

Sismicidad y sismotectónica de Cuba

M. COTILLA RODRÍGUEZ

Departamento de Geofísica y Meteorología.

Universidad Complutense de Madrid

RESUMEN

Cuba es un bloque tectónico localizado, desde al menos el Eoceno Superior, en la parte meridional de la placa litosférica de Norteamérica, limitando al sur con la placa Caribe. Su estructura está dividida por dos sistemas principales de fallas activas de direcciones NE y WNW-NW. Los datos de sismicidad y neotectónica permiten diferenciar tres unidades sismotectónicas: Occidental, Oriental y Suroriental. La interacción dinámica de las placas mencionadas se manifiesta diferentemente en el borde de contacto de las dos últimas unidades, la zona sismogénica Bartlett-Caimán. En ese borde de placas, con mecanismo focal predominantemente transcurrente sinistral, se libera la mayor cantidad de energía sísmica, tanto en frecuencia de terremotos como en magnitud de los mismos ($M_s < 8,0$). Desde las inmediaciones de Cabo Cruz (zona de intersección de las tres unidades sismotectónicas) y hacia el este el mecanismo focal se distingue como inverso sobre el plano transcurrente a la izquierda. Para la unidad Occidental la sismicidad es del tipo interior de placas ($M_s \leq 7,0$) y el mecanismo sismogenerador es fundamentalmente de nudos de fallas.

ABSTRACT

Cuba is a tectonic block located, at least since Upper Eocene, in the southern part of the North American plate. Cuban structure is divided by

two active fault systems (NW and WNW-NW directions). Three seismotectonic units (Western, Eastern and Southeastern) are delimited by seismic and neotectonic data. The seismogenic source Bartlett-Cayman indicates interaction differences between North American and Caribbean plates. This plate border of left-lateral strike-slip regime produced the largest earthquakes ($M < 8,0$). From Cabo Cruz to east the focal mechanism is a combination of strike-slip and thrust faulting. To Western unit the seismicity is of the intraplate type ($M_s \leq 7,0$) with a predominant knots' faults mechanism.

INTRODUCCIÓN

Las investigaciones sobre la sismicidad del Caribe de Sykes y Ewing (1965), las primeras en la región, permitieron a Molnar y Sykes (1969) evaluar la situación tectónica y geodinámica, así como definir la placa litosférica del Caribe. Con posterioridad, otros autores como Mann y Burke (1984) confirmaron los aspectos fundamentales apuntados por Molnar y Sykes y mejoraron substancialmente el conocimiento acerca del tema al incorporar nuevos datos de la tectónica reciente y la sismicidad tanto de la parte marina como de la continental. No obstante, en todos estos trabajos Cuba siempre es evaluada a grandes rasgos y de forma muy superficial. En Cotilla (1993) hay una extensa discusión de este asunto.

La sismicidad de Cuba ha sido estudiada por distintos autores, entre ellos y sin elaborar un listado exhaustivo están: Álvarez y Menéndez (1969), Chuy y Rodríguez (1980) y Chuy *et al.* (1983, 1988). Así, hay en algunos casos estudios con datos instrumentales o de tipo histórico, en otros estudios se consideran ambos enfoques. Sin embargo, el problema no está resuelto ya que los datos son insuficientes y no permiten establecer una correlación fiable entre los terremotos y las zonas sismogénicas (Cotilla, 1993). Los estudios de mecanismos focales son mucho más escasos y, en general, más imprecisos que los de sismicidad (Rubio, 1984; Cotilla, 1993). Ellos se han concentrado exclusivamente en el borde suroriental de la isla (Álvarez *et al.*, 1985; Perrot *et al.*, 1997). Los datos de microtectónica en la parte oriental de Cuba confirman los mecanismos focales obtenidos y, aunque insuficientes, permiten proponer algunas hipótesis sismogénicas (Cotilla *et al.*, 1993a).

En este trabajo se expone una síntesis acerca de la sismicidad, el mecanismo sismogénico y el modelo sismotectónico de Cuba.

ESCENARIO GEODINÁMICO

Aspectos generales

Las particularidades de la situación geodinámica y del desarrollo geoes- tructural de Cuba en el sistema del arco insular de las Grandes Antillas están determinadas por su posición en la región Norteamérica-Caribe. Esta región se localiza entre dos continentes, América del Norte y del Sur, y entre dos cuencas oceánicas (océano Atlántico y océano Pacífico), estando constituida por dos sistemas de arcos insulares, fosas marinas y cadenas de montañas sub- marinas (Jain, 1971; Hernández *et al.*, 1989).

La combinación complejidad e información insuficiente sobre la región ha conducido no sólo a la aplicación sino también a la elaboración de diver- sas teorías geotectónicas como se recoge en Hernández *et al.* (1989). Desde la perspectiva de la tectónica de placas, consideramos que en el proceso de interacción dinámica entre las placas de Norteamérica, Suramérica, Caribe, Cocos y Nazca se produjo la fracturación de sus bordes con la consecuente formación de bloques diversos en forma y estructura (figura 1). Por ello, para comprender la sismicidad de Cuba es necesario examinar en primer lugar su entorno tectónico inmediato, el sistema litosférico Norteamérica-Caribe.

En la región Norteamérica-Caribe hay tres grandes elementos estructurales, la zona continental (desarrollada en el borde submarino de la periferia meridional de la placa Norteamérica), la zona de transición (el bloque Cuba [compuesto por tres unidades regionales: el archipiélago de Cuba, la hoya de Yucatán y el bloque insular submarino Caimán (figura 2)] y la periferia sep- tentrional de la placa Caribe) y la zona marina (la placa Caribe) (Hernández *et al.*, 1989). El bloque Cuba se localiza en la parte meridional de la placa nor- teamericana (Iturralde, 1977). La zona de interacción entre las placas de Nor- teamérica y del Caribe está representada por la fosa de Bartlett-Caimán, con una corteza de 5-10 km de espesor. Esta fosa se extiende $1,6 \times 10^3$ km sublati- tudinalmente desde el Golfo de Honduras hasta el noroeste de Haití (Bowin, 1968). Tiene profundidades cercanas a 8 km al sur de la Sierra Maestra en Cuba, donde existe el gradiente neotectónico más fuerte de la región (Cotilla, 1993). El ancho varía entre 100 y 160 km con un perfil asimétrico y el espe- sor de sedimentos disminuye de oeste a este desde 1,65 a 0,6 km. Tiene un pequeño centro de generación de corteza oceánica (110 km aproximadamen- te) en los $81^{\circ} 40'$ W (Holcombe *et al.*, 1973) que permite el desarrollo de un sistema de fallas transformantes (denominadas Swan y Oriente, según su posición oeste y este respectivamente) (figura 1). Este sistema disyuntivo se conoce en las inmediaciones de Honduras-Guatemala como fallas Polochic y

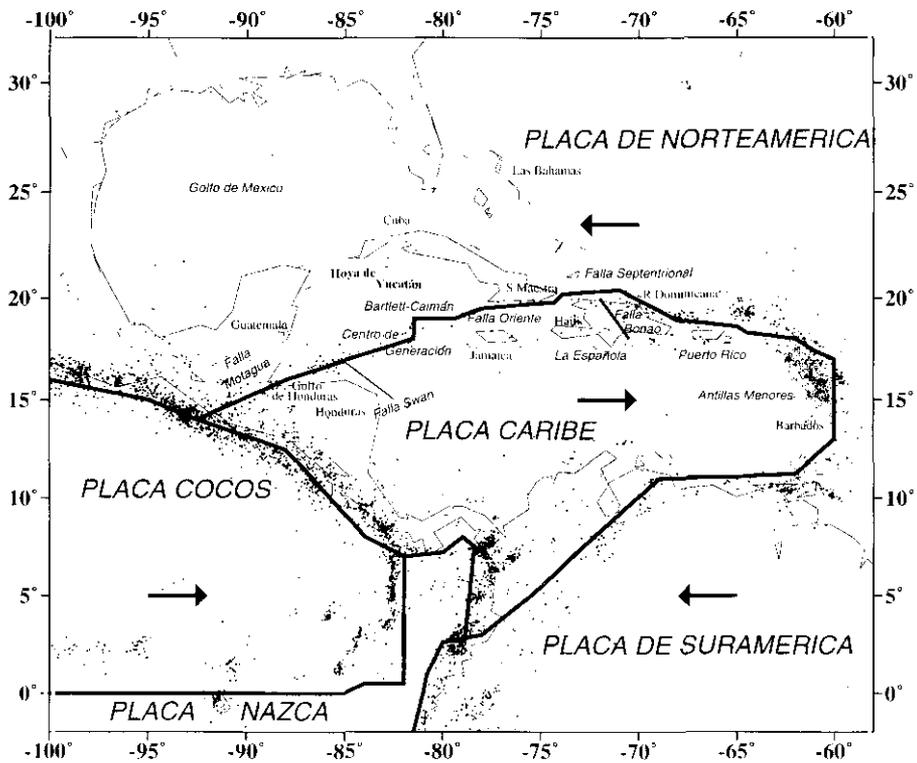


Figura 1. Esquema tectónico del Caribe y regiones adyacentes con epicentros ($h = 0-70$ km en el período 1990-1994).

Motagua, responsable del fuerte sismo del 04.02.1976 ($M_s = 7,5$) (Kanamori y Stewart, 1976). MacDonald y Holcombe (1978) determinaron que el suelo oceánico se genera con velocidades diferentes para los últimos 24 millones de años, 20 ± 2 mm/año, y para los últimos $6,0 \times 10^3$ años, 40 ± 2 mm/año. De acuerdo con Erickson *et al.* (1972) este centro de generación tiene valores de flujo calorífico de hasta $2,3$ kcal/cm²/s y las zonas inmediatamente adyacentes a la fosa se caracterizan por tener de $1,3$ a $1,6$ kcal/cm²/s.

La placa Caribe se desplaza hacia el este en relación a la placa norteamericana con una velocidad relativa de $2-4$ cm/año y específicamente en el sector de Cuba oriental de 2 cm/año y $1-2$ cm/año para Jamaica (Jordan, 1976; Molnar y Sykes, 1969; DeMets *et al.*, 1990; Deng y Sykes, 1995). La velocidad relativa del desplazamiento de la placa Caribe es diferente con relación a las placas de Norteamérica ($1,4-2,1$ cm/año) y Suramérica ($1,1-2,2$ cm/año).

