

UNIVERSIDAD DE EL SALVADOR
FACULTAD MULTIDISCIPLINARIA DE OCCIDENTE
DEPARTAMENTO DE FÍSICA



TRABAJO DE GRADO
MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA PARA LA CIUDAD DE SANTA ANA, EL
SALVADOR

PARA OPTAR AL GRADO DE
LICENCIADO EN GEOFÍSICA

PRESENTADO POR
CRISTIAN ALEXIS MIRÓN GARCÍA
ELIAS ALEXIS ARROYO BERNAL
ELMER ANTONIO MAYEN MURGAS

DOCENTE ASESOR
MAESTRO BENANCIO HENRÍQUEZ MIRANDA

NOVIEMBRE, 2022
SANTA ANA, EL SALVADOR, CENTROAMÉRICA

UNIVERSIDAD DE EL SALVADOR

AUTORIDADES



MSc. ROGER ARMANDO ARIAS ALVARADO

RECTOR

PhD. RAÚL ERNESTO AZCÚNAGA LÓPEZ

VICERRECTOR ACADÉMICO

ING. JUAN ROSA QUINTANILLA

VICERRECTOR ADMINISTRATIVO

MAESTRO FRANCISCO ANTONIO ALARCÓN SANDOVAL

SECRETARIO GENERAL

LICDO. LUÍS ANTONIO MEJÍA LIPE

DEFENSOR DE LOS DERECHOS UNIVERSITARIOS

LICDO. RAFAEL HUMBERTO PEÑA MARÍN

FISCAL GENERAL

FACULTAD MULTIDISCIPLINARIA DE OCCIDENTE

AUTORIDADES



M.Ed. ROBERTO CARLOS SIGÜENZA CAMPOS

DECANO

M.Ed. RINA CLARIBEL BOLAÑOS DE ZOMETA

VICEDECANA

LICDO. JAIME ERNESTO SERMEÑO DE LA PEÑA

SECRETARIO DE LA FACULTAD

MSc. BENANCIO HENRÍQUEZ MIRANDA

JEFE DEL DEPARTAMENTO DE FÍSICA

Agradecimientos

Agradezco enormemente a mi padre, quien con su esfuerzo y consejo siempre apoyó mis proyectos de estudio, a mi madre que día a día, con gran dedicación, estuvo a mi lado. A mis hermanas mayores, que admiro por su perseverancia, proporcionándome inspiración a lo largo de mi niñez y juventud. A mi pareja, con especial cariño, que ha soportado la indiferencia que trae consigo un proyecto de estudio como éste.

Al cuerpo de docentes que, son o han sido parte del Departamento de Física, quienes siempre dieron lo mejor de sí para instruir a sus alumnos, con especial mención a Benancio Henríquez, Cesar Batres, Adverdi Ventura y Amelia Castro, que por su calidad humana y su excelencia académica son una fuente de inspiración.

A nuestro maestro Javier Lermo, por su enseñanza, paciencia y comprensión, que a pesar de nuestras carencias siempre decide apoyarnos, asesorarnos y aconsejarnos.

Cristian Mirón

Dedico este trabajo a todas las personas que de una u otra manera contribuyeron y me apoyaron a lo largo de toda mi formación profesional, a mis padres por su ayuda incondicional, a mi novia por animarme en cada etapa, a mis maestros, especialmente al licenciado Benancio Henríquez por su guía y comprensión, así como al departamento de física junto con el profesor Javier Lermo quienes nos proporcionaron los instrumentos con los cuales llevamos a cabo nuestro estudio. Agradezco también a mis compañeros y amigos que son demasiados para nombrarlos aquí, pero que nos apoyaron enormemente en la campaña de medición que realizamos.

Elías Arroyo

A mi madre Edith Mayen.

Por haber sido mi inspiración y como homenaje póstumo a su memoria.

Elmer Mayen

Índice

Resumen	xiii
Introducción.....	xiv
Capítulo I: Planteamiento del problema.....	16
1.2 Antecedentes.....	16
1.2.1 Norma técnica para diseño por sismo.....	16
1.2.2 Estudios de microzonificación sísmica en El Salvador.....	18
1.3 Objetivos.....	19
1.3.1 Objetivo General.....	19
1.3.2 Objetivos Específicos	19
1.4 Cobertura y Alcance	19
Capítulo II: Marco teórico	21
2.1 Marco geológico	21
2.1.1 Tectónica regional.	21
2.1.2 Estratigrafía y vulcanismo	22
2.1.3 Zona de falla de El Salvador.....	26
2.1.4 Litología de Santa Ana	26
2.1.5 Formaciones de Santa Ana	27
2.1.6 Geomorfología de Santa Ana	30
2.2 Ondas sísmicas	31
2.2.1 Ondas de cuerpo	31
2.2.2 Ondas superficiales.....	32
2.3 Sismicidad local.....	34
2.3.1 Marco sismo tectónico de Centro América.	35
2.3.2 Historia sísmica de El Salvador.....	35
2.4 Efecto de sitio	35

2.4.1	Caracterización del efecto de sitio.....	36
2.5	Función de transferencia.....	40
2.5.1	Técnicas para obtener la función de transferencia.....	40
Capítulo III: Diseño metodológico		45
3.1	Microzonificación sísmica.....	45
3.1.1	Registro sísmico	45
3.1.2	Equipo y comparación de registros	45
3.1.3	Comparación de las Funciones de Transferencia de los equipos utilizados.....	46
3.1.3.	Relación entre las Funciones de Transferencias obtenidas por medio de HVNR y HVSR.....	46
3.1.4	Distribución de puntos y registro de microtemores	48
3.2	Procesamiento de los registros sísmicos y obtención del cociente espectral HVNR	50
3.3	Análisis e interpretación de las frecuencias fundamentales	50
3.3.1	Función de transferencia empírica a partir de microtemores	50
3.3.2	Importancia de los periodos dominantes.	51
3.4	Elementos de zonificación sísmica.....	52
3.4.1	Periodos dominantes.....	52
3.4.2	Familias espectrales	53
3.4.3	Mapa de isoperiodos	55
3.4.4	Clasificación de terrenos	55
Capítulo IV: Análisis e interpretación de resultados		58
4.1	Mapa de microzonificación.	58
Capítulo V: Conclusiones y recomendaciones		61
5.1	Conclusiones.....	61
5.2	Recomendaciones.	62

Referencias	63
ANEXOS	68

ÍNDICE DE FIGURAS

<i>Figura 1.1. Mapas de zonificación de El Salvador por los códigos de construcción sísmica de 1966, 1989 y 1994.</i>	18
<i>Figura 2.1. Marco tectónico regional</i>	22
<i>Figura 2.2. Representación de las principales estructuras que conforman Centroamérica (James, 2007).</i>	23
<i>Figura 2.3. Diagrama esquemático de secciones transversales de WNW a ESE</i>	24
<i>Figura 2.4 Distribución de edades de las formaciones volcánicas terciarias en las diferentes zonas del arco volcánico</i>	26
<i>Figura 2.5. Zona de Falla de El Salvador y marco tectónico local</i> ..	27
<i>Figura 2.6. Descripción litológica del municipio de Santa Ana, El Salvador.</i>	28
<i>Figura 2.7. Mapa litológico del municipio de Santa Ana, El Salvador.</i>	29
<i>Figura 2.8. Formaciones geológicas del municipio de Santa Ana, El Salvador.</i>	30
<i>Figura 2.9. Unidades geomorfológicas del municipio de Santa Ana</i>	31
<i>Figura 2.10. Tipos de Ondas Sísmicas. (Sandoval y Santana, 2016).</i>	32
<i>Figura 2.11. Ilustración de la propagación de las Ondas P u ondas de compresión</i>	33
<i>Figura 2.12. Ilustración de la propagación de las Ondas S u ondas transversales.</i>	34
<i>Figura 2.13. Ilustración de la propagación de las Ondas Rayleigh.</i>	34
<i>Figura 2.14. Ilustración de la propagación de las Ondas Love.</i>	35
<i>Figura 2.15. Mapa tectónico de Centroamérica.</i>	36
<i>Figura 2.16. Concepto de grafico del efecto de sitio,</i>	37

<i>Figura 2.17. Modelo estratificado idealizado y modelo simplificado.</i>	<i>39</i>
<i>Figura 2.19. Modelo estratigráfico de la técnica de Nakamura.</i>	<i>44</i>
<i>Figura 3.1. Sismógrafos utilizados en la campaña de medición.</i>	<i>46</i>
<i>Figura 3.2. Vista en planta de los cuatro sismógrafos utilizados para la comparación de registros sísmicos.</i>	<i>48</i>
<i>Figura 3.3. Comparación de las funciones de transferencia empíricas de los 4 equipos utilizados en la campaña de medición.</i>	<i>48</i>
<i>Figura 3.4. Funciones de transferencia empíricas del sismo del 13 de enero de 2001.</i>	<i>49</i>
<i>Figura 3.5 Distribución de los puntos de muestreo de vibración ambiental.</i>	<i>50</i>
<i>Figura 3.6. Parámetros típicos aplicados al anti-triggering en el procesamiento de datos ..</i>	<i>52</i>
<i>Figura 3.7. Gráficas características para periodos dominantes</i>	<i>53</i>
<i>Figura 3.8. Agrupación de funciones de transferencia en familias espectrales</i>	<i>55</i>
<i>Figura 3.9. Mapa de suelos según Norma de El Salvador para la ciudad de Santa Ana. ...</i>	<i>57</i>
<i>Figura 4.1. Mapa de microzonificación sísmica e isoperiodos para la ciudad de Santa Ana.</i>	<i>61</i>

ÍNDICE DE TABLAS

<i>Tabla 1 Coeficientes de sitio C0 Y T0 en la clasificación de terrenos según la norma salvadoreña.....</i>	<i>42</i>
--	-----------

Resumen

La ciudad de Santa Ana carece de un mapa de microzonificación sísmica, no se ha generado ninguno a pesar su importancia económica y demográfica para la república. Por lo cual se propone una investigación haciendo uso de registros de ruido sísmico ambiental analizado mediante la técnica de cocientes espectrales. Se analizan 93 puntos distribuidos en la zona urbana de Santa Ana utilizando sismómetros triaxiales. procurando una separación de aproximadamente 200 metros y con registros de 30 minutos por cada sitio. Se generan mapas de isoperiodos, isoamplitudes y mapas basados en la norma de construcción de El Salvador, tomando en cuenta estos resultados, así como la geotecnia, red de drenaje y geología de la zona, se genera el mapa de microzonificación sísmica para la ciudad, el cual consta de 6 zonas características con periodos fundamentales que abarcan un rango de 0.1 a 0.4 segundos, observándose los suelos más competentes en el centro y norte de la ciudad, una zona de depósitos al noroeste y suelos con un alto efecto de sitio al sur. Esta investigación busca dar una propuesta para caracterizar de mejor manera los suelos de la ciudad de Santa Ana basándose en la microzonificación obtenida, así mismo que esto sea de utilidad para futuras investigaciones científicas y redacción de documentos técnicos relacionados al riesgo sísmico de la ciudad.

Introducción

La actividad sísmica en El Salvador, ha tenido un impacto importante en la sociedad, ocasionando pérdidas humanas y materiales, la gran mayoría de estos sismos se localizan frente a la costa, producto de la subducción de la placa de Cocos bajo la placa del Caribe. Con menor frecuencia tiene lugar la ocurrencia de sismos cuyos epicentros estén dentro del territorio nacional, estos son asociados a fuentes secundarias como la deformación interna de la placa subducida y las deformaciones corticales de la corteza continental (Henar, 2016).

A nivel mundial se ha reconocido la importancia de la mitigación del riesgo asociado a este tipo de movimientos del suelo. Una forma de estimar este riesgo es realizando estudios de peligro sísmico en los que se estime el nivel de intensidad sísmica que puede generarse una zona específica. Por otro lado, es importante conjuntar estudios con reglamentos, códigos y recomendaciones para el diseño de construcciones y obras de ingeniería de gran importancia.

Como parte de la evaluación del peligro sísmico, se tienen los estudios de zonificación sísmica para zonas urbanas, como los realizados por Carrillo, J. A. en 2013; Lermo J. y Chávez-García F., en 1994 y Lermo et al., en 2016, estos tienen por objetivo caracterizar y clasificar la respuesta dinámica del suelo, permitiendo estimar su periodo dominante, aceleración, velocidad de desplazamiento y en general su amplificación, Los efectos de las condiciones geológicas locales que hacen variar intensidad sísmica en distancias muy cortas y en áreas muy pequeñas, se le denomina efecto de sitio.

El efecto de sitio puede ser evaluado con métodos teóricos y empíricos. Los métodos teóricos proporcionan y analizan un conjunto de parámetros para la estimación de las propiedades dinámicas del suelo a partir de una descripción detallada de los estratos y de las fuentes sismogénicas. Los métodos empíricos se basan en el análisis de registros sísmicos, de esta manera es posible determinar frecuencias o periodos dominantes, amplificaciones, etcétera. La ventaja de estos es que no se necesita tener información detallada de los estratos del suelo, y son de bajo costo económico (Carrillo, 2013).

Éste estudio pretende realizar mapas de microzonificación sísmica para la ciudad de Santa Ana, evaluando el efecto de sitio a partir del método de Nakamura (1989) con el análisis de periodos dominantes y familias espectrales.

Capítulo I: Planteamiento del problema

1.1 Descripción y justificación del problema

La república de El Salvador ha sido testigo de muchos terremotos devastadores en su territorio; un ejemplo de ello es el terremoto que devastó la ciudad capital el 10 de octubre de 1986 de magnitud $5.8 M_s$ (Álvarez, 1987) y el sismo del 13 de enero de 2001 de $7.6 M_w$. Dichos terremotos causaron pérdidas de vidas humanas y materiales a lo largo de todo el territorio nacional que ascienden a los miles de millones de dólares.

Ante las devastaciones de estos sismos y las potenciales afectaciones de sismos futuros este estudio pretende estimar los periodos dominantes del suelo en lugares concretos para la planificación urbana y la posible construcción de estructuras sismo-resistentes, este tipo de estructura considera todos los elementos que colaboran en la disipación de energía sísmica y así reducir los daños en la misma.

En El Salvador existen estudios regionales que ayudan a determinar el periodo dominante y el factor de amplificación del sitio en algunas zonas del país, sin embargo, se ha determinado en la aplicación de las normas técnicas que dichos factores no son precisos para muchas partes del territorio nacional, por ello se requiere de estudios focalizados para determinarlos.

1.2 Antecedentes

1.2.1 Norma técnica para diseño por sismo

En el periodo de 1942 – 1952 cuando los primeros edificios de más de tres niveles fueron erigidos en la capital, se realizó un estudio sísmico burdo aplicando una aceleración horizontal de $0.1g$ uniformemente distribuida sobre la altura de la estructura (Lara, 1987). El primer código nacional para estructuras sismo-resistentes fue introducido en 1966 en respuesta al destructivo terremoto que había ocurrido un año antes, este código estaba fuertemente basado en las regulaciones de Acapulco (estado de Guerrero, México) siguiendo recomendaciones hechas en un reporte a la UNESCO por Rosenblueth, Ordaz, Sánchez-Sesma y Singh (1989), donde se

dice que ya sea este código o las regulaciones chilenas podrían ser utilizados ya que sus condiciones coinciden con las que aplican en El Salvador.

Las zonas que presenta el código de 1966 simplemente dividen el territorio del país en dos, la Zona I con la mayor sismicidad que incluye la cadena volcánica y las áreas costeras (Figura 1.1) presenta una forma espectral anclada a factores de zonificación que son la mitad de los valores para la Zona II en comparación a la Zona I. Para el terremoto de 1965 no existían acelerógrafos operando en San Salvador, pero Rosenblueth et al., (1989) estimó un máximo de aceleración de suelo en un rango de 0.5 – 0.78g en base al desplazamiento de maquinaria pesada en fábricas cercanas al epicentro. El máximo coeficiente de corte base en el código es de 0.39 y la geología del sitio no fue considerada en las especificaciones de cargas de diseño (Bommer, Hernández, Navarrete, Salazar, 1996).

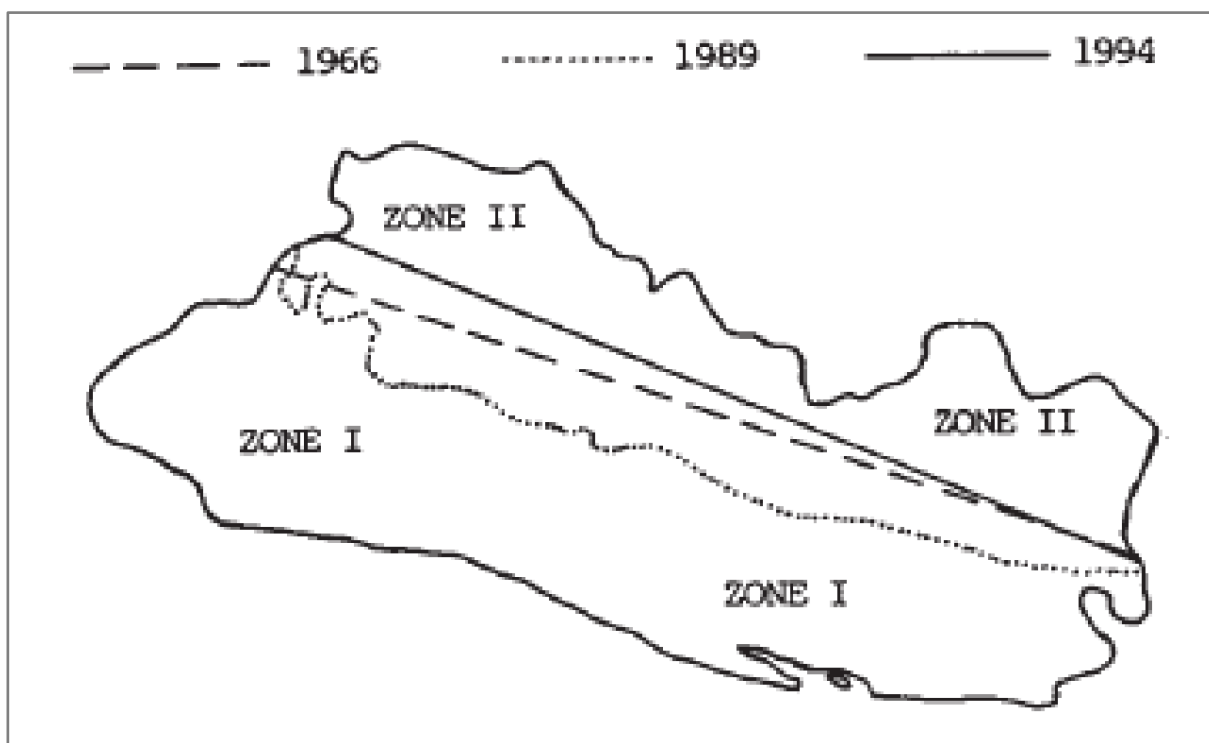


Figura 1.1. Mapas de zonificación de El Salvador por los códigos de construcción sísmica de 1966, 1989 y 1994.

El segundo código para diseño sismo-resistente en El Salvador fue redactado por un comité designado por la Asociación Salvadoreña de Ingenieros y Arquitectos (ASIA). En respuesta al terremoto del 10 de octubre de 1986. El código fue publicado en 1989 con el título

de “regulaciones de emergencia” como una medida temporal mientras un código final era escrito. El código de 1989 no incluye una evaluación probabilística de peligrosidad, pero el mapa de zonificación fue alterado levemente, como se muestra en la Figura 1.1, este código menciona la amplificación del movimiento del suelo debido a las capas del suelo, pero no relaciona específicamente las cargas sísmicas con la geología del sitio.

En mayo de 1994 un nuevo código de construcción reemplaza a las regulaciones de 1989, este fue redactado en un proyecto financiado por el banco mundial. Las consideraciones para la resistencia sísmica fueron basadas en el estudio de peligrosidad realizado por Singh, Gutiérrez, Arboleda, Ordaz (1993). El perfil de suelo del sitio es incorporado en las cargas del terremoto, resultando en un coeficiente de corte base de 0.3 para sitios con roca y 0.36 para los sitios con suelos más blandos.

1.2.2 Estudios de microzonificación sísmica en El Salvador

En las últimas décadas los métodos geofísicos de prospección pasivos han adquirido gran popularidad y el área sísmica no ha sido la excepción. Mediante el registro del ruido ambiental o microtemores se puede evaluar con gran fiabilidad la consistencia de los suelos, para ello uno de los métodos más utilizados es el propuesto por Nakamura (1989). “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 microtemores entre sus componentes horizontal y vertical (H/V)” (Castillo y Urrutia, 2017). En el Salvador ya se han desarrollado estudios utilizando este método obteniendo resultados satisfactorios, a continuación, se presenta una breve descripción de dichos trabajos:

El primer trabajo en el Salvador que incursiona en la amplificación de la onda sísmica al pasar por diferentes medios fue realizado en la Ciudad de San Salvador por la misión Geológica Alemana (Schmidt–Thomé, 1975), el objetivo de este estudio era determinar zonas aptas para futuros proyectos de urbanización. El mapa de microzonificación resultante puso en evidencia distintos espesores de tierra blanca producto de la erupción de la Caldera de Ilopango, algunas zonas poseen espesores mayores a los 90 metros, lo que los convierte en lugares de gran amplificación y no aptos para la construcción.

Castillo y Urrutia (2017) realizan un proyecto de microzonificación sísmica en el Centro Histórico de San Salvador para determinar el periodo dominante de vibración del suelo mediante la aplicación del cociente espectral H/V, se realizaron 69 mediciones en sitios diferentes utilizando sismómetros triaxiales Guralp System 6TD. Como resultado de esta investigación se obtuvieron mapas de isoperiodos y un mapa de familias espectrales para la zona de estudio. De forma similar se realizó un estudio que tenía por objetivo principal evaluar la respuesta sísmica del suelo en la Ciudad de Santa Tecla, El Salvador, (Lermo, et al., 2016), para ello se hizo uso de la técnica de cocientes espectrales HVNR propuesta por Lermo & Chavez-Garcia (1994a). Se tomaron mediciones en 99 puntos distribuidos en toda la ciudad utilizando sismógrafos Guralp 6TD. Los resultados obtenidos luego de agrupar los cocientes espectrales en grupos denominados familias, permitieron zonificar la ciudad de Santa Tecla en 3 zonas principales con diferente respuesta sísmica que así mismo se dividen en sub categorías, esta clasificación representaría un papel importante al momento de realizar nuevos proyectos de urbanización y construcción.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo General

- Generar mapas que ilustren el comportamiento dinámico de los suelos de la ciudad de Santa Ana

1.3.2 Objetivos Específicos

- Relacionar información técnica existente con la información científica generada en este estudio
- Clasificar los tipos de suelos de la ciudad de Santa Ana en microzonas sísmicas en base al efecto de sitio.

1.4 Cobertura y Alcance

Se logró realizar mediciones geofísicas en 93 sitios de la zona urbana de la ciudad de Santa Ana, los mapas generados en este estudio pretenden ser la base para futuras legislaciones

locales y/o nacionales de normas técnicas para diseño sismorresistente en la ciudad y el país. La investigación realizada es de interés para futuras investigaciones científicas y el desarrollo de los estudios de ruido sísmico ambiental para la estimación del efecto de sitio. Se logró capacitar a distintos niveles de estudiantes de la Licenciatura en Geofísica de la Universidad de El Salvador, Facultad Multidisciplinaria de occidente, pudiendo generar sinergia entre los diferentes grupos de estudiantes que integran el Departamento de Física de la facultad. Aun cuando se ha logrado generar un mapa de microzonas es necesario realizar una mayor cantidad de registros geofísicos dentro la zona urbana, y sobre todo en las zonas de crecimiento de esta ciudad y así conocer la respuesta de sus suelos, dar recomendaciones para futuras construcciones y mejorar la calidad de vida de la población.

Capítulo II: Marco teórico

2.1 Marco geológico

2.1.1 Tectónica regional.

El Salvador se localiza en el norte de Centroamérica, al oeste de la costa de la placa del Caribe y del bloque Chortis (Rogers & Mann, 2007). La convergencia entre las placas de Cocos y del Caribe provoca un movimiento de subducción combinado de 73 mm/año hacia el noreste y 14 mm/año de movimiento paralelo a la zona de subducción hacia el noroeste del antearco centroamericano (Staller, et al., 2016). (Figura 2.1).

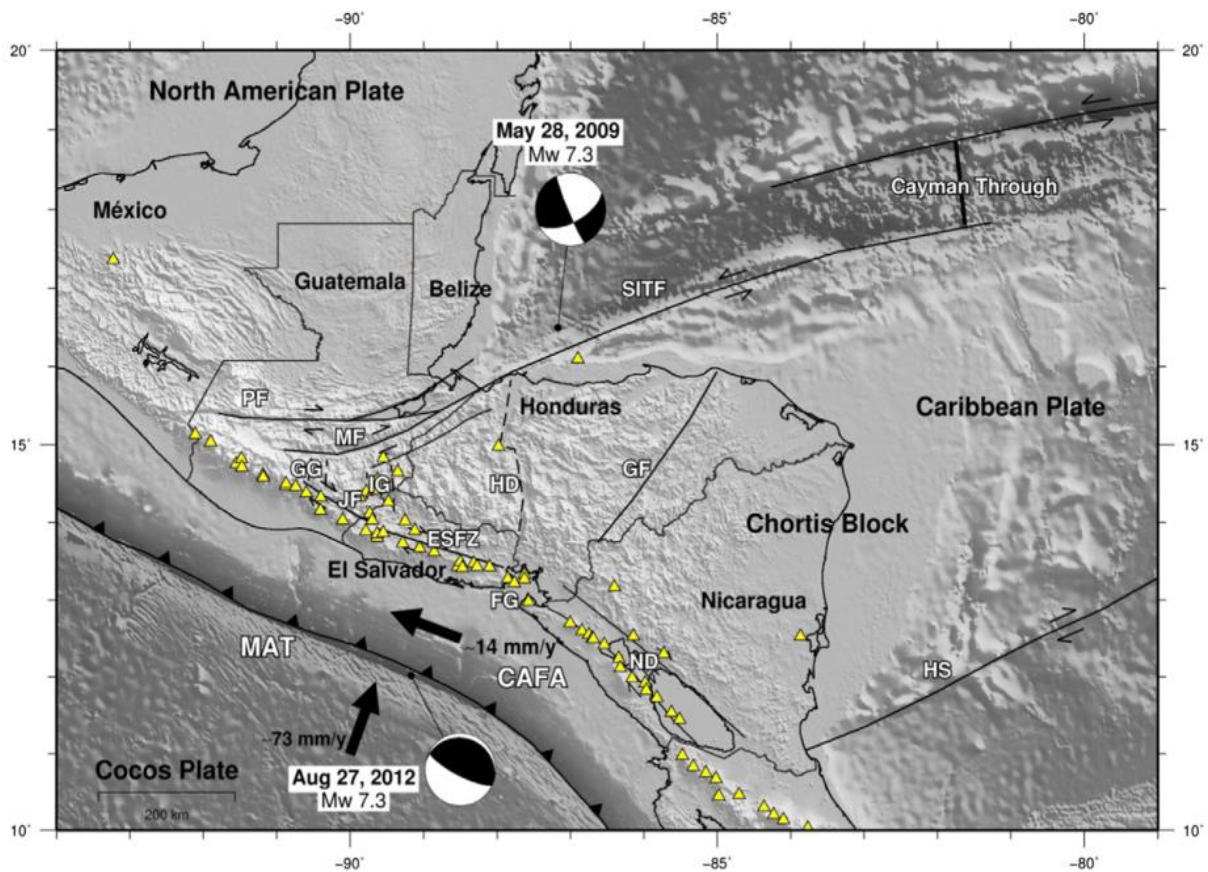


Figura 2.1. Marco tectónico regional. Los vectores negros indican el movimiento relativo entre las placas de Cocos y del Caribe. Los triángulos amarillos muestran la posición de volcanes. Los mecanismos focales pertenecen a los terremotos del 28 de mayo de 2009 (Mw 7.3) y 27 de agosto de 2012 (Mw 7.3). Abreviaturas: CAFA – Antearco de América Central, GG - Guatemala Graben, IG - Ipala Graben, JF - Falla de Jalpatagua, ESFZ - Zona de falla de

El Salvador, HD - Depresión de Honduras, ND - Depresión de Nicaragua, FG- Golfo de Fonseca, SITF- Falla de transformación de las Islas de Swan, PF - Falla Polochic, MF - Falla Motagua, HS - Escarpe Hess, GF - Falla Guayapé, MAT – Trinchera Americana media (Staller, et al., 2016).

Centroamérica está seccionada en cuatro bloques principales: El bloque Maya y de Chortís al norte y de Chorotega y Chocó al sur (Dengo, 1969). Guatemala está dividida entre los bloques Maya, al norte, y Chortís, al sur. En el cloque Chortis se ubican, además, El Salvador, Honduras y Nicaragua. Las fallas transformantes MF y PF conforman el límite entre los bloques Maya y Chortís (Figura 2.1 y 2.2). Al sur, la sutura de Santa Elena marca el límite entre los bloques de Chortís y Chorotega, mientras que el límite entre Chorotega y Chocó viene definido por la Falla del Canal de Panamá (Figura 2.2).

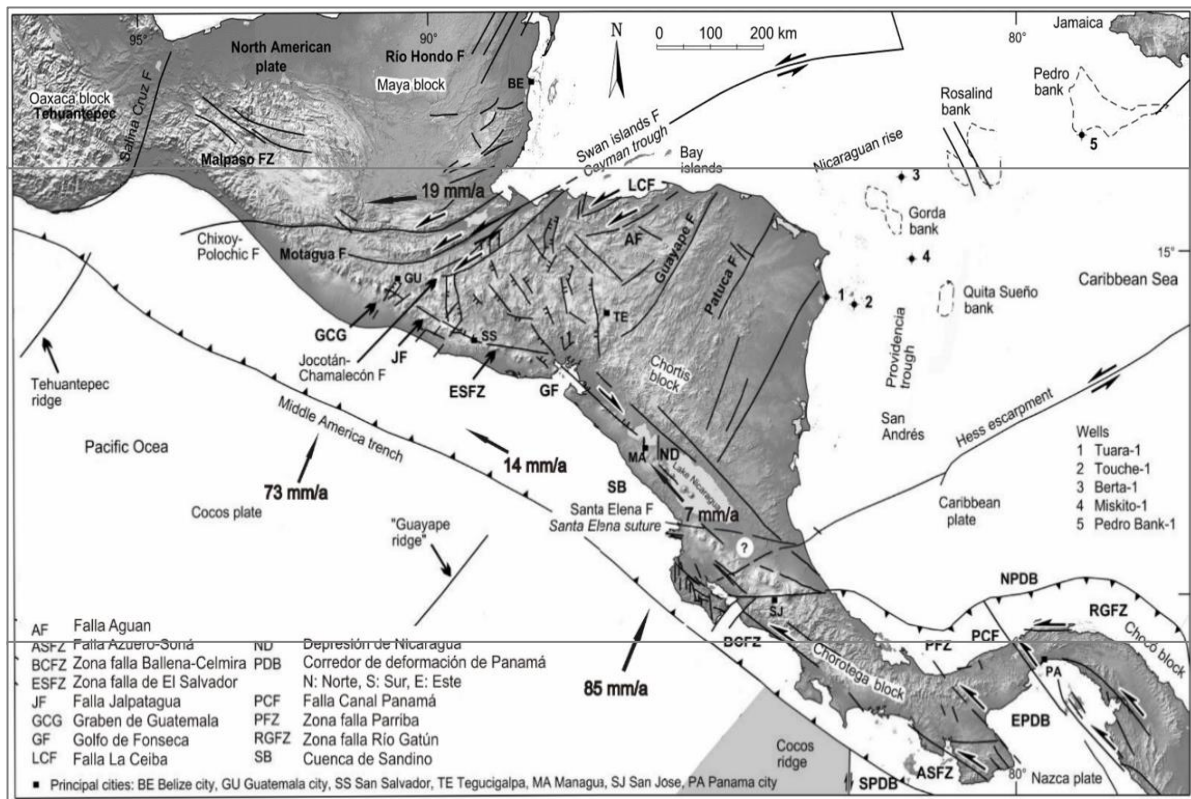


Figura 2.2. Representación de las principales estructuras que conforman Centroamérica (James, 2007).

