

## *8. Conceptos básicos en riesgo sísmico*

D. MUÑOZ

Cátedra de Geofísica. Facultad de Ciencias Físicas.  
Universidad Complutense. Madrid.

### 1. INTRODUCCION

El riesgo debido a terremotos presenta dos aspectos diferentes; uno científico y otro económico; este último, aunque relacionado con el primero, excede las competencias tanto del sismólogo como del ingeniero. Dentro del aspecto científico existen, también dos puntos de vista, el del sismólogo, a quien le interesa, en primer lugar, la probabilidad de ocurrencia de un terremoto de ciertas características, y el del ingeniero a quien le interesa la probabilidad de que una estructura se comporte de una cierta forma bajo la acción de un terremoto dado.

En la literatura existían distintos vocablos y definiciones para el riesgo sísmico que inducían a confusión. La UNESCO propuso en 1980 relacionar todos los aspectos del problema mediante la expresión:

$$\text{risk} \equiv \text{hazard} * \text{vulnerability} * \text{value at cost}$$

El término risk, en español riesgo, engloba todos los aspectos del problema, incluido el económico cuya valoración corresponde a compañías de seguros, gobiernos, etc. El término hazard, es también riesgo o peligro en español, es decir, tiene la misma traducción que el término risk por lo que algunos autores proponen utilizar la palabra peligrosidad sísmica para distinguirlo del riesgo. Sin embargo, es fácil encontrar el término riesgo refiriéndose a «hazard» ya que es un vocablo más usual. La peligrosidad (hazard) es la parte del problema relacionada con los terremotos y que debe ser resuelta por los sismólogos. El término «vulnerability», en español vulnerabilidad, debe ser valorado por el ingeniero o arquitecto a quien le interesa el efecto combinado de la ocurrencia de diferentes sucesos sísmicos

y las diferentes respuestas de una estructura particular. Podemos establecer la relación anterior en español.

$$\text{riesgo} \equiv \text{peligrosidad} * \text{vulnerabilidad} * \text{valor económico}$$

y definir la peligrosidad sismica en un emplazamiento como la probabilidad de que el parámetro que mide el movimiento del suelo, debido a la ocurrencia de un terremoto, sobrepase un nivel umbral dado durante un periodo de tiempo de interés.

El objetivo último de los estudios de peligrosidad sismica es, por tanto, proporcionar los valores de alguno de los parámetros que representan la intensidad del movimiento del suelo en distintos lugares de una región, de forma que sean útiles en la planificación urbanística y en el diseño antisísmico de las construcciones.

## 2. PARAMETROS SISMICOS EN EL CALCULO DEL RIESGO

Para evaluar la peligrosidad sismica de una zona hay que conocer previamente la sismicidad de la misma. La sismicidad viene definida por los parámetros que caracterizan los fenómenos sísmicos (López Arroyo y Espinosa, 1977).

Los parámetros que se manejan, comúnmente, en los estudios de peligrosidad sismica son los de localización y tamaño; los de localización son esenciales para definir las fuentes sismogenéticas, como veremos más adelante.

Los parámetros que relacionan el tamaño y la destructividad de un terremoto son: magnitud, momento, intensidad, aceleración, velocidad y desplazamiento del suelo. La magnitud y el momento sísmico están relacionados con la energía liberada en el foco del terremoto, mientras que la intensidad y la aceleración, velocidad y desplazamiento del suelo lo están con la energía recibida en un punto cualquiera de la superficie. La intensidad del área epicentral, también, se toma como medida del tamaño del terremoto ya que, aunque no mide la energía liberada y en su valor influye la profundidad a la que se encuentra el foco y el tipo de fractura que da lugar al terremoto, es el único parámetro que nos da una idea del tamaño para la época no instrumental, de la que no se cuenta con valores de magnitud.

### 2.1. Intensidad sísmica

La intensidad sísmica es el único parámetro de los mencionados anteriormente que no es instrumental. Se mide por escalas macrosísmicas que evalúan los efectos producidos, en un lugar determinado, sobre las personas, los edificios y el terreno.

Desde que surgieron las primeras escalas en el siglo XVIII, hasta el presente, éstas se han ido perfeccionando. La más generalizadas son las Mercalli Modificada «MM» en América y la «MSK», propuesta por Medvedev, Sponheuer y Karnik, en Europa. Estas dos escalas, que constan de 12 grados, son, prácticamente, equivalentes; han incorporado elementos más objetivos que los que contenían las escalas anteriores, como son la clasificación de los edificios según sus características antisísmicas y la de los daños a edificios.

Las escalas de intensidad, a pesar de haber evolucionado tratando de dar más importancia a los elementos objetivos que a los subjetivos, presentan algunos defectos que hay que tener presentes cuando se realizan evaluaciones de intensidad. Señalaremos algunos de ellos. La diferencia entre dos grados consecutivos no es comparable a lo largo de la escala, esto es debido a que es una medida cualitativa y no cuantitativa. En sus grados altos no son lo suficientemente precisas para poder distinguir inequívocamente entre grandes terremotos, ya que un mismo criterio puede entrar en la definición de más de un grado de intensidad. Además de contener elementos subjetivos en su definición, su interpretación, también es subjetiva y así, con la misma descripción de los efectos de un terremoto, dos personas pueden asignar grados diferentes.

La subjetividad de las escalas macrosísmicas y los problemas de su utilización, así como el hecho de que la intensidad sea un parámetro en algunos casos insustituible, ha dado lugar a que se busquen definiciones de intensidad basadas en registros instrumentales del movimiento del suelo que puedan suministrar una información precisa y útil al ingeniero. Algunos de los autores que han propuesto definiciones instrumentales para la intensidad son Benioff 1934, Housner 1952, Arias 1970, Blume 1970 y López Arroyo 1973. A pesar de estos esfuerzos no se ha podido llegar a adoptar una escala de intensidad instrumental. Una dificultad importante es que la aplicación de esta escala exigiría una red instrumental mundial muy densa difícilmente alcanzable en la práctica. Por otra parte esta intensidad no podría ser aplicada a los terremotos históricos.

