

# Leyes de atenuación de la intensidad macrosísmica en Colombia

AUGUSTO ANTONIO GÓMEZ CAPERA

Istituto Nazionale di Geofísica e Vulcanología sezione di Milano, via Bassini 15-20133, Milano-Italia

ELKIN DE JESÚS SALCEDO HURTADO

Departamento de Geografía, Universidad del Valle, A.A. 25360, Ciudad Universitaria. Cali - Colombia

## RESUMEN

Con el fin de establecer los patrones de atenuación de la intensidad macrosísmica con la distancia en el territorio colombiano, en el presente artículo se han analizado los mapas de isosistas de 34 terremotos fuertes. Usando modelos teóricos preestablecidos y los valores de profundidad focal macrosísmica, se establecen tres rangos diferentes de profundidad ( $h \leq 20$  km,  $h \leq 60$  km y  $h > 60$  km), para los cuales se obtienen tres diferentes relaciones de atenuación:

$$I_i = I_o - 0.019(x-15) - 0.76 \ln(x-15), \quad \text{con } \sigma^2 = 0.08; \quad \text{para } h \leq 20 \text{ km}$$

$$I = (2.3m_b - 6.8)1.1x^{-0.06} e^{-0.001x}, \quad \text{con } \sigma^2 = 0.26; \quad \text{para } h \leq 60 \text{ km}$$

$$I = I_0 1.26e^{-0.004x}, \quad \text{con } r^2 = 0.80; \quad \text{para } h > 60 \text{ km}$$

Para sismos superficiales el coeficiente de atenuación geométrica adquiere mayor importancia que el coeficiente de atenuación física.

PALABRAS CLAVE: ATENUACIÓN MACROSIÍSMICA, INTENSIDAD MACROSIÍSMICA, PROFUNDIDAD FOCAL MACROSIÍSMICA, COLOMBIA

## ABSTRACT

In order to establish the regional model of attenuation of macroseismic intensity with distance in the Colombian territory, the isoseismal maps of thirty four strong earthquakes were analysed in this paper. Using some teorical models of attenuation and the macroseismic focal depth we chose three different intervals ( $h \leq 20$  km,  $h \leq 60$  km and  $h > 60$  km). From here the following three attenuation relations were obtained:

$$I_i = I_o - 0.019(x-15) - 0.76 \ln(x-15), \quad \text{con } \sigma^2 = 0.08; \quad \text{para } h \leq 20 \text{ km}$$

$$I = (2.3m_b - 6.8)1.1x^{-0.06} e^{-0.001x}, \quad \text{con } \sigma^2 = 0.26; \quad \text{para } h \leq 60 \text{ km}$$

$$I = I_0 1.26e^{-0.004x}, \quad \text{con } r^2 = 0.80; \quad \text{para } h > 60 \text{ km}$$

For superficial earthquakes, the geometrical spreading coefficient its more important than the coefficient of physical absorption.

KEYWORDS: MACROSEISMIC ATTENUATION, MACROSEISMIC INTENSITY, FOCAL MACROSEISMICAL DEPTH, COLOMBIA

## INTRODUCCIÓN

Geográficamente, Colombia está ubicada en la esquina noroccidental del continente suramericano, donde convergen tres placas litosféricas: Nazca, Sudamérica y Caribe. El movimiento de estas placas produce grandes zonas de deformación caracterizadas por la presen-

cia de diversos tipos de fallas geológicas, que se reactivan debido a la acumulación de grandes esfuerzos que, a su vez, crean zonas sismogénicas generadoras de fuertes y destructores terremotos.

Debido al crecimiento de las ciudades, la gran densidad de población situada en zonas de alta ocurrencia sísmica y a las catástro-

fes ocurridas en el curso de los últimos años, en Colombia se ha visto la necesidad de evaluar la amenaza y el riesgo sísmico con mayor precisión. Uno de los pasos a seguir para la solución de estos problemas consiste en hacer una modelización de las leyes o patrones de atenuación sísmica por aceleración (o velocidad o desplazamiento) de las partículas del terreno. Sin embargo, Colombia no cuenta con un número suficiente de acelerogramas o registros de movimiento fuerte, ya que sólo ahora se está implementando la red nacional de acelerógrafos (Ingeominas, 1995).

Por las anteriores consideraciones, y viendo la necesidad de establecer –así sea de manera preliminar–, una primera relación de atenuación sísmica, el presente trabajo estudia este problema a partir del análisis e datos macrosísmicos, ya que en el país contamos con información de evaluación de daños de grandes sismos en una ventana de tiempo relativamente amplia.

Actualmente es indiscutible el hecho de que en aquellos países donde no se cuenta con una buena instrumentación ni gran cobertura de la red para la detección y localización de los sismos, y no se tiene un período de registro considerablemente amplio para establecer un patrón de comportamiento de la sismicidad, la utilización de los datos macrosísmicos se convierte en la mejor y única opción para obtener relaciones y fórmulas que contribuyan a solucionar, de manera inmediata, el problema de la amenaza y el riesgo sísmico.

En este trabajo se recopila la información macrosísmica disponible, representada en mapas de isosistas, y bajo planteamientos físicos utilizados en modelos teóricos predeterminados por otros autores, y se hace el estudio macrosísmico orientado a la obtención de fórmulas o patrones de atenuación de la intensidad macrosísmica para el territorio colombiano, las cuales se expresan mediante relaciones entre la intensidad macrosísmica, la magnitud y la profundidad focal del sismo.

De esta manera, esperamos dar un aporte significativo a la solución de los problemas del riesgo y la amenaza sísmica en Colombia, puesto que hasta el momento se ha venido utilizado relaciones de atenuación sísmica tomadas de otras regiones del mundo (Ingeominas, 1998), lo cual constituye un primer inconveniente para obtener resultados confiables.

