

# SMICIDAD Y MOVIMIENTOS FUERTES EN MEXICO: UNA VISION ACTUAL

Shri K. Singh<sup>1</sup> y Mario Ordaz<sup>2</sup>

## RESUMEN

Se hace una reseña de algunos estudios que se han realizado en los últimos cinco años sobre características de los temblores mexicanos y la estimación de los movimientos fuertes producidos por ellos. Se hace hincapié en aquellos resultados que han tenido, o probablemente tendrán, mayor impacto en los nuevos reglamentos de construcciones en nuestro país.

## 1. INTRODUCCION

Los temblores de Michoacán del 19 y 21 de septiembre de 1985 dieron un gran ímpetu a la sismología y a la ingeniería sísmica en México. La importancia de entender los fenómenos de generación de los grandes temblores, la propagación de las ondas sísmicas y el efecto de sitio en el movimiento del terreno quedó manifiesta a causa de los daños producidos por el terremoto del 19 de septiembre de 1985 (Ms 8.1) especialmente en el Distrito Federal (DF). Gracias a la disponibilidad de sismogramas de muy alta calidad obtenidos a distancias telesísmicas, así como acelerogramas digitales registrados en la zona epicentral, a lo largo de la costa del Pacífico y en el DF, las características del terremoto del 19 de septiembre de 1985 han sido estudiadas en detalle por diversos grupos de investigadores. Aunque la metodología y los datos usados por los grupos difieren, los resultados obtenidos son muy consistentes.

Aparte de los estudios relacionados con el terremoto de Michoacán, se han hecho avances significativos para entender: (a) el proceso de ruptura de los grandes temblores mexicanos (Ms > 7) que han ocurrido desde 1907; (b) los sismos históricos de México; (c) la extensión y potencial sísmico de la brecha de Guerrero; (d) las características especiales de los grandes temblores mexicanos; (e) el espectro sísmico en la fuente y su atenuación con la distancia; (f) la predicción de la aceleración máxima esperada en la zona epicentral; (g) la propagación de las ondas sísmicas hacia el DF; (h) la estimación del movimiento del terreno en el DF (aceleración máxima, espectro de Fourier, espectro de respuesta, duración) debido a sismos de la costa del Pacífico; e (i) la amplificación espectral de las ondas sísmicas en la zona dura del valle de México. En el presente artículo se hace un breve resumen de los trabajos que sobre estos temas se han realizado a partir de septiembre de 1985

---

<sup>1</sup> Investigador, Instituto de Geofísica, UNAM, Asesor; Instituto de Ingeniería, UNAM y Centro Nacional de Prevención de Desastres.

<sup>2</sup> Investigador, Instituto de Ingeniería, UNAM. Jefe del Área de Riesgos Geológicos, Centro Nacional de Prevención de Desastres.

## 2. TECTONICA DE MEXICO Y LOS GRANDES TEMBLORES

Los grandes temblores ( $M_s \geq 7.0$ ) en México a lo largo de la costa del Pacífico, son causados por la subducción de las placas oceánicas de Cocos y de Rivera bajo la placa de Norteamérica (fig 2.1). La placa de Rivera, que es relativamente pequeña, se desplaza bajo el estado de Jalisco con velocidad relativa de unos 2.5 cm/año. La frontera entre las placas de Rivera y de Norteamérica es algo incierta, pero se estima que intersecta la costa de México cerca de Manzanillo ( $19.1^\circ N$ ,  $104.3^\circ W$ ). Por otra parte, la velocidad relativa de la placa de Cocos con respecto al continente varía desde unos 5 cm/año cerca de Manzanillo hasta 8 cm/año en Tehuantepec. El terremoto de Jalisco del 3 de junio de 1932 ( $M_s 8.2$ ), el cual ocurrió sobre la interfase de la placa de Rivera y la de Norteamérica (Singh et al, 1985a), muestra que una placa pequeña, joven y con una velocidad relativamente baja de subducción es capaz de generar grandes temblores. Este terremoto es el más grande que ha ocurrido en México en el presente siglo.

Los grandes temblores también ocurren en el continente con profundidades de unos 60 km. En este caso los temblores presentan un mecanismo de fallamiento normal que refleja el rompimiento de litosfera oceánica subducida (Singh et al, 1985b). Si bien este tipo de eventos es relativamente poco frecuente, se sabe que pueden causar grandes daños. Algunos ejemplos de este tipo de sismos son el de Oaxaca del 15 de enero de 1931 ( $M_s 7.8$ ), el de Orizaba del 23 de agosto de 1973 ( $m_s 7.3$ ) y el de Huajuapán de León del 24 de octubre de 1980 ( $m_s 7.0$ ).

Aún menos frecuentes son los temblores que ocurren dentro de la placa continental ( $M_s < 7$ ). Dependiendo de su ubicación, tales eventos pueden generar daños considerables en diversos asentamientos humanos. Dos ejemplos son: el temblor de Jalapa del 3 de enero de 1920 ( $M_s 6.4$ ) y el de Acambay del 19 de noviembre de 1912 ( $M_s 7.0$ ).

Existe también lo que podría llamarse sismicidad de fondo, consistente en temblores con  $M \leq 5.5$ , cuyo origen no puede asociarse a ninguna estructura geológica en particular.

El Eje Neovolcánico en México no es paralelo a la trinchera, lo cual es algo anormal. Es muy probable que esto se deba a la morfología de la placa subducida; como posteriormente se demuestra, el contorno de los 80 a 100 km de profundidad de la zona de Benioff aproximadamente coincide con la línea de los volcanes.

### 2.1 Catálogo de grandes temblores ocurridos en México

Los catálogos basados en sismogramas cubren los temblores que han ocurrido en este siglo. Aún para estos temblores, la asignación de magnitud ha sido problemática debido a cambios en la definición de la magnitud (ver, por ejemplo, Singh et al, 1984a) y en las características de los sismógrafos. Algunos catálogos de grandes temblores mexicanos de este siglo están dados por Singh et al (1981), Singh et al (1984a) y Anderson et al (1989); las magnitudes y los momentos sísmicos reportados en Anderson et al son tal vez los más confiables.

Tradicionalmente se ha considerado que el estudio de la sismicidad proporciona respuestas a dos cuestiones cruciales para la ingeniería sísmica: qué tan frecuentemente pueden presentarse en una región determinada temblores de cierta magnitud y cuál es la máxima magnitud que puede generarse en una estructura geológica dada. En virtud de la naturaleza del fenómeno, su descripción en términos probabilistas es, hasta el momento, la única posibilidad racional. Para alcanzar este objetivo, además de la información geológica pertinente, se requiere contar con un catálogo de temblores confiable que cubra un lapso suficientemente grande. Un catálogo es confiable cuando incluye todos los sismos con magnitud superior a cierta magnitud de interés; es requisito además que otros datos relevantes como magnitud y localización, sean suficientemente precisos; en particular, la escala de magnitudes debe ser uniforme y no sufrir del problema de saturación. En vista de que la sismicidad instrumental se inicia a principios de siglo, la magnitud y localización de los eventos ocurridos en los siglos anteriores están necesariamente basadas en la interpretación de las descripciones de daños. Esto implica, por una parte, que los catálogos históricos pueden incluir sólo eventos de magnitudes moderadas y grandes, y por otra parte, que las estimaciones de magnitud y

localización pueden ser sumamente inciertas. El problema de catálogos históricos en México es especialmente agudo en vista de la escasa población a lo largo de la costa del Pacífico en los siglos pasados. Por ejemplo, para el siglo pasado, se ha identificado la ocurrencia de cerca de 23 temblores con  $M \geq 7$  (Singh et al, 1981), mientras que en lo que va de este siglo ya han ocurrido alrededor de 35 eventos de esta magnitud sin que haya razón que justifique tal diferencia en la sismicidad. En otras palabras, es muy probable que el catálogo del siglo pasado esté incompleto. De estas consideraciones se desprende la necesidad de dedicar esfuerzos importantes al estudio de los temblores históricos como los que han realizado García et al (1988) y Rojas et al (1988) para documentar y dar interpretación sísmológica a todos los temblores históricos para los que se dispone de testimonios. Aún cuando estos esfuerzos no permitieran completar el catálogo histórico, los resultados, correctamente usados, serán de gran importancia en la estimación del riesgo sísmico en México.

