

**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE NICARAGUA  
(UNAN-MANAGUA)  
FACULTAD DE CIENCIAS E INGENIERÍAS  
DEPARTAMENTO DE CONSTRUCCIÓN  
INGENIERÍA CIVIL**



**Caracterización Sísmica de Sitio en la Zona del Distrito II de la  
Ciudad de Managua**

Investigación monográfica para optar al título de Ingeniero Civil

Autores:

Br. Erick Antonio Álvarez Moraga

Br. Carlos Alfredo Ortega González

Tutor:

PhD. Ing. Edwin A. Obando

Managua, Nicaragua

Abril 2014

## **DEDICATORIAS**

### **Por Erick Álvarez**

A Dios por tu inmensa Misericordia, Inmenso Amor y Sabiduría. Has estado conmigo desde el principio, ayudándome en todos esos momentos difíciles y regalándome esos de alegría. Este logro es tuyo Señor.

A la memoria de mi Padre, quien me forjo la disciplina, responsabilidad y el carácter de esforzarme en los estudios.

A mi Madre, quien siempre puso su esperanza en mí y me animo a seguir adelante. Siendo mi motivación.

A mi Esposa, que comparte este logro y me ha acompañado en mí caminar.

### **Por Carlos Ortega**

**A Dios**, tú has sido el único testigo de mis logros y adversidades, tu mano siempre estuvo y está cerca para conmigo sosteniéndome y manteniéndome dentro de la senda del buen camino, y aunque uno se tropiece, tu luz ilumina mis pasos y soy firme; este nuevo logro es gracias a ti, y por ende, para ti.

**A mi Madre**, no olvido tu innegable sacrificio y por el cual continué con mis estudios y hoy lleno de infinito agradecimiento.

**A mi Padre**, tu apoyo incondicional desde el primer día hicieron posible en gran medida esto que acontece en mi vida hoy.

**A mi Tía Carmen**, en estos 7 años de convivencia aprendí más de la vida que en el resto de mi vida, sin su especial apoyo y su recto carácter tal vez no estaría aquí a un paso de una de mis metas.

## **AGRADECIMIENTOS**

### **Por Erick & Carlos**

Agradecemos a Dios Todo Poderoso por darnos la vida para llegar hasta aquí. Dador de toda Sabiduría.

Al Dr. Edwin Obando por su gran apoyo como nuestro tutor, dándonos las herramientas necesarias para llevar a cabo este trabajo y por guiarnos, aconsejarnos y tener siempre esa disposición durante este tiempo. Su personalidad es inspiradora y modelo a seguir como un profesional ejemplar que comparte sin medida sus conocimientos.

Al Dr. Víctor Tirado, Director del Departamento de Construcción de la UNAN-MANAGUA por uno de los maestros que nos compartió sus conocimientos en las asignaturas que nos impartió y apoyarnos en la gestiones necesaria.

Al Geofísico Carlos Guzmán de INETER, por su valioso apoyo en la estadía dentro de la institución y la adquisición de datos para este trabajo.

A nuestros profesores de la carrera y especial mención al Ingeniero Bayardo Altamirano por su gran labor como docente y su carisma con el que compartió sus conocimientos.



## TABLA DE CONTENIDO

<b>1. INTRODUCCION .....</b>	<b>1</b>
<b>1.1. ALCANCES Y LIMITACIONES.....</b>	<b>3</b>
<b>1.2. JUSTIFICACIÓN.....</b>	<b>3</b>
<b>2. OBJETIVOS.....</b>	<b>4</b>
<b>2.1. GENERAL.....</b>	<b>4</b>
<b>2.2. ESPECÍFICOS.....</b>	<b>4</b>
<b>3. DESCRIPCION DEL AREA DE ESTUDIO.....</b>	<b>5</b>
<b>3.1 DATOS GENERALES.....</b>	<b>5</b>
3.1.1 Localización de área de estudio .....	5
<b>3.2 MARCO GEOLÓGICO REGIONAL.....</b>	<b>6</b>
3.2.1 Cadena volcánica centroamericana.....	7
<b>3.3 MARCO LOCAL.....</b>	<b>7</b>
3.3.1 Graben de Managua.....	8
3.3.2 Fallas.....	9
3.3.3 Estratigrafía de Managua .....	10
3.3.4 Fuentes sismogénicas para Managua .....	13
3.3.5 Criterios dinámicos de los suelo de Managua .....	16
<b>4. REVISIÓN DE LITERATURA.....</b>	<b>18</b>
<b>4.1 GENERALIDADES.....</b>	<b>18</b>
4.1.1 Sismos.....	18
4.1.2 Placas tectónicas y fallas .....	19
4.1.3 Magnitud de los sismos.....	20
4.1.4 Ondas Sísmicas.....	22
4.1.5 Propiedades dinámicas del suelo.....	24
<b>4.2 MICROZONIFICACIÓN.....</b>	<b>26</b>
4.2.1 Microtremores .....	27

4.3	MÉTODO DE RELACIÓN ESPECTRAL (H/V)	28
4.4	ESPECTROS DE RESPUESTA	32
4.5	ESPECTRO DE DISEÑO	34
4.6	REGISTRO SÍSMICO Y SUS CARACTERÍSTICAS	35
4.6.1	Parámetros de contenido de frecuencia	35
4.7	ANÁLISIS LINEAL EQUIVALENTE	36
<b>5.</b>	<b>PROCESAMIENTO DE DATOS</b>	<b>40</b>
5.1	DESCRIPCIÓN DE REGISTROS UTILIZADOS	40
5.2	PROCESAMIENTO DE MICROTREMORES	41
5.3	DETERMINACIÓN DE MODELOS DE VELOCIDAD DE ONDAS DE CORTE	43
5.4	ANÁLISIS LINEAL EQUIVALENTE APROXIMADO	45
<b>6.</b>	<b>RESULTADOS</b>	<b>46</b>
6.1	OBTENCIÓN DE CURVA ESPECTRAL H/V	46
6.2	DEFINICIÓN DE MICRO ZONAS	47
6.3	MODELOS DE VELOCIDAD DE CORTE	49
6.4	ESPECTRO DE RESPUESTA UTILIZANDO EL MÉTODO LINEAL EQUIVALENTE	53
6.5	COMPARACIÓN DE ESPECTROS SUAVIZADOS CON RNC-07	59
<b>7.</b>	<b>CONCLUSIONES</b>	<b>63</b>
<b>8.</b>	<b>RECOMENDACIONES</b>	<b>64</b>
<b>9.</b>	<b>BIBLIOGRAFÍA</b>	<b>65</b>
<b>10.</b>	<b>ANEXO</b>	<b>67</b>
10.1	ANEXO A	68
10.2	ANEXO B	70
10.3	ANEXO C	74
10.4	ANEXO D	102
10.5	ANEXO E	105

## TABLA DE FIGURAS

FIGURA 1: MAPA DE UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO. ....	6
FIGURA 2: MARCO TECTÓNICO DE AMÉRICA CENTRAL. (FREZ & GÁMEZ, 2008) .....	7
FIGURA 3: GRABEN DE MANAGUA. (STRAUCH, 2000) .....	8
FIGURA 4: MAPA DE FALLAS GEOLÓGICAS DE MANAGUA.(HERNÁNDEZ, 2009) .....	10
FIGURA 5: PERFIL ESTRATIGRÁFICO BAJO MANAGUA (HEDBERG, 2005) .....	11
FIGURA 6: ESTUDIOS DE SONDEOS DE SPT PARA LA CLASIFICACIÓN DE SUELOS DE MANAGUA (FACCIOLI ET AL., 1973).12	
FIGURA 7: TERREMOTO DE 1931 EN MANAGUA.....	13
FIGURA 8: TERREMOTO DE 1972 EN MANAGUA.....	15
FIGURA 9: REGISTRO DE ACELEROGRAMA DEL TERREMOTO DE MANAGUA DE 1972, COMPONENTE E-O. ....	15
FIGURA 10: INTENSIDADES EXPERIMENTADAS EN DIFERENTES PARTES DE MANAGUA EN EL TERREMOTO DE 1972. (HEDBERG, 2005) .....	16
FIGURA 11: PROPUESTA PRELIMINAR DE CLASIFICACIÓN DE TERRENOS CON FINES DE DISEÑO SÍSMICO PARA MANAGUA.(HERNÁNDEZ, 2009) .....	17
FIGURA 12: ESQUEMA DE PASO DE LAS ONDAS EN TERRENOS CON DISTINTA COMPETENCIA. (TSIGE & GARCIA, 2006) .	18
FIGURA 13: FALLAS DE DESPLAZAMIENTO VERTICAL. (LACAYO) .....	19
FIGURA 14: FALLA DE DESPLAZAMIENTO HORIZONTAL. (LACAYO) .....	20
FIGURA 15: SISMO OCURRIDO EN EL SECTOR DE LA ERMITA AL NORTE DE LA LAGUNA DE APOYO. REGISTRO DE LA ESTACIÓN SÍSMICA INSTALADA EN MASAYA (ESTACIÓN CÓDIGO MAS-ACELERÓMETRO). (ROMERO, 2005) .....	21
FIGURA 16: ACELERÓGRAFOS DIGITAL ETNA (IZQUIERDA) Y K2 (DERECHA) KINEMATICS PROPIEDAD DE INETER. ...	22
FIGURA 17: ONDAS SÍSMICA: CORPORALES Y SUPERFICIALES. (LACAYO).....	23
FIGURA 18: MAPA DE VILLAVICENCIO, OBTENIDO CON EL ANÁLISIS DE MICROTREPIDACIONES MEDIANTE LA TÉCNICA DE NAKAMURA. (FRANKLIN, CASELLES, CANAS, CLAPES, & PUJADES, 2006) .....	27
FIGURA 19: ORIGEN DE LOS MICROTREMORES (PAOLINI, 2006) .....	28
FIGURA 20: MODELO SEGUIDO POR NAKAMURA (PAOLINI, 2006) .....	29
FIGURA 21: RELACIÓN ESPECTRAL H/V.(PAOLINI, 2006).....	30
FIGURA 22: ESPECTROS DE RESPUESTA UBICADOS EN LA ENVOLVENTE PARA SUELOS TIPO III DEL RNC-07 DE NICARAGUA. (ÁLVAREZ, MURILLO, ORTEGA, & OBANDO, 2012) .....	32
FIGURA 23: ESPECTRO DE DISEÑO SEGÚN REGLAMENTO NACIONAL DE LA CONSTRUCCIÓN. (SINAPRED & MTI, 2005) .....	34

FIGURA 24: METODOLOGÍA PARA EL ANÁLISIS LINEAL EQUIVALENTE. ACELEROGRAMA, PERFIL DE VELOCIDADES, ESPECTRO DE RESPUESTA, ESFUERZOS EN ESTRUCTURA Y DEFORMACIÓN DE ESTRUCTURA. (ÁLVAREZ ET AL., 2012)	36
FIGURA 25: INTERFAZ DE SEMIESPACIOS DEL SUELO HASTA ROCA DURA. (ARSLAN & SIYAHİ, 2006)	39
FIGURA 26: MAPA DE PUNTOS SELECCIONADOS.	40
FIGURA 27: REGISTRO DE VIBRACIÓN AMBIENTAL A TRAVÉS DE ACELERÓGRAFO DIGITAL ETNA DE INETER	41
FIGURA 28: REGISTRO DE RUIDO AMBIENTAL (IZQUIERDA) Y TRANSFORMADA DE FOURIER (DERECHA).	42
FIGURA 29: FUNCIÓN DE TRANSFERENCIA, NORTE-SUR (IZQUIERDA) Y ESTE-OESTE (DERECHA).	42
FIGURA 30: PROPUESTA DE MODELOS DE VELOCIDAD VS PARA LOS SITIOS PRESENTADOS. (ESCORCIA & OCHOA, 2013)	43
FIGURA 31: APROXIMACIÓN DE FUNCIÓN DE TRANSFERENCIA EMPÍRICA Y TEÓRICA (IZQUIERDA), RUTINA PROPORCIONADA EN MATLAB (DERECHA)	44
FIGURA 32: CURVA DE RAZÓN ESPECTRAL PARA EL PUNTO 121, CON PICO DOMINANTE DE AMPLIFICACIÓN	46
FIGURA 33: PUNTO NO INCLUIDO EN EL ESTUDIO.	47
FIGURA 34: MAPA DE DISTRIBUCIÓN DE FRECUENCIAS PARA CADA REGISTRO ANALIZADO.	48
FIGURA 35: MAPA DE PROPUESTA DE MICRO-ZONIFICACIÓN SEGÚN VALORES DE FRECUENCIA	48
FIGURA 36: MODELO DE VELOCIDAD OBTENIDO (IZQUIERDA) Y APROXIMACIÓN DE CURVA TEÓRICA A CURVA H/V (DERECHA)	49
FIGURA 37: MODELOS DE VELOCIDADES PARA CADA MICRO-ZONA (LÍNEA NEGRA PROMEDIO)	50
FIGURA 38: MODELO DE VELOCIDADES PARA LAS MICRO-ZONAS DE ESTUDIOS	51
FIGURA 39: ACELEROGRAMA DEL TERREMOTO EN MANAGUA DE 1972 OBTENIDO POR DECONVOLUCIÓN (IZQUIERDA). ACELEROGRAMA DEL TERREMOTO DE LOMA GILROY OBTENIDO DEL DEEPSOIL (DERECHA)	54
FIGURA 40: ACELEROGRAMA DEL TERREMOTO DE CHINCHONA 2009 EN COSTA RICA, REGISTRADO POR LA ESTACIÓN AALX.	54
FIGURA 41: ACELEROGRAMA SINTÉTICO DE SUPERFICIE MICRO-ZONA 4 CON LOMAGILROY 5% AMORTIGUAMIENTO (IZQUIERDA). ACELEROGRAMA SINTÉTICO DE SUPERFICIE MICRO-ZONA 3 CON TERREMOTO 1972 5% AMORTIGUAMIENTO (DERECHA)	55
FIGURA 42: ACELEROGRAMA SINTÉTICO DE SUPERFICIE MICRO-ZONA 2 CON TERREMOTO CHINCHONA 2009 2% AMORTIGUAMIENTO.	55
FIGURA 43: CURVA ENVOLVENTE DE LOS ESPECTROS DE RESPUESTA PARA LAS MICRO-ZONA CON EL 2% DE AMORTIGUAMIENTO.	56
FIGURA 44: CURVA ENVOLVENTE DE LOS ESPECTROS DE RESPUESTA PARA LAS MICRO-ZONA CON EL 5% DE AMORTIGUAMIENTO.	57

FIGURA 45: CURVAS ENVOLVENTES DE LOS ESPECTROS DE RESPUESTA PARA LAS MICRO-ZONA CON EL 2% DE AMORTIGUAMIENTO.....	58
FIGURA 46: CURVAS ENVOLVENTES DE LOS ESPECTROS DE RESPUESTA PARA LAS MICRO-ZONA CON EL 5% DE AMORTIGUAMIENTO.....	58
FIGURA 47: COMPARACIÓN DE ESPECTRO SUAVIZADO DE SITIO (LÍNEA CONINUA) CON EL 2% DE AMORTIGUAMIENO Y RCN-07 PARA SUELO TIPO III (LÍNEA SEGMENTADA). (A) MICRO-ZONA1, (B) MICRO-ZONA 2, (C) MICRO-ZONA 3 Y (D) MICRO-ZONA4.....	59
FIGURA 48: COMPARACIÓN DE ESPECTRO SUAVIZADO DE SITIO (LÍNEA CONTINUA) CON EL 5% DE AMORTIGUAMIENTO Y RCN-07 PARA SUELO TIPO III (LÍNEA SEGMENTADA). (A) MICRO-ZONA1, (B) MICRO-ZONA 2, (C) MICRO-ZONA 3 Y (D) MICRO-ZONA4.....	59

## LISTADO DE TABLAS

TABLA 1 : PROFUNDIDADES Y VELOCIDADES PARA LA MICRO-ZONA 1 .....	52
TABLA 2: PROFUNDIDADES Y VELOCIDADES PARA LA MICRO-ZONA 2 .....	52
TABLA 3: PROFUNDIDADES Y VELOCIDADES PARA LA MICRO-ZONA 3 .....	52
TABLA 4: PROFUNDIDADES Y VELOCIDADES PARA LA MICRO-ZONA 4 .....	52
TABLA 5: COMPARACIÓN DE VELOCIDADES CON EL RNC-07 .....	53
TABLA 6: LÍMITE Y PARÁMETRO DE PLATEAU DE LOS ESPECTROS SUAVIZADOS CON 2% DEL ANÁLISIS LINEAL EQUIVALENTE PARA CADA MICRO-ZONA Y DEL REGLAMENTO NACIONAL DE LA CONSTRUCCIÓN.....	61
TABLA 7: LÍMITE Y PARÁMETRO DE PLATEAU DE LOS ESPECTROS SUAVIZADOS CON EL 5% DEL ANÁLISIS LINEAL EQUIVALENTE PARA CADA MICRO-ZONA Y DEL REGLAMENTO NACIONAL DE LA CONSTRUCCIÓN.....	62
TABLA 8: PUNTOS ESTUDIADOS.....	68
TABLA 9: FACTORES DE AMPLIFICACIÓN POR TIPO DE SUELO, <i>S</i> .....	103

## RESUMEN

Los efectos de los terremotos sobre las construcciones existentes en un lugar son el resultado directo de las características geológicas locales. Los daños causados por los terremotos dependen de la fuerza, el periodo, la duración de los mismos y de la vulnerabilidad de los elementos expuestos. Estos parámetros están fuertemente influenciados por las propiedades del suelo en la zona, los cuales a su vez dependen de las características topográficas y geotécnicas existentes. Las mediciones de vibraciones ambientales o ruido ambiental tienen el potencial de contribuir significativamente a la mitigación de amenaza sísmica, y aún más en áreas urbanas. Existe un método práctico utilizando microtemores para un mismo sitio, propuesto por Nogoshi Nakamura en Japón en 1989. Consiste en registro de ruido ambiental causado por el medio natural e incluso de movimientos sísmicos y se calcula el cociente espectral de la componente horizontal y vertical del movimiento.

Los registros usados en este estudio pertenecen al distrito II de la ciudad de Managua, Managua. Un total de 78 registros de ruido ambiental (microtemores) seleccionados de los 208 puntos obtenidos, distribuidos a cada 200 m, del estudio que realiza INETER en el cual colaboramos en su obtención y que con su autorización utilizamos en este trabajo monográfico. Estos puntos presentaron los requisitos para aplicar el método. Es importante mencionar que los registros de ruido ambiental en su totalidad fueron colectados con un acelerógrafo K2 fabricado por Kinematics.inc y un registrador digital con sensor de 3 componentes o ETNA también fabricado por kinematics.inc. Los registros se tomaron con duraciones variantes entre 3 y 12 minutos completos.

Para el cálculo de modelos de velocidad de corte se estiman con la frecuencia natural del suelo, dato importante obtenido mediante los microtemores, a partir del uso de modelos de referencia que sirvieron para obtener las velocidades cortantes en los sitios donde no hay o no existe un modelo específico disponible. De esta manera se obtuvo modelos de velocidades nuevos que surgieron de un ajuste de la respuesta teórica de un modelo de suelo ejemplar y la curva de H/V de nuestro lugar de estudio. Y se estimaron los espectros de respuesta usando el método lineal equivalente, el cual se contrastará con la envolvente para el tipo de suelo requerido según el Reglamento Nacional de la Construcción (RNC).



## 1. INTRODUCCION

Entre los factores que provocan drásticamente peligrosidad de un terremoto sobre bienes materiales y vidas humanas, está el comportamiento local del suelo ante excitación por ondas sísmicas, es un fenómeno que se ha manifestado con gran tendencia y señalado también como la principal causa de destrucción masiva. La cuantificación relativa de las respuestas de sitio viene a ser, un requisito esencial para el desarrollo de estudios sobre microzonificación sísmica. En la región Centroamericana la población habita en grandes núcleos urbanos construidos sobre depósitos volcánicos cuaternarios, cuyos efectos de amplificación y resonancia potencialmente destructivos constituyen una fuente de amenaza sísmica que requiere ser estudiada y cuantificada en detalle. (L. Morales & Montero, 1990)

Un parámetro de gran importancia para determinar el efecto de un sismo sobre las estructuras, es la aceleración del suelo una vez este es afectado por ondas sísmicas. Para reducir el daño debido a las condiciones de suelo es posible estimar las características dinámicas del suelo y de esa manera predecir los patrones de vibración de los distintos estratos con respecto a la superficie.

Managua capital de Nicaragua se ubica en una zona de actividad sísmica permanente debido a la zona de subducción del océano pacifico, así como por la presencia del sistema de fallas geológicas localizadas dentro de la ciudad. Managua está en un sitio en el que el eje volcánico sufre un desplazamiento de 1 a 6 km en dirección Sur-Este. En tal zona se encuentra lo que aquí se denomina el triángulo tectónico de Managua, limitado por tres sistemas de fracturamientos: alineamiento Miraflores orientado en dirección Norte-Sur, falla las Nubes y Tipitapa orientados Sur-Oeste y Noreste respectivamente y alineamiento volcánico del Norte orientado Noroeste a Sureste. Prueba de ello es el terremoto de 1972 cuyo epicentro se localizó en la falla de Tiscapa y a una profundidad promedio de 7 a 10 km. El sismo generó grandes aceleraciones sísmicas tales como la que se registró en la estación de la refinería de 0.39 g's y que se ubicó a 12 km del epicentro. (Strauch, 2000)

El macro-sismo de Managua del 23 de Diciembre de 1972 fue de origen tectónico somero. Se desarrolló en la ciudad y se centró bajo el límite sur del lago de Managua, cerca de la línea de la costa del centro de Managua. Tuvo magnitud de 6.3 en la escala de Richter y produjo aceleraciones registradas máximas horizontales cercanas a 0.4g's





y verticales de  $0.3g's$ . Sin embargo en la parte más dañada se reportan que los valores máximos repetitivos deben haber sido  $0.5g's$  y  $0.4g's$ , o mayores.

El siniestro causó cerca de 10,000 muertos entre los 400,000 habitantes de la capital; destruyó un 75% de las construcciones, los daños materiales fueron estimados en 800 y 1000 millones de dólares. Diez de los temblores localizados del siniestro ocurrieron cerca de Managua dentro de un radio de 35 km. Con la escala modificada de Mercalli, se determinaron la distribución de intensidad. Su intensidad fue de IX y hasta de un máximo de XII asignado a Managua. Los tremendos daños sufridos fueron resultados de que las estructuras estaban deficientemente diseñadas para poder resistir las vibraciones producidas por el terremoto. Esto debido al uso de construcción tipo taquezal, que no es más que una combinación de madera con adobe. (Reinoso, 2005)

A consecuencia del terremoto en Managua de 1972, se han elaborado varios estudios relacionados a las propiedades dinámicas de los suelos. Faccioli propuso una zonificación basadas en registros de SPT (standar penetration test) a profundidades de 15 a 34 m a lo largo del área urbana de Managua (Faccioli, Santoyo, & Leon, 1973). Escobar y Corea realizaron estudios de microzonificación sísmica en Managua, al igual que Faccioli, con sondeos de SPT, con la diferencia que definieron que los suelos en Managua son firmes y homogéneos y que el contraste de impedancia se encuentra a una profundidad no menor a 10 m (Escobar & Corea, 1998). Recientemente Hernández demostró que los suelos de Managua no se deben considerar homogéneos desde el punto de vista dinámico y los estudios realizados por Faccioli y Escobar & Corea en la estimación de la función de transferencia teórica presentan errores, que es probable a la estimación de velocidades y espesores y que la fórmula empleada para estimar  $V_s$  por medio del número de golpes (SPT) debe ser corregida para aplicarse a las condiciones geológicas de Managua. (Hernández, 2009)



### **1.1. Alcances y limitaciones**

La investigación pretende exponer la aplicación de la caracterización sísmica a un lugar específico de Managua como lo es el distrito II. El estudio presenta un punto de análisis amplio de las características del suelo con base a la aplicación de ruido ambiental. A sí mismo el estudio expone el uso de programas actuales que aportan una gran contribución en el procesamiento y análisis de los datos recolectados. También promueve la investigación a niveles detallado de las áreas de Managua con esta línea de procedimientos para la obtención de información de los suelos.

Dada las limitaciones en la disponibilidad de equipos apoyamos en el levamiento de puntos para un estudio en Julio del 2013 llevado a cabo por INETER en el distrito II de Managua, donde se obtuvo la cantidad de 209 registros, los cuales no cubren en su totalidad el distrito. En este estudio no se considerará los posibles efectos de licuefacción.

### **1.2. Justificación**

La ciudad de Managua se encuentra ubicada en la zona de mayor actividad sísmica de todo el territorio nacional, prueba de eso tenemos los terremotos que han azotado la capital. El terremoto de 1931, el terremoto de 1968 y el más destructivo fue el de 1972. Los estudios desarrollados ponen en evidencia la necesidad de obtener espectros de respuesta que permitan evaluar las condiciones locales de los suelos considerando los contrastes de impedancia a mayores profundidades y de manera focalizada; esto con el fin de obtener un mejor comportamiento dinámico de sitio.

El estudio para el distrito II de Managua mostrará un nivel más puntual de la respuesta de suelo. Se conocerán las microzonas con mayor vulnerabilidad. Es muy importante desarrollar estudios de efecto sitio por ser una de las áreas más representativas del antiguo centro de Managua, que fuera destruido por el terremoto de 1972.



## 2. OBJETIVOS

### 2.1. *General*

Evaluar la caracterización Sísmica de Sitio de los Terrenos del Distrito II para la ciudad de Managua.

### 2.2. *Específicos*

- Identificar picos de amplificación a partir del método de vibración ambiental H/V.
- Identificar micro zonas según la distribución de periodos fundamentales de vibración.
- Aproximar modelos de velocidad de onda cortante hasta 30 m de profundidad.
- Estimar espectro de respuesta usando el método lineal equivalente.
- Evaluar las diferencias de los espectros de respuesta obtenidos para cada sitio con respecto a los criterios de clasificación de sitio establecidos en el RNC-07.



### 3. DESCRIPCION DEL AREA DE ESTUDIO

#### 3.1 *Datos generales*

La ciudad de Managua, capital de Nicaragua, fue fundada el 28 de marzo de 1819 pero elevada a capital en 1852. Contiene una extensión territorial de 289 km<sup>2</sup> aproximadamente con más de la mitad perteneciente al zona urbana y existe una población de 1 316 981 habitantes.

El municipio de Managua está constituido de siete Distritos de los cuales nosotros estudiaremos el Distrito II, que consta de 30 barrios, una extensión de 18.05 Km<sup>2</sup> y una población de 160,048 habitantes. Es una de las áreas más representativas del antiguo centro de Managua, que fuera destruido por el terremoto de 1972. Los barrios que se destacan por su antigüedad son: Monseñor Lezcano, Santa Ana, El Bóer, Cristo del Rosario y San Sebastián.

Este distrito es meramente urbano y con un desarrollo de estructura a un máximo nivel de cobertura. Presenta características planas del suelo y pertenece a este distrito el cerro Motastepe, el cerro San Carlos y el cerro Pitón cerca de las piedrecitas. Contiene las playas del lago Xolotlan, la laguna de Acahualinca y la laguna de Asososca.

##### 3.1.1 Localización de área de estudio

El distrito II está ubicado en el extremo noroeste de la ciudad de Managua a orillas del lago Xolotlan y constituye el más pequeño de la capital. Limita al norte con el lago de Managua, al Sur con el distrito 3, al Este con el distrito 4 y al Oeste con el municipio de Ciudad Sandino (Figura 1).

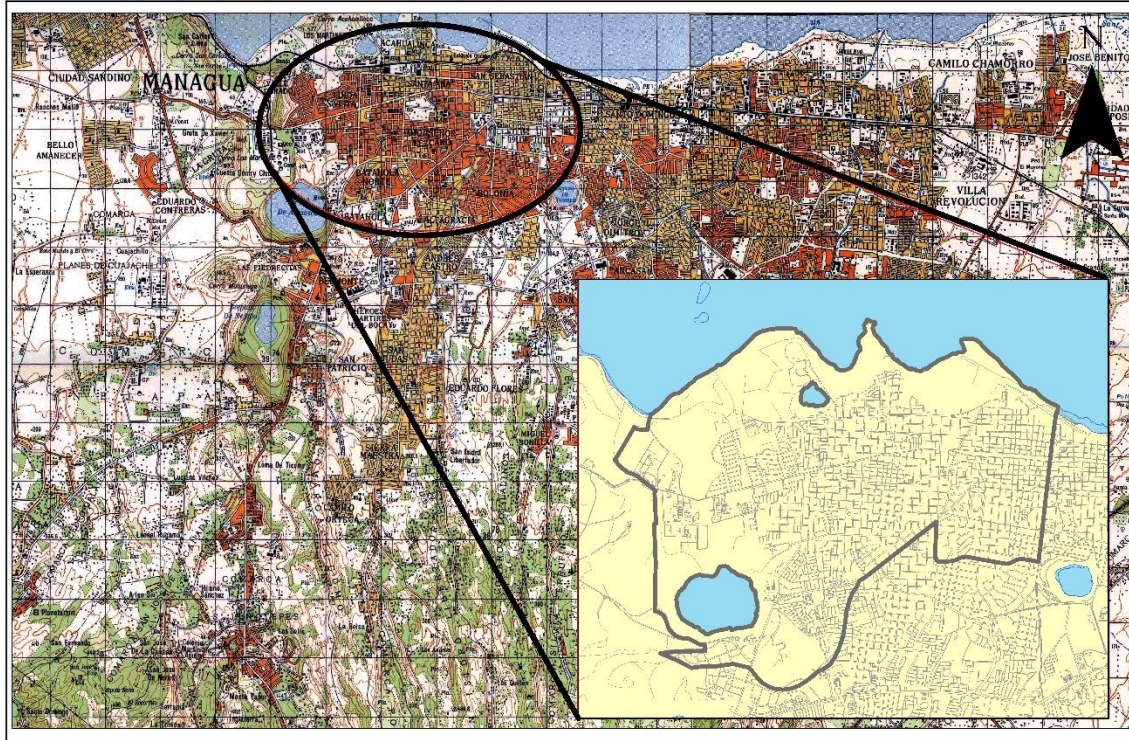
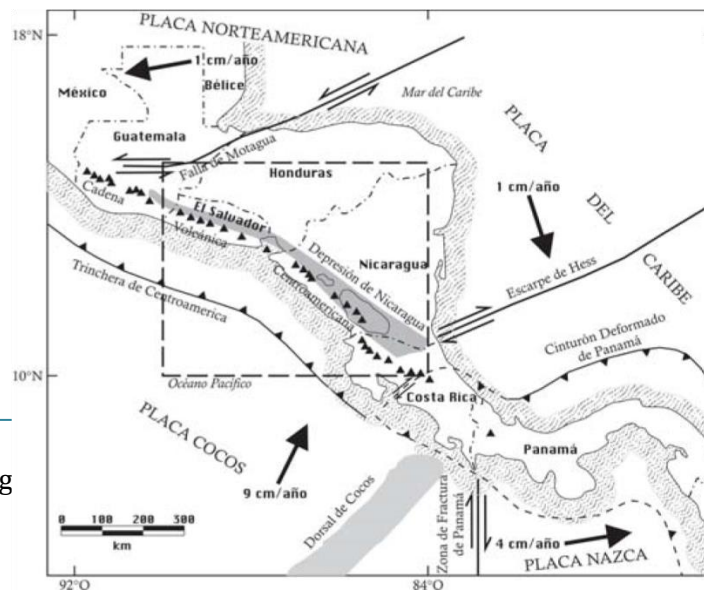


Figura 1: Mapa de ubicación del área de estudio.

### 3.2 Marco geológico regional

En esta sección se expone las características de la estructura geológica más influyente en la vulnerabilidad sísmica de Nicaragua en Centroamérica. Nicaragua forma parte de la placa del Caribe en la Costa del Pacífico y la placa Coco subduce hasta los 200 km que es límite en profundidad de los sismos, la mayoría de los sismos se ubican bajo el océano resultado de la interacción de las dos placas. Se distinguen dos franjas tectónicas, una es la cadena volcánica y la otra la depresión de Nicaragua. (Frez & Gámez, 2008) (Figura 2)







**Figura 2: Marco tectónico de América Central. (Frez & Gámez, 2008)**

Las zonas sismotectónicas de la región Centroamericana se dividen en dos grandes grupos:

Zona Interplaca: que abarca la zona de convergencia de las placas Coco y Caribe. Zona de fallamientos transformado entre la placa Caribe-Norte América. Zona de fallamientos transformado entre la placa Coco-Nazca. Bloque de Panamá, límite de las placas Caribe-Nazca y Nazca-Sur América.

Zona Intraplaca: terremotos asociados al arco interno Centroamericano y temblores de profundidad intermedia asociados a la subducción a la placa de los Cocos. (L. Morales & Montero, 1990)

### 3.2.1 Cadena volcánica centroamericana

Se extiende por cerca de 1100 km, rumbo noreste-sureste, desde México hasta Costa Rica a unos 200 km de la Fosa Mesoamericana. En Nicaragua este alineamiento consiste en un frente volcánico del cuaternario con 18 centros volcánicos distintos, que se extiende desde el volcán Cosigüina hasta el volcán Madera y se ubica al lado oriental del Graben de Nicaragua.

El graben de Nicaragua consiste en una serie de continuas fallas o sistema de fallamiento originado durante el Mioceno Superior y establecido durante el Cuaternario (Escobar & Corea, 1998) como consecuencia de movimientos tectónicos, esta estructura se extiende desde el Golfo de Fonseca en el extremo noroccidental de Nicaragua, pasando por la porción nororiental de Costa Rica, con una longitud aproximada de 300 km y 70 km de ancho, con dirección noroeste-sureste, paralelamente a la costa del pacifico a la fosa mesoamericana. (Strauch, 2000)

## 3.3 Marco local

La ciudad de Managua, yace en el margen sur del Lago Xolotlán dentro del Graben de Nicaragua a unos 45 km de la costa del Pacifico, en un área con actividad sísmica frecuente y con características geológicas complejas. De las fallas, estructuras



geológicas y alineamientos presentes en la ciudad de Managua, resultan de gran interés aquellos que convergen con el perfil de estudio.

### 3.3.1 Graben de Managua

Managua está ubicada dentro de la depresión, una estructura orientada Norte-sur, considerada secundaria, con las mismas características y origen de la estructura principal rellena con una secuencia de espesores de depósitos volcánicos, volcanoclásticos, aluviales y lacustres (Figura 3). El Graben de Managua representa una estructura extensional y recientemente activa, caracterizadas por numerosos sismos de baja magnitud dentro de la ciudad y los alrededores de Managua. (Lacayo)

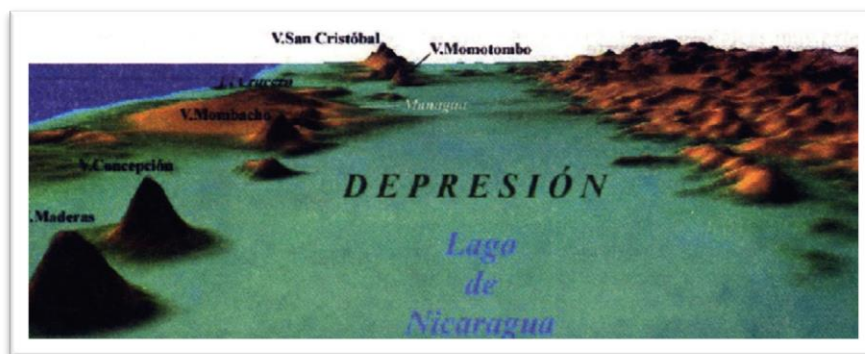


Figura 3: Graben de Managua. (Strauch, 2000)

Esta estructura está limitada por la Falla Cofradía al este y el lineamiento Miraflores-Nejapa al oeste. Hacia el norte el graben se pierde dentro del lago y hacia el sector suroeste el graben es limitado por la Falla Mateare y Falla Las Nubes, mientras hacia el sur el limite se encuentra dentro de las calderas de Las Sierras. Entre estos márgenes, se localizan una serie de fallas que alcanzan una profundidad de 8 a 10 km y que se cree presentan las fallas activas principales, formadas por los terremotos de 1931 y 1972. La extensión longitudinal de muchas de estas fallas no han sido totalmente estimada, dada la alta densidad de fallas existentes, que dificulta determinar si dos o más fallas están conectadas o no. Algunos autores sugieren que la alta densidad de fallas en el área de Managua está de alguna manera relacionada con el desplazamiento en la tectónica activa de los Marrabios, un alineamiento de volcanes cuaternarios al oeste de la depresión. (Castrillo & Ulloa)

De acuerdo al informe de amenaza sísmica en Nicaragua (Reinoso, 2005) los sismos producidos por estas fallas pueden alcanzar magnitudes hasta 6.5 Richter, con



hipocentros pocos profundos, por los que resultan extremadamente destructivos, teniendo las fallas de mayor longitud, como la falla de cofradía que se extiende a lo largo del borde este del lago Xolotlan hasta el norte de Tipitapa, potencial para producir eventos de magnitud un poco mayor. Se distingue dos conjunto de fallas de acuerdo a su orientación: norte-sur y noreste-suroeste. Las fallas en dirección noreste-suroeste presentan desplazamientos laterales izquierdo y las fallas con orientación norte-sur generalmente tienen forma de arco, con dirección paralela a estructuras mayores relacionadas a colapsos volcánicos y pueden estar relacionadas con eventos de subsidencia del Graben. (INETER, 2002)

### 3.3.2 Fallas

La ciudad cuenta con una elevada densidad de fallas geológicas activas (Brown te al, 1973). Según Segura et al (2000), las fallas sísmicas locales, en términos estadísticos, generan 59% de la amenaza sísmica total en Managua. El 41% restante resulta de la zona de subducción, de otras zonas en la cadena volcánica y de la zona montañosa de Nicaragua. Esto subraya la importancia del conocimiento del fallamiento local en Managua (INETER, 2002). A continuación presentamos las fallas más importantes en cuanto a su amenaza sísmica para la ciudad de Managua que intersectan el área de estudio: la Falla Estadio y Falla Los Bancos (Figura 4).

**Falla Estadio:** Se localiza al este del Graben de Managua, con una longitud de 2 km y una longitud indeterminada bajo el Lago Xolotlan que originó el terremoto de 1931.

**Falla Los Bancos:** encontrada en los trabajos de ENACAL para la tubería de aguas negras en diciembre del 2003. Este sistema de grieta y fallas se clasificó como una falla principal con amenazas posiblemente mayor para la ciudad. Y se han presentado informes preliminares pero no se ha profundizado en ella. (Mayorga, 2003)





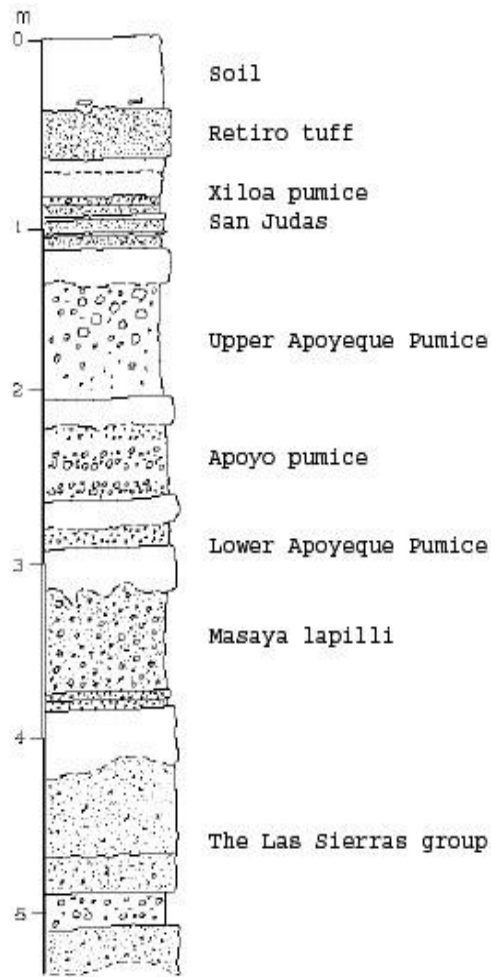


Figura 5: Perfil estratigráfico bajo Managua (Hedberg, 2005)

Los parámetros para los suelos de Managua, se basaron en el método analítico. Hay que mencionar la recopilación de datos SPT (Figura 6) de las empresas e instituciones que apoyaron, junto con los sondeos realizados por en el Estudio técnico de México para Managua luego de terremoto en 1972. Donde se concluyó por lo general que el espesor del suelo suelto en Managua es de menos es de 10 m, y relativamente compacto con velocidades de onda S de 250 m/seg (Reinoso, 2005).