## 2.2. Magnitud y Momento Sísmico

Como hemos dicho anteriormente, la magnitud está relacionada con la energía sísmica liberada en el foco del terremoto. Este parámetro fue propuesto por Richter en 1935 y su definición original está dada en función de la amplitud máxima de la onda sísmica registrada en un sismógrafo Wood-Anderson a 100 kilómetros de distancia del epicentro.

Esta idea fue desarrollada para aplicarla a terremotos del sur de California, se conoce como magnitud local  $M_L$ , y no se especificaba el tipo de onda a medir, sino que se tomaba la amplitud máxima del registro. Esto no era problemático cuando se aplicaba a terremotos de una zona con las

mismas características, ahora bien, cuando se aplicó a terremotos de distintas zonas surgieron problemas ya que la forma de los registros depende del tipo de terremoto y, aunque la energía liberada en un terremoto superficial y en uno profundo sea la misma, el registro será distinto, y en el correspondiente al terremoto profundo apenas se apreciarán los trenes de ondas superficiales. Por esta razón, fueron apareciendo otras escalas de magnitud; para telesismos se definen magnitud a partir de ondas internas ( $P$ ),  $m_b$  y magnitud a partir de ondas superficiales,  $M_s$  (Gutenberg y Richter, 1956). Para terremotos próximos, hay veces que el registro se satura y no se puede medir la amplitud máxima, por ello se ha definido la magnitud local en función de la duración de la señal y de la distancia epicentral (Lee *et al.*, 1972, Hermann 1975, Bakun y Lindh 1977).

En realidad, la magnitud no mide la energía sísmica total ya que cada una de ellas mide la energía asociada a un período, o frecuencia, determinado mientras que la energía está repartida en todo el espectro. Ambraseys (1975) señaló que, desde el punto de vista de la ingeniería, la magnitud no es una buena medida del tamaño de los terremotos.

Un parámetro relacionado con las dimensiones de la fuente, y por tanto más adecuado para medir el tamaño de un terremoto, es el propuesto por Aki en 1967 y conocido como momento sísmico,  $M_o$ . Este parámetro es el producto del coeficiente de rigidez del medio donde se produce el terremoto, el área de la dislocación, y el desplazamiento medio de la misma. En la mayoría de los casos es difícil estimar las dimensiones de la falla, y el momento sísmico se determina a partir del del espectro de las ondas sísmicas registradas. Más recientemente se utiliza el tensor momento sísmico  $M_{ij}$  cuyas componentes contienen toda la información sobre las características del foco del terremoto. Basada en el momento sísmico deducido del espectro de las ondas sísmicas, se ha definido recientemente la magnitud espectral  $M_w$  (Kanamori, 1977).

### 2.3. Aceleración Velocidad y Desplazamiento

Estos parámetros son de reciente utilización, pues se determinan a partir de los acelerogramas, y los acelerógrafos son aparatos que funcionan desde hace relativamente pocos años. Por otro lado los datos sobre aceleraciones son escasos y limitados a regiones muy concretas.

Hasta ahora, de la información contenida en los acelerogramas, se ha utilizado, fundamentalmente, el parámetro aceleración pico, es decir, el valor máximo de la aceleración medida en el registro. Sin embargo, este valor máximo o pico ocurre en un instante y los daños producidos por un terremoto no están únicamente relacionados con estos valores máximos instantáneos, de los que quizás las estructuras podrían recuperarse, sino que un factor tan importante o más que los valores pico es la duración de la sacudida. Es más conveniente, por tanto, utilizar los valores de los dos parámetros, aceleración máxima y duración.

La duración de un terremoto no es fácil de estimar, pues si bien el inicio de la sacudida se puede determinar, en general, de forma precisa, no ocurre lo mismo con su final. Algunos autores (Lee *et al.*, 1972) definen el final estableciendo una amplitud mínima del registro, en cambio otros (Real y Teng, 1973) lo establecen cuando la señal se confunde con el ruido. Una medida útil de la duración es la llamada duración acotada que es el tiempo transcurrido entre el primero y último pico del acelerograma que exceden el valor 0.05 g.

Con lo dicho anteriormente y como el período instrumental es muy corto frente al tamaño de la muestra que hay que utilizar para obtener períodos de retorno grandes, no es conveniente utilizar una muestra que abarque pocos años y extrapolar para períodos de retorno grandes, el parámetro más útil por ahora en la evaluación de la peligrosidad sísmica, tanto para medir el tamaño como la fuerza con que se siente un terremoto en un lugar determinado es, a pesar de sus limitaciones, la intensidad sísmica.

El ingeniero demanda que el riesgo venga expresado en términos de aceleración ya que él diseña las estructuras en función de las aceleraciones que pueden afectarlas durante su tiempo de vida. Esta exigencia de la ingeniería ha llevado a relacionar la intensidad sísmica con los parámetros cinéticos aceleración, velocidad y desplazamiento. Han sido muchos los autores que han establecido estas relaciones, entre ellos, por ejemplo, Coulter *et al.* (1973), Trifunac y Brady (1975). Estas relaciones se van modificando a medida que ocurren terremotos y se obtienen más datos sobre las aceleraciones del suelo. Hay que tener en cuenta que estas relaciones se han obtenido para unas zonas determinadas en las que se cuenta con registros de aceleración y que al utilizarlos en otras zonas, que no cuentan con este tipo de datos se les concede validez universal, lo que no está comprobado.

