

Capítulo II

Revisión de algunos métodos para la estimación de efecto de sitio usando registros de sismos

II.1 Efectos y consecuencias del sismo del 19 de septiembre de 1985

El 19 de septiembre de 1985 la Ciudad de México fue seriamente afectada por el segundo sismo más grande de su historia (Singh, *et al.* 1988a), y que causó el peor desastre sísmico de México (Chávez-García *et al.* 1994). El número de personas que perdieron la vida oscila entre 5,000 (Reinoso, 2000) y 20,000, superando en mucho, las cifras oficiales; además, 300,000 personas perdieron su vivienda (Beck y Hall, 1986). Entre 800 y 1000 edificios fueron demolidos (Beck y Hall, 1986), más de 2000 quedaron dañados (Reinoso, 2000), algunos de ellos de manera irreversible; las pérdidas materiales se estimaron entre 4 mil (Chávez-García *et al.* 1994) y 5 mil millones de dólares (Beck y Hall, 1986).

Del nivel de la tragedia nos habla el hecho de que prácticamente toda la población sabía de alguien que había perdido la vida o su casa. Indudablemente el sismo de 1985 dejó una marca indeleble en todos los mexicanos.

Este desastre sucedió como efecto de un sismo de magnitud $M_s = 8.1$ proveniente de la zona de subducción, ocurrido en Michoacán a ~350 km. de la Ciudad de México, y que no causó tantos daños en la zona cercana al epicentro. Los niveles de aceleración observados en la Ciudad de México fueron muy similares a los registrados sobre la región epicentral (Chávez-García *et al.* 1994).

Las causas de los daños han sido explicadas por varios autores de distintas formas. Singh *et al.* (1988a) hablan de tres factores importantes en la ocurrencia de los daños:

- 1) la magnitud del evento ($M_s = 8.1$),
- 2) la amplificación del movimiento del terreno en la ciudad,
- 3) el crecimiento explosivo de la ciudad en los años previos al sismo.

Por otro lado, Beck y Hall (1986) mencionan que las causas del desastre pudieron haber sido: la resonancia de los sedimentos del antiguo lago, y la larga duración del evento comparada con otros sismos costeros.

Se observó una buena correlación de los daños con la zonificación geotécnica de la ciudad que, básicamente, refleja su geología superficial y la divide en: zona de lago, zona de lomas, y una zona de transición (Chávez-García *et al.* 1994) (figura 1.1).

II.2 Principales observaciones en los registros del sismo de 1985

Las dos observaciones más importantes de los registros del sismo de 1985 fueron la amplificación del movimiento del terreno y la gran duración de los registros (Chávez-García *et al.* 1994, Beck y Hall, 1986, Singh *et al.* 1995, Sánchez-Sesma *et al.* 1995).

Las mayores amplificaciones, y los mayores daños a inmuebles y edificaciones, se observaron en la zona de lago (Chávez-García *et al.* 1994, Singh *et al.* 1995, Reinoso, 2000). Los movimientos en esta zona fueron amplificados de 8 a 50 veces respecto a la estación CU en zona de lomas ubicada en Ciudad Universitaria (Singh *et al.* 1988a).

La amplificación en el valle ha sido explicada por distintas hipótesis Singh *et al.* (1988a) mencionan que la amplificación observada en la zona de lago es relativamente constante para todos los sismos provenientes de la zona de subducción, por lo que, la gran amplificación observada en el sismo de 1985 se debe atribuir a la magnitud y a la distancia de la fuente.

Por otro lado, Chávez-García *et al.* (1994) explican el efecto de amplificación por el gran contraste de propiedades elásticas entre las capas más superficiales y los estratos que las subyacen, y por arribos de energía tardíos que ocasionaron que el movimiento durara tres veces más de lo que duró en zona de lomas. Las amplificaciones pueden ser explicadas con un modelo unidimensional. Estos autores indican que las ondas superficiales, generadas dentro del valle por las heterogeneidades laterales, son atenuadas rápidamente, por lo que no son un factor importante en la amplificación del movimiento.

