SECRETARIA DE GOBERNACIÓN

CORDINACIÓN NACIONAL DE PROTECCIÓN CIVIL DE MÉXICO

CENTRO NACIONAL DE PREVENCIÓN DE DESASTRES

METODOLOGÍA PARA REALIZAR ESTUDIOS DE MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA

Dirección de Investigación

Subdirección de Riesgos Sísmicos

Jefatura de Investigación Aplicada a Riesgos Sísmicos

Febrero 2017

Elaboró: Alejandra Robles Mendoza
Juan Carlos Jimenez Velásquez
Colaboró y Modificó: Emmanuel Ramírez Álvarez

ÍNDICE

ÍNDICE **2**

RESUMEN **4**

MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA **5**

Introducción 5
Marco Teórico 5
Efectos de sitio 6
Estudios para estimar los Efectos de sitio 8
Vibración Ambiental o Microtremores 8
Cocientes Espectrales H/V (HVNR) 9
Razón Espectral Estándar (SSR) 12
Métodos teóricos para conocer los efectos de sitio 13
Estudios complementarios en la caracterización de efectos de sitio 15
Métodos sísmicos de fuente activa 16
Métodos sísmicos de fuente pasiva 18
Correlaciones Geotécnicas 21

METODOLOGÍA EN LA REALIZACIÓN DE LA MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA **23**

Introducción 23
Alcance 23
Recopilación de información necesaria 24
Geología 24
Geomorfología 24
Geotecnia 25
Geofísica 25
Registros históricos de movimiento fuerte 25
Otros insumos 25

Adquisición de registros en campo para Microzonificación 26
Registro de Microtremores 26
Ubicación de puntos de registro de Microtremores 26
Instrumentación 27
Métodos de Análisis de Registros de microtremores 29
Métodos de Análisis de Registros Sísmicos 31
Métodos de Análisis de Registros Sísmicos Moderados o Débiles 32
Resultados Microzonificación 32

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES 36

Conclusiones 36
Recomendaciones 36

BIBLIOGRAFÍA 38

RESUMEN

La república mexicana se encuentra a localizada en el Cinturón Circumpacífico (anillo de fuego), la región donde más sismos suceden en todo el mundo. Desde el sur de Sinaloa hasta el oeste de Chiapas, numerosos sismos ocurren por el choque de las placas oceánicas de Cocos y Rivera contra la placa continental de Norteamérica. En esta Zona del Pacífico se generan terremotos de gran magnitud (Ms>7) con tiempos de recurrencia relativamente cortos. Sismos de magnitudes considerables también ocurren dentro del territorio nacional a profundidades de 60 km, aproximadamente. Sismos de fallas transcurrentes también afectan al país, estos sismos tienes profundidades aproximadas de 10 km. Finalmente y no menos importantes, los sismos superficiales producto de fallas locales activas.

Si los epicentros de estos sismos se encuentran debajo o cerca de centros urbanos, pueden ocasionar grandes pérdidas humanas y materiales, además, generar cuantiosos daños en la infraestructura desarrollada. Los daños que se producen en las estructuras por la ocurrencia de un sismo, están influenciados por la respuesta sísmica del terreno frente a las ondas sísmicas, ya que estas sufren modificaciones debidos a las condiciones geológicas, topográficas y rigidez del subsuelo.

De la información histórica, sabemos que diferentes zonas de la república mexicana se han visto afectadas por sismos fuertes que han provocado pérdidas humanas y cuantiosos daños materiales.

Por la motivo, se genera la necesidad de realizar estudios de efectos sísmicos locales en áreas urbanas, este tipo de estudios son conocidos como estudios de *microzonificación sísmica,* y su finalidad es determinar el contenido de frecuencias naturales del suelo y tener una estimación preliminar de las amplificaciones relativas que pueden esperarse en el suelo durante un sismo.

En los últimos años se han venido realizando estudios importantes sobre la respuesta sísmica que presentan los suelos. No obstante, no existe una estandarización del método o métodos a emplear en los estudios de microzonificación sísmica. Por lo tanto, *este documento pretende ser una guía en la implementación y desarrollo de estudios de microzonificación, en el cual se han tomado en cuenta lo más avanzado del conocimiento existente hasta la fecha; sin embargo, futuras mejoras a la metodología y nuevas alternativas que surjan a partir de investigaciones en el ámbito nacional e internacional pueden contribuir a mejorar este documento*.

MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA

Introducción

Diferentes zonas de la república mexicana se han visto afectadas por sismos fuertes que han provocado pérdidas humanas y cuantiosos daños materiales. Por tal motivo, en los últimos años se han realizado estudios importantes sobre la respuesta sísmica que se presentan en los suelos donde existen asentamientos humanos e infraestructura.

Los daños a las estructuras ocasionados por sismos están influenciados por la respuesta sísmica del terreno al paso de las ondas sísmicas, las cuales sufren modificaciones por la presencia de diferentes tipos de materiales, principalmente en las zonas con suelos blandos, ocasionando que la intensidad sísmica aumente.

Los estudios de *microzonificación sísmica,* tienen la finalidad de determinar el contenido de frecuencias naturales del suelo y tener una estimación preliminar de las amplificaciones relativas que pueden esperarse en el suelo durante un sismo.

La microzonificación sísmica consiste en la identificación de la respuesta dinámica de los suelos frente a sismos fuertes. Además de la respuesta dinámica de los suelos por sismos, en un estudio de microzonificación se incluyen los efectos inducidos por fallas, licuación y otros, y se valora su peligrosidad (Tupak, 2009), esta respuesta de los suelos es conocida como efectos de sitio, y están definidos por las características geomorfológicas y litológicas de la región.

Para determinar los efectos de sitio, es necesario instrumentar el área en estudio en diferentes puntos por medio de estaciones de monitoreo sísmico, obtener registros de vibración ambiental, para obtener la respuesta sísmica del terreno, para finalmente elaborar un mapa de microzonificación sísmica, que ayude a identificar las zonas de mayor peligro sísmico. Además, dichos estudios se puede complementar con otros estudios geofísicos que ayuden a caracterizar los diferentes estratos que componen los suelos y capas subyacentes.

Marco Teórico

Los japoneses Kanai y Tanaka (1954), propusieron por primera vez que se usó los registros de microtremores para determinar los efectos de sitio, y con estos registros obtuvieron los periodos dominantes del suelo similares a los obtenidos con señales de movimiento fuerte. Posteriormente diversos investigadores como Aki (1957), Kagami (1982), Horike (1985) entre otros, hicieron diversas investigaciones sobre el usos de microtremores para determinar las características dinámicas del suelo.

En la actualidad el método de Nakumara (1989), es uno de los más usados para la determinación del periodo dominante del suelo y para la caracterización de los efectos de sitio, debido a su fácil implementación, tanto en el trabajo de campo como en el procesamiento de datos.

Otra forma de evaluar los efectos de sitio es la cociente o razón espectral estándar (SSR), fue introducida por primera vez por Borcherdt (1970) y consiste en la comparación de registros, en el

dominio de frecuencias, de lugares cercanos, donde los efectos de la fuente y del camino seguido por las ondas se suponen idénticos y se cancelan, a través de las ratio espectrales. Si se supone que la zona de referencia no sufre efectos locales, es decir, amplificación, entonces estos ratio espectrales son una estimación fiable de la respuesta de sitio. La ratio espectral estándar es la razón entre el espectro de Fourier en el suelo y el espectro de Fourier en la roca y se conoce también como función de transferencia empírica.

Existen métodos matemáticos para determinar la respuesta esperada del suelo, el primero de ellos relaciona el espesor de los sedimentos y la velocidad de propagación de ondas de corte con el periodo fundamental de vibración, la cual se propaga por un medio estratificado idealizado por lo que se puede sustituir por un estrato equivalente, si se conservan los parámetros Vs y T_0. En este modelo teórico se debe considerar, que la propagación de las ondas sísmicas a través de las diferentes capas del subsuelo deben tomar las siguientes condiciones:

a) Que el comportamiento del suelo sea lineal para cualquier nivel de excitación.

b) Que los estratos del suelo sean horizontales y se extiendan lateralmente hasta el infinito, para que en ellos no se incluyan efectos de irregularidad lateral.

c) Que los estratos descansen sobre un semiespacio homogéneo.

Partiendo de la hipótesis anterior, Seed (1971), propuso un método es un método que permite calcular la función de transferencia de una estratigrafía determinada, la cual utiliza la distribución del medio propuesto por Haskell (1963). En este modelo teórico, considerara la propagación de las ondas sísmicas a través de las diferentes capas del subsuelo, donde la respuesta esperada dependerá de las características geotécnicas de cada estrato modelado.

Efectos de sitio

El efecto de sitio o respuesta de sitio, muchos autores lo describen como la respuesta que tiene un lugar ante un evento sísmico, influenciado por las condiciones geológicas y topográficas locales y en gran medida de la primera decenas de metros del subsuelo. Este fenómeno fue reconocido desde principios de la sismología y documentado por los japoneses en el siglo XVIII.

Los efectos de sitio, son el resultado del movimiento del terreno debido a la incidencia de ondas sísmicas en un punto dado, el cual depende naturalmente de los parámetros asociados a la fuente sísmica que las originó y de la atenuación de la energía sísmica conforme se propaga desde la fuente al sitio de interés (Chaves-García *et al*., 2014). Si el área de estudio está constituida por materiales sueltos o blandos, el movimiento sísmico se verá afectado en amplificación.

De esta manera entendemos que los efectos de sito son la consecuencia de las modificaciones que sufren las ondas sísmicas por la presencia de depósitos blandos, es decir los materiales que componen el suelo y que no está consolidado. De observaciones durante sismos de origen tectónico o debido a explosiones nucleares, se ha llegado a la conclusión que las propiedades geotécnicas, geológicas y topográficas de los estratos más superficiales de la corteza terrestre, cuyos espesores son de decenas o centenas de metros, tienen gran influencia en las características de los movimientos sísmicos esperados para un sitio. Estos estratos determinan, en gran medida, la amplitud, contenido de frecuencias y duración del movimiento (Torres et al, 2013).

Los efectos de sitio nos entregan los parámetros que se utilizan en los estudios de microzonificación sísmica, tales como; el periodo fundamental de vibrar del suelo y el incremento en amplificación que se presenta en este periodo fundamental. La magnitud de esa amplificación está controlada por las propiedades dinámicas del suelo, el espesor de la capa y las propiedades mecánicas del basamento rocoso (Figura 1).

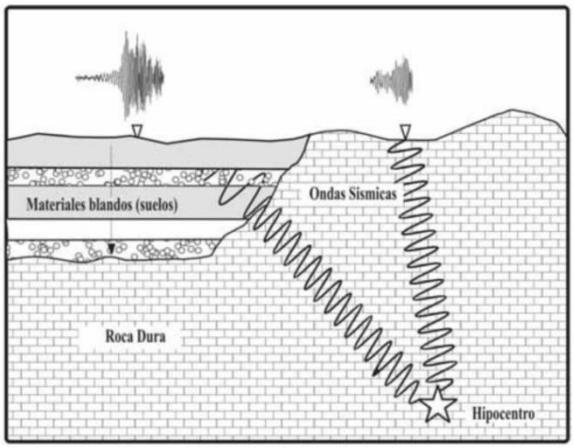

Figura 1. En la imagen se muestra el concepto de efecto de sitio, por un lado una señal que muestra que la roca presenta menor amplitud y por lo tanto el efecto de sitio es menor o nulo, la señal del lado izquierdo se observa una mayor amplitud en la señal

El origen de la amplificación debida a contraste de impedancia (producto de la densidad por la velocidad de propagación) en el subsuelo es claro. La conservación del flujo de energía requiere que una onda sísmica que pasa de un medio con velocidad de propagación rápida a uno con velocidad más baja aumente su amplitud (Ec. 1.1).

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

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

Es común que los materiales más superficiales tengan velocidades de propagación más lentas. Por ello, los efectos de sitio no pueden despreciarse, especialmente en sitios sobre sedimentos blandos tales como valles aluviales.

