

EL TERREMOTO DEL 19 DE FEBRERO DE 1976. PILÓN, REGION ORIENTAL DE CUBA.*

Leonardo ALVAREZ, Manuel SERRANO, Marie RUBIO, Tomás CHUY, Bertha GONZALEZ.**

RESUMEN.

En este trabajo se presentan los resultados del estudio complejo realizado sobre el terremoto del 19 de febrero de 1976, que afectó la región oriental de Cuba, y con mayor intensidad las zonas aledañas al pueblo de Pílon. Dicho estudio comprende la determinación de los parámetros fundamentales del terremoto principal y de sus réplicas, la obtención de las características espectrales de dos de ellas, la determinación de los mecanismos focales del terremoto principal, de sus dos réplicas más fuertes y de otros terremotos de la región. Se analiza también la posibilidad de que el terremoto de Guatemala del 4 de febrero de 1976 haya actuado como disparador del terremoto de Pílon. Se presenta el mapa de isosistas del terremoto principal, con el mejor ajuste obtenido de un modelo teórico de isosistas elípticas, así como se ofrece una interpretación del mecanismo de ruptura del terremoto principal en base al conjunto de la información obtenida.

ABSTRACT.

Results of a complex study of February 19, 1976 earthquake are presented. This earthquake affected Cuban eastern part and specially the surroundings of Pílon town. This complex study includes the determination of main shock's and its aftershocks' fundamental parameters, of two aftershocks' spectral characteristics, and of focal mechanism solutions of main shock, its two strongest aftershocks and of some others earthquakes which occurred in this region. The possibility of Guatemala's earthquake of February 4, 1976 acting as a trigger to Pílon's earthquake is also considered. An isoseismal map for Pílon's earthquake is

*Manuscrito aprobado el 23 de noviembre de 1983.

**Pertencen al Instituto de Geofísica y Astronomía de la Academia de Ciencias de Cuba.

shown including the best matching theoretical elliptical isoseismal curves. An interpretation of main shock's rupture mechanism, based on available information is given.

INTRODUCCION

La región Sur oriental de Cuba manifiesta una actividad sísmica constante, aunque no muy elevada (Alvarez, L; Buné, V.I., 1977), siendo los períodos de recurrencia para terremotos con magnitudes M_s mayores o iguales a 6,0 del orden de 50 años (Alvarez, L. 1983).

El 19 de febrero de 1976 esta región fue estremecida por el terremoto más fuerte de los últimos 35 años, que provocó 2 víctimas en la población civil y algunos daños materiales, no siendo mayores sus efectos por la baja densidad de población en la región próxima a la zona epicentral.

Esto motivó que se realizara un voluminoso trabajo de campo por parte del Instituto de Geofísica y Astronomía en el área afectada (Serrano, M. y otros, inédito), el cual, unido a numerosos materiales recopilados con posterioridad, sirvió de base para el estudio complejo que se presenta a continuación.

EL TERREMOTO PRINCIPAL Y SUS REPLICAS

El terremoto del 19 de febrero de 1976 fue seguido de múltiples réplicas, dos de las cuales fueron lo suficientemente fuertes para ser reportadas por numerosas estaciones fuera de Cuba y permitir la determinación de sus parámetros por agencias internacionales.

Por otra parte, en ese momento en Cuba operaban 2 estaciones sísmológicas permanentes: Soroa (SOR) en su parte occidental, equipada con un complejo registrador de períodos medios (tipo C) y Río Carpinero (RCC) en su parte oriental, equipada con un complejo registrador de períodos medios (tipo C), y uno de períodos cortos (tipo A) (Serrano, M., Alvarez L., 1983).

Debido a que la estación RCC, la más cercana a la zona epicentral del terremoto principal, se encontraba a unos 130 km de la misma, se

instaló una estación de campo en el poblado de Pilon, a unos 50 km de dicha zona. Esta estación (que llamaremos PLN), compuesta por un sísmómetro SM-2 un escilógrafo OSB-III, con registro en papel fotográfico y galvanómetros GB-III, así como un cronómetro marino MJ, fue preparada para registrar en la componente vertical en 2 canales con amplificaciones de 500 y 25000 respectivamente, y se mantuvo trabajando casi ininterrumpidamente desde el 22 de febrero de 1976 hasta el 13 de abril del mismo año. En la fig. 1 se presentan las curvas de amplificación de dicha estación, así como sus datos fundamentales.

a) Parámetros del terremoto principal y de sus dos réplicas más fuertes determinados por las agencias internacionales

Los parámetros del terremoto principal del 19 de febrero de 1976 fueron determinados por las agencias ISC, NEIS y MOS. Los parámetros de las réplicas del 23 y 24 de febrero de 1976 fueron determinados por el ISC y el NEIS. En la tabla 1a se presentan estos datos. Por otra parte, nuestras estaciones permanentes SOR y RCC, así como la temporal PLN registraron también estos eventos, y en la tabla 1b se presentan los datos que se pudieron obtener de dichos registros.

Se debe señalar que las determinaciones de coordenadas y hora de origen de la agencia MOS (Boletín Sismológico Operativo, 1976) para terremotos ocurridos fuera del continente euroasiático son poco confiables, dada la distribución geográfica de las estaciones que reportan a la misma, lo cual no ocurre con las magnitudes, que presentan determinaciones muy confiables.

Las determinaciones de coordenadas del ISC y el NEIS difieren bastante en lo que respecta a las réplicas del 23 y 24 de febrero de 1976, lo que puede verse en la fig. 2. Para estos casos las determinaciones del ISC son contradictorias con los datos de las estaciones cubanas, situación que también ocurre con los tiempos de origen. El terremoto principal es ubicado por ambas agencias en puntos muy próximos, que se encuentran dentro del límite del error de estas determinaciones. Para este caso los datos de nuestras estaciones no permiten apreciar la precisión de estas determinaciones.

a)

Agencia	Fecha	t_o	Lat.N	Long.W	h	m_o	Ms
ISC	feb 19	13 59 58	19.85	76.87	10	5.2	
NEIS	feb 19	13 59 59.8	19.885	76.878	20	5.3	5.9(2)
MCS	feb 19	14 00 03	21.2	76.8		5.3	5.6(11)
MCS (Cbninks)							5.7
ISC	feb 23	21 58 51.1	19.75	77.25	37	4.8	
NEIS	feb 23	21 58 50.8	19.821	77.198	33	4.9	
ISC	feb 24	11 28 42	19.5	77.6	71	4.8	
NEIS	feb 24	11 28 38	19.654	77.25	33	4.8	

b)

Est	Fecha	t_p	t_{s-p}	K	Ms	$t_p - t_o^{ISC}$	$t_p - t_o^{NEIS}$	ISC	NEIS
SOR	feb 19	14 01 34	74		5.9	96	94.2	715	713
SOR	feb 23	22 00 20	68		4.6	78.9	79.2	686	687
RCC	feb 23	21 59 12	16.6			20.9	21.2	170	154
PLN	feb 23		3.5					24	27
SOR	feb 24	11 30 11				79	83	670	692
RCC	feb 24	11 29 01	17.3	12.7		19	23	207	159
PLN	feb 24		3.8					51	34

TABLA 1.- Datos del terremoto principal y de sus dos réplicas más fuertes.

- a) Agencias internacionales. Datos tomados de: (NEIS, 1976; ISC, 1978; MCS, 1976). En la columna de Ms se indica entre parentesis el número de estaciones usadas en la determinación.
- b) Estaciones cubanas. Se comparan los tiempos de llegada de P y las distancias con respecto a los epicentros determinados por el ISC y el NEIS.

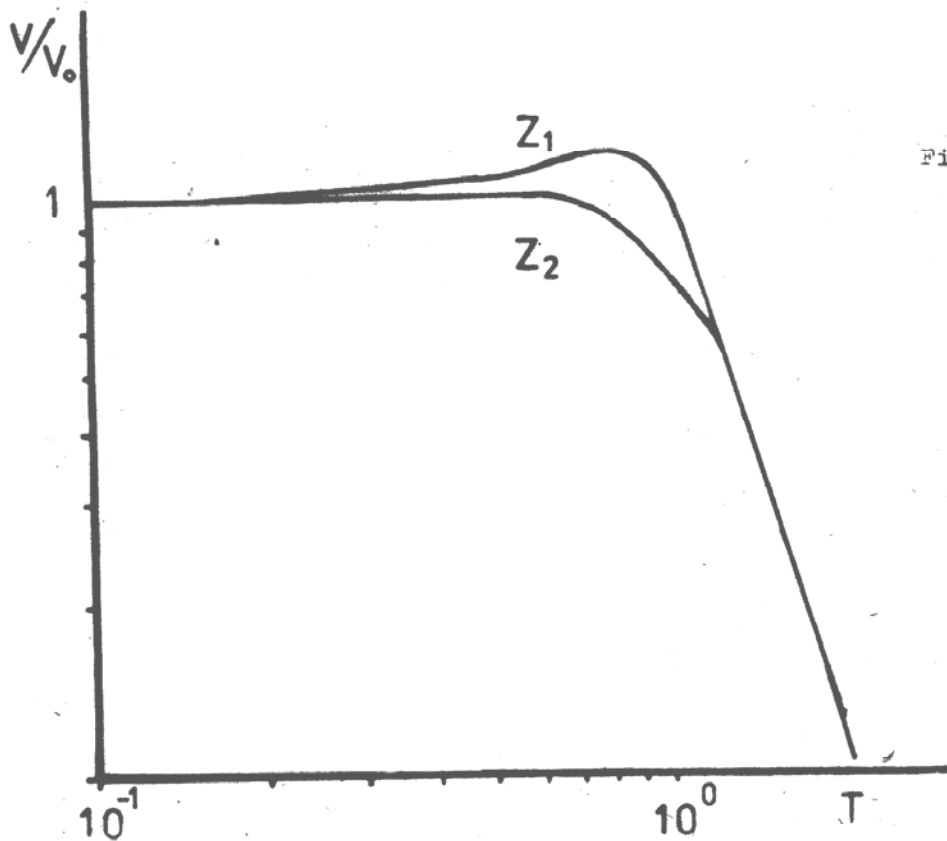


Fig. 1 Características de frecuencia de la estación PLN

$T_s = 1.0$ seg
 $T_g = 0.1$ seg
 $D_s = 0.8$
 $D_g = 3.77$
 Canal Z_1 $V_0 = 25000$
 $= 0.71$
 Canal Z_2 $V_0 = 500$
 $= 0.00025$

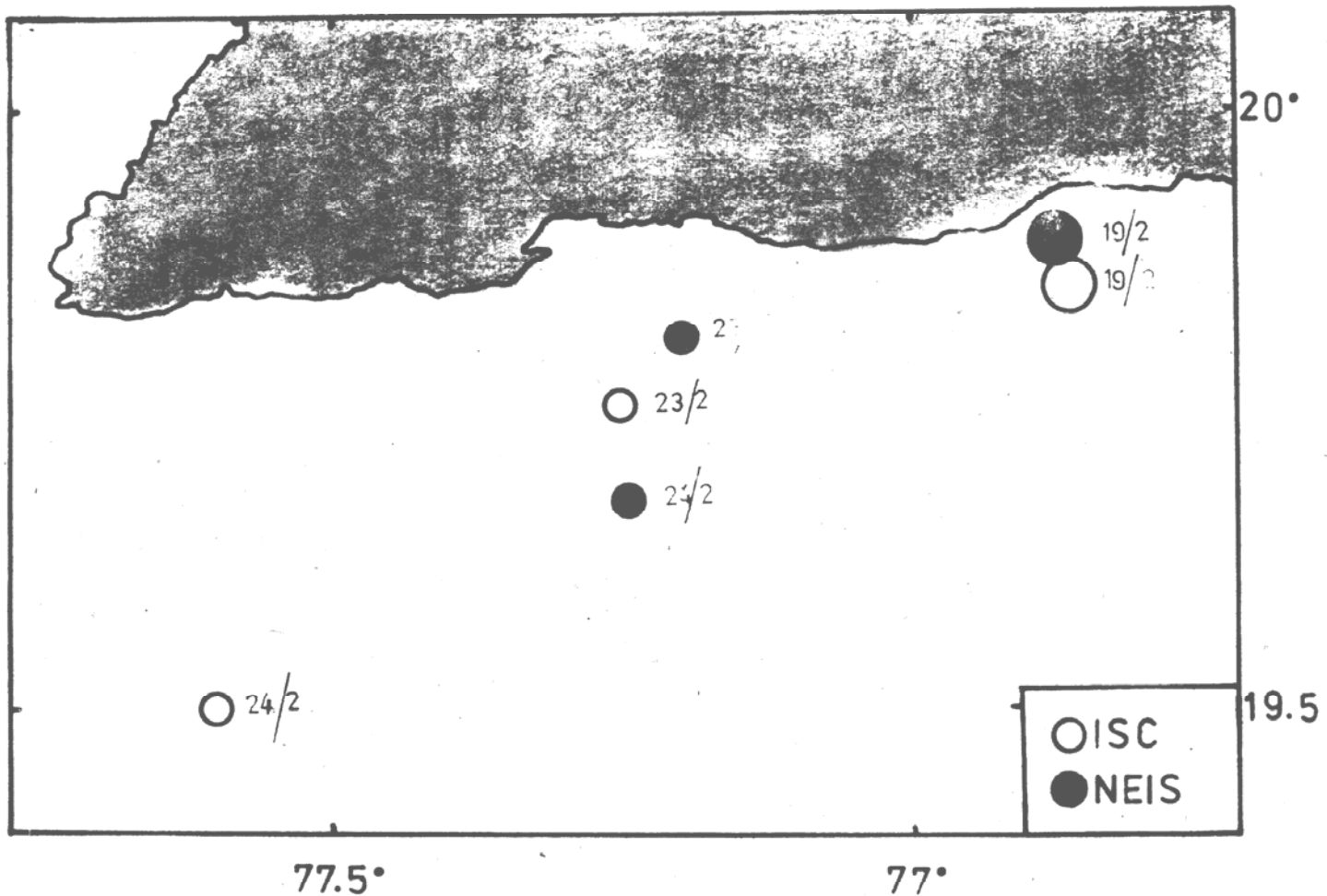


Fig. 2 Epicentros del terremoto principal y de las dos réplicas más fuertes determinados por el ISC y el NEIS

Con respecto a las profundidades, el ISC y el NEIS estiman valores cercanos para los terremotos del 19 de febrero de 1976 ($h_{ISC}=10$ km, $h_{NEIS}=20$ km) y del 23 de febrero del mismo año ($h_{ISC}=37$ km, $h_{NEIS}=33$ km), no ocurriendo así para el terremoto del 24 de febrero de 1976 ($h_{ISC}=71$ km, $h_{NEIS}=33$ km). En este caso la estación PLN permite eliminar del análisis la determinación del ISC, ya que reporta una diferencia de tiempos t_{s-p} de 3,8 segundos, lo que no puede corresponder a un terremoto tan profundo.

Las determinaciones de magnitud presentan cierta diferencia, aunque no tan acusada como las de coordenadas y profundidad. Del terremoto principal existen varias determinaciones de M_s y m_b (Tablas la y lb). Se puede hallar un valor medio de M_s , tomando en consideración que todas las determinaciones existentes fueron realizadas por diferentes estaciones. El promedio pesado de estos valores es $M_s=5,7$ y puede ser considerado como un buen margen de confiabilidad como la magnitud M_s de este terremoto. Con respecto a m_b parece más adecuado el valor 5.3 por la coincidencia de las determinaciones del NEIS y MOS, además de que, para el valor de $M_s=5,7$, resulta muy bajo un valor de $m_b=5,2$, dada la relación empírica existente entre estos dos tipos de magnitudes para el área del Caribe (Alvarez, L., Buné, V.I.; 1977). La réplica del 23 de febrero de 1976 tiene determinaciones diferentes de la magnitud m_b por el NEIS y el ISC ($m_b^{NEIS}=4,9$; $m_b^{ISC}=4,8$), así como una determinación $M_s=4,6$ de la estación SOR. La réplica del 24 de febrero tiene determinaciones $m_b=4,8$ iguales por el NEIS y el ISC, sin haber sido posible estimar M_s por la estación SOR. Esto inclina a considerar que la réplica del 23 de febrero fue más fuerte que la del 24 de febrero, tomando así las magnitudes de las réplicas como: 23 de febrero ($m_b=4,9$, $M_s=4,6$) y 24 de febrero ($m_b=4,8$).

De este análisis se puede concluir que las determinaciones de coordenadas, magnitud y tiempo de origen del NEIS son más cercanas a la realidad que las del ISC para dos de los tres terremotos estudiados, cuestión ésta a la que se debe prestar atención en un futuro, ya que el ISC obtiene los estimados de los parámetros fundamentales de los terremotos empleando un volumen de datos mayor que el que emplean las demás agencias internacionales.

Tomando en consideración lo anteriormente expuesto, para el terremoto principal se pueden considerar como parámetros fundamentales los valores medios entre las determinaciones del NEIS y el ISC:

$$t_0 = 13^h 59^m 59^s, \text{ Lat} = 19,87 \text{ N}, \text{ Long} = 76,87 \text{ W}, h = 15 \text{ km}$$

Con respecto a las réplicas del 23 y 24 de febrero, si bien las determinaciones del NEIS son menos contradictorias con los datos de nuestras estaciones, sus parámetros fundamentales serán redeterminados utilizando los datos de dichas estaciones.

b) Análisis conjunto de los registros de las estaciones RCC y PLN

La estación RCC registra en tres componentes (NS, EW, Z); lo que permite una ubicación tentativa de los epicentros en base a mediciones de los tiempos por recorrido de la onda ficticia S-P (t_{s-p}), y de las amplitudes de la primera llegada de la onda P en las tres componentes (azimut y ángulo de emergencia), con la utilización de un esquema de curvas isócronas confeccionado tomando en consideración los datos de la estructura de la corteza terrestre en la región (Rautián, T.G., inédito).

La estación provisional PLN, al contar solamente con una componente vertical, sólo permite determinar las distancias hipocentrales sobre la base de los tiempos t_{s-p} y el modelo de curvas isócronas anteriormente mencionado. Los registros de esta estación presentan una particularidad interesante en lo que respecta a la forma en que aparece la onda S, ya que la misma no se diferencia prácticamente de la P en amplitud, siendo posible identificarla sólo a través de una variación en la frecuencia de las oscilaciones como se puede apreciar en la figura 3.

