

UNIVERSIDAD DE EL SALVADOR
FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MATEMÁTICA
ESCUELA DE FÍSICA
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA



TRABAJO DE GRADUACION:

Microzonificación Sísmica en el Centro Histórico de la Zona Metropolitana de San Salvador, El Salvador, Centro América.

PRESENTADO POR:

Prof. René Alexander Castillo Rivas

Bery Marjorie Urrutia Manzano

PARA OPTAR AL GRADO DE:

Licenciatura en Geofísica

ASESORES:

Prof. M en C. Javier Francisco Lermo Samaniego

M.Sc. César Armando Alvarado Batres

M.Sc. Benancio Henríquez Miranda

Ciudad Universitaria, noviembre de 2017.

AUTORIDADES UNIVERSITARIAS

RECTOR

MSC. ROGER ARMANDO ARIAS

SECRETARIO GENERAL

LIC. CRISTOBAL HERNAN RIOS BENITEZ

FISCAL GENERAL

LIC. RAFAEL HUMBERTO PEÑA MARÍN

FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MATEMÁTICA

DECANO

LIC. MAURICIO HERNÁN LOVO

DIRECTOR DE ESCUELA

MSC. CÉSAR ARMANDO ALVARADO BATRES

CIUDAD UNIVERSITARIA, NOVIEMBRE DE 2017

"Lo que sabemos es una gota de agua; lo que ignoramos es el océano. Si he hecho descubrimientos invaluableles ha sido más por tener paciencia que cualquier otro talento; Si he logrado ver más lejos, ha sido porque he subido a hombros de gigantes "

Isaac Newton

Dedicado a

Jorge Alberto Rivas Pineda y

Rodrigo Cruz Orellana León.



Dedicado a

Mis padres por haberme educado como la persona que soy, por ser un apoyo incondicional en perseguir mis sueños y darme palabras de fortaleza cuando más lo necesitaba.

Berklín Urrutia

Marta Elisa Manzano de Urrutia

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo de investigación es el resultado de la colaboración de muchas personas que confiaron plenamente en nosotros, es por ello nuestro rotundo agradecimiento en primer lugar a nuestro asesor M.Sc. Benancio Henríquez Miranda quien plantó la semilla de este logro y acompañó hasta ver su fruto, además, a Prof. M en C. Javier Francisco Lermo Samaniego por sus valiosísimos consejos sobre la técnica y a M.Sc. César Armando Alvarado Batres por su inquebrantable disciplina en la ejecución del presente.

Agradecemos, además, a nuestros compañeros de la carrera de Geofísica de la facultad Multidisciplinaria de Occidente quienes nos mostraron su solidaridad en la toma de datos y a la Alcaldía de San Salvador por su apoyo y resguardo.

También, dirigimos nuestro agradecimiento a todos los amigos y familiares que nos acompañaron en todo este proceso brindándonos sus consejos y palabras de aliento en los momentos difíciles.

René Alexander Castillo Rivas.

Bery Marjorie Urrutia Manzano.

Contenido

Resumen	9
Capítulo I: Introducción	10
Capítulo II: Marco teórico	16
2.1 Antecedentes.	16
2.2 Centro Histórico del Área Metropolitana de San Salvador (CHAMSS).....	18
2.3 Delimitación de la zona de estudio.	18
2.4 Fundamento Teórico	19
2.5 Señales y Sistemas.....	20
2.6 Función de transferencia.....	25
2.7 Herramientas Matemáticas.....	27
2.8 Teoría de filtros	30
2.9 Sismómetros.....	33
2.10 Deconvolución.....	37
2.11 Tratamiento de Sismogramas.	38
2.12 Efecto de sitio.....	39
2.13 Fuentes y características principales de los microtemores	42
2.14 Caracterización del efecto de sitio	43
2.15 Parámetros que influyen en el reconocimiento del efecto de sitio.....	44
2.16 Métodos y técnicas para estimar el efecto de sitio	47
2.17 Respuesta de sitio y resonancia.	53
2.18 Marco geográfico, geológico, geomorfológico e hidrológico.....	55
Capítulo III: Metodología.....	59
3.1. Estudios consultados para la recopilación de información.....	59
3.2 Registro y Procesamiento de datos para el análisis de vibraciones ambientales.....	59
3.3 Procesamiento de datos.....	65
Capítulo IV: Resultados.	78
4.1 Familias Espectrales	78
4.2 Mapa de Isoperiodos.....	81
4.3 Correlación Geológica	82
Capítulo V: Discusión de Resultados.	84
5.1 Zona I.....	84
5.2 Zona II.....	85

5.3 Zona III	85
5.4 Zona IV.....	85
5.5 Propuesta de Microzonificación Sísmica para el CHAMSS	86
5.6 Correlación de resultados obtenidos con edificios colapsados por el terremoto de 1986.	87
5.7 Correlación de resultados con los barrios más dañados por el terremoto de 1986.....	92
Capítulo VI: Conclusiones.	93
Capítulo VII: Recomendaciones.....	94
Referencias.....	95
Anexos.....	100
Anexo I CRITERIOS SESAME (Site EffectS assessment using Ambient Excitations).....	101
Anexo II Resultados gráficos en Geopsy	109
Anexo III Procesamiento de registros en Microsoft Excel 2013	117
Anexo IV Tabla de registros y resultados.....	122
Anexo V Mapas.....	123

INDICE DE TABLAS

Tabla 1 Tipos de transductores de vibración	34
---	----

INDICE DE FIGURAS

Fig. 1 Representación de las componentes direccionales de un sismo (Modificado de http://www.iris.edu)	11
Fig. 2 Dirección de propagación de ondas de cuerpo P y S y sus componentes (Modificado de http://www.iris.edu)	12
Fig. 3 Dirección de propagación de las ondas P y S (Tomado de http://iespoetaclaudio.centros.educa.jcyl.es)	13
Fig. 4 Modelo de propagación de las ondas Love (Tomado de http://iespoetaclaudio.centros.educa.jcyl.es)	13
Fig. 5 Modelo de propagación de la onda Rayleigh (Tomado de https://i1.wp.com/rescateoccidente.org/wp-content)	14
Fig. 6 Mapa de Distritos del Área Metropolitana de San Salvador (AMUNSS, 2015)	18
Fig. 7 Ubicación de la zona de estudio dentro del Centro Histórico de San Salvador (modificado de Mapbox, 2017)	18
Fig. 8 Cinturón sísmico del pacífico (Marafini, M.; Ruarte J.; Melina, P.; Orellano, N. (2016)	19
Fig. 9 Tipos de Ondas, elaboración propia	20
Fig. 10 Gráfica de Espectro Continuo (Stalling, W., 2000)	21
Fig. 11 Gráfica de Espectro Discreto (Stalling, W., 2000)	22
Fig. 12 Densidad Espectral de potencia de una señal de Frecuencia Baja (Stalling, W., 2000)	22
Fig. 13 Densidad Espectral de Potencia de una señal de Frecuencia Alta (Stalling, W., 2000)	23
Fig. 14 Densidad Espectral de Potencia de una señal de Frecuencias medias (Stalling, W., 2000)	23
Fig. 15 Cálculo de una función de transferencia (Torres G., Luis A., 2010)	25
Fig. 16 Proceso de Muestreo de una señal (Tintaya, C., 2007)	26
Fig. 17 Descomposición de Fourier (Bormann, P., 2012)	27
Fig. 18 Esquema de la Transformada de Fourier (ESIME, 2013)	29
Fig. 19 Diagrama del procesado de filtrado (Cádiz, R. 1996)	30
Fig. 20 Filtrado con un convertidor analógico/digital, procesador y convertidor digital/analógico (Cádiz, R. 1996)	31
Fig. 21 Símbolos y gráficas de los diferentes tipos de filtros (Proakis J. and Manolakis D., 1997)	32
Fig. 22 (a) Señal sísmica contaminada con ruido. (b) Señal sísmica anterior después del filtrado (Tintaya, C. 2007)	33
Fig. 23 Esquema de un sismómetro inercial basado en el amortiguador de masa Huang, Hai, (2014)	33
Fig. 24 Posición de sensores tomado de CMG-3ESP, Güralp System. 2016	35
Fig. 25 CMG-3T Sismómetro de banda ancha de	36
Fig. 26 Sismómetro CMG-6TD (Güralp Systems, 2008)	36
Fig. 27 Visualización de sismograma con el Software Scream! (Elaboración propia)	38
Fig. 28 Esquema del efecto de sitio (Angulo, J., 2013)	40
Fig. 29 Distribución del daño en la ciudad de Shimizu. Sismo de Tonankai de 1944 (de Ohsaki, 1972)	41
Fig. 30 Distribución del daño en Nagoya Sur. Sismo de Tonakai de 1944 (de Yakoi, 1965)	41
Fig. 31 Distribución del daño en el pueblo de Nakamura. Sismo de Nankaido de 1946 (de Shimizu y Suehiro, 1947)	41
Fig. 32 Fuentes generatrices de microtemores (Angulo J., 2013)	42
Fig. 33 Modelo estratigráfico idealizado y modelo simplificado equivalente (Valle R. 2013)	45
Fig. 34 Métodos para obtener el periodo fundamental del suelo (Piña J., 2011)	47
Fig. 35 Diagrama del Método de Nakamura (Piña J., 2011)	49
Fig. 36 Modelo estratificado para el método de Nakamura (Limaymanta, f., 2009)	51
Fig. 37 Período natural previsto de los edificios en función de la altura. (Modificado de Arnold C. 2013)	54
Fig. 38 Mapa geográfico de San Salvador. Elaboración propia usando Mapbox 2017	55
Fig. 39 Mapa de la geología del AMSS (Modificado de Schmit-Thomé, M. (1975))	56
Fig. 40 Mapa Hidrológico del Área Metropolitana de San Salvador (adaptado de Mapbox 2017)	58
Fig. 41 Sismómetro digital de banda ancha Güralp System 6TD (Güralp Systems, 2008)	60
Fig. 42 Calculo del área y perímetro de la zona de estudio por medio de "Google Maps Area Calculator Tool", 2017	62

Fig. 43 a) Uso de mapa para la determinación del área de estudio, b) Registro de microtemores.	63
Fig. 44 Panel superior del sismómetro 6TD, nivel de burbuja centrado.	64
Fig. 45 Transferencia de datos a través del puerto serie y la interfaz FireWire (modificado de Güralp System. 2017).	64
Fig. 46 Registros en formato *gcf en sus componentes Este-Oeste, Norte-Sur y Vertical.	65
Fig. 47 Diagrama secuencial de la importación de registros en sus tres componentes de forma simultánea.	66
Fig. 48 Diagrama secuencial del filtrado de los registros.	67
Fig. 49 Ventanas de trabajo dentro de Geopsy para la aplicación de la técnica Nakamura	68
Fig. 50 Definición de los parámetros de salida para el cálculo de la relación H / V. a) Ventana "Time", b) Ventana "Processing" y c) Ventana "Output"	68
Fig. 51 Resultados de H/V usando "Selección automática" de ventanas en Geopsy.	70
Fig. 52 Selección de ventanas de forma manual (los espacios entre ventanas sin color son ventanas eliminadas).	71
Fig. 53 Resultados de H/V usando "Selección manual" de ventanas en Geopsy.	72
Fig. 54 a) Grafico generado por selección de ventanas automáticas, b) Grafico generado por selección manual.	72
Fig. 55 Archivos (*.log), (*. hv) y (*. Png) generados por Geopsy dentro de la carpeta de registros.	73
Fig. 56 Tratamiento de datos en Excel 2016.	74
Fig. 57 a) Gráfico Geopsy en formato *.jpg; b), c) y d) Gráficos generados en Excel.	75
Fig. 58 Agrupación de las 69 señales registradas mediante Excel 2013.	76
Fig. 59 Captura de pantalla del archivo con formato *.csv con las coordenadas geoespaciales obtenidas con GPS.	76
Fig. 60 Elaboración de mapa de contornos mediante el uso del software Surfer13.	77
Fig. 61 Inserción del mapa de contornos en el software Google Earth pro.	77
Fig. 62 Resultados de frecuencia, amplitud y periodo de los 69 registros.	78
Fig. 63 Familia espectral con igual comportamiento dinámico en el intervalo de frecuencia de 1.0 a 10 Hz.	79
Fig. 64 Familia espectral con igual comportamiento dinámico en el intervalo de frecuencia de 2.5 a 3.5 Hz.	79
Fig. 65 Familia espectral con igual comportamiento dinámico en el intervalo de frecuencia de 4.0 a 5.4 Hz.	80
Fig. 66 Familia espectral con igual comportamiento dinámico en el intervalo de frecuencia de 5.5 a 6.9 Hz.	80
Fig. 67 Propuesta de mapa de Isoperiodos para el Centro Histórico de San Salvador.	81
Fig. 68 Mapa del Distrito Centro Histórico. Correlación de isoperiodos con la geología local.	82
Fig. 69 Mapa de San Salvador de 1594 por Jorge Lardé y Arthés (Herodier, G., Allwood, C., Cañas, C. 1997).	83
Fig. 70 Propuesta de mapa de microzonificación sísmica para el Centro Histórico de San Salvador	86
Fig. 71 Mapa de isoperiodos en correlación con edificios colapsados para el terremoto de 1986.	87
Fig. 72 Edificio Rubén Darío. a) Colapso total b) Esquema en planta (Granados M., E.; Lemus H., M. (2003).	88
Fig. 73 Escombros del edificio Rubén Darío, minutos después del terremoto de 1986 (Bommer, J. 1996).	88
Fig. 74 Gran Hotel San Salvador. a) Colapso. b) Esquema en planta. (Granados M., E.; Lemus H., M. (2003).	89
Fig. 75 Antes y después del terremoto de 1986. Edificio Lotería Nacional de Beneficencia. (Nuestros Edificios. 2013)	90
Fig. 76 Edificio Torre López después del terremoto de 1986. (Nuestros Edificios. 2013).	90
Fig. 77 Antes y después del terremoto de 1986. Casa Ambrogi. (Nuestros Edificios. 2013)	91
Fig. 78 Antes y después del terremoto de 1986 en el edificio Dueñas. (Nuestros Edificios. 2013)	91
Fig. 79 Mapa de Correlación de resultados con los barrios más dañados por el terremoto de 1986.	92

Resumen

En este trabajo de investigación se emplea la técnica del cociente espectral horizontal/vertical (H/V), desarrollada por Nakamura en 1989, para la determinación del período fundamental de vibración del suelo a partir de mediciones de vibración ambiental. El uso de vibración ambiental se puede aplicar en cualquier momento y no requiere esperar, como con otras técnicas, la ocurrencia de un terremoto; esto es una ventaja importante, sobre todo para las zonas de baja sismicidad. Como aplicación del cociente espectral H/V, se presenta el trabajo de microzonificación sísmica realizado en el Centro Histórico del Área Metropolitana de San Salvador (CHAMSS), localizada en la capital de El Salvador, donde fueron tomadas mediciones en 69 diferentes sitios de la ciudad empleando sismómetros tri axiales "Guralp System". Se detalla el procedimiento empleado en el procesado de las mediciones. Se clasifica, además, las microzonas en el CHAMSS según sus periodos predominantes a partir de la creación de mapas de isoperiodos. Adicionalmente se presenta el mapa de familias espectrales de suelo confeccionado para el CHAMSS. El método demostró ser una herramienta simple, de bajo costo, pero eficaz en la caracterización de las condiciones de sitio locales a través del período natural fundamental del suelo. Los resultados obtenidos muestran que el uso de vibración ambiental es una excelente alternativa, que brinda muy buenos resultados.

También, este estudio plantea la Microzonificación sísmica del Centro Histórico de San Salvador para la identificación de zonas con efecto de sitio por medio de la técnica de Nakamura y la integración de familias espectrales mencionadas anteriormente. Para alcanzar este objetivo es necesario emplear la técnica de Nakamura (H/V) a partir del registro de microtemores para evaluar el efecto de sitio.

Finalmente se logra correlacionar la distribución de daño observado en el terremoto del 10 de octubre de 1986 con el mapa de periodos fundamentales por medio de superposición de mapas haciendo uso de los programas Quantum Gis y Surfer, además de la correlación con la geología de la zona.

Capítulo I: Introducción.

La intensidad de un movimiento del terreno depende de parámetros tales como la distancia del epicentro, la magnitud del sismo, las características de las fuentes que originan el sismo y las condiciones locales del terreno.

La geología local es uno de los parámetros más importantes, debido que influye de gran manera en el tipo de respuesta de sitio para cualquier lugar en particular. En otras palabras, para un terremoto ocurrido, la intensidad sísmica depende en gran medida del lugar donde ocurre.

Debido a la complejidad de la realidad física del terreno se han elaborado diferentes modelos matemáticos que puedan explicar los variados comportamientos que presenta el terreno. Para los primeros estudios de la Mecánica de Suelo se creó un modelo matemático llamado la teoría de la elasticidad, este modelo fue aplicable para un extenso grupo de fenómenos presentados en el suelo. Un desarrollo detallado de esos métodos está fuera del alcance de este trabajo, por tal razón solo se mencionan a groso modo.

Muchos estudios sobre la magnitud de los daños causados por los terremotos y su propagación espacial confirman la importancia de los efectos locales de sitio, ya que la severidad de los daños suele estar relacionada con amplificaciones locales debidas a las condiciones geológicas y geotécnicas del lugar.

Por lo tanto, es necesario anticipar el daño que ese fenómeno puede llegar a causar. Esto puede resultar en la clasificación de suelos por medio de técnicas sísmicas antes del desastre, con el objetivo de determinar cómo y dónde las señales sísmicas pueden ser modificadas por condiciones geológicas locales o morfológicas.

A causa de las limitaciones que dificultan la utilización de registros sísmicos fuertes, por su escasez temporal y espacial, se puede sacar provecho de la información proveniente de movimientos sísmicos débiles y de microtemblores para la caracterización dinámica de los suelos.

Relación espectral

El movimiento que generan los terremotos consiste en una vibración en la superficie de la tierra cuya dirección contiene las tres componentes espaciales: dos horizontales y una vertical (Fig. 1).

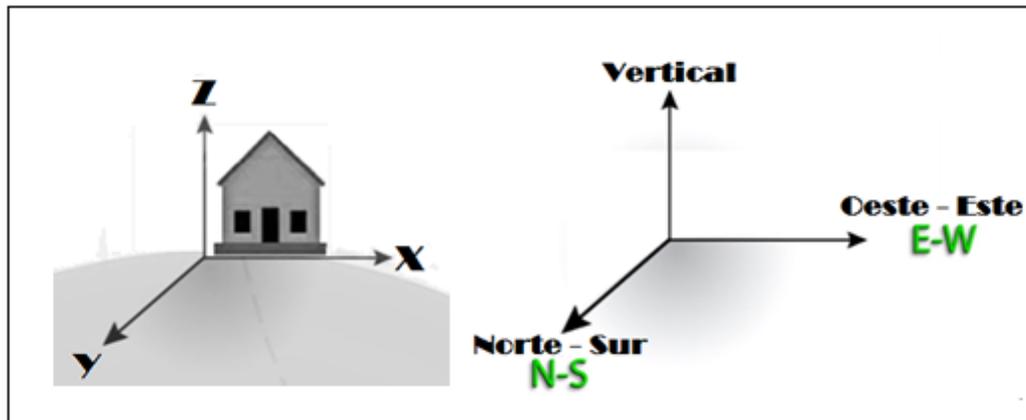


Fig. 1 Representación de las componentes direccionales de un sismo (Modificado de <http://www.iris.edu>)

Las ondas sísmicas son oscilaciones que se propagan desde una fuente denominada hipocentro a través de un medio material elástico que puede ser sólido o líquido transportando energía mecánica. Se clasifican en Corpóreas o de cuerpo y Superficiales.

Las ondas de cuerpo viajan por el interior de la Tierra y se clasifican en Ondas Primarias (P) y Ondas Secundarias (S). Las Superficiales, como su nombre lo indica, se desplazan por la superficie del planeta y se dividen en Ondas Love (L) y Ondas Rayleigh (R)

Ondas Sísmicas de Cuerpo: Están definidas como ondas elásticas que se propagan en el interior de la Tierra y son la fuente de información usada para representar el interior de la Tierra, ya que se propagan en todas las direcciones lejos de la fuente (Linares, G. 2005). Existen dos clases de ondas de cuerpo conocidas como ondas P y ondas S (Fig. 2).

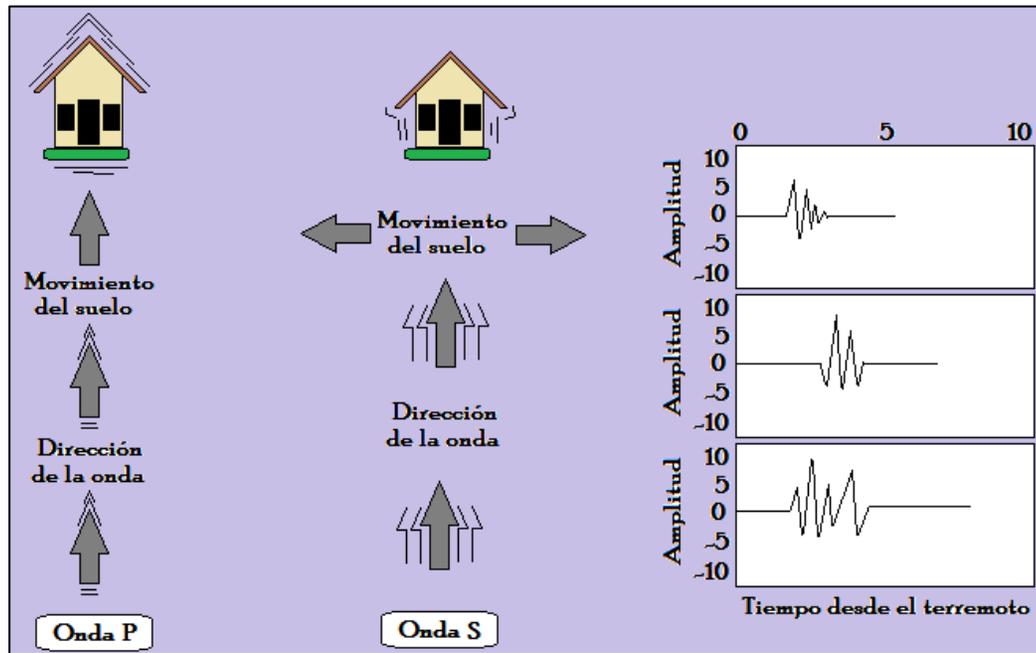


Fig. 2 Dirección de propagación de ondas de cuerpo P y S y sus componentes (Modificado de <http://www.iris.edu>).

Las ondas P, también llamadas ondas longitudinales, primarias, de compresión o de empuje. Son las ondas más importantes en la exploración sísmica y se generan a partir de la oscilación de partículas de suelo, por procesos de compresión y dilatación con respecto a un punto fijo en la dirección de propagación (Vásquez, T. 2008).

Las Ondas S, conocidas como ondas transversales, secundarias o de corte; ocurren por el movimiento de las partículas perpendicular a la dirección de propagación (Fig. 3). Las ondas S pueden viajar únicamente a través de sólidos debido a que los líquidos no pueden soportar esfuerzos de corte (idem).

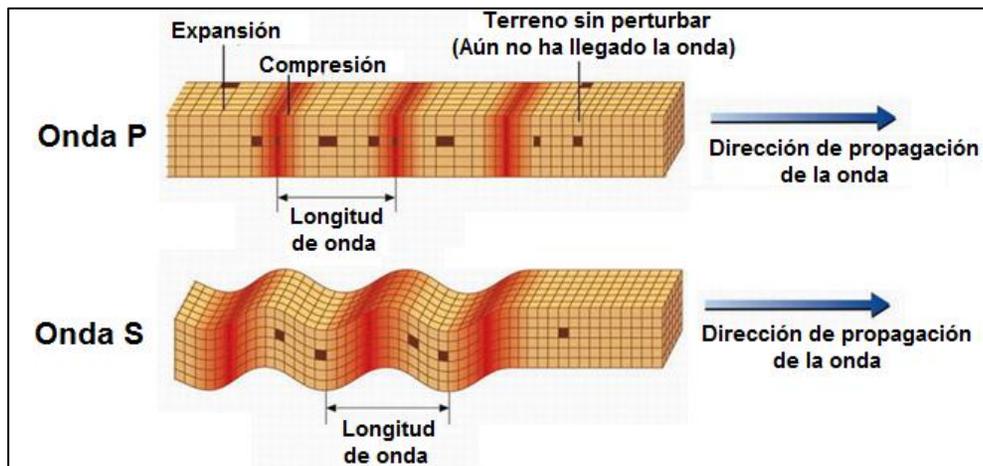


Fig. 3 Dirección de propagación de las ondas P y S (Tomado de <http://iespoetaclaudio.centros.educa.jcyl.es>).

Las ondas superficiales viajan sobre la superficie de la Tierra y se desplazan a menor velocidad que las ondas de cuerpo. Son las ondas sísmicas más destructivas, debido a que su baja frecuencia provoca que las estructuras entren en resonancia con mayor facilidad que las ondas de cuerpo (Cuadra, 2007). Se distinguen dos tipos de ondas superficiales, ondas Rayleigh y ondas Love.

Las Ondas Love se originan cuando el movimiento de las partículas es perpendicular a la dirección de propagación de la perturbación (ver figura 4); se producen en la interfaz de dos medios con propiedades mecánicas diferentes (Maroño, M. 2009).

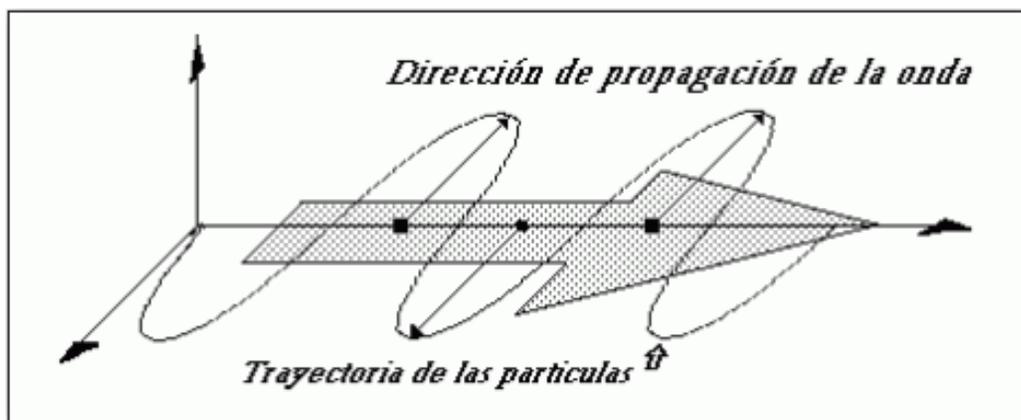


Fig. 4 Modelo de propagación de las ondas Love (Tomado de <http://iespoetaclaudio.centros.educa.jcyl.es>).

Las Ondas Rayleigh viajan a lo largo de la superficie libre de la Tierra, producen una perturbación elíptica retrograda, pero recorren la misma trayectoria que las corpóreas y sus amplitudes disminuyen

exponencialmente (véase figura 5). Este tipo de ondas superficiales son utilizadas para representar y caracterizar el subsuelo (Maroño, M. 2009).

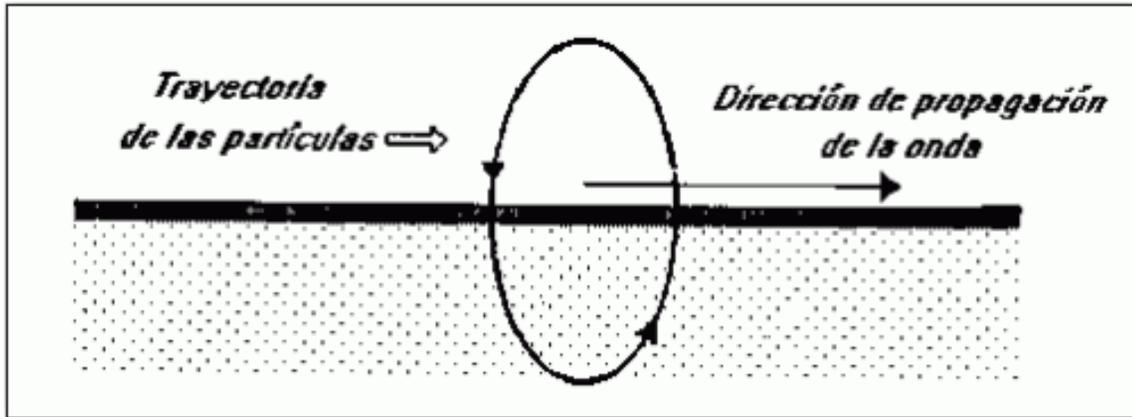


Fig. 5 Modelo de propagación de la onda Rayleigh (Tomado de <https://i1.wp.com/rescateoccidente.org/wp-content>)

Dentro de los estudios de caracterización de suelos, se pueden encontrar diversos algoritmos que son utilizados por geofísicos e ingenieros para encontrar el periodo fundamental de vibración en los terrenos, mediante el empleo del método de la razón espectral entre la componente sísmica horizontal H y la componente sísmica vertical V en superficie, conocida comúnmente como método de Nakamura. Los datos entregados por estos sistemas de medición son ampliamente utilizados para la elaboración de mapas sísmicos.

$$\text{Razón Espectral} = \frac{H}{V} \quad \text{Ec. 1}$$

De las componentes horizontal (H) y vertical (V) de registros de movimiento sísmico ha sido utilizada frecuentemente en sismología. Para el caso de ondas superficiales, Nogoshi e Igarashi (1971) concluyeron que se obtiene una buena correlación de la relación espectral H/V entre el modo fundamental de las ondas de Rayleigh y microtemblores en sitios con alto contraste de impedancia.

Por otro lado, Nakamura (1989 y 2000) definió teóricamente la técnica H/V con múltiples refracciones de ondas SH de incidencia vertical. Nakamura, argumenta que los microtemblores consisten en muchos tipos de ondas (Nakamura, 1989). Nakamura (2000 y 2008) mostró, utilizando ejemplos presentados por Nogoshi e

Igarashi (1971), que la energía de las ondas de Rayleigh es nula en concordancia con el pico del cociente H/V y que las amplitudes, tanto de la componente horizontal como de la componente vertical, también son cero. Nakamura (1996 y 2000) presentó dos aplicaciones de los resultados obtenidos del cociente espectral H/V o QTS (Quasi-Transfer Spectra, cuasi-espectros de transferencia). Una de ellas es el cálculo de la profundidad h del basamento, suponiendo que la densidad de la capa superficial del terreno es igual a la del basamento rocoso. La otra aplicación presentada por Nakamura (1996 y 2000) es el cálculo de un índice de vulnerabilidad del terreno superficial, para estimar el daño que un terremoto puede causarle.

Lermo y Chávez-García (1994) revisaron la aplicabilidad de las mediciones de microtemblores para evaluar la respuesta de sitio de suelos blandos de México. Las técnicas que compararon fueron: interpretación del espectro de amplitudes de Fourier, cocientes espectrales respecto a una estación de referencia y, finalmente, cocientes espectrales H/V (la técnica de Nakamura). Los autores concluyen afirmando que las mediciones de microtemblores pueden ser utilizadas para estimar el periodo predominante de un sitio con una aceptable confiabilidad en el rango de frecuencias de 0,3 a 5 Hz. Los mejores resultados fueron obtenidos con la técnica de Nakamura, la cual también da una estimación aproximada de la amplificación de las ondas sísmicas cuando la geología local es relativamente simple.

Capítulo II: Marco teórico.

Dado que este trabajo se centrará en realizar una microzonificación sísmica identificando las zonas con efecto de sitio integrando las familias espectrales para realizar una clasificación de suelo es preciso hacer una recopilación de los estudios previos de microzonificación sísmica, además aclarar algunos conceptos como los tipos de ondas sísmicas, las herramientas matemáticas importantes para el procesamiento de señales, el funcionamiento de los sismómetros y el tratamiento de las componentes horizontales y vertical de un sismo. Para posteriormente comprender la complejidad abordada en esta investigación.

2.1 Antecedentes.

A partir de los años cincuenta se dio comienzo el uso de registros de vibración ambiental (microtemblores) en estudios de microzonificación sísmica, siendo los japoneses los pioneros en la utilización de microtemblores para la caracterización del efecto de sitio. Pasado el tiempo, hasta la década de los ochenta que los microtemblores comenzaron a tener mayor auge en países como China, Estados Unidos, Chile y México.

La primera metodología que se tiene como referencia del uso de microtemblores para determinar el efecto de sitio fue propuesta por los japoneses Kanai y Tanaka (1954), los cuales encontraron que los microtemblores estudiados obtienen periodos predominantes similares a los obtenidos con señales de movimientos sísmicos fuertes. Posteriormente diversos investigadores como Aki (1957), Kagami (1982), Horike (1985), entre otros hicieron diversas investigaciones para determinar las características dinámicas del suelo a partir del uso de microtemblores, desarrollando así nuevas metodologías para su análisis.

Los métodos pasivos de ondas sísmicas superficiales son métodos geofísicos basados en el análisis de los microtemblores. No requieren que se genere ninguna señal, como por ejemplo las producidas por las explosiones en la prospección sísmica. El objetivo de estos métodos es evaluar de forma indirecta y no destructiva la consistencia del terreno, registrando microtemblores.

Nakamura propuso en el año 1989 que el cociente entre la componente horizontal y la componente vertical en el dominio de frecuencia era un buen estimador de la respuesta de sitio. Esta técnica se aplicó por primera vez a microtemblores de zonas urbanas de Japón.

En la actualidad el método de Nakamura (1989) es uno de los más usados para la determinación del periodo predominante del suelo y para la caracterización del efecto de sitio, debido a su fácil implementación en el trabajo de campo y en el procesamiento de los datos. Este método asume la componente vertical de la superficie como sustituta de la señal horizontal del basamento rocoso y su técnica consiste en la relación espectral de microtemblores entre sus componentes horizontal y vertical (H/V).

A continuación, se presenta una breve reseña de los estudios de microzonificación sísmica realizados en Área Metropolitana de San Salvador (AMSS):

El primer trabajo de zonificación sísmica del AMSS fue elaborado por Schimidt-Thomé (1975) el cual fue desarrollado como parte del metro plan 80 para el desarrollo y planificación de la ciudad. El estudio fundamentalmente identifica las formaciones geológicas y fallas, espesor de tierra blanca, distribución de corrientes de lava y de roca dura en la región y aspectos hidrogeológicos.

Martínez, H. (1979) considera a parte de aspectos geológicos y sistemas de fallas, los valores de aceleración del terreno en relación con el tipo de suelo, presentando mapas de curvas de isoaceleración. Esta microzonificación tiene validez únicamente para terremotos de campo lejano, no así para eventos locales, ya que se utilizaron datos de un terremoto a larga distancia.

Linares (1985) presenta una propuesta de microzonificación sísmica para el AMSS basada en la observación de microtemblores, espectros de respuesta y registros de sismoscopios auxiliándose de una red instalada en el área. Los resultados se presentan en un mapa con seis zonas con factores de amplificación del suelo que van desde 1.0 a 3.0 en intervalos de 0.5.

Bourdeau, C. (2005) determina las propiedades dinámicas de suelos mediante pruebas in situ y de laboratorio y mapas de microzonificación sísmicas basados en el análisis de la respuesta sísmica del movimiento fuerte del terremoto del 10 de octubre de 1986. El estudio presenta un mapa que identifica las zonas de tierra blanca joven y las zonas de relleno recientes, correlacionó y ordenó cerca de 600 perforaciones las cuales no excedían a 12 m de profundidad en los cuales se destaca la lava superficial que no implica un lecho rocoso ya que el suelo puede estar constituido por sucesiones irregulares de lava y material piroclástico con espesores distintos y a la vez marcadas diferencias en las propiedades mecánicas de los mismos.

2.2 Centro Histórico del Área Metropolitana de San Salvador (CHAMSS)

Limita al NORTE con el Distrito 1 y 6, al ORIENTE con el Distrito 6, al SUR con el Distrito 5, al PONIENTE con los Distritos 2 y 5 (Fig. 6). Cuenta con 7 Barrios históricos que son Santa Lucía, El Calvario, La Vega, San Esteban, Concepción, Centro y San José (AMUNSS, 2015).

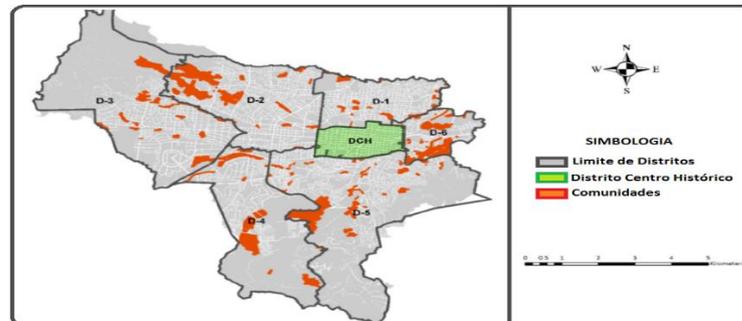


Fig. 6 Mapa de Distritos del Área Metropolitana de San Salvador (AMUNSS, 2015).

2.3 Delimitación de la zona de estudio.

Debido a la extensión del AMSS, la zona de estudio se ha delimitado a los alrededores del Centro Histórico de San Salvador con un área aproximada de 2.8 km². El área de estudio (Fig. 7) está ubicada en el Distrito del Centro Histórico (DCH) en el municipio de San Salvador que se localiza en la zona central de El Salvador, a una altura entre 600 y 1000 m.s.n.m.

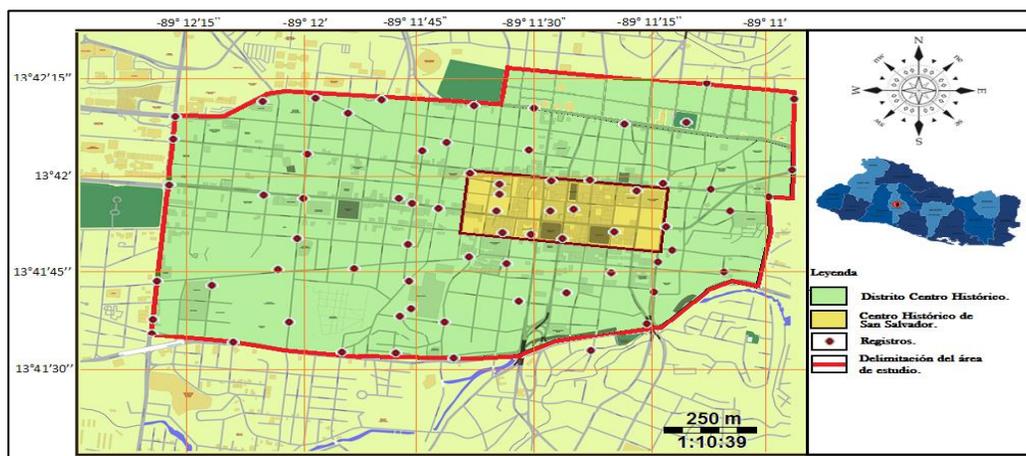


Fig. 7 Ubicación de la zona de estudio dentro del Centro Histórico de San Salvador (modificado de Mapbox, 2017).

2.4 Fundamento Teórico

El Cinturón Sísmico del Pacífico es la principal zona de peligro sísmico mundial, ya que casi todas las zonas de subducción presentes en la Tierra se ubican alrededor del océano Pacífico (Fig. 8), al igual que más de las tres cuartas partes de todos los volcanes activos y extinguidos; se extiende a lo largo de la costa occidental de América, las islas Aleutianas, la costa oriental de Asia y las islas del Japón. Los márgenes de subducción marcan aquellas zonas en las que las placas convergen unas con otras. Este movimiento obliga a una de ellas a introducirse por debajo de la otra, como resultado de esto la litósfera se consume o se destruye (Udías & Mezcuca, 1996)

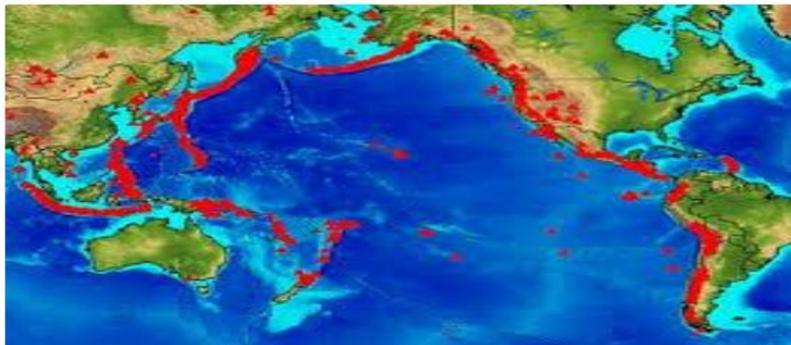


Fig. 8 Cinturón sísmico del pacífico (Marafini, M.; Ruarte J.; Melina, P.; Orellano, N. (2016.

