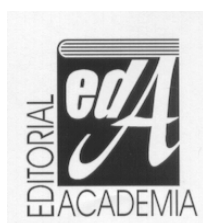


SISMICIDAD DE CUBA Y ESTRUCTURA DE LA CORTEZA EN EL CARIBE

Editor: José Leonardo Álvarez Gómez



La Habana, 2000

TERREMOTOS DE CUBA Y AREAS ALEDAÑAS

L. Alvarez¹, R. S. Mijáilova², E.O. Vorobiova¹, T. J. Chuy¹, G.N. Zhakirdzhanova¹,
E.R. Pérez¹, L.M. Rodiónova², H. Alvarez, K. M. Mirzoev²

¹ Centro Nacional de Investigaciones Sismológicas, Cuba

² Instituto de Sismología y Construcciones Sismorresistentes, Tadjikistán

RESUMEN

Se discute la información existente sobre terremotos de Cuba (fundamentalmente de su parte oriental) y áreas aledañas describiéndose la metodología de confección de dos catálogos de terremotos, uno regional de terremotos fuertes [16°-24° N., 70°-86° W.] y otro local de terremotos débiles para Cuba oriental, que cubren el periodo 1501-1988. Fueron obtenidas ecuaciones de regresión entre diferentes escalas de magnitud que permiten transformar la magnitud de los eventos a una escala única. Se incluyen un análisis de la representatividad de los datos y una discusión del gráfico magnitud-frecuencia para toda la región de estudio.

ABSTRACT

Real information about earthquakes in Cuba (mainly its eastern part) and surroundings is discussed, giving a description of methodology used for preparing two earthquake catalogues, one regional of strong earthquakes [16°-24° N., 70°-86° W.] and other local for weak earthquakes of Eastern Cuba, for the period 1501-1988. Regression equations between different magnitude scales that allow us to transform events' magnitude to an unique scale were obtained by real data. An analysis of representativity of data and a discussion of magnitude-frequency graphic for the whole region are also included.

INTRODUCCIÓN

La sismicidad de Cuba se origina fundamentalmente debido al desplazamiento de la placa tectónica del Caribe hacia el este, respecto a las placas de América del Norte y América del Sur. Según Chuy et al.(1983), ésta es de dos tipos: de entre-placas, debida al proceso mencionado, específicamente en la zona de contacto de las placas en la región de la fosa Bartlett - Caimán, y de interior de placas, la cual corresponde a los terremotos que ocurren en el territorio restante de Cuba, considerablemente mas baja, y con magnitudes menores que en el primer caso. Sin embargo, estudios más recientes (Cotilla et al., inédito) subdividen esta última, añadiendo un tipo más, que denominan intermedia, y que abarca la porción al sur y este del sistema de fallas Cauto-Nipe, en correspondencia con una división en unidades sismotectónicas del territorio nacional (Cotilla et al., 1991). Su sismicidad, tanto en magnitudes máximas posibles como en frecuencia de ocurrencia es superior a la de interior de placas e inferior a la de entre-placas.

El problema de la sistematización de la información sobre los terremotos ocurridos en Cuba ha sido tratado anteriormente (Alvarez y Menéndez, 1969; Alvarez y Bune, 1977; Alvarez et al., 1983; Alvarez et al., inédito; Chuy y Rodríguez, 1980; Chuy y Pino, 1982; Chuy et al., 1983; Chuy y Alvarez, 1988); sin embargo, durante los años 1979-1988 fueron obtenidos nuevos datos instrumentales, los datos macrosísmicos fueron enriquecidos y precisados (Chuy et al., 1988), y así surgió la necesidad de una nueva sistematización de la totalidad del conjunto de información sobre terremotos de Cuba y regiones aledañas.

Para el estudio de una zona cualquiera es preciso determinar los límites máximos de la región para la cual deben confeccionarse los catálogos, así como los umbrales de magnitud para diferentes zonas de esa región a partir de los cuales es imprescindible incluir todos los terremotos. Para una intensidad mínima de las sacudidas de V grados, el radio de la zona de recopilación de la información no debe ser menor que el radio de la isosista de 5 grados de los terremotos máximos observados en la región y que hayan afectado el territorio de Cuba.

Partiendo de las premisas mencionadas en el párrafo anterior y considerando las características de los datos disponibles, la región abarcada varía de la forma:

- ♦ para los datos instrumentales de las redes internacionales entre los 16° y 24° Lat. N. y los 70° y 86° Long. O.
- ♦ para los datos macrosísmicos entre los 16° y 24° Lat. N. y los 70° y 86° Long. O., aunque la cobertura no puede ser uniforme dadas las amplias zonas marítimas incluidas.
- ♦ para los datos instrumentales de las estaciones cubanas entre los 18.5° y 22° Lat. N. y los 72.5° y 79° Long. O.

Dado el volumen de material existente resulta cómoda la sistematización de la información en dos partes, una correspondiente a toda la región de estudio en forma de un catálogo de terremotos fuertes, y otra correspondiente a la región oriental de Cuba en forma de un catálogo de terremotos débiles locales. El catálogo de terremotos fuertes está formado por la unión de los datos de las redes internacionales, los datos macrosísmicos históricos, y una selección de los terremotos más fuertes reportados por las estaciones cubanas. El catálogo de terremotos locales está formado fundamentalmente por los datos de las estaciones cubanas y consta de dos partes. La primera parte, preparada en ocasión de los trabajos de selección del emplazamiento de una central electronuclear en Cuba central, no ha sido publicada (Alvarez et al., inédito), y cubre el período 1968-1978; ella no es en general objeto del presente trabajo y corresponde en su casi totalidad a eventos registrados por una sola estación. La segunda parte, que sí es discutida en detalle más adelante, cubre el período 1979-1988 y corresponde eventos detectados con una red de estaciones locales.

CARACTERISTICAS GENERALES DE LOS CATÁLOGOS DE TERREMOTOS

Para la estimación cuantitativa de la peligrosidad sísmica, es de gran importancia la determinación confiable de las coordenadas del foco de los terremotos y de su energía, por lo que se hace necesario garantizar la uniformidad en la evaluación de los parámetros, en particular, de la magnitud. Sin embargo, lograr en la práctica la clasificación unívoca de los terremotos es imposible dado su rango energético (18 - 20 ordenes) y la diversidad del equipamiento necesario para registrarlos, lo cual se complica aun más cuando se incluyen los datos macrosísmicos históricos. De esta manera, la unificación tan sólo se puede lograr en el sentido estadístico, mediante la determinación de regresiones entre diferentes escalas energéticas con la posterior conversión de los datos a una misma escala, la más estable.

En el caso presente, la estimación del valor de la energía de los terremotos ocurridos dentro de los límites de la región seleccionada se realizó por diversos parámetros, cuya inclusión escalonada en el catálogo es como sigue:

- ❖ desde 1501, la intensidad en grados, preferentemente a través del análisis complejo del campo macrosísmico
- ❖ desde 1910, la magnitud M_{LH} de las ondas superficiales y la M_L (local) de Richter
- ❖ desde 1963, las magnitudes m_b y m_{pv} de las ondas de volumen
- ❖ desde octubre de 1968, la clase energética de Rautián Kr
- ❖ desde 1975, las magnitudes M_{SH} y M_{sv}
- ❖ desde 1979, la duración total del registro D y la correspondiente clase energética K_D

Como se conoce, de todos los parámetros mencionados el más estable es la magnitud M_{LH} , y es más conveniente tomarla como base para transformar todas las demás formas de medición de magnitud o energía, ya que tiene un valor alto del umbral de saturación - 8.3 - (Geller y Kanamori, 1977), mientras que las escalas de m_{pv} se saturan para valores del orden de 6 (Chinnerey, 1978). Por otra parte, la clase energética (Kr) pierde el sentido físico para terremotos fuertes debido a que las dimensiones del foco superan el radio de la esfera de referencia de 10 Km planteado como base del desarrollo de esta forma de representación de la energía de los terremotos (Rautian, 1964), mientras que la duración total del registro es función del tipo de equipo utilizado y de la ubicación relativa epicentro-estación. De esta

manera, para la comparación de las estimaciones de la magnitud durante todo el período de observación (1500-1988) se necesita establecer ecuaciones de regresión de MLH con la intensidad I y las magnitudes m_{pv} y m_b para los terremotos fuertes, y con la clase energética K_r y la duración del registro D para los terremotos débiles locales. No obstante, estas ecuaciones sólo deben usarse en el procesamiento de los catálogos con vistas a su utilización circunstancial. Las mismas no constituyen leyes físicas, sino que son relaciones empíricas dependientes del volumen de datos disponibles (y de su calidad) por lo que sus coeficientes distan mucho de ser invariantes. La única magnitud válida es aquella que se determina directamente de los registros de los terremotos.

TERREMOTOS FUERTES PARA TODA LA REGIÓN DE ESTUDIO

El catálogo regional de terremotos puede ser dividido en varias partes, desde 1501 hasta 1988, en relación con los métodos de procesamiento y clasificación energética de los terremotos. Se distinguen los siguientes períodos de observación: 1501 -1909, 1910 - 1962, 1963 - 1968, 1969 -1978, 1979 -1988. A continuación se discuten las características de cada uno de ellos.

El primer intervalo, 1501 - 1909, está constituido en su totalidad por datos macrosísmicos que guardan una estrecha relación con la distribución de los puntos poblados en el pasado. Por esta razón, tal como se ve en la Fig. 1, en las cercanías de la ciudad de Santiago de Cuba se localiza casi la mitad de los eventos mencionados. Todos los datos históricos fueron reevaluados en el curso del presente trabajo con un enfoque único. En particular, a diferencia de Alvarez et al. (1983), la hora de los terremotos fue convertida de local a hora de Greenwich (diferencia de 5 horas), y hasta 1922 le fueron añadidos 29 minutos a los terremotos de Cuba, ya que en esa fecha se hizo el ajuste de la hora oficial con la hora del meridiano que pasa por los 75° Long. O. En este intervalo no fueron incluidos dos terremotos fuertes que reporta Gutenberg (1956) como ocurridos en 1899 y 1900 respectivamente por considerar que no es confiable su ubicación dentro de los límites de la región de estudio ante la ausencia de datos macrosísmicos que la sustenten (Alvarez et al. 1983). Un análisis más detallado de estos casos es realizado por Alvarez (1985).

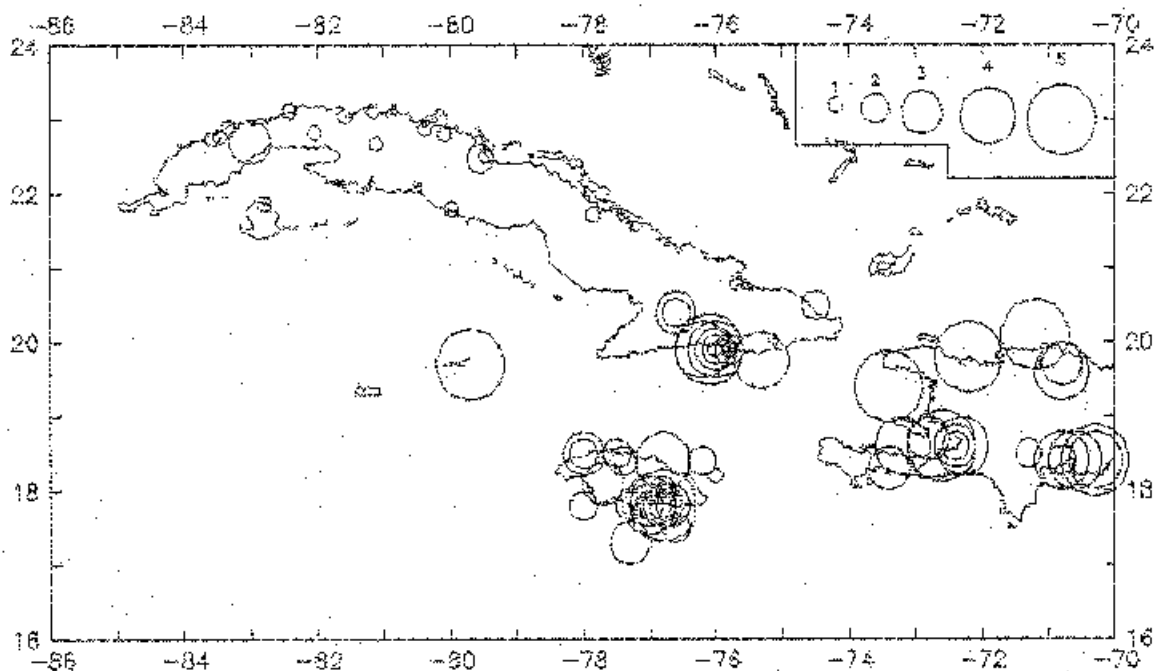


Fig. 1. Mapa de epicentros de Cuba y regiones aledañas para el período 1500-1909. Magnitud MLH en intervalos ($\Delta M = 1$, con centro en los valores: 1 → 8, 2 → 7, 3 → 6, 4 → 5, 5 → 4).

El cálculo de magnitudes equivalentes a M_{LH} por datos macrosísmicos se realizó, para los casos de terremotos con mapa de isosistas, por ajuste de éstas con un modelo de isosistas elípticas desarrollado por Alvarez (1985), el cual permite estimar simultáneamente coordenadas epicentrales y magnitud; mientras que para los casos con poca información se partió de las intensidades máximas reportadas y profundidades de foco prefijadas sobre la base de los datos instrumentales de los últimos años, empleándose la ecuación del campo macrosísmico obtenida por Fedotov y Shumilina (1971) para Kamchatka, la cual se ajusta satisfactoriamente a los datos de la región del Caribe (Alvarez y Bune, 1977). La misma es del tipo de Koveslghety, y sus coeficientes son usados también en el modelo de isosistas elípticas mencionado para el caso de las Antillas Mayores (Alvarez y Chuy, 1985):

$$I_i = 1.5 M_{LH} - 2.63 \lg r - 0.0087 r + 2.5 \quad (1)$$

El último procedimiento es equivalente al caso de determinación de $M(I_o)$ con coeficientes variables para cada caso, que como se sabe está sometido a un elevado margen de incertidumbre. El primero, sin embargo, permite un ajuste mejor de los parámetros de los terremotos, y aunque las determinaciones no van acompañadas del error, existen indicios para considerar que los resultados que se obtienen son bastante confiables.

El comienzo del segundo período (1910 - 1962) está relacionado con la aparición en 1910 del primer terremoto registrado instrumentalmente para esta región en el catálogo de Gutenberg y Richter (1954) y a partir de 1913 en los boletines del ISS, mientras que su final, con la introducción en 1963 en los reportes mundiales del USCGS, así como en 1964 del ISC, de datos sobre m_{pv} y m_b por ondas de volumen. Los parámetros de los focos de los terremotos durante este período fueron tomados de (Gutenberg y Richter, 1954; ISS, 1912-1963; Duda, 1965; Sykes y Ewing, 1969; BCIS, 1904-1983). En su mayoría estos eventos aparecen clasificados por la magnitud local M_L de Richter - que decidimos considerar como equivalente a M_{LH} , y un porcentaje elevado de los casos no tienen determinaciones de magnitud. De gran ayuda resultaron algunas compilaciones de datos para uso en computadoras preparadas por el ISC y el USCGS-NEIS, que fueron obtenidas por cortesía de Centro Mundial de Datos B-2 de Moscú.

Un problema sumamente difícil para este período es la selección, entre determinaciones múltiples para un mismo evento, de las coordenadas epicentrales, ya que de la profundidad existen escasas determinaciones. En la Fig. 2 se muestran algunos casos de determinaciones de coordenadas realizadas por Gutenberg y Richter, el USCGS y el ISS, que presentan una gran dispersión.