La actividad sísmica correspondiente al proceso de estas réplicas de este terremoto duró hasta el 31 de marzo de 1976, siendo innumerables los eventos registrados por nuestras estaciones, de los cuales se presentan sólo aquellos que fueron registrados por ambas, lo que garantiza una mayor confiabilidad en la determinación de los epicentros. La magnitud de los eventos se expresará a través de la clase energética K determinada por la estación RCC. Este parámetro se relaciona con la magnitud determinada por las ondas de volumen mediante (Alvarez, L., 1983):

$$K = (1.5 \pm 0.3) m_b + (5.4 \pm 1.4)$$

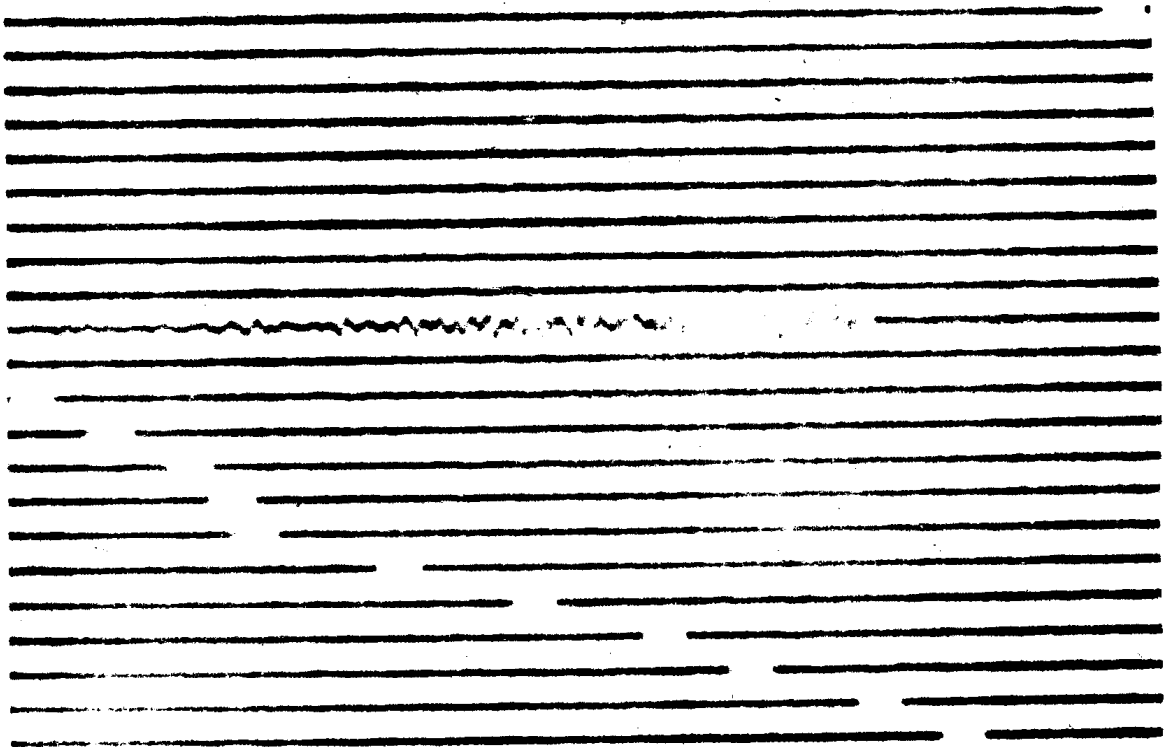
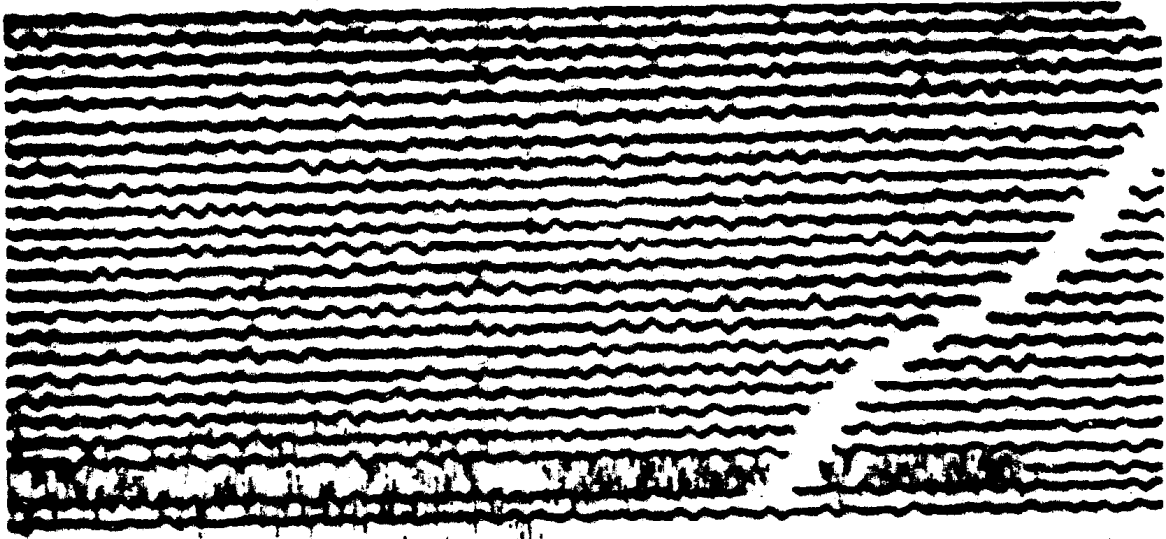


Fig. 3 Ejemplos de registros en la
estación PLN

a) $V_0 = 25000$

b) $V = 500$

La determinación de los tiempos de origen lleva implícita una gran incertidumbre, ya que en la estación provisional PLN no fue posible mantener una base de tiempo estable. El método utilizado fue:

- Tomando dos eventos reportados en ambas estaciones, con error en la base de tiempo de $\pm 0,1$ seg, se determinó la pendiente del gráfico de Wadati, obteniéndose un valor de 0,65 (que corresponde a un valor de $v_p/v = 1,65$).
- Utilizando los tiempos t_p y t_{s-p} de los registros de la estación RCC se determinaron los tiempos t_o de las réplicas mediante la fórmula ($t_o = t_p - t_{s-p}/0,65$). En la tabla 2 se muestran los resultados obtenidos.

En lo que respecta a las coordenadas de los epicentros, su determinación es mucho más insegura, ya que con dos estaciones no puede obtenerse una precisión adecuada. Es por ello que resultó necesario utilizar un método aproximado, aceptando algunas suposiciones. Para ello se procedió de la forma siguiente:

- Se determinaron las distancias epicentrales a la estación RCC en base a los tiempos t_{s-p} registrados en ella y al modelo de curvas isócronas. A la distancia media a que se encuentra la zona epicentral no tiene gran importancia el valor de la profundidad en el rango $0 \leq h \leq 30$.
- Se trazaron sobre un mapa 1:500 000 los arcos de círculo correspondiente a las distancias epicentrales (a RCC) mínima y máxima (147 km y 161 km respectivamente).
- Se determinaron las distancias epicentrales a la estación PLN para tres valores de profundidad: 10, 17 y 24 km, en base a los tiempos t_{s-p} registrados en ella y al modelo de curvas isócronas.
- Se trazaron sobre el mismo mapa los arcos de círculo correspondiente a las distancias mínima y máxima para cada valor de profundidad (22,5 y 29 km para $h=10$ km, 19 y 27,5 km para $h=17$ km, 10 y 21 km para $h=24$ km).

Fecha	t _o	K	Fecha	t _o	K
feb 23	19 09 38.4	9	feb 28	19 38 55.1	9.2
feb 23	20 45 03.7	10	feb 28	21 20 49.5	9.3
feb 23	21 30 55.7	10	feb 29	14 57 02.8	9.2
feb 23	21 39 48.7	10.2	mar 1	04 06 39.8	8.7
feb 23	21 48 34.8	10	mar 4	03 09 03.1	11.5
feb 23*	21 58 46.5		mar 4	03 10 24.8	11
feb 24	00 22 05.4	8.3	mar 4	03 26 20.2	9.8
feb 24	00 26 56.4	10.8	mar 4	03 43 11.4	8.3
feb 24	00 43 58.8	9.8	mar 4	04 49 43.8	9.4
feb 24	08 35 05.8	11.2	mar 12	13 42 47.5	9.3
feb 24**	11 26 34.2	12.7	mar 13	01 13 16.3	8.9
feb 24	13 04 21.4	8.2	mar 16	18 01 36.5	8.5
feb 24	21 42 39.6	9	mar 17	04 07 23.4	10
feb 25	08 58 14.8	10.8	mar 17	04 25 33.5	8.9
feb 25	14 27 17.8	10.2	mar 17	01 01 27.1	8.7
feb 26	13 53 10.8	10.2	mar 18	21 01 55.2	9
feb 28	14 17 30.5	8.9	mar 31	14 30 54.5	10.2
feb 28	17 03 45.8	8.2			

TABLA 2.- Hora de origen y clase energética K de las réplicas del terremoto del 19 de febrero de 1976 registradas en las estaciones PLN y RCC.

* Réplica más fuerte del terremoto $m_b=4.9$, $M_s=4.6$
 ** Segunda réplica en intensidad $m_b=4.8$

En la figura 4a se presentan las intersecciones de estos arcos de círculo al sur de la línea que unen las estaciones RCC y PLN. Aquí se ha supuesto que las soluciones se encuentran en esta región, desechando la región simétrica al norte de la línea.

Sobre el mapa en cuestión se hallaron las soluciones particulares para los diferentes terremotos bajo dos suposiciones distintas:

- Las profundidades se encuentran limitadas al rango de 10-17 km. El resultado es la zona sombreada de la figura 4b.
- Los epicentros se encuentran en una estrecha franja paralela a la costa (figura 4c). En este caso la profundidad aumenta según nos movemos al oeste en el rango de 10 a 28 km.

c) Región focal del terremoto principal y de sus réplicas

Es evidente que no se puede determinar unívocamente la región epicentral de las réplicas con la información de los tiempos t_{s-p} en las estaciones RCC y PLN. Sólo se pueden formular algunas hipótesis:

- 1) Las réplicas se encuentran concentradas en un rango de profundidades de 10 a 17 km, en la zona epicentral sombreada en la figura 4b.
- 2) Las réplicas se encuentran en la zona epicentral sombreada de la figura 4c en un rango de profundidades que aumenta desde 10 km hasta 28 km.
- 3) Las réplicas se encuentran distribuidas en toda el área sombreada de la figura 4a sin agrupamientos particulares.

Resulta interesante comparar estas posibles zonas epicentrales con las que se obtienen de utilizar solamente los datos de azimut y distancia epicentral de la estación RCC (figura 4d). Esta última zona se encuentra desplazada hacia el SSE y tiene una orientación completamente diferente. La orientación NW-SE puede ser explicada por los errores propios de la determinación de los azimutes, pero el desplazamiento de su centro hacia el SSE es un error sistemático en que se incurre al determi-

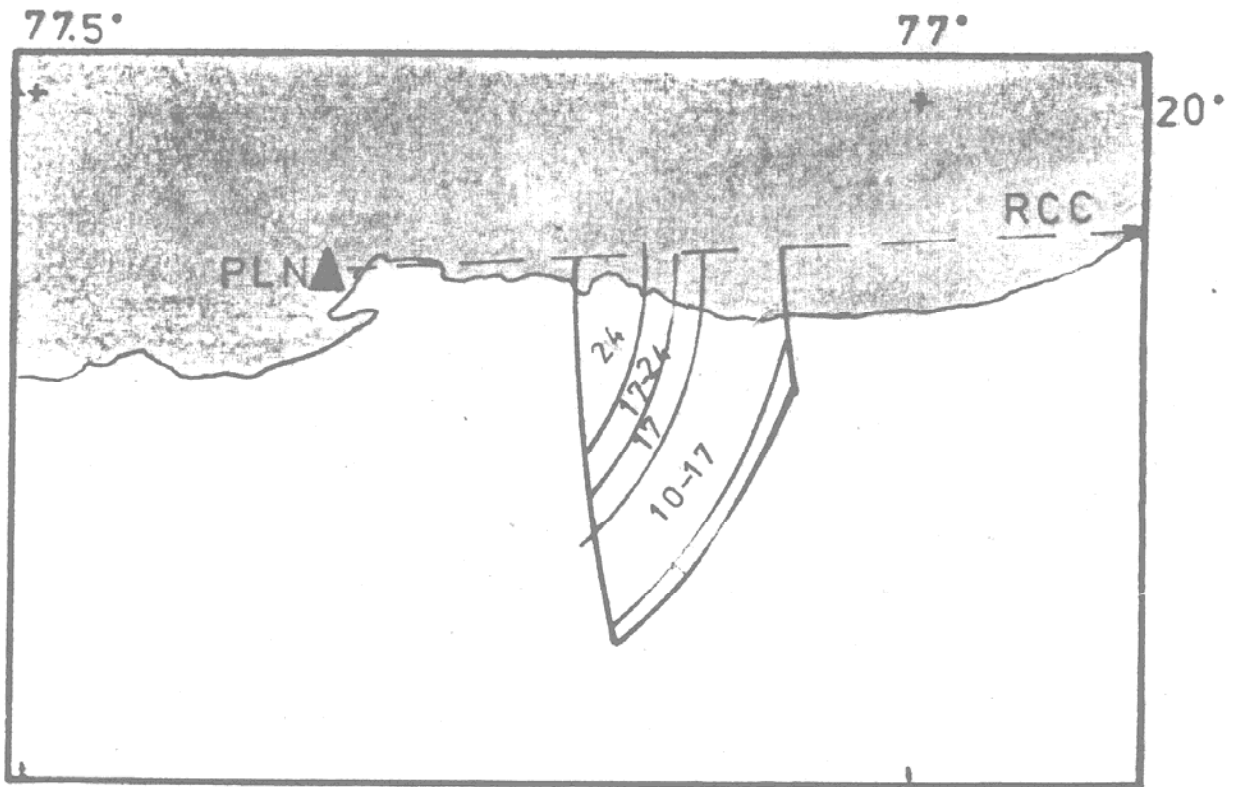


Fig. 4a Región obtenida de interceptar las isocronas para los t_{s-p} límites de las estaciones RCC y PLN. Los números corresponden a profundidad.

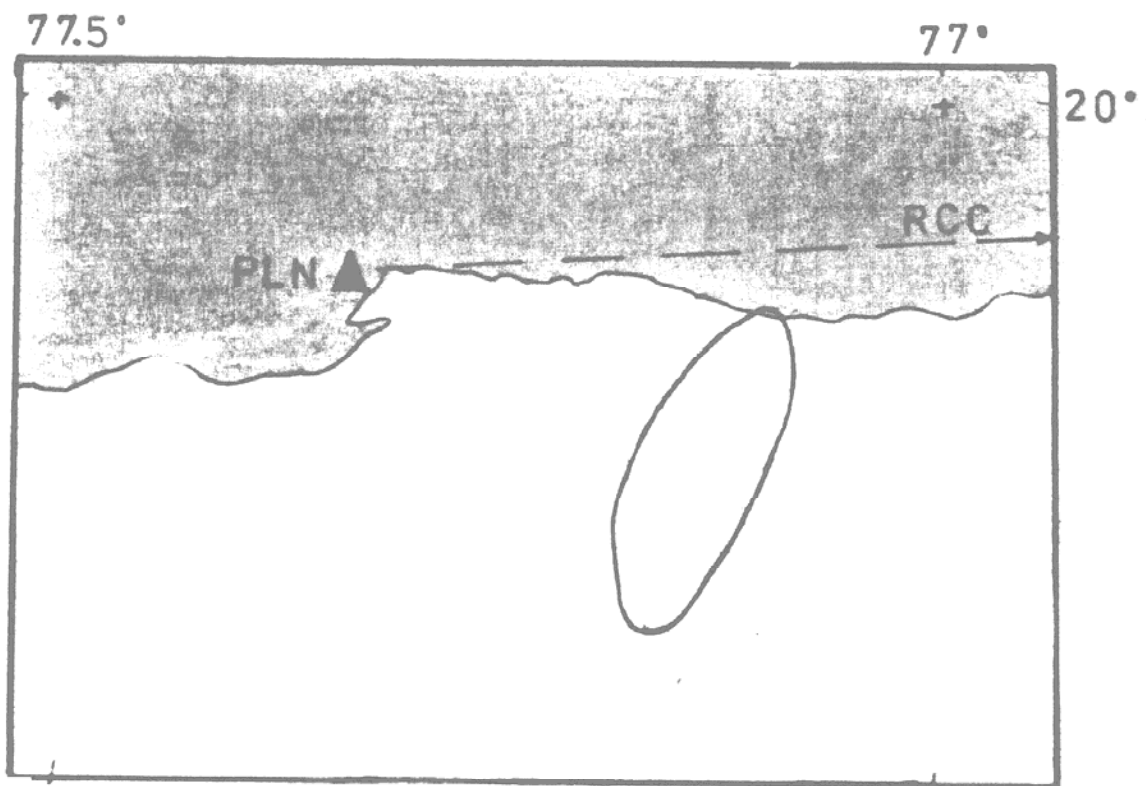


Fig. 4b Posible región epicentral de las réplicas transversal a la línea de costa.

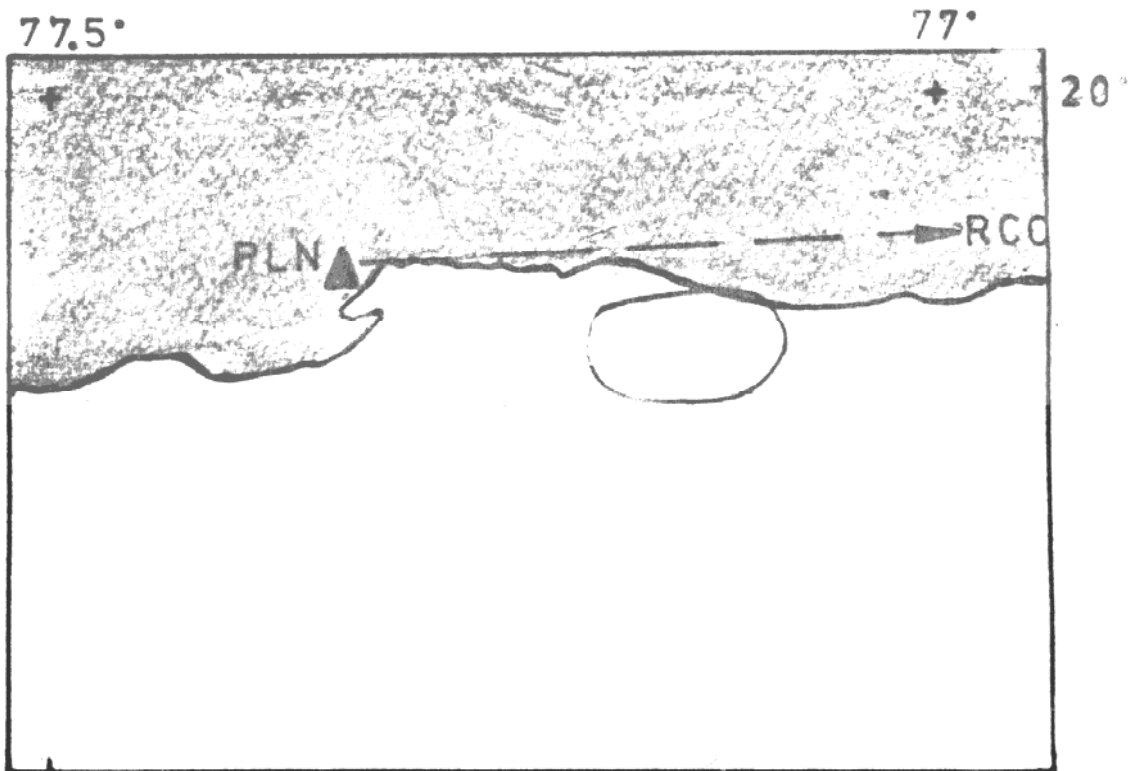


Fig. 4c Idem paralela

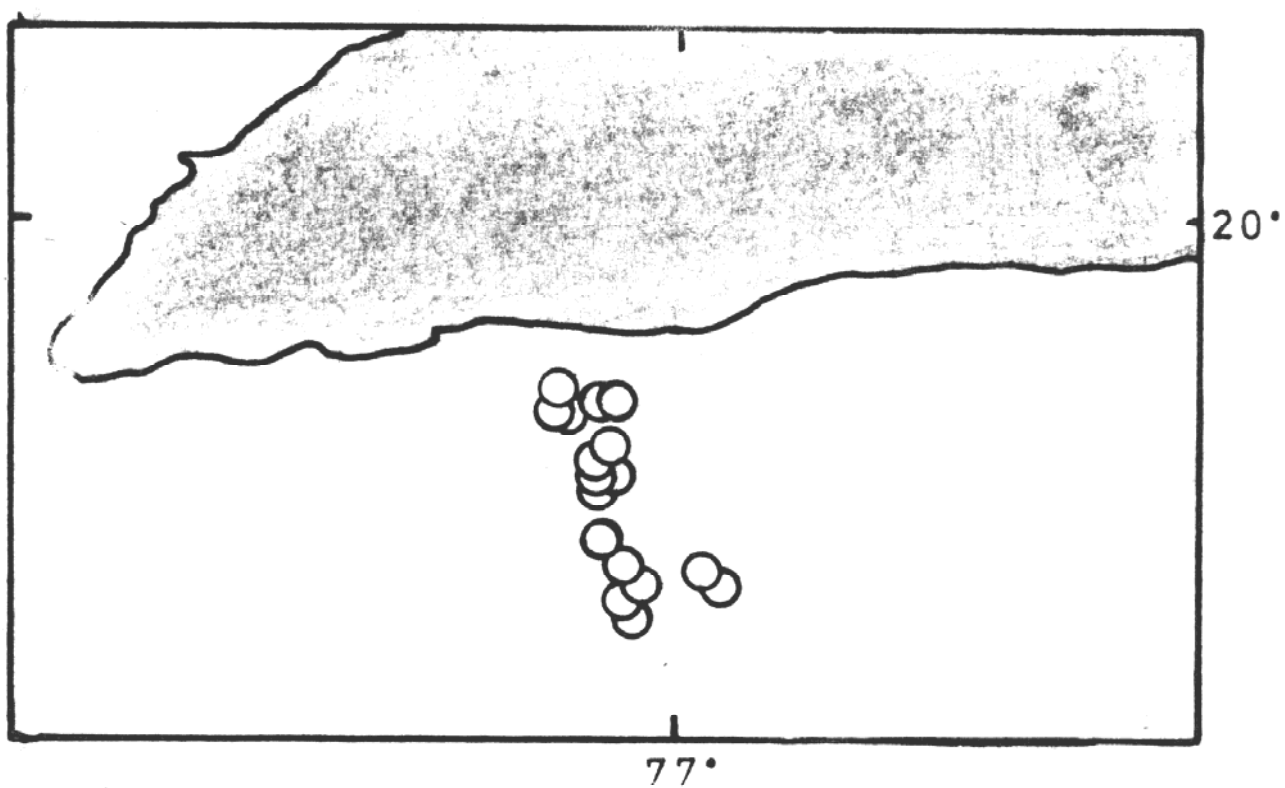


Fig. 4d Epicentros de las réplicas determinados utilizando sólo la estación RCC.

nar los parámetros de eventos cuyas ondas tengan una trayectoria hasta la estación a lo largo de la zona de contacto entre las placas del Caribe y Norteamérica.

Los datos de tiempos de llegada y amplitudes de ondas no permiten elegir entre las tres posibles zonas epicentrales propuestas; sin embargo en los tres casos resultan comunes los hechos siguientes:

- a) La ruptura del terremoto se inició en los $19,87^{\circ}$ N y $76,87^{\circ}$ W, y se propagó en la dirección 6° WSW una distancia aproximada de 30 km (hasta el inicio de la zona de réplicas), dimensión lineal aproximada de su foco.
- b) La zona de ruptura permaneció en calma (para el umbral de detección de PLN y RCC) con posterioridad al evento principal.