## ALGUNAS DEFINICIONES Y MODELOS TEÓRICOS DE DECREMENTO DE LA INTENSIDAD MACROSÍSMICA

### *Intensidad macrosísmica*

La intensidad macrosísmica se evalúa a partir del inventario, en un sitio dado, del conjunto de efectos producidos sobre la población y el entorno por una sacudida sísmica. Se puede expresar en unidades de escala de Mercalli Modificada, conocida como unidades en MM o en otras unidades dadas por diferentes escalas; por ejemplo, la MSK-64 y la Escala Macrosísmica Europea de 1998 (EMS-98).

Estas tres escalas se componen de 12 grados cada una, los cuales se expresan en números romanos (I, II, III, ..., XII).

El conjunto de estimaciones puntuales de intensidad constituye la base de datos macrosísmicos o *campo macrosísmico*, campo escalar representado por la función intensidad sísmica  $I_i$  que, en los casos más sencillos, depende de la distancia del epicentro al sitio  $i$ -ésimo, donde se evalúan los daños (distancia epicentral), y de la profundidad del hipocentro.

Los mapas de isosistas indican áreas de similar intensidad sísmica. Estos mapas son una representación del campo de intensidades. El contorno de las áreas se denomina isosistas. A partir del campo macrosísmico es posible evaluar ciertos parámetros de un sismo, que podrían ser comparables con los obtenidos instrumentalmente pero, en aras de buscar un mejor conocimiento de la sismicidad, es mejor tomarlos como datos complementarios entre los unos y los otros. Tales parámetros pueden ser la intensidad epicentral ( $I_0$ ); el epicentro macrosísmico, definido como el centro de masa de las tres isosistas más altas; la magnitud del terremoto; la profundidad del foco y la distancia epicentral (Shebalin, 1968; Bottari *et al.*, 1979).

### *Amplitud de onda*

La energía liberada en un terremoto es transportada por las ondas sísmicas y se disipa haciendo que el medio retorne a su estado de equilibrio. La disipación de la energía se debe a que la onda sísmica al atravesar el límite de distintas capas sufre diversos procesos físicos: división en varios tipos de ondas; expansión de carácter geométrico, que se denomina divergencia geométrica; dispersión ocasionada por el medio turbio y el efecto de transformación de la energía elástica de las ondas en calor debido a la anelasticidad del interior de la Tierra.

La componente espacial de la amplitud para un armónico monocromático amortiguado está dado por (Landau y Lifshitz, 1985; Savarensky, 1975):

$$A(r) = A_0 r^n e^{-(\alpha'' + \alpha')r} \quad (1)$$

Donde  $A_0$  es la amplitud de la onda en la fuente o foco;  $r$  es la distancia de la fuente a un punto sobre la superficie de la tierra;  $\alpha''$  es el coeficiente de dispersión;  $\alpha'$  es el coeficiente de absorción por disipación no elástica, de tal manera que  $\alpha = \alpha'' + \alpha'$ , siendo  $\alpha$  el coeficiente de amortiguamiento de la onda armónica móvil;  $n = -1$  para la onda volumétrica y  $n = -\frac{1}{2}$  para la onda superficial.

El valor de  $\alpha''$  puede ser una función compuesta de la frecuencia. En gran parte del interior de la Tierra se cumple que  $\alpha' \gg \alpha''$ . La amplificación de la amplitud de onda no es explicada por la anterior ecuación, sino por los fenómenos de resonancia entre el medio (capas o depósitos del subsuelo adyacentes a la superficie terrestre) y la onda sísmica de entrada.

**Modelos de decrecimiento de la intensidad macrosísmica**

A medida que una onda sísmica se propaga por la corteza terrestre, alejándose de su fuente, se producen dos tipos de fenómenos físicos relevantes. El primero es la expansión geométrica, que consiste en que la superficie del frente de onda aumenta ampliamente y la energía, por tanto, se distribuye sobre esta superficie. El segundo es la atenuación física, que consiste en que los materiales que conforman el interior de la tierra absorben parte de la energía de la onda que los atraviesa.

Suponiendo una onda sinusoidal plana y asumiendo una fuente puntual, y que la propagación se realiza en un medio homogéneo e isotrópico, a partir de la teoría de propagación de ondas se tiene que la energía en un punto situado a una distancia  $r$  de la fuente puede expresarse como (Howell and Schultz, 1975):

$$E = \frac{E_o}{4\pi} r^{-m} e^{-\alpha r} \tag{2}$$

Donde  $E_o$  es la energía liberada inicialmente por la fuente,  $m$  el coeficiente de expansión geométrica y  $\alpha$  el coeficiente de atenuación física.

Teóricamente el coeficiente de expansión geométrica toma los valores  $m = 1$  o  $m = 2$  según que las ondas que se propagan sean ondas de superficie o de volumen, respectivamente. El coeficiente de atenuación física que caracteriza el medio depende de la naturaleza de los materiales que lo componen.

Mediante una relación empírica entre la intensidad y la energía, y a partir del conocimiento del decrecimiento de la energía, se puede deducir el patrón de decrecimiento de la intensidad macrosísmica. Dugue (1989) utilizando criterios clásicos de disipación de la energía, ha propuesto dos familias de leyes de decrecimiento que relacionan la intensidad sísmica respecto a la energía,  $I = I(E)$ , expresadas como:

Relación de tipo 1:  $I = k_1 + k_2 \ln E$  (3)

Relación de tipo 2:  $I = k_3 E^{k_4}$  (4)

Las constantes  $k_1, k_2, k_3$  y  $k_4$  que figuran en las dos ecuaciones anteriores dependerán de la fuente sísmica y de la atenuación que sufre la onda en el proceso de propagación por el medio físico.