2.1.2 Estratigrafía y vulcanismo

Se distinguen tres episodios explosivos durante los últimos 55 Ma en las márgenes de la placa de Caribe a partir de cinco sondeos. El periodo más joven viene marcado por un episodio

explosivo asociado a la actividad del arco de Caimán al sur de Cuba. Otro episodio durante el Eoceno Medio-Superior que es responsable de la formación de ignimbritas en el bloque de Chortís. Este episodio es coetáneo con la primera fase ignimbrítica de Sierra Madre en México, que es considerada la provincia ignimbrítica más grande del mundo (Sigurdsson, et al., 2000).

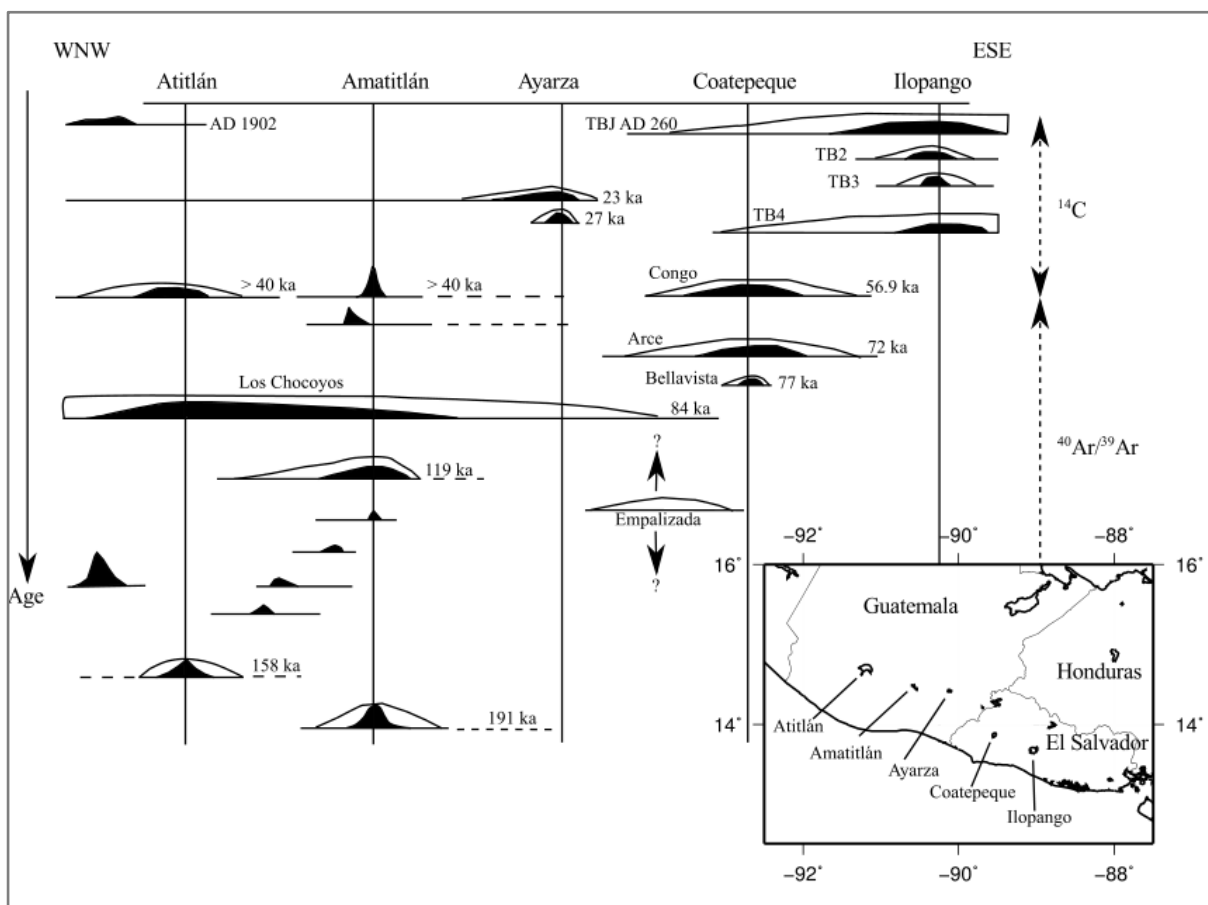


Figura 2.3. Diagrama esquemático de secciones transversales de WNW a ESE, muestra las relaciones estratigráficas y las fechas de las últimas unidades de tefras. La extensión aproximada de los depósitos se muestra mediante la línea continua y la extensión de los depósitos de flujo piroclásticos. (Henar 2016).

En el norte de Centroamérica están documentadas grandes erupciones cuaternarias relacionadas con calderas riodacíticas y riolíticas (calderas de Atitlán, Amatitlán, Ayarza y Coatepeque e Ilopango en Guatemala y El Salvador respectivamente, Figura 2.3). La extensión de las ignimbritas, piroclastos de caída y cenizas se solapan unas con otras. De una manera más local. Ehrenborg (1996) desarrolla una estratigrafía para el Cenozoico en el margen oeste del bloque de Chortís a partir de rocas volcánicas de Nicaragua. La Figura 2.4 muestra los nombres

de las principales formaciones y su correlación estratigráfica para Nicaragua, El Salvador, Honduras y Guatemala.

El vulcanismo en esta margen tiene clara relación con la subducción de la placa del Coco bajo Chortís. Las formaciones Las Maderas (riolitas en Nicaragua), Padre Miguel (depósitos ignimbríticos en el sureste de Guatemala y Honduras) y Chalatenango (riolitas en Guatemala sur-central y El Salvador) tienen la misma posición estratigráfica (Burdigaliense-Tortonense). Se correlacionan las unidades de La Libertad y Cerro Hato Grande (Basaltos-Andesitas y domos riolíticos respectivamente en Nicaragua), y las unidades más jóvenes de la Formación Morazán (vulcanismo bimodal en El Salvador y Guatemala). Son equivalentes los basaltos y andesitas del Plio-Pleistoceno de las Formaciones Santa Lucía (Nicaragua), San Jacinto (Honduras), Bálsamo y Cuscatlán en El Salvador y Cuilapa y Cuscatlán en Guatemala. En este último lugar la Formación Cuscatlán también podría tener una fase de vulcanismo riolítico en escudo (Álvarez, 2009).

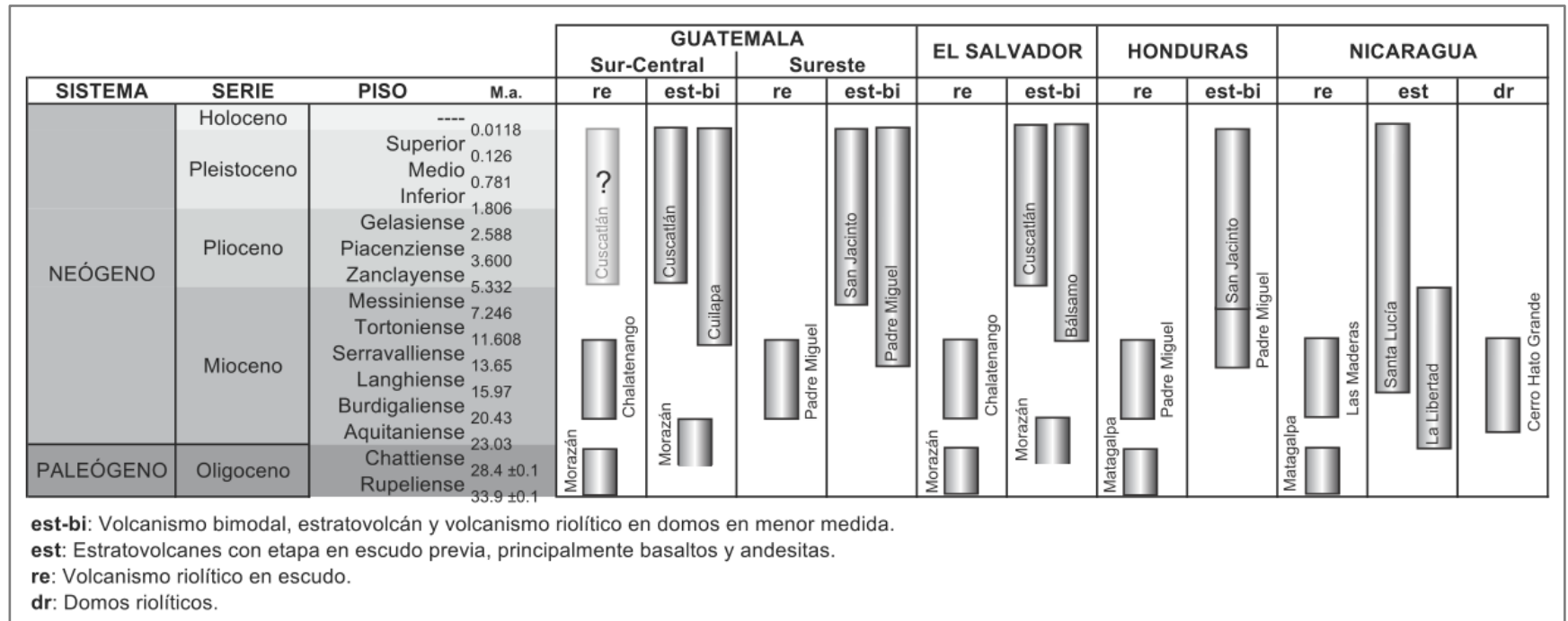


Figura 2.4 Distribución de edades de las formaciones volcánicas terciarias en las diferentes zonas del arco volcánico, modificado y ampliado por a partir de Ehrenborg (1996) por Álvarez (2009).

2.1.3 Zona de falla de El Salvador

La Zona de Falla de El Salvador (ESFZ) es una zona activa, de unos 150 km de largo y 20 km de ancho, con fallas dextrales dentro del Arco Volcánico de El Salvador (Corti, Carminati, Mazzarini y García 2005). Se compone de varias fallas de cizalla de E-W a ESE-WSW con longitudes que van de 20 a 30 km y fallas secundarias de N-S y N-S y NNW-SSE normales y oblicuas que acomodan la deformación entre fallas mayores. En estas fallas no se observan evidencias de movimientos puros de cizalla. La ESFZ se ha dividido en cinco segmentos según criterios estructurales, geométricos y cinemáticos que son, de oeste a este: los segmentos Occidental, San Vicente, Lempa, Berlín y San Miguel (Figura 2.5) (Canora, et al., 2012; Staller, et al., 2016.).

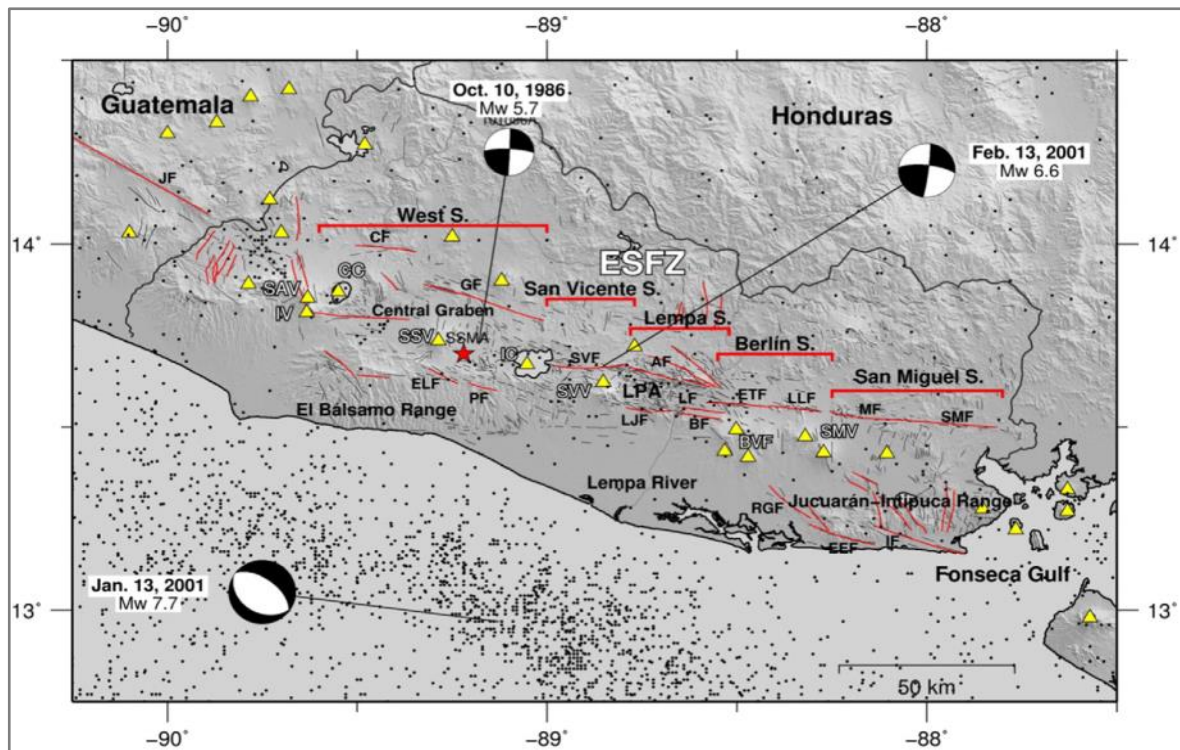


Figura 2.5. Zona de Falla de El Salvador y marco tectónico local (Staller, et al., 2016).

2.1.4 Litología de Santa Ana

La litología del municipio de Santa Ana es predominantemente holocénica, cubriendo hasta un 54.4% (Figura 2.6 y 2.7), se caracteriza por presentar piroclastitas ácidas conocidas como “tobas color café” y epiclastitas volcánicas. La segunda unidad litológica más importante

(18.9%) es pleistocénica, se presenta como rocas efusivas básicas-intermedias y piroclastitas ácidas.

Leyenda

□ Zona de estudio

Litología

□ Cenizas volcánicas y tobas de lapilli

□ Conos de acumulación (escorias, tobas de lapilli, cinder)

□ Depósitos sedimentarios del Cuaternario

□ Efusivas ácidas

□ Efusivas básicas - intermedias

□ Efusivas básicas -intermedias, piroclastitas subordinadas

□ Efusivas básicas-intermedias

□ Efusivas intermedias hasta intermedias- ácidas piroclastitas subordinadas (alteración regional por influencia hidrotermal)

□ Efusivas-básicas-intermedias

□ Epiclastitas volcánicas y piroclastitas; localmente efusivas básicas -intermedias intercaladas.

□ Piroclastitas ácidas, epiclastitas volcánicas

□ Piroclastitas ácidas, epiclastitas volcánicas ("tobas color café")

□ Piroclastitas ácidas, epiclastitas volcánicas, localmente efusivas básicas -intermedias

□ Tierra blanca: piroclastitas ácidas y apiclastitas volcánicas subordinadas; localmente efusivas ácidas (s3'b)

□ Santa Ana

Figura 2.6. Descripción litológica del municipio de Santa Ana, El Salvador. (Digitalizado a partir de Hannover, 1978).

2.1.5 Formaciones de Santa Ana

La figura 2.8 muestra las formaciones que cubren el municipio de Santa Ana, donde la formación geológica mayoritaria del municipio, abarcando el 61.2% de superficie es San Salvador; la formación San Salvador se pertenece a las épocas del holoceno (73.4% de superficie) y pleistoceno (26.6% de superficie), siendo ésta la formación más joven que constituye la geología del lugar. En cambio, la formación Morazán pertenece al mioceno, la formación más antigua, y sólo constituye el 0.2% de la superficie del municipio. Las formaciones Bálsamo (Mioceno y Plioceno) y Cuscatlán (Pleistoceno y Plio-cuaternario) cubren el 35.8% y 2.8% de la superficie respectivamente.

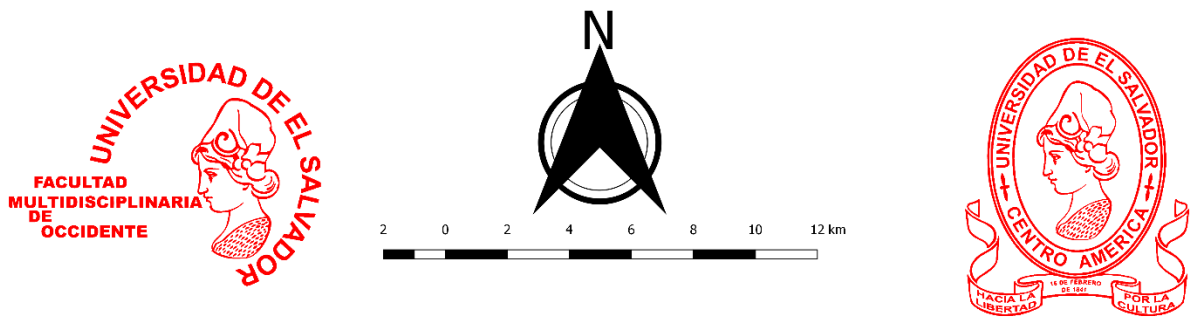
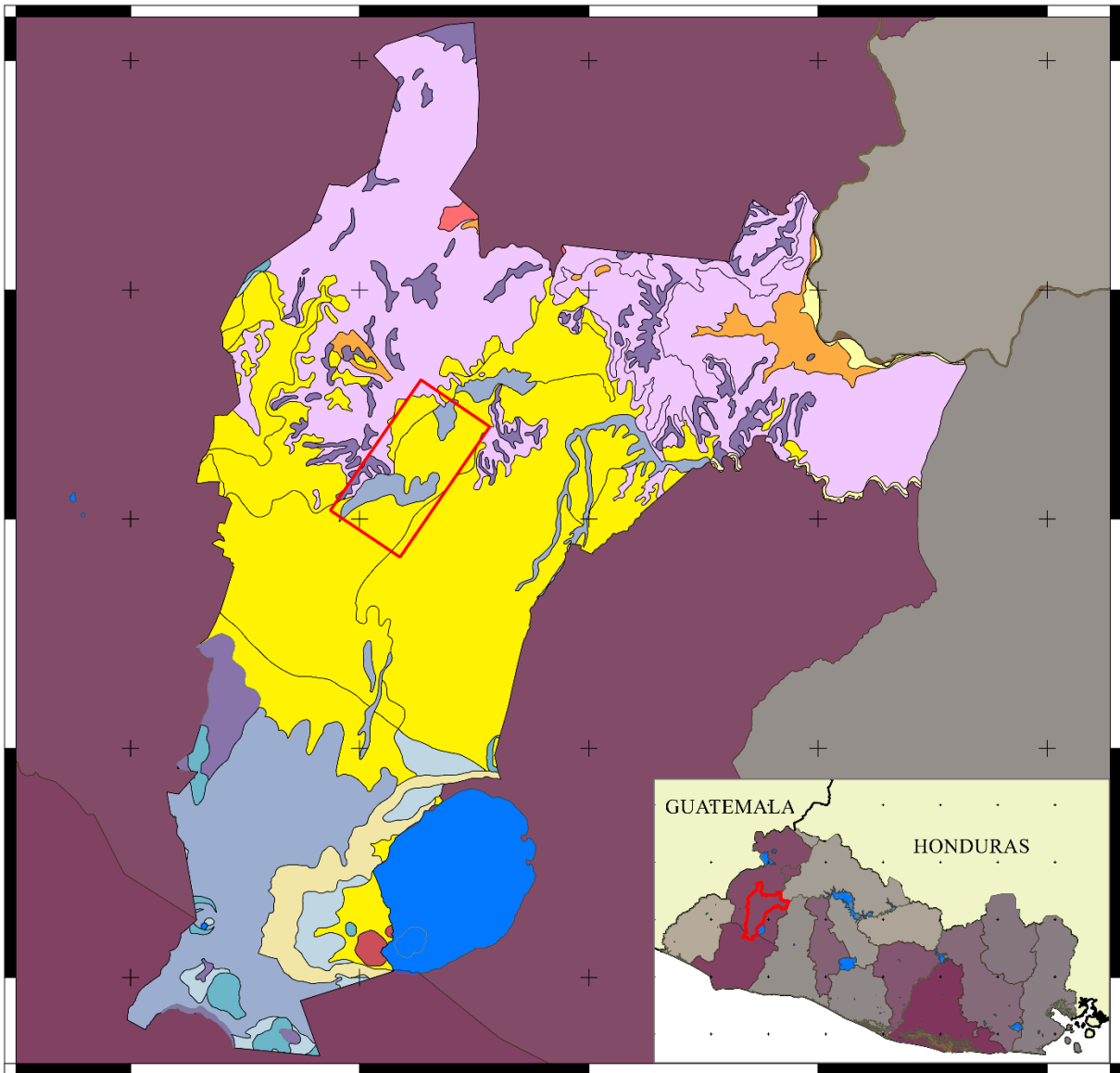


Figura 2.7. Mapa litológico del municipio de Santa Ana, El Salvador. (Digitalizado a partir de Hannover, 1978).

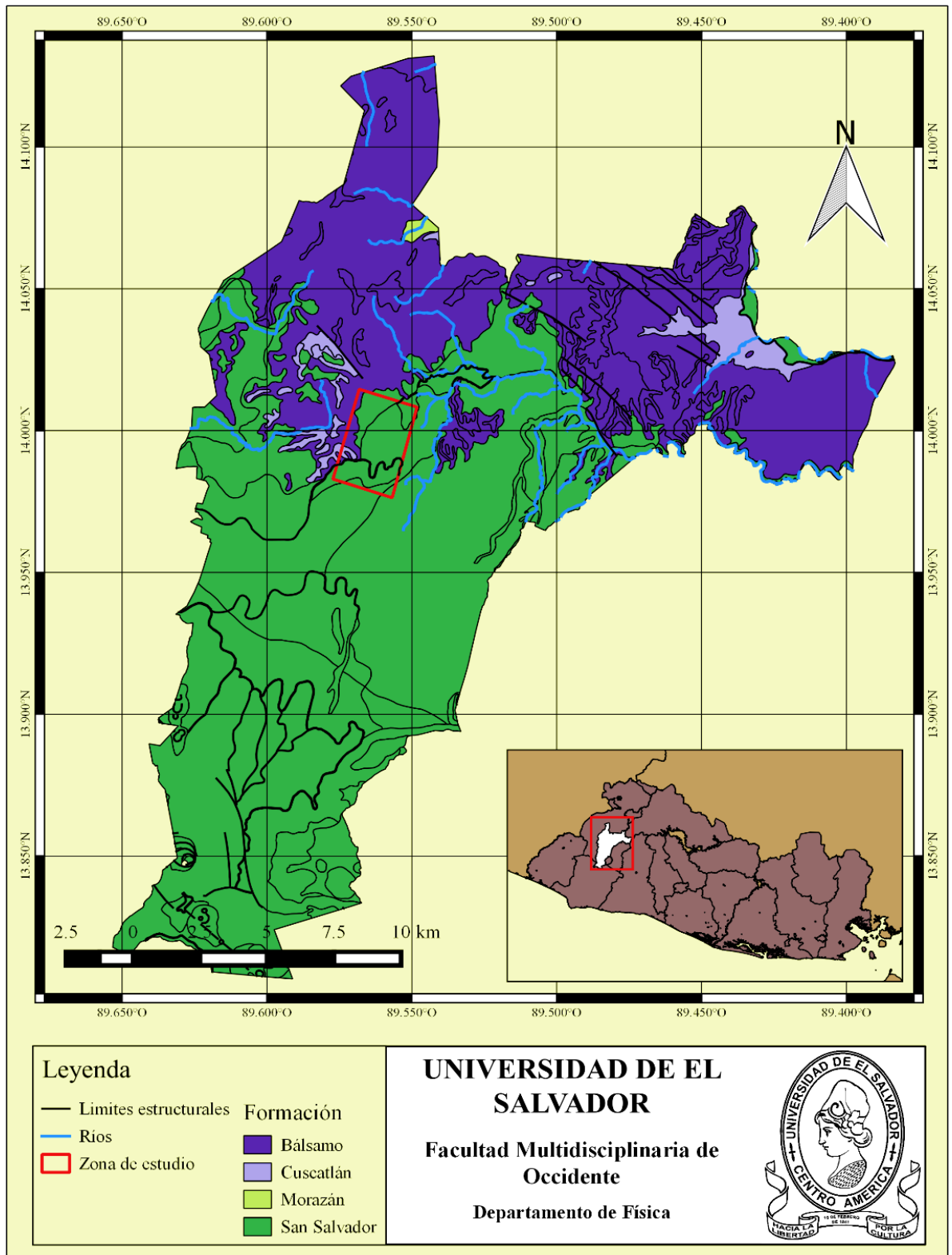


Figura 2.8. Formaciones geológicas del municipio de Santa Ana, El Salvador. (Digitalizado a partir de Hannover, 1978).

2.1.6 Geomorfología de Santa Ana

El territorio santaneco se divide en las siguientes regiones geomorfológicas: La «Meseta Central» o «Gran depresión central», a esta región pertenece gran parte del municipio y que a su vez cruza todo el país de oeste a este abarcando aproximadamente el 20% del territorio. Surgió a finales de la época Mioceno del período Neógeno debido a un fallamiento regional en Centro América que tuvo una dirección de este a oeste. En esta región se encuentran las siguientes unidades o accidentes geográficos: La Cordillera Mita-Come cayó, localizada al norte de la planicie antedicha y donde se elevan pequeñas configuraciones orográficas. Al norte de la ciudad se encuentran 23 cerros y 12 lomas de los cuales se pueden nombrar: los cerros Dormidos, San Juan, El Pinar, El Pinalón, El Pinalito, El Níspero, entre otros; las lomas: del Follaje, de Arequiapa, Monte Hondo, El Mirador o de Santa Lucía, Cueva de León, etc. Mientras que al este de la ciudad se ubican 33 cerros, entre ellos están: Tecana, La Esperanza, Peña Blanca, de Camones, El Barranco, San Luis, entre otros. La Planicie o llanura central, que se extiende desde la cordillera Apaneca hasta el centro del municipio y en ella se encuentra la ciudad ubicada sobre una meseta baja muy diseccionada que está situada en un valle relativamente plano con pendientes menores al 10% (Morales, Cruz y Rosales, 2014).

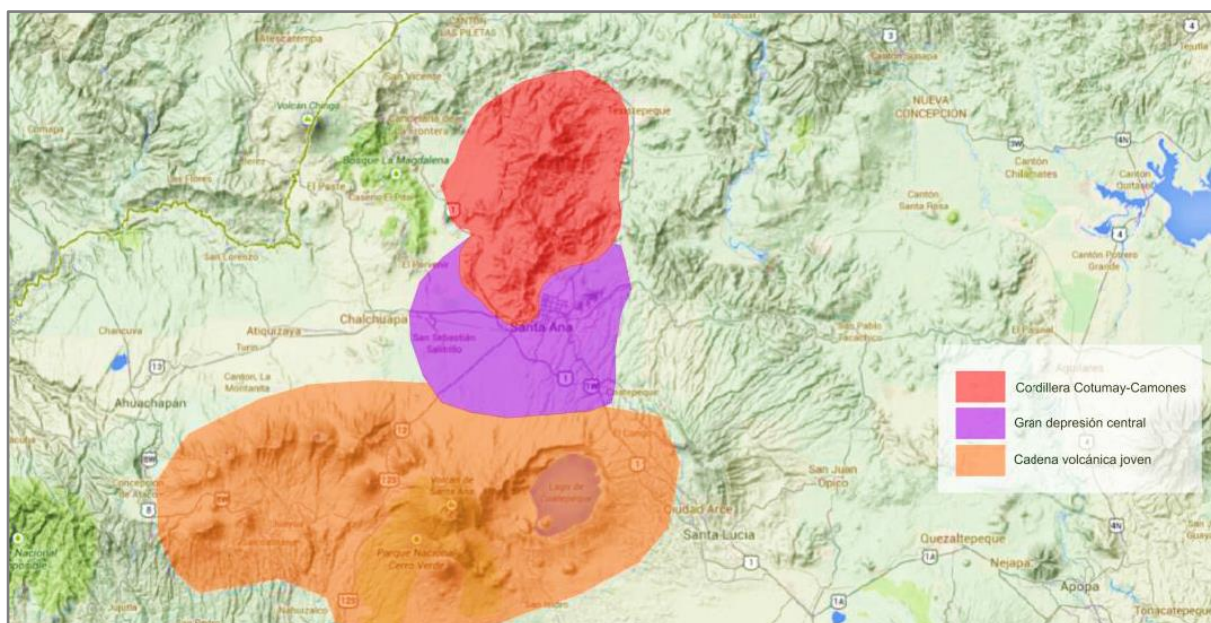


Figura 2.9. Unidades geomorfológicas del municipio de Santa Ana; área roja: Cordillera Cotumay-Camones, área violeta: Gran depresión central; área naranja: Cadena volcánica joven (Morales, Cruz y Rosales, 2014).

2.2 Ondas sísmicas

Las ondas sísmicas son la propagación de perturbaciones temporales del campo de esfuerzos que generan vibraciones y ondulaciones en los estratos terrestres. Estas ondas pueden ser generadas por movimientos telúricos naturales y causar grandes daños a zonas donde existan asentamientos urbanos, también pueden ser generadas de manera artificial, por ejemplo, con el uso de explosivos o fuertes impactos.

Existen varios tipos de ondas sísmicas, y todas ellas se mueven de maneras diferentes. Los dos tipos de ondas principales son: las ondas de cuerpo y las ondas de superficie (Sandoval & Santana, 2016) (Figura 2.10). Las ondas de cuerpo pueden viajar a través de las capas internas de la tierra, pero las ondas de superficie solo pueden moverse por la superficie del planeta como las ondas sobre el agua. La energía de los terremotos genera ondas de compresión y ondas superficiales.

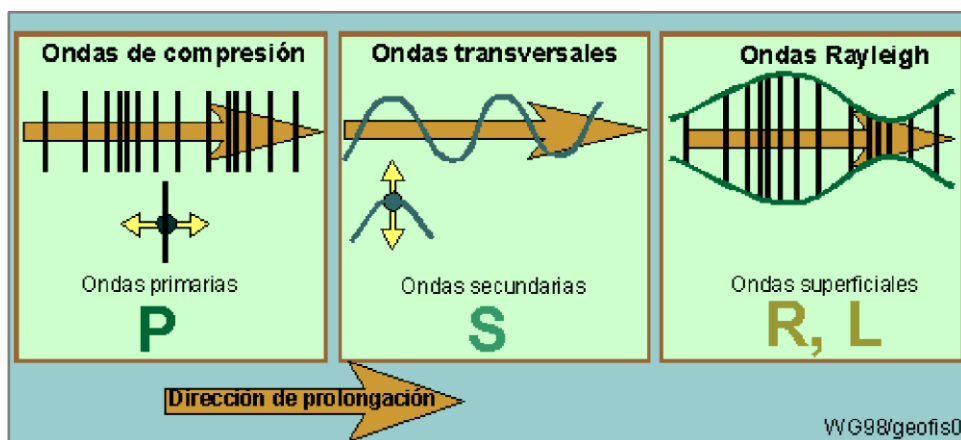


Figura 2.10. Tipos de Ondas Sísmicas. (Sandoval y Santana, 2016).