Con respecto a la redeterminación de los epicentros de las réplicas del 23 y 24 de febrero, en las figuras 5a y 5b se muestran los corrimientos relativos de ambos epicentros para las posibles zonas epicentrales de las figuras 4b y 4c; en el caso de la zona epicentral de la figura 4a el corrimiento será intermedio entre ambos casos extremos. Los hipocentros para el caso de la zona transversal a la costa son:

Febrero 23- Lat= $19,82^{\circ}$ N, Long= $77,12^{\circ}$ W, h=14 km.

Febrero 24- Lat= $19,74^{\circ}$ N, Long= $77,16^{\circ}$ W, h=14 km.

mientras que para la zona paralela a la costa son:

Febrero 23- Lat= $19,84^{\circ}$ N, Long= $77,12^{\circ}$ W, h=17 km.

Febrero 24- Lat= $19,84^{\circ}$ N, Long= $77,17^{\circ}$ W, h=24 km.

d) Composición espectral de las réplicas del terremoto

Del conjunto de registros del terremoto principal fue posible seleccionar dos que permitieran la obtención del espectro de las oscilaciones. La inmensa mayoría de estos registros, ya fuera por la baja amplitud de las oscilaciones en el caso de la estación RCC, y la alta en el caso de la estación PLN, así como también por las altas frecuencias de las oscilaciones que se registraban en esta última estación, no resultó adecuada para este trabajo. Los registros seleccionados corresponden al terremoto del 25 de febrero de 1976 a las $08^h 58^m 14,3^s$ registrado en RCC y al

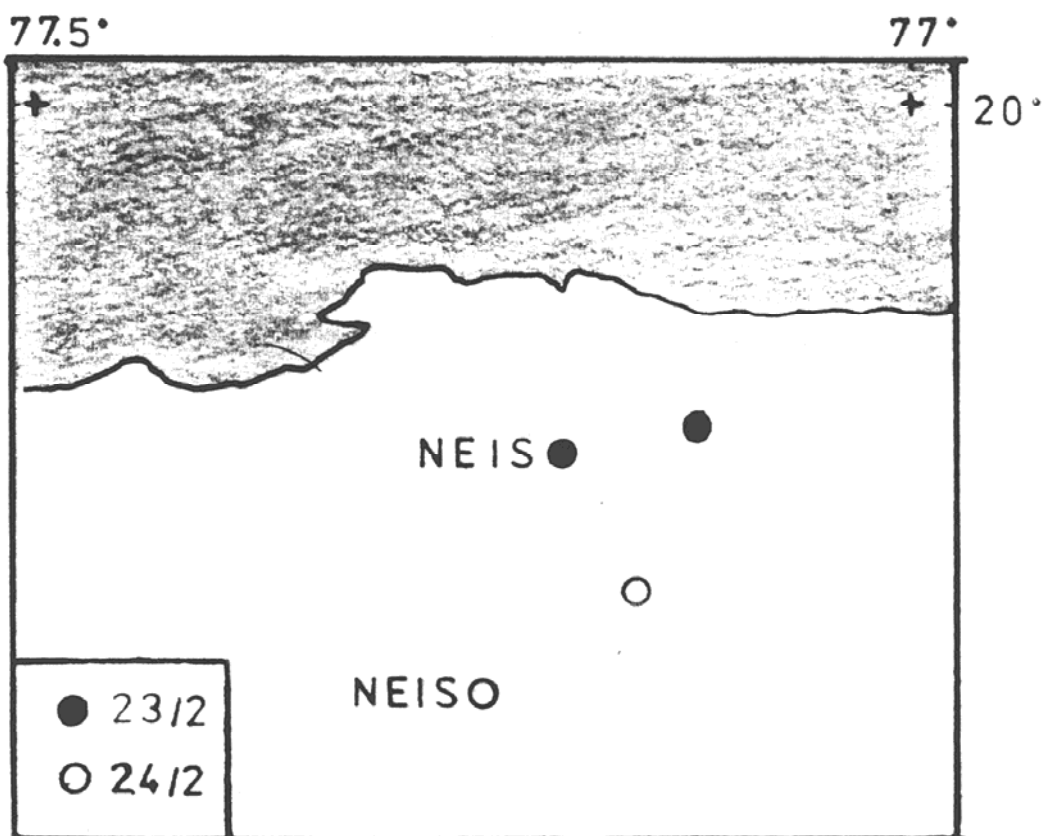
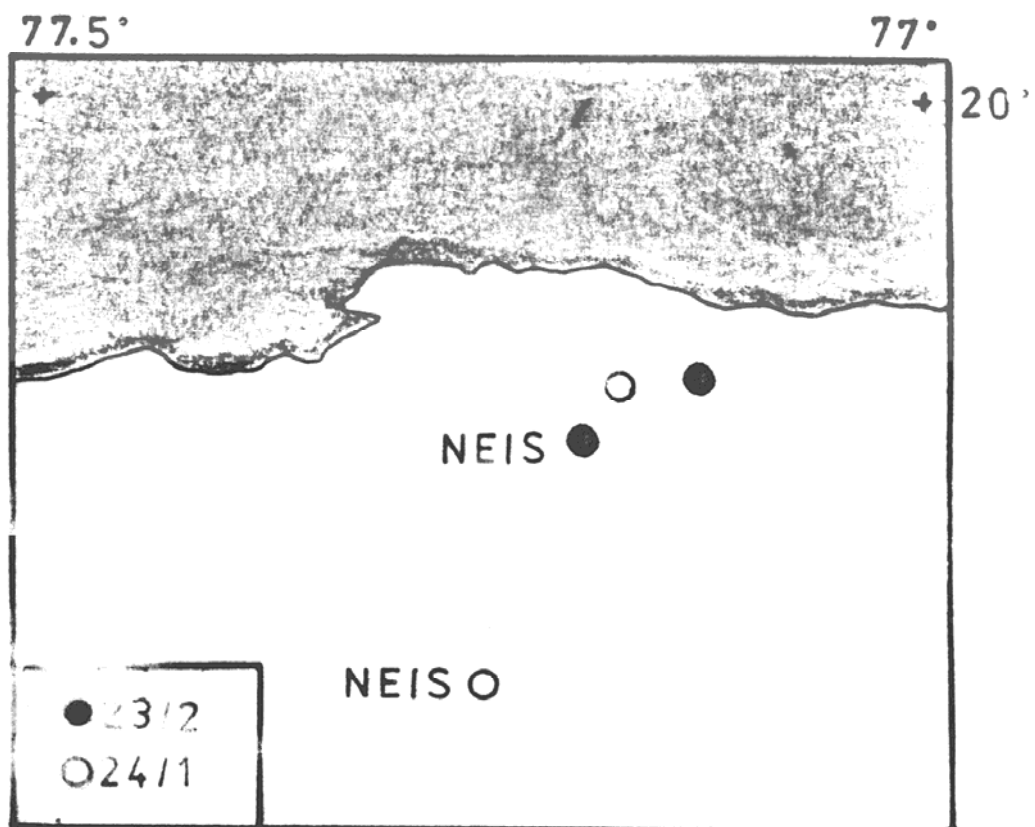


Fig. 5 Comparación entre los epicentros determinados por el NEIS para las réplicas del 23 y 24 de febrero y las redeterminaciones realizadas en este trabajo

a) Caso de zona epicentral transversal a la línea de costa.

b) Idem paralela

terremoto del 12 de marzo de 1976 a las 13ⁿ 42^m 47,5^s registrado en PLN (Tabla 2).

Para la obtención del espectro de estos eventos se utilizó la transformada de Fourier calculada para intervalos de cifrados desiguales (Leong, L.S., 1976). Los registros de las componentes verticales de los dos eventos fueron ampliados fotográficamente diez veces y cifrados manualmente; la ventana de datos empleada consideró a las ondas P y S hasta que las amplitudes de esta última se redujeran a la mitad de la amplitud promedio. Las características de amplitud-frecuencia de los equipos (figura 1 y Serrano, M., Alvarez, L., 1983) fueron consideradas para la corrección de instrumental.

En las figuras 6 y 7 se muestran los espectros de aceleración obtenidos en el rango de 0,3 a 0,7 seg. Los límites de confiabilidad para un 95% de probabilidad corresponden al intervalo 0,86-1,18 (Bath, M., 1974). Se prefirió el uso de los espectros de aceleración en lugar de los del desplazamiento, ya que el primero es un parámetro de más utilidad desde el punto de vista del diseño estructural. Los gráficos aparecen en amplitudes relativas para poder comparar eventos de diferente energía.

En la figura 8 se muestran superpuestas las envolventes de ambos espectros. En ella se ve claramente el corrimiento a los períodos mayores de la estación RCC con respecto a la estación PLN, lo que lógicamente se asocia a la diferencia en distancias epicentrales para ambos casos ($\Delta_{RCC}=158$ km, $\Delta_{PLN}=24$ km).

Lamentablemente la imposibilidad de obtener los espectros para un mismo terremoto impidió estimar los valores de atenuación para diferentes frecuencias en la región. Los resultados son limitados, pero constituyen lo máximo que se pudo obtener en esta dirección.

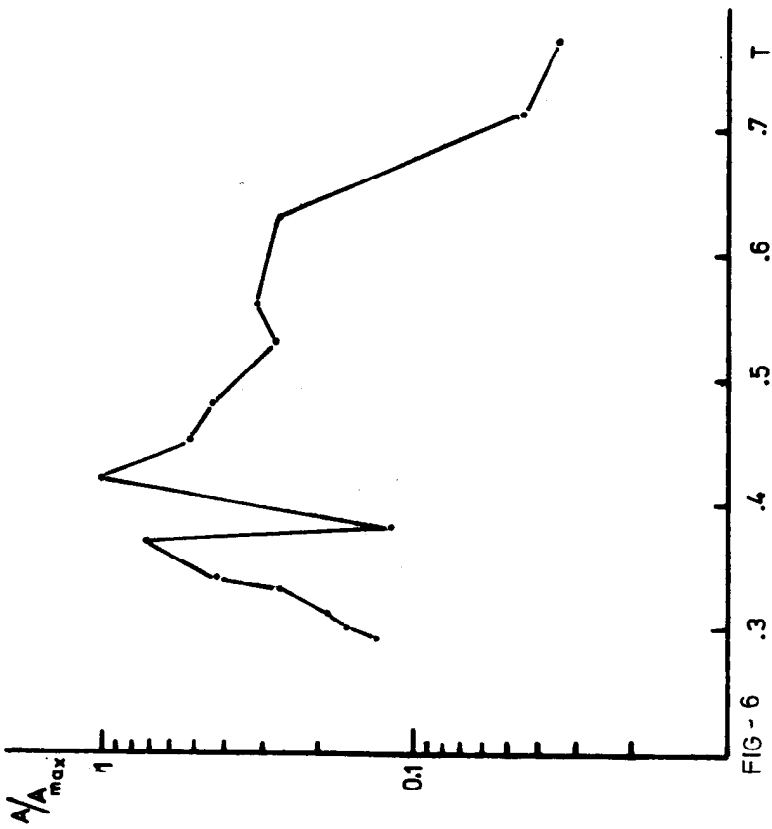


FIG-6

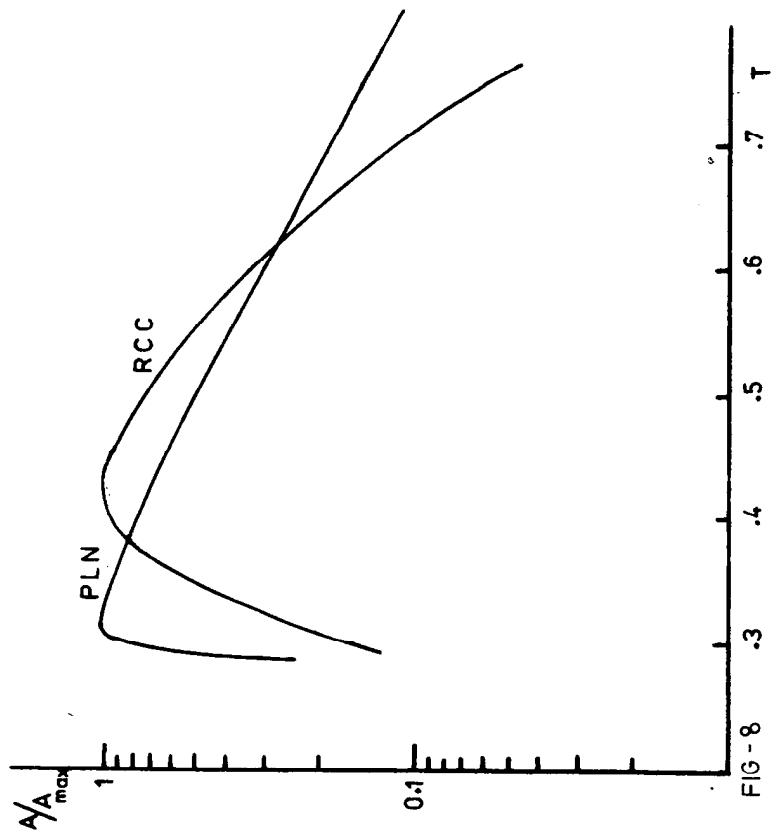


FIG-8

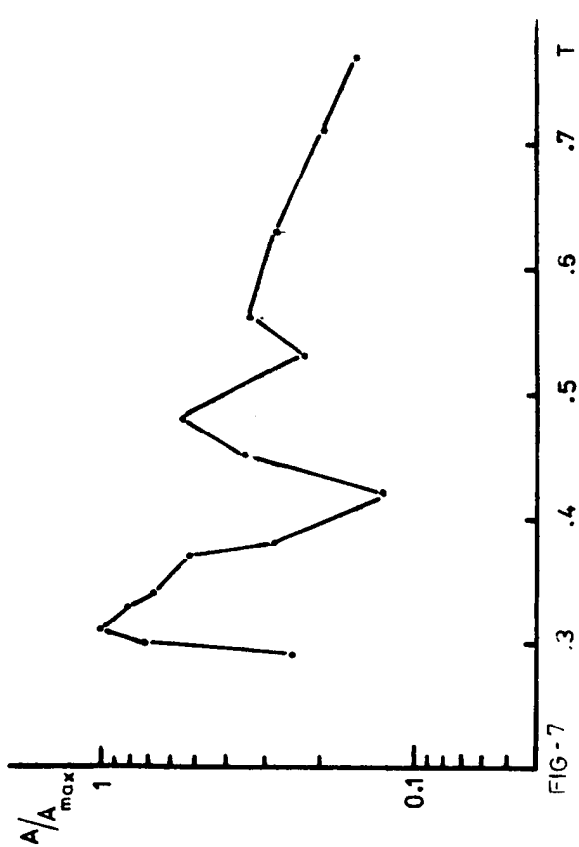


FIG-7

FIG. 6 Espectro de aceleración de las ondas P y S del terremoto del 25 de febrero de 1976 a las 08^h 50^m 14.6^s, registrado en la estación RCC.

FIG. 7 Idem del terremoto del 12 de marzo de 1976 a las 13^h 42^m 47.5^s, registrado en la estación PLN.

FIG. 8 Superposición de las envolventes de ambos espectros.

POSIBLE RELACION ENTRE EL TERREMOTO DE GUATEMALA DEL 4 DE FEBRERO DE 1976 Y EL DE PILON DEL 19 DE FEBRERO DE 1976

La región donde ocurrió el terremoto del 19 de febrero de 1976 se había mantenido en calma en los últimos 40 años. Durante este siglo, en la misma sél se habían producido 2 terremotos que fueran reportados por agencias internacionales: el 30 de enero de 1924, y el 6 de junio de 1932 (Tabla 3a). Incluso el terremoto del 6 de junio de 1932 no puede ser asociado con mucha seguridad a esta zona, ya que existe la probabilidad de que sea una réplica del terremoto fuerte del 3 de febrero de 1932, que, dado el error con que se determinaban las coordenadas en la época, pudo ser ubicado más al oeste de lo que en realidad ocurrió.

En lo que respecta a los terremotos débiles, cuyo registro en Cuba se posibilita por la instalación de estaciones en el territorio nacional a partir de 1964, ya sean temporales o permanentes (Rautian, T.G., Godzikovskaya, A.L., Alvarez, L., Chuy, T., inédito), sólo nos encontramos con dos eventos, uno el 1ro. de marzo de 1970 y otro el 9 de febrero de 1973 (Tabla 3b).

La ocurrencia de estos eventos aislados no nos permite hacer ninguna inferencia sobre el comportamiento temporal de la zona que dio origen al terremoto del 19 de febrero de 1976. Si existieron eventos premonitores, fueron muy débiles y no pudieron ser registrados por la estación RCC.

Sin embargo, un hecho que llamó la atención desde los primeros momentos, fue la ocurrencia, 15 días antes, de un terremoto muy fuerte ($M_s=7,5$) que destruyó la ciudad de Guatemala y afectó grandemente a la república del mismo nombre. El epicentro de este terremoto fue ubicado sobre la falla de Motagua, en la frontera entre las placas del Caribe y Norteamérica, cuyo mecanismo focal fue del tipo "corrimiento por el rumbo siniestro" (Kanamori, H., Stewart, G.S., 1978; Plafker, G., 1977).

Pudiera surgir la idea de que este terremoto sirvió de disparador al del 19 de febrero de 1976. En un análisis de la activación de la placa de Cocos con posterioridad al terremoto de Oaxaca del 29 de noviem-

a)	Fecha	t_0	Lat N	Long W	h	Ms
	30 ene 1924	20 54 48	20	77.5		5.5
	6 jun 1932	11 49 55	19.5	76.5		6

b)	Fecha	t_0	Lat N	Long W	h	K
	1 mar 1970	21 36 52.5	19.6	76.8	30	9.5
	9 feb 1973	11 05 53	19.8	77	13	9.2

TABLA 3.- Terremotos ocurridos en la región antes del 19 de febrero de 1976.

- a) Registrados en redes internacionales.
 b) Registrados por la estación RCC.

Terremotos	año														
	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78
Total general	1	0	0	1	1	1	1	1	0	0	0	1	13	2	2
Pertenecientes a grupos	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	2
Réplicas del 4 feb 1976	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0
Total de eventos independientes.	1	0	0	1	1	1	1	1	0	0	0	1	5	1	2

TABLA 4.- Número de eventos en el intervalo 1964-1978 para la Sección de la frontera entre las placas del Caribe y Norteamérica desde los 72° W hasta los 90° W.

Fecha	T_0	Lat N	Long W	Peg.	m_b	Ms
4 feb 1976	09 01 43.9	15.28	89.19	5	6.0	7.5
8 feb 1976	08 13 48.0	15.69	88.54	5	5.1	5.7
19 feb 1976	13 59 59.8	19.89	76.89	20	5.3	5.7
19 may 1976	17 43 56	16.98	85.60	10	5.2	4.5
29 sep 1976	09 52 34.9	18.91	80.65	50	5.1	5.1

TABLA 5.- Parámetros de los 5 eventos independientes de 1976 que se indican en la tabla 4.

bro de 1978, Wier plantea (Wier, S., 1978) que, en las placas pequeñas, si éstas se comportan como perfectamente elásticas, los cambios de tensiones provocados por un terremoto fuerte deben ser transmitidos a lo largo de la misma con velocidades de ondas elásticas, a la vez que obtiene un estimado para la velocidad de la que denomina "onda de tensión" de 600 km/día.

Lo primero que se debe realizar para probar si la hipótesis propuesta por Wier es aplicable a nuestro caso es determinar si existió una actuación de la frontera entre las placas del Caribe y Norteamérica con posterioridad al terremoto del 4 de febrero de 1976. En la tabla 4 aparece el número de terremotos por año ($m_b, M_s \geq 5$) para la sección de dicha frontera comprendida entre Guatemala y el sur de Cuba Oriental para el período 1964-1978. Del análisis de la misma, resulta evidente que el año de 1976 muestra un pico en la actividad sísmica anormalmente alto, lo que puede ser considerada como una activación de la región provocada por el terremoto del 4 de febrero de 1976.

Analizando por separado los cinco eventos "independientes" del año 1976 (Tabla 5, fig. 9), se ve que en los tres primeros meses con posterioridad al terremoto del 4 de febrero de 1976 ocurrieron tres eventos más, uno al norte de Honduras el 8 de febrero de 1976, el del 19 de febrero de 1976, y nuevamente otro al norte de Honduras el 19 de mayo de 1976. Siguiendo la hipótesis de Wier se pueda suponer el surgimiento de una "onda de tensión" el 4 de febrero de 1976, que se propagó por la frontera entre las placas del Caribe y Norteamérica alcanzando la región sur oriental de Cuba (a 1350 km aproximadamente) 15 días después, en cuyo caso, la velocidad de propagación de dicha onda fue del orden de 90 km/día.

