



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

---

**FACULTAD DE INGENIERÍA**

**ESTRUCTURA DE VELOCIDADES DE ONDA DE  
CORTE Y RESPUESTA SISMICA EN LA PUERTA DE  
LOS LEONES, 1A SECCION DEL BOSQUE DE  
CHAPULTEPEC**

**TESIS**

Que para obtener el título de  
**INGENIERO GEOFÍSICO**

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

**ROSALIA GUTIÉRREZ BARRIOS**

**DIRECTOR DE TESIS**

**DR. MARTÍN CÁRDENAS SOTO**



**Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2016**

## **RESUMEN**

La Avenida Juventud Heroica es una de las entradas principales de la 1ª Sección del Bosque de Chapultepec. Esta vía se encuentra sobre un talud que quedó conformado cuando se construyó el Circuito Interior. Actualmente sobre este talud se observa una serie de fracturas que, además de ser características de los materiales que lo conforman, podrían indicar inestabilidad en el subsuelo y subsidencia por lo que fue necesario realizar estudios en dicha zona, ya que es utilizada por cientos de personas que diariamente arriban al Bosque por la estación del metro Chapultepec. En este trabajo se presenta un análisis de ruido ambiental a fin de caracterizar la estructura de velocidad de ondas S y la respuesta sísmica de la zona de estudio. A partir de estimaciones de cocientes espectrales H/V, y su relación con la elipticidad de ondas de Rayleigh, se obtuvo un modelo de velocidades para  $V_p$  y  $V_s$ .

Los resultados muestran que no existen variaciones importantes en la distribución vertical de las propiedades del subsuelo, y la respuesta sísmica coincide con los resultados del análisis de datos de la estratigrafía que indican que los primeros 30 m están conformados por depósitos lacustres. Los fracturamientos que se observan son asociados a la inestabilidad de materiales superficiales debido a una mala compactación del subsuelo.

## **ABSTRACT**

Juventud Heroica Avenue is one of the main entrances to Chapultepec Park. This path is over an artificial slope formed when the Circuito Interior Freeway was built, around 1961. Nowadays, over the Juventud Heroica Avenue, we can observe a set of fractures, characteristic of the main components of soil, which also may indicate instability in the subsoil. Further studies were needed in order to preserve the safety of hundreds of people who arrive to the park from the Chapultepec metro station on a daily basis. This work presents an ambient noise analysis in order to characterize S wave velocity structure and the seismic response of the studied zone. Through spectral ratios H/V, and its relation to the ellipticity curve of the Rayleigh wave, a velocity model was obtained for  $V_p$  and  $V_s$ .

These results show that there are no significant variations in the vertical distribution of the subsoil properties and the seismic response coincide with the results of the stratigraphic data analysis which indicate that the first 30 meters are formed by lacustrine deposits. Fractures observed are associated to the superficial materials instability due to a poor subsoil compaction.

## Agradecimientos

*A mis padres: Miguel Gutiérrez y Alejandra Barrios, por su amor, paciencia y apoyo infinitos.*

*A mis hermanos: Margarita, Alejandra, Lorena y Miguel Ángel por acompañarme en este camino y creer en mí.*

*Mis amigos: Germán, Jair y Francisco, por su amistad brindada durante tanto tiempo.*

*A Victor Manuel, por su cariño, apoyo y enseñanzas.*

*Mis amigos y compañeros de la facultad: Iván G., Rey, Sergio V., Miguel C., Juan D. y Luz, por su amistad, ayuda y momentos compartidos.*

*A Jacob, Mayra, Ariana, Pablo, Sandra y Horacio por su amistad, paciencia y enseñanzas durante mi estancia en el cubículo 20 de la División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra.*

*Al Dr. Martín Cárdenas y Mtro. David Escobedo, por la oportunidad de trabajar en la DICT y participar en este proyecto.*

*A la Universidad Nacional Autónoma de México, mi alma máter, por mi formación profesional y crecimiento personal.*

# **RECONOCIMIENTO**

**Al proyecto “Estudios geológicos, geofísicos y geotécnicos para  
caracterizar y determinar la presencia de inestabilidades en  
el subsuelo en los taludes de la 2ª Sección del Bosque de  
Chapultepec”, Fondo mixto CONACYT-Gobierno del Distrito  
Federal (0121119)**

## ÍNDICE

RESUMEN.....	II
CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN.....	8
1.1 ANTECEDENTES .....	8
1.2 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA .....	8
1.3 OBJETIVO .....	9
CAPÍTULO 2. EL BOSQUE DE CHAPULTEPEC Y SU ENTORNO.....	10
2.1 GENERALIDADES .....	10
2.2 LOCALIZACIÓN.....	12
2.3 MARCO HISTÓRICO .....	15
2.4 GEOLOGÍA.....	16
2.5 ZONIFICACIÓN GEOTÉCNICA .....	18
2.6 EFECTOS DE SITIO.....	21
2.7 PROBLEMÁTICA EN LA PRIMERA SECCIÓN.....	23
CAPÍTULO 3. MARCO TEÓRICO .....	30
3.1 ONDAS SÍSMICAS .....	30
3.1.1 Ondas de cuerpo .....	30
3.1.2 Ondas superficiales.....	30
3.2 MICROTREMORES .....	32
3.2.1 Cocientes Espectrales H/V .....	34
3.2.2 Autocorrelación Espacial (SPAC).....	36
3.2.3 Autocorrelación Espacial Modificado (MSPAC).....	39
CAPÍTULO 4. ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS .....	41
4.1 ADQUISICIÓN DE DATOS.....	41
4.2 PROCESAMIENTO DE DATOS .....	44
4.2.1 Cocientes Espectrales H/V .....	44
4.2.2 Autocorrelación Espacial Modificado (MSPAC).....	47
CAPÍTULO 5. INTEGRACIÓN DE RESULTADOS.....	54

5.1	COCIENTES ESPECTRALES H/V .....	54
5.1.1	Elipticidad de la onda Rayleigh.....	60
5.2	MÉTODO DE AUTOCORRELACIÓN ESPACIAL MODIFICADO (MSPAC).....	62
5.3	RESULTADOS OBTENIDOS POR MEDIO DE PROSPECCIÓN ELÉCTRICA ..	63
CAPÍTULO 6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES .....		65
REFERENCIAS .....		67

## CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

---

### 1.1 ANTECEDENTES

La morfología de la zona poniente de la Ciudad de México es complicada: la presencia de taludes y minas no caracterizadas, incrementa el nivel de riesgo geológico (Velázquez, 2013). A lo largo de los últimos años se han realizado estudios en esta parte de la Ciudad, en la que ha participado la Facultad de Ingeniería de la Universidad Nacional Autónoma de México (FI UNAM).

Como parte del proyecto “Estudios geológicos, geofísicos y geotécnicos para caracterizar y determinar la presencia de inestabilidades en el subsuelo en los taludes de la 2ª sección del Bosque de Chapultepec”, de Fondo Mixto CONACYT-GDF, clave de registro 121119, Convocatoria: M0031-2009-01, la División de Ciencias de la Tierra de la FI UNAM, ha llevado a cabo diversos estudios en las tres secciones que conforman el Bosque de Chapultepec. A partir de ellos, se han analizado problemas como la presencia de taludes y minas en la segunda y tercera sección (Esdras, 2013; Velázquez, 2013; Ramos, 2015); además de la caracterización mineral de muestras pétreas de los taludes de la 3ª sección y estudios de las condiciones geológico – estructurales del Bosque de Chapultepec (González, 2014; Remigio, 2013).

### 1.2 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

La primera sección del Bosque de Chapultepec, en la zona cercana a la Puerta de los Leones (ubicada sobre Paseo de la Reforma), presenta algunos fracturamientos en el subsuelo que han afectado monumentos y estructuras metálicas que delimitan el Bosque, además de la deformación del adoquín en el acceso principal.

Tales fracturamientos, pueden ser indicios de una inestabilidad del terreno, lo cual deriva en un peligro para las personas que visitan ésta zona de recreación. Figueroa-Vega (1984) enfatiza los efectos de fracturamiento asociados a la subsidencia de los materiales arcillosos que se encuentran a lo largo del Paseo de la Reforma. Esta subsidencia genera daños en casas, escuelas y puentes derivando en demoliciones y reparaciones de importancia. Un fenómeno similar ha sido reportado por Solano (2013), en la zona noroeste de la Ciudad debido a litología tobácea.



### **1.3 OBJETIVO**

A fin de contar con estudios que exploren con mayor alcance las características y la respuesta sísmica del subsuelo en torno a la Primera Sección del Bosque de Chapultepec, y que permitan ampliar el conocimiento del fracturamiento y/o subsidencia de la zona, en este trabajo se presentan los resultados de una serie de experimentos de sísmica pasiva (el uso de la vibración ambiental o ruido sísmico) para caracterizar el subsuelo.

En particular, se trata de estimaciones de cocientes espectrales H/V y el análisis de la correlación del ruido para extraer las propiedades de dispersión de ondas superficiales. A partir de los datos adquiridos se obtendrán perfiles de onda P y S, así como la frecuencia fundamental del suelo, información a partir de la cual se puede obtener espectros de diseño, para caracterizar el sitio.

## CAPÍTULO 2. EL BOSQUE DE CHAPULTEPEC Y SU ENTORNO

---

### 2.1 GENERALIDADES

En el centro de nuestro país existen diversas ciudades afectadas por fracturamiento y/o subsidencia, algunas de éstas son: la Ciudad de México, Querétaro, Morelia, San Luis Potosí, Aguascalientes, Celaya, Guadalajara, Salamanca, Abasolo, León e Irapuato. La mayor parte de las ciudades antes mencionadas, se localiza sobre planicies horizontales que son la expresión en superficie de cuencas endorreicas rellenas con materiales sedimentarios fluvio-lacustres altamente heterogéneos en composición y estructura; y en la mayoría de los casos también de rocas volcánicas (principalmente lavas y materiales piroclásticos). Es importante mencionar que estas cuencas se encuentran delimitadas por el efecto combinado de edificios volcánicos y estructuras regionales (Carreón et al. 2006).

La ciudad de México se localiza en la parte meridional de la cuenca de México, la cual es un valle extenso de alta montaña, situado a más de 2 mil metros sobre el nivel del mar y rodeado por montañas de origen volcánico. Ésta cuenca se formó hace 600 mil años cuando la Sierra Chichinautzin, que divide actualmente a la cuenca de México de la cuenca de Morelos, bloqueó el antiguo drenaje de los ríos Salado y Cuautla, los cuales escurrían hacia el Océano Pacífico dentro del valle que se encuentra entre la sierra Nevada (volcanes Popocatepetl e Iztaccíhuatl) y la sierra de las Cruces; dominada por el Nevado de Toluca. Los materiales predominantes son lavas producto del vulcanismo y que actualmente forman las sierras circundantes a la cuenca. Los materiales superficiales son depósitos aluviales que constituyen en la actualidad el acuífero profundo de la cuenca de México, el cual tiene entre 600 a 700 m de espesor (SACMEX, 2012).

Una problemática reciente en la ciudad de México es la subsidencia local, que es producida por la sobreexplotación del agua subterránea y acelerada por la alta compresibilidad de sus sedimentos lacustres. Esta subsidencia, provoca agrietamientos en la superficie de los suelos afectando también a la infraestructura cimentada sobre estos. Algunas de las zonas más afectadas son la delegación Iztapalapa y el municipio mexiquense de Valle de Chalco donde se han registrado agrietamientos y hundimientos (Carreón et al., 2006; Solano, 2013).

El Bosque de Chapultepec, situado en la zona poniente de la Ciudad, ha presentado diversas problemáticas relacionadas con agrietamientos, minas no caracterizadas, taludes e

inestabilidades en el subsuelo. Como consecuencia de este tipo de problemas, se tiene el ejemplo del colapso de la estructura de cimentación que soportaba el Lago Mayor en el año 2006, localizado en la segunda sección (Esdras, 2013; González, 2014).

El Bosque de Chapultepec es un lugar de esparcimiento y una zona cultural de la Ciudad de México, pues ahí se encuentran museos e instituciones de carácter cultural de gran relevancia como: el Museo Nacional de Historia, la Casa del Lago (UNAM), el Auditorio Nacional, el Centro Cultural del Bosque, Museo Nacional de Antropología, Museo Rufino Tamayo, Museo de Arte Moderno. En particular, la Primera Sección se caracteriza por la presencia del histórico Castillo de Chapultepec, el zoológico y la sección de lagos.

Una entrada principal al Bosque es la Avenida Juventud Heroica, en la cual se encuentra el monumento de los Leones y conduce al monumento a los Niños Héroes. Este parque urbano recibe miles de visitantes al año, muchos de ellos arriban por la estación del metro Chapultepec que se encuentra a un costado de dicha Avenida y la cual presenta una serie de agrietamientos indicando una posible inestabilidad en el talud sobre el que se encuentra dicha vía.

La estratigrafía de la zona cercana al talud de la Avenida Juventud Heroica ha sido definida mediante sondeos realizados para la construcción del monumento al Bicentenario (Romo et al., 2012). En esta zona se observan rasgos superficiales como fracturamiento del piso y hundimientos en guarniciones peatonales que indican problemas de subsidencia. Además, se presentan fracturas en las cercanías al acceso de la estación del metro Chapultepec, en donde la afectación más grave es en el Monumento de la Fuente de Agua que daba inicio al Acueducto de Chapultepec.

El fracturamiento y subsidencia es un reflejo del comportamiento del subsuelo en donde se encuentran las secuencias lacustres, las cuales se hunden con el tiempo como una respuesta a la explotación del acuífero de la Ciudad de México (Santoyo, 2013), cuyo ejemplo más característico es el monumento al Ángel de la independencia, que ahora tiene una escalinata de al menos 10 peldaños más que lo originalmente construido, debido al hundimiento que es de tres metros en esta zona (Pantoja, 2010).

## **2.2 LOCALIZACIÓN**

El bosque de Chapultepec es el corazón cultural de nuestra ciudad, pues ahí se encuentran siete de los museos más importantes de nuestro país. Además, es el parque urbano más antiguo de América y uno de los de mayor tradición en el mundo. Este cuenta con una superficie total de 686.01 hectáreas en sus tres secciones; está integrada de la siguiente manera: 274.08 hectáreas en la Primera Sección, 168.03 hectáreas en la Segunda Sección y 243.89 en la Tercera Sección. Por su gran extensión se considera el pulmón de la Ciudad de México, ya que representa el 52% de las áreas verdes ([www.chapultepec.org.mx](http://www.chapultepec.org.mx)).

El bosque de Chapultepec se localiza en la porción occidental de la Cuenca de México, dentro de la Delegación Política Miguel Hidalgo; limitado por las siguientes vialidades: al norte, por Rubén Darío y Paseo de la Reforma; al oriente, por Calzada General Mariano Escobedo y Circuito Interior; al sur, por Avenida Constituyentes; al poniente, por las calles cumbres de Acultzingo, Paseo de la Reforma, Sierra Mijes, Montes Cárpatos, Miguel Ángel de Quevedo y Avenida Bulevar de los Virreyes (Figura 2-1).

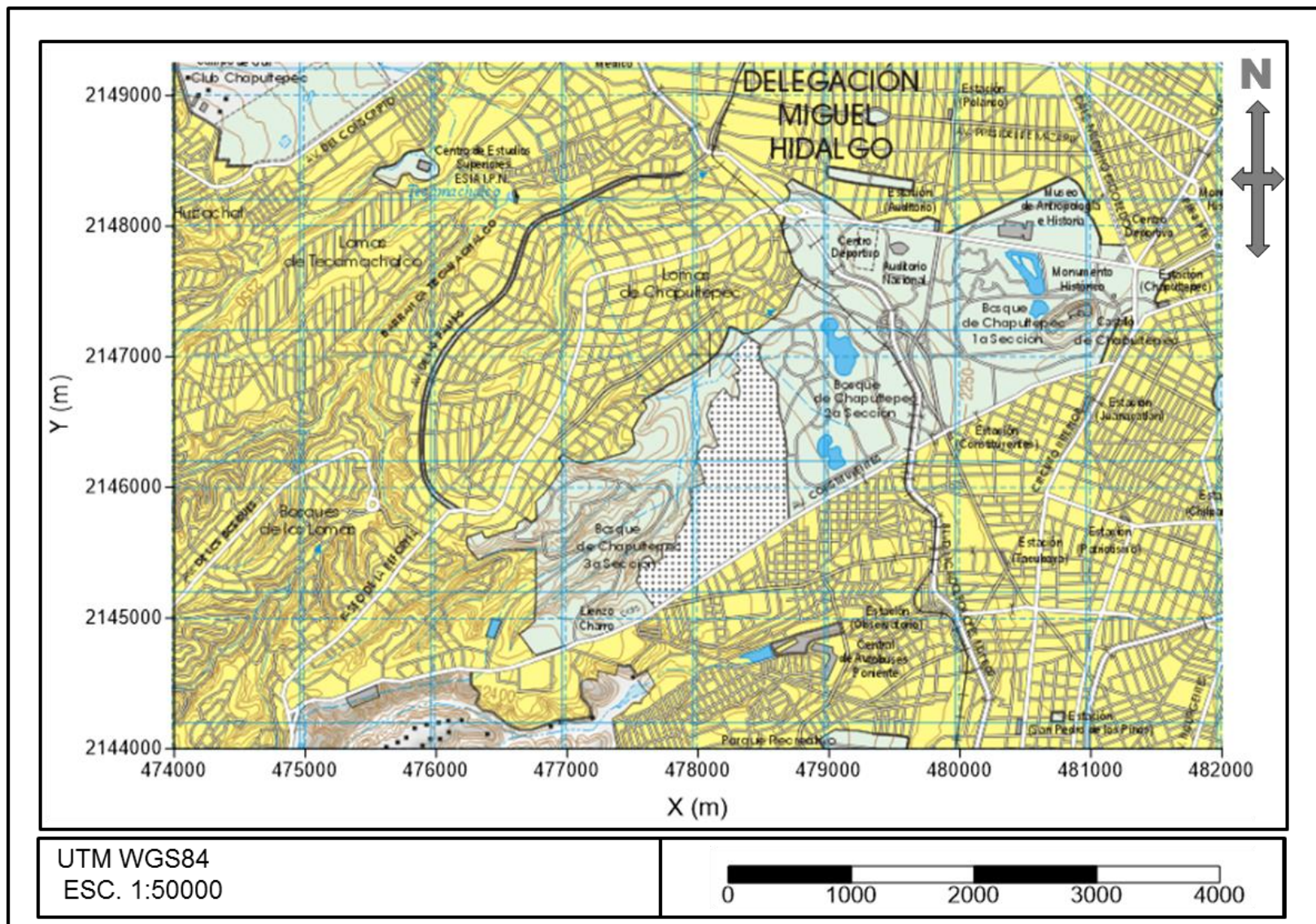


Figura 2-1. Carta topográfica E14A39. Ciudad de México

A continuación se hará una breve descripción de las secciones que conforman al Bosque de Chapultepec observadas en la Figura 2-1.

#### 1) Primera Sección

Se encuentra delimitada por Av. Constituyentes, Av. Paseo de la Reforma, Av. Chivatito y Periférico.

Esta sección es la más antigua. En ella se encuentran los lagos, así como fuentes y monumentos importantes, algunos son: La fuente de Netzahualcóyotl, la fuente de las Ranas, la fuente del Quijote, el Monumento a los Niños Héroe; además, algunos sitios de carácter cultural como el Museo Nacional de Historia, la casa del Lago, el Auditorio Nacional, el Centro Cultural del Bosque, entre otros ([www.chapultepec.org.mx](http://www.chapultepec.org.mx)).

#### 2) Segunda Sección

Está dividida de la Primera Sección por el Periférico. Fue inaugurada en 1964. En ella se realizan actividades recreativas, por sus características físicas y ambientales. Se pueden encontrar los museos: Papalote Museo del Niño, Museo Tecnológico de la CFE y el Museo de Historia Nacional. Además de espacios recreativos como La Feria de Chapultepec y restaurantes. También se encuentra el Cárcamo de Tláloc, obra ejecutada entre 1942 y 1952 para recibir agua de los manantiales de la Laguna de Lerma del Estado de México. Otros atractivos son: el Lago Mayor, las fuentes de los Compositores, Xochipilli y las Serpientes.

#### 3) Tercera Sección

Se localiza al poniente de la Segunda Sección, fue inaugurada en 1974. Es una zona importante de preservación ecológica para especies de flora y fauna. En 1992 fue decretada Área Natural Protegida.

En la Figura 2-2, se presentan algunas imágenes de zonas localizadas en cada sección que conforman el Bosque de Chapultepec.



a.



b.



c.

**Figura 2-2. a. Entrada a la plaza principal (Primera Sección), b. Paseo de los compositores (Segunda Sección), c. Fuente (Tercera Sección). (Imágenes recuperadas de: [www.chapultepec.org.mx](http://www.chapultepec.org.mx))**

### **2.3 MARCO HISTÓRICO**

Chapultepec tiene una importancia en la historia prehispánica del centro de México. Se le traduce como “cerro del grillo” o más comúnmente como “cerro del chapulín”. Este sitio desempeñó un papel importante antes de la llegada de los españoles. Se le relaciona con los toltecas-chichimecas y con los dioses del agua, cobra relevancia con la presencia azteca que se asienta en este lugar, además de aprovechar los manantiales que se encontraban al pie del cerro para abastecer de agua a la ciudad de Tenochtitlan una vez que ésta se funda (Matos, 2003).