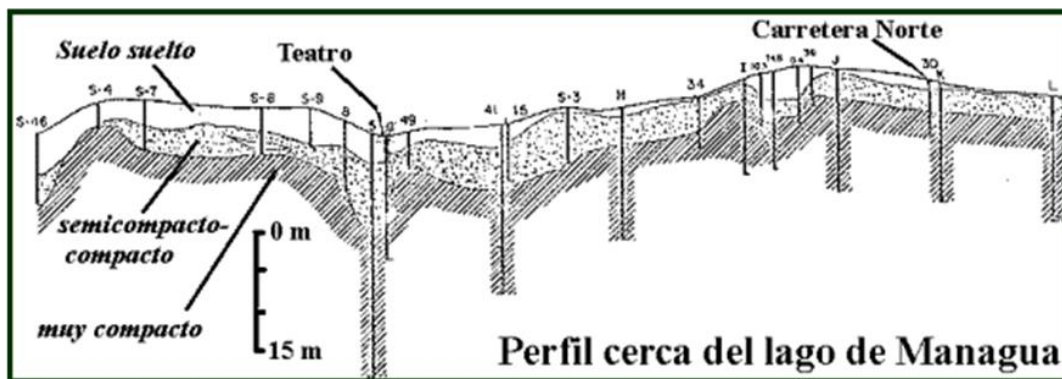


Figura 6: Estudios de sondeos de SPT para la clasificación de suelos de Managua (Faccioli, et al., 1973).

En el estudio de vulnerabilidad para Managua los modelos son de índole probabilístico, los resultados son para tres escenarios: un sismo con periodo de recurrencia de 100 años, un sismo con periodo de recurrencia de 500 años y el sismo de 1972. Se realizó un análisis teórico de la amplificación de propagación de ondas de corte unidimensional.

Esta técnica está soportada por las investigaciones de Faccioli (1973), que consistió en la modelación de la propagación de ondas S unidimensionalmente incidiendo verticalmente a través de los estratos horizontales de suelo que se supuso dividido. Pero el más completo fue de Escobar y Corea (1998), quienes analizaron la respuesta de sitio en decenas de sondeos de la ciudad de Managua.

De estos resultaron dos mapas uno con amplificaciones espectrales máximas y el segundo las aceleraciones máximas del suelo para un sismo 6.5, llamado sismo máximo probable.

Los resultados de los trabajos de otros autores indican que, en términos generales, los suelos de Managua son relativamente rígidos. Adicionalmente, existen indicaciones de que los suelos son homogéneos, en el sentido que no se detectan diferencias considerables entre el tamaño y el contenido de frecuencias de los movimientos que se registran entre un sitio y otro probable. (Reinoso, 2005) Por otro lado en el estudio de Orlando Hernández refiere que los suelos de Managua no deben considerarse homogéneos según su comportamiento dinámico. Que además las estimaciones de las funciones de transferencia teóricas, utilizadas por: Faccioli, Escobar y Corea y Ekholm y Norberg presentan errores que el autor opina tenga que ver con la estimación de las velocidades ( $V_s$ ) y espesores. También observó que la fórmula empleada para estimar  $V_s$  por medio del número de golpes (SPT), y empleada por Escobar y Corea (1998) se le debe de aplicar corrección para emplearse a las condiciones geológicas de Managua. (Hernández, 2009)



### 3.3.4 Fuentes sismogénicas para Managua

Zona interplaca: correspondiente a la actividad en la zona de contacto interplaca cocomaribe en la fosa Mesoamericana a profundidades entre 5 y 50 km, a unos 130 km de la línea costera del Pacífico. La frecuencia predominante estimada de la señal sísmica de un evento en la región interplaca sería de 2 Hz. (Montero, 1990)

Zona de profundidad intermedia: se define una actividad relacionada a la subducción de la placa Coco a profundidades entre 70 a 220 km. Los sismos relacionados a esta fuente pueden alcanzar magnitudes de  $M_s=7$ , con periodos de retorno de 70 y 100 años.

#### 3.3.4.1 Sismos importantes en Managua

En el destructivo terremoto del 30 de marzo de 1931, murieron de uno a dos mil personas (Figura 7). El terremoto del 22 de diciembre de 1972 fue aún más devastador. La ciudad, que tenía 400,000 personas, tuvo un total de 10,000 muertos.

Los estudios históricos y los análisis de los registros de la red sísmica mundial señalaron que han ocurrido más sismos. La mayor fuente de información sobre los sismos que afectaron la ciudad en los últimos años son los reportes y recuentos en los periódicos de la época.



Figura 7: Terremoto de 1931 en Managua.



Managua, junto con otras ciudades de Nicaragua, ha sido fuertemente afectada por varios terremotos que tuvieron su epicentro lejos de la ciudad, en el Océano Pacífico. Estos terremotos tuvieron una magnitud tan alta, que afectaron varios países a la vez, y causaron daños materiales y la muerte de personas lejanas al epicentro (1885, 1898, 1919, 1926). En ningún caso de estos eventos, se puede hablar de afectaciones catastrófica para Managua (A. Morales & Strauch, 1999).

Otros sismos se reportan sólo de Managua, por lo que se asume que se trata de sismos locales originados en o cerca de la ciudad, pero en la mayoría de los casos, no es posible determinar el epicentro exacto. La experiencia vivida en los últimos años con los sismos que estremecieron la capital y que fueron ubicados por la red sísmica en la zona del volcán Apoyeque, en Ticuantepe o Cofradía, ayudan a entender estas informaciones históricas. Podrían ser reportes sísmicos ocurridos en estos lugares que, por su cercanía, afectan a Managua. Muchos de los sismos reportados como sentido solo en Managua, se atribuyen a estas zonas sísmicas vecinales a ella. Uno de los eventos más fuertes de esta categoría fue el terremoto de 1968. El sismo de 1968 afectó la Colonia Centroamérica, causó daños locales y se mostró como sismo de una magnitud relativamente baja (Magnitud Richter 4.8).

Las réplicas del terremoto de 1972 tuvieron magnitudes similares, ocurrieron en varias partes de la ciudad y se sumaron al daño total. En efecto, los sismos ubicados directamente en la ciudad representan, sin duda, la fuente más peligrosa de amenaza sísmica para Managua. En pocos casos hay señales de sismos ocurridos en las fallas de la parte Este de la ciudad, lo cual se entiende parcialmente porque la ciudad, hasta mediados de este siglo se concentró al sur de la Laguna de Tiscapa, al Oeste de Managua actualmente (Hernández, 2009).

El terremoto de 1972 tuvo su epicentro en el sector oeste de Managua, al este del único acelerógrafo que lo registró, entre 2 y 8 km de profundidad, ocasionando la activación de la falla Chico Pelón, Los Bancos, Zogaib y Tiscapa, siendo esta última la principal causante de los daños (Figura 8).





Figura 8: Terremoto de 1972 en Managua.

Únicamente se obtuvo el registro del equipo ubicado en la refinería ESSO en el que la aceleración máxima registrada fue de 0.39 g en la dirección este-oeste (figura 9). Posterior al evento principal se registraron varias réplicas, de magnitudes similares dentro de la ciudad y se sumaron a los efectos y daños del desastre debido a sus fuentes superficiales según Sozen & Matthiesen en 1975. En el estudio realizado por Hansen y Suarez 1973 presentaron el mapa de Isostas de Managua para la intensidad Macro sísmica del terremoto como se muestra en la Figura 10.

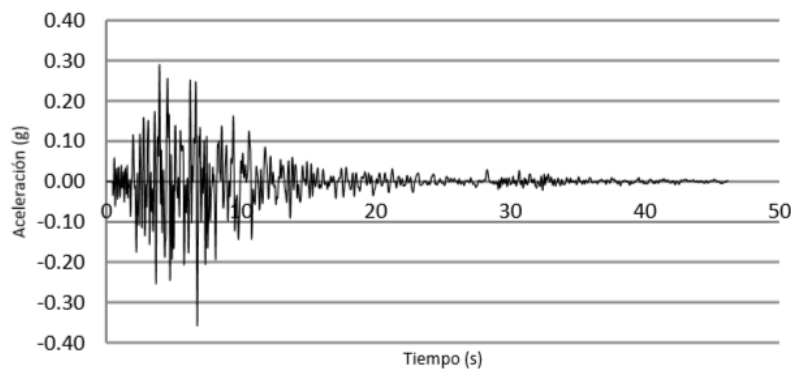


Figura 9: Registro de acelerograma del terremoto de Managua de 1972, componente E-O.

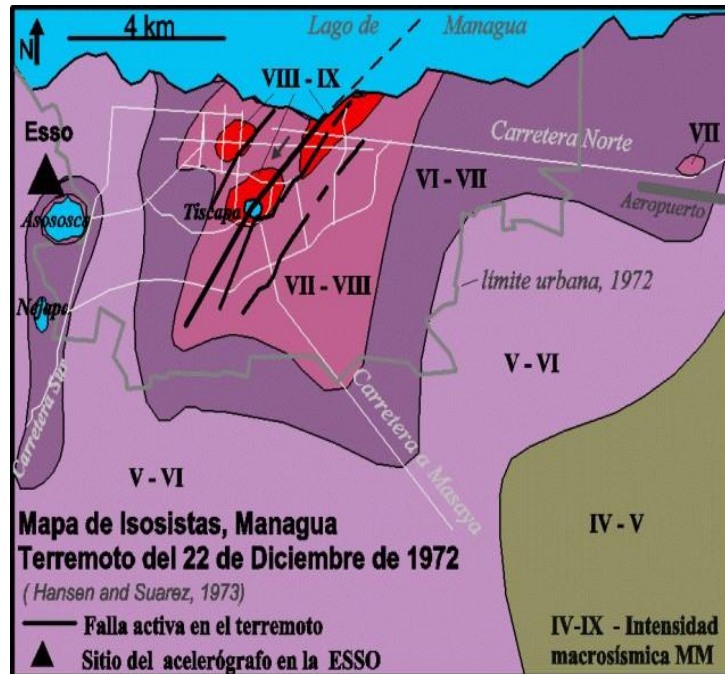


Figura 10: Intensidades experimentadas en diferentes partes de Managua en el terremoto de 1972. (Hedberg, 2005)

### 3.3.5 Criterios dinámicos de los suelo de Managua

Las características dinámicas para Managua se basaron en ensayos de estudios SPT. Define correlación entre el valor de N y las velocidades de ondas de corte en los estratos del suelo. Faccioli 1973 definió modelos de velocidades para varios lugares de Managua a través de perforaciones a 26, 33, 28 y 34 m. En los sitios propuso modelos de velocidades en tres estratos exceptuando el sector de la refinería con dos estratos. Las velocidades obtenidas fueron de 550 a 600 las cuales no alcanzaron roca.

Luego Escobar y Corea 1998, Parrales y Picado 2001 al igual que Faccioli pero con mayores registros de SPT desarrollaron propuestas de modelos de velocidad y estimaron el módulo de corte del suelo y los factores de amortiguamiento para cada estrato a través del software SHAKE91. En este las profundidades de exploración no superan los 20 m.

Un estudio relevante es el de Hernández 2009 quien elaboro una propuesta de microzonificación de la ciudad de Managua con mediciones de ruido ambiental (Figura 11). Definió grupos de familia espectrales en base a la similitud de la frecuencia y amplificación. Elaboro un mapa de zonificación en base al  $V_{S30}$

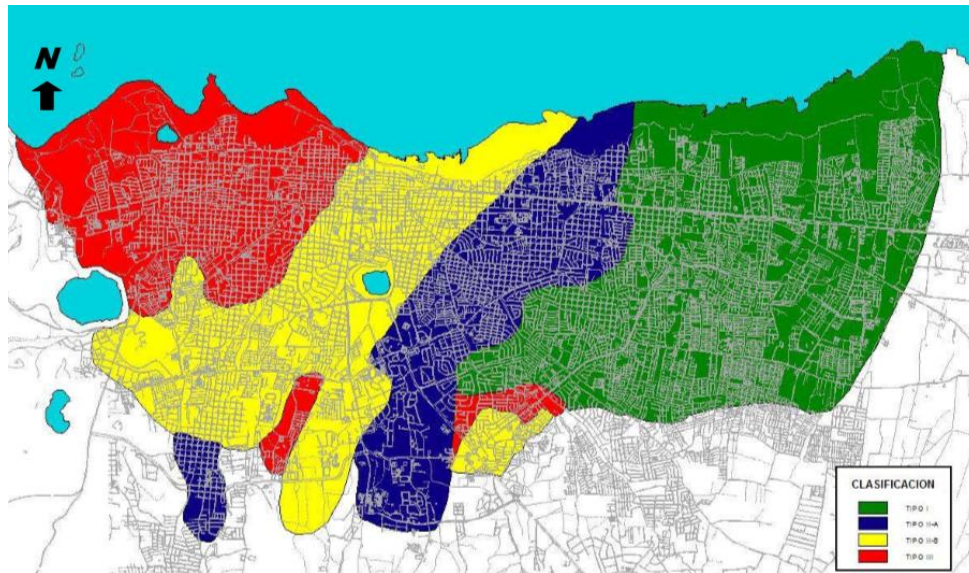


Figura 11: Propuesta preliminar de clasificación de terrenos con fines de diseño sísmico para Managua.(Hernández, 2009)





## 4. REVISIÓN DE LITERATURA

### 4.1 Generalidades

En esta sección se describirán algunos de los conceptos más importantes considerados en la respuesta sísmica de sitio. Los conceptos abarcan desde la microzonificación sísmica hasta las características del suelo y su método de análisis.

#### 4.1.1 Sismos

Los sismos son perturbaciones súbitas en el interior de la tierra que dan origen a vibraciones o movimientos del suelo como se observa en la figura 12; la causa principal y responsable de la mayoría de los sismos (grandes y pequeños) es la ruptura y fracturamiento de las rocas en las capas más exteriores de la tierra. Como resultado de un proceso gradual de acumulación de energía debido a los fenómenos geológicos que deforman la superficie de la tierra, dando lugar a las grandes cadenas montañosas. (L. Morales & Montero, 1990)

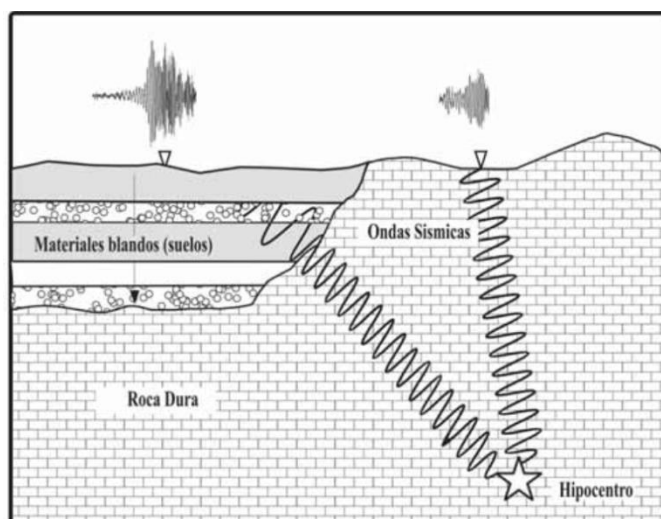


Figura 12: Esquema de paso de las ondas en terrenos con distinta competencia. (Tsige & Garcia, 2006)

Existen fundamentalmente dos tipos de ondas sísmicas internas, es decir, vibraciones que se propagan en el interior de la tierra: ondas compresionales o longitudinales y ondas de corte o cizallamiento. Las cuales analizaremos más adelante.



#### 4.1.2 Placas tectónicas y fallas

Los límites entre las placas tectónicas pueden ser de tres tipos de acuerdo a los movimientos relativos ocurrientes entre ellas:

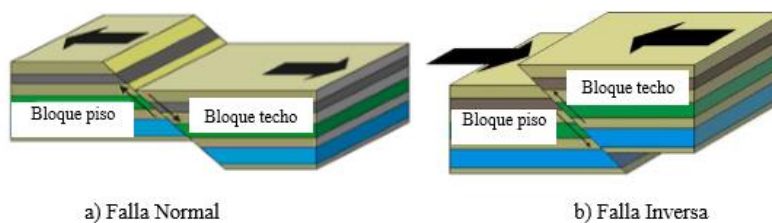
- Límites divergentes: las placas tectónicas se separan. En estos límites, ocurre la ascensión del manto generando nuevo suelo oceánico.
- Límites convergentes: las placas tectónicas se aproximan. En estos límites, ocurren procesos de subducción de la litosfera oceánica en el manto.
- Límites transformantes (conservadores): las placas tectónicas se desplazan una respecto a la otra. No ocurre ni generación ni destrucción de litosfera.

Las fallas tectónicas están, en su mayoría asociadas a este tipo de límites entre placas.

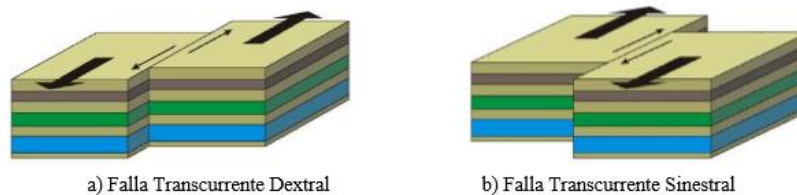
Las fallas se definen como planos de ruptura en una masa rocosa a lo largo de la cual se produce movimiento. Se clasifican dependiendo de la dirección del movimiento de los bloques en:

Fallas de desplazamiento vertical (Figura 13), la cual se subdivide en: fallas normales cuando el bloque techo (bloque encima del plano de falla) desciende y fallas inversas: cuando el bloque techo asciende.

Falla de desplazamiento horizontal (Figura 14) la cual es denominada falla transcurrente o falla transformante en el caso en que se encuentre entre límites de placas. Por último, las Fallas Normales Oblicuas que combinan el movimiento horizontal y vertical. (Montero, 1990)



**Figura 13: Fallas de desplazamiento vertical. (Lacayo)**



**Figura 14: Falla de desplazamiento horizontal. (Lacayo)**

#### 4.1.3 Magnitud de los sismos

La Magnitud es un valor único y es una medida cuantitativa del sismo relacionada con la energía sísmica liberada. Teóricamente, la magnitud no tiene límite superior, pero está limitada por la resistencia de las rocas en la corteza terrestre y la longitud de ruptura probable en la falla. Para su determinación han sido creadas diferentes escalas, dependiendo del tipo de onda en que se basa la medición. La primera escala, fue desarrollada en 1935 por Charles Francis Richter. Esta Magnitud de Richter o Magnitud Local ML se basa en una escala logarítmica, que asigna un número arbitrario para la cuantificación de la energía. Fue definida para sismos locales en California y depende de la diferencia de tiempo transcurrido entre la aparición de la onda P y onda S en el sismograma, así como la amplitud de estas ondas. Sin embargo, presenta dificultades en la inclusión de características físicas del origen del terremoto. La Magnitud de ondas superficiales  $M_s$  se basa en la amplitud máxima producida por las ondas superficiales Rayleigh con periodo en el rango de 18 a 22 segundos.

$$M_s = \log A + 1.66 \log \Delta + 2 \quad (4.1)$$

La Magnitud de ondas de cuerpo  $M_b$  emplea un factor de corrección a la expresión de magnitud de ondas superficiales para sismos con profundidad focal mayor a 50 kilómetros.

$$M_b = \log A - \log T + 0.01 \Delta + 5.9 \quad (4.2)$$

Las escalas de magnitud  $M_s$  y  $M_b$  no reflejan adecuadamente el tamaño de sismos muy grandes, subestimando su valor arrojando valores poco exactos de la energía liberada (Lacayo).

La introducción a la sismología del concepto del Momento Sísmico, aportó una medida para definir el tamaño de un sismo en función directa de las propiedades sísmicas de la roca y de las dimensiones del área que sufre la ruptura, a partir de este concepto, se definió la Magnitud de Momento.

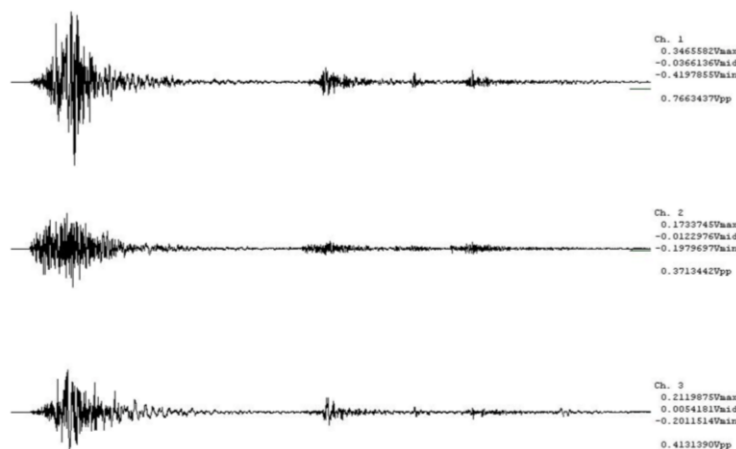


$$M_w = \log M_0 / 1.5 - 10.7 \quad (4.3)$$

Donde  $M_0$  es el momento sísmico

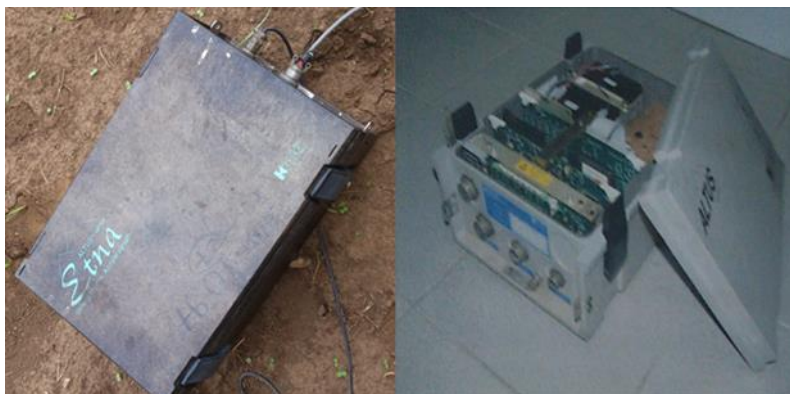
La Magnitud, independientemente de la expresión empleada es una medida indirecta de la energía liberada calculada a partir de los parámetros registrados en los sismogramas obtenidos en las estaciones sismológicas de medición, las cuales están operativas constantemente.

Un sismograma, es un registro del movimiento del suelo realizado por un sismógrafo, en el cual se registra la amplitud y frecuencia de las ondas sísmicas, y a partir del cual se puede medir una serie de parámetros útiles en el estudio científico de los movimientos sísmicos, para el cálculo de su magnitud y la distancia epicentro. Figura 15.



**Figura 15: Sismo ocurrido en el sector de la Ermita al Norte de la Laguna de Apoyo. Registro de la estación sísmica instalada en Masaya (estación código MAS-acelerómetro). (Romero, 2005)**

El sismógrafo, es un instrumento que se basa en el principio de inercia de los cuerpos, el cual establece que todos los cuerpos ofrecen una resistencia al movimiento. Los sismógrafos que miden la componente vertical del movimiento del terreno, constan de una masa suspendida amortiguada, la cual ante la ocurrencia de un movimiento, vence su inercia y oscila, permitiendo obtener una gráfica del comportamiento del mismo. En los sismógrafos que miden las componentes horizontales, se emplea un péndulo horizontal, el cual oscila respecto a un eje ligeramente inclinado para lograr estabilidad. Estos sismógrafos se disponen en direcciones Este-Oeste y Norte-Sur para medir ambas componentes horizontales de amplitud. Figura 16



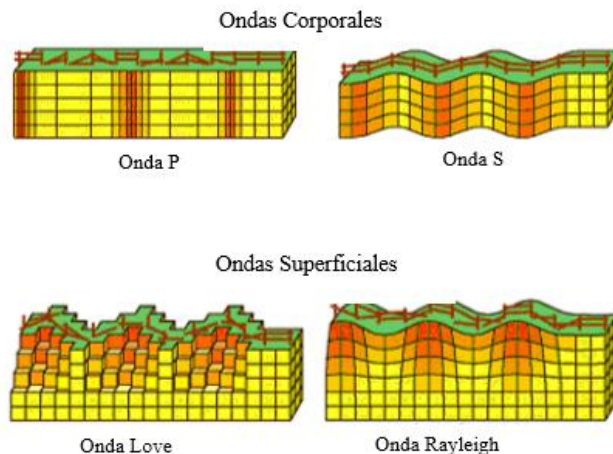
**Figura 16: Acelerógrafos digital Etna (izquierda) y K2 (derecha) Kinometrics propiedad de INETER.**

Una vez generado el movimiento sísmico en el interior de la tierra, este es capaz de viajar a través de grandes distancias, en este camino el movimiento es registrado por varias estaciones de medición distribuidas en redes sismológicas a nivel mundial. Esta información es posteriormente analizada e integrada entre sí. Este fenómeno, en el cual el movimiento sísmico puede recorrer distancias, ocurre como resultado de la propagación de la energía liberada en el punto de desplazamiento. Esta energía se propaga a través de ondas sísmicas. (Lacayo)

#### 4.1.4 Ondas Sísmicas

Las ondas sísmicas son perturbaciones temporales de un campo, que generan movimiento en un medio. En los sismos, se propagan 2 tipos de ondas, las Ondas Corporales, las cuales viajan en el interior de la tierra (ondas primarias u ondas P y las ondas de cizalla u ondas S) y las Ondas superficiales, las cuales se propagan por la superficie de la discontinuidad de la interface terrestre, sea con agua o aire (dependiendo del movimiento pueden ser ondas Love u ondas Rayleigh) como se muestran en la figura 17. La amplitud de estas ondas decrece con la profundidad.

**Ondas Corporales:** Las ondas P son longitudinales o compresionales. Estas ondas causan que el suelo se comprima y se dilate en la dirección de la propagación y son capaces de viajar a través de cualquier material. Su velocidad es 1,73 veces mayor que la velocidad de las ondas S. Son las primeras ondas registradas en el sismograma. Las ondas S, ondas de corte o transversales, son aquellas cuyo desplazamiento es perpendicular a la dirección de propagación. Su propagación depende del módulo de corte y de la densidad del medio. Estas ondas, en la región próxima al epicentro del sismo son capaces de generar la mayoría de los daños, ya que generan la deformación del terreno. (Hedberg, 2005)



**Figura 17: Ondas sísmicas: corporales y superficiales. (Lacayo)**

Ondas de Superficie: Las ondas Love producen un movimiento horizontal de corte en la superficie, su velocidad es ligeramente superior a la velocidad de las ondas Rayleigh. Las ondas Rayleigh, producen un movimiento elíptico retrógrado del suelo. La amplitud de su movimiento disminuye exponencialmente con la profundidad. Estas ondas pueden ser generadas por fuentes activas, como terremotos, explosiones, golpes de martillo, o por fuentes pasivas tales como el movimiento de vehículos, efectos causados por viento, mareas, etc. Observemos su desplazamiento en la figura 17.

Desde el punto de vista geofísico, las ondas sísmicas pueden ser generadas artificialmente para estudiar los efectos de propagación en el medio perturbado. Estas ondas propagadas, son recibidas en superficie mediante un arreglo de sensores, para obtener una imagen del terreno en base a las propiedades elásticas de los materiales. Las ondas al encontrarse con una interface, sufren 2 fenómenos en los que la energía inicial de la onda se divide, estos fenómenos son la reflexión y la refracción. La sismica de reflexión, estudia el comportamiento de las ondas elásticas refractadas críticamente, para que este fenómeno ocurra, es necesario que las velocidades de las capas aumenten con la profundidad. De lo contrario, ante la existencia de una inversión de velocidades, no ocurrirá la refracción crítica y por lo tanto las ondas refractadas no regresarán a la superficie y no podrán ser registradas por los geófonos. La sismica de refracción, se basa en la medida del tiempo de viaje de las ondas refractadas en las interfases, entre las capas sub-superficiales de diferentes propiedades físicas (impedancia). Para ello, se genera una perturbación en la superficie, la cual dependerá de la profundidad y objetivo del estudio.



#### 4.1.5 Propiedades dinámicas del suelo

##### 4.1.5.1 Las propiedades del suelo y la velocidad de propagación de las ondas

La velocidad de propagación de una onda depende de los parámetros de los materiales del suelo, tales como el módulo de Young, el módulo de corte y la relación de Poisson.

El módulo de Young  $E$  describe las propiedades elásticas de un material cuando se somete a una fuerza de compresión o de tracción.

El módulo de cizalla  $G$  describe las propiedades elásticas del suelo bajo la acción de una fuerza interna transversal. El módulo de corte está relacionada con el módulo de Young por:

$$G = \frac{E}{2(1 + \nu)} \quad (4.4)$$

Las velocidades dependen del módulo de corte y la relación de Poisson de la siguiente manera:

$$V_s = \sqrt{\frac{G(2 - 2\nu)}{\rho(1 - \nu)}} \quad (4.5)$$

$$V_s = \sqrt{\frac{G}{\rho}} \quad (4.6)$$

Como las ecuaciones (4.4) y (4.5) se derivan de las ecuaciones de movimiento se puede ver en (Richart et al., 1970). Debido a la relación entre el módulo de Young y el módulo de corte en (4.4), las ecuaciones (4.4) y (4.5) se puede escribir:

$$V_p = \sqrt{\frac{(1 - \nu)E_{dyn}}{(1 + \nu)(1 - 2\nu)\rho}} \quad (4.7)$$

Y:





$$V_s = \sqrt{\frac{E_{dyn}}{(1 + \nu)2\rho}} \quad (4.8)$$

A partir de estas ecuaciones una expresión para el cálculo de la relación de Poisson se puede derivar:

$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{1 - \nu}{\frac{1}{2} - \nu}} \rightarrow \nu = \frac{\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 - 2}{2\left(\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 - 1\right)} \quad (4.9)$$

Por lo tanto la relación entre las velocidades de ondas P y S se determina estrictamente por la relación de Poisson del material. Sabiendo el módulo P y la velocidad de la onda S del material de cizallamiento, el módulo de Young y el coeficiente de Poisson se puede determinar a partir de las ecuaciones (4.5), (4.6), (4.7), (4.8) y (4.9).

#### 4.1.5.2 Impedancia

La impedancia del suelo puede ser comparada con la rigidez de un muelle. Si el montaje de dos muelles con diferentes constantes de resorte el uno al otro y comprimiéndolos, la una con la constante menor tendrá que deformarse más con el fin de equilibrar la fuerza ejercida por el otro.

Lo mismo ocurre con el paso de una onda de un material rígido a un material flexible. Cuando el movimiento de las olas en el material rígido ejerce su fuerza sobre el material amoldable, el material amoldable tendrá que deformarse más con el fin de equilibrar la fuerza. De ello se deduce que las amplitudes de onda crecerán a medida que el medio se deforma más.

La impedancia se define como el producto entre la densidad del material y la velocidad de la onda V en el material

$$Z = \rho \times V \quad (4.10)$$

Cuando una onda encuentra un límite que no es ni completamente rígido ni libre, parte de la onda será reflejada y parte se transmitirá a través del límite. Las





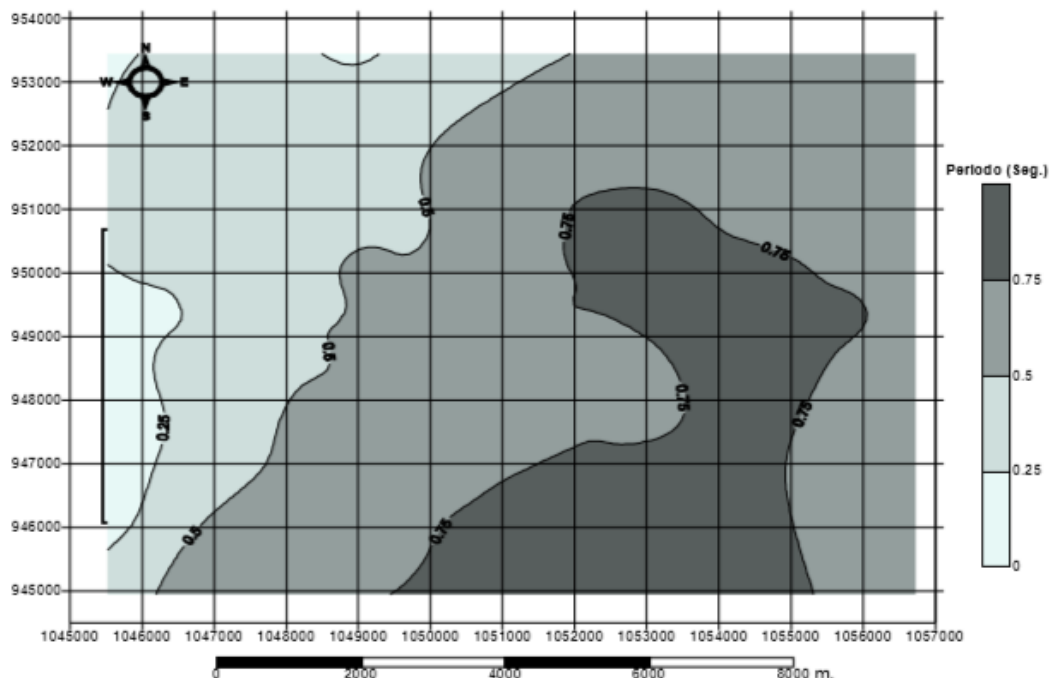
amplitudes de las ondas reflejadas y de transmisión se determinan como una función del cambio de impedancia.

$$A_r = \frac{z_1/z_2 - 1}{z_1/z_2 + 1} \times A_0 \quad (4.11)$$

La suma de las amplitudes reflejadas y transmitidas de este modo puede ser mayor que la amplitud de la onda original. Esto es debido a la mayor deformabilidad del material de baja impedancia.(Hedberg, 2005)

## 4.2 Microzonificación

Los estudios de microzonificación sísmicas consisten en la identificación y caracterización de unidades litológicas generalmente de los suelos cuyas respuesta dinámica frente a terremotos son semejantes. Además de estas unidades se incluyen los efectos inducidos (fallas, licuefacción, etc.) y se valora su peligrosidad. Los mapas resultantes, o mapas de micro-zonación, se presentan en una base cartográfica útil para fines de edificación y planificación urbana. Las escalas utilizadas suelen estar comprendidas entre 1/15,000 y 1/5,000, aunque puede variar, así como el presentado en la figura 18 para Villavicencio con microtrepidaciones.



**Figura 18: Mapa de Villavicencio, obtenido con el análisis de microtrepidaciones mediante la técnica de Nakamura. (Franklin, Caselles, Canas, Clapes, & Pujades, 2006)**

La zonificación sísmica tiene por objeto principal la obtención de informaciones sobre la intensidad máxima que puedan alcanzar eventualmente los sismos en un sector determinado. Este estudio surge de las necesidades de evaluar el riesgo al cual las construcciones están expuestas de modo que los sismos no alteren su funcionamiento normal. La obtención de información se realizará por medio de estudios existentes de microzonificación y de ese modo empezara la investigación.

#### 4.2.1 Microtremores

Kanai et al. (1954) es la primera referencia del uso de microtremores para el estudio del efecto de sitio. Sin embargo, la idea original de Kanai y sus coautores era equivocada en cuanto al origen y la interpretación de los microtremores. Ellos consideraban que la fuente de los microtremores era ruido blanco y que estaban conformadas por ondas de cuerpo. Se ha demostrado que los microtremores están compuestos en su mayoría por ondas superficiales y, en cuanto a las fuentes que los producen se sabe que a períodos largos (por debajo de 0.3 a 0.5 Hz.) son causadas por las ondas oceánicas que ocurren a grandes distancias; a períodos intermedios (entre 0.5 y 1 Hz.) los microtremores son generados por las olas del mar cercanas a las



costas; y para períodos cortos (frecuencias mayores a 1Hz.), las fuentes de microtemores están ligadas a la actividad humana por lo que reflejan los ciclos de ésta. Figura 19. (Citlali)

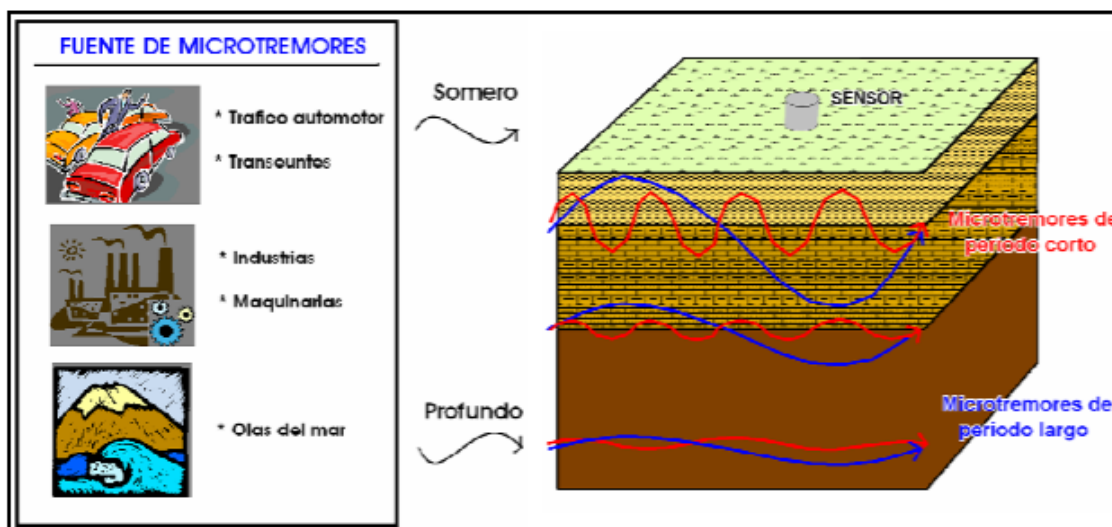


Figura 19: Origen de los microtemores (Paolini Infante, 2006)

Por lo general el ruido de origen natural se conoce como microsismos y el originado por la actividad humana se conoce como microtemores (Citlali); sin embargo, en este trabajo se considera que los microtemores son causados por la vibración ambiental ocasionada tanto por fuentes naturales, como por la actividad humana.

### 4.3 Método de Relación Espectral (H/V)

Los efectos de los terremotos sobre las construcciones existentes en un lugar son el resultado directo de las características geológicas locales. Los daños causados por los terremotos dependen de la fuerza, el periodo y la duración de los mismos. Estos parámetros están fuertemente influenciados por las propiedades del suelo en la zona, los cuales a su vez dependen de las características topográficas y geotécnicas existentes. Las mediciones de vibraciones ambientales o ruido ambiental tienen el potencial de contribuir significativamente a la mitigación de amenaza sísmica, y aun más en áreas urbanas.