La región desde el epicentro del terremoto del 19 de febrero de 1976 hasta los $72^{\circ}W$ no mostró activación. Más hacia el este el régimen sísmico cambia (Alvarez, L., Buné, V.I., 1977) y el cuadro tectónico se complica sustancialmente (Bracey, R., Vogt, P.R., 1970), lo cual dificulta seguir dicha "onda". Se puede suponer que, en caso de haber existido, la "onda de tensión" se amortiguó dada la gran distancia desde su origen y la complejidad tectónica del territorio a atravesar.

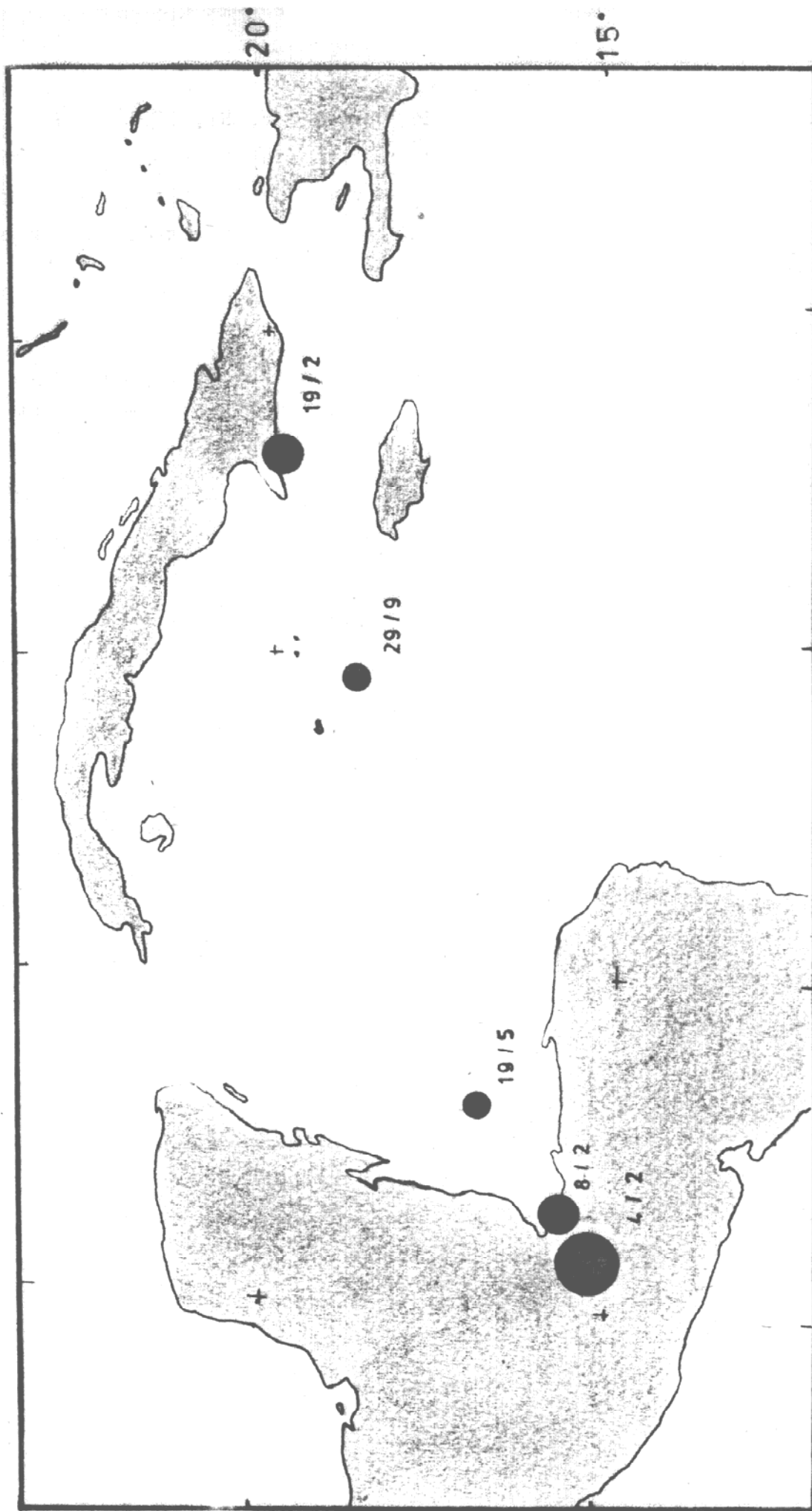


Fig. 9 Eventos independientes ocurridos en 1976 a lo largo de la frontera entre las placas del Caribe y Norteamérica.

Es posible que la hipótesis de Wier (Wier, S., 1978) sea aplicable a los datos experimentales para el caso del terremoto del 19 de febrero de 1976. Esta cuestión, con todas sus implicaciones, debe ser analizada con más detenimiento, lo cual se escapa de los objetivos de este trabajo.

CONDICIONES TECTÓNICAS DE LA REGIÓN

La situación tectónica de Cuba es sumamente variada y compleja, no pudiendo ser analizada sin contemplar su relación con las estructuras afleradas y sumergidas de la región del Caribe.

Cuba está comprendida en Las Antillas Mayores, uno de los dos arcos insulares que forman parte de la región del Caribe, encontrándose delimitada perfectamente al sur por la falla Caimán (Fosa de Bartlett) con sus dos ramas de rumbo SW-NE que intercepta a la fosa de Puerto Rico en el E; al N limita con la Plataforma de Bahamas y al W con las Plataformas de Bahamas y de Yucatán (Fig. 10), tomando configuración triangular, en un cuadro geodinámico muy activo.

Aunque las zonas con mayor actividad sísmica en la región del Caribe y de América Central son el arco insular de Las Antillas Menores y la costa del Pacífico de A. Central, no se puede perder de vista el borde suroriental de Cuba, donde se han concentrado la inmensa mayoría de los eventos sísmicos del país, que han sido registrados por las redes sismológicas nacional e internacional.

Para el área del Caribe, fue aplicado desde el año 1970 un esquema (Molnar, P., Sykes, L.R., 1969) de los movimientos de las placas, que ha sido enriquecido y mejorado en años sucesivos por contribuciones de estudios geofísicos, geológicos y sismológicos. En base a él, se plantea que Cuba descansa sobre la placa de América del Norte y la manifiesta sismicidad en su región suroriental se encuentra relacionada con el contacto de esta placa con la del Caribe. Una parte del límite actual entre dichas placas lo constituye una estructura sumergida de corteza oceánica de 4-6 km de espesor en su centro y aproximadamente 17 km en sus bordes, originada en el Terciario, la antes mencionada Fosa de Bartlett, con una profundidad de 7 km; presentando dos fallas transcurrentes que la delimitan, además de presentar evidencias de la

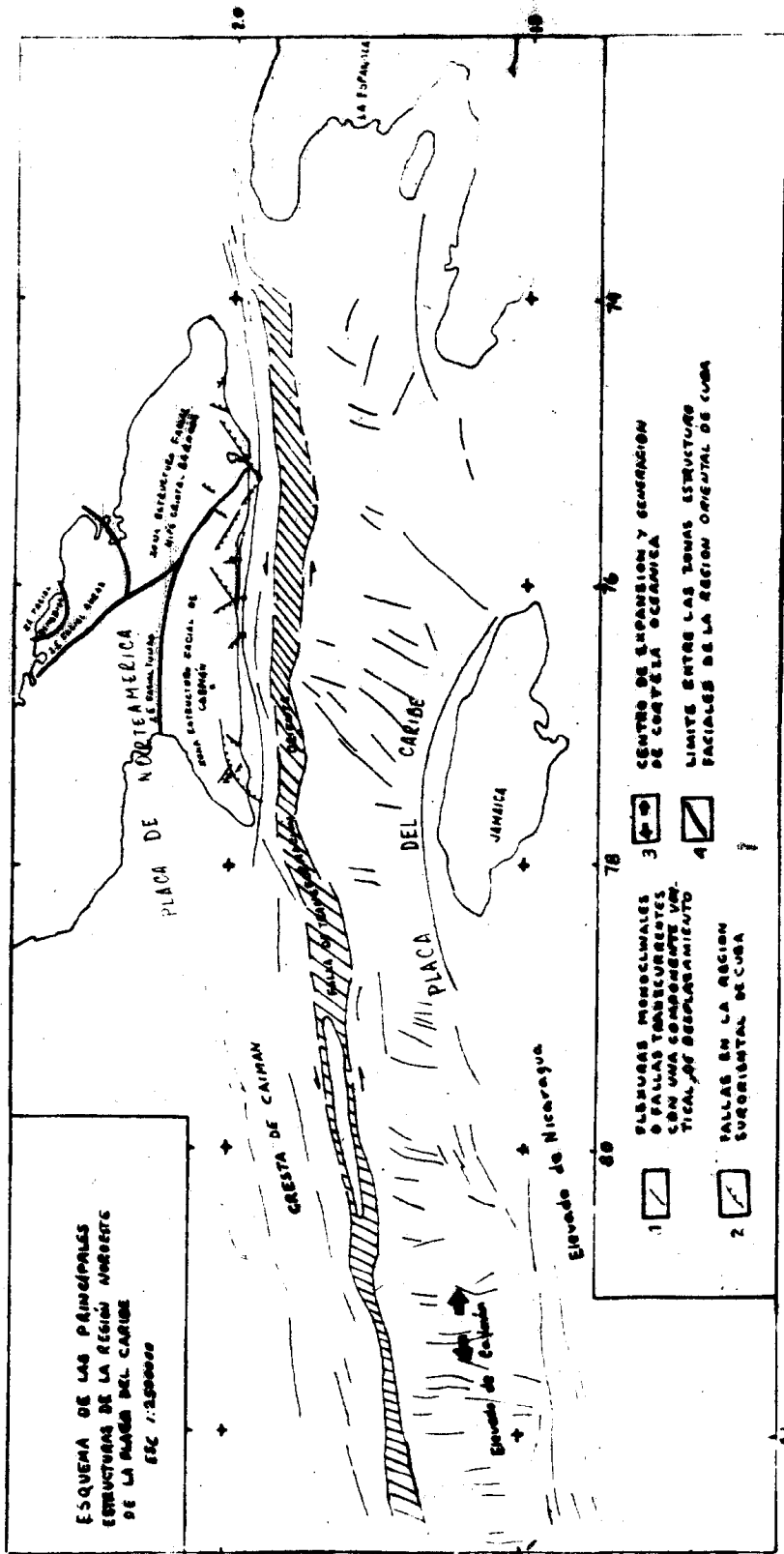


Fig. 10 Esquema de las principales estructuras de la región noroeste de la placa del Caribe.

Modificado de: Case J.E. Holcombe, T.J. (1980)

existencia de un proceso de generación de corteza oceánica (Holcombe, T.L. y otros, 1973) al estilo de los rifts oceánicos en la región de las islas Caimán, donde ocurren terremotos con profundidades de 0-70 km (Case, J.E.; Holcombe, T.L., 1980). Al E, en su intercepción con la fosa de Puerto Rico, se plantea la hipótesis de la existencia de una zona de subducción con la presencia de fallas de charnelas en los bordes de una pequeña placa (Bracey, R; Vogt, P.R., 1970), cuestión ésta discutida (Molnar, P., Sykes, L.R., 1971; Bracey, R., Vogt, P.R., 1971). El límite entre las placas del Caribe y América del Norte se prolonga hacia el W hasta la unión con la placa de Ceces, estando constituido por el sistema de fallas jóvenes y activas de Metagua, Pochelic y Jecotán-Chamelecón, ya en tierras de América Central (Plafker, G., 1977).

La velocidad de generación de corteza oceánica para la región de las Islas Caimán es de 0,4 cm/año (Perfit, M.R., Heezen, B.C., 1978), y en cuanto a las velocidades de los movimientos relativos de las placas del Caribe y de América del Norte han sido estimadas por distintos autores los valores siguientes: (Holcombe, T.L. y otros, 1973) 2,2 cm/año, (Jordan, T.H., 1975) 2,1 cm/año, (Mc. Donald, K.C., Holcombe, T.L., 1978) 2,0 cm/año, donde la placa del Caribe se desplaza de forma lateral-siniestra con respecto a la de América del Norte. El movimiento con respecto a la de América del Sur es de tipo lateral-diestro.

La importancia para el desarrollo de la región del Caribe y en particular de Cuba, de los movimientos de las placas se puede resumir en: Los plegamientos del Cretácico Cenomaniano-Eoceno Superior asociados a la etapa de continentalización de la evolución geológica de Cuba, se plantea que fueron debidos a los movimientos horizontales de retroceso al N y E de las masas continentales del sur que comprimieron a la depresión oceánica, originando de este modo el afloramiento de las Ofiolitas (Iturralde-Vinent, M.A. 1981). Por otra parte la convergencia actual entre las placas de América del Norte y del Sur ha sido planteada por (Ladd, J.W., 1976).

La región oriental de Cuba presenta cinco zonas Estructuro-Faciales; de ellas en la parte sur se encuentran Caimán y Nipe-Cristal-Ba-



racoa, las cuales, a pesar de pertenecer a la zona Zaza, tienen diferentes estadios de evolución y orientación en sus sistemas montañosos.

La zona **estructure-facial** Caimán se caracteriza por una tectónica muy compleja, con la presencia de un sistema de fallas laterales de dirección NE-SW, **asociado** fundamentalmente a la orogénesis Cubana y a los movimientos relativos de las placas; un segundo sistema de fallas NWN-SES de tipo compresivo por la convergencia de las placas de América del Norte y del Sur, y, por último, un tercer sistema de fallas (las más jóvenes) formado en el flanco sur de la Sierra Maestra, con rumbo Bartlett, asociados al movimiento lateral-siniestro de la placa del Caribe (fig. 11) (Brigada Cubano-Húngara, 1976). Es aquí, en la zona **estructure-facial** Caimán donde se han producido los mayores movimientos neotectónicos del país. La zona **estructure-facial** Nipe-Cristal-Baracoa se caracteriza por una edad más antigua que Caimán y por presentar movimientos de tipo vertical durante la fase orogénica Pirenaica siendo los movimientos horizontales limitados en el tiempo (Cr₂-Paleoceno); la misma se delimita a partir del E de la Bahía de Guantánamo con una estructura disyuntiva definida de dirección NW-SE. Es decir, se manifiesta un contraste de estabilidad tectónica entre ambas zonas **estructure-faciales** que se **encuentra** en plena correspondencia con los resultados de la actividad sísmica para la región.

El empleo de los materiales cósmicos y aéreos (Trifunov, V.G., Formell, F., Oro, J., Pérez, C., inédito), permitió determinar otros indicios de la actividad tectónica reciente para la región oriental de Cuba, como por ejemplo, la presencia de anticlinales cuya constitución plegada **está relacionada con los movimientos laterales siniestros por las fallas Bartlett-Caimán y las condiciones de compresión en la dirección NE-SW.** Estos anticlinales se encuentran intercortados por fallas transversales que constituyen el denominado plumaje de la falla Bartlett norte (3^{er} sistema, fig. 11).

Las evidencias de los movimientos de las placas analizadas para la región del Caribe, se encuentran en la migración del vulcanismo en el sentido de las manecillas del reloj desde la zona Arroyo Cangre en Pinar del Río (Cuba) en el J₃, hacia Cuba Central en el Cr, continuando

PRINCIPALES SISTEMAS DE FALLAS JÓVENES
 EN LA ZONA ESTRUCTURAL FACIAL DE GRAMÁN
 (Región estructural de Cuba)
 1:500 000

- 1  FALLAS DIRECTAS
 2  FALLAS CON DESPLAZAMIENTO POR
 EL RUMBO SINISTRO (SISTEMA S)

W. - E

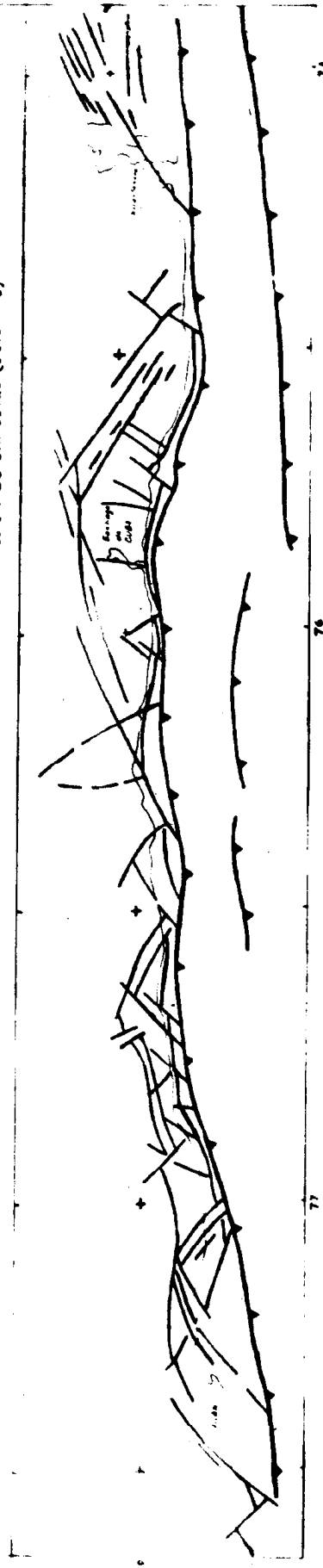


Fig. 11 Principales sistemas de fallas jóvenes en la zona estructuro-facial de Caínán.

Tomado de: Brigada Cubano-Húngara (1976)

a Cuba Oriental ya en el Paleógeno, para encontrarlo actualmente Las Antillas Menores (Oro, J., comunicación personal).

La zona epicentral del terremoto del 19 de febrero de 1976, se encuentra en el borde del bloque Pilón de la zona **estructure-facial** Caimán, en que aflora el miembro Pilón (último miembro de la **formación** Cobre), que se encuentra poligonado por los tres sistemas de fallas antes descritos:

- 1) Fallas paralelas al eje de la Sierra Maestra que limitan la zona **estructure-facial** Caimán.
- 2) Fallas transversales que dividen en bloques la zona **estructure-facial** Caimán.
- 3) Fallas de plumaje de Bartlett Norte,

y perfectamente diferenciado al E por un escalón más elevado denominado **bloque** Cobre, en que aflora la típica **formación** Cobre.

MECANISMOS FOCALES EN LA REGION SURORIENTAL DE CUBA

Como se ha discutido en el epígrafe precedente, el tipo de los procesos tectónicos de la región está determinado por la interacción entre las placas Norteamericana y del Caribe. Lo complejo de esta interacción hace que no exista un desplazamiento simple a lo largo de la frontera entre ellas, aumentando así la importancia de la determinación del mecanismo focal de los terremotos ocurridos en la misma.

