

mente corta,<sup>3</sup> digamos con duración perceptible que no exceda de 10 o 15 seg. La segunda condición corresponde a movimientos en terrenos muy blandos, lejos de estructuras pesadas, ya que la interacción suelo-estructura tiende a disminuir la intensidad de las sacudidas en las áreas de mayor interés.<sup>4</sup>

No es claro qué velocidad máxima del terreno debe usarse en la Ec. 7.2. Cuando los movimientos verticales son apreciables en comparación con los horizontales, la velocidad horizontal máxima es probablemente demasiado pequeña, mientras que la velocidad máxima absoluta (inclinada) es probablemente demasiado elevada. La diferencia entre estos dos criterios ordinariamente no es importante (en este capítulo estudiaremos posteriormente la cuestión de los diferentes componentes del sismo).

La definición de Housner (1952a) de la intensidad espectral es

$$S = \int_{0.1}^{2.5} V_{\zeta} dT \quad (7.3)$$

promediada en dos direcciones ortogonales. Aquí  $V_{\zeta}$  es la ordenada de la pseudovelocity espectral en pies/seg, para un amortiguamiento  $\zeta$ , y  $T$  es el periodo natural en segundos.  $\zeta$  suele tomarse igual a 0.2 en la Ec. 7.3. Poniendo  $S$  en centímetros en lugar de pies y dividiendo entre el intervalo de integración, 2.4 seg, debe dar valores próximos a los de  $v$  que han de usarse en la Ec. 7.2 para obtener  $I$  en la escala  $MM$ , y sin el inconveniente del sesgo que en la Ec. 7.2 corresponde a los sismos de muy corta duración.

### 7.3 Tipos de ondas terrestres

Cualesquiera que sean las causas de los sismos, éstos generan dos tipos de ondas de cuerpo:  $P$  y  $S$  (sección 3.9). Debido a la diferencia de la velocidad de propagación de estas ondas, se podría esperar que los acelerogramas, a partir de cierta distancia focal, consistieran en dos trenes separados de oscilaciones, uno para cada tipo de onda. Mas tales acelerogramas son siempre muy complicados, y el tren de ondas  $S$  siempre empieza antes de que se hayan desvanecido las ondas  $P$ . Aun los acelerogramas de los movimientos generados por explosiones y los debidos a un solo golpe de un martillo son bastante complejos (figuras 7.2 y 7.3). Indudablemente estas características de los movimientos fuertes del terreno deben atribuirse a reflejos y refracciones múltiples en interfases geológicas irregulares y a veces difusas.<sup>5</sup>

Un acelerograma típico (figura 7.4) contiene tres grupos principales de ondas o fases:  $P$ , o primaria;  $S$ , o secundaria, y  $L$ , u ondas superficiales, que incluyen las de Love, Rayleigh y otros tipos de ondas. En los acelerogramas de sismos destructivos, las ondas  $L$  generalmente se confunden con el final de la fase  $S$  porque las aceleraciones de las ondas  $L$  son ordinariamente muy pequeñas. Por otra parte, los sismogramas de telesismos se

<sup>3</sup> Encontramos un ejemplo en el sismo de San Salvador del 3 de mayo de 1965 (Rosenblueth y Prince, 1965).

<sup>4</sup> Ésta es la explicación más probable de las altas velocidades del terreno asociadas a algunos sismos de baja intensidad en la ciudad de México.

<sup>5</sup> La cuestión está bien expuesta por Bullen (1953) con base en el razonamiento de Jeffreys.