Como producto de esta interacción interplacas, se generan los terremotos, que consiste en el movimiento de la superficie terrestre debido a la propagación de las ondas sísmicas. Estas ondas sísmicas pueden ser de varios tipos, siendo las principales las ondas de volumen: P y S. Las ondas P o primarias son ondas longitudinales de compresión (Fig. 9). Las ondas S o secundarias son ondas transversales de cizalla. (ídem)

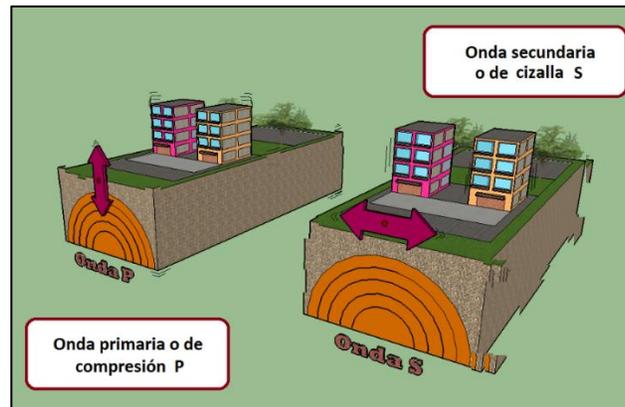


Fig. 9 Tipos de Ondas, elaboración propia.

La presencia de estas ondas es detectada por instrumentos llamados sismógrafos, que básicamente consisten en un sistema mecánico: masa, resorte y amortiguador (un sistema de segundo orden) y un sistema de grabación de datos, ya sea en un medio analógico (aguja sobre tambor con papel ahumado) o mediante un medio digital (PC con conversor analógico digital) (Tintaya, 2007).

2.5 Señales y Sistemas

Una señal es una variable física que contiene o transporta información. Las señales variables en el tiempo pueden representarse mediante una función del tiempo $y(t)$. Estas señales pueden ser de dos tipos: continuas o discretas (Oppenheim & Willsky, 1998).

Un sistema es un conjunto interconectado de elementos que procesan una señal. Se caracteriza por tener una o más entradas y una o más salidas. En un sistema lineal se cumple el principio de superposición. Muchos sistemas lineales pueden ser descritos por ecuaciones diferenciales (ídem).

2.5.1 Descripción de señales en los dominios del tiempo y de la frecuencia

Las señales pueden estudiarse en dos ámbitos diferentes: el del tiempo, y el de la frecuencia

2.5.1.1 Descripción de Señales en el Dominio del Tiempo.

El estudio de una señal en el dominio temporal se basa en la representación de la señal como función de la variable tiempo. Esta descripción se fundamenta en la definición de ciertos parámetros, tales como valor

máximo, valor máximo a máximo, valor medio, valor cuadrático medio, valor eficaz, factor de forma, factor de cresta, etc. (Stalling William, 2000).

2.5.1.2 Conceptos de Descripción de Señales en el Dominio de la Frecuencia.

La base del tratamiento y estudio de las señales en el dominio de la frecuencia radica en la descomposición de ellas en componentes senoidales de diferentes frecuencias. En este contexto, para las señales periódicas se emplea la Serie de Fourier y para representar a las señales no periódicas la Transformada de Fourier o la Transformación Discreta.

Un concepto utilizado en el dominio de la frecuencia son los Espectros de frecuencia.

La representación de las señales en el dominio de la frecuencia se denomina espectro y el tratamiento correspondiente, se denomina estudio o análisis espectral. Dentro del análisis espectral, se determinan dos tipos de espectros: Continuo y Discreto (ídem).

2.5.2 Espectro Continuo.

Un espectro se dice continuo si la función que lo caracteriza es una función continua de la frecuencia, tal como se ilustra en la Figura 10.

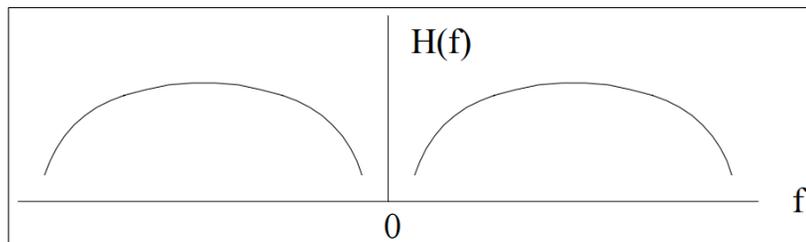


Fig. 10 Gráfica de Espectro Continuo (Stalling, W., 2000).

2.5.3 Espectro Discreto.

Un espectro es discreto si existe sólo para valores discretos de la frecuencia. La Figura 11, ilustra en ejemplo de espectro discreto.

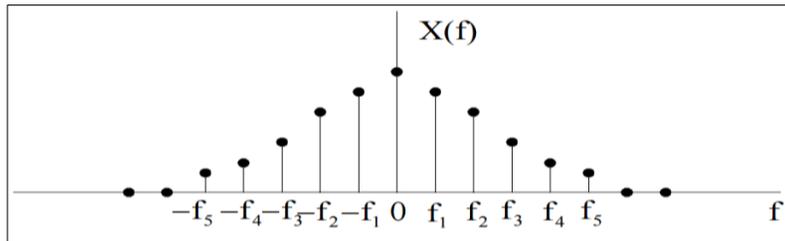


Fig. 11 Gráfica de Espectro Discreto (Stalling, W., 2000).

Un espectro discreto está formado por líneas espectrales. Densidad Espectral. Dada una señal de potencia o de energía, su función densidad espectral representa la distribución de su potencia o de su energía de en el dominio de la frecuencia. Los dominios del tiempo y de la frecuencia están relacionados entre sí y en ellos se realiza la mayor parte de los estudios que se ocupa la Teoría de la Señal, como son los relacionados a transformaciones de señales, filtrado, correlación, obtención de densidades espectrales de potencia o de energía, así como los que describen los procesos de transmisión de la información y su recuperación, influencia de perturbaciones, calidad de la transmisión, etc. (ídem).

2.5.4 Clasificación de Señales en el Dominio de la Frecuencia.

Según las características de las señales en el dominio de la frecuencia, podemos clasificarlas en: Señales de Frecuencia Baja, de Frecuencia Alta y de Frecuencia Media.

2.5.5 Señales de Baja Frecuencia.

Si una señal de potencia (o señal de energía) tiene su densidad espectral de potencia (o su densidad espectral de energía) concentrada en torno a la frecuencia cero, tal como se muestra en la Figura 12, se dice que es Señal de Baja Frecuencia (ídem).

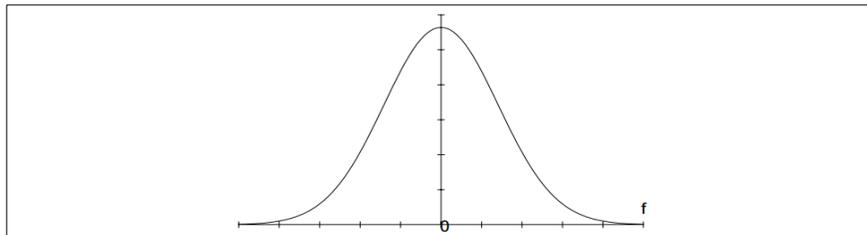


Fig. 12 Densidad Espectral de potencia de una señal de Frecuencia Baja (Stalling, W., 2000).

2.5.6 Señales de Alta Frecuencia.

Una señal es de alta frecuencia, si su densidad espectral de potencia (energía) está concentrada en altas frecuencias, como se ilustra en la Figura 13.

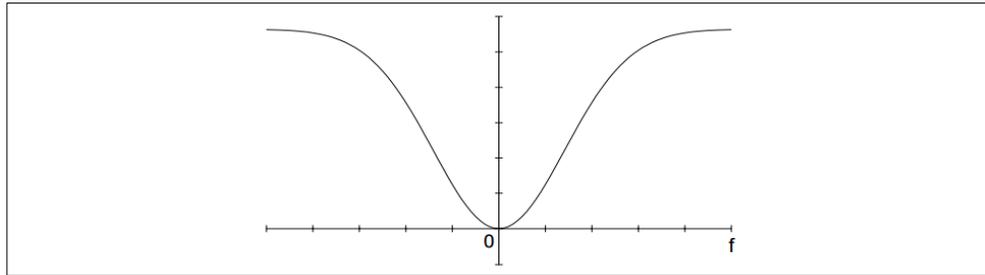


Fig. 13 Densidad Espectral de Potencia de una señal de Frecuencia Alta (Stalling, W., 2000).

2.5.7 Señales de Frecuencias Medias.

Una señal que tiene una densidad espectral de potencia (energía) concentrada en un rango de frecuencias comprendido entre bajas y altas frecuencias se llama Señal de Frecuencias Medias. La Figura 14, ilustra la densidad espectral de potencia (energía) de una señal de frecuencias medias.

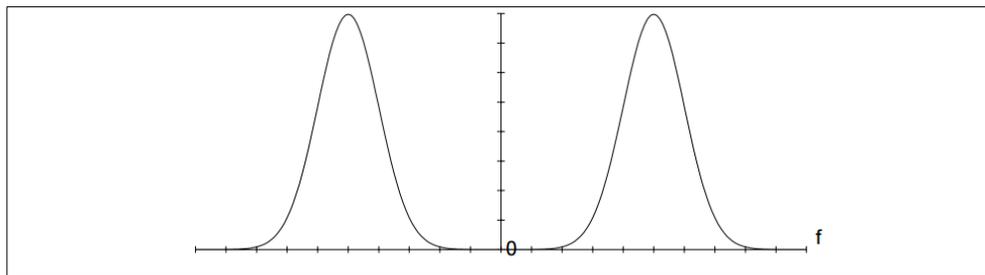


Fig. 14 Densidad Espectral de Potencia de una señal de Frecuencias medias (Stalling, W., 2000).

Dada la relación entre la densidad espectral y el espectro de una señal, lo establecido para la densidad espectral es también válido para el espectro, en lo referente a la clasificación de señales de baja frecuencia, de alta frecuencia y de frecuencias medias.

2.5.8 Ancho de Banda.

Además de la clasificación de las señales en el dominio de la frecuencia, es importante el expresar cuantitativamente el rango de frecuencias sobre el cual está concentrada la densidad espectral de potencia o de energía (Stalling, W., 2000). La magnitud de este rango es llamada Ancho de Banda de una señal y se refiere al rango de frecuencia en el cual está contenida un cierto porcentaje de la potencia o energía total de una señal, así por ejemplo se puede definir ancho de banda de 75%, 90%, 99%, etc. Los límites del ancho de banda son la frecuencia superior f_2 y la frecuencia inferior f_1 , de manera que el ancho de banda B está dado por:

$$B = f_1 - f_2 \qquad \text{Ec. 2}$$

Si bien el espectro de una señal real comprende componentes para frecuencias positivas y negativas, el concepto ancho de banda se define para frecuencias positivas (ídem).

2.6 Función de transferencia

Las Funciones de Transferencia (FT) en ingeniería sísmica han sido utilizadas para evaluar los efectos de sitio ya que establecen una relación entre dos sitios mediante un cociente, obteniendo el resultado en un intervalo de frecuencias.

2.6.1 Cálculo de Funciones de Transferencia.

Conocidos los espectros de Fourier de dos sitios que se desean comparar (E1, E2) donde E1 es básicamente suelo y E2 es roca se puede realizar un cociente espectral que da como resultado una Función de Transferencia, en la figura 15 se observan dos espectros de Fourier y se ejemplifica una Función de Transferencia resultado de la operación realizada (Torres G., Luis A., 2010).

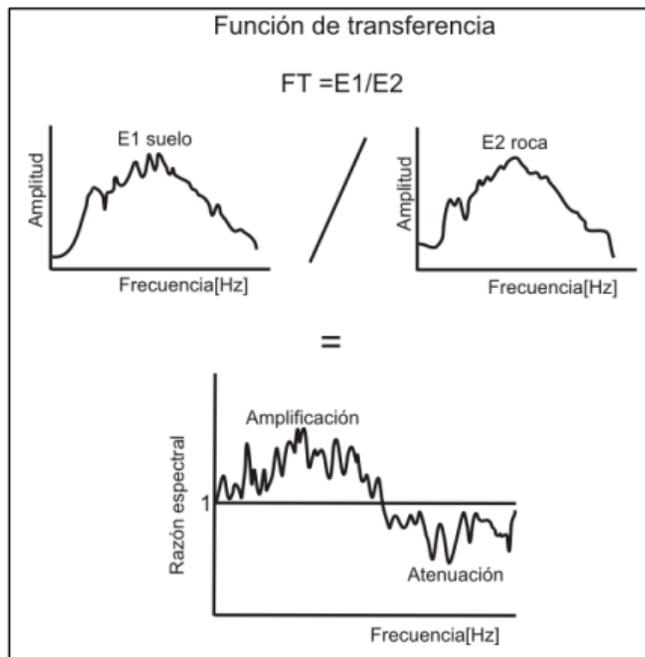


Fig. 15 Cálculo de una función de transferencia (Torres G., Luis A., 2010).

Con el uso de las Funciones de Transferencia es posible estimar como variará el movimiento sísmico de un lugar a otro, lo que podrá determinar factores de amplificación o atenuación de la respuesta sísmica.

El procesamiento digital de señales implica haber expresado previamente la magnitud de la señal en forma numérica. Cada número, así obtenido, representa la magnitud de la señal en un instante determinado. Entonces, tendremos una sucesión de muestras de la señal en lugar de la señal completa.

Reemplazaremos así la señal continua por la señal discreta, en la cual solo interesan los valores en instantes discretos (Tintaya, C. 2007). En la práctica el muestreo se logra multiplicando la señal continua por un tren de impulsos unitarios, tal como se aprecia en la Fig.16.

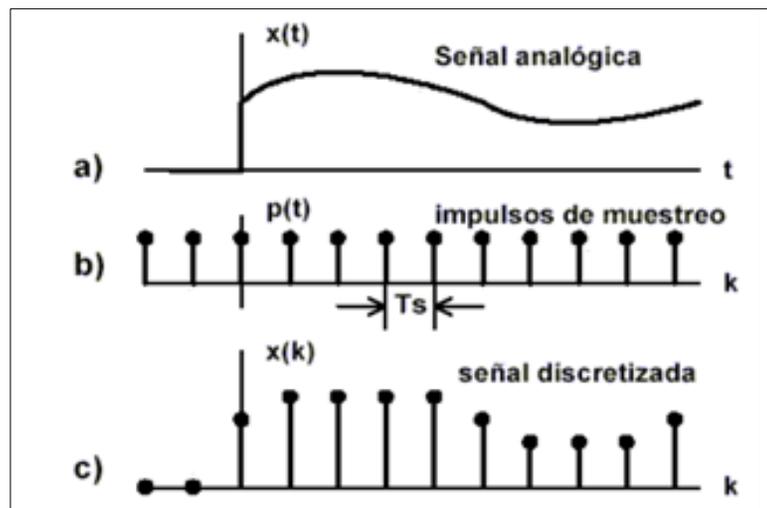


Fig. 16 Proceso de Muestreo de una señal (Tintaya, C., 2007).

El teorema del muestreo establece que si una señal se muestrea de manera que se cumpla la condición de Nyquist ($w_s > 2w_m$), es decir, que la frecuencia de muestreo " w_s " tiene que ser mayor que la máxima frecuencia contenida en la señal " w_m " entonces es posible recuperar la señal. Generalmente, las señales sísmicas contienen componentes de frecuencias de 1 a 10 Hz, por lo que la frecuencia de muestreo debe ser de 20 Hz como mínimo (Nava, 2002).

2.7 Herramientas Matemáticas

Para poder caracterizar el ruido sísmico se considera indispensable el cálculo de espectros de potencia de las señales; y matemáticamente, el análisis espectral está relacionado con una herramienta llamada transformada de Fourier o análisis de Fourier, siendo un proceso que cuantifica las diversas intensidades de cada frecuencia. Dicho análisis puede llevarse a cabo para pequeños intervalos de tiempo, o menos frecuentemente para intervalos largos.

2.7.1 Análisis de Fourier.

La Transformada de Fourier es una herramienta de análisis muy utilizada en el campo científico (acústica, ingeniería biomédica, métodos numéricos, procesamiento de señal, radar, electromagnetismo, comunicaciones, etc.). Transforma una señal representada en el dominio del tiempo al dominio de la frecuencia (Fig. 17), pero sin alterar su contenido de información, sólo es una forma diferente de representarla. La potencia del análisis de Fourier radica en que nos permite descomponer una señal compleja en un conjunto de componentes de frecuencia única; sin embargo, no nos indica el instante en que han ocurrido. Por ello, esta descomposición es útil para señales estacionarias: las componentes de la frecuencia que forman la señal compleja no cambian a lo largo del tiempo (Bernal, J.; Gómez, P. y Bobadilla, J., 1999).

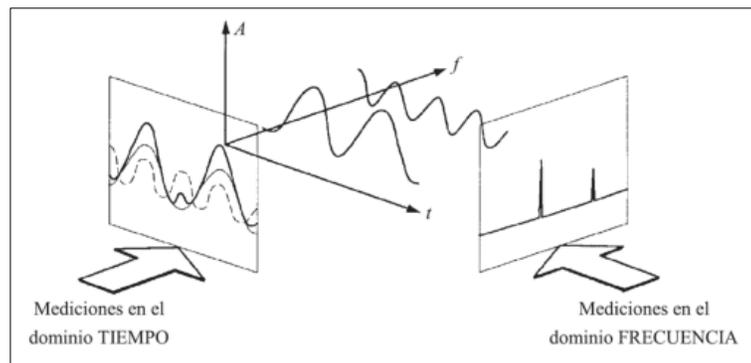


Fig. 17 Descomposición de Fourier (Bormann, P., 2012).

2.7.2 Series de Fourier.

La forma en que la serie de Fourier reconstruye a una función es a través de la suma de funciones cosenoidales. Estas funciones tienen diferentes amplitudes y periodos, las cuales al sumarse con diferentes ángulos de fase van reconstruyendo a la función original (Real, J., 2010).

2.7.3 Transformada de Fourier Continua

Básicamente la transformada de Fourier se encarga de aplicar una señal del dominio del tiempo al dominio de la frecuencia, de donde se puede realizar su anti-transformada y volver al dominio temporal. Para poder hacer eso, la transformada no solamente contiene información sobre la intensidad de determinada frecuencia, sino también sobre su fase. El trabajo con la señal en frecuencia permite por un lado obtener información valiosa sobre algunas características de la señal misma y por otro permite ser filtrada de una manera directa para utilizar sólo el rango de frecuencias deseado (ídem).

2.7.4 Transformada de Fourier Discreta

La Transformada de Fourier es una herramienta muy útil cuando se trabaja con modelos matemáticos, pero si queremos trabajar con señales reales físicas y operando mediante ordenador debemos trabajar con modelos finitos y discretos, afortunadamente existe la versión discreta de esta transformada. La transformada de Fourier discreta (DFT, por sus siglas en inglés) calcula el espectro en N frecuencias igualmente espaciadas de una longitud de N secuencias invertidas. La DFT en el tiempo (y también la transformada continua) puede ser evaluada cuando tenemos una expresión analítica para la señal. También nos permite calcular el espectro de información discreta en el tiempo. Estando en tiempo discreto podemos calcular exactamente el espectro (ídem).

En la fig. 18 se puede observar de un modo esquemático el proceso de la transformada de Fourier.

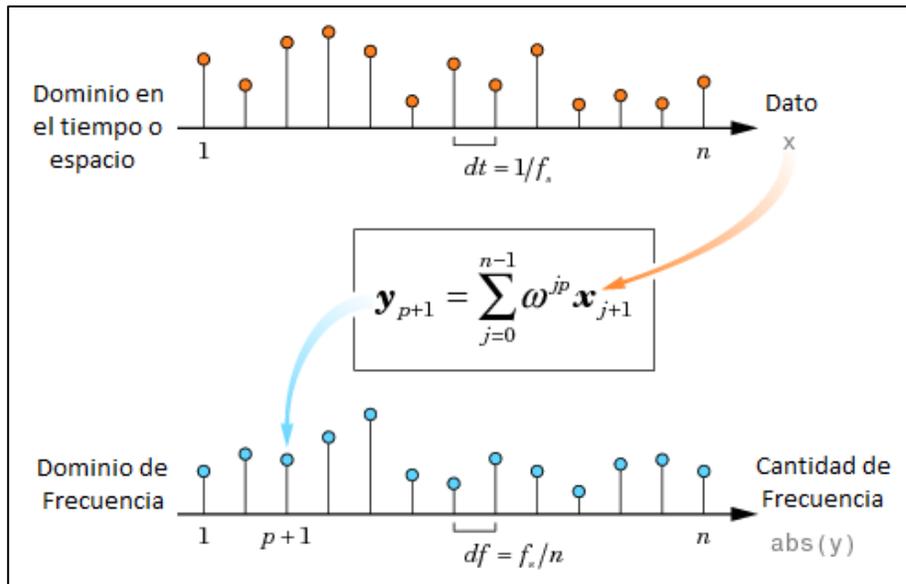


Fig. 18 Esquema de la Transformada de Fourier (ESIME, 2013).

Los datos en el eje x se supone que son separados por un intervalo constante en el tiempo o el espacio.

$$dt = \frac{1}{f_s} \quad \text{ó} \quad ds = \frac{1}{f_s} \quad \text{Ec. 3}$$

Donde f_s es la frecuencia de muestreo.

La DFT (y) es de valor complejo. El valor absoluto de y en el índice $p + 1$ mide la cantidad de la frecuencia $f = p (f_s/n)$ presentes en los datos (ESIME, 2013).

El espectro de frecuencias de una señal nos permitirá saber qué componentes de la frecuencia están presentes. Esto servirá para aplicar un filtro adecuado si fuera necesario.

2.8 Teoría de filtros

La teoría de filtros tiene una componente matemática compleja. Los filtros se describen técnicamente mediante una herramienta matemática denominada transformada z .

La transformada z es un concepto esencial para el diseño de filtros, ya que proporciona una relación matemática entre las características del filtro que queremos diseñar y los parámetros de implementación del mismo. Sin embargo, la complejidad matemática de la transformada z sólo está indirectamente relacionada con los parámetros que tienen significación perceptual (Gómez, E. 2009)

Un filtro es un circuito electrónico que posee una entrada y una salida. En la entrada se introducen señales alternas de diferentes frecuencias y en la salida se extraen esas señales atenuadas en mayor o menor medida según la frecuencia de la señal.

2.8.1 Tipos de filtros

Hay dos tipos principales de filtros: los analógicos y digitales. Son bastantes diferentes tanto en su aspecto físico como en su modo de funcionamiento.

Un filtro analógico emplea circuitos electrónicos con componentes discretos tales como resistencias, condensadores, amplificadores operacionales que sean requeridos para el filtrado deseado. Tales filtros son muy empleados para reducción de ruido, mejora de señales de vídeo, ecualizadores gráficos y muchas otras áreas. Hay técnicas estándares bien asentados para diseñar un filtro analógico con un requerimiento dado. En todas las diversas etapas la señal está siendo filtrada como un voltaje o corriente eléctrica, es decir, se involucra una magnitud física y real directamente de la señal analógica (Cádiz, R., 1996).

El filtro digital se emplea en procesamiento de señales para eliminar partes no deseadas de la misma, tales como ruido o sólo permitir el paso de un cierto rango de frecuencias, es decir, hacer un filtro divisor. En la fig. 19 se muestra un diagrama que ilustra esta idea básica:



Fig. 19 Diagrama del procesamiento de filtrado (Cádiz, R. 1996).

Un filtro digital emplea un procesador digital que efectúa operaciones matemáticas en valores muestreados de la señal. El procesador puede ser de propósito general, tal como cualquier ordenador personal, un chip DSP (Processor Digital Signals) especializado. La señal de entrada analógica debe ser muestreada y digitalizada usando un ADC (conversor analogic-digital) (ídem).

El resultado son números binarios que representan los valores sucesivos muestreados. Estos son transferidos al procesador, el cual efectúa operaciones matemáticas en ellos. Las operaciones pueden ser desde filtros de promediado de la muestra actual con alguna de las anteriores hasta multiplicaciones por constantes de los valores de entrada o de instantes anteriores almacenados en memoria, para posteriormente sumar estos resultados de la multiplicación y dar una salida. Es decir, operaciones propias de teoría sistemas lineales: convoluciones en el dominio temporal (multiplicación en el dominio de la frecuencia) con otras señales prefijadas que consisten en una cadena de coeficientes. Para diseñar estos filtros suele usarse un impulso y desplazarlo sucesivas veces multiplicado por alguna constante, es decir, usando la transformada de Fourier (ídem).

Finalmente, si es necesario, los resultados de estos cálculos, que están representando valores muestreados de la señal filtrada, son enviados a través de un DAC (conversor digital-analogic) para devolver la señal a una forma analógica. Por tanto, en un filtro digital la señal está siempre representada por una secuencia de números, en vez de un voltaje o una corriente. La siguiente figura (Fig. 20) muestra el esquema básico de uno de estos sistemas: El siguiente diagrama muestra el esquema básico de uno de estos sistemas:

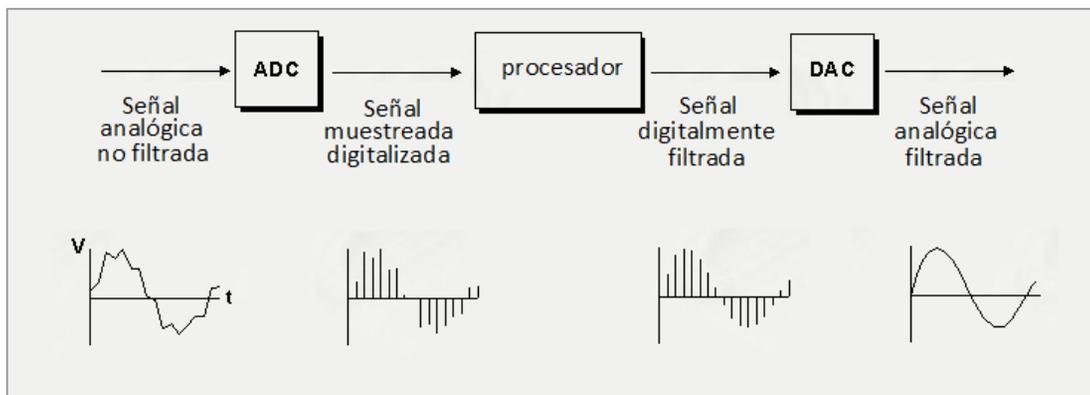


Fig. 20 Filtrado con un convertidor analógico/digital, procesador y convertidor digital/analógico (Cádiz, R. 1996).

Según su respuesta en frecuencia, los filtros se pueden clasificar básicamente en cuatro categorías diferentes:

2.8.1.1 Filtro pasa bajos: Son aquellos que introducen muy poca atenuación a las frecuencias que son menores que una determinada, llamada frecuencia de corte. Las frecuencias que son mayores que la de corte son atenuadas fuertemente.

2.8.1.2 Filtro pasa altos: Este tipo de filtro atenúa levemente las frecuencias que son mayores que la frecuencia de corte e introducen mucha atenuación a las que son menores que dicha frecuencia.

2.8.1.3 Filtro pasa banda: En este filtro existen dos frecuencias de corte, una inferior y otra superior. Este filtro sólo atenúa grandemente las señales cuya frecuencia sea menor que la frecuencia de corte inferior o aquellas de frecuencia superior a la frecuencia de corte superior, por tanto, sólo permiten el paso de un rango o banda de frecuencias sin atenuar.

2.8.1.4 Filtro elimina banda: Este filtro elimina en su salida todas las señales que tengan una frecuencia comprendida entre una frecuencia de corte inferior y otra de corte superior. Por tanto, estos filtros eliminan una banda completa de frecuencias de las introducidas en su entrada.

Existe un símbolo para cada uno de estos filtros, símbolo que se usa en los diagramas de bloques de los aparatos electrónicos además una gráfica que sintetiza el tipo en función de la frecuencia. Estos símbolos son los siguientes (Fig. 21):

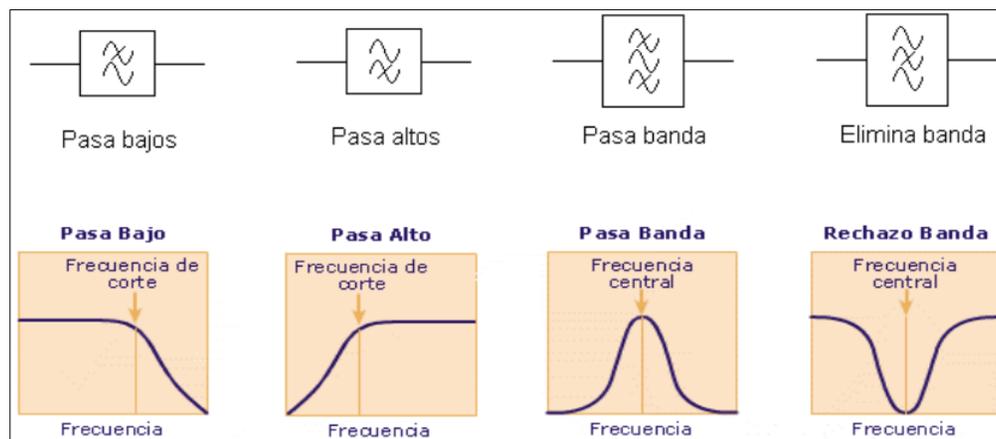


Fig. 21 Símbolos y gráficas de los diferentes tipos de filtros (Proakis J. and Manolakis D., 1997).

El proceso del filtrado consiste en eliminar, atenuar o amplificar ciertas componentes frecuenciales de una señal. Por ejemplo, en la fig. 22(a) se muestra una señal contaminada con ruido de baja frecuencia, la cual debe ser tratada con un filtro pasa-alta para eliminar dicha componente frecuencial. El resultado del filtrado es la señal de la Ilustración 22(b). El rango de frecuencia del ruido sísmico para sismos locales de pequeña y moderada magnitud está comprendido entre 0.1 Hz a 1 Hz (Tintaya, C. 2007).

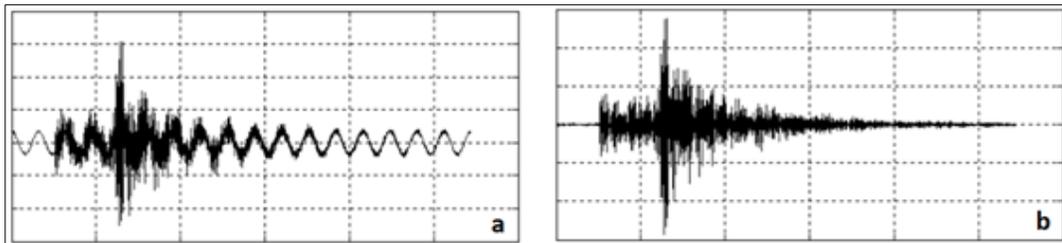


Fig. 22 (a) Señal sísmica contaminada con ruido. (b) Señal sísmica anterior después del filtrado (Tintaya, C. 2007).

2.9 Sismómetros.

Puesto que las mediciones de movimiento del suelo se hacen en una referencia móvil, casi todos los sismómetros se basan en el sistema de masa-resorte, donde la inercia de la masa suspendida tenderá a permanecer estacionaria en respuesta al movimiento externo. El movimiento relativo entre la masa de prueba suspendida y el suelo será entonces una función del movimiento del suelo. La figura 23 muestra un esquema más simple del sistema de masa-resorte en un sismómetro que puede detectar el movimiento vertical del suelo. Consiste en una masa de prueba suspendida de un resorte y de un amortiguador.

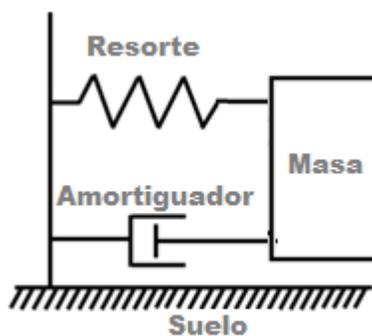


Fig. 23 Esquema de un sismómetro inercial basado en el amortiguador de masa Huang, Hai, (2014).

2.9.1 Transductores sísmicos de velocidad

El transductor es el elemento que transforma la vibración mecánica en una señal eléctrica analógica, para ser procesada, medida y analizada. Atendiendo a su principio constructivo, hay transductores de vibración de desplazamiento, velocidad y aceleración, cada uno de ellos más o menos idóneo a cada aplicación industrial.

Los tipos diferentes de transductores responden a parámetros diferentes de la fuente de vibración, como se puede apreciar en la Tabla 1.

Tabla 1 Tipos de transductores de vibración

Tipo	Sensibles a
Transductor de desplazamiento o sonda de proximidad	Desplazamiento
Transductor sísmico de velocidad o sonda de velocidad	Velocidad
Transductor piezoeléctrico o acelerómetro	Aceleración

El transductor sísmico de velocidad se aplica a máquinas donde el eje transmite la vibración a la carcasa con poca amortiguación, es decir, las amplitudes de vibración en la carcasa son grandes. Se compone de un imán permanente ubicado en el centro de una bobina de hilo de cobre. Cuando la carcasa vibra, se crea un movimiento relativo entre el imán y el bobinado, induciéndose por la ley de Faraday una tensión proporcional a la velocidad del movimiento.

El procedimiento de convertir una señal de desplazamiento a velocidad o de velocidad a aceleración es equivalente a la operación matemática de diferenciación.

De modo contrario, la conversión de aceleración a velocidad o de velocidad a desplazamiento es la integración matemática. Es posible llevar a cabo estas operaciones con instrumentos que miden la vibración y de esta manera convertir los datos de cualquier sistema de unidades a cualquier otro. Desde un punto de vista práctico la diferenciación es un procedimiento ruidoso en sí, y muy raras veces se lleva a cabo. La integración, por otra parte, se lleva a cabo con mucha precisión, con un circuito electrónico muy barato. Esa es una de las razones de que el acelerómetro sea el transductor estándar para medición de vibraciones, ya que su señal de salida se puede integrar fácilmente una o dos veces para mostrar velocidad o desplazamiento. La integración no es adecuada para señales con una frecuencia muy baja (por debajo de 1 Hz), ya que en esta área el nivel de ruido se va incrementando y la precisión del procedimiento de integración padece. La mayoría de los integradores disponibles funcionan correctamente por encima de 1 Hz, lo que es lo suficientemente bajo para casi todas las aplicaciones de vibraciones.

2.9.2 Diferentes tipos de movimiento del sensor de movimiento

Los sensores basados en tecnología de transductores electrónicos moleculares (MET) incluyen acelerómetros lineales y angulares, sensores de velocidad, giroscopios y sismómetros. Los sensores MET lineales pueden configurarse tanto para la detección horizontal como vertical,

Los sensores verticales y horizontales en el CMG-6TD son ortogonales entre sí con una precisión mejor que $\pm 0,05^\circ$ (ver fig. 24). Los componentes verticales y horizontales utilizan brazos idénticos y simétricos con un solo grado de libertad, transductores de desplazamiento capacitivo y transductores de retroalimentación de flujo constante. Las masas se apoyan con resortes de hojas con un período natural de alrededor de 0,9 s.

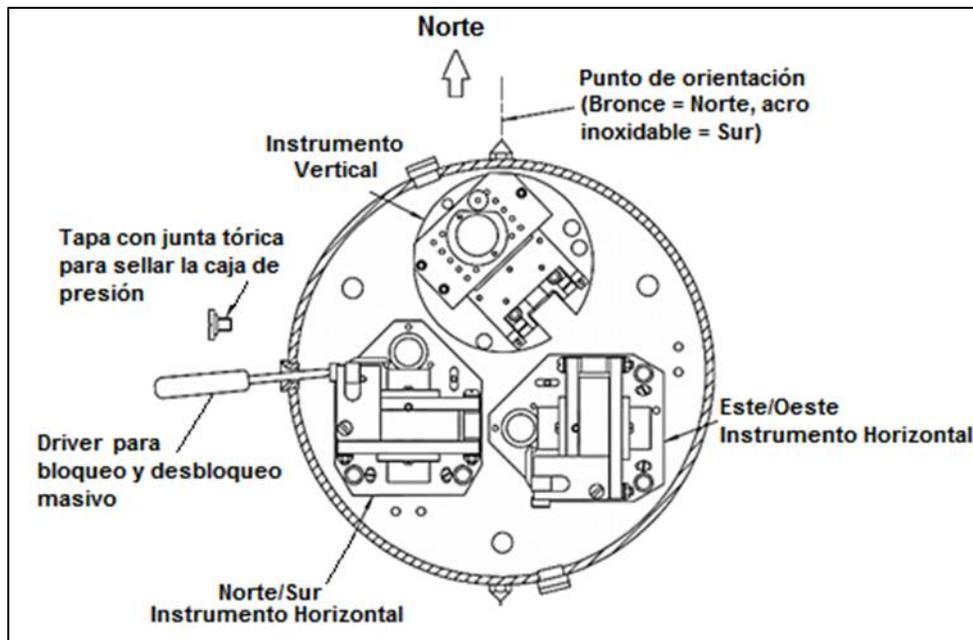


Fig. 24 Posición de sensores tomado de CMG-3ESP, Güralp System. 2016.

La carcasa del sensor CMG-6TD al igual que otros modelos como CMG-3T está completamente sellada con aros "O", y todos los componentes externos están fabricados en acero inoxidable duradero (Fig. 25).



Fig. 25 CMG-3T Sismómetro de banda ancha de movimiento débil, Güralp System. 1987.

Específicamente, el modelo utilizado en el presente estudio es el CMG-6TD el cual es un sismómetro digital (Fig. 26) ultraligero de tres ejes compuesto por tres sensores en un estuche hermético, que puede medir simultáneamente los componentes norte/sur, este/oeste y vertical del movimiento del suelo. Cada sensor es sensible a las vibraciones de tierra en una amplia gama de frecuencias (0,033 - 50 Hz como estándar). Esta respuesta de frecuencia es posible gracias a la avanzada electrónica de balance de fuerzas. Un digitalizador incorporado de 24 bits convierte los datos de movimiento en tierra en la fuente con máxima fidelidad (Güralp Systems, 2008).



Fig. 26 Sismómetro CMG-6TD (Güralp Systems, 2008).

2.9.3 Los sensores del CMG-6TD

Los sensores horizontal y vertical son similares en diseño. La masa inercial en ambos casos consiste en una bobina transductora y un brazo suspendido de resorte de hoja que oscila sobre una bisagra sin fricción. Un resorte triangular sostiene el peso de la masa; En el sensor vertical este resorte es pretensado con un período natural de alrededor de 0,5 segundos, mientras que el sensor horizontal tiene un resorte plano sin tensión con un período natural de alrededor de 1 segundo. Los sensores CMG-6TD no tienen resonancias espurias por debajo de 140 Hz y pesan alrededor de 180 g. El pequeño tamaño de la pluma y los resortes

rígidos permiten montar tres instrumentos independientes dentro de la carcasa, junto con toda la electrónica de retroalimentación asociada.

El CMG-6TD funciona controlando la posición de cada masa con un sensor capacitivo de posición. Los tres sensores son idénticos. Las señales procedentes de los sensores se alimentan en una unidad de procesamiento electrónico, que está montada en un compartimento blindado por encima de los componentes mecánicos (ver más abajo detalles sobre el circuito de realimentación).

2.10 Deconvolución

La deconvolución es un tema muy común en una amplia variedad de problemas de procesamiento de señal. En el caso de las señales sísmicas, los sismogramas están distorsionados por la respuesta instrumental de los equipos de adquisición y registro. Con el fin de obtener el movimiento real del suelo en el lugar donde está emplazado el sensor, es necesario eliminar previamente los efectos introducidos por el sistema instrumental completo. Este proceso se denomina deconvolución de la respuesta impulso de los equipos, del sismograma obtenido. Una vez que se dispone la señal deconvolucionada, entonces esta puede ser vuelta a convolucionar con la respuesta instrumental de otro equipo diferente. Este proceso es importante en el sentido que permite realizar comparaciones de amplitud y tiempos de llegada con registros de otras estaciones o redes. Un caso concreto podría ser la convolución con la respuesta del sismógrafo Wood-Anderson para la determinación de magnitudes locales (ídem).