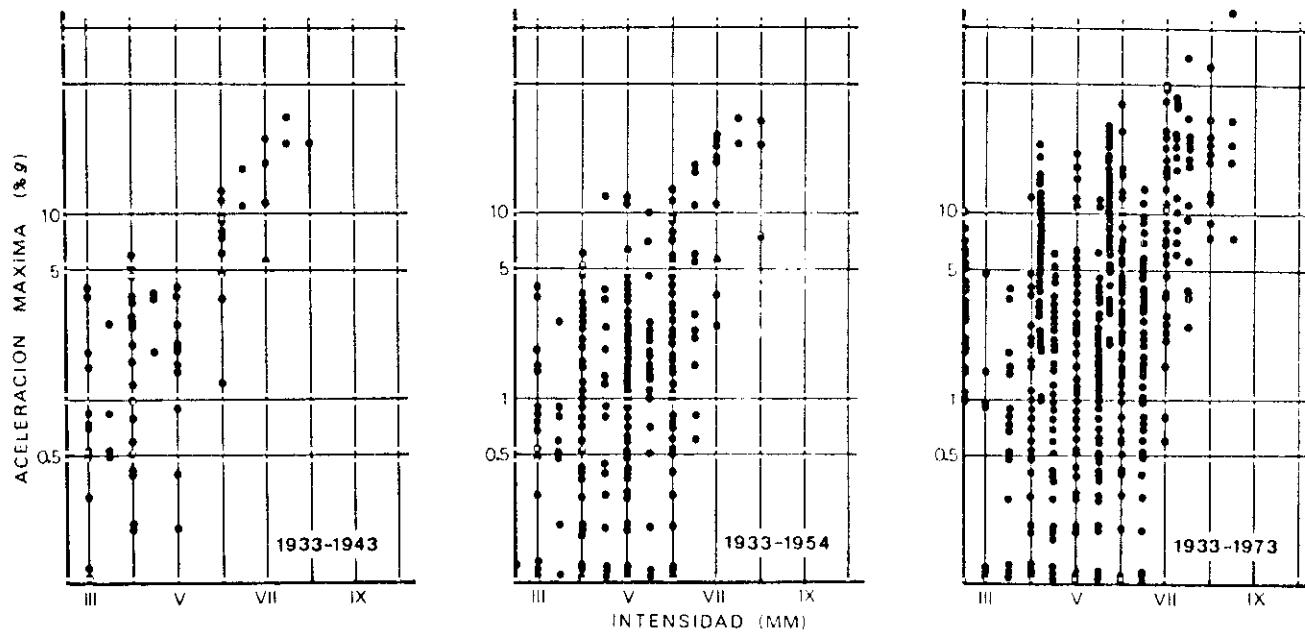
Por otra parte Ambraseys (1973) considera imposible establecer una buena relación intensidad-aceleración debido a la gran dispersión de los datos (Fig. 1.).

Nuestro punto de vista es que, si se desea presentar los valores de riesgo en aceleraciones, debe quedar constancia de los valores de riesgo en intensidades y especificar qué relación se ha utilizado para pasar de intensidad a aceleración.

### 3. FUENTES SISMOGENETICAS

Se denominan fuentes sismogenéticas aquellas zonas en las que se puede considerar que los terremotos presentan características comunes y, por tanto, se pueden asociar a una única estructura geológica. Su conocimiento es fundamental en los estudios de sismicidad y por tanto en la valoración

Figura 1.—Relación intensidad máxima-aceleración máxima para tres períodos de tiempo (Ambraseys, 1973).



del riesgo sísmico, y para definirlas se requiere toda la información sísmica y geotectónica existente.

La herramienta más importante para establecer los límites de las zonas sismogenéticas son los mapas de localización de los terremotos, pero hay que ser críticos al utilizarlos, ya que las localizaciones anteriores al año 1960 no cuentan con gran fiabilidad y pueden llevar a distribuciones espaciales de los terremotos cuya correlación con la tectónica sea difícil. En cuanto a esta correlación hay que ser prudentes en la interpretación de los datos geológicos, ya que las características tectónicas más evidentes sobre el terreno no tienen por qué ser, necesariamente, las más activas.

Una característica propia de cada fuente son los valores de los coeficientes de la relación propuesta por Gutenberg y Richter (1944).

$$\log N = a - bM$$

donde  $N$  es el número de terremotos de magnitud igual o mayor que  $M$ . El coeficiente  $a$  recibe el nombre de actividad sísmica y el coeficiente  $b$  es indicativo de la proporción que hay entre terremotos grandes y pequeños en la zona.

Cuando el período de tiempo que se estudia abarca la época no instrumental, se sustituye la relación frecuencia-magnitud por otra frecuencia-intensidad epicentral,

$$\log N = a - bI_0$$

Otros dos parámetros asociados a cada fuente son la tasa y el límite superior que se obtienen a partir de la relación anterior. La tasa está asociada al límite inferior de intensidad para el que se evalúa el riesgo y viene determinada por el número de terremotos de intensidad mayor o igual a ese límite por año. Para la construcción antisísmica, el rango de intensidades que interesa es a partir del grado V, que es cuando aparecen daños apreciables en los edificios, aunque este límite también viene impuesto por la completitud del catálogo.

El límite superior presenta la dificultad de estimar cuál es el mayor terremoto que es capaz de producir una región determinada. Este valor tiene gran influencia en el cálculo de probabilidades anuales bajas o períodos de retorno muy largos, que son los exigidos para ciertas obras de ingeniería como puentes, grandes presas, centrales nucleares, etc. Este valor, se obtiene extrapolando el ajuste lineal de la relación de Gutenberg y Richter. Sin embargo, esta extrapolación tiende a sobreestimar el límite superior de magnitud o intensidad, e incluso conduce a valores no realistas de la misma. Para evitar obtener valores anormalmente altos del tamaño, un procedimiento utilizado es truncar la relación frecuencia-magnitud y hacer un ajuste bilineal de los datos, lo que supone admitir que el régimen de ocurrencia de terremotos grandes y pequeños es diferente. El inconve-

niente de este método es que el truncamiento se realiza, generalmente, de forma arbitraria. Algunos autores (Shlien y Toksöz, 1970; Merz y Cornell, 1973) han propuesto una relación cuadrática tamaño-frecuencia.

$$\log N = a + bm + cm^2 \quad \text{o} \quad \log N = a + bI + cI^2$$

que se ajusta mejor a los datos. Mediante esta relación cuadrática la valoración del límite superior es mucho más realista.