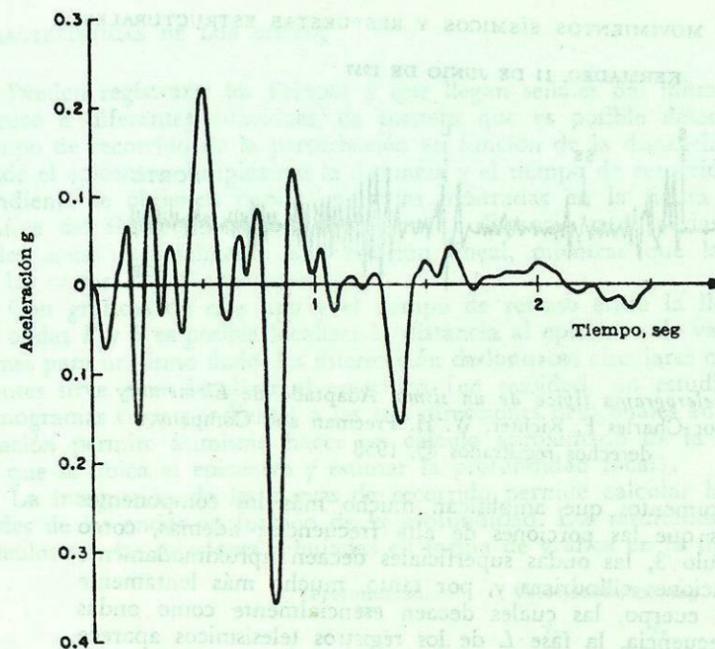


FIGURA 7.2. Acelerograma del movimiento del terreno generado por explosiones. Según Carder y Cloud (1959), reproducido por Housner (1961)

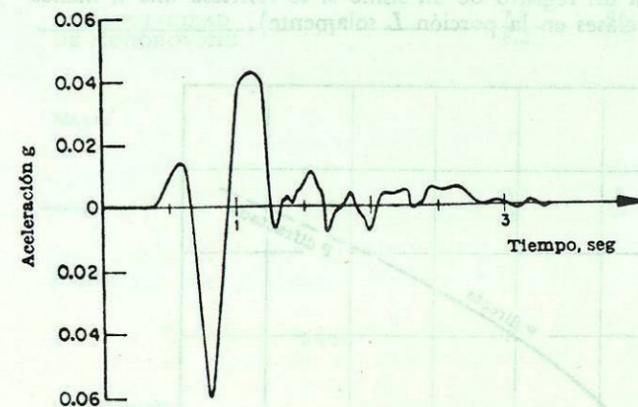


FIGURA 7.3. Acelerograma de los movimientos del terreno generados por un golpe de martillo de forja. Según Flygare (1955), reproducido por Housner (1962)

gramas de sismos destructivos, las ondas  $L$  generalmente se confunden con el final de la fase  $S$  porque las aceleraciones de las ondas  $L$  son ordinariamente muy pequeñas. Por otra parte, los sismogramas de telesismos se

KERMADEC, 11 DE JUNIO DE 1957

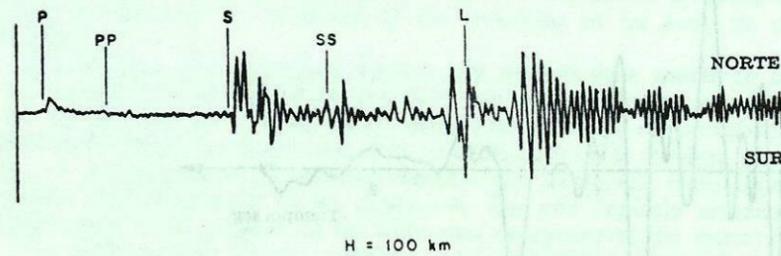


FIGURA 7.4. Acelerograma típico de un sismo. Adaptado de *Elementary Seismology*, por Charles F. Richter, W. H. Freeman and Company, derechos registrados ©, 1958

obtienen con instrumentos que amplifican mucho más los componentes de periodos largos que las porciones de alta frecuencia; además, como vimos en el capítulo 3, las ondas superficiales decaen aproximadamente como las perturbaciones cilíndricas y, por tanto, mucho más lentamente que las ondas de cuerpo, las cuales decaen esencialmente como ondas esféricas. En consecuencia, la fase *L* de los registros telesísmicos aparece en forma prominente con relación a las fases *P* y *S* (en la sismología moderna rara vez se hace mención de las tres fases en términos tan sobresimplificados. Dentro de cada fase se reconoce una gran variedad de ondas, y se haría injusticia a un registro de un sismo si se refiriese uno a menos de media docena de clases en la porción *L* solamente).