Las densidades de los materiales del subsuelo no cambian mucho cerca de la superficie. En contraste, las velocidades de propagación de ondas de corte pueden fácilmente cambiar por un factor mayor de 5 entre un depósito de suelo blando y substrato. Por tanto, son las variaciones en las velocidades de propagación las principales responsables de la amplificación del movimiento sísmico, que frecuentemente alcanza valores de 10 o más (Boore, 2004) en frecuencias relevantes para estructuras comunes.

Como se menciona en la guía básica para elaboración de Atlas Estatales y Municipales de Peligros y Riesgos (2004), los mapas para estimación de peligro sísmico a nivel regional (regionalización sísmica o mapas de aceleraciones máximas para distintos periodos de retorno), no señalan aquellos

lugares propensos a la amplificación del movimiento del terreno. Así, para conocer de manera cuantitativa la respuesta del terreno ante la excitación sísmica (efectos de sitio), es necesario llevar a cabo estudios específicos, los cuales se describen a continuación.

Estudios para estimar los Efectos de sitio

Vibración Ambiental o Microtremores

La corteza terrestre está en constante movimiento y se debe principalmente a la propagación de ondas sísmicas en varias direcciones, (sin considerar a los temblores), es decir que estas vibraciones de la tierra son un conjunto de ondas de cuerpo y ondas superficiales que viajan a través de las estructuras geológicas (Okada, 2003), consiguientemente, proveen información sobre la fuente, propagación y estructura del suelo. A estas vibraciones se les denomina microsismos, vibración ambiental, ruido sísmico fondo, ruido ambiental, microtrepidaciones o microtremores, por lo tanto, podemos definir a los microtremores; como vibraciones débiles inducidas en la superficie de la Tierra debidas a la incidencia oblicua de ondas de cuerpo que se propagan en todas direcciones con la misma energía. También se puede definir como una superposición de ondas superficiales, principalmente por ondas Rayleigh (Aki, 1957), que constituyen un campo estacionario y homogéneo, o bien, el ruido ambiental generado por fuentes naturales o artificiales, como el tráfico vehicular o la actividad humana.

Los microtremores se empezaron a estudiar desde el siglo pasado para caracterizar el suelo y estructuras. El estudio de esta metodología ha permitido integrarlos en estudios geotécnicos y principalmente permiten la estimación del efecto de sitio y del periodo dominante así como para estudios de microzonificación.

Bard (1999) señala algunas ventajas que ofrece el uso de registros de microtremores:

a) Pueden ser medidos en cualquier lugar y en cualquier momento;
b) Los instrumentos para su registro y el análisis es simple, y:
c) Su medición no genera problemas ambientales.

El origen de los microtremores es muy variado, desde fenómenos naturales hasta los causas antrópicas. Dependiendo el origen de los microtremores, será el contenido de frecuencias que estos contengan, es decir el rango de frecuencias de oscilación (Tabla 1). Los que tienen como origen la actividad humana (antrópicos) son denominados por periodos cortos, menores a un segundo o mayores a 1 Hz en el dominio de las frecuencias. Por otro lado, los microtremores que tienen origen en los fenómenos naturales tales como el clima (el viento, variaciones atmosféricas), actividad volcánica y condiciones oceánicas, comprenden un periodo dominante mayor a 1 segundo o menores a 1 Hz (bajas frecuencias) Figura 4.

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

d) Los microtremores presentan variación diurna, las amplitudes de los registros obtenidos durante el día se alteran entre 2 y 10 veces más que aquellos que se registran en la noche, es decir, que son dependientes de la hora del día en que se realiza su medición, además de la fuente que los genera.
e) La amplitud de los microtremores generalmente son muy pequeñas y los desplazamientos del suelo son en el orden de a [mm], muy por debajo del sentir humano.

f) Los microtremores ocurren en el intervalo de frecuencias de 0.01 a 30 Hz y aunque en la exploración geofísica nos interesa la banda de 0.1 a 10 Hz, en donde se enfoca básicamente en el contenido de las ondas superficiales de Rayleigh (Yauri 2006). El ancho de banda de la exploración geofísica, es el rango en el cual parte de la energía se transmite como ondas de Rayleigh, por lo tanto, es posible estimar sus modos y velocidades de propagación se pueden estimar y medir para obtener información sobre las características de los parámetros elásticos de la corteza terrestre a profundidades de hasta 20 km, mediante arreglos instrumentales (Asten, 1976; Flores, 2004), de esta manera, es viable caracterizar las estructuras geológicas.

g) Los periodos no varían con respecto el tiempo, el periodo depende de las propiedades dinámicas del suelo, y por consiguiente, pueden correlacionarse con las condiciones geológicas y geomorfológicas. Por ejemplo, los periodos menores a 0.2 segundos se asocian a suelos firmes, mientras que los periodos mayores a 0.2 segundos son típicos de depósitos más blandos o poco consolidados.

Tabla 1. Posible fuente generadora de microtremores y su rango de frecuencia (Bard, 1998; tomado de Flores, 2001).

Fuente	Periodo	Rango de frecuencia
Son causadas por las ondas oceánicas que ocurren a grandes distancias	largos	Por debajo de 0.3 a 0.5 Hz
Son generadas por las olas del mar cercanas a la costa	Intermedios	Entre 0.3-0.5 Hz y 1 Hz
Estas fuentes se relacionan con actividades antrópicas	cortos	Frecuencias mayores a 1 Hz

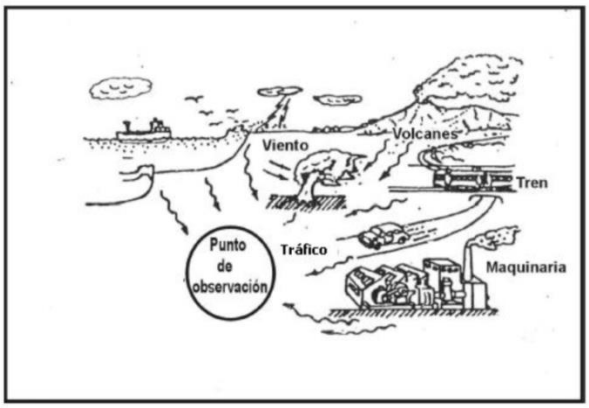

Figura 2. En la figura se observan las principales fuentes que generan los microtremores, las fuentes naturales y fuentes artificiales (antrópicas).

Cocientes Espectrales H/V (HVNR)

Los japoneses Kanai y Tanaka (1954), propusieron por primera vez que se usó los registros de microtremores para determinar los efectos de sitio. Posteriormente diversos investigadores como Aki (1957), Kagami (1982), Horike (1985) entre otros, hicieron diversas investigaciones sobre el usos. En la actualidad el método de Nakumara (1989), es uno de los más usados para la determinación del periodo dominante del suelo y para la caracterización de los efectos de sitio, debido a su fácil implementación.

La técnica de Nakamura de cociente espectral Horizontal/Vertical (H/V), parte del principio que los microtremores están compuesto por ondas superficiales específicamente por las ondas Rayleigh, en particular, en la componente vertical que refleja el efecto de las fuentes artificiales locales: pero la finalidad el método es eliminar el efecto de las ondas Rayleigh ya que considera que son simplemente ruido, y así obtener un resultado directamente relacionado con la función de transferencia para las ondas S (Bard, 1999). Nakamura (1989) asume que la componente horizontal de los microtremores es amplificada por la multi-reflexión de las ondas S y la componente vertical es amplificada por la multi-reflexión de la onda P. Por otro lado el efecto de las ondas Rayleigh aparece más marcada en la componente vertical en superficie y el basamento.

En este método se plantea la forma espectral de la fuente del movimiento del microtremor (A_S) como una función de transferencia (w , frecuencia angular):

$$A_S = \frac{V_S(w)}{V_B(w)} \qquad \text{(Ec. 2)}$$

Dónde:

V_S : es el espectro de amplitud de Fourier de la componente vertical.

V_B : es el espectro de amplitud de Fourier de la base de la capa sedimentaria.

Por otro lado el efecto de sitio (S_E) está dado por:

$$S_E = \frac{H_S(w)}{H_B(w)} \qquad \text{(Ec. 3)}$$

Dónde:

H_S es el espectro de la componente horizontal superficial.

H_B es el espectro de la componente horizontal en donde se origina el movimiento.

Posteriormente, para el cálculo de los efectos de sitio se debe eliminar el efecto de las ondas superficiales (A_S) que están inmersas en el espectro de ondas verticales superficiales (V_S) de los microtremores y no en la base del movimiento (V_B):

$$A_S(w) = \frac{V_S(w)}{V_B(w)} \qquad \text{(Ec. 4)}$$

Al eliminar el efecto producido por las ondas Raleigh el efecto de sitio queda determinado por la función:

$$S_M = \frac{S_E(w)}{S_S(w)} = \frac{H_S / V_S}{H_B / V_B} \qquad \text{(Ec. 5)}$$

Sin embargo Nakamura (1989) demostró que:

$$\frac{H_B(w)}{V_B(w)} \approx 1 \qquad \text{(Ec. 6)}$$

Por lo tanto, la técnica muestra que a partir de la relación de cocientes espectrales entre la componente vertical y la componente horizontal de un mismo sitio se puede obtener una estimación del efecto de sitio para las ondas internas por medio de la expresión:

$$S_M(w) = \frac{H_S(w)}{V_S(w)} \qquad \text{(Ec. 7)}$$

En éste método y en cualquier otro tipo de análisis de microtremores hay que tomar en cuenta que los microtremores son ondas simples y similares, es decir, que no hay dispersión tridimensional y que las trayectorias pueden ser aproximadas por la dispersión geométrica elemental y por la atenuación inelástica (Figura 3).

El cociente espectral entre las componentes horizontales y verticales, del ruido sísmico de fondo registrado en la superficie de una capa suave, permite que los efectos de las ondas Rayleigh sean eliminados, conservando solo los efectos resultantes de la estructura geológica del sitio de estudio (Bour, 1998):

$$S_2 = \frac{S_1}{E_{RW}} = \frac{H_S}{V_S} \qquad \text{(Ec. 8)}$$

Siendo esto la razón espectral H/V.

Aplicando los cocientes espectrales de microtremores H/V, la función de transferencia de un punto, localizado sobre la superficie del terreno (campo libtre), es obtenida dividiendo el espectro de las componentes horizontales de los microtremores entre los espectros de las componentes verticales obtenidas de las mediciones de microtremores en el mismo sitio.

$$H/V = \sqrt{\frac{(NS^2 + EW^2)}{(2V^2)}} \qquad \text{(Ec. 9)}$$

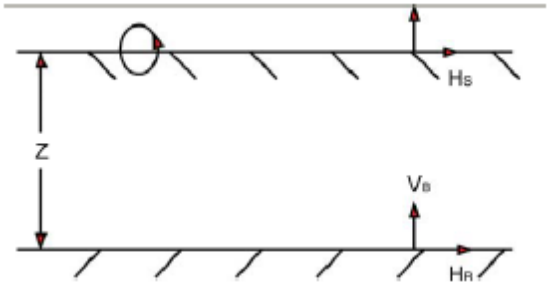

Figura 3. Modelo simple para interpretar medidas de microtremor (Rodríguez, 2007).

Para obtener mejores resultados se analizan ventanas de registro de 30 minutos para obtener una mejor definición de los cocientes espectrales a bajas frecuencias. Se consideran los cocientes espectrales (H/V) y se comparan los resultados de una manera estadística.

Para la aplicación del método se puede seguir los siguientes pasos (Robles, 2014):

a) Seleccionar ventanas de 20 o 40 segundos de cada una de las componentes.
b) Realizar un suavizado de los bordes con las ventanas de Von Hann.
c) Calcular la Transformada Rápida de Fourier (FTT).
d) Calcular los cocientes estándar para las ventanas.
e) Estimar el promedio de los cocientes espectrales y calcular la desviación estándar.
f) Grafica el promedio resultante ± una desviación estándar.