Sánchez-Sesma *et al.* (1995) sugieren que la amplificación podría deberse a la respuesta unidimensional del valle combinada con la generación de ondas superficiales, (a diferencia de Chávez-García *et al.* 1994) y a la interacción con los depósitos profundos; además de que los sedimentos de la zona de lago actúan como un amplificador natural de banda angosta.

Singh *et al.* (1995) explican, de manera muy simple, la amplificación del movimiento, argumentando que ésta se debe a la estructura de velocidad de ondas S debajo de cada sitio.

Aunque las mayores amplificaciones fueron observadas en la zona de lago, la zona de lomas también se vio afectada por amplificaciones de hasta diez veces (Singh, *et al.* 1995), respecto a zonas firmes a la misma distancia epicentral fuera del valle. Reinoso (2000) agrega que el efecto de amplificación también depende de la forma del valle y de la incidencia de las ondas.

Por otro lado, el efecto de larga duración de los registros ha tratado de ser explicado de distintas formas. Chávez-García *et al.* (1994) indican que la larga duración depende, en gran medida, de la frecuencia fundamental de cada sitio y, en menor medida, de la magnitud del evento, además de que es debida a la interacción de ondas guiadas por capas profundas (4 km) del valle, propagándose muy lentamente a frecuencias cercanas a las de resonancia de las capas blandas superficiales

Sánchez-Sesma *et al.* (1995) advierten que la larga duración se puede deber a trayectos múltiples desde la zona epicentral a la cuenca. Además señala que las largas duraciones afectan las estructuras ya que, al ser sometidas a excitaciones de gran duración, su resistencia y su rigidez se degradan.

II.3 El efecto de sitio

Los daños ocurridos en la Ciudad de México durante el sismo de 1985 fueron causados por la conjunción de efectos de fuente, trayecto y sitio muy particulares, y que nunca antes se habían observado. Sin embargo, el efecto de sitio en la Ciudad de México ha recibido mayor atención desde 1985, dadas las amplificaciones generadas que se explicaron en el apartado anterior. Esto toma especial relevancia ante la posibilidad de la ruptura de la brecha sísmica de Guerrero (De Cserna *et al.* 1988, Beck y Hall, 1986, Pérez-Rocha, 1998), considerando que se encuentra a menor distancia y que los daños generados por este sismo podrían ser iguales o mayores a los reportados en 1985.

En general, el efecto de sitio se puede explicar como la respuesta que tiene cada lugar ante un evento sísmico, lo que depende de sus condiciones geológicas y topográficas y, en gran medida, de las primeras decenas de metros de la superficie terrestre (Reinoso, 2000).

El hecho de que la Ciudad de México se haya construido sobre los restos de un lago y que, por tanto, gran parte de la misma se encuentre sobre sedimentos muy blandos, y que además, está delimitada por distintos rasgos topográficos es una de las causas del tan estudiado efecto de sitio de la Ciudad de México. El estudio del efecto de sitio es indispensable para la elaboración de reglamentos de diseño sísmico de estructuras (Reinoso, 2000).

Reinoso (2000) clasifica los principales efectos de sitio como sigue:

- a) Por la topografía del terreno, la superficie del mismo puede provocar amplificación o deamplificación del movimiento.
- b) Por la presencia de depósitos con arena se puede presentar el fenómeno en el cual el suelo pierde su capacidad de carga debido al aumento en la presión del poro y, en algunos casos, la licuación de estratos completos de arena
- c) Por la presencia de depósitos con arcillas en valles aluviales o lacustres, se presenta amplificación dinámica debido al contraste de velocidad del suelo superficial con respecto a los depósitos profundos.
- d) Deslizamientos y deslaves que son los responsables de gran parte de los daños en vías de comunicación.
- e) Cambios en la estructura superficial.

Una manera muy simplificada de explicar el efecto de sitio es idealizando las condiciones geológicas de un sitio como una capa plana sobre un semiespacio (es decir, un modelo unidimensional), el efecto del mismo está definido por dos parámetros: una frecuencia fundamental de resonancia y sus múltiplos; y un valor de amplificación con respecto al movimiento sísmico en roca (Lermo, 1992).

