

ESTUDIO DE SISMICIDAD REGIONAL PARA EL ANÁLISIS DE LA AMENAZA SÍSMICA PARA BOGOTÁ

Alexander Caneva Rincón Centro de Investigaciones, Universidad Antonio Nariño
Elkin de Jesús Salcedo Hurtado Departamento de Geografía, Universidad del Valle
René Van Hissenhoven y Andrés José Alfaro Castillo

RESUMEN

El presente estudio trata del análisis de la sismicidad regional en los alrededores de la ciudad de Bogotá, llevado a cabo para considerar la influencia que pueden tener futuros sismos en el Campus de la Pontificia Universidad Javeriana. Esto se hizo ampliando la información sismológica y realizando un análisis más completo de la base de datos, en el sentido de interpretación de la sismicidad regional, presentada en el estudio de Microzonificación Sísmica de la ciudad de Bogotá.

Se utilizó una base de datos que contenía 34920 registros sísmicos, luego de su depuración finalmente se escogieron 7539 eventos, a partir de los cuales se evaluó la magnitud máxima probable y la aceleración horizontal esperada para un período de retorno de 475 años en el Campus universitario. El cálculo de los valores de estos parámetros está basado en la estimación de la magnitud representativa M_{min} del catálogo de sismos, análisis de completitud del catálogo, estimación de *b-value* para la región, la identificación de las fuentes sismogénicas con posible influencia en la zona considerada lugar y el análisis de atenuación de la aceleración.

Palabras clave: Sismicidad Regional, Magnitud Representativa, Fuentes Sísmicas, Bogota, completitud, Colombia

ABSTRACT

In this paper the results of the seismic regional hazard analysis for Bogotá are presented, and their influence in the Local Seismic Hazard for the Javeriana University Campus. The research includes update seismological data and the state-of-the-art seismological database analysis. That includes 34920 seismic records, after a depuration process, only 7539 events were useful, which was used to estimate the maximum probable magnitude, and peak ground acceleration likely to occur in a 475 year interval. The results were obtained from the analysis of representative magnitude M_{min} ; database completeness; regional b-value estimation; seismic sources analysis and the attenuation of peak ground acceleration.

Key words: Regional seismicity, representative magnitude, seismic sources, Bogotá, completeness, Colombia

INTRODUCCIÓN

Desde el punto de vista de la ingeniería y la planificación territorial, es claro que en áreas propensas a la ocurrencia de sismos cualquier decisión debe basarse en el conocimiento adecuado de las características de la sismicidad regional y de los posibles sismos que pueden presentarse en el futuro. El conocimiento detallado de tales características se obtiene mediante los estudios denominados de zonificación sísmica o amenaza sísmica regional (Caneva *et al.*, 2003).

Es preciso recalcar que la zonificación sísmica no se refiere al estudio de la influencia de las condiciones locales del suelo, como tampoco a los problemas de la interacción suelo-estructura, los cuales entran en el dominio de la microzonificación sísmica. En principio, la zonificación sísmica está relacionada con el análisis de la frecuencia de ocurrencia de los terremotos y las posibles magnitudes, intensidades o aceleraciones esperadas de los movimientos que pudieran provocar los sismos futuros en las cercanías del lugar que se elija para evaluación. Desde este punto de vista, para la zonificación sísmica, se han desarrollado varias técnicas de análisis, fundamentalmente agrupados en los denominados métodos determinista y probabilista.

El primero, el método determinista, supone que la sismicidad futura será igual a la pasada, siendo el máximo terremoto ocurrido el máximo previsible; consta de las siguientes fases:

1. Definición de las fuentes sismogénicas.
2. Selección del terremoto de control.
3. Traslación del terremoto.
4. Determinación del movimiento del terreno en el lugar.
5. Evaluación de la amenaza.

Por su parte, en el método probabilista se trata de estimar leyes de recurrencia a partir de la sismicidad registrada, resultando curvas de probabilidad por niveles de movimiento; en su desarrollo se tienen en cuenta las siguientes fases:

1. Definición de las fuentes sismogénicas.
2. Caracterización de la actividad de las fuentes.
3. Evaluación de los efectos de los terremotos.
4. Estimación de la amenaza.

Debido a la imposibilidad física de lograr una estricta predicción de los terremotos, por su naturaleza, el método probabilista es el de mayor aceptación; sin embargo, la validez de sus resultados depende en gran medida de la cantidad y calidad de los datos empleados. Los datos sobre los terremotos abarcan períodos muy cortos de registros instrumentales, por lo cual la extrapolación hacia el futuro y la predicción en un corto plazo no sería muy confiable. A pesar de esto, un estudio probabilístico bien interpretado a la luz de la sismicidad histórica y con las condiciones geológicas y tectónicas válidas, acompañado de un tratamiento adecuado de la información, se constituye en un elemento valioso para evaluar la sismicidad futura y la amenaza sísmica de una región determinada.

Bajo estas consideraciones y teniendo en cuenta varios aspectos como la importancia de muchas construcciones de la ciudad de Bogotá, el mejoramiento de datos sismológicos por cantidad y calidad de la red en Colombia, y que el último estudio publicado de Microzonificación Sísmica en Bogotá tiene datos hasta 1995 (Ingeominas y Uniandes, 1997), se procedió a realizar un estudio específico de la sismicidad regional, incluyendo datos de los últimos años y considerando las técnicas de evaluación de la magnitud representativa, completitud del catálogo, e identificación de las fuentes sismogénicas con posible influencia en la en la región bajo estudio, con el fin de mejorar la confiabilidad de los resultados y dar un aporte significativo en la evaluación de la amenaza sísmica (Caneva *et al.*, 2003).

1. LOCALIZACIÓN Y DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El objeto de estudio en el presente trabajo es la zona central de Colombia, determinada alrededor de la ciudad de Bogotá,. Este se encuentra ubicado en la zona del piedemonte oriental de la ciudad (4,68 grados de latitud norte y 74,15 grados de longitud occidental); corresponde a la zona de transición entre los cerros y la zona plana de la ciudad y consta principalmente de depósitos coluviales y conos de deyección de materiales con una elevada capacidad portante en general, pero con estratigrafías heterogéneas con predominio de gravas, arenas, limos y depósitos ocasionales de arcilla de poco espesor.

2. ANÁLISIS DE LA SISMICIDAD

2.1 Sismicidad histórica

Hasta ahora la obra más completa sobre la sismicidad histórica de Colombia es la realizada por Ramírez (1975), donde se indica que la primera noticia sísmica reportada como evento localizado en el territorio de Colombia corresponde a un sismo ocurrido en el año 1566 entre las ciudades de Popayán y Cali. En la actualidad se han llevado a cabo otros trabajos importantes, que generalmente responden a investigaciones realizadas para los estudios de microzonificación sísmica o tendientes a la profundización en el estudio de un evento sísmico particular (Ramírez y Goberna, 1980; Ingeominas, 1987; Ingeominas – CEE, 1992; Espinosa, 1993; Velásquez & Jaramillo, 1993; Espinosa, 1994a; 1994b; 1994c; 1994d; Espinosa, 1996; Salcedo, 1999; 2002).

Considerando los registros sísmicos desde el siglo XVI, se puede destacar que los sismos sentidos o que han afectado de manera sustancial la región en estudio son relativamente pocos; los más importantes se listan en la Tabla 1. A estos eventos se les ha asignado una intensidad mayor o igual a VII. Pese a que han dejado efectos significativos en la ciudad de Bogotá, sus epicentros no necesariamente coinciden con las vecindades geográficas de la ciudad, lo cual está relacionado con los efectos físicos de extensión vertical y horizontal, generados por la cadena de subforos, de acuerdo con los modelos macrosísmicos (Shebalin, 1974).

Tabla 1. Sismos históricos más destacados con efectos macrosísmicos en la región en estudio.

AÑO	MES	DIA	LATITUD	LONGITUD	INTENSIDAD MSK (Ingeominas y Uniandes, 1997)	INTENSIDAD MSK (Ramírez, 1975)	REFERENCIA
1616	02	---	5,00	-74,00	VII	---	Ingeominas y Uniandes, 1997
1644	03	16	7,50	-72,50	IX	X-XII	Ramírez, 1975
1646	04	03	5,70	-73,00	VIII	---	Ingeominas y Uniandes, 1997
1743	10	18	4,50	-73,80	VIII	X-XII	Ramírez, 1975
1785	07	12	4,70	-73,80	IX	X-XII	Ramírez, 1975
1805	06	16	5,30	-74,60	VIII	X-XII	Ramírez, 1975

AÑO	MES	DIA	LATITUD	LONGITUD	INTENSIDAD MSK (Ingeominas y Uniandes, 1997)	INTENSIDAD MSK (Ramírez, 1975)	REFERENCIA
1826	06	18	4,80	-73,90	VIII	X-XII	Ramírez, 1975
1827	11	16	1,90	-75,90	X	---	Ingeominas y Uniandes, 1997
1917	08	31	4,00	-74,00	IX	---	Ramírez, 1975
1923	12	22	5,20	-73,20	VIII	X-XII	Ramírez 1975
1924	01	07	4,70	-73,50	VIII	---	Ingeominas y Uniandes 1997
1928	11	01	5,50	-71,50	VII	---	Ingeominas y Uniandes, 1997
1966	09	04	4,60	-74,00	VII	---	Ramírez 1975
1967	02	09	2,90	-74,90	VIII	---	Ramírez 1975
1967	07	29	6,84	-74,09	VIII	---	Ingeominas y Uniandes, 1997

Según los reportes sísmicos, el terremoto de julio 12 de 1785 es considerado como el mayor y el más destructor que haya experimentado Bogotá en el siglo XVIII (Ramírez, 1975). Durante el terremoto de 1805 se observó un comportamiento estructural diferente según el sector de la ciudad (Ingeominas, 1997).

Ramírez (1975) describe el evento del 31 de agosto de 1917 como el más violento terremoto de la serie sentida en Bogotá y en casi todo Colombia, el cual sacudió la capital durante 15 segundos, se registraron daños en algunos edificios de la ciudad.

2.2 Sismicidad instrumental

El catálogo empleado inicialmente contenía 34920 registros sísmicos; luego de un cuidadoso tratamiento y depuración se eliminaron eventos con errores de formato y las réplicas. Finalmente, se seleccionaron los eventos correspondientes a la zona de influencia quedando, 7539. El catálogo fue unificado de tal manera que los diferentes tipos de magnitud que figuraban para eventos de diferentes partes fueron convertidos a un solo tipo de magnitud, M_S . El análisis seguido permite considerar los resultados aquí obtenidos como fiables desde el punto de vista estadístico.

La Figura 1 muestra los epicentros de eventos sísmicos con $M_S > 2,0$ del catálogo depurado, en todo el territorio de Colombia (Caneva, 2002a). Se distinguen cuatro regiones con un alto nivel de concentración de epicentros: al nor-oriental del país la región de Bucaramanga (nido de Bucaramanga), en la zona central la región del Viejo Caldas, y en la costa del Pacífico las regiones de Urabá y de Nariño. Estas son llamadas regiones sismoactivas de Colombia. Las regiones se diferencian en la naturaleza de la sismicidad (subducción, vulcanismo, etc.) como en sus manifestaciones externas (tasas de ocurrencia, magnitudes máximas, etc.) (Coral, 1984; Salcedo, 1992). Además, se nota una significativa alineación de epicentros a lo largo de zona que separa región montañosa de la parte plana, coincidiendo con la extensión de la falla del Borde Llanero o de Guaicáramo.

Bogotá está localizada fuera de dichas regiones sismoactivas, sin embargo presenta un grado de sismicidad considerable. La Figura 2 muestra los epicentros localizados en la zona de influencia. Considerando que a una distancia de 100 km del foco del sismo la aceleración pico en roca no supera el valor de $0,1g$, donde g es el valor de la aceleración de la gravedad (Bolt *et al.*, 1977), se considera que los sismos localizados a más de 200 km del sitio de interés no son relevantes en cuanto al daño que puedan ocasionar. Con base en esto, se seleccionó en calidad de zona de influencia una región de área de superficie de cuatro grados de latitud por cuatro grados de longitud centrada en la parte oriental de Bogotá (Caneva *et al.*, 2003).

La sismicidad en Colombia está bien diferenciada espacialmente tanto en superficie como en profundidad. En la Figura 3 se observa que los sismos con hipocentros profundos se localizan predominantemente al nor-oriental de la zona de influencia en la región del nido de Bucaramanga, y al sur-occidente de la zona de influencia. Caneva (2000, 2002d) analiza detalladamente la agrupación (autosemejante, fractal) de hipocentros en Colombia.

En la Figura 4 se muestra la distribución del número de sismos según la profundidad en la región en estudio. La mayoría de eventos tienen hipocentros superficiales. Se presenta un incremento poco significativo del número de sismos a profundidades del orden de $H \sim 120 - 140$ kilómetros. En su mayoría estos eventos están localizados en el nido de Bucaramanga (Figura 1). En este nido la sismicidad se caracteriza por hipocentros profundos y bien localizados espacialmente (Caneva, 2000, 2002d).

En la región en estudio la sismicidad es predominantemente somera con un incremento de la profundidad de hipocentros hacia las regiones sismoactivas de Bucaramanga y Caldas (Caneva *et al.*, 2003).

