TESIS DEFENDIDA POR

Rosalba Sofía Contreras Porras

Y APROBADA POR EL SIGUIENTE COMITÉ

Dr. Carlos Isidro Huerta López
Director del Comité

Dr. Mario González Escobar
Miembro del Comité

Dr. José Antonio Martínez Cruzado
Miembro del Comité

Dr. Modesto Ortiz Figueroa
Miembro del Comité

Dr. Antonio González Fernández
Coordinador del programa de posgrado en Ciencias de la Tierra

Dr. David Hilario Covarrubias Rosales
Director de Estudios de Posgrado

<<*día*>> de <<*mes*>> de <<año>>

CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR DE ENSENADA

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS

EN CIENCIAS DE LA TIERRA

CARACTERIZACIÓN DE SUELOS Y RESPUESTA DEL TERRENO EN AMBIENTES MARINOS Y CONTINENTALES

TESIS

que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
MAESTRO EN CIENCIAS

Presenta:

ROSALBA SOFÍA CONTRERAS PORRAS

Ensenada, Baja California, México, Agosto del 2010.

RESUMEN de la tesis de **Rosalba Sofía Contreras Porras,** presentada como requisito parcial para la obtención del grado de MAESTRO EN CIENCIAS en Ciencias de la Tierra con orientación en Sismología. Ensenada, Baja California. Agosto 2010.

CARACTERIZACIÓN DE SUELOS Y RESPUESTA DEL TERRENO
EN AMBIENTES MARINOS Y CONTINENTALES

Resumen aprobado por:

_____

Dr. Carlos Isidro Huerta López
Director de Tesis

Estudios de caracterización *in-situ* del terreno fueron llevados a cabo tanto en ambiente marino (Golfo de California) como en ambiente continental (Mayagüez, PR). La técnica de Nakamura fue empleada para la determinación de la frecuencia dominante de los sitios de estudio. La estimación de las propiedades del suelo se llevo a cabo mediante el modelado directo en 1-D de la propagación del campo total (P, SV, SH) de ondas en medios estrátificados mediante el método de matrices de rigidez. En el Golfo de California (GC), los datos utilizados provienen de sismógrafos de fondo marino (OBS) desplegados en la porción central y sur del golfo durante el periodo Octubre 2005 a Octubre 2006 bajo el experimento denominado *Sea of Cortez Ocean Bottom Array* (*SCoOBA).* Los datos fueron filtrados para realizar el análisis empleando solo vibración ambiental. Los resultados obtenidos muestran que los sitios ubicados en el Norte consistentemente tienen un espesor menor promedio de las capas sedimentarias que los del Sur. En términos de las velocidades de dichos estratos, las velocidades de los sitios del grupo Sur son menores que las de los sitios del grupo Norte y los sitios intermedios entre el grupo Norte y el grupo Sur. Para el ambiente continental se emplearon datos de tres eventos registrados por las estaciones permanentes de la red acelerométrica de Puerto Rico (*PRSMP*) ubicadas en la mancha urbana de la Cd. de Mayagüez y datos de vibración ambiental registrados con las mismas estaciones. Los resultados permiten observar que el primer modo de cada sitio coincide en frecuencia tanto en datos de eventos como en los de ruido sísmico y se marcan claras diferencias en términos de la frecuencia fundamental y su asociación con el tipo de suelo. Adicionalmente a lo anterior se analizaron series de tiempo de registros de vibración ambiental tomados con estaciones temporales dentro del campus universitario. Los resultados obtenidos muestran que la técnica de Nakamura es sensible a las variaciones de las propiedades físicas del terreno, aún a distancias pequeñas de separación entre puntos de observación.

Palabras Clave: Técnica de Nakamura, Golfo de California, Mayagüez Puerto Rico, OBS, matriz de rigidez, *in-situ.*

ABSTRACT of the thesis presented by **Rosalba Sofía Contreras Porras,** as a partial requirement to obtain the MASTER OF SCIENCE degree in Earth Sciences with orientation in Seismology. Ensenada, Baja California, Mexico. August 2010.

SOIL CHARACTERIZATION AND SITE RESPONSE OF MARINE AND CONTINENTAL ENVIRONMENTS

In-situ characterization of seafloor marine sediments in the Gulf of California (GoC) and continental environment in the city of Mayagüez, PR was carried out. The Nakamura technique was used to estimate the predominant frequency and 1-D wave propagation method of stiffness matrix was used to propagate the whole wave field (P-, SV-, SH-wave) for the site response and modeling to estimate the soil and marine sediments properties. The records were from the Ocean Bottom Seismometers (OBS) deployed in the central and southern portion of the gulf under the called Sea of Cortez Ocean Bottom Array (*SCoOBA)* seismic experiment, in which the instruments were recording seismic signal during October 2005 to October 2006 in continuous recording mode. The data used was first filtered to do the analysis only with background noise signals. The results show that for the northern sites the shallow portions of the marine sediments have a small thickness of sediments than southern sites. The velocities of the southern sites were smaller than the northern and the sites located between northern and southern arrays. For the continental environments records of three permanents stations of the Puerto Rico network (*PRSMP*) located in the city of Mayagüez were used. For this case, three earthquake and background noise records of the same stations were used. The results show that the predominant frequency of each of the sites was very similar between the obtained with background noise and the earthquake data. In addition to the above, background noise records of temporary stations located in the campus UPRM were analyzed. The results show that the Nakamura technique is sensitive to the physical properties variations of the soil even at small distances of observation.

Key words: Nakamura technique, Gulf of California, Mayaguez Puerto Rico, OBS, *in-situ*.

Dedicatorias

A la mejor mamá del mundo, Norma Porras

Agradecimientos

Gracias a Dios por guiar mis pasos y por darme al mejor ángel de la guarda, mi mamá.

Quiero agradecer a mi asesor el Dr. Carlos Huerta, por darme la oportunidad de trabajar a su lado, por ser tan accesible y comprensivo. Al Dr. Martínez por su apoyo, al Dr. Mario González y al Dr. Modesto Ortiz por sus recomendaciones en el escrito de la tesis. A la Dra. Rosa Saucedo por ayudarme siempre y brindarme su amistad, al Dr. Antonio Vidal por su preocupación y chocolates y a mis amigos por ser mis compañeros de distracción. También me gustaría agradecer a Sergio Arregui por su apoyo en el manejo de ArcMap, a Silvia Cruz, a los doctores Pratap Sahay, Raúl Castro y Julio Sheinbaum por el apoyó en las materias que lleve con ellos y a CONACyT por el apoyo económico.

CONTENIDO

	Página
Resumen español	**i**
Resumen ingles	**ii**
Dedicatorias	**iii**
Agradecimientos	**iv**
Contenido	**v**
Lista de Figuras	**vii**
Lista de Tablas	**ix**
Capítulo I. Introducción	**1**
I.1 Organización y contenido de esta tesis	**2**
I.2 Región en ambiente marino, Golfo de California (GC)	**3**
I.3 Región en ambiente continental, Isla de Puerto Rico	**5**
Capítulo II. Antecedentes	**9**
II.1 Vibración ambiental	10
II.2 Cocientes espectrales H/V	11
II.3 Técnica de Nakamura	12
II.4 Función de transferencia	13
II.5 Amortiguamiento y frecuencia dominante	18
Capítulo III. Modelado	**22**
III.1 Matrices de rigidez	22
III.2 Suelo estratificado	25
III.3 Matriz de transferencia para una capa de suelo	26
Capítulo IV. Sitios de estudio	**31**
IV.1 Sitio de estudio. Golfo de California (GC)	31
IV.1.1 Arreglo Norte: sitios N03 y N06 (Cuenca Guaymas)	33
IV.1.2 Sitio I01 (Cuenca El Carmen)	34
IV.1.3 Sitio I02 (Cuenca Farallón)	34
IV.1.4 Arreglo Sur: sitios S03, S04, y S05 (Cuenca Alarcón)	34
IV.2 Sitios de estudio. Mayagüez, Puerto Rico, USA	35
IV.3 Adquisición de datos e instrumentación en los sitios del GC	37
IV.4 Adquisición de datos e instrumentación en los sitios de Mayagüez	38
Capítulo V. Procesamiento, análisis de datos, modelado y discusión de resultados	**40**
V.1 Procesamiento de datos, preparación y selección: Sitios en el GC	41
V.2 Procesamiento de datos, preparación y selección: Sitios en la ciudad de Mayagüez	42
V.3 Resultados y modelado: Sitios en el GC	43

Contenido (continuación)

Página

V.3.1 Sitios de estudio N03, N06, I01 e I02…….. 46
V.4 Discusión de resultados para los sitios N03. N06, I01 e I02…… 52
V.5 Sitios de estudio S03, S04 y S05…….. 53
V.6 Discusión de para los sitios S03, S04 y S05……. 59
V.7 Interpretación de resultados: sitios Golfo de California…...…….. 60
V.8 Resultados y modelado: Sitios en la ciudad de Mayagüez……... 64
V.8.1 Sitios estaciones de la Red de Movimientos Fuertes de Puerto Rico: Área de la ciudad de Mayagüez……... 65
V.8.2- Sitios dentro del Campus Universitario (UPRM) 70
V.9 Interpretación de resultados: sitios Ciudad de Mayagüez….……... 80

Bibliografía……...…….……...…...…. 84

Anexo A...……... 90

Anexo B...……... 93

LISTA DE FIGURAS

Figura		**Página**
1	Sismicidad histórica del Golfo de California (GC), 1973-2009…….	5
2	Isla de Puerto Rico…….….	6
3	Marco tectónico de la región del Caribe y la isla del Puerto Rico…..….	7
4	Sismicidad histórica en los alrededores de la isla de Puerto Rico…..….	8
5	Ejemplo de un afloramiento rocoso...…….…	14
6	Representación esquemática de los diferentes tipos de amortiguamiento…….	20
7	Curva de esfuerzo-deformación en el ciclo de histéresis…….....	21
8	Medio estratificado……..…….…..	26
9	Viaje de la onda SH en una capa de suelo aislada……...……...	27
10	Ubicación del arreglo *SCoOBA* y espesores estimados del piso oceánico del Golfo de California……..….	33
11	Ubicación de la red PRSMP en la Cd. de Mayagüez….…….……	36
12	Ejemplo de un sismógrafo de fondo marino (OBS) empleado en las estaciones del arreglo *SCoOBA* en el GC……..	38
13	Ejemplo de un registro de 24 horas tomados por una estación del GC..	42
14	Ejemplo de lal información disponible por DSDP……..	45
15	Cocientes espectrales teóricos y experimentales para la estación N03...	46
16	Representación esquemática y parámetros del modelo obtenido para el sitio N03……..	47
17	Cocientes espectrales teóricos y experimentales para la estación N06...	48
18	Representación esquemática y parámetros del modelo obtenido para el sitio N06……..	48
19	Cocientes espectrales teóricos y experimentales para la estación I01....	49
20	Representación esquemática y parámetros del modelo obtenido para el sitio I01……..	50
21	Cocientes espectrales teóricos y experimentales para la estación I02....	51
22	Representación esquemática y parámetros del modelo obtenido para el sitio I02……..	51
23	Ubicación de los sitios de registro (N03, N06) del arreglo Norte y los puntos intermedios (I01, I02) utilizados en este estudio…..……...	52
24	Cocientes espectrales teóricos y experimentales para la estación S03...	54
25	Representación esquemática y parámetros del modelo obtenido para el sitio S03……..	55
26	Cocientes espectrales teóricos y experimentales para la estación S04...	56
27	Representación esquemática y parámetros del modelo obtenido para el sitio S04……..	56
28	Cocientes espectrales teóricos y experimentales para la estación S05...	57
29	Representación esquemática y parámetros del modelo obtenido para el sitio S05……..	58

LISTA DE FIGURAS (continuación)

Figura		**Página**
30	Grupo Sur del arreglo *SCoOBA*…….	59
31	Perfil de velocidades de ondas de corte (C_s) de las estaciones Norte e intermedias del arreglo *SCoOBA*……...…….	61
32	Perfil de velocidades de ondas de corte (C_s) de las estaciones S03, S04 y S05 de la porción Sur del arreglo *SCoOBA*…….	62
33	Perfil de velocidades de ondas de corte (C_s) del arreglo *SCoOBA*…….	62
34	Cocientes espectrales experimentales y teóricos del sitio MY03…...…	66
35	Representación esquemática y parámetros del modelo obtenido para el sitio MY03……..…...….	67
36	Cocientes espectrales experimentales y teóricos del sitio MY09…...…	68
37	Representación esquemática y parámetros del modelo obtenido para el sitio MY03……..…...….	68
38	Cocientes espectrales experimentales y teóricos del sitio MY08…...…	69
39	Representación esquemática y parámetros del modelo obtenido para el sitio MY08……..…...….	70
40	Ubicación de las estaciones temporales dentro del campus UPRM…….……...….	71
41	Cocientes espectrales experimentales y teóricos del sitio Civil UPRM.	72
42	Representación esquemática y parámetros del modelo obtenido para el sitio Civil UPRM……	73
43	Cocientes espectrales experimentales y teóricos del sitio Biología UPRM…….	74
44	Representación esquemática y parámetros del modelo obtenido para el sitio Biología UPRM……...	75
45	Cocientes espectrales experimentales y teóricos del sitio Pista_A UPRM…….	76
46	Representación esquemática y parámetros del modelo obtenido para el sitio Pista_A UPRM……..……...…….....	76
47	Cocientes espectrales experimentales y teóricos del sitio Pista_B UPRM…….…….……...	77
48	Representación esquemática y parámetros del modelo obtenido para el sitio Pista_B UPRM…….....……....	78
49	Cocientes espectrales experimentales y teóricos del sitio Pista_C UPRM…….…….……...	79
50	Representación esquemática y parámetros del modelo obtenido para el sitio Pista_C UPRM…….....……....	79
51	Representación grafica del movimiento armónico…...……...……	93

LISTA DE TABLAS

Tabla		**Página**
I	Clasificación de ruido ambiental de acuerdo a su origen…….	11
II	Localización de OBS en el Golfo de California, México……	32
III	Ubicación de las estaciones permanentes de la red acelerométrica de PRSMP..……...	35
IV	Ubicación de las estaciones para cada sitio de estudio dentro de la mancha urbana de la Cd. de Mayagüez ……...	39
V	Parámetros de los terremotos usados en este estudio……..….	39
VI	Ubicación de las estaciones temporales dentro del campus UPRM…	72
VII	Perfil de velocidades de onda de corte. Sitios Civil UPRM y Pérez-Marcial…….	80
VIII	Perfil de velocidades de onda de corte. Sitios Biología UPRM y Upegui-Botero, et al……...……..	81
IX	Perfil de velocidades de onda de corte. Sitios en la pista de atletismo de Upegui-Botero, et al. y de Pérez-Marcial, et al……...	82
X	Escala de UddennWentworth……..	91
XI	Localización de pozos en GC, DSDP……..	92

Capítulo I

Introducción

Se ha observado que aún a distancias relativamente cortas, el terreno puede responder de diferente forma ante la incidencia de un mismo campo de ondas. El campo de ondas puede ser producido por fuentes naturales como los temblores o por vibraciones inducidas artificialmente. Dichas diferencias en la respuesta del terreno son producidas por los contrastes en las propiedades físicas del terreno, y se le denomina efecto de sitio.

El efecto y la respuesta de sitio son comúnmente observados en las capas superficiales de los suelos donde se edifican la gran mayoría de las obras civiles. Si bien es aceptada como una primera aproximación, la clasificación de suelos en términos de la geología superficial es insuficiente para caracterizar en su totalidad la respuesta del terreno, ya que no logra explicar las diferencias entre dos sitios ubicados dentro de la misma clase de suelo, sean estas diferencias en términos de la amplitud del movimiento del sistema o la frecuencia preferencial de vibración.

Existe una gran variedad de métodos sísmicos para determinar las propiedades geotécnicas de los estratos que conforman el terreno. En general, lo que se hace es medir la respuesta del medio en términos de la velocidad de propagación de las ondas y a través de está inferir los parámetros elásticos. De entre los métodos antes referidos están: (i) los métodos *in-situ* no-invasivos (indirectos), por ejemplo los métodos sísmicos de reflexión y de refracción, en que se emplea una fuente artificial colocada en la superficie para generar las ondas que serán registradas por sensores colocados también en superficie, y (ii) los métodos *in-situ* invasivos (directos), como por ejemplo aquellos en donde se realizan perforaciones en el suelo, teniendo como ventaja el poder observar directamente el medio y a la vez, con el material extraído realizar estudios en laboratorio, lo que clasifica a este

último tipo de estimaciones como no *in-situ*. Sin embargo, este tipo de pruebas son costosas y no siempre pueden ser llevadas cabo debido a la urbanización o a las dificultades que presenta la topografía para el acceso de la maquinaria.

Como se mencionó anteriormente, se han desarrollado varias metodologías que permiten estimar de forma no-invasiva las propiedades del terreno y la influencia de las condiciones locales sobre los movimientos inducidos por los sismos o vibraciones antropogénicas. La mejor forma de entender las condiciones del suelo es la observación directa de movimientos sísmicos, pero estos estudios son restringidos para áreas con actividad sísmica relativamente alta (Nakamura, 2000), debido a esto, por su fácil implementación en zonas urbanas y su bajo costo, las metodologías que emplean ruido sísmico como la señal a analizar han ido ganando popularidad. Algunos ejemplos son los métodos de: (i) cocientes espectrales H/V (SPR_HV) y (ii) el método de Auto-correlación espacial, entre otros. El ruido sísmico también denominado en ocasiones ruido ambiental, son vibraciones aleatorias inducidas por diversas fuentes tanto de origen natural, como de origen artificial generadas principalmente por la actividad humana.

El presente trabajo tiene como objetivo general la caracterización *in-situ* del terreno en términos de sus propiedades geotécnicas. Los estudios se llevan a cabo tanto en ambiente marino en el Golfo de California (GC) como en ambiente continental en la Isla de Puerto Rico, USA, en particular en la cuidad de Mayagüez.

Los objetivos específicos son:

a) Determinación de la frecuencia dominante mediante el uso del método SPR_HV empleando datos de ruido ambiental y sismos.
b) Análisis de la sensibilidad del método a la variación de las propiedades físicas del medio.
c) Estimación de las propiedades del suelo mediante el modelado directo.

I.1.-Organización y contenido de esta tesis

El material que se presenta está organizado como se describe a continuación: en el capítulo I se da una introducción sobre los conceptos generales del efecto de sitio y una descripción

de la ubicación, características generales y sismicidad histórica de las regiones en que se encuentran los sitios de estudio. El capítulo II contiene el concepto y la clasificación de vibración ambiental, la técnica de Nakamura y los conceptos de frecuencia dominante y amortiguamiento. En el capítulo III se discute el fenómeno de propagación de ondas en medios estratificados. En el capítulo IV se da una breve descripción de las condiciones locales de los sitios de estudio, la adquisición de datos e instrumentación. En el capítulo V se presenta el procesado, análisis de datos, modelado y discusión de resultados.

I.2.- Región en ambiente marino, Golfo de California (GC)

El Golfo de California (GC) (o mar de Cortés) se ubica entre la península de Baja California y los estados de Sonora, Sinaloa y Nayarit, al noroeste de México. Tiene más de 1,500 Km de longitud y su ancho varía entre 92 y 222 Km. La superficie marina cubre aproximadamente 247,000 Km^2 y alcanza profundidades que superan los 3 km (SEMARNAT, 2009).

Dentro del contexto geológico y tectónico, el GC es un sistema de rift extensional oblicuo en el que ocurre la transición de un ambiente tectónico oceánico a uno continental en la frontera entre las placas de Norteamérica y del Pacífico (Nagy y Stock, 2000). Este sistema es resultado de la interacción tectónica entre las placas Pacífico, Farallón, y Norte-América. De acuerdo a Martin Barajas et al. (2001) en el sur del golfo la formación de la corteza oceánica inició alrededor de hace 3.4Ma, mientras que en el norte del golfo se desconoce la naturaleza y la composición de la corteza y de la litósfera. Se localizan cuencas extensionales conectadas por fallas transformes de rumbo lateral derecho, las cuales son más someras en la parte norte que en la sur. Las fallas transformes en la porción sur del GC parecen ser de carácter oceánico. Sin embargo, contrario a lo que se observa en esta parte del golfo, al norte del sistema de falla transforme Ballenas, las cuencas Delfín y Wagner no están separadas por fallas transformes discretas, sino que, parecen traslaparse con complicadas zonas de falla que las separan y que tienen una orientación oblicua a la dirección del movimiento de placas.

Históricamente, dada su naturaleza el GC ha sido objeto de una gran variedad de estudios en sus diferentes regiones. Por ejemplo, Goff et al. (1987) determina los parámetros de fuente de diversos terremotos ocurridos a lo largo del golfo, e interpreta esos resultados sobre sus implicaciones en la evolución tectónica de la región. Por su parte, Rodríguez-Lozoya et-al (2008), reporta resultados de los procesos de ruptura de temblores de magnitud moderada ocurridos en el GC, y recientemente, Rodríguez-Lozoya et-al (2010), compara resultados del modelado de la fuente de un sismo de M_W 5.5 con otros eventos de magnitud moderada ocurridos en la región.

En su historia reciente, el GC es monitoreado continuamente mediante la instalación de redes sismológicas, entre las que podemos mencionar la red NARS-Baja instalada en tierra que operó por tres años en forma continua, y la Red Sísmica de Banda Ancha (RESBAN) que mantiene en operación CICESE por ya más de 6 años. En la Figura 1 se muestra la porción del GC con la distribución de epicentros del catalogo de la red mundial (Incorporated Research Institutions for Seismology, IRIS) acumulado para el periodo 1973-2009, para señalar la alta incidencia de ocurrencia de sismicidad con respecto de sus zonas vecinas, se incluye además la ubicación de las 15 estaciones sismológicas de fondo marino (*OBS*) del proyecto *Sea of Cortez Ocean Bottom Array* (*SCoOBA*, ver capítulo IV) y las utilizadas en nuestro estudio se encierran en un recuadro.

De los estudios más recientes de cobertura regional realizados con fuente activa que se han realizado en el GC, está el proyecto Margins realizado en el 2004, y diversos cruceros oceanográficos realizados por CICESE, en ambos casos se realizaron exploraciones con sísmica de reflexión. En el extremo norte del golfo, Aguilar-Campos et al. (2007) emplea sísmica de reflexión para estudiar la geometría de la cuenca Wagner, Álvarez et al. (2009) presenta un estudio de sondeos batimétricos en el Alto Golfo de California y González-Escobar et al. (2010) examina las características estructurales empleando sísmica de reflexión. En la revisión de la literatura antes mencionada no se encontró información de estudios sobre la caracterización de las capas superficiales (últimos 300 m o menor) en los sitios de este estudio.

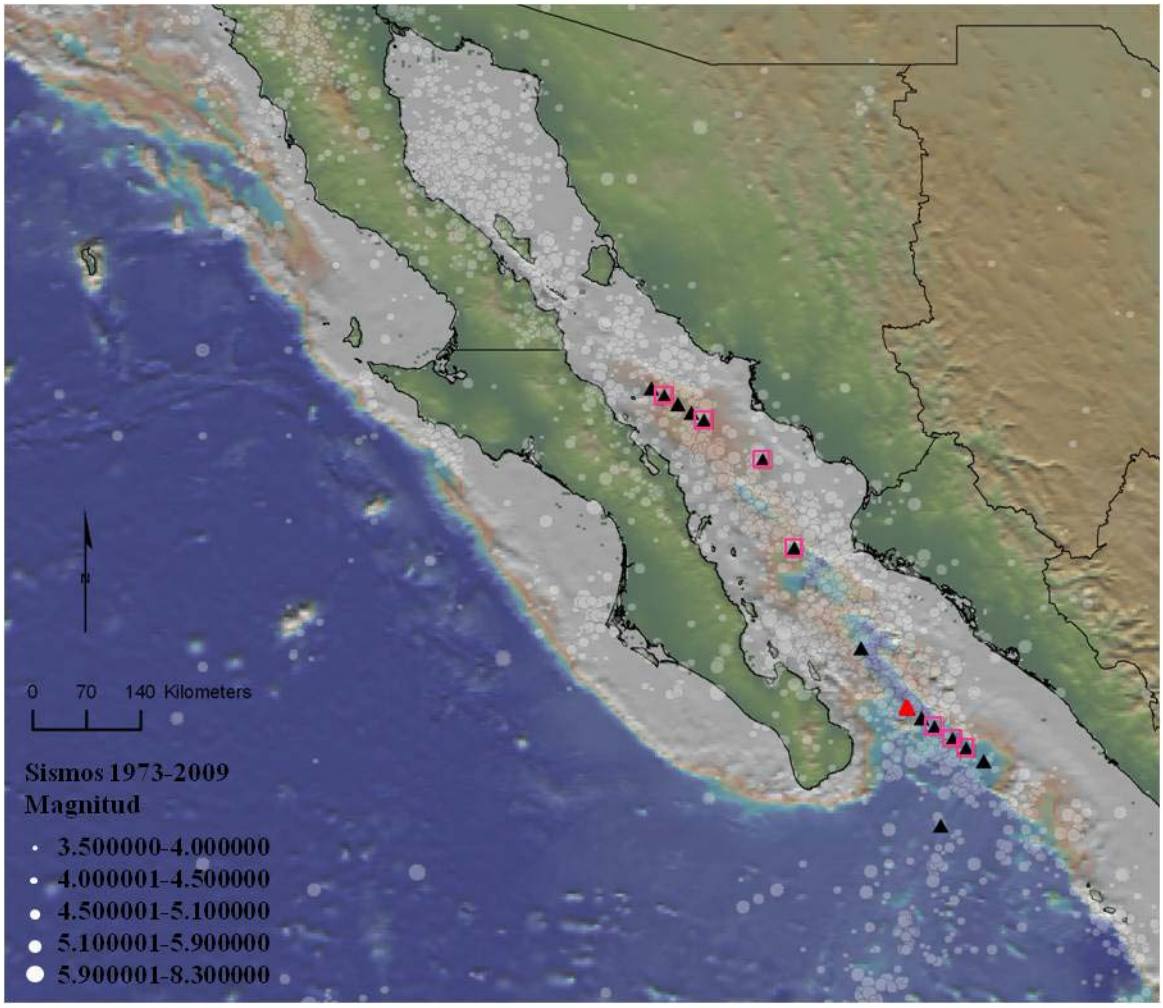


Figura 1. Sismicidad histórica del Golfo de California, 1973-2009 (IRIS). En la esquina inferior izquierda se muestra la escala de magnitud de los eventos. Las estaciones del proyecto *SCoOBA* se muestran en triángulos, la estación en rojo no fue recuperada, las empleadas en este estudio se encierran en un recuadro.

I.3.- Región en ambiente continental, Isla de Puerto Rico.

Para el caso de la región de estudio en ambiente continental, se da a continuación la descripción del contexto geológico-tectónico de la Isla de Puerto Rico.

Puerto Rico es la isla más pequeña del grupo de las Antillas Mayores localizadas en el Océano Atlántico en la región del Caribe (figura 2), se encuentra sobre y rodeada por placas tectónicas capaces de generar movimientos fuertes.