Diferentes autores han estudiado los mecanismos focales en la región del Caribe (Wickens, A.J., Hodson, J.H., 1967; Molnar, P., Sykes, L.R., 1969; Mendiguren, J.A., 1966; Kanamori, H., Stewart, G.S., 1978; Dean, B.W., Drake, C.L., 1978; Langer, C.J., Bolinger, G.A., 1979). Para la frontera entre las placas de Norteamérica y del Caribe al oeste de los 72°W han sido obtenidos los mecanismos focales de seis terremotos, cuyos parámetros y soluciones de planos de falla aparecen en la tabla 6, además de cuatro soluciones compuestas para las réplicas del terremoto del 4 de febrero de 1976. En la figura 12 se representan gráficamente sobre un mapa los ejes de tensión (T) y compresión (P) de cada uno de los seis terremotos mencionados.

a)

No	Fecha	t_0	Lat N	Lon W	h	M
1	25 jul 1962	04 37 46.5	19.0	81.2	33	
2	23 feb 1966	05 11 32.5	16.8	85.9	33	4.9(m _p)
3	19 sep 1957	00 28 02.2	16.96	85.60	12	6.0(PAL)
4	20 abr 1962	05 47 55.3	20.6	72.2	25	
5	25 feb 1969	07 39 02.0	15.3	87.4	24	5.4(m _p)
6	4 feb 1976	09 01 43.9	15.28	89.19	5	7.5(MS)

b)

No	Eje X		Eje Y		Eje Z		Eje P		Eje T		Plano X		Plano Y	
	Az.	Bu.	Az.	Bu.	Az.	Bu.	Az.	Bu.	Az.	Bu.	Ru.	Bu.	Ru.	Bu.
1	171	0	261	0	81	30	213	7	306	7	261	90	350	80NE
2	160	0	250	10	70	60	204	7	295	7	250	90	34	80NE
3	165	0	75	0	Centro		30	0	120	0	255	90	165	90
4	144	43	20	30	278	31	176	7	74	57	234	47NW	110	60SW
5	356	14	250	48	98	38	205	20	316	44	86	76SE	340	42NE
6	336	0	246	5	66	35	202	4	292	4	66	90SE	336	85NE

TABLA 6.- Parámetros (a) y soluciones de plano de falla (b) de seis terremotos en la frontera de las placas del Caribe y Norteamérica. Del 1 al 4 son tomados de (Molnar, P.; Sykes, L.R., 1969), el No. 5 de (Dean, B.W.; Drake, C.L., 1978), y el No. 6 de (Kanamori, H.; Stewart, G.S., 1978). Las soluciones de plano de falla fueron completadas a partir de los datos dados por los autores. (Az.= azimut, Bz.= buzamiento, Ru.= rumbo)

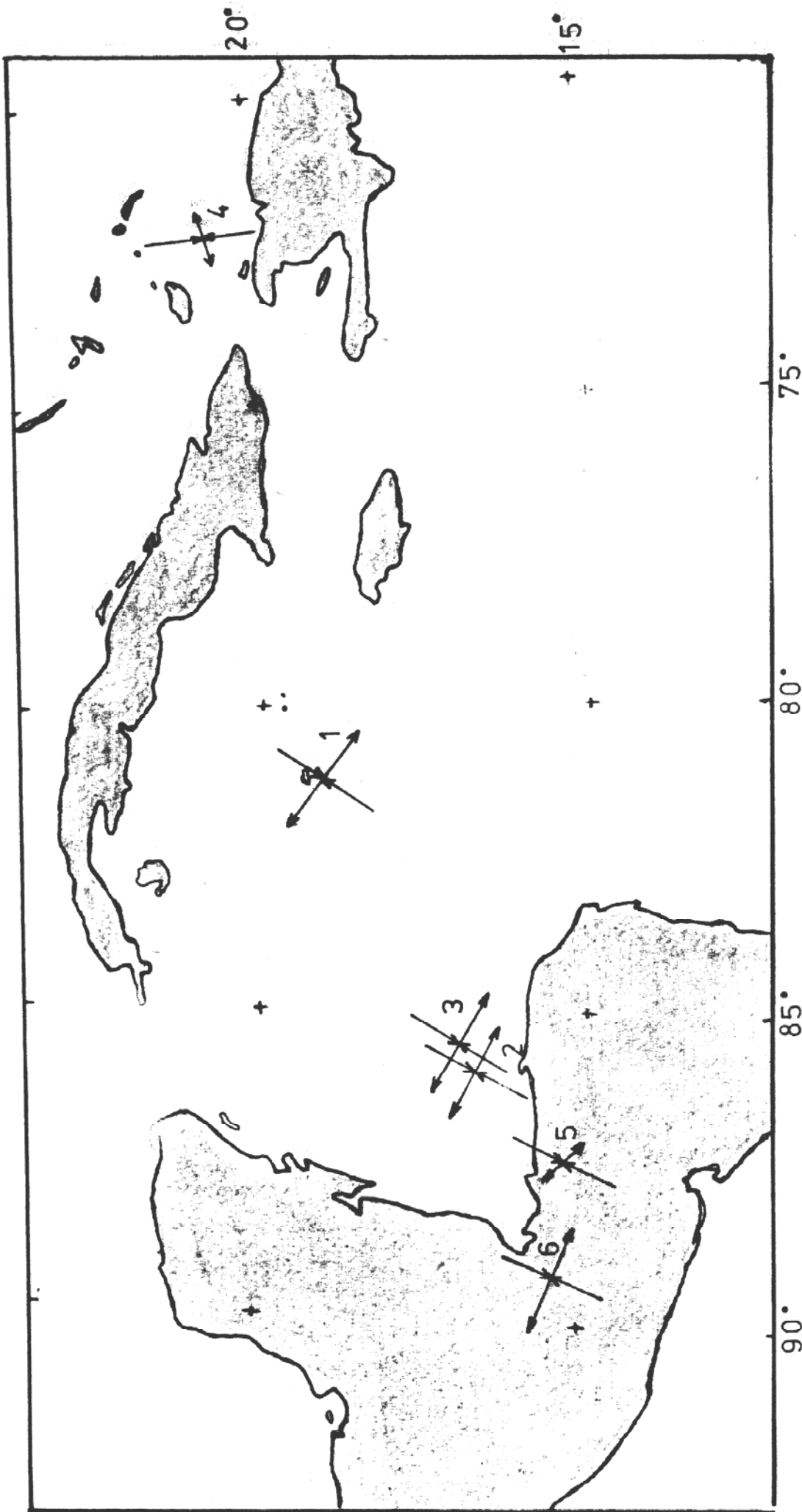


FIG. 12 Mecanismos focales determinados por otros autores. Los números se corresponden con los de la tabla 6

Como se ve de estos datos, existe un vacío en la literatura para la región suroriental de Cuba, por lo que en este trabajo no sólo se realizó un estudio del terremoto del 19 de febrero de 1976 y sus réplicas, sino se incluyeron en el análisis otros terremotos de la región que en los últimos años han sido reportados por estaciones sismológicas alejadas de Cuba. En total se analizaron nueve terremotos, cuyos parámetros se presentan en la tabla 7a.

Se empleó el método de determinación manual de los planos nodales sobre la representación en la red de Wulf de las observaciones del signo del primer impulso de las ondas P en la semiesfera inferior. Se utilizaron fundamentalmente las observaciones de estaciones lejanas al epicentro, incluyendo, en caso de existir, las correspondientes a las estaciones RCC y PIN. El signo del primer impulso de P fue tomado en algunos casos de los boletines del Centro Internacional de Sismología (ISC, 1978), y en otros del análisis directo de copias de sismogramas. El valor del ángulo de emergencia se tomó de tablas $i(\Delta)$ (Balakina, L.M. comunicación personal).

En total fueron determinados cuatro mecanismos focales, dos de ellos soluciones para terremotos simples, y los otros dos, mecanismos compuestos para varios terremotos (Tabla 7b). A continuación se detallan estas soluciones:

- 1) Terremoto del 19 de febrero de 1976.- sobre la base de 36 lecturas de signos de P tomadas de los boletines internacionales (ISC, 1978) y directamente de los sismogramas de las estaciones cubanas se determinó un mecanismo de corrimiento por el rumbo siniestro (Fig. 13). El total de puntos inconsistentes con la solución fue de 8 para un 22%. El plano X, que se considera correspondiente al plano de falla se determinó con una incertidumbre en el buzamiento de $\pm 10^\circ$.
- 2) Réplicas de los días 23 y 24 de febrero de 1976.- mecanismo compuesto determinado sobre la base de 21 lecturas de signos de P tomadas de los boletines internacionales (ISC, 1978) y directamente de los sismogramas de las estaciones cubanas. Corresponde a un fallamiento de tipo normal con plano de falla de rumbo 96°

Fecha	t _o	Lat N	Lon W	h	m _b	Mis
11 oct 1968	02 28 24	19.88	75.92	48	4.3	
16 feb 1969	23 07 28	19.92	75.74	83	4.2	
16 mar 1970	22 48 52	20.14	74.6	89	4.3	
22 dic 1970	17 09 56.0	19.92	75.29	34	4.7	
11 abr 1972	11 56 55	19.09	80.74	19	4.7	
20 may 1973	03 00 09.3	19.71	75.58	33	4.5	
19 feb 1976	13 59 59.8	19.87	76.87	15	5.3	5.7
23 feb 1976	21 58 46.5	19.84	77.12	17	4.9	4.6
24 feb 1976	11 28 34.2	19.84	77.17	24	4.8	

TABLA 7a.- Parámetros de los terremotos usados para determinar mecanismos focales. Los seis primeros son tomados de los boletines del ISC, los tres últimos de las redeterminaciones efectuadas en este trabajo.

Terremoto o grupo de terremotos	Eje X Az. Bu.	Eje Y Az. Bu.	Eje Z Az. Bu.	Eje P Az. Bu.	Eje T Az. Bu.	Plano X Ru. Bu.	Plano Y Ru. Bu.
19 feb 1976	356 10	266 4	149 80	40 4	310 11	86 80SE	356 86NE
23 feb 1976	220 30	5 55	118 16	258 69	26 13	310 60NE	95 35SW
24 feb 1976	158 32	54 20	296 50	198 8	102 40	248 50NW	144 70SW
11 oct 1968							
16 feb 1969							
16 mar 1970							
22 dic 1970							
20 may 1973							
11 abr 1972	345 2	75 20	257 70	28 14	122 13	75 88SE	165 70SW

TABLA 7b.- Soluciones de plano de falla obtenidas.

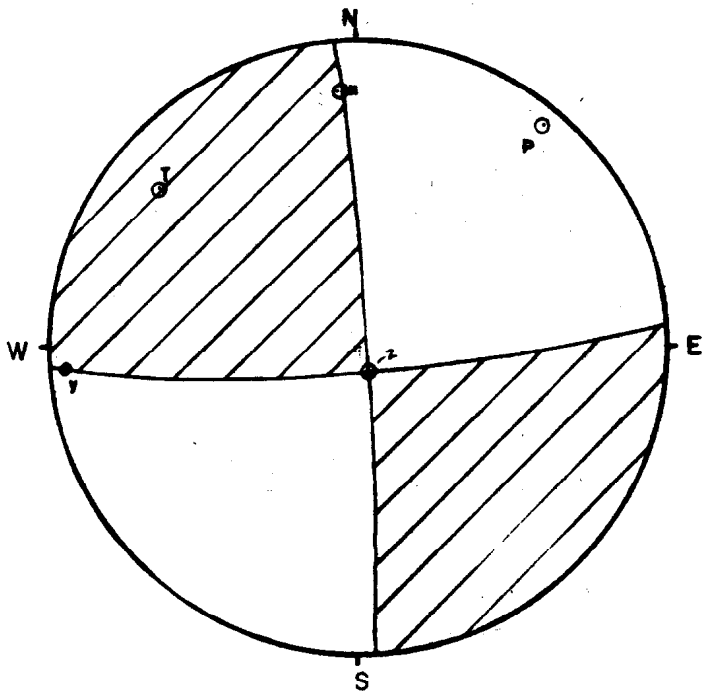


Fig. 13 Mecanismo focal del terremoto del 19 de febrero de 1976

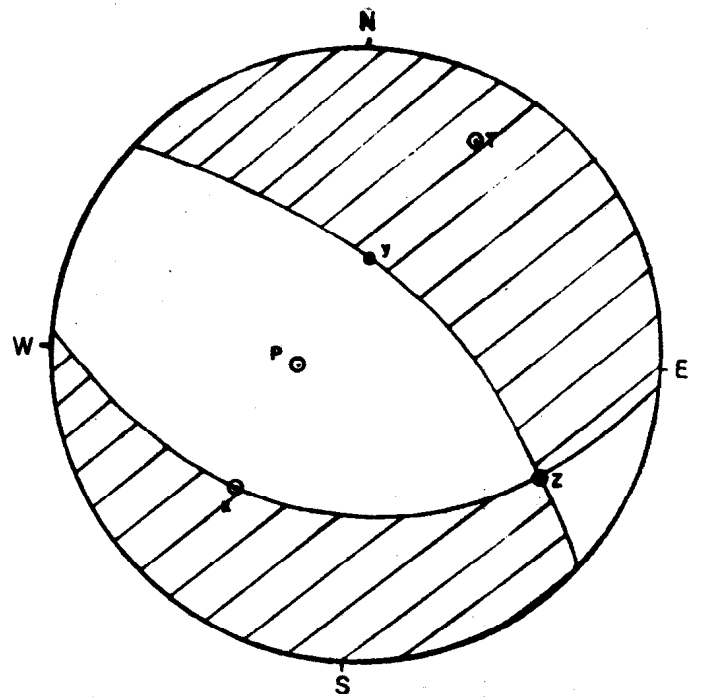


Fig. 14 Mecanismo compuesto de las réplicas del 23 y 24 de febrero de 1976

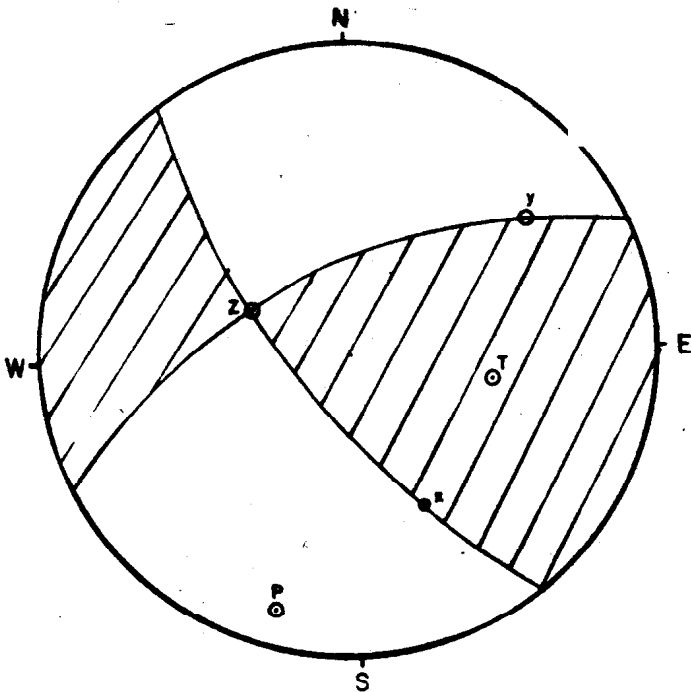


Fig. 15 Mecanismo compuesto de cinco terremotos en la región suroriental de Cuba (11 oct 1968, 16 feb 1969, 16 mar 1970, 22 dic 1970, 20 may 1973).

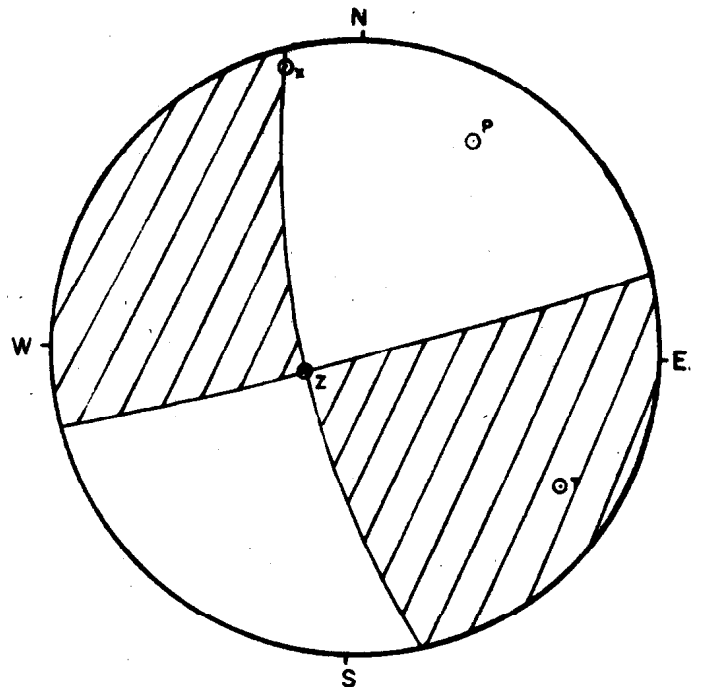


Fig. 16 Mecanismo focal del terremoto del 11 de abril de 1970.

y buzamientos de 36° hacia el sur (Fig. 14). El total de puntos inconsistentes fue de 4 para un total de 19%. Sin embargo la poca cantidad de puntos utilizados hace poco confiable esta solución.

- 3) Terremotos del 11 de octubre de 1968, 16 de febrero de 1969, 16 de marzo de 1970, 22 de diciembre de 1972 y del 20 de mayo de 1973.- mecanismo compuesto determinado sobre la base de 54 lecturas de P medidas directamente de sismogramas de la red WWSSN y de las estaciones cubanas. Corresponde a un corrimiento por el rumbo siniestro (Figura 15), pero en este caso el plano de falla buza hacia tierra firme, al contrario de lo que ocurre para el del 19 de febrero de 1976. El número de puntos inconsistentes fue de 12, para un 22%.
- 4) Terremoto del 11 de abril de 1972. Sobre la base de 20 lecturas de signo de P medidos directamente de sismogramas de la red WWSSN y de las estaciones cubanas se determinó un mecanismo del tipo de corrimiento por el rumbo siniestro (Figura 16). El plano X, que se considera correspondiente al plano de falla se determinó con una incertidumbre de $\pm 12^{\circ}$ en el buzamiento. El total de puntos inconsistentes fue de 2 para un 10%. Sin embargo, la poca cantidad de puntos utilizada hace poco confiable esta solución.

En la figura 17 se representan sobre un mapa los ejes P y T determinados en cada caso. Con excepción del mecanismo correspondiente a las réplicas del 23 y 24 de febrero de 1976, el cuadro obtenido reafirma los planteamientos sobre el corrimiento de la placa del Caribe con respecto a la Norteamericana. Los planos de falla seleccionados coinciden en lo fundamental con la dirección de la frontera entre las placas. Las soluciones 1 y 4 corresponden a desplazamientos por el rumbo netos a lo largo de dicha frontera. La solución 3 tiene una alta componente de desplazamiento por el rumbo, pero el buzamiento mayor de sus ejes de tensión indica la presencia de cierto movimiento del tipo "thrust". Sin embargo, en este caso se debe señalar que el plano de falla buza hacia el interior de la Isla, contrario a lo que se debía esperar dado el tipo de estructura presente y la actividad sísmica actual de la región (Alvarez, H., 1974). Finalmente, el mecanismo normal de la solución 2 significa que

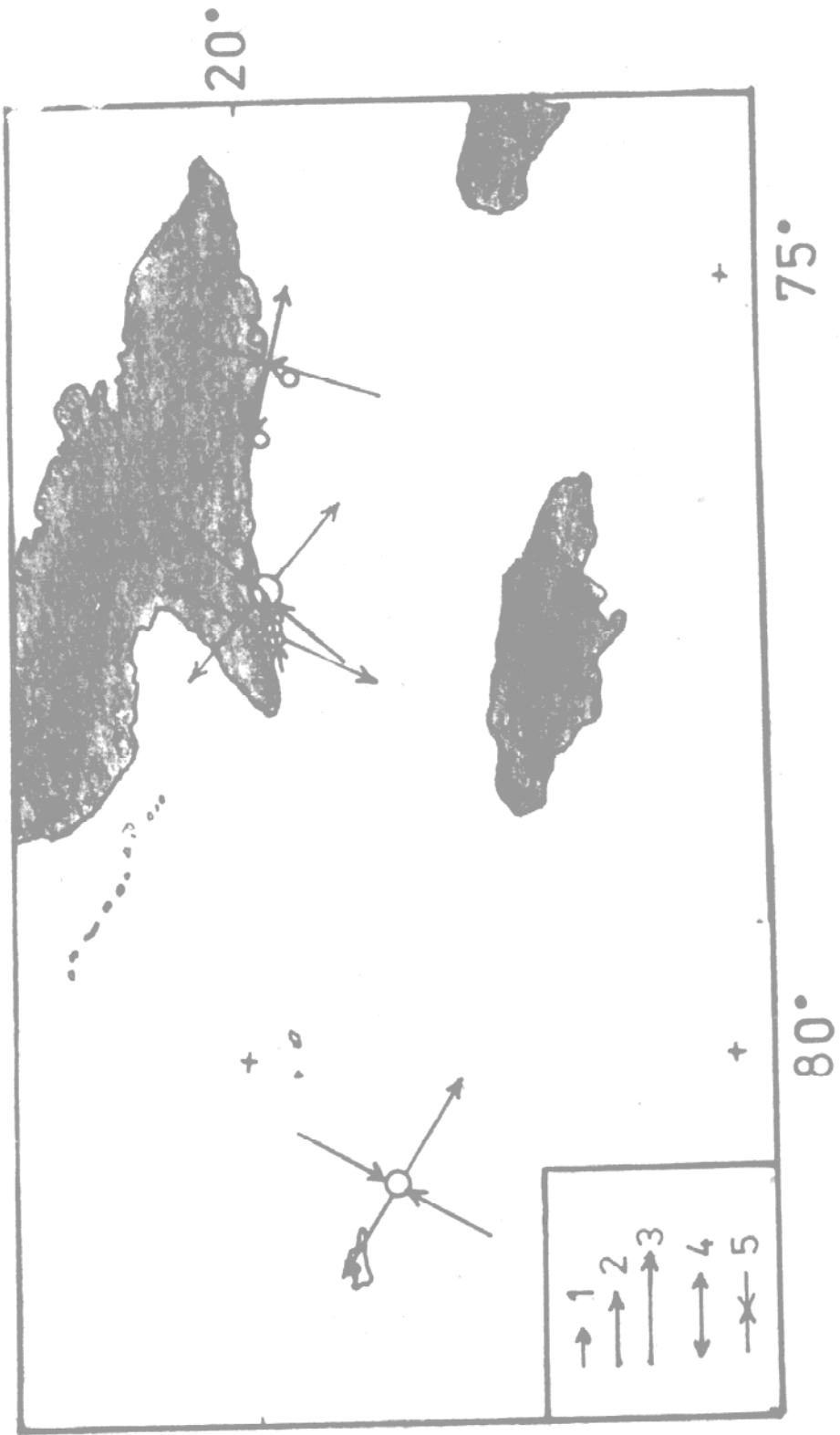


Fig. 17 Ejes de presión (P) y tensión (T) de las soluciones halladas.
 1.- buzamiento mayor que 60°, 2.- idem entre 30° y 60°, 3.- idem menor que 30°, 4- Eje T, 5- Eje P

las réplicas más fuertes del terremoto del 19 de febrero de 1976 fueron debidas a reajustes verticales en el sistema Bartlett-Caimán.

ESECTOS MACROSISMICOS DEL TERREMOTO DEL 19 DE FEBRERO DE 1976 Y DE LA ACTIVIDAD POSTERIOR.

