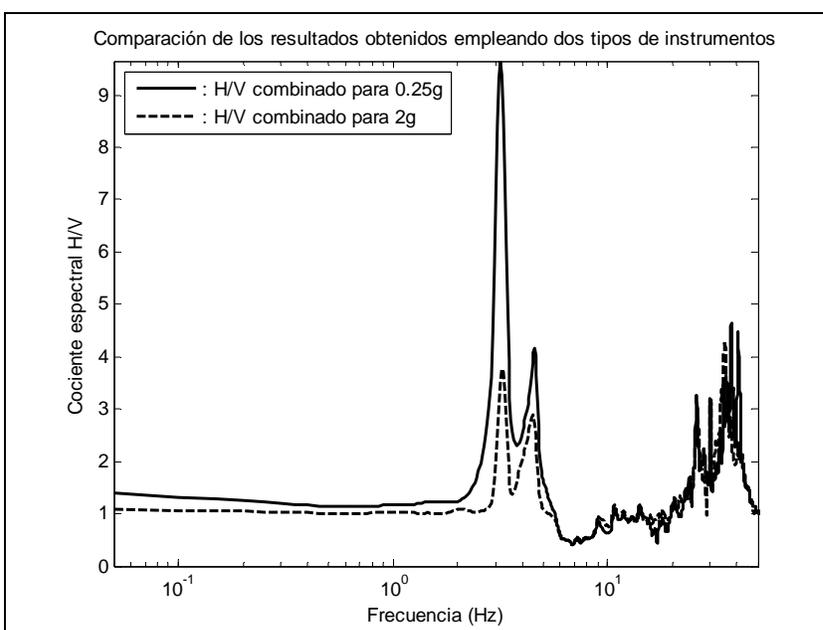


Figura 4.10: Cociente espectral H/V para el patio de Civil.

4.3.2 Protocolo para la toma de las mediciones

Con el objetivo de que todas las mediciones fueran realizadas bajo las condiciones más similares posibles, se confeccionó un protocolo a seguir por el operario del instrumento durante las mediciones. El objetivo fundamental fue evitar que el operario tuviera influencia sobre los resultados obtenidos. En este protocolo se indicó básicamente la manera de preparar el terreno donde se ubicará el instrumento, cómo ubicar el instrumento sobre el terreno, su orientación según los puntos cardinales y la configuración del mismo. Por otro lado, se confeccionó una hoja de campo para ser completada en cada sitio de medición con el objetivo de conocer las condiciones bajo las cuales se realizó cada medición y así poder determinar la posible influencia de ciertos parámetros como por ejemplo el tráfico, el viento, cercanía a edificios, etcétera. En el Apéndice B se presentan el protocolo preparado para ser utilizado como guía en mediciones futuras y la hoja de campo.

4.3.3 Mediciones efectuadas en el área de Mayagüez

Teniendo como objetivo realizar un estudio de microzonificación sísmica en la Ciudad de Mayagüez, específicamente la construcción de un mapa de isoperiodos de suelo, se realizó una campaña de mediciones de vibración ambiental. Inicialmente las mediciones se concentraron en el sector más densamente poblado de la ciudad y luego se extendieron hacia las afueras del Pueblo. En esta primera campaña se realizaron mediciones en 111 sitios de la Ciudad de Mayagüez. Las Figuras 4.11 y 4.12 muestran la ubicación de estos 111 sitios medidos.

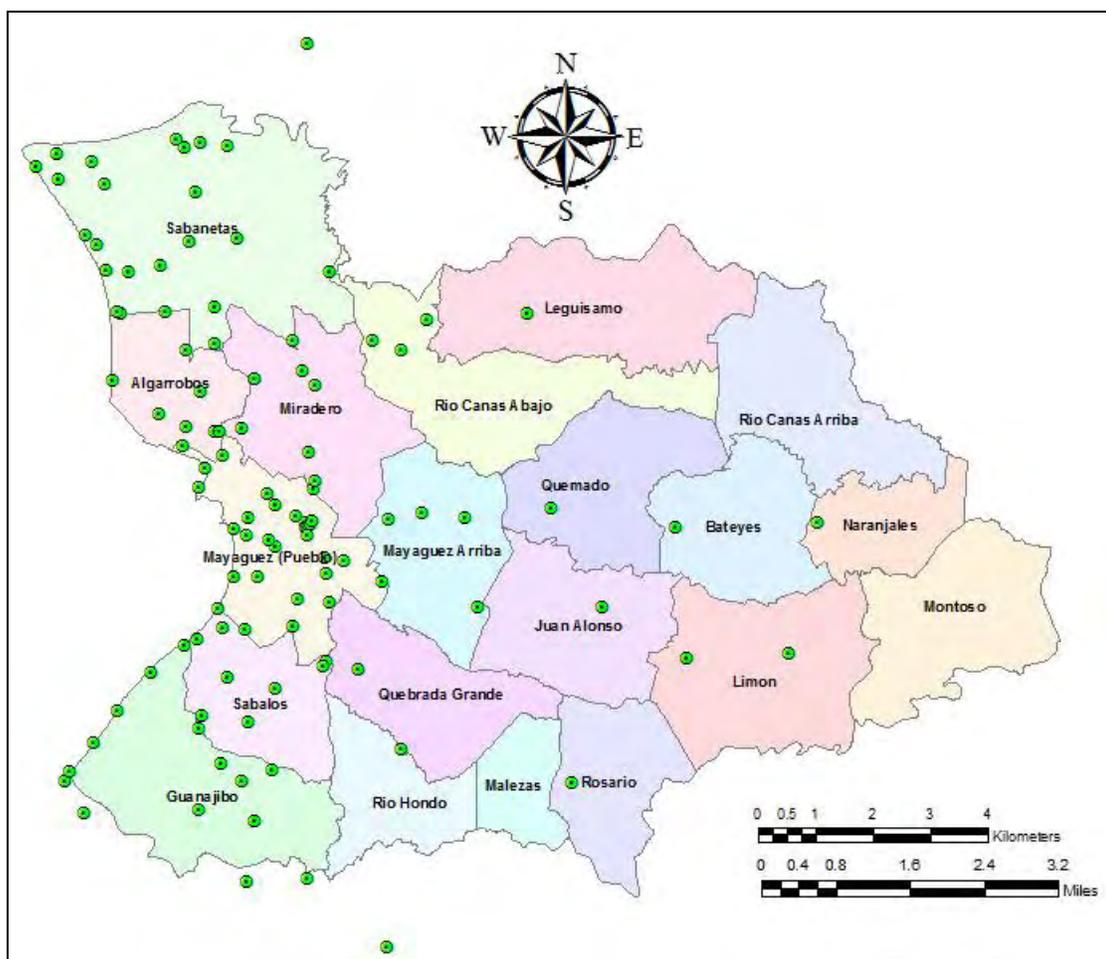


Figura 4.11: Sitios donde se tomaron mediciones de vibración ambiental.

Como se puede ver de la Figura 4.11, existe una alta densidad de sitios medidos en la región Oeste de la ciudad. Posteriormente, en una segunda campaña de mediciones, como se mostrará más adelante, se agregaron nuevas mediciones hacia el área Este de Mayagüez.

Las primeras mediciones fueron tomadas utilizando acelerómetros con un rango dinámico de $\pm 2.0g$ y posteriormente se los reemplazó por acelerómetros con rango dinámico de $\pm 0.25g$. Todas las mediciones se realizaron durante una hora y usando una razón de muestreo de 100 muestras por segundo (mps). La Figura 4.13 muestra el acelerómetro junto al ordenador portátil utilizado para configurar y disparar manualmente el instrumento.

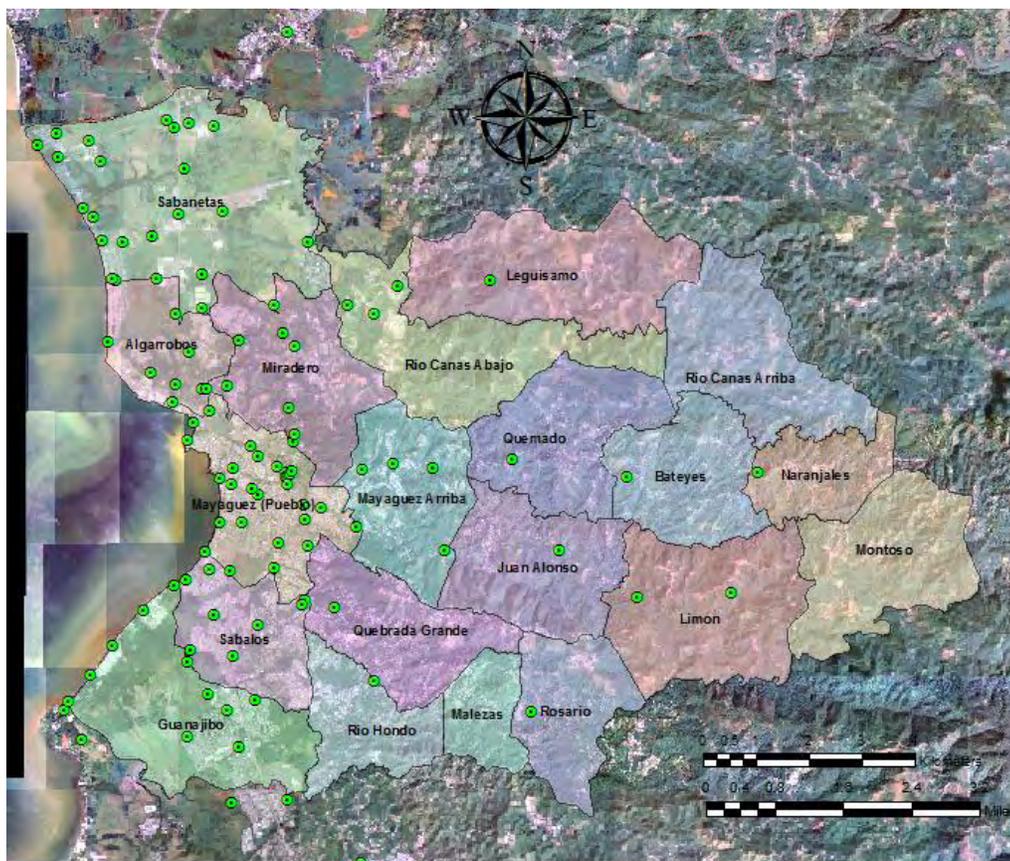


Figura 4.12: Sitios donde se tomaron mediciones de vibración ambiental.



Figura 4.13: Acelerómetro Etna y ordenador.

Como puede observarse en la Figura 4.13, el instrumento se encuentra montado sobre una placa de acero. El objetivo de esto fue lograr un mejor acoplamiento instrumento-terreno. En todos los sitios donde se encontró grama sobre el terreno, ésta fue retirada para poder ubicar el instrumento directamente sobre la superficie del terreno y evitar así posibles errores en las mediciones, como lo recomienda la literatura revisada (Chatelain et al., 2008).

En el capítulo correspondiente a la revisión de literatura se presentó un trabajo en el que se estudió la influencia del tipo de instrumento utilizado para efectuar las mediciones de vibración ambiental (Guillier et al., 2008). Como resultado del análisis efectuado, los autores no recomiendan el uso de acelerómetros para efectuar las mediciones. Sin embargo, si se consulta el trabajo realizado por Alfaro (2006), este investigador reporta que utilizó tanto velocímetros como acelerómetros, sin encontrar problema en el uso de ambos instrumentos. En el Apéndice C, donde se incluye un análisis realizado para determinar la posible influencia del tendido eléctrico de alta tensión sobre las mediciones, se presentarán resultados de mediciones efectuadas con un sismómetro de banda ancha y un acelerómetro de fuerza balanceada en el mismo sitio.

4.4 Procesado de las mediciones de vibración ambiental

Para realizar el procesado de las mediciones de vibración ambiental, se escribió un programa en Matlab, HVSRAV.m, un listado del cual se incluye en el Apéndice D. Básicamente el programa procesa el registro de cada canal del instrumento realizando las siguientes tareas: remoción de la media del registro, selección automática de ventanas basado en parámetros definidos por el usuario, multiplicación de cada ventana por una ventana

Hanning, cálculo de la transformada de Fourier y suavizado de la misma para cada ventana, cálculo de la media de los espectros de Fourier de todas las ventanas y finalmente cálculo de los cocientes espectrales NS/V, EO/V y Hc/V (donde Hc son las componentes horizontales combinadas). La combinación de las componentes horizontales se realizó de la siguiente manera:

$$\frac{Hc}{V} = \sqrt{\frac{H_{E-O}^2 + H_{N-S}^2}{2 \times V^2}} \quad (4.1)$$

donde H_{E-O} , H_{N-S} y V son, respectivamente, las amplitudes espectrales de Fourier en las direcciones E-O, N-S y vertical.

4.4.1 Ventana Hanning

En procesamiento de señales, una función ventana (window function, apodization function o tapering function, como se las conoce en inglés) es una función cuyo valor es cero fuera de un determinado intervalo. Por ejemplo, una función que es constante dentro del intervalo y cero fuera del mismo se conoce como **ventana rectangular**, y se define como:

$$h(t) = \begin{cases} 1 & \text{si } t \in [0, T] \\ 0 & \text{resto} \end{cases} \quad (4.2)$$

Cuando otra señal o función se multiplica por una función ventana, la función obtenida también vale cero fuera del intervalo: lo que permanece es aquello que se ve a través de la ventana. Estas funciones ventana se utilizan en análisis espectral, diseño de filtros, etc.

Para el caso de análisis espectral, si uno toma un segmento de tiempo finito de una señal muestreada y le calcula su transformada discreta de Fourier, se obtiene lo que se llama derrame o fuga espectral (“leaking” en inglés): cuando las longitudes de onda no dividen

exactamente el tamaño de la ventana, estas se “derraman” dentro de un rango de frecuencias contíguo (Figura 4.14). Esto puede interpretarse como una consecuencia de la respuesta en frecuencia del filtro rectangular, lo cual corresponde al truncado de la señal. Así, cuando se multiplica una señal $s(t)$ por una ventana, por ejemplo la ventana rectangular definida por la ecuación 4.2, se obtiene únicamente los T primeros segundos de la señal: o sea se observa la señal en un intervalo T . En vez de estudiar la señal $s(t)$, se estudia la señal truncada $s_h(t) = s(t) \bullet h(t)$. Si $S_h(t)$ se pasa al dominio de la frecuencia, mediante la transformada de Fourier, se obtiene el producto de convolución $S_h(f) = S(f) * H(f)$, donde $H(f)$ es la transformada de Fourier de la ventana. Debe tenerse presente que el asterisco representa la convolución de las dos funciones, $S(f)$ y $H(f)$, y no el producto directo de ambas.

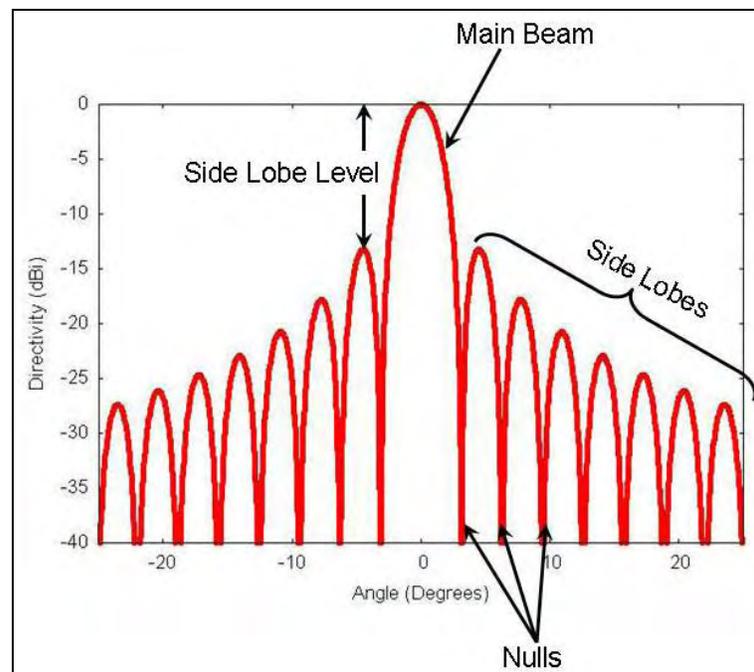


Figura 4.14: Respuesta en frecuencia de una función ventana típica (tomado de [http://en.wikipedia.org/wiki/Window function](http://en.wikipedia.org/wiki/Window_function)).

La utilización de una ventana cambia el espectro en frecuencia de la señal. Existen distintos tipos de ventanas que permiten obtener distintos resultados en el dominio de las frecuencias.

Si en lugar de aplicar una simple truncación la señal se multiplica por una función ventana tal que vaya disminuyendo hacia cero, los efectos del derrame espectral se pueden reducir.

Idealmente, cada frecuencia debería ser precisamente capturada, sin la presencia de liseo – una respuesta en frecuencia de una función delta de Dirac. Esto no es posible – la infinita cantidad de frecuencias no puede ser ajustada en la finita cantidad de lugares de la transformada discreta de Fourier – y uno debe escoger entre “precisión en la frecuencia” (medido por el ancho del lóbulo principal) y “eliminación del ruido” (medido por el nivel del lóbulo lateral y por cómo éstos decrecen más o menos rápido hasta cero).

Un tipo de ventana comúnmente utilizada en análisis de señales sísmicas es la ventana de Hann, cuya expresión matemática es:

$$w(n) = 0.5 \left[1 - \cos \left(\frac{2\pi n}{N-1} \right) \right] \quad (4.3)$$

donde N representa el ancho, en muestras, de la función ventana discreta (típicamente éste es una potencia entera de 2, tal como $2^{10} = 1024$) y n en un número entero, con valores $0 \leq n \leq N-1$. Una gráfica de este tipo de ventana puede observarse en la Figura 4.15.

El término “ventana de Hanning” es a veces usado para referirse a la ventana de Hann. Este tipo de ventana fue utilizado durante el procesado de los registros de vibración ambiental.

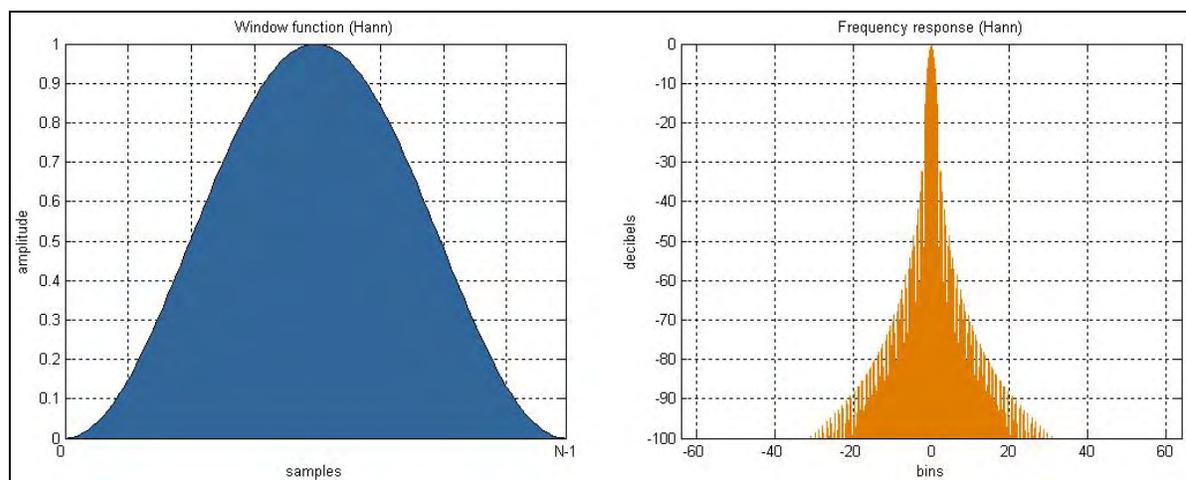


Figura 4.15: Función ventana de Hann (izquierda) y su respuesta en frecuencia (derecha).

4.4.2 Módulo seleccionador automático de ventanas

Con el objetivo de conservar las partes más estacionarias del ruido ambiental y evitar así los transitorios frecuentemente asociados con fuentes puntuales (peatones, tráfico cercano, maquinaria en funcionamiento, etc.), se le incorporó al programa escrito en Matlab utilizado para el procesado de los registros de vibración ambiental un módulo para la selección automática de ventanas. Este módulo consiste en un algoritmo conocido en inglés como “antitrigger”, el cual detecta transitorios y los elimina del procesado.

El procedimiento para detectar transitorios se basa en una comparación entre dos promedios de amplitudes de la señal analizada. Uno de ellos es un promedio de periodo corto (sta, por las siglas de short term average), o sea, el promedio de la amplitud de la señal durante un periodo corto de tiempo, denotado “tsta” (típicamente 0.5 – 2.0 s). El otro es un promedio de periodo largo (lta, por las siglas de long term average), o sea, el promedio de la amplitud de la señal durante un periodo largo de tiempo, denotado “lta” (típicamente varias decenas de

segundos). Cuando el cociente σ_a/l_{ta} excede un umbral previamente establecido, se considera que se detecta un “evento”.

Para el caso que atañe al presente proyecto, se desea seleccionar ventanas totalmente libres de transitorios energéticos: esto implica que se busca que el cociente σ_a/l_{ta} permanezca por debajo de cierto valor máximo σ_{max} (típicamente 1.5 – 2.0) durante el mayor tiempo posible. Simultáneamente, también se quieren evitar ventanas con amplitudes extremadamente bajas: por lo tanto se introduce un valor mínimo σ_{min} , el cual no debe ser alcanzado por la ventana seleccionada.

Este criterio para seleccionar ventanas fue tomado del programa JSesame, un programa que surge del proyecto europeo SESAME antes mencionado en el Capítulo 3. La Figura 4.16 muestra la selección de ventanas realizada por el programa JSesame para un registro dado. Esto mismo es lo que hace el programa HVSRAV.m desarrollado para la presente investigación utilizando el programa Matlab.

Se introdujo además otro criterio para la selección de ventanas, de uso opcional. Uno puede desear evitar la saturación de la señal, ya que ésta afecta el espectro de Fourier. Este criterio consiste en detectar la amplitud máxima alcanzada durante el periodo completo de medición, y automáticamente excluir aquellas ventanas en las cuales la amplitud pico exceda el 99.5 % de esta amplitud máxima. Se puede observar en la Figura 4.16 como el programa JSesame excluye ciertas regiones de los registros. Si miramos con detenimiento esta figura, podemos ver que las regiones excluidas contienen, en algunos casos, valores de aceleración que en general son bastante mayores que la media del registro. Esto indica la presencia de un transitorio.

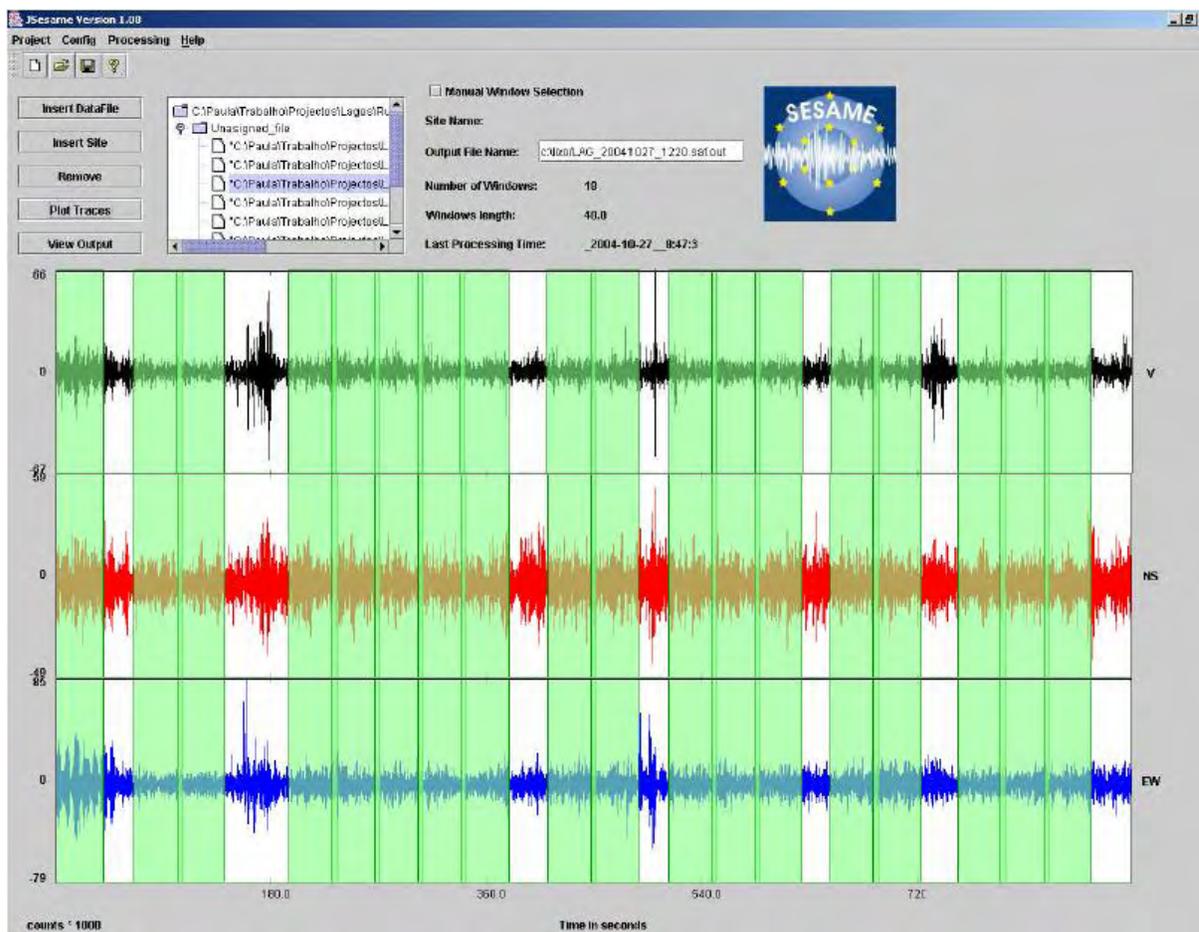


Figura 4.16: Interfaz gráfica de JSesame. Las ventanas seleccionadas se muestran en verde.

Para el procesamiento de los datos se escogieron ciertos parámetros, cuyos valores se resumen en la Tabla 4.3.

Tabla 4.3: Tabla de los parámetros utilizados durante el procesamiento.

Window Length (sec.)	20
Overlap Window (% Window Length)	10
Window Length for the short term average (sec.)	1
Window Length for the long term average (sec.)	25
Minimum level for sta/lta threshold	0.5
Maximum level for sta/lta threshold	2

Los valores escogidos para los distintos parámetros utilizados en el procesado fueron los que el programa J-SESAME tiene por defecto. Estos valores fueron utilizados como punto de partida y luego, según la necesidad, fueron levemente modificados. En el Apéndice C se presenta una comparación entre los resultados obtenidos al procesar ciertos registros de vibración ambiental utilizando el programa JSesame y el programa HVSR.V.m.

4.4.3 Análisis de la influencia de los parámetros involucrados en la selección automática de ventanas

A continuación se realiza un análisis para determinar la influencia de los distintos parámetros involucrados en el procesado de los registros de vibración ambiental para obtener los cocientes espectrales. Para esto se escogió el sitio P#3 (vieja pista de atletismo de la Universidad de Puerto Rico, Recinto de Mayagüez) y se procesó una medición de vibración ambiental utilizando primero los parámetros presentados en la Tabla 4.3 y, posteriormente, variando estos parámetros, pero solo uno a la vez. En la Figura 4.17 puede observarse el registro de vibraciones ambientales (AV) sin corregir, en la Figura 4.18 el registro corregido y en la Figura 4.19 el cociente espectral H/V obtenido utilizando los parámetros de la Tabla 4.3. Como se puede ver en la Figura 4.19, el sitio tiene una frecuencia fundamental de 2.6 Hz.

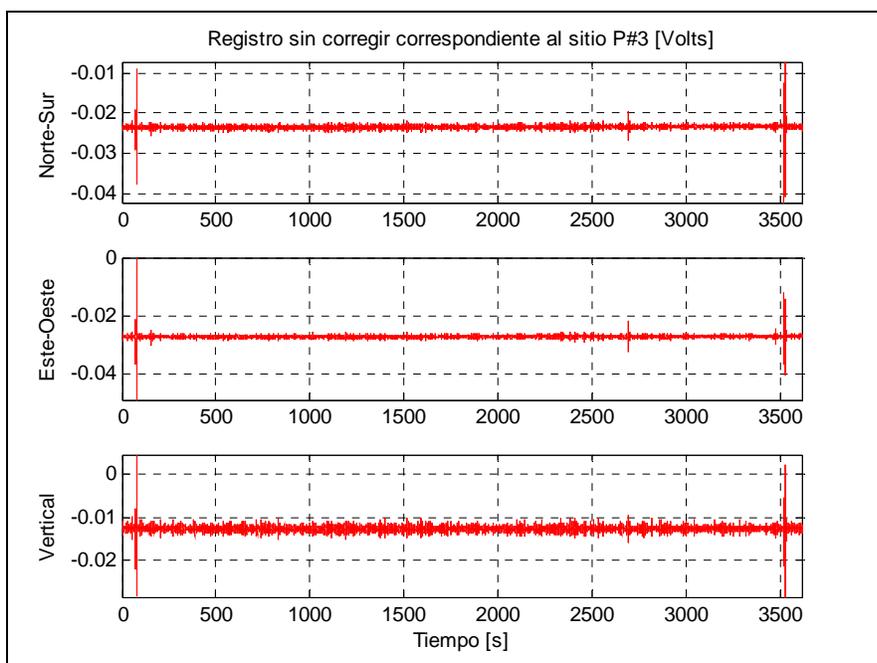


Figura 4.17: Registro de VA sin corregir correspondiente al sitio P#3.

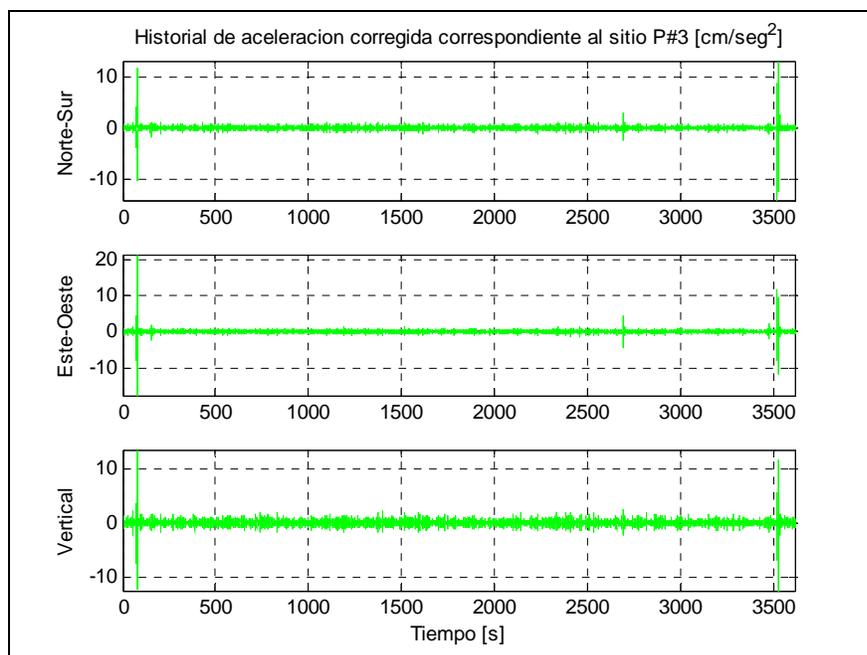


Figura 4.18: Registro de VA corregido correspondiente al sitio P#3.

Como puede observarse de las anteriores Figuras 4.17 y 4.18, tanto al comienzo como al final de la medición, se presentan picos de aceleración en los registros. Estos picos son generados por el operario del instrumento en los momentos de encendido y apagado del mismo. A los efectos de tomar solo la parte estacionaria de la medición, se eliminan manualmente estos picos antes de proseguir con el procesado.

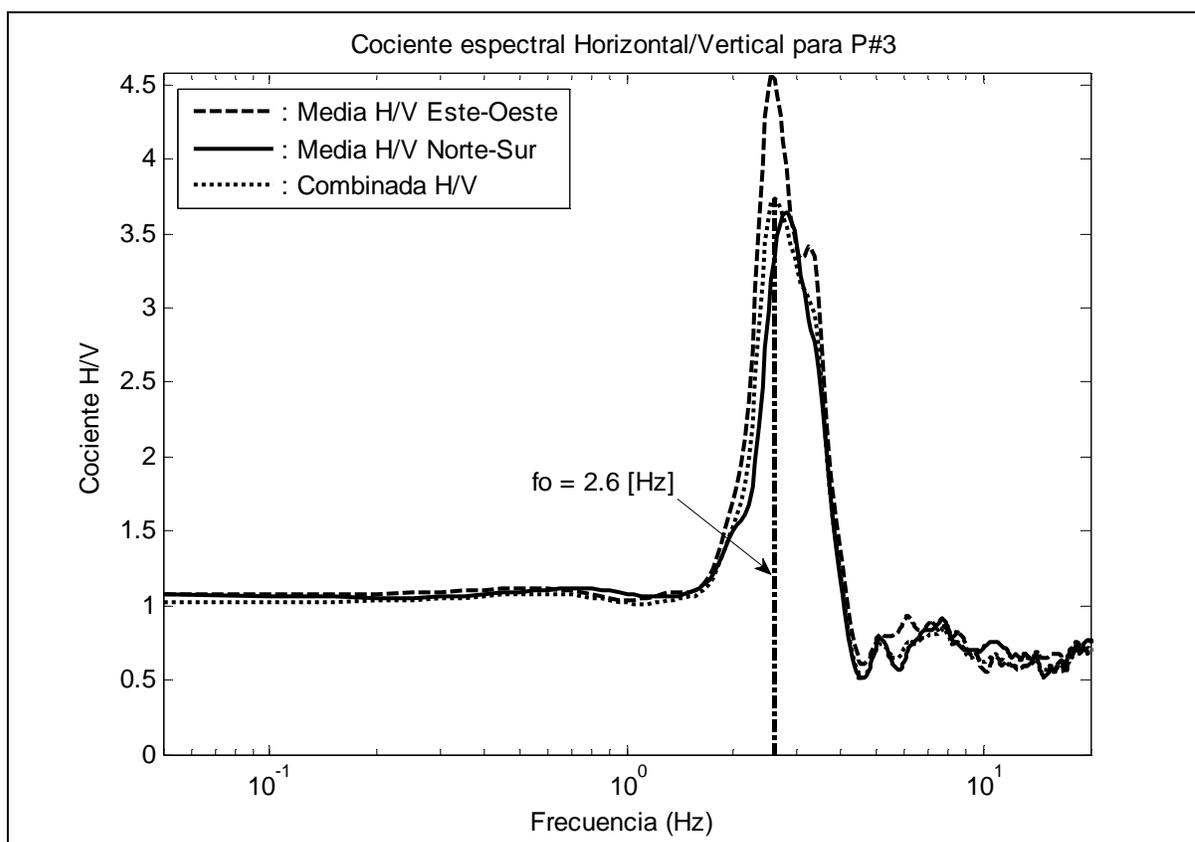


Figura 4.19: Cociente espectral H/V para el sitio P#3.

4.4.3.1 Modificación de la longitud de la ventana (WL)

En esta subsección se modificará la longitud de la ventana en segundos utilizada en el procesado. Se decidió realizar dos corridas, una con una longitud de ventana de 10 segundos y otra con una longitud de ventana de 30 segundos. Las Figuras 4.20 y 4.21, respectivamente,

muestran los resultados obtenidos con las ventanas $WL = 10$ s y $WL = 30$ s (donde WL son las siglas de Window Length).

