

# 5. *Determinación de la magnitud local $M_L$ a partir de acelerogramas de movimientos fuertes del suelo*

A. F. ESPINOSA

<sup>1</sup>U. S. Geological Survey, Denver, Colorado

## 1. INTRODUCCION

La magnitud local  $M_L$ , propuesta originalmente por Richter (1935), tiene una relación directa con la parte de la sismología dedicada a los movimientos fuertes del suelo. Esta magnitud toma en consideración los movimientos en el rango de frecuencias que son de interés para el ingeniero, arquitecto, constructor, agencias reguladoras, planificación urbana, estudios de riesgo sísmico, normas de construcción y, en general, para los estudios de riesgos geológicos. La magnitud  $M_L$  se evalúa a distancias cortas desde la fuente sísmica. Al corresponder a movimientos medidos a distancias relativamente pequeñas a las trazas en superficie de las fallas, o a distancias hipocentrales o epicentrales cortas, esta magnitud está más relacionada con la intensidad de la agitación del suelo, y por lo tanto del daño producido, que las otras magnitudes. Magnitudes determinadas a distancias telesísmicas, como son la  $m_b$  y la  $M_s$ , proporcionan una medida del tamaño de un terremoto en el campo lejano.  $M_s$  se mide a partir de ondas superficiales de períodos de aproximadamente 20 seg. En cambio,  $M_L$ , la magnitud local, es una medida del tamaño de un terremoto, determinada para períodos cortos y a distancias relativamente pequeñas, a partir de registros de un sismógrafo de torsión Wood-Anderson (Richter, 1935, 1958).

En los últimos años se han realizado muchos estudios sobre la atenuación de los movimientos fuertes del suelo (Espinosa, 1980) y, como ya se ha mencionado, uno de los problemas más importantes, respecto a la base de datos utilizada por muchos investigadores, ha sido el uso indiscriminado de las magnitudes  $M_L$ ,  $m_b$  y  $M_s$  y la mezcla de dichas magnitudes en una misma base de datos. La falta de sensibilidad de algunos investigadores respecto a este problema fundamental ha contribuido a la confusión en la

utilización debida de los datos. El trabajo de Kanamori y Jennings (1983), Espinosa (1979, 1980), Boore (1980) y Jennings y Kanamori (1983) presenta un esfuerzo importante en el establecimiento de una base de datos homogénea a partir de registros de movimientos fuertes del suelo y en medir, de esta manera, el tamaño de un terremoto en el campo cercano.

El objetivo de este trabajo es el de contribuir al progreso en el tema de los estudios sobre la atenuación de los movimientos fuertes del suelo a distancias cortas de la fuente. Además, se propone en este estudio un procedimiento similar al desarrollado por Richter (1935, 1958) para determinar el tamaño de un terremoto a partir de los acelerogramas de movimientos fuertes. La extensión para distancias muy cercanas de la magnitud local de Richter  $M_L$  propuesta por Jennings y Kanamori (1983) se utiliza como punto de partida para refinar las leyes de escala para la magnitud propuestas por Espinosa (1980). Una comparación con datos recientes de movimientos fuertes proporciona una evaluación y comprobación de la ley de escala de la magnitud propuesta a partir directamente de las amplitudes de los acelerogramas. De este estudio, resulta una simplificación considerable en la determinación de la magnitud local  $M_L$  a partir de los registros de movimientos fuertes a distancias cortas de la fuente sísmica, y también una simplificación en la construcción de las curvas de atenuación con la utilización de la tabla de valores de  $-\log_{10} A_1$  con la distancia incluidos en este trabajo. Como ya sugirió Richter (1935, 1958), al usar los datos de los sismogramas de una estación Wood-Anderson, la forma correcta es medir las amplitudes máximas en cada componente del movimiento del suelo y determinar la magnitud local de cada uno de ellos por separado. A partir de éstos se calcula un valor medio para dicha estación. La magnitud local  $M_L$  final que se asigna al terremoto es el valor medio de todas las obtenidas para las diferentes estaciones. La evaluación de  $M_L$  será tanto mejor cuanto mayor sea el número de observaciones y más completa la cobertura azimutal. Este es el método adoptado en el estudio presente, como en otros estudios previos de Espinosa (1979, 1980), en lugar del método que utiliza la suma vectorial de las amplitudes de los dos componentes horizontales de los acelerógrafos o la mayor de las dos amplitudes máximas.

El motivo que nos llevó a realizar esta investigación es la necesidad de determinar el tamaño de terremotos fuertes a partir de datos a distancias cortas e intermedias de la fuente. También nos movió el poder proporcionar un procedimiento simplificado, semejante al de Richter, que permita una determinación rápida de la magnitud local a partir de los movimientos fuertes del suelo y con ello proporcionar una escala que desplace la magnitud de saturación de la  $M_L$  a valores más altos. Esta saturación es debida a las limitaciones del rango dinámico de los instrumentos Wood-Anderson, con lo que la extensión de la escala permitirá evaluar la magnitud local de terremotos grandes y destructores a partir de datos del área de máxima intensidad.

## 2. ESCALA DE $M_L$ PARA ACELEROGRAMAS HORIZONTALES

En primer lugar se propone una expresión empírica para la determinación de la magnitud local  $M_L$  a partir de las aceleraciones horizontales del movimiento fuerte del suelo de la forma

$$M_L = \log_{10} A_{cc} - \log A_1(\Delta) \quad [1]$$

donde  $A_{cc}$  es la amplitud registrada (de cero al máximo) por un acelerógrafo, en  $\text{cm}/\text{seg}^2$ , para un terremoto a una distancia dada;  $A_1$  es un factor de amplitud deducido empíricamente y que depende de la distancia. Esta ecuación sólo es aplicable a registros de acelerógrafos de componente horizontal de movimientos fuertes del suelo.

Esta ecuación [1] es similar a la propuesta por Richter (1935, 1958) en la forma

$$M_L = \log_{10} A - \log_{10} A_0(\Delta) \quad [2]$$

donde  $A$  es la amplitud registrada en un sismógrafo estándar de torsión Wood-Anderson y  $A_0$  es el factor de amplitud deducido empíricamente y dependiente de la distancia para un terremoto particular tomado como «terremoto patrón».

La diferencia entre las ecuaciones [1] y [2] es la siguiente: en primer lugar, las leyes de escala de la magnitud de Richter se propusieron para movimientos del suelo correspondientes a bajos niveles de deformaciones, donde  $A$  se mide en mm, mientras que  $A_{cc}$  en la ecuación [1] es una medida en  $\text{cm}/\text{seg}^2$  de fuertes agitaciones del suelo correspondiente al niveles altos de deformaciones. En segundo lugar, la selección del «terremoto patrón» para la ecuación [2] corresponde a un terremoto de  $M_L = 3$ , que se registra con amplitudes máximas de 1 mm, a una distancia de 100 km, mientras que para la ecuación [1] el terremoto patrón corresponde a la magnitud  $M_L = 5$  y se registra en un acelerógrafo con una amplitud máxima horizontal de  $1 \text{ cm}/\text{seg}^2$  a una distancia de 82 km. Originalmente, la ecuación [2] se desarrolló a partir de observaciones de registros de sismógrafos de torsión Wood-Anderson.

Kanamori y Jennings (1978) propusieron un procedimiento para determinar la magnitud local realizando una integración de las ecuaciones del movimiento del sismógrafo Wood-Anderson sometidas a una aceleración dada. De esta forma, extendieron las medidas de  $M_L$  para movimientos del suelo de altos niveles de deformaciones. Además, Jennings y Kanamori (1983) encontraron algunos problemas con la evaluación de  $M_L$ , en su forma original, y propusieron una corrección en las tablas de  $-\log_{10} A_0$  con la distancia, originalmente publicados por Richter.

