



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

**FACULTAD DE INGENIERÍA**

**Evaluación del efecto de sitio  
y zonificación sísmica en la  
alcaldía Coyoacán, Ciudad de  
México**

**TESIS**

Que para obtener el título de

**Ingeniero Geofísico**

**P R E S E N T A**

Omar Huerta Espinoza

**DIRECTOR DE TESIS**

Dr. David Alberto Novelo Casanova



**Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2019**

## **DEDICATORIA...**

A mis padres por todas sus enseñanzas, por todas sus motivaciones, por darme su confianza y creer en mi para que pueda alcanzar mis metas. A mis hermanos por guiarme y ser mis mejores ejemplos de vida.

*A mi familia por su infinito amor y cariño que siempre me acompañan.*

# **AGRADECIMIENTOS**

Agradezco a la Universidad Nacional Autónoma de México por haberme acogido durante mis años de bachillerato y universitarios, a la Facultad de Ingeniería y a mis profesores por todo lo que pude aprender y por brindarme todas las herramientas necesarias para convertirme en un profesional.

Expreso mi más profundo agradecimiento al Mtro. Javier Francisco Lermo Samaniego, quien es parte fundamental en la elaboración de esta tesis, le agradezco por toda la información proporcionada (artículos, libros, mapas, bases de datos) para enriquecer este proyecto. Le agradezco por compartirme sus conocimientos y consejos, de asesorarme y dedicarme su tiempo, y por todo su apoyo incondicional.

Al Dr. David Novelo por darme un espacio en el Instituto de Geofísica y permitirme ser participe en diversos proyectos que van más allá de la ingeniería.

A los integrantes del jurado: Dr. Gerardo Suárez, Dr. Martín Cárdenas y M.C David Escobedo que compartieron su tiempo y sus conocimientos para mejorar este trabajo.

Agradezco a la Secretaría de Educación, Ciencia, Tecnología e Innovación de la Ciudad de México por la beca recibida durante el desarrollo de esta tesis en el marco del proyecto "Elaboración del Atlas de Riesgos de Origen Natural de la Ciudad de México" (SECTEI, Folio No. 2941).

Al arquitecto Juan Israel Luna y al pueblo de Coyoacán por el apoyo brindado durante la toma de datos.

Un agradecimiento muy especial a Paola Anahí y a Diego Edgar que estuvieron de principio a fin apoyándome en la elaboración de este proyecto. Muchas gracias por lo brindado y sobre todo por su valiosa amistad.

# CONTENIDO

<b>RESUMEN</b>	<b>1</b>
<b>CAPÍTULO 1</b>	<b>2</b>
<b>1. INTRODUCCIÓN</b>	<b>2</b>
1.1 Antecedentes de Mapas de isoperiodos	5
1.2 Objetivo y Alcances	11
1.3 Caracterización de la Zona de Estudio	12
1.3.1 Geología Regional	12
1.3.2 Geología Local	14
Pozo profundo de Copilco	18
<b>CAPÍTULO 2</b>	<b>20</b>
<b>2. METODOLOGÍA</b>	<b>20</b>
2.1 Efecto de sitio	20
2.2 Función de transferencia	21
2.2.1 Función de Transferencia Teórica (FTT)	22
2.2.2 Función de Transferencia Empírica (FTE)	22
2.2.2.1 <i>Estimación de efecto de sitio con registros sísmico.</i>	22
2.2.2.1.1 Razón Espectral Estándar (SSR)	23
2.2.2.1.2 Técnica De Nakamura Para Sismos (HVSR)	23
2.2.2.2 <i>Estimación de Efecto De Sitio Con Registros De Microtremores</i>	23
2.2.2.2.1 Técnica de Nakamura (HVNR)	24
2.3 Cálculo de la Relación H/V	25
<b>CAPÍTULO 3</b>	<b>28</b>
<b>3. DESARROLLO DE MAPAS DE ISOPERIODOS Y AMPLITUDES RELATIVAS</b>	<b>28</b>
3.1 Adquisición de datos	28
3.2 Familias Espectrales	28
3.3 Validación de la FTE	33

3.4	Mapas de Isoperiodos y Amplitudes Relativas _____	33
3.5	Comparación de los resultados obtenidos con estudios previos_____	38
3.5.1	Comparación de las familias espectrales obtenidas por Martínez González (2015) con las obtenidas en este trabajo_____	38
3.5.2	Comparación de los valores de SASID y las NTCDS (2004) con los resultados obtenidos en este trabajo_____	39
3.5.3	Análisis de los daños ocurridos el 19 de septiembre de 2017 y su relacion con los mapas de Isoperiodos y amplitudes relativas._____	42
<b>CAPÍTULO 4</b>	_____	<b>47</b>
<b>4. DISCUSIÓN</b>	_____	<b>47</b>
<b>CONCLUSIONES</b>	_____	<b>50</b>
<b>REFERENCIAS</b>	_____	<b>51</b>
<b>ANEXO</b>	_____	<b>57</b>

## RESUMEN

El presente trabajo muestra la evaluación del efecto de sitio de la alcaldía Coyoacán a través de la distribución espacial de los periodos dominantes y las amplitudes relativas. Para la determinación del efecto de sitio se realizaron campañas de registro de microtemores, donde, se adquirieron 85 registros de ruido ambiental a lo largo de toda la alcaldía. Se empleó la técnica de Nakamura (1989) o HVNR (por sus siglas en inglés Horizontal to Vertical Noise Ratio) y se obtuvieron los cocientes espectrales de los registros de microtemores los cuales fueron agrupados en tres familias espectrales de acuerdo con su forma espectral. La Familia 1 presenta un comportamiento casi plano con amplificaciones menores a 2 veces. La Familia 2 tiene una respuesta en un rango de frecuencia de 1.0 a 2.0 hz con amplificaciones de hasta 20 veces. Finalmente, la Familia 3 presenta una respuesta de 0.2 a 1.0 hz.

Los resultados obtenidos a través de la zonificación sísmica muestran una respuesta de sitio en el rango de frecuencias de 0.2 a 0.6 Hz en la zona de lomas de la alcaldía Coyoacán la cual llega a alcanzar amplificaciones de hasta 12 veces. Este resultado implica que la llamada zona de lomas no está libre de efecto de sitio y debe tenerse en consideración debido a que Las Normas Técnicas Complementarias Para Diseño y Construcción de Cimentaciones (NTCDCC) (2017) en su programa Sistema de Acciones Sísmicas de Diseño (SASID) considera periodos de 0.5s cuando en este estudio se encontraron periodos mayores a 1.5 s para este sitio de roca firme.

Los daños causados por el sismo del 19 de septiembre de 2017 se compararon con el mapa de amplitud relativa y con el de isoperiodos De acuerdo con estos mapas, la mayoría de los siniestros se concentraron en zonas con periodos de 0.7 a 1.2s y amplitudes relativas mayores a 5 veces. Los edificios que colapsaron al momento del sismo se encontraban en zonas donde las amplitudes son mayores a 10 veces.

Como consecuencia de este estudio se propone integrar mapas de amplitudes relativas a las NTCDCC de la Ciudad de México los cuales podrán utilizarse como parámetro de estimación del efecto de sitio.

---

# CAPÍTULO 1

## 1. INTRODUCCIÓN

La Ciudad de México está expuesta al peligro sísmico debido a los sismos interplaca a lo largo de la zona de subducción mexicana, los sismos intraslab en la placa de Cocos subducida y los sismos corticales en el cinturón volcánico mexicano (Singh et al., 2018). Los sismos interplaca ocurren por el roce entre la placa Norteamericana y las placas oceánicas de Cocos y Rivera, a lo largo de su zona de contacto. El terremoto del 19 de septiembre de 1985 Mw 8.1 Michoacán, que causó daños sin precedentes y probablemente más de 10,000 muertes en la Ciudad de México, fue de este tipo. Los terremotos intraslab en el centro de México ocurren en la placa Cocos subducida a una profundidad aproximada de 40 a 80 km e involucran fallas normales, estos tipos de sismos se producen por el resquebrajamiento de las placas oceánicas de Rivera y Cocos en subducción. El 19 de septiembre de 2017, exactamente 32 años después del terremoto del 19 de septiembre de 1985, la ciudad fue devastada una vez más, pero ahora por un evento intraslab de Mw 7.1 (Singh et al., 2018). Los sismos corticales ocurren dentro de la placa Norteamericana, son sismos intraplaca muy superficiales (no llegan a sobrepasar los 35 kilómetros de profundidad). Sus magnitudes son considerablemente menores a las de los sismos de subducción, incluso menores a la de los sismos profundos; sin embargo, debido a que son superficiales y ocurren principalmente a lo largo del Eje Volcánico Mexicano, donde se concentra la mayoría de la población en el país, pueden provocar graves daños. La Figura 1.1 muestra los sismos más importantes que han ocurrido en el territorio mexicano a través del tiempo.

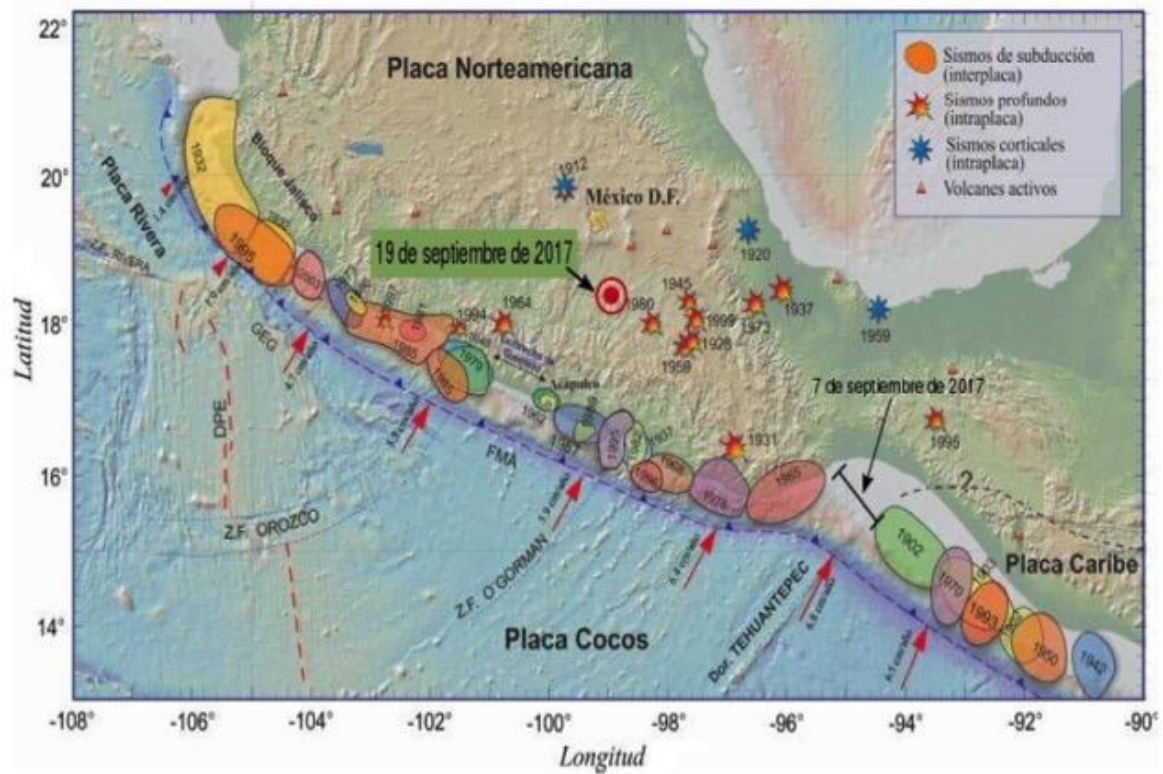
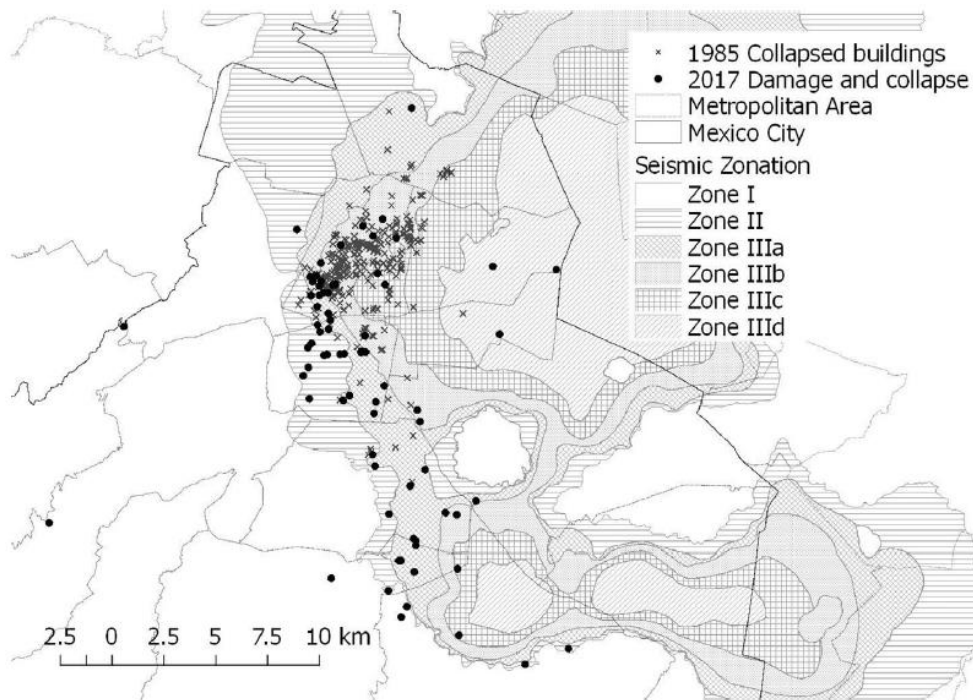


Figura 1.1. Sismos más importantes que han ocurrido en territorio mexicano. El círculo de color rojo indica el lugar del epicentro del sismo de 19 de septiembre de 2017, la línea de color negro es la zona de ruptura del sismo del 7 de septiembre de 2017. Las elipses corresponden a las áreas de ruptura de los sismos interplaca que han ocurrido en México. Las estrellas rojas son los epicentros de sismos intraslab, las estrellas en azul son los epicentros de sismos corticales. Tomado de Servicio Sismológico Nacional (2017).

Los sismos del 19 de septiembre de 1985 y 19 de septiembre de 2017 han sido dos de los sismos más destructivos que han afectado a la Ciudad de México. Las estadísticas del terremoto de 1985 son incompletas, aunque generalmente se cree que más de 10,000 personas murieron y que unos 190 edificios sufrieron un colapso total o parcial. El sismo de 2017 causó un gran pánico en la Ciudad de México y se estiman 219 personas fallecidas en la Ciudad de México. Colapsaron 44 inmuebles, en las alcaldías: Álvaro Obregón, Cuauhtémoc, Benito Juárez Coyoacán, Tlalpan, Gustavo A. Madero, Iztapalapa y Xochimilco; y alrededor de 500 edificios fueron severamente dañados. En la Figura 1.2 se observa la distribución de daños causados por los sismos de 1985 y 2017.





*Figura 1.2. Distribución de los daños causados por los sismos del 19 de septiembre de 1985 y 19 de septiembre de 2017. Los asteriscos representan los edificios colapsados en 1985. Los puntos de color negro corresponden a los edificios colapsados en 2017. Tomado de Alberto et al. (2018).*

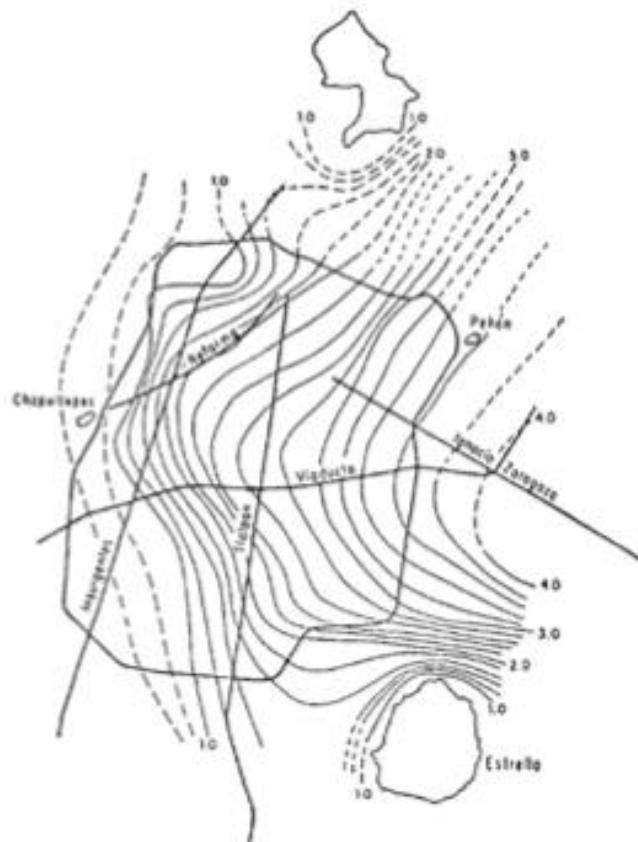
La distancia de las fuentes sísmicas, el grosor del depósito del suelo y la altura de los edificios están relacionados con el nivel de demanda sísmica y el daño resultante a los edificios en la Ciudad de México (Wood et al., 2019). Los daños se pueden atribuir a los efectos locales de sitio.

El efecto de sitio es la respuesta sísmica del terreno que cuenta con características diferentes en amplitud, duración o contenido de frecuencias de un área con respecto al entorno regional. Este efecto se da en función de las características geométricas de los cuerpos geológicos (topografía del basamento, espesor y distribución de los estratos) y de los parámetros mecánicos de los materiales (velocidad de las ondas sísmicas, densidad, amortiguamiento) (Basurto Scott, 2010).

## 1.1 Antecedentes de Mapas de isoperiodos

El terremoto del 19 de septiembre de 1985 provocó la expansión de la Red Acelerográfica de la Ciudad de México (RACM). Los datos proporcionados por la red permitieron la puesta en marcha de estudios de riesgo sísmico y zonificación sísmica para la ciudad y también, se renovó la necesidad de fomentar la investigación sobre las propiedades dinámicas de los depósitos de arcilla locales.

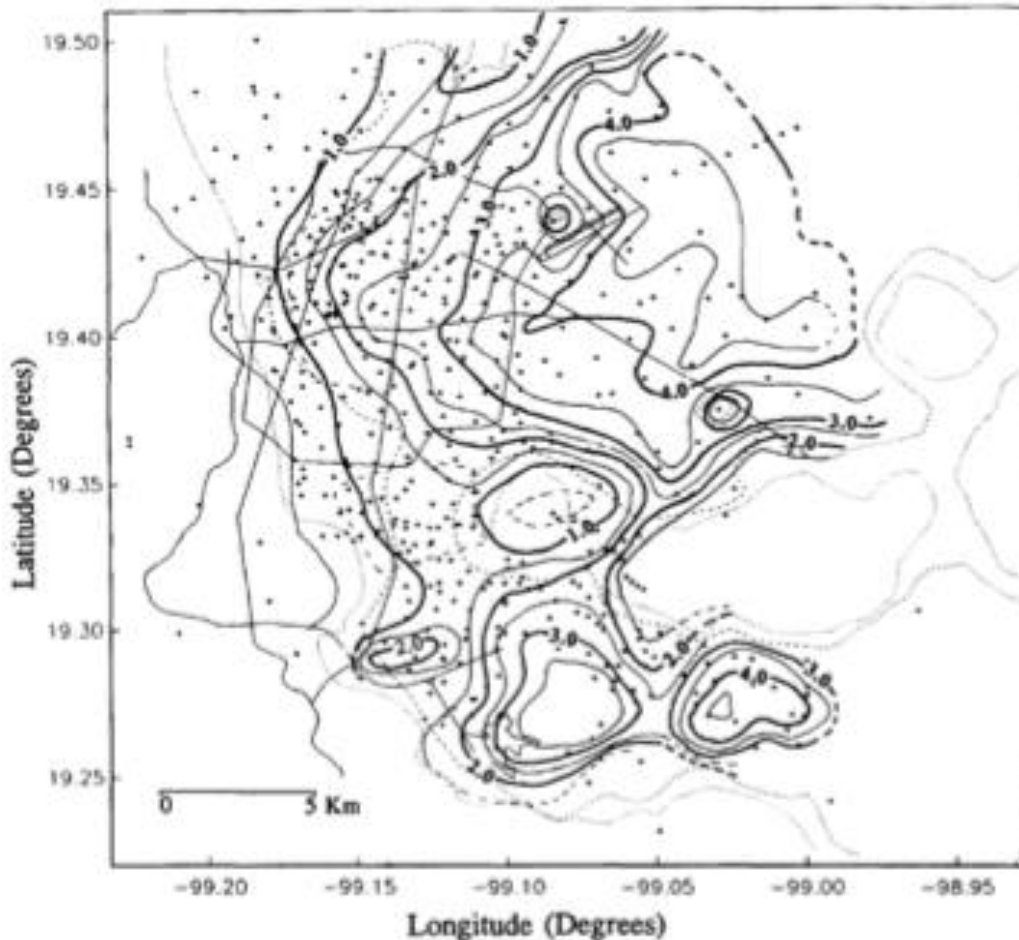
El primer mapa de la ciudad con contornos de igual período se produjo en 1987 y se incorporó más tarde en la normativa de diseño sísmico. Este mapa se basa en las mediciones de 99 microtemores iniciadas poco después de los terremotos de 1985 (Javier Lermo & Chávez-García, 1994a) (Figura 1.3).



