



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
FACULTAD DE INGENIERÍA

**Cambios en las propiedades dinámicas
del suelo observados en registros de
aceleración de pozo**

TESIS

Que para obtener el título de
Ingeniero Geofísico

P R E S E N T A

Mario Alfredo Ortega Rodríguez

DIRECTOR DE TESIS

Dr. Luis Eduardo Pérez Rocha



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2017

Agradecimientos

Al Dr. Moisés Gerardo Contreras Ruiz Esparza y al Dr. Miguel Ángel Santoyo García-Galiano a quienes les agradezco el facilitarme la obtención de los datos para la realización de esta tesis.

Al jefe del departamento de geofísica M.C. David Escobedo Zenil y al coordinador de la carrera de ingeniería geofísica el M.C. Mauricio Nava Flores por sus valiosas asesorías durante este proceso.

Y especialmente a mis mentores el Dr. Luis Eduardo Pérez Rocha y el Dr. Francisco José Sánchez Sesma que durante mucho tiempo y, mucha paciencia contribuyeron con mi formación.

Dedicatorias

A mis padres y a mis hermanos que, durante tanto tiempo, me han escuchado y cuyos valiosos consejos me permitieron salir adelante.

A mis amigos Pedro Damían Méndez Mercado, Édgar Montoya Quintana, Fernando Martínez López, Pedro Zárate Andrade, Daniel Castro Razo y Mónica Paola Zúñiga Escobar cuya confianza y palabras de apoyo siempre mantuvieron mi ánimo en alto.

ÍNDICE

RESUMEN	4
ABSTRACT	4
INTRODUCCIÓN.....	5
I ONDAS SÍSMICAS	7
1.1 Ondas de cuerpo	7
1.2 Onda plana	10
1.3 Potenciales para ondas planas	12
1.4 Hipótesis de deformación antiplana	16
1.5 Hipótesis de deformación plana.....	16
1.6 Ondas superficiales.....	17
II MODELO UNIDIMENSIONAL DE PROPAGACIÓN DE ONDAS.....	20
2.1 Modelo unidimensional.....	20
2.2 Estrato equivalente sobre base rígida.....	22
2.3 Periodo dominante para un estrato equivalente amortiguado	26
2.4 Método de Thomson-Haskell	29
III TÉCNICAS DE COCIENTES ESPECTRALES	34
3.1 Función de transferencia del sistema.....	34
3.2 Efecto de sitio	36
3.3 Métodos empíricos para estimar el efecto de sitio.....	37
3.3.1 Cociente espectral estándar (Standard Spectral Ratio, SSR).....	37

3.3.2 Cociente espectral horizontal sobre vertical (H/V y HVSR).....	38
3.3.3 Cociente espectral de registro en superficie entre registro a profundidad.....	39
3.4 Métodos numéricos para la evaluación del efecto de sitio.....	39
IV ASPECTOS GEOLÓGICOS Y GEOTÉCNICOS DE LA CD. DE MÉXICO.....	40
4.1 Geología y zonificación geotécnica de la Cuenca de México.....	40
4.1.1 Evolución geológica de la Cuenca de México.....	40
4.1.2 Modelo estratigráfico de Marsal y Mazari.....	43
4.1.3 Zonificación geotécnica de la Ciudad de México.....	44
4.2 Efecto de sitio en la Cuenca de México.....	46
4.2.1 Amplificación geométrica y amplificación dinámica.....	46
4.2.2 Larga duración y efecto de la geometría.....	47
V DESCRIPCIÓN DE ESTACIONES Y ANÁLISIS DE DATOS SÍSMICOS.....	48
5.1 Datos de estudio.....	48
5.2 Consideraciones para la estimación del periodo dominante.....	51
5.3 Evaluación del efecto de sitio a partir de un modelo unidimensional.....	56
5.3.1 Ajuste de la función de amplificación dinámica y comparativa con la estratigrafía para el pozo Chapultepec.....	57
5.3.2 Ajuste de la función de amplificación dinámica y comparativa con la estratigrafía para el pozo Coyoacán.....	58
5.3.3 Ajuste de la función de amplificación dinámica para el pozo IMP.....	59
5.3.4 Ajuste de la función de amplificación dinámica y comparativa con la estratigrafía para el pozo Roma C.....	60
5.3.5 Ajuste de la función de amplificación dinámica y comparativa con la estratigrafía para el pozo Tlacotal.....	61
5.3.6 Ajuste de la función de amplificación dinámica y comparativa con la estratigrafía para el pozo Zaragoza.....	62

5.4 Comparación de métodos empíricos para estimar el efecto de sitio	63
5.4.1 Comparativa de los cocientes espectrales en la estación Chapultepec.....	65
5.4.2 Comparativa de los cocientes espectrales en la estación Coyoacán	66
5.4.3 Comparativa de los cocientes espectrales en la estación IMP.....	67
5.4.4 Comparativa de los cocientes espectrales en la estación CDA	68
5.4.5 Comparativa de los cocientes espectrales en la estación Roma C.....	69
5.4.6 Comparativa de los cocientes espectrales en la estación SCT	70
5.4.7 Comparativa de los cocientes espectrales en la estación Tlacotal	71
5.4.8 Comparativa de los cocientes espectrales en la estación Zaragoza.....	72
5.5 Cambio en el periodo dominante del terreno.....	73
5.5.1 Variación de la respuesta sísmica del suelo en la estación Chapultepec.....	74
5.5.2 Variación de la respuesta sísmica del suelo en la estación Coyoacán	74
5.5.3 Variación de la respuesta sísmica del suelo en la estación IMP.....	75
5.5.4 Variación de la respuesta sísmica del suelo en la estación SCT	75
5.5.5 Variación de la respuesta sísmica del suelo en la estación Roma-C	76
5.5.6 Variación de la respuesta sísmica del suelo en la estación CDA	76
5.5.7 Variación de la respuesta sísmica del suelo en la estación Tlacotal	77
5.5.8 Variación de la respuesta sísmica del suelo en la estación Zaragoza.....	77
5.5.9 Comparativa en la variación del periodo dominante para los tres cocientes espectrales	78
5.5.10 Modelos predictivos de la variación del periodo dominante.....	79
CONCLUSIÓN	81
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	82
ANEXO.....	I

RESUMEN

El presente trabajo compara diversas técnicas de estimación de la respuesta del suelo para 28 sismos registrados en las tres zonas geotécnicas de la Ciudad de México, en seis estaciones de la red acelerométrica del Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED) y en dos de la red acelerométrica del Instituto de Ingeniería de la Universidad Nacional Autónoma de México (II-UNAM). Los 28 sismos cubren un lapso de 23 años que muestran la variación del periodo dominante en la zona considerada tradicionalmente como lago (zona III). Se muestra que la variación estimada a partir de los registros en pozos es clara, consistente y poco dispersa. También se muestra la utilidad del modelo unidimensional antiplano para explicar la respuesta del suelo en las estas estaciones estudiadas.

ABSTRACT

This paper analyzes several soil response estimation techniques employing for 28 earthquakes recorded in the three geotechnical zones in Mexico City, in six stations of the accelerometric network of the National Center for Disaster Prevention (CENAPRED) and two stations of the accelerometric network of the Engineering Institute of the National Autonomous University of Mexico (II-UNAM). The 28 earthquakes cover a period of 23 years showing the variation of the dominant period in the zone traditionally considered as lake (zone III). This shows that estimation of variation provide for boreholes is clear, consistent and little dispersed. Also we show the useful of the one-dimensional anti-plane model, for explaining the soil response in this station studied.

INTRODUCCIÓN

A partir del sismo del 19 de septiembre de 1985 conocido popularmente como "el terremoto del 85", el sismo más recordado de la historia en la Ciudad de México debido a la cantidad de víctimas y daños materiales inesperados, los investigadores reconocieron lo vulnerable que es la ciudad a los efectos de amplificación dinámica del terreno.

Por este motivo, diversos estudios que emplean cocientes espectrales en conjunción con varias exploraciones geotécnicas se han utilizado para mejorar el entendimiento del movimiento del suelo en el Valle de México complementando así los estudios realizados por Raúl J. Marsal y Marcos Mazari de 1959 sobre la división del área urbana en tres zonas geotécnicas: lomas, transición y lago. El fruto de estos trabajos se vio representado en el mapa de zonificación geotécnica incluido en el *Reglamento de Construcciones para el Distrito Federal* (antiguo nombre de la Ciudad de México) de 1987 y recientemente en el mapa de isoperiodos consignado en las *Normas Técnicas Complementarias del Reglamento de Construcciones para el Distrito Federal* (2004). Este gráfico es muy importante para diseñar estructuras resistentes a sismos, ya que a partir del periodo dominante del terreno se dan descripciones cuantitativas de las fuerzas sísmicas que las estructuras deben resistir para tener un comportamiento de prevención de colapso durante los grandes temblores.

Por otro lado, desde hace años, la ciudad presenta un claro hundimiento del terreno atribuido a la extracción de agua subterránea, como lo demuestran algunas estructuras en la ciudad. Por ejemplo, el Ángel de la Independencia, que gracias a los pilotes en la que fue

cimentada no se hunde a la par del suelo, y es por esto que hoy se observa una escalinata que en 1910 no existía (Aguilera, 2013, p. 25).

Producto del hundimiento regional se presentan cambios en las propiedades dinámicas del terreno, y en particular, en el periodo dominante, por lo que es necesario hacer una revisión en el mapa de isoperiodos y evaluar qué tan significativos son estos cambios para un tiempo dado.

Con lo anterior, el objetivo de esta investigación es poner de manifiesto la importancia de la estratigrafía, la veracidad de los cocientes espectrales y la evolución del periodo dominante a lo largo del tiempo. Para ello, el siguiente escrito se estructura en cinco capítulos de naturaleza tanto descriptiva como explicativa.

El primer capítulo comienza con los fundamentos de propagación de ondas para enfocarse en los modelos unidimensionales, estos últimos se exponen de manera amplia en el segundo capítulo, desde las hipótesis que sustentan estos modelos, hasta los resultados e implicaciones prácticas que resultan de ellos.

El tercer capítulo se centra en la determinación del efecto de sitio, para esto se expone de manera concisa la teoría que sustenta los métodos para estimar el efecto de sitio a partir de registros de movimiento del suelo, discutiendo los alcances y limitaciones de estos.

El cuarto capítulo aborda la evolución geológica de la Ciudad de México así como las características geotécnicas que se desprenden de ésta, finalizando el capítulo haciendo una revisión de las consecuencias geomorfológicas y geológicas de la cuenca al movimiento del suelo en la ciudad.

Finalmente, en el quinto capítulo, se discuten los resultados obtenidos presentados en tres rubros. En el primero se muestra la validez de utilizar un modelo unidimensional para explicar la función de amplificación dinámica y se muestran las limitaciones de este modelo, en el segundo se estudia el alcance de diversos cocientes espectrales en las tres zonificaciones geotécnicas. Al término del capítulo, en el último rubro se muestra la evolución del periodo dominante en cada una de estas zonas.

I ONDAS SÍSMICAS

En este capítulo se presentan algunos de los conceptos para clasificar y modelar la propagación de ondas sísmicas. El desarrollo de éste se ha orientado a la discusión de las hipótesis que usualmente se realizan para simplificar los modelos del movimiento del suelo ante este tipo de ondas.

Una onda sísmica es una onda elástica que viaja en el interior de la tierra, las ondas elásticas son un tipo de onda mecánica que se propaga en un medio elástico que requiere de una fuerza inercial, proporcional a la densidad del medio, y una fuerza de restitución, provista por la elasticidad del material (Guarín, 2012, p. 4). La propagación de ondas elásticas se produce por la acción de fuerzas externas o por el cambio repentino en el estado de esfuerzos que actúa en el interior de un medio sólido.

1.1 Ondas de cuerpo

Las ondas de cuerpo son ondas elásticas que se propagan en un volumen. Su descripción puede ser obtenida a partir de las siguientes ecuaciones:

- Conservación del momento, la cual es una versión generalizada de la segunda ley de Newton:

$$\rho \ddot{u}_i = \sigma_{ij,j} + f_i \quad (1.1.01)$$

donde u_i es el desplazamiento de un punto material en la dirección i , ρ es la densidad volumétrica, σ_{ij} las componentes del tensor de esfuerzos y f_i la componente de la fuerza de cuerpo en dirección i

- y la relación constitutiva entre el tensor de esfuerzos (σ_{ij}) y el tensor de deformaciones (ε_{kl}) la cual es una generalización de la ley de Hooke:

$$\sigma_{ij} = C_{ijkl} \varepsilon_{kl} \quad (1.1.02)$$

donde C_{ijkl} son las componentes del tensor de elasticidad y depende del material que caracteriza al medio.

Para un medio isótropo y lineal, la relación constitutiva se reduce a:

$$\sigma_{ij} = \lambda \delta_{ij} \varepsilon_{kk} + 2\mu \varepsilon_{ij} \quad (1.1.03)$$

siendo δ_{ij} la delta de Kronecker así como λ y μ los parámetros de Lamé que pueden expresarse en términos del módulo de Young y el coeficiente de Poisson como:

$$\lambda = \frac{E\nu}{(1+\nu)(1-2\nu)}, \quad \mu = \frac{E}{2(1+\nu)}$$

Partiendo de estas ecuaciones y considerando un medio elástico, homogéneo e isótropo se llega a la ecuación de Navier-Cauchy

$$(\lambda + \mu)u_{j,ji} + \mu u_{i,jj} + f_i = \rho \ddot{u}_i \quad (1.1.04)$$

la cual puede ser expresada en notación vectorial como:

$$(\lambda + 2\mu)\nabla(\nabla \cdot \bar{u}) - \mu\nabla \times (\nabla \times \bar{u}) + \bar{f} = \rho \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial t^2} \quad (1.1.05)$$

La expresión anterior admite la descomposición de Helmholtz permitiendo expresar el campo de desplazamientos en sus componentes longitudinal y transversal:

$$\bar{u} = \nabla\varphi + \nabla \times \bar{\psi} \quad (1.1.06)$$

donde φ es el potencial longitudinal y $\bar{\psi}$ el potencial transversal que satisface $\nabla \cdot \bar{\psi} = 0$

Expresando la ecuación de Navier-Cauchy con los potenciales longitudinal y transversal, se obtienen dos ecuaciones de onda que están desacopladas dentro del volumen. Si se considera que las fuerzas de cuerpo son despreciables las ecuaciones desacopladas se expresan como:

$$\nabla^2 \varphi = \frac{1}{\alpha^2} \frac{\partial^2 \varphi}{\partial t^2} \quad (1.1.07)$$

y

$$\nabla^2 \bar{\psi} = \frac{1}{\beta^2} \frac{\partial^2 \bar{\psi}}{\partial t^2} \quad (1.1.08)$$

Los parámetros α y β corresponden a la velocidad de propagación de las ondas longitudinales y transversales, respectivamente, que están definidas como:

$$\alpha = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (1.1.09)$$

y

$$\beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (1.1.10)$$

Puesto que λ , μ y ρ no pueden ser negativos se tiene que $\alpha > \beta$ por este motivo la onda longitudinal es la primera en arribar y se denomina onda P, primaria, compresiva o de dilatación y la onda transversal se denomina como onda S, secundaria, de corte o de cizalla. El movimiento del medio durante la propagación de estas ondas se representa en la Figura 1.

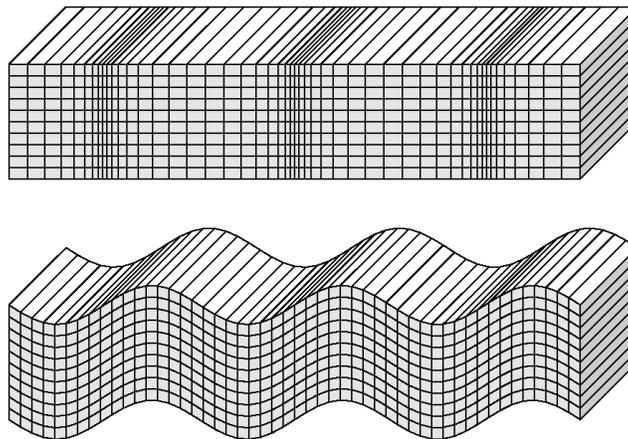


Figura 1. Desplazamiento de onda de P y onda S
Desplazamiento (exagerado) en el que se observa arriba el cambio de volumen en la onda P y abajo el cizallamiento en la onda S (Shearer, 2009).

1.2 Onda plana

Se denomina como frente de onda al lugar geométrico de todos los puntos alcanzados por una onda en un instante dado y definimos como rayo a la curva dibujada por un punto del frente de onda durante su propagación (una curva perpendicular a los sucesivos frentes de onda). Si pensamos en un medio infinito esta definición permite visualizar los frentes de onda como superficies que se expanden a lo largo del tiempo, alejándose de la fuente generadora. En la Figura 2 se muestra un frente de onda esférico producido por una fuente puntual, así como algunos rayos.

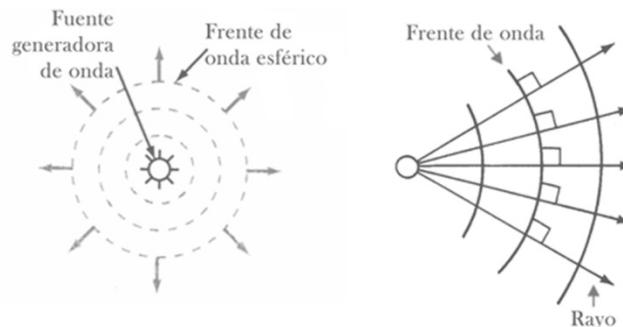


Figura 2. Rayo y frente de onda

Rayos y frente de onda esférico generado por una fuente puntual en un medio homogéneo e isótropo. Adaptado de Raposo (2011).

En un medio homogéneo e isótropo, los frentes de onda que se desprenden de un centro generador son esféricos y concéntricos mientras que los rayos son rectos. En un medio heterogéneo o anisótropo, los desplazamientos de algunas porciones del frente de onda serán más rápidas y otras más lentas, por lo que el frente de onda será distinto al antes mostrado.

La evolución de un frente de onda cualquiera puede ser descrita fácilmente a partir del principio de Huygens, el cual explica que a partir de un frente de onda inicial podemos suponer que cada punto del frente de onda se comporta como una nueva fuente generadora de ondas (Rodríguez, 2007, p. 17).

Suponiendo nuevamente un medio homogéneo e isotrópico con un frente de onda inicial plano observaremos que el nuevo frente de onda también es plano. En la Figura 3 se observa que el rayo de un frente de onda plano es un vector normal al plano, dicho vector se puede representar como $\vec{n}=(n_x, n_y, n_z)$, este vector y la velocidad del medio son suficientes para caracterizar la evolución del frente de onda en este tipo de medios.

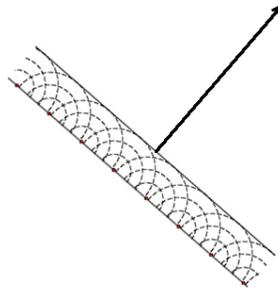


Figura 3. Principio de Huygens aplicado a una onda plana

Cada punto del frente de onda actúa como una nueva fuente generadora de ondas reconstruyendo así un nuevo frente de onda plana.

Se denomina onda plana a una onda con frente de onda plano que satisface las siguientes propiedades:

- Para un tiempo fijo el campo es constante en todo el frente de onda
- Todos los puntos del frente de onda se mueven en la dirección de propagación \vec{n} con la misma velocidad de propagación

Para un punto de observación "suficientemente lejos" de la fuente puede suponerse la incidencia de una onda plana (véase Figura 4). Hay que tener en cuenta que "suficientemente lejos" estará en función de la longitud de onda, la longitud de ésta no debería ser equiparable con

la distancia entre la fuente y el punto de observación. Por tanto, para muy altas frecuencias se puede suponer un frente de onda plano (Aki y Richards, 2002, p. 120).

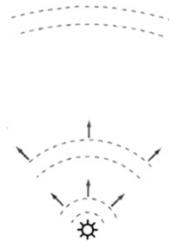


Figura 4. Fuente lejana a la superficie

Para un punto dentro de la tierra suficientemente lejos de la superficie los frentes de onda pueden tratarse como ondas planas en todo el rango de frecuencias en que la curvatura es despreciable.

1.3 Potenciales para ondas planas

En sismología convencionalmente se toma el eje z en dirección de la profundidad, llamaremos componente Radial (R) a la dirección horizontal de la propagación y ortogonal a éste, también contenido en el plano horizontal, la componente Transversal (T), para fines prácticos se puede hacer una rotación de los ejes coordenados en el plano horizontal para que el eje x apunte en dirección de la propagación. Esta rotación está definida por la matriz de transformación lineal:

$$\begin{bmatrix} x \\ y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos \alpha & \sin \alpha \\ -\sin \alpha & \cos \alpha \end{bmatrix} \begin{bmatrix} R \\ T \end{bmatrix} \quad (1.3.01)$$

Donde α es el ángulo azimutal con respecto al eje x , de esta forma la propagación se puede expresar únicamente en función de las coordenadas x y z . En la Figura 5 se observa que el ángulo de incidencia (i) respecto a la vertical al igual que el vector normal, están contenidos en un plano vertical llamado plano de incidencia, que en este caso corresponde al plano xz .

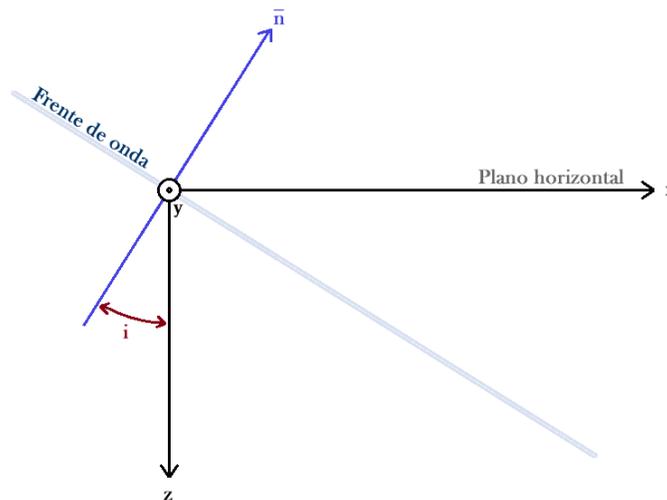


Figura 5. Onda plana cuya propagación dependen de 2 dimensiones

La línea oblicua indica la onda plana, en ella la cantidad de estudio es la misma para todos los valores.

Como se explicó, se pueden usar los potenciales elásticos $\varphi = \varphi(\bar{x}, t)$ y $\bar{\psi} = \bar{\psi}(\bar{x}, t)$ para separar el desplazamiento de las componentes P y S respectivamente. Trabajar con los potenciales implica la búsqueda de cuatro funciones desconocidas ($\varphi(\bar{x}, t)$, $\psi_x(\bar{x}, t)$, $\psi_y(\bar{x}, t)$ y $\psi_z(\bar{x}, t)$) mientras que el desplazamiento sólo requiere 3 ($u(\bar{x}, t)$, $v(\bar{x}, t)$ y $w(\bar{x}, t)$), sin embargo la cuarta función buscada en los potenciales está restringida por la ecuación $\nabla \cdot \bar{\psi} = 0$, para un medio homogéneo e isótropo podremos expresar el desplazamiento de la partícula a partir de sólo tres potenciales escalares siendo estos los potenciales de las componentes P, SV y SH (Aki y Richards, 2002, p. 123).

A diferencia de la onda P (onda con movimiento de partícula paralelo a la dirección de propagación que, por tanto, tiene lugar en el plano de incidencia), la onda S puede polarizarse en cualquier dirección en planos perpendiculares a la dirección de propagación. El movimiento de la partícula que es horizontal y normal al plano de incidencia se le denomina onda SH mientras que el movimiento de la partícula que tiene lugar en el plano de incidencia y es normal a la dirección del rayo se denomina onda SV tal como se muestra en la Figura 6.

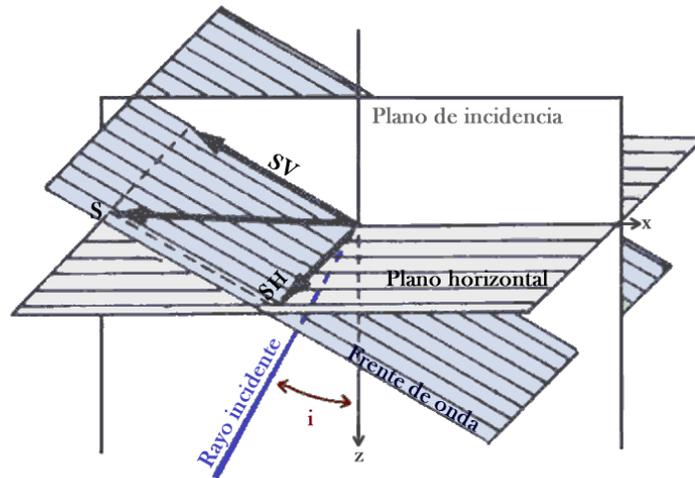


Figura 6. La onda S y sus componentes SH y SV

Descomposición de la onda S en sus componentes SH, contenida en el plano horizontal y SV, contenida en el plano de incidencia. Adaptado de Nava (1998).

En el siguiente desarrollo se asume que la componente radial coincide con la dirección x (Aki y Richards, 2002, pp. 123-124). De la restricción para el potencial vectorial $\nabla \cdot \vec{\psi} = 0$ se obtiene que:

$$\frac{\partial \psi_x}{\partial x} + \frac{\partial \psi_z}{\partial z} = 0 \tag{1.3.02}$$

si la onda plana se polariza como una SV pura, la componente del desplazamiento en y es cero.

$$\frac{\partial \psi_x}{\partial z} - \frac{\partial \psi_z}{\partial x} = 0 \tag{1.3.03}$$

Esto se satisface para un potencial vectorial de la forma $\bar{\Psi}_{SV} = (0, \psi_y, 0)$ del que se deriva el desplazamiento transversal. Esto reduce la ecuación de onda al caso escalar:

$$\nabla^2 \psi_y = \frac{1}{\beta^2} \frac{\partial^2 \psi_y}{\partial t^2} \quad (1.3.04)$$

Para una onda plana SH el uso de un potencial vectorial es innecesario debido a que el desplazamiento, en sí, satisface una función escalar con la cual trabajar. Para las coordenadas así elegidas (la componente radial apuntando en dirección del eje x) se tiene que el desplazamiento es $\bar{u} = (0, v, 0)$ con $v = v(x, z, t)$. Sabemos que hablamos de una onda de corte porque $\nabla \cdot \bar{u} = 0$. Es fácil mostrar que la ecuación de desplazamiento elástico se reduce a la siguiente ecuación de onda escalar:

$$\nabla^2 v = \frac{1}{\beta^2} \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} \quad (1.3.05)$$

Por tanto, la descomposición del desplazamiento en las componentes \bar{u}_p , \bar{u}_{SV} y \bar{u}_{SH} es:

$$\bar{u}_p = \nabla \varphi(x, z, t) = (\partial \varphi / \partial x, 0, \partial \varphi / \partial z) \quad (1.3.06)$$

$$\bar{u}_{SV} = \nabla \times \bar{\Psi}_{SV}(x, z, t) = (-\partial \psi_y / \partial z, 0, \partial \psi_y / \partial x) \quad (1.3.07)$$

$$\bar{u}_{SH} = (0, v(x, z, t), 0) \quad (1.3.08)$$

La incidencia de una onda plana en una frontera entre dos medios, genera ondas reflejadas y transmitidas además de ondas convertidas. En la frontera entre estos dos medios existen condiciones cinemáticas que deben cumplirse, como son la continuidad de los desplazamientos a través de la frontera y condiciones dinámicas que implican la continuidad de la tracción a través de la interfaz; sin embargo para una onda plana y bajo una orientación adecuada la onda no necesariamente excita los tres componentes de la tracción (Aki y Richards, 2002, p. 128).

1.4 Hipótesis de deformación antiplana

En un problema de deformación antiplana se satisfacen las siguientes condiciones (Molina, 2015, p. 11):

- La respuesta es independiente de la componente y , es decir, las derivadas en dicha dirección son nulas.
- Sólo existen fuerzas y desplazamientos en la dirección y

La primera condición significa que el plano de incidencia y el plano xz son el mismo. La segunda condición implica que la deformación no está contenida en el plano xz sino que es ortogonal a él, ya que sólo existe desplazamiento en dirección y y de aquí el nombre de deformación antiplana.

La única onda que satisfacen ambas condiciones es la onda SH, esta onda se encuentra desacoplada de las ondas P y SV, lo que significa que la incidencia de una onda SH sólo podrá generar ondas SH (reflejada y transmitida). Es fácil observar que no existe acoplamiento de las ondas SH con las ondas P y SV, pues su energía sólo excita el desplazamiento en dirección y y las condiciones de frontera no requieren la presencia de las otras dos ondas.

1.5 Hipótesis de deformación plana

En un problema de deformación plana se satisfacen las siguientes condiciones (Molina, 2015, p. 13):

- La respuesta es independiente de la componente y , es decir, las derivadas en dicha dirección son nulas.
- El desplazamiento en la dirección y es nulo.