II.4 Métodos para la estimación del efecto de sitio

Como ya se mencionó en el primer capítulo, existen varios métodos para la estimación del efecto de sitio, sin embargo, en este capítulo se da una breve explicación de los métodos prácticos o experimentales más utilizados, y que se basan en registros de eventos sísmicos.

El problema más difícil de solucionar para estimar el efecto de sitio es que la señal observada de un terremoto, una vez corregida por respuesta instrumental, está constituida por los términos de fuente, de trayecto y de efecto de sitio, por lo que, para encontrar este último se deben remover o anular los otros dos.

De acuerdo con Field (1994), si se tienen j eventos e i estaciones, el movimiento registrado en la estación i -ésima debido al evento j -ésimo está dado por:

$$O_{ij}(f) = E_j(f)P_{ij}(f)S_i(f) \quad (2.1)$$

donde:

$E_j(f)$: es el término de fuente

$P_{ij}(f)$: es el término de trayecto

$S_i(f)$: es el término de efecto de sitio.

Así que el objetivo de los métodos de obtención del efecto de sitio es remover los términos de fuente y de trayecto. Reinoso y Ordaz (1999) mencionan cinco métodos para la estimación de efectos de sitio que se han utilizado en la Ciudad de México:

- 1) Métodos analíticos que se ven limitados, ya sea por la falta de información, o bien por las dimensiones del valle.
- 2) Usar información sobre los daños ocurridos a estructuras durante sismos pasados, estimaciones limitadas por la incertidumbre en el comportamiento estructural.
- 3) Usar datos de ruido ambiental (microtremores), lo que proporciona información del periodo dominante, pero no de la amplificación dependiente de la frecuencia.
- 4) Usar datos de terremotos, ya sea con funciones de transferencia empíricas, o con cocientes espectrales, que se limita por el número de instrumentos, y por la ocurrencia de eventos sísmicos

- 5) La aproximación más confiable pareciera ser una combinación de todas las técnicas anteriores, como lo hizo Pérez-Rocha (1998).

Entre los métodos más utilizados para la estimación de efectos de sitio a partir de registros de eventos sísmicos, se encuentran los cocientes espectrales, que requieren una estación de referencia; las funciones de receptor que se basan en registros telesísmicos; y los métodos que utilizan esquemas de inversión simultánea. Es por esa razón que se comentan, de manera general, cada uno de ellos.

II.4.1 Cocientes espectrales

Uno de los métodos más utilizados para estimar el efecto de sitio es el método de cocientes espectrales, también llamado cocientes espectrales estándar. Este método consiste en dividir el espectro de amplitud de Fourier observado en el sitio de interés, entre el espectro observado en un sitio de referencia cercano; si los dos sitios tienen los mismos términos de fuente y de trayecto, entonces, el cociente espectral resultante será una estimación de la respuesta del sitio de interés. Este método asume que el efecto de sitio es generado por una geología simple (como una capa de sedimento blando sobre un semiespacio rígido) y requiere de una topografía simple (figura 2.1) (Lermo y Chávez-García, 1993).

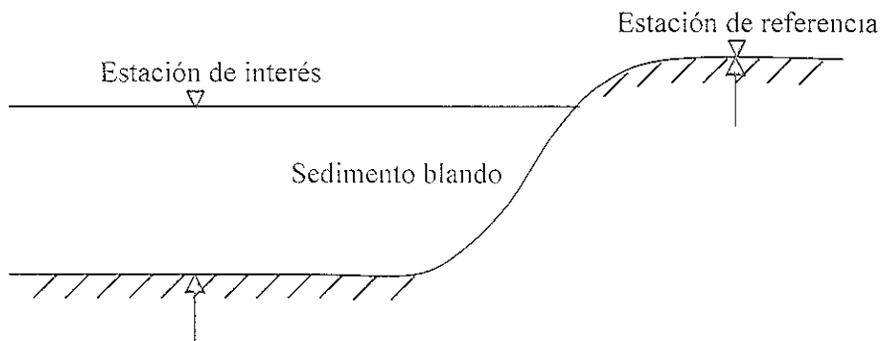


Figura 2.1. El método de cocientes espectrales asume que el movimiento incidente en una estación de referencia es representativo del movimiento incidente en la interfase roca-sedimento de la estación de interés.