En la tabla 1 se encuentran los valores numéricos de  $-\log_{10} A_1$  en

TABLA I

Valores numéricos de las amplitudes  $A(\Delta) = -\log_{10} A_1$  en cm/seg<sup>2</sup>  
con la distancia en kilómetros

$\Delta$	$A(\Delta)$	$\Delta$	$A(\Delta)$	$\Delta$	$A(\Delta)$	$\Delta$	$A(\Delta)$	$\Delta$	$A(\Delta)$
1	3,31	61	4,75	121	5,36	181	5,76	241	6,06
2	3,32	62	4,76	122	5,37	182	5,76	242	6,06
3	3,33	63	4,78	123	5,37	183	5,77	243	6,07
4	3,37	64	4,79	124	5,38	184	5,77	244	6,07
5	3,40	65	4,80	125	5,39	185	5,78	245	6,08
6	3,45	66	4,82	126	5,40	186	5,78	246	6,08
7	3,47	67	4,83	127	5,40	187	5,79	247	6,09
8	3,52	68	4,84	128	5,41	188	5,80	248	6,09
9	3,55	69	4,85	129	5,42	189	5,80	249	6,09
10	3,57	70	4,87	130	5,43	190	5,81	250	6,10
11	3,62	71	4,88	131	5,43	191	5,81	251	6,10
12	3,66	72	4,89	132	5,44	192	5,82	252	6,11
13	3,70	73	4,90	133	5,45	193	5,82	253	6,11
14	3,74	74	4,91	134	5,46	194	5,83	254	6,12
15	3,78	75	4,92	135	5,46	195	5,83	255	6,12
16	3,82	76	4,94	136	5,47	196	5,84	256	6,12
17	3,85	77	4,95	137	5,48	197	5,84	257	6,13
18	3,89	78	4,96	138	5,48	198	5,85	258	6,13
19	3,92	79	4,97	139	5,49	199	5,86	259	6,14
20	3,95	80	4,98	140	5,50	200	5,86	260	6,14
21	3,98	81	4,99	141	5,51	201	5,87	261	6,15
22	4,01	82	5,00	142	5,51	202	5,87	262	6,15
23	4,04	83	5,01	143	5,52	203	5,88	263	6,15
24	4,06	84	5,02	144	5,53	204	5,88	264	6,16
25	4,09	85	5,03	145	5,53	205	5,89	265	6,16
26	4,12	86	5,04	146	5,54	206	5,89	266	6,17
27	4,14	87	5,05	147	5,55	207	5,90	267	6,17
28	4,17	88	5,06	148	5,55	208	5,90	268	6,18
29	4,19	89	5,07	149	5,56	209	5,91	269	6,18
30	4,21	90	5,08	150	5,57	210	5,91	270	6,18
31	4,24	91	5,09	151	5,57	211	5,92	271	6,19
32	4,26	92	5,10	152	5,58	212	5,92	272	6,19
33	4,28	93	5,11	153	5,59	213	5,93	273	6,20
34	4,30	94	5,12	154	5,59	214	5,93	274	6,20
35	4,32	95	5,13	155	5,60	215	5,94	275	6,20
36	4,34	96	5,14	156	5,61	216	5,94	276	6,21
37	4,36	97	5,15	157	5,61	217	5,95	277	6,21
38	4,38	98	5,16	158	5,62	218	5,95	278	6,22
39	4,40	99	5,17	159	5,63	219	5,96	279	6,22
40	4,42	100	5,18	160	5,63	220	5,96	280	6,22
41	4,44	101	5,19	161	5,64	221	5,97	281	6,23
42	4,46	102	5,20	162	5,64	222	5,97	282	6,23
43	4,47	103	5,21	163	5,65	223	5,98	283	6,24
44	4,49	104	5,22	164	5,66	224	5,98	284	6,24
45	4,51	105	5,22	165	5,66	225	5,99	285	6,24
46	4,53	106	5,23	166	5,67	226	5,99	286	6,25
47	4,54	107	5,24	167	5,67	227	5,99	287	6,25

TABLA 1 (Continuación).

$\Delta$	$A(\Delta)$	$\Delta$	$A(\Delta)$	$\Delta$	$A(\Delta)$	$\Delta$	$A(\Delta)$	$\Delta$	$A(\Delta)$
48	4,56	108	5,25	168	5,68	228	6,00	288	6,25
49	4,57	109	5,26	169	5,69	229	6,00	289	6,26
50	4,59	110	5,27	170	5,69	230	6,01	290	6,26
51	4,61	111	5,28	171	5,70	231	6,01	291	6,27
52	4,62	112	5,29	172	5,70	232	6,02	292	6,27
53	4,64	113	5,29	173	5,71	233	6,02	293	6,27
54	4,65	114	5,30	174	5,72	234	6,03	294	6,28
55	4,67	115	5,31	175	5,72	235	6,03	295	6,28
56	4,68	116	5,32	176	5,73	236	6,04	296	6,29
57	4,69	117	5,33	177	5,73	237	6,04	297	6,29
58	4,71	118	5,33	178	5,74	238	6,05	298	6,29
59	4,72	119	5,34	179	5,75	239	6,05	299	6,30
60	4,74	120	5,35	180	5,75	240	6,05	300	6,30

cm/seg<sup>2</sup> en función de la distancia para  $1 \leq \Delta \leq 300$  km. Para utilizar esta tabla y la ecuación [1] es necesario conocer la distancia: a) a la falla, b) al epicentro, c) al hipocentro, d) al centro de la fractura y/o e) al centro de la zona de réplicas. Utilizando las medidas de la amplitud máxima (de cero al máximo) en milímetros o en centímetros para cada componente del movimiento fuerte del suelo en los acelerogramas y dividiendo estas amplitudes por el correspondiente factor de amplificación del instrumento (en mm/g o en cm/g) se obtienen las amplitudes medidas en fracciones de g (la aceleración de la gravedad). Para convertir estas magnitudes a cm/seg<sup>2</sup>, éstas se multiplican por 980 cm/seg<sup>2</sup>. La ecuación [1] requiere que la amplitud esté medida en estas unidades; a este valor se le toma el logaritmo en base 10 y se le añade el valor correspondiente de  $-\log_{10} A_1(\Delta)$  de acuerdo con la distancia tomado de la tabla 1. El promedio de los dos valores de  $M_L$ , calculados para cada uno de los dos componentes horizontales del movimiento del suelo, nos da el valor buscado de  $M_L$  para una estación. Para obtener el valor medio de  $M_L$  para un terremoto se promedian los obtenidos para diversas estaciones.

Espinosa (1980, p. 603, fig. 4b) propone un procedimiento que muestra las limitaciones de los datos de observación en el «límite de aplicabilidad» referido a las distancias (abscisas) y en el «límite de los datos observados» referido a las aceleraciones horizontales (ordenadas). A partir de las correcciones introducidas por Jennings y Kanamori (1983) para los valores de  $-\log_{10} A_0(\Delta)$  con la distancia, se ha realizado en este trabajo algo similar. La figura 1 muestra los resultados empíricos de  $-\log_{10} A_1$  con la distancia, con una línea continua hasta  $\Delta = 10$  km y con una línea a trazos hasta  $\Delta = 1$  km. Los datos empíricos analizados en nuestros trabajos previos (Espinosa, 1979, 1980) han limitado la extensión de la evaluación de la magnitud para distancias menores de 10 km. Por lo tanto, hemos usado

las correcciones propuestas por Jennings y Kanamori (1983) para distancias cortas y hemos calibrado nuestra curva con la suya para  $\Delta \leq 10$  km. Los resultados son los representados en la figura 1 con línea continua para el rango de distancias entre 10 km y 1 km. Estos valores corregidos han sido incorporados a la tabla 1, que da los valores de  $-\log_{10} A_1$  con la distancia. En la tabla, la distancia viene dada en kilómetros, en incrementos de 1 km, y los valores correspondientes de  $-\log_{10} A_1$  en  $\text{cm}/\text{seg}^2$ .

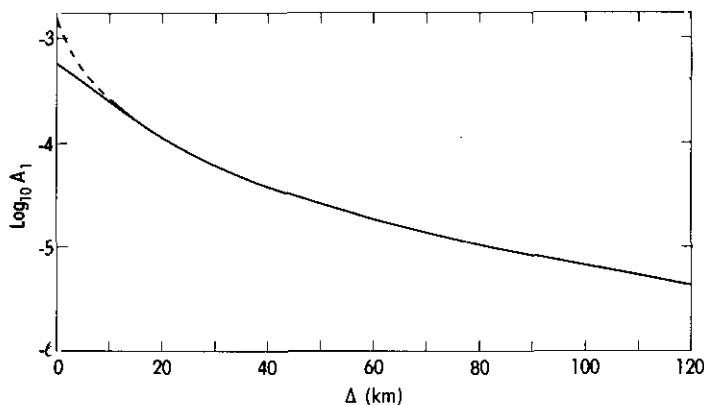


Figura 1. Logaritmo de la amplitud pico horizontal de la aceleración  $-\log_{10} A_1$  con la distancia en kilómetros para la determinación de la magnitud local  $M_L$  a partir de las amplitudes máximas medidas en los componentes horizontales de los acelerogramas. Valores numéricos vienen en la tabla 1 para  $1 \leq \Delta \leq 300$  km.

Debido a que existen nuevos registros de acelerógrafos del terremoto del Imperial Valley del 15 de octubre de 1979 y de otros terremotos registrados a distancias muy pequeñas, se está en la posición de poder comprobar el procedimiento de la determinación de  $M_L$  usando directamente las amplitudes máximas medidas en los componentes horizontales de los acelerogramas. Este procedimiento permite determinar el tamaño de un terremoto para distancias cortas de una forma rápida, económica, exacta y superando los efectos de la saturación del rango dinámico de los sismógrafos de torsión Wood-Anderson.