Reemplazando la expresión de energía (2) en las ecuaciones (3) y (4), respectivamente, y teniendo en cuenta que en el epicentro  $r = h$  (condición inicial de frontera, donde  $I = I_o$ ) y utilizando la aproximación  $x \geq 3h$  (Shebalin, 1968), se obtiene que

Ley de tipo 1:

$$I_i - I_o = A + B \ln x_i + C x_i \tag{5}$$

Para la cual se usan los cambios

$$A = k_1 + k_2 \ln \left( \frac{E_o}{4\pi} \right), \tag{6}$$

$$B = -mk_2, \tag{7}$$

$$C = -\alpha k_2 \tag{8}$$

Ley de tipo 2:

$$\ln \left( \frac{I_i}{I_o} \right) = A' + B' \ln x_i + C' x_i \tag{9}$$

Usando los cambios

$$A' = \ln k_3 + k_4 \ln \left( \frac{E_o}{4\pi} \right), \tag{10}$$

$$B' = -mk_4, \tag{11}$$

$$C' = -\alpha k_4 \tag{12}$$

donde  $x$  es la distancia epicentral;  $B$  y  $B'$  son los coeficientes de atenuación geométrica,  $C$  y  $C'$  son los coeficientes de atenuación física.

Si la atenuación física es pequeña comparada con la geométrica, en la ley de tipo 1 (5) se obtiene el modelo de Blake-Shebalin (Shebalin, 1968; Bottari et al., 1979), dado por

$$I_i = I_o - \gamma \log \sqrt{\frac{x_i^2 + h^2}{h^2}} \tag{13}$$

Donde  $x_i$  es la distancia epicentral medida desde el epicentro hasta un sitio  $i$  sobre la superficie terrestre;  $\gamma$  es el coeficiente de atenuación geométrica y  $h$  es la profundidad del foco. De este modelo se deriva una expresión tanto para  $h$  como para  $\gamma$  (Shebalin, 1968), dadas como

$$h = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{x_i}{\sqrt{(10^{2\gamma(I_o - I_i)/\gamma} - 1)}} \tag{14}$$

$$\gamma_i = - \frac{2}{\log \left( \frac{A_i}{A_{i+1}} \right)} \tag{15}$$

Siendo  $A_i$  el área encerrada por la  $i$ -ésima isosista.

Para el caso en que la atenuación física sea mayor que la atenuación geométrica, de la ley de tipo 2 (ecuación 9) se deriva un modelo que decae exponencialmente, representado como

$$I = a'' I_o e^{c'' r} \tag{16}$$

Donde

$$a'' = e^{a'} \quad \text{y} \quad C' < 0$$

Igualmente, Howell and Schultz (1975) han propuesto modelos teóricos del decrecimiento de la intensidad en función de la magnitud del sismo (magnitud de onda superficial) y la distancia epicentral, en los cuales la magnitud es una variable instrumental que actúa como parámetro de control porque reduce la subjetividad del modelo. Tales modelos se expresan de la siguiente manera:

Ley de tipo 1 controlada:

$$I_i = A_i M s + B_1 \ln x_i + C_1 x_i + D_1 \frac{I_0}{x_i} \quad (17)$$

Ley de tipo 2 controlada:

$$\ln I_i \ln(1.5 M s - 1.5) + A_2 + B_2 \ln x_i + C_2 x_i \quad (18)$$

Los coeficientes  $B$  y  $C$  representan la atenuación geométrica y física respectivamente;  $A$  y  $D$  están relacionados con las condiciones de frontera de la fuente. El término que acompaña a  $C_1$  actúa como componente de fuente lejana en la ecuación y el término que acompaña a  $C_2$  actúa como componente de fuente cercana.

Nótese que la profundidad de los focos no aparece explícita en las ecuaciones, lo cual obliga a que, para la obtención de los patrones de atenuación derivados por estas relaciones, se deban separar los sismos que por su profundidad pertenezcan a diferentes ambientes tectónicos o a fuentes sismogénicas distintas. Solo así se logran resultados más confiables.

## SELECCIÓN Y EVALUACIÓN DE DATOS MACROSÍSMICO

Para el estudio estadístico se recopilaron y digitalizaron los mapas de isosistas de 34 terremotos históricos y recientes ocurridos en territorio colombiano y zonas fronterizas con Venezuela (figura 1). La cifra que aparece en el círculo, (figura 1) corresponde a la numeración de los eventos en la tabla 1. Como se puede apreciar, los eventos sísmicos fueron seleccionados con el criterio de que la magnitud sea mayor que 5.0 o que la intensidad máxima observada sea mayor que  $V$ .

Con el fin de respetar la hipótesis de espacio homogéneo e isotrópico, mencionada anteriormente, se tomó la distancia epicentral igual al radio de la isosista circular, de manera que  $x = (A)^{0.5}$ , siendo  $A$  el área de la isosista. Este parámetro fue evaluado directamente de los mapas de isosistas (figura 2), a partir de los cuales también se determinó el epicentro macrosísmico de cada evento sísmico (tabla 1), dado como en baricentro de las tres primeras isosistas, contadas de adentro hacia fuera.

También se calcularon otros parámetros macrosísmicos: coeficientes de atenuación de Blake y Kovesligethy para cada sismo; los ejes mayor y menor de las isosistas y las componentes transversal y paralela de la distancia epicentral de cada isosista, con su correspondiente dirección (Salcedo y Gómez, 2000). Para seleccionar la magnitud de los eventos se tuvieron en cuenta los datos del catálogo sísmico de Ceresis (1985), el cual es uno de los más confiables para el territorio colombiano. La escala de intensidad utilizada fue principalmente la de Mercalli Modificada (MM). La intensidad epicentral ( $I_0$ ) se tomó con la isosista de mayor valor, es decir  $I_{max}$ .