3. MAGNITUD REPRESENTATIVA

Los registros de la actividad sísmica de cualquier región se caracterizan por el alto grado de heterogeneidad tanto en el tiempo como en el espacio. La heterogeneidad temporal de los registros en Colombia está relacionada, por ejemplo, con la ausencia de registros instrumentales antes del año 1923 (Ramírez, 1975), así como también, con la lenta introducción de nuevas estaciones sismológicas en Colombia (Ingeominas, 1995).

Es importante determinar la fiabilidad, en cuanto a precisión se refiere, de la información contenida en el catálogo de sismos de Colombia. El desarrollo de la red sismológica en Colombia se ha caracterizado por períodos de avance y otros de estancamiento con intervalos de tiempo extensos entre los momentos de cambio y modernización de las estaciones y de la red misma (Ingeominas, 1997). La introducción en la red de instrumentos más sensibles, con el consiguiente incremento del poder de resolución de la misma, se refleja en la calidad de los datos que ingresan al catálogo de sismos. La calidad y la cantidad de datos obtenidos después de complementar la red sismológica con instrumentos nuevos son diferentes para antes y después de la innovación.

Respecto a la heterogeneidad espacial se deben considerar dos aspectos: primero, la calidad de las estaciones sismológicas y, segundo, su ubicación geográfica (Smirnov, 1997). En referencia al primer aspecto cabe anotar que los instrumentos utilizados en diferentes redes en el país: la red sismológica del Instituto Geofísico Universidad Javeriana (IGUJ), la red del Observatorio Sismológico del Sur-Occidente Colombiano OSSO, la Red Sismológica Nacional de Colombia RSNC, etc.; se diferencian sustancialmente entre sí en cuanto a calidad y cantidad se refiere; del segundo aspecto se puede mencionar que han sido varias las fuentes que suministran información para conformar el catálogo general de sismos de Colombia (desde redes locales hasta redes internacionales) (Ingeominas, 1995) lo que incrementa la heterogeneidad de los datos, pues las dimensiones de las regiones atendidas por dichas redes son diferentes. De esta manera, es necesario seleccionar aquellos datos que se caractericen por su homogeneidad en cuanto a calidad se refiere. No es lo mismo considerar válido un registro de $M = 4$ correspondiente a un evento de comienzos del siglo XIX y otro de finales del siglo XX. Es necesario determinar el valor mínimo fiable de magnitud para los eventos sísmicos en cierta región determinando la magnitud representativa (Caneva, 2002b; 2002c, Caneva *et al.*, 2003).

Las redes sismológicas cuentan con características que determinan la representatividad de los datos por ellas registrados, es decir, qué tan fiables son éstos. Entre estas características se tiene, por un lado, la sensibilidad, que es determinada justamente por la magnitud representativa $M_{mín}$, la cual corresponde al valor mínimo de magnitud de los sismos que son registrados sin interrupción en una región dada del espacio, y, por otro lado, el poder de resolución, que está relacionado con la incertidumbre en la determinación de las coordenadas, del tiempo y de la magnitud del sismo (Smirnov, 1997). La magnitud representativa $M_{mín}$ permite comparar los registros correspondientes a diferentes períodos de la historia del desarrollo de la red sismológica de una región determinada, así como también los registros correspondientes a diferentes regiones geográficas.

Al llevar a cabo la estimación de $M_{mín}$ se asume que la distribución de los sismos según los valores de sus energías está dada por la ley de potencia, es decir, el número de sismos en función de su energía (o su magnitud) se expresa mediante la relación de Gutenberg - Richter llamada también ley de recurrencia sísmica (Aki y Richards, 1982).

Para la región en estudio el gráfico de recurrencia sísmica se muestra en la Figura 5. Si cierto número de eventos de determinada magnitud M , por una u otra razón, no figuran en el catálogo (no fueron registrados), entonces el número total de eventos N , de dicha magnitud, no corresponderá al valor esperado según el gráfico de recurrencia (gráfico del número de sismos en función de su energía o de su magnitud) sino a un valor menor. En el gráfico de recurrencia esta situación se evidencia debido a que el valor N no coincide con aquél que se esperarí encontrar según la recta correspondiente a la relación de Gutenberg - Richter:

$$\lg N = a - bM,$$

donde a es una constante, b representa la pendiente del gráfico de recurrencia (b -value) y M la magnitud.

En lugar de esto, el valor N se encuentra por debajo de dicha recta. Justamente esto es lo que se observa al trabajar con valores de magnitud bajos. En este caso, debido al grado de sensibilidad de los instrumentos, los eventos cuya magnitud es inferior a cierto valor umbral no son registrados, por lo cual se presenta una inflexión brusca del gráfico de recurrencia. Identificando esta inflexión se puede determinar la mínima magnitud registrada $M_{mín}$ por la red. La desviación (alejamiento)

con respecto a la curva del gráfico de recurrencia (relación de Gutenberg - Richter), para valores pequeños de magnitud, es un indicador de la sensibilidad de los instrumentos que componen la red sismológica.

Al trabajar con el catálogo de sismos de Colombia se debe tener en cuenta que la información correspondiente al intervalo de tiempo anterior a 1993 es representativa para registros con magnitud $M_{mín} \geq 4$. Los registros posteriores a 1993 son más precisos en cuanto a la magnitud se refiere, siendo fiables los registros con $M_{mín} \geq 2$. Teniendo en cuenta el margen de error en la estimación de $M_{mín}$ se pueden considerar representativos (fiables) eventos con magnitud $M_{mín} \geq 2,5$ (Caneva, 2002a). Para un catálogo de registros históricos son fiables los eventos con magnitud $M > 5$ (Smirnov, 1997; Caneva, 2002d). En la Figura 6 se puede ver la variación del valor de la magnitud representativa con el tiempo para la región en estudio (Caneva, 2002a; Caneva *et al.*, 2003).

4. ANÁLISIS DE COMPLETITUD DEL CATÁLOGO DE SISMOS

La concordancia entre el gráfico de recurrencia observado (experimental) y el esperado (teórico) sufre alteraciones sustanciales para valores de magnitud pequeña. Esto se debe al nivel de sensibilidad de la red sismológica. Si se identifica el valor mínimo de magnitud tal que los registros con magnitud superior a dicho valor están completamente representados en el catálogo, será posible construir una base de registros sísmicos artificial que describirá el régimen sísmico de la región en estudio como si *todos* los eventos de todas las magnitudes (sin importar su valor) figuraran en el catálogo. Para la construcción de la base artificial se lleva a cabo el análisis de completitud del catálogo de sismos empleado en el presente estudio.

El método utilizado es el propuesto por Stepp (1972), el cual consiste en identificar aquellos intervalos de tiempo en los cuales determinado valor de magnitud puede ser considerado como completamente reportado, lo cual permite finalmente determinar a partir de qué magnitud de corte (para dichos intervalos de tiempo) la relación de Gutenberg - Richter $\lg N = a - bM$, es decir, la ley de recurrencia sísmica, está bien descrita por la regresión que toma como valor mínimo de magnitud justamente dicha magnitud de corte. El procedimiento (Stepp, 1972) está basado en la suposición de que una secuencia de sismos puede ser modelada mediante un proceso de Poisson. Si la tasa de surgimiento de sismos $\lambda(M)$ puede ser descrita mediante un proceso de Poisson durante un intervalo de tiempo T , entonces su varianza y su desviación estándar son respectivamente:

$$S_{\lambda}^2 = \frac{\lambda}{T} \text{ y } S_{\lambda} = \frac{\sqrt{\lambda}}{\sqrt{T}}$$

Si el proceso es estacionario, entonces, para cualquier valor de magnitud, S_{λ} disminuirá con el aumento de la muestra (es decir del intervalo de tiempo en estudio) pero siempre proporcional a $\frac{1}{\sqrt{T}}$. Un alejamiento de S_{λ} respecto a $\frac{1}{\sqrt{T}}$ implica, ya sea, que el intervalo de tiempo de la muestra T no es suficiente para hacer un estimativo veraz de la tasa de ocurrencia de sismos, o bien, que hay subintervalos de tiempo (del intervalo completo de la muestra) en los cuales no todos los datos fueron registrados.

En el presente estudio se abarcó el intervalo de tiempo comprendido entre los años 1958 y 2002. Se consideraron diez (10) intervalos de magnitud $\Delta M = 0,5$ a partir de $M_{mín} = 2$ hasta $M_{máx} \leq 6,5$. El incremento de la muestra se realizó añadiendo subintervalos de tiempo $\Delta T = 5$ años. En la Tabla 2 se muestran los valores obtenidos de S_{λ} y $\lambda(M)$ para tres de los diez intervalos de magnitud $\Delta M = 0,5$.

Tabla 2. Desviación estándar S_{γ} y tasa media de ocurrencia $\lambda(M)$ (para tres intervalos de magnitud) para los intervalos de tiempo T

Intervalo de Tiempo	T (años)	$1/\sqrt{T}$	$2 \leq M < 2,5$	$\lambda(M)$	S_{γ}	$3 \leq M < 3,5$	$\lambda(M)$	S_{γ}	$5,5 \leq M < 6$	$\lambda(M)$	S_{γ}
1998-2002	4.58	0.47	201	43.89	3.10	15	3.28	0.85	1	0.22	0.22
1993-1997	9.58	0.32	324	33.82	1.88	32	3.34	0.59	1	0.10	0.10
1988-1992	14.58	0.26	324	22.22	1.23	79	5.42	0.61	1	0.07	0.07
1983-1987	19.58	0.23	324	16.55	0.92	85	4.34	0.47	1	0.05	0.05
1978-1982	24.58	0.20	324	13.18	0.73	100	4.07	0.41	1	0.04	0.04
1973-1977	29.58	0.18	324	10.95	0.61	119	4.02	0.37	2	0.07	0.05
1968-1972	34.58	0.17	324	9.37	0.52	143	4.14	0.35	2	0.06	0.04
1963-1967	39.58	0.16	324	8.19	0.45	161	4.07	0.32	3	0.08	0.04
1958-1962	44.58	0.15	324	7.27	0.40	169	3.79	0.29	3	0.07	0.04

En la Figura 7 se muestran las variaciones del valor de desviación estándar con el aumento de la muestra (Caneva, 2002a). Obsérvese que para los intervalos de valores de magnitud $2,0 \leq M < 2,5$ y $2,5 \leq M < 3,0$ se presenta un alejamiento de S_{γ} respecto a $1/\sqrt{T}$, en tanto que para los intervalos de magnitud restantes, es decir a partir de $M \leq 3,0$ existe concordancia entre el valor esperado y el valor calculado. Esto permite asegurar que los registros de eventos con $M \approx 3,0$ están completamente registrados en el catálogo. Tomando como base este valor de magnitud (para el cual el catálogo está completamente representado) se construyó una base de datos artificial equivalente a un catálogo con todas las magnitudes representadas en su totalidad.

En la Figura 8 se muestra el gráfico de recurrencia acumulativa para la región en estudio correspondiente al intervalo de tiempo 1958-2002 (Caneva, 2002a). Aquí mismo se representa de manera esquemática *el efecto* del análisis de completitud (para magnitudes pequeñas). Cada barra del histograma representa el número anual de sismos (acumulativo) en función de la magnitud. Para magnitudes pequeñas cada barra es complementada en su parte superior (parte sombreada) con el número de eventos que le corresponde a dicha magnitud luego del análisis de completitud, es decir el número de eventos que le correspondería a dicha magnitud si el catálogo fuera completo. Las líneas rectas (de trazos y continua) de la Figura 8 representan las regresiones del gráfico de recurrencia correspondientes al catálogo sin análisis de completitud (línea de trazos) y para la base artificial, es decir la que incluye el análisis de completitud (línea continua).

El resultado del análisis de completitud llevado a cabo con el catálogo empleado en el presente trabajo, es decir, el gráfico de recurrencia acumulativa correspondiente a la base artificial, se muestra en la Figura 9.

5. MAGNITUD Y ACELERACIÓN

5.1 Magnitud Máxima Probable M_{mp}

Con base en el análisis de completitud y considerando los valores de magnitud representativos, es decir, $M \geq 2,5$ se determina la magnitud máxima probable para un período de retorno $T_R = 475$ años.

Siguiendo el algoritmo expuesto por Algermissen (1976) es posible determinar la probabilidad de excedencia en términos de M_{mp} . En la Figura 10 se muestra la probabilidad de no-excedencia de magnitud $P(M_{mp})$ en función de la magnitud M_s para diferentes tiempos de exposición. Cabe recordar que $P(M_{mp})$ corresponde a la probabilidad de que M_{mp} no sea excedida por los valores de magnitud de los diferentes eventos sísmicos, es decir, que en la Figura 10 la región sobre cada una de las curvas corresponde a la probabilidad de *sí*-excedencia en tanto que la región bajo las curvas a la probabilidad de *no*-excedencia de M_{mp} . La magnitud para un período de retorno $T_R = 475$ años, que corresponde a una probabilidad de excedencia del 10% con un tiempo de exposición de 50 años es de $M_s \approx 6,6$; para períodos de retorno de $T_R = 1000$ y $T_R = 2000$ años los valores de magnitud obtenidos son $M_s \approx 7,1$ y $M_s \approx 7,5$ respectivamente (Caneva, 2002a).