2.2.1 Ondas de cuerpo

Las ondas de cuerpo viajan a través del interior de la Tierra. Siguen caminos curvos debido a la variada densidad y composición de la Tierra. Este efecto es similar al de refracción de ondas de luz. Las ondas de cuerpo transmiten los temblores preliminares de un terremoto, pero poseen poco poder destructivo. Las ondas de cuerpo son divididas en dos grupos: ondas primarias (*P*) y secundarias (*S*).

- **Ondas P.**

Las ondas *P* también conocidas como ondas de compresión o longitudinales, alternadamente, dilatan y comprimen el suelo en la dirección de la propagación (Figura 2.11). Estas ondas generalmente viajan a una velocidad 1.73 veces mayor que las ondas *S* y pueden viajar a través de cualquier tipo de material. Algunas velocidades típicas para estas son 330 *m/s* en el aire, 1450 *m/s* en el agua y cerca de 5000 *m/s* en el granito. (Sandoval y Santana 2016)

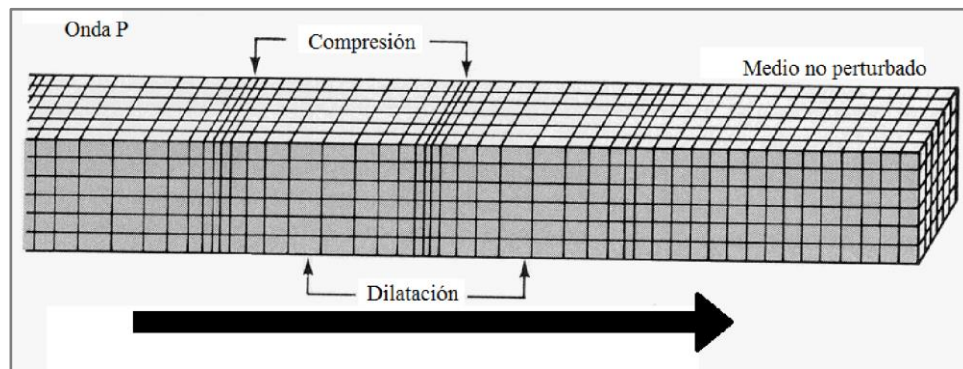


Figura 2.11. Ilustración de la propagación de las Ondas P u ondas de compresión. (Sandoval y Santana, 2016).

- **Ondas S.**

Las ondas *S* también conocidas como ondas de cizalla o transversales, se desplazan a través de la tierra y su velocidad es menor a la de las ondas *P*, solo pueden desplazarse a través de sólidos (Figura 2.12). Las ondas *S* mueven las partículas de roca de arriba hacia abajo o de un lado a lado perpendicularmente a la dirección en que la onda está viajando.

2.2.2 Ondas superficiales

Las ondas superficiales son análogas a las ondas de agua y viajan sobre la superficie de la Tierra. Se desplazan a menor velocidad que las ondas de cuerpo. Debido a su baja frecuencia provocan resonancia en edificios con mayor facilidad que las ondas de cuerpo y son por ende las ondas sísmicas más destructivas. Existen dos tipos de ondas superficiales: Ondas Rayleigh y Ondas Love (Vargas, 2015).

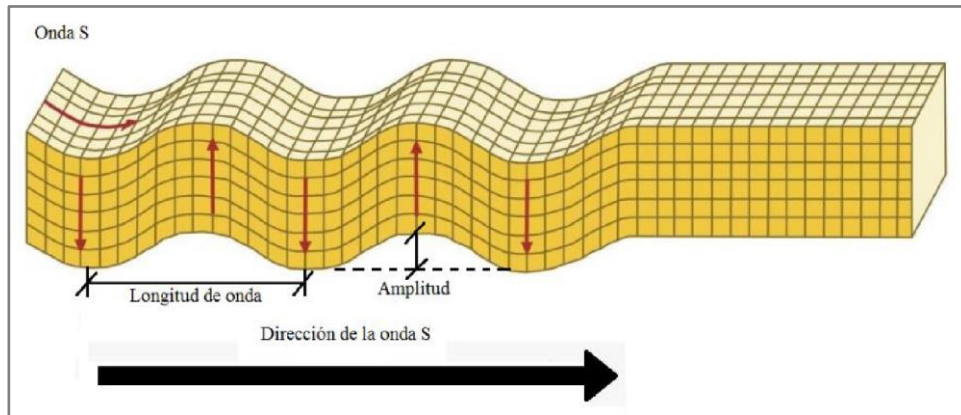


Figura 2.12. Ilustración de la propagación de las Ondas S u ondas transversales. (Vargas, 2015).

- **Ondas Rayleigh.**

Las ondas Rayleigh, son ondas superficiales que viajan como ondulaciones similares a aquellas encontradas en la superficie del agua, parecida a las ondas del mar, sus partículas se mueven en forma elipsoidal en el plano vertical que pasa por la dirección de propagación (ver Figura 2.13). En la superficie el movimiento de las partículas es retrógrado con respecto al avance de las ondas. La velocidad de las ondas Rayleigh es menor que la velocidad de las ondas S (transversales). La existencia de estas ondas fue predicha por Rayleigh (1885) quien presenció las ondas superficiales diseñando matemáticamente el movimiento de ondas planas en un espacio semi-infinito elástico. (Sandoval & Santana, 2016).

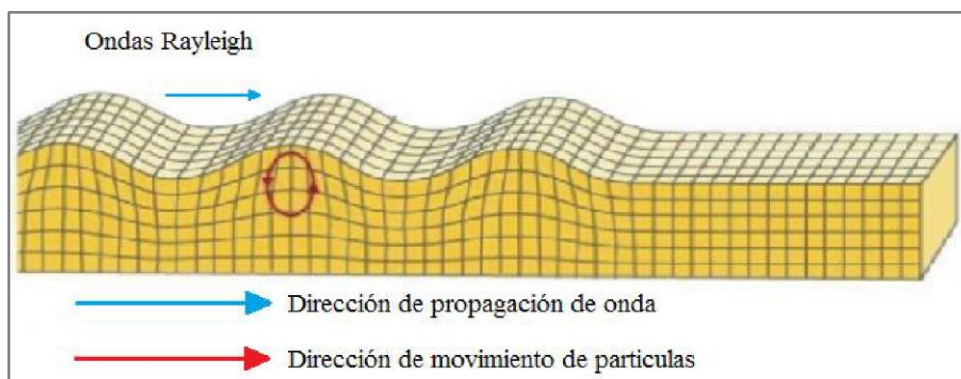


Figura 2.13. Ilustración de la propagación de las Ondas Rayleigh. (Vargas, 2015).

- **Ondas Love.**

En 1911, Augustus Edward Hough Love descubrió la onda superficial que lleva su nombre, estudiando el efecto de vibraciones elásticas a una capa superficial. Las ondas Love requieren la existencia de una capa superficial de menor velocidad en comparación a las formaciones subyacentes o es decir un gradiente de velocidad positivo (la velocidad se incrementa con la profundidad). Las ondas Love son ondas de cizalla, que oscilan solo en el plano horizontal, es decir ondas de cizalla horizontalmente polarizadas (Sandoval & Santana, 2016).

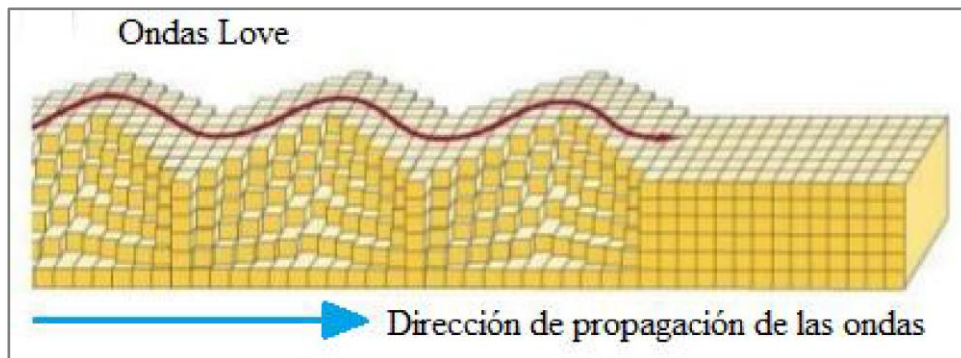


Figura 2.14. Ilustración de la propagación de las Ondas Love. (Vargas, 2015).

2.3 Sismicidad local

El Salvador presenta dos fuentes principales generadoras de peligro sísmico. La primera y la más importante es la zona de subducción entre la placa de Cocos y la placa del Caribe ubicada frente a la costa y, en segundo lugar, la Zona de Falla de El Salvador, una parte del graben centroamericano, donde convergen múltiples sistemas de fallas (Figura 2.15)

Centro América es una región donde interactúan de manera directa las placas del Caribe, Norteamérica, Cocos y Nazca, la Figura 2.15 muestra la configuración tectónica de Centro América en donde se aprecia que la mayor parte del territorio salvadoreño se encuentra sobre la placa del caribe. La interacción entre las placas Caribe-Norteamérica y Caribe-Cocos generan terremotos de magnitud mayor a 7, siendo muy destructivos para la región Centroamericana. En la zona sur en Costa Rica se encuentra el punto triple o punto de convergencia de las placas Cocos, Caribe y Nazca, ubicada en la región de Golfo Dulce y los cinturones deformados del norte y sur de Panamá.

2.3.1 Marco sísmo tectónico de Centro América.

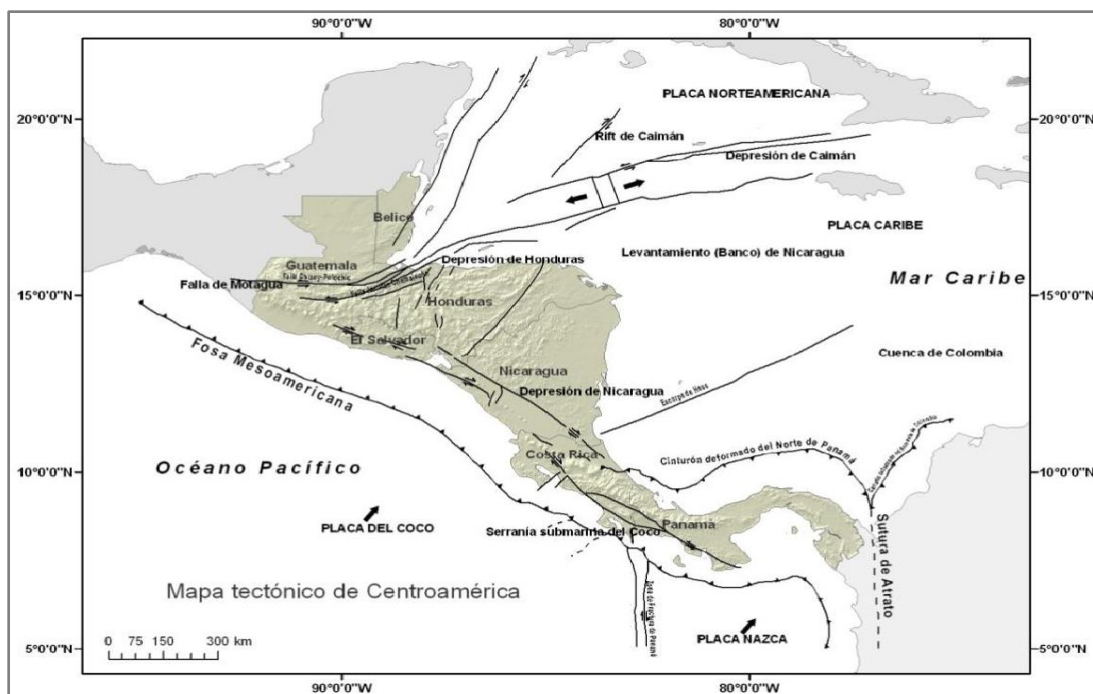


Figura 2.15. Mapa tectónico de Centroamérica (Molina, et al., 2008).

2.3.2 Historia sísmica de El Salvador.

Debido a la prominente cantidad de sismos que afectan al país la Dirección General del Observatorio Ambiental (DGOA), dependencia del Ministerio de Medio Ambiente, actualmente cuenta con un catálogo de sismos de importante trascendencia (Morales, Cruz y Rosales, 2014), y mapas de la sismicidad local (MARN, 2021) (Anexo 5)

2.4 Efecto de sitio

Los daños producidos sobre estructuras cuando ocurre un sismo, están, en gran medida, influenciados por la geología superficial del sitio, este fenómeno puede ser un factor amplificador o atenuador de la intensidad medida, y si el efecto es amplificador se le conoce comúnmente como *efecto de sitio* y definido como: la amplificación de las ondas sísmicas ante las condiciones geológicas y topográficas de los estratos más superficiales de la corteza terrestre. Este fenómeno ha sido reconocido desde principios de la sismología, y es un parámetro muy

importante que debe ser tomado en cuenta para la determinación de la intensidad del movimiento debido a un sismo.

Cuando ocurre un sismo, la energía generada se atenúa con respecto a la distancia y el tiempo, el comportamiento del movimiento vibratorio es afectado por las estructuras geológicas que atraviesa, formando ondas P, ondas S, reflexiones y refracciones de las ondas de cuerpo y de las ondas superficiales. Para ejemplificarlo podemos comparar la amplitud de las ondas sísmicas en suelo rocoso y suelo blando; en éste la amplitud es considerablemente mayor que en el suelo rocoso (Figura 2.16) (Carrillo, 2013)

2.4.1 Caracterización del efecto de sitio.

La amplificación de las señales sísmicas es un parámetro importante para caracterizar el efecto de sitio y consiste de dos elementos importantes: la amplificación geométrica y la amplificación dinámica.

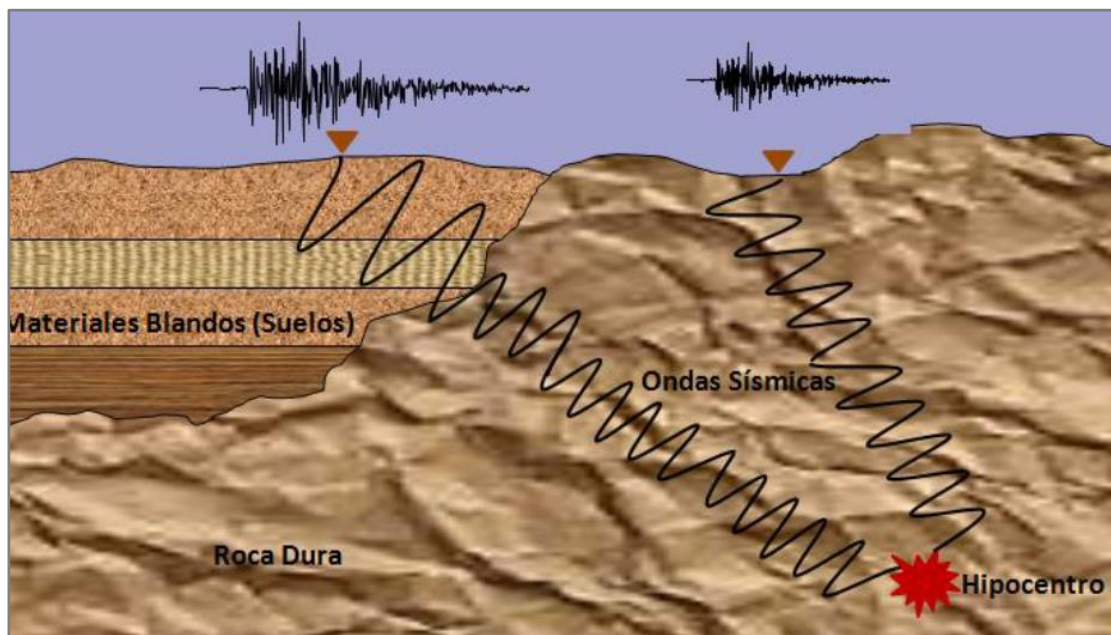


Figura 2.16. Concepto de grafico del efecto de sitio, el registro de la señal que viaja casi verticalmente presenta menor amplitud, la señal que viaja lateralmente hacia la zona de materiales blandos presenta una amplitud considerablemente mayor para el mismo sismo. (Carrillo, 2013)

- Amplificación geométrica

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

$$I_c = \frac{\rho_b V_b}{\rho_s V_s} \quad \text{para } V_b > V_s \quad (1)$$

Dónde los subíndices b y s corresponden al substrato rocoso y a los depósitos estratigráficos respectivamente. ρ es la densidad y V es la velocidad de las ondas sísmicas. Si un depósito sedimentario o poco consolidado se encuentra sobre lecho rocoso la velocidad de las ondas S disminuirá en relación con la velocidad en roca, esto causará que el contraste de impedancias del sistema aumente. Estos depósitos son considerados filtros en altas frecuencias, logrando disipar energía en altas frecuencias y no la energía transmitida en bajas frecuencias, dando como resultado una mayor afectación a estructuras de gran tamaño.

- Amplificación dinámica:

Este es un efecto de resonancia, se considera el espesor de los estratos H , la velocidad de las ondas S y la frecuencia fundamental del medio f_n . La ecuación 2 muestra la relación entre las variables relacionadas (Aki, 1957):

$$f_n = \frac{V_s}{4H} \quad (2)$$

donde V_s es la velocidad de las ondas S.

Basándose en el método teórico de Haskell (1962), se parte del supuesto que

1. El suelo se comportará de manera lineal bajo cualquier nivel de excitación
2. El medio está compuesto por capas horizontales, las cuales son horizontalmente infinitas, por lo que se descarta la influencia de las irregularidades horizontales. Finalmente, se considera que los estratos se superponen en un semi-espacio homogéneo.

A estas dos suposiciones hechas por Haskell se sumarán otras 2 propuestas por Montecillo, (1996):

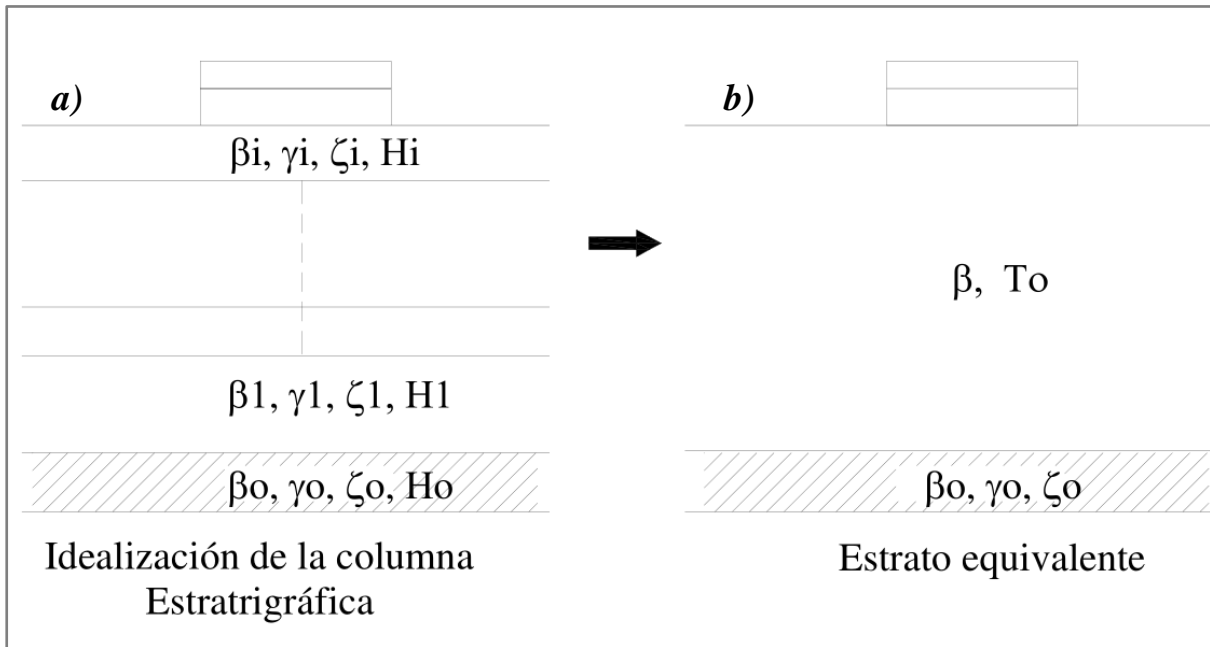


Figura 2.17. Modelo estratificado idealizado y modelo simplificado, estrato equivalente. Modificado de Montecillo R. (1996) por Limaymanta (2009).

3. Las ondas incidentes sobre el medio estratificado son ondas S con incidencia vertical
4. El modelo estratigráfico real se puede simplificar a un solo estrato lateral infinito sin perder sus características principales, a saber, el período dominante y la velocidad de la onda transversal S, como se muestra en la Figura 2.16 (Limaymanta 2009).

La figura 2.17a es una representación idealizada de la geología superficial del sitio, cada estrato se caracteriza por parámetros:

- β_i : onda de corte S
- γ_i : densidad
- ζ_i : amortiguamiento
- H_i : espesor del estrato

Se considera una estratificación equivalente con un único estrato con parámetros generales del medio (Figura 2.17b), dichos parámetros son:

- β : velocidad de onda cortante S
- T_o periodo dominante de vibración del medio.

El semiespacio, en ambos casos, 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

$$T = \sum \frac{H_i}{\beta_i} \quad (3)$$

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

$$\beta = \frac{\sum H_i}{\sum \frac{H_i}{\beta_i}} \quad (4)$$

la ecuación 4 se conoce cómo la velocidad media y corresponde al estrato idealizado de la Figura 2.16a. El periodo dominante de vibración del medio T_0 es (Aki, 1957):

$$T_0 = \frac{4H}{\beta} \quad (5)$$

Simultaneando la ecuación 4 y 5 se tiene:

$$T_0 = \frac{4H}{\frac{\sum H_i}{\sum \frac{H_i}{\beta_i}}} \quad (6)$$

sí $H = \sum H_i$ se sustituye en la ecuación 6 se obtiene:

$$T_0 = \frac{4H}{\frac{\sum H_i}{\sum \frac{H_i}{\beta_i}}} = \frac{4 \sum H_i}{\beta_i} \quad (7)$$

La ecuación 7 muestra que el medio estratificado (Figura 2.17a) se puede reemplazar por una clase de equivalencia si los parámetros β_i y T_0 se mantienen constantes (ecuaciones 4 y 7). De lo anterior, si T_0 es un parámetro específico del entorno y es posible evaluar el efecto de sitio estimando su valor. Otro parámetro importante relacionado al efecto de sitio es estimar el valor

de la amplitud relativa de sitio (A_r) intrínseca a T_0 . En general, esto se define como la máxima amplificación del movimiento de las partículas del suelo respecto a las del semiespacio.

2.5 Función de transferencia

La función de transferencia hace posible la descripción, mediante un modelo matemático, del sistema físico donde se genera, propaga y posteriormente se registran las señales sísmicas mediante tres elementos principales:

- Función de entrada $S(t)$: es cualquier forma de excitación del suelo, ya sean sismos o microtemores
- Función de salida $U(t)$: representa la respuesta dinámica del sistema en conjunto, es decir, muestra como la señal original es modificada por el medio de propagación y contiene la información de éste.
- Función de transferencia $G(t)$: esta es dependiente de los aspectos geológicos por donde se propaga la señal sísmica hasta su registro

Si se conoce la señal de entrada y la señal de salida del sistema es posible recuperar la función de transferencia y determinar las propiedades de medio donde se ha propagado la señal sísmica.

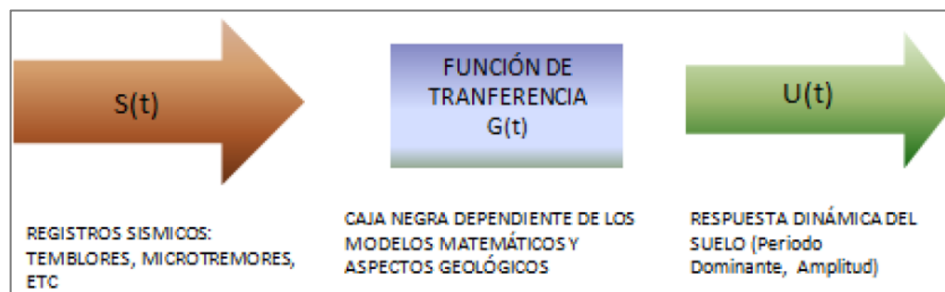


Figura 2.18. Esquema donde se describe la función de transferencia, así como sus componentes principales para obtener la respuesta dinámica del sitio. (Limaymanta, 2009).

2.5.1 Técnicas para obtener la función de transferencia.

- Métodos teóricos

Se basan en el análisis de modelos matemáticos de propagación de onda. Haskell (1962) por ejemplo, basándose en la propagación unidireccional logra obtener la función de transferencia para un medio estratificado.

- Métodos empíricos

Aprovechan registros sísmicos reales (ya sea de velocidad o aceleración), en redes temporales o permanentes sobre la zona de estudio y así determinar el o los periodos dominantes del sistema; estos pueden ser sismos fuertes, débiles o microtemores.

- Razón espectral estándar (SSR)

Aplicada por Borchardt en 1970, considera que la estación de referencia es donde se toma la señal de entrada, ésta debería encontrarse idealmente en suelo firme; en algún lugar donde el basamento rocoso aflore, con una velocidad de ondas S $V_s \sim 3000$ m/s (Aunque en la ingeniería sísmica un estrato con una $V_s > 700$ m/s se considera como suelo firme); la señal de salida se tomará, por lo tanto, en cualquier otro lugar de interés geofísico para los fines que se estimen convenientes en cada estudio. Hace uso de las componentes horizontales de registros sísmicos fuertes, moderados o débiles. Cada componente es transformada al dominio de la frecuencia mediante la transformada de Fourier para posteriormente calcular los cocientes espectrales y determinar la función de transferencia (Borchardt, 1970).

Como se ha dicho, idealmente la estación de referencia sísmica debería estar ubicada en el basamento rocoso, pero esto tiene problemas de practicidad y costos elevados. Por lo tanto, se debe tener mucho cuidado al decidir qué sitio se utilizará y sus características deben ser consistentes para que el grado de amplificación sea mínimo, es decir, es importante elegir el terreno rocoso y así reducir los errores en el análisis de los resultados.

- Razón Espectral Relativa a la Componente Vertical, Técnica de Nakamura para Sismos (HVSR)

Esta técnica no requiere de una estación de referencia, la hipótesis de Lermo y Chávez-García, quienes propusieron por primera vez esta técnica en 1993, es que sólo la componente horizontal es influenciada por la estructura local, entonces usan la técnica de Nakamura dividiendo el espectro de amplitud de Fourier de la componente horizontal por el espectro de la

componente vertical (H/V), este cálculo es realizado para la fase intensa de la onda de corte. Al igual que la técnica anterior, ésta requiere de una geología relativamente simple, pero no se tiene el problema de contar con registros simultáneos. Una conclusión importante que dieron a conocer Lermo y Chávez García (1993) es que la frecuencia y amplitudes de resonancia fueron similares a las obtenidas con la SSR.

- *Razón Espectral Relativa a la Componente Vertical, Técnica de Nakamura para microtremores (HVNR).*

Propone que la función de transferencia empírica puede ser aproximada mediante los cocientes espectrales de las componentes horizontales entre la componente vertical registradas en microtremores. Propuesta inicialmente por Nakamura, (1989); éste basa su técnica en la hipótesis que las señales registradas son en casi su totalidad ondas de Rayleigh. Además de la hipótesis anterior y al igual que otras técnicas, también asume la existencia de un medio estratigráfico de suelo blando que cubre un área con suelo duro (o roca). En estas condiciones y, trabajando en el dominio de la frecuencia, se encuentran como mínimo cuatro variables involucradas en el problema:

V_s y H_s son las transformadas de Fourier de las componentes vertical y horizontales del microtremor registrado en superficie

V_b y H_b son las transformadas de Fourier de las componentes vertical y horizontales del microtremor registrado en el sustrato

La figura 2.19 muestra el modelo a partir del cual se desarrollan las bases para explicar esta técnica. Según esta figura se trata de un solo estrato blando (SB), que descansa sobre un semiespacio de roca (H_b) y donde SB provee el medio de propagación para las ondas.

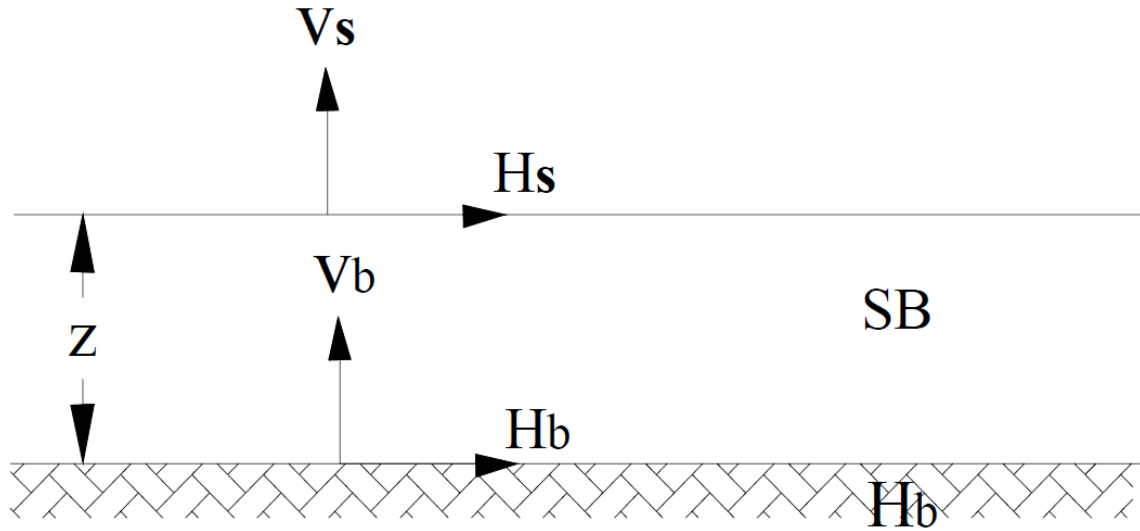


Figura 2.19. Modelo estratigráfico de la técnica de Nakamura.

De acuerdo con Nakamura (1989), la contribución de la fuente puede ser representada mediante

$$A_S = \frac{V_s}{V_b} \quad (8)$$

y la contribución del efecto de sitio por

$$S_E = \frac{H_s}{H_b} \quad (9)$$

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

Se define una relación entre el efecto de sitio y la contribución de la fuente en la ecuación 10

$$S_M = \frac{S_E}{A_S} = \frac{\frac{H_s}{H_b}}{\frac{V_s}{V_b}} = \frac{H_s}{H_b} \frac{V_b}{V_s} \quad (10).$$

donde S_M es el efecto de sitio modificado.