Se observó que en las vecindades del epicentro la diferencia entre la intensidad  $I_i$  y la intensidad epicentral  $I_0$  diverge a menos infinito, de manera que para el caso de la ecuación (5) se tiene que:

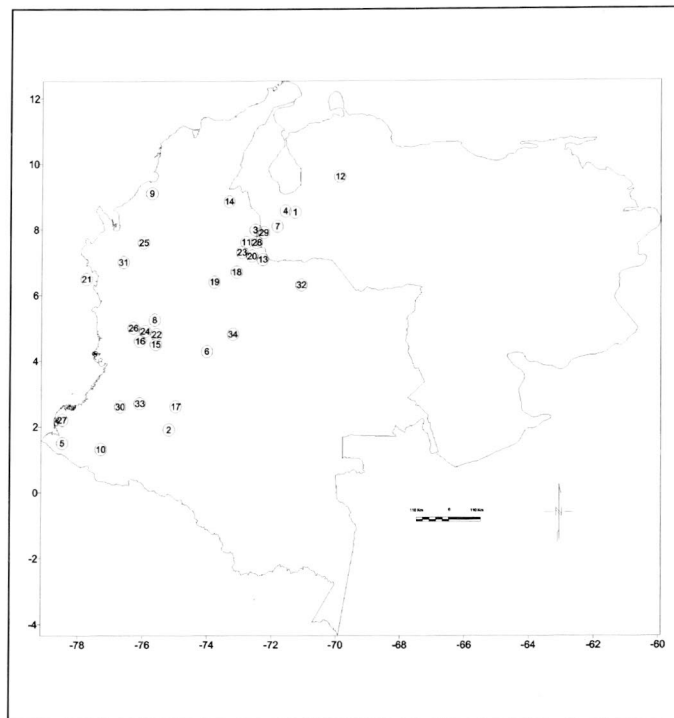


Figura 1. Mapa de epicentros de los 34 terremotos utilizados para la obtención de los patrones de atenuación de la intensidad macrosísmica en el territorio colombiano. El círculo representa el epicentro y la cifra contenida en su interior corresponde a la numeración de la tabla 1.

$$\lim_{x_i \rightarrow 0} L_1(x_i) \Rightarrow -\infty$$

mientras que para la ecuación (9) se tiene:

$$\lim_{x_i \rightarrow 0} L_2(x_i) \Rightarrow -\infty$$

$L_1$  y  $L_2$  se han utilizado para representar Ley de tipo 1 y Ley de tipo 2, como se han denominado en las ecuaciones (5) y (9), respectivamente.

La divergencia mostrada en los límites anteriores se debe a los efectos de fuente y refleja los procesos caóticos que se presentan en las vecindades del epicentro, los que a su vez son causados por la gran liberación de energía en esa región. En el caso instrumental, este efecto se nota por la saturación que sufren los registros sísmicos, más notoria cuando no se tiene una buena calibración de las estaciones.

De acuerdo con Shebalin (1968), para eliminar el ruido numérico ocasionado en las vecindades del epicentro, las isosistas de mayor valor no se tuvieron en cuenta para el ajuste de nuestros datos, y en algunos casos sólo se consideraron los datos tomados a partir de la tercera o cuarta isosista. Los valores de profundidad utilizados fueron tomados del trabajo elaborado recientemente por Gómez y Salcedo (2000), quienes usando los algoritmos de Blake-Shebalin y Kovesligethy evaluaron estos parámetros para cada uno de los 34 eventos aquí considerados.