Está técnica parte del principio que los microtemores se propagan como ondas Rayleigh en un estrato único blando sobre un semiespacio infinito. De acuerdo con Nakamura, se supone que el movimiento de la componente vertical no es amplificado



por la capa de suelo blando. Asumiendo que las fuentes locales no afectarán el movimiento de los microtremores en el basamento, es posible calcular el Efecto de Sitio, como un cociente espectral entre las componentes horizontales sobre la componente vertical en la superficie (Figura 20). (Bermúdez, Franco, & Martínez, 2002)

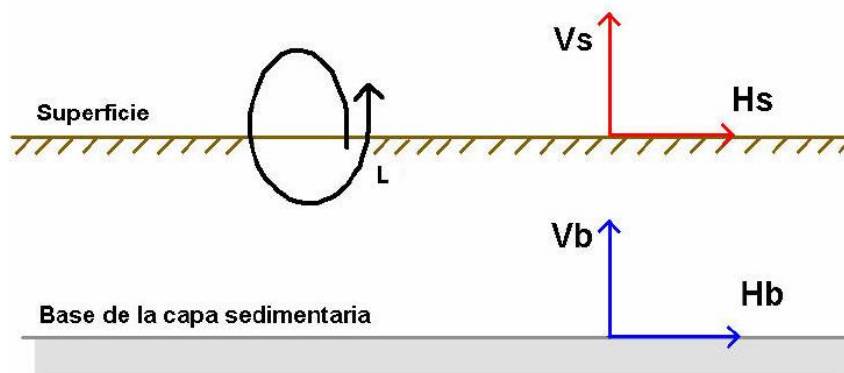


Figura 20: Modelo seguido por Nakamura (Paolini Infante, 2006)

La metodología H/V, desarrollada por Nakamura en el año 1989, registra el ruido natural de un sitio mediante el uso de sensores triaxiales de banda ancha. La interpretación de la medida de vibraciones está basada en la suposición de que el cociente espectral entre las componentes horizontales y las componentes verticales de las microtrepidaciones es una aproximación de la función de transferencia de los suelos (Franklin, et al., 2006). A partir de este procedimiento se puede evaluar los efectos de sitio al obtenerse a partir de la aplicación de este método la frecuencia fundamental de resonancia. Observemos en la figura 21 la relación H/V.

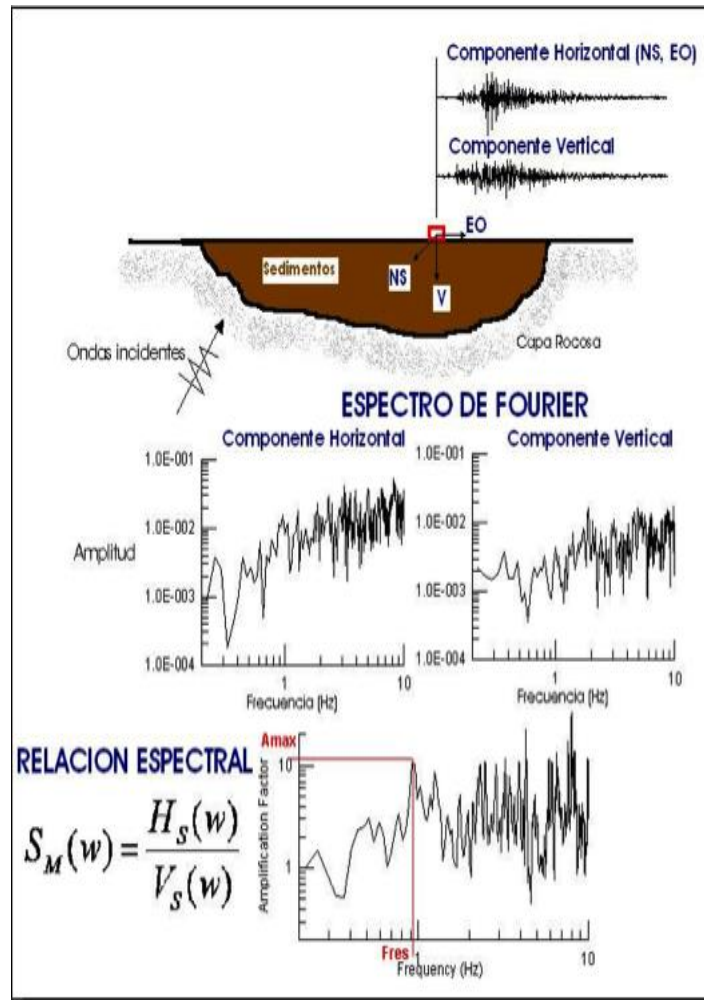


Figura 21: Relación espectral H/V.(Paolini Infante, 2006)

El movimiento de las vibraciones en un sitio de observaciones  $u(t)$ , puede ser expresado como la función de generación de las ondas  $s(t)$  afectadas por la función de transferencia debida la propagación de ondas a través de las estructuras geológicas  $g(t)$ .

La función de transferencia  $ST$  de la capa de suelo se puede definir como:

$$S_T = \frac{S_{HS}}{S_{HB}} \tag{4.12}$$

Donde  $S_{HS}$  y  $S_{HB}$  corresponden a los espectros de amplitud de Fourier de las componentes horizontales del movimiento en superficie y en la base del estrato de suelo respectivamente.

Como el ruido ambiental se propaga principalmente como ondas Rayleigh, es esperable que el espectro  $S_{HS}$  sea afectado por este tipo de ondas, así como también el espectro de amplitudes de la componente vertical del movimiento en la superficie  $S_{VS}$ .



Es posible que el ruido ambiental no afecte significativamente el espectro de la componente vertical del movimiento en la base  $S_{VB}$ .

Nakamura desarrolló la técnica basada en tres hipótesis principales:

- El ruido ambiental es generado por la reflexión y refracción de ondas de corte al interior de capas de suelo superficiales y por ondas de superficie.
- Fuentes superficiales locales de ruido no afectan el ruido ambiental en la base de la estructuras.
- Capas de suelo blando no amplifican la componente vertical del ruido ambiental.

Las funciones  $S_E$  y  $A_S$  que representan la respuesta sísmica intrínseca del sitio y el efecto singular de la onda Rayleigh pueden ser definidos como:

$$S_E = \frac{H_S}{H_B} \quad (4.13)$$

$$A_S = \frac{V_S}{V_B} \quad (4.14)$$

Donde  $H$  y  $V$  representan, respectivamente, los espectros de las componentes horizontales y verticales del ruido ambiental en superficies (S) o en el basamento (B) (Romero). La respuesta sísmica del sitio que no incluye la contribución de la fuente son definidas por  $S_M$  como:

$$S_M = \frac{S_E}{A_S}$$

$$S_M = \frac{H_S}{V_S} \times \frac{V_B}{H_B} \quad (4.15)$$

Según mediciones realizada por Nakamura en basamento, examinando datos de microtemores en pozo, la relación  $H_B / V_B$  es aproximadamente la unidad para un amplio rango de frecuencia en sitios donde existe un sustrato firme. De tal manera que en la base de la capa sedimentaria, la propagación de la onda será la misma en todas la direcciones.(Paolini Infante, 2006)

Si  $\frac{H_B}{V_B} = 1$  entonces;

$$S_M = \frac{H_S}{V_S} \quad (4.16)$$



Por lo tanto, la respuesta sísmica del sitio  $S_M$  puede ser expresado como el cociente espectral de las componentes horizontal y vertical del ruido ambiental en superficie.

En resumen esta descripción teórica implica que, un estimado práctico de la respuesta del sitio puede ser obtenido registrando el ruido ambiental con un sismógrafo sencillo de 3 componentes (X-Y-Z).

#### 4.4 Espectros de respuesta

Los espectros de respuesta son gráficos de la respuesta máxima (expresada en términos de desplazamiento, velocidad, aceleración, o cualquier otro parámetro de interés), que produce una acción dinámica determinada (movimiento sísmico), en una estructura u oscilador de un grado de libertad. En estos gráficos, se representa en abscisas el periodo propio de la estructura y en ordenadas la respuesta máxima, calculada para distintos factores de amortiguamiento  $\xi$ . El factor o relación de amortiguamiento, es la medida de la descripción de la terminación del movimiento de oscilación de un sistema. Describe, qué tan rápido decae la amplitud de la oscilación, entre oscilaciones sucesivas. Los espectros, fueron inicialmente propuestos por Biot en el año 1932 y luego desarrollados por Housner, Newmark, y otro grupo de científicos. La importancia de los espectros de respuesta, en el diseño de estructuras, radica en que estos gráficos incluyen la compleja respuesta dinámica en un parámetro clave, que son los valores de respuesta máxima requeridos por el diseñador para el cálculo de estructuras, (Crisafulli & Villafañe, 2002). (Figura 22)

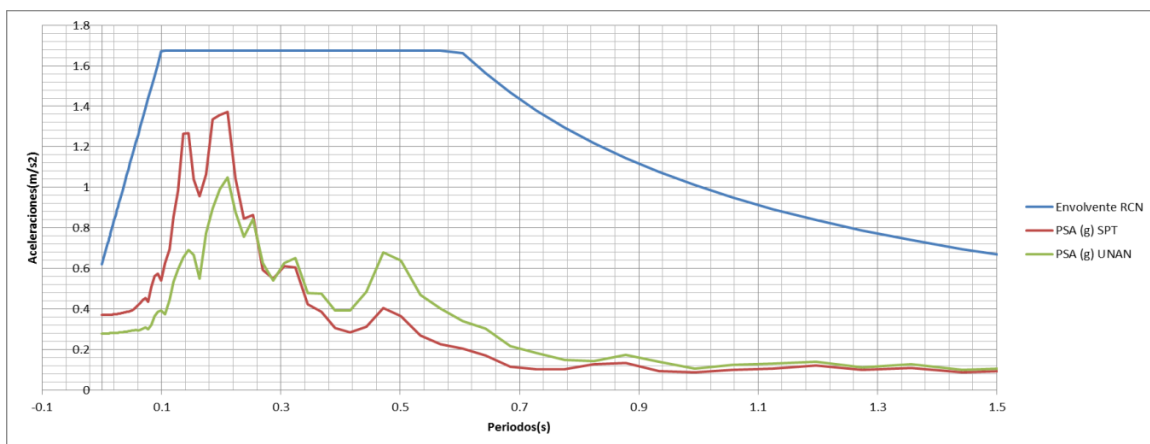


Figura 22: Espectros de respuesta ubicados en la envolvente para suelos tipo III del RNC-07 de Nicaragua. (Álvarez, Murillo, Ortega, & Obando, 2012)



Para la construcción de un espectro de respuesta, se considera una serie de estructuras con un grado de libertad que tengan diferentes periodos de vibración y el mismo factor de amortiguamiento. Al someter a las estructuras al mismo movimiento sísmico cada uno de ellos responderá de manera diferente. Esta respuesta se representa en una gráfica en la cual se muestran algunos de los parámetros (aceleración, velocidad, desplazamiento) y se determina el máximo de cada uno, ubicando este valor máximo en función del período de vibración. Es decir, la respuesta máxima de cada oscilador en el periodo representa un punto del espectro (Crisafulli & Villafañe, 2002). Los espectros son herramientas ampliamente usadas en análisis dinámicos, para ello existen varios tipos de espectros, dependiendo de los objetivos del análisis. Espectros de respuesta elástica, espectros de respuesta inelástica y espectros de diseño. Los espectros de respuesta elástica representan los parámetros de respuesta máxima para un terremoto determinado. Se utilizan para estudiar las características del terremoto y su efecto sobre las estructuras. Las curvas de los espectros presentan variaciones bruscas (picos y valles) producto de la complejidad del registro de aceleraciones de las ondas producidas por el terremoto. Los espectros de respuesta inelástica, son similares a los elásticos pero, el oscilador de un grado de libertad exhibe un comportamiento no lineal, lo cual significa que la estructura puede presentar deformaciones plásticas. Los espectros de diseño, son espectros suavizados y consideran el efecto de varios terremotos. (INETER)





## 4.5 Espectro de Diseño

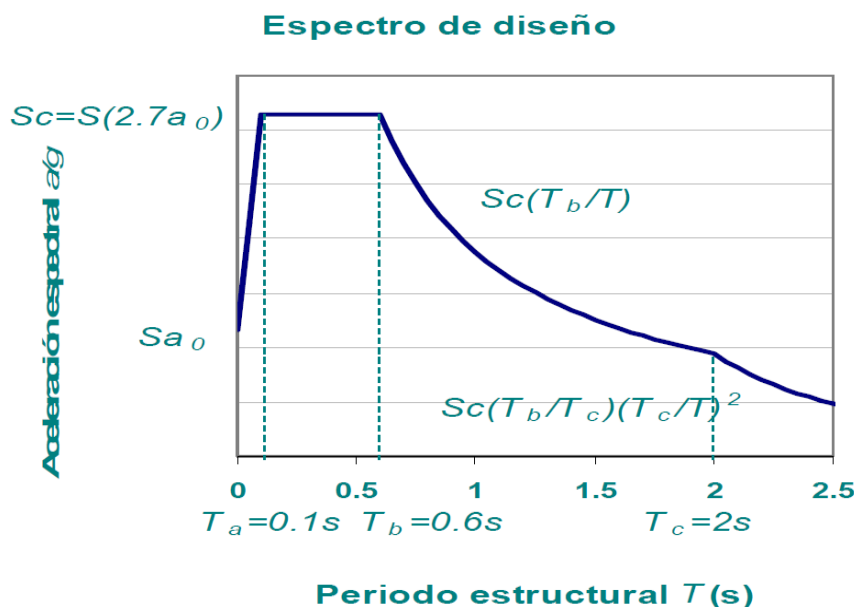


Figura 23: Espectro de Diseño según Reglamento Nacional de la Construcción. (SINAPRED & MTI, 2005)

Estos espectros deben representar el efecto de varios sismos ocurridos en el área, es decir deben representar la sismicidad de la región de estudio. El cálculo de estos espectros se basa en estudios estadísticos, el más común consiste en la consideración del valor promedio más la desviación estándar de los espectros de respuesta de varios terremotos representativos a la zona de estudio. Este procedimiento, tiene en cuenta la mayor y menor dispersión de los datos generando resultados confiables. Los espectros de respuesta que definen los códigos están contruidos con funciones simples. Presentan una rama lineal creciente, cuyo origen es el punto de corte con el eje de las ordenadas y este valor representa el valor de la máxima aceleración del terreno. Posteriormente, una zona de aceleración constante, con el valor doble de la aceleración máxima y finalmente una curva decreciente. Para cada norma se emplean diferentes parámetros que definen las funciones para la construcción del espectro. Las normas de diseño de estructuras sismorresistentes toman en cuenta estudios estadísticos de la sismología regional, parámetros propios del terreno determinados mediante la caracterización de sitio y parámetros que definen la importancia de las estructuras a construir. Todos estos parámetros son incluidos en las funciones determinantes de las formas espectrales de cada sismo. El espectro de diseño debería actuar como envolvente de los espectros de respuesta de los sismos típicos de la zona de estudio (Figura 23).



## 4.6 Registro sísmico y sus características

Es la forma más común de describir el movimiento del terreno, lo cual normalmente se hace con un registro de historia en el tiempo. Estas son:

**Aceleración pico:** es la medida más común para representar el movimiento del terreno, se denomina PHA y es la máxima aceleración de las dos componentes horizontales obtenidas del registro sísmico. Es utilizada comúnmente para describir el movimiento del terreno principalmente su relación natural con las fuerzas inerciales.

**Velocidad pico:** denominado PHB esta caracteriza la amplitud del movimiento sísmico, el PHB tiende a ser una medida más apropiada para caracterizar el movimiento del terreno precisamente en frecuencias intermedias, muy útil para estructuras altas como edificios y puentes.

**Desplazamiento pico:** se asocia con frecuencias más baja del movimiento sísmico, a menudo resulta difícil estimarlo debido a posibles errores en el procesamiento de señales especialmente en el filtrado y en la integración. El desplazamiento pico es menos usado que las medidas anteriores. (Chopra, 1995)

### 4.6.1 Parámetros de contenido de frecuencia

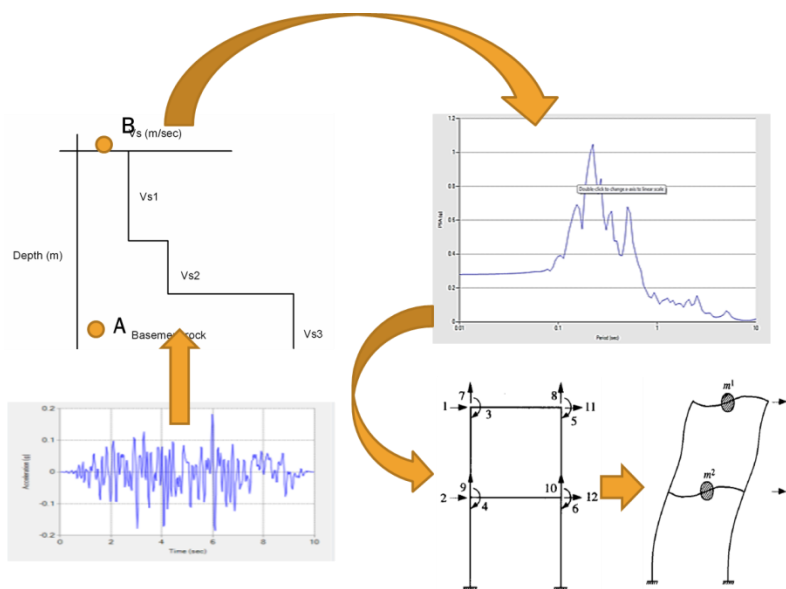
Si se convierte el registro sísmico a dominio de frecuencia se puede observar estos parámetros. Para lograr transformar de dominio tiempo a dominio de frecuencia se usa la Transformada de Fourier (transformada rápida y transformada directa).

Dentro de los procesos físicos más utilizados tenemos la degradación de rigidez y la pérdida de resistencia de las estructuras como el aumento de presión en los poros del suelo arenoso saturado. Un movimiento sísmico de poca duración puede que no sea lo suficiente para degradar la estructura aunque sea la amplitud grande. Un movimiento con amplitud moderada u larga duración pueden generar cargas sísmicas importantes causando daños considerables en la estructura.



## 4.7 Análisis lineal equivalente

El comportamiento no lineal del suelo que es causado por cargas cíclicas puede ser aproximado usando una formulación lineal equivalente que se conoce como método lineal equivalente aproximado. Este método utiliza curvas de amortiguamiento y curvas de módulo de rigidez, por consiguiente este método estima en busca del mejor valor de amortiguamiento y módulo de rigidez usando un método iterativo. En la figura 24, vemos un esquema de un análisis lineal equivalente a una estructura de dos niveles idealizada.



**Figura 24: Metodología para el análisis lineal equivalente. Acelerograma, perfil de velocidades, espectro de respuesta, esfuerzos en estructura y deformación de estructura. (Álvarez, et al., 2012)**

En el estudio comparativo de análisis lineal y no lineal de respuesta de sitio (Arslan & Siyahi, 2006), se expone que el comportamiento de histéresis no lineal real de suelo cargado cíclicamente se puede aproximar por aproximación lineal equivalente. La aproximación lineal requiere un módulo de corte equivalente ( $G$ ) y la relación de amortiguamiento lineal equivalente ( $\epsilon$ ). Shake es el programa de ordenador más conocido que utiliza aproximación lineal equivalente, utilizado ampliamente. Este código basado en la teoría de la reflexión múltiple, y la no linealidad de suelo son considerados por el método lineal equivalente. A diferencia del nombre de “equivalente”, este es un método aproximado. SHAKE utiliza un enfoque de dominio de la frecuencia para resolver el problema de respuesta del suelo. En términos sencillos, el movimiento de entrada se representa como la suma de una serie de ondas senoidales de diferentes amplitudes, frecuencias y ángulos de fase. Una solución



relativamente simple para la respuesta del perfil del suelo a las ondas senoidales de diferentes frecuencias como es la forma de una función de transferencia, se utiliza para obtener la respuesta del depósito de suelo para cada una de las ondas sinusoidales de entrada. La respuesta global se obtiene mediante la suma de las respuestas individuales a cada una de las ondas sinusoidales de entrada. En una capa de suelo uniforme acostado sobre una capa elástica de la roca que se extiende a una profundidad infinita, como se ilustra en la figura 17. Si los subíndices  $s$  y  $r$  se refieren al suelo y roca, respectivamente, los desplazamientos horizontales debido a la propagación verticalmente armónicas ondas  $S$  en cada material se puede escribir como:

$$u_s(z_s, t) = A_s e^{i(\omega t + k_s^* z_s)} + B_s e^{i(\omega t - k_s^* z_s)} \quad (4.17)$$

$$u_r(z_r, t) = A_r e^{i(\omega t + k_r^* z_r)} + B_r e^{i(\omega t - k_r^* z_r)} \quad (4.18)$$

Donde  $u$  es el desplazamiento,  $\omega$  es la frecuencia circular de la onda armónica y  $K^*$  es el número de onda compleja. La tensión de cizallamiento no se presenta en la superficie ( $z_s = 0$ ), de modo:

$$\tau(0, t) = G_s^* \gamma(0, t) = G_s^* \frac{\partial u_s(0, t)}{\partial z_s} = 0 \quad (4.19)$$

Donde  $G_s^* = G(1 + 2i\varepsilon)$  es el complejo módulo de corte del suelo. En el enfoque lineal equivalente, el módulo de cizallamiento se toma como el módulo de cizallamiento de la secante que, como se muestra a la derecha, se aproxima a un módulo de cizallamiento "media" sobre todo un ciclo de carga. Debido a que la función de transferencia se define como la relación de la amplitud de la superficie del suelo a la amplitud afloramiento de roca, el suelo superficie de amplitud se puede obtener como el producto de la amplitud afloramiento de roca y la función de transferencia. La respuesta de la capa de suelo a un movimiento de entrada periódica se puede conseguir dentro de una determinada capa (capa  $j$ ), los desplazamientos horizontales de los dos movimientos (movimientos A y B) se pueden administrar como:

$$u_r(z_j, t) = (A_j e^{ik_j^* z_j} + B_j e^{-ik_j^* z_j}) e^{i\omega t} \quad (4.20)$$

Por lo tanto, en el límite entre la capa  $j$  y la capa  $j + 1$ , y la compatibilidad de desplazamientos que requiere se presentan:



$$A_{j+1} + B_{j+1} = A_j e^{ik_j^* h_j} + B_j e^{-ik_j^* h_j} \quad (4.21)$$

Para la continuidad de esfuerzos cortantes que requiere tenemos:

$$A_{j+1} + B_{j+1} = \frac{G_j^* k_j^*}{G_{j+1}^* k_{j+1}^*} (A_j e^{ik_j^* h_j} - B_j e^{-ik_j^* h_j}) \quad (4.22)$$

La cepa efectiva de cizalla de análisis lineal equivalente se calcula como

$$\gamma_{eff} = R_\gamma \gamma_{max} \quad (4.23)$$

Donde  $\gamma_{max}$  es la deformación cortante máximo en la capa y  $R_\gamma$  es un factor de reducción de la tensión a menudo se toma como:

$$R_\gamma = \frac{M - 1}{10} \quad (4.24)$$

Donde M es la magnitud de terremoto . Si bien el enfoque lineal equivalente permite que los efectos más importantes del comportamiento del suelo inelástico no lineal para ser aproximadas, se debe enfatizar que sigue siendo un método lineal de análisis. Se basa en la solución continua de la ecuación de onda, adaptado para usar con movimientos transitorios por medio de la transformada rápida de Fourier. El módulo de cizalladura compatible con la tensión y la relación de amortiguación se mantienen constantes durante toda la duración de un terremoto. Módulo cortante máximo de una capa se calcula a través de:

$$v_s = \sqrt{\frac{G}{\rho}} = \sqrt{\frac{Gg}{\gamma}} \quad (4.25)$$



En el que  $G_{max}$  es el máximo módulo de cizallamiento,  $\rho$  es la densidad del suelo,  $\gamma$  es unidad de peso, y  $g$  es la aceleración de la gravedad. Como Finn et al. (1978) y Kramer (1996) explica el método es incapaz de representar los cambios en la rigidez del suelo que en realidad se produce bajo cargas cíclicas. Además, el comportamiento de los materiales geológicos bajo carga sísmica es no lineal.

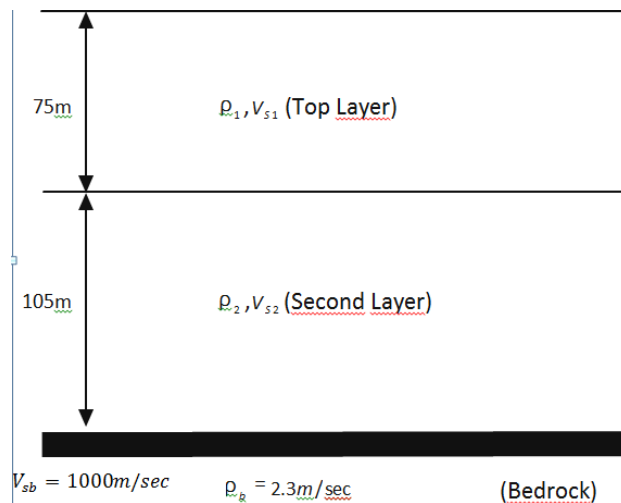


Figura 25: Interfaz de semiespacios del suelo hasta roca dura. (Arslan & Siyahi, 2006)



## 5. PROCESAMIENTO DE DATOS

Describiremos en esta sección el procedimiento y análisis de los datos obtenidos. Explicaremos la metodología a seguir para obtener las amplificaciones, los modelos de velocidad.

### 5.1 Descripción de registros utilizados

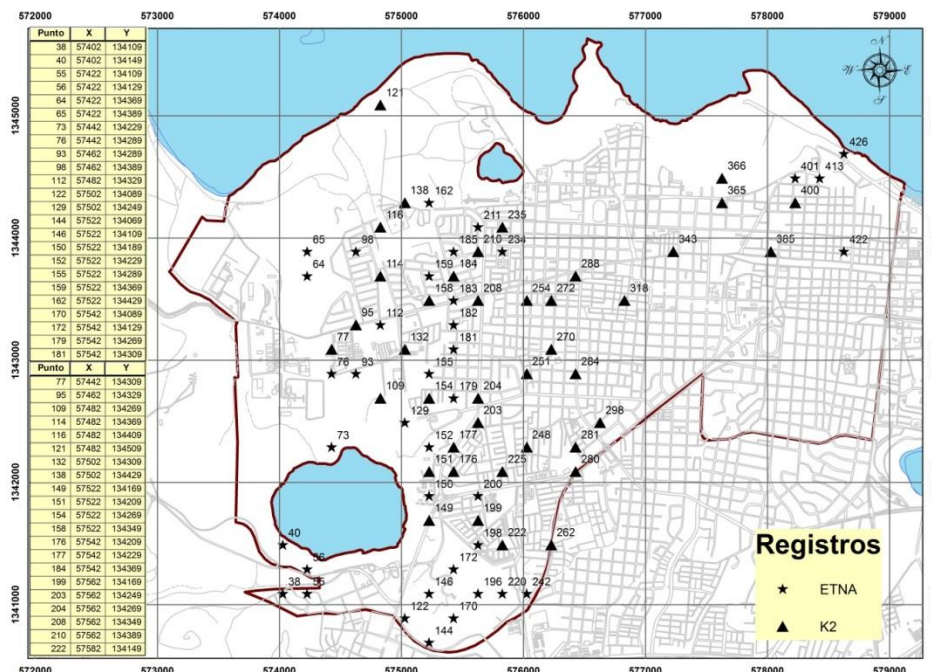


Figura 26: Mapa de puntos seleccionados.

Los registros usados en este estudio se presentan en la figura 26, estos pertenecen al distrito II de la ciudad de Managua. Un total de 78 registros de ruido ambiental (Microtremores) seleccionados de los 209 puntos obtenidos del estudio que realizó INETER y que con su autorización utilizamos en este trabajo monográfico. Estos puntos presentaron los requisitos para aplicar el método. Es importante mencionar que los registros de ruido ambiental en su totalidad fueron colectados con un acelerógrafo K2 fabricado por Kinematics.inc y un registrador digital con sensor de 3 componentes o ETNA también fabricado por kinematics.inc.(Figura 27). Los registros se tomaron con duraciones variantes entre 3 y 12 minutos completos.

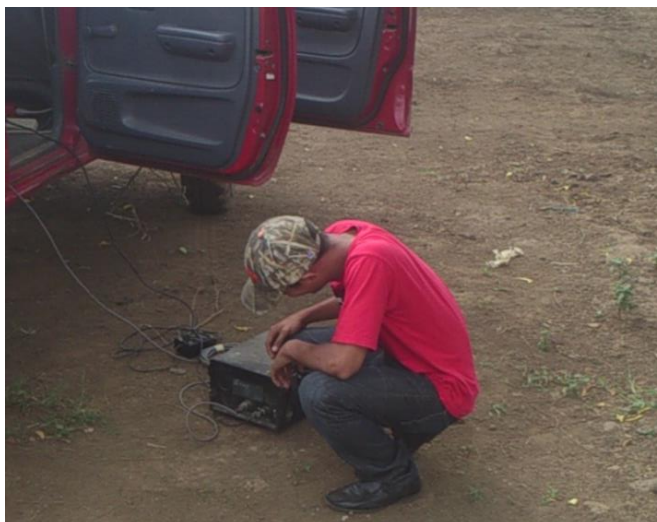


Figura 27: Registro de vibración ambiental a través de acelerógrafo digital Etna de INETER.

## 5.2 *Procesamiento de Microtremores*

Para este procesamiento se requirió extraer las componentes Norte-Sur, Este-Oeste y Vertical para cambiar el formato de extensión binario a ASCII, para lograr esta modificación utilizamos el programa Kw2asc32.exe.

Una vez modificadas las componentes se hizo uso del software Degtra A4 4.0.7 desarrollado en el Instituto de Ingeniería de la Universidad Nacional Autónoma de México. En este programa se procedió de la siguiente manera:

Se inició el software y se crearon 3 ventanas seguidas en una misma pantalla. Se cargaron los registros de microtremores correspondiente a cada componente ubicándolos en las ventanas abiertas. Para cada componente en su ventana, se le aplicó la corrección de línea base, de esta manera se corrigió el registro a su origen.

Luego se escogieron en las ventanas de cada componente secciones de análisis con los cursores con valor de 4,096 para el cálculo efectivo de la transformada de Fourier. En vista de que la figura obtenida en dicha transformada no presentaba la forma típica de esta, procedimos a realizar una filtración de los datos para mantener la efectividad, con valores  $F_{min} = 0.7$ ,  $F_{max} = 12$  y el resto de valores iguales, y de esta manera aproximar la figura a la típica.

Seguidamente se escogieron las ventanas para aplicar el método de razón espectral H/V, esto debido a que en el ETNA la componente vertical se registra de segundo y no





de tercera como en el K2. Y se obtuvo la función de transferencia Este-Oeste y Norte-Sur para cada punto, los cuales fueron guardados con nombres E#.# según el orden del registro (Figura 28).

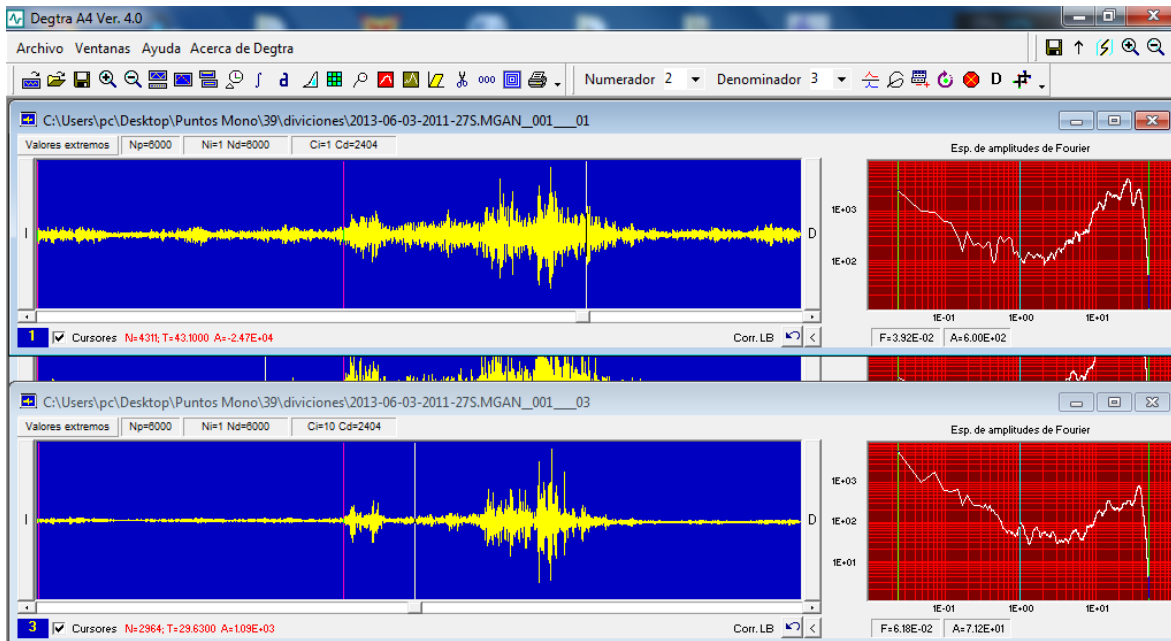


Figura 28: Registro de ruido ambiental (izquierda) y Transformada de Fourier (derecha).

Para terminar el proceso, se exportaron los datos de aceleración en el tiempo a Excel para graficar las curvas de Función de Transferencia (Figura 29) y calcular el promedio junto con su desviación estándar de los datos. De esta manera se pudo evaluar la frecuencia natural para cada sitio, teniendo en cuenta para las gráficas obtenidas su amplificación y su frecuencia.

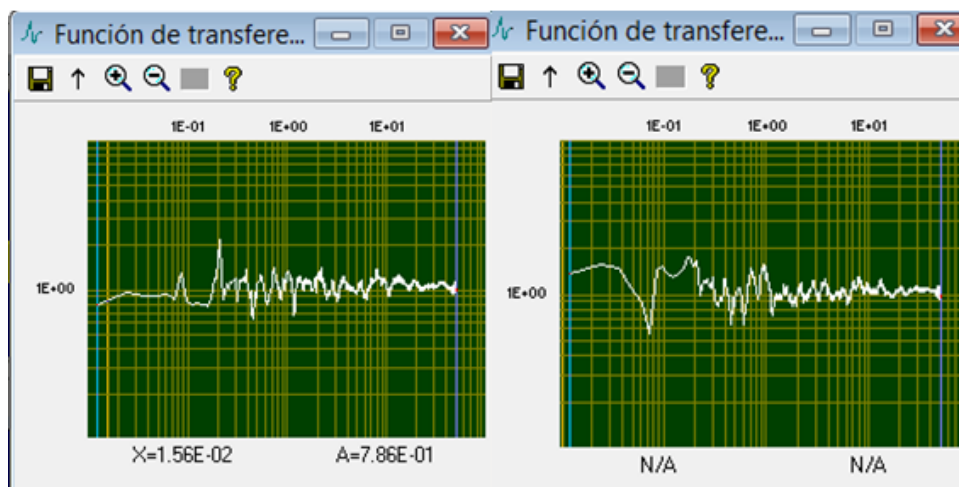


Figura 29: Función de transferencia, Norte-Sur (izquierda) y Este-Oeste (derecha).



### 5.3 Determinación de modelos de velocidad de ondas de corte

Para la determinación de los modelos de velocidad se dispuso del uso de modelos de referencia que sirvieron para obtener las velocidades cortantes en los sitios donde no hay o no existe un modelo específico disponible. De esta manera se obtuvo modelos de velocidades nuevos que surgieron de un ajuste de en la respuesta teórica de un modelo de suelo ejemplar y la curva de H/V de nuestro lugar de estudio. El mejor modelo resulta cuando la respuesta fundamental de la función de transferencia teórica se aproxime o tenga el mismo pico de frecuencia que presente la razón espectral H/V.

Para este estudio los modelos de velocidad utilizados son los obtenidos en el trabajo de Escorcía & Ochoa 2013, que se encuentran próximos a la zona a investigar, ellos obtuvieron modelos de velocidades apropiados (Figura 30).

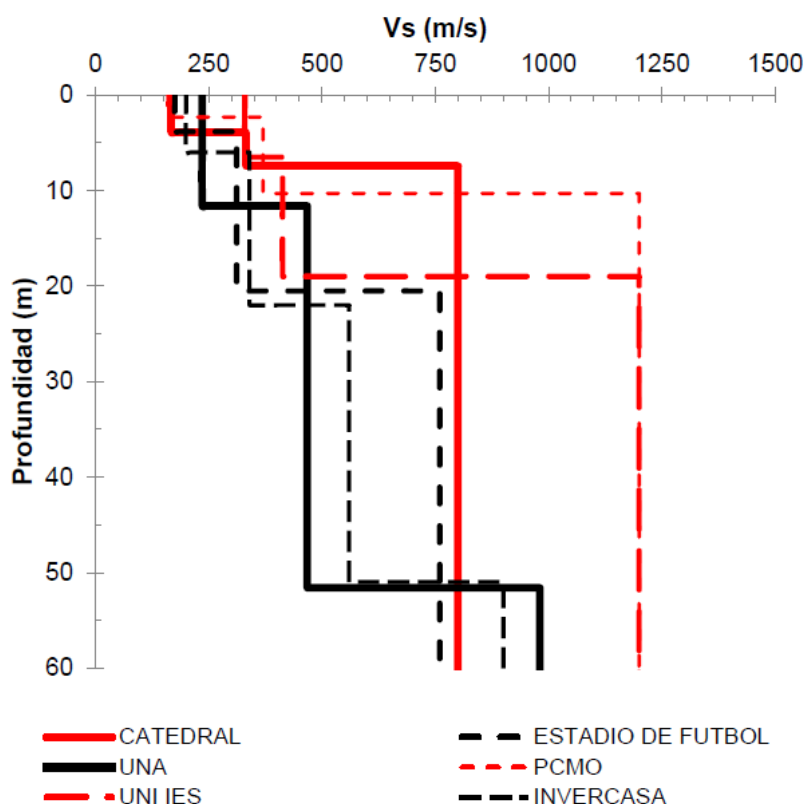
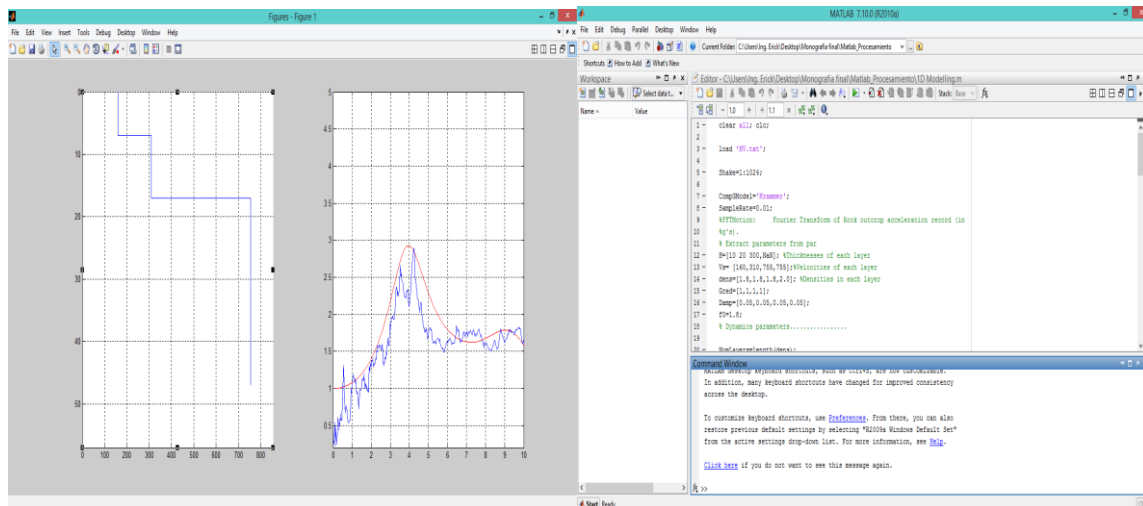


Figura 30: Propuesta de modelos de velocidad Vs para los sitios presentados. (Escorcía & Ochoa, 2013)



El proceso de ensayo para la obtención de los modelos de velocidad, se implementó una rutina creada en el software MATLAB elaborada por Robinson-Schneider 2006, la cual se modificó y facilitó el Dr. Edwin Obando (Figura 31).