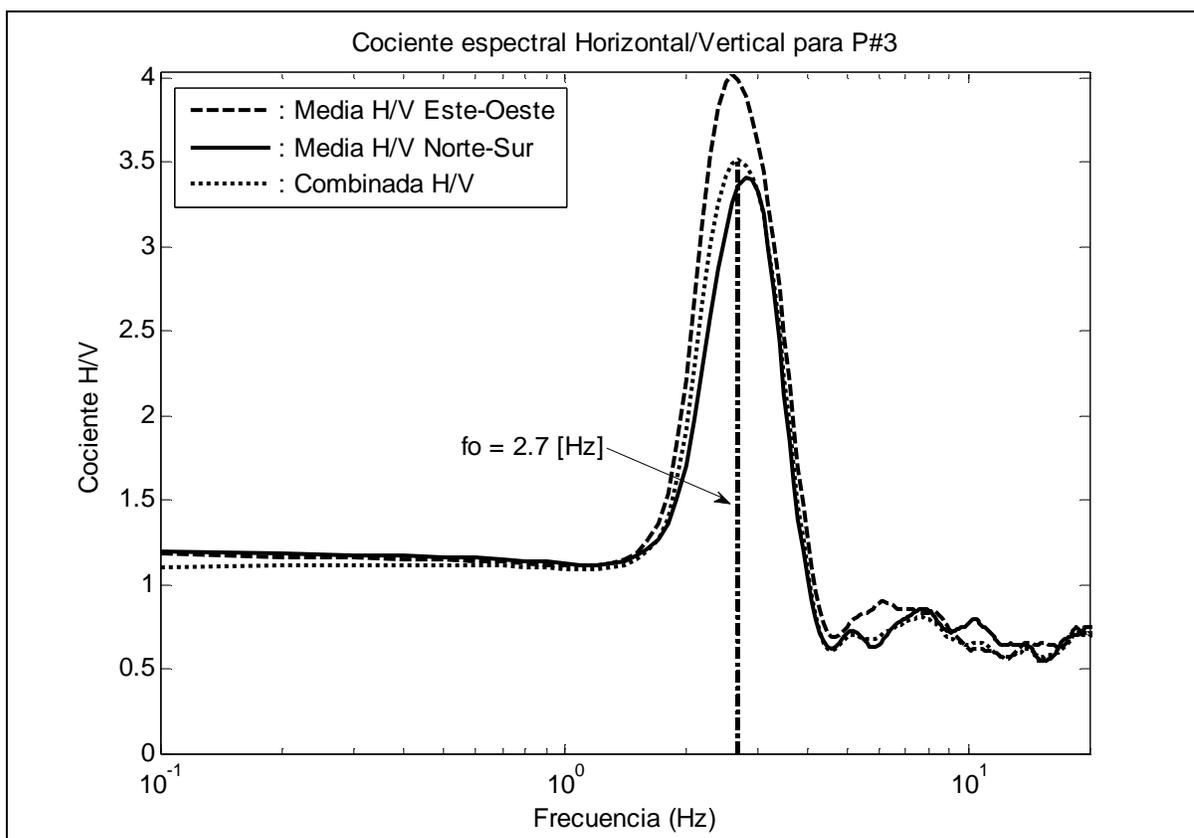


Figura 4.20: Cociente espectral H/V para el sitio P#3 con $WL = 10$ segundos.

Como se puede observar comparando las Figuras 4.20 y 4.21, una disminución de la longitud de la ventana produjo un leve corrimiento de la frecuencia fundamental de sitio hacia la derecha, respecto a la obtenida con los parámetros de la Tabla 4.3, mientras que un aumento en la longitud de la ventana produjo un leve corrimiento de la frecuencia fundamental de sitio hacia la izquierda, respecto a la obtenida con los parámetros de la Tabla 4.3. Por lo tanto puede concluirse que la modificación de la longitud de la ventana no tiene un efecto muy marcado, sin embargo se aconseja utilizar el valor establecido por defecto.

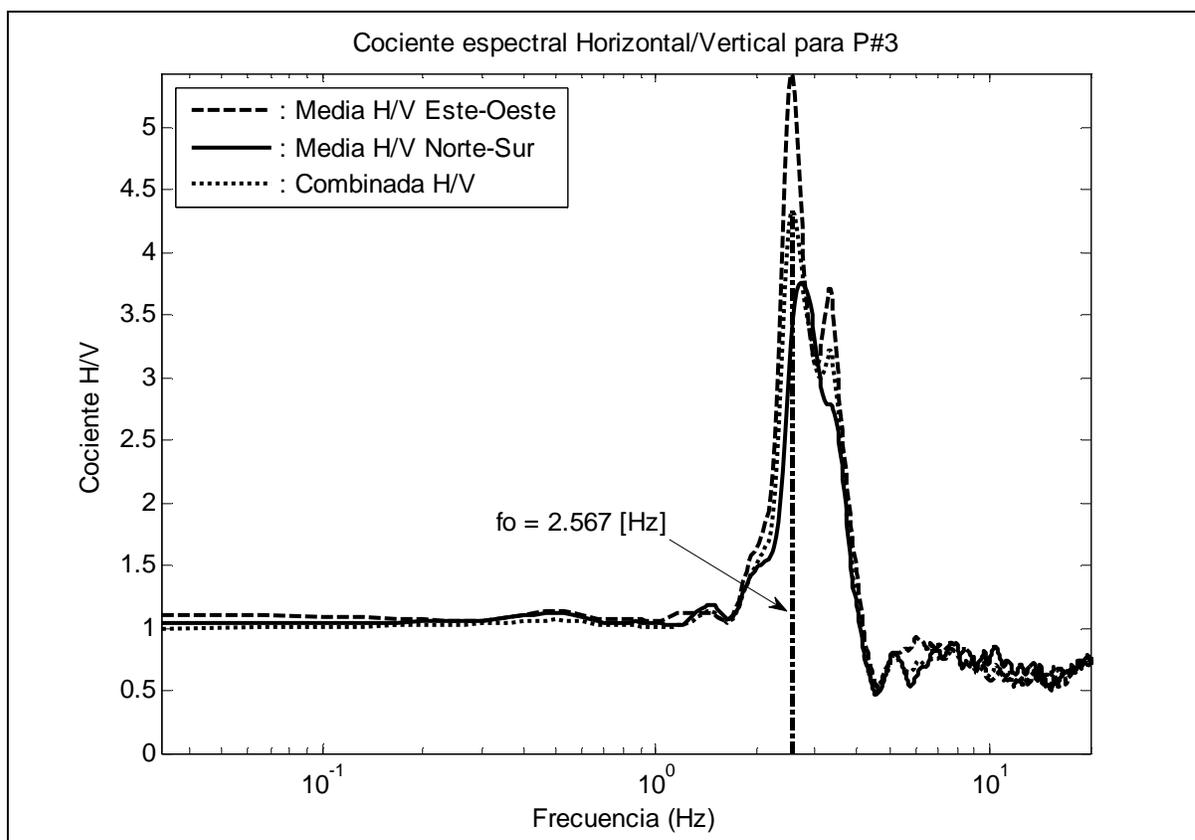


Figura 4.21: Cociente espectral H/V para el sitio P#3 con WL = 30 segundos.

4.4.3.2 Modificación del porcentaje de traslapado entre ventanas (OW)

Durante el proceso de selección automática de ventanas, las ventanas no son escogidas una a continuación de la siguiente sino que existe cierto traslapado entre ellas, como puede verse esquemáticamente en la Figura 4.22.

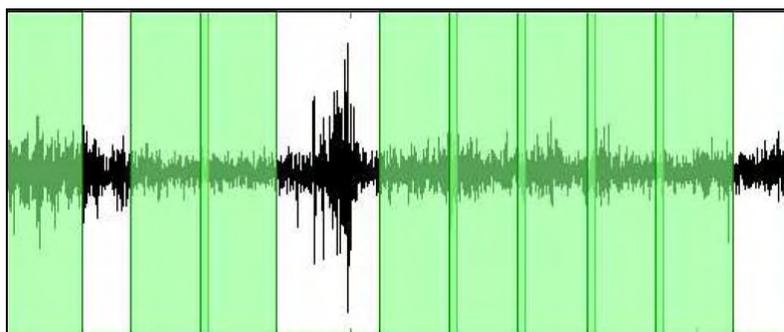


Figura 4.22: Esquemático del traslapado entre ventanas contiguas.

A los efectos de analizar el efecto del traslapado en los resultados obtenidos, se realizan dos corridas, una con un traslapado del 5% de la longitud de la ventana (en este caso la longitud de la ventana será de 20 segundos) y otra con un traslapado del 50% de la longitud de la ventana. Las Figuras 4.23 y 4.24, respectivamente, muestran los resultados obtenidos con ventanas con $OW = 5\%$ y $OW = 50\%$ (donde OW son las siglas en inglés de Overlapping Window).

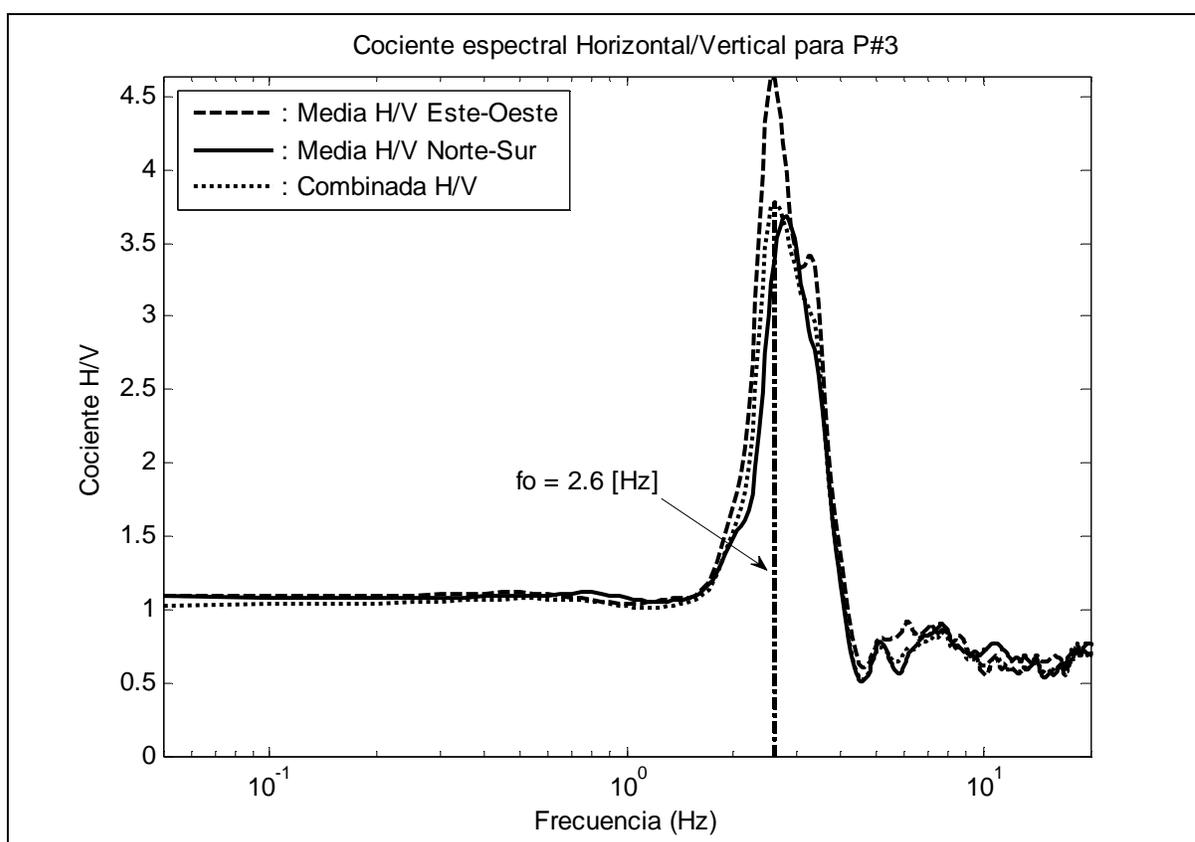


Figura 4.23: Cociente espectral H/V para el sitio P#3 con $OW = 5\%$.

Como puede observarse en las Figuras 4.23 y 4.24, al modificar el porcentaje del traslapado entre ventanas contiguas no se modifica el valor de la frecuencia fundamental de sitio obtenida. Sin embargo, es aconsejable utilizar cierto porcentaje de traslapado para obtener un

mejor promediado entre todas las ventanas que hayan cumplido con los parámetros de selección.

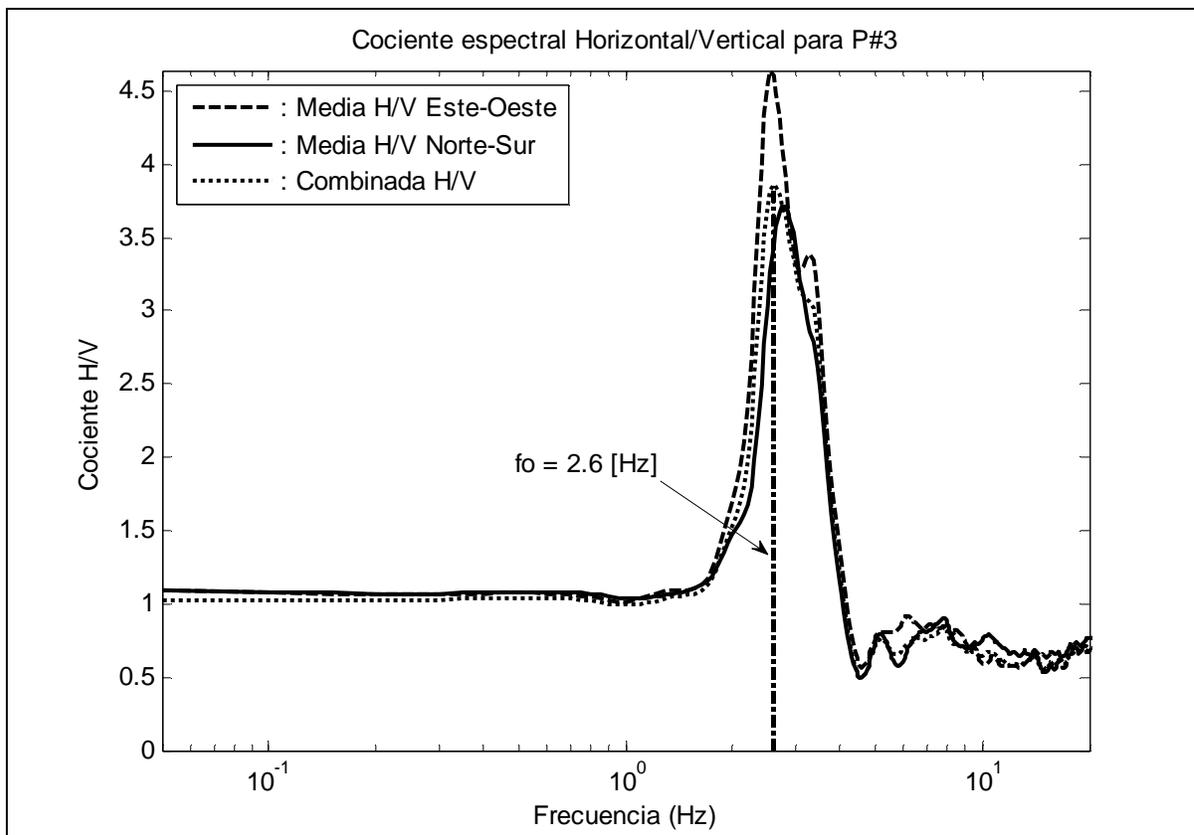


Figura 4.24: Cociente espectral H/V para el sitio P#3 con OW = 50%.

4.4.3.3 Modificación del tiempo para el promedio de periodo corto (t_{sta})

En esta subsección se presentan los resultados obtenidos al procesar la medición de vibración ambiental realizada en el sitio P#3 modificando la longitud de la ventana utilizada para calcular el promedio de aceleración de periodo corto, identificado como t_{sta} . El programa JSesame aconseja que el valor para t_{sta} se encuentre entre 0.5 y 2 segundos. Por lo tanto se realizaron dos corridas, utilizando estos dos valores extremos. Las Figuras 4.25 y 4.26, respectivamente, presentan los resultados obtenidos usando $t_{sta} = 0.5$ s y $t_{sta} = 2$ s.

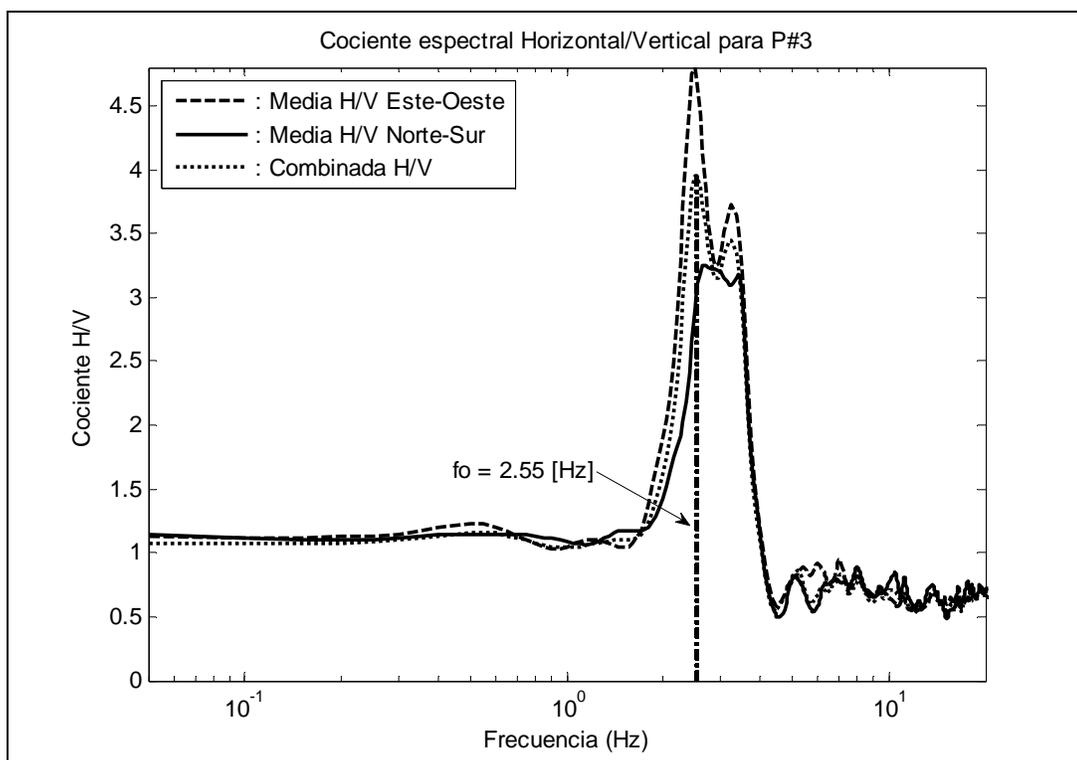


Figura 4.25: Cociente espectral H/V para el sitio P#3 con $t_{sta} = 0.5$ segundos.

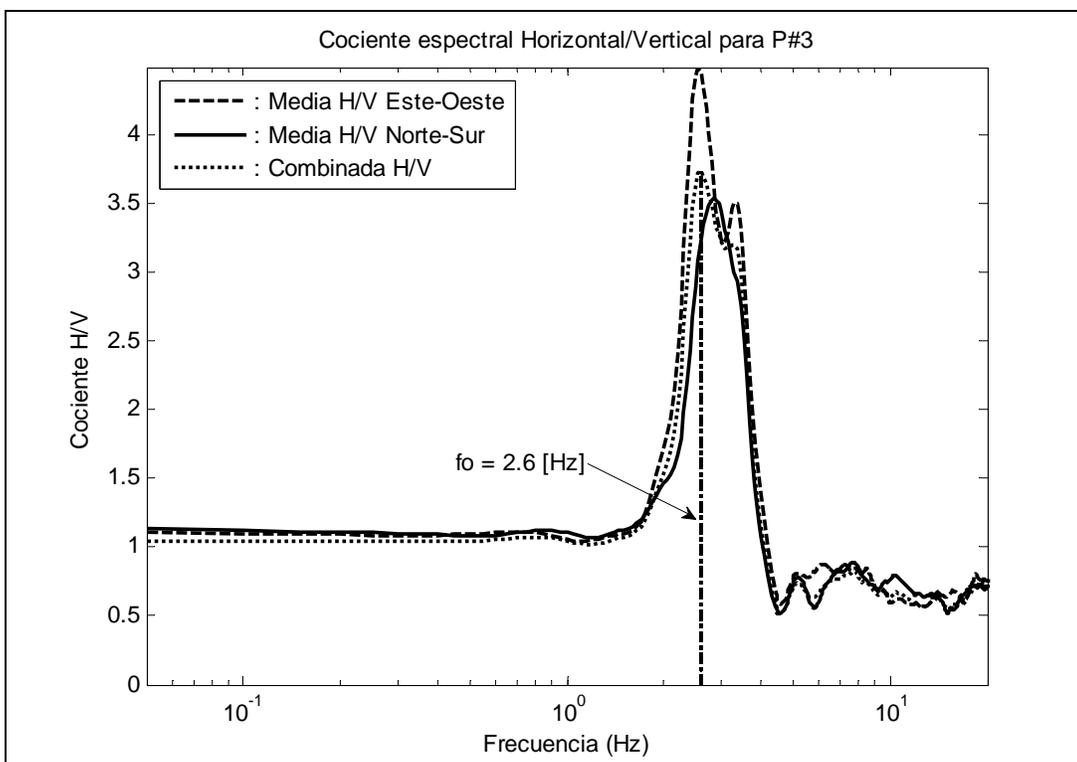


Figura 4.26: Cociente espectral H/V para el sitio P#3 con $t_{sta} = 2$ segundos.

Como puede observarse de las anteriores dos figuras, el valor de t_{sta} , dentro de los límites aconsejados por el programa JSesame, no produce mayores modificaciones.

4.4.3.4 Modificación del tiempo para el promedio de periodo largo (t_{lta})

Otro de los parámetros que puede ser modificado es la longitud de la ventana utilizada para calcular el promedio de aceleración de periodo largo. El programa JSesame aconseja usar varias decenas de segundos como valores para este parámetro. Se realizaron dos corridas, una con un valor de 20 segundos y otra con un valor de 40 segundos para t_{lta} . Las Figuras 4.27 y 4.28, respectivamente, presentan los cocientes H/V obtenidos usando $t_{lta} = 20$ s y $t_{lta} = 40$ s.

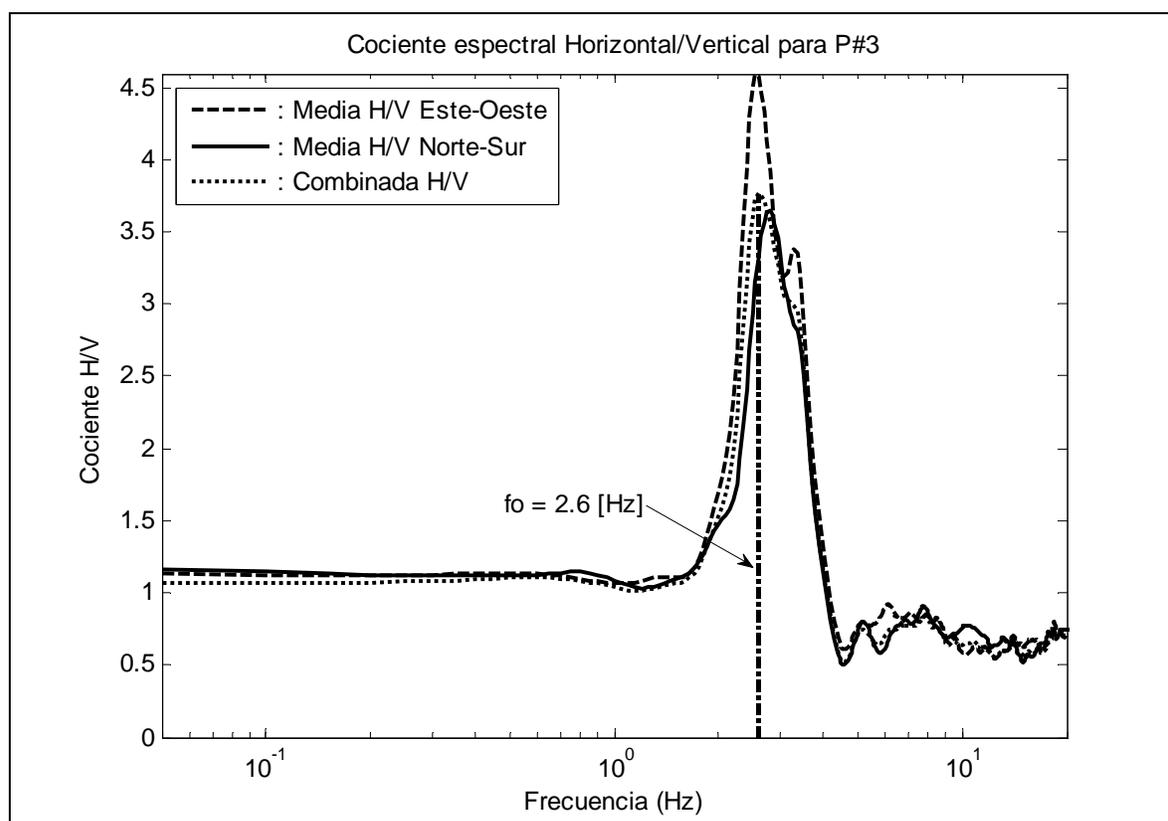


Figura 4.27: Cociente espectral H/V para el sitio P#3 con $t_{lta} = 20$ segundos.

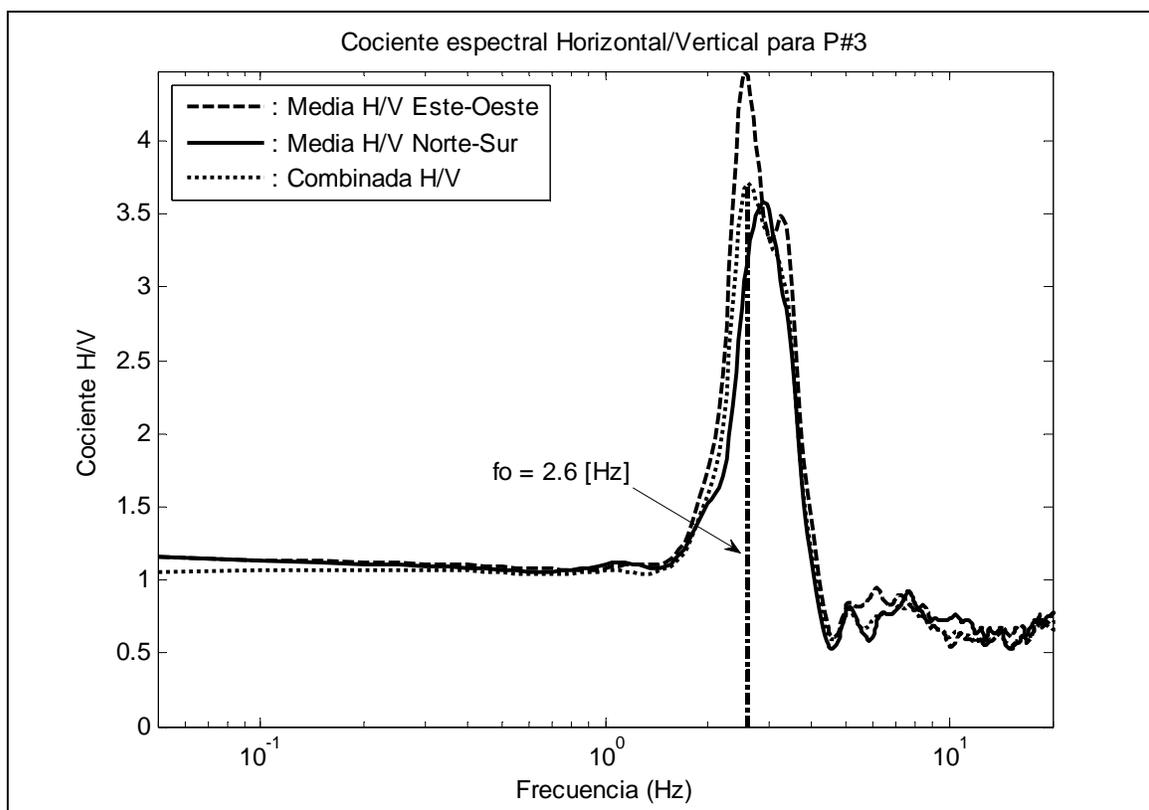


Figura 4.28: Cociente espectral H/V para el sitio P#3 con $t_{lta} = 40$ segundos.

Como puede observarse de las Figuras 4.27 y 4.28, el valor de t_{lta} no produce modificaciones en el valor de la frecuencia fundamental obtenida, y muy pocos cambios en el cociente espectral.

4.4.3.5 Modificación del valor mínimo de sta/lta

En esta subsección se estudia el efecto en la frecuencia fundamental obtenida al modificar el valor mínimo del cociente entre el promedio de periodo corto y el promedio de periodo largo (denotado sta/lta). EL programa JSesame utiliza 0.5 como valor de defecto para este parámetro. Se Decidió realizar dos corridas, una con un valor de 0.1 y otra con un valor de 0.8 para este parámetro. Las Figuras 4.29 y 4.30, respectivamente, muestran los cocientes espectrales H/V y las frecuencias naturales obtenidos con $sta/lta = 0.1$ y $sta/lta = 0.8$.

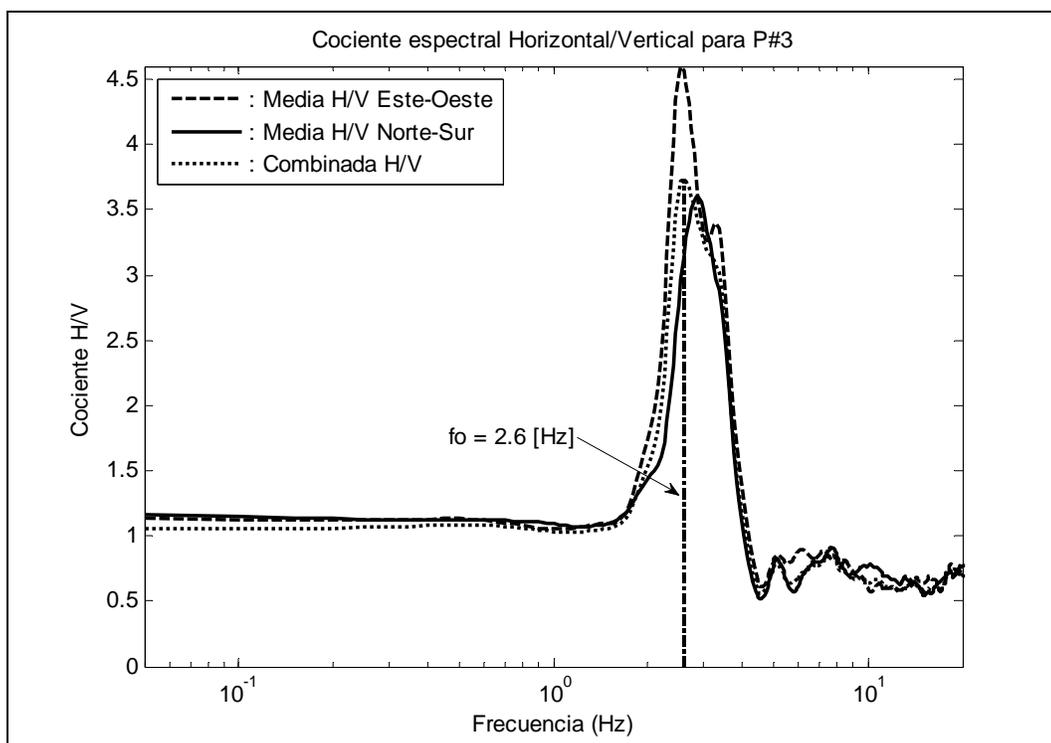


Figura 4.29: Cociente espectral H/V para el sitio P#3 con sta/lta = 0.1.

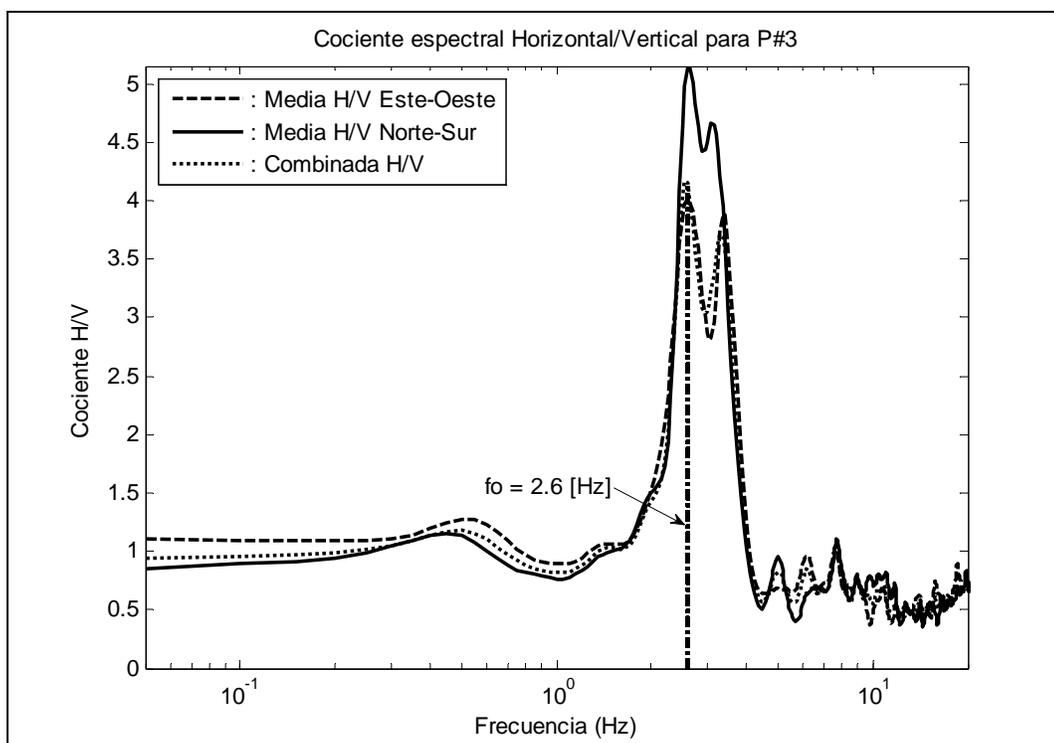


Figura 4.30: Cociente espectral H/V para el sitio P#3 con sta/lta = 0.8.

Como puede observarse de las dos figuras anteriores, el valor del cociente sta/lta solo tiene influencia en la forma del cociente espectral obtenido, no así en el valor sobre la frecuencia natural obtenida, cuyo valor se conservó sin modificaciones.

4.4.3.6 Modificación del valor máximo de sta/lta

El último parámetro cuya influencia se estudió fue el valor máximo del cociente sta/lta . El programa JSesame utiliza el valor de 2 por defecto. Se realizaron dos corridas, una con un valor de 1.5 y otra con un valor de 10 para este parámetro. En las Figuras 4.31 y 4.32, respectivamente, pueden observarse los resultados obtenidos con $sta/lta = 1.5$ y $sta/lta = 10$.

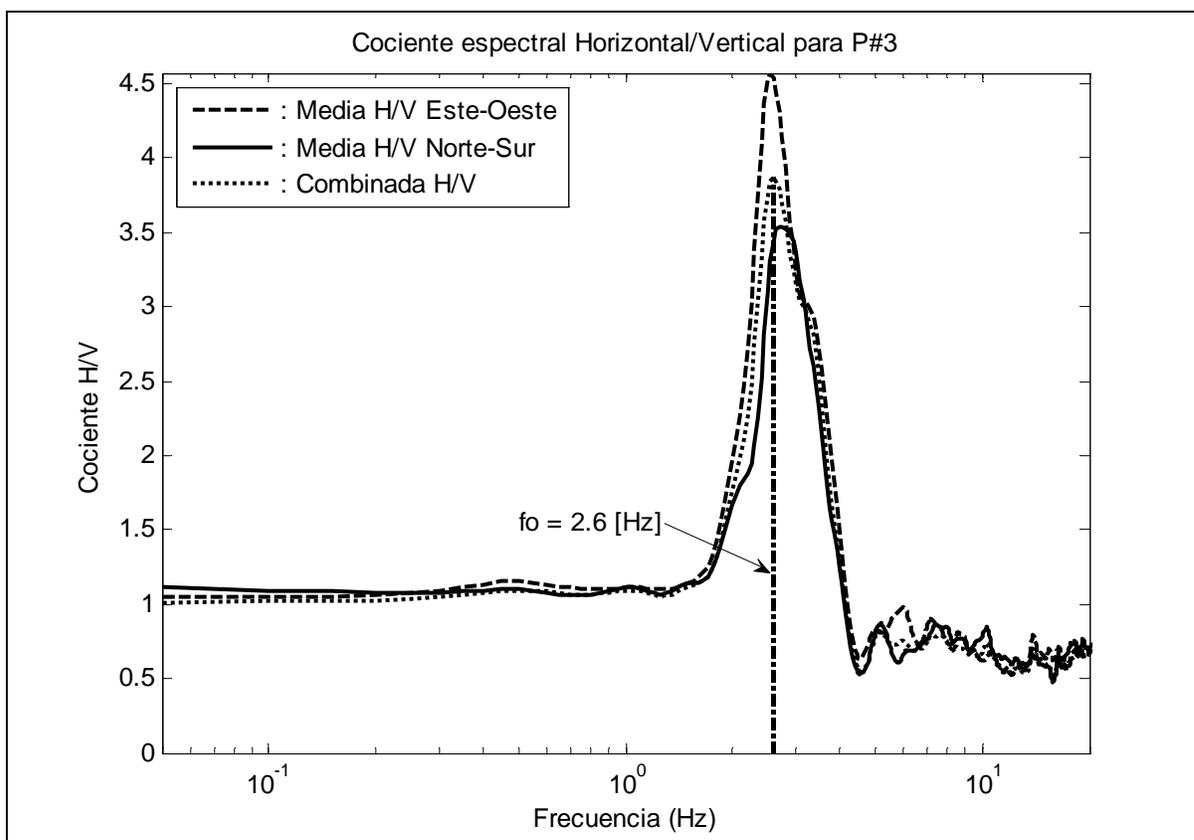


Figura 4.31: Cociente espectral H/V para el sitio P#3 con $sta/lta = 1.5$.