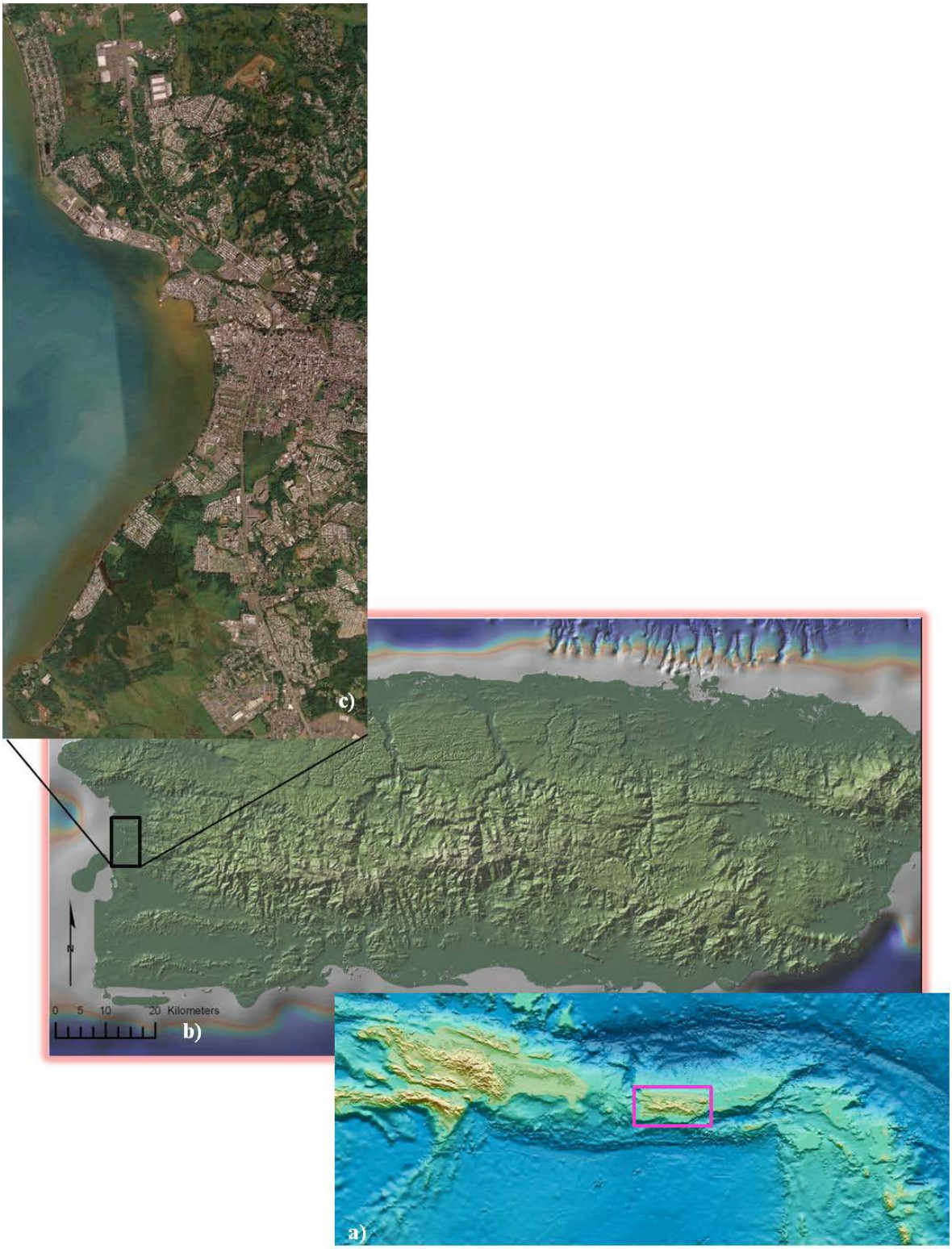


Figura 2. Isla de Puerto Rico, a) ubicación regional, grupo de las Antillas Mayores localizadas en el Océano Atlántico, b) acercamiento a la isla de Puerto Rico, c) mancha urbana de la ciudad de Mayagüez, ubicada en la parte central de la costa oeste.

Las placas tectónicas que afectan a Puerto Rico son la de Norte América y la del Caribe. Las fallas regionales conocidas son: i) la Trinchera de Puerto Rico, localizada al norte, ii) Cañón Mona al oeste, iii) en el sur, la trinchera de Muertos, iv) y en el este la trinchera de Anegada. Existen algunas fallas dentro de la isla pero su extensión y localización aún están bajo investigación, las más conocidas son: a) la Gran zona de fallas al sur de Puerto Rico (GSPRFZ), y b) la Gran zona de fallas al norte de Puerto Rico (GNPRFZ). En la figura 3 se puede observar la representación gráfica de la descripción anterior.

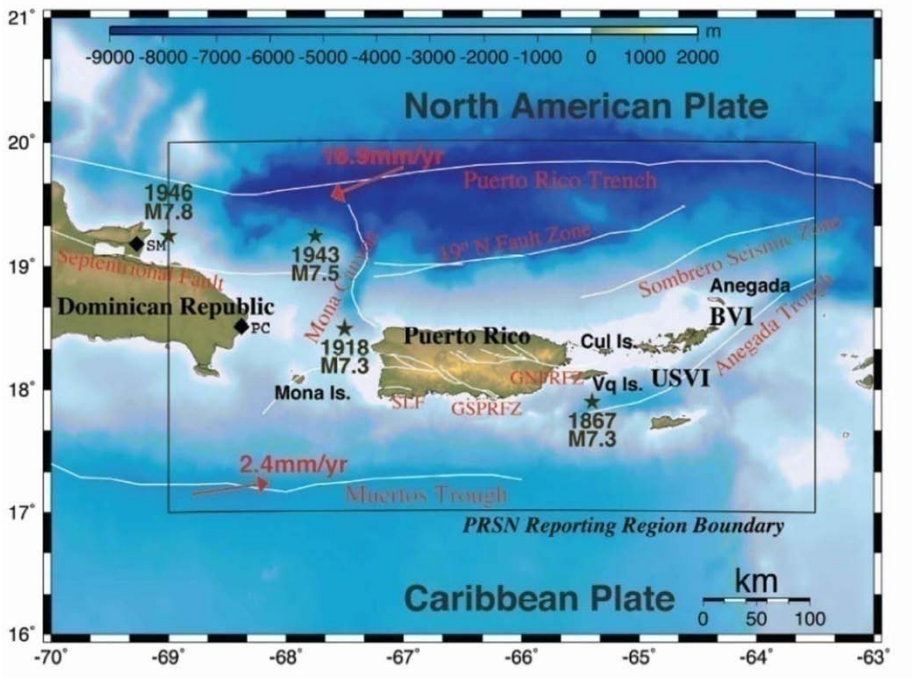


Figura 3. Marco tectónico de la región del Caribe y la isla de Puerto.

Los sismos históricos importantes que han sido documentados y que afectaron a la isla y sus alrededores son: (a) 1670 MM = VII, *San Germán* y *San Juan*, (b) 1787 M ≅7-8,MM = VII-VIII, costa Norte, Este y Oeste, (c) 1867 M =7.3, MM = VIII, Islas Vírgenes, Este de Puerto Rico, Tsunami 20', (d) 1918 M = 7.3, MM = VIII, área Oeste de Puerto Rico, Tsunami 20', (e) 1943 M = 7.5, MM = V, Noreste de Puerto Rico y (f) el reciente terremoto del 12 de Enero de 2010 en Haití, que sin causar daños a la isla, fue registrado

por 9 estaciones de la red de *Puerto Rico Strong Motion Program (PRSMP).* La figura 4 muestra la localización geográfica de estos sismos.

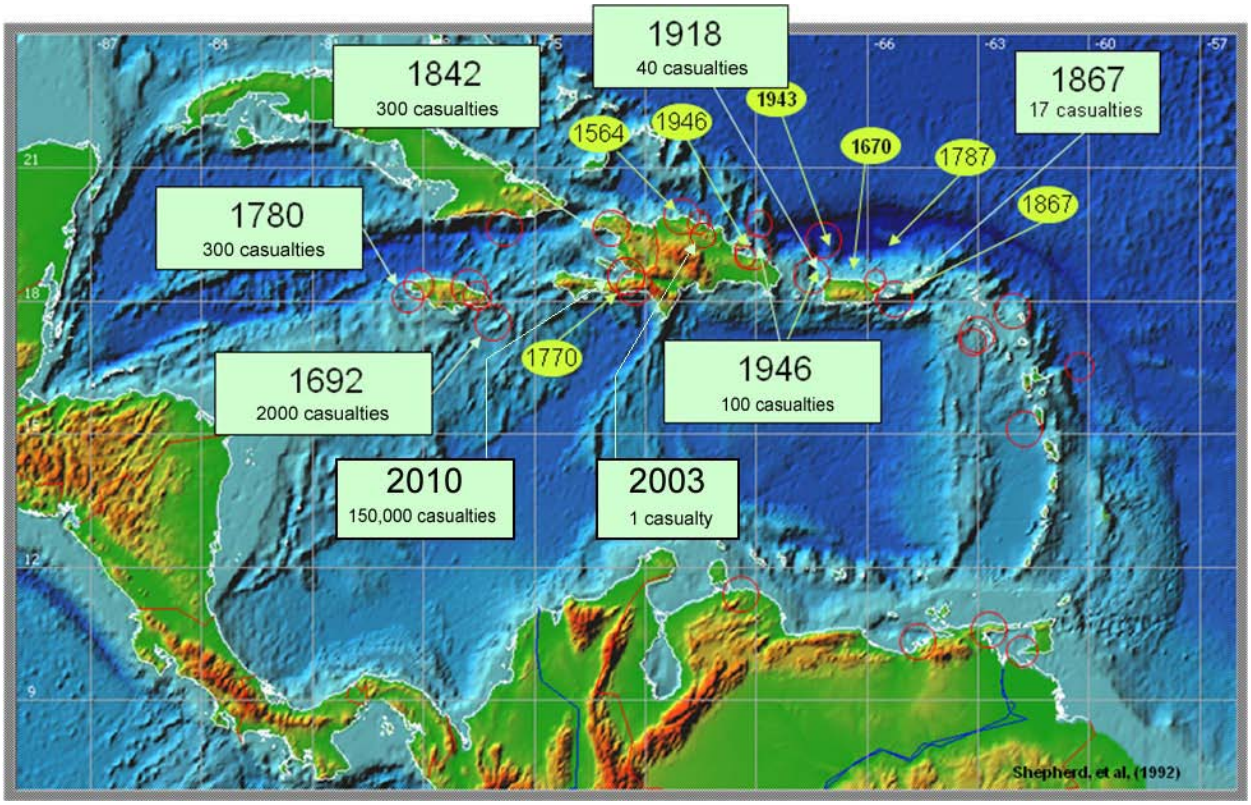


Figura 4. Sismicidad histórica ocurrida en los alrededores de Puerto Rico. Las etiquetas muestran el año del terremoto y el número de muertes (causalities) reportadas (dicho número puede no coincidir con el oficial).

La ciudad de Mayagüez, zona de estudio del presente trabajo, se encuentra ubicada en la parte central de la costa oeste y cuenta con una topografía variable. La zona de Mayagüez está en el contacto de dos unidades geológicas diferentes, los complejos Sierra Bermeja y uno volcánico. El complejo de la Sierra Bermeja está compuesto principalmente por rocas volcánicas y metamórficas del periodo pre-cretáceo a principios del cretáceo y es considerado como la formación de rocas más vieja de la isla. El complejo volcánico es un pliegue secuencial de rocas sedimentarias y volcánicas de finales del periodo cretácico a principios del terciario y se superpone a la Sierra Bermeja, (Pando, et al. 2008).

Capítulo II

Antecedentes

En un sistema físico sujeto a la aplicación de cargas dinámicas, vibraciones internas se generan como resultado de su respuesta en el proceso de transmitir y/o absorber la energía suministrada. Las capas del suelo sujetas a cargas dinámicas producidas por un sismo o a excitaciones de origen antropogénicas corresponden a este tipo de sistemas (Huerta, 2002). A la fecha ha sido ampliamente documentado que los sedimentos blandos pueden modificar significativamente la respuesta del terreno ante solicitaciones de cargas sísmicas. La importancia de este tema se ha demostrado en eventos como el de Michoacán, México 1985 (Field et al. 1995), solo por mencionar alguno.

Se han desarrollado varios métodos geofísicos con el propósito de contribuir en los estudios de riesgo sísmico (o riesgo geológico) en la estimación esperada de la respuesta del terreno ante la solicitación de cargas sísmicas con el fin de disminuir, en la medida de lo posible, las pérdidas humanas y económicas que los movimientos del terreno pueden causar a las estructuras civiles.

Como se estableció en la introducción, es posible clasificar los métodos geofísicos como *in-situ* y no *in-situ*. Para estos últimos, es necesario tomar muestras que sean representativas del sitio en estudio para ser analizadas en laboratorio. Los métodos de medición *in-situ* se refieren a aquellos en que las pruebas se llevan a cabo en el sitio de estudio y pueden dividirse en dos grandes grupos, los que requieren de perforaciones (directos, invasivos) como el método de cross-hole que requiere de al menos de dos pozos, y las variantes en que se utiliza solo un pozo (i.e. down-hole, up-hole, etc.). Por otra parte, los métodos que no requieren de perforaciones (indirectos, no-invasivos), como por ejemplo los métodos sísmicos de reflexión y refracción (uso de ondas de cuerpo), el

método de Análisis Espectral de Ondas Superficiales (*SASW*, por sus siglas en ingles) mediante el cual se estima la velocidad de las ondas superficiales del tipo Rayleigh para posteriormente estimar el perfil de velocidades de V_S, y métodos que emplean ruido sísmico como lo son el de Auto Correlación Espacial (SPAC, por sus siglas en inglés) y el de cocientes espectrales H/V.

En esta tesis, el suelo en diferentes sitios de ambiente marino en el Golfo de California, México y suelos en ambiente continental en diferentes sitios de la Cd. de Mayagüez, P.R., USA son caracterizados mediante el modelado de cocientes espectrales H/V utilizando el ruido ambiental en ambos ambientes y utilizando eventos de magnitud moderada para los casos de ambiente continental.

II.1.- Vibración ambiental

La vibración ambiental, también conocida como ruido sísmico o ruido ambiental, son vibraciones aleatorias inducidas por diversas fuentes como el oleaje, viento fuerte, maquinaria industrial y tráfico vehicular. Moreno y Alfaro (2000), presentan una recopilación de los estudios realizados sobre su naturaleza, origen y aplicación.

No se ha llegado a un consenso general sobre el tipo de ondas que comprenden el ruido sísmico, pero si al tipo de fuentes que lo origina, las cuales pueden ser separadas en las de origen antropogénicas y las de origen natural (SESAME, 2004). En la tabla I se encuentra un resumen de dicha clasificación en términos de su origen y de las bandas de frecuencia en que se observa mayor contenido de energía.

Tabla I. Clasificación del ruido ambiental de acuerdo a su origen. Tomada de SESAME 2004

	Natural	Humana
Nombre	Microsismo	Microtremor
Frecuencia	0.1 a 1 Hz	0.5 Hz a > 10 Hz
Origen	Principalmente el océano	Tráfico, industria, actividad humana
Campo de ondas incidente	Ondas superficiales	Ondas superficiales y de cuerpo
Variación de amplitud	Tormentas oceánicas	Día, noche, día de la semana
Orden del modo	Fundamental	Orden superior

De acuerdo a Dolenc et al. (2004), las observaciones sísmicas en el fondo del océano muestran un nivel de ruido mayor a los datos adquiridos en el litoral. El ruido observado tras el arribo de las fases símicas se debe a reverberaciones en los sedimentos blandos y a la capa de agua. El aumento del ruido de fondo se debe entre otras cosas, a las corrientes oceánicas y a las ondas de infragravedad.

Webb (1998) presenta una revisión de los niveles de ruido en el fondo oceánico y sus fuentes tanto en el océano Pacífico como el océano Atlántico. En ese estudio, identifican la existencia de tres bandas de ruido clasificadas por su rango de frecuencias como sigue: a) la infragravedad por debajo de los 0.03 Hz, b) la caída más baja del nivel de ruido (*noise notch* por su término en ingles) entre 0.03 Hz y 0.1 Hz, y c) la banda de periodo corto cercana y sobre el pico microsísmico en 0.2 Hz. El ruido en la banda de infragravedad es generada por viento que provoca ondas infragravitacionales de periodo largo (ondas en la superficie del mar), el campo de ruido en las frecuencias entre 0.1 Hz y 5 Hz es dominado por la energía de las ondas Scholte generadas por la energía acústica propagándose en la capa de agua que se acopla con el piso oceánico. El ruido entre 5 y 10 Hz está relacionado a las olas rompiendo y de 10 Hz a 50 Hz a fuentes antropogénicas (Muyzert, 2003).

II.2.- Cocientes espectrales H/V

En la actualidad la importancia del efecto de sitio ha sido demostrada gracias a diversos estudios como los de: Seale y Archuleta (1989), Nakamura (1989), Field et al. (1992, 1995), Field y Jacob (1995), Theodulidis et al. (1996), Arai y Tokimatsu (1998), Sitharam

et al. (2006), y Régnier et al. (2008), entre otros. El método que ha ganado gran popularidad es el de cocientes espectrales, el cual requiere de registros tomados en el sitio de estudio y de un sitio de referencia (de preferencia un sitio en roca o suelo competente cercano). Sin embargo no siempre es posible contar con un sitio de referencia adecuado por lo cual, métodos que no requieren de un sitio de referencia han sido desarrollados, entre ellos el método de Nakamura que emplea registros de ruido (microtremores), de las tres componentes del movimiento del terreno, tomados en un solo punto de observación.

A pesar de carecer de un fundamento analítico, la técnica de Nakamura, empíricamente ha demostrado proveer de resultados confiables para la caracterización de la frecuencia preferencial de vibración del terreno. Debido a su popularidad, en los últimos años ha sido continuamente estudiada y validada por diversos investigadores, dado a esto y a su simplicidad, ha sido adaptada para su uso en este estudio, con la variante de que aquí además se modelarán los cocientes espectrales H/V mediante la propagación del campo total de ondas (P, SV, SH) con el método matricial (matrices de rigidez) de propagación de ondas propuesto por Kausel y Roesset (1981).

II.3.- Técnica de Nakamura

La técnica de razones espectrales de componentes horizontal y vertical (H/V) de registros de ruido tomados en superficie, también llamada técnica de Nakamura, ha ganado popularidad debido a su bajo costo, a la facilidad en la adquisición de datos y a que puede ser aplicada en áreas donde no existe actividad sísmica. Esta técnica sostiene que un tremor es amplificado en su componente horizontal por reflexiones múltiples de las ondas S y en la componente vertical por reflexiones múltiples de las ondas P, además el efecto de las ondas Rayleigh aparece de forma más marcada en esta componente (Nakamura, 1989).

La finalidad de la técnica de Nakamura es la de estimar la función de transferencia de capas superficiales haciendo uso del cociente espectral entre las componentes horizontal y vertical de los datos adquiridos.

II.4.- Función de transferencia.

La función de transferencia S_T de las capas superficiales puede ser definida como el cociente del espectro de la componente horizontal (S_{HS}) del tremor registrado en la cima del estrato, dividido por el espectro de la componente horizontal correspondiente en la base del estrato (S_{HB}),

$$S_T = S_{HS} / S_{HB}, \quad (1)$$

S_{HS} es afectado por las ondas superficiales, por lo que podría ser influenciado por las ondas Rayleigh, por lo cual es necesario remover la parte de dichas ondas. En la componente vertical el efecto de las ondas Rayleigh será incluido en el espectro de la superficie S_{VS}, pero no en la base del estrato S_{VB}.

Basándose en resultados de estudios realizados en diferentes sitios (Figura 5), Nakamura asume que la componente vertical en la superficie no es amplificada por las capas superficiales, así que el efecto de las ondas Rayleigh puede ser obtenido por medio del cociente espectral de esta componente (S_{VS}) entre la de la base en el estrato(S_{VB}),

$$S_V = S_{VS} / S_{VB} \quad (2)$$

Al asumir que en la superficie, el efecto de las ondas Rayleigh es el mismo tanto para la componente vertical como la horizontal, es posible encontrar una función de transferencia más apropiada haciendo uso de la formula anterior,

$$S_{TT} = S_T / S_V = (S_{HS}\, S_{VB}) / (S_{HB}\, S_{VS}) = R_S / R_B, \quad (3)$$

en donde $R_S = S_{HS} / S_{VS}$ y $R_B = S_{HB} / S_{VB}$

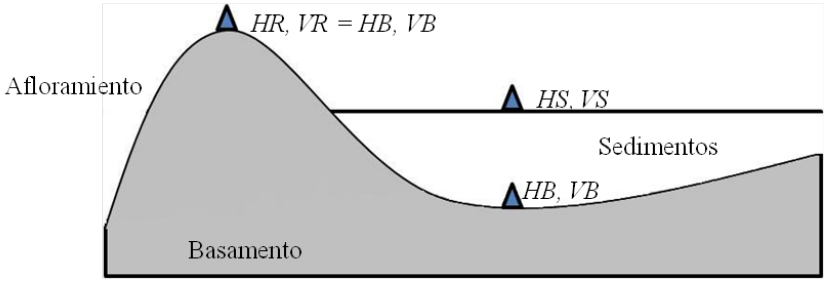


Figura 5. Ejemplo de un afloramiento rocoso, Nakamura llevo a cabo estudios en sitios de este tipo, y basado en sus observaciones propone la técnica de cocientes espectrales H/V. En la figura H y V representan las componentes horizontales y verticales respectivamente, R es en roca, B es en la base del estrato y S en superficie.

Otra de las cosas que es posible observar en los estudios realizados por Nakamura, es que en un amplio rango de frecuencias R_B es cercano a uno, por lo tanto $S_{TT} \cong R_S$, así que es posible obtener una buena aproximación de la función de transferencia de las capas superficiales utilizando únicamente la información adquirida en la superficie.

Se han llevado a cabo numerosas investigaciones con el propósito de validar y dar un sustento analítico a la técnica de Nakamura. Lachet et al. (1994), emplean simulaciones numéricas de ruido para investigar las características de la técnica y su sensibilidad a las condiciones geológicas locales. El ruido es simulado como una señal producida por un conjunto de fuentes superficiales colocadas alrededor de un medio estratificado horizontalmente sobre un semi-espacio homogéneo, el objetivo de su estudio fue comprobar si la razón H/V (SPR_H/V) obtenida de registros de microtremores proporciona más información sobre la respuesta característica del sitio que sobre la función de la fuente de excitación. Los resultados muestran que los cocientes H/V obtenidos de las simulaciones exhiben claramente un pico individual, cuya posición es independiente de la función de la fuente de excitación, y fuertemente correlacionado con la estructura geológica local, su frecuencia es muy cercana a la frecuencia de resonancia de las ondas S y la forma es en gran medida controlada por la curva de polarización de las ondas Rayleigh. Para ondas SV que inciden de forma oblicua las SPR_H/V muestran varios picos cuya posición es independiente del ángulo de incidencia y su posición fundamental corresponde a la del pico H/V para simulaciones de ruido. Además se observó concordancia entre las posiciones de los picos H/V derivados de simulaciones de ruido y los obtenidos para las

ondas SV, mostrando así que el método de Nakamura es un indicador confiable de la frecuencia de resonancia de una estructura estratificada horizontalmente. Sin embargo también concluyen que no es posible determinar con este método la amplificación del sitio.

Theodulidis et al. (1996) ponen a prueba el método valiéndose de acelerogramas registrados en el Garner Valley Downhole Array, en el sur de California. Los datos fueron obtenidos en cinco diferentes profundidades, constan de 22 eventos con magnitudes de $3 \leq M_L \leq 4.6$ y emplearon toda la longitud de los acelerogramas. El primer paso que llevaron a cabo fue el de verificar la estabilidad de la SPR_H/V calculando la media del conjunto entero de datos para las diferentes profundidades. El siguiente paso fue comparar los resultados obtenidos con el método de Nakamura con los obtenidos empleando el método estándar de razones espectrales y con las función de transferencia teórica de las ondas S derivadas del perfil geotécnico. Finalmente generaron acelerogramas sintéticos con el método del número de onda discreto y obtuvieron las razones espectrales H/V y las compararon con los resultados de los reales. Ambos tipos de datos mostraron una buena estabilidad en la forma, lo cual significa que hay concordancia en la estructura geológica local y es insensible a la localización y mecanismo de la fuente. La principal diferencia que encontraron entre el método Nakamura y el estándar fue el nivel absoluto de las razones, siendo el último más alto, concluyendo con esto que el método solo proporciona información parcialmente a la que puede proporcionar un arreglo de *downhole*.

Arai y Tokimatsu (1998) presentan fórmulas teóricas para simular los cocientes espectrales H/V de microtremores, asumiendo que estos últimos consisten de ondas superficiales y son generados por puntos de fuentes distribuidos al azar, en donde los sitios de estudio constan de N capas solidas, homogéneas e isotrópicas sobre un semi-espacio. También llevaron a cabo mediciones con una sola estación en sitios donde se contaba con registros de movimientos fuertes que fueron tomados empleando un arreglo *downhole*, y determinaron los cocientes espectrales H/V. Valiéndose de las fórmulas teóricas los autores presentan un análisis inverso de los datos H/V de los microtremores para estimar el espesor de las capas, contando en algunos casos con información previa de los valores de V_S del sitio. La inversión de los datos observados resulta exitosa con los perfiles de velocidad de onda S hasta la base de roca. Con estos perfiles, las características del

movimiento del suelo durante los sismos son calculados usando un análisis unidimensional. Los valores estimados muestran bastante concordancia con los observados, concluyendo con esto que el método de Nakamura puede ser prometedor para estimar perfiles de velocidad de ondas S y el efecto de sitio.

Para entender mejor las características del campo de ondas del ruido y su habilidad para proporcionar información significativa sobre las condiciones del sitio, Bonnefoy y Claudet et al. (2006) simularon para una estructura de una capa sobre un semi-espacio (de la cual ellos tenían control absoluto de los parámetros) ruido distribuido al azar por diversas fuentes con diferente localización y profundidad, para lo cual emplearon el método del número de onda. El primer paso fue observar la influencia de la función de tiempo de la fuente en los cocientes H/V, llegando a las siguientes conclusiones: la razón H/V es débilmente dependiente de la función de tiempo de la fuente; su frecuencia es claramente independiente mientras que la amplitud es débilmente dependiente. Lo siguiente fue observar la influencia de la distancia entre las fuentes y el receptor. Para fuentes locales tanto superficiales como ubicadas en los sedimentos el cociente H/V muestra un pico localizado en la frecuencia de resonancia, para fuentes lejanas (en superficie y en sedimentos) y para fuentes en el substrato rocoso el cociente mostró dos picos, el primero en la frecuencia fundamental (f_0) y el segundo en el primer armónico. Un armónico es un múltiplo de f_0, su orden hace referencia al valor de su f_0, en este caso el primer armónico (n=2) es el pico que se encuentra a $(2n\text{-}1)f_0$.

Chatelain et al. (2008), estudian el efecto de varios tipos de condiciones experimentales como por ejemplo los parámetros de registro y del instrumento, el viento, agua en las capas, y el momento en el cual se lleva a cabo el registro, entre otros. Para cada una de las condiciones experimentales examinadas, el cociente H/V fue calculado tanto para una condición de referencia como para la que estaba siendo probada. Los resultados son los promedios de las amplitudes de H/V y su correspondiente desviación estándar. Una prueba t-Student fue realizada con el fin de analizar el grado de similitud entre las dos curvas. Por último, el promedio de las frecuencias y la desviación estándar de ventanas individuales de dos picos de frecuencia fueron calculados. En su estudio hicieron uso del paquete WP02 del proyecto europeo *SESAME* (*Site EffectS assessment using AMbient*

Excitations) para calcular los resultados, entre lo más sobresaliente que observaron, fue que no importa que tan fuerte sea la influencia de una de las condiciones experimentales, el valor de la frecuencia no suele ser afectado, a excepción del viento, el cual influye en bajas frecuencias (<1-2 Hz) sin embargo puede ser fácilmente reconocido, y que el agua en las capas más superficiales influye en muy poca medida. Además según este estudio el asfalto, concreto y la hierba corta no influyen en los resultados de los cocientes H/V, y casi cualquier equipo puede ser empleado, a excepción del acelerómetro.