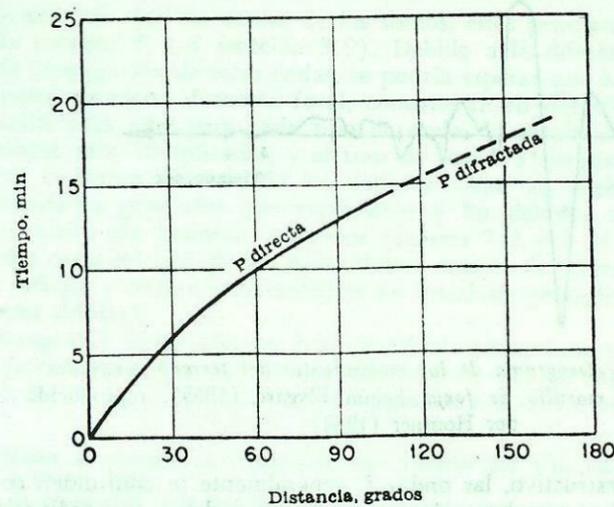


FIGURA 7.5. Curva simplificada de tiempo-recorrido para ondas *P*. Adaptado de *Elementary Seismology*, por Charles F. Richter, W. H. Freeman and Company, derechos registrados ©, 1958

52

Pueden registrarse los tiempos a que llegan señales del mismo evento sísmico a diferentes estaciones, de manera que es posible determinar el tiempo de recorrido de la perturbación en función de la distancia angular desde el epicentro. Empleando la distancia y el tiempo de recorrido correspondiente se obtienen curvas como las mostradas en la figura 7.5. La gráfica del tiempo de recorrido contra la distancia para ondas superficiales acusa esencialmente una relación lineal, mientras que las curvas de las ondas *P* y *S* son convexas.

Con gráficas de este tipo y el tiempo de retraso entre la llegada de las ondas *P* y *S* es posible localizar la distancia al epicentro de varias estaciones para un sismo dado. La intersección de los arcos circulares correspondientes sirve para localizar el epicentro (en realidad, un estudio de los sismogramas correspondientes a las tres direcciones ortogonales en una sola estación permite asimismo hacer un cálculo aproximado de la dirección en que se ubica el epicentro y estimar la profundidad focal).

La integración de las curvas de recorrido permite calcular las velocidades de las ondas en función de la profundidad. Los resultados de estos cálculos son las relaciones dibujadas en forma de gráfica en la figura 7.6.

	Profundidad, km	Velocidades, km/seg	
		$v_p$	$v_s$
SUPERFICIE	0	5	3
Corteza continental		6	3.5
DISCONTINUIDAD DE MOHOROVICIC	30*	7.2	4.2
		8.2	4.5
Manto			
	2 900	13.5	8
Núcleo			
	5 000	10	—
Núcleo interior			
CENTRO	6 370	11.5	?

\* La profundidad de la discontinuidad de Mohorovicic difiere grandemente de región a región y puede llegar a ser el doble de la que se da en la tabla.