LEYES DE ATENUACIÓN DE LA INTENSIDAD MACROSÍSMICA EN COLOMBIA

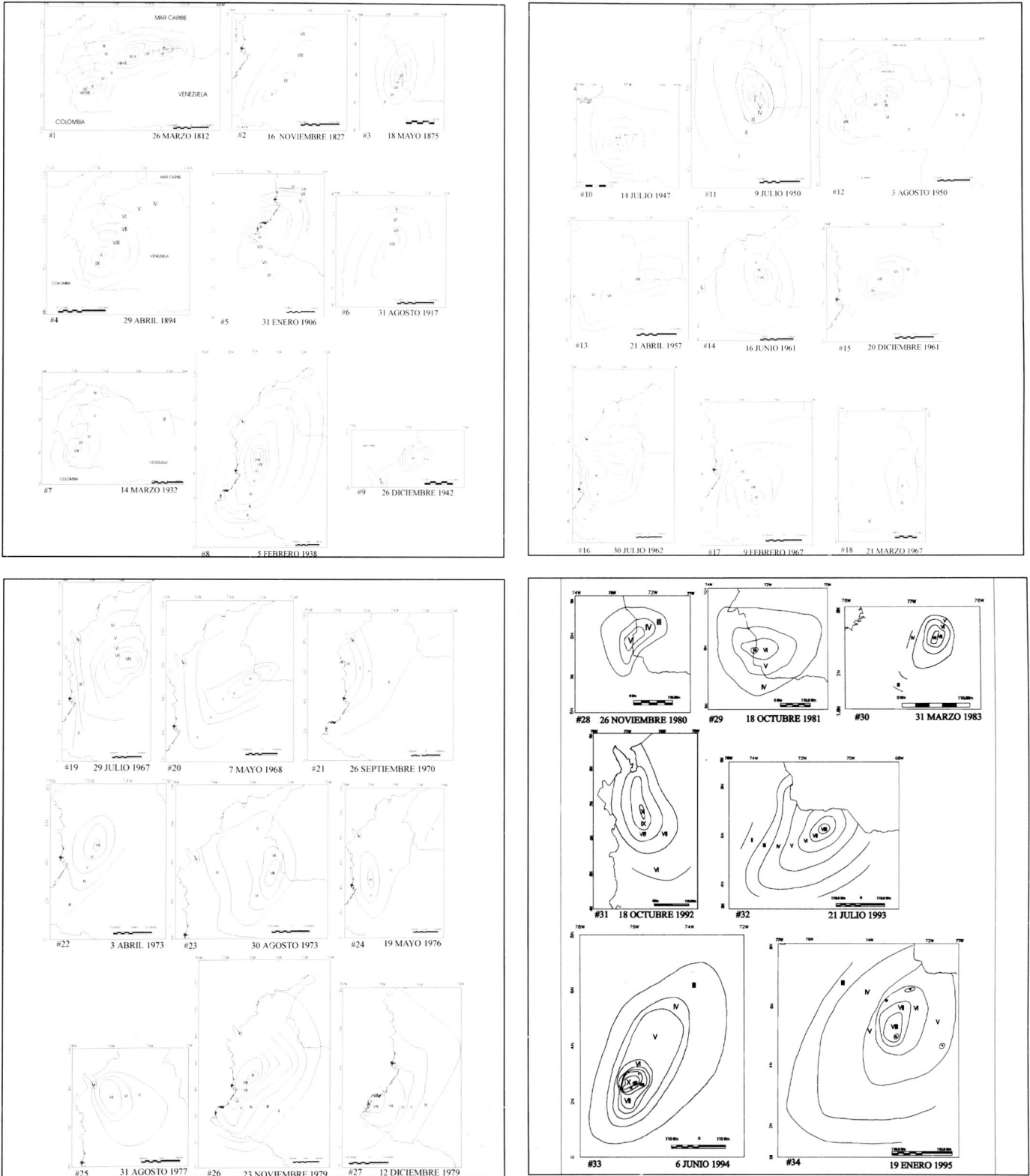


Figura 2. Mapas de isosistas de terremotos ocurridos en el territorio colombiano. El número escrito en la parte inferior de cada mapa corresponde a la numeración de la figura 1 y la tabla 1.

TABLA 1. PARÁMETROS DE LOS TERREMOTOS FUERTES HISTÓRICOS Y RECIENTES OCURRIDOS EN COLOMBIA, PARA LOS CUALES EXISTE MAPA DE ISOSISTAS.

No.	Fecha			Tiempo h m s	Epicentro instrumental		Epicentro macrosísmico		Profundidad macrosísmica H (km)	Magnitud $m_b$	Intensidad I <sub>max</sub>	Escala	Fuente
	Año	Mes	Día		Lat. N	Long. W	Lat. N	Long. W					
1	1812	03	26	20:07:00	8.5	-71.3	8.5	-71.5	13	6.2	X	MCS	Fiedler, 1961
2	1827	11	16	22:45:00	1.8	-76.4	1.9	-75.8	36	6.2	IX	MSK	Espinosa, 1994
3	1875	05	18	16:15:00	7.9	-72.5	8.0	-72.5	6	6.3	XI	MM	Ramírez, 1975
4	1894	04	29	02:45:00	8.5	-71.7	8.6	-71.6	20	6.2	X	MCS	Fiedler, 1961
5	1906	01	31	15:36:00	1.0	-81.5	1.5	-78.5	19	7.4	X	MSK	Espinosa, 1992
6	1917	08	31	11:36:18	4.0	-74.0	4.3	-74.0	47	6.3	VIII	MSK	Espinosa, 1994
7	1932	03	14	22:42:56	8.3	-71.9	8.1	-71.8	48	6.1	VIII	MM	Fiedler, 1961
8	1938	02	05	02:23:34	5.1	-75.5	5.3	-75.7	69	6.2	VIII	R-F	Ramírez, 1938
9	1942	12	26	12:31:40	8.5	-75.5	9.1	-75.8	2	5.9	VIII	MM	Woodward-Clyde, 1981
10	1947	07	14	06:59:28	1.4	-77.0	1.3	-77.3	18	5.5	IX	R-F	Ramírez, 1948
11	1950	07	09	02:35:34	7.9	-72.6	7.6	-72.8	18	6.2	X	MM	Ramírez, 1953
12	1950	08	03	22:50:00	9.7	-69.8	9.6	-69.9	27	6.1	X	MCS	Mas Vall, 1950
13	1957	04	21	21:12:26	6.9	-72.3	7.1	-72.5	106	6.6	VIII	MM	Sarriá, 1985
14	1961	06	16	10:31:56	8.9	-73.4	8.9	-73.3	36	6.2	VIII	MM	Sarriá, 1985
15	1961	12	20	13:25:34	4.6	-75.6	4.6	-75.6	86	6.9	IX	MM	Sarriá, 1985
16	1962	07	30	20:18:52	5.2	-76.4	4.8	-76.1	78	6.9	VIII	MM	Sarriá, 1985
17	1967	02	09	15:24:45	2.9	-74.8	2.6	-75.0	63	6.3	IX	MM	Sarriá, 1985
18	1967	03	21	18:11:43	6.8	-73.0	6.7	-73.1	41	5.4	V	MM	Sarriá, 1985
19	1967	07	29	10:24:24	6.8	-73.1	6.4	-73.8	106	6.2	VIII	MM	Sarriá, 1985
20	1968	05	07	09:00:29	6.8	-73.0	7.2	-72.6	70	5.7	VII	MM	Sarriá, 1985
21	1970	09	26	12:02:30	6.4	-77.5	6.5	-77.8	6	6.1	VII	MM	Sarriá, 1985
22	1973	04	03	13:54:01	4.7	-75.7	4.8	-75.6	63	6.2	VII	MM	Sarriá, 1985
23	1973	08	30	18:25:42	7.2	-72.9	7.4	-72.9	55	5.7	VIII	MM	Sarriá, 1985
24	1976	05	19	04:07:16	4.5	-75.8	4.8	-75.9	107	5.9	VII	MM	Sarriá, 1985
25	1977	08	31	00:42:05	7.4	-76.2	7.6	-76.0	48	5.7	VIII	MM	Sarriá, 1985
26	1979	11	23	23:40:29	4.8	-76.2	5.0	-76.3	99	6.4	IX	MM	Sarriá, 1985
27	1979	12	12	07:59:03	1.6	-79.4	2.2	-78.5	22	6.4	IX	MM	Sarriá, 1985
28	1980	11	26	17:35:39	8.0	-72.4	7.9	-72.5	29	5.0	V	MM	Sarriá, 1985
29	1981	10	18	04:31:01	8.2	-75.4	8.0	-72.3	29	5.5	VIII	MM	Sarriá, 1985
30	1983	03	31	13:12:51	2.5	-76.7	2.6	-76.7	10	5.5	VIII	MM	Meyer <i>et al.</i> , 1986
31	1992	10	18	15:11:59	7.1	-76.8	7.0	-76.6	21	6.4	X	MM	Coral y Salcedo, 1992
32	1993	07	21	04:57:09	6.4	-71.1	6.3	-71.1	27	6.1	VIII	MM	Romero <i>et al.</i> , 1994
33	1994	06	06	20:47:39	2.9	-76.1	2.7	-76.1	9	6.4	VIII	MM	Salcedo, 1994
34	1995	01	19	15:05:04	5.0	-72.9	4.8	-73.2	22	6.4	IX	EMS-92	Pulido y Tapias, 1995

## RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La confiabilidad de las relaciones de atenuación depende, en parte, del tratamiento de la y forma como sean considerados los datos disponibles. Siguiendo este postulado, para facilitar los cálculos y obtener relaciones más confiables se han separado los 34 eventos considerados de acuerdo con su profundidad macrosísmica. De esta manera, el problema de obtener relaciones de la atenuación de la intensidad sísmica para el territorio colombiano se ha dividido en tres.