*Figura 1.3. Mapa de períodos dominantes publicado por el Código de Construcción de la Ciudad de México (1987). Tomado de Lermo y Chávez-García (1994a).*

Lermo y Chávez (1994a) recopilaron registros de microtemores obtenidos por diferentes grupos de investigación entre 1985 y 1992. Con dichos registros, realizaron una base de datos de periodos dominantes, la cual tiene 81 puntos de medición de sismos y 409 puntos de medición de vibración ambiental. A partir de esa base elaboraron un nuevo mapa de isoperiodos, el cual define con mayor

precisión el paleocanal formado por el Cerro de la Estrella y la Sierra de Santa Catarina. A partir de entonces, se consideró que esta región pertenece a la Zona de lago y no a la zona de transición (*Figura 1.4*)



*Figura 1.4. Mapa de periodos dominantes para la Ciudad de México. Tomado de Lermo y Chávez-García (1994a).*

Las Normas Técnicas Complementarias para Diseño por Sismo (NTCDS) ("NORMAS TÉCNICAS COMPLEMENTARIAS PARA DISEÑO POR SISMO," 2004), presenta un mapa de zonificación para fines de diseño por sismo del suelo, donde se menciona que el límite entre la zona de Lomas y la zona de Transición es el periodo predominante de 0.5 segundos, mientras que el límite entre la zona de Transición y Lago es el periodo predominante de 1.0 segundos. Esta zonificación presenta inconsistencias sísmicas, principalmente alrededor del Peñón de los Baños y el Peñón del Marqués, en donde las curvas de isoperiodos 3.0 s a 4.0 s

prácticamente cruzan por debajo a estos cuerpos montañosos, lo cual desde el punto de vista ingenieril es ilógico (Martínez González, 2011) (Figura 1.5).

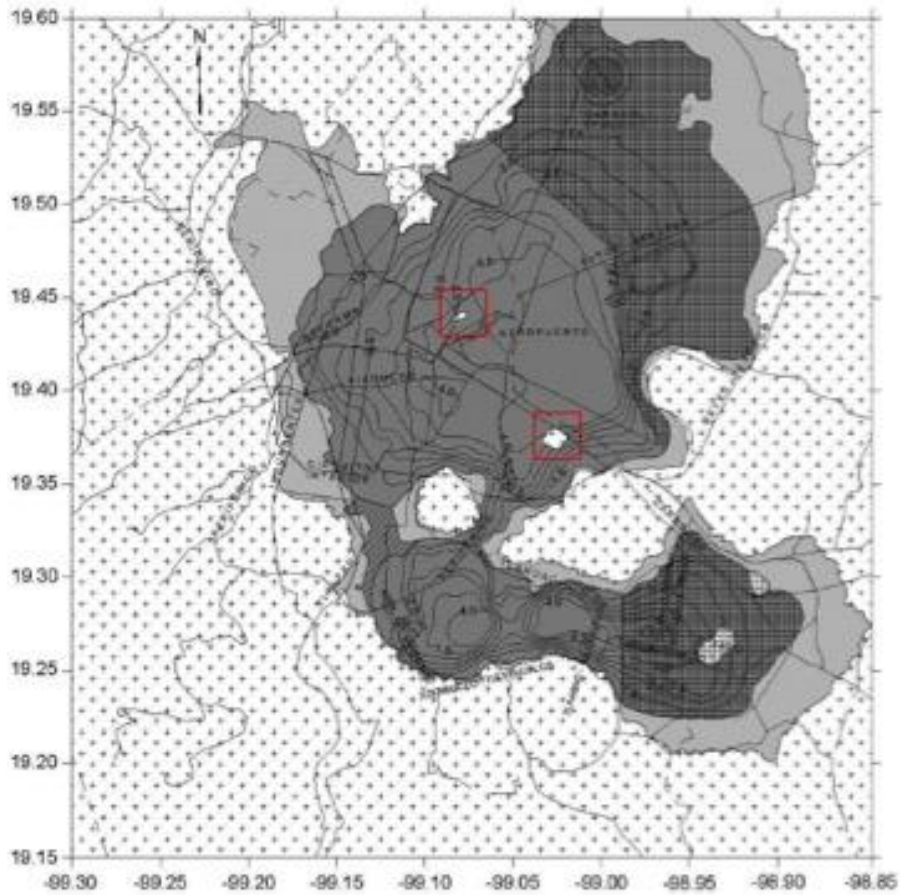


Figura 1.5. Mapa de periodos dominantes (NTCDS, 2004). Los recuadros en rojo son las inconsistencias citadas en el texto. Tomado de Martínez González (2011).

Martínez González et al. (2011) presentaron una propuesta de actualización del mapa de periodos dominantes del suelo para la ciudad de México (Figura 1.6), el cual fue generado con toda la información disponible en ese momento. La base de datos era aproximadamente de 1300 datos de los cuales se realizaron correcciones a 409 de valores registrados mediante la ecuación (1).

$$T_1 = 0.87T_0 - 0.05 \quad (1)$$

Donde  $T_0$  representa el valor del periodo dominante para 1990 y  $T_1$  el valor corregido para el año 2012.

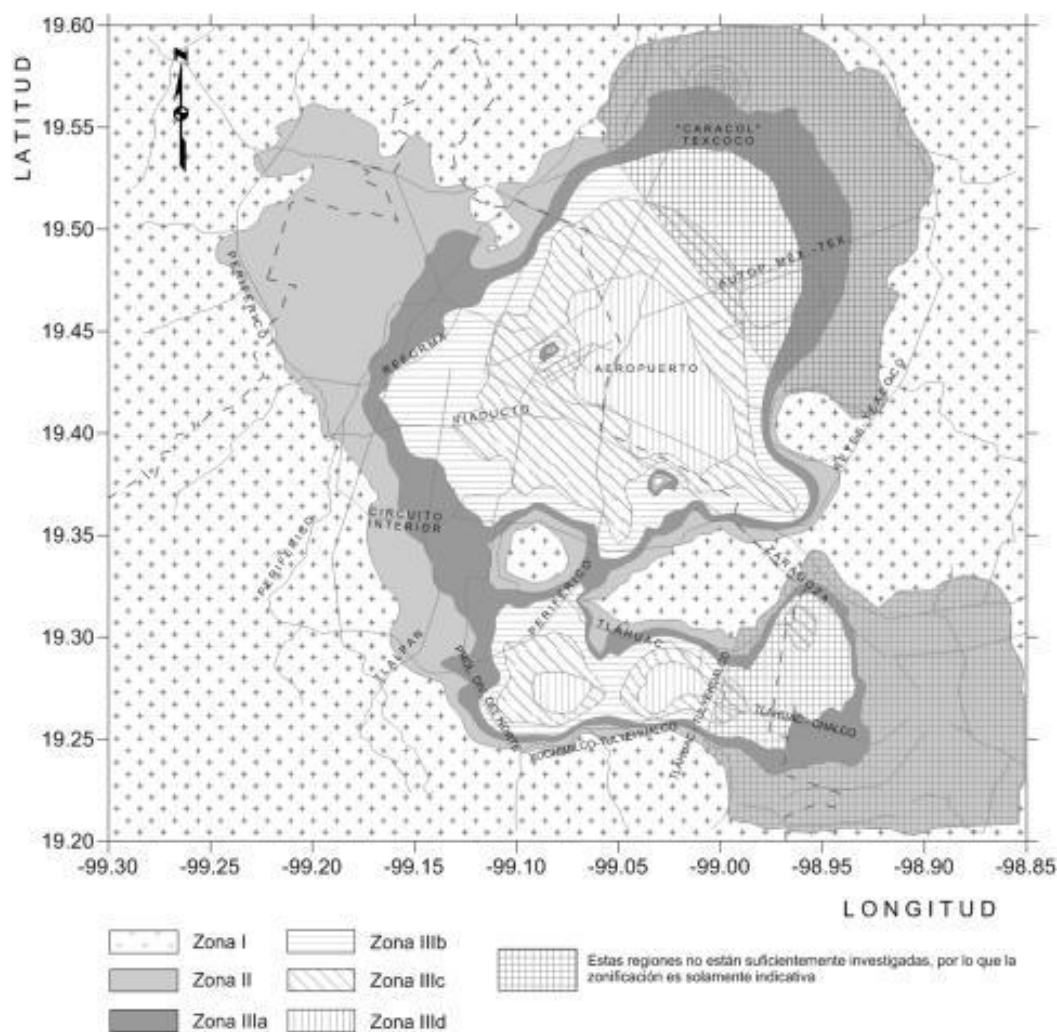


Figura 1.6. Propuesta de mapa de zonificación para diseño por sismo para el Distrito Federal. Tomado de Martínez González (2012).

Las diferencias encontradas por Martínez González et al. (2011) respecto al mapa de las NTCDS (2004) son las siguientes:

- Se modificó el límite de 0.5 s en la zona comprendida entre Cerro de la Estrella y Ciudad Universitaria.
- En comparación con el mapa de NTCDS de 2004, se modificaron las curvas de isoperiodo alrededor del Peñón de los Baños y el Peñón del Marqués, que resulta ser mucho más lógico y apegado con la geología.
- Ha habido un corrimiento de las curvas de nivel, principalmente a partir de  $T_0 = 1.5$  s hacia el oeste. Así mismo la distancia entre curvas se ha ampliado.
- Se modificó sustancialmente la curva de  $T_0 = 1.0$  s principalmente en la parte noroeste de la ciudad.

- No se dispone de información en zonas del Ex-Lago de Texcoco como en la parte de Chalco. Es por ello por lo que la zonificación es tentativa para estos sitios.

Las Normas Técnicas Complementarias Para Diseño y Construcción de Cimentaciones (NTCDCC) (NTCDCC, 2017) menciona que, las acciones sísmicas de diseño se determinarán a partir de los espectros de diseño contenidos en el software llamado SASID (Sistema de Acciones Sísmicas de Diseño).

Este programa permite obtener el espectro de diseño de cualquier sitio de la CDMX ya sea ingresando la dirección o las coordenadas del lugar de interés como se observa en la Figura 1.7. El programa SASID muestra la clasificación de las diferentes zonas en las que se ha dividido la CDMX de acuerdo con su período fundamental. Para la zona de Lomas los periodos son menores a 0.5 s, para la zona de transición los periodos varían de 0.5 a 1.0 s y finalmente la zona de lago con periodos mayores a 1.0 s.

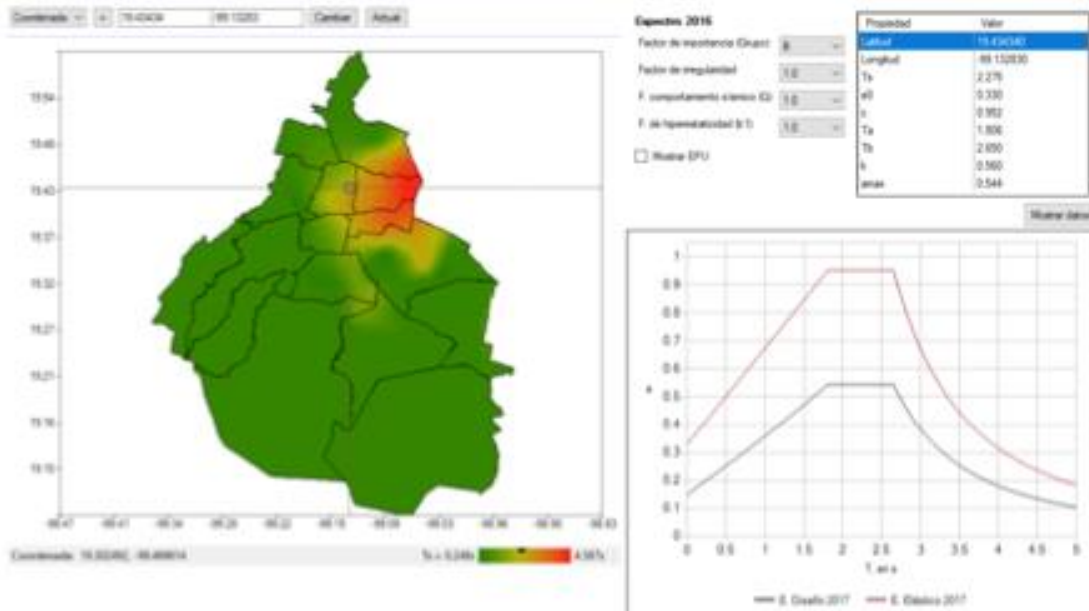


Figura 1.7. Funcionamiento del programa SASID, NTCDCC (2017).

El “*Atlas de Riesgos Naturales de la Delegación Coyoacán*” (2015) muestra que dicha alcaldía se encuentra dentro de las tres zonas sísmicas en las que se divide a la CDMX (Figura 1.8): Zona I (correspondiente a la zona de lomas), Zona II (correspondiente a la zona de transición) y las Zona IIIa y IIIb (correspondientes a la zona de lago).

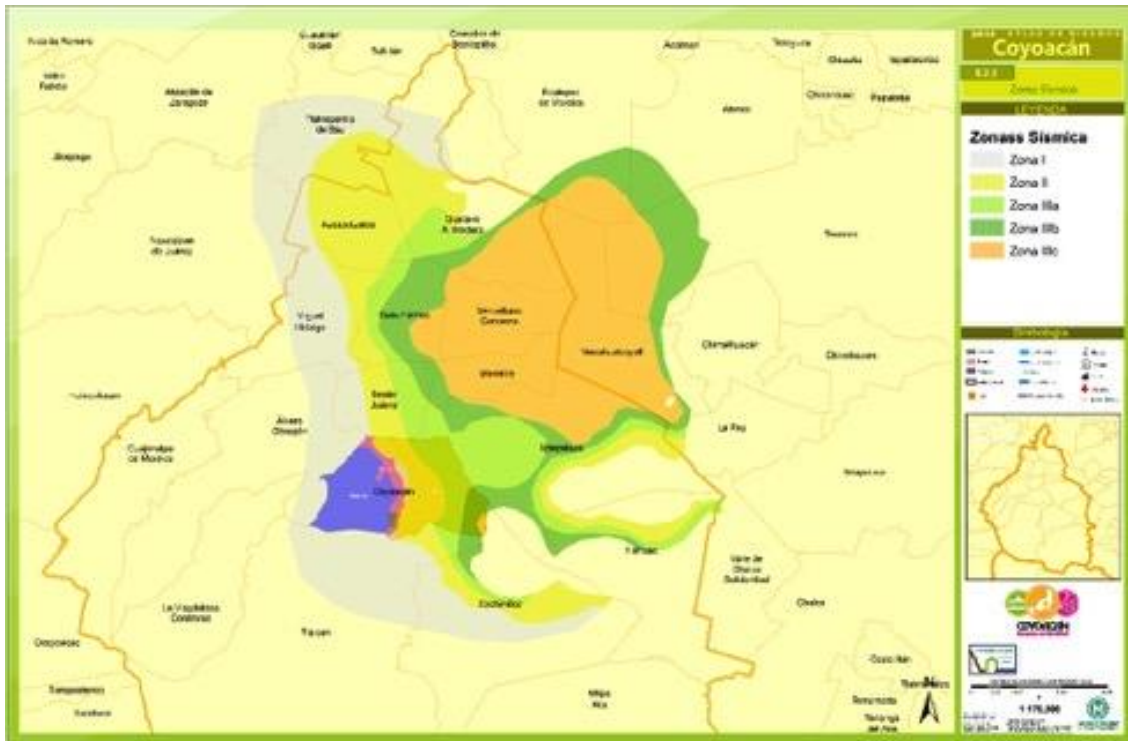


Figura 1.8. Zonas Sísmicas de la alcaldía Coyoacán. Tomado de *Atlas de Riesgos Naturales de la Delegación Coyoacán* (2015).

El “*Atlas de Riesgos Naturales de la Delegación Coyoacán*” (MUNICIPIUM, 2015) también muestra el mapa del peligro sísmico de la alcaldía en función de la respuesta de los materiales del subsuelo ante la amplificación de las ondas sísmicas (Figura 1.9). El nivel de peligro bajo coincide con el piedemonte de la Sierra de las Cruces o con las elevaciones volcánicas en el Suroeste. El nivel de peligro medio es la transición entre lo lacustre y las antiguas riberas lacustres. La zona de peligro alta se encuentra correlacionada con la fisiografía lacustre, información que corresponden a los puntos levantados en campo en donde se registran altas aceleraciones y se han presentado daños por sismos históricos.

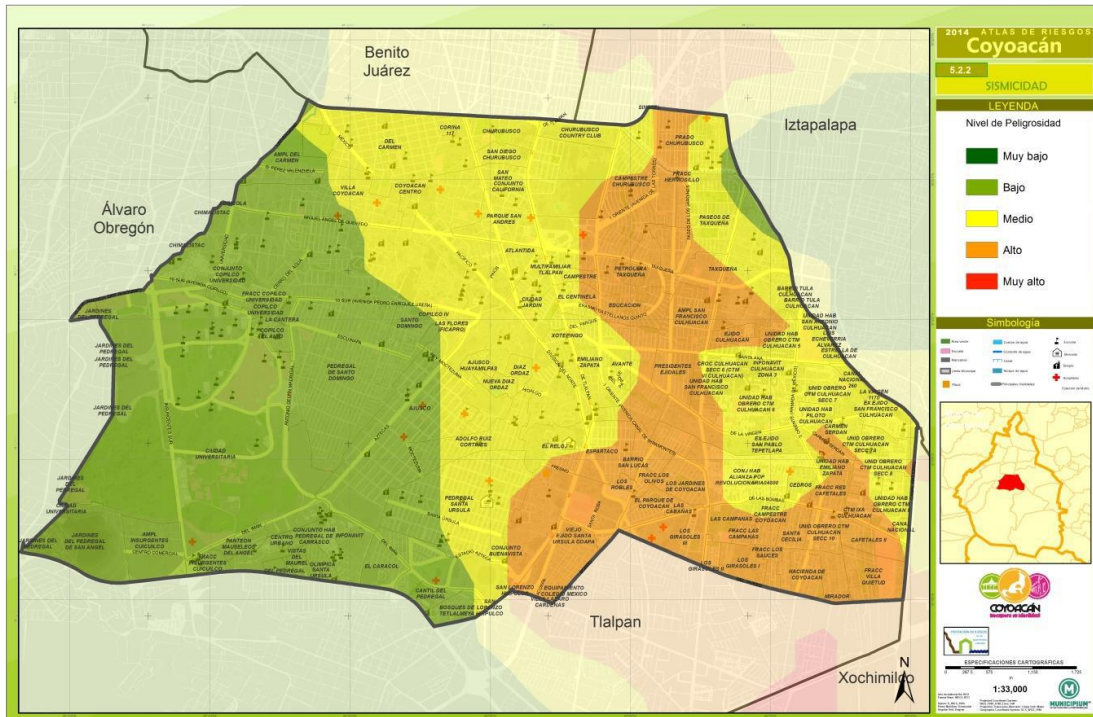


Figura 1.9. Zonas de peligro sísmico de la alcaldía Coyoacán. Tomado de Atlas de Riesgos Naturales de la Delegación Coyoacán (2015).

## 1.2 Objetivo y Alcances

El objetivo principal de esta tesis es evaluar el efecto de sitio de la alcaldía Coyoacán con base en la distribución de los periodos dominantes y amplitudes relativas a partir de registros de microtemores empleando el método HVNR (Nakamura, 1989). Esta técnica consiste en estimar la relación entre los espectros de amplitud de Fourier de las componentes horizontal (H) y vertical (V) de las vibraciones de ruido ambiental registradas en una estación sísmica. En este trabajo, la mayoría de las mediciones de ruido sísmico se concentraron en el área considerada de terreno firme o zona de lomas.

Los alcances de esta tesis son:

Se realizaron 85 mediciones de microtemores en la alcaldía Coyoacán y se utilizaron 218 valores del periodo fundamental del trabajo de Martínez González (2015), lo que permitió la realización de mapas de isoperiodos y amplitudes relativas. Los resultados encontrados en este trabajo podrían integrarse al reglamento de construcción de la CDMX, debido a que se encontraron inconsistencias en los valores de SADID respecto con la zona de lomas.



### 1.3 Caracterización de la Zona de Estudio

Coyoacán es una de las 16 alcaldías en las que se divide la CDMX, abarca una extensión de 54.4 km<sup>2</sup>, lo que significa el 3.6% del territorio de la capital. Colinda con cinco alcaldías (Olmedo & Castro, 2011): al norte con la alcaldía Benito Juárez, al noroeste con Iztapalapa, al oriente también con Iztapalapa, al sureste con Xochimilco, al sur Tlalpan y al poniente con Álvaro Obregón (Figura 1.10).