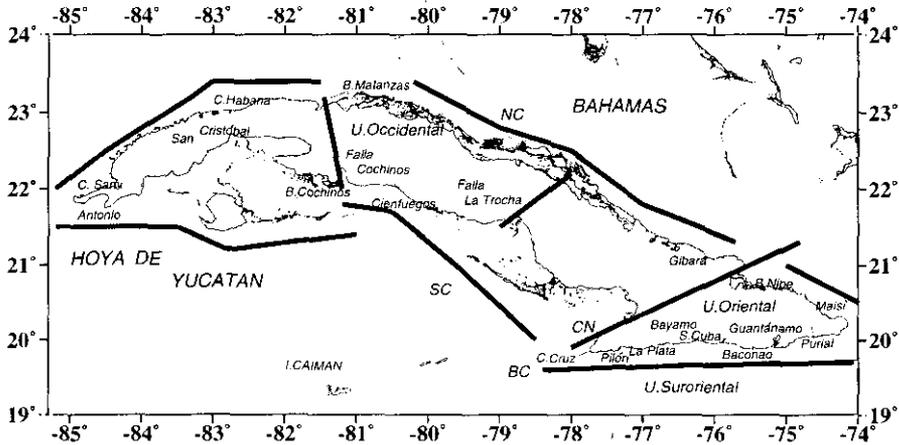


Figura 2. Unidades neotectónicas (*Occidental y Oriental*) y sismotectónicas (*Occidental, Oriental y Suroriental*) de Cuba con sus límites tectónicos (*fallas BC, CN, NC y SC*) y las fallas Cochinos y La Trocha. Se indican algunas localidades

En el límite oeste las placas Cocos y Nazca subducen bajo la placa Caribe, y en el límite este la subducción no se presenta tan definida, pero sí manifiesta desde las inmediaciones de la isla de Barbados (Westbrook *et al.*, 1973) (figura 1). En este sentido, la interacción dinámica de la placa Caribe es mayor en el borde occidental que en el oriental, ya que las velocidades relativas estimadas (para la subducción) alcanzan valores de 7 a 9 y 2,2 cm/año, respectivamente. Los estimados anteriores no incluyen la influencia de las deformaciones internas de las placas.

Aspectos específicos

En la literatura geológica de Cuba hay numerosos y muy variados trabajos dedicados a la generalización tectono-estratigráfica, en los cuales, y según diversos criterios y concepciones, se encuentran no pocas interpretaciones acerca del origen y la evolución de Cuba. El autor ha escogido un modelo propuesto por Iturralde (1981) en el cual se asume la presencia de un territorio con corteza continental, aproximadamente, en la misma situación geográfica que la Cuba actual. Ahí se desarrolló entre el Triásico Tardío y el Eoceno Medio una nueva corteza, esta vez oceánica, debido a un complejo proceso de apertura intracontinental por la migración al sur del paleocontinente y con referencia a la plataforma de Las Bahamas. En el espacio creado se desarro-

lló una nueva estructura de cuenca que se consolidó (Cretácico Superior-Eoceno Superior Temprano), en un marco geodinámico de migraciones hacia el norte y al este del paleocontinente, con corteza de tipo sialica acrecionada a la Plataforma de las Bahamas. Este proceso se puede distinguir en cuatro etapas: 1) continental; 2) oceánica; 3) continentalización; 4) moderna o neoplatafórmica. Dado el carácter de nuestro trabajo sólo nos referiremos a la última de esas etapas.

En general, es aceptado por la mayoría de los especialistas en tectónica que hay dos enfoques diferentes para precisar la etapa inicial del desarrollo neotectónico de un territorio, el geológico y el geomorfológico. Para Cuba han sido aplicados ambos enfoques. Shein *et al.* (1975) consideran desde el punto de vista geológico que la etapa neoplatafórmica está definida en el final del Paleógeno. Aseguran esos autores que en esa etapa cesó toda la actividad magmática del arco insular y se comenzó a producir la transformación de las estructuras plegadas por estructuras de bloque. El enfoque geomorfológico se fundamenta, evidentemente, en el relieve y a partir de él Lilienberg (1973) aprecia la división en bloques de las morfoestructuras, con el predominio de movimientos verticales y la consecuente formación de un campo diferencial. Esta posición ha permitido distinguir dos subetapas: Oligoceno-Mioceno y Mioceno-Pleistoceno (Hernández *et al.*, 1989). Queda claro que hay un punto común entre ambos enfoques, la división en bloques (con diferente tendencia en la vertical) de la corteza en un fondo de movimientos horizontales débiles.

Entonces, de acuerdo con Iturralde (1977) la actual estructura geológica de Cuba está definida por un sistema de bloques (de los tipos horst y graben) en una tendencia de movimientos verticales oscilatorios desde el Eoceno Superior. Con el surgimiento de esta estructura quedó redefinido el plano geológico compresivo anterior de arcos de islas volcánicas (substrato plegado) incluidas sus fallas, por lo que las nuevas rupturas poseen características (cinemáticas, dinámicas y morfológicas) propias, muy diferentes de las de etapas anteriores. Otros autores (Díaz, 1985; Álvarez, 1992; Prol *et al.*, 1993; Cuevas, 1994) han comprobado por diferentes vías la existencia del mecanismo oscilatorio de estos bloques.

Ushakov *et al.* (1979) definieron a la microplaca Cuba, para Cotilla (1993) megabloque Cuba, como una neoestructura de la placa de Norteamérica, donde sus límites son la sutura Nortecubana, el morfoalineamiento oriental de Yucatán y el sistema septentrional de Bartlett-Caimán. Sobre esa base, se propuso para Cuba un modelo neotectónico con dos unidades independientes: Occidental y Oriental (figura 2), las cuales poseen una marcada diferenciación en cuanto a características tectónicas, geomorfológicas, geofí-

sicas y sismológicas. El límite entre ellas es el sistema de fallas Cauto-Nipe (CN) de dirección NE, que se articula diferentemente al sur y al norte con los sistemas de fallas (límites externos del neoplano) Bartlett-Caimán (BC) y Surcubana (SC), y Nortecubana (NC), respectivamente (figura 2). Esta propuesta se corresponde perfectamente con el mapa de anomalías de Bouguer de Oliva y Prol (1990). La unidad Occidental tiene la mayor extensión superficial y su actividad neotectónica es significativamente menor que la de la Oriental; también está más alejada del límite de placas, antes mencionado, de BC. En atención al conjunto de características neotectónicas y a la distribución espacio-temporal y energética de los sismos se delimitaron tres unidades sismotectónicas (US) (Occidental, Oriental y Suroriental), que coinciden geográficamente con las unidades neotectónicas (homónimas) y el límite de placas, respectivamente (figura 2). Los resultados gravimétricos de Prol *et al.* (1993) sugieren la existencia de estas tres unidades.

Insistiendo en el tema de las investigaciones geofísicas para el estudio de la estructura profunda de Cuba, podemos mencionar que éstas no son pocas en cantidad (Soloviev, 1962; Levchenko *et al.*, 1976; Oliva, 1976; Scherbakova *et al.*, 1977; Ushakov *et al.*, 1979; Bovenko *et al.*, 1980; Fundora, 1982; Rodríguez, 1983; Shein *et al.*, 1985; Bush, 1986; Pusharovsky *et al.*, 1987; Díaz Duque *et al.*, 1989; Álvarez, 1990; Oliva y Prol, 1990; Prol *et al.*, 1993; Cuevas, 1994). Sin embargo, ellas tienen, en su mayoría, un carácter fragmentario y en consecuencia sólo es factible componer un cuadro general, no pocas veces contradictorio (Cotilla *et al.*, 1993a). Esas investigaciones indican que la corteza de Cuba es heterogénea y que contiene elementos de diferente origen y edad. Además, distinguen un arreglo cortical en tres capas con importantes variaciones en las direcciones transversal y lateral al eje mayor de la isla.

Con este fundamento resultan ser los sistemas de fallas submarinas (BC, NC y SC) los principales por el nivel de actividad, las dimensiones y la función de límites externos; mientras que para la parte emergida hay otros sistemas menores que constituyen límites de bloques de distinta disposición, geometría, dimensiones y estructura. Estos elementos son de dos direcciones principales con relación a la estructura longitudinal de Cuba: NE (transversal) y WNW-NW (longitudinal) (Mossakovsky *et al.*, 1989). Las de primer tipo; por lo general, no se expresan en el relieve (ej. Cauto-Nipe), sino que están cubiertas por importantes espesores de sedimentos y las del otro tipo, aunque expresadas por sectores, están limitadas por las primeras (desde el Eoceno Medio). Con respecto a los sistemas disyuntivos menores no hay, hasta el momento, coincidencia entre los especialistas (Cotilla *et al.*, 1993a).

SISMICIDAD Y MECANISMO FOCAL

La sismicidad de la placa Caribe puede ser descrita brevemente y a grandes rasgos sobre la base de los trabajos de Sykes y Ewing (1965) y Mann y Burke (1984) (figura 1). En los bordes litosféricos del Pacífico y del Atlántico, tienen lugar los terremotos más profundos ($h \geq 70$ km.) y fuertes ($M_s \geq 7,0$) (Álvarez *et al.*, 1985) del entorno caribeño, así como también concentran la actividad volcánica actual (Mann y Burke, 1984). El borde occidental tiene una densidad de terremotos muy superior con respecto al borde oriental. Los márgenes del norte y del sur aunque se distinguen por una sismicidad fundamentalmente moderada ($M_s < 6,0$) y por sectores alta ($M_s > 6,0$), tienen diferencias importantes entre ellos (Álvarez *et al.*, 1985). La zona interna de la placa Caribe es prácticamente asísmica.

Sykes y Ewing (1965) representaron sólo los epicentros de tres terremotos, determinados instrumentalmente, al sur de Cuba Suroriental (inmediaciones de Baconao) (tabla 1), señalando que para el margen septentrional del Caribe la sismicidad es notoriamente más fuerte al noreste de La Española. Esta observación ha sido confirmada extensivamente por distintos autores (Álvarez *et al.*, 1985).