Una vez más, la primera condición implica que el plano de incidencia y el plano xz son el mismo. La segunda condición implica que la deformación está contenida en el plano xz , ya que no hay desplazamiento en dirección y , de aquí el nombre de deformación plana.

Las ondas que satisfacen ambas condiciones son las ondas P y SV; estas dos ondas están acopladas, lo cual significa que la incidencia de una onda P genera dos ondas P (reflejada y transmitida) y dos ondas SV (reflejada y transmitida), lo mismo ocurre para la incidencia de una onda SV. Las condiciones de frontera son las que explican la generación de ondas convertidas en los medios elásticos.

1.6 Ondas superficiales

Las ondas superficiales se producen en un medio con una superficie libre, se propagan en todas direcciones paralela a ésta y su amplitud decrece con la profundidad. En general, las ondas superficiales muestran una característica conocida como dispersión, lo que significa que su velocidad, además de depender de las propiedades elásticas del medio, también depende del periodo de la onda. La única excepción es la propagación de un tipo de ondas superficiales, llamadas de Rayleigh, en un semiespacio, que es el caso de propagación de ondas superficiales sin dispersión.

En este apartado se dará una descripción simple para la generación de ondas superficiales en un modelo unidimensional. Si analizamos la incidencia de una onda de cuerpo en una interfaz podemos encontrar los ángulos de incidencia de las ondas de cuerpo transmitidas y reflejadas a partir del ángulo con el que incidió la onda. Esto es debido a que las condiciones de continuidad en desplazamientos y tracciones en cada una de las interfaces requieren que las ondas posean el mismo factor de fase $e^{i(\omega t - k_x x)}$ en cada medio. Por lo que el número de onda k_x (y por tanto la velocidad aparente $c_x = \omega / k_x$) debe ser el mismo para cada onda. De esta manera se obtiene la ley de Snell (Stein y Wysession, 2003, p. 65):

$$c_x = \frac{\alpha_1}{\sin i_1} = \frac{\alpha_2}{\sin i_2} = \frac{\beta_1}{\sin j_1} = \frac{\beta_2}{\sin j_2} \quad (1.6.01)$$

Al cambio en la dirección de propagación de la onda al transmitirse a otro medio se llama refracción. El ángulo crítico es el ángulo necesario para que la onda se refracte totalmente (se propague por la interfaz, o lo que es lo mismo que el nuevo ángulo de incidencia sea de $\pi/2$ respecto a la vertical). Cuando el ángulo de incidencia es mayor al ángulo crítico se generan ondas inhomogéneas en el medio transmitido.

Los coeficientes de transmisión o reflexión son independientes de la frecuencia mientras no se generen ondas inhomogéneas. En este caso, las ondas generadas tienen la misma forma pero con amplitud diferente de la onda incidente. Esto es cierto bajo un modelo unidimensional con incidencia de ondas planas y en general no se cumple si el contacto no es plano o si las ondas no son planas (Aki y Richards, 2002, p. 149).

La interferencia constructiva en superficie libre de ondas inhomogéneas SH produce las denominadas ondas de Love, estas ondas superficiales no se presentan en un semiespacio homogéneo ya que necesitan de al menos, un estrato con una impedancia menor que la del semiespacio para que la energía pueda quedar atrapada. La velocidad de las ondas de Love depende de la frecuencia, es decir son dispersivas (Rábade, 2015, p. 25). En la Figura 7 se ilustra el movimiento del medio durante la propagación de una onda de Love.

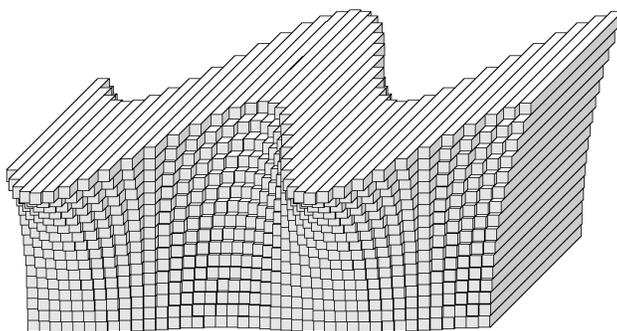


Figura 7. Desplazamiento de ondas de Love

Desplazamiento (exagerado) para una propagación que atraviesa de lado a lado la página en el que se observa que el movimiento es puramente transversal (Shearer, 2009).

Las ondas de Rayleigh se generan por la interacción de las ondas P y SV en la superficie. La presencia de una superficie libre es suficiente para que exista el acoplamiento de las ondas P y SV. En la superficie de un semiespacio homogéneo, isótropo y elástico la velocidad de las ondas de Rayleigh es independiente de la frecuencia. En un medio estratificado las ondas de Rayleigh son dispersivas y sus componentes horizontal y vertical están fuera de fase, con una diferencia de 90° . Por esta razón, el movimiento de la partícula es elíptico, retrogrado cerca de la superficie y progrado lejos de ella. La velocidad de las partículas de las ondas de Rayleigh en un semiespacio o en un medio estratificado decae con la profundidad, siendo casi nula a profundidades mayores que la longitud de onda (Rábade, 2015, p. 24). En la Figura 8 se ilustra el movimiento del medio durante la propagación de una onda de Rayleigh.

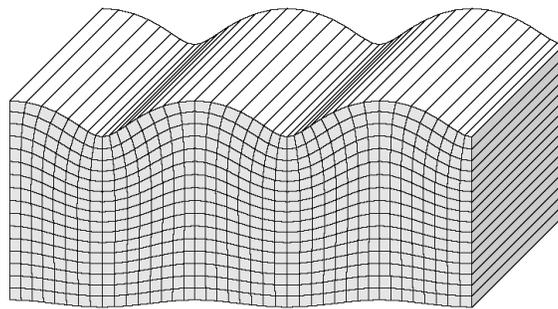


Figura 8. Desplazamiento de ondas de Rayleigh

Desplazamiento (exagerado) para una propagación que atraviesa de lado a lado la página en el que se observa que el movimiento es radial y vertical. (Shearer, 2009).

II MODELO UNIDIMENSIONAL DE PROPAGACIÓN DE ONDAS

Este capítulo se enfocó en la obtención de la función de amplificación dinámica a partir de modelos unidimensionales; para ello, se divide en cuatro apartados. El primero está destinado a explicar qué es un modelo unidimensional, el segundo expone el modelo de estrato equivalente sobre una base rígida ausente de amortiguamiento, y cuyo estudio permite tener una noción clara del fenómeno de resonancia producto de la multireflexión de las ondas dentro del estrato. En el tercer apartado, se exponen conceptos como amortiguamiento y periodo dominante de vibración del suelo, también se muestra cómo obtener este periodo para un estrato que presenta amortiguamiento material. Finalmente, se concluye este capítulo con el método desarrollado por W. T. Thomson (1950) y N. A. Haskell (1953) mismo que permite realizar estos análisis para un número arbitrario de estratos.

2.1 Modelo unidimensional

Podemos simplificar el comportamiento de algunos modelos en tres dimensiones aproximándolo a un modelo de dos dimensiones si sus propiedades varían sólo en dos direcciones, es decir, no existen heterogeneidades ni anisotropía en una dirección (véase Figura 9).

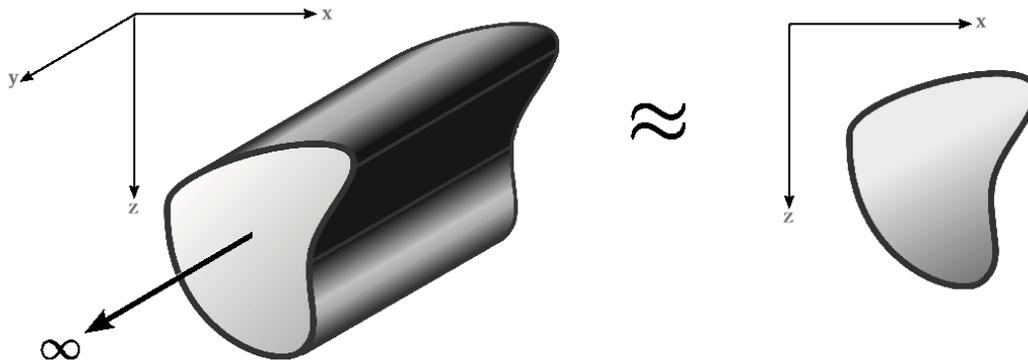


Figura 9. Modelo tridimensional caracterizado por uno bidimensional

Modelo tridimensional que puede ser caracterizado por uno bidimensional. Si se considera a la superficie como la interfaz entre dos medios se tiene heterogeneidad en dos direcciones. Adaptado de Guarín (2012).

Esta tesis se enfocará en el estudio de un medio estratificado bajo una aproximación unidimensional. El modelo a estudiar será heterogéneo en dirección vertical y estará conformado por un conjunto de capas homogéneas apiladas sobre un semiespacio, tal como se observa en la Figura 10.

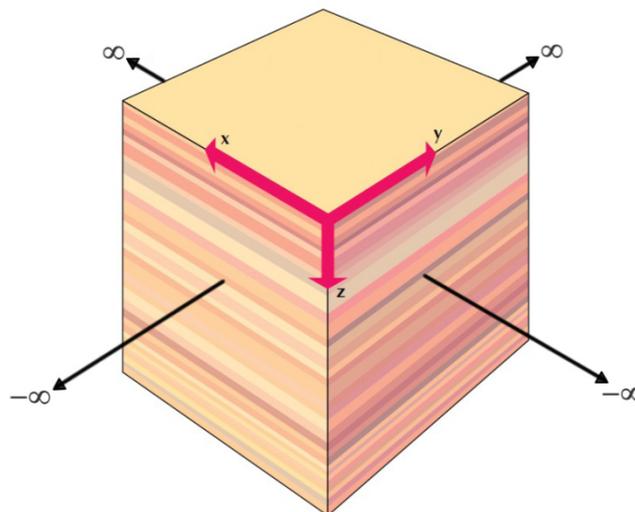


Figura 10. Modelo unidimensional de un medio estratificado

2.2 Estrato equivalente sobre base rígida

Para describir el movimiento del terreno ante la propagación de ondas sísmicas se suele simplificar el modelo bajo ciertas hipótesis tanto de la naturaleza de las ondas como de las características del medio sobre el cual se propagan. Si se satisface que la distancia de la zona de estudio al foco sísmico es grande se puede realizar la hipótesis de que las ondas son planas.

Otra hipótesis sobre la naturaleza de las ondas es que la excitación sísmica en la base de la formación de suelo está dada por la incidencia vertical de ondas SH. Esta consideración es congruente con las observaciones, pues se ha demostrado que los movimientos del terreno asociados a este tipo de ondas son los de mayor amplitud durante un temblor.

Por otro lado, se puede aceptar la hipótesis de un medio elástico, isótropo y homogéneo lateralmente, debido a que los procesos geológicos que generan un depósito suelen propiciar este comportamiento. Esto permite simplificar el modelo usando una aproximación 1D, por ello, los efectos de irregularidad lateral no se incluyen. Además se puede considerar que el depósito estratificado descansa sobre una base rígida que representa la roca basal. La profundidad adecuada para ubicar la roca basal se establece donde la velocidad de propagación de las ondas de cortante es al menos 720[m/s], debido a que depósitos más profundos y de mayor velocidad no producen cambios significativos al modelo (Comisión Federal de Electricidad, 2008, p 11).

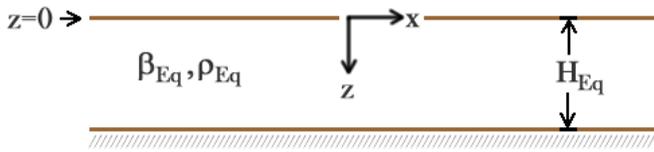
Los medios heterogéneos, incluso cuando su variación sólo depende de la profundidad (modelo unidimensional) pueden producir cambios muy significativos en las características de las ondas sísmicas a medida que se aproximan a la superficie, siendo de los más importantes la amplificación, que suele presentarse donde los contrastes de rigidez de los suelos son muy pronunciados. Esto ocurre especialmente en áreas de depósitos sedimentarios o valles aluviales.

Bajo condiciones adecuadas, la energía de las ondas sísmicas queda atrapada en el depósito de suelo generando multireflexión de las ondas dentro de las capas de suelo. Esta respuesta llega a ser similar a la que se obtendría si se considera un manto homogéneo, de manera que se puede

utilizar un estrato equivalente con profundidad H_{eq} y de periodo fundamental de vibración T_S . Este periodo es una característica del terreno que puede afectar considerablemente el movimiento sísmico y con ello la respuesta estructural (Avilés y Trueba, 1991, p. 2).

El objetivo de este apartado es mostrar la relevancia del periodo fundamental en el movimiento producido en la superficie de un estrato equivalente sobre una base rígida. Para esto, el siguiente desarrollo toma como punto de partida las hipótesis antes mencionadas.

Se considerará la respuesta de un estrato equivalente bajo la vibración transversal de la superficie rígida que subyace a ella bajo la hipótesis de deformación antiplana (véase Figura 11).



Nombramos al desplazamiento en el estrato como $v(z, \omega)$ y al desplazamiento en la base rígida debida a la excitación transversal como:

$$v(z, \omega)|_{z=H_{Eq}} = v_{Base}(\omega)$$

Figura 11. Estrato equivalente sobre base rígida

Estrato que muestra los elementos más relevantes para modelar la propagación de una onda SH dentro de este medio, arriba frontera libre, abajo base rígida.

El desplazamiento en el estrato está dado por:

$$v(z, \omega) = \dot{S}(\omega)e^{ik_z z} + \dot{S}(\omega)e^{-ik_z z} \quad (2.2.01)$$

Y la tracción normal a z por:

$$\tau_{yz}(z, \omega) = ik_z \mu_{Eq} \left[\dot{S}(\omega)e^{ik_z z} - \dot{S}(\omega)e^{-ik_z z} \right] \quad (2.2.02)$$

De la condición de frontera libre se tiene que $\tau_{yz}(z, \omega)|_{z=0} = 0$ por tanto

$$\dot{S}(\omega) = \dot{S}(\omega) \quad (2.2.03)$$

De la condición de continuidad de desplazamientos en la interfaz con la base rígida se tiene que $v(z, \omega)|_{z=H_{Eq}} = v_{Base}(\omega)$ por tanto:

$$\begin{aligned} v_{Base}(\omega) &= \left[\dot{S}'(\omega)e^{ik_z H_{Eq}} + \dot{S}'(\omega)e^{-ik_z H_{Eq}} \right] \\ &= 2\dot{S}'(\omega) \left[\frac{e^{ik_z H_{Eq}} + e^{-ik_z H_{Eq}}}{2} \right] \\ &= 2\dot{S}'(\omega) \cos(k_z H_{Eq}) \end{aligned} \quad (2.2.04)$$

$$\dot{S}'(\omega) = \frac{v_{Base}(\omega)}{2 \cos(k_z H_{Eq})} \quad (2.2.05)$$

Finalmente, el desplazamiento en el estrato está dado por:

$$\begin{aligned} v(z, \omega) &= 2\dot{S}'(\omega) \cos(k_z z) \\ &= v_{Base}(\omega) \frac{\cos(k_z z)}{\cos(k_z H_{Eq})} \end{aligned} \quad (2.2.06)$$

Si se desarrolla el cociente de cosenos a partir de su definición compleja y haciendo uso del algoritmo de división larga se llega a (Kausel y Manolis, 2000, p. 19):

$$\frac{\cos(k_z z)}{\cos(k_z H_{Eq})} = \sum_{n=0}^{\infty} (-1)^n \left(e^{ik_z(z-(2n+1)H_{Eq})} + e^{-ik_z(z+(2n+1)H_{Eq})} \right) \quad (2.2.07)$$

Sustituyendo en la ecuación 2.2.06 se obtiene:

$$v(z, \omega) = \sum_{n=0}^{\infty} (-1)^n \left(v_{Base}(\omega) e^{i\omega \left(\frac{z-(2n+1)H_{Eq}}{\beta_{Eq}} \right)} + v_{Base}(\omega) e^{i\omega \left(\frac{-z-(2n+1)H_{Eq}}{\beta_{Eq}} \right)} \right) \quad (2.2.08)$$

Que se expresa en el dominio del tiempo (aplicando transformada inversa de Fourier) como:

$$v(z,t) = \sum_{n=0}^{\infty} (-1)^n \left(v_{Base} \left(t + \frac{z - (2n+1)H_{Eq}}{\beta_{Eq}} \right) + v_{Base} \left(t - \frac{z + (2n+1)H_{Eq}}{\beta_{Eq}} \right) \right) \quad (2.2.09)$$

Por tanto el movimiento en la superficie debida a la excitación $v_{Base}(t)$ es:

$$\begin{aligned} v(z,t)|_{z=0} &= \sum_{n=0}^{\infty} (-1)^n \left(v_{Base} \left(t - \frac{(2n+1)H_{Eq}}{\beta_{Eq}} \right) + v_{Base} \left(t - \frac{(2n+1)H_{Eq}}{\beta_{Eq}} \right) \right) \\ &= \sum_{n=0}^{\infty} (-1)^n \left(2v_{Base} \left(t - (2n+1) \frac{H_{Eq}}{\beta_{Eq}} \right) \right) \\ &= 2v_{Base} \left(t - \frac{H_{Eq}}{\beta_{Eq}} \right) - 2v_{Base} \left(t - 3 \frac{H_{Eq}}{\beta_{Eq}} \right) + 2v_{Base} \left(t - 5 \frac{H_{Eq}}{\beta_{Eq}} \right) - \dots \end{aligned} \quad (2.2.10)$$

Es decir la respuesta en la superficie por la excitación suscitada en la base rígida $v_{Base}(t)$ es idéntica a la excitación de la base pero retrasada en el tiempo en múltiplos H_{Eq} / β_{Eq} (el tiempo que tarda la onda de propagarse de la base a la superficie), con el doble de amplitud y eventuales cambios de signo.

Debido a que este primer modelo de estrato equivalente no presenta atenuación, se puede observar que la amplitud de los constantes arribos a la superficie no se ve disminuida, incluso se podría decir que adopta un comportamiento periódico $v(z,t) = v(z, t - 4H_{Eq} / \beta_{Eq})$, siendo el periodo fundamental $T = 4H_{Eq} / \beta_{Eq}$ de hecho, como se discutirá en el siguiente apartado, éste es el periodo dominante de un estrato equivalente, con o sin amortiguamiento material.

Este simple modelo explica la amplificación dinámica del suelo en el caso extremo en que la energía queda atrapada en un medio sin amortiguamiento, su estudio cobra relevancia pues, como se observa, la energía que se haya atrapada en dicho estrato genera desplazamientos en la

superficie en intervalos de tiempo regulares y éste, al igual que el empuje persistente en un columpio, tiene consecuencias importantes cuando coincide con el periodo de vibración de una estructura, pues esta coincidencia genera desplazamientos cada vez mayores que podrían no ser soportados por el límite elástico de la estructura.

2.3 Periodo dominante para un estrato equivalente amortiguado

El periodo dominante del medio es el valor del periodo en que el desplazamiento alcanza la mayor amplificación. Por tanto, este valor refleja el efecto de la interferencia constructiva de las ondas siendo máximo en el periodo dominante.

En los materiales reales existen procesos de fricción interna que disipan parte de la energía ligada al movimiento. Para tomar en cuenta este fenómeno se introduce amortiguamiento material al modelo de estrato equivalente definido a partir de $\zeta = \frac{\omega\mu^*}{2\mu}$, el cual parte del modelo Kelvin-

Voight donde la ley de Hooke se generaliza a:

$$\sigma_{ij}(t) = \lambda \delta_{ij} \varepsilon_{kk} + 2\mu \varepsilon_{ij} + \lambda^* \delta_{ij} \dot{\varepsilon}_{kk} + 2\mu^* \dot{\varepsilon}_{ij} \quad (2.3.01)$$

$$\begin{aligned} \sigma_{ij}(\omega) &= (\lambda + i\omega\lambda^*) \delta_{ij} \varepsilon_{kk} + 2(\mu + i\omega\mu^*) \varepsilon_{ij} \\ &= \lambda^{Cmplx} \delta_{ij} \varepsilon_{kk} + 2\mu^{Cmplx} \varepsilon_{ij} \end{aligned} \quad (2.3.02)$$

El modelo viscoelástico aquí mencionado permite ingresar atenuación al modelo sin más que sustituir los parámetros de Lamé por los parámetros complejos de Lamé (λ^{Cmplx} , μ^{Cmplx}). Por otro lado, el modelo de estrato equivalente bajo la hipótesis de deformación antiplana sólo requiere del módulo de corte complejo (μ^{Cmplx}) el cual puede expresarse como:

$$\begin{aligned}
\mu^{Cmplx} &= \mu + i\omega\mu^* \\
&= \mu \left(1 + i \frac{\omega\mu^*}{\mu} \right) \\
&= \mu(1 + i2\zeta)
\end{aligned} \tag{2.3.03}$$

Se puede aproximar la velocidad de corte compleja (β^{Cmplx}) como:

$$\begin{aligned}
(\text{para valores pequeños de } \zeta) \quad \beta^{Cmplx} &= \sqrt{\frac{\mu^{Cmplx}}{\rho}} \\
(1 + i\zeta)^2 = 1 + i2\zeta - \zeta^2 &= \sqrt{\frac{\mu}{\beta}} \sqrt{1 + i2\zeta} \\
\approx 1 + i2\zeta &\approx \beta(1 + i\zeta)
\end{aligned} \tag{2.3.04}$$

De igual manera el número de onda complejo puede ser expresado como:

$$\begin{aligned}
(\text{para valores pequeños de } \zeta) \quad k^{Cmplx} &= \frac{\omega}{\beta^{Cmplx}} \\
\frac{1}{1 + i\zeta} = \frac{1 - i\zeta}{1 - i\zeta} \frac{1}{1 + i\zeta} &= \frac{\omega}{\beta} \frac{1}{1 + i\zeta} \\
= \frac{1 - i\zeta}{1 + \zeta^2} \approx 1 - i\zeta &\approx k(1 - i\zeta)
\end{aligned} \tag{2.3.05}$$

Por tanto al ingresar el amortiguamiento material al modelo de estrato equivalente se obtiene:

$$\begin{aligned}
v(z, \omega) &= v_{Base}(\omega) \frac{\cos(k_z(1 - i\zeta)z)}{\cos(k_z(1 - i\zeta)H_{Eq})} \\
&= v_{Base}(\omega) \frac{\cos(k_z z - i\zeta k_z z)}{\cos(k_z H_{Eq} - i\zeta k_z H_{Eq})}
\end{aligned} \tag{2.3.06}$$

La amplificación en la superficie producida por la excitación del estrato para una frecuencia determinada, está dada por:

$$\begin{aligned} \left| \frac{v(z=0, \omega)}{v(z=H_{Eq}, \omega)} \right| &= \frac{|v_{Base}(\omega)| / |v_{Base}(\omega)|}{|\cos(k_z H_{Eq} - i\zeta k_z H_{Eq})|} \\ &= \frac{1}{|\cos(k_z H_{Eq} - i\zeta k_z H_{Eq})|} \end{aligned} \quad (2.3.07)$$

La cual puede ser expresada como una función real de variable real haciendo uso de la relación trigonométrica $|\cos(a \pm ib)| = \sqrt{\cos^2(a) + \sinh^2(b)}$

$$\begin{aligned} \left| \frac{v(z=0, \omega)}{v(z=H_{Eq}, \omega)} \right| &= \frac{1}{\sqrt{\cos^2(k_z H_{Eq}) + \sinh^2(\zeta k_z H_{Eq})}} \\ &= \frac{1}{\sqrt{\cos^2\left(\frac{\omega H_{Eq}}{\beta_{Eq}}\right) + \sinh^2\left(\zeta \frac{\omega H_{Eq}}{\beta_{Eq}}\right)}} \end{aligned} \quad (2.3.08)$$

Es claro que la amplificación será máxima cuando el denominador sea lo más cercano a 0, debido a que la función $\sinh^2(\zeta k_z H_{Eq})$ es una función monótona creciente, un incremento en la frecuencia producirá un crecimiento en el denominador. En general, el periodo dominante lo encontraremos para la frecuencia más pequeña que permita hacer cero la función $\cos^2(k_z H_{Eq})$.

$$\cos\left(\frac{\omega H_{Eq}}{\beta_{Eq}}\right) = 0 \Rightarrow \frac{\omega H_{Eq}}{\beta_{Eq}} = \frac{\pi}{2} + n\pi \quad ; \quad n = 0, 1, 2, 3, \dots \quad (2.3.09)$$

Como buscamos la frecuencia más pequeña tomamos $n=0$, a partir de este encontraremos el periodo dominante del suelo, denotado como T_s

$$\begin{aligned} \frac{\omega H_{Eq}}{\beta_{Eq}} &= \frac{2\pi}{T_s} \frac{H_{Eq}}{\beta_{Eq}} = \frac{\pi}{2} \\ T_s &= 4 \frac{H_{Eq}}{\beta_{Eq}} \end{aligned} \quad (2.3.10)$$

2.4 Método de Thomson-Haskell

El método de Thomson-Haskell pertenece a los métodos de matriz propagadora (Gilber y Backus, 1966); sin embargo, en 1953 Norman Abraham Haskell extiende la formulación de William T. Thomson (1950) aplicándolo al caso de la dispersión de ondas superficiales, el cual fue publicado por el *Boletín de la Sociedad Sismológica Americana* en el artículo "The dispersion of surface waves in multilayered media". El método es computacionalmente eficiente, pues requiere de realizar operaciones matriciales simples.

El siguiente desarrollo corresponde al caso antiplano, en éste se considera que el suelo es un medio con estratificación horizontal y de extensión lateral infinita, apoyado sobre un semiespacio elástico. Cada estrato es homogéneo e isótropo. La excitación sísmica en la base de la formación del suelo está dada por la incidencia oblicua de ondas SH.

El desplazamiento en cada estrato durante la propagación de la onda está gobernado por la ecuación de onda y en el dominio de la frecuencia por la ecuación de Helmholtz, de igual manera los esfuerzos están gobernados por la ecuación constitutiva de la ley de Hooke. Es posible expresar estas ecuaciones sólo en función de la profundidad, pues en un modelo unidimensional se cumple que cada medio tiene el mismo factor de fase $e^{-ik_x x}$.

Haciendo el análisis para un estrato genérico «n» se puede proponer una función $l_1(k_z^{«n»}, z^{«n»}, \omega)$ que esté asociada al desplazamiento y otra función $l_2(k_z^{«n»}, z^{«n»}, \omega)$ asociada a la tracción normal a z donde $z^{«n»} = z - z_{n-1}$ y $k_z^{«n»} = \sqrt{(\omega/\beta_n)^2 - k_x^2}$.