Durante el periodo virreinal, Chapultepec fue apreciado como un lugar de descanso y esparcimiento, para lo cual se construyó, en la base del cerro, sobre los cimientos de lo que

fuera residencia de Moctezuma II Xocoyotzin, un palacio que dio albergue a numerosos virreyes y visitantes distinguidos durante más de dos siglos. A mediados del siglo XVIII se tomó la decisión de que el nuevo palacio se construyera en la cima del cerro.

Los trabajos se iniciaron en 1785, cuando gobernaba la Nueva España el virrey Bernardo de Gálvez. Años más tarde, la Corona española ordenó suspender los trabajos y subastar la obra a un precio menor que la inversión realizada. Finalmente, el Ayuntamiento de la Ciudad de México lo adquirió en 1806. Durante la guerra de independencia (1810-1821), el edificio estuvo abandonado y así continuó hasta 1833 en que se decretó que fuera sede del Colegio Militar. Entonces se le comenzó a conocer como “Castillo” aunque no fue sino hasta 1844, tras hacerle varias adaptaciones y erigir en la parte más alta del cerro el “Caballero Alto” o “Torreón”, que el edificio comenzó a funcionar como Colegio (Matos, 2003).

No obstante, esa sección adquirió su fisionomía actual a partir de 1864, cuando Maximiliano y Carlota llegaron a gobernar el país y decidieron establecer allí su residencia imperial. A la caída del imperio en 1867, el edificio quedó en el abandono hasta 1872 ([www.mnh.inah.gob.mx](http://www.mnh.inah.gob.mx)). Durante el régimen de Porfirio Díaz se pudieron observar en la Ciudad de México una serie de cambios e inversiones a gran escala mediante los cuales se pretendía reflejar un país que se encontraba en vías de un anhelado progreso y desarrollo. En julio de 1895, como parte de una reconfiguración de la ciudad, se creó la Junta de la Dirección de Mejoras en el Bosque de Chapultepec, designada por el presidente de la República Porfirio Díaz, y vigilada directamente por José Yves Limantour (Secretario de Hacienda y Crédito Público). La creación de dicha junta era el seguimiento preciso de la inversión realizada para la reestructuración del bosque. Hacia fines del siglo XIX surge en Chapultepec un zoológico moderno, así como la futura realización de un Jardín Zoológico. En 1898, fueron inauguradas la fachada y las puertas de la entrada al Bosque de Chapultepec (Matos, 2003).

## **2.4 GEOLOGÍA**

La geología del Poniente de la Ciudad de México se explica considerando la fisiografía presente entre las elevaciones (3820 – 2260 msnm), constituidos por abanicos volcánicos de la Sierra de las Cruces; que comprenden una gran acumulación de materiales piroclásticos depositados a los pies de los diferentes aparatos volcánicos durante su intensa actividad explosiva. La actividad volcánica se desarrolló durante el Mioceno superior extendiéndose hasta el Plioceno y Pleistoceno (González, 2014).



La unidad rocosa que forma parte de la geología de la zona poniente de la Ciudad de México es la Formación Tarango. Fue nombrada debido a la población que posee el mismo nombre que se ubica a la orilla suroeste de la Cuenca de México; está constituida por tobas, brechas, gravas volcánicas de origen fluvial y capas delgadas de pómez.

Lugo-Hubp, et al., 1995, describen a la Formación Tarango en la delegación Álvaro Obregón reconociendo las siguientes unidades litológicas (González, 2014):

1. Piroclastos finos conformado principalmente por ceniza de color amarillento a pardo y en partes de tonos rosados. Este depósito tiene la distribución más amplia, y su espesor varía de los 0.50 a 5 metros.
2. Ceniza con clastos angulosos mal clasificados y con tamaño de hasta 70 centímetros. Es un material andesítico de color rojo y gris y su espesor va de los 0.50 a 2 metros.
3. Ceniza con pómez de color blanco con fragmentos de tamaño que varía de los 0.5 a los 5 centímetros; presente de forma transicional en medio de dos unidades diferentes en contacto normal. Tiene un espesor que va de los 0.5 a 1.5 metros.
4. Pómez, unidad muy abundante que se observa de forma continua, principalmente en el subsuelo a poca profundidad, yace bajo el depósito que originó un derrame piroclástico. Se han reportado tres capas de pómez que están separadas por otros depósitos volcánicos como ceniza, ceniza con pómez, depósitos de derrame piroclástico.

Los tres tipos de pómez encontradas son:

- En capas casi horizontales, muy abundante y con espesor que va de los 0.50 a los 50 metros, de color amarillo claro.
  - Pómez fina menos abundante en la zona, de color blanco que contiene pequeños fragmentos que van de los 3 a los 5 mm y representa en lentes de 10 a 15 cm de espesor.
  - Pómez rosa que se presenta en estratos de 1 a 3 metros de espesor con fragmentos que varían de 1 a 15 centímetros de diámetro.
5. Depósitos de derrames piroclásticos. Son divididos en tres:
    - Con clastos mal clasificados, angulosos con tamaño que varía de los 2 a 5 centímetros y algunos llegan a alcanzar los 15 centímetros. Presenta un color gris azulado y en algunas partes es rosa o pardo rojizo y está poco consolidado, se observa en capas de 5 metros de grosor y apoyados generalmente en tobas o pómez.
    - Capa delgada con clastos angulosos bien clasificados, de tamaño variantes de 1 a 5 centímetros, bien cementados, esta capa descansa de manera concordante sobre la pómez y su espesor va de los 0.60 a los 2 metros.

- Sedimentos volcánicos de color gris azulado con clastos angulosos bien clasificados de tamaño máximo de 3 centímetros, poco consolidados y dispuestos de manera masiva.
6. Depósitos de lahares o derrames piroclásticos con bloques de andesitas de hasta 1.5 metros de diámetro presentes de manera angulosa y muy mal clasificados, se encuentra cementado con piroclastos finos de pómez. Su espesor aproximado es de 35 metros.
  7. Depósitos de derrame de lodo con bloques angulosos y subredondeados con clasificación regular, su tamaño aproximado es de 1 metro de diámetro. Está presente en capas de poco tamaño y son depósitos característicos de desembocadura de arroyos de montaña.
  8. Conglomerados presentes principalmente en la base de las barrancas. Está constituida por cantos bien clasificados, redondeados de tamaño que varía de 2 a 5 metros.
  9. Lavas expulsadas del volcán Xitle de edad de 2200 años aproximadamente que cubrieron con varios metros las capas de pómez que se describieron anteriormente.

Sin embargo, los depósitos más recientes de la Formación Tarango y que marcó el fin de esta etapa de vulcanismo, se ubican en el Bosque de Chapultepec y en la zona Poniente de la Ciudad de México, incluyen a los depósitos piroclásticos del volcán-escudo San Miguel con un espesor aproximado de 250 metros. Mooser, et al., 1992, definieron las siguientes unidades litológicas en el piedemonte de la Sierra de las Cruces (González, 2014): 1) derrames piroclásticos, arenas azules de 270 mil años; 2) erupciones piroclásticas Xolopo de 430 mil años; 3) tres erupciones plinianas de pómez; 4) derrames piroclásticos Cuquita; 5) erupciones de nubes ardientes menores de polvo fino de menos de 600 mil años.

## **2.5 ZONIFICACIÓN GEOTÉCNICA**

Marsal y Mazari presentaron en 1959 la primera zonificación de los suelos del Valle. Debido al crecimiento de la ciudad, los planos de zonificación han evolucionado abarcando áreas que en un principio no se incluían (TGC, 2005). La última versión del plano de zonas geotécnicas se incorporó a las Normas Técnicas durante el transcurso del año 2004, y entró en vigor en octubre de ese año. A continuación se describe la zonificación del Manual del Diseño Geotécnico del Metro, COVITUR (TGC, 2005).

## Zona de lago

Se caracteriza porque en ella las arcillas blandas tienen grandes espesores. Se divide en tres subzonas, atendiendo a la importancia relativa de dos factores independientes: 1) el espesor y propiedades de la costra superficial y 2) la consolidación inducida en cada sitio.

- a) Lago Virgen (LV). Aunque, a consecuencia de las acciones del hombre, ya no existen arcillas tan blandas como las que existieron hace 400 años, resulta razonable identificar como arcillas en condición virgen a las más blandas de lo que ahora es el vaso del ex lago de Texcoco.
- b) Lago Centro I (LCI). Corresponde al sector no colonial de la ciudad el cual se desarrolló a partir de principios de siglo y ha estado sujeto a las sobrecargas generadas por construcciones pequeñas y medianas. Las propiedades mecánicas del subsuelo en esta zona representan una condición intermedia entre las del Lago Virgen y las del Lago Centro II. La resistencia de punta del cono eléctrico se ha incrementado por las sobrecargas.
- c) Lago Centro II (LCII). Esta subzona está limitada por la antigua traza de la ciudad y en ella la historia de cargas aplicadas en la superficie ha sido muy variable por lo cual se presentan las siguientes condiciones extremas: 1) arcillas fuertemente consolidadas por rellenos y grandes sobrecargas de construcciones aztecas y coloniales; 2) arcillas blandas, asociadas a lugares que han alojado plazas y jardines durante largos periodos de tiempo, y 3) arcillas muy blandas en los cruces de antiguos canales. Asimismo, el intenso bombeo para surtir de agua a la ciudad se refleja en el aumento general de la resistencia de los estratos de arcilla por efecto de la consolidación inducida.

## Zona de transición

La frontera entre la Zona de Transición y la del Lago se definió a partir de los sitios donde desaparece la serie arcillosa inferior y en los cuales la primera capa dura está aproximadamente a 20 m de profundidad con respecto al nivel medio de la planicie. La Zona de Transición se dividió en dos subzonas, en función de su cercanía con la Zona de Lomas y del espesor de suelos relativamente blandos. Las dos subzonas, llamadas transiciones alta y baja, tienen características diferentes de resistencia al corte.

- a) Transición Alta (TAL). Es la más próxima a Las Lomas y presenta irregularidades estratigráficas debido a la presencia de depósitos aluviales cruzados. La frecuencia y disposición de estos depósitos depende de su cercanía a antiguas barrancas.
- b) Transición Baja (TBA). Colinda con la zona del Lago y en ella la serie arcillosa superior tiene intercalaciones de estratos limoarenosos de origen aluvial, que se depositaron durante las regresiones del antiguo lago. Este proceso dio origen a una estratigrafía compleja, donde los espesores y propiedades de los materiales pueden

tener variaciones importantes en cortas distancias, dependiendo de la ubicación del sitio en estudio con respecto a las barrancas, a los cauces de antiguos ríos y sus abanicos aluviales.

Por lo anterior, puede decirse que la estratigrafía de la parte superior de la transición baja es similar a la de la subzona de Lago Centro I o Centro II, excepto porque: 1) la costra superficial está formada esencialmente por depósitos aluviales con capacidad de carga no uniforme, 2) los materiales compresibles se extienden únicamente a profundidades máximas de unos 20 m, 3) existe interestratificación de arcillas y suelos limo arenosos, y 4) se presentan mantos colgados.

- c) Transición abrupta (TAB). Es la transición entre las zonas del Lago y los cerros aislados como el del Peñón de los Baños, en la que las arcillas lacustres están intercaladas con numerosos lentes de materiales erosionados de los cerros y hasta lentes delgados de travertino silicificado.

#### Zona de Lomas

Los suelos de la Zona de Lomas presentan condiciones irregulares de compacidad y cementación las cuales inciden directamente en la estabilidad de las excavaciones. Con la excepción de los cortes efectuados en lahares compactos, en los demás depósitos pueden desarrollarse mecanismos de falla.

El mapa de la zonificación geotécnica antes descrita se muestra en la Figura 2-3.

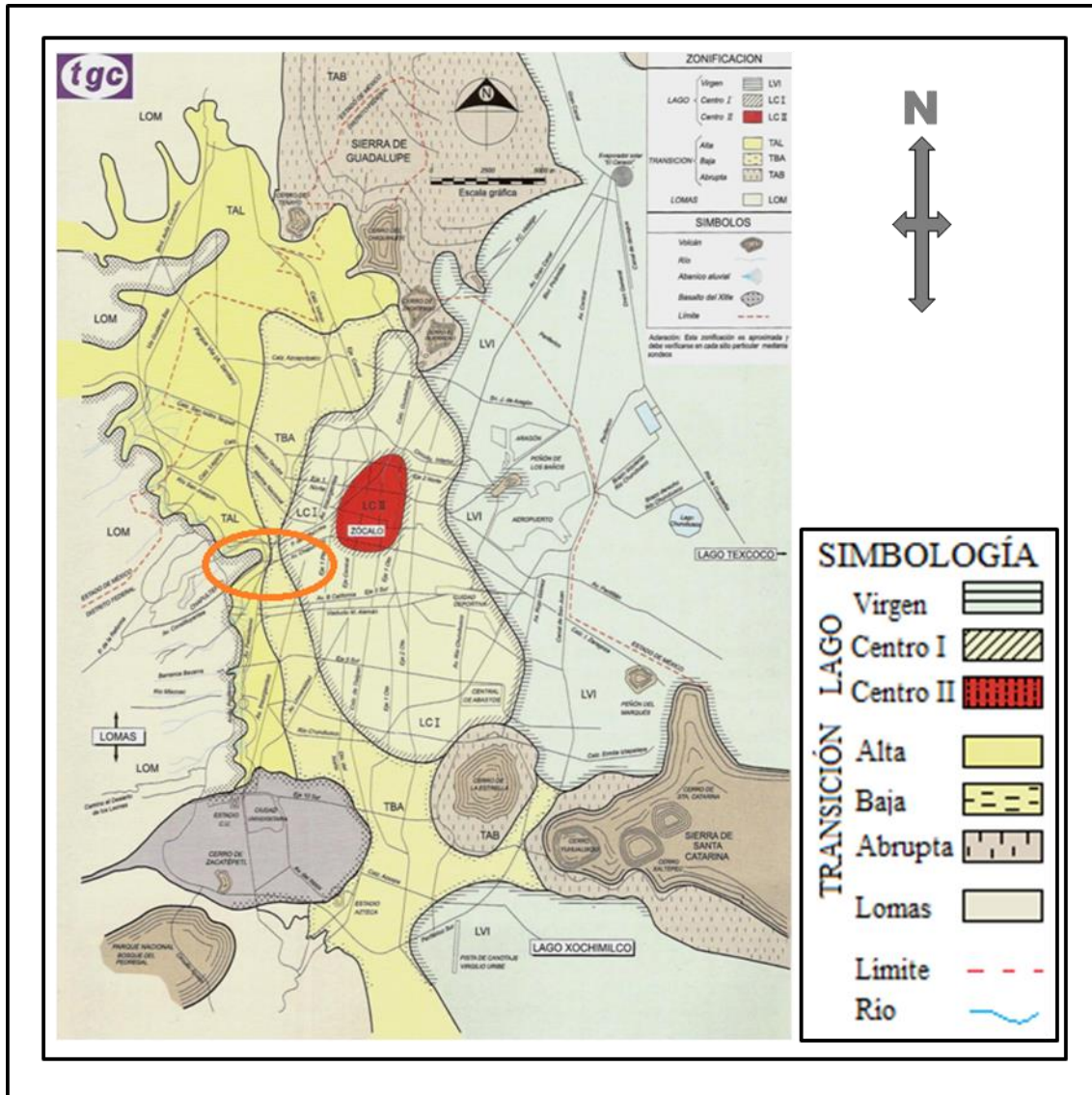


Figura 2-3. Zonificación geotécnica de la Ciudad de México (TGC, 2005)

## 2.6 EFECTOS DE SITIO

La sismicidad en el Valle de México está determinada por varias fuentes como son: temblores locales, los cuales se originan dentro de la cuenca o en sus inmediaciones; temblores originados en la placa Norteamericana, temblores de subducción de la placa de Cocos bajo la de Norteamérica y temblores de la placa de Cocos. Los sismos que se originan en cada una de estas fuentes son distintos y sus efectos se manifiestan de diferente manera a las zonas de lomas, transición y lacustres de la ciudad, por lo que hay una relación estrecha entre la intensidad sísmica en un sitio, las condiciones locales del subsuelo, la magnitud, la distancia epicentral y la naturaleza de las fuentes sísmicas (TGC, 2005).

La zonificación sísmica del Reglamento de Construcciones del Distrito Federal es un ejemplo de cómo han incidido en la práctica de la ingeniería sísmica algunas de las investigaciones geotécnicas llevadas a cabo desde 1986. Los espectros de diseño para cada una de estas zonas toman en cuenta todas las fuentes que contribuyen al peligro sísmico (TGC, 2005). En estas normas se han incluido mapas de iso-periodos dominantes del terreno en el valle de México, a partir de mediciones de sismos y con vibración ambiental (Lermo et al, 1990; Lermo-Chávez, 1995). Reinoso y Lermo (1991) elaboraron un mapa con curvas de iso-periodos para cada segundo de periodo que abarca prácticamente toda la zona lacustre. Un mapa de periodos dominantes se toma en cuenta para los espectros de diseño y el cálculo de la interacción suelo-estructura.

En la Figura 2-4, se presenta el mapa de zonificación de la Ciudad de México para fines de diseño por sismo.

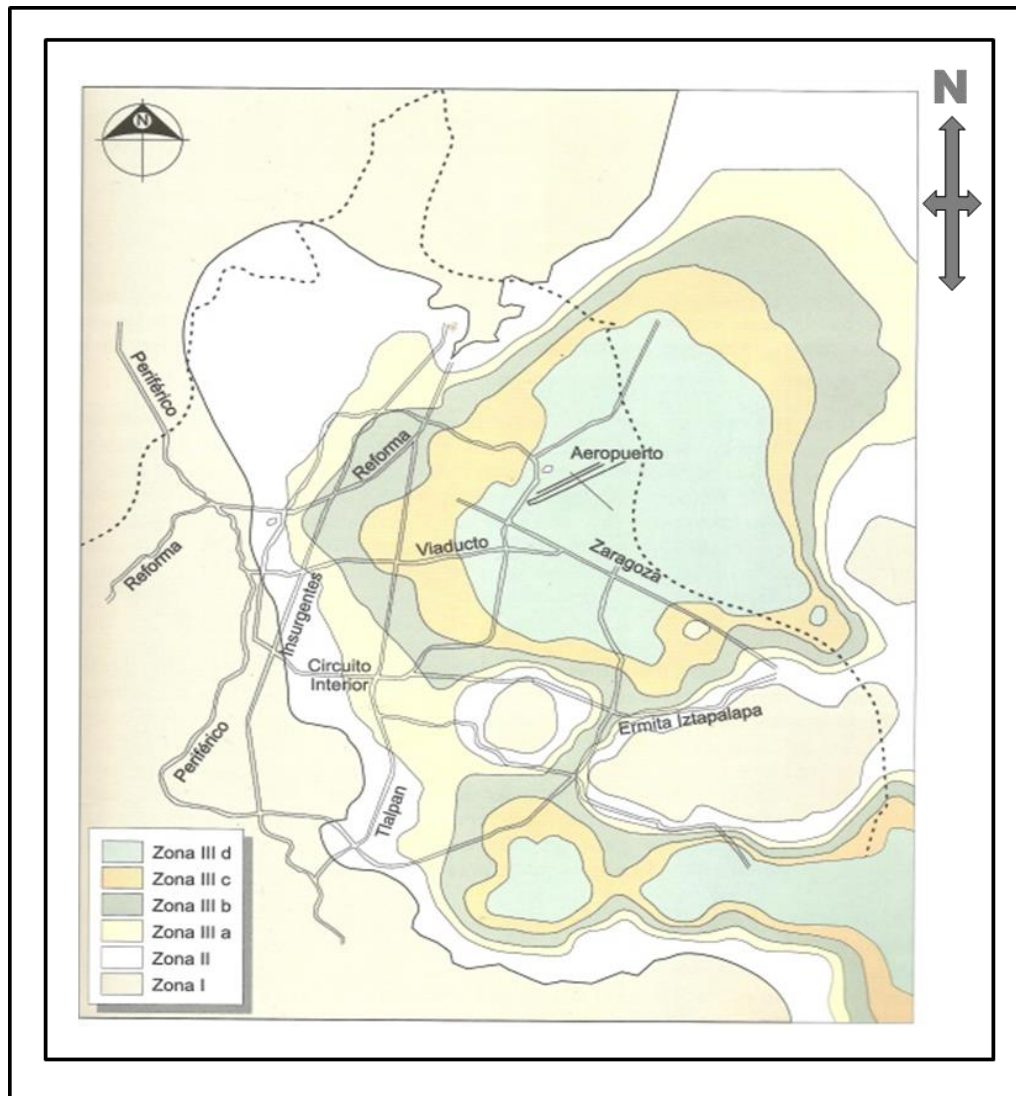


Figura 2-4. Propuesta de zonificación de la Ciudad de México para fines de diseño por sismo (TGC, 2005)

Este mapa se divide en tres zonas geotécnicas:

- a) Zona I o de Lomas.
- b) Zona II o de Transición.
- c) Zona III o de Lago. Ésta a su vez se subdivide en: Zona IIIa, Zona IIIb, Zona IIIc y Zona IIId.