### 3. MAGNITUDES LOCALES $M_L$ DE TERREMOTOS RECIENTES

En este estudio no intentamos resolver de forma definitiva ninguna de las controversias existentes sobre qué tipo de distancia debe utilizarse para determinar la atenuación de la amplitud de los movimientos fuertes del suelo con la distancia. Debido a la naturaleza misma del problema y a la importancia que tiene en la evaluación de la peligrosidad sísmica, con su repercusión directa en el campo de la ingeniería (exigencias de diseño y

especificaciones de las normas de construcción), y debido a sus aplicaciones a la mitigación de los daños de los terremotos, presentamos nuestros resultados usando las distancias al punto más cercano de la traza de la falla (cuando es posible) y/o la más comúnmente usada distancia epicentral. Nuestro objetivo es presentar un procedimiento simplificado que permita una rápida y exacta determinación de  $M_L$  para terremotos grandes y moderados registrados a distancias cortas. El problema de la selección del tipo de distancia se tratará más adelante en este estudio.

Las fuentes de datos usadas en este estudio son: 1) los datos de movimientos fuertes del suelo publicados por el California Institute of Technology (CIT) (Hudson *et al.*, 1969-1976; Kanamori y Jennings, 1978; Jennings y Kanamori, 1983), 2) los publicados por el U.S. Geological Survey (Porcella *et al.*, 1982; Porcella y Switzer, 1983; Porcella, 1983), 3) los publicados por la Office of California Division of Mines and Geology (McJunkin y Ragsdale, 1980; Shakal y McJunkin, 1983), 4) los publicados por Brune *et al.* (1982) y 5) las determinaciones de la magnitud local de los laboratorios sismológicos de Pasadena (PAS) y Berkeley (BRK) por Kanamori y Jennings (1978) y Espinosa (1979, 1980, 1982).

El terremoto del Imperial Valley del 15 de octubre de 1979 es uno de los que han sido registrados con una cobertura azimutal más completa a distancias cercanas e intermedias de la traza de la falla (fig. 2). Espinosa (1980, 1982) ha utilizado los registros de 30 estaciones en Estados Unidos y 7 en México para determinar  $M_L$  de los registros de acelerogramas de componente horizontal. Desde esas fechas se dispone de más datos de movimientos fuertes (Porcella *et al.*, 1982; Brune *et al.*, 1982). Además, los cambios en la medida de la amplitud dada en la tabla 3, p. 605, de Espinosa (1980) han sido revisados por Porcella *et al.* (1982).

En la tabla 2 se presentan las aceleraciones horizontales de movimientos fuertes registrados en 45 estaciones de Estados Unidos y en 9 en México. En la misma tabla vienen dadas las magnitudes locales  $M_L$  calculadas usando la ecuación [1] y los valores de la tabla 1, y utilizando distancias epicentrales. El valor promedio de  $M_L$  para el terremoto del Imperial Valley de 1979 usando todas las estaciones de los Estados Unidos es  $6,63 \pm 0,22$ , similar al obtenido por Espinosa (1980, 1982) de  $6,65 \pm 0,26$  y al de Chávez *et al.* (1982) de  $6,63 \pm 0,29$  a partir de registros de sismógrafos Wood-Anderson.

En la figura 3a se muestran las aceleraciones máximas horizontales para cada estación correspondientes al terremoto del Imperial Valley usando la distancia medida desde cada estación hasta el punto más cercano de la ruptura de la falla, y en la figura 3b usando las distancias epicentrales. En el primer caso, la magnitud local promedio es  $5,99 \pm 0,23$ , y en el segundo,  $6,63 \pm 0,22$ . En las dos figuras las curvas se han obtenido usando la ecuación [1] y la tabla 1. Los cuadrados representan dos observaciones, y en los dos casos los datos se ajustan bien a las curvas de atenuación (figs. 3a y 3b). El desplazamiento para la estación de Westmorland es claramente

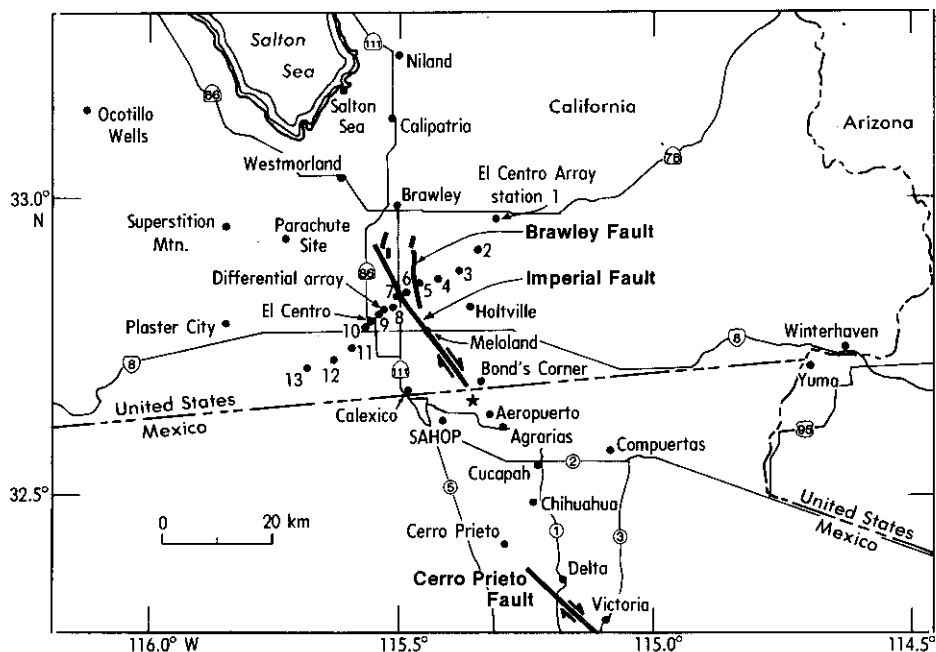


Figura 2.—Relación de las fallas Imperial, Brawley y Cerro Prieto con el epicentro del terremoto principal (asterisco). También se muestran las posiciones de las estaciones de acelerógrafos de movimientos fuertes usadas en este estudio. Las identificaciones y aceleraciones horizontales máximas vienen dadas en la tabla 2.

apreciable. El agrupamiento de las lecturas para distancias epicentrales cercanas a 30 km fue ya mencionado por Jennings y Kanamori (1983). Estas dos figuras demuestran cómo los datos observados se ajustan a las curvas de atenuación, tanto si se usa la distancia al punto más cercano de la falla como si se usa la distancia epicentral. Se podría argumentar que las amplitudes observadas en la estación de Westmorland son bajas debido a que el azimut a esa estación corresponde a un plano nodal del patrón de radiación de la fuente sísmica para las ondas *S*. Sin embargo, cuando se utilizan las distancias epicentrales, las observaciones en Westmorland quedan desplazadas hacia distancias mayores y se ajustan a la curva de atenuación para una magnitud local de 6,63. En cualquier caso (figs. 3a y 3b) los datos de observación caen dentro de los límites establecidos por una desviación estándar a partir de la curva promedio de  $M_L$ . Más aún, los datos de observación en el rango de distancias  $1 \leq \Delta \leq 10$  km (fig. 3a) quedan situados dentro de las curvas que corresponden a  $M_L$  entre 5,8 y 6,2, separadas de la media por un intervalo de una desviación estándar. En conclusión, para distancias cortas e intermedias los nuevos datos confirman la aplicación de la ley de escala de la magnitud propuesta que viene dada por la ecuación [1]. Los datos representados en las figuras 3a