Siguiendo el trabajo de Field (1994), y si retomamos la ecuación 2.1 y aplicamos el logaritmo natural, obtenemos una ecuación lineal de la cual se puede partir para separar las contribuciones de fuente, de trayecto y de efecto de sitio:

$$\ln(O_r(f)) = \ln E(f) + \ln P_r(f) + \ln S_r(f) \quad (2.2)$$

Además, si tenemos un sitio de referencia ($i=R$) que tiene un efecto de sitio despreciable ($\ln S_R = 0$); y si, por otro lado, la distancia entre el sitio de interés y el sitio de referencia es pequeña en comparación con la distancia epicentral, entonces, la respuesta del sitio de interés está dada por:

$$\ln O_i^{SR} = \sum_{j=1}^J \ln \left(\frac{O_{ij}}{O_{Rj}} \right) = \sum_{j=1}^J (\ln O_{ij} - \ln O_{Rj}) \quad (2.3)$$

donde J es el número total de eventos registrados en ambos sitios (por simplicidad se omite la dependencia de la frecuencia).

Singh *et al.* (1988b) encontraron que los cocientes espectrales son independientes del azimut y de la profundidad de fuentes localizadas a distancias epicentrales mayores o iguales a 200 km.

Lermo y Chávez-García (1993) mencionan que algunas veces las estaciones de referencia pueden estar afectadas por amplificaciones debidas a características topográficas; además de que no siempre es posible tener los registros de los mismos eventos en las estaciones de suelo blando y en las estaciones de referencia; por lo que se puede requerir de períodos de observación muy largos. También encuentran diferencias importantes en las amplificaciones obtenidas para los dos componentes horizontales.

Puede suceder que el sitio de referencia no tenga una respuesta de sitio despreciable, en este caso, el cociente espectral se convierte en una estimación relativa del efecto de sitio relativo. Esto es que las funciones de transferencia empíricas estimadas con los cocientes espectrales son importantes para la predicción de espectros de respuesta (Chávez-García *et al.* 1994).

Singh *et al.* (1995) reportaron amplificaciones de hasta 10 veces en la zona de lomas, respecto a relaciones de atenuación; esto puede ser debido a que las capas superficiales son de baja velocidad. De este modo, los autores muestran que todos los sitios firmes instrumentados de la Ciudad de México, muestran amplificaciones de las ondas sísmicas, al menos para sismos someros (profundidad menor a 35 km) provenientes de la costa.

Por esa razón, todavía existen algunas dudas acerca de si realmente existe un sitio de referencia en la Ciudad de México que no tenga amplificación alguna; por lo que, Reinoso y Ordaz (1999) calculan los cocientes espectrales respecto a un promedio de los sitios en zona de lomas de la Ciudad de México. Al comparar estos cocientes con los obtenidos respecto a una sola estación de referencia (CU) encuentran que las variaciones disminuyen considerablemente, y recomiendan utilizar el promedio de las estaciones en roca. Sin embargo, encuentran algunas discrepancias para los componentes horizontales, por lo que separan los cocientes obtenidos con cada uno.

Montalvo *et al.* (2000) encontraron que la respuesta de las estaciones en zona de lomas del suroeste de la ciudad registran un efecto de sitio en las frecuencias de 1 a 4 Hz, y,

además, muestran que las funciones de transferencia de estas estaciones tienen cierta dependencia con el origen y la localización del sismo.