Ahora bien, para la determinación del terremoto mayor posible en una zona sería aconsejable tener en cuenta las características tectónicas y elásticas de la misma, así como la liberación de energía sísmica y tensiones que se han producido en épocas pasadas para establecer la acumulación de tensiones que, liberándose de una vez, darían lugar al terremoto mayor posible (Müller y Mayer-Rosa, 1980). A ello puede contribuir de forma importante la paleosismicidad. Los datos obtenidos por esta reciente rama de la sismología sugieren que un segmento específico de una falla genera terremotos característicos que tienen un rango muy estrecho de magnitudes y que la relación de Gutenberg y Richter, que se ajusta muy bien a los terremotos de una región, puede no tener aplicación a un segmento de falla individual (Aki, 1986)). Progresos recientes han llevado a Coppersmith y Schwartz (1983) y Schwartz y Coppersmith (1984) a proponer un modelo de recurrencia sísmica llamado el «modelo del terremoto característico». Este procedimiento puede conducir en el futuro a la reducción de incertidumbres en la estimación de la peligrosidad sísmica.

Para la obtención de los parámetros que caracterizan una fuente sismogenética, y en los estudios de sismicidad en los que se utilizan catálogos sísmicos, se parte de la hipótesis de que la ocurrencia de terremotos se ajusta a un proceso de Poisson, es decir, que los terremotos son independientes entre sí en el tiempo y en el espacio. En realidad esto no es del todo cierto, ya que los terremotos tienden a agruparse en el tiempo (enjambres, precursores y réplicas) y en el espacio. Knopoff (1964) en un estudio para el sur de California comprobó que, con el catálogo completo para un período de tiempo determinado, el ajuste a una distribución de Poisson no era buena, y que éste mejoraba si no se consideraban enjambres y réplicas; y concluyó que existe una conexión causal entre dos terremotos sucesivos, es decir, que el tiempo de ocurrencia de un terremoto en el sur de California no es completamente independiente de sus predecesores. Aki (1956) había llegado a la misma conclusión para grandes terremotos. Tsuboi (1958) y Gajardo y Lomnitz (1960) han estudiado la dependencia espacial de los terremotos.

En la Figura 2 se representan los resultados obtenidos por Knopoff (1964). Como se puede apreciar, el ajuste es mucho mejor para el caso en el que se han eliminado réplicas y enjambres. Es decir, para los terremotos mayores se puede considerar que la ocurrencia se ajusta a un proceso de Poisson.

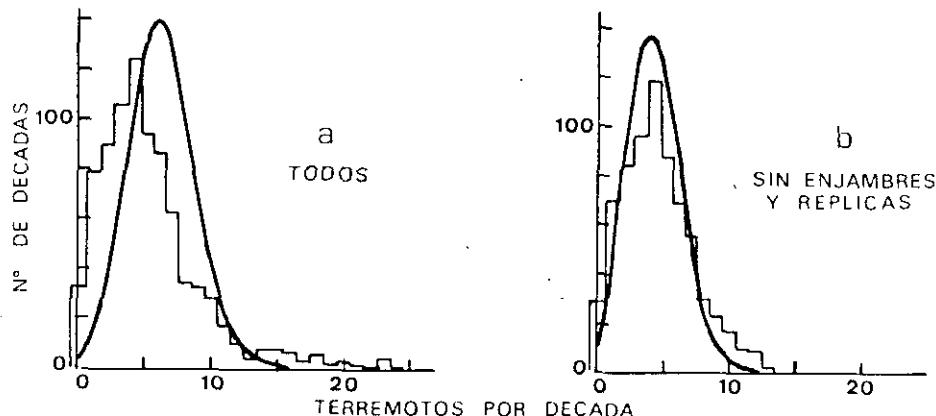


Figura 2.—Histograma y curva de Poisson para los terremotos del sur de California, de mag.  $\geq 3$ , desde 1934 a 1957 (Knopoff, 1964).

#### 4. LEYES DE ATENUACION

Para calcular la contribución de cada una de las fuentes sismogenéticas a la peligrosidad sismica en un lugar determinado, uno de los factores más importantes, que se necesita conocer, es cómo se atenúa con la distancia el parámetro en función del cual se representa dicha peligrosidad.

Existe un gran número de relaciones entre los diversos parámetros que representan la intensidad de la sacudida del suelo y la distancia epicentral, pero no hay una buena concordancia entre ellas. Esto es debido a varios factores, como el mecanismo focal, las propiedades elásticas y anelásticas del terreno por el que se propagan las ondas y las expresiones analíticas entre los distintos parámetros que se toman como punto de partida (Esteva, 1976).

En general, para el sismólogo es suficiente contar con una ley de atenuación que le proporcione un valor del parámetro considerado a una cierta distancia del epicentro, y que dará información sobre las características sísmicas del suelo firme. Sin embargo, desde el punto de vista del ingeniero habrá que dar un paso más, que analice cómo el terreno situado debajo de la estructura amplifica cada una de las frecuencias contenidas en el movimiento del suelo, obteniendo así el espectro de diseño para el tipo de terreno de que se trate, y calculando la estructura de forma que los daños sean mínimos para su frecuencia propia. Se han hecho numerosos estudios en los que se trata de predecir analíticamente las características del movimiento en un suelo dado, a partir de las características en suelo firme (Crouse 1973, Hudson y Udwadia 1973, Salt 1974).