FIGURA 7.6. Variación de las velocidades de onda con la profundidad. Adaptado de *Elementary Seismology*, por Charles F. Richter, W. H. Freeman and Company, derechos registrados ©, 1958

53

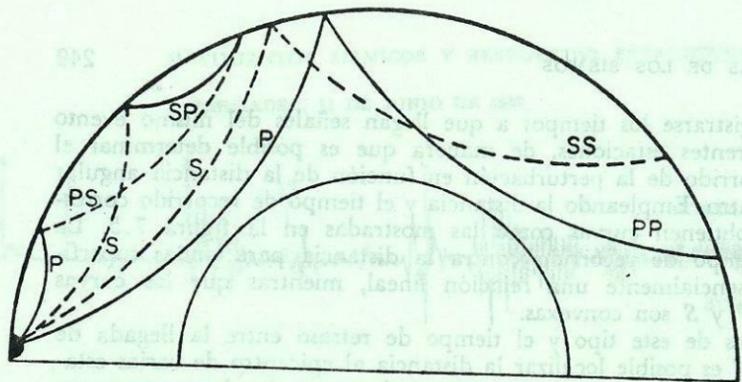


FIGURA 7.7. Reflejos en la superficie de la tierra. Adaptado de *Elementary Seismology*, por Charles F. Richter, W. H. Freeman and Company, derechos registrados ©, 1958

Los cambios bruscos en las velocidades a ciertas profundidades marcan interfases entre las capas principales dentro de la tierra.

Los reflejos más conspicuos se producen en la superficie de la tierra. En este tipo de reflejos una onda *P* puede generar tanto ondas *P* como *S*, llamadas ondas *PP* y *PS* respectivamente (figura 7.7). Análogamente, al reflejarse una onda incidente *S* puede producir ondas *P* y *S*, respectivamente llamadas *SP* y *SS*.

Los efectos de reflexión y refracción de las ondas sísmicas crean una zona de sombras (figura 7.7) entre las distancias de 105° a 142°. En esta región prácticamente no se registran ondas *P* ni *S*. El fenómeno, aunado al estudio de las ondas reflejadas, ha llevado a la conclusión de que la tierra contiene un núcleo líquido, capaz de reflejar ondas *P* y *S* y de refractar las *P*.

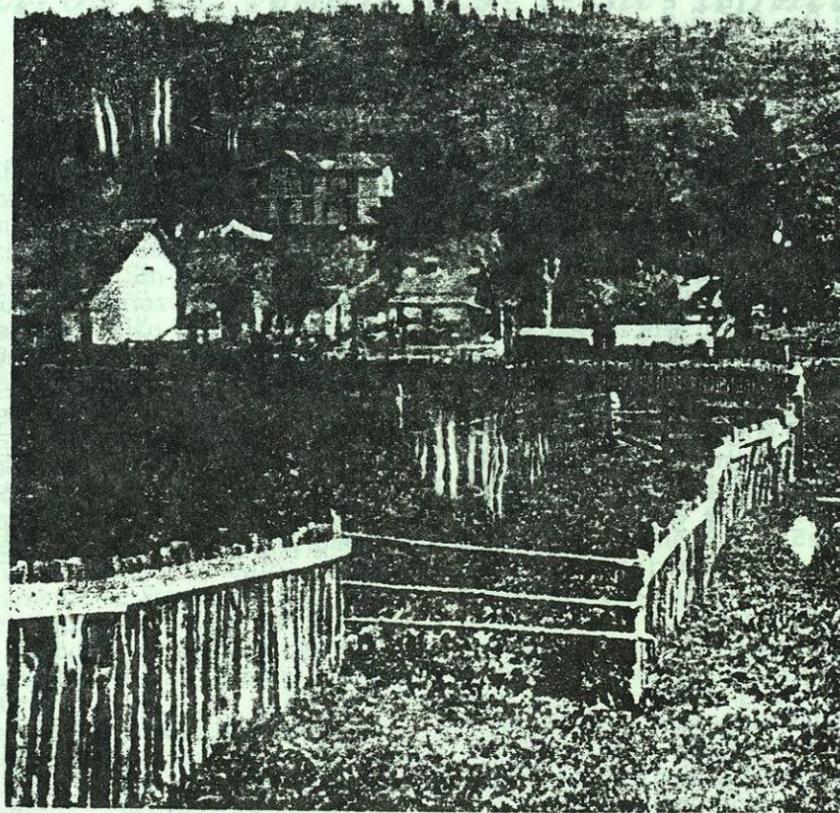
El símbolo *c* se usa para indicar un reflejo en la frontera del núcleo y el *K* para indicar aquella parte de la onda que se refracta a través del núcleo. Así, una onda *PcS* es una *P* que ha bajado a la frontera del núcleo y se ha reflejado como onda *S*. *PKS* es una onda *P* que se ha refractado dentro del núcleo y refractado de nuevo a través del manto convirtiéndose en la onda *S*, como finalmente emerge.