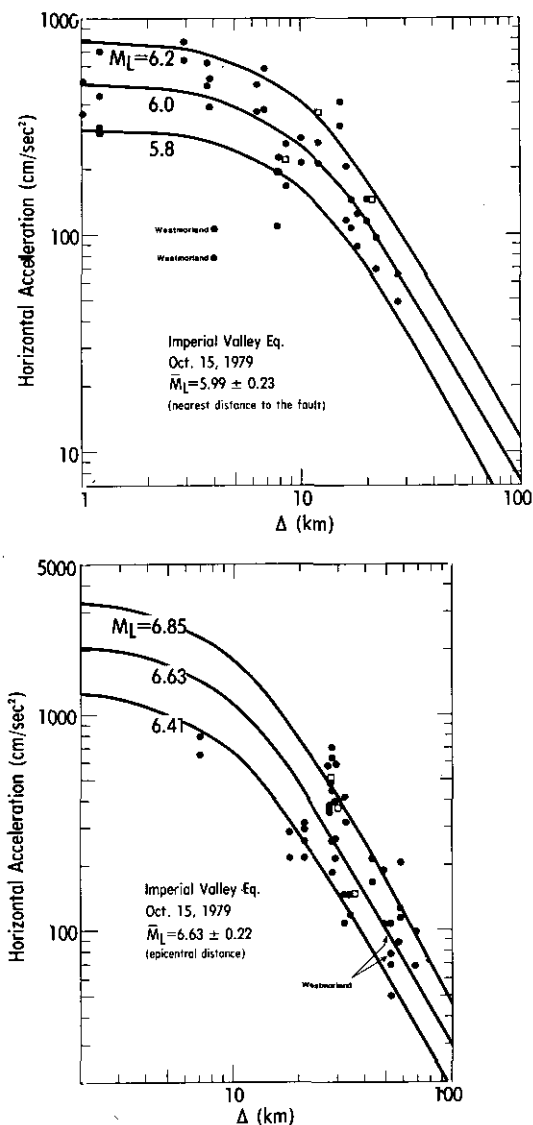


Figura 3.—Comparación de la atenuación media de la aceleración horizontal en  $\text{cm/s}^2$  en función de la distancia en kilómetros para el terremoto de Imperial Valley de 15 de octubre de 1979. a) La línea continua representa las curvas de atenuación obtenidas a partir de la ecuación [1] para una magnitud local media  $M_L$  de  $5.99 \pm 0.23$  usando la distancia más corta a la falla. Los círculos negros representan las correspondientes aceleraciones máximas registradas en uno de los componentes horizontales de los instrumentos de movimientos fuertes de cada estación. Los cuadrados representan dos observaciones. b) La línea continua del centro representa la curva de atenuación para  $M_L = 6.63$ , y las curvas paralelas son las curvas correspondientes a una desviación estándar de la media.

TABLA 2

Magnitud local  $M_L$ , determinada a partir de las aceleraciones horizontales máximas medidas en instrumentos de movimientos fuertes para el terremoto del Imperial Valley del 15 de octubre de 1979. Código de estación, nombre, latitud y longitud tomados de U.S. Geological Survey (1976). Distancias epicentrales, orientación y aceleraciones tomados de Porcella y Mathiesen (1980). Números en paréntesis son distancias al punto más cercano de la traza de la falla Imperial 1940. Distancias epicentrales para las estaciones con códigos desde 6.600 tomadas de Brune *et al.* (1980).

ID	Station Name	Lat. N Lon. W	$\Delta$ (km)	Orien. (deg)	Acc (cm/sec <sup>2</sup> )	$M_L(Acc)$
C366	Meloland	32,77 115,45	18(1)	360 270	313,6 294,0	6,39 6,36
5028	El Centro array #7	32,83 115,50	27(1)	230 140	509,6 352,8	6,85 6,69
942	El Centro array #6	32,38 115,49	27(1)	230 140	441,0 705,6	6,78 6,99
958	El Centro array #8	32,81 115,53	27(4)	230 140	490 627,2	6,83 6,94
952	El Centro array #5	32,86 115,47	27(4)	230 140	392,0 548,0	6,73 6,88
5165	El Centro D. A.	32,80 115,54	26(5)	360 270	499,8 362,6	6,79 6,68
117	El Centro array #9	32,79 115,55	27(6)	360 90	392,0 264,6	6,73 6,56
5060	Brawley Airport	32,99 115,51	42(7)	315 225	215,6 166,6	6,79 6,68
5054	Bonds Corner	32,69 115,34	6(7)	230 140	793,8 646,8	6,35 6,16
955	El Centro array #4	32,86 115,43	27(7)	230 140	372,4 597,8	6,71 6,92
5055	Holtville	32,81 115,38	20(8)	315 225	215,6 254,8	6,28 6,36
C260	El Centro	32,79 115,56	27(8)	360 90	343,0 313,6	6,68 6,64
C335	El Centro	32,79 115,56	27(8)	92 2	235,2 235,2	6,51 6,51
412	El Centro array #10	32,78 115,57	27(9)	50 320	196,0 225,4	6,43 6,49
5053	Calexico F. S.	32,67 115,49	15(11)	315 225	215,6 274,4	6,11 6,22
5058	El Centro array #11	32,75 115,59	28(13)	230 140	372,4 372,4	6,74 6,74
5057	El Centro array #3	32,89 115,38	29(13)	230 140	215,6 264,6	6,52 6,661
C369	Westmorland	33,04 115,62	52(13)	180 90	107,8 78,4	6,65 6,51
5051	Parachute Site	32,93 115,70	47(15)	315 225	196,0 107,8	6,83 6,57
5115	El Centro array #2	32,92 115,37	31(6)	230 140	421,4 323,4	6,86 6,75

TABLA 2 (Continuación).

ID	Station Name	Lat. N Lon. W	$\Delta$ (km)	Orien. (deg)	Acc (cm/sec <sup>2</sup> )	$M_L(Acc)$
931	El Centro array # 12	32,72 115,64	30(18)	230 140	107,8 147,0	6,24 6,38
5061	Calipatria F. S.	33,13 115,52	57(21)	315 225	88,2 127,4	6,64 6,80
5059	El Centro array # 13	32,71 115,68	34(22)	230 140	147,0 117,6	6,47 6,37
5056	El Centro array # 1	32,96 115,32	36(22)	230 140	147,0 147,0	6,51 6,51
286	Superstition Mtn.	32,95 115,82	58(26)	135 45	205,8 117,6	7,02 6,78
5062	Salton Sea	33,18 115,62	66(28)	315 225	58,8 58,8	6,59 6,59
5052	Plaster City	32,79 115,86	52(31)	135 45	268,6 49,0	6,46 6,31
C23	Niland F. S.	33,24 115,51	69(33)	90 360	98,0 68,6	6,84 6,69
5066	Coachella Canal # 4	33,36 115,59	84(47)	135 45	137,2 107,8	7,16 7,05
5050	Ocotillo Wells	33,14 116,13	93(59)	315 225	49,0 39,2	6,80 6,70
2316	Yuma	32,73 114,70	60(65)	90 360	29,4 29,4	6,21 6,21
622	Winterhaven	32,74 114,64	65(71)	270 180	68,6 49,0	6,64 6,49
5049	Borrego Air Ranch	33,19 116,28	108(74)	315 225	39,2 29,4	6,84 6,72
5047	Rancho de Anza	33,35 116,40	127(92)	135 45	29,5 19,6	6,87 6,69
5063	Coachella Canal # 1	33,64 116,08	131(92)	135 45	19,6 29,4	6,72 6,90
C21	Blythe Fire Station	33,61 114,71	122(108)	360 270	19,6 19,6	6,66 6,66
C243	El Capitán Dam	32,88 116,82	142(119)	154 64	19,6 19,6	6,80 6,80
C284	Palm Desert	33,76 116,41	160(122)	360 90	19,6 29,4	6,92 7,10
C299	Palm Springs	33,84 116,54	174(136)	360 90	9,8 19,6	6,71 7,01
C300	San Diego	32,72 117,16	171(153)	90 360	9,8 9,8	6,69 6,69
767	Coronado	32,68 117,17	172(155)	130 40	9,8 9,8	6,69 6,69
5117	Coronado	32,68 117,17	172(155)	130 40	9,8 9,8	6,69 6,69
5073	Cabazón	33,92 116,78	196(158)	270 180	9,8 19,6	6,83 7,13

TABLA 2 (Continuación).

ID	Station Name	Lat. N Lon. W	$\Delta$ (km)	Orien. (deg)	Acc (cm/sec <sup>2</sup> )	$M_L(Acc)$
C331	Hemet, Stetson/Palm	33,73	195(160)	360	9,8	6,82
	F.S.	116,98		270	9,8	6,82
C312	Riverside County	33,98	241(205)	119	9,8	7,05
		117,37		29	9,8	7,05
6616	Aeropuerto	32,65	2,3(1,4)	45	309,7	
		115,33		315	235,2	
6618	Agrarias	32,62	3,3(1,3)	183	274,4	
		115,30		93	22,5	
6604	Cerro Prieto	32,42	24(14)	57	146,0	6,23
		115,30		327	163,7	6,28
6621	Chihuahua	32,49	19(4,7)	192	261,7	6,34
		115,24		102	257,7	6,33
6622	Compuertas	32,58	23(13)	195	184,2	6,30
		115,09		105	146,0	6,20
6617	Cucapah	32,55	14(0)	85	303,8	6,23
		115,23				
6605	Delta	32,36	33(11)	172	342,0	6,81
		115,19		82	230,3	6,64
6619	Mexicalli SAHOP	32,62	13(8,4)	0	304,8	6,19
		115,42		90	449,8	6,36
6610	Victoria	32,29	44( )	75	119,6	6,57
		115,10		345	159,7	6,69

y 3b vienen dados en la tabla 2; los números entre paréntesis representan las distancias a la falla, y sin ellos las distancias epicentrales. Estos datos son comparables con los datos de 24 estaciones analizados por Jennings y Kanamori (1983).