## 2.2 Periodos de recurrencia de grandes temblores a lo largo de la zona de subducción.

Los catálogos de grandes temblores de este siglo y del siglo anterior, junto con sus áreas de réplicas (medidas o inferidas), han permitido estimar periodos de recurrencia para algunos segmentos de la zona de subducción. Los resultados se resumen en la tabla 2.1 (modificada a partir de Singh et al, 1981). Los periodos de recurrencia observados,  $TR$ , varían de 30 a 75 años. Sean  $V$  la velocidad relativa de la placa y  $D$  el deslizamiento durante un gran sismo. Resulta entonces que

$$D = \eta V TR \quad (2.1)$$

donde  $\eta$  toma en cuenta deslizamientos asísmicos. Como  $D$  es aproximadamente proporcional a  $Mo^{1/3}$  ( $Mo$  = momento sísmico) es posible reescribir la ec 2.1 como

$$TR \propto Mo^{1/3} / \eta V \quad (2.2)$$

Astiz y Kanamori (1984) ajustaron la ec 2.2 a datos de temblores mexicanos de subducción (tabla 2.1, excepto por los dos últimos eventos) y encontraron que

$$\log TR = 1/3 \log Mo - 7.5 \quad (2.3)$$

( $Mo$  en dina-cm,  $TR$  en años). Si se toma el temblor de 1911 como el último evento en Michoacán (tabla 2.1), la ec 2.3 predice  $Mo = 1.3 \times 10^{28}$  dina-cm para un temblor en 1985. Este valor para el momento sísmico coincide razonablemente con los valores reportados por varios autores para el temblor del 19 de septiembre de 1985. Nótese que la ec 2.3 predice el momento sísmico acumulado, es decir el momento que podría liberarse en un gran evento o en varios, más pequeños, distribuidos en un lapso relativamente breve.

## 2.3 Tramos de quietud o brechas sísmicas

Los tiempos entre grandes eventos de subducción muestran claramente que el proceso que les da origen no puede ser modelado como uno de Poisson. El proceso se puede visualizar como constituido por periodos de acumulación de energía de deformación -por efecto de la subducción de la placa- y su repentina liberación durante un temblor. Después del temblor, es necesario un nuevo periodo de acumulación de energía hasta que se sobrepase la resistencia de las rocas dando lugar a un nuevo temblor. Surge entonces la noción de brecha sísmica para designar a un segmento del área de contacto entre las placas en el cual no se ha producido un temblor de importancia en un lapso relativamente grande (en el caso de México, más de 30 años). Se antoja intuitivamente aceptable asignar altas probabilidades de ocurrencia de un gran temblor en un lapso relativamente breve a las brechas sísmicas. Con base en estas consideraciones se identificaron diversas brechas sísmicas en México (e.g. Kelleher et al, 1973; Singh et al, 1981). Los grandes temblores recientes (Colima, 1973; Oaxaca, 1978; Petatlán, 1979; Playa Azul, 1981; doblete

de Ometepec, 1982; Michoacán, 1985) han ocurrido en sitios considerados brechas sísmicas. Destaca la de Guerrero, en cuya zona noroeste (desde Petatlán hasta cerca de Acapulco) no se han producido grandes temblores en los últimos 80 años y cuya porción sureste (desde Acapulco hasta cerca de Ometepec) no ha dado lugar a eventos de importancia después de los terremotos de 1957 y 1962. Más adelante se discute con detalle el potencial sísmico de esta brecha.

Cabe mencionar que se han hecho esfuerzos para modelar procesos de ocurrencia como el descrito recurriendo tanto a modelos simplificados del proceso físico (Hong y Rosenblueth, 1988; Ordaz y Rosenblueth, 1989; E Reinoso, comunicación personal, 1990) como a modelos basados en la estadística bayesiana que hacen uso óptimo de la información disponible (Jara y Rosenblueth, 1988). La noción de brecha sísmica y la naturaleza no poissoniana de la ocurrencia de temblores hace que, en general, el riesgo sísmico crezca con el tiempo que ha transcurrido sin temblar. El estudio de las implicaciones de este hecho en la reglamentación sísmica es actualmente tema de investigación (Cornell y Winterstein, 1988; Rosenblueth y Jara, 1990).

## **2.4 Los temblores de septiembre de 1985**

### **2.4.1. Acelerogramas en las zonas epicentrales**

El gran temblor del 19 de septiembre de 1985 (Ms 8.1) rompió la brecha de Michoacán. A este temblor siguió otro el día siguiente (21 de septiembre, tiempo de Greenwich) con Ms 7.6. Estos eventos fueron registrados por una red de acelerógrafos instalada en la zona epicentral por un equipo conjunto del Instituto de Ingeniería de la UNAM y de la Universidad de California en San Diego. Es la primera vez que temblores de gran magnitud en una zona de subducción se observan instrumentalmente con equipo digital y buena cobertura. Para el temblor del 19 de septiembre la información de esta red y de los acelerogramas en el valle de México presenta peculiaridades sorprendentes. En la zona epicentral se registraron aceleraciones del terreno que pueden considerarse pequeñas (0.15g) para un temblor de gran magnitud. Por otra parte, las aceleraciones observadas en y cerca del valle de México varían entre 0.03 y 0.20 g. Esto también es sorprendente si se considera que la Ciudad de México se encuentra a casi 350 km de la zona epicentral.

Inmediatamente después del primer sismo se instaló una red de sismógrafos en la zona epicentral y con ello se obtuvieron las áreas de réplicas de los dos grandes eventos. Estas se muestran en la fig 2.2. Las profundidades se estimaron en 16 y 20 km, respectivamente, con base en modelado sintético de ondas P de período largo (LP) (UNAM Seismology Group, 1986). Los mecanismos focales de ambos eventos son prácticamente iguales: buzamiento = 9 , azimut = 288 y dislocación = 72 (Astiz et al, 1987).

El análisis de ondas P telesísmicas, LP, claramente muestra que el temblor del 19 de septiembre estuvo compuesto de dos subeventos, separados 27 s y que el segundo ocurrió unos 95 km al SE del primero (UNAM Seismology Group, 1986; Astiz et al 1987). Esto está confirmado por los datos de los acelerógrafos en la zona epicentral (Anderson et al, 1986; Singh et al, 1989a). Las ondas P telesísmicas del temblor del 21 de septiembre pueden modelarse con una sola fuente. Los parámetros de la fuente de los dos temblores se presentan en la tabla 2.2. En esta tabla los momentos sísmicos son el promedio de los valores reportados por varios autores.

La fig 2.3 muestra las aceleraciones, velocidades y desplazamientos en la zona epicentral del terremoto del 19 de septiembre (Anderson et al, 1986). Es la primera vez que se ha obtenido el desplazamiento permanente para un gran temblor a partir de registros de movimientos fuertes. Los estudios de la mortalidad de organismos marinos sésiles, también muestran un desplazamiento vertical permanente de la costa cerca de la zona epicentral de casi 1 m.