Cada una de estas zonas está asociada a distintos periodos dominantes del suelo, los cuales se especifican en la Tabla 2-1.

**Tabla 2-1. Rango de periodos para las zonas geotécnicas**

<b>Zona</b>	<b>Subzona</b>	<b>Periodo del suelo (s)</b>
I o de Lomas	-	<0.5
II o de Transición	-	0.5 a 1
III o de Lago	IIIa	1 a 2
	IIIb	2 a 3
	IIIc	3 a 4
	IIId	>4

## **2.7 PROBLEMÁTICA EN LA PRIMERA SECCIÓN**

A través de una de las entradas principales a la Primera Sección del Bosque de Chapultepec, la Puerta de los Leones, cuyo camino conduce al monumento a los Niños Héroes, éste parque urbano recibe a miles de visitantes cada fin de semana. Muchos de ellos arriban por la estación del Metro Chapultepec, que se encuentra a un costado de dicha avenida, la cual presenta una serie de agrietamientos indicando inestabilidad en el talud que la subyace.

En la Figura 2-5 se muestra la zona de estudio y las principales obras de infraestructura localizadas en ella.

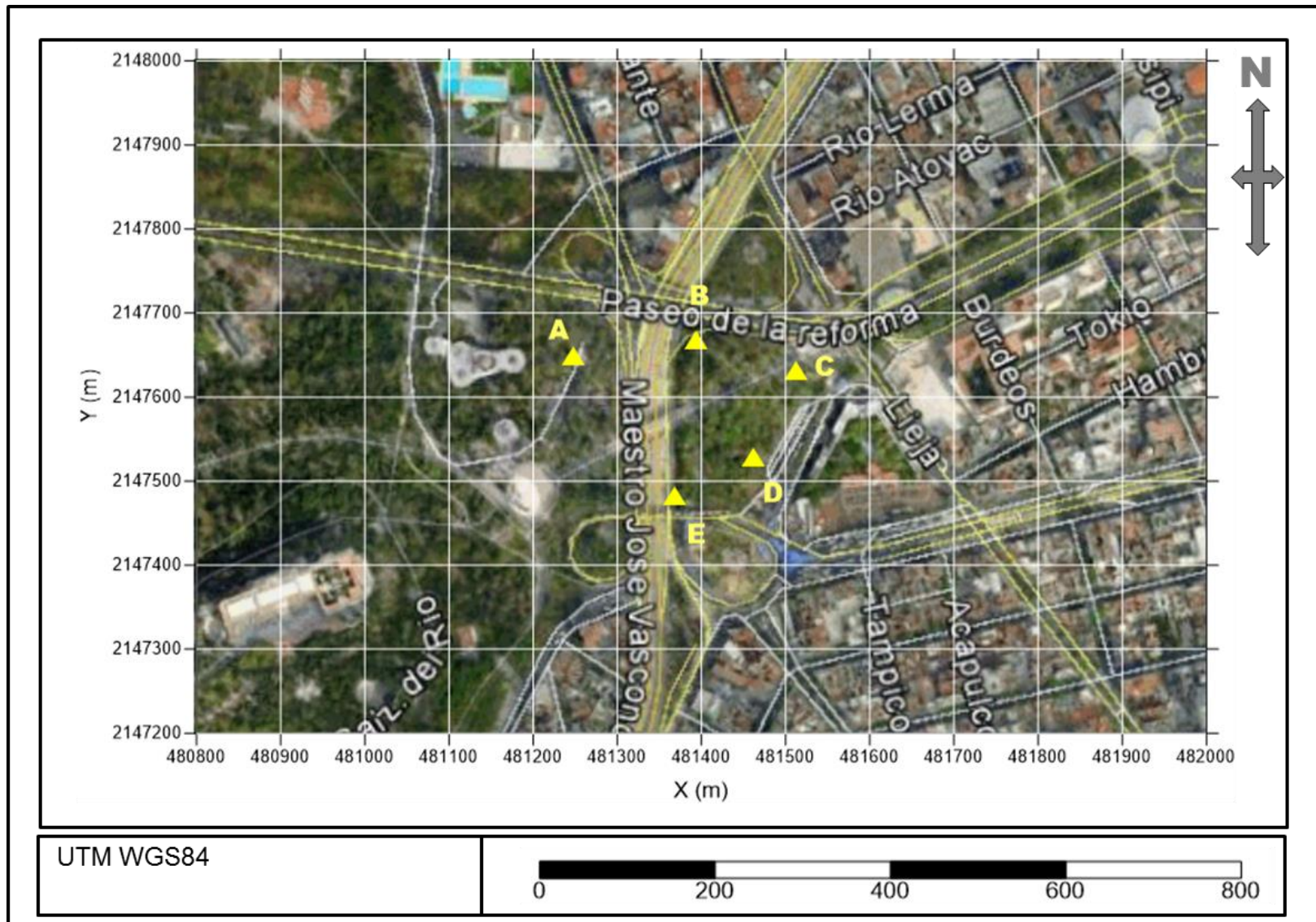


Figura 2-5. Zona de estudio. Los triángulos en color amarillo se refieren a las estaciones A, B, C, D y E, para la adquisición de datos (Imagen adaptada de Google Earth®).

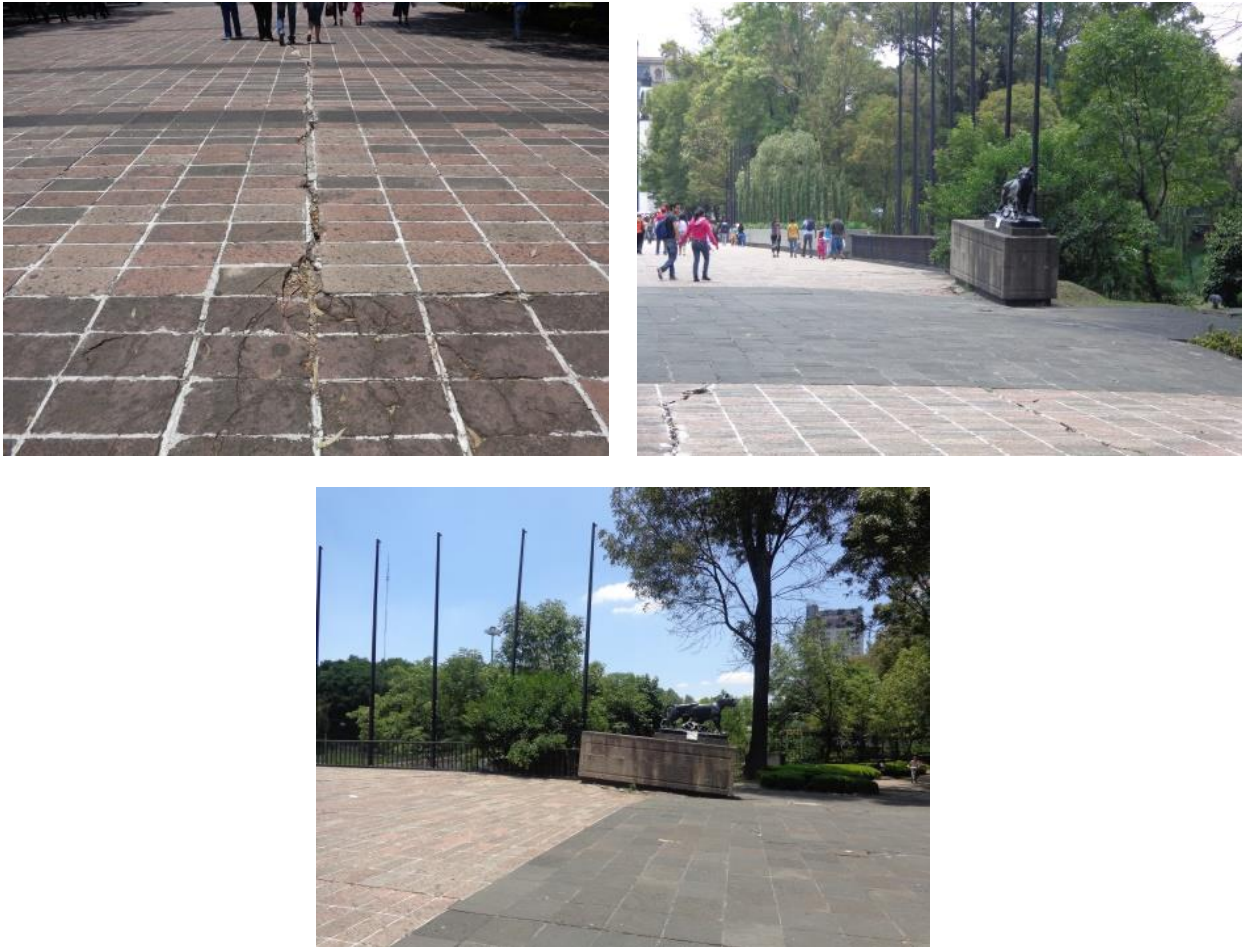


En la Puerta de los Leones, la cual permite el acceso a la Primera Sección, y a lo largo de la Av. Juventud Heroica, se pueden observar desniveles que hacen evidente el hundimiento de algunas zonas. Por ejemplo, caminando sobre esta avenida y hacia el lado que colinda con Paseo de la Reforma, se hace evidente la inclinación del terreno, además de que el adoquín se encuentra fracturado. Esto puede ser indicador de la inestabilidad del área (Figura 2-6).



**Figura 2-6. Entrada por la Puerta de los Leones, Primera Sección del Bosque.**

Siguiendo sobre la Av. Juventud Heroica, se hacen presentes los mismos problemas: la deformación del adoquín por hundimientos y fracturamientos, lo que provoca que el terreno muestre irregularidades (Figura 2-7). Éste es un lugar sumamente concurrido durante cualquier época del año, pues no sólo las personas que viven en la Ciudad y en el área conurbada lo visitan sino que también es una zona atractiva para los turistas. Por lo tanto, esto puede representar un riesgo para los visitantes.



**Figura 2-7. Entrada por la Puerta de los Leones y Av. Juventud Heroica.**

Si los rasgos de agrietamiento representan un problema severo en la Primera Sección del Bosque de Chapultepec, como lo han hecho en otras zonas de la Ciudad de México y la zona metropolitana, también lo será para la infraestructura localizada en su vecindad. Como se ha mencionado, la Av. Juventud Heroica y sus alrededores son un área de confluencia urbana de gran relevancia.

Algunas de las construcciones importantes ubicadas en torno a la zona de estudio son: el Altar a la Patria, la Estela de Luz (monumento del Bicentenario), la estación del metro Chapultepec y vialidades como Paseo de la Reforma y Circuito Interior.

La estratigrafía del talud de la Av. Juventud Heroica ha sido definida mediante sondeos realizados para la construcción del monumento del Bicentenario, también llamado Estela de Luz (Romo, 2012). De acuerdo con los estudios se presentan cinco unidades estratigráficas: la costra superficial entre 0 y 5.4 m, la serie arcillosa superior, entre 5.4 y 23.6 m; la capa dura,

de 23.6 a 28.8m; la serie arcillosa inferior, entre 28.8 y 31.9 m; y los depósitos profundos, de 31.9 a más de 65.2 m, profundidad a la que llegaron los sondeos (Tabla 2-2).

**Tabla 2-2. Interpretación estratigráfica del sitio (adaptado de Romo et al., 2012)**

Unidad		Estrato	Profundidad (m)	
Geológica	Estratigráfica		de	a
Depósitos lacustres	Costra Superficial	Relleno	0.00	1.20
		Suelos endurecidos superficiales	1.20	5.40
	SAS	Serie arcillosa superior	5.40	23.60
	Capa dura	Capa dura	23.60	28.80
	SAI	Serie arcillosa inferior	28.80	31.90
Arenas de playa y suelos	Depósitos profundos	Intercalaciones de arenas aluviales y limos arenosos	31.90	38.60
		Arenas arcillosas color café	38.60	45.0
Formación Tarango	Depósitos profundos	Arena limosa café rojizo, con gravas aisladas, pumíticas y andesíticas	45	49.2
		Arena limosa café azulado con gravas andesíticas subredondeadas	49.2	51.7
		Arena limosa café rojizo	51.7	>65.2

Los primeros metros están conformados como sigue: a una profundidad de 1.2 m se presenta suelo vegetal y material de relleno de color café y gris principalmente; posteriormente hasta los 5.4 m se encuentra una capa de suelos endurecidos caracterizados por arcilla limosa y arena limosa de color gris oscuro; aproximadamente hasta los 23.60 m de profundidad se encuentra la serie arcillosa superior, constituida por limo y arcilla, así como arena limosa producto del arrastre. Esta secuencia de materiales domina la respuesta sísmica del sitio, pues la frecuencia fundamental (alrededor de 1 Hz) es propia de la zona geotécnica IIIa (RCDF, 2014).

Como se ha mencionado, en esta zona se han identificado rasgos superficiales que indican problemas de hundimiento y subsidencia. Información recabada en el sitio (Facultad de Ingeniería, 2014) permite identificar dos sistemas de fracturamiento con orientaciones definidas: el primer sistema se presenta con un rumbo de N20°W a N30°W y la longitud de las fracturas varían desde 1.65 m hasta un máximo de 18 m; el segundo sistema presenta un rumbo de N65°E a N85°E en donde la longitud en las fracturas varían de 2 a 8 m. El mapa de los fracturamientos medidos en la zona de estudio se presentan en la Figura 2-8.

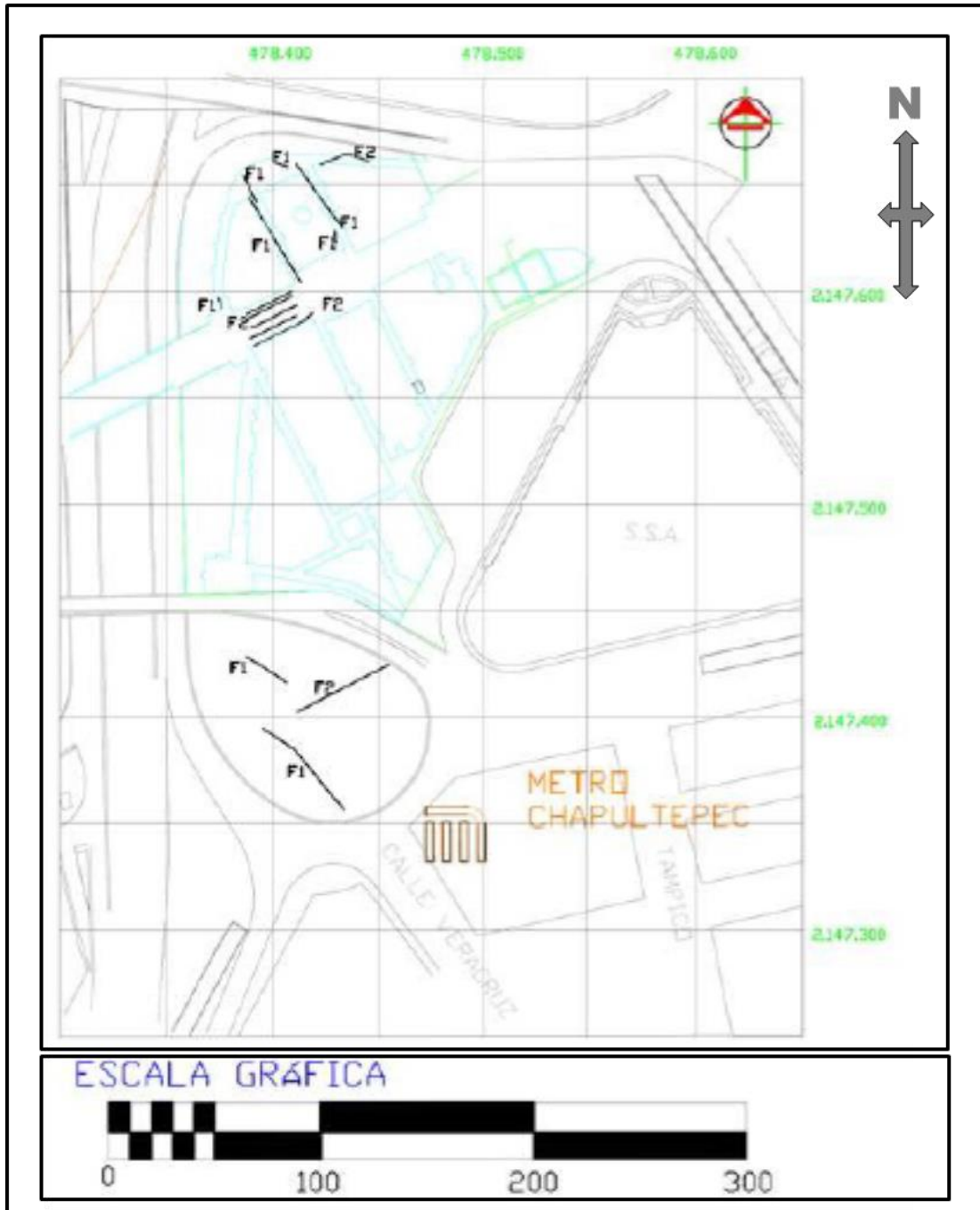


Figura 2-8. Mapa de agrietamientos (Facultad de Ingeniería, 2014)

También se identificaron fracturas en las cercanías al acceso de la estación del metro Chapultepec, donde la afectación más grave se localiza en el Monumento de la Fuente: se hace evidente un fracturamiento tanto en el piso como en la parte superior, como se observa en la Figura 2-9.



**Figura 2-9. Monumento de la Fuente de Agua, Estación del metro Chapultepec.**

Los problemas de fracturamiento y subsidencia son un reflejo del comportamiento del subsuelo en donde se encuentran las secuencias lacustres ya descritas. Pérez (2009) menciona que el hundimiento regional acumulado es del orden de 9 a 10 m en el centro de la Ciudad de México desde finales del siglo XIX hasta inicios del Siglo XXI. La mayor velocidad de hundimiento se presentó en el centro histórico entre 1940 y 1960.

## CAPÍTULO 3. MARCO TEÓRICO

---

Para obtener la respuesta sísmica de la zona de estudio, se utilizaron 2 métodos sísmicos: cocientes espectrales H/V y Autocorrelación Espacial, los cuales se identifican como técnicas no destructivas pues utilizan como fuente el ruido ambiental.

Las definiciones de algunos conceptos son necesarias para una mejor comprensión del trabajo realizado, por lo que en este capítulo se explicarán de forma breve en qué consiste cada uno de éstos métodos así como la información que puede adquirirse.

### 3.1 ONDAS SÍSMICAS

#### 3.1.1 Ondas de cuerpo

En un medio elástico pueden transmitirse dos tipos de ondas. El primer tipo es conocido como ondas de compresión, en este caso las partículas del medio se mueven en el mismo sentido en que se propaga la onda. El segundo tipo es conocido como ondas transversales o de cizallamiento; las partículas se mueven en dirección perpendicular a la de propagación de la onda (Stein, 2003).

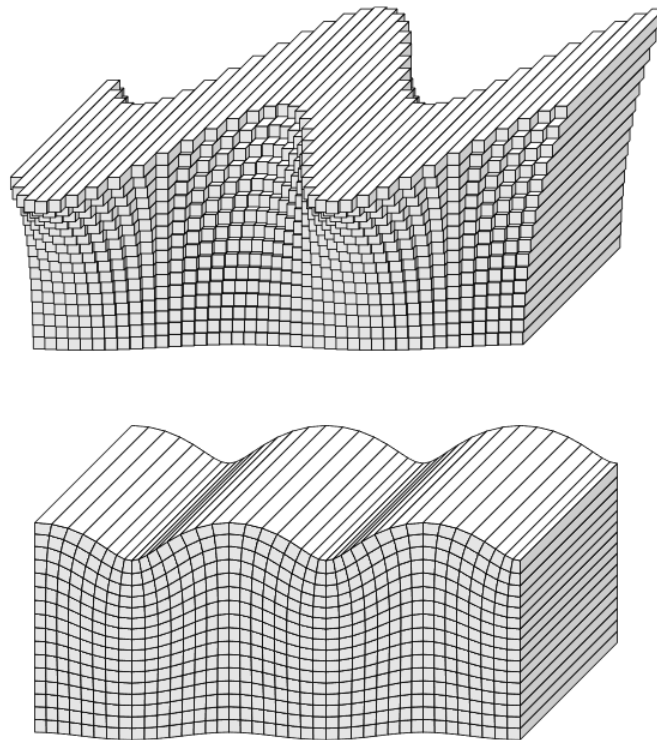
Las ondas compresionales y transversales han sido llamadas P y S respectivamente. Son también conocidas como ondas internas o de cuerpo porque se propagan en el interior de un sólido elástico.