Tabla 1. Datos de terremotos para el sur de Cuba Oriental de Sykes y Ewing (1965)

Nº	Fecha dd.mm.aa	Hora hh:mm:ss	Coordenadas Lat N, Lon W	h (km)	M _s	Total de Estaciones
1	13.06.54	16:59:14,7	19.95, 75.51	0	4,0	7
2	24.04.55	12:45:25,4	19.28, 74.14	8	4,2	22
3	16.03.57	12:46:08,2	19.88, 75.07	0	4,3	12

Las manifestaciones de la sismicidad en Cuba abarcan prácticamente todo su territorio e históricamente son muchas las poblaciones donde se reporta haber sentido los efectos de terremotos (Chuy y Rodríguez, 1980). Una selección de estos sismos sobre la base de su perceptibilidad está en la figura 3a. Entre las dificultades principales para la recopilación y la evaluación de los sismos históricos (s. XV-XIX) y contemporáneos (s. XX) de Cuba están la no conservación y la dispersión de los documentos originales (Cotilla, 1993). También hay que añadir la subjetividad de los especialistas, que en sus épocas y sobre la base de sus conocimientos e intereses, han expuesto diversos catálogos en los que los parámetros de los sismos varían, en no pocas ocasiones, considerablemente (Cotilla, 1993). Al respecto, el padre Benito Viñes, S.J. los criticó de forma muy fuerte y fundamentada (Gutiérrez Lanza, 1914). La tabla 2 contiene

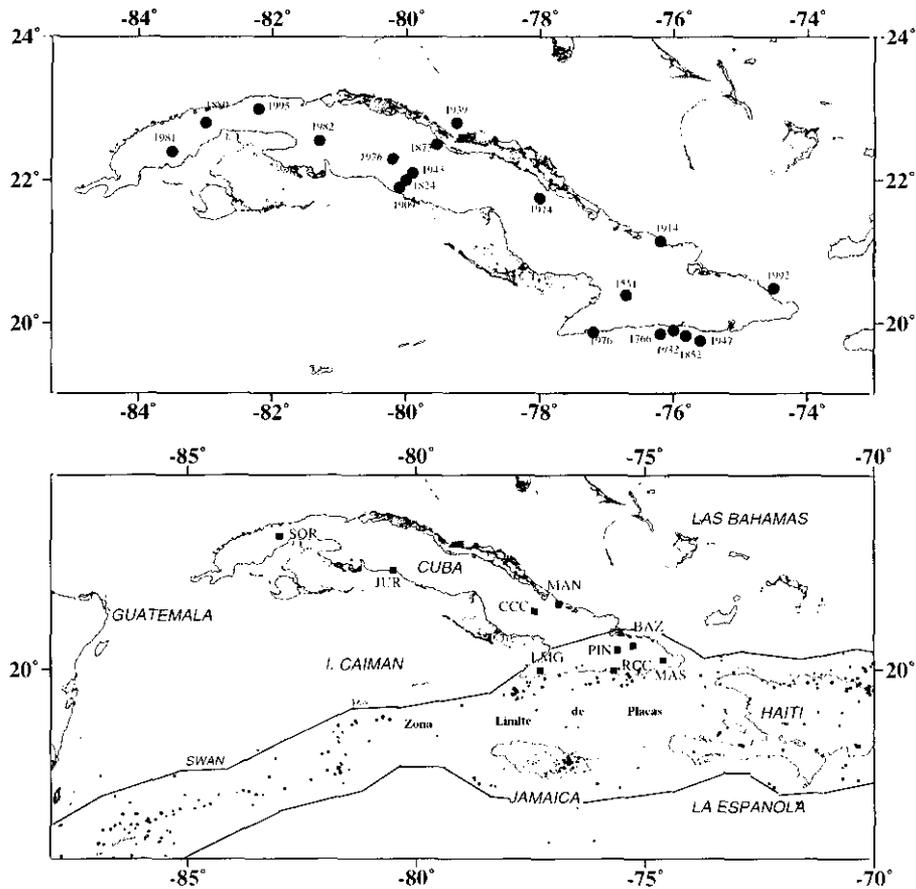


Figura 3. a) Selección de terremotos de Cuba (1551-Bayamo; 12.06.1766, 20.08.1852, 03.02.1932 y 07.08.1947-Sur de S. de Cuba; 05.01.1824, 24.01.1909 y 30.07.1943-Trinidad; 12.08.1873-Remedios; 28.02.1914-Gibara; 15.08.1939-Remedios-Caiharién; 08.04.1974-Esmeralda; 19.02.1976-Pilón; 09.06.1981-San Juan y Martínez; 16.12.1982-Torriente-Jagüey Grande; 09.03.1995-San José de las Lajas).

Figura 3. b) Epicentros determinados por la red internacional en 1979-1994 para el segmento norte Caribe-Norteamérica y red de estaciones sismológicas de Cuba (Siglas de las estaciones: BAZ-Bazán, JUR-Juruaguá, LMG-Las Mercedes, MAN-Manatí, MAS-Maisí, PIN-Pinares de Mayarí, RCC-Río Carpintero y SOR-Soroá). (Se representa la zona límite de placas: línea continua [Mann y Burke, 1984] y línea discontinua [Cotilla et al., 1991a]).

una relación de los sismos más fuertes y significativos; mientras que en la tabla 3 hay otro conjunto de eventos importantes que no necesariamente son fuertes. Ellos han sido tomados de los trabajos señalados en la Introducción.

En atención a la situación geodinámica de Cuba en el contexto de placas litosféricas se distinguen muy bien en ella dos tipos diferentes de sismicidad, de entreplacas (o de borde de placas) y de interior de placas litosféricas (o intraplaca) (Álvarez *et al.*, 1985). El primer tipo es debido al proceso de interacción directa de las placas de Norteamérica y del Caribe. Es por ello que en esta zona (Bartlett-Caimán) ocurre la mayor cantidad de eventos sísmicos y también están los de magnitudes mayores ($M_s \geq 7,0$). Los terremotos de interior de placa tienen lugar en el resto del territorio insular y su parte marina adyacente. Ellos son significativamente menos fuertes ($M_s < 7,0$) y menos frecuentes con relación al tipo anterior.

Tabla 2. Eventos sísmicos fuertes y significativos

Día	Mes	Año	I (MSK)	M_s	Localidad (provincia)	Observaciones
—	—	1551	8	(5,8)	Bayamo, Granma	Considerado durante mucho tiempo el primer terremoto reportado en Cuba desde el arribo de españoles en 1492. Se dice que destruyó un templo. La localidad está situada en una cuenca (Cauto-Nipe). No tiene isosistas.
12	06	1766	9	(7,5)	S. de Cuba, S. de Cuba	Mucho se ha dicho acerca de este terremoto (120 muertos y más de 600 heridos). No tiene isosistas. Se asocia a la falla BC.
20	08	1852	9	(7,3)	S. de Cuba, S. de Cuba	Sismo de características similares al anterior (2 muertos). Se asocia a la falla BC. Recientemente se prepararon sus isosistas (Chuy <i>et al.</i> , en prensa).
23	01	1880	8	(5,9)	San Cristóbal, Soroa, Pinar del Río	Provocó gran revuelo en el país, ya que afectó una extensa área y arruinó a muchas familias. Hubo al menos una víctima. Fué estudiado en el terreno por dos personalidades científicas Benito Viñes, S.J. y Pedro Salterafn (1880). La mayoría de los especialistas lo asocian a la falla Pinar, mientras que Cotilla (1993) a la falla Guane. Hay isosistas.
15	08	1939	7	5,6	Remedios, Caibarién, Las Villas	Afectó la región norte central de la isla y se asocia a la falla Nortecubana. Tiene isosistas.

Nota: Las isosistas de los eventos de 1880 y 1939 (Chuy *et al.*, 1988) fueron muy modificadas por Orbera *et al.* (1990). El autor no está de acuerdo con esos cambios. En Cotilla *et al.* (1993a) hay una amplia discusión del asunto.

Las cifras entre paréntesis se refieren a determinaciones macrosísmicas.

Tabla 3. Otros eventos sísmicos importantes

Día	Mes	Año	I (MSK)	Ms	Localidad (provincia)	Observaciones
05	01	1824	6	(4,3)	Trinidad, Sancti Spiritus	Terremoto fuerte sentido en otros lugares de la región central.
12	08	1873	6	(4,5)	Remedios, Las Villas	Temblor fuerte con sonidos subterráneos.
24	01	1909	6	(4,3)	Trinidad, Sancti Spiritus	Evento de características similares al de 1824.
28	02	1914	7	(6,2)	Gibara, Holguín	Registrado en La Habana por la estación sismológica del Colegio de Belén (Gutiérrez Lanza, 1914). El sismograma se destruyó en 1961 con la intervención gubernamental de ese centro (Cotilla <i>et al.</i> , 1993a). Se asocia a la falla Nortecubana. En las inmediaciones de la zona epicentral se realizaron investigaciones para situar una Central Electronuclear. Tiene isosistas.
03	02	1932	8	(6,75)	S. de Cuba, S. de Cuba	Considerado muy fuerte, ya que causó muchos daños en la ciudad. Don Fernando Boytel (Comunicación Personal, 1982) manifestó que hay una sobreestimación de la intensidad sísmica; ya que los daños son debidos fundamentalmente a la baja calidad de los materiales utilizados en la construcción. Se asocia a la falla BC. Tiene isosistas.
30	07	1943	6	4,6	Trinidad, Sancti Spiritus	Temblor fuerte que fue perceptible en Cienfuegos con 5 grados.
07	08	1947	7	6,3	S. de Cuba, S. de Cuba	Terremoto intensamente sentido por la población. Tuvo 15 réplicas y 2 premonitores.
08	04	1974	6	(3,7)	Esmeralda, Ciego de Ávila	Alteró no poco a las poblaciones cercanas. Se asocia a la falla Cubitas. Tiene isosistas. En las inmediaciones de esa zona hay otros eventos perceptibles por la población.

Tabla 3. Otros eventos sísmicos importantes (Continuación)

Día	Mes	Año	I (MSK)	Ms	Localidad (provincia)	Observaciones
19	02	1976	8	5,7	Pilón, Granma	Afectó al extremo occidental de la parte suroriental de Cuba. Hubo dos víctimas. Tiene isosistas. Se asocia a la falla BC. Las determinaciones de las réplicas principales por las redes internacionales y la red cubana difieren mucho entre sí. El evento principal no fue registrado por la red cubana. Álvarez <i>et al.</i> (1984) prepararon un extenso artículo y le explicaron como una posible consecuencia del sismo de Guatemala del 04.02.1976.
09	06	1981	3,5	(3,2)	San Juan y Martínez, Pinar del Río	Se dice es un evento sísmico inducido por explosiones de prospección geofísica en el norte de Pinar del Río, aunque el epicentro está en el sur. Posteriormente se reportaron otros.
16	12	1982	6	4,7	Torriente- Jagüey Grande, Matanzas	Perceptible en las provincias La Habana, Ciudad de La Habana y Matanzas. Tiene isosistas con una acusada canalización de la energía en dirección NW (hacia el occidente) y una brusca e importante atenuación al este. Los reportes de la red mundial de estaciones de la red cubana son bien diferentes en magnitud y coordenadas (Chuy <i>et al.</i> , 1983a).
09	03	1995	6	2,5	San José de las Lajas, La Habana	Alarmó a los vecinos de las poblaciones inmediatas. Registrado a más de 300 km de distancia por dos estaciones cubanas (en Soroa, P. del Río y en Juraguá, Cienfuegos). Tiene isosistas.

Nota: Las isosistas de los eventos de 1914 y 1982 (Chuy *et al.*, 1988) fueron muy modificadas por Orbera *et al.* (1990). El autor no está de acuerdo con esos cambios. En Cotilla *et al.* (1993a) hay una amplia discusión del asunto.

Las cifras entre paréntesis se refieren a determinaciones macrosísmicas.

Cuba posee una red de estaciones sismológicas (figura 3b) que cubre con distinto grado de fiabilidad sus zonas sismogénicas. En este sentido, Cauto-Nipe es la mejor cubierta aunque contradictoriamente no está bien estudiada. Sin embargo, la intención preferente del análisis y procesamiento de la información es para Bartlett-Caimán. Esta última zona, debido al diseño de la red y otros factores subjetivos, tiene errores de determinación importantes (Cotilla, 1993). Por lo general, la red cubana no permite una determinación precisa de los hipocentros (Cotilla, 1993); inclusive para los sismos más fuertes hay diferencias significativas entre sus informes y los de la red internacional (Cotilla *et al.*, 1993a); no obstante, puede asegurarse que el proceso de generación de terremotos es superficial, $h \leq 30$ km (Álvarez *et al.*, 1985).