Existen muchos otros trabajos en los que se han comparado los resultados obtenidos con diversas metodologías con los obtenidos mediante la técnica de Nakamura y han concluido que existe una gran similitud entre ambos en lo que respecta a la frecuencia dominante, como por ejemplo Raptakis et al. (1998) y Zaslavsky et al. (2000).

En este estudio el efecto local y la caracterización de sitio es analizado por medio de cocientes espectrales H/V de ruido sísmico recolectado por sismógrafos de fondo marino (*OBS*) instalados en el Golfo de California por espacio de un año (proyecto *Sea of Cortez Ocean Bottom Array*, *SCoOBA*), y temblores de magnitud moderada registrados por la red de acelerógrafos de la Universidad de Puerto Rico operada por *Puerto Rico Strong Motion Program* (*PRSMP*). Para alcanzar el fin descrito al inicio de este párrafo, se emplea el método unidimensional (1-D) de propagación de ondas en medios estratificados mediante matrices de rigidez propuesto por Kausel y Roesset (1981). Las regiones donde se ubican los sitios de estudio son: en ambiente continental, la Cd. de Mayagüez, P.R, USA; y para ambiente marino, el Golfo de California, México.

En Huerta et al. (2003), caracterizan la respuesta de los sedimentos del Golfo de México empleando el procedimiento de cocientes espectrales H/V y el método de Nakamura que emplea solo ruido sísmico. Muyzert (2007) toma ruido de la costa del mar del norte de Noruega mediante registros de OBC (*Ocean Bottom Cable*) y compara cuatro definiciones de la razón espectral incluyendo la propuesta por Nakamura. No se tiene conocimiento de más estudios llevados a cabo en suelo marino en donde se emplee la técnica de Nakamura y la técnica de cocientes espectrales H/V.

II.5.- Amortiguamiento y frecuencia dominante

Diferentes estudios se han llevado a cabo con el propósito de analizar y modelar la respuesta de sitio (Roesset y Whitman, 1969; Seale y Archuleta, 1989; Field y Jacob: 1993, 1995; Field et al. 1995). Por su parte, con el objetivo de caracterizar el sitio en términos de su frecuencia dominante de vibración están los trabajos de Nakamura (1989) y Lachet y Bard (1994) entre otros. Lo que todos esos estudios tienen en común es que la velocidad de onda S (V_S), el amortiguamiento (ξ) y la frecuencia natural (f_n) muestran un importante efecto en el comportamiento del sistema en estudio (Huerta, 2002).

Cada sistema tiene frecuencias de resonancia con diferentes modos (n) de vibración, y pueden ser calculados con

, (4)

donde V_S es la velocidad de la onda S de la capa, n$\geq$ 1 y h es el espesor de la capa. La frecuencia natural es aquella en la que un sistema tiende a vibrar preferencialmente y ocurre cuando la longitud de la onda es 4 veces el espesor de la capa de suelo.

Hay consenso generalizado basado en el hecho de que, para una capa simple con estratigrafía unidimensional (1D), el análisis de los cocientes espectrales H/V de señales de microtremores permite obtener la frecuencia dominante de resonancia de la onda S de la cubierta sedimentaria que descansa sobre una roca de espesor infinito (semi-espacio), con suficiente confiabilidad. Lo anterior está ligado al espesor (h) y el valor promedio de la velocidad de la onda S (Vs) de la capa sedimentaria, (Lachet and Bart, 1994; Ibs-von Seht and Woh-lenberg, 1999; Fäh et al., 2001) por . Sin embargo, la existencia de una capa simple de sedimentos generalmente casi nunca se cumple en casos reales si se consideran profundidades moderadas, como sería para profundidades del orden de 5 m o mayores. En general, comúnmente se encuentran secuencias de capas de diferente litología, esta situación puede producir una curva H/V con varios picos espectrales. Asumiendo que se dispone de un modelo apropiado del campo de ondas y del medio, una curva teórica H/V puede ser apropiadamente ajustada a la experimental para inferir sobre los sub-estratos del modelo, bajo el entendido de que el modelado (o la inversión) es superficialmente constreñido (Castellaro y Mulargia, et al. 2009).

En un sistema de capas estratificadas puramente elásticas, la expansión geométrica, las reflexiones y transmisiones de la energía en las interfaces de los estratos juegan un papel importante en el control de la amplitud de un pulso sísmico. Una vez excitadas, estas ondas persistirían indefinidamente, con energía mecánica constante (es decir, sin que pierdan amplitud) sin embargo, en condiciones reales los estratos de la tierra no son perfectamente elásticos y al propagarse las ondas se atenúan en función del tiempo y la distancia (Bejarano, 2006). Amortiguamiento es el término general dado a la disipación intrínseca de la energía. Su estudio es importante en el análisis de sistemas dinámicos dado que la velocidad del movimiento y la deformación están variando. Asumiendo que el sistema es excitado dentro del nivel de pequeñas deformaciones, es común analizar el comportamiento del decaimiento intrínseco de la energía considerando dos tipos de mecanismo de amortiguamiento: (i) el viscoso y el (ii) histerético. Ambos pueden ser relacionados por medio del coeficiente de amortiguamiento crítico (ξ), y las razones de amortiguamiento (*D)* del sistema en diferentes modos de vibración, es decir

$$\xi = D\frac{w_o}{w} \tag{5}$$

Donde *w* es la frecuencia de excitación y w_o es la frecuencia fundamental del sistema, ambas en revoluciones por minuto (Chang et al. 2000).

El amortiguamiento viscoso es linealmente proporcional a la frecuencia. El llamado de tipo Rayleigh (figura 6), es proporcional a la masa y la rigidez, su expresión matemática se muestra en la ecuación 6 (Huerta, 2008; Roesset et al., 1995).

$$c = \alpha m + \beta k\,, \tag{6}$$

Donde *m* y *k* representan las matrices de masa y rigidez respectivamente, $\alpha = \xi w$ y $\beta = \xi / w$ son parámetros de amortiguamiento. La relación entre el amortiguamiento y la

frecuencia se presenta en la ecuación 7, en donde el subíndice *n* representa cada modo de la frecuencia,

$$\xi = \frac{\alpha}{2w_n} + \frac{\beta w_n}{2} \tag{7}$$

\

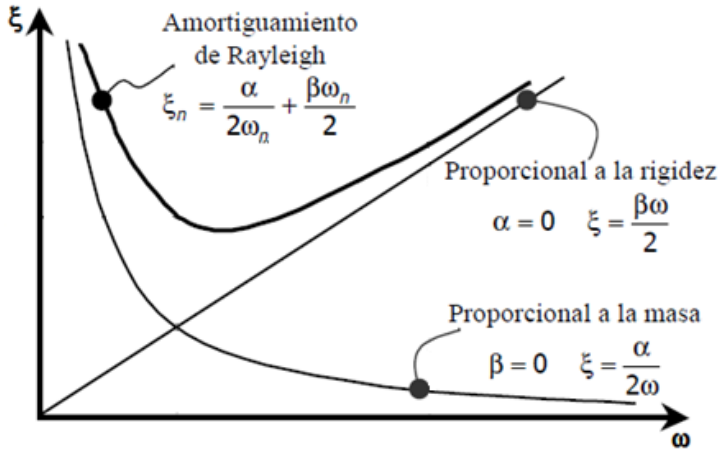


Figura 6. Representación esquemática de los diferentes tipos de amortiguamiento.

El amortiguamiento histerético es independiente de la frecuencia y la fuerza de amortiguamiento es proporcional al desplazamiento y de signo opuesto al de la velocidad. En la figura 7 se muestra la curva de relación de esfuerzo -deformación del ciclo de histéresis. La razón de amortiguamiento ξ, es el cociente de la energía disipada por ciclo respecto de la máxima energía elástica almacenada *E* (Cornejo, 2002). Lo anterior se expresa en la ecuación 8.

$$\xi \quad \text{——} \tag{8}$$

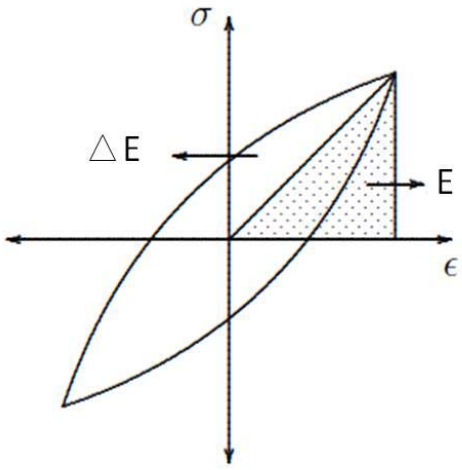


Figura 7. Curva de esfuerzo-deformación en el ciclo de histéresis. El esfuerzo es representado por , y la deformación por . La energía disipada es el área bajo el ciclo histerético, la energía almacenada *E* es el área triangular.

En Cornejo (2000) se puede encontrar un amplio desarrollo matemático de este tipo de amortiguamiento para diferentes casos.

Capítulo III

Modelado

Los métodos sísmicos usualmente consisten en medir de forma indirecta la propagación de la energía que se manifiesta en forma de ondas en el sistema de interés, mismas que nos permiten la interpretación y estimación de propiedades del medio gracias a las variaciones que estas experimentan al viajar por el terreno, es decir son función del espacio y del tiempo.

El método más antiguo y probablemente el más famoso para numéricamente representar la propagación de ondas en medios estratificados, es el método de matrices de transferencia originalmente propuesto por Thomson (1950) y modificado por Haskell (1953). La formulación de Thomson (1950) y Haskell (1953), presenta el estudio de la propagación de ondas en un medio estratificado basado en el uso de la matriz de transferencia en el dominio de la frecuencia-vector número de onda para resolver la transferencia de cargas en términos de la transformada de Fourier en tiempo y espacio usando el método de separación de variables para resolver la ecuación de onda.

III.1.- Matrices de rigidez

El método de matrices de rigidez propuesto por Kausel y Roesset (1981) es esencialmente una reformulación del método de matrices de transferencia, que tiene la ventaja de que el procedimiento de ensamblaje para obtener la matriz global ha sido simplificado, de acuerdo al esquema clásico de la formulación analítica que se usa en análisis estructural.

La determinación de la respuesta de un sistema ante cargas dinámicas, ocasionada por una excitación sísmica o fuerzas localizadas dentro del sistema, falla matemáticamente en la teoría de la propagación de ondas (Huerta, 2002). Kaussel y Roesset (1981) presentan

la aproximación de la matriz de rigidez, en donde los desplazamientos (armónicos) y los esfuerzos internos en una interface dada están definidos por el vector de estado, el cual a su vez está relacionado a través de la matriz de transferencia con los vectores de estado de las interfaces vecinas. En esta sección se presenta el desarrollo matemático necesario para obtener esta matriz, partiendo de las ecuaciones de equilibrio dinámico y de las de movimiento.

Las ecuaciones de equilibrio dinámico en 3-D expresadas en coordenadas cartesianas son

$$\frac{\partial \sigma_X}{\partial X} + \frac{\partial \tau_{XY}}{\partial Y} + \frac{\partial \tau_{XZ}}{\partial Z} = \rho \ddot{U} \tag{9a}$$

$$\frac{\partial \tau_{XY}}{\partial X} + \frac{\partial \sigma_Y}{\partial Y} + \frac{\partial \tau_{YZ}}{\partial Z} = \rho \ddot{V} \tag{9b}$$

$$\frac{\partial \tau_{XZ}}{\partial X} + \frac{\partial \tau_{YZ}}{\partial Y} + \frac{\partial \sigma_Z}{\partial Z} = \rho \ddot{W} \tag{9c}$$

donde σ representa esfuerzos normales, τ esfuerzos de cortante, ρ densidad de masa del material y U, V, W son los desplazamientos a lo largo de los ejes *X, Y, Z* y , y son las aceleraciones. Las ecuaciones de movimiento en términos de desplazamiento son

$$(\lambda + G)\frac{\partial e}{\partial X} + G\nabla^2 U = \rho \ddot{U} \tag{10a}$$

$$(\lambda + G)\frac{\partial e}{\partial Y} + G\nabla^2 V = \rho \ddot{V} \tag{10b}$$

$$(\lambda + G)\frac{\partial e}{\partial Z} + G\nabla^2 W = \rho \ddot{W} \tag{10c}$$

donde G y λ son las constantes de Lame, ∇^2 es el operador de Laplace, $e = \varepsilon_X + \varepsilon_Y + \varepsilon_Z$ son deformaciones en términos de los desplazamientos. Diferenciando las ecuaciones de movimiento con respecto a *X*, *Y*, *Z* y posteriormente sumando las tres componentes, obtenemos la ecuación de onda

$$(\lambda + 2G)\nabla^2 e = \rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} e \tag{11a}$$

$$\nabla^2 e \frac{(\lambda + 2G)}{\rho} = \frac{\partial^2}{\partial t^2} e \tag{11b}$$

En la ecuación anterior el término $\frac{(\lambda + 2G)}{\rho}$ representa la velocidad, en este caso de las ondas P (C_p).

Al introducir el vector de rotación Ω en las ecuaciones de movimiento obtenemos nuevamente la ecuación de onda

$$\nabla^2 \Omega \frac{G}{\rho} = \frac{\partial^2}{\partial t^2} \Omega, \tag{12a}$$

en este caso la velocidad de las ondas S (C_s) está representada por el término $\frac{G}{\rho}$. La solución para el caso de un movimiento armónico estacionario de frecuencia *w* es

$$e = A\exp[\frac{iw}{C_P}(C_P t - lx - my - nz)] = Af_P(x, y, z, t) \tag{12b}$$

$$\Omega = B\,exp[\frac{iw}{C_S}(C_S t - l' x - m' y - n' z)] = Bf_S(x, y, z, t), \tag{12c}$$

donde los vectores (l,m,n) y (l',m',n') tienen longitud unitaria, y sus tres componentes son iguales o menores a la unidad por lo que pueden interpretarse como los cosenos directores, que respecto del vector unitario indicaran la dirección de propagación de las ondas de cuerpo. Con lo anterior se puede expresar la solución para los desplazamientos como se muestra en la ecuación 13

(13)

En la expresión anterior A_P es la amplitud de la onda P que se propaga a lo largo de la dirección (*l, m, n*) con el movimiento de la partícula también a lo largo de esta dirección. A_{SH} es la amplitud de las ondas *SH*, el término que la contiene representa el movimiento de la partícula en un plano perpendicular a la dirección de propagación a lo largo de una dirección horizontal, mientras que el término que contiene a A_{SV}, la cual es la amplitud de las ondas *SV*, representa el movimiento de la partícula en un plano perpendicular a la dirección de propagación a lo largo del plano vertical.

III.2.- Suelo estratificado

Por convención se trabajara con suelos estratificados horizontalmente, en 1-D y se asume que las propiedades solo varían en la dirección vertical (figura 8). También se asume que *U, V* y *W*) y así como los esfuerzos (τ) son independientes de una dirección del sistema coordenado, con lo que *U* y *W* están desacoplados de *V*.

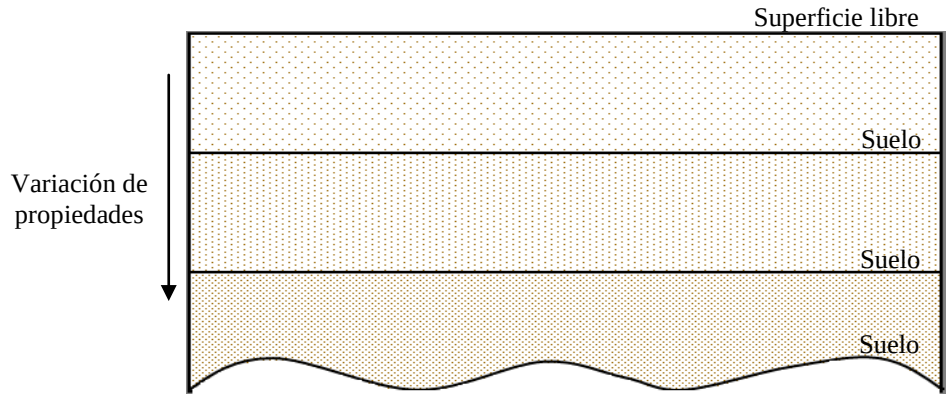


Figura 8. Medio estratificado, las propiedades varían en la dirección vertical.

La solución para el movimiento contenido dentro del plano (*U* y *W*) puede ser expresada para cierta frecuencia "*w*" y número de onda "*k*" como se muestra en las siguientes ecuaciones

(14a)

(14b)

con $f(x,t) = e^{iwt}e^{-ikx}$. Para el caso fuera del plano (*V*), la solución está representada con la ecuación 14c.

(14c)

en donde — —, y — ,siendo *S* un número imaginario.

III.3.- Matriz de transferencia para una capa de suelo.

Para describir este apartado, se partirá considerando una capa de un medio estratificado, como se muestra en la figura 9.

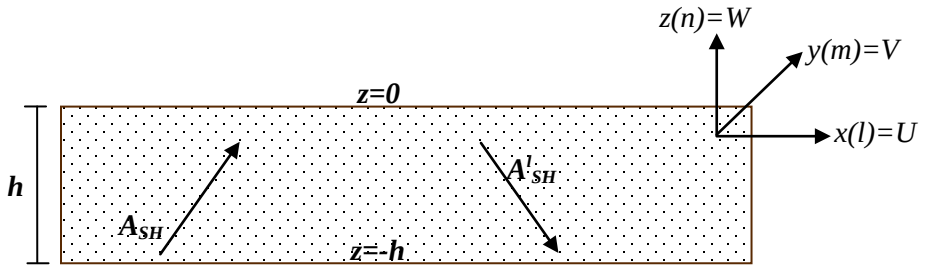


Figura 9. Viaje de la onda *SH* en una capa de suelo aislada. A_{SH} y A'_{SH} representan la amplitud de la onda viajando en la dirección positiva y negativa respecto del eje z, h es el espesor de la capa.

Las condiciones de frontera serán *z=0* para superficie libre y *z=-h* para la parte inferior de la capa. La matriz de rigidez será obtenida para el caso de las ondas *SH*, el cual es conocido como el problema del anti-plano, el viaje de la onda se restringe al plano x-z. Kausel y Roesset (1981) presentan la derivación para todo el campo de ondas.

Por definición el esfuerzo de cortante esta dado por la fórmula 15.

(15)

Para superficie libre el esfuerzo de cortante será cero. Aplicando las condiciones de frontera, para *z*=0 obtenemos

$$V(z=0) = V_0 = A_{SH} + A'_{SH} \tag{16a}$$

$$\tau_{XZ}(z=0) = \tau_{X,0} = -GksA_{SH} + GksA'_{SH} \tag{16b}$$

Por simplicidad el término $f(x,t)$ fue dejado fuera, al resolver las dos ecuaciones anteriores para A_{SH} y A'_{SH}

$$A_{SH} = \frac{1}{2}V_0 - \frac{1}{2Gks}\tau_0 \tag{16c}$$

tomando nuevamente las ecuaciones 14c y 15, para *z*=-*h*, obtenemos

$$V(z=-h)=V_{-h}=A_{SH}e^{ksh}+A'_{SH}\,e^{-ksh} \tag{16d}$$

$$\tau_{XZ}(z=-h)=\tau_{X,-h}=-GksA_{SH}e^{ksh}+GksA'_{SH}\,e^{-ksh} \tag{16e}$$

sustituyendo A_{SH} y A'_{SH} en las ecuaciones anteriores, el desplazamiento y el esfuerzo de cortante son

$$V(z=-h)=V_{-h}=\frac{1}{2}V_0(e^{ksh}+e^{-ksh})-\frac{1}{2Gks}\tau_0(e^{ksh}-e^{-ksh}) \tag{16f}$$

$$\tau_{XZ}(z=-h)=\tau_{X,-h}=\frac{-Gks}{2}V_0(e^{ksh}-e^{-ksh})+\frac{1}{2}\tau_0(e^{ksh}+e^{-ksh}) \tag{16g}$$

finalmente en notación matricial

$$\begin{matrix} \underline{\qquad\qquad} & \underline{\qquad\qquad} \\ \underline{\qquad\qquad} & \underline{\qquad\qquad} \end{matrix} \tag{17}$$

$$\{Z\}_{z=-h}=H\{Z\}_{z=0} \tag{18}$$

Así queda definida la matriz de transferencia *H*, relacionando al vector de estado *Z* en la superficie a la parte inferior de la capa de suelo. La matriz *H* cambiará de acuerdo a las propiedades de cada capa en estudio, la matriz final será la resultante del producto de estas matrices, $T=H_nH_{n-1}...H_2H_1$

$$\{Z\}_n=T\{Z\}_{z=0} \tag{19}$$

Es posible obtener la aproximación de la matriz de rigidez (K) combinando las ecuaciones 16a y 16e

$$A_{SH} = -\frac{e^{-ksh}}{e^{ksh} - e^{-ksh}} V_0 + \frac{1}{e^{ksh} - e^{-ksh}} V_{-h} \tag{20a}$$

$$A'_{SH} = \frac{e^{-ksh}}{e^{ksh} - e^{-ksh}} V_0 - \frac{1}{e^{ksh} - e^{-ksh}} V_{-h} \tag{20b}$$

y las ecuaciones 16b y 16f

(21)

Sustituyendo en la ecuación anterior, los valores encontrados para A_{SH} y A'_{SH}, obtenemos:

$$\begin{matrix} -\frac{e^{-ksh}}{e^{ksh} - e^{-ksh}} V_0 + \frac{1}{e^{ksh} - e^{-ksh}} V_{-h} \\ \frac{e^{-ksh}}{e^{ksh} - e^{-ksh}} V_0 - \frac{1}{e^{ksh} - e^{-ksh}} V_{-h} \end{matrix} \tag{22}$$

haciendo uso de las propiedades de una matriz llegamos a la ecuación 24

(23)

(24)

en forma compacta:

(25)

finalmente, re-escribiendo la ecuación anterior usando las identidades de Euler, se obtiene la matriz de rigidez, *K*:

(26)

Para un sistema de más de una capa, la matriz de rigidez total, será la unión de las matrices de cada capa.

donde el superíndice indica el número de la capa, y el subíndice r se refiere a roca,

Capítulo IV

Sitios de estudio

IV.1 Sitios de estudio. Golfo de California (GC)

Las series de tiempo analizadas para el ambiente marino, provienen de registros obtenidos directamente el piso oceánico del Golfo de California (GC), obtenidos en el experimento denominado *SCoOBA* (*Sea of Cortez Ocean Bottom Array*), y consisten de series de tiempo que registraron en forma continua tanto vibración ambiental del piso oceánico como la ocurrencia de eventos sísmicos (locales, regionales y telesísmicos) durante el periodo de Octubre 2005 a Octubre 2006.

Los OBS fueron distribuidos en dos arreglos lineales de 5 estaciones cada uno con una separación de aproximadamente 20 Km entre estaciones y son: (i) Arreglo Norte, (N) en la cuenca de Guaymas; y (ii) arreglo Sur, (S) en la cuenca de Alarcón. Tres OBS fueron distribuidos entre los arreglos lineales. En este estudio se utilizaron dos de ellos; la estación I01 (ubicada al nor-este de cuenca Carmen), y la estación I02 (ubicada al nor-oeste de la cuenca Farallón).

En la tabla II, y en la figura 10 se dan las coordenadas, y se muestra la ubicación de las estaciones del proyecto *SCoOBA* (identificadas por triángulos), las utilizadas en este estudio se encierran en un recuadro. Adicionalmente se cuenta con información de muestreos del piso oceánico correspondiente a perforaciones (señaladas con círculos en la figura 10) hechas por "*National Geophysical Data Center*" (*NGDC*) a través del proyecto *Deep Sea Drilling Project* (*DSDP*), anexo 1. Dicha información fue obtenida de http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/geology/dsdp/data/holelist.htm. La figura 10 muestra además la distribución del espesor estimado de la capa sedimentaria (**http://www.marine-**

geo.org), lo que permite tener una idea educada de la potencia y existencia o no de sedimentos en los puntos de observación.

En general, las cuencas involucradas en nuestro estudio, tectónicamente se caracterizan por ser centros de dispersión activos que están interconectados por zonas de fractura que definen lineamientos fácilmente apreciables en los rasgos superficiales del piso oceánico mismos que son evidenciados en la información batimétrica del área.

Tabla II. Localización de OBS en el Golfo de California, México. Las estaciones empleadas en este estudio son señaladas con un asterisco.

Estación	Latitud	Longitud	Profundidad de la estación (m)
S06	23 12.195 N	107 53.348 W	2437
S05*	23 20.922 N	108 05.759 W	2539
S04*	23 27.402 N	108 15.187 W	2477
S03*	23 35.984 N	108 27.697 W	2680
S02	23 42.274 N	108 36.763 W	2762
S01	23 48.905 N	108 46.609 W	2723
I06	22 26.921 N	108 23.544 W	2537
I04	24 31.143 N	109 19.143 W	2706
I02*	24 40.787 N	110 05.924 W	2352
I01*	26 42.818 N	110 28.024 W	1300
N06*	27 10.492 N	111 09.211 W	1761
N05	27 16.271 N	111 17.926 W	1861
N04	27 22.008 N	111 27.569 W	2016
N02	27 33.128 N	111 46.015 W	1594
N03*	27 27.474 N	111 36.896 W	1747

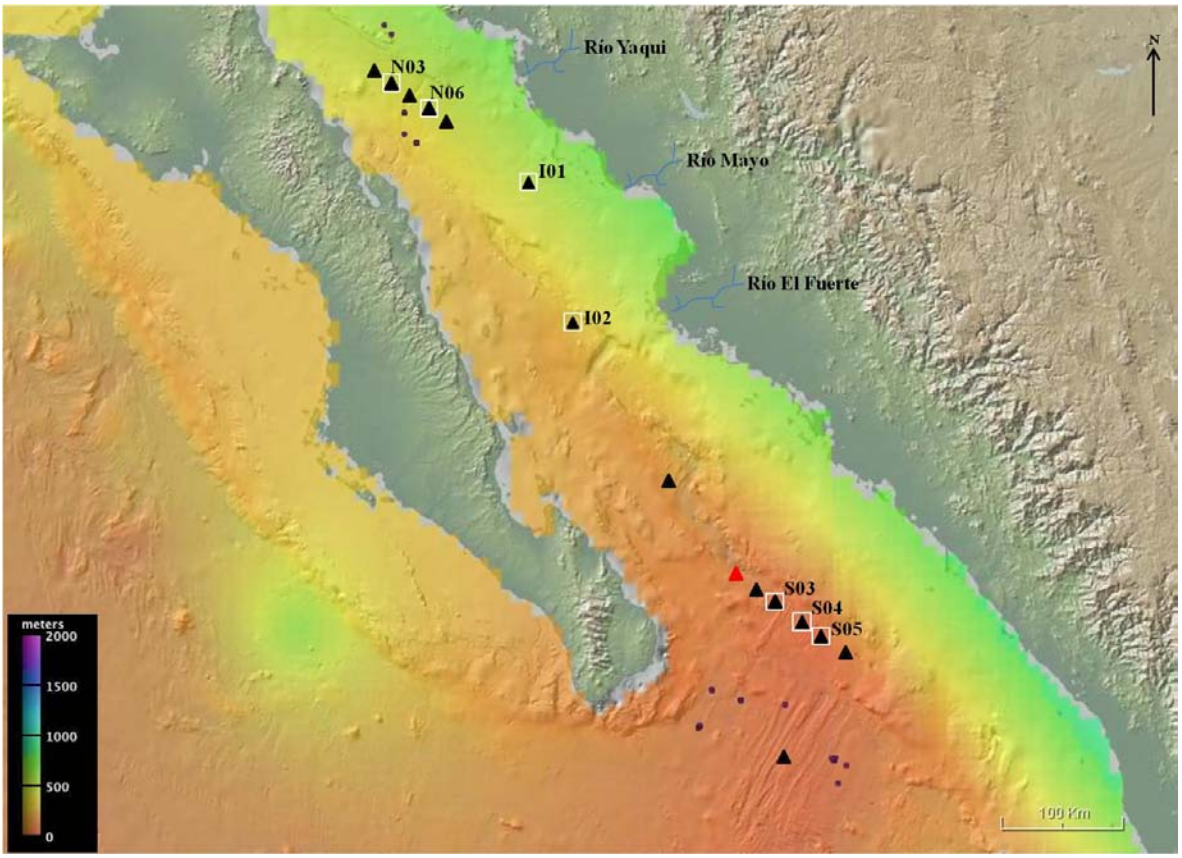


Figura 10. Ubicación del arreglo *SCoOBA* y espesores estimados del piso oceánico del Golfo de California. Las estaciones se presentan en triángulos, las empleadas en este estudio se encierran en un recuadro, N03 y N06 corresponden al arreglo norte, I01 e I02 son las estaciones intermedias y S03, S04 y S05 al arreglo sur. Las perforaciones hechas por *DSDP* se muestran en círculos morados. En la esquina inferior izquierda se presenta la escala de espesores del suelo oceánico. (Marine Geoscience Data System; www.marine-geo.org).