5.2 Aceleración asociada a un $T_R = 475$ años

Para estimar los valores de aceleración correspondientes a un período de retorno $T_R = 475$ años en basamento rocoso para Bogotá, es necesario identificar las fuentes sismogénicas (fallas activas y zonas sismogénicas de influencia) que determinan la sismicidad en la región (Figuras 1 y 11, Tabla 3).

Tabla 3. Fuentes Sismogénicas (Caneva, 2002a).

FUENTE SISMOGENICA	MAGNITUD ULTIMA CREIBLE M_u	PROFUNDIDAD H (km)	DISTANCIA R (km)
Romeral	7,0	22	180
Palestina	---	---	---
Ibagué	---	---	---
Salinas Norte	6,0	23	80
Salinas Sur	5,5	5	50
Servitá	6,0	8	80
Guaicáramo	7,0	6	100
Caldas	7,5	160	150
Bucaramanga	6,5	145	120

Las características de las fuentes sismogénicas Palestina e Ibagué no figuran en la Tabla 3, ya que el número limitado de datos no permite llevar a cabo estudio estadístico. Ahora, con base en los trabajos de París y Romero (1994), Vergara *et al.* (1995) y Lobo-Guerrero (2002) acerca de la distribución de fallas en la región en estudio, fueron identificadas otras fuentes sismogénicas presentes en la región en estudio. Lobo-Guerrero (2002) analiza algunas fallas secundarias en inmediaciones del sitio de interés (Tabla 4), por ejemplo, Lagartos, La Cajita, Balsillas, Facatativa, entre otras; sin embargo, al analizar la distribución de epicentros en la región en estudio se observa que no hay eventos que pudieran ser asignados a dichas fallas (Figuras 1 y 11), además, las tasas de actividad de estas fallas son extremadamente bajas.

El concepto de fuente sismogénica corresponde no necesariamente a una única falla sino a un grupo de fallas que manifiestan efectos de sismicidad similares. La asignación de eventos a cada una de ellas se ha realizado tomando como base lo expuesto por Ingeominas (1997). Algunos de los epicentros sísmicos de la región se encuentran ubicados de tal forma que es difícil asignarlos a cualquiera de las principales fallas (Figura 11); sin embargo, es posible realizar la asignación de la mayoría de estos eventos a un sistema de fallas localizado en el espacio determinado por una falla principal. De esta manera, algunos eventos con hipocentros profundos que en estudios anteriores (Ingeominas, 1997) eran considerados como no asignados en el estudio (Instituto Geofísico, 2002) pasan a hacer parte de una fuente definida.

Tabla 4. Fallas identificadas en la región en estudio (Lobo-Guerrero, 2002).

FALLA	LONGITUD (km)	AZIMUT / BUZAMIENTO	TIPO DE FALLA *	CLASIFICACION DE ACTIVIDAD	TASA DE ACTIVIDAD (mm/año)	DISTANCIA A CAMPUS (km)
Servitá	26	45 / 45 W	I-RD	Activa	Alta 1-10	62
Campamento	13	45 / 45 E	N	Incierta	---	63
Restrepo	12	45 / 45 W	I	Activa	Alta 1-10	64
Cuatrocasas	15	45 / 30 W	I	Activa	Alta 1-10	65
Buenavista	6	45 / 70 E	N	Incierta	---	65
Mirador	30	30-40 / 60 W	I-RD	Activa	Alta 1-10	67
Buque	11	100 / 90	RS	Incierta	---	67
Colepato	15	50 / 30 W	I	Activa	Moderada 0,1-1	68
Villavicencio	50	10-45 / 45 W	I	Incierta	---	70
Cumaral	25	45 / 30 W	I	Activa	Alta 0,7-2,5	73
Santa María	15	45 / 60 W	I	Incierta	---	65
El Volcán	16	45 / 45 W	I	Incierta	---	66
San Pablo	18	60 / 45 W	I	Incierta	---	69
El Paujil	4	45 / 30 W	I	Incierta	---	71
San Cristóbal	8	70 / 45 W	I	Incierta	---	74
Río Grande	18	30-35 / 60 E	I	Incierta	---	75
Orotoy	13	60 / 60 E	N	Incierta	---	78
San Juanito - Acacias	16	40 / 45 W	I	Incierta	---	79
Bituima	90	0-20 / E	I-RS	Pot. Activa	---	59
Prado	110	5-35 / E	I	Pot. Activa	---	65
Alto del Trigo	90	0-35 / E	I-RD	Pot. Activa	---	60
Vianí	40	60 / 90	RD	Pot. Activa	---	60
Cambao Sur	20	20-30 / E	I-RD	Activa	Moderada	77
Cambao Norte	30	10 / E	I	Pot. Activa	---	79
Cambrás	70	20 / E	I-RS	Pot. Activa	---	89
Honda	115	345-15 / E	I	Pot. Activa	---	79
Ibagué	40	55-75 / 90	RD	Activa	Moderada-Alta 0,14-1,4	91
Los Lagartos	9	135 / 80 W	N	Activa	Muy Baja 0,07	8
Ubaque	26	20 / W	I	Pot. Activa	---	16
Siecha	13	20 / W	I	Incierta	---	28
Cajitas	18	0 / E	I	Activa	Moderada 0,23	40
Río Tunjuelito	23	0 / E	I	Activa	Extrem. Baja 0,005	14
Balsillas	30	165 / 80 E	N	Incierta	---	20
Bojacá	4	165 / E	I?	Pot. Activa	---	30
Facatativá	14	125 / 90	N-RD	Pot. Activa	---	37
Pandi	60	20 / E	I	Pot. Activa	---	52
Aposentos	13	160 / 90	N	Activa	Extrem. Baja	32
Barandillas	14	45 / 90	N	Activa	Extrem. Baja	50

Tipo de falla: N - normal; I - inversa; RD - rumbo dextral; RS - rumbo sinistral.

Ahora, con base en la información acerca de las fuentes sismogénicas, se estimaron los valores de probabilidad de excedencia en términos de la aceleración $a_{máx}$ sobre terreno firme para diferentes tiempos de exposición. Los relativamente pocos datos suministrados directamente por redes de acelerógrafos en Colombia ha implicado la utilización de funciones de atenuación del valor de aceleración con la distancia foráneas. Para efectuar esta estimación, el Instituto Geofísico (2002) utilizó once funciones de atenuación realizadas con registros de diferente índole (Douglas, 2001) con esto se buscó incluir diferentes efectos de la sismicidad.

7.3 Ecuaciones de atenuación

De las 197 ecuaciones de atenuación recopiladas por Douglas (2001) se seleccionaron las de Esteva (1970), Donovan (1973), MacGuire (1974), Goldsack *et al.* (1976), Aptikaev *et al.* (1980), Joyner y Boore (1981), Dahle *et al.* (1990a, 1990b, 1995), Crouse (1991), Taylor *et al.* (1992), Ambraseys & Bommer (1996) y Boore *et al.* (1997). Estas ecuaciones, siendo foráneas, contemplan un amplio espectro de condiciones del medio geofísico, por haber sido utilizados en su determinación registros de regiones de subducción, de las costas de Norte, Centro y/o Sur América, registros mundiales, entre otros, como se indica a continuación. Sería deseable y recomendable contar con ecuaciones propias que respondan a las fuentes sismogénicas, a los mecanismos de falla y a la geología de los Andes colombianos, mientras ello no ocurra, se seguirán utilizando ecuaciones foráneas, con las limitaciones que ello implica.

- Esteva (1970). Utilizan registros del occidente de Norte América.

$$a = 1230e^{0,80M}(R + 25)^{-2,00}$$

donde R es la distancia epicentral en km y la aceleración a se expresa en cm/s^2 .

- Donovan (1973). Se utilizaron registros del occidente de los Estados Unidos.

$$a = [1.320 e^{0,58M}(R + 25)^{-1,52}] \times 1.55$$

donde R es la distancia epicentral expresada en km. La aceleración a queda expresada en cm/s^2 .

- Mac Guire (1974). No se define el mecanismo de la fuente. Utiliza registros del occidente de los Estados Unidos.

$$a = 472,3e^{0,640M}(R + 25)^{-1,301}$$

donde R es la distancia epicentral en km y la aceleración a queda expresada en cm/s^2 .

- Goldsack *et al.* (1976). Se utilizaron registros de Chile y Perú.

$$a = 4290e^{0,8M_s} \left((R^2 + 20^2)^{0,5} + 25 \right)^{-2}$$

donde R es la distancia epicentral en km y la a aceleración queda expresada en cm/s^2 .

- Aptikaev *et al.* (1980). Utilizan registros de Hawaii, Guatemala, Nicaragua, Chile, Perú, Argentina, Italia, Grecia, Rumania, Asia Central, India y Japón.

$$\log a = \alpha_1 M + \alpha_2 \log R + \alpha_3$$

donde la aceleración se expresa en gales y la distancia R en km.

- Joyner y Boore (1981). Utilizan registros del occidente de Norte América.

$$\log y = \alpha + \beta M - \log r + br$$

donde y está dada en g . La distancia r está expresada en km. M es la magnitud M_W (Kanamori, 1977; Hanks *et al.*, 1979; Tanner *et al.*, 1997).

- Dahle *et al.* (1990). Se utilizaron registros en sitios de roca. Representativo de sismos intraplaca.

$$\ln a = C_1 + C_2 M + C_4 R + \ln G(R, R_0)$$

donde la aceleración queda expresada en m/s^2 . La distancia R se expresa en km.

- Crouse (1991). Se utilizaron datos de zonas de subducción.

$$\ln a = 6,36 + 1,76M - 2,73 \ln(R + 1,5e^{0,608M}) + 0,00916h$$

donde M es la magnitud M_W (Kanamori, 1977; Hanks *et al.*, 1979; Tanner *et al.*, 1997). h es la profundidad focal expresada en kilómetros, R es la distancia epicentral expresada en km. La aceleración queda expresada en cm/s^2 .

- Taylor *et al.* (1992). Generaron una ecuación de atenuación con datos de sismicidad de Nicaragua, El Salvador y Costa Rica.

$$\ln(A) = 0,339 + 0,455M - 0,67 \ln(R) - 0,00207R$$

donde A queda expresada en m/s^2 . R se expresa en km.

- Ambraseys y Bommer (1996). Utiliza registros de Europa y de Asia Central.

$$\log y = C_1' + C_2 M + C_4 \log r + C_A S_A + C_S S_S$$

donde y queda expresada en g . r se da en km.

- Boore *et al.* (1997). Utilizan registros del occidente de Norte América.

$$\log Y = b_1 + b_2(M - 6) + b_3(M - 6)^2 + b_4 r + b_5 \log r + b_V(\log V_S - \log V_A)$$

donde y queda expresada en g . R se expresa en km. M es la magnitud M_W (Kanamori, 1977; Hanks *et al.*, 1979; Tanner *et al.*, 1997).

En la Figura 12 se muestran los valores de la aceleración en función del período de retomo, obtenidos a partir de las gráficas de probabilidad de no-excedencia en función de $a_{m\acute{a}x}$ para diferentes tiempos de exposición. En la Figura 13 se muestra el valor medio de aceleración para diversos valores de período de retorno (las líneas de trazos representan el intervalo de confianza de 90% para la media).

Para el período de retorno de $T_R = 475$ años, que corresponde a una probabilidad de excedencia del 10% con un tiempo de exposición de 50 años, se obtiene (en los límites del intervalo de confianza del 90%) un valor de aceleración máxima de 180 cm/s^2 .

7 DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Este artículo resume los aspectos más importantes de la evaluación de la amenaza sísmica regional realizada para los estudios de microzonificación sísmica del Campus de la Pontificia Universidad Javeriana – sede Bogotá.

En el estudio sismológico se utilizó el catálogo de registros sísmicos de Colombia, unificado en magnitud M_S , con información de eventos desde el siglo XVI y actualizado a julio de 2002.

Se presentan los resultados del estudio de fallas identificadas en la región de interés, que corresponde a una recopilación de información geológica que abarca la zona desde el valle del río Magdalena hasta el piedemonte llanero.

A pesar de ser ésta una de las clasificaciones más completas que se hayan hecho para Bogotá, se recomienda realizar estudios adicionales de campo para mejorar aun más la caracterización geométrica y el nivel de actividad de dichas fallas. Se debe incentivar la realización de trincheras en las fallas que muestran mayor actividad para determinar con mayor fiabilidad sus tasas de actividad.

Se llevó a cabo la estimación de la magnitud representativa para el catálogo de eventos sísmicos de la región en estudio. Se obtuvo que son realmente representativos los registros con valores de magnitud $M_S \geq 2,5$. Se analizaron las variaciones de la magnitud representativa en el tiempo. Se encontró que hasta 1993, año en que entra en operación la RSNC, eran representativos únicamente los registros con $M_S \geq 4$.

La evaluación de la magnitud representativa es un aporte importante para la sismología en Colombia ya que permite, de una manera científica, coherente y consistente, estimar el valor de corte de las magnitudes y la variación de este valor en el tiempo teniendo en cuenta el tipo y número de instrumentos, así como la disposición de la red en el país.