#### 3.1.2 Ondas superficiales

Además de estas dos clases de ondas, existen otras de gran importancia llamadas ondas superficiales. Cuando un sólido posee una superficie libre (no sujeta a presiones), como la superficie de la tierra, pueden generarse ondas que viajan a lo largo de la superficie. Estas ondas tienen su máxima amplitud en la superficie libre, la cual decrece exponencialmente con la profundidad (Stein, 2003). Las ondas superficiales se diferencian de las ondas de cuerpo en muchos aspectos: viajan más lentamente, su amplitud decae con un rango que es generalmente mucho menor y sus velocidades son fuertemente dependientes de la frecuencia (Shearer, 2009).

Existen dos tipos de ondas superficiales conocidas como ondas Love y ondas Rayleigh (llamadas así por sus descubridores). Las ondas Rayleigh son similares (aunque no son las mismas) a las ondas que se producen en la superficie de un cuerpo de agua (olas); la trayectoria que describen las partículas del medio al propagarse la onda es elíptica retrógrada y

ocurre en el plano de propagación de la onda. Otro tipo de ondas son las llamadas Love las cuales se generan sólo cuando el medio elástico se encuentra estratificado. Éstas ondas se propagan con un movimiento de las partículas perpendicular a la dirección de propagación, como las ondas S, sólo que polarizadas (con direcciones alineadas a un plano) en el plano de la superficie de la Tierra. Debido a dicha polarización sólo poseen las componentes horizontales paralelas a la superficie, además son observadas sistemáticamente sobre la superficie de la tierra pues nuestro planeta posee un estrato superficial de baja velocidad, la corteza, sobre un medio más profundo, el manto (Shearer, 2009). En la Figura 3-1 se puede apreciar los desplazamientos de las ondas Love y Rayleigh.



**Figura 3-1. Desplazamientos de las ondas superficiales Love (arriba) y Rayleigh (abajo) para la propagación horizontal a través de la página. Las ondas Love son de movimiento puramente transversal, mientras que las ondas Rayleigh contiene ambos movimientos vertical y radial. En ambos casos, la amplitud de la onda decae fuertemente con la profundidad (figura adaptada de Shearer, 2009).**

### 3.2 MICROTREMORES

La Prospección Sísmica comprende las técnicas de sísmica activa y pasiva.

En la sísmica activa se requiere de una fuente que permita inducir una onda, para que ésta al refractarse y reflejarse, proporcione información que es adquirida mediante los sismodetectores. La sísmica pasiva se basa en la adquisición de ruido sísmico con diferentes disposiciones de los sensores y durante una ventana de tiempo determinada.

El ruido sísmico o ruido ambiental también recibe el nombre de microtremores. Son vibraciones constantes de la superficie terrestre cuya amplitud es muy pequeña. Los desplazamientos son del orden de  $10^{-4}$  a  $10^{-2}$  mm, muy por debajo de lo que el ser humano puede percibir. Estas vibraciones son un conjunto de ondas de cuerpo (P y S) y ondas superficiales (Love, Rayleigh, etc.).

Los microtremores son causados por la actividad humana y por fenómenos naturales como: el flujo de agua en los ríos, la lluvia, el viento, la variación de la presión atmosférica y las olas del mar (Okada, 2003).

Podemos distinguir algunas de sus características:

- Los microtremores originados por la actividad humana son de periodos menores a 1 s, o mayores a 1 Hz, y tienen una variación diurna tanto en amplitud como en periodo.
- Los microtremores de fuente natural tienen periodos dominantes mayores a 1 s, o con frecuencias menores a 1 Hz, cuya amplitud y periodo varían con respecto al fenómeno natural que los ocasiona.

Las amplitudes de los microtremores son dependientes del tiempo de medida y de las fuentes de vibración alrededor del punto de medición, es decir, éstos varían en espacio y tiempo. Sin embargo, los periodos tienen una variación muy pequeña con el tiempo y dependen en mayor medida de las propiedades dinámicas del suelo.

El rango de frecuencia en el que se presentan es de 0.01 a 30 Hz, siendo la banda de interés de 0.1 a 10 Hz. En dicho rango parte de la energía se transmite como ondas Rayleigh, cuyos modos y velocidades de propagación se pueden estimar y medir con arreglos instrumentales y así conocer las características de los parámetros elásticos de la corteza terrestre.



Estas vibraciones, que son combinación de ondas de cuerpo y superficiales, contienen:

- Información sobre las fuentes complejas
- Información sobre la trayectoria de transmisión, e
- Información sobre la estructura del subsuelo en la estación de observación

El estudio de los microtremores se ha popularizado por el bajo costo que implica la adquisición de datos y por la información que se puede obtener. Su uso se ha aplicado a estudios geotécnicos, efectos de sitio y para la estimación de modelos de velocidad.

A continuación se mencionarán las ventajas del uso de los microtremores:

- Su registro se puede realizar en cualquier lugar.
- Pueden ser medidos en cualquier momento.
- Los instrumentos para su medición y análisis son simples, pudiendo usar sensores de velocidad o aceleración.
- Su análisis permite obtener modelos de velocidad de ondas S de forma más precisa que otros métodos.
- Es un método no destructivo/invasivo.

Sin embargo, una limitante de su utilización es el requerimiento de consideraciones adicionales para aplicar el método a estructuras subterráneas irregulares.

El análisis de microtremores se realiza gracias a una variedad de técnicas, cuyas diferencias están referidas al número de instrumentos requeridos, al uso de una u otra componente de registro, al tipo de onda registrada y al tipo de resultado obtenido.

Las técnicas usadas en el presente trabajo son Cocientes Espectrales H/V y SPAC.

En las siguientes líneas se dará una breve explicación de sus fundamentos teóricos.

### 3.2.1 Cocientes Espectrales H/V

Este método fue propuesto por Nakamura (1989) y es una de las técnicas más usadas para el análisis de microtemores por su bajo costo y simplicidad en la adquisición de datos con un sensor de tres componentes.

El método de cocientes espectrales H/V es un método pasivo, reciente, no invasivo que usa como fuente el ruido sísmico para determinar y evaluar una frecuencia fundamental de resonancia del sitio. La frecuencia de resonancia es determinada a través del análisis del cociente de las componentes vertical y horizontal del ruido sísmico ambiental. También se ha usado para estimar el espesor de sedimentos no consolidados.

Su estudio se basa en relacionar los espectros de Fourier de las componentes horizontales (N-S y E-W) y vertical del registro de microtemores obtenido en superficie.

Nakamura (1989) explica que la componente horizontal es amplificada por la multi-reflexión de la onda S, mientras que la componente vertical lo es mediante la multi-reflexión de las ondas P. Además, el efecto de la onda Rayleigh aparece en la componente vertical, así el grado de su efecto puede ser conocido determinando el cociente de la componente vertical entre la superficie y el estrato que la subyace.

Un concepto que utiliza Nakamura para exponer el método es el de *función de transferencia*. Esta función se refiere a la relación que existe entre la entrada  $e(t)$  y la salida  $s(t)$  en un sistema lineal, es decir,



por lo que:

$$s(t) = h(t) \times e(t)$$

así, la función de transferencia será:

$$h(t) = \frac{s(t)}{e(t)}$$

Entonces, la función de transferencia  $S_T$  de las capas superficiales está definida como:

$$S_T = \frac{S_{HS}}{S_{HB}} \quad (3-1)$$

Donde  $S_{HS}$  y  $S_{HB}$  son el espectro horizontal de la superficie y el espectro horizontal del basamento, respectivamente.

El  $S_{HS}$  es fácilmente afectado por ondas superficiales y como el ruido en su mayoría es propagado como ondas Rayleigh, el espectro puede ser afectado por éste tipo de ondas. Nakamura (1989) asume que el efecto de las ondas Rayleigh ( $E_S$ ) está incluido en el espectro de ondas verticales de la superficie ( $S_{VS}$ ) y no en la del basamento ( $S_{VB}$ ). Asumiendo que la componente vertical no es amplificada por las capas superficiales, la cantidad  $E_S$  representa el efecto de la onda superficial en esta componente. Así  $E_S$  puede definirse como:

$$E_S = \frac{E_{VS}}{E_{VB}} \quad (3-2)$$

Si no hay ondas Rayleigh, entonces el valor que toma  $E_S = 1$ . El valor de  $E_S$  será mayor que 1 con el incremento del efecto de éstas ondas superficiales.

Suponiendo que el efecto de la onda Rayleigh es igual en las componentes vertical y horizontal, puede considerarse la relación  $S_T/E_S$  como una función de transferencia después de la eliminación del efecto de la onda superficial ( $S_{TT}$ ).

Es decir,

$$S_{TT} = \frac{S_T}{E_S} = \frac{R_S}{R_B} \quad (3-3)$$

Dónde:

$$R_S = \frac{S_{HS}}{S_{VS}} \text{ Y } R_B = \frac{S_{HB}}{S_{VB}}$$

$R_S$  Y  $R_B$  se obtuvieron dividiendo el espectro horizontal por el espectro vertical de la superficie y del sustrato respectivamente. Nakamura demostró experimentalmente, usando registros directos y de microtemores, que:

$$R_B = \frac{S_{HB}}{S_{VB}} \approx 1 \quad (3-4)$$

Sustituyendo la ecuación 2-4 en la 2-3, queda que:

$$S_{TT} = \frac{S_{HS}}{S_{VS}} \quad (3-5)$$

Esto significa que la función de transferencia de las capas superficiales puede ser estimada por los microtemores únicamente de la superficie, es decir, la componente vertical en la superficie conserva las características de la componente horizontal del basamento.

Por lo tanto, es posible estimar las características dinámicas de las capas superficiales usando los microtemores observados en la superficie.

Se ha mencionado que ésta técnica permite obtener la frecuencia fundamental de resonancia y el factor de amplificación de sedimentos. Ésta frecuencia tiene una relación con el espesor de los sedimentos como lo menciona Nakamura (2000), que lo expresa de la siguiente forma:

$$F_0 = \frac{c_s}{4h} \quad (3-6)$$

Dónde:

$F_0$  es la frecuencia obtenida del cociente espectral

$c_s$  es la velocidad de la onda S de la capa superficial

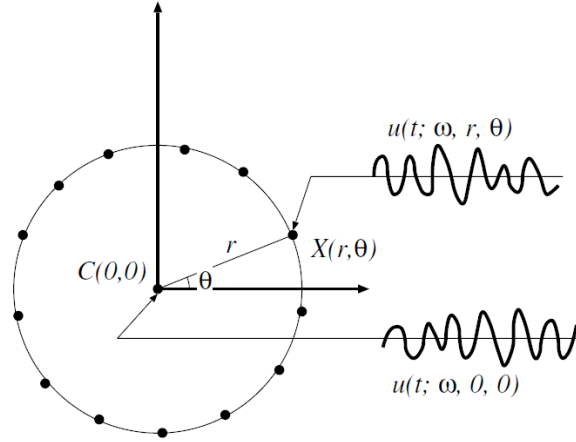
$h$  es la profundidad del basamento

### 3.2.2 Autocorrelación Espacial (SPAC)

El método de Autocorrelación Espacial fue propuesto por primera vez por Aki (1957) para la propagación de ondas horizontales. Asumiendo una sola velocidad de fase por frecuencia y que el ruido sísmico es estacionario en tiempo y espacio, se puede determinar la relación entre el espectro temporal y espacial de las ondas sísmicas, aportando información de las propiedades físicas de la estructura superficial por medio del análisis de la onda S (Wathelet, 2005).

Teóricamente el método SPAC requiere un arreglo peculiar con varios sismómetros colocados en forma circular. Para definir el coeficiente de autocorrelación espacial para la dispersión de ondas en datos observados de microtemores por medio de un arreglo circular, la teoría demuestra que el coeficiente de autocorrelación es una función de la frecuencia y de la velocidad de fase basada en el radio del arreglo. Para ello se requiere de mínimo tres estaciones. A partir de estos datos se calcula la curva de dispersión de ondas Rayleigh y con ésta se obtiene un modelo de velocidades.

Así, con un arreglo circular con radio  $r$  para la observación de microsismos, las ondas armónicas para una frecuencia angular  $\omega$  de la componente vertical están representadas por  $u(t; \omega, 0, 0)$  y  $u(t; \omega, r, \theta)$ , las cuales son observadas desde el centro  $C(0, 0)$  del arreglo y un sitio  $X(r, \theta)$  en el círculo, respectivamente. Se considera que la componente vertical de los microsismos consiste principalmente de ondas Rayleigh con el modo fundamental (Morikawa, 2004). En la Figura 3-2 se puede observar una descripción del arreglo.



**Figura 3-2. Descripción esquemática del arreglo para la observación de microsismos. (Figura adaptada de Morikawa, 2004).**

La función de autocorrelación espacial está definida como

$$\phi(\omega; r, \theta) = \langle u(t; \omega, 0, 0) \cdot u(t; \omega, r, \theta) \rangle \quad (3-7)$$

Donde  $\langle z(t) \rangle$  representa el valor medio de  $z(t)$  en un dominio del tiempo con duración  $T$  definida como sigue:

$$\langle z(t) \rangle = \frac{1}{T} \int_0^T z(t) dt \quad (3-8)$$

Los coeficientes de autocorrelación espacial están definidos como el promedio de la función SPAC para todos los sitios de observación sobre el arreglo circular,

$$\rho(\omega; r) = \frac{1}{2\pi \cdot \phi(\omega; 0, 0)} \int_0^{2\pi} \phi(\omega; r, \theta) d\theta \quad (3-9)$$

Donde  $\phi(\omega; 0, 0)$  es la función de autocorrelación para el centro  $C(0, 0)$ . Después de una reducción matemática, la integral de la ecuación (2-9) se reescribe como:

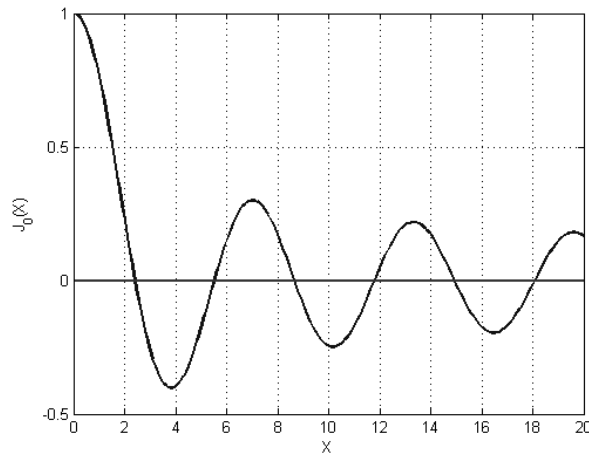
$$\rho(\omega; r) = J_0\left(\frac{\omega r}{c(\omega)}\right) \quad (3-10)$$

Donde  $J_0(\cdot)$  es la función de Bessel de primera especie y orden cero (Figura 3-3) y  $c(\omega)$  es la velocidad de fase para la frecuencia  $\omega$  para las ondas Rayleigh con el modo fundamental. Los coeficientes SPAC denotados por la ecuación (2-9) pueden ser calculados directamente en un dominio de la frecuencia usando la transformada de Fourier para los microsismos observados, esto es,

$$\rho(\omega; r) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \frac{\text{real}[S_{CX}(\omega; r, \theta)]}{\sqrt{S_C(\omega; 0, 0) \cdot S_X(\omega; r, \theta)}} d\theta \quad (3-11)$$

Donde  $\text{real}[\cdot]$  representa a la parte real de un valor complejo, y  $S_C(\omega; 0, 0)$  y  $S_X(\omega; r, \theta)$  son el espectro de potencia de los microsismos para los dos sitios, C(0, 0) y X(r,  $\theta$ ), respectivamente.  $S_{CX}(\omega; r, \theta)$  es el espectro cruzado entre  $u(t; \omega, 0, 0)$  y  $u(t; \omega, r, \theta)$ .

Puede apreciarse en las ecuaciones (3-9) y (3-11) que los coeficientes SPAC son obtenidos promediando las funciones de coherencia con respecto al sitio  $\theta$ , donde las funciones de coherencia están definidas como la parte real del espectro cruzado  $S_{CX}(\omega; r, \theta)$  y normalizado por el espectro de potencia en C (0, 0). El coeficiente SPAC  $\rho(\omega; r)$ , puede ser directamente calculado de los datos observados de microsismos usando la ecuación (3-11). Esto es fácil para completar el cálculo aplicando una técnica numérica tal como el método de la transformada rápida de Fourier. Además, la velocidad de fase para la frecuencia  $\omega$  será obtenida como el argumento de la función de Bessel en la ecuación (3-10).



**Figura 3-3. Función de Bessel de primera especie y orden cero.**

Elaborando una gráfica con el conjunto de valores de la velocidad de fase se obtiene una curva de dispersión, a la cual se le aplica una inversión para obtener la estructura de velocidades de las capas superficiales del terreno.

En resumen, el procedimiento para estimar la estructura superficial por el método SPAC, consiste en tres pasos (Figura 3-4):

1. La disposición del arreglo de sismómetros colocado en la superficie del terreno
2. Estimación de la dispersión de la onda superficial de la estructura localizada directamente debajo del arreglo

3. Estimación de la estructura superficial que causa la dispersión por medio de la inversión

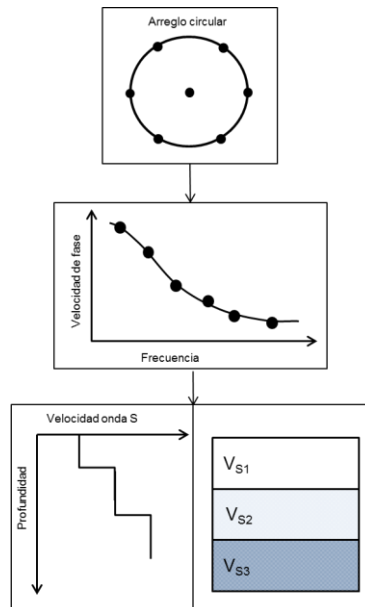


Figura 3-4. Método SPAC (Imagen adaptada de Okada, 2013)

### 3.2.3 Autocorrelación Espacial Modificado (MSPAC)

El método de Autocorrelación Espacial Modificado fue introducido por Betting en 2001, después del artículo de Aki en 1957. Permite obtener un promedio de los coeficientes de autocorrelación espacial para arreglos arbitrarios. Así como la técnica SPAC, MSPAC se basa en un campo de ondas estacionario tanto en tiempo como en espacio ([www.geopsy.org](http://www.geopsy.org)).

La aplicación del método SPAC requiere de arreglos con forma definida (circular, semi-circular, triángulos anidados) que pueden ser difíciles de lograr en un ambiente urbano. Para superar estas dificultades, Betting (2001) sugirió el uso de un arreglo -el cual está definido como el conjunto de todas las combinaciones posibles de dos arreglos de sensores- para dividir el arreglo global en varios sub-arreglos semicirculares. Cada sub-arreglo (posteriormente llamado anillo) se compone de varios pares de sensores. Para tener en cuenta el espesor del anillo, entonces se necesita una integración azimutal y radial para calcular valores de autocorrelación espacial promediados.

Este método permite calcular coeficientes de autocorrelación espacial para una configuración arbitraria de arreglos. El diseño de los anillos resulta de la relación entre pares de sensores por anillo y las distancias mínima y máxima entre estos.



## **CAPÍTULO 4. ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS**

---

### **4.1 ADQUISICIÓN DE DATOS**

La zona de estudio se encuentra en la Primera Sección del Bosque de Chapultepec, entre la Puerta de los Leones y el Altar a la Patria, entre las vialidades Paseo de la Reforma y Circuito Interior, en el tramo que recibe el nombre de José Vasconcelos. Otros lugares importantes localizados cerca del área de interés son la estación del Metro Chapultepec y la Estela de Luz.

Las estaciones utilizadas para la adquisición de datos se colocaron en los sitios mostrados en la Figura 4-1.