**Figura 31: Aproximación de función de transferencia empírica y teórica (Izquierda), Rutina proporcionada en MATLAB (Derecha)**

El procedimiento llevado a cabo en la rutina de MATLAB fue el siguiente:

- Primero se inició el software y se cargó el archivo de programación de la carpeta proporcionada.
- Luego se configura para llamar el archivo de Excel que contiene el gráfico de Razón espectral H/V, Ubicándonos en la carpeta de origen.
- Se introdujo los valores de velocidad de referencia para el correspondiente sitio de estudio.
- Se ajustó los valores de profundidades de las capas hasta obtener la coincidencia o aproximación del pico de ampliación coincidieran para la curva teórica y la curva de razón espectral H/V en la misma frecuencia.



#### 5.4 *Análisis lineal equivalente aproximado*

Una vez obtenidos los modelos de velocidades para las zonas propuestas se procedió a emplear este método en el software DEEPSOIL, el procedimiento llevado a cabo se describe a continuación:

- a) Se extrajo de los perfiles, las velocidades y los espesores de estratos correspondientes a las zonas de estudios.
- b) Se inició el software y se configuro para un nuevo análisis estándar para 2 capas o estratos.
- c) Para cada estrato se tabulo un nombre, profundidad, densidad y velocidad.
- d) Se estableció las propiedades del suelo como arcilla con curvas de Vucetic & Dobry 1991 y arena con curvas de Seed & Idriss 1991 (Mean Limit) con amortiguamiento de 2% para estructura de acero y 5% para estructura de concreto.
- e) Se definió para el basamento como roca elástica con sus características.
- f) Luego se escogió el acelerograma para el análisis, se utilizaron el registrado en la refinería para el terremoto de Managua 1972, el acelerograma de LomaGilroy predeterminado en el programa ocurrido en California USA y el registrado en Costa Rica para el año 2009, terremoto de Chinchona.
- g) Y por último se procedió a que el programa ejecutara el análisis y se obtuvo las aceleraciones y los espectros de respuesta para cada zona.



## 6. RESULTADOS

Aquí se presenta los resultados obtenidos por la metodología explicada anteriormente. La presentaremos parte por parte iniciando con la graficas obtenidas a partir de la aplicación del método de ruido ambiental con sus respectivas frecuencias naturales y amplitudes. Luego veremos las velocidades de ondas de corte para los cuatro micros zonas determinadas por un modelo de referencia. Posteriormente se obtuvieron espectro de respuesta para diferentes registros, que fueron comparados con el RNC vigente.

### 6.1 Obtención de curva espectral H/V

Para la obtención de las frecuencias de vibración de los suelos se evaluaron 78 puntos ubicados en el distrito II, que se presentan en la figura 18. En cuanto a la distribución de frecuencia se encontró que todos los puntos analizados el suelo vibra en frecuencia entre 0.42 Hz a 4.25 Hz. Esto se extrajo del promedio aplicado a la curva promedio de la gráfica con curvas de cuatro a ocho individuales. Las curvas promedio se muestran con su desviación estándar que expresa el rango de valores que se dispersan alrededor de la curva promedio.

En los gráficos obtenidos se observó que algunos sitios presentan amplificaciones más pronunciadas que otras. En el grafico del punto 121 (Figura 32) se obtuvo un pico de amplificación pronunciado de 3.38 Hz, indicando un contraste de impedancia marcado de los estratos de suelo.

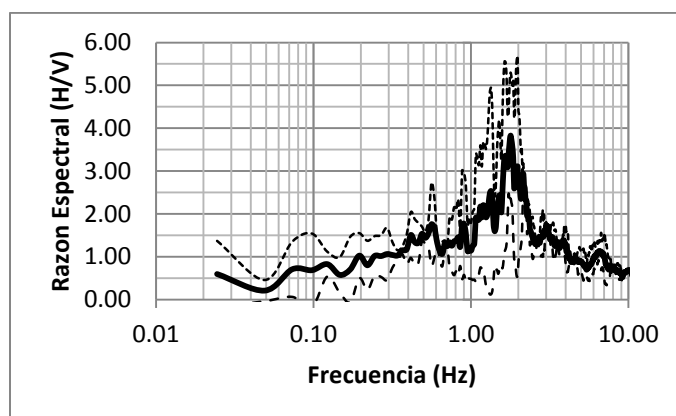


Figura 32: Curva de razón espectral para el punto 121, con pico dominante de amplificación.

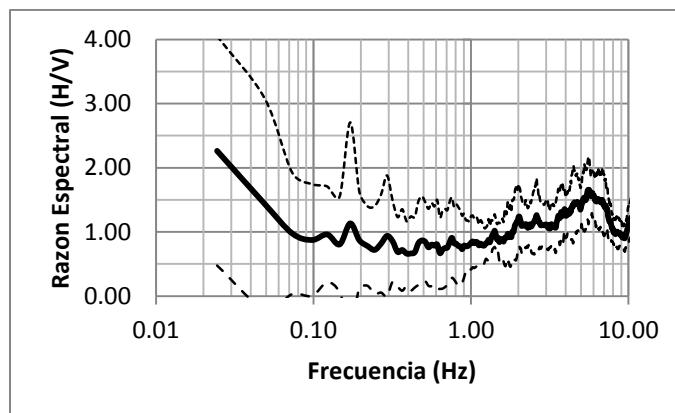


Figura 33: Punto no incluido en el estudio.

Dentro de los puntos que procesamos se encontró que una cantidad de ellos no presentaron un pico característico que indicara un marcado efecto de sitio en una frecuencia determinada como se muestra en la figura 33. Estos puntos no fueron incluidos para el análisis.

## 6.2 Definición de micro zonas

En los lugares donde se presentaron frecuencias entre 0.42 a 1.38 Hz tenemos los barrios Batahola Sur, Llamas del Bosque, Daniel Chavarria, El Seminario y Loma Verde. Para el rango en frecuencia de 1.39 a 2.35 Hz encontramos los barrios de Llamas del Bosque, Reparto Las Palmas, Reparto Miraflores y Las Brisas; para el rango en frecuencia de 2.36 a 3.32 Hz tenemos los barrios Las Brisas, La Cruz y San Sebastián y por último los de mayor rango de frecuencia de 3.33 a 4.29 Hz se ubican los barrios Rafael Ríos y el Cementerio Occidental (Figura 34).

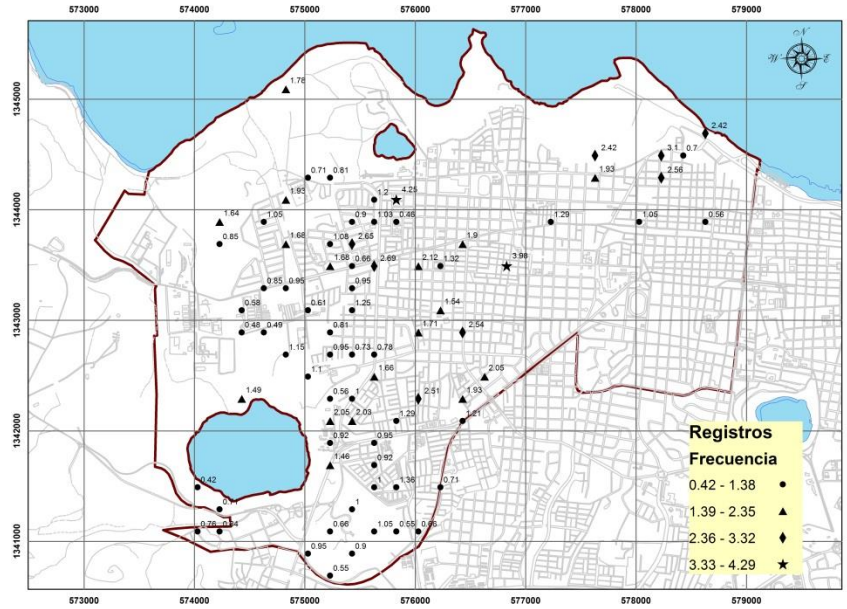


Figura 34: Mapa de distribución de frecuencias para cada registro analizado.

Una vez obtenidos los periodos fundamentales de vibración del suelo, logramos analizar y determinar las zonas en las cuales podemos dividir al distrito II, un apoyo fue el mapa de distribución de frecuencia en el cual nos basamos para obtener 4 micro-zonas, siendo la micro-zona 1 con mayor territorio en el área de estudio mientras que las demás fueron de menor territorio (Figura 35).

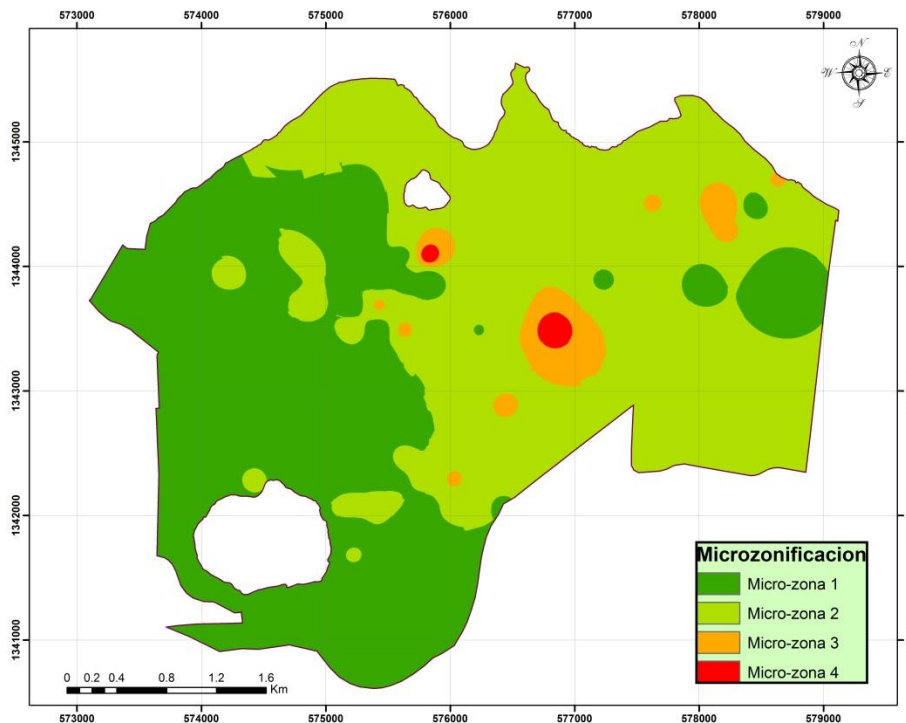


Figura 35: Mapa de propuesta de micro-zonificación según valores de frecuencia.

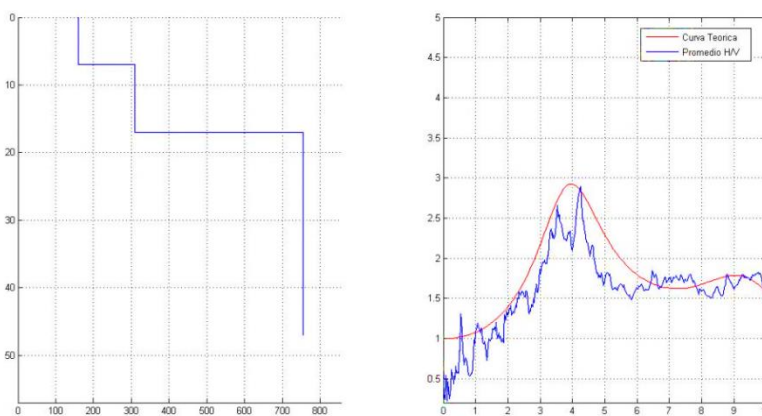


### 6.3 Modelos de velocidad de corte

Para el cálculo de modelos de velocidad de corte se estiman con la frecuencia natural del suelo, dato importante obtenido mediante los microtremores. Esta estimación se puede llevar a cabo cuando no existe información de la frecuencia de resonancia del suelo, con modelos de referencia o sea modelos de velocidad existentes cercanos a la zona de estudio.

Para nuestro estudio, del trabajo de Escorcía & Ochoa realizado en Managua fueron tomados los modelos de referencia, los cuales son los más cercanos a nuestra área de estudio. Los modelos de velocidad que obtuvieron fueron obtenidos con el método MASW y comparados con las curvas espectrales para los sitios que analizaron.

Con esta información importante procedimos a calcular modelos de velocidades para cada punto con registro de H/V (Figura 36) ubicados en el distrito II de Managua. Para nuestra área de estudio los modelos de velocidad más próximos y utilizados en nuestro estudio fueron los de Estadio Nacional de Fútbol y UNI-IES. En la figura 35 se presenta un resultado obtenido para el punto 235 de los 78 puntos escogidos.



**Figura 36: Modelo de velocidad obtenido (Izquierda) y Aproximación de curva teórica a curva H/V (Derecha)**





Estos posteriormente fueron agrupados según la frecuencia natural presentada para los 4 micro-zona creadas según los puntos. Para cada micro-zona se obtuvo el promedio de velocidades, este es reflejado en color rojo como se muestra en la figura 37.

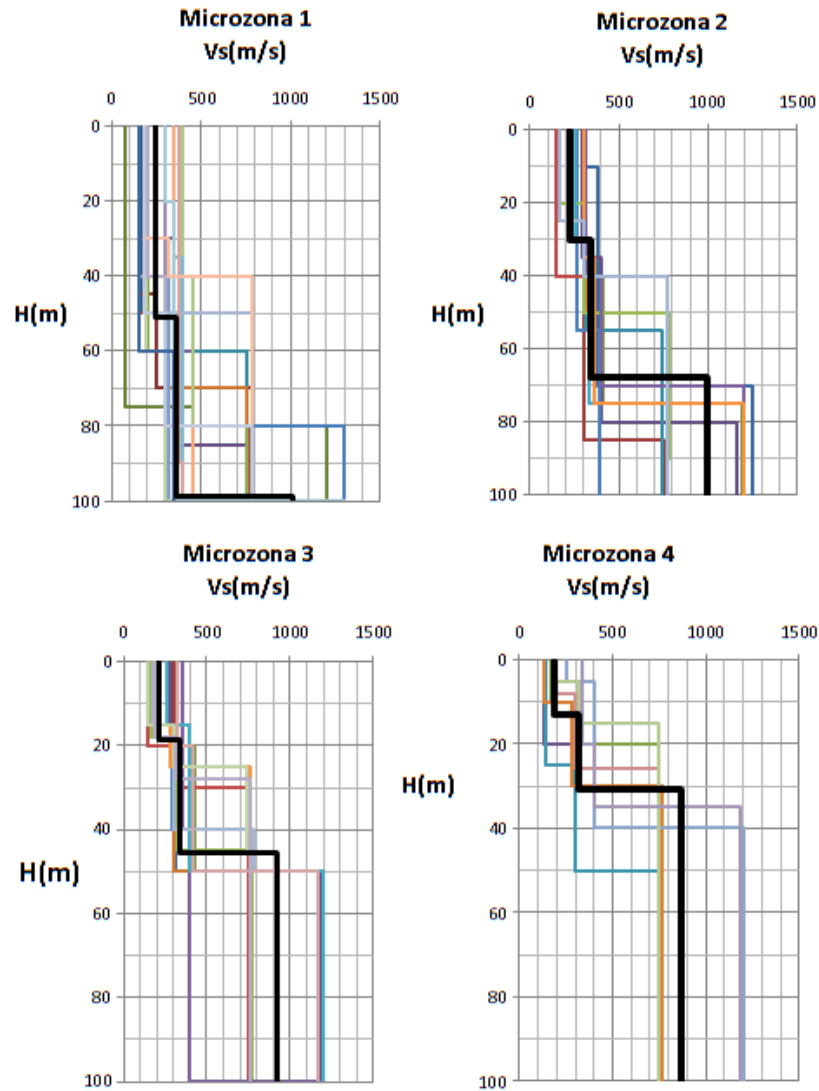


Figura 37: Modelos de velocidades para cada micro-zona (Línea negra promedio)



Se muestra que para la micro-zona 1 tenemos profundidades promedio altas en comparación con el resto de zonas que alcanza alrededor de 50 m en profundidad, alcanzando el estrato rocoso a los 98 m. Para la micro-zona 2 tenemos estratos alrededor de 30 m en profundidad y este alcanza el estrato rocoso a los 68 m. Para la micro-zona 3 encontramos estratos diferenciados 8 m de profundidad y que el estrato rocoso lo encontramos a los 56 m. Y para la última, la micro-zona 4 tenemos la cual presenta los estratos más cortos en profundidad no mayor a 18 m, y esta alcanza el estrato rocoso más somero en cuanto a las demás a los 31 m (Figura 38).

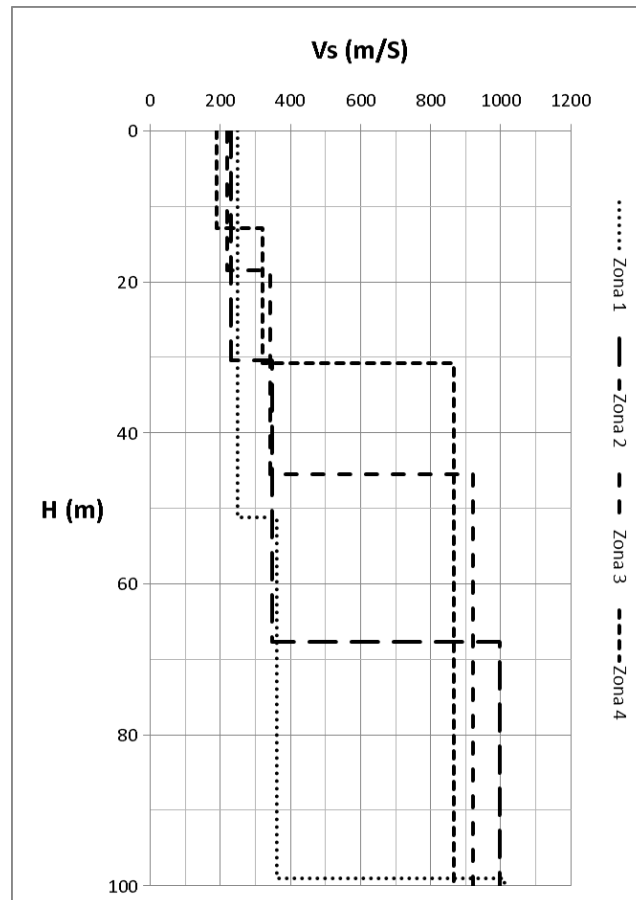


Figura 38: Modelo de velocidades para las micro-zonas de estudios



En las siguientes tablas presentamos los estratos y velocidad promedio para cada micro-zona de estudio:

**Tabla 1 : Profundidades y velocidades para la Micro-zona 1**

Estrato	Profundidad	Velocidad	$\xi$
1	51.25	249.44	0.05
2	47.78	361.94	0.05
Semiespacio	-	1010	0.02

**Tabla 2: Profundidades y velocidades para la Micro-zona 2**

Estrato	Profundidad	Velocidad	$\xi$
1	30	230	0.05
2	38	348	0.05
Semiespacio	-	997	0.02

**Tabla 3: Profundidades y velocidades para la Micro-zona 3**

Estrato	Profundidad	Velocidad	$\xi$
1	19	219	0.05
2	27	341	0.05
Semiespacio	-	920	0.02

**Tabla 4: Profundidades y velocidades para la Micro-zona 4**

Estrato	Profundidad	Velocidad	$\xi$
1	13	190	0.05
2	18	322	0.05
Semiespacio	-	868	0.02



Una vez obtenida las velocidades y estrato se clasificó las micro-zonas para el tipo de suelo según el promedio de velocidades de onda de corte con el Reglamento Nacional de la Construcción 2007 (RNC-07) vigente (Tabla 5).

**Tabla 5: Comparación de velocidades con el RNC-07**

Descripción	Velocidad Calculada(Vs)	Parámetro de evaluación	Clasificación según RNC-07	Tipo de suelo
Micro-zona 1	293.45	$180 < V_s < 360$ m/s	Tipo III	Suelo moderadamente blando
Micro-zona 2	283.77	$180 < V_s < 360$ m/s	Tipo III	Suelo moderadamente blando
Micro-zona 3	277.20	$180 < V_s < 360$ m/s	Tipo III	Suelo moderadamente blando
Micro-zona 4	249.35	$180 < V_s < 360$ m/s	Tipo III	Suelo moderadamente blando

La clasificación de las micro-zonas podemos notar que resultó un tipo III, un suelo moderadamente blando según el RNC-07 en todas ellas. Las velocidades de las micro-zonas se encuentran en un margen de 249.35 a 293.45, notándose una escala descendente en ellas, pero manteniéndose dentro de un rango como es  $180 < V_s < 360$  m/s.

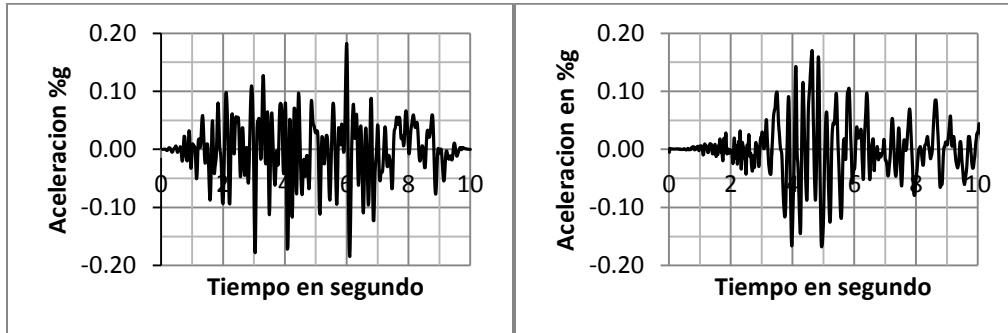
#### **6.4 Espectro de respuesta utilizando el Método Lineal Equivalente**

Una vez con los modelos de velocidades para las 4 micro-zonas propuestas, se procedió a obtener los espectros de respuesta con coeficientes de amortiguamiento del 2% para estructura de acero y del 5% para estructura de concreto.

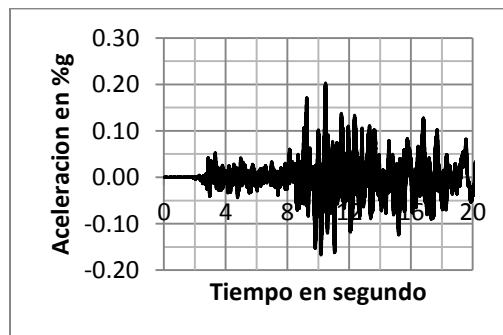
Para este estudio se tomó como base el acelerograma registrado en la refinería ESSO para el terremoto de Managua de 1972 figura 39, el cual se estimó por deconvolución



lo que se hubiera registrado en el basamento. Se tomó en cuenta la componente de movimiento de mayor aceleración que fue la Este-Oeste con 0.39g. También se tomó dos acelerogramas adicionales para este estudio que son: el Loma-Gilroy (Figura 39) encontrado en la base de datos de Deepsoil ocurrido en California (U.S.A) y el acelerograma del terremoto de Chinchona ocurrido en 2009 en Costa Rica con Magnitud de 6.2 con un foco superficial menor de 10 km, obtenido de la Agency Lab. Ing. Sísmica, INI-URC, Costa Rica, tomando de este el registrado para la estación AALX que fue de mayor aceleración (Figura 40).

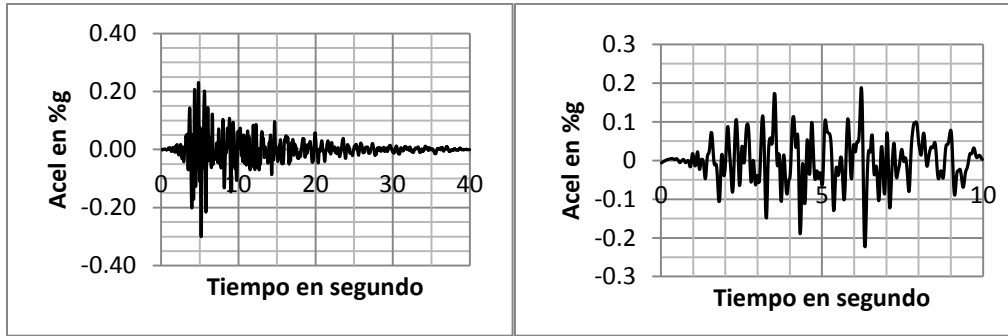


**Figura 39: Acelerograma del terremoto en Managua de 1972 obtenido por deconvolución (izquierda). Acelerograma del terremoto de Loma Gilroy obtenido del DEEPSOIL (derecha).**

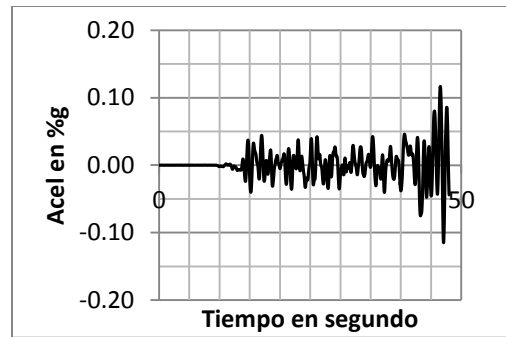


**Figura 40: Acelerograma del terremoto de Chinchona 2009 en Costa Rica, registrado por la estación AALX.**

Estos acelerogramas sirvieron como datos de entrada para calcular los espectros de respuesta para los cuatro micro-zonas del área de estudio asumiéndose un comportamiento lineal de los materiales. Se empleó el análisis lineal equivalente en software Deepsoil, de este se produjeron los acelerogramas sintéticos de superficie para cada micro-zona, Anexo B. En la figura 41 y 42 se muestran algunos de los producidos para las micro-zonas.



**Figura 41: Acelerograma sintético de superficie Micro-zona 4 con Lomagilroy 5% amortiguamiento (izquierda). Acelerograma sintético de superficie Micro-zona 3 con Terremoto 1972 5% amortiguamiento (derecha).**



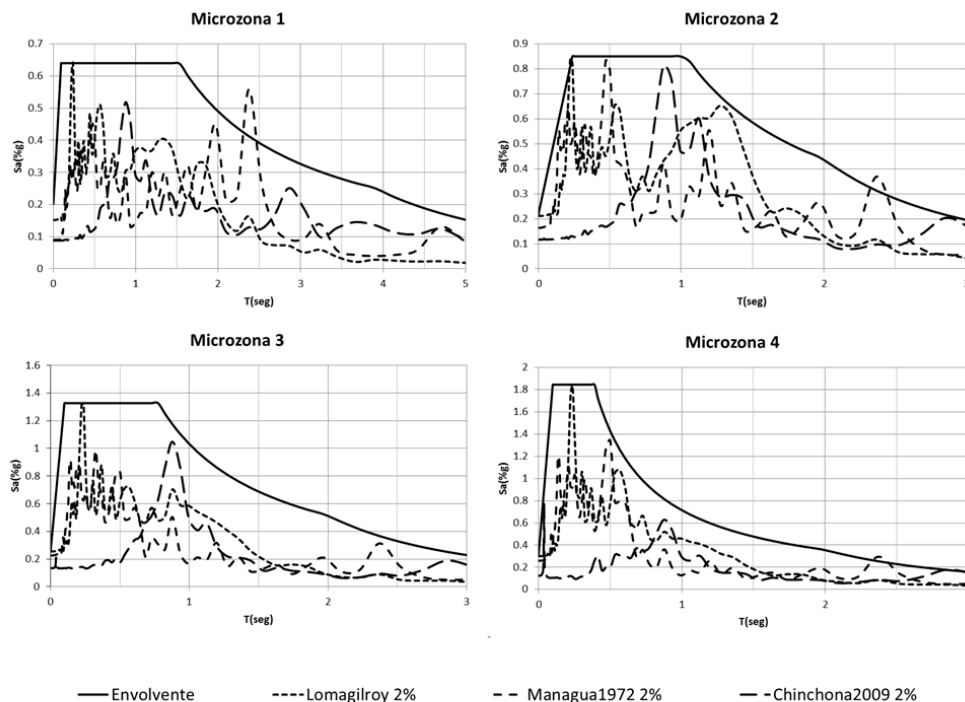
**Figura 42: Acelerograma sintético de superficie Micro-zona 2 con terremoto Chinchona 2009 2% amortiguamiento.**

Se observa que en los acelerogramas sintéticos de superficie obtenidos marcan sus características de acuerdo al evento sísmico, y que las máximas amplificaciones relevantes son en primer lugar para la micro-zona 4 con la incidencia del terremoto de Loma Gilroy alcanzando 0.28g y le sigue la micro-zona 3 con la incidencia del terremoto de 1972 con 0.21g. Para la micro-zona 1 y micro-zona 2 se presenta un cuadro diferente con aceleraciones máximas de menor amplitud respecto a los anteriores grupos explicados.

Para cada acelerograma sintético de superficie, también se obtuvo también las curvas del espectro de respuesta los cuales fueron divididas para el 5% de amortiguamiento en estructuras de concreto y para el 2% de amortiguamiento para estructura de acero. Se crearon espectros suavizados que se agruparon según la correspondiente micro-zona, y los diferentes espectros de cada sismo evaluado, en la figura 43 y 44 se presentan el contraste de la envolvente y los espectros de sitio. Se observa la diferencia en las curvas envolventes calculadas de cada sitio, esto en dependencia de la estratigrafía local, frecuencias y espesores. Se observa la envolvente con línea



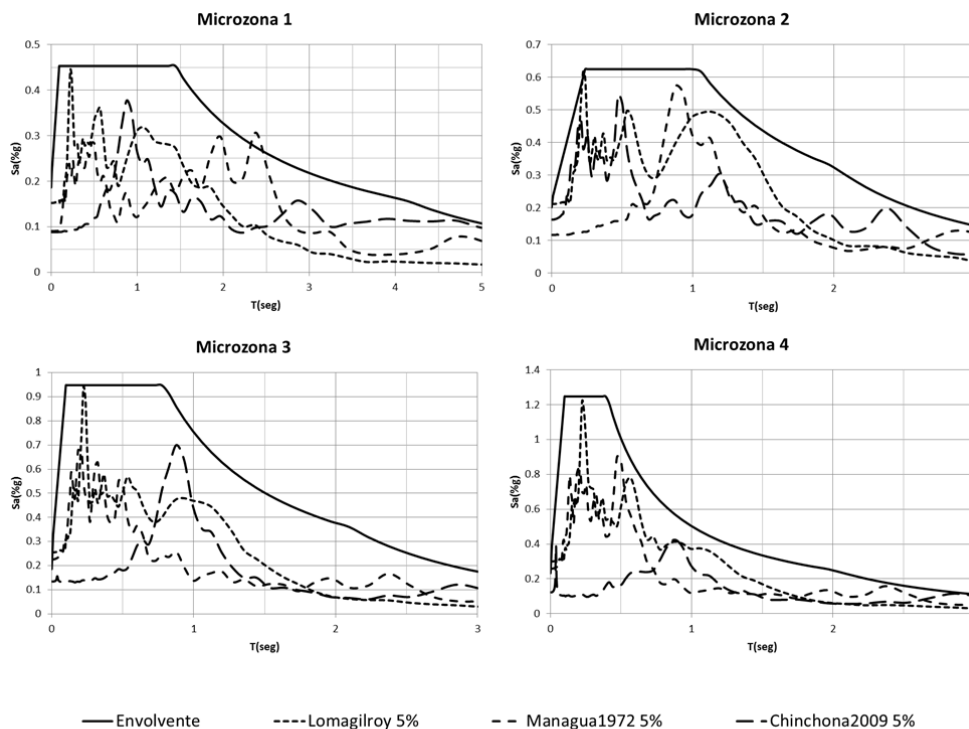
continua y los espectros de respuesta de los diferentes terremotos segmentados de distintas formas.



**Figura 43: Curva envoltente de los espectros de respuesta para las Micro-zona con el 2% de amortiguamiento.**

Para la micro-zona 1 encontramos aceleraciones espectrales máximas de 0.64 g (figura 43) con periodos largo de 0.09 seg a 1.54 seg, los espectros de los diferentes terremotos se distribuyen para formar una meseta alargada. En la micro-zona 2 tenemos aceleraciones espectrales máximas de 0.84 g (figura 43) pero con periodos de 0.24 seg a 0.99 seg un poco menor respecto a la micro-zona 1 pero en igual distribución para una meseta alargada.

Por otra parte la micro-zona 3 alcanza una aceleración mayor a las zonas anteriores de 1.32 g con periodos menor también de 0.10 seg a 0.77 seg, la mayoría de los espectro se agrupan a periodos cortos pero la meseta se amplia para cubrir los que presentan periodos más largo. En contraste a las demás zonas, la micro-zona 4 presenta un variación significativa por su elevada aceleración espectral que alcanzó un máximo de 1.83 seg con periodo fundamental más corto que se encuentra de 0.10 seg a 0.39 seg permitiendo una meseta corta y la más corta de las demás micro-zonas. Este pico elevado se encuentra en estratos de suelo muy someros.



**Figura 44: Curva envolvente de los espectros de respuesta para las Micro-zona con el 5% de amortiguamiento.**

El contraste para el 5% de amortiguamiento tenemos en la figura 44 que para la micro-zona 1 encontramos aceleraciones espectrales máximas de 0.45 g con periodos largo de 0.09 seg a 1.54 seg, los espectros de los diferentes terremotos se distribuyen para formar una meseta alargada. En la micro-zona 2 tenemos aceleraciones espectrales máximas de 0.62 g, pero con periodos de 0.24 seg a 0.99 seg un poco mayor respecto a la micro-zona 1 pero en igual distribución para una meseta alargada.

Por otra parte la micro-zona 3 alcanza una aceleración mayor a las zonas anteriores de 0.95 g con periodos menor también de 0.10 seg a 0.77 seg, la mayoría de los espectro se agrupan a periodos cortos pero la meseta se amplia para cubrir los que presentan periodos más largo. En contraste a las demás zonas, la micro-zona 4 presenta un variación significativa por su elevada aceleración espectral que alcanzó un máximo de 1.25 g con periodo fundamental más corto que se encuentra de 0.10 seg a 0.39 seg permitiendo una meseta corta y la más corta de las demás micro-zonas. Este pico elevado se encuentra en estratos de suelo muy someros. Es importante notar que el orden de las micro-zonas coincide en una escala descendiente de las características de estas, como son su aceleración, periodos y forma de la curva espectral suavizada.





En la figura 45-46 se exponen la agrupación de los espectros suavizados para cada micro-zona para el 2% y 5% de amortiguamiento, en ellos se visualiza para ambos grupos que se van desplazando hacia periodos cortos y que van aumentando de forma gradual la aceleración.

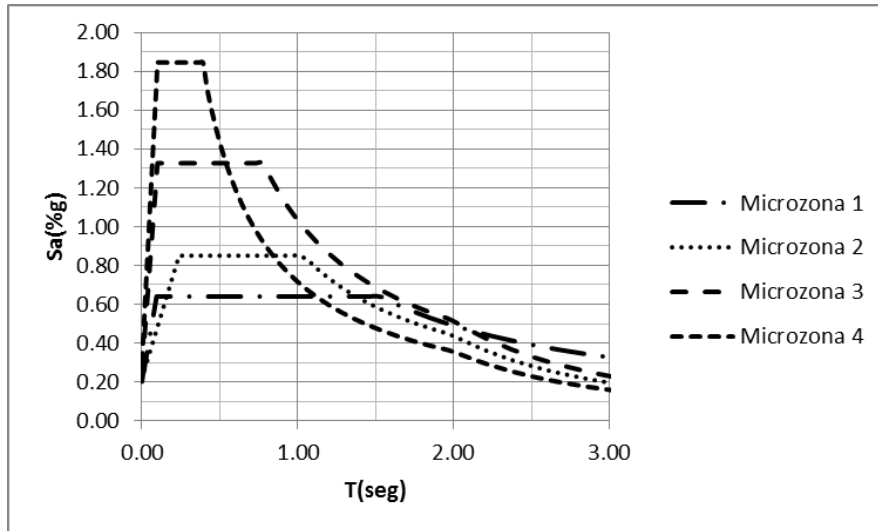


Figura 45: Curvas envolventes de los espectros de respuesta para las Micro-zona con el 2% de amortiguamiento.

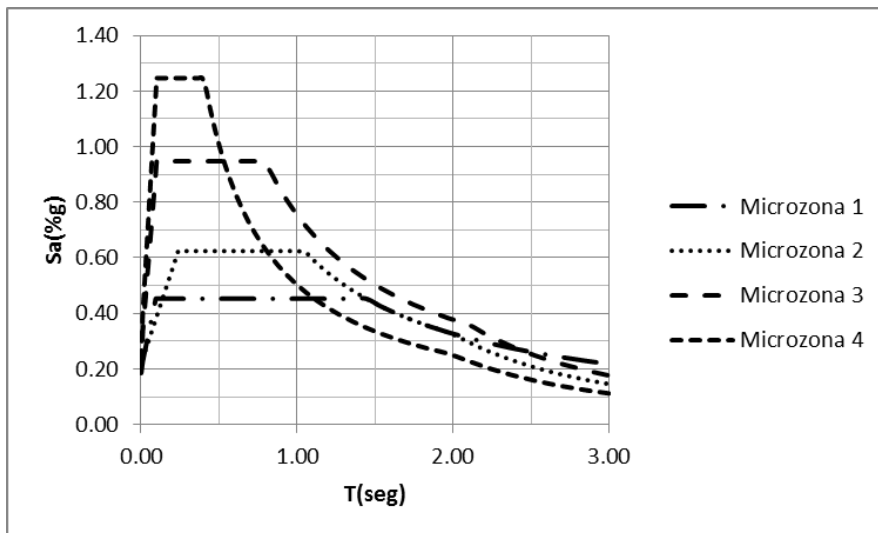
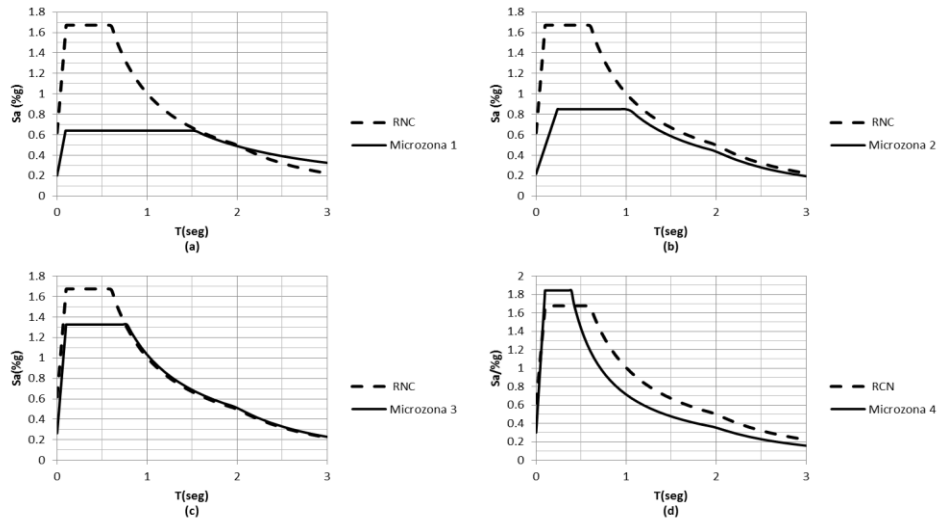


Figura 46: Curvas envolventes de los espectros de respuesta para las Micro-zona con el 5% de amortiguamiento.