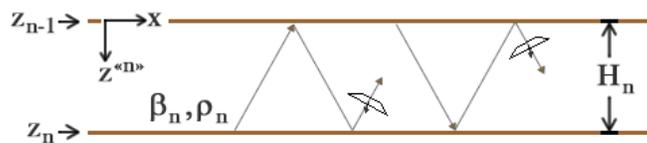


Figura 12. Estrato genérico utilizado en Thomson-Haskell
Estrato genérico que muestra los elementos más relevantes para modelar la propagación de una onda SH dentro de este medio.

$$\begin{aligned}
v(x, z^{\langle n \rangle}, \omega) &= \dot{S}_n(\omega) e^{i(-k_x x + k_z^{\langle n \rangle} z^{\langle n \rangle})} + \dot{S}_n(\omega) e^{i(-k_x x - k_z^{\langle n \rangle} z^{\langle n \rangle})} \\
&= \left[\dot{S}_n(\omega) e^{i k_z^{\langle n \rangle} z^{\langle n \rangle}} + \dot{S}_n(\omega) e^{-i k_z^{\langle n \rangle} z^{\langle n \rangle}} \right] e^{-i k_x x} \\
&= l_1(k_z^{\langle n \rangle}, z^{\langle n \rangle}, \omega) e^{-i k_x x}
\end{aligned} \tag{2.4.01}$$

$$\begin{aligned}
\tau_{yz}(x, z^{\langle n \rangle}, \omega) &= i k_z^{\langle n \rangle} \mu^{\langle n \rangle} \left[\dot{S}_n(\omega) e^{i k_z^{\langle n \rangle} z^{\langle n \rangle}} - \dot{S}_n(\omega) e^{-i k_z^{\langle n \rangle} z^{\langle n \rangle}} \right] e^{-i k_x x} \\
&= l_2(k_z^{\langle n \rangle}, z^{\langle n \rangle}, \omega) e^{-i k_x x}
\end{aligned} \tag{2.4.02}$$

De esta manera el vector desplazamiento esfuerzo queda expresado como:

$$\begin{bmatrix} v(x, z^{\langle n \rangle}, \omega) \\ \tau_{yz}(x, z^{\langle n \rangle}, \omega) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} l_1(k_z^{\langle n \rangle}, z^{\langle n \rangle}, \omega) \\ l_2(k_z^{\langle n \rangle}, z^{\langle n \rangle}, \omega) \end{bmatrix} e^{-i k_x x} \tag{2.4.03}$$

Si se fija la frecuencia entonces las componentes del vector $\bar{l}(z) = (l_1, l_2)$ sólo dependen de la profundidad z ya que estos sólo están definidos dentro del estrato $\langle n \rangle$ y por tanto $z^{\langle n \rangle}$ y $k_z^{\langle n \rangle}$ quedan definidos. A partir del vector $\bar{l}(z)$ es posible expresar la ecuación de Helmholtz y la ley de Hooke como un sistema de ecuaciones diferenciales ordinarias de orden uno del siguiente modo:

donde:

$$\frac{d\bar{l}(z)}{dz} = \bar{A}(z) \bar{l}(z) \tag{2.4.04} \quad \bar{A}(z) = \begin{bmatrix} 0 & 1/\mu_n \\ k_z^2 \mu_n - \omega^2 \rho^{\langle n \rangle} & 0 \end{bmatrix}$$

Con esto podemos definir a la matriz de propagación:

$$\bar{P}(z, z_k) = \bar{I} + \int_{z_k}^z \bar{A}(\xi_1) d\xi_1 + \int_{z_k}^z \bar{A}(\xi_1) \int_{z_k}^{\xi_1} \bar{A}(\xi_2) d\xi_2 d\xi_1 + \dots \quad (2.4.05)$$

Donde \bar{I} es la matriz identidad de orden dos. La propiedad más importante de $\bar{P}(z, z_k)$ es que genera el vector asociado al desplazamiento-esfuerzo en la posición z a partir del conocimiento de éste en la posición z_k :

$$\bar{l}(z) = \bar{P}(z, z_k) \bar{l}(z_k) \quad (2.4.06)$$

Para encontrar $\bar{P}(z, z_{n-1})$ partimos de las ecuaciones 2.4.01 y 2.4.02, sistema que se expresa matricialmente como

$$\bar{l}(z) = \bar{F}_n(z) \bar{w}_n \quad (2.4.07)$$

donde:

$$\bar{F}_n(z) = \begin{bmatrix} e^{ik_z^{(n)} z^{(n)}} & e^{-ik_z^{(n)} z^{(n)}} \\ i\mu_n k_z^{(n)} e^{ik_z^{(n)} z^{(n)}} & -i\mu_n k_z^{(n)} e^{-ik_z^{(n)} z^{(n)}} \end{bmatrix} \quad \text{y} \quad \bar{w}_n = \begin{bmatrix} \dot{S}_n(\omega) \\ \dot{S}_n(\omega) \end{bmatrix}$$

De la que se deducen las siguientes expresiones:

$$\bar{F}_n^{-1}(z) = \begin{bmatrix} \frac{e^{-ik_z^{(n)} z^{(n)}}}{2} & \frac{-ie^{-ik_z^{(n)} z^{(n)}}}{2\mu_n k_z^{(n)}} \\ \frac{e^{ik_z^{(n)} z^{(n)}}}{2} & \frac{ie^{ik_z^{(n)} z^{(n)}}}{2\mu_n k_z^{(n)}} \end{bmatrix} \quad \text{y} \quad \bar{F}_n^{-1}(z_{n-1}) = \begin{bmatrix} \frac{1}{2} & \frac{-i}{2\mu_n k_z^{(n)}} \\ \frac{1}{2} & \frac{i}{2\mu_n k_z^{(n)}} \end{bmatrix}$$

Con esto podemos expresar la ecuación 2.4.07 en función de $\bar{l}(z)$ es decir:

$$\bar{w}_n = \bar{F}_n^{-1}(z) \bar{l}(z) \quad (2.4.08)$$

Evaluamos la ecuación 2.4.08 en la cima del estrato ($z^{«n»} = 0$) para expresar $\bar{l}(z)$ a una profundidad arbitraria del estrato a partir de $\bar{l}(z_{n-1})$, la cima del mismo:

$$\bar{w}_n = \bar{F}_n^{-1}(z_{n-1})\bar{l}(z_{n-1}) \quad (2.4.09)$$

Sustituyendo la ecuación 2.4.09 en la ecuación 2.4.07 se obtiene:

$$\bar{l}(z) = \bar{F}_n(z)\bar{F}_n^{-1}(z_{n-1})\bar{l}(z_{n-1}) \quad (2.4.10)$$

Y realizando la multiplicación $\bar{F}_n(z)\bar{F}_n^{-1}(z_{n-1})$ se obtiene la matriz propagadora:

$$\bar{P}(z, z_{n-1}) = \bar{F}_n(z)\bar{F}_n^{-1}(z_{n-1}) = \begin{bmatrix} \cos(k_z^{«n»} z^{«n»}) & \frac{\sin(k_z^{«n»} z^{«n»})}{\mu_n k_z^{«n»}} \\ -\mu_n k_z^{«n»} \sin(k_z^{«n»} z^{«n»}) & \cos(k_z^{«n»} z^{«n»}) \end{bmatrix} \quad (2.4.11)$$

Lo siguiente es acoplar el semiespacio (medio «N + 1») con la base del último estrato para eso se parte de la ecuación 2.4.09 y la amplitud de las ondas se expresa en función del vector asociado al desplazamiento-esfuerzo en la interfaz del semiespacio (véase Figura 13).

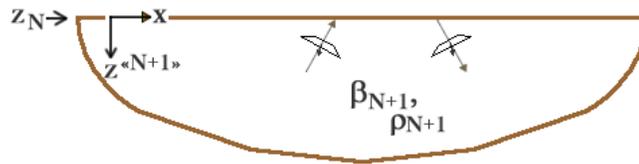


Figura 13. Semiespacio utilizado en Thomson-Haskell

Semiespacio que muestra los elementos más relevantes para modelar la propagación de una onda SH dentro de este medio. El semiespacio corresponde al medio N+1, donde los primeros N medios fueron estratos.

$$\bar{w}_{N+1} = \bar{F}_{N+1}^{-1}(z_N)\bar{l}(z_N) \quad (2.4.12)$$

A partir de la propiedad 2.4.06 se tiene que $\bar{l}(z_p) = \bar{\bar{P}}(z_p, z_q)\bar{l}(z_q)$ y $\bar{l}(z_q) = \bar{\bar{P}}(z_q, z_r)\bar{l}(z_r)$ luego $\bar{l}(z_p) = \bar{\bar{P}}(z_p, z_q)\bar{\bar{P}}(z_q, z_r)\bar{l}(z_r)$ expresión que corresponde a la propiedad 2.4.06 por tanto:

$$\bar{\bar{P}}(z_p, z_r) = \bar{\bar{P}}(z_p, z_q)\bar{\bar{P}}(z_q, z_r) \quad (2.4.13)$$

A partir de la propiedad 2.4.13 es válido expresar:

$$\bar{\bar{P}}(z_N, z_0) = \bar{\bar{P}}(z_N, z_{N-1})\bar{\bar{P}}(z_{N-1}, z_{N-2})\dots\bar{\bar{P}}(z_2, z_1)\bar{\bar{P}}(z_1, z_0) \quad (2.4.14)$$

Con lo que se construye el siguiente sistema:

$$\bar{w}_{N+1} = \bar{F}_{N+1}^{-1}\bar{\bar{P}}(z_N, z_0)\bar{l}(z_0) = \bar{B}\bar{l}(z_0) \quad (2.4.15)$$

El sistema 2.4.15 debe satisfacer la condición de frontera libre por tanto $l_2(k_z^{<1>}, 0, \omega) = 0$ y, debido a que a las componentes de \bar{B} son conocidas así como la excitación, se obtiene un sistema de 2x2.

Finalmente, se puede ingresar amortiguamiento material a este modelo mediante el factor de amortiguamiento ζ , o bien usando el factor de calidad Q donde $Q = 1/2\zeta$ y al igual que en el modelo del estrato equivalente, el cociente espectral entre la superficie del modelo y la excitación es la respuesta del medio o función de amplificación dinámica.

III TÉCNICAS DE COCIENTES ESPECTRALES

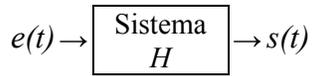
En este tercer capítulo se expone la aplicación de la función de transferencia del sistema en el análisis sísmico, se introduce el concepto de efecto de sitio a partir de su definición como sistema y se hace una breve revisión de la teoría para estimar el efecto de sitio de manera empírica, es decir mediante cocientes espectrales.

3.1 Función de transferencia del sistema

Se puede caracterizar la respuesta en la superficie del terreno ante un temblor, a partir de dos registros, uno que representa la señal de entrada y otra la señal de salida. Estas señales se representan matemáticamente como función de una o más variables independientes. La respuesta de un depósito de suelo ante una excitación sísmica se encuentra en función de varios factores como la geometría y la heterogeneidad de los materiales.

En un sistema se puede considerar que existe un proceso en el que las señales de entrada son transformadas por el sistema dando como resultado otras (Oppenheim, 1998, p. 38). En este estudio se trata como señal de salida al registro del movimiento del terreno adquirido por un sismómetro o acelerómetro, y como señal de entrada a una vibración supuesta en el lugar donde ocurrió la excitación, o bien en un punto intermedio entre la excitación y la señal de salida.

La señal de entrada se denomina como $e(t)$, que es transformada por el sistema H , proporcionando una salida $s(t)$, como se ilustra a continuación:



Este sistema se puede expresar en función de un operador H tal que:

$$s(t) = H[e(t)] \tag{3.1.01}$$

También se puede suponer que el proceso físico satisface las condiciones de linealidad e invarianza en el tiempo, de modo que es válido utilizar a la convolución para representar el sistema como:

$$s(t) = e(t) * h(t) \tag{3.1.02}$$

Calculando la transformada de Fourier en ambos lados de la igualdad se tiene:

$$S(\omega) = E(\omega) H(\omega) \tag{3.1.03}$$

a la expresión $H(\omega)$ se le conoce como función de transferencia del sistema y se define como:

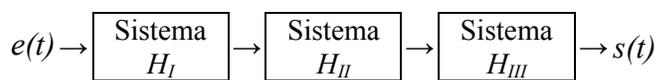
$$H(\omega) = \frac{S(\omega)}{E(\omega)} \tag{3.1.04}$$

ésta puede ser entendida como la respuesta del sistema ante el impulso unitario ($\delta(t)$) pues:

$$s_{\delta}(t) = \delta(t) * h(t) \tag{3.1.05}$$

$$S_{\delta}(\omega) = 1 H(\omega) = H(\omega) \tag{3.1.06}$$

En un sistema en serie, donde la salida de un sistema es la entrada del siguiente, el sistema queda expresado como:



3.2 Efecto de sitio

El movimiento del suelo ante un sismo es el resultado de la propagación de ondas que parten de la fuente hasta alcanzar el punto de observación, el cual puede ser visto como un sistema en serie:



la elección de un sistema en serie permite modelar el movimiento del suelo como el efecto combinado del mecanismo de ruptura que da origen a la propagación de ondas (fuente), la evolución en la propagación de éstas a través de la tierra hasta el sustrato rocoso bajo del punto de observación (trayecto) y por último su evolución al atravesar el depósito de suelo de bajo de la zona de interés (sitio).

El efecto local del suelo o efecto de sitio está determinado por las propiedades geológicas, geométricas y mecánicas de las capas del subsuelo, así como de la topografía del punto de observación.

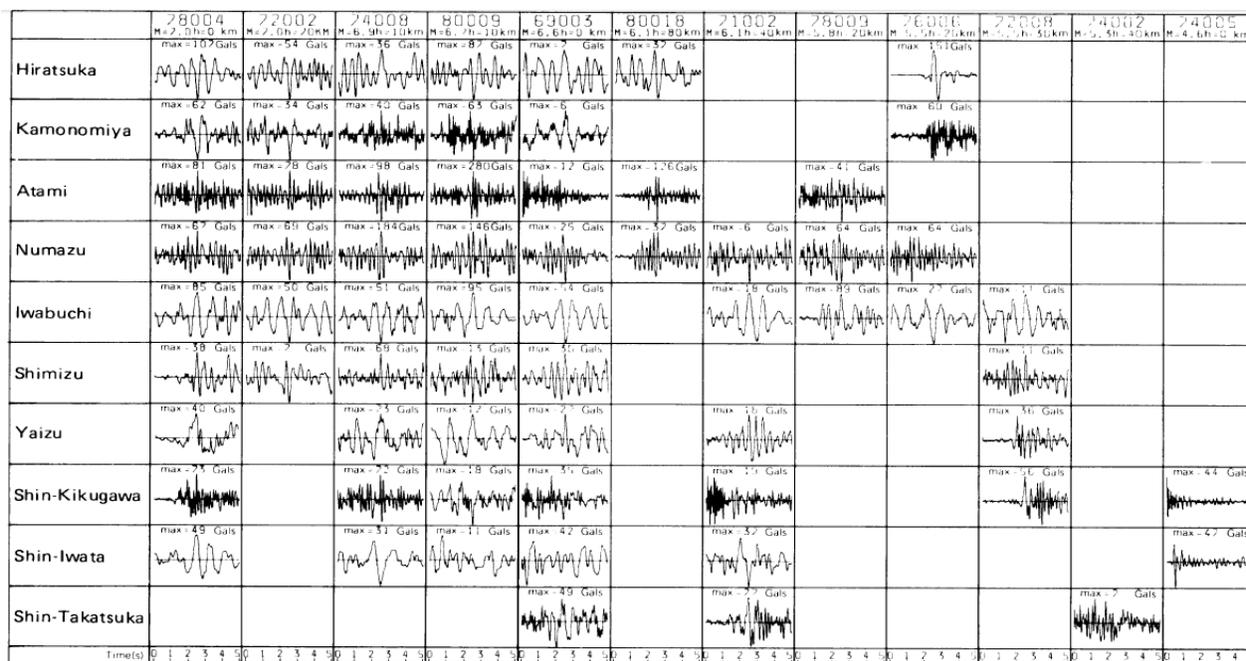


Figura 14. Acelerogramas de diferentes sitios y mismos eventos sísmicos

El efecto de sitio condiciona de manera importante el movimiento del suelo, incluso más que el evento sísmico que produjo el movimiento (Nakamura, 2000).

En la Figura 14 se muestran registros de aceleración correspondientes a diferentes sitios (renglones) y diferentes temblores (columnas); se observa que los acelerogramas de un mismo evento sísmico son distintos para cada sitio de observación y que los acelerogramas del mismo sitio son muy similares entre sí (Nakamura, 2000).

3.3 Métodos empíricos para estimar el efecto de sitio

Los métodos empíricos permiten estimar la función de transferencia a partir de los registros de movimientos débiles y fuertes, así como de registros de vibración ambiental (microtremores). En este apartado se dará una breve descripción de ellos.

3.3.1 Cociente espectral estándar (Standard Spectral Ratio, SSR)

El cociente espectral estándar o método de Borchardt está basado en un estudio que realizó R. D. Borchardt en 1970 comparando registros de explosiones nucleares y de sismos de gran intensidad lo que le permitió establecer que las áreas que presentaban gran amplificación con movimientos débiles también lo harían para sismos futuros.

El método mide el número de veces que se amplifica el valor absoluto en el dominio de la frecuencia de un sitio local (depósito de sedimentos) respecto a un afloramiento rocoso para un mismo evento. Desde el punto de vista de sistema, esto equivale a eliminar el efecto de la fuente y el trayecto, expresando el efecto de sitio como la respuesta del depósito de sedimentos ante el movimiento del terreno en un afloramiento rocoso, en el que se supone un movimiento rígido semejante al del sustrato rocoso y de una amplificación despreciable.

$$\frac{H_{registro\ Sed}(\omega)}{H_{registro\ Roca}(\omega)} = \frac{H_{fuente}(\omega)H_{trayecto}(\omega)H_{sitio\ Sed}(\omega)}{H_{fuente}(\omega)H_{trayecto}(\omega)H_{sitio\ Roca}(\omega)} = \frac{H_{sitio\ Sed}(\omega)}{H_{sitio\ Roca}(\omega)} \approx H_{sitio\ Sed}(\omega)$$

La hipótesis de un afloramiento rocoso libre de amplificación requiere que la roca no esté alterada en superficie y esté ausente de efectos topográficos, los emplazamientos pueden considerarse cercanos comparando la distancia entre ellos con la distancia de estos al epicentro.

3.3.2 Cociente espectral horizontal sobre vertical (H/V y HVSR)

El cociente espectral de resultante de los componente horizontales y el vertical del movimiento asociado al ruido sísmico se conoce como H/V y aplicado a registros sísmicos como HVSR (Horizontal to Vertical Spectral Ratio).

En 1989, Nakamura sugirió usar este cociente espectral H/V para estimar la frecuencia dominante de un sitio. A pesar de los escasos argumentos físicos para explicar el procedimiento, éste gozó muy pronto de una gran popularidad y se usa ampliamente. Se han intentado distintas explicaciones numéricas y analíticas para explicar esta medida empírica. Recientemente se ha sugerido una interpretación bajo el enfoque de campos difusos (Sánchez-Sesma et al., 2011). Según García-Jerez (2010, p. 20) en lo relativo a la interpretación física del cociente espectral H/V y en un “sentido restringido” supondría que:

- El primer máximo (el de menor frecuencia) del cociente entre las amplitudes espectrales horizontal y vertical del microtremor ocurre a la frecuencia de resonancia de las ondas S verticalmente incidentes.
- La amplitud de dicho máximo coincide con la amplificación máxima de las ondas S (máximo de la función de transferencia).

Esta metodología ha demostrado ser útil para estimar el periodo dominante del suelo, sin embargo tiende a subestimar la amplitud de la amplificación (Lachet y Bard, 1994).

La metodología HVSR consiste en calcular el cociente espectral entre las componentes horizontal y vertical en registro sísmicos. Ésta se empleó por primera vez por Lermo y Chávez-García (1993) en tres estaciones de México para sismos de mediana intensidad obteniendo un buen ajuste en frecuencias y amplitudes; posteriormente, en 1994 se aplicó en cinco estaciones para sismos de movimientos fuertes. El método en general es capaz de estimar correctamente el periodo dominante pero también llega a subestimar la amplificación (Rodríguez y Midorikawa, 2003).

3.3.3 Cociente espectral de registro en superficie entre registro a profundidad

Por definición, el efecto de sitio es el cociente espectral del registro en la superficie sobre el registro en basamento rocoso, de manera que el cociente espectral de un registro en superficie respecto a otro en profundidad (supuesto debajo del primero a una profundidad apropiada) debería estimar adecuadamente el efecto de sitio. Sin embargo, no debe olvidarse que la aportación del sedimento que subyace a lo profundo del pozo no se contempla, y que esta aportación no contemplada se puede considerar despreciable cuando el sedimento que subyace tiene una impedancia semejante al del basamento rocoso.

3.4 Métodos numéricos para la evaluación del efecto de sitio

En general, es suficiente una aproximación lineal en un modelo unidimensional bajo la hipótesis de incidencia vertical de una onda plana SH para caracterizar los parámetros importantes de la respuesta del medio. Sin embargo, si se requiriera y se dispusiera de un modelo con suficiente detalle de la estructura a investigar, se podría obtener la respuesta del sitio ante una excitación sísmica resolviendo la ecuación de Navier con métodos de resolución numérica. Sin entrar en detalles algunos de ellos son según García-Jerez (2010, pp. 7-8):

- Método de diferencias finitas
- Método de elementos finitos
- Método pseudoespectral o de Fourier
- Teoría de rayos y haces gaussianos
- Método indirecto de elementos en la frontera
- Método del número de onda discreto

IV ASPECTOS GEOLÓGICOS Y GEOTÉCNICOS DE LA CD. DE MÉXICO

4.1 Geología y zonificación geotécnica de la Cuenca de México

La Cuenca de México se ubica en la región de lagos y volcanes del Anáhuac de la provincia fisiográfica de la Faja Volcánica Transmexicana (véase Figura 15). La conformación de la Cuenca de México es resultado de una intensa actividad volcánica que dio origen a la Sierra Chichinautzin en el Pleistoceno. Ésta era una cuenca cerrada, que luego fue abierta por obra del hombre. (Martínez, 2015, p. 13).

4.1.1 Evolución geológica de la Cuenca de México

De acuerdo a Federico Mooser (1996) se puede explicar la evolución de la cuenca en siete fases a lo largo del tiempo geológico, éstas son:

- En el Terciario inferior, caracterizado por la generación de rocas volcánicas que no afloran en la superficie, pero que existen a una profundidad de 2, 265 m.
- En el Oligoceno medio, caracterizado por la generación de numerosas coladas de lava de composición intermedia y ácida, con afloramientos representativos en la región de Huehuetoca y el poblado de Coyotepec.
- En el Oligoceno superior, caracterizado por la generación de rocas de composición ácida que forman grandes depósitos de dacitas y riolitas principalmente. Son de esta época pequeñas elevaciones aisladas: Peñón de los Baños, Tlapacoya, Zacaltépetl y Chapultepec.
- En el Mioceno, caracterizado por la aparición de la sierra de Guadalupe, este complejo volcánico está constituido de lavas intermedias y ácidas. Otras

estructuras asociadas son la Sierra de Tepotzotlán, Los Pitos, Patlachique y El Tepozan.

- En el Mioceno, caracterizado por con la formación de las Sierras Mayores, al oeste la de las Cruces, Monte Alto y Monte Bajo, al este la Sierra Nevada y Río Frío. Estas sierras son resultado de una actividad volcánica de composición intermedia y ácida.
- En el Pleistoceno, caracterizado por el predominio de materiales andesito-basálticos que formaron los cerros de Chimalhuacan, Chiconautla, el Peñón del Marqués, el cerro de La Estrella y el cerro Gordo.
- En el Cuaternario superior, caracterizado por la formación de la Sierra de Chichinautzin hace un millón de años aproximadamente, la cual fue resultado de la edificación de más de un centenar de conos, derrames lávicos y material piroclástico.

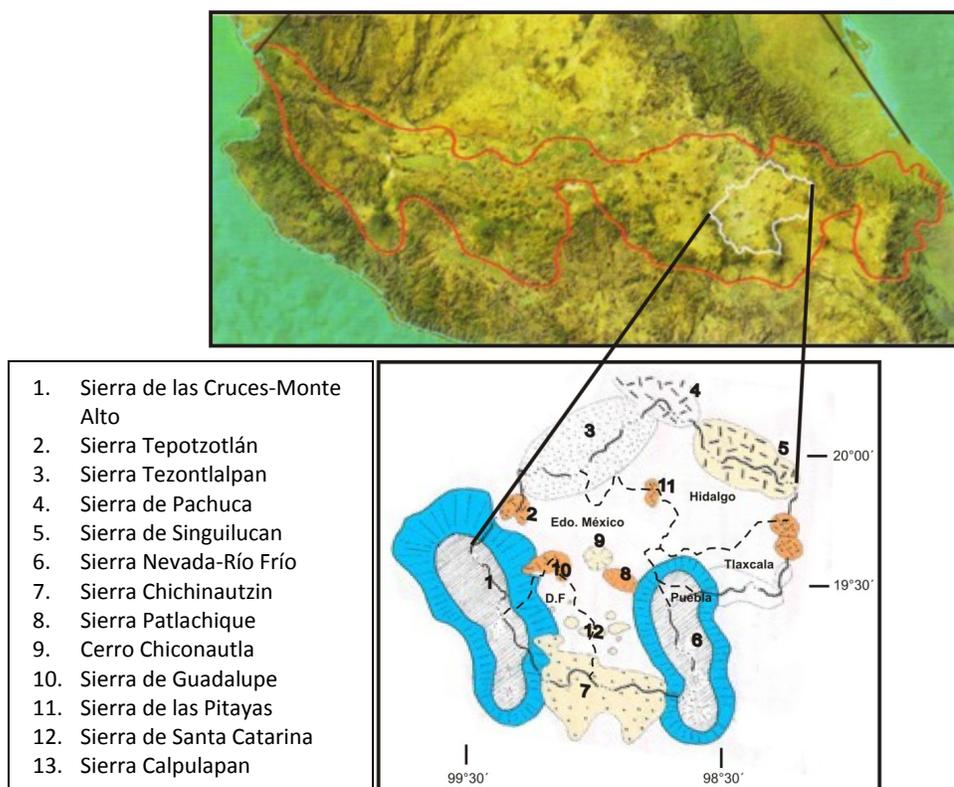


Figura 15. Bosquejo de los elementos morfológicos más importantes de la cuenca de México dentro de la FVTM (Santoyo-Villa et al, 2005).

Los rasgos morfológicos tras la formación de la Sierra de Chichinautzin dieron origen a la Cuenca de México. El origen de la planicie lacustre, sobre la que está construida la mayor parte de la Ciudad de México, se explica a partir del paulatino azolvamiento del vaso de la cuenca recién formada. El azolvamiento de productos volcánicos y acarreo fluvial en todo este territorio, al alcanzar una superficie y altura considerables, propició nuevas condiciones que favorecieron la existencia de grandes lagos al interior de la Cuenca de México los cuales se muestran en la Figura 16 (Tenorio, 2009, p. 17).

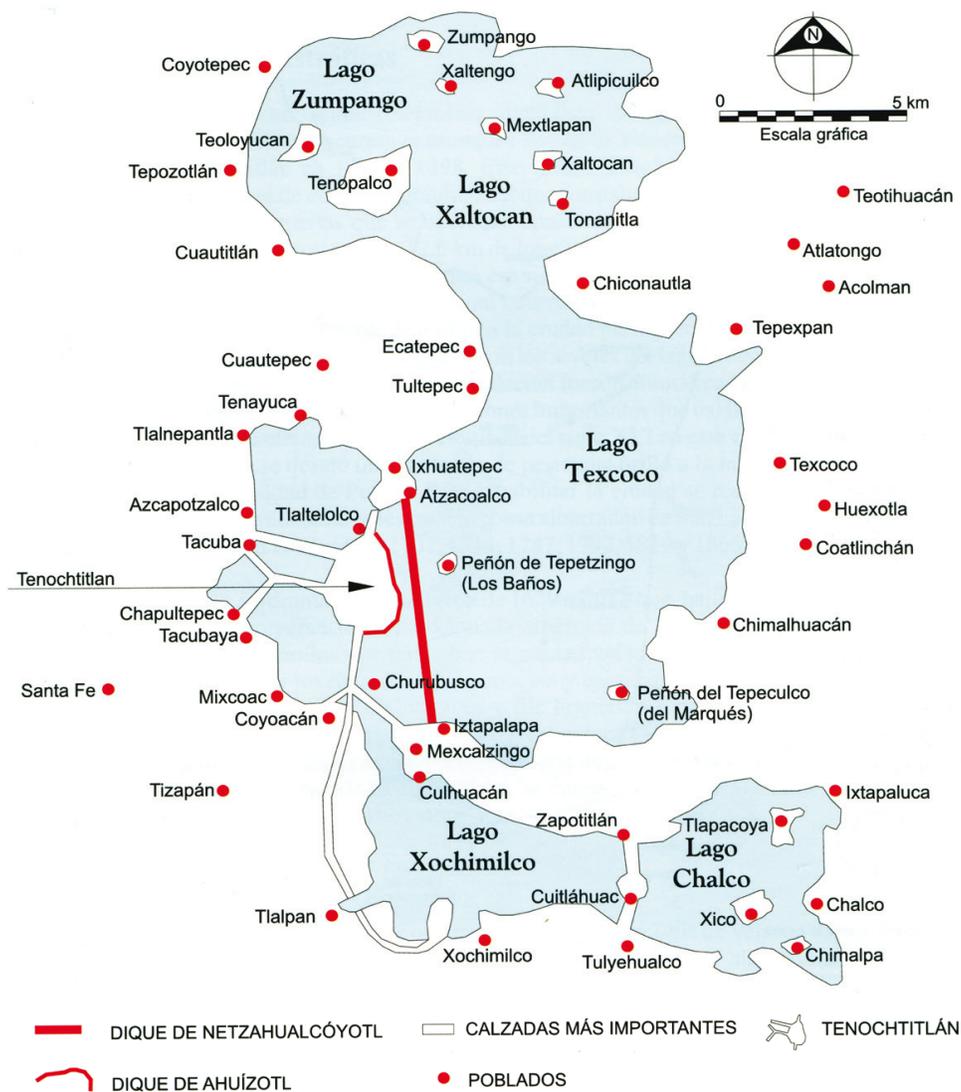


Figura 16. Lagos y obras de defensa del Valle de México a principios del siglo XVI
(Santoyo-Villa et al, 2005).

La formación de la sierra de Chichinautzin dio origen a cinco lagos: Zumpango, Texcoco, Chalco, Xochimilco y Xaltocan. Estos lagos, interconectados entre sí, se podían convertir en uno en época de lluvia. La erosión de laderas, el acarreo fluvial y los depósitos de materiales de origen volcánico fue lo que dio origen al subsuelo tan particular de la Ciudad de México (Silva, 2011, p. 4) estos mismos factores fueron rellenando de manera constante el relieve irregular; ejemplo de esto es el espesor de los depósitos en las cercanías de la Ciudad de Pachuca de aproximadamente 30 m de espesor, en la porción central de la Cuenca de México se tiene aproximadamente 200 m y al sur de la misma, cerca de la Sierra del Chichinautzin, 600 m. Las cenizas producto de erupciones volcánicas, depositadas en el seno del lago junto con los acarreos fluviales, constituyeron a través del tiempo un suelo arcilloso sumamente compresible que actualmente se conoce como arcilla del Valle de México (Tenorio, 2009, p. 18).