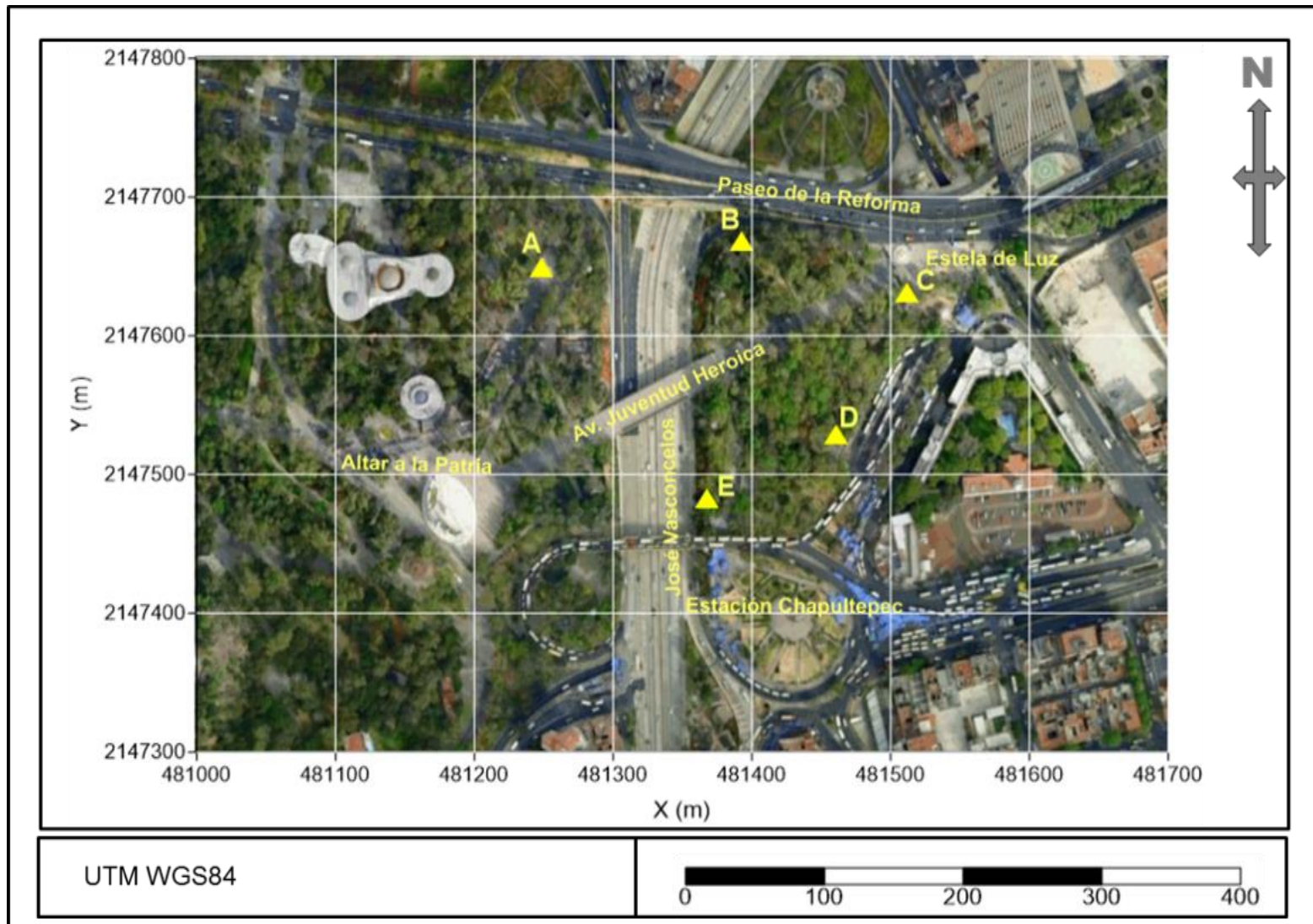


Figura 4-1. Diseño del experimento. La localización de los sensores es la correspondiente a los triángulos amarillos, así como la identificación de las estaciones A, B, C, D y E. (Imagen adaptada de Google Earth®)

Las coordenadas de las cinco estaciones se muestran en la Tabla 4-1.

**Tabla 4-1. Coordenadas de las estaciones.**

Estación	No. Instrumento	X UTM	Y UTM	Altura	Observaciones
A	6630	481248	2147650	2259	A un costado del museo de Arte Moderno
B	6631	481393	2147669	2244	Cerca de la avenida Paseo de la Reforma (sobre el talud)
C	6632	481512	2147632	2256	Frente a la estela de Luz
D	6952	481461	2147529	2270	Cerca del paradero Chapultepec – Bosques de las Lomas
E	6686	481368	2147483	2255	A un costado de Av. José Vasconcelos

En cada una de las estaciones se utilizó un sismómetro de banda ancha fabricados por Guralp Systems modelo 6TD (Figura 4-2), propiedad de la Facultad de Ingeniería UNAM. Cada equipo se orientó en dirección Norte con ayuda de una flecha dibujada en la parte superior del instrumento.

Las estaciones se situaron con distintas aberturas, las cuales se mencionan a continuación:

- De la estación A a B, la distancia fue de 146 m.
- Entre la estación B y C, 124.5 m.
- De la estación C a D, 115 m.
- Entre D y E, 104 m.
- Y finalmente, de la estación E a A, 205.5 m.

Las estaciones B, C, D y E se colocaron en la porción este de la zona de estudio y la A, hacia el oeste teniendo como referencia al Circuito Interior. Todas las estaciones contaron con tiempo absoluto proporcionado por el GPS.

El tiempo de grabación fue de aproximadamente dos horas continuas a una razón de 200 muestras por segundo.



**Figura 4-2. Sismómetro de banda ancha.**

Los sismómetros registraron ruido ambiental en 3 direcciones: Norte-Sur, Este-Oeste y la componente vertical, siendo esta información útil para los métodos de cocientes espectrales H/V y SPAC.

Las tres componentes se usan para realizar el procesamiento de los cocientes espectrales H/V y la componente vertical para el método de Autocorrelación Espacial.

## **4.2 PROCESAMIENTO DE DATOS**

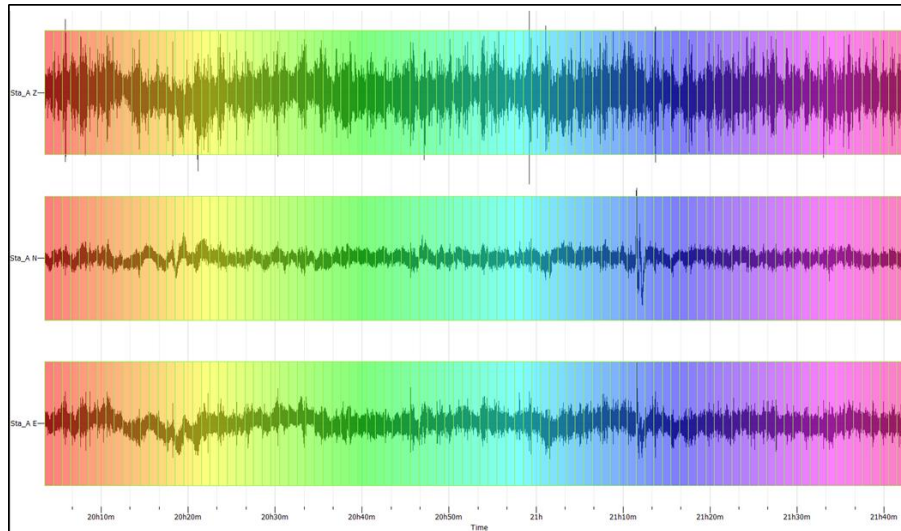
### **4.2.1 Cocientes Espectrales H/V**

En el procesamiento de los registros para cada estación, se utilizó el software GEOPSY (Wathelet et al, 2008).

Para cada una de las estaciones, se realizaron las siguientes acciones:

- Importar las señales de las dos componentes horizontales y la vertical.
- Indicar el intervalo de tiempo a procesar para cada uno de los registros.
- Especificar el tamaño de las ventanas y el traslape.
- Elegir los parámetros de suavizado y la forma de operar las componentes horizontales. El tipo de suavizado utilizado es el de Konno & Ohmachi.

La duración de los registros son de aproximadamente 2 horas, por lo que se empleó el total de la información para realizar el procesamiento. Además, los espectros de amplitud de Fourier se calcularon para ventanas de 60 s sin traslape (Figura 4-3).



**Figura 4-3. Ejemplo de selección de ventanas de ruido de 60 s de duración, sin traslape, para las tres componentes del movimiento en la estación A (las trazas de arriba hacia abajo son las componentes Z, N-S y E-W, respectivamente).**

La función de suavizado utilizada es la de Konno & Ohmachi. Ésta ha sido introducida para mejorar el suavizado de los espectros de amplitud de Fourier antes de realizar el cociente H/V. El suavizamiento permite una estimación más precisa del periodo de sitio y del factor de amplificación. La función de suavizamiento tiene un paso logarítmico a través de un banco de frecuencias centrales (SESAME, 2004). Dicha función tiene la forma siguiente:

$$F_{K-H} = \frac{\sin\left(\left(\log_{10}\left(\frac{f}{f_c}\right)\right)^b\right)}{\left(\left(\log_{10}\left(\frac{f}{f_c}\right)\right)^b\right)^4} \quad (3-1)$$

Dónde:

$f$  = frecuencia

$f_c$  = frecuencia central

$b$  = coeficiente de ancho de banda

El cociente espectral mediante el software puede ser evaluado de tres distintas formas:

- Promedio de los cuadrados (Squared average)
- Energía total horizontal (Total horizontal energy)
- Energía direccional (Directional energy)

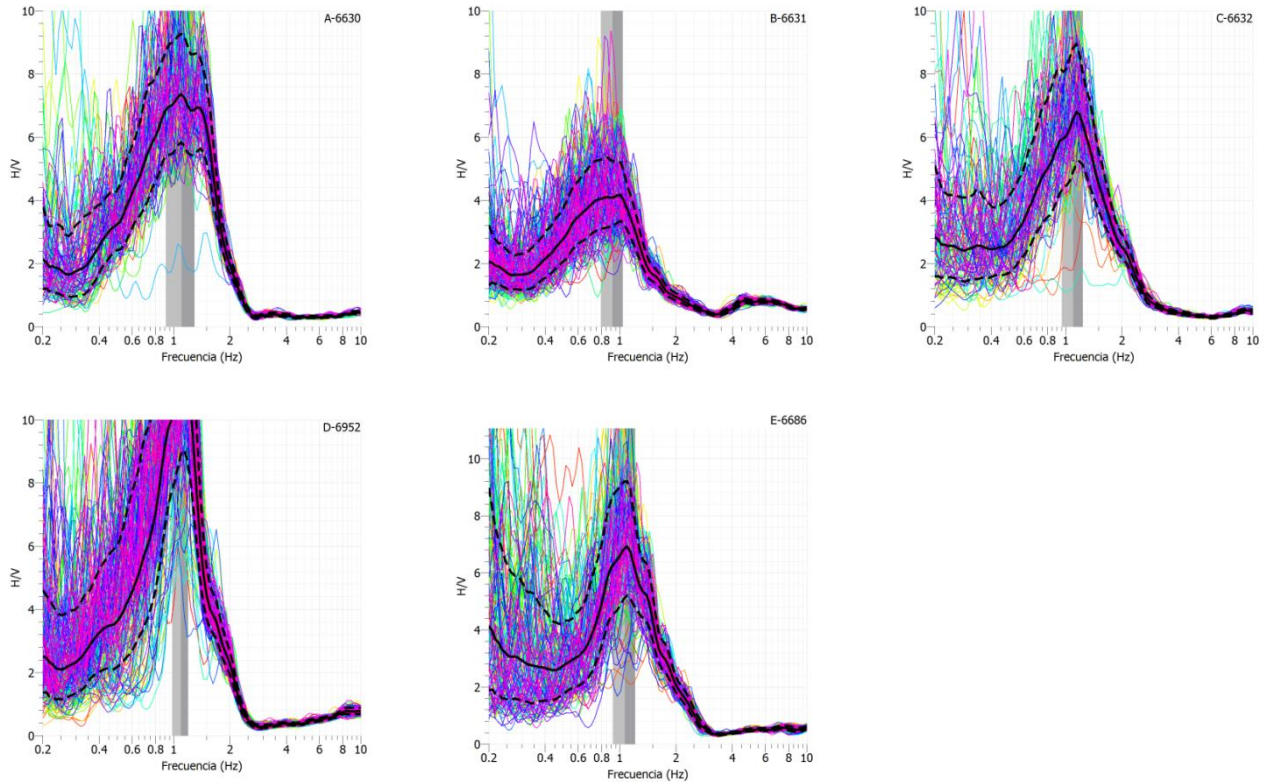
La forma de operar dichas componentes, para el caso de este estudio, fue “squared average”. Así, en cada ventana el espectro horizontal es calculado mediante la fórmula siguiente:

$$H(f) = \sqrt{\frac{N^2(f)+E^2(f)}{2}} \quad (3-2)$$

Una vez ajustados los parámetros antes mencionados para el procesamiento de los datos, el programa calcula los cocientes espectrales de las componentes horizontales (E-W y N-S) entre las componentes verticales, obteniendo el cociente espectral H/V.

En la Figura 4-4 aparecen los resultados para los cinco puntos de medición. En esta figura, se observa el valor de la frecuencia fundamental o de resonancia de la capa de suelo, y la amplitud espectral a la que ésta se presenta. Las líneas punteadas representan los valores mínimos y máximos de la amplitud, mientras que la línea continua es el promedio de dichos valores. Con ésta técnica se asume que los efectos de sitio son debidos a una sola capa de suelo sobre un semiespacio elástico. Así, el efecto de sitio está definido por un periodo característico y un nivel de amplificación, dados por la razón de impedancia entre la capa y el semiespacio. El valor del periodo o frecuencia dominante del movimiento del suelo, que puede ser definido como el periodo o frecuencia del primer armónico con mayor amplitud del movimiento del suelo, depende de las características físicas y geométricas de la estratigrafía somera.

Los resultados para las cinco estaciones son consistentes y se presentan en frecuencias alrededor de 1 Hz. Los valores para la amplitud relativa se encuentran en un rango de 4 a 11, lo que señala un cambio en el contraste de impedancias debido a las velocidades entre el substrato y la capa de suelo blando. Estos cambios en amplitud también pueden relacionarse con una diferencia en el espesor de los sedimentos en las áreas localizadas debajo de cada estación.

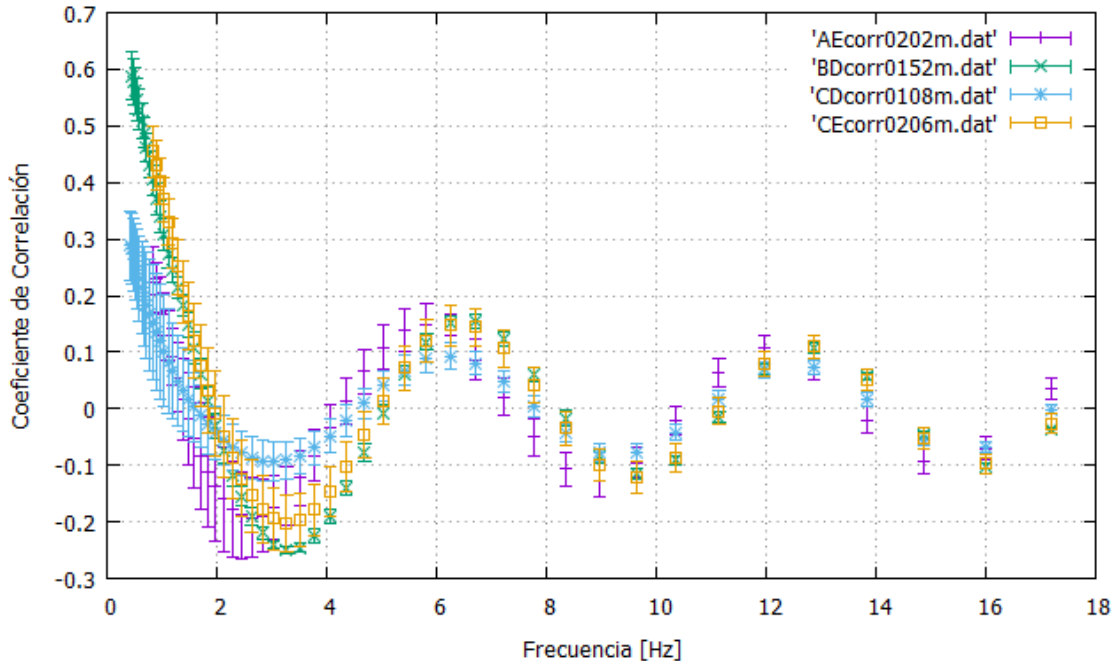


**Figura 4-4. Cocientes espectrales H/V para las cinco estaciones. La línea negra continua es el promedio de todas las curvas de colores. Las líneas negras discontinuas son la desviación estándar del promedio.**

#### 4.2.2 Autocorrelación Espacial Modificado (MSPAC)

Se calcularon los coeficientes de correlación mediante el método MSPAC para todos los pares de estaciones con el fin de estimar una curva de dispersión que permita cuantificar la estructura de la velocidad de ondas de corte. Para ello se usaron ventanas de 20 s de duración a lo largo del registro de vibración ambiental (aproximadamente 2 horas).

En la Figura 4-5 se muestran los coeficientes de correlación entre los pares de estaciones que proporcionaron un mejor coeficiente, estaciones: AE, BD, CD y CE. Se observa que el máximo de la función de correlación tiene valores menores a 0.6, lo cual indica un bajo nivel de correlación. Se observa que la correlación no es robusta en frecuencias cercanas a 1 Hz, donde el valor del coeficiente de correlación debería ser cercano a 1. Este resultado indica que la resonancia de la capa de suelo juega un papel importante en la correlación de ruido. Probablemente a la frecuencia de 1 Hz se conjuga el intenso tráfico vehicular y ruido antropogénico del sitio para perder la correlación entre los diferentes pares de estaciones.



**Figura 4-5. Coeficientes de correlación.**

En frecuencias mayores de 2 Hz se aprecia un comportamiento regular de los coeficientes de correlación (función de Bessel de primera especie y orden cero). Dado que la inversión de éste coeficiente es útil entre el valor máximo de correlación (cerca de 1 en frecuencias bajas) y poco después de su primer cruce por cero, no se ha invertido cada curva porque no se obtendrían curvas de dispersión en frecuencias donde necesitamos conocer la estructura a profundidad.

Por lo anterior, se decidió utilizar todas las estaciones como un arreglo y aplicar el método MSPAC, el cual realiza la correlación espacial sin necesidad de una configuración específica, para obtener una curva de dispersión.

Para aplicar el método MSPAC, se utilizó el software GEOPSY (Wathelet et al. 2008), realizando las siguientes actividades:

- Importar las señales correspondientes a la componente vertical.
- Editar las coordenadas de las estaciones con respecto a un sistema absoluto.
- Elegir las señales a procesar.
- Seleccionar el módulo SPAC.



- Dentro del módulo se eligieron las características siguientes: el tamaño de los anillos con respecto a la distancia entre estaciones, el tiempo común de registro a correlacionar, la longitud de la ventana de 120 s con un traslape del 50%, un rango de salida de 0.05 Hz a 15 Hz, con un número de muestras igual a 100.

El coeficiente de autocorrelación espacial para la frecuencia  $f$  está relacionado con la velocidad de fase  $c(f)$  por medio de la función de Bessel de primera especie y orden cero (Okada, 2003), esto es:

$$\rho(f, r) = J_0\left(\frac{2\pi fr}{c(f)}\right)$$

Considerando el caso de la estimación de la velocidad de fase de la onda Rayleigh en microtemores observados por un arreglo, y con  $A=2\pi r_0$  (donde  $r = r_0$  y  $r$  es el radio del arreglo circular) podemos escribir:

$$\rho(f) = J_0\left(\frac{Af}{c}\right) = J_0(x)$$

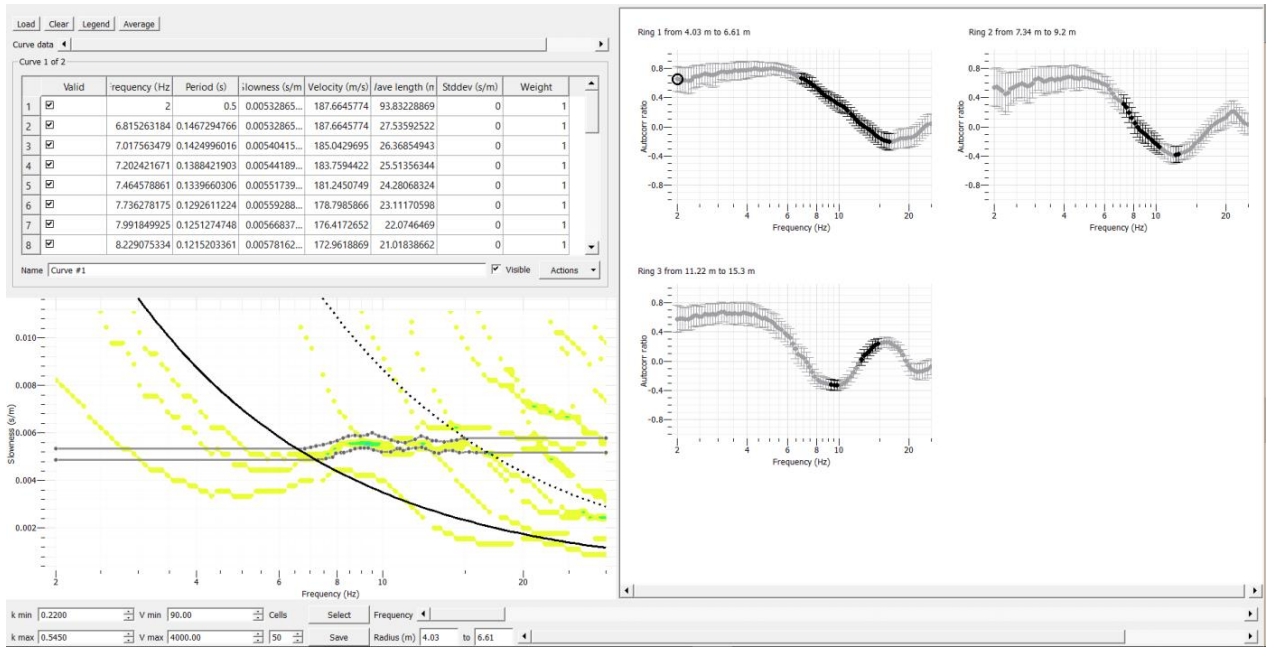
Donde  $x=Af/c$  y  $c$  está en función de  $f$ .