Teóricamente, conocida la respuesta impulso de los equipos, el proceso de deconvolución no debería ser muy complicado. Sin embargo, los sismógrafos reales obtenidos están contaminados en mayor o menor medida con ruido, lo cual dificulta bastante este proceso. De hecho, la señal obtenida después de la deconvolución es una señal bastante distorsionada que en muchos casos se reduce directamente a ruido, debido a que esta parte del espectro sufre una mayor amplificación. Debido a esto, y para evitar esta amplificación del ruido, los efectos de la respuesta instrumental sólo pueden ser eliminados dentro de una determinada banda de frecuencia. Esta banda de frecuencias no es fija, sino que depende tanto del nivel de ruido como de la pendiente de la respuesta en frecuencia del sistema (ídem).

2.11 Tratamiento de Sismogramas.

Los sismogramas son los medios por los que científicamente se analizan las llegadas de las ondas sísmicas a las estaciones donde se ubican los sismómetros.

Para determinar la correcta localización del arribo de las ondas sísmicas a la estación sísmica, el sismómetro registra la señal en sus dos componentes horizontales, una de dirección norte-sur (N-S) y la otra en dirección este-oeste (E-W). Además de una tercera dirección la que es vertical (down-up) ver Fig. 27. Esto con la finalidad de determinar la correcta velocidad de las ondas sísmicas y de poder localizar adecuadamente la ubicación del hipocentro del sismo.

Existen diferentes formas de visualizaciones de los sismogramas que registran los sismómetros, y cada una de ellas variará de acuerdo con el tipo de evento sísmico ocurrido. Existen sismogramas para eventos locales, regionales, tele sísmicos, explosiones nucleares, mega terremotos, tremores volcánicos, sismo volcánico. Todos estos tipos de señales tienen sus características propias ayudándonos a determinar qué tipo de evento sísmico ocurrió en un determinado lugar.

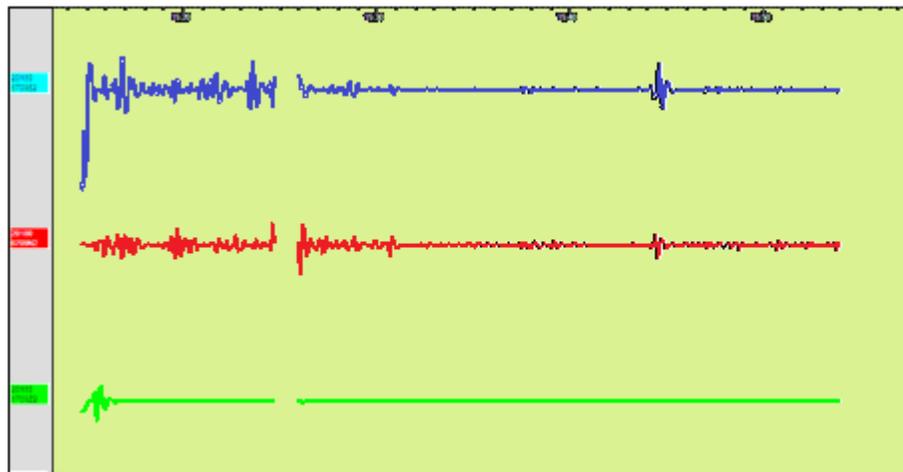


Fig. 27 Visualización de sismograma con el Software Scream! (Elaboración propia).

2.12 Efecto de sitio.

El efecto de sitio es un concepto importante en la determinación de la intensidad del movimiento sísmico y fue reconocido desde principios de la sismología y documentado por los japoneses en el siglo XVIII después de la ocurrencia de un movimiento sísmico. Los daños que se producen ante la ocurrencia de un terremoto sobre las estructuras, está influido por la respuesta del terreno. A esto se le conoce como Efecto de Sitio y se define como la amplificación de las ondas sísmicas ante las condiciones geológicas y topográficas de los estratos más superficiales de la corteza terrestre.

Dichas características, geológicas y topográficas, presentan la condición de poder variar significativamente entre sectores cercanos dentro de una ciudad, induciendo distribuciones de daños heterogéneas en las áreas afectadas por terremotos, con zonas extremadamente dañadas y otras con daños de menor magnitud, dentro de pocos cientos de metros. Incluso ciudad con amenaza sísmica regional intermedia puede llegar a tener altos niveles de amenaza local producto de las características particulares de un sitio (Errázuriz J., 2012).

La presencia de terrenos que geotécnicamente se denominan blandos, generalmente someros, ocasionan daños considerables en las estructuras ante la ocurrencia de un terremoto, condicionando la amplificación de las ondas sísmicas en un determinado periodo de vibración, al coincidir con el periodo de vibración de las estructuras. La magnitud de esa amplificación está controlada por las propiedades dinámicas del suelo, también por el espesor de la capa y las propiedades mecánicas del sustrato rocoso.

De una manera más esquemática, se puede describir que cuando ocurre un evento sísmico de magnitud importante, la energía se atenúa con respecto a la distancia y con el tiempo, sin embargo, las ondas sísmicas se propagan por diferentes medios geológicos, el comportamiento del movimiento vibratorio es afectado por diferentes fenómenos físicos que dan lugar a una combinación de movimientos en la superficie formado por ondas P, ondas S, reflexiones y refracciones de las ondas de cuerpo y de las ondas superficiales. Un ejemplo de ello se observa al comparar el movimiento de una roca dura, el cual es constante en un rango de frecuencia, con el movimiento de un suelo blando a las mismas frecuencias, el movimiento se amplifica de manera muy relevante con respecto a la roca. Esto produce un prolongamiento en el periodo de vibración modificando su contenido de frecuencia (Angulo, J., 2013) (fig. 28).

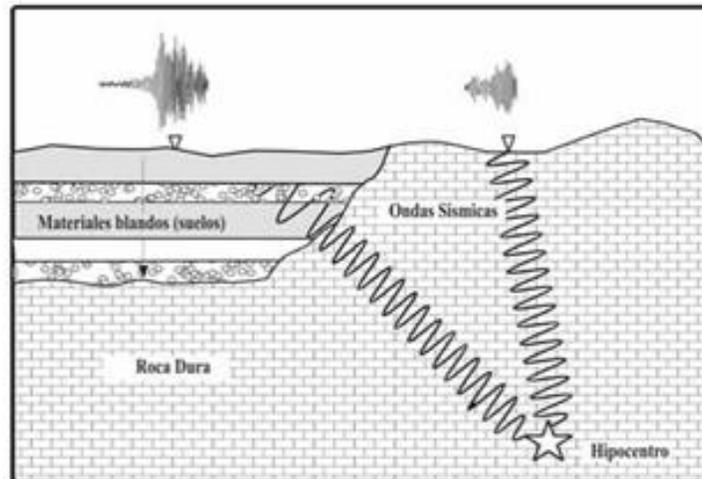


Fig. 28 Esquema del efecto de sitio (Angulo, J., 2013).

El término microtemblor se utiliza para denotar todo tipo de ruido sísmico ambiental o vibraciones ambientales, entre ellos las vibraciones producidas por actividades humanas, generalmente de alta frecuencia, las vibraciones causadas por fuentes superficiales locales como las industrias y el tráfico, el ruido natural de baja frecuencia generado por mareas, vientos, y telesismos.

Se ha demostrado que los microtemblores están compuestos en su mayoría por ondas superficiales (Bard, 1998) y, en cuanto a las fuentes que los producen se sabe que a periodos largos (por debajo de 0.3 a 0.5 Hz.) son causados por las ondas oceánicas que ocurren a grandes distancias; a periodos intermedios (entre 0.3-0.5 Hz. y 1 Hz.) los microtemblores son generados por las olas del mar cercanas a las costas; y para periodos más cortos (frecuencias mayores que 1 Hz.), las fuentes de los microtemblores están ligadas a la actividad humana por lo que reflejan los ciclos de ésta.

La importancia de la geología local en la respuesta sísmica ha sido reconocida desde los inicios de la sismología. En Japón, por ejemplo, el fenómeno de efectos de sitio ha sido documentado desde principios del siglo XVIII (Ohsaki, 1972). A modo de ejemplo la Figura 29 muestra la distribución de daños en edificaciones de madera en Shimizu, debido al sismo de Tonankai de 1944. En este caso cerca del 80% de las edificaciones de la ciudad que presentaron daños estaban concentradas alrededor del estuario de un río con depósitos blandos y profundos (ídem).

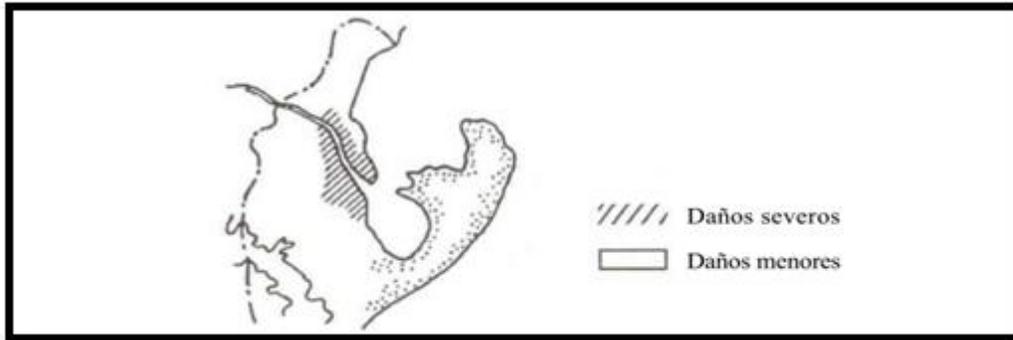


Fig. 29 Distribución del daño en la ciudad de Shimizu. Sismo de Tonankai de 1944 (de Ohsaki, 1972).

Para el mismo sismo, Yokoi et al. (1965) reportaron una distribución de daños similar en la ciudad de Nagoya (Figura 30). Se encontró que los valores del número de golpes del ensayo de penetración estándar eran muy bajos en los 10 metros más superficiales.

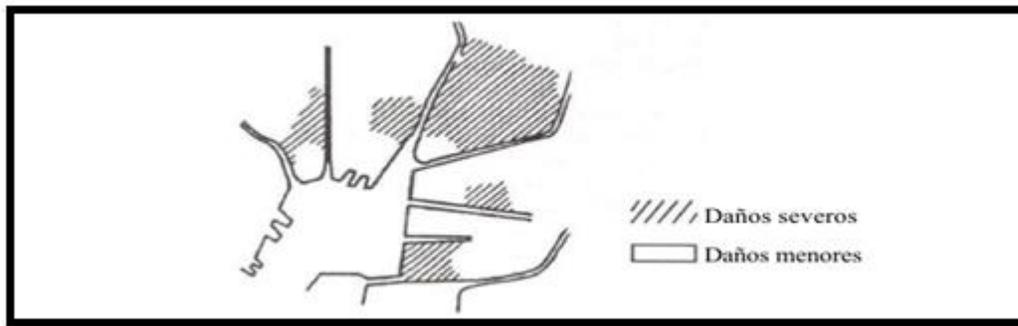


Fig. 30 Distribución del daño en Nagoya Sur. Sismo de Tonakai de 1944 (de Yokoi, 1965).

La Figura 31 muestra la distribución de daños en edificaciones de madera en el pueblo de Nakamura, debido al sismo de Nankaido de 1946, allí se evidencia el límite entre áreas totalmente destruidas y ligeramente dañadas (Shimizu y Suehiro, 1947).

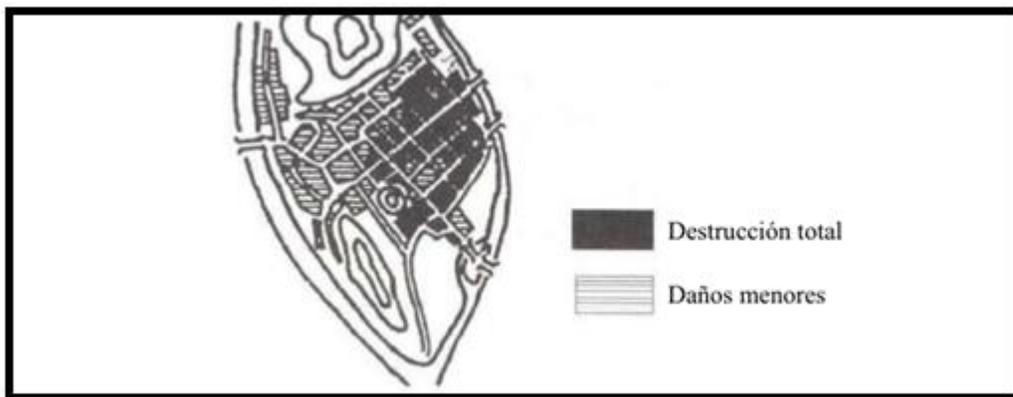


Fig. 31 Distribución del daño en el pueblo de Nakamura. Sismo de Nankaido de 1946 (de Shimizu y Suehiro, 1947).

Con estos tres ejemplos se puede apreciar por qué el fenómeno de la amplificación de la señal sísmica en sedimentos blandos cerca de la superficie ha sido reconocido y profusamente estudiado desde hace varias décadas. Por lo tanto, conocer las características dinámicas de depósitos de suelos en regiones con potencial para una actividad sísmica intensa es muy importante para determinar las posibles amplificaciones de los movimientos sísmicos e identificar probables condiciones de resonancia en las edificaciones en investigaciones futuras.

2.13 Fuentes y características principales de los microtremores

Los microtremores se localizan en el intervalo de frecuencias entre 0.01 a 30 Hz, sin embargo, en la exploración geofísica solo enfoca su interés en el intervalo de 0.1 a 10 Hz. Los que tienen como origen la actividad humana son denominados por periodos cortos, menores a un segundo o mayores a 1 Hz en el dominio de las frecuencias (Limaymanta, F., 2009).

Por otro lado, los microtremores que tienen origen en los fenómenos naturales tales como el clima (el viento, variaciones atmosféricas), actividad volcánica y condiciones oceánicas, comprenden un periodo dominante mayor a 1 segundo o menores a 1 Hz (bajas frecuencias). Véase Fig. 32.

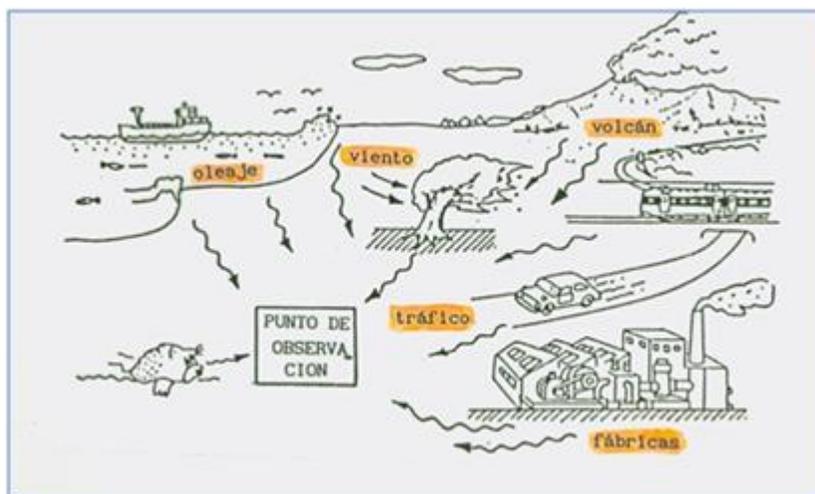


Fig. 32 Fuentes generatrices de microtremores (Angulo J., 2013).

2.14 Caracterización del efecto de sitio

Las características que rigen a los microtremores se presentan a continuación:

Los microtremores presentan variación diurna, las amplitudes de los registros obtenidos durante el día se alteran entre 2 y 10 veces más que aquellos que se registran en la noche, es decir, que son dependientes de la hora del día en que se realiza su medición, además de la fuente que los genera.

- Las amplitudes de los microtremores generalmente son muy pequeñas y los desplazamientos del suelo son en el orden de μm , muy por debajo del sentir humano (Okada, 2004).
- El análisis de los microtremores se enfoca básicamente en el contenido de las ondas superficiales de Rayleigh (Yauri 2006).
- El ancho de banda de la exploración geofísica es el rango en el cual parte de la energía se transmite como ondas de Rayleigh, por lo tanto, es posible estimar sus modos y velocidades de propagación mediante arreglos instrumentales, de esta manera, es viable caracterizar las estructuras geológicas.
- Los periodos no varían con respecto al tiempo, el periodo depende de las propiedades dinámicas del suelo, y, por consiguiente, pueden correlacionarse con las condiciones geológicas y geomorfológicas. Por ejemplo, los periodos menores a 0.2 segundos se asocian a suelos firmes, mientras que los periodos mayores a 0.2 segundos son típicos de depósitos más blandos.

2.15 Parámetros que influyen en el reconocimiento del efecto de sitio.

La amplificación del movimiento del suelo es un parámetro importante para la caracterización del efecto de sitio, es en gran medida, el responsable del daño extenso en áreas constituidas por depósitos de suelos blandos y poco consolidados. Existen dos elementos que contribuyen al efecto de amplificación de la señal en el suelo: la amplificación geométrica y la amplificación dinámica (Limaymanta, F., 2009).

La amplificación geométrica (I_c) en la (Ec. 4) corresponde a los efectos del contraste de las impedancias del medio.

$$I_c = \frac{\rho_b V_b}{\rho_s V_s} \quad \text{para } V_b > V_s \quad \text{Ec. 4}$$

Donde b es el substrato rocoso, s corresponde a los depósitos estratigráficos, ρ es la densidad y V es la velocidad de las ondas sísmicas.

El contraste de impedancia es mayor cuando se tienen unidades estratigráficas recientes y poco consolidadas de gran tamaño. La velocidad de las ondas sísmicas S en el subsuelo decrece particularmente cuando el depósito sedimentario se encuentra sobre el lecho rocoso aumentando así el contraste de impedancias. Los depósitos sedimentarios se consideran filtros de energía de alta frecuencia (periodos cortos), afectando a estructuras de gran tamaño como edificios y puentes, sin embargo, la amplificación de las altas frecuencias puede causar daños potenciales en estructuras que presentan frecuencias naturales bajas como estructuras de poco tamaño (ídem).

La amplificación dinámica a este término se le conoce como efecto de resonancia.

Este concepto considera la frecuencia de las ondas sísmicas y la frecuencia natural del suelo, este concepto se describe en la Ec. 5:

$$f = \frac{V_s}{4H} \quad \text{Ec. 5}$$

donde f es la frecuencia, V_s es la velocidad de las ondas S y H el espesor del estrato.

Apoyándose en el método teórico de Haskell (1962) el cual tiene como base la teoría unidimensional de propagación de ondas en medios estratificados. La teoría parte de la hipótesis de que el suelo se comporta de manera lineal para cualquier nivel de excitación, asimismo se compone de estratos horizontales, lateralmente infinitos, por lo que, se descartan los efectos de irregularidad lateral. Finalmente se considera que los estratos sobreyacen sobre un semiespacio homogéneo (ídem).

A esta hipótesis se puede sumar la incidencia vertical de las ondas S polarizadas horizontalmente y se simplifica el modelo estratigráfico real en un sólo estrato infinitamente lateral, sin perder sus características principales, el periodo dominante y la velocidad de la onda de corte S, como se muestra en la Figura 33.

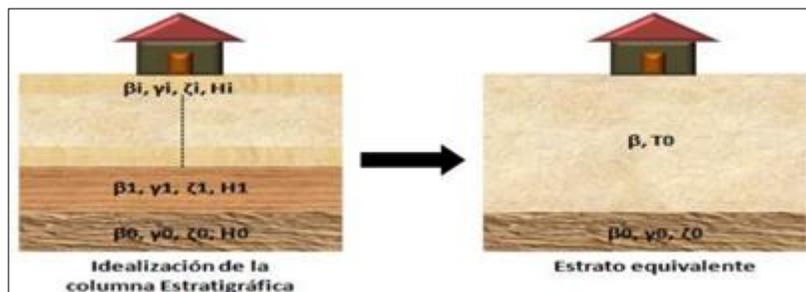


Fig. 33 Modelo estratigráfico idealizado y modelo simplificado equivalente (Valle R. 2013).

La figura representa el perfil estratigráfico, el primero describe el medio real o idealizado de la estratigrafía y cada estrato se caracteriza por los parámetros:

- Velocidad de propagación de las ondas S, (β_i)
- Densidad del material (γ_i)
- Amortiguamiento del material (ζ_i), y
- Espesor del estrato H_i .

Por otro lado, realiza un estrato equivalente al idealizado con parámetros β , velocidad de onda cortante S y T_0 periodo predominante de vibración del medio.

El semiespacio se caracteriza por los mismos parámetros ($\beta_0, \gamma_0, \zeta_0$). El tiempo de viaje del i-ésimo estrato es $\frac{H_i}{\beta_i}$, y el tiempo total de viaje T, para llegar a la superficie es:

$$T = \sum \frac{H_i}{\beta_i} \quad \text{Ec. 6}$$

Si tomamos el perfil estratigráfico formado por un sólo estrato de espesor “H”, donde $H = \sum H_i$, entonces la velocidad necesaria para que las ondas tengan el mismo tiempo de viaje es:

$$\beta = \frac{\sum H_i}{\sum \frac{H_i}{\beta_i}} \quad \text{Ec. 7}$$

La ecuación 7 se conoce cómo la velocidad media del estrato idealizado de la Ilustración 8.

De la solución de la ecuación de onda para incidencia vertical, el periodo predominante de vibración del medio T_0 es:

$$T_0 = \frac{4H}{\beta} \quad \text{Ec. 8}$$

Si se sustituye la ecuación 7 en la ecuación 8 se tiene:

$$T_0 = \frac{4H}{\frac{\sum H_i}{\sum \frac{H_i}{\beta_i}}} \quad \text{Ec. 9}$$

Si se sabe que $H = \sum H_i$ y se sustituye en la ecuación 9 se obtiene:

$$T_0 = \frac{4 \sum H_i}{\frac{\sum H_i}{\sum \frac{H_i}{\beta_i}}} = 4 \sum \frac{H_i}{\beta_i} \quad \text{Ec. 10}$$

La ecuación 10 muestra que el medio estratificado idealizado (Fig. 28) se puede sustituir por un estrato equivalente, si se conservan los parámetros. β_i y T_0 dados por las Ecuaciones 7 y 10 respectivamente.

De lo anterior se obtiene que, si T_0 es un parámetro que caracteriza al medio, por lo tanto, es posible evaluar el efecto de sitio estimando su valor. Otro parámetro importante que se asocia al efecto de sitio es estimar el valor de la amplitud relativa de sitio (A_r) asociada a T_0 . En conjunto esto se define como la máxima amplificación al movimiento de las partículas de un suelo blando con respecto a las del semiespacio (ídem).

2.16 Métodos y técnicas para estimar el efecto de sitio

Existen dos maneras de obtener el periodo fundamental de vibración del suelo, la indirecta y la directa (ver Fig. 34), la primera consiste en crear acelerogramas sintéticos a partir de registros sísmicos, en ésta se utiliza las funciones probabilísticas de Green, con el cual al ingresar los parámetros del suelo se obtiene una estimación. El método directo consiste en la medición de microtremores a partir de instrumentación.

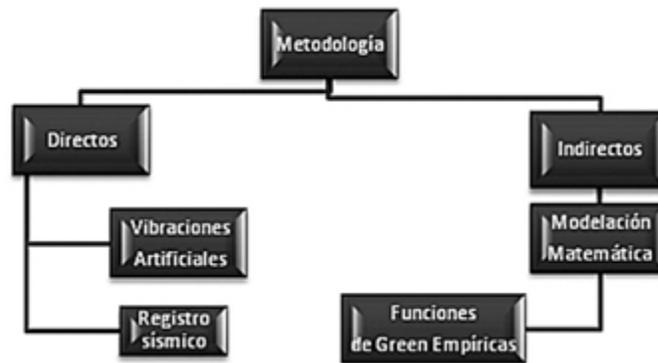


Fig. 34 Métodos para obtener el periodo fundamental del suelo (Piña J., 2011).

2.16.1 Métodos Teóricos.

Los Métodos teóricos consisten en el análisis de modelos matemáticos de propagación de onda, uno de ellos es el método de Haskell, que tiene como base la teoría de propagación unidimensional de ondas, con este método, es posible obtener la función de transferencia en superficie de un medio estratificado (Limaymanta, F., 2009).

Evaluar la respuesta de sitio con métodos teóricos es imprescindible e indispensable contar con información detallada de datos geofísicos, geológicos y geotécnicos. Sin embargo, la confiabilidad de estos datos depende del nivel de detalle, de la complejidad de las estructuras geológicas y las propiedades mecánicas del suelo, hasta cierto punto, esto puede ser una desventaja en la aplicación para evaluar la respuesta de sitio.

2.16.1.1 Método de Haskell

Considerado como uno de los más usados y reconocidos en el mundo, se basa en la teoría de propagación unidimensional de ondas, este método nos permite calcular la función de transferencia en un medio estratificado, lo cual convierte a esta metodología en una herramienta ventajosa y poderosa, sin embargo,

este procedimiento solo admite estratos planos y paralelos, lo cual es ambiguo si tomamos en cuenta que el suelo no es homogéneo ni isotrópico, por esta razón, este tipo de métodos requiere de la confiabilidad de los datos geotécnicos que arroja una buena ejecución de las pruebas índice y mecánicas del suelo, además de contar con información geofísica y geológica del sitio en estudio (Angulo J., 2013).

2.16.2 Métodos empíricos.

Se basan en la instrumentación para registro sísmico (sensores de velocidad y aceleración), estos se distribuyen en redes temporales o arreglos a lo largo y ancho de la zona de estudio. Para determinar el periodo dominante o frecuencia fundamental, se utilizan los registros de movimientos sísmicos fuertes, movimientos sísmicos débiles y moderados, así como también, registro de microtemores. Finalmente, los resultados obtenidos por los métodos empíricos pueden complementarse con los métodos teóricos basados en la propagación de ondas, es decir, los resultados de ambos métodos dan paso a estimar un modelo estratigráfico con un alto grado de confiabilidad (Limaymanta, F., 2009).

2.16.2.1 Método Estándar, SRR

Técnica introducida por Borchert en 1970, se le conoce comúnmente como razón espectral estándar. Consiste en realizar el cociente de las componentes horizontales en el dominio de Fourier con el objetivo de determinar la respuesta dinámica del suelo en el sitio de interés; donde el numerador es el espectro de amplitud de Fourier de la estación en el sitio de interés y el denominador es el espectro de amplitud de Fourier de un sitio de referencia. Lo ideal es que la estación de registro sísmico de referencia se ubique en la formación del basamento rocoso, sin embargo, esto no es práctico ya que resultaría muy costoso, debido a la profundidad a la que se encuentra. Por lo tanto, se debe tener mucho cuidado al determinar el sitio que servirá de referencia en superficie y sus características deben cumplir para que el nivel de amplificación sea mínimo, es decir, es importante seleccionar un terreno rocoso, con el fin de que el registro sea muy cercano a un registro en roca y disminuir el error en la interpretación de los resultados.

Chávez et. al. (1994) mencionan que esta técnica es aplicable cuando se tiene una geología local relativamente simple donde no se requiera aplicar modelos 2D o 3D, y que esta condición se puede evaluar observando la dispersión entre los cocientes espectrales para diferentes sismos y el mismo par de estaciones. Asimismo, mencionan que la desventaja de esta técnica es la necesidad de obtener registros simultáneos en las estaciones de suelo blando y en la de referencia.

2.16.2.2 Método de Nakamura

El método de Nakamura (Nakamura, 1989), conocido como el método del cociente espectral, permite obtener la función de transferencia aproximada del suelo, es decir, los periodos predominantes del suelo y las amplificaciones asociadas, lo que representa identificar las funciones de transferencia entre las distintas zonas, es decir, si se amplifica la señal sísmica entre un punto y otro por las condiciones locales del suelo (Fig. 35). El método asume que: Las microtrepidaciones consisten en ondas Rayleigh, propagándose en una capa que está encima de un espacio infinito.

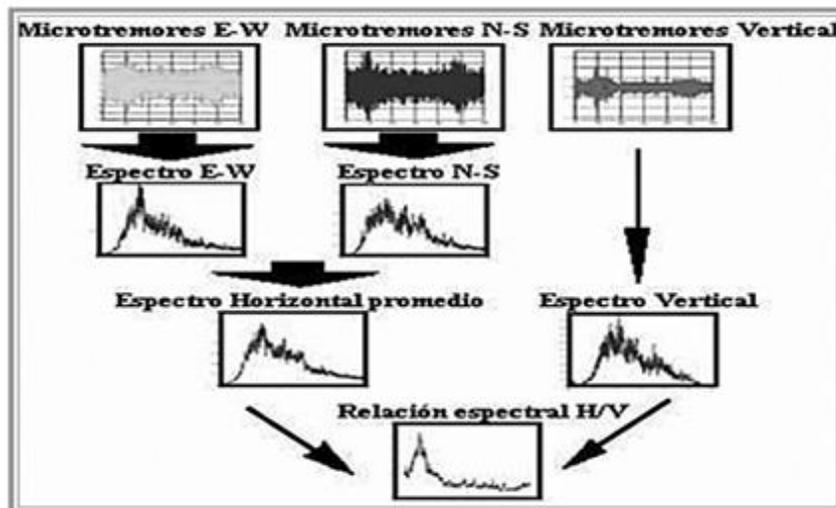


Fig. 35 Diagrama del Método de Nakamura (Piña J., 2011).

2.16.2.2.1 Método Nakamura con registro de sismos, HVSR (Horizontal to Vertical Spectral Ratio).

La razón espectral (H/V) fue utilizada por Nakamura en 1989, por ello se le conoce como técnica de Nakamura, aunque, también es conocida como HVNR la técnica fue desarrollada en contexto de los microtremores, sin embargo, también es utilizada para movimientos fuertes HVSR, Lermo y Chávez-García, (1993) fueron los primeros en implementar esta técnica a movimientos fuertes para evaluar la respuesta de sitio.

La técnica es utilizada con la hipótesis de que solo la componente horizontal es influenciada por la geología local, entonces la técnica consiste en realizar el cociente del espectro de Fourier de las componentes horizontales entre el espectro de Fourier de la componente vertical (H/V), la parte a considerar es la fase intensa, es decir, el arribo de la onda S.

El fenómeno físico, generalmente observado en esta técnica, consiste en que el espectro de Fourier del movimiento horizontal medido en superficie, para cierto rango de frecuencias es significativamente mayor que el vertical. Esto conduce a la observación de un peak al graficar la razón entre el espectro horizontal y vertical. Luego, el resultado de la razón espectral H/V, es que la frecuencia a la que se produce el peak observado es la frecuencia fundamental del depósito de suelo (Errázuriz, 2012).

En 1989, Nakamura explicó este fenómeno basándose en el supuesto principal de que las micro vibraciones medidas en la superficie, tanto horizontales como verticales, son ondas de cuerpo alteradas en igual medida por las ondas superficiales tipo Rayleigh, por lo que dicha alteración puede ser cancelada. Luego, agrega que los movimientos verticales y horizontales a nivel de la roca son de magnitud similar y que las ondas de cuerpo verticales en la roca no sufren amplificación al pasar por los estratos de suelo. De esta forma, Nakamura concluye que la razón espectral entre la amplitud horizontal y la amplitud vertical medida en superficie corresponde a la razón espectral entre la amplitud horizontal en superficie y la amplitud horizontal en la roca, logrando identificar de esta manera, el periodo fundamental al observar los valores altos de la razón espectral (ídem).

2.16.2.2.2 Método de Nakamura con registros de ruido, HVNR (Horizontal to Vertical Noise Ratio)

Esta técnica propuesta por Nakamura en 1989 se basa en que el cociente espectral entre la componente horizontal y vertical del registro de microtremores es una aproximación de la Función de Transferencia Empírica (FTE). Nakamura parte de la hipótesis de que los microtremores principalmente son registros de ondas Rayleigh.

A demás de la hipótesis mencionada también supone un medio estratificado de suelo blando que sobreyace a un espacio de suelo firme (o roca). Véase Fig. 36.

Bajo estas condiciones y trabajando en el dominio de las frecuencias, cuatro son los espectros que se involucran en el problema.

- V_s , H_s , espectros de Fourier de las componentes vertical y horizontal del movimiento en la superficie.
- V_b , H_b , espectros de Fourier de las componentes vertical y horizontal del movimiento en el substrato.

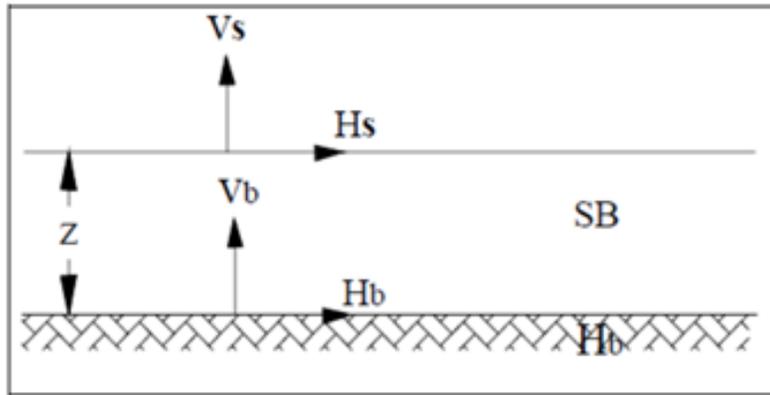


Fig. 36 Modelo estratificado para el método de Nakamura (Limaymanta, f., 2009).

De acuerdo con Nakamura el efecto de la fuente se encuentra representado por la siguiente expresión:

$$A_s = \frac{V_s}{V_b} H \quad \text{Ec. 11}$$

Y el efecto de sitio (Definición de Función de Transferencia Empírica FTE) con la Ec. 12:

$$S_E = \frac{H_s}{H_b} \quad \text{Ec. 12}$$

Para compensar esta expresión por el efecto de fuente, define una relación espectral de efecto de sitio modificada, \$S_M\$, como sigue:

$$S_M = \frac{S_E}{A_s} = \frac{\frac{H_s}{H_b}}{\frac{V_s}{V_b} H} = \frac{H_b V_s}{H_s V_b} \quad \text{Ec. 13}$$

Nakamura comprobó experimentalmente la siguiente relación:

$$\frac{H_b}{V_b} = 1 \quad \text{Ec. 14}$$

Por lo tanto, Nakamura obtuvo que el efecto de sitio se define como:

$$S_M = \frac{H_s}{V_s} \quad \text{Ec. 15}$$

2.16.3 Estudios complementarios en la caracterización de efectos de sitio

En el análisis de efectos de sitio con fines de microzonificación sísmica, es necesario conocer algunas características y la distribución espacial de los estratos que componen el suelo, para dicho fin es posible apoyarse en algunos métodos geofísicos, los cuales se han dividido en tres familias:

- **Los Métodos Pasivos:** se basan en el análisis de microtremores, estos métodos no requieren que se produzca una señal artificial.

Entre estos:

La relación espectral H / V (Componentes horizontales y verticales de los microtremores)

La técnica F-K (Análisis del número de ondas de frecuencia),

SPAC (Autocorrelación espacial).

- **Los Métodos Activos:** registran ondas Rayleigh inducidas por una fuente impulsiva o una fuente oscilatoria con movimiento vertical armónico. En estos métodos los sensores verticales son ubicados en la superficie en línea con la fuente.

Tales como:

MASW (Análisis multicanal de ondas superficiales),

SASW (Análisis espectral de las ondas superficiales) y

- **Los Métodos Híbridos:** resultan de la combinación entre métodos pasivos y activos.

En este caso se encuentra el ensayo **ReMi** (Refracción de Microtremores).

2.17 Respuesta de sitio y resonancia.

El suelo en el que se asientan las estructuras también tiene un período natural en el que vibra durante un terremoto. Estos valores típicamente caen entre 0,4 y 2 segundos, dependiendo de la rigidez del suelo que está presente en el sitio. Un terreno más duro como roca experimenta períodos naturales más bajos que los suelos blandos. Cuando el período del terreno coincide con el mismo período de la estructura que causa la resonancia entre los dos. Amplificando así las aceleraciones que experimenta la estructura durante la actividad sísmica. Muchas veces, cuando las frecuencias naturales de un edificio y el suelo son similares entre sí el edificio experimentará su mayor cantidad de daño. La amplificación de la respuesta de construcción se vio en el terremoto de 1985 en la Ciudad de México. A pesar de que el edificio estaba a más de 250 millas de distancia del centro del terremoto, los suelos suaves hicieron que los edificios entre 6 y 20 pisos resonaran en períodos similares como el suelo causando daños significativos. Por lo tanto, en las zonas con suelos blandos, lo mejor es diseñar edificios rígidos cortos (Arnold, C. 2013).

Los períodos naturales varían de aproximadamente 0,05 segundos para un equipo, como un archivador, a aproximadamente 0,1 segundos para un edificio de un piso. Como el período es la inversa de la frecuencia, el archivador vibrará $0,05 = 20$ ciclos por segundo o 20 Hertz. Un edificio de cuatro pisos se balanceará en un período aproximado de 0,5 segundo, y los edificios más altos entre aproximadamente 10 y 20 pisos se moverán en períodos de aproximadamente 1 a 2 segundos (ídem).

Una regla general es que el período de construcción es igual al número de pisos dividido por 10; por lo tanto, el período es principalmente una función de la altura del edificio (Fig. 37). El edificio de oficinas Citicorp de 60 pisos en Nueva York tiene un período medido de 7 segundos; al empujarlo se balanceará lentamente hacia adelante y hacia atrás completando un ciclo cada 7 segundos. Otros factores, como el sistema estructural del edificio, sus materiales de construcción, sus contenidos y sus proporciones geométricas, también afectan al período, pero la altura es la consideración más importante (ídem).

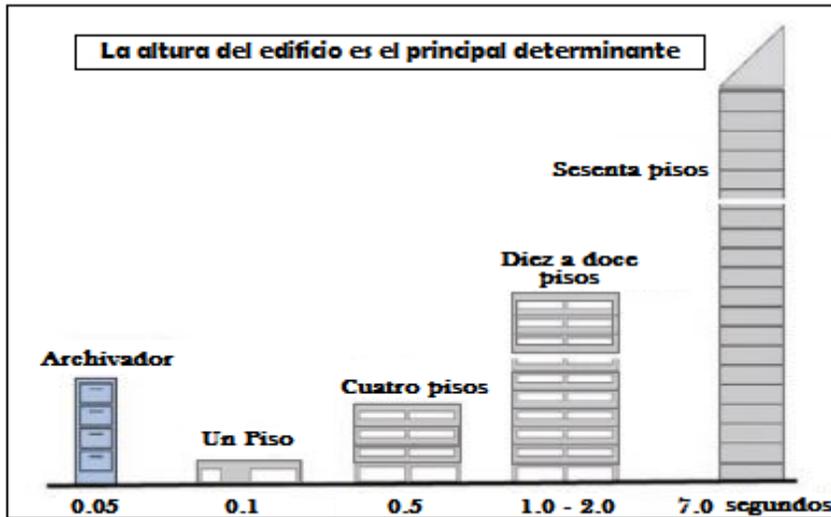


Fig. 37 Período natural previsto de los edificios en función de la altura. (Modificado de Arnold C. 2013).

2.17.1 Resonancia del edificio, y espectro de respuesta

Cuando un objeto vibrante u oscilante recibe impulsos adicionales que también están en su período natural, sus vibraciones aumentan dramáticamente en respuesta a empujes aún más pequeños y, de hecho, sus aceleraciones pueden aumentar hasta cuatro o cinco veces. Este fenómeno se llama resonancia.

El suelo obedece a la misma ley física y también vibra en su período natural, si es puesto en movimiento por un terremoto. El período natural de tierra varía de aproximadamente 0,4 segundos a 2 segundos, dependiendo de la naturaleza del suelo. El suelo duro o la roca experimentarán una vibración de período corto. El suelo muy blando puede tener un período de hasta 2 segundos, pero, a diferencia de una estructura, no puede sostener movimientos de período más largo excepto bajo ciertas condiciones inusuales. Dado que esta gama se encuentra dentro de la gama de tiempos de construcción comunes, es muy posible que los empujes que el movimiento del suelo terremoto imparte al edificio será en el período natural del edificio.

2.17.2 Espectro de respuesta del sitio

A partir de lo anterior, se puede ver que los edificios con diferentes períodos (o respuestas de frecuencia) responderán de formas muy diferentes al mismo movimiento de tierra sísmico. A la inversa, cualquier edificio

actuará de manera diferente durante diferentes terremotos, por lo que para propósitos de diseño es necesario representar la gama de respuestas del edificio al movimiento del suelo de diferente contenido de frecuencia. Dicha representación se denomina espectro de respuesta de un sitio. Un espectro de respuesta del sitio es un gráfico que representa los valores máximos de respuesta de aceleración, velocidad y desplazamiento en función del período (y la frecuencia). Los espectros de respuesta son herramientas muy importantes en la ingeniería de terremotos.

