

ESTIMACION DE LA PELIGROSIDAD SISMICA PARA LA CIUDAD DE SANTIAGO
DE CUBA

Leonardo ALVAREZ

RESUMEN

En este trabajo se hace un análisis del régimen sísmico de la región suroriental de Cuba, que incluye la determinación de la representatividad de los datos de catálogos internacionales y de la estación cubana Río Carpintero, así como la obtención de una relación entre la clase energética K determinada por dicha estación y la magnitud m_b de los catálogos internacionales. Se propone como zona sismogeneradora principal una franja de 30 Km. de ancho a lo largo de la línea de costa, se calculan para ella los parámetros a y b de la relación magnitud frecuencia, se hace un estimado preliminar de la magnitud máxima posible y se obtienen los valores de las frecuencias acumulativas de terremotos de diferente magnitud. Finalmente se realizan estimados de los períodos de recurrencia para intensidades mayores ó iguales que un valor dado para la ciudad de Santiago de Cuba y se comparan con los valores observados en los casos $I \geq VII$, $I \geq VIII$, e $I \geq IX$. Se realiza un análisis de la falta de correspondencia entre estos valores.

ABSTRACT

An analysis of seismic regime for the southeastern part of Cuba is presented in this paper. This includes determinations concerning representativity of the data of international catalogues and Río Carpintero station located in the southeastern part of our country. A relation between the energetic class (K) determined by the above mentioned station and the magnitude m_b taken from international catalogues was obtained.

Parameters a and b of the magnitude frequency relation for a fundamental seismoactive zone of 30 Km. wide were calculated.

A preliminary estimate of the possible maximum magnitude was obtained, as well as the values of the cumulative frequencies of earthquake of different magnitudes.

Estimates of recurrence periods of intensities greater or equal to fixed values for the city of Santiago de Cuba has been realized.

These values were compared with the observed ones in the following cases $I \geq VII$, $I \geq VIII$, $I \geq IX$. The absence of correspondence between the obtained values and the observed ones was analyzed.

INTRODUCCION

La ubicación de Cuba en placa de América del Norte, precisamente en la frontera de ésta con la placa del Caribe, hace que su región oriental se caracterice por la ocurrencia de terremotos del tipo denominado "entre-placas". El mecanismo focal típico de los terremotos de esta región denota una tendencia predominante a la presencia de un movimiento del tipo de corrimiento por el rumbo siniestro (Alvarez L. y otros, 1983), lo cual se corresponde con lo planteado por diversos autores (Jordan T. H., 1975; Minster, J. B., Jordan T. H. 1978) de que la placa del Caribe se desplaza hacia el este con una velocidad aproximada de 2 cm/año.

En un trabajo anterior (Alvarez L., Buné V. I., 1977) se realizó un estudio de la sismicidad de la región norte del arco del Caribe utilizando datos de boletines internacionales, obteniéndose un estimado de la peligrosidad sísmica de la región suroriental de Cuba. El objetivo del presente trabajo es obtener un nuevo estima-

do de la peligrosidad sísmica para esta región, y en particular para la ciudad de Santiago de Cuba, sobre la base de la incorporación de nuevos materiales y ligeras variaciones en la metodología de trabajo.

Los datos que se considerarán son los correspondientes a los catálogos internacionales del International Seismological Centre (ISC) y el National Earthquake Information Service de los E.E.U.U. (NEIS), así como el catálogo de terremotos locales de la estación Río Carpintero (RCC), ubicada en las inmediaciones de la ciudad de Santiago de Cuba (Serrano, M; Alvarez L. 1983), para el período 1968-1982.

ASPECTOS TEORICOS

La ley que relaciona el número de terremotos con la magnitud de los mismos (relación magnitud-frecuencia) puede ser escrita en su forma más general como:

$$\begin{aligned} n(M) &= 10^{a-bM} & M \leq M_{max} \\ n(M) &= 0 & M > M_{max} \end{aligned} \quad (1)$$

donde $n(M)dM$ es la cantidad de terremotos en el intervalo de magnitud $(M, M + dM)$ normalizado en tiempo y espacio.

En la práctica se trabaja con el número de terremotos dentro de un intervalo de magnitud, asignando este valor al centro del intervalo

$$n'_i(M_i) = \int_{M_i - \Delta M/2}^{M_i + \Delta M/2} n(M) dM = 10^{a-bM_i} \frac{1}{b \ln 10} \left[10^{b\Delta M/2} - 10^{-b\Delta M/2} \right] \quad (2)$$

donde ΔM es el ancho del intervalo de agrupamiento. Este valor $n'_i(M_i)$ no es el número total de terremotos, sino este valor dividido por los factores de normalización temporal y espacial. El factor de normalización temporal por lo general se toma igual al número de años (T) de observación y el factor de normalización espacial dependerá del tipo de zona sismogeneradora, pudiendo ser ésta lineal, superficial ó volumétrica. Por otra parte, se puede demostrar que

$$\frac{1}{b \ln 10} \left[10^{b\Delta M/2} - 10^{-b\Delta M/2} \right] \approx \Delta M \quad \Delta M \leq 1 \quad (3)$$

de esta forma tendremos:

$$n_i^*(M_i) = \frac{n'_i(M_i)}{\Delta M} = 10^{a-bM_i} \quad (4)$$

o también

$$\lg n_i^*(M_i) = a - bM_i \quad (5)$$

que es la fórmula que se utiliza para obtener, mediante el ajuste de los datos experimentales, los valores de a y b, los cuales constituyen junto con la magnitud máxima posible M_{max} , los llamados parámetros del régimen sísmico.

Las frecuencias acumulativas se definen como:

$$N(M) = \int_M^{M_{max}} n(M) dM \quad (6)$$

que para el caso práctico de agrupamiento de los terremotos en intervalos de magnitud, y estimaciones de M_{max} sujetas a cierto error experimental ΔM_{max} toma la forma:

$$N^*(M_i) \int_{M_i - \Delta M/2}^{M_i + \Delta M/2} n(M) dM = 10^{a-bM_i} \left[\frac{10^{b\Delta M/2}}{b \ln 10} \left(1 - 10^{-b(M_{max} - M_i + \Delta M_{max} - \frac{\Delta M}{2})} \right) \right] \quad (7)$$

Los terremotos provocan efectos sobre las construcciones, el medio geográfico, etc., que pueden ser medidos ya sea en intensidad, aceleración, u otro parámetro cualquiera. Dichos parámetros toman valores que dependen de la magnitud del terremoto y la distancia hipocentral. Esta dependencia funcional, para el caso de la intensidad tiene 2 formas generales:

$$I = bM - s \lg r + c \quad (8a)$$

$$I = bM - k \lg r - pr + d \quad (8b)$$

que corresponden a 2 modelos diferentes de atenuación de la energía sísmica con la distancia (Riznichenko, Yu. V., 1975).

La frecuencia de las sacudidas sísmicas en un punto para un valor de intensidad mayor o igual que uno dado, es la resultante de la contribución de diferentes regiones focales y responde a la fórmula (Riznichenko, Yu. V., 1965),

$$B_I = \int N^*(M_I) dv \quad (9)$$

donde $N^*(M_I)dv$ es el número de terremotos con magnitud mayor o igual que $(M_I - \frac{\Delta M}{2})$ en el elemento de zona sismogeneradora dv , V es el espacio que comprende todas las zonas sismogeneradoras, y M_I es la magnitud de los terremotos a partir de la cual se puede

producir una magnitud mayor o igual a $I-0.5$ en el punto para el que se calcula B_I . El valor de M_I se calcula usando una de las fórmulas (8).

El período de recurrencia de las intensidades mayores o iguales que el valor I en un punto será Ríznichenko Yu. V., 1966).

$$T_I = \frac{1}{B_I} \quad (10)$$

La fórmula (9), para el caso de una fuente lineal dividida en K segmentos de longitud ΔL es aproximadamente igual a:

$$B_I = \sum_{i=1}^K N^*(M_I) \Delta L \quad (11)$$

De lo visto anteriormente resulta evidente que la base de cualquier análisis de la sismicidad la constituye la determinación de los parámetros a y b de la fórmula (5). Para una correcta estimación de los mismos se debe cumplir con las siguientes condiciones:

- Homogeneidad de la zona sismogeneradora estudiada.
- Homogeneidad de las escalas de magnitud.
- Igualdad de los períodos de observación.