Experimentalmente puede comprobarse que (Lermo, 1993):

$$\frac{H_b}{V_b} = 1 \quad (11)$$

Al resolver el sistema de ecuaciones se tiene

$$S_M = \frac{H_s}{V_s} \quad (12)$$

Esto implica que la función de transferencia de capas superficiales puede ser calculada con registros de microtemores en la superficie y que la componente vertical de éstas mantiene las características de la componente en el basamento o sustrato. Es importante mencionar que Nakamura (1989 y 2000), consideró que los microtemores están compuestos por diferentes tipos de ondas que incluye tanto ondas de superficie como ondas de cuerpo, y que el efecto de las ondas Rayleigh aparece en las componentes horizontal y vertical de estas, pero más acentuado en la componente vertical. Esto fue estudiado en las simulaciones numéricas de Lermo & Chávez-García (1994a). Además, menciona que en la relación H/V está controlada por las ondas SH y que no incluye las ondas Rayleigh presentes en los microtemores. Rosales, (2001) menciona que Lachetl & Bard (1994) establecieron que los microtemores consisten de ondas Rayleigh propagándose en un semiespacio de una sola capa y Bennefoy et. al (2006) mencionan que Wakamatsu & Yasui (1995) encontraron que en los microtemores predominaban las ondas Rayleigh y Love.

Capítulo III: Diseño metodológico

3.1 Microzonificación sísmica

Consiste en generar zonas en una región determinada, basándose en criterios técnicos y científicos, las cuales son útiles para planificación urbana y construcción, así como mitigación de riesgos y desastres. En este estudio las zonas de microzonificación sísmica se generan a partir del análisis de ruido sísmico ambiental por medio de la técnica de Nakamura (razón de componentes espectrales). Las microzonas deben ser delimitadas y descritas cualitativa y cuantitativamente con ayuda de mapas geológicos, topográficos y la Norma de Construcción por sismo.

3.1.1 Registro sísmico

La toma de medidas tiene como objetivo el registro sísmico de microtremores, con una distribución adecuada de los puntos de muestreo es posible identificar los suelos con y sin efecto de sitio (Lermo y Chavez 1994a; Lermo y Chavez 1994b; Carrillo, 2013). En este estudio, con la finalidad de una buena obtención de datos, se trató de cumplir con los criterios propuestos del “*guidelines for the implementation of the h/v spectral ratio technique on ambient vibrations*” de SESAME (2004)

3.1.2 Equipo y comparación de registros

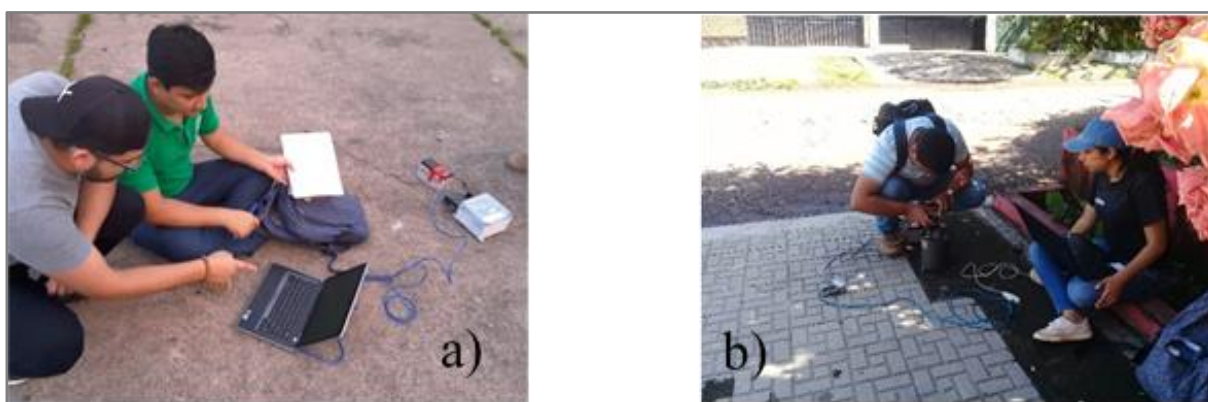


Figura 3.1. Sismógrafos utilizados en la campaña de medición. a) muestra un sismógrafo OSOP-SIXAOLA 4 triaxial con acelerómetros incluidos. b) Muestra un equipo Guralp 6TD de banda ancha; ambos con acoplamiento en concreto.

Para la campaña de medición se utilizaron cuatro sismógrafos, dos OSOP-SIXAOLA 4 (Figura 3.1a) de periodo corto a 100 muestras por segundo y una respuesta plana de 0.5 a 28.5 Hz y dos Guralp 6TD triaxial digital de banda ancha de alta resolución, las señales de estos sismógrafos se digitalizan con un intervalo de 0.01 s y cada muestra se graba en 24 bits; la curva de magnificación de este sistema es plana entre 0.032 a 50 Hz. (Figura 3.1b).

3.1.3 Comparación de las Funciones de Transferencia de los equipos utilizados

Dada la utilización de equipos diferentes se realizó un proceso para comprobar la uniformidad de los registros de ambos sismógrafos, este proceso consistió en instalar los dos sismógrafos 6TD de Guralp Systems y dos SIXAOLA 4 de OSOP en un espacio cuadrado de 2m de lado, cada sismógrafo en una esquina del cuadrado (Figura 3.2), obteniendo registros para un periodo de tiempo de 6 horas; utilizando el software Geopsy se calcularon las funciones de transferencia para cada instrumento, manteniendo constantes los parámetros de ventaneo, anti-triggering y filtro. Los resultados de las pruebas se muestran en la Figura 3.3. Estos resultados muestran que los sismógrafos SIXAOLA 4 difieren en los valores de amplitud para un mismo sitio respecto a los Guralp y a su homologo, siendo el equipo etiquetado como Sixaola 2 el más notable, sin embargo, esta diferencia no es significativa en el rango de análisis de este estudio (0.1 a 1.0 segundos), siendo de un máximo de 0.3 veces y coincidiendo en la forma de la curva y en los picos de frecuencia.

3.1.3. Relación entre las Funciones de Transferencias obtenidas por medio de HVNR y HVSR

Para este caso específico se ha utilizado el registro acelerográfico del sismo de subducción del 13 de enero de 2001 de la estación ubicada en Iglesia El Calvario de Santa Ana, perteneciente a la red nacional del Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales. El registro de ruido sísmico ambiental se obtuvo en las campañas realizadas por los autores en este estudio, haciendo especial énfasis en la ubicación de la toma de datos, calidad de éstos y cumpliendo con los criterios SESAME (2004).

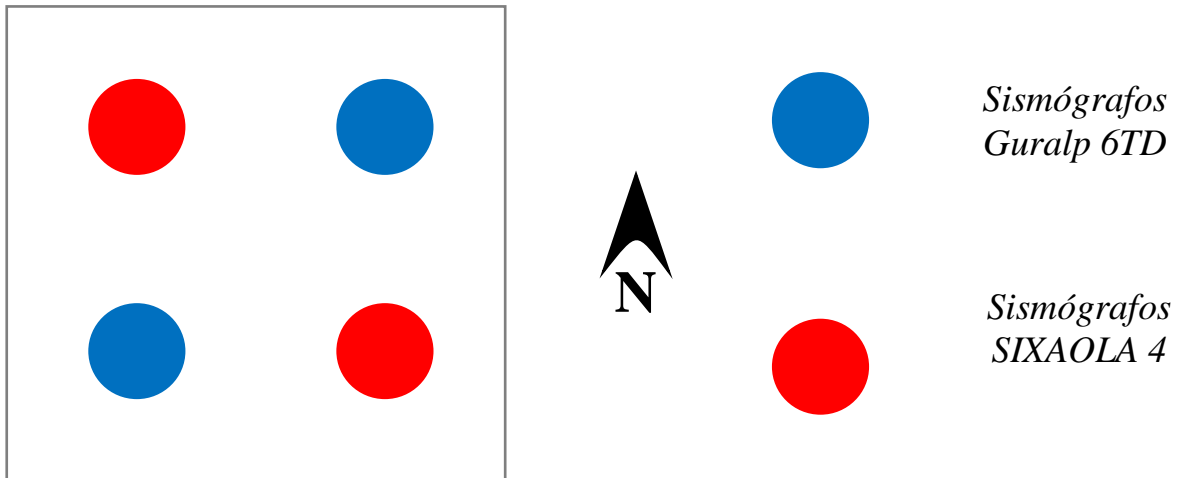


Figura 3.2. Vista en planta de los cuatro sismógrafos utilizados para la comparación de registros sísmicos.

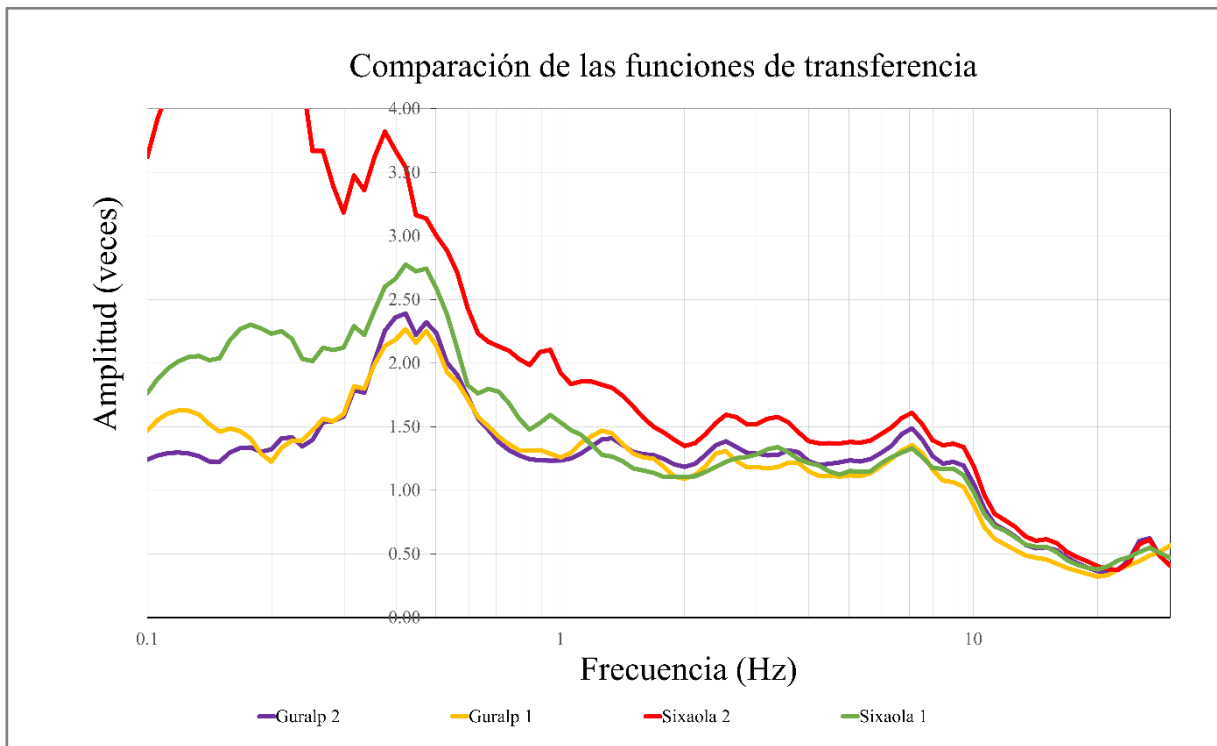


Figura 3.3. Comparación de las funciones de transferencia empíricas. de los 4 equipos utilizados en la campaña de medición.

Al superponer las curvas (Figura 3.4) de las funciones de transferencias empíricas de los registros acelerográficos (HVSR) y de ruido sísmico ambiental (HVNR) obtenidas en el mismo sitio, se demuestra una clara similitud entre la función de transferencia HVNR (curva roja), y la

función de transferencia HVSR (curva negra), donde es posible deducir gráficamente que la curva HVNR es envolvente a la curva HVSR, en las cuales las frecuencias fundamentales coinciden en ambas curvas, mas no coinciden en amplitud, que puede ser subestimada por la técnica HVNR (Schmidt-Díaz, 2015).

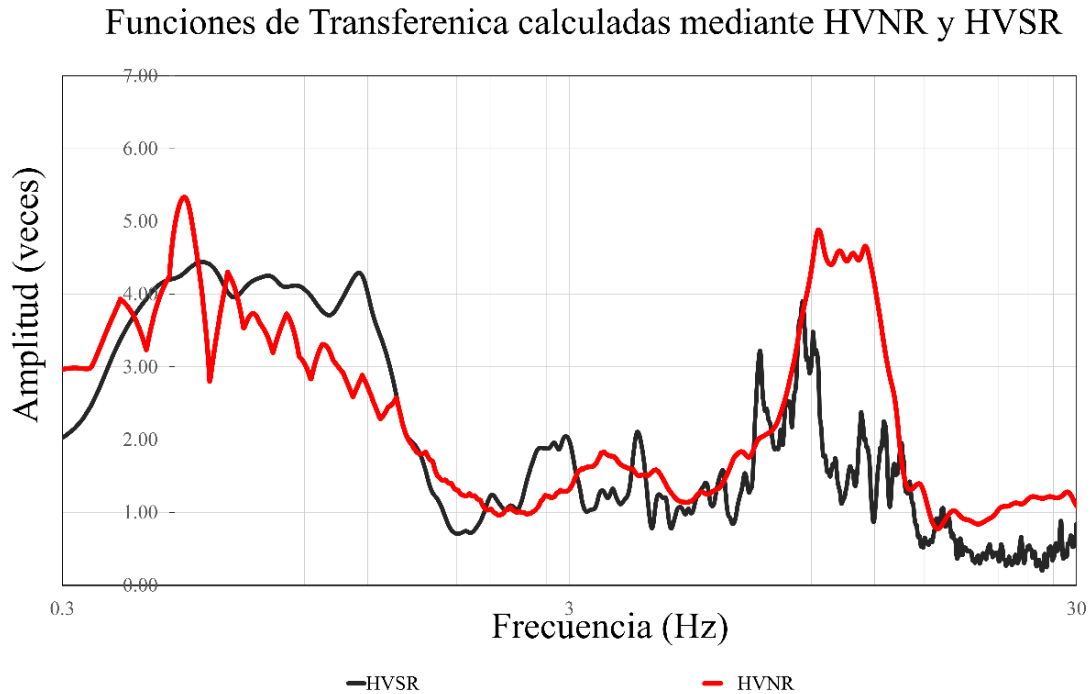


Figura 3.4. Funciones de transferencia empíricas. Línea roja: representa la relación H/V de un registro de ruido sísmico. Línea negra: relación H/V del registro acelerográfico del sismo del 13 de enero de 2001.

3.1.4 Distribución de puntos y registro de microtemores

El registro de microtemores se realizó en tres fases, la primera fase se llevó a cabo en tres días, logrando obtener el registro de ruido ambiental de 93 sitios propuestos, en esta etapa se hizo especial énfasis en densificar la red en el centro histórico de la ciudad. En la segunda fase se logró densificar las zonas de interés y remedir sitios que, a criterio de los investigadores, tenían problemas de medición y por evidencia fotográfica no se habían cumplido los criterios SESAME para una buena fiabilidad del registro, lamentablemente la segunda fase quedó abandonada debido a las medidas de prevención impuestas por el gobierno y el ministerio de

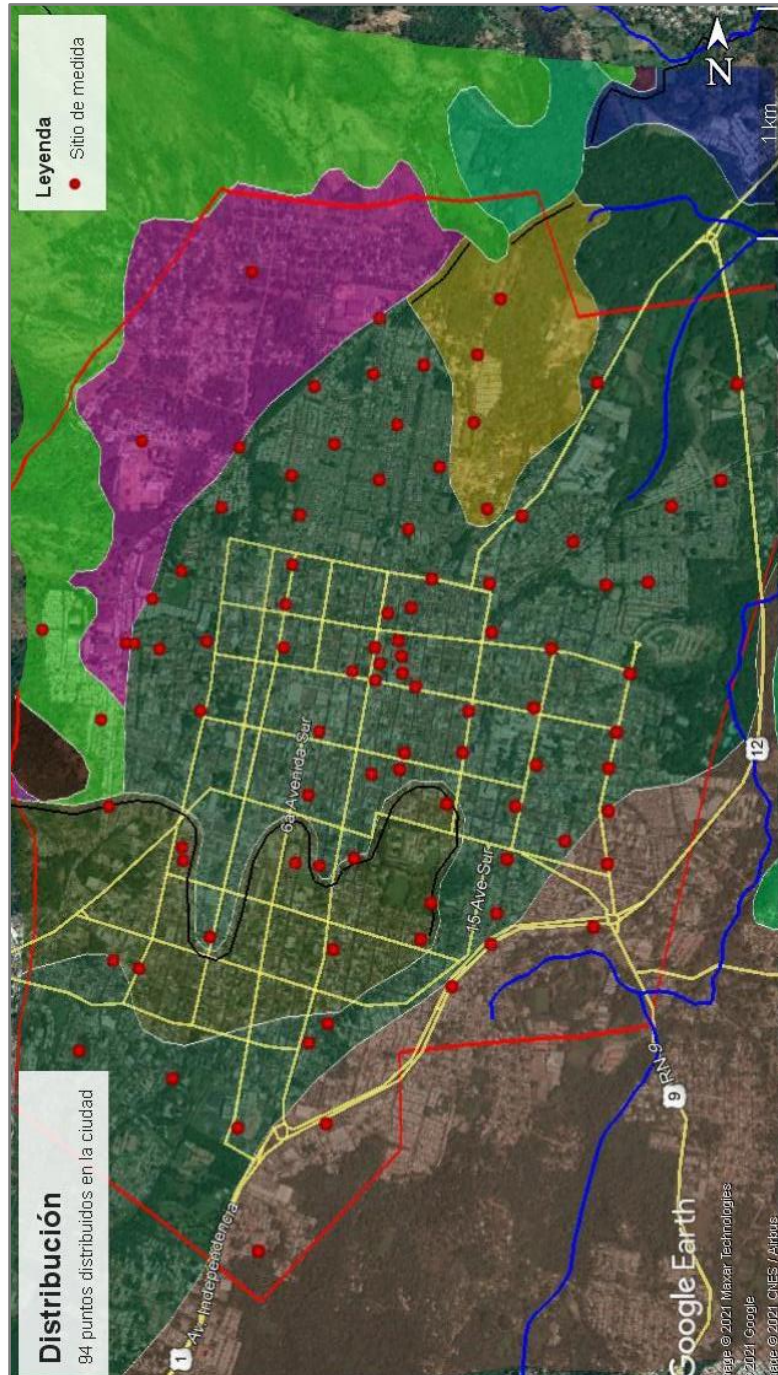


Figura 3.5. Distribución de los puntos de medición de vibración ambiental adquiridos en las tres fases del estudio. Línea roja: Limite de la zona de estudio. Al fondo se ilustran los limites la litológicos de la zona de estudio.

salud de El Salvador por la pandemia de COVID-19. La tercera fase consistió en la densificación de la red en las zonas de mayor contraste de periodos dominantes y de amplificación por efecto de sitio, logrando un total de 93 registros (Figura 3.5) que abarcan casi la totalidad de la zona urbana de la ciudad de Santa Ana y una pequeña parte de las zonas rurales. En cada punto se registraron 1800s (30 min) de ruido ambiental, esto para lograr identificar frecuencias fundamentales de entre 1 y 50 Hz (SESAME, 2004). Además, para lograr una buena fiabilidad de las medidas, de acuerdo con los criterios SESAME, se trató la manera de ubicar el equipo de medición sobre suelo firme o pavimento.

3.2 Procesamiento de los registros sísmicos y obtención del cociente espectral HVNR

Para el cálculo del cociente espectral HVNR (Horizontal / Vertical Noise Ratios) los registros obtenidos con los equipos Sixaola se convirtieron a formato SAC en el software SeisGram2k obtenido de alomax.free.fr/ para luego ser procesados, al igual que los registros obtenidos con los equipos Guralp, con el software Geopsy 2.5.0. Se procedió inicialmente con un filtrado pasa banda Butterworth de orden 4, típicamente de 0.1 a 20 Hz, con un ancho de ventana de 40,96 s, los parámetros de anti-triggering fueron variables, dependiendo de la calidad y numero de ventanas válidas, aunque algunos valores típicos se muestran en la Figura 3.6 (SESAME 2004). Cabe destacar que, a pesar de buscar la estandarización de parámetros, se decidió variar parámetros no sólo de anti-triggering, sino también de ventaneo y filtrado para muchos casos, con el fin de obtener mejores resultados.

3.3 Análisis e interpretación de las frecuencias fundamentales

3.3.1 Función de transferencia empírica a partir de microtemores

La función obtenida mediante la técnica HVNR es la función de transferencia del sistema (Lermo, 1993), de la cual se obtiene la frecuencia fundamental del mismo; en este estudio, las frecuencias encontradas varían desde los 2.00 Hz hasta los 24 Hz, donde 38 (40%) sitios poseen frecuencias fundamentales mayores a 6.00 Hz, 45 sitios (48%) poseen frecuencias fundamentales menores a 6 Hz pero mayores a 3 Hz y 11 sitios (12%) se encuentran dentro del rango de 2.5 Hz a 3.00 Hz; así, y de forma general, la zona estudio posee valores de periodos dominantes que varían entre 0.04 s y 0.4 s.

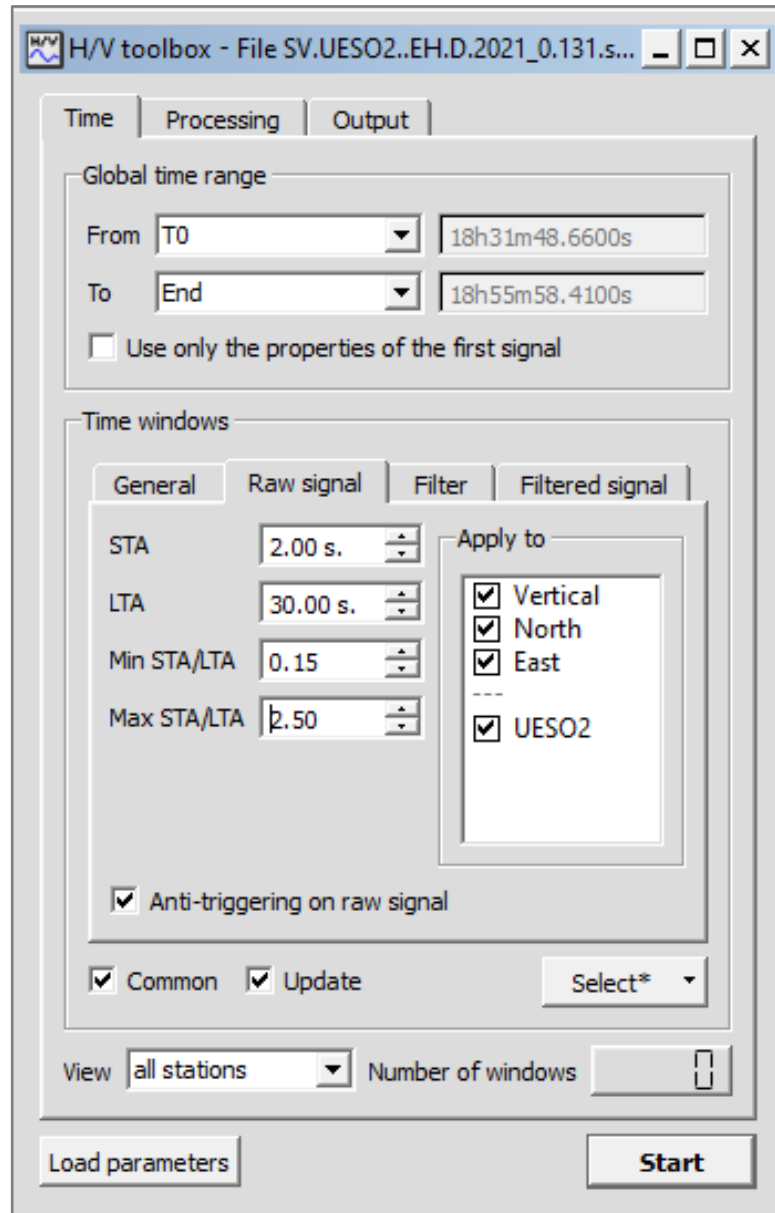


Figura 3.6. Parámetros típicos aplicados al anti-triggering en el procesamiento de datos.

3.3.2 Importancia de los periodos dominantes.

Sabemos que cuando una fuerza periódica externa excita un cuerpo a través de un medio (u objeto), éste obtendrá parte de la energía usada para moverlo, la cantidad de energía obtenida por el cuerpo será máxima cuando el periodo de la fuerza coincide con el periodo natural del cuerpo y se observará resonancia entre el cuerpo y el medio (u objeto) que se usó para aplicar la fuerza periódica (Alonso & Finn, 1970)

Se ha demostrado que, como todo cuerpo físico, las edificaciones tienen periodos dominantes de vibración que, aproximadamente, coinciden con valores que van en orden creciente de 0.1s por cada número de pisos que se aumente al edificio, es decir, un edificio de 1 piso posee un periodo dominante de 0.1s mientras que un edificio de 5 pisos tendría un periodo dominante de 0.5 s aproximadamente, esto es de forma general y el periodo dominante de cualquier estructura puede modificarse mediante intervenciones en su estructura (Chopra, 2012).

3.4 Elementos de zonificación sísmica

Para elaborar la zonificación o microzonificación sísmicas se toma en cuenta elementos como mapas geológicos, geotécnicos, geomorfológicos, hidrológicos e hidrogeológicos existentes, así como modelos de pendientes y drenaje correlacionados con los resultados de los mapas de isoperiodos, isoamplitudes y criterios de la norma de construcción. (Anexos 1, 2, 3 y 4)

3.4.1 Periodos dominantes.

Los periodos dominantes obtenidos después del procesamiento de datos comprenden un rango de 0.1 a 0.4 segundos. Ejemplo de estos periodos obtenidos son: asociados a zonas de suelo compactado con un periodo de 0.1 s (Figura 3.7a), zonas de sedimentación con periodos dominantes entre 0.3 y 0.4 s, correspondientes a zonas bajas cercanas a laderas (Figura 3.7b) y zonas sin un claro efecto de sitio (Anexo 6). Todos estos periodos se agrupan en familias, según la forma de la curva de la función de transferencia.

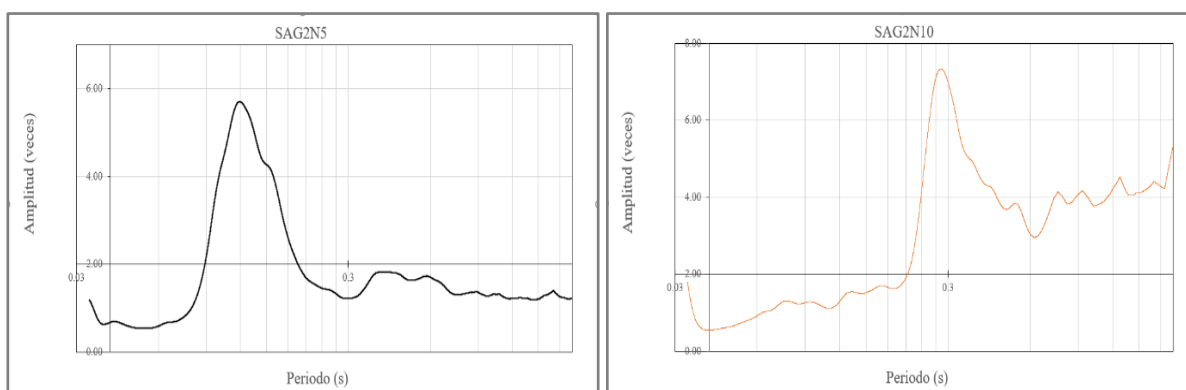


Figura 3.7. Gráficas características para periodos dominantes a) Periodos dominantes menores o iguales a 0.1 s. b) Curva con periodo dominante entre 0.3 y 0.4 s.

3.4.2 Familias espectrales

Las familias espectrales son agrupaciones en base a la clasificación de las funciones de transferencia empíricas de los sitios medidos, estas agrupaciones toman en cuenta la forma y el periodo dominante de la función de transferencia y así generar un número limitado de microzonas para la elaboración del mapa de microzonificación sísmica.

Particularmente, en este estudio, las funciones de transferencia se agruparon en 4 familias espectrales. La primer familia agrupa las funciones de transferencia con un periodo dominante de alrededor de 0.1, la segunda familia de entre a 0.2 s, la tercer familia agrupa los sitios alrededor de 0.3 y la cuarta con 0.4 aproximadamente (Figura 3.8)

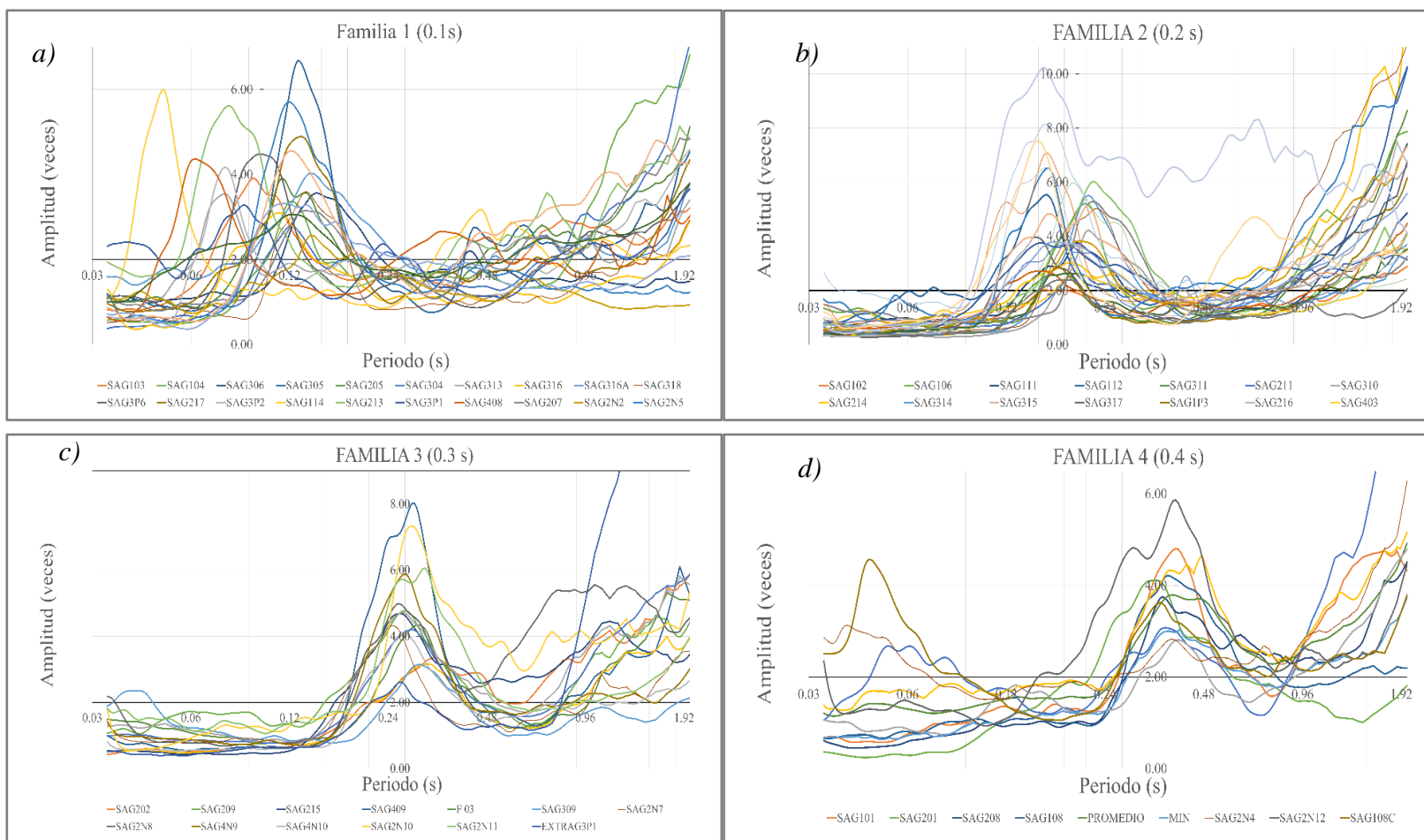


Figura 3.8. Agrupación de funciones de transferencia en familias espectrales. *a)* Curvas con periodos dominantes alrededor de 0.1 s o menos. *b)* Curvas con periodos dominantes alrededor de 0.2 s. *c)* Curvas con periodos dominantes alrededor de 0.3. *d)* Curvas con periodos dominantes alrededor de 0.4 s.