2.18 Marco geográfico, geológico, geomorfológico e hidrológico.

Uno de los principales objetivos de este estudio, consiste en la elaboración de los mapas de microzonificación sísmica del Centro Histórico de San Salvador, para ello es imperativo delimitar la zona de estudio y la recopilación de información sobre la geología local a partir del AMSS.

2.18.1 Geografía del AMSS

El Municipio de San Salvador, está limitado por los siguientes municipios: Al Norte por Cuscatancingo y Ayutuxtepeque; al Este por Soyapango e Ilopango; al Sur por San Marcos y Panchimalco y al Oeste por la Ciudad de Santa Tecla y Nuevo Cuscatlán (Fig. 38), (éstos del departamento de La Libertad) se encuentra ubicado entre las coordenadas geográficas siguientes: $13^{\circ}45'15''$ LN. (Extremo septentrional) y $13^{\circ}37'35''$ LN (extremo meridional); $89^{\circ}09'41''$ LWG (extremo oriental) y $89^{\circ}16'36''$ LWG (extremo occidental) (AMUNSS, 2015).

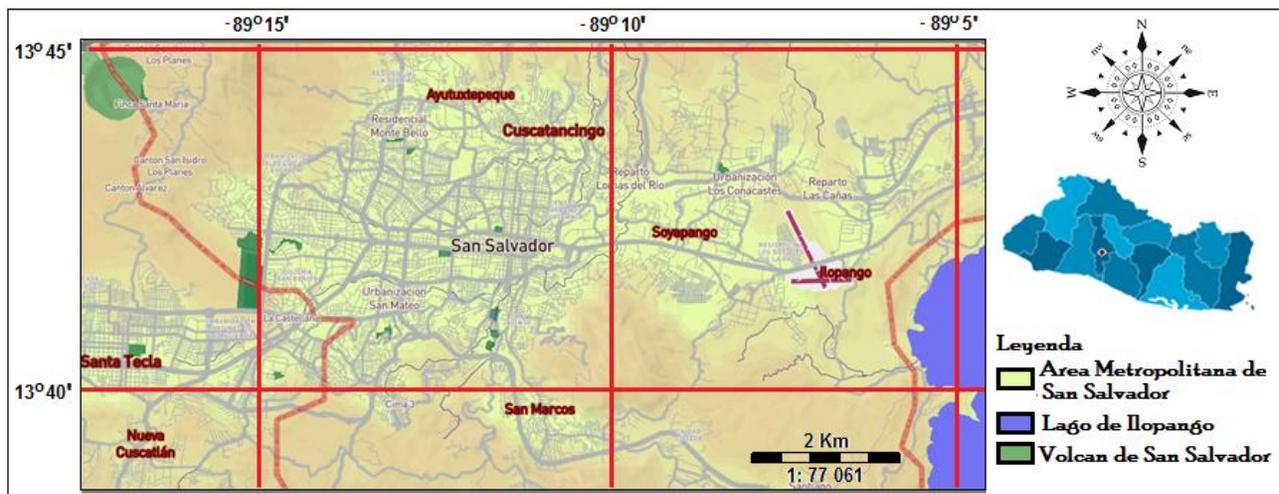


Fig. 38 Mapa geográfico de San Salvador. Elaboración propia usando Mapbox 2017.

2.18.2 Geología del AMSS.

La geología del Área Metropolitana de San Salvador está compuesta por materiales provenientes de dos grandes complejos volcánicos activos: la caldera de Ilopango y el volcán de San Salvador. Sin embargo, varios centros eruptivos pequeños, entre ellos el cerro de San Jacinto, los centros eruptivos de Mejicanos y Mariona, así como también el Plan de la Laguna han producido pequeños volúmenes de materiales que localmente controlan la morfología del terreno (ver figura 39). Adicionalmente, depósitos que provienen de la erosión y deposición de los materiales primarios contribuyen a generar un ambiente geológico complejo apto para que existan efectos de amplificación sísmica en diferentes sitios del área metropolitana (UCA, JICA, SNET, 2007),

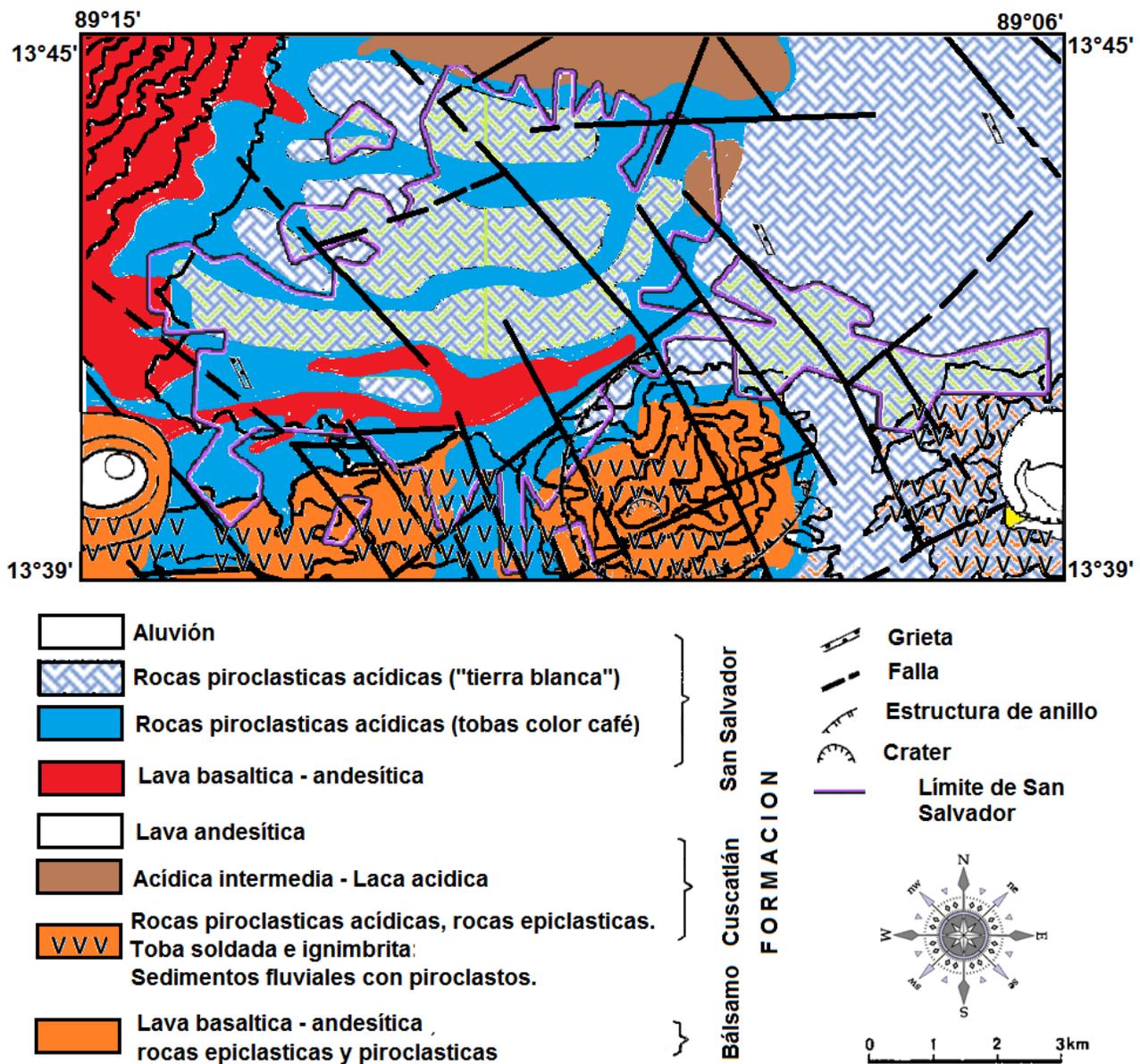


Fig. 39 Mapa de la geología del AMSS (Modificado de Schmit-Thomé, M. (1975))

Orografía

Entre las elevaciones que comprende el relieve del territorio del municipio de San Salvador se encuentran los cerros El Picacho, San Jacinto y Chantecuán, y las lomas La Torre y Candelaria.

Los principales cerros son el San Jacinto y el Chantecuán.

El cerro San Jacinto está situado a 4 kilómetros al sureste de la ciudad de San Salvador, y en su cima convergen los límites de este municipio y los de San Marcos y Soyapango. Tiene una elevación de 1,151 metros sobre el nivel del mar. El cerro Chantecuán está situado a 6.4 kilómetros al sur de la ciudad de San Salvador, y tiene una elevación de 1,020 metros sobre el nivel del mar (ídem)

Rocas:

Los diferentes tipos de rocas que existen dentro del municipio son:

Lavas andesíticas y basálticas, materiales piroplásticos y sedimentos volcánicos detríticos con materiales Piroclásticos y corrientes de lava intercaladas.

Topografía La RMSS ocupa en su mayoría un área ubicada entre 400 y 1,000 metros sobre el nivel del mar. Desde su fundación la ciudad de San Salvador se desarrolló en la parte más plana del Valle de San Salvador, delimitada al NO por el Volcán de San Salvador (que alcanza los 1,874 msnm) y el Cerro de Nejapa (al norte); al sur por la Cordillera del Bálsamo (que se extiende a una altura media entre 1,000 y 1,200 msnm) y al este por el Lago de Ilopango y el Cerro de San Jacinto (al SE), (ídem).

2.18.3 Hidrografía del AMSS.

El drenaje comprende tres sistemas hidrográficos que son:

El Sistema Lechuza/Montserrat/Acelhuate, el Sistema Mejicanos/Tutunichapa/Tomayate y el Sistema de Las Cañas (Fig. 40). Estos sistemas están formados por numerosas quebradas que drenan toda el área del Proyecto, siendo el mayor de todos los sistemas Lechuza/Montserrat/Acelhuate. (UAE, 2002).

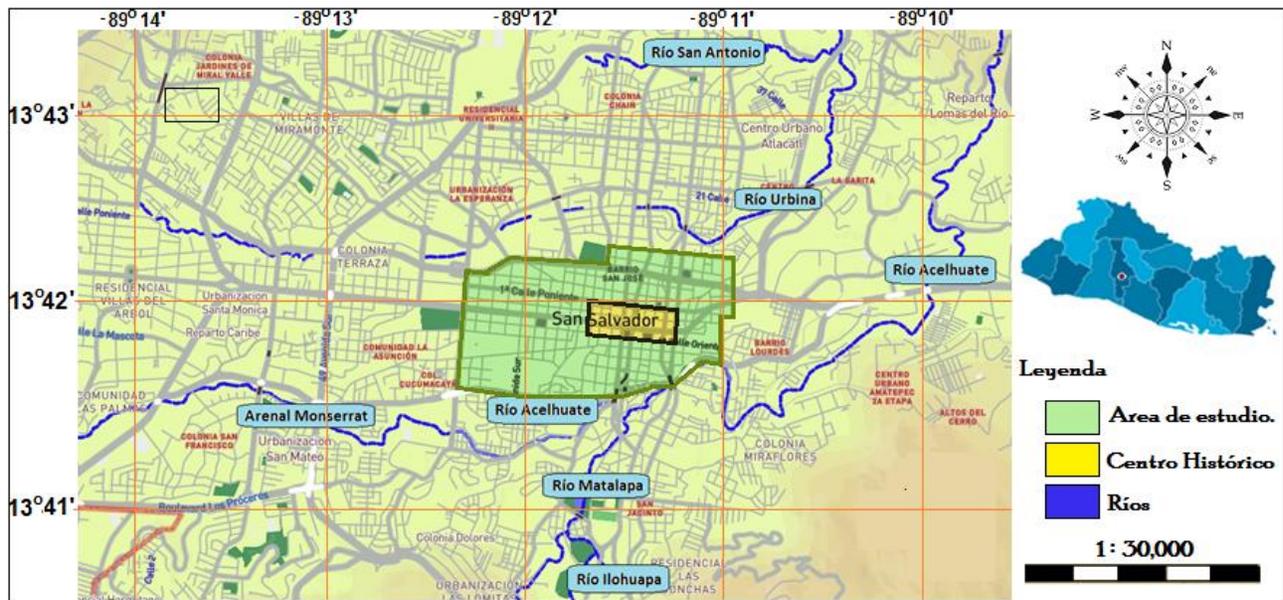


Fig. 40 Mapa Hidrológico del Área Metropolitana de San Salvador (adaptado de Mapbox 2017)

Ríos principales:

- Acelhuate: Se forma de la confluencia de los ríos Metalapa e Ilohuapa 2.2 Km. Al Sur de la Ciudad capital, corre con Rumbo Nor-Este recibiendo la afluencia del río El Garrobo y algunas quebradas como La Mascota, Monserrat y otras con nombres populares de menor envergadura, un tramo del río sirve de límite municipal entre San Salvador y Soyapango, longitud de su recorrido dentro del municipio es de 7.5 Km (ídem).
- Ilohuapa: Se forma de la confluencia de dos quebradas sin nombre, a 5.2 Km, al Sur de la Ciudad capital, corre con rumbo Nor-Este y al unirse con el río Metalapa, da origen el río Acelhuate. El río Ilohuapa longitud de 4.00 Km (ídem).
- Río Urbina o Tomayate: Ubicado entre los municipios de Cuscatancingo y Delgado corre de sur a norte a él confluye el Río San Antonio y desemboca en el Río Acelhuate (ídem).

Capítulo III: Metodología.

La metodología utilizada para la microzonificación sísmica en el Centro Histórico de la Zona Metropolitana de San Salvador se divide en cuatro etapas para su estudio:

- I. Obtención de la información; geológica, geomorfológica, geotécnica, geofísica, daños ocasionados por sismos y toda la información que contribuya en el análisis.
- II. Registro y análisis de movimientos débiles y/o de vibración ambiental
- III. Definición de zonas sismogénicas que más afecten a la sismicidad del centro urbano en estudio.
- IV. Obtención de mapas de los periodos fundamentales del suelo (Isoperiodos) y mapas de las microzonas por orden de peligrosidad.

3.1. Estudios consultados para la recopilación de información.

Para sustentar el presente estudio se tomó como referencia estudios geológicos, geomorfológicos, geofísicos y los daños ocasionados por sismos históricos de instituciones gubernamentales de El Salvador, como lo son: el Ministerio de Obras Públicas (MOP), el Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales (MARN) y la Universidad de El Salvador (UES), además de instituciones privadas como la Universidad Centroamericana de El Salvador (UCA) y Asociación Salvadoreña de Ingenieros y Arquitectos (ASIA).

3.2 Registro y Procesamiento de datos para el análisis de vibraciones ambientales.

La calidad de un estudio de microzonificación sísmica tiene que ver con varios factores y características y una de ellas, son las mediciones. Para obtener resultados óptimos, es necesario seguir ciertos criterios prestablecidos. Con el propósito de clarificar las capacidades predictivas de este método, se ha desarrollado en Europa un importante proyecto de investigación entre los años 2001 y 2004, denominado **SESAME** por sus siglas en Ingles (**S**ite **E**ffect**S** assessment using **A**mbient **E**xcitations).

Uno de los principales aportes de este proyecto fue la elaboración de procedimientos prácticos para la toma de datos en terreno y condiciones experimentales que deben cumplirse. Además de la recolección de numerosas mediciones de H/V en Europa y el resto del mundo, los cuales permitieron definir criterios acerca

de la interpretación de los distintos tipos peak que presentan las curvas H/V y las limitaciones que presenta este método. (ver ANEXO I).

3.2.1 Equipo Utilizado para el registro y análisis de vibraciones ambientales.

La grabación de vibraciones ambientales se obtuvo utilizando el sismómetro triaxial **Güralp Systems CMG-6TD** (Sismómetro digital de banda ancha), el cual es un modelo ligero e ideal para una instalación rápida en emplazamientos con ruido moderado (Fig. 41).

Este equipo es ideal para instalaciones rápidas de una o dos personas en sitios de ruido medio y es considerado un auténtico instrumento de retroalimentación de banda ancha.



Fig. 41 Sismómetro digital de banda ancha Güralp System 6TD (Güralp Systems, 2008).

Otra característica es que los tres componentes están orientados de forma fiel a los ejes sensibles con una precisión superior a $0,1^\circ$

Especificaciones:

Sistema

- Configuración / Topología Triaxial ortogonal (ZNE)

Digital

- Formato de resolución / salida digital 24 bits a 1 muestra por segundo
- Formato de salida de datos GCF sobre RS232
- Alta sensibilidad y rango dinámico
- Incluye digitalizador de 24 bits con salida configurable
- Bajo Consumo (< 0.9 W a 100 muestras/s)
- Hasta 32 Gb de memoria Flash interna

- Simple y rápida descarga de datos por puerto Firewire
- Configuración y monitoreo por puerto serial RS-232
- Opción de monitoreo vía Ethernet y WiFi

Físico

- Diámetro 153 mm
- Altura sin pies y mango 161 mm
- Altura sin mango 188 mm
- Altura con patas y mango 203 mm
- Cajas / Materiales
- Caja de aluminio anodizado duro
- Contactos chapados en oro
- Juntas tóricas
- Peso 3 kg

Rendimiento

- Velocidad de salida 100 Hz (opción de 200 Hz)
- Sensibilidad de salida $2400 \text{ V} / \text{ms}^{-1}$ ($2 * 1200 \text{ V} / \text{ms}^{-1}$) salida diferencial
- Pico de salida a escala completa diferencial: $\pm 20 \text{ V}$ (40 V pico a pico)
- (Por ejemplo, posiciones de masa): $\pm 10 \text{ V}$ (20 V pico a pico)
- Auto ruido -172 dB (Relativo a $1 [\text{m} / \text{s}^{-1}]^2 \text{ Hz}^{-1}$)
- Rechazo eje transversal > 60 dB
- Linealidad > 95 dB
- La menor resonancia espúrea > 450 Hz

Calibración del equipo.

Los sensores de velocidad, como el 6TD, no son sensibles a los niveles constantes de corriente directa, ya sea como resultado de su diseño o debido a un filtro de paso alto interpuesto. En su lugar, se utilizan tres técnicas comunes de calibración.

- Inyectar una corriente de paso permite determinar la respuesta del sistema en el dominio del tiempo. La amplitud y la respuesta de fase se pueden calcular usando una transformada de Fourier. Debido a que la señal

de entrada tiene predominantemente componentes de baja frecuencia, este método generalmente da resultados pobres. Sin embargo, es bastante simple ser realizado diariamente.

- Inyectar una corriente sinusoidal de amplitud y frecuencia conocidas permite determinar la respuesta del sistema a una frecuencia puntual. Sin embargo, antes de que se pueda realizar la medición de calibración, se debe permitir que el sistema alcance un estado estacionario; Para las frecuencias bajas, esto puede tomar mucho tiempo. Además, se deben realizar varias mediciones para determinar la respuesta en todo el espectro de frecuencias.

- Inyección de ruido blanco en la bobina de calibración da la respuesta de todo el sistema, que puede medirse con un analizador de espectro.

Puede calibrar un sensor de 6TD utilizando cualquiera de estos métodos, utilizando su generador de señales incorporado.

3.2.2 Área y perímetro de la zona de estudio

Las campañas de vibración ambiental inician con la distribución espacial de los puntos estratégicos sobre los mapas geológicos y topográficos. La ubicación de los puntos, como se sugiere en los criterios SESAME, debe ser en áreas donde se presente el menor nivel de ruido ambiental que pudieran provocar interferencia a la señal sísmica, sin embargo, debido a que el estudio se ubica en el centro de la ciudad de San Salvador este criterio muy difícilmente se cumple (ver Fig. 42).

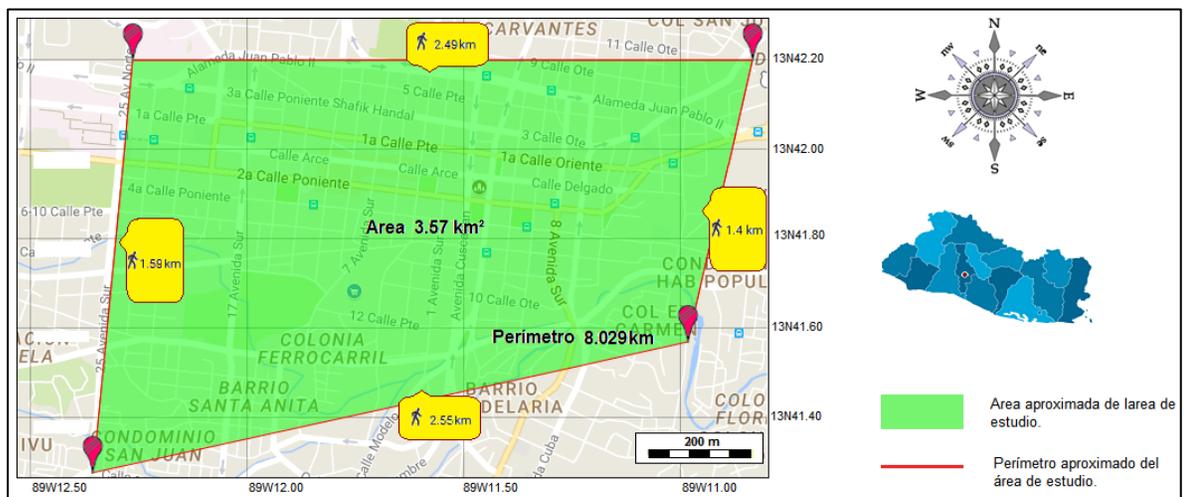


Fig. 42 Cálculo del área y perímetro de la zona de estudio por medio de "Google Maps Area Calculator Tool", 2017.

El tiempo de grabación de vibraciones ambientales varió de 20 a 25 minutos, dependiendo de las características propias de cada lugar (ruido antrópico, viento, etc.), según lo recomendado por los criterios SESAME, los cuales establecen los procedimientos prácticos para la toma de datos en terreno, procesamiento e interpretación de resultados para tener un registro representativo y ventanas de tiempo suficientes para el análisis posterior.

3.2.3 Registro de Microtremores

De forma general en el desarrollo de la campaña de registro de microtremores, se elabora una propuesta de distribución de los puntos de acuerdo con el análisis geológico-geomorfológico y de zona de estudio, el cual fue trazado en un croquis de la ciudad de San Salvador (Fig. 43a).

Para cubrir la mayor extensión de la zona de estudio en menor tiempo implicando efectuar registros en lugares y/o comunidades fuera del centro histórico de San Salvador, se formaron dos grupos de trabajo.



Fig. 43 a) Uso de mapa para la determinación del área de estudio, b) Registro de microtremores.

El criterio de la distribución es colocar una mayor densidad de puntos en las zonas que corresponden a zonas de depósitos sedimentarios con características de terrenos geotécnicamente blandos, infiriendo que en esta zona en particular se presentará una amplificación de ondas sísmicas y así, evaluar el efecto de sitio (Fig. 43b).

3.2.4 Instalación del equipo

Para el montaje del equipo en el suelo, se prepara la superficie, la cual debe ser lisa y libre de grietas. Se retiran las partículas sueltas o polvo, y cualquier pieza de superficie suelta. Esto asegura un buen contacto entre los pies del instrumento y la superficie.

El panel superior del 6TD incluye un nivel de burbuja circular (Fig. 44), cuando la burbuja se ubica de manera exacta dentro de la marca circular, quiere decir que el objeto que se está verificando se encuentra en posición horizontal. El instrumento se conecta por medio de un enchufe de bayoneta estándar de 19 pines.



Fig. 44 Panel superior del sismómetro 6TD, nivel de burbuja centrado.

Las conexiones de la caja de salida están dispuestas como se muestra en la figura 45.

Es importante mantener el equipo conectado con su fuente de poder para evitar pérdidas de datos por posibles apagones eléctricos, además, se conecta el cable de datos a un PC y se ejecuta el software "Scream"

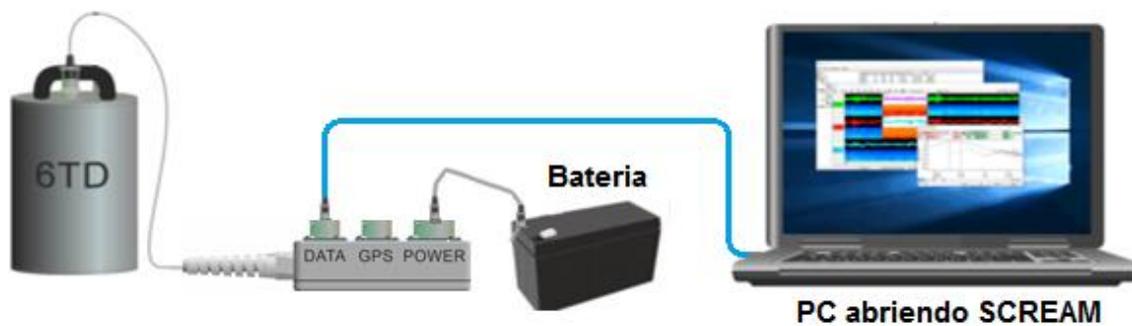


Fig. 45 Transferencia de datos a través del puerto serie y la interfaz FireWire (modificado de Güralp System. 2017).

3.3 Procesamiento de datos

Uso de programas especializados para el tratamiento de registros sísmicos, hojas de datos e imágenes.

3.3.1 Scream

Por sus siglas en inglés (**S**eismometer **C**onfiguration. **R**ealtime **A**cquisition and **M**onitoring) Es una aplicación de Windows 95/98 / NT para la configuración del sismómetro Güralp. Es utilizado para la adquisición, descompresión, visualización, impresión, grabación, transmisión y reproducción de datos GCF desde cualquier dispositivo digital del Sistema Güralp. La ventana principal es el centro de control para el resto de funciones del programa. Desde esta ventana, se invocan todas las demás funciones. Dicha ventana es responsable de mantener activos los instrumentos y el flujo que se reciben.

3.3.2 Tratamiento de datos con Geopsy de Guralp System

Los registros obtenidos en la campaña son recopilados en una carpeta general contenedora de cada uno de los resultados en cada punto medido. Dichos resultados son alojados en subcarpetas que contienen cada una los tres archivos con extensión *.gcf por sus siglas en inglés (**F**ormato **C**omprimido **G**uralp) correspondientes a las componentes Norte-Sur, Oeste-Este y Vertical. Ver Fig. 46.

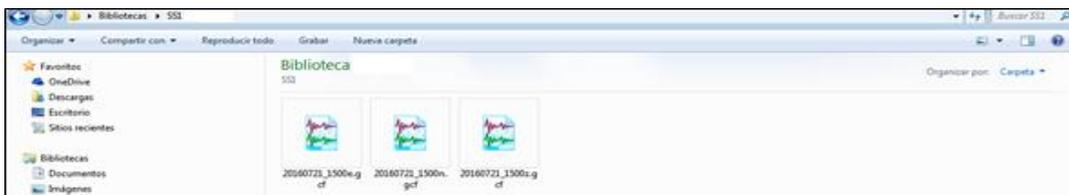


Fig. 46 Registros en formato *.gcf en sus componentes Este-Oeste, Norte-Sur y Vertical.

Dentro del software Geopsy, estos tres archivos son importados, seleccionados simultáneamente y abiertos dentro de una tabla (véase Fig. 47)

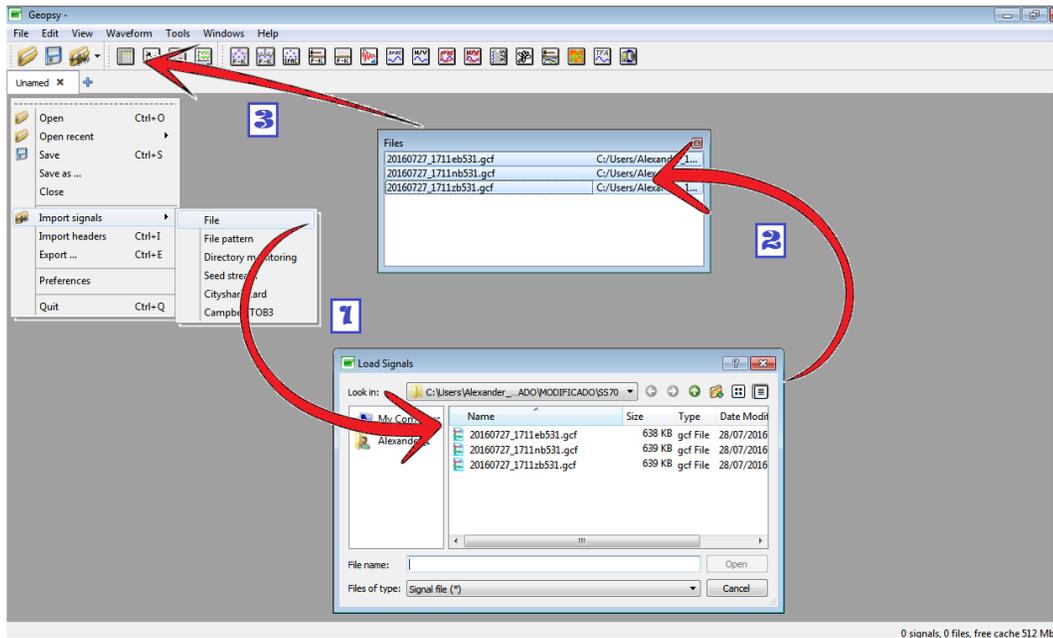


Fig. 47 Diagrama secuencial de la importación de registros en sus tres componentes de forma simultánea.

Se seleccionan, las tres componentes nuevamente, esta vez para su filtrado y transformación al dominio de la frecuencia.

Parámetros utilizados:

Filtro: Pasa Banda

Desde 0.30 Hz, hasta 20 Hz.

En cuanto al método de filtrado, en versiones anteriores del software se sugiere usar “Butterworth filter (outphasing)”, sin embargo, en versiones recientes de Geopsy los expertos de la compañía Guralp System recomiendan usar “Frequency Domain filter”.

En la Fig. 48 se muestran los parámetros utilizados dentro del rango de valores sugeridos por los criterios SESAME antes mencionados.

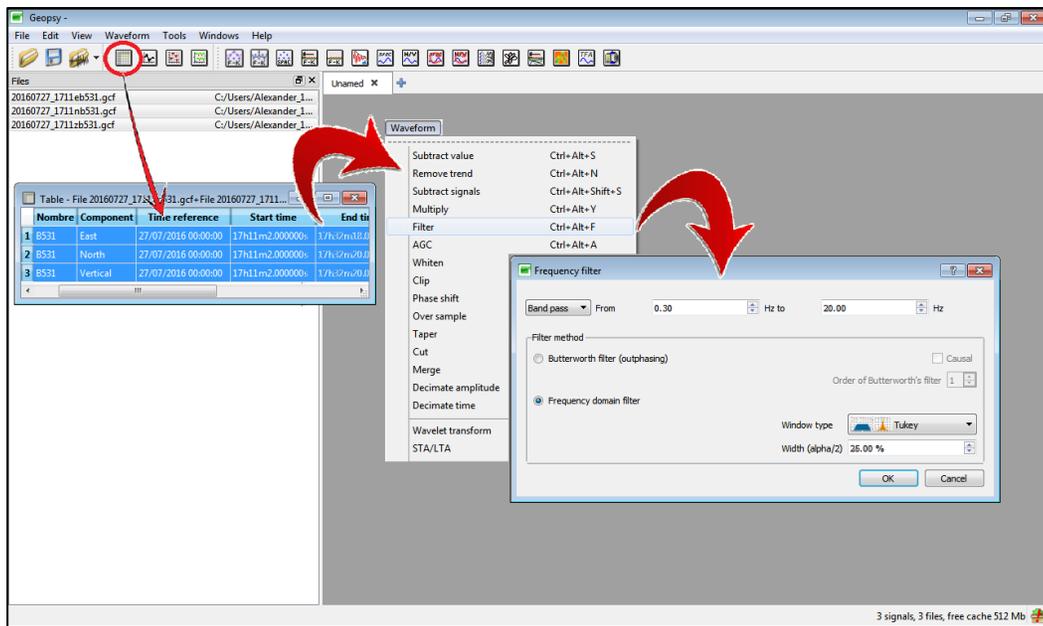


Fig. 48 Diagrama secuencial del filtrado de los registros.

Una vez filtradas las señales sísmicas, estas son transformadas instantáneamente y a partir de ello, se procede a aplicar la técnica H/V.

Para este último procedimiento dentro de Geopsy, es importante recalcar que las componentes dentro de la tabla deben estar seleccionadas, luego seleccionar el icono “H/V” ubicado en la barra de tareas y con ello se despliegan tres ventanas:

Ventanas Toolbox, Graphic y Select form.

La ventana “Toolbox” es donde se determinan los parámetros requeridos para el procesamiento final.

En la segunda ventana, se muestran las componentes Norte-Sur, Oeste-Este y vertical del a señal registrada.

En la ventana Select Form, se muestra el plano coordenado del grafico estadístico, el cual en primera instancia no muestra ningún resultado, sino, hasta haber ingresado los parámetros en la pestaña ToolBox y presionado “Start”. (Ver Fig. 49)

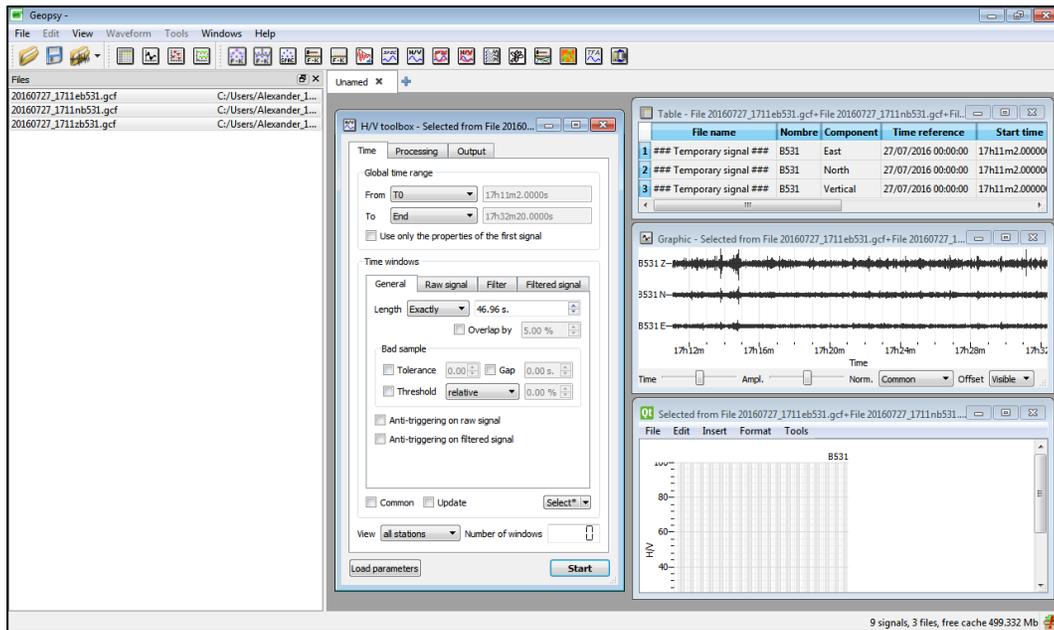


Fig. 49 Ventanas de trabajo dentro de Geopsy para la aplicación de la técnica Nakamura

ToolBox, posee tres pestañas, las cuales recogen los requerimientos que utilizaremos para los 69 registros obtenidos en campo (Fig. 50).

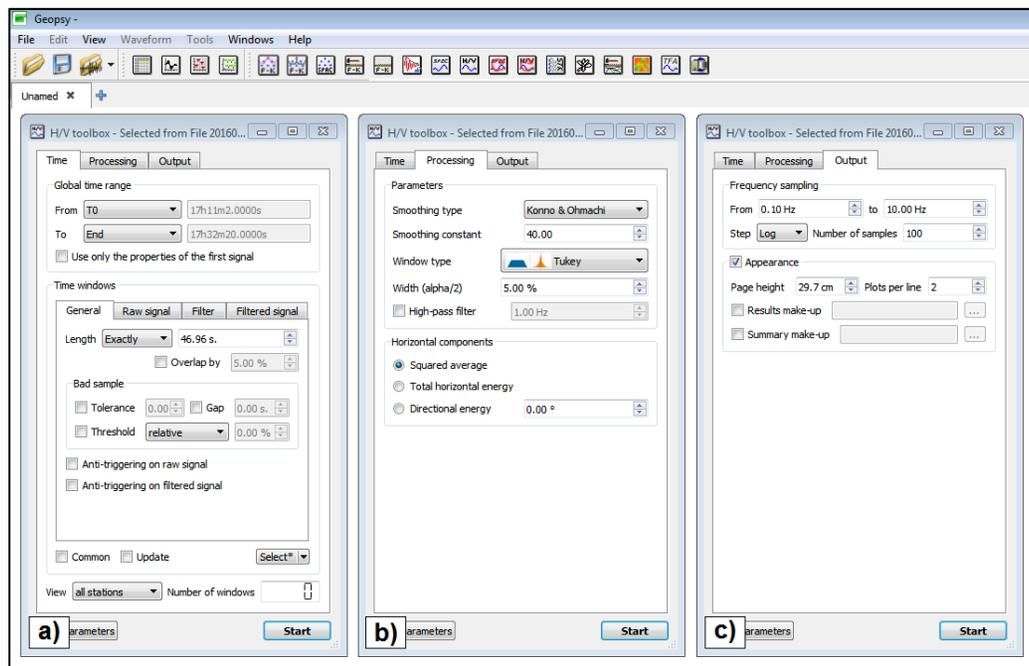


Fig. 50 Definición de los parámetros de salida para el cálculo de la relación H / V. a) Ventana "Time", b) Ventana "Processing" y c) Ventana "Output"

Pestaña: Time (Tiempo).

En esta pestaña (Fig. 50a), se sobrescribe el recuadro "Time Windows", en la subpestaña: *General*, se digita la cantidad para la longitud de ventana en modo: "Exactitud" de 46.96 segundos, por indicaciones del experto que dirigía la campaña, cuyo valor, además, está dentro del intervalo sugerido en los criterios SESAME.

En la parte inferior, derecha, sobre el icono "Select", se despliegan las opciones y se selecciona "Automatic". Inmediatamente los gráficos son divididos por ventanas de colores. Los demás parámetros en esta pestaña no son necesarios modificar, debido que Geopsy se actualiza constantemente y estos valores representan las sugerencias dadas por los ingenieros que trabajan sobre el software.

Pestaña: Processing (Procesando).

En esta segunda pestaña se indica el tipo de suavizado de Konno y Ohmachi (Fig. 50b), con constante de suavizado de 40, y un suavizado de tipo coseno del 5 %.

El suavizado con la función "Konno-Ohmachi":

$$\frac{\sin\left(\left(\log_{10}\frac{f}{f_c}\right)^b\right)}{\left(\left(\log_{10}\frac{f}{f_c}\right)^b\right)^4} \quad \text{Ec. 16}$$

Donde,

- f es la frecuencia,
- f_c es la frecuencia central donde se realiza el suavizado,
- b es el coeficiente de ancho de banda.

El ancho de banda de la función de suavizado es constante en una escala logarítmica. Un valor pequeño de b conducirá a un suavizado fuerte, mientras que un valor grande de b conducirá a un bajo suavizado de los espectros de Fourier.

Esta es la opción recomendada. El valor predeterminado (y generalmente utilizado) para b es 40.

Pestaña: Output (Salida).

La tercera pestaña de Salida (Fig. 50c) ayuda a definir el rango de frecuencia para el cálculo de la curva H/V. El muestreo natural para espectros contiene una gran cantidad de muestras. Para la salida H/V, tal precisión es inútil ya veces pesada para manejar.

Después de calcular los espectros en bruto con la máxima precisión, se emiten con un "número de muestras" limitado que va desde el "mínimo" hasta el "máximo". Estos dos límites deben concordar con la longitud mínima de la ventana de tiempo seleccionada en la lengüeta de "Ventana": al menos diez ciclos en una ventana de tiempo (por ejemplo, para un H/V entre 0,1 y 10 Hz).

La escala lineal o logarítmica controla la distribución de muestras a lo largo del eje de frecuencia. La escala recomendada es logarítmica, y el número de frecuencia ("Number of samples") de 100.

Ingresados los parámetros en la ventana Toolbox (caja de herramientas) de Geopsy, se despliega en la parte inferior derecha de la pestaña "Time" los tipos de selección de ventanas (icono "Select"), por defecto se escoge "automático", el cual incluye a todas las ventanas del registro (el software marca con una escala de colores todas las ventanas). Véase Fig. 51.