La primera condición podrá ser satisfecha en la medida en que se conozca la sismicidad de la región y los datos existentes sean suficientes para realizar las estimaciones. Las otras dos en la práctica casi nunca pueden ser satisfechas, por lo que debe buscarse una forma indirecta de resolver el problema. La no homogeneidad de las escalas de magnitud (locales, por ondas de volumen y superficiales) se resuelve hallando relaciones para pasar de una a otra.

Una relación de este tipo para las magnitudes m_b y M_s fue hallada para el área del Caribe por (Alvarez L., Buné V. I. 1977).

$$M_s = (1,51 \pm 0,1) m_b - (2,79 \pm 0,05) \quad (12)$$

Finalmente, la desigualdad de los periodos de observación se resuelve determinando la representatividad de cada uno de los intervalos de magnitud (tiempo a partir del cual se están registrando cada uno de los terremotos con magnitud en ese intervalo), y considerando sólo los terremotos que fueron registrados en el intervalo para el cual su magnitud es representativa, con el consiguiente valor del factor de normalización temporal igual a este número.

REPRESENTATIVIDAD DE LOS DATOS DEL CATALOGO DEL NEIS

Los catálogos del NEIS y el ISC tienen aproximadamente los mismos datos por lo que decidimos analizar uno sólo de ellos, en este caso el del NEIS.

Consideremos el período correspondiente a 1898 - 1975 para la región comprendida entre los 0° - 30° N y los 50° - 100° W.

En primer lugar veamos el número de terremotos con $M \geq 7.8$ que aparecen en los primeros 36 años (Tabla No. 1). Resulta evidente que existe un número excesivo de eventos en el intervalo 1898-1903, lo que hace pensar que hayan sido sobreestimadas sus magnitudes. Para probar esto, en la tabla No. 2 se presentan los datos de estos 21 terremotos, tanto instrumentales como macrosísmicos, así como reestimaciones de la magnitud realizadas por diferentes autores. Si analizamos el comportamiento de las diferencias entre las nuevas magnitudes determinadas por diferentes autores y las

Magnitud Período	$M \geq 7.8$	$7.8 \leq M \leq 8.2$	$M \leq 8.3$
1898-1903	10	4	6
1904-1909	5	2	3
1910-1915	2	2	0
1916-1921	0	0	0
1922-1927	0	0	0
1928-1933	4	4	0

Tabla 1.- Terremotos con magnitud $M \geq 7.8$ en el catálogo del NEIS para el período 1898-1933.

Día	Mes	Año	Hora de origen	Lat N	Lon W	h	M	M _r	M _r -M	I _{max}	Ref
29	4	1898	16 18	12	86	-	7.9			VIII	(1)
24	1	1899	23 43	17	98	-	8.4	6.5	-1.9	V	(2)
14	6	1899	11 09	18	77	-	7.8			V	(3)
20	1	1900	06 33	20	105	25	8.3				
16	5	1900	20 12	20	105	25	7.8				
21	6	1900	20 52	20	80	25	7.9	7.1	-0.8		(4)
29	10	1900	09 11	11	66	25	8.4			IX-X	(5)
19	4	1902	02 23	14	91	25	8.3			IX-X	(6)
23	9	1902	20 18	16	93	25	8.4	7.8	-0.6	X	(7)
14	1	1903	01 47	15	98	25	8.3				
20	1	1904	14 52 06	7	79	-	7.9				
20	12	1904	05 44 18	8.5	83	25	8.3				
30	1	1906	15 36	1	81.5	25	8.9				
15	4	1907	06 08 06	17	100	25	8.3				
26	3	1908	23 03 30	18	99	-	8.1	7.5	-0.6	X	(7)
7	6	1911	11 02 42	17.5	102.5	25	7.9	8	+0.1	X	(7)
7	9	1915	01 20 48	14	89	80	7.9				
17	6	1928	03 19 27	16.25	98	25	7.9	7.5	-0.4	IX	(7)
15	1	1931	01 50 41	16	96.75	25	7.9				
5	6	1932	10 36 50	19.5	104.25	25	8.1	7.8	-0.3	VIII	(2)
18	6	1932	10 12 10	19.5	103.5	25	7.9			VII	(2)

- 1) Chuy, T. (1983)
- 2) Figueroa, J. (1974)
- 3) Tomblin, J. F., Robson, G. R. (1978)
- 4) Pereira, J. Derek, G. (1978)
- 5) Espinosa, A. F., Algemissen S. T. (1972)
- 6) Espinosa, A. F., (1976)
- 7) Figueroa, J. (1963)

TABLA 2.- Datos de los terremotos con $M \geq 7.8$ de la tabla No 1, redefiniciones de magnitud y valores de I_{max} .

del catálogo del NEIS vemos que existe una tendencia a disminuir el valor que aparece en dicho catálogo. Por otra parte en los que no han sido objeto de redeterminación de magnitudes encontramos que los datos macrosísmicos no se corresponden por regla general con esos valores de magnitud, o no ha sido posible encontrar ningún dato de efectos sentidos producto de estos terremotos.

En base al análisis de la Tabla 2 podemos concluir:

- Los terremotos correspondientes al período 1898-1903 llevan implícita una gran incertidumbre, ya sea en coordenadas o magnitud.
- Los terremotos con magnitudes mayores o iguales de 8.3 deben ser objeto de estudio particular por la tendencia hallada de sobreestimar este parámetro.

Por tanto, para la estimación de los parámetros del régimen sísmico, no debemos considerar estos datos, ya que por ser escasos los eventos con magnitudes altas, cualquier error en la magnitud de uno de ellos tiene un gran peso en los valores que se obtengan de dichos parámetros.

Por otra parte, consideramos que la distribución de las estaciones que se han utilizado para determinar los hipocentros desde 1904 hasta la fecha permite una cobertura uniforme de toda la región analizada, por lo que no resulta necesario subdividirla.

En las tablas 3a y 4a aparece el número de terremotos dentro de intervalos de magnitud de 0.5 Ms, para intervalos de tiempo de 6 años, y en 2 intervalos de profundidad: $0 \leq h \leq 70$ Km. y $70 < h \leq 150$ Km.

No se consideraron los terremotos en el intervalo de 1898-1903, ni el caso de las magnitudes $M \geq 8,3$ por lo expuesto anteriormente,

así como tampoco las profundidades mayores de 150 Km, por ser el número de eventos dentro de ellas escaso y no estar distribuido uniformemente en la región. Las magnitudes m_b fueron convertidas a M_s usando la fórmula (12).

El análisis de la representatividad se realizó sobre la base de considerar como representativo un intervalo de magnitud, a partir del momento en que el número de terremotos registrados hasta la fecha satisface la fórmula (5).

Sobre las mismas tablas 3a y 4a se han trazado líneas que indican los momentos de inicio de la representatividad de cada intervalo de magnitud, y en las tablas 3b y 4b se presentan, para cada intervalo de magnitud, el período de representatividad, el número de años de la misma, el número total de terremotos, así como el valor de n' , donde se ha obviado la normalización espacial.

Este esquema de la representatividad de los datos de los catálogos internacionales difiere del propuesto por (Alvarez L., Buné V. I., 1977) fundamentalmente en lo concerniente a las magnitudes $M_s=5$ y $M_s=5.5$, lo que puede ser explicado por el hecho de que en esta ocasión se empleó para el análisis un catálogo mucho más completo, siendo el área analizada considerablemente mayor.

REPRESENTATIVIDAD DE LOS DATOS DE LA ESTACION RCC.