Se llevó a cabo el estudio de completitud del catálogo de sismos de la región en estudio.

Se obtuvo un valor de magnitud M_S para un período de retorno de $T_R = 475$ años de 6,6; para un período de retorno de 1000 años de 7,1 y para un período de 2000 años de 7,5.

Mediante la aplicación de once (11) ecuaciones de atenuación se encontró que para un período de retorno de $T_R = 475$ años, que corresponde a una probabilidad de excedencia del 10% con un tiempo de exposición de 50 años, se obtiene (en los límites del intervalo de confianza del 90%) un valor de aceleración máxima de 180 cm/s^2 .

En vista de que las ecuaciones utilizadas para la determinación de la aceleración en roca son foráneas, es preciso hacer un esfuerzo por determinar ecuaciones de atenuación para las diferentes regiones de Colombia. Esto depende de la conformación de redes de instrumentos de movimiento sísmico fuerte y un adecuado procesamiento de los datos obtenidos. Es indispensable que una buena parte de dichos instrumentos estén ubicados en roca o en basamento rocoso, los instrumentos ubicados en suelos o materiales blandos deben estar acompañados de una estación de referencia debidamente calibrada.

El valor de aceleración obtenido debe tomarse como referencia, pero, considerando los inconvenientes que trae la utilización de fórmulas foráneas, debe manejarse con una incertidumbre razonable.

Por las implicaciones económicas y sociales que tienen los estudios de amenaza sísmica se recomienda mejorar los estudios geológicos, sismológicos y aumentar la instrumentación sismológica, adicionalmente complementar los estudios probabilistas con enfoques deterministas.

AGRADECIMIENTOS

Los estudios fueron financiados enteramente por la Rectoría de Universidad y hacen parte del Proyecto de Universidad Saludable. Los autores desean agradecer al Ingeniero Juan José Obagi Araujo del Departamento de Procesos Productivos de la Facultad de Ingeniería de la Pontificia Universidad Javeriana por su asesoría en el tratamiento estadístico de datos y resultados.

REFERENCIAS

- Aki, K. & Richards, P. (1982). *Quantitative Seismology. Theory and Methods*. Freeman Fox.
- Algermissen, S. (1976). *Probabilistic Estimates of Maximum Acceleration and Velocity in Rock the Contiguous United States*. Dep. Interior - Geological Survey - Open File Report 82-1033.
- Ambraseys, N. N. & Bommer, J. J. (1996). *Prediction of Vertical Response Spectra in Europe*. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, 25(4), 401-412.
- Aptikaev, F. & Kopnichev, J. (1980). *Correlation Between Seismic Vibration Parameters and Type of Faulting*. *Proc. Seventh World Conf. on Earthq. Eng.* Vol.1. 107-110.
- Bolt, B. A., Horn, W. L., Macdonald, G. A. & Scott, R. F. (1977). *Geological Hazards*. Springer - Verlag. Berlin Heidelberg New York.
- Boore, D. M., Joyner, W. B. & Fumal, T. E. (1997). *Equations for Estimating Horizontal Response Spectra and Peak Acceleration from Western North American Earthquakes: Summary of Recent Work*. *Seismological Research Letters*, 68(1), 128-153.
- Caneva, A. (2000). *Propiedades Fractales del Régimen Sísmico de Colombia*. Ph.D. tesis. Física MSU. Moscú. Rusia. En ruso.
- Caneva, A. (2002a). "Microzonificación Sísmica del Campus de la Pontificia Universidad Javeriana, Sede Bogotá. Estudio de Amenaza Sísmica". Bogotá.

- Caneva, A. (2002b). Magnitud Representativa del Catálogo de Sismos de Colombia. Ingeniería y Universidad. Vol. 6. No. 1. p. 9-17.
- Caneva, A. (2002c). Magnitud Representativa. Memorias del Primer Simposio Colombiano de Sismología. Bogotá.
- Caneva, A. (2002d). Parámetros de la Ley Generalizada de Recurrencia Sísmica b -value y d -value. *Memorias del Primer Simposio Colombiano de Sismología*. Bogotá.
- Caneva A., E. Salcedo, R. Van Hissenhoven y A. Alfaro (2003) Análisis de la Amenaza Sísmica y de la Magnitud Representativa para Bogotá. *Ingeniería y Universidad*. 7, 2, 133-150.
- Coral, C. (1984). Particularidades de la Sismicidad en Colombia. Ph.D. tesis. Física MSU. Moscú. Rusia. En ruso.
- Crouse, C. B. (1991). Ground-Motion Attenuation Equations for Earthquakes on the Cascadia Subduction Zones. *Earthq. Eng.*, 32 (4), 193-220.
- Dahle, A., Bungum, H. & Kvamme, L. B. (1990a). Attenuation Modelling Based on Intraplate Earthquake Recordings. *Proc. Ninth European Conf. Earthq. Eng.*, Vol. 4-A, 121-129.
- Dahle, A., Bungum, H. & Kvamme, L. B. (1990b). Attenuation Models Inferred from Intraplate Earthquake Recordings. *Earthq. Eng. and Structural Dynamics*, 19 (8), 1125-1141.
- Dahle, A., Climent, A., Taylor, W., Bungum, H., Santos, P., Ciudad Real, M., Linholm, C., Strauch, W. & Segura, F. (1995). New Spectral Strong-Motion Attenuation Models for Central America. *Proc. Fifth International Conf. Seismic Zonation*. Vol. II. 1005-1012.
- Donovan, N. C. (1973). A Statistical Evaluation of Strong-Motion Data Including the February 9, 1971 San Fernando Earthquake. *Proc. Fifth World Conf. Earthq. Eng.* Vol. 1. 1252-1261.
- Douglas, J. (2001). A Comprehensive Worldwide Summary of Strong-Motion Attenuation Relationships for Peak Ground Acceleration and Spectral Ordinates (1969 to 2000). Imperial College of Science, Technology and Medicine. London.
- Espinosa, A. (1993). Actualización del Catálogo Colombiano de Sismicidad Histórica. Informe Interno. Ingeominas. Cali, Colombia.
- Espinosa, A. (1994a). Sismicidad Histórica de Santafé de Bogotá y su área (1500 - 1994). Proyecto Microzonificación Sísmica de Santafé de Bogotá. Ingeominas.
- Espinosa, A. (1994b). Contribuciones al Catálogo Colombiano de Sismicidad Histórica. I. Cinco Terremotos Destruyentes de la Colonia Encontrados en los Archivos Históricos Colombianos. *Rev. Ingeominas*, No. 4, Santafé de Bogotá.
- Espinosa, A. (1994c). Contribuciones al Catálogo Colombiano de Sismicidad Histórica. II. El Terremoto de Tunjuelito (1644, marzo 16) y sus Efectos Geotectónicos en la Zona Epicentral. *Rev. Ingeominas*, No. 4, Santafé de Bogotá.
- Espinosa, A. (1994d). Actualización del Catálogo Colombiano de Sismicidad Histórica. *Rev. Ingeominas*, Santafé de Bogotá.
- Espinosa, A. (1996). Sismicidad Histórica de la Ciudad de Pereira y su Area. Proyecto Microzonificación Sísmica de Pereira, Santa Rosa de Cabal y Dosquebradas. Inédito.
- Esteve, L. (1970). Seismic Risk and Seismic Design. pp. 142-182 of Hansen, R. J. (ed), *Seismic Design for Nuclear Power Plants*. The M.I.T. Press.
- Goberna, J. R. (1988). The Historical Seismograms of Colombia. *Historical Seismograms and Earthquakes of the World*. Academic Press Inc.
- Hanks, T. C., Kanamori, H. (1979). A Moment Magnitude Scale. *J. Geoph. Res.* Vol. 84. No. B5. pp. 2348-2350.
- Ingeominas-CEE (1992). Sismicidad Histórica y Reciente del Area de Popayán. Microzonificación Sismogeotécnica de Popayán, Pub. Esp. N.2, p. 7-27.
- Ingeominas (1987). Sismicidad Histórica. Informe de Actividades de 1986. GERSCO.
- Ingeominas (1995). "Estudios Geológicos" Proyecto Microzonificación Sísmica de Santafé de Bogotá, Subproyecto No. 2, Santafé de Bogotá.
- Ingeominas-Uniandes (1997). Microzonificación Sísmica de Santafé de Bogotá. Convenio Interadministrativo 01-93. Publicación Especial Ingeominas. 130 p.
- Instituto Geofísico (2002). Microzonificación Sísmica Campus Pontificia Universidad Javeriana. Sede-Bogotá. Bogotá.
- Joyner, W. B. & Boore, D. M. (1981). Peak Horizontal Acceleration and Velocity from Strong-Motion Records Including Records from the 1979 Imperial Valley, California, Earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am*, 71(6), 2011-2038.
- Kanamori, H. (1977). The Energy Release in Great Earthquakes. *J. Geoph. Res.* Vol. 82. No. 20. pp. 2981-2987.
- Lobo-Guerrero, A. (2002). "Microzonificación Sísmica del Campus de la Pontificia Universidad Javeriana, Sede - Bogotá. Estudio Geológico".
- MacGuire, R. K. (1974). Seismic Structural Response Risk Analysis, Incorporating Peak Response Regressions on Earthquake Magnitude and Distance. MIT, Department of Civil Engineering, Research Report R74-51.
- París, G. & Romero, J. (1994). Fallas activas en Colombia: Mapa Neotectónico Preliminar. *Bol. Geol.*, 34, Ingeominas, Bogotá, 42 p.
- Ramírez, J. E. (1975). Historia de los Terremotos en Colombia. Instituto Geográfico Agustín Codazzi. Bogotá.
- Ramírez, J. E. & Goberna, J. (1980). Terremotos Colombianos. Noviembre 23 y Diciembre 12 de 1979. Bogotá.
- Ruíz, S. (1998). Conceptos Fundamentales de la Teoría de Probabilidades para Análisis de Riesgo Sísmico. Memorias del XXIV Curso Internacional de Ingeniería Sísmica. UNAM. México.
- Salcedo, E. (1992). Sismicidad y Amenaza Sísmica en Colombia. Ph.D. tesis. Física MSU. Moscú. Rusia. En ruso.
- Salcedo, E. (1999). Estudio de Sismicidad Histórica en la Región de Bucaramanga (Colombia). *Rev. Acad. Colomb. Cienc.* Vol. XXIII, No.87, Santafé de Bogotá, p. 233-248.
- Salcedo, E. (2002). Sismicidad Histórica y Análisis Macrosísmico de Bucaramanga. *Boletín Geológico Ingeominas*, No. 40. Santafé de Bogotá. 180 p. ISSN – 0120-1425.

CANEVA, SALCEDO, VAN HISSENHOVEN Y ALFARO

- Shebalin, N. V. (1974). Focos de Terremotos Fuertes en la URSS. Public. Inst. Física de la Tierra, URSS, Academia de Ciencias, Moscú, 53 p. En ruso.
- Smirnov, V. (1997). Experiencias en la Estimación de la Representatividad de Datos de Catálogos de Sismos. *Vulcanology and Seismology*. No 4, 93-105. En ruso.
- Stepp, J. C. (1972). Analysis of Completeness of the Earthquake Sample in the Puget Sound Area and Its Effect on Statistical Estimates of Earthquake Hazard. *Proc. Microzonation Conf. Univ. Seattle. Washington*. Vol. 2, 897-909.
- Tanner, J. G. & Shepherd, J. B. (1997). *Seismic Hazard in Latin America and the Caribbean, Vol. I: Project Catalog and Seismic Hazard Maps*, IRDC, Ottawa, 143 p.
- Taylor Castillo, W., Santos López, P., Dahle, A. & Bungum, H. (1992). Digitization of Strong-Motion Data and Estimation of PGA Attenuation. Tech. Rept.2-4. NORSAR.
- Velásquez, E. & Jaramillo, J. D. (1993). Estudio de la Amenaza Sísmica de Medellín. Universidad EAFIT, Alcaldía de Medellín y PNUD, Programa de Prevención Sísmica para Medellín -Segunda Etapa-, Parte I, Medellín.
- Vergara, H., Taboada, A., Romero, J. & París, G. (1995). Estudios Neotectónicos para la Microzonificación de Santa Fe de Bogotá. Ingeominas. Bogotá.