4.1.2 Modelo estratigráfico de Marsal y Mazari

El modelo estratigráfico propuesto por Marsal y Mazari (1959 citado por Tenorio, 2009, p. 18) consiste en la secuencia estratigráfica que se describe a continuación:

- Costra Superficial (CS). Compuesta por restos de construcciones, rellenos arqueológicos y depósitos aluviales, con lentes de material eólico intercalados. El espesor es variable, como ejemplo se tiene que en el Templo Mayor, la costra superficial tiene espesores de 10 metros, mientras que en otras zonas de la ciudad varía entre 2 y 5 metros y en el centro del antiguo lago de Texcoco desaparece.
- Formación Arcillosa Superior (FAS). Constituida por arcillas de origen lacustre que, de acuerdo con la profundidad y con los efectos de la consolidación inducida por sobrecargas superficiales y por el bombeo profundo, se presentan como materiales preconsolidados o normalmente consolidados. Dentro de la formación arcillosa superior, se encuentran intercalados horizontes de materiales endurecidos por secado solar y lentes de arena y vidrio volcánico.

- Capa Dura (CD). Este depósito está constituido por limos arenosos cementados con poca arcilla y, en ocasiones, gravas. Su composición y espesor son heterogéneos. En las orillas del lago presenta espesores de varios metros. En las zonas centrales disminuye considerablemente el espesor de la capa dura, siendo en algunos sitios menor de un metro o inexistente.
- Formación Arcillosa Inferior (FAI). Constituida por una secuencia de arcillas lacustres intercaladas por lentes duros; su espesor es menor que el de la primer formación arcillosa, del orden de ocho a cuatro metros; hacia el centro del lago puede ser de 15 metros. Desaparece en la cercanía de los cerros.
- Depósitos Profundos (DP). Formados por arenas y gravas limosas de origen aluvial contenidas dentro de una matriz de arcilla; se han encontrado carbonatos de calcio en estos depósitos y suelen presentar diversos grados de cementación.

4.1.3 Zonificación geotécnica de la Ciudad de México

Los estudios realizados por Raúl J. Marsal y Marcos Mazari (1959) sobre el subsuelo de la Cuenca de México, permitieron zonificar a la Ciudad de México a partir de la estratigrafía. Ellos definieron tres áreas las cuales diferencian a los sedimentos que se depositaron en el fondo de los lagos respecto a las zonas más cercanas a las sierras. Esta zonificación se ha conservado vigente por su sencillez reconociendo tres diferentes zonas tal como lo define el artículo 170 del capítulo VIII del título Sexto del *Reglamento de Construcciones para el Distrito Federal* (véase Figura 17).

Zona I.

Lomas, formadas por rocas o suelos generalmente firmes que fueron depositados fuera del ambiente lacustre, pero en los que pueden existir, superficialmente o intercalados, depósitos arenosos en estado suelto o cohesivos relativamente blandos. En esta zona, es frecuente la presencia de oquedades en rocas y de cavernas y túneles excavados en suelo para explotar minas de arena.

4.2 Efecto de sitio en la Cuenca de México

4.2.1 Amplificación geométrica y amplificación dinámica

La amplificación del movimiento del suelo es el factor más importante para describir cuantitativamente las fuerzas sísmicas que las estructuras deben resistir para tener un comportamiento de prevención de colapso durante los grandes temblores. Los dos mecanismos que determinan la amplificación del movimiento son la amplificación geométrica y la amplificación dinámica.

La amplificación geométrica es causada por el contraste de impedancias al propagarse el tren de ondas entre un medio de mayor impedancia a uno de menor impedancia. La amplificación permite mantener el mismo flujo de energía entre ambos medios y es consecuencia de la ley de conservación de energía. Por ejemplo, para un movimiento antiplano, la velocidad de la onda S decrece a medida que se acerca a la superficie libre, lo que significará una amplificación del movimiento en la superficie respecto al movimiento del sustrato rocoso.

La amplificación dinámica se da como resultado del fenómeno de resonancia que resulta de la multireflexión de las ondas dentro de las capas de suelo: la onda se refleja en la superficie y se propaga hacia abajo hasta encontrar la interfaz del medio. En esta interfaz, una parte se transmite y otra se refleja, dirigiéndose nuevamente hacia la superficie. El fenómeno se repite y las ondas quedan atrapadas dentro de la capa de suelo, cuando dos ondas de igual polaridad, período y fase se interfieren generan una onda de amplitud igual a la suma de las amplitudes de las ondas, lo que origina la amplificación en las ondas de ese período. (Galdámez, 2007, p. 35)

La causa más importante de amplificación en la Ciudad de México es la presencia de arcillas blandas debida a su compresibilidad, espesor de estratos y alto contraste de impedancia respecto a estratos más profundos.

Cuando las ondas sísmicas se propagan por la tierra, son filtradas las altas frecuencias debido al comportamiento viscoelástico del medio. A medida que las ondas se alejan de la fuente predominan las ondas de periodos largos, sin embargo los depósitos de suelos blandos y profundos amplifican las bajas frecuencias. Para sitios en que el subsuelo exhibe un periodo dominante alto, la aplicación de un modelo unidimensional es aceptable pues se asume que las ondas de cortante son más significativas que las superficiales. El motivo por el que la aplicación de teoría de ondas de cortante propagándose en un medio unidimensional en la Cuenca de México produce buenos resultados es por el gran contraste de impedancias que existen en el medio (Echeverri, 2006, pp. 13-14).

4.2.2 Larga duración y efecto de la geometría

La presencia de valles, cañones, colinas o cualquier irregularidad del terreno modifica localmente el movimiento del mismo, produciendo amplificaciones en la zonas convexas y reducción en zonas cóncavas cuando las dimensiones de las irregularidades topográficas coinciden con las longitudes de onda del movimiento. (Rodríguez M., 2005, p. 55).

Sin embargo, la consecuencia más importante de la geometría corresponde a las cuencas sedimentarias, en éstas, las ondas de cuerpo pueden quedar atrapadas en los depósitos de material blando propagándose como ondas superficiales cuya descripción del movimiento puede llegar a ser muy complejo y de mayor duración que el predicho por un análisis unidimensional que sólo considere ondas de corte (Bru, 2013, p. 25).

De acuerdo con los estudios de Chávez-García et al. (1995) el eje volcánico transmexicano genera trenes de ondas superficiales que causan la larga duración del movimiento en la Cuenca de México, los estudios de Furumura y Kennett (1998) muestran que las largas duraciones pueden ser reproducidas a partir de modelos regionales 2D (Ferrer, 2006, p. 18).

Recientemente Cruz-Atienza et al. (2016) mediante simulaciones de computo de alto rendimiento hallaron que el fenómeno de larga duración se acentúa en las frecuencias 0.5 y 0.3 Hz, las cuales atribuyeron al dominio de las ondas superficiales en los depositos antiguos del lago mostrando que su influencia prolonga la duración en un 170% y 290% respectivamente.

V DESCRIPCIÓN DE ESTACIONES Y ANÁLISIS DE DATOS SÍSMICOS

En este capítulo se mostrará la validez del modelo unidimensional para caracterizar la respuesta de sitio en la banda de frecuencias de interés para ingeniería sísmica. Además, se compararán los tres cocientes espectrales utilizados como estimadores de la respuesta de sitio. Finalmente, se mostrará la evolución de la respuesta sísmica a lo largo del tiempo, a partir del cambio en el periodo dominante del terreno.

5.1 Datos de estudio

En esta tesis se utilizaron registros de aceleración en formato *ASA2.0*, cortesía del Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED), de la red acelerográfica del Instituto de Ingeniería de la Universidad Nacional Autónoma de México (II-UNAM) y del Centro de Instrumentación y Registro Sísmico (CIRES). Se seleccionaron y analizaron 231 registros de aceleración correspondientes a 28 sismos registrados en 17 estaciones (puede consultar los detalles en el anexo).

Para ubicar el estudio se muestra en la Figura 18 el mapa geológico y en la Figura 19 la zonificación geotécnica, ambas del Valle de México, en ellas se localizan los sitios estudiados y la estación usada como referencia del SSR, los cuales a lo largo de esta tesis serán referidos con la notación indicada en la Tabla 1.

Tabla 1. Notación utilizada para nombrar los sitios de estudio

Clave de la estación	Sitio de estudio	Zona
CHA	Estación Chapultepec, superficie y pozo a 52 m.	I
COY	Estación Coyoacán, superficie y pozo a 70 m.	II
IMP	Estación IMP, superficie y pozo a 80 m.	II
SCT	Estación SCT, superficie y pozo a 25 m.	III
RMC	Estación Roma-C, superficie y pozo a 102 m.	III
CDA	Estación CDA, superficie y pozo a 60 m.	III
TLA	Estación Tlacotal, superficie y pozo a 86 m.	III
ZAR	Estación Zaragoza, superficie y pozo a 83 m.	III
CUP	Patio del Instituto de Ingeniería, UNAM, Cd. Universitaria (estación de referencia del SSR)	I

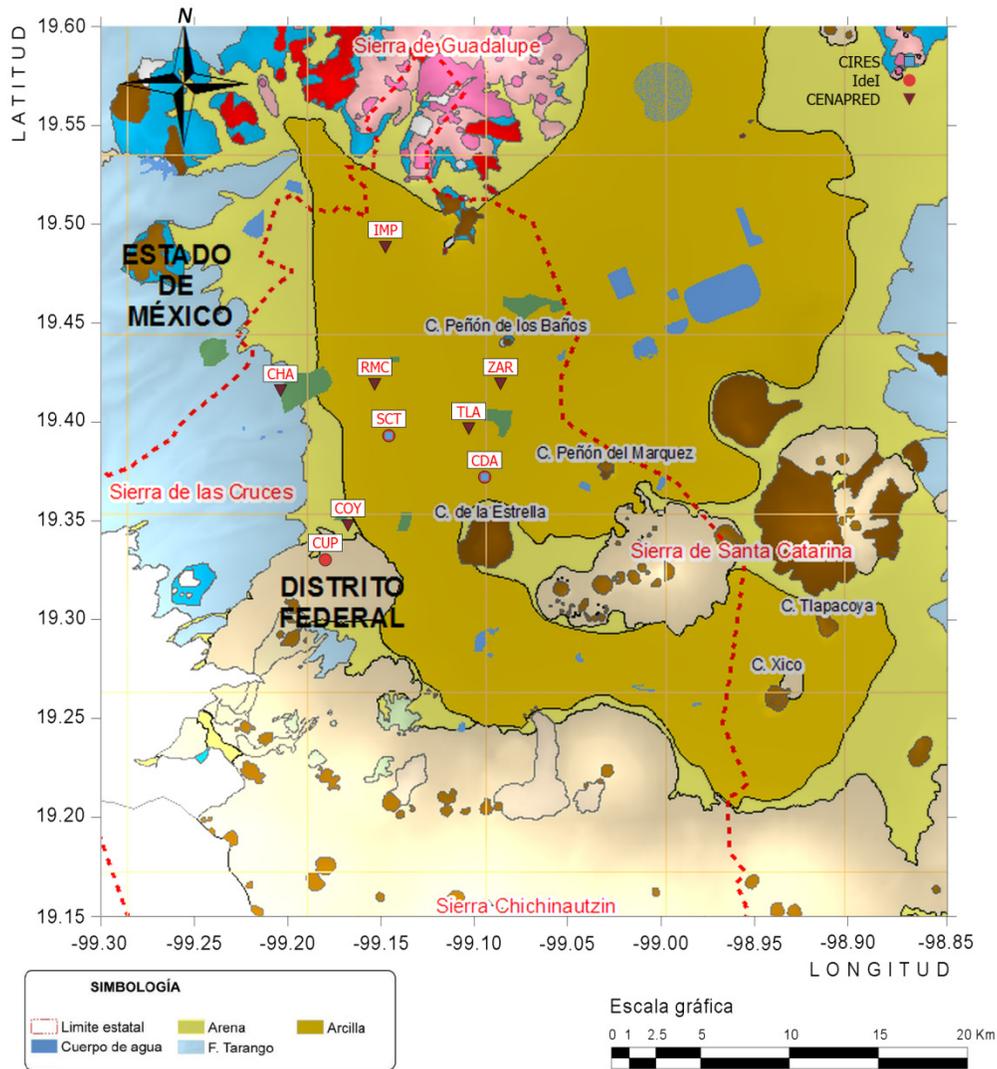
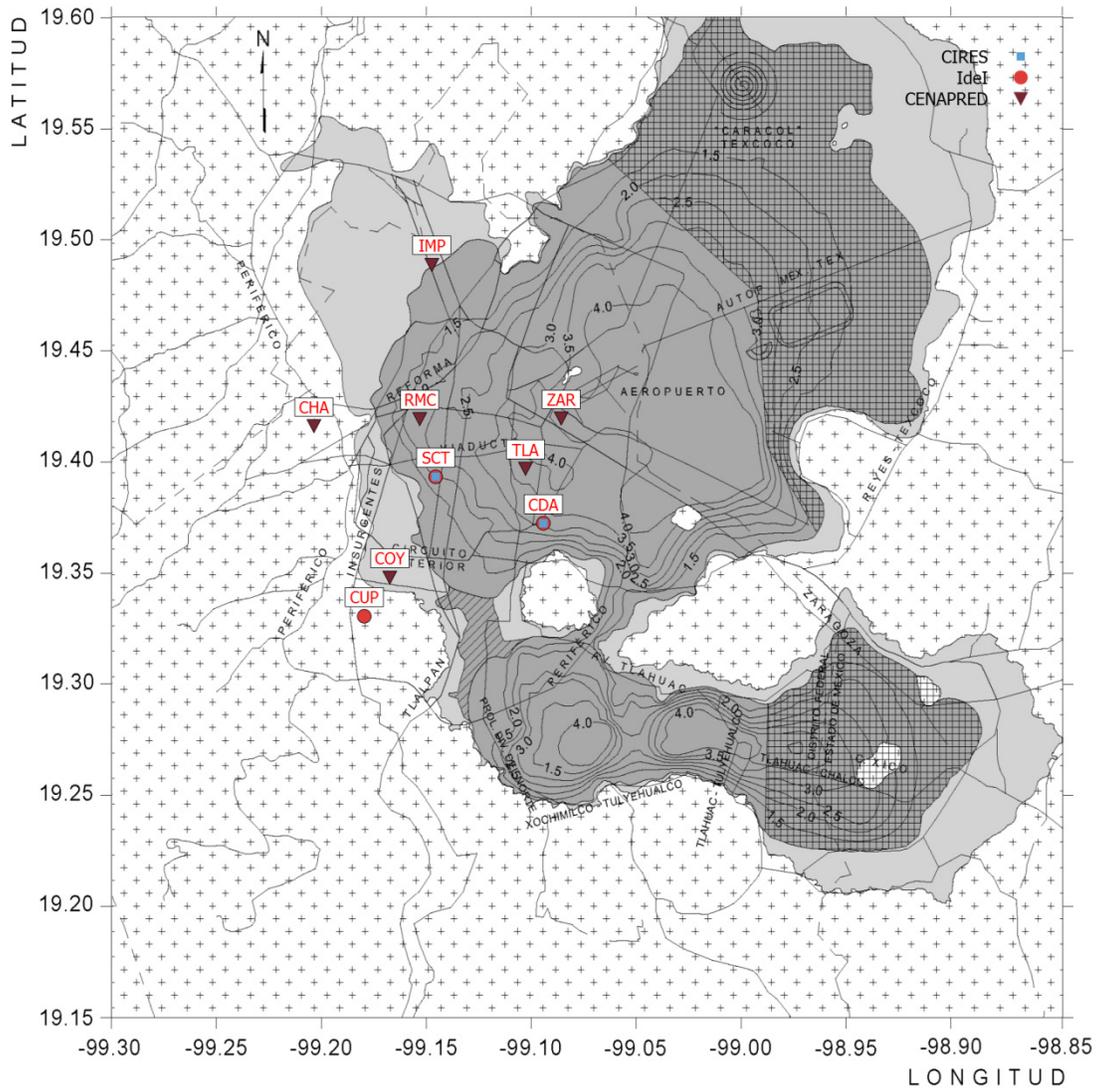


Figura 18. Mapa geológico y sitios de estudio

Se muestran las formaciones geológicas que circundan la Ciudad de México y su límite estatal como referencia. Con etiqueta roja en fondo blanco se indica la localización de los sitios estudiados y la estación de referencia del SSR. Adaptado de Mooser et al. (1996).



+ + + Zona I

Zona II

Zona III

Esta zona se considerará como II (transición) para fines de las Normas Técnicas Complementarias para Diseño de Cimentaciones

Estas regiones no están suficientemente investigadas, por lo que la zonificación es solamente indicativa

En la Zona I se tomará $T_s = 0.5$ seg.

En la Zona II se interpolará considerando que en la frontera entre las zonas I y II $T_s = 0.5$ seg y en la frontera entre Zonas II y III, $T_s = 1$ seg.

Figura 19. Periodos dominantes del suelo y sitios de estudio

Se muestran las curvas de isoperiodo y las principales vialidades como referencia. Con etiqueta roja en fondo blanco se indica la localización de los sitios estudiados y la estación de referencia del SSR. Adaptado de normas técnicas complementarias del reglamento de construcciones para el Distrito Federal (2004).

5.2 Consideraciones para la estimación del periodo dominante

Los cambios ocurridos en el periodo dominante no siempre se muestran evidentes en la frecuencia, de hecho, si se suscita el mismo cambio de periodo en una zona de periodo largo y otra de periodo corto, la variación de la frecuencia será más visible en la zona de periodo corto que en la zona de periodo largo. Tal como muestra el desarrollo 5.2.01 y las Figuras 20 y 21.

$$\begin{aligned}
 |\Delta f| &= \left| \frac{1}{T_s^*} - \frac{1}{T_s} \right| \\
 &= \left| \frac{T_s - T_s^*}{T_s T_s^*} \right| \\
 &= \frac{|\Delta T|}{T_s T_s^*} \\
 &= \frac{|\Delta T|}{T_s (T_s + \Delta T)}
 \end{aligned}
 \tag{5.2.01}$$

Donde T_s es el periodo inicial, ΔT la variación del mismo y T_s^* el nuevo periodo es decir:

$$T_s^* = T_s + \Delta T$$

Las frecuencias correspondientes a T_s y T_s^* son f_s y f_s^* respectivamente.

Nota: Este desarrollo supone que T_s y T_s^* son mayores que cero.

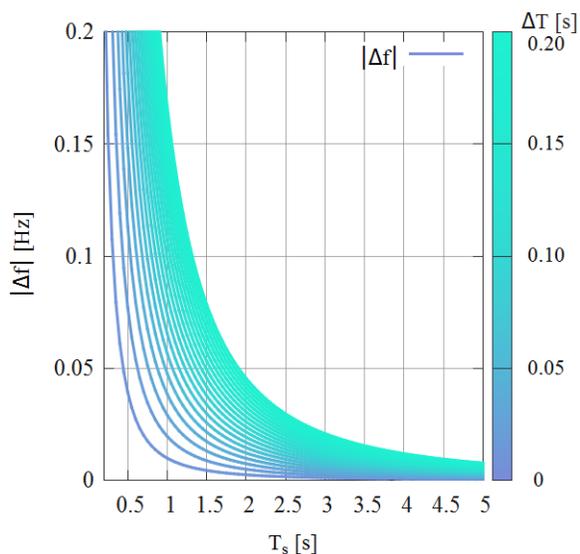


Figura 20. Sensibilidad de la frecuencia a un aumento en el periodo

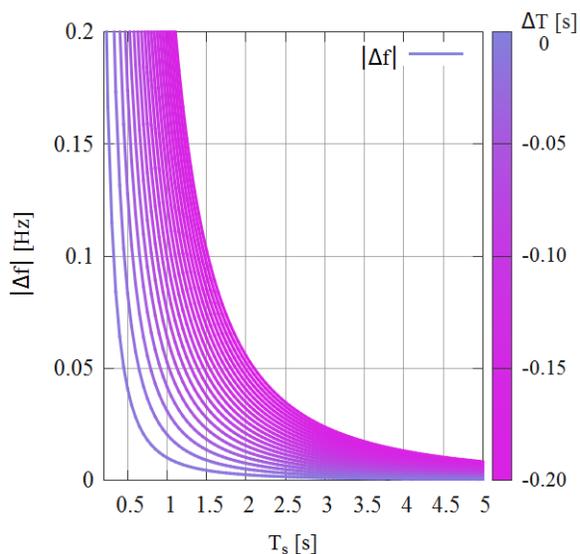


Figura 21. Sensibilidad de la frecuencia a un descenso en el periodo

Habitualmente, la estimación del periodo dominante se obtiene con el recíproco de la frecuencia que muestra la mayor amplificación en la función de transferencia. En caso de que se haya cometido un error al estimar la frecuencia dominante, en el mejor de los casos, dicho error será la resolución mínima de la transformada discreta de Fourier (Δf).

El error cometido al calcular la frecuencia dominante, se traduce como un error mayor al estimar el periodo dominante (T_s^{est}) mientras más grande sea el periodo del sitio:

$$\varepsilon_r = \frac{|T_s - T_s^{est}|}{T_s} = f_s \left| \frac{1}{f_s} - \frac{1}{f_s^{est}} \right| = f_s \left| \frac{f_s^{est} - f_s}{f_s f_s^{est}} \right| = \frac{1}{f_s^{est}} |f_s^{est} - f_s| = T_s^{est} |\Delta f| \quad (5.2.02)$$

Por este motivo, es deseable aplicar un suavizado muy sutil en periodos largos mientras que en periodos cortos, donde el error pesa menos, un suavizado más generoso que disminuya la variabilidad de los datos. Esto se logra con el suavizado de fracción de octava (o también con el suavizado de Konno y Ohmachi), pues en periodos largos la cantidad de datos usados es pequeña y se tiene un sesgo pequeño, mientras que en periodos cortos la cantidad es grande y se tiene un variabilidad pequeña.

En esta tesis se ha utilizado el suavizado de fracción de octava el cual, en esencia, realiza un promedio local de las observaciones en un ancho de banda que permanece constante cuando se le mira en escala logarítmica. La extensión del ancho de banda está determinada por el parámetro de suavizado s el cual corresponde a la fracción de octava. Una octava es el rango de frecuencias en el cual su límite superior es dos veces el límite inferior.

El suavizado de fracción de octava realiza un promedio local del espectro de potencia (conservando la energía asociada a cada frecuencia) y no del espectro de amplitud, es decir, se usa la media cuadrática en vez de la media aritmética, su definición es la siguiente.

$$|H_{smooth}(f_c)| = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n H^*(f_i) H(f_i) W_s^{f_c}(f_i)}{\sum_{i=1}^n W_s^{f_c}(f_i)}} \quad (5.2.03)$$

Donde $W_s^{f_c}(f)$ es una ventana apropiada (véase Tabla 2 y Figura 22), f_i es la frecuencia i -ésima utilizada en el suavizado de f_c , y f_c es la frecuencia que corresponde al centro de la ventana cuando ésta se le mira en escala logarítmica, la cual coincide con la media geométrica de los límites que acotan el ancho de la ventana.

Tabla 2. Ventanas cuyo parámetro de suavizado es la fracción de octava

Forma de la ventana en escala logarítmica	Definición de la ventana
Ventana rectangular (Brandt, 2009).	$W_s^{f_c}(f) = \begin{cases} 1 & ; 2^{-\frac{1}{2s}} f_c \leq f \leq 2^{\frac{1}{2s}} f_c \\ 0 & ; \text{Cualquier otro caso} \end{cases}$
Ventana triangular (propuesta de esta tesis).	$W_s^{f_c}(f) = \begin{cases} 1 - \left 2s \log_2 \left(\frac{f}{f_c} \right) \right & ; 2^{-\frac{1}{2s}} f_c \leq f \leq 2^{\frac{1}{2s}} f_c \\ 0 & ; \text{Cualquier otro caso} \end{cases}$

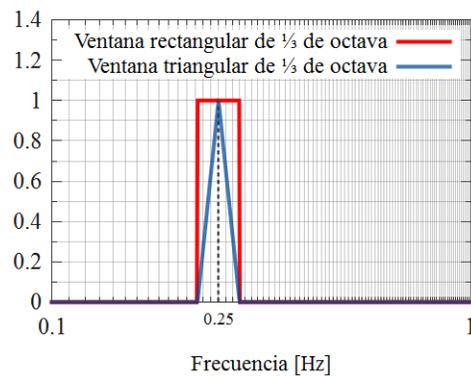


Figura 22. Ventanas de 1/3 de octava centradas en 0.25 [Hz]

Normalmente, se suavizan los espectros antes de realizar el cociente espectral, de este modo se evita que existan valores iguales a cero, y esto a su vez, evita que en el cociente existan valores que tienden a infinito. El grado de suavizado está determinada por la fracción de octava (s), y la ponderación por la ventana, tal como puede verse en las Figuras 23, 24, 25 y 26, donde se muestra el suavizado aplicado a tres cocientes espectrales (superficie entre registro a profundo) de la estación Zaragoza.

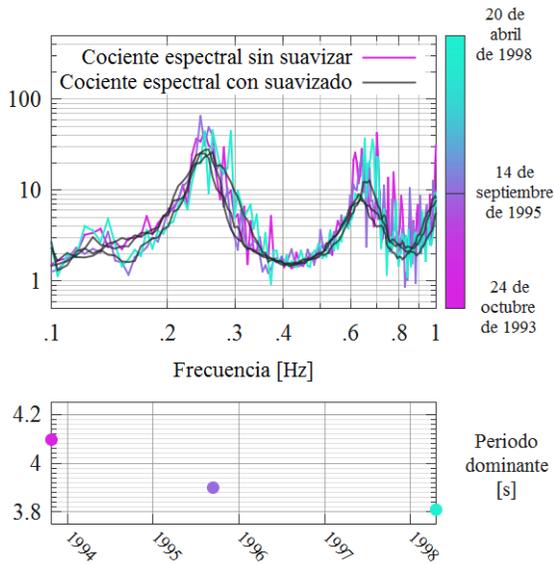


Figura 23. Suavizado de un sexto de octava con ventana rectangular

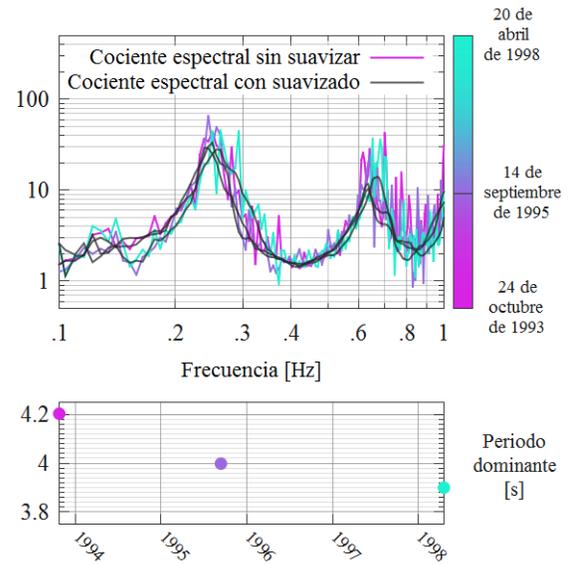


Figura 24. Suavizado de un sexto de octava con ventana triangular

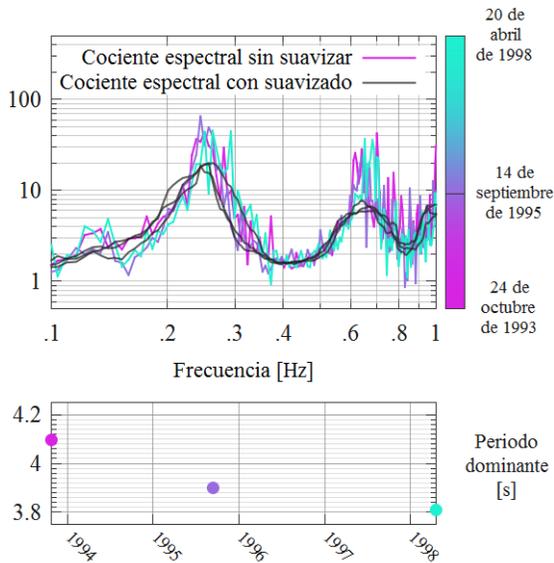


Figura 25. Suavizado de un tercio de octava con ventana rectangular

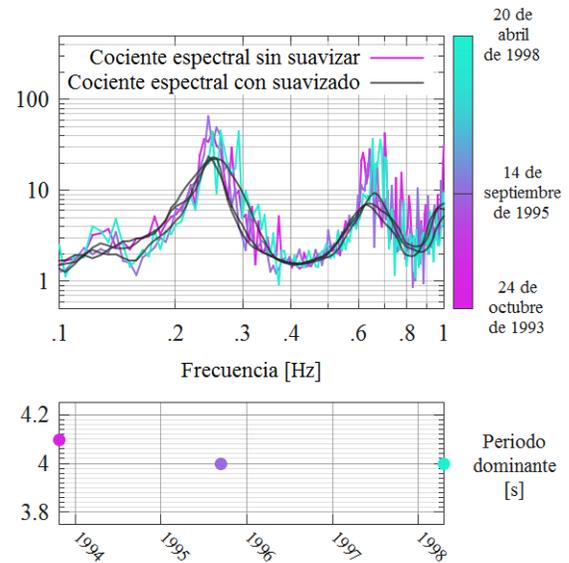


Figura 26. Suavizado de un tercio de octava con ventana triangular

Una forma de disminuir la incertidumbre que causa el suavizado y mejorar la precisión en la estimación del periodo dominante es a partir del promedio de varias estimaciones. Para esto, se ha utilizado el promedio de las medias cuadráticas concernientes a las horizontales después de una rotación, la media cuadrática (root mean square) de las horizontales rotadas está definida como:

$$|H_{RMS}(f)| = \sqrt{\frac{|H_{azimut}(f)|^2 + |H_{azimut+90^\circ}(f)|^2}{2}} \quad (5.2.04)$$

Este procedimiento se justifica en que la energía total asociada a las horizontales no cambia cuando éstas son rotadas. Para mostrar esto, se propone una rotación de α grados, donde α denota el azimut del nuevo "norte", siendo el sistema coordenado tradicional para $\alpha = 0$.