La estación RCC registra anualmente gran número de terremotos locales, de los cuales, un promedio aproximado de 100 son lo suficientemente fuertes para permitir la determinación de sus parámetros fundamentales. La determinación de las coordenadas epicentrales se realiza sobre la base de la distancia epicentral y el azimut (los que se determinan con mediciones de tiempo de llegada y amplitud de las ondas P y S) utilizando un modelo de corteza confeccionado al efecto. Los valores de magnitud se determinan a tra-

a)

PERIODO \ M_s	3.5	4	4.5	5	5.5	6	6.5	7	7.5	8
1904-1909	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1
1910-1915	0	0	0	0	0	0	1	3	0	0
1916-1921	0	0	0	0	0	4	6	3	5	0
1922-1927	0	0	0	0	3	2	6	9	0	0
1928-1933	0	0	0	0	21	12	12	5	3	2
1934-1939	0	0	0	0	17	10	10	5	4	0
1940-1945	0	0	0	0	21	10	11	10	1	1
1946-1951	0	9	10	2	2	13	13	6	3	2
1952-1957	5	31	16	19	23	28	30	16	2	1
1958-1963	52	49	30	34	17	14	18	13	0	1
1964-1969	420	296	201	108	46	17	5	7	1	0
1970-1975	179	364	297	138	50	16	11	0	3	0

b)

REPRESENT. \ M_s	4,5	5	5,5	6	6,5	7	7,5	8
Período	64-75	64-75	64-75	28-75	16-75	10-75	04-75	04-75
Años	12	12	12	48	60	66	72	72
No. terremotos	498	246	96	120	122	82	24	8
No. terrem. / año	41,5	20,5	8	2,5	2,03	1,24	0,33	0,11

Tabla No. 3 Representatividad de los terremotos por intervalos de magnitud $0,5 M_s$. Terremotos someros $0 \leq h \leq 70$.

a) Número de terremotos por intervalos de magnitud y tiempo.

b) Cuadro resumen.

a)

PERIODO M_s	3,5	4	4,5	5	5,5	6	6,5	7	7,5	8
1904-1909	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1
1910-1915	0	0	0	0	0	0	0	5	0	0
1916-1921	0	0	0	0	0	0	0	3	1	0
1922-1927	0	0	0	0	0	0	2	2	0	0
1928-1933	0	0	0	0	0	5	1	1	0	0
1934-1939	0	0	0	0	5	5	9	1	1	0
1940-1945	0	0	0	0	0	6	4	4	0	0
1946-1951	0	1	0	0	0	4	4	8	0	0
1952-1957	0	1	2	0	4	9	3	0	1	0
1958-1963	6	3	5	9	10	7	3	0	0	0
1964-1969	111	101	46	35	11	6	1	0	0	0
1970-1975	52	97	57	40	10	7	0	1	0	0

b)

REPRESENT. M_s	4,5	5	5,5	6	6,5	7	7,5	8
Período	64-75	64-75	64-75	28-75	16-75	10-75	04-75	04-75
Años	12	12	12	48	60	66	72	72
No. terremotos	103	75	21	49	27	25	4	1
No. terrem. año	8,6	6,25	1,75	1,02	0,45	0,37	0,055	0,014

Tabla No. 4 Representatividad de los terremotos por intervalos de magnitud $0,5 M_s$. Terremotos intermedios $70 < h \leq 150$

a) Número de terremotos por intervalos de magnitud y tiempo.

b) Cuadro resumen.

vés del parámetro K, denominado clase energética, y que fue introducido en la práctica sismológica por (Rautián, T. G., 1960) como una medida logarítmica de la energía liberada por los terremotos. La clase energética K se determina en base a las mediciones de amplitudes máximas de las ondas P y S utilizando un nomograma válido para distancias epicentrales menores de 3000 Km (Rautian, T. G., 1964). Las determinaciones de epicentros con una sola estación son muy imprecisas, por lo que este material sólo puede ser utilizado en un sentido estadístico.

Debemos señalar que aunque en estos momentos tenemos una red de estaciones sismológicas en esta región (Serrano, M., Alvarez L., 1983), para el período analizado (1968-1982) prácticamente sólo trabajó la estación RCC.

En este caso la representatividad debe analizarse en 2 sentidos: temporal y espacial. El temporal es uniforme para todos los intervalos de K e igual a 13.5 años, donde se considera el tiempo real de trabajo de la estación en el período 10/68-6/82. Para la determinación de la representatividad espacial se estudió el comportamiento del número de eventos en la región entre los 19.5° y 20.5° N y los 74.2° y 77.7° W donde se concentra más del 85% de los epicentros de los terremotos que ha registrado la estación RCC.

Se dividió la región en 6 zonas distribuidas simétricamente con respecto a la estación RCC (fig. 1). La zona 1 tiene dimensiones de 1° por ambas coordenadas, y las restantes de 1° según la latitud y 0.5° según la longitud. Se confeccionó una tabla del número de terremotos registrados por la estación RCC dentro de cada una de estas zonas, en intervalos de clase energética de amplitud $K=1$, para terremotos con profundidad menor que 70 Km (ta-

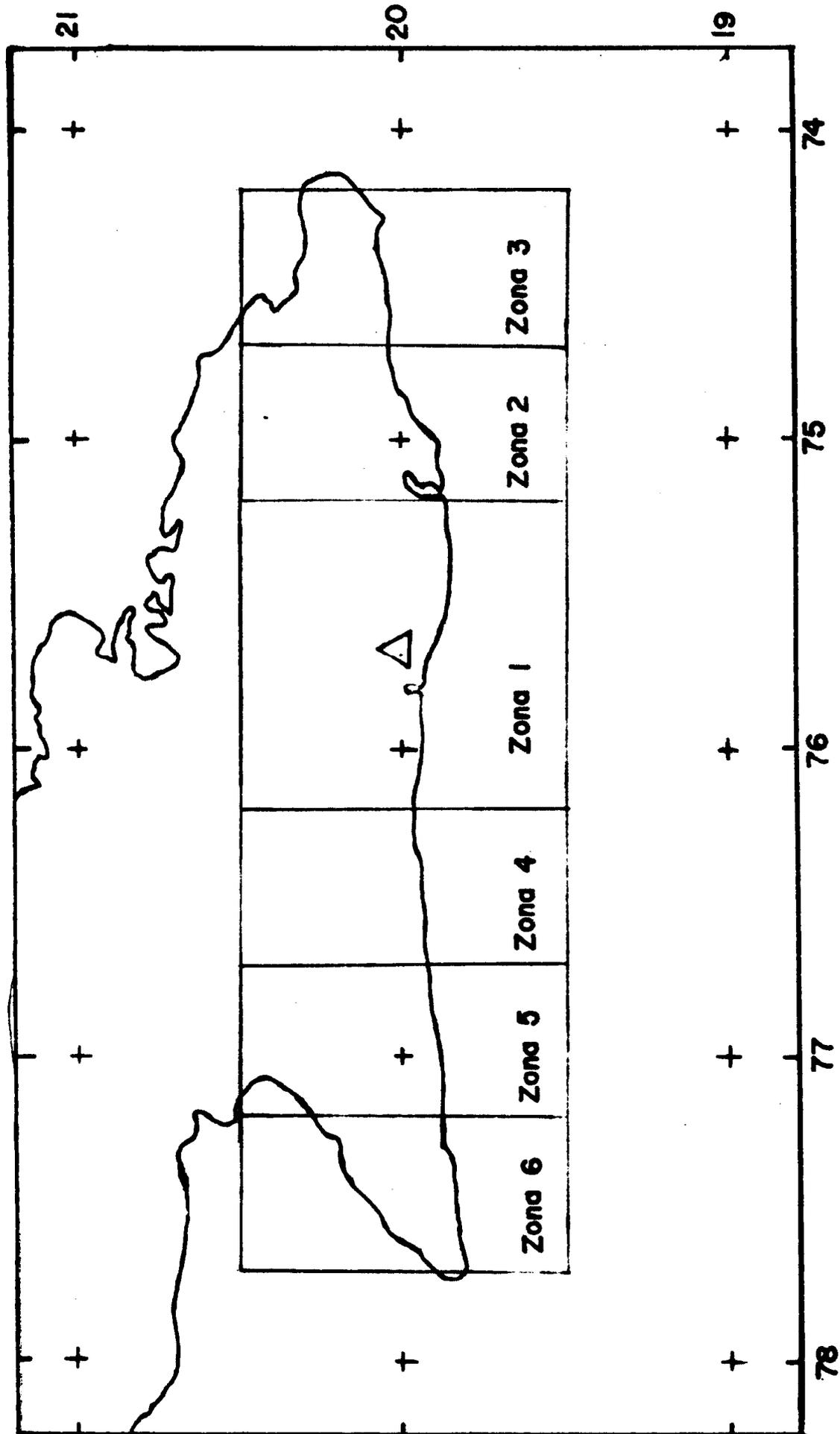


Fig 1. División en zonas para el análisis de la representatividad de los datos de estación RCC

bla 5).

Del análisis de esta tabla resulta evidente que la estación RCC brinda una buena cobertura sólo para la zona 1, la más cercana a ella, y los datos comienzan a ser representativos sólo a partir de $K=9$.

RELACION ENTRE LA CLASE ENERGETICA K Y LA MAGNITUD m_b .

Para poder analizar de forma conjunta los datos del catálogo de la estación RCC y los de los catálogos internacionales resulta imprescindible la obtención de una relación entre la clase energética K y la magnitud M_s , que es la que habitualmente se utiliza para estimar los parámetros a y b de (5).