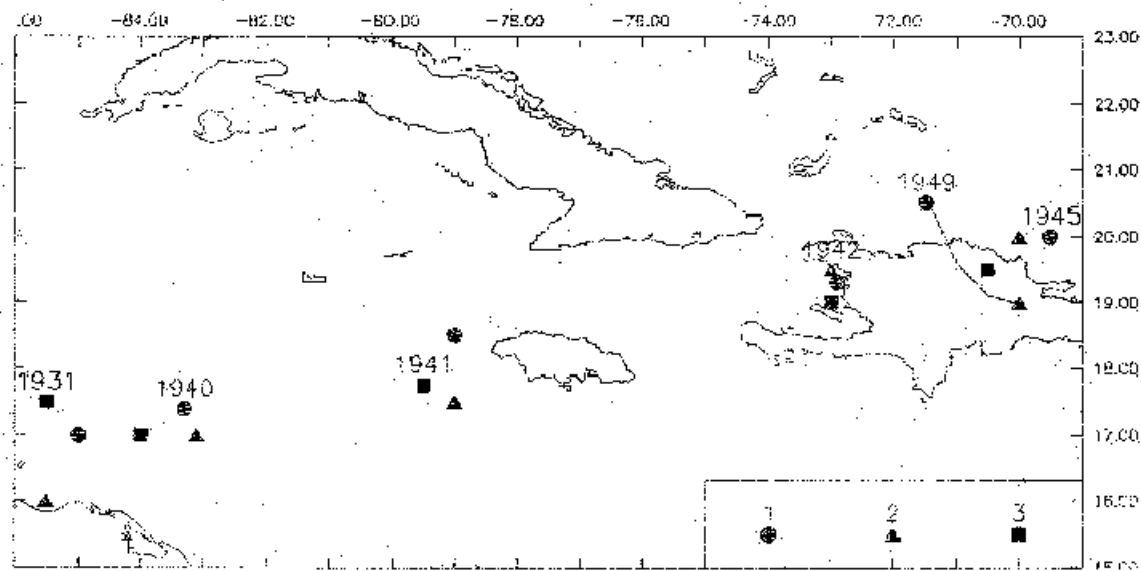


Fig. 2. Ejemplos de determinaciones divergentes del epicentro de un terremoto por fuentes. 1 - ISS, 2 - USCGS, 3 - Gutenberg y Richter.

Sin discusión fueron seleccionadas como más confiables las determinaciones de Sykes y Ewing (1965), realizadas mediante computadoras a partir de 1950. Para el resto de los casos se realizó un análisis casuístico, en el cual se tuvo en consideración que las determinaciones hipocentrales automatizadas (de 1950 en adelante) permiten delimitar bandas relativamente estrechas de actividad sísmica (Sykes et al., 1982). La posición de los epicentros con relación a dichas bandas, así como los datos macrosísmicos que se poseían para muchos de ellos fueron los elementos usados para la selección de las coordenadas epicentrales. Resultó que para esta región, la fuente que a nuestro juicio reporta las coordenadas más precisas es el USCGS, siguiéndole el ISS, y estando en tercer lugar Gutenberg y Richter. El mapa de epicentros para este período (Fig. 3) refleja con mayor precisión la distribución de la sismicidad que el correspondiente al período anterior; los terremotos se asocian, en general, a la zona de la fosa submarina Bartlett- Caimán.

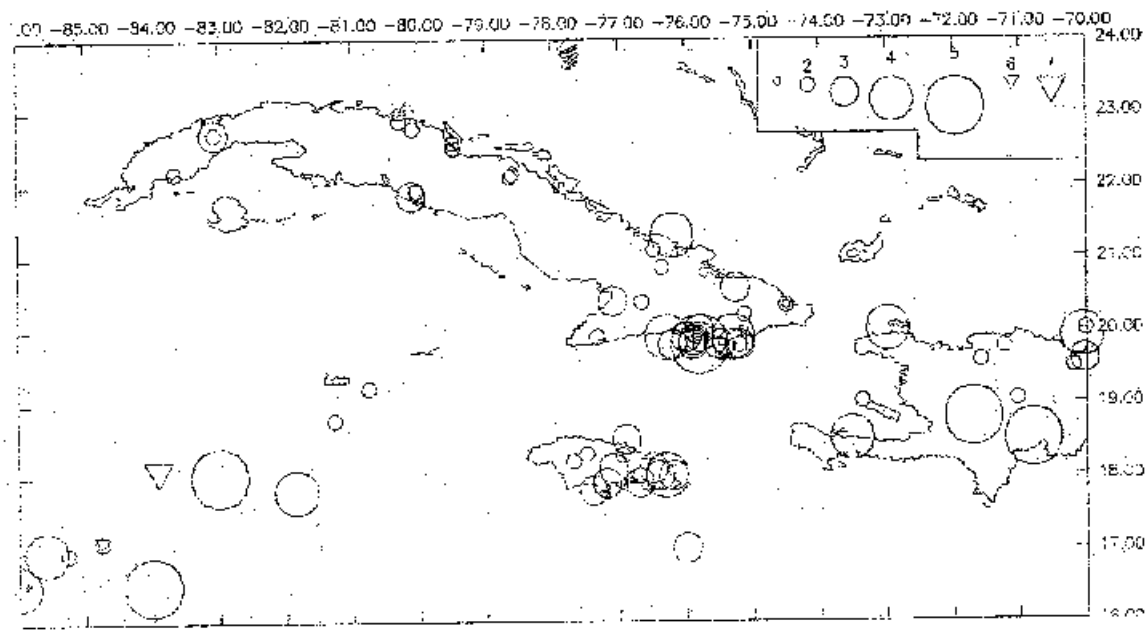


Fig. 3. Mapa de epicentros para el período 1910-1962. Magnitud MLH en intervalos ($\Delta M = 1$, con centro en los valores: 1 \rightarrow 7, 2 \rightarrow 6, 3 \rightarrow 5, 4 \rightarrow 4, 5 \rightarrow 3, 6 \rightarrow sin magnitud..

El período desde 1963 hasta 1968 es el más corto y el más pobre en información (Fig. 4) y fue considerado independientemente de los otros debido a que a partir de 1963 se comenzó a realizar la determinación de la magnitud de los terremotos por ondas de volumen. La metodología de su determinación en los centros mundiales (ISC y USCGS) no es idéntica, y no lo son, por consiguiente, las respectivas magnitudes m_{pv} y m_b . Sin embargo, en una primera aproximación son bastante parecidas, por lo que es práctica habitual considerarlas equivalentes. Para la transformación a los valores de MLH fue obtenida una ecuación por regresión a partir de una muestra de datos de terremotos en las coordenadas $16^\circ - 24^\circ$ Lat. N y $70^\circ - 89^\circ$ Long. O durante el período 1965 - 1988.

Como se observa en la Fig. 5, los datos experimentales se aproximan bastante bien por una recta. La ecuación obtenida por el método de la regresión ortogonal tiene la expresión:

$$MLH = 2.1 m_{pv} - 5.9 \quad (2)$$

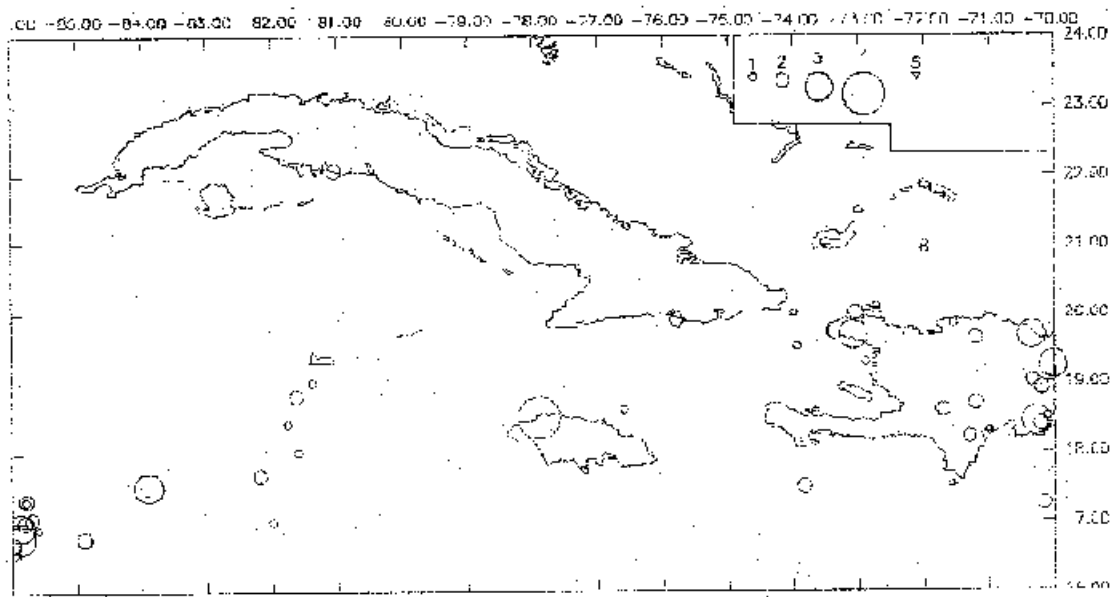


Fig. 4. Mapa de epicentros para el período 1963-1968. Magnitud MLH en intervalos ($\Delta M = 1$, con centro en los valores: 1 \rightarrow 5, 2 \rightarrow 4, 3 \rightarrow 3, 4 \rightarrow 2, 5 \rightarrow sin magnitud.

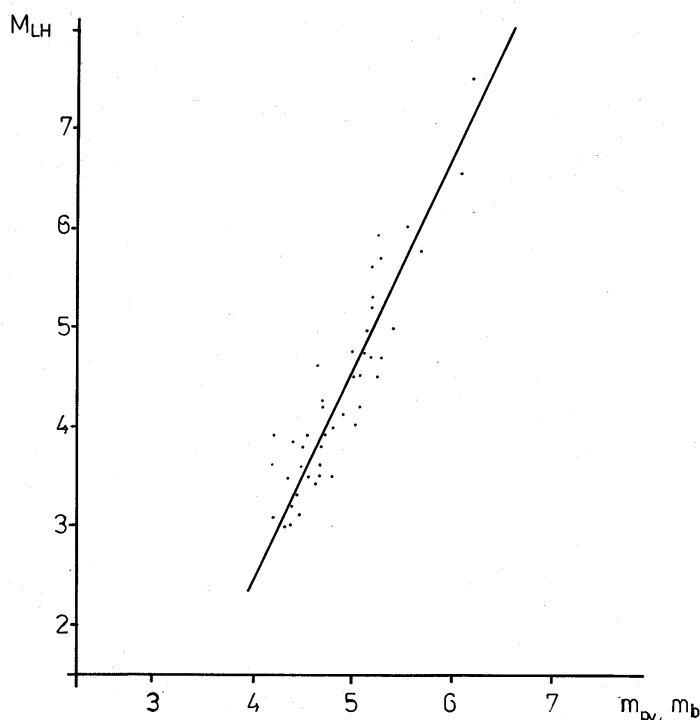


Fig 5. Relación entre la magnitud MLH por ondas superficiales y las magnitudes m_{pv} y m_b por ondas de volumen.

En lo que respecta a los dos períodos siguientes (1969-1978 y 1979-1988), la situación en relación con el registro de terremotos fuertes varía algo con la inclusión en los catálogos del USCGS-NEIS y del ISC, a partir de 1971 y de manera progresiva, de determinaciones de magnitud por ondas superficiales, bajo la denominación de M_s . Estas magnitudes corresponden unas veces a M_{sv} y otras a M_{sh} , y pueden ser consideradas equivalentes a las M_{LH} .

Inicialmente se incluían solo para los terremotos mas fuertes pero últimamente son frecuentes los valores de M_s entre 3 y 4. No obstante, la mayoría de las determinaciones de magnitud continúa siendo del tipo $m_b - m_{pv}$ y siguen apareciendo eventos sin determinaciones de magnitud.

En relación con la precisión continúan siendo válidos los señalamientos realizados anteriormente sobre la mayor confiabilidad de las determinaciones del USCGS-NEIS sobre las del ISS-ISC, lo cual incluso fue comprobado por Alvarez et al. (1985) al encontrar que las réplicas del terremoto de Pílon del 19-2-1976 determinadas por el NEIS eran mucho mas cercanas que las determinadas por el ISC a las redeterminaciones realizadas usando estaciones locales. Esto parece contradictorio con el hecho de que el ISC reprocesa la

información del NEIS y añade mas información para obtener los estimados de las coordenadas. Una explicación plausible es que probablemente la información que se añade corresponde a estaciones cuyas lecturas de tiempos de P no son tan confiables como las que usa el NEIS.

TERREMOTOS DÉBILES DETECTADOS POR LA ESTACION RÍO CARPINTERO

El cuarto período (1969-1978) incluye, conjuntamente con los datos de la red mundial, un gran número de eventos locales y cercanos de baja energía que por primera vez fueron procesados en Cuba (Alvarez et al., inédito; RCC, inédito). En octubre de 1968 en la región oriental de Cuba fue inaugurada la estación de alta sensibilidad ($V_0 = 10\ 000$) Río Carpintero (RCC), situada en la inmediata cercanía de la principal zona epicentral. La estación sismológica Soroa (SOR), instalada anteriormente (1964) en la región occidental, era de baja sensibilidad y su objetivo principal era el registro de las señales telesísmicas (Serrano y Alvarez, 1983).

Para la localización de los hipocentros por datos de una única estación se utilizó un método combinado de campo de isócronas y ángulos de emergencia de los rayos sísmicos (Rautian et al., 1983). Para su realización fueron estudiadas las anomalías azimutales respecto a la estación, confeccionando el hodógrafo de la onda ficticia S-P y el campo de isócronas correspondiente. La clasificación de los terremotos registrados en Río Carpintero se realizó por la clase energética Kr (Rautian, 1964).

El mapa de epicentros que corresponde a este período (Fig. 6) incluye todos los terremotos del boletín de la estación RCC con $K_r \geq 10.5$, todos los reportados por los centros mundiales y un pequeño número de epicentros macrosísmicos. Además, en el catálogo fueron incluidos los eventos reportados por la University of West Indies (UWI) de Trinidad y Tobago, para los cuales se excluyen los valores de magnitud debido a su gran diferencia con los datos mundiales; un análisis de esta falta de coincidencia en las determinaciones de magnitud se presenta en (Alvarez et al., 1983).