Utilizando la cartografía de los epicentros determinados con la parte oriental de la red cubana, para el período 1979-1994 (figura 4), es factible distinguir con cierta precisión las zonas sismogénicas representadas en la figura 5. A simple vista el número de eventos registrados es considerablemente mayor en el borde suroriental de Cuba. Esa distribución es muy heterogénea

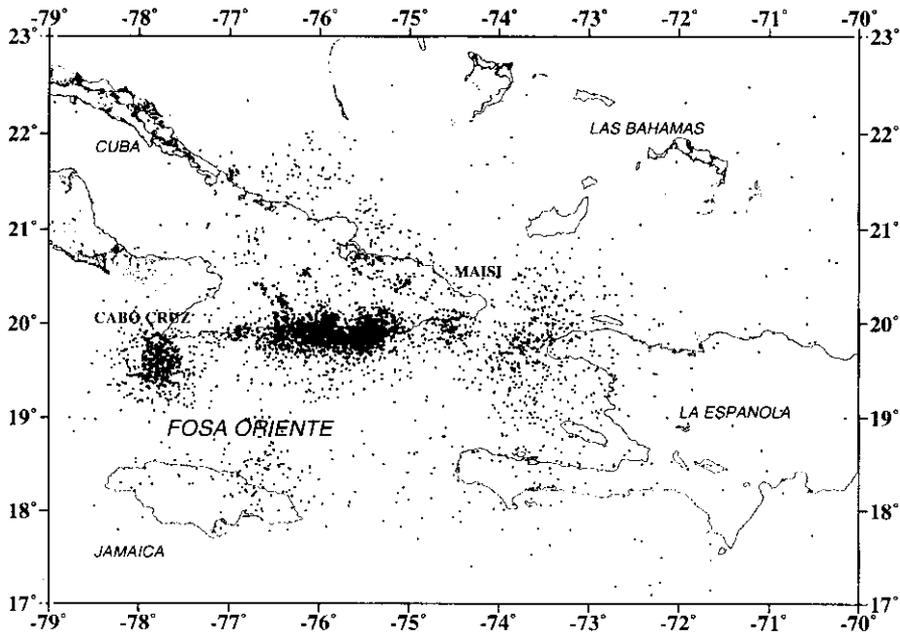


Figura 4. Epicentros determinados para la parte oriental de Cuba en 1979-1994 con $h \leq 30$ km.

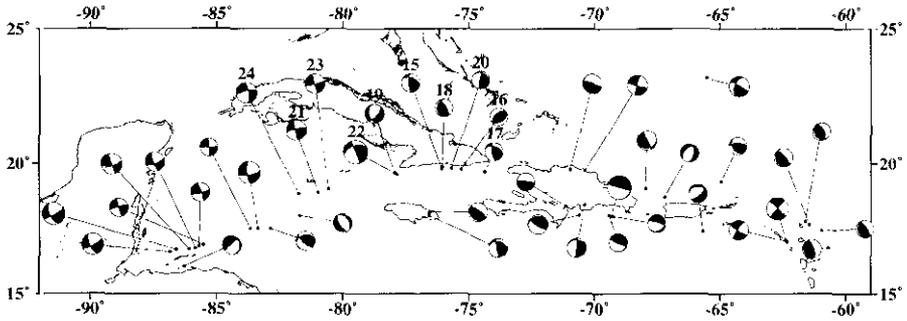


Figura 5. Mecanismos focales de la zona Norteamérica-Caribe. (A partir de los datos del CMT-Universidad de Harvard. Los números se refieren a la tabla 4.)

en cuanto a número y agrupación de terremotos. Se distinguen de oeste a este siete sectores: 1) El grupo de Cabo Cruz; 2) El “vacío” de Pilón; 3) El grupo de La Plata-Baconao (el más extenso y numeroso); 4) El “vacío” de Guantánamo; 5) El grupo Purial; 6) El “vacío” de Maisí; 7) El grupo de Haití. La dispersión del grupo del este de Maisí es mayor que la del grupo de Cabo Cruz. Hacia el norte el número es menor con tendencia al agrupamiento en la dirección NW a lo largo de la costa norte. En el borde norte y noreste de Jamaica hay un número importante de sismos. Más al sur la detección es mucho menor. Sin embargo, para la otra parte del territorio cubano (el de mayor extensión superficial) la correlación sismicidad-falla se establece casi exclusivamente con datos macrosísmicos, por lo que la fiabilidad es menor (Cotilla, 1993).

La actividad sísmica del sur de Cuba, asociada a la totalidad de la zona sismogénica Bartlett-Caimán, se aprecia perfectamente en la figura 3b. Esos epicentros están determinados por la red internacional de estaciones y son del mismo período que los de la figura 4. Sin embargo, entre esas figuras hay diferencias significativas y evidentes.

Para algunos terremotos de Cuba han sido elaborados mapas de isosistas (Chuy *et al.*, 1988) y, a partir de su análisis, se ha podido, en una primera aproximación, identificar al elemento generador (falla y nudo de fallas) y establecer la dirección de propagación de la energía, como en el caso del sismo de Torriente-Jagüey Grande del 16.12.1982 (Chuy *et al.*, 1983a) (figura 6). También, dada la localización de las fallas sismogénicas NC, SC y BC las figuras geométricas de las isosistas de los terremotos ocurridos en ellas se representan en una sola mitad (Álvarez *et al.*,

1985). Sin embargo, el alto nivel de subjetividad para la evaluación de los datos iniciales y en el trazado de las isosistas limitan el alcance de estos resultados en las investigaciones sismotectónicas (Cotilla *et al.*, 1993a).

El terremoto del 19.02.1976 ($M_s = 5,7$, $h = 15$ km., $I_0 = 8$ grados MSK) fue sentido en una amplia área de la US Oriental y en la vecina isla de Jamaica (al otro lado de la fosa) con $I_0 = 5$ grados. Según Álvarez *et al.* (1985) la zona de ruptura del foco es de 30 km a partir del epicentro y hacia las réplicas (al oeste). Las intensidades mayores fueron reportadas en las inmediaciones de la zona de réplicas, por lo que las isosistas están deformadas. Esta situación se apreció también con el sismo de Guatemala del 04.02.1976 (Espínosa *et al.*, 1976), pero fue Bouchon (1980) quien explicó que las amplitudes de las ondas sísmicas producidas, en las inmediaciones del foco de un terremoto, por una falla transcurrente se caracterizan por una importante dependencia azimutal y, en consecuencia, hay una liberación energética máxima en la dirección de la propagación de la ruptura, donde las amplitudes de las ondas son mayores. El mecanismo focal del sismo es transcurrente sinestroso y el de las dos réplicas más fuertes (días 23 y 24.02) indica falla normal en dirección NW y buzamiento al sur en el plano transcurrente E-W (Álvarez *et al.*, 1984).

Para este segmento litosférico, el evento más fuerte registrado es el del 25.05.1992 y ha sido estudiado por el NEIS, el CMT (Universidad de Harvard), Vireux *et al.* (1992), Perrot *et al.* (1997). La I_{max} reportada es 7 grados MSK (Centro Nacional de Investigaciones Sismológicas, 1992). Este terremoto tuvo 14 réplicas en dos días. La zona de ruptura alcanzó 30 km desde el epicentro a la zona de réplicas (19,475 N, 77,430 W; $mb = 4,4$) y el sentido de la ruptura fue hacia el este. Luego, los eventos de 1976 y 1992 tienden a romper en sentido contrario pero convergiendo hacia la misma zona, Cabo Cruz.

La localización del terremoto del 07.07.1852 ($M_s = 7,8$, 19,3 N y 79,5 W) en la parte occidental de la microplaca Gonave, al oeste de Cabo Cruz coincide con la del evento no. 12 de la tabla 4, y como ambos tienen una magnitud elevada, suponemos tienen el mismo mecanismo focal. También el mecanismo no. 7 es muy similar a los nos. 21, 23 y 24, mientras que el no. 8 difiere de los nos. 17 y 18. La solución no. 8 es poco fiable según sus autores y dado que no se corresponde tampoco con los datos de microtectónica en principio se desestima. En general, los datos de microtectónica se corresponden muy bien con los mecanismos focales nos. 9, 10, 15-18, 20 y 22 de la tabla 4.

Tabla 4. Terremotos del segmento suroriental de Cuba con mecanismos focales

Nº	Fecha	Lat N, Lon W	Magnitud	Fuente
1	19.09.1957	16.96, 85.60	mb = 6,0	Molnar y Sykes, 1969
2	25.07.1962	19.0, 81.2		Molnar y Sykes, 1969
3	23.02.1966	16.96, 85.60	mb = 4,9	Molnar y Sykes, 1969
4	20.04.1962	20.6, 72.2		Molnar y Sykes, 1969
5	25.02.1969	15.3, 87.4	mb = 5,4	Dean <i>et al.</i> , 1978
6	04.02.1976	15.28, 89.19	Ms = 7,5	Kanamori <i>et al.</i> , 1976
7	11.10.1968	19.88, 75.92	mb = 4,3	Álvarez <i>et al.</i> , 1984
	16.02.1969	19.92, 75.74	mb = 4,2	
	16.03.1970	20.14, 74.6	mb = 4,3	
	22.12.1970	19.92, 75.29	mb = 4,7	
	20.05.1973	19.71, 75.58	mb = 4,5	
8	11.04.1972	19.09, 80.74	mb = 4,7	Álvarez <i>et al.</i> , 1984
9	19.02.1976	19.87, 76.87	Ms = 5,7	Álvarez <i>et al.</i> , 1984
10	23.02.1976	19.84, 77.12	Ms = 4,6	Álvarez <i>et al.</i> , 1984
	24.02.1976	19.84, 77.17	mb = 4,8	
11	23.09.1887	Sur de Cuba	Ms = 7,5	Mocquet, 1984
12	20.02.1917	19.5, 78.5	Ms = 7,4	Mocquet, 1984
13	03.02.1932	19.8, 75.8	Ms = 6,7	Mocquet, 1984
14	07.08.1947	19.84, 75.3	Ms = 6,7	Mocquet, 1984
15	13.11.1978	19.84, 76.05	Ms = 5,1	CMT
16	01.09.1985	19.78, 75.08	Ms = 5,1	CMT
17	12.02.1989	19.69, 74.36	Ms = 5,2	CMT
18	22.05.1990	19.74, 76.02	Ms = 5,1	CMT
19	26.08.1990	19.59, 77.87	Ms = 5,9	CMT
20	04.09.1990	19.80, 75.69	Ms = 5,2	CMT
21	26.08.1991	18.90, 80.97	Ms = 5,2	CMT
22	25.05.1992	19.61, 77.87	Ms = 6,9	Perrot <i>et al.</i> , 1997
23	27.06.1992	19.03, 80.56	Ms = 5,3	CMT
24	27.06.1995	18.50, 81.73	Ms = 5,6	CMT

Coincidimos con Perrot *et al.* (1997) en dos aspectos: 1) las soluciones de los mecanismos focales del NEIS (deslizamiento lateral a la derecha) y del CMT (desplazamiento lateral sinestroso en un plano N68E y buzamiento al norte de 43°), para el evento del 25.05.1992, no se corresponden con las características tectónicas de la zona; 2) la solución obtenida por (Vireux *et al.*, 1992), plano nodal N85E y buzamiento al norte de 47°, aunque más adecuada no es suficiente.