Por linealidad de la transformada de Fourier se cumple que:

$$\begin{bmatrix} H_{azimut}(f) \\ H_{azimut+90^\circ}(f) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \mathcal{F}\{h_{azimut}(t)\} \\ \mathcal{F}\{h_{azimut+90^\circ}(t)\} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos(\alpha) & \text{sen}(\alpha) \\ -\text{sen}(\alpha) & \cos(\alpha) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \mathcal{F}\{h_{N-S}(t)\} \\ \mathcal{F}\{h_{E-W}(t)\} \end{bmatrix} \quad (5.2.05)$$

Luego, la energía asociada a una frecuencia del sistema rotado es la misma que en el sistema original, tal como se muestra a continuación:

$$\begin{aligned} |H_{azimut}(f)|^2 + |H_{azimut+90^\circ}(f)|^2 &= \begin{bmatrix} H_{azimut}^*(f) & H_{azimut+90^\circ}^*(f) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_{azimut}(f) \\ H_{azimut+90^\circ}(f) \end{bmatrix} \\ &= \begin{bmatrix} H_{N-S}^*(f) & H_{E-W}^*(f) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \cos(\alpha) & -\text{sen}(\alpha) \\ \text{sen}(\alpha) & \cos(\alpha) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \cos(\alpha) & \text{sen}(\alpha) \\ -\text{sen}(\alpha) & \cos(\alpha) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_{N-S}(f) \\ H_{E-W}(f) \end{bmatrix} \\ &= \begin{bmatrix} H_{N-S}^*(f) & H_{E-W}^*(f) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 1 & 0 \\ 0 & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_{N-S}(f) \\ H_{E-W}(f) \end{bmatrix} \\ &= |H_{N-S}(f)|^2 + |H_{E-W}(f)|^2 \end{aligned} \quad (5.2.05)$$

En esta tesis se ha utilizado un promedio ponderado, siendo el factor de ponderación la amplitud de la frecuencia dominante del sistema rotado, como puede verse en las Figura 27 y Figura 28; la limitante que se presenta al buscar la frecuencia dominante (únicamente en las frecuencias de la DFT) se ve superado, mostrando un descenso claro muy parecido al que predice el ajuste lineal.

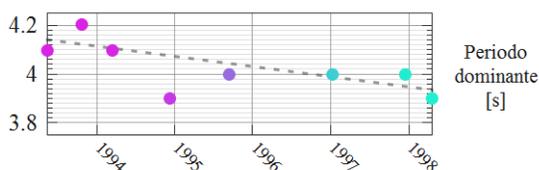


Figura 27. Estimación del periodo dominante obtenida con una sola estimación

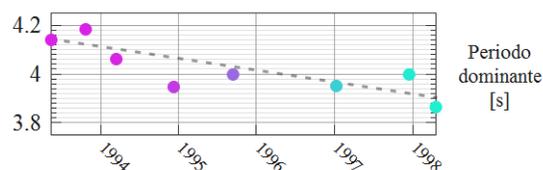


Figura 28. Estimación del periodo dominante obtenida mediante promedio de varias estimaciones

5.3 Evaluación del efecto de sitio a partir de un modelo unidimensional

Como se comentó en el capítulo uno, el método de Thomson-Haskell permite evaluar el efecto de sitio suponiendo un modelo unidimensional a partir del conocimiento de los datos de espesor, densidad, velocidad de ondas P y S y amortiguamiento. Particularmente, si se supone el caso antiplano, es suficiente con conocer las propiedades de la onda S.

En la siguiente sección se muestran modelos unidimensionales antiplanos que son propuesta de la presente investigación, y los correspondientes a los modelos estratigráficos reportados por Yamashita Architects & Engineers Inc. Oyo Corporation (1996) de los estudios realizados en 1988 mediante sonda suspendida en pozo.

En las Tablas 3, 5, 9, 11 y 13, así como en las Figuras 29, 31, 35, 37 y 39, correspondientes a los de sitios de estudio de la red de CENAPRED (exceptuando IMP), se presentan los modelos estratigráficos de los estudios mencionados; en las Tablas 4, 6, 7, 8, 10, 12 y 14, los modelos propuestos para la presente investigación. Finalmente, en las Figuras 30, 32, 33, 34, 36, 38 y 40 se muestran la estimación del efecto de sitio obtenido a partir del promedio (del valor cuadrático medio de las horizontales con suavizado de 1/3 de octava) de los cocientes espectrales de los registros en superficie entre el registro a profundidad y los modelos unidimensionales indicados.

Para la función de amplificación dinámica correspondiente al modelo estratigráfico reportado por Yamashita Architects & Engineers Inc. Oyo Corporation se usó un factor de amortiguamiento $\zeta = 0.03$ en cada estrato y se tomaron como propiedades del semiespacio las propiedades del último estrato en los pozos Chapultepec y Roma C, debido a que la velocidad de estos fue claramente superior a los 720 m/s. Para los pozos Tlacotal, Coyoacán y Zaragoza se usó un semiespacio con las mismas características del semiespacio del modelo propuesto para el presente trabajo.

Nótese que el modelo propuesto se ajusta mejor a la estimación del efecto de sitio que el construido a partir del modelo estratigráfico y, pese a sus diferencias, si se le ve de manera burda, se observa que las características de ambos son muy semejantes.

5.3.1 Ajuste de la función de amplificación dinámica y comparativa con la estratigrafía para el pozo Chapultepec

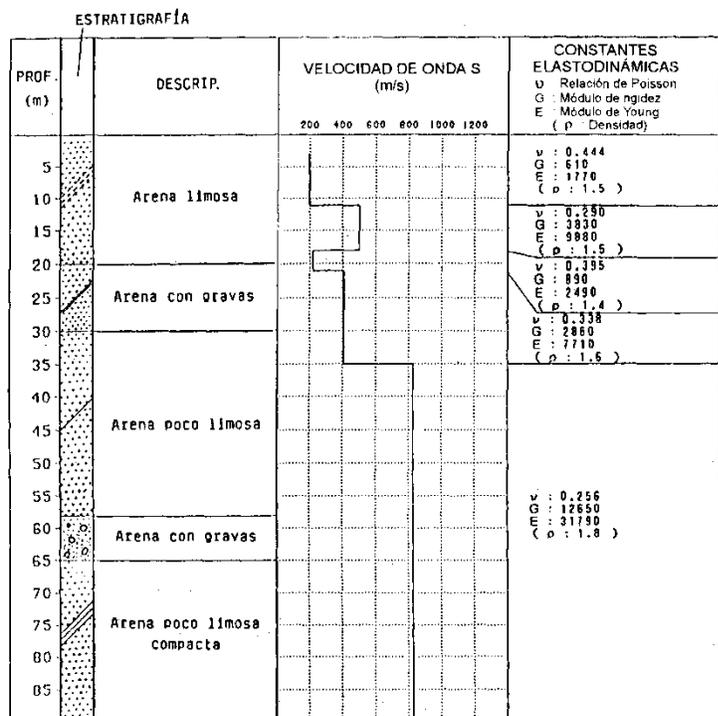


Figura 29. Estratigrafía y perfil de velocidades de onda S en el pozo Chapultepec
Tomado de Yamashita Architects & Engineers Inc. Oyo Corporation (1996).

Tabla 3. Distribución de velocidades de onda S en el pozo Chapultepec

Estrato	Prof.	β	ρ
1	3 a 11	200	1.5
2	11 a 18	500	1.5
3	18 a 21	250	1.4
4	21 a 35	420	1.6
5	35 a 90	830	1.8

Tomado de Yamashita Architects & Engineers Inc. Oyo Corporation (1996).

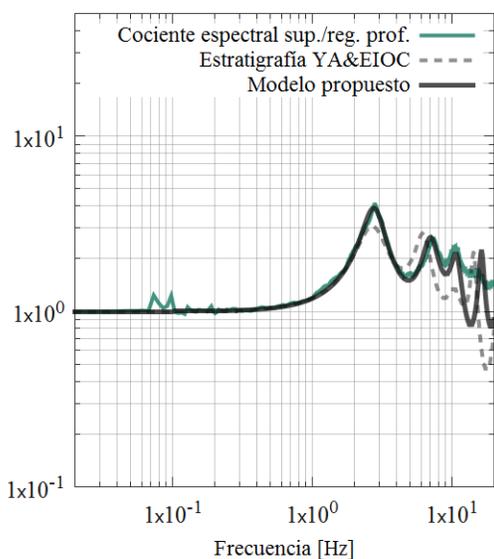


Figura 30. Ajuste del modelo unidimensional propuesto para el pozo Chapultepec
Modelo propuesto vs Promedio de cocientes espectrales sup./reg. prof. (a 52 m.)

Tabla 4. Modelo unidimensional antiplano propuesto para el pozo Chapultepec

	Espesor	β	ρ	ζ
Estrato 1	11	220	1.5	0.03
Estrato 2	3	400	1.5	0.03
Estrato 3	4	240	1.4	0.03
Estrato 4	14	420	1.6	0.03
Semiespacio		900	2.1	

Estación en zona 1
 $T_s \approx 0.355[s] \quad (2.82 [Hz])$

El modelo mostró ser muy sensible a la velocidad del semiespacio, esto es debido a que no hay un contraste de impedancia tan marcado entre los estratos y el semiespacio propuesto.

5.3.2 Ajuste de la función de amplificación dinámica y comparativa con la estratigrafía para el pozo Coyoacán

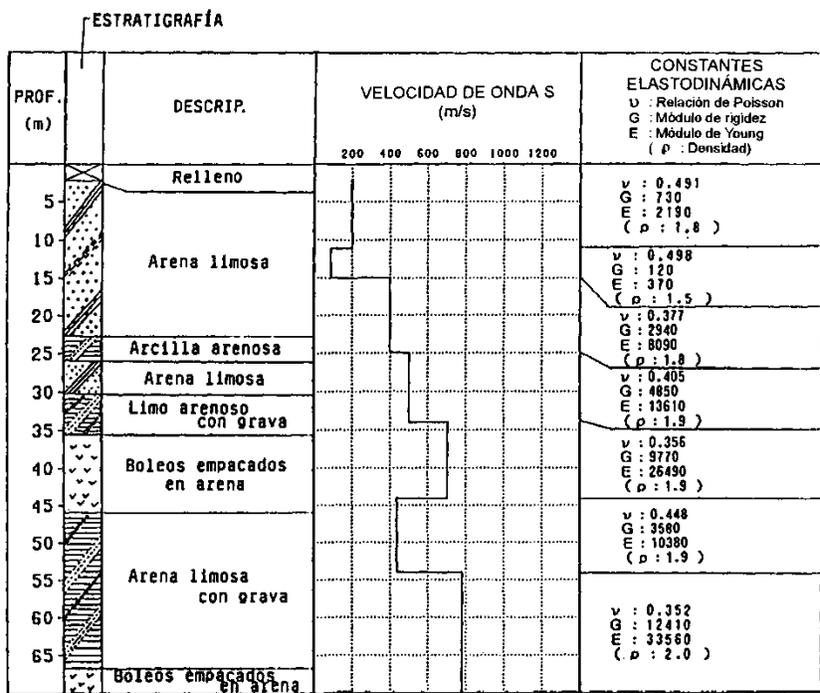


Figura 31. Estratigrafía y perfil de velocidades de onda S en el pozo Coyoacán
Tomado de Yamashita Architects & Engineers Inc. Oyo Corporation (1996).

Tabla 5. Distribución de velocidades de onda S en el pozo Coyoacán

Estrato	Prof.	β	ρ
1	2 a 11	200	1.8
2	11 a 15	90	1.5
3	15 a 25	400	1.8
4	25 a 34	500	1.9
5	34 a 44	710	1.9
6	44 a 54	430	1.9
7	54 a 70	780	2.0

Tomado de Yamashita Architects & Engineers Inc. Oyo Corporation (1996).

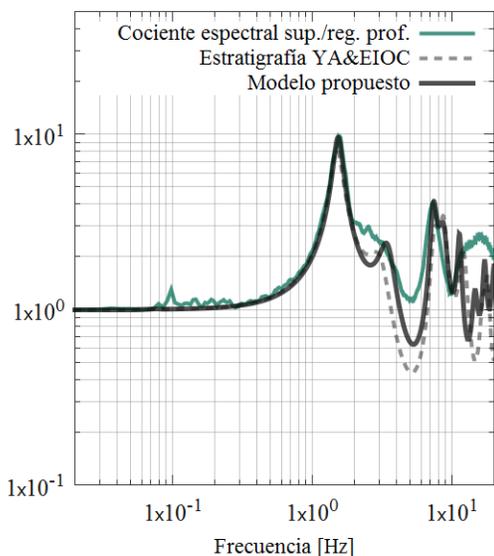


Figura 32. Ajuste del modelo unidimensional propuesto para el pozo Coyoacán
Modelo propuesto vs Promedio de cocientes espectrales sup./reg. prof. (a 70m.)

Tabla 6. Modelo unidimensional antiplano propuesto para el pozo Coyoacán

	Espesor	β	ρ	ζ
Estrato 1	10	180	1.8	0.03
Estrato 2	5	100	1.5	0.02
Estrato 3	20	400	1.8	0.02
Estrato 4	18	500	1.9	0.02
Semiespacio		1800	2.1	

Estación en zona 2
 $T_s \approx 0.633[s]$ (1.58 [Hz])

Como se muestra, el modelo puede reproducir el periodo dominante del suelo con un número reducido de estratos, gracias a la presencia de estratos blandos.

5.3.3 Ajuste de la función de amplificación dinámica para el pozo IMP

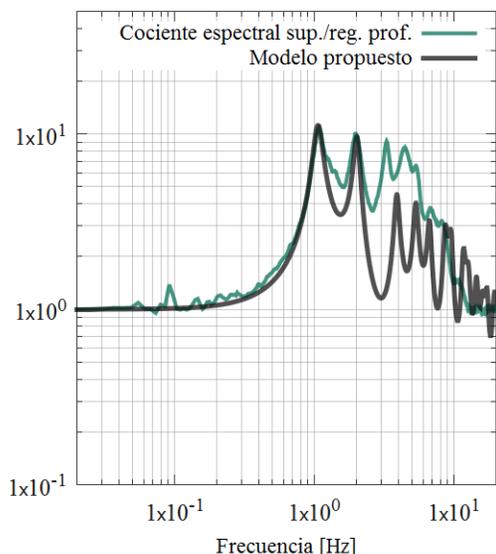


Figura 33. Ajuste del 1er modelo unidimensional propuesto para el pozo IMP
1er Modelo propuesto vs Promedio de cocientes espectrales sup./reg. prof. (a 80m.)

Tabla 7. 1er. Modelo unidimensional antiplano propuesto para el pozo IMP

	Espesor	β	ρ	ζ
Estrato 1	7	50	1.1	0.04
Estrato 2	40	211	1.1	0.02
Semiespacio		1100	2.1	

Estación en zona 2
 $T_s \approx 0.921[s]$ (1.08 [Hz])

Para este modelo no se tuvo conocimiento de la distribución de velocidades, así que se propusieron dos estratos para explicar el efecto sitio. Este 1er ajuste parece adecuado.

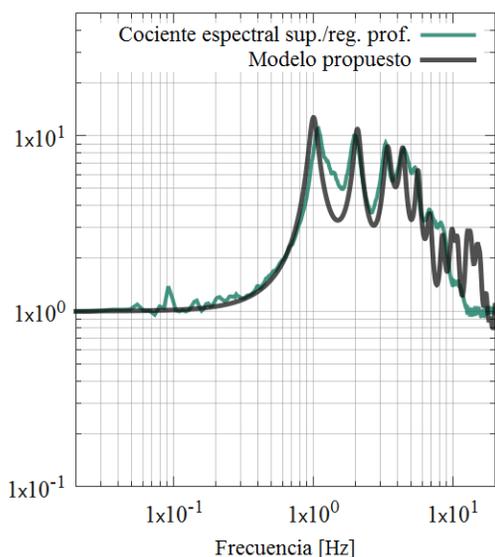


Figura 34. Ajuste del 2do modelo unidimensional propuesto para el pozo IMP
2do Modelo propuesto vs Promedio de cocientes espectrales sup./reg. prof. (a 80m.)

Tabla 8. 2do. Modelo unidimensional antiplano propuesto para el pozo IMP

	Espesor	β	ρ	ζ
Estrato 1	1	18	1.2	0.05
Estrato 2	7	58	1.1	0.04
Estrato 3	20	150	1.1	0.02
Estrato 4	20	250	1.2	0.02
Semiespacio		1100	2.1	

Estación en zona 2
 $T_s \approx 0.921[s]$ (1.08 [Hz])

Este modelo parece ajustar mejor ya que también es capaz de explicar la respuesta en alta frecuencia suponiendo un estrato de muy baja velocidad en la superficie; sin embargo esto no es algo común.

5.3.4 Ajuste de la función de amplificación dinámica y comparativa con la estratigrafía para el pozo Roma C

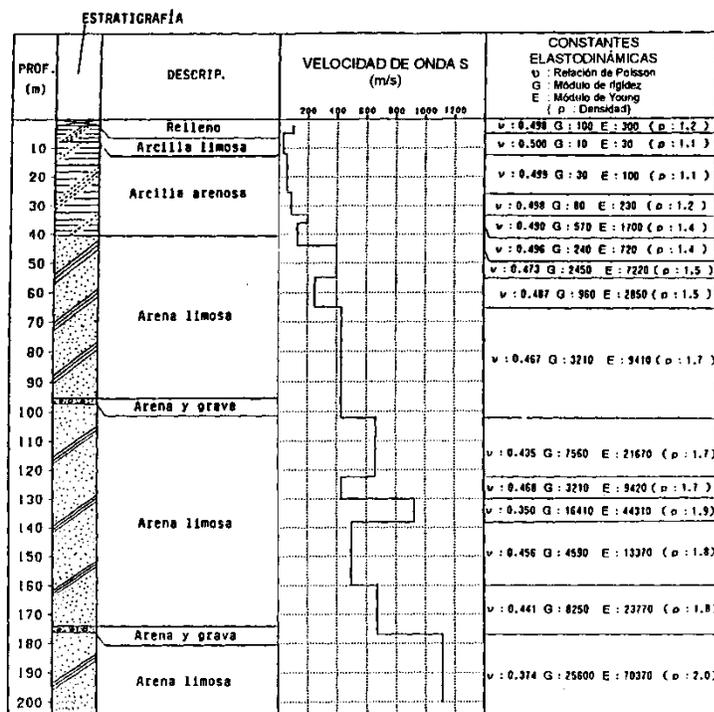


Figura 35. Estratigrafía y perfil de velocidades de onda S en el pozo Roma C Tomado de Yamashita Architects & Engineers Inc. Oyo Corporation (1996).

Tabla 9. Distribución de velocidades de onda S en el pozo Roma C

Estrato	Prof.	β	ρ
1	3 a 5	90	1.2
2	5 a 12	30	1.1
3	12 a 25	55	1.1
4	25 a 33	80	1.2
5	33 a 36	200	1.4
6	36 a 44	130	1.4
7	44 a 55	400	1.5
8	55 a 65	250	1.5
9	65 a 102	430	1.7
10	102 a 122	660	1.7
11	122 a 130	430	1.7
12	130 a 138	920	1.9
13	138 a 160	500	1.8
14	160 a 177	670	1.8
15	177 a 200	1120	2.0

Tomado de Yamashita Architects & Engineers Inc. Oyo Corporation (1996).

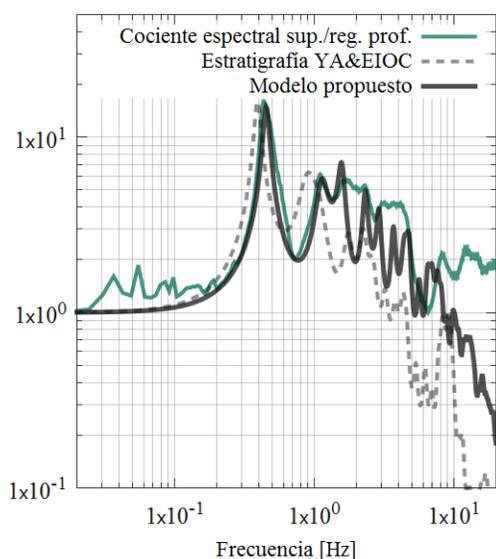


Figura 36. Ajuste del modelo unidimensional propuesto para el pozo Roma C Modelo propuesto vs Promedio de cocientes espectrales sup./reg. prof. (a 102 m.)

Tabla 10. Modelo unidimensional antiplano propuesto para el pozo Roma C

	Espesor	β	ρ	ζ
Estrato 1	30	62	1.15	0.03
Estrato 2	13	130	1.4	0.03
Estrato 3	60	350	1.5	0.03
Semiespacio		1500	2.1	

Estación en zona 3
 $T_s \approx 2.309[s]$ (0.433 [Hz])

A pesar de la estratigrafía compleja, el modelo es capaz de explicar bastante bien el efecto del sitio, gracias al alto contraste de impedancia entre arcillas-arenas y el semiespacio.

5.3.5 Ajuste de la función de amplificación dinámica y comparativa con la estratigrafía para el pozo Tlacotal

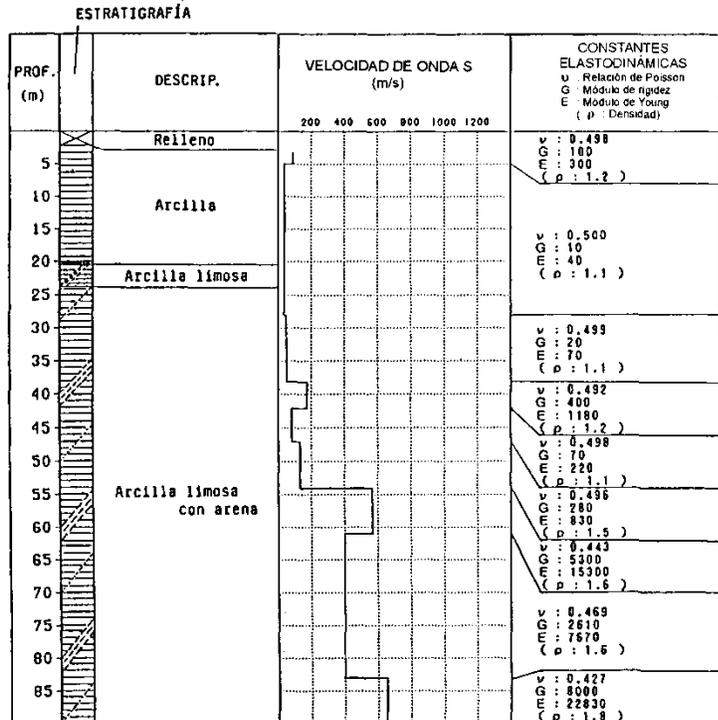


Figura 37. Estratigrafía y perfil de velocidades de onda S en el pozo Tlacotal Tomado de Yamashita Architects & Engineers Inc. Oyo Corporation (1996).

Tabla 11. Distribución de velocidades de onda S en el pozo Tlacotal

Estrato	Prof.	β	ρ
1	3 a 11	90	1.2
2	5 a 28	35	1.1
3	28 a 38	47	1.1
4	38 a 42	180	1.2
5	42 a 47	80	1.1
6	47 a 54	135	1.5
7	54 a 61	570	1.6
8	61 a 83	400	1.6
9	83 a 90	660	1.8

Tomado de Yamashita Architects & Engineers Inc. Oyo Corporation (1996).

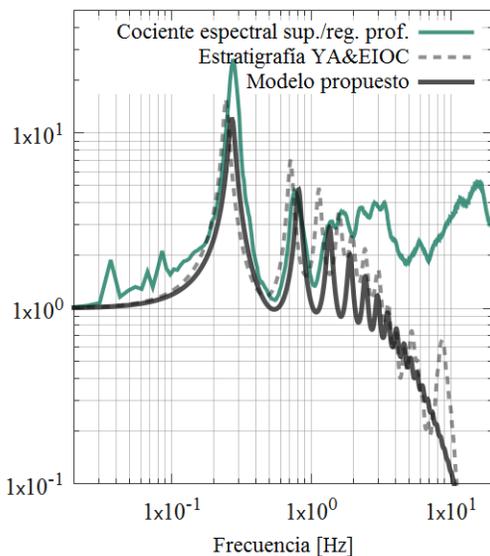


Figura 38. Ajuste del modelo unidimensional propuesto para el pozo Tlacotal Modelo propuesto vs Promedio de cocientes espectrales sup./reg. prof. (a 86m.)

Tabla 12. Modelo unidimensional antiplano propuesto para el pozo Tlacotal

	Espesor	β	ρ	ζ
Estrato 1	1	80	1.2	0.04
Estrato 2	35	39	1.1	0.04
Semiespacio		1100	2.1	

Estación en zona 3

$$T_s \approx 3.649 \text{ [s]} \quad (0.274 \text{ [Hz]})$$

Una vez más, la respuesta del sitio puede ser explicada con un número reducido de estratos posados sobre un semiespacio debido al alto contraste de impedancia entre estos.

5.3.6 Ajuste de la función de amplificación dinámica y comparativa con la estratigrafía para el pozo Zaragoza

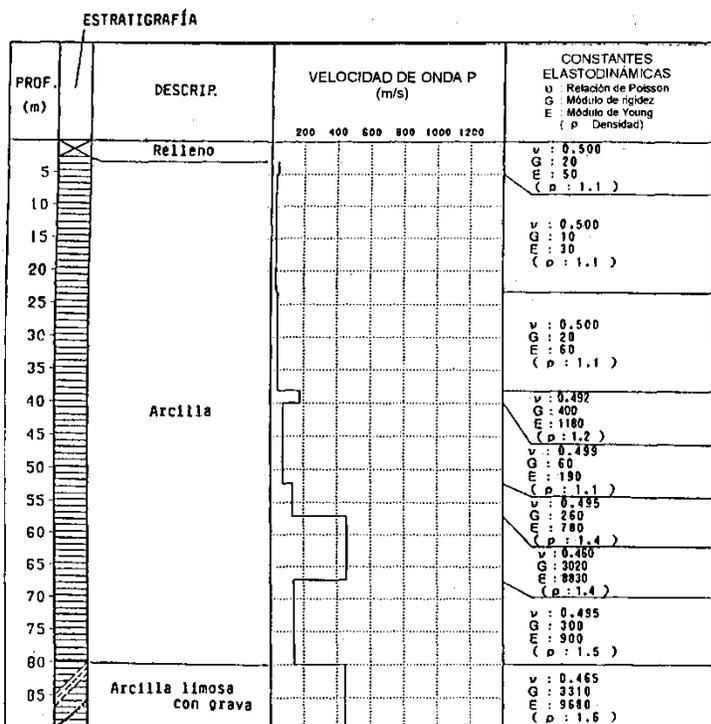


Figura 39. Estratigrafía y perfil de velocidades de onda S en el pozo Zaragoza Tomado de Yamashita Architects & Engineers Inc. Oyo Corporation (1996).

Tabla 13. Distribución de velocidades de onda S en el pozo Zaragoza

Estrato	Prof.	β	ρ
1	3 a 5	40	1.1
2	5 a 23	28	1.1
3	23 a 38	42	1.1
4	38 a 40	180	1.2
5	40 a 52	76	1.1
6	52 a 57	135	1.4
7	57 a 67	460	1.4
8	67 a 80	140	1.5
9	80 a 90	450	1.6

Tomado de Yamashita Architects & Engineers Inc. Oyo Corporation (1996).

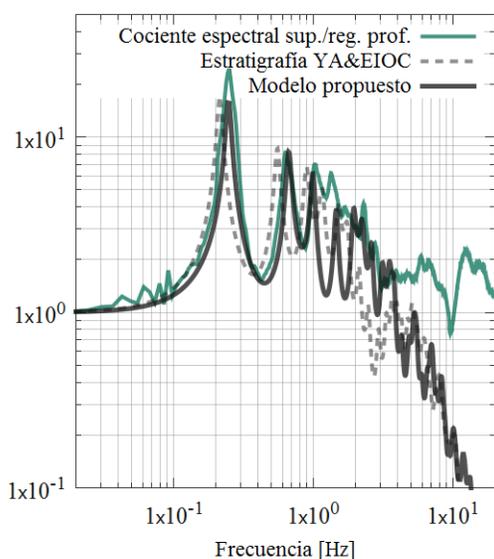


Figura 40. Ajuste del modelo unidimensional propuesto para el pozo Zaragoza Modelo propuesto vs Promedio de cocientes espectrales sup./reg. prof. (a 83 m.)