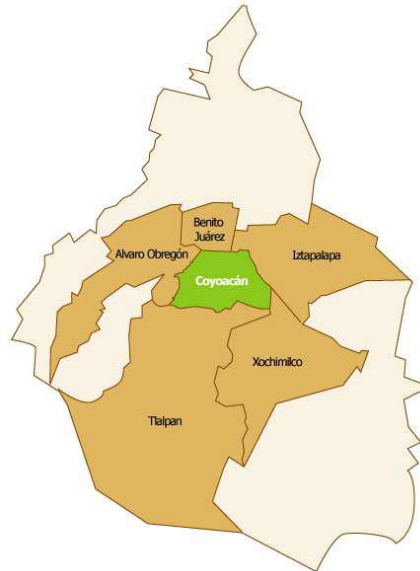
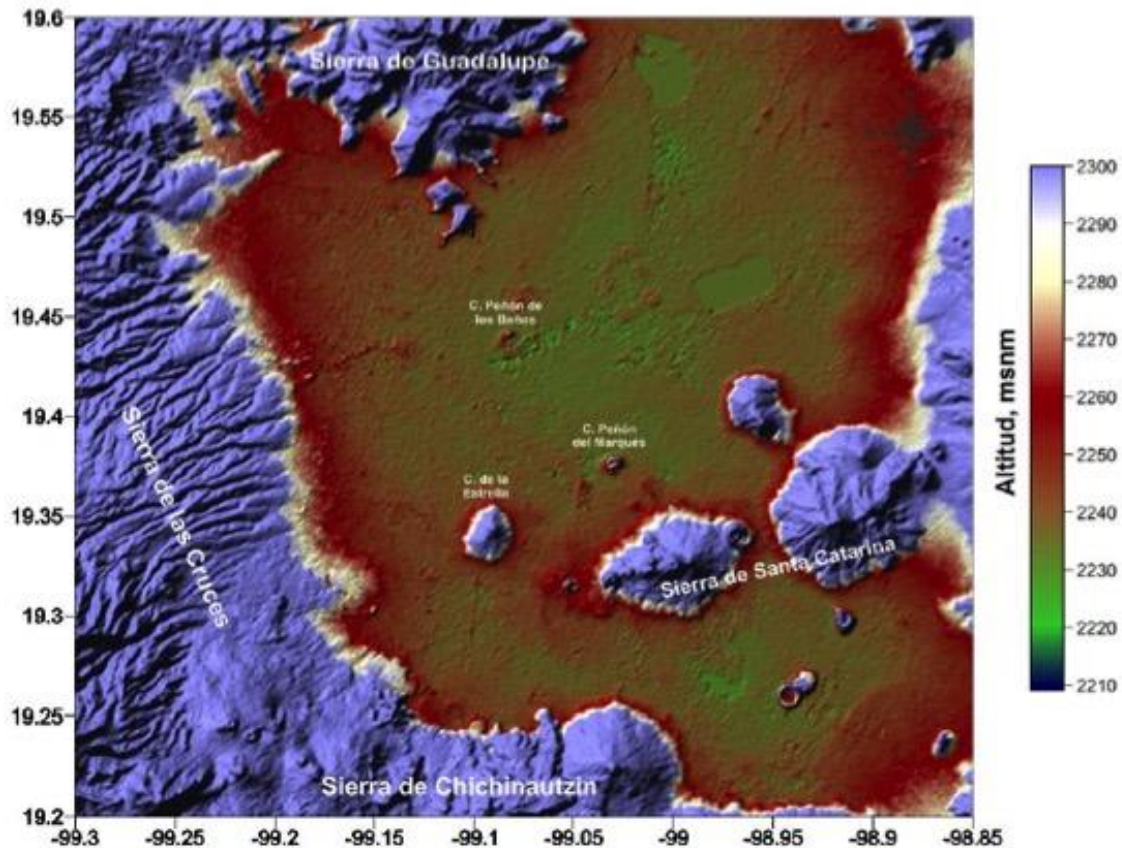


Figura 1.10. Localización geográfica de la Delegación Coyoacán

#### 1.3.1 Geología Regional

La Cuenca de México se localiza en la parte central de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM) y tiene una orientación NNE-SSW. Ocupa un área de aproximadamente 9600 km<sup>2</sup>. Está delimitada hacia el sur por el campo volcánico Chichinautzin y la Sierra del Ajusco. Al poniente por la Sierra de las Cruces, al norte por las Sierras de Pachuca y Tepotzotlán y por los cerros de Xalpa y Sincoque. Finalmente, al oriente por la Sierra Nevada de la que forman parte los volcanes Popocatepetl e Iztaccíhuatl (Enciso-De la Vega, 1992).

Los límites Oriente y Poniente de la Cuenca consisten en una aglomeración de volcanes monogenéticos y de estratovolcanes andesíticos (Mooser et al., 1956). Dentro de la cuenca existen cuerpos volcánicos sobresalientes por su tamaño como son los Cerros de Chapultepec, Tepeyac, San Miguel, Peñón del Marqués, Chiquihuite, de la Estrella y el Peñón de los Baños (Figura 1.11).



*Figura 1.11. Cuerpos Volcánicos sobresalientes de la Cuenca de México. Tomado de Martínez González (2011).*

La Cuenca de México en su mayoría está compuesta por rocas volcánicas y sedimentos de tipo lacustre. La planicie del Valle de México está rellena en su parte superior por arcillas lacustres y en su parte inferior por clásticos producto de la acción de ríos, arroyos, glaciares y volcanes; con unas capas de ceniza y estratos de pómez que tuvieron su origen en el Terciario (Medio y Superior) y Cuaternario. Está cubierta por depósitos volcánicos de lavas, tobas y brechas que ocultan debajo suelos sedimentarios de calizas marinas del cretácico que sirven como basamento de la cuenca y que se originaron antes de la gran actividad volcánica del Plioceno (Figura 1.12). Al pie de las sierras que circundan a la CM se depositaron abanicos aluviales y lahares, intercalados con capas de pómez, cenizas, suelos, gravas y arenas de origen fluvial; a todo este complejo Vulcano-sedimentario, se le conoce como Formación Tarango (Bryan, 1948).

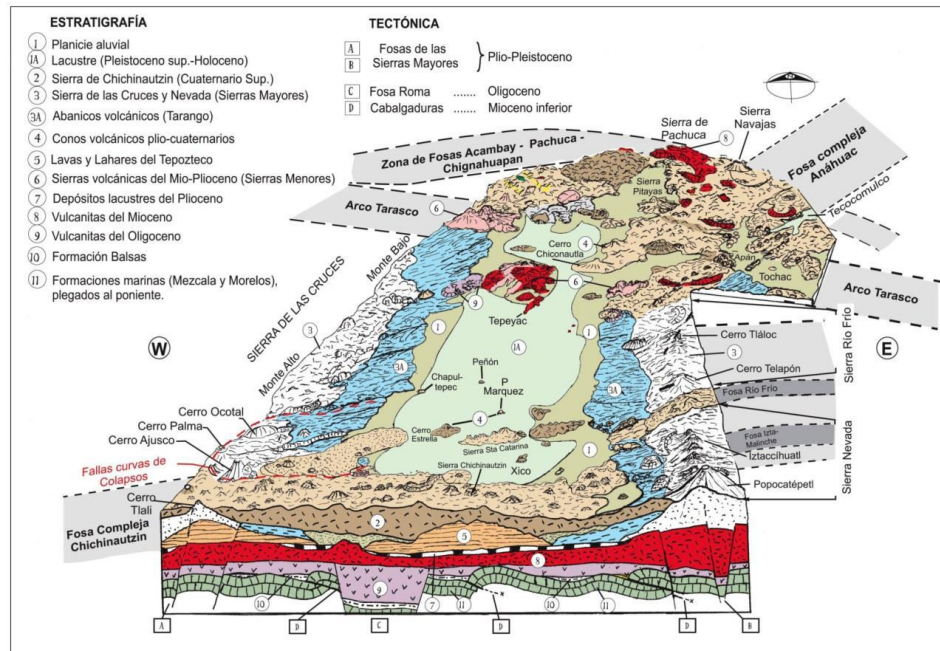


Figura 1.12. Secuencia geológica de la CM. Tomado de Santoyo et al. (2005)

### 1.3.2 Geología Local

El territorio de la Alcaldía Coyoacán abarca extensiones cubiertas por materiales aluviales depositados en épocas recientes que ocultan las formaciones fundamentales que sólo aparecen en pequeñas zonas. Casi la mitad de la superficie de la alcaldía está sobre planicie, que obedece a la parte baja de la CM. En algunas zonas se presentan pendientes de alto relieve como resultado de la inclinación de lavas, brechas y cenizas depositadas al Suroeste de la alcaldía. Su elevación más importante se ubica al extremo sur poniente, en el cerro del Zacatépétl, que se encuentra a 2,420 m de altura sobre el nivel del mar (Gaceta Oficial del Distrito Federal, 2008).

Dos tipos de suelo componen la mayor parte de esta demarcación: el de origen volcánico y el de las regiones lacustres. La región Lacustre proviene de los lagos que se encontraban ubicados en esta zona. Sin embargo, las cualidades de estos suelos han sido transformadas significativamente por el hombre. Las rocas volcánicas que se localizan al suroeste de Coyoacán provienen de la erupción del volcán Xitle hace algo más de 2000 años y se posicionan sobre una parte de la Formación Tarango y sobre depósitos aluviales del Cuaternario (Martínez González, 2015) que se ilustra en el mapa geológico de Mooser et al. (1996) (Figura 1.13).

Con base a información geotécnica y a un perfil de velocidades, Lermo et al. (1990) reportaron que para el sitio CUIP (Figura 1.14), los primeros 16 m corresponden a un basalto fracturado. En los siguientes 10 m de espesor se encuentra un basalto sano y en la última capa que llega hasta los 40 m de profundidad se encuentra arena con limo y arcillas, mismos que se representan en la Figura 1.15 en el corte estratigráfico A-A' con una dirección SW-NE del mapa geológico de Mooser et al. (1996). También se muestran como los derrames basálticos están por encima de algunos depósitos aluviales y de la Formación Tarango.

Los derrames de lava del Xitle fueron clasificadas como basalto, y se extienden hasta las actuales colonias de Pedregal de Santo Domingo de Los Reyes, Ajusco y el Pueblo de Santa Úrsula Coapa. Estos derrames se pueden apreciar en la Figura 1.16 y en la Tabla 1 se describen sus características morfológicas (Delgado et al., 1998).

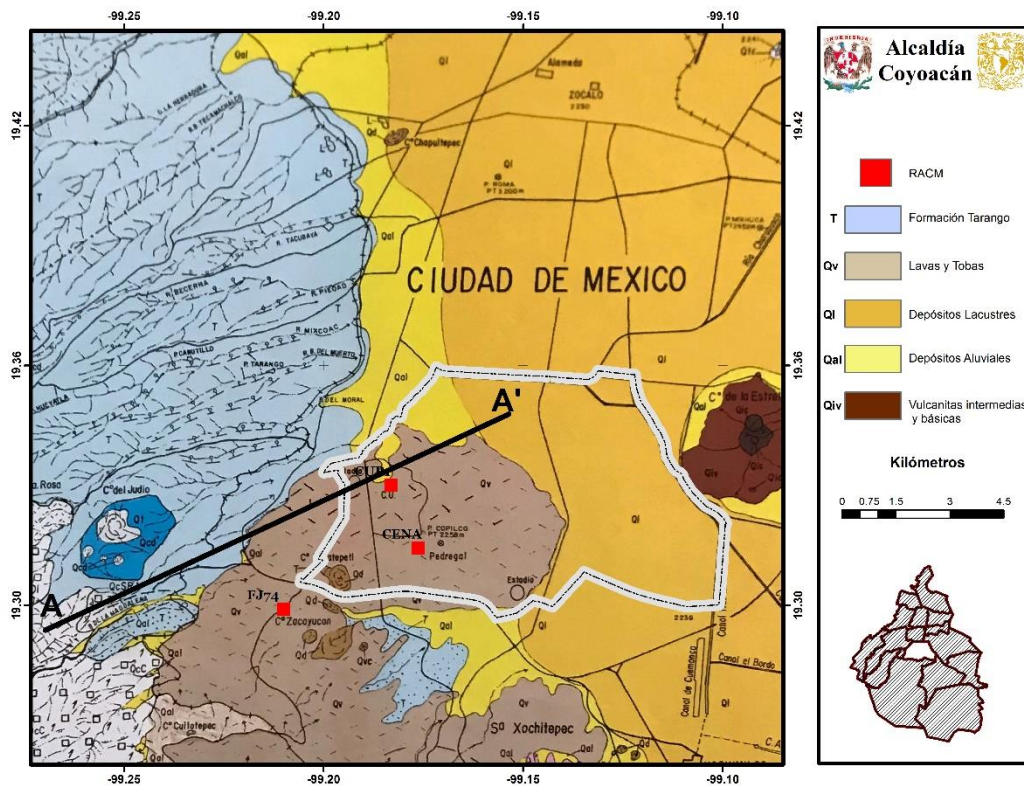


Figura 1.13. Mapa geológico de la CDMX. Modificado de Mooser et al. (1996).

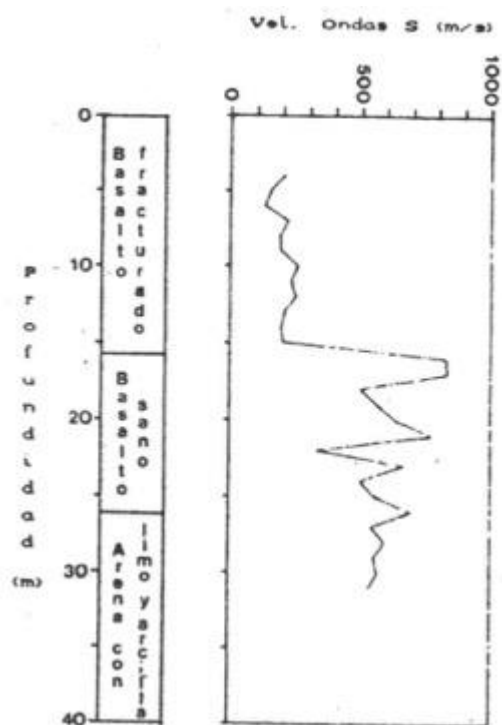


Figura 1.14. Perfil de velocidades de onda S para el sitio CUIP. Tomado de Lermo et al. (1990).

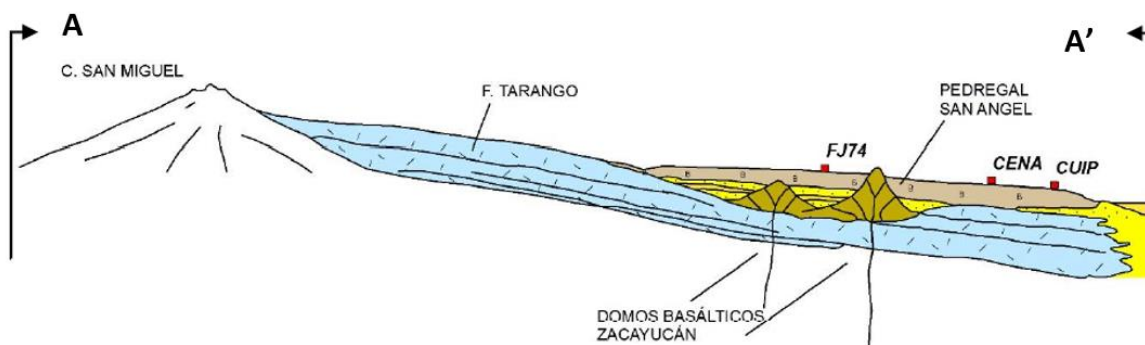


Figura 1.15. Corte estratigráfico con dirección SW-NE (corte A-A') de la parte sur-poniente de la cuenca. Tomado de Martínez González (2015).

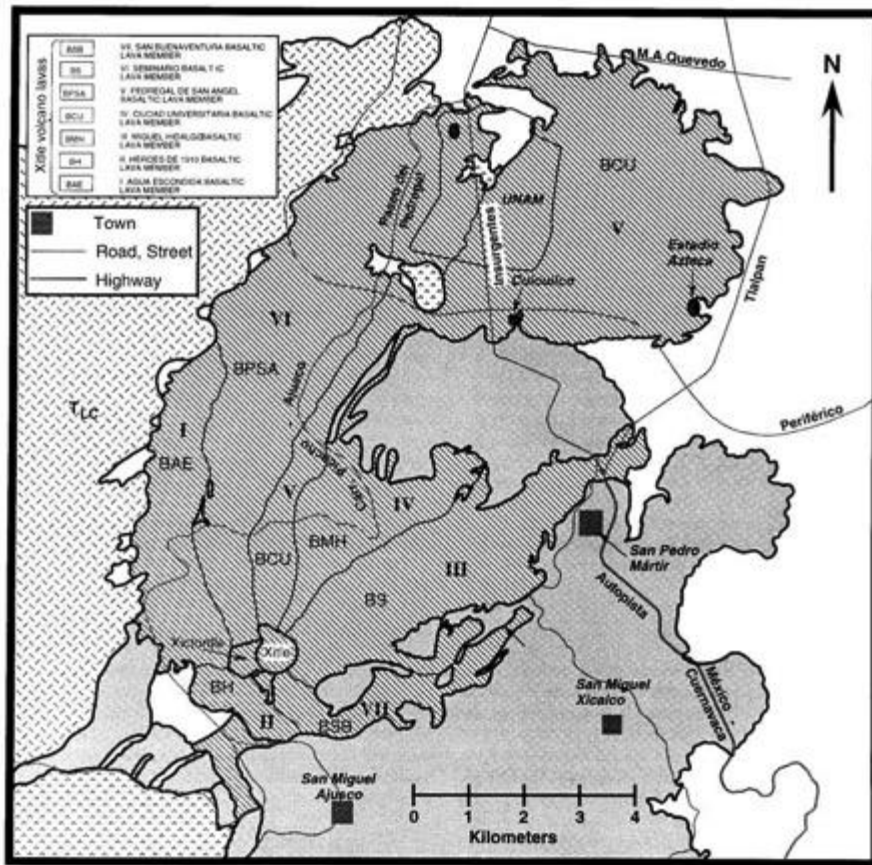


Figura 1.16. Flujos de lava del volcán Xitle. Tomado de Delgado et al. (1998).

Tabla 1. Características morfológicas de las lavas del Xitle. Modificado de Delgado et al. (1998).

Unidad	Número	Área [km <sup>2</sup> ]	Espesor [m]	Máxima Distancia [km]
Agua Escondida	I	5.9	3	5.7
Héroes de 1910	II	1.3	2	1.7
Seminario	III	10.6	7	7.7
Miguel Hidalgo	IV	5.5	8	6.4
Ciudad Universitaria	V	25.2	25	12.5
Pedregal de San Ángel	VI	18.8	10	10.5
San Buenaventura	VII	2.8	2.5	4.6

## POZO PROFUNDO DE COPILCO

El pozo de Copilco tiene una profundidad de 2258 m. Unda López (2016) describe las características litológicas de dicho pozo y en la Figura 1.17 se observa su columna litológica.

Parte inferior de 2258 m a 1589 m.

- Intercalaciones de basalto con toba (en algunas partes, el basalto se presenta alterado con una composición andesítica). Espesor 267m.
- Toba café rojizo y verde olivo, con basalto, trazas de pómez y brechas volcánicas con fragmentos angulosos de composición tobácea. Espesor 162 m.
- Brecha volcánica de toba con fragmentos de basalto. Espesor 240 m.

Parte media de 1589 m a 520 m.

- Arcillas color café claro con tobas y basaltos. Espesor 560 m.
- Toba café rojizo y verde olivo, con basalto, trazas de pómez y brechas volcánicas con fragmentos angulosos de composición tobácea. Espesor 346 m.
- Basalto con algunas partes alteradas. Espesor 163 m.

Parte superior (de 520 m a 0 m) contiene las siguientes unidades.

- Arcillas color café claro con tobas y basaltos. Espesor 155 m.
- Toba café rojizo y verde olivo, con basalto, trazas de pómez y brechas volcánicas con fragmentos angulosos de composición tobácea. Espesor 310 m.
- Brechas volcánicas de fragmentos de toba con trazas de basalto. Espesor 32 m.
- Basalto con algunas partes alteradas. Espesor 23 m.

Vázquez et al. (1989) identifican cuatro formaciones geológicas en el pozo profundo de Copilco las cuales son): (Tpc) Formación las Cruces, (Tpv) Formación Depósitos Volcánicos del Plioceno Temprano, (Tmv) Formación Rocas extrusivas del Mioceno Medio y Tardío (esta Formación es la única que aparece en todos los pozos de la Cuenca de México), (Tomv) Formación Rocas Volcánicas del Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano). En los primeros 20 m del pozo Copilco no hay asignada ningún tipo de nomenclatura estratigráfica por parte de Vázquez et al. (1989). Sin embargo, corresponde con los derrames de lava más recientes del volcán Xitle (Unda López, 2016).

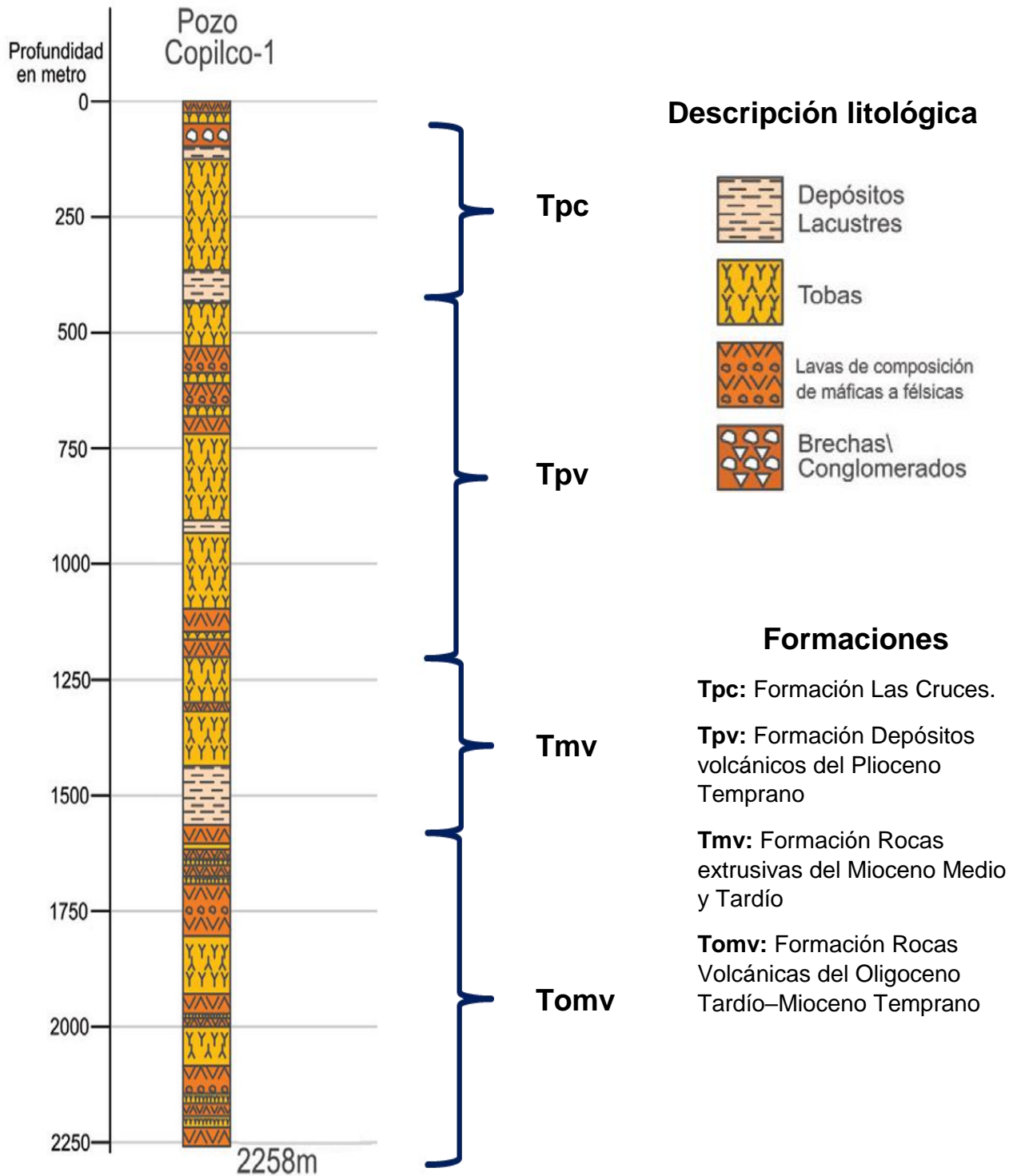


Figura 1.17. Columna litológica del pozo de Copilco



---

# CAPÍTULO 2

## 2. METODOLOGÍA

### 2.1 Efecto de sitio

Para Chávez-García y Montalva (2014) el movimiento del terreno debido a un sismo en un punto dado, depende naturalmente de los parámetros asociados a la fuente sísmica y de la atenuación de la energía sísmica conforme se propaga desde la fuente al sitio de interés. Si el sitio de interés no se encuentra sobre roca dura, ese movimiento de referencia se verá afectado por la amplificación generada por las irregularidades geológicas, la presencia de capas de suelo, y la geometría irregular de las interfases entre medios con distintas propiedades.