Nunca se ha observado que las ondas *S* pasen a través del núcleo. Ésta es la razón principal para creer que el núcleo es líquido, pues los fluidos no transmiten ondas de corte.

Existen pruebas de que la región más próxima al centro de la tierra, llamada núcleo interior, es bastante rígida y de que puede transmitir ondas *S*. Se usa el símbolo *I* para referirse a las ondas *P* del núcleo interior.

Los datos sismológicos han servido para inferir conclusiones respecto a la estructura de la tierra. Así se ha descubierto una discontinuidad en que la velocidad de la onda *P* salta de 6.4 y 6.7 km/seg a 8.1 y 8.2 km/seg (figura 7.8). Se la ha bautizado con el nombre de su descubridor, Mohorovičić (Moho), y define la frontera inferior de la propia corteza. El espesor de la corteza así definida es de unos 5 km bajo los océanos y 35 km bajo los continentes.

54



La desviación de la cerca muestra el movimiento de 260 m que ocurrió lateralmente en la falla de San Andrés cerca de Woodville en el condado Marin al norte de San Francisco. Nótese que no están destruidas las estructuras y marcos de madera al tondo de la foto. Temblor de San Francisco de 1906. K Gilbert Photo

57

#### APENDICE 1.1 Escala de Mercalli modificada

La escala mejorada de intensidades de Mercalli (1902) sirvió de base a la escala propuesta por Wood y Neumann (1931), conocida como la escala de Mercalli modificada y comúnmente abreviada MM. La versión modificada se describe a continuación con algunas mejoras por Richter (1958). Las siguientes notas son tomadas casi al pie de la letra de *Elementary Seismology* por Charles F. Richter (W. H. Freeman and Company, San Francisco, © 1958).

Para eliminar muchas repeticiones verbales en la escala original, se ha adoptado el siguiente acuerdo. Cada efecto se nombra con aquel nivel de intensidad con el que aparece primero frecuente y característicamente. Cada efecto puede encontrarse menos fuerte o, en menos casos, en el siguiente grado inferior de intensidad; más fuerte o, en más casos, en el siguiente grado superior. Unos pocos efectos se nombran en dos niveles sucesivos para indicar un incremento más gradual.

**Mampostería A, B, C, D.** Para evitar ambigüedad en el lenguaje, la calidad de la mampostería, tabiques u otro tipo, se especifica con las siguientes letras (que no tienen conexión con la construcción común Clase A, B y C).

**Mampostería A.** Buena mano de obra, mortero y diseño; reforzada, en especial, lateralmente y unida utilizando concreto, acero, etc.; diseñada para resistir fuerzas laterales.

**Mampostería B.** Buena mano de obra y mortero; reforzada pero no diseñada en detalle para resistir fuerzas laterales.

**Mampostería C.** Mano de obra y mortero ordinario; sin puntos débiles en el extremo como falta de unión en esquinas, pero no reforzada ni diseñada contra fuerzas horizontales.

**Mampostería D.** Materiales débiles como adobe; mortero pobre; baja calidad de la mano de obra, horizontalmente débil.

Escala de intensidades de Mercalli modificada de 1931 (abreviada y reescrita por C. F. Richter).\*

1. No percibido. Marginal y período largo de grandes sismos.
2. Percibido por personas en reposo, en pisos superiores o favorablemente colocadas.
3. Percibido en interiores. Los objetos suspendidos oscilan, hay vibraciones como si pasaran camiones ligeros. Duración estimada. Puede no ser reconocido como un sismo.