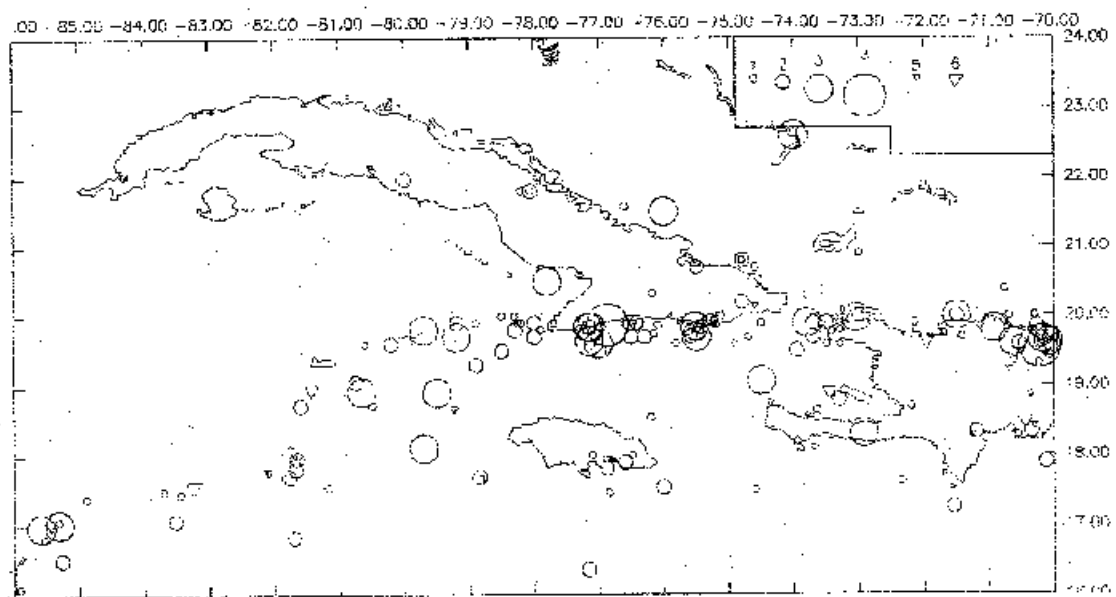


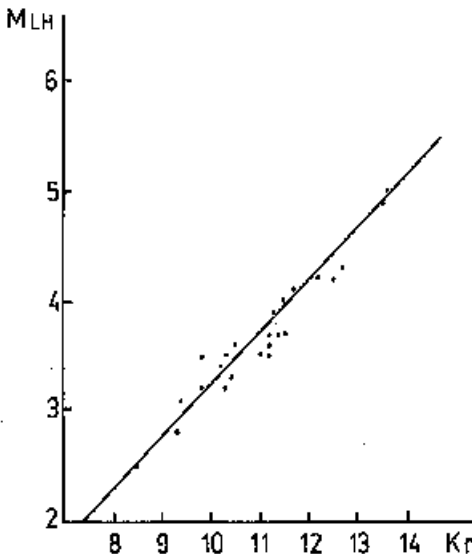
Fig 6. Mapa de epicentros para el período 1969-1978. Magnitud MLH en intervalos ($\Delta M = 1$, con centro en los valores: 1 \rightarrow 6, 2 \rightarrow 5, 3 \rightarrow 4, 4 \rightarrow 3, 5 \rightarrow 2, 6 \rightarrow 1, 7 \rightarrow sin magnitud. Las magnitudes fueron convertidas a MLH por las fórmulas 2, 3 y 6.

Estos eventos deben ser reclasificados de acuerdo con alguno de los parámetros utilizados en la práctica del procesamiento de las estaciones regionales (por ejemplo, el Kr de RCC) mediante mediciones directas en los registros de archivo.

Existen determinadas dificultades para la conversión de los valores de Kr a MLH relacionadas con el reducido número de determinaciones simultáneas de estas dos magnitudes. Fue posible recopilar datos de buena calidad a partir de las observaciones realizadas durante los años 1981 - 1988, consistentes en un pequeño número (N = 26) de terremotos para los cuales se realizaron mediciones de MLH en los registros de los sismómetros tipo SK y SKD en la estación SOR, y de la clase energética Kr por la red de estaciones ubicada en la región oriental de Cuba. Los puntos experimentales (Fig. 7) se sitúan de forma bastante compacta alrededor de la recta, obtenida por regresión ortogonal:

$$MLH = 0.48 Kr - 1.5 \quad (3)$$

Fig 7. Relación entre la magnitud MLH y la clase energética Kr.



Por otra parte, existen razones para considerar que las MLH en Soroa tienen una corrección nula (F. Tregub, comunicacion personal), lo que permite utilizar (3) para las estimaciones de MLH por la Kr.

Otro aspecto importante con relación a los hipocentros determinados con una sola estación es su precisión. Ya Alvarez et al. (1985) señalaron la presencia de una dispersión azimutal para el caso de las réplicas del terremoto de Pilon antes mencionado, cuando éstas eran determinadas sólo por la estación RCC, motivada por el método de análisis que se empleaba (distancia epicentral y azimut). Dicho método provoca un aumento del error a medida que nos alejamos de la estación registradora, lo que limita grandemente la utilización de sus resultados. Una discusión en detalle sobre la confiabilidad del catálogo de la estación RCC aparece en Lillienberg et al. (1995).

TERREMOTOS DÉBILES DE CUBA ORIENTAL PARA EL PERÍODO 1979 - 1988

Durante este período fue creada la Red Sismológica Nacional de Cuba. En 1979 fueron inauguradas las estaciones Las Mercedes (LMG), Pinares de Mayarí (PIN) y Maisí (MAS) provistas de equipamiento de corto período tipo SKM, con amplificación entre 20000 y 50000. En agosto de 1982 entró en funcionamiento la estación de alta sensibilidad Cascorro (CCC) con amplificación de 50000 (Serrano y Alvarez, 1983).

El desarrollo posterior de la red sismológica está relacionado con las investigaciones para la selección del emplazamiento de una central electro nuclear en la costa norte de la región oriental de Cuba. Fueron puestas en funcionamiento cinco estaciones más: Holguín (HOL) en 1985, Tumbadero (TUM) y Manatí (MAN) en 1986, y finalmente Bazán (BAZ) y Ojo de Agua (OJO) en 1987, todas equipadas con sismómetros tipo SKM. En las Fig. 8 y 9 se representan el esquema de la red y el gráfico del régimen de trabajo, señalando el nivel de amplificación en diferentes épocas.

El catálogo de terremotos registrados por esta red para el período 1979 - 1988 no se confeccionó para toda la región, sino para una reducida: 18.5° - 22.0° Lat. N y 72.5° - 79.0° Lon. O; en lo adelante éste catálogo será llamado "local".

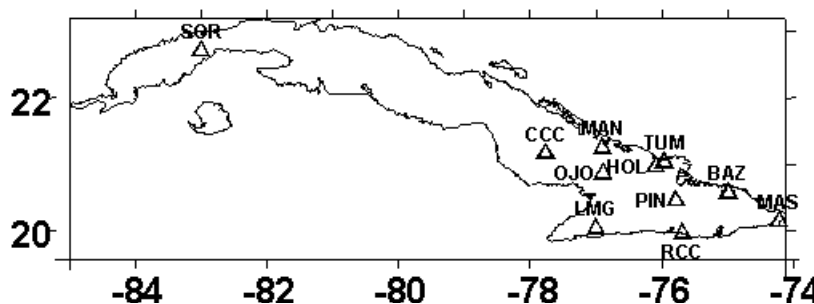


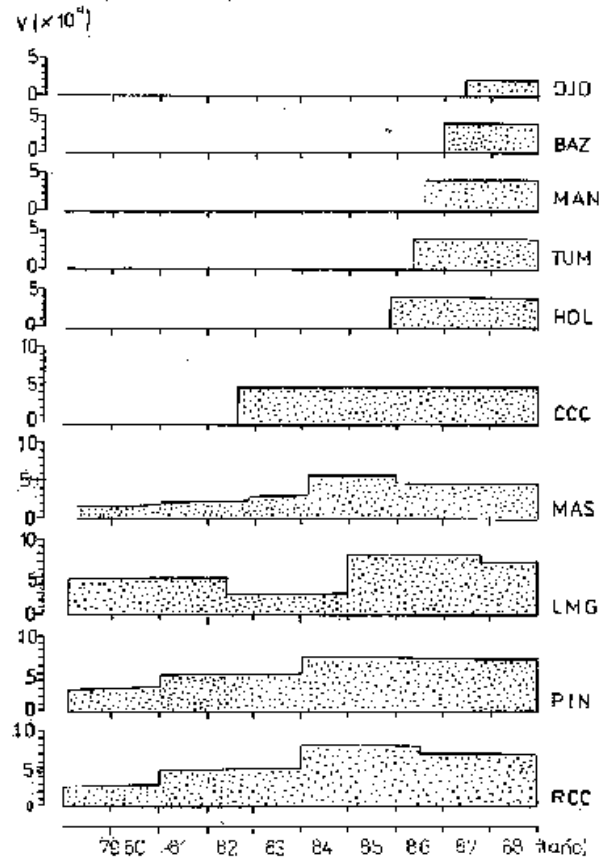
Fig 8. Red de estaciones sismológicas en Cuba en 1988.

El nivel inferior de la magnitud de sismos incluidos dicho catálogo es de K_r , $K_D = 4$ (una MS equivalente de -1.0). El volumen del mismo es superior a los 2500 terremotos y su distribución en el tiempo se muestran en la tabla 1 y en la Fig. 10. La determinación de los hipocentros se realizó manualmente, y para ello se empleó un conjunto de métodos: de marcas, de medianas, de isócronas, azimutal y combinado. La utilización de uno u otro método estaba en dependencia del número de estaciones que registraban cada evento concreto. En algunos casos, para los terremotos a una distancia de 100 Km y más, se utilizó el hodógrafo de Jeffreys-Bullen correspondiente a las profundidades $h = 0$ Km para los epicentros en tierra y $h = 33-50$ Km para los epicentros en el mar.

Fig. 9. Nivel de amplificación de los equipos en las estaciones sismológicas de Cuba oriental para el período 1979-1988.

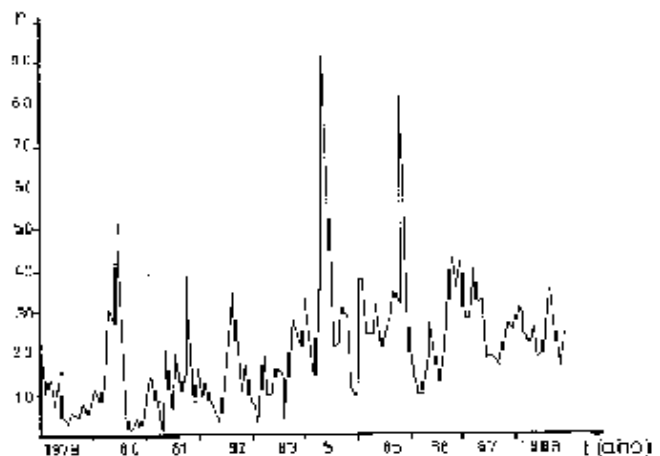
TABLA 1. Número de terremotos por año

Año	Número	Año	Número
1979	100	1984	399
1980	179	1985	402
1981	173	1986	282
1982	161	1987	310
1983	179	1988	355



Se utilizaron hodógrafos locales de las ondas P y S calculados de acuerdo con 4 modelos de corteza confeccionados por datos de prospección sísmica profunda, conjuntamente con datos gravimétricos y sismológicos (Fijieva, L.; inédito). Los mismos corresponden a:

Fig. 10. Números mensuales de terremotos con $K_r = 4$ en Cuba oriental para el período 1979-1988.



- I zona del borde continental norte y cinturón de ofiolitas
- II zona de los arcos volcánicos cretácico y paleógeno con las zonas de cuencas y coberturas asociadas, la cual ocupa un gran territorio en la isla y parte de las zonas marítimas al sur de esta
- III promediado de las anteriores
- IV zona de la fosa de Bartlett

En la Fig. 11 se muestran los cortes de velocidad, y un resumen de sus parámetros aparece en la tabla 2. En la práctica de localización de hipocentros fue puesto en evidencia que la convergencia de los tiempos de propagación t_p y t_{s-p} por el hodógrafo promediado es mejor que por los específicos para una zona, lo que consideramos está relacionado con la distribución bastante uniforme de las estaciones.

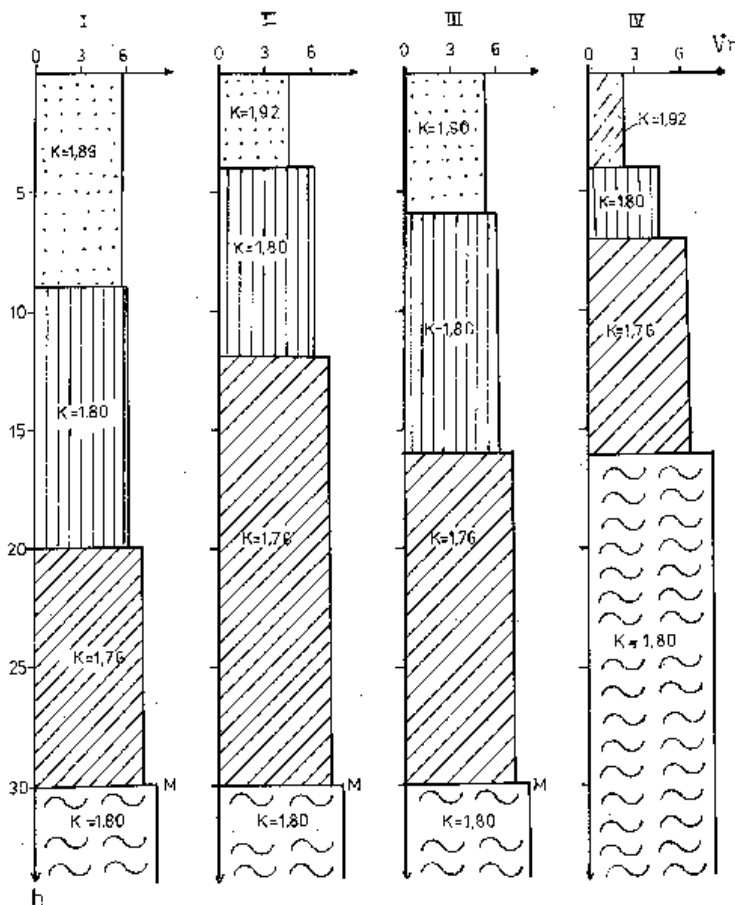


Fig. 11. Modelos de corteza terrestre de Cuba oriental y de la fosa de Bartlett.

La estimación de la precisión de la determinación de las coordenadas de explosiones realizadas en canteras mostró que los errores en sus epicentros son del orden de 1 - 3 Km, si los focos se sitúan dentro de la configuración de las estaciones, y aumentan hasta 5 Km si los mismos se localizan fuera de la red, a distancias epicentrales de 25 - 30 Km de ésta. Los errores en la determinación de las profundidades focales para los epicentros en tierra no superan, por lo general, los 5 - 10 Km.

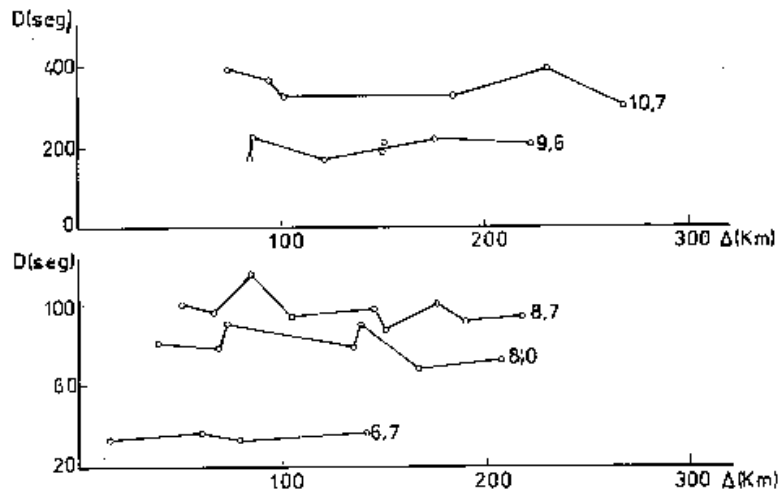
TABLA 2. Modelos de corteza terrestre de Cuba oriental y de la fosa de Bartlett. En el caso del modelo No IV, en lugar de la capa sedimentaria lo que se tiene es una capa formada por agua + sedimentos. h es la profundidad en Km, V_p la velocidad en Km/seg, y K es el parámetro adimensional V_p/V_s .