Con vistas a ello se tomaron aquellos casos, en que para terremotos que aparecieran en los catálogos del NELS o el ISC con determinaciones de magnitud M_s o m_b , hubiera sido posible determinar la clase energética K . Se obtuvo un conjunto de 48 determinaciones simultáneas de K y m_b , mientras que en lo que respecta a determinaciones simultáneas de K y M_s , no fue posible obtener un número suficiente para obtener una relación entre ellas. Se realizó un análisis de regresión entre m_b y K por el método de los mínimos cuadrados obteniéndose:

$$K = (1,5 \pm 0,3) m_b + (5,4 \pm 1,4) \quad (13)$$

El coeficiente de correlación entre las variables es de 0.6, y no podemos considerar bueno el ajuste, por lo que no emplearemos esta relación para transformar magnitudes aisladas, utilizándola solamente para convertir valores medios de intervalos. En la fig. 2 presentamos en un gráfico la recta de regresión hallada, así como los intervalos de confianza para la predicción de la media de K dada m_b , y para la predicción inversa de m_b dada K . (Mood, A. M., Graybill, F. A., 1963).

ZONA \ K	7	8	9	10	11	12	13
1	243	282	144	72	15	4	0
2	0	4	18	7	0	0	0
3	0	0	0	1	2	0	0
4	0	7	18	12	6	1	0
5	0	0	1	8	7	4	1
6	0	0	0	0	0	0	0
2 + 4	0	11	36	19	6	1	0
3 + 5	0	0	1	9	9	4	1

Tabla No. 5 Número de terremotos registrados por la estación R.C.C. en las diferentes zonas de la fig. 1 para intervalos de $\Delta K = 1$

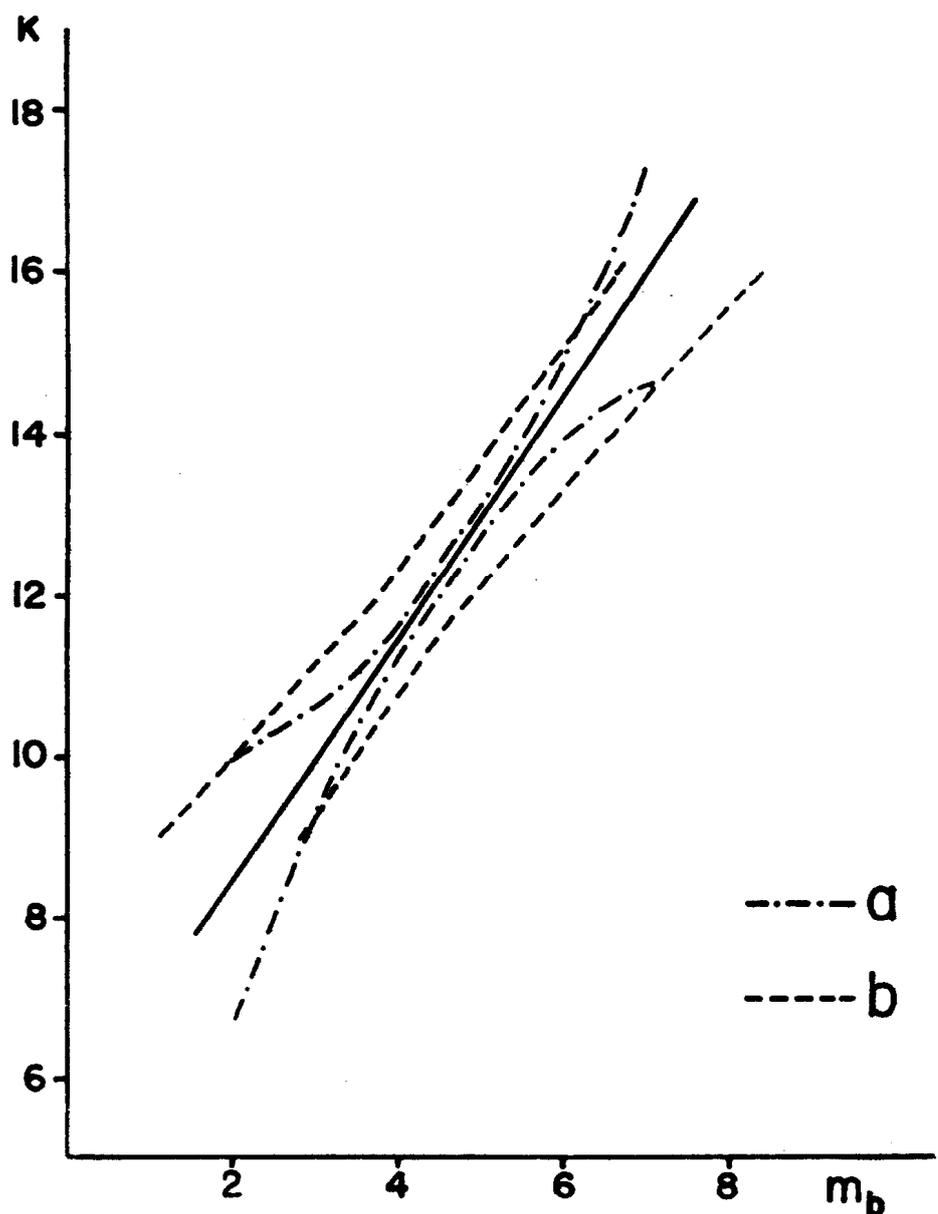


Fig 2. Relación entre la clase energética K y la magnitud m_b
 a) Intervalo de confianza (95%) para la predicción de la media de K dada m_b
 b) Intervalo de confianza (95%) para la predicción inversa de m_b dada K

Para el paso de K a M_s hay que realizar una doble transformación: primero se pasa de K a m_b por (13) y después de m_b a M_s por (12).

ANÁLISIS DEL RÉGIMEN SISMICO.

Una vez obtenidos los períodos de representatividad de los diferentes intervalos de magnitud de los catálogos que vamos a utilizar estamos en condiciones de pasar a estimar los parámetros a y b de la fórmula (5).

Nos limitaremos a la sección de la frontera entre las placas del Caribe y Norteamérica entre los 74° N y los 78° W, y supondremos la existencia de una zona sismogeneradora homogénea de 30 Km de ancho, que se extiende a todo lo largo de la costa Sur de la región oriental de Cuba (fig. 3), justamente en la frontera entre las placas anteriormente mencionadas. No obstante esta suposición, debido al error con que se han determinado los epicentros desde el comienzo de los registros instrumentales hasta la fecha, no podemos esperar que todos los epicentros se encuentren ubicados dentro de la misma, por lo que consideraremos, para el caso de los catálogos internacionales la región entre los 19° N y 21° N, y para el del catálogo de la estación RCC la correspondiente a la zona 1 (fig 1, tabla 5). En la tabla 6 se presentan los parámetros de los terremotos fuertes tomados de los catálogos internacionales, y en la fig. 4 el mapa de epicentros correspondiente.

En base a las tablas 3, 5 y 6 se confeccionó la tabla 7, donde aparecen de forma conjunta los datos del número de terremotos someros ($0 \leq h \leq 70$) de los diferentes catálogos, divididos en intervalos de magnitud (K, M_s), los factores de normalización en magni-