El elevado número de terremotos registrados (por la red cubana) en el período 1979-1994 para el segmento central de la US Suroriental (figura 4) se justifica por la compresión NE (σ_1) de la placa Caribe (Cotilla, 1993). Esta compresión también explica los eventos fuertes. Mientras que la muy baja densidad de epicentros (1979-1994) en el entorno de Pílon (aproximadamente 40 km, Punta Monje-La Plata) (figura 2), reconocible tanto por los datos de la red cubana (figura 4) como por la internacional (figura 3b), puede ser explicada a partir del proceso de liberación de energía y de ruptura del año 1976. En este sentido, para el sector del este de la bahía de Guantánamo (Guantánamo-Purial) (figura 2) puede asumirse también una explicación similar a partir de la figura 1 de (Álvarez *et al.*, 1991).

La US Occidental (figura 2), aunque de menos actividad que la Oriental, ha experimentado sacudidas sísmicas de diversa intensidad (Rubio, 1984). Según el catálogo de (González *et al.*, 1994) hay desde 1693 hasta 1992 un total de 276 eventos. El sismo más fuerte reportado fue el del 23.01.1880 ($M_s = 6,0$; $I_0 = 8$ grados MSK) en San Cristóbal, provincia Pinar del Río. Este y otros sismos están en la figura 3a. Con respecto a la fiabilidad del catálogo señalamos que: 1) un número grande de reportes no consignan la fecha (mes y/o día) ni la hora de origen (hora y/o minuto y/o segundo); 2) un número no superior a 15 eventos tiene isosistas; 3) la inmensa mayoría de los reportes son de tipo macrosísmico; 4) no hay un tratamiento estadístico fuerte; 5) no hay contrastación de las informaciones macrosísmica e ingeniero-geológica (Cotilla *et al.*, 1993a).

Los mecanismos focales han sido obtenidos únicamente para la zona sismogénica de Bartlett-Caimán (figura 5). Los mismos confirman, parcialmente, el desplazamiento transcurrente sinestroso de la placa Caribe con relación a la placa norteamericana, ya que predomina desde Cabo Cruz (zona de intersección de las tres US: Occidental, Oriental y Suroriental) y hacia el este el mecanismo de tipo inverso. Desde ese lugar hay una importante heterogeneidad tectónica en el segmento litosférico (Cotilla, 1993). Hasta 1976 sólo se disponía de 6 mecanismos, ninguno del tramo cubano. En el período 1976-1984 ya hay cuatro mecanismos para el sector cubano, para 1984 otros cuatro mecanismos incrementaron la relación (pero de sismos no analizados anteriormente) y desde 1985 hasta la fecha hay siete más (tabla 4).

La ocurrencia de tsunamis en el Caribe es un hecho que se evidencia con informes que abarcan el período 1692-1946. En el catálogo de Rubio (1983) hay un total de 16 tsunamis asociados a terremotos, siendo reconocido como el más fuerte el del 04.08.1946 ($M_s = 8,1$) al noreste de La Española. No obstante, la probabilidad de tsunamis en Cuba es muy baja, dado los mecanismos

focales característicos y la disposición de las estructuras sismogénicas submarinas de las zonas que la rodean (figura 2).

INTERPRETACIÓN SISMOTECTÓNICA

Resulta evidente que la interpretación sismotectónica de Cuba tiene que ser afrontada de forma diferente para las zonas con sismicidad de entreplacas y de interior de placas. Así, para la zona con sismicidad de entreplacas es posible establecer cierta correlación entre los terremotos (con sus mecanismos) y los datos de microtectónica, mientras que para la zona de interior de placa esto sólo se puede lograr en algunas áreas. En la figura 6 están representadas las 19 zonas sismogénicas del territorio cubano y en la tabla 7 aparecen sus datos principales (Cotilla *et al.*, 1993a).

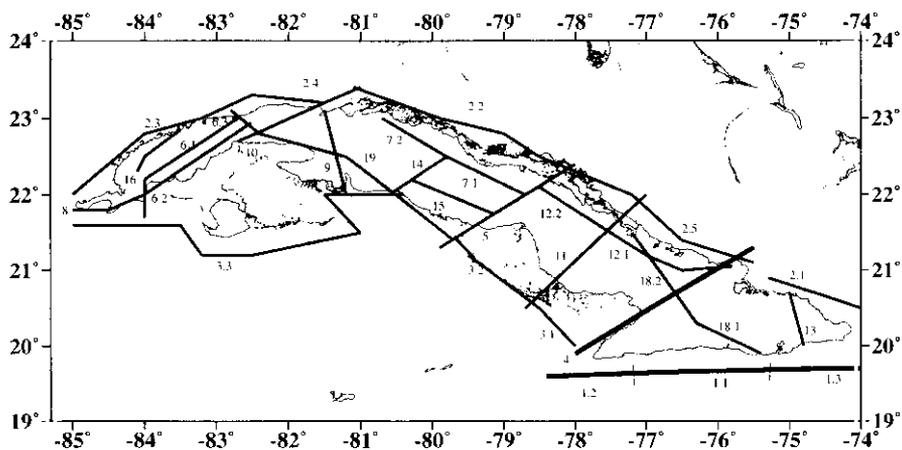


Figura 6. Mapa de zonas sismogénicas de Cuba (ver tabla 7).

Zona de entreplacas

La US Suroriental se subdivide en tres sectores, Occidental (Cabo Cruz-Pilón), Central (Pilón-Baconao) y Oriental (Baconao-Maisí) (figura 2). Esta propuesta se corresponde, aceptablemente, con la diferenciación estructurotectónica de Cuba Sudoriental de Hernández *et al.* (1986). El sector Occidental posee en su extremo oeste una densidad grande de epicentros (figura 4), que se justifica por la triple intersección de las fallas BC (Oriente), SC y

CN (figura 2). En él se produjeron los fuertes terremotos del 26.08.1990 ($M_s = 5,9$) y del 25.05.1992 ($M_s = 6,9$). Las isosistas (una mitad) para este último evento sísmico del Centro Nacional de Investigaciones Sismológicas (1992) indican la canalización de la energía en la dirección de Cauto-Nipe (hacia el NE). El otro extremo, Pilón, tuvo un fuerte sismo el 19.02.1976 ($M_s = 5,7$). Sin embargo, ahí la densidad de epicentros es mucho menor y la disposición de los epicentros es prácticamente paralela a la costa (figura 4). El sector Central tiene la mayor densidad de epicentros, y en su extremo oriental se produce un importante nudo entre las fallas Oriente y Baconao (figura 6). Al segmento oriental de este sector se han asociado entre otros los terremotos del 03.02.1932 ($M_s = 6,75$) y del 07.08.1947 ($M_s = 6,3$), y el conjunto de sus isosistas se extienden en la dirección NW (Álvarez *et al.*, 1985), que es la de la falla Baconao (figura 5). Los terremotos del 12.06.1766 ($M_s = 7,5$) y del 20.08.1852 ($M_s = 7,3$) de $I_0 = 9$ grados MSK se asegura, por sus efectos en la ciudad de Santiago de Cuba, tienen sus epicentros aquí. El sector Oriental en el extremo este de Maisí se caracteriza por una alta densidad de epicentros (distribuidos en un área grande) (figura 4) que se relaciona también a una triple intersección de las fallas: Oriente, NC y Septentrional de La Española (Cotilla *et al.*, 1993; Pubellier *et al.*, 1991) (figura 1). A partir de él, en el norte de La Española, la actividad sísmica se incrementa y la morfología de las fallas se modifica bruscamente (Cotilla *et al.*, 1993).

Las fallas CN y Baconao (figura 6) son elementos tectónicos de importancia para explicar la dinámica de la US Oriental (figura 2). Ellas mantienen en la actualidad el trazo NE y NW, respectivamente, de los paleodesplazamientos ocurridos durante el proceso de formación de la fosa Bartlett-Caimán en el Eoceno Medio. El epicentro del 30.01.1924 ($M_s = 5,6$) está, según Álvarez *et al.* (1985), en 20,0 N, 77,5 W. Esto es la parte emergida del entorno de Cabo Cruz, la US Oriental, por lo que puede ser asociado a la falla CN. Otro evento sísmico fuerte reportado en 1551 en la ciudad de Bayamo (ubicada sobre la cuenca de Cauto-Nipe) con $I_0 = 8$ grados MSK confirma su sismoactividad. Con relación a esta cuenca, Bush *et al.* (1986) argumentan la existencia de un sistema de fallas profundas y un brusco acercamiento de Moho a la superficie (apenas a 10 km de profundidad). Esto puede, lógicamente, interpretarse como una zona tectónica transitoria que isostáticamente compensa a los bloques montañosos septentrional y meridional de las unidades neotectónicas occidental y oriental, aledaños a ella. Mientras que Mann y Burke (1984) y Cotilla (1993) suponen que la zona Cauto-Nipe es una cuenca de tipo *pull-apart* asociada a Bartlett-Caimán.

La zona al este del centro de generación de corteza oceánica (siempre al sur de Cuba Oriental) y hasta el oeste de la falla Bonao (NW de la R. Dominicana, bloque de La Española) del segmento de contacto de las placas de Norteamérica y del Caribe (figura 1) ha sido calificada como microplaca Gonave (Mann *et al.*, 1995). Rubio *et al.* (1994) aportaron otras evidencias de su existencia usando información neotectónica, sísmológica y geofísica de Cuba. Mientras que Calais y Mercier de Lépinay (1990) sólo distinguen en el sur de Cuba Oriental un sistema de pliegues en escalón y de fallas inversas en una estrecha franja transpresiva, el Cinturón Deformado de Santiago de Cuba. También Mann *et al.* (1995) sostienen la presencia de otra microplaca (La Española-Puerto Rico) al este de la falla Bonao (figura 1) y como continuación lateral de la microplaca Gonave.