Las réplicas del temblor del 21 de septiembre se superponen parcialmente con el área estimada de ruptura del temblor de Petatlán en 1979 (fig 2.2). Se ha mostrado que el evento del 21 de septiembre rompió una parte de la interfase entre las placas más cercana a la costa que el evento de 1979 (UNAM Seismology Group, 1986). Esto implica que una brecha sísmica al ser ocupada por un gran temblor no puede considerarse necesariamente liberada de potencial sísmico en un futuro inmediato. Sin embargo, no se sabe qué tan frecuentemente ocurren tales casos.

#### **2.4.2 Evidencias de irradiación anómala durante el temblor del 19 de septiembre**

Debido a los daños sin precedentes que ocasionó el temblor del 19 de septiembre en la Ciudad de México se sugirió que la irradiación de este sismo pudo haber sido anómalamente energética en esa dirección, por los menos en periodos cercanos a los de resonancia de los sitios con suelos de origen lacustre (1.4 a 4.8 s). Esto fue confirmado por Singh et al (1988b) quienes estudiaron los cocientes de los espectros de Fourier de las aceleraciones registradas el 19 y 21 de septiembre en varios sitios de terreno firme en y cerca de la Ciudad de México.

Un trabajo reciente (Singh et al, 1990b) muestra que el origen de esta anomalía proviene de la fuente del terremoto. Los sismogramas digitales de los grandes temblores mexicanos recientes, registrados en Gräfenberg (GRF,  $\Delta = 91^\circ$ ), se muestran en la fig 2.4. Nótese la oscilación con periodo de 2.5 seg, aproximadamente 7 seg. después del comienzo de la onda P para el terremoto del 19 de septiembre. No existe tal oscilación en el registro de los otros temblores. Del sismograma de GRF, así como de los de muchos otros observatorios, se puede concluir que el terremoto generó ondas de cuerpo anómalamente energéticas cerca de 2.5 seg. de periodo. En la fig 2.5 se hace una comparación del cociente de los espectros de Fourier de aceleraciones registradas el 19 y 21 de septiembre en y cerca del D F (terreno firme) con el cociente obtenido a partir de las ondas P registradas a distancias telesísmicas en el cuadrante noreste. Los dos cocientes son similares en la banda de frecuencias cercanas a las de resonancia en la zona del lago (0.7 a 0.25 Hz). Estos cocientes, sin embargo, son de 2 a 3 veces más grandes que el cociente esperado para un modelo teórico de  $\omega^{-2}$ .

Otras evidencias de la anomalía proviene del registro de aceleraciones en la zona epicentral (oscilaciones de 2.5 seg en las trazas de velocidades, fig 2.3) y la comparación del espectro de Fourier de aceleración registrado en C U durante el terremoto del 19 de septiembre con lo predicho a partir de registros de otros temblores (Castro et al, 1988).

#### **2.4.3 Algunas otras características de la fuente del terremoto del 19 de septiembre**

Los desplazamientos obtenidos en la zona epicentral (fig 2.3) han sido modelados por Yomogida (1987) y Campillo et al (1989), entre otros. Los resultados sugieren que el modelo más adecuado para explicar las observaciones es el de una grieta propagándose suavemente. Según estos autores el modelo cinemático de dislocación no estaría de acuerdo con los datos.

Por otro lado, algunos autores (por ejemplo .Mendoza y Hartzell, 1988) han invertido las ondas P registradas a distancias telesísmicas para estimar la distribución del desplazamiento sobre el plano de falla. Los resultados obtenidos son similares a grandes rasgos pero difieren en detalles.

### **2.5. El proceso de ruptura de grandes temblores mexicanos**

El proceso de ruptura de grandes temblores ( $M_s \geq 7$ ) que han ocurrido después de la instalación de la red mundial de sismógrafos estándar (WWSSN) en 1962 ha sido ampliamente estudiado por varios autores. Singh et al (1984b) analizaron los eventos entre 1907 y 1962. En un trabajo más reciente (Singh y Mortera, 1990), se ha hecho análisis

de las ondas P de los temblores mexicanos (1928-1986) usando los registros de sismógrafo Galitzin (periodo de sismómetro = periodo de galvanómetro = 10 seg; ganancia máxima = 740) situado en DeBilt (DBN), Holanda. El método de análisis consiste en determinar la función de tiempo en la fuente ( $M_0(t)$ ), donde  $M_0(t)$  es el momento sísmico como función de tiempo y  $M_0(t \rightarrow \infty) = M_0$  y la profundidad a partir de la comparación entre el sismograma observado y el calculado teóricamente. Los sismogramas complejos necesitan más de una fuente para su modelación. La fig 2.1 muestra la funciones de tiempo de los grandes temblores ( $M_s \geq 7$ , 1928-1986) de la zona de subducción de México. Las profundidades (no incluidas en la figura) varían entre 16 y 20 km. Los temblores de Oaxaca, en su mayoría, se pueden modelar con una sola fuente y, por lo tanto, son relativamente simples en periodos de  $\approx 8$  seg (fig 2.1). Se necesita más de una fuente para modelar los temblores de las otras regiones.

En la fig 2.6 se presenta el cociente  $M_{os}/M_{oP}$  como función de la longitud, donde  $M_{os}$  = momento sísmico a partir de las ondas superficiales (periodo  $\geq 40$  seg) y  $M_{oP}$  = momento sísmico a partir de las ondas P registradas en De Bilt (periodo = 8 seg). El cociente  $M_{os}/M_{oP}$ , que es una medida de la excitación de las ondas de periodo largo en comparación con las de periodo de 8 seg, muestra un claro cambio alrededor de longitud  $99^\circ W$ ; los valores al este de  $99^\circ W$  son más bajos que los valores al oeste. Para el evento 10 (28 de julio de 1957,  $M_s$  7.5) el valor de  $M_{os}/M_{oP} = 8$  es anómalamente grande. Discutiremos este temblor posteriormente. La fig 2.6 sugiere que el desplazamiento sobre el plano de la falla al oeste de  $99^\circ W$  ocurre más lentamente que al este. De las figs 2.1 y 2.6 se puede especular que la interfase entre las placas en la región de Oaxaca consiste en unas cuantas asperezas, cada una con una dimensión  $\approx 80$  km. Durante el temblor rompe una aspereza pero sin causar desplazamiento lento sobre el área alrededor, tal vez porque las asperezas están separadas por barreras. La situación en otras regiones es la contraria: al romperse la aspereza ocurre un desplazamiento relativamente lento sobre el área de ruptura y el área alrededor.

¿Por qué los  $99^\circ W$  delimitan las dos regiones de diferentes características de ruptura?. En la fig 2.7 se presentan contornos de profundidad de la zona de Benioff basados en la distribución de hipocentros. Al oeste de Tehuantepec ocurren pocos temblores con profundidad mayor a los 100 km. Mientras que en Oaxaca el contorno de 80 km se extiende casi 350 km dentro del continente, este contorno está más cercano a la costa en las otras regiones. Se puede postular una segmentación de la placa de Cocos cerca de los  $99^\circ W$  y otra cerca de los  $96^\circ W$  (fig 2.7). La razón del cambio de la morfología de la zona de Benioff alrededor de los  $99^\circ W$  aún no está clara. Nótese que los volcanes recientes están situados cerca del contorno de los 80 km (fig 2.7). En resumen, existen evidencias de una segmentación de la placa subducida cerca de los  $99^\circ W$ , la cual puede actuar como una barrera para la extensión de una ruptura.