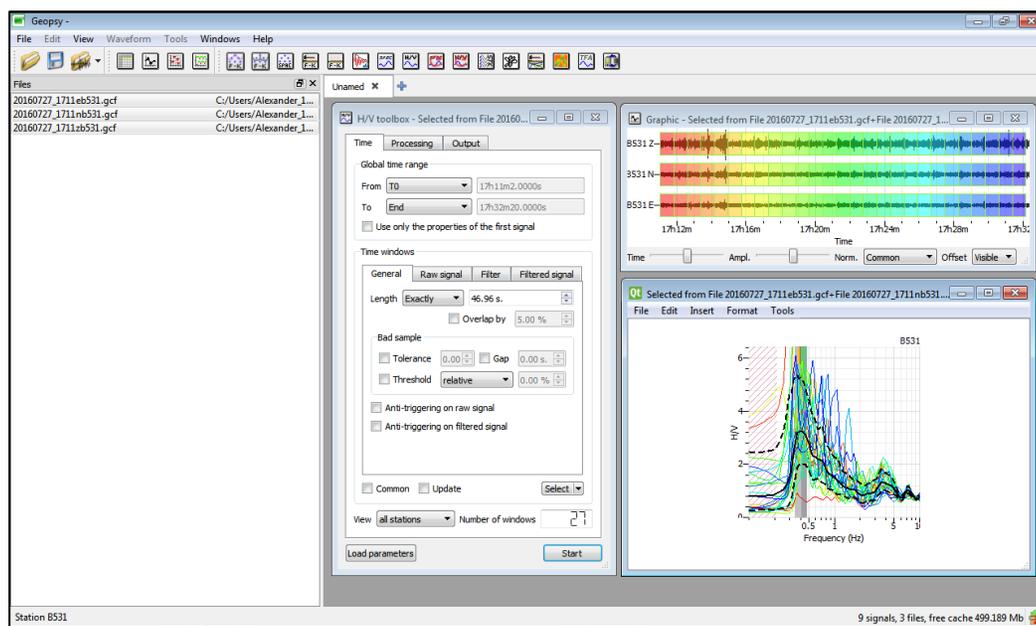


Fig. 51 Resultados de H/V usando "Selección automática" de ventanas en Geopsy.

Sin embargo, el programa, además, posee la aplicación de agregar o quitar ventanas de forma manual y según criterio personal. Para estos casos, es recomendable seleccionar todas las ventanas y a continuación eliminar las que personalmente se consideren inútiles (Fig. 52).

El software seguirá la configuración hecha en los parámetros, por lo que de una u otra forma se obtendrán los mismos resultados. La ventaja está en que, si se tienen tiempos largos de grabación, la forma automática es más rápida y sencilla.

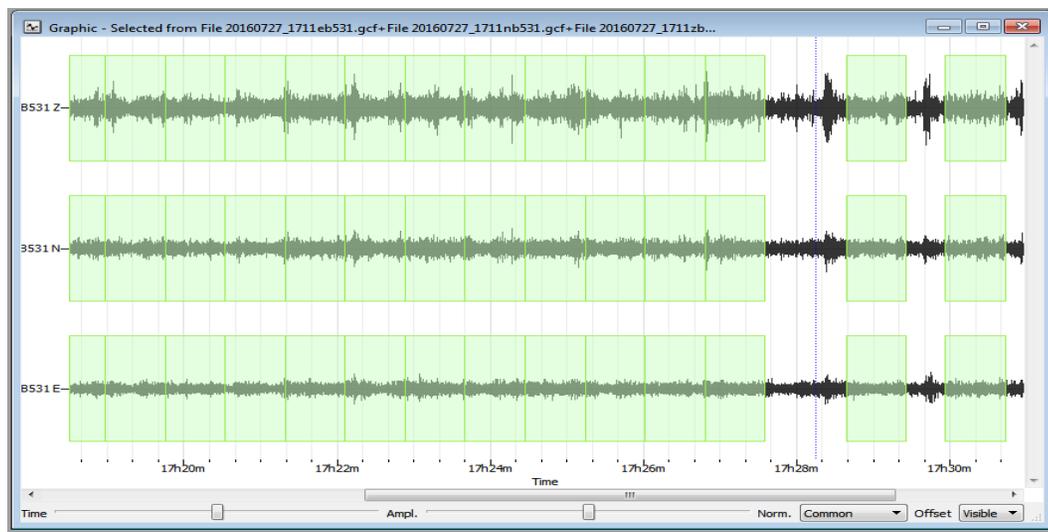


Fig. 52 Selección de ventanas de forma manual (los espacios entre ventanas sin color son ventanas eliminadas).

Una vez, determinadas las ventanas a utilizar, Geopsy muestra en pantalla el número de estas y se procede a generar el gráfico, presionando “Start”.

El software calcula automáticamente las transformadas rápidas de Fourier de las ventanas seleccionadas de cada señal (Norte-Sur, Oeste-Este y Vertical) y realiza con ellas la razón H/V.

Luego, se muestra en la gráfica la superposición de los espectros de Fourier (líneas de colores), la curva H/V media resultante (línea continua remarcada en negro), y las curvas de confianza (líneas punteadas) las que reflejan la multiplicación y división de la curva media H/V por la desviación estándar de la amplitud.

En la misma gráfica aparecen dos bandas grises, las cuales indican que en su intersección, se encuentra la frecuencia natural (f_0), sumada y restada por la desviación estándar de las frecuencias (extremos de las

bandas). La frecuencia natural (f_0), generalmente se encuentra en la amplitud máxima de la curva media H/V. (Ver Fig. 53)

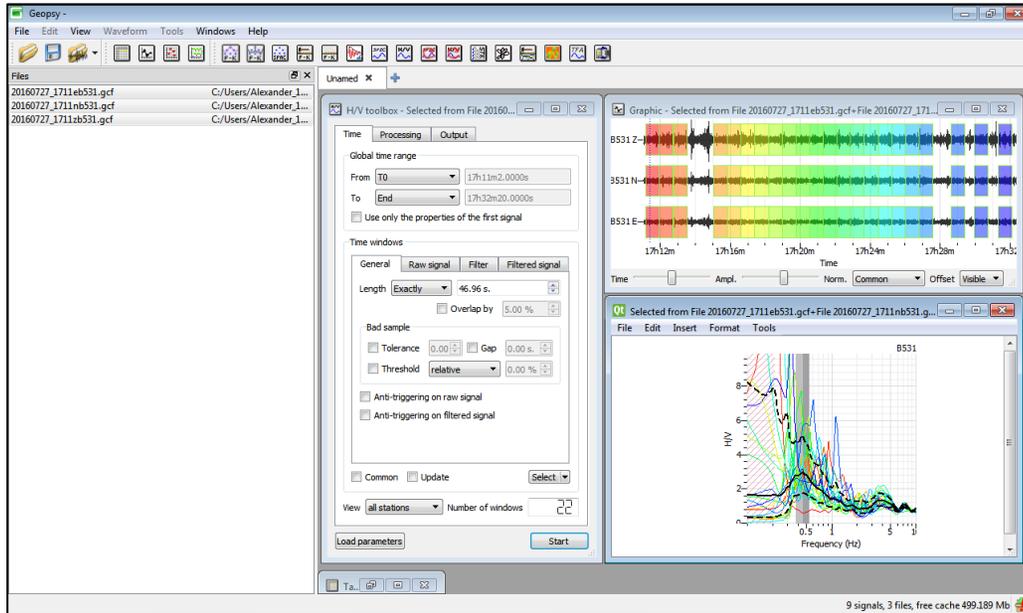


Fig. 53 Resultados de H/V usando "Selección manual" de ventanas en Geopsy.

Comparando los resultados obtenidos con el uso de ventanas automáticas y selección manual de estas, se puede apreciar que usando la primera opción tenemos un panorama más amplio del registro completo (Fig. 54).

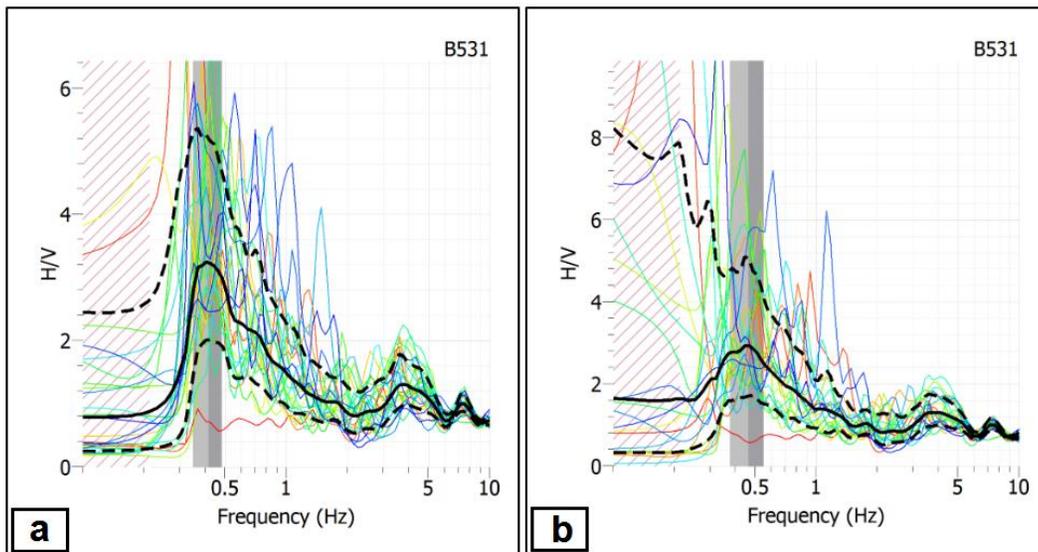


Fig. 54 a) Grafico generado por selección de ventanas automáticas, b) Grafico generado por selección manual.

Finalmente, se generan dos archivos que se alojan por defecto en la misma carpeta de registros (Fig. 55), uno con extensión (*.log) y el segundo con extensión (*. hv). Ambos archivos recogen información cuantitativa de la frecuencia y amplitud, con sus valores máximos y mínimos en formato de texto.

El grafico generado por Geopsy es exportado con formato de imagen. Véase en anexo II los resultados de los 69 registros.

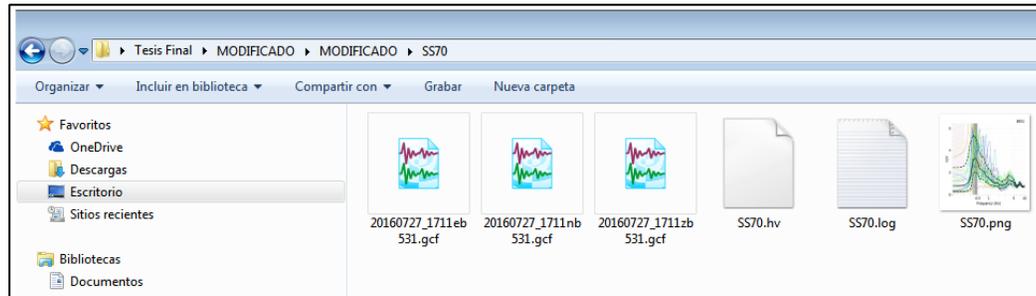


Fig. 55 Archivos (*.log), (*. hv) y (*. Png) generados por Geopsy dentro de la carpeta de registros.

3.3.3 Tratamiento de datos con Excel de Microsoft Office

Como se mencionó anteriormente, el software Geopsy lanza el grafico generado en formato de imagen, por tanto, es importante para fines de mejorar la interpretación de los resultados generar nuevamente un gráfico donde se puedan modificar los ejes y sobre todo enfocar el interés en el intervalo de frecuencias de 1 a 10 Hz. Esto se logra utilizando la hoja de cálculo de Excel 2016.

El archivo generado por Geopsy con extensión (*. hv) es arrastrado dentro de una hoja de cálculo abierta en Excel e inmediatamente se abre el archivo para ser editado.

Se muestran cuatro columnas de valores: Frecuencia, Promedio (Amplitud H/V), mínimos y máximos.

A partir de estos valores se genera el grafico frecuencia vrs. Amplitud, al cual se especifica un formato con el fin de visualizar mejor los resultados. Para estos casos, los ejes están en escala logarítmica. Los límites del eje y con el valor mínimo de 0.1 y máximo 100, en cuanto al eje x sus límites para el mínimo es de 0.1 y máximo de 10 (ver Fig. 56).

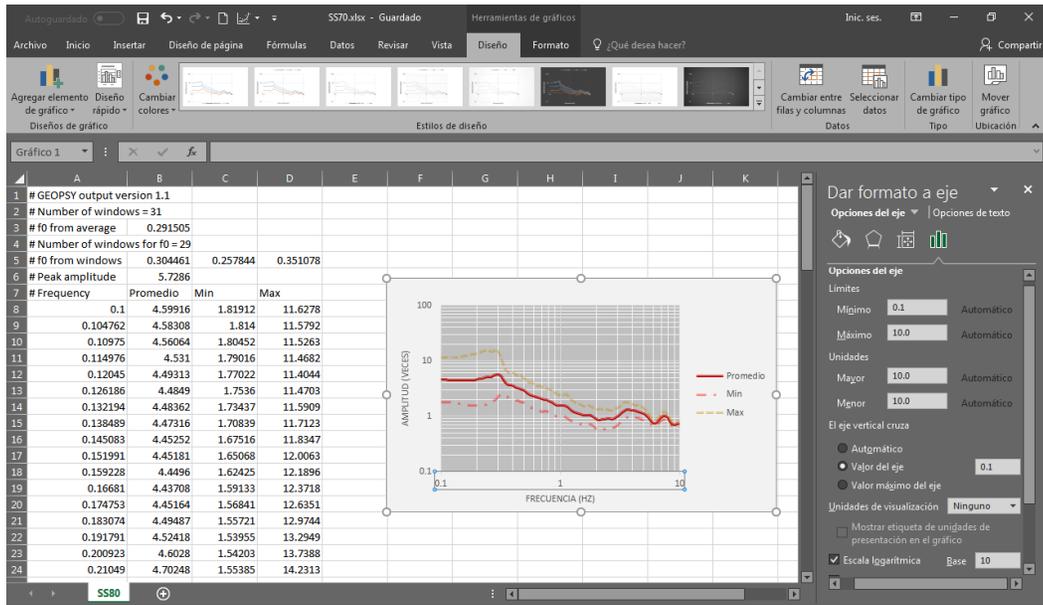


Fig. 56 Tratamiento de datos en Excel 2016.

Finalmente se construye una tabla con los valores de la amplitud mayor y su correspondiente frecuencia dentro del intervalo de 1 a 10 Hz.

El periodo fundamental, se calcula a partir de la columna de la frecuencia, utilizando la ecuación:

$$T = \frac{1}{f} \quad \text{Ec. 17}$$

A partir de los datos de ruido sísmico ambiental obtenidos a través del sismómetro en la parte urbana del Centro Histórico de San Salvador, se procedió a determinar los valores de frecuencias y amplitudes relativas de cada sitio de medición a través del gráfico de la relación H/V obtenido mediante el software utilizado GEOPSY y posteriormente editado en Excel (ver anexo Tabla de gráficos Geopsy).

A cada uno de los registros les fueron editados sus respectivos ejes a una escala logarítmica de 0.1 a 10 en la variable vertical y de 0.1 a 10 en la variable horizontal mediante el software Excel de Microsoft Office 2013 (ver Fig. 57).

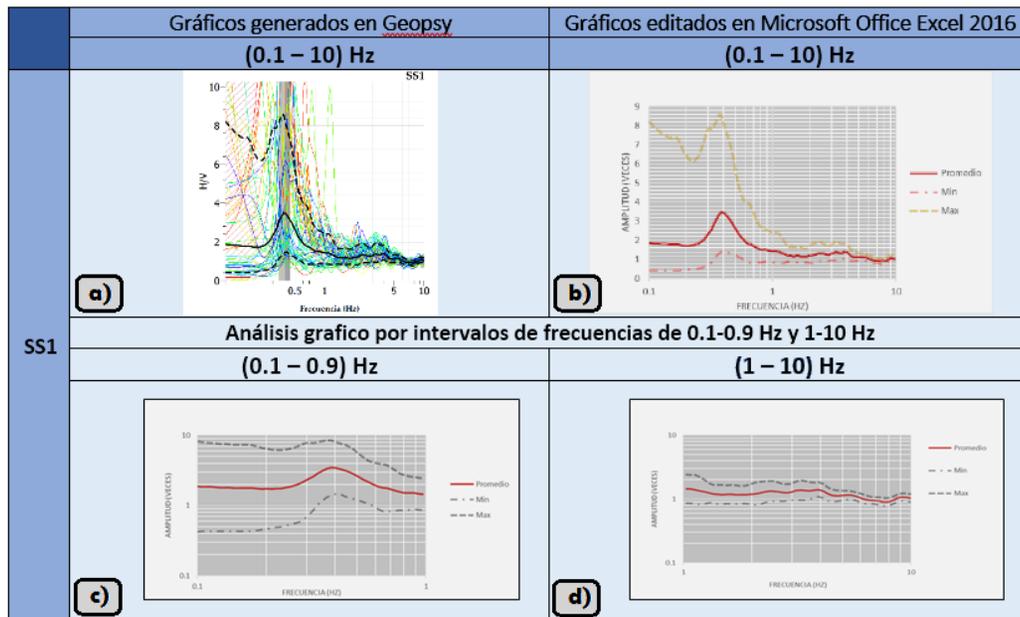


Fig. 57 a) Gráfico Geopsy en formato *.jpg; b), c) y d) Gráficos generados en Excel.

3.3.4 Clasificación por Familias Espectrales

El análisis de las 69 señales (funciones de transferencia) muestra que existen ciertos grupos de señales muy parecidas en su forma (el mismo comportamiento dinámico) y, además, muy cercanas cuantitativamente en amplitud, sin embargo, no todas se comportan de la misma manera (Fig. 58). Por ello se clasifican según la frecuencia característica que presentan en el rango de 1 a 10 Hz lo cual corresponde a edificaciones con periodos entre 0.1 y 1 (de uno a 10 pisos).

Con estas familias, el Centro Histórico de San Salvador, se divide según el efecto de sitio del terreno, para ello se identifican los comportamientos dinámicos del conjunto de datos y se reagrupan según el rango de los periodos.

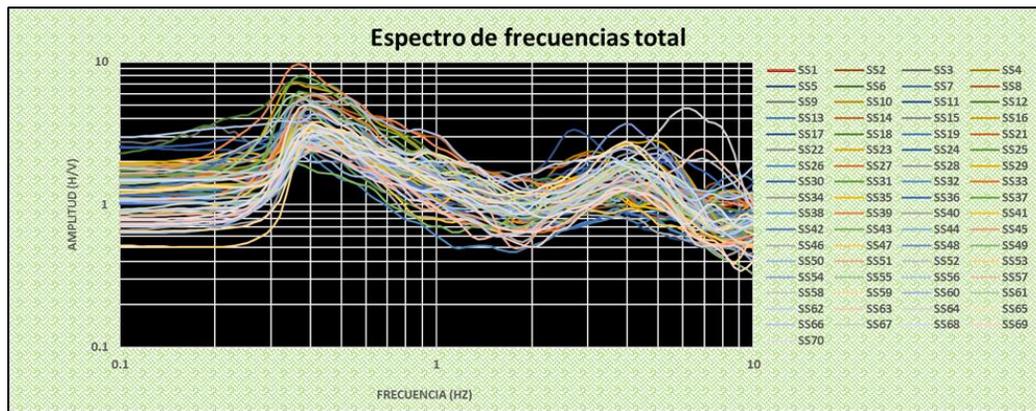


Fig. 58 Agrupación de las 69 señales registradas mediante Excel 2013.

3.3.5 Elaboración de mapas de Isoperiodos

Con los valores obtenidos de los periodos y las coordenadas geoespaciales, se elaboró una hoja de cálculo con las coordenadas geoespaciales obtenidas por GPS para cada punto medido y su respectivo periodo (Fig. 59) para ser convertida en un mapa de contornos mediante el programa SURFER® v13.3 de la compañía Golden Software.

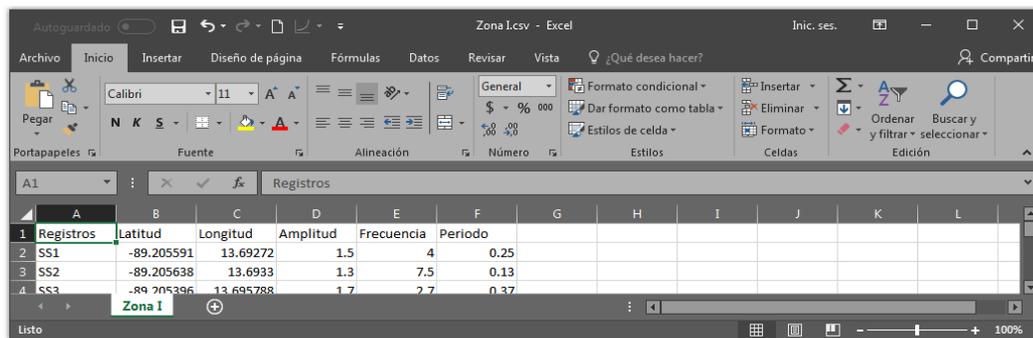


Fig. 59 Captura de pantalla del archivo con formato *.csv con las coordenadas geoespaciales obtenidas con GPS.

Dicho programa genera un mapa de contornos, el cual puede editarse según las necesidades para una mejor comprensión del fenómeno (Ver Fig. 60).

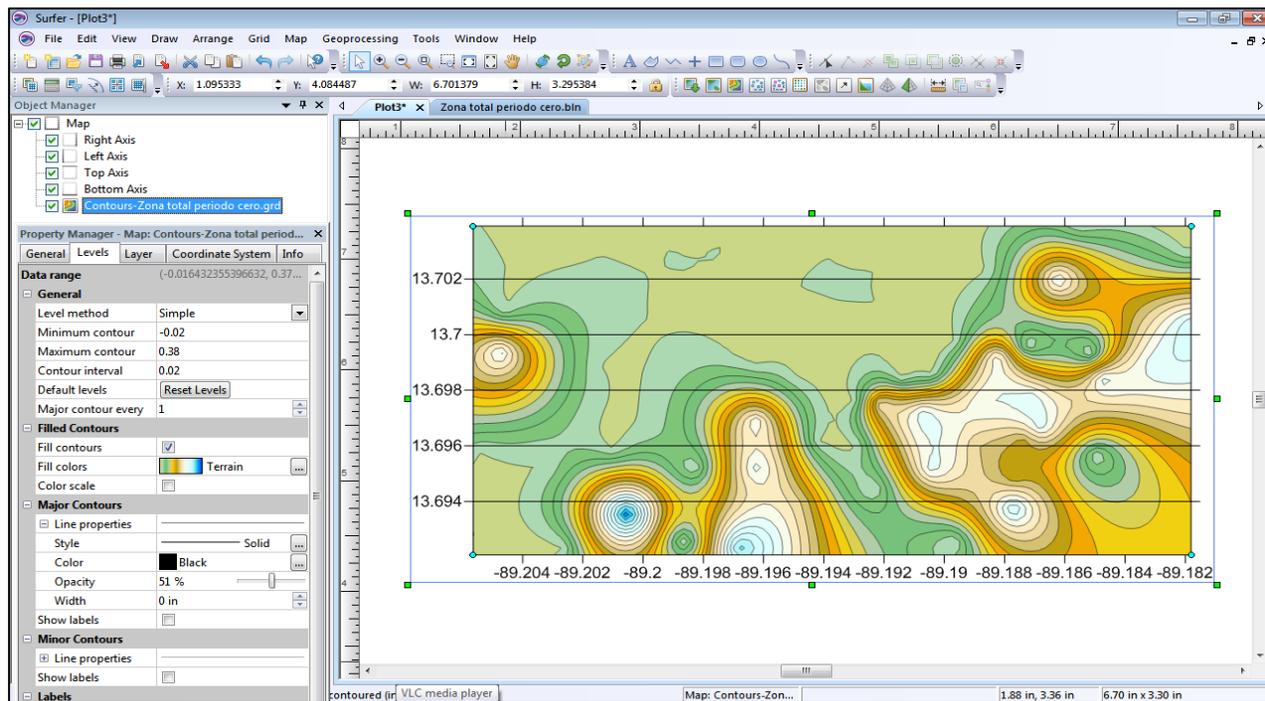


Fig. 60 Elaboración de mapa de contornos mediante el uso del software Surfer13.

El mapa generado es importado en Google Earth Pro, para visualizar las zonas con o sin efecto de sitio en el Centro Histórico de San Salvador y posteriormente su edición (Fig. 61).

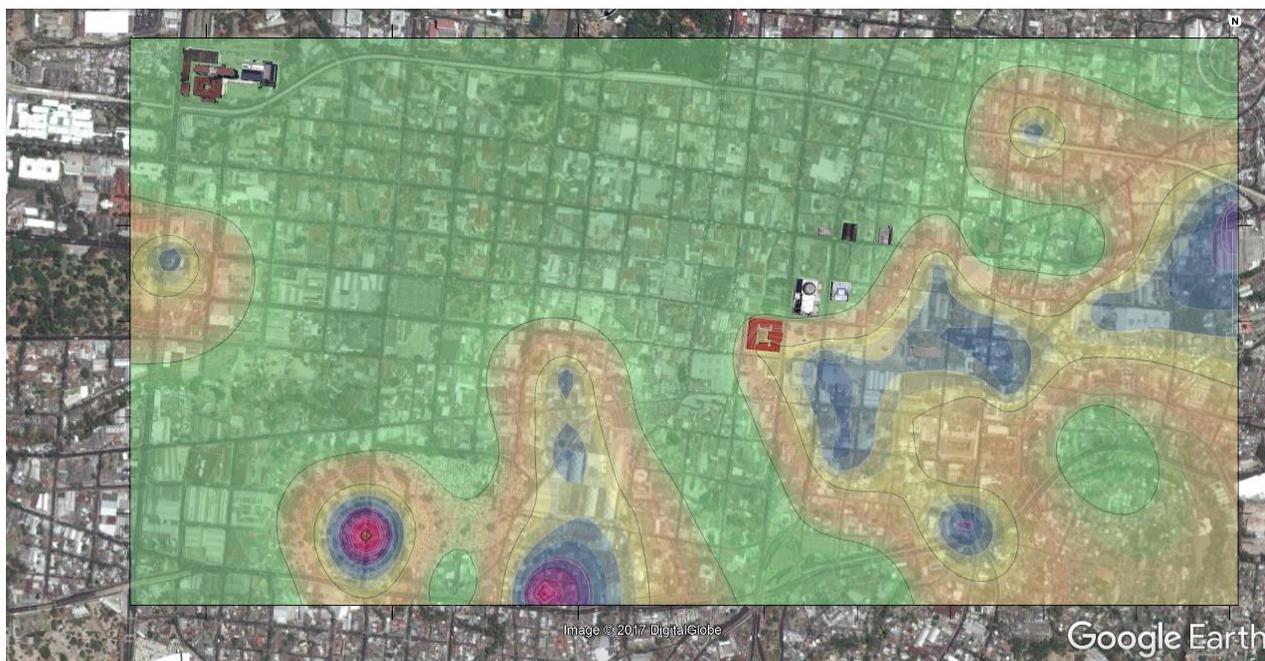


Fig. 61 Inserción del mapa de contornos en el software Google Earth pro.

Capítulo IV: Resultados.

Realizado el procesamiento de los registros de microtemores aplicando la Técnica de Nakamura y haber estimado las frecuencias fundamentales, se presenta la distribución de periodos dominantes de la zona de estudio, infiriendo que los periodos dominantes son muy particulares para cuatro microzonas dentro del Centro Histórico de San Salvador. Estos resultados son presentados en un mapa de contornos generados por el software Surfer13 para su análisis.

4.1 Familias Espectrales

Se puede decir que la forma espectral de las familias obtenidas, describen el comportamiento dinámico según el tipo de terreno al que corresponde en términos de los periodos de vibración, por lo que es posible realizar una clasificación de acuerdo con las propiedades dinámicas del terreno y presenta ciertas ventajas, puesto que uno de los parámetros del diseño sísmico de las construcciones es precisamente el periodo fundamental de la construcción. De acuerdo con esto, se encontraron 4 familias; Cumpliendo con características individuales que hacen posible su clasificación (Fig. 62):

FAMILIA I								FAMILIA II							
Registros	latitud	Longitud	Amplitud	Frecuencia	Periodo	Efecto de Sitio		Registros	latitud	Longitud	Amplitud	Frecuencia	Periodo	Efecto de Sitio	
S51	-89.205591	13.69272	1.5	4	0.25	s/e		S511	-89.2005364	13.6935532	3.5	2.6	0.38	c/e	
S52	-89.205638	13.6933	1.3	7.5	0.13	s/e		S521	-89.19683	13.692367	2.2	3	0.33	c/e	
S53	-89.205396	13.695788	1.7	2.7	0.37	s/e		S556	-89.187707	13.693739	2	3.5	0.29	c/e	
S55	-89.204619	13.702894	1.6	2.8	0.36	s/e		S568	-89.18181	13.70042	2	3.6	0.28	c/e	
S56	-89.204562	13.702495	1.8	3	0.33	s/e									
S57	-89.2026584	13.692805	1.1	2.5	0.40	s/e									
S58	-89.203278	13.692692	1.4	3.8	0.26	s/e									
S59	-89.2014216	13.698198	1.3	6	0.17	s/e									
S510	-89.2014226	13.7028734	1.8	4.5	0.22	s/e									
S512	-89.2010035	13.695877	1.2	5.2	0.19	s/e									
S513	-89.2002447	13.696906	1.6	9	0.11	s/e									
S514	-89.2002328	13.698663	1.5	3.5	0.29	s/e									
S515	-89.1998313	13.7005938	1.5	4	0.25	s/e									
S516	-89.1985798	13.7022524	1.6	2	0.50	s/e									
S517	-89.19917	13.70312	1.8	3	0.33	s/e									
S518	-89.198644	13.692565	1.5	2.2	0.45	s/e									
S519	-89.198282	13.695202	1.2	5	0.20	s/e									
S570	-89.197488	13.703519	1.4	3.8	0.26	s/e									
S526	-89.196252	13.698902	1	3.6	0.28	s/e									
S527	-89.19686	13.69917	1.5	4	0.25	s/e									
S528	-89.196252	13.701093	1.3	4	0.25	s/e									
S529	-89.194515	13.692084	1.6	3	0.33	s/e									
S531	-89.194172	13.69618	1.7	5	0.20	s/e									
S532	-89.19491	13.69847	1.6	4.2	0.24	s/e									
S533	-89.1941075	13.6999481	1.4	4	0.25	s/e									
S534	-89.1947388	13.701526	1.5	2.2	0.45	s/e									
S535	-89.1939087	13.7038003	1.6	2.5	0.40	s/e									
S536	-89.192915	13.696012	0.9	3.8	0.26	s/e									
S537	-89.193006	13.697618	1.6	4.8	0.21	s/e									
S538	-89.1931825	13.6984898	1.5	4	0.25	s/e									
S539	-89.192639	13.699203	1.5	4.3	0.23	s/e									
S540	-89.192628	13.699638	0.8	3	0.33	s/e									
S541	-89.1923091	13.6944682	1.5	2.3	0.43	s/e									
S543	-89.19209	13.70109	1.8	4	0.25	s/e									
S544	-89.19188	13.702655	1.4	4.2	0.24	s/e									
S545	-89.191429	13.698445	1.4	4	0.25	s/e									
S546	-89.191213	13.699709	1.7	4	0.25	s/e									
S549	-89.19039	13.698597	1.4	4	0.25	s/e									
S550	-89.189664	13.699749	1.8	3.6	0.28	s/e									
S551	-89.189661	13.692578	1.5	4	0.25	s/e									
S555	-89.18859	13.70232	1.5	4	0.25	s/e									
S556	-89.187707	13.693739	2	3.5	0.29	s/e									
S561	-89.187259	13.699599	1.8	4	0.25	s/e									
S563	-89.185519	13.703904	1.5	4.5	0.22	s/e									
S564	-89.18496	13.695643	1.7	4.4	0.23	s/e									
S566	-89.18514	13.69933	1.6	4.2	0.24	s/e									
S569	-89.18319	13.70294	1.4	4	0.25	s/e									

FAMILIA III							
Registros	latitud	Longitud	Amplitud	Frecuencia	Periodo	Efecto de Sitio	
S522	-89.196788	13.693784	2.4	5	0.20	c/e	
S523	-89.196252	13.694198	2.8	4.8	0.21	c/e	
S524	-89.196252	13.6992	2.3	4	0.25	c/e	
S525	-89.196247	13.696902	2	4.2	0.24	c/e	
S542	-89.19215	13.697531	2.1	5	0.20	c/e	
S547	-89.19047	13.69513	2	4	0.25	c/e	
S548	-89.190703	13.697254	3.8	4	0.25	c/e	
S553	-89.188788	13.697663	2	4.2	0.24	c/e	
S554	-89.18822	13.69921	2	4.2	0.24	c/e	
S559	-89.18677	13.69664	2.3	4	0.25	c/e	
S560	-89.187041	13.69779	2.5	4	0.25	c/e	
S562	-89.18623	13.70195	2.1	4	0.25	c/e	
S565	-89.18475	13.69844	2.7	4	0.25	c/e	
S567	-89.18311	13.69903	2	4	0.25	c/e	

FAMILIA IV							
Registros	latitud	Longitud	Amplitud	Frecuencia	Periodo	Efecto de Sitio	
S530	-89.1946404	13.6939985	2.1	5.8	0.17	c/e	
S552	-89.18894	13.69607	2.5	5.5	0.18	c/e	
S557	-89.187727	13.694872	2.3	7	0.14	c/e	
S558	-89.187391	13.696224	4.8	6.5	0.15	c/e	

s/e	=	Registro Sin efecto de sitio
c/e	=	Registro Con efecto de sitio

Fig. 62 Resultados de frecuencia, amplitud y periodo de los 69 registros.

Familia I: En este grupo se consideran las frecuencias fundamentales en el ancho de banda que comprende de 1.0 a 10 Hz con amplitudes menores a dos veces como se muestra en la figura 63. En el rango de frecuencias de 0.1 a 1 Hz presenta una frecuencia fundamental de 0.4 Hz que corresponde a un periodo de 2.5 seg, (periodo correspondiente a edificaciones de 25 pisos).

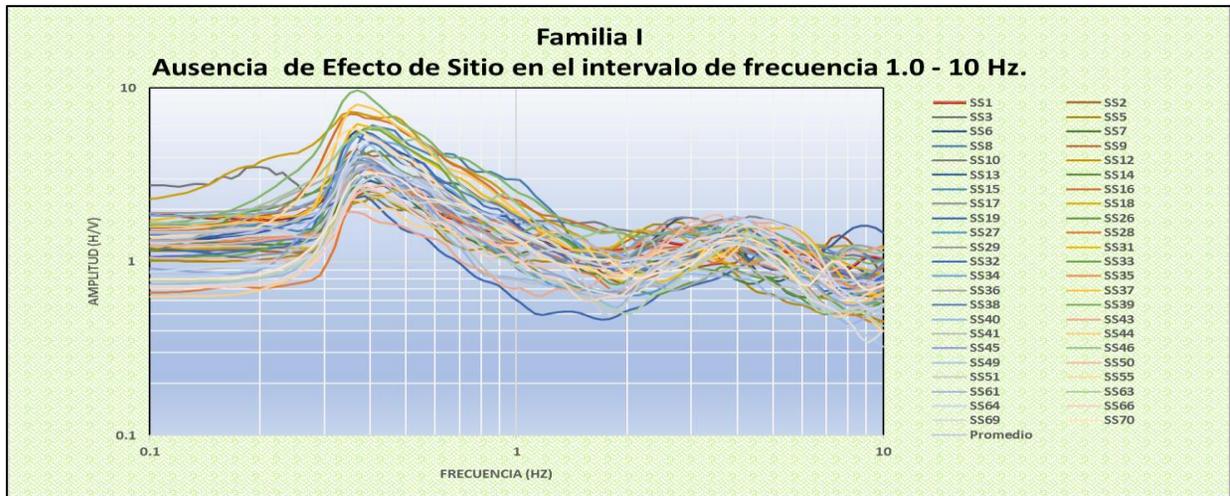


Fig. 63 Familia espectral con igual comportamiento dinámico en el intervalo de frecuencia de 1.0 a 10 Hz.

Familia II: En ella se agrupan frecuencias predominantes entre 2.5 y 3.5 Hz, en lo que corresponde a la zona intermedia (Fig. 64). En el rango de frecuencias de 0.1 a 1 Hz presenta una frecuencia fundamental de 0.4 Hz que corresponde a un periodo de 2.5 seg, (periodo correspondiente a edificaciones de 25 pisos).

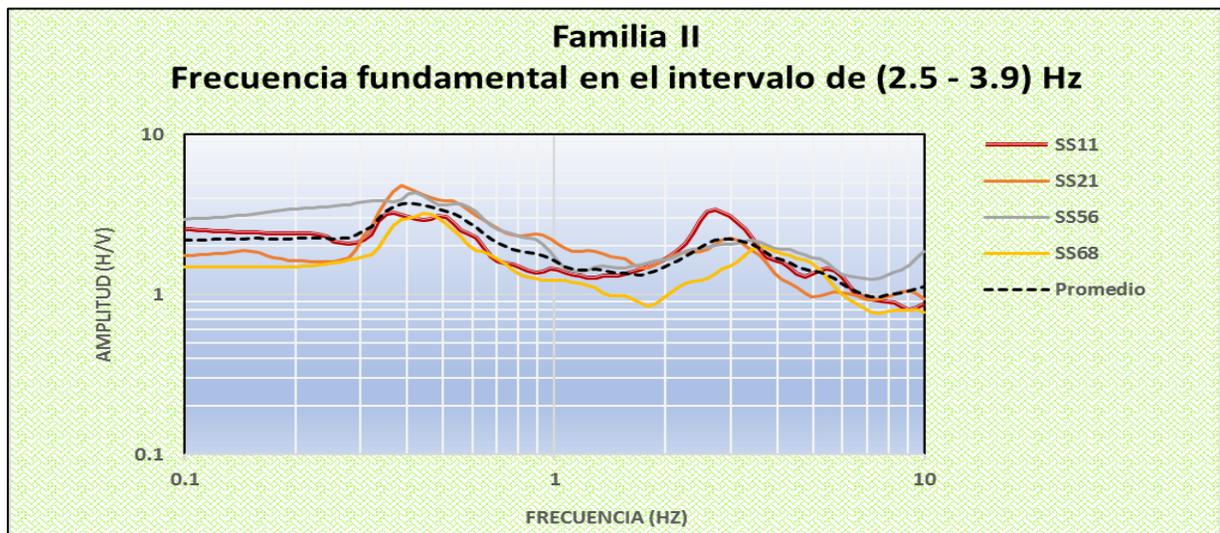


Fig. 64 Familia espectral con igual comportamiento dinámico en el intervalo de frecuencia de 2.5 a 3.5 Hz.

Familia III: En este grupo se evidencian las frecuencias fundamentales que corresponden en el ancho de banda de 4.0 a 5.4 Hz como se muestra en la figura 65. En el rango de frecuencias de 0.1 a 1 Hz presenta una frecuencia fundamental de 0.4 Hz que corresponde a un periodo de 2.5 seg, (periodo correspondiente a edificaciones de 25 pisos).

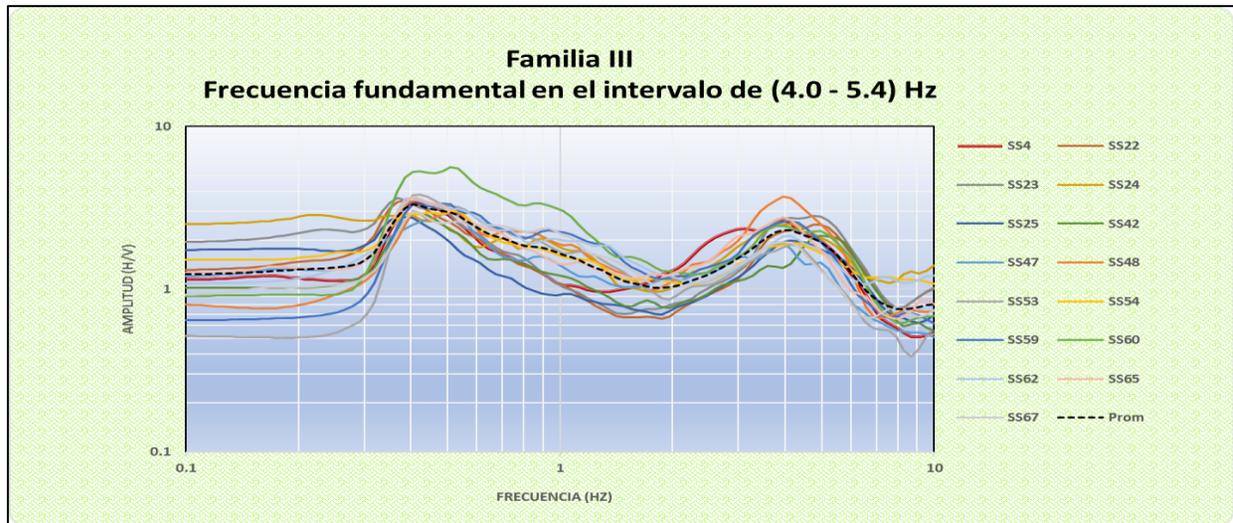


Fig. 65 Familia espectral con igual comportamiento dinámico en el intervalo de frecuencia de 4.0 a 5.4 Hz.