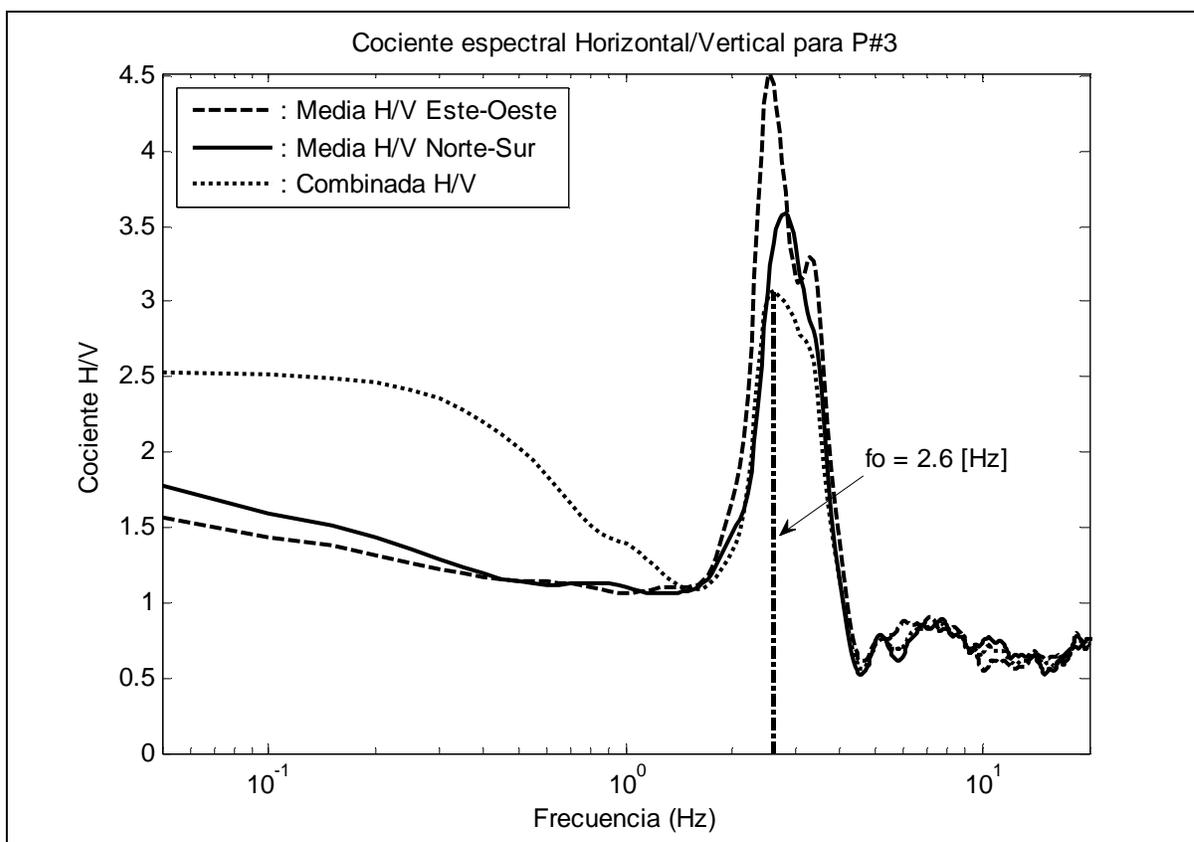


Figura 4.32: Cociente espectral H/V para el sitio P#3 con $sta/lta = 10$.

En este último se presenta una leve modificación en la forma de los cocientes espectrales, principalmente en la zona de bajas frecuencias. La modificación en la forma de los cocientes espectrales se debe a que al aumentar o disminuir el valor *mínimo* de sta/lta se reduce o aumenta, respectivamente, la cantidad de ventanas que cumplen los criterios de selección, mientras que al aumentar o disminuir el valor *máximo* de sta/lta se aumenta o reduce, respectivamente, la cantidad de ventanas que cumplen los criterios de selección. En cuanto al valor de la frecuencia fundamental obtenida, se puede observar de las Figuras 4.31 y 4.32, que se mantuvo sin modificaciones.

4.4.4 Análisis de estabilidad del método del cociente espectral H/V

Para demostrar la estabilidad del método de los cocientes espectrales utilizando mediciones de vibración ambiental para determinar la frecuencia fundamental de un determinado sitio, se decidió tomar un registro de un día de duración y procesar luego distintas horas del día. El sitio escogido para hacer el análisis fue la estación sísmica Catedral de Mayagüez (P#79), perteneciente al Programa de Movimiento Fuerte de Puerto Rico. El instrumento utilizado para tomar la medición fue un acelerómetro ETNA de $\pm 2g$ y la medición fue tomada a 100 muestras por segundo. Las diferentes horas analizadas fueron procesadas utilizando los parámetros de la Tabla 4.3. Se consideraron 12 horas usando para esto las horas impares. La Figura 4.33 muestra los cocientes H/V para las diferentes horas procesadas.

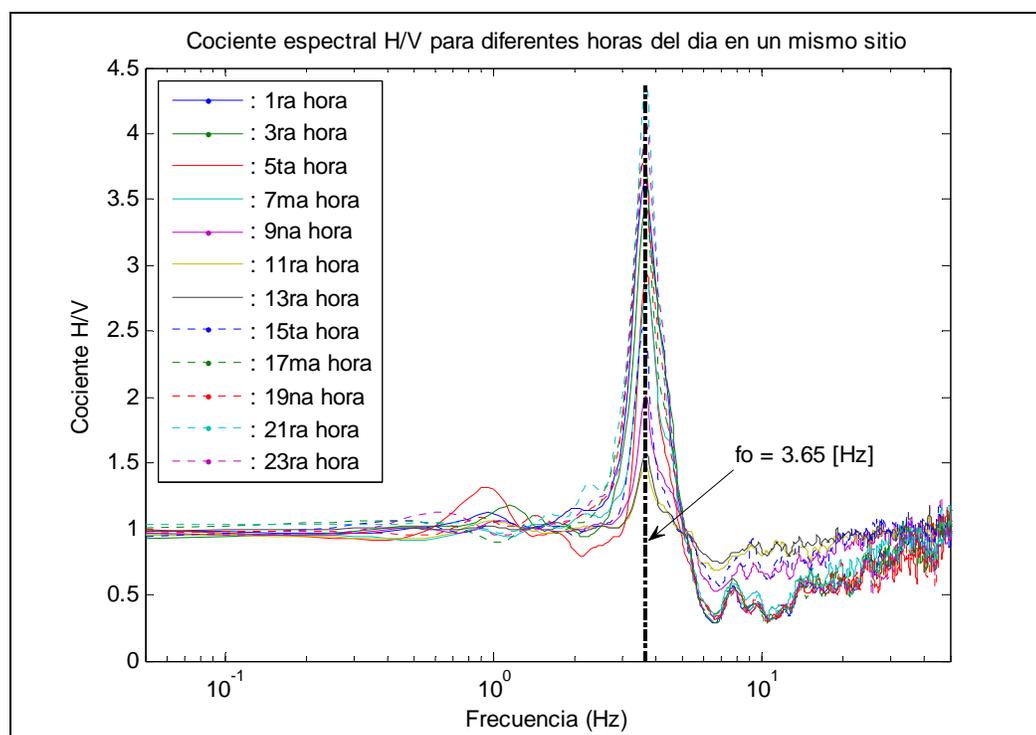


Figura 4.33: Cociente espectral H/V para distintas horas del día para el sitio P#79.

Como puede observarse de la Figura 4.33, la frecuencia fundamental del terreno obtenida fue la misma, independientemente de la hora del día procesada. Esto demuestra la estabilidad del método y que la frecuencia fundamental es una propiedad del terreno, que no depende del tipo de excitación al cual esté sometido. Puede observarse también que la amplitud del cociente espectral varía según la hora del día en que se tome la medición. Esto coincide con lo reportado por Kanai y Tanaka, 1961; Nakamura, 1989 y Alfaro, 2006. Las amplitudes más bajas ocurren durante la noche, momento en que la actividad humana e industrial se reduce, mientras que las amplitudes más altas ocurren durante el día.

4.4.5 Modelado del terreno y comparación con el cociente espectral

A continuación se presenta una comparación entre la frecuencia fundamental de sitio obtenida utilizando la técnica del cociente espectral Horizontal/Vertical aplicada a microtemblores y la obtenida calculando las funciones de transferencia teóricas roca superficial-superficie y roca basal-superficie para el sitio P#17. Para esto se utilizaron los resultados de los ensayos SASW (siglas en inglés de Spectral Analysis of Surface Waves) extraídos del informe “Ground Motions Evaluation and Geotechnical Database for the City of Mayagüez, Puerto Rico” (Pando et al., 2006). El resultado obtenido utilizando cocientes espectrales puede ser observado en la Figura 4.34. Podemos ver que para este sitio la frecuencia fundamental es de 2.15 Hz.

Del informe anteriormente nombrado, se extrajeron datos de la profundidad y de velocidad de onda de la corte S de cada capa. Estos valores, junto con los valores estimados de peso unitario se muestran en la Tabla 4.4.

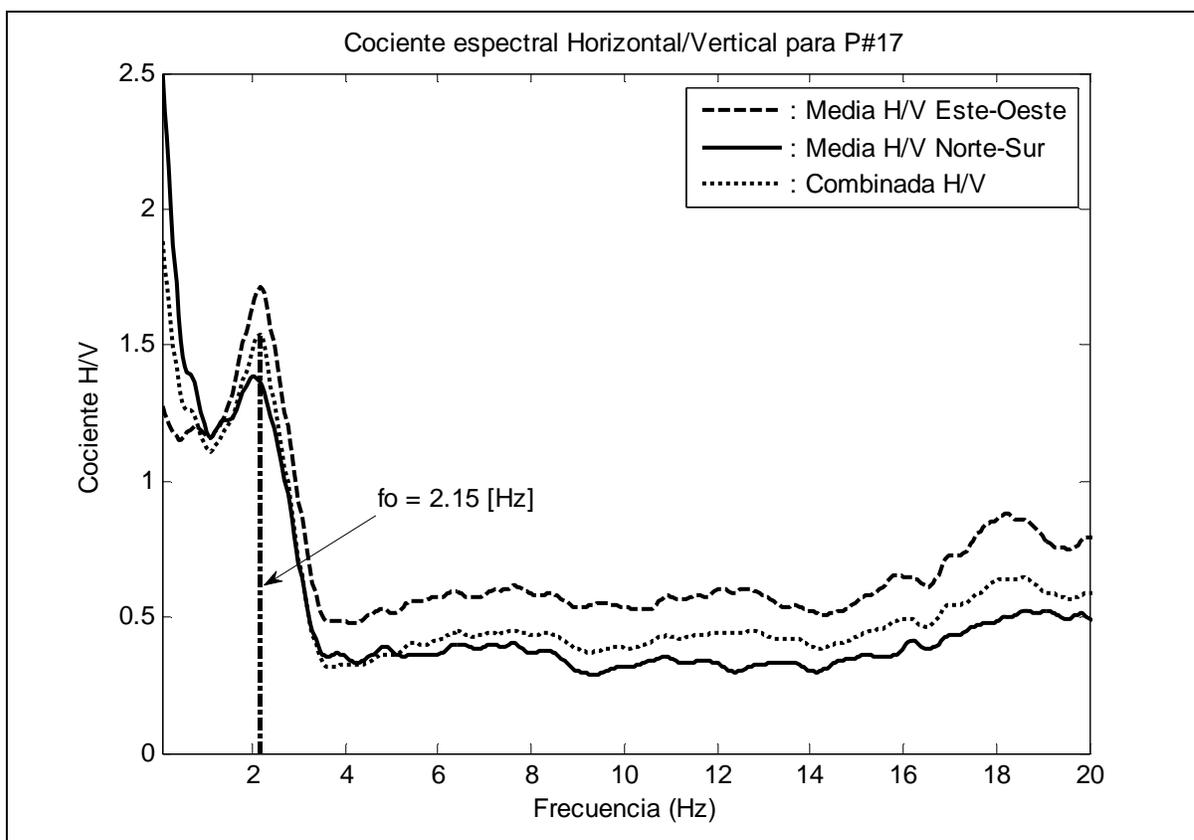


Figura 4.34: Cociente espectral H/V para el sitio P#17.

Tabla 4.4: Tabla de las propiedades de cada capa de suelo para el sitio P#17.

CAPA #	Espesor de la capa [ft]	Peso unitario [lb/ft ³]	V _s [ft/seg]
1	3.94	125	770
2	6.23	120	1061
3	18	125	511
4	21	100	646
5	13.78	110	953
6	13.12	115	1725
7	22.31	100	2555
8 (roca)	200	140	10000

Con las distintas propiedades de la Tabla 4.4 y utilizando el programa de Matlab *FTransf.m*, desarrollado para el curso Dinámica de Suelos de UPRM (Suárez, 2007), se calcularon las dos funciones de transferencia cuyas formas pueden observarse en la Figura 4.35.

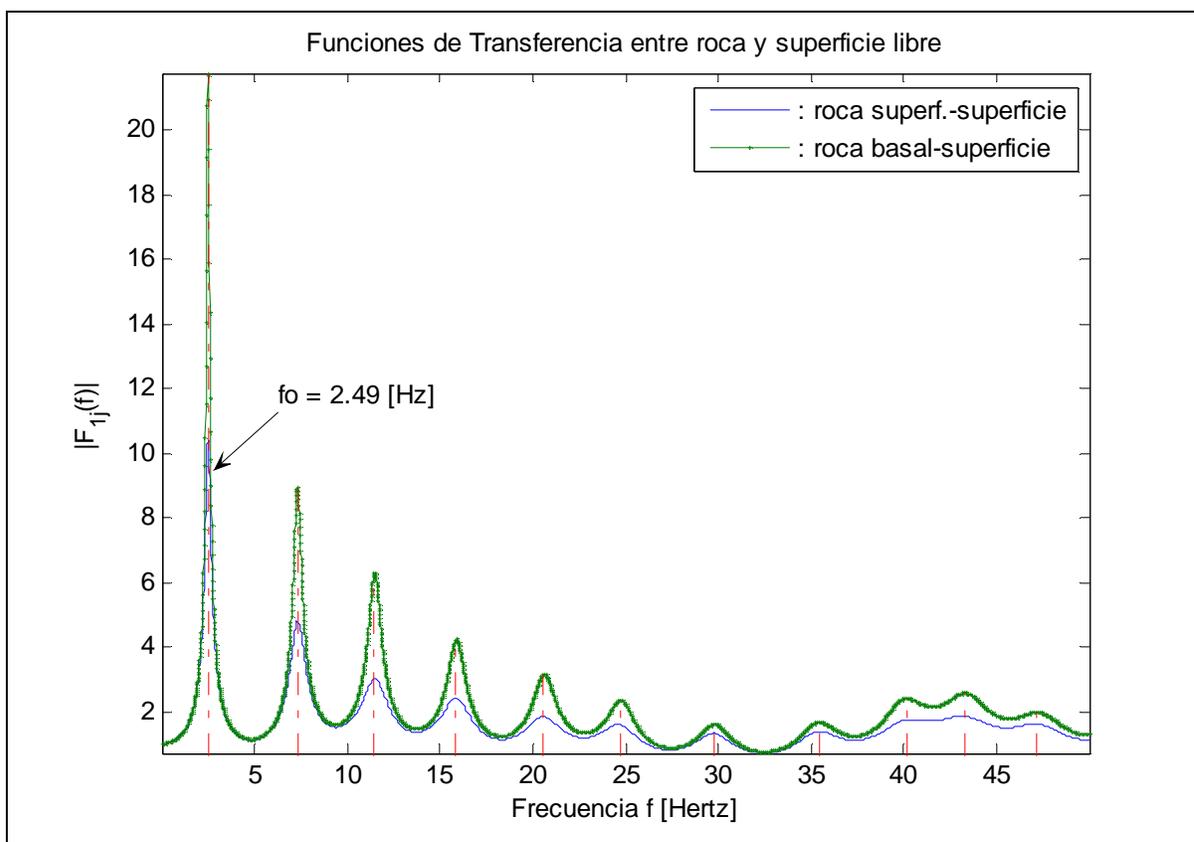


Figura 4.35: Funciones de Transferencia entre roca y superficie libre para el sitio P#17.

Como se puede comprobar comparando las Figuras 4.34 y 4.35, los valores obtenidos de la frecuencia fundamental para el sitio P#17 utilizando ambas técnicas correlacionan bastante bien.

5 MAPA DE ISOPERIODOS DE SUELO DE LA CIUDAD DE MAYAGÜEZ

5.1 Introducción

En el presente capítulo se presentará todo lo referido a los resultados obtenidos del procesado de las mediciones de vibración ambiental y a la construcción del mapa de isoperíodos de suelo para la Ciudad de Mayagüez. Al comienzo del capítulo se presentarán los resultados a los que se arribaron luego del procesado de las mediciones efectuadas durante la primera campaña de mediciones. Luego se mostraran los resultados del procesado de ciertas segundas mediciones efectuadas en ciertos sitios en los cuales no se obtuvo inicialmente un periodo fundamental claro. Posteriormente y con el objetivo de lograr una mayor densidad de puntos en ciertas zonas de la Ciudad de Mayagüez, se presentan los resultados del procesado de nuevas mediciones realizadas en una segunda campaña de mediciones. Finalmente se mostrará la construcción del mapa de isoperiodos de suelo para la Ciudad de Mayagüez.

5.2 Resultados obtenidos de la primera campaña de mediciones

Luego de realizar la primera campaña de mediciones, que consistió de un total de 111 mediciones de vibración ambiental durante un periodo de una hora cada medición, solo 89 de estas 111 mediciones permitieron, luego del procesado, determinar la frecuencia fundamental de sitio. La Tabla 5.1 muestra las coordenadas geográficas (en grados decimal) para los 111 sitios medidos y el periodo fundamental para los 89 sitios en los que se pudo determinar.

Tabla 5.1: Resultados obtenidos de la primera campaña de mediciones de VA.

Código	Latitud (N)	Longitud(O)	Frecuencia [Hz]	Periodo [Seg]
P#1	18.21323056	67.13986389	3.450	0.290
P#2	18.21433333	67.13944722	3.200	0.313
P#3	18.20786667	67.14105833	2.600	0.385
P#3_1	18.20704000	67.14098000	2.050	0.488
P#3_2	18.20719000	67.14083000	2.240	0.446
P#3_3	18.20741000	67.14059000	3.375	0.296
P#3_4	18.20770000	67.14028000	2.350	0.426
P#3_5	18.20805000	67.13993000	Sin determinar	Sin determinar
P#4	18.20404167	67.14605000	1.875	0.533
P#5	18.20246667	67.13783889	2.550	0.392
P#6	18.20189167	67.13480000	2.400	0.417
P#7	18.19540556	67.13703889	5.900	0.169
P#8	18.18606389	67.13766667	Sin determinar	Sin determinar
P#9	18.19163889	67.14318889	6.475	0.154
P#10	18.19596667	67.14231944	3.000	0.333
P#11	18.19926389	67.14886111	2.400	0.417
P#12	18.19107500	67.15088056	2.650	0.377
P#13	18.19443333	67.15532222	1.750	0.571
P#14	18.19933056	67.15285833	2.300	0.435
P#15	18.20682222	67.15278889	1.600	0.625
P#16	18.26776667	67.16260000	1.700	0.588
P#17	18.24730000	67.17405000	2.100	0.476
P#18	18.24063333	67.17143333	2.200	0.455
P#19	18.21320000	67.15850000	2.100	0.476
P#20	18.18950000	67.15871667	1.450	0.690
P#21	18.19135000	67.15450000	1.370	0.730
P#22	18.17550000	67.15851667	4.200	0.238
P#23	18.16266667	67.15851667	Sin determinar	Sin determinar
P#24	18.26433333	67.17625000	1.600	0.625
P#25	18.16213333	67.17721667	Sin determinar	Sin determinar
P#26	18.16721667	67.18053333	Sin determinar	Sin determinar
P#27	18.16873333	67.17951667	1.400	0.714
P#28	18.17315000	67.17560000	2.000	0.500
P#29	18.17836667	67.17191667	0.950	1.053
P#30	18.18431667	67.16636667	1.700	0.588
P#31	18.18851667	67.16093333	1.400	0.714
P#32	18.20583333	67.14066667	Sin determinar	Sin determinar
P#33	18.15200000	67.14066667	6.200	0.161
P#34	18.15150000	67.15050000	2.850	0.351
P#35	18.16116667	67.14936667	7.100	0.141

Código	Latitud (N)	Longitud(O)	Frecuencia [Hz]	Periodo [Seg]
P#36	18.16915000	67.14651667	Sin determinar	Sin determinar
P#37	18.17000000	67.15470000	4.700	0.213
P#38	18.17661667	67.15023333	4.600	0.217
P#39	18.17743333	67.15801667	7.000	0.143
P#40	18.18191667	67.14583333	5.100	0.196
P#41	18.18360000	67.15368333	Sin determinar	Sin determinar
P#42	18.21055000	67.14605000	Sin determinar	Sin determinar
P#43	18.21240000	67.14748333	4.550	0.220
P#44	18.20883333	67.14266667	4.600	0.217
P#45	18.20850000	67.15050000	2.100	0.476
P#46	18.21840000	67.15466667	3.900	0.256
P#47	18.21633333	67.15756667	3.200	0.313
P#48	18.21973333	67.16116667	3.775	0.265
P#49	18.22261667	67.15161667	1.950	0.513
P#50	18.22996667	67.17278333	7.700	0.130
P#51	18.22281667	67.16065000	Sin determinar	Sin determinar
P#52	18.22836667	67.15831667	3.300	0.303
P#53	18.22475000	67.16525000	4.100	0.244
P#54	18.25135000	67.17546667	Sin determinar	Sin determinar
P#55	18.25283333	67.17733333	Sin determinar	Sin determinar
P#56	18.26146667	67.18175000	Sin determinar	Sin determinar
P#57	18.26340000	67.18548333	3.000	0.333
P#58	18.26541667	67.18203333	3.000	0.333
P#59	18.26075000	67.17431667	Sin determinar	Sin determinar
P#60	18.26655000	67.16108333	1.150	0.870
P#61	18.26731667	67.15858333	2.000	0.500
P#62	18.26678333	67.15408333	Sin determinar	Sin determinar
P#63	18.25956667	67.15930000	1.550	0.645
P#64	18.25173333	67.16028333	2.450	0.408
P#65	18.25241667	67.15260000	2.700	0.370
P#66	18.24805000	67.16501667	1.150	0.870
P#67	18.24710000	67.17030000	2.700	0.370
P#68	18.24705000	67.13735000	2.400	0.417
P#69	18.24070000	67.16428333	2.200	0.455
P#70	18.24170000	67.15610000	2.600	0.385
P#71	18.23641667	67.14330000	4.300	0.233
P#72	18.23166667	67.14155000	2.800	0.357
P#73	18.23475000	67.16075000	4.000	0.250
P#74	18.23575000	67.15616667	6.200	0.161
P#75	18.23033333	67.14958333	5.800	0.172
P#76	18.23031667	67.14958333	Sin determinar	Sin determinar
P#77	18.22933333	67.13948333	3.150	0.317

Código	Latitud (N)	Longitud(O)	Frecuencia [Hz]	Periodo [Seg]
P#78	18.28300000	67.14100000	1.900	0.526
P#79	18.20000000	67.13750000	3.650	0.274
P#80	18.16720000	67.15140000	6.000	0.167
P#81	18.14130000	67.12750000	1.050	0.952
P#82	18.18540000	67.13800000	Sin determinar	Sin determinar
P#83	18.22215500	67.11560600	Sin determinar	Sin determinar
P#83_1	18.22210000	67.15522000	Sin determinar	Sin determinar
P#84	18.20516000	67.14700000	1.500	0.667
P#85	18.24080000	67.17220000	2.150	0.465
P#86	18.20950000	67.12190000	Sin determinar	Sin determinar
P#87	18.20580000	67.15080000	Sin determinar	Sin determinar
P#88	18.23980000	67.12130000	Sin determinar	Sin determinar
P#89	18.19870000	67.12852000	7.400	0.135
P#90	18.19483000	67.09226000	7.300	0.137
P#91	18.18688000	67.07844000	10.750	0.093
P#92	18.18760000	67.06167000	2.950	0.339
P#93	18.19471000	67.11274000	9.650	0.104
P#94	18.20843000	67.12750000	4.050	0.247
P#95	18.20872000	67.11485000	10.700	0.093
P#96	18.21015000	67.10085000	3.050	0.328
P#97	18.20734000	67.08041000	5.750	0.174
P#98	18.20811000	67.05701000	4.250	0.235
P#99	18.21883000	67.14070000	5.100	0.196
P#100	18.23486000	67.12553000	4.300	0.233
P#101	18.23634000	67.13024000	5.700	0.175
P#102	18.24079000	67.10488000	2.350	0.426
P#103	18.18483000	67.13242500	9.400	0.106
P#104	18.17244000	67.12531000	7.550	0.132
P#105	18.16727000	67.09715000	12.900	0.078

Por lo tanto, de las 111 mediciones, 22 no permitieron determinar el periodo fundamental de sitio. En algunos sitios, esto se debió a que el suelo es demasiado rígido y en este caso no hay amplificación en ninguna frecuencia, o si la hay, es en alguna frecuencia muy alta, mientras que en otros casos simplemente no se obtuvo una frecuencia dominante sobre el resto.

Utilizando estos 89 sitios donde se pudo determinar claramente el periodo fundamental del depósito de suelo, se realizó una clasificación de los mismos de acuerdo al valor del periodo

de sitio. Esta clasificación consistió en agrupar aquellos sitios cuyo periodo fundamental se encuentra dentro del intervalo semiabierto $[0 - 0.1)$ segundos, $[0.1 - 0.2)$ segundos y así sucesivamente. Una vez clasificados los sitios se construyó, con ayuda del programa ArcMap 9.3, un mapa de periodos de sitio indicando con círculos de diferente tamaño el valor del periodo fundamental de sitio. Este mapa se muestra en la Figura 5.1. El objetivo de este mapa es poder observar la distribución de los periodos de sitio obtenidos y así poder determinar la ubicación de posibles nuevos sitios a medir.

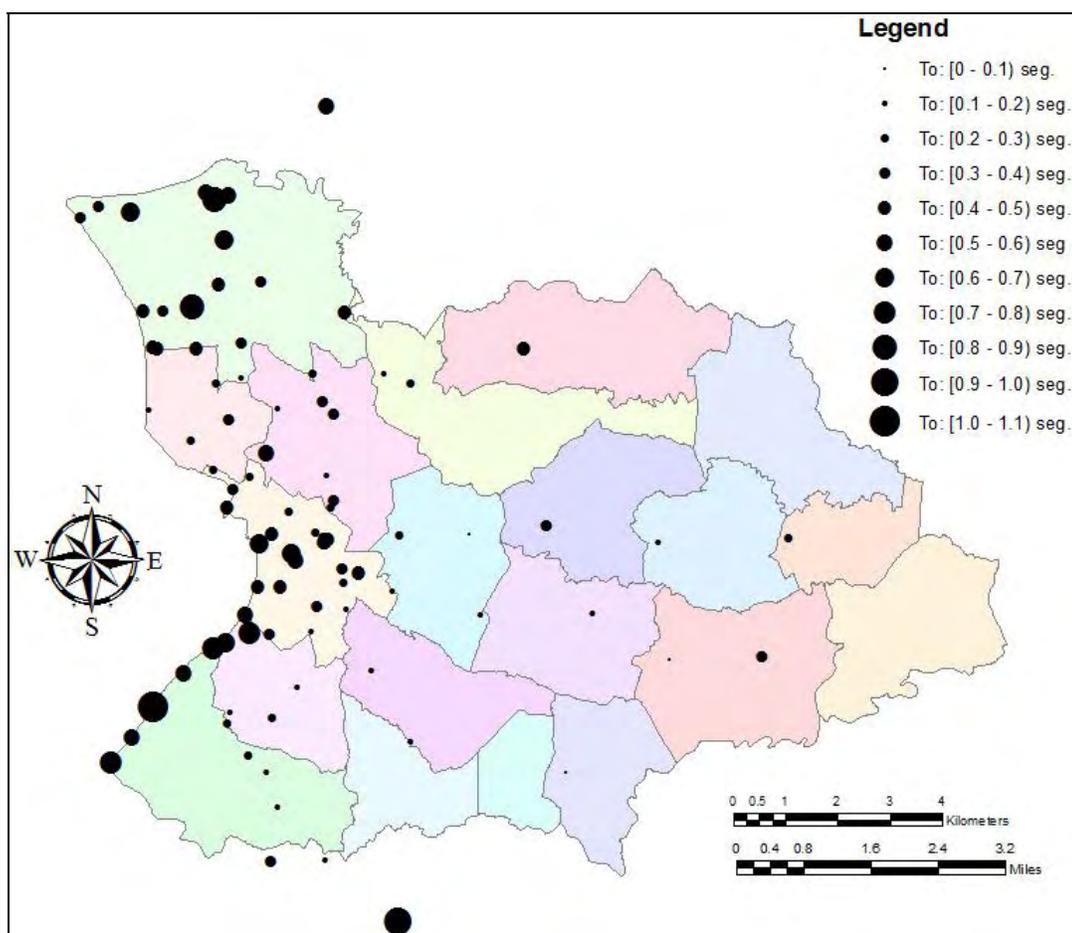


Figura 5.1: Mapa preliminar de periodos fundamentales de sitio para Mayagüez.

Estas nuevas mediciones fueron procesadas de la misma manera que las mediciones originales, utilizando el programa HVSRAV.m. La Tabla 5.2 muestra los resultados obtenidos del procesado.

Tabla 5.2: Resultados obtenidos de las remediciones de VA.

Código	Latitud (N)	Longitud(O)	Frecuencia [Hz]	Periodo [Seg]
P#3_5	18.20805000	67.13993000	4.950	0.202
P#8	18.18606389	67.13766667	8.200	0.122
P#23	18.16266667	67.15851667	13.500	0.074
P#25	18.16213333	67.17721667	9.225	0.108
P#26	18.16721667	67.18053333	18.050	0.055
P#32	18.20583333	67.14066667	1.600	0.625
P#36	18.16915000	67.14651667	6.350	0.157
P#41	18.18360000	67.15368333	Sin determinar	Sin determinar
P#42	18.21055000	67.14605000	Sin determinar	Sin determinar
P#51	18.22281667	67.16065000	3.250	0.308
P#54	18.25135000	67.17546667	0.950	1.053
P#55	18.25283333	67.17733333	0.950	1.053
P#56	18.26146667	67.18175000	0.70	1.428
P#59	18.26075000	67.17431667	1.250	0.800
P#62	18.26678333	67.15408333	1.600	0.625
P#76	18.23031667	67.14958333	Sin determinar	Sin determinar
P#82	18.18540000	67.13800000	6.550	0.153
P#83	18.22215500	67.11560600	Sin determinar	Sin determinar
P#83_1	18.22210000	67.15522000	6.350	0.157
P#86	18.20950000	67.12190000	3.350	0.298
P#87	18.20580000	67.15080000	1.550	0.645
P#88	18.23980000	67.12130000	3.600	0.278

Como se puede observar, las mediciones repetidas en los 22 sitios fueron muy exitosas, ya que solo cuatro de estas mediciones no permitieron determinar la frecuencia fundamental. Esto permite confirmar el hecho de que el acelerómetro de 0.25g es más sensible y por lo tanto más conveniente que el de 2.0g. En resumen, de un total de 111 mediciones, 107 permitieron determinar el periodo fundamental del suelo, mientras que solo 4 no arrojaron un resultado claro.

5.4 Nuevas mediciones de vibración ambiental

Si se observa la Figura 4.11 se puede ver que las mediciones realizadas durante la primera campaña se concentraron principalmente en la parte más poblada de Mayagüez, esto es hacia el Oeste de la Ciudad. A pesar de que la región Este de la Ciudad de Mayagüez posee una topografía montañosa y una densidad demográfica bastante baja, y con el objetivo de aumentar la densidad de puntos medidos hacia el Este, se decidió realizar una segunda campaña de mediciones. Durante ésta se escogieron 23 nuevos sitios a medir. La Figura 5.3 muestra la ubicación de los nuevos sitios.

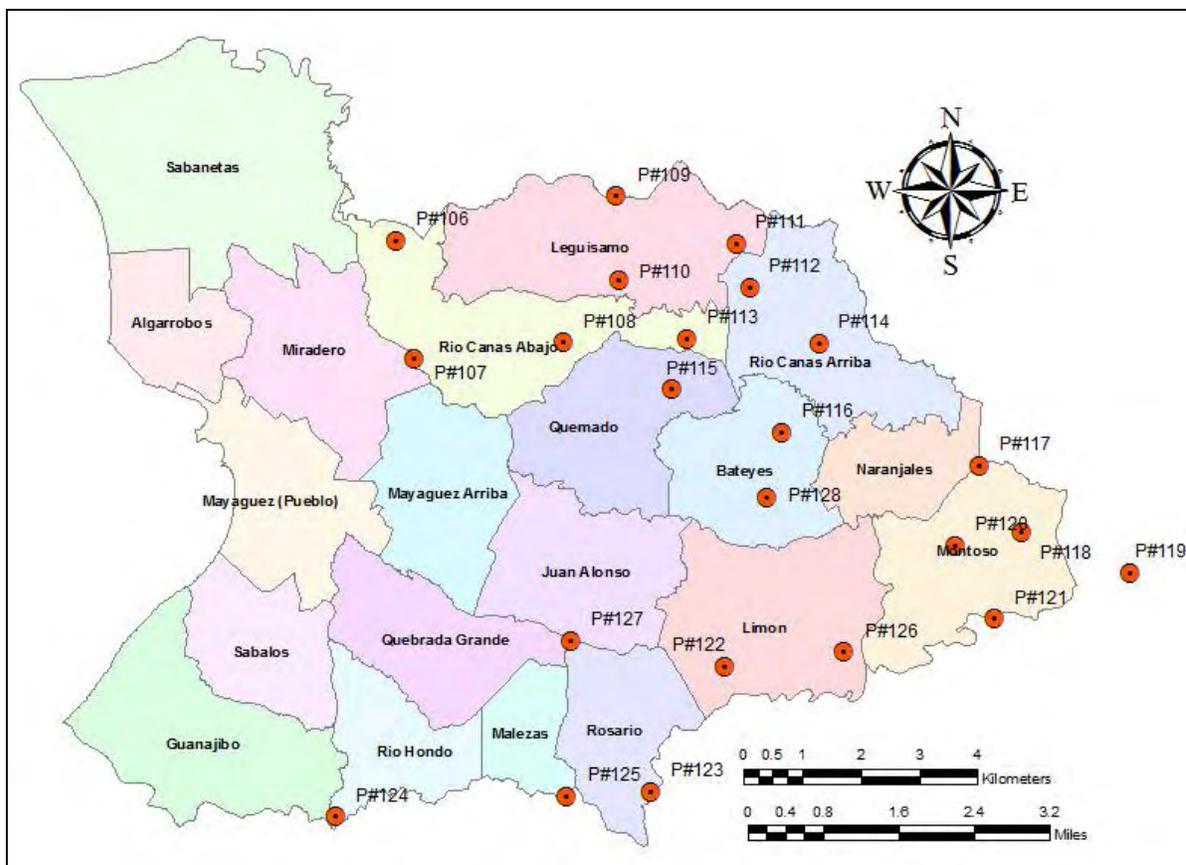


Figura 5.3: Nuevos sitios medidos al Este de la Ciudad de Mayagüez.

Las mediciones fueron realizadas con acelerógrafos ETNA de $\pm 0.25g$, a razón de 100 muestras por segundo y durante un periodo de 1 hora para cada medición.

5.5 Procesado de las nuevas mediciones

Una vez concluidas las mediciones en los 23 nuevos sitios escogidos, se procedió a procesarlas utilizando el programa HVSRAV.m. La Tabla 5.3 muestra los resultados obtenidos del procesado.

Tabla 5.3: Resultados obtenidos de las nuevas mediciones de VA.

Código	Latitud (N)	Longitud(O)	Frecuencia [Hz]	Periodo [Seg]
P#106	18.24258000	67.12713000	3.4	0.294
P#107	18.22431000	67.12418000	2.65	0.377
P#108	18.22705000	67.10004000	Sin determinar	Sin determinar
P#109	18.24955000	67.09155000	2.3	0.435
P#110	18.23660000	67.09106000	2.75	0.364
P#111	18.24236000	67.07226000	2.55	0.392
P#112	18.23558000	67.07006000	3.55	0.282
P#113	18.22769000	67.08012000	4.65	0.215
P#114	18.22702000	67.05878000	3.45	0.290
P#115	18.21982000	67.08241000	3.65	0.274
P#116	18.21330000	67.06464000	3	0.333
P#117	18.20830000	67.03291000	3.75	0.267
P#118	18.19793000	67.02610000	3	0.333
P#119	18.19189000	67.00857000	6	0.167
P#120	18.19599000	67.03686000	Sin determinar	Sin determinar
P#121	18.18473000	67.03039000	11.9	0.084
P#122	18.17730000	67.07388000	13	0.077
P#123	18.15796000	67.08582000	4.1	0.244
P#124	18.15393000	67.13653000	10.55	0.095
P#125	18.15717000	67.09921000	Sin determinar	Sin determinar
P#126	18.17952000	67.05458000	Sin determinar	Sin determinar
P#127	18.18114000	67.09874000	6	0.167
P#128	18.20317000	67.06709000	4.22	0.237

Examinando la tabla anterior se concluye que de las 23 nuevas mediciones, 19 permitieron obtener un periodo fundamental de sitio claro, mientras que solo 4 no arrojaron un resultado confiable. Por lo tanto, de un total de un total de 134 mediciones de vibración ambiental registradas en distintos sitios de la Ciudad de Mayagüez, 126 permitieron obtener la frecuencia fundamental del suelo, mientras que solo 8 no arrojaron un valor claro de frecuencia fundamental. La Tabla 5.4 resume todos los sitios medidos con las correspondientes frecuencias y periodos obtenidos. Las Figuras 5.4, 5.5 y 5.6 muestran, respectivamente, todos los sitios medidos, los sitios en los cuales se logró determinar la frecuencia fundamental y los sitios en los que no se logró obtener la frecuencia fundamental del terreno.