Es conocido el hecho de que las estructuras sobre suelos blandos presentan mayores daños que las situadas sobre roca aflorante (Cid, 1998). Éste puede ser el caso de ciudades cercanas al mar o a ríos, o situadas en zonas montañosas, donde existen regiones con grandes espesores de suelos sedimentarios blandos, y se producen altas amplificaciones (LeBrun et al., 2001).

La Figura 2.1 representa el concepto de efecto de sitio. Los medios del suelo actúan como un filtro para los movimientos en roca e influyen tanto en la frecuencia como en la magnitud de los movimientos del suelo. Si el suelo es rígido, los movimientos del suelo generalmente serán cortos, y si el suelo está suelto, los movimientos del suelo generalmente serán largos. Si el período natural del suelo está cerca del período predominante de los movimientos del lecho de roca, los movimientos del suelo se amplificarán en comparación con los movimientos en roca.

Para evitar dobles resonancias (resonancia de la onda sísmica en el suelo con movimientos de lecho de roca y luego resonancia de movimientos del terreno con el período natural de las estructuras), en una etapa de diseño preliminar de una estructura, los ingenieros deben diseñar una estructura con el período natural lejos de (normalmente arriba) el período natural de los movimientos del terreno, que también se denomina período del sitio (Jia, 2018).

Los efectos de sitio nos entregan los parámetros que se utilizan en los estudios de microzonificación sísmica, tales como el periodo fundamental de vibrar del suelo y el incremento en amplificación que se presenta en este periodo fundamental.

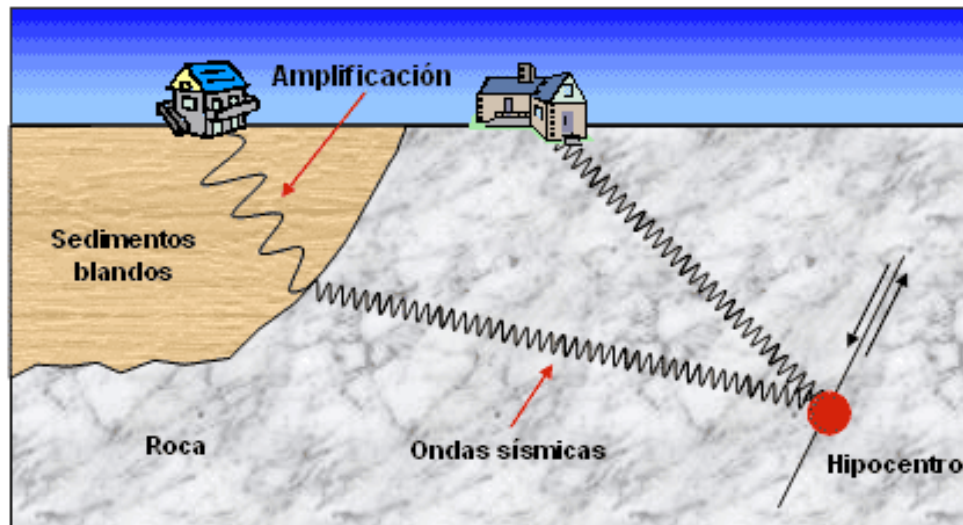


Figura 2.1. Concepto de efecto de sitio. Tomado de Red Sísmica (s/f)

Los efectos locales del suelo pueden estudiarse a partir de (Álvarez, 1999):

- Métodos experimentales (o de *aproximación instrumental*): estos se distribuyen en redes temporales o arreglos a lo largo y ancho de la zona de estudio. Su principal objetivo es la obtención de las funciones de transferencia de las capas superficiales del suelo a partir de registros de terremotos o de ruido sísmico.
- Métodos numéricos (o de *aproximación teórica*): se trata básicamente de simulaciones numéricas a partir de modelos que se aproximen lo mejor posible a la situación real, para lo cual necesitan disponer de información geológica, geotécnica y geofísica de la zona de análisis.

## 2.2 Función de transferencia

La técnica más utilizada para analizar el efecto de sitio se basa en el uso de las funciones de transferencia. En un sistema de parámetros lineales en donde se asume que existe una entrada única bien definida  $x(t)$  y una función de respuesta  $H(f)$  se supone entonces que se obtiene una salida única bien definida como se muestra en la Figura 2.2.



Figura 2.2. Función de Transferencia. Tomado de Acevedo et al. (2001)

Haciendo la división en el dominio de la frecuencia de la salida  $y(t)$  entre la entrada  $x(t)$  se obtiene la función de transferencia  $H(f)$ .

El método desarrollado por Nakamura (1989) para la obtención de la función de transferencia a partir de microtemores registrados en superficie consiste en relacionar los espectros de Fourier de la componente vertical y horizontal con lo cual se obtiene como resultado una aproximación de la función de transferencia del subsuelo (Acevedo et al., 2001).

A partir de la función de transferencia, se puede concluir que la frecuencia a la que se presenta la máxima amplitud corresponde indirectamente al periodo dominante del suelo en el sitio estudiado.

A continuación, se enuncian algunas de las técnicas más utilizadas para la obtención de la función de transferencia de forma teórica y empírica para movimientos fuertes, movimientos débiles y microtemores. Se describe con mayor detalle la técnica de Nakamura (1989) (HVNR) debido a que es el método que se utilizó en esta investigación.

### **2.2.1 Función de Transferencia Teórica (FTT)**

Se basan en modelos matemáticos de propagación de onda, como el Método Numérico Directo de los Elementos de Contorno (MEC) (Álvarez, 1999). El método de Haskell (1962) se basa en la teoría de propagación unidimensional de ondas que permite calcular la función de transferencia en la superficie de un medio estratificado. Para aplicar estos métodos es necesario contar con información geofísica, geológica y geotécnica detallada del sitio a evaluar. Sin embargo, la confiabilidad de los datos y el nivel de detalle de los estudios sobre la estructura y propiedades mecánicas de suelo pueden representar una desventaja en la aplicación de este método (Limaymanta Mendoza, 2009).

### **2.2.2 Función de Transferencia Empírica (FTE)**

#### *2.2.2.1 Estimación de efecto de sitio con registros sísmicos.*

Giraldo et al., (1999) mencionan que esta estimación es la más valiosa en la evaluación de los efectos locales debido a que en estos registros se encuentran incluidos algunos tipos de efectos no lineales y amplios contenidos de frecuencia. A esto se puede sumar el aumento en la instalación de instrumentos de movimiento fuerte en los últimos años alrededor del mundo. Sin embargo, una gran desventaja es que no siempre es posible contar con registros de sismos. A veces la tasa de

sismicidad es baja y no permiten registrar suficientes sismos en suficientes estaciones.

#### 2.2.2.1.1 Razón Espectral Estándar (SSR)

Esta técnica fue aplicada por Borchardt (1970) y consiste en dividir el espectro de amplitud de Fourier del lugar de interés entre el espectro de amplitud de Fourier en una estación de referencia. La hipótesis de esta técnica se basa en que el registro en terreno firme (estación de referencia) es representativo del campo incidente en la interfase entre el basamento (capa base) y estratos de terreno blando (estación de interés), lo cual implica que la energía sísmica es atrapada en los sedimentos blandos y la energía que se propaga desde las capas blandas al terreno firme es muy pequeña.

#### 2.2.2.1.2 Técnica De Nakamura Para Sismos (HVSR)

Lermo y Chávez-García (1993), fueron los primeros en implementar esta técnica utilizando movimientos fuertes para evaluar la respuesta de sitio. La técnica consiste en calcular el cociente de los espectros de Fourier de cada una de las componentes horizontales entre la vertical a partir de los registros de un sismo. Para la evaluación del efecto de sitio con esta técnica basta con disponer de una sola estación en el sitio de interés, independientemente del tipo de suelo que sea éste: cohesivo, friccionante o roca. Los resultados del valor de la frecuencia y amplitudes de resonancia son semejantes a las obtenidas con la SSR (Javier Lermo & Chávez-García, 1993).

#### *2.2.2.2 Estimación de efecto de sitio con registros de microtremores*

El ruido sísmico (microtremores) es la superposición de las vibraciones del suelo producidas por efectos naturales (viento, tormentas, mareas, olas, etc.) o artificiales (tráfico de vehículos, paso de peatones, maquinarias, etc.). Ocurren en un intervalo de frecuencias de 0.01 a 30 Hz. A partir de estas mediciones se obtiene información de los parámetros elásticos de la corteza terrestre hasta profundidades de 20 km (Asten, 1976).

Las fuentes que producen los microtremores se pueden clasificar en rangos de frecuencias (Bard, 1999):

- a) Bajas frecuencias (por debajo de 0.3 - 0.5 Hz) son causadas por las olas oceánicas que ocurren a grandes distancias. Esto hace posible encontrar una buena correlación de los microtremores con condiciones meteorológicas de gran escala en el océano.

- b) Frecuencias intermedias (entre 0.3 - 0.5 y 1 Hz) son generadas por el oleaje que rompe en las costas, por lo que su estabilidad es significativamente menor.
- c) Altas frecuencias (mayores a 1 Hz) provienen de fuentes ligadas a la actividad humana por lo que reflejan los ciclos de está poniéndose de manifiesto por cambios de amplitud de los espectros.

#### 2.2.2.2.1 Técnica de Nakamura (HVNR)

Nakamura (1989) señaló que el análisis de ruido ambiental para efectos de sitio depende de la interpretación de microtremores como ondas Rayleigh que se propagan en una capa sobre un semiespacio (Figura 2.3). En el dominio de Fourier, existen cuatro espectros de amplitud involucrados: componentes horizontales y verticales de movimiento en la superficie y en la base de la capa de suelo blando (Javier Lermo & Chávez-García, 1994b).

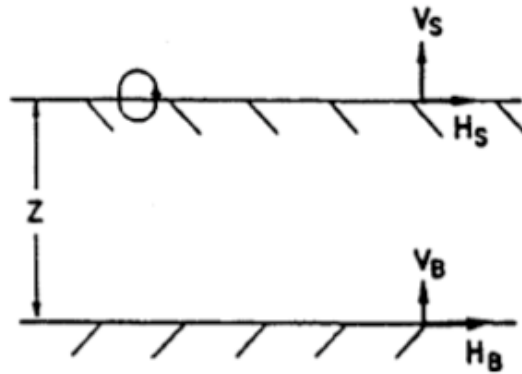


Figura 2.3. Modelo simple propuesto por Nakamura (1989) para la interpretación de medición de microtremores.

Si se asume que la fuente no afecta el movimiento en la base de la capa de suelo, es posible estimar el espectro de la fuente del microtremor  $A_S$ , como función de la frecuencia de la siguiente manera:

$$A_S(\omega) = \frac{V_S(\omega)}{V_B(\omega)} \quad (2)$$

en donde  $V_S$  y  $V_B$  representan los espectros de amplitud de Fourier de las componentes verticales en superficie y en la base de la capa de sedimentos, respectivamente. Una estimación de los efectos de sitio este definido por  $S_E$  como se muestra enseguida:

$$S_E(\omega) = \frac{H_S(\omega)}{H_B(\omega)} \quad (3)$$

donde  $H_S$  y  $H_B$  corresponden a los espectros de amplitud de Fourier de las componentes horizontales en superficie y en la base de la capa de sedimentos, respectivamente. Con el fin de compensar los efectos de sitio por el espectro de la fuente, se calcula un cociente espectral modificado para efectos de sitio de la siguiente forma:

$$S_M(\omega) = \frac{S_E(\omega)}{A_S(\omega)} = \frac{\frac{H_S(\omega)}{H_B(\omega)}}{\frac{V_S(\omega)}{V_B(\omega)}} = \frac{H_S(\omega)}{H_B(\omega)} \frac{V_B(\omega)}{V_S(\omega)} \quad (4)$$

Sin embargo, Nakamura (1989) demostró que:

$$\frac{H_B(\omega)}{V_B(\omega)} = 1 \quad (5)$$

Por lo que finalmente se tiene que para estimar los efectos de sitio basta con realizar el cociente espectral de la componente horizontal con respecto a la componente vertical en superficie. De esta manera la ecuación (4) queda definida como:

$$S_M(\omega) = \frac{H_S(\omega)}{V_S(\omega)} \quad (6)$$

### 2.3 Cálculo de la Relación H/V

La técnica propuesta originalmente por Nogoshi e Igarashi (1971), y de amplia difusión por Nakamura (1989), consiste en estimar la relación entre los espectros de amplitud de Fourier de las componentes horizontal (H) y vertical (V) de las vibraciones de ruido ambiental registradas en una estación sísmica.

El cálculo computacional del cociente H/V se ilustra en la Figura 2.4 y se compone de los siguientes pasos:

1. Leer la señal de ruido ambiental por cada componente.
2. Seleccionar las ventanas de tiempo estacionarias con el fin de evitar el ruido transitorio.
3. Calcular y suavizar el espectro de amplitud de Fourier para cada ventana de tiempo.

4. Calcular el espectro H promediando ambos espectros horizontales en cada ventana, utilizando el método estadístico de la media cuadrática (MC):

$$H(i) = \sqrt{\frac{H_N^2(i) + H_E^2(i)}{2}} \quad (7)$$

5. Calcular la relación H/V para cada ventana

$$[H/V](i) = \frac{H(i)}{Z(i)} \quad (8)$$

Donde  $i$  es el número de ventana calculada.

6. Calcular el cociente promedio de H/V

$$[H/V] = \frac{1}{n} \sum_1^n [H/V] \quad (9)$$

Donde  $n$  es el número de ventana calculada.

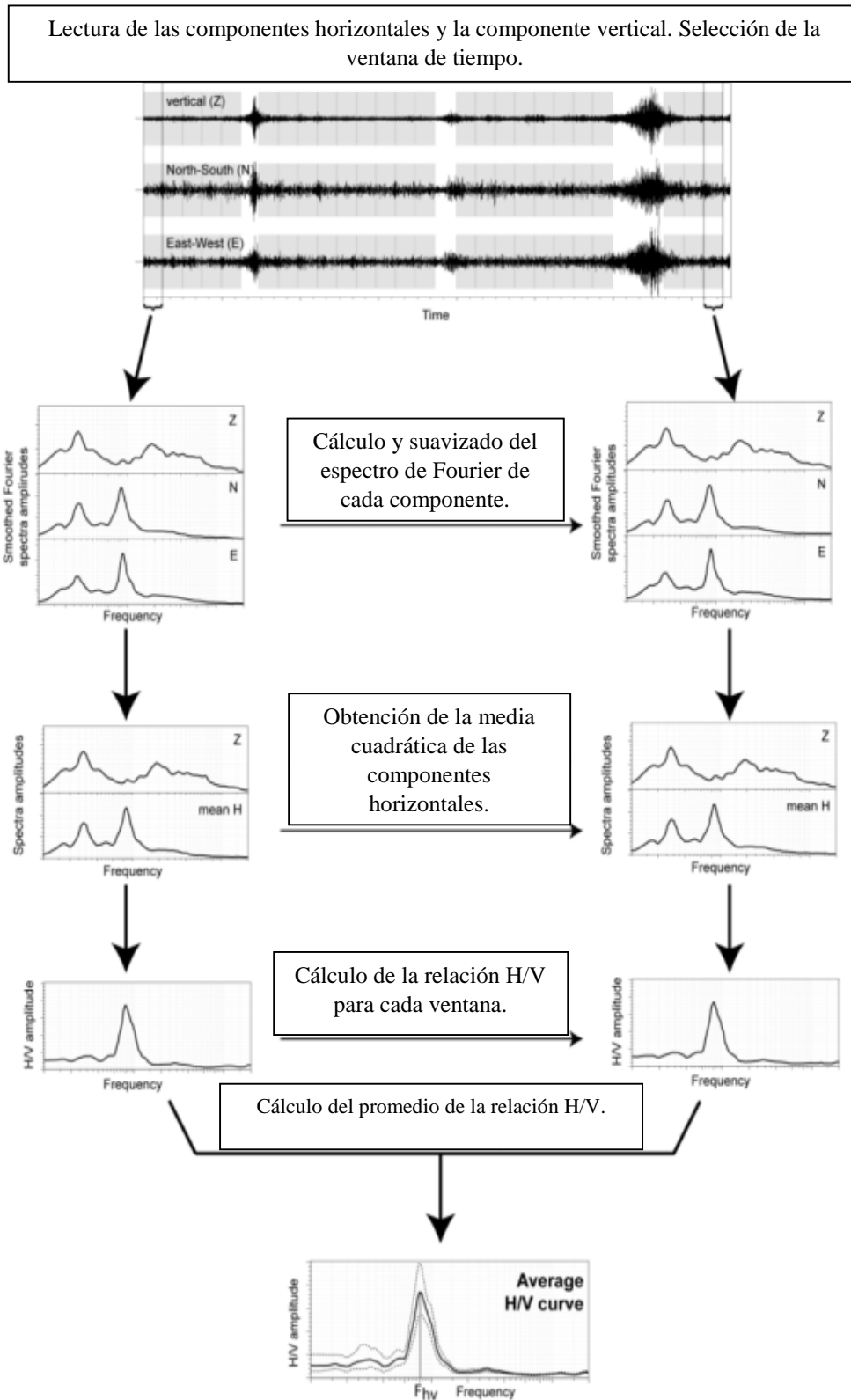


Figura 2.4. Algoritmo empleado para el cálculo de la relación H/V. Modificado de (<http://www.geopsy.org>).



## CAPÍTULO 3

### 3. DESARROLLO DE MAPAS DE ISOPERIODOS Y AMPLITUDES RELATIVAS

#### 3.1 Adquisición de datos

Se realizaron campañas para la obtención de registros de microtemores entre los meses de agosto y noviembre de 2018 donde se tomaron un total de 85 registros de ruido ambiental para la evaluación del efecto de sitio en la alcaldía Coyoacán. Se utilizaron sismómetros de banda ancha de alta resolución de la marca Güralp System, los cuales tienen 3 sensores electrónicos que registran las componentes Norte-Sur, Este-Oeste y la componente Vertical con un intervalo de muestreo de 100 muestras por segundo. La duración de los registros fue de 30 minutos hasta 2 horas.

Los equipos fueron distribuidos en el territorio de la alcaldía Coyoacán de tal manera que los registros complementaran las áreas donde no se contaba con mediciones de ruido ambiental del trabajo de Martínez González (2012). En la Figura 3.1 se muestran las mediciones realizadas durante el desarrollo del presente trabajo y las mediciones que se tenían en el año 2010. En conjunto, se generó una base de datos de 303 mediciones de periodo fundamental para la alcaldía Coyoacán.

#### 3.2 Familias de cocientes espectrales

A los 85 datos de ruido ambiental obtenidos en la alcaldía Coyoacán se les calculó su relación H/V siguiendo la metodología de la Figura 2.4 y utilizando el programa GEOPSY (Wathelet, 2005). Se emplearon ventanas de 81.92s con un suavizamiento al 40% mediante la función Konno Ohmachi (Konno & Ohmachi, 1998) y de esta manera se obtuvieron las 85 FTE.

Agrupando las FTE, se generan familias espectrales las cuales nos dan un panorama del comportamiento dinámico según el tipo de terreno en términos del período dominante y la amplificación. Estas familias se clasifican de acuerdo con su forma espectral considerando sus rasgos más predominantes (respuesta de sitio).