Razón Espectral Estándar (SSR)

La técnica cociente o razón espectral estándar (SSR), fue introducida por Borcherdt (1970). Esta consiste en dividir el espectro de amplitud de Fourier del sitio en estudio entre el espectro de amplitud de Fourier de una estación de referencia, teniendo como hipótesis que el registro en terreno firme (estación de referencia) es representativo del campo incidente en la interfaz entre el basamento (capa base) y estratos de terreno blando (estación de interés). La ecuación 1.6 basada en estas hipótesis, expresa el efecto de sitio en un lugar de interés.

$$S_j^r = \frac{1}{j}\sum_{j=1}^{j} \frac{A_{ij}(f)}{A_{rj}(f)} \qquad \text{(Ec. 10)}$$

Donde, la respuesta del sitio de referencia r (i=r) debe ser insignificante, $S_r(f)=0$, y el efecto de trayectoria es similar para todos los sitios, cuando la distancia entre las estaciones es más corta que la distancia epicentral, de tal manera que el efecto de sitio debido a la respuesta del sitio de referencia del j-ésimo evento S_j^r, corresponde a la división del espectro de amplitud del movimiento del terreno debido al el evento registrado en la estación de interés (A_{ij}), entre el espectro de amplitud del movimiento del terreno debido al el evento registrado en la estación de referencia (A_{rj}).

Como vemos, para utilizar esta técnica es necesario contar con dos registros sísmicos simultáneos: uno en el sitio de interés y el otro en el sitio de referencia. En ocasiones esto no es posible, ya sea por una falla instrumental en alguna de las estaciones, o por la escasa instrumentación sísmica que impide la obtención de registros en los sitios de interés.

Métodos teóricos para conocer los efectos de sitio

El primer modelo teórico analizado parte de la hipótesis de que el suelo de forma ideal se comporta de manera lineal para cualquier nivel de excitación, asimismo se compone de estratos horizontales, lateralmente infinitos, por lo qué, se descartan los efectos de irregularidad lateral. Además, se considera que los estratos sobreyacen sobre un semiespacio o basamento homogéneo.

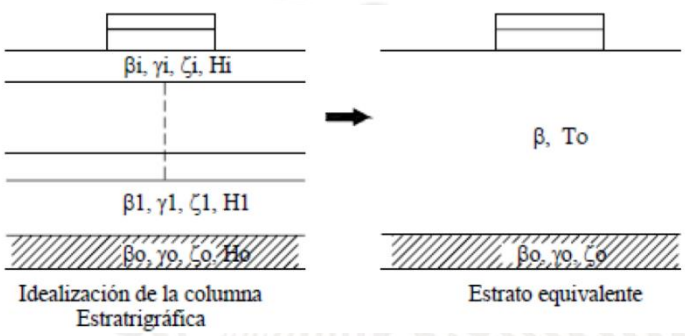

Figura 4. Modelo estratificado idealizado y modelo simplificado, estrato equivalente

La figura 4 se presenta la idealización de un perfil estratigráfico y la forma de representarlo en un estrato equivalente, la primera parte describe la estratigrafía y cada estrato se caracteriza por los parámetros β_i velocidad de la onda de corte (Vs), γ_i densidad del material (ρ), amortiguamiento del material ζ_i, y el espesor del estrato H_i, después, se realiza un estrato equivalente con los parámetros β (Vs) y T_0 periodo fundamental del suelo, a la inverso de T_0 se le conoce como la frecuencia fundamental del suelo. Donde β_0, γ_0 y ζ_0 son los parámetros que caracterizan al semiespacio o basamento en ambos casos.

La resonancia es el efecto de amplificación que está asociado a la similitud entre la frecuencia de las ondas sísmicas y la frecuencia de oscilación de los estratos que componen el suelo (w_n). Las frecuencias a las que se dan estos máximos locales se conocen con el nombre de frecuencias naturales del suelo y dependen de la velocidad de las ondas sísmicas S y del espesor del estrato de suelo sobre la roca H, según:

$$w_n = \frac{Vs}{H}\left(\frac{\pi}{2} + n\pi\right) \quad con\ n = 0,1,2, \dots \dots, \infty \qquad \text{(Ec. 11)}$$

La frecuencia fundamental es la frecuencia más baja $w_0 = \pi Vs/2H$ cuyo periodo asociado se conoce como el periodo característico del sitio.

$$T_s = \frac{2\pi}{w_0} = \frac{Vs}{4H} \qquad \text{(Ec. 12)}$$

El periodo fundamental del suelo (Ts), es uno de los indicadores más usados mundialmente para estimar la magnitud de los efectos locales de los suelos al ser sometidos a cargas sísmicas. En temas posteriores, se da nota de los métodos semiempíricos utilizados para el cálculo de Vs, con métodos geofísicos y geotécnicos.

Pero el medio está constituido por diferentes estratos con características de rigidez y amortiguamiento propios y dependiendo del tipo de material que lo constituya, de la misma manera que el semiespacio o basamento. Para tomar en consideración estos aspectos se toma el modelo de propagación de onda en un medio estratificado propuesto por Haskell (1963).

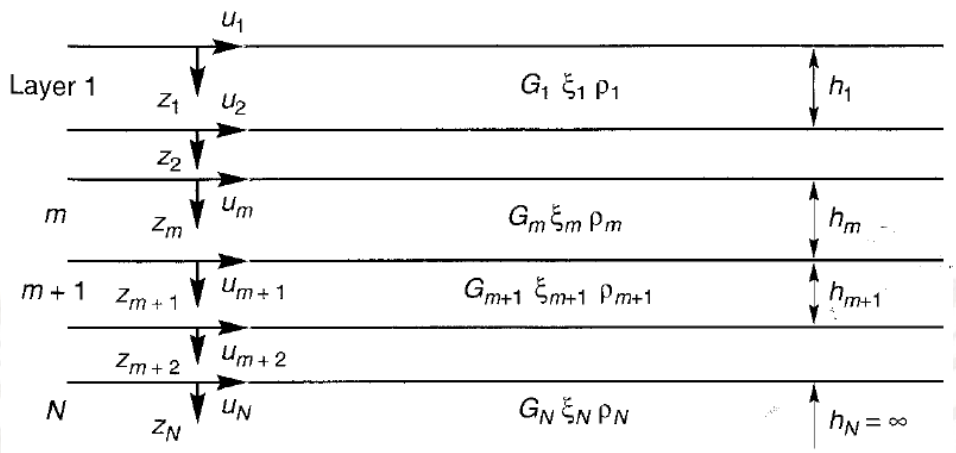

Figura 5. Modelo estratigráfico para las capas del suelo, sobre un basamento elástico rocoso (N)

Para este modelo se asume que cada capa se comporta como un material visco elástico, y donde para el movimiento se aplica la ecuación de la onda y utilizando las propiedades geotécnicas de cada estrato, se obtiene la ecuación que reproduce la función de transferencia relativa a la amplitud de desplazamiento para la capa i (i=1,2,…,m), respecto a j (j=2,3,…,N), la cual está dada por:

$$F_{ij}(\omega) = \left|\frac{u_i}{u_j}\right| = \frac{a_i(\omega)+b_i(\omega)}{a_j(\omega)+b_j(\omega)} \qquad \text{(Ec. 13)}$$

La solución y aplicación fue propuesta por Schnabel (1971), la ecuación indica que el movimiento en cualquier capa puede ser determinado por el movimiento en otra capa. Por lo tanto, si el movimiento en cualquier punto del perfil del suelo es conocido, el movimiento en cualquier otro punto puede ser atribuido. La función de transferencia que resulta de esta ecuación, está dada para el rango de pequeñas deformaciones, las mismas que vemos en la técnica de cocientes espectrales de microtremores H/V, no obstante este procedimiento no toma en cuenta los efectos de degradación del

suelo ante fuerzas sísmicas de gran magnitud. Pero muestran claramente la frecuencia fundamental del suelo el cual se tomara como el efecto de sitio en los estudios de microzonificación sísmica.

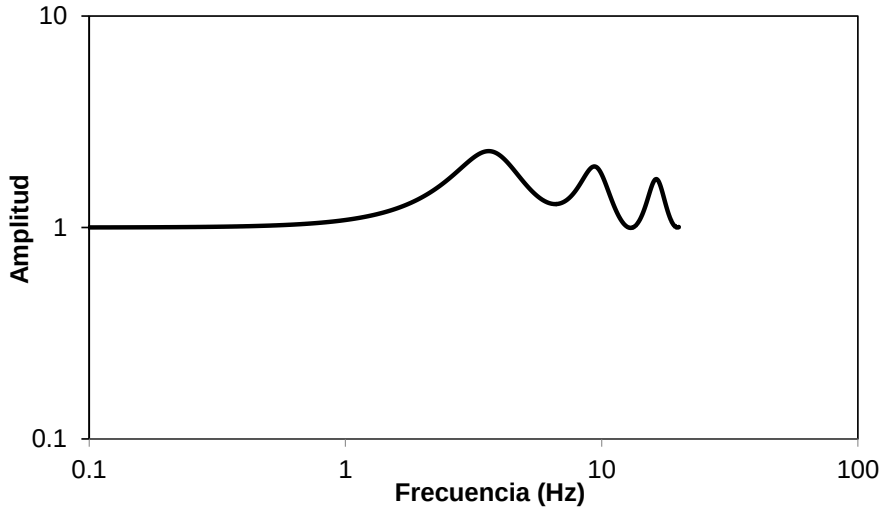

Figura 6. Función de transferencia obtenida con la solución y aplicación propuesta por Schnabel (1971)

Estudios complementarios en la caracterización de efectos de sitio

En el análisis de efectos de sitio con fines de microzonificación sísmica, necesitamos conocer algunas características y la distribución espacial de los estratos que componen el suelo, para dicho fin podemos apoyarnos en algunos métodos geofísicos tales como; los métodos símicos de fuente activa (Refracción, SASW, MASW) y pasiva (ReMi, SPAC, Inversión H/V), además, de estudios de zonificación geotécnica o estudios geotécnicos SPT (sondeo de penetración estándar), SM (sondeos mixtos) y CPT (sondeos de cono eléctrico) con profundidades de 30m o hasta el contacto con la roca o basamento.

Sabemos que los efectos de sitio, es el movimiento que sufre el suelo al paso de ondas sísmicas por la presencia de suelos blandos o poco consolidados, dichas ondas se dividen en dos grupos, las de cuerpo y las de superficie. Las ondas de cuerpo se subdividen a su vez en ondas de compresión P (V_p) y de corte S (V_s). Las ondas V_p son entre 70% y 140% más rápidas que las V_s. En las ondas superficiales encontramos las Rayleigh y Love, siendo la onda Rayleigh la más importante en geotecnia por su acercamiento a las ondas de corte, cuya velocidad (V_R) es de alrededor de 93% de la velocidad de las ondas Vs.

La determinación de la velocidad de propagación de las ondas de corte (V_s) es de gran utilidad en la geotecnia y en los estudios de microzonificación, ya que con este valor se puede:

a) Determinar el módulo de rigidez (G).
b) Inferir densidad en campo.
c) Estimar el estado de esfuerzos.

Métodos sísmicos de fuente activa

Sísmica de refracción

El método geofísico sísmica de refracción se utiliza principalmente en la exploración de capas someras. Esta técnica, a través de la elaboración y análisis de un gráfico tiempo-distancia determina la velocidad de propagación de las ondas símicas (función de los módulos elásticos del medio de propagación) en un medio determinado, con lo cual, se establece el espesor, profundidad y litología de los estratos que constituyen el subsuelo de alguna región geológica (Dobrin, 1975).

La exploración del subsuelo por medio de este método sísmico se realiza mediante el estudio de ondas sísmicas compresionales que sufren refracción total, (ondas refractadas u ondas cónicas con un ángulo critico); estas ondas son las primeras en ser percibidas por los sensores o geófonos, por lo que, es simple su identificación en los registros sísmicos o sismogramas.

Esta técnica sísmica es considerada como uno, de los principales métodos geofísicos para la obtención de datos en el área geotécnica.

En el contexto geotécnico y en específico para los estudios de efectos de sitio se utiliza cuando se requiere conocer la profundidad de la roca sana, la compacidad de los sedimentos y para establecer la continuidad y extensión de los estratos.