En la práctica, la estimación de la velocidad de fase  $c$  de un conjunto de datos obtenidos por un arreglo de cierto tamaño, se tiene que para cada frecuencia  $f$ :

$$c(f) = Af/x$$

La evaluación de la ecuación anterior genera una solución del valor de la velocidad de fase para una distancia constante  $x$ . Si el coeficiente de correlación entre los pares de estaciones es lo más parecido a una función de Bessel, será posible obtener una curva de dispersión y posteriormente un modelo de velocidades de la zona de estudio.

En el programa Geopsy (Wathelet et al. 2008) existen diferentes módulos para realizar acciones como desplegar resultados, invertir curvas, entre otros. Uno de ellos es `spac2disp` que permite observar los cocientes de autocorrelación y obtener histogramas de velocidades, ambos, resultado del análisis de datos por el método MSPAC. Un ejemplo de cómo se presentan tales resultados, elaborado con datos adquiridos en un sitio no definido ([www.geopsy.org](http://www.geopsy.org)), se puede apreciar en la Figura 4-6.



**Figura 4-6.** Vista general de los resultados desplegados en el módulo spac2disp. Lado izquierdo: histogramas de velocidades de fase derivados del conjunto global de valores de autocorrelación espacial. Lado derecho: curvas de autocorrelación espacial desplegadas para cada anillo (Imagen adaptada de: <http://www.geopsy.org/wiki/index.php/MSPAC>).

Utilizando la información adquirida en el talud de la Av. Juventud Heroica, se aplicó el método MSPAC usando las componentes verticales de las señales adquiridas en las cinco estaciones. Sin embargo, no fue posible obtener un coeficiente aceptable por la baja correlación existente entre ellas, pues no muestra similitud alguna con la función de Bessel. Tomando en cuenta lo anterior se decidió aplicar dicho método usando éstas mismas estaciones pero formando triángulos como se muestra en la Figura 4-7, de manera que se obtuvieron 9 arreglos triangulares: ABE, ABD, BDE, BCD, ACE, CDE, ACD, BCE, ADE.

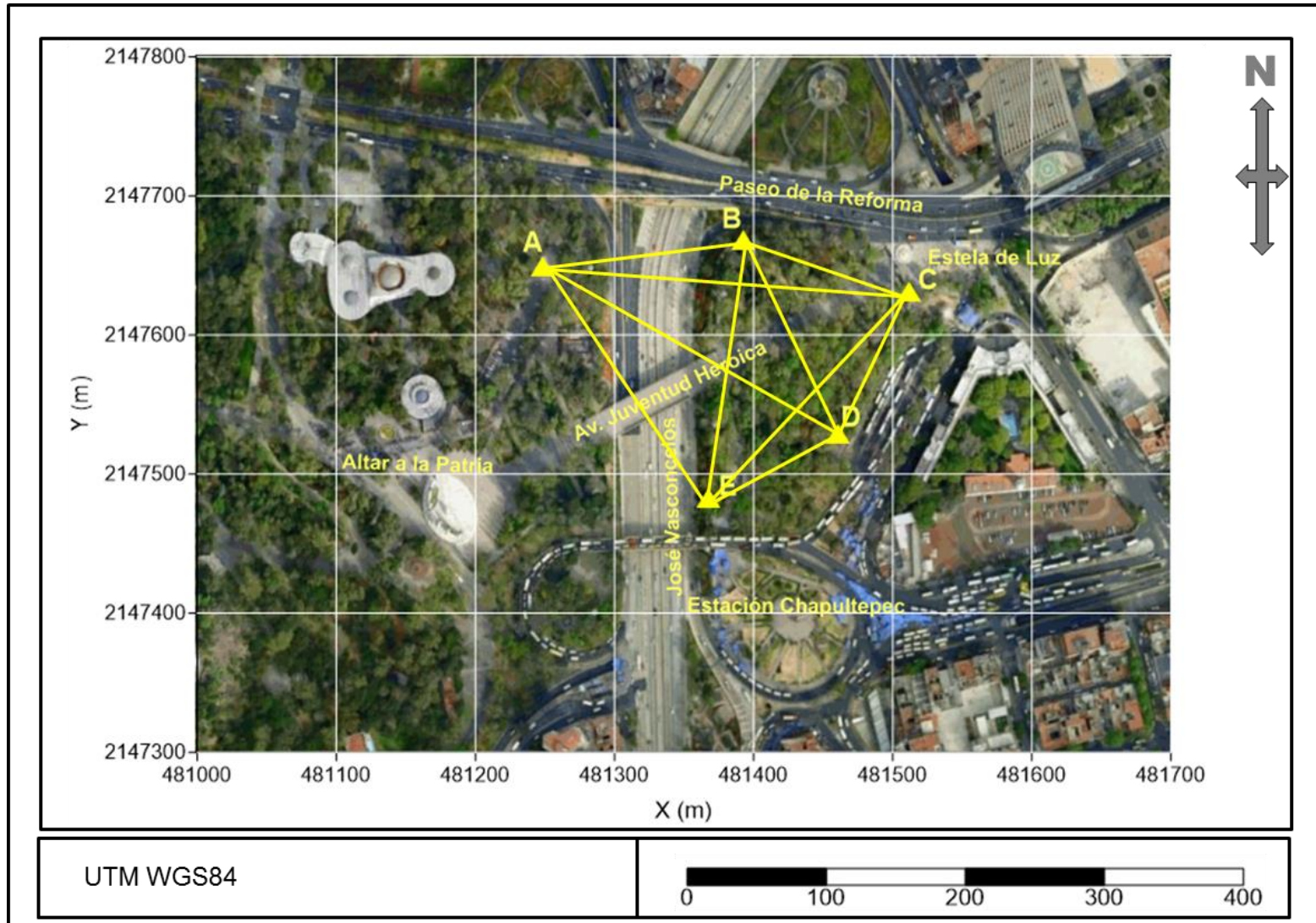


Figura 4-7. Arreglos triangulares (Imagen adaptada de Google Earth®)

Después de aplicar el método MSPAC a las señales de las estaciones que conforman cada uno de los triángulos, se concluyó que ninguno de ellos permitía obtener resultados satisfactorios. Como ejemplo, se muestra en la Figura 4-8 la curva de dispersión y los coeficientes de correlación obtenidos para el triángulo BDE.

Las líneas continua y punteada mostradas en la curva de dispersión corresponden al valor de  $k_{min}$  y  $k_{max}$  respectivamente. Estos valores se obtienen por medio de las expresiones:  $k_{min} = \frac{2\pi}{d_{max}}$  y  $k_{max} = \frac{2\pi}{d_{min}}$ , donde  $d_{max}$  y  $d_{min}$  se refieren a las distancias máxima y mínima entre las estaciones y permiten delimitar el área de confiabilidad de la curva.

Como se observa en la parte inferior de la Figura 4-8, los coeficientes de autocorrelación para los dos anillos usados en el método MSPAC presentan una baja similitud con la función de Bessel de primera especie y orden cero, por lo que no es posible obtener una curva de dispersión y, en consecuencia, un modelo de velocidades mediante éste método.

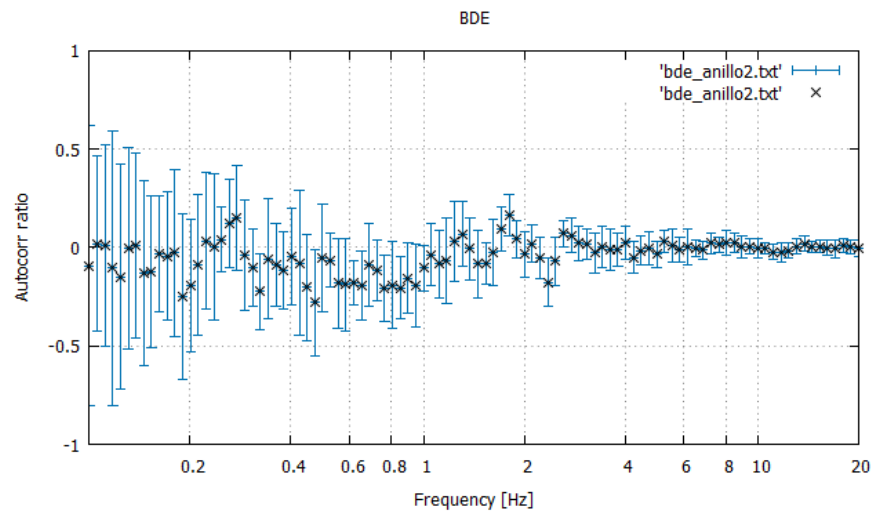
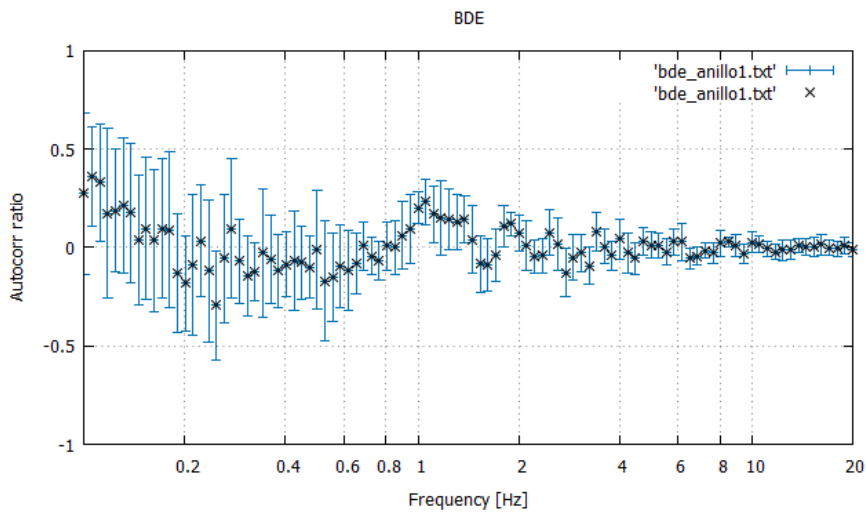
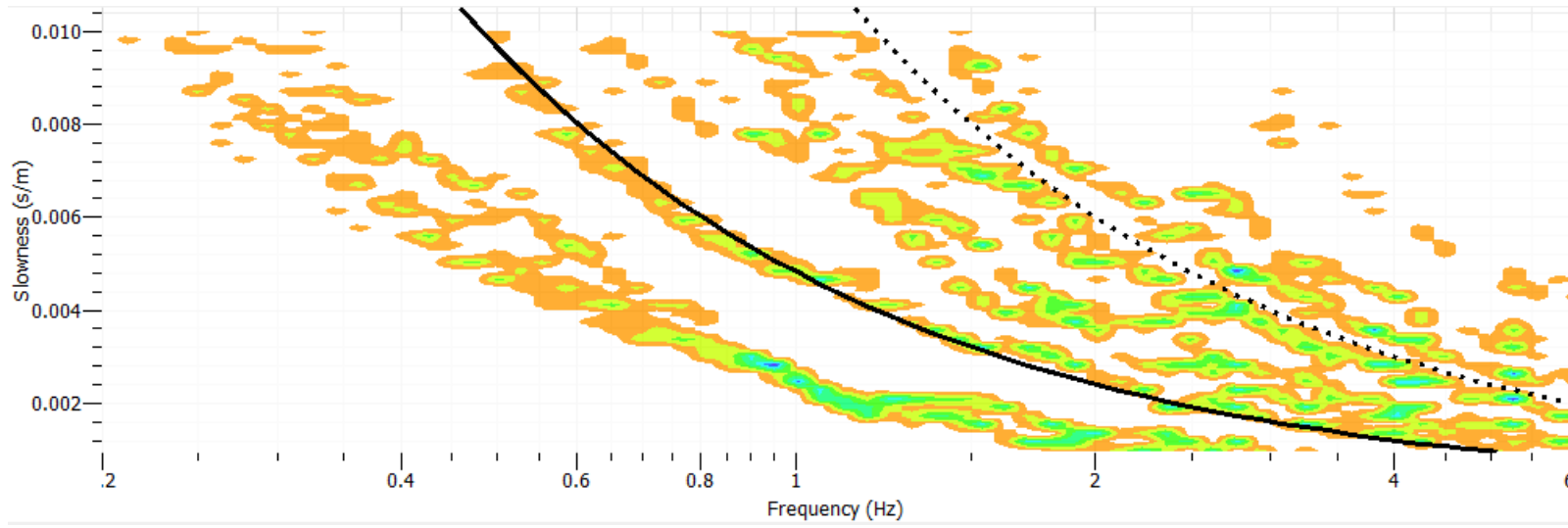


Figura 4-8. Arreglo triangular de las estaciones BDE. Arriba: curva de dispersión. Abajo: coeficientes de correlación

## CAPÍTULO 5. INTEGRACIÓN DE RESULTADOS

---

### 5.1 COCIENTES ESPECTRALES H/V

Los resultados obtenidos por medio de los cocientes espectrales son la frecuencia fundamental de resonancia del suelo y su amplificación relativa.

La Figura 5-1 muestra las estimaciones en cada uno de los sitios de estudio, la curva promedio para el valor de la amplitud (línea continua color negro) así como curvas de desviación estándar (líneas de diversos colores). En las gráficas de los cocientes espectrales se puede observar valores distintos para la amplitud: para las estaciones A, C y E el valor se encuentra entre 6 y 7; mientras que el valor máximo es de 11 para la estación D y el mínimo de 4 para la estación B. Este cambio en la amplitud del cociente indica que existe una variabilidad espacial importante en el contraste de impedancia para los diferentes sitios, es decir, que el substrato tiene velocidades diferentes en cada sitio. Probablemente se trate de valores comprendidos entre 300 y 600 m/s, debido a que son los valores típicos de sedimentos volcánicos de la formación Tarango.

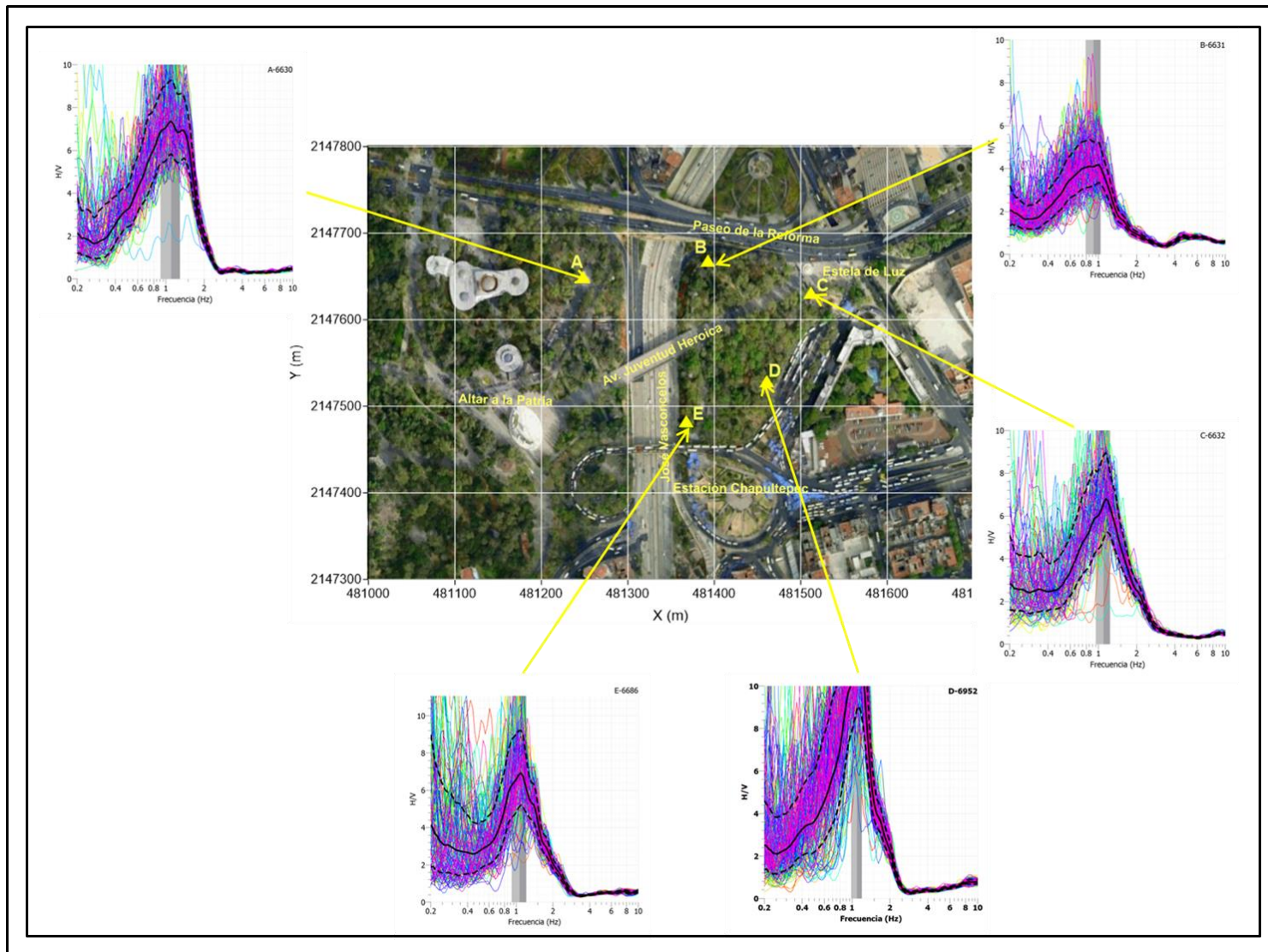
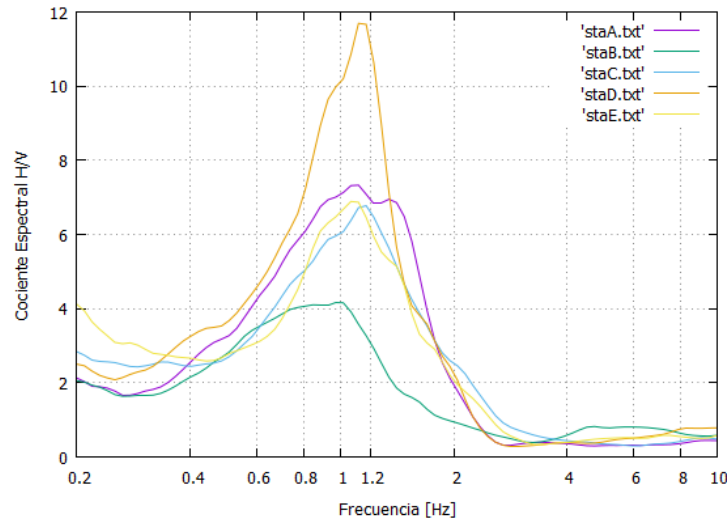


Figura 5-1. Cociente espectral para cada estación (línea negra continua, promedio para el valor de amplitud).

En la Figura 5-2 se muestran las curvas promedio del cociente espectral H/V para cada uno de los sitios. Se observa que las frecuencias están en un intervalo de 0.88 a 1.1 Hz o bien, con valores en un intervalo de periodos de 0.9 a 1.1 s.



**Figura 5-2. Cocientes espectrales para las cinco estaciones.**

En la Tabla 5-1 se presenta una síntesis de los resultados antes descritos.

**Tabla 5-1. Resultados de cocientes espectrales H/V**

Estación	No. Instrumento	Frecuencia fundamental [Hz]	Periodo [s]	Espesor [m]
A	6630	1.10876	0.90190	23
B	6631	0.88895	1.12492	28
C	6632	1.10216	0.90731	23
D	6952	1.09423	0.91388	23
E	6686	1.06217	0.94147	24

Los valores que se muestran en la Tabla 5-1 en conjunto con la velocidad de las ondas de corte, proporcionan información de los espesores de los sedimentos localizados por debajo del lugar donde se sitúa la estación de medición. En esta tabla se indica la profundidad a la que se encuentra el substrato, la cual se determina por medio de la relación  $f_0=V_s/4h$  (Nakamura, 2000; Guillier, 2006). La obtención del valor  $V_s$ , se explicará más adelante cuando se establezca la velocidad de corte de la capa superficial en la sección 5.1.1.

Ahora bien, a partir de los resultados mostrados en la Figura 5-2, se puede resaltar las observaciones siguientes: en la zona de estudio, para distancias muy cortas (no mayores a la separación de estaciones) existen variaciones en el valor de las frecuencias de sitio que



también se observa en la amplificación relativa. Las variaciones en la frecuencia se pueden atribuir al cambio de espesor del sustrato en la zona de medición, mientras que las variaciones en la amplificación se pueden relacionar con la forma de las estructuras del subsuelo (Guillier, 2006). Las curvas H/V exhiben picos claros alrededor de 1 Hz y la amplitud de las curvas indica una variación lateral en el contraste de impedancias entre el sustrato y la capa de suelo.