## 2.6. La brecha sísmica de Guerrero

### 2.6.1. Potencial sísmico

Existe un consenso general en la comunidad científica de que actualmente la zona de más alto potencial sísmico en el país es la de la costa de Guerrero (Singh et al 1981; Singh et al, 1982; Nishenko y Singh, 1987a, 1987b). En esta región ocurrieron grandes temblores en 1899 ( $M_s$  7.9), 1907 ( $M_s$  7.7), 1908 ( $M_s$  7.6; 7.0), 1909 ( $M_s$  6.9) y 1911 ( $M_s$  7.6). Después de esta intensa actividad, han ocurrido pocos sismos en la zona (1957,  $M_s$  7.5; 1962,  $M_s$  7.2, 6.9; 1989,  $M_s$  6.9). El momento sísmico acumulativo,  $\Sigma M_0$ , liberado en sismos desde 1800 esta graficado en la fig 2.8 (Anderson et al, 1989). Cabe reiterar que los datos correspondientes al siglo pasado no son confiables. Se puede interpretar la gráfica de la fig 2.8 de varias maneras. La envolvente dada por las líneas paralelas es una interpretación estadística de datos imperfectos. Si el momento acumulativo permanece dentro de la envolvente entonces se puede estimar el déficit actual de  $\Sigma M_0$  en  $15$  a  $20 \times 10^{27}$  dina-cm. También se puede usar la ec 2.3 para estimar  $\Sigma M_0$ . Despreciando los momentos sísmicos liberados durante los sismos de 1957, 1962 y 1989 y tomando  $TR=80$  años, la ec 2.3 predice  $\Sigma M_0 = 16 \times 10^{27}$  dina-cm. Las dos estimaciones son bastante consistentes. Un

momento sísmico acumulativo de  $10$  a  $20 \times 10^{27}$  dinas-cm puede generar 1 o 2 terremotos de  $M = 8$  ( $M = 2/3 \log M_0 - 10.7$ ), o bien de 2 a 4 de  $M = 7.8$ .

### 2.6.2 La extensión de la brecha sísmica de Guerrero

El límite noroeste de la brecha está dado por el área de ruptura del sismo de Petatlán de 1979,  $M_s 7.6$  (fig 2.1). El límite sureste puede llegar hasta la barrera producida por la segmentación de la placa en la región, es decir  $99^\circ W$ . Los reportes del terremoto de 1907 también sugieren este límite para la propagación de la ruptura durante este sismo. Con base en estos límites se puede concluir que la extensión máxima de la brecha es de 230 km. Tomando el ancho de la falla como 80 km (Singh et al, 1985b), el área máxima que puede romperse en un terremoto es de 18.000 km<sup>2</sup>. Usando la relación empírica entre la magnitud  $M_s$  y el área de ruptura  $A$  en km<sup>2</sup> (Singh et al, 1980)

$$M_s = 0.887 \log A + 4.532 \quad (2.4)$$

se obtiene un valor de 8.3 para la magnitud máxima esperada, la cual concuerda bien con las otras dos estimaciones.

Si bien el estado del conocimiento actual no permite predecir con precisión el instante de ocurrencia del futuro temblor en la brecha, el Instituto de Geofísica de la UNAM lleva a cabo un monitoreo detallado de la sismicidad en la región con base en una densa red de sismógrafos (Suárez et al, 1990) y análisis de otros posibles fenómenos precursoros (Ponce et al, 1990). Estos esfuerzos bien podrían desembocar en la predicción oportuna del evento esperado. En cualquier caso, la información recabada y los métodos de análisis serán de gran utilidad para entender la tectónica y predecir otros temblores futuros.

### 2.6.3 El temblor del 28 de julio de 1957 ( $M_s 7.5$ )

Es de gran importancia el estudio del proceso de ruptura del temblor de 1957 para estimar los movimientos del terreno esperados en la zona epicentral y en el DF durante futuros sismos en la brecha de Guerrero. Aunque no existen sismogramas de alta calidad con buena cobertura mundial para el temblor de 1957, se ha llegado a ciertas conclusiones preliminares.

El momento sísmico del temblor fue de  $5 \times 10^{27}$  dina-cm (Singh et al, 1982; Anderson et al, 1989) el cual es aproximadamente 3 veces más grande de lo esperado para un sismo con  $M_s 7.5$ . Como se observa en la fig 2.6 el valor de  $M_0/M_0$  es anómalamente grande. Esto sugiere que el temblor fue muy energético en periodos largos ( $T \geq 60$  seg) y muy deficiente en periodos de 8 a 20 seg. El sismo seguramente fue energético cerca de 2 seg de periodo en vista de los daños causados en la zona de lago del valle de México. De hecho, los sismogramas de algunos temblores mexicanos registrados por un sismógrafo de banda ancha (Benioff, periodo natural = 1 seg, periodo de galvanómetro = 90 seg) en Pasadena claramente muestran que el temblor de 1957 fue muy energético a cortos periodos (fig 2.8). Estas características muy peculiares del sismo pueden repetirse durante futuros temblores en la brecha de Guerrero.

## 2.7 Algunas características de los grandes temblores en Mexico

A continuación se hace un resumen de algunas características sobresalientes de los grandes temblores de México, reveladas por los eventos de septiembre de 1985 así como por otros sismos en la zona de subducción.

a) Los temblores de septiembre de 1985, así como otros grandes eventos de falla inversa bien estudiados, ocurrieron cerca de la costa con profundidades de 16 a 20 km (Singh et al, 1984b; Singh y Mortera, 1990).

- b) El ancho de ruptura no excede 80 km (Singh et al, 1985b). Esto probablemente explica las longitudes de ruptura relativamente pequeñas ( $\leq 220$  km) de los temblores ocurridos en México.
- c) El área de ruptura ( $170 \times 50$  km<sup>2</sup>) del sismo del 19 de septiembre de 1985 es inferior sólo a la correspondiente al temblor de Jalisco de 1932 (ver fig 2.1) que se ha estimado como  $220 \times 80$  km<sup>2</sup> (Singh et al, 1985a).
- d) Los temblores en México generan un número de réplicas anómalamente pequeño. Esto coincide con el patrón observado en el cinturón circumpacífico (Singh y Suárez, 1988)
- e) La comparación de sismogramas registrados en De Bilt (Holanda) de todos los grandes temblores de subducción ocurridos en México desde 1928 muestra que los temblores de Oaxaca, con muy pocas excepciones, son simples. En otras partes de la zona de subducción ocurren tanto temblores complejos como simples (UNAM Seismology Group, 1986, Singh et al, 1984b; Singh y Mortera, 1990).
- f) La estadística de los sismos muestran que la relación de Gutenberg y Richter,  $\log N = a - b M_s$ , donde  $N =$  número de eventos con magnitud  $\geq M_s$  no es válida para la zona de subducción de México; hay una gran deficiencia de eventos en el rango de magnitudes  $6.4 \leq M_s \leq 7.4$ . Esta evidencia de "magnitudes características" es más impresionante para Oaxaca (Singh et al, 1983).
- g) Los espectros de banda ancha de ondas P telesísmicas de algunos temblores ocurridos en México (incluidos los eventos de septiembre de 1985) son menos energéticos entre períodos de 1 y 10 s que los temblores de subducción en otras partes con magnitudes similares (Houston y Kanamori, 1986). Sin embargo, la caída de esfuerzos requerida para modelar el nivel espectral a altas frecuencias ( $1 \leq f \leq 10$  Hz), 100 bares, es igual que para otras regiones del mundo (Singh et al, 1990 a 1989).