Tabla 14. Modelo unidimensional antiplano propuesto para el pozo Zaragoza

	Espesor	β	ρ	Q
Estrato 1	30	34	1.1	0.03
Estrato 2	4	180	1.2	0.03
Estrato 3	15	76	1.1	0.03
Estrato 4	10	100	1.4	0.03
Semiespacio		1100	2.1	

Estación en zona 3
 $T_s \approx 4.00$ [s] (0.25 [Hz])

El modelo propuesto reproduce bien la respuesta para bajas frecuencias, mostrando la importancia de las arcillas en el efecto de sitio.

5.4 Comparación de métodos empíricos para estimar el efecto de sitio

En este apartado se muestra una comparativa de los cocientes espectrales utilizados para estimar el efecto de sitio, cabe mencionar que todos mostraron consistencia al calcular el periodo dominante, pero entre ellos hubo sutiles diferencias. En la Figura 41, correspondiente a la estación Roma-C, se observa que el periodo dominante estimado con el cociente espectral de registro en superficie entre registro profundo en general es menor y menos disperso que con el SSR y ambos a su vez menores y menos dispersos que el HVSR (vale la pena comentar que estudios como el de Rodríguez V. y Midorikawa S. de 2003 mostraron mediante validación cruzada que H/V, aplicado a ruido, muestra menor dispersión que HVSR).

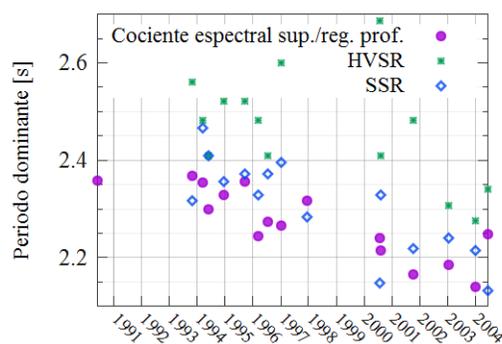


Figura 41. Estimación del periodo dominante a lo largo del tiempo en el pozo RMC usando diversos cocientes espectrales

Estas diferencias son más evidentes en las Figuras 46, 50, 54, 58, 62, 66, 70 y 74 donde se muestra el comportamiento promedio de la función de amplificación en cada estación estimada por los distintos cocientes. Una posible explicación para esto proviene de la profundidad asociada a cada cociente, la cual se ilustra en la Figura 42.

En el caso del cociente espectral de registro en superficie entre registro profundo, se puede esperar una ligera subestimación del periodo producida por la omisión del depósito de suelo que subyace a lo profundo del pozo. El modelo de estrato equivalente facilita el entendimiento de este fenómeno (véase capítulo II). Bajo este modelo dicho cociente está representado como:

$$\frac{v(0, \omega)}{v(H_{Pozo}, \omega)} = \frac{v_{Base}(\omega) \frac{1}{\cos(k_z H_{Deposito})}}{v_{Base}(\omega) \frac{\cos(k_z H_{Pozo})}{\cos(k_z H_{Deposito})}} = \frac{1}{\cos(k_z H_{Pozo})} \Rightarrow T_S^{est} = 4 \frac{H_{Pozo}}{\beta_{Deposito}} < 4 \frac{H_{Deposito}}{\beta_{Deposito}} \quad (5.4.01)$$

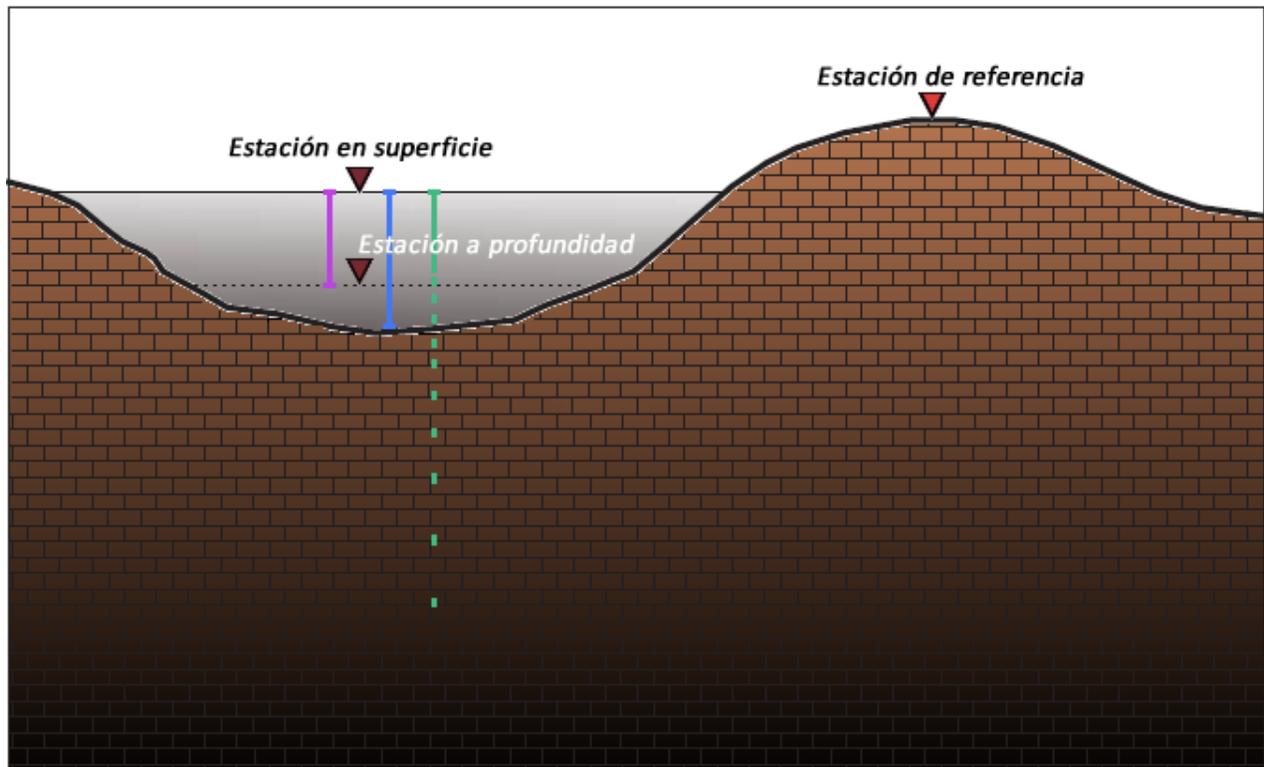


Figura 42. Esbozo de la profundidad de investigación para diversos cocientes espectrales

En violeta el cociente espectral de registro en superficie entre registro profundo, en azul el cociente espectral estándar (SSR) y en verde el cociente espectral horizontal sobre vertical (HVSZ), en este último la profundidad asociada depende fuertemente del contraste de impedancia, llegando a ser más profundo en condiciones favorables.

En cuanto al SSR, de cumplirse las condiciones para la aplicación del cociente, este se supone en lo profundo del depósito. Para el SSR se eligió la estación ubicada en el patio del Instituto de Ingeniería de la UNAM en Ciudad Universitaria (referida en esta tesis como CUP) como estación de referencia, la cual le ha permitido registrar eventos sísmicos importantes como el terremoto del 19 de septiembre de 1985.

Respecto al HVSZ, la profundidad asociada es función del contraste de impedancia y de la frecuencia más excitada. Según Nakamura, el espesor detectado corresponde a la zona donde las velocidades muestran un cambio importante con la roca basal. La aplicación de los SSR y HVSZ en la zona I y II requiere una interpretación cuidadosa, pues ambos responden a contrastes de impedancias claros; en contraparte, los cocientes espectrales en pozo responden de modo adecuado independientemente de la geología, mostrando una mayor resolución del medio que sólo es fidedigna hasta la localización del sensor profundo.

5.4.1 Comparativa de los cocientes espectrales en la estación Chapultepec

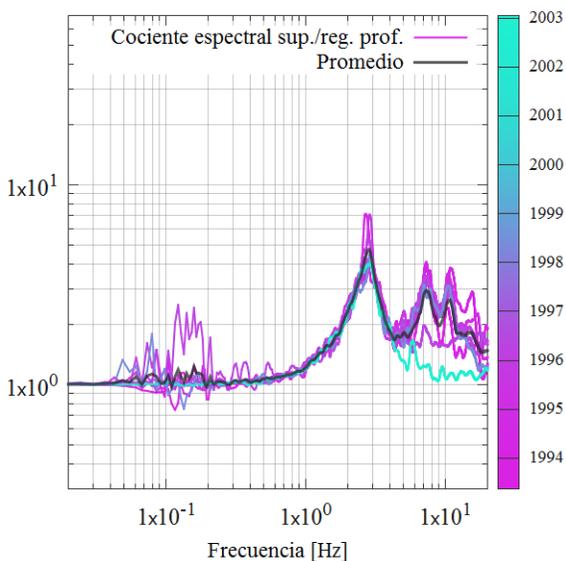


Figura 43. Chapultepec - Cocientes espectrales a lo largo del tiempo, sup./reg. prof.

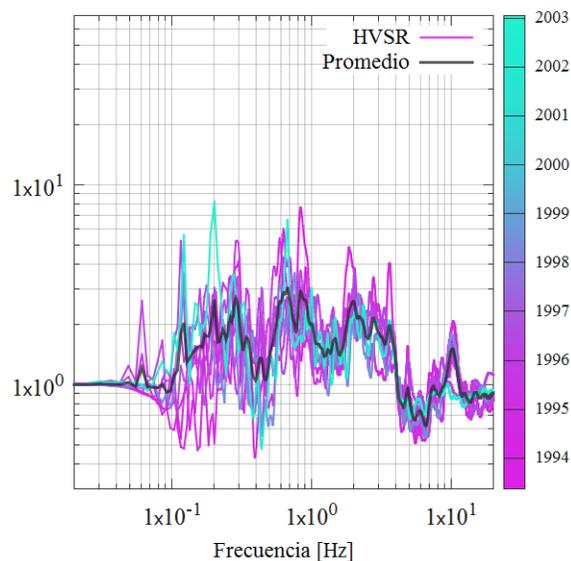


Figura 44. Chapultepec - Cocientes espectrales a lo largo del tiempo, horizontal sobre vertical

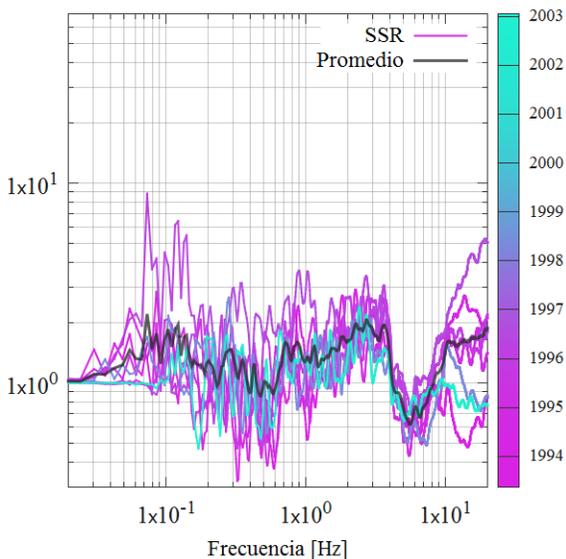


Figura 45. Chapultepec - Cocientes espectrales a lo largo del tiempo, cociente espectral estándar

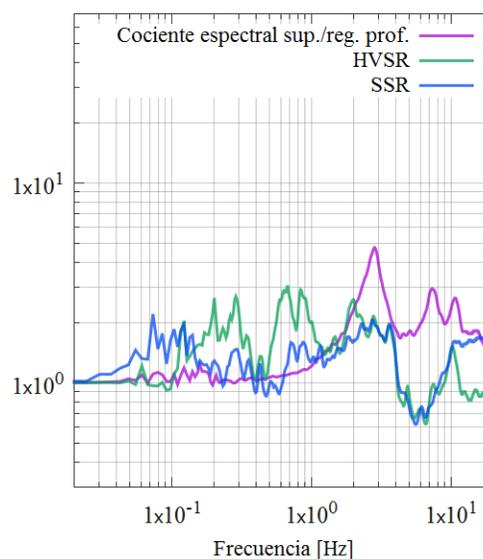


Figura 46. Chapultepec - Comparación de los promedios de los tres cocientes espectrales

La estación Chapultepec (perteneciente a la zona I) presenta un bajo contraste de impedancia, lo que se traduce en una baja amplificación y una respuesta poco dominada por el depósito del suelo en las estimaciones con HVSR y SSR.

5.4.2 Comparativa de los cocientes espectrales en la estación Coyoacán

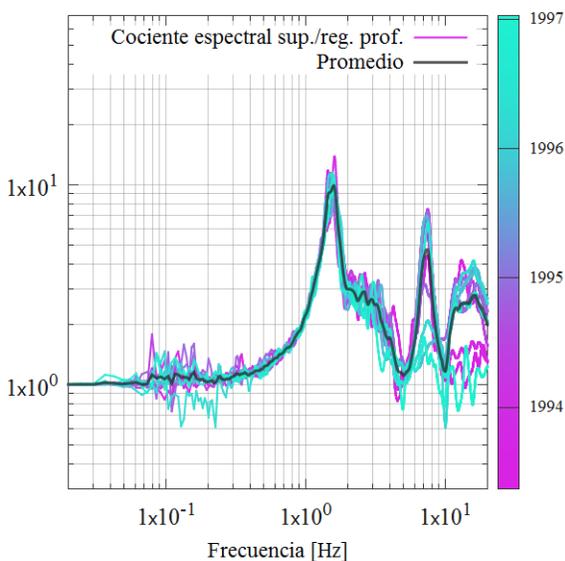


Figura 47. Coyoacán - Cocientes espectrales a lo largo del tiempo, sup./reg. prof.

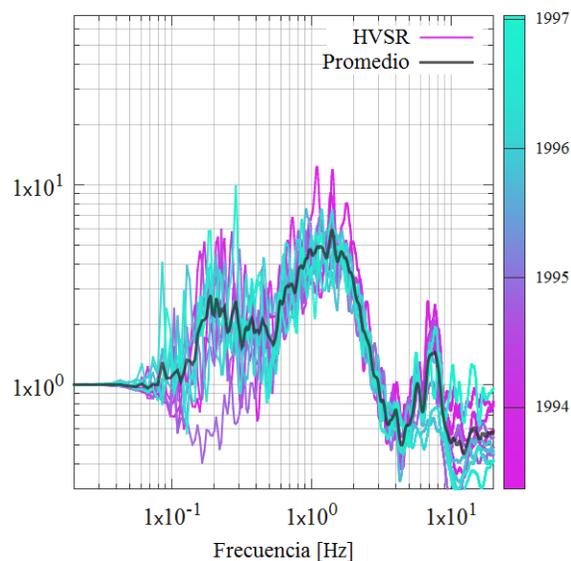


Figura 48. Coyoacán - Cocientes espectrales a lo largo del tiempo, horizontal sobre vertical

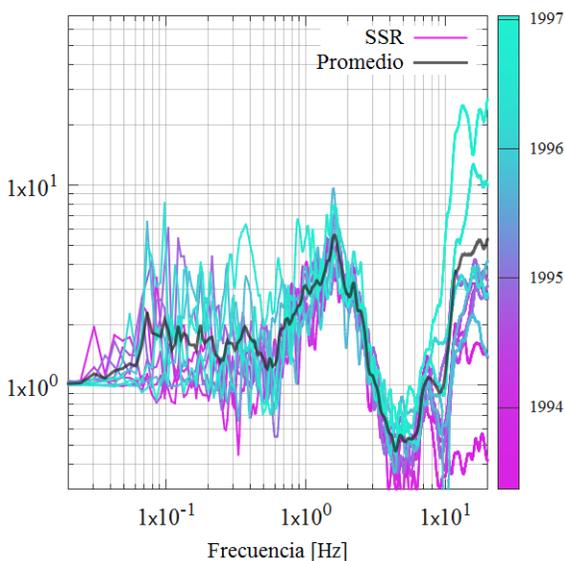


Figura 49. Coyoacán - Cocientes espectrales a lo largo del tiempo, cociente espectral estándar

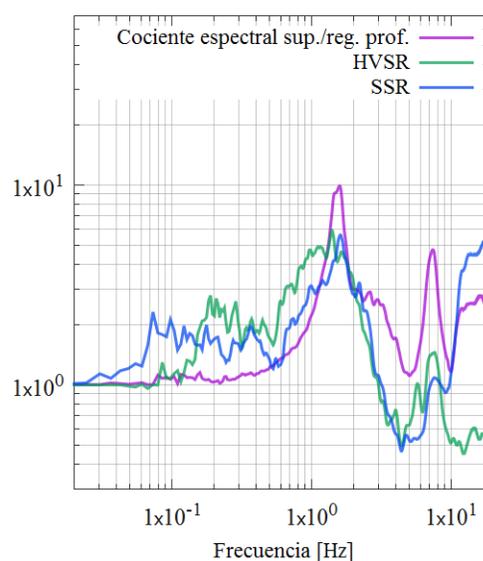


Figura 50. Coyoacán - Comparación de los promedios de los tres cocientes espectrales

En la estación Coyoacán (perteneciente a la zona II), las estimaciones con HVSUR y SSR se asemejan a lo que se observa en suelos blandos, debido a que la respuesta es más sensible a la amplificación del depósito del suelo.

5.4.3 Comparativa de los cocientes espectrales en la estación IMP

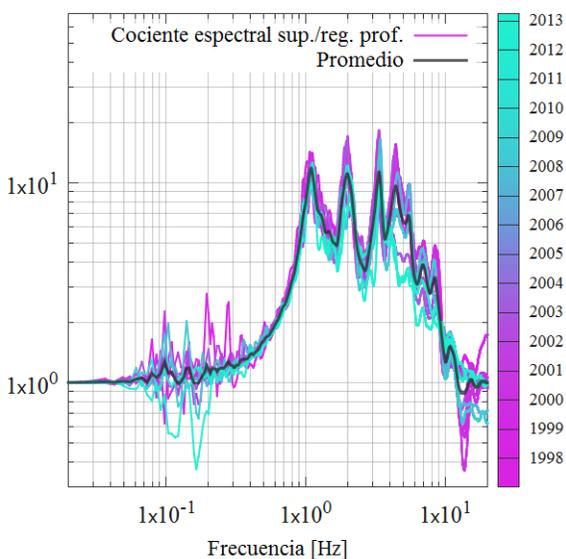


Figura 51. IMP - Cocientes espectrales a lo largo del tiempo, sup./reg. prof.

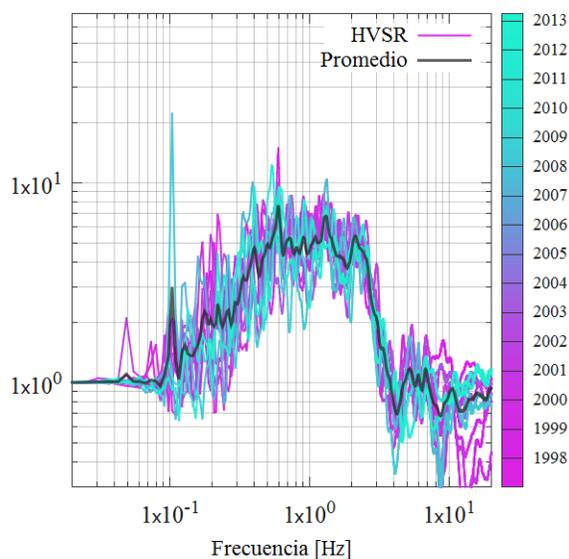


Figura 52. IMP - Cocientes espectrales a lo largo del tiempo, horizontal sobre vertical

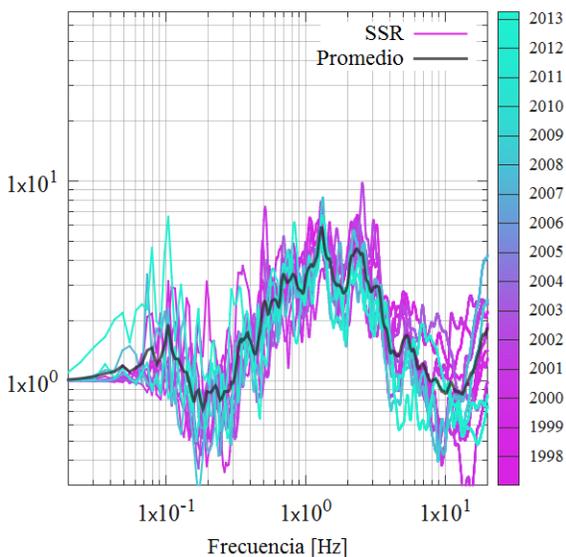


Figura 53. IMP - Cocientes espectrales a lo largo del tiempo, cociente espectral estándar

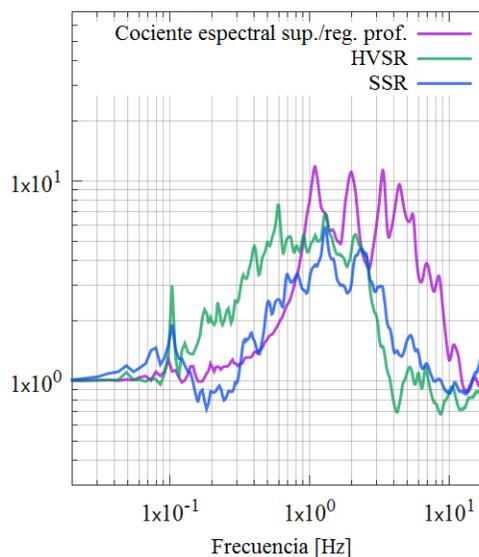


Figura 54. IMP - Comparación de los promedios de los tres cocientes espectrales

Los resultados para la estación IMP (perteneciente a la zona II) muestran la existencia de varios estratos de baja velocidad y de poca profundidad, los cuales contribuyen a la amplificación respuesta del sitio.

5.4.4 Comparativa de los cocientes espectrales en la estación CDA

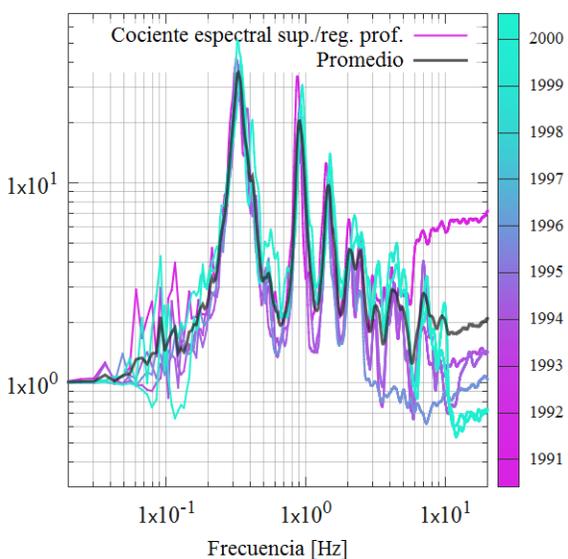


Figura 55. CDA - Cocientes espectrales a lo largo del tiempo, sup./reg. prof.

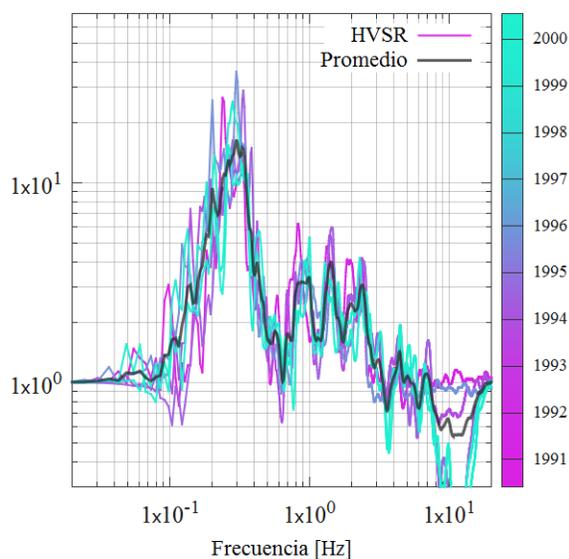


Figura 56. CDA - Cocientes espectrales a lo largo del tiempo, horizontal sobre vertical

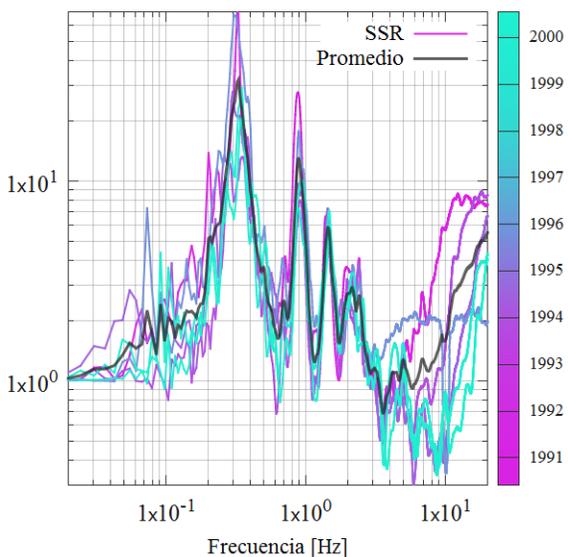


Figura 57. CDA - Cocientes espectrales a lo largo del tiempo, cociente espectral estándar

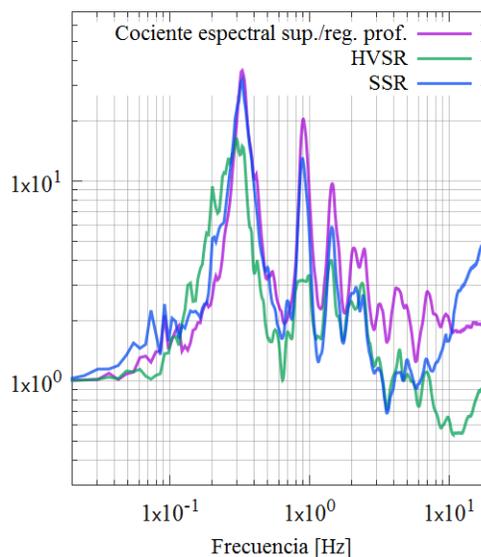


Figura 58. CDA - Comparación de los promedios de los tres cocientes espectrales

En la estación CDA la respuesta es dominada por el depósito del suelo. Las estimaciones con SSR y el cociente de registro en superficie entre registro a profundidad concuerdan, lo cual muestra que los estratos superficiales producen las amplificaciones más importantes.

5.4.5 Comparativa de los cocientes espectrales en la estación Roma C

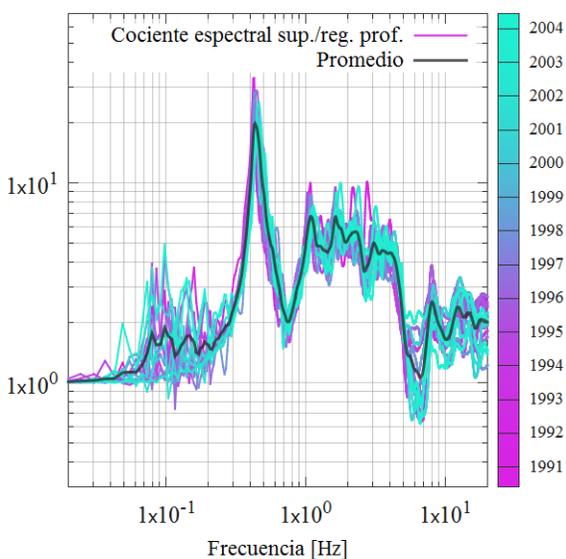


Figura 59. Roma C - Cocientes espectrales a lo largo del tiempo, sup./reg. prof.