De todo los parámetros que definen el movimiento del suelo en un lugar determinado el que más facilidad presenta para establecer una ley de

atenuación con la distancia es la intensidad sísmica, ya que al ser el parámetro utilizado desde más antiguo para estimar los efectos de los terremotos es para el que existe mayor cantidad de datos del pasado, y además continuará siendo el único dato disponible de los terremotos que ocurran en numerosas regiones en las que no se cuenta con una red de acelerógrafos. Muchos autores han estudiado la variación de la intensidad con la distancia (p. ej.: Gutenberg y Richter 1942, Neumann 1954, Sponheuer 1960, Erguin 1969, Brazee 1972, Howell y Schultz 1975) y se puede concluir que prácticamente todos los resultados son equivalentes entre sí, pudiendo expresarse esta variación, en general, mediante la fórmula

$$I = C_1 + C_2 \log R + C_3 \cdot R$$

y en función de la intensidad en el epicentro  $I_o$

$$\begin{aligned} I &= I_o - a \log \frac{R}{h} - b(R - h) \\ I &= I_o - a \log \frac{\sqrt{\Delta^2 + h^2}}{h} - b(\sqrt{\Delta^2 + h^2} - h) \end{aligned}$$

donde:  $I$  es la intensidad sentida en el punto,  $I_o$  es la intensidad en el epicentro,  $R$  es la distancia hipocentral,  $\Delta$  es la distancia epicentral y  $h$  es la profundidad del foco.

El coeficiente  $a$  de la expresión está relacionado con la attenuación debida a la expansión geométrica o ensanchamiento del frente de onda, y el coeficiente  $b$  está relacionado con la absorción anelástica del medio por el que se propaga la onda sísmica. Esta relación puede adoptar diferentes formas, ya que en algunos casos se puede despreciar el término de absorción anelástica frente al de expansión geométrica, y en otros casos el término de expansión geométrica es despreciable frente al de absorción anelástica, o bien su coeficiente  $a$  permanecer constante siendo  $b$  el que se determina para cada caso.

En realidad, a partir de las leyes de attenuación lo que se obtiene es una combinación de los valores del coeficiente de attenuación y de la profundidad del foco, que como se ha demostrado no son independientes (Howell and Schultz, 1975). Dependiendo de la forma de las isosistas —líneas que delimitan zonas de igual intensidad sísmica— la variación de la intensidad con la distancia se puede considerar constante en todas las direcciones a partir del foco, es decir, se asume que la forma de las isosistas es circular, o bien tomar direcciones de máxima y mínima attenuación.

Trabajos recientes (Espinosa, 1975) tratan de introducir la influencia de las unidades geológicas en la evaluación de la distribución de la intensidad y la influencia de la forma de la fuente en la misma. Esto es de gran importancia para la estimación del daño a cortas distancias del foco donde

los valores alcanzados por la intensidad están fuertemente influenciados por estos factores (Espinosa y Algermissen, 1972; Borcherdt, 1975).

## 5. METODO DE EVALUACION DE LA PELIGROSIDAD

Los métodos de evaluación de la peligrosidad sísmica han evolucionado con el tiempo, desde que se presentaron los primeros estudios de este tipo en la Unión Soviética (Gorshkov, 1941) y en Estados Unidos (Richter, 1959), y pasaron de ser una especificación muy elemental de la diferencia entre zonas con distinta actividad sísmica a calcular el nivel de intensidad de movimiento del suelo esperado en un lugar dado durante un período de tiempo determinado. A esta evolución no ha sido ajeno el desarrollo de la ingeniería y la construcción antisísmica.

### 5.1. Métodos deterministas

Estos primeros trabajos fueron realizados con criterios deterministas. Los métodos deterministas se basan en la hipótesis de que la sismicidad futura de una zona será exactamente igual a la del pasado. Si no se consideran zonas sismogenéticas, se estudian los efectos de cada terremoto de la región sobre el emplazamiento. Si se consideran zonas sismogenéticas o estructuras geológicas a las que están asociados los sismos, se hace la hipótesis de que éstos pueden ocurrir en cualquier lugar de la zona o de la estructura, por lo que los terremotos ocurridos en cada una de ellas deben situarse en el punto más cercano al emplazamiento aplicando, entonces, las leyes de atenuación para calcular los efectos sobre el mismo. De todos los valores que puede alcanzar la acción sísmica en el emplazamiento debido, en un caso, a cada terremoto individual y en el otro a cada zona, se toma el máximo. Es decir, con el método determinista se obtiene el valor máximo de la variable elegida como medida del movimiento del suelo en un lugar determinado debido a la sismicidad de la región.

Este método presenta algunos inconvenientes, señalados ya por algunos autores (López Arroyo y Espinosa, 1978). El primero de ellos es la hipótesis de partida; establecer que la sismicidad futura será igual a la pasada supone admitir que el mayor terremoto registrado en el catálogo de una zona no será sobrepasado en el futuro. Esto no tiene por qué ser cierto aunque se conociera toda la historia sísmica de la zona, lo que no ocurre ni en los países que cuentan con catálogos que abarcan un período de tiempo muy grande. Este problema lo señala Ambraseys (1983) citando casos en los que el límite estimado para algunas zonas ha sido superado por terremotos recientes. Otro de los inconvenientes es que, en principio, sólo se obtiene con este método el valor máximo esperado de la variable que representa el movimiento del suelo (intensidad sísmica, aceleración, etc.); esto supone

aplicar el mismo nivel de riesgo a todas las estructuras, lo que no es común en la práctica de la ingeniería sísmica, ya que no se aplica el mismo nivel de riesgo al diseño de una presa que al de una vivienda particular; es decir, este método puede resultar en algunos casos conservador y penalizar económicamente el diseño de algunas estructuras.