Los incisos d) a g) sugieren que a lo largo de la zona de subducción de México la interfase entre las placas es relativamente homogénea y sin asperezas en la escala de longitudes de 3 a 30 km.

### 3. ESTIMACION DE MOVIMIENTOS FUERTES

A raíz de los sismos de 1985 se hizo evidente que la importancia de predecir movimientos fuertes en la ciudad de México difícilmente podía ser sobreestimada. Las conclusiones que pueden obtenerse de estudios de riesgo sísmico, incluyendo las fuerzas de diseño que se prescriban en un reglamento de construcciones, descansan fuertemente en la capacidad que exista para estimar la naturaleza del movimiento del terreno producido por un temblor de magnitud y localización dadas. Se conoce como leyes de atenuación a estas relaciones, en las que las características relevantes del movimiento del suelo son descritas en función de la magnitud del temblor, su localización y otros parámetros generalmente asociados a la fuente sísmica.

Antes de 1985 se habían hecho esfuerzos en esta dirección. Esteva y Villaverde (1973) produjeron leyes de atenuación para aceleración y velocidad máximas del terreno ( $a_{\max}$  y  $v_{\max}$  respectivamente) a partir de una base de datos que incluía registros de temblores mexicanos. Bufalaza (1984) propuso leyes de atenuación para  $a_{\max}$  y  $v_{\max}$  basadas exclusivamente en datos de temblores registrados en México. Sin embargo, existen diversas razones que hicieron indispensables estudios más profundos al respecto: en primer lugar, el incremento en número de las estaciones de registro sísmico digital tanto en la ciudad de México como en la costa del Pacífico, permitió acrecentar sustancialmente la base de datos sobre movimientos fuertes, especialmente en lo referente a magnitudes moderadas; en segundo lugar, el análisis minucioso de registros analógicos de temblores ocurridos entre mediados de los años 60 y mediados de los 70, permitió contar con señales digitales de aceleración relativamente confiables; y finalmente, aunque no menos relevante, la enorme importancia de la amplificación de las ondas sísmicas por el subsuelo de la ciudad de México hizo reconocer la necesidad de contar con descripciones detalladas del contenido de frecuencias de los movimientos que podrían esperarse en el futuro.

En los incisos 3.1 y 3.2 se reseñan los principales resultados de los estudios orientados a la predicción de movimientos fuertes en la cuenca de México y la costa del Pacífico, que son las regiones más vulnerable a la acción de los grandes temblores.

### 3.1 La cuenca de México

#### 3.1.1 Estimación de movimientos fuertes

Como se ha señalado, Bufaliza (1984) propuso leyes de atenuación basadas exclusivamente en temblores mexicanos. Podría pensarse entonces que sus resultados serían aplicables también a la ciudad de México. Sin embargo, las regresiones de Bufaliza incluyeron temblores registrados en sitios diferentes a la ciudad de México, por lo que la aplicación de sus resultados podría conducir a estimaciones poco confiables del movimiento del terreno en la ciudad de México.

Por estas razones Singh et al ( 1987) analizaron datos de movimientos fuertes originados por temblores costeros registrados en un solo sitio: la estación CUIP, localizada en la Ciudad Universitaria, en terreno firme de la ciudad de México. Esta estación fue seleccionada porque para ella se cuenta con el mayor número de temblores registrados en esta ciudad. A partir de estos datos Singh et al ( 1987) propusieron las siguientes leyes de atenuación:

$$\log a_{\max} = 0.429 M_s - 2.976 \log R + 5.396 \quad (3.1)$$

$$\log v_{\max} = 0.348 M_s - 2.439 \log R + 4.052 \quad (3.2)$$

donde  $a_{\max}$  está en  $\text{cm/s}^2$ ,  $v_{\max}$  en  $\text{cm/s}$ ,  $R$  en  $\text{km}$  es la mínima distancia al área de ruptura y  $M_s$  denota magnitud de ondas superficiales. De la regresión se deduce también que las desviaciones estándar de los logaritmos comunes de  $a_{\max}$  y  $v_{\max}$  valen 0.15 y 0.16 respectivamente. Los rangos de magnitud y distancia para los cuales se consideran aplicables las ecs 3.1 y 3.2 ( $5.6 \leq M_s \leq 8.1$ ;  $282 \leq R \leq 466 \text{ km}$ ) son suficientemente amplios como para poder tener estimaciones confiables de  $a_{\max}$  y  $v_{\max}$  debidas a temblores críticos que en el futuro se generen en la zona mexicana de subducción.

Sin embargo, el problema de predicción de movimientos fuertes no se restringe a estimar valores máximos de aceleración y velocidad del terreno. Se sabe que la correlación entre estos parámetros y el daño estructural es relativamente baja. Una mejor caracterización del movimiento debe incluir, al menos, la descripción de su contenido de frecuencias y su duración. Esto permitiría calcular mejores estimadores del daño estructural como las ordenadas del espectro de respuesta. Aún esto puede ser insuficiente cuando se pretende predecir el comportamiento de sistemas no lineales que experimentan deterioro en su resistencia. Para estos fines, la descripción del movimiento debe ser más cuidadosa (Grigoriu et al, 1988).

Como un primer paso en esta dirección, Castro et al ( 1988) analizaron espectros de amplitudes de Fourier de 14 temblores costeros registrados en la estación CUIP. Además de la razón ya mencionada para elegir esta estación como base, se tomó en cuenta el hecho de que se conocen los cocientes espectrales (o funciones de transferencia) de numerosos sitios de la ciudad de México con respecto a esta estación (Singh et al, 1988a) lo que permitiría estimar el espectro de amplitudes de Fourier en cualesquiera de estos sitios. Los espectros de los temblores mencionados fueron ajustados al siguiente modelo

$$\log FS(T) = A(T) M_s + C(T) \log R + B(T) \quad (3.3)$$

donde  $FS(T)$  denota al mayor valor de dos componentes ortogonales del espectro de amplitudes de Fourier y  $A(\cdot)$ ,  $B(\cdot)$  y  $C(\cdot)$  son coeficientes que dependen del periodo. Esta forma funcional, también elegida por McGuire (1978) en su estudio de espectros californianos, está de acuerdo con modelos teóricos de fuente. Aplicando regresión lineal se obtuvieron los coeficientes A, B y C para 18 periodos entre 0.2 y 2.5 s. Sus valores se presentan en la tabla 3.1, junto con las correspondientes desviaciones estándar de  $\log FS(T)$ ,  $\sigma$ . En la tabla 3.1,  $FS(T)$  está en cm/s y R en km. La fig 3.1 muestra espectros de amplitudes de Fourier predichos para diferentes magnitudes y una distancia fija de 280 km (una distancia probable para un futuro gran temblor en la brecha de Guerrero).

Una vez predicho el espectro de amplitudes de Fourier en CU para un temblor postulado caracterizado por su magnitud y mínima distancia a la zona de ruptura, es posible obtener el espectro del mismo temblor en muchos sitios del valle de México (alrededor de 80) en virtud de que es posible, con base en registros de temblores pequeños, estimar la función de transferencia de dichos sitios con respecto a CU (ver, por ejemplo, Singh et al, 1988a). Esta estimación del espectro en el sitio, junto con una estimación de la duración de la fase intensa del movimiento, conduce, vía la teoría de vibraciones aleatorias, a estimaciones de espectros de respuesta y otros valores de intensidad como aceleración y velocidad máximas (ver, por ejemplo, Ordaz y Reinoso, 1987; Ordaz et al, 1988; Ordaz y Reinoso, 1989).