II.4.2 Funciones de receptor

Como ya se mencionó, uno de los mayores problemas del método de cocientes espectrales es encontrar una estación de referencia; por esta razón los métodos que no dependen de la existencia de una estación con ciertas características muy particulares se vuelven importantes. Uno de estos métodos que no requieren de una estación de referencia es el de las funciones de receptor; su objetivo es obtener la estructura de velocidades de la corteza y el manto a partir de registros telesísmicos de ondas P provenientes de eventos profundos simples (Field, 1994).

Langston (1979) propone una técnica para estimar la estructura de velocidades subyacente al sitio de interés. En esta técnica se asume que el componente vertical no está afectado por la estructura local (Field 1994). Una observación común en los datos de eventos telesísmicos es que el componente vertical se comporta como una función impulso en el dominio del tiempo convolucionada con la respuesta instrumental.

Como los tres componentes del registro contienen los mismos términos de fuente y de trayecto, la función de transferencia del sitio de interés se puede obtener calculando los cocientes espectrales de cada uno de los componentes horizontales, entre el componente vertical, con lo que se obtiene una función de receptor radial y una tangencial (Langston, 1979).

Los resultados de Langston (1979) indican que la estructura de velocidades se puede obtener con la instalación de una estación de banda ancha de tres canales, bien calibrada. Field (1994) obtiene la respuesta de sitio de estaciones sobre sedimentos, y también observa que, para una estación en roca, la respuesta es plana en un intervalo de frecuencias muy amplio.

Lermo y Chávez-García (1993) propusieron una ampliación del método de Nakamura (cocientes espectrales con una sola estación) para registros de terremotos, utilizando las ondas S, argumentando que en algunas ocasiones puede ser difícil encontrar una estación de referencia sin amplificación. Asumen, al igual que las funciones de receptor, que el componente vertical no está afectado por la respuesta del sitio. Pero, al considerar una geología y una topografía muy simple, las amplificaciones pueden ser subestimadas. Field (1994) discute este método ya que no pudo reproducir los resultados encontrados, y comenta que, tal vez, la explicación teórica esté más relacionada con una analogía de las funciones de receptor.

II.4.3 Inversión simultánea

Otros métodos que no requieren una estación de referencia para estimar el efecto de sitio, son los que utilizan la inversión simultánea. Estos métodos se basan, de nuevo, en las ecuaciones 2.1 y 2.2. De manera simple, estos métodos consisten en realizar una inversión simultánea de los términos de fuente y de efecto de sitio.

Siguiendo el procedimiento de Field (1994), el primer paso es proponer modelos de la fuente y del trayecto, e invertirlos simultáneamente considerando que el efecto de sitio es nulo ($\ln S_i(f)=0$) para todos los eventos registrados y para todas las estaciones.

Posteriormente, se corrigen los datos observados ($\ln O_y(f)=0$) con las estimaciones de los términos de fuente y de trayecto obtenidos de la inversión, y se obtienen nuevas estimaciones del efecto de sitio a partir del residual promedio entre los datos observados y los términos de fuente y trayecto estimados previamente.

La inversión se puede realizar con distintos métodos (algoritmos genéticos, *simulated annealing*, mínimos cuadrados) según la conveniencia y los recursos de cómputo con los que se cuenten.

Un método que aplica algoritmos genéticos para la separación de los términos de fuente y de efecto de sitio fue utilizado por Aguirre-González *et al.* (2000) y por Aguirre-González y Contreras (2000). Este método considera la ecuación 2.1; y su primer paso es corregir por efecto de trayecto los datos observados con leyes de atenuación existentes. Posteriormente, se invierte un modelo de fuente; y el efecto de sitio se obtiene calculando el cociente entre los datos observados y el término de fuente obtenido. Para reducir el universo de soluciones posibles, es necesario contar con varios registros de eventos en varias estaciones y, de esta manera, restringir los intervalos de variación de los parámetros del modelo de fuente.

Hasta ahora se han explicado tres de los métodos experimentales más utilizados para la estimación del efecto de sitio a partir registros de eventos sísmicos. En el siguiente capítulo se explicarán algunos de los métodos experimentales que utilizan registros de microtemores para la estimación de la respuesta de sitio.