IV.1.1.- Arreglo Norte: sitios N03 y N06 (Cuenca Guaymas)

La cuenca de Guaymas se ubica en la parte central del GC a la altura del Rio Yaqui en el estado de Sonora (Figura 10). Se caracteriza por tener espesores significativos de sedimentos con un alto contenido orgánico (de hasta 800 m). Debido a la actividad hidrotermal, se llevan a cabo procesos de alteración de la materia orgánica en los sedimentos más profundos, lo que propicia la formación de petróleo e hidrocarburos. Se caracteriza además por la existencia de intrusiones de magma caliente (sills), emplazadas entre los sedimentos que producen derivados orgánicos termo-génicos, productos de alteración (petróleo hidrotermal) que migran a los sedimentos más superficiales y que a su

vez alimentan extensivamente a complejos eco-sistemas microbiológicos. La cuenca de Guaymas tiene una alta razón de sedimentación (1 a 2 mm/año). Consecuentemente, es conocido que en esta cuenca existen un sinnúmero de chimeneas que alcanzan de entre 3 a 15 m de altura sobre el piso oceánico. La cubierta sedimentaria en promedio tiene espesores que varían de entre 100 m a 1800 m.

IV.1.2.- Sitio I01 (Cuenca El Carmen)

La cuenca Carmen se ubica en la parte central del GC a la altura del Rio Mayo en el estado de Sinaloa (Figura 10). De acuerdo a la información del espesor estimado de los sedimentos, este sitio se ubicó donde el espesor de la capa sedimentaria es mayor (pudiendo alcanzar espesores del orden de 1000 m o más) que la correspondiente a los sitios del arreglo N.

IV.1.3.- Sitio I02 (Cuenca Farallón)

La cuenca Farallón se ubica en la parte central del GC a la altura del Rio Fuerte en el estado de Sinaloa (Figura 10). De acuerdo a la información del espesor estimado de los sedimentos, este sitio es de esperar se ubique donde el espesor de la capa sedimentaria es menor (espesores del orden de 500 m) que la correspondiente a los sitios del arreglo N y el sitio I01.

IV.1.4.- Arreglo Sur: sitios S03, S04, y S05 (Cuenca Alarcón)

La cuenca Alarcón se ubica en la parte central del GC a la altura donde termina la península de Baja California en su extremo sur (Figura 10). De acuerdo a la información de el espesor estimado de los sedimentos, la zona de ubicación de este arreglo corresponde a una zona donde el espesor de la capa sedimentaria es la menor (espesores del orden de 200 a 300 m) que en el resto que todas las anteriores.

IV.2. Sitios de estudio. Mayagüez, Puerto Rico, USA

Para la Cd. de Mayagüez y en general para la isla de Puerto Rico, USA, las zonas sismogénicas más importantes que representan una amenaza son: (i) la Trinchera de Puerto Rico, (ii) Trinchera de Muertos y (iii) el cañón la Mona (ver Figura 3). Se ha estimado que la Trinchera de Puerto Rico es capaz de generar eventos con magnitud 8, y los Muertos Trough de magnitud 7.5 a 8. La sismicidad producida por el cañón la Mona es considerada la más peligrosa para las ciudades al oeste de Puerto Rico, debido a su cercanía. Esta zona es capaz de generar eventos de magnitudes de 7.5 a 8. Esta información fue obtenida de Pando et al. (2008).

El primer conjunto de datos, fue tomado por estaciones permanentes de la Red de Movimientos Fuertes de Puerto Rico (*PRSMP*, por sus siglas en ingles) ubicadas dentro de la mancha urbana de Mayagüez, mismas que se muestran en la figura 11(a) con triángulos y en la tabla III se dan las coordenadas. Se incluye además la distribución del tipo de suelos en términos de la geología superficial. Las estaciones encerradas en un recuadro son las utilizadas en este estudio.

El segundo conjunto de datos son registros de 2 horas de vibración ambiental y fue tomado en las instalaciones de la Universidad de Puerto Rico en Mayagüez (UPRM), figura 11(b).

Tabla III. Ubicación de las estaciones permanentes de la red acelerométrica de PRSMP. Las empleadas en este estudio se marcan con un asterisco.

Estación	Latitud	Longitud
MY01	18.210	-67.150
MY02	18.170	-67.151
MY03*	18.241	-67.172
MY04	18.209	-67.122
MY05	18.185	-67.138
MY06	18.179	-67.118
MY07	18.240	-67.120
MY08*	18.200	-67.138
MY09*	18.205	-67.150

Figura 11. Ubicación de la red PRSMP en la ciudad de Mayagüez: (a) Geología superficial y distribución de las estaciones acelerométricas de la PRSMP, las utilizadas en este estudio se encierran en un recuadro, y (b) acercamiento de la porción del campus universitario de la UPRM.

En la figura 11 se presenta la geología de la zona en urbana de Mayagüez y la descripción del tipo de rocas y materiales se da a continuación. Cerca de la línea de costa, al final de oeste de la ciudad, el terreno es plano a ligeramente inclinado. Esta zona relativamente plana se compone de depósitos aluviales y de playa de la época del Holoceno.

Cerca de los ríos, los suelos son depósitos aluviales del Pleistoceno tardío y del Holoceno, y pueden tener espesores de 36 m o más. En la parte este y noreste de la ciudad, el terreno es montañoso. En esta área, lejos de los ríos y lagos, la geología superficial

consiste predominantemente de suelos residuales los cuales son usualmente más competentes que los depósitos aluviales y los de playa.

IV.3.- Adquisición de datos e instrumentación en los sitios del GC

Para la región de estudio del GC, los datos utilizados provienen del equipo utilizado en el experimento denominado *Sea of Cortez Ocean Bottom Array* (*SCoOBA)*, que consistió de 15 sismógrafos de fondo marino (*OBS*, por sus siglas en ingles) que almacenaron en disco duro de 500Mb en formato miniSEED (*Standard for the Exchange of Earthquake Data*) las tres componentes de movimiento del terreno (H1, H2, V) y un hidrófono (*presure gauge*) que mide diferencias de presión. Estos sismógrafos fueron instalados en modo de operación de registro continuo, con lo que registraron eventos a nivel local, regional y telesísmico, así como la vibración ambiental en condiciones de ambiente oceánico. Para más detalles sobre el proyecto *SCoOBA* consultar Gaherty et al. (2005, 2006).

En Octubre de 2005 la tripulación del *R/V New Horizon* 15 L-CHEAPOC LC-2000L desplego los *OBS* a lo largo de la porción centro sur del GC. El equipo fue diseñado y construido en el *Ocean Bottom Seismometer laboratory, Scripps Institution of Oceanography*, los componentes clave de cada *OBS* incluyen: dispositivo de comunicación, una grabadora, un sismómetro (Trillium-240) de banda ancha que mide las tres componentes del movimiento, y un hidrófono. En la figura 12 se muestra en conjunto el equipo armado, el sismómetro se colocó en la esfera negra, mientras que la grabadora, el suministro de energía y los dispositivos de comunicación fueron cerrados herméticamente en los contenedores cilíndricos, la base de metal permitió el anclaje en el piso oceánico y dos contenedores para su flotación al momento de la recuperación. La localización exacta de cada estación se obtuvo mediante la señal acústica que emitían y era recogida en diversos puntos por la tripulación.

Los *OBS* estuvieron grabando en modo continuo con una frecuencia de muestreo de 31.25 Hz, ganancia unitaria, con un convertidor analógico digital de +/- 4.5 V con un rango máximo de +/- 5,242,880 cuentas. El sismómetro tiene una respuesta plana en el rango de frecuencias de 0.0042–35 Hz, y una sensitividad de 1200 V s/m.

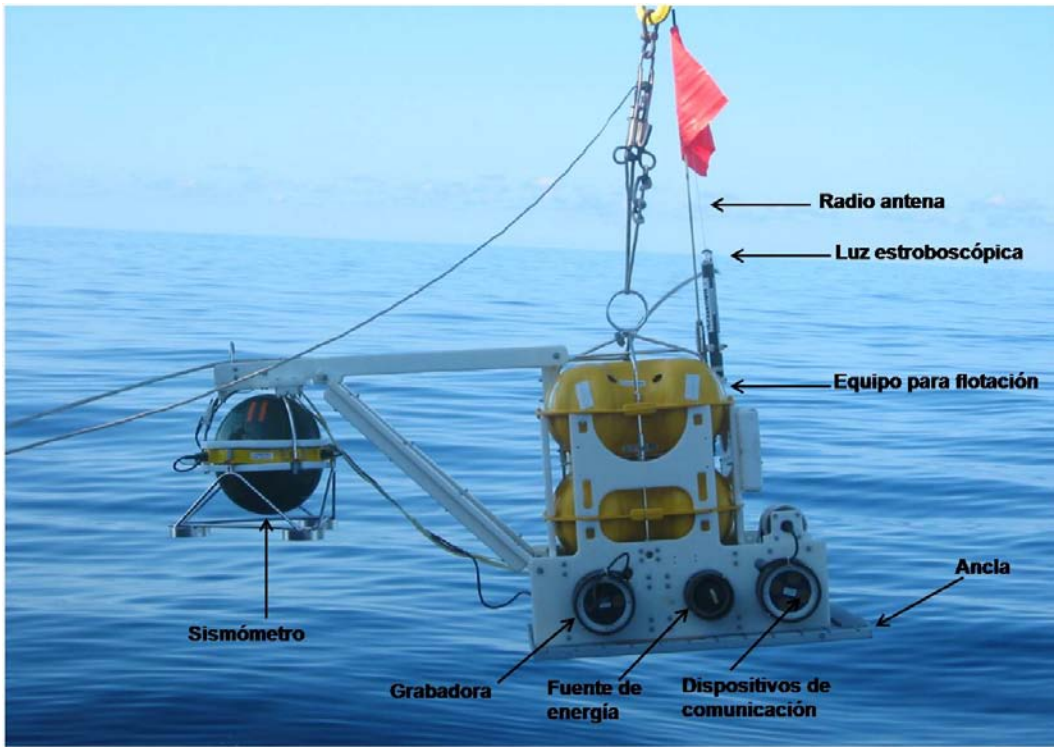


Figura 12. Ejemplo de un sismógrafo de fondo marino (*OBS*) empleado en las estaciones del arreglo *SCoOBA* en el GC.

IV.4.- Adquisición de datos e instrumentación en los sitios de Mayagüez

Para el ambiente continental, series de tiempo fueron registradas en diversos puntos de la ciudad de Mayagüez, P.R y en el campus de la Universidad de Puerto Rico en Mayagüez (UPRM). El equipo de adquisición consta de acelerómetros ETNA de Kinemetrics, con una respuesta plana de DC a 200 Hz, sensitividad de 10 Vs^2/m para los sensores de 0.25g y de 1.25 Vs^2/m para los de 2g. La grabadora es modelo ETNA de Kinemetrics con un convertidor analógico digital de 24 bits.

El primer conjunto de datos, fue tomado por estaciones permanentes de la red sismológica de movimientos fuertes de la UPRM. Los datos fueron colectados con una frecuencia de muestreo de 200 Hz y ganancia unitaria. Estos datos constan de terremotos ocurridos en tres diferentes años, ver tablas IV y V. Adicionalmente, en esos mismos sitios se cuenta con registros de 24 horas de vibración ambiental, que fueron grabados con una frecuencia de muestreo de 100 Hz, y ganancia unitaria. El segundo conjunto de datos son

registros de 2 horas de vibración ambiental colectados dentro del campus de la UPRM a una frecuencia de muestreo fue de 100 Hz y ganancia unitaria.

Tabla IV. Ubicación de las estaciones para cada sitio de estudio dentro de la mancha urbana de la ciudad de Mayagüez.

Estación	Latitud	Longitud	Sismo	Distancia epicentral (Km)	Vibración ambiental (horas)
MY03	18.240750	-67.172200	11/diciembre/2000	92.57	24
			17/octubre/2001	49.04	
			1/mayo/2007	22.57	
MY08	18.200178	-67.137512	11/diciembre/2000	96.66	24
			17/octubre/2001	53.94	
MY09	18.205160	-67.147000	1/mayo/2007	19.66	24

Tabla V. Parámetros de los terremotos usados en este estudio. Información obtenida de la red sísmica de Puerto Rico

Día d/m/a	Tiempo de origen	Latitud	Longitud	Profundidad (Km)	Magnitud local
11/12/2000	18:54:09.12	19.070	-67.058	46.9	4.9
17/10/2001	20:45:57.56	18.366	-67.617	25.1	4.3
01/05/2007	15:06:12.24	18.124	-67.060	5.9	3.3

Capítulo V

Procesamiento, análisis de datos, modelado y discusión de resultados

En el diseño de edificaciones estratégicas, contar con la caracterización de las propiedades dinámicas del subsuelo y de los probables efectos de sitio es un importante paso que requiere de contribuciones de la sismología, ingeniería sísmica y geotécnica. Desde el punto de vista de la sismología, la parte superior de 30 a 50 m es una parte muy delgada de toda la estructura por la que viajan las ondas. En ingeniería sísmica 30 a 50 m es una profundidad típica de exploración para perforaciones moderadamente profundas y la caracterización de sitio. Como ejemplo, para terremotos con profundidad de 5 a 10 km, 30 m representa como máximo el 0.6% de la trayectoria, para una señal de 10 Hz esto es escasamente una longitud de onda de corte, a menos que la velocidad sea menor que 300 m/s, desde esta perspectiva no es obvio que tal espesor desempeñe un papel crítico, sin embargo ha sido observado que las capas más superficiales pueden jugar un papel importante en las características del movimiento de suelo en la superficie (Huerta, 2002).

En este estudio el método de cocientes espectrales y la técnica de Nakamura es aplicada para analizar la respuesta de sitio a conjuntos de datos provenientes de dos regiones, una de ambiente marino y la otra en un ambiente continental. Originalmente en esta técnica se emplea ruido sísmico, sin embargo aquí se han empleado eventos sísmicos de magnitud moderada. Además, el método de matriz de rigidez fue utilizado para modelar y estimar las propiedades del terreno. Los modelos, se asume descansan sobre un semi-espacio elástico, y cada capa está caracterizada por su espesor (h), densidad de masa ( ), velocidad de onda S (C_S), amortiguamiento ( ) y razón de Poisson ( ).

V.1.- Procesamiento de datos, preparación y selección: Sitios en el GC

Las series de tiempo colectadas en el piso oceánico del GC contienen una gama de señales que va desde eventos sísmicos locales, regionales y telesísmicos, señales no identificadas y la vibración ambiental a los niveles de ruido sísmico (figuras 13).

El tratamiento de las series de tiempo inició con el análisis de las señales y posteriormente con el procesado de estas.

Se identificó para cada una de las estaciones las características de los niveles de ruido, para lo anterior se excluyeron todas aquellas señales que correspondían a eventos sísmicos locales de cualquier magnitud epicentralmente ubicadas en las latitudes 21.5^{o} a 30^{o} y longitudes de -107^{o} a -115^{o}, y sismos regionales de magnitud superior a 6 localizados en cualquier parte del continente Americano. Adicional a lo anterior, se descartaron los datos registrados después de un sismo, bajo los siguientes lineamientos: 48 horas para temblores de magnitud 7 o mayor cualquiera que fuera su localización en el mundo y 12 horas para temblores de magnitud entre 6 y 6.9 localizados en el continente Americano. Por último fueron descartadas señales trascientes no identificadas (“*humps*” y “*glitches*”). Estas exclusiones fueron realizadas mediante un algoritmo automático y se hizo una segunda revisión manualmente.

El siguiente paso fue calcular los autoespectros de potencia (PSD). Se tomaron las series de tiempo de cada día y se dividieron en segmentos con una longitud de 16,384 muestras, y un traslape de 75% entre segmentos. Se removió la media a cada sub-segmento y se aplico una ventana Hanning. Los PSD se calcularon mediante el método de Welch y el promedio fue normalizado siguiendo los criterios descritos, por ejemplo, en los libros de Kanasewish (1981), Oppenheim y Shafer (1975) y Bendat y Piersol (1971). Posteriormente las amplitudes espectrales fueron transformadas a unidades de aceleración y finalmente se obtuvieron los cocientes espectrales H/V. Detalles del proceso antes descrito y del análisis de ruido pueden ser consultado en Huerta et al. 2008.

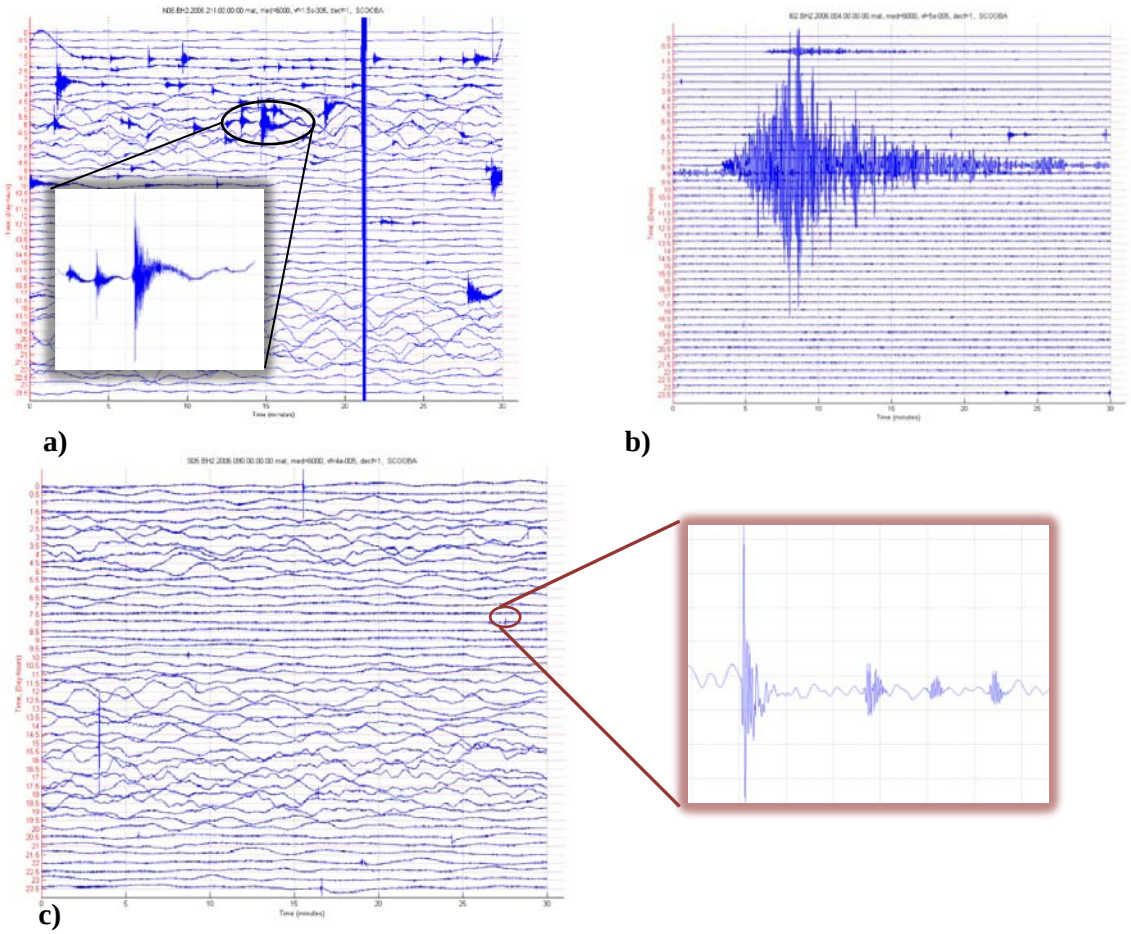


Figura 13. Ejemplo de un registro de 24 horas tomado por una estación del GC. a) Muestra un ejemplo de sismo local, b) Sismo local de Mw 6.5, y c) señal cuasi-monocromática.

V.2.- Procesamiento de datos, preparación y selección: Sitios en la ciudad de Mayagüez

Las series de tiempo utilizadas para el estudio de la ciudad de Mayagüez, constan de registros de temblores de magnitud moderada y registros de vibración ambiental registrados en las estaciones MY03, MY08 y MY09 de la *PRSMP*. Tres sismos: (i) 11 de diciembre de 2000 (M_L 4.9), (ii) 17 de octubre de 2001 (M_L 4.3) ambos registrados en las estaciones MY03, y MY08; y (iii) el 1 de mayo de 2007 (M_L 3.3) registrado solo en la estación MY09. Así mismo se registraron series de tiempo con una duración de 24 horas de vibración ambiental en las estaciones antes mencionados.

Los datos adquiridos dentro del campus de UPRM se tomaron en: (i) la pista de atletismo, (ii) en el área del edificio de ingeniería civil, y (iii) en el área del edificio de biología (figura 34). Para todos los casos, se hizo la corrección de línea base de las series de tiempo y fueron subdivididas en segmentos de 300 muestras y se procesaron con un traslape de 50% entre segmentos.

Para ambos conjuntos de datos, se aplicó la transformada de Fourier a los sub-segmentos de cada componente y se calcularon los cocientes espectrales H/V, siguiendo los criterios de la metodología propuesta en SESAME (Site EffectS Assessment using AMbient Excitations), cuya ecuación final se expresa en la ecuación 27. En los casos donde se contaba con más de un terremoto SPR_H/V fueron promediadas sin el SPR_H/V de la vibración ambiental.

$$SPR_H/V = \left(\frac{\frac{H_1^2 + H_2^2}{2}}{V^2} \right)^{1/2} \tag{27}$$

V.3.- Resultados y modelado: Sitios en el GC.

En esta sección se presentan: (i) los cocientes espectrales H/V (SPR_H/V) de los PSD calculados para los registros de las 7 estaciones del proyecto *SCoOBA* que fueron utilizadas en este estudio así como (ii) el modelo obtenido. La banda de frecuencias analizada fue de 0.1-10 Hz. La caracterización de las propiedades dinámicas de los sedimentos y de la geometría del subsuelo se obtuvo mediante modelado directo, utilizando el método de propagación de ondas en medios estratificados de matrices de rigidez (Kausel y Roesset, 1981), con lo que posteriormente se estimaron los cocientes espectrales teóricos mismos que se compararon con los cocientes experimentales obtenidos a través de los SPR_H/V para cada estación. El proceso de modelado se inicio tomando como referencia, para tener una idea educada del modelo inicial, la información de la densidad obtenida de los datos de las perforaciones existentes en la región del proyecto internacional DSDP (*Deap Sea Drill Project*).

En la figura 14 se presenta un ejemplo de los pozos 477 y 477B del proyecto DSDP cercanos a la estación N06 y muestran los cambios de densidad de los sedimentos del piso oceánico en los primeros 200 m de profundidad.

Se propagó el campo total de ondas (P, SV, y SH) considerando incidencia vertical y amplitud unitaria para cada tipo de onda incidente.

Posteriormente, mediante un proceso iterativo se variaron las propiedades ( ) del modelo inicial propuesto. La variación de las propiedades fue una a una manteniendo el resto constantes. Los parámetros de la columna de agua se mantuvieron fijos, el espesor del tirante de agua de cada sitio se obtuvo del reporte de despliegue/recolección de los *OBS*. Este proceso se hizo para cada estación hasta llegar al mejor ajuste entre la curva teórica y la experimental.

Tras obtener ese primer resultado, el siguiente paso fue tomar el modelo correspondiente como modelo inicial y se varió el ángulo de incidencia del campo de ondas incidente así como el ángulo de fase (ver anexo B). El propósito final de esta segunda etapa del modelado, en que se variaron las condiciones del campo de onda incidente, fue identificar y mejorar el ajuste entre la curva teórica y la experimental no solo en el rango de frecuencias del modo fundamental sino también en el rango de frecuencias bajas y frecuencias altas. En esta segunda etapa del modelado, se reajustaron los parámetros del modelo si así fue necesario.

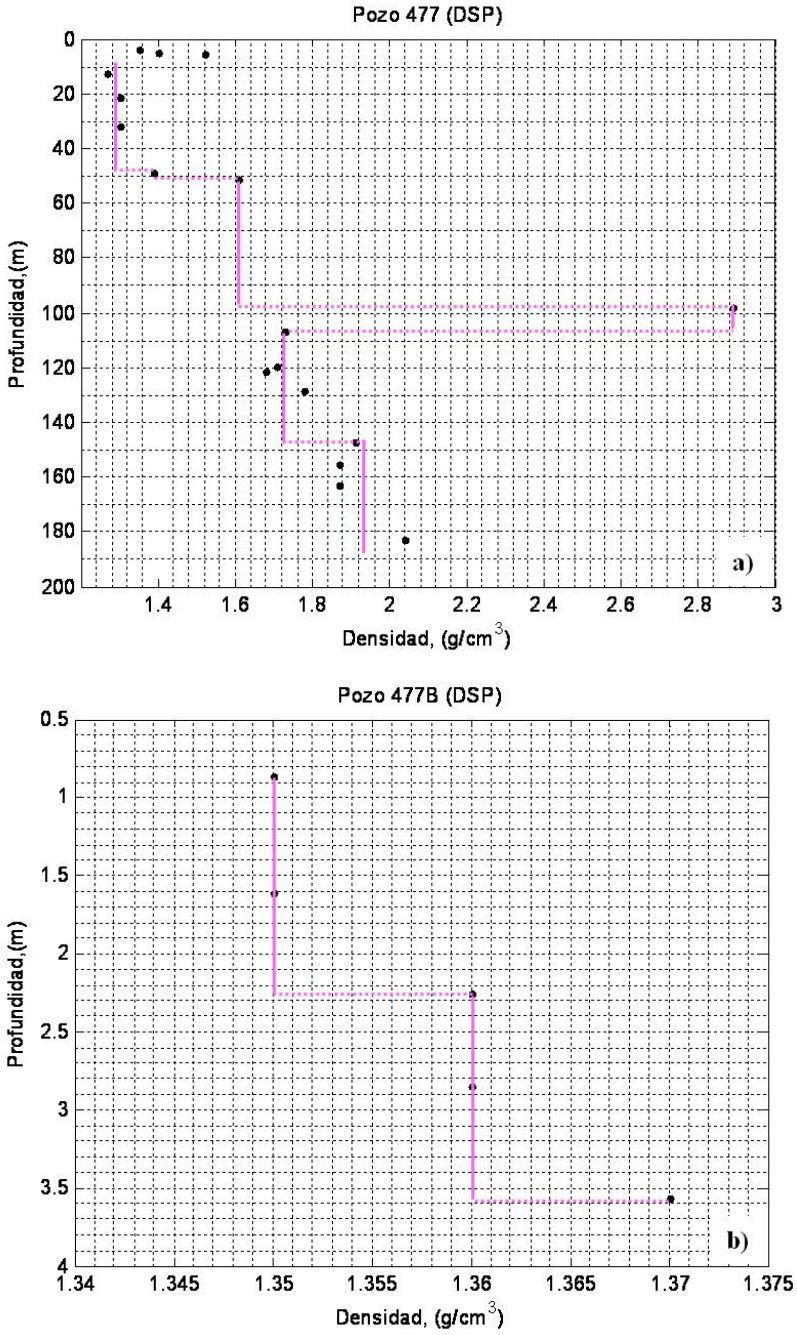


Figura 14. Ejemplo de la información disponible por DSDP. La densidad es graficada contra la profundidad. a) pozo 477, se muestran los cambios de densidad en los primeros 200 m de profundidad y b) pozo 477B, se muestran los cambios de densidad a los primeros 4 m de profundidad.