La técnica anterior, que se basa en funciones transferencia obtenidas a partir de temblores moderados, supone comportamiento lineal del suelo. Esta hipótesis podría no ser válida en algunos sitios durante excitaciones debidas a temblores mayores. Sin embargo, la evidencia muestra que aún durante el terremoto de 1985, hubo un efecto no lineal despreciable (Singh et al, 1988a). En estas condiciones, es de esperarse que el procedimiento descrito funcione adecuadamente para predecir movimientos ocasionados por todos los temblores costeros de interés.

Quizá el avance reciente más notable en la estimación de movimientos fuertes en México sea este uso de espectros de amplitud de Fourier para caracterizar los movimientos del terreno y para producir, a partir de ellos, leyes de atenuación para las ordenadas del espectro de respuesta. Esta técnica fue usada por primera vez en análisis de riesgo sísmico en nuestro país por Sánchez-Sesma (1985). El caracterizar movimientos del terreno por sus espectros de amplitud de Fourier ha venido a sustituir a la estimación de aceleración y velocidad máximas del terreno que, en conjunto con reglas simples, permitían definir forma y amplitud de los espectros de respuesta (Esteve, 1970).

### 3.1.2 Amplificación en la zona firme de la cuenca

Es bien sabido que en la zona de lago de la cuenca de México las ondas sísmicas sufren una drástica amplificación. Esta amplificación, medida en términos del espectro de amplitudes de Fourier, puede alcanzar valores de 10 a 50 -dependiendo del sitio y la frecuencia- con respecto a lo registrado en la zona firme, por ejemplo la estación acelerográfica de CU. Existen evidencias claras de que aún en la zona dura las ondas están amplificadas con respecto a lo que podría esperarse a partir de estudios de atenuación empleando registros de sitios fuera del valle de México. Esta amplificación es del orden de 10 en el rango de frecuencias de interés para ingeniería sísmica (0.3 a 3 Hz). La fig 3.2 muestra la amplitud del espectro de Fourier para frecuencias de 0.3 y 0.5 Hz como funciones de la distancia, para el temblor del 25 de abril de 1989 (Ms 6.9). Los círculos abiertos representan sitios de la zona dura del valle de México mientras que los círculos llenos señalan sitios fuera de la cuenca. La línea continua muestra el ajuste por mínimos cuadrados para esta magnitud y las frecuencias mencionadas, incluyendo los datos de 6 temblores ampliamente registrados. Nótese que las amplitudes en la zona dura son iguales o mayores que las de la zona epicentral ( $R < 30$  km). La causa de esta amplificación está muy probablemente relacionada con particularidades del valle de México, ya que la anomalía no se observa muy claramente en sitios en las afueras del valle. Tal vez la explicación sea la existencia de una cuenca sedimentaria antigua, de materiales poco competentes, sobreyaciendo al basamento rocoso de mayor rigidez. Algunos cálculos preliminares (Campillo et al, 1988) dan cierta fuerza a esta conjetura.

### 3.2 La costa del Pacífico

En los últimos dos años se ha realizado un análisis de los movimientos fuertes registrados en sitios cercanos a la fuente sísmica de eventos de subducción en la costa mexicana del Pacífico (Singh et al, 1989). Se analizaron 64 registros en el rango de magnitudes  $3 \leq M \leq 8.1$  y para distancias a la zona de ruptura menores a 54 km, para estudiar el escalamiento de la aceleración máxima del terreno y el espectro de amplitudes de Fourier,  $a(f)$ , como funciones de la magnitud. Todos los datos a partir de 1985 fueron registrados por la red de acelerógrafos digitales de Guerrero (Anderson et al, 1987a, 1987b; Quas et al, 1987).

Para estudiar la dependencia de la aceleración máxima con la magnitud, los datos se normalizaron a una distancia de 16 km (la mínima distancia focal que puede esperarse si se supone que la profundidad de la placa es aproximadamente 16 km) multiplicándolos por el factor  $(R/16) e^{\pi(R-16)/\beta Q}$  que toma en cuenta la atenuación geométrica y la atenuación anelástica. Se usó para  $\beta$ , velocidad media de propagación de las ondas de corte, un valor de 3.2 km/s y se tomó  $Q = 100$  f, valor reportado por Singh et al (1990a) como adecuado para la costa mexicana del Pacífico.

Se consideró  $a_{\max} = ((a_E^2 + a_N^2)/2)^{1/2}$  donde  $a_E$  y  $a_N$  son las aceleraciones pico de las componentes EW y NS respectivamente. En la fig 3.3 se presentan los valores de  $a_{\max}$  normalizados a 16 km en función de la magnitud,  $M$ . Puede observarse que para  $3 \leq M \leq 6$   $a_{\max}$  muestra una clara dependencia con  $M$ . Sin embargo, para  $M \geq 6$  los datos, aunque limitados en número, no muestran un incremento sistemático de  $a_{\max}$  con respecto a la magnitud.

Los autores del estudio analizaron las posibles causas de esta aparente saturación de la aceleración máxima. Concluyen que se debe al tamaño finito de la fuente sísmica y proponen un modelo paramétrico relativamente simple del espectro de amplitudes de Fourier, basado en las siguientes ideas: supóngase que una fuente sísmica circular de radio  $r_o$  rompe con intensidad uniforme en toda el área. El punto de observación P se localiza a una distancia  $R_o$  de la zona de ruptura justo arriba del foco sísmico. El área de ruptura se considera dividida en elementos de tamaño diferencial, y se supone que la ruptura de cada elemento ocurre aleatoriamente con probabilidad uniforme en el intervalo  $(0, T_o)$ . Con estas consideraciones, Singh et al (1989) encuentran que

$$a^2(f) = 2C^2 A^2(f) (M_o f_c^2)^2 \frac{e^{-2\pi\kappa f}}{r_o^2} [E_1(\alpha R_o) - E_1(\alpha \sqrt{R_o^2 + r_o^2})] \quad (3.4)$$

donde  $A(f)$  es un factor que corrige por amplificación de las ondas

Si al propagarse a través de materiales con velocidades progresivamente menores (Boore, 1986),  $M_o$  es el momento sísmico,  $\alpha = 2\pi/\beta Q$ ,  $\kappa$  es un parámetro de atenuación que corrige por efectos de sitio (Singh et al, 1982) y que, en general, es función de la distancia y  $E_1(\cdot)$  es la integral exponencial (Abramowitz y Stegun, 1965). Además,

$$C = R_{vo} \frac{(2\pi)^2 F P}{4\pi p \beta^3}$$

donde  $R_{s1}$  es el patrón medio de radiación,  $F = 2$  toma en cuenta la amplificación por efecto de la superficie libre,  $P = 1/\sqrt{2}$  toma en cuenta la partición de la energía en dos componentes horizontales iguales y  $\rho$  es la densidad promedio de los materiales a través de los cuales se propagan las ondas. En la ec 3.4  $f_c$  es la llamada frecuencia de esquina (Brune, 1970) dada por

$$f_c = 0.491 \beta (\Delta\sigma/M_0)^{1/3} = 2.34 \beta / 2\pi r_0$$

$$[\beta \text{ en Km/s, } \Delta\sigma \text{ en bares, } M_0 \text{ en ergs, } r_0 \text{ en km}]$$

donde  $\Delta\sigma$  es la caída de esfuerzo.