Tabla 5.4: Resultados obtenidos de todas las mediciones de VA.

Código	Latitud (N)	Longitud(O)	Frecuencia [Hz]	Periodo [Seg]
P#1	18.21323056	67.13986389	3.450	0.290
P#2	18.21433333	67.13944722	3.200	0.313
P#3	18.20786667	67.14105833	2.600	0.385
P#3_1	18.20704000	67.14098000	2.050	0.488
P#3_2	18.20719000	67.14083000	2.240	0.446
P#3_3	18.20741000	67.14059000	3.375	0.296
P#3_4	18.20770000	67.14028000	2.350	0.426
P#3_5	18.20805000	67.13993000	4.950	0.202
P#4	18.20404167	67.14605000	1.875	0.533
P#5	18.20246667	67.13783889	2.550	0.392
P#6	18.20189167	67.13480000	2.400	0.417
P#7	18.19540556	67.13703889	5.900	0.169
P#8	18.18606389	67.13766667	8.200	0.122
P#9	18.19163889	67.14318889	6.475	0.154
P#10	18.19596667	67.14231944	3.000	0.333
P#11	18.19926389	67.14886111	2.400	0.417
P#12	18.19107500	67.15088056	2.650	0.377
P#13	18.19443333	67.15532222	1.750	0.571
P#14	18.19933056	67.15285833	2.300	0.435
P#15	18.20682222	67.15278889	1.600	0.625
P#16	18.26776667	67.16260000	1.700	0.588

Código	Latitud (N)	Longitud(O)	Frecuencia [Hz]	Periodo [Seg]
P#17	18.24730000	67.17405000	2.100	0.476
P#18	18.24063333	67.17143333	2.200	0.455
P#19	18.21320000	67.15850000	2.100	0.476
P#20	18.18950000	67.15871667	1.450	0.690
P#21	18.19135000	67.15450000	1.370	0.730
P#22	18.17550000	67.15851667	4.200	0.238
P#23	18.16266667	67.15851667	13.500	0.074
P#24	18.26433333	67.17625000	1.600	0.625
P#25	18.16213333	67.17721667	9.225	0.108
P#26	18.16721667	67.18053333	14.600	0.068
P#27	18.16873333	67.17951667	1.400	0.714
P#28	18.17315000	67.17560000	2.000	0.500
P#29	18.17836667	67.17191667	0.950	1.053
P#30	18.18431667	67.16636667	1.700	0.588
P#31	18.18851667	67.16093333	1.400	0.714
P#32	18.20583333	67.14066667	1.600	0.625
P#33	18.15200000	67.14066667	6.200	0.161
P#34	18.15150000	67.15050000	2.850	0.351
P#35	18.16116667	67.14936667	7.100	0.141
P#36	18.16915000	67.14651667	6.350	0.157
P#37	18.17000000	67.15470000	4.700	0.213
P#38	18.17661667	67.15023333	4.600	0.217
P#39	18.17743333	67.15801667	7.000	0.143
P#40	18.18191667	67.14583333	5.100	0.196
P#41	18.18360000	67.15368333	Sin determinar	Sin determinar
P#42	18.21055000	67.14605000	Sin determinar	Sin determinar
P#43	18.21240000	67.14748333	4.550	0.220
P#44	18.20883333	67.14266667	4.600	0.217
P#45	18.20850000	67.15050000	2.100	0.476
P#46	18.21840000	67.15466667	3.900	0.256
P#47	18.21633333	67.15756667	3.200	0.313
P#48	18.21973333	67.16116667	3.775	0.265
P#49	18.22261667	67.15161667	1.950	0.513
P#50	18.22996667	67.17278333	7.700	0.130
P#51	18.22281667	67.16065000	3.250	0.308
P#52	18.22836667	67.15831667	3.300	0.303
P#53	18.22475000	67.16525000	4.100	0.244
P#54	18.25135000	67.17546667	0.950	1.053
P#55	18.25283333	67.17733333	0.950	1.053
P#56	18.26146667	67.18175000	0.700	1.429
P#57	18.26340000	67.18548333	3.000	0.333

Código	Latitud (N)	Longitud(O)	Frecuencia [Hz]	Periodo [Seg]
P#58	18.26541667	67.18203333	3.000	0.333
P#59	18.26075000	67.17431667	1.250	0.800
P#60	18.26655000	67.16108333	1.150	0.870
P#61	18.26731667	67.15858333	2.000	0.500
P#62	18.26678333	67.15408333	1.600	0.625
P#63	18.25956667	67.15930000	1.550	0.645
P#64	18.25173333	67.16028333	2.450	0.408
P#65	18.25241667	67.15260000	2.700	0.370
P#66	18.24805000	67.16501667	1.150	0.870
P#67	18.24710000	67.17030000	2.700	0.370
P#68	18.24705000	67.13735000	2.400	0.417
P#69	18.24070000	67.16428333	2.200	0.455
P#70	18.24170000	67.15610000	2.600	0.385
P#71	18.23641667	67.14330000	4.300	0.233
P#72	18.23166667	67.14155000	2.800	0.357
P#73	18.23475000	67.16075000	4.000	0.250
P#74	18.23575000	67.15616667	6.200	0.161
P#75	18.23033333	67.14958333	5.800	0.172
P#76	18.23031667	67.14958333	Sin determinar	Sin determinar
P#77	18.22933333	67.13948333	3.150	0.317
P#78	18.28300000	67.14100000	1.900	0.526
P#79	18.20000000	67.13750000	3.650	0.274
P#80	18.16720000	67.15140000	6.000	0.167
P#81	18.14130000	67.12750000	1.050	0.952
P#82	18.18540000	67.13800000	6.550	0.153
P#83	18.22215500	67.11560600	Sin determinar	Sin determinar
P#83_1	18.22210000	67.15522000	6.350	0.157
P#84	18.20516000	67.14700000	1.500	0.667
P#85	18.24080000	67.17220000	2.150	0.465
P#86	18.20950000	67.12190000	3.350	0.299
P#87	18.20580000	67.15080000	1.550	0.645
P#88	18.23980000	67.12130000	3.600	0.278
P#89	18.19870000	67.12852000	7.400	0.135
P#90	18.19483000	67.09226000	7.300	0.137
P#91	18.18688000	67.07844000	10.750	0.093
P#92	18.18760000	67.06167000	2.950	0.339
P#93	18.19471000	67.11274000	9.650	0.104
P#94	18.20843000	67.12750000	4.050	0.247
P#95	18.20872000	67.11485000	10.700	0.093
P#96	18.21015000	67.10085000	3.050	0.328
P#97	18.20734000	67.08041000	5.750	0.174

Código	Latitud (N)	Longitud(O)	Frecuencia [Hz]	Periodo [Seg]
P#98	18.20811000	67.05701000	4.250	0.235
P#99	18.21883000	67.14070000	5.100	0.196
P#99	18.21883000	67.14070000	5.100	0.196
P#100	18.23486000	67.12553000	4.300	0.233
P#101	18.23634000	67.13024000	5.700	0.175
P#102	18.24079000	67.10488000	2.350	0.426
P#103	18.18483000	67.13242500	9.400	0.106
P#104	18.17244000	67.12531000	7.550	0.132
P#105	18.16727000	67.09715000	12.900	0.078
P#106	18.24258000	67.12713000	3.400	0.294
P#107	18.22431000	67.12418000	2.650	0.377
P#108	18.22705000	67.10004000	Sin determinar	Sin determinar
P#109	18.24955000	67.09155000	2.300	0.435
P#110	18.23660000	67.09106000	2.750	0.364
P#111	18.24236000	67.07226000	2.550	0.392
P#112	18.23558000	67.07006000	3.550	0.282
P#113	18.22769000	67.08012000	4.650	0.215
P#114	18.22702000	67.05878000	3.450	0.290
P#115	18.21982000	67.08241000	3.650	0.274
P#116	18.21330000	67.06464000	3.000	0.333
P#117	18.20830000	67.03291000	3.750	0.267
P#118	18.19793000	67.02610000	3.000	0.333
P#119	18.19189000	67.00857000	6.000	0.167
P#120	18.19599000	67.03686000	Sin determinar	Sin determinar
P#121	18.18473000	67.03039000	11.900	0.084
P#122	18.17730000	67.07388000	13.000	0.077
P#123	18.15796000	67.08582000	4.100	0.244
P#124	18.15393000	67.13653000	10.550	0.095
P#125	18.15717000	67.09921000	Sin determinar	Sin determinar
P#126	18.17952000	67.05458000	Sin determinar	Sin determinar
P#127	18.18114000	67.09874000	6.000	0.167
P#128	18.20317000	67.06709000	4.220	0.237

De la Figura 5.4 se puede observar que con las nuevas mediciones realizadas en la región Este de la Ciudad de Mayagüez, se logró una mayor densidad de puntos en esta zona. Cabe aclarar que las nuevas mediciones fueron realizadas en una zona montañosa, lo cual hizo que

el acceso a ciertos sitios fuera bastante difícil. Esto impidió que se pudieran realizar más mediciones en esta zona.

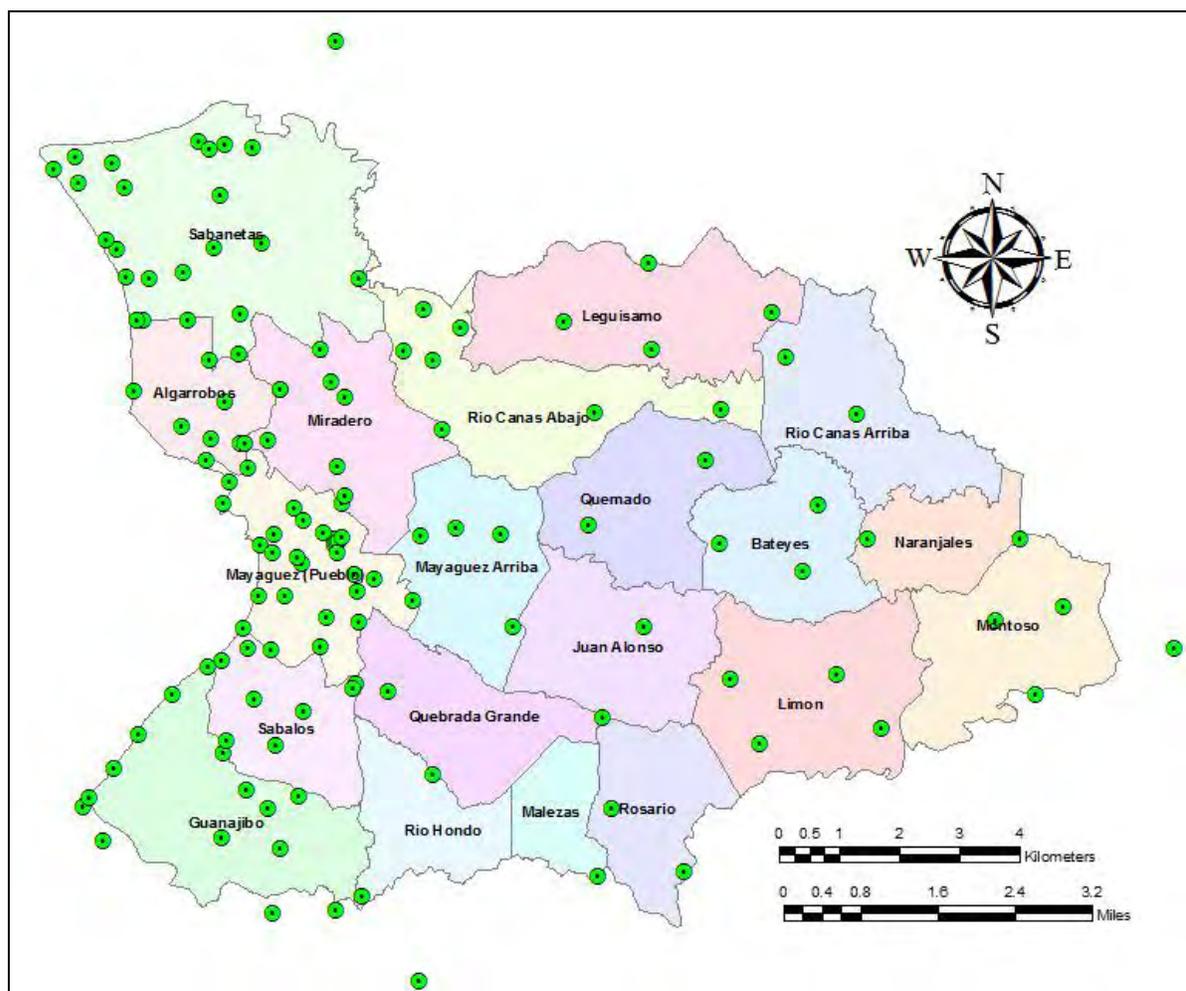


Figura 5.4: Ubicación de todos los sitios en los que se registraron vibración ambiental.

Si se comparan las Figuras 5.4 y 5.5, resulta evidente que prácticamente todas las mediciones realizadas permitieron obtener el periodo fundamental de sitio. Específicamente, de un total de 134 mediciones, 126 fueron exitosas. Es decir que solo el 5.97% de las mediciones no permitieron obtener un resultado positivo.

Los ocho sitios en los que no se logró obtener el periodo fundamental del suelo se presentan en la Figura 5.6. Esta figura, junto con las coordenadas geográficas en la Tabla 5.4, permiten ubicar precisamente estos sitios, para que en un futuro puedan ser estudiados con más detalle.

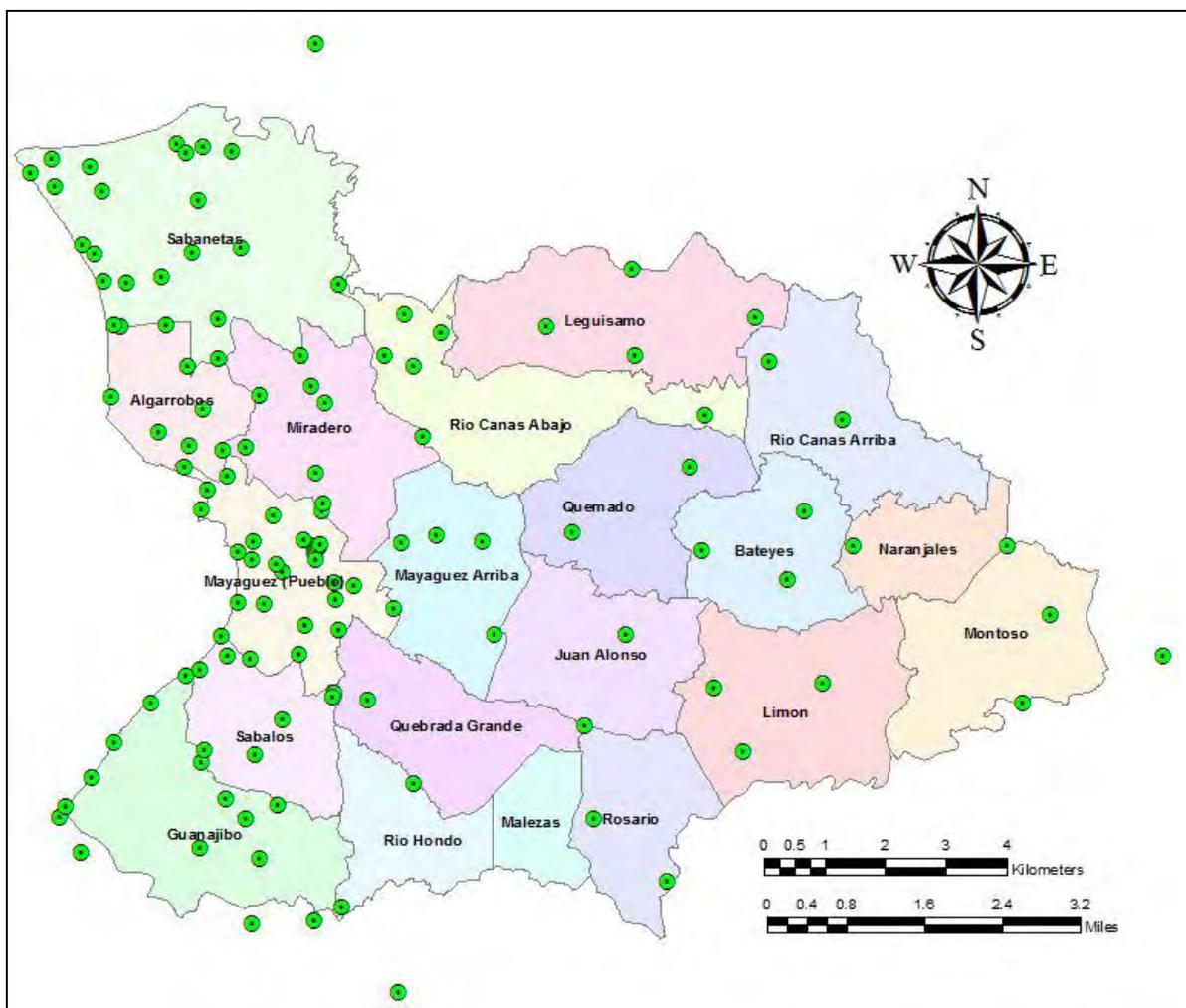


Figura 5.5: Sitios en lo que se logró obtener el periodo fundamental del terreno.

A partir de los resultados obtenidos para los periodos fundamentales de sitio, la siguiente sección presenta la construcción de un mapa de isoperiodos de suelo para la Ciudad de Mayagüez. Al comienzo de la sección se presentará un mapa similar al de la Figura 5.1,

pero en el que se incluirán todos los sitios. Posteriormente se presentará el mapa de isoperiodos de sitios.

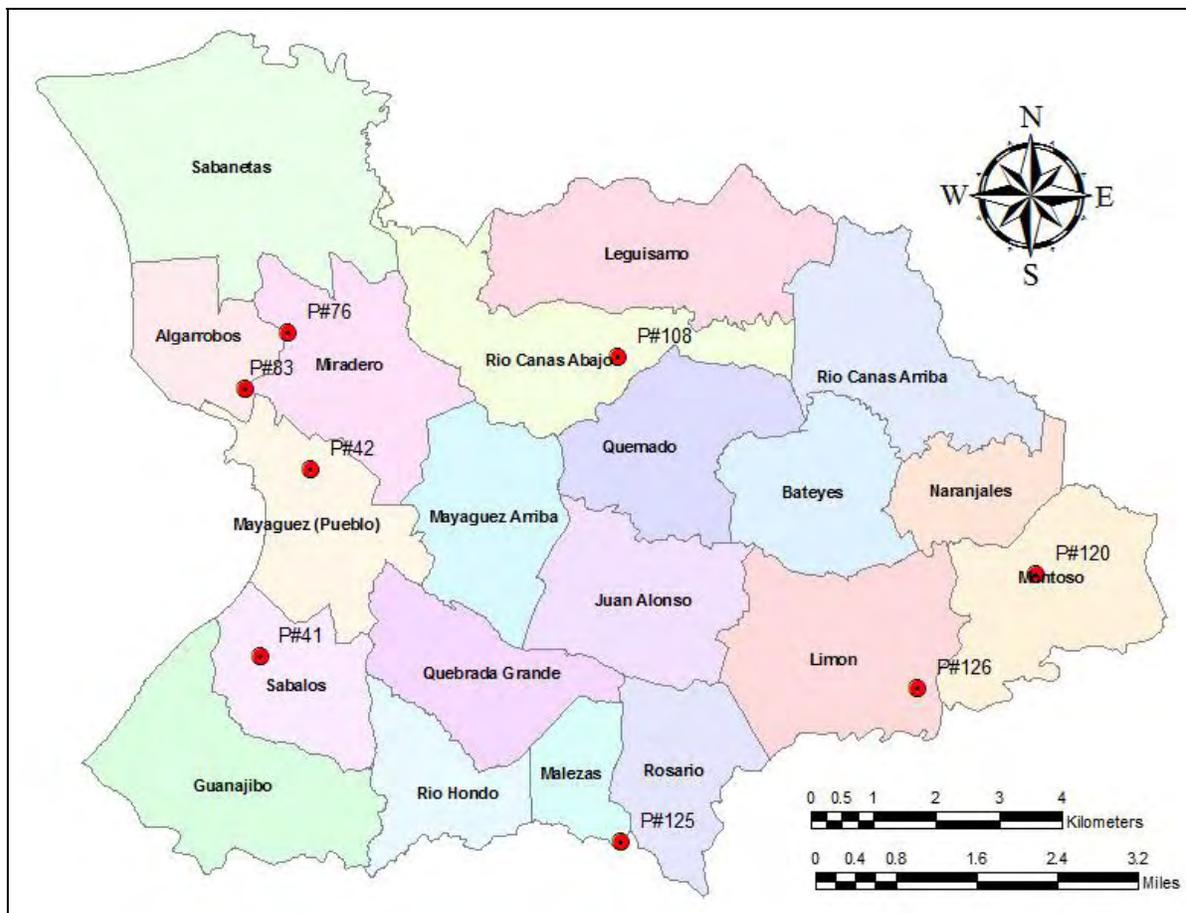


Figura 5.6: Sitios en los que no se logro obtener el periodo fundamental del suelo.

5.6 Mapa de isoperiodos de suelo para la ciudad de Mayagüez

A partir de los resultados obtenidos de las 134 mediciones de vibración ambiental que se llevaron a cabo durante todo este trabajo de investigación (las que se resumen en la Tabla 5.4) y con la ayuda del programa ESRI® ArcMap 9.3 (<http://www.esri.com/>) se confeccionó un mapa de isoperiodos de suelo para la Ciudad de Mayagüez. Para esto se utilizó como punto de partida la base geotécnica de datos confeccionada por Carmen Lugo

(2007) en su tesis de maestría. Sobre esta base de datos se cargaron los 126 sitios en los cuales se logró determinar el periodo fundamental del suelo. Una vez que los sitios fueron ubicados geográficamente en el mapa, se decidió clasificarlos de acuerdo a su periodo fundamental, agrupando aquellos sitios cuyo periodo se encuentra dentro del intervalo semiabierto $[0 - 0.1)$ segundos, $[0.1 - 0.2)$ segundos y así sucesivamente. Una vez clasificados, se le asignó a cada grupo una etiqueta que consistió en un círculo de color negro cuyo tamaño indica el valor del periodo fundamental de sitio. El mapa resultante se muestra en la Figura 5.7.

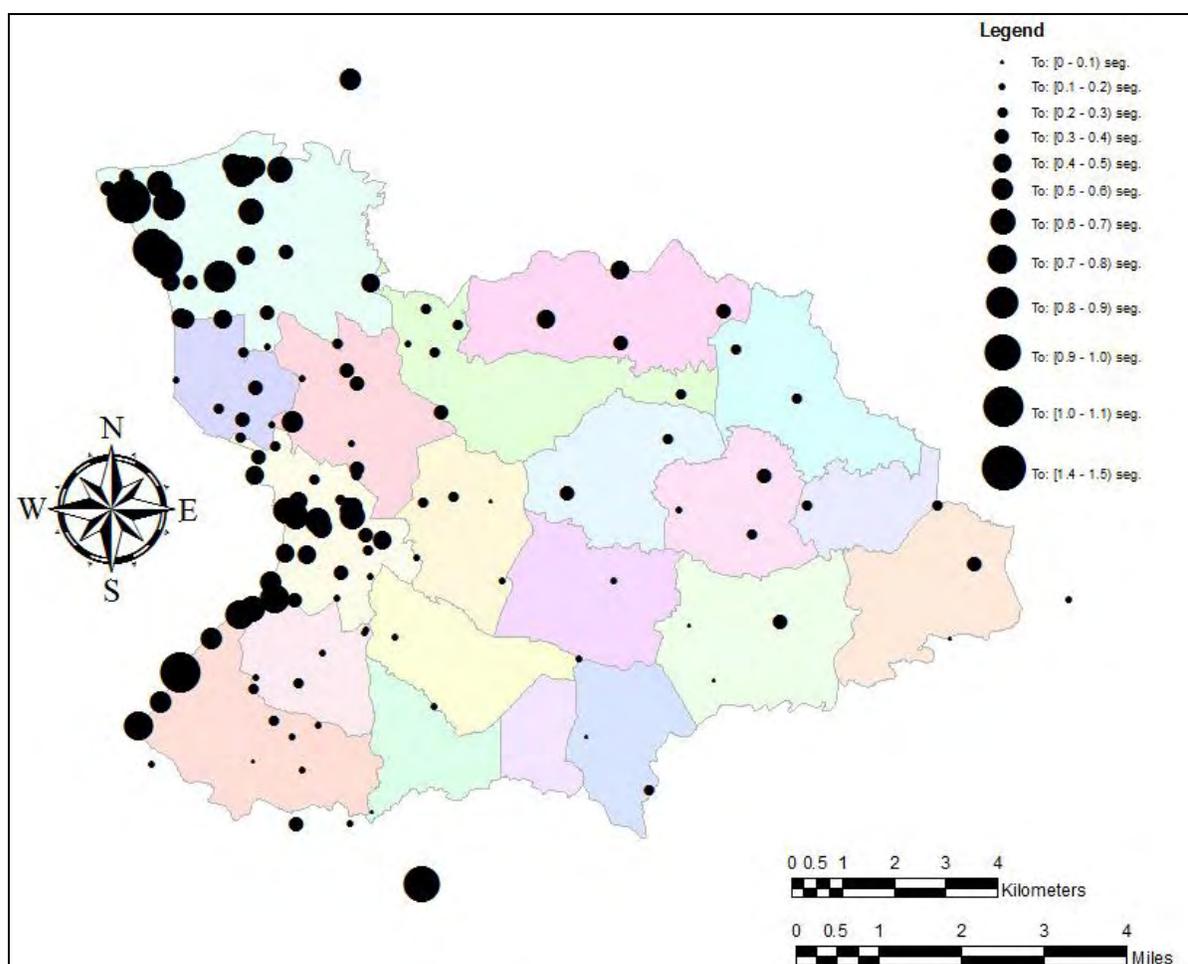


Figura 5.7: Mapa de periodos fundamentales de sitio de la Ciudad de Mayagüez.

Posteriormente se decidió construir un mapa de isoperiodos de suelo para la Ciudad de Mayagüez, esto es, un mapa de isolíneas donde cada línea representa un valor constante para el periodo fundamental del suelo. El programa ArcMap posee herramientas que permiten generar las isolíneas a partir de un conjunto de datos, en este caso los periodos del suelo.

Básicamente lo que se hizo fue generar una superficie de interpolación para los periodos fundamentales de sitio, que pasara por todos los sitios medidos. Esta superficie fue generada utilizando la herramienta “Spline Interpolation” que se encuentra dentro del grupo de herramientas “Spatial Analyst”. Si bien existen distintas herramientas para realizar la interpolación, se decidió utilizar la interpolación spline ya que es la única que realmente pasa por los puntos conocidos. La Figura 5.8 muestra tres tipos de interpolación disponible en el programa ArcMap.

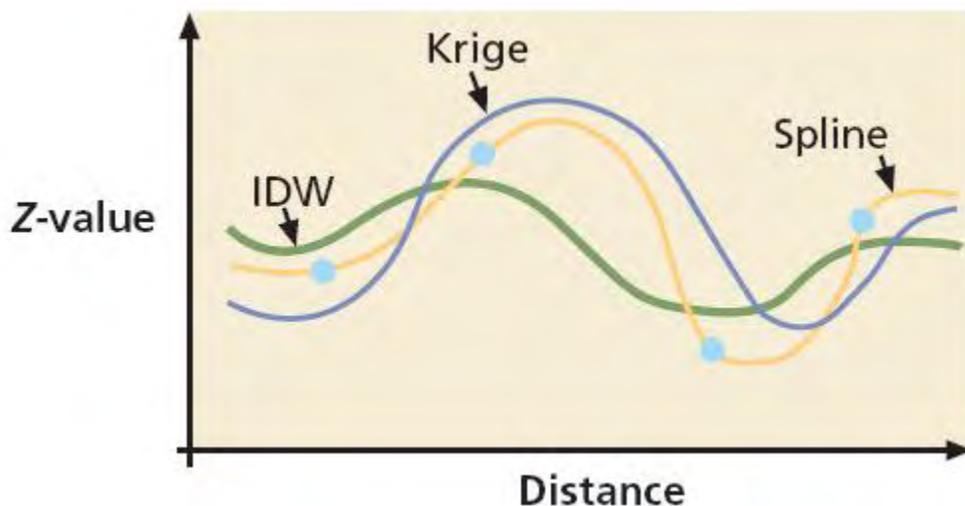


Figura 5.8: Distintos tipos de interpolación (Colin Childs, 2004).

Una vez concluida la interpolación, el programa genera sobre el mapa regiones o contornos con distintos colores, donde cada color representa un rango de valores para la cantidad interpolada, en este caso para el periodo fundamental del suelo. El siguiente paso fue la

generación, a partir de la superficie de interpolación, de las isocurvas o curvas de nivel para el periodo fundamental natural de vibración del suelo. Para ello se utilizó la herramienta “contour”, que es una de las herramientas para el análisis de superficies de interpolación disponible en ArcMap. El resultado obtenido puede verse en la Figura 5.9, donde se muestran las isocurvas superpuestas a la superficie de interpolación. A la derecha del mapa puede observarse la leyenda que indica los valores del periodo fundamental del suelo, en segundos, de acuerdo al color.

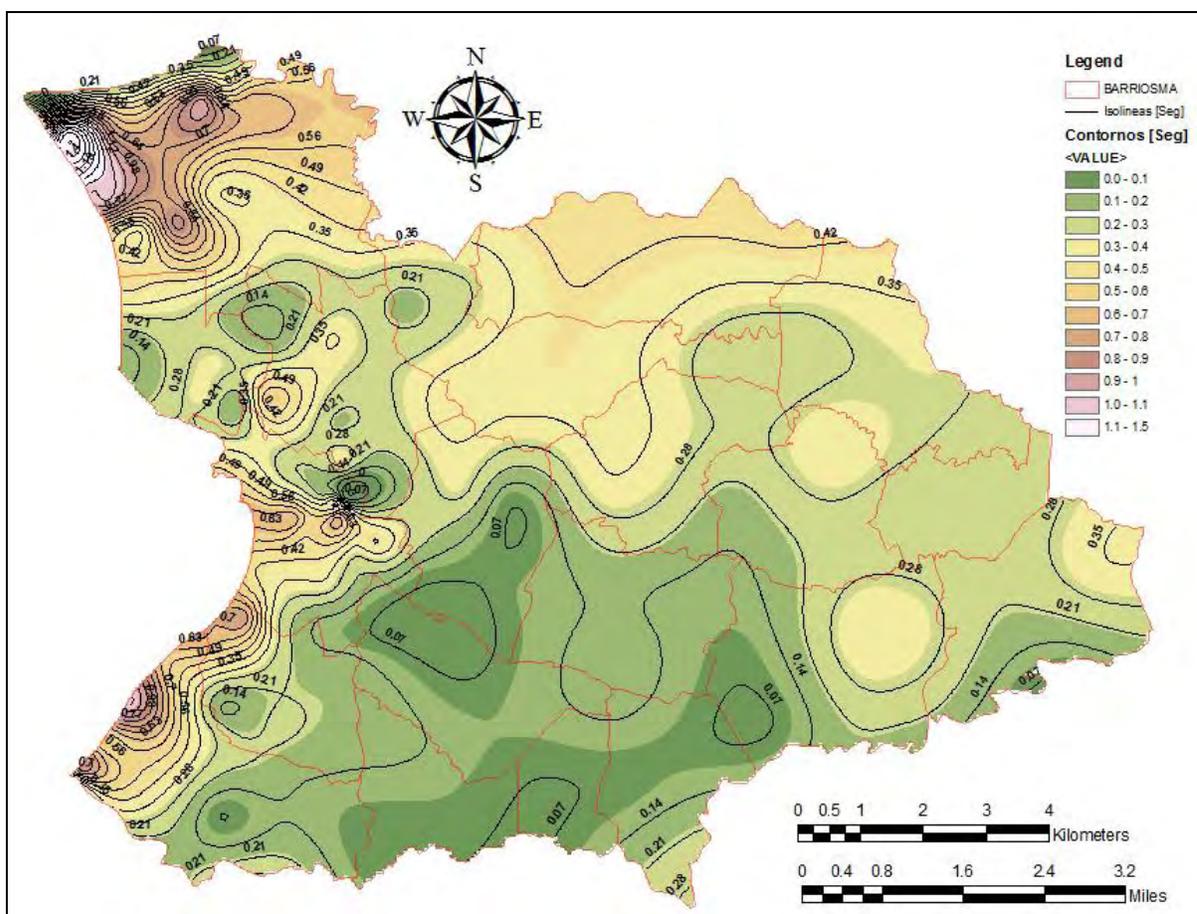


Figura 5.9 Mapa de isoperíodos fundamentales de sitio de la Ciudad de Mayagüez

Se puede comprobar que existe una buena correlación entre las Figuras 5.7 y 5.9. Además, se puede ver que existe una zona de periodos altos en la región costera de Mayagüez (hacia el Oeste), lo que es característico de depósitos blandos. En la parte central y hacia el Este de la Ciudad, donde la topografía es montañosa, los periodos son más bajos.

Si ahora se observa el mapa geológico de Mayagüez (Figura 4.4) y se lo compara con el mapa de isoperiodos de suelo (Figura 5.9) se comprueba que existe cierta correlación entre los periodos fundamentales del terreno y la geología de las distintas regiones de la ciudad. La Figura 4.4 muestra que las áreas próximas a la línea costera son en gran parte depósitos de arena de playa, característica de ambientes costeros (Qal). Sin embargo, existe una zona en la cual esta geología aluvial es invadida por la formación de Yauco (Ky), la cual está compuesta principalmente de arenisca volcanoclástica calcárea, limolita, lutita, arcillitas, piedra caliza y brecha y conglomerado subordinados. Si se observa la región que comprende al tipo de geología Qal y se la compara con la Figura 5.9, se concluye que existe una buena correlación entre ambas figuras. La zona costera presenta periodos altos excepto en la región correspondiente donde la formación Yauco invade al tipo de geología Qal. A medida que uno se traslada hacia el Este de la ciudad, los periodos comienzan a hacerse cada vez más pequeños, lo cual era de esperarse debido a que la topografía comienza a ser montañosa.

Por último, la Figura 5.10 muestra el mapa de isoperiodos de suelo para la ciudad de Mayagüez, pero concentrado en la región del pueblo de Mayagüez, donde se encuentra la mayor densidad demográfica.