Como se planteó en la introducción, este sismo fue el más fuerte de los ocurridos en los últimos 35 años, y sus efectos se hicieron sentir sobre una amplia área de la región oriental. Incluso, en la vecina isla de Jamaica, distante unos 140 km al sur de Cuba, fueron sentidas sacudidas de V grados en la escala Mercalli-Modificada (NEIS, 1976). La intensidad máxima reportada se circunscribe a un tramo de la costa cercano a la localidad de Pilon y corresponde a VIII grados en la escala MSK-78. Esta escala es una variante mejorada de la mundialmente conocida MSK-64, introducida recientemente en la práctica sismológica con resultados satisfactorios (MSK-78, 1981).

El área afectada incluye las provincias de Granma, Santiago de Cuba, Holguín y Las Tunas, así como gran parte de las provincias Guantánamo y Camagüey. Una buena parte de la misma fue recorrida en ocasión de los trabajos de campo realizados inmediatamente después de ocurrir este terremoto, lo que permitió realizar una evaluación de las intensidades con que fue percibido el mismo en las diferentes localidades. Un resumen de los datos que se consideran más importantes se presenta en la tabla 8. Por otra parte, en la figura 18 se presentan fotos de los efectos en diferentes lugares de la localidad de Pilon.

Este material, complementado con reportes llegados al Instituto de Geofísica y Astronomía por diferentes vías sirvió de base para la confección del mapa de isosistas (fig. 19).

Si se compara este mapa con las isosistas teóricas obtenidas de la ecuación de campo macrosísmico propuesta por Fedórov S.A., Shumílina, L.C., 1971).

$$I = 1.5 M_s - 2.63 \lg r - 0.0087 r + 2.5$$

evaluada para $M_s=5.7$ y $h=15$ km (fig. 20), se observa una correspondencia bastante buena para la dirección paralela a la estructura principal, lo que corrobora lo planteado por (Alvarez, L., Buné, V.I., 1977) de que

TABLA No. 3.- Principales daños señalados del sismo del 19 de febrero de 1976.

Pilón (VIII). En el espigón de la Terminal Pesquera se volcaron motores V8, las piezas y herramientas cayeron de los estantes y mesas; un banco de trabajo de gran peso, se corrió varios centímetros de su posición original. En el espigón del Central los soportes de acero de la conductora de melaza se abrieron y desajustaron, una masa de acero de 0.5 toneladas se corrió 2 cms., los tachos del Central se corrieron 3,5 cms. de su posición original, se partió una tubería de hierro colado de 1 cm. de espesor y 30 cms. de diámetro. Fue sentido con extraordinaria violencia por los obreros, algunos de los cuales perdieron el equilibrio y cayeron. Se reporta sentido en vehículos en movimiento. Se señalan daños en el 80% de las edificaciones, grietas en el terreno, derrame de líquidos de sus envases, desplazamiento de muebles en las habitaciones y sentidas las oscilaciones en un barco atracado en el muelle. Produjo daños de consideración en el Centro Escolar y el Centro Comercial, tales como rotura de las paredes y caída de pedazos de placa. Se señalar deformaciones en los railes del puente que conduce al embarcadero.

Punta de Hicacos (VIII). El extremo más oriental de la Punta es una barra de arena donde se ubica un albergue de madera y piso de cemento; en él se reportan grandes fracturas en numerosos lugares del piso; todas las literas, bancos, etc., cambiaron de posición o se cayeron; se señalan daños en una mesa de concreto y en las paredes del Centro Turístico que se encontraba en construcción, se produjeron grietas grandes y profundas, así como fracturas en numerosos lugares de los muros del parqueo y en las aceras. Los pescadores vieron revolve el fondo del mar en la orilla de la barra de arena.

Camarón Grande (VIII). Se señalan el colapso total de una casa de manpostería y placa, así como la caída violenta de objetos en casas de construcción rústica. Se reportan cambios de nivel en los pozos y manantiales, así como el surgimiento de otros manantiales. Se señalan derrumbes en taludes artificiales de pendiente superior a los 45°, ocasionando la interrupción de caminos. Se produjeron grietas largas en el terre-

Mota (VII-VIII). Se produjeron grietas de mayor o menor envergadura en

todas las construcciones de mampostería. Se reporta que en el Centro Escolar se partió una columna de concreto provocando una grieta de gran tamaño en la placa, la cual presenta además grietas largas por debajo y por arriba. La placa quedó despegada de las paredes.

Pico Turquino (VII). Se partió y cayó un monumento geodésico de concreto cuya base al parecer no estaba bien asentada. El monumento de José Martí presenta una grieta fina de más de un metro de largo, así como grietas horizontales en su base de asentamiento. Se reportan deslizamientos en el terreno y grietas en las rocas.

Pico Cuba (VII). Se produjeron deslizamientos en las pendientes naturales de gran inclinación. Una casa de madera y techo de zinc colapsó totalmente, otra quedó inclinada y en una tercera la pared quedó hundida como si hubiera sido golpeada por una masa. Los hornos circulares de la casa museo se fracturaron en varios lugares. Se produjeron grietas en las rocas.

Las Mercedes (VII). Se reportan grietas profundas que cortan las paredes de bloques y caída del repello en la Casa de la Cultura, el Centro Escolar y casas de vivienda; caída al piso de objetos colgados en las paredes; grietas grandes en la unión de las columnas de concreto con las vigas del techo y grietas profundas en las paredes de bloque en el Comedor del INIT. La chimenea del horno de la panadería se fracturó y cayó. Se reporta la interrupción del camino que conduce de Vega a Purgatorio. Se señala la caída al piso de planchas metálicas recostadas en una pared.

Cieneguilla (VII). Produjo pánico en la población. Se señalan largas grietas verticales y horizontales en todas las construcciones de mampostería y placa. En las tiendas de ropa, víveres y farmacia se precipitó la mercancía al piso. Se reporta que en el edificio de la FMC se despegó la placa de las paredes.

Playa Caletón de Mota (VII). En el Centro Turístico recientemente se reportan grietas en todas las paredes y en las columnas de concreto, fracturas en los muros del parqueo, grietas largas en las aceras y áreas cementadas, rotura de celosías ornamentales de ladrillo y de los bancos de la parada de ómnibus.

Punta Piedra (VII). Llanura despoblada con una sola vivienda de yagua y guano. Sentida por los moradores con extraordinaria fuerza. Se derramó el agua de los tanques, se cayeron al suelo taburetes y objetos de los estantes. Los horcones de la casa se aflojaron. Se señalan grietas en el terreno.

Marea del Portillo (VII). Se produjeron grietas grandes en todos los edificios de mampostería; en el mostrador de cemento del Círculo Social se señalan grietas grandes. En el horno de la panadería se señalan grietas grandes que prácticamente lo cortaron en dos. Se reporta la caída de todas las mercancías en exhibición en las tiendas.

Río Camaroncito (VII). Zona despoblada. En el cañón del río del mismo nombre se observaron derrumbes en las laderas naturales y largas grietas verticales de varios centímetros.

Ocujaí (VII). Se reporta sentido con fuerza por toda la población. En todas las construcciones de mampostería y placa se presentan grietas finas y largas tanto horizontal como verticalmente. En todas las dependencias de víveres, ropa y medicinas se precipitó al piso gran parte de la mercancía. Se reportan algunos deslizamientos en los taludes artificiales.

Pozo Redondo (VI-VII). Produjo pánico en la población. Se señala la caída de muchos objetos de los estantes y vitrinas. En el Centro Escolar se reportan grietas largas en las uniones de la placa con las paredes, grietas en algunas columnas de concreto, aplastamiento en la zona de contacto de las placas y columnas, así como grietas largas horizontales y verticales en las paredes. Se reporta el desplome de un bobío que presumiblemente estaba defectuoso.

Alto de Jo (VI-VII). Se señalan grietas largas tanto verticales como horizontales en las construcciones de mampostería. En el Centro Escolar de reciente construcción se reportan grietas en la placa además de grietas grandes en las paredes.

Politécnico J.L. Tassende de Media Luna (VI-VII). Produjo pánico entre los alumnos y profesores, los cuales abandonaron las aulas. Se señalan grietas grandes en las paredes y separación de los elementos prefabricados que componen las paredes y el techo. Se reportan fracturas en algu-

nos puntos de unión entre las paredes y el techo con desprendimiento de pedazos de concreto.

Politécnico 2 de diciembre de Miquero (VI-VII). Produjo pánico entre los alumnos y profesores, los cuales abandonaron los locales. Se reportan grietas grandes en todo el edificio, separación de los elementos prefabricados que componen las paredes y el techo, así como fracturas en los puntos de unión entre las paredes y el techo. Se señalan grietas finas en las columnas de concreto.

Ciudad Escolar Camilo Cienfuegos (VI-VII). Se reportan la caída de lámparas fluorescentes, grietas largas en las paredes de bloque, grietas finas en las columnas de concreto, caída de celosías ornamentales y del repelle de las paredes en las edificaciones de las escuelas. **Produjo pánico en los alumnos y profesores.**

Baire (VI). Produjo pánico en la población, la cual abandonó las casas y locales. Se reportan grietas finas y caída de repello en las paredes de las edificaciones. En el Policlínico y en la Fábrica de Pien-sos se señalan estos daños, así como grietas en las uniones de las paredes con la placa en el segundo piso y la caída de objetos en el laboratorio del primero. En la nave de la Fábrica de Viviendas (construcción de ladrillo sin alquitra) se reportan grietas largas en las paredes.

Veguitas (VI). Produjo pánico en la población. Se señalan grietas finas en las paredes de una casa de bloques y en la Estación Meteorológica. En la Escuela Secundaria Básica No. 4 produjo pánico en los alumnos y profesores, rompimiento de cristales y recipientes de laboratorio, así como grietas largas en las paredes de la cocina, caída de azulejos y grietas finas en los techos.

Alegría de Pío (VI). Produjo pánico en la población. En la tienda del pueblo se cayó al suelo la mercancía de exhibición y una estiba en el almacén. Se señala la caída de numerosos objetos en las casas. Se reporta que muchas personas perdieron el equilibrio.

La Magdalena (VI). Se reporta sentido con fuerza por toda la población. En la Tienda del Pueblo se precipitó al suelo gran parte de la mercancía. Se reporta la caída de objetos en muchas casas.

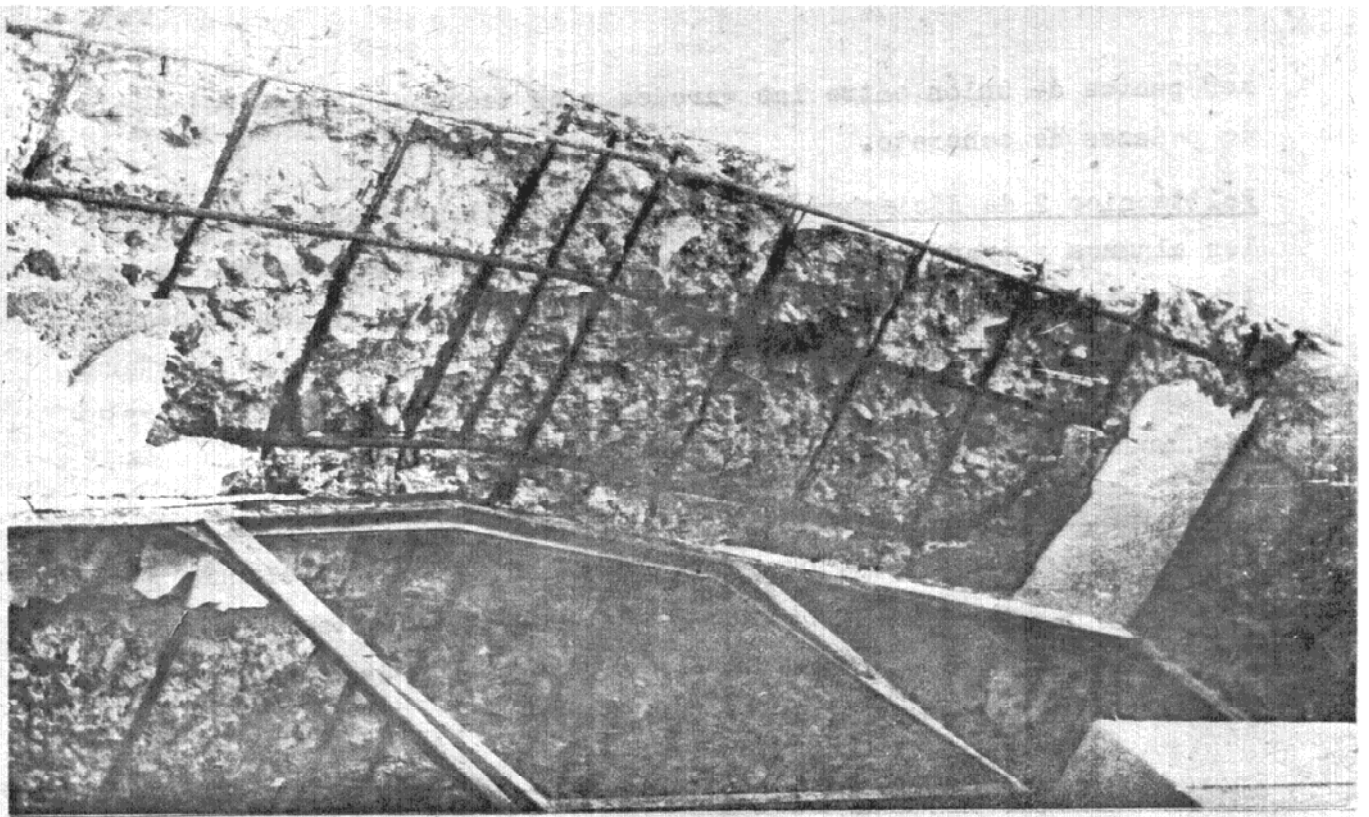
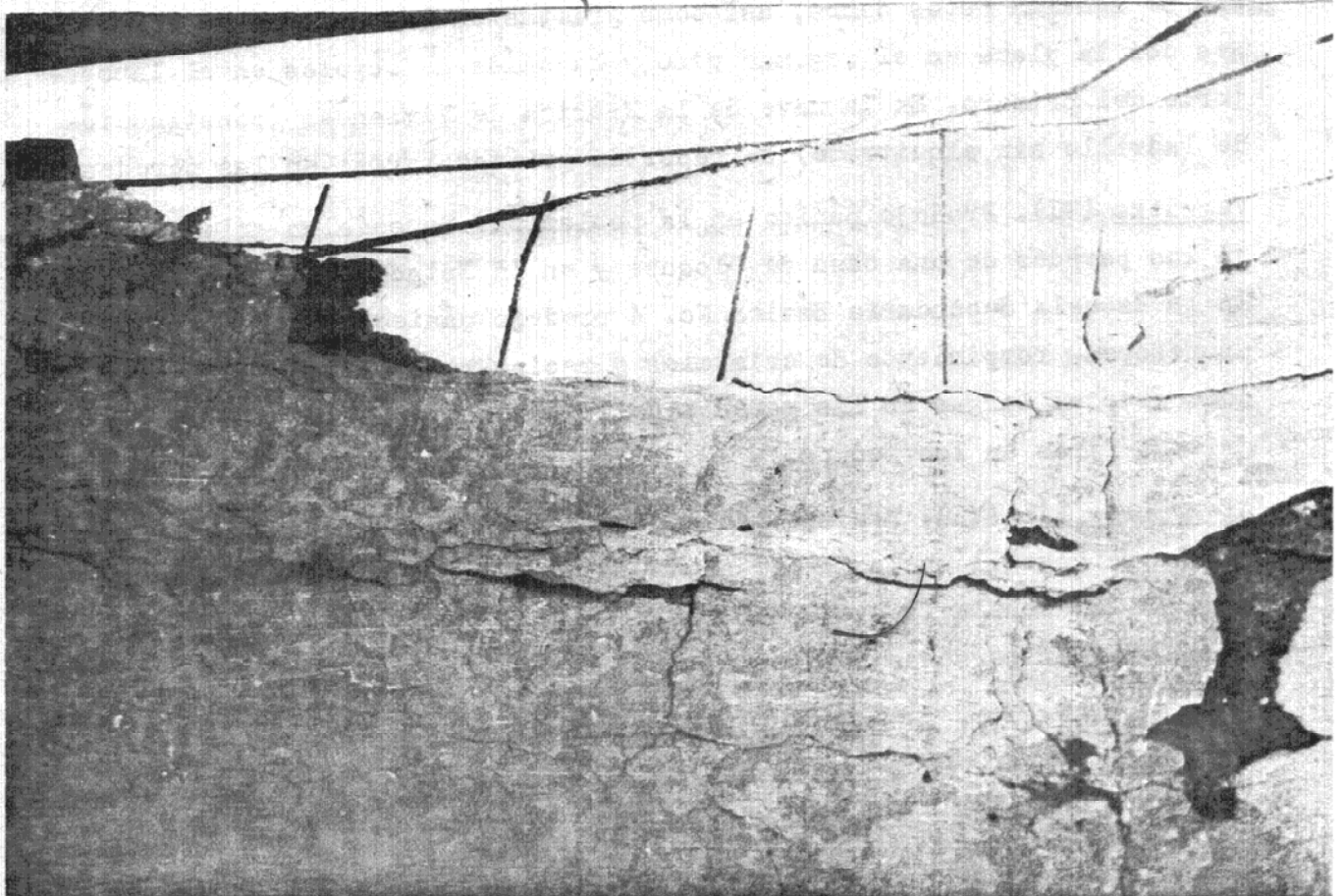


Fig. 16 e. Pilon. Cauce de las lavas y arena de una placa.



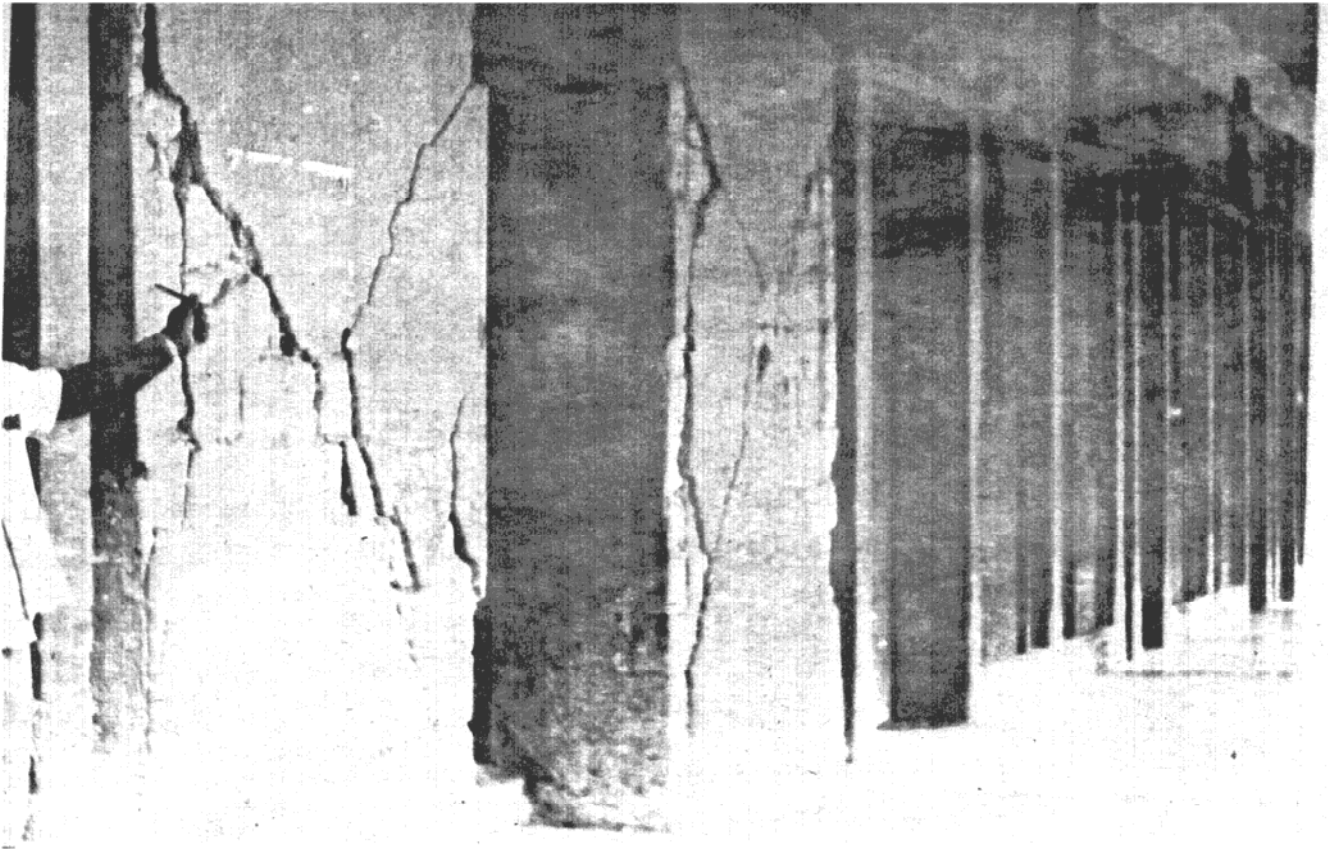


Fig. 18 c. Pilón. Grietas grandes y profundas en paredes.