3.4.3 Mapa de isoperiodos

El análisis de las funciones de transferencias empíricas obtenidas mediante la técnica HVNR permite la identificación del periodo dominante del sitio y lograr una distribución espacial de estos, así como determinar la amplificación natural del suelo para diferentes periodos, sin embargo, la amplificación puede estar subestimada al determinarla mediante HVNR. Se realiza una interpolación mediante el método Krigging, este método permite una interpolación para una distribución espacial no uniforme y asume la existencia de una correlación espacial entre dos puntos medidos, los valores interpolados fueron de periodos y no de frecuencia, ya que, la comprensión y análisis de edificaciones se tienen comúnmente en términos de periodos dominantes y no de frecuencia. Se logró identificar microzonas con alto grado de correlación con la información geológica, hidrológica y familias espectrales y, además, zonas donde se requiere mayor densidad de puntos para determinar los límites reales de las curvas de isoperiodos. A partir de los registros de ruido sísmico obtenidos se elaboró un mapa de isoperiodos utilizando los periodos dominantes de cada punto (Figura 4.1).

3.4.4 Clasificación de terrenos

La clasificación de terrenos se hace con fines de diseño sismorresistente para una primera impresión e identificación de la geología superficial del sitio, para esto se tomaron las clasificaciones de terreno dadas en la “*Norma Técnica para Diseño por Sismo*” salvadoreña de 1994. La clasificación de terrenos se elaboró a partir del mapa de isoperiodos

- Mapa de Suelos según la Norma Técnica de Diseño por Sismo de El Salvador

La propuesta de clasificación de la “*Norma Técnica para Diseño por Sismo*” salvadoreña de 1994 tiene cuatro clases principales (S_1 , S_2 , S_3 y S_4) de las cuales las primeras dos contienen dos subclases de acuerdo al espesor del estrado que soportará las cargas de la estructura (Tabla 1).

Utilizando únicamente los criterios para periodos dominantes de la Norma de El Salvador descritos en la Tabla 1, se elaboró el mapa de suelos (Figura 3.9)

La norma actual para clasificación de suelos en El Salvador categoriza todos los suelos en 4 tipos según su periodo dominante, en base a esta clasificación el área de estudio puede zonificarse en dos tipos de suelos: S1 caracterizado por periodos dominantes menores a 0.3s y S2 con un periodo dominante comprendido entre 0.3s y 0.5s encontrándose en los extremos Noroeste y Sur de la zona de estudio.

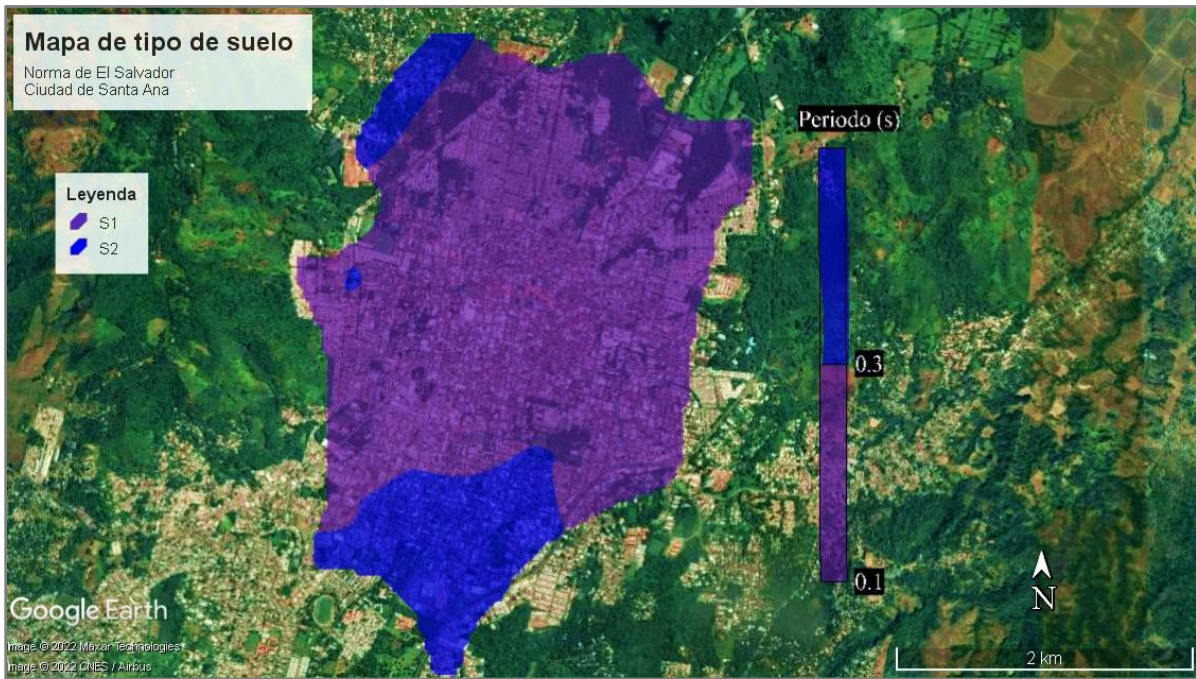


Figura 3.9. Mapa de suelos según Norma de El Salvador para la ciudad de Santa Ana.

Tabla 1. Coeficientes de sitio C_0 Y T_0 en la clasificación de terrenos según la norma salvadoreña.

Tipo	Descripción	C_0	T_0
S1	Perfiles de suelo siguientes	2.5	0.3

a, Materiales de apariencia rocosa caracterizados por velocidades de ondas de corte mayores a 500 m/s

	b, Suelo con condiciones rígidas o muy densas, cuyo espesor sea menor a 30 m sobre el manto rocoso		
S ₂	Perfil de suelo siguiente	2.75	0.5
	a, Suelo con condiciones rígidas o muy densas, cuyo espesor sea 30 m o más sobre el manto rocoso		
	b, Suelo con condiciones compactas o muy compactas o medianamente denso con espesor menor de 30 m		
S ₃	Perfil de suelo que contiene un espesor acumulado de 4 a 12 m de suelos cohesivos blandos o medianamente compactos o suelos no cohesivos sueltos.	3.0	0.6
S ₄	Perfil de suelo que contiene más de 12 m de suelo cohesivo blando o suelo no cohesivo suelto y caracterizado por una velocidad de onda de corte menor a 150 m/s	3.0	0.9

Capítulo IV: Análisis e interpretación de resultados

4.1 Mapa de microzonificación.

El mapa de microzonificación es, en el sentido más simple, una clasificación de terrenos con fines científicos, de planificación urbana o de construcción. Para la ciudad de Santa Ana se tienen 4 curvas de isoperiodos de 0.1, 0.2, 0.3 y 0.4 s. Se realiza un análisis de las funciones de transferencia empíricas en un intervalo de 0.1 a 1.0 segundo para generar una propuesta de microzonificación con 6 zonas (Figura 4.1):

Zona A: Son sitios que presentan curva plana de amplificación, amplificación menor a dos veces o periodos dominantes menores a 0.1 s. Se representan con un polígono de color marrón en el norte de la ciudad, se consideran suelos competentes, clasificados como S1 en la norma salvadoreña. Esta zona se constituye principalmente de efusivas básicas intermedias, piroclastitas subordinadas (S2) y piroclastitas ácidas, epiclastitas volcánicas (tobas color café sobre lavas, conocidas como s3a).

Zona B: Suelos con periodo dominante de 0.1 a 0.2 s con valores de amplificación entre 2 y 6 veces (zona violeta). Abarca la parte norte y noreste de la ciudad con tendencia suroeste, casi la totalidad de esta superficie se encuentra ubicada sobre suelos s3a (piroclastitas ácidas y epiclastitas volcánicas sobre lavas) con pequeñas porciones en s2 (efusivas básicas, intermedias, y piroclastitas subordinadas del pleistoceno). Estos están clasificados como S1 en la norma salvadoreña.

Zona C: Sitios que presentan un amplio rango de amplificación entre 2 y 10 veces con periodos dominantes de 0.2 a 0.3 s. De color verde, ésta se caracteriza por cubrir la parte centro y centro este de la ciudad con rocas piroclastitas, con clasificación s3a sobre lavas, se clasifican como suelos S1 en la norma salvadoreña.

Zona D: De color amarillo, son suelos con periodos dominantes entre 0.3 y 0.4 s, supone una pequeña porción del sur de la ciudad, con amplitudes mínimas y máximas de 2 y 8 veces respectivamente, geológicamente la zona sur se corresponde con rocas efusivas básicas,

intermedias, y piroclastitas subordinadas del pleistoceno (s2). piroclastitas acidas y epiclastitas volcánicas (s3a sobre lavas) Clasificados como suelos S2 por la norma salvadoreña.

Zona E: Abarca una franja noroeste-suroeste que se caracteriza por ser una zona de deposición de productos provenientes de una zona montañosa e inhabitada de la ciudad, con valores de periodo dominante entre 0.3 y 0.5 s donde predominan rocas piroclastitas acidas, epiclastitas volcánicas ("tobas color café) del holoceno (s3a) sin evidencia de estar sobre lavas.

Zona F: De color rojo, representa una zona con periodos dominantes de alrededor de 0.4 s y un factor de amplificación entre 3 y 6 veces. Se ubica en la zona sur de la ciudad con probable deposición de productos volcánicos no consolidados del volcán Ilamatepec, litológicamente se identifican como piroclastitas acidas y epiclastitas volcánicas ("tobas color café), todo sobre lavas según el mapa geológico salvadoreño. Se clasifican como suelos S2 por la norma salvadoreña.

En la parte sur de la zona F extendiéndose en dirección norte y noreste hacia la zona A y B, pasando por la zona C y D, se da un efecto regional entre 0.8 y 1.0 s, estos periodos son característicos de estructuras de entre 8 y 10 pisos, pero, hasta el momento de esta redacción, no existen este tipo de construcciones en la ciudad por lo que no hay posibilidad de resonancia debido a este efecto.

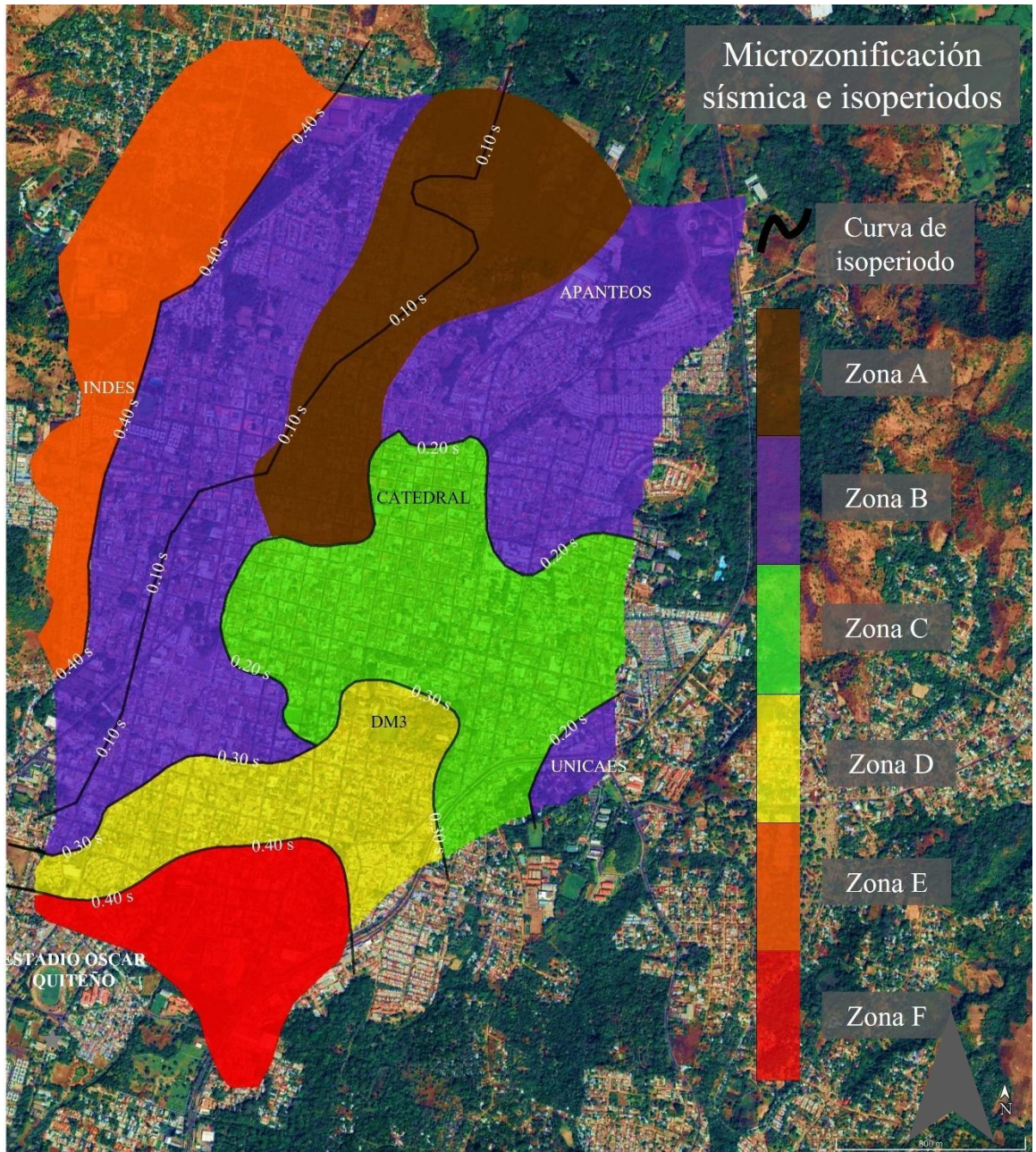


Figura 4.1. Mapa de microzonificación sísmica e isoperiodos para la ciudad de Santa Ana. Área marrón: Imagen extraída de Google Earth Pro.

Capítulo V: Conclusiones y recomendaciones

5.1 Conclusiones.

Este estudio presenta el primer mapa de microzonificación sísmica de la ciudad de Santa Ana, generado a partir de registros de ruido sísmico ambiental, empleando cocientes espectrales (técnica de Nakamura) para analizar los registros, estimar periodos dominantes, amplificación relativa del suelo y agrupar las funciones de transferencias en familias espectrales.

Se identificaron 6 microzonas, etiquetadas de la A a F (Figura 4.1), según su rango de periodo dominante, límites litológicos, geotécnicos. y su correspondencia a la familia espectral propuesta. Con la clasificación de la Norma Técnica de Diseño por Sismo salvadoreña se identifican únicamente dos zonas con suelos S1 y S2 (Figura 3.9). Esto era de esperarse, ya que la norma salvadoreña no ha sido actualizada en casi 30 años, cuando las bases de datos no eran tan robustas como ahora, los métodos pasivos estaban en desarrollo y tenían poca difusión.

Los resultados reflejan periodos dominantes entre 0.1 y 0.4 s, con amplificaciones relativas desde las 2 hasta las 11 veces. Esto sugiere que las edificaciones más afectadas serían de 1 a 4 pisos por efecto de sitio, justamente el tipo más común de edificaciones en la ciudad, siendo la mayoría de 1 a 2 pisos.

La zonificación no necesariamente se correlaciona con la cartografía litológica, esto se debe, en parte, a que las familias espectrales se agrupan en función del periodo dominante y la forma de la curva de la función de transferencia, sin embargo existe cierta correlación parcial al norte (en los suelos más competente) y al oeste, donde el límite entre las zonas B y E coincide con el límite litológico entre unidades s3a (al centro) y s3a sobre lavas (al oeste)(Figura 2.7; 3.5; 3.8 y 4.1) Aunque se presenten suelos competentes, sin aparente efecto de sitio, no pueden dejarse de lado los efectos regionales, la calidad y antigüedad de las construcciones existentes. En general, los suelos de Santa Ana presentan (en lo que a periodos dominantes se refiere) mayor rigidez que otras ciudades del país como Santa Tecla (T_0 entre 0.15 y 2 s, Lermo, et al; 2016); y rigidez al Centro Histórico de San Salvador (T_0 entre 0.1 y 0.45 s, Castillo y Urrutia, 2017)

5.2 Recomendaciones.

Al cierre de esta redacción queda demostrada la utilidad la técnica de Nakamura para microtremores (HVNR) para la caracterización de suelos, debido a su bajo costo y sencilla metodología para el registro y procesamiento de datos. Sin embargo, se debe resaltar la necesidad de contrastar los resultados con otros estudios geofísicos o ingenieriles, así como bases de datos de la zona de estudio, mapas topográficos, estratigrafía de pozos, registros de daños por sismos anteriores, etc.

Dado el mapa de microzonificación sísmica (Figura 4.1) se recomienda tomar en cuenta los periodos dominantes para futuras construcciones sismorresistentes y así evitar fenómenos de resonancia por efectos de sitio, así como realizar estudios in situ y no solo depender de datos generales. Dicho mapa puede ser utilizado para la futura planificación urbana de la ciudad y reducir el riesgo sísmico de la misma.

Debido a la complicada situación que atraviesa nuestro país en materia de seguridad, no fue posible densificar la malla de puntos, tanto como inicialmente se propuso, por lo que en un futuro es posible mejorar la resolución de los mapas expuestos en la investigación, preferiblemente teniendo apoyo de la municipalidad o alguna institución gubernamental.

Se recomienda la realización de otros estudios geofísicos (como el estudio de escenarios sísmicos propuesto y realizado por Lermo, et al., (2016) para la ciudad de Santa Tecla) y geotécnicos, para una mejor caracterización de los suelos de la ciudad,

Referencias

- Álvarez, S (1987). Informe Técnico del Terremoto de San Salvador del 10 de octubre de 1986. Centro de Investigaciones Geotécnicas, Ministerio de Obras Públicas, El Salvador.
- Alonso, M and Finn, E. (1970). Física Volumen 2: Campos y Ondas. Washington, D. C. Estados Unidos de America. Departamento de Asuntos Científicos, Organización de Estados Americanos
- Aki, K. (1957). Space and time Spectra Of Stationary Stochastic Waves, with Special Reference to Microtremors. *Earthquake Research Institute*. 35, 415-456.
- Bennefoy-Claudet. S., Cotton F., Bard P. (2006). The nature of noise wavefield and its applications for site effects studies, A literature review. *Earth-Science Reviews* 79, 205-227.
- Bommer, J., Hernández, D., Navarrete, J., and Salazar W., (1996). *Seismic Hazard Assessments for El Salvador*. *Geofísica Internacional* (1996), 35(3), 227-244.
- Borcherdt, R. (1970). Effects of local geology on ground motion near San Francisco bay. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 60 (1), 29-61.
- Canora, C., Villamor, P., Martínez-Díaz, J., Berryman, K., Alvarez-Gómez, J., Capote, R and Hernández, W., (2012). Paleoseismic analysis of the San Vicente segment of the El Salvador Fault Zone, El Salvador, Central America. *Geological Acta*, 10(2), 103-123.
- Carrillo, J. (2013). *Microzonificación y escenarios sísmicos para la ciudad de Apizaco, Tlaxcala* (Tesis de Pregrado). Universidad Nacional Autónoma de México, Distrito Federal, México.
- Castillo, A. y Urrutia, B. (2017). *Microzonificación Sísmica en el Centro Histórico de la Zona Metropolitana de San Salvador, El Salvador, Centro América* (Tesis de pregrado). Universidad de El Salvador, San Salvador, El Salvador.
- Chopra, A. (2012). *Dinámica de Estructuras*. Universidad de California de Berkeley. Pearson Education.

- Corti, G., Carminati, E., Mazzarini F and Garcia, M. O. (2005). Active strike-slip faulting in El Salvador, Central America. *Geological Society of America*, 33(12), 989-993.
- Dengo, G. (1969). Problems of tectonic relations between Central America and the Caribbean. *Transactions-gulf coast association of geological societies*, 19, 311-320.
- Ehrenborg, J. (1996). *A new stratigraphy for the Tertiary volcanic rocks of the*. Geological Society of America, 830-842.
- Hannover, F. (1978). Misión Geológica Alemana en El Salvador. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe; Stuttgart: Geo Center,
- Haskell, N. (1962). Crustal Reflection of Plane P and SV Waves. *Journal of Geophysical Research*, 67(12). 4751-4767
- Henar, J. A. *Evaluación tectónica y estructural de la zona de falla de El Salvador: Aplicaciones a la amenaza sísmica* (Tesis Doctoral) Universidad Complutense de Madrid, Madrid, España.
- Husid R., (1973). *Terremotos, Análisis Espectral y Características de Acelerogramas como Base del Diseño Sísmico*. Editorial Andres Bello. Santiago de Chile. 28-40.
- James, K. (2007). Structural geology: From local elements to regional synthesis. En Bundschuh, J. & Alvarado G. (1° ed.), *Central America: geology, resources and hazards*.
- Lachetl, C., & Bard, P. (1994). Numerical and theoretical investigations on the possibilities and limitations of Nakamura's technique. *Journal of Physics of the Earth*, 42(5), 377-397.
- Lara, M. (1987). *The San Salvador earthquake of October 10, 1986 – History of construction practices in San Salvador*. *Earthquake. Spectra*, 3(3), 491-496.
- Lermo, J. and Chávez-García F. (1994a). Are microtremors useful in site response evaluation? *Bulletin of the Seismological Society of America*. 84(5), 1350-1364.

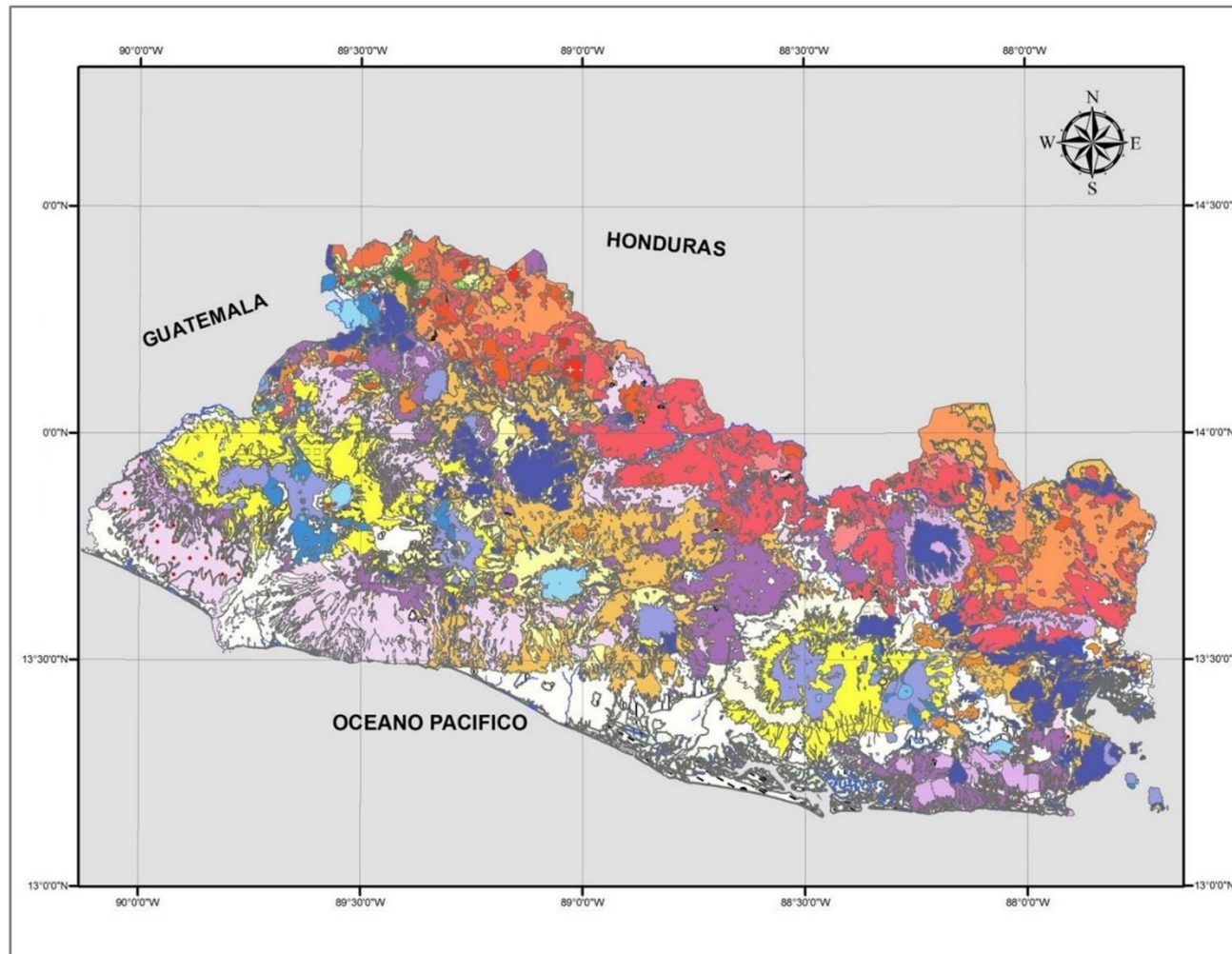
- Lermo, J. and Chávez-García F. (1994b). Site effect evaluation at Mexico City: dominant period and relative amplification from strong motion and microtremor records. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* 13. 413-423.
- Lermo, J. and Chávez-García F.J. (1993), Site Effect Evaluation Using Spectral Ratios with Only One Station. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 83(5), 1574-1594
- Lermo, J., Henríquez-Miranda B., Martínez-González J., Fuentes H., Wilfredo C., Arroyo E., Mirón C. (octubre de 2016). Microzonificación y escenarios sísmicos para la ciudad de Santa Tecla, El Salvador. XVIII Congreso Peruano de Geología, Lima, Perú.
- Limaymanta, M. (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* (Tesis de maestría). Universidad Nacional Autónoma de México, Distrito Federal, México.
- Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales (MARN), (2020). Evaluación probabilística de amenaza sísmica de El Salvador. Gobierno de El Salvador, El Salvador
- Ministerio de Obras Públicas (1994). Norma Técnica para Diseño por Sismo. MOP, Gobierno de El Salvador, El Salvador
- Molina, E., Marroquín, G., Escobar, J. J., Talavera, E., Rojas, W., Climent, Á., . . . Lindholm, C. (2008). *PROYECTO TESIS II: Evaluación de la Amenaza Sísmica en Centroamérica*.
- Montecillo, F (1998). *Estimación empírica de efectos de sitio en el distrito federal* (Tesis de Pregrado). Universidad Nacional Autónoma de México. Distrito Federal, México.
- Morales, C., Cruz, J., Rosales, O. (2014). *Evaluación de vulnerabilidad sísmica de edificaciones del Centro Histórico de Santa Ana* (Tesis de Pregrado). Universidad de El Salvador, Santa Ana, El Salvador
- Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *Quarterly Report of Railway Technical Research Institute (RTRI)*, 30(1).

- Nakamura, Y. (2000). Clear Identification Of Fundamental Idea Of Nakamura's Technique And Its Applications. *Procc. 12WCEE*. New Zeland.
- NEHRP (2016). Recommended Seismic Provisions: Design Examples. Federal Emergency Management Agency of the U.S. Department of Homeland Security By the Building Seismic Safety Council of the National Institute of Building Sciences. Washington D. C.
- Rogers, R., & Mann, P. (2007). Tectonic terranes of the Chortis block based on integration of. *The Geological Society of America*, 428, 65–88.
- Rosales, C. (2001). *Sobre el comportamiento sísmico de los depósitos de suelos del área de Cañaveralejo (Tesis de Pregrado)*, Universidad del Valle, Cali, Colombia
- Rose, W., Conway, F., Pullinger, C., Deino, A., & McIntosh, W. C. (1999). An improved age framework for late Quaternary silicic eruptions in northern Central America. *Bull Volcanol*, 106-120.
- Rosenblueth, E., Ordaz, M., Sanchez-Sesma, F.J y Singh, S.K. (1989). “The Mexico Earthquake of September 19, 1985- Design Spectra for Mexico’s Federal District”, *Earthquake Spectra*, 5(1) ,273-291.
- Sandoval Rostran, D., & Santana Peña, J. (2016). *Análisis de vibración ambiental en el edificio del instituto de geología y geofísica (igg-cigeo) de la unan-managua aplicando la técnica de cociente espectral horizontal/vertical (HVSR)*. (Tesis de pregrado) Universidad Nacional Autónoma de Nicaragua. Managua, Nicaragua.
- SESAME (2004). Guidelines for the Implementation of the H/V Spectral Ratio Technique On Ambient Vibrations Measurements, Processing and Interpretation. Recuperado de http://sesame.geopsy.org/Papers/HV_User_Guidelines.pdf
- Sigurdsson, H., Kelley, S., Leckie, R., Carey, S., Bralower, T., & King, J. (2000). History of circum-Caribbean explosive volcanism $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of tephra layers. Proceedings of the Ocean Drilling Program. *Scientific Results*, 165, 299-314.