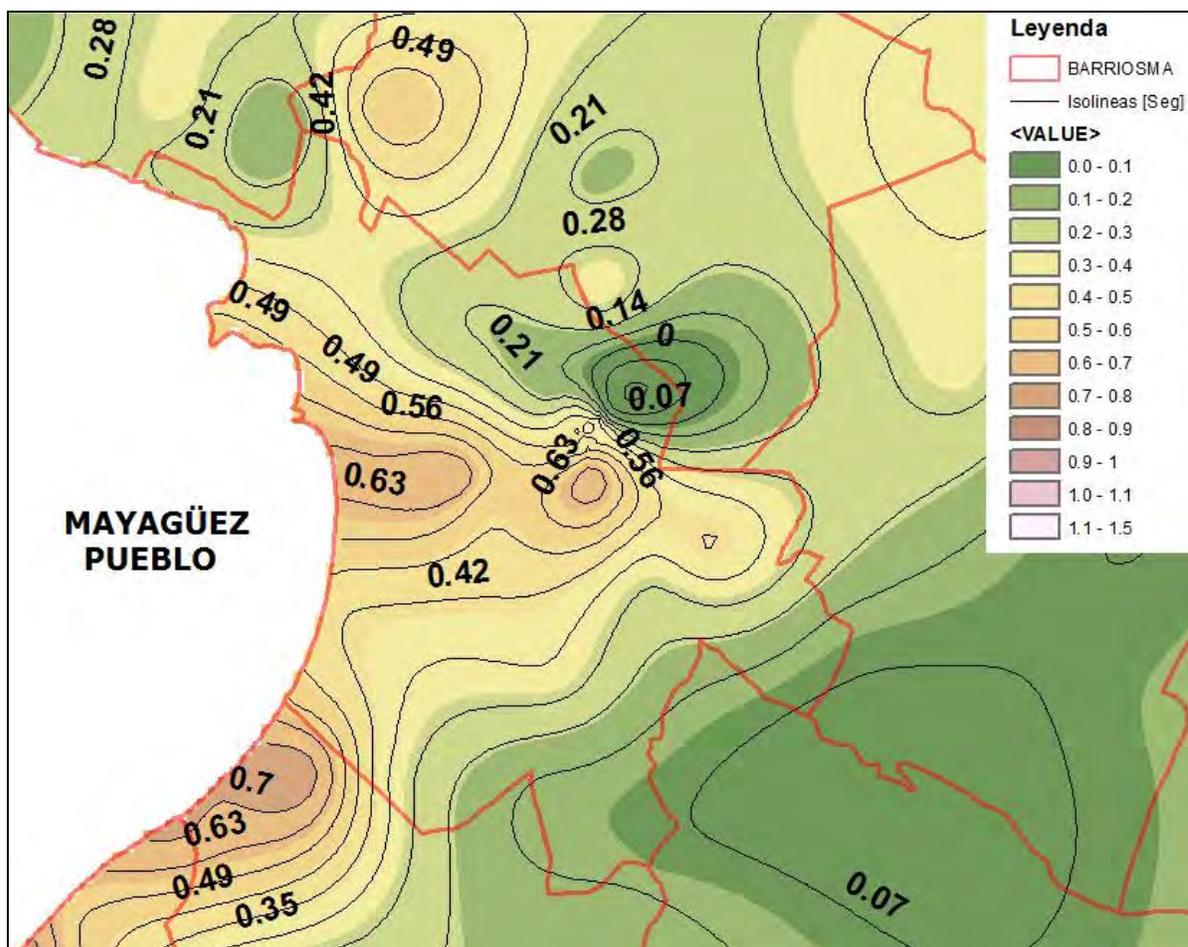


Figura 5.10 Periodos fundamentales de sitio en la región del pueblo de Mayagüez

6 CONCLUSIONES Y TRABAJO FUTURO

En la presente tesis se analizó la aplicabilidad del método de los cocientes espectrales horizontal/vertical (H/V) a registros de microtemblores o vibración ambiental para la determinación del periodo fundamental de vibración del suelo. Se comparó esta técnica con otras existentes para distintos tipos de datos. Se analizó la influencia del instrumento utilizado para realizar las mediciones en los resultados obtenidos. También se estudió la influencia de las líneas de transmisión eléctrica de alta tensión en las mediciones. Finalmente se construyó un mapa de isoperiodos de suelo para la ciudad de Mayagüez.

De la comparación entre las diferentes técnicas existentes para la determinación del periodo fundamental se concluyó que el uso de vibración ambiental es una excelente alternativa, que brinda muy buenos resultados, comparados con los obtenidos con otras técnicas. Además, cabe aclarar que el uso de vibración ambiental es una herramienta muy simple y económica, que se puede aplicar en cualquier momento y no requiere esperar, como con otras técnicas, la ocurrencia de un terremoto. Esto es una importante ventaja, sobre todo para aquellas regiones de baja sismicidad. Además, como se demostró, la técnica del cociente espectral H/V es estable con el tiempo. Esto quiere decir, que el periodo fundamental obtenido no depende del momento en el cual se tome la medición.

Durante las mediciones realizadas se dispuso de tres tipos de instrumentos, dos acelerómetros ETNA, uno de 0.25g y otro de 2.0g y un sismómetro de banda ancha. Se escogieron ciertos sitios y se tomaron registros con más de un instrumento al mismo tiempo. Los resultados obtenidos permiten concluir que si bien los tres instrumentos son capaces de determinar el periodo fundamental en la mayoría de los sitios, es preferible utilizar

instrumentos con mayor sensibilidad, ya que permiten detectar variaciones más pequeñas en la cantidad medida.

Luego de procesar las mediciones realizadas durante la primera campaña de mediciones se encontró que muchos sitios mostraban, además de la frecuencia fundamental, picos de alta frecuencia. Por esto se decidió realizar una prueba que consistió en efectuar mediciones en dirección perpendicular, alejándose de una línea de transmisión de energía de alta tensión. El procesado de las mediciones no permitió obtener una idea clara de cómo las líneas de alta tensión afectan al instrumento. Sin embargo, y debido a que no se encontró otra posible causa que explique estos picos, es probable que las líneas de transmisión de energía afecten al instrumento.

Finalmente, luego de procesar todas las mediciones de vibración ambiental, se construyó, con ayuda del programa ArcMap 9.3, un mapa de isoperiodos de suelo para la ciudad de Mayagüez. Este mapa permite conocer el comportamiento dinámico del suelo que se presenta en Mayagüez a través de su periodo fundamental de vibración. Este es un parámetro muy útil a la hora del diseño sismo-resistente de nuevas estructuras. Esto permite reducir el riesgo sísmico frente a posibles futuros terremotos.

Como trabajo a futuro se sugiere tomar nuevas mediciones en los ocho sitios donde no se logró determinar el periodo fundamental del terreno, pero utilizando instrumentación con mayor sensibilidad, realizar un estudio teórico del fenómeno que permite determinar el periodo fundamental del terreno y la posibilidad de obtener el factor de amplificación, ya que hasta el momento no existe un consenso entre los distintos autores sobre estos temas.

REFERENCIAS

- Alfaro, A. (2006). "Caracterización dinámica de suelos mediante microtemblores HVSR y arreglos," Universidad de La Salle, ISBN: 978-958-9290-73-6.
- Aki, K. and Richards, P. G. (1980). "Quantitative Seismology. Theory and Methods," Freeman and Co., San Francisco.
- Al-Qaryouti, M. and Al-Tarazi, E. A. (2007). "Local site effects estimated from ambient vibration measurements at Aqaba City, Jordan," *Journal of Earthquake Engineering*, Vol. 11, No. 1, pp. 1-12.
- Andrews, D. J. (1986). "Objective determination of source parameters and similarity of earthquakes of different size," in *Earthquake Source Mechanics*, S. Das, J. Boatwright, and C. H. Scholz (Editors), American Geophysical Union, Washington, D. C., pp. 259-268.
- Apostolidis, P. I., Raptakis, D. G., Pandi, K.K., Manakou, M. V. and Pitilakis, K. D. (2006). "Definition of subsoil structure and preliminary ground response in Aigion City (Greece) using microtremor and earthquakes," *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, Vol. 26, No. 10, pp. 922-940.
- Asencio, E. (1980). "Western Puerto Rico Seismicity," USGS Open File Report 80-192.
- Boatwright, J., Seekins, L. C. and Mueller, C. S. (1991a). "Ground motion amplification in the Marina," *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 81, pp. 1980-1997.
- Borcherdt, R. D. (1970). "Effect of the local geology on ground motion near San Francisco Bay," *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 60, pp. 29-61.
- Borcherdt, R. D., Borcherdt, R. D., Wentworth, C. M., Janssen, A., Fumal, T. and Gibbs, J. (1991). "Methodology for predictive GIS mapping of special study zones for strong ground shaking in the San Francisco Bay Region," *Proceedings of the 4th International Conference on Seismic Zonation*, Vol. 3, pp. 545-552.
- Bour, M., Fouissac, D., Dominique P., and Martin, C. (1998). "On the use of microtremor recordings in seismic microzonation," *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, Vol. 17, No. 7-8, pp. 465-474.
- BSSC (2001). "NEHRP Recommended Provisions for Seismic Regulations for New Buildings and Other Structures," *FEMA-368*, Federal Emergency Management Agency, Washington, D.C.
- Capacete, J. L. and Herrera, A. (1972). "The 1918 earthquake: an engineering study," *CIAA (Colegio de Ingenieros, Arquitectos y Agrimensores)*, Vol. 22, No. 1, Puerto Rico.

Chatelain, J.-L., Guillier, B., Cara, F., Duval, A.-M., Atakan, K., Bard, P.-Y., The WP02 SESAME team (2008). "Evaluation of the influence of experimental conditions on H/V results from ambient noise recordings," *Bulletin of Earthquake Engineering*, No. 6, pp. 33-74.

Clinton, J. F., Cua, G., Huérfano, C. V., von Hillerbrandt-Andrade, C. G., and Martínez-Cruzado, J. (2006). "The current state of seismic monitoring in Puerto Rico," *Seismological Research Letters*, Vol. 77, No. 5, 12 p.

Colin Childs (2004). "Interpolating Surfaces in ArcGIS Spatial Analyst," ESRI Education Services, ArcUser, July-September 2004, pp. 32-35, www.esri.com.

Colón-Dieppa, E. and Quiñonez-Martínez, F. (1985). "A Reconnaissance of the Water Resources of the Central Guanajibo Valley, Puerto Rico," USGS Water Resources Investigations Report 82-4050, 47 p.

Curet, A. F. (1986). "Geologic Map of the Mayagüez and Rosario Quadrangles, Puerto Rico," Map I-1657, US Geological Survey.

Dravinski, M., Ding, G. and Wen, K.-L. (1996). "Analysis of spectral ratios for estimating ground motion in deep basins," *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 86, No. 3, pp. 646-654.

Duval, A.-M., Bard, P. Y., Lebrun, B., Lacave-Lachet, C., Riepl, J. and Hatzfeld, D. (2001). "H/V technique for site response analysis: synthesis of data from various surveys," *Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata*, Vol. 43, No. 3-4, pp. 267-280.

Fäh, D. and Suhadolc, P. (1994). "Application of numerical wave propagation techniques to study local soil effects: The case of Benevento (Italy)," *Pure and Applied Geophysics*, Vol. 143, No. 4, pp. 513-536.

Field, E. and Jacob, K. (1993). "The theoretical response of sedimentary layers to ambient seismic noise," *Geophysical Research Letters*, Vol. 20, No. 24, pp. 2925-2928.

Field, E.H. and Jacob, K.H. (1995). "A comparison and test of various site-response estimation techniques, including three that are not reference-site dependent," *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 85, No. 4, pp. 1127-1143.

Fitzko, F., Costa, G., Delise, A., and Suhadolc, P. (2007). "Site effects analyses in the old city center of Trieste (NE Italy) using accelerometric data", *Journal of Earthquake Engineering*, Vol. 11, No. 1, pp. 33-48.

Gosar, A. (2007). "Microtremor HVSR study for assessing site effects in the Bovec basin (NW Slovenia) related to 1998 M_w 5.6 and 2004 M_w 5.2 earthquakes," *Engineering Geology*, Vol. 91, No. 2-4, pp. 178-193.

Guillier, B., Atakan, K., Chatelain, J.-L., Havskov, J., Ohrnberger, M., Cara, F., Duval, A.-M., Zacharopoulos, S., and Teves-Costa, P., The SESAME team (2008). "Influence of

instruments on the H/V spectral ratios of ambient vibrations,” *Bulletin of Earthquake Engineering*, No. 6, pp. 3-31.

Haghshenas, E., Bard, P.-Y. and Theodulidis, N. (2008). “Empirical evaluation of microtremor H/V spectral ratio,” *Bulletin of Earthquake Engineering*, No. 6, pp. 75-108.

Hasancebi, N. and Ulusay, R. (2006). “Evaluation of site amplification and site period using different methods for an earthquake-prone settlement in Western Turkey,” *Engineering Geology*, Vol. 87, No. 1-2, pp. 85-104.

Huang, H.-C. and Teng, T.-L. (1999). “An evaluation on H/V ratio vs. spectral ratio for site-response estimation using the 1994 Northridge earthquake sequences,” *Pure and Applied Geophysics*, Vol. 156, No. 4, pp. 631-649.

Huang, H.-C. (2002). “Characteristics of earthquake ground motions and the H/V of microtremors in the southwestern part of Taiwan,” *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, Vol. 31, No. 10, pp. 1815-1829.

ICBO (1997). “Uniform Building Code, 1997 Edition,” *International Conference of Building Code Officials*, Whittier, California, Vol. 2, Chap. 16, Div. IV.

Kagami, H., Duke, C. M., Liang, G. C. and Ohta, Y. (1982). “Observation of 1 to 5 second microtremors and their application to earthquake engineering. Part II. Evaluation of site effect upon seismic wave amplification due to extremely deep soil deposits,” *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, Vol. 72, pp. 987-998.

Kanai, K. and Tanaka, T. (1961). “On microtremors. VIII,” *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, Vol. 39, pp. 97-114.

Konno, K. and Ohmachi, T. (1998). “Ground-motion characteristics from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor,” *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 88, No. 1, pp. 228-241.

Lachet, C. and Bard, P. Y. (1994). “Numerical and theoretical investigations on the possibilities and limitations of Nakamura’s technique,” *Journal of Physics of the Earth*, Vol. 42, pp. 377-397.

Lachet, C. and Bard, P. Y. (1995). “Theoretical investigations on the Nakamura’s technique,” *Proceedings of the Third International Conference on Recent Advances in Geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamics*, April 2-7, St. Louis, Missouri, Vol. II.

Lermo, J. and Chávez-García, F.J. (1993). “Site effect evaluation using spectral ratios with only one station,” *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 83. No. 5, pp. 1574-1594.

Lermo, J. and Chávez-García, F. J. (1994). "Are microtremors useful in site response evaluation?," *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 84, No. 5, pp. 1350-1364.

Llavona, A. (2004). "Clasificación de Suelos (UBC-97) del Municipio de Mayagüez," Master of Engineering thesis, Civil Engineering & Surveying Department, University of Puerto Rico at Mayagüez.

Lugo, C.Y. (2007). "Development of a Geotechnical Database for the City of Mayaguez, Puerto Rico," Master of Engineering thesis, Civil Engineering & Surveying Department, University of Puerto Rico at Mayagüez.

Marcellini, A., Bard, P.-Y., Vinale, F., Bousquet, J. C., Chetrit, D., Deschamps, A., Franceschina, L., Grellet, B., Iannaccone, G., Lintini, E., López Arroyo, A., Meneroud, E. P., Mouroux, J. P., Pescatore, T., Rippa, F., Romeo, M., Sauret, B., Scarpa, R., Simonelli, A., Tento, A. and Vidal, S. (1991). "Benevento seismic risk project: progress report," Report for the Commission of the European Communities.

McCann, W.R. (1987). "Historic earthquakes and the earthquake hazard of Puerto Rico," *Proceedings of Conference XXXVI, A Workshop on Assessment of Geologic Hazard and Risk in Puerto Rico*, May 14-16, 1986, U.S. Department of the Interior Geological Survey, Open File Report 87-008.

McCann, W.R. (1993). "Seismic Hazard Map for Puerto Rico," Report to the Seismic Safety Commission of Puerto Rico.

Mercado, A. and McCann, W. R. (1998). "Numerical simulation of the 1918 Puerto Rico tsunami," *Natural Hazards*, No. 18, pp. 57-76.

Mirodikawa, S. (1987). Prediction of isoseismal map in the Kanto plain due to hypothetical earthquake," *Journal of Structural Engineering* 33B, pp. 43-48.

Mirzaoglu, M. and Dykmen, U. (2003). "Application of microtremors to seismic microzoning procedure," *Journal of the Balkan Geophysical Society*, Vol. 6, No. 3, pp. 143-156.

Molnar, S. and Cassidy, J. F. (2006). "A comparison of site response techniques using weak-motion earthquakes and microtremors," *Earthquake Spectra*, Vol. 22, No. 1, pp. 169-188.

Mora, M. M., Lesage, P., Dorel, J., Bard, P.-Y., Métaixian, J.-P., Alvarado, G.E. and Leandro, C. (2001). "Study of seismic site effects using H/V spectral ratios at Arenal Volcano, Costa Rica," *Geophysical Research Letters*, Vol. 28, No. 15, pp. 2291-2294.

Moya, J. C. and McCann, W. R. (1992). "Earthquake Vulnerability of the Mayagüez Area, Western Puerto Rico," presented at "Comisión de Seguridad Contra Terremotos", 43 p.

Nakamura, Y. (1989). "A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremors on the ground surface," *Quarterly Report of Railway Technical Research Institute*, Vol. 30, No. 1, pp. 25-33.

Nakamura, Y. (2000). "Clear identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications," *Proceedings of the 12th World Conference on Earthquake Engineering*, Auckland, New Zealand, paper 2656.

Nakamura, Y. (2008). "On the H/V Spectrum," *Proceedings of the 14th World Conference on Earthquake Engineering*, Beijing, China.

Nogoshi, M. and Igarashi, T. (1970). "On the propagation characteristics of microtremor," *Journal of Seismic Society of Japan*, No. 23, pp. 264-280.

Nogoshi, M. and Igarashi, T. (1971). "On the amplitude characteristics of microtremor (Part 2)," *Journal of Seismic Society of Japan*, No. 24, pp. 26-40.

Ohsaki, Y. (1972). "Japanese microzonation methods," *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, Vol. 49, pp. 161-182.

Ojeda, A. and Escallón, J. (2000). "Comparison between different techniques for evaluation of predominant periods using strong ground motion records and microtremors in Pereira, Colombia," *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, Vol. 20, pp. 137-143.

Ordoñez, G.A. (2004). "SHAKE2000 a Computer Program for the 1D Analysis of Geotechnical Earthquake Engineering Problems." *User's Manual*, 306 pp.

Pacheco, J. F., and Sykes, L. R. (1992). "Seismic Moment Catalog of Large Earthquakes, 1900 to 1989," *Bulletin of the Seismological Society of America*, No. 82, pp. 1306-1349.

Pando, M., Suárez, L., Martínez-Cruzado, J., Lugo, C., Llavona, A., Pérez, E., Varela, W., and Asencio, E. (2006), "Ground Motions Evaluation and Geotechnical Database for the City of Mayagüez, Puerto Rico," *USGS NEHRP Report 04HQGR0075*, Available online at <http://earthquake.usgs.gov/research/>, 121 p..

Panou, A. A., Theodulidis, N. P., Hatzidimitriou, P. M., Savvaidis, A. S., and Papazachos, C. B. (2005). "Reliability of ambient noise horizontal-to-vertical spectral ratio in urban environments: the case of Thessaloniki City (Northern Greece)," *Pure and Applied Geophysics*, Vol. 162, No. 5, pp. 891-912.

Panou, A. A., Theodulidis, N., Hatzidimitriou, P., Stylianidis, K., and Papazachos, C. B. (2005). "Ambient noise horizontal-to-vertical spectral ratio in site effects estimation and correlation with seismic damage distribution in urban environment: the case of the city of Thessaloniki (Northern Greece)," *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, Vol. 25, No. 4, pp. 261-274.

Parolai, S., Richwalski, S. M., Milkereit, C., and Bormann, P. (2004). "Assessment of the stability of H/V spectral ratios from ambient noise and comparison with earthquake data in the Cologne area (Germany)," *Tectonophysics*, Vol. 390, No.1-4, pp. 57-73.

Pérez, E. (2005). "Ground response spectra at surface for Mayagüez considering in-situ Soil Dynamic Properties," Master of Science Thesis, Civil Engineering & Surveying Department, University of Puerto Rico at Mayagüez.

Prentice, C.S., Mann, P., and Burr, G. (2000). "Prehistoric Earthquakes Associated with a Late Quaternary Fault in the Lajas Valley, Southwestern Puerto Rico," *Transactions of the American Geophysical Union* 81, F 1182 (abstract).

Prentice, C.S., and Mann, P. (2005). "Paleoseismic Study of the South Lajas Fault: First Documentation of an Onshore Holocene Fault in Puerto Rico," *Active Tectonics and Seismic Hazards of Puerto Rico, the Virgin Island, and Offshore Areas*, Geological Society of America, Special Paper 385, pp. 215-222.

Reid, H. F., and Taber, S. (1919). "The Porto Rico earthquakes of October – November, 1918," *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. IX, p.p. 95-127.

Rodríguez, C.E., and Capacete, J.L. (1988). "Liquefaction potential in Puerto Rico," *Revista Dimensión*, Año 2, Vol. 8.

Rodríguez, V. H. S., and Midorikawa S. (2001). "Applicability of the H/V spectral ratio of microtremors in assessing site effects on seismic motion," *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, Vol. 31, No. 2, pp 261-279.

Rodríguez-Martínez, J., Santiago-Rivera, L., Guzmán-Ríos, S., Gómez-Gómez, F., and Oliveras-Feliciano, M.L. (2004). "Surface-Water, Water-Quality, and Ground-Water Assessment of the Municipio of Mayagüez, Puerto Rico, 1999-2002," *USGS Water Resources Investigations Report* 03-4317.

SESAME (2004). "Guidelines for the implementation of the H/V Spectral Ratio Technique on Ambient Vibrations," Research Report WP12, available online at: <http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr/index.htm>.

Shimizu, P. and Suehiro, S. (1947). "Report of Survey in Nakamura Town, Interim Report on Nankaido Earthquake, Central Meteorological Observatory".

Singh, S. K., Mena, E. and Castro, R. (1988a). "Some aspects of source characteristics of the 19 September 1985 Michoacán earthquake and ground motion amplification in and near México City from strong motion data," *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 78, pp. 451-477.

Sokolov, V. Y., Loh, C-H., and Jean, W-Y. (2007). "Application of horizontal-to-vertical (H/V) Fourier spectral ratio for analysis of site effect on rock (NEHRP-class B) sites in Taiwan," *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, Vol. 27, No. 4, pp. 314-323.

Strollo, A., Bindi, D., Parolai, S. and Jäckel, K.-H. (2008). "On the suitability of 1s geophone for ambient noise measurements in the 0.1-20 Hz frequency range: experimental outcomes," *Bulletin of Earthquake Engineering*, No. 6, pp. 141-147.

Sykes, L., McCann, W.R., and Kafka, A., 1982. "Motion of Caribbean Plate during last seven million years and implications for earlier Cenozoic movements," *Journal of Geophysics Research*, Vol. 87, pp. 10656-10676.

Teves-Costa, P. and Bard, P. Y., (1994). "Vertical and horizontal amplifications due to thin alluvium layers," *Proceedings of the XXIV General Assembly of the European Seismological Commission (ESC)*, Athens, 19-24 September 1994, 127 p.

Teves-Costa, P., Matías, L., and Bard, P. Y., (1996). "Seismic behaviour estimation of thin alluvium layers using microtremor recordings," *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, Vol. 15, No. 3, pp. 201-209.

Theodulidis, N., Bard, P.-Y., Archuleta, R. and Bouchon, M. (1996). "Horizontal to vertical spectral ratio and geological conditions: an analysis of strong motion: the case of Garner Valley downhole array in southern California," *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 86, No. 2, pp. 306-319.

Theodulidis, N., Cultrera, G., De Rubeis, V., Cara, F., Panou, A., Pagani, M., Teves-Costa, P. (2008). "Correlation between damage distribution and ambient noise H/V spectral ratio: the SESAME Project results," *Bulletin of Earthquake Engineering*, No. 6, pp. 109-140.

US Census Bureau, Census 2000 Summary File 1, July 2000.
<http://www.census.gov/population/estimates/puerto-rico.prmunnet.txt>

Ventura, C. E., Onur, T., and Hao, K. X-S., (2004). "Site period estimations in the Fraser River delta using microtremor measurements - experimental and analytical studies," *Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering*, August 1-6, Vancouver, B.C., Canada, paper No. 1075.

Volant, Ph., Orbovic, N., and Dunand, F. (2002). "Seismic evaluation of existing nuclear facility using ambient vibration test to characterize dynamic behavior of the structure and microtremor measurements to characterize the soil: a case study," *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, Vol. 22, No. 9-12, pp. 1159-1167.

Yokoi, T., Kuwabara, T., and Horiuchi, T. (1965). "Studies of soil conditions and earthquakes damage in Nagoya, Part 2," *Proceedings of the Architectural Institute of Japan*.

APÉNDICE A.

Terrenos hidrogeológicos para la Ciudad de Mayagüez

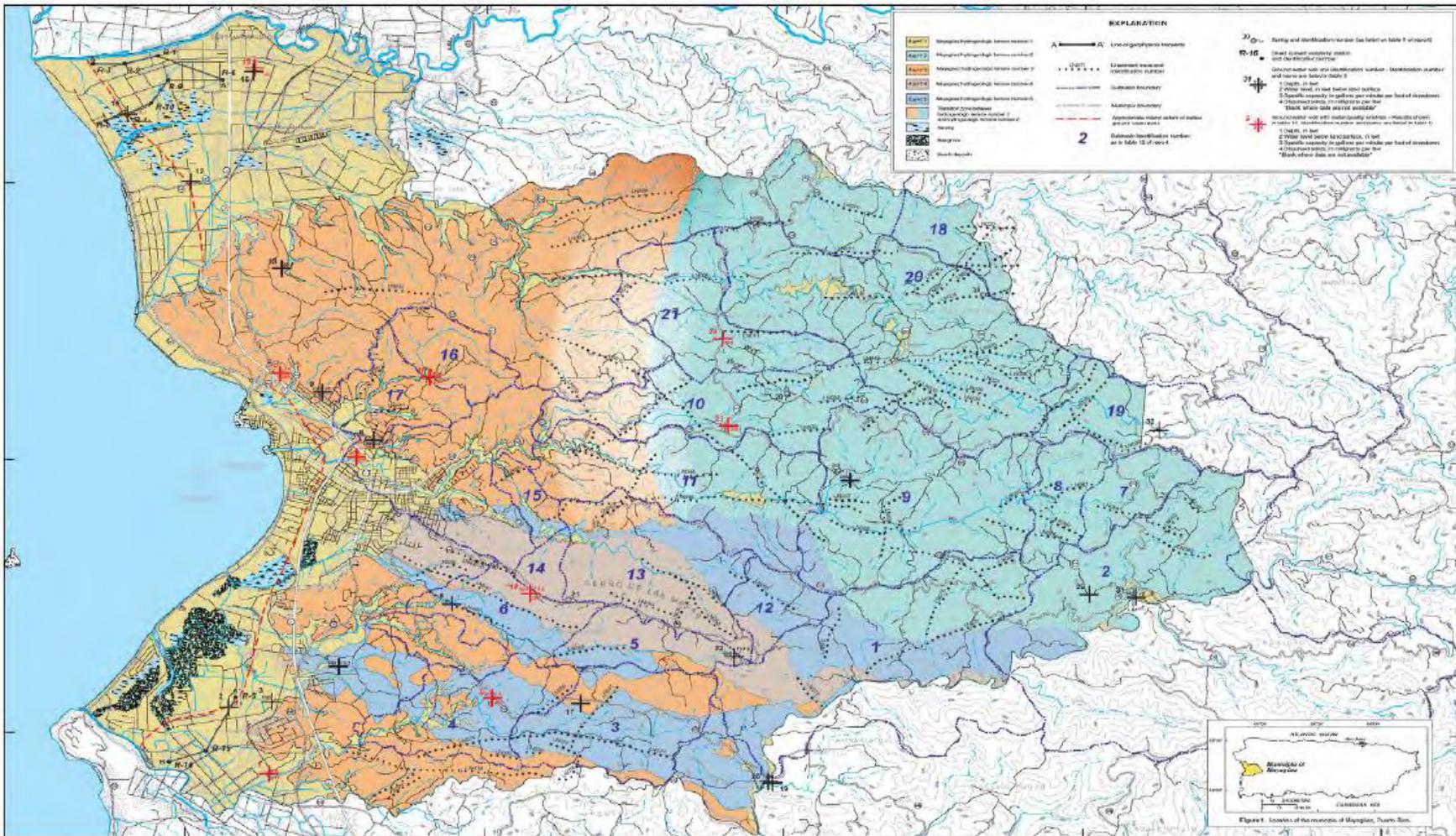


Figura A-1 Terrenos hidrogeológicos de la ciudad de Mayagüez, Puerto Rico

APÉNDICE B.

Protocolo para la toma de las mediciones y hoja de campo

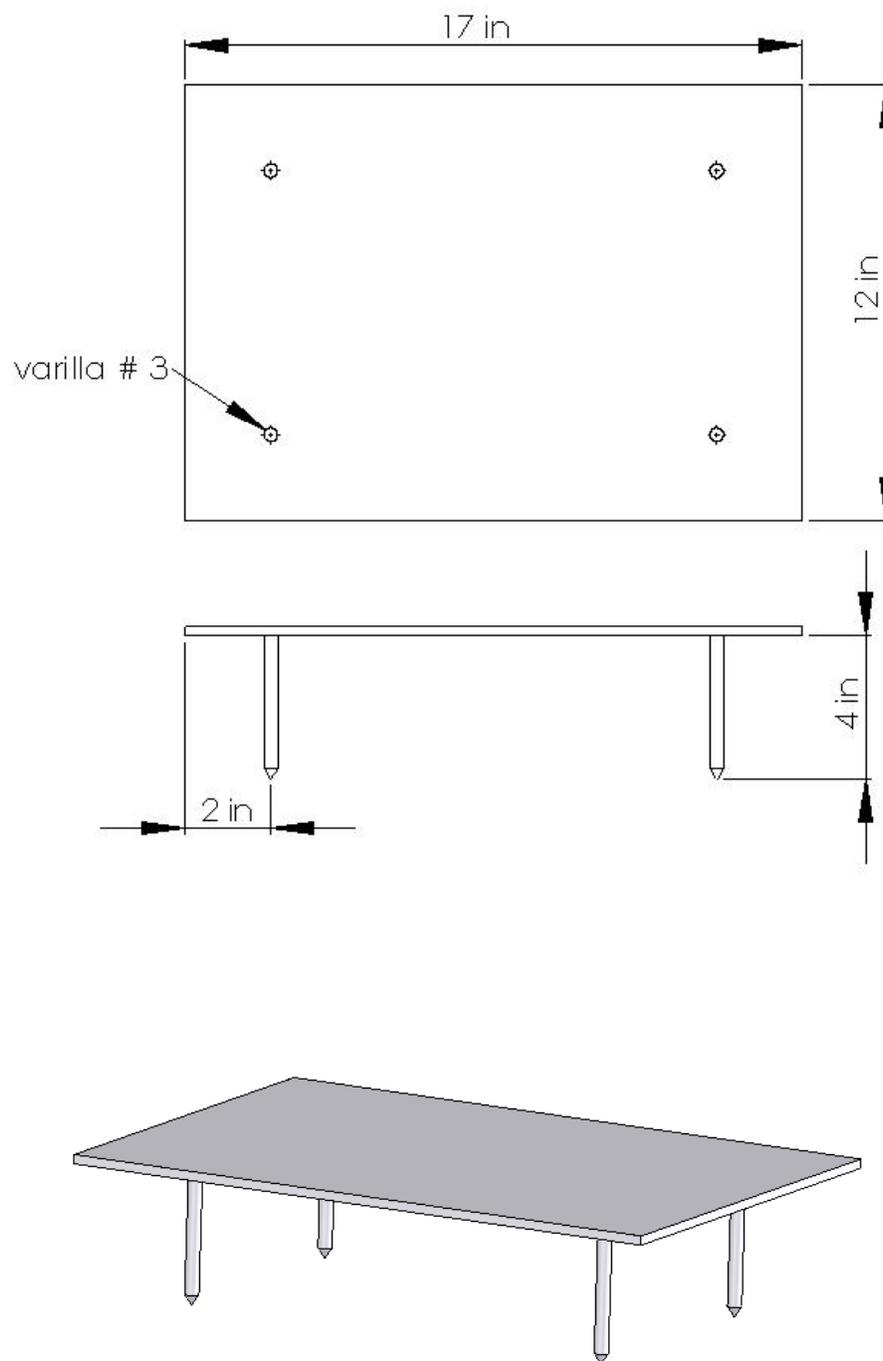
PROTOCOLO PARA LA TOMA DE DATOS DE VIBRACIONES
AMBIENTALES

Equipo necesario:

1. Acelerómetro ETNA.
2. Placa de acero (17'' de largo por 12'' de ancho).
3. Brújula.
4. GPS de mano.
5. Termómetro digital.
6. Cámara de fotos.
7. Cable de comunicación entre la computadora y el instrumento (R232).
8. Pala para eliminar posible gramilla o nivelar el terreno.
9. Computadora con los programas instalados y ficha adaptadora.
10. Varilla #3 para marcar el lugar exacto luego de la medición.
11. Aerosol color rojo para pintar la varilla.
12. Cuaderno para realizar anotaciones.

NOTA: Asegurarse que tanto el ETNA, el GPS, la cámara de fotos y la computadora poseen la carga suficiente para realizar las mediciones programadas en el día.

Placa de acero utilizada para mejorar el contacto suelo-instrumento



Procedimiento:

1. Una vez ubicado el sitio se debe elegir el mejor lugar para colocar el instrumento. Es preferible un lugar sin gramilla, alejado del pavimento y de edificios.
2. Lo primero que se debe hacer es tomar nota de las coordenadas del sitio con la ayuda del GPS. También debe anotarse la temperatura.
3. En caso de que el lugar elegido tenga gramilla, esta debe ser removida a fin de que el equipo pueda asentarse sobre el suelo mismo.
4. Colocar sobre el suelo la placa de acero y orientarla con ayuda de la brújula hacia el norte magnético. Tener en cuenta la desviación que existe entre el norte magnético (indicado por la brújula) y el real indicado por la brújula (aproximadamente 11° para la zona de Puerto Rico). Esto será útil a la hora de procesar los datos.
5. Ubicar el ETNA sobre la placa de acero.
6. Retirar cuidadosamente la tapa del ETNA y nivelarlo de acuerdo al indicador de nivel que posee en su interior. Para esto utilizar los tornillos que se encuentran en la parte inferior del mismo.
7. Una vez nivelado correctamente el equipo verificar que no se haya modificado su orientación.
8. Colocar cuidadosamente la tapa del ETNA.
9. Prender y conectar la computadora al ETNA, utilizando para esto el cable R232.
10. Abrir el programa de Kinematics-QuickTalk para establecer comunicación con el ETNA.

11. El “Baud Rate” de default es de 19200.
12. Seleccionar el Port “COM 1” y oprimir OK.
13. Una vez establecida la comunicación se puede ampliar la pantalla presionando primero el botón central que se encuentra en el borde superior derecho y luego oprimiendo en “window” → “Tile”.
14. Presionar “Set Time” → “PC Time”. Esto le da al equipo la hora de la computadora.
15. A continuación se procede a programar el equipo. Se comienza entonces oprimiendo el icono “recorder” y luego “Acquisition Control”.
16. Oprimir el icono “Stop Acquisition”.
17. Oprimir “Edit Parameters”. A continuación verá una pantalla en la cual todos los iconos aparecerán apagados excepto los dos de la izquierda. Debe oprimir “From Recorder” para que todos los iconos prendan.
18. Presionar en “Stream Parameters”. Asegurarse que tanto el “Pre-event Time” como el “Post-event Time” tienen valores unitarios. El “Sampling Rate” debe ser de 100. La columna inferior derecha de esta ventana debe poseer unos en todos los casilleros.
19. Una vez completado el paso 17, presionar “To Recorder” y luego “Close”.
20. En este momento estamos listos para disparar el equipo, pero antes de esto retiremos todos los materiales del lugar para dejar despejado el equipo.
21. Presionar “Start Acquisition” y luego “Keyboard trigger” para disparar el equipo. En este momento el programa nos indicará el nombre del archivo, el cual debemos anotar junto con la hora a la cual se comenzó la medición.

22. Una vez finalizado el tiempo de grabación, decidido previamente, se procede a detener el proceso de grabación. Para esto debe presionarse el botón “Keyboard Detrigger” para detener la grabación y luego de unos 5 a 10 minutos presionar “Stop Acquisition” para detener la adquisición de datos.
23. El último paso es desconectar el equipo, apagarlo, desconectar la batería, retirar el equipo, marcar el lugar y recoger todo el equipo para continuar con el siguiente sitio de medición.



HOJA DE CAMPO

FECHA:		HORA DE INICIO Y DURACION DE LA MEDICION:					
OPERADOR:			TIPO Y # DE GPS :				
NOMBRE Y DESCRIPCION DEL SITIO:							
LATITUD:		LONGITUD:		ALTITUD:			
TIPO DE ESTACION:		TIPO DE SENSOR:		TIPO DE EQUIPO:			
ESTACION # :		SENSOR # :		DISCO # :			
NOMBRE DEL ARCHIVO DE LA MEDICION:				PUNTO # :			
# DE FOTOS TOMADAS:		NOMBRE DE LOS ARCHIVOS:					
GANANCIA:		FREC. DE MUESTREO:		Hz			
CONDICIONES CLIMATICAS	VIENTO no débil (<5 m/s) medio fuerte medición (si se realizo): _____						
	LLUVIA no débil medio fuerte						
CONDICIONES DEL TERRENO	Temperatura (aprox.): _____						
	Observaciones: _____						
CONDICIONES DEL TERRENO	tierra(<small>dura</small>)	ripio	arena	roca	hierba(<small>baja</small>)		
	asfalto	cemento	concreto	otro _____			
	suelo seco	suelo mojado	Observaciones _____				
ACOPLADOR ARTIFICIAL TERRENO-SENSOR no Si, tipo: _____							
DENSIDAD DE EDIFICIOS no dispersos denso otro, tipo : _____							
TRANSITORIOS	no	pocos	moderado	muchos	Muy denso	Distancia (m o pies)	
							autos
							camiones
							peatones
							otro _____
FUENTES DE RUIDO MONOCROMATICAS (fabricas, bombas, rios,...)							
no si, tipo _____							
ESTRUCTURAS PRÓXIMAS (árboles, edificios, puentes, estructuras de subterráneos,...) (descripción, altura, distancia)							
OBSERVACIONES				FRECUENCIA: Hz			
				(si es computada en el campo)			

APÉNDICE C.