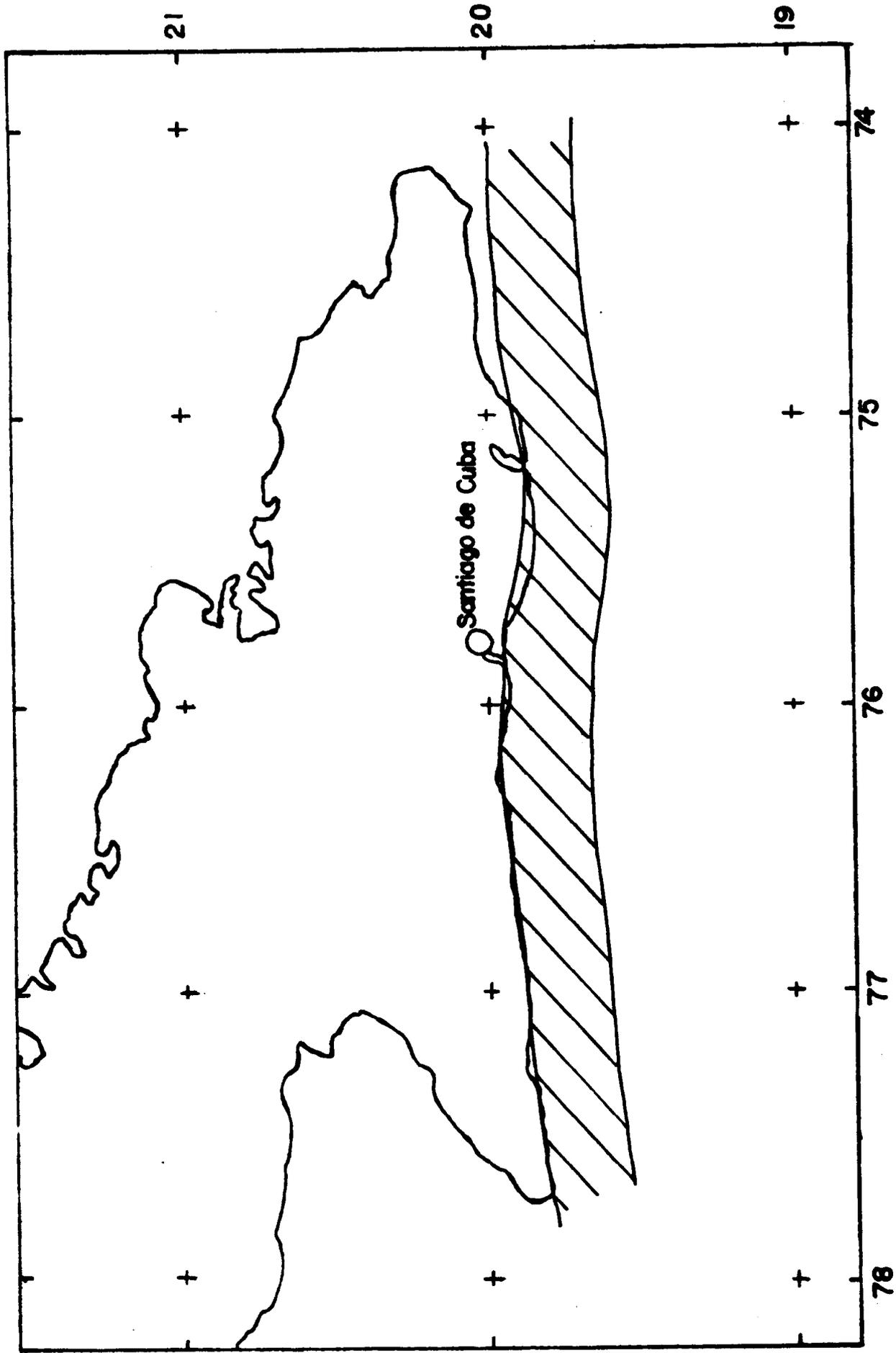


Fig 3. Zona sismogeneradora principal de la región oriental de Cuba

DIA MES AÑO			HORA DE ORIGEN	Lat. N	Long. W	h	M _s	m _b
30	1	24	20 54 48	20	77,5		5,6	
3	2	32	06 15 55	19,5	75,5		6,75	
6	6	32	11 49 55	19,5	76,5		6	
6	7	32	15 07 04	19	74		5,6	
10	11	38	15 23 30	20,75	74		5,6	
30	12	40	16 05 26	19,25	75,25		5,6	
25	3	46	08 47 42	19,75	74,75		6	
7	8	47	00 40 20	19,75	75,25	50	6,75	
13	5	51	10 02 10,2	19,68	75,46	55	4,0	
13	6	54	16 59 14,7	19,95	75,51	0	4,0	
24	4	55	12 45 25,4	19,28	74,14	8	4,2	
16	3	57	12 46 08,2	19,88	75,07	0	4,3	
11	10	68	02 28 24	19,88	75,92	48		4,3
16	2	69	23 07 28	19,92	75,74	83		4,2
16	3	70	22 48 52	20,14	74,6	89		4,3
22	12	70	17 09 56,0	19,92	75,29	34		4,7
20	3	73	03 00 09,3	19,71	75,58	33		4,5
14	9	74	13 36 02,0	16,61	75,82	0		4,1
19	2	76	13 59 58	19,85	76,87	10	5,75	5,2
23	2	76	21 58 50,8	19,82	77,20	33		4,9
24	2	76	11 28 38,0	19,65	77,25	33		4,8
17	10	76	00 09 44,3	19,74	75,48	33	3,9	4,5
17	10	76	17 45 09,4	19,84	75,42	33	4,1	4,9
13	11	78	07 43 13,0	19,85	76,02	0	4,7	5,2
8	2	80	20 38 50,2	19,67	75,51	33	4,2	4,9

Tabla No. 6: Terremotos de la región 19° N - 21° N, 74° W - 78° W tomados de los catálogos del NEIS y el ISC

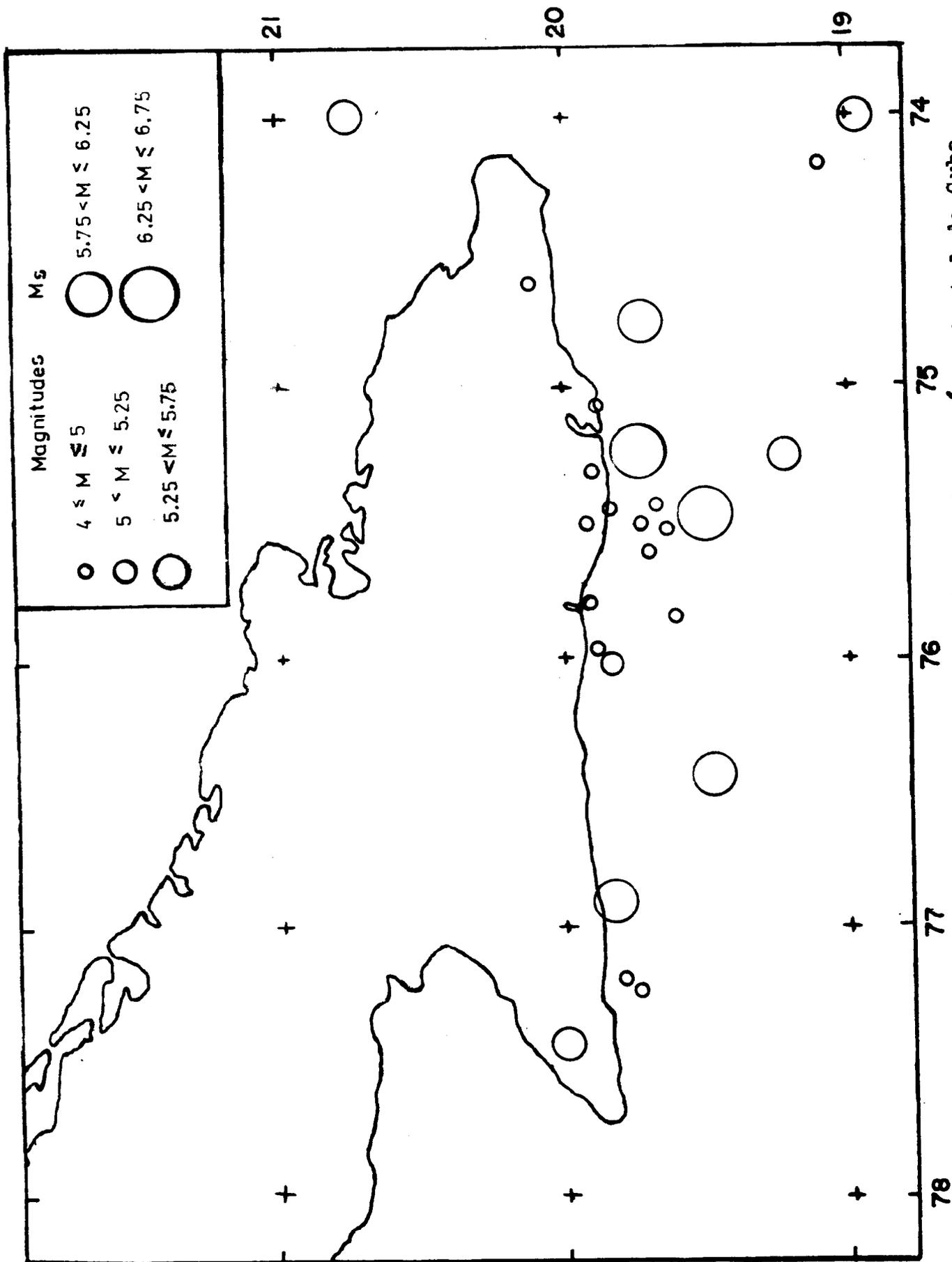


Fig 4. Epicentros de terremotos fuertes en la región oriental de Cuba

tud (ΔM), tiempo (T) y espacio (este último igual a la longitud en grados longitudinales de la región analizada para cada catálogo), así como los valores de n_i^* obtenidos. En ella resalta el hecho de que para el valor $M_s=5.5$ no tenemos ninguna observación, lo que consideramos es debido al poco tiempo de representatividad que presentan las magnitudes en ese intervalo y a la pequeñez relativa de la región estudiada. Estos factores pueden haber influido también en los bajos valores que se obtienen para el intervalo $M_s=5$.