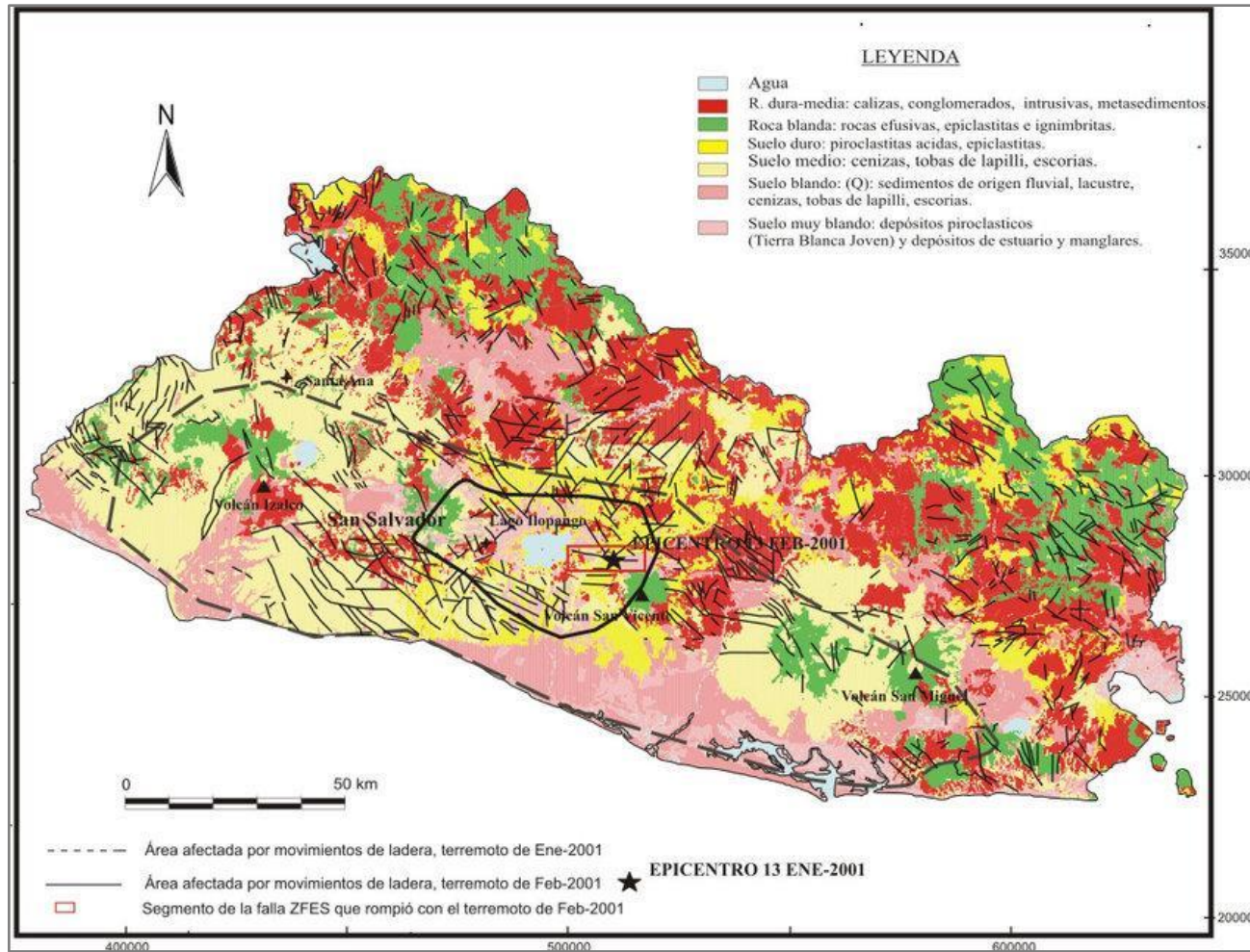
- Singh, S.K., Gutierrez, C., Arboleda, J. and Ordaz, M. (1993). *Peligro sísmico en El Salvador*. Universidad Nacional Autónoma de México, Distrito Federal, México.
- Schmidt-Díaz, V. (2015). Aplicación de la técnica H/V en distintos emplazamientos a partir de la medición de vibraciones ambientales y de sismos. *Revista Geológica de América Central*, 54, 155-177.
- Staller, A., Martínez-Díaz, J., Benito, B., Alonso-Henar, J., Hernández, D., Hernández-Rey, R. & Díaz, M. (2016). Present-day crustal deformation along the El Salvador Fault Zone from ZFESNet GPS network. *Tectonophysics*, 670, 66-81.
- Vargas, C. (20 de junio de 2015). Tecnología Anti-Sísmica [Mensaje en un blog]. Recuperado de <http://antisismos.blogspot.com/2015/06/antecedentes-generales-chile-se.html>
- Wakamatsu, K., Yasui, Y., 1996. Possibility of estimation for amplification characteristics of soil deposits based on ratio of horizontal to vertical spectra of microtremors. *11th World Conference on Earthquake Engineering. Acapulco, Mexico*

ANEXOS

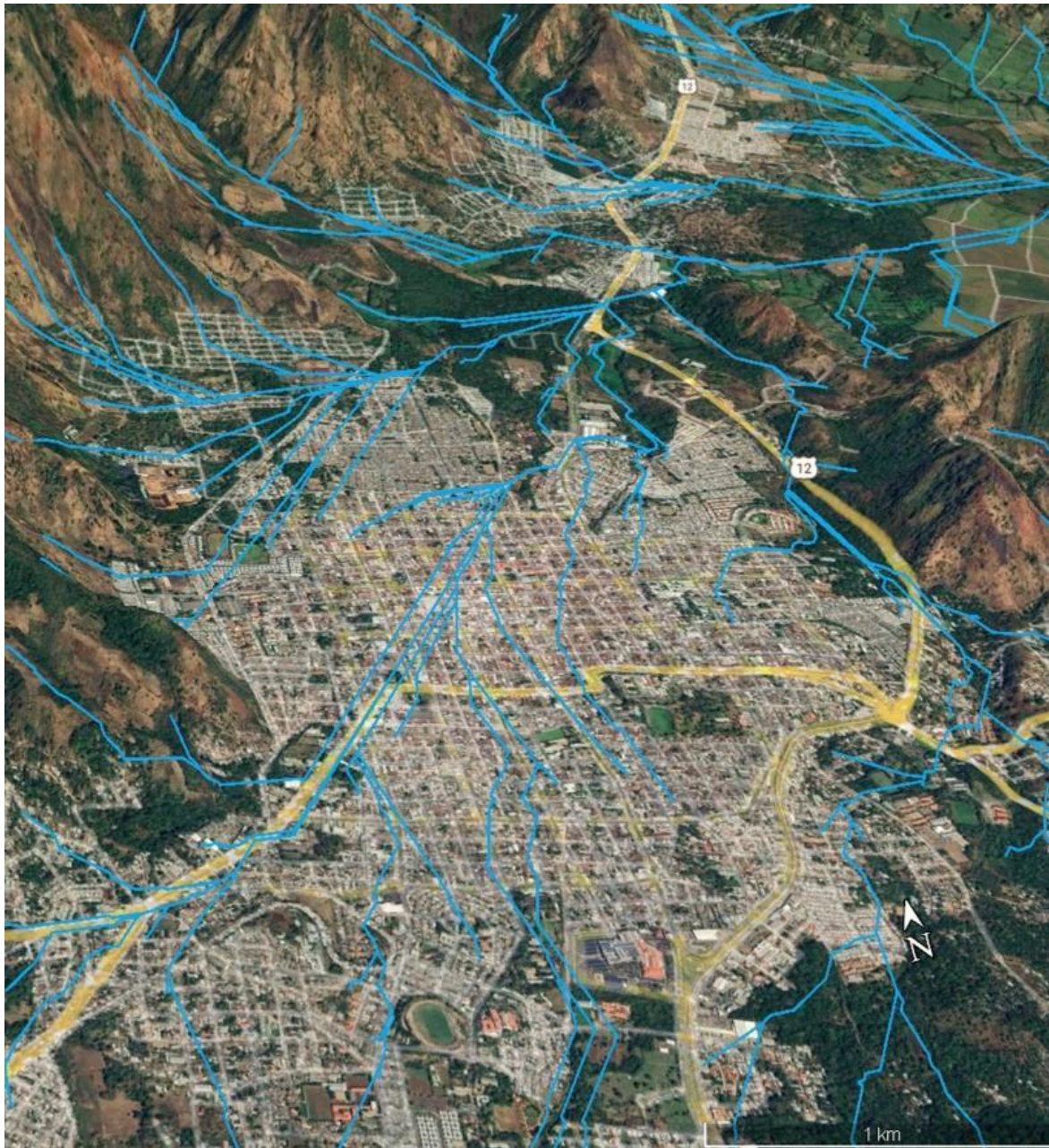
Anexo 2. Mapa geológico de El Salvador



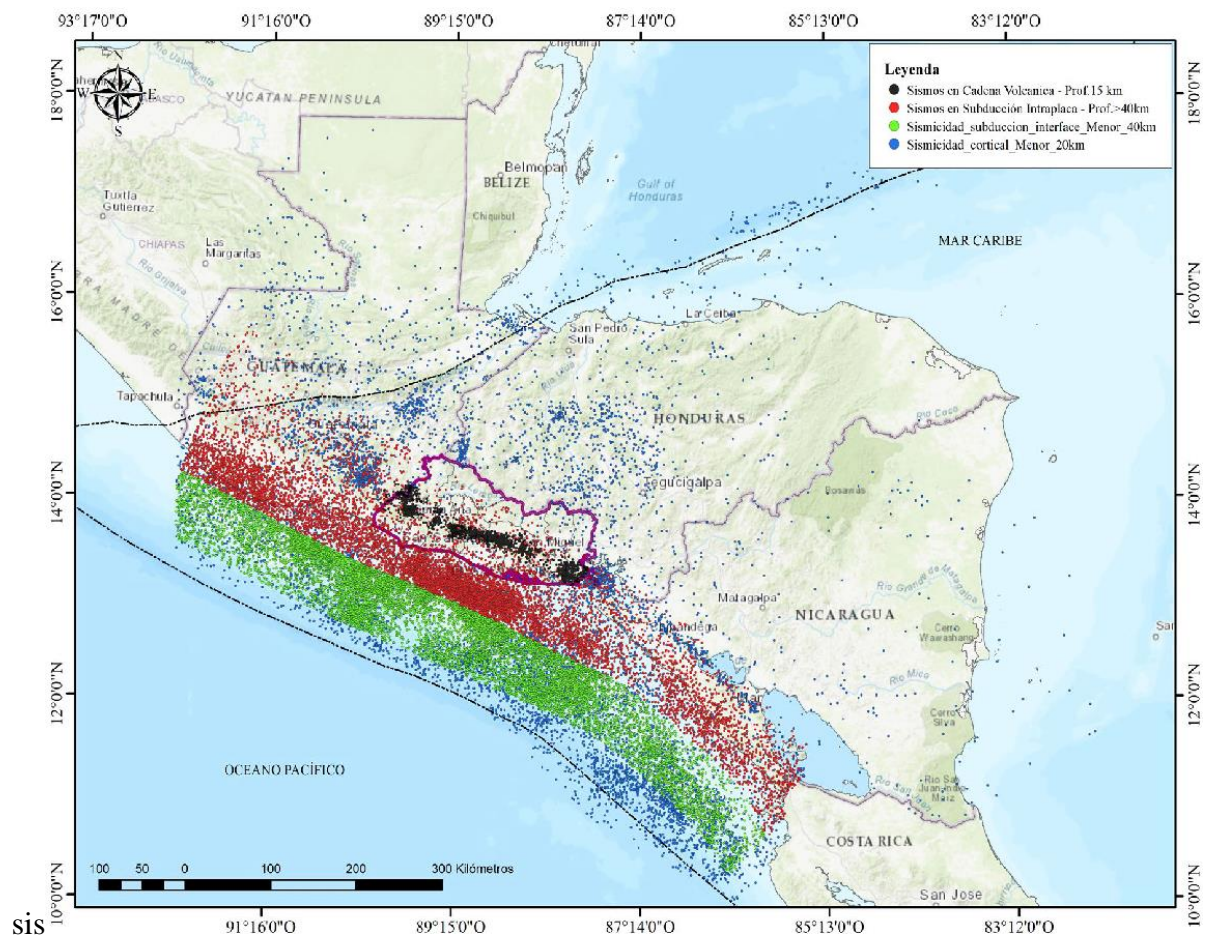
Anexo 3. Mapa geotécnico de El Salvador



Anexo 4. Mapa de drenaje fluvial de la ciudad de Santa Ana



Anexo 5. Mapa de sismicidad local de El Salvador



Anexo 6: Cronología de los sismos de trascendencia en El Salvador

Fecha	Hora	Ubicación	MAGNITUD	Prof.	Intensidad	Epicentro	Comentarios
	GMT	(LAT, LON)		(km)	Máxima		
					(MM)		
1524	---	---	---	---	---	San Salvador	Primera ruina de que se tiene noticia
23 de mayo de 1576	---	---	---	---	---	Entre San Marcos y Santo Tomás, San Salvador.	Total, destrucción de San Salvador.
1593	---	---	---	---	---	San Salvador	Terremoto daña severamente San Salvador
1625	---	---	---	---	---	San Salvador	Violento terremoto causa graves daños en San Salvador
1650	---	---	---	---	---	San Salvador	Violento terremoto causa daños en San Salvador

30	de	---	---	---	---	---	---	Gran erupción del volcán Boquerón. Completa destrucción de San Salvador
September								
de 1659								
1707		---	---	---	---	---	San Salvador	Ruina completa en San Salvador
5	de	---	13.300° N	7.4	---	---	San Salvador,	Ruina de San Salvador, San Vicente y
marzo	de		89.120° O				San Vicente	pueblos vecinos
1719								
1730		---	13.738° N	5.5	---	---	San Salvador	Violento terremoto en San Salvador
			89.292° O					
1733		---	14.294° N	7.2	---	---	Santa Ana,	Violento terremoto en Santa Ana,
			89.615° O				Sonsonate,	Sonsonate, Izalco, causaron daños
							Izalco	principalmente en los templos de La
								Trinidad en Sonsonate y Dolores en
								Izalco
Abril		---	13.720° N	5.7	---	---	Ilopango, San	Temblores dañan Ilopango, San Martín,
1765			89.066° O				Martín,	San Bartolomé Perulapía y San Pedro
							Perlaría	y Perulapan
							Perulapan	

29 de Julio de 1773	---	13.950° N 91.400° O	7.5	---	---	El Salvador	Violento terremoto ocasiona serios daños en San Salvador, Panchimalco, Huizúcar, Jayaque y Guaymoco
29 de noviembre de 1783	---	13.632° N 88.787° O	6.6	---	---	San Vicente	Terremoto, se produce a las 2:30 pm, daña la Villa de San Vicente de Austria
2 de febrero de 1798	---	13.702° N 89.208° O	5.4	---	---	San Salvador	Terremoto a las 2:00 pm destruye San Salvador, también se vio afectado Cuscatlán
20 de agosto de 1815	---	13.633° N 89.175° O	6.1	---	---	San Salvador	Gran temblor en toda la provincia de San Salvador, muchos templos de la capital quedaron deteriorados, la parroquia de Panchimalco quedó destruida
7 de febrero de 1831	---	13.400° N 89.750° O	7.1	---	---	El Salvador	Gran terremoto producido a la 1:00 pm causando notables estragos en San Salvador y daños en muchas poblaciones del Sur
21 de marzo de 1839	---	13.762° N 89.230° O	6.2	---	---	San Salvador	Terremoto a las 3 pm causó daños en San Salvador y pueblos vecinos como Quezaltepeque y Nejapa

23 de junio 1847	---	13.708° N 89.469° O	5.9	---	---	El Salvador	Temblor causa daños en los pueblos del Bálsamo, en particular Armenia y Jayaque
16 de abril de 1854	---	13.681° N 89.135° O	6.5	---	---	La intensidad pico fue cerca de San Jacinto, San Salvador	Ruina en San Salvador, la capital se trasladó a Santa Tecla.
11 de junio de 1854	---	13.672° N 89.038° O	6.3	---	---	San Vicente	Terremoto a las 2:00 pm, destruye la torre de Reloj en San Vicente, La iglesia y otras poblaciones
25 de agosto de 1859	---	12.850°N 88.000° O	7.1	---	---	La Unión	Fuerte temblor a las 11:00 pm en El Puerto de La Unión, causa daños sin víctimas que lamentar
8 de diciembre de 1859	---	13.350° N 89.150° O	7.3	---	---	San Salvador	Fuerte temblor de produce a las 10:45 pm en San Salvador, se generó un Tsunami que afectó el puerto de Acajutla
21 de junio de 1860	---	13.630° N 88.887° O	5.8	---	---	San Vicente	Serie de temblores en San Vicente, daños en muchas poblaciones

3 de diciembre de 1860	---	13.350° N 89.450° O	7.1	---	---	San Salvador	Fuerte temblor se da a las 11:00 am, daños en las poblaciones de los alrededores
30 de junio de 1867	---	13.310° N 89.200° O	7.1	---	---	El Salvador	Violento temblor a las 5:30 pm que dañó San Salvador, La Libertad, San Vicente, Suchitoto, Santa Tecla
29 de diciembre de 1872	---	13.633° 88.876° O	N 5.4	---	---	San Vicente	Violento terremoto a las 11:50 pm daña muchas viviendas en San Vicente y ocasiona varias muertas
19 de marzo de 1873	---	13.300° 89.300° O	N 7.1	---	---	San Salvador	Violento temblor se produjo en San Salvador a las 4:30 pm
9 de septiembre de 1891	---	13.250° 89.300° O	N 7.1	---	---	San Salvador	Terremoto causa semiruina de San Salvador y otras poblaciones
2 de enero de 1893	---	13.705° 89.164° O	N 5.6	---	---	San Salvador	Sismo a las 9:00 am ocasiona la semiruina de San Salvador y Soyapango

25 de marzo de 1899	---	13.651° 88.796° O	N	5.7	---	---	San Vicente	Movimiento sísmico causa la ruina de San Vicente, Apastepeque e Istepeque
18 de abril de 1902	---	14.000° 91.000° O	N	Ms=7.9 (Alfaro et al, 1990)	25.0	---	---	Maremoto en Ahuachapán destruyendo Barra de Santiago, Cara Sucia y Garita Palmera. Daños en el occidente del país y en San Salvador.
19 de julio de 1912	---	13.867° 89.567° O	N	Ms=5.9 (White y Harlow, 1993)	---	---	---	Violento temblor causa daños en Armenia, Izalco y Santa Ana.
8 de junio de 1917	00:55	13.700° 89.500° O	N	Ms=6.5 (White y Harlow, 1993)	---	---	---	Erupción del Boquerón. Sismo causa destrucción en Armenia y graves daños en Ateos, Sacacoyo y San Julián. Un segundo sismo causa daños en San Salvador, Apopa, Nejapa, Quezaltepeque, Opico y Santa Tecla.

8 de junio de 1917	01:30	13.750° 89.267° O	N	Ms=6.4 (White y Harlow, 1993)	---	---	---		
20 de diciembre de 1936	02:43	13.717° 88.933° O	N	Ms=6.1 (White)	---	---	San Vicente		Destrucción de San Vicente. Entre 100 a 200 muertos.
6 de mayo de 1951	23:03	13.52° N 88.40° O		Ms=6.0 (White)	10	---	Jucuapa y Chinameca		---
6 de mayo de 1951	23:08	13.52° N 88.40° O		Ms=6.2 (White)	10	---	Jucuapa y Chinameca		Murieron más de 400 personas
7 de mayo de 1951	20:22	13.48° N 88.45° O		5.8 (White)	10	---	Jucuapa y Chinameca		---
12 de abril de 1961	22:20	13.20° N 88.90° O		5.95 (USGS)	122	VI en San	Océano Pacífico		Daños menores en San Salvador y el sur de El Salvador
3 de mayo de 1965	10:01	13.70° N 89.17° O		Ms=6.0 (White)	15	VII en San	San Salvador		125 muertos, 400 heridos y 4000 casas destruidas

4 de febrero de 1976	09:01	15.30° N 89.10° O	Ms=7.5	5	IX en Ciudad de Guatemala. V en San Salvador.	Guatemala	En Guatemala hubo 254,750 casas destruidas, más de 22,700 muertos y más de 76,000 heridos. No hubo daños en San Salvador.
19 de junio de 1982	06:21	13.30° N 89.30° O	7.0 PAS 6.0 ISC	82	VII en San Salvador	Océano Pacífico	Según informe de Cruz Roja Salvadoreña, 8 personas murieron y 96 resultaron heridas. Hubo un promedio de 5000 personas damnificadas
23 de abril de 1985	03:22	13.56° N 88.67° O	mb=4.8 (USGS)	-	VI en Berlín	Área de Berlín, Depto. de Usulután	Se registraron más de 5,000 sismos, por lo menos 167 fueron sentidos en el área epicentral.
10 de octubre de 1986	17:49	13.67° N 89.19° O	mb=5.4 (CIG-USGS)	7.3	VIII-IX en San Salvador	San Salvador	1,500 muertos, 10,000 heridos, unas 60,000 viviendas destruidas o seriamente dañadas.
3 de noviembre de 1988	14:46	13.88° N 90.45° O	mb=5.6 (USGS)	69	VI en Ahuachapán	Océano Pacífico. Al Sur del Depto.	5 personas murieron, algunos heridos, y cerca de 100 viviendas dañadas al sur de Guatemala

de San José,
Guatemala

1 de marzo de 1999	21:57	13.639° 88.786° O	N	Mc=4.6	10.3	VI-VII en San Vicente	Zona de San Vicente	A partir del 1 de marzo de 1999 un total de 934 sismos fueron registrados, de los cuales 71 fueron reportados como sentidos en la ciudad de San Vicente y Alrededores. Se reportaron daños en viviendas (adobe y bahareque) e iglesias.
17 de marzo de 1999	21:38	13.663° 88.802° O	N	Mc=4.5	9.1	VI en San Vicente	Zona de San Vicente	
3 de abril de 1999	4:22	13.296° 87.575° O	N	Mc=5.3	14.1	VII en la Isla de Meanguera	Zona del Golfo de Fonseca	A partir del 2 de abril de 1999 se reportó una serie de sismos en la Zona del Golfo de Fonseca, de éstos 17 fueron reportados como sentidos en la Isla de Meanguera y sitios aledaños. Se reportaron daños en muros de mampostería y grietas moderadas en algunas edificaciones.
3 de abril de 1999	10:10	13.225°N 87.603° O		Mc=5.8	12.5	VII en la Isla de Meanguera	Zona del Golfo de Fonseca	

13 de 17:34 12.83° N 88.79° Mw=7.6 39.0 VII en San Zona de Se reportan 944 fallecidos, 1155
enero de O Salvador Subducción edificios públicos dañados, 108,261
2001 viviendas destruidas, 19 hospitales
dañados, 405 iglesias dañadas, 445
derrumbes

Descripción

---: No existe dato registrado.

mb: Magnitud de ondas de cuerpo

Ms: Magnitud de ondas de superficie

Mc: Magnitud coda

USGS: United States Geological Survey

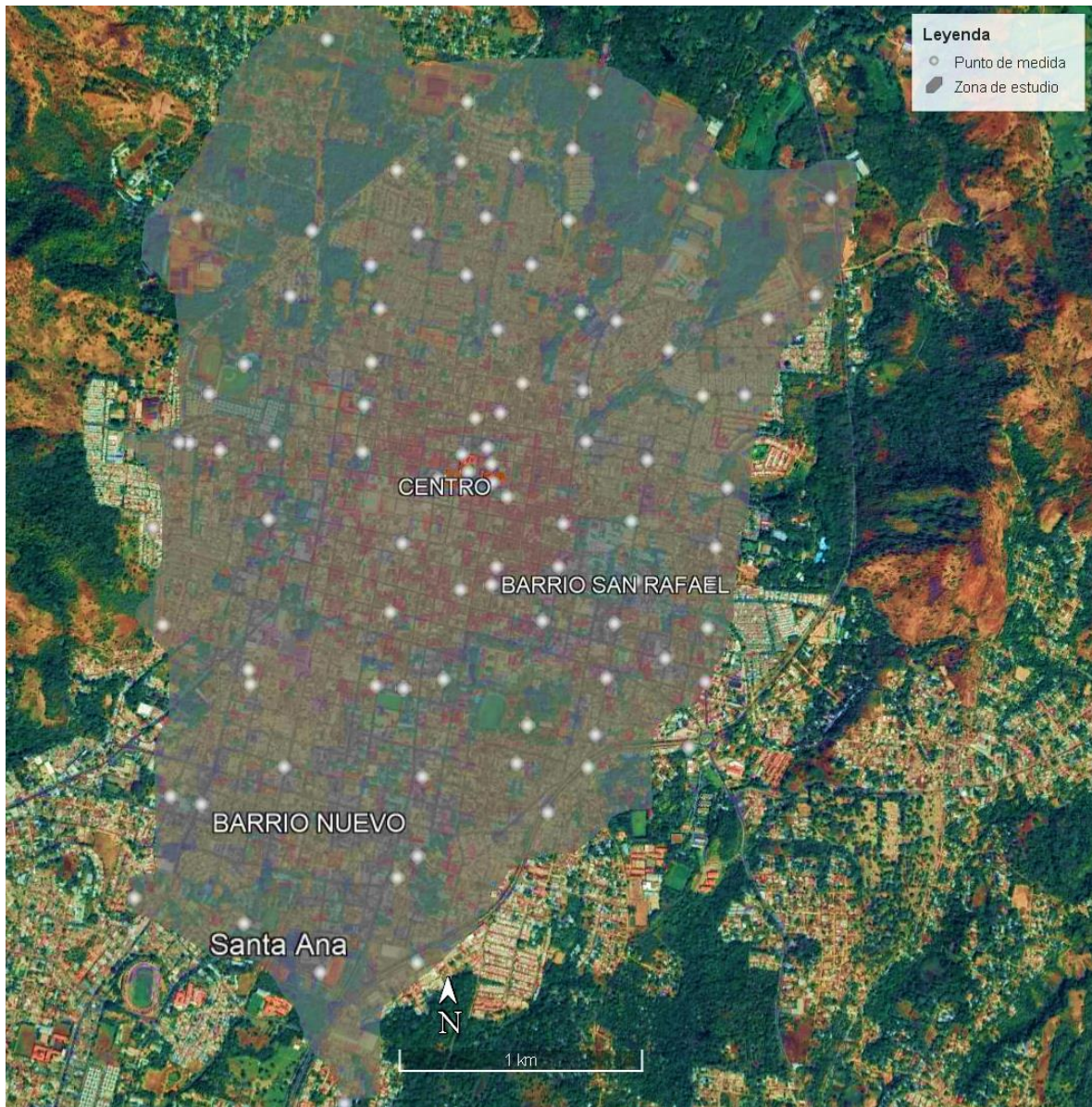
CIG: Centro de Investigaciones Geotécnicas

PROF: Profundidad en kilómetros

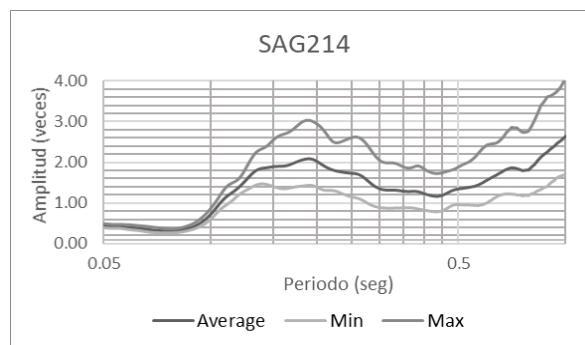
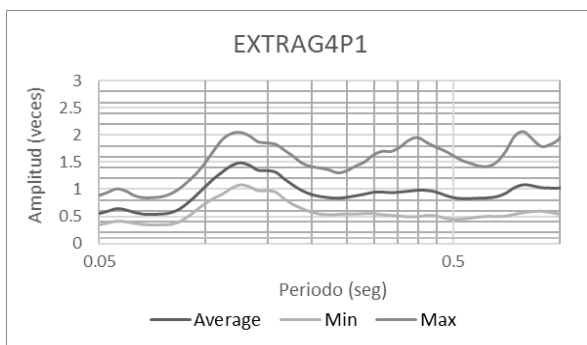
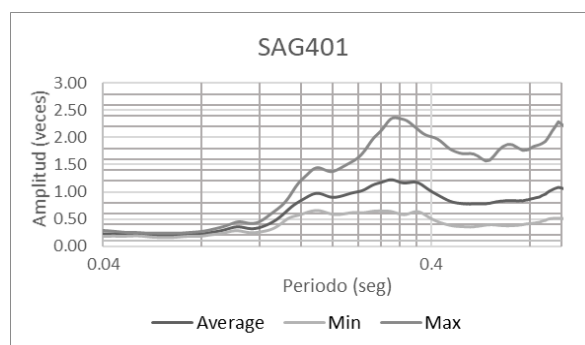
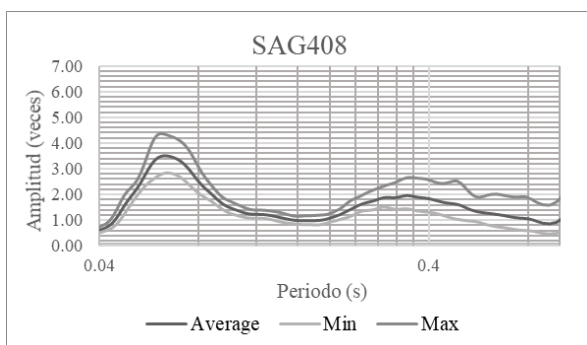
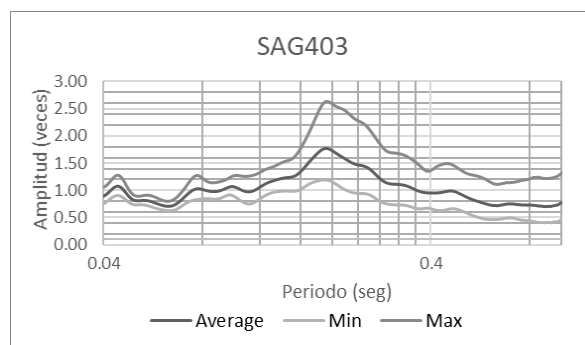
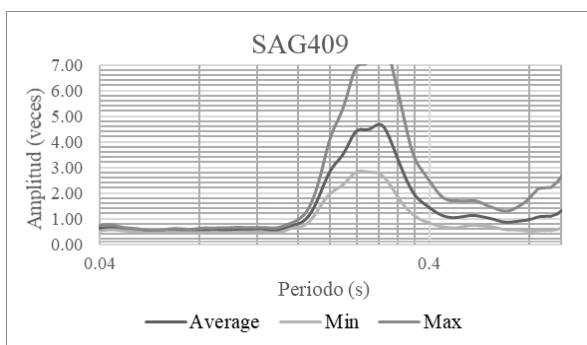
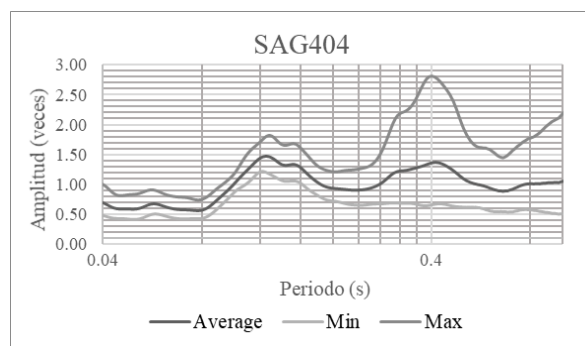
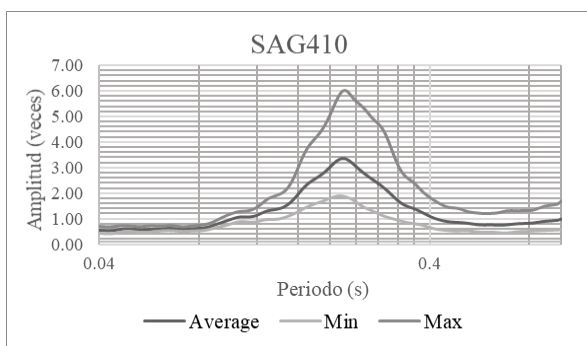
MM: Escala de Intensidad Mercalli Modificada