El espacio (banda o franja) que incluye a las microplacas Gonave y La Española-Puerto Rico fue definido como Zona Límite de Placas Litosféricas (ZLPL) por Mann y Burke (1984) (figura 3b); y empleando los mismos argumentos la ZLPL se extendió al norte de la parte oriental de Cuba para incluir a la US Oriental (Cotilla, 1993) (figura 3b). Es decir, que ha sido factible reconocer con posterioridad una segmentación de la ZLPL en microplacas (o bloques) y con ello asumir su heterogeneidad transversal y lateral. La heterogeneidad también se aprecia para la US Oriental en: 1) el relieve (Hernández *et al.*, 1986); 2) los tipos de corteza (Prol *et al.*, 1993); 3) los valores isostáticos (Cuevas, 1994); 4) la configuración de las isosistas (Chuy *et al.*, 1988); 5) la distribución y la densidad de epicentros (Cotilla, 1993).

Con anterioridad, Molnar y Sykes (1969) señalaron que los azimutes de los vectores de desplazamiento para la zona Bartlett-Caimán muestran diferencias muy significativas en los segmentos Pacífico-Guatemala, Guatemala-Maisí [para Cotilla (1993) sólo Guatemala-Cabo Cruz] y este de Maisí [para Cotilla (1993) desde el este de Cabo Cruz] (figura 1). En particular, los valores de los dos primeros son N40E y N30E, respectivamente. Sostenemos que esto es debido a una diferencia de velocidad relativa de movimiento de las placas Cocos y Caribe; mientras que las diferencias entre los segmentos de Guatemala-Cabo Cruz (con movimiento transcurrente sinestroso puro) y del este de Cabo Cruz (sobrecorrimiento al NE en un plano transcurrente sinestroso) se debe a una heterogeneidad lateral. Es decir, que para el segmento litosférico septentrional hay influencias tectónicas globales, regionales y locales. Jain (1971) supuso, parcialmente, estas observaciones y conclusiones a partir de una evaluación geodinámica preliminar.

Álvarez y Buné (1977) demostraron que para Cuba los procesos de liberación de la energía sísmica de la zona BC (figura 2) eran los más intensos,

pero sujetos a intervalos temporales más o menos regulares a partir de la ocurrencia de un sismo fuerte y sus correspondientes réplicas, y que entre ese momento y el siguiente sismo fuerte la cantidad de energía liberada era de un nivel bajo pero constante. Cotilla (1993) después de apuntar la coincidencia espacial al sur de Santiago de Cuba de los sismos moderados ($5,0 < M_s \leq 6,0$), fuertes ($6,0 < M_s \leq 7,0$) y muy fuertes ($7,0 < M_s < 8,0$) considera que todas estas características describen, cuantitativamente, el proceso de interacción dinámica entre las placas de Norteamérica y del Caribe y, en particular, entre la placa Caribe y la provincia sismotectónica Cuba. Además, señala que hay fluctuaciones regulares de la energía sísmica liberada en el lapso de tiempo entre eventos fuertes. Perrot *et al.* (1997) llega a conclusiones similares.

Del estudio de una serie de 29 terremotos ocurridos los días 17 y 18 de octubre de 1976 al sur de Cuba Oriental, Rubio *et al.* (1980) propusieron que el proceso de liberación característico de la energía, en este segmento límite de placas, es en etapas y no a través de un sólo evento. Por su parte, Chuy (1980) para el período 10.1968-12.1975 identificó seis zonas de agrupamientos epicentrales en el mismo segmento de placas. Sin embargo, sólo para dos de ellas pudo obtener los parámetros del régimen sísmico. Esas dos zonas tienen un mismo valor para la pendiente del gráfico magnitud-número de terremotos (de Gutenberg-Richter), pero el nivel de actividad sísmica es distinto. Mientras que Álvarez (1983) subrayó para toda la región suroriental de Cuba (Cabo Cruz-Maisí) tres cuestiones, muy importantes para nuestro análisis: 1) que la estación sismológica RCC brinda buena cobertura, sólo, para la zona inmediatamente aledaña a Santiago de Cuba; 2) que el comportamiento temporal de los terremotos puede ser no uniforme, aunque difícilmente se pueda demostrar; 3) que la zona sismogénica Bartlett-Caimán puede ser no homogénea y que en las inmediaciones de Santiago de Cuba la actividad sísmica sea mayor.

Asumiendo que el evento sísmico de 1887 (tabla 4) no es del sur de Cuba, sino que su epicentro está en $19,4$ N, $73,4$ W (Álvarez *et al.*, 1993) se cumple que el intervalo temporal de los eventos con $M_s \geq 6,9$ del sur de Cuba es aproximadamente 60-80 años (tabla 5). Este valor se diferencia de los obtenidos por Álvarez (1983) para Santiago de Cuba (con 470 años de registro). Ese autor con dos valores de M_{max} ($M_s = 7,5$ y $M_s = 7,75$) estima que se pueden producir intensidades de 8 grados MSK con períodos de recurrencia de 110 y 100 años, respectivamente, mientras que los datos observados indican sólo 52 años. Posteriormente, Álvarez *et al.* (1991) proponen períodos de recurrencia de 64 años, dentro de nuestro rango de valores.

Tabla 5. Terremotos con $M_s \geq 5,0$

Nº	Fecha	Magnitud	Nº	Fecha	Magnitud
1	08.1578	$M_s = 6,75$	21	05.03.1927	$M_s = 5,0$
2	1580	$M_s = 5,75$	22	17.01.1930	$M_s = 5,4$
3	11.02.1675	$M_s = 5,75$	23	03.02.1932	$M_s = 6,75$
4	11.02.1678	$M_s = 6,75$	24	30.07.1940	$M_s = 5,6$
5	1682	$M_s = 5,75$	25	07.08.1947	$M_s = 6,3$
6	14.12.1757	$M_s = 5,25$	26	19.09.1957	$m_b = 6,0$
7	11.07.1760	$M_s = 6,75$	27	25.02.1969	$m_b = 5,4$
8	12.06.1766	$M_s = 7,5$	28	22.12.1970	$m_b = 4,7$
9	1762	$M_s = 5,75$	29	11.04.1972	$m_b = 4,7$
10	11.02.1775	$M_s = 5,75$	30	19.02.1976	$M_s = 5,7$
11	18.09.1826	$M_s = 5,75$	31	13.11.1978	$M_s = 5,1$
12	07.07.1842	$M_s = 6,0$	32	01.09.1985	$M_s = 5,1$
13	20.08.1852	$M_s = 7,3$	33	12.02.1989	$M_s = 5,2$
14	28.01.1858	$M_s = 6,5$	34	22.05.1990	$M_s = 5,1$
15	23.09.1887	$M_s = 7,5$	35	26.08.1990	$M_s = 5,9$
16	09.01.1894	$M_s = 5,0$	36	04.09.1990	$M_s = 5,2$
17	19.09.1903	$M_s = 5,47$	37	26.08.1991	$M_s = 5,2$
18	22.06.1906	$M_s = 5,7$	38	25.05.1992	$M_s = 6,9$
19	25.12.1914	$M_s = 6,0$	39	27.06.1992	$M_s = 5,3$
20	20.02.1917	$M_s = 7,4$	40	27.06.1995	$M_s = 5,6$

Según Cotilla (1993) el régimen de esfuerzos transpresivos no está restringido al Cinturón Deformado de Santiago de Cuba, sino que se extiende a todo el borde sur de la US Oriental, incluida la zona de Cabo Cruz, aunque la tectónica superficial de la unidad mencionada indique transtensión (presencia de una cuenca tipo *pull-apart*, Cauto-Nipe). En este sentido, el trazo, aparentemente, discontinuo (a microescala) de la falla Oriente, dados sus diversos escalones laterales, acusa la presencia de distensiones y favorece la formación de pequeñas cuencas de este tipo, principalmente en el sector Central de Pilón-Baconao (más específicamente en Pilón, Portillo, Mota, Las Bijas y Santiago de Cuba) (Cotilla, 1993). El modelo de fallas de tijeras se ajusta a esta situación (Cotilla, 1993). Este efecto no excluye en absoluto la existencia de una componente regional transpresional a lo largo de la zona de falla Oriente, necesaria, obviamente, para explicar satisfactoriamente tanto las características tectónicas de la región como los mecanismos focales y la sismicidad. Anteriormente, Ushakov *et al.* (1979) asumieron la existencia una componente de subcorrimento con dirección S-N, incluido el segmento fosa Oriente-Sierra

Maestra. Esta idea se fundamentó en dos cuestiones: 1) la distribución de las anomalías de la fuerza de la gravedad; 2) los estimados de desplazamiento al norte de la placa Caribe (0,3-0,4 cm/año). En otras palabras, esos autores consideraron la presencia de un campo geodinámico diferente al teóricamente esperado por Molnar y Sykes (1969) y Mann y Burke (1984) y que no puede ser explicado por mecanismo transcurrente puro. También Hernández *et al.* (1989) destacaron esta heterogeneidad geodinámica sobre la base de la cartografía de las morfoestructuras transverso-digonales de la Sierra Maestra. Ellos sostienen que estas estructuras de la Sierra Maestra se articulan con las estructuras transversales de la fosa de Bartlett y de acuerdo al “principio del contraste creciente” (a una altura mayor se contraponen siempre una profundidad o depresión mayor) en un fondo de deslizamientos laterales débiles.

Los polos de rotación que justifican el movimiento relativo de la placa Caribe con relación a la placa norteamericana de (MacDonald, 1976; Minster y Jordan, 1978; Stein *et al.*, 1988) se localizan en ese orden a lo largo de una estrecha franja del margen oeste de América del Sur (-12° S a - 58° S) y el determinado por (Sykes *et al.*, 1982) está en el hemisferio norte sobre los 65° N, pero en la parte este. Ellos permiten suponer una traslación lateral al este de la placa Caribe con ciertas áreas de solapamiento en el margen norte por convergencia (Heubeck y Mann, 1990). Cada uno de esos autores aporta sus matices a los modelos, pero queda claro que en las inmediaciones de Cuba Suroriental y al este de Haití (noreste de La Española) el área de cubrimiento coincide y hay una compresión NE.

De lo dicho anteriormente y utilizando: 1) la ubicación y las características de los terremotos fuertes del margen norte del Caribe de (Panagiotopoulos, 1995) podemos conformar dos ideas sismotectónicas básicas: *a) los eventos (con $M_s \geq 7,5$) están localizados sólo al este de Maisí, donde hay una interrelación N-S océano-arco de islas; b) los eventos más fuertes aparecen en la parte septentrional del margen, donde la interacción es más compleja; 2) la ubicación del polo de rotación de la placa Caribe de Deng *et al.* (1995) es posible suponer a una escala más detallada que: *a) la actividad sísmica será más intensa al este de Maisí; b) en la US Suroriental el sistema de fallas BC sea escalonado transcurrente sinestroso.**

De otra parte, los mecanismos focales de los terremotos superficiales de las fallas Swan y Oriente, al oeste de Cuba, permiten asegurar un desplazamiento lateral sinestroso en dirección E-W con planos de falla vertical para la dupla Norteamérica-Caribe (figura 5). Sin embargo, este modelo sufre una importante transformación en las inmediaciones de Cabo Cruz donde hay combinación de falla transcurrente sinestrosa y de falla inversa con buzamiento al norte (Perrot *et al.*, 1997). A partir de aquí predomina la combina-

ción de fallas transcurrentes sinestrosas e inversas (N30E-N130E) y los ángulos de buzamiento al norte de 21° - 70° . Esto se puede explicar asumiendo la presencia de un contacto lateral transicional corto de corteza oceánica (centro de generación-Cabo Cruz) a corteza suboceánica (en el sur de Cuba) y la consiguiente interacción diferente de la periferia norte de la placa del Caribe con la parte meridional de la placa norteamericana, un bloque oceánico (hoya de Yucatán)-bloque insular submarino Caimán y un bloque emergido de corteza continental (la US Oriental). Este proceso de interacción dinámica tiene como reflejo en el relieve submarino y emergido un sistema de fallas transversales activas asociadas a BC, del tipo *flower structures* (Cotilla *et al.*, 1993a).