4. Los objetos suspendidos oscilan. Se perciben vibraciones como si pasaran camiones pesados o sensación de una sacudida como si una pelota pesada golpeará las paredes. Los vehículos en reposo oscilan. Las ventanas, los platos y las puertas resacaen.<sup>1</sup> Los vasos, botellas, etc., se desmoronan.

5. Se percibe en el exterior; dirección estimada. Se despierta la gente. Se perturba el reposo de los líquidos; algunos se derraman. Objetos pequeños inestables se desplazan o se voltean. Las puertas oscilan, se abren y se cierran. Las persianas y los cuadros se mueven. Los relojes de péndulo se detienen, se ponen en marcha, cambian su ritmo.

6. Es percibido por todos: muchos se asustan y echan a correr hacia el exterior. Las personas caminan tambaleándose. Las ventanas y los platos se rompen. Los libros se caen de los libreros. Los cuadros se desploman de las paredes. Los muebles se mueven o se voltean. El enyesado débil y mampostería D se agrietan. Las campanas pequeñas (iglesias, escuelas) tañen. Los árboles, arbustos son sacudidos visiblemente o se oye el murmullo de sus hojas.

7. Difícil mantenerse en pie. Percibido por choferes. Los objetos colgantes vibran. Los muebles se rompen. Daño a mampostería D, aparecen grietas. Las chimeneas débiles se rompen en la línea del techo. Caen el yeso, se aflojan ladrillos, piedras, tejas, cornisas, parapetos no afianzados y ornamentos arquitectónicos. Aparecen algunas grietas en mampostería C. Se forman olas en estanques; agua turbia con lodo. Hay pequeños derrumbes y deslizamientos en taludes de arena o grava. Las campanas grandes tañen. Los canales de concreto de irrigación se dañan.

8. Dirección del auto afectada. Daño a mampostería C; colapso parcial. Algunos daños a mampostería B; ninguno al tipo A. Caída de estuco y algunos muros de mampostería. Torcimiento y caída de chimeneas, monumentos, torres, tanques elevados. Los marcos de casas habitación se mueven sobre la cimentación si no se anclan; los paneles de muros sueltos se desprenden. Los pilotes deteriorados se rompen. Las ramas de los árboles se desprenden. Hay cambios en flujo o temperatura de manantiales y pozos. Aparecen grietas en terreno húmedo y taludes empinados.

9. Pánico general. Mampostería D destruida; mampostería C seriamente dañada, a veces con colapso completo; mampostería B seriamente dañada. Daños generales en cimentaciones. Los marcos de estructuras no anclados, levantados de la cimentación. Marcos llevados por el viento. Grietas visibles en el suelo. En áreas aluviales se expulsan arena y lodo, se forman manantiales sísmicos y cráteres de arena.

10. La mayor parte de las estructuras de mampostería destruidas con sus cimentaciones. Algunas estructuras bien construidas y puentes de madera destruidos. Serios daños a presas, diques, terraplenes. Hay grandes derrumbes. El agua es arrojada sobre los bordos de canales, ríos, lagos, etc. La arena y el lodo son desplazados horizontalmente en playas y terreno plano. Los rieles se doblan ligeramente.

11. Rieles muy doblados. Las tuberías subterráneas quedan completamente fuera de servicio.

12. Daño casi total. Grandes deformaciones, roturas con desplazamientos.

## Espectros de temblores y su aplicación

JORGE PRINCE\*

Los daños sufridos por las construcciones como consecuencia de un temblor son solamente la culminación de un complicado proceso que se inicia en el mismo momento que el movimiento sísmico. Sin embargo, la espectacularidad de los daños y de los efectos inmediatos, como el pánico de la población, concentra la atención en esos aspectos y relega a un plano secundario la importancia de las diversas etapas del proceso en sí.