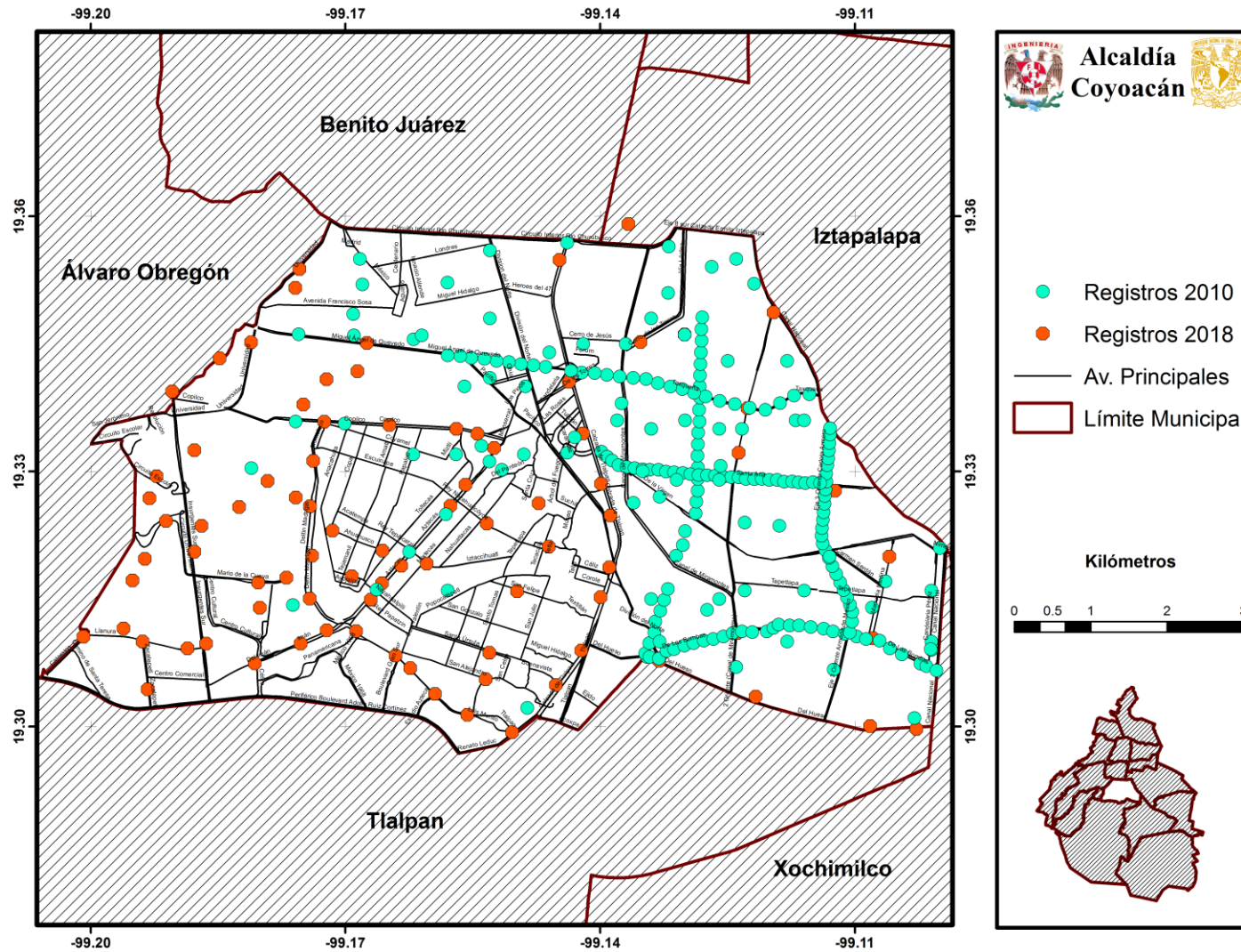
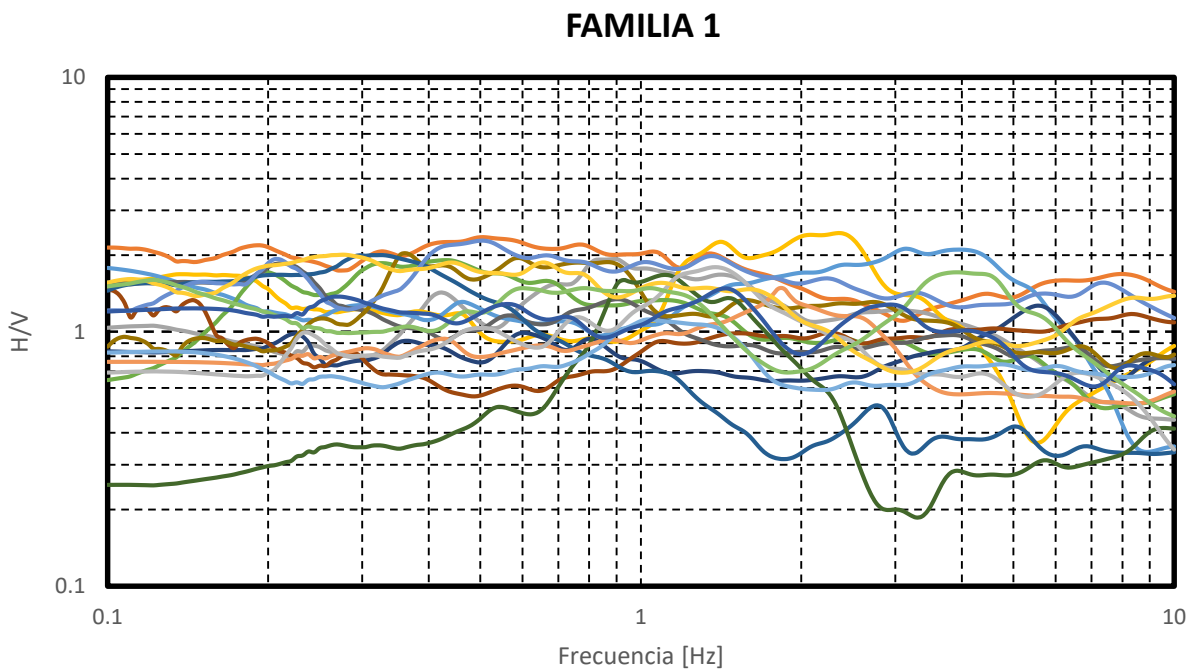
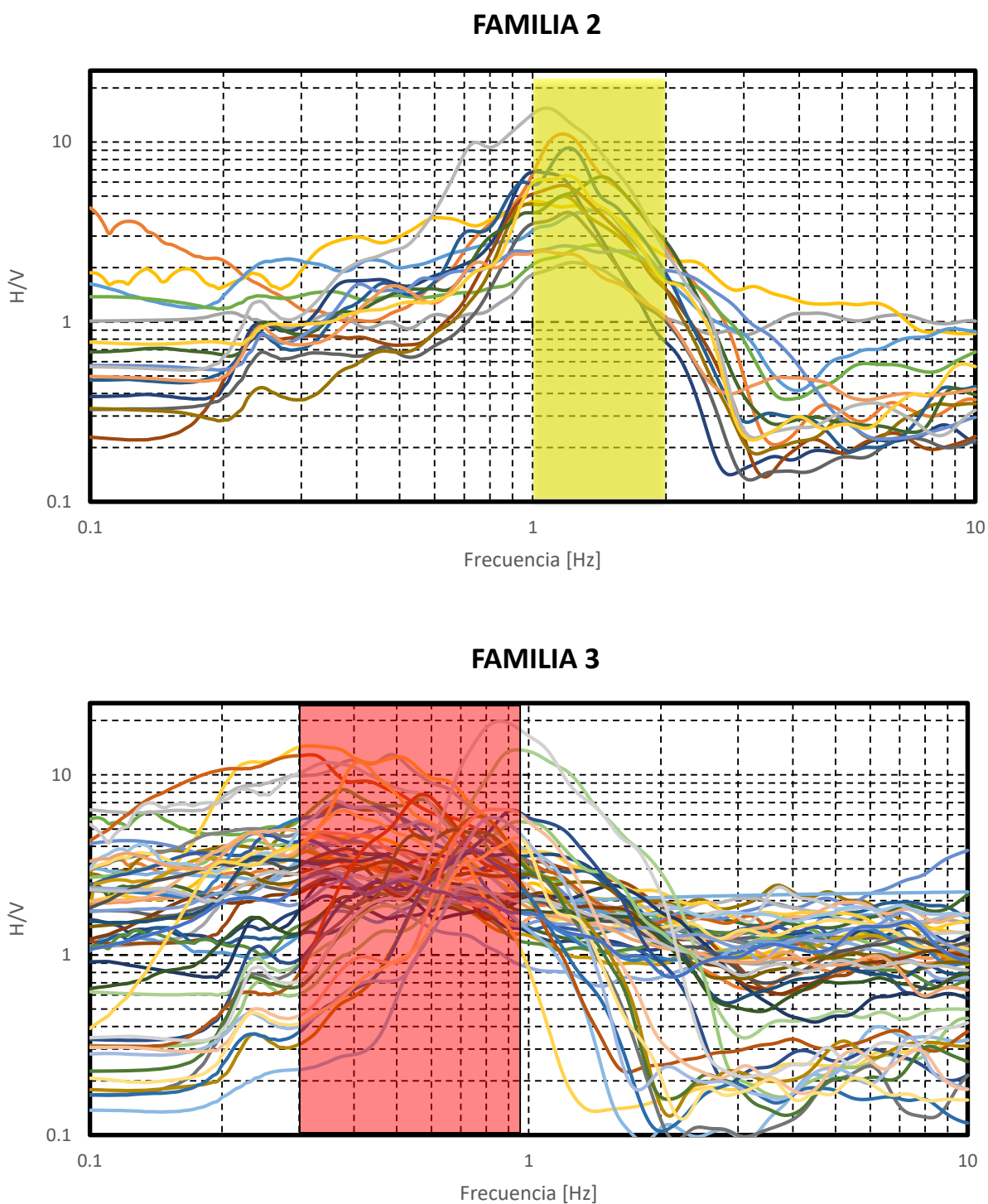


Figura 3.1. Registros de ruido ambiental en la alcaldía Coyoacán. De color azul son los registros tomados en 2018 y en color amarillo corresponden a los de Martínez González et al. (2011).

De acuerdo con el criterio anterior, se agruparon las 85 FTE obtenidas en este trabajo dando como resultado tres familias espectrales que se muestran en la Figura 3.2. La familia 1 aunque en apariencia tiene un comportamiento plano es posible identificar su frecuencia fundamental, las cuales, son muy variadas y van de un rango de 0.3 a 3 hz con amplitudes menores a 2 veces, la familia 2 tiene su frecuencia fundamental en un rango de 1.0 a 1.5 hz y la familia 3 su frecuencia fundamental se encuentra en el rango de frecuencias de 0.3 a 0.9 hz. La Figura 3.3 muestra la distribución espacial de cada una de las familias espectrales consideradas.





*Figura 3.2. Familias de cocientes espectrales obtenidas de las FTE en la alcaldía Coyoacán. La banda de color en la Familia 2 y en la Familia 3 representa el rango de frecuencias dominantes para cada Familia Espectral.*

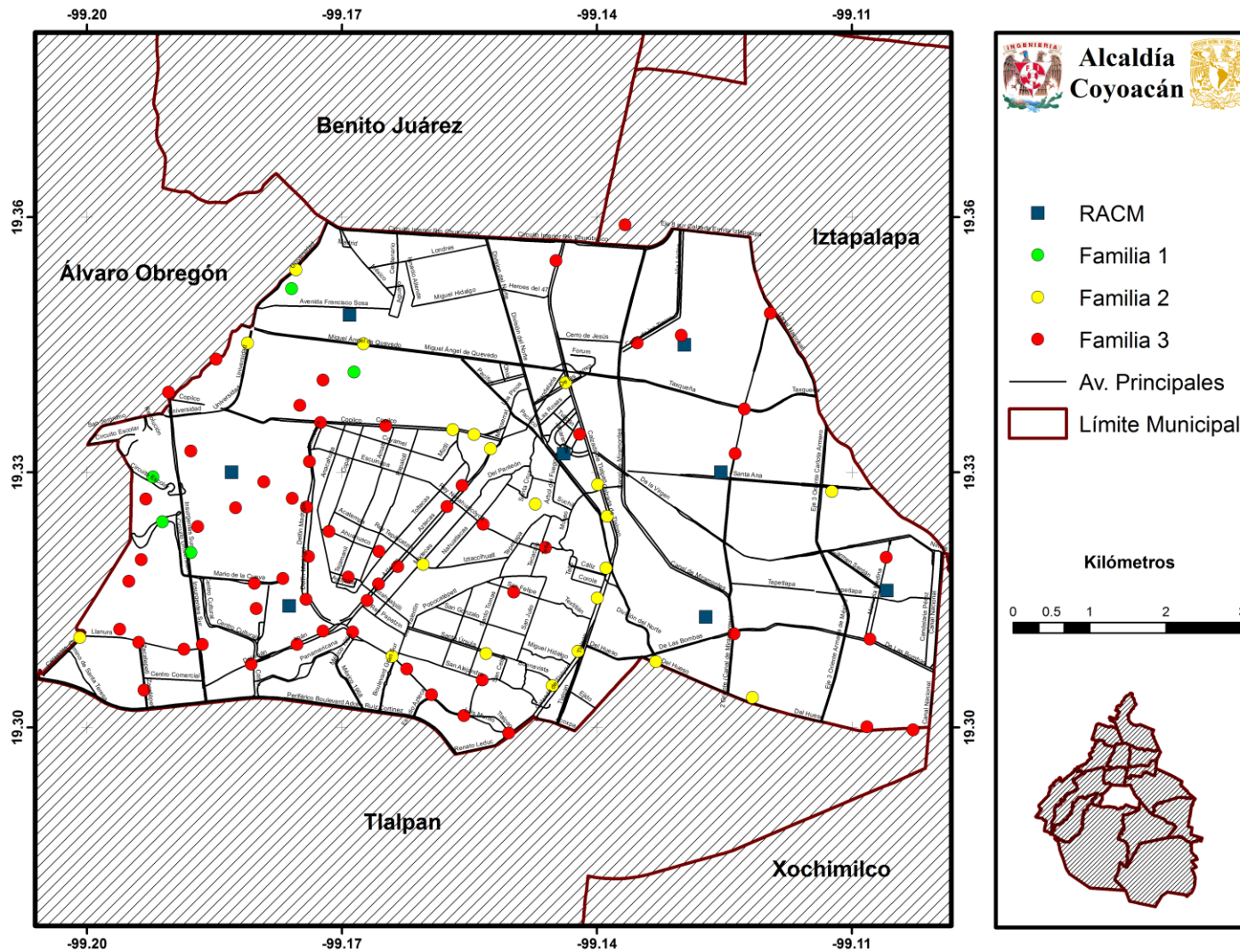


Figura 3.3. Distribución espacial de las familias espectrales obtenidas de los FTE en la alcaldía Coyoacán.

### 3.3 Validación de la FTE

Martínez González (2015) compara el método HVNR contra los métodos SSR, HVSR y en algunos casos con la FTT para validar que con los registros de microtremores se puede estimar el factor de amplificación del mismo orden que los obtenidos con registros de movimientos fuertes. Para ello, Martínez González (2015) estimó la respuesta de sitio a partir de registros de los sismos en cuestión. La estimación se llevó a cabo con la aplicación del método de HVSR. Para constatar que el cociente HVNR es un buen estimador del factor de amplificación, se efectuó la comparación de ambos cocientes espectrales. Así mismo, se compara con respecto al cociente SSR promedio para las estaciones permanentes de la ciudad de México.

La Figura 3.4 muestra una comparación de la técnica HVNR con los métodos HVSR, SSR y FTT. Para ello se utilizaron las estaciones IB22, COYS, DX37, JC54, CUIP y CENA que pertenecen a la RACM y que se encuentran dentro de la alcaldía Coyoacán. De esta manera se aprecia que los cocientes espectrales empíricos y teóricos son muy similares, lo cual valida el uso de microtremores para la estimación de periodos y el factor de amplificación del suelo de una manera aceptable sin necesidad de tener registros de sismos.

### 3.4 Mapas de Isoperiodos y Amplitudes Relativas

Con los 85 datos de ruido ambiental obtenidos en la alcaldía Coyoacán y de los datos de los estudios de Martínez González (2015) se obtuvo el mapa de isoperiodos que se muestra en la Figura 3.5. Se puede apreciar que la zona poniente de la alcaldía, que corresponde a la zona de lomas (NTCD, 2004), presenta periodos mayores a 1.4 s que son periodos característicos de una zona de lago de acuerdo con la clasificación de SASID lo cual podría deberse a un contraste de impedancia en el subsuelo más profundo debajo de la roca volcánica como lo mencionan Wood et al. (Wood et al., 2019) quienes reportan que la estación TP13 presenta un periodo de 4.0 s y que las estaciones CUP5 y FJ74 tienen periodos cercanos a 1.3 s los cuales son valores atípicos a una zona de lomas donde regularmente se tienen periodos menores a 0.5 s como lo indica SASID para zonas de roca. De manera general, las zonas II y III concuerdan con la clasificación de SASID con valores de 0.5 – 1.0 s para la zona de transición y mayores a 1.0 s para las zonas de lago.

A diferencia del mapa de isoperiodos, el mapa de amplitudes relativas (Figura 3.6) solamente se preparó con los 85 registros de microtremores que se tomaron en la alcaldía Coyoacán. Se utilizaron el espectro promedio (ver Anexo) y las amplitudes relativas del método HVSR de las estaciones COYS, DX37, IB22, CUP1, CENA y JC54 que pertenecen a la RACM (Figura 3.4)

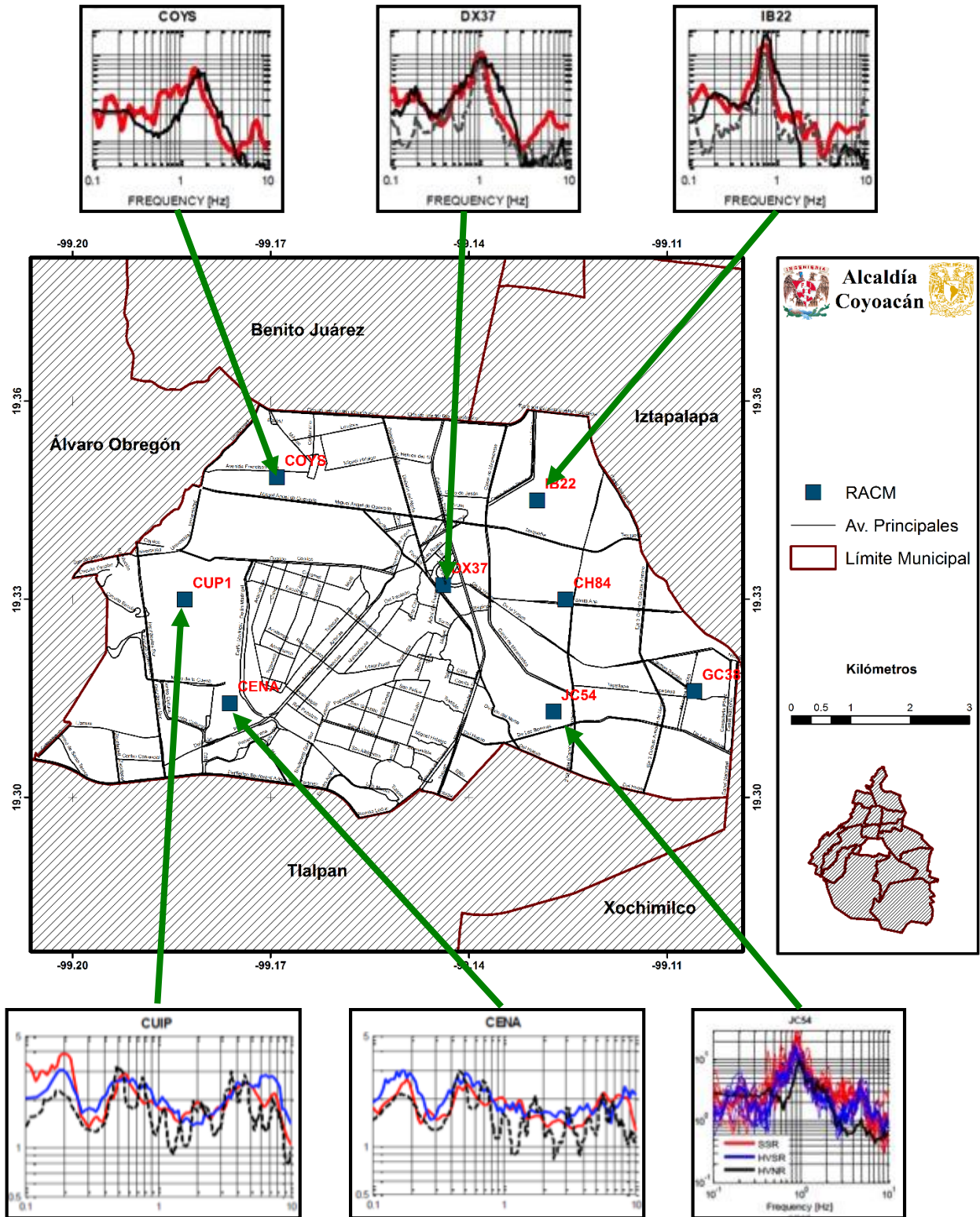


Figura 3.4. Validación de la FTE en diferentes estaciones de la RACM empleando los métodos HVNR, HVSR, SSR y FTT. En las estaciones COYS, IB22 y DX37 se muestra de color rojo la razón espectral obtenida a partir del método HVSR. De color negro el metodo

*HVNR y la línea punteada de color gris muestra el método SSR. En la estación JC54 de color rojo está el método SSR. Las líneas de color azul y negro muestran los resultados utilizando las técnicas HVSR y HVNR, respectivamente. En las estaciones CUIP y CENA, la línea punteada de color negro corresponde a la FFT, la línea en rojo es el HVSR y la línea azul pertenece al HVNR.*

De acuerdo con el manual de SESAME (2004) se considera a un sitio libre de efecto o roca dura si el área en cuestión no presenta amplificaciones mayores a 2 veces. Sin embargo, como se puede observar en el mapa de amplitudes relativas (Figura 3.6), en la zona poniente de la alcaldía (zona de lomas) se tienen amplitudes mayores a 2 veces y en algunos sitios alcanzan hasta un máximo de 12 veces. Es importante destacar que en esta zona se encuentran los antiguos derrames de la lava del Xitle los cuales actúan como escudo y atenúan las ondas sísmicas. No obstante, hay que recordar que estas lavas se encuentran por encima de la Formación Tarango la cual está constituida por tobas, aglomerados y depósitos fluviales que se representan en el corte estratigráfico del mapa geológico de Mooser et al. (1996) (Figura 1.15). Además, en el perfil de velocidades de la onda S tomado en CUIP (Figura 1.14) y en la columna litológica del pozo de Copilco (Figura 1.17), se puede observar que los derrames basálticos llegan a alcanzar un espesor de hasta 30 m y que los primeros 10 m corresponden a un basalto fracturado y erosionado lo cual explica por qué en algunas zonas se llega a tener amplitudes de hasta 5 veces en esta zona de lomas.