Análisis efectuados para determinar la confiabilidad de los resultados

Análisis de la influencia de las líneas de alta tensión sobre los cocientes espectrales

A continuación se presenta un análisis realizado con el propósito de determinar la influencia de las líneas de alta tensión sobre los cocientes espectrales obtenidos a partir de registros de microtemblores o vibración ambiental. Al mismo tiempo se describen y reportan los resultados de una comparación entre los resultados obtenidos empleando dos tipos de instrumentos, a saber, un acelerómetro ETNA de $\pm 0.25g$ y un sismómetro de banda ancha (WR-1) de $\pm 0.01g$, ambos de la compañía Kinometrics. También se comparan, para ciertos sitios, los cocientes espectrales obtenidos utilizando el programa comercial JSesame y el programa escrito en Matlab HVSRAV.m desarrollado para este proyecto.

La Figura C-1 muestra el sismómetro WR-1. Este instrumento posee la capacidad de medir al mismo tiempo aceleración AC, aceleración DC y velocidad. La Figura C-2 muestra las funciones de transferencia para las salidas en velocidad y aceleración de este instrumento.



Figura C-1: Sismómetro uniaxial de banda ancha (WR-1).

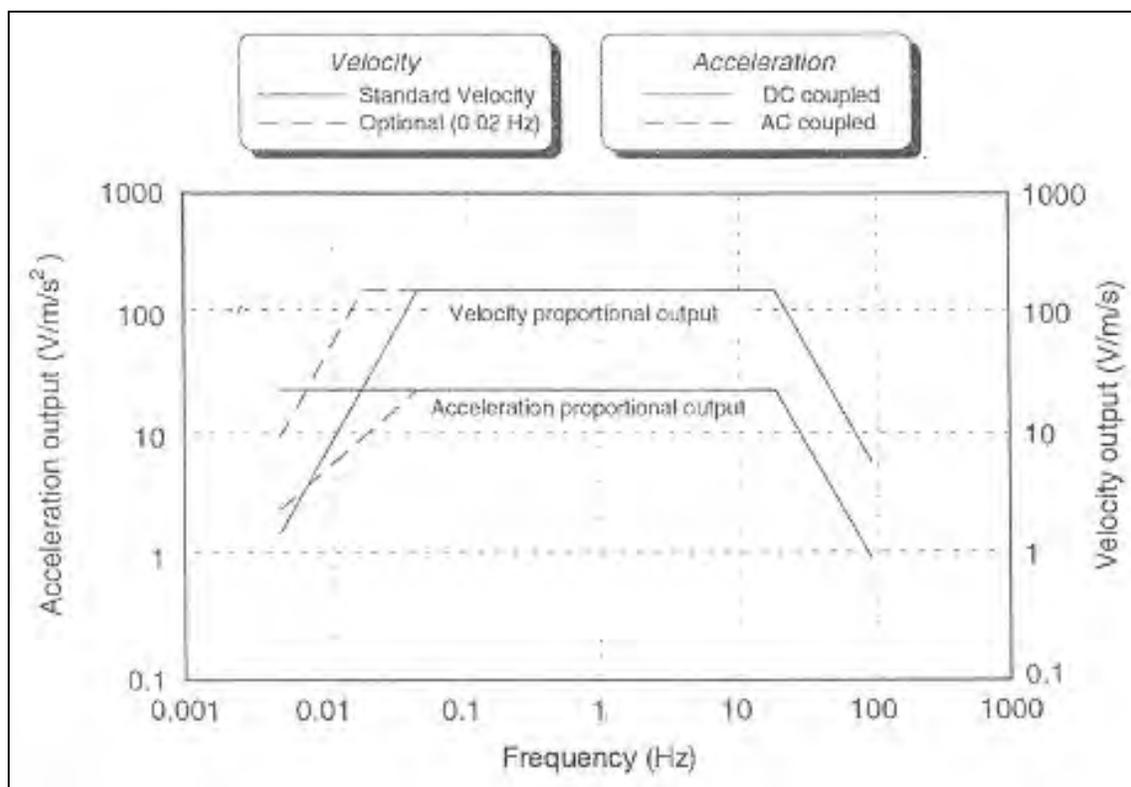


Figura C-2: Funciones de transferencia para las distintas salidas del sismómetro WR-1.

Las características de estas funciones de transferencia pueden observarse en la Tabla C-1. Como se puede observar, la salida en aceleración DC es plana hasta 20 Hz. Por lo tanto, no se utilizarán los registros obtenidos con este instrumento para el análisis de los picos de alta frecuencia, ya que éstos ocurren por encima de 20 Hz. Sin embargo, sí se utilizarán para comparar los resultados obtenidos de frecuencia fundamental.

Tabla C-1: Características de respuesta del sismómetro de banda ancha WR-1.

Característica	Velocidad	Aceleración DC	Aceleración AC
Ancho de banda	0.05 a 20 Hz (0.02 a 20 Hz opcional)	DC hasta 20 Hz	0.05 a 20 Hz

Luego de procesar las 111 mediciones de vibración ambiental tomadas durante la primera campaña de mediciones, se encontró que en muchos sitios el cociente espectral H/V

mostraba, además de la frecuencia fundamental del sitio, otros picos a frecuencias altas, comprendidas entre 20 y 50 Hertz. Como ejemplo, la Figura C-3 muestra los cocientes espectrales H/V obtenidos en el sitio P#3 correspondiente a la pista de atletismo de la Universidad de Puerto Rico, Recinto de Mayagüez. Podemos observar de esta figura que además del pico correspondiente a la frecuencia fundamental del sitio en 2.6 Hertz, existe otro pico en 36 Hertz. Para tratar de explicar este pico de alta frecuencia se decidió realizar una prueba en este sitio, que tiene la particularidad que se encuentra próximo a un tendido eléctrico de alta tensión. Estas líneas de alta tensión se extienden en dirección paralela a la pista de atletismo. La prueba consistió en tomar varias mediciones a diferentes distancias de las líneas de alta tensión, alejándose de éstas en dirección perpendicular. Se realizaron mediciones en cinco sitios, los que se muestran en la Figura C-4. Éstos se identifican como P#3_1, P#3_2, P#3_3, P#3_4 y P#3_5.

Los resultados mostrados en la Figura C-3 corresponden al sitio P#3, cuya ubicación puede observarse también en la Figura C-4. Las nuevas mediciones se llevaron a cabo utilizando cuatro acelerómetros ETNA (dos de $\pm 2.0g$ y dos de $\pm 0.25g$) y dos sensores uniaxiales de banda ancha que se mantuvieron fijos en el sitio P#3_3. Como sólo se disponía de cuatro acelerómetros para los cinco sitios, se registró durante dos horas. Durante la primera hora de registro la disposición de los instrumentos fue: P#3_1 (0.25g), P#3_2 (2.0g), P#3_3 (0.25g) y P#3_4 (2.0g). Durante la segunda hora de registro la configuración usada fue: P#3_2 (2.0g), P#3_3 (0.25g), P#3_4 (2.0g) y P#3_5 (0.25g). Como solo se disponía de dos sensores uniaxiales, durante la primera hora de medición se registraron las componentes vertical y Norte-Sur y durante la segunda hora las componentes vertical y Este-Oeste.

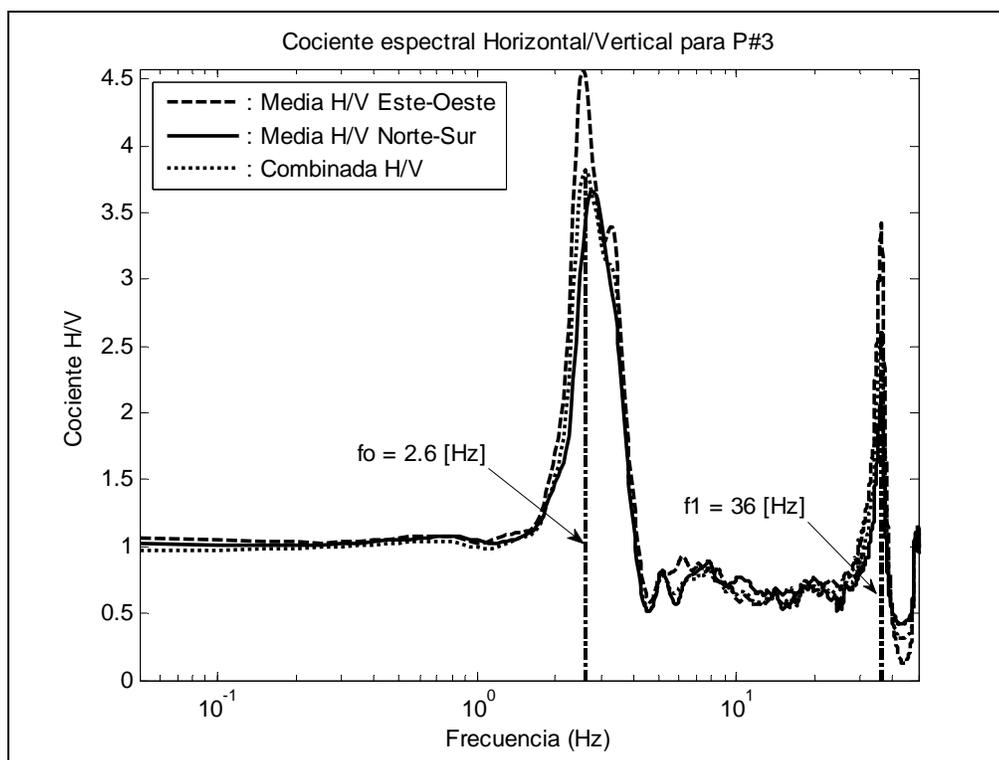


Figura C-3: Cocientes espectrales H/V para el sitio P#3 con picos de alta frecuencia.

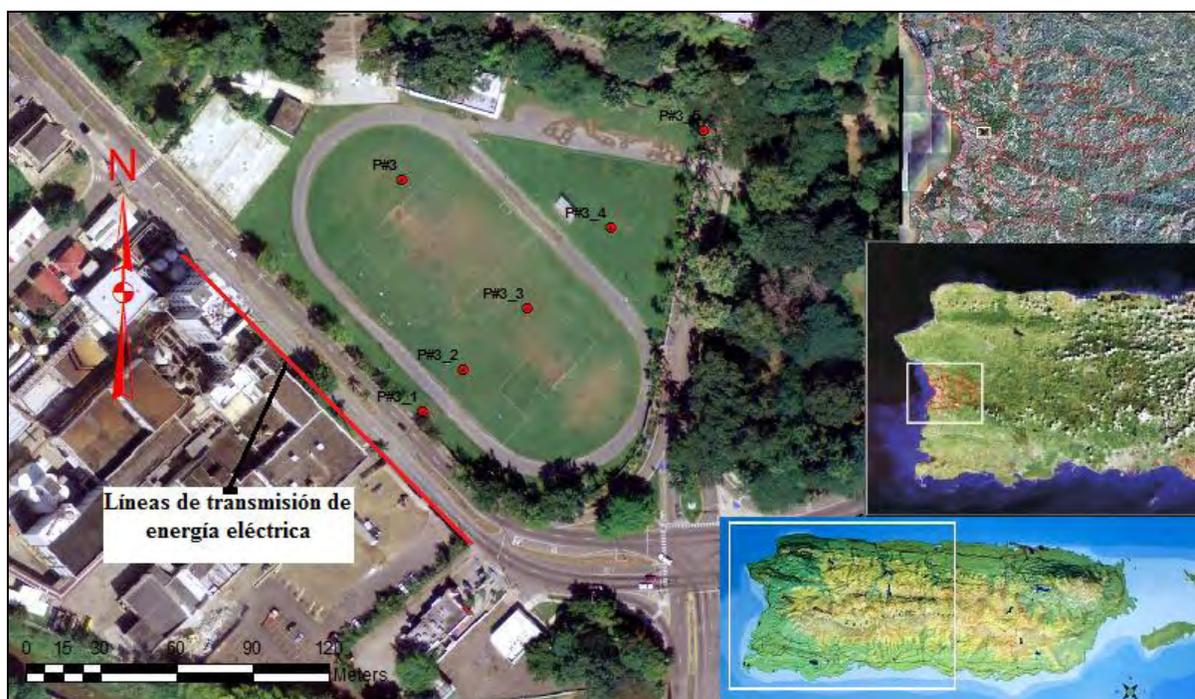


Figura C-4: Ubicación de los sitios utilizados para la prueba en la pista de atletismo.

A continuación se presentarán los resultados obtenidos de las distintas mediciones realizadas.

Primera hora de medición

Como se describió anteriormente, durante la primera hora se tomaron registros de vibración ambiental en los sitios P#3_1, P#3_2, P#3_3 y P#3_4. En el sitio P#3_3, además del acelerómetro ETNA, se instalaron dos sismómetros uniaxiales que registraron las componentes vertical y Norte-Sur. Las mediciones fueron tomadas a razón de 100 muestras por segundo. Los resultados obtenidos del procesado de estas mediciones pueden observarse en las Figuras C-5 a C-8.

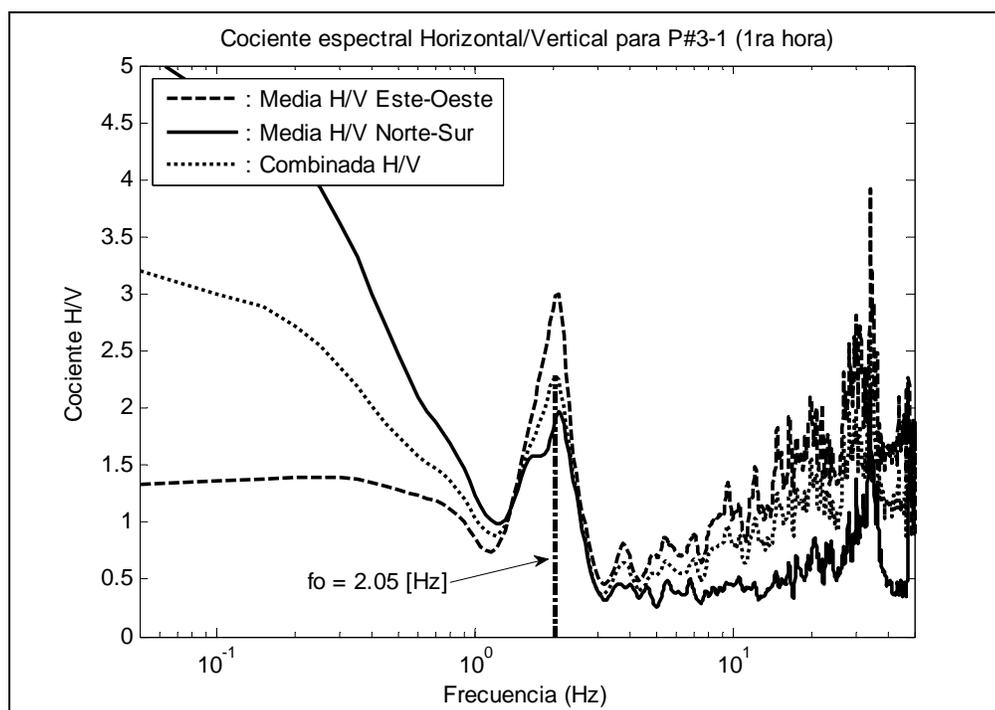


Figura C-5: Cociente espectral H/V para P#3_1 (1ra hora medición).

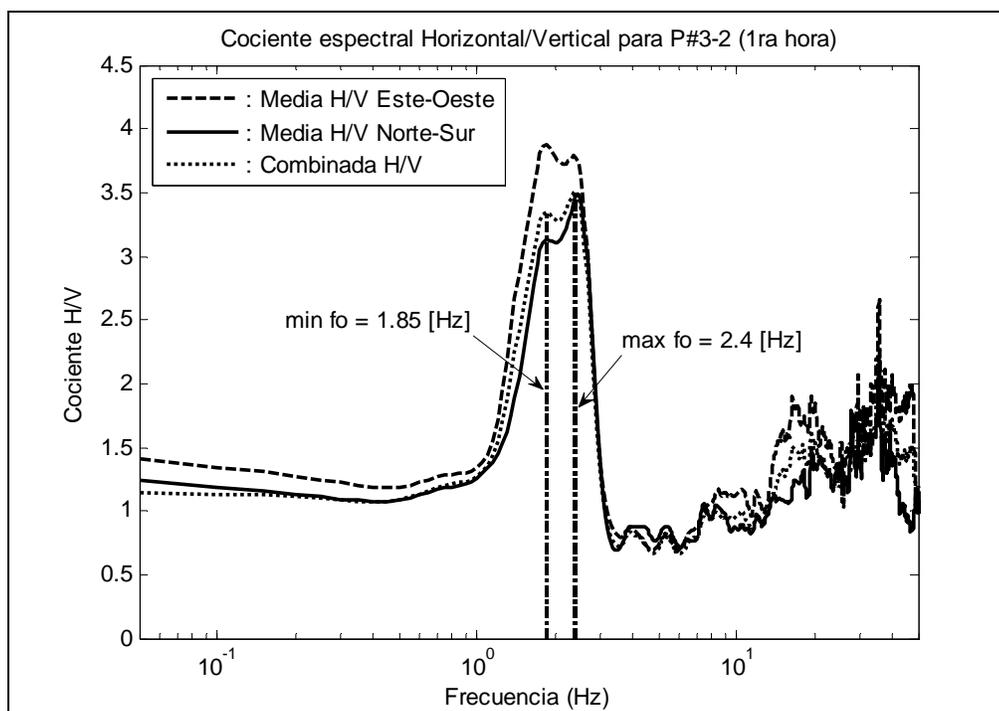


Figura C-6: Cociente espectral H/V para P#3_2 (1ra hora medición).

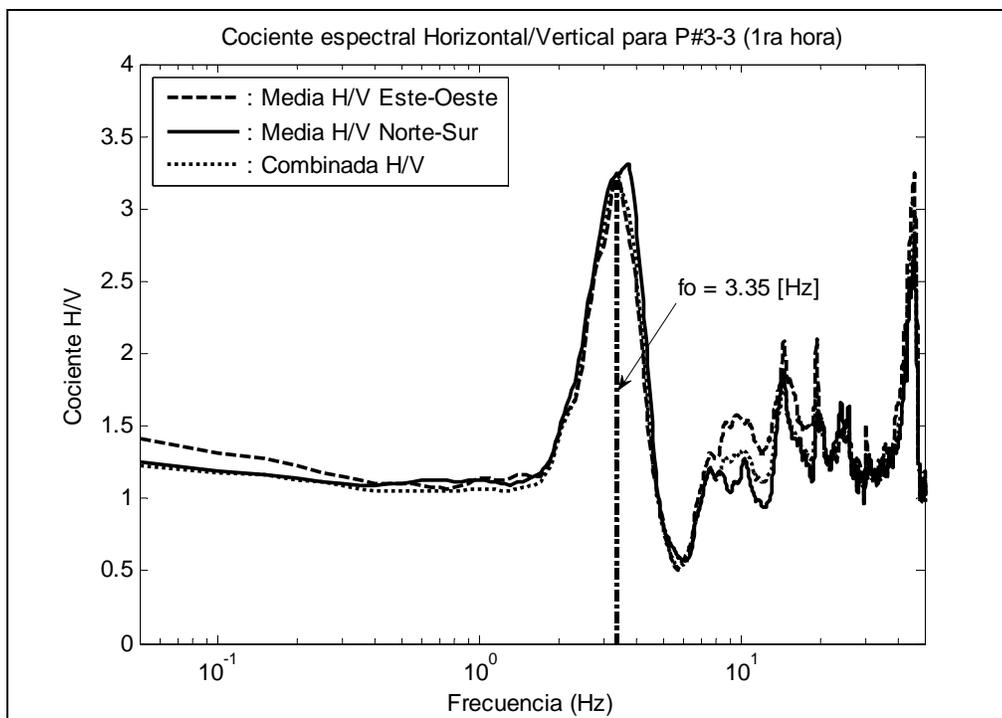


Figura C-7: Cociente espectral H/V para P#3_3 (1ra hora medición).

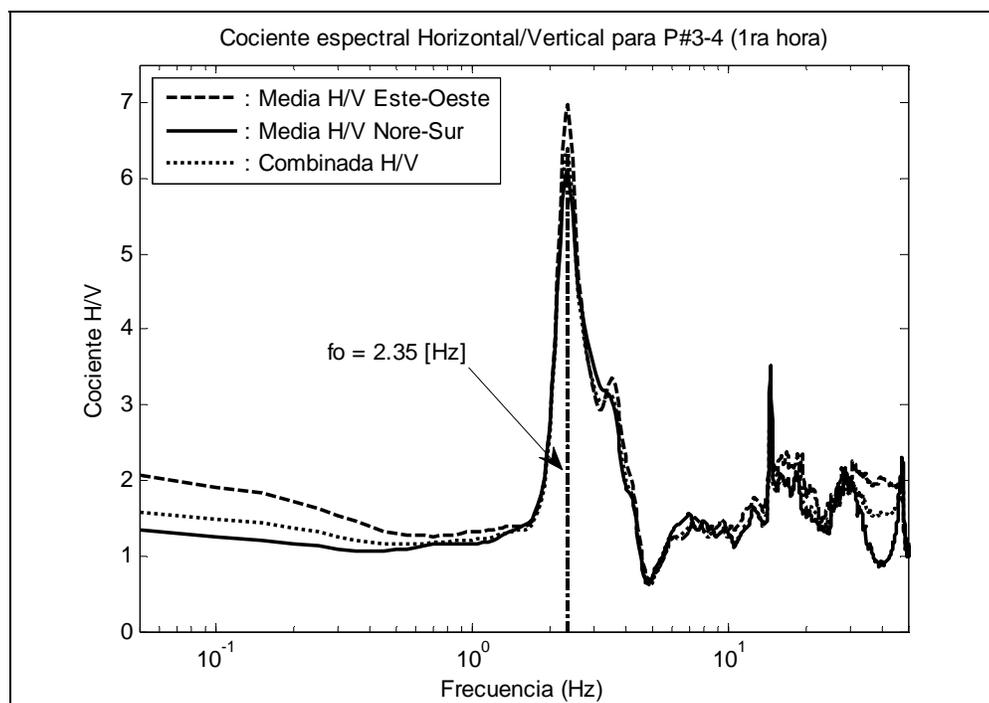


Figura C-8: Cociente espectral H/V para P#3_4 (1ra hora medición).

Segunda hora de medición

Durante la segunda hora se tomaron registros de vibración ambiental en los sitios P#3_2, P#3_3, P#3_4 y P#3_5. En el sitio P#3_3, además del acelerómetro ETNA, se instalaron dos sismómetros uniaxiales, que registraron las componentes vertical y Este-Oeste. Las mediciones fueron tomadas a razón de 100 muestras por segundo. Los resultados obtenidos del procesado de estas mediciones se presentan en las Figuras C-9 a C-12. Cabe aclarar que las mediciones realizadas con los sensores uniaxiales no se utilizan para este análisis, pero se utilizarán posteriormente para comparar los resultados obtenidos con los distintos instrumentos de medición.

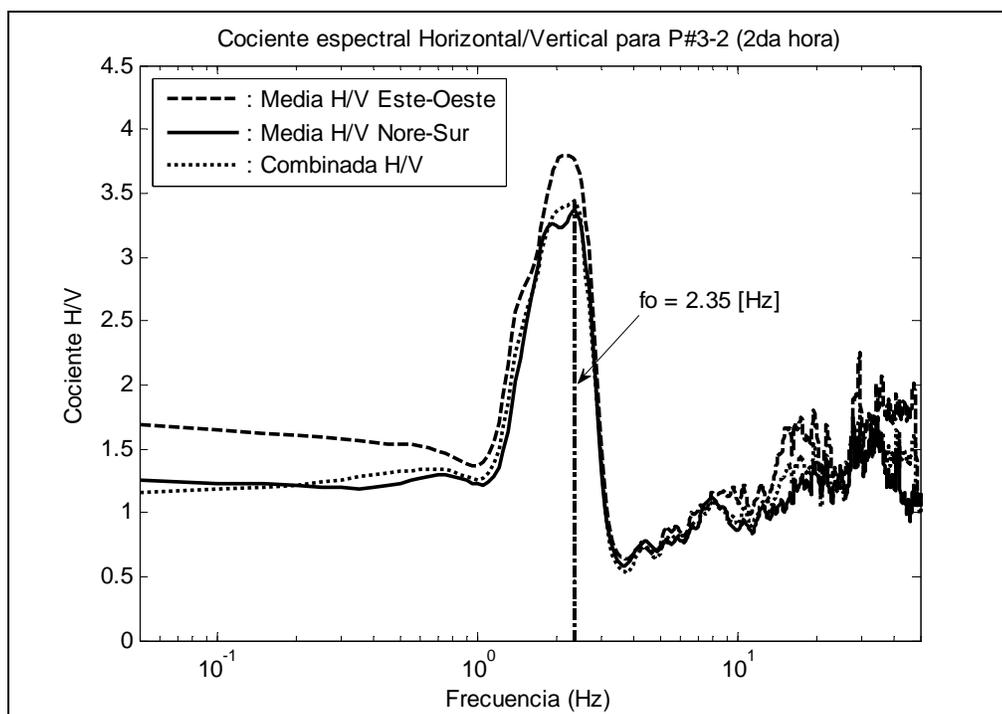


Figura C-9: Cociente espectral H/V para P#3_2 (2da hora medición).

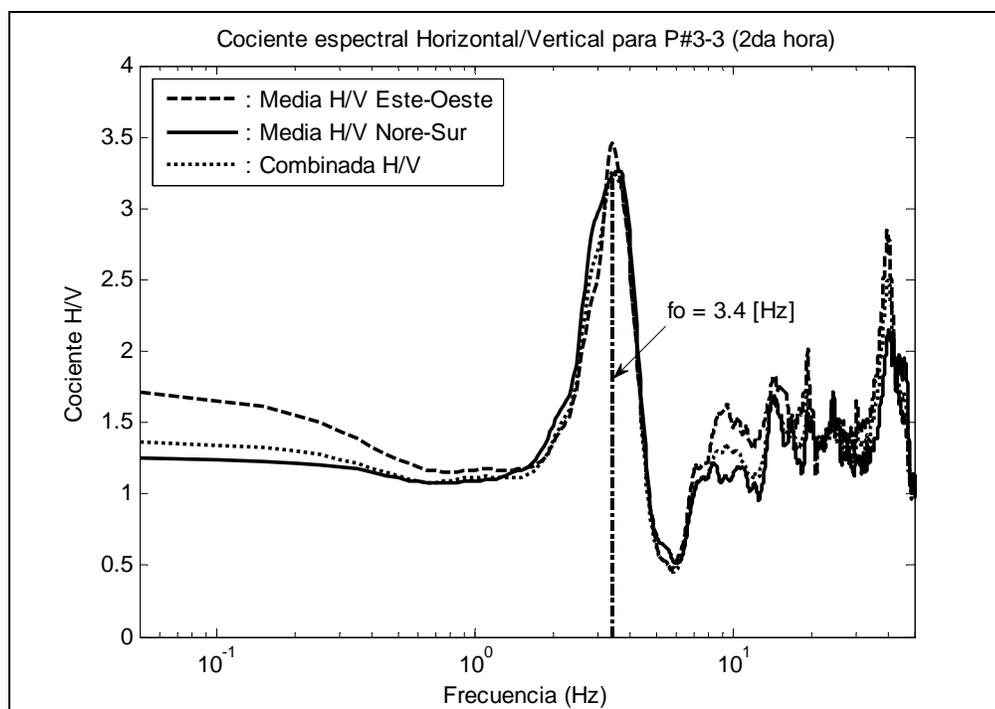


Figura C-10: Cociente espectral H/V para P#3_3 (2da hora medición).

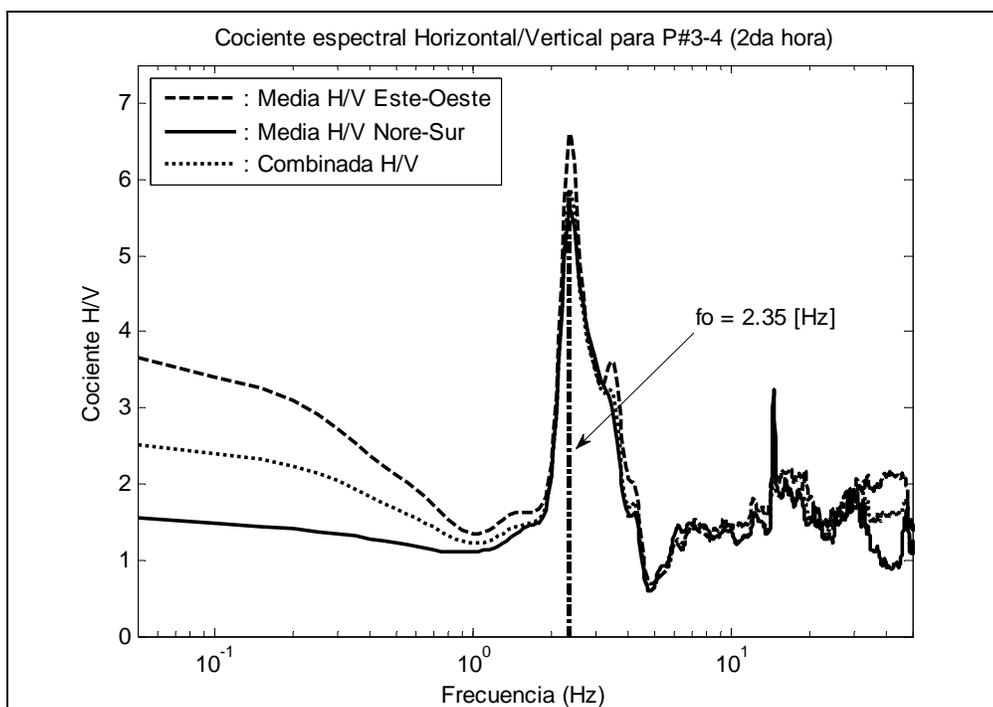


Figura C-11: Cociente espectral H/V para P#3_4 (2da hora medición).

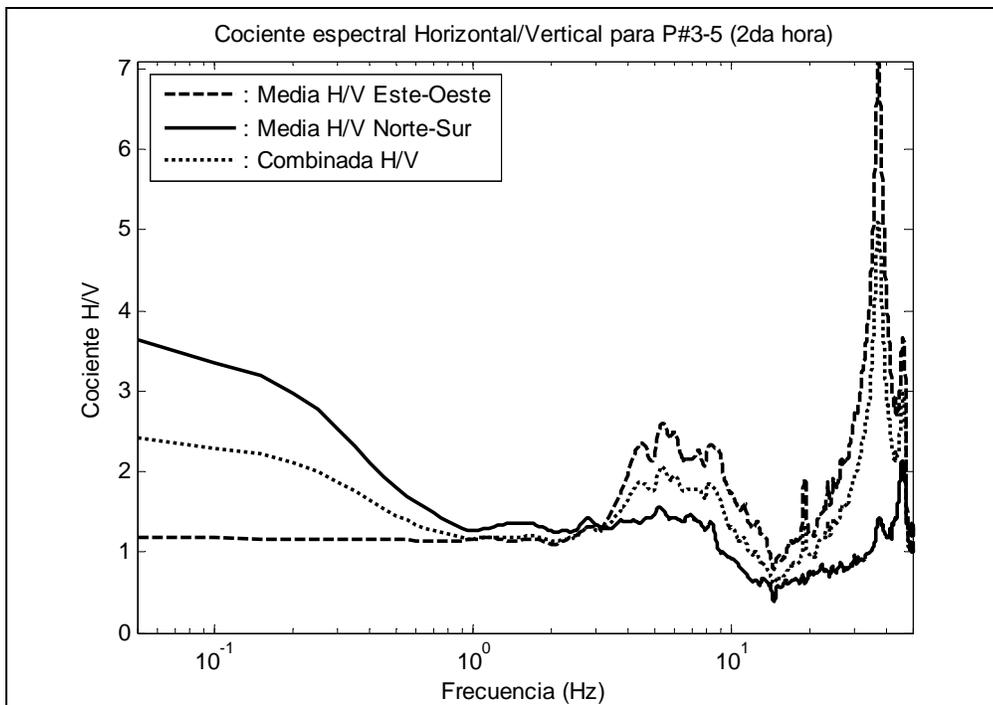


Figura C-12: Cociente espectral H/V para P#3_5 (2da hora medición).

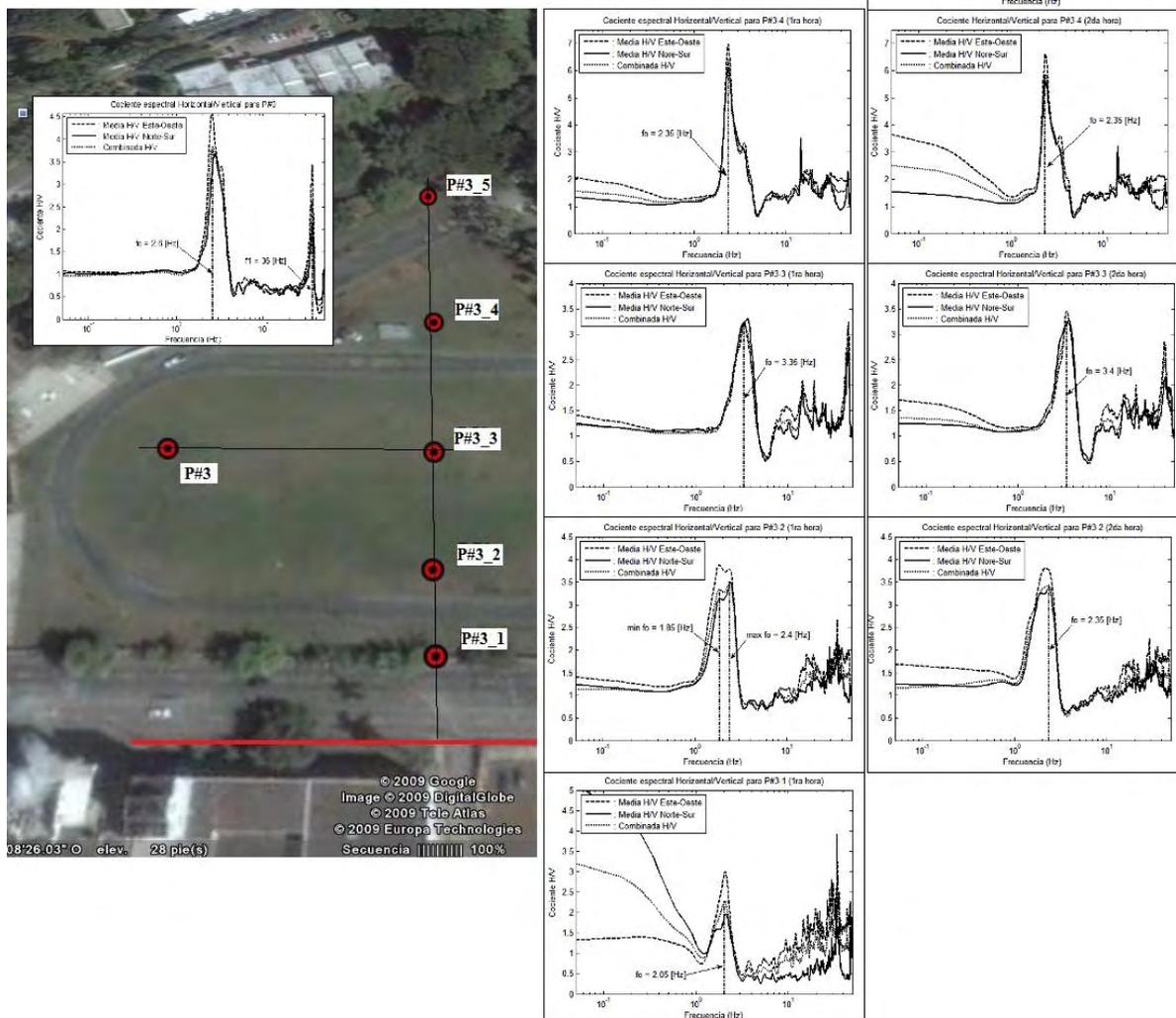


Figura C-13: Resumen de los resultados obtenidos de las mediciones realizadas en la pista de atletismo.

La Figura C-13 muestra los resultados obtenidos en cada sitio medido de la pista de atletismo. La columna de la izquierda muestra los resultados obtenidos de la primera hora de medición, mientras que la columna de la derecha muestra los resultados obtenidos de la segunda hora de medición. Esta figura permite realizar una comparación cualitativa de los cocientes espectrales obtenidos a diferentes distancias de las líneas de transmisión eléctrica y durante diferentes horas de medición. La variación en la frecuencia fundamental obtenida a diferentes distancias puede explicarse como una variación en las propiedades locales del terreno (velocidad de la onda de corte, profundidad del estrato). Si se comparan los resultados obtenidos, para un mismo sitio, durante la primera y segunda hora de medición, se puede observar que no hay gran variación ni en la forma de los cocientes espectrales ni en la frecuencia fundamental de sitio obtenida, lo cual demuestra la estabilidad del método.