El sistema de fallas de transformación BC (en sus sectores Swan y Oriente) (figura 1) tiene un comportamiento sísmico muy diferente con respecto a los sistemas transformantes oceánicos (Cotilla *et al.*, 1993a; Perrot *et al.*, 1997). En estos últimos el deslizamiento de las placas es prácticamente asísmico, aunque con un alto nivel de calor liberado; mientras que para el sistema Caribe-Norteamérica hay una moderada y alta sismicidad y anomalías térmicas bajas. También las fallas de transformación en régimen oceánico tienden al deslizamiento lateral puro, pero en los arcos de islas y zonas continentales participan en el acomodamiento de las zonas divergentes y convergentes produciendo áreas transpresivas y transtensivas (Heubeck y Mann, 1990). Esa es la situación del Caribe.

Sobre la base de los mecanismos y la sismicidad en el borde suroriental de Cuba (con sus tres sectores) se pueden proponer las hipótesis sismogénicas siguientes:

1. *El segmento de un sector que tuvo un terremoto fuerte permanece cierto tiempo en calma relativa, con muy baja actividad sísmica, incluso puede ser nula*
2. *El segmento de un sector que tuvo un fuerte terremoto, pero que tiene como fuente la intersección de dos fallas (nudo), acusa siempre una densidad sísmica elevada.*

Un ejemplo que cumple la hipótesis 1) es el segmento del entorno de Pílon (Punta Monje-La Plata); y la hipótesis 2) la cumplen los segmentos Punta Monje-Cabo Cruz, La Plata-Baconao y Purial-Maisí (figura 2).

Zona de interior de placas

En la zona de interior de placas de Cuba la tendencia de los especialistas había sido considerar a las fallas como estructuras homogéneas capaces de producir terremotos (Rubio, 1984). En la tabla 6 aparece una relación de esos

trabajos, sus autores y el área de estudio. Cotilla *et al.* (1993a) discuten exhaustivamente las metodologías de trabajo, los resultados alcanzados y las limitaciones de los estudios realizados entre 1983 y 1993. A raíz del terremoto del 16.12.1982 ($M_s = 5,0$, $h = 30$ km, $I_0 = 6$ grados MSK) en las localidades matanceras de Torriente-Jagüey Grande (figura 3a), consideradas de sismicidad desconocida, pero muy baja, y sin ninguna complicación tectónica (Chuy *et al.*, 1983a) la hipótesis de la homogeneidad de las zonas sismogeneradoras se modificó en parte. Posteriormente algunos autores asumen la hipótesis de nudos sismoactivos (Ranstman, 1979), ya que las isosistas confeccionadas indican una canalización de la energía sísmica hacia Ciudad de La Habana (dirección NW), coincidente con un alineamiento determinado únicamente por teledetección, y una brusca atenuación de las intensidades hacia Cienfuegos (Chuy *et al.*, 1983a). El nudo se definió en la intersección del alineamiento Habana-Cienfuegos y la falla Cochinos (figura 6).

Tabla 6. Relación de trabajos sismotectónicos en la zona de interior de placas de Cuba

Autores	Región de estudio
Krestnikov, V.N.; Friend, V.M.; y Shebalin, V. (1983): Sobre la metodología de las investigaciones geológicas y sismológicas para el estudio de la peligrosidad sísmica. (en ruso). En: Investigaciones Sismológicas de las Zonas de Baja Actividad Sísmica. Editorial Nauka, Moscú, 81-85.	Cuba Central (desde el este de la falla Cochinos hasta la falla La Trocha)
Orbera (1983): Estudio sismotectónico de la región occidental de Cuba. En: Archivos de la Empresa Integral de Proyectos de la Industria Básica, Ministerio de la Industria Básica de Cuba, pág. 62. Chuy, T.; González, B. y Polo, B. (1988a): Algunos criterios sobre la peligrosidad sísmica de la región occidental de Cuba. Comunicaciones Científicas sobre Geofísica y Astronomía, 4, pág. 19. Instituto de Geofísica y Astronomía, Academia de Ciencias de Cuba.	Cuba Occidental (desde el Cabo de San Antonio hasta la falla Cochinos)
Orbera, L; González, B; Chuy, T. y Oro, J. (1990): Investigaciones sísmicas en la región de emplazamiento del centro de investigaciones nucleares. Vol. 1. Sec. Ejecutiva para Asuntos Nucleares, Cuba, pág. 344.	

Tabla 6. Relación de trabajos sismotectónicos en la zona de interior de placas de Cuba (Continuación)

Autores	Región de estudio
González, B. y Chuy, T. (1984): Actividad sísmica de la provincia Pinar del Río. Revista Investigaciones Sismológicas en Cuba, 4:53-68. Instituto de Geofísica y Astronomía.	Cuba Occidental (desde el Cabo de San Antonio hasta el límite oeste de las provincias La Habana y Ciudad de La Habana)
Chuy, T.; González, B. y Vorobioba, E. (1984): Sismicidad del territorio de las provincias de Camagüey y Ciego de Avila. Revista Investigaciones Sismológicas en Cuba, 5: 61-94. Instituto de Geofísica y Astronomía.	Cuba Centro Oriental (desde la falla La Trocha hasta el oeste de la falla Cauto-Nipe)
González, B.; Chuy, T.; Álvarez, L.; Rubio, M.; <i>et al.</i> (1994): Estudio sismológico regional complejo de Cuba Centro Oriental para el emplazamiento de objetos nucleares. Informe Científico-Técnico, pág. 91. Centro Nacional de Investigaciones Sismológicas.	Cuba Centro Oriental (desde la falla Cochinos hasta la falla Cauto-Nipe)

Tabla 7. Datos de las zonas sismogénicas

Categoría sismotectónica	Nombre de la zona sismogénica (número de identificación en el mapa)	Unidad sismotectónica
1A	Bartlett-Caimán (1.1) [sector Pílon-Baconao]	Suroriental
1B	Bartlett-Caimán (1.2 y 1.3) [sectores Pílon-Cabo Cruz y Baconao-Punta de Maisí]	Suroriental
2A	Nortecubana (2.1, 2.2 y 2.3) [sectores Nipe-Punta de Maisí, oeste de Cárdenas-La Trocha, y Cabo de San Antonio-La Habana]	Oriental-Occidental
	Surcubana (3.1) [sector Cauto-Camagüey]	Occidental
	Cauto-Nipe (4)	Oriental
	Pinar (6.1) [sector central]	Occidental
	Las Villas (7.1) [sector este]	Occidental
	Guane (8)	Occidental
	Baconao (18.1) [sector sureste]	Oriental
2B	Nortecubana (2.4 y 2.5) [sectores La Habana-Cárdenas, y La Trocha-Nipe]	Occidental
	Surcubana (3.2) [sector Cienfuegos-Camagüey]	Occidental
	Cubitas (12.1) [sector este Camagüey-Nipe]	Occidental

Tabla 7. Datos de las zonas sismogénicas (Continuación)

Categoría sismotectónica	Nombre de la zona sismogénica (número de identificación en el mapa)	Unidad sismotectónica
3A	La Trocha (5)	Occidental
	Pinar (6.2 y 6.3) [sectores este y oeste]	Occidental
	Cochinos (9)	Occidental
	Hicacos (10)	Occidental
	Camagüey (11)	Occidental
	Cubitas (12.2) [sector oeste]	Occidental
	Purial (13)	Oriental
	Cienfuegos-Santa Clara (14)	Occidental
	Tuinicú (15)	Occidental
	Baconao (18.2) [sector noroeste]	Oriental
Habana-Cienfuegos (19)	Occidental	
3B	Las Villas (7.2) [sector oeste]	Occidental
	Consolación del Norte (16)	Occidental
	Guamá (17)	Occidental
4	Surcubana (3.3) (Pinar-Cienfuegos)	Occidental

Posteriormente, se propuso una diversa combinación de fallas y nudos para justificar la ocurrencia de terremotos en la US Occidental. Con ello Cotilla (1993) indicó un nudo entre la zona de alineamientos Habana-Cienfuegos y la falla Guane (figura 6), en las inmediaciones de San José de las Lajas en La Habana. El 09.03.1995 se produjo un evento de $M_s = 2,5$ e $I_0 = 5$ grados MSK (González *et al.*, 1995) (figura 3a) sobre ese nudo con una canalización de la energía sobre la zona de alineamientos. Sin embargo, otros trabajos especiales dedicados al estudio de esa zona en particular como Orbera *et al.* (1990) no consideraron tal posibilidad.

En conclusión, a partir de los datos de sismicidad, mecanismo focal, neotectónica y microtectónica se infiere que Cuba está diferentemente afectada por los esfuerzos transpresivos en dirección NE-SW, resultantes de la interacción dinámica de las placas Caribe y Norteamérica. Estos esfuerzos se reflejan principalmente en las áreas de agrupación epicentral de las unidades sismotectónicas Suroriental y Oriental, donde hay intersecciones de fallas que acomodan los desplazamientos regionales y permiten distinguir sus heterogeneidades, como por ej. en Cabo Cruz, Pílon, Baconao y Maisí. La hipótesis de la ocurrencia preferente de los sismos en nudos de fallas activas para la unidad sismotectónica Occidental parece ser, hasta el momento, la más adecuada para explicar su sismicidad.

AGRADECIMIENTOS

Parte de este trabajo ha sido subvencionado por la Dirección General de Enseñanza Superior, del Ministerio de Educación y Cultura de España, a través del programa de años sabáticos (Ref. SAB 995-0302). Al departamento de Geofísica y Meteorología, de la Facultad de Ciencias Físicas de la Universidad Complutense de Madrid por las muchas facilidades brindadas se debe también la concreción del trabajo. La Dra. Dolores Muñoz tuvo la gentileza de revisar la versión inicial y de sugerir modificaciones para la mejor exposición de las ideas. La Dra. Elisa Buforn recomendó otros cambios que mejoraron el sentido del trabajo. El Dr. Diego Córdoba Barba contribuyó a la corrección del texto. El Profesor Agustín Udías Vallina sugirió algunas precisiones para concretar la exposición.