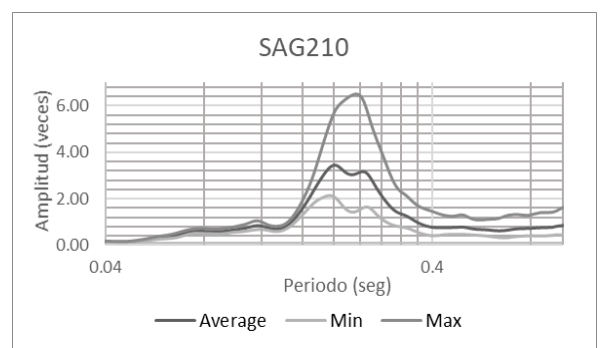
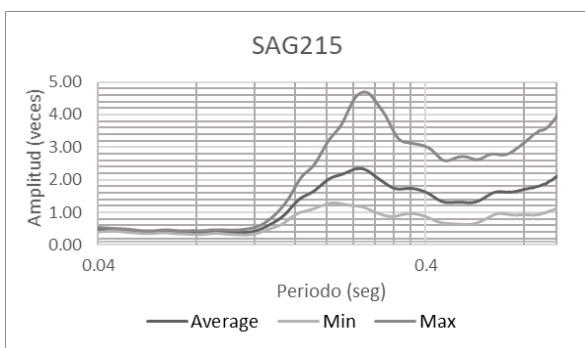
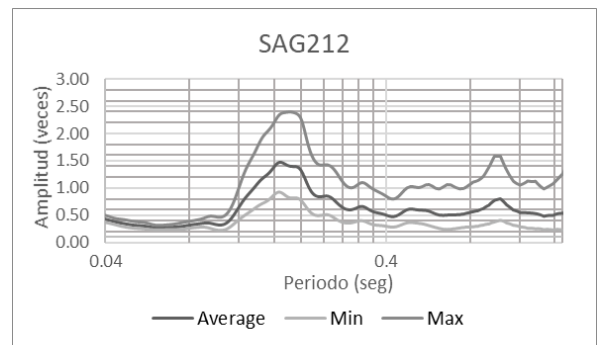
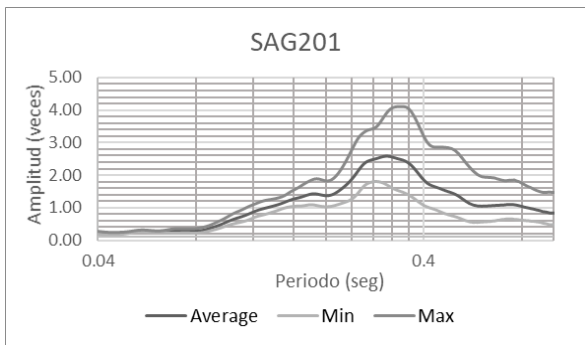
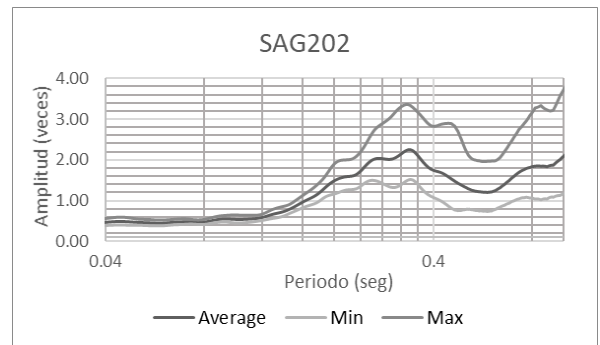
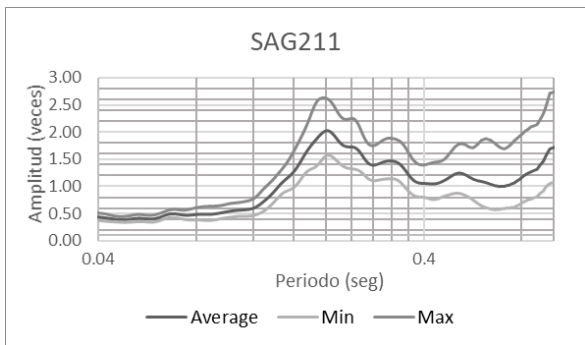
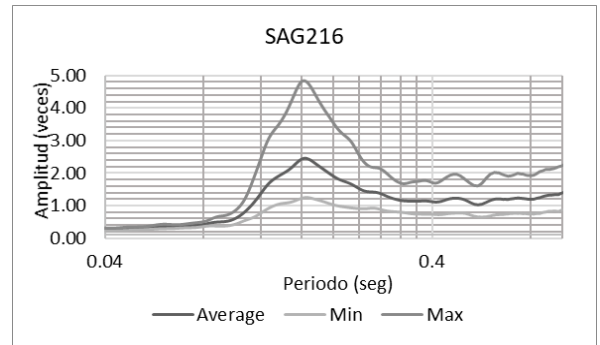
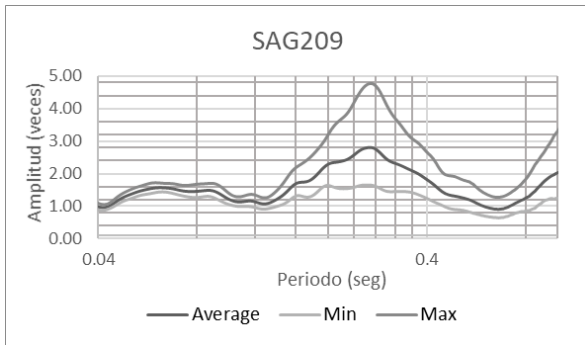
Fuente: DGOA, <http://www.snet.gob.sv/ver/sismologia/registro/estadisticas/>

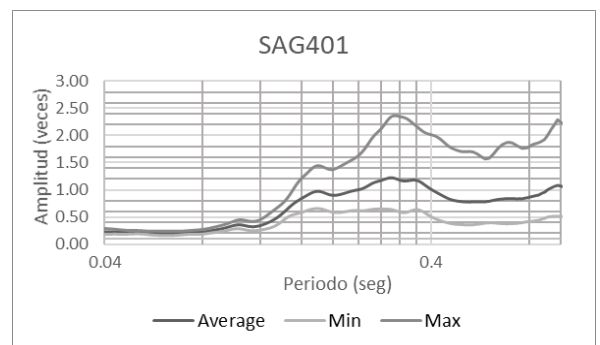
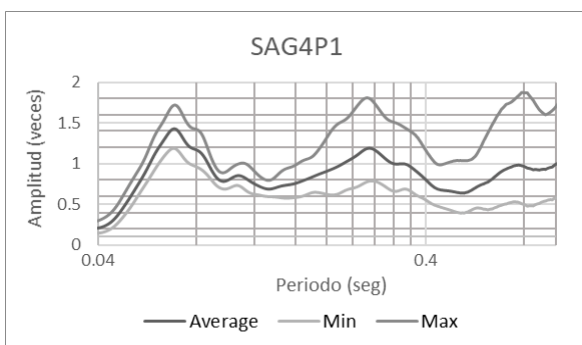
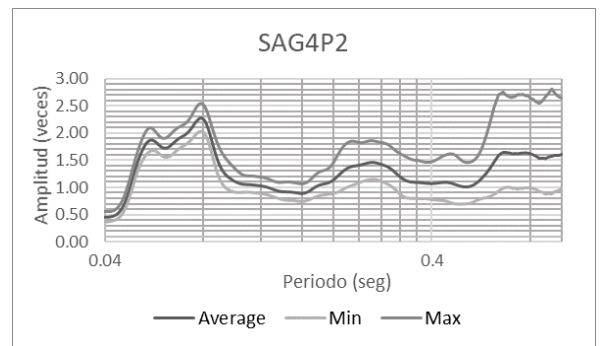
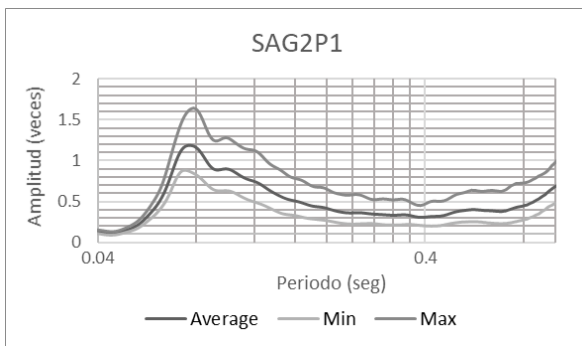
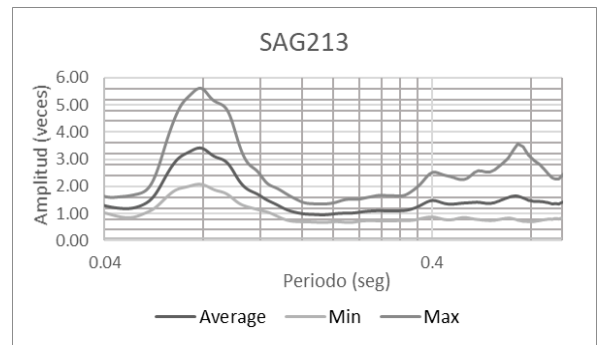
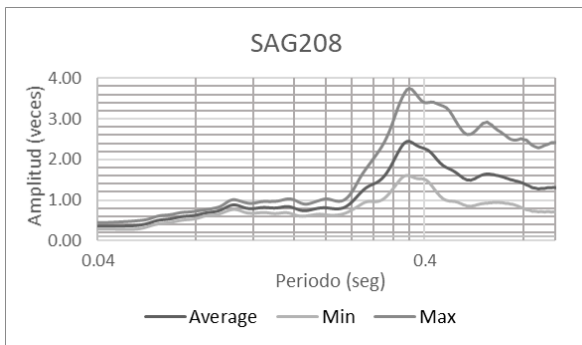
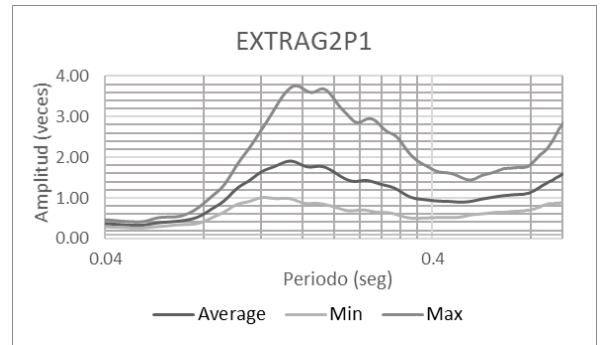
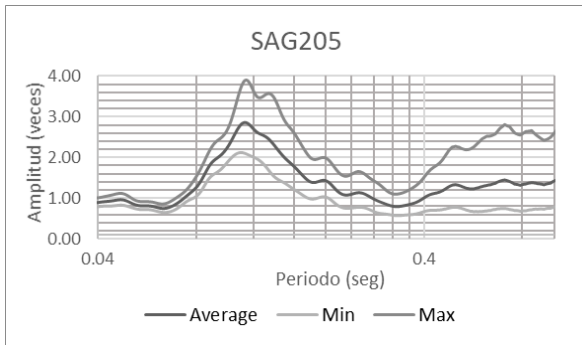
Anexo 7. Distribución espacial de los sitios con registro de ruido sísmico ambiental

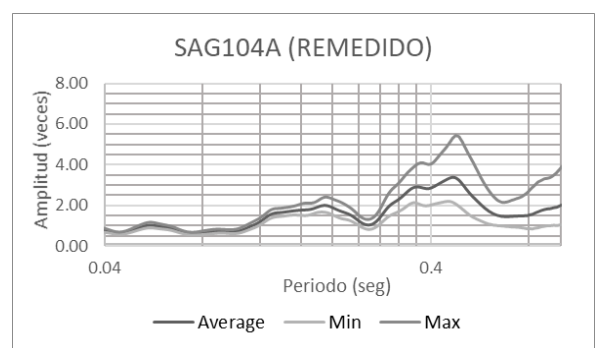
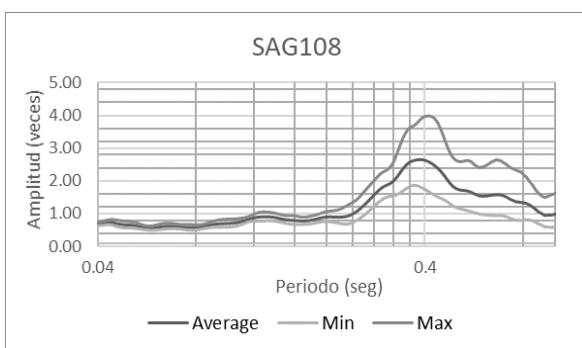
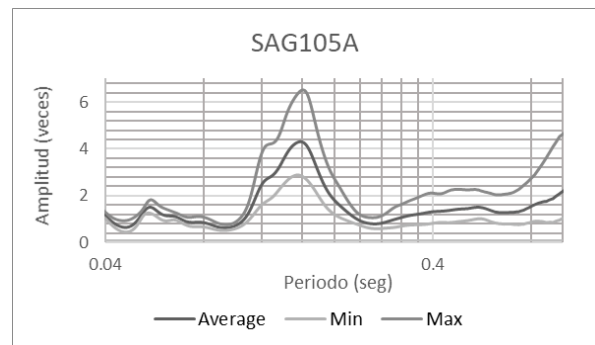
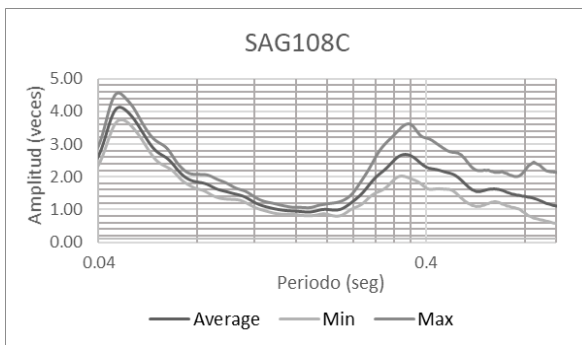
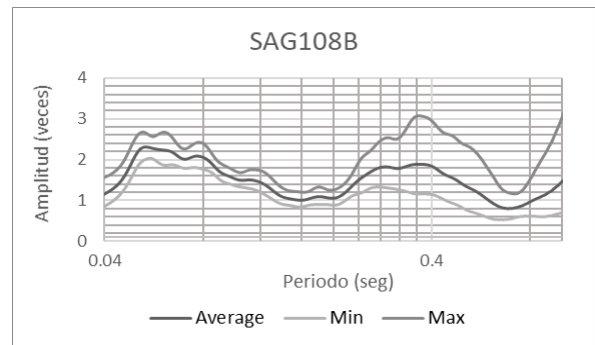
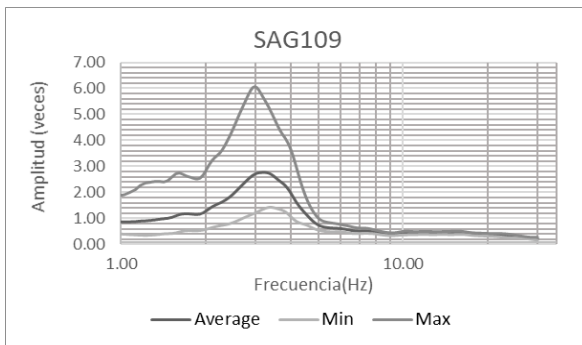
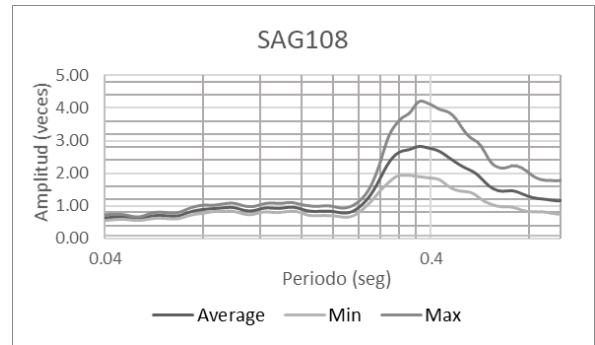
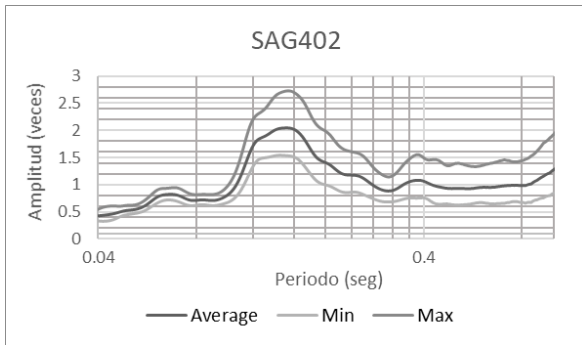


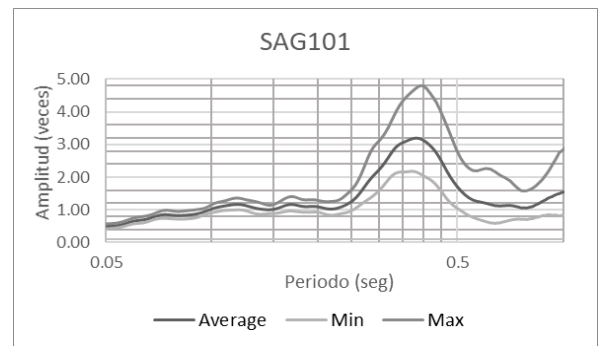
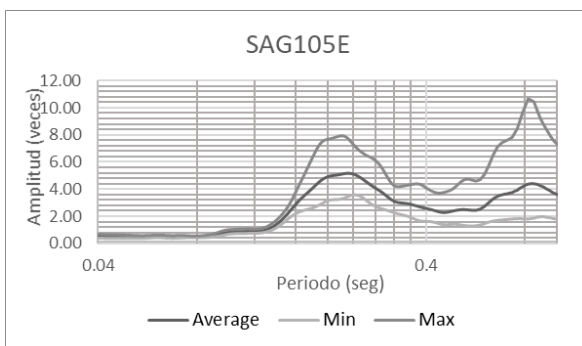
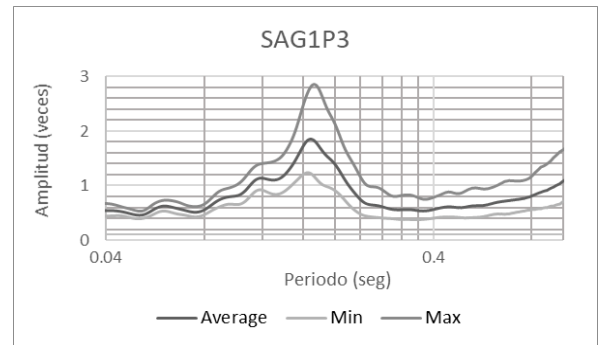
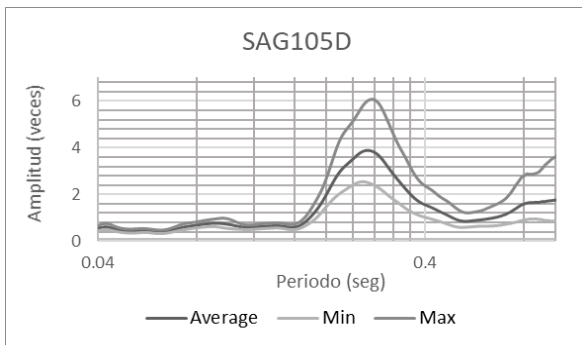
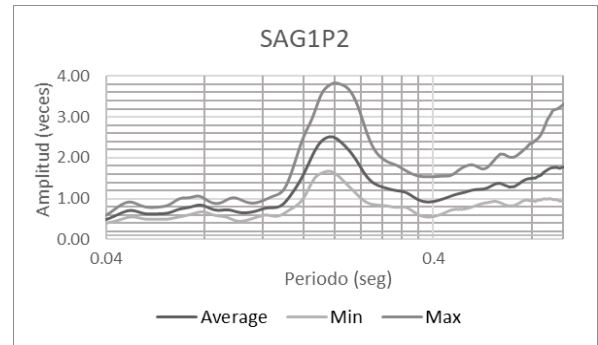
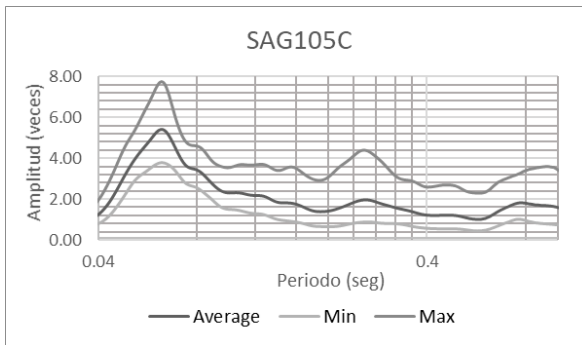
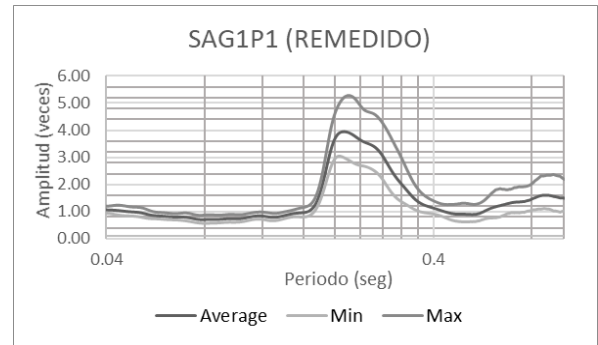
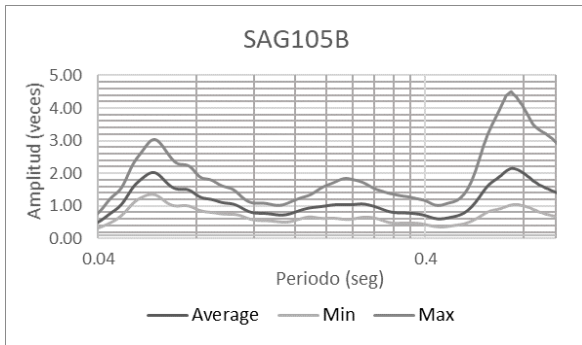
Anexo 8. Funciones de Transferencia obtenidas en cada sitio

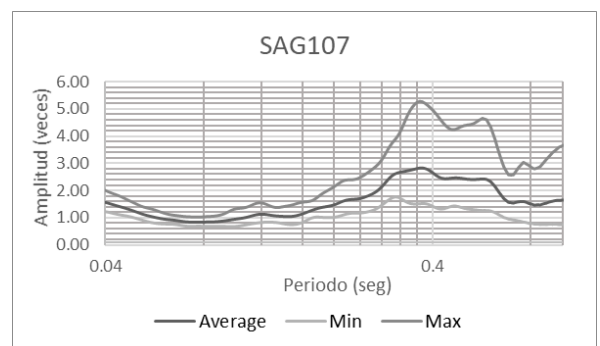
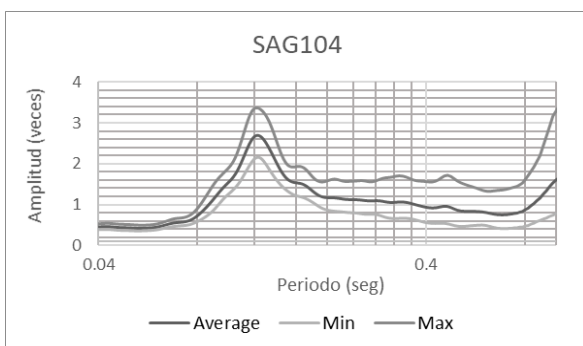
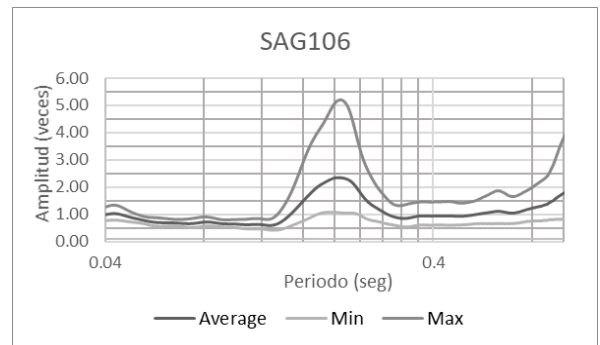
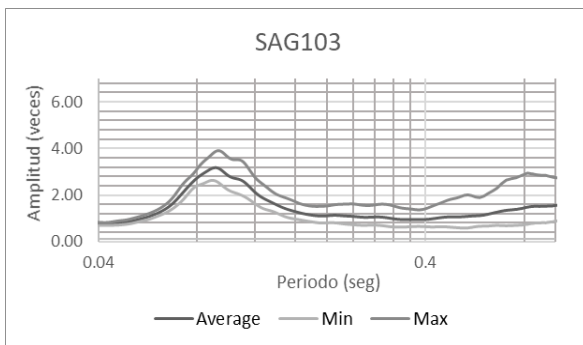
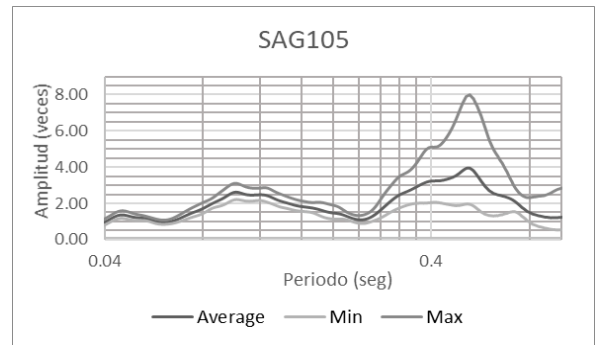
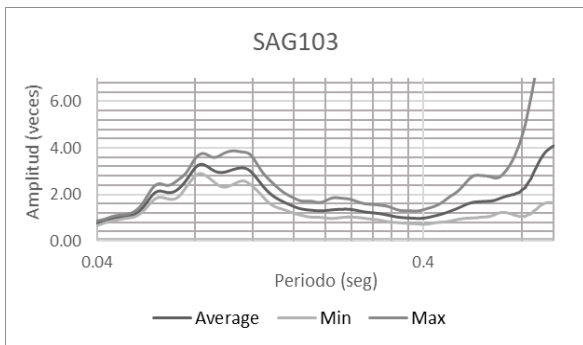
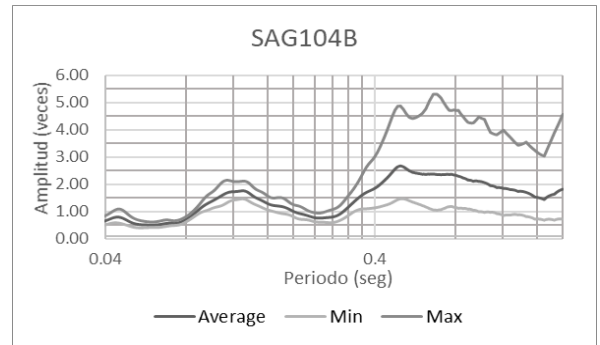
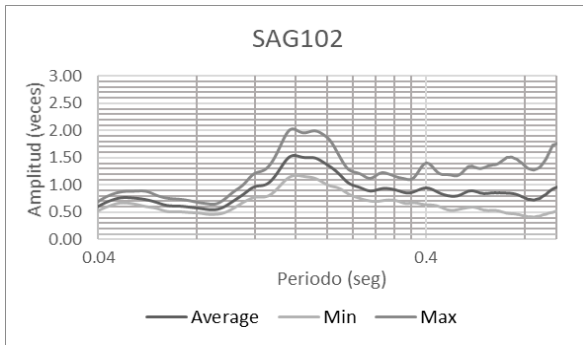


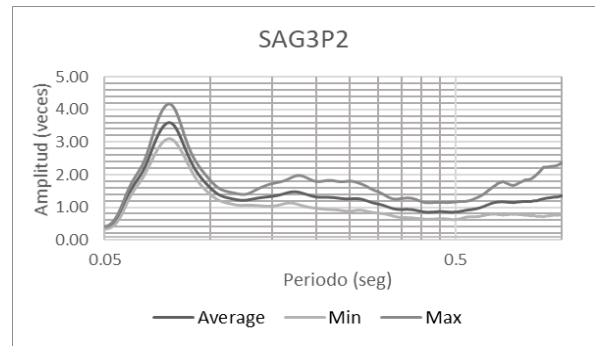
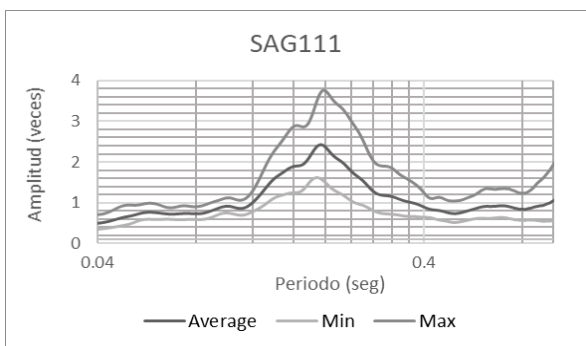
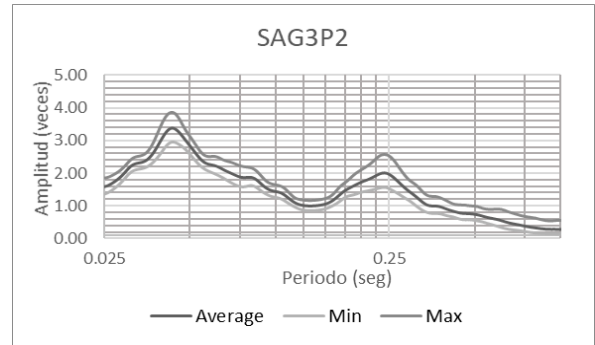
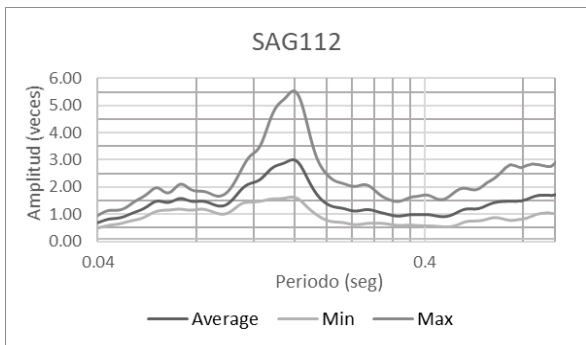
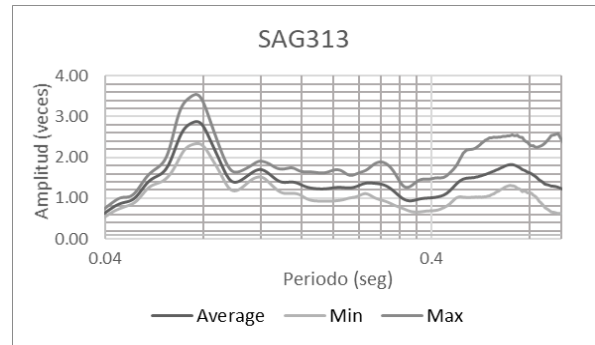
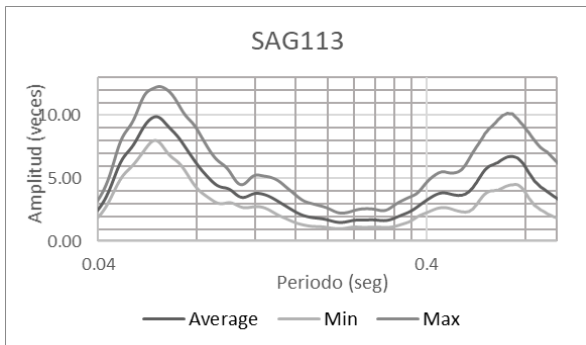
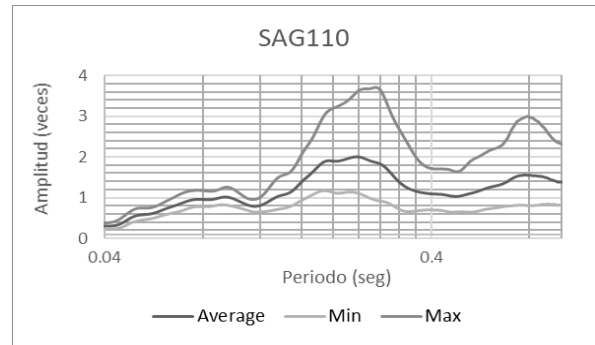
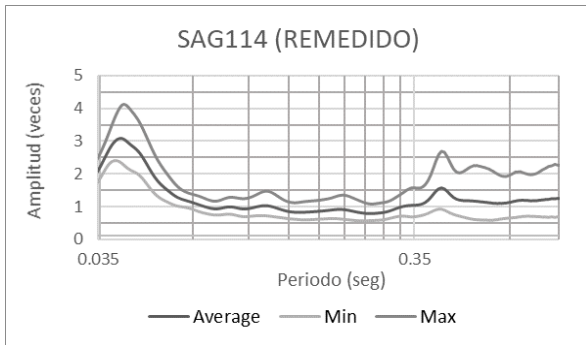