Para la aplicación de este método es necesario una gran precisión en la localización de los terremotos, si no se consideran zonas o estructuras sismogenéticas, y en las dimensiones de éstas en el caso de que si se consideren. Estas dimensiones son críticas, pues si se suponen los sismos asociados a una falla hay que contar con estudios que indiquen cómo se distribuye la actividad sísmica a lo largo de esa falla, si es activa en toda su extensión o si la actividad se restringe a partes de ella, siendo diferente de unas a otras.

## 5.2. Métodos probabilistas

Estos métodos se basan en que, conocida la sismicidad pasada, se pueden establecer las leyes estadísticas que rigen los fenómenos sísmicos de una zona. Con estos métodos, se obtiene la probabilidad de ocurrencia de distintos niveles de intensidad de movimiento del suelo en un lugar determinado en un período de tiempo dado.

El procedimiento general en estos métodos es el siguiente: se definen las fuentes sismogenéticas; se deducen las leyes estadísticas que rigen la sismicidad de cada zona o fuente, determinando los parámetros que la definen; se determina la función de atenuación del movimiento del suelo y se calculan la probabilidad de superar un cierto nivel de intensidad (Fig. 3).

Los métodos probabilistas presentan algunas ventajas frente a los métodos deterministas. La más importante es que no se obtiene únicamente el valor máximo de intensidad de movimiento del suelo, sino que se obtiene la distribución de probabilidades para los distintos niveles de intensidad o daño. Esto es fundamental para que el ingeniero pueda seleccionar el nivel de riesgo más adecuado a cada estructura en particular, sin penalizar innecesariamente el diseño. Otra es que se considera que la sismicidad se reporta uniformemente dentro de cada fuente por lo que no es tan crítica la exactitud en la localización. Por otro lado, el terremoto mayor que puede producirse en una zona no está determinada por el terremoto máximo registrado en el pasado, sino que se estima a partir de las leyes estadísticas de la sismicidad de cada zona.

Estos métodos también presentan inconvenientes. Para deducir las leyes estadísticas de cada zona se cuenta con una longitud de muestra que viene dada por el catálogo de la zona. Esto puede introducir errores cuando se extrapolan los resultados para períodos de retorno mucho mayores que la longitud de la muestra, por ejemplo, un catálogo sísmico que abarque un período de mil años para períodos de retorno de  $10^4$  años. Las fuentes

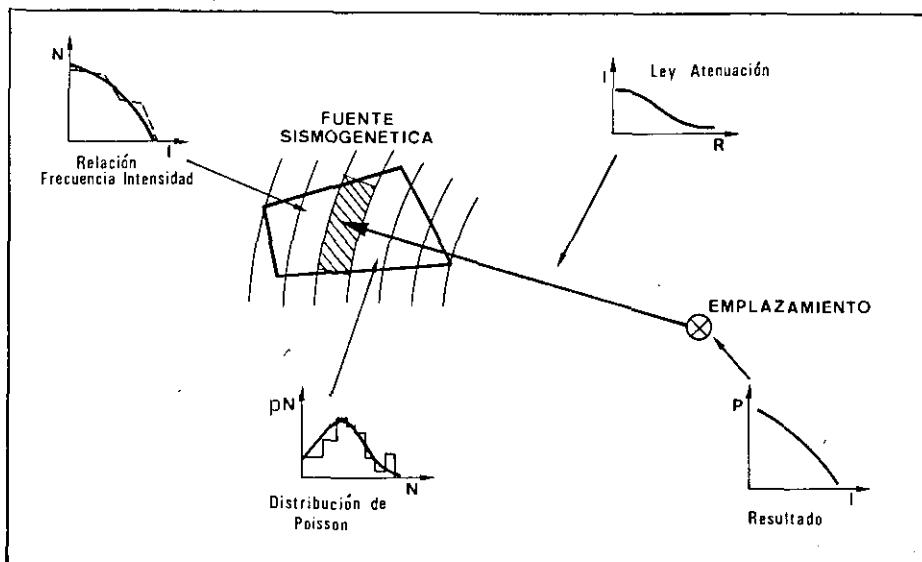


Figura 3.—Esquema del procedimiento general en la evaluación de la peligrosidad sísmica por métodos probabilistas.

sismogenéticas consideradas tienen que contar con un número suficiente de terremotos que permita su tratamiento estadístico, lo que condiciona, en algunos casos, las dimensiones de la fuente.

La elección del modelo estadístico para obtener la probabilidad de lugar a los distintos métodos que se manejan en la evaluación de la peligrosidad. Estos modelos han sido discutidos por numerosos autores (Lomnitz, 1974; Esteva, 1976; Brillinger, 1982).

Dentro del método probabilista, Cornell presentó en 1968 un trabajo que ha constituido el punto de partida de muchos trabajos posteriores.

Los valores de riesgo obtenidos por estos métodos se dan, comúnmente, en probabilidades anuales o en períodos de retorno, es decir, se obtiene la probabilidad anual o el período de retorno de un cierto nivel de intensidad de movimiento del suelo. El período de retorno fue definido por Gumbel como el inverso de la probabilidad anual. La utilización de este término ha llevado a confusión y muchas veces se interpreta como que si un nivel de intensidad tiene un período de retorno de 100 años, cada cien años debe ocurrir un terremoto de esa intensidad, cada 200 años dos, etc.

Menos confuso es utilizar la probabilidad de ocurrencia de un cierto nivel de intensidad en un intervalo de tiempo de  $T$  años. Esta probabilidad se obtiene en función de la probabilidad anual mediante la expresión

$$\text{Prob. en } T \text{ años} = 1 - (1 - \text{Prob. anual})^T$$

Lo que lleva a obtener que cuando un nivel de intensidad tiene un período de retorno de 100 años lo que se indica es que en 100 años tiene una probabilidad de ocurrencia del 65 %.