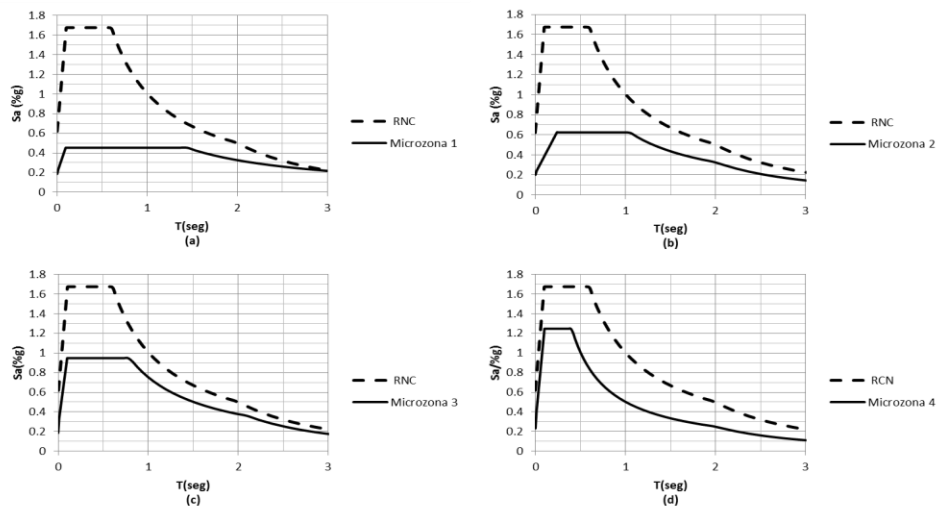


### 6.5 Comparación de espectros suavizados con RNC-07

Terminados los análisis de las micro-zonas obtenidas, se procedió a la comparación de los envolventes de los espectros de respuesta, resultado del análisis lineal equivalente con el Reglamento Nacional de la Construcción vigente (RCN-07) presentado en la figura 47 para el 2% y en la figura 48 para el 5% de amortiguamiento.



**Figura 47: Comparación de espectro suavizado de sitio (Línea coninua) con el 2% de amortiguamieno y RCN-07 para suelo tipo III (Línea segmentada). (a) Micro-zona1, (b) Micro-zona 2, (c) Micro-zona 3 y (d) Micro-zona4.**



**Figura 48: Comparación de espectro suavizado de sitio (Línea continua) con el 5% de amortiguamiento y RCN-07 para suelo tipo III (Línea segmentada). (a) Micro-zona1, (b) Micro-zona 2, (c) Micro-zona 3 y (d) Micro-zona4.**



En la figura 47 se presenta la comparación de los espectros suavizados del estudio presente con el 2% de amortiguamiento y el reglamento RNC-07. Analizaremos las características y diferencia que se dan para cada micro-zona propuesta. En tabla 6 se resumen la diferencia para cada parámetro del reglamento.

Para la micro-zona 1 Figura 47(a) es muy notoria el margen de diferencia entre la respuesta dinámica y el RNC, vemos que el reglamento presenta una aceleración máxima de 1.65, en cambio nuestro análisis lineal equivalente nos dio una aceleración máxima de 0.64 lo cual tenemos un diferencia porcentual de 61.75 % (Anexo E), se ve que cuando el periodo va aumentado se incrementa las curva espectral pasando el margen de la envolvente del reglamento, este aumento es propio de la característica presentes en el suelo de la micro-zona 1, la meseta es más prolongada ubicados entre los periodos de 0.10 seg a 1.80 seg. Este caso es producto de que los estratos para este sitio son de mayores espesores.

En la micro-zona 2 Figura 47(b) encontramos de igual manera que la micro-zona 1, un margen de diferencia notorio. Las aceleración máxima es de 0.84, que en porcentaje es de un 49.19% (Anexo E) respecto al reglamento, que en los periodos cortos la meseta del reglamento no coincide con la de la micro-zona 2. El factor de amplificación se mantiene menor que el del reglamento pero mayor con respecto a la micro-zona 1. La micro-zona 3 (Figura 47(c)) se aproxima a la forma de la envolvente de RNC-07. La meseta se encuentra en los periodos de 0.10 seg y 0.77 seg cercanos a los del reglamento pero la aceleración máxima en sitio es de 1.32, teniendo una diferencia porcentual de 21 % respecto a RNC-07 (Anexo E). Esta micro-zona es la única más próxima al reglamento pero aún por debajo de este.

La micro-zona 4 se muestra los estratos más someros de todo el distrito II, observándose una escala descendente de los espesores de los estratos de sitio. Los estratos someros ayudan a que la señal sísmica sea más intensa. En la figura 47(d) se evidencia como el espectro suavizado sobrepasa la envolvente para suelo tipo III del RNC-07, la meseta del sitio es más corta ubicándose en periodos de 0.10 seg y 0.39 seg. La aceleración máxima para la micro-zona 4 es de 1.85 y su incremento porcentual es del 10 %. Del resto de micro-zonas es la que tiende mayormente a periodos cortos. En la tabla 6 se detallan los parámetros que presentan en comparación con los del Reglamento de la Construcción la envolventes.



**Tabla 6: Límite y parámetro de plateau de los espectros suavizados con 2% del Análisis Lineal Equivalente para cada micro-zona y del Reglamento Nacional de la Construcción.**

Microzona	Tipo de espectro	a/g	Ta (s)	Tb (s)	Tc (s)	S
1	RCN	1.67	0.1	0.6	2	2
	LE	0.64	0.09	1.54	3.9	0.65
2	RCN	1.67	0.1	0.6	2	2
	LE	0.84	0.24	0.99	2	0.7
3	RCN	1.67	0.1	0.6	2	2
	LE	1.32	0.1	0.77	2	0.85
4	RCN	1.67	0.1	0.6	2	2
	LE	1.85	0.1	0.39	2	0.97

En la figura 48 se presenta la comparación de los espectros suavizados del estudio presente con el 5% de amortiguamiento y el reglamento RNC-07. Analizaremos las características y diferencia que se dan para cada micro-zona propuesta. En tabla 7 se resumen la diferencia para cada parámetro del reglamento.

Para la micro-zona 1 Figura 48(a) es muy notoria el margen de diferencia entre la respuesta dinámica y el RNC, vemos que el reglamento presenta una aceleración máxima de 1.65, en cambio nuestro análisis lineal equivalente nos dio una aceleración máxima de 0.45 lo cual tenemos un diferencia porcentual de 72.94 % (Anexo E), la meseta es más prolongada ubicados entre los periodos de 0.10 seg a 1.44 seg. Este caso es producto de que los estratos para este sitio son de mayores espesores.

En el micro-zona 2 Figura 48 (b) encontramos de igual manera que la micro-zona 1, un margen de diferencia notorio. Las aceleración máxima es de 0.62, que en porcentaje es de un 62.69 % (Anexo E) respecto al reglamento, que en los periodos cortos la meseta del reglamento no coincide con la de la micro-zona 2. El factor de amplificación se mantiene menor que el del reglamento pero mayor con respecto a la micro-zona 1. En la micro-zona 3 Figura 48(c), la meseta se encuentra en los periodos de 0.24 seg y 1.06 seg no cercana al reglamento como para el 2% de amortiguamiento; pero la aceleración máxima en sitio es de 0.95 g, teniendo una diferencia porcentual de 43.38 % respecto a la del RCN-07 (Anexo E).



La micro-zona 4 se muestra los estratos más someros de todo el distrito II, observándose una escala descendente de los espesores de los estratos de sitio. Los estratos someros ayudan a que la señal sísmica sea más intensa. En la figura 48(d) se evidencia como el espectro suavizado en diferencia con el de 2% de amortiguamiento no sobrepasa la envolvente para suelo tipo III del RNC-07, la meseta del sitio sigue siendo más corta ubicándose en periodos de 0.09 seg y 0.39 seg. La aceleración máxima para la micro-zona 4 es de 1.25 g y su diferencia porcentual es del 25.51 %. Del resto de micro-zonas es la que tiende mayormente a periodos cortos, pero en este caso no se superpone al RNC-07. En la tabla 7 se detallan los parámetros que presentan en comparación con los del Reglamento de la Construcción la envolventes.

**Tabla 7: Límite y parámetro de plateau de los espectros suavizados con el 5% del Análisis Lineal Equivalente para cada micro-zona y del Reglamento Nacional de la Construcción.**

Microzona	Tipo de espectro	a/g	Ta (s)	Tb (s)	Tc (s)	S
1	RCN	1.67	0.1	0.6	2	2
	LE	0.45	0.1	1.44	4.1	0.6
2	RCN	1.67	0.1	0.6	2	2
	LE	0.62	0.24	1.06	2	0.65
3	RCN	1.67	0.1	0.6	2	2
	LE	0.95	0.1	0.77	2.1	0.6
4	RCN	1.67	0.1	0.6	2	2
	LE	1.25	0.09	0.39	2	0.75



## 7. CONCLUSIONES

Obtenidos y analizados los resultados se concluyó lo siguiente:

Se obtuvieron las funciones de transferencias donde identificamos los picos de amplificación, y de esta manera ubicamos las frecuencias fundamental de vibrar del suelo. Dichos valores se encuentran entre un rango de 0.42 y 4.29 Hz. En base a la distribución de frecuencias definimos cuatro posibles micro-zonas en el área de estudio. Donde la micro-zona dos contiene mayor área.

En las cuatro micro-zonas, se evidenció que el tipo de suelo según el reglamento nacional de la construcción (RNC-07) es tipo III, suelo moderadamente blando. Las velocidades se encuentran en el rango de 180 m/s a 360 m/s.

Los espectros suavizados obtenidos en cada una de las micro-zonas propuesta y comparadas con el espectro del Reglamento Nacional de la Construcción vigente se concluyó que este sobre estima la respuesta del suelo ante los eventos sísmicos y que un estudio focalizado demuestra la respuesta más realista en cuanto a este comportamiento.

En los estratos más someros presentan una marcada diferencia en cuanto a las aceleraciones máximas, siendo estos los de mayor intensidad; evidenciando tanto para 2 % y 5 % de amortiguamiento. Así mismo dichos sitios son los de mayor peligrosidad ante eventualidad sísmica.

Al emplear al menos tres sismos diferentes en un estudio de microzonificación se contribuye a tener margen más seguro en los espectros de respuesta, siempre tomando en cuenta el único evento de mayor afectación en nuestro país como base.

Se comprobó que los resultados obtenidos en la investigación son congruentes y aproximados en comparación con estudios anteriores (Hernández, 2009). De tal manera que los datos son provechosos en el área de estudio y muestra los espectros suavizados únicos y propios de cada micro-zona.



## 8. RECOMENDACIONES

- Se sugiere obtener más registros de ruido ambiental distribuidos en todo el distrito con cuadrícula de 100 m para tener una mejor precisión, de esta manera la realización de estudios de microzonificación a detalle o puntualizada para seguir contribuyendo a la información sobre los suelos de Managua de forma que se pueda tener una información más real y específica de sitio.
- Es de gran importancia actualizar y corregir el reglamento vigente, al tomar los diferentes nuevos estudios elaborados para los suelos de Managua se reforzará permitiendo las mejoras de diseños sismo resistente.
- Se recomienda realizar microzonificación para el resto de distritos y tener mapas de micro-zonas en cada uno. Permitiendo abarcar los lugares donde aún no se manejan información del suelo.



## 9. BIBLIOGRAFÍA

- Álvarez, E., Murillo, J., Ortega, C., & Obando, E. (2012). Análisis de espectro de respuesta en el campus de la UNAN-Managua generados por el terremoto de 1972, en comparación con el espectro de diseño vigente en el Reglamento Nacional de Construcción. [Científico]. 13.
- Arslan, H., & Siyahi, B. (2006). A comparative study on linear and nonlinear site response analysis. *Environ Geol*, 8. doi: 10.1007/s00254-006-0291-4
- Bermúdez, M., Franco, L., & Martínez, S. (2002). Cálculo del período fundamnetal del suelo como herramienta para la microzonificación sísmica: casos colombianos. *INGEOMINAS*, 14.
- Castrillo, E., & Ulloa, H. Geología y estratigrafía de Managua.
- Citlali, H. Método Spac: Otra alternativa para estimar la respuesta de sitio en la Ciudad de México (I. d. G. Departamento de Sismología, Trans.): Universidad Nacional de México.
- Crisafulli, F., & Villafañe, E. (2002). Espectros de respuesta y de diseño (pp. 22): Universidad Nacional de Cuyo.
- Chopra, A., k. (1995). *Dynamics of structures*. New Jersey.
- Escobar, E., & Corea, M. (1998). *Microzonificación sísmica de la ciudad de Managua*. Universidad Nacional de Ingeniería.
- Escorcia, K., & Ochoa, A. (2013). *Análisis de respuesta sísmica de sitio y su efecto en el comportamiento dinámico de estructuras en el área urbana de la ciudad de Managua*. Universidad Centroamericana.
- Faccioli, E., Santoyo, E., & Leon, J. (1973). Microzonation criteria and seismic response studies for the city of Managua.
- Franklin, R., Caselles, J., Canas, J., Clapes, J., & Pujades, L. (2006). Estimación de la respuesta de sitio mediante el método del cociente espectral aplicado a ruido ambiental: aplicación a la Ciutat de Valencia. *Revista Internacional de Métodos Numéricos para Cálculo y Diseño en Ingeniería*, 22, 2, 169-191, 23.
- Frez, J., & Gámez, e. (2008). Aspectos de la sismotectónica de Nicaragua y su alrededor. *GEOS*, 28, 23.
- Hedberg, J. (2005). *Spectrogram evaluation of seismic risk in Managua, Nicaragua*. Master of Science, Lund University.
- Hernández, O. (2009). *Reevaluación de efecto de sitio y propuesta de clasificación de terrenos con fines de diseño sísmico para Managua, Nicaragua*. Universidad Nacional Autónoma de Nicaragua.





- INETER. Guía técnica de la elaboración del mapa de "Amenaza sísmica del área de Managua y sus alrededores (Nicaragua)" (pp. 25). Managua: INETER.
- INETER. (2002). Actualización del mapa de fallas geológicas de Managua (pp. 45). Managua: INETER.
- Lacayo, G. Análisis modal elástico para un edificio de cinco niveles (pp. 39). Managua.
- Mayorga, E. (2003). Evaluación de fallas geológicas en Managua, from <http://web-geofisica.ineter.gob.ni/boletin/2003/12/evento-especial-falla-los-bancos0312.htm>
- Montero, W. (1990). Amenaza sísmica en Nicaragua con énfasis en Managua, marco institucional para su prevención y mitigación: INETER-OEA.
- Morales, A., & Strauch, W. (1999). *Sismicidad histórica de Managua*: Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales.
- Morales, L., & Montero, W. (1990). Sismotectónica, brechas sísmicas y la amenaza sísmica potencial en Centroamérica (pp. 16). San José: Escuela Centroamericana de Geología.
- Paolini Infante, M. C. (2006). *ANALISIS DE LOS PERIODOS FUNDAMENTALES DEL SUELO EN LA CIUDAD DE CARORA, MUNICIPIO TORRES. ESTADO LARA.*, Universidad Simon Bolivar.
- Reinoso, E., et al. (2005). Estudio de la vulnerabilidad sísmica de Managua (pp. 208). Managua: SINAPRED, INETER.
- Romero, C. *Estudios de dinámica de suelos en Nicaragua*. Paper presented at the 1st Peru-Japan Workshop on Enhancement of Earthquake and Tsunami Disaster Mitigation Technology.
- Romero, C. (2005). Estudio del Efecto de Sitio en área urbana de la Ciudad Catarina Universidad Nacional Autónoma de Nicaragua-Managua.
- SINAPRED, & MTI. (2005). *Requisitos generales de diseño y construcción*. Managua.
- Strauch, W. (2000). Microzonificación sísmica de Managua (INETER, Trans.) (pp. 84). Managua.
- Tsige, M., & Garcia, I. (2006). Propuesta de clasificación geotécnica del "Efecto Sitio" (Amplificación Sísmica) de las formaciones geológicas de la Región de Murcia. *GEOGACETA*, 4.



## 10. ANEXO



## 10.1 Anexo A.

Tabla 8: Puntos Estudiados

Número	Punto	X	Y	Amplificación	Frecuencias
1	38	574028	1341090	3.09	0.76
2	40	574028	1341490	1.59	0.42
3	55	574228	1341090	1.76	0.64
4	56	574228	1341290	1.98	0.71
5	64	574228	1343690	2.32	0.85
6	65	574228	1343890	2.1	1.64
7	73	574428	1342290	1.81	1.49
8	76	574428	1342890	2.22	0.48
9	77	574428	1343090	2.19	0.58
10	93	574628	1342890	2.39	0.49
11	95	574628	1343290	2.76	0.85
12	98	574628	1343890	2.1	1.05
13	109	574828	1342690	1.37	1.15
14	112	574828	1343290	2.13	0.95
15	114	574828	1343690	2.15	1.68
16	116	574828	1344090	2.15	1.93
17	121	574828	1345090	3.83	1.78
18	122	575028	1340890	1.93	0.95
19	129	575028	1342490	2.02	1.1
20	132	575028	1343090	1.84	0.61
21	138	575028	1344290	1.68	0.71
22	144	575228	1340690	2.4	0.55
23	146	575228	1341090	1.54	0.66
24	149	575228	1341690	1.72	1.46
25	150	575228	1341890	1.95	0.92
26	151	575228	1342090	1.53	2.05
27	152	575228	1342290	2.04	0.56
28	154	575228	1342690	1.34	0.95
29	155	575228	1342890	1.84	0.81
30	158	575228	1343490	1.16	1.68
31	159	575228	1343690	2.01	1.08
32	162	575228	1344290	2.14	0.81
33	170	575428	1340890	1.77	0.9
34	172	575428	1341290	2.51	1
35	176	575428	1342090	2.5	2.03
36	177	575428	1342290	2.45	1
37	179	575428	1342690	2.1	0.73

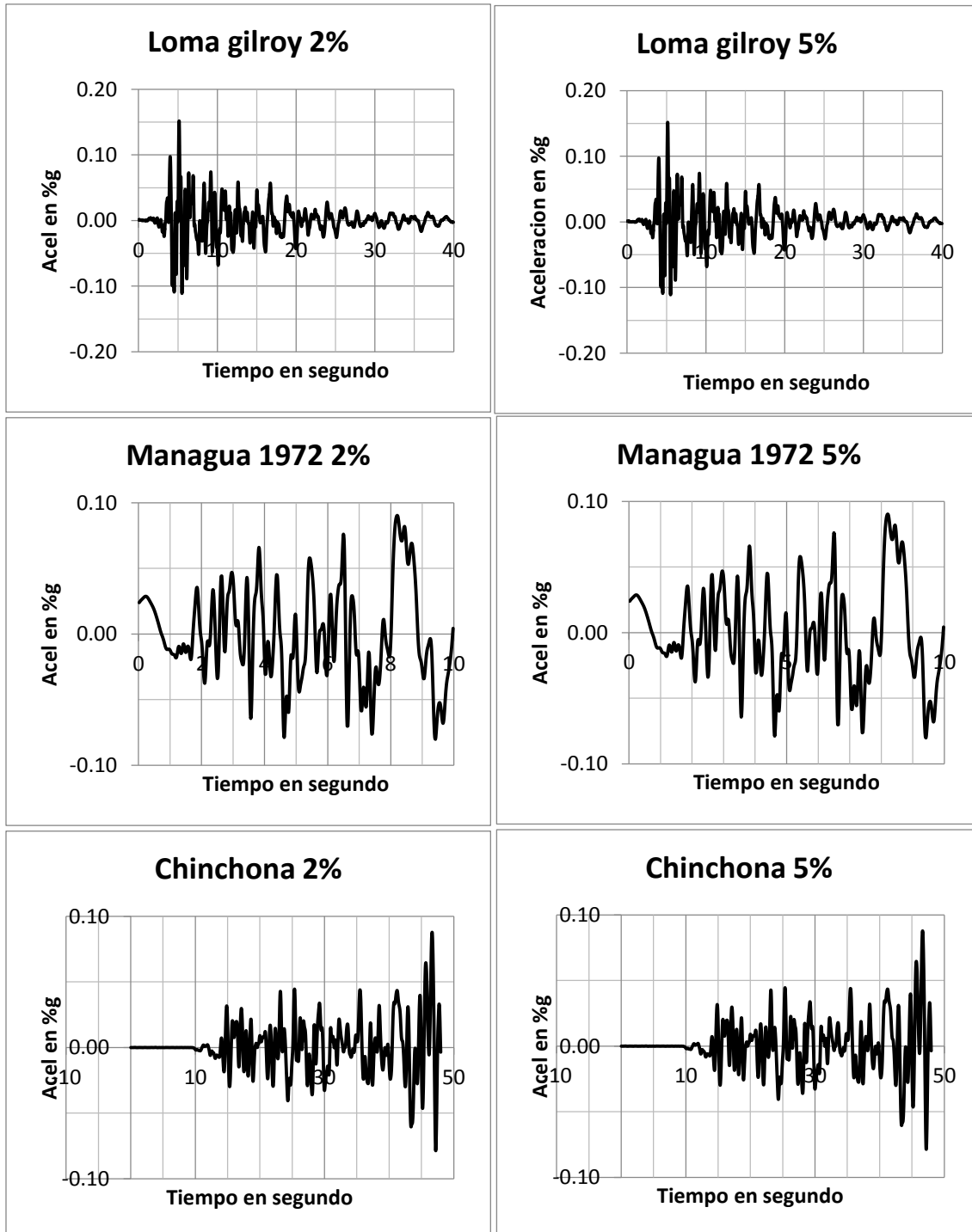


Número	Punto	X	Y	Amplificación	Frecuencias
38	181	575428	1343090	2.45	1.25
39	182	575428	1343290	1.8	0.95
40	183	575428	1343490	2.42	0.66
41	184	575428	1343690	1.72	2.65
42	185	575428	1343890	2.57	0.9
43	196	575628	1341090	2	1.05
44	198	575628	1341490	1.83	1
45	199	575628	1341690	2.67	0.92
46	200	575628	1341890	2.84	0.95
47	203	575628	1342490	2.04	1.66
48	204	575628	1342690	1.39	0.78
49	208	575628	1343490	1.82	2.69
50	210	575628	1343890	1.83	1.03
51	211	575628	1344090	1.48	1.2
52	220	575828	1341090	1.95	0.55
53	222	575828	1341490	1.76	1.36
54	225	575828	1342090	1.44	1.29
55	234	575828	1343890	1.58	0.46
56	235	575828	1344090	2.83	4.25
57	242	576028	1341090	1.81	0.66
58	248	576028	1342290	1.76	2.51
59	251	576028	1342890	1.74	1.71
60	254	576028	1343490	2.36	2.12
61	262	576228	1341490	1.28	0.71
62	270	576228	1343090	3.01	1.54
63	272	576228	1343490	3.34	1.32
64	280	576428	1342090	2.54	1.21
65	281	576428	1342290	1.56	1.93
66	284	576428	1342890	1.67	2.54
67	288	576428	1343690	4.18	1.9
68	298	576628	1342490	2.2	2.05
69	318	576828	1343490	2.12	3.98
70	343	577228	1343890	2.5	1.29
71	365	577628	1344290	2.71	1.93
72	366	577628	1344490	1.77	2.42
73	385	578028	1343890	2.01	1.05
74	400	578228	1344290	2.71	2.56
75	401	578228	1344490	2.73	3.1
76	413	578428	1344490	2.37	0.7
77	422	578628	1343890	1.81	0.56
78	426	578628	1344690	2.67	2.42



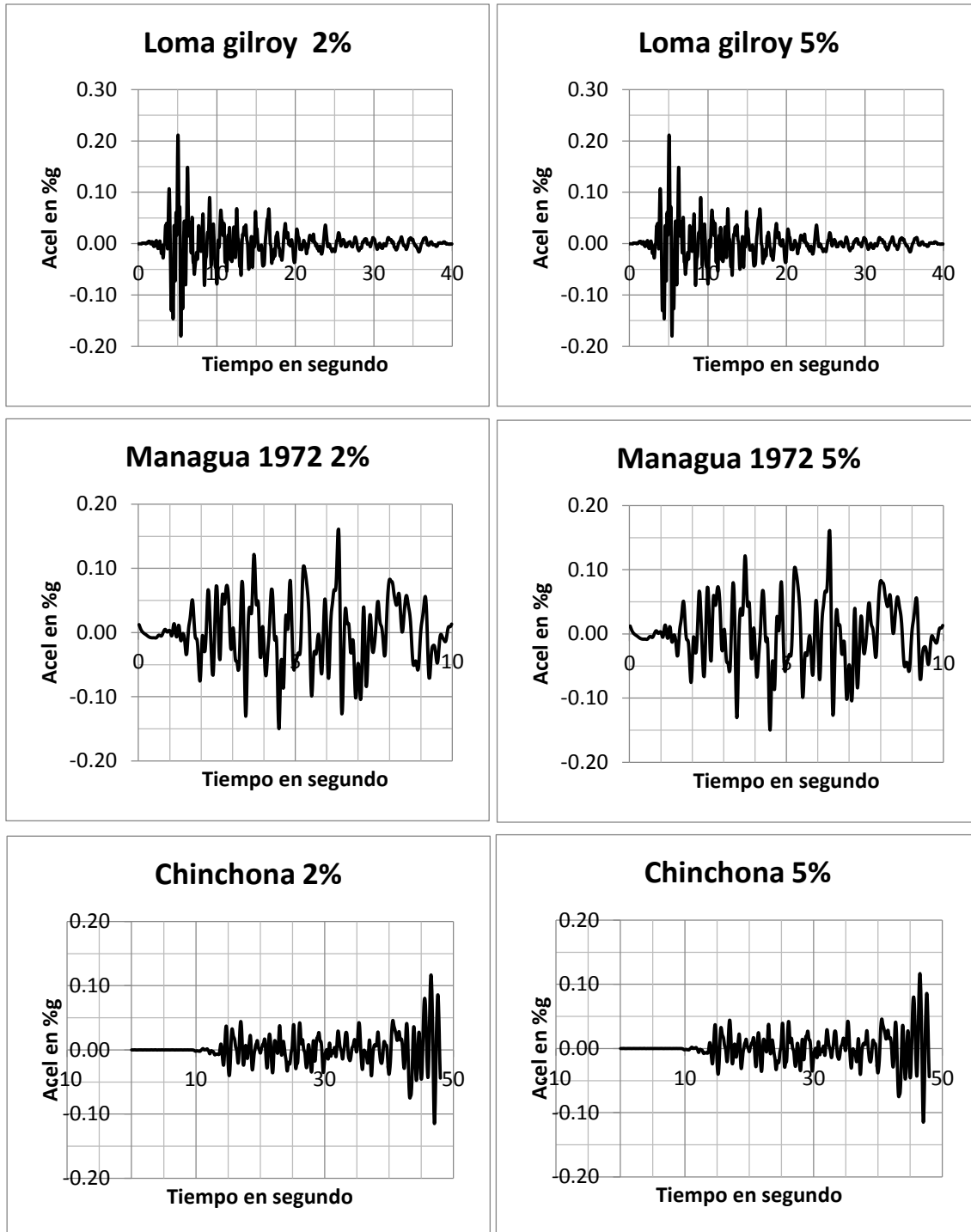
### 10.2 Anexo B.

Anexo B.1: Figuras de acelerograma sintético de superficie para la micro-zona 1.



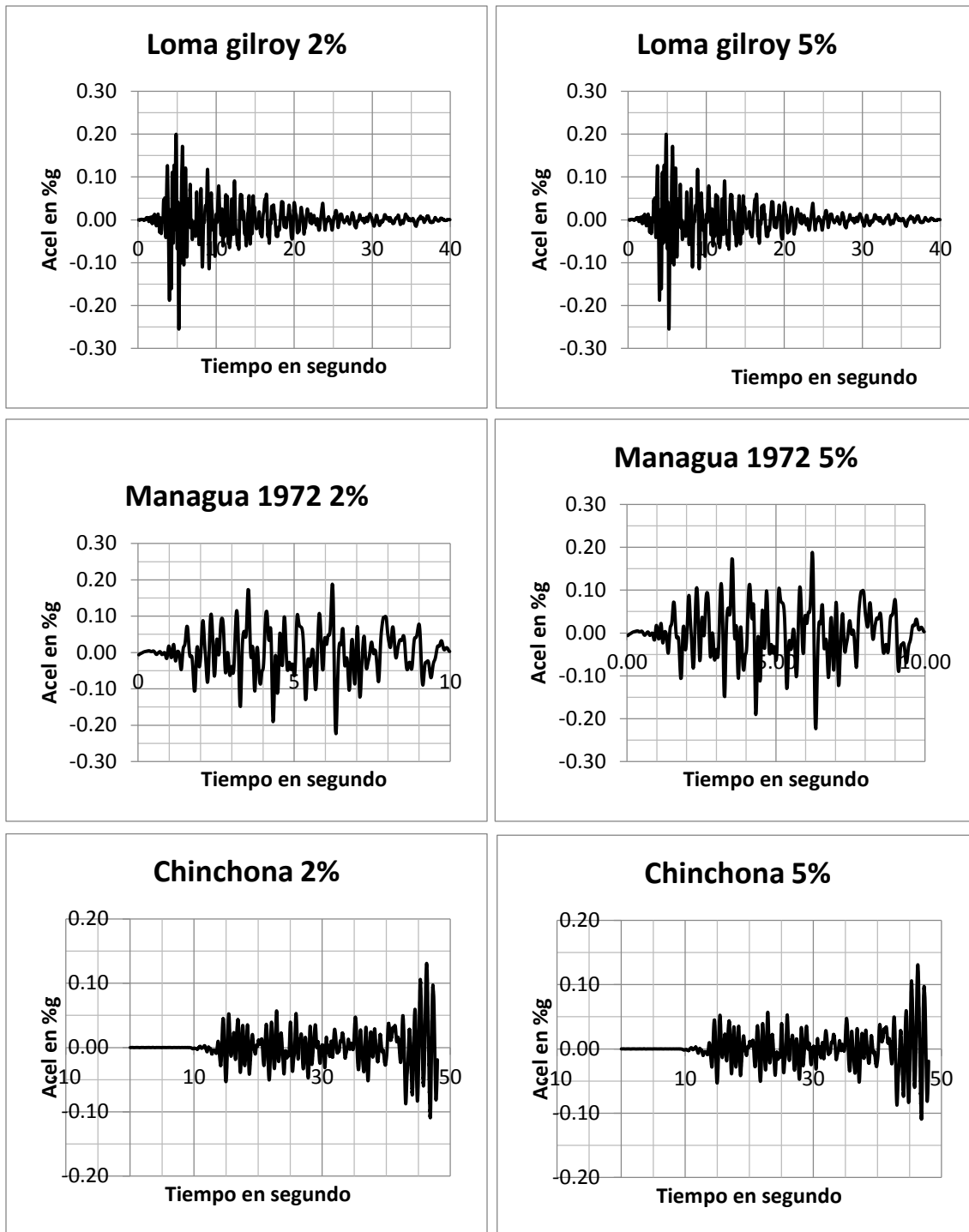


Anexo B.2: Figuras de acelerograma sintético de superficie para la micro-zona 2.



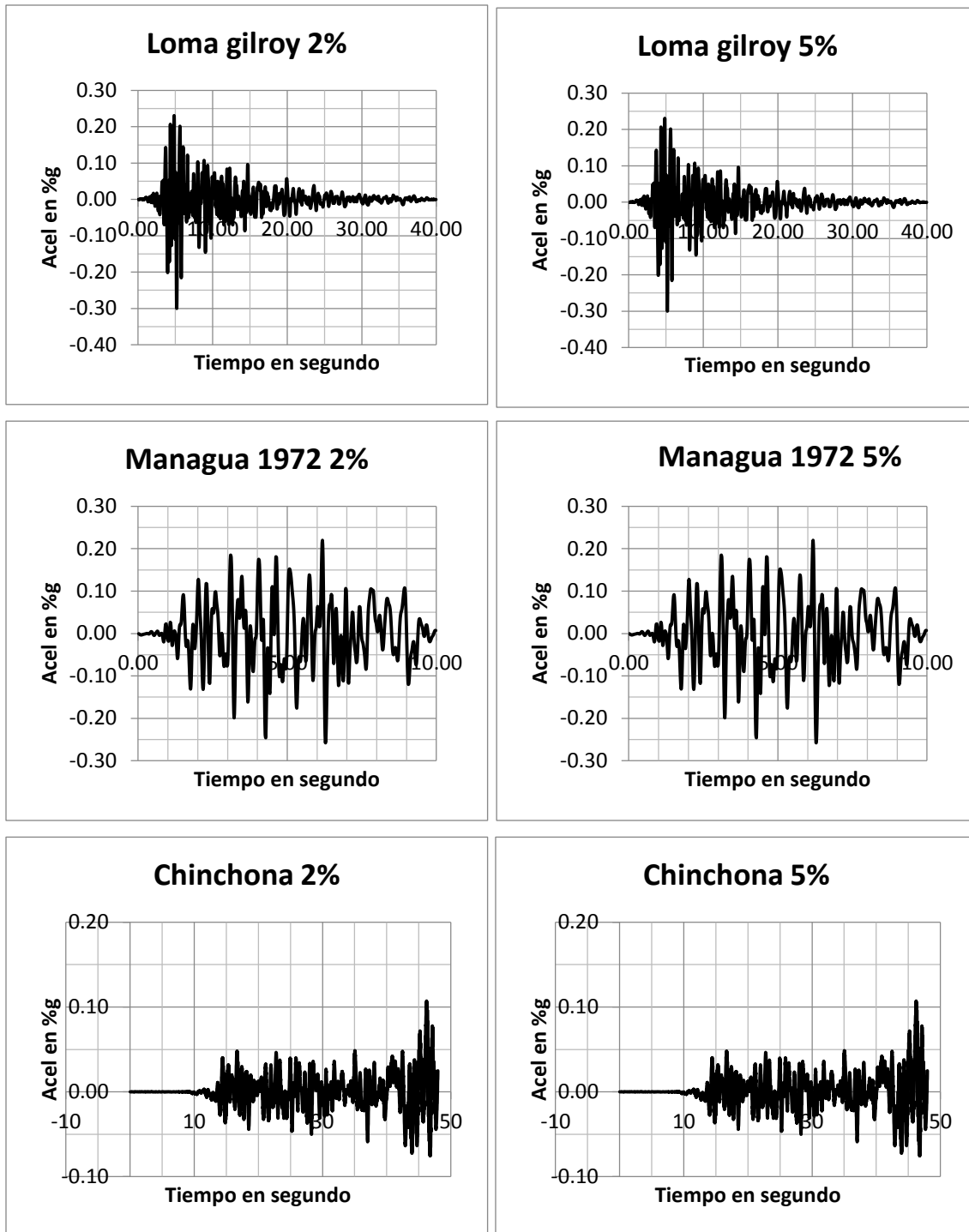


Anexo B.3: Figuras de acelerograma sintético de superficie para la micro-zona 3.





Anexo B.4: Figuras de acelerograma sintético de superficie para la micro-zona 4.

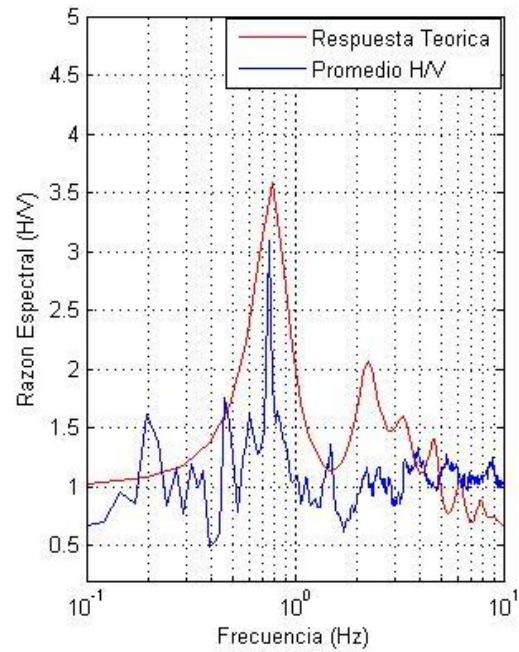
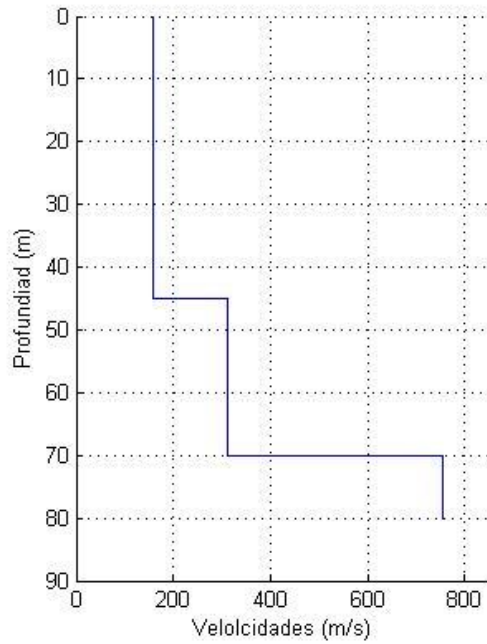




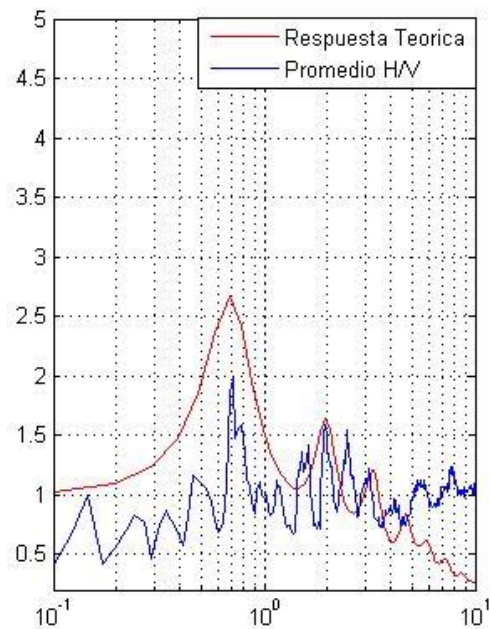
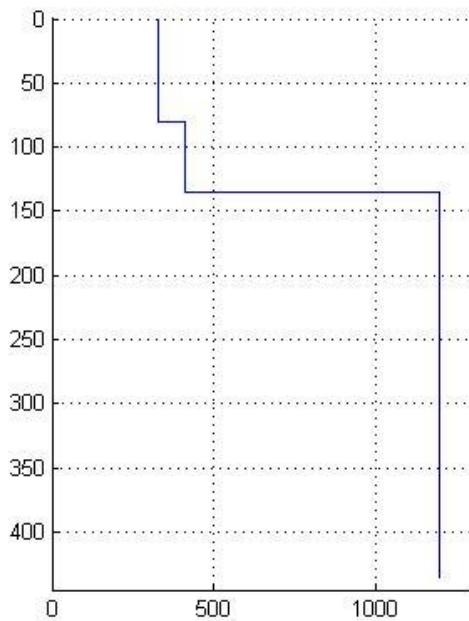


### 10.3 Anexo C.

Gráficos de Curva de Respuesta Empírica y Teórica para los puntos estudiados en el distrito II junto a los modelo de velocidad.