Las aceleraciones horizontales en función de la distancia para varios terremotos registradas entre 1 y 100 km se muestran en las figuras 4 a 7 y 9. En ellas se muestran datos de terremotos de magnitud local similar. En la figura 4 se muestran los datos de la réplica del terremoto de Imperial Valley, ocurrida el 15 de octubre de 1979, 23:19:29 UT,  $M_L = 5,76 \pm 0,18$ , y del terremoto de Coyote Lake del 6 de agosto de 1979,  $M_L = 5,77 \pm 0,11$ . Los datos observados se ajustan muy bien a la curva de atenuación teórica para  $M_L = 5,76$  dentro de los límites de una desviación estándar. Hay, sin embargo, una excepción en los datos de Calexico F. S., con una aceleración pico de  $10,78 \text{ cm/seg}^2$  para una distancia de 12,2 km. Las aceleraciones se han tomado de Porcella (1983) y no se han comprobado sus valores con los registros originales.

La figura 5 muestra los datos de los terremotos de Parkfield del 27 de junio de 1966,  $M_L = 5,91 \pm 0,24$ , y de Lytle Creek del 12 de septiembre de 1970,  $M_L = 5,90 \pm 0,11$ , juntamente con la curva de atenuación para  $M_L = 5,9$ . Las magnitudes locales revisadas para el terremoto de Parkfield

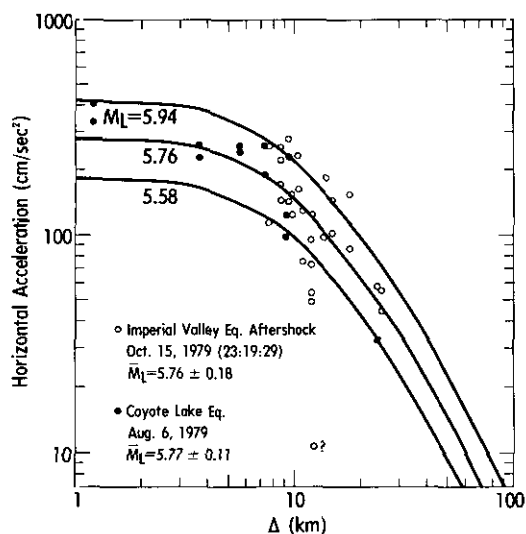


Figura 4.—Comparación de la atenuación media de las aceleraciones horizontales en  $\text{cm/s}^2$  en función de la distancia. La línea continua del centro representa la atenuación para una magnitud local  $M_L$  de 5.76. Las líneas paralelas representan las curvas de una desviación estándar de  $M_L$  (5.94 y 5.58). Los círculos blancos representan las aceleraciones máximas horizontales de la réplica del terremoto de Imperial Valley, 15 de octubre de 1979, 23:19:29 UT. Los círculos negros representan observaciones del terremoto de Coyote Lake, 6 de agosto de 1979, de  $M_L = 5.77$ .

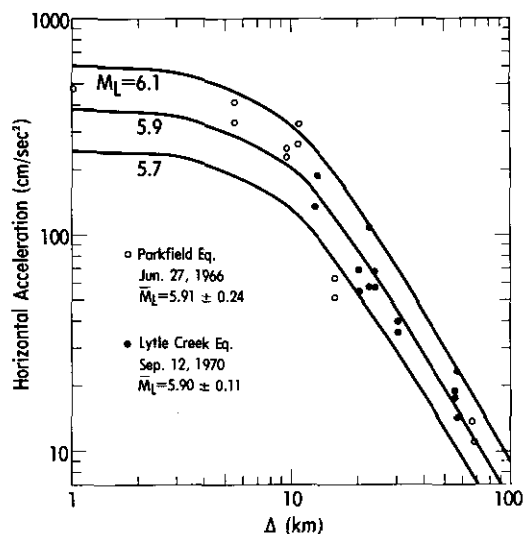


Figura 5.—Comparación de la atenuación media de las aceleraciones horizontales en  $\text{cm/s}^2$  en función de la distancia. Los círculos blancos representan las aceleraciones del terremoto de Parkfield de 27 de junio de 1966, de  $M_L = 5.91$ . Los círculos negros representan las aceleraciones del terremoto de Lytle Creek de 12 de septiembre de 1970, de  $M_L = 5.9$ .

están dadas en la tabla 6. Esta tabla sustituye la información de la tabla 1 terremoto núm. 50, p. 597 de Espinosa (1980). Usando la información para distancias cortas corregida de la tabla 1, en la determinación de la magnitud, a partir de cada uno de los componentes horizontales del

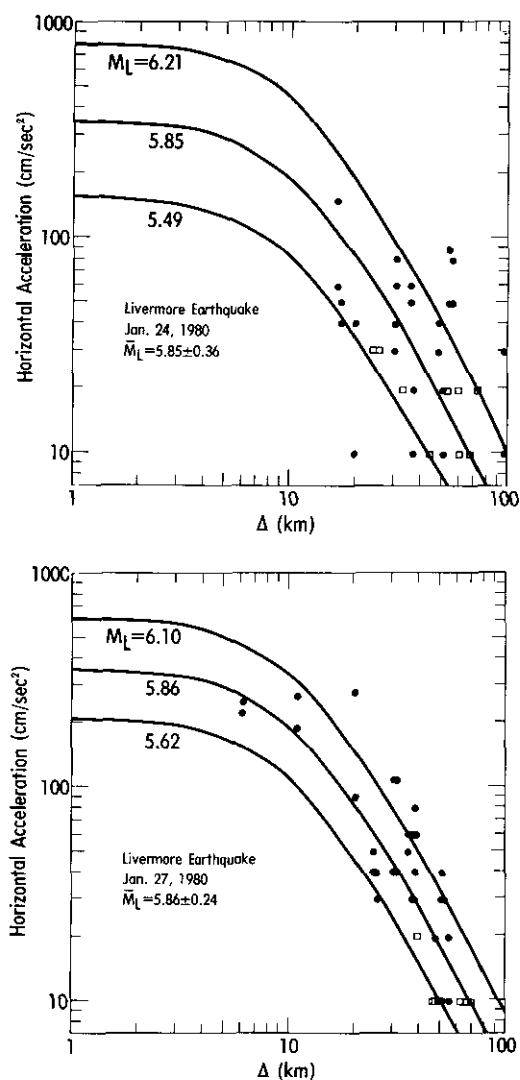


Figura 6.—Comparación de la atenuación media de las aceleraciones horizontales en cm/s<sup>2</sup> en función de la distancia en kilómetros para los terremotos de Livermore del 24 de enero de 1980 (a) y 27 de enero de 1980 (b). La línea continua del centro representa la curva media de atenuación para un valor dado de  $M_L$ . Los círculos negros representan las aceleraciones máximas en uno de los componentes horizontales. Los cuadrados representan dos observaciones.

movimiento en el rango de distancias  $0,08 \leq \Delta \leq 15,4$  km resulta una determinación más estable del valor de  $M_L$ . Los datos del terremoto de Lytte Creek están también representados en la figura 5, ya que complementan las observaciones para el rango de distancias  $13 \leq \Delta \leq 59$  km, correspondientes a una magnitud de  $M_L = 5,9$ . Los datos de ambos terremotos, como puede verse en la figura 5, quedan entre los márgenes de la curva teórica y una desviación estándar.