V.3.1.- Sitios de estudio N03, N06, I01 e I02.

En las figuras 15, 17, 19 y 21 cada línea azul corresponde al PSD de 24 horas de registro (1 día) y las líneas rojas su mediana. Para representar al cociente H1/V se usó la línea roja punteada y para H2/V la línea roja continua. La línea verde corresponde a la curva teórica SH/P, y la línea negra punteada corresponde a SV/P, la media de las dos anteriores se muestra en color magenta.

La figura 15 muestra los resultados obtenidos para la estación N03. El resultado corresponde a un modelo de 4 capas de sedimentos con un espesor total de 67 m y velocidad media ponderada de ondas de corte (C_s) de 243 m/s, la frecuencia dominante calculada (ver sección II.5) es de 0.91 Hz, mientras que la observada en la figura es de 1 Hz. El espesor del tirante de agua es de 1747 m, con lo cual el modelo final es un sistema de 5 capas, mismo que se muestra esquemáticamente en la figura 16.

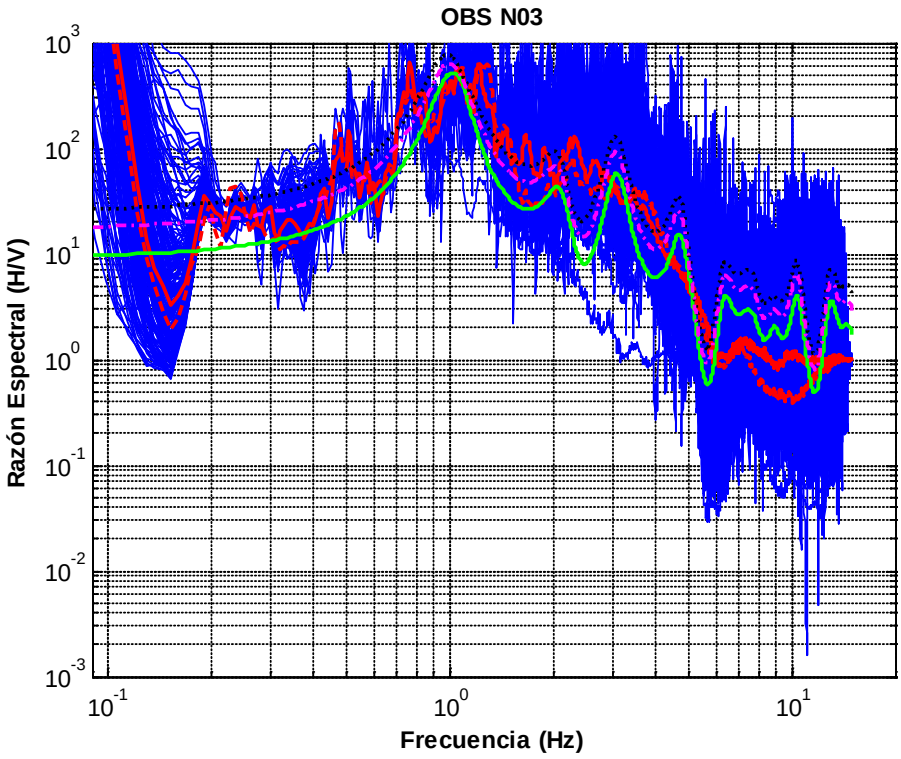


Figura 15. Cocientes espectrales teóricos y experimentales para la estación N03. Líneas azules representan 24 horas de registros, líneas rojas su mediana, donde para H1/V se uso la línea punteada y para H2/V la línea continua. En línea verde continua la curva teórica SH/P y la línea negra punteada SV/P, la media de las dos en color magenta.

	Espesor (m)	Vs (m/s)	Densidad (Kg/m^3)	Amortigua-miento	Razón de Poisson
Capa 1	1747	0	1000	0	0.5
Capa 2	5	50	1300	0.1	0.45
Capa 3	7	150	1600	0.05	0.4
Capa 4	15	200	1700	0.03	0.4
Capa 5	40	300	1800	0.02	0.35
Semi-espacio	∞	2000	2100	0	0.25

Figura 16. Representación esquemática y parámetros del modelo obtenido para el sitio N03.

En la figura 17 se muestran los resultados obtenidos para la estación N06. El modelo obtenido consta de 4 capas de sedimentos con un espesor total de 55 m y velocidad media ponderada de ondas de corte (C_s) de 303 m/s, la frecuencia dominante calculada (ver sección II.5) es de 1.38 Hz, mientras que la observada en la figura es de 1.46 Hz. El espesor del tirante de agua es de 1761 m, con lo cual el modelo final es un sistema de 5 capas mismo que se muestra esquemáticamente en la figura 18.

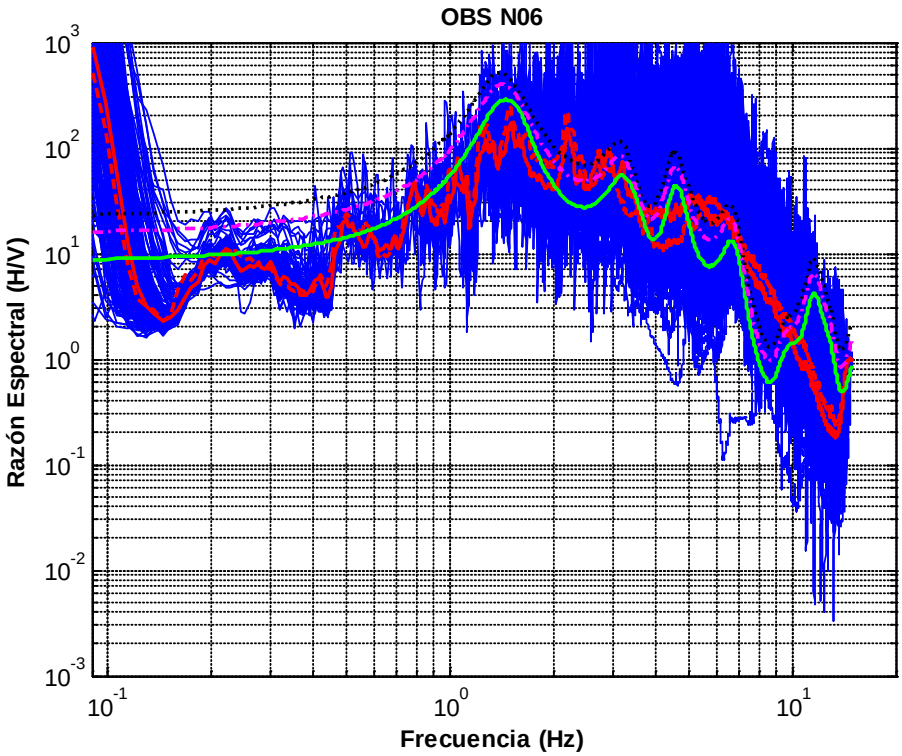


Figura 17. Cocientes espectrales teóricos y experimentales para la estación N06. Líneas azules representan 24 horas de registros, líneas rojas su mediana, donde para H1/V se uso la línea punteada y para H2/V la línea continua. En línea verde continua la curva teórica SH/P y la línea negra punteada SV/P, la media de las dos en color magenta.

	Espesor (m)	Vs (m/s)	Densidad (kg/m^3)	Amortigua-miento	Razón de Poisson
Capa 1	1761.0	0	1000	0	0.5
	3	50	1300	0.06	0.45
Capa 3	10	200	1600	0.05	0.4
Capa 4	15	250	1700	0.05	0.4
Capa 5	27	400	1800	0.03	0.38
Semi-espacio	∞	2000	2100	0	0.25

Figura 18. Representación esquemática y parámetros del modelo obtenido para el sitio N06.

En la figura 19 se muestran los resultados obtenidos para la estación I01. El modelo obtenido consta de 5 capas de sedimentos con un espesor total de 68 m y velocidad media de ondas de corte (C_s) de 248 m/s la frecuencia dominante calculada (ver sección II.5) es de 0.91 Hz, mientras que la observada en la figura es de 1 Hz. El espesor del tirante de agua es de 1300 m, con lo cual el modelo final es un sistema de 6 capas, mismo que se muestra esquemáticamente en la figura 20.

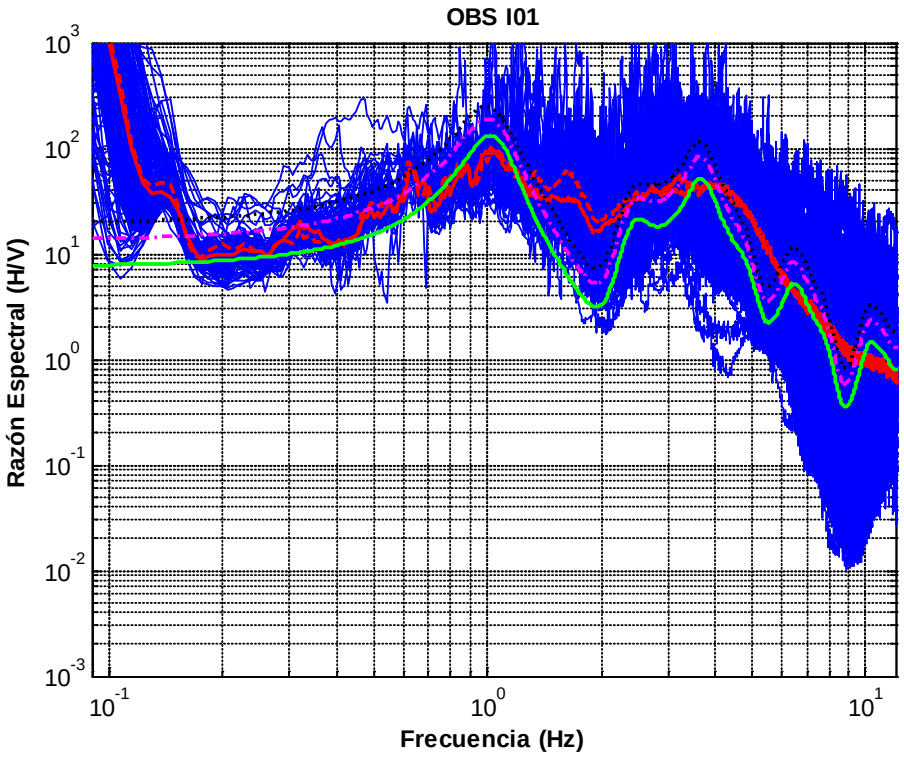
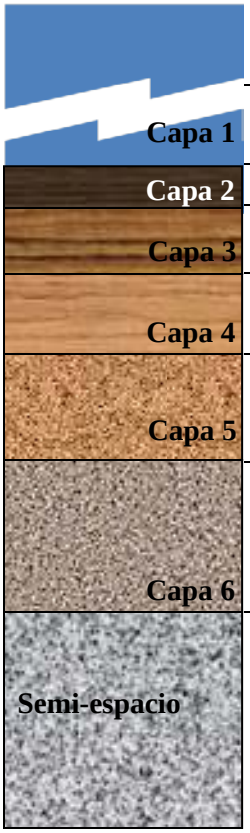


Figura 19. Cocientes espectrales teóricos y experimentales para la estación I01. Líneas azules representan 24 horas de registros, líneas rojas su mediana, donde para H1/V se uso la línea punteada y para H2/V la línea continua. En línea verde continua la curva teórica SH/P y la línea negra punteada SV/P, la media de las dos en color magenta.



	Espesor (m)	Vs (m/s)	Densidad (kg/m^3)	Amortigua-miento	Razón de Poisson
Capa 1	1300	0.01	1000	0	0.5
Capa 2	3	50	1300	0.1	0.45
Capa 3	8	150	1400	0.1	0.4
Capa 4	10	200	1600	0.07	0.35
Capa 5	15	260	1700	0.07	0.3
Capa 6	32	300	1800	0.05	0.3
Semi-espacio	∞	2000	2100	0	0.25

Figura 20. Representación esquemática y parámetros del modelo obtenido para el sitio I01.

En la figura 21 se muestran los resultados obtenidos para la estación I02. El modelo propuesto consta de 5 capas de sedimentos con un espesor total de 76 m y velocidad media ponderada de ondas de corte (C_s) de 262 m/s, la frecuencia dominante calculada (ver sección II.5) es de 0.86 Hz, mientras que la observada en la figura es de 0.93 Hz. El tirante de agua es de 2352 m, con lo cual el modelo final es un sistema de 6 capas mismo que se muestra en la figura 22.

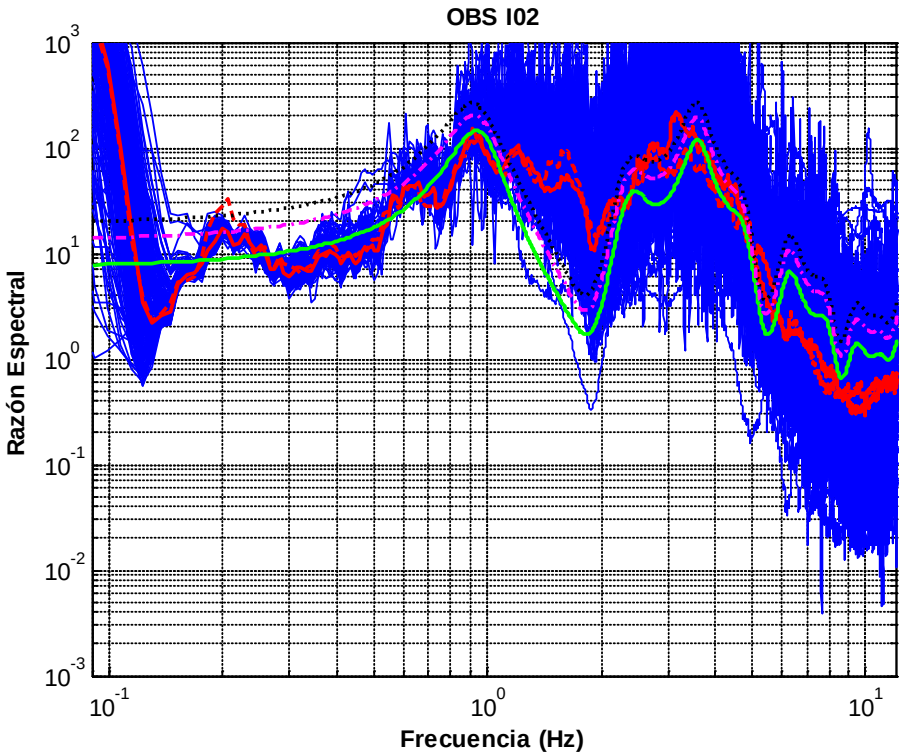


Figura 21. Cocientes espectrales teóricos y experimentales para la estación I02. Líneas azules representan 24 horas de registros, líneas rojas su mediana, donde para H1/V se uso la línea punteada y para H2/V la línea continua. En línea verde continua la curva teórica SH/P y la línea negra punteada SV/P, la media de las dos en color magenta.

	Espesor (m)	Vs (m/s)	Densidad (kg/m^3)	Amortigua-miento	Razón de Poisson
Capa 1	2352	0	1000	0	0.5
Capa 2	3	50.0	1300	0.1	0.45
Capa 3	5	150	1400	0.1	0.4
Capa 4	8	200	1600	0.07	0.4
Capa 5	15	260	1700	0.07	0.35
Capa 6	45	300	1800	0.05	0.3
Semi-espacio	∞	2000	2100	0	0.25

Figura 22. Representación esquemática y parámetros del modelo obtenido para el sitio I02.

V.4.- Discusión de resultados para los sitios N03, N06, I01 e I02.

En la figura 23 se muestra un acercamiento a la porción donde se ubican las estaciones N03, y N06 del grupo norte del arreglo *SCoOBA*, y las estaciones intermedias I01, e I02, donde se aprecia con claridad la variación del espesor de sedimentos, así como los rasgos batimétricos observables en cada sitio.

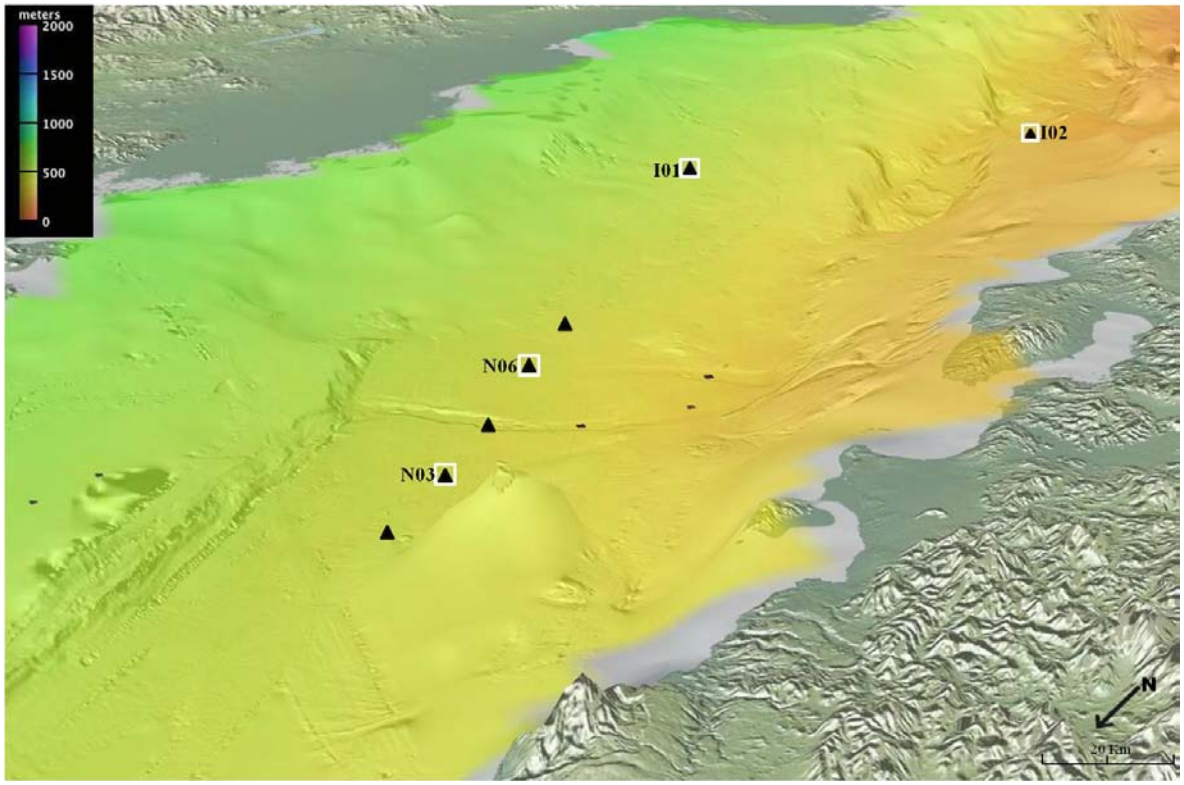


Figura 23. Ubicación de los sitios de registro (N03, N06) del arreglo Norte y los puntos intermedios (I01, I02) utilizados en este estudio. En la esquina superior izquierda se muestra la escala de espesores del suelo oceánico (www.marine-geo.org).

Las curvas experimentales de las estaciones N03 y N06 (parte del grupo de estaciones del arreglo Norte) muestran una tendencia que en términos generales permite identificar un máximo espectral a 1Hz en la estación N03 (al norte del arreglo) y a 1.8 Hz en la estación N06 (al sur del arreglo), en ambos casos se considera corresponden a la frecuencia dominante del sitio. Otros valores de amplitudes espectrales que tienden a sobresalir de la tendencia general son: (i) para el caso de N03 el pico de resonancia a 3.5

Hz. Ambos picos espectrales son bastante consistentes con los picos observados en la curva teórica a 1 Hz y 3 Hz, y (ii) para el caso de N06 el pico de resonancia a 5.1 Hz. También en este caso muestran buena relación con los observados en la curva teórica a 1.75 Hz y 4.6 Hz. En ambos sitios el comportamiento de las amplitudes espectrales tiende a disminuir con forme aumenta la frecuencia.

Para las estaciones I01 e I02, ubicadas en la porción central entre los arreglos Norte y Sur, las curvas experimentales muestran la forma de dos crestas, para I01 con frecuencias de 0.98 Hz y 3.3 Hz, y la curva teórica de 1 Hz y 3.5 Hz, la amplitud de la segunda cresta es menor en comparación a la primera. Para I02 los picos de resonancia en la curva experimental se encuentran a 0.91 Hz y 3.16 Hz y en la curva teórica a 0.94 Hz y 3.6 Hz, para este sitio en términos de amplitud, la segunda cresta supera a la primera.

V.5.- Sitios de estudio S03, S04 y S05.

Los resultados que aquí se presentan de los sitios de estudio del arreglo sur corresponden al proceso de modelado en que se utilizó incidencia vertical del campo de ondas (P, SV, SH). Los resultados no mostraron mejoría al probar con incidencia no-vertical del campo de ondas incidente.

En las figuras 24, 26, y 28 cada línea azul corresponde al PSD de 24 horas de registro (1 día) y las líneas rojas su mediana. Para representar al cociente H1/V se usó la línea roja punteada y para H2/V la línea roja continua. La línea verde corresponde a la curva teórica, en donde al ser incidencia vertical, SH/P es igual a SV/P.

En la figura 24 se muestran los resultados obtenidos para la estación S03. El modelo consta de 4 capas de sedimentos con un espesor total de 95 m y velocidad media ponderada de ondas de corte (C_s) de 203 m/s, la frecuencia dominante calculada (ver sección II.5) es de 0.53 Hz, mientras que la observada en la figura es de 0.6 Hz. El espesor del tirante de agua es de 2680 m, con lo cual el modelo final es un sistema de 5 capas, mismo que se muestra en la figura 25.

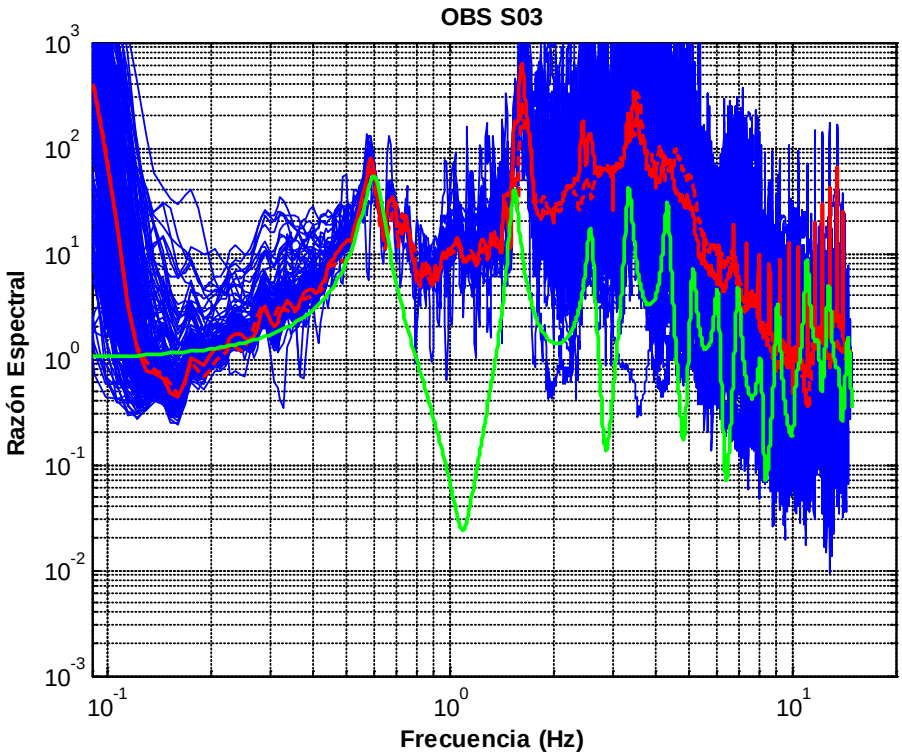
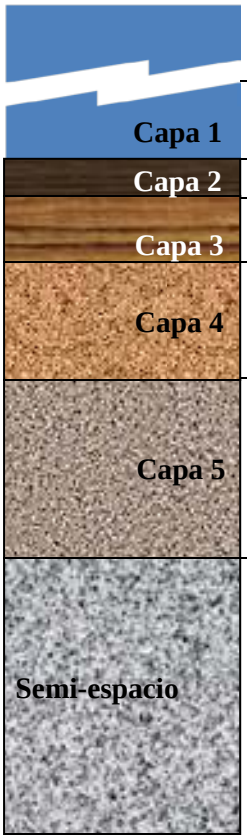


Figura 24. Cocientes espectrales teóricos y experimentales para la estación S03. Líneas azules representan 24 horas de registros, líneas rojas su mediana, donde para H1/V se uso la línea punteada y para H2/V la línea continua. En línea verde continua se presenta la curva teórica SH/P (SH/P=SV/P)



	Espesor (m)	Vs (m/s)	Densidad (kg/m^3)	Amortigua-miento	Razón de Poisson
Capa 1	2680	0	1000	0	0.5
Capa 2	3	50	1300	0.02	0.45
Capa 3	7	120	1400	0.02	0.3
Capa 4	25	170	1500	0.01	0.3
Capa 5	60	230	1600	0.01	0.28
Semi-espacio	∞	2000	2100	0	0.25

Figura 25. Representación esquemática y parámetros del modelo obtenido para el sitio S03.

En la figura 26 se muestran los resultados obtenidos para la estación S04. El modelo consta de 4 capas de sedimentos con un espesor total de 168 m y velocidad media ponderada de ondas de corte (C_s) de 191 m/s, la frecuencia dominante calculada (ver sección II.5) es de 0.28 Hz, mientras que la experimental es de 0.33 Hz. El espesor del tirante de agua es de 2477 m, con lo cual el modelo final es un sistema de 5 capas, mismo que se muestra esquemáticamente en la figura 27.

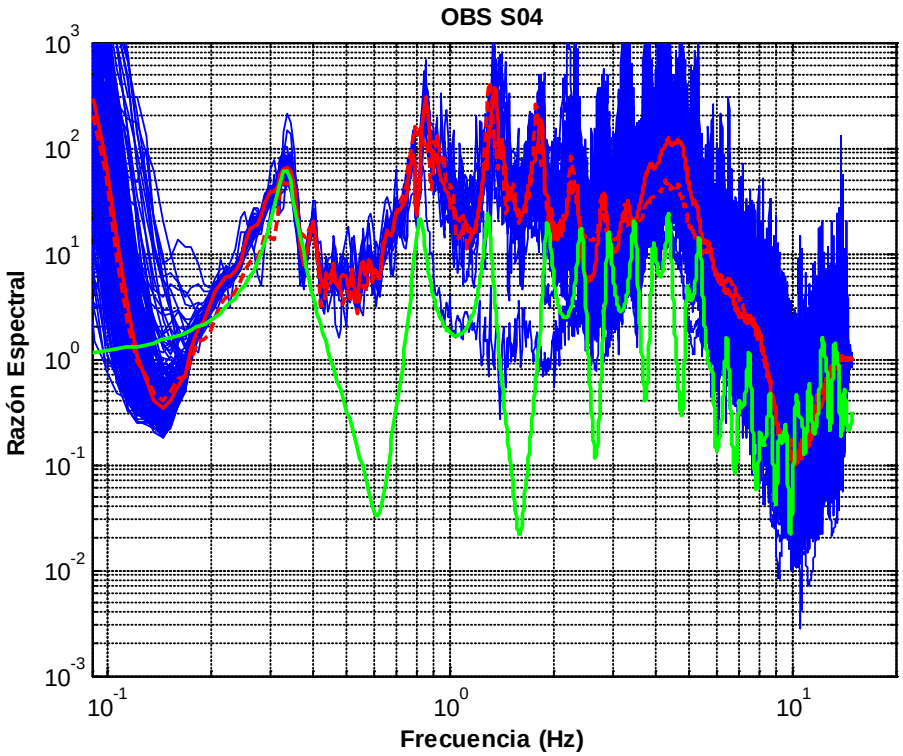


Figura 26. Cocientes espectrales teóricos y experimentales para la estación S04. Líneas azules representan 24 horas de registros, líneas rojas su mediana, donde para H1/V se uso la línea punteada y para H2/V la línea continua. En línea verde continua se presenta la curva teórica SH/P (SH/P=SV/P).