Familia IV: En ella se agrupan frecuencias predominantes entre 5.5 y 6.9 Hz, en lo que corresponde a la zona intermedia (ver Fig. 66). En el rango de frecuencias de 0.1 a 1 Hz presenta una frecuencia fundamental de 0.4 Hz que corresponde a un periodo de 2.5 seg, (periodo correspondiente a edificaciones de 25 pisos).

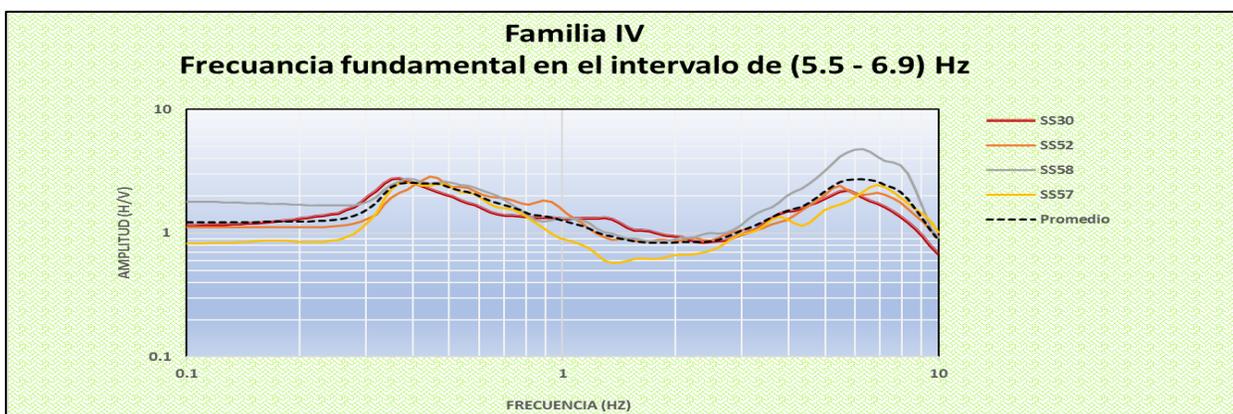


Fig. 66 Familia espectral con igual comportamiento dinámico en el intervalo de frecuencia de 5.5 a 6.9 Hz.

4.2 Mapa de Isoperiodos.

A partir de las magnitudes de las frecuencias pico en la que ocurre la máxima amplitud, se obtuvieron los periodos dominantes de los sitios. Mediante el programa SURFER® v13.3 se elaboró el mapa de isoperiodos, esto es, un mapa de isolíneas donde cada línea representa un valor constante para el periodo fundamental del suelo. Se importó el mapa de contornos a la aplicación “Google Earth Pro” (Fig. 67), para visualización y edición de las zonas de interés.

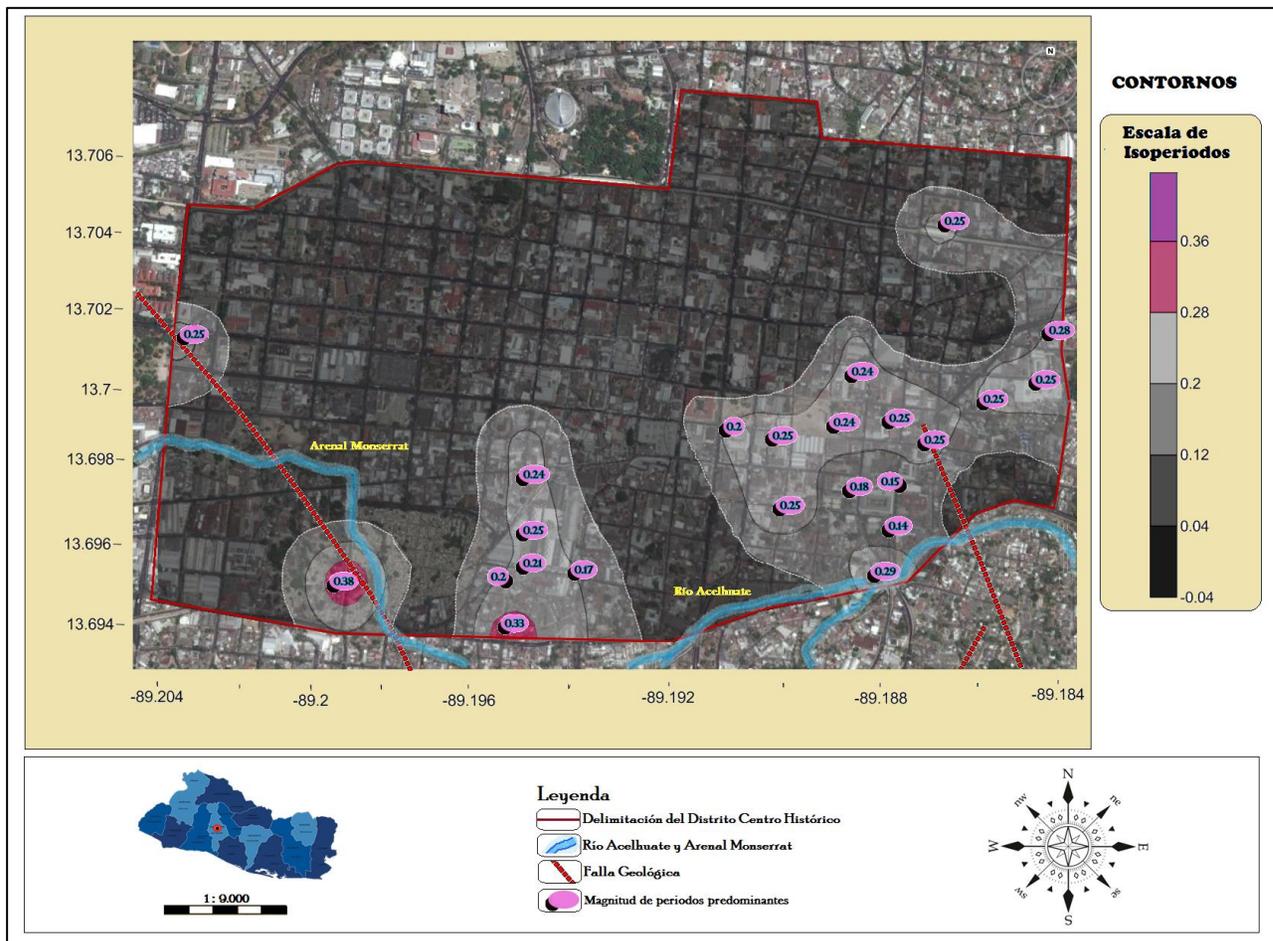


Fig. 67 Propuesta de mapa de Isoperiodos para el Centro Histórico de San Salvador.

En el mapa, además, se observan, al este y sureste de la ciudad, periodos dominantes entre 0.14 a 0.26 segundos; mientras que al suroeste se observan periodos dominantes hasta de 0.38 segundos.

También se observa, en la zona centro de la ciudad (entre Catedral Metropolitana de San Salvador y el Centro Cívico Cultural Legislativo) que los resultados reflejan un suelo competente (sin efecto de sitio), esto es, que no presentan amplitudes mayores a 2 veces.

4.3 Correlación Geológica

La geología local permite definir la profundidad y las propiedades físicas del suelo y de la columna de roca subyacente al lugar de construcción. Fuertes contrastes en la velocidad de las ondas transversales entre el suelo cerca de la superficie y la roca subyacente pueden hacer que el movimiento del suelo aumente en una gama estrecha de frecuencias. La composición espectral de amplitud máxima, y la duración del temblor, pueden aumentar notablemente.

Como se mencionó anteriormente, el Centro Histórico de San Salvador se encuentra ubicado entre los ríos Urbina al norte y el Acelhuate al sur, el cual confluye con el arenal Monserrat que bordea toda la parte sur y parte del Oeste del distrito Centro Histórico (Fig. 68).

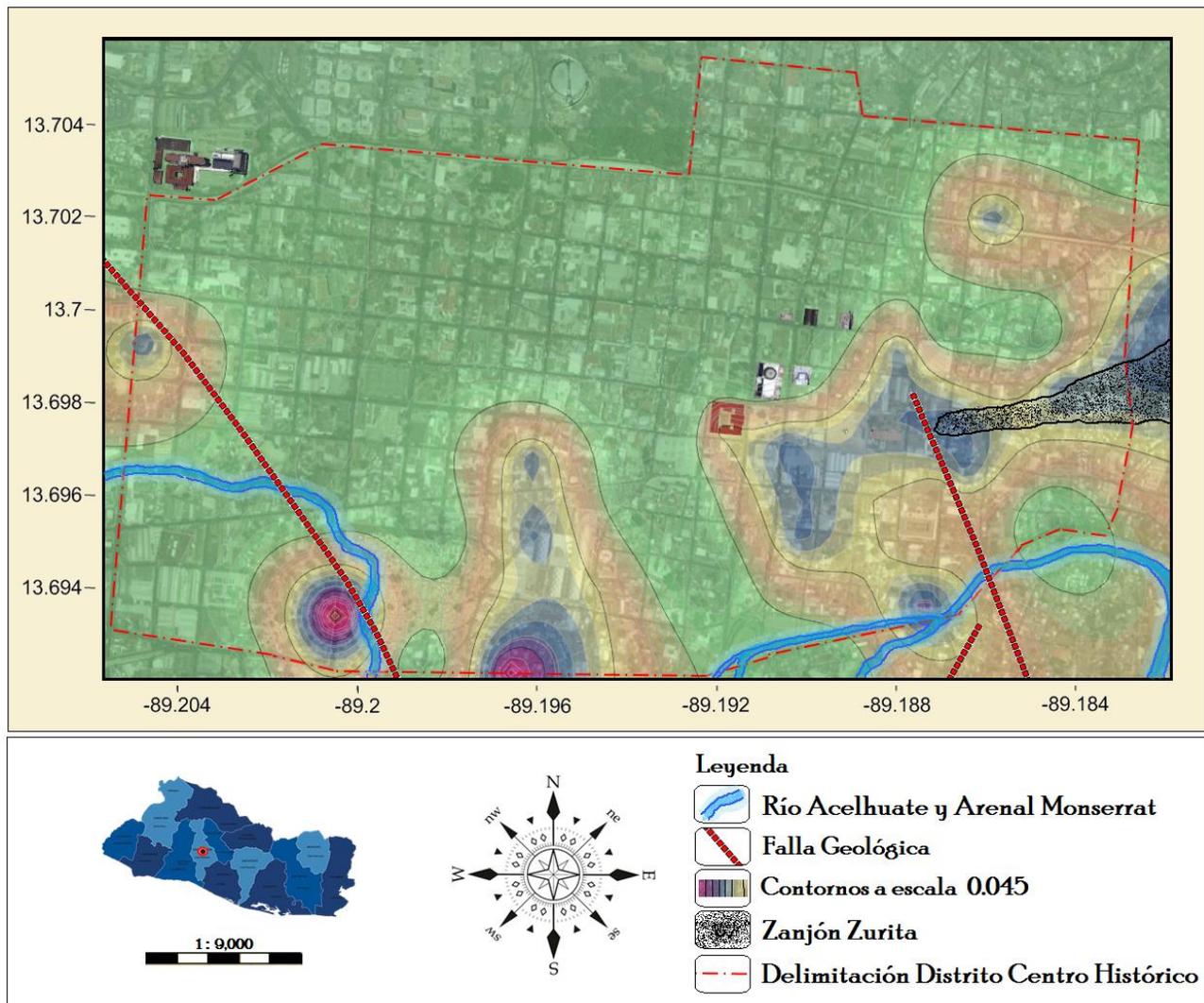


Fig. 68 Mapa del Distrito Centro Histórico. Correlación de isoperíodos con la geología local.

Los resultados obtenidos muestran que la mayoría de registros superiores a 0.20 segundos están ubicados al Este del Centro Histórico, coincidiendo con el cauce del río Acelhuate y su afluencia con el arrenal Monserrat al Sureste y sobre el barrio San Esteban ubicado donde antiguamente fuera el Zanjón Zurita (posiblemente resultado del escurrimiento superficial de la lluvia concentrada en esa zona) (Fig. 69) y que posteriormente se convirtiera en cloaca de la ciudad según archivos del Diario oficial de 1896 de El Salvador.

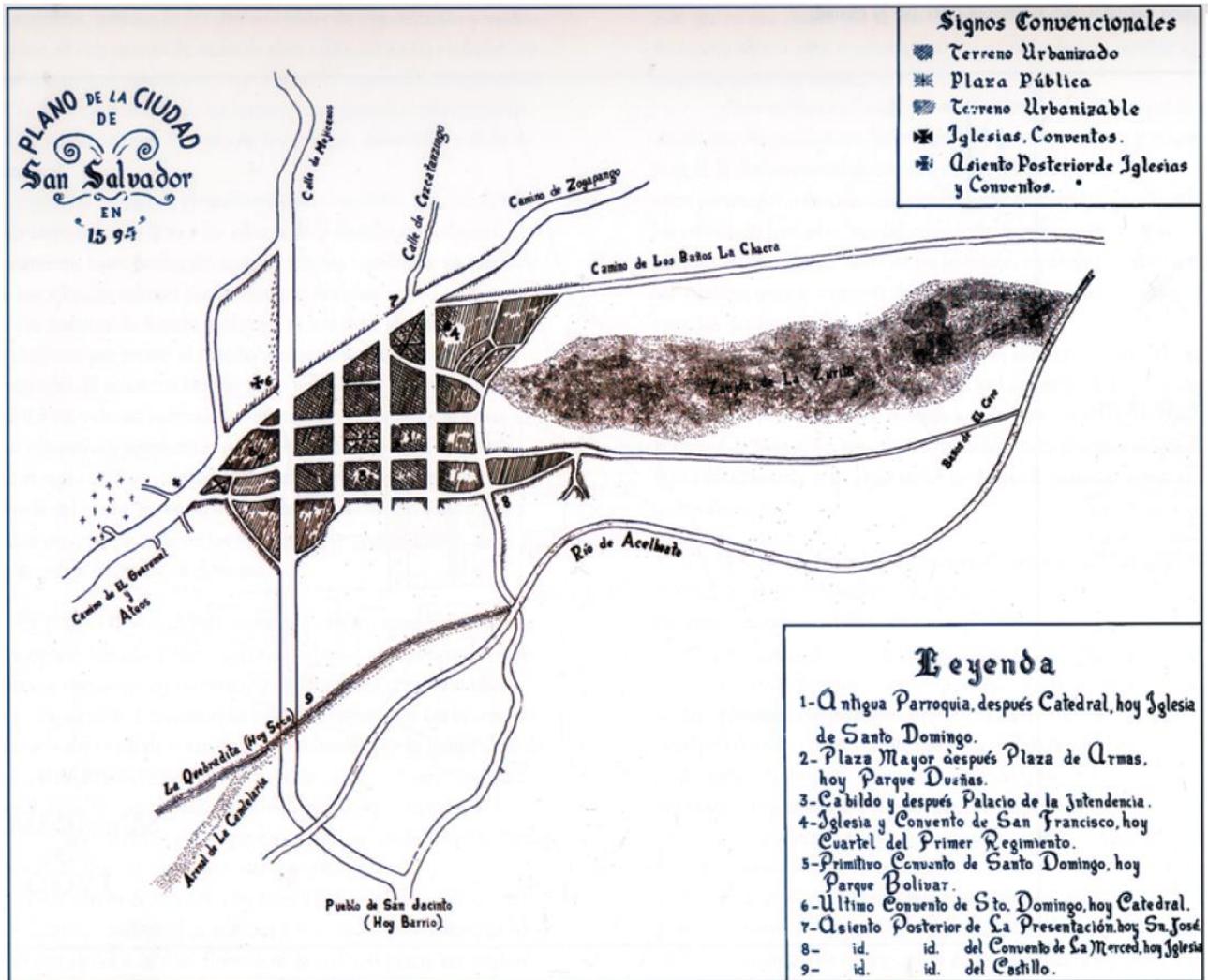


Fig. 69 Mapa de San Salvador de 1594 por Jorge Lardé y Arthés (Herodier, G., Allwood, C., Cañas, C. 1997).

Capítulo V: Discusión de Resultados.

Entre las mediciones de las amplitudes del movimiento del terreno y las fuerzas sísmicas, estas últimas, son las que permiten cuantificar la acción de un temblor sobre una estructura determinada.

La estimación de las fuerzas sísmicas que actuarán sobre una estructura durante un sismo se hace generalmente a partir del espectro de respuesta, el cual indica, como función del periodo estructural y el amortiguamiento, los valores de las respuestas máximas que pueden presentarse para dicho sismo. El espectro de respuesta permite definir criterios de diseño, niveles de riesgo y de daño, así como incorporar efectos adicionales en la respuesta estructural, como los debidos a la interacción entre el suelo y la cimentación. Se sabe que las condiciones más críticas se presentan cuando el periodo dominante del movimiento del suelo coincide con el periodo fundamental de la estructura. Por ello, es racional esperar que para un sitio específico exista una familia de estructuras que sean altamente vulnerables a las acciones sísmicas.

Los resultados obtenidos muestran que las frecuencias correspondientes al primer modo de vibrar o modo fundamental (amplitud o pico máximo) varían en un rango aproximado de 2.6 hasta 7.0 Hz. La diferencia entre los valores dentro del rango sugiere que los suelos de la ciudad presentan diferencias marcadas en las características del suelo. Estos valores sugieren que los suelos del área de estudio presentan diferencias en sus características

5.1 Zona I

Esta zona corresponde a la familia de funciones de transferencia que no presentan amplificaciones mayores a 2 veces en el rango de 1 a 10 Hz. Lo cual se considera un suelo competente y es posible construir edificaciones entre 1 y 20 pisos, puesto que las funciones de transferencia empíricas convergen a amplitudes inferiores a dos veces la amplitud de la relación de Nakamura, lo cual es un indicador que el efecto de sitio va a ser mínimo. No obstante, en algunos de los cocientes se observa una amplificación entre 0.2 y 0.4 Hz, esta amplificación corresponde a un contraste de estratos más profundo, ya que el área de estudio se encuentra dentro de un graben.

5.2 Zona II

Esta zona corresponde a la familia de funciones de transferencia que presentan amplificaciones mayores a 2 veces en el rango de 1 a 10 Hz. En los sitios correspondientes al Cementerio Central (SS11) al suroeste del mapa, y el Bulevar Venezuela (SS21) al sur, se observan periodos de 0.38 s y 0.33 s respectivamente, estos pueden deberse a la influencia de la falla que pasa sobre ellos generando un fuerte contraste de impedancias, esto, sumado, además, a la cercanía con el arenal Monserrat. Mientras que en los Laboratorios Paill (8º Av. Sur y Boulevard Venezuela) (SS56) se registra un periodo de 0.29 s posiblemente por la confluencia del Arenal Monserrat con el río Acelhuate, donde el aporte de sedimentos es constante, por lo tanto, el espesor de la columna sedimentaria será mayor en esta zona y sus alrededores. De igual manera en el sitio “Ex cine Avenida” (SS68) se registra periodo de 0.28 segundos, debido posiblemente a que este lugar según mapas antiguos de San Salvador (1594) era un Zanjón natural, conocido como “El Zanjón del Zurita” y posteriormente como cloaca de la ciudad. En esta zona las estructuras de 3 a 5 pisos podrían coincidir con la manera de vibrar del suelo. Por lo que se advierte especial cuidado al edificar este tipo de obras.

5.3 Zona III

Los registros cuyas amplificaciones aparecen en el rango de periodos de 0.19 – 0.25 s clasificados como familia III muestran un comportamiento más competente con respecto a la zona II. Sin embargo, en esta zona las edificaciones de 2 a 3 pisos podrían coincidir con la manera de vibrar del suelo.

5.4 Zona IV

Son en su totalidad los sitios de transición entre las zonas con efecto de sitio y zonas competentes (sin efecto de sitio) en el intervalo de 1.0 a 10 Hz. Los periodos resultantes en esta zona oscilan entre 0.14 – 0.18 s. en los cuales edificios de uno o dos pisos podrían experimentar resonancia.

5.5 Propuesta de Microzonificación Sísmica para el CHAMSS

Utilizando como datos de entrada las frecuencias de las familias espectrales agrupadas anteriormente y convertidas a periodos fundamentales de vibración del suelo, se clasifico el Centro Histórico del Área Metropolitana de San Salvador por zonas según influencia de efecto de sitio. A partir del análisis anterior se puede observar (Fig. 70) que el área de estudio según la propuesta planteada se divide en cuatro zonas:

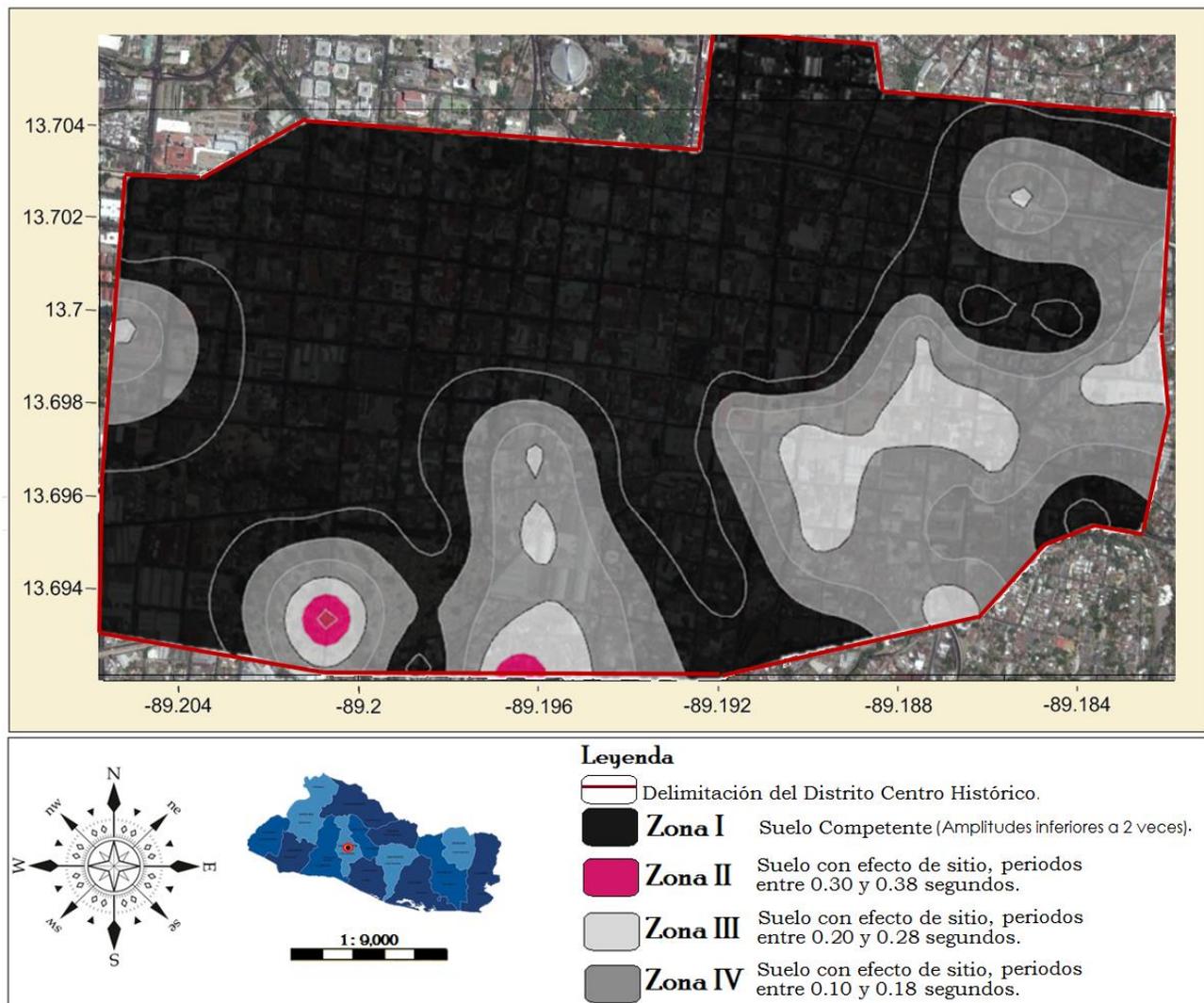


Fig. 70 Propuesta de mapa de microzonificación sísmica para el Centro Histórico de San Salvador

5.6 Correlación de resultados obtenidos con edificios colapsados por el terremoto de 1986.

El terremoto ocurrido en San Salvador durante 1965, causó daños importantes en algunas edificaciones que no fueron reparadas apropiadamente lo cual fue una de las posibles causas del colapso, parcial o total, durante el sismo del 10 de octubre de 1986. El sismo del 10 de octubre de 1986 tuvo su epicentro en el sistema de fallas que atraviesan la ciudad de San Salvador lo cual lo caracteriza como un sismo de tipo local y superficial, con magnitud de 5.7 en escala Richter y causó intensidades de IX en escala Mercalli modificada en la zona epicentral (Cruz A, M; Acuña P, R. 1987). En tal sentido, para este estudio es importante analizar la ubicación de los edificios colapsados para su correlación con la propuesta de microzonificación sísmica recién planteada.

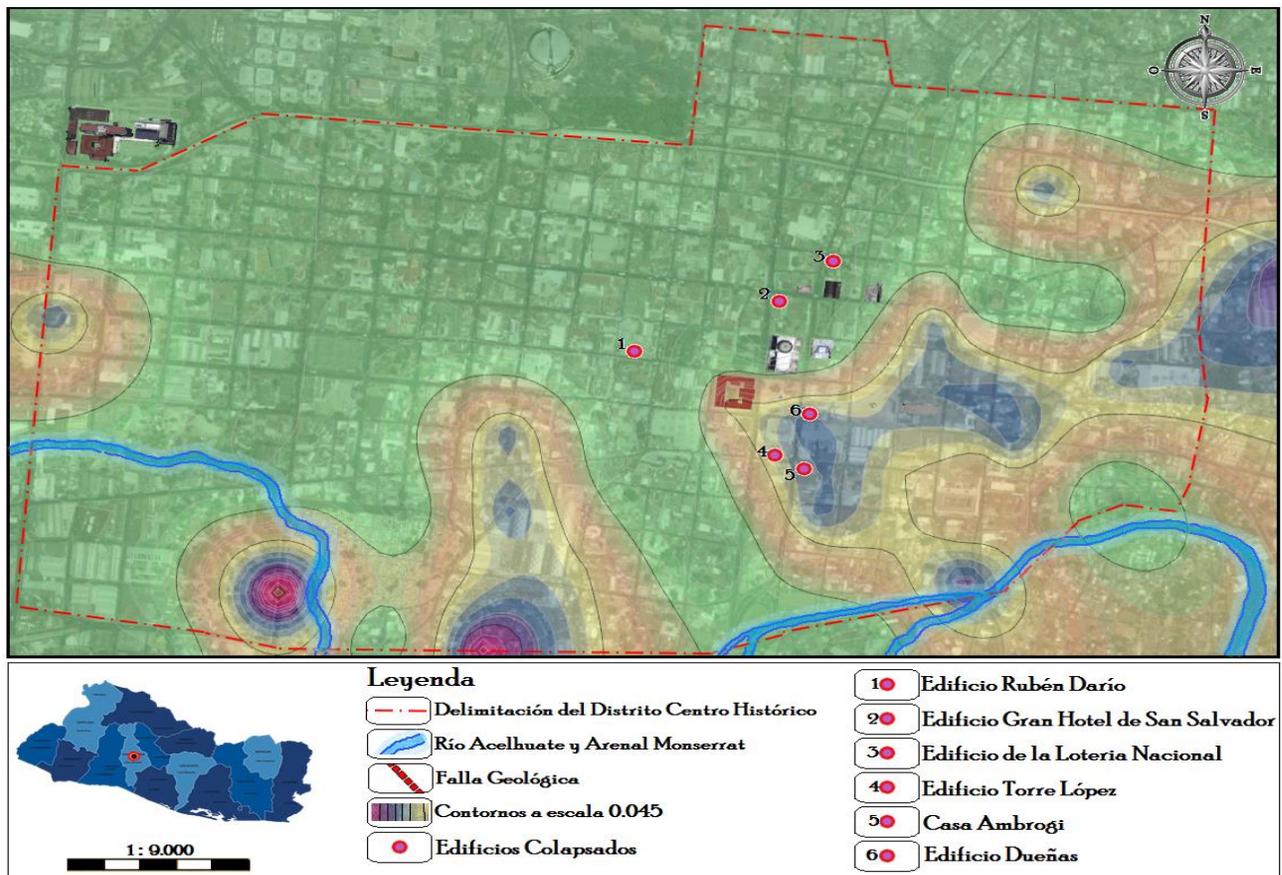


Fig. 71 Mapa de isoperiodos en correlación con edificios colapsados para el terremoto de 1986.

En el mapa de la figura 71 se puede apreciar que tres de los seis edificios más emblemáticos del Centro Histórico de San Salvador para la época de los 80's estaban ubicados sobre las zonas I y III del mapa de microzonificación propuesto.

Edificio Rubén Darío (1)

En la figura 72 se muestra el edificio Rubén Darío que colapsó completamente durante el sismo. El edificio contaba con seis plantas, terraza y un sótano; tenía forma de U, se encontraba rodeando al Edificio Pacifico. En la terraza se había construido un tanque de concreto reforzado con capacidad para aproximadamente 60 m³. El edificio fue construido antes del sismo del 3 de mayo de 1965, por lo que se presume que fue diseñado únicamente para cargas verticales. Durante el sismo de 1965, el edificio sufrió daños considerables, los cuales no fueron reparados adecuadamente. Todos estos factores jugaron un papel decisivo en el comportamiento del edificio (Granados M., Edwin A.; Miguel A. Lemus H. (2003).

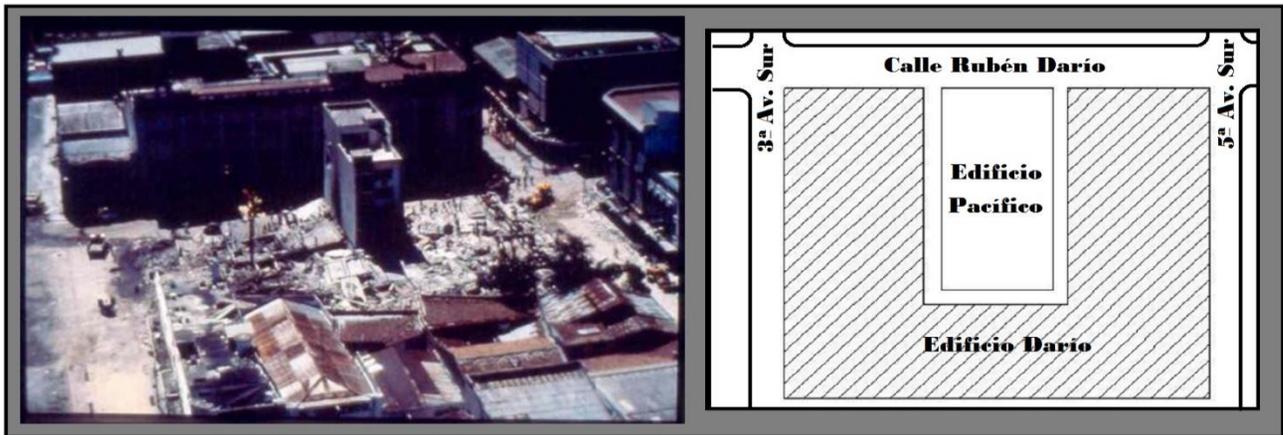


Fig. 72 Edificio Rubén Darío. a) Colapso total b) Esquema en planta (Granados M., E.; Lemus H., M. (2003).

En la figura 73 se puede apreciar una perspectiva más cercana de la catástrofe sufrida por los capitalinos en cuanto a pérdidas humanas y materiales.



Fig. 73 Escombros del edificio Rubén Darío, minutos después del terremoto de 1986 (Bommer, J. 1996).

Edificio Gran Hotel San Salvador (2)

En la figura 74 se muestra el edificio Gran Hotel San Salvador que sufrió colapso del primer entrespiso. Nuevamente, la alta asimetría de rigideces influyó grandemente en su mal comportamiento. La fachada sur presentaba una pared de mampostería de barro y la fachada norte un marco estructural; la fachada oriente también tenía una pared de mampostería de barro y la fachada poniente solamente en la esquina norponiente existía la pared y en el resto de ella se continuaba con un marco estructural. Esta asimetría de rigideces provocó elevadas torsiones, que condujeron al colapso del edificio (ídem).

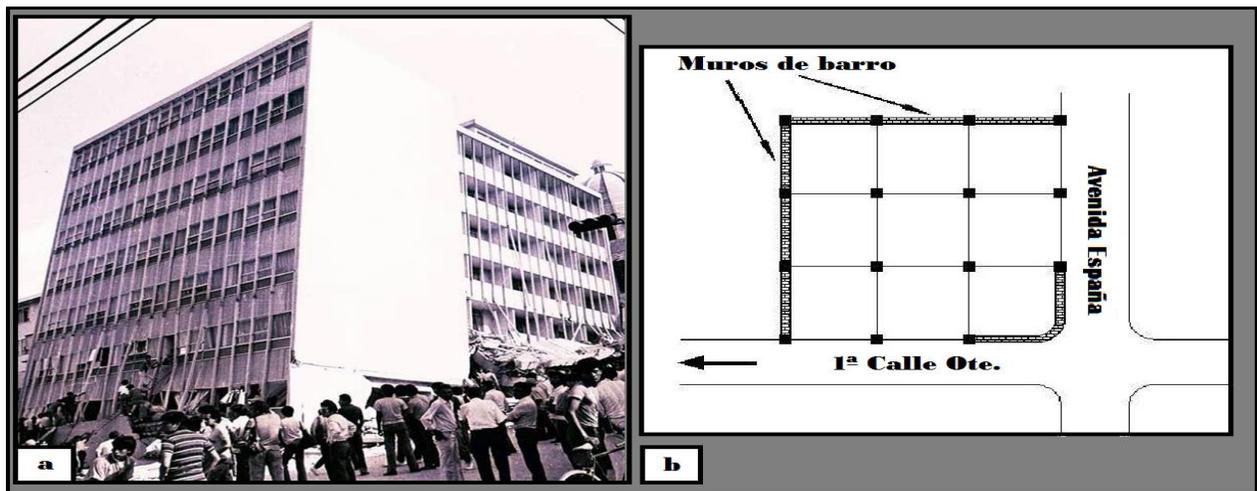


Fig. 74 Gran Hotel San Salvador. a) Colapso. b) Esquema en planta. (Granados M., E.; Lemus H., M. (2003).

Edificio de la Lotería Nacional de Beneficencia (3)

Sobre la Av. Monseñor Romero, entre la 1a. y 3a. calle Poniente se encuentra el edificio que por años ocupó la Lotería Nacional de Beneficencia (LNB), el cual visto desde la Monseñor Romero puede visualizarse las condiciones en que se encuentra el edificio principal. Desde 1986 abandonado, clausurado y dejado como una obra más del terremoto, sin planes de demolición o de reconstrucción (ver Fig. 75).



Fig. 75 Antes y después del terremoto de 1986. Edificio Lotería Nacional de Beneficencia. (Nuestros Edificios. 2013)

Edificio Torre López (4)

El sistema estructural consistía en marcos de concreto reforzado en ambas direcciones y de dos paredes de mampostería de barro en las fachadas sur y poniente. Fue demolido posteriormente, hoy en día es un predio para parqueo vehicular (ver Fig. 76).



Fig. 76 Edificio Torre López después del terremoto de 1986. (Nuestros Edificios. 2013).

Casa Ambrogi (5)

Considerada el primer rascacielos de Centro América, fue construida entre 1875-1888 con adobe, madera y lamina, fue inaugurada, inconclusa, en 1985, dañada por el terremoto del 10 de octubre de 1986 y demolida en 1996. En la actualidad, su predio es ocupado por un parqueo privado (Fig. 77).



Fig. 77 Antes y después del terremoto de 1986. Casa Ambrogi. (Nuestros Edificios. 2013)

Edificio Dueñas (6)

Edificio de seis plantas que funcionaba como edificio de vivienda en su planta inferior y que desapareció totalmente, en este edificio funcionaba un local comercial, por lo cual tenía hacia la calle grandes vidrieras separadas por columnas de la estructura portante. Las paredes lindantes con los edificios vecinos eran paredes gruesas sin aberturas, lo que creó un momento de torsión respecto del centro de rigidez del edificio, causando grandes desplazamientos en las columnas esquineras sobre la calle llevando al colapso violento de las columnas de la planta inferior (Fig. 78).



Fig. 78 Antes y después del terremoto de 1986 en el edificio Dueñas. (Nuestros Edificios. 2013)

5.7 Correlación de resultados con los barrios más dañados por el terremoto de 1986.

Según informe preliminar realizada por el Ministerio de Planificación y Coordinación del Desarrollo Económico y Social (MIPLAN). De un total de 190,148 viviendas existentes en el área metropolitana de San Salvador en septiembre de 1986, el terremoto habría destruido y arruinado 52,569 viviendas que representan el 27.6% del total (Goitia, 1986).

Informes más recientes calculan que 23,000 viviendas estarían totalmente destruidas y 30,000 sufrieron daños importantes lo cual representaría cerca del 30% de las viviendas del AMSS. De 14 zonas y 9 municipios que comprende el área metropolitana de San Salvador, el terremoto habría afectado con mayor importancia 8 zonas y 5 municipios, entre estos se podría mencionar, el centro de San Salvador, los barrios capitalinos sur orientales de San Jacinto, La Vega, Candelaria, Santa Anita y Modelo (ver Fig. 79)

Las zonas más afectadas por el terremoto se caracterizan por ser los barrios más populares de San Salvador, zonas donde puede existir una mayor densidad de población urbana y donde se concentra la población de bajos ingresos y una proporción importante del sector informal, de un total de 22,833 viviendas destruidas, más del 63% de estas estaban ubicadas en San Jacinto, Mejicanos, Santa Anita, Terminal de Oriente y Ciudad Delgado (ídem).

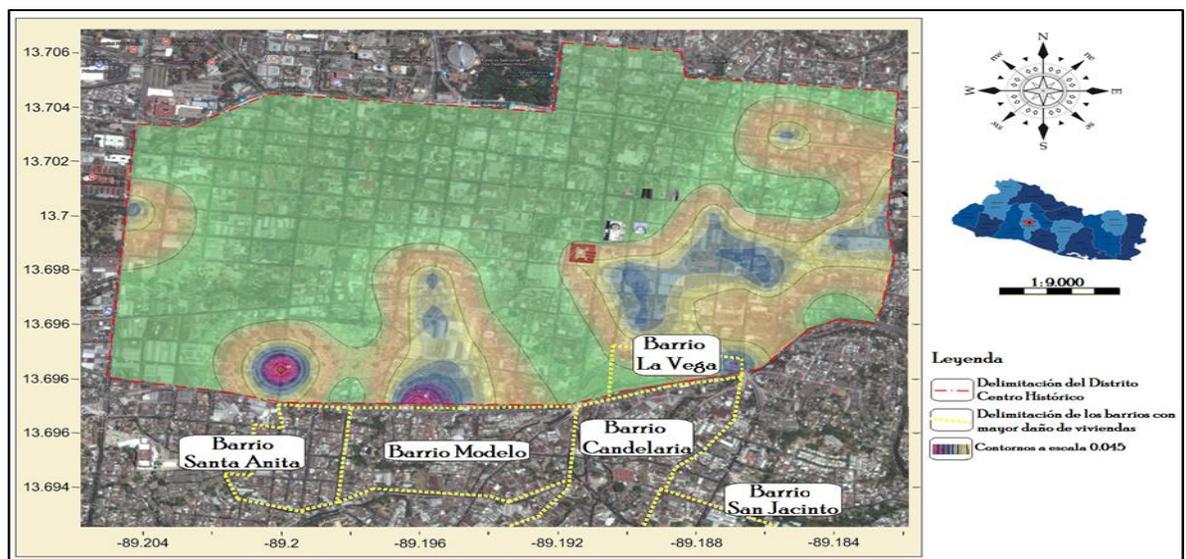


Fig. 79 Mapa de Correlación de resultados con los barrios más dañados por el terremoto de 1986.

Capítulo VI: Conclusiones.