Busquemos ahora una comparación entre este procedimiento, tanto para la evaluación de  $M_L$  como de la atenuación de los movimientos fuertes del suelo, y el utilizado por algunos investigadores de tomar solamente el mayor de los máximos de la aceleración en cada estación. Los datos observados para los terremotos de Livermore del 24 y 27 de enero de 1980 (Boore, comunicación personal) proporcionan una oportunidad para establecer esta comparación con los datos presentados por McJunkin y Ragsdale (1980). Utilizando sólo el mayor de los máximos (fig. 6) para estos dos terremotos se obtienen valores de  $M_L$  para el 24 de enero de  $5,85 \pm 0,36$  (fig. 6a) y para el 27 de enero de  $5,85 \pm 0,36$ . Sin embargo, si se utilizan los máximos de los dos componentes horizontales, las magnitudes obtenidas son las siguientes: 24 de enero,  $5,72 \pm 0,6$ , y 27 de enero,  $5,86 \pm 0,24$  (fig. 6b). Los datos de las aceleraciones máximas para los componentes horizontales del movimiento del suelo para cada estación de estos dos terremotos están representadas en las figuras 6a y 6b, junto con las curvas de atenuación. Los datos observados caen dentro de los límites de una

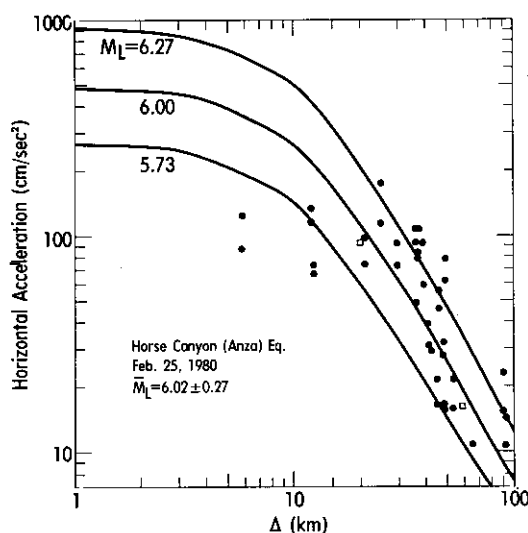


Figura 7.—Comparación de las atenuaciones medias de las aceleraciones horizontales en  $\text{cm/s}^2$  en función de la distancia en kilómetros. La línea continua del centro representa la atenuación para  $M_L = 6,0$ . Las curvas paralelas representan las curvas de una desviación estándar de la media (6,27 y 5,73).



La magnitud local  $M_L$  para este terremoto es de  $6,53 \pm 0,19$ , determinada a partir de las 58 estaciones. La determinación de  $M_L$  dada por BRK es de 6,5. En este caso, para determinar  $M_L$  sólo se puede usar la distancia epicentral, ya que no existieron rupturas en superficie o fallas bien identificadas en las proximidades del epicentro. Los datos de la aceleración horizontal (Shakal y McJunkin, 1983) están representados en la figura 9, juntamente con la curva teórica de atenuación y los límites de una desviación estándar ( $0,19$  unidades de  $M_L$ ). Los círculos negros representan una observación, los cuadrados dos y los triángulos tres. Puede apreciarse una tendencia de los datos a agruparse en el rango de distancias de 40 a 60 km. Jennings y Kanamori (1983) han mostrado que un efecto similar a este tipo de agrupamiento aparece cuando se utilizan distancias epicentrales o hipocentrales en otros terremotos.

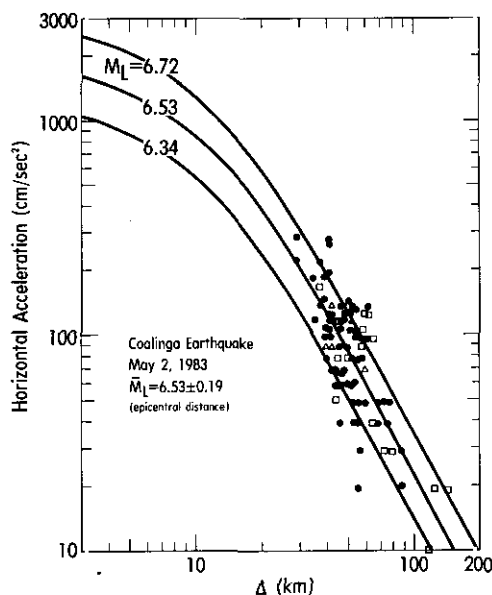


Figura 9.—Comparación de la atenuación media de las aceleraciones horizontales en  $\text{cm/s}^2$  en función de la distancia epicentral en kilómetros. La línea continua del centro representa la curva para un terremoto de  $M_L = 6,53$ . Las curvas paralelas representan las curvas a una desviación estándar de la media (6,72 y 6,34). Los datos observados están contenidos entre dichas curvas.

#### 4. ATENUACION DE MOVIMIENTOS FUERTES Y SELECCION DE LA DISTANCIA

El procedimiento propuesto en este trabajo para determinar la magnitud local  $M_L$  a partir de los registros de los componentes horizontales de

movimientos fuertes es rápido y directo. Usando la ecuación [1] y los valores numéricos para  $-\log_{10} A_1(\Delta)$  de la tabla 1, se pueden también obtener las curvas de atenuación para las aceleraciones de movimientos fuertes en el rango de distancias de  $1 \leq \Delta \leq 300$  km para un terremoto de un valor dado de  $M_L$ . La figura 10 muestra las curvas de atenuación para terremotos de magnitud local de 5,5 a 7,0. Estas curvas se evaluaron rápidamente y con precisión usando la expresión

$$\log A_{cc} = M_L + \log_{10} A_1$$

Estas curvas representan la atenuación media de las aceleraciones del movimiento fuerte del suelo en función de la distancia.

Como ya se ha dicho más arriba, la magnitud local  $M_L$  es una medida del tamaño de un terremoto medida para periodos cortos y a distancias cercanas a la fuente. La magnitud local propuesta por Richter (1935) tiene una relevancia directa en el campo de la sismología de movimientos fuertes y la ingeniería sísmica. La escala de magnitud local se desarrolló utilizando registros de amplitudes en la ventana de frecuencias que interesa directamente a los problemas de los criterios de diseño sísmico, las especificaciones de las normas para la construcción, los periodos naturales de vibración de estructuras y para cualquier prueba dinámica o estática de simulación de estructuras críticas. Por lo tanto, el impacto de la atenuación sísmica en el trabajo de ingenieros, arquitectos, agencias reguladoras, planificadores urbanos y en los estudios de riesgo sísmico, zonación sísmica y riesgos geológicos es de gran importancia en el problema de la mitigación de los daños producidos por terremotos.

Existen numerosas publicaciones que tratan del problema de la atenuación de las aceleraciones, una descripción breve se puede encontrar en Espinosa (1980) y no se repetirá aquí. En muchas de estas publicaciones los valores de las magnitudes  $M_L$  y  $M_s$  se han mezclado indiscriminadamente para obtener las curvas medias de atenuación. Este problema, desgraciadamente, mezcla una información fundamental que tiene que ver directamente con el ancho de banda de frecuencias para el que las magnitudes están evaluadas con el efecto de la distancia a la fuente sísmica. Es bien conocido que las frecuencias altas se atenúan rápidamente, con la excepción de algunos terremotos en zonas de subducción que han generado registros con frecuencias altas, larga duración y amplitudes altas a distancias epicentrales grandes (Saragoni, 1982; Cloud and Pérez, 1973). La magnitud de ondas superficiales  $M_s$  se mide usualmente a periodos de 20 seg y a distancias telesísmicas. La magnitud de ondas internas  $m_b$  se mide a partir de amplitudes de la onda  $P$  de aproximadamente 1 seg de periodo de ondas registradas también a distancias telesísmicas. La magnitud local  $M_L$ , propuesta por Richter (1935), y su evaluación usando registros de movimientos fuertes propuesta por Kanamori y Jennings (1978), Jennings y Kanamori (1979), Espinosa (1979, 1980, 1982) y Jennings y Kanamori

(1983), toma en consideración el rango de frecuencias y distancias desde la fuente, que está relacionado con la intensidad de la agitación del suelo (problema del campo cercano) y con la intensidad de la escala modificada de Mercalli o de cualquier otra escala de intensidad sísmica. Está por lo tanto mejor relacionada con los daños estructurales que las magnitudes determinadas a partir de datos a distancias telesísmicas (problema del campo lejano).

Además,  $M_L$  puede ser usada como magnitud de calibración a la que pueden referirse otras escalas de magnitud regional. La razón para calibrar las leyes de escala de otras magnitudes deducidas en otros regímenes tectónicos en los Estados Unidos o en otras partes del mundo, sirve para permitir una mejor comparación entre terremotos de distinto tamaño en regiones diferentes y, por lo tanto, proporciona una aplicación uniforme de las prácticas de las normas de construcción para todos los países y una escala unificada de magnitud.

Un ejemplo de la comparación entre las magnitudes  $M_L$  y  $M_s$  puede verse en los valores obtenidos para los terremotos de Livermore, California, del 24 y 27 de enero de 1980.

	$M_L(BRK)$	$M_s(USGS)$	$M_L(\text{este estudio})$
24-1-80	5,5	5,9	$5,62 \pm 0,36$
27-1-80	5,8	5,0	$5,86 \pm 0,24$

Los datos de las aceleraciones utilizados en la determinación de  $M_L$  proceden de U.S. Geological Survey y de California Division of Mines and Geology. El procedimiento descrito aquí no requiere el análisis de los acelerogramas o la integración de los registros digitalizados. Sólo requiere los valores de las amplitudes máximas en la forma en la que las proporcionan las agencias mencionadas, evitando cualquier duplicación de esfuerzos y haciendo de la determinación de  $M_L$  o de la atenuación un procedimiento de simple rutina.