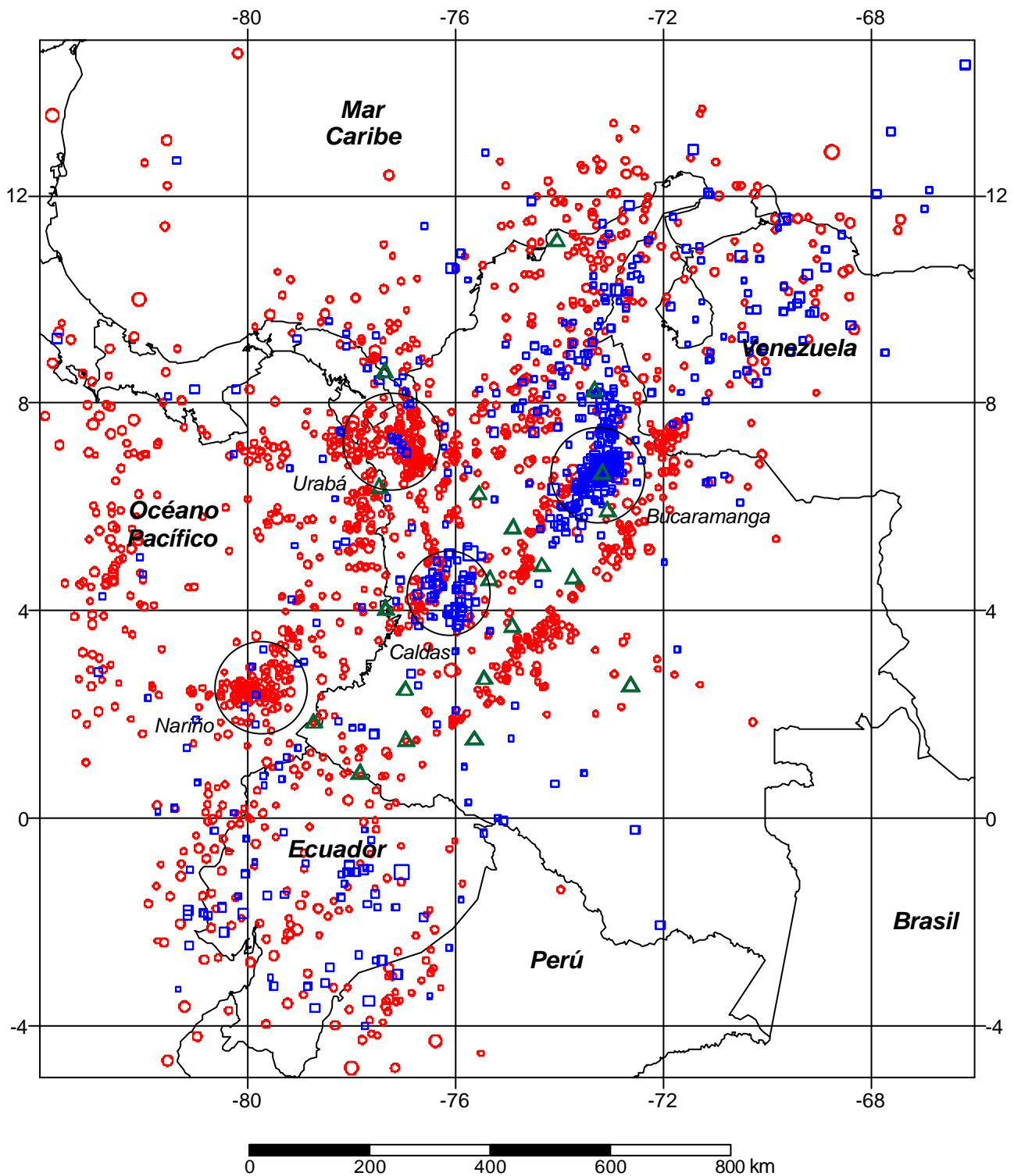


Fig. 1 Distribución de epicentros ($M_S \geq 2,0$) para todo el territorio de Colombia y sus alrededores. Catálogo depurado (sin réplicas) de 1993 a 2002 (RSNC).
 ▲- Estaciones de la Red Sismológica Nacional de Colombia.
 Eventos con profundidad de hipocentros ○ - $H < 100$ km; □ - $H \geq 100$ km.
 Los círculos grandes destacan la ubicación de las regiones sísmoactivas de Colombia (Caneva, 2002a).

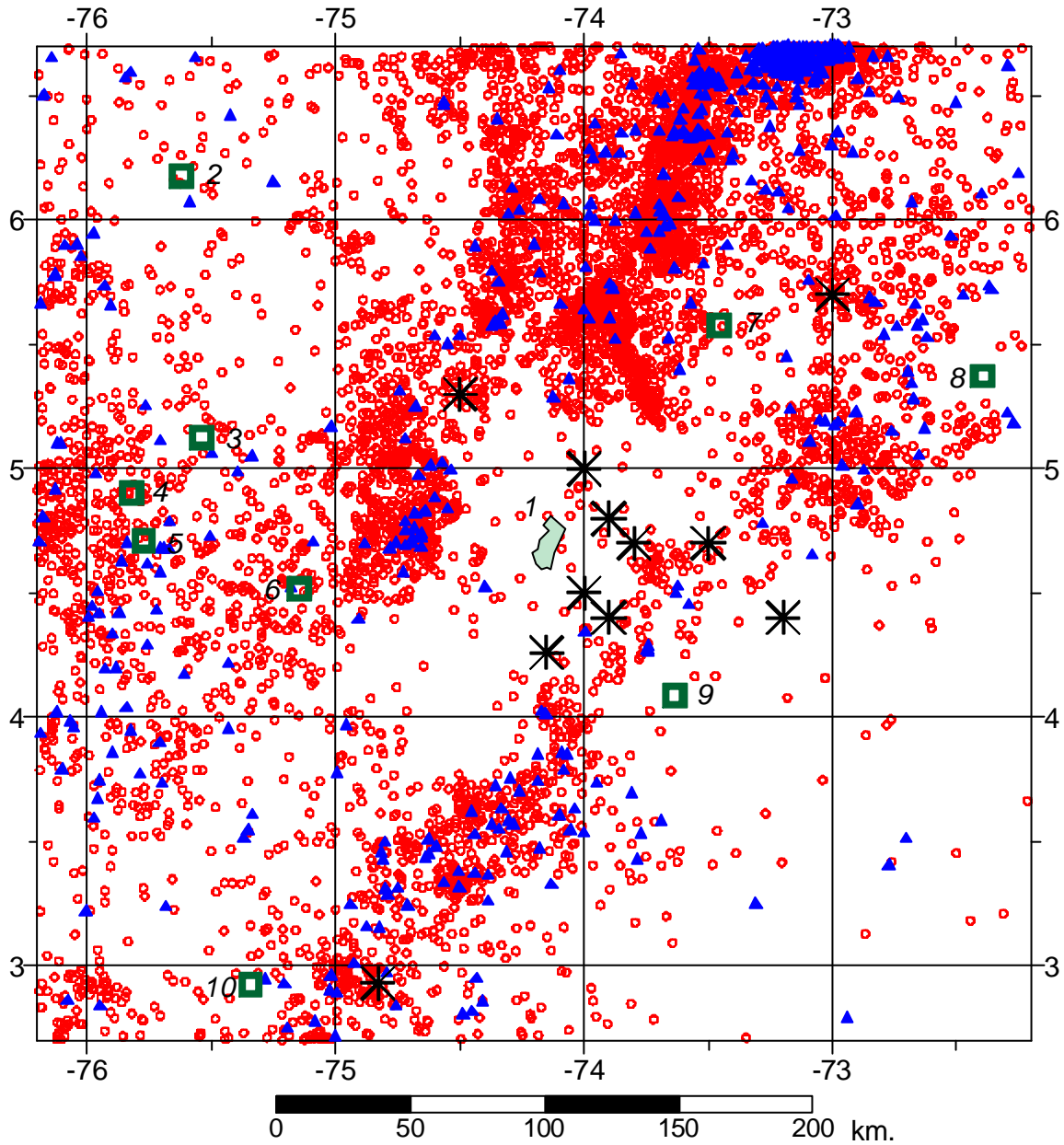


Fig. 2 Distribución de epicentros en el área de influencia. Catálogo depurado (sin réplicas) de 1993 a 2002 (RSNC).

- - eventos con $M_S < 2$. ▲ - eventos con $M_S \geq 2$.
- * - eventos más destacados del catálogo histórico (véase Tabla II).
- - Principales ciudades: 1 - Bogotá; 2 - Medellín; 3 - Manizales; 4 - Pereira; 5 - Armenia; 6 - Ibagué; 7 - Tunja; 8 - Yopal; 9 - Villavicencio; 10 - Neiva (Caneva, 2002a).

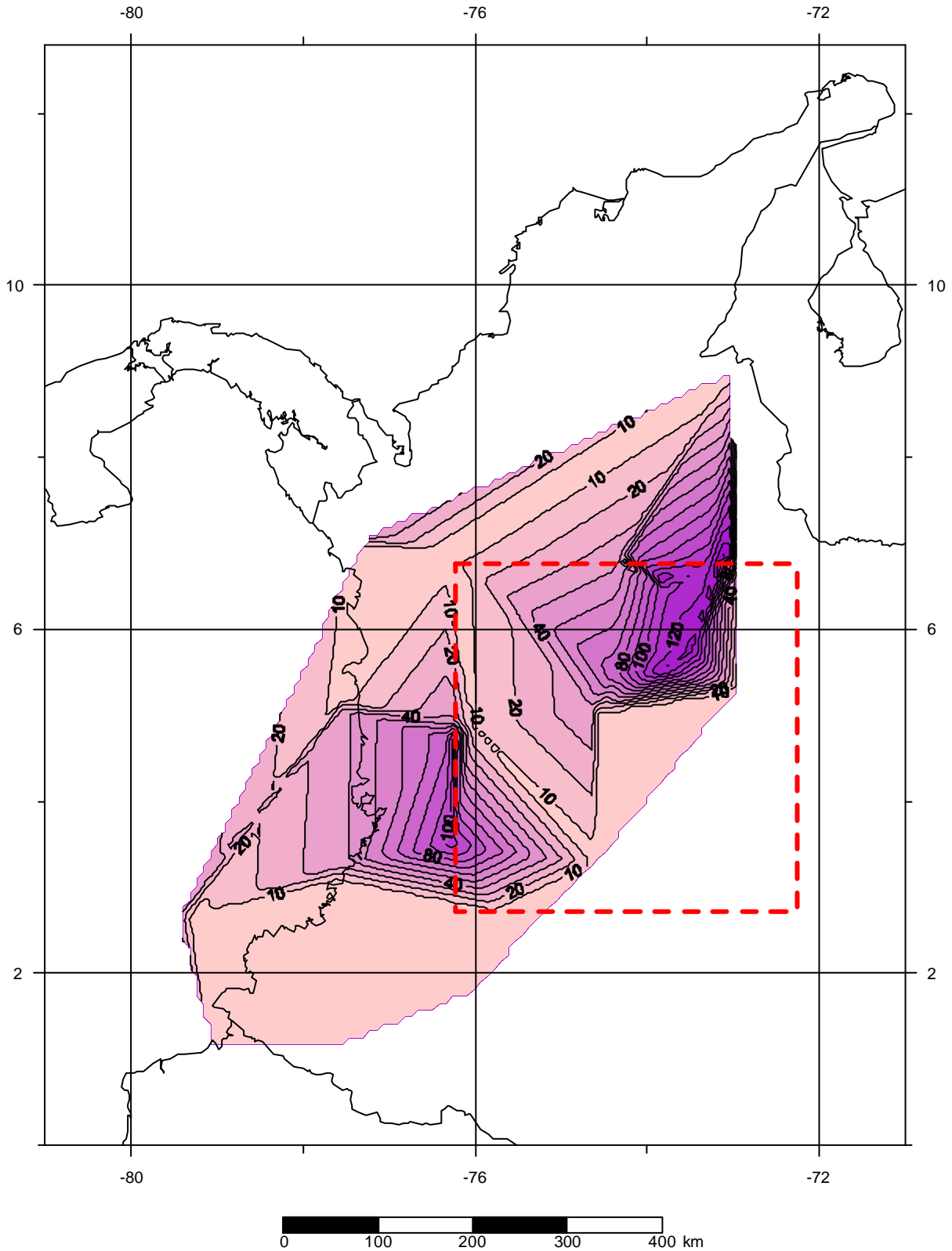


Fig. 3 Variación de la profundidad de hipocentros en el territorio de Colombia. La línea de trazos delimita la región representada en la Fig. 2 (Caneva, 2002a).