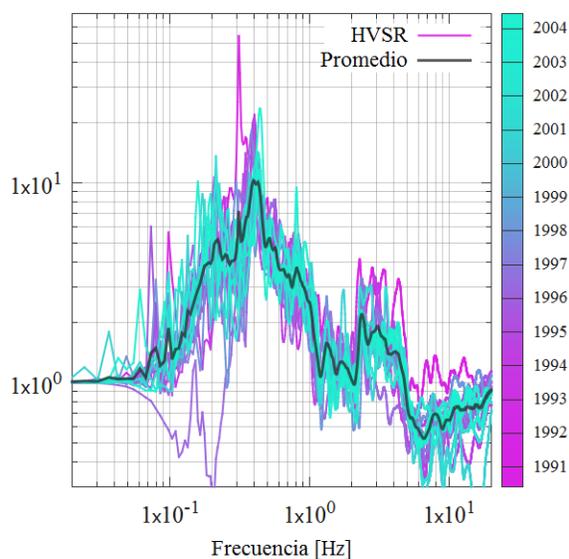


Figura 60. Roma C - Cocientes espectrales a lo largo del tiempo, horizontal sobre vertical

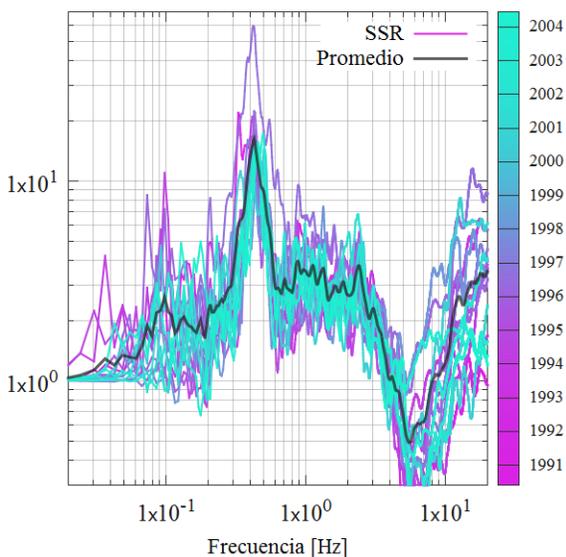


Figura 61. Roma C - Cocientes espectrales a lo largo del tiempo, cociente espectral estándar

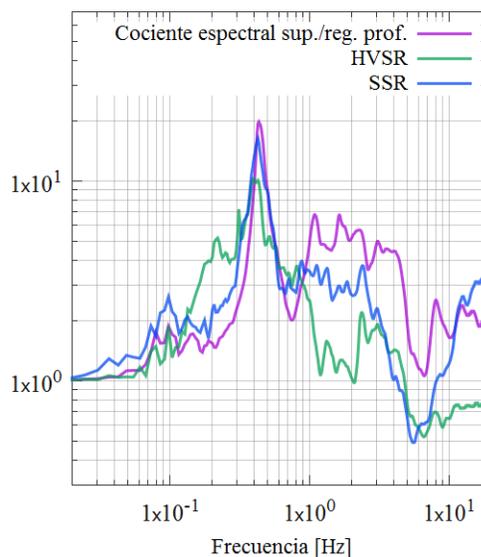


Figura 62. Roma C - Comparación de los promedios de los tres cocientes espectrales

En la estación Roma C (perteneciente a la zona III), los estratos blandos alcanza una gran profundidad, dominando ampliamente la respuesta del sitio, lo cual deriva en estimaciones consistentes para los tres cocientes.

5.4.6 Comparativa de los cocientes espectrales en la estación SCT

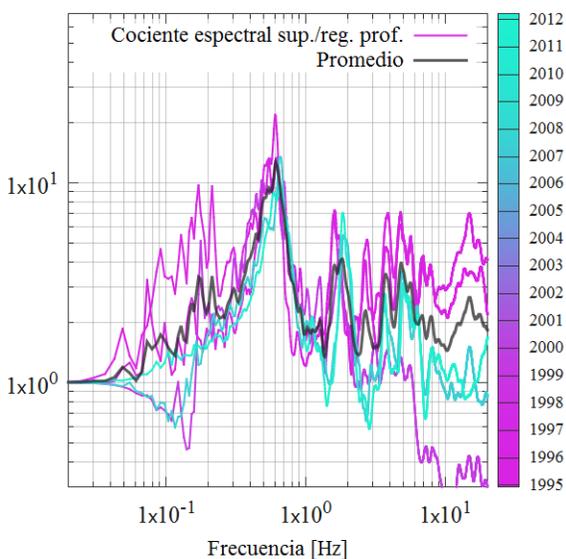


Figura 63. SCT - Cocientes espectrales a lo largo del tiempo, sup./reg. prof.

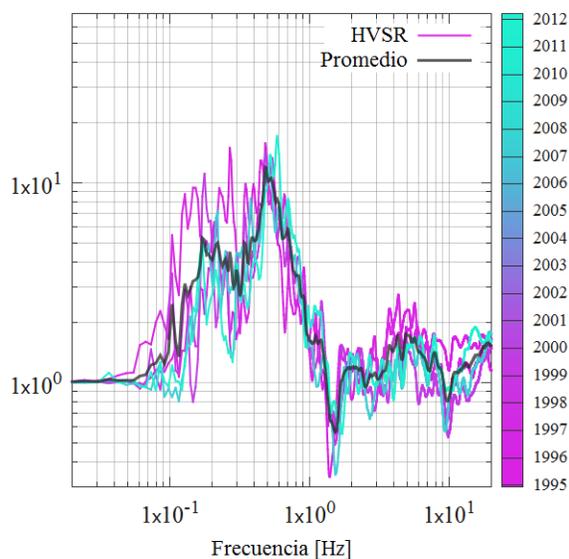


Figura 64. SCT - Cocientes espectrales a lo largo del tiempo, horizontal sobre vertical

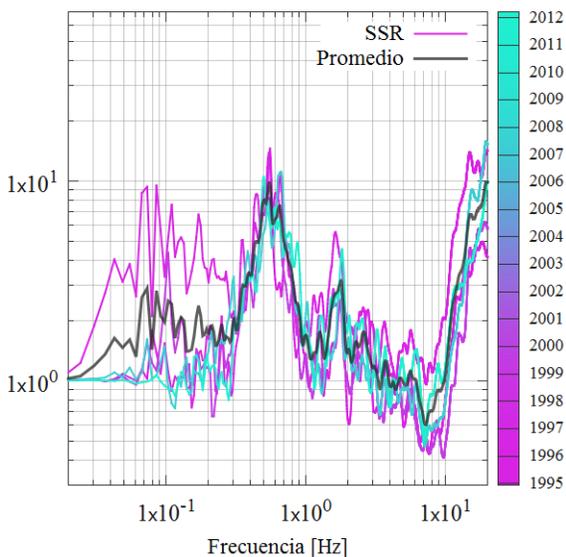


Figura 65. SCT - Cocientes espectrales a lo largo del tiempo, cociente espectral estándar

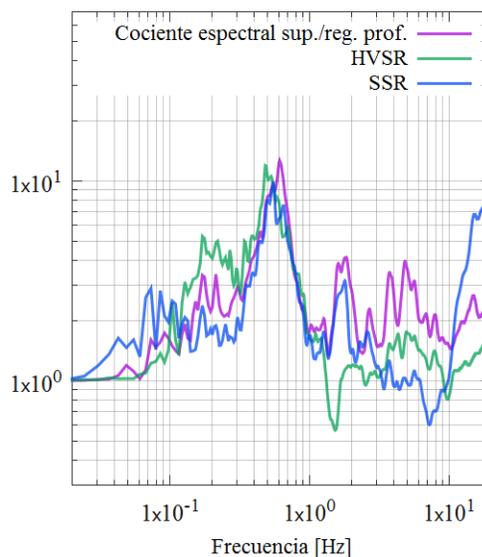


Figura 66. SCT - Comparación de los promedios de los tres cocientes espectrales

En la estación SCT (perteneciente a la zona III), los estratos superficiales dominan el efecto de sitio, esto se deduce del cociente de registro en superficie entre registro a profundidad, cuyo sensor profundo se localizó tan solo a 25 metros de la superficie.

5.4.7 Comparativa de los cocientes espectrales en la estación Tlacotal

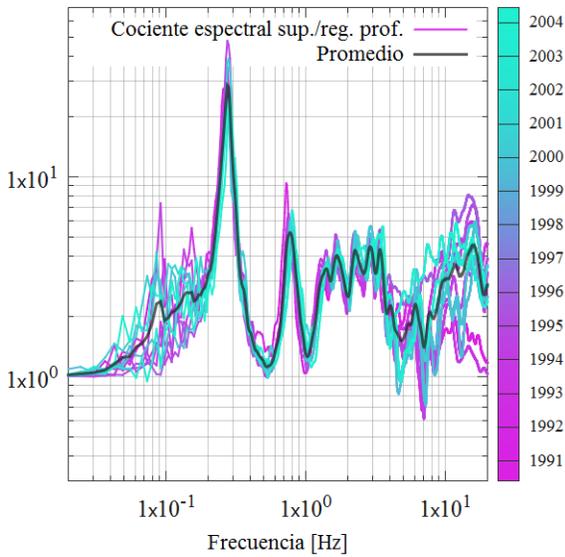


Figura 67. Tlacotal - Cocientes espectrales a lo largo del tiempo, sup./reg. prof.

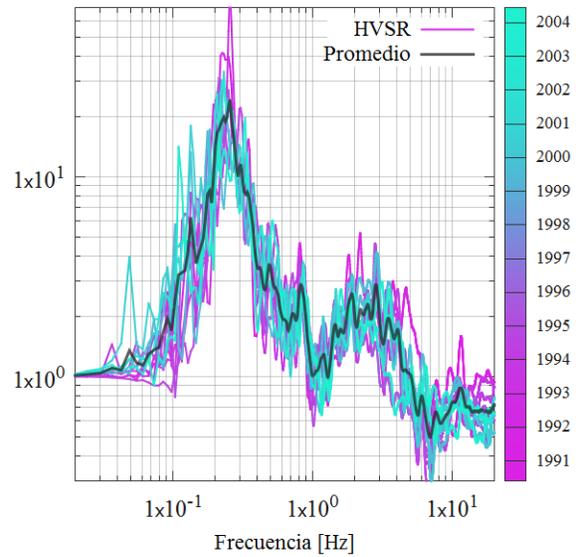


Figura 68. Tlacotal - Cocientes espectrales a lo largo del tiempo, horizontal sobre vertical

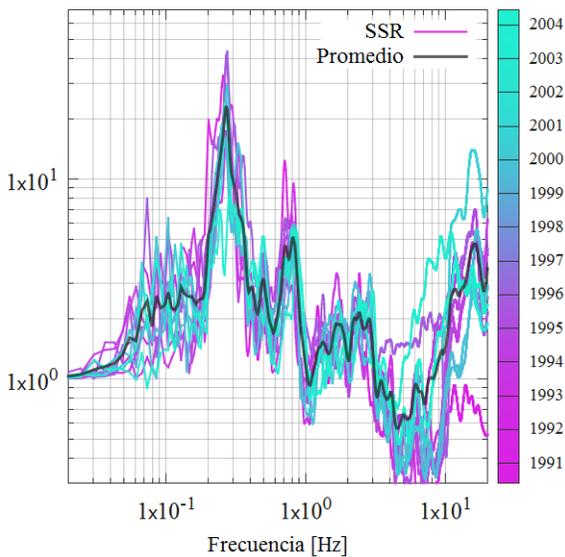


Figura 69. Tlacotal - Cocientes espectrales a lo largo del tiempo, cociente estándar

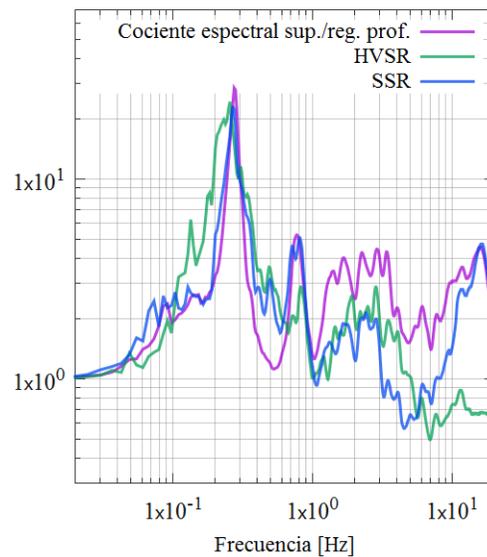


Figura 70. Tlacotal - Comparación de los promedios de los tres cocientes espectrales

En la estación Tlacotal (perteneciente a la zona III), los estratos blandos son más lentos que en la estación Roma-C y, al igual que ésta, alcanzan una gran profundidad, dominando ampliamente la respuesta del sitio, lo cual deriva en estimaciones consistentes para los tres cocientes.

5.4.8 Comparativa de los cocientes espectrales en la estación Zaragoza

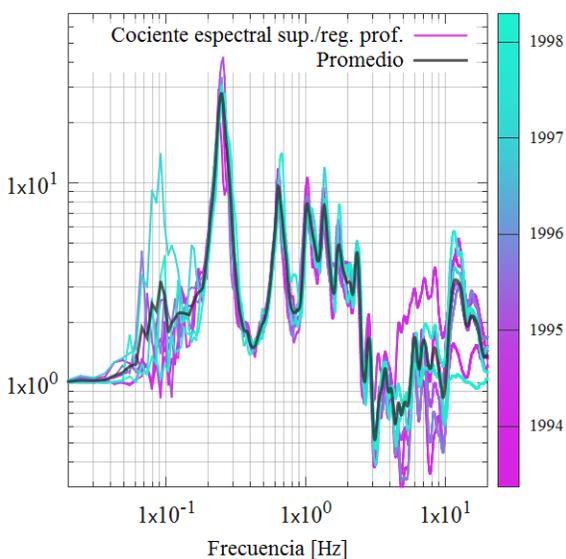


Figura 71. Zaragoza - Cocientes espectrales a lo largo del tiempo, sup./reg. prof.

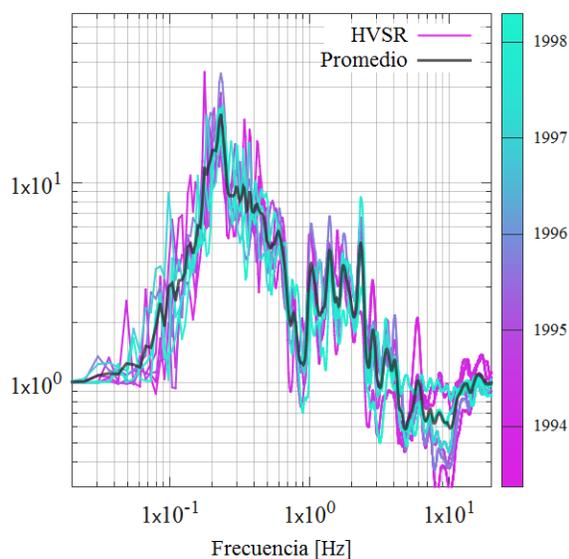


Figura 72. Zaragoza - Cocientes espectrales a lo largo del tiempo, horizontal sobre vertical

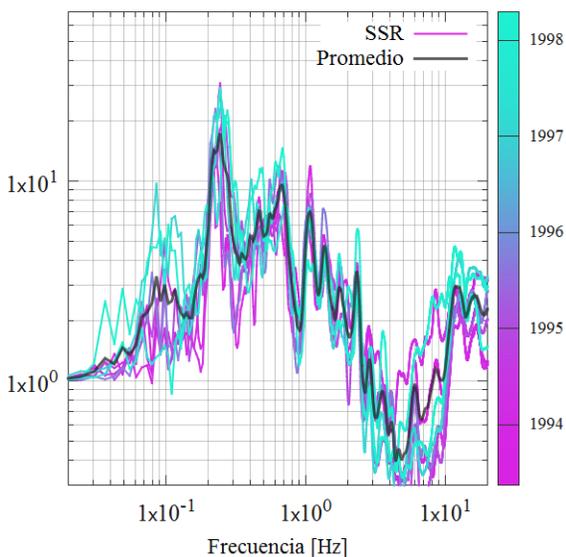


Figura 73. Zaragoza - Cocientes espectrales a lo largo del tiempo, cociente espectral estándar

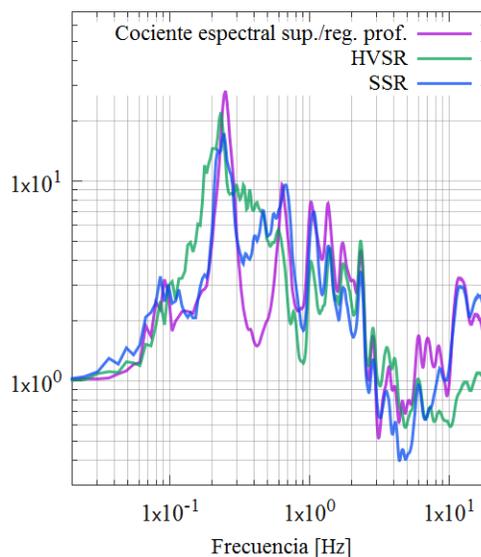


Figura 74. Zaragoza - Comparación de los promedios de los tres cocientes espectrales

En la estación Zaragoza (perteneciente a la zona III), la profundidad alcanzada por los estratos blandos domina ampliamente la respuesta del sitio, lo cual deriva en estimaciones consistentes para los tres cocientes.

5.5 Cambio en el periodo dominante del terreno

Los datos recabados permitieron ver la evolución del periodo de las zonas de estudio a lo largo del tiempo, sin embargo hay que considerar que el periodo dominante visto para un evento depende, en menor grado, de factores instrumentales así como de la procedencia y magnitud del sismo, entre otros. Por este motivo, se observan ciertas variaciones a lo largo de una línea de tendencia que fue colocada como punto de comparación para el lector.

En las Figuras 75 a 82, correspondientes a los cocientes de registro en superficie entre el registro profundo, se muestra en la parte superior la respuesta de sitio a lo largo del tiempo y en la parte inferior los periodos dominantes. Para la zona III se observa que la respuesta de sitio se desplaza hacia las altas frecuencias y el periodo dominante tiende a disminuir su valor, mientras que en la zona I y II no se observan cambios importantes.

La línea de tendencia se obtuvo para los periodos por mínimos cuadrados; para ello se usó la totalidad de los datos a menos que se presentara un valor que claramente no encajara en el modelo (outlier), en cuyo caso se usó la totalidad de los datos menos uno. Este análisis se limitó a los cocientes de registro en superficie entre el registro profundo, pues este cociente mostro una clara tendencia y una variabilidad muy baja respecto a ese tendencia.

Una vez obtenida la tasa de cambio del periodo dominante a partir de la regresión lineal de los cocientes de superficie entre registro profundo, se ajustó un modelo lineal que hace uso de dicha tasa de cambio para el SSR y HVSR en los sitios de estudio pertenecientes a la zona III. Este procedimiento supone que dicha tasa de cambio es aproximadamente igual al del SSR y HVSR en la zona de lago, pues la contribución más importante al efecto de sitio está dada por los estratos superficiales y es también en estos donde la variación es más marcada, mientras que los estratos que les subyacen no deberían mostrar un cambio tan importante como los mostrados por los primeros. Estos resultados se muestran en las Figuras 83 a 87, en ellos se observa que la tasa de cambio es, cuando menos, la estimada con los cocientes de superficie entre registro profundo.

5.5.1 Variación de la respuesta sísmica del suelo en la estación Chapultepec

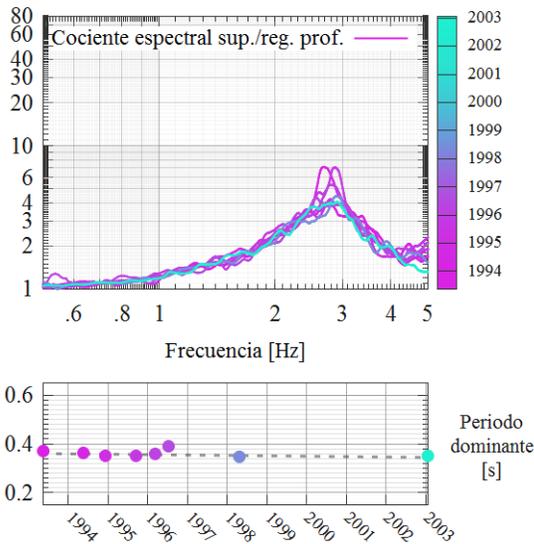


Tabla 15. Chapultepec - Valores del periodo dominante a lo largo del tiempo

Fecha	Frecuencia	Periodo	Amplitud
1993-05-15	2.691	0.372	7.192
1994-05-23	2.763	0.362	4.074
1994-12-10	2.867	0.349	4.358
1995-09-14	2.865	0.349	7.061
1996-03-13	2.804	0.357	5.343
1996-07-15	2.568	0.389	4.330
1998-04-20	2.897	0.345	4.502
2003-01-22	2.857	0.350	4.136

Figura 75. Chapultepec - Variación del efecto de sitio y periodo dominante a lo largo del tiempo

5.5.2 Variación de la respuesta sísmica del suelo en la estación Coyoacán

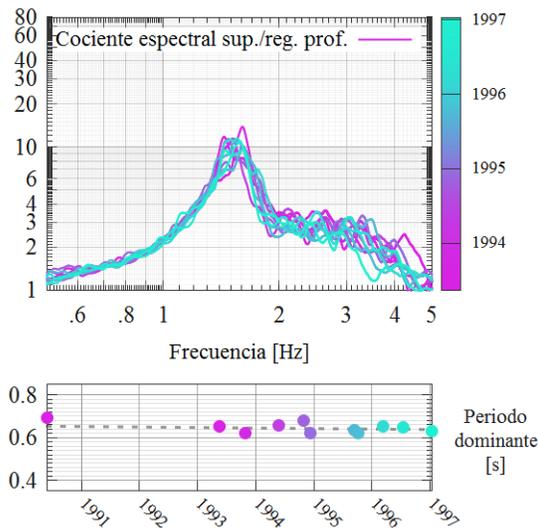


Tabla 16. Coyoacán - Valores del periodo dominante a lo largo del tiempo

Fecha	Frecuencia	Periodo	Amplitud
1990-05-31	1.441	0.694	11.833
1993-05-15	1.531	0.653	11.492
1993-10-24	1.606	0.623	13.873
1994-05-23	1.520	0.658	11.456
1994-10-29	1.476	0.677	11.374
1994-12-10	1.613	0.620	10.228
1995-09-14	1.575	0.635	11.687
1995-10-09	1.611	0.621	9.642
1996-03-13	1.535	0.652	11.758
1996-07-15	1.544	0.647	10.363
1997-01-11	1.582	0.632	11.049

Figura 76. Coyoacán - Variación del efecto de sitio y periodo dominante a lo largo del tiempo

5.5.3 Variación de la respuesta sísmica del suelo en la estación IMP

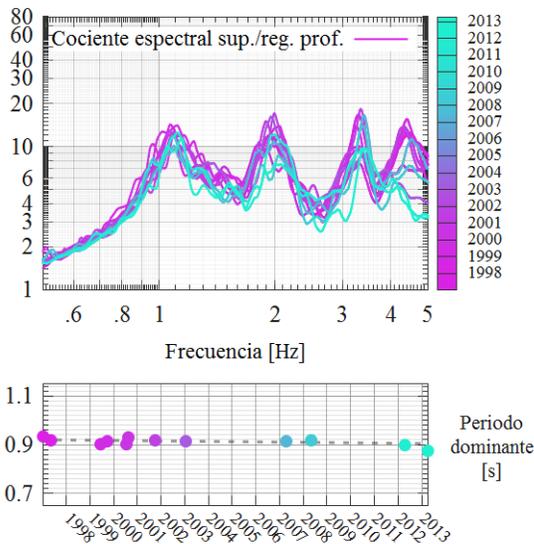


Figura 77. IMP - Variación del efecto de sitio y periodo dominante a lo largo del tiempo

Tabla 17. IMP - Valores del periodo dominante a lo largo del tiempo

Fecha	Frecuencia	Periodo	Amplitud
1997-01-11	1.071	0.934	14.267
1997-05-08	1.089	0.918	12.389
1999-06-15	1.109	0.902	14.152
1999-09-30	1.097	0.912	12.662
2000-07-21	1.110	0.901	12.601
2000-08-09	1.075	0.930	10.882
2001-10-08	1.091	0.917	13.008
2003-01-22	1.092	0.916	12.378
2007-04-13	1.092	0.916	10.161
2008-04-28	1.088	0.919	11.782
2012-04-11	1.116	0.896	12.549
2013-04-05	1.146	0.873	11.459

5.5.4 Variación de la respuesta sísmica del suelo en la estación SCT

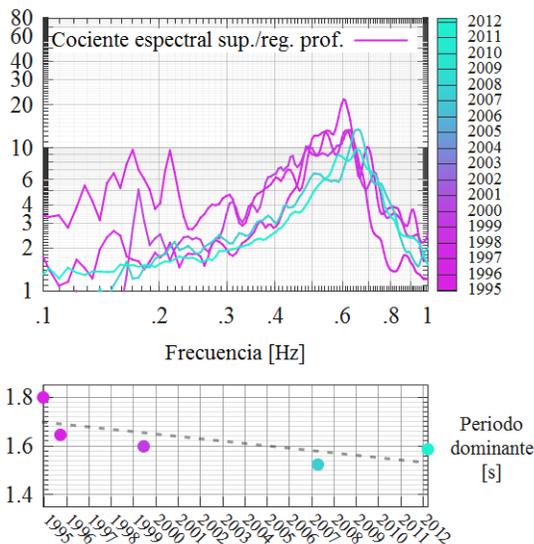


Figura 78. SCT - Variación del efecto de sitio y periodo dominante a lo largo del tiempo

Tabla 18. SCT - Valores del periodo dominante a lo largo del tiempo

Fecha	Frecuencia	Periodo	Amplitud
1994-12-10	0.556	1.798	14.003
1995-09-14	0.608	1.644	22.121
1999-06-15	0.625	1.600	13.403
2007-04-13	0.657	1.522	13.644
2012-03-20	0.630	1.587	9.933

5.5.5 Variación de la respuesta sísmica del suelo en la estación Roma-C

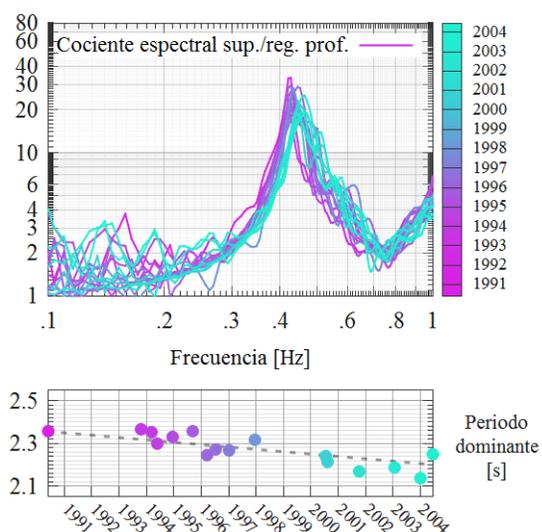


Figura 79. Roma-C - Variación del efecto de sitio y periodo dominante a lo largo del tiempo

Tabla 19. Roma-C - Valores del periodo dominante a lo largo del tiempo

Fecha	Frecuencia	Periodo	Amplitud
1990-05-31	0.424	2.359	34.885
1993-10-24	0.422	2.367	19.653
1994-03-14	0.425	2.354	21.976
1994-05-23	0.435	2.299	20.853
1994-12-10	0.429	2.329	26.996
1995-09-14	0.424	2.356	29.710
1996-03-13	0.446	2.244	28.907
1996-07-15	0.440	2.273	20.597
1997-01-11	0.441	2.265	23.319
1997-12-16	0.432	2.316	28.530
2000-07-21	0.446	2.241	23.089
2000-08-09	0.452	2.214	21.688
2001-10-08	0.462	2.167	25.398
2003-01-22	0.458	2.185	19.336
2004-01-01	0.467	2.139	19.029
2004-06-14	0.445	2.249	19.956

5.5.6 Variación de la respuesta sísmica del suelo en la estación CDA

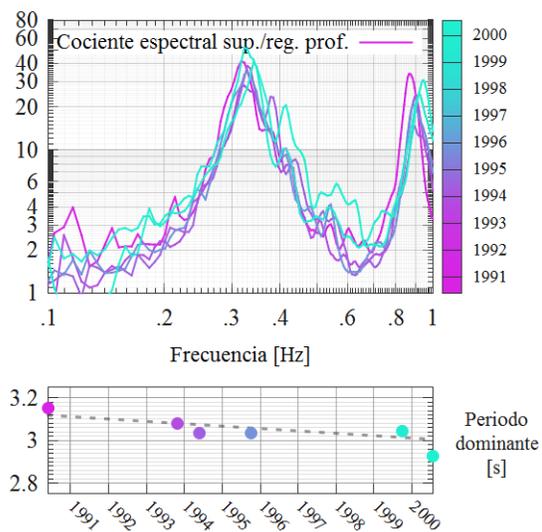


Figura 80. CDA - Variación del efecto de sitio y periodo dominante a lo largo del tiempo

Tabla 20. CDA - Valores del periodo dominante a lo largo del tiempo

Fecha	Frecuencia	Periodo	Amplitud
1990-05-31	0.317	3.151	41.926
1993-10-24	0.325	3.081	28.471
1994-05-23	0.330	3.034	38.893
1995-10-09	0.330	3.034	36.943
1999-09-30	0.328	3.045	53.061
2000-07-21	0.342	2.926	41.071

5.5.7 Variación de la respuesta sísmica del suelo en la estación Tlacotal

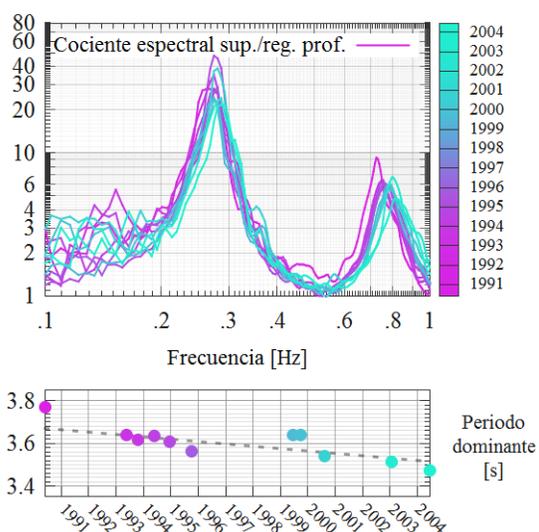


Figura 81. Tlacotal - Variación del efecto de sitio y periodo dominante a lo largo del tiempo