La información obtenida a través de este método, permite determinar propiedades físicas y mecánicas del subsuelo tales como:

a) Determinar la interface entre medios elásticos con un fuerte contraste de velocidad.
b) Obtener perfiles de velocidad Vp y espesores de los sedimentos, hasta el basamento en una cuenca sedimentaria.
c) Localizar fallas, paleocauces, zonas de fracturas en el basamento rocoso somero.
d) Diferenciar suelo, roca meteorizada, roca submeteorizada y roca inalterada.
e) Estimar módulos elásticas con los resultados de Vp.
f) Obtención indirecta de Vs a través de módulos elásticos.

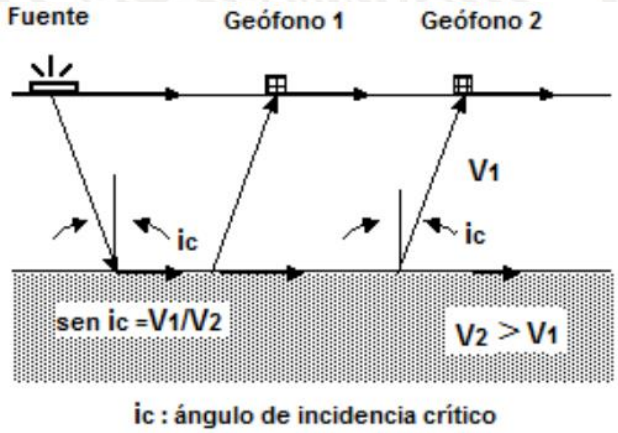

Figura 6. Diagrama esquemático del método de refracción sísmica

SASW (Análisis espectral de ondas superficiales)

Los métodos activos que usan ondas superficiales pueden usar ondas Love o Rayleigh, pero la mayoría de los ensayos usan las ondas Rayleigh. Estos consisten básicamente en generar ondas con una fuente activa en un punto sobre el terreno y luego medir con dos sensores (geófonos) ubicados sobre el terreno, a varias distancias desde la fuente, el movimiento vertical resultante.

El principal objetivo de estos métodos es determinar la velocidad de fase o curva de dispersión de la velocidad en el sitio, para luego mediante una inversión no lineal, calcular un perfil de velocidades de ondas de corte en profundidad.

El procedimiento del ensayo SASW fue realizado por Nazarian y Stokoe (1984) y es un método que utiliza ondas mecánicas para determinar el perfil de velocidades de ondas de corte (Vs) en profundidad y se basa en la propagación de las ondas superficiales, específicamente ondas Rayleigh. La principal característica de este método es que utiliza la naturaleza dispersiva de las ondas Rayleigh cuando éstas se propagan en medios estratificados, es decir que la velocidad de propagación depende de la frecuencia o longitud de la onda (Stokoe et al, 1994).

La dispersión ocurre porque ondas con diferentes longitudes deforman diferentes profundidades del medio estratificado. Ondas superficiales con altas frecuencias se propagan con pequeñas longitudes de onda solamente en el estrato superficial del material. En cambio ondas superficiales con bajas frecuencias se propagan con grandes longitudes de onda a través de estratos más profundos del material. Usando las ondas Rayleigh con un amplio rango de frecuencias (o longitudes de onda) es posible estimar propiedades del material en profundidad.

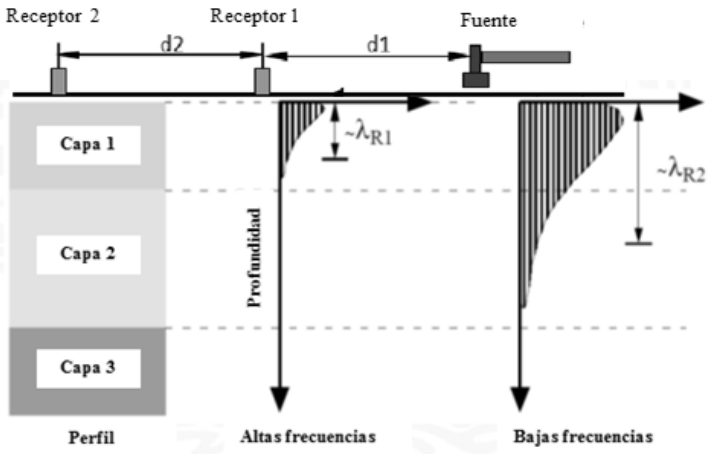

Figura 7. Arreglo SASW, donde la propagación de las ondas en un medio, depende de la frecuencia de la fuente.

MASW (Análisis espectral de ondas superficiales multicanal)

El Análisis *Multicanal* de Ondas Superficiales (MASW), es un método no destructivo, se usa para evaluar la velocidad de onda de corte (Vs), vinculado al mismo módulo de corte (G) y al igual que el SASW, este método analiza las propiedades de dispersión de los modos fundamentales de las ondas Rayleigh, las cuales se propagan a lo largo de la superficie desde el punto de impacto a los receptores (Park et al., 1999).

El método MASW utiliza un sistema de registro multicanal para estimar la velocidad de la onda S cerca de la superficie, utilizando los registros de ondas Rayleigh de alta frecuencia. El método de

MASW ha sido utilizado eficazmente para determinar la velocidad de la onda de corte (Vs) un sitios de estudio.

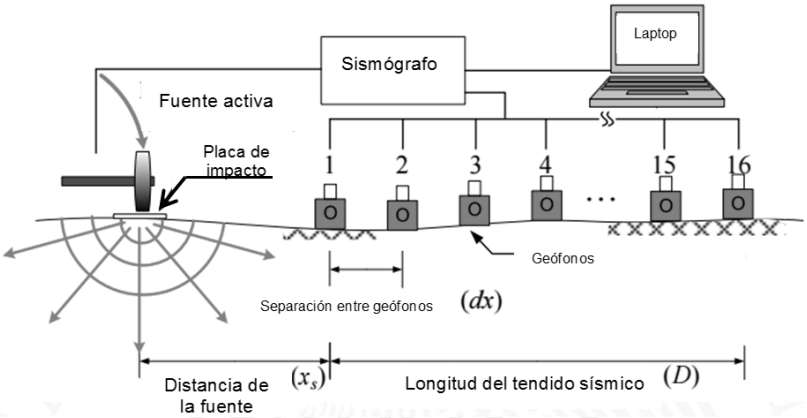

Figura 8. Arreglo general MASW lineal

La velocidad de la onda de corte (Vs) ha sido largamente reconocida como un factor clave para la caracterización sísmica de una zona. Debido a que la velocidad de la onda S es propiedad dominante del modo fundamental de la velocidad de fase de las ondas Rayleigh, y la onda Rayleigh tiene menor atenuación, alta relación señal/ruido y una inmunidad más fuerte a la interferencia; las velocidades de la onda S pueden estimarse rápidamente de la inversión de los datos de la onda Rayleigh.

Métodos sísmicos de fuente pasiva

Refracción Microtremores (ReMi)

El método de refracción de microtremores (ReMi) es de fuente sísmica pasiva, es decir, utiliza el ruido ambiental y cultural que se propaga por suelo, fue propuesta por Louie (2001), es un método de fácil aplicación en la caracterización de sitios y evaluación del subsuelo.

Este método es empleado para determinar las velocidades de onda de corte Vs y está basado en ela siguientes premisas:

a) El equipo y arreglo utilizado para la sísmica de refracción (sismógrafo de 12 o más canales y geófonos de 4.5 Hz), puede grabar ondas superficiales a frecuencias tan bajas como 2 Hz.

b) La transformada en dos dimensiones, lentitud-frecuencia (*p-f*), de un registro de microtremores (más de 1 minuto), puede separar la llegada de las ondas Rayleigh de la llegada de otras ondas sísmicas y permitir el reconocimiento de la velocidad de fase contra la velocidad aparente (Louie, 2001).

Para la realización de la prueba ReMi, se coloca un tendido lineal con 12 o más geófonos verticales, el registro de la vibración ambiental y artificial se realiza con un sismógrafo digital, estos registros deberán durar más de 1 min.

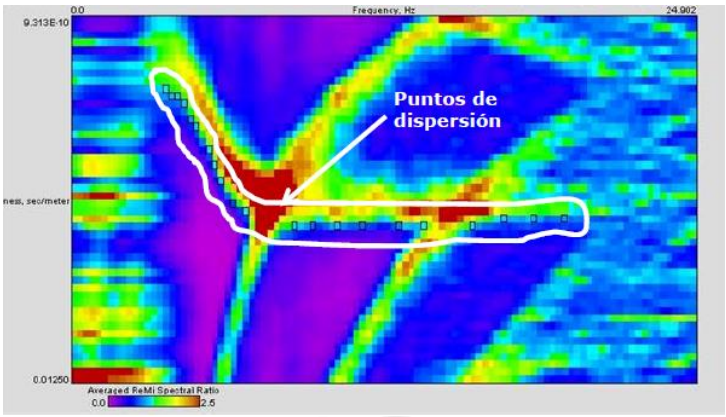

Figura 9. Espectro de velocidad (lentitud-frecuencia) derivado de los registros de microtremores.

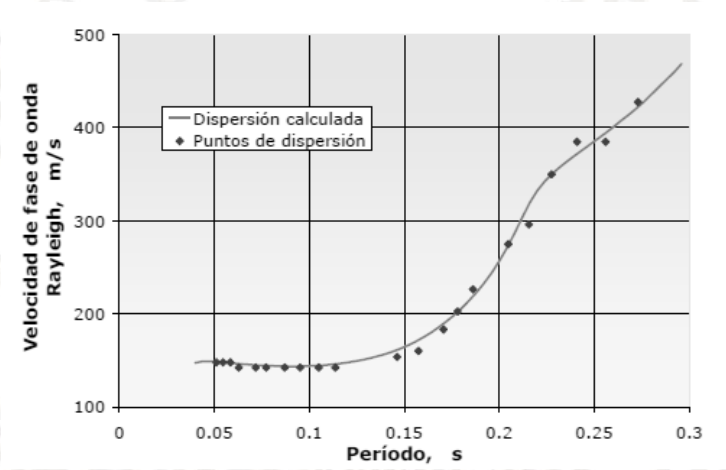

Figura 10. Gráfica periodo-velocidad de fase de onda Rayleigh

La gran ventaja de la técnica de refracción de microtremores es que muy rápida la adquisición de los datos, es de bajo costo, sólo requiere de equipos de refracción estándar, no requiere de ninguna fuente de energía y funciona mejor en un ambiente sísmicamente ruidoso, mientras más ruido se tenga de tráfico vehicular, el movimiento de los arboles por la influencia de del viento, funciona mejor el método. Además, ReMi puede detectar estratos blandos entre estratos con rigideces mayores, mientras que refracción sísmica sólo puedes detectar variación de rigidez progresivamente mayores.

Finalmente, mediante obtención de la gráfica periodo-velocidad de fase de onda Rayleigh se traza la curva de dispersión y con ella se establecen los espesores de los diferentes estratos y la velocidad de onda de corte (V_S).

Método de Autocorrelación Espacial (SPAC)

El método SPAC (por sus siglas en inglés, Spatial Autocorrelation Method) fue propuesto por Aki (1957) y tiene el propósito de obtener el modelo estructural del subsuelo a partir de registros simultáneos de microtremores. Para aplicar este método, se requiere un mínimo de tres estaciones; con los datos obtenidos se calcula la dispersión de ondas Rayleigh y con ésta se determina el modelo de velocidades.

Siguiendo el trabajo de Aki (1957), se considera un arreglo de estaciones dispuesto en forma circular (figura 7):

El coeficiente de autocorrelación espacial se define como el promedio de la función de autocorrelación espacial (SPAC). En todos los sitios de observación que se encuentran en el arreglo circular

El coeficiente SPAC, puede ser calculado directamente en el dominio de la frecuencia usando la transformada de Fourier FFT de los microtremores observados. Los coeficientes SPAC son obtenidos a través del promedio de una función de coherencia normalizada definida como co-espectro (co-spectrum) entre dos sitios con respecto a la dirección θ.