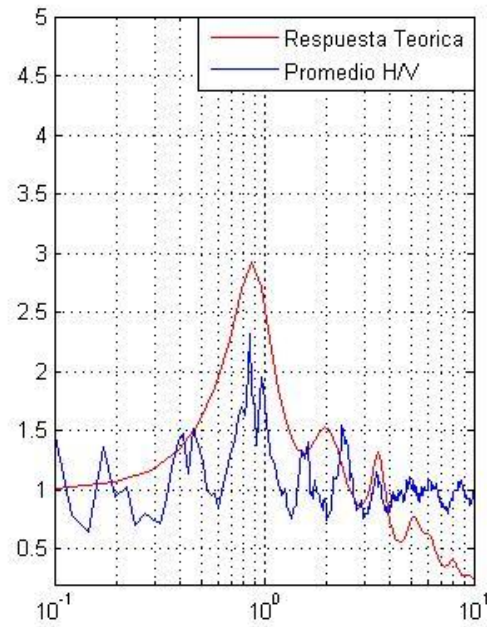
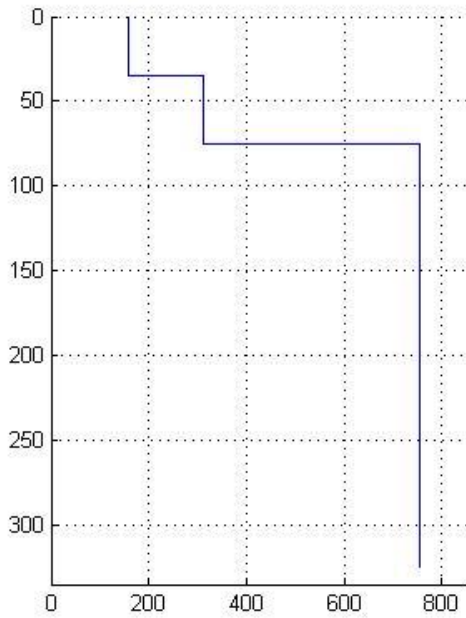


**Punto 38**

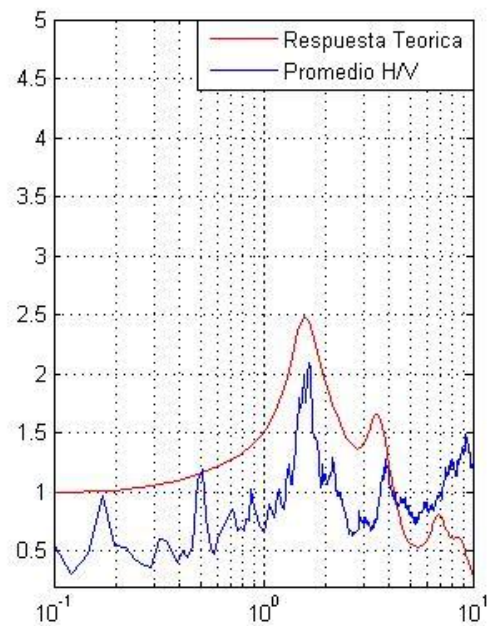
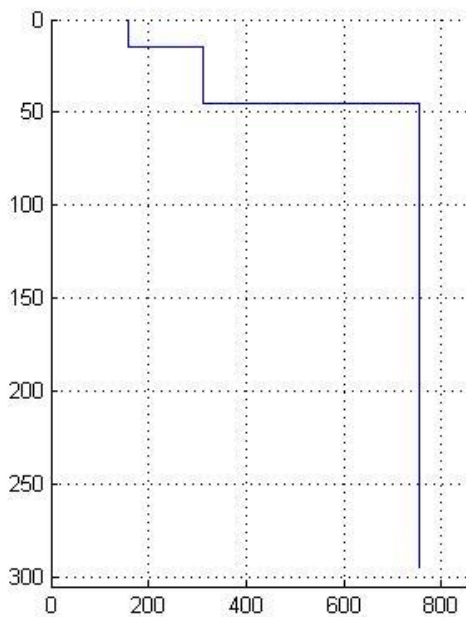




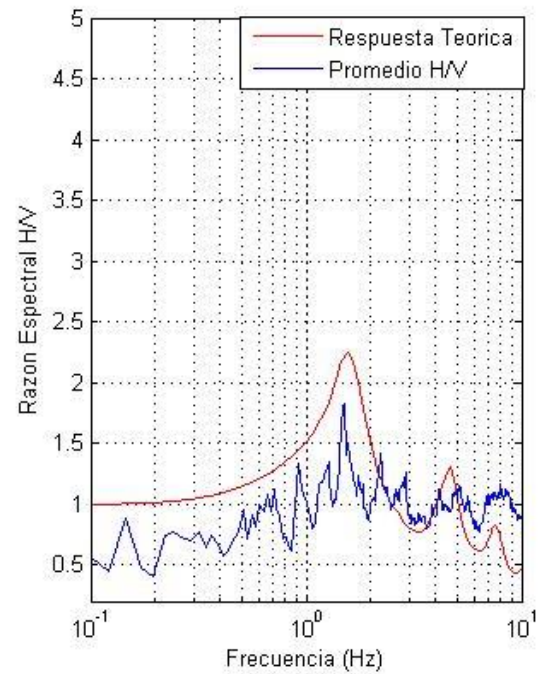
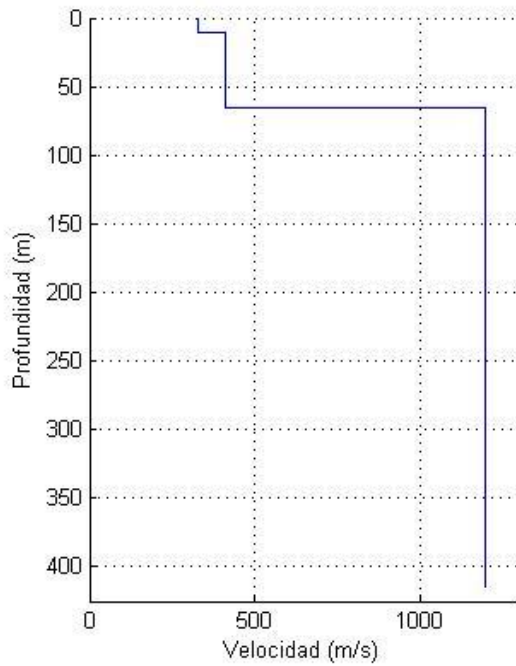
**Punto 56**



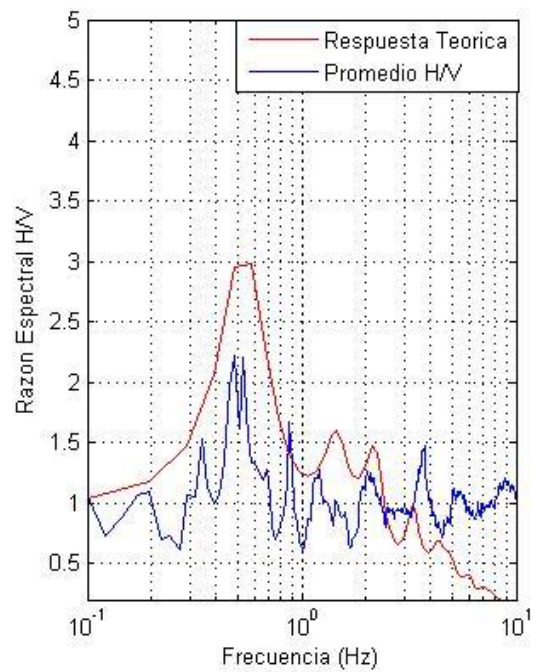
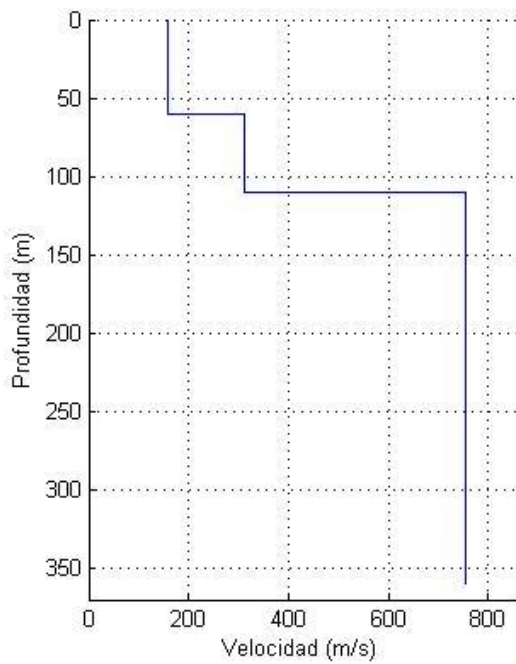
**Punto: 64**



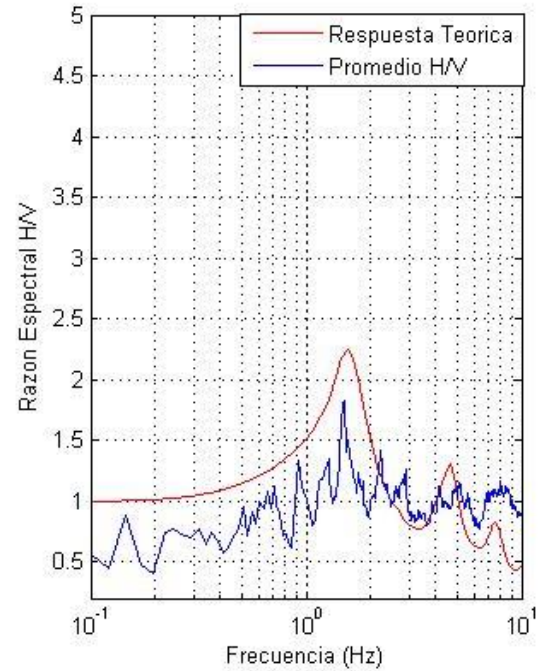
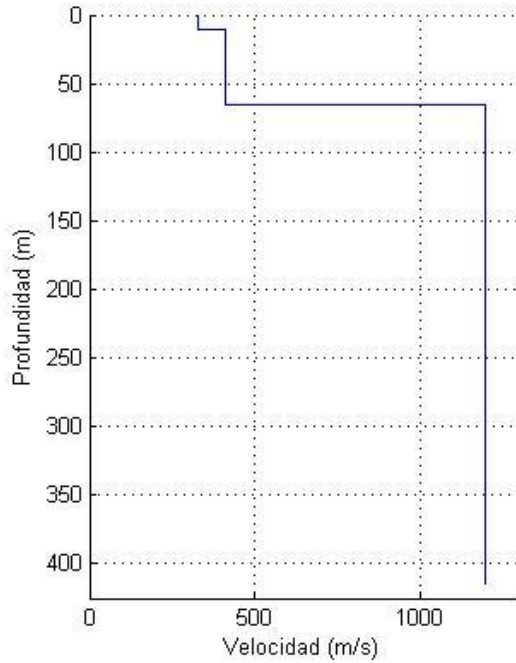
**Punto 65**



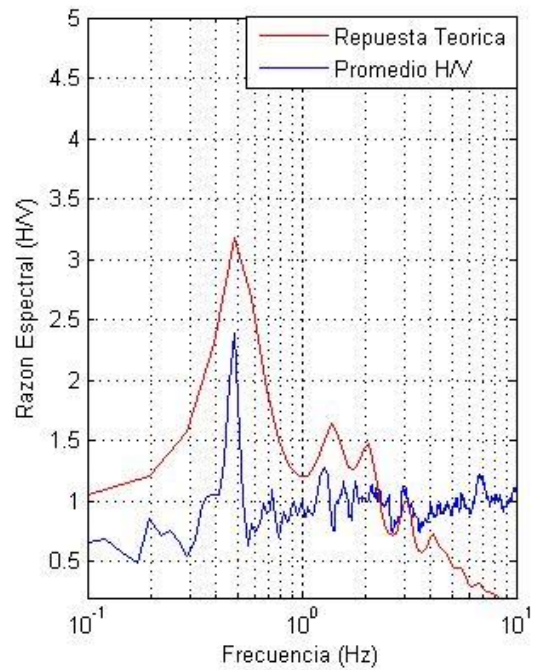
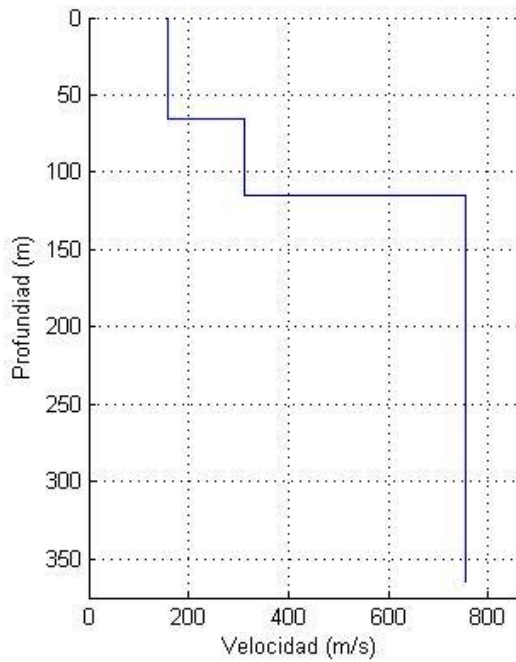
Punto 73



Punto 76

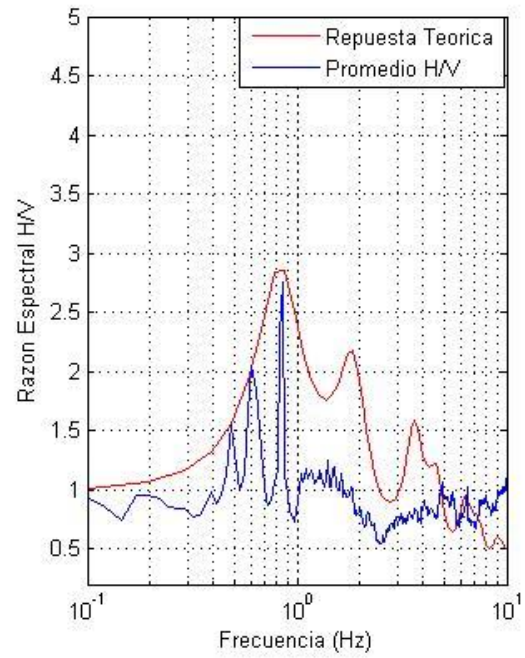
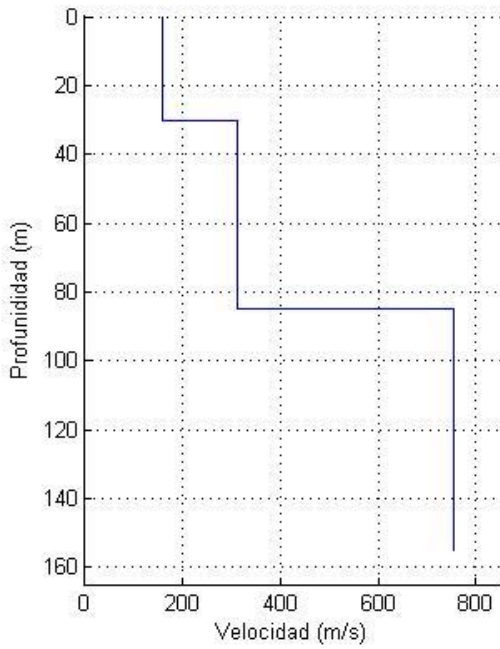


Punto 77

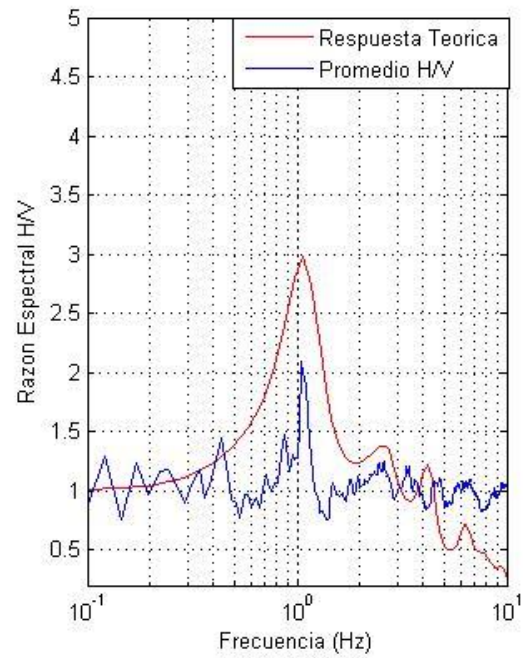
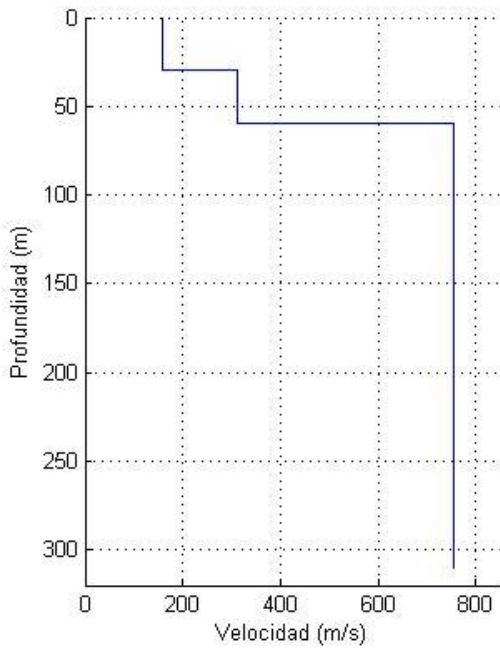


Punto 93

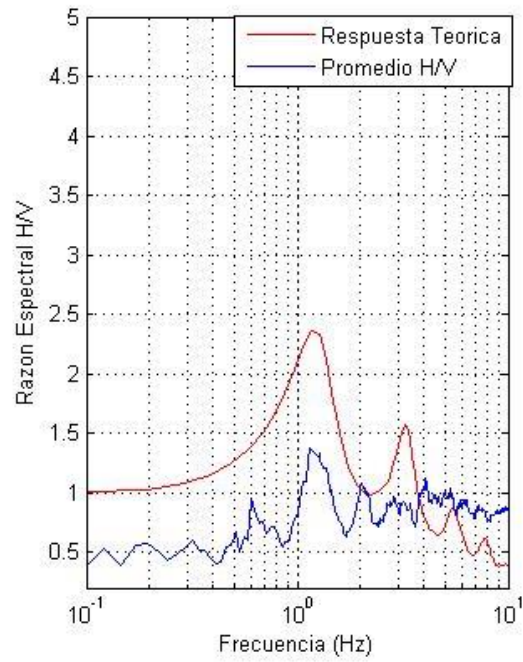
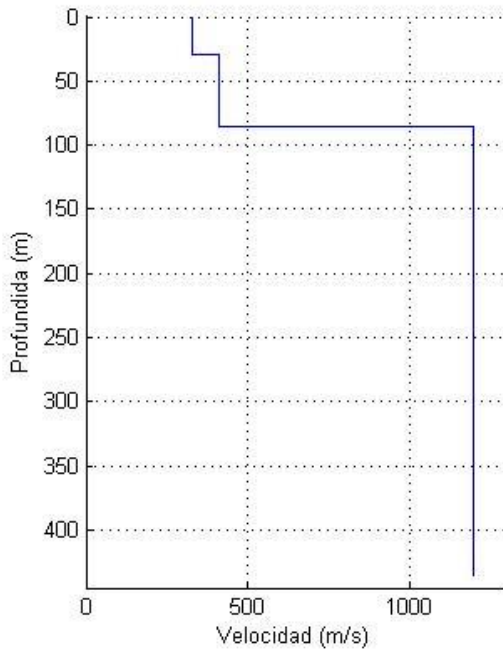




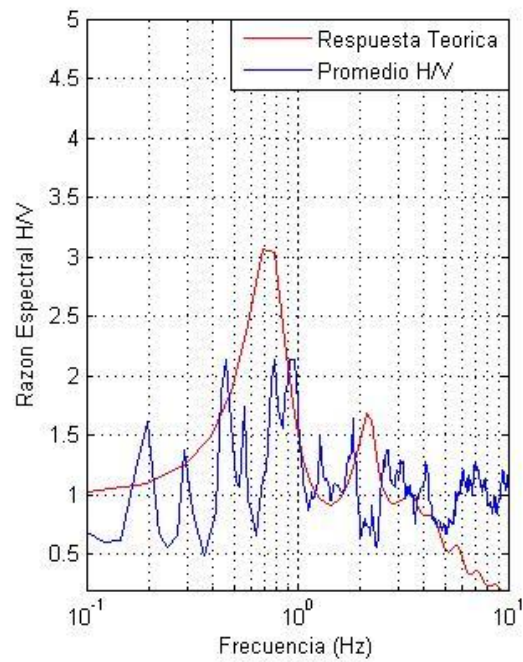
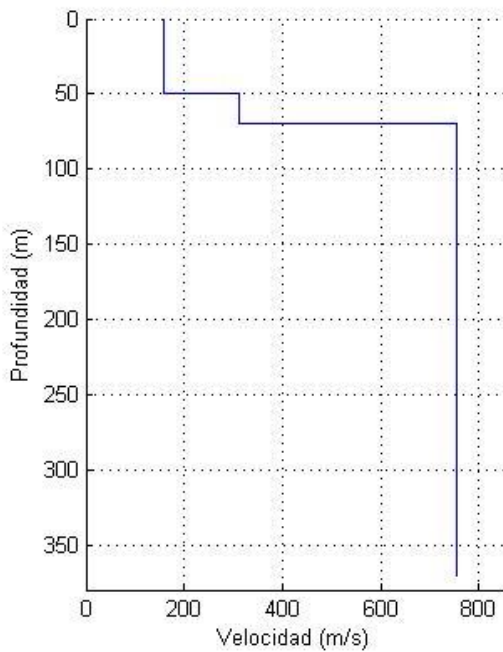
Punto 95



Punto 98

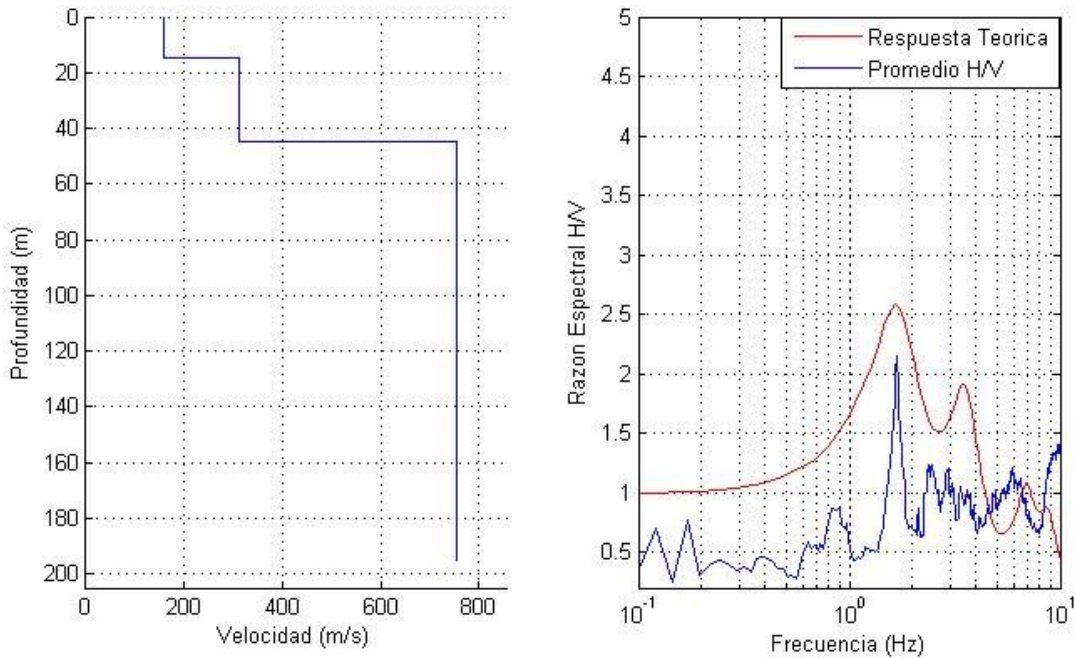


Punto 109

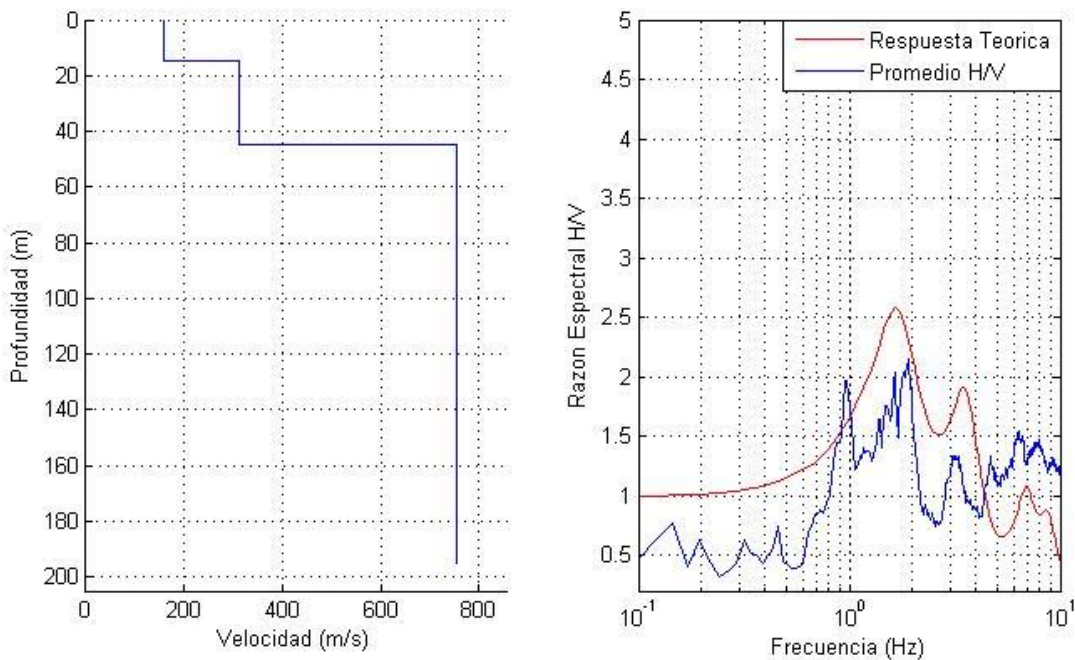




**Punto 112**

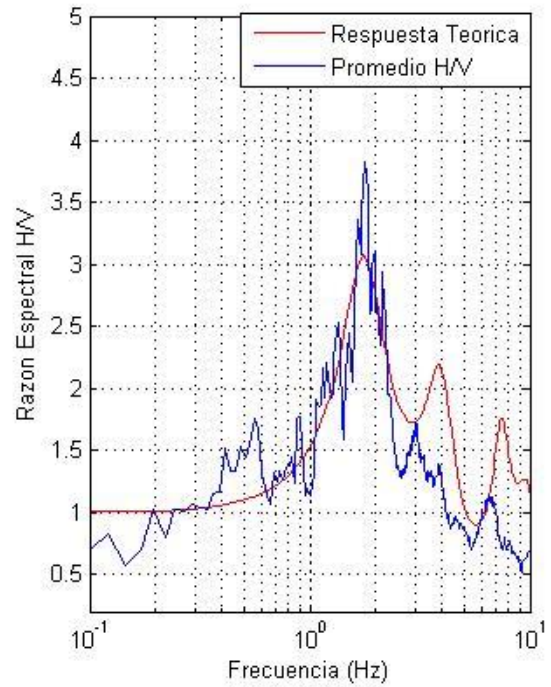
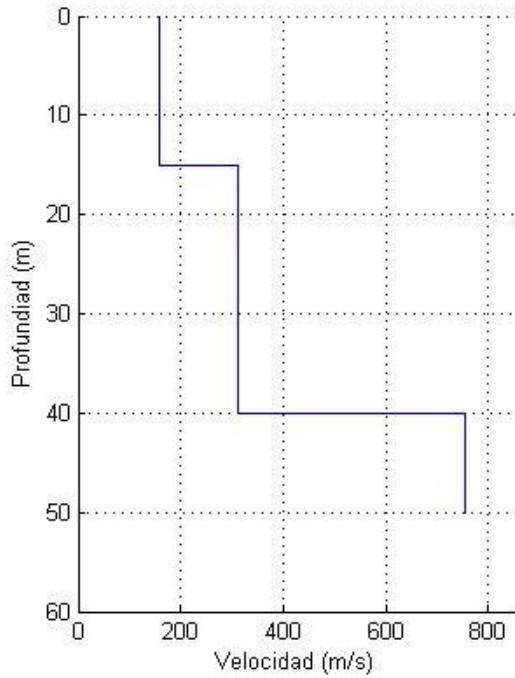


**Punto 114**

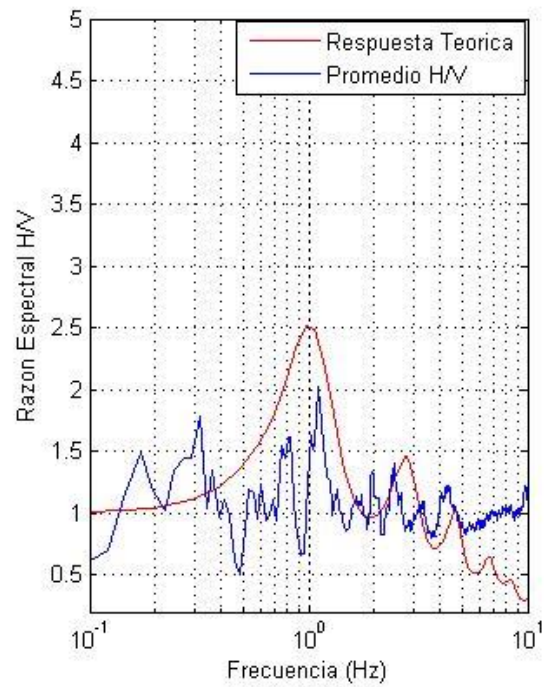
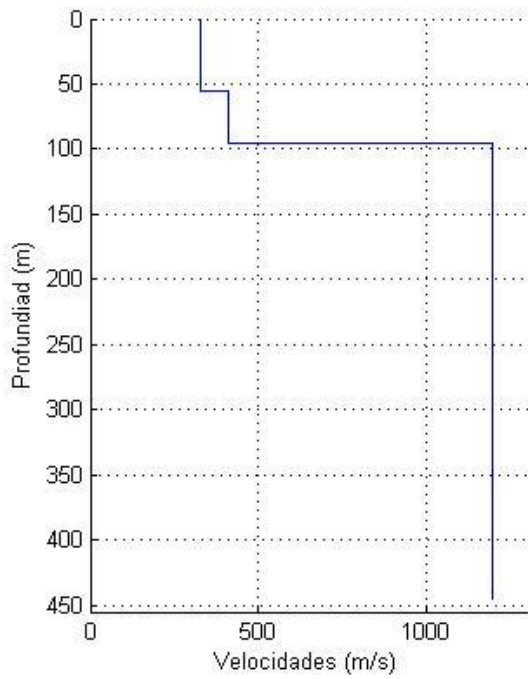




**Punto 116**

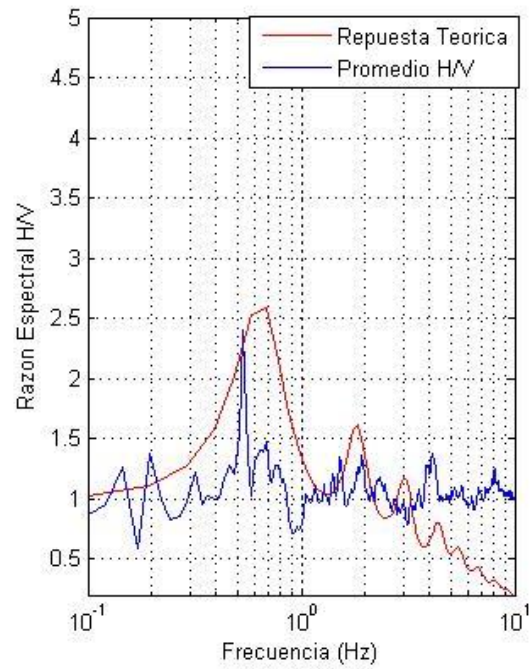
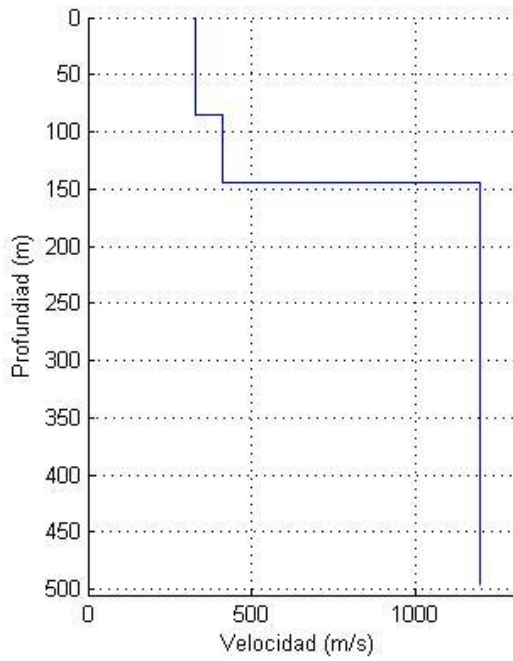


**Punto 122**

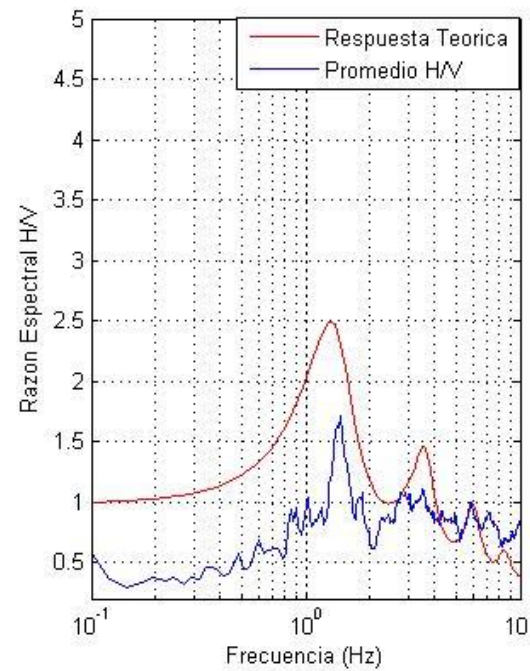
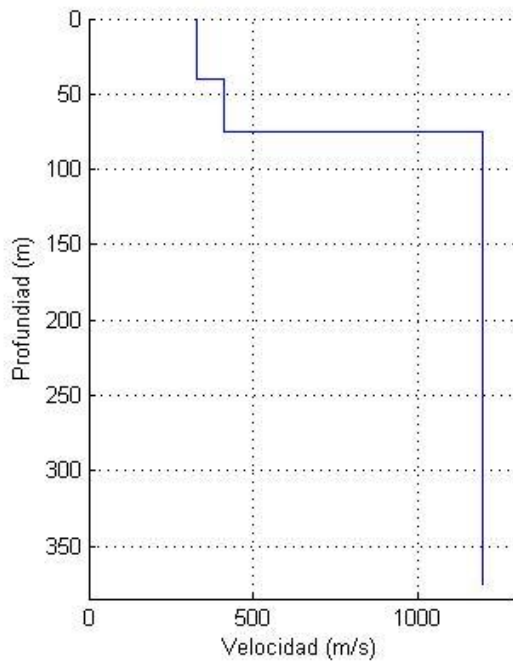


**Punto 129**



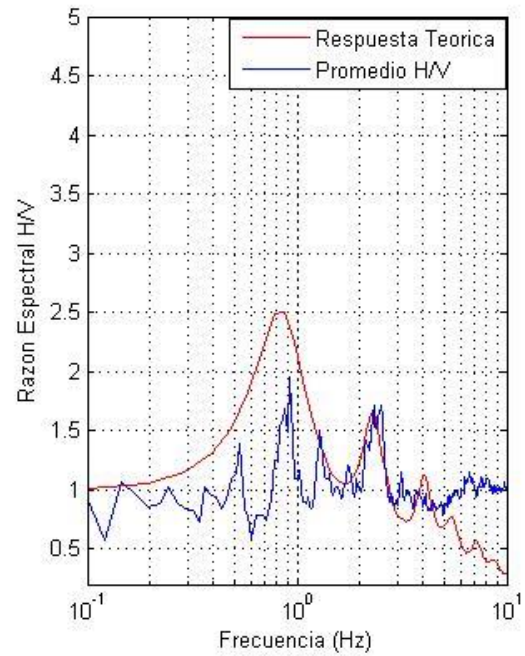
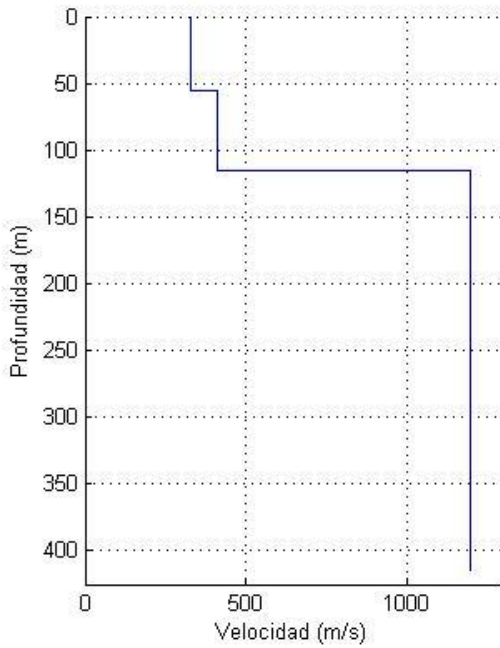


Punto 144

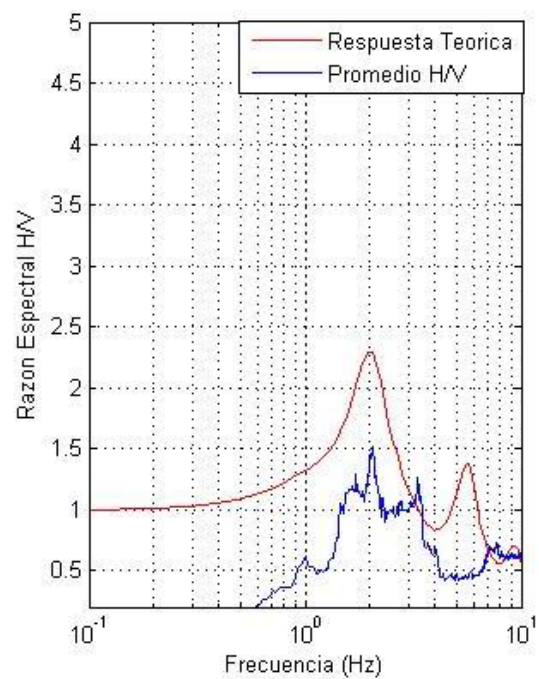
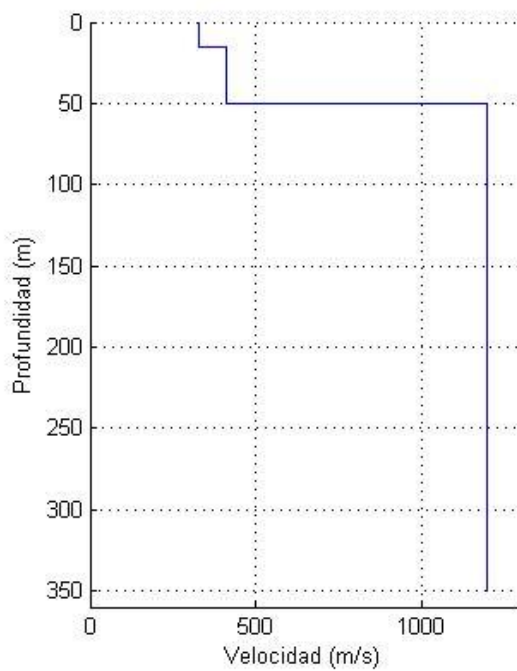