En primer lugar, se busca un patrón de comportamiento de la intensidad macrosísmica con la distancia para sismos superficiales, con profundidad  $h \leq 20$  kilómetros. En segundo lugar, se establece

el patrón de atenuación para sismos con profundidades  $h \leq 60$  kilómetros; y, por último, se busca una ley de atenuación para sismos con profundidad mayor de 60 kilómetros. Es decir, se ha considerado obtener leyes de atenuación de la intensidad sísmica que se ajusten a sismos que ocurren en la parte más superficial de la corteza, otro rango que abarque estos primeros y los que ocurren hasta la profundidad de la base de corteza terrestre en el territorio nacional y, por último, para sismos del manto superior. Este prolijo procedimiento, que permite diferenciar mejor los resultados, está totalmente de acuerdo con lo establecido por Shebalin (1968), quien obró similarmente para solucionar el mismo problema en el territorio de la antigua Unión Soviética.

En cada uno de los intervalos considerados se aplicaron los diferentes modelos teóricos de atenuación de la intensidad descritos anteriormente; de los resultados obtenidos se escogió como mejor solución aquella que presentó mejor parámetro estadístico de ajuste, es decir, varianza o índice de correlación, según las ecuaciones utilizadas.

Así, utilizando la Ley de tipo 1 (ecuación 5) y con ayuda del programa MINSQ (Pomentele, 1978), se hizo un ajuste no lineal para sismos superficiales, con profundidad  $h \leq 20$  kilómetros. El resultado obtenido fue

$$I_i = I_o - 0.019(x-15) - 0.76 \ln(x-15), \text{ con } \sigma^2 = 0.08 \quad (19)$$

El número 15 es un parámetro de ajuste que representa el valor medio del paso  $I_0 - I = 0$ , que ayuda a apantallar el ruido numérico que presentan las intensidades en los primeros kilómetros ocasionados por los efectos de fuente para sismos superficiales y, al mismo tiempo, armoniza la curva de atenuación de la intensidad sísmica en las vecindades del origen (figura 3).

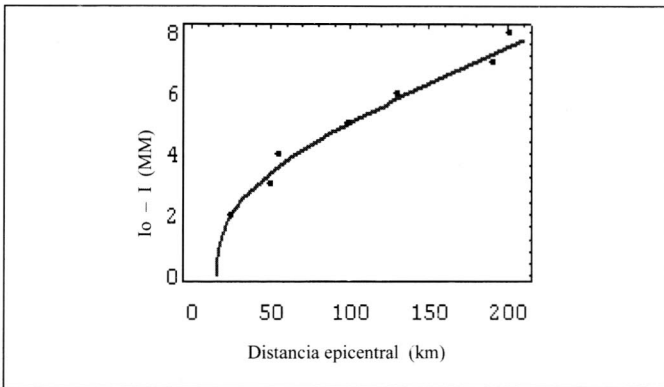


Figura 3. Curva de atenuación de la intensidad macrosísmica ( $I$ ) en función de la distancia epicentral para terremotos con profundidad  $h \leq 20$  kilómetros; analíticamente está representada por la ecuación:  $\Delta I_i = 0.019(x_i - 15) + 0.76 \ln(x_i - 15)$ , con  $\sigma^2 = 0.0841$  y distancias epicentrales,  $x_i > 15$  kilómetros.

Para terremotos con profundidades  $h \leq 60$  kilómetros, el ajuste no lineal se realizó con el programa Matemática (Wolfram, 1993), específicamente con el algoritmo de Levenberg–Marquardt (Press et al., 1989), obteniéndose que

$$I = (2.3m_b - 6.8)1.1x^{-0.06} e^{-0.001x}, \text{ con } \sigma^2 = 0.26 \quad (20)$$

La figura 4 muestra la curva correspondiente.

Para terremotos con profundidades  $h > 60$  kilómetros, se obtuvo un modelo de atenuación dado por la siguiente ecuación:

$$I = I_0 1.26e^{-0.004x}, \text{ con } r^2 = 0.80 \quad (21)$$

Nótese que, en este último modelo de atenuación, la intensidad decae exponencialmente y sólo aparece el coeficiente de atenuación física. La gráfica correspondiente representa una curva de que decae exponencialmente, la cual se muestra en la figura 5.

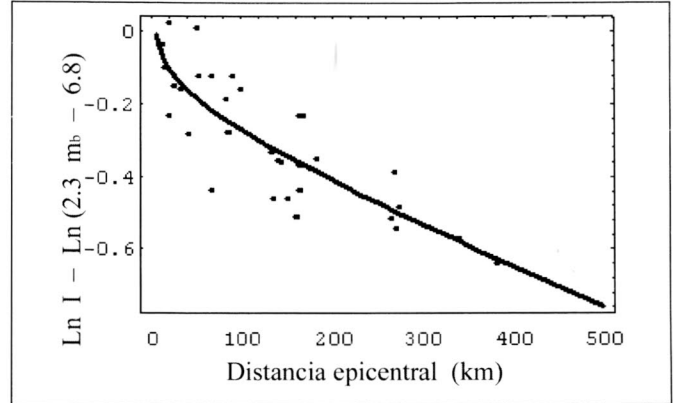


Figura 4. Curva de atenuación de la intensidad macrosísmica ( $I$ ) en función de la distancia epicentral para terremotos con profundidad  $h \leq 60$  kilómetros, controlada por la magnitud ( $m_b$ ); analíticamente está representada por la ecuación:  $\ln(I/(2.3m_b - 6.8)) = -0.001x$ .