Mod	Cob. Sedimentaria			Corteza Superior			Corteza Inferior			Manto Superior		
	h	V_p	K	h	V_p	K	h	V_p	K	h	V_p	K
I	9	5.7	1.86	11	6.2	1.80	10	7.0	1.76	30	8.1	1.80
II	4	4.5	1.92	8	6.2	1.80	18	7.0	1.76	30	8.1	1.80
III	6	5.3	1.90	10	6.2	1.80	14	7.0	1.76	30	8.1	1.80
IV	4	2.0	1.90	3	4.6	1.90	9	6.5	1.76	16	8.1	1.80

Debe señalarse, no obstante, que experimentos posteriores realizados con el programa HYPO-71 (Lee y Lahr, 1972) usando el modelo de corteza III, permiten estimar los errores de las coordenadas epicentrales en el orden de 4 a 8 km para los casos de eventos reportados

por un número grande de estaciones. Durante este período se continuó utilizando la clase energética Kr de Rautián, basada en las mediciones de las amplitudes máximas de las ondas P y S. Sin embargo, buscando una alternativa a la determinación de la magnitud de los terremotos débiles, se comenzó a determinar en los sismogramas la duración total D del registro. El valor de D (seg) se mide en el sismograma desde el momento de la llegada de la onda P hasta que el registro del terremoto no se destaque en el fondo de microsismos.

Como se plantea por Malamud (1964) y Mijailova (1983), la duración total del registro en el sismograma, cuando éste se observa sin interrupción, prácticamente no varía con la distancia. En nuestro caso, usando varios eventos con diferentes clases energéticas Kr, se realizó una prueba (Fig. 12) que en rasgos generales lo confirma: la dependencia con respecto a la distancia es despreciable en una primera aproximación. Debido a ello no se buscaron dependencias complejas de la magnitud con respecto a la duración D, y por tanto,



como valor de D se tomó la media de los D determinados para las diferentes estaciones, independientemente del valor de la distancia epicentral en cada caso.

Fig. 12 Ejemplos de los gráficos de variación de la longitud total de las oscilaciones en los registros de terremotos de diferentes clases, en función de la distancia epicentral. los valores de la clase Kr se indican sobre las curvas.

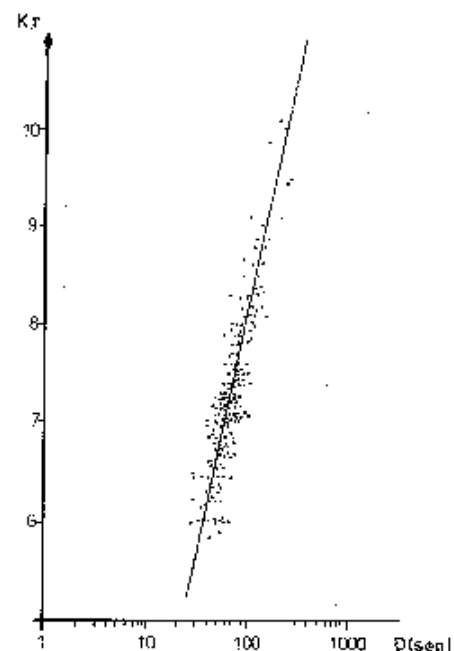
Para garantizar la continuidad en las determinaciones de clase energética fue necesario establecer una fórmula para determinar la Kr por la duración del registro. Con este fin fueron utilizados los materiales de observación de 11 meses durante 1986: para los terremotos fueron determinados paralelamente la clase energética Kr y la duración D promedio para todas las estaciones de la red. Los resultados se muestran en la Fig. 13. Como se puede observar, en el sistema de coordenadas lg D VS. Kr la relación es lineal, y corresponde a la ecuación, obtenida por el método de la regresión ortogonal:

$$Kr \approx K_D = 4.7 \lg D - 1.2 \quad (4)$$

Los parámetros de (4) reflejan bastante bien las observaciones, lo que es atestiguado por la muestra de valores paralelos de Kr y K_D para la estación RCC durante 1988 (Fig. 14): los puntos experimentales caen, en general, a lo largo de la línea de valores $y = x$.

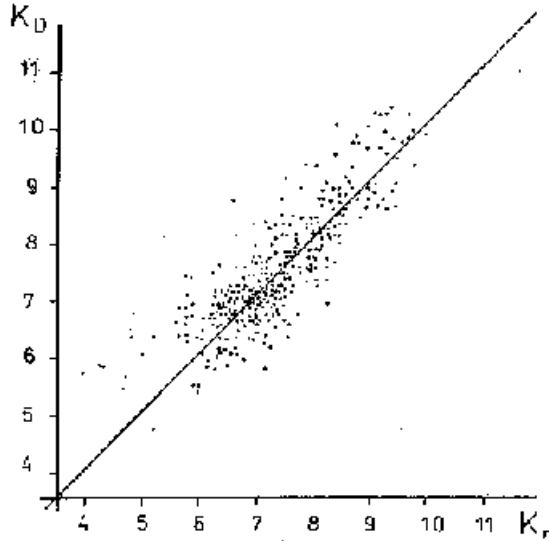
Fig 13. Relación entre la clase Kr y el logaritmo de la duración total D de las oscilaciones en el registro.

La comparación de la dispersión de los valores de Kr y K_D por estación respecto a sus valores promedio para todas las estaciones de la red demostró que la dispersión de la K_D en todas las estaciones es menor que la de la Kr. En la Fig. 15 se muestra un ejemplo de tal comparación para la



estación RCC para los años 1981 y 1986. Por esta razón, para la clasificación de los terremotos durante los años 1979 -1988 se le dio preferencia al parámetro D y correpondientemente a la clase K_D , aunque por regla general se midieron además las amplitudes máximas de las ondas P y S y se determinaron las K_r correspondientes, en particular en aquellos casos en que no existía la posibilidad de medir el parametro D.

El catálogo local descrito anteriormente fue tomado como fuente de información sobre terremotos fuertes ($K_r, K_D \geq 10.5$) dentro de los límites $18.5^\circ - 22^\circ$ Lat. N. y $72^\circ - 79^\circ$ Long.



O. para ser incluídos en el catálogo regional. Fue necesario encontrar una ecuación de regresión entre el parámetro D y la magnitud M_{LH} . Con este fin se realizaron mediciones directas de ambos parametros en los sismogramas del archivo. Las magnitudes M_{LH} se determinaron en los registros de período medio de la estación SOR y a veces de la estación RCC, mientras que las mediciones de la duracion D se efectuaron en los registros de corto período tipo SKM de aquellas estaciones donde se podían realizar con seguridad.

Fig 14. Comparación de las clases K_r y K_D por los registros de la estación sismológica RCC.

Los datos experimentales (Fig. 16) se ajustan bien a una recta en coordenadas $\lg D$ vs. M_{LH} en un amplio intervalo de magnitudes (de 2.5 a 7.5). La ecuación de la recta, obtenida por el método de regresión ortogonal es:

$$M_{LH}(D) = 3.2 \lg D (\text{seg}) - 4.5 \quad (5)$$

A $M_{LH}(D)$ la llamaremos en lo que sigue M_D . Por otra parte de (4) y (5) se ve que a partir de la duración se puede determinar tanto K_D como M_{LH} , por lo que podemos establecer una relación entre ambas escalas de magnitud:

$$M_{LH} = 0.68 K_D - 3.68 \quad (6)$$

la cual difiere bastante de (3), y por tanto la afirmación de que K_D es equivalente a K_r entra en contradicción con esta discrepancia en las relaciones de conversión.

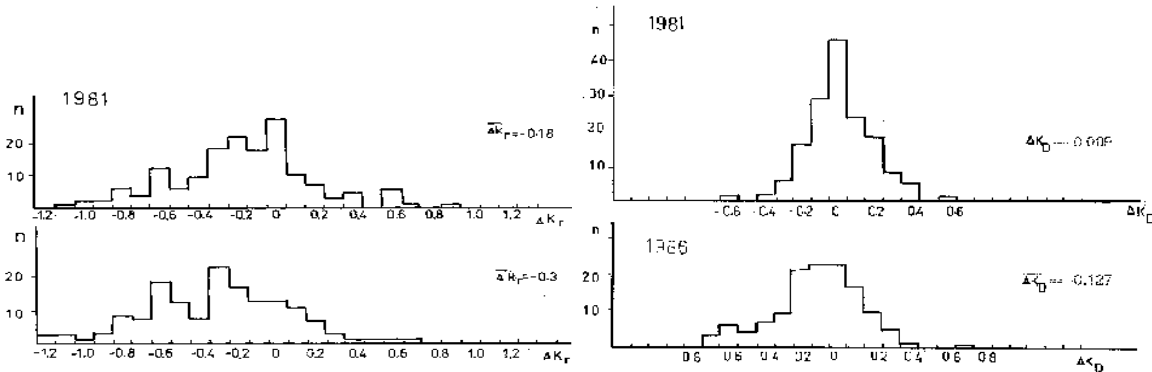


Fig 15. Histogramas de las distribuciones de $\Delta K_r = K_{re} - K_r$ (a) y de $\Delta K_D = K_{De} - K_D$ para la estación RCC. Los valores con el subíndice e corresponden a la estación, y los que llevan la barra horizontal corresponden a la media para la red.

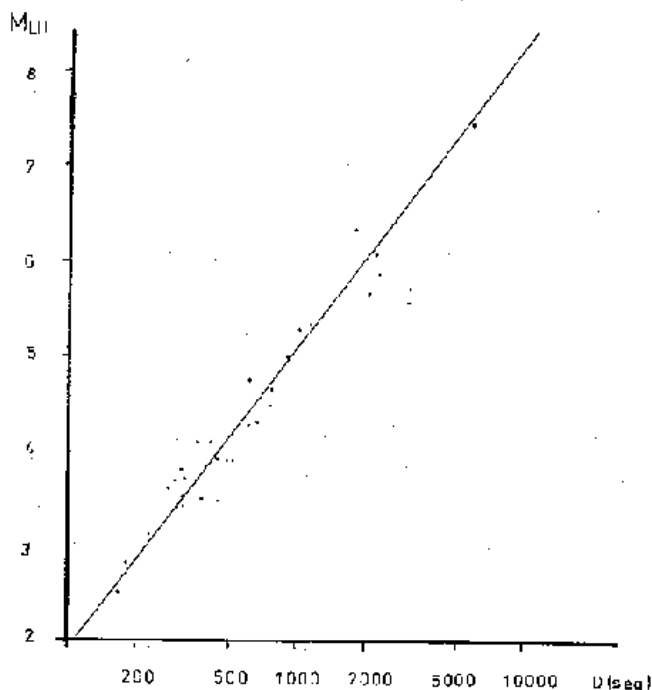


Fig 16. Relación entre la magnitud MLH, determinada por equipos de período medio en la estación SOR, y la longitud total de las oscilaciones en los registros con equipos de corto período tipo SKM y amplificación $V_o = 30000 - 50000$.

La causa de este fenómeno hay que buscarla en la baja calidad de las propias relaciones empíricas, obtenidas sobre la base de pequeños volúmenes de información, por lo que en el futuro debe trabajarse por obtener relaciones de este tipo mas confiables

En el mapa de epicentros que de la Fig. 17 aparecen los eventos del catálogo regional y los más fuertes del local ($K_r, K_D \geq 10.5$); los valores de K_r y K_D fueron transformados a MLH por (3) y (6) respectivamente.

En el Anexo se muestran los mapas de epicentros completos del catalogo local .

DETECCIÓN DE EXPLOSIONES

Mención aparte merece la explicación del proceso de identificación (y eliminación posterior) de las explosiones industriales contenidas el catálogo de terremotos débiles locales. Fue un trabajo complejo y laborioso debido al gran número de explosiones registradas en comparación con el número de terremotos, y porque, además de las explosiones, las estaciones sismológicas registran también la señal de los cañones neumáticos que se utilizan en los trabajos de sondeo sísmico profundo marítimo, con una energía de la señal del orden de $K_r = 7 - 8$.

A partir de un muestra amplia de eventos se estableció un conjunto de indicios de explosiones en los registros, teniendo en cuenta las particularidades concretas de cada estacion y las distancias epicentrales. Los mismos se pueden formular como sigue:

- Las explosiones se realizan por lo general de día, desde las 7 a.m. hasta las 7 p.m. (hora local); por tanto, la diferencia entre el número total de eventos por la noche y por el día indicará (de forma orientadora) el número total posible de explosiones.
- Para las explosiones prevalece la onda de compresión en la primera llegada hasta distancias epicentrales de 50 Km y a veces más.
- La atenuación con la distancia de las amplitudes promedio de las ondas directas P y S de las explosiones en tierra y de los cañones neumáticos en el mar es significativamente mayor que la de los terremotos: las pendientes de los gráficos de atenuación con la distancia en escala bilogarítmica, son de -2.6 para las explosiones, para las señales de los cañones neumáticos de -2.0 y para los terremotos de -1.3.
- Se observa una mayor atenuación de la amplitud media de las oscilaciones a lo largo del registro en el caso de las explosiones, en especial para las estaciones LMG, PIN, RCC y MAS, debido a sus características amplitud - frecuencia de pico dentro del rango 0.2 - 0.6 seg.
- Un indicio adicional es la relación de las amplitudes de las ondas P y S en los registros de las estaciones, ya que para las explosiones se observa poca diferencia entre ellas. En particular, la estación PIN resultó ser la más informativa en cuanto a la detección de las explosiones; en sus registros, a diferencia de los del resto de las estaciones, se aprecia un

aumento paulatino de la amplitud de la onda P que, como resultado, hace particularmente difícil la determinación de la llegada de la onda S; este rasgo es bastante estable y por lo regular permite detectar con seguridad explosiones relativamente lejanas (hasta 50 Km y mas);

- La duración del registro de las explosiones, especialmente de las marinas, resulta considerablemente mayor que la de los terremotos para valores comparables de la suma de las amplitudes máximas de las ondas P y S.

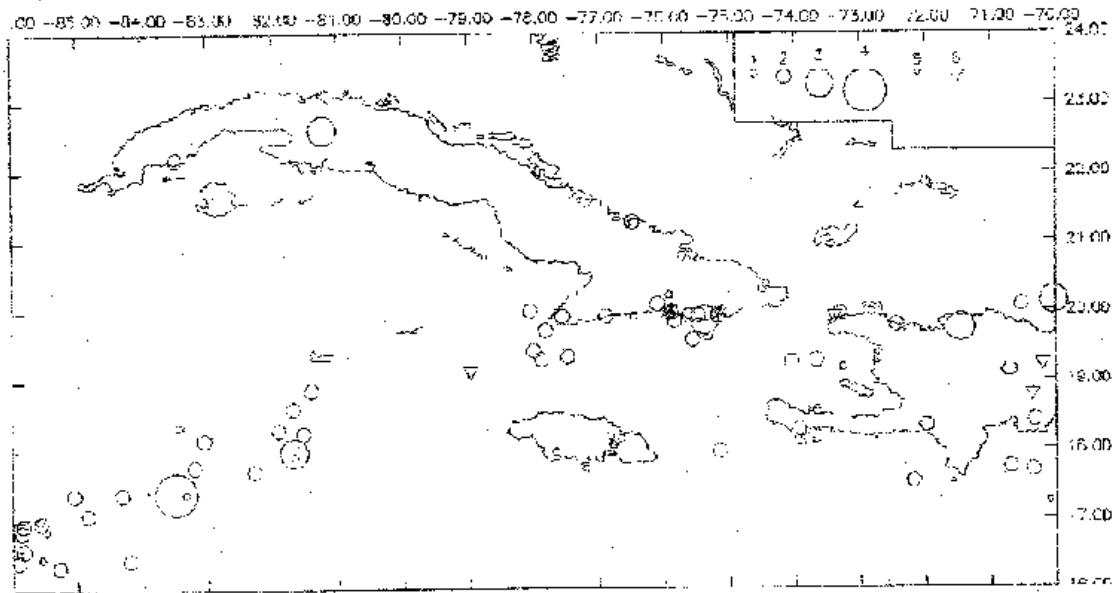


Fig 17. Mapa de epicentros para el período 1979-1988. Magnitud MLH en intervalos $\Delta M = 1$, con centro en los valores: 1 \rightarrow 5, 2 \rightarrow 4, 3 \rightarrow 3, 4 \rightarrow 2, 5 \rightarrow sin magnitud. Las magnitudes fueron convertidas a MLH por las fórmulas 2, 3 y 6.