Las áreas que corresponden a la zona de transición y zona de lago, de acuerdo con la zonificación sísmica, presentan las mayores amplitudes siendo la máxima de 21 veces de amplificación. Es importante mencionar que en estas dos zonas se concentraron el mayor número de daños ocurridos por el sismo del 19 de septiembre de 2017 que se discutirá en la sección 3.5.3.



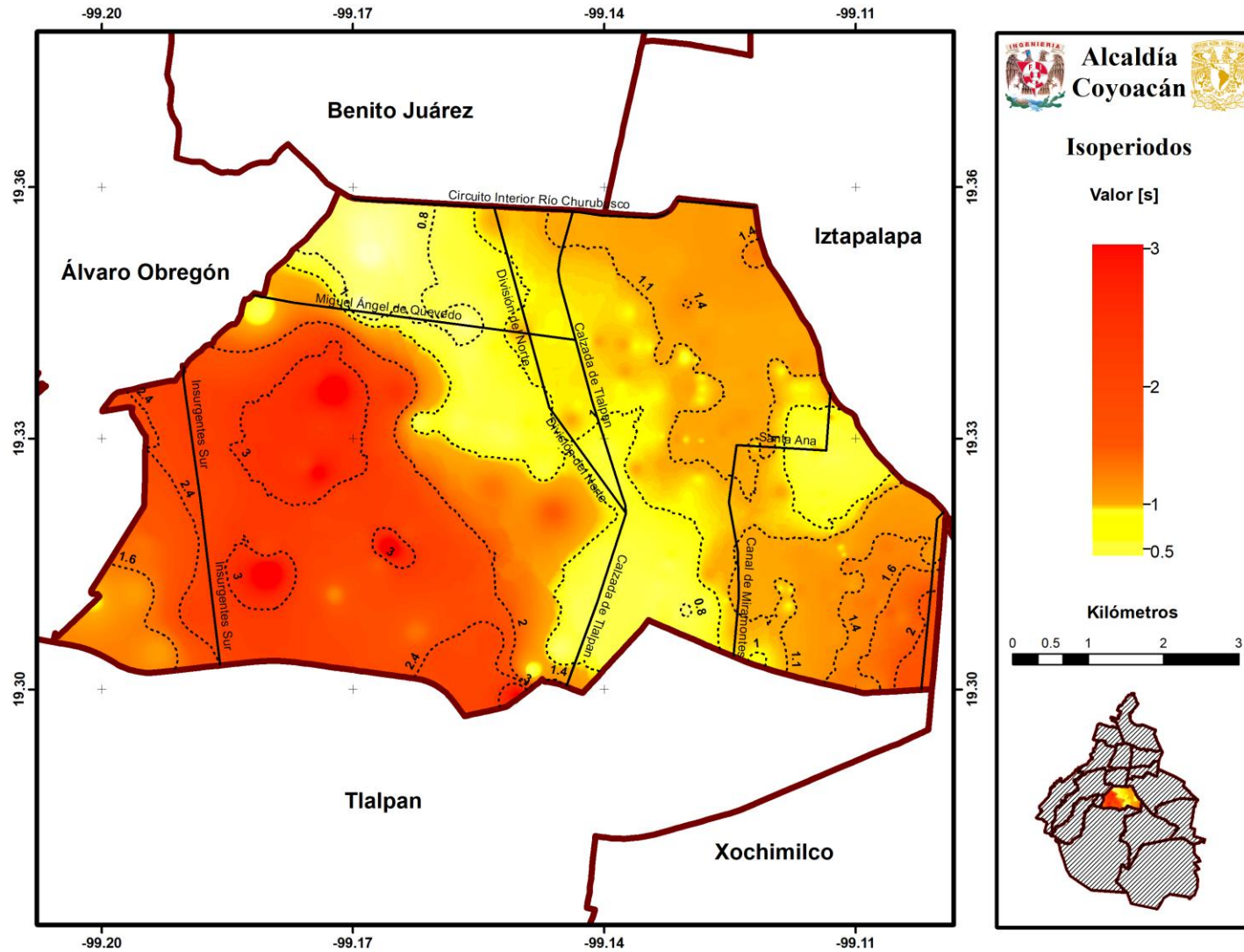


Figura 3.5. Mapa de Isoperíodos de la Alcaldía Coyoacán.

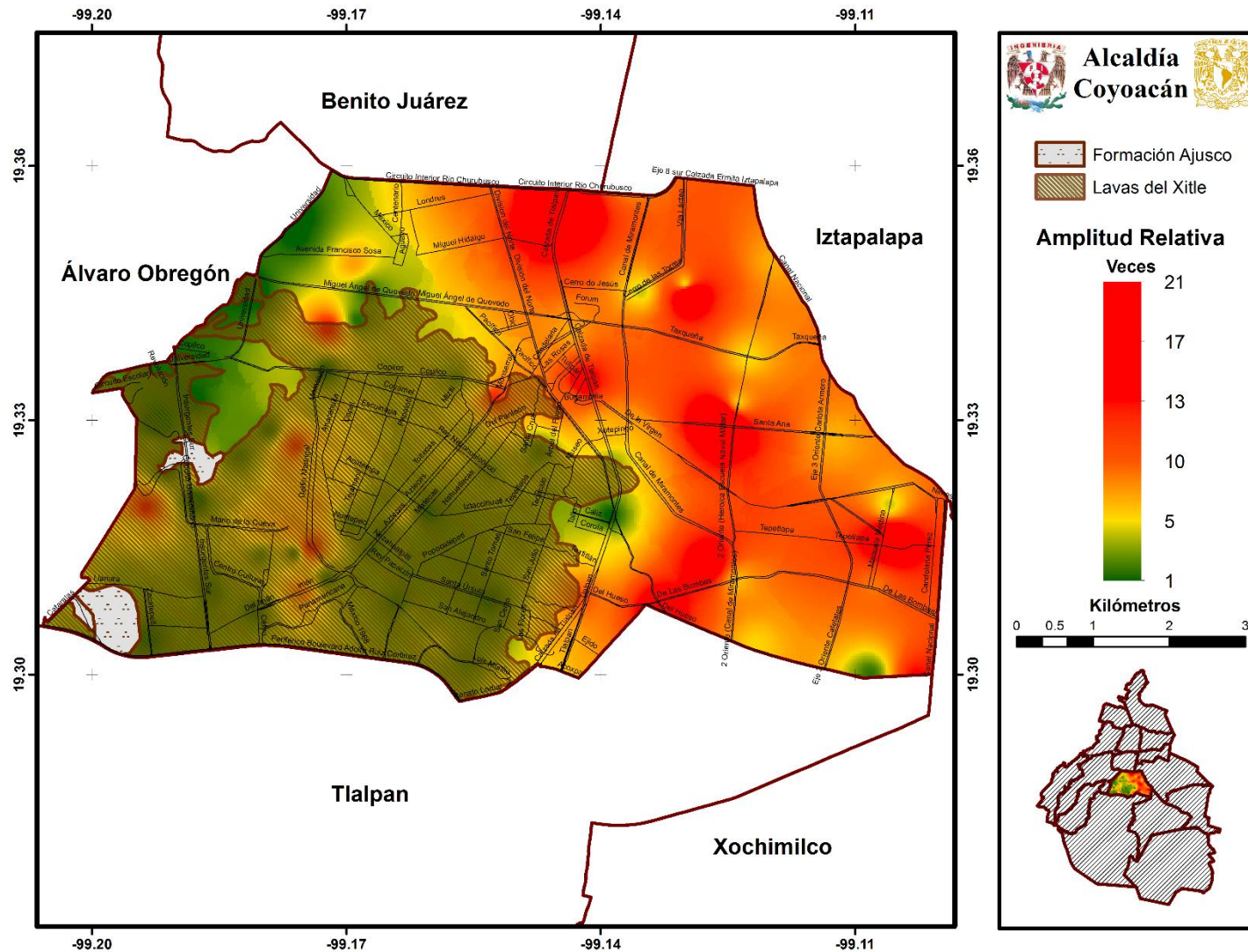


Figura 3.6. Mapa de amplitud relativa de la alcaldía Coyoacán.

### 3.5 Comparación de los resultados obtenidos con estudios previos

#### 3.5.1 Comparación de las familias espectrales obtenidas por Martínez González (2015) con las obtenidas en este trabajo

Martínez González (2015) utilizó registros de 72 estaciones que conforman la RACM y realizó 68 mediciones de ruido ambiental hacia las zonas norponiente de la ciudad (Figura 3.7). Obtuvo registros en el paleovalle Culhuacán, hacia la zona sur poniente, en los alrededores del Peñón de los Baños y del Marqués y algunas mediciones en la zona de Ecatepec, Estado de México para compensar la falta de información, debido a que las estaciones de la RACM se encuentran concentradas en la zona centro y norte de la ciudad. Recaudó un total de 140 cocientes espectrales y los agrupó en tres familias espectrales (Figura 3.8a) las cuales denominó como: Zona de Loma, Zona de Transición y Zona de Lago:

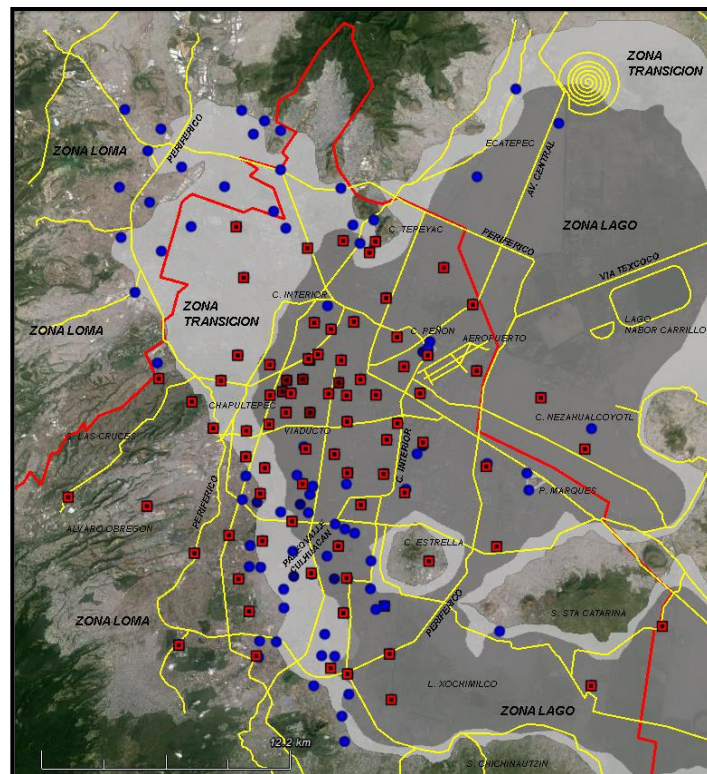


Figura 3.7. Localización de las estaciones de la RACM (Cuadros de color Rojo) y distribución de las mediciones de ruido ambiental (Puntos color Azul).

- Familia 1 (Zona de Loma). Comportamiento constante casi horizontal en el intervalo de 1 a 10 Hz en las funciones de transferencia empírica y con amplitudes menores a 2. Se considera que esta zona está libre de efecto de sitio como lo muestra el manual de SESAME (P. Bard & SESAME-team, 2004).
- Familia 2 (Zona de Transición). La respuesta de esta zona está comprendida en el intervalo de 1.0 a 2.0 Hz (0.5 a 1.0 segundos) en las funciones de transferencia empíricas. Se observa que las amplificaciones relativas de esta zona son de alrededor 10 veces sin superar las 20 veces.
- Familia 3 (Zona de Lago). En esta zona se observa una gran dispersión de los cocientes espectrales en el intervalo de 0.2 a 1.0 Hz (1.0 a 5 segundos). Es de llamar la atención que las amplificaciones relativas son de alrededor 20 veces, llegando a darse sitios en los cuales las ondas sísmicas se amplifican hasta casi 40 veces.

En la Figura 3.8 se hace una comparación de las familias obtenidas por Martínez González (2015) (Figura 3.8a) donde utiliza registros sísmicos y las familias espectrales que se obtuvieron de los registros de microtemores realizados en la alcaldía Coyoacán (Figura 3.8b). Se observa que las familias espectrales obtenidas en este estudio tienen las mismas características que las obtenidas por Martínez González (2015). Un comportamiento plano y con amplificaciones menores a 2 veces para la zona de lomas, la zona de transición cuenta con amplificaciones mayores a 3 veces, aunque menores a 20. La zona de lago cuenta con las mayores amplitudes algunas superan las 20 veces y su frecuencia varía en un rango de 0.2 a 1.0 Hz.

### **3.5.2 Comparación de los valores de SASID y las NTCDS (2004) con los resultados obtenidos en este trabajo**

Se obtuvieron los períodos fundamentales que arroja SASID para cada uno de los 85 sitios donde se tomaron registros de ruido ambiental en la alcaldía Coyoacán. Y se clasificaron de acuerdo con los rangos mencionados por Martínez González (2015).

La Figura 3.9 muestra la zonificación sísmica presentada en el “Atlas de peligros y Riesgos de la CDMX, 2017” y este a su vez corresponde con la zonificación sísmica que se presenta en las NTCDS (2004), con la clasificación de los periodos fundamentales obtenidos en SASID. Se observa que las clasificaciones son idénticas tanto para SASID como para la zonificación sísmica de la CDMX.

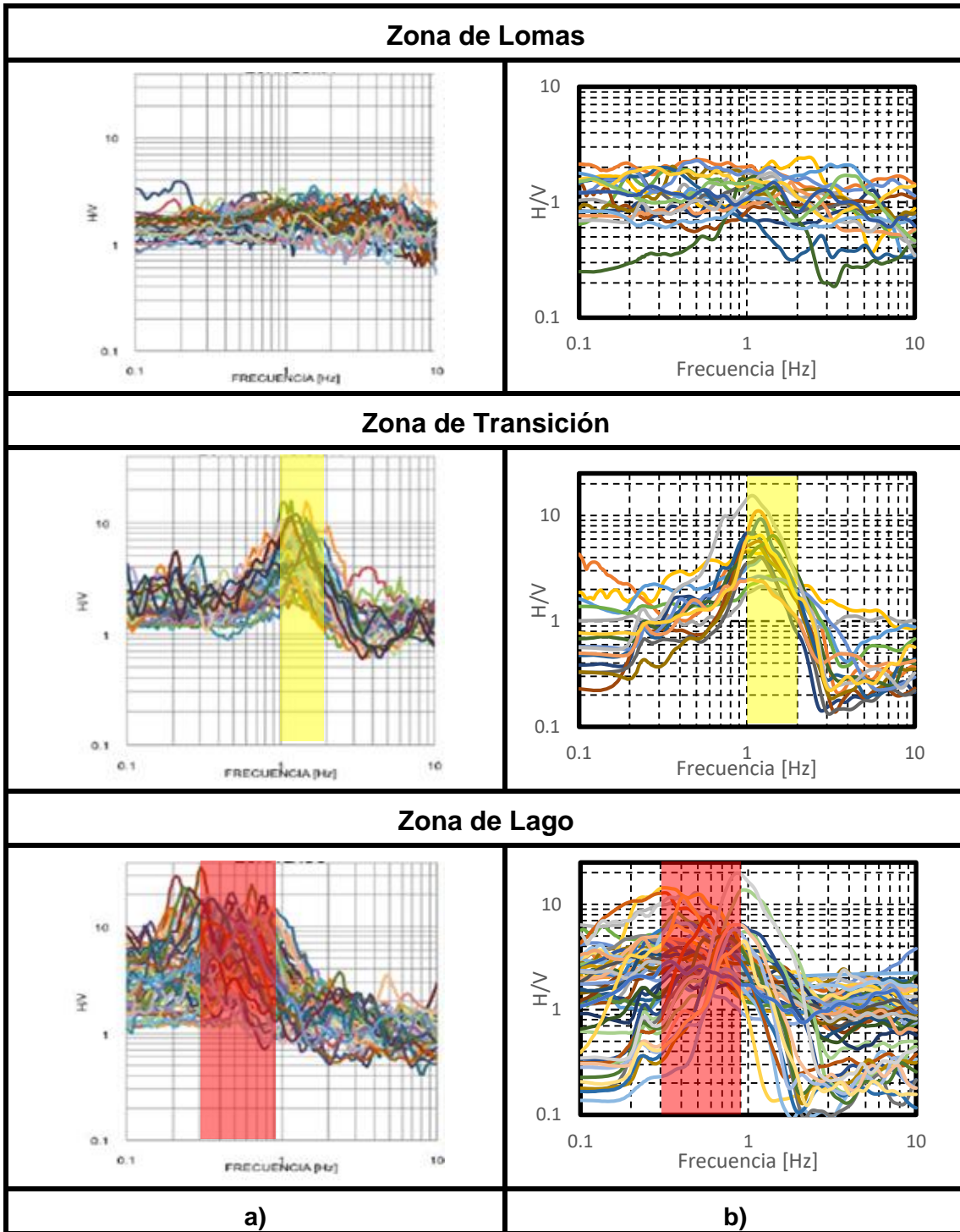


Figura 3.8. a) Familias espectrales obtenidas por Martínez González (2015). b) Familias espectrales obtenidas de los registros de microtemores realizados en la alcaldía Coyoacán.

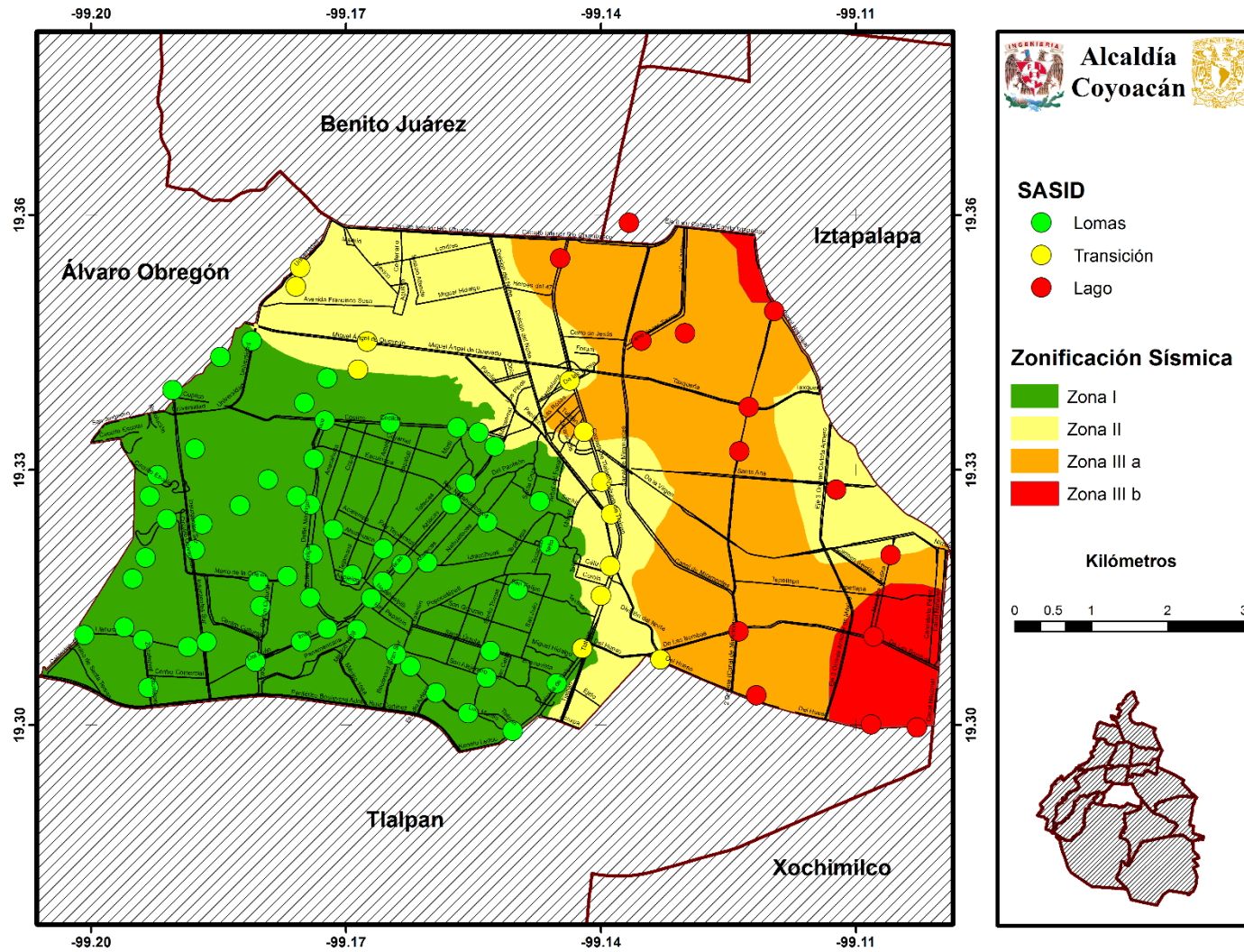


Figura 3.9. Clasificación de los valores de periodo fundamental obtenido de SASID sobrepuesto en el Mapa de Zonificación Sísmica de la CDMX.

La zona I corresponde con la zona de lomas, la transición corresponde con la zona II y por último la zona IIIa y IIIb corresponden con la zona de lago de SASID. Posteriormente se hizo un análisis donde se compararon los valores de período fundamental de SASID (círculo de color verde para la zona de lomas, amarillo para la zona de transición y rojo para zona de lago) con los valores obtenidos en este trabajo (triángulo de color verde para la zona de lomas, amarillo para la zona de transición y rojo para zona de lago). En la Figura 3.10 se puede observar que en la Zona I que corresponde a la zona de lomas es donde se concentra la mayor diferencia debido a que para SASID esa zona tiene periodos de 0.1 s a 0.5 s mientras que de acuerdo con los recopilados en campo esa zona presenta periodos mayores a 2.0 s. En las zonas de transición y de lago no hay muchos cambios, se podría decir que ambos estudios conservan los mismos valores de 0.5-1.0 s para la zona de transición y mayores de 1.0 s para la zona de lago.