Los resultados obtenidos en cuatro estaciones del periodo característico se encuentran en el rango de 0.90 a 0.94 s, lo que sugiere que el área de estudio se localiza en una zona de transición. Sin embargo, sondeos geotécnicos realizados en las cercanías de este lugar muestran la presencia de estratos de depósitos arcillosos. Además, los valores de las cuatro estaciones son muy cercanos a 1 Hz por lo que la zona de estudio puede clasificarse como parte de la zona de Lago IIIa.

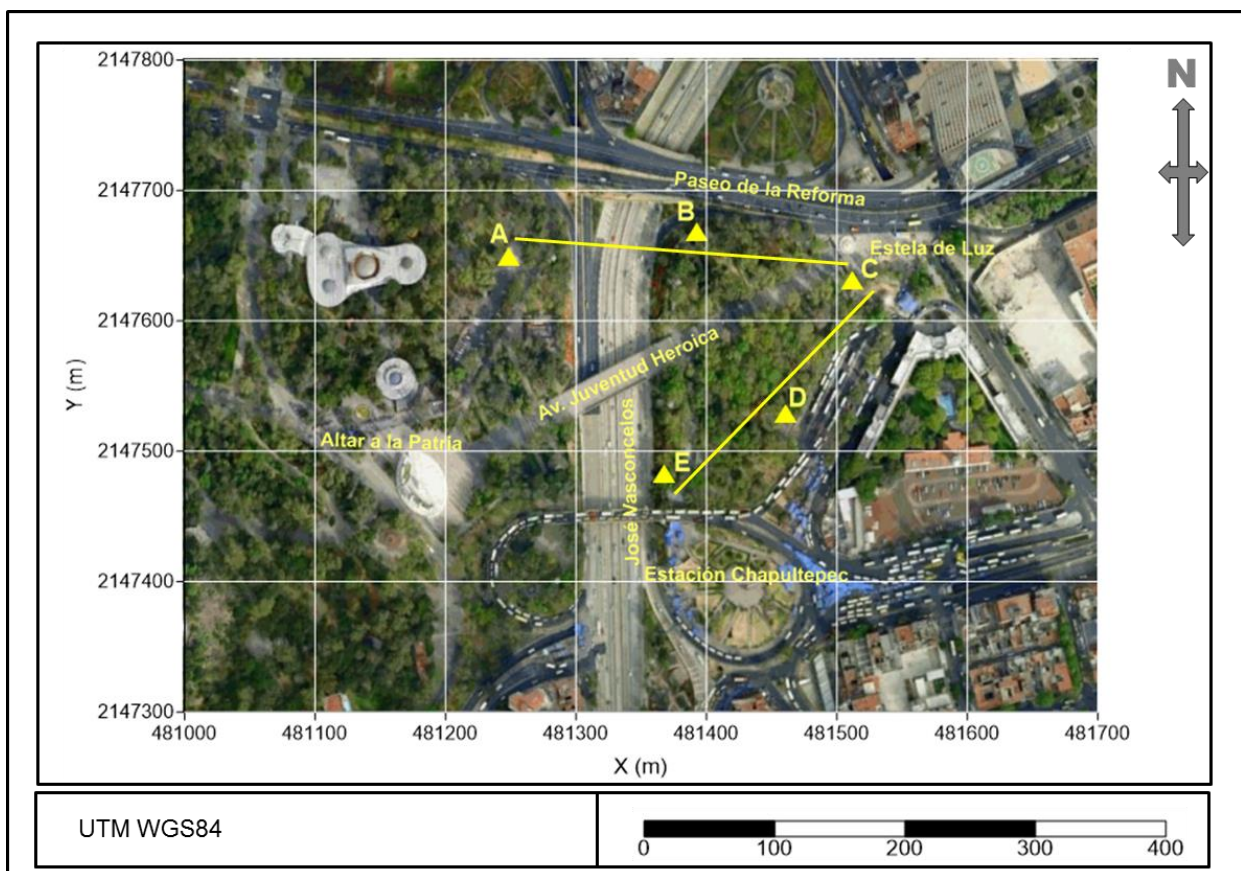
Al analizar la amplitud de las frecuencias máximas para las cinco estaciones se tiene lo siguiente:

- Para las estaciones A, C y E, las curvas H/V exhiben formas similares con valores promedio de 7 en amplificación y 1.1 Hz en frecuencia. Este comportamiento indica que las propiedades elásticas y la estructura del subsuelo que ven esos cocientes son similares.
- En la estación B, el cociente espectral tiene una amplitud igual a 4, un valor menor a las otras estaciones. Además, la curva H/V tiene un pico ancho o forma de tipo meseta con una baja amplitud, lo que se traduce como la presencia de una fuerte variación lateral del espesor de sedimentos (Guillier, 2006). El valor de la frecuencia dominante para esta estación es menor a los otros cuatro, reflejando un ligero incremento en el espesor de los sedimentos en la zona por debajo del sitio de medición.
- Para la estación D, la amplitud del cociente espectral tiene una amplificación aproximadamente de 11, lo que sugiere un fuerte contraste de impedancia en profundidad.

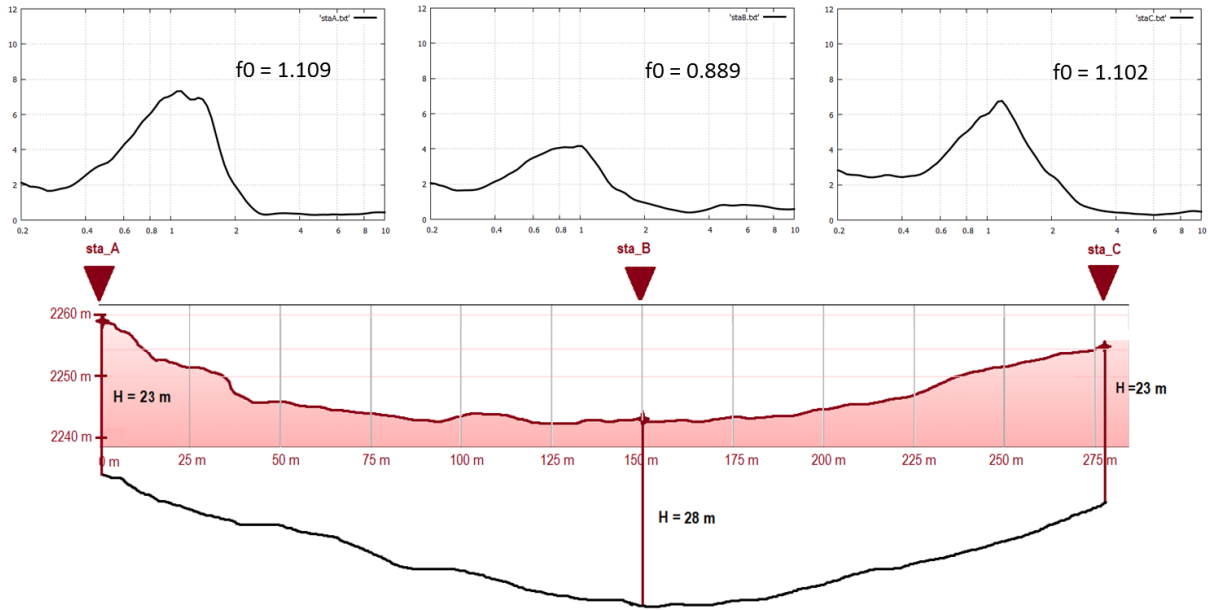
Los picos que muestran las curvas H/V en las estaciones de medición se pueden utilizar para obtener información cuantitativa del promedio del espesor de los sedimentos o la velocidad promedio (Nakamura, 2000; Guillier, 2006) mediante la fórmula  $f_0=Vs/4h$ , siendo  $f_0$  la frecuencia fundamental,  $Vs$  la velocidad de cortante y  $h$  el espesor de los sedimentos.

En la Figura 5-4 se presentan las estaciones A, B y C con los valores correspondientes a sus frecuencias fundamentales, así como la profundidad de los sedimentos calculada según Nakamura (2000). Se puede apreciar que éste espesor varía entre 23 y 28 m.

Para esto se trazaron dos secciones con las cinco estaciones de estudio, las cuales se muestran en la Figura 5-3.

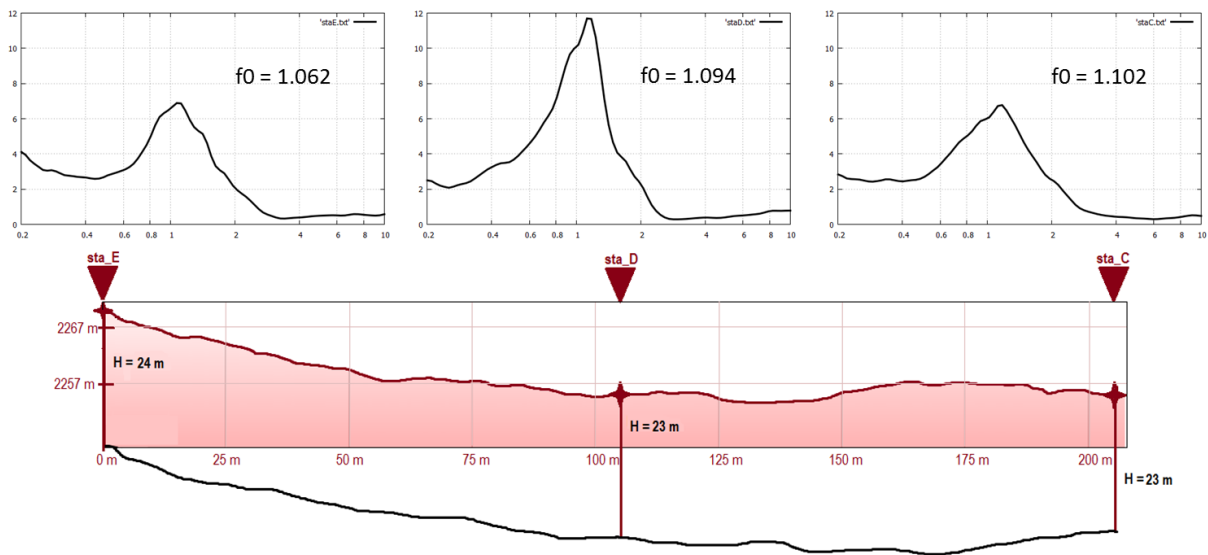


**Figura 5-3. Secciones A' – C' y E' – C'**



**Figura 5-4. Sección A'-C' con sus correspondientes cocientes espectrales. La línea roja continua representa el nivel topográfico; la línea negra continua indica la profundidad del estrato competente a partir del nivel topográfico.**

La Figura 5-5 muestra las frecuencias fundamentales y espesores calculados para los sedimentos en las estaciones C, D y E. Dicho espesor no tiene gran variación pues se encuentra entre los 23 y 24 m, en comparación con los de la sección A'-C'.



**Figura 5-5. Sección E'-C' con sus cocientes espectrales. La línea roja continua representa el nivel topográfico; la línea negra continua indica la profundidad del estrato competente a partir del nivel topográfico.**

### 5.1.1 Elipticidad de la onda Rayleigh

La elipticidad de la onda Rayleigh como una función de la frecuencia está estrechamente vinculada a la estructura subterránea, esto es, el perfil de velocidades de onda de corte y el espesor de los sedimentos.

Además de obtener la frecuencia de resonancia a partir de los cocientes espectrales, en estructuras de una dimensión, el promedio de estos cocientes se puede suponer que mide la elipticidad de las ondas Rayleigh para la superficie de un medio estratificado. Por lo tanto, la forma de los cocientes espectrales pueden ser usados para determinar el perfil de velocidades de la onda de corte (Scherbaum, 2002).

Autores como Nogoshi e Igarashi, 1971, Lachet y Bard, 1994, Tokimatsu et al., 1996, coinciden con las siguientes aseveraciones (Bard, 1999):

- El cociente espectral H/V está relacionado con la elipticidad de las ondas Rayleigh por el predominio de estas ondas en la componente vertical.
- Esta elipticidad depende de la frecuencia y presenta un pico alrededor de la frecuencia fundamental para sitios que muestran un alto contraste de impedancia entre la superficie y los materiales profundos.

A partir de los datos de cocientes espectrales H/V, se analizaron las curvas de elipticidad para cada estación, obteniendo un mejor resultado con la estación B. La Figura 5-6 muestra el cociente espectral de la estación B y la curva de elipticidad.

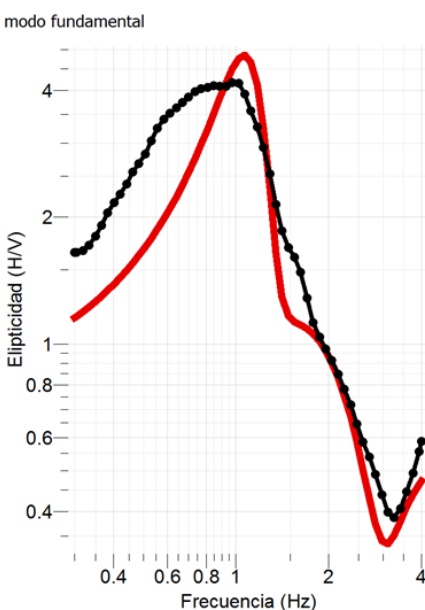


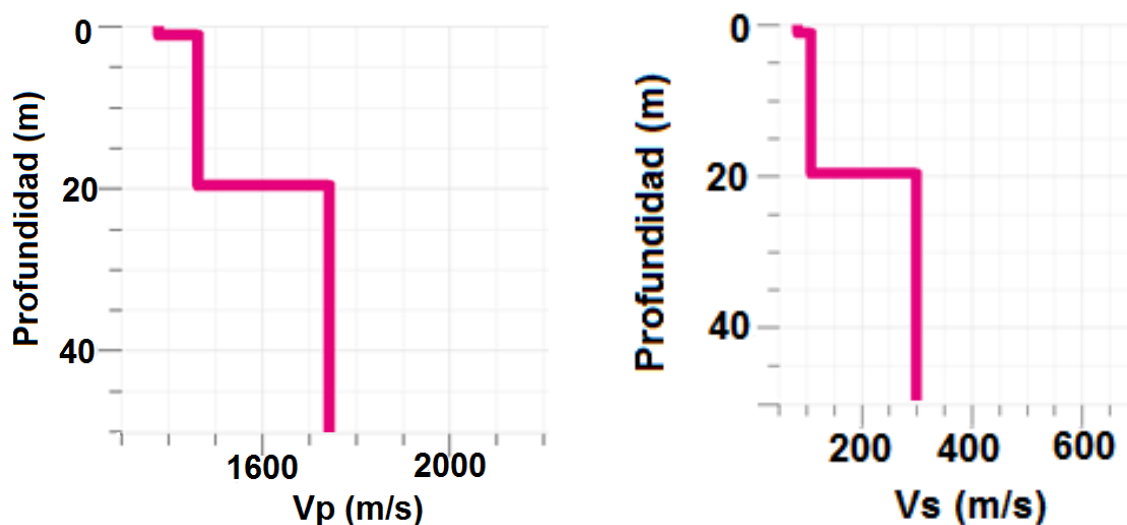
Figura 5-6. Curva de elipticidad (línea roja) para el cociente espectral (línea negra) de la estación B.

Para obtener un modelo de velocidades por medio del módulo DINVER del software GEOPSY (Wathelet et al, 2008), se deben emplear datos de entrada como: velocidad de onda P, velocidad de onda S, relación de Poisson y densidad. Por lo que utilizó la información de un pozo cercano a la Puerta de los Leones (Yamashita Architects & Engineers Inc., 1996), la cual se muestra en la Tabla 5-2.

**Tabla 5-2. Pozo 12: Ubicado en Av. Álvaro Obregón esq. Av. Cuauhtémoc (Modificado de Yamashita Architects & Engineers Inc., 1996)**

Prof. (m)	Descripción	Velocidad onda P	Velocidad onda S	Constantes Elastodinámicas v: relación de Poisson G: módulo de rigidez E: módulo de Young
3	Relleno	1430	90	v: 0.498 G: 100 E: 300 ( $\rho$ :1.2)
8	Arcilla limosa	1430	30	v: 0.5 G: 10 E: 30 ( $\rho$ :1.1)
40	Arcilla arenosa	1430	130	v: 0.490 G: 570 E: 1700 ( $\rho$ :1.4)
90	Arena limosa	1750	430	v: 0.467 G: 3210 E: 9410 ( $\rho$ :1.7)

Con la curva de elipticidad se obtuvieron los modelos que se presentan en la Figura 5-7.



**Figura 5-7. Modelo de velocidades obtenidos a partir de la curva de elipticidad.**

El modelo de velocidades de la onda P muestra para los estratos menores de 20 m una velocidad de 1460 m/s; para la siguiente capa entre 20 y 45 m, 1740 m/s. El modelo de velocidades de la onda S, muestra lo siguiente: los espesores menores de 20 m tienen una velocidad de 101 m/s; de 20 a 45 m de profundidad, la velocidad es de 300 m/s.

Los valores para las velocidades de la onda S se asemejan a los obtenidos por Yamashita Architects & Engineers Inc. Oyo Corporation (1996). Díaz (2006) muestra un perfil que puede considerarse típico de la zona lacustre de la Ciudad de México, el cual presenta una velocidad de onda S de 81 m/s para una profundidad de 7 a 30 m. Estos valores corresponden a los estratos de arcillas localizados por encima de la capa dura (Romo et al., 2012).

Cárdenas et al., (2016) realizaron un estudio en la tercera sección del bosque de Chapultepec que se encuentra al poniente de la primera, en la cual los sedimentos arcillosos no están presentes. Sin embargo, la velocidad de onda de corte de 300 m/s que reportan para los primeros metros de profundidad, corresponde a sedimentos vulcano-sedimentarios. Este mismo valor se obtuvo del modelo de velocidades a partir de la curva de elipticidad, pero para una profundidad de 20 a 45 m en la primera sección del Bosque, por lo que dicho valor también pertenece a ese tipo de sedimentos.

Así, para los modelos presentados en las figuras 5-4 y 5-5 se consideró una velocidad del estrato blando de 101 m/s. Mediante la fórmula  $f_0 = V_s/4h$ , se calculó la profundidad de la capa de sedimentos “h” para cada una de las estaciones con su correspondiente frecuencia fundamental.

## **5.2 MÉTODO DE AUTOCORRELACIÓN ESPACIAL MODIFICADO (MSPAC)**

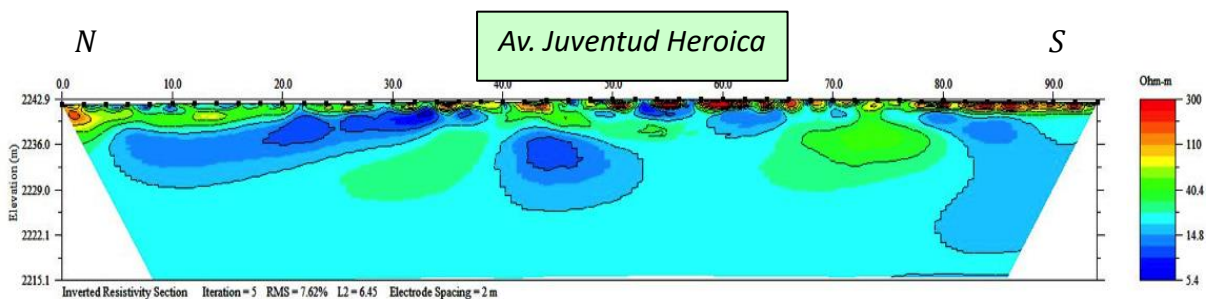
El método de Autocorrelación Espacial ha sido usado en diversos estados de la República Mexicana por diferentes investigadores y con diversas configuraciones (Aguirre et al. 2006; Flores, 2003; Cárdenas, 2014; González, 2013; Robles, 2014), sin embargo aún no se conocen las causas de la estabilidad de las correlaciones o los factores que afectan sus valores. Además, es necesario investigar la relación que tienen con la distancia, litología, tiempo e incluso las condiciones meteorológicas al momento de realizar la medición (Flores, 2003; González, 2013). Para el caso del arreglo instrumental de este estudio, no fue posible obtener resultados con la información adquirida en la Avenida Juventud Heroica para este método. Esto probablemente se debe a que muy cerca de la frecuencia de sitio 1 Hz existe una fuerte resonancia en la capa de suelo blando.

### 5.3 RESULTADOS OBTENIDOS POR MEDIO DE PROSPECCIÓN ELÉCTRICA

Posterior a la adquisición de datos de sísmica pasiva, se realizó una tomografía eléctrica 2D en la zona de estudio. Los datos se adquirieron por medio de un resistivímetro Syscal Pro de Iris Instruments, propiedad de la Facultad de Ingeniería, UNAM; empleando un arreglo Wenner-Schlumberger para obtener una mejor resolución vertical y horizontal, manteniendo una separación entre electrodos de 2 m. La longitud total del tendido fue de 96 m de longitud, con 48 electrodos de una aleación de Cobre, Bronce y Zinc. En la Figura 5-9 se muestra el tendido de la tomografía (Cárdenas, 2014).