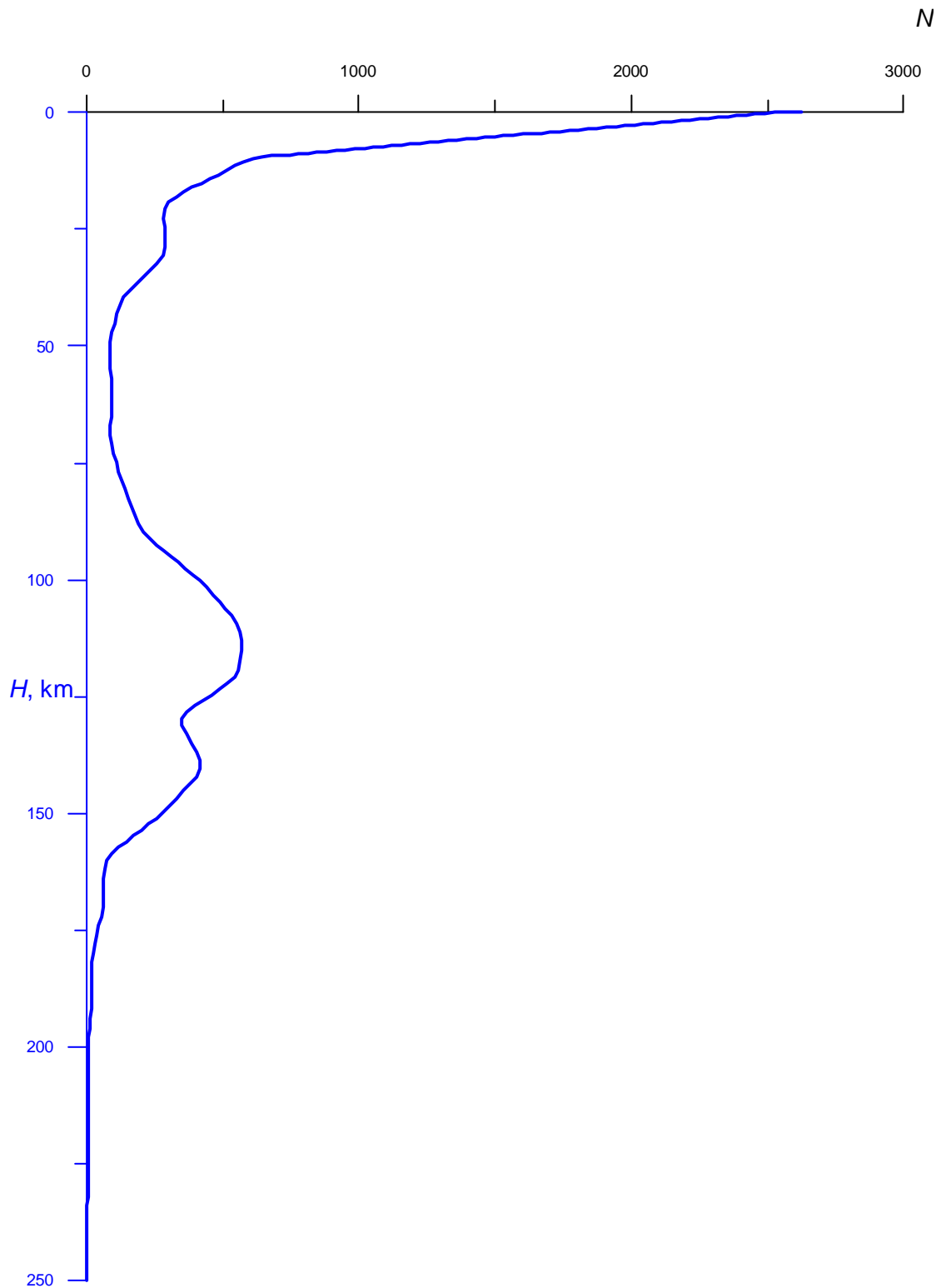


Fig. 4 Distribución del número N de sismos según la profundidad H en la región en estudio (Caneva, 2002a).

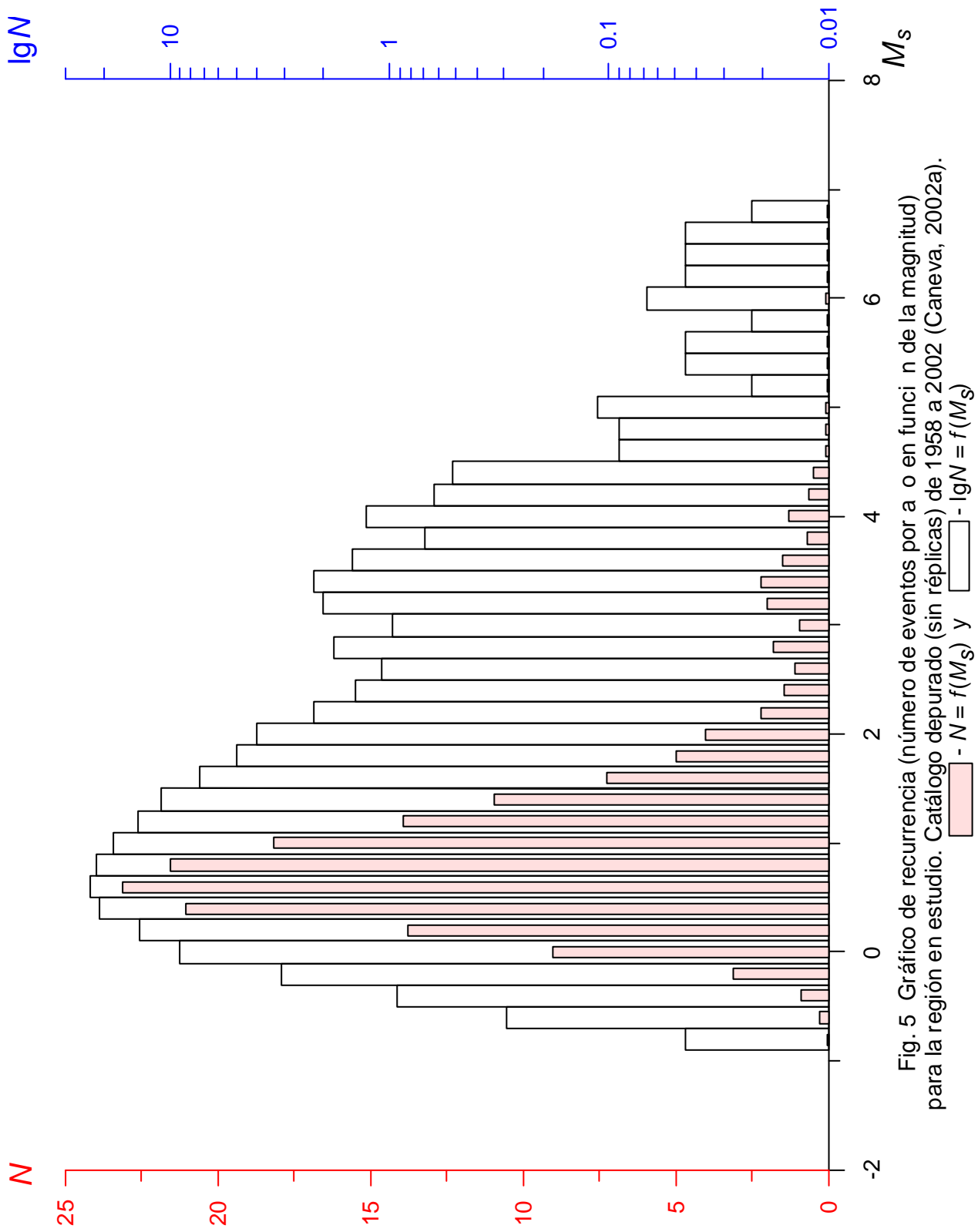


Fig. 5 Gráfico de recurrencia (número de eventos por año en función de la magnitud) para la región en estudio. Catálogo depurado (sin réplicas) de 1958 a 2002 (Caneva, 2002a).

— - $N = f(M_s)$ y — - $lgN = f(M_s)$

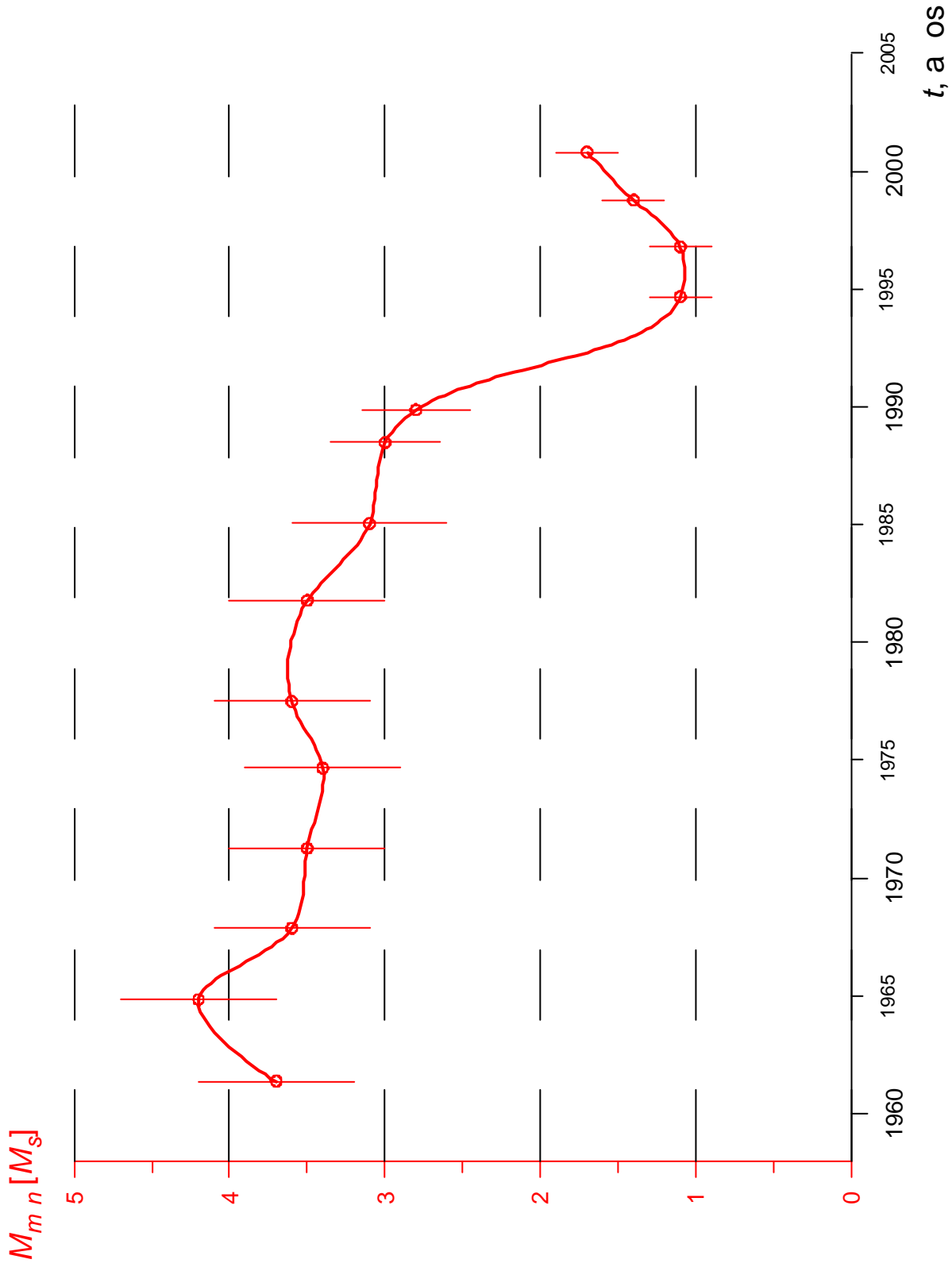


Fig. 6 Variación de la magnitud representativa $M_{m,n} [M_s]$ en el tiempo (Caneva, 2002a).

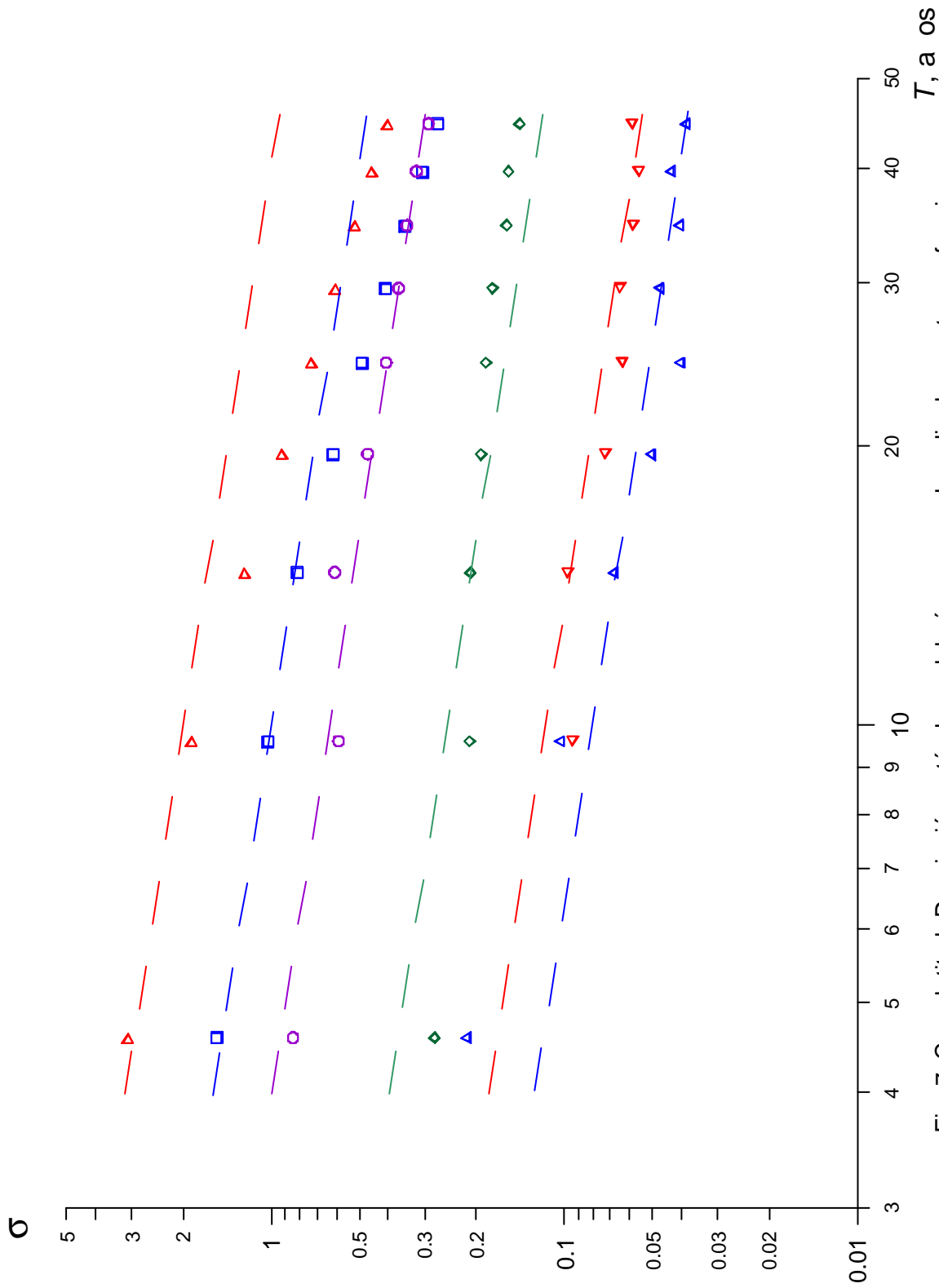


Fig. 7 Completitud. Desviación estándar σ del número anual medio de eventos en función de la extensión de la muestra (Caneva, 2002a). Las líneas de trazos representan la línea de referencia $\sigma = 1/\sqrt{T}$ respecto a la cual deben ser paralelas las regresiones:

- ▲ - $2,0 \leq M_S < 2,5$; ■ - $2,5 \leq M_S < 3,0$; ○ - $3,0 \leq M_S < 3,5$; ◆ - $4,0$; ▼ - $4,5$; ▲ - $5,5$; ▼ - $5,0$; ▲ - $M_S < 6,0$

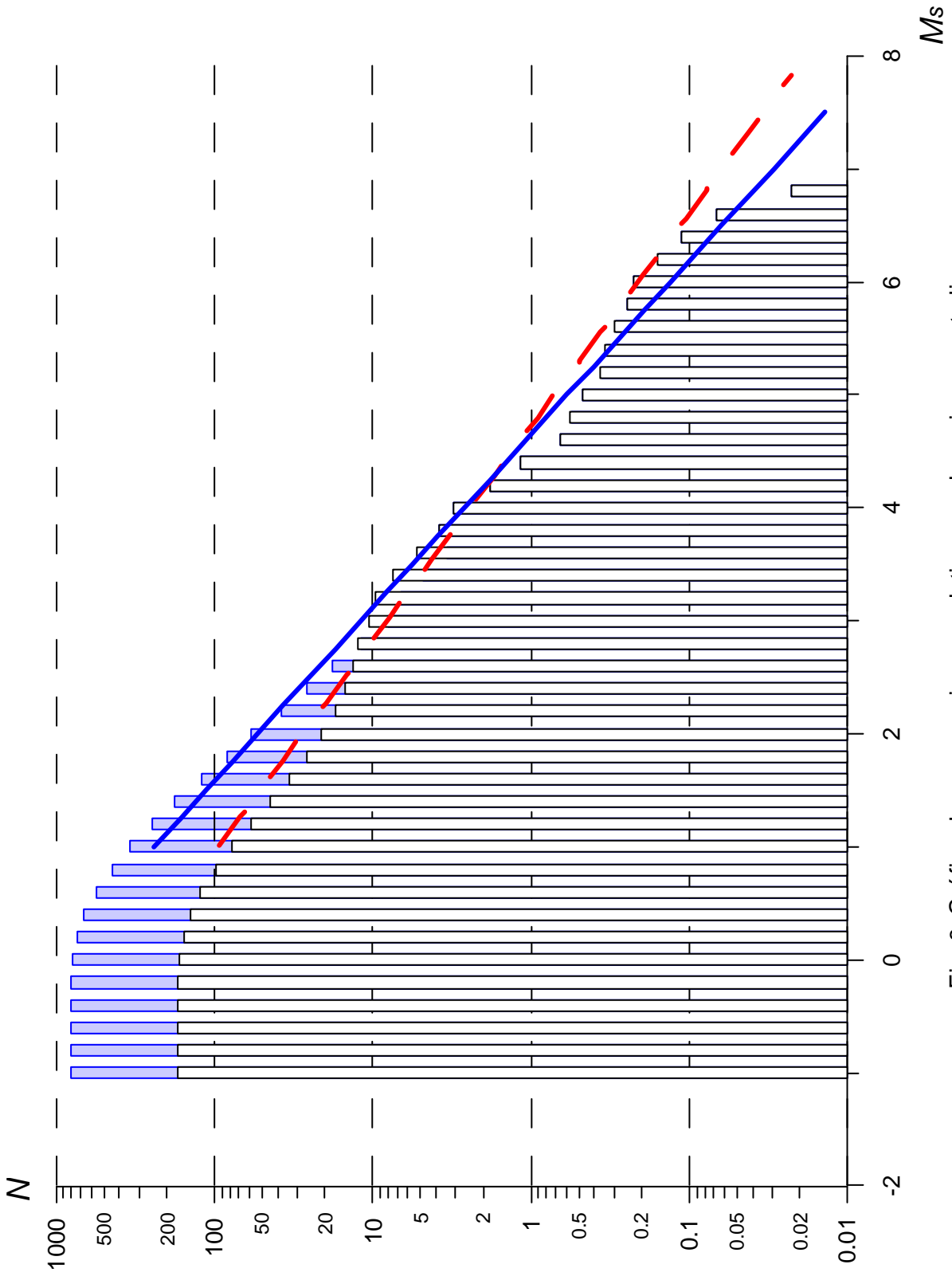


Fig. 8 Gráfico de recurrencia acumulativa para la región en estudio, para el intervalo de tiempo 1958 - 2002 (Caneva, 2002a).

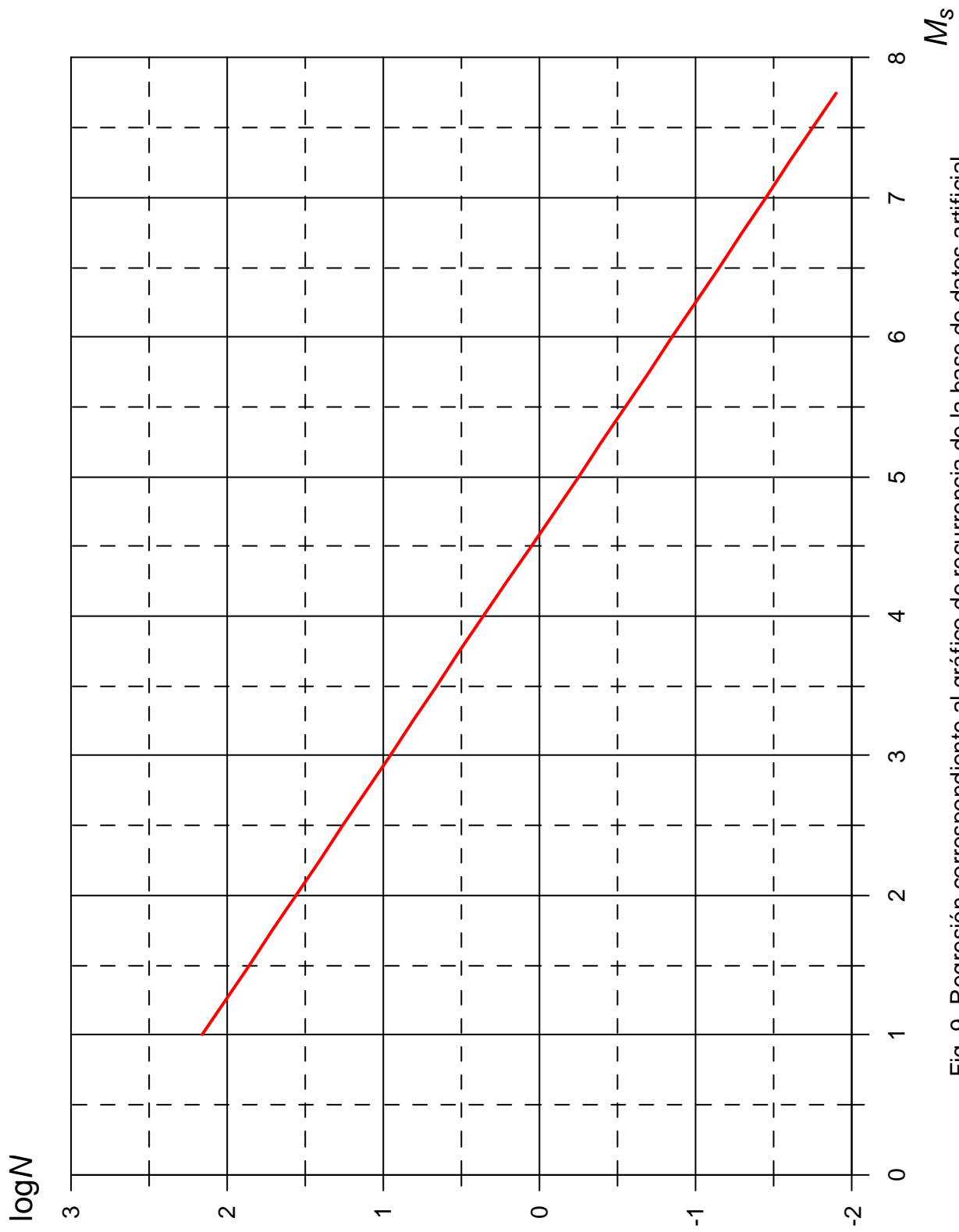


Fig. 9 Regresión correspondiente al gráfico de recurrencia de la base de datos artificial.
 $\log N = -0.601M + 2.76$ (Caneva, 2002a).

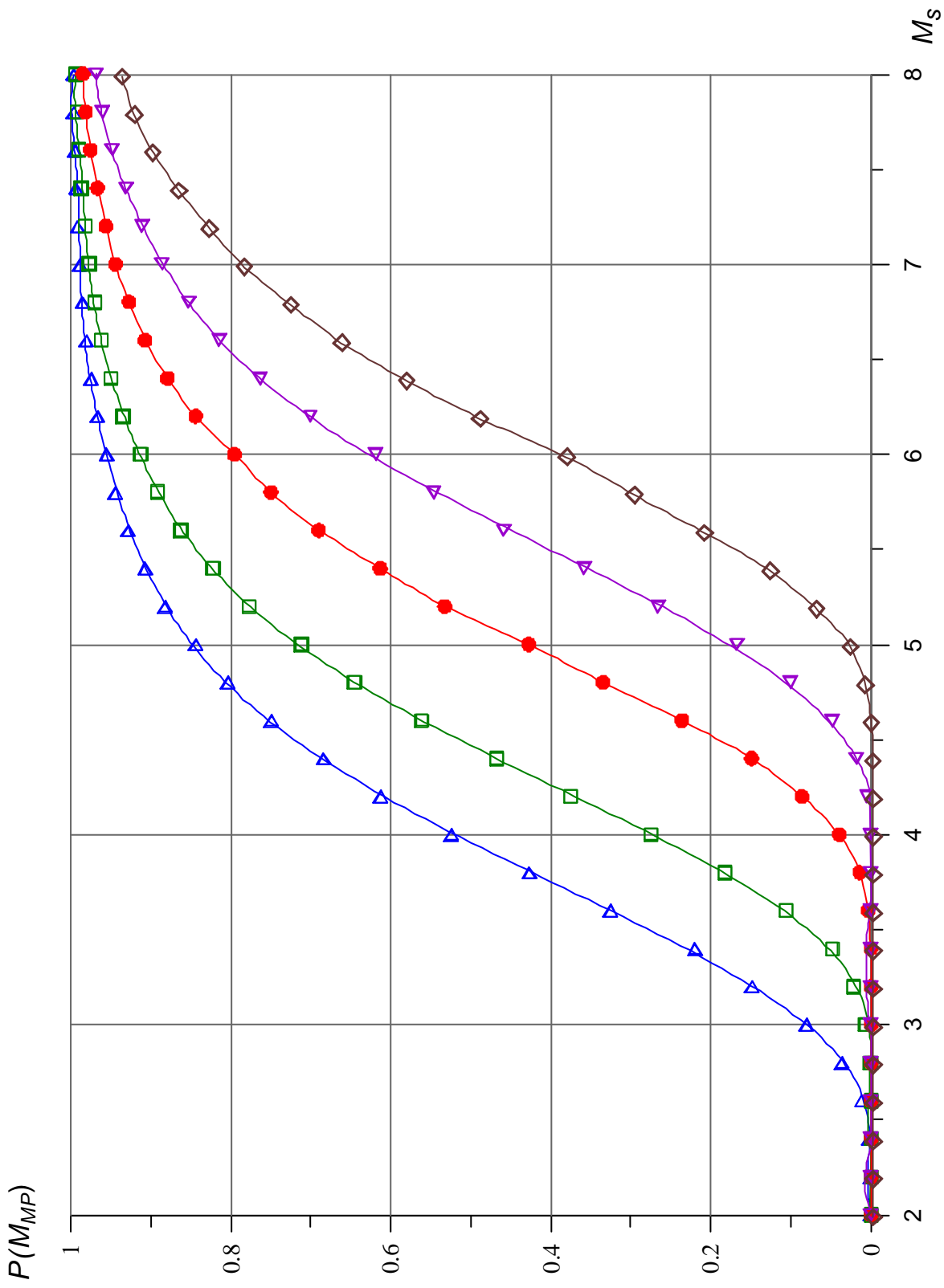


Fig. 10 Probabilidad de no-excedencia de magnitud máxima probable M_{MP} para los tiempos de exposici n:
 Magnitud máxima probable correspondiente
 a un período de retorno de 475 años M_{mp} 6,6 (Caneva, 2002a).