A continuación, se va a concentrar la atención en analizar el pico de alta frecuencia, que para el sitio P#3 ocurrió en 36 Hz. Lo primero que se puede observar de la Figura C-13 (y de las Figuras C-5 a C-12) es que el pico de alta frecuencia ocurre a distintas frecuencias, dependiendo de la distancia entre el sitio de medición y las líneas de alta tensión. Podemos ver que existe un corrimiento del pico hacia la derecha a medida que uno se aleja de las líneas de alta tensión desde el sitio P#3_1 hasta P#3_3. En el sitio P#3_4 ya no aparece dentro de los 36 Hz, pero surge un nuevo pico aproximadamente en 15 Hz. En el sitio P#3_5 aparece un pico en 37 Hz, pero solo en la componente Este-Oeste. Esto puede deberse a un efecto topográfico.

Es interesante observar los cocientes espectrales para los sitios P#3 y P#3_3, que si bien fueron medidos en diferentes días, se encuentran ubicados aproximadamente en dirección

paralela a las líneas de alta tensión (ver la Figura C-4). Si se comparan los cocientes espectrales de estos sitios, se puede comprobar la similitud en la forma de los mismos, pero existe un corrimiento, tanto en la frecuencia fundamental (2.6 Hz para P#3 y 3.35-3.4 Hz para P#3_3) como en el pico de alta frecuencia (36 Hz para P#3 y 39-46 Hz para P#3_3).

Todo lo comentado anteriormente demuestra la complejidad del análisis, que no permite sacar una conclusión clara. Por otro lado, se sabe que en la pista de atletismo existen cables subterráneos que alimentan las torres de iluminación. Estos podrían también estar afectando a los sensores del instrumento y si así fuese dependería de la distribución de los cables en el terreno, lo cual aumenta aun más la complejidad del análisis.

En conclusión, podemos decir que las líneas de transmisión eléctrica, ya sean aéreas o subterráneas, podrían tener cierta influencia sobre los cocientes espectrales, principalmente en las altas frecuencias (entre 20 y 50 Hz).

A continuación, y con el objetivo de comparar la habilidad del acelerómetro ETNA y del sismómetro de banda ancha en la estimación del periodo fundamental del sitio se analizan los resultados obtenidos a partir de las mediciones realizadas con ambos instrumentos. La comparación se realiza para el sitio P#3_3 (ver Figura C-4), que es donde se ubicaron ambos instrumentos. Se recuerda que el sismómetro WR-1 solo tiene una respuesta plana hasta 20 Hz para todas las salidas (Figura C-2) y, por lo tanto, la comparación se podrá hacer hasta esta frecuencia. Se calcularon los cocientes espectrales obtenidos de las mediciones realizadas con el acelerómetro ETNA y con el sismómetro de banda ancha WR-1 en sus tres salidas posibles, es decir aceleración DC, aceleración AC y velocidad. Las Figuras C-14 a C-21 muestran los resultados obtenidos del procesado de las mediciones.

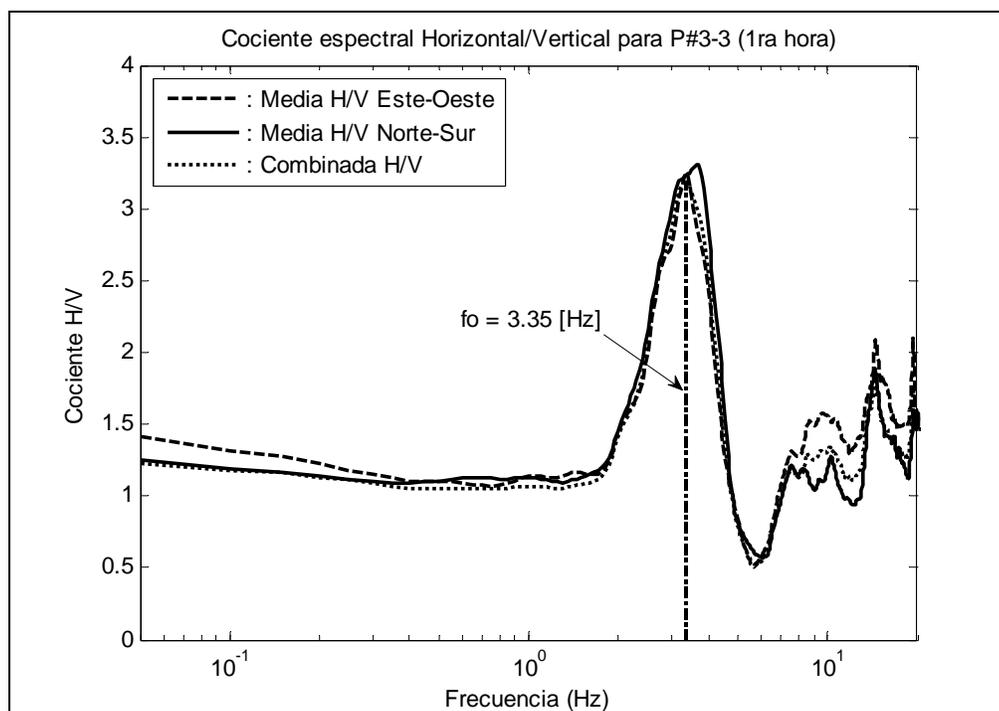


Figura C-14: Cociente espectral H/V para P#3_3 (ETNA - 1ra hora medición).

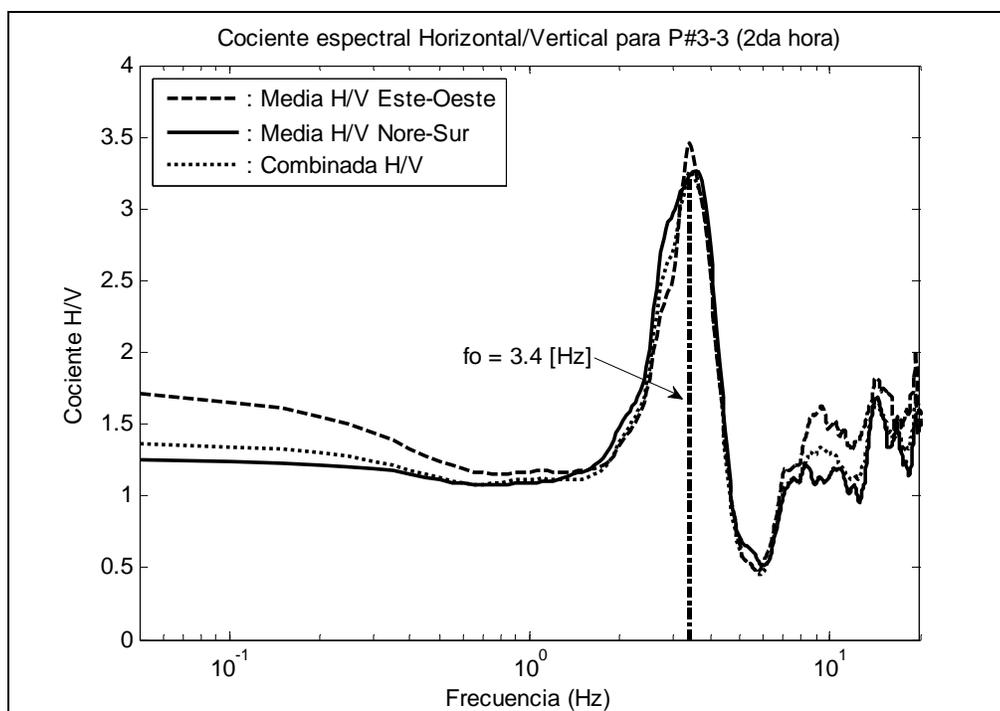


Figura C-15: Cociente espectral H/V para P#3_3 (ETNA - 2da hora medición).

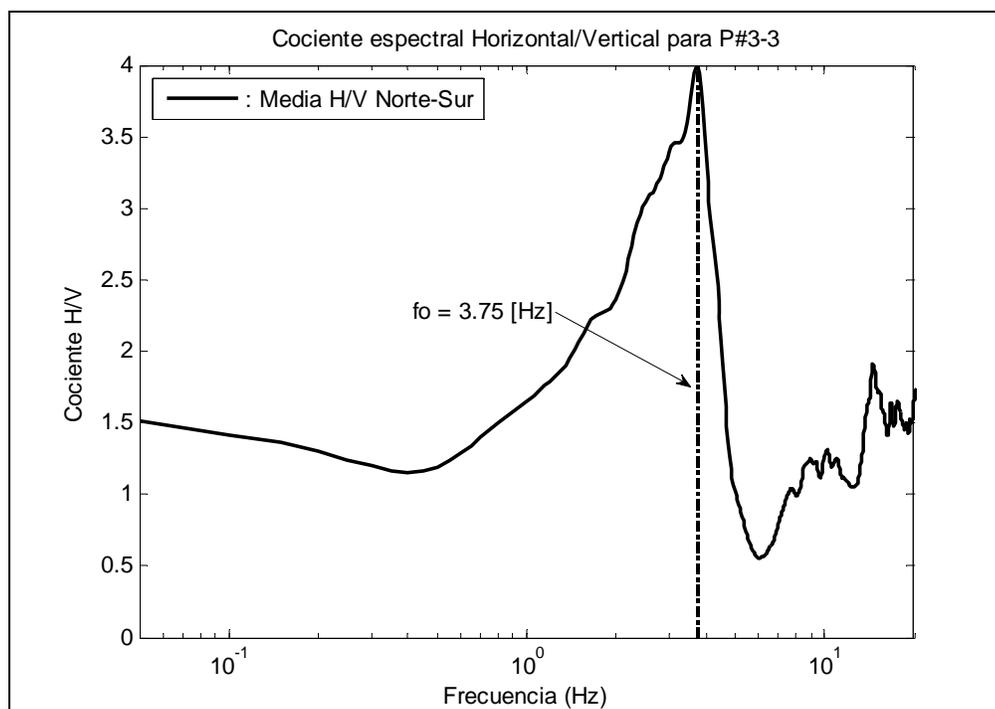


Figura C-16: Cociente espectral H/V - 1ra hora medición con WR-1 y salida acel. DC.

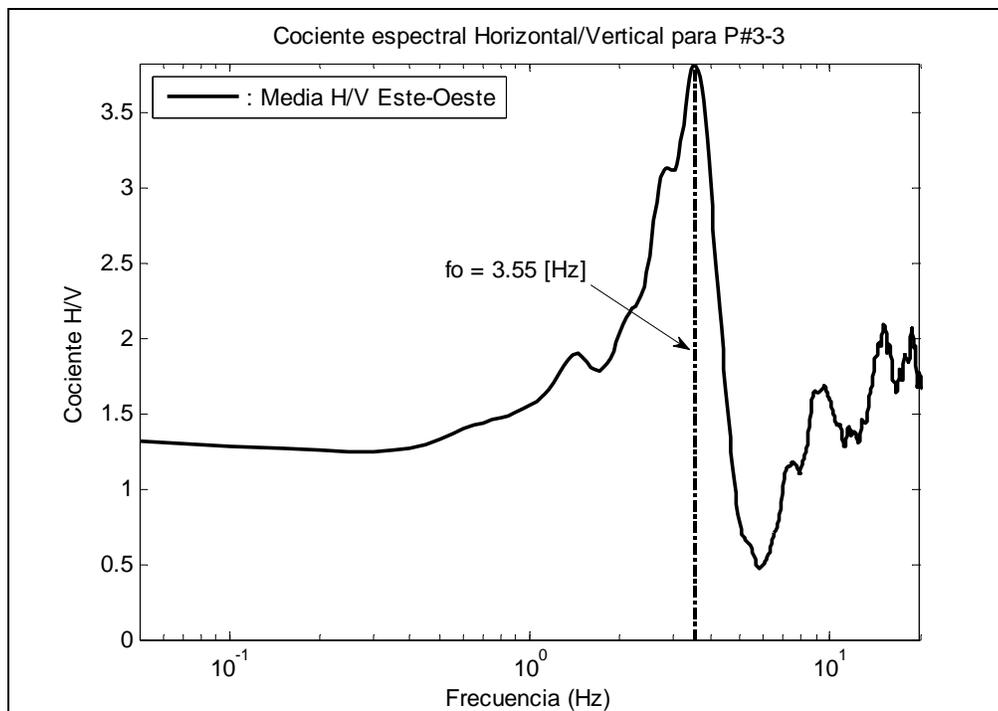


Figura C-17: Cociente espectral H/V - 2da hora medición con WR-1 y salida acel. DC.

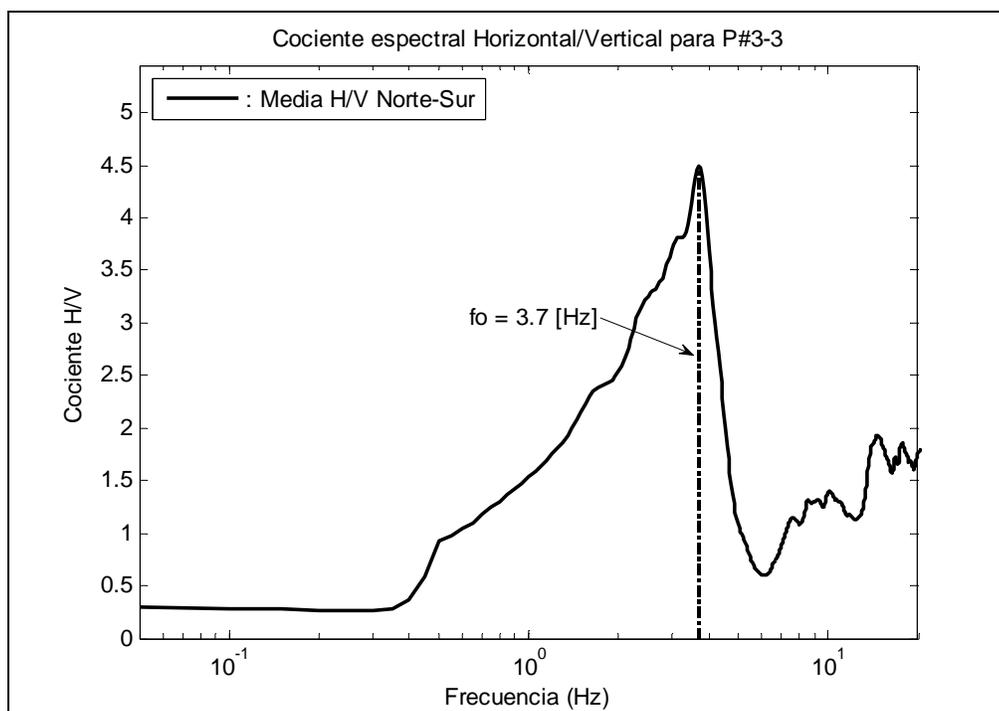


Figura C-18: Cociente espectral H/V - 1ra hora medición con WR-1 y salida acel. AC.

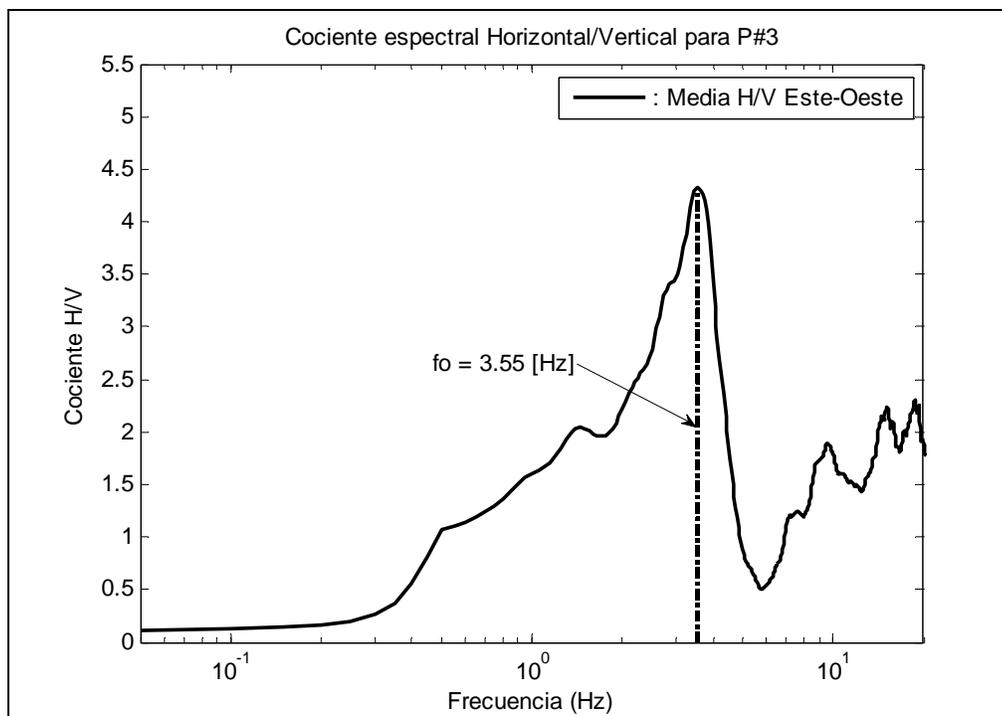


Figura C-19: Cociente espectral H/V - 2da hora medición con WR-1 y salida acel. AC.

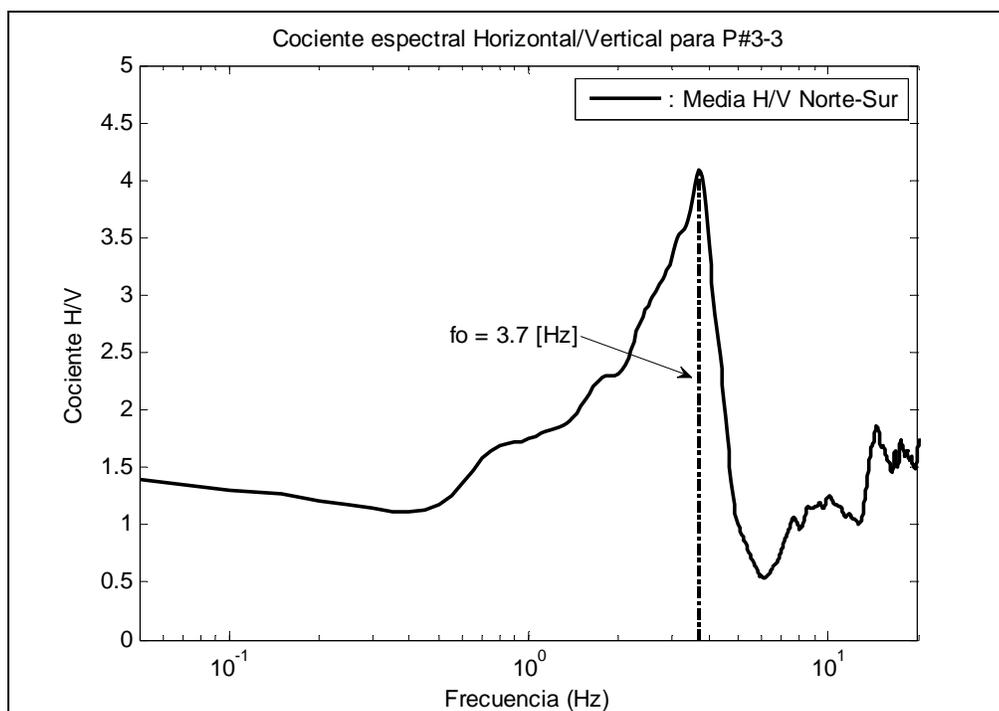


Figura C-20: Cociente espectral H/V – 1ra hora medición con WR-1 y salida velocidad.

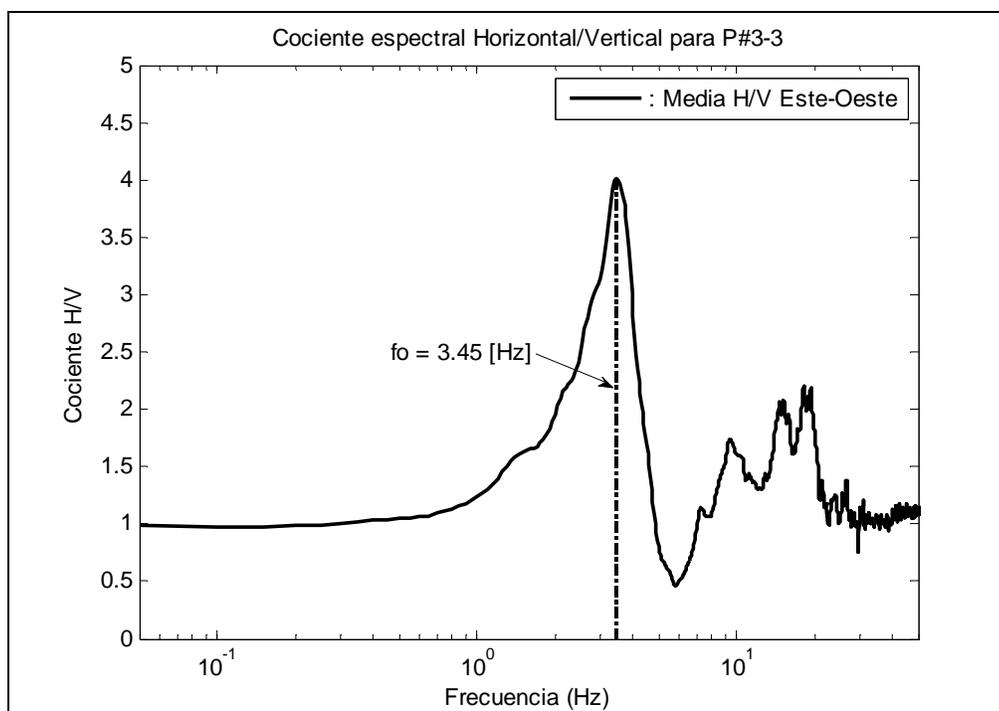


Figura C-21: Cociente espectral H/V – 2da hora medición con WR-1 y salida velocidad.

De las figuras anteriores se puede observar la buena correlación que existe en la forma de los cocientes espectrales obtenidos con ambos instrumentos y para las distintas salidas del sismómetro de banda ancha. En cuanto a la frecuencia fundamental, se puede ver que existe una pequeña variación entre la primera y segunda horas de medición con el acelerómetro ETNA (ver las Figuras C-14 y C-15), pero no se observa, para una hora en particular, diferencia entre la frecuencia fundamental obtenida para las direcciones Norte-Sur y Este-Oeste.

Si se examinan ahora los resultados obtenidos de las distintas salidas del sismómetro de banda ancha, se puede comprobar que existe una leve variación en la frecuencia fundamental obtenida para las direcciones Norte-Sur y para la Este-Oeste (Figuras C-16 a C-21). No obstante, es importante recordar que ambas componentes no fueron medidas al mismo tiempo, sino que la componente Norte-Sur fue medida durante la primera hora, mientras que la componente Este-Oeste se midió durante la segunda hora. Si se fija la atención en una hora en particular, se concluye que existe una muy buena correlación entre las frecuencias fundamentales obtenidas de las distintas salidas del sismómetro de banda ancha.

De todo lo expuesto anteriormente se puede concluir que los acelerómetros ETNA son apropiados para análisis de este tipo, es decir para la determinación de la frecuencia característica de sitio a partir de mediciones de vibración ambiental. No obstante, debe procurarse en lo posible utilizar acelerómetros de 0.25g en lugar de 2.0g. Esto se debe, como se explicó en la sección 4.3.1, a que el acelerómetro de 0.25g es más sensible que el de 2.0g y permite registrar movimientos (aceleraciones) más pequeñas.

Finalmente se presenta una comparación entre los cocientes espectrales obtenidos al procesar mediciones de vibración ambiental con el programa JSesame y con el programa HVSRAV.m. Para ello se escogieron tres sitios y se procesaron las mediciones realizadas utilizando los mismos parámetros de procesado en ambos programas (éstos se muestran en la Tabla 4.3). Los sitios escogidos son los P#1, P#2 y P#3 y su ubicación se muestra en las Figuras 4.8 y C-4, mientras que sus coordenadas geográficas se muestran en la Tabla 5.1. Las Figuras C-22, C-23 y C-24 muestran los cocientes espectrales obtenidos luego de procesar las mediciones realizadas en estos tres sitios con el programa JSesame. En estas figuras se observa que el programa JSesame presenta tres curvas.

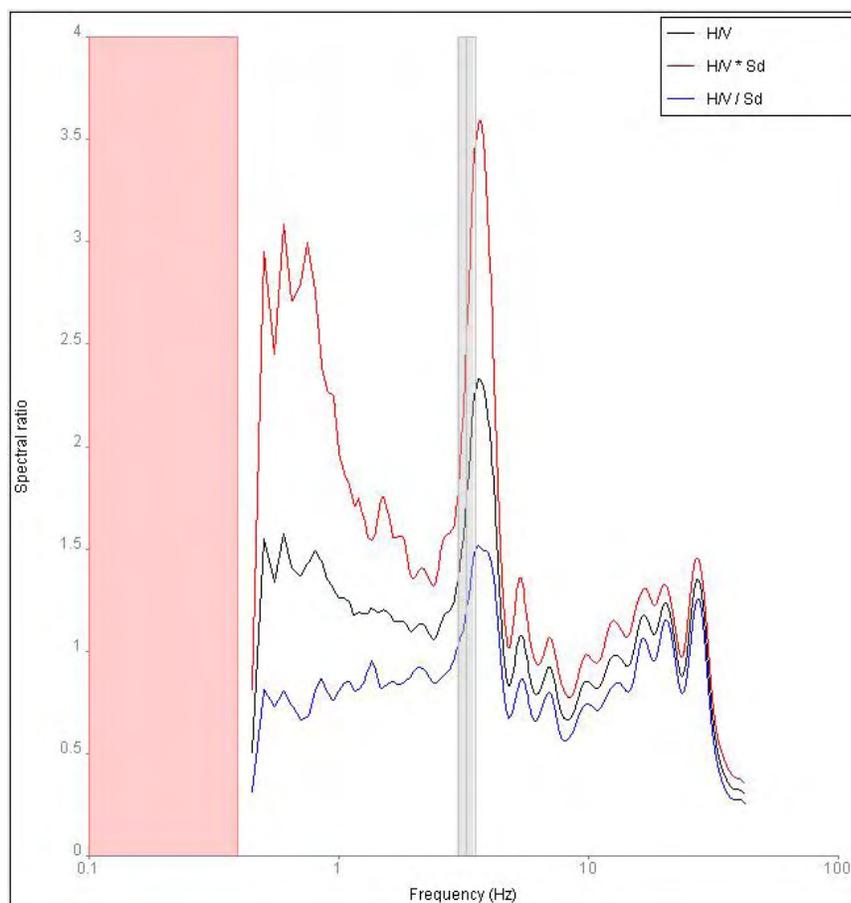


Figura C-22: Cociente espectral H/V para P#1 según JSesame.

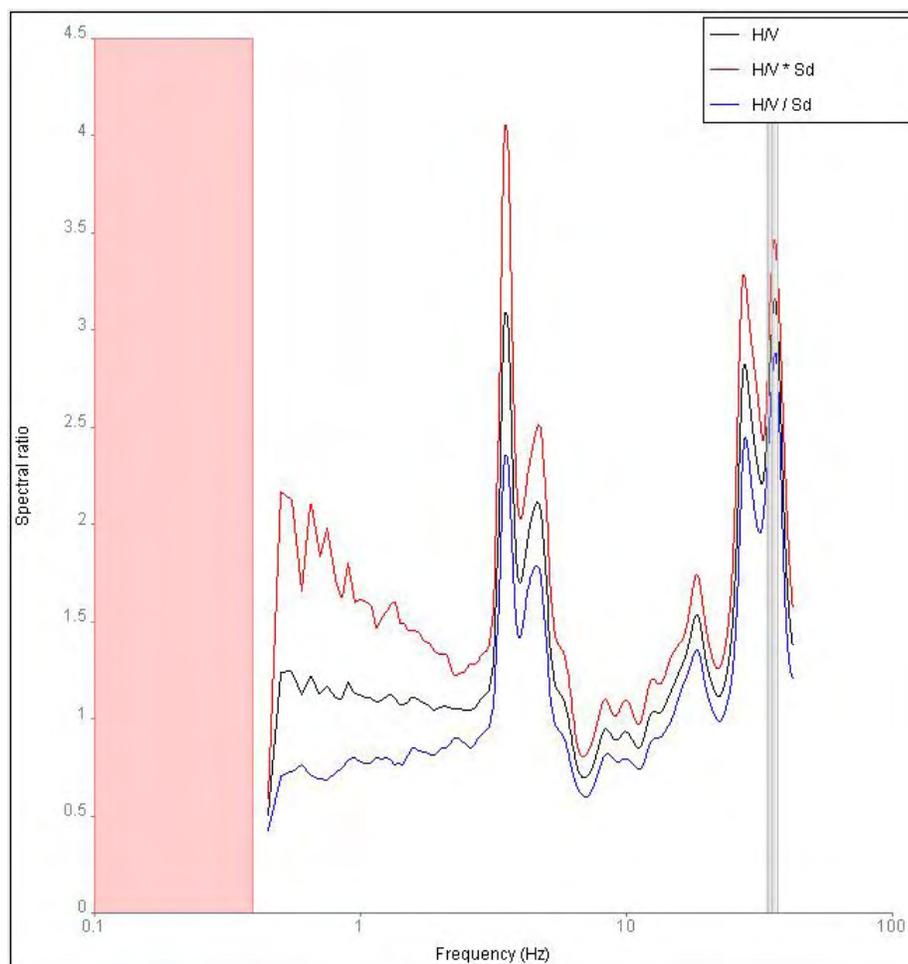


Figura C-23: Cociente espectral H/V para P#2 según JSesame.

La curva negra representa el cociente espectral entre las componentes horizontales combinadas y la componente vertical, mientras que la curva roja y la azul representan, respectivamente, el cociente anterior más y menos una desviación estándar. El programa tiene internamente ciertos criterios para el cálculo de la frecuencia fundamental. La región rosada a la izquierda representa una zona donde los datos obtenidos no tienen importancia debido a la razón de muestreo y a la longitud de la ventana. La región gris a la derecha

representa la zona donde se encuentra la frecuencia fundamental promedio f_0 más y menos una desviación estándar. Esta es calcula a partir del valor de f_0 de cada ventana individual.

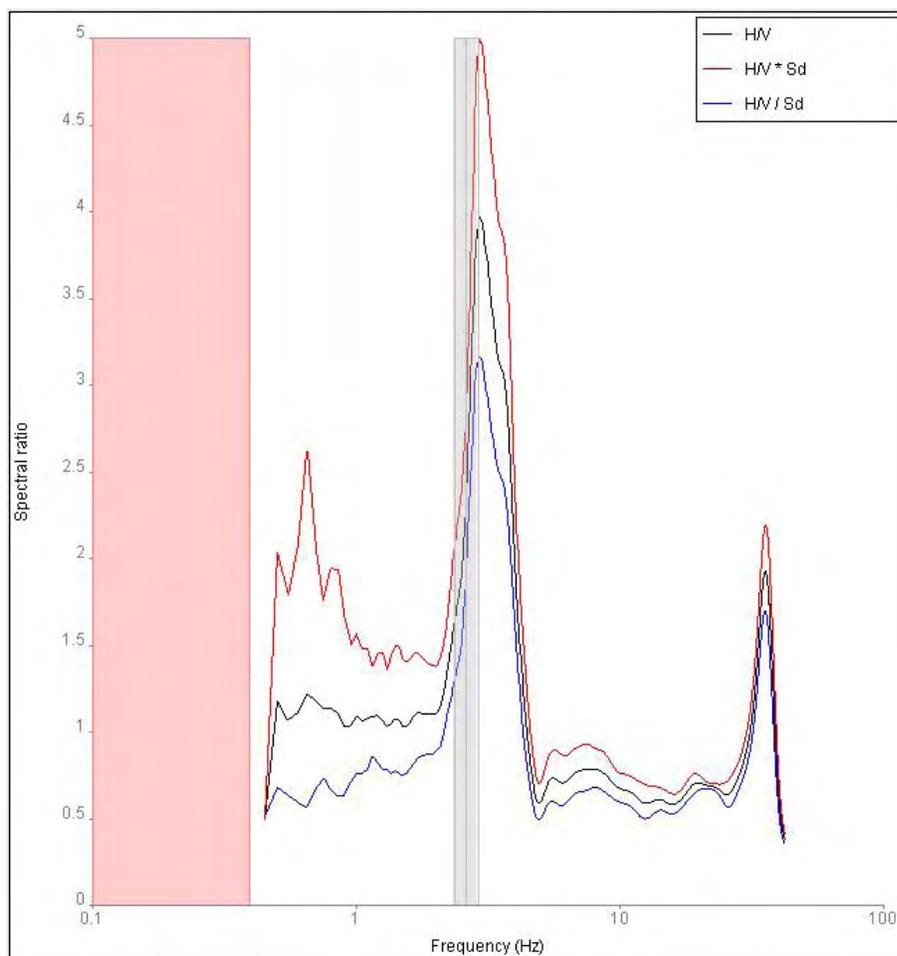


Figura C-24: Cociente espectral H/V para P#3 según JSesame.

El programa JSesame genera un archivo de salida donde se indica, entre otras cosas el valor de la frecuencia fundamental promedio f_0 más y menos una desviación estándar σ . Para el sitio P#1 el programa arrojó un valor de $3.3562 \pm 1 \sigma = 3.1129$ y 3.6185 Hz, para el sitio P#2 un valor de $35.5276 \pm 1 \sigma = 34.0866$ y 37.0296 Hz y para el sitio P#3 f_0 es

2.7170 \pm 1 σ = 2.4623 y 2.9979 Hz. Examinando la Figura C-23 para el sitio P#2, se observa que existe otro pico, pero a una frecuencia más baja. El valor escogido por el programa no es el correcto, sino que corresponde a un pico de alta frecuencia, que no debe ser considerado como frecuencia fundamental. Este pico de alta frecuencia puede haber sido causado por la vibración inducida por motores eléctricos próximos a la zona de medición (equipos de aire acondicionado por ejemplo).

Para poder comparar los cocientes espectrales arrojados por ambos programas se decidió graficarlos, para cada sitio, en un mismo gráfico. Las Figuras C-25 a C-27 muestran los resultados obtenidos.

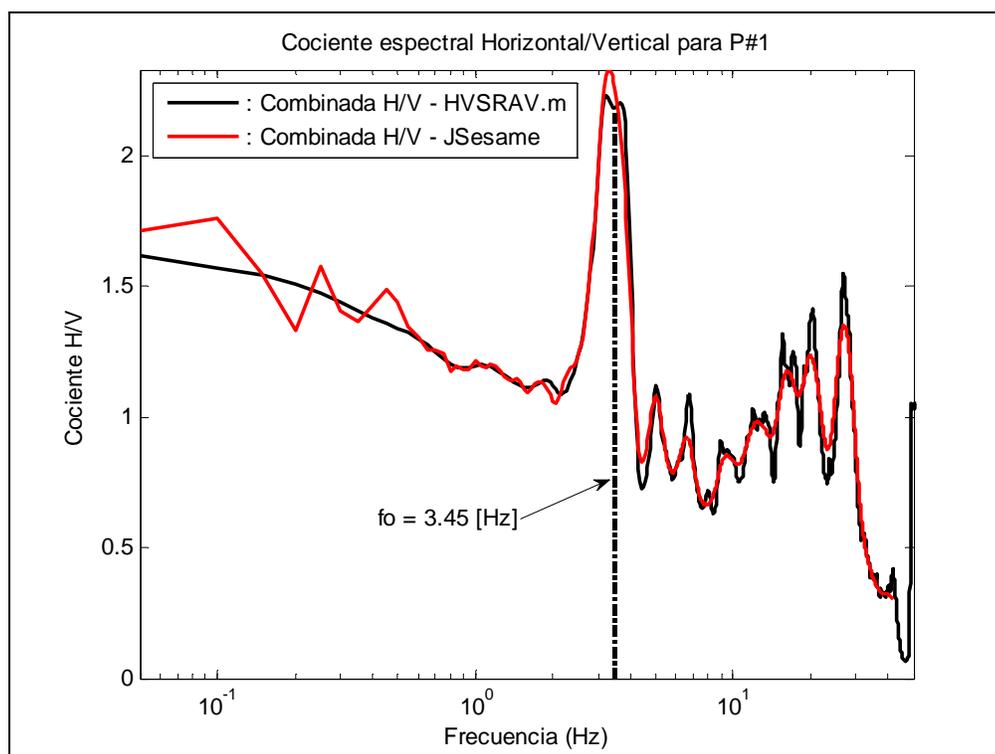


Figura C-25: Cociente espectral H/V para P#1 según HVSRV.m y JSesame.