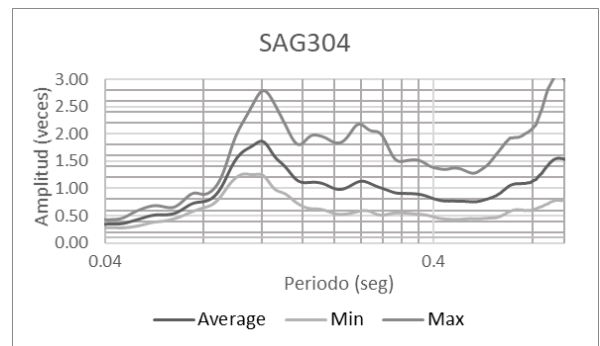
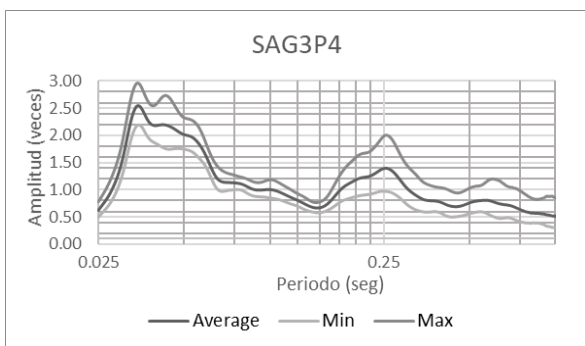
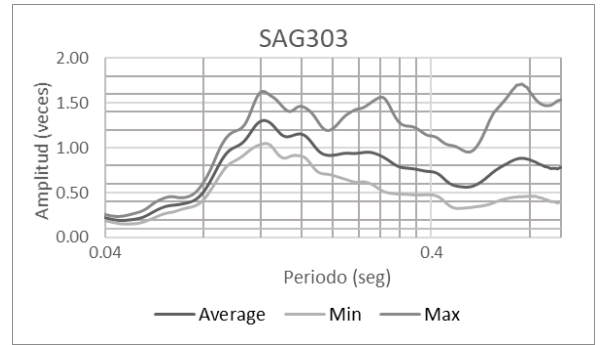
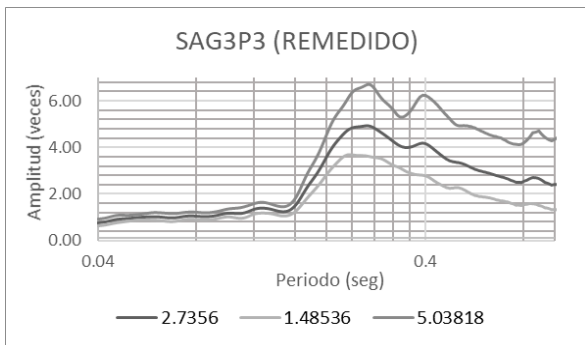
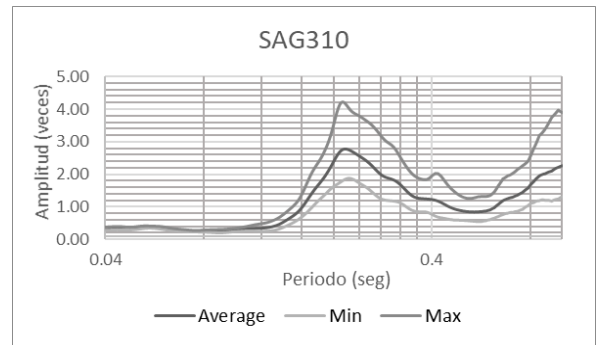
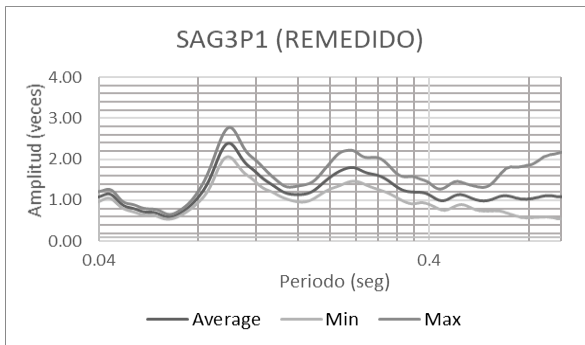
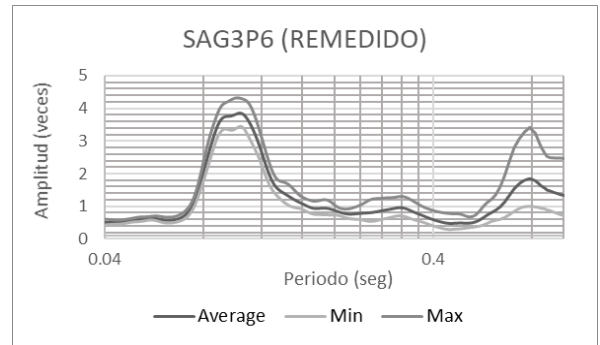
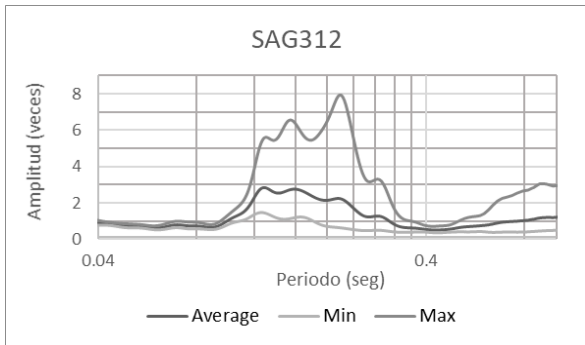


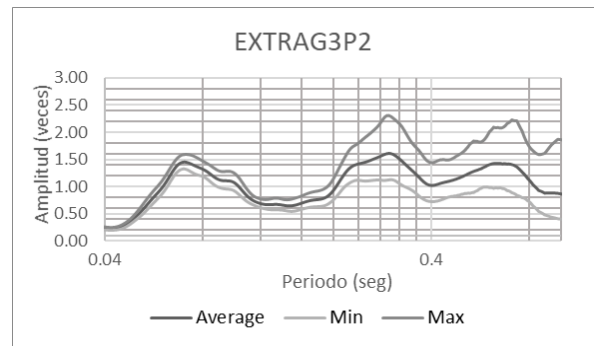
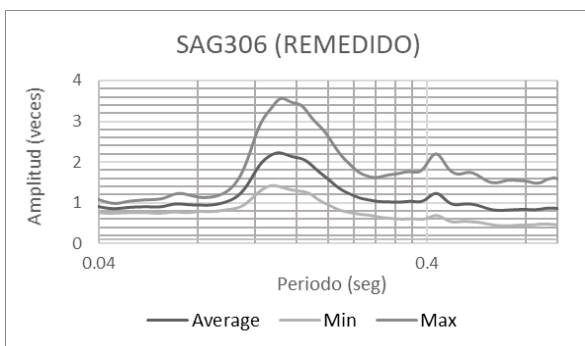
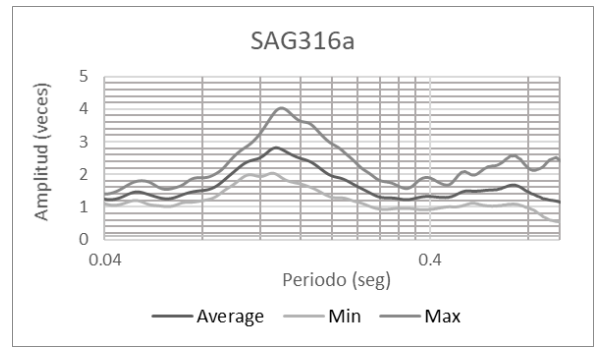
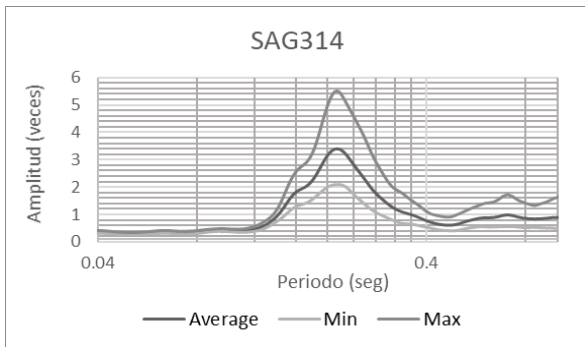
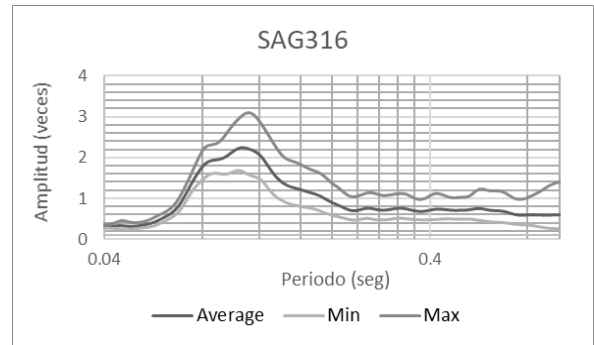
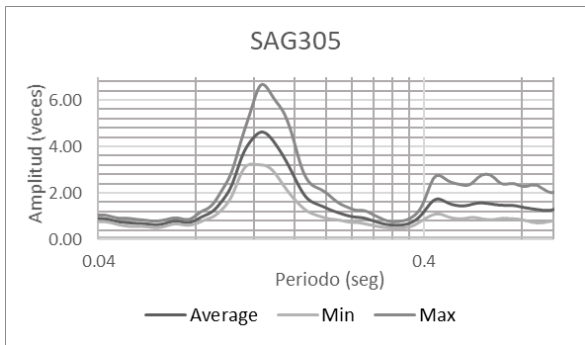
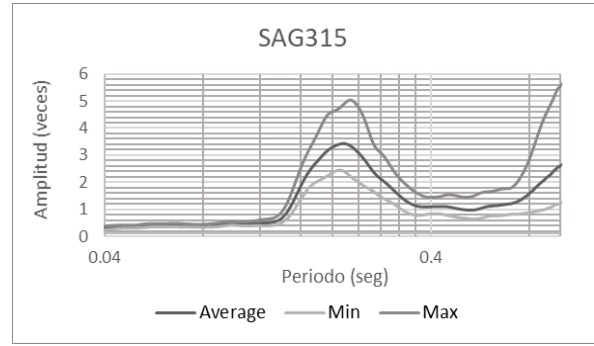
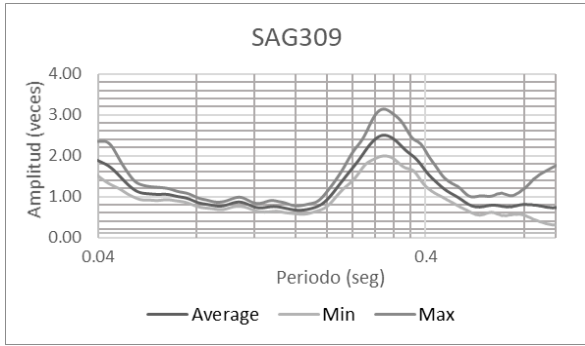


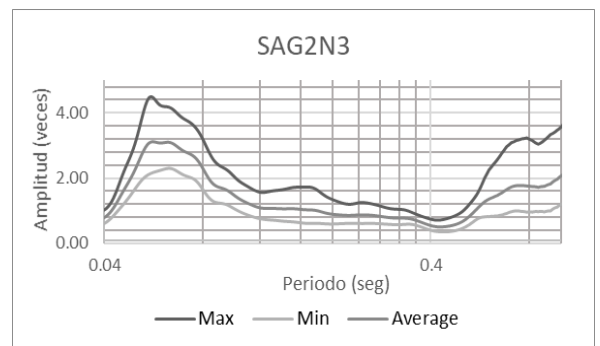
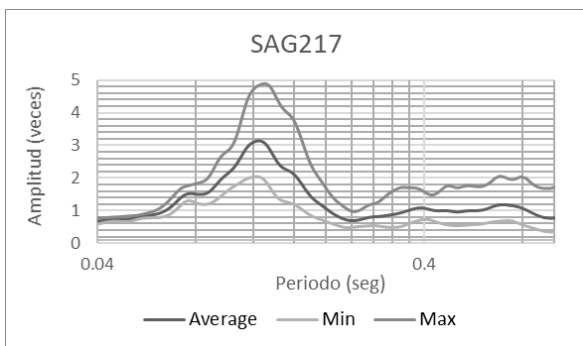
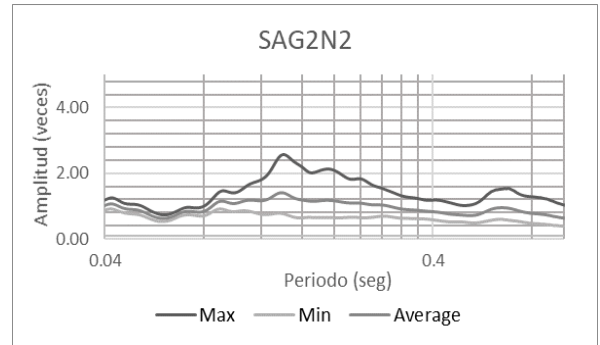
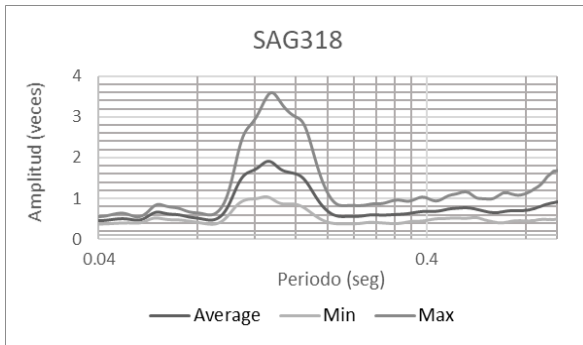
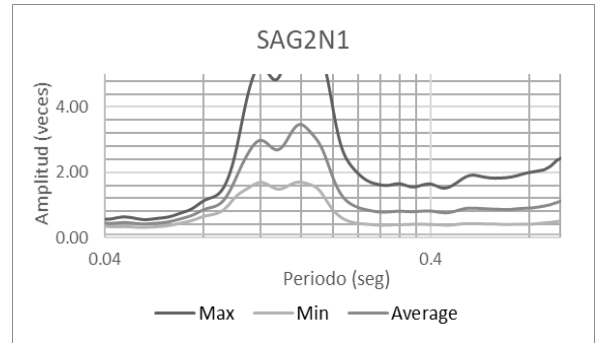
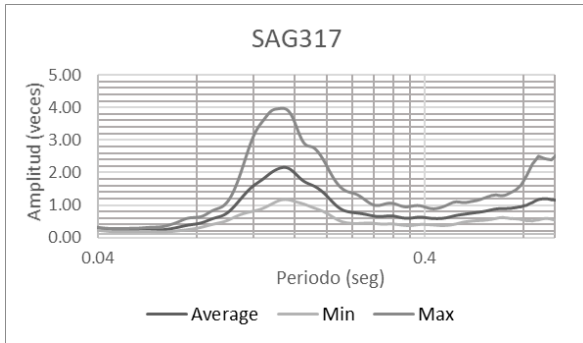
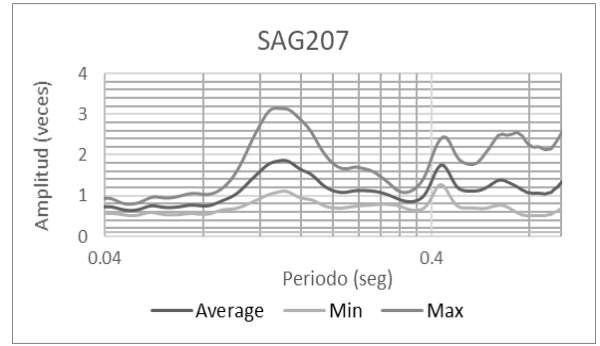
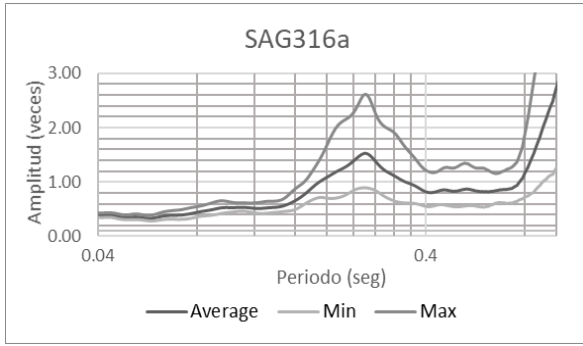


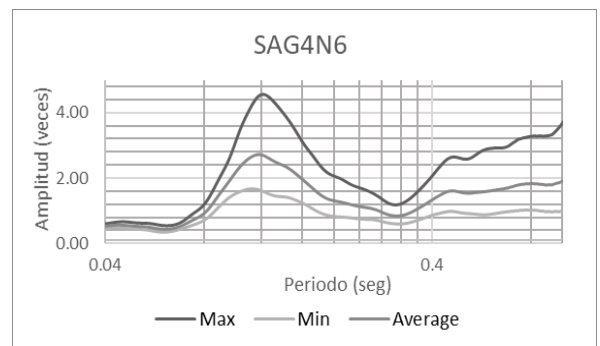
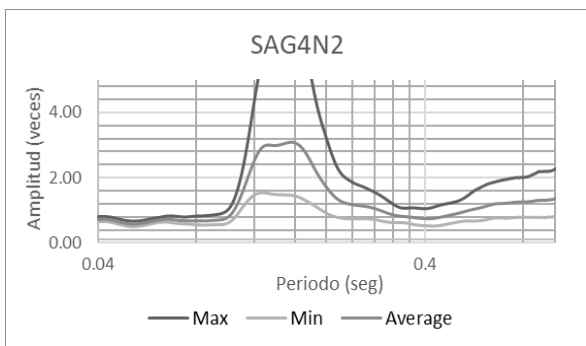
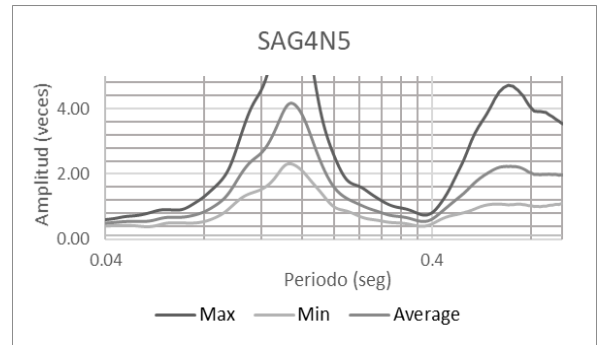
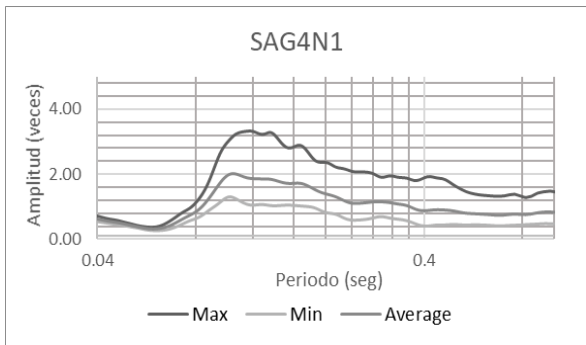
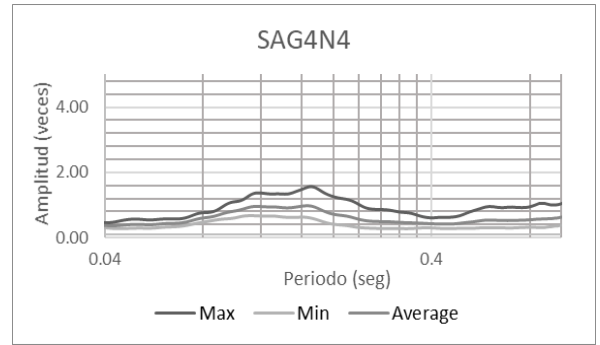
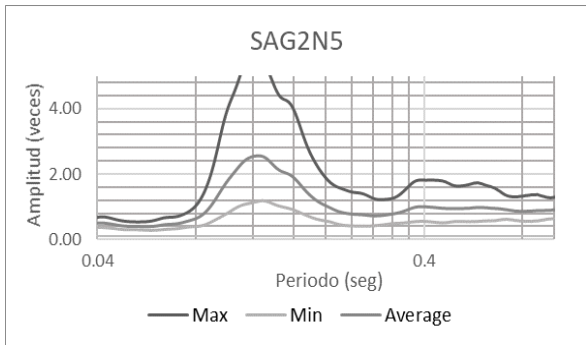
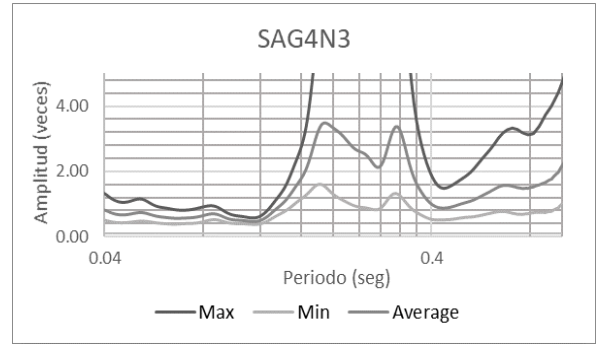
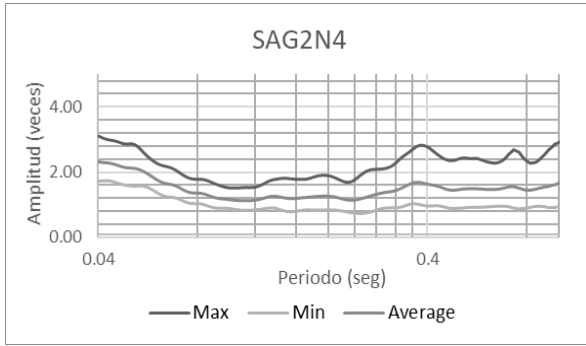


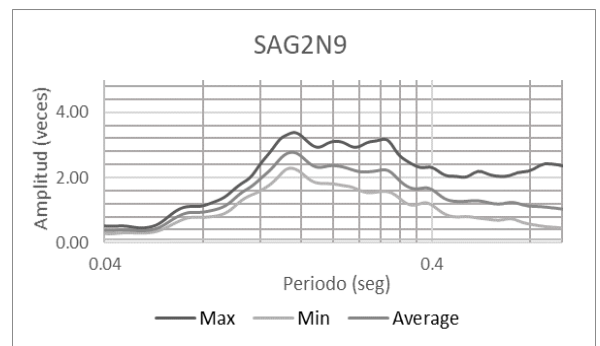
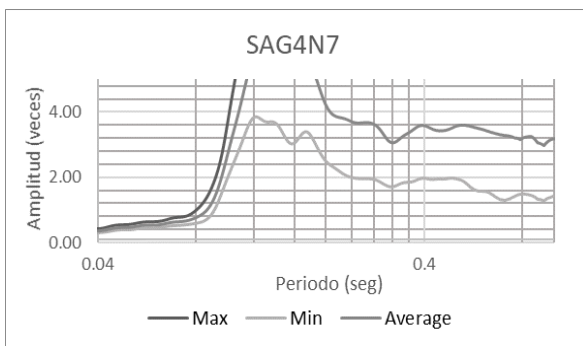
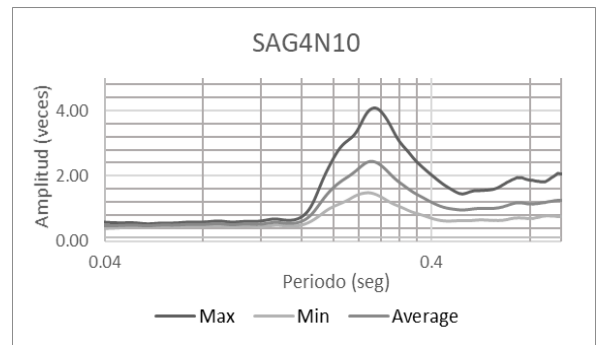
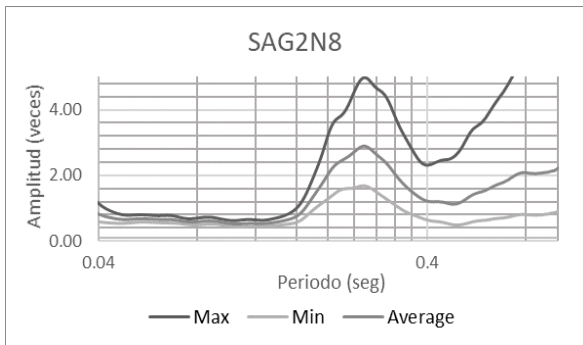
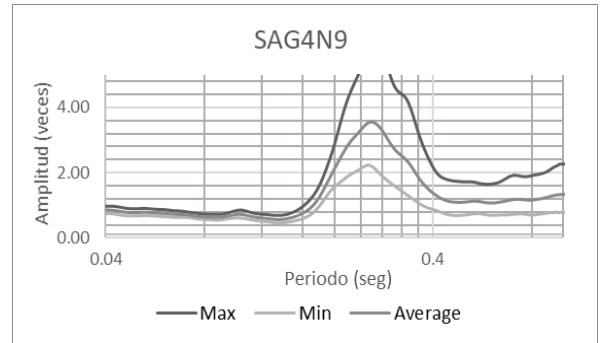
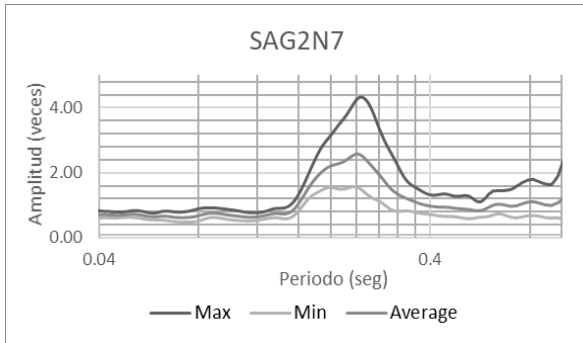
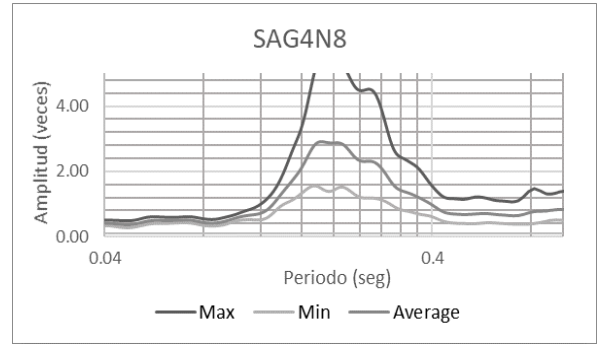
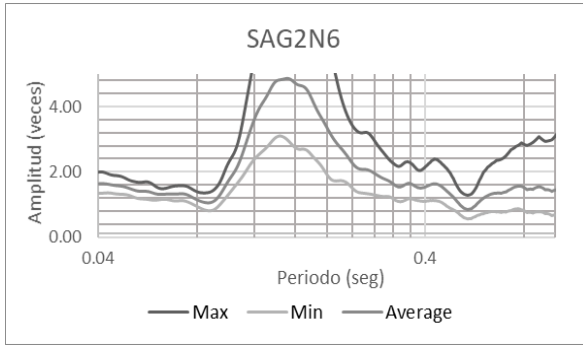


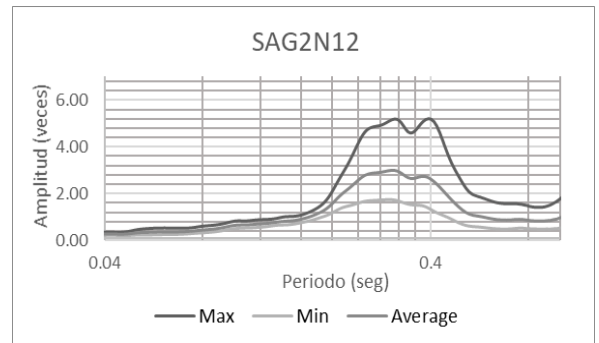
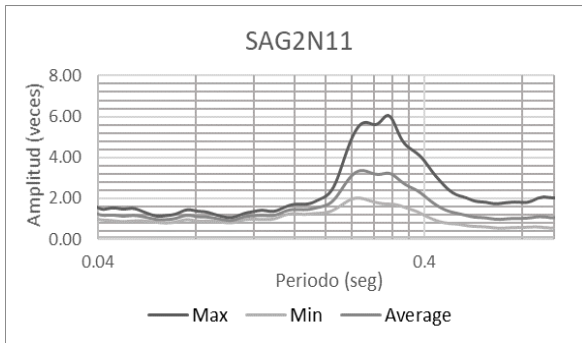
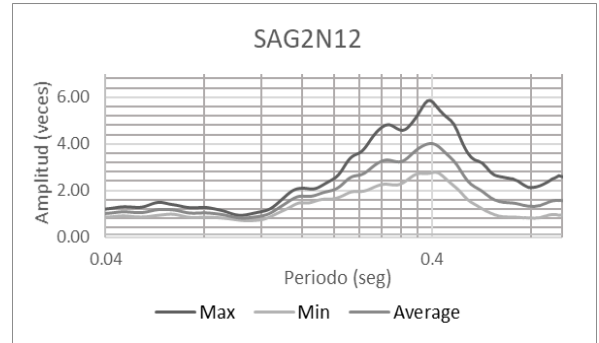
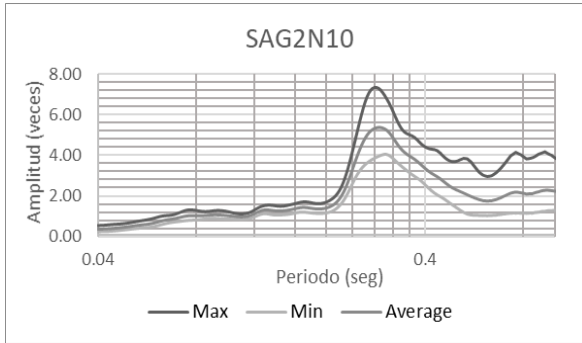












Anexo 9. Fotografías de campo