Los autores muestran que a medida que el punto de observación se aleja de la fuente sísmica, el modelo descrito por la ec 3.4 tiende a convertirse en el conocido espectro de fuente puntual  $\omega^2$  (Aki, 1967; Brune, 1970). Esto obedece a que conforme  $R_0$  crece en relación al tamaño de la fuente,  $r_0$ , el tamaño de esta última es cada vez menos relevante, hasta que puede considerarse un punto. A partir de la ec 3.4 y empleando teoría de vibraciones aleatorias Singh et al (1989) encuentran expresiones aproximadas para la aceleración máxima esperada del terreno. En la fig 3.4 se presentan curvas de  $a_{max}$  contra magnitud para una distancia fija de 16 km y diferentes valores de los parámetros  $\Delta\sigma$  y  $\kappa$ . Se comparan con las que resultarían de un modelo de fuente puntual y con los datos de  $a$  normalizados a la misma distancia. Se observa que para  $M \geq -6.5$  el modelo de fuente finita propuesto predice aceleraciones más bajas que el modelo clásico de fuente puntual. Para  $M \geq -7.8$  el modelo de fuente finita muestra una saturación de  $a_{max}$ , que aproximadamente concuerda con los datos registrados en la zona epicentral.

Al tratar de predecir aceleraciones máximas en sitios localizados a mayores distancia focales el modelo propuesto, como se ha señalado, se convierte en un modelo de fuente puntual. Singh et al (1990a) observaron que los espectros de este tipo de temblores no pueden ser explicados en términos del modelo de Brune (1970) sin hacer importantes modificaciones, lo cual podría deberse a las siguientes causas: a) efectos de directividad; b) efectos de sitio; o c) inaplicabilidad de la aproximación de ondas de cuerpo.

Con el fin de contar con relaciones de atenuación confiables para la costa del Pacífico a distancias focales mayores a unas cuantas veces la dimensión del área de ruptura, Ordaz et al (1989) calcularon relaciones empíricas a partir de los datos registrados por la red digital de Guerrero. A partir de estos datos y aplicando la técnica de regresión lineal descrita por Joyner y Boore (1981) Ordaz et al (1989) encuentran que

$$\log a_{max} = 1.76 + 0.30M_s - \log R - 0.0031R \quad (3.5)$$

con una desviación estándar de  $\log a_{max}$  igual a 0.25.

Se considera que para distancias focales intermedias la ec 3.4 describe adecuadamente la forma espectral cuando se hace

$$\kappa = \kappa_0 + R/Q_1$$

Singh et al (1989) encuentra que, en promedio para diversos sitios de la costa del Pacífico,  $\kappa_0 = 0.018$  y  $Q_1 = 1500$  km. Sin embargo, como se ha mencionado, aunque la forma espectral dada por la ec 3.4 es aproximadamente correcta, su amplitud no lo es. Por esta razón puede aceptarse para distancias focales intermedias la forma de la ec 3.4, pero ajustando su amplitud de modo que se obtenga la aceleración máxima calculada con la ec 3.5.

Se considera que las expresiones presentadas en este inciso constituyen medios razonables para predecir características de los movimientos del terreno originados por temblores de subducción en la costa mexicana del Pacífico.

### 3.3 Uso de teoría de vibraciones aleatorias

En los dos incisos anteriores se han dado expresiones que permiten estimar el espectro de amplitudes de Fourier en función de la magnitud y localización del temblor, tanto para la cuenca de México como para la costa del Pacífico. Aunque las amplitudes del espectro de Fourier son medidas de la intensidad del temblor, resulta más conveniente expresar la intensidad en términos de otras cantidades mejor correlacionadas con el posible daño estructural, como las ordenadas del espectro de aceleraciones de respuesta para un amortiguamiento dado.

La información contenida en el espectro de amplitudes de Fourier, sin embargo, no es suficiente para calcular el espectro de respuesta. En efecto, dado un espectro de amplitudes de Fourier, existe un número infinito de acelerogramas que podrían producirlo. El número sería infinito aún si se prescribiera la duración del movimiento, puesto que nada se dice sobre las fases.

Cada uno de los acelerogramas con espectro de amplitudes y duración dados produciría un valor diferente de respuesta máxima en un oscilador con características conocidas. La respuesta máxima es, desde este punto de vista, una variable aleatoria cuya distribución de probabilidades y momentos estadísticos fueron calculados en la década de los 50, en los inicios de lo que ahora se conoce como teoría de vibraciones aleatorias (Rice, 1954; Cartwright y Longuet-Higgins, 1956). Posteriormente surgieron expresiones asintóticas y fórmulas aproximadas que permiten calcular el valor máximo esperado de respuestas lineales (ver, por ejemplo, Boore, 1983).

Los resultados teóricos existentes son, en general, válidos cuando se aceptan algunas hipótesis sobre la naturaleza de las señales sísmicas; en particular, usualmente se exige que el movimiento sea estacionario y ergódico. Ordaz y Reinoso (1987) analizaron acelerogramas registrados en la ciudad de México y compararon los espectros de respuesta exactos (seudoaceleraciones, 5% del amortiguamiento crítico) con los que resultan de suponer que del movimiento sólo se conocen el espectro de amplitudes de Fourier y la duración de la fase intensa. Encuentran que no existen discrepancias excesivas entre los espectros de respuesta calculados con ambos métodos cuando la duración de la fase intensa se define como el lapso en que se concentra entre el 5 y el 95% de la intensidad de Arias (Arias, 1969). De este trabajo y de otros estudios posteriores (Reinoso et al, 1989; Singh et al, 1989) se concluyó que el uso de los resultados de la teoría de vibraciones aleatorias es satisfactorio para calcular respuestas lineales máximas, aún en el caso de acelerogramas registrados en sitios blandos de la ciudad de México en los cuales se viola claramente la hipótesis de estacionariedad (Grigoriu et al, 1988).

### 3.4 Espectros de diseño por sismo para el Distrito Federal y el estado de Guerrero

En esta sección se menciona brevemente el impacto de algunos de los resultados mencionados anteriormente en la determinación de espectros de diseño para el Distrito Federal y el estado de Guerrero.

#### 3.4.1 El Distrito Federal

Para estimar los movimientos del terreno que podrían afectar seriamente al DF, se postularon cuatro temblores representativos y se supuso que son los más peligrosos que es razonable esperar durante los próximos 150 años. Para cada evento se estimó su espectro de amplitudes de Fourier en Ciudad Universitaria, estación que fue elegida porque en ella se dispone del mayor número de acelerogramas. Para estos fines, los temblores que ocurren en nuestro país fueron divididos en cuatro grupos:

a) temblores locales, generados en la placa de Norteamérica bajo el valle de México y sus inmediaciones. La máxima magnitud registrada en este siglo para este tipo de temblores es  $M_L = 5.1$ , donde  $M_L$  denota magnitud local. Aunque es probable que puedan generarse eventos con magnitudes de hasta 5.5 (Mooser, 1987) se eligió una magnitud de 4.7 y distancia focal de 11 km para el análisis determinista. Esto se decidió por el hecho de que cada

evento afectaría una zona reducida, por lo que el periodo de recurrencia para cualquier punto del DF es mucho mayor que para toda la región

b) Temblores en la placa continental, generados en el resto de la placa de Norteamérica. Los miembros de este grupo que más seriamente amenazan a la ciudad de México se producen en las intersecciones de fallas principales o en los extremos de aquellas que han venido creciendo sistemáticamente. El sitio que se consideró más peligroso es el extremo oriental de las fallas que definen el graben de Acambay (Mooser, 1987). En 1912 ocurrió en este sitio un temblor con magnitud 7.0 y no se han producido eventos importantes desde entonces. Se asignó al temblor representativo de este grupo una magnitud de 7.0 y una distancia focal de 80 km.

c) Temblores de profundidad intermedia. Las magnitudes registradas de temblores que ocurren en la placa de Cocos tienen una tendencia decreciente con la distancia a la zona de subducción. Dada la profundidad de la placa de Cocos bajo el valle de México, se encuentra que el candidato más peligroso de este grupo tiene una magnitud de 6.5 y profundidad de 80 km.

d) Temblores de subducción. Estos eventos son los que históricamente han causado los daños más graves a la ciudad de México. Como se mencionó, La máxima magnitud registrada desde 1800 es  $M_s = 8.2$  para el temblor de Jalisco de 1932. Sin embargo, los que se producen frente a las costas de Michoacán y Guerrero son los que producen los movimientos más violentos en el DF. Como se indicó, un análisis de las zonas que podrían deslizarse en un solo gran temblor muestra que el sismo más violento que sería razonable esperar en la brecha sísmica de Guerrero tendría  $M_s = 8.2$ . La distancia a la cuenca de México es incierta. Se asignaron probabilidades de 0.25, 0.5 y 0.25 a  $R = 180, 248$  y  $280$  km respectivamente.