En las curvas de atenuación representadas en las figuras 3, 4, 5, 6, 7, 9 y 10 hay una implicación en las tendencias paralelas para las partes correspondientes a distancias cortas de estas curvas. Los datos observados para distancias cortas (figs. 3a, 4 y 5) están de excelente acuerdo con los valores de las aceleraciones horizontales pico predichas por las curvas de atenuación media de  $M_L$  y los límites de una desviación estándar. Además, también se da un acuerdo muy bueno en la comparación para cada componente instrumental en cada estación, de las magnitudes locales determinadas por el conjunto de datos del presente estudio y el previo de Espinosa (1980) con los valores determinados por Kanamori y Jennings (1978) y Jennings y Kanamori (1983).

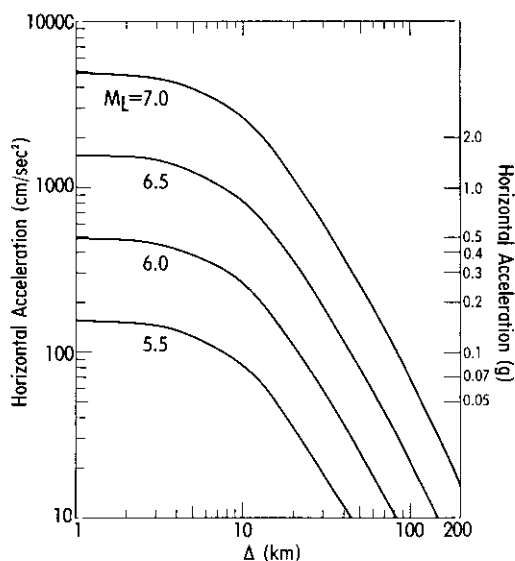


Figura 10.—Curvas de atenuación de la ley de escala de la magnitud local  $M_L$ . Aceleraciones horizontales en  $\text{cm/s}^2$  en función de la distancia en kilómetros para  $5.5 \leq M_L \leq 7.0$ . Estas curvas se han deducido de la ecuación [1] y de los valores numéricos de  $\log_{10} A_1$  de la tabla 1.

La aplicabilidad y validez de nuestro método queda claramente demostrada en los resultados (figs. 3, 4, 5, 6, 7 y 9). El requisito intrínseco en la ley de escala de la magnitud de Richter (1935, 1958), según la ecuación [2], implica que un orden de magnitud (por ejemplo de  $M_L = 5$  a  $M_L = 6$ ) incrementa la amplitud en diez veces a la misma distancia. De la misma manera, la ley de escala propuesta aquí y comprobada con éxito para la magnitud local según la ecuación [1] a partir de las aceleraciones horizontales de los movimientos fuertes, satisface las condiciones de la magnitud de Richter.

Cuando se usan datos de acelerógrafos juntamente con la ecuación [1] se supera el problema de la saturación de la magnitud local debida a las limitaciones del rango dinámico de los sismógrafos de torsión Wood-Anderson (Espinosa, 1980) y su evaluación se incrementa en uno o más órdenes de magnitud. De esta forma, el procedimiento presentado en este estudio, que es compatible con los valores de  $M_L$  determinados a partir de los registros de sismógrafos Wood-Anderson y especialmente con el concepto fundamental propuesto por Richter (1935) y las correcciones para el campo próximo de los valores de  $-\log_{10} A_0$  propuestas por Jennings y Kanamori (1983), permite una rápida y sencilla evaluación de  $M_L$  para distancias cercanas a la fuente para terremotos moderados y grandes.

Como ya se ha mostrado antes en este trabajo, en la evaluación de  $M_L$

se puede utilizar cualquier tipo de distancia que sea más apropiada para cada estudio particular. El tema de la selección del tipo de distancia es controvertido y no entraremos aquí en cuál debe usarse. Sin embargo, sí presentaremos los resultados de la determinación de  $M_L$  con distintos tipos de distancias y la repercusión que esto tiene en la evaluación del tamaño de un terremoto.

En la tabla 3 se presentan las magnitudes locales evaluadas por Jennings y Kanamori (1983) identificadas como  $M_L(J-K)$ . También se dan en esta tabla los valores de  $M_L$  determinados con la ecuación [1] usando las aceleraciones horizontales del terremoto de Imperial Valley de la tabla 2. Las cuatro distancias dadas son:  $\Delta_1$ , la distancia más corta a la traza de la falla;  $\Delta_2$ , la distancia epicentral;  $\Delta_3$ , la distancia hipocentral, y  $\Delta_4$ , la distancia al centro de la zona de fractura.

Resulta evidente a partir de la tabla 3 que la magnitud media asignada al terremoto de Imperial Valley depende del tipo de distancias utilizadas para determinar su tamaño. Si se usa la distancia más corta a la traza de la falla se obtiene  $M_L=6,0$ ; para la distancia epicentral,  $M_L=6,6$ ; para la hipocentral,  $M_L=6,7$ , y para la distancia al centro de la zona de fractura,  $M_L=6,3$ . De esta forma, dependiendo de la distancia seleccionada resulta una variación en  $M_L$  de 0,7. No es el propósito de este trabajo el resolver el problema de la selección de distancias. Sin embargo, es nuestra intención mostrar otros problemas que se pueden introducir al cambiar de forma indiscriminada la selección de distancias en el proceso de evaluar la magnitud local. Para distancias cortas, la selección de distancias juega un papel importante no sólo en la determinación del tamaño de un terremoto, sino también en la evaluación de la atenuación de los movimientos fuertes necesitada en las prácticas de la construcción. Por lo tanto, el proceso de selección de distancias debe ser considerado en cada caso de acuerdo con las características de las aplicaciones específicas.

Desde el punto de vista práctico, se puede justificar el uso de las distancias epicentrales, ya que éstas son el parámetro más fácilmente accesible. En cuanto sea posible, sin embargo, se deben utilizar las distancias al punto más cercano de la falla. Esto no siempre es posible, ya que son muy numerosos los terremotos de los que no se dispone de información sobre la ruptura de la falla en superficie. De esta forma, muchas veces es necesario tomar una decisión sobre la distancia a utilizar en la determinación de la magnitud local. Un ejemplo de esta situación es el caso del terremoto de Coalinga. Hay también otros problemas en el uso indiscriminado de una u otra distancia. El problema que se ha mencionado aquí es el de la introducción de inconsistencias e inhomogeneidades en la base de datos.

Los resultados presentados en la tabla 3, usando distintas distancias, ponen de relieve la necesidad de usar un tipo de distancias como estándar y las otras para estudios especiales. Debido a la forma en que se atenúan los movimientos fuertes del suelo con la distancia para terremotos de

TABLA 3

Comparación de  $M_L$  determinadas usando ecuación (1) y determinadas por Jennings y Kanamori (1983). Las distancias usadas son:  $\Delta_1$ , distancia al punto más cercano de la traza de la falla;  $\Delta_2$ , distancia epicentral;  $\Delta_3$ , distancia hipocentral;  $\Delta_4$ , distancia al centro de la zona de fractura. Valores medios de  $M_L$  y desviaciones estándar al final de la tabla. Datos adicionales tomados de Espinosa (1980, tabla 3) y Espinosa (1982, tabla 46).