**Punto 149**

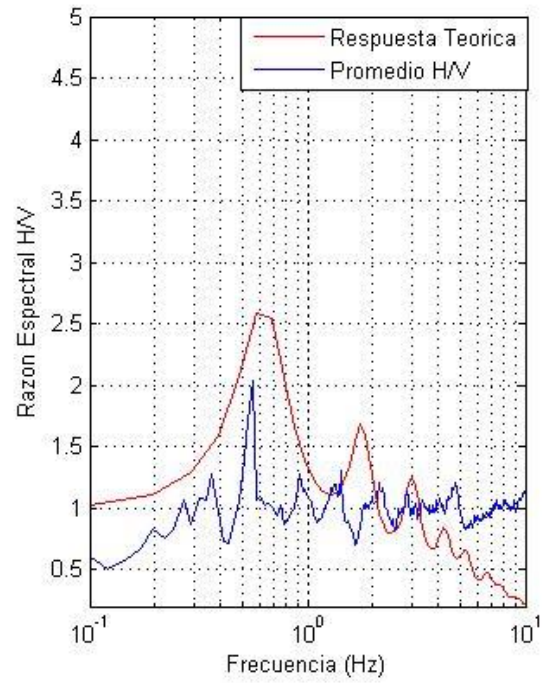
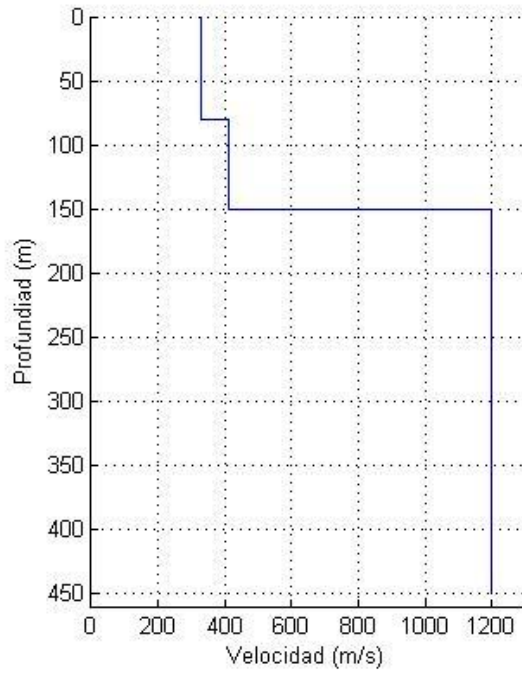


**Punto 150**

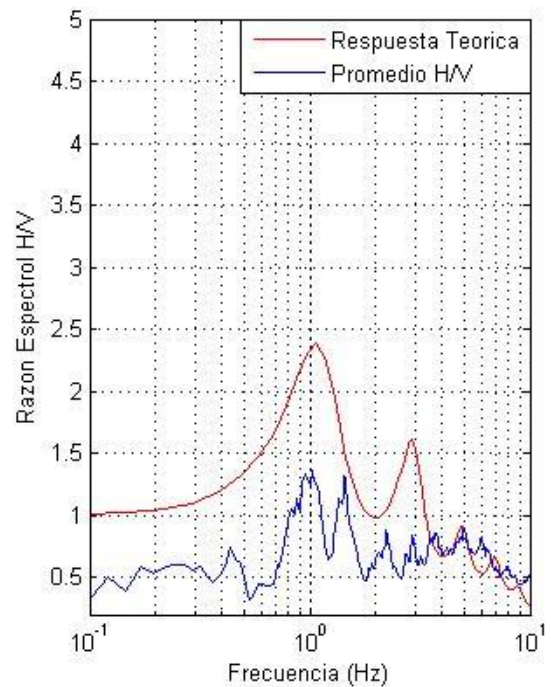
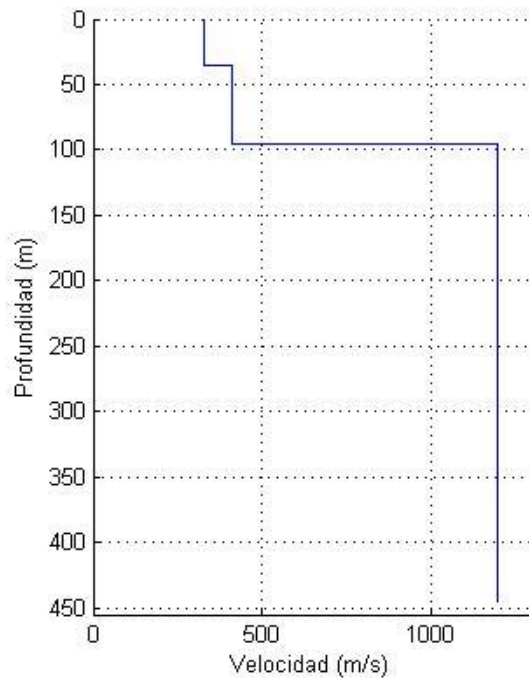




**Punto 151**

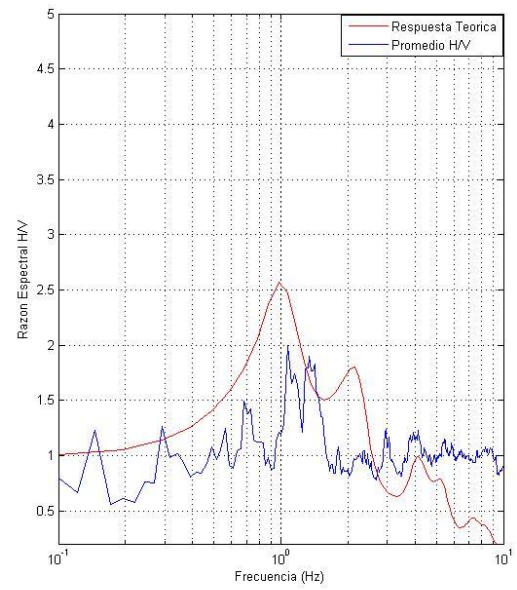
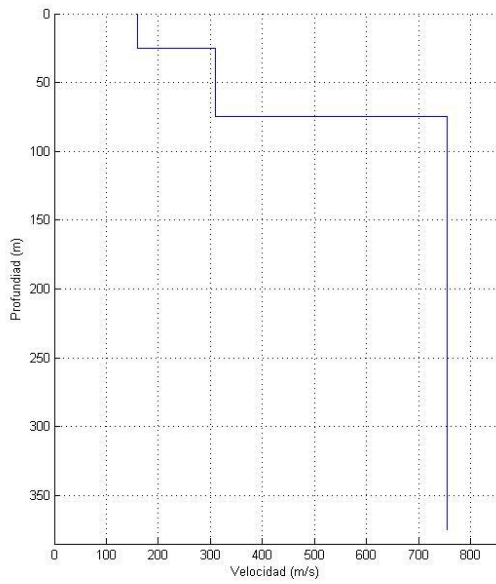


**Punto 152**

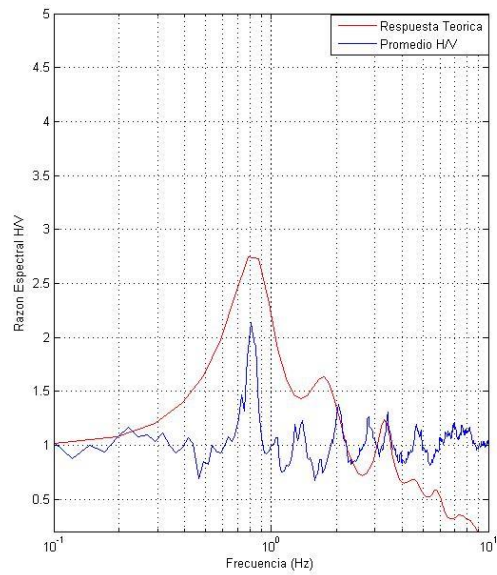
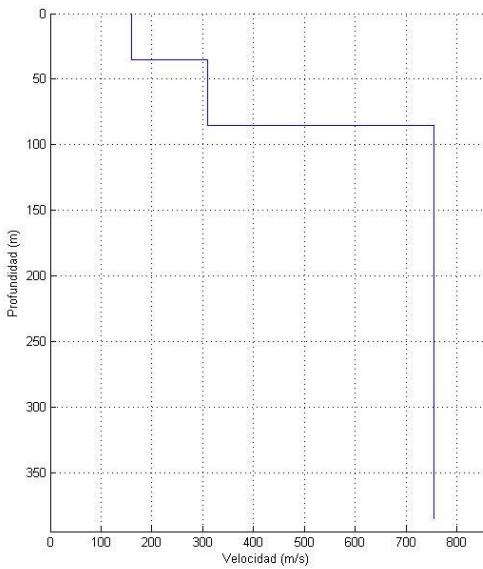




**Punto 154**

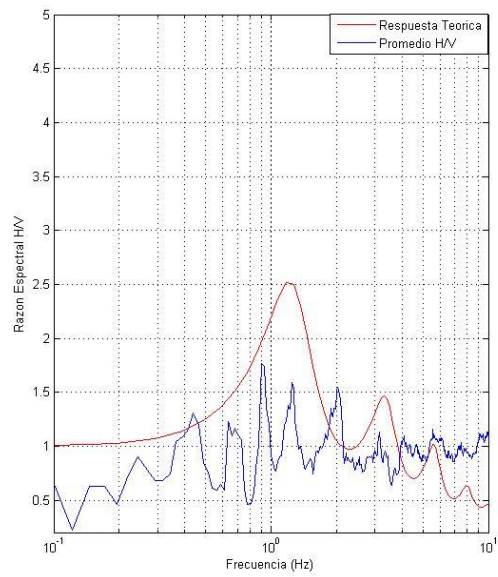
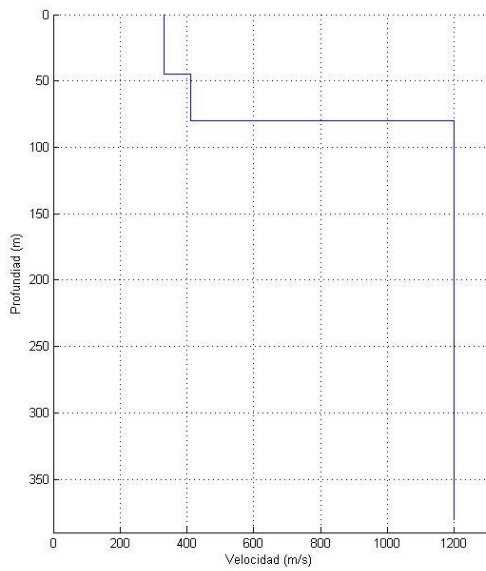


**Punto 159**

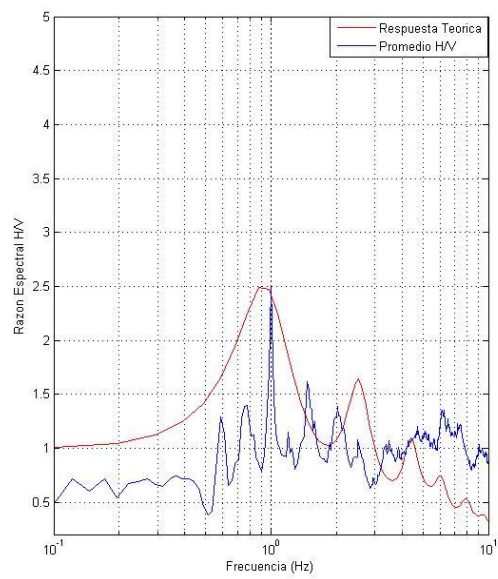
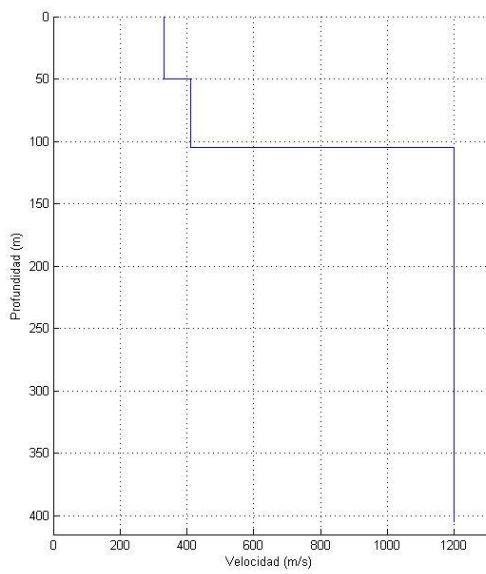


**Punto 162**

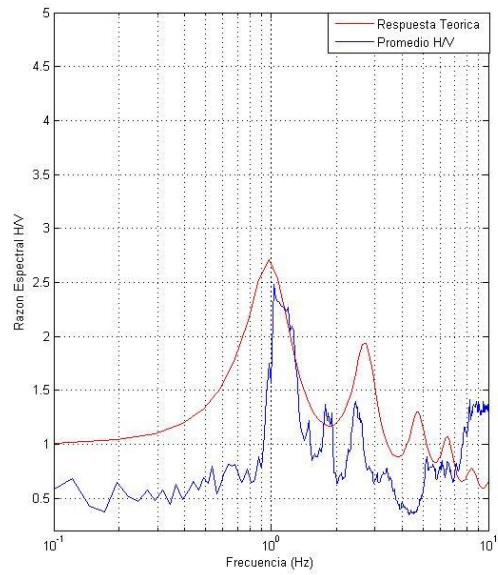
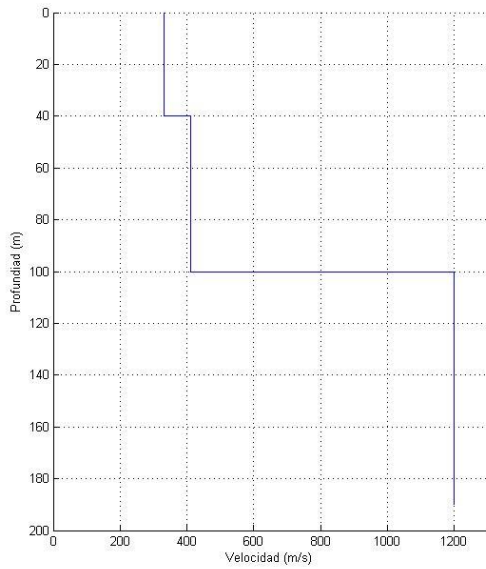




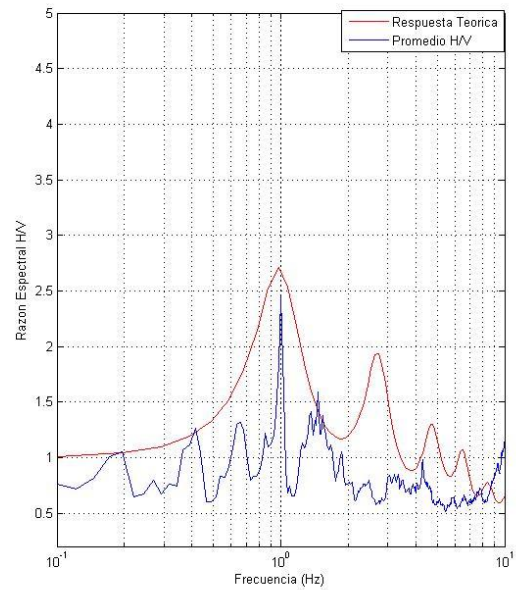
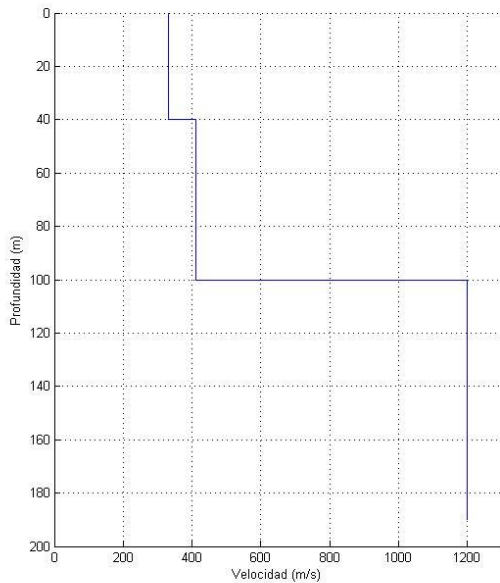
Punto 170



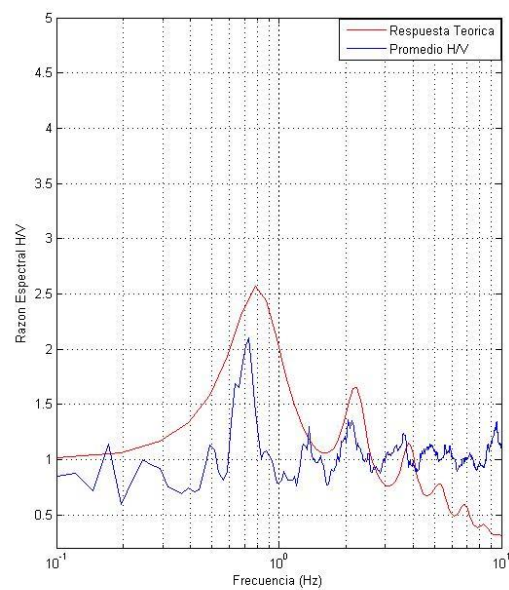
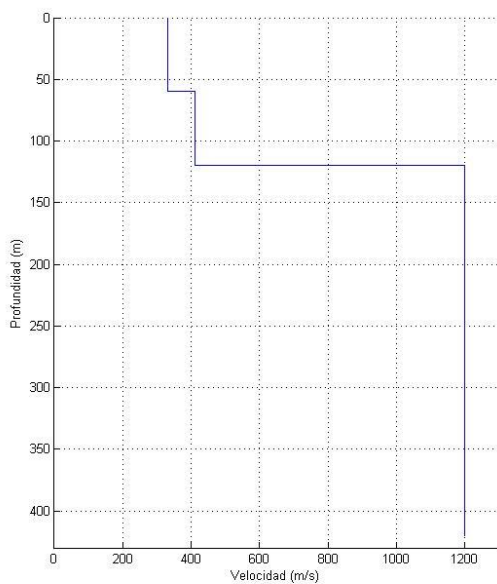
Punto 172



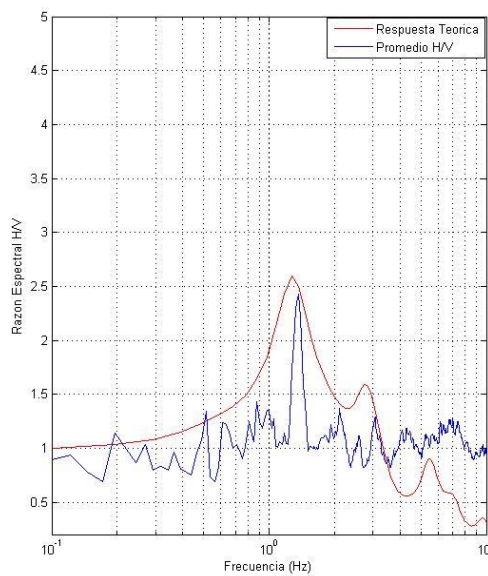
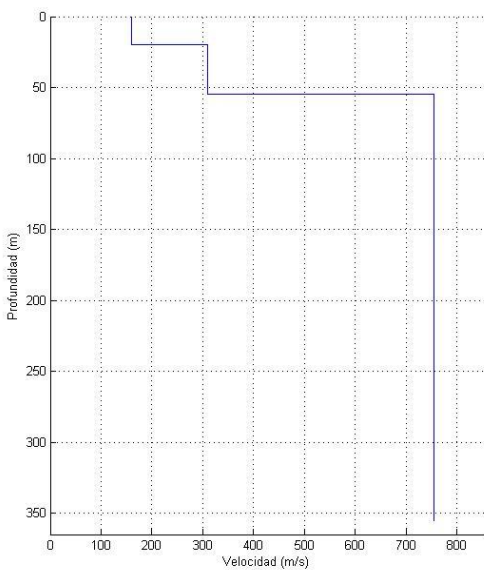
Punto 176



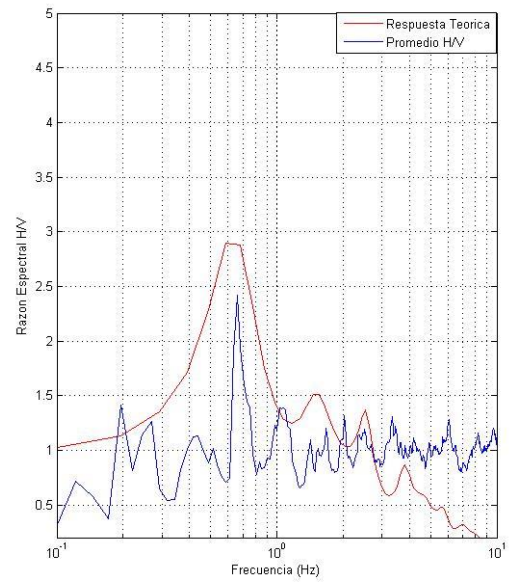
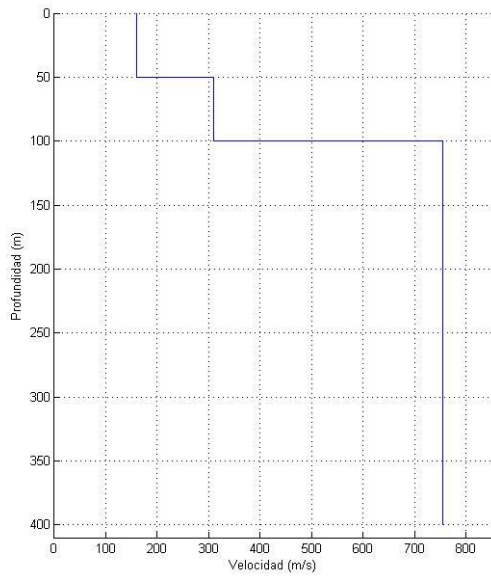
Punto 177



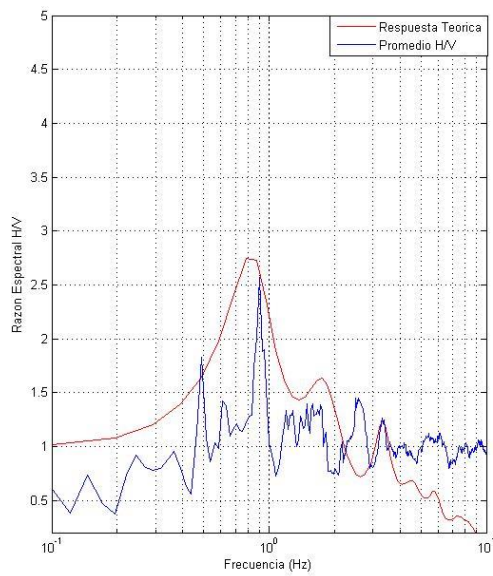
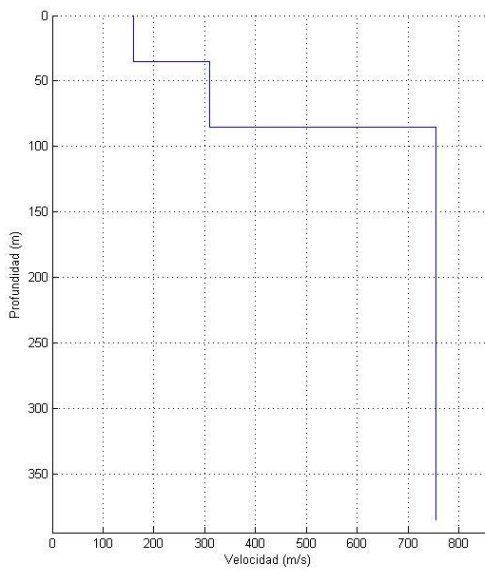
**Punto 179**



**Punto 181**

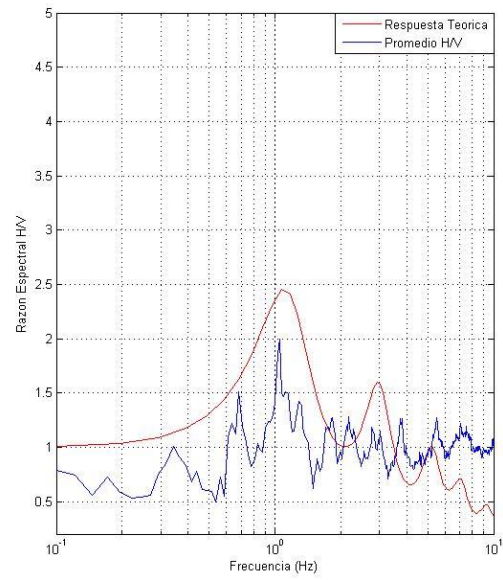
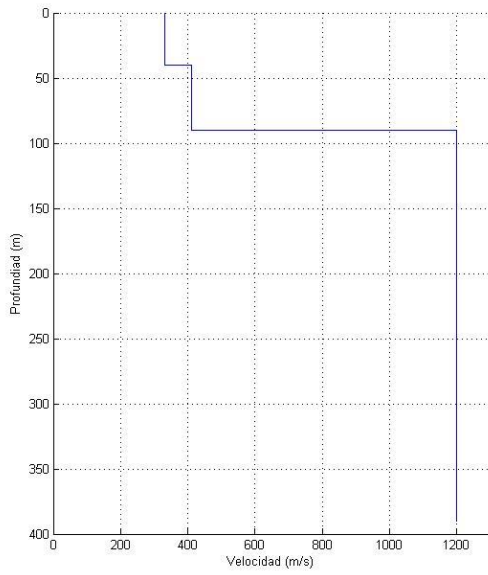


Punto 183

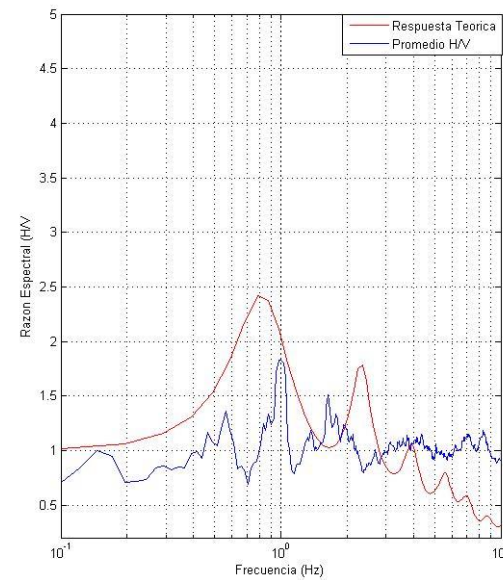
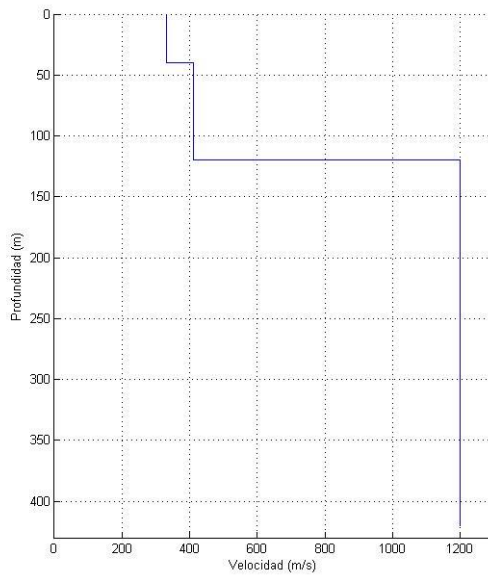


Punto 185

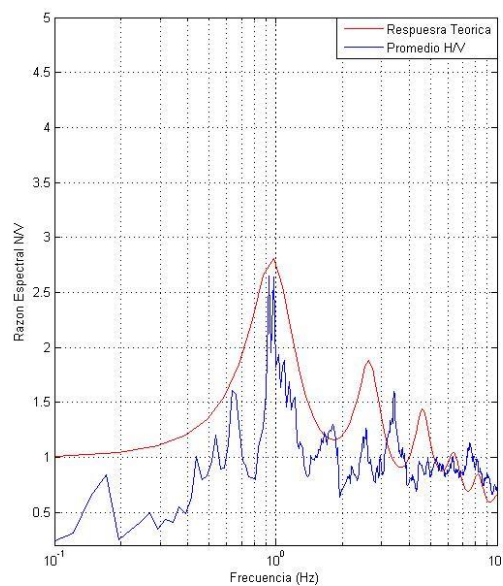
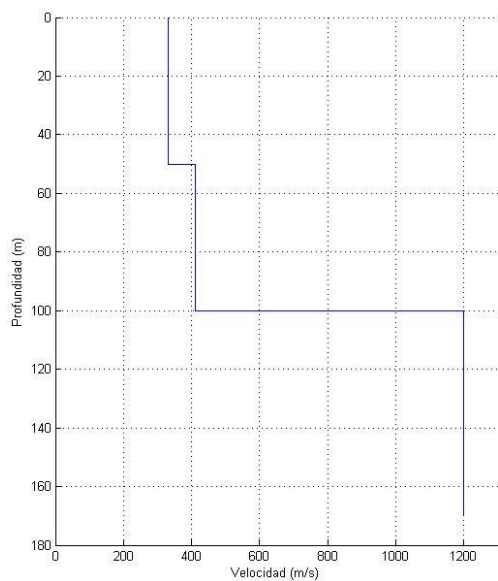




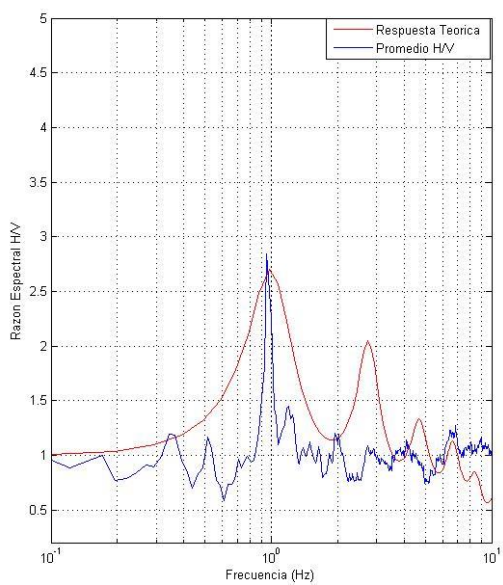
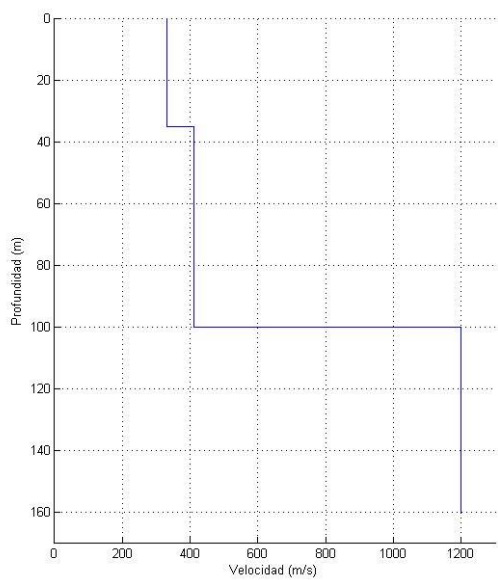
**Punto 196**



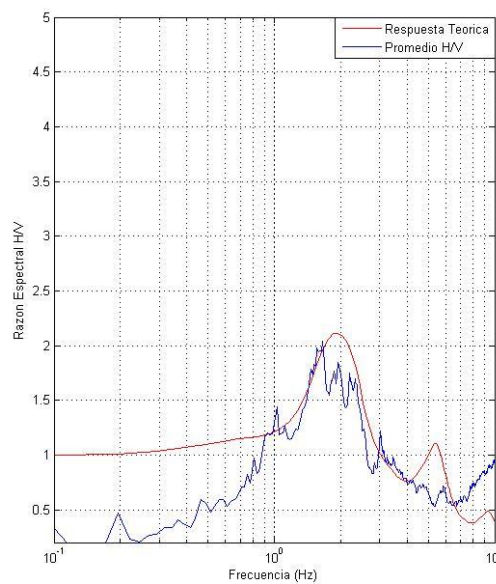
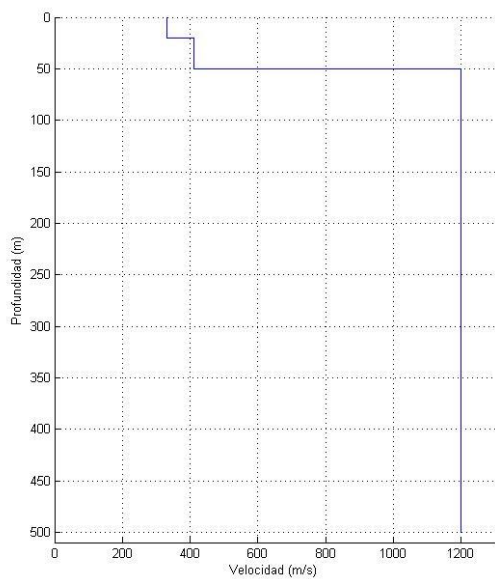
**Punto 198**



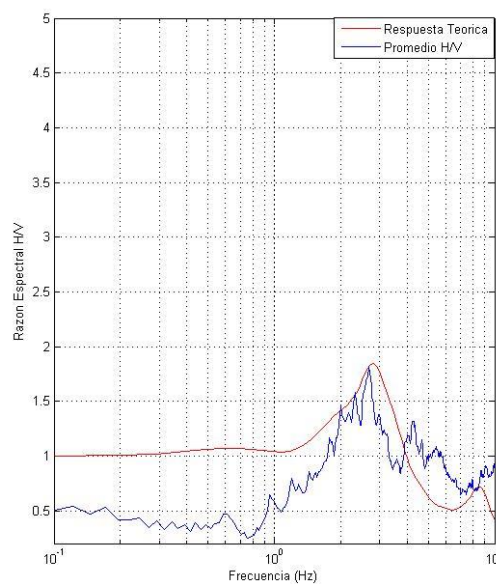
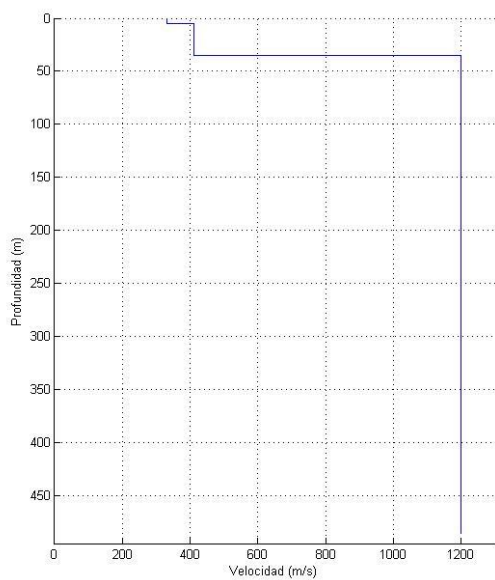
**Punto 199**



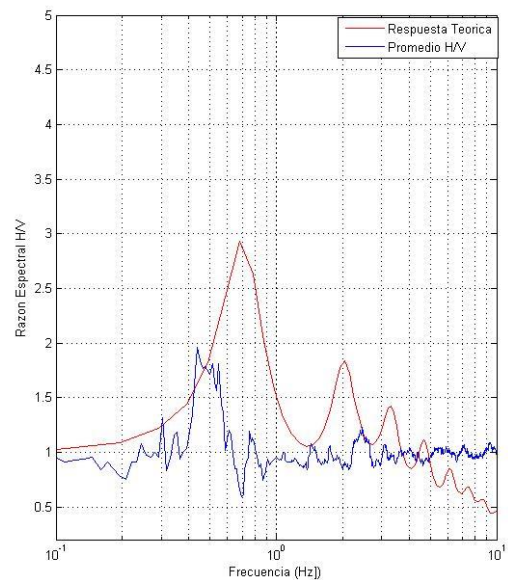
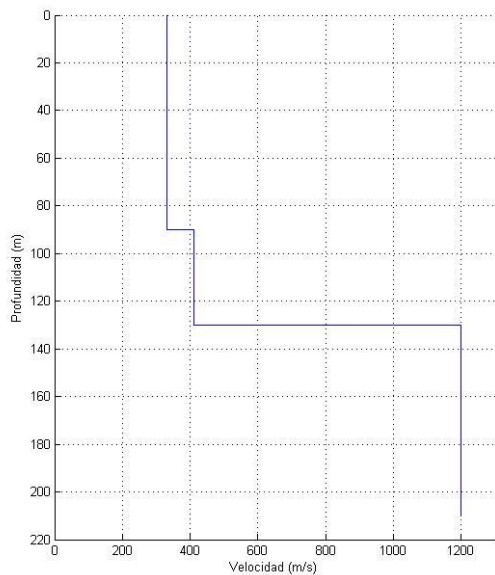
**Punto 200**



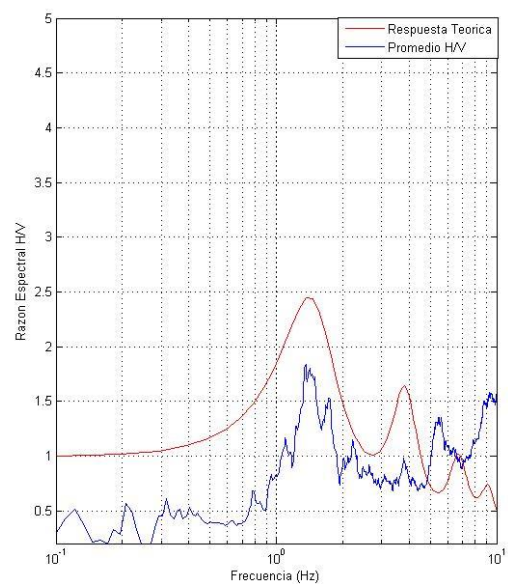
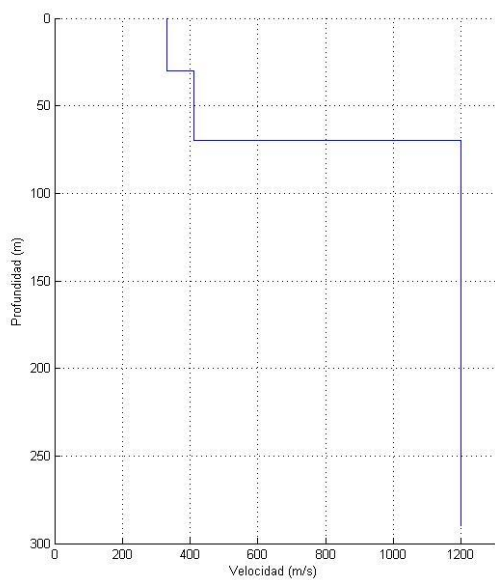
**Punto 203**



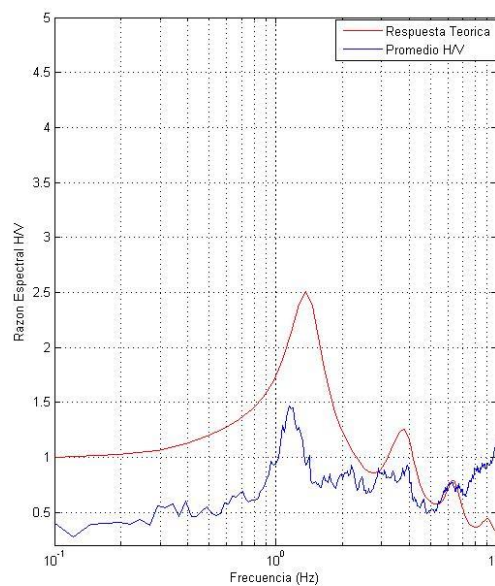
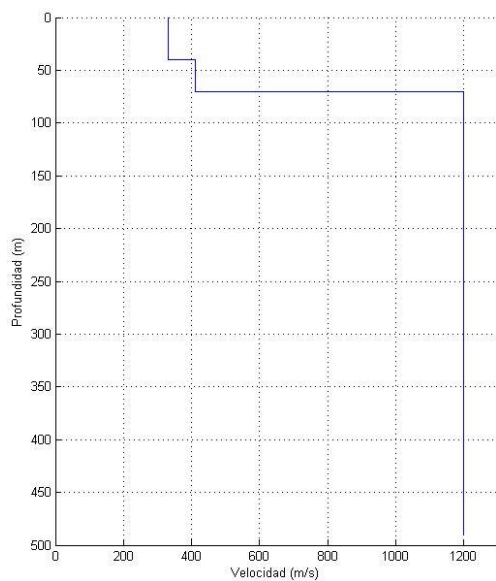
**Punto 208**