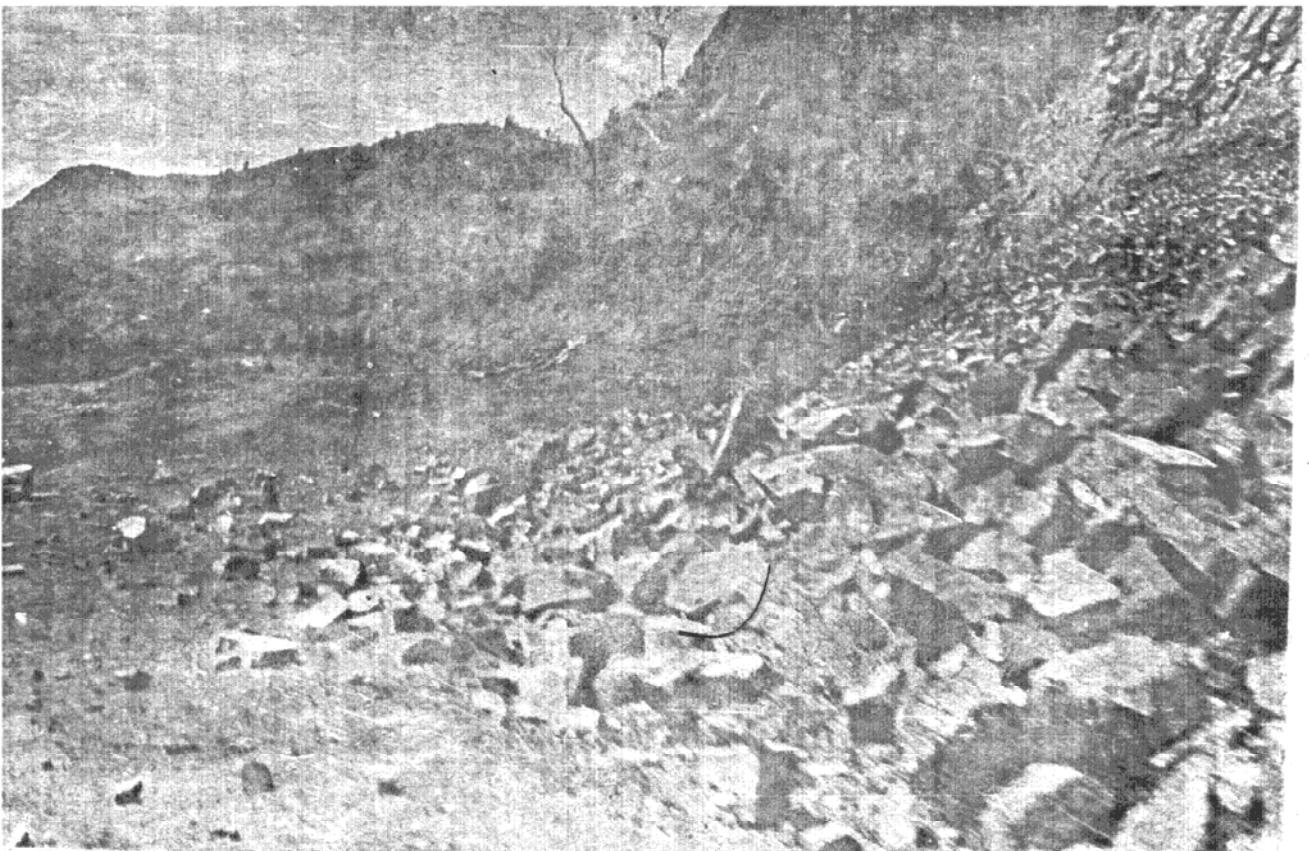


Fig. 18 d. Deslizamiento de rocas en una zona cercana a Pilón.

ésta es la fórmula de atenuación de las intensidades que mejor se ajusta a las condiciones del arco insular del Caribe.

Se debe señalar que la comparación no se hizo a partir del epicentro determinado instrumentalmente, sino a partir del centro de la zona focal, aproximadamente en los 19.9°N y los 77.1°W.

Por otra parte, en la figura 20 se observan otros tres fenómenos característicos:

- Deformación de las isosistas experimentales a través de un alargamiento en la dirección de la estructura tectónica Guacanayabonipe.
- Extensión hacia el oeste de las isosistas de grados mayores. Un detalle de la isosista de VIII grados se muestra en la figura 21.
- Mayor atenuación en la dirección perpendicular a la estructura principal, formando cada isosista una elipse. La razón media de los semiejes es de $a/b = 1.57$.

Un mejor ajuste del mapa de isosistas experimentales se obtiene al utilizar un modelo de isosistas elípticas (fig. 22). Este último se describe a través de las ecuaciones canónicas de una elipse

$$r = a \left| \frac{\cos \theta}{\cos \alpha} \right|$$

$$\theta = \tan^{-1} \left[\frac{a}{b} \tan \alpha \right]$$

donde (r, α) son las coordenadas polares del punto, (a, b) son los semiejes mayor y menor respectivamente, siendo θ un parámetro auxiliar. El valor de a corresponde al valor del parámetro r en la fórmula de Fedotov. El uso de modelos de isosistas se ha extendido en los últimos años a los trabajos de regionalización sísmica (Buné, V.I., Gorsakov G.P., redactores, 1980).

Las réplicas del terremoto del 19 de febrero de 1976 fueron perceptibles en gran número, reportándose 40 en Pilón, y un número menor de ellas en otras localidades. Las más fuertes son las correspondientes a los días 23 y 24 de febrero estudiadas anteriormente, las cuales produjeron intensidades de VI grados en Pilón, con un área de perceptibilidad considerable.

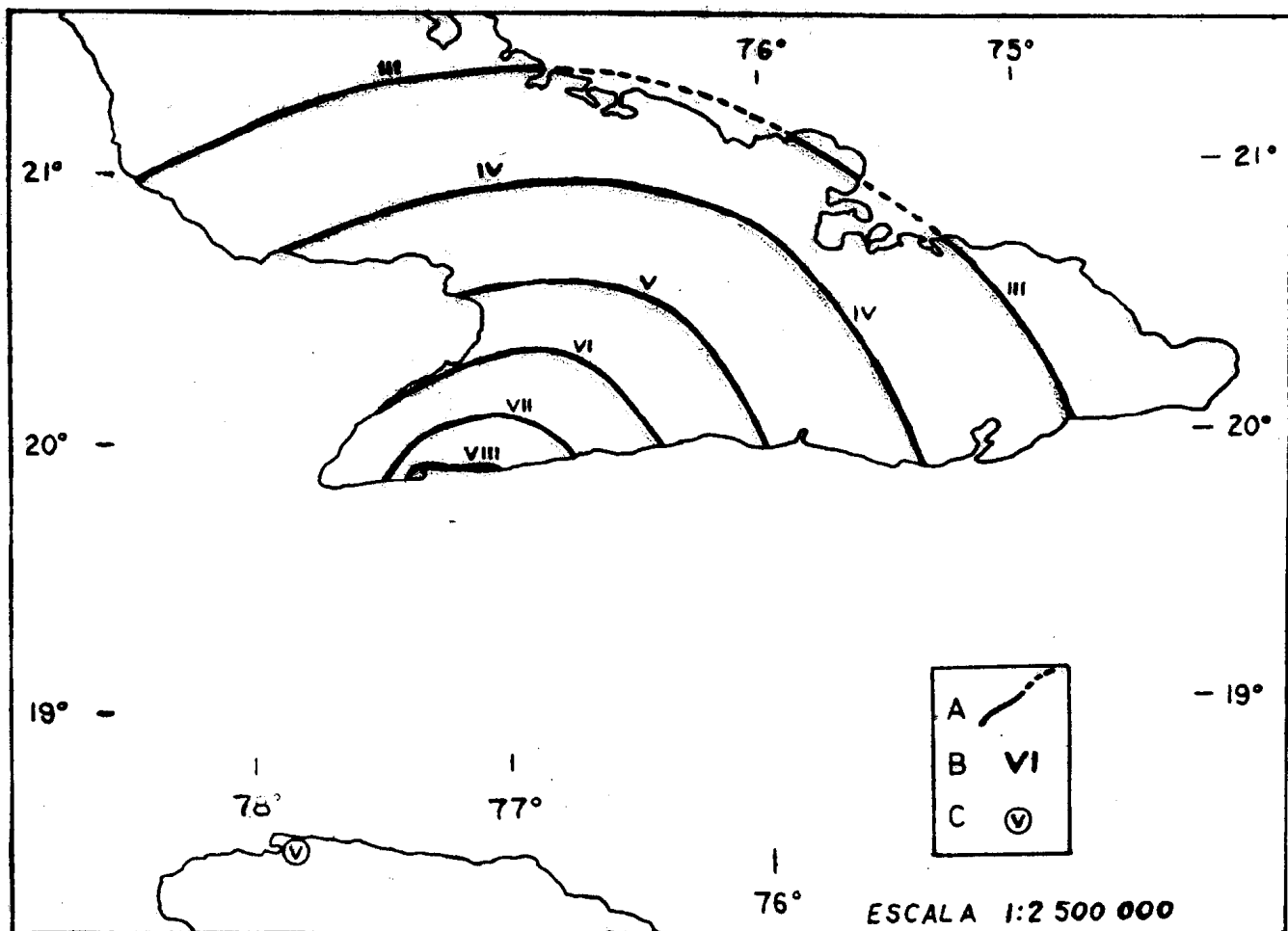


Fig. 19 Isosistas del terremoto del 19 de febrero. A- isosistas, B- valores de intensidad, C- intensidad reportada en Montego Bay, Jamaica.

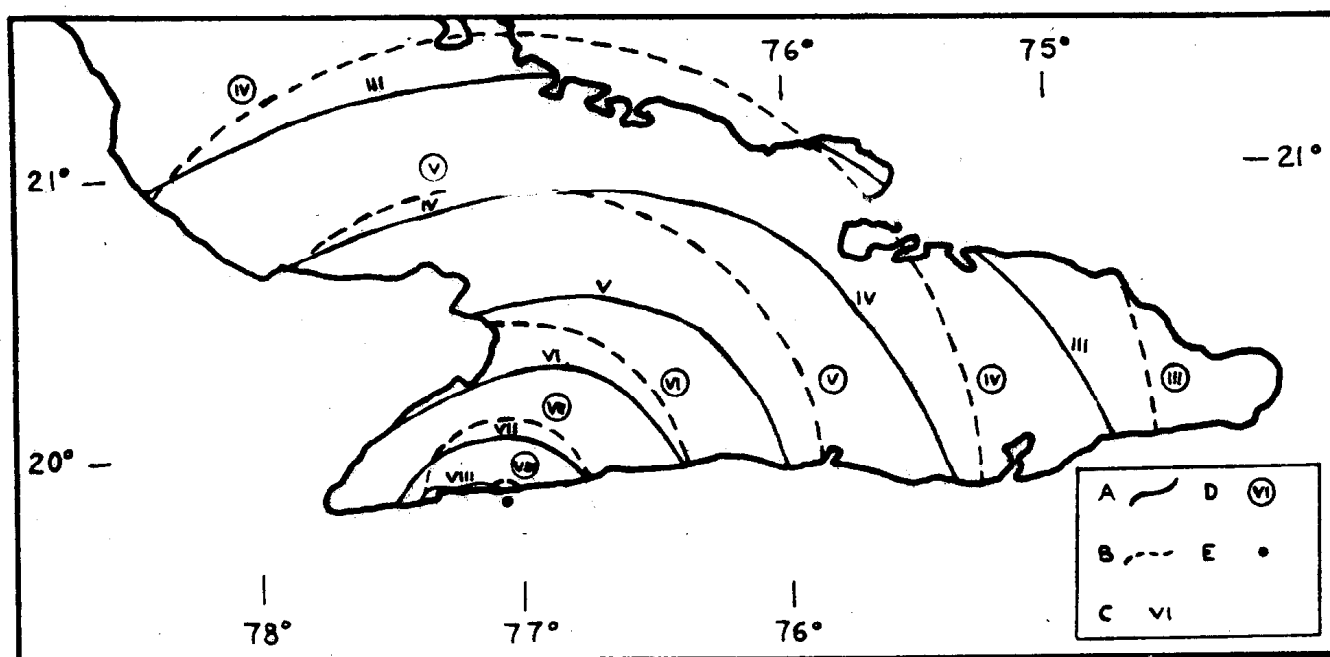


Fig. 20 Comparación de las isosistas experimentales con las teóricas circulares de Fedótov. A- isosistas experimentales, B- idem teóricas, C- valor de intensidad de isosista experimental, D- idem teórica, E- epicentro macrosísmico.

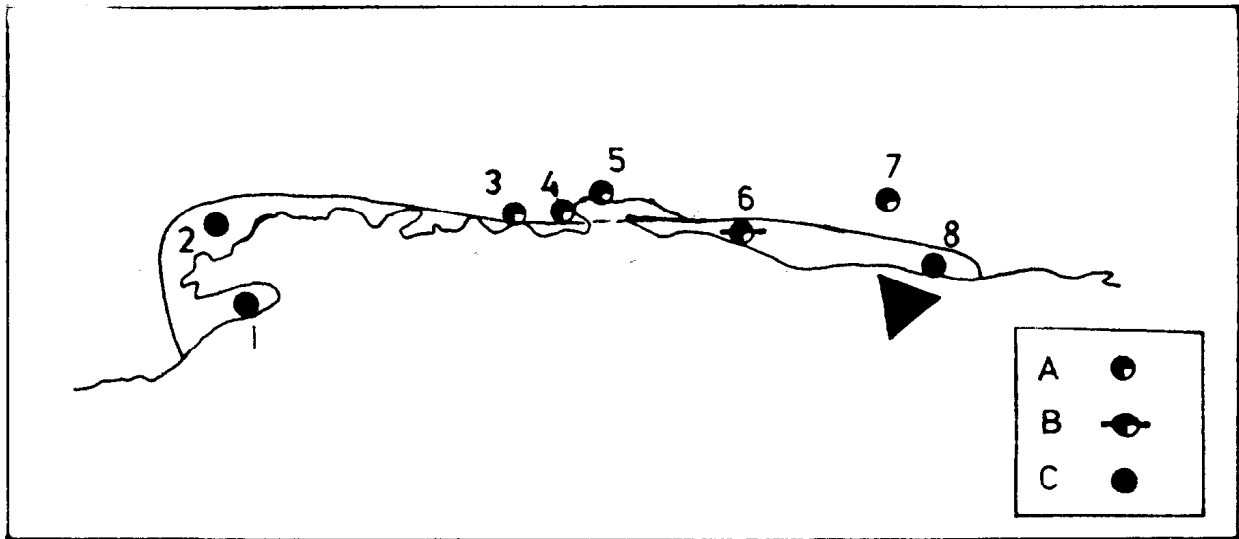


Fig. 21 Detalle de la isosista de VIII grados. A: VII grados, B: VII-VIII grados, C: VIII grados, 1: Punta Hicacos, 2: Filón, 3: Punta Piedra, 4: Caletón de Nota, 5: Marea del Partillo, 6: Nota, 7: Río Camaroncito, 8: Camarón Grande.

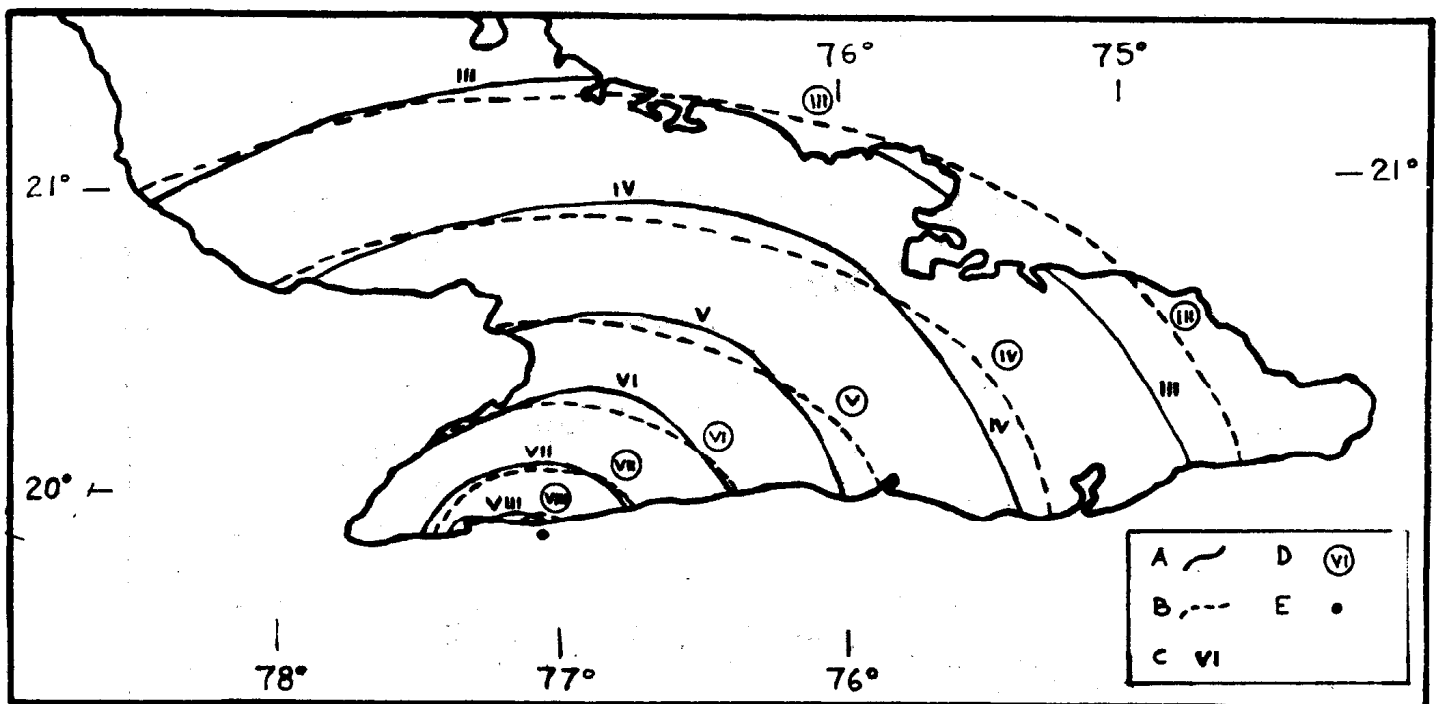


Fig. 22 Comparación de las isosistas experimentales con las teóricas elípticas propuestas en este trabajo. La simbología es similar a la de la fig. 20.

En la Tabla 9 se presenta un listado de las réplicas perceptibles. En el caso de haber sido registradas por PLN y RCC los valores de t_0 y K corresponden a los de la Tabla 2. En caso de sólo haber sido registradas por PLN, el valor de t_0 se estimó en base al tiempo de registro en dicha estación. La estimación del valor de K en este caso conllevó un trabajo adicional. Como el registro en la estación PLN era en una sola componente, no se podían aplicar las técnicas usuales de determinación de K (Rautian, T.G., 1964). Para distancias tan cortas, la solución más viable resulta la estimación de magnitud en base a la duración del registro, la cual es muy usada en las redes locales (Lee, W.H.K.; Lahr, J.C.; 1978).

$$M = a \lg \tau + b \Delta + c$$

Estas estimaciones de magnitud tienen un carácter regional (y una fuerte dependencia del tipo de equipos utilizados, por lo que resulta conveniente calibrarlas para cada caso particular.

En este caso se realizaron las mediciones del tiempo de duración de la señal τ desde el inicio de P hasta que la señal tenía una amplitud de 1 mm en el registro, en la estación PLN en la componente de amplificación $V=25,000$. Considerando una distancia epicentral aproximadamente igual para todas las réplicas se obtuvo una relación entre la K determinada por RCC y la duración τ en PLN de la forma

$$K = (3.3 \pm 0.6) \lg \tau + (3.3 \pm 1.4)$$

que se utilizó para estimar los valores de K en caso de sólo haberse registrado la réplica en la estación PLN.

En caso de no haber sido registrada por ninguna estación, el valor de t_0 se da en base al reporte macrosísmico y no se evalúa K .

DISCUSION

Resulta interesante el hecho de que la zona de réplicas se encuentra ubicada a unos 30 km del epicentro del terremoto principal. Si bien es cierto que la determinación del epicentro de este terremoto se hizo con estaciones alejadas y no pudo ser verificada con nuestras estaciones, es obvio que los errores en los parámetros de eventos de esta mag-

TABLA 9: Réplicas perceptibles del sismo de Pilón del 19 de febrero de 1976.