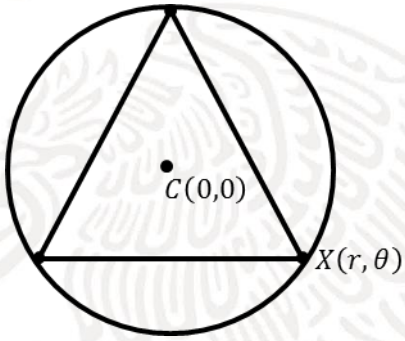

Figura 11. Arreglo instrumental para el método SPAC. En los círculos pequeños se muestran las estaciones para el registro de microtremores.

La velocidad de fase puede ser calculada para frecuencia ω a partir del argumento de la función Bessel.

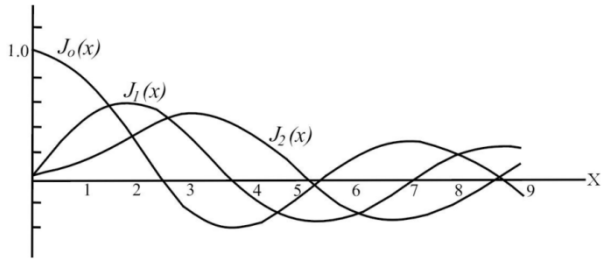

Figura 12. Función Bessel de orden cero ($J_0(X)$), primero ($J_1(X)$) y segundo ($J_2(X)$).

Miyakoshi (1995) define un abanico de confiabilidad para la curva de dispersión que se obtiene con el método SPAC como se muestra en la figura 12, considerando la distancia r entre estaciones

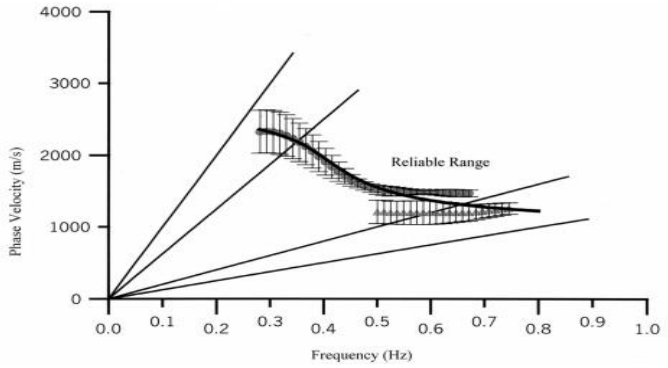

Figura 13. Abanico de confiabilidad propuesto por Miyakoshi (1995).

De la forma del arreglo instrumental, se tienen dos posibilidades para calcular el coeficiente de correlación:

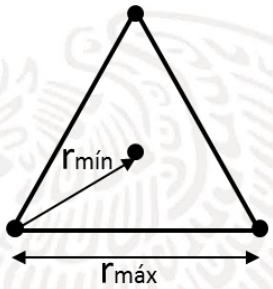

Figura 14. Arreglo instrumental para el método SPAC.

La correlación que se calcula entre las estaciones localizadas en los vértices del triángulo considerando la $r_{máx}$ se define como correlación externa; y la que se calcula entre cada una de las estaciones de los vértices y la estación central, considerando $r_{mín}$, se define como correlación interna. Por esta razón se tienen dos abanicos de confiabilidad: uno para la correlación externa y otro para la interna.

Correlaciones Geotécnicas

Sabemos que a través de modelos matemáticos se pueden calcular los efectos de sitio utilizando las características estratigráficas y las propiedades mecánicas y dinámicas de los materiales que componen el suelo. Para obtener la función de transferencia se requieren estimar varios parámetros para cada estrato como son: el espesor, el peso volumétrico de los materiales que lo constituyen, la velocidad de propagación de ondas de corte y el amortiguamiento de los mismos.

El espesor de los estratos y el peso volumétrico son datos conocidos por medio del estudio de mecánica de suelos. La determinación de las velocidades de ondas de corte y el amortiguamiento pueden estimarse dadas las características de los materiales que forman el suelo, tomando en cuenta

los resultados de investigaciones sobre materiales similares en otras partes del mundo (Seed e Idriss, 1970).

Los valores de la velocidad de propagación de las ondas S en cada estrato de un punto dado del terreno se pueden estimar utilizando expresiones que correlacionan los parámetros que se obtienen de pruebas de penetración estándar de suelo con dicha velocidad, existen diferentes modelos de correlación algunos para sitios muy particulares, tal es el caso de procedimiento propuesto por Ovando y Romo (1991) para el suelo del Valle de México, y otros muy generales como el propuesto por Ohta y Goto (1976), este último relaciona los materiales que constituyen el terreno se utilizó una expresión que relaciona empíricamente el número de golpes, *N*, obtenido de la prueba de penetración estándar, con la velocidad de ondas de corte V_s (Ohta y Goto, 1976; Seed *et al*., 1986). La expresión que relaciona dichos parámetros es la siguiente:

$$V_s = 85.34N^{0.348} \qquad \text{(Ec. 14)}$$

Donde:

N es el número de golpes de la prueba de penetración estándar.

De esta formulación y con los parámetros del estudio geotécnico se obtienen perfiles de velocidades Vs respecto a la profundidad y se utilizaran para obtener los efectos de sitio con el modelo teórico matemático visto en secciones anteriores.

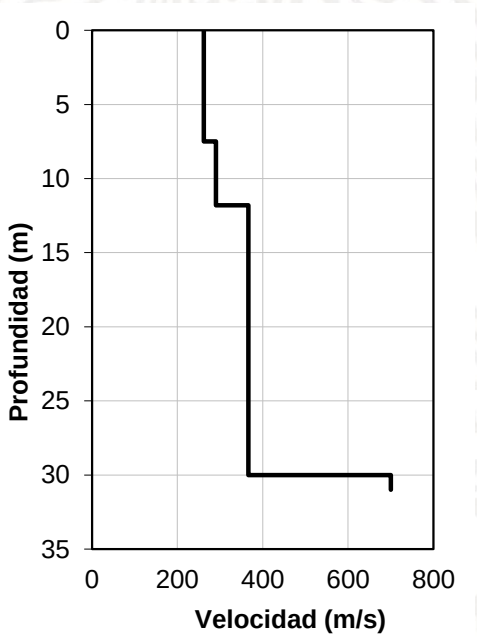

Figura 15. Ejemplo de perfil de velocidades de ondas de corte (Vs) obtenido con la correlacion geotécnica de Ohta y Goto, (1976)

METODOLOGÍA EN LA REALIZACIÓN DE LA MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA

Introducción

La microzonificación sísmica, es una metodología de análisis muy importante en los estudios de peligro sísmico y en la mitigación del riesgo sísmico en centros urbanos.

Los estudios de microzonificación sísmica consisten en estudios multidisciplinarios, delimitados por la extensión del centro urbano existente y su posible expansión. Son determinantes en la evaluación del riesgo sísmico y es de mucha utilidad en la planificación regional y urbanística, se utilizan para ponderar los niveles de las fuerzas sísmicas en la concepción de estructuras antisísmicas.

La microzonificación sísmica se divide en cuatro etapas para su estudio:

a) Obtención de la información; geológica, geomorfológica, geotécnica, geofísica, registros de movimiento fuerte, daños ocasionados por sismos y toda la información que contribuya en el análisis.

b) Registro y análisis de movimientos débiles y/o de vibración ambiental y el análisis de los registros de movimiento fuerte.

c) Definir las zonas sismogenéticas que más afecten a la sismicidad del centro urbano en estudio.

d) Obtención de mapas de los periodos fundamentales del suelo (isoperiodos), mapas de las microzonas por orden de peligrosidad.

Alcance

Proponer los puntos a seguir dentro de un proyecto de microzonificación sísmica, los cuales sirven para evaluar los niveles de amenaza sísmica y los efectos de sitio locales posibles, tomando en cuenta las condiciones geológicas regionales y locales, responsables en la modificación de la respuesta sísmica del suelo. Los pasos son:

a) Recopilación de información geológica, geomorfológica, geotécnica y geofísicas para determinar la distribución de las diferentes unidades geológicas.

b) Adquisición de registros de vibración ambiental en la zona de estudio.

c) Análisis de los registros de vibración ambiental obtenidos, con la técnica H/V.

d) Análisis (si existe) de la información de sismos fuertes con la técnica SSR.

e) Desarrollar modelos unidimensionales con los perfiles de velocidad de onda de corte Vs, representativas para cada sitio, estos se obtendrán con estudios geofísicos o correlaciones geotécnicas.

f) Obtener mapas de isoperiodos del suelo y microzonificación sísmica, correspondientes a la zona de estudio.

Recopilación de información necesaria

Generalmente, al evaluar los efectos locales de un sitio, se realiza una investigación preliminar sobre los siguientes aspectos.

Geología

Se debe de tener la columna geológica (estratigrafía) de la ciudad correspondiente, para conocer las capas que constituyen el subsuelo sobre las cuales está asentada y el tipo de materiales que conforman cada capa.

Con la geología local se podrá hacer un análisis rápido de la zona de estudio antes de seleccionar los puntos de medición. Así mismo, con la geología local, se podrá detallar más la microzonificación en el momento de realizar los mapas con los resultados de los trabajos de campo.

En este rubro será necesario recopilar mapas de geología superficial, por ejemplo del INEGI o del Servicio Geológico Mexicano, escala 1:50,000 o mayor (1:100,000). Para los sitios o áreas de mayor interés será indispensable verificar la información geológica, de acuerdo con el uso que se le destine.

Para definir espesores y algunas propiedades de capas superficiales, es recomendable emplear información de pozos geotécnicos o de aquellos perforados para suministro de agua. Dicha información puede ser obtenida a partir de datos de las instancias municipales o estatales encargadas de la explotación de mantos acuíferos, por ejemplo. En caso de que la información se considere confiable y razonablemente distribuida en la zona de interés, se podrá formar un mapa que muestre la variación de espesores y posible configuración de las diferentes capas y sustrato rocoso.

Como parte del reconocimiento de campo, es aconsejable señalar, al menos de manera preliminar, aquellas zonas proclives a sufrir deslizamientos de ladera, caídos o flujos de lodo y escombro. Los dos primeros casos pueden ocurrir como consecuencia de sismos intensos con epicentro a corta distancia (aproximadamente 100 km); los flujos de material térreo ocurren como consecuencia de lluvias abundantes o deshielo.

Geomorfología

Se ha observado que los daños que generan los sismos en construcciones, se acentúan notablemente en aquellas ciudades ubicadas en valles aluviales con grandes espesores de sedimentos blandos, principalmente arcillas, arenas y limos (p.ej. Ciudad de México y Ciudad Guzmán, Jalisco). Por lo anterior, resulta indispensable conocer con detalle la distribución de la capa sedimentaria por lo regular cuaternaria.

Los estudios topográficos y geomorfológicos nos ayudan a entender el origen de los depósitos sedimentarios y como su disposición actual estos materiales modificaran la respuesta sísmica en todos los tipos de terreno presentes en el área de estudio. Con este tipo de información, podemos

analizar el conjunto de factores que modifican la señal sísmica cuando ésta se propaga dentro de la estructura geológica somera.

Geotecnia

Para conocer las características y propiedades mecánicas del suelo y del terreno donde se realizará el estudio de microzonificación. Con este tipo de estudios conoceremos:

- Módulo de rigidez,
- Resistencia a la penetración (N o Qc)
- Densidad
- Espesor
- Velocidad de ondas de corte Vs, a través de correlaciones semiempíricas
- Profundidad del nivel freático, presión de poro, etc.

Geofísica

Los estudios geofísicos serían útiles para correlacionar la información superficial con información en profundidad y detallar mejor las zonas que pudieran sufrir mayor amplificación sísmica. Pueden utilizarse estudios geofísicos previos en la región o la información obtenida durante la campaña de registros de microtremores. En la sección anterior se mencionan algunos métodos de exploración geofísica más adecuados en los estudios de microzonificación.

Con este tipo de estudios conoceremos:

- Módulo de rigidez, módulos eleáticos
- Espesor y distribución de las capas que componen el suelo
- Velocidad de ondas Vp y de corte Vs

Registros históricos de movimiento fuerte

En las regiones donde se dispongan de datos de una red acelerométrica se realizara un análisis de los datos, para conocer la distribución epicentral que ha sido originada por las regiones sismogenéticas que más afecten a la región, tanto de los bloques de placas, como de las fallas geológicas activas de la región. También, obtendrá las aceleraciones máximas alcanzadas en la región por la incidencia de sismos. Si la red tiene una alta densidad de estaciones, la información que contenga será suficiente para el estudio de microzonificación sísmica.