A partir de estos índices se realizó la exclusión del catálogo de las explosiones que lo contaminaban. Como una medida del gran volumen de trabajo realizado, en la tabla 3 se presenta la estadística correspondiente para un año de registro, separada por estaciones y diferenciada por distancia epicentral (unidades t_{s-p}); la energía de las explosiones fue del orden $Kr = 6 - 8$.

REPRESENTATIVIDAD DE LOS DATOS DE LOS CATÁLOGOS

Para una rigurosa estimación de la frecuencia de ocurrencia de los terremotos en toda la región, y en partes aisladas, se necesita información sobre la representatividad de los terremotos de cada nivel energético durante diferentes períodos, o sea, los períodos en que se está seguro que se efectuó su registro sin omisiones. Los métodos de análisis para este fin, no pueden ser iguales para todas las partes de ambos catálogos, pues como anteriormente se expresó, los datos utilizados son de origen diverso. Por ejemplo, los contornos de las áreas del registro seguro de los terremotos de baja energía durante 1969 - 1988 están determinados por la geometría de la red sismológica, por el tipo de equipamiento y el nivel de amplificación de las estaciones. Otro enfoque completamente diferente se emplea para el análisis de la representatividad de los datos históricos sobre terremotos perceptibles, así como de los datos instrumentales correspondientes a las redes internacionales.

En ambos catálogos confeccionados, las estimaciones de magnitud que aparecen corresponden a las medidas directamente en los sismogramas o a las estimadas por datos macrosísmicos; incluso en el caso de la duración D preferimos referirnos principalmente a la clase energética K_D y no a la magnitud M_D , ya que la regresión para el primer caso tenía

muchos mas puntos que para el segundo. No obstante, como señalamos anteriormente, el conjunto de ecuaciones de regresión obtenidas permite convertir la magnitud de todos los eventos presentados en ambos catálogos en una escala única, y en tal sentido se puede hablar de una unificación de catálogos, o de la existencia de un catálogo unificado. En el texto, al referirnos al catálogo en singular, lo hacemos en ese sentido. Sin embargo no debe perderse de vista que las regresiones mencionadas han sido obtenidas por lo general con un número relativamente bajo de puntos de observación y llevan implícita una alta incertidumbre, por lo que sólo puede garantizarse el valor de magnitud determinado originalmente, y no el transformado.

El análisis de la representatividad de los eventos durante 1969 - 1988 fue realizado sobre la base del estudio de las posibilidades reales de registro de cada estación mediante el método descrito por Mijailova y Vurns (1979) y Mijailova (1989). El mismo consiste en la determinación, para cada estación, de la distancia límite de registro de terremotos de diferente energía con la posterior estimación de los radios de registro confiable, teniendo en cuenta la precisión de la clasificación energética de los terremotos. Para ello se confecciona un gráfico de magnitud vs. distancia epicentral (ya sea en clase energética o en cualquier otra escala) para cada estación, que en la Fig. 18 se presenta para el caso de la estación RCC (año 1988). En este análisis fueron utilizadas también las explosiones, ya que su informatividad es equivalente a la de los terremotos con profundidad nula. El contorno límite, o sea, la envolvente inferior del campo de los puntos experimentales, permite determinar los valores numéricos de la distancia límite para eventos de cualquier energía dentro del rango que se estudia. En particular, para la estación RCC los valores de los radios límite para diferentes K se muestran en la tabla 4.

TABLA 3. Número de terremotos y explosiones en 1987.

$t_{S-P \rightarrow}$	0.0-5.0		5.1-10		10.1-20		20.1-30		≥ 30.1	
Estac.	terr.	expl.	terr.	expl.	terr.	expl.	terr.	expl.	terr.	expl.
RCC	194	152	98	83	62	49	58	8	31	-
LMG	43	32	66	26	170	92	33	13	61	-
PIN	24	71	150	93	80	33	54	2	45	-
MAS	19	24	32	3	89	2	18	1	33	-
CCC	2	1	-	6	5	-	11	-	7	-
TUM	8	57	16	61	66	19	22	1	39	-
HOL	7	68	25	89	18	22	16	-	39	-
MAN	2	9	14	48	33	31	53	6	42	-
BAZ	72	13	45	39	64	20	43	-	36	-
OJO	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Los radios del registro confiable se obtienen de los anteriores mediante el desplazamiento paralelo de la envolvente un tramo igual a la precisión de la determinación de la K: (± 0.5). Se puede emplear un criterio más riguroso, por ejemplo $\Delta K = \pm 1$; entonces, $R = 23$ Km sería el radio de registro confiable para los terremotos con $K = 5$, y así sucesivamente. Los gráficos del tipo de la Fig. 18 proporcionan, en esencia, la caracterización conjunta de las posibilidades de registro de la estación dada, incluidos en forma implícita rasgos tales como las condiciones geológicas del lugar de la instalación, las particularidades de la distribución geográfica de las principales zonas epicentrales, las diferencias en la atenuación de las ondas sísmicas en el trayecto foco - estación, etc.

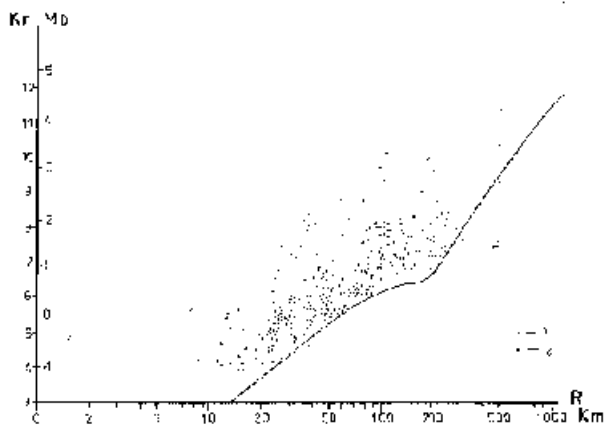


Fig. 18. Campo experimental y contorno límite de la distancia de registro de terremotos y explosiones en la estación RCC durante 1988. 1 - terremotos, 2 - explosiones.

Fig. 19. Zonas de registro límite de terremotos de diferente energía en la estación sismológica RCC para 1988.

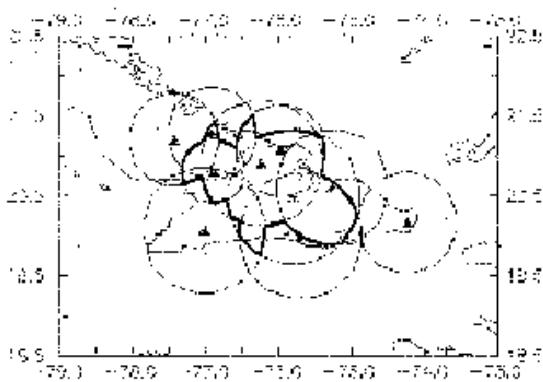
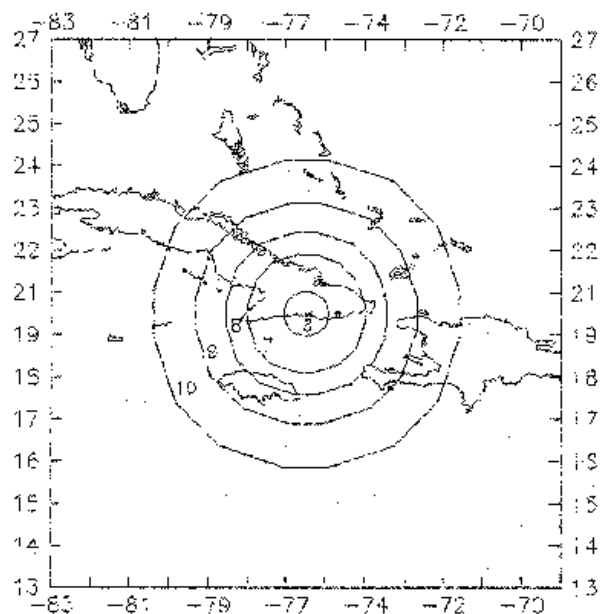
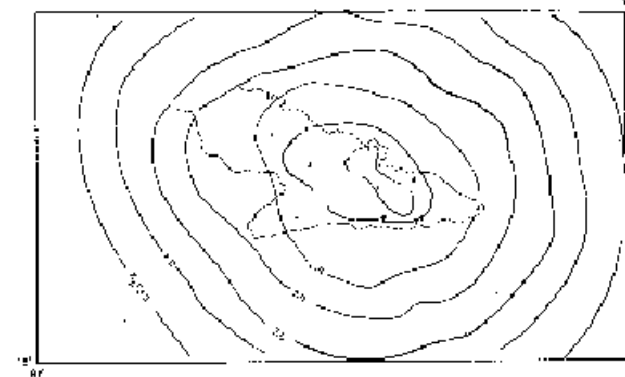


Fig. 20. Ejemplo de construcción del campo de registro límite de terremotos con $Kr=6$ para la red de 10 estaciones (año 1988). Con líneas gruesas aparece trazado el contorno correspondiente a un mínimo de 3 estaciones.

El campo individual de registro representativo confeccionado para la estación RCC con los datos de la tabla 4 (Fig. 19) tiene forma de círculos concéntricos. Realizando un procedimiento análogo para el resto de las estaciones para una clase energética determinada, se puede definir el área de registro representativo para este valor de K con un número mínimo de estaciones. Por ejemplo, en la Fig. 20 se presenta el caso de la delimitación del área de registro representativo para $Kr = 6$ durante 1988 con un mínimo de 3 estaciones. A su vez,



realizando una serie de mapas para diferentes clases energéticas, se obtiene el mapa conjunto de representatividad de terremotos registrados por toda la red, en función del nivel de energía. En la Fig. 21 se muestra el correspondiente al estado de la red a fines de 1988, donde se puede observar que dentro de los límites de la región no pueden ser omitidos los eventos con $Kr \geq 9.0$.

Fig. 21. Mapa de las zonas de registro límite de terremotos de diferente energía en Cuba oriental para 1988.

Cualquier modificación en la ubicación de las estaciones, así como cambio de sus características y disminución o aumento del número de ellas, varía la configuración de las isolíneas de representatividad; por esta razón se debe construir un atlas de mapas de representatividad que pueda reflejar la historia del desarrollo de la red.

TABLA 4. Radios máximos del registro representativo de terremotos de diferente energía en la estación RCC (año 1988)

Kr	4	5	6	7	8	9	10
R(Km)	23	42	85	225	310	425	590

Para la estimación de la representatividad en el período desde 1501 hasta 1968 se usó el método gráfico del número acumulativo (en tiempo) de eventos para cada rango de magnitud por separado. Los terremotos fueron agrupados en intervalos de 0.5 unidades de magnitud con centro en valores enteros y semienteros. En las Fig. 22-24 se muestran los gráficos obtenidos para la region comprendida entre los 16° - 24° Lat. N. y los 70° - 86° Long. O.

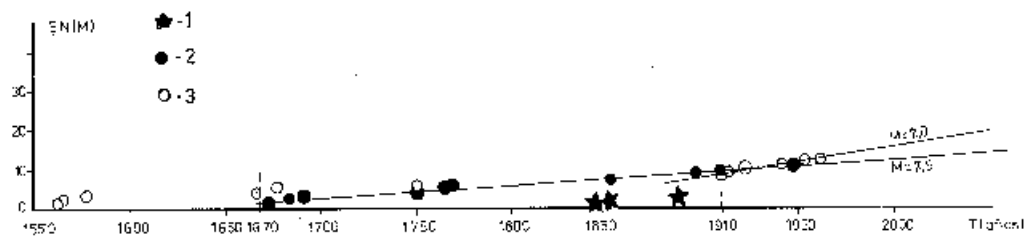


Fig. 22. Gráfico del número acumulativo de terremotos vs. tiempo (en años) para los intervalos de magnitud con centro en 8.0 (1), 7.5 (2) y 7.0 (3).

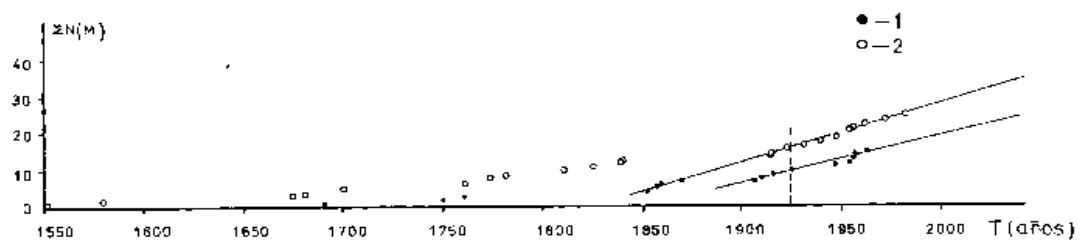


Fig. 23. Gráfico similar para los intervalos de magnitud con centro en 6.5 (1) y 6.0 (2).

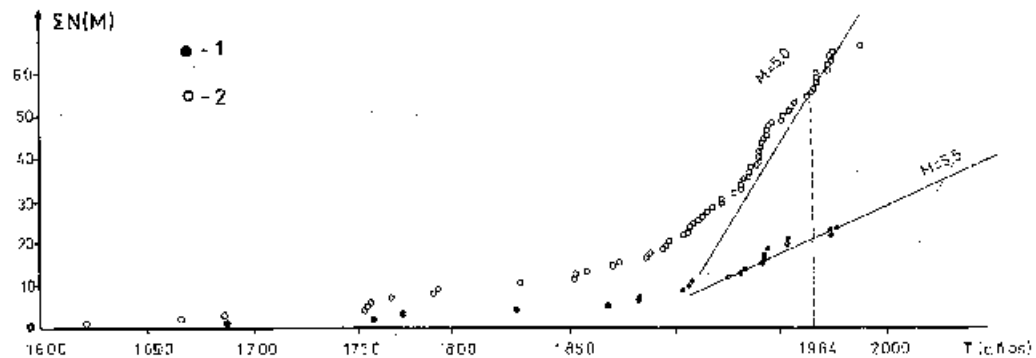


Fig. 24. Gráfico similar para los intervalos de magnitud con centro en 5.5 (1) y 5.0 (2).

Evidentemente, los terremotos mas fuertes no pudieron ser omitidos desde 1501. Durante todo el período hubo tres eventos con esta magnitud, salvo que haya un error en la clasificación de algun evento en los intervalos de magnitud centrados en $M = 8$ y $M = 7.5$. La línea trazada por los puntos correspondientes a $M = 7.5$ en la Fig. 22 se convierte en recta a partir de 1670, y para $M = 7.0$ los puntos se sitúan a lo largo de una recta a partir de 1910. A partir de 1924 se hace estable el registro de los terremotos con $M = 6.5$ y $M = 6.0$ (Fig. 23), y desde 1964 los de $M = 5.5$ y $M = 5.0$ (Fig. 24). En estos dos últimos gráficos se trazan otras líneas que indican cambios de las pendientes de las rectas que unen los números acumulativos de terremotos, pero que no pueden ser consideradas como inicio del intervalo de representatividad correspondiente.

El hecho de situarse los puntos de observación en una línea recta en si no garantiza el registro sin omisión de todos los eventos. Estas rectas pueden tan sólo caracterizar las diferentes etapas del desarrollo de las observaciones sismológicas. Las pendientes de los gráficos reflejan el número promedio de eventos por unidad de tiempo ocurridos dentro de la región de estudio. Una comprobación adicional es que todos los valores de la frecuencia de ocurrencia de los terremotos se ajusten a un único gráfico magnitud-frecuencia.