Fecha	Hora (UT)	K	M	Lugares donde se reportó perceptible
1976 Feb 23	21:58:46,5	12,2	$m_b=4,9$ $M_s=4,6$	Pilón (VI), Veguitas, Las Mercedes, Niquero, Campechuela, San Ramon, Manzanillo, Santiago de Cuba, Central B. Masó, Yara, C.E. Camilo Cienfuegos, Guisa, Jiguaní, Santa Rita, Vado del Yeso, Buey Arriba, Mabay, Baire, Palma Soriano, Bayamo, Cauto Cristo, Babiney.
1976 Feb 24	08:28:54,2	11,1		Pilón (V), Manzanillo, Las Mercedes, Central B. Masó, Yara, Veguitas, C.E. Camilo Cienfuegos, Guisa, Jiguaní, Santa Rita, Río Cauto, Buey Arriba, Mabay, Palma Soriano, Bayamo.
1976 Feb 24	08:35:05,8	11,2		Pilón (IV)
1976 Feb 24	11:28:34,2	12,7	$m_b=4,8$	Pilón (VI), Niquero, Manzanillo, Las Mercedes, C. Bartolomé Masó, Yara, Veguitas, C.E. Camilo Cienfuegos, Guisa, Jiguaní, Santa Rita, Río Cauto, Buey Arriba, Mabay, Baire, Palma Soriano, Bayamo.
1976 Feb 24	22:11:46,2	9,9		Pilón (IV), Manzanillo, Las Mercedes, Central B. Masó, Yara, Veguitas.
1976 Feb 25	08:58:14,8	10,8		Pilón (III).
1976 Feb 25	14:27:17,8	10,2		Pilón (III).
1976 Feb 27	02:30:32			Pilón (II).
1976 Feb 28	02:33:47			Pilón (III).
1976 Feb 28	13:53:10,8	10,2		Pilón (III).
1976 Feb 28	21:20:49,5	9,8		Pilón (III).
1976 Feb 29	14:57:02,8	9,2		Pilón (III).
1976 Mar 03	14:18:37,4	8,6		Pilón (II).
1976 Mar 04	03:09:03,1	11,5		Pilón (IV), Santiago de Cuba, Babiney, Buey Arriba, Jiguaní, Santa Rita, Palma Soriano, Baire, Chivirico.

Fecha	Hora (UT)	K	M	Lugares donde se reportó perceptible
1976 Mar 04	03:10:24,8	11,0		Pilón (IV).
1976 Mar 04	03:11:16,4	10,4		Pilón (III).
1976 Mar 04	03:26:20,2	9,8		Pilón (II).
1976 Mar 04	03:34:27,2	8,7		Pilón (II).
1976 Mar 04	03:38:32,8	9,1		Pilón (II).
1976 Mar 04	03:50:30,2	7,6		Pilón (II).
1976 Mar 04	04:17:33,0	8,2		Pilón (II).
1976 Mar 04	04:49:43,8	9,4		Pilón (II).
1976 Mar 04	05:07:22,6	7,3		Pilón (II).
1976 Mar 10	09:06:32,5	8,6		Pilón (II), La Plata (II), Cieneguilla (II).
1976 Mar 10	09:08:12,5	12,0		Pilón (III), La Plata (III), Cieneguilla (III).
1976 Mar 12	13:42:47,5	9,3		Pilón (II).
1976 Mar 12	14:50:34,5	8,0		Pilón (II).
1976 Mar 13	01:13:16,2	8,9		Pilón (II).
1976 Mar 13	01:36:33,8	10,2		Pilón (III).
1976 Mar 14	08:35:26,2	7,5		Pilón (II).
1976 Mar 17	04:07:23,4	10		Pilón (IV).
1976 Mar 17	04:57:36,6	9,6		Pilón (II).
1976 Mar 17	15:23:27,2	10,9		Pilón (IV).
1976 Mar 17	15:26:34,2	7,7		Pilón (II).
1976 Mar 18	21:01:95,2	9		Pilón (II).
1976 Mar 20	10:01:04,8	11,6		Pilón (III).
1976 Mar 20	11:52:32,4	11,6		Pilón (III).
1976 Mar 31	14:30:54,5	10,2		Pilón (II).

nitudo no alcanzan nunca valores tan grandes, por lo que es lógico suponer que el epicentro del terremoto principal están desplazado con respecto a la zona de réplicas. Este no es un fenómeno particular del terremoto del 19 de febrero de 1976. En otros casos se ha observado que el mayor número de réplicas se concentra hacia el final de la zona de ruptura, incluso sobre otras estructuras secundarias con movimientos diferentes al de la causante del terremoto principal (Langer, C.J.; Bellinger, G. A.; 1979).

La longitud de la zona de ruptura (L), estimada en 30 km, fue comparada con las relaciones empíricas M(L) halladas por otros autores. Las fórmulas de Shebalín (Shebalín, N.V., 1971 a,b), para la magnitud Ms=5.7 arrojan valores de L entre 14 y 15 km, muy por debajo de la longitud estimada. El carácter regional de estas relaciones ha sido planteado por (Acharya, H.K., 1979), donde se estiman los parámetros de la relación

$$M = a \lg L + b$$

para diferentes regiones.

La fórmula obtenida para las Islas Kuriles-Kamchatka por este autor da un valor de L=30 km para Ms=5.7. Los parámetros de dicha fórmula son (a=2.84, b=1.51).

De aquí se puede concluir que si el epicentro del terremoto principal no fue ubicado erróneamente, la fórmula de longitud del foco que mejor se adapta a los datos experimentales para este terremoto es la obtenida por (Acharya, H.K., 1979) para la región de las Islas Kuriles-Kamchatka. Esto no implica que sea válida para todos los terremotos de la región del Caribe, ya que sólo ha sido utilizado un caso, y este tipo de relación está afectado por dispersiones apreciables (Wyss, M. 1979).

A esto se suma el hecho de que las intensidades mayores fueron sentidas precisamente a partir de la zona de réplicas, y no a partir del epicentro del terremoto principal, junto con la deformación hacia el oeste observada de las isosistas de VII y VIII grados. Esta situación, que puede parecer anómala no es la primera vez que se presenta. Por ejemplo, el terremoto de Guatemala del 4 de febrero de 1976 se caracte-

rizó, no sólo por la gran concentración de epicentros al final de la zona de ruptura que se mencionó anteriormente, sino también por una distribución de las intensidades muy peculiar, donde son más extensas las áreas de las isosistas hacia el extremo de la zona de ruptura (Espínosa, A.F., Husid, H., Quesada, A., 1976).

Una explicación teórica de este fenómeno, con su aplicación a los casos de los terremotos de Guatemala y de Parkfield (1966, Ms=5.5), fue dada por (Bouchon, M., 1980). El planteamiento concreto puede resumirse en:

"Las oscilaciones provocadas por una falla de corrimiento por el rumbo en la vecindad del foco tienen una dependencia azimutal muy grande, caracterizándose por un máximo de la liberación de energía en la dirección de propagación de la fractura y un máximo de las amplitudes de estas oscilaciones en una estrecha franja a lo largo de esta fractura".

Resulta evidente que este mecanismo explica consecuentemente los fenómenos observados para el terremoto del 19 de febrero de 1976. Por otra parte, no sería aventurado plantear que todos los terremotos fuertes del sur de la región oriental responden a dicho mecanismo. Esta suposición está avalada por el hecho de que los movimientos predominantes en la misma, como se ha probado en este trabajo, corresponden al tipo de corrimiento por el rumbo, así como por algunas particularidades que presenta la distribución de las intensidades de los terremotos fuertes en dicha región (IFT, AC de la URSS; IGA, AC de Cuba, 1978).

Otro aspecto de suma importancia está relacionado también con los mecanismos focales. Las soluciones halladas en este trabajo responden al esquema regional de desplazamientos de la placa del Caribe hacia el este con relación a la placa de América del Norte. El desplazamiento vertical reflejado por el mecanismo normal de las réplicas del 23 y 24 de febrero tiene un carácter secundario, ya que ocurrió en el proceso de reajuste posterior al corrimiento por el rumbo, de intensidad mucho mayor, causante del terremoto principal, mientras que el otro mecanismo compuesto (fig. 15), obtenido para cinco terremotos independientes de magnitud comparable con la de estas réplicas, corresponde a un movimiento del tipo de corrimiento por el rumbo.

El mecanismo focal de estas réplicas, con un rumbo del plano de falla de E 95 S, nos permite, por otra parte, discriminar entre las dos variantes de zonas epicentrales discutidas al comienzo del trabajo y que se presentan en las fig. 4b y 4c. La zona epicentral de la fig. 4b es incompatible con la solución hallada para el mecanismo focal de las dos réplicas más fuertes, por lo que queda como alternativa más viable la de la fig. 4c. Esto no significa que se descarte la posibilidad de ocurrencia de réplicas más al sur de dicha zona, sino que la actividad fundamental estuvo concentrada en esa pequeña región cuyas coordenadas centrales son: 19.84° N y 77.14° W. Considerando el error normal en las determinaciones epicentrales, estas coordenadas pueden ser asociadas, en general, a todos los eventos reportados en las tablas 2 y 9.

CONCLUSIONES

A partir de lo discutido anteriormente se pueden realizar las conclusiones siguientes:

1) La ruptura del terremoto principal ($M_s=5.7$, $m_b=5.3$) se inició a las $13^h 59^m 59^s$ del 19 de febrero de 1976 en los 19.37° N y los 76.37° W, a la profundidad de 15 km, y se propagó unos 30 km al oeste considerándose esta distancia como la longitud del foco. La misma está sujeta a los errores en la determinación del epicentro, y se ajusta a la relación empírica $M(L)$ obtenida por (Acharya, H.K., 1979) para la región de las Islas Kuriles-Kamchatka.

2) La zona de ruptura del terremoto principal permaneció en calma con posterioridad a éste para el umbral de detección de las estaciones sismológicas RCC y PLN.

3) La zona epicentral de las réplicas, que se estuvieron produciendo durante 41 días, corresponde a una estrecha franja del mismo rumbo que el sistema Bartlett-Caimán, con unos 13 km de longitud aproximadamente, ubicada al final de la zona de ruptura del terremoto principal. La profundidad de los focos aumenta de 10 a 28 km según se desplazan de este a oeste.

4) Las réplicas más fuertes corresponden a:

Febrero 23 $t_0 = 21^h 58^m 46.5^s$ $M_s = 4.6$, $m_b = 4.9$

Lat= 19.84° N, Long= 77.12° W, h=17 km

Febrero 24 $t_0 = 11^h 28^m 34.2^s$ $m_b = 4.8$

Lat= 19.84° N, Long= 77.17° W, h=24 km

5) El terremoto de Guatemala del 4 de febrero de 1976 pudo haber actuado como disparador del terremoto del 19 de febrero de 1976, a través de un mecanismo de generación de una "onda de tensión" con velocidad de propagación a lo largo de la frontera entre las placas del Caribe y Norteamérica de 90 km/día. Esto no se debe considerar como una prueba de la validez de la hipótesis de Wier (Wier, S., 1978), lo cual se escapa de los objetivos de este trabajo, sólo se señala que esta última puede aplicarse para explicar algunas particularidades observadas para el caso del terremoto del 19 de febrero de 1976.

6) Los espectros de las oscilaciones de las ondas P y S para dos terremotos, registrados, uno en RCC y el otro en PLN, muestran el corrimiento hacia períodos mayores con el aumento de la distancia, característico de la mayor absorción de las altas frecuencias. No fue posible calcular los valores de la atenuación por no lograrse obtener los espectros para un mismo terremoto.

7) Las mayores intensidades reportadas se encuentran a partir del final de la zona de ruptura del terremoto principal en una estrecha franja, lo que se explica por el mecanismo descrito por (Bouchon, M. 1980).

8) El mecanismo focal de los terremotos independientes en la región es del tipo de corrimiento por el rumbo, de completo acuerdo con los movimientos relativos entre las placas de Norteamérica y el Caribe.

9) El mecanismo focal de las réplicas del 23 y 24 de febrero de 1976, refleja un fallamiento normal, lo que implica el carácter secundario de los movimientos verticales en la región ya que sólo pueden ser activados por un corrimiento por el rumbo de mucha mayor intensidad.

10) La ecuación de campo macrosísmico de Fedórov explica la atenuación de las intensidades en la dirección paralela a las estructuras principales, obteniéndose un mejor ajuste de las isosistas obtenidas para el terremoto del 19 de febrero de 1976 con el uso de un modelo de isosistas elípticas con razón entre semiejes $a/b=1.57$ y semieje mayor a determinado por la fórmula antes mencionada.

AGRADECIMIENTOS

Los autores manifiestan su agradecimiento a la Agencia Sueca para el Desarrollo Internacional por su ayuda en la adquisición de las fotocopias de sismogramas utilizadas, a las especialistas del Instituto de Física de La Tierra de la Academia de Ciencias de la URSS I.V. Gorbunova y Zh. Aptekman por sus recomendaciones para la determinación de los mecanismos focales, a J. Oro del Instituto de Geología y Paleontología de la Academia de Ciencias de Cuba por su ayuda en la redacción del epígrafe "Condiciones tectónicas de la región", y a los técnicos H. Alvarez, L.D. Pérez y E.R. Pérez por su cooperación en la realización de diferentes etapas de este trabajo. Finalmente, un especial agradecimiento a los que participaron en los trabajos de campo realizados en 1976: L.A. Menéndez, P. Blanco, M. Rodríguez, R. Díaz, A. Savén, B. Arboleja y M. Blanco, gracias a los cuales se obtuvo un valioso material que sirvió de base para la realización de este trabajo.

REFERENCIAS

- Acharya, H.K. (1979)
Regional variations in the rupture length-magnitude relationships and their dynamical significance
Bull. Seism. Soc. America, vol 69, No. 6
- Alvarez, H. (1974)
Some aspects of earthquake occurrence to the Southeast of Cuba
Phys. Earth Planet. Inter., 9, pag 193-198
- Alvarez, L. (1983)
Estimación de la peligrosidad sísmica para la ciudad de Santiago de Cuba.
Inv. Sismológicas en Cuba, No. 4, 1983

- Alvarez, L.; Buné, V.I. (1977)
Estimación de la peligrosidad sísmica para la región Suroriental de Cuba (en ruso)
Fizika Zemli, 1977, No. 10
- Báth, M. (1974)
Spectral Analysis in Geophysics
ELSEVIER, 1974
- Bouchon, M. (1980)
The motion of the ground during an earthquake. 1. The case of a strike-slip fault
J. Geophys. Res., vol 85, No. B1, pag 356-366
- Bracey, D.R.; Vogt, P.R. (1970)
Plate tectonics in the Hispaniola area
Geol. Soc. Amer. Bull., vol 81, No. 9, pag 2855-2860
- ----- (1971)
Plate tectonics in the Hispaniola area. Reply
Geol. Soc. Amer. Bull., vol 82, No. 4, pag 1127-1128
- Brigada Cubano-Húngara (1976)
Informe sobre el levantamiento geológico de Oriente
Archivo Inst. Geología y Paleontología, ACC
- Buné, V.I., Gorshkov, G.P.; redactores (1980)
Regionalización sísmica del territorio de la URSS (en ruso)
Moscú, Nauka, 1980
- Case, J.E.; Holcombe, T.L. (1980)
Geologic-tectonic map of the Caribbean region
U.S. Geol. Survey Miscel. Inv. Ser., Map 1-1100
- Dean, B.W.; Drake, C.L. (1978)
Focal mechanism solutions and tectonics of the Middle America arc
J. of Geology, vol 86, pag 111-128
- Espinosa, A.F.; Husid, R.; Quesada, A. (1976)
Intensity distribution and source parameters from field observations en: Espinosa, A.F. (editor)
The Guatemalan earthquake of february 4, 1976. A preliminary report.
- Fedótov, S.A.; Shumilina, L.S., (1971)
Sacudibilidad sísmica de Kamchatka (en ruso)
Fizika Zemli, 1971, No. 9
- Holcombe, T.L.; Vogt, P.R.; Mathews, J.E.; Murchison, R.R. (1973)
Evidence for sea-floor spreading in the Cayman Trough
Earth Planet Sci. Lett, 20, 357-371

- Inst. Física de la Tierra (IFT-AC de la URSS). Inst. Geofísica y Astronomía (IGA-AC de Cuba) (1978)
Investigación sísmica de la región de Construcción de la CEN-Juraguá, República de Cuba
Archivo Dpto. Sismología, IGA
- Iturralde-Vinent, M.A. (1981)
Nuevo modelo interpretativo de la evolución geológica de Cuba
Ciencias de la Tierra y el Espacio, No. 3, 1981
- ISC (1970-1978)
Regional Catalogue of Earthquakes
Bulletin of the International Seismological Centre
- Jordan, T.M. (1975)
The present day motions of the Caribbean plate
J. Geophys. Res., vol 80, No. 32, pag 4433-4439
- Kanamori, H., Stewart, G.S. (1978)
Seismological aspects of the Guatemala earthquake of february 4, 1976
J. Geophys. Res., vol 83, No. B7, pag 3427-3434
- Ladd, J.W. (1976)
Relative motion of South America with respect to North America and Caribbean tectonics
Geol. Soc. Amer. Bull., vol 87, pag 969-976
- Langer, C.J.; Bollinger, G.A. (1979)
Secondary Faulting near the terminous of a seismogenic strike-slip fault. Aftershocks of the 1976 Guatemala earthquake
Bull. Seism. Soc. of America, vol 69, No. 2, pag 427-444
- Lec, W.H.K.; Lahr, J.C. (1978)
HYPO 71(revised): A computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquakes
U.S. Geol. Survey, Open-File Report 75-311, june 1978
- Leong, L.S. (1975)
Application of unequally spaced data points to seismic records
Phys. Earth Planet. Int., 11, pag 358-362
- Mendiguren, J.A. (1966)
Focal mechanism and pressure axis direction in Central America and South America
Bull. Int. Inst. Seism. Earthq. Eng., vol 3, pag 1-20
- Mc Donald, K.C., Holcombe, T.L. (1978)
Inversion of magnetic anomalies and sea-floor spreading in the Cayman Trough
Earth Planet. Sci. Lett. 40, 407-414
- Molnar, P.; Sykes, L.R. (1969)
Tectonics of the Caribbean and Middle America from focal mechanism and seismicity.
Geol. Soc. Amer. Bull., vol 80, pag 1639-1684

- Molnar, P.; Sykes, L.R. (1971)
Plate tectonics in the Hispaniola area. Discussion
Geol. Soc. Amer. Bull., vol 82. No. 4, pag 1123-1126
- MOS (1976)
Boletín Sismológico Operativo. Observatorio Sismológico Central Ob-
ninks.
A.C. de la URSS
- MSK-78 (1981)
Report of the Ad-hoc Panel Meeting of Experts on Updating of the
MSK-64 Seismic Intensity Scale, Jena, 10-14 March, 1980
Gerlands, Beitr. Geophysik, vol 90, No. 3, pag 261-268
- NEIS (1976)
Preliminary Determination Epicenters, Monthly Listing.
Earthquake Data Report.
- Perfit, M.R.; Hoozen, B.C. (1978)
The geology and evolution of the Cayman Trench
Geol. Soc. Amer. Bull., vol 89, pag 1155-1174
- Plafker, G. (1977)
Tectonic significance of surface faulting related to the 4 February
1976 Guatemala earthquake
en: Simposio Internacional sobre el Terremoto de Guatemala del 4 de
febrero de 1976 y el Proceso de Reconstrucción. Memorias
- Rautian, T.G. (1964)
Sobre la determinación de la energía de los terremotos para distancia
de hasta 3000 km (en ruso).
Trudi Instituta Fizika Zemli, No. 32 (199), 1964
- Rautian, T.G. (inédito)
Observaciones instrumentales con la estación RCC y metodología de su
elaboración (1973)
Archivo Dpto. Sismología, IGA
- Rautian, T.G.; Godzikovskaya, A.L.; Alvarez, L.; Chuy, T. (inédito)
Catálogo de terremotos de Cuba y de la parte norte del arco del Cari-
be (1978)
Archivo Dpto. Sismología, IGA
- Serrano, M. y otros (inédito)
Pílon: Terremoto del 19 de febrero de 1976
Archivo Dpto. Sismología, IGA
- Serrano, M.; Alvarez, L. (1983)
Desarrollo de la sismología instrumental en Cuba
Inv. Sismológicas en Cuba, No. 4, 1983

- Shebalin, N.V. (1971a)
Sobre los períodos predominantes, el espectro y el foco de los terremotos fuertes (en ruso)
en: Investigaciones sísmicas para la construcción
Cuestiones de Sismología Ingeniería, No. 14
Moscú, NAUKA, 1971

- ----- (1971b)
Estimación de las dimensiones y posición del foco del terremoto de Tashkent por datos macrosísmicos e instrumentales (en ruso)
en: El terremoto de Tashkent del 26 de abril de 1966
FAN, Tashkent, 1971

- Trifunov, V.G.; Formell, F.; Oro, J.; Pérez, C. (inédito)
Interpretación de fotos aerocósmicas en la parte oriental de Cuba (1975)
Archivo Inst. Geología y Paleontología, ACC

- Wickens, A.J.; Hodson, J.H. (1967)
Computer re-evaluation of earthquake mechanism solutions 1922-1962
Pub. Dom. Obs., Ottawa, Canada, vol XXXIII, No. 1

- Wier, S. (1978)
Changing seismicity near the Mid America Trench
Geofísica Internacional, vol 17, No. 3, 1978

- Wyss, M. (1979)
Estimating maximum expectable magnitude of earthquake from fault dimensions
Geology, vol 7, pag 336-340