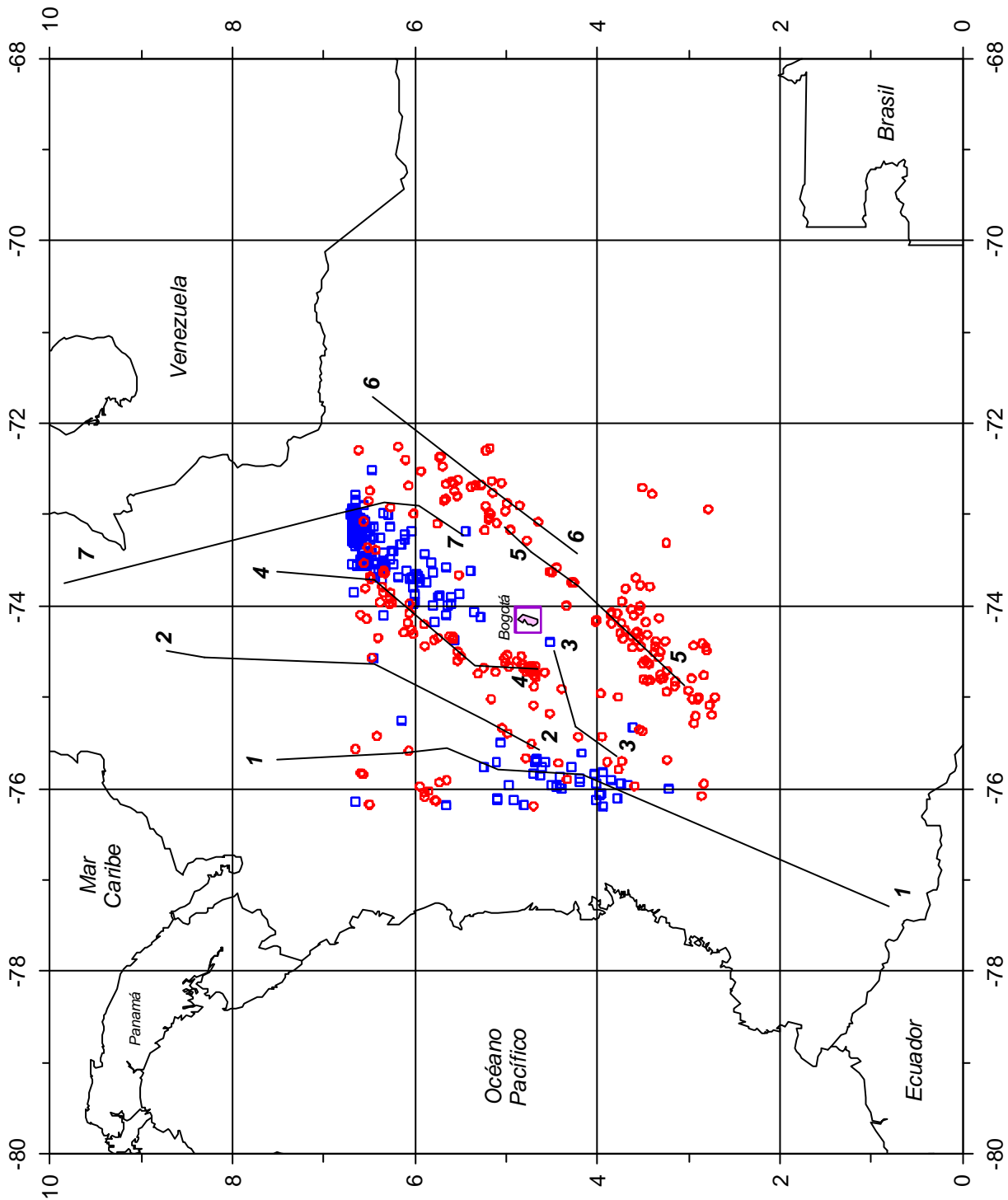


Fig. 11 Principales fallas. (Caneva, 2002a). 1 - Romeral; 2 - Palestina; 3 - Ibagué; 4 - Salinas; 5 - Servitá - Santa María; 6 - Guicáramo; 7 - Bucaramanga - Santa Marta.

○ - eventos con profundidad de hipocentro $H < 100$ km. □ - eventos con profundidad de hipocentro $H \geq 100$ km.

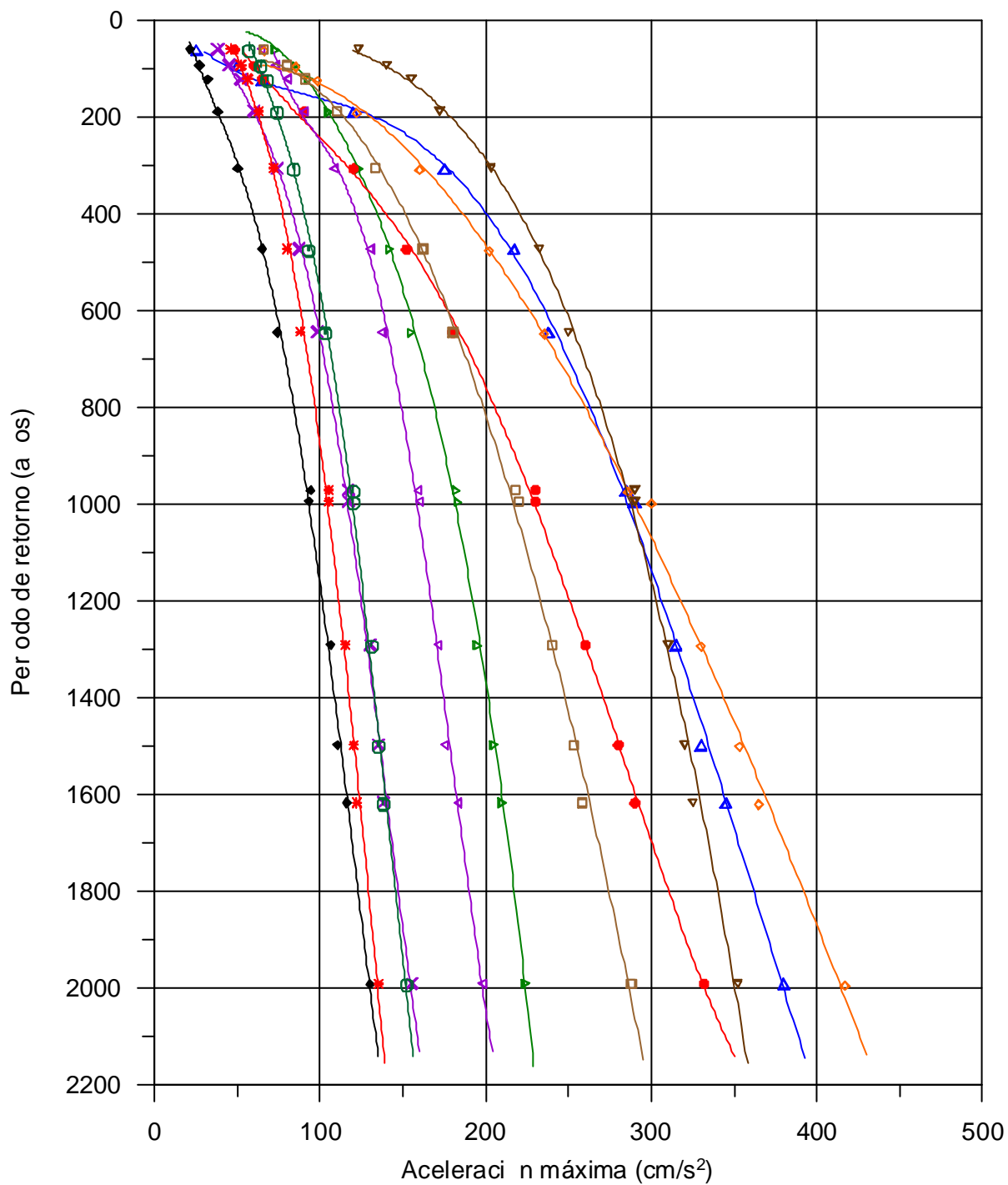


Fig. 12 Aceleración máxima probable $a_{m\acute{a}x}$ para diversos valores de período de retorno promedio T_R (Caneva, 2002a).

Ecuaciones de atenuación: X - Ambraseys; Δ - Aptikaev;
 \odot - Boore; \blacktriangleright - Crouse; \bullet - Dahle; \blacktriangleleft - Donovan; \blacklozenge - Esteva;
 \diamond - Goldsack; $*$ - Joyner; \square - Mac Guire; \blacktriangledown - Taylor.

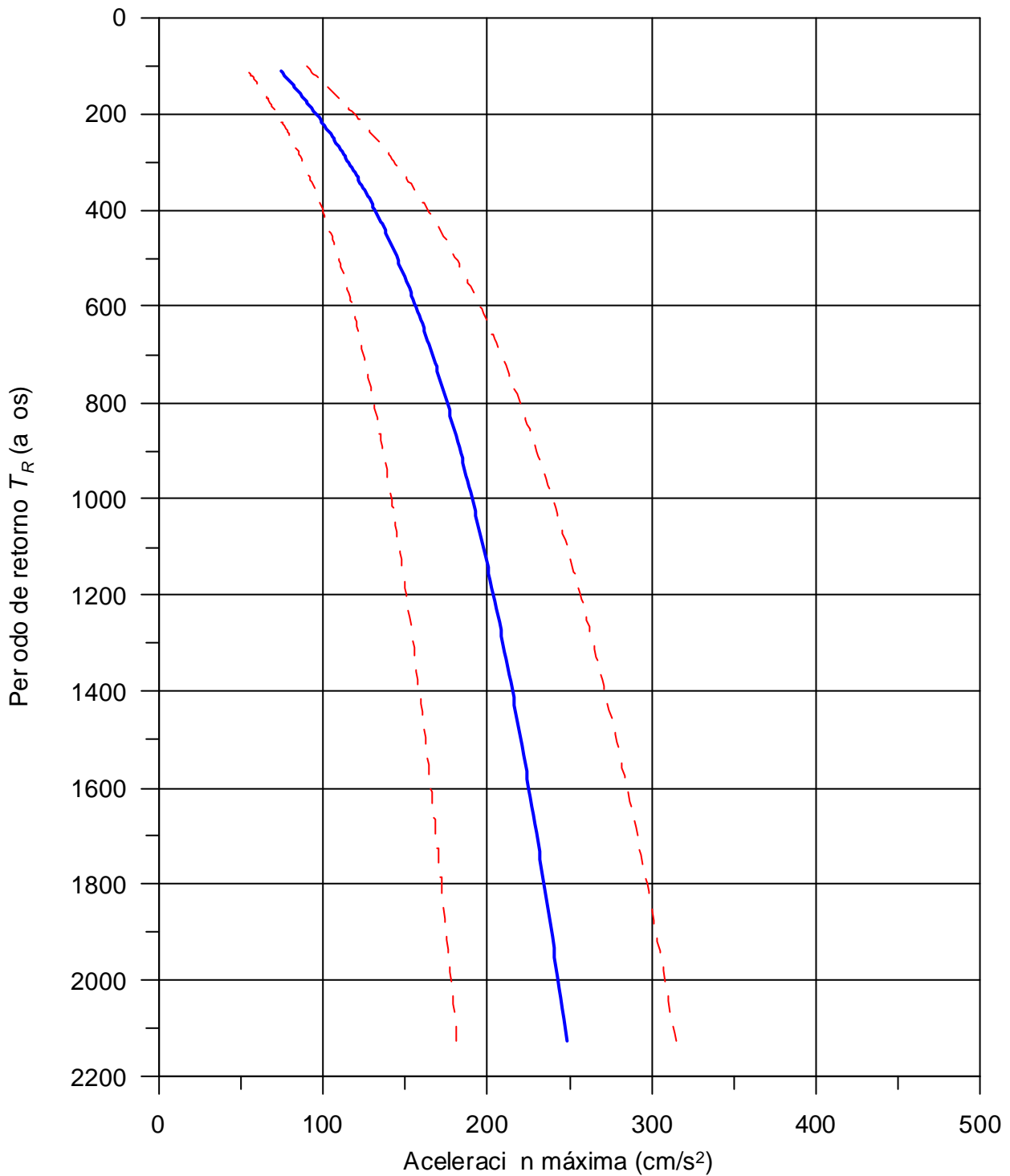


Fig. 13 celeración máxima probable $a_{m\acute{a}x}$ (valor medio) para diversos valores de periodo de retorno promedio T_R . (Caneva, 2002a).

— Valor medio; - - - Intervalo de confianza 90%.