Para la inversión de los datos de resistividad se empleó el Software *Earthimager 2D: Inversion and Modeling Software* de la empresa AGI (Advanced Geosciences, Inc). Los resultados de esta inversión se muestran en la Figura 5-8, en la cual se observa que el cambio de la resistividad con relación a la profundidad varía muy poco, por lo que se puede hablar de un solo estrato geoelectrónico cuyas resistividades se encuentran en el rango de 20 a 40  $\Omega$ .m. La profundidad de penetración de la tomografía no fue mayor a 13 m y destacan valores de resistividad altos (mayor a 300 [ $\Omega$ .m]) en la parte central del arreglo (por debajo del camino Juventud Heroica) y en el extremo sur de la sección, los cuales se asocian a registros de alcantarillado y la presencia de tuberías (Cárdenas, 2014).

A una profundidad promedio de 5 metros, hacia la parte norte de la sección, se encuentra una zona de material saturado que sigue la pendiente del terreno hacia la Av. Circuito Interior y cuyos valores son de bajos resistivos. Otra zona con las mismas características (5  $\Omega$ .m) se encuentra por debajo de la plancha del camino Juventud Heroica que está delimitada entre 38 y 66 m.



**Figura 5-8.** Sección de tomografía eléctrica. El recuadro indica el ancho de la Av. Juventud Heroica.

Este método, proporcionó poca información para caracterizar la zona de estudio, sin embargo, se puede observar que en los primeros 13 m de profundidad no hay un cambio significativo en los materiales que conforman la zona estudiada.

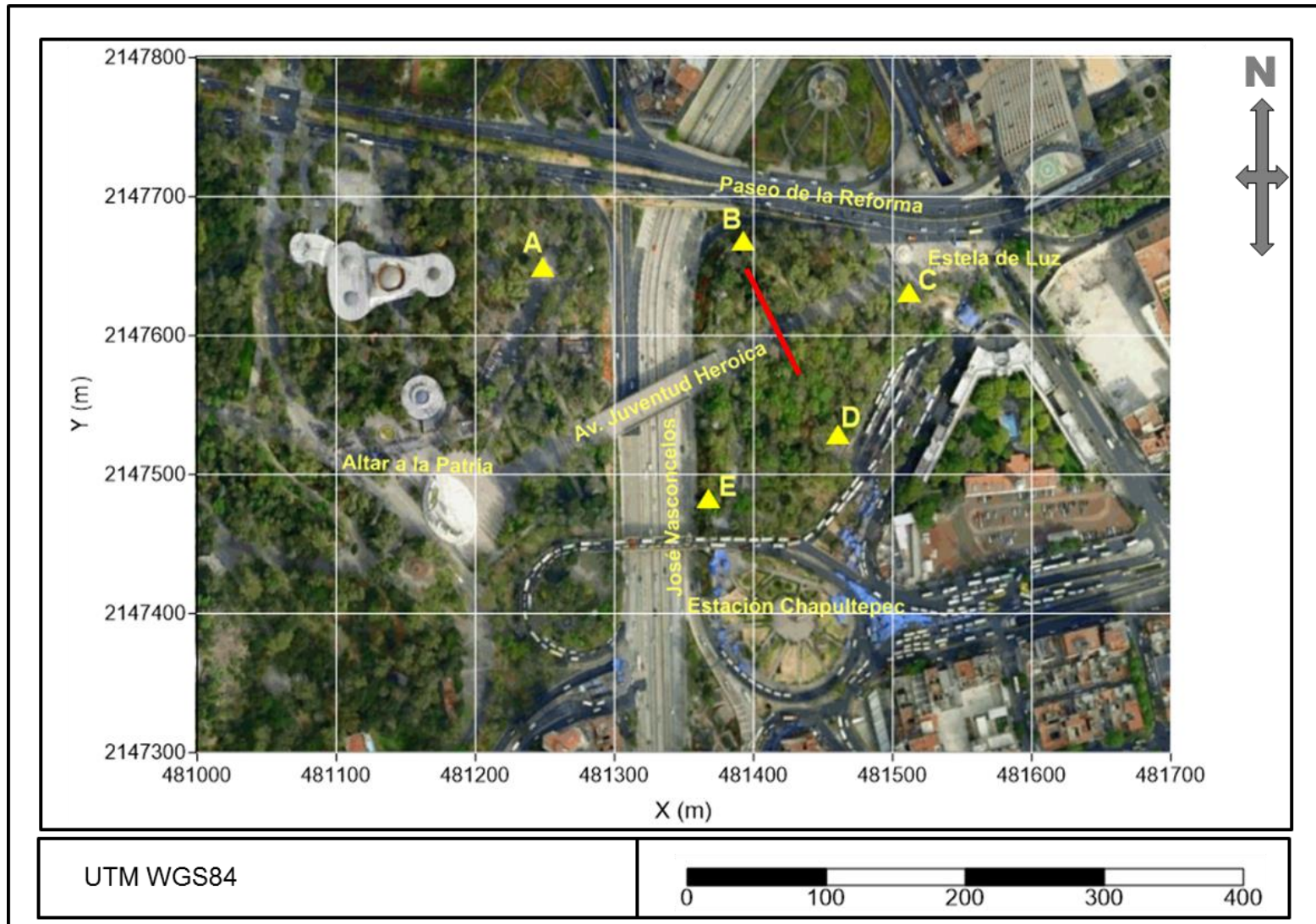


Figura 5-9. Mapa de localización de tomografía eléctrica: la línea en color rojo representa el tendido de 48 electrodos.



## CAPÍTULO 6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

---

En este trabajo se realizaron estudios de sismica pasiva en una porción de la 1ª Sección del Bosque de Chapultepec, a fin de analizar la respuesta sísmica del sitio para establecer su posible relación con la subsidencia local del terreno.

Se utilizó el método de cocientes espectrales H/V, para obtener la respuesta de sitio en cinco puntos, y se ajustó la curva de ese cociente mediante la elipticidad de ondas superficiales para establecer el perfil de ondas P y S del subsuelo.

Las conclusiones que se derivan de estos resultados son:

1. La frecuencia fundamental promedio para el área de estudio es de 1 Hz, lo que la clasifica como parte de la zona geotécnica IIIa, a pesar de que en las Normas Técnicas Complementarias Para Diseño Por Sismo (NTCDS), la clasifican como zona de transición.
2. Las diferencias entre las amplitudes de las frecuencias máximas de los cocientes espectrales H/V para cada una de las estaciones, muestran que la estructura del subsuelo de los depósitos lacustres son similares en cuatro de las cinco estaciones.
3. La aplicación del método SPAC no proporcionó resultados satisfactorios debido a la baja correlación en frecuencias cercanas a 1 Hz. Este resultado se puede deber a la resonancia de la capa de suelo en esa frecuencia, aunado al flujo vehicular.
4. El modelado directo de la curva H/V mediante la elipticidad de las ondas de Rayleigh permitió obtener el perfil de velocidad de onda P y S. Éstas velocidades y correspondientes espesores, son consistentes con los reportados por estudios geotécnicos.
5. El fracturamiento observado en la zona de estudio resulta ser superficial, probablemente debido a una mala compactación de los materiales de relleno. Los resultados de tomografía eléctrica muestran que en los primeros 2 m de profundidad, este relleno está intemperizado, y por debajo de éste los materiales corresponden a arcillas susceptibles a estar saturadas.

## Recomendaciones

1. En el método SPAC, se podría emplear arreglos triangulares equivalentes para las estaciones (Flores, 2003) y con distancias más cortas entre éstas, a fin de obtener información para los estratos superficiales.
2. Contar con mayor densidad de datos de sismica pasiva para estudiar la zona con detalle, a fin de establecer donde se localiza el límite de la zona de lago.
3. Utilizar métodos geofísicos complementarios, para integrar resultados que caractericen la saturación de los materiales de la zona.

## REFERENCIAS

Aki, K., 1957. Space and Time Spectra of Stationary Stochastic Waves, with Special Reference to Microtremors. Earthquake Research Institute, Vol. XXXV, 416-456.

Aguirre, J., Rodríguez, M., Vázquez, R., 2006. Sísmica de dispersión de ondas superficiales usando ruido sísmico. Siete mediciones en el Estado de Colima, México.

Bard, P., 1999. Microtremor measurements: A tool for site effect estimation? [en línea]. Disponible en: [https://www.researchgate.net/publication/235623097\\_Microtremor\\_measurements\\_A\\_tool\\_for\\_site\\_effect\\_estimation](https://www.researchgate.net/publication/235623097_Microtremor_measurements_A_tool_for_site_effect_estimation) [último acceso el 22 de enero de 2016].

Boaga, J., Vaccari, F., Panza, G.F., 2010. Shear wave structural models of Venice Plain, Italy, from Time Cross Correlation seismic noise. Engineering Geology, (116), 189-195.

Bolívar, C. (2013). Chapultepec: Paseo de fin de siglo. Una experiencia decimonónica (Tesis de maestría). Universidad Iberoamericana, México.

Bonnefoy-Claudet, S., Köhler, A., Cornou, C., Wathelet, M., Bard, P., 2008. Effects of Love Waves on Microtremor H/V Ratio. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 98 (1), 288-300.

Bonnefoy-Claudet, S., Cornou, C., Bard, P., Cotton, F., Moczo, P., Kristek, J., Fäh, D., 2006. H/V ratio: a tool for site effects evaluation. Results from 1-D noise simulations. Geophys. J. Int., 167, 827-837.

Cárdenas, M., Ramos, H., Vidal, M., 2016. Interferometría de ruido sísmico para la caracterización de la estructura de velocidad 3D de un talud en la 3ª Sección del Bosque de Chapultepec, Ciudad de México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Vol. 68 (2), 173-186.

Cárdenas, M., 2014. Informe técnico 6: Estudio Geofísico del Talud Puerta de los Leones 1ª Sección del Bosque de Chapultepec.

Carréon-Freyre, D., Hidalgo, C., Hernández, M., 2006. Mecanismos de fracturamiento de depósitos arcillosos en zonas urbanas. Caso de deformación diferencial en Chalco, Estado de México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Núm. Especial de Geología Urbana, Tomo LVIII, Núm. 2, 237-250.

Chávez, J., 2008. Atlas multidisciplinario y de riesgo geotécnico de la zona conurbada al norponiente del Valle de México. Academia de Ingeniería.

Cuadra, P. (2007). Aplicación de técnicas de vibraciones ambientales: análisis de microtremores y vibraciones naturales, para la caracterización de sitio (Tesis de Licenciatura). Universidad Simón Bolívar, Venezuela.

Díaz, J., 2006. Los suelos lacustres de la Ciudad de México. Rev. Int. de Desastres Naturales, Accidentes e Infraestructura Civil. Vol.6 (2), 111.

Donat, F., Wathelet, M., Kristekova, M. y otros, 2009. Using Ellipticity Information for Site Characterisation. Reporte. Network of Research Infrastructures for European Seismology. [en línea]. Disponible en:

[http://www.neries-eu.org/main.php/JRA4\\_TaskB2\\_D4\\_Final\\_Report.pdf?fileitem=10272807](http://www.neries-eu.org/main.php/JRA4_TaskB2_D4_Final_Report.pdf?fileitem=10272807) [último acceso el 22 de enero de 2016].

Enríquez, C. (2012). El bosque de Chapultepec y la transformación de su entorno (Tesis de licenciatura), Universidad Nacional Autónoma de México.

Flores, H., 2003. Método SPAC: otra alternativa para estimar la Respuesta de Sitio en la Ciudad de México. [en línea]. Disponible en: <http://www.bvsde.paho.org/bvsacd/cursouni/HFspac.pdf> [último acceso el 12 de agosto de 2016].

Flores, H., Lomnitz, C., Yussim, S., 2004. Estimación de velocidades de fase a partir del análisis de microtremores con el método SPAC. Geos, Vol.24 (3), p. 438-445.

Geopsy. Nature of ambient vibrations. General scientific background . [en línea]. (Actualizado al 07 de febrero del 2013). Disponible en: [http://www.geopsy.org/wiki/index.php/Main\\_Page](http://www.geopsy.org/wiki/index.php/Main_Page) [último acceso el 10 de agosto de 2015].

González, C. (2014). Condiciones geológico-estructurales del bosque de Chapultepec y su entorno al Poniente de la Ciudad de México (Tesis de licenciatura), Universidad Nacional Autónoma de México.

González, R., Mora, J., Aguirre, J., Novelo, D., 2013. La estructura de velocidades y su relación con el peligro sísmico en Tuxtla Gutiérrez, Chiapas. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, Vol. 3 (1), p. 121-134.

Guillier, B., 2006. Simulation of seismic ambient vibrations: does the H/V provide quantitative information in 2D-3D structures?. Third International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion. Francia.

INAH. Museo Nacional de Historia. [en línea]. Disponible en: [http://www.mnh.inah.gob.mx/historia/hist\\_historicos.html](http://www.mnh.inah.gob.mx/historia/hist_historicos.html) [último acceso el 10 de agosto de 2015].

Jaramillo, A., 2013. Método H/V para la reconfiguración del mapa de periodos predominantes del suelo del DF para diseño por sismo. Revista de la Sociedad Mexicana de Ingeniería Geotécnica. (No. 227), 19-22.

Lacave, C., Bard, P., Koller, M. Microzonation: techniques and examples. [en línea]. Disponible en: [http://www.zlg.ethz.ch/downloads/publ/publ\\_B115/Koller.pdf](http://www.zlg.ethz.ch/downloads/publ/publ_B115/Koller.pdf) [último acceso el 10 de agosto de 2015].

Lane, J., White, E., Steele, G., Cannia, J., 2008. Estimation of bedrock depth using the horizontal to vertical (H/V) ambient-noise seismic method. [en línea]. Disponible en: <http://www.earth.northwestern.edu/public/seth/327/HV/Lane2008.pdf> [último acceso el 10 de agosto de 2015].

Lermo, J., Cabrera G., Cesati C., Ortega R., 1990. Estimación del periodo dominante en 18 sitios del D.F. utilizando mediciones de velocidad de ondas de cortante en pozos, microtremores y movimientos fuertes. Memorias del Congreso Nacional de Mecánica de Suelos, San Luis Potosí, 1990.

Lermo, J. F., Chávez F. J., 1995. Site effect evaluation at Mexico City: dominant period and relative amplification from strong motion and microtremor records.

Matos, E. 2003. Chapultepec prehispánico en las fuentes históricas. [en línea]. Disponible en: <http://www.historicas.unam.mx/publicaciones/revistas/nahuatl/pdf/ecn34/681.pdf> [último acceso el 10 de agosto de 2015].

Mendoza, L., Acosta, J., Vázquez, S., 2009. Estudio para la identificación de la microzonación sísmica en la colonia “ampliación ejido plan libertador”, municipio de Playas de Rosarito, Baja California. [en línea]. Disponible en: <http://www.rosarito.gob.mx/rosaritov/ProteccionCivil/Informe%20final%20Microzonificacion%20Sismica%20Amp.%20Plan%20Libertador.pdf> [último acceso 22 de enero de 2016].

Morikawa, H., Sawada, S., Akamatsu, J., 2004. A Method to Estimate Phase Velocities of Rayleigh Waves Using Microseisms Simultaneously Observed at Two Sites. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 94, No. 3, pp. 961-976.

Nakamura, Y., 1989. A Method for Dynamic Characteristics Estimation of Subsurface using Microtremor on the Ground Surface. Quarterly Report of Railway Technical Research Institute, 30-I.

Nakamura, Y., 2000. Clear identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its application. 12th World Conference on Earthquake Engineering. [en línea]. Disponible en: [http://www.sdr.co.jp/papers/n\\_tech\\_and\\_application.pdf](http://www.sdr.co.jp/papers/n_tech_and_application.pdf) [último acceso el 18 de agosto de 2015].

Okada, H., 2003. Fundamental properties of microtremors En: The Microtremor Survey Method. Oklahoma: SEG, 3-16.

Okada, H. 2003. Principle of the microtremor survey method En: The Microtremor Survey Method. Oklahoma: SEG, 17-53.

Okada, H. 2003. Estimating phase velocity En: The Microtremor Survey Method. Oklahoma: SEG, 54-65.

Pantoja, S., (13 de septiembre de 2010). El Ángel: símbolo del DF y de su hundimiento. El Universal. Recuperado de <http://archivo.eluniversal.com.mx/ciudad/103333.html>.

Páramo, A.: Circuito Interior una arteria que cumple hoy 50 años: Excélsior: <http://www.excelsior.com.mx/2011/06/03/comunidad/742136>

Pérez, D. (2009). Modelado del hundimiento de la zona lacustre del Valle de México. Aspectos estratigráficos y piezométricos (Tesis de maestría). Instituto Politécnico Nacional.

Ramos, H. (2015). Estudio de propiedades dinámicas de un talud mediante métodos sísmicos activos y pasivos en la 3a sección del Bosque de Chapultepec (Tesis de licenciatura). Universidad Nacional Autónoma de México.

Reinoso, E., Lermo, J. Periodos del suelo del valle de México medidos en sismos y con vibración ambiental (1991). [en línea]. Disponible en: [http://www.smie.org.mx/SMIE\\_Articulos/co/co\\_07/te\\_02/ar\\_15.pdf](http://www.smie.org.mx/SMIE_Articulos/co/co_07/te_02/ar_15.pdf) [último acceso el 21 de enero de 2016].

Remigio, K. (2013). Caracterización mineral de muestras pétreas mediante la aplicación de microscopía óptica de polarización de los taludes en la tercera Sección del Bosque de Chapultepec (Tesis de licenciatura). Universidad Nacional Autónoma de México.

Robles, A. (2014). Efecto de sitio de la Ciudad de Tula de Allende, Hidalgo y sus alrededores, por medio de los métodos H/V y SPAC (Tesis de licenciatura). Universidad Nacional Autónoma de México.

Romo, M., Mendoza, M., Botero, E., Flores, O. 2012. Estudios para la verificación de la seguridad estructural y geotécnica del monumento del bicentenario de la independencia de México: “Estela de luz”. Aspectos Geotécnicos. Instituto de Ingeniería, UNAM.

SACMEX, 2012. Aspectos Históricos de la obra hidráulica en la cuenca de México En: El gran reto del Agua en la Ciudad de México. México, 13-57.

Santoyo, E., Ovando, E., Mooser, F. 2005. Síntesis geotécnica de la Cuenca del Valle de México. TGC, México.

Santoyo, E. 2013. Historia y actualidad del hundimiento regional de la Ciudad de México. [en línea]. Disponible en: <http://tgc.com.mx/tgc/wp-content/uploads/2013/11/art001.pdf> [último acceso el 10 de agosto de 2015].

Scherbaum, F., Hinzen, K., Ohrnberger, M., 2002. Determination of shallow shear wave velocity profiles in the Cologne/Germany area using ambient vibrations. *Geophys. Journ. Int.*

SESAME, 2004. Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations. [en línea]. Disponible en: <ftp://ftp.geo.uib.no/pub/seismo/SOFTWARE/SESAME/USER-GUIDELINES/SESAME-HV-User-Guidelines.pdf> [ultimo acceso el 10 de agosto de 2015].

Shearer, P. 2009. Surface waves and normal modes En: *Introduction to Seismology*, Cambridge University Press, 215-224.

Solano, D. (2013). Evaluaciones de riesgo por fallamiento asociado a subsidencia derivadas de INSAR (Tesis de licenciatura). Universidad Nacional Autónoma de México.

Valdés, J. (2013). Aplicación de métodos de sísmica pasiva para obtener modelos de velocidades de onda de corte (vs) en la 2ª sección de Chapultepec (Tesis de licenciatura). Universidad Nacional Autónoma de México.

Vázquez, E., Jaimes, R., 1989. Geología de la Cuenca de México. *Geofísica Internacional*. Vol. 28 (2), 133.

Vázquez, R., Aguirre J., Mijares, H., 2007. Estudio de Vibración ambiental aplicando el método SPAC en diferentes sitios del estado de Colima. XVI Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica.

Vega, A. (2012). Caracterización geofísica del subsuelo entorno a los tanques de almacenamiento de sistema Lerma-Cutzamala de la 2ª sección del Bosque de Chapultepec: una evaluación geotécnica del sitio (Tesis de licenciatura). Universidad Nacional Autónoma de México.

Velázquez, O. (2013). Análisis de estabilidad de taludes en la 3ª sección del Bosque de Chapultepec (Tesis de licenciatura). Universidad Nacional Autónoma de México.

Wathelet, M., Jongmans, D., Ohrnberger, M., 2005. Direct Inversion of Spatial Autocorrelation Curves with the Neighborhood Algorithm. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 95, No. 5, pp. 1787-1800.

Yamashita Architects & Engineers Inc. (1996). Estudios del subsuelo en el valle de México. CENAPRED, México.

Yauri, S., 2006. Microtremores. Compendio de Trabajos de Investigación CNDG, Instituto Geofísico del Perú, V. 7, 43-56.

Zúñiga, R. Notas introductorias: Sismología. [en línea]. Disponible en: <http://www.geociencias.unam.mx/~ramon/sismo/IntroSism.pdf> [último acceso el 08 de agosto de 2016].