	Espesor (m)	Vs (m/s)	Densidad (kg/m^3)	Amortigua-miento	Razón de Poisson
Capa 1	2477	0	1000	0	0.5
Capa 2	3	50	1300	0.02	0.4
Capa 3	30	120	1500	0.02	0.4
Capa 4	55	180	1600	0.01	0.3
Capa 5	80	230	1800	0.007	0.28
Semi-espacio	∞	2000	2100	0	0.25

Figura 27. Representación esquemática y parámetros del modelo obtenido para el sitio S04.

En la figura 28 se muestran los resultados obtenidos para la estación S05. El modelo consta de 5 capas de sedimentos con un espesor total de 285 m y velocidad media ponderada de ondas de corte (C_s) de 296 m/s, la frecuencia dominante calculada (ver sección II.5) es de 0.25 Hz, mientras que la observada en la figura es de 0.26 Hz. El espesor del tirante de agua es de 2539 m, con lo cual el modelo final es un sistema de 6 capas mismo que se muestra esquemáticamente en la figura 29.

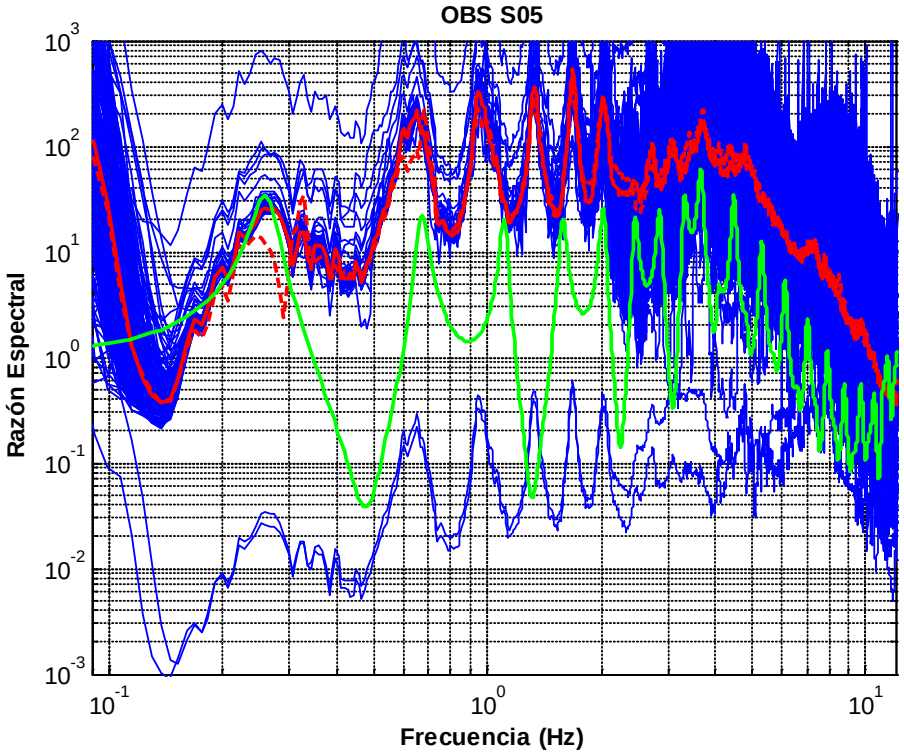
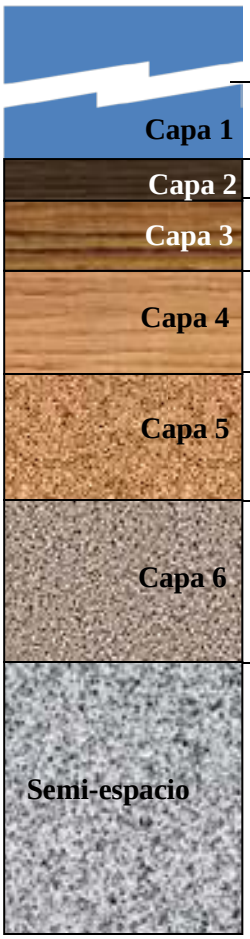


Figura 28. Cocientes espectrales teóricos y experimentales para la estación S05. Líneas azules representan 24 horas de registros, líneas rojas su mediana, donde para H1/V se uso la línea punteada y para H2/V la línea continua. En línea verde continua se presenta la curva teórica SH/P (SH/P=SV/P).



	Espesor (m)	Vs (m/s)	Densidad (kg/m^3)	Amortigua-miento	Razón de Poisson
Capa 1	2539	0	1000	0	0.5
Capa 2	3	50	1300	0.02	0.45
Capa 3	7	160	1400	0.02	0.4
Capa 4	55	200	1500	0.01	0.4
Capa 5	80	250	1600	0.01	0.3
Capa 6	140	300	1700	0.01	0.28
Semi-espacio	∞	2000	2100	0	0.25

Figura 29. Representación esquemática y parámetros del modelo obtenido para el sitio S05.

V.6.- Discusión de resultados para los sitios S03, S04 y S05.

En la figura 30 se muestra un acercamiento a la porción donde se ubican las estaciones S03, S04 y S05 del grupo sur del arreglo *SCoOBA*, donde se aprecia con claridad la variación del espesor de sedimentos, así como los rasgos batimétricos observables en cada sitio.

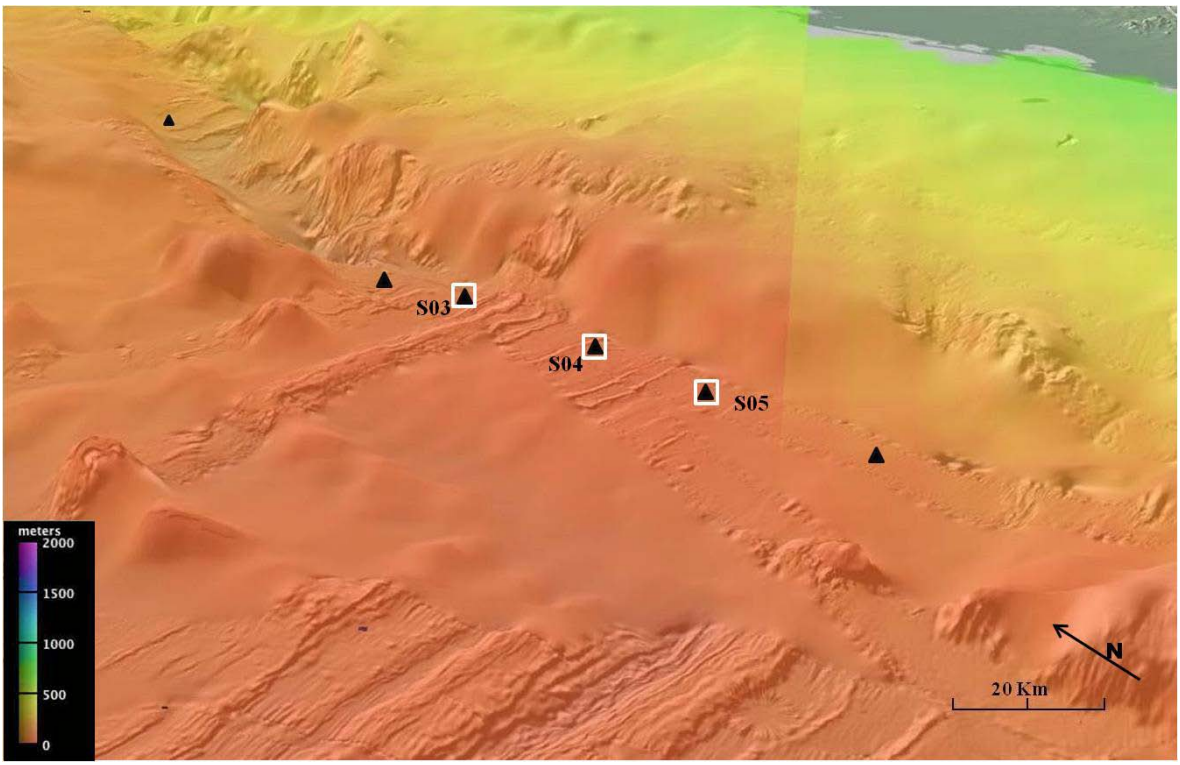


Figura 30. Grupo Sur del arreglo *SCoOBA*. En la esquina inferior izquierda se muestra la escala del espesor aproximado de los sedimentos en el piso oceánico (www.marine-geo.org). Las estaciones usadas en este estudio se encierran en un recuadro.

En la parte sur del arreglo (S03, S04 y S05) las curvas experimentales exhiben una similitud en forma y a frecuencias menores a 0.7 Hz un máximo relativo de amplitud espectral, que aquí se considera corresponde al modo fundamental de vibración, así como máximos sucesivos a frecuencias mayores que de acuerdo a la relación , donde *n=1, 2, 3…*, corresponden muy bien a los modos de vibración de orden superior.

Para el caso de S03 los máximos relativos de amplitud espectral para la curva experimental son a 0.58 Hz, 1.61 Hz, 2.4 Hz y 3.53 Hz, por su parte para la línea teórica estos se observan a 0.6 Hz, 1.54 Hz, 2.6 Hz y 3.33 Hz. Para S04 los primeros dos máximos (fundamental y de primer orden) de amplitud espectral se encuentran a 0.33 Hz y 0.84 Hz, mientras que para la curva teórica están a 0.33 Hz y 0.81 Hz. Se observa además varios máximos espectrales (picos) claramente definidos después del primer modo. De acuerdo a la teoría los siguientes deberían estar en las frecuencias de 1.65 Hz, 2.31 Hz y 2.97 Hz, segundo, tercero y cuarto modo respectivamente, sin embargo en los datos experimentales los siguientes picos (del segundo al cuarto) se encuentran en las frecuencias de 1.4 Hz, 1.9 Hz y 2.4 Hz, valores que aunque no coinciden precisamente con los teóricos si muestran una correspondencia aceptable. Para el caso de S05 los máximos espectrales de los datos experimentales son a 0.27 Hz y 0.68 Hz, mientras que en la curva teórica son a 0.26 Hz y 0.7 Hz, para el resto de los picos observables ocurre una situación similar que en el sitio S04. Por otra parte, para los sitios S03, S04 y S05, las curvas experimentales y teóricas son consistentes en forma y amplitud para el modo fundamental más no del todo en amplitud en los modos de orden superior pero si en la posición de la frecuencia e inclusive en la cantidad de crestas, la curva teórica muestra marcadas oscilaciones en las frecuencias más altas que sí son observadas como un conjunto, siguen la tendencia a formar la cresta de la experimental, además se logra un buen ajuste en el pico fundamental tanto en frecuencia como en amplitud.

V.7.- Interpretación de resultados: sitios Golfo de California.

En las figuras 31 y 32 se muestran los perfiles de velocidades de ondas de corte de los modelos finales obtenidos para los sitios estudiados del arreglo *SCoOBA*, tanto del grupo Norte como del grupo Sur respectivamente. Los sitios de estudio I01 e I02 se han incluido en la grafica correspondiente del grupo Norte para facilitar su comparación visual respecto de las características que exhibe el perfil de velocidades del grupo Norte.

En la figura 33 se ha graficado el conjunto de los perfiles de velocidad en el siguiente orden: N03 y N06 en línea continua-asterisco color magenta. I01 e I02 línea

segmentada-círculo color azul. S03, S04 y S05 línea punto-cuadrado verde. Las 3 figuras antes mencionadas, fueron graficadas hasta la velocidad 700 m/s, sin embargo continúa hasta los 2000 m/s (velocidad del semi-espacio), esto se hizo para permitir observar con mejor detalle la información.

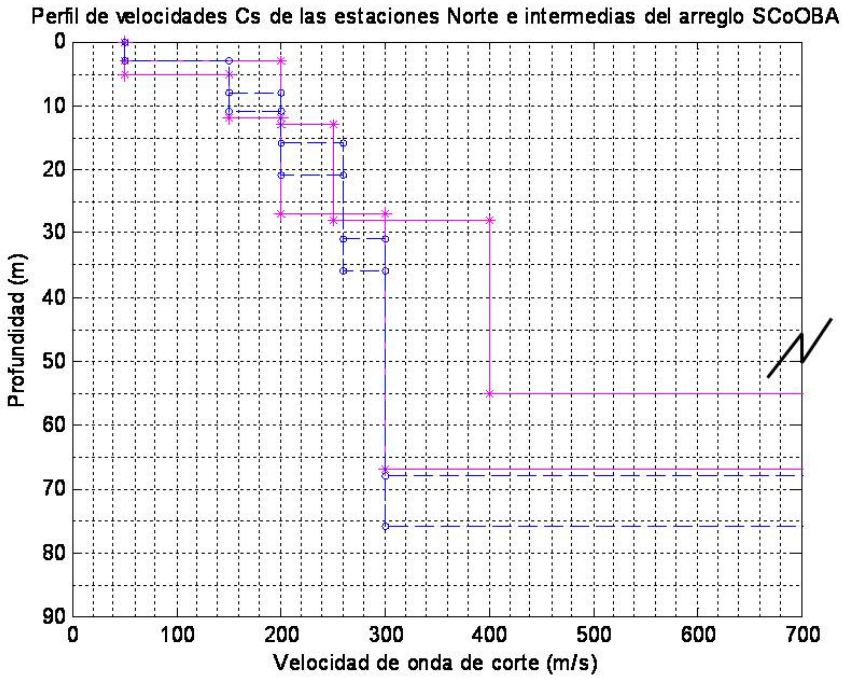


Figura 31. Perfil de velocidades de ondas de corte (C_s) de las estaciones Norte e intermedias del arreglo *SCoOBA*. N03 y N06 en línea continua-asterisco color magenta. I01 e I02 línea segmentada-círculo color azul. La gráfica se presenta hasta la velocidad de 700 m/s para facilitar la visualización de detalles.

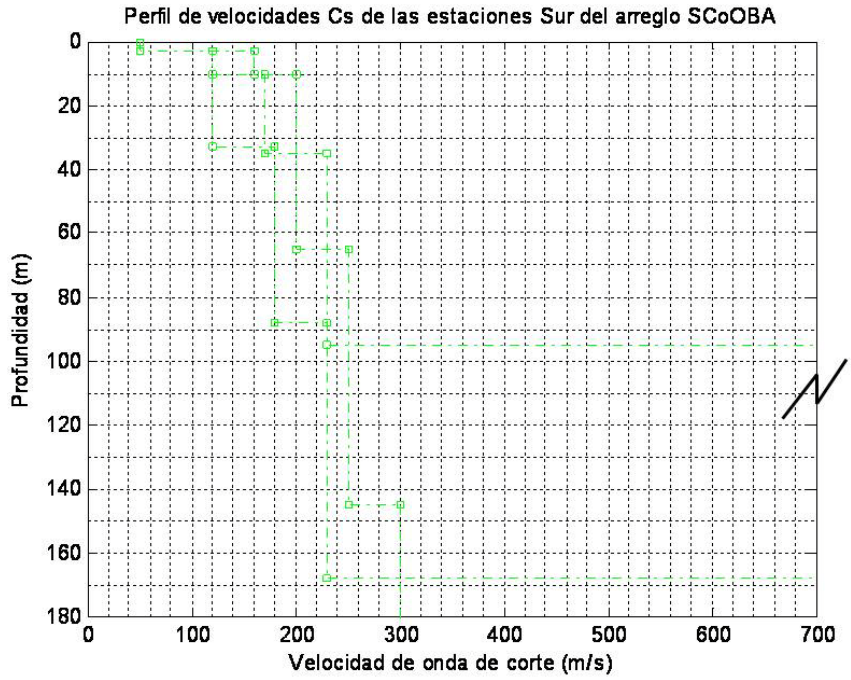


Figura 32. Perfil de velocidades de ondas de corte (C_s) de las estaciones S03, S04 y S05 de la porción Sur del arreglo *SCoOBA*. La gráfica se presenta hasta la velocidad de 700 m/s para facilitar la visualización de detalles.

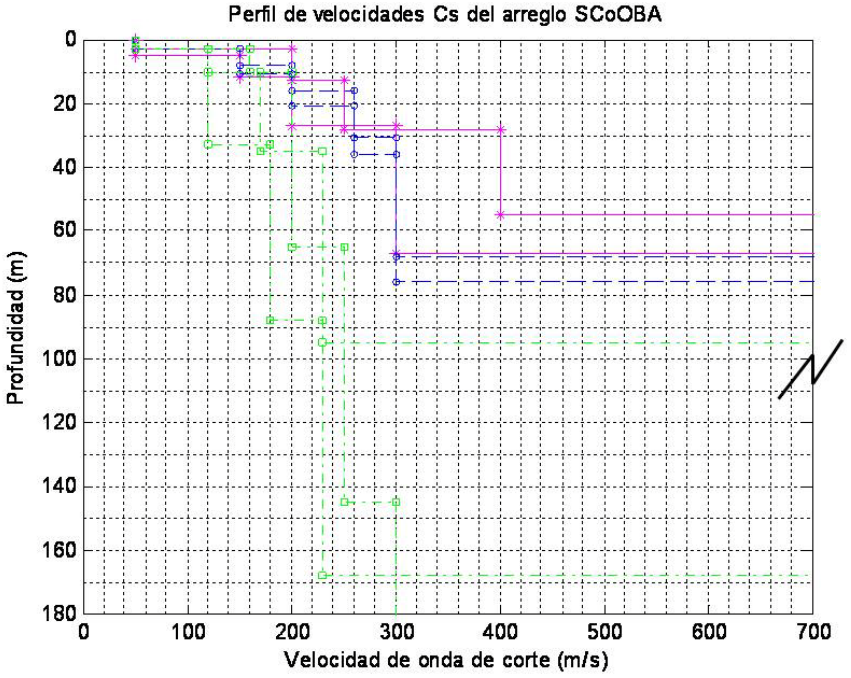


Figura 33. Perfil de velocidades de ondas de corte (C_s) del arreglo *SCoOBA*. N03 y N06 en línea continua-asterisco color magenta. I01 e I02 línea segmentada-círculo color azul. S03, S04 y S05 línea punto-cuadrado verde. La gráfica se presenta hasta la velocidad de 700 m/s para facilitar la visualización de detalles.

Del análisis y comparación de los perfiles de velocidad, se evidencian las condiciones locales de cada sitio. Los modelos del grupo Norte consistentemente tienen un espesor menor de las capas sedimentarias que los modelos del grupo Sur. En términos de las velocidades de dichos estratos, las velocidades del grupo Sur son menores que las del grupo Norte y puntos intermedios.

Los modelos finales de todos los sitios tienen la capa de sedimentos más somera con una velocidad de onda de corte de 50 m/s y espesor de 3 m, a excepción del sitio N03 cuyo espesor es de 5 m. Estos valores son consistentes con las velocidades de sedimentos blandos reportadas en la literatura para sedimentos marinos. Por ejemplo, Huerta (2002) emplea el mismo método de este estudio para analizar el suelo marino del Golfo de México y obtiene 90 m/s para los 5 m de la capa más somera y presenta una recopilación de literatura en donde otros autores han encontrado velocidades comparables, por ejemplo Rosenbland y Stokoe (2001) usan análisis espectral de ondas superficiales para estimar C_s de los sedimentos del Golfo de México y frente a la costa de Vancouver, British Columbia, reportando para el golfo, velocidades de 30.5 m/s para los primeros 0.5 m y 210 m/s para los siguientes 9.5 m y para el sitio en Vancouver sus tres primeras capas fueron de 44 m/s con espesor de 1.1 m, 98 m/s para los siguientes 2.7m y 168 m/s para la tercera capa con un espesor de 6.1 m. Schulthesis (1985) encontró para el sitio DSDP-leg 86 en el Pacifico Norte, C_s en el rango de unos pocos m/s a 40 m/s. Richardson et al. (1991), emplean una técnica de pulso para medir C_s en varios sitios de agua somera en La Spezia, Italia encontrando valores en el rango de 17 m/s a 100 m/s cercanos a la interface de agua-sedimento y gradientes que variaban de 4 a 17 m/s/m en los primeros 2 m de sedimentos blandos a 85 m/s/m en sitios de arena. Buckingham (2005) lleva a cabo un estudio en donde mediante un modelo de disipación de onda derivado del contacto de grano a grano en un medio (modelo G-S) reproduce teóricamente las propiedades de las ondas de compresión y corte para sedimentos marinos, y las compara con las obtenidas de datos reportados en literatura que en su mayoría fueron obtenidos de mediciones in-situ. Uno de los datos que analiza son los recabados por Richardson en tres diferentes lugares (Boa Dragaggio, Viareggio y Portovenere) en donde las velocidades máximas de onda de corte para los primeros 2 m son aproximadamente, 60 m/s para el sitio uno, 50 m/s para el sitio

dos y 40 m/s para el tercer sitio (con tamaños de grano medio 3.4 μm, 1.82 μm y 1.05 μm), Buckingham hace uso del tamaño de grano medio y logra reproducir teóricamente de forma precisa los tres perfiles empleando el modelo G-S, concluyendo que el tamaño de grano afecta a la velocidad de onda de corte a través del modulo de cortante expresado en términos de porosidad, tamaño de grano y profundidad de los sedimentos.

V.8.- Resultados y modelado: Sitios en la ciudad de Mayagüez

En esta sección se presentan los SPR_H/V de los registros obtenidos de las 3 estaciones de la red acelerométrica de la Cd. de Mayagüez utilizadas en este estudio, así como de las estaciones temporales ubicadas dentro del campus de la UPRM. Para ambos conjuntos de sitios de estudio se mostrará a continuación los cocientes espectrales teóricos y los modelos finales obtenidos. Posteriormente, en las respectivas figuras, se describirán los rasgos más relevantes de estas y su comparación con los obtenidos experimentalmente. La banda de frecuencias analizada fue de 0.1-10 Hz. La caracterización de las propiedades dinámicas de los sedimentos se obtuvo mediante el modelado directo de los cocientes espectrales, utilizando el método matricial de propagación de ondas de matrices de rigidez. El proceso de modelado comenzó tomando como referencia un modelo inicial con la información obtenida de la geología superficial de la zona, se propuso un primer modelo de una sola capa de sedimentos descansando sobre el semi-espacio con un espesor inicial de 50 m con una velocidad propuesta según los valores típicos del tipo de suelo en que se encontraba la estación (figura 11), se utilizó incidencia vertical para el campo de ondas P, SV y SH incidente y con amplitud unitaria. Se hicieron cambios en los parámetros de ese modelo hasta lograr que el máximo de la amplitud espectral relativo de la curva experimental (identificado como dominante) coincidiera lo mejor posible. Después se propuso un modelo equivalente de dos capas y se vario las propiedades de cada una dejando fijas las de la otra, hasta que se logro nuevamente el mejor ajuste. Este proceso se repitió iterativamente incrementando el número de capas hasta identificar el modelo que explicara de mejor manera la curva experimental.

En la tabla IV (sección IV.4) se presenta la ubicación de las estaciones de *PRSMP*, para los sitios de estudio dentro de la mancha urbana de la ciudad de Mayagüez, P.R. (ver figura 11). La ubicación de las estaciones localizadas dentro del campus de la UPRM, se muestra en la figura 34 y tabla VI. Respecto de los eventos sísmicos utilizados, sus parámetros hipocentrales y magnitud se da en la tabla V, (sección IV.4).

V.8.1- Sitios estaciones de la Red de Movimientos Fuertes de Puerto Rico: Área de la Ciudad de Mayagüez

En la figura 34 se muestran los resultados obtenidos para la estación MY03. El modelo final consta de 4 capas de sedimentos que acumulan un espesor total de 70 m y velocidad media ponderada de ondas de corte de 334 m/s, la frecuencia dominante calculada (ver sección II.5) es de 1.19 Hz, mientras que la identificada en la figura es de 1.38 Hz. En la figura 35 se muestra el modelo esquemático.

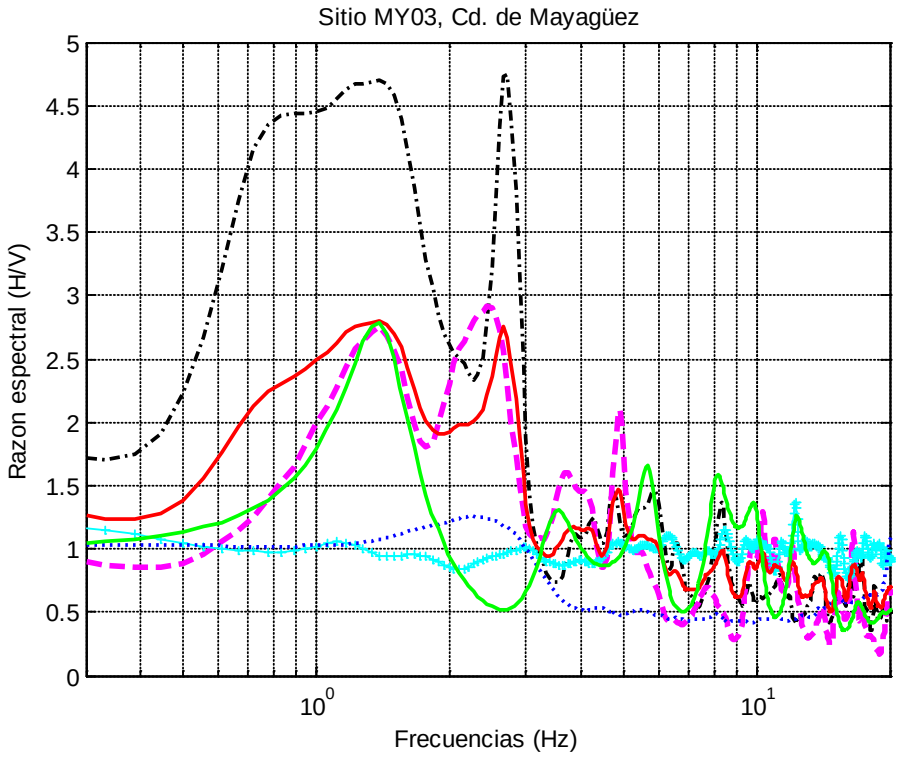


Figura 34. Cocientes espectrales experimentales y teóricos del sitio MY03. Las líneas representan las SPR_H/V (obtenidos con la metodología SESAME) de cada evento, la línea-punto color negro al sismo de diciembre, línea cortada color magenta al sismo de octubre, línea-cruz color azul cielo al sismo de mayo, la línea seguida color rojo al promedio de ambos sismos, línea punteada color azul a la vibración ambiental, y la línea seguida color verde a la curva teórica correspondiente al modelo final.

	Espesor (m)	Vs (m/s)	Densidad (kg/m^3)	Amortigua-miento	Razón de Poisson
Capa 1	5	180	1500	0.03	0.3
Capa 1	10	250	1700	0.03	0.3
Capa 3	20	300	1800	0.03	0.3
Capa 4	35	400	2000	0.01	0.35
Semi-espacio	∞	1000	2500	0	0.25

Figura 35. Representación esquemática y parámetros del modelo obtenido para el sitio MY03.