Tabla 21. Tlacotal - Valores del periodo dominante a lo largo del tiempo

Fecha	Frecuencia	Periodo	Amplitud
1990-05-31	0.265	3.769	28.568
1993-05-15	0.275	3.641	35.607
1993-10-24	0.276	3.619	28.813
1994-05-23	0.275	3.633	29.054
1994-12-10	0.277	3.606	49.352
1995-10-09	0.281	3.562	29.240
1999-06-15	0.275	3.641	24.288
1999-09-30	0.275	3.641	24.724
2000-08-09	0.282	3.541	41.508
2003-01-22	0.285	3.514	24.774
2004-06-14	0.288	3.472	24.082

5.5.8 Variación de la respuesta sísmica del suelo en la estación Zaragoza

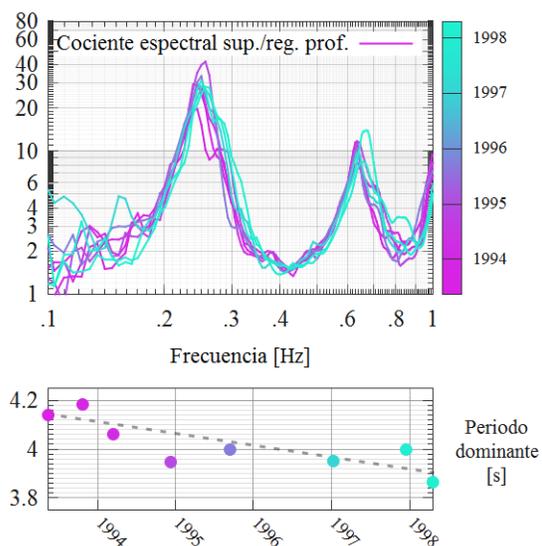


Figura 82. Zaragoza - Variación del efecto de sitio y periodo dominante a lo largo del tiempo

Tabla 22. Zaragoza - Valores del periodo dominante a lo largo del tiempo

Fecha	Frecuencia	Periodo	Amplitud
1993-05-15	0.242	4.138	20.412
1993-10-24	0.239	4.183	30.007
1994-03-14	0.246	4.063	30.084
1994-12-10	0.253	3.947	44.016
1995-09-14	0.250	3.996	34.154
1997-01-11	0.253	3.950	29.615
1997-12-16	0.250	3.996	31.618
1998-04-20	0.259	3.862	28.819

5.5.9 Comparativa en la variación del periodo dominante para los tres cocientes espectrales

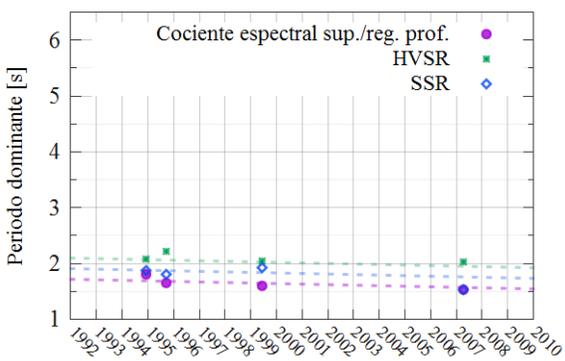


Figura 83. SCT - Variación del periodo dominante a lo largo del tiempo de los tres cocientes espectrales

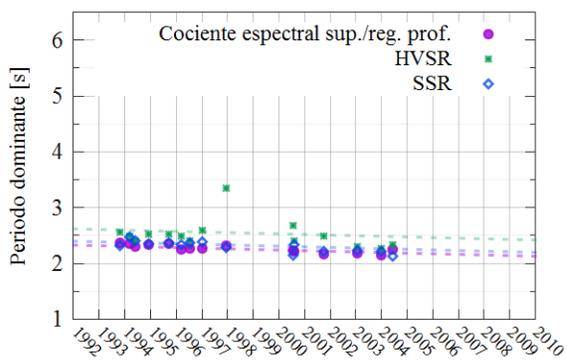


Figura 84. Roma-C - Variación del periodo dominante a lo largo del tiempo de los tres cocientes espectrales

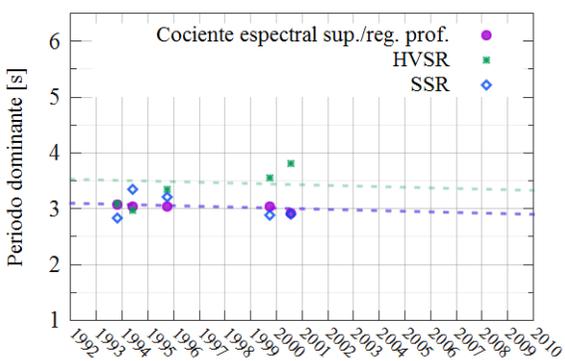


Figura 85. CDA - Variación del periodo dominante a lo largo del tiempo de los tres cocientes espectrales

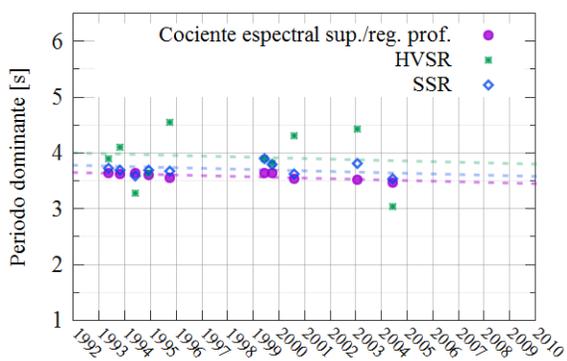


Figura 86. Tlacotal - Variación del periodo dominante a lo largo del tiempo de los tres cocientes espectrales

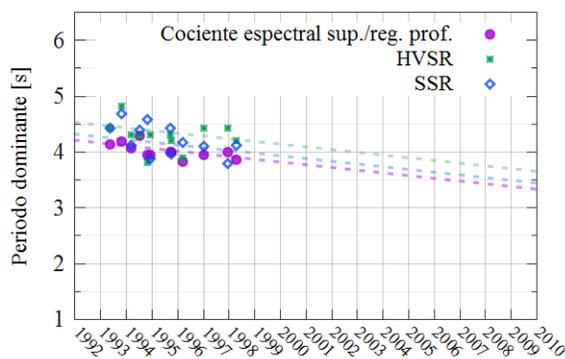


Figura 87. Zaragoza - Variación del periodo dominante a lo largo del tiempo de los tres cocientes espectrales

5.5.10 Modelos predictivos de la variación del periodo dominante

La investigación de Martínez-Gonzales et al (2012) muestra que existe un cambio generalizado en los valores del periodo dominante asociados al hundimiento de la Cuenca de México; la Figura 88 ilustra con pequeños recuadros vacíos los resultados de dicha investigación. En ella se presenta el periodo para dos lapsos distintos, correspondientes a los años de 1992 y 2010, en 102 sitios localizados en distintas zonas de la Ciudad de México.

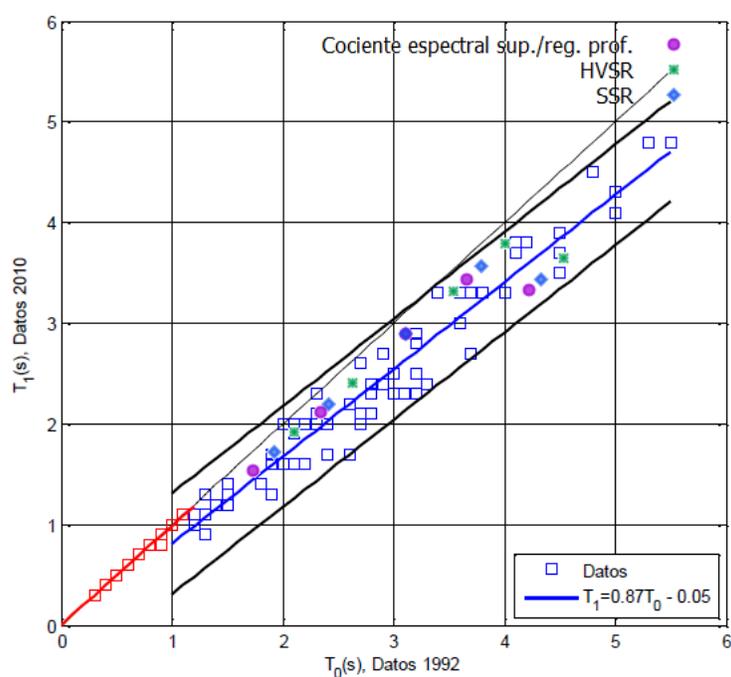


Figura 88. Comparativo entre los valores de periodo para el año 1992 y 2010 en 102 sitios de Ciudad de México y las predicciones del ajuste lineal en cinco estaciones
Adaptado de Martínez-Gonzales et al (2012).

La Figura 88 también muestra con símbolos rellenos las predicciones derivadas de la presente tesis, éstas corresponden a los ajustes lineales visibles en las Figuras 83 a 87 y reportados en la Tabla 23. Como puede observarse, las predicciones concuerdan con la investigación de Martínez-Gonzales et al (2012), lo que hace suponer que dichos modelos son validos para un intervalo de tiempo más amplio.

Este cotejo también confirma que la tasa de variación del periodo dominante es, cuando menos, el reportado en esta tesis, siendo tal vez la única excepción la estación Zaragoza ya que su estudio se limitó a un margen reducido de tiempo; sin embargo, de acuerdo con la Figura 88, este modelo también es confiable.

Tabla 23. Modelos obtenida a partir del ajuste lineal

Estación	Modelo lineal ajustado	
SCT	$T_s = -9.69 \times 10^{-3} \left[\frac{s}{año} \right] x + C$	$C = \begin{cases} 21.02[s] & ; \text{Cociente sup./reg. prof.} \\ 21.21[s] & ; \text{SSR} \\ 21.40[s] & ; \text{HVSR} \end{cases}$
RMC	$T_s = -11.08 \times 10^{-3} \left[\frac{s}{año} \right] x + C$	$C = \begin{cases} 24.40[s] & ; \text{Cociente sup./reg. prof.} \\ 24.47[s] & ; \text{SSR} \\ 24.69[s] & ; \text{HVSR} \end{cases}$
CDA	$T_s = -11.13 \times 10^{-3} \left[\frac{s}{año} \right] x + C$	$C = \begin{cases} 25.27[s] & ; \text{Cociente sup./reg. prof.} \\ 25.27[s] & ; \text{SSR} \\ 25.70[s] & ; \text{HVSR} \end{cases}$
TLA	$T_s = -11.08 \times 10^{-3} \left[\frac{s}{año} \right] x + C$	$C = \begin{cases} 25.72[s] & ; \text{Cociente sup./reg. prof.} \\ 25.85[s] & ; \text{SSR} \\ 26.07[s] & ; \text{HVSR} \end{cases}$
ZAR	$T_s = -48.63 \times 10^{-3} \left[\frac{s}{año} \right] x + C$	$C = \begin{cases} 101.08[s] & ; \text{Cociente sup./reg. prof.} \\ 101.19[s] & ; \text{SSR} \\ 101.40[s] & ; \text{HVSR} \end{cases}$

CONCLUSIÓN

Como se esperaba, la amplificación dinámica presente en la Ciudad de México puede ser explicada a partir de un modelo unidimensional, no así su larga duración o su respuesta en altas frecuencias. Los resultados de esta tesis, concernientes al modelado unidimensional, mostraron que modelos relativamente sencillos pueden tener una buena correlación con la estratigrafía. Sin embargo, sólo serán capaces de explicar la respuesta en una banda limitada de frecuencias, afortunadamente la banda de interés en ingeniería sísmica. Usar un modelo que ajuste una banda más amplia de frecuencia puede carecer de sentido a la hora de proponer la estratigrafía.

En lo que respecta al cociente espectral estándar (SSR) y al cociente espectral entre la componente horizontal y la vertical para registros sísmicos (HVSR) se mostró que estos son estimadores especialmente buenos en la zona III, pudiendo estimar de manera adecuada el periodo dominante y la amplificación. Sin embargo, en la zona I y II, revelan más información de la que corresponde a la influencia del depósito de suelo.

Finalmente, este estudio mostró que existe una tendencia decreciente bastante notable en la evolución del periodo dominante para las estaciones en la zona III y se obtuvo las tasa de cambio del periodo de éstas, la cual apenas son perceptibles en frecuencias. En lo que respecta a la zona I y II, se encontró una minúscula variación, sin embargo, no existe evidencia suficiente que indique un cambio en el periodo.

Estos estudios ponen en evidencia la necesidad de continuar observando la evolución del periodo dominante a lo largo del tiempo, debido a que la zona III es especialmente vulnerable a eventos sísmicos de gran magnitud y también es donde se ha registrado mayor variación con el tiempo. Habrá que estudiar cuáles son los efectos prácticos que tiene el cambio del periodo del terreno en la respuesta sísmica, y qué tan importantes son para la ingeniería sísmica.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguilera Jiménez, P. (2013). *Catedral Metropolitana: hundimiento y rescate*. México: Instituto de Ingeniería UNAM.
- Aki, K. y Richards, P. J. (2002). *Quantitative seismology*. California: University Science Books.
- Avilés, J. y Trueba, V. (1991). Criterios para caracterización de sitio con fines de microzonificación sísmica: manual de diseño por sismo de la CFE. En Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica, *IX Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*, Manzanillo.
- Borcherdt, R. D. (1970). Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1, 29-61.
- Brandt, M. y Bitzer, J. (2009). Optimal spectral smoothing in short-time spectral attenuation (STSA) algorithms: Results of objective measures and listening tests. En *17th European Signal Processing Conference (EUSIPCO)*, 199-203.
- Bru, G. (2013). *Caracterización sísmica de los suelos en estaciones acelerométricas mediante el propio acelerómetro* (Tesis doctoral). Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona.
- Comisión Federal de Electricidad (2008). *Manual de diseño de obras civiles diseño por sismo*. Ciudad de México: Comisión Federal de Electricidad.
- Echeverri, G. (2006). *Atenuación espectral sísmica en el campo lejano: una aproximación con redes neuronales* (Tesis doctoral). Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México.
- Ferrer, H. (2006). *La influencia del Eje Volcánico Transmexicano en el movimiento sísmico registrado en el centro de México. Un estudio de efectos de trayecto y de sitio a partir de datos de sismos fuertes* (Tesis doctoral). Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México.
- Galdámez, C. (2007). *Estudio de respuesta de capas superficiales de suelo en el área metropolitana de San Salvador* (Tesis de licenciatura). Universidad Centroamericana "José Simeón Cañas", Antiguo Cuscatlán.

- García-Jerez, A. (2010). *Desarrollo y evaluación de métodos avanzados de exploración sísmica pasiva* (Tesis doctoral). Universidad de Almería, Almería.
- Gilbert, F. y Backus, G. E. (1966), Propagator matrices in elastic wave and vibration problems. *Geophysics*, 31, 326-332
- Gobierno del Distrito Federal (2004). Normas Técnicas Complementarias del Reglamento de Construcciones del Distrito Federal. *Gaceta oficial del Distrito Federal*, 103-BIS.
- Guarín Zapata, N. (2012). *Simulación numérica de problemas de propagación de ondas: dominios finitos y semi-infinitos*. Colombia: Escuela de ingeniería – Universidad EAFIT.
- Haskell, N. A. (1953). The dispersion of surface waves on multilayered media. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 43, 17-34.
- Kausel, E. y Manolis, G. (2000). *Wave motion in earthquake engineering*. Southampton: WIT Press.
- Lachet, C. y Bard P. Y. (1994). Numerical and theoretical investigations on the possibilities and limitations of Nakamura's technique. *Earth*, 42, 377–397.
- Lermo, J. y Chavez-García, F. J. (1993). Site effects evaluation using spectral ratios with only one station. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 5, 1574–1594.
- Lermo, J. y Chavez-García F. J. (1994). Are microtremors useful in site response evaluation? *Bulletin of the Seismological Society of America*, 5, 1350–1364.
- Martínez, (2015). *Análisis de cocientes espectrales para la determinación de amplificaciones sísmicas* (Tesis de licenciatura). Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México.
- Martínez-González, J., Lermo, J., Sanchez-Sesma, F., Angulo-Carrillo, J., Valle-Orozco, R., Ordóñez-Alfaro, J. y Perez-Rocha, L (2012). Effects of the subsidence on the changes of dominant periods of soils within Mexico City valley. En 15th World Conference on Earthquake Engineering.
- Molina, J. (2015). *Respuesta sísmica de valles aluviales tridimensionales con métodos simplificados* (Tesis doctoral). Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México.
- Mooser, F., Montiel, A. y Zúñiga, A. (1996). *Nuevo mapa geológico de las cuencas de México Toluca y Puebla*. México: Comisión Federal de Electricidad.
- Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *Railway Technical Research Institute, Quarterly Reports*, 1, 25–30.
- Nakamura, Y. (2000) Clear identifications of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications. *Paper 2656, 12 WCEE*.
- Nava, A. (1998). *Terremotos*. México: Fondo de Cultura Económica (FCE).

- Oppenheim, A. (1998). *Señales y sistemas*. México: Prentice Hall Hispanoamérica.
- Rábade García, S. (2015). *Obtención de la estructura cortical de velocidades en una región de la zona centro de México empleando correlaciones cruzadas de ruido sísmico* (Tesis de licenciatura). Universidad Autónoma de México, México.
- Raposo, M. A., González, E. y Álvarez-Ude, J. (2011). *Fundamentos de campos electromagnéticos y ondas. Ejercicios y problemas resueltos de física*. Madrid: FEBCCS.
- Rodríguez, M. (2005). *Caracterización de la Respuesta Sísmica de los Suelos. Aplicación a la ciudad de Barcelona* (Tesina). Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona.
- Rodriguez, V. H. y Midorikawa S., (2003). Comparison of spectral ratio techniques for estimation of site effects using microtremor data and earthquake motions recorded at the surface and in boreholes. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, **32**, pp. 1691-1714.
- Sánchez-Sesma, F.J., Rodríguez, M., Iturrarán-Viveros, U., Luzón, F., Campillo M., Margerin, L., García-Jerez, A., Suarez, M., Santoyo, M.A., y Rodríguez-Castellanos, A., (2011). A theory for microtremor H/V Spectral ratio: Application for a layered medium. *Geophysical Journal International*, **186**, 221-225.
- Santoyo-Villa, E., Ovando Shelley, E., Mooser, F., León Plata, E. (2005). *Síntesis geotécnica de la Cuenca del Valle de México*. México: TGC.
- Shearer, P. (2009). *Introduction to seismology*. California: Universidad de California.
- Silva, A. (2011). *Comparación entre espectros de sitio y espectros de diseño para las zonas sísmicas II, IIIa y IIIb del Distrito Federal* (Tesis doctoral). Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México.
- Stein, S. y Wysession, M. (2003). *An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure*. Oxford: Blackwell Science.
- Tenorio, A. (2009). *Caracterización geotécnica del subsuelo del Centro Histórico de la Ciudad de México* (Tesis de licenciatura). Instituto Politécnico Nacional, Ciudad de México.
- Thomson, W. T. (1950). Transmission of elastic wave through a stratified solid medium. *Journal of Applied Physics*, **2**, 89-93.
- Yamashita Architects, Engineers Inc y Oyo Corporation (1996). Estudios del subsuelo en el Valle de México, *Cuadernos de investigación*, 34.

ANEXO

Datos de estudio

Se seleccionaron y analizaron 231 registros de aceleración correspondientes a 28 sismos registrados en las estaciones indicadas en la siguiente tabla.

Clave	Estación	Institución responsable
CHAS	Chapultepec, superficie	CENAPRED
CHA2	Chapultepec, pozo a 52 m.	CENAPRED
COYS	Coyoacán, superficie	CENAPRED
COY2	Coyoacán, pozo a 70 m.	CENAPRED
IMPS	IMP, superficie	CENAPRED
IMP1	IMP pozo a 80 m.	CENAPRED
RMCS	Roma-C, superficie	CENAPRED
RMC2	Roma-C, pozo a 102 m.	CENAPRED
TLAS	Tlacotal, superficie	CENAPRED
TLA2	Tlacotal, pozo a 86 m.	CENAPRED
ZARS	Zaragoza, superficie.	CENAPRED
ZAR2	Zaragoza, pozo 83 m.	CENAPRED
SCT2	Estacionamiento del Edificio de la SCT	INSTITUTO DE INGENIERIA UNAM
S260	SCT, pozo a 25 m.	CIRES
CDAO	CENTRAL DE ABASTOS OFICINAS	INSTITUTO DE INGENIERIA UNAM
C366	CDAO, pozo a 60 m.	CIRES
CUP1	IDEI patio 1	INSTITUTO DE INGENIERIA UNAM
CUP2	IDEI patio 2	INSTITUTO DE INGENIERIA UNAM
CUP3	IDEI patio 3	INSTITUTO DE INGENIERIA UNAM
CUP4	IDEI patio 4	INSTITUTO DE INGENIERIA UNAM
CUP5	IDEI patio 5	INSTITUTO DE INGENIERIA UNAM
CUP6	IDEI patio 6	INSTITUTO DE INGENIERIA UNAM

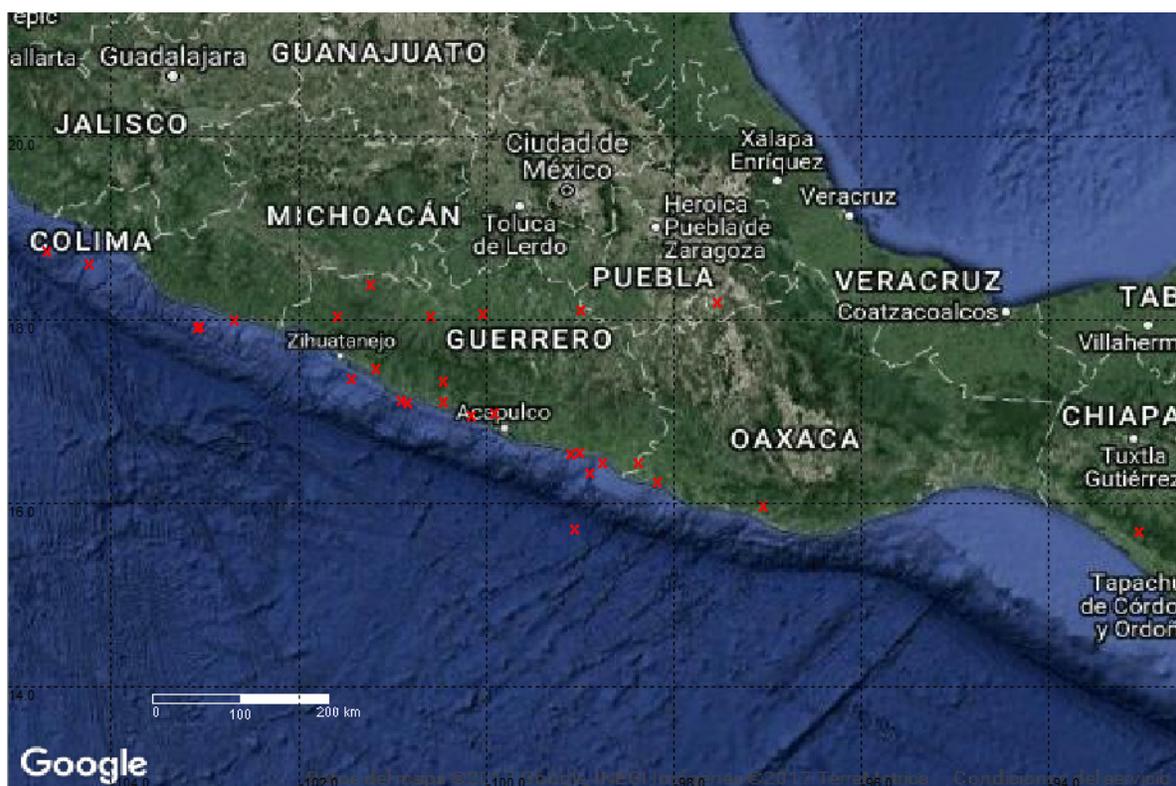
Tabla de los epicentros, profundidad focal y magnitud para los sismos estudiados

Sismo	Fecha	Lat. Epicentro (N)	Long. Epicentro (W)	Pro. Focal	Magnitud
1	1990-05-31	17.11	100.89	16	Mc=5.5, Mb=5.8, Ms=5.9
2	1993-05-15	16.43	98.74	20	Mc=5.8, Mb=5.8, Ms=5.8
3	1993-10-24	16.54	98.98	19	Mc=6.5, Mb=6.2, Ms=6.6
4	1994-03-14	15.67	93.01	95	Mc=6.5
5	1994-05-23	18.03	100.57	23	Mc=5.6
6	1994-10-29	16.97	99.89	24	Mc=5.1
7	1994-12-10	18.02	101.56	20	Mc=6.3
8	1995-09-14	16.31	98.88	22	Mc=7.3, Mb=6.4, Ms=7.2
9	1995-10-09	18.74	104.67	5	Mc=7.5, Mb=6.5, Ms=7.3
10	1996-03-13	16.52	99.08	18	Mc=5.1, Mb=5.2, Ms=4.4
11	1996-07-15	17.45	101.16	20	Mc=6.0, Mb=5.7, Ms=6.5
12	1997-01-11	17.91	103.04	16	Mb=6.5, Ms=6.9
13	1997-05-08	17.32	100.44	12	Mc=4.8, Mb=5.0, Ms=4.3
14	1997-12-16	15.70	99.04	16	Mc=4.7, Mb=5.5, Ms=5.5
15	1998-04-20	18.37	101.21	66	Mc=5.0, Mb=5.9, Ma=5.5, Me=5.7
16	1999-06-15	18.18	97.51	69	Mb=6.4, Ms=6.5, Ma=6.3, Me=7.0
17	1999-09-30	15.95	97.03	16	Mc=5.2, Mb=6.5, Ms=7.5, Ma=7.1, Me=7.6
18	2000-07-21	18.09	98.97	48	Mc=5.4, Mb=5.4, Ms=5.1, Ma=5.5, Me=6.0
19	2000-08-09	17.99	102.66	16	Mb=6.1, Ms=6.5, Ma=6.5, Me=7.0
20	2001-10-08	16.94	100.14	4	Mc=5.5, Mb=5.6, Ms=5.4, Ma=5.7, Me=6.1
21	2003-01-22	18.60	104.22	9	Mb=6.5, Ms=7.6, Ma=7.2, Me=7.6
22	2004-01-01	17.34	101.42	6	Mc=5.0, Mb=5.6, Ms=5.7, Ma=5.9, Me=6.3
23	2004-06-14	16.22	98.16	10	Mc=5.6, Mb=5.6, Ms=5.6, Ma=5.8, Me=6.4
24	2007-04-13	17.09	100.44	41	Mc=6.3
25	2008-04-28	18.05	100.01	52	Mc=5.6
26	2012-03-20	16.42	98.36	15	Mc=7.4
27	2012-04-11	17.90	103.06	16	Mc=6.4
28	2013-04-05	17.08	100.82	17	Mc=5.3

En la siguiente tabla se muestra el alcance en tiempo del estudio realizado.

Sismo	Fecha	CHA	COY	IMP	SCT	RMC	CDA	TLA	ZAR
1	1990-05-31		1990			1990	1990	1990	
2	1993-05-15	1993	1993					1993	1993
3	1993-10-24		1993			1993	1993	1993	1993
4	1994-03-14					1994			1994
5	1994-05-23	1994	1994			1994	1994	1994	
6	1994-10-29		1994						
7	1994-12-10	1994	1994		1994	1994		1994	1994
8	1995-09-14	1995	1995		1995	1995			1995
9	1995-10-09		1995				1995	1995	
10	1996-03-13	1996	1996			1996			
11	1996-07-15	1996	1996			1996			
12	1997-01-11		1997	1997		1997			1997
13	1997-05-08			1997					
14	1997-12-16					1997			1997
15	1998-04-20	1998							1998
16	1999-06-15			1999	1999			1999	
17	1999-09-30			1999			1999	1999	
18	2000-07-21			2000		2000	2000		
19	2000-08-09			2000		2000		2000	
20	2001-10-08			2001		2001			
21	2003-01-22	2003		2003		2003		2003	
22	2004-01-01					2004			
23	2004-06-14					2004		2004	
24	2007-04-13			2007	2007				
25	2008-04-28			2008					
26	2012-03-20				2012				
27	2012-04-11			2012					
28	2013-04-05			2013					

Los epicentros de los sismos estudiados fueron suficientemente lejanos para considerar valido los requerimientos para la estimación por SSR, en la siguiente imagen se muestran estos.



Periodos dominantes del suelo, topografía y sitios de estudio. En la imagen solo se ha usado las tres primeras letras de la clave de la estación en superficie para indicar la posición de los sitios de estudio.