### 5.3. Método de valores extremos

Hemos dicho que los métodos probabilistas se basan en leyes estadísticas obtenidas a partir de la información contenida en los catálogos sísmicos. Estos catálogos no son completos para todos los terremotos contenidos en él, ya que no contiene todos los terremotos pequeños e intermedios ocurridos en épocas antiguas. Para evitar este problema, se ha aplicado a la evaluación de la peligrosidad la teoría de valores extremos desarrollada por Gumbel en 1954. Este método consiste en dividir la muestra original en  $n$  intervalos de tiempo y tomar el máximo terremoto de cada intervalo; se pasa así de la muestra original a una muestra de  $n$  valores extremos, que si se puede considerar completa, ya que es lógico que en los catálogos sísmicos se recojan los terremotos grandes ocurridos en el pasado. La función de distribución de la probabilidad para los valores extremos se ajusta, según Gumbel, a tres distribuciones asintóticas. En la primera, tipo I, la variable no está limitada; en la segunda, tipo II, la variable tiene un límite inferior y en la tercera tipo III la variable tiene un límite superior.

La distribución con más sentido físico para ajustar a la ocurrencia de terremotos es la tercera, ya que el tamaño de los terremotos tiene un límite que viene dado por las condiciones elásticas del terreno. Las distribuciones más utilizadas son las de tipo I y tipo III.

Algunos autores (Knopoff y Kagan, 1977) han discutido la validez de este método y han concluido que los métodos que utilizan todos los datos proporcionan mejores estimaciones de los parámetros sísmicos. Además, con este método se puede perder información sobre terremotos de magnitud o intensidad máxima moderada, es decir, sobre las probabilidades altas, o daños menores, que pueden ser de interés en el diseño de ciertas estructuras.

### 5.4. Estimación Bayesiana

Debido a diversos factores, como poca resolución en la localización de los sismos y en la asignación de tamaño, longitud de muestra pequeña frente a los períodos de retorno deseado, etc., existen incertidumbres en los parámetros sísmicos. Para tener en cuenta estas incertidumbres, algunos autores proponen aplicar el teorema de Bayes o teorema de las probabilidades de hipótesis, es decir, considerar los parámetros sísmicos no como constantes de valor desconocido sino como variables aleatorias.

Las ventajas de la aplicación del teorema de Bayes a la estimación de la peligrosidad sísmica han sido discutidos por Esteva (1970, 1976) y resumidas por Campbell (1982) en dos puntos: 1.) además de la incertidumbre probabilística asociada con la aleatoriedad inherente a la ocurrencia de terremotos, se pueden incorporar incertidumbres estadísticas asociadas con la estimación de los parámetros usados para cuantificar la sismicidad; 2.) suministra un medio riguroso de combinar información previa sobre sismicidad, bien sea de valoración geológica o estadística, con observaciones históricas de ocurrencia de terremotos. Esta información puede ser utilizada como complemento a los datos de sismicidad, cuando éstos son incompletos. También permite la incorporación de nueva información sobre la ocurrencia de terremotos a medida que se va obteniendo.

Aunque ha sido utilizada por algunos autores, hasta ahora, su aplicación en los estudios de riesgo sísmico, es muy limitada.

Resumiendo, el objetivo de este capítulo ha sido presentar los conceptos básicos y los parámetros que se manejan en la evaluación del riesgo sísmico. Los problemas, que se presentan cuando se trata de evaluar el riesgo, relacionados con la valoración de los parámetros y los métodos empleados se discuten por A. Martin en de esta misma obra.

## REFERENCIAS

- Aki, K. (1963): «Some problems in statistical seismology». *Zisin*, 8 (1956), 205-208. Traducido por A. S. Fusimoto, Hawaï, 1963.  
— (1967): «Scaling law of seismic spectrum». *J. Geoph. Res.*, 72, 1217-1232.  
— (1986): *Physical theory of earthquakes*. Curso «Seismic Hazards in Mediterranean Regions». Strasbourg, 21-30 agosto.  
Ambraseys, N. (1973): «Dynamics and reponse of foundation materials in epicentral regions of strong earthquakes». Proc. V World Conference on Earthquake Engineering, Roma.  
— (1983): «Evaluation of seismic risk in seismicity and seismic risk in the offshore North Sea Area». A. R. Ritsema and A. Gürpinar (eds.). D. Reidel Publishing Company, 317-345.  
Arias, A. (1970): «A measure of earthquake intensity». R. J. Hansen's Seismic Desing for Nuclear Power Plants. M.I.T. Press, 328 pp.  
Bakun, W. H., A. G. Lindh (1977): «Local magnitude, seismic moment, and coda durations for earthquakes near Oroville, California». *Bull. Seism. Soc. Am.*, 67, 615-629.  
Benioff, H. (1934): «The physical evaluations of seismic destructiveness». *Bull. Seism. Soc. Am.*, 24, p. 398.  
Blume, J. (1970): «An engineering scale for earthquakes and other ground motion». *Bull. Seism. Soc. Am.*, 60, 217-229.  
Borcherdt, R. D. (1975): «Studies for seismic zonation of the San Francisco Bay region». U. S. Geol. Survey. Prof. Paper 941-A, 102 pp.  
Brazee, R. J. (1972): «Attenuation of Modified Mercalli intensities with distance for the Unites States East of 106°W». *Earthquake Notes*, 43, 41-52.  
Brillinger, D. R. (1982): «Some bounds for seismic risk». *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72, 1403-1410.  
Campbell, K. W. (1982): «Bayesian Analysis of extreme earthquake occurrences. Part I. Probabilistic hazard model». *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72, 1689-1705.  
Coppersmith, K. J. y D. P. Schwartz (1983): The characteristic earthquake model: Implications to recurrence on the San Andreas fault (Abstract). *Earthquake Notes*, 54, 61.  
Cornell, C. A. (1968): «Engineering seismic risk analysis». *Bull. Seism. Soc. Am.*, 58, 1583-1606.