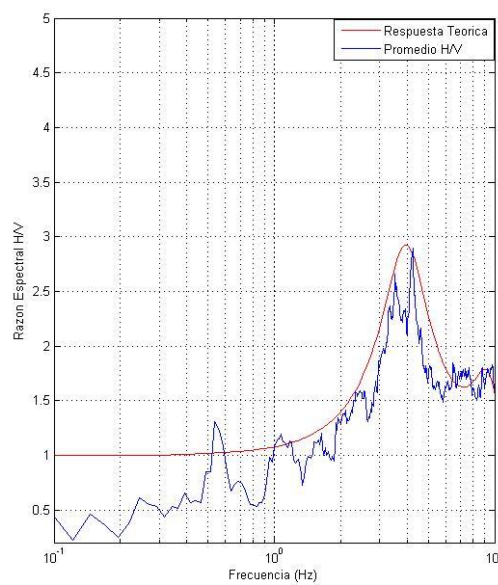
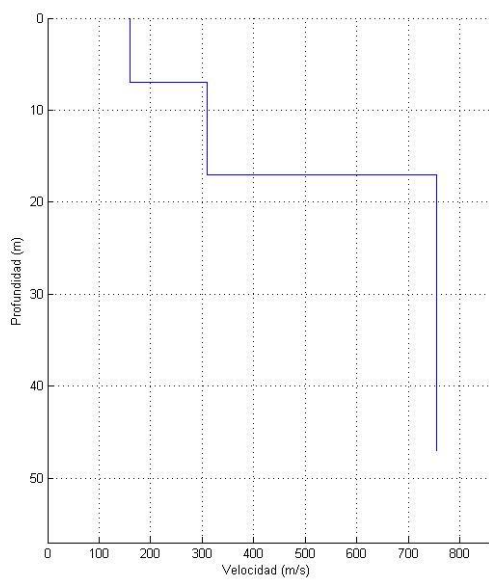
**Punto 220**



**Punto 222**

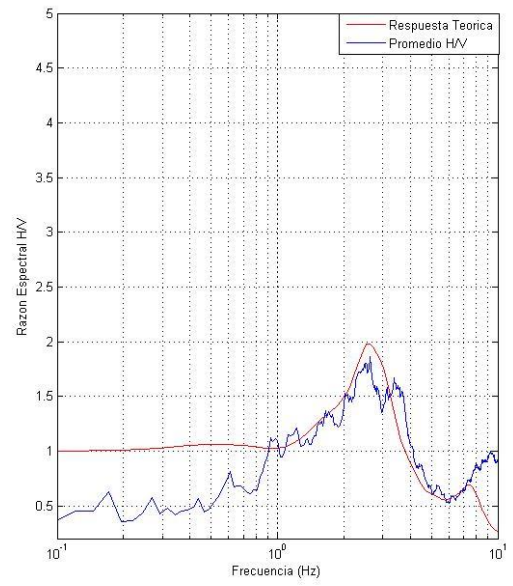
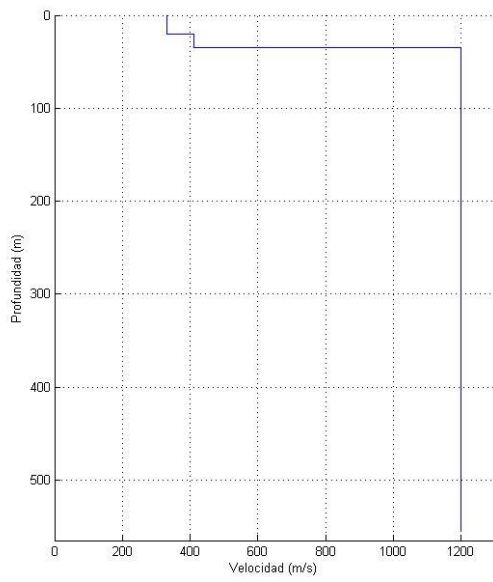


**Punto 225**

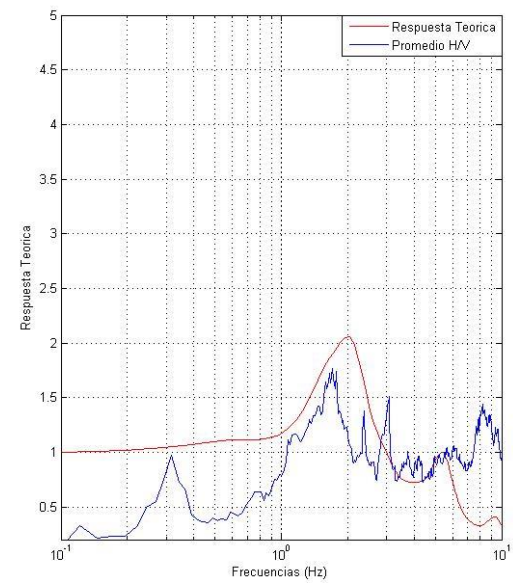
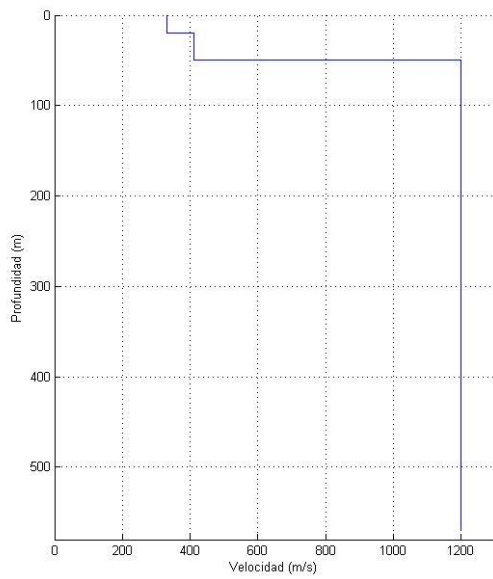


**Punto 235**

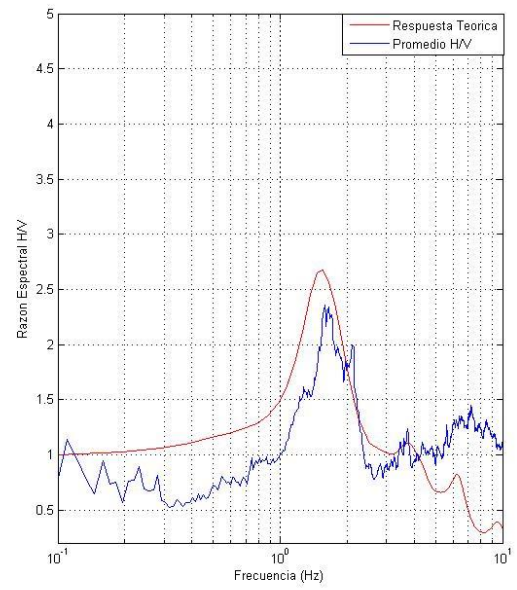
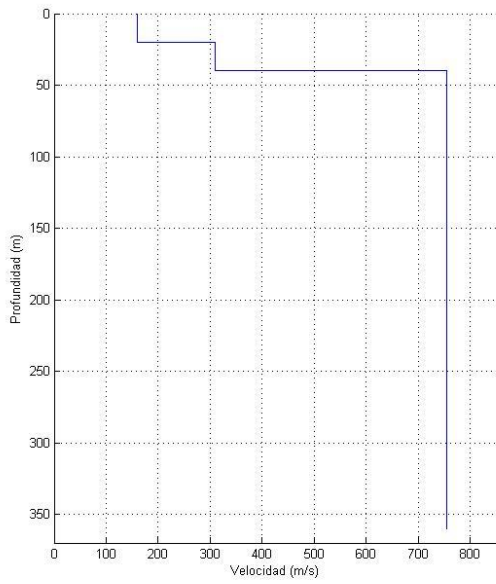




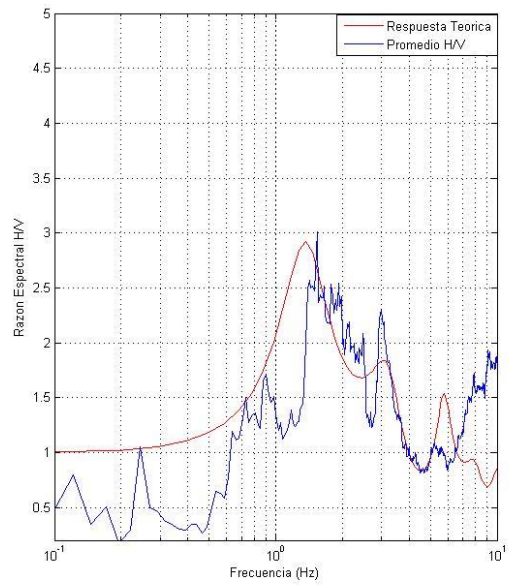
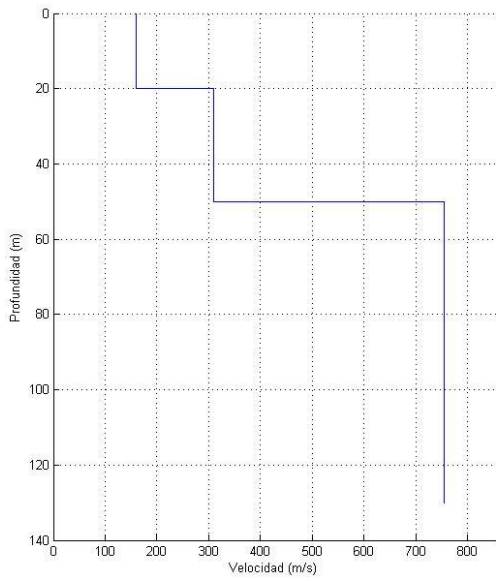
Punto 248



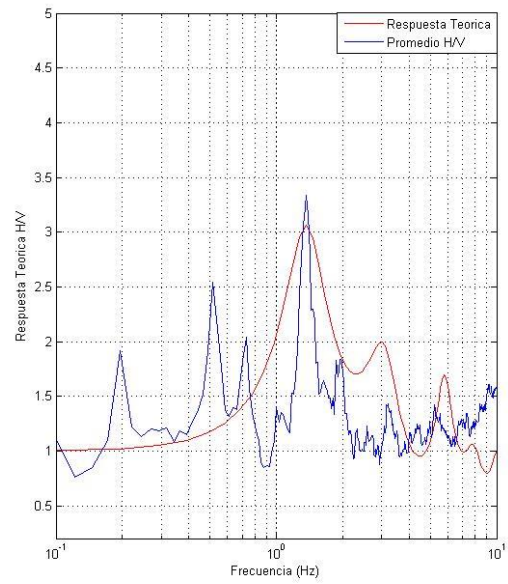
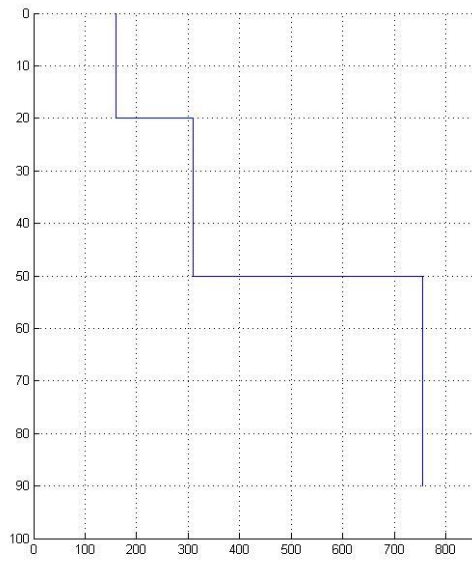
Punto 251



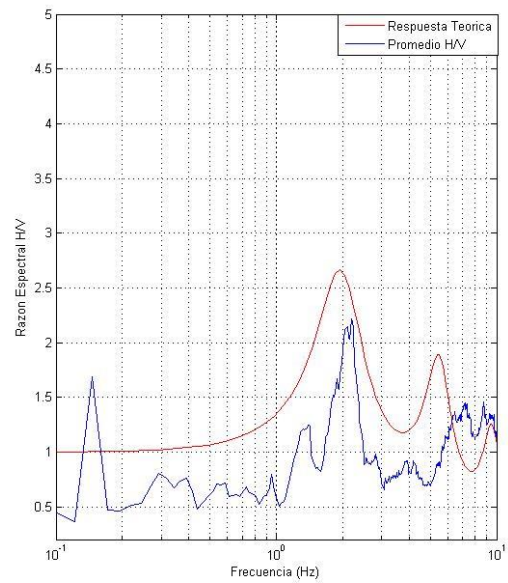
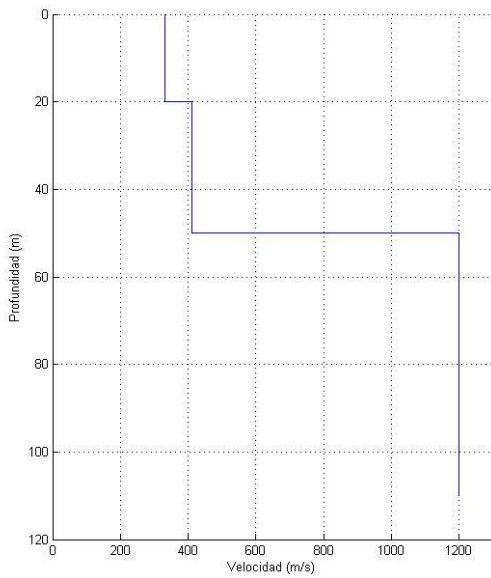
**Punto 254**



**Punto 270**

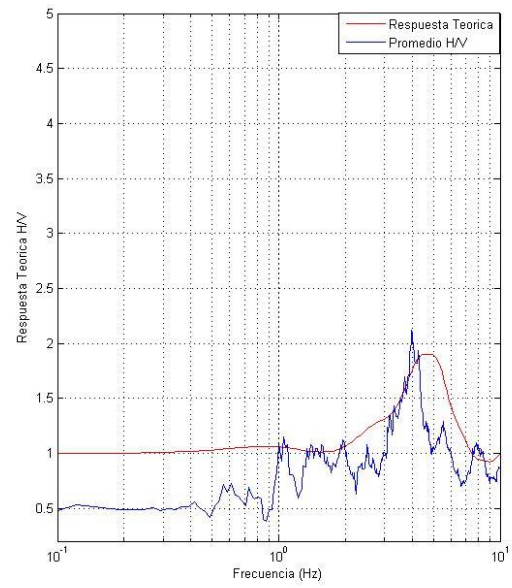
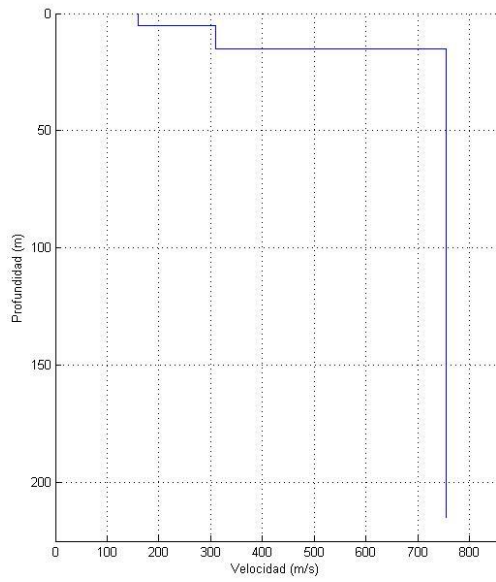


Punto 272

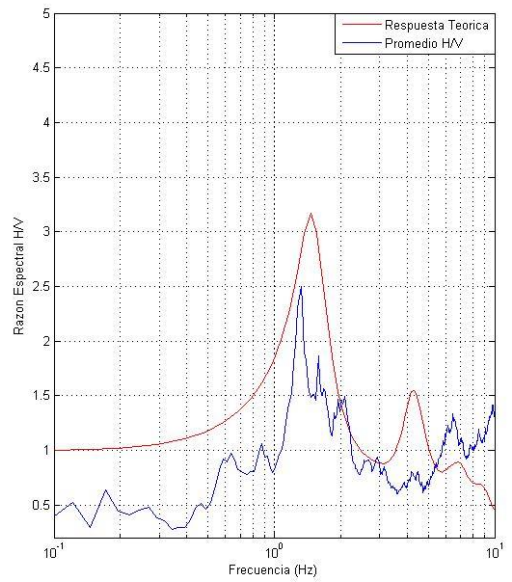
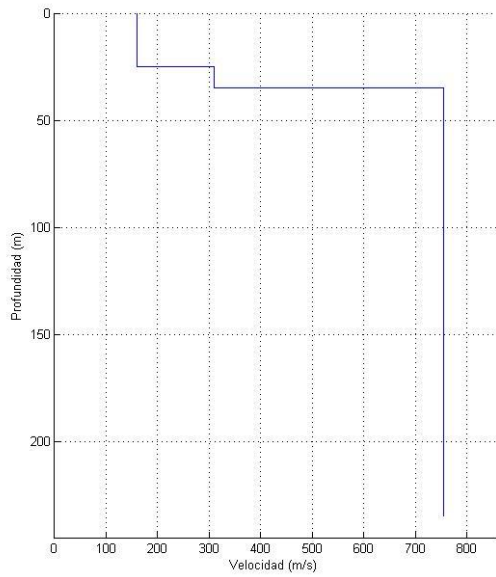


Punto 298

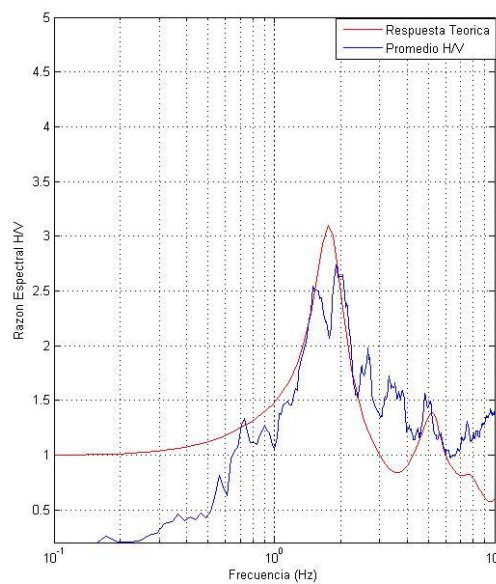
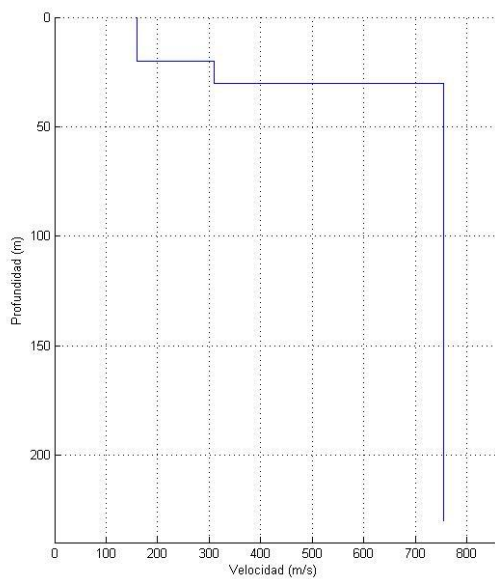




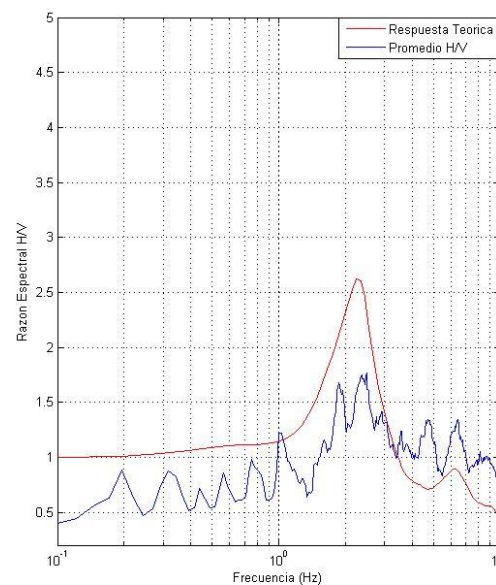
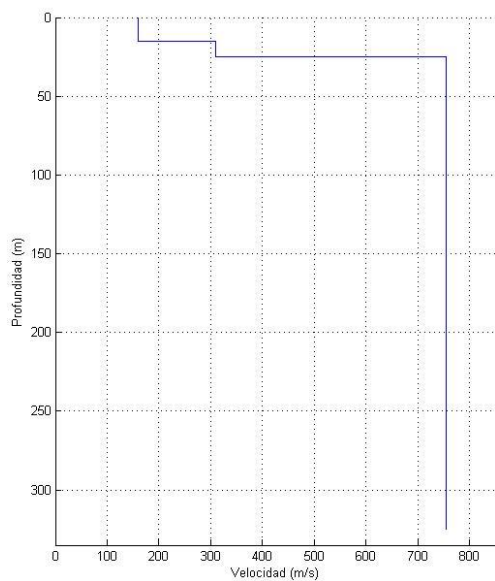
Punto 318



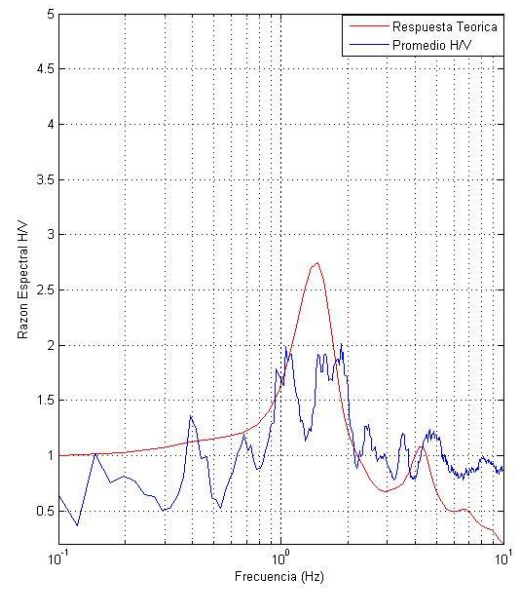
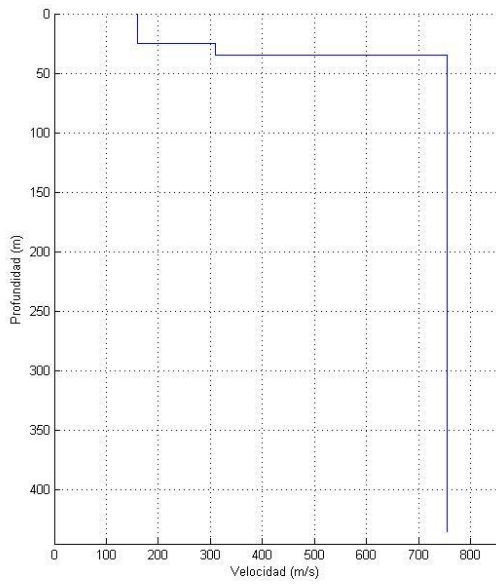
Punto 343



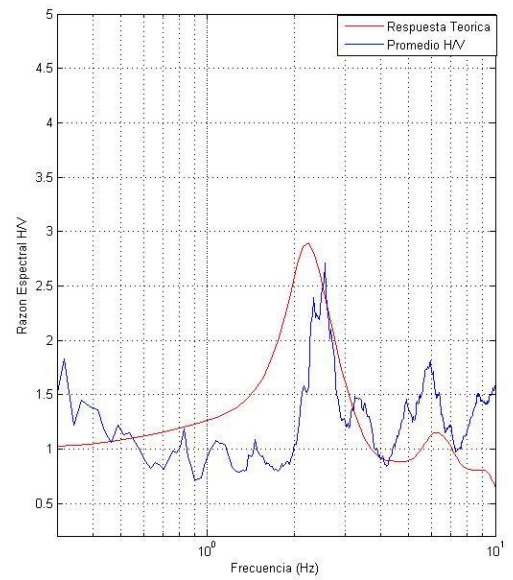
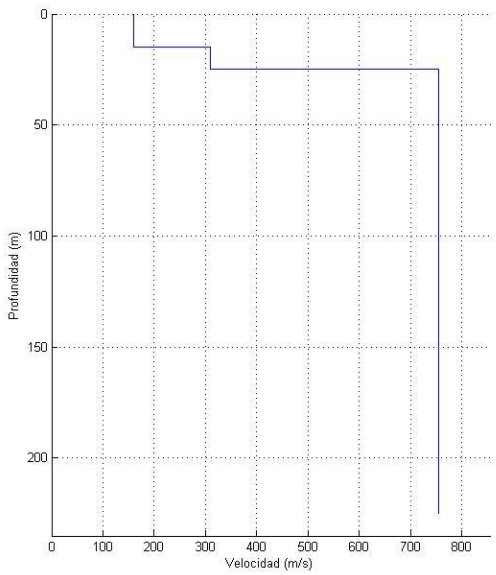
**Punto 365**



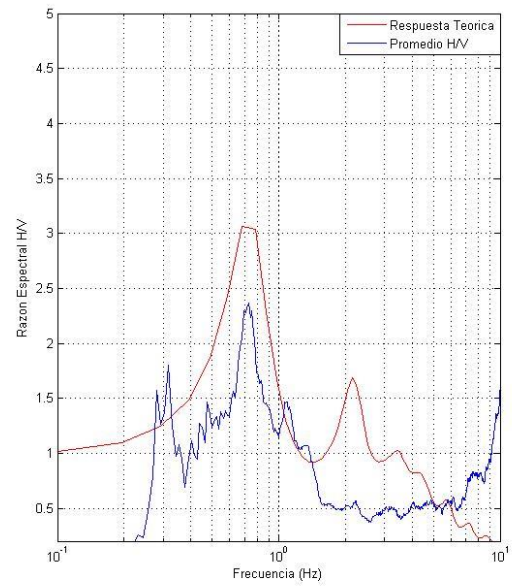
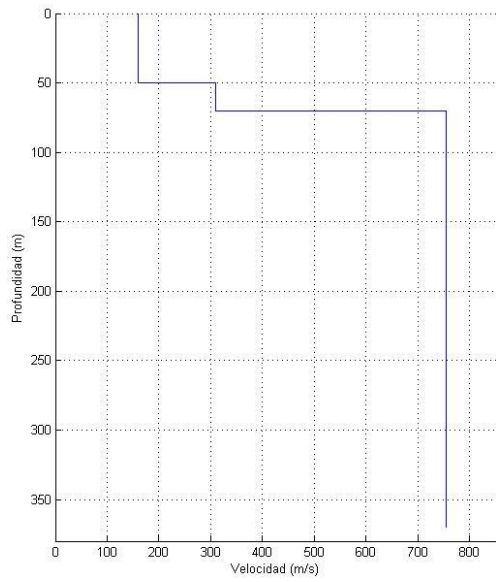
**Punto 366**



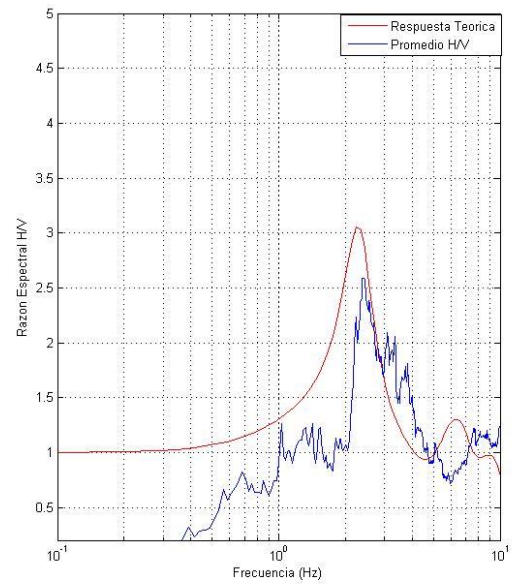
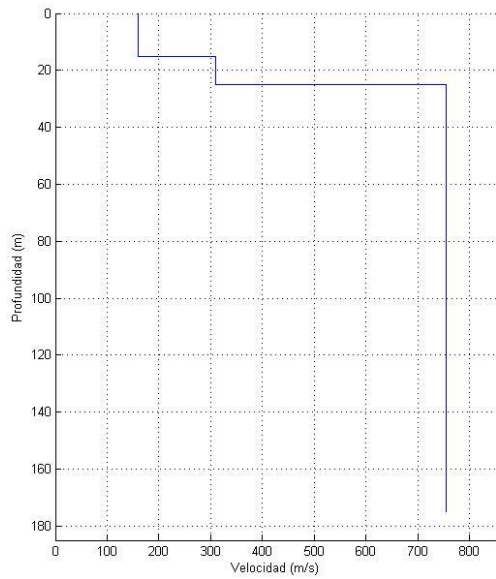
Punto 385



Punto 400



**Punto 413**



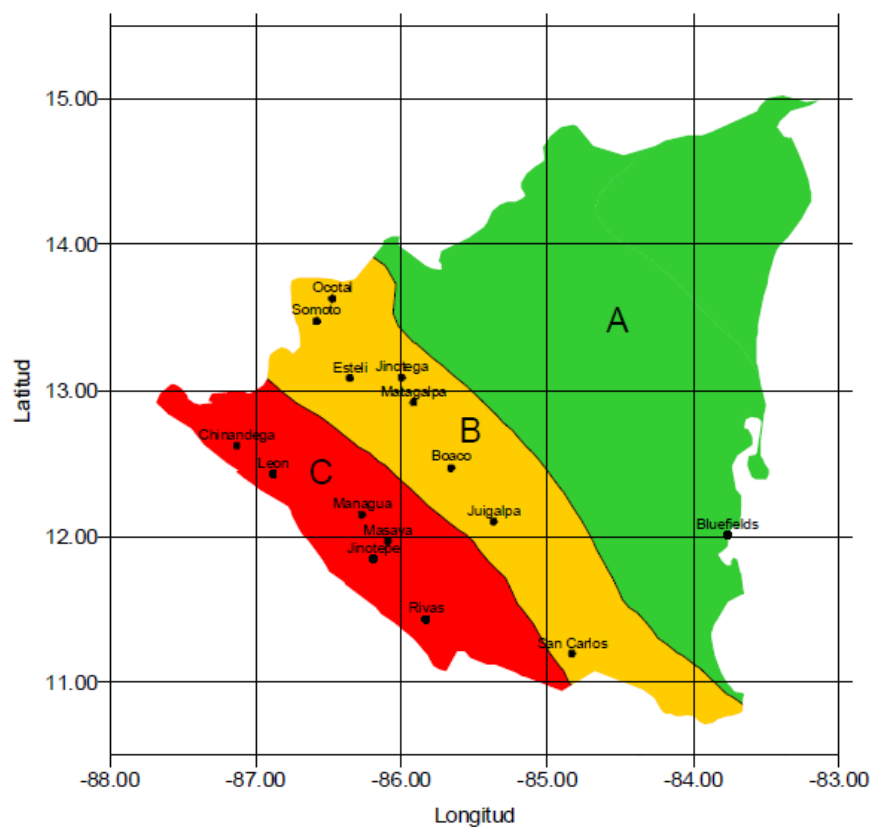
**Punto 426**



### 10.4 Anexo D.

Calculo de Espectro de Diseño.

Según nuestro reglamento se quiere que la estructura afectada por un evento sísmico no llegue al colapso y puede seguir en funcionamiento después. Para los efectos de este Reglamento, en particular en lo referente al método simplificado de análisis y a los factores de amplificación por tipo de suelo, se considerarán las zonas sísmicas.



Mapa de zonificación sísmica de Nicaragua.

Los efectos de amplificación sísmica por las características del terreno, han sido divididos en cuatro tipos:

Tipo I Afloramiento rocoso con  $V_s > 750$  m/s

Tipo II Suelo firme con  $360 < V_s \leq 750$  m/s

Tipo III Suelo moderadamente blando, con  $180 \leq V_s \leq 360$  m/s



Tipo IV Suelo muy blando, con  $V_s < 180$  m/s.

Siendo  $V_s$  la velocidad promedio de ondas de cortante calculada a una profundidad no menor de 10 m. Que se determinara como:

$$V_s = \frac{\sum_{n=1}^N h_n}{\sum_{n=1}^N \frac{h_n}{V_n}}$$

Dónde:  $h_n$  = espesor del  $n$  – esimo estrato

$V_n$  = velocidad de ondas de corte del  $n$  – esimo estrato

$N$  = el número de estrato

Tabla 9: Factores de amplificación por tipo de suelo,  $S$ .

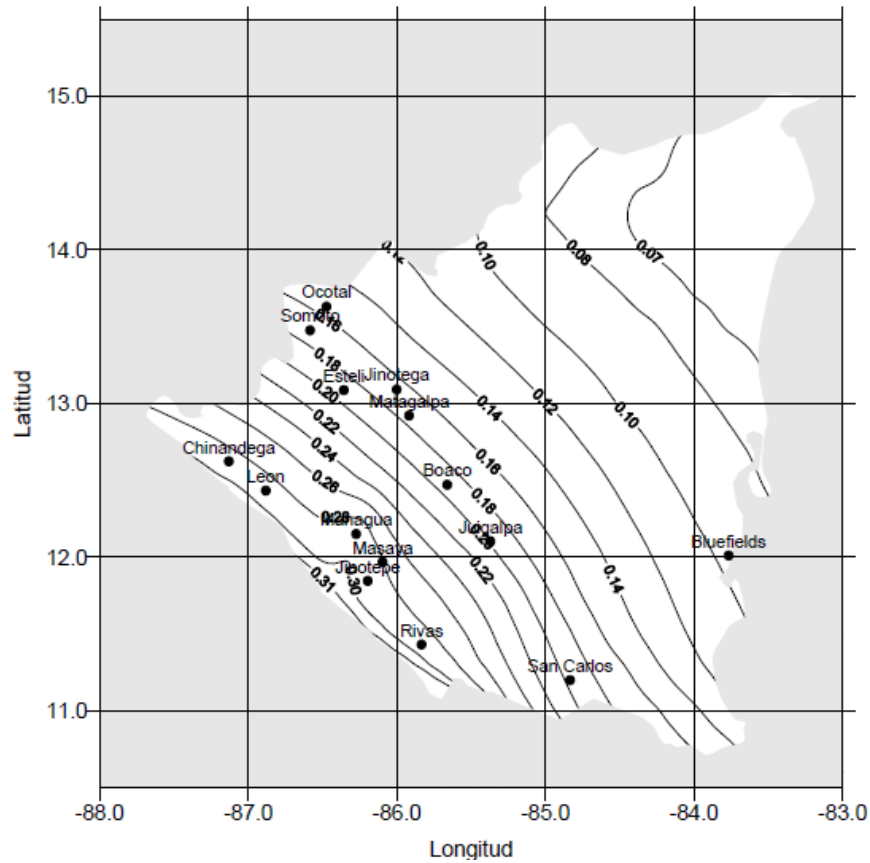
Zona Sismica	Tipo de suelo		
	I	II	III
A	1.0	1.8	2.4
B	1.0	1.7	2.2
C	1.0	1.5	2.0

Se adoptará como ordenada del espectro de aceleraciones para diseño sísmico,  $a$ , expresada como fracción de la aceleración de la gravedad como es:

$$a = \begin{cases} S \left[ a_0 + (c - a_0) \frac{T}{T_a} \right] & \text{si } T < T_a \\ S c & \text{si } T \leq T \leq T_b \\ S c \left( \frac{T_b}{T} \right) & \text{si } T_b \leq T \leq T_c \\ S c \left( \frac{T_b}{T_c} \right) \left( \frac{T_c}{T} \right)^2 & \text{si } T > T_c \end{cases}$$

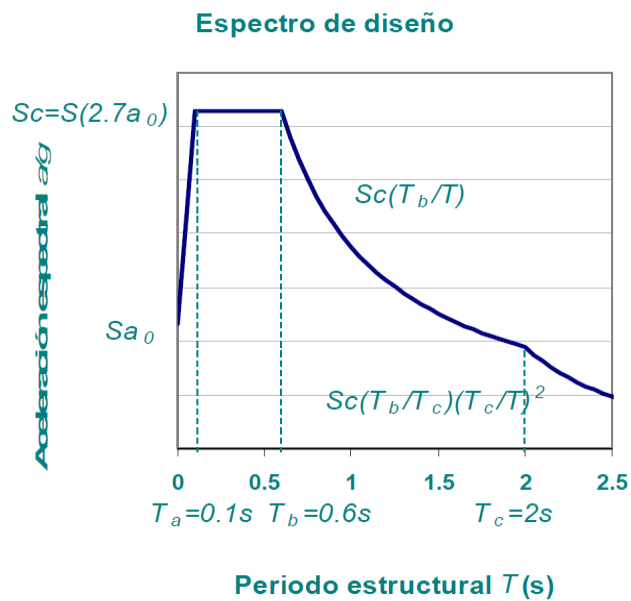
Tratándose de estructuras del Grupo B,  $a_0$  se tomará de la tabla o, para las principales ciudades del país, de la Tabla 13, mientras que  $c = 2.7 a_0$ ,  $T_a = 0.1$  seg,  $T_b = 0.6$  seg,  $T_c = 2$  seg.





Coefficiente  $a_0$  para definir los espectro de diseño en la republica de Nicaragua, para estructura del grupo B.

Ciudad	$a_0$ (g)
Bluefields	0.11
Boaco	0.20
Chinandega	0.31
Estelí	0.20
Jinotega	0.17
Jinotepe	0.32
Juigalpa	0.21
León	0.31
Managua	0.31
Masaya	0.30
Matagalpa	0.18
Ocotol	0.17
Rivas	0.32
San Carlos	0.23
Somoto	0.19

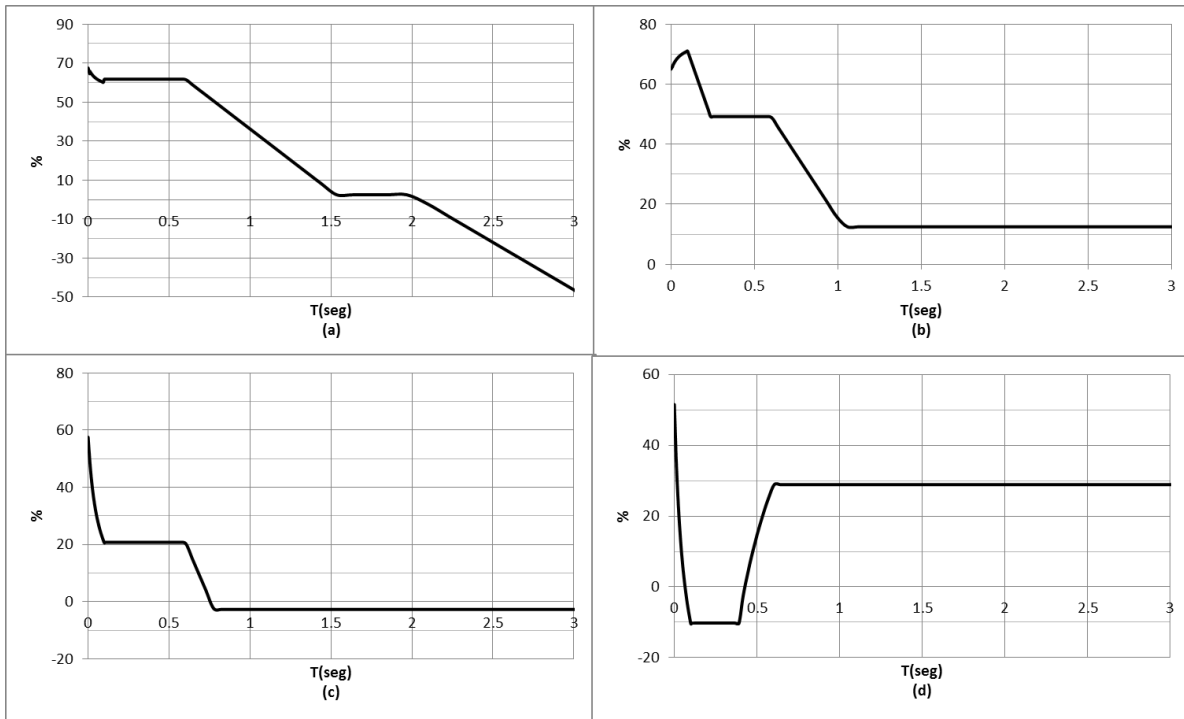


Espectro de diseño para la Ciudad de Managua



**10.5 Anexo E.**

Diferencia porcentual de espectros suavizados (2% de amortiguamiento) de sitio con el del RCN. (a) Micro-zona 1, (b) Micro-zona 2, (c) Micro-zona 3 y (d) Micro-zona 4.







Diferencia porcentual de espectros suavizados (5% de amortiguamiento) de sitio con el del RCN. (a) Micro-zona 1, (b) Micro-zona 2, (c) Micro-zona 3 y (d) Micro-zona 4.