En la confección de esta tabla no fueron incluidos los terremotos del 23/2/76 y el 24/2/76, por corresponder a réplicas del terremoto del 19/2/76 (Alvarez L. y otros, 1983). Para el caso del terremoto del 22/12/70 con determinación de m_b solamente, se convirtió ésta a M_s por la fórmula (13), lo que también se hizo en el caso de los terremotos del 17/10/78 y el 8/2/80 que tenían determinaciones sumamente bajos de M_s en comparación con m_b .

En la fig. 5 se muestra el gráfico de la relación magnitud-frecuencia, confeccionado con los datos de la tabla 6, y la recta que se obtuvo por el ajuste por mínimos cuadrados de la fórmula (5) a los mismos.

Los valores obtenidos para los parámetros fueron: $a=1.48$ y $b=0.53$. El valor de b , aunque algo mayor que el obtenido por (Alvarez, L., Buné, V. I., 1977), confirma la tendencia a los bajos valores de este parámetro según nos movemos al Oeste por el arco del Caribe, hallada por estos autores. En la tabla 8 se muestran los valores de las frecuencias de repetición y los períodos de recurrencia correspondientes, para intervalos de magnitud de $0.5 M_s$ a partir de $M_s=4.5$.

Como se ve de la fórmula (7), el cálculo de las frecuencias acumulativas conlleva el previo conocimiento del valor de M_{max} .

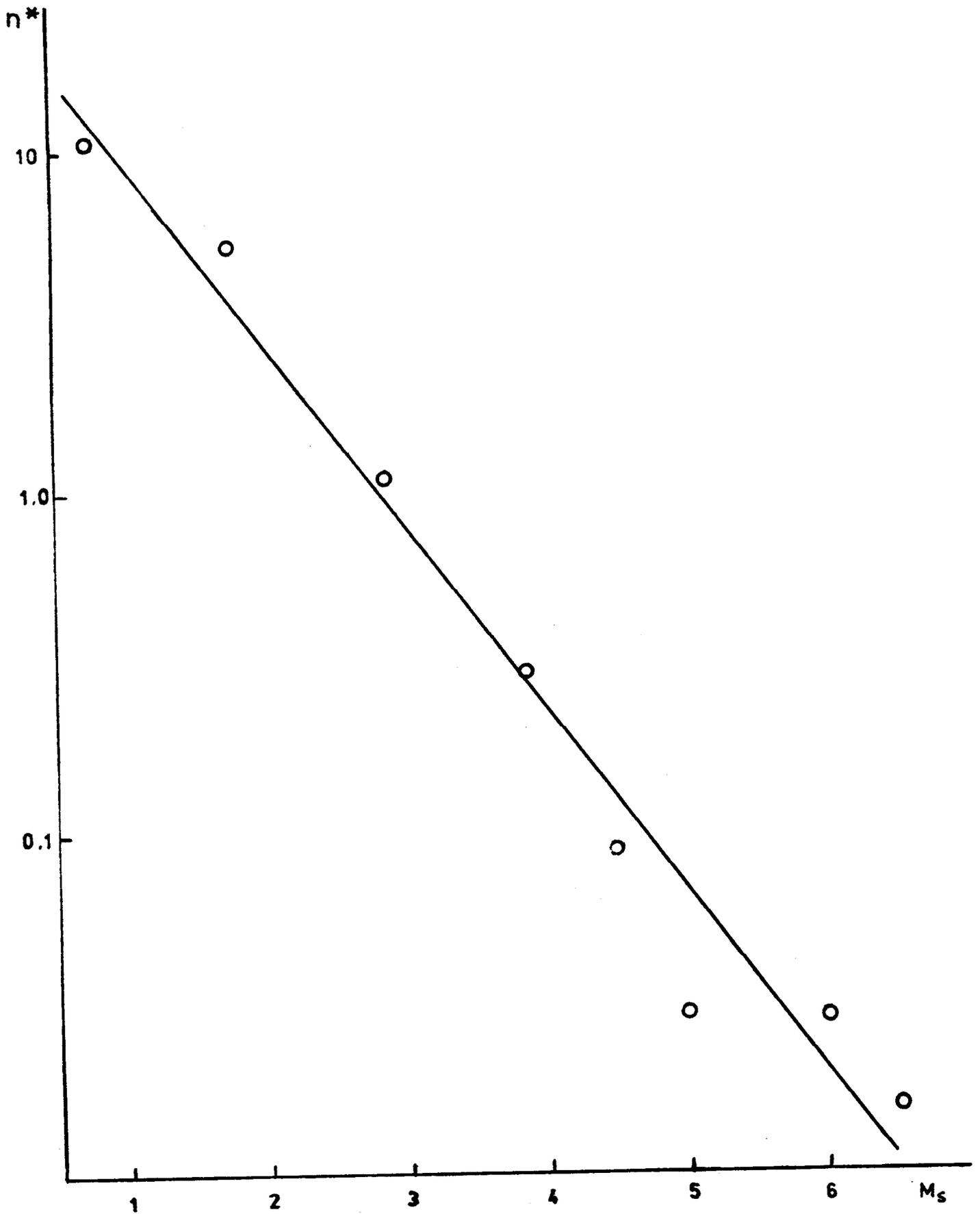


Fig 5. Gráfico magnitud-frecuencia

K	M _s	n _i	Δ M	Factor Normalización Espacial	T	n _i *
9	0,76	144	1	1	13,5	10,7
10	1,77	72	1	1	13,5	5,3
11	2,77	15	1	1	13,5	1,1
12	3,78	4	1	1	13,5	0,30
	4,5	3	0,5	4	17	0,088
	5	1	0,5	4	17	0,029
	5,5	0	-	-	17	-
	6	3	0,5	4	53	0,028
	6,5	2	0,5	4	65	0,015

Tabla No. 7 Datos para el gráfico magnitud-frecuencia.

M	n*	T
4,5	0,062	16
5	0,033	30
5,5	0,018	55
6	0,0099	101
6,5	0,0054	186
7	0,0029	344
7,5	0,0016	634

Tabla No. 8 Frecuencias y periodos de recurrencia para terremotos en los intervalos de magnitud ($M \pm 0,25$)

Los terremotos más fuertes registrados en la parte norte del arco del Caribe, con determinaciones confiables de magnitud, son el de República Dominicana del 4 de agosto de 1946 ($M_s=8.2$) y el de Guatemala del 9 de febrero de 1976 ($M_s=7.5$). Por ser la situación tectónica de la región sur oriental de Cuba más próxima a la de Guatemala que a la de República Dominicana (Alvarez, L. y otros, 1983), estimamos que la magnitud máxima a esperar se encuentra alrededor de $M_s=7.5-7.75$. Un terremoto de esta magnitud puede provocar intensidades en Santiago de Cuba similares a las que provocaron los terremotos del 11 de junio de 1766 y el 26 de noviembre de 1852, los más fuertes sentidos en la región (Chuy, T., Pino, O., 1982). En la tabla 9 se presentan las frecuencias acumulativas y los períodos de recurrencia correspondientes, calculados usando (7), para los valores de magnitud máxima 7.5 y 7.75 respectivamente.

Estos resultados son válidos en realidad sólo para la sección de la zona sismogeneradora entre los 74.2° W y los 75.2° W (zona 1, fig. 1), pero partiendo de la hipótesis del comportamiento uniforme del régimen sísmico en toda la zona sismogeneradora los podemos extender a la totalidad de ésta.

Este análisis, realizado para el caso de los terremotos someros, no fue posible extenderlo al caso de los terremotos intermedios por la carencia de datos, lo que se ve en la tabla 6, donde sólo aparecen 2 terremotos con profundidades mayores de 70 Km.

RECURRENCIA DE DIFERENTES INTENSIDADES EN SANTIAGO DE CUBA.

Una vez hallados los parámetros del régimen sísmico podemos pasar a calcular los valores de los períodos de recurrencia de diferentes intensidades sísmicas para la ciudad de Santiago de Cuba. En la fig. 3 se muestra la posición de dicha ciudad con respecto a la zona sismogeneradora considerada. Esta zona la dividimos en

secciones de 0.2° según la longitud para calcular los valores de B utilizando la fórmula (11).