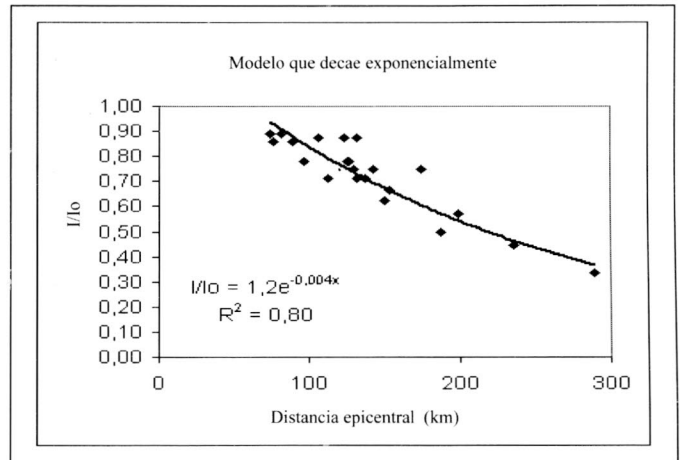


Figura 5. Curva de atenuación de la intensidad ( $I$ ) en función de la distancia epicentral para terremotos con profundidad  $h > 60$  kilómetros; analíticamente está representada por la ecuación:  $I = I_0 1.26e^{-0.004x}$ , con  $r^2 = 0.80$ .

A continuación, en la tabla 2, se presentan y especifican los diferentes parámetros de ajuste obtenidos, los cuales pueden ser fácilmente comparados entre sí.

TABLA 2. PARÁMETROS DE AJUSTES DE LOS PATRONES DE ATENUACIÓN DE LA INTENSIDAD SÍSMICA OBTENIDOS EN EL PRESENTE ESTUDIO

Rango de profundidad (km)	Coefficiente de expansión geométrica	Coefficiente de atenuación física (1/km)	Parámetro de fuente
$h \leq 20$	$0.76 \pm 0.22$	$0.019 \pm 0.0055$	$0.29 \pm 0.0841$
$h \leq 60$	$0.06 \pm 0.03$	$0.001 \pm 0.0005$	$1.1 \pm 0.55$
$h > 60$	–	$0.004 \pm 0.0004$	$1.26 \pm 0.13$

Es claro que las ecuaciones de atenuación obtenidas no dan evidencias directas sobre cual podría ser la causa de la gran diferencia observada en los patrones de atenuación de los tres niveles de profundidad estimados. Pero si se puede establecer que las variaciones

de los coeficientes de atenuación son el resultado de la diferencia de profundidad. En la tabla 2, se puede observar que, para sismos superficiales, el coeficiente de atenuación geométrica adquiere mayor importancia que el coeficiente de atenuación física. Es factible asumir que la dispersión presentada en el patrón de atenuación para sismos de la corteza, por un lado, se debe al rango de profundidad tomado y, por otro, al fracturamiento o las discontinuidades existentes en la corteza (Gómez, 1998).

## CONCLUSIONES

A partir de datos macrosísmicos, se logra un primer resultado de ecuaciones representativas de los patrones de atenuación de la intensidad sísmica con la distancia epicentral en el territorio colombiano. Estas ecuaciones han sido establecidas y discriminadas para tres rangos diferentes de profundidad, aplicando modelos teóricos preestablecidos y usando valores de profundidad focal determinada también por métodos macrosísmicos.

Los rangos escogidos fueron:  $h \leq 20 \text{ km}$ ,  $h \leq 60 \text{ km}$  y  $h > 60 \text{ km}$ . Las ecuaciones y los respectivos parámetros estadísticos de ajuste obtenidos son las siguientes:

$$I_r = I_0 - 0.019(x-15) - 0.76 \ln(x-15), \text{ con } \sigma^2 = 0.08; \text{ para } h \leq 20 \text{ km}$$

$$I = (2.3m_b - 6.8) l_1 x^{-0.06} e^{-0.001x}, \text{ con } \sigma^2 = 0.26; \text{ para } h \leq 60 \text{ km}$$

$$I = I_0 1.26 e^{-0.004x}, \text{ con } r^2 = 0.80; \text{ para } h > 60 \text{ km}$$

Los valores de la varianza ( $\sigma^2$ ) y el índice de correlación ( $r^2$ ) denotan la precisión de los modelos. La diferencia entre los coeficientes de atenuación se debe a la diferencia entre los promedios de las profundidades de los focos y a la misma dispersión de los datos de intensidad macrosísmica.

No obstante el grado de precisión y el cuidadoso tratamiento que se ha dado a los datos utilizados, es preciso observar que las ecuaciones de atenuación obtenidas deben ser consideradas como preliminares, por lo cual permiten abrir un campo de discusión e investigación en los estudios sismológicos de Colombia. Sin embargo, pese al carácter preliminar indicado, no se resta la importancia que estas ecuaciones tienen para la solución del problema de la amenaza sísmica y el riesgo sísmico en Colombia, donde tradicionalmente han sido utilizadas ecuaciones de atenuación tomadas de otras regiones del mundo, como México, Canadá y Estados Unidos, en las que se evidencian grandes contrastes y diferencias sismológicas y estructurales con respecto a nuestro territorio nacional.

Por otra parte, es importante considerar los resultados aquí obtenidos puesto que para el futuro representan un primer punto de comparación o complementación con las posibles ecuaciones que se obtengan para todo el territorio o para regiones separadas a partir de los datos instrumentales que arrojará la nueva Red Nacional de Acelerógrafo. Para lograr esto, se necesita un considerable período de registro.