El espectro de amplitudes de Fourier para los tres primeros grupos de temblores se supuso correctamente descrito por el modelo  $\omega^{-2}$  (Brune, 1970; Boore, 1983). En la tabla 3.2 se presentan los parámetros usados para cada uno de los tres eventos. En la fig 3.5 se presentan los espectros de amplitudes de Fourier resultantes de la aplicación de ese modelo.

Para el evento local y el evento de profundidad intermedia o de fallamiento normal, los parámetros se eligieron de modo que se describieran adecuadamente las observaciones de espectros de temblores reales del grupo correspondiente. No se disponía de registros de temblores del grupo de Acambay por lo que se usaron parámetros que el equipo de geofísicos consideró razonables. Para el evento de subducción se emplearon envolventes de los espectros predichos con las leyes semiempíricas que se describieron en el inciso 3.1 (ver figs 3.1 y 3.5).

Para fines del reglamento de construcciones del DF se requieren espectros de respuesta de aceleraciones para 5% del amortiguamiento crítico. Estos fueron calculados usando teoría de vibraciones aleatorias (Boore, 1983; Boore y Joyner, 1984). Como se indicó anteriormente, esto requiere el espectro de amplitudes de Fourier y la duración del movimiento del terreno. Esta última cantidad fue estimada con base en valores observados para temblores registrados. Los espectros de amplitudes de Fourier en los sitios escogidos como representativos de cada una de las zonas en que se encuentra dividido el valle de México fueron calculados multiplicando los espectros estimados en terreno firme por la función de transferencia del sitio.

Esta última fue evaluada a partir de análisis unidimensionales de propagación de ondas SH, con base en la información geotécnica disponible. Cabe mencionar que cuando se realizaron estos estudios no se contaba con registros de temblores que permitieran determinar la función de transferencia empírica.

Estos resultados, aunados a los espectros de respuesta calculados para el gran temblor de 1985 en los sitios en que se disponía de registros, permitieron la construcción de los espectros de diseño que se propusieron para el reglamento de construcciones. Estos espectros de diseño son envolventes simples de los espectros de respuesta modificados para tomar en cuenta la duración esperada del movimiento del terreno y el comportamiento inelástico de las estructuras.

Para calcular las tasas de excedencia de intensidades en el DF, así como las pérdidas esperados por sismo, los procesos de ocurrencia de todos los grupos de temblores que se mencionan, a excepción de los de subducción, se supusieron poissonianos en virtud de que pueden originarse eventos en un gran número de fallas sensiblemente independientes. La forma adoptada para la relaciones magnitud-frecuencia, así como los métodos bayesianos para la estimación de sus parámetros, pueden consultarse en Rosenblueth et al (1989) y las referencias que ahí se indican.

Los grandes temblores de subducción son generados en unos cuantos sitios bien delimitados, por lo que no se justifica la hipótesis de ocurrencia según un proceso de Poisson. Se asignó a los tiempos entre este tipo de eventos, para  $M \geq 7$ , una distribución gamma (análisis posteriores a la elaboración de este estudio han mostrado que resulta más conveniente asignar a los tiempos entre grandes temblores una distribución lognormal, ver Jara y Rosenblueth, 1988); para  $M < 7$ , se conservó la hipótesis de Poisson. En el caso de  $M > 7$  se adoptó una densidad de probabilidad parabólica para las magnitudes. La zona de subducción fue dividida en 13 regiones, de acuerdo con lo señalado por Nishenko y Singh (1987b). Se supuso que cada región poseía un proceso de ocurrencia independiente de los procesos de las demás regiones.

Como puede apreciarse, el método adoptado para efectuar los cálculos que guiaron la elección de los espectros de diseño para el DF descansó fuertemente en algunos de los resultados recientes que se han descrito sobre sismicidad, modelos de la fuente sísmica, movimientos fuertes y su estimación usando teoría de vibraciones aleatorias.

### 3.4.2 El Estado de Guerrero

De acuerdo con lo expresado en el inciso 2, el riesgo sísmico en la costa del estado de Guerrero está dominado por la ocurrencia, a corto plazo, de un gran temblor en la brecha de Guerrero. Resulta entonces de suma importancia la estimación de la magnitud máxima que tal temblor podría generar, así como el cálculo de los movimientos esperados del terreno en la zona epicentral y el establecimiento de leyes de atenuación de las aceleraciones espectrales. En virtud del formato probabilista adoptado en el estudio que condujo a los espectros de diseño para el estado de Guerrero (Ordaz et al, 1989), la distribución de probabilidad de los tiempos entre grandes eventos en la brecha también resultó ser decisiva.

Estos problemas fundamentales -magnitud máxima esperada, movimientos en la zona epicentral, su atenuación con la distancia y distribución de los tiempos entre grandes eventos- fueron atacados con las ideas derivadas de algunos de los estudios que aquí se han mencionado.

## 4. CONCLUSIONES

Se han expuesto algunos de los resultados más importantes que se han producido a partir de los sismos de 1985 en materia de sismicidad, características de los grandes temblores y estimación de movimientos fuertes. Se ha hecho especial énfasis en aquellos que mayor impacto han tenido desde el punto de vista de la ingeniería sísmica en nuestro país.

Se han esbozado las ideas y métodos con los cuales es posible estimar algunas de las características de los movimientos fuertes que pueden esperarse de temblores que ocurran en el futuro. El énfasis de estas técnicas de estimación se ha puesto en la evaluación de riesgo sísmico en el valle de México y en la costa del Pacífico, regiones que históricamente han sido las más afectadas por grandes temblores.

Como el presente trabajo muestra, ha habido un gran avance en la comprensión de los fenómenos sísmicos después de los temblores de septiembre de 1985. Si tomamos en cuenta el reciente aumento en la Instrumentación sísmica

en México, es de esperarse que la investigación en la materia aumente muy rápidamente en el futuro próximo y llene las lagunas en el conocimiento actual. Esto último requerirá del concurso de un mayor número de investigadores de alto nivel así como de la continuidad en el apoyo financiero para estos fines.

## **AGRADECIMIENTOS**

Gran parte de los estudios que aquí se han descrito han sido posibles gracias a la instalación y eficiente operación de las redes de sismógrafos y acelerógrafos a cargo de las siguientes instituciones: Fundación ICA, Fundación Javier Barros Sierra, Instituto de Geofísica, UNAM e Instituto de Ingeniería, UNAM. Los avances que se han referido se deben al esfuerzo de un gran número de personas de diversas instituciones. La lista de referencias de ninguna manera da cuenta exhaustiva de todos los trabajos realizados sobre esta materia.