Considerando tanto terremotos fuertes como débiles se determinaron los intervalos de representatividad en un amplio rango de magnitudes (1.0-8.0). El área total de toda la región es de 1 480 000 Km² y la de la región local (Cuba Oriental) constituye 253 000 Km² (valores aproximados). No obstante, resulta evidente de las Fig. 1, 3 y 4, que toda la región no puede ser considerada como del mismo grado de actividad que la región "local". Sobre esta línea de razonamiento se puede reducir el área de la región total a unos 800 000 km², si se excluyen los sectores fuera de la franja que se muestra en la Fig 25.

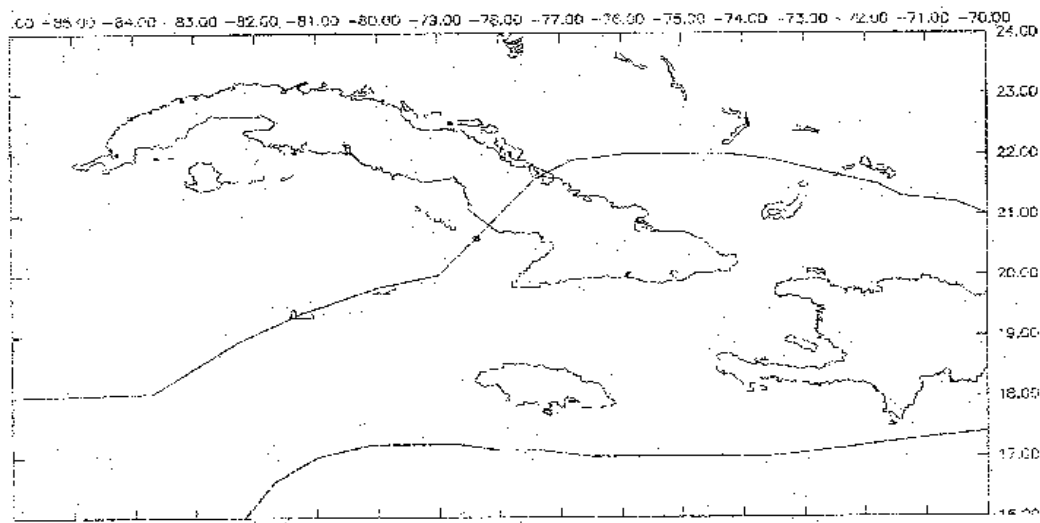


Fig. 25. Zona reducida que se utiliza para la normalización espacial de los terremotos fuertes del catálogo para toda la región.

En la tabla 5 se presentan los números de terremotos de diferente magnitud y su normalización por unidad de tiempo y de superficie, tanto para la región de estudio (considerando áreas total y reducida) como para la región "local", así como el año a partir del cual se consideró representativo cada intervalo de magnitud. Esa información permite construir 6 variantes de gráfico magnitud-frecuencia:

1. Región total (área completa, $M \geq 4.75$) + región local ($M < 4.75$)
2. Región total (área reducida, $M \geq 4.75$) + región local ($M < 4.75$)
3. Región local (para todos los valores de M)
4. Región local (sólo terremotos débiles, $M < 3.75$)

5. Región local (sólo terremotos fuertes, $M \geq 3.75$)

6. Región total (sólo terremotos fuertes, $M \geq 4.75$)

En la tabla 6 se presentan los parámetros obtenidos del ajuste por el método de los mínimos cuadrados de las rectas correspondientes a cada gráfico. Los valores de a corresponden a la magnitud de referencia $M_0 = 0$, con normalización por ancho de intervalo de magnitud (Alvarez y Bune, 1985; Alvarez, 1983). En la Fig. 26 se presentan los graficos correspondientes a los 3 primeros casos.

En los gráficos contruidos combinando los datos de terremotos fuertes correspondientes a toda la región, y los datos de terremotos débiles correspondientes a la región local, se observa en general una buena correspondencia entre ambas ramas, aunque hay que señalar la existencia de un salto abrupto en el paso del valor de magnitud 3.5 al valor 5.0, precisamente en la parte donde se produce el paso de región total a región local.

TABLA 5. Comportamiento de la ocurrencia de terremotos en la región. Períodos de registro representativo o registro estable; número de eventos reportados; normalización por área para las regiones de estudio y local, en el primer caso considerando dos variantes de apreciación de la extensión que cubre el catálogo regional, una considerando la región total (S_t) y otra excluyendo de esta grandes zonas que no presentan una sismicidad similar a la del resto (S_r). El área de la región local se simboliza por S_l .

M	To	N_l	$(N_l/T)/S_l$	N_t	$(N_t/T)/S_t$	$(N_t/T)/S_r$
8.0	1501	1	$8,10 \cdot 10^{-9}$	2	$2,77 \cdot 10^{-9}$	$5,12 \cdot 10^{-9}$
7.5	1650	2	$2,33 \cdot 10^{-8}$	10	$1,99 \cdot 10^{-8}$	$3,69 \cdot 10^{-8}$
7.0	1910	1	$5,07 \cdot 10^{-8}$	8	$6,84 \cdot 10^{-8}$	$1,27 \cdot 10^{-7}$
6.5	1924	2	$1,22 \cdot 10^{-7}$	3	$3,12 \cdot 10^{-8}$	$5,77 \cdot 10^{-8}$
6.0	1924	4	$2,43 \cdot 10^{-7}$	9	$9,36 \cdot 10^{-8}$	$1,73 \cdot 10^{-7}$
5.5	1964	1	$1,58 \cdot 10^{-7}$	4	$1,08 \cdot 10^{-7}$	$2,00 \cdot 10^{-7}$
5.0	1964	5	$7,91 \cdot 10^{-7}$	17	$4,59 \cdot 10^{-7}$	$8,50 \cdot 10^{-7}$
4.5	1975	7	$1,98 \cdot 10^{-6}$			
4.0	1975	35	$9,88 \cdot 10^{-6}$			
3.5	1981	49	$2,42 \cdot 10^{-5}$			
3.0	1981	76	$3,75 \cdot 10^{-5}$			
2.5	1981	164	$8,10 \cdot 10^{-5}$			
2.0	1983	265	$1,75 \cdot 10^{-4}$			
1.5	1984	390	$3,08 \cdot 10^{-4}$			
1.0	1984	478	$3,78 \cdot 10^{-4}$			

Este efecto es mayor para el caso de considerar el area completa de la región total, y disminuye sensiblemente cuando sólo se consideran los terremotos fuertes incluidos en la region local. Con respecto a las pendientes, son mayores cuando se considera todo el rango de magnitudes, que cuando se consideran ambas ramas (terremotos fuertes y débiles) por separado. Finalmente, se nota que algunos valores puntuales son evidentemente anómalos; tal es el caso del número anormalmente alto de eventos con magnitud 7.0, y en menor grado del número bajo de eventos con magnitud 1.0. La explicación de estas cuestiones debe buscarse en la imprecisión de los resultados obtenidos anteriormente y en las hipótesis de trabajo formuladas para el análisis de la representatividad de los datos. En primer lugar, por estar la magnitud de los terremotos determinada en varias escalas diferentes, se tiene una fuerte dependencia de las ecuaciones de regresión entre ellas y la M_LH usada finalmente, y

aunque en el caso presente fueron establecidas sobre la base de datos regionales, en la práctica la estadística utilizada fue pobre, por lo que no se puede confiar a ciegas en las mismas.

TABLA 6. Parámetros de los gráficos magnitud-frecuencia contruidos con los datos que se presentan en la tabla 5. -No- corresponde a la numeración que se da en el texto, a es el intercepto de la recta, b su pendiente, σ_a y σ_b sus dispersiones, σ es la dispersión del ajuste de la recta y r es el coeficiente de correlación.

No	a	b	σ_a	σ_b	σ	r
1	-2.039	0.754	0.169	0.034	0.283	-0.986
2	-2.852	0.641	0.131	0.026	0.219	-0.989
3	-2.147	0.703	0.118	0.024	0.198	-0.992
4	-2.513	0.517	0.083	0.035	0.073	-0.989
5	-2.279	0.686	0.327	0,053	0.207	-0.977
6	-3.195	0.590	0.697	0.106	0.280	-0.915

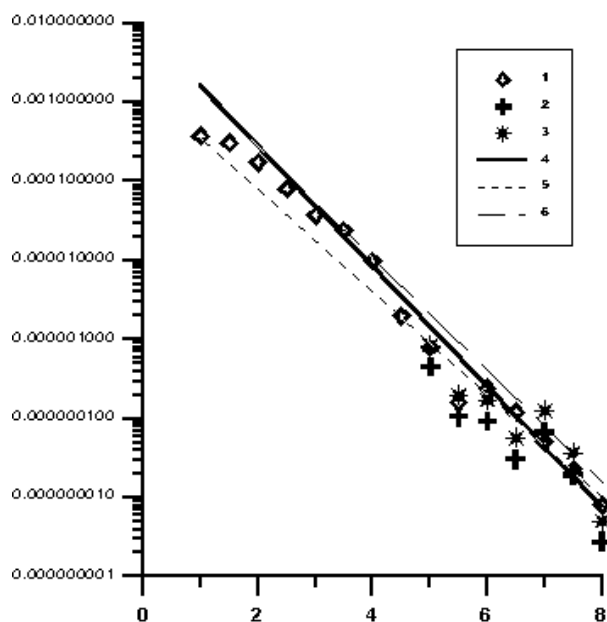


Fig. 26. Gráficos magnitud frecuencia. 1 - datos para toda la región normalizados sobre un área de 1,480,000 Km , 2 - idem normalizados sobre un área de 800,000 Km , 3 - datos para la región local normalizados sobre un área de 253 000 Km , 4 - 6 - líneas rectas del ajuste por mínimos cuadrados, cuyos parámetros se dan en la tabla 6 [4 \rightarrow 1, 5 \rightarrow 2, 6 \rightarrow 3]

Además de esto, las mismas ecuaciones de regresión tienen una limitante intrínseca, y es que se obtienen para un rango relativamente estrecho de existencia simultánea de ambas magnitudes y luego se extrapolan para un dominio mucho más extenso de existencia de una sola de ellas. En segundo lugar, el análisis de

representatividad para el catálogo local fue realizado con gran rigurosidad, pero para el catálogo regional no fue posible un tratamiento equivalente, teniendo que recurrir a métodos indirectos. El método de los gráficos del número acumulativo de terremotos por intervalo de magnitud parte de la hipótesis de que en toda la región el catálogo tiene el mismo grado de detallamiento, lo cual está bastante cerca de la verdad para el caso de los datos instrumentales detectados por las redes internacionales, pero para los datos macrosísmicos no es así, ya que el nivel de inclusión de datos no es homogéneo y la representatividad de los mismos puede variar por zonas dentro de la región. Para estudios detallados del régimen sísmico debe analizarse este problema a profundidad. Finalmente, algo que pudiera haber influido en la presencia del salto en los valores de magnitud 3.5-5.0, sería la falsedad de la hipótesis de que la actividad sísmica de la región local es equivalente a la media de toda la región. Se pudiera estar en presencia de una zona de actividad elevada, lo que inhabilitaría su selección como base para extender el gráfico magnitud-frecuencia hacia la izquierda.

DISCUSIÓN

Un aspecto importante en todo catálogo de terremotos es la confiabilidad de los datos en él incluidos. En tal sentido conviene hacer un comentario sobre el grado en que son confiables las diferentes partes de los catálogos confeccionados y que fueran descritas anteriormente. Los terremotos con coordenadas más confiables son los correspondientes al período posterior a 1950, donde se comenzó a utilizar la determinación automatizada de las mismas, con la publicación posterior (desde 1964) de los errores en cada coordenada. Esos errores son mucho mayores en la profundidad que en la latitud y la longitud, y en general son una función decreciente del número de estaciones que reportan el evento. Para las determinaciones instrumentales previas a esa fecha no existen estimados cuantitativos de dichos errores, y no se vislumbra la posibilidad de que sean estimados en un futuro mediano. Las determinaciones por datos macrosísmicos no poseen un estimado de los errores, y ésta es su limitante fundamental, sobre cuya solución debe trabajarse en el futuro.

En cuanto a los terremotos locales, tampoco se poseen estimados cuantitativos de los errores, y la confiabilidad de los mismos sólo puede ser evaluada sobre la base del número de estaciones utilizadas en la determinación. Aquí sin embargo existe la posibilidad de realizar determinaciones automatizadas de coordenadas, al menos para los eventos reportados con más de 4 estaciones.

De tal forma, podemos asegurar que el trabajo de confección de catálogos de terremotos para Cuba y regiones aledañas no está concluido definitivamente, y aunque los aquí presentados constituyen un significativo paso en esa dirección, los mismos pueden (y deben) ser mejorados en un futuro.

Por otra parte, es considerable el alto número de eventos con ausencia total de determinación de magnitud, por lo que es de esperar que en el futuro muchas de esas lagunas sean llenadas con trabajos de determinación retrospectiva de magnitudes, ya sea por datos instrumentales o macrosísmicos.

Otro aspecto que puede ser mejorado con relativa facilidad es la determinación de los períodos de representatividad, que aquí fue realizada para la región en su totalidad. El catálogo regional tiene un volumen considerable de eventos de los que sólo se poseen datos macrosísmicos, y este tipo de dato es más o menos "completo" en dependencia de factores que varían mucho dentro de una amplia región. Por ello, la realización de un análisis de representatividad por zonas debe conducir a una mejor utilización de los datos contenidos en dicho catálogo.

CONCLUSIONES

Se recopiló y sistematizó la información macrosísmica e instrumental sobre terremotos fuertes ($M \geq 3.0$) y perceptibles ($I_0 \geq 5$) en territorio de Cuba y las regiones aledañas durante el período 1500 - 1988 y sobre esta base se confeccionó un catálogo regional de terremotos. El número total de eventos en el catálogo es del orden de 950. Las magnitudes de todos los eventos pueden ser convertidas a una única escala, M_{LH} , con la ayuda de ecuaciones de regresión con las magnitudes m_b y m_{pv} , la clase energética K_r de Rautián y la duración total del registro D , obtenidas igualmente en el presente trabajo sobre la base de datos regionales, por lo que reflejan las particularidades propias de la región de estudio. En este sentido debe señalarse que existe una contradicción entre las relaciones de conversión a M_{LH} y el carácter de equivalencia entre K_D y K_r que requiere investigaciones adicionales. Se determinaron los momentos a partir de los cuales no existen omisiones de eventos en el catálogo para diferentes intervalos de magnitud, o sea, los períodos de representatividad.

➔ Se confeccionó igualmente un catálogo local de terremotos débiles ($K_r, K_D \geq 5$) para la región oriental de Cuba durante el período de observaciones detalladas de 1979 a 1988, realizadas por la Red Sismológica Nacional de Cuba. El catálogo consta de más de 2500

terremotos. La clasificación energética se realizó sobre la base de la duración total del registro fundamentalmente (K_D) y en algunos casos por la escala de Rautian (K_r). Se realizó la estimación de los radios máximos y confiables de registro para cada una de las 10 estaciones sismológicas de Cuba Oriental en dependencia de la energía de los terremotos, y sobre esta base se confeccionó una serie de mapas de registro representativo de los terremotos según se iban incorporando las diferentes estaciones de la red. El nivel mínimo de magnitud de terremotos representativos en una pequeña porción de la región fue precisamente el valor seleccionado (K_r , $K_D \geq 5$). En todo el territorio de Cuba Oriental durante los últimos 10 años (1979 - 1988) no hay omisiones de eventos con K_r , $K_D \geq 9.5$ (aproximadamente $M_{LH} \geq 2.5$).

- ➔ En general se observa una buena coincidencia entre los valores de la frecuencia de ocurrencia de los terremotos débiles y fuertes, con algunas desviaciones atribuibles en parte al uso de diferentes escalas de magnitud con la aplicación obligada de fórmulas de conversión a M_{LH} , o también al hecho de que los terremotos débiles usados sólo corresponden a una pequeña parte de la región analizada y se consideró que la actividad de la misma corresponde a la media para toda la región. La pendiente del gráfico magnitud-frecuencia oscila entre los valores 0.517 y 0.754, en dependencia del criterio de normalización espacial utilizado y del uso combinado o no de los datos de terremotos fuertes y débiles.