Otros insumos

Los Sistemas de Información Geográfica (SIG) y la cartografía digital, son necesarios como información para plasmar e interpretar los resultados de microzonificación. Así mismo, son útiles para estudios más a detalle sobre peligro, vulnerabilidad y riesgo. Facilitan la ubicación y movilidad en la zona de estudio, con accesos y rutas, así como localización y distribución de las estaciones de medición.

Software para adquirir y procesar señales sísmicas, para observar que el equipo de medición esté funcionando, así como para realizar el procesamiento e interpretación de los datos en la oficina o gabinete.

Es necesario la participación o asesoría de un equipo multidisciplinario (Geólogos, Sismólogos, Geofísicos, Geógrafos, etc.), especialistas en cada materia, tanto por la necesidad de manejar instrumentos para la adquisición de datos, y lo más importante para el análisis de la información e interpretación de resultados.

A largo plazo, la microzonificación sísmica de una zona urbana implica la creación de varios tipos de mapas, que incluyan las distribuciones de los diferentes parámetros de interés, como son: periodos dominantes del movimiento del suelo, aceleraciones máximas del suelo y los valores máximos de los espectros de respuesta y el tipo de depósito presente en la región.

Adquisición de registros en campo para Microzonificación

El registro de microtremores con fines de microzonificación, consiste en la instrumentación de los centros urbanos a estudiar, con una distribución de puntos de medición acorde a las características geológicas cuaternarias, donde, la mayor densidad de puntos se ubicara en las zonas de transición y depósito. Para obtener la amplificación relativa y el periodo natural de vibración del suelo, se utilizan registros de microtremores (vibración ambiental), los registros de movimientos sísmicos fuertes, movimientos sísmicos débiles o moderados.

Los resultados que se obtienen a partir de estos registros, pueden complementarse con los obtenidos a partir de modelos matemáticos unidimensional, de ondas que idealizan la estratigrafía superficial como un medio continuo o uno discreto; para aplicar estos modelos, es necesario contar con información geotécnica de la estratigrafía en dicho sitio.

Registro de Microtremores

De forma general en el desarrollo de la campaña de registro de microtremores, se recomienda:

a) Proponer la distribución de los puntos de acuerdo al análisis geológico-geomorfológico y de la zona de estudio.

b) Cubrir la mayor extensión de la zona de estudio, inclusos si implica efectuar registros en lugares y/o comunidades fuera del centro urbanos de estudio principal, pero con un potencial de expansión urbano.

Ubicación de puntos de registro de Microtremores

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

En zonas que corresponde a mesetas y zonas de lomeríos se asigna una menor densidad de puntos distribuidos uniformemente a lo largo de la superficie, infiriendo que estas estructuras tendrán un

efecto de sitio menor, en función de sus características litológicas, por otro lado, es cierto que la zona de lomeríos en general puede o no presentar efecto de sitio, esto depende fuertemente de las condiciones geológicas presentes.

En principio se debe planificar un diseño de un mallado que separa las estaciones de medición aproximadamente 500 metros (SESAME, 2004), sin embargo, en sitios con variaciones laterales importantes, la separación no debe ser mayor a 250 m.

Las campañas de vibración ambiental inician con la distribución espacial de los puntos estratégicos sobre los mapas, geológicos y topográficos. La ubicación de los puntos, como se mencionó anteriormente, debe ser en áreas donde se presente el menor nivel de ruido ambiental que pudieran provocar interferencia a la señal sísmica, tales como:

- Árboles: el viento puede producir el movimiento de las raíces y esto afectar a que los registros sea de mala calidad.
- Alcantarillados: No representarían la respuesta óptima de la ubicación de la estación, porque habría ruido por efecto del mismo acantilado.
- Ríos: El movimiento del agua, genera ruido.
- Actividad minera, empresarial (fábricas), etc.
- Estaciones de alta tensión: Señales de alto voltaje generan señales no deseadas a las que deseamos medir.
- Carreteras y/o autopistas: El constante movimiento de autos y/o transportes pesados, generaría ruido.
- Días lluviosos o con mucho viento: La lluvia podría causar algún corto circuito en el equipo por el cableado, así mismo, el viento fuerte puede ser registrado en las señales, siendo un ruido no deseado.
- Cuerpos de agua muy grandes (lagos): Alejarse lo más posible de lagos o cuerpos de agua, debido a que hay mucho movimiento por pequeños oleajes del agua.
- Estructuras: Alejarse de estructuras como edificios, muros altos, estacionamientos subterráneos, construcciones en donde hay maquinaria.

Instrumentación

Como se mencionó, la calidad de un estudio de microzonificación sísmica, tiene que ver con varios factores y características y una de ellas, son las mediciones. Para obtener resultados que son mínimamente óptimos, se analizan registro de 30 minutos (el tiempo de registro óptimo es de 24 horas) en ventanas de 80 s por lo menos para obtener una mejor definición de los cocientes espectrales a bajas frecuencias. Se consideran los cocientes espectrales (H/V) y se comparan los resultados de una manera estadística.

La característica de los equipos deberán consultarse de acuerdo al proveedor o fabricante una guía útil puede ser el rango de frecuencias (Guillier *et al*., 2007) que el equipo sísmico utilizado pueda registrar, en general el equipo utilizado en un estudio de microzonificación debe ser:

- *Sismógrafos o acelerógrafos:* Se deberán utilizar equipos que garanticen observar el ancho de banda (0.1 a 10.0 [Hz]). Por lo tanto se deberán utilizar equipos de banda ancha y de tres componentes o bien, de tres canales.
- *GPS (Sistema de Posicionamiento Global:* En equipo debe de contar con antena GPS, para sincronizar la hora en el tiempo de los registros sísmicos.
- *Cables para transferencia de Información:* Son indispensables para la descarga de los datos y para el respaldo de los mismos, que debe hacerse todos los días después de las mediciones en campo.
- *Banco de baterías:* Se utiliza una batería por equipo. De ser posible, llevar una de repuesto en una campaña de mediciones, por si alguna batería se descarga. Así mismo, todas las baterías deben cargarse cada noche.
- *Panel solar:* Este sería en el caso de que un equipo se dejara fijo y/o midiendo durante varios días en un sitio seleccionado.
- *Brújula:* Se requiere para orientar el sensor de acuerdo a lo requerido en el estudio.
- *GPS de mano (Sistema de Posicionamiento Global):* Se necesita para ubicación de estaciones previamente seleccionadas y para guía en lugares no conocidos por los ingenieros de campo, para llegar al sitio de estudio.
- *Laptop:* Para visualizar la información de los equipos y para el funcionamiento de los mismos en todo tipo de pruebas. Se recomienda una laptop de uso rudo para utilizar en las campañas de medición.
- *Memoria USB o dispositivo de almacenamiento:* Es necesario para el almacenamiento y respaldo de las mediciones obtenidas en campo.
- *Kit de herramientas:* Es necesario para las conexiones por ejemplo de baterías que utilizan los equipos, además por cualquier inconveniente que pudiera presentarse en campo. Por ejemplo, para la conexión de las baterías a los sensores, en ocasiones se necesita una llave especial para ajustar la conexión.

Pruebas de Equipo

Para iniciar un estudio de microzonificación sísmica, se tienen que reconocer los posibles sitios de la ciudad en donde se piensa ubicar cada estación sísmica, con la finalidad de que no exista interferencia ajena a las señales sísmicas. Verificar que el equipo cuenta con los elementos necesarios para su óptimo funcionamiento, tales como cable de fuente de poder, cable de comunicación, cable de GPS, antena GPS, fuente de alimentación (batería externa de gel o de automóvil); es importante que la batería este lo suficientemente cargada (minino de 12 volts).

Pruebas de estacionalidad

Debido a que la vibración ambiental es generada por el tráfico vehicular o la actividad humana y están relacionados con los ruidos que presentan alta frecuencia, implicando que el nivel de excitación del terreno varíe significativamente a lo largo del día. Con el fin de garantizar la estabilidad de la señal, y en consecuencia la confiabilidad de los espectros calculados, se realizan pruebas de estacionalidad, eligiendo un sitio representativo de la zona de estudio para tal fin.

En una prueba de estacionalidad, se realiza un registro de vibración ambiental cada hora a lo largo de un día. Así mismo, con la información obtenida, se obtiene un espectro de amplitud de Fourier para una misma componente. Del resultado del espectro, aunque las amplitudes para las horas de mínima actividad muestren diferencias importantes, el periodo dominante es el que se debe permanecer estable. De no cumplirse esta condición, los periodos dominantes de una zona resultarían inciertos y, en consecuencia, las valoraciones basadas en vibración ambiental ofrecerían poca confiabilidad.

Pruebas de ruido sísmico en los posibles sitios para la instalación del equipo

La interpretación de los registros sísmicos requiere de un buen entendimiento de la generación y propagación de las ondas sísmicas, la influencia de los procesos de registro de cada impulso y su impresión sobre el sismograma. Para realizar estudios de sismología; es necesario realizar el análisis de los niveles de ruido sísmico en estaciones de registro y en este caso interesa el ancho de banda comprendido entre 0.001 a 10 Hz, ya que en esta banda de frecuencias parte de la energía se transmite como ondas superficiales.

Prueba de Grupo

Una vez que se tiene el conjunto de unidades sísmicas se colocan en un sitio para que registren de preferencia señales de temblores. Estas señales se procesan y se obtiene el espectro de Fourier en las componente N-S, E-W y V, para cada sismo registrado.

Para cada sismo se comparan las componentes registradas en cada equipo y los espectros deben de coincidir, con esto se garantiza que los equipos registran la misma señal y en consecuencia la información será confiable.

Sería un caso comparable en los estudios de gravimetría, cuando se abre y se cierra en estación base gravimétrica.

Métodos de Análisis de Registros de microtremores

El análisis de los datos se puede realizar con métodos que permiten obtener las características de dispersión de las ondas superficiales y los cocientes espectrales las cuales han quedado descritas en secciones anteriores..

Entre las características principales de los microtremores destacan:

- Las amplitudes de los registros de microtremores obtenidos durante el día son entre 2 y 10 veces más grandes que aquéllos registrados durante la noche, lo que sugiere que las amplitudes de los microtremores son dependientes de la hora del día en que se realiza su medición y de las fuentes de vibración alrededor del punto de medición.
- Los microtremores se presentan en un rango de frecuencia entre 0.001 a 30 Hz, aunque la banda de interés está entre 0.1 a 10 Hz, es decir, en el cual la energía se transmite como

ondas Rayleigh y cuyos modos y velocidades de propagación se pueden estimar con arreglos instrumentales.

- En general, las características espectrales de los microtremores pueden correlacionarse con las condiciones geológicas locales. Por ejemplo, los periodos predominantes menores a 0.2 segundos son característicos de rocas duras, mientras que, periodos predominantes superiores a 0.2 segundos son típicos de depósitos más blandos. En la figura 16 se muestran ejemplos representativos de microtremores observados en varios tipos de suelos y que son actualmente usados en el código de edificación de Japón:

Tipo I: rocas y gravas arenosas duras del terciario.

Tipo II: gravas arenosas, arcillas arenosas duras y otros suelos de tipo aluvial gravoso con espesores de 5 metros o más.

Tipo III: suelo aluvial con espesor de 5 metros o más.

Tipo IV: suelo aluvial de depósitos deltaicos blandos, suelo superficial y limos con espesores de 30 metros o más.