En la figura 36 se muestran los resultados obtenidos para el sitio MY09. El modelo consta de 3 capas de sedimentos que acumulan un espesor total de 65 m y velocidad media ponderada de ondas de corte de 392 m/s, la frecuencia dominante calculada (ver sección II.5) es de 1.51 Hz, mientras que la observada en la figura es de 1.65 Hz. En la figura 37 se muestra el modelo esquemático.

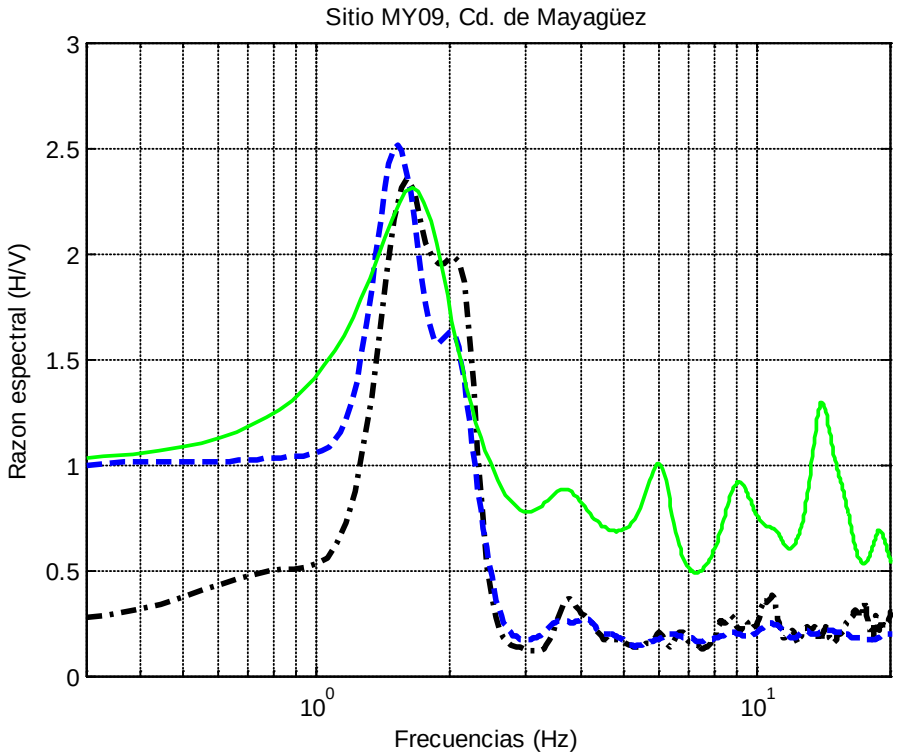


Figura 36. Cocientes espectrales teóricos y experimentales para el sitio MY09. Las líneas representan las SPR_H/V (obtenidos con la metodología SESAME) de cada evento, la línea-punto color negro es para el sismo de diciembre, línea cortada color azul a la vibración ambiental, y la línea seguida color verde a la curva teórica correspondiente al modelo final.

	Espesor (m)	Vs (m/s)	Densidad (kg/m^3)	Amortigua-miento	Razón de Poisson
Capa 1	10	170	2100	0.05	0.35
Capa 2	15	250	2100	0.05	0.3
Capa 3	40	500	2200	0.03	0.3
Semi-espacio	∞	2000.0	2500	0	0.25

Figura 37. Representación esquemática y parámetros del modelo obtenido para el sitio MY09.

En la figura 38 se muestran los resultados obtenidos para el sitio MY08. El modelo consta de 4 capas de sedimentos con un espesor acumulado de 29 m y velocidad media ponderada de ondas de corte (C_s) de 352 m/s, la frecuencia dominante calculada (ver sección II.5) es de 3.04 Hz, mientras que la observada en la figura es de 3.55 Hz. En la figura 39 se muestra el modelo esquemático.

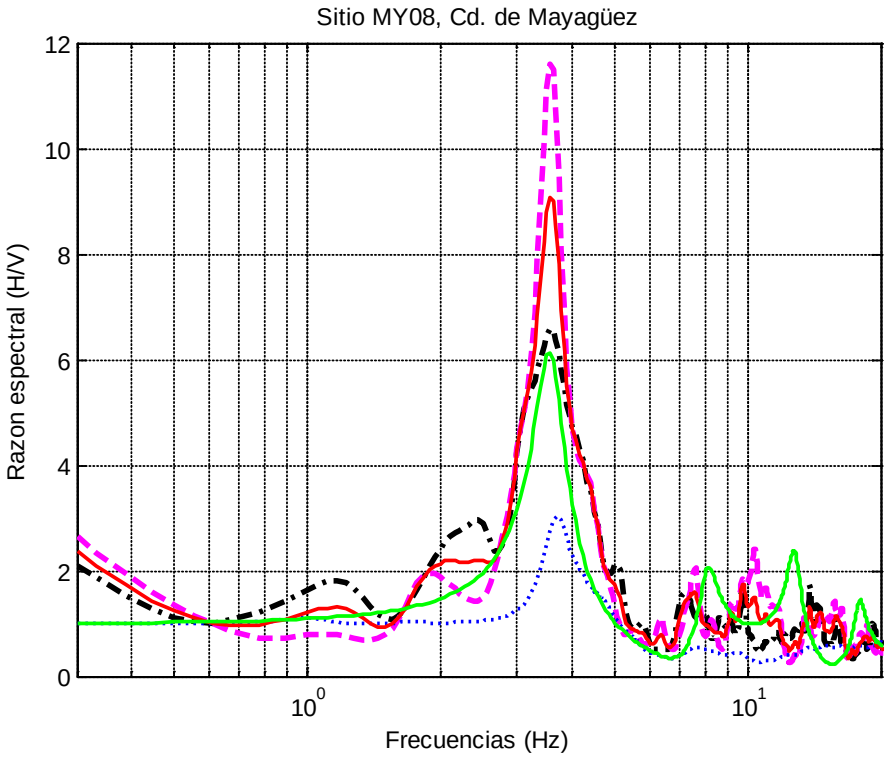


Figura 38. Cocientes espectrales teóricos y experimentales del sitio MY08. Las líneas representan las SPR_H/V (obtenidos con la metodología SESAME) de cada evento, la línea punteada negra es para el sismo de diciembre, línea cortada color magenta al sismo de octubre, la línea seguida color rojo al promedio de ambos sismos, línea punteada color azul a la vibración ambiental, y la línea seguida color verde a la curva teórica correspondiente al modelo final.

	Espesor (m)	Vs (m/s)	Densidad (kg/m^3)	Amortigua-miento	Razón de Poisson
Capa 1	5	170	1500	0.01	0.3
Capa 2	6	260	1700	0.01	0.3
Capa 3	8	350	1800	0.01	0.3
Capa 4	10	500	1900	0.01	0.35
Semi-espacio	∞	2000	2500	0	0.25

Figura 39. Representación esquemática del modelo obtenido para la estación MY08, Cd. de Mayagüez.

V.8.2- Sitios dentro del Campus Universitario (UPRM)

La ubicación de las estaciones correspondientes a los sitios estudiados dentro del campus de la UPRM, se muestra en la figura 40, y sus coordenadas de ubicación se dan en la tabla VI.

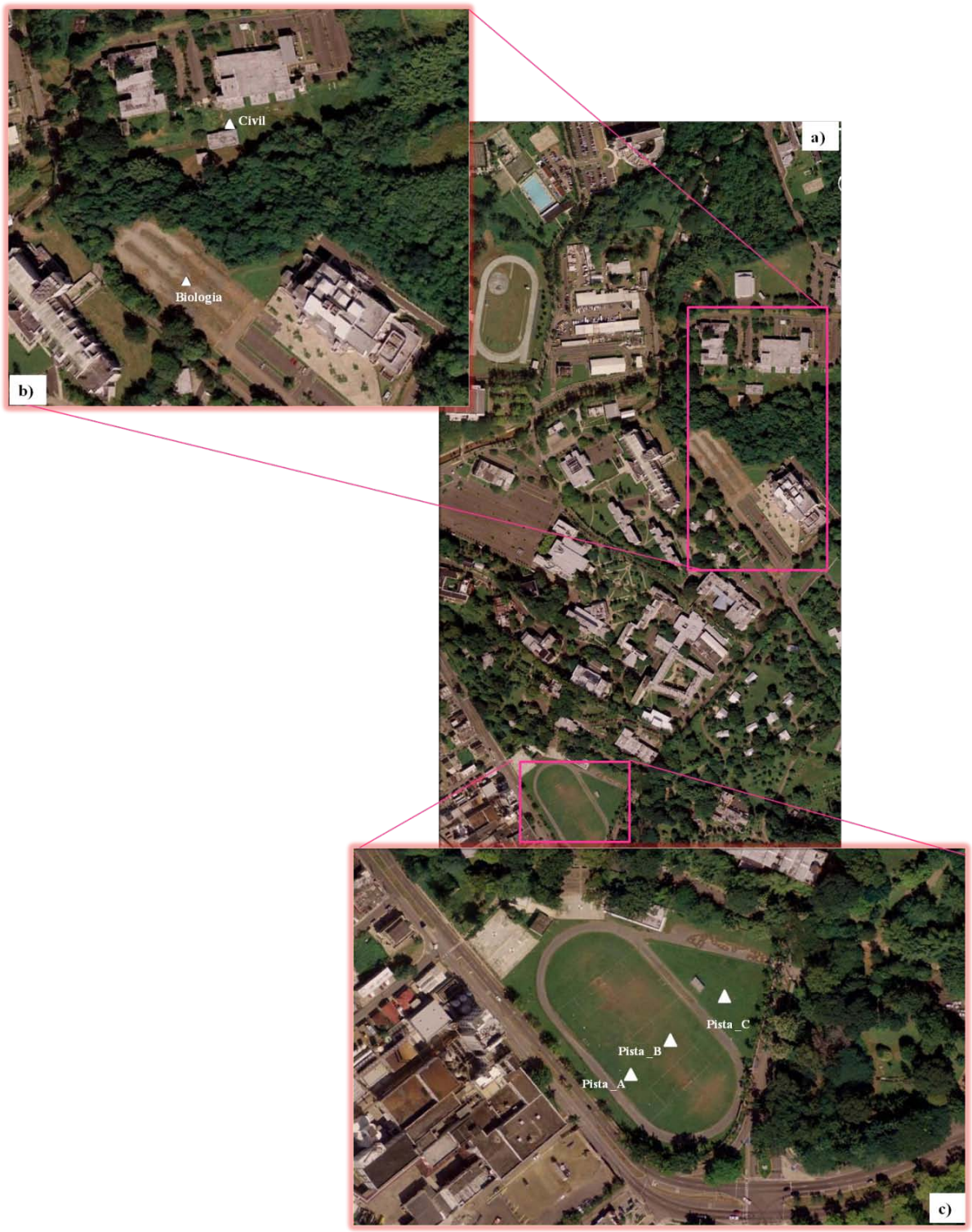


Figura 40. Ubicación de las estaciones temporales dentro del campus UPRM (Google earth). a) Vista general del campus UPRM, los sitios de estudio se encierran en recuadros. b) Estaciones temporales Biología UPRM y Civil UPRM, ambas señaladas con triángulos. c) Pista de atletismo de la UPRM, las estaciones temporales se señalan en triángulos.

Tabla VI. Ubicación de las estaciones temporales dentro del campus UPRM

Estación	Latitud	Longitud
Pista_A UPRM	18.20719	-67.14083
Pista_B UPRM	18.20741	-67.14059
Pista_C UPRM	18.2077	-67.14028
Biologia UPRM	18.212938	-67.139766
Civil UPRM	18.214333	-67.139450

En la figura 41 se muestran los resultados obtenidos para la estación civil, ubicada. El modelo obtenido consta de 4 capas de sedimentos con un espesor total de 23 m y velocidad media de ondas de corte de 413 m/s, la frecuencia dominante calculada (ver sección II.5) es de 4.5 Hz, y la observada en la figura es de 4.8 Hz. En la figura 42 se muestra el modelo esquemático.

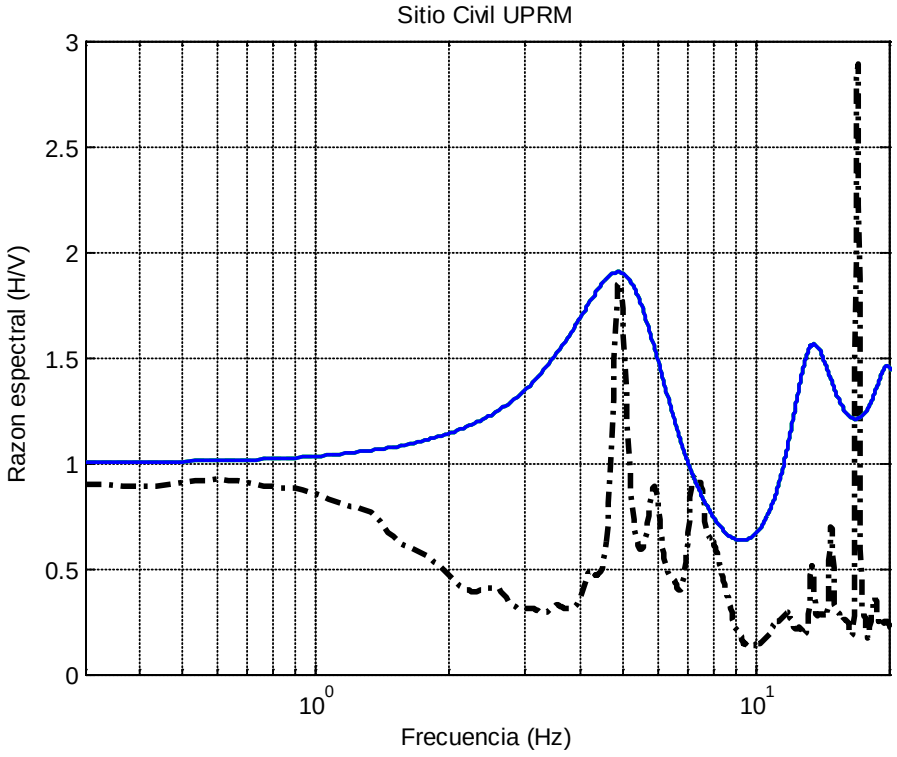


Figura 41. Cocientes espectrales para el sitio Civil UPRM. La línea-punto color negro representa la curva SPR_H/V calculada con vibración ambiental, y la línea continua color azul a la curva teórica correspondiente al modelo final.

	Espesor (m)	Vs (m/s)	Densidad (kg/m^3)	Amortigua-miento	Razón de Poisson
Capa 1	2	200	1800	0.04	0.3
Capa 2	3	300	1900	0.04	0.3
Capa 3	8	400	2000	0.04	0.3
Capa 4	10	500	2000	0.03	0.3
Semi-espacio	∞	1100	2100	0	0.25

Figura 42. Representación esquemática del modelo obtenido para el sitio Civil UPRM.

En la figura 43 se muestran los resultados obtenidos para el sitio Biología. UPRM El modelo obtenido consta de 3 capas de sedimentos con un espesor total de 17 m y velocidad media ponderada de ondas de corte de 312.35 m/s, la frecuencia dominante calculada (ver sección II.5) es de 4.6 Hz, mientras que la observada en la figura es de 4.9 Hz. En la figura 44 se muestra el modelo esquemático.

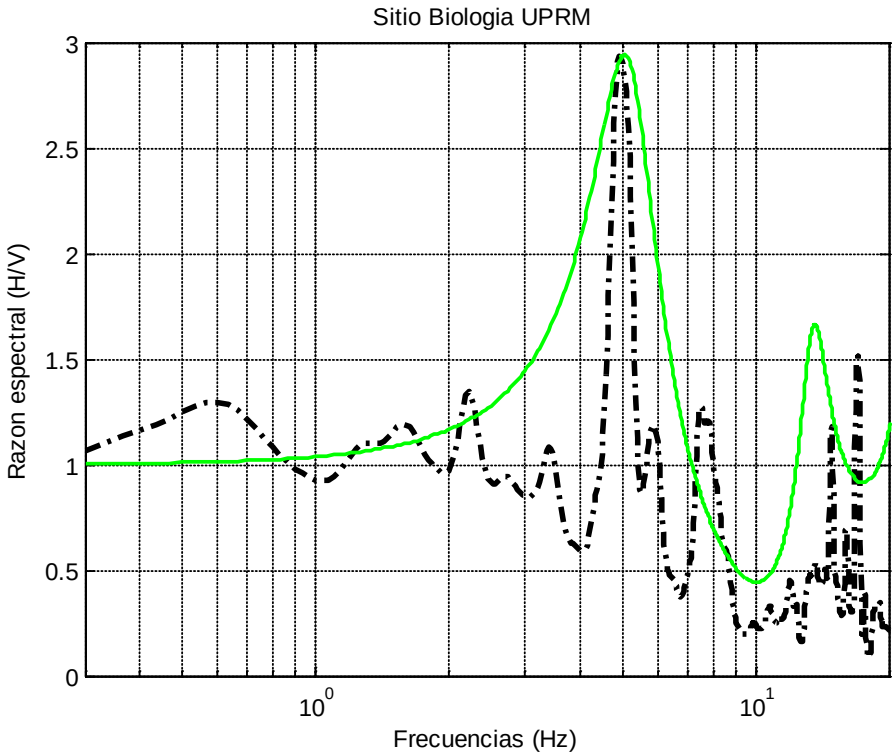


Figura 43. Cocientes espectrales para el sitio Biología UPRM. La línea-punto color negro representa la curva SPR_H/V calculada con vibración ambiental, y la línea continua color verde a la curva teórica correspondiente al modelo final.

	Espesor (m)	Vs (m/s)	Densidad (kg/m^3)	Amortigua-miento	Razón de Poisson
Capa 1	2	180	1700	0.05	0.3
Capa 2	3	250	1900	0.04	0.3
Capa 3	12	350	2000	0.04	0.35
Semi-espacio	∞	1500	2100	0	0.25

Figura 44. Representación esquemática del modelo obtenido para el sitio Biología UPRM.

En la figura 45 se muestran los resultados obtenidos para el sitio Pista_A UPRM. El modelo obtenido consta de 3 capas de sedimentos con un espesor total de 47 m y velocidad media de ondas de corte de 392 m/s, la frecuencia dominante calculada (sección II.5) es de 2.08 Hz, gráficamente es de 2.33 Hz. En la figura 46 se muestra el modelo esquemático.

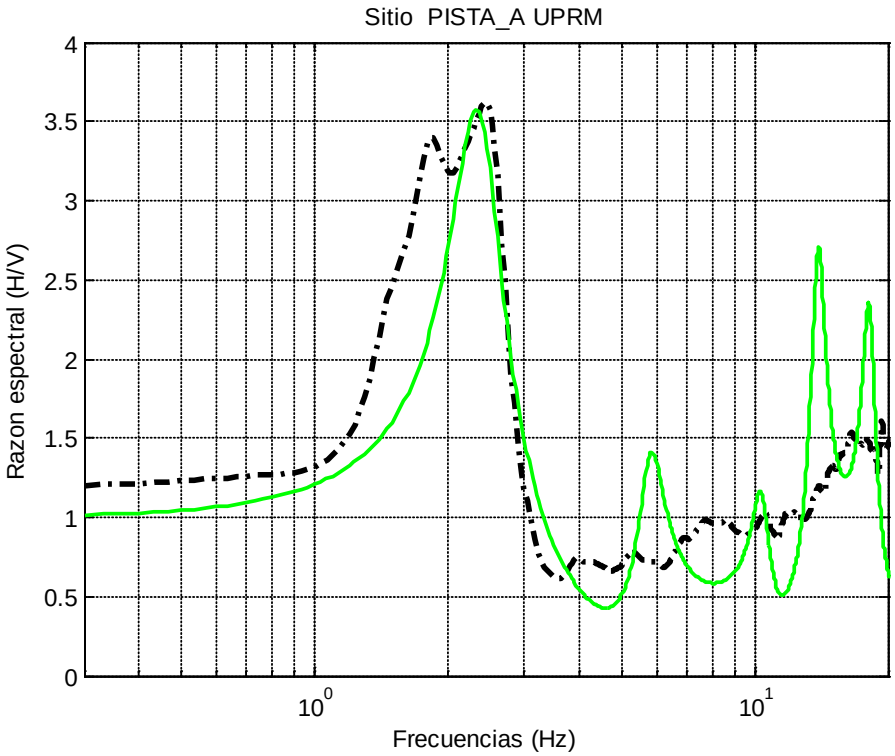


Figura 45. Cocientes espectrales teóricos y experimentales para la estación Pista_A UPRM. La línea-punto color negro representa la curva SPR_H/V calculada con vibración ambiental, y la línea seguida color verde a la curva teórica correspondiente al modelo final.

	Espesor (m)	Vs (m/s)	Densidad (kg/m^3)	Amortigua-miento	Razón de Poisson
Capa 1	2	200	1600	0.03	0.3
Capa 2	15	300	1700	0.03	0.3
Capa 3	30	450	1900	0.01	0.35
Semi-espacio	∞	1500	2500	0	0.25

Figura 46. Representación esquemática del modelo obtenido para el sitio Pista _A UPRM.

En la figura 47 se muestran los resultados obtenidos para el sitio Pista_B UPRM. El modelo obtenido consta de 3 capas de sedimentos con un espesor acumulado de 34 m y velocidad media de ondas de corte de 411.8 m/s, la frecuencia dominante calculada (ver sección II.5) es de 3.02 Hz, gráficamente es de 3.46 Hz. En la figura 48 se presentan los parámetros del modelo y su representación esquemática.

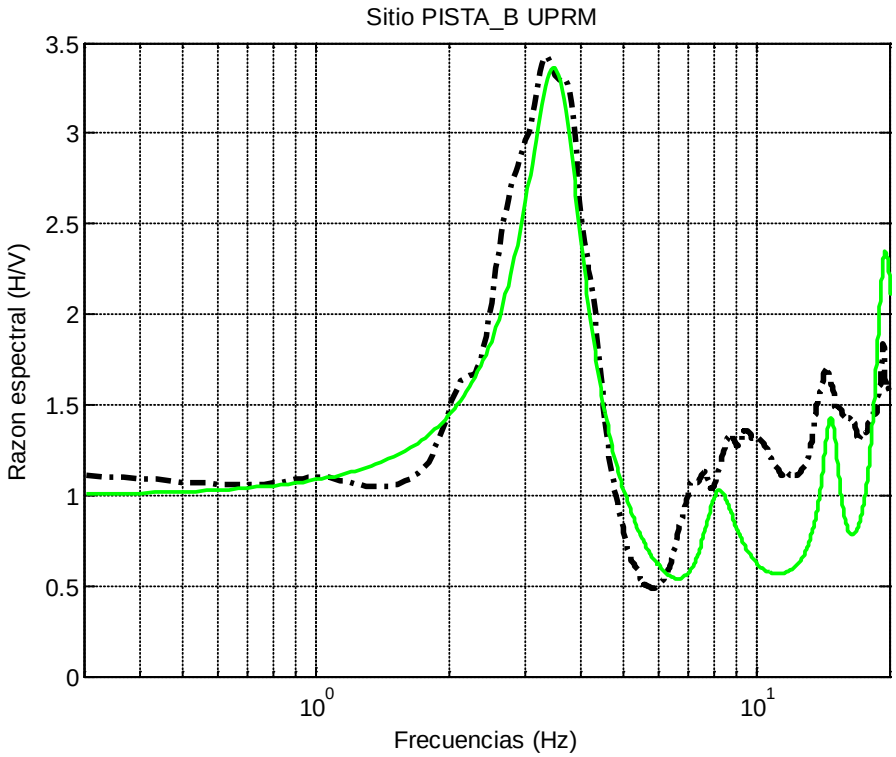


Figura 47. Cocientes espectrales teóricos y experimentales del sitio Pista_ B UPRM. La línea-punto color negro es la curva SPR_H/V calculada con vibración ambiental, y la línea seguida color verde a la curva teórica correspondiente al modelo final.

	Espesor (m)	Vs (m/s)	Densidad (kg/m^3)	Amortigua-miento	Razón de Poisson
Capa 1	2	200	1600	0.03	0.3
Capa 2	12	300	1800	0.03	0.3
Capa 3	20	500	2100	0.01	0.35
Semi-espacio	∞	1500	2500	0	0.25

Figura 48. Representación esquemática del modelo obtenido para el sitio Pista_B UPRM.

En la figura 49 se muestran los resultados obtenidos para la estación Pista_C UPRM. El modelo obtenido consta de 3 capas de sedimentos con un espesor acumulado de 40 m y velocidad media ponderada de ondas de corte de 352.5 m/s, la frecuencia dominante calculada (ver sección II.5) es de 2.2 Hz, mientras que la observada en la figura es de 2.49 Hz. En la figura 50 se muestra el modelo esquemático.

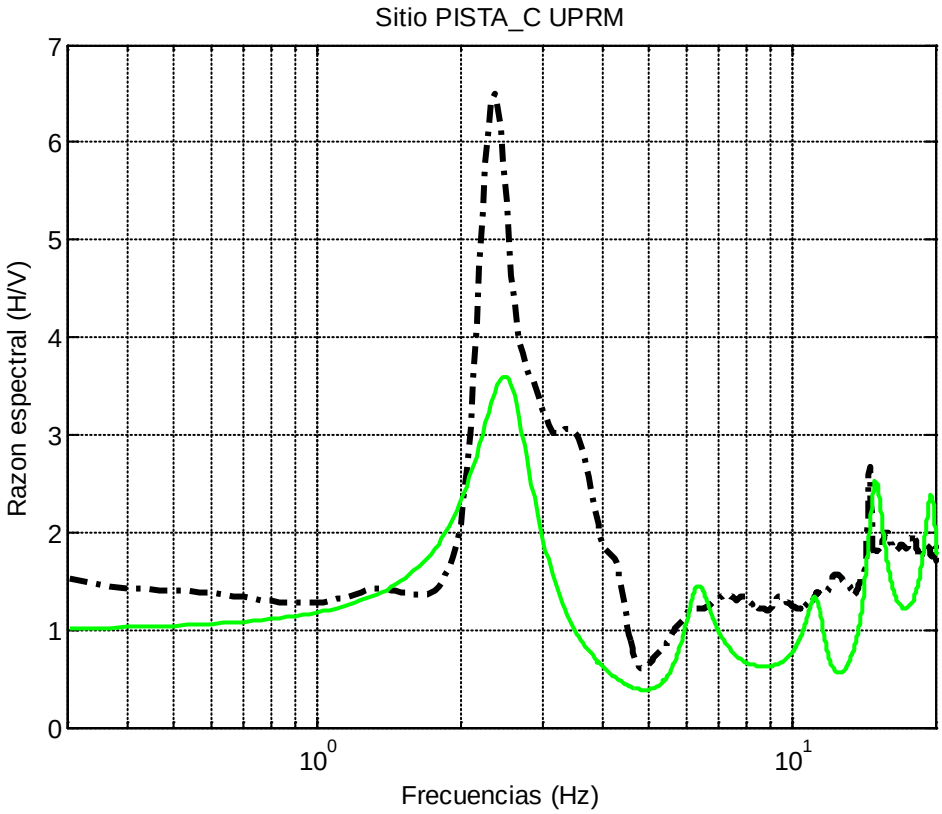


Figura 49. Cocientes espectrales teóricos y experimentales del sitio Pista_C UPRM. La línea-punto color negro representa la curva SPR_H/V calculada con vibración ambiental, y la línea seguida color verde a la curva teórica correspondiente al modelo final.

	Espesor (m)	Vs (m/s)	Densidad (kg/m^3)	Amortigua-miento	Razón de Poisson
Capa 1	2	200	1600	0.03	0.3
Capa 2	15	300	1800	0.03	0.3
Capa 3	23	400	2100	0.01	0.35
Semi-espacio	∞	1500	2500	0	0.25

Figura 50. Representación esquemática del modelo obtenido para el sitio Pista_C UPRM.