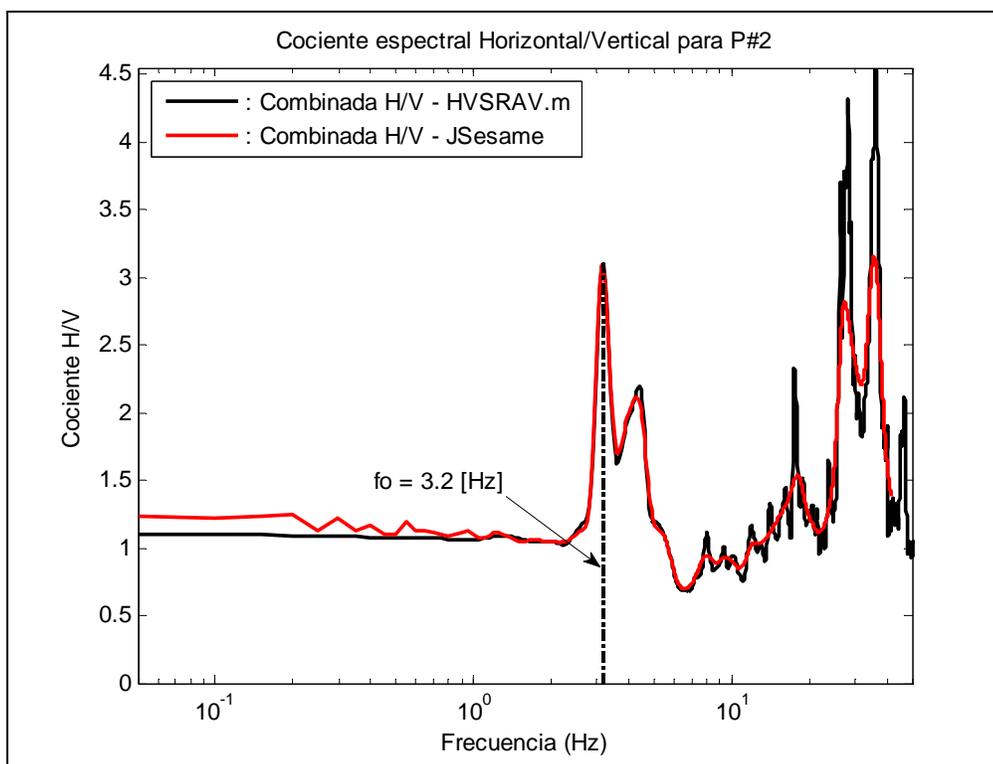


Figura C-26: Cociente espectral H/V para P#2 según HVSRVAV.m y JSesame.

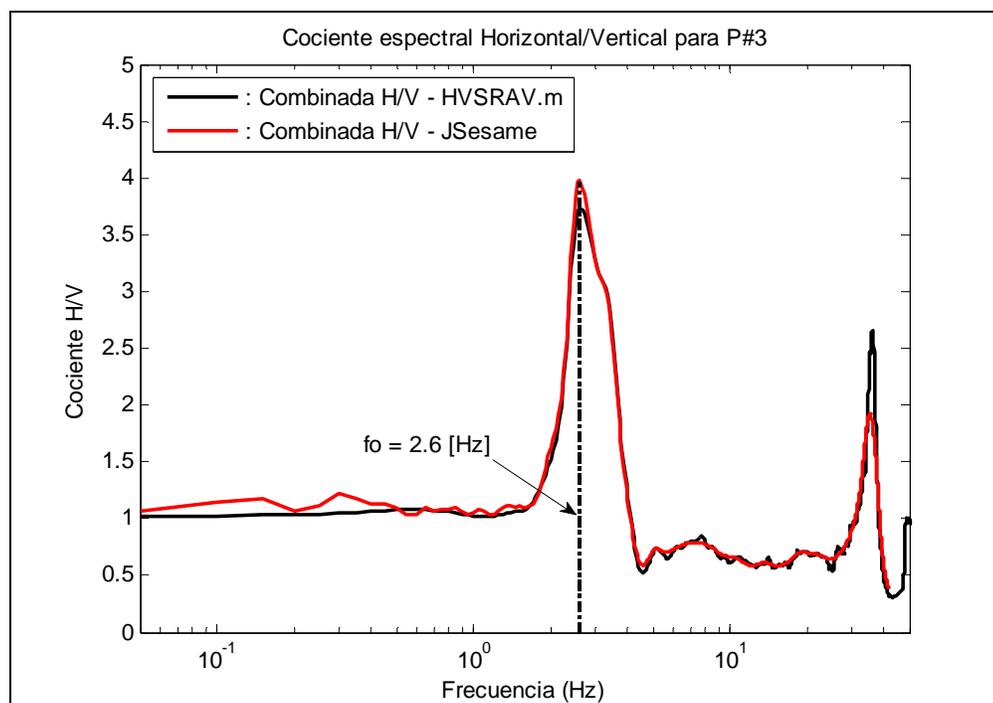


Figura C-27: Cociente espectral H/V para P#3 según HVSRVAV.m y JSesame.

Des estas comparaciones se puede concluir que existe una muy buena correlación entre los resultados arrojados por el programa JSesame y el programa HVSRAV.m. Existen pequeñas discrepancias en la amplitud de los picos obtenidos, pero esto es debido al diferente criterio utilizado por ambos programas para realizar el suavizado de las curvas obtenidas.

APÉNDICE D.

**Prgramas de Matlab utilizados en el procesado de los
distintos tipos de registros obtenidos**

Programa para el procesamiento de vibración ambiental

```

%Program HVSR.V.m
% Objective 1: To file conversion from ETNA EVT file into MatLab or ASCII
% Objective 2: To obtain the site frequency to a soil using Microtremors
%           The processing method is the Nakamura's Spectral Ratios
%Varlist:
% Input:
% archi= File Name of ETNA archive, (*.EVT)

% Program by: Raul J. Ritta - Puerto Rico Strong Motion Program
% Last Update: July 08 - 2009

clc
close all
clear all

%% Input data:
    % File Name
    % ETNA file (*.EVT without extension)

archi = input('==> ETNA file name (without extension): ','s');

% Instrument Information:
% Kinematics ETNA
% Channel 1: (Sensor x - EW Direction)
%           Episensor 31634
%           Sensitivity: 1.248
%           Natural Frequency: 210 Hz
%           Damping: 0.7
% Channel 2: (Sensor y - NS Direction )
%           Episensor 31635
%           Sensitivity: 1.248
%           Natural Frequency: 198 Hz
%           Damping: 0.7
% Channel 3: Sensor (z - Vertical Direction)
%           Episensor 31649
%           Sensitivity: 1.250
%           Natural Frequency: 198 Hz
%           Damping: 0.7

% Accelerograph Constants
% s1=1.248;           Full Scale Volts to Sensor 1 Default (1.248)
% s2=1.248;           Full Scale Volts to Sensor 1 Default (1.248)
% s3=1.248;           Full Scale Volts to Sensor 1 Default (1.248)

%% Preliminars
% Convert the *.EVT file to a three vectors Matlab structure
archil=strcat(archi, '.EVT');
co=['kw2asc.exe ' archil];

```

```

dos(co); % Convert to ASCII the EVT file using kw2asc
xname=strcat(archi, '.001');
yname=strcat(archi, '.002');
zname=strcat(archi, '.003');
SHDname=strcat(archi, '.SHD');

['Loading the Uncorrected Acceleration Channels....Please Wait...']

xrec=load (xname); % load the Uncorrected Channel x in
Volts
yrec=load (yname); % load the Uncorrected Channel y in
Volts
zrec=load (zname); % load the Uncorrected Channel z in
Volts
%=====

% cut of archives to introduce them in J-SESAME program
x = xrec(1:end);
y = yrec(1:end);
z = zrec(1:end);
%=====

SHD=char(textread(SHDname, '%s', 'whitespace', '')); % Read the header file

['Searching to Sampling Ratio']
%Searching to Sampling ratio
for i=1:length(SHD)
    if (SHD(i)=='S')
        if (SHD(i+1)=='a') & (SHD(i+2)=='m')
            sr=str2num(strcat(SHD(i+14:i+17))); % Sampling Ratio Found !
            dt=1/sr; % Samplig steep
            i=length(SHD);
            ['Sampling Ratio Founded']
        end;
    end;
end;
%=====

%% Ploting uncorrected accelerations time histories

np = length(x); % new number of data
points
tf = (np-1)*dt; % final time of
accelerogram
t = 0:dt:tf; % row vector with time
steps
t = t'; % column vector with time
steps

figure; subplot(3,1,1),plot(t,y,'r'); grid on;

```

```
axis tight; title(['Uncorrected acceleration [Volts] time histories for
',archil]);
ylabel('North-South');
```

```
subplot(3,1,2); plot(t,x,'r'); grid on;
axis tight; ylabel('East-West');
```

```
subplot(3,1,3); plot(t,z,'r'); grid on;
axis tight; xlabel('Time [s]'); ylabel('Vertical');
```

```
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
```

```
%% Baseline correction of complete files
```

```
['Executing Baseline Correction']
```

```
ns=length(x)/2^10;
g = 981; % Acceleration of the gravity [cm/seg^2]
sens = 10; % Sensitivity (Volts/g)--> [Instr. 0.25 g's]
cte = g/sens; % Constant for conversion from Volts --> cm/seg^2
```

```
if (length(x)>2^10)
    for i=1:3
        if(i==1) x2=x;
            elseif (i==2)
                x2=y;
            else x2=z;
        end;
        for j=1:floor(ns)
            x2(2^10*(j-1)+1:2^10*j)=detrend(x2(2^10*(j-1)+1:2^10*j));
        end;
        x2(2^10*j+1:length(x2))=detrend(x2(2^10*j+1:length(x2)));
        if(i==1) xcorr=x2*cte;
            elseif (i==2)
                ycorr=x2*cte;
            else zcorr=x2*cte;
        end;
    end;
else
    xcorr=detrend(x)*cte;
    ycorr=detrend(y)*cte;
    zcorr=detrend(z)*cte;
end;
```

```
x = xcorr;
y = ycorr;
z = zcorr;
```

```
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
```

```
%% Plotting corrected accelerations time histories
```

```
figure; subplot(3,1,1),plot(t,y,'g'); grid on;
```

```

axis tight; title(['Corrected acceleration [cm/seg^2] time histories for
',archil]);
ylabel('North-South'); axis([0 max(t) min(y) max(y)])

subplot(3,1,2); plot(t,x,'g'); grid on;
axis tight; ylabel('East-West'); axis([0 max(t) min(x) max(x)])

subplot(3,1,3); plot(t,z,'g'); grid on;
axis tight; xlabel('Time [s]'); ylabel('Vertical'); axis([0 max(t) min(z)
max(z)])
%=====

%% Window Selection Module

% Input:
%     1- Window length for selected window in seconds.
%     2- Overlap percentage for selected window.
%     3- Window length for the short term average (sta) in seconds (0.5-
2 sec.).
%     4- Window length for the long term average (lta) in seconds
(several tens of sec.).
%     5- Minimum level for sta/lta threshold.
%     6- Maximum level for sta/lta threshold (1.5-2).

twl = input('Windows Length (sec.): ');
ow = input('Overlap Windows (% Window Length):');
tsta = input('Window length for the short term average (sta) in seconds
(0.5-2 sec.):');
tlta = input('Window length for the long term average (lta) in seconds
(several tens of sec.):');
smin = input('Minimum level for sta/lta threshold:');
smax = input('Maximum level for sta/lta threshold:');

NPwl = sr*twl;
NPow = (ow/100)*NPwl;
NPsta = sr*tsta;
NPlta = sr*tlta;

Nwsta = floor(length(x)/NPsta);

for w = 1:Nwsta

    stax = mean(abs(x((w-1)*NPsta+1:w*NPsta)));
    stay = mean(abs(y((w-1)*NPsta+1:w*NPsta)));
    staz = mean(abs(z((w-1)*NPsta+1:w*NPsta)));

    if (w-1)*NPsta+NPlta <= length(x)
        ltax = mean(abs(x((w-1)*NPsta+1:(w-1)*NPsta+NPlta)));
        ltay = mean(abs(y((w-1)*NPsta+1:(w-1)*NPsta+NPlta)));
        ltaz = mean(abs(z((w-1)*NPsta+1:(w-1)*NPsta+NPlta)));
    else

```

```

    ltax = mean(abs(x(w*NPsta-NPlta+1:w*NPsta)));
    ltay = mean(abs(y(w*NPsta-NPlta+1:w*NPsta)));
    ltaz = mean(abs(z(w*NPsta-NPlta+1:w*NPsta)));
end

if stax/ltax > smin && stax/ltax < smax && stay/ltay > smin &&...
    stay/ltay < smax && staz/ltaz > smin && staz/ltaz < smax
    R(w) = 1;
else
    R(w) = 0;
end
end

i = 1;
j = 0;
while i <= length(R)-(NPwl/NPsta)
    suma = sum(R(i:i+((NPwl/NPsta)-1)));
    if suma == NPwl/NPsta
        j = j+1;
        if i == 1
            xm(:,j) = x(1:((i+((NPwl/NPsta)-1))*NPsta));
            ym(:,j) = y(1:((i+((NPwl/NPsta)-1))*NPsta));
            zm(:,j) = z(1:((i+((NPwl/NPsta)-1))*NPsta));
            i = i+NPwl/NPsta;
            in = i;
        else
            if j == 1
                xm(:,j) = x((i-1)*NPsta+1:((i+((NPwl/NPsta)-1))*NPsta));
                ym(:,j) = y((i-1)*NPsta+1:((i+((NPwl/NPsta)-1))*NPsta));
                zm(:,j) = z((i-1)*NPsta+1:((i+((NPwl/NPsta)-1))*NPsta));
                i = i+NPwl/NPsta;
                in = i;
            else
                if in == i
                    xm(:,j) = x((i-NPow/NPsta-1)*NPsta+1:(i-NPow/NPsta-
1+NPwl/NPsta)*NPsta);
                    ym(:,j) = y((i-NPow/NPsta-1)*NPsta+1:(i-NPow/NPsta-
1+NPwl/NPsta)*NPsta);
                    zm(:,j) = z((i-NPow/NPsta-1)*NPsta+1:(i-NPow/NPsta-
1+NPwl/NPsta)*NPsta);
                    i = i-NPow/NPsta+NPwl/NPsta;
                    in = i;
                else
                    xm(:,j) = x((i-1)*NPsta+1:((i+((NPwl/NPsta)-
1))*NPsta));
                    ym(:,j) = y((i-1)*NPsta+1:((i+((NPwl/NPsta)-
1))*NPsta));
                    zm(:,j) = z((i-1)*NPsta+1:((i+((NPwl/NPsta)-
1))*NPsta));
                    i = i+NPwl/NPsta;
                    in = i;
                end
            end
        end
    end
end
end

```

```

        end
    else
        i = i+1;
    end
end
end

SS = input('Do you want avoid signal saturation?(yes/no): ','s');
SS = strcmp('yes',SS);

if SS == 1
    acmax = max([max(abs(x)) max(abs(y)) max(abs(z))]);
    for c = 1:size(xm,2)
        if max(abs(xm(:,c))) <= 0.995*acmax && max(abs(ym(:,c))) <=
0.995*acmax &&...
            max(abs(zm(:,c))) <= 0.995*acmax
            xmn(:,c) = xm(:,c);
            ymn(:,c) = ym(:,c);
            zmn(:,c) = zm(:,c);
            ce(c) = 0;
        else
            ce(c) = c;
        end
    end
    for c = 1:length(ce)
        if ce(c) ~= 0
            xmn(:,ce(c)) = [];
            ymn(:,ce(c)) = [];
            zmn(:,ce(c)) = [];
        else
            end
        end
    end
    x=xmn;
    y=ymn;
    z=zmn;
else
    x = xm;
    y = ym;
    z = zm;
end
end

```

```

archiout=strcat(archi, '.mat');
save (archiout, 'x', 'y', 'z', 'dt');
%-----

```

```

archiout1 = strcat(archi, 'corr.002');
save(archiout1, '-ascii', 'ycorr')
archiout2 = strcat(archi, 'corr.001');
save(archiout2, '-ascii', 'xcorr')
archiout3 = strcat(archi, 'corr.003');
save(archiout3, '-ascii', 'zcorr')
%-----

```

```

['The Extraction Procedure has been finished sucesfully']
['Number of data recorded: ' num2str(length(xrec))]
['Sampling rate: ' num2str(sr)]
['Record Duration (sec): ' num2str(length(xrec)*dt)]
['One file has been created: ' archiout]
%=====

archil=archi;
x0=x;
y0=y;
z0=z;

nit= input('==> Number of iteration for smoothing process (<5): ');

['Processing the Nakamuras Spectral Ratios.....Please Wait...']

%% FFT for each window (including overlaping)

NP = twl*sr;
nw=size(x0,2);
Np=NP;
w=hann(NP);

for i=1:3
    if(i==1) x2=x0;
        elseif (i==2)
            x2=y0;
        else x2=z0;
    end;
    for j=1:nw
        X2(:,j)=abs(fft(detrend(x2(:,j)).*w)));
    end;
end;
%=====

%% FFT Smooth (Thanks to Dr. L. Suarez)
Xg=zeros(NP,1);
Xg(:,1) = X2(:,j);
for k = 1 : nit
    Sw(1) = Xg(1);
    Sw(2) = ( Xg(1)+Xg(2)+Xg(3) )/3;
    Sw(Np-1) = ( Xg(Np-2)+Xg(Np-1)+Xg(Np) )/3;
    Sw(Np) = Xg(Np);
    Sw(3:Np-2)= ( Xg(1:Np-4)+Xg(2:Np-3)+ Xg(3:Np-2)+Xg(4:Np-
1)+Xg(5:Np) )/5;
    Xg= Sw;
end;
if (nit>=1)
    X2(:,j)=Sw;
end;
end;
if(i==1) X0=X2;

```

```

        elseif (i==2)
            Y0=X2;
        else Z0=X2;
        end;
    end;
end;
=====

%% Evaluation of Nakamura's spectra (HVR)

f=0:(1/dt)/length(X0):(1/dt)-(1/dt)/length(X0);
Xm = mean(X0,2);
Ym = mean(Y0,2);
Zm = mean(Z0,2);
HVX=mean(X0(2:length(X0),:)./Z0(2:length(Z0),:),2);
HVY=mean(Y0(2:length(Y0),:)./Z0(2:length(Z0),:),2);

%% H/V spectral ratio of the merged horizontal components

M = input('==> How merge the horizontal components? (Arithmetic: A,
Cuadratic: C):','s');
M = strcmp('A',M);

if M == 1
    Hm = 0.5*(Xm+Ym);
    HVm = Hm(2:length(Hm))./(Zm(2:length(Zm)));
else
    Hm = 0.5*(Xm.^2 + Ym.^2);
    HVm = (Hm(2:length(Hm))./(Zm(2:length(Zm))).^2).^0.5;
end

%% Ploting the obtained results

figure;
plot(f(2:length(f)),HVX,'k','LineWidth',2);
legend(': Mean HVSR East-West')
hold on
plot(f(2:length(f)),X0(2:length(X0),:)./Z0(2:length(Z0),:),'r');
plot(f(2:length(f)),HVX,'k','LineWidth',2);
hold off
grid off;
axis ([0 (0.5/dt) 0 25]); title(['Horizontal to Vertical Ratio for
',archil])
xlabel('Frequency (Hz)'); ylabel('HVSR')

figure;
plot(f(2:length(f)),HVY,'k','LineWidth',2);
legend(': Mean HVSR North-South')
hold on
plot(f(2:length(f)),Y0(2:length(Y0),:)./Z0(2:length(Z0),:),'r');
plot(f(2:length(f)),HVY,'k','LineWidth',2);
hold off

```

```

grid off;
axis ([0 (0.5/dt) 0 25]); title(['Horizontal to Vertical Ratio for
',archi1])
xlabel('Frequency (Hz)'); ylabel('HVSr')

figure;
plot(f(2:length(f)),HVX,'--k',f(2:length(f)),HVY,'-k');
legend(': Mean HVSr East-West',': Mean HVSr North-South')
grid off;
axis ([0 (0.5/dt) 0 25]); title(['Horizontal to Vertical Ratio for
',archi1])
xlabel('Frequency (Hz)'); ylabel('HVSr')

figure;
semilogx(f(2:length(f)),HVX,'--k',f(2:length(f)),HVY,'-
k',f(2:length(f)),HVm,':k','LineWidth',2);
legend(': Mean HVSr East-West',': Mean HVSr North-South',': Merged HVSr' )
grid off;
axis ([1/twl (0.5/dt) 0 max([max(HVX) max(HVY) max(HVm)])]);
title(['Horizontal to Vertical Ratio for ',archi1])
xlabel('Frequency (Hz)'); ylabel('HVSr')

figure;
plot(f,Xm,'--k',f,Ym,'-k',f,Zm,':k','LineWidth',2);
legend(': Mean East-West Fourier Spectrum',': Mean North-South Fourier
Spectrum',': Mean Vertical Fourier Spectrum')
grid off;
axis ([0 (0.5/dt) 0 max([max(Xm) max(Ym) max(Zm)])]); title(['Mean FFT
X,Y,Z for ',archi1])
xlabel('Frequency (Hz)'); ylabel('Amplitude')

f=f';
archiout1=strcat(archi,'_',num2str(twl),'sec_f.txt');
save(archiout1,'f','-ASCII');
archiout2=strcat(archi,'_',num2str(twl),'sec_HVX.txt');
save(archiout2,'HVX','-ASCII');
archiout3=strcat(archi,'_',num2str(twl),'sec_HVY.txt');
save(archiout3,'HVY','-ASCII');
archiout4=strcat(archi,'_',num2str(twl),'sec_HVm.txt');
save(archiout4,'HVm','-ASCII');

['The Nakamuras Spectra Ration has been calculated']
['File Processed : ' archi1]
['Time Windows (seconds): ' num2str(twl)]
['Overlap Window (seconds):' num2str((ow/100)*twl)]
['Number of Windows processed: ' num2str(size(xm,2))]
['Three files has been created: ' archiout1 ' , ' archiout2 ' , '
archiout3]
[' HVSRAVv2 by: Raul J. Ritta - Puerto Rico Strong Motion Program -2009']

%% END

```

Programa para el procesado de acelerogramas

sísmicos

```

% ----- Programa HVSREA.m -----%
% Programa para calcular y graficar la Transformada discreta de Fourier de
%
% un acelerograma sísmico usando la FFT. El espectro de Fourier se suaviza
%
% promediando los valores vecinos de cada punto ("running average").
%
% Tambien se calcula el cociente espectral H/V.
%
% ----- Revisado en: 27-Abril.-2009 - Raul Jose Ritta -----%
%Canales:
%- Canal #1 = Transversal = E-O
%- Canal #2 = Longitudinal = N-S
%- Canal #3 = Vertical
clc; clear all; close all; addpath('C:\Users\RAUL\Material
uprm\THESIS\Mediciones\Mediciones Raul\10, 21-04-2009 (Sismos)\Mayo2007\')

g      = 981;                % aceleración de la gravedad: cm/s^2
dt     = 0.005;             % intervalo de tiempo de acelerog.:
seg
fac    = 0.3*g;            % máxima aceleración del suelo:
cm/s^2
nit    = 3;                % nro. de iteraciones para suavizar
ngr    = 0.4;              % por ciento del total de ptos. para
graficar
nombre = 'ETNABF004';
for comp= 1:3
if comp == 1
    nom = strcat(nombre, 'long')
elseif comp == 2
    nom = strcat(nombre, 'trans')
else
    nom = strcat(nombre, 'vert')
end
terr   = (detrend(load ([nom,...
    '.txt']))).*(g/1.25);    % lectura del archivo con el registro
y correccion del mismo
[nr,nc] = size(terr);      % filas y columnas del archivo
xg = 0;
xg(1:nr*nc)= terr';       % vector con los datos del archivo
xg = xg(201:12400);        % recorte del sismo
xm = max( abs(xg) );       % máximo valor del acelerograma
original
xg = [fac/xm*xg, zeros(1,10)]; % agrega 0's al final del
acelerograma
N = length(xg);           % nro. de puntos del nuevo
acelerograma

```

```

if N ~= 2*fix(N/2) % verifica is N es un nro. impar
    N = N + 1 % si es impar se incrementa N en 1
    xg(N) = 0; % agrega una dato al acelerograma
end
T = N*dt; % intervalo de muestreo final
t = 0: dt: (N-1)*dt; % vector con tiempos discretos

figure; plot( t,xg/g, t,zeros(1,N) ); grid on;
axis tight; title(['Acelerograma del terremoto de ',nom,' escalado']);
xlabel('Tiempo [seg]'); ylabel('Aceleración [en fracciones de g]');

disp('==> Datos del acelerograma registrado :')
disp([' Maxima aceleracion registrada : ',num2str(xm),' cm/s^2']);
disp(' ')

% ----- Cálculo de la transformada discreta del acelerograma -----%

wny = pi/dt; % frecuencia de Nyquist: rad/seg
dw = 2*pi/T; % intervalo de frecuencia: rad/seg
Np = round(ngr*wny/dw); % nro. de frecs. para graficar
w=0;
w = 0 : dw : N/2*dw; % vector con frecuencias en rad/s
f = w/(2*pi); % vector con frecuencias en
ciclos/s
Amp = 0;
Amp = dt * abs(fft(xg)); % magnitud de la TD discreta

% ----- Suavizado y gráfico de la amplitud de la TF del registro -----%

Xg = Amp;
Xgm(:,comp) = Xg(1:Np)';
for k = 1 : nit
    Sw(1) = Xg(1);
    Sw(2) = ( Xg(1)+Xg(2)+Xg(3) )/3;
    Sw(Np-1) = ( Xg(Np-2)+Xg(Np-1)+Xg(Np) )/3;
    Sw(Np) = Xg(Np);
    Sw(3:Np-2) = ( Xg(1:Np-4)+Xg(2:Np-3)+ Xg(3:Np-2)+Xg(4:Np-1)+Xg(5:Np)
)/5;
    Xg = Sw;
end

figure; plot( f(1:Np),Amp(1:Np),':', f(1:Np),Sw(1:Np),'LineWidth',2); grid
on;
axis tight; title(['Espectro de Fourier del registro de ',nom])
xlabel('Frecuencia f [ciclos/seg]'); ylabel('Amplitud')
legend(': original','suavizado')

```

```

% ----- Cálculo del pico del espectro de Fourier del registro -----%

[Xm,id] = max( abs(Amp) );
fm = f(id);
wm = w(id);
Tm = 1/fm;
disp('==> Datos del espectro de Fourier :')
disp([' Frecuencia de Nyquist : ',num2str(wny),' rad/s'])
disp([' Frecuencia de Nyquist : ',num2str(wny/(2*pi)),' Hz'])
disp([' Intervalo de frecuencias : ',num2str(dw),' rad/s'])
disp([' Intervalo de frecuencias : ',num2str(dw/(2*pi)),' Hz']); disp('
')
disp('==> El pico del espectro de Fourier ocurre en :')
disp([' Frecuencia en Hertz : ',num2str(fm)])
disp([' Frecuencia en rad/s : ',num2str(wm)])
disp([' Periodo en segundos : ',num2str(Tm)])
end

% ----- Grabado de ls espectro de Fourier de cada componente -----%

M = [Xgm f(1:Np)'];
archiout=strcat(nombre,'_', 'FFT.txt');
save(strcat('C:\Users\RAUL\Material uprm\THESIS\Mediciones\Mediciones
Raul\10, 21-04-2009 (Sismos)\Mayo2007\',archiout),'M','-ASCII');

% ----- Calculo y graficado de los cocientes espectrales H/V -----%

HVX = M(:,2)./M(:,3);
HVG = M(:,1)./M(:,3);
HVM = ((M(:,2).^2 + M(:,1).^2)./(2*M(:,3).^2)).^(0.5);

for c = 1:3
    if c == 1
        Xg = HVX;
    elseif c == 2
        Xg = HVG;
    else
        Xg = HVM;
    end
    for k = 1 : nit
        Sw(1) = Xg(1);
        Sw(2) = ( Xg(1)+Xg(2)+Xg(3) )/3;
        Sw(Np-1) = ( Xg(Np-2)+Xg(Np-1)+Xg(Np) )/3;
        Sw(Np) = Xg(Np);
        Sw(3:Np-2) = ( Xg(1:Np-4)+Xg(2:Np-3)+ Xg(3:Np-2)+Xg(4:Np-
1)+Xg(5:Np) )/5;
        Xg = Sw;
    end
    if c == 1
        HVXs = Xg;
    elseif c == 2
        HVGs = Xg;
    end
end

```

```

    else
        HVM = Xg;
    end
end

figure
semilogx(M(:,4),HVYs,'k',M(:,4),HVXs,':K',M(:,4),HVM,'--K','linewidth',2 )
legend(': Norte-Sur HVSR',': Este-Oeste HVSR',': Merged HVSR')
xlabel('frecuencia [Hz]')
ylabel('HVSR')
title(['Cociente Espectral Horizontal/Vertical de ',nombre])
axis ([0 f(Np) 0 max([max(HVXs) max(HVYs)])]);

```

Programa para el cálculo del cociente espectral respecto a un sitio de referencia

```

% ----- Programa SRRS.m -----
% Programa para calcular y graficar el cociente espectral Hs/Hr, es decir,
% el cociente entre el espectro de Fourier en un sitio y el correspondiente
% a un sitio de referencia en roca, respecto a un mismo evento sísmico.
% Luego los cocientes espectrales son suavizados promediando los valores
% vecinos de cada punto ("running average").
% ----- Revisado en: 27-Abril-2009 - Raul Jose Ritta -----
%Canales:
%- Columna #1 = Longitudinal = N-S
%- Columna #2 = Transversal = E-O
%- Columna #3 = Vertical
%- Columna #4 = frecuencias discretas

clc; clear all; close all; addpath('C:\Users\RAUL\Material
uprm\THESIS\Mediciones\Mediciones Raul\10, 21-04-2009 (Sismos)\Mayo2007\')

nit = 3; % nro. de iteraciones para suavizar
nombre1 = 'ETNABF004'; % estacion de referencia
nombre2 = 'ETNAAZ004'; % sitio # 1
nombre3 = 'ETNAAO003'; % sitio # 2
for comp= 1:3
if comp == 1
    nom = strcat(nombre1, '_FFT');
    Mr = load([nom, '.txt']); % lectura de la matriz con los
espectros y las frec. disc.
elseif comp == 2
    nom = strcat(nombre2, '_FFT');
    M1 = load([nom, '.txt']); % lectura de la matriz con los
espectros y las frec. disc.
else
    nom = strcat(nombre3, '_FFT');

```

```

        M2 = load([nom, '.txt']);           % lectura de la matriz con los
espectros y las frec. disc.
end
end

% -- Calculo, suavizado y graficado de los cocientes espectrales Hs/Vr --%

HH_NS_25 = M1(:,1)./Mr(:,1);
HH_EO_25 = M1(:,2)./Mr(:,2);
HH_NS_95 = M2(:,1)./Mr(:,1);
HH_EO_95 = M2(:,2)./Mr(:,2);
HHM_25 = (HH_NS_25+HH_EO_25)/2;
HHM_95 = (HH_NS_95+HH_EO_95)/2;
Np = length(HH_EO_95);

for c = 1:6
    if c == 1
        Xg = HH_NS_25;
    elseif c == 2
        Xg = HH_EO_25;
    elseif c == 3
        Xg = HH_NS_95;
    elseif c == 4
        Xg = HH_EO_95;
    elseif c == 5
        Xg = HHM_25;
    else
        Xg = HHM_95;
    end
    for k = 1 : nit
        Sw(1) = Xg(1);
        Sw(2) = ( Xg(1)+Xg(2)+Xg(3) )/3;
        Sw(Np-1) = ( Xg(Np-2)+Xg(Np-1)+Xg(Np) )/3;
        Sw(Np) = Xg(Np);
        Sw(3:Np-2) = ( Xg(1:Np-4)+Xg(2:Np-3)+Xg(3:Np-2)+Xg(4:Np-1)+Xg(5:Np)
)/5;
        Xg = Sw;
    end
    if c == 1
        HH_NS_25s = Xg;
    elseif c == 2
        HH_EO_25s = Xg;
    elseif c == 3
        HH_NS_95s = Xg;
    elseif c == 4
        HH_EO_95s = Xg;
    elseif c == 5
        HHM_25s = Xg;
    else
        HHM_95s = Xg;
    end
end
X = 0;

```

```
end
```

```
figure
plot(Mr(:,4),HH_NS_25s,'k',Mr(:,4),HH_EO_25s,'--
K',Mr(:,4),HHM_25s,':k','linewidth',2 )
legend(' Norte-Sur Hs/Hr',' Este-Oeste Hs/Hr',' Merged Hs/Hr')
xlabel('frecuencia [Hz]')
ylabel('Hs/Hr')
title(['Cociente Espectral Hor_sitio/Hor_roca de ',nombre2])
axis ([0 max(Mr(:,4)) 0 max([max(HH_NS_25s) max(HH_EO_25s)
max(HHM_25s)])]);
```

```
figure
plot(Mr(:,4),HH_NS_95s,'k',Mr(:,4),HH_EO_95s,'--
K',Mr(:,4),HHM_95s,':k','linewidth',2 )
legend(' Norte-Sur Hs/Hr',' Este-Oeste Hs/Hr',' Merged Hs/Hr')
xlabel('frecuencia [Hz]')
ylabel('Hs/Hr')
title(['Cociente Espectral Hor_sitio/Hor_roca de ',nombre3])
axis ([0 max(Mr(:,4)) 0 max([max(HH_NS_95s) max(HH_EO_95s)
max(HHM_95s)])]);
```

Programa para el cálculo de las funciones de transferencia teóricas de un depósito de suelo

```
% ----- Programa FTransf.m -----%
% Programa para calcular y graficar las Funciones de Transferencia
% para un depósito de suelo formado por N capas y que termina en
% una "roca" elástica de profundidad infinita. Se consideran dos casos:
% 1) F. de T. entre el afloramiento rocoso y la superficie del depósito,
% 2) F. de T. entre la interfase suelo-roca y la superficie del depósito.
% ----- Modificado en: 23-Febrero- 2009 - por Raul J. Ritta -----%
% ----- Autor: Luis E. Suarez -----%
clc; clear all; close all

g = 32.2; % acel. de la gravedad:
ft/s^2
sw = [125 120 125 100 110 115 100 140]'; % pesos unitarios: lb/ft^3
c = [770 1061 511 646 953 1725 2555 10000]'; % velocidad de ondas S: ft/s
N = length(c); % nro. de capas de suelo
h = [3.94 6.23 18 21 13.78 13.12 22.31 200]; % profundidad de las capas:
ft
G0 = c.^2.*sw/g; % módulos de corte baja
def.: psf
zi = 0.03*ones(N,1); % razones de amortiguamiento
wm = 50*2*pi; % máx. frecs. p/graficar:
rad/s
```

```

dw = 0.01; % incremento en frec.
p/graficar
om = 1e-4: 0.1: wm; % vector con frecuencias:
rad/s % nro.de frecuencias
discretas

Gc = G0.*(1 + i*2*zi); % módulos de corte complejos
cc = c .* sqrt(1+i*2*zi); % velocidad de ondas S
complejas
k = 1./cc * om; % números de onda complejos

kh = diag(h)* k; % variables auxiliares para
... % calcular las funciones
eip = exp(+i*kh); % ar(omega) y br(omega)
...
ein = exp(-i*kh);

a = zeros(N,nw); % matrices con funciones
...
b = zeros(N,nw); % ar(omega) y br(omega)
a(1,:) = ones(1,nw); % funciones iniciales ...
b(1,:) = ones(1,nw); % al(omega) y bl(omega)
for r = 2 : N
    dr = Gc(r-1)*cc(r) / ( Gc(r)*cc(r-1) );
    a(r,:) = (1+dr)/2.*eip(r-1,:).*a(r-1,:) + (1-dr)/2.*ein(r-1,:).*b(r-
1,:);
    b(r,:) = (1-dr)/2.*eip(r-1,:).*a(r-1,:) + (1+dr)/2.*ein(r-1,:).*b(r-
1,:);
end

F1N = ( a(1,:) + b(1,:) ) ./ ( a(N,:) + b(N,:) ); % FT afloram. a superf.
F1r = 1 ./ a(N,:); % FT roca basal a
superf.

Fd1 = diff(abs(F1N),1) / dw; % 1ra derivada de |FT|
Fd2 = diff(abs(F1N),2) / dw^2; % 2da derivada de |FT|
Z = Fd1(1:nw-2).*Fd1(2:nw-1);
I = find(Z < 0 & Fd2 < 0); % índices de frecs.
nat.
wn = om(I); % frecs. naturales
nf = length(wn); % nro. de frecs.
naturales
Fm = abs(F1N(I)); % magnitud de la FT
[Fm1,iw] = max(abs(F1N)); % pico de la FT para w1
wn(1) = om((iw)); % primera frec. natural
Fm(1) = Fm1;

disp('*** Frecuencias naturales del depósito [rad/s]:'); disp(' ');
disp(wn)
disp('*** Frecuencias naturales del depósito [Hertz]:'); disp(' ');
disp(wn/(2*pi))

```

```

figure; plot( om,abs(Flr), om,abs(FlN),'-+', 'Markersize',1.5 ); grid on;
axis tight;; xlabel('Frecuencia \omega [rad/seg]');
ylabel('|F_1_j(\omega)|')
title('Funciones de Transferencia entre roca y superficie libre');
legend(': roca superf.-superficie', ': roca basal-superficie'); hold on;
for j = 1 : nf
    plot( [wn(j),wn(j)], [0,Fm(j)], 'r-.' )
end
hold off

f = om/(2*pi);
figure; plot( f,abs(Flr), f,abs(FlN),'-+', 'Markersize',1.5 ); grid on;
axis tight;; xlabel('Frecuencia f [Hertz]'); ylabel('|F_1_j(f)|')
title('Funciones de Transferencia entre roca y superficie libre');
legend(': roca superf.-superficie', ': roca basal-superficie'); hold on;
for j = 1 : nf
    plot( [wn(j),wn(j)]/(2*pi), [0,Fm(j)], 'r-.' )
end
hold off

```