- Coulter, A. W., H. N. Waldron and J. F. Devine (1973): «Seismic and Geologic Siting Considerations for Nuclear Facilities». Proc. V World Conf. on Earthquake Engineering, Rome.
- Crouse, C. B. (1973): «Engineering studies of the San Fernando earthquake». Calif. Inst. Technol. Earthquake Eng. Res. Lab. Rep., 73-04.
- Erguin, K. (1969): «Observed intensity-epicentral distance relations in earthquakes». *Bull. Seism. Soc. Am.*, 59, 1227-1238.
- Espinosa, A. F. (1975): « $M_L$  and  $M_o$  determination from strong-motion accelerograms and expected intensity distribution». U. S. Geological Survey. Professional paper.
- , and S. T. Algermissen (1972): «Study of soil amplification factors in earthquake damaged areas: Caracas, Venezuela». *N.O.A.A.*, Technical Report, ERL 280 - ESL 31, 201 pp.
- Esteva, L. (1970): «Consideraciones prácticas en la estimación bayesiana de riesgo sísmico». Univ. Nac. México. Insti. Eng. Rep., 248.
- (1976): «Seismicity» en *Seismic Risk and Engineering Decision*, cap. 6. Editores C. Lomnitz y E. Rosenblueth. Elsevier, Amsterdam, 179-224.
- Gajardo, E. and C. Lomnitz (1960): «Sismic provinces of Chile». Proc. Second World Conf. Earth. Eng., Tokio y Kioto, Japón, 1529-1540.
- Gumbel, E. J. (1954): «Statistical theory of extreme values and some practical applications». National Bureau of Standards Appl. Math. Series. 33 U.S. Govt. Printing Office, 51 pp.
- Gorshkov, G. P. (1941): «General survey of seismicity of the territory of the USSR». Publi. Bureau Central Seismological International. Ser. A, vol. 19 (1956), pp. 257-259.
- Gutenberg, B., C. F. Richter (1942): «Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration». *Bull. Seism. Soc. Am.*, 32, 163-191.
- (1944): «Frequency of earthquakes in California». *Bull. Seism. Soc. Am.*, 34, 185-188.
- (1956): «Magnitudes and energy of earthquakes». *Annali di Geofisica*, 9, 1-15.
- Hermann, R. B. (1975): «The use of duration as a measure of seismic moment and magnitude». *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65, 889-913.
- Housner, G. W. (1952): «Intensity of ground motion during strong earthquake». Calif. Inst. of Tech., Earthquake Eng. Res. Lab., Pasadena.
- Howell, B. F., T. R. Schultz (1975): «Attenuation of Modified Mercalli intensity with distance from the epicenter». *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65, 651-665.
- Hudson, D. E., F. E. Udwadia (1973): «Local distribution of strong earthquake ground motions». Proc. 5th World Conf. Earthquake Eng. Rome, 611-700.
- Kanamori, H. (1977): «The energy release in great earthquake». *J. Geophys. Res.*, 82, 2981-2987.
- Knopoff, L. (1964): «The statistics of earthquakes in Southern California». *Bull. Seism. Soc. Am.*, 54, 1871-1873.
- Knopoff, L., Y. Kagan (1977): «Analysis of the theory of extremes as applied to earthquake problems». *Journ. Geophys. Res.*, 82, 5647-5657.
- Lee, W. H. K., R. E. Bennet, K. L. Meagher (1972): «A method of estimating magnitude of local earthquakes from signal duration». Open file report, 28 pp. Nat. Center for Earthquake Res., U.S. Geol. Surv. Menlo Park, California.
- Lomnitz, C. (1974): «Global Tectonics and earthquake risk». Elsevier Scientific Publishing Company. Amsterdam, 320 pp.
- López Arroyo, A. (1973): «Earthquake instrumental intensity from acceleration and velocity records». Simp. CERESIS, Lima Res. IVGG Comptes Rendus n.º 18, part. I, pp. 271.
- , A. F. Espinosa (1978): «Deterministic and probabilistic approaches to seismic risk determinations». Proc. of the Symposium on the Analysis of Seismicity and on Seismic Risk. Liblice, 487-496. Czechoslovak Academy of Sciences. Praga.
- Merz, H. A. and C. A. Cornell (1973): «Seismic risk analysis based on a quadratic magnitude-frequency law». *Bull. Seism. Soc. Am.*, 63, 1999-2006.
- Müller, S., and D. Mayer-Rosa (1980): «The new seismic hazard maps for Switzerland». *Revista de Geofísica*, n.º 13. México.

- Neumann, F. (1954): «Earthquake intensity and related ground motion». University of Washington, 93 pp.
- Real, C. R. and T. Teng (1973): «Local Richter magnitude and total signal duration in southern California». *Bull. Seism. Soc. Am.*, 63, 1809-1827.
- Richter, C. F. (1935): «An instrumental earthquake magnitude scale». *Bull. Seism. Soc. Am.*, 25, 1-32.
- (1959): «Seismic regionalization». *Bull. Seism. Soc. Am.*, 49, 123-162.
- Schwartz, D. P. y K. J. Coppersmith (1984): «Fault behavior and characteristic earthquakes: Example from the Wasatch and San Andreas fault zone». *J. Geophys. Res.*, 89, 5681-5698.
- Shlien, S. and M. N. Toksoz (1970): «Frequency-magnitude statistics of earthquake occurrence». Earthquake Notes (Eastern Section of the Seismological Society of America), 41, 5-18.
- Sponheuer, W. (1960): «Methoden der Herdtiefenbestimmung in der Makroseismik». Freiburger Forschungshefte, C88, 117 pp.
- Trifunac, M. D. y A. G. Brady (1975): «On the correlation of seismic intensity scales with the peaks of recorded ground motions». *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65, 139-162.
- Tsuboi, C. (1958): «Earthquake province domain of sympathetic seismic activities». *J. Phys. Earth.*, 6, 35-49.