V.9.- Interpretación de resultados: sitios Ciudad de Mayagüez.

Para los casos de los sitios ubicados en la mancha urbana de la Cd. de Mayagüez, los resultados muestran que para cada sitio la frecuencia obtenida del modo fundamental con registros de sismos tiene buena concordancia con la obtenida de los registros vibración ambiental. De lo anterior se desprende que se puede establecer la relación entre la frecuencia del modo fundamental y las propiedades y geometría del modelo de cada sitio, que para este caso fue de 1.38 Hz para la estación MY03, de 1.65 Hz para la estación MY09 y de 3.55 Hz para la estación MY08. De acuerdo a la información de la geología superficial esos sitios están ubicados en depósitos aluviales y de playa del Holoceno (MY03, MY09), depósitos aluviales del Pleistoceno tardío y del Holoceno y en rocas de edad Jurásica (MY08).

Para los sitios Civil UPRM y Biología UPRM, ubicados dentro del campus universitario los cocientes experimentales arrojan una frecuencia dominante cercana a 5 Hz para ambos casos, observando que los dos sitios están en suelos cuya geología superficial indica que son rocas de edad Jurásica y se puede considerar como suelo firme. Pérez-Marcial (2005) reporta resultados de un estudio llevado a cabo con el método *SASW* en un sitio cercano a Civil UPRM, aunque su ubicación precisa no se pudo determinar se presume está a una distancia radial no mayor a 150 m con respecto a nuestro punto de estudio. En la tabla VII se muestran los espesores y las velocidades de onda de corte reportadas por Pérez-Marcial y las obtenidas en este estudio

Tabla VII. Perfil de velocidades de onda de corte. Sitios Civil UPRM y sitio Pérez-Marcial

Civil UPRM		Sitio Pérez-Marcial	
Espesor (m)	Vs (m/s)	Espesor (m)	Vs (m/s)
2	200	2	83.5
3	300	4.1	388.7
8	400	8.1	626.2
10	500	9.6	839.4
∞	1100	14.1	935.5
		ND	ND
ND: No Disponible			

El modelo que obtiene Pérez-Marcial consta de 5 capas de sedimentos con un espesor acumulado de 37.9 m y velocidad media ponderada de ondas de corte de 739.66 m/s, la frecuencia dominante calculada mediante la ecuación 4 (ver sección II.5) es de 4.88 Hz. Al comparar sus resultados con los obtenidos aquí para el sitio Civil UPRM (figura 42), se observa concordancia en la frecuencia dominante calculada, la diferencia en la velocidad media ponderada de onda de corte puede deberse en parte a la diferencia en el espesor acumulado y a las diferencias en las propiedades físicas del terreno.

Upegui-Botero, et al. (2009) llevaron a cabo un estudio usando SPR_H/V en diversos puntos cercanos a nuestro sitio Biología UPRM y modelaron la curva experimental promedio de sus diferentes sitios de medición usando el método de propagación de ondas (matrices de rigidez), en la tabla VIII se muestran los espesores y las velocidades de onda de corte que reportan y las obtenidas en este estudio.

Tabla VIII. Perfil de velocidades de onda de corte. Sitios Biología UPRM y sitio Upeguiz-Botero, et al.

Sitio Biología UPRM		Sitio Upegui-Botero, et al..	
Espesor (m)	Vs (m/s)	Espesor (m)	Vs (m/s)
2	180	2	150
3	250	3	100
12	350	5	230
∞	1500	7	260
--	--	9	310
--	--	∞	1900

El modelo que obtienen Upegui-Botero et al. consta de 5 capas de sedimentos con un espesor acumulado de 26 m y velocidad media ponderada de ondas de corte de 244.6 m/s, la frecuencia dominante calculada mediante la ecuación 4 (ver sección II.5) es de 2.35 Hz. Al comparar sus resultados con los obtenidos en este estudio para el sitio Biología UPRM (figura 44), se observan contrastes considerables tanto en la frecuencia dominante de vibración del terreno, la velocidad media ponderada de Vs, así como el espesor propuesto para cada modelo. La ubicación relativa entre nuestros puntos de medición y los

realizados por Upegui-Botero et al (2009) no se puede precisar con la información disponible en la publicación.

De nuestro estudio, para los sitios de la pista de atletismo analizados, se observa una similitud en la forma de los SPR_HV y a pesar de ser distancias pequeñas de separación entre cada sitio, se observan cambios en la posición de la frecuencia dominante, lo cual aquí se interpreta que la técnica de Nakamura es sensible a las variaciones de las propiedades físicas del terreno. De la información de la geología superficial, resalta que el tipo de suelos donde se ubican estos sitios es de suelos aluviales posiblemente consolidados. Por su parte, Upegui-Botero, et al. (2009) reporta resultados de un estudio llevado a cabo usando SPR_H/V en diversos puntos de la pista de atletismo, mismos que difieren respecto de los reportados por Pando, et al. (2006), en que este último llevó a cabo un estudio de sísmica de refracción dentro de la pista de atletismo. De los resultados obtenidos en este estudio para los tres sitios ubicados dentro de la pista de atletismo (ver figuras 46, 48 y 50) se obtuvo un espesor promedio de 40.3 m con una velocidad media ponderada de ondas de corte de 384.5 m/s y una frecuencia calculada de 2.4 Hz. En la tabla IX se muestran los espesores y las velocidades de onda de corte reportadas en ambos estudios.

Tabla IX Perfil de velocidades de onda de corte. Sitios en la pista de atletismo de Upegui-Botero, et al. y de Pando, et al.

Sitio Upegui-Botero, et al.		Sitio Pando, et al.	
Espesor (m)	Vs (m/s)	Espesor (m)	Vs (m/s)
3	210	11	86.5
3	260	19	2101.6
5	350	ND	ND
8	390	--	--
10	420	--	--
∞	1100	--	--
ND: No Disponible			

El modelo que obtienen Upegui-Botero et al. consta de 5 capas de sedimentos con un espesor acumulado de 29 m y velocidad media ponderada de ondas de corte de 361.4 m/s con una frecuencia dominante calculada (ver sección II.5) de 3 Hz. Para los resultados

de Pando, et al., nosotros consideramos los primeros 11 m como sedimentos y dada el alto contraste con el siguiente estrato, consideramos como puede representar el semi-espacio donde descansa el estrato mas superficial, con lo cual su frecuencia dominante calculada es de 1.97 Hz. Al comparar los resultados obtenidos por Upegui-Botero et al. con el promedio de los resultados obtenidos en este estudio se observa similitud entre la velocidad media ponderada de onda de corte, y una concordancia aceptable en las frecuencias calculadas, es importante hacer notar que los sitios de estudio, si bien se encontraban dentro de la pista de atletismo no fue posible precisar la ubicación relativa entre ellos. Los resultados reportados por Pando et al, no son entendidos de forma clara y queda la incertidumbre si los valores presentados usando refracción alcanzan el grado de resolución comparable entre los métodos y procedimientos utilizados.

Al hacer una comparación entre los sitios dentro del campus universitario, los cercanos a los edificios el máximo relativo espectral es más angosto en comparación al máximo relativo espectral de los sitios ubicados en la pista de atletismo, y además las frecuencias del modo fundamental son más altas y se observa un solo máximo, mientras que en los sitios de la pista se observa la aparición de un segundo máximo junto al primero. Los espesores de los modelos obtenidos para los sitios en la pista de atletismo son mayores en comparación a los obtenidos en los sitios Civil UPRM y Biología UPRM. Por su parte, las velocidades promedio ponderas de las ondas de corte son comparables.

Bilbliografía

Aggour, M.S., J.C.S. Yang, y H. Al-Sanad. 1982. Application of the random decrement technique in the determination of damping of soils, *Procceedings, The 7th European conference on earthquake engineering*, 337-344. Athens Greece. Septiembre 20-25.

Aguilar Campos C., González Escobar M. y Martín-Barajas J. 2007. Geometría de la cuenca Wagner, golfo de California, a partir de sísmica de reflexión. *GEOS.* 28(3): 1-11 p.

Aki K. 1965. A note on the use of microseisms in determining the shallow structure of the Earth's crust, *Geophysics*. 30: 665-666p.

Alfaro A., Goula X., Susagna T., Pujades L.G., Canas J.A. Navarro M. y Sánchez J. 1998. Estimación del Período Predominante del Suelo a Partir de Microtemblores. Aplicación a Barcelona. IX *Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica. Aguadulce (Almería, España)* Febrero 9-13.

Álvarez L.G., Suárez Vidal F., Mendoza Borunda R y González Escobar M. 2009. Bathymetry and active geological structures in the Upper Gulf of California. *Bol. Soc. Geol. Mex.* 61(1): 129-141 p.

Arai H y Tokimatsu K. 1998. Evaluation of local site effects base on microtremor H/V spectra. *Balkema, Rotterdam*. ISBN 9058090302. 673-680 p.

Atakan Kuvvet, Duval Anne-Marie, Theodulidis Nikos, Guillier Bertrand, Chatelain Jean-Luc, BardPierre-Yves and the SESAME-Team. 2004. The H/V spectral ratio technique: experimental conditions, data processing and empirical reliability assessment. *13WCEE*. Agosto 1-6. Paper No. 2268.

Bard P. 1998. Microtremor measurements: A tool for site effect estimation?. The effects of surface geology on seismic motion. *Irikura, Kudo, Okada and Sasatani Ed. Balkema, Rottherdam, The Netherlands*. 1251-1279 p.

Bejarano Carrillo A. 2006. Estudio de la técnica del decremento aleatorio para la estimación in-situ de propiedades de suelos. Tesis de maestría, CICESE. 110 pp.

Bendat, J.S. y Piersol A.G. 1971. *Random data: Analysis and measurements procedures.* John Wiley & Sons, Inc. New York. 407 pp.

Bonnefoy-Claudet S., Cornou C., Bard P.Y., Cotton F., Moczo P., Kristek J. y Fah D. 2006. *GJI*. 167: 827-837 p.

Buckingham M.J. 2005. Compressional and shear wave properties of marine sediments: comparations between theory and data. *J. Acoust. Soc. Am*. 117(1): 137-152 p.

Cai C., Zheng H., Khan M. S. y Hung K. C. Modeling of Material Damping Properties in ANSYS. *Defense Systems Division,* Institute of High Performance Computing 89C Science Park Drive, Singapore Science Park I, Singapore 118261.

Castellaro S., Mulargia F. 2009. Vs30 estimates using constrained H/V measurements. *BSSA*. 99(2A): 761-773 p.

Chang D.W., Roesset J.M. y Wen C.H. 2000. A time-domain viscous damping model based on frequency-dependent damping ratios. *Soild Dynamics and Earthquake Engineering*. 19: 551-558 p.

Chatelain J. L., Guillier B. F. C., Duval A. M., Bard K. A. P. Y. y The WP02 SESAME team. 2008. Evaluation of the influence of experimental conditions on H/V results from ambient noise recordings. *Bull Earthquake Eng*. 6: 33–74 p.

Chávez García F.J. y Cuenca J. 1998. Site effects and microzonation in Acapulco. *Earthquake Spectra*. 14(1): 75-93 p.

Clayton R.W. 2003. NARS-Baja: a five-year deployment of broadband seismic instruments around the Gulf of California. *EAR* 01-11650

Cornejo Córdova C.J. 2002. Elastodynamics with Hysteretic Damping, Tesis de doctorado. Delft University Technology. 148 pp.

Curet, A.F., 1986, Geologic Map of the Mayaguez and Rosario Quadrangle, Puerto Rico. *USGS, Miscellaneous investigations series*. Map I-1657, scale 1:20 000, 1 pp.

Dahm T., Tilman F. y Morgan J.P. 2006. Seismic broadband ocean-bottom data and noise observed with free-fall station: experiences fron long-term deployments in the North Atlantic. *BSSA.* 96(2): 647-664 p.

Field E.H., Clement A.C., Jacob K.H., Aharonian V., Hough S.E., Friberg P.A., Babaian T.O., Karapetian S.S., Hovanessian S.M. y Abramian H.A. 1995. Earthquake site-response study in Giumri (formerly Leninakan), Armenia, using ambient noise observations. *BSSA.* 85(1): 349-353 p.

Field, E.H. y Jacob K.H. 1993. Theoretical response of sedimentary layers to ambient seismic noise, *Geophys. Res. Lett.* 20: 2925-2928 p.

Field E.H., Jacob K.H. 1995. A comparison and test of various site-response estimation techniques, including three that are not reference-site dependent. *BSSA.* 85(4): 1127-1143 p.

Field E.H., Jacob K.H. y Hough S.E. 1992. Earthquake site response estimation: a weak-motion case study. *BSSA* 82(6): 2283-2306 p.

Franklin R., Caselles J.O, Canas J.A., Clapes J., Pujades Ll G. 2006. Estimación de la respuesta de sitio mediante el método de cociente espectral aplicado a ruido ambiental: aplicación a la Ciutat Vella de Valencia. Rev. *Int. Met. Num. Cálc. Dis. Ing*. 22(2): 169-191p.

Gaherty J., Collins J., Castro Escamilla R. 2005. Cruise Report: *SCoOBA*. 14 pp.

Gaherty J., Collins J., Huerta López C.I. 2006. Cruise Report: *SCoOBA* II. 8 pp.

Goff J.A., Bergman E.A. y Solomon S.C. 1987. Earthquake Source Mechanisms and transform fault tectonics in the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research*. 92(B10): 10485-10510 p.

González Escobar M., Suárez Vidal F., Hernández Pérez J.A. y Martín Barajas A. 2010. Seismic reflection-based evidence of a transfer zone between the Wagner and Consag basing: implications for defining the structural geometry of the northern Gulf of California. *Geo-Mar Lett*. DOI 10.1007/s00367-010-0204-0. 10 pp.

Haghshenas E. P., Bard Y., Theodulidis N. y SESAME WP04 Team. 2008. Empirical evaluation of microtremor H/V spectral ratio. *Bull Earthquake Eng*. (6): 75–108 p.

Hamilton E.L. 1970. Reflection coefficients and bottom losses at normal incidence computed from pacific sediment properties. *Geophysics.* 35(6). 995-1004 p.

Haskell N. A. 1953. The dispersion of surface waves on multilayered media. *BSSA*. 43(1): 17-34 p.

Huerta López C.I. 2002. Determination of soil properties from earthquakes data. Tesis de doctorado. University of Texas, Austin. 222 pp.

Huerta López C.I. 2008. Dinámica de rocas y suelos. Apuntes de clases. CICESE. Inédito.

Huerta López C.I., Castro Escamilla R., Gaherty J., Contreras Porras R.S. 2008. In-situ seafloor sediment characterization from background noise and earthquakes recorded in the Gulf of California. (Poster). Agosto 15-19. *AGU Fall Meeting, San Francisco, California.*

Huerta López C.I., Pulliam J. y Nakamura Y. 2003. In-situ evaluation of shear-wave velocities in seafloor sediments with a broadband ocean-bottom seismograph. *BSSA*. 93(1): 139-151 p.

Huerta López C.I., Pulliam J., Nakamura Y. y Yates B. 2001. Modeling amplification effects of marine sedimentary layers via horizontal/vertical spectral ratios. *Proceedings of the 71st SEG meeting*. 1: 825-828 p.

Huerta López C., Roësset J.,. Stokoe,K. y Acosta J. 1994. "In-situ determination of soil damping from earthquake records." *Second International Conference in Earthquake Resistant Construction and Design (ERCAD).* Berlin, Germany. 1(8): 227-234 p.

Kanasewich, E.R. 1981. *Time series analysis in geophysics*. University of Alberta Press. Third Edition. Edmonton, Alberta. 480 pp.

Kausel E. y Roesset J.M. 1981. Stiffness matrices for layered soils. *BSSA*. 71(6). 1743-1761 p.

Lachet C. y Bard P.Y. 1994. Numerical and theorical investigations on the possibilities and limitations of Nakamura's technique. *J. Phys. Earth*. 42(5): 377-397 p.

Martín-Barajas A., Steckler M. y Stock J. 2001. Ruptura de la litósfera continental en la región del Golfo de California y Salton trough. Reporte del taller margins de Puerto Vallarta. *GEOS, Unión Geofísica Mexicana*. 41-46 p.

Moreno Jaramillo L. y Alfaro Castillo A.J. 2000. De los microsismos a los microtemblores. *VIII Congreso Colombiano de Geotecnia-Sociedad Colombiana de Geotecnia.*

Muyzert E. 2007. Seabed property estimation from ambient-noise recordings: Part I - Compliance and Scholte wave phase-velocity measurements. *Geophysics.* 72(2): U21-U26 p.

Nagy E. y Stock J. 2000. Structural controls on the continent-ocean transition in the northern Gulf of California. *Journal of Geophysical Research*. 105(B7). 16251-16269 p.

Nakamura Y. 1989. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *QR of RTRI*. 30(1): 25-32 p.

Nakamura Y. 2000. Clear identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications. New Zeland. *12WCEE*. Paper No. 2656. 8 pp.

Oppenheim, A.V. y Schafer R. W. 1975. *Digital signal processing*. Prentice-Hall. New Jersey. 556 pp.

Pando M, Cano L, Suárez L, Ritta R, Montejo L. 2008. Comparison of site fundamental period estimates using weak-motion earthquakes and microtremors. 12-17 Octubre. Beijin, China. *14WCEE. Proceedings.*

Pando M, Suárez L, Martínez J, Lugo C., Llavona A., Pérez E., Varela E. y Eugenio A. (2006) Ground motions evaluation and geotechnical database for the City of Mayaguez, Puerto Rico. Final technical report. *UPRM, Department of Civil Engineering and Surveying.* Mayaguez, PR. 121pp.

Pérez Marcial E. 2005. Ground response spectra at surface for Mayagüez considering in-situ soil dynamic properties. Tesis de maestría. Universidad de Puerto Rico en Mayagüez. 135 pp.

Rérgnier J., Bonilla F., Bertrand E., Duval, Beauval C., Scotti O., Douglas J. y Ghel P. 2008. Variability of one-dimensional soil amplification estimates at four sites of the French permanent accelerometer network (RAP). 12-17 Octubre. Beijin, China. *14WCEE Proceedings.*

Rijlaarsdam D.J. 2005. Modeling damping in linear dynamic systems. Final bachelor project, *DCT* report number 2005.39.

Rodríguez Lozoya H. E., Quintanar Robles L., Ortega Ruiz R., Rebollar J.C. y Yagi Y. 2008. Rupture process of four medium-sized earthquakes that occurred in the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research*. 113: 18 p.

Roësset J. M., Stokoe K. H., Huerta López C.I. 1995. Efect of magnitude and type of damping on soil amplification. *Third international conference on recent advances in geotechnical earthquake engineering and soil dynamics*. 2. Paper No. 10.25.

Roësset J.M. y Whitman R.V. 1969. Theoretical background for amplification studies. *Research Report R69-15, Soils Publication* No. 231, Department of Civil Engineering MIT, Cambridge, Massachusetts.

Seale S.H. y Archuleta R.J., 1989. Site amplification and attenuation of strong ground motion. *BSSA.* 79(6): 1673-1695 p.

SEMARNAT.(2009.)http://portal.semarnat.gob.mx/queessemarnat/politica_ambiental/ordenamientoecologico/Pages/bitacora_golfo.aspx

SESAME. 2004. Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibration: measurements processing and interpretation. European Commision-Research General Directorate. Project No. EVG1-CT-2000-00026 SESAME. 62 pp.

Sitharam T.G., Anbazhagan P. y Govinda R.L. 2006. Seismic response of soils a case study of site specific ground response analysis. *IGC, Chennai India*. 209-216 p.

Theodulidis N. P. y Bard P. Y. Horizontal to vertical spectral ratio and geological conditions: an analysis of strong motion data from Greece and Taiwan (SMART-1). *Soild Dynamics and Earthquake Engineering.*14: 177- 197 p.

Theodulidis N., Bard P.Y., Archuleta R. and Bouchon M. 1996. Horizontal-to-vertical spectral ratio and geological conditions: the case of Garner Valley downhole array in southern California. *BSSA*. 86 (2): 306-319 p.

Thomson, W.T. 1950. Transmission of elastic waves through a stratified soil medium, *J.Apply. Phys*. 21(1): 89-93 p.

Upegui Botero M., Huerta López C.I., Caro Cortés J.A., Martínez Cruzado J.A. 2009, Site characterization using linear SPAC array and H/V spectral ratios: study case at experimental sites at the University of Puerto Rico at Mayaguez. *Smi, XVII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica Puebla.*13 pp

Wentworth, C. K., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments; *Journal of Geology*. 30: 377-392 p.

Zhang X, Paulssen H, Lebedev S y Meier T. 2007. Surface wave tomography of the Gulf of California. *Geophys. Res. Lett*. 34. Paper L15305

Anexo A

Para el análisis de los datos obtenidos con los OBS colocados en el Golfo de California, se utilizó como ayuda registros de perforaciones proporcionados por la organización "National Geophysical Data Center" (NGDC) por medio de la página de internet, **http://www.ngdc.noaa.gov,** a través del proyecto llamado Deep Sea Drilling Project (DSDP), los datos fueron recabados abordo del Glomar Challenger y están organizados en 6 archivos, AgeProfile, RockDescription, SiteSummary, DensityPorosity, GrainSize y Screen, sin embargo no todos los pozos cuentan con todos los archivos, o bien los archivos no están completos. Un resumen de la información facilitada en los archivos se presenta a continuación:

AgeProfile: Espesor y edad asignada por los investigadores a cada sección del pozo.

RockDescription: Descripción visual básica del tipo de sedimento encontrado en los núcleos; nombre de la roca, textura y estructura, para lo cual se empleo un microscopio binocular de 12x.

SiteSummary: Localización del sitio, del basamento y del sedimento de mayor edad encontrado, profundidad de la capa de agua y del pozo y descripción del tipo de roca.

DensityPorosity: Contenido de agua y densidad, porosidad y densidad del grano, estos datos fueron obtenidos de muestras de núcleos elegidos por los investigadores abordo.

GrainSize: Se proporciona un análisis del tamaño de grano. Las muestras fueron divididas de acuerdo a la escala "Wentworth" de 1922 con los siguientes intervalos:

Arena: > 0.062 milímetros

Silt: 0.004 a 0.062 milímetros

Arcilla: < 0.004 milímetros

En 1922 Wentworth presenta una versión más extensa de la escala propuesta por J.A. Udden en 1898 para clasificar el tamaño de grano, de ahí que también se le conozca como escala de Udden-Wentworth (Tabla X).

Tabla X. Escala de Udden-Wentworth 1922 para la clasificación del tamaño de grano. (http://www-odp.tamu.edu/publications/200_IR/chap_02/c2_f7.htm)

Millimeters (mm)	Micrometers (μm)	Phi (ϕ)	Wentworth size class		Rock type
4096		-12.0	Boulder		
256		-8.0	Cobble	Gravel	Conglomerate/ Breccia
64		-6.0	Pebble		
4		-2.0	Granule		
2.00		-1.0	Very coarse sand		
1.00		0.0	Coarse sand		
1/2 0.50	500	1.0	Medium sand	Sand	Sandstone
1/4 0.25	250	2.0	Fine sand		
1/8 0.125	125	3.0	Very fine sand		
1/16 0.0625	63	4.0	Coarse silt		
1/32 0.031	31	5.0	Medium silt		
1/64 0.0156	15.6	6.0	Fine silt	Silt	Siltstone
1/128 0.0078	7.8	7.0	Very fine silt		
1/256 0.0039	3.9	8.0			
0.00006	0.06	14.0	Clay	Mud	Claystone

Screen: Información litológica de los sedimentos recabados generados por una computadora. El programa usa un esquema modificado de clasificación de sedimentos de aguas profundas desarrollado por JOIDES (Joint Oceanographic Institutions for Deep Earth Sampling) Advisory Panel on Sedimentary Petrology and Physical Properties. El archivo (Screen) también aporta información sobre composición básica, densidad y porosidad promedio, edad geológica y una descripción de la litología hecha por los observadores abordo.

A continuación se presenta la localización de las perforaciones del DSDP utilizadas en esta investigación.

Tabla XI. Localización de pozos en el Golfo de California, México (DSDP)

Pozo	Latitud	Longitud
474	22.9620	-108.9807
474A	22.9593	-108.9780
477	27.0308	-111.4003
477A	27.0300	-111.3988
477B	27.0293	-111.3992
478	27.0968	-111.5075
481	27.2530	-111.5077
481A	27.2530	-111.5077
484	23.1887	-108.3933
484A	23.1858	-108.3937

Anexo B

Dentro del campo del estudio de vibraciones es bien conocido que la forma más simple de describir el movimiento armónico o sinusoidal es matemáticamente por medio de

(28)

y gráficamente

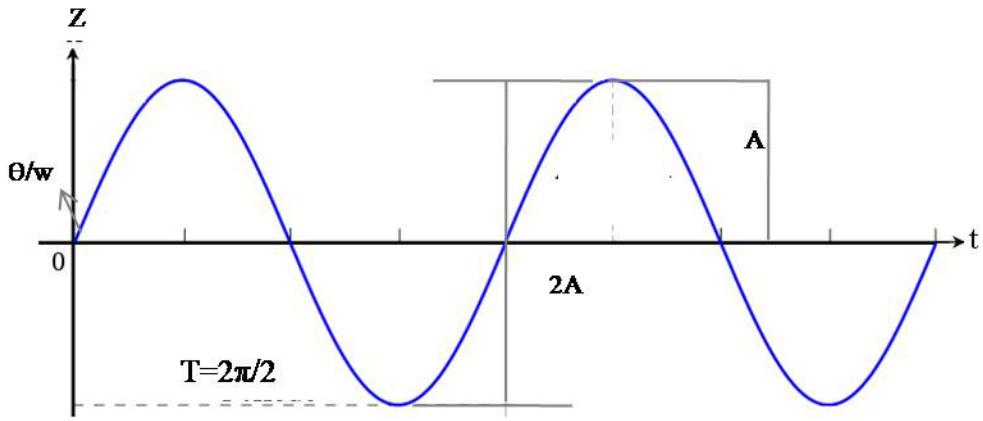


Figura 51. Representación grafica del movimiento armónico

donde *A* representa la amplitud del desplazamiento respecto de la media de la señal, *2A* es la amplitud pico-pico usualmente referido como la amplitud doble, *w* es la frecuencia circular que define la razón de oscilación en radianes por unidad de tiempo que en términos de ciclos es . El tiempo que se requiere para que la señal se repita está dado por .

Por otra parte también es conocido que para definir físicamente un movimiento armónico, dos cantidades independientes son requeridas. Los parámetros comúnmente usados son la amplitud y la frecuencia. En algunos casos un tercer parámetro, el ángulo de fase, es requerido para especificar la relación temporal entre dos cantidades que tienen la misma frecuencia cuando sus valores pico de igual signo no ocurren al mismo tiempo. En la ecuación 29 el ángulo de fase es una referencia respecto del tiempo de origen. Es muy común, sin embargo, que el ángulo de fase sea en referencia a otra cantidad que tiene la

misma frecuencia. Por ejemplo en algún punto de referencia para un sistema con movimiento vibratorio armónico, el movimiento puede ser expresado por

29

donde

Para valores positivos de el movimiento en el punto (instante) "*i*" alcanza un máximo dentro del primer medio-ciclo después del pico del movimiento ocurre en el punto 1. El ángulo es entonces llamado retraso de fase (corrimiento hacia atrás). Para valores negativos de el pico del movimiento a "*i*" ocurre de un medio-ciclo adelantado del movimiento a 1 y es llamado fase avanzada.

Evidentemente, los movimientos vibratorios en los cuerpos no son necesariamente movimientos armónicos y, es un hecho que el movimiento armónico es generalmente obtenido solo bajo condiciones controladas en experimentos de laboratorio.