### **3.5.3 Análisis de los daños ocurridos el 19 de septiembre de 2017 y su relación con los mapas de Isoperiodos y amplitudes relativas.**

El 19 de septiembre de 2017, a las 13:14 hora local, ocurrió el sismo de magnitud 7.1 en la escala de Richter, a una profundidad de 38.5 Km y con epicentro localizado a 9 Km al noroeste de Chiautla de Tapia, Puebla; el cual alteró la cotidianidad de la CDMX y otras poblaciones, con consecuencias lamentables, desde problemas de movilidad hasta pérdidas humanas (Reconstrucción, 2018).

De acuerdo con el portal “Plataforma CDMX” (<https://plataforma.cdmx.gob.mx>) consultado el día 07 de marzo de 2019 a consecuencia del sismo del 19 de septiembre de 2017 la alcaldía Coyoacán presentó daños a diferentes escalas. La gráfica 1 muestra el número y tipo de daño ocurrido en la alcaldía y que se describen a continuación:

- Derrumbes. Corresponden a los colapsos que sufrieron inmediatamente los inmuebles en el sismo del 19 de septiembre de 2017.
- Alto riesgo de colapso. Son inmuebles que cuentan con un Dictamen emitido por el Instituto para la Seguridad de las Construcciones del Distrito Federal (ISCDF) en la categoría de alto riesgo de colapso, situación que indica la existencia de condiciones de inestabilidad que presenta el inmueble y que pone en riesgo la seguridad de los ocupantes, vecinos y peatones.
- Riesgo alto. Inmuebles que no pueden ser ocupados y deberán ser sometidos a un proyecto de reconstrucción y reforzamiento estructural avalado por un Corresponsable en Seguridad Estructural.
- Riesgo medio. Inmuebles que serán rehabilitados de acuerdo con un proyecto de mantenimiento integral y reforzamiento avalado por un Corresponsal en Seguridad Estructural.

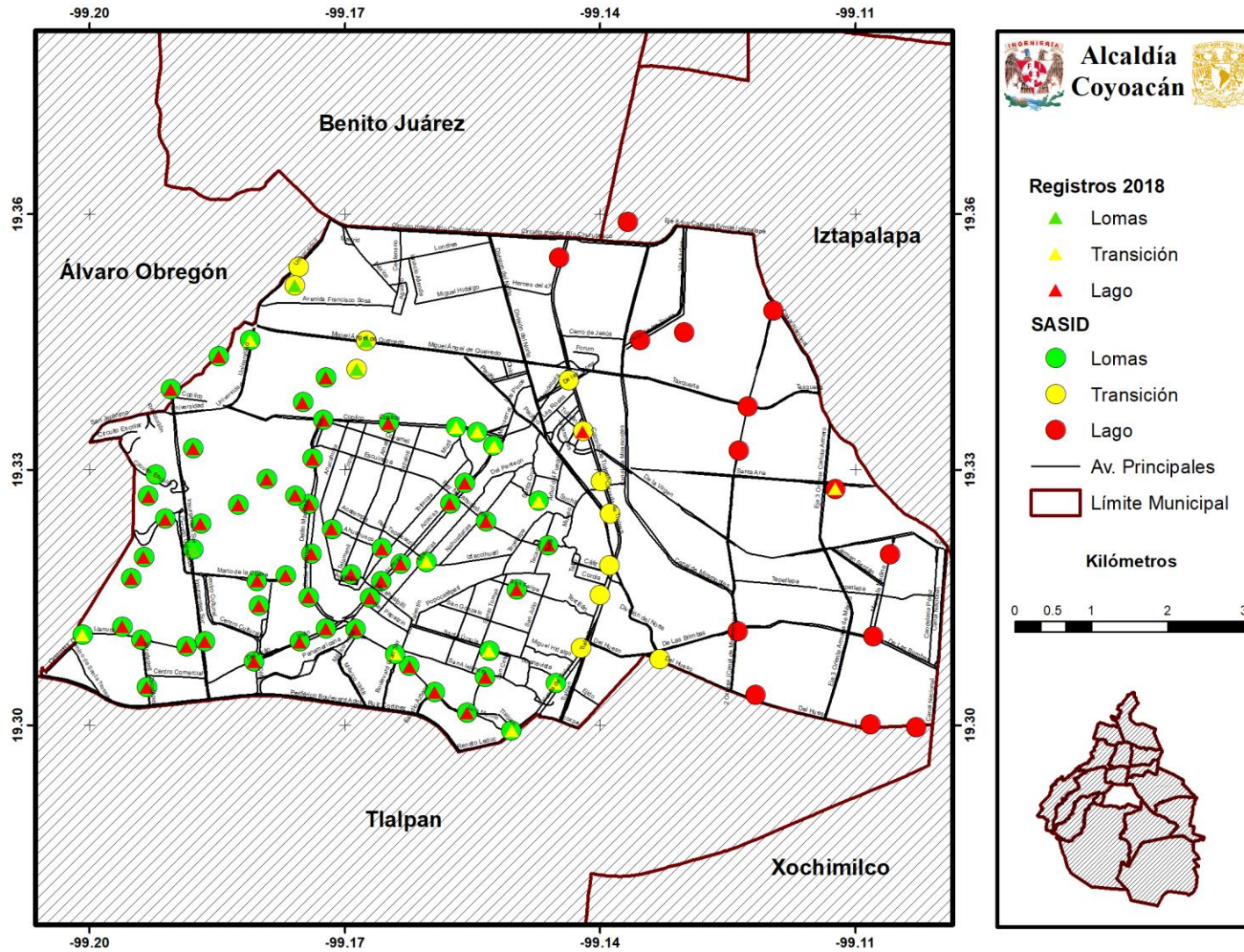
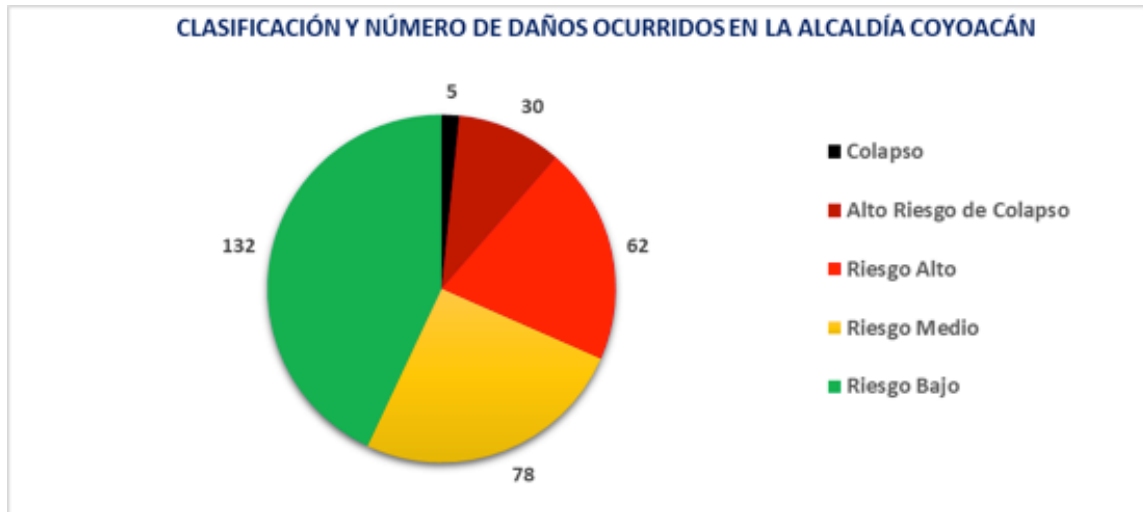


Figura 3.10. Comparación de los periodos fundamentales mostrados por SASID contra los obtenidos en este trabajo



- Riesgo bajo. Inmuebles que presentan las mismas condiciones estructurales que tenían antes del sismo y pudieron haber presentado daños menores en elementos decorativos.



*Gráfica. 1 Número y tipo de daño ocurrido a raíz del sismo del 19 de septiembre de 2017 en la alcaldía Coyoacán. Datos tomados del portal "Plataforma CDMX" ("Plataforma CDMX," n.d.).*

La Figura 3.11 y la Figura 3.12 muestran la distribución espacial de daños en los mapas de amplitud relativa y de isoperiodos correspondientemente. En dichos mapas se excluyeron los datos de riesgo menor debido a que no representaron un daño significativo a los inmuebles.

En la Figura 3.11 se puede apreciar que, la mayor cantidad de daños se concentró en zonas donde las amplificaciones fueron mayores a 5 veces, estas zonas corresponden principalmente con la zona de transición y parte de la zona de lago. Los sitios donde hubo edificios colapsados en la alcaldía al momento del sismo del 19/09/2019 son sitios con amplificaciones que van de 5.3 a 21 veces. También se puede observar que en la parte de la zona de lomas no se presentaron tantos daños, sin embargo, hubo sitios específicos en esta zona de lomas que alcanzaron amplificaciones de 5.0 a 12 veces y justo en esas áreas específicas algunas edificaciones presentaron un nivel de daño medio.

Las estructuras que se derrumbaron al momento del sismo y que estuvieron a punto de colapsar eran edificios de 2 a 7 niveles y se encontraban en zonas con un periodo dominante de 0.7 a 1.5 s que corresponden a zona de transición y zona de lago (Figura 3.12).

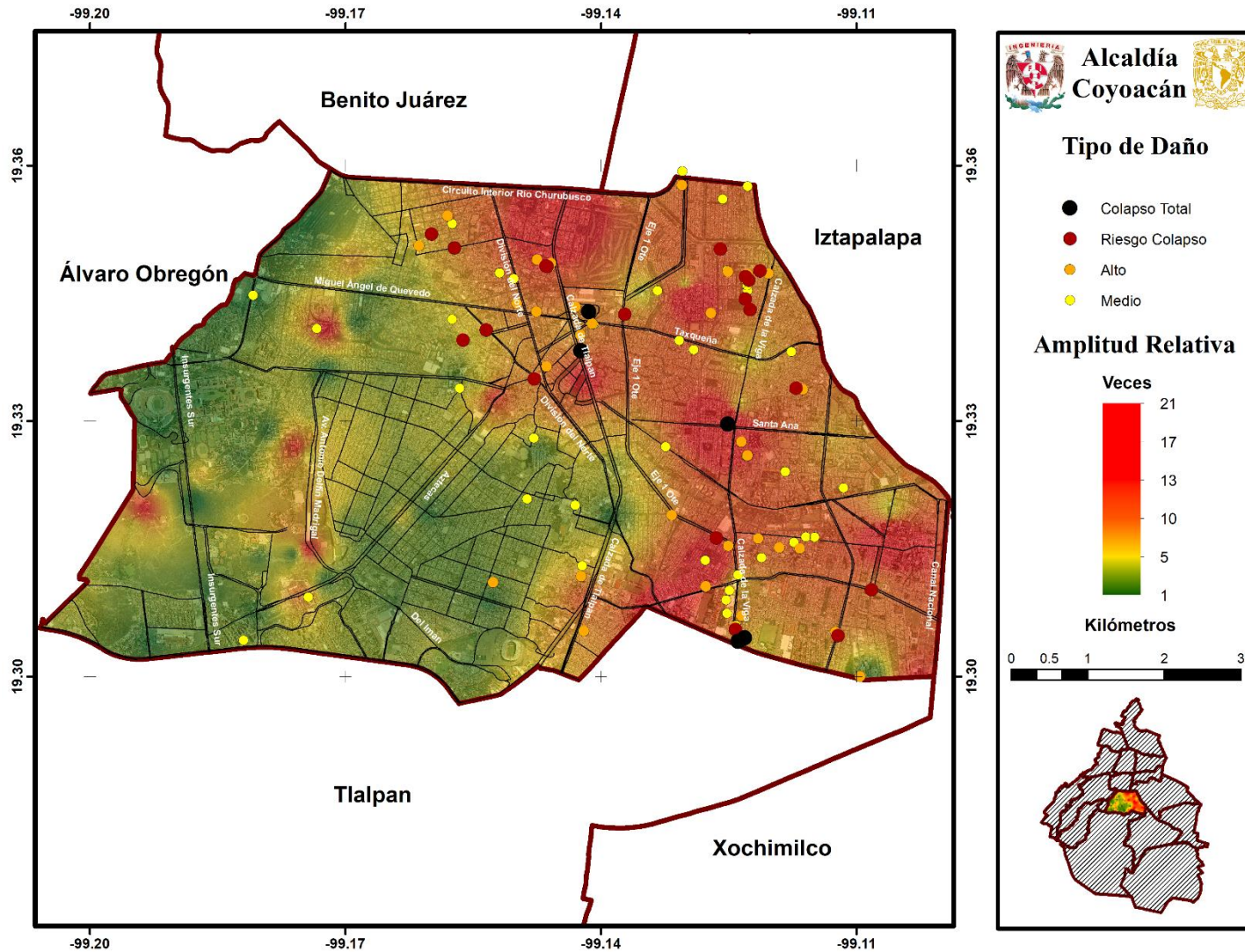


Figura 3.11. Correlación de daños del sismo del 19 de septiembre de 2017 con el mapa de Amplitudes Relativas.

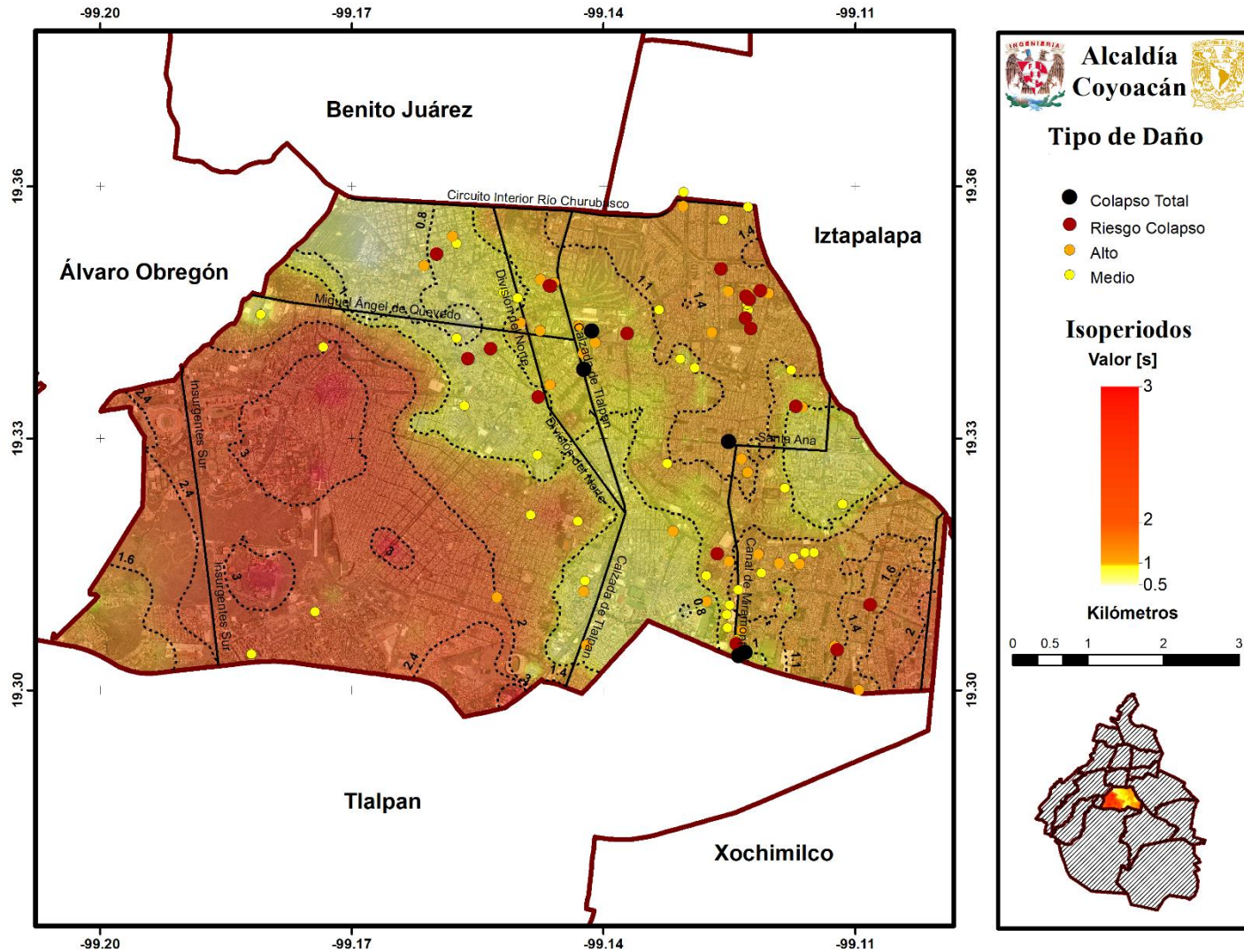


Figura 3.12. Correlación de daños del sismo del 19 de septiembre de 2017 con el mapa de Isoperiodos.

---

## CAPÍTULO 4

### 4. DISCUSIÓN

La evaluación del efecto de sitio en la alcaldía Coyoacán consistió en realizar una zonificación sísmica. Para ello se realizaron campañas de registro de microtemores a lo largo de toda la alcaldía, concentrando la mayor parte de mediciones en la zona considerada de lomas o suelo firme. También se utilizaron los valores de periodos dominantes obtenidos por Martínez González (J. Martínez González et al., 2011) empleando la técnica de HVNR (Nakamura, 1989) y los obtenidos por Martínez González (2015) utilizando registros de sismos de las estaciones de la RACM aplicando el método HVSR (Javier Lermo & Chávez-García, 1993). Esto con el propósito de crear una base de datos que permitiera determinar espacialmente la manera en que se encuentran distribuidos los periodos dominantes (Figura 3.5) y amplificaciones relativas (Figura 3.6) en la alcaldía.

En este trabajo se determinaron tres familias espectrales obtenidas de los 85 registros de ruido sísmico las cuales coinciden con las características de las familias encontradas y descritas por Martínez González (2015).

Los resultados de este estudio permiten dictaminar que la zona de lomas no está libre de efectos de sitio. Se encontró que algunos lugares de esta área presentan periodos mayores a 1.4 s, contrario a las mediciones del SASID en donde se establece que para esta zona los periodos deben ser menores a 0.5 s. En esta zona de lomas se observan amplificaciones de hasta 12 veces que de acuerdo con el manual SESAME (2004), un área considerada libre de efecto de sitio debe tener amplificaciones menores a 2 veces. Estudios previos (Singh et al., 1995; Javier Lermo & Chávez-García, 1993) habían señalado la existencia de amplificaciones importantes en el rango de 0.2 a 0.7 hz en la estación CUIP, lo cual es consistente con los resultados obtenidos en este estudio (Figura 4.1). Estas amplificaciones se deben a contrastes de impedancias en capas profundas. La Figura 1.14 y la Figura 1.17 que corresponden al “*down hole*” realizado en la estación CUIP (J. Lermo et al., 1990) y al pozo profundo de Copilco (Unda López, 2016), respectivamente. Estos investigadores demuestran que los derrames basálticos de los derrames del Xitle llegan a alcanzar un espesor de hasta 30 m y que los primeros 10 m corresponden a una roca fracturada y deteriorada. Debajo de esos 30 m de basalto se encuentra la Formación Tarango que está constituida, de acuerdo con Bryan (1948), por toba, brecha-toba, depósitos fluviales con clastos de origen volcánico y capas delgadas de pumicita, lo que explicaría el por qué se encontraron amplificaciones tan altas en esta zona.

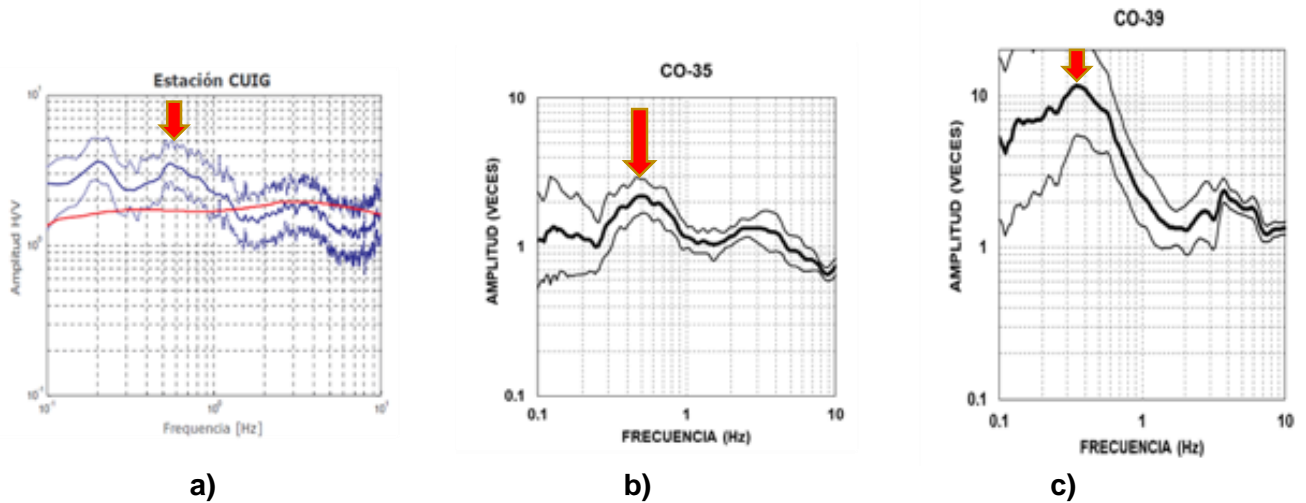


Figura 4.1 La gráfica a) corresponde a la relación H/V para sismos de la estación CUIP (Modificado de Solano Hernández, 2006), la gráfica b) y c) pertenecen a dos sitios cercanos a la estación CUIP (ver Anexo 1) las cuales fueron obtenidas de las mediciones de microtremores realizadas para este trabajo. En las tres graficas se observa un efecto de sitio a bajas frecuencias, 0.6 hz y amplitud relativa de 3.5 veces para el CUIP, 0.5 hz y amplitud relativa de 2 veces para la señal CO-35 y 0.4 hz con amplitud de 11.5 veces para el sitio CO-39.