Station	Orien. (deg)	$\Delta_1$ (km)	$M_L$	$M_L$ (km)	$\Delta_2$ J&K	$M_L$	$M_L$ (km)	$\Delta_3$ J&K	$M_L$	$M_L$ (km)	$\Delta_4$ J&K	$M_L$	$M_L$
El Centro #7	230	0.6	6.47	6.02	28.0	7.09	6.87	30.0	7.17	6.92	10.0	6.57	6.28
	140		6.28	5.86		7.00	6.71		6.90	6.76		6.38	6.12
El Centro #6	230	1.2	6.28	5.95	28.0	6.90	6.79	30.0	6.98	6.85	11.0	6.40	6.26
	140		6.25	6.16		6.87	6.99		6.95	7.06		6.37	6.47
Meloland	360	1.2	6.25	5.82	21.0	6.89	6.48	24.0	6.71	6.56	3.0	6.25	5.83
	270		6.33	5.78		6.59	6.45		6.79	6.53		6.33	5.80
Bonds Corner	230	2.9	6.29	6.23	7.4	6.34	6.37	14.0	6.47	6.64	11.0	6.41	6.52
	140		6.26	6.14		6.31	6.28		6.44	6.55		6.38	6.43
El Centro #8	230	3.7	6.09	6.06	28.0	6.71	6.86	30.0	6.79	6.90	10.0	6.19	6.26
	140		6.19	6.17		6.81	6.96		6.89	7.01		6.29	6.37
El Centro #5	230	3.8	6.37	5.96	29.0	7.03	6.78	31.0	7.11	6.83	11.0	6.49	6.21
	140		6.11	6.11		6.77	6.93		6.85	6.98		6.23	6.36
Westmorland	180	4.0	5.61	5.40	52.0	6.85	6.65	53.0	6.87	6.67	34.0	6.47	6.33
	90		5.65	5.33		6.89	6.51		6.91	6.54		6.51	6.19
El Centro D. A.	360	6.3	6.22	6.01	28.0	6.82	6.87	30.0	6.90	6.91	12.0	6.34	6.36
	270		6.17	6.15		6.76	6.73		6.84	6.77		6.28	6.22
El Centro #	230	6.6	6.26	6.02	28.0	6.85	6.74	30.0	6.93	6.78	12.0	6.37	6.23
	140		6.25	6.23		6.83	6.94		6.91	6.99		6.35	6.44
Parachute	315	7.8	5.80	5.81	48.0	6.91	6.85	50.0	6.95	6.88	31.0	6.49	6.53
	225		5.70	5.55		6.80	6.59		6.84	6.62		6.38	6.27
El Centro #10	50	8.0	6.02	5.80	28.0	6.58	6.46	31.0	6.70	6.53	13.0	6.12	6.00
	320		6.19	5.87		6.75	6.52		6.87	6.59		6.29	6.06
Brawley	315	8.6	6.07	5.88	43.0	7.06	6.81	45.0	7.10	6.84	26.0	6.54	6.45
	225		5.96	5.77		6.95	6.70		6.99	6.73		6.43	6.34

Holtville	315	8.6	6.04	5.88	21.0	6.31	6.31	24.0	6.43	6.39	8.8	6.04	5.88
	225		6.19	5.96		6.46	6.39		6.58	6.47		6.19	5.96
Calexico	315	10.0	5.88	5.90	18.0	6.04	6.22	21.0	6.12	6.31	11.0	5.90	5.95
	225		5.93	6.01		6.09	6.32		6.17	6.42		5.95	6.06
El Centro #11	230	12.0	6.12	6.23	30.0	6.68	6.78	32.0	6.76	6.83	15.0	6.18	6.35
	140		6.19	6.23		6.75	6.78		6.83	6.83		6.25	6.35
El Centro #3	230	12.0	6.01	5.99	29.0	6.53	6.52	31.0	6.61	6.57	15.0	6.07	6.11
	140		6.21	6.08		6.73	6.61		6.81	6.66		6.27	6.20
El Centro #2	230	15.0	5.94	6.41	32.0	6.52	6.88	34.0	6.60	6.92	18.0	6.00	6.51
	140		6.27	6.29		6.85	6.77		6.93	6.81		6.33	6.40
Superstition Mtn.	135	16.0	5.49	6.13	58.0	6.63	7.02	59.0	6.65	7.03	42.0	6.31	6.77
	45		5.28	5.89		6.42	6.78		6.44	6.79		6.10	6.53
El Centro #12	230	17.0	5.92	5.88	32.0	6.46	6.29	34.0	6.54	6.33	20.0	5.98	5.98
	140		5.94	6.02		6.45	6.43		6.56	6.47		6.00	6.12
Calipatria	315	18.0	5.80	5.84	57.0	6.88	6.64	58.0	6.90	6.66	41.0	6.56	6.38
	225		5.74	5.99		6.83	6.80		6.85	6.82		6.51	6.54
El Centro #13	230	20.0	5.80	6.12	34.0	6.34	6.47	36.0	6.40	6.51	22.0	5.86	6.18
	140		6.00	6.02		6.56	6.37		6.62	6.41		6.08	6.08
El Centro #1	230	21.0	5.70	6.15	35.0	6.21	6.49	37.0	6.30	6.53	24.0	5.82	6.23
	140		5.90	6.15		6.46	6.49		6.50	6.53		6.02	6.23
Niland	90	22.0	5.93	6.00	67.0	6.95	6.82	68.0	6.95	6.83	51.0	6.77	6.60
	360		5.61	5.85		6.63	6.67		6.63	6.68		6.45	6.45
Plaster City	135	28.0	5.79	6.01	52.0	6.41	6.46	53.0	6.43	6.48	38.0	6.13	6.22
	45		5.57	5.86		6.19	6.31		6.21	6.33		5.91	6.07
$\bar{M}_L$			6.01	5.99		6.64	6.63		6.72	6.69		6.26	6.26
			$\pm 0.26$	$\pm 0.23$		$\pm 0.26$	$\pm 0.22$		$\pm 0.25$	$\pm 0.20$		$\pm 0.27$	$\pm 0.21$

distinto tamaño (fig. 10), en cada caso se obtienen valores distintos de  $M_L$  (tabla 3).

### Agradecimientos

El autor agradece a D. Boore y R. Porcella el haber proporcionado algunos de los datos usados en este trabajo. También agradece la ayuda de John Michael en la representación de los datos y corrección del texto. P. C. Jennings proporcionó la determinación de  $M_L$  de una estación para el terremoto de Kern County. También agradece a O. Nuttli y W. Hays por sus valiosas sugerencias.

### BIBLIOGRAFIA

- Boore, D. M. (1980): On the attenuation of peak velocity, *Proc. World Conf. Earthquake Eng., 7th*, Vol. II, Turkish National Committee on Earthquake Engineering, Istanbul, Turkey, 577-584.
- Brune, J. N.; F. L. Vernon, III, R. S. Simons, J. Prince y E. Mena (1982): Strong-motion data recorded in Mexico during the main shock, en *The Imperial Valley, California, Earthquake of October 15, 1979, U.S. Geol. Surv. Profess. Paper 1254*, 319-349.
- Chávez, D.; J. González, A. Reyes; M. Medina, C. Duarte, J. N. Brune, F. L. Vernon, III, R. Simons, L. K. Hutton, P. T. German y C. E. Johnson (1982): Main-shock location and magnitude determination using combined U.S. and Mexican data, en *The Imperial Valley, California, Earthquake of October 15, 1979, U.S. Geol. Surv. Profess. Paper 1254*, 51-54.
- Espinosa, A. F. (1979): Horizontal particle velocity and its relation to magnitude in the Western United States, *Bull. Seism. Soc. Am.* 69, 2037-2061.
- (1980): Attenuation of strong horizontal ground accelerations in the Western United States and their relation to  $M_L$ , *Bull. Seism. Soc. Am.* 70, 583-616.
- (1981): Seismic wave attenuation in conterminous United States, *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept. 81-167*, 32 pp.
- (1982):  $M_L$  and  $M_0$  determination from strong-motion accelerograms and expected intensity distribution, en *The Imperial Valley, California, Earthquake of October 15, 1979, U.S. Geol. Surv. Profess. Paper 1254*, 433-438.
- Jennings, P. C., y H. Kanamori (1979): Determination of local magnitude,  $M_L$ , from seismoscope record, *Bull. Seism. Soc. Am.* 69, 1267-1288.
- (1983): Effect of distance on local magnitudes found from strong-motion records, *Bull. Seism. Soc. Am.* 73, 265-280.
- Kanamori, H., y P. C. Jennings (1978): Determination of local magnitude,  $M_L$ , from strong-motion accelerograms, *Bull. Seism. Soc. Am.* 68, 471-485.
- McJunkin, R. D., y J. T. Ragsdale (1980): Strong-motion records from the Livermore Earthquake of 24 and 26 January 1980, *Preliminary Report 28, Office of Strong-Motion Studies*, California Division of Mines and Geology, 91 pp.
- Porcella, R. L. (1983): Revised strong-motion data, Part II, *U.S. Geol. Surv. Circular 854-C*, 1-7.
- Porcella, R. L.; B. Matthiesen y R. P. Maley (1982): Strong-motion data recorded in the United States, en *The Imperial Valley, California, Earthquake of October 15, 1979, U.S. Geol. Surv. Profess. Paper 1254*, 289-318.

- Porcella, R. L., y J. C. Switzer (1983): Recent strong-motion records, *U.S. Geol. Surv. Circular* 854-B, 1-6.
- Richter, C. F. (1935): An instrumental earthquake magnitude scale, *Bull. Seism. Soc. Am.* 25, 1-32.
- (1958): *Elementary Seismology*, Freeman, San Francisco, 483 pp.
- Shakal, A. F., y R. D. McJunkin (1983): Preliminary summary of CDMG strong-motion records from the 2 May 1983, Coalinga, California, *Reports OSMS 83-5.2 Earthquake*, Office of Strong-Motion Studies, California Division of Mines and Geology, 49 pp.