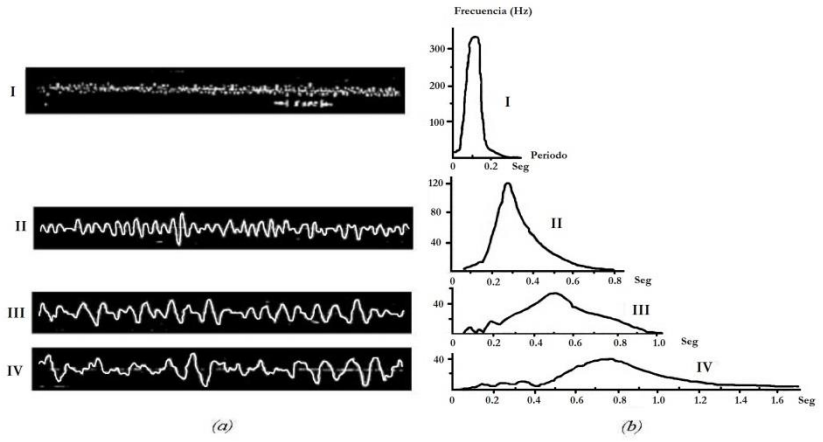

Figura 16. Comportamiento de los microtremores dependiendo el tipo de suelo.

Una clasificación de los principales métodos de análisis de microtremores se muestra en la Tabla 1, donde se puede ver que sus diferencias están referidas al número de puntos de observación requeridos, al uso de una u otra componente de movimiento usada en el análisis y al tipo de resultado que se obtiene con cada método.

Tabla 2. Clasificación de los principales análisis de microtremores

Tipo	No. de puntos de observación	Componentes de movimiento usadas	Tipo de Onda	Resultado Óptimo
Espectral	1	Horizontal	S	Periodo predominante
Cocientes espectrales	1-2	Horizontal Vertical	Rayleigh	Periodo natural
Nakamura	1	Horizontal Vertical	Rayleigh	Periodo natural

Métodos de Análisis de Registros Sísmicos

Existen básicamente tres técnicas que son utilizadas para el análisis de los registros sísmicos:

- Directamente de la densidad espectral de potencia
- El cálculo de la razón o cociente espectral con un sitio de referencia
- El cálculo de la razón o cociente espectral entre las componentes horizontales y la vertical de un mismo registro. A las razones o cocientes espectrales también se les conoce como una aproximación de la funciones de transferencia.

Sismos Fuertes

La información más característica sobre efectos de sitio para ser aplicada en microzonificación sísmica es el uso directo de registros de movimientos sísmicos fuertes, debido a que incluyen efectos no lineales y amplios contenidos de frecuencias. El equipo ideal para registrar sismos fuertes es el acelerómetro.

Una de las técnicas más populares para estimar los efectos de sitio, en regiones de moderada a alta sismicidad, es el uso de la razón espectral (espectros de Fourier) de registros de sismos (razón espectral estándar), obtenidos simultáneamente en estaciones ubicadas sobre suelo blando, con respecto a una estación de referencia ubicada en suelo firme (asumiéndola libre de efectos de sitio). Sin embargo, el registro de sismos fuertes, con un arreglo de acelerógrafos, conduce a un mayor tiempo de espera para llevar a cabo la evaluación, ya que la ocurrencia de sismos mayores (M>7) no es tan frecuente como la de los débiles.

Para la obtención de los datos de sismos fuertes, estos se obtienen de estaciones sísmicas permanentes, así que se deben escoger los sitios más convenientes para la instalación de los equipos que registran las señales o de estaciones previamente ya instaladas de instituciones públicas. Cabe hacer mención que estos sitios deben de ser seguros por lo que de preferencia serán colocados en escuelas o en su defecto se deben construir casetas para resguardo del equipo. Así mismo, las estaciones sísmicas deben colocarse los más alejado posible a fuentes de ruido que pudieran provocar interferencia a la señal sísmica, tales como: árboles, alcantarillados, coladeras, ríos, actividad minera, empresarial, carreteras y/o autopistas, etc.

En los casos de cuando no se cuenta con una estación sísmica permanente o con equipo de medición, cabe la posibilidad de utilizar los datos de la red sísmica mexicana como estación de referencia, esto debido a que en teoría, los sitios en donde se ubican estas estaciones fueron seleccionadas en sitios con la menor amplificación posible.

Para un estudio de microzonificación detallado con señales de sismos fuertes, como se mencionó anteriormente, se tendría que colocar una estación de referencia y varias estaciones permanentes, lo que implicaría un estudio costoso considerando la cantidad de casetas que tuvieran que colocarse de manera permanente, como para cubrir una malla.

Métodos de Análisis de Registros Sísmicos Moderados o Débiles

El registro de movimientos débiles o moderados consiste en colocar una red temporal distribuida de manera que se debe cubrir con una malla con dimensiones similares a la de la ciudad o entidad de interés. Las técnicas para calcular la función de transferencia son la razón espectral estándar y la razón espectral del cociente (H/V).

Algunos investigadores han encontrado y demostrado que existe buena correlación del factor de amplificación de un sitio tanto para registros de movimientos débiles o moderados y registros de movimientos fuertes (Borcherdt (1970), Rogers *et al*. (1984), Chávez-García *et al*. (1995), Lermo y Chávez-García (1993), entre otros. De igual manera que con los sismos fuertes la desventaja de registrar sismos simultáneos en las estaciones de referencia, además, hay ocasiones donde no se pueden registrar sismos simultáneamente, debido a que los instrumentos se colocan por periodos cortos (Oliveira et al, 2006).

Una técnica muy importante para evaluar la respuesta de sitio es la de Nakamura (H/V) ya que se ha visto en algunas publicaciones, que se han obtenido resultados satisfactorios al aplicarla, tanto a sismos fuertes, como a sismos débiles o moderados, sin embargo, esta técnica tiene otra particularidad en zonas urbanas, debido al alto nivel de ruido ambiental provocado principalmente por el tráfico vehicular; esto limita el periodo de obtención de registros útiles, a las horas en que el ruido disminuye (por ejemplo de madrugada), lo que aumenta, a su vez, el tiempo del trabajo de campo.

Resultados Microzonificación

Como parte importante de una microzonificación se contempla la elaboración de mapas donde, mediante curvas que unen valores iguales, se exprese la distribución de periodos dominantes del terreno. Comúnmente, los mapas de isoperiodos guardan una cierta correlación con aquellos de geología superficial, mostrando periodos cortos (por. ejemplo 0.1 ó 0.2 s) en terrenos firmes, mientras que en rellenos aluviales llegan a observarse periodos de 3, 4 ó 5 s.

Para identificar la distribución del periodo dominante de vibración del suelo, es necesario generar curvas de isoperiodos. La metodología para la elaboración de curvas de isoperiodos es la siguiente:

1. Localización de los sitios de medición en un Sistema de Información Geográfica (SIG).
2. Interpolación de los períodos dominantes obtenidos en cada punto de medición mediante el método de geo-estadística Kriging cuya teoría establece que una variable sigue un mismo

patrón dentro de un área determinada. El resultado de esta interpolación permite desplegar la influencia de los datos obtenidos sobre un cierto entorno a una determinada distancia.

3. Digitalización de las zonas sísmicas que presentan el mismo comportamiento dinámico del suelo.
4. Elaboración de una base de datos que contenga las coordenadas (UTM) y el valor del periodo de la periferia de cada zona sísmica. Los trabajos en coordenadas UTM tienen mejor resolución o detalle para una interpolación, sin embargo, se podrá trabajar en el sistema de coordenadas deseado.
5. Generación de curvas de isoperiodos mediante la aplicación del método estadístico de interpolación Kriging (también podría ser mínima curvatura), de acuerdo al valor del periodo correspondiente a cada punto geográfico.

Aunque un mapa de periodos configurado con el solo análisis de microtremores puede proporcionar una idea más o menos aproximada de la respuesta dinámica, se recomienda especialmente que, al menos en aquellos sitios donde se ubicaron acelerógrafos o sismógrafos, se verifiquen los periodos derivados del análisis de la vibración ambiental con el propósito de minimizar las incertidumbres en análisis posteriores (figura 21).

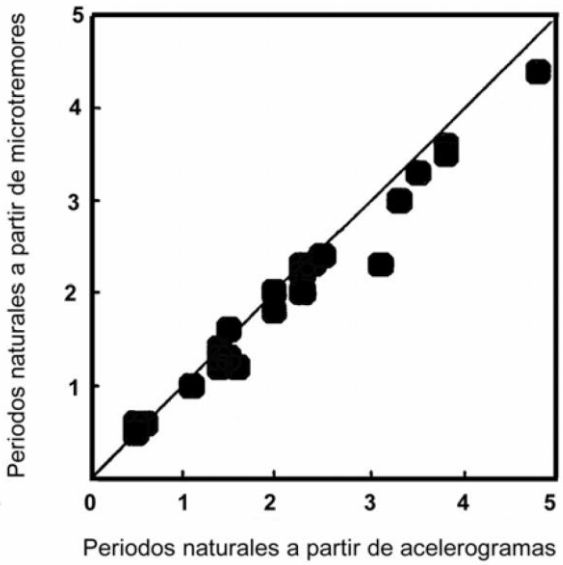

Figura 21. Correlación de periodos dominantes obtenidos con movimientos fuertes y vibración ambiental en la zona de lago de la Ciudad de México. Esta comparación permite verificar el grado de confiabilidad con respecto al uso de la vibración ambiental.

Como hemos visto, de estos resultados de los estudios de microzonificación sísmica, se pueden obtener los periodos dominantes de vibración del terreno (parámetros directamente relacionados con la altura de los edificios y su seguridad) y factores de amplificación (número de veces que el movimiento se amplifica en suelo blando con respecto a suelo firme.

Y por el hecho de que los estudios de efecto de sitio en general están enfocados a determinar, para las estratigrafías de suelo que subyacen a los puntos de medición, las amplificaciones y periodos naturales de vibración, en los resultados finales se requieren los siguientes parámetros de comportamiento dinámico:

- Frecuencias dominantes naturales de vibración por punto de medición
- Periodos dominantes naturales de vibración por punto de medición
- Amplificaciones relativas por punto de medición
- Perfiles de velocidades de propagación de ondas de cortante (β) a través del medio estratificado (método SPAC).

Para que un estudio de microzonificación este completo, este debe de tener:

- Grid de las curvas de isoperiodos dominantes naturales de vibración para presentarse en mapas de distribución de periodos de la zona de estudio.
- Grid de las curvas de isofrecuencias dominantes naturales de vibración para presentarse en mapas de distribución de frecuencias de la zona de estudio.
- Grid de curvas de isoamplificaciones relativas del movimiento para presentarse en mapas de distribución de amplificaciones relativas.
- Mapa de profundidades del basamento rocoso. Es aceptable si es de los reglamentos de construcción de la zona de estudio, si es que este existe.
- Mapas de microzonificación sísmica. Basados en la configuración de las curvas de isoperiodos y/o isofrecuencias. Entregar tabla con localización de los puntos de medición tanto de los datos de frecuencias, como de los datos de periodos dominantes naturales de vibración.
- Perfiles de velocidades de propagación de ondas de cortante (β) a través del medio estratificado.
- Mapa de intensidades de la sismicidad histórica de la zona de estudio.

Para la interpretación, en base a los resultados obtenidos de los mapas de microzonificación, determinar familias (función de transferencia empírica promedio) de acuerdo a la forma espectral. A medida que se analizan los resultados de los N puntos obtenidos de registros de microtremores se procede a clasificar en grupos, de acuerdo al rango de frecuencia en que se presenta la máxima amplitud de onda, por ejemplo:

Zona firme

De acuerdo a la localización de cuerpos rocosos. En los registros, en teoría no debería haber ningún máximo notorio, implicando que los efectos de sitio son mínimos o prácticamente nulos. Está zona representará un nivel de peligro sísmico bajo.

Zona moderada

De acuerdo a la localización de los registros de microtremores que presentan un máximo espectral característico de zonas tales como abanicos, terrazas antiguas. Muestran un

máximo espectral alrededor de una frecuencia característica media. Esta zona representará un nivel de peligro sísmico medio.

Zona blanda

Después de agrupar de acuerdo a su posición de registros de microtremores que presentan el mismo comportamiento dinámico, tomando la parte más baja de la zona de estudio. Muestran un máximo espectral alrededor de una frecuencia característica baja, significándose que el espesor de sedimentos es mayor que en otros sitios de la zona de estudio. Esta zona representará el mayor nivel de peligro sísmico.