Los valores de M_I de esta fórmula es necesario calcularlos usando una fórmula del tipo de (8) válida para nuestra región. Debido a que no poseemos una fórmula de este tipo calculada expresamente para la misma, se decidió emplear la fórmula que (Alvarez, L., Buné, V. I., 1977) recomiendan como más cercana a los datos experimentales para el área del Caribe, entre las obtenidas por otros autores.

$$I = 1.5 M_s - 2.631 \lg r - 0.0087 r + 2.5 \quad (19)$$

Para determinar la distancia hipocentral r , es necesario asumir un valor medio de la profundidad de los focos dentro de la zona sismogeneradora. A pesar de que en la tabla 6 aparecen varios terremotos con profundidades iguales a 33 Km y más, nos decidimos a tomar el valor $h=15$ Km como la profundidad media de la zona sismogeneradora en base a las siguientes consideraciones:

- los dos terremotos más fuertes registrados después de 1964 (cuando aumentó notablemente la precisión de las determinaciones de hipocentros) tienen profundidades de 10 Km y 0 Km respectivamente
- en el mismo período, las profundidades de 22 Km son, en general, del tipo "asignado", esto es, ante la imposibilidad de determinar h , se ha fijado ésta para lograr determinar los parámetros restantes
- la corteza terrestre en la zona es muy delgada, pasando de 24 Km en tierra firme a 16 Km en la fosa de Barro Colorado (Departamento de Sismología, 1983)

En caso de no ser válida esta suposición, y la profundidad media de los terremotos sea mayor, cometeríamos un error de sobre-

estimación del riesgo, ya que por la fórmula (14), ante un aumento de la profundidad disminuye el valor de I . Consideramos que en nuestro caso es preferible, ante la incertidumbre existente, cometer un error de este tipo, y no uno del tipo inverso, es decir, la subestimación del riesgo que resultaría de considerar una profundidad media mayor que la real.

Los valores de $N^*(M_I)$, una vez calculada M_I para cada una de las secciones, se calcularon por (7). Dada la duplicidad en el valor estimado de M_{max} fue necesario efectuar los cálculos para ambos valores. Los períodos de recurrencia fueron calculados mediante la fórmula (10).

En la fig. 6 se presenta el gráfico de T_I vs I calculado para ambos valores de M_{max} . En el mismo se observa que para $M_{max}=7.5$ el valor máximo de intensidad que se obtiene es de IX (en la escala MSK-78), mientras que para $M_{max}=7.75$ dicho valor aumenta hasta X, de donde se resalta la importancia de definir el valor real de este parámetro.

Resulta interesante comparar estos resultados con las intensidades sentidas en Santiago de Cuba en los 470 años transcurridos desde su fundación. En el trabajo (Chuy, T., González, B., Álvarez, L., 1983) se presenta una tabla de las intensidades más fuertes sentidas en Cuba, donde podemos ver que en Santiago de Cuba se tiene noticia de 13 sacudidas de VII grados, 7 de VIII grados y 2 de IX grados en la escala MSK-78. En la tabla 10 presentamos la comparación de los períodos de recurrencia observados para $I \geq I_0$ con los calculados para ambos valores de M_{max} , donde se ve que los períodos de recurrencia observados son mucho menores que los calculados.

M	Mmax = 7,5		Mmax = 7,75	
	N*	T	N*	T
4,5	0,13	7	0,13	7
5	0,072	14	0,072	14
5,5	0,038	26	0,038	26
6	0,020	50	0,020	50
6,5	0,0099	102	0,010	97
7	0,0045	223	0,050	201
7,5	0,0016	634	0,0021	483

Tabla No. 9 Frecuencias acumulativas y períodos de recurrencia para terremotos en los intervalos de magnitud (M - 0,25, Mmax + 0,25)

I	T	Observado (en 470 años)	Calculado	
			Mmax = 7,5	Mmax = 7,75
I	VII	21	35	35
I	VIII	52	110	100
I	IX	235	420	400
I	X	-	-	2150

Tabla No. 10 Comparación de los períodos de recurrencia de diferentes intensidades sísmicas observados en Santiago de Cuba con los calculados

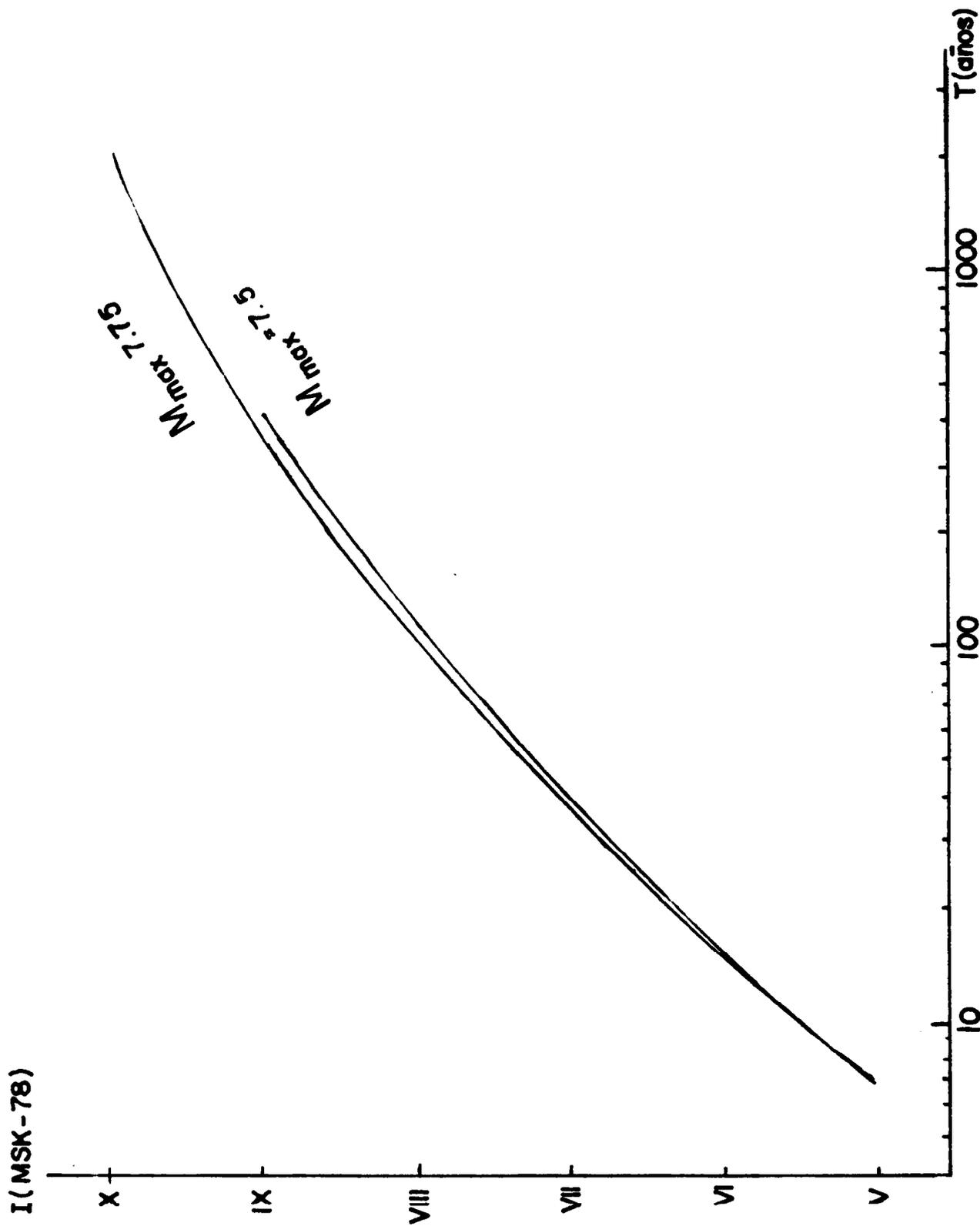


Fig 6. Períodos de recurrencia para las intensidades $I \geq I_0$ ($M_{\max} = 7.5$ y $M_{\max} = 7.75$)

DISCUSION

La falta de correspondencia entre los períodos de recurrencia observados y los calculados para diferentes intensidades puede ser motivada por diversos factores que discutiremos a continuación.

- 1- La fórmula (14) puede no ajustarse adecuadamente a la atenuación de la intensidad sísmica en la región. Es evidente que para valores inferiores de la atenuación, deben obtenerse períodos de recurrencia menores, más acordes con los observados.
- 2- Los períodos de recurrencia observados pueden no ser reales, ya que la evaluación de los datos macrosísmicos se realiza sobre la base de crónicas y reportes preparados por personal no especializado, lo que puede haber dado lugar a una sobreestimación de los efectos de los terremotos.
- 3- Las condiciones geológicas del territorio en que ha estado asentada la ciudad de Santiago de Cuba desde su fundación, pueden ser responsables de un incremento del grado sísmico respecto a los valores medios que predicen las fórmulas del tipo (8).