Basados en los resultados obtenidos utilizando la técnica de cocientes espectrales o de Nakamura podemos concluir que:

- La elaboración del mapa para la Microzonificación sísmica para la identificación de zonas con efecto de sitio, por medio de la técnica de Nakamura y su integración de familias espectrales es imprescindible, para estudios posteriores que brinden información necesaria a la hora de construir un edificio en el Centro Histórico de San Salvador.
- Se determinan cuatro familias espectrales dentro del Centro Histórico de San Salvador, las cuales, a su vez, lo delimitan en cuatro zonas de riesgo sísmico. La zona I sin efecto de sitio, la zona II con alto efecto de sitio y Zonas III y IV con efecto de sitio intermedios.
- El efecto de sitio observado en frecuencias menores a 1 Hz, requiere un análisis posterior, sin embargo se puede sugerir que esta energía está asociada a un paquete sedimentario de mayor profundidad.
- La definición de zonas con efecto de sitio usando familias espectrales para clasificar la razón espectral de acuerdo con su forma espectral y frecuencia predominante es una excelente técnica que determina los periodos predominantes por medios de isocontornos en el mapa geográfico para una mejor interpretación de los resultados.
- La correlación de la distribución de daño observado en los edificios colapsados en el terremoto del 10 de octubre de 1986 con el mapa de periodos fundamentales por medio de superposición de mapas permite validar los resultados obtenidos, ya que dejan en evidencia que las zonas con efecto de sitio corresponden a zonas cercanas a quebradas, afluentes, zanjones y fallas geológicas.
- Las causas de esta amplificación del suelo se deben, principalmente, al contraste de impedancias entre dos medios en contacto y al efecto de resonancia debida a la diferencia de frecuencias entre la correspondiente al depósito sedimentario y a la del movimiento sísmico.

Capítulo VII: Recomendaciones.

- Dado que las propiedades dinámicas del material influyen en la respuesta sísmica del suelo es importante analizar muestras de suelo para determinar la relación de dependencia con la deformación del módulo de corte y de los valores de amortiguamiento.
- Es necesario mejorar la clasificación de los suelos en las normativas sísmicas de construcción y edificación para el Área Metropolitana de San Salvador. Por ello, como futura línea de investigación, es importante obtener los espectros de respuesta de diferentes tipologías de suelo, así como su comparación con la normativa sísmica resistente vigente actualmente.
- Finalmente, también se recomienda analizar la influencia de los factores geotécnicos y sismológicos en la amplificación de la señal sísmica. Entre los primeros, es importante evaluar la influencia de la rigidez y el grado de fracturación del sustrato rocoso, de la potencia de la columna litológica, de la influencia de la plasticidad del material, del grado de consolidación del suelo, el confinamiento del material y el comportamiento no lineal del suelo. Entre los factores sismológicos es importante evaluar la influencia de la distancia epicentral, del tipo de movimiento (si este es fuerte o débil) y la atenuación de la energía. Se recomienda, por tanto, un análisis de sensibilidad que permita establecer la importancia relativa de las diferentes propiedades físicas y dinámicas del suelo en la respuesta sísmica.

Referencias.

- AMUNSS. (2015). Plan Municipal de Ordenamiento territorial de la Ciudad de San Salvador. Alcaldía Municipal de San Salvador.
- Arnold, Christopher. (2013) "Earthquake Effects on Buildings." 4.1 - 4.27.
Web:http://www.fema.gov/media-library-data/20130726-1556-20490-0102/fema454_chapter4.pdf
- Aki, K. (1957). Space and Time Spectra of Stationary Stochastic Waves with Special Reference to Microtremors. Bulletin of the Earthquake Research Institute. Tokyo University (35), 415-457.
- Angulo, J. (2013). Microzonificación y escenarios sísmicos para la ciudad de Apizaco, Tlaxcala. Tesis para obtener el grado de Ingeniero Geofísico. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Bard, P. (1998), "Microtremor Measurements: A tool for site effect estimation?", The effects of Surface Geology on Seismic Motion, Irikura, Kudo, Okada & Sasatani (eds), Balkema, Rotterdam, The Netherlands, pp.1251-1279.
- Bard, P. (1999), Microtremor measurement: A tool for site effect estimation? The effects of surface geology on seismic motion, tomo3, pp.1251-1282.
- Bennefoy C., Cotton F., Bard P., (2006), The nature of noise wavefield and its applications for site effects studies, A literature review, Elsevier, Earth-Science Reviews 79, pp 205-277.
- Bernal, J.; Gómez, P.; Bobadilla, J. (1999) "Una visión práctica en el uso de la Transformada de Fourier como herramienta para el análisis espectral de la voz". *"Estudios de fonética experimental"*, Vol. 10, p. 75-105.
- Bourdeau, C. (2005), "Effets de site et mouvements de versant en zones sismiques: apport de la modelisation numerique". Collège doctoral. MINES PARIS.
- Bormann, P. (Ed.) (2012). New Manual of Seismological Observatory Practice (NMSOP-2), IASPEI, GFZ German Research Centre for Geosciences, Potsdam; <http://nmsop.gfz-potsdam.de>; DOI: 10.2312/GFZ.NMSOP-2.
- Bommer, J. (1996). Terremotos, Urbanización y Riesgo Sísmico en San Salvador. Boletín PRISMA, Programa Salvadoreño De Investigación Sobre Desarrollo Y Medio Ambiente, Año 1996, Número 18, Julio-Agosto de 1996.
- Cádiz, R., (1996). Basado en apuntes del Dr. Gary Kendall, Northwestern University. Evanston, Illinois.

- Chávez-García, F. J., & Montalva, G. A. (2014). Efectos de sitio para Ingenieros Geotécnicos, estudio del valle Parkway. *Obras y Proyectos* (16), 6-30.
- Cruz A., M.; Acuña P., R. (1987) Efectos del terremoto del 10 de octubre de 1986 sobre el sistema hospitalario de San Salvador.s.l, s.l; s.f Costa Rica.
- ESIME. (2013). Discrete Fourier Transform (DFT). Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería Mecánica y Eléctrica. México.
- Errázuriz, J. (2012). Microzonificaciones sísmicas en ciudades del mundo y discusión sobre la aplicabilidad en la ciudad de Santiago. Chile.
- Flores E., (2004), Métodos alternos para la estimación del efecto de sitio mediante el uso de arreglos de microtemores, Tesis para obtener al grado de ingeniera geofísica, Universidad Autónoma de México.
- Goitia, Alfonso (1986). El Impacto Socioeconómico del terremoto. *Boletín de Ciencias económicas y sociales*, Año IX, Número 6, noviembre-diciembre de 1986.
- Gómez, E. (2009). Introducción al filtrado digital. Departamento de Sonología. Escola Superior de Música de Catalunya. Curso 2009-2010.
- Granados M., E.; Lemus H., M. (2003). "Evaluación De Daños Típicos De Edificaciones En El Área Metropolitana De San Salvador Ante Los Sismos Ocurridos En 1986 Y 2001". Universidad de El Salvador.
- Güralp Systems. (1987). CMG-3T, Weak motion broadband seismometer, technical sheet.
- Güralp Systems. (2007). CMG-6TD, Digital Broadband Seismometer, Operator's guide. England.
- Güralp System. 2016. CMG-3ESP, Operator's Guide Document, No: MAN-ESP-0001, Issue G.
- Güralp System. 2017. CMG-6TD, Operator's Guide Document, No: MAN-T60-0002, Issue G.
- Haskell, N. (1962). Crustal reflection of plane SH waves, *J. Geophys. Res.* 65, 4751–4767.
- Herodier, G., Allwood, C., Cañas, C. (1997). San Salvador, el esplendor de una ciudad: 1880 – 1930. ASESUIZA. San Salvador, El Salvador.
- Horike, M. (1985). Inversion of phase velocity of long-period microtremors to the S-wave-velocity structure down to the basement in urbanized areas. *Journal of Physics of the Earth*, 33(2), 59-96.
- Iglesias, C., Martínez, J., & Taboada, J. (2012). Metodología de detección de microsismología en el hueco de una corta minera rellena de agua. *DYNA*, 79(175), 81-89. retrieved may 19.
- Kagami, H., Duke, C., Liang, G., & Ohta, Y. (1982). Observation of 1 to 5 second microtremors and their application to earthquake engineering. Part II. Evaluation of site effect upon seismic wave

- amplification due to extremely deep soil deposits. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(3), 987-998.
- Kanai, K., Tanaka, T., & Osada, K. (1954). Measurement of the microtremor. *Bulletin of the Earthquake. Research Institute of Tokyo* (32), 199-209.
 - Huang, Hai, (2014). *Molecular Electronic Transducer-Based Seismometer and Accelerometer Fabricated With Micro-Electro-Mechanical Systems Techniques*, Arizona state university.
 - Lermo, J. and Chávez-García, F.J., (1994). Are microtremors useful in site response evaluation? *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(5):1350- 1364.
 - Lermo, J. and Chávez-García, F.J., (1993). Site effect evaluation using spectral ratios with only one station, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 83(5):1574-1594.
 - Limaymanta, F., (2009). *Uso de familias espectrales obtenidas con registros de sismos y microtremores para la clasificación de terrenos con fines de diseño sísmico. Aplicación en las ciudades de Veracruz-Boca del Río, Oaxaca y Acapulco*, universidad nacional autónoma de México, México D.F.
 - Linares, R. (1985). *Microzonificación Sísmica de Áreas Metropolitana de San Salvador. Basada en la Observación de Microtemblores, Espectros de Respuesta y Registros de Sismoscopios. Tesis para Optar al Grado de Ingeniero Civil, Universidad Centroamericana José Simeón Cañas. San Salvador, El Salvador.*
 - Linares, G. 2005. "Introducción y Aplicación del Métodos de Sísmica de Microtremores en Áreas Urbanas". Tesis de Grado. Universidad Simón Bolívar.
 - Lomnitz, C. (1974). *Global Tectonics and Earthquake Risk*. Amsterdam: Elsevier Science.
 - Marafini, M.; Ruarte J.; Melina, P.; Orellano, N. (2016). "Estudios geodinámicos en Latinoamérica con técnicas geodésicas satelitales". Universidad Nacional de San Juan, Argentina.
 - Martínez H., M.A. (1979) *Microzonificación sísmica del área metropolitana de San Salvador. Tecnología y Ciencia, UCA, abril-junio, año 1, no. 2, 111-133.*
 - Maroño, M. 2009. "Caracterización geofísica y geotécnica en la estación Guaraira Repano, Urb. La Urbina, Caracas". Tesis de Grado. Universidad Simón Bolívar.
 - Montecillo, T. (1996). *Estimación empírica de efectos de sitio en el Distrito Federal. Tesis para obtener el título de Ingeniero Geofísico, Universidad Nacional Autónoma de México.*
 - Nava, A. (2002). *Procesamiento de series de tiempo*. México: Fondo Cultura Económica.

- Nakamura, Y., (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremors on the ground surface, Quaterly Report of Railway Technical Research Institute, 30(1):25-33.
- Nakamura, Y., (2000). Clear identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications, Proceedings of the 12th World Conference on Earthquake Engineering, Auckland, New Zealand, paper 2656.
- Nakamura, Y., (1996). On the H/V Spectrum, Proceedings of the 14th World Conference on Earthquake Engineering, Beijing, China, 2008. Nakamura, Y., Real time information systems for seismic hazards mitigation UrEDAS, HERAS and PIC, Quarterly Report of RTRI, 37(3):112-127.
- Nogoshi, M. and Igarashi, T., (1971). On the amplitude characteristics of microtremor (Part 2), Journal of Seismic Society of Japan, 24:26-40.
- Ohsaki, Y., (1972). Japanese microzonation methods, Bulletin of the Earthquake Research Institute, 49:161-182.
- Oppenheim, A., & Willsky, A. (1998). *Señales y Sistemas*. México: Prentice Hall.
- Ordáz, M y C. Montoya (2000), "DEGTRA A4", Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Proakis J. and Manolakis D. (1997). Tratamiento digital de señales. Prentice Hall.
- Rosales, C., (2001). Sobre el comportamiento sísmico de los depósitos de suelo del área de Cañaveralejo, Cali, Colombia, Tesis para obtener el grado de ingeniera civil, Universidad del Valle de Santiago de Cali-Colombia.
- Schmit-Thomé, M. (1975). The Geology in the San Salvador Area (El Salvador, Central America): A Basic for City Development and Planning. Geological Jarbuch(13), 207-228.
- Seed, H., (1986), Influencia de las condiciones locales de suelo en movimientos del terreno y en daños a edificios durante sismos, Octava conferencia Nabor Carrillo, Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos, 187 pp.
- Shimizu, P. and Suehiro, S., (1947). Report of survey in Nakamura Town, Interim Report on Nankaido Earthquake, Central Meteorological Observatory.
- Singh, S., Quaas, R., Ordaz, M., Mooser, F., Almora, D., Torres, M., & Vásquez, R. (1995). Is there trully a "hard" rock site in the Valley of Mexico? Geophysical Research Letters(22), 481-484.
- SNET. (2004). Sismos en El Salvador 1900 - 2001: Contexto. San Salvador.
- Stalling, W. (2000). Comunicaciones y Redes de computadores. Prentice Halls, Sexta Ed, 61-63.

- Tintaya, C. (2007). Procesamiento digital de señales sísmicas con MATLAB. *Investigación de Física Vol. 10* N° 2, 45 -50.
- Torres G., Luis A., (2010). Efectos de sitio observados en estaciones acelerográficas de la ciudad de Puebla, 43-44. Universidad Nacional Autónoma de México. México.
- Piña, J. (2011). Microzonificación sísmica de las laderas de Tuxtla Gutiérrez. LACANDONIA, Año 5, Vol. 5, 123 - 132.
- Real, J. (2010). Caracterización de niveles de ruido en estaciones sismológicas del proyecto MASE. Universidad Nacional Autónoma de México. México.
- Resources.arcgis.com. (2017). ArcGIS Resources. [online] Available at: <http://resources.arcgis.com/es/home>.
- Torres, L. (2010) Efectos de sitio observados en estaciones acelerográficas de la ciudad de Puebla, Universidad Nacional Autónoma de México. México.
- Tsighe, M. y García, F. I. (2006). Proposed Geotechnical - Amplification classification of geological materials in Murcia. *Geogaceta*, ed.40. Pag. 39 - 42.
- UAE. (2002). Análisis de la escorrentía superficial y capacidad colectora en el área metropolitana de San Salvador. Capitulo I.
- UCA, JICA, SNET. (2007). Informe del proyecto: Primera fase de la microzonificación sísmica en las principales ciudades de El Salvador. San Salvador.
- Udías, A., & Mezcuca, J. (1996). *Fundamentos de Geofísica, Primera Edición*. . Madrid: Alhambra.
- Valle, R. (2013). Escenarios sísmicos para la zona urbana de Zacatelco, Tlaxcala México. Tesis para el obtener el grado de Ingeniero Geofísico, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Vásquez, T. 2008. “Aplicación de métodos sísmicos: vibraciones naturales y refracción de microtemores para caracterización de sitio en estudios de ingeniería civil”. Tesis de Grado. Universidad Simón Bolívar.
- Yokoi, T., Kuwabara, T. and Horiuchi, T., (1965). Studies of soil conditions and earthquakes damage in Nagoya, Part 2, Proceedings of the Architectural Institute of Japan.

Anexos.

Anexo I CRITERIOS SESAME (Site EffectS assessment using AMbient Excitations)

SESAME, es un proyecto de investigación europeo realizado durante tres años. Se creó con el objetivo de tener un procedimiento de análisis y evaluación fiable de riesgo y estrategia de mitigación sísmica. Se basa en la caracterización de efectos de sitio utilizando grabaciones ambientales (microtremores) combinadas con la técnica de razón espectral H/V (HVSR).

Entrega procedimientos prácticos para la toma de datos en terreno, procesamiento e interpretación de resultados (SESAME, 2004).

Condiciones Experimentales

A continuación, se resumen las condiciones experimentales que se deben tener en cuenta al momento de realizar mediciones en terreno:

Tabla A 1 Parámetros recomendados por SESAME

Tipo de parámetro	Principales Recomendaciones	
Duración de Grabación	Espera mínima f_0 (Hz)	Duración de grabación mínima recomendada (min)
	0.2	30
	0.5	20
	1	10
	2	5
	5	3
	10	2
Distancia de Grabación	Microzonificación: comenzar con una gran separación (por ejemplo, una cuadrícula de 500m), en caso de variación lateral de los resultados, densificar los puntos de la cuadrícula, por ejemplo, a 250m.	
	Respuesta única de sitio: nunca use un sólo punto de medición para obtener un valor de f_0 , hacer por lo menos tres puntos de medición.	

Parámetros de Grabación	Nivelar el sensor según lo recomendado por el fabricante.
	Fijar el nivel de obtención en el máximo posible sin saturación de la señal.
Acoplamiento Sensor-Suelo	Colocar el sensor directamente en el suelo, siempre que sea posible.
	Evitar la colocación del sensor en "suelos blandos" (barro, tierra labrada, hierba alta, etc.) o en suelo saturado después de la lluvia.
Acoplamiento Artificial Sensor-Suelo	Evitar las placas de materiales blandos como goma espuma, cartón, etc.
	En pendientes pronunciadas que no permitan la correcta nivelación del sensor, instalarlo en una pila de arena o en un recipiente lleno de arena.
	En la nieve o hielo, instale una placa metálica, de madera o un recipiente lleno de arena para evitar la inclinación del sensor debido a la fusión local.
Estructuras Cercanas	Evitar la grabación cerca de estructuras tales como edificios, árboles, etc. En caso de viento (mayor a 5m/s aproximadamente.). Puede influir fuertemente en los resultados de H/V mediante la introducción de algunas frecuencias bajas en las curvas.
	Evite medir por encima de estructuras subterráneas tales como estacionamientos, tubos, tapas de alcantarillado, etc.
Condiciones Climáticas	Viento: Proteja el sensor del viento (superior a 5m/s). Esto ayuda sólo si no hay estructuras cercanas.
	Lluvia: evitar mediciones bajo una intensa lluvia. No tiene ninguna influencia notable con una lluvia débil.
	Temperatura: revise el sensor y las instrucciones de grabación del fabricante.
	Perturbaciones meteorológicas: indicar en la hoja de terreno si las mediciones se llevan a cabo durante un evento meteorológico de baja presión.
Alteraciones	Evitar mediciones cerca de máquinas de construcción, máquinas industriales, bombas, generadores, etc.
	En el caso de fuentes pasajeras (peatones, automóviles, etc.), aumentar la duración de la grabación, así tener ventanas suficientes para el análisis, después de la eliminación de estas fuentes.

Durante la grabación pueden existir perturbaciones transitorias que deben ser retiradas de la señal, posteriormente en el análisis. Para esto, se recomienda incrementar la duración de grabación total, así se podrá seleccionar ventanas representativas con mayor facilidad. En la siguiente tabla se dan los parámetros mínimos para cumplir el tema planteado.

Tabla A 2 valores mínimos para los diferentes parámetros considerados por SESAME

f_0 [Hz]	Valor mínimo para l_w [s]	Número mínimo de ciclos significativos (nc)	Número mínimo de ventanas	Duración mínima señal útil [s]	Tiempo de grabación mínimo recomendado [min]
0.2	50	200	10	1000	30
0.5	20	200	10	400	20
1	10	200	10	200	10
2	5	200	10	100	5
5	5	200	10	40	3
10	5	200	10	20	2

Para la comprobación de resultados de frecuencia y período fundamental, entrega nueve criterios que se enfocan en obtener una gráfica con una curva confiable y un peak claro o definido.

Curva H/V confiable:

i. $f_0 > \frac{10}{l_w}$

ii. $n_c(f_0) > 200$

iii. $\sigma_A(f) < 2$ para $0.5 * f_0 < f < 2 * f_0$ si $f_0 > 0.5\text{Hz}$

ó $\sigma_A(f) < 3$ para $0.5 * f_0 < f < 2 * f_0$ si $f_0 > 0.5\text{Hz}$

Peak H/V claro (por lo menos 5 de los 6 criterios cumplidos):

- i. $\exists f^- \in \left[\frac{f_0}{4}, f_0 \right] \left| A_{\frac{H}{V}}(f^-) < \frac{A_0}{2} \right.$
- ii. $\exists f^+ \in [f_0, 4 * f_0] \left| A_{\frac{H}{V}}(f^+) < \frac{A_0}{2} \right.$
- iii. $A_0 > 2$
- iv. $f_{peak} * \left[A_{\frac{H}{V}}(f) \pm \sigma_A(f) \right] = f_0 \pm 5\%$
- v. $\sigma_f < \varepsilon(f_0)$
- vi. $\sigma_A(f_0) < \theta(f_0)$

Donde:

$l_w =$ longitud de la ventana.

$n_w =$ numero de venanas seleccionadas para la curva media de H/V.

$n_c = l_w * n_w * f_0 =$ numero de ciclos significativos.

$f =$ frecuencia actual.

$f_0 =$ frecuencia peak de H/V.

$\sigma_f =$ desviacion estandar de la frecuencia peak de H/V.

$\varepsilon(f_0) =$ valor umbral para la condicion de estabilidad $\sigma_f < \varepsilon(f_0)$.

$A_0 =$ peak de amplitud de H/V a la frecuencia f_0

$A_{\frac{H}{V}}(f) =$ peak de amplitud de la curva H/V a la frecuencia f .

$f^- =$ frecuencia entre $f_0/4$ y f_0 para que $A_{H/V}(f^-) < A_0/2$

$f^+ =$ frecuencia entre f_0 y $4f_0$ para que $A_{H/V}(f^+) < A_0/2$

$\sigma_A(f)$ = desviación estándar de $A_{H/V}(f)$, $\sigma_A(f)$ es el factor por el cual la curva media $A_{H/V}(f)$ debe ser multiplicada o dividida.

$\theta(f_0)$ = valor umbral para la condición de estabilidad $\sigma_A(f) < \theta(f_0)$

Tabla A 3 Valores umbral para σf y $\sigma A(f_0)$.

Rango de Frecuencias (Hz)	< 0.2	0.2 - 0.5	0.5 - 1.0	1.0 - 2.0	> 2.0
$\epsilon(f_0)$ (Hz)	$0.25*f_0$	$0.2*f_0$	$0.15*f_0$	$0.1*f_0$	$0.05*f_0$
$\theta(f_0)$ de $\sigma A(f_0)$	3	2.5	2	1.78	1.58
$\log\theta(f_0)$ de $\sigma \log H/V(f_0)$	0.48	0.4	0.3	0.25	0.2

Principales tipos de picos

Se dan a conocer, en términos generales, los diferentes tipos de curva H/V más comunes que se pueden obtener.

- Picos agudos de Origen Industrial.

f_0 no es confiable si: Se comprueba origen industrial, es decir:

- El espectro en bruto presenta picos altos en todos los componentes.
- Los picos quedan más agudos con la disminución del suavizado.

Si origen industrial no es evidente:

- Realice grabaciones continuas durante el día y la noche.
- Compruebe la existencia 24 h/7 días de fuentes industriales en la zona.

- Picos definidos.

1. f_0 no es confiable si: Su origen es industrial, es decir:

- Los espectros en bruto muestran peaks agudos en las tres componentes.
- Los peaks quedan más agudos con la disminución del suavizado.

2. Si $f_0 > f_{\text{sensor}}$ y no existe origen industrial: f_0 es confiable:

- Contraste probable en la profundidad ($A_0 > 4-5$).
- f_0 = frecuencia fundamental.
- Si h es conocida, entonces $V_{s, \text{med}} \sim 4h * f_0$.
- Si $V_{s, \text{sup}}$ es conocida, entonces $h_{\text{min}} \sim V_{s, \text{sup}} / 4f_0$.

- Picos poco definidos y de baja frecuencia.

1. Si el terreno es roca: f_0 no es confiable.

2. Si aumenta constantemente la relación H / V con la disminución de la frecuencia:

- Compruebe las curvas H/V de las ventanas individuales y elimine las ventanas que dan curvas H/V adulteradas.
- Utilizar ventanas de tiempo más largos y/o criterios de selección de ventanas más estrictos.
- Use un ancho de banda proporcional y menos suavizada.

3. Si al reprocesar la curva H/V satisface los criterios con claridad: f_0 es confiable.

4. Si al reprocesar la curva H/V no satisface los criterios con claridad: Realizar mediciones adicionales durante más tiempo, durante la noche, condiciones meteorológicas tranquilas y/o utilizar grabaciones sísmicas utilizando también un sitio de roca cercana.

- Pico Ancho o Ancho educir el ancho de banda de suavizado.

1. Si el pico no es estable y/o AH/V(f) es muy amplio: f_0 no es confiable.

2. Si el pico es estable y AH/V(f) es bastante bajo:

- Si se observan picos más definidos en los alrededores y:
- Si sus frecuencias relacionadas se encuentran dentro de la gama de frecuencias del pico ancho.
- Si sus frecuencias relacionadas presentan variaciones significativas de un sitio a otro.

A continuación, examinar la posibilidad de variación lateral subterránea, especialmente en las pendientes.

- En caso contrario no se recomienda extraer otra información.

- Picos múltiples (multiplicidad de máximos).

Verificar que uno de los picos no sea de origen industrial.

Aumentar el ancho de banda de suavizado.

1. Si al reprocesar la curva H/V satisface con claridad los criterios: f_0 es confiable.

2. Si al reprocesar la curva H/V no satisface con claridad los criterios: Vuelva a realizar mediciones durante un tiempo más largo y/o durante la noche.

Casos de 2 Picos ($f_1 > f_0$)

1. Si f_0 es de origen industrial y f_1 no es de origen industrial: f_0 no es confiable y f_1 es confiable.

- Contraste probable en profundidad.
- f_1 = frecuencia fundamental.
- Si h es conocida, entonces $V_{S, med} \sim 4h * f_1$.
- Si $V_{S, sup}$ es conocida, entonces $h_{mín} \sim V_{S, sup} / 4 * f_1$.

2. Si f_1 es de origen industrial y f_0 no es de origen industrial: f_0 es confiable y f_1 no es confiable.

- Contraste probable en profundidad.
- f_0 = frecuencia fundamental.
- Si h es conocida, entonces $V_{S, med} \sim 4h * f_0$
- Si $V_{S, sup}$ es conocida, entonces $h_{min} \sim V_{S, sup} / 4 * f_0$.

Si la geología del lugar indica la posibilidad de tener dos grandes contrastes de velocidad en dos escalas diferentes y los criterios se cumplen con claridad tanto para f_0 y f_1 : f_0 y f_1 son confiables

- Posibles dos grandes contrastes en superficie y a grandes profundidades en dos escalas diferentes.
- f_0 = frecuencia fundamental.
- f_1 = otra frecuencia natural.
- Si $V_{S, sup}$ es conocido, entonces $h_{1, min} \sim V_{S, sup} / 4 * f_1$. Curva H/V que satisface las condiciones de fiabilidad

Depósitos de suelo:

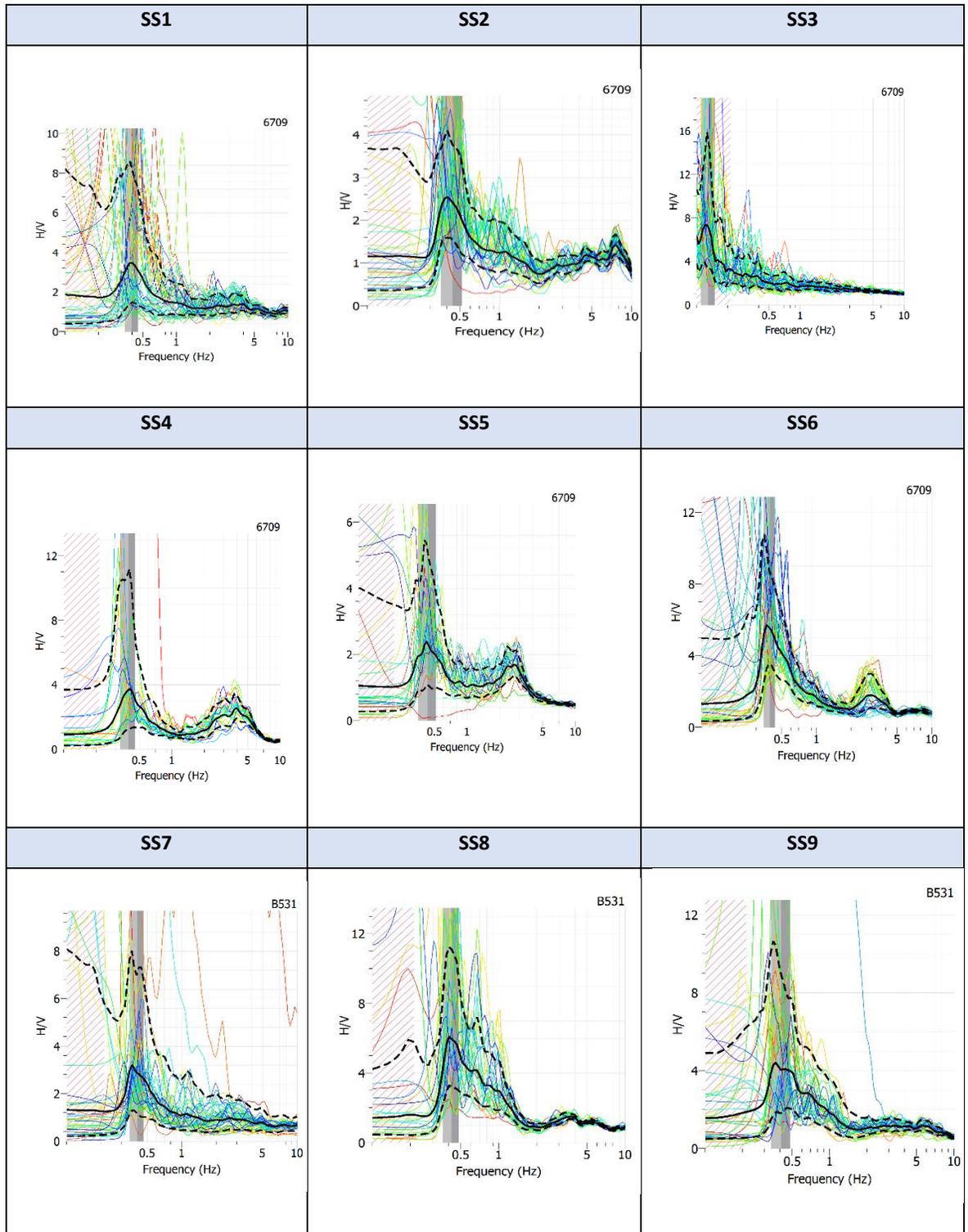
- Existe probable ausencia de cualquier marcado contraste en profundidad.
- No significa necesariamente que no haya amplificación.
- Realice grabaciones sísmicas en el lugar y en las cercanías de sitio de roca.
- Recomendable uso de otras técnicas geofísicas.

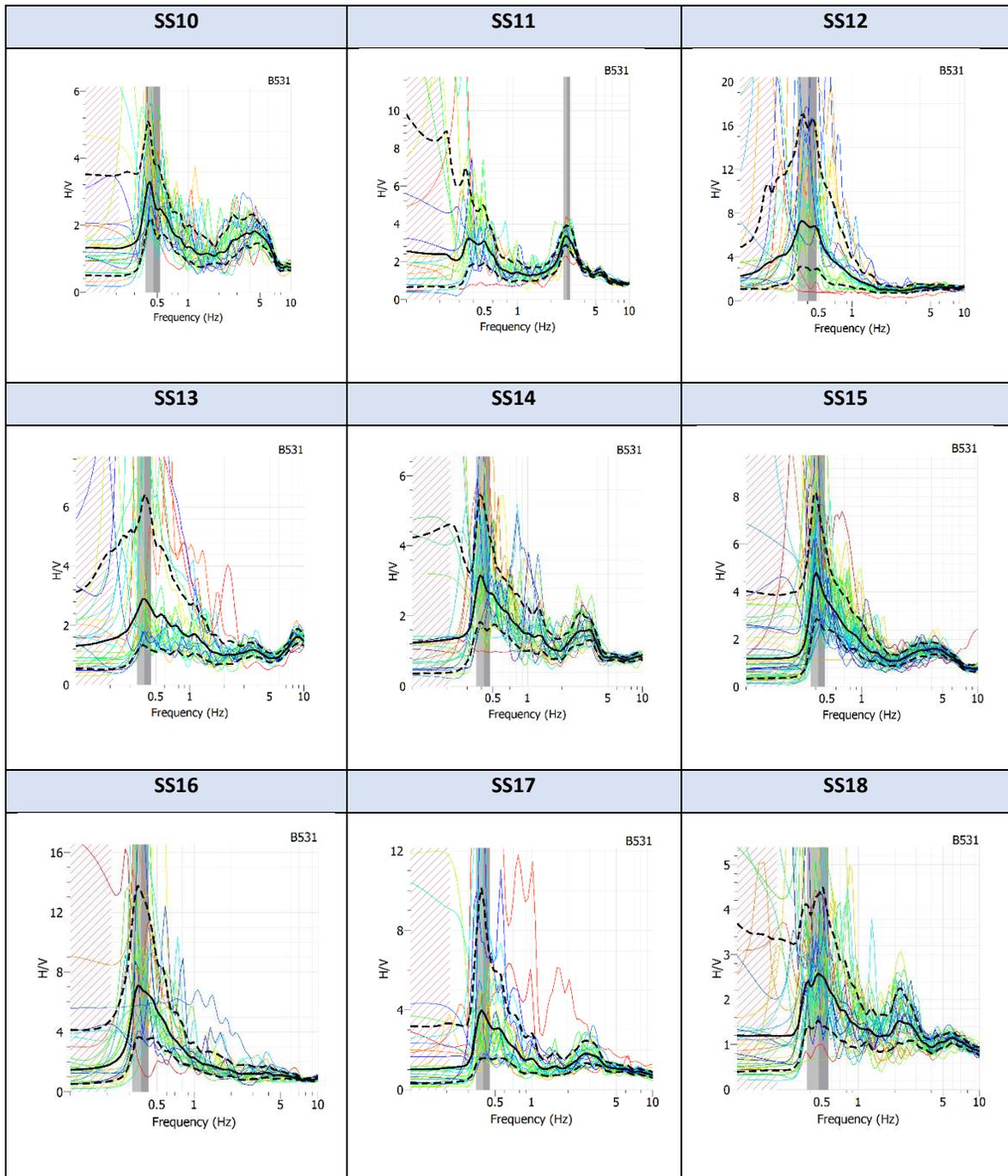
Roca:

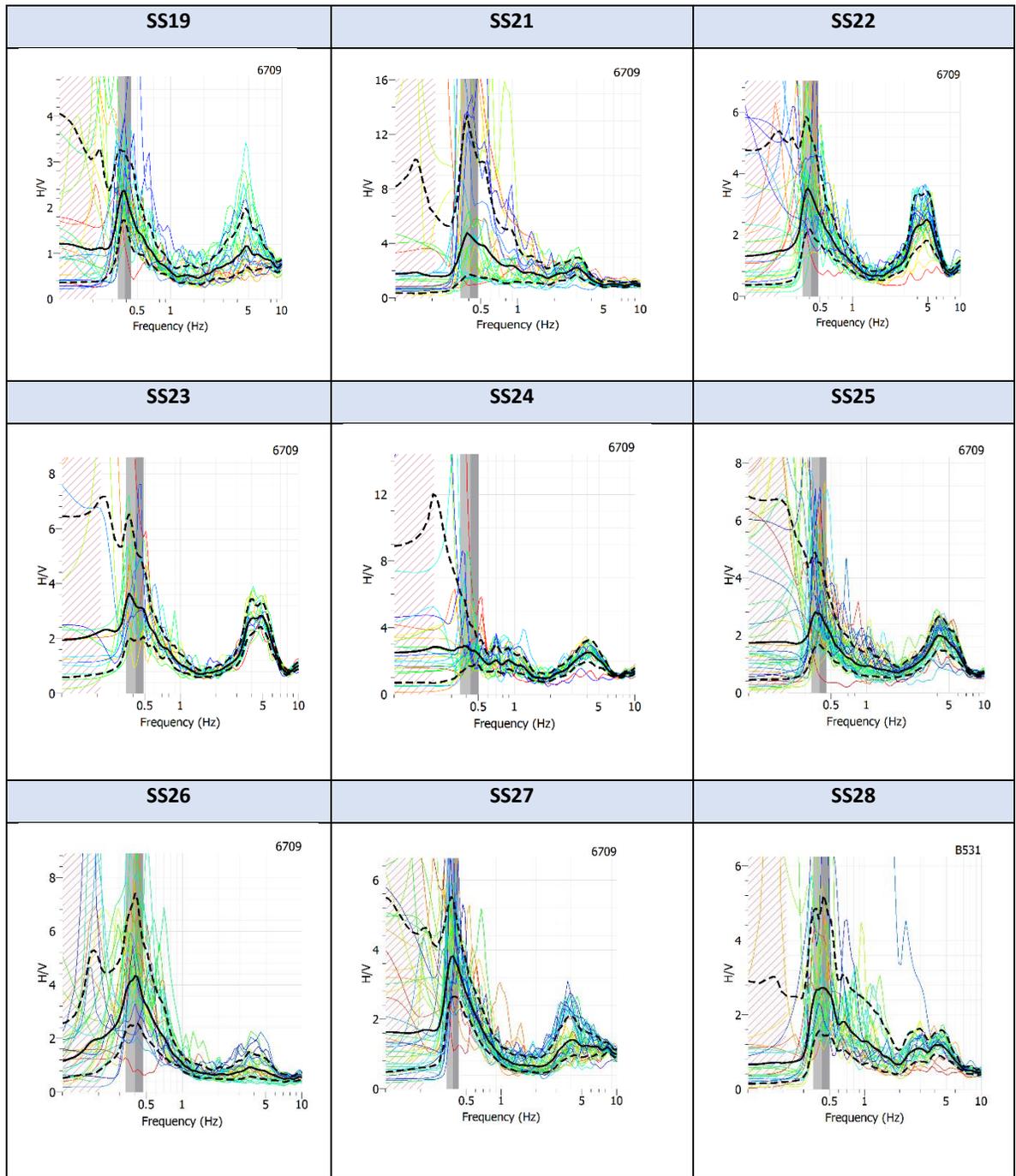
- Probablemente no meteorizada o con una ligera erosión de roca.
- Puede ser considerado como un buen sitio de referencia.

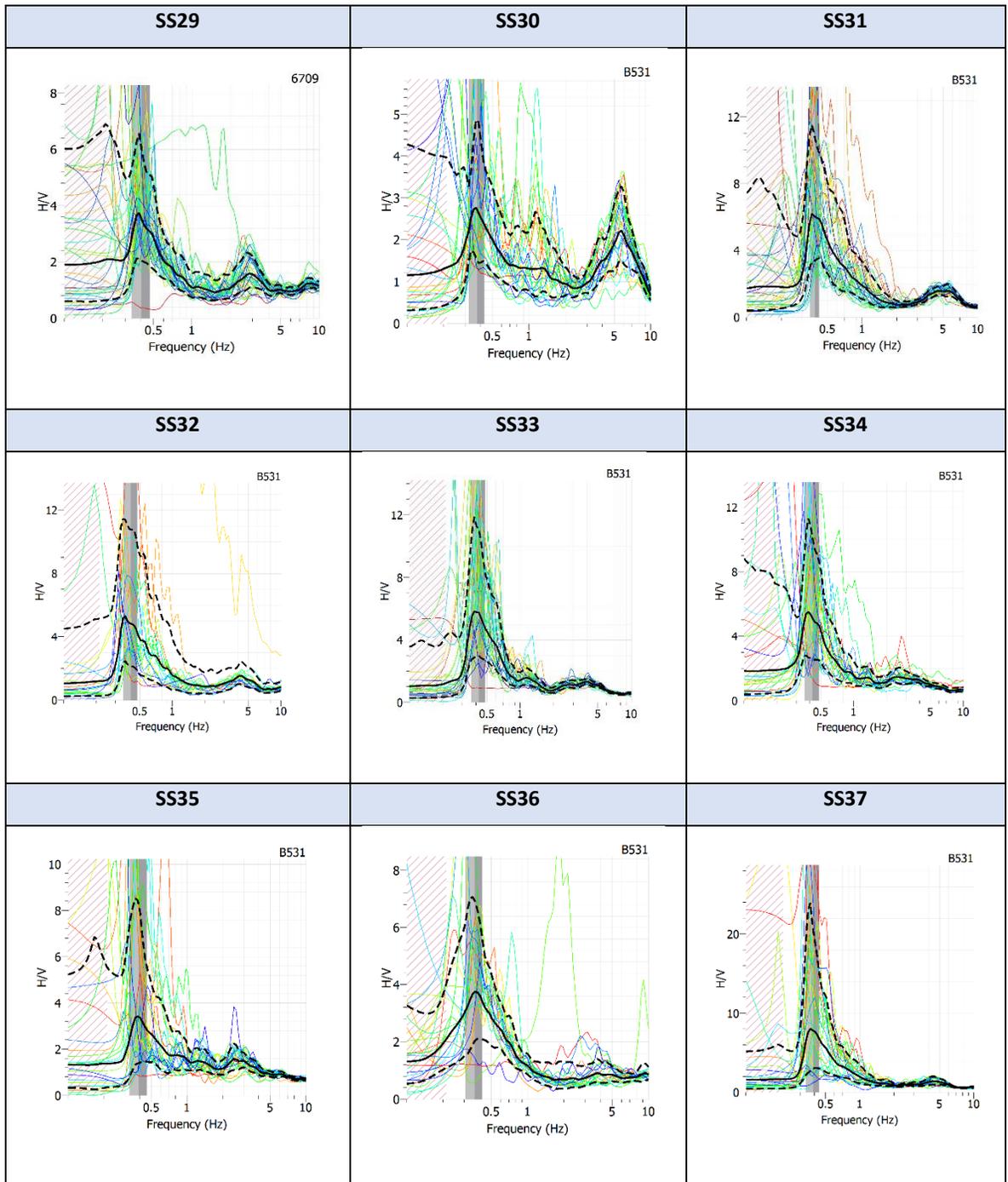
El cumplimiento o no de estos nueve criterios, no define que el resultado final sea correcto o incorrecto, lo que busca es disminuir la probabilidad de error en los datos, entregando recomendaciones desde la etapa en terreno hasta el análisis en software.