El estudio y conocimiento de esas etapas constituye uno de los objetos de la Ingeniería Sísmica; su fin es permitir que construcciones de todas clases sean proyectadas y construidas cada vez con mayor economía y seguridad, a la luz de los nuevos descubrimientos en ese campo. Continuamente se logran avances relacionados con el comportamiento de las estructuras ante la acción de los temblores, y en muchos casos encuentran rápida aplicación en la práctica.

La utilización de los avances conseguidos requiere del conocimiento completo de las condiciones locales, en lo que se refiere a materiales y tipos de construcción, influencia de la geología regional, determinación de epicentros, etc. Por esta razón, en México se han iniciado desde hace tiempo diversos estudios encaminados a mejorar estos conocimientos. Este trabajo se referirá concretamente a algunos conceptos relacionados con la ocurrencia de temblores, señalando los beneficios obtenidos de su estudio, así como los medios empleados para llevar a cabo tales estudios.

### IMPORTANCIA DEL PROBLEMA SISMICO EN MEXICO

Se denomina Cinturón Circumpacífico a la zona relativamente angosta que rodea al Océano Pacífico, extendiéndose desde Nueva Zelanda hasta Chile como se muestra en la fig. 1.

A grandes rasgos comprende numerosas islas del Pacífico Sud-occidental, Nueva Guinea, Filipinas, Japón, la península de Kamchatka y las islas Aleutianas. Finalmente abarca toda la costa oeste del Continente Americano. Es

\* Investigador, Instituto de Ingeniería, UNAM.

notable en el mundo por su gran actividad sísmica.

Nuestro país forma parte destacada de esa zona ya que... "en lo referente a temblores de origen a poca profundidad, la sismicidad de la región central de la costa mexicana del Pacífico es la más alta del Hemisferio Occidental". Esta aseveración queda justificada por el número de temblores registrados por el Servicio Sismológico durante los primeros cincuenta años de operación (1909-1959), que asciende a 18,211<sup>2</sup> es decir, un promedio muy cercano a uno por día. Desde luego, un gran porcentaje de ellos han sido de intensidad tan leve que sólo los instrumentos de estaciones sismológicas pudieron percibirlos, o bien fueron sentidos por unas cuantas personas en situaciones favorables. Si se consideran únicamente aquellos de intensidad superior a II (MM)<sup>3</sup> se cuentan 520, es decir, un promedio algo superior a 10 por año. Entre ellos, a 48 se les atribuyó una intensidad de V o mayor, o sea que durante el período mencionado se sintió prácticamente cada año, en el país, un temblor que puede considerarse como fuerte.

Esta frecuencia y la improbabilidad de que disminuya en el futuro, explican la necesidad que hay en México de lograr una mejor comprensión del mecanismo sísmico. Además, no debe olvidarse que nuestro país está expuesto a temblores mucho más fuertes que los ocurridos hasta ahora. El monto oficial de los daños en julio de 1957 fue inferior a 30 millones de dólares y el número de víctimas fue 71; en 1923 en Tokio las pérdidas llegaron a 2.500 millones de dólares, 100,000 muertos y 43,000 desaparecidos.

### DE LA INTENSIDAD Y REGISTRO DE LOS SISMOS

La intensidad de un temblor se indica mediante un grado de una de las varias escalas

<sup>1</sup> B. Gutenberg y C. F. Richter, "Seismicity of the Earth", 2a. edic., Princeton University Press (Princeton, New Jersey, 1954), p. 36.

<sup>2</sup> J. Figueroa, "Carta sísmica de la República Mexicana", *Anales del Instituto de Geofísica*, UNAM, Vol. 5, 1959, pp. 59 y 127.

<sup>3</sup> Escala de Mercalli Modificada.