BIBLIOGRAFÍA

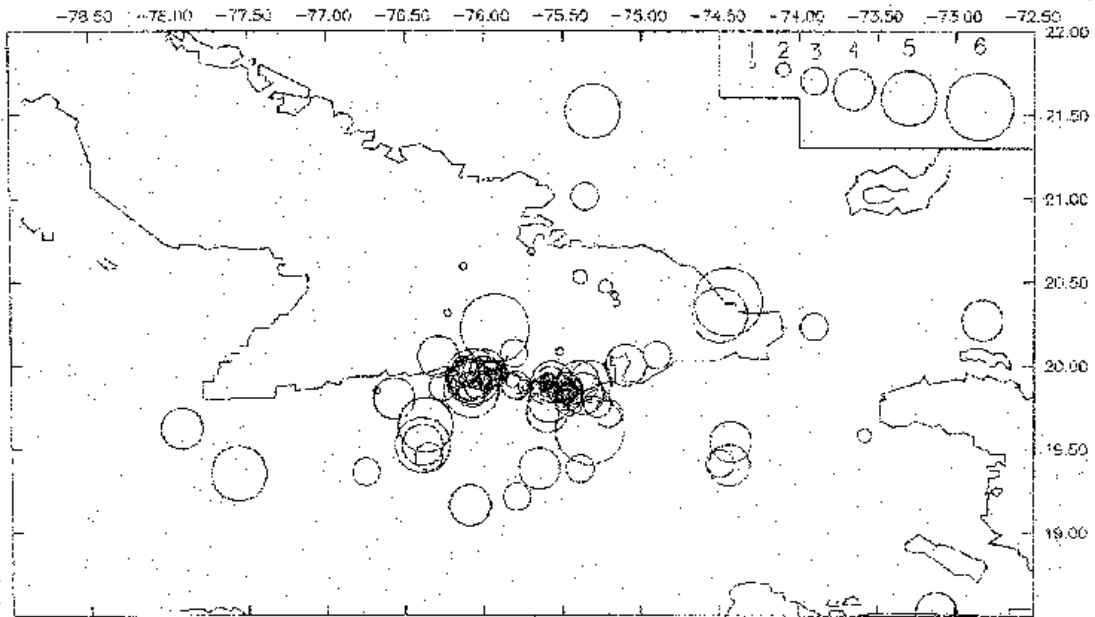
- ALVAREZ, H.; L. MENENDEZ (1969): Sismicidad de Cuba (en ruso). Fizika Zemli, No. 1, pp. 74-78.
- ALVAREZ, L. (1983): Estimación de la peligrosidad sísmica para la ciudad de Santiago de Cuba. Investigaciones Sismológicas en Cuba, No. 4, pp. 87-123.
- ALVAREZ, L. (1985): Sismicidad de Cuba oriental (en ruso). Tesis para optar por el grado de Candidato a Doctor en Ciencias Físico-Matemáticas. Moscú, Instituto de Física de La Tierra, Academia de Ciencias de la URSS, 181 pp.
- ALVAREZ, L.; V.I. BUNE (1977): Estimación de la peligrosidad sísmica para la región suroriental de Cuba (en ruso). Fizika Zemli, No. 10, pp. 54-67.
- ALVAREZ, L.; V.I. BUNE (1985): A computer program for seismic hazard estimation. Proceedings of the 3rd. International Symposium on the Analysis of Seismicity and on Seismic Risk, Liblice Castle, Czechoslovakia, June 17-22, pp. 432-439.
- ALVAREZ, L.; T. CHUY (1985): Isoseismal model for Greater Antilles. Proceedings of the 3rd. International Symposium on the Analysis of Seismicity and on Seismic Risk, Liblice Castle, Czechoslovakia, June 17-22, pp. 134-141.
- ALVAREZ, L.; T. CHUY; T.G. RAUTIAN; A.A. GODZIKOVSKAYA (Inédito): Catalogo de los terremotos de Cuba y la parte norte del cinturón Caribe", Fondos del CENAI, ACC, 1978.
- ALVAREZ, L.; A.A. GODZIKOVSKAYA; T.G. RAUTIAN (1983): Sismicidad y riesgo sísmico de Cuba y las acuatorias adyacentes (en ruso). En: Investigación de la Sismicidad de Zonas de Baja Actividad Sísmica (Cuba Central). Moscú, Nauka, pp. 57-80.

- ALVAREZ, L.; M. SERRANO; M. RUBIO; T. CHUY; B. GONZALEZ (1984): El terremoto del 19 de febrero de 1976. Pilón, región oriental de Cuba. Investigaciones Sismológicas en Cuba, No. 5, pp. 5-60.
- BCIS (1904-1973): Bureau Central International Seismologique, Bull. Mensuel, Strassbourg.
- CHINNEREY, M.A. (1978): Measurements of mb with a global network. Tectonophysics, vol. 49, No 3-4.
- CHUY, T.; L. ALVAREZ (1988): Sismicidad histórica de La Española. Comunicaciones Científicas sobre Geofísica y Astronomía, No. 16, 14 pp.
- CHUY, T.; O. PINO (1982): Datos macrosísmicos de los terremotos en la provincia Santiago de Cuba. Investigaciones Sismológicas en Cuba, No.2, pp. 47-136 .
- CHUY, T.; M. RODRIGUEZ (1980): La actividad sísmica de Cuba por datos históricos. Investigaciones Sismológicas en Cuba, No. 1, pp. 5-17.
- CHUY, T.; R.U. DZHURAEV; L. ALVAREZ; H. ALVAREZ; K.M. MIRZOEV (1988): Informe técnico de las investigaciones macrosísmicas en el territorio de Cuba oriental y en la región de emplazamiento de las variantes No. 2 y 10 de la CEN de Holguín. Fondos del CENAI, ACC.
- CHUY, T.; B. GONZALEZ; L. ALVAREZ (1983): Sobre la peligrosidad sísmica en Cuba. Investigaciones Sismológicas en Cuba, No. 4, pp. 37-52.
- COTILLA, M.; L. ALVAREZ; M. RUBIO (inédito): Sismicidad de tipo intermedio en Cuba.
- COTILLA, M.; E. GONZALEZ; A. FRANZKE; J. DIAZ; J. PILARSKI; F. ARTEAGA; L. ALVAREZ (1991): Mapa neotectónico de Cuba. Escala 1:1 000 000. Comunicaciones Científicas sobre Geofísica y Astronomía, No. 22, 78 pp., 15 anexos.
- DUDA, S.I. (1965): Secular seismic energy release in the Circum-Pacific Belt. Tectonophysics, vol. 2, No.5.
- FEDOTOV, S.A.; L.S. SHUMILINA (1971): Sacudibilidad sísmica de Kamchatka (en ruso). Fizika Zemli, No. 9, pp. 3-15.
- FIJIEVA, L. (inédito): Hodógrafos de las ondas sísmicas para la región oriental de Cuba. Fondos del CENAI.
- GELLER, R.J; H. KANAMORI (1977): Magnitudes of great shallow earthquakes from 1904 to 1952. Bull. Seism. Soc. America, vol. 67, No. 3, pp. 587-598.
- GUTENBERG, B. (1956): Great earthquakes 1896-1903. Trans. American Geophys. Union, vol. 37, No. 5, pp. 608-614.
- GUTENBERG, B., C.F. RICHTER (1954): Seismicity of the Earth and associated phenomena. Princeton, New Jersey, 310 pp.
- ISS (1918-1970): International Seismological Summary, 1912-1963. Surrey, Kew Observatory.
- ISC (1969-1985): International Seismological Center. Regional Catalogue of Earthquakes, 1964-1982. Edinburg-Newbury, Scotland.
- LEE, W.H.K.; J.C. LAHR (1978): HYPO 71 (revised): A computer program for determinig hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquakes. U.S. Geol. Survey, Open-File Report 75-311, June 1978.

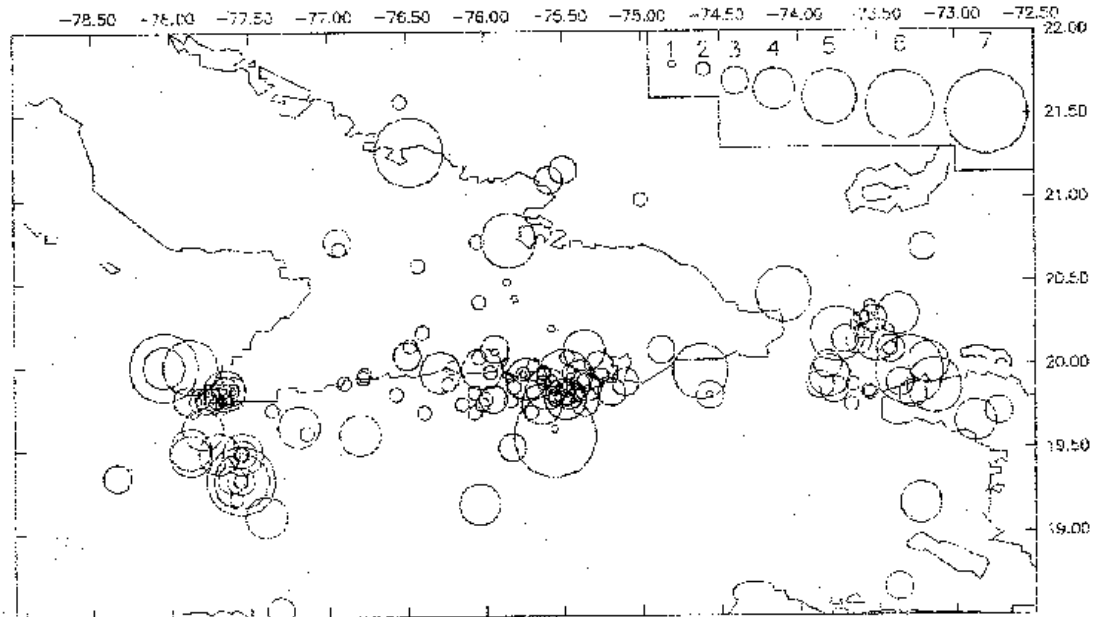
- LILLIENBERG, D.A.; J. R. HERNANANDEZ; M. E. MARQUES; L. ALVAREZ (edit.) (1995): Movimientos Tectónicos Recientes de Cuba, No. 1. Polígono geodinámico de Santiago de Cuba. La Habana, Editorial ACADEMIA, 454 pp., 171 anexos gráficos.
- MALAMUD, A.S. (1964): Sobre la posibilidad de clasificación de los terremotos por la duración del registro (en ruso). Izvestiya A.N. SSSR, Seria Geofizicheskaya, No. 5, pp. 728-732.
- MIJAILOVA, R.S. (1983): Acerca de la experiencia de clasificación de terremotos de baja energía por la duración de las oscilaciones en el registro (en ruso). En: Cuestiones de Regionalización Sísmica", Dushanbé, Donish, pp. 93-102.
- MIJAILOVA, R.S.; F. VURMS (1979): Acerca de la representatividad de los terremotos de las clases 5 - 11 en el territorio de Tadjikistán durante 1951-1970 (en ruso). Izvestiya AN Tadjidskoi SSR, ser. Fis.-Mat. y Geol.-Khim. Nauk, No.4, pp. 34-43.
- MIJAILOVA, R.S. (1989): Nomogramas para la determinación de la distancia confiable de registro de los terremotos y mapa empírico de la K_{min} (en ruso). En: Terremotos de Asia Central y Kazajstán, Dushanbe, Donish, 1989.
- MOLNAR, P.; L.R. SYKES (1969): Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanism and seismicity. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 80, No. 9, pp. 1639-1684.
- RAUTIAN, T.G. (1964): Sobre la determinación de la energía de los terremotos a distancias de hasta 3 000 Km (en ruso). En: Sísmica Experimental, Moscú, Nauka, No. 32(199), pp. 88-93.
- RAUTIAN, T.G., M. SERRANO, V.M. FREMD, T. CHUY (1983): Observaciones sismológicas instrumentales y sismicidad de la región de Cienfuegos (en ruso). En: Investigación de la Sismicidad de las Zonas de Baja Actividad (Cuba Central), Moscú, Nauka, pp. 36-47.
- RCC (1983): Catálogo de terremotos por los datos de la estación Río Carpintero durante el periodo 1968 - 1981. Fondos del CENAI, ACC.
- SERRANO, M.; L. ALVAREZ (1983): Desarrollo de la sismología instrumental en Cuba. Investigaciones Sismológicas en Cuba, No. 4, pp. 5-20.
- SYKES, L.R. W.R. McCANN; A.L. KAFKA (1982): Motion of Caribbean plate during last 7 million years and implications for earlier Cenozoic movements. J. Geophys. Res., vol. 87, No. B13, pp. 10656-10676.
- USCGS (1966-1982) United States Coast and Geodetic Survey, a) Preliminary Determination of Epicenters, Monthly Listing. b) Earthquake Data Report.
- UWI (1969-1980) Seismological Bulletin. Seismic Research Unit. University of West Indies. Trinidad and Tobago.

ANEXO

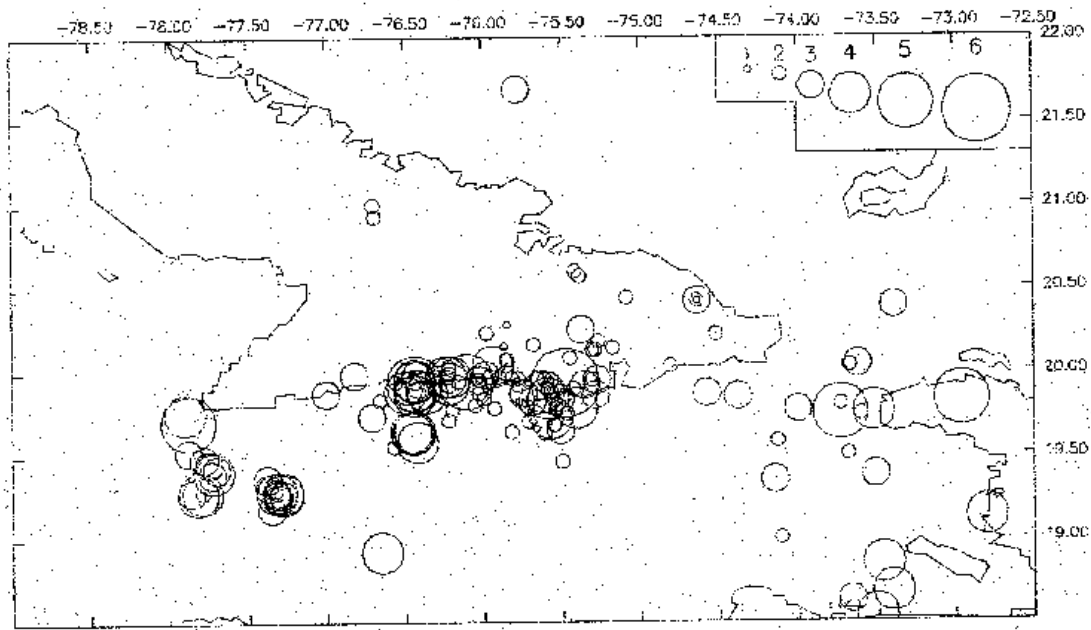
Mapas de epicentros por año de la "región local" (referencias en el texto), sin diferenciación por profundidad para el período 1979 –1988. Como magnitud se utilizan las locales K_d y K_r , consideradas equivalentes para intervalos $\Delta K=1$, centradas en los valores: $1 \rightarrow \leq 7$, $2 \rightarrow 8$, $3 \rightarrow 9$, $4 \rightarrow 10$, $5 \rightarrow 11$, $6 \rightarrow 12$, $7 \rightarrow 13$.