Anteriormente se habló de que se recomienda trabajar los procesos en coordenadas UTM para una mejor resolución de detalle, sin embargo, los productos finales, es decir, los mapas a entregar deben ser en el formato del Atlas Nacional de Riesgos (Cónicas Conforme Lambert, ITRF92). Así mismo, los resultados o productos de los mapas obtenidos deberán ser entregados en shapefile con los siguientes archivos: *.prj, *.shp, *.shx, *.dbf, *.sbn. También se podrán entregar los mapas finales en formato GeoTIFF.

Los mapas generados también deberán entregarse en formato *.pdf y en formato de imagen *.jpg, además de los grids generados de las isocurvas, así como la base de datos de toda la información.

Finalmente se realizan las conclusiones determinando los resultados con las zonas geológicas de la zona de estudio y sus recomendaciones ante eventos sísmicos.

En el caso de los registros de refracción sísmica y de estudios de ondas superficiales, se debe entregar una tabla con los datos de las líneas de medición, con el nombre de la línea, longitud, así como coordenada inicial y final de cada línea. Así mismo, se debe entregar la información tanto de datos crudos como datos procesados de las líneas de refracción sísmica, asi como la tabla con los parámetros de inversión.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Conclusiones

Con base en los resultados obtenidos del procesamiento y análisis de las señales de los movimientos, se podrán realizar mapas de curvas de isoperiodos, distribución de amplificaciones relativas, así como mapas de microzonificación sísmica, basados en la configuración de las curvas de isoperiodos, y perfiles de velocidades de propagación de ondas de cortante a través del medio estratificado.

Una vez que la información este plasmada sobre un mapa de la zona urbana en cuestión, se podrán conocer las áreas expuestas al mayor peligro sísmico.

Si la zona de estudio está asentada sobre suelo blando, mal consolidado, es inevitable que ante la ocurrencia de un sismo presentará amplificación. Es por ello que con base en este tipo de estudios de microzonificación sísmica se puede llevar a cabo un ordenamiento territorial, así como evitar el daño a personas y estructuras civiles, mediante la incorporación de los resultados en las normas de construcción antisísmicas.

Se plantea un procedimiento sencillo que permite a personal especializado y no especializado, colectar, generar y organizar la información esencial para conocer el nivel general de exposición a los efectos que generarían los sismos.

Recomendaciones

Es recomendable emplear información de pozos geotécnicos o de aquellos perforados para suministro de agua.

Para estudios de detalle o cuantitativos se explican los procedimientos más adecuados, cuya aplicación requerirá la participación de grupos universitarios de investigación o profesionales con experiencia. En especial, se recomienda que los estudios de microzonificación sísmica sean realizados no sólo mediante el empleo de vibración ambiental (como es el caso de un buen número de ciudades en el país) sino empleando movimientos fuertes, con el fin de lograr mayor confiabilidad.

En la técnica de Nakamura (H/V), en teoría el cociente espectral debe ser uno porque considera que la energía en una dirección es el 50% y en la otra dirección es el restante 50%, así, las pequeñas diferencias se notarían en el espectro, sin embargo, sería un poco engañoso porque existe anisotropía y en la realidad no sería 50% vs 50%.

La superposición de la microzonificación sísmica con los datos de ubicación de las viviendas e instalaciones es de gran importancia, debido a que apoyan los planes de respuesta o mitigación de las autoridades de Protección Civil, para considerar, el desarrollo de programas para evitar construir viviendas, cuyo periodo dominante coincida con el de la respuesta del suelo, y realizar cimentaciones

más resistentes y a mayor profundidad. También es necesario considerar las Normas de Diseño por Sismos de cada zona de estudio.

Para los estudios de microzonificación sísmica se recomiendan que sean realizados no sólo mediante el empleo de vibración ambiental (como es el caso de un buen número de ciudades en el país) sino empleando movimientos fuertes, con el fin de lograr mayor confiabilidad, así como de otros estudios geofísicos complementarios. Para estudios de detalle o cuantitativos se requerirá la participación de grupos interdisciplinarios de investigación o profesionales con experiencia.

.

BIBLIOGRAFÍA

Aki, K. “Space and Time Spectra of Stationary Stochastic Waves, with Special Reference to Microtremors”. Bull. Earthq. Res. Int., Tokyo Univ., 1957, 415-457.

Arce Helberg, J. “La Geofísica Aplicada a la Microzonificación – Métodos de Prospección Geofísica en Estudios de Ingeniería”. CISMID-UNI, 1991.

Asten M. W. “The use of Microseisms in Geophysical exploration”. Tesis doctoral, Macquarie University, 1976.

Angulo, J. “Microzonificación y escenarios sísmicos para la Ciudad de Apizaco, Tlaxcala”. Tesis de Licenciatura, Facultad de ingeniería, UNAM. Ciudad Universitaria 2013.

Bard, P. Y. “Microtremor measurements: A tool for site effect estimation?”. The effects of Surface Geology on Seismic Motion, Irikura, Kudo, Okada & Sasatani. 1251-1279, 1999.

Boore, D. “Can site response be predicted?”. Journal of Earthquake Engineering, Vol. 8, Special Issue 1-41.

Borcherdt, R. D. “Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay”. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 60, 29-61, 1970.

CENAPRED. “Guía Básica para la Elaboración de Atlas Estatales y Municipales de Peligro y Riesgo. Fenómenos Geológicos, 2006.

Chávez-García, F. Gonzalo A. “Efecto de sitio para Ingenieros Geotécnicos, estudios del valle de Parkway”. Obras y proyectos 16, 6-30, 2014.

Cuadra-Monreal, P. E. “Aplicación de técnicas de vibraciones ambientales: análisis de microtremores y vibraciones naturales, para la caracterización de sitio”. Tesis de Licenciatura, Universidad Simón Bolivar, 2007.

Díaz, S. L. “Caracterización de los Suelos Arenosos Mediante Análisis de Ondas Superficiales”. Informe, 2007.

Dobrin, M. B. “Introducción a la Prospección Geofísica”. 1975.

Esteva, L. “Regionalización Sísmica de México para fines de ingeniería. Instituto de Ingeniería, UNAM, 1970.

Flores, H. “Métodos alternos para la estimación del efecto de sitio mediante el uso de arreglos de microtremores”. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM. Ciudad Universitaria, 2001.

Flores, H. “An alternative method to estimate earthquake site effects in Mexico City”. Geofísica Internacional, Vol. 42, Num. 2, 227-236, 2003.

Galindo, R. “Aplicación de la técnica SPAC en la ciudad de Xalapa”. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería Civil, Región Xalapa, Universidad Veracruzana. Xalapa Enríquez Veracruz, 2010.

González de Vallejo, L. “Ingeniería Geológica”. Ed. Pearson Education, Madrid, España, 2002.

Gutierrez, C. y S. K. Singh. “A site effect, study in Acapulco, Guerrero, México: comparison of results from strong-motion and microtremor data. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 91, No. 82, 642-659, 1992.

Güralp 40T, Operator’s Guide, May 2016.

Haskell, N. A. “Crustal reflection of plane P and SV waves. Journal Geophysical Research, Vol. 67, 4751-4767, 1962.

Ismael-Hernández, E., Lermo, J., Sánchez-Sesma, F., Angulo, J., Vega, D., Martínez, J. y Zuñiga, A. “Estimación de intensidades sísmicas en la ciudad de Apizaco, Tlaxcala, para temblores profundos de fallamiento normal”. Memorias, XVIII, Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica, Aguascamientes, México.

Lazcano, S. “Caracterización de suelos arenosos mediante análisis de ondas de superficie”. Academia de Ingeniería, 2007.

Lermo, J., Rodriguez, M. y Singh, S. K. “The Mexico Earthquake of September 19, 1985; Natural period of site in the Valle of Mexico from microtremor measurements and from strong motion data. Earthquake Spectra, Vol. 4. 805-814, 1988.

Lermo, J. “Observaciones de Microtremores en México y su aplicación en la Ingeniería Sísmica”. Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México, 75 pag, 1992.

Lermo, J. y Chavez-Garcia, F. “Are Microtremors Useful in Site Response Evaluation?”. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 84, No. 5, 1350-1364,October, 1994.

Lermo, J. y Chavez-Garcia, F. “Site effect evaluation using spectral ratio with only one station”. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 83, No. 5, 1574-1594, 1993.

Limaymanta M. “Uso de familias espectrales obtenidas con registros de sismos y micotremores para la clasificación de terrenos con fines de diseño sísmico. Aplicación en las ciudades de Veracruz-Boca del Río, Oaxaca y Acapulco”, Tesis de Maestría, Posgrado de la Facultad de Ingeniería, UNAM.

Louie, J.N. “Faster, Better: Shear-Wave Velocity to 100 Meters Depth from Refraction Microtremor Arrays”. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 91, No. 2, 347-364, 2001.

Nakamura, Y. “A Method for Dynamic Characteristics Estimation of Subsurface using Microtremor on the Ground Surface”. QR of RTRI, vol.30. No. 1. 25-33, 1989.

Nayak, S. “Seismic Microzonation Manual”. Geoscience Division. Ministry of Earth Sciences. Goverment of India. New Delhi, 2011.

McMillan, J. “Methods of Installing United States National Seismographic Network (USNSN) – A Construction Manual”. USGS, 2002.

Miyakoshi. Tesis Doctoral, Universidad de Hokaido, Japón, 1995.

Monroy, S. “Riesgo Sísmico en Santa María Tixmadejé, Acambay, Estado de México”. Tesis de Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM. México D.F., 2009.

Montecillo T.R. “Estimación Empírica de Efectos de Sitio en el Distrito Federal”. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México, UNAM, 1996.

Moreno. G. “Microzonificación Sísmica de la Zona Urbana de Motozintla de Mendoza, Chiapas”. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM. Ciudad Universitaria, 2011.

Okada, H. “The microtremor survey method”. Geophysical Monograph Series. Society of Exploration Geophysicists (SEG), No. 12, Tulsa, OK, 2003.

Oliveira C.S., Roca A. y Goula X. “Assessing and Managing Earthquake Risk, Springer”, Netherlands, 2006.

Ovando E. y Romo M. P. “Estimación de la velocidad de ondas S en la arcilla de la Ciudad de México con ensayos de cono”. Revista Sismodinámica, Vol. 2, 107-123, 1991.

Robles, A. “Efecto de Sitio de la Ciudad de Tula de Allende, Hidalgo y sus Alrededores, por medio de los Métodos H/V y SPAC”. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM. Ciudad Universitaria, 2014.

Rosenblueth E., Ordaz M., Sánchez-Sesma F.J. y Singh S.K. “Design Spentra for Mexico´s Federal District”, Earthquake Spectra, Vol. 5, 273-291, 1989.

SESAME European research project, deliverable D23.12, “Guidelines for the Imprementation of the H/V Spectral Ratio Technique on Ambient Vibrations. Measurements, Processing and Interpretation”. 2004.

Stein S. y Wysession M. “An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure”. 2003.

Thomson W. T. “Transmission of elastic waves through a stratified solid medium”. Journal Applied Physics, Vol. 21, 89-93, 1950.

Torres B. L. y Rodríguez M. “Caracterización Geofísica y Evaluación de Efecto de Sitio y Propuesta de Microzonificación Sísmica en aldeas de los Municipios de Trujillo y Limón”. Informe de Actividades, Universidad Nacional Autónoma de Honduras, Instituto Hondureño de Ciencias de la Tierra, 2013.

Trifunac, M.D. y M.I. Todorovska. “Long period microtremors, microseisms and earthquake damage: Northridge, CA, earthquake of 17 January”. Soil Dynamics. Earthquake Engineering, Vol. 19, 253-267, 2000.

Tupak, O. “Microzonificación sísmica”. Universidad Internacional de Andalucía UNÍA (Huelva, España), 2009.

Vázquez, R. “Estudio de microtremores aplicando el método SPAC para las ciudades de Uruapan Michoacán y Monterrey Nuevo León”. Tesis de Maestría, Instituto de Ingeniería, Postgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM. Ciudad Universitaria, 2007.

Yauri, C. y Sheila, A. “Microtremores. Compendio de Trabajo de Investigación. CNDG-Biblioteca Instituto Geofísica de Perú, Vol. 7, 43-56, 2006.