## BIBLIOGRAFÍA

- BOTTARI, A.; FEDERICO, B. y LO GIUDICE E. 1979. Methodological consideration regarding the determination of some macroseismic field parameters. Application to earthquakes in the Calabro-Peloritan Arc. *Boll. Geof. Teor. Appl.* XXI (83): 197 - 225.
- CERESIS. 1985. Catálogo de terremotos para América del Sur, Colombia, datos de hipocentros e intensidades. Vol. 4.
- CORAL, C. y SALCEDO, E. 1992. Mapa preliminar de isosistas del terremoto del 18 de octubre de 1992. Ingeominas. Informe interno.
- DUGUE, E. 1989. Modelisation de la décroissance de l'intensité macrosismique. Approche Regionale du problème. Diplome d'Ingenieur Geophysicien de L'École et Observatoire de Physique du Globe de Strasbourg, Université Louis Pasteur - Strasbourg, France.
- ESPINOSA, A. 1992. Sismicidad histórica y reciente del área de Popayán. Ingeominas-CEE, Microzonificación sismogeotécnica de Popayán. *Publ. Esp. Ingeominas 2*: 7-27.
- ESPINOSA, A. 1994. Sismicidad histórica de Santa Fe de Bogotá y su área, 1500 - 1994. Ingeominas. Microzonificación sísmica de Santa fe de Bogotá. Inédito.
- FIEDLER, G. 1961. Áreas afectadas por terremotos en Venezuela. *Memorias del Tercer Congreso Geológico Venezolano*. Tomo IV.
- GÓMEZ, A.A. 1998. Atenuación de la intensidad sísmica para el territorio colombiano. Tesis. Departamento de Física, Universidad Nacional de Colombia & Proyecto Sismotectónica del Territorio Colombiano, Subdirección de Geofísica-Ingeominas.
- \_\_\_\_\_ y SALCEDO E. 2000. Determinación de la profundidad focal de algunos sismos ocurridos en Colombia a partir de datos macrosísmicos. *Rev. Red Sismológica Reg. Eje Cafetero*, No5, p.12-16.
- GRÜNTAL, G. 1998. European Macroseismic Scale 1998. *Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie* 15.
- HOWELL, B. F., Jr. and SCHULTZ, T. R. 1975. Attenuation of modified Mercalli intensity with distance from the epicenter. *Bulletin of Seismological Society of America* 62 (3): 651-665.
- INGEOMINAS. 1995. Proyecto Red Nacional de Acelerógrafos de Colombia. *Boletín de Movimiento Fuerte* 1 (1): 322.
- \_\_\_\_\_. 1998. *Estudio general de amenaza sísmica de Colombia*. Publicación Especial.
- LANDAU, L. and LIFSHITZ E. 1985. *Mecánica*. Volumen 1 del curso de física teórica. Editorial Reverté. Segunda edición.
- MAS VALL. 1950. *Mapa isosísmico del terremoto de El Tocuyo (3 de Agosto de 1950)*. Ministerio de Fomento, Instituto Nacional de Minería y Geología. Caracas. Referenciado en: Grases, J. 1994. *Terremotos destructores del Caribe 1502 - 1900*. Unesco.
- MEYER, HJ.; DUARTE, J. y PARAFFAN, A. 1986. Características físicas del sismo de Popayán. En *El sismo de Popayán del 31 de marzo de 1983*. Ingeominas.
- POMENTALE T. 1978. CERN Computer Centre. Program Library.
- PRESS, W.; FLANNERY, B.; TEUKOLSKY, S., and VETTERLING, W. 1989. *Numerical Recipes. The Art of Scientific Computing (Fortran version)*, Cambridge University Press.



- PULIDO, N. y TAPIAS, M. 1995. Aplicación de la Escala Macrosísmica Europea de 1992 en la determinación de las intensidades del sismo de Tauramena (Casanare) del 19 de Enero de 1995. *Memorias Seminario de sismotectónica del Borde Llanero Colombiano*. Bogotá.
- RAMÍREZ J. E. 1938. Algunas notas sobre el terremoto colombiano del 4 de febrero de 1938. *Revista Javeriana* IX (41): 340-344.
- \_\_\_\_\_. 1948. The Pasto, Colombia, earthquake of July 14, 1947. *Bull. Seis. Soc. Am.* 38 (4): 247-256.
- \_\_\_\_\_. 1953. *El terremoto de Arboledas, Cucutilla y Salazar de las Palmas, 8 de Julio, 1950*. Boletín 10. Instituto Geofísico de los Andes. Serie A Sismología.
- \_\_\_\_\_. 1975. *El terremoto de Cúcuta. Cien años después 18 de Mayo 1875 – 18 de mayo 1975*. Bogotá.
- ROMERO, J.; MARTÍNEZ, J. M.; ÁVILA, G. y ESCALLÓN J. 1994. El sismo del 21 de julio de 1993. Puerto Rondón, Llanos Orientales de Colombia. *Rev. Ingeominas* (4): 15-34.
- SALCEDO E. 1994. Mapa de isosistas del terremoto de junio 6 de 1994. Inédito.
- \_\_\_\_\_. y GÓMEZ, A. A. 2000. Atlas Macrosísmico de Colombia. Ingeominas, Proyecto Sismotectónica del Territorio Colombiano. Informe interno. Inédito.
- SARRIÁ, A. 1985. Sismos y riesgo sísmico en Colombia. En: *Simpósio sobre el peligro y riesgo sísmico y volcánico en América del Sur*. Ceresis. 14: 330-371.
- SAVARENSKY, E. F. 1975. *Seismic waves*. MIR Publishers.
- SHEBALIN, N. 1968. Método de utilización de datos ingeniero-geológicos en la zonificación sísmica. En: *Zonificación sísmica de la U.R.S.S.* Nauka.
- WOLFRAM, S. 1993. *Mathematica, a system for doing mathematics by computer*. Second Edition. Addison -Wesley Publishig Company.
- WOOWARD-CLYDE CONSULTANTS. 1981. *Preliminary study of Geomorphology and Quaternary stratigraphy, Ituango project, Colombia: Report to Integral Ltda*. Referenciado en: Page, W. 1986. *Geología sísmica y sismicidad del noroeste de Colombia*. Figura 37.