El primer factor tiene una explicación simple: se tomó una relación obtenida para otra región y fue aplicada a nuestro caso. La interrogante planteada, de si realmente se ajusta o no a las condiciones de la región analizada, podrá ser resuelta en la medida en que existan datos suficientes para obtener los valores de los parámetros de ecuaciones del tipo (8), mediante análisis de regresión.

Los otros 2 factores se encuentran vinculados entre sí. En primer lugar, en la acumulación de datos macrosísmicos hay una gran

doxis de subjetivismo por parte de los observadores eventuales de un fenómeno sísmico, los cronistas, etc. En segundo lugar, en los reportes se enumeran daños, pero raras veces se habla de las zonas no dañadas, por lo que no podemos diferenciar si el daño descrito fue generalizado o sólo estuvo circunscrito a pequeñas zonas dentro de la propia ciudad. Esto último tiene una estrecha vinculación con las condiciones geológicas del suelo de los lugares donde fueron reportados los daños. Cuando se conozca la influencia de las mismas en la intensidad sísmica para los diferentes tipos de suelo sobre los que está asentada la ciudad de Santiago de Cuba (sobre lo cual el Instituto de Geofísica y Astronomía está trabajando actualmente), estaremos en condiciones de reevaluar dichos datos macrosísmicos con una óptica diferente. No obstante, la posible sobreestimación de los efectos de los terremotos debido al apasionamiento del cronista que los describió será siempre muy difícil de eliminar.

4- El comportamiento temporal de la ocurrencia de terremotos en la región puede no ser uniforme, habiéndose presentado un período de gran actividad en siglos pasados, y en estos momentos estar en presencia de un período de baja actividad.

Este es un planteamiento sumamente difícil de demostrar, ya que la información de siglos anteriores se basa en el análisis de datos macrosísmicos, con las dificultades señaladas anteriormente, a la vez que desde los 78° W hasta aproximadamente los 85° W, toda la zona sismogeneradora de la depresión Bartlett-Caimán se encuentra en zonas marítimas, lejanas de lugares habitados que pudieran haber reportado los efectos de terremotos, lo cual dismi-

nuye la posibilidad de obtener datos suficientes para evaluar la veracidad de esta hipótesis. No obstante, (Alvarez, L., Buné, - V. I., 1977) señalan la existencia de una tendencia al agrupamiento temporal en la ocurrencia de terremotos fuertes en la región.

5- La zona sismogeneradora del sur de la región oriental de Cuba puede no ser homogénea, presentando una actividad mayor en las cercanías de Santiago de Cuba.

Esta idea puede surgir del análisis del mapa de epicentros de terremotos fuertes (fig. 4), donde se ve un agrupamiento de eventos entre los 75° W y los 76° W. Incluso cuando se analizan los datos de los terremotos débiles registrados por la estación RCC se observa una tendencia al agrupamiento en diferentes sectores (Chuy, T., 1980). No obstante esos hechos, la baja actividad relativa de esta región no permite por el momento obtener conclusiones definitivas al respecto, ya que resulta muy difícil diferenciar variaciones espaciales de variaciones temporales con los datos de que disponemos.

CONCLUSIONES

Consideramos que los resultados de este trabajo mejoran los obtenidos anteriormente (Alvarez, L., Buné V. I., 1977) para la región sur oriental de Cuba, ya que fue posible determinar los valores de los parámetros del régimen sísmico utilizando datos sólo de esta región, a la vez que, por primera vez, se obtuvieron estimados cuantitativos de los períodos de recurrencia de las diferentes intensidades sísmicas en Santiago de Cuba, sobre la base del análisis de datos instrumentales.

El análisis realizado de la no coincidencia de los períodos de recurrencia calculados con los observados plantea una serie de interrogantes, a cuya respuesta deben dirigirse las investigaciones futuras. Los tres primeros, concernientes a los datos macrosísmicos y la influencia del suelo sobre las intensidades sísmicas, podrán, en mayor o menor grado, ser resueltos en un tiempo breve. Sin embargo, en lo concerniente a la posible inhomogeneidad espacio-temporal del régimen sísmico en la región, nos encontramos frente a un problema muy complejo, de cuya solución dependerá la posibilidad de hacer pronósticos efectivos de la ocurrencia de terremotos a mediano y corto plazo, para resolver el cual es necesario aumentar la calidad de las determinaciones de epicentros y emplear toda la información de carácter geológico, tectónico, de comportamiento de campos geofísicos, etc., que sea posible obtener.

REFERENCIAS

- Alvarez, L.; Buné, V.I. (1977)
Estimación de la peligrosidad sísmica para la región suroriental de Cuba (en ruso)
Fizika Zemlí, 1977, No. 10
- Alvarez, L.; Serrano, M; Rubio, M; Chuy, T.; González, B. (1983):
El sismo del 19 de febrero de 1976 (en preparación)
- Chuy, T. (1980)
Regimen sísmico de la región suroriental de Cuba.
Inv. Sismológicas en Cuba, No. 1, 1980

- Chuy, T; Pino, O. (1982)
 Datos macrosísmicos de los terremotos en la provincia Santiago de Cuba.
 Inv. Sismológicas en Cuba No. 2, 1982
- Chuy, T; González, B.; Alvarez, L. (1983)
 Sobre la peligrosidad sísmica en Cuba
 Inv. Sismológicas en Cuba No. 4, 1983
- Chuy, T.; (1983)
 Datos macrosísmicos de la República de Nicaragua
 (inédito)
- Departamento de Sismología (1983)
 Archivo de datos geológicos
- Espinosa, A. F.; Algermissen S. T. (1972)
 A study or soil amplification factors in earthquake damage areas,
 Caracas, Venezuela
 NOAA Technical Report ERL 28 - ESL 31
- Espinosa, A. F. (editor) (1976)
 The Guatemalan earthquake of february 4, 1976, a preliminary report
 Geological Survey Proff. Paper 1002
- Figueroa, J. (1963)
 Isosistas de macrosismos mexicanos
 Revista Ingeniería, Vol. XXXIII, No.1
- Figueroa, J. (1974)
 Sismicidad en Puebla. Macrosismo del 28 de agosto de 1973.
 UNAM, Inst. Ingeniería, No. 343, octubre 1974
- ISC (1966 - 1980)
 Regional catalogue of Earthquakes 1964 - 1978

- Jordan, T. H. (1975)
The present day motions of the Caribbean plate
J. Geophys. Res. vol. 80, No. 32
- Minster, J.B; Jordan, T. H. (1978)
Present day plate motions
J. Geophys. Res. Vol. 83, No. B 11
- Mood, A. M.; Graybill, F. A. (1963)
Introducción a la teoría de la estadística (edición en español)
Aguilar, Madrid, 1972
- NEIS (1982)
Earthquake data file 1820 - 1980
- Pereira, J. A. Gay, D. (1978)
An engineering risk analysis for Jamaica and Trinidad
First Caribb. Earthq. Eng. Conf., Trinidad, 1978.
- Rautián, T. G. (1960)
La energía de los terremotos (en ruso)
en: Métodos de estudio detallado de la sismicidad (en ruso)
Riznichenko, Yu. V. (editor)
Trudí Instituta Fiziki Zemlí, No. 9 (176), 1960
- Rautián, T. G. (1964)
Sobre la determinación de la energía de los terremotos para dis-
tancias de hasta 3000 Km. (en ruso)
Trudí Instituta Fiziki Zemlí, No. 32 (199), 1964
- RCC(1982)
Catálogo de terremotos locales 1968-1982

- Ríznichenko, Yu. V. (1965)
De la actividad de los focos de terremotos a la frecuencia de las sacudidas de la superficie terrestre (en ruso)
Fizika Zemlí, 1965, No. 11
- Ríznichenko, Yu. V. (1966)
Cálculo de la frecuencia de las sacudidas sísmicas de puntos en la superficie terrestre debidas a terremotos en la región adyacente (en ruso)
Fizika Zemlí, 1966, No. 5
- Ríznichenko, Yu. V. (1975)
Plantilla macrosísmica (en ruso)
Fizika Zemlí, 1975, No. 10
- Serrano, M.; Alvarez, L. (1983)
Desarrollo de la sismología instrumental en Cuba
Inv. Sismológicas en Cuba, No. 4, 1983