Las zonas que no presentaron cambios significativos en cuanto a su periodo fueron la zona de transición (periodos de 0.5 a 1.0 s) y la zona de lago (periodos mayores a 1.0 s) esto se debe a que estas zonas son las más estudiadas dentro de la Cuenca de México en comparación con la zona de lomas.

La distribución de los daños ocasionados por el sismo del 19 de septiembre de 2017 se comparó con los resultados obtenidos en este estudio. Se observó que, el mayor número de daños se concentró en zonas con amplitudes mayores a 5 veces (ver Figura 3.11) y que se localizaban en un periodo fundamental de 0.7 a 1.2 s (ver Figura 3.12), lo cual afectó principalmente a edificios con niveles de 2 a 7 pisos. Estos daños pueden estar asociados a un efecto de resonancia en donde la energía de excitación debido al sismo se concentró entre 0.15 a 1.0 s que coincidió con los periodos fundamentales del subsuelo de las zonas de desastre y con el periodo de las estructuras que colapsaron y tuvieron un nivel de daño considerable. La Figura 4.2 muestra el efecto de resonancia para los sismos ocurridos el 19 de septiembre de 1985 y 2017.

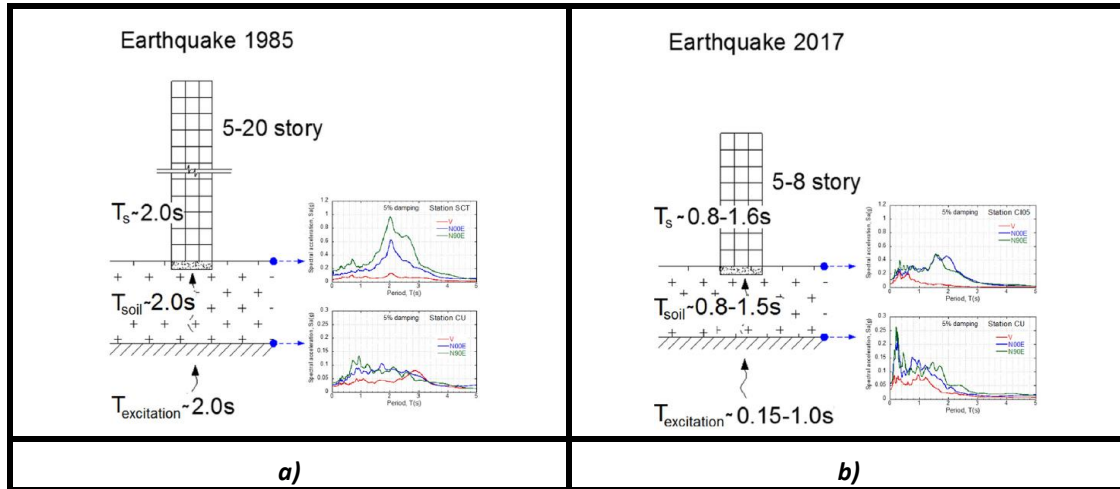


Figura 4.2 a) Efecto de resonancia para el sismo del 19 de septiembre de 1985, b) Efecto de resonancia para el sismo de 2017. Modificado de Mayoral et al. (2019).

Sin embargo, no debemos atribuir todos los daños observados solamente al efecto de sitio, como lo mencionan Chávez y Montalva (2014) y Franke et al. (2019), debido a que se deben considerar otros factores como lo son la antigüedad de la estructura, el diseño estructural y la simetría, los daños acumulados y no reparados de los terremotos anteriores, así como la calidad de construcción y posibles interacciones con edificios adyacentes.

En conjunto, los mapas de isoperiodos y amplitud relativa presentados en este trabajo son una gran herramienta para identificar posibles zonas con potencial de ser dañadas a causa de la ocurrencia de un futuro sismo con el potencial de impactar a la Ciudad de México.

## CONCLUSIONES

Con los resultados mostrados en este trabajo se enfatizan los siguientes puntos a manera de conclusión:

- Se realizó una evaluación del efecto sitio en la alcaldía Coyoacán a través de una zonificación sísmica donde se obtuvieron mapas de isoperiodos y amplitudes relativas.
- Los resultados obtenidos, muestran que al área que es considerada como zona de lomas presenta periodos mayores a 2.0 s que de acuerdo con la clasificación de SASID estos periodos son característicos de una zona de lago.
- Las amplitudes más bajas (amplitudes menores a 5 veces) se presentaron en los sitios que fueron cubiertos por los derrames del Xitle. Sin embargo, en algunas partes se registraron amplitudes de hasta 12 veces dentro de estos derrames que pueden ser atribuidos a un basalto fracturado y erosionado.
- Los reglamentos de construcción de la Ciudad de México deberían incorporar en sus normas técnicas la amplitud relativa, que, aunque aún no tiene una buena aceptación, sirve como buen parámetro de estimación del efecto sitio.
- Se deben realizar nuevos estudios de zonificación sísmica en la llamada zona de lomas, debido a que, como se demostró en este trabajo, existen áreas que presentan un efecto de sitio considerable a bajas frecuencias en esta zona considerada de roca firme.
- Con los nuevos resultados obtenidos es recomendable generar escenarios sísmicos integrando la zona de lomas para las diferentes fuentes sísmicas que afectan al Valle de México, con el fin de identificar las zonas con el potencial de ser impactadas debido a un futuro sismo.

---

## REFERENCIAS

- Acevedo, J. C., Peralta, S. A., & Alfaro, A. J. (2001). Función de Transferencia del Subsuelo Considerando el Ruido Incorrelacionado. *Segundo Congreso Iberoamericano de Ingeniería Sísmica*, 8. Retrieved from [https://www.researchgate.net/profile/Andres\\_Alfaro2/publication/266894919\\_FUNCION\\_DE\\_TRANSFERENCIA\\_DEL\\_SUBSUELO\\_CONSIDERANDO\\_EL\\_RUIDO\\_INCORRELACIONADO/links/54cbf3fc0cf29ca810f48500/FUNCION-DE-TRANSFERENCIA-DEL-SUBSUELO-CONSIDERANDO-EL-RUIDO-INCORRELACION](https://www.researchgate.net/profile/Andres_Alfaro2/publication/266894919_FUNCION_DE_TRANSFERENCIA_DEL_SUBSUELO_CONSIDERANDO_EL_RUIDO_INCORRELACIONADO/links/54cbf3fc0cf29ca810f48500/FUNCION-DE-TRANSFERENCIA-DEL-SUBSUELO-CONSIDERANDO-EL-RUIDO-INCORRELACION)
- Alberto, Y., Otsubo, M., Kyokawa, H., Kiyota, T., & Towhata, I. (2018). Reconnaissance of the 2017 Puebla, Mexico earthquake. *Soils and Foundations*. <https://doi.org/10.1016/j.sandf.2018.06.007>
- Álvarez, S. (1999). El Efecto Local sobre el Movimiento Sísmico del Suelo: Fenomenología y Resultados Recientes. *Física de La Tierra*, 0(11), 141. <https://doi.org/>
- Asten, M.-W. (1976). The use of microseisms in geophysical exploration. *PhD Thesis, Macquarie University, Australia*, (January 1976).
- Bard, P.-Y. (1999). Microtremor measurements: a tool for site effect estimation? *The Effects of Surface Geology on Seismic Motion, Irikura, Kudo, Okada & Sasatani*.
- Bard, P., & SESAME-team. (2004). Guidelines for the Implementation of the H / V Spectral Ratio Technique on Ambient Vibrations Measurements , Processing and Interpretation. *SESAME European Research Project*, (December), 1–62. <https://doi.org/DOI 10.1111/j.1365-246X.2006.03282.x>
- Basurto Scott, B. (2010). *Análisis de la Respuesta Dinámica de la Catedral Metropolitana de la Ciudad de México Durante el Periodo 1997-2015* (Tesis de Maestría). Universidad Nacional Autónoma De México.



- 
- Borcherdt, R. D. (1970). Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay. *Bulletin of the Seismological Society of America*.
- Bryan, K. (1948). Los suelos complejos y fósiles de la altiplanicie de México en relación a los cambios climáticos. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana*, Vol. 13, pp. 1–20. <https://doi.org/10.2307/44175948>
- Chávez-García, F. J., & Montalva, G. A. (2014). Efectos de sitio para Ingenieros Geotécnicos, estudio del valle Parkway. *Site Effects for Geotechnical Engineers, Case Study at Parkway Valley*. <https://doi.org/10.4067/S0718-28132014000200001>
- Cid, J. (1998). *Zonación sísmica de la ciudad de Barcelona basada en métodos de simulación numérica de efectos locales*. Universidad Politécnica de Cataluña. Barcelona.
- Delgado, H., Molinero, R., Cervantes, P., Nieto-Obregón, J., Cruz, R. L. S., Madas-González, H. L., ... Silva-Romo, G. (1998). Geology of Xitle volcano in southern Mexico City - A 2000-year-old monogenetic volcano in an urban area. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*.
- Enciso-De la Vega, S. (1992). Propuesta De Nomenclatura Estratigrafica Para La Cuenca De Mexico. *Revista Del Instituto de Geología. UNAM*, 10(1), 26–36.
- Franke, K. W., Candia, G., Mayoral, J. M., Wood, C. M., Montgomery, J., Hutchinson, T., & Morales-velez, A. C. (2019). Observed building damage patterns and foundation performance in Mexico City following the 2017 M7 . 1 Puebla-Mexico City earthquake. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 125(March), 105708. <https://doi.org/10.1016/j.soildyn.2019.105708>
- Gaceta Oficial del Distrito Federal. (2008). *Programa Delegacional de Desarrollo Urbano Para la Delegación Coyoacán del Distrito Federal*. Retrieved from [http://www.data.seduvi.cdmx.gob.mx/portal/docs/programas/PDDU\\_Gacetas/2015/PDDU\\_COYOACÁN.pdf](http://www.data.seduvi.cdmx.gob.mx/portal/docs/programas/PDDU_Gacetas/2015/PDDU_COYOACÁN.pdf)
- Giraldo, V., Alfaro, A., Pujades Beneit, L., & Canas Torres, J. A. (1999). *Estimación de efectos locales con movimientos sísmicos y microtemblores*. Retrieved from

---

<https://upcommons.upc.edu/handle/2117/28042>

- Haskell, N. A. (1962). Crustal reflection of plane P and S waves. *Journal of Geophysical Research*, 67(12), 4751–4768. <https://doi.org/10.1029/JZ067i012p04751>
- Jia, J. (2018). Site-Response Analysis in Geotechnical Earthquake Engineering. In *Soil Dynamics and Foundation Modeling* (pp. 109–165). [https://doi.org/10.1007/978-3-319-40358-8\\_3](https://doi.org/10.1007/978-3-319-40358-8_3)
- Konno, K., & Ohmachi, T. (1998). Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor. *Bulletin of the Seismological Society of America*.
- LeBrun, B., Hatzfeld, D., & Bard, P.-Y. (2001). Site Effect Study in Urban Area: Experimental Results in Grenoble (France). *Pure and Applied Geophysics*. <https://doi.org/10.1007/PL00001185>
- Lermo, J., Cabrera, R., Cesati, G., & Ortega, R. (1990). Estimación del periodo dominante del subsuelo en 18 sitios del Distrito Federal. In *XV Reunión Nacional de Mecánica de Suelos, Innovaciones en Geotecnia* (pp. 55–68). San Luis Potosí, México: Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos.
- Lermo, Javier, & Chávez-García, F. J. (1993). Site effect evaluation using spectral ratios with only one station. *Bulletin of the Seismological Society of America*. <https://doi.org/10.1002/bate.200690188>
- Lermo, Javier, & Chávez-García, F. J. (1994a). Are microtremors useful in site response evaluation? *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(5), 1350–1364. Retrieved from <https://pubs.geoscienceworld.org/ssa/bssa/article-abstract/84/5/1350/119818/are-microtremors-useful-in-site-response?redirectedFrom=PDF>
- Lermo, Javier, & Chávez-García, F. J. (1994b). Site effect evaluation at Mexico City: Dominant period and relative amplification from strong motion and microtremor records. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*. [https://doi.org/10.1016/0267-7261\(94\)90012-4](https://doi.org/10.1016/0267-7261(94)90012-4)

- 
- Limaymanta Mendoza, M. F. (2009). *Uso de familias espectrales obtenidas con registros de sismos y microtemores 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.
- Martínez-González, J. A., Lermo-Samaniego, J. F., Sánchez-Sesma, F. J., Ángulo-Carrillo, J., Valle-Orozco, R., Ordoñez-Alfaro, J., & Pérez-Rocha, L. E. (2012). *Effects of the Subsidence on the Changes of Dominant Periods of Soils within Mexico City Valley*. Retrieved from [https://www.iitk.ac.in/nicee/wcee/article/WCEE2012\\_3598.pdf](https://www.iitk.ac.in/nicee/wcee/article/WCEE2012_3598.pdf)
- Martínez González, J. A. (2011). *Evaluación de las grietas de la cuenca de México originadas por la morfología de la roca basal usando mediciones de microtemores* (Tesis de Licenciatura). Universidad Nacional Autónoma de México.
- Martínez González, J. A. (2015). *Validación del Factor de Amplificación de los Cocientes Espectrales a partir de Microtemores, Para Fines de Mapas Sísmicos de Intensidad* (Tesis de Maestría). Universidad Nacional Autónoma de México.
- Martínez González, J., Lermo, J., Ismael, E., & Angulo, J. (2011). Efectos Del Hundimiento Regional En Los Cambios De Periodo Dominante Del Suelo De La Cuenca De México: Propuesta De Nuevos Mapas Para Las Normas Técnicas Complementareas Para Diseño Por Sismo (Ntcds). *Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica*, 1–17.
- Mayoral, J. M., Asimaki, D., Tepalcapa, S., Wood, C., Roman-de la Sancha, A., Hutchinson, T., ... Montalva, G. (2019). Site effects in Mexico City basin: Past and present. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*.  
<https://doi.org/10.1016/j.soildyn.2019.02.028>
- Mooser, F., Montiel, A., & Zúñiga, A. (1996). *Nuevo mapa geológico de las cuencas de México, Toluca y Puebla : estratigrafía, tectónica regional y aspectos geotérmicos*. México: CFE, Comisión Federal de Electricidad.
- Mooser, F., White, S., & Lorenzo, J. L. (1956). *La cuenca de Mexico : consideraciones*

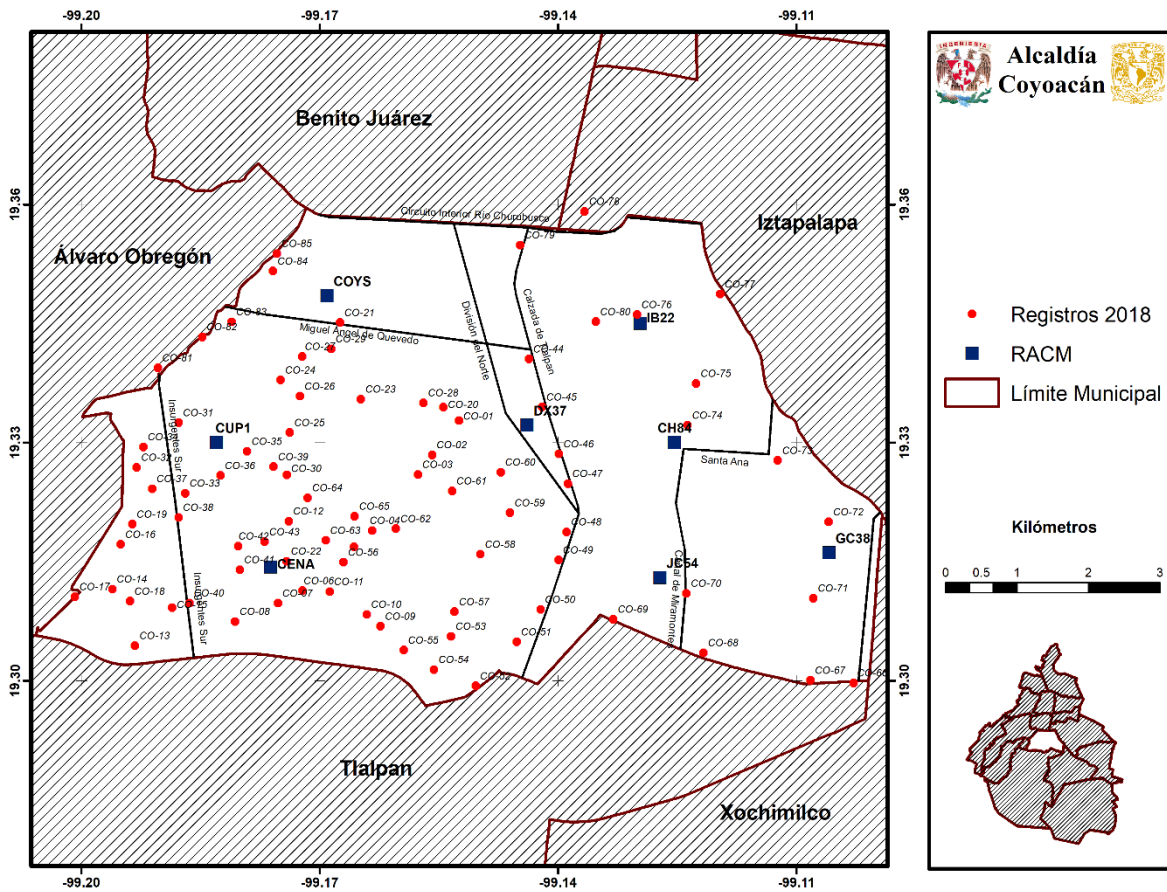
- 
- geológicas y arqueológicas*. Mexico: Instituto nacional de Antropología e Historia.
- MUNICIPIUM. (2015). *Atlas de Riesgos Naturales de la Delegación Coyoacán*.
- Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *Quarterly Report of the Railway Technical Research Institute*.
- NOGOSHI, M., & IGARASHI, T. (1971). On the Amplitude Characteristics of Microtremor (Part 2). *Zisin (Journal of the Seismological Society of Japan. 2nd Ser.)*, 24(1), 26–40. [https://doi.org/10.4294/zisin1948.24.1\\_26](https://doi.org/10.4294/zisin1948.24.1_26)
- NORMAS TÉCNICAS COMPLEMENTARIAS PARA DISEÑO POR SISMO. (2004). *Gaceta Oficial Del Distrito Federal, 6th Oct. II, 55–77*.
- NTCDCC. (2017). Normas Técnicas Complementarias Para Diseño y Construcción de Cimentaciones. *Gaceta Oficial de La Ciudad de México*.
- Olmedo M., M., & Castro G., L. J. (2011). *Diagnóstico Social del Centro Histórico de Coyoacán* (Universidad Iberoamericana). Retrieved from [http://www.maestriaenproyectosparaeldesarrollourbano.com/mpdu/images/Angela/Trabajos2011/otono2011/soc i - diagnostico social - luis castro.pdf](http://www.maestriaenproyectosparaeldesarrollourbano.com/mpdu/images/Angela/Trabajos2011/otono2011/soc%20i%20-%20diagnostico%20social%20-%20luis%20castro.pdf)
- Plataforma CDMX. (n.d.). Retrieved March 8, 2019, from <https://www.plataforma.cdmx.gob.mx/niveles-de-riesgo/riesgo-bajo>
- Reconstrucción. (2018). *Informe de la “Comisión para la reconstrucción, recuperación y transformación de la Ciudad de México, en una CDMX cada vez más resiliente”, a un año del sismo*. Retrieved from <https://www.plataforma.cdmx.gob.mx/pdf/ejecucion-acciones/2018-09-anual.pdf>
- Santoyo Villa, E., Ovando Shelley, E., Mooser, F., & Leon Plata, E. (2005). *Síntesis geotécnica de la cuenca de Valle de Mexico*.
- Servicio Sismológico Nacional. (2017). Sismo del día 19 de Septiembre de 2017, Puebla-Morelos (M 7.1). Retrieved September 20, 2019, from Reporte Especial website:

---

[http://www.ssn.unam.mx/sismicidad/reportes-especiales/2017/SSNMX\\_rep\\_esp\\_20170919\\_Puebla-Morelos\\_M71.pdf](http://www.ssn.unam.mx/sismicidad/reportes-especiales/2017/SSNMX_rep_esp_20170919_Puebla-Morelos_M71.pdf)

- Singh, S. K., Cruz-Atienza, V., Pérez-Campos, X., Iglesias, A., Hjörleifsdóttir, V., Reinoso, E., ... Arroyo, D. (2018). Deadly intraslab Mexico earthquake of 19 September 2017 (Mw 7.1): Ground motion and damage pattern in Mexico City. *Seismological Research Letters*, 89(6), 2193–2203. <https://doi.org/10.1785/0220180159>
- Singh, S. K., Quaas, R., Ordaz, M., Mooser, F., Almora, D., Torres, M., & Vásquez, R. (1995). Is there truly a “hard” rock site in the Valley of Mexico? *Geophysical Research Letters*, 22(4), 481–484. <https://doi.org/10.1029/94GL03298>
- Solano Hernández, E. A. (2006). *Evaluación del efecto de sitio en estaciones de banda ancha del Servicio Sismológico Nacional*. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Unda López, J. A. (2016). *Construcción y Correlación de Columnas Geológicas de los Pozos Profundos del Valle de México* (Tesis de Licenciatura). Universidad Nacional Autónoma de México.
- Vazquez-Sanchez, E., & Jaimes-Palomera, R. (1989). Geología de la Cuenca de Mexico. *Geofísica Internacional*.
- Wathelet, M. (2005). *GEOPSY Geophysical Signal Database for Noise Array Processing. Software*. Grenoble: LGIT.
- Wood, C. M., Deschenes, M., Ledezma, C., Meneses, J., Montalva, G., & Morales-velez, A. C. (2019). Dynamic site characterization of areas affected by the 2017 Puebla-Mexico city earthquake. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 125(October 2018), 105704. <https://doi.org/10.1016/j.soildyn.2019.105704>

# ANEXO



Anexo 1. Distribución espacial de los registros de microtemores tomados en la alcaldía Coyoacán.