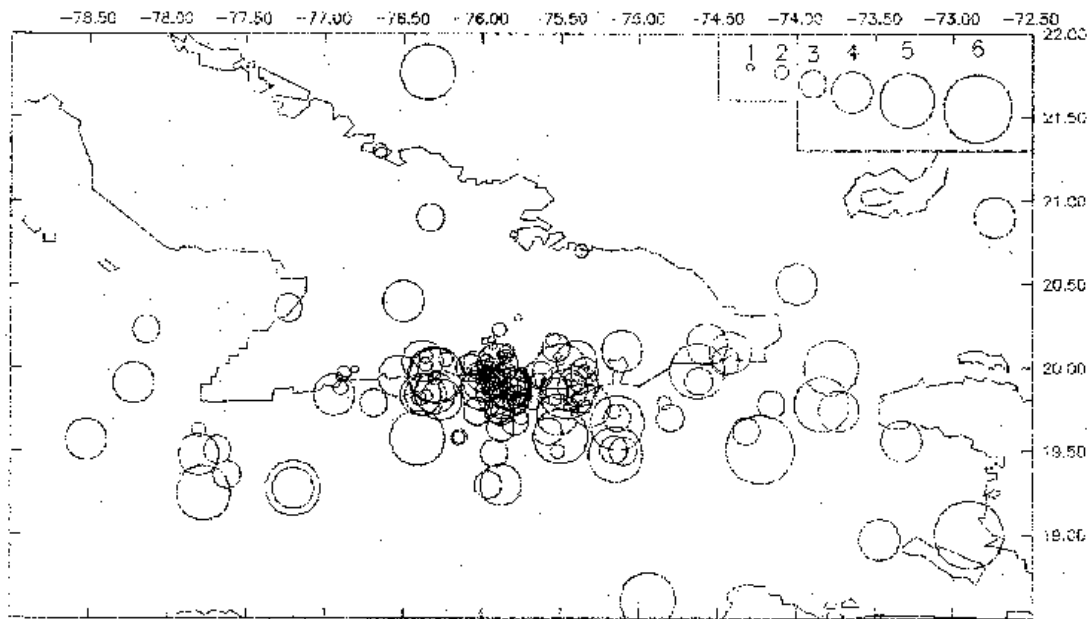
1979



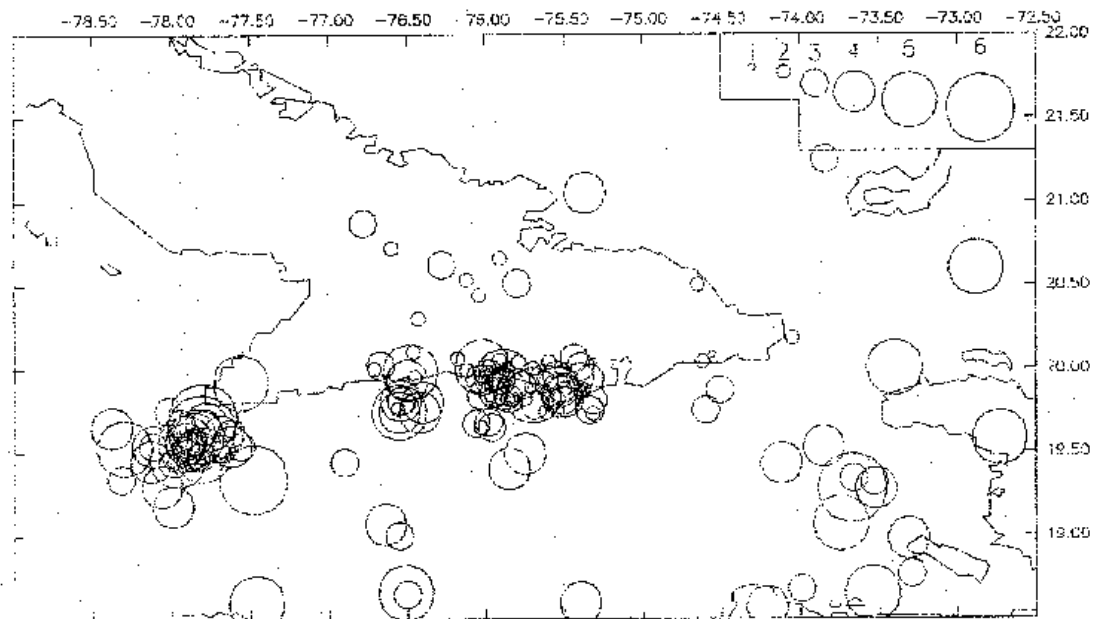
1980



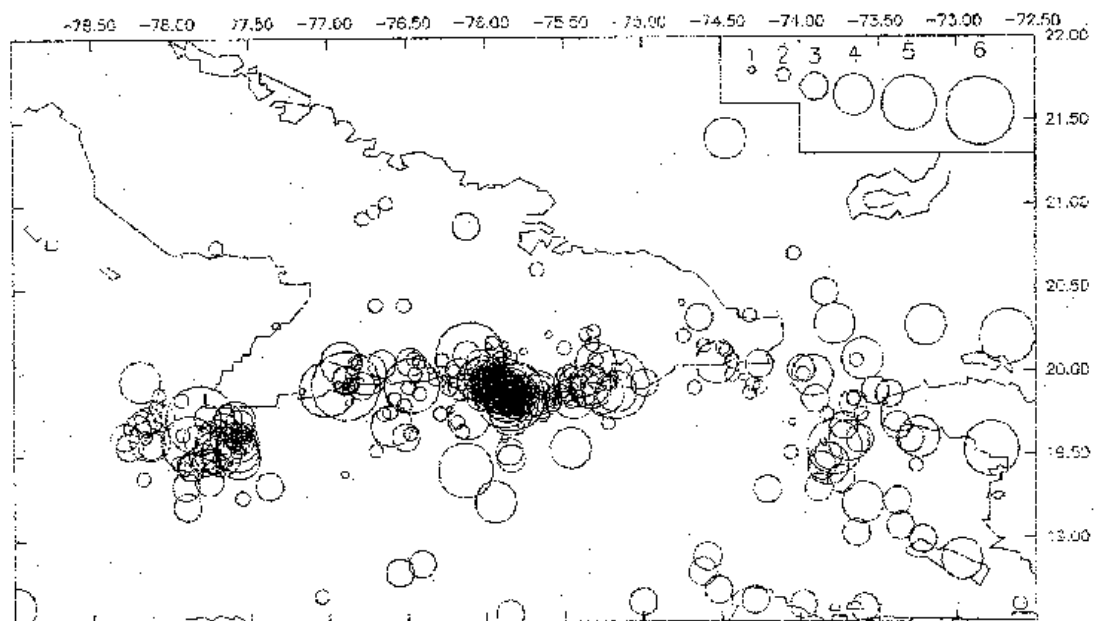
1981



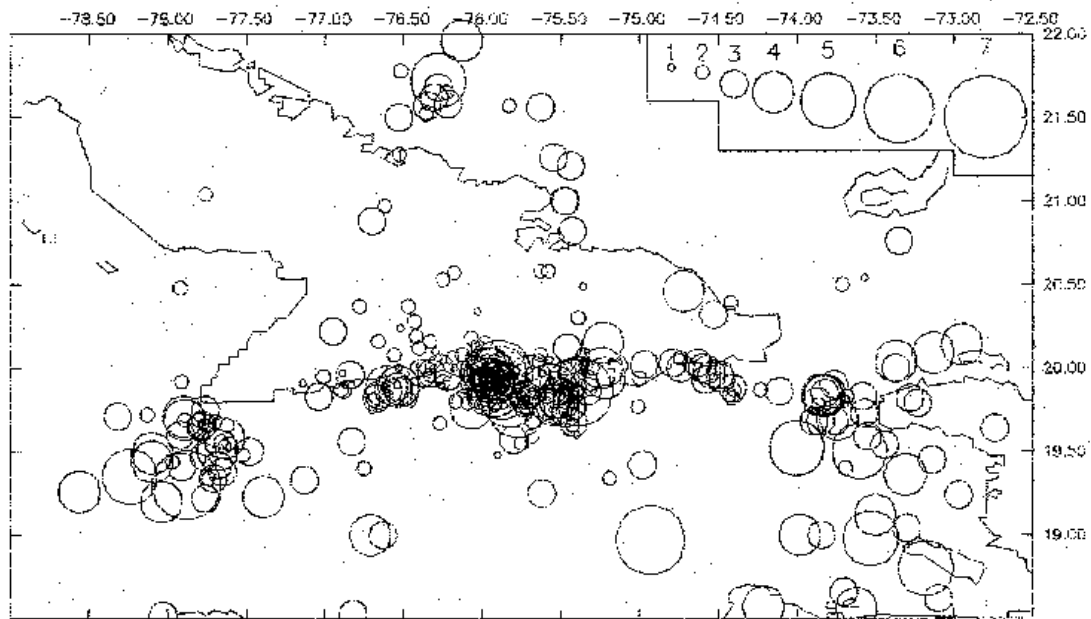
1982



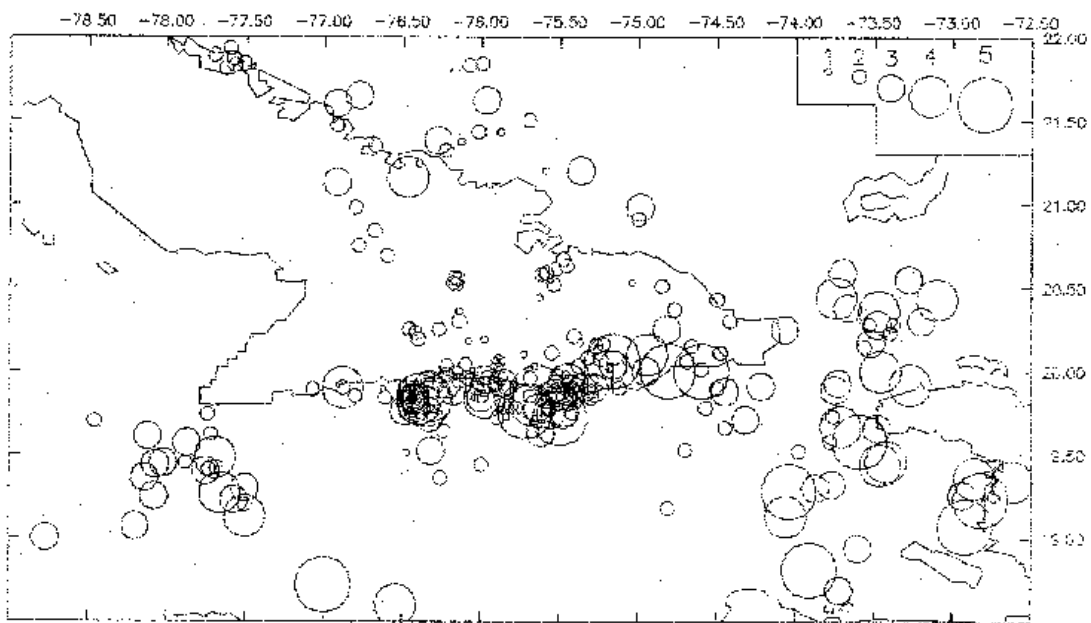
1983



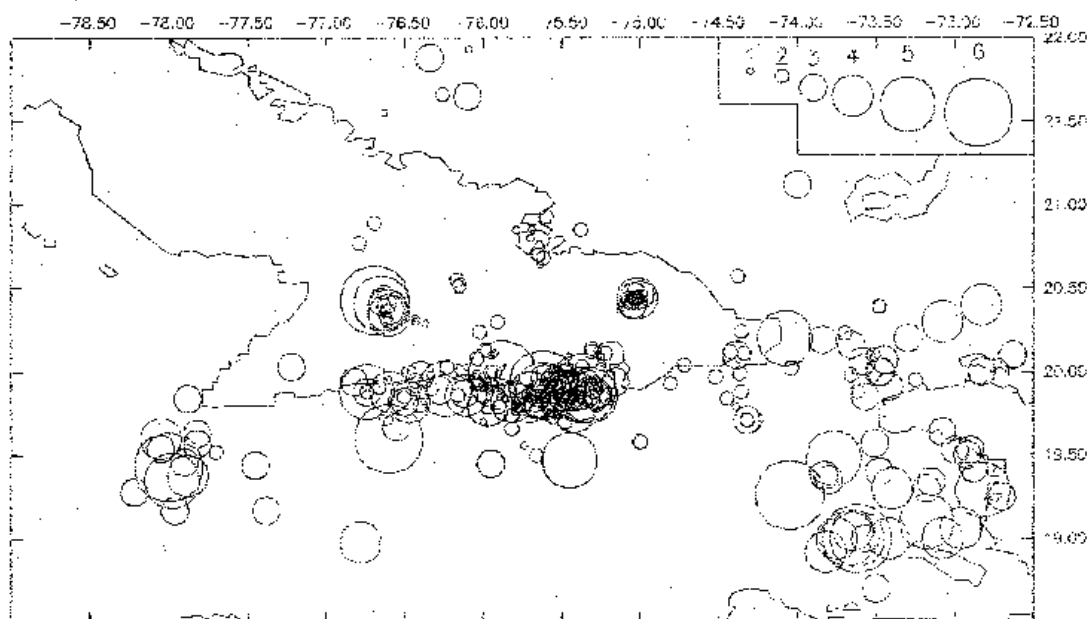
1984



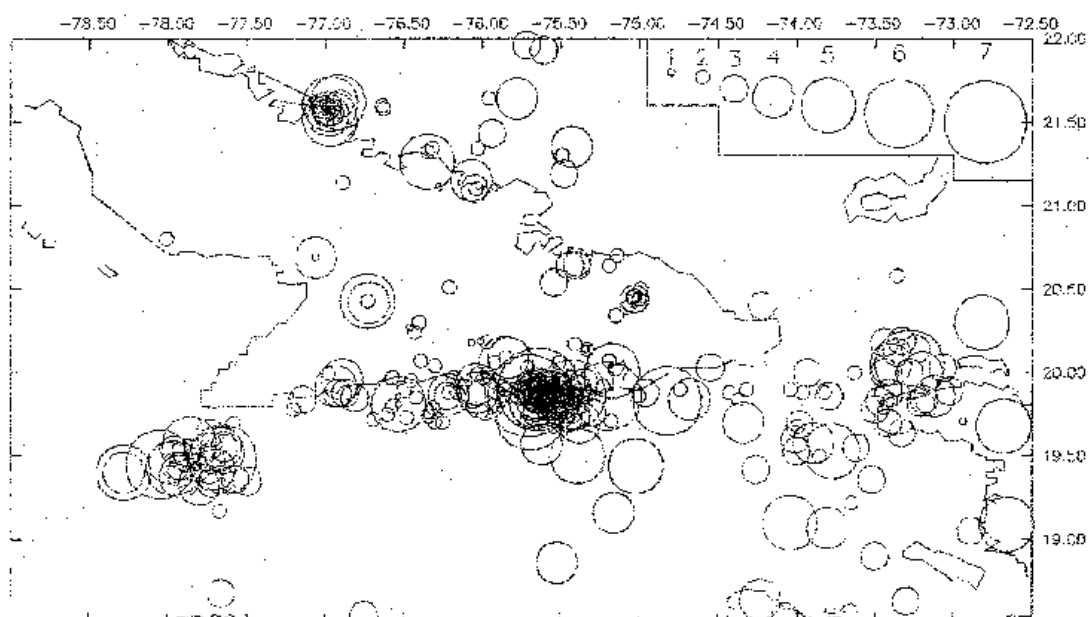
1985



1986



1987



1988