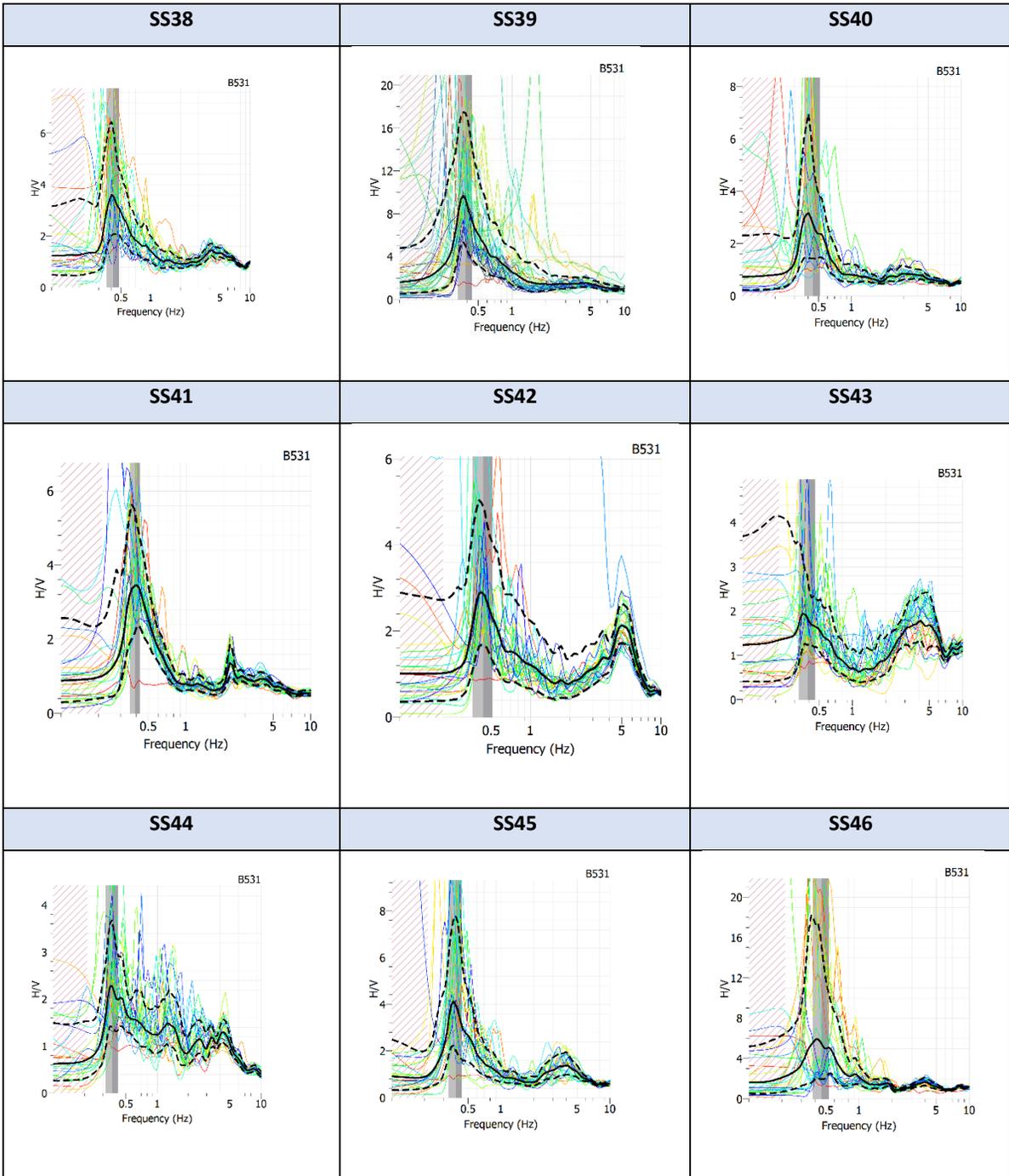
Anexo II Resultados gráficos en Geopsy

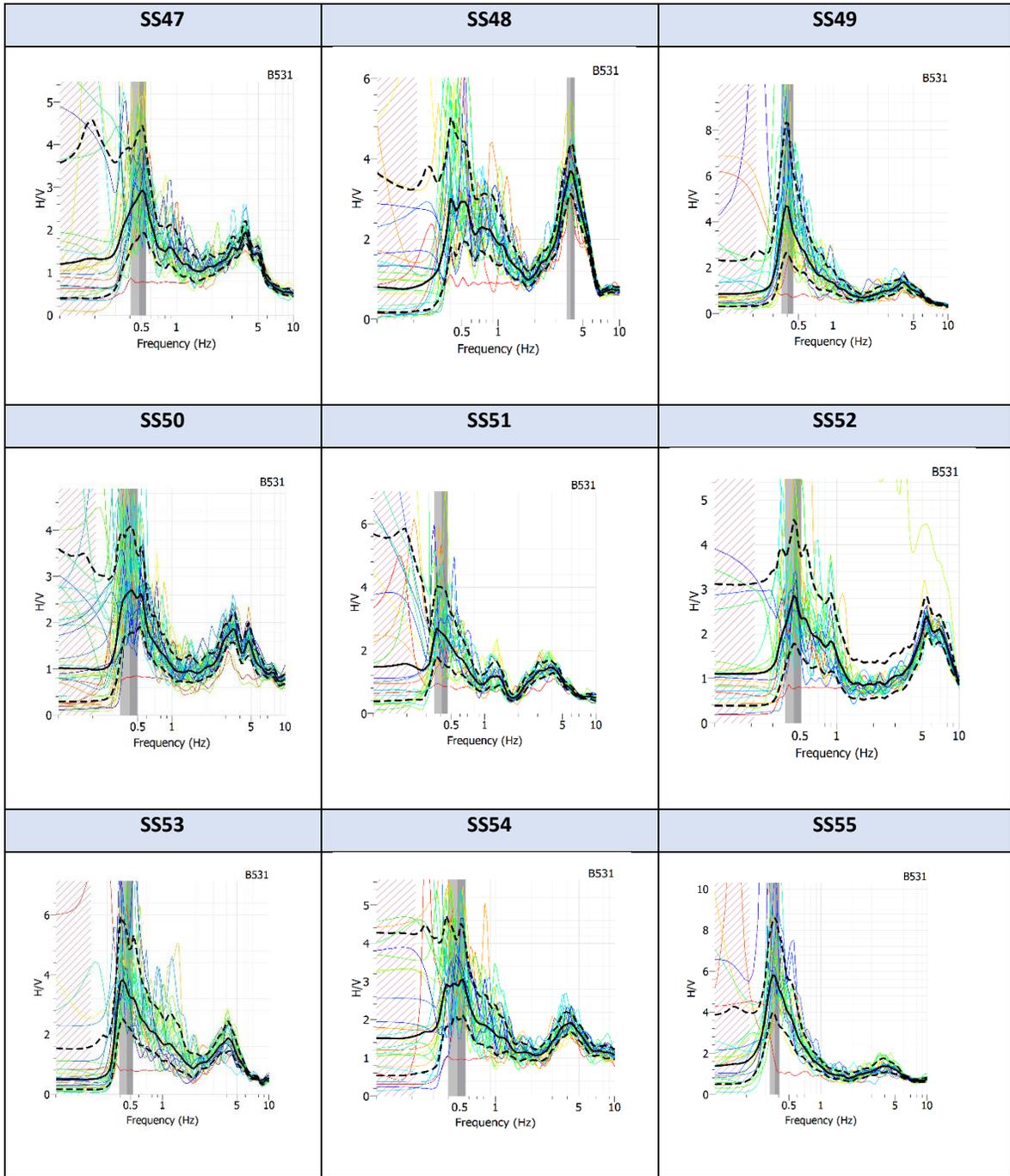


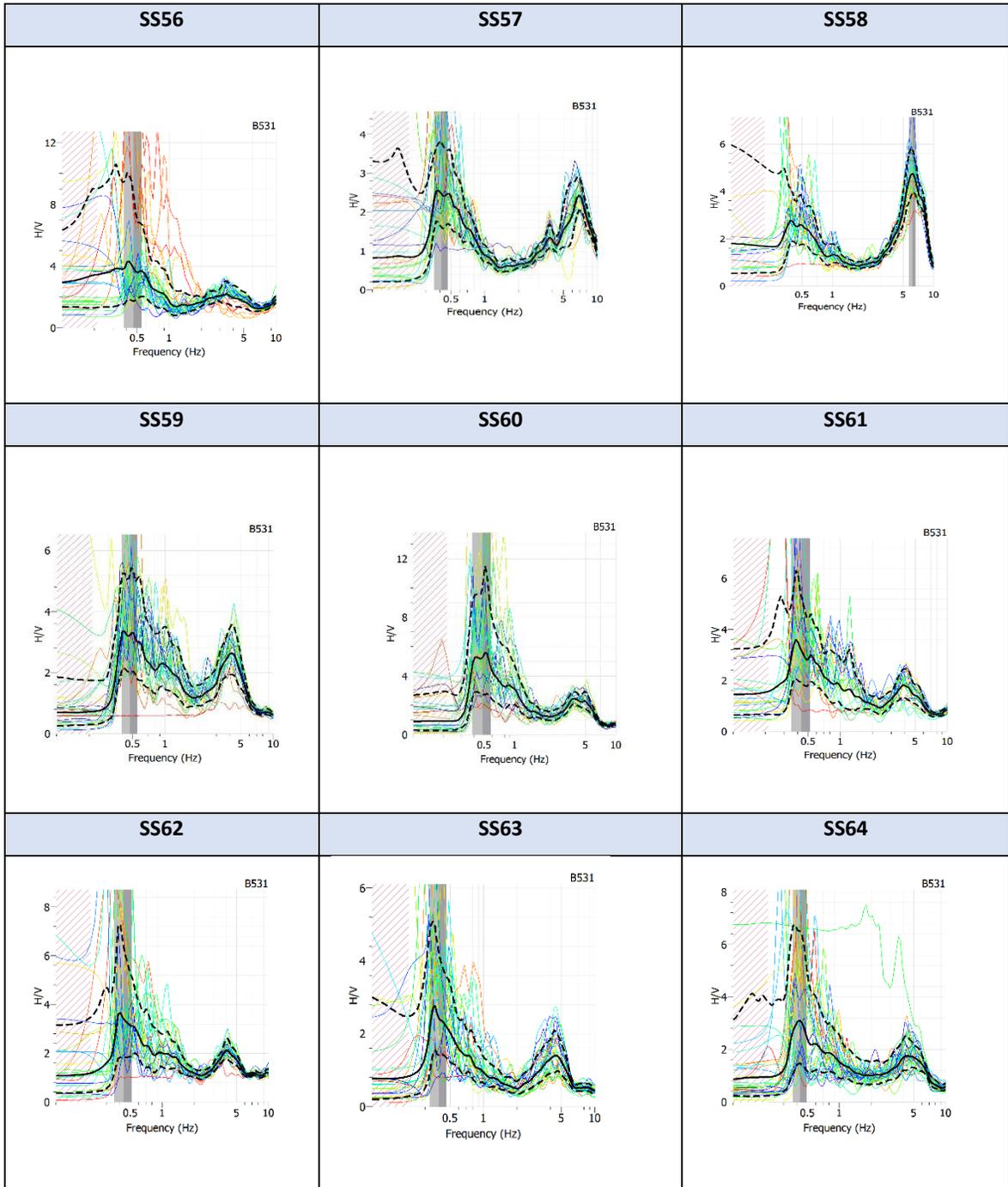


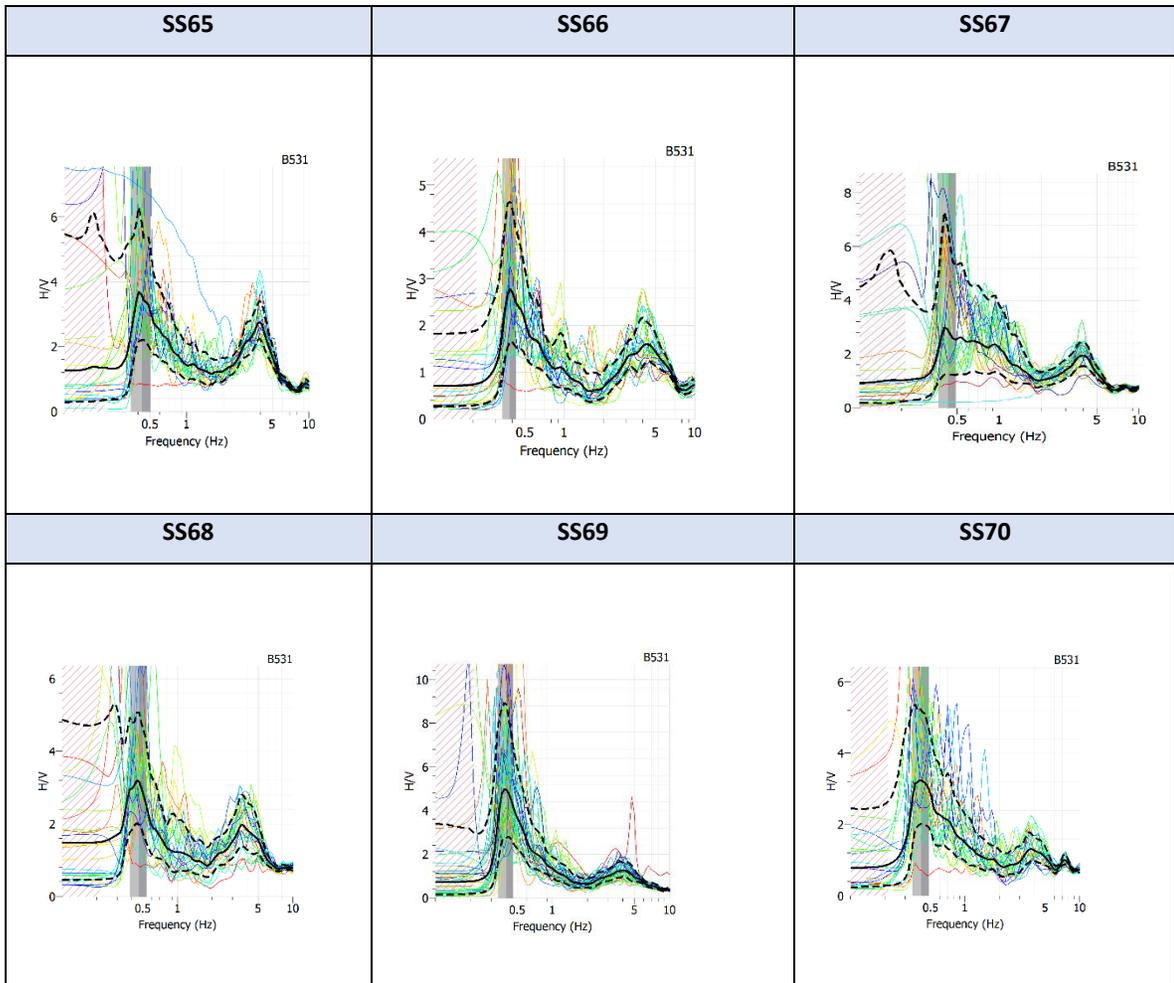








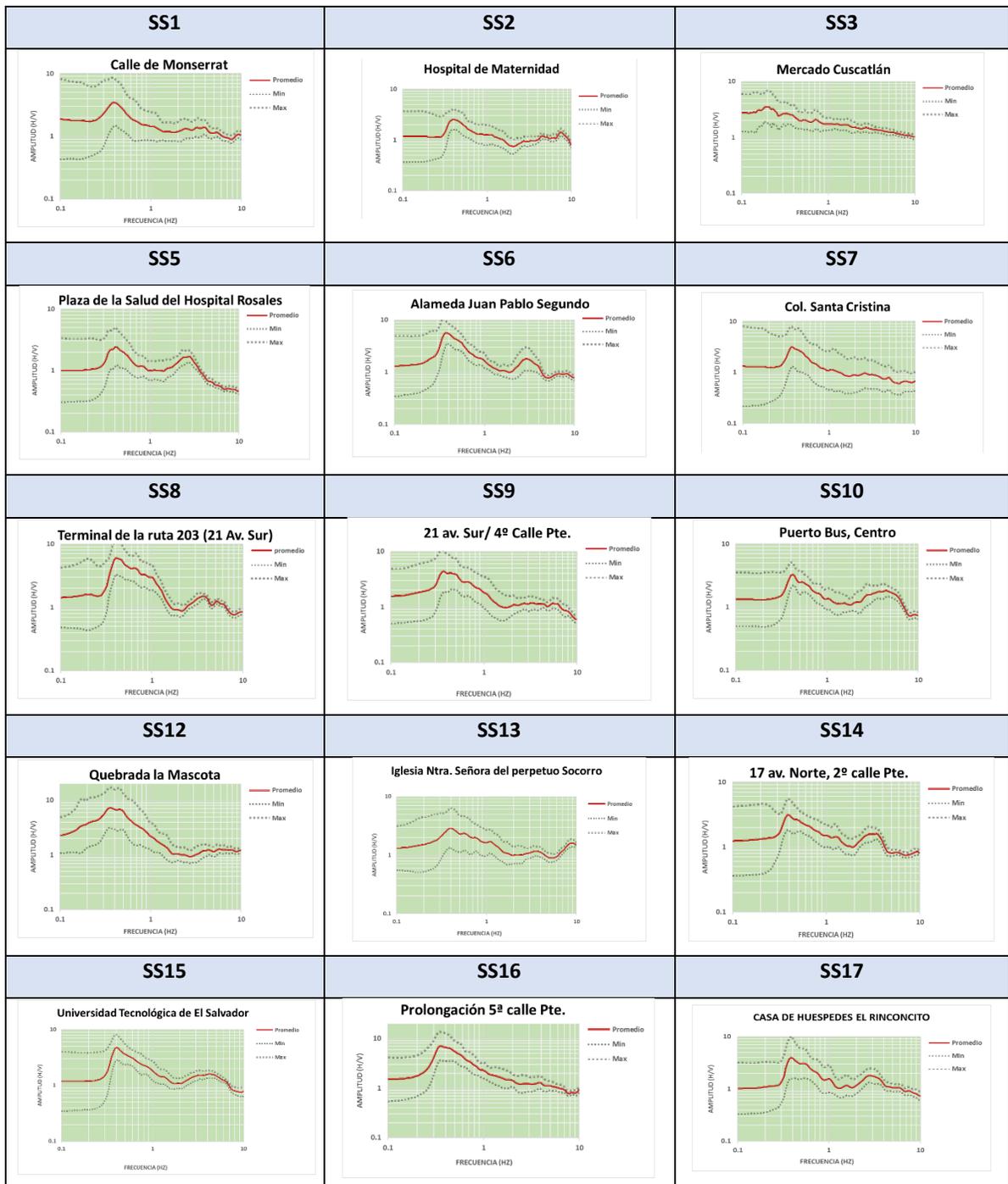


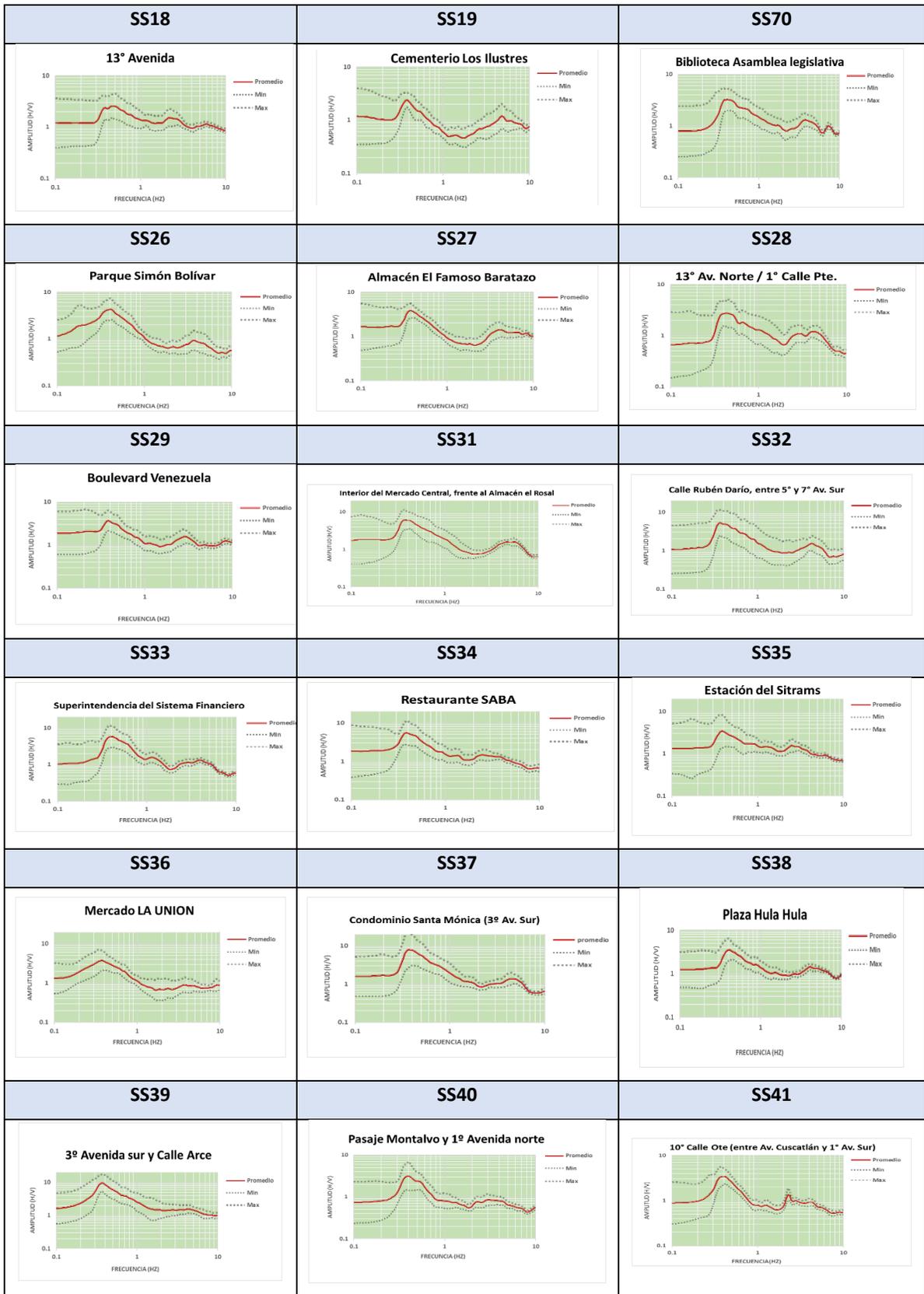


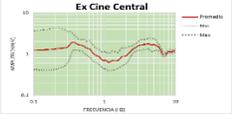
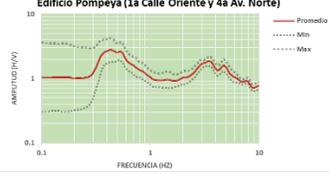
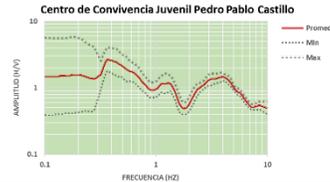
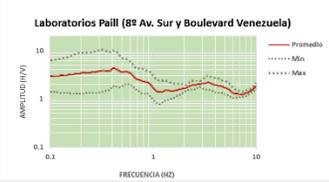
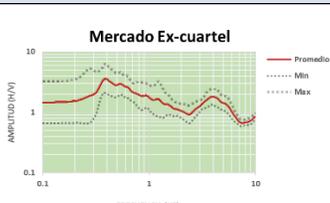
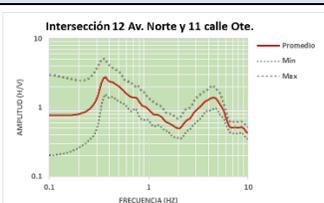
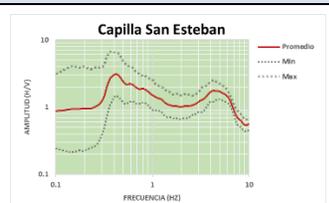
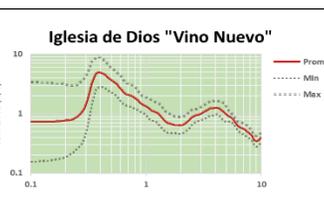
Anexo III Procesamiento de registros en Microsoft Excel 2013

Registros procesados por familias espectrales en Excel de Microsoft Office 2013.

FAMILIA I



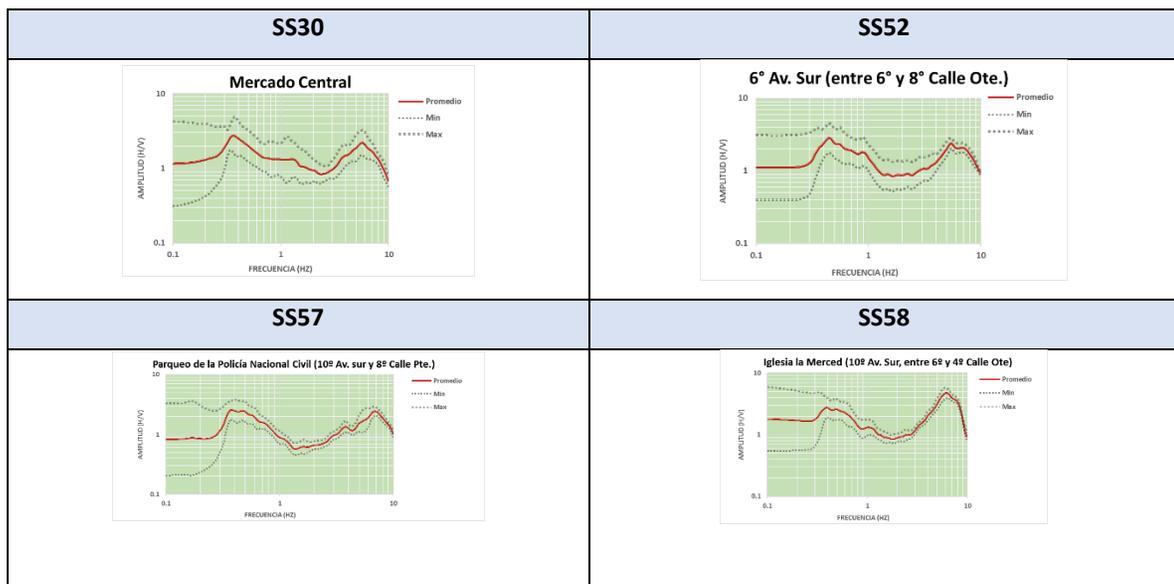


SS43	SS44	SS45
<p>Ex Cine Central</p> 	<p>Viduc S.A. de C.V. (entre Av. España y 1ª Av. Norte)</p> 	<p>Catedral de San Salvador</p> 
SS46	SS49	SS50
<p>Plaza Comercial España</p> 	<p>Teatro Nacional</p> 	<p>Edificio Pompeya (1a Calle Oriente y 4a Av. Norte)</p> 
SS51	SS55	SS56
<p>Centro de Convivencia Juvenil Pedro Pablo Castillo</p> 	<p>Alcaldía de San Salvador</p> 	<p>Laboratorios Paill (88 Av. Sur y Boulevard Venezuela)</p> 
SS61	SS63	SS64
<p>Mercado Ex-cuartel</p> 	<p>Intersección 12 Av. Norte y 11 calle Ote.</p> 	<p>Capilla San Esteban</p> 
SS66	SS69	
<p>Intersección Av. Independencia y 1ª Calle Ote.</p> 	<p>Iglesia de Dios "Vino Nuevo"</p> 	

FAMILIA II



FAMILIA IV



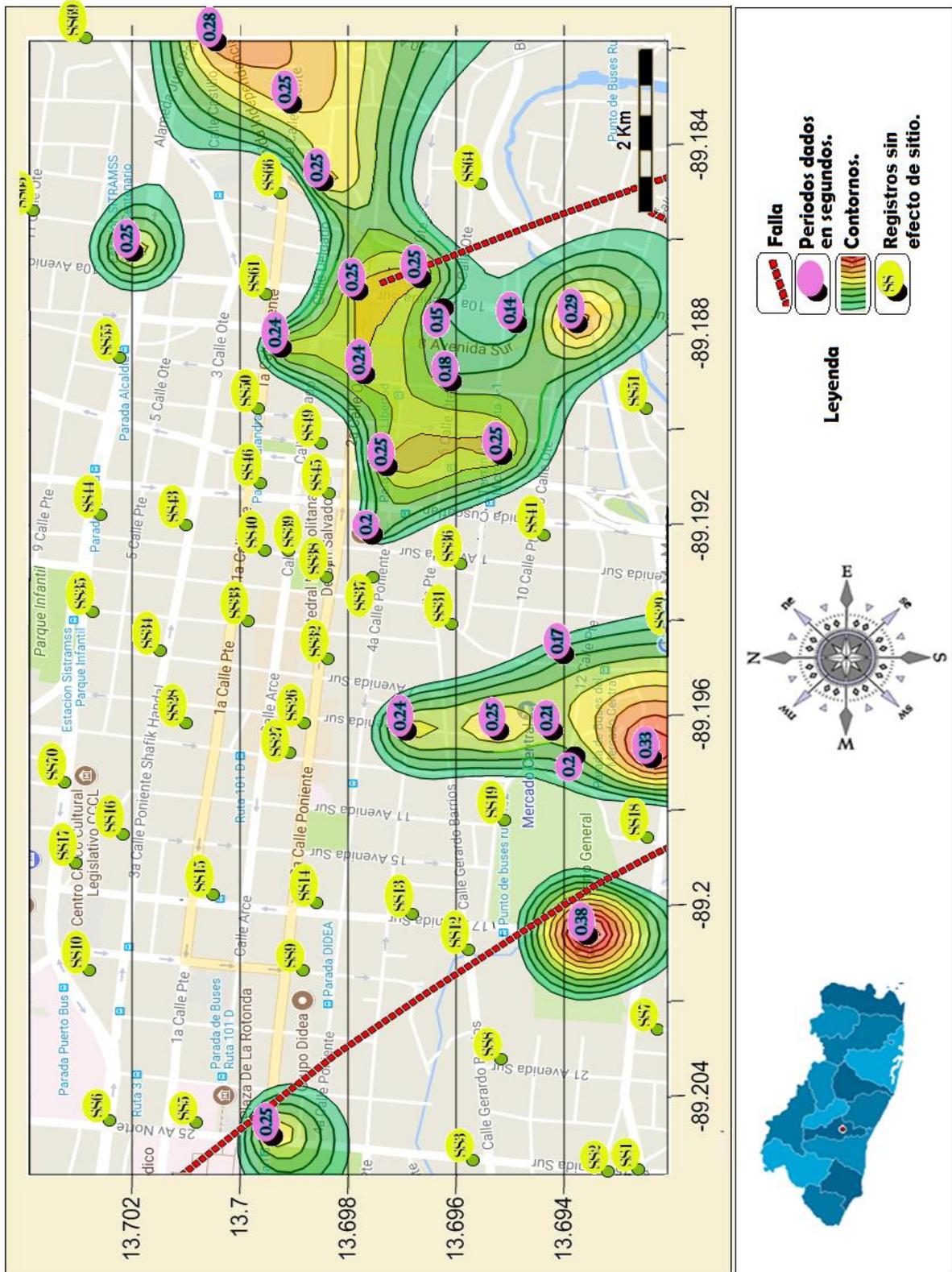
FAMILIA III

SS04	SS22	SS23
SS24	SS25	SS42
SS47	SS48	SS53
SS54	SS59	SS60
SS62	SS65	SS67

Anexo IV Tabla de registros y resultados.

Registros	Ubicación	Latitud	Longitud	Amplitud	Frecuencia	Periodo
SS1	Calle de Monserrat.	-89.205591	13.69272	1.5	4	0.25
SS2	Hospital de Maternidad.	-89.205638	13.6933	1.3	7.5	0.13
SS3	Mercado Cuscatlán	-89.205396	13.695788	1.7	2.7	0.37
SS4	Pasaje Bloom	-89.204735	13.699377	2.5	4	0.25
SS5	Plaza de la Salud del Hospital Rosales	-89.204619	13.700894	1.6	2.8	0.36
SS6	Alameda Juan Pablo Segundo	-89.204562	13.702495	1.8	3	0.33
SS7	Col. Santa Cristina	-89.2026584	13.6923805	1.1	2.5	0.40
SS8	Terminal de la ruta 203 (21 Av. Sur)	-89.203278	13.6952692	1.4	3.8	0.26
SS9	21 av. Sur/ 4º Calle Pte.	-89.2014216	13.6989198	1.3	6	0.17
SS10	Puerto Bus, Centro.	-89.2014226	13.7028734	1.8	4.5	0.22
SS11	Cementerio Central.	-89.2005364	13.6935532	3.5	2.6	0.38
SS12	Quebrada la Mascota.	-89.2010035	13.695877	1.2	5.2	0.19
SS13	Iglesia Ntra. Señora del perpetuo socorro	-89.2002447	13.6969096	1.6	9	0.11
SS14	17 av. Norte, 2º calle Pte.	-89.2000228	13.6986663	1.5	3.5	0.29
SS15	Universidad Tecnológica de El Salvador	-89.1998313	13.7005938	1.5	4	0.25
SS16	Prolongación 5ª calle Pte.	-89.1985798	13.7022524	1.6	2	0.50
SS17	Casa de huéspedes "El Rinconcito".	-89.19917	13.70312	1.8	3	0.33
SS18	13º Av.	-89.198644	13.692565	1.5	2.2	0.45
SS19	Cementerio Los Ilustres	-89.198282	13.695202	1.2	5	0.20
SS70	Biblioteca Asamblea legislativa	-89.197488	13.703319	1.4	3.8	0.26
SS21	Aluminios Continentales S.A de C.V	-89.19683	13.692367	2.2	3	0.33
SS22	Parque del Mercado Central	-89.196788	13.693784	2.4	5	0.20
SS23	Interior del Cementerio los Ilustres	-89.196252	13.694198	2.8	4.8	0.21
SS24	13º avenida y la 6ª calle Pte.	-89.196252	13.6952	2.3	4	0.25
SS25	6º Calle Pte./ 9º Av. Sur	-89.196247	13.696902	2	4.2	0.24
SS26	Parque Simón Bolívar	-89.196252	13.698902	1	3.6	0.28
SS27	Almacén El Famoso Baratazo	-89.19686	13.69917	1.5	4	0.25
SS28	13º Av. Norte / 1º Calle Pte.	-89.196252	13.701093	1.3	4	0.25
SS29	Boulevard Venezuela	-89.194315	13.692084	1.6	3	0.33
SS30	Mercado Central	-89.1946404	13.6939985	2.1	5.8	0.17
SS31	Interior del Mercado Central, Fte. al Almacén el Rosal	-89.194172	13.69618	1.7	5	0.20
SS32	Calle Rubén Darío, entre 5º y 7º Av. Sur	-89.19491	13.69847	1.6	4.2	0.24
SS33	Superintendencia del Sistema Financiero	-89.1941075	13.6999481	1.4	4	0.25
SS34	Restaurante SABA	-89.1947388	13.7015726	1.5	2.2	0.45
SS35	Estación del Sitrams	-89.1939087	13.7028003	1.6	2.5	0.40
SS36	Mercado LA UNION	-89.192915	13.696012	0.9	3.8	0.26
SS37	Condominio Santa Mónica (3º Av. Sur)	-89.193006	13.697618	1.6	4.8	0.21
SS38	Plaza Hula Hula	-89.1931825	13.6984898	1.5	4	0.25
SS39	3º Avenida sur y Calle Arce	-89.192639	13.699203	1.5	4.3	0.23
SS40	Pasaje Montalvo, 1ª avenida norte	-89.192628	13.699638	0.8	3	0.33
SS41	10º Calle Ote (entre Av. Cuscatlán y 1º Av. Sur)	-89.1923091	13.6944682	1.5	2.3	0.43
SS42	Plaza Cívica frente al Palacio Nacional	-89.19215	13.697531	2.1	5	0.20
SS43	Ex Cine Central	-89.19209	13.70109	1.8	4	0.25
SS44	Viduc S.A. de C.V (entre Av. España y 1º Av. Norte)	-89.19188	13.702655	1.4	4.2	0.24
SS45	Catedral de San Salvador	-89.191429	13.698445	1.4	4	0.25
SS46	Plaza Comercial España	-89.191213	13.699709	1.7	4	0.25
SS47	8º Calle ote. (entre 2a y 4a av. Sur)	-89.19047	13.69513	2	4	0.25
SS48	Plaza Gerardo Barrios	-89.190703	13.697254	3.8	4	0.25
SS49	Teatro Nacional	-89.19039	13.698597	1.4	4	0.25
SS50	Edificio Pompeya (1a Calle Oriente y 4a Av. Norte)	-89.189664	13.699749	1.8	3.6	0.28
SS51	Centro de Convivencia Juvenil Pedro Pablo Castillo	-89.189661	13.692578	1.5	4	0.25
SS52	6º Av. Sur (entre 6º y 8º Calle Ote.)	-89.18894	13.69607	2.5	5.5	0.18
SS53	2º Calle Ote. y 6º Av. Sur	-89.188788	13.697663	2	4.2	0.24
SS54	Ex biblioteca Nacional (1º calle poniente, entre 6º y 8º avenida sur)	-89.18822	13.69921	2	4.2	0.24
SS55	Alcaldía de San Salvador	-89.18859	13.70232	1.5	4	0.25
SS56	Laboratorios Paill (8º Av. Sur y Boulevard Venezuela)	-89.187707	13.693739	2	3.5	0.29
SS57	Parqueo de la Policía Nacional Civil (10º Av. sur y 8º Calle Pte.)	-89.187727	13.694872	2.3	7	0.14
SS58	Iglesia la Merced (10º Av. Sur, entre 6ª y 4ª Calle Ote)	-89.187391	13.696224	4.8	6.5	0.15
SS59	Plaza Zurita	-89.18677	13.69664	2.3	4	0.25
SS60	10º Av. Norte, entre 2º calle Ote y Calle Delgado.	-89.187041	13.69779	2.5	4	0.25
SS61	Mercado Ex-cuartel	-89.187259	13.699599	1.8	4	0.25
SS62	Estación SITRAMSS Parque Centenario	-89.18623	13.70195	2.1	4	0.25
SS63	Intersección 12 Av. Norte y 11 calle Ote.	-89.185519	13.703904	1.5	4.5	0.22
SS64	Capilla San Esteban	-89.18496	13.695643	1.7	4.4	0.23
SS65	Mercado Tinetti	-89.18475	13.69844	2.7	4	0.25
SS66	Intersección Av. Independencia y 1º Calle Ote.	-89.18514	13.69933	1.6	4.2	0.24
SS67	Final 1º Calle Ote.	-89.18311	13.69903	2	4	0.25
SS68	Ex Cine Avenida	-89.18181	13.70042	2	3.6	0.28
SS69	Iglesia de Dios "Vino Nuevo"	-89.1819	13.70294	1.4	4	0.25

Mapa de periodos fundamentales del suelo para el Centro Histórico del Área Metropolitana de San Salvador



Propuesta de Microzonas Sísmicas para el Centro Histórico del Área Metropolitana de San Salvador