BIBLIOGRAFÍA

- ÁLVAREZ, H. Y MENÉNDEZ, L. (1969): Sismicidad de Cuba. (en ruso). *Fizika Zemli*, 1: 74-78.
- ÁLVAREZ, H. (1992): Mecanismos tectónicos y desarrollo estructural de la Sierra de los Organos. *Revista Minería y Geología*, 1, 1: 11-18.
- ÁLVAREZ, L. (1983): Estimación de la peligrosidad sísmica para Cuba. *Revista Investigaciones Sismológicas en Cuba*, 4: 87-123. Instituto de Geofísica y Astronomía.
- ÁLVAREZ, L. y BUNÉ, V.I. (1977): Estimación de la peligrosidad sísmica para la región suroriental de Cuba (en ruso). *Zika Zemli*, 10: 54-67.
- ÁLVAREZ, L.; CHUY, T. y COTILLA, M. (1991): Peligrosidad sísmica en Cuba. Una aproximación a la regionalización sísmica del territorio nacional. *Revista Geofísica*, 35:125-150, julio-diciembre. Instituto Panamericano de Geografía e Historia, Perú.
- ÁLVAREZ, L.; MIJAILOVA, R.S. y CHUY, T. (1993): Catálogo de los terremotos fuertes de la región 16° - 24° LN y 70° - 86° LW, desde el siglo XVI hasta 1988. Informe del Instituto de Geofísica y Astronomía, Academia de Ciencias de Cuba.
- ÁLVAREZ, L.; RUBIO, M.; CHUY, T. y COTILLA, M. (1985): Informe final del Tema 31001: Estudio de la sismicidad de la región del Caribe y estimación preliminar de la peligrosidad sísmica en Cuba. Instituto de Geofísica y Astronomía, Academia de Ciencias de Cuba. pág. 500.
- ÁLVAREZ, L.; SERRANO, M.; RUBIO, M.; CHUY, T. y GONZÁLEZ, B. (1984): El terremoto del 19 de febrero de 1976. Pilón, región oriental de Cuba. *Revista Investigaciones Sismológicas en Cuba*, 5: 5-60. Instituto de Geofísica y Astronomía.

- ÁLVAREZ, R. (1990): Investigaciones de la estructura espacio-temporal del campo geomagnético del archipiélago cubano. Tesis en opción al grado de candidato a doctor en ciencias físico-matemáticas. Academia de Ciencias de la URSS-Universidad Estatal de Leningrado, pág. 200.
- BOVENKO, V.G.; SCHERBAKOVA, B.E. y HERNÁNDEZ, G. (1980): Nuevos datos sobre la estructura profunda de Cuba oriental. *Geología Soviética*, 9:101-109.
- BOUCHON, M. (1980): The motion of the ground during an earthquake. The case of strike-slip fault. *J. Geophys. Res.*, 85:356-366.
- BOWIN, C. (1968): Geophysical study of the Cayman Trough. *J. Geophys. Res.*, 73:5159-5173.
- BUSH, W.A. y SCHERBAKOVA, I.N. (1986): Nuevos datos sobre la tectónica profunda de Cuba oriental. (en ruso). *Geotektonika*, 3:24-43.
- CALAIS, E. y MERCIER DE LÉPINAY, B. (1990): A natural model of active transpressional tectonics: The echelon structures of the Oriente deep, along the northern Caribbean transcurrent plate boundary. *Rev. Inst. F. Pét.*, 45: 147-160.
- CALAIS, E. y MERCIER DE LÉPINAY, B. (1991): From transtension to transpression along the northern Caribbean plate. *Tectonophysics*, 186: 329-350.
- CENTRO NACIONAL DE INVESTIGACIONES SISMOLÓGICAS (1992): Informe del sismo del 25.05.1992 en Cabo Cruz. En: Archivo del Centro Nacional de Investigaciones Sismológicas.
- CHUY, T. (1980): Régimen sísmico de la región suroriental de Cuba. *Revista Investigaciones Sismológicas en Cuba*, 1:58-68. Instituto de Geofísica y Astronomía.
- CHUY, T.; DZHURAEV, R.U.; ÁLVAREZ, L.; ÁLVAREZ, H. y MIRZOEV, K. (1988): Informe técnico de las investigaciones macrosísmicas en el territorio de Cuba oriental y en la región de emplazamiento de las variantes Nos. 2 y 10 de la CEN de Holguín. En: Archivo del Instituto de Geofísica y Astronomía.
- CHUY, T.; GONZÁLEZ, B.E. y ÁLVAREZ, L. (1983): Sobre la peligrosidad sísmica en Cuba. *Revista Investigaciones Sismológicas en Cuba*, 4: 37-52. Instituto de Geofísica y Astronomía.
- CHUY, T. y RODRÍGUEZ, M. (1980): La actividad sísmica de Cuba por datos históricos. *Revista Investigaciones Sismológicas en Cuba*, 1: 5-17. Instituto de Geofísica y Astronomía.
- CHUY, T.; VOROBIOVA, E.; ÁLVAREZ, L.; PÉREZ, E.; COTILLA, M. y PORTUONDO, E. (1983a): El sismo del 16 de diciembre de 1982. Torriente-Jagüey Grande. *Revista Investigaciones Sismológicas en Cuba*, 3, pág. 44. Instituto de Geofísica y Astronomía.

- COTILLA, M. (1993): Una caracterización sismotectónica de Cuba. Tesis en opción al grado de doctor en ciencias. Instituto de Geofísica y Astronomía, Academia de Ciencias de Cuba. pág. 200.
- COTILLA, M.; DÍAZ, L.; GONZÁLEZ, D.; FUNDORA, M. y PACHECO, M. (1993): Estudio morfoestructural de La Española. Informe Científico-Técnico del departamento de Geofísica del Interior, pág. 150. Instituto de Geofísica y Astronomía.
- COTILLA, M.; MILLÁN, G.; ÁLVAREZ, L.; GONZÁLEZ, D.; PACHECO, M. y ARTEAGA, F. (1993a): Elementos del esquema neotectogénico de Cuba. Informe Científico-Técnico del departamento de Geofísica del Interior, pág. 100. Instituto de Geofísica y Astronomía.
- CUEVAS, J.L. (1994): Caracterización de las anomalías gravimétricas de Cuba Centro Oriental y su utilización en estudios de tectónica y sismicidad. Tesis en opción al grado de doctor en ciencias geofísicas. Instituto de Geofísica y Astronomía, Ministerio de Ciencia, Tecnología y Medio Ambiente de Cuba. pág. 200.
- DEAN, B.W. y DRAKE, C.L. (1978): Focal mechanisms and tectonics of the Middle America arc. *J. of Geology*, 86: 111-128.
- DEMETS, C.; GORDON, R.G.; ARGUS, D.F. y STEIN, S. (1990): Current plate motions. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 101: 425-478.
- DENG, J. y SYKES, L.R. (1995): Determination of Euler pole for contemporary relative motion of the Caribbean and North American plates using slip vectors of interplate earthquakes. *Tectonics*, 14: 39-53.
- DÍAZ, J.L. (1985): Morfoestructura de Cuba Occidental y su dinámica. (en ruso). Tesis de candidato a doctor en Ciencias Geográficas. Instituto de Geografía, Academia de Ciencias de la U.R.S.S., pág. 200.
- DÍAZ DUQUE, J.A.; AZGE, P.A.; CASAREAL, V.G. y DÍAZ, V.O. (1989): Estudio de la estructura profunda de la provincia Pinar del Río a partir del campo gravimétrico. Informe Científico-Técnico, Universidad de Pinar del Río, pág. 30.
- ERICKSON, A.Y.; HELSLEY, C.E. y SIMMONS, C. (1972): Heat flow and continuous seismic profiles in the Cayman Trough and Yucatan Basin. *Bull. Amer. Geol. Soc.*, 83:1241-1259.
- ESPINOSA, A.F.; HUSID, R. y QUESADA, A. (1976): Intensity distribution and source parameters from field observations. En: A.F. Espinosa (Editor): *The Guatemala earthquake of february 4, 1976. A preliminary report.*
- FUNDORA, M. (1982): Interpretación combinada de los materiales geofísicos a escala 1:100, 00 en la región Habana-Matanzas. Tesis de candidato a doctor en ciencias

- geólogo-mineralógicas. Facultad de Ciencias Naturales de la Universidad Carolina Rep. de Checoslovaquia, pág. 100.
- GONZÁLEZ, B.; ÁLVAREZ, L.; SERRANO, M.; GARCÍA, M.; RODRÍGUEZ, V.; PÉREZ, L. y FERNÁNDEZ, E. (1995): Informe científico-técnico del terremoto del 9 de marzo de 1995. Ganuza, Municipio San José de las Lajas. En: Archivo del Centro Nacional de Investigaciones Sismológicas, Filial Occidental, pág. 13.
- GUTIÉRREZ LANZA, M. (1914): Conferencias de Seismología, pronunciadas en la Real Academia de Ciencias de La Habana. Imprenta y Librería de Lloredo y Cña., La Habana, pág. 178.
- HERNÁNDEZ, J.R.; GONZÁLEZ, R. y ARTEAGA, F. (1989): Diferenciación estructuro-geomorfológica de la zona de sutura de la microplaca cubana con la placa Caribe. Editorial Academia, pág. 48, La Habana.
- HERNÁNDEZ, J.R.; LILIENBERG, D.A. y GONZÁLEZ, R. (1986): Regionalización morfoestructural de la Sierra Maestra y de las depresiones circundantes. Ciencias de la Tierra y del Espacio, 12: 36-48. Academia de Ciencias de Cuba.
- HEUBECK, Ch. y MANN, P. (1990): Geologic evaluation of plate kinematic models for the Northamerican-Caribbean plate boundary zone. Tectonophysics, 191: 1-126.
- HOLCOMBE, T.L.; VOGT, P.R. y MATHEWS, J.E. (1973): Evidence for sea-floor spreading in the Cayman trough. Earth and Planet. Sci. Lett., 20, 3: 357-371.
- ITURRALDE, M. (1977): Los movimientos tectónicos de la etapa de desarrollo platáformico de Cuba. Informe Científico Técnico, 20, pág. 17. Instituto de Geología y Paleontología, Academia de Ciencias de Cuba.
- ITURRALDE, M. (1981): Nuevo modelo interpretativo de la evolución geológica de Cuba. Revista Ciencias de la Tierra y del Espacio, 3:51-89. Academia de Ciencias de Cuba.
- JAIN, V.E. (1971): Geotectónica regional: América del Norte y América del Sur, Antártida y África. (en ruso). Editorial Nedrá, pág. 548.
- JORDAN, T.M. (1976): The present-day motions of the Caribbean plate. J. Geophys. Res., 80, 32: 4.433-4.439.
- KANAMORI, H. y STEWART, G.S. (1976): Seismological aspects of the Guatemala earthquake of february 4, 1976. J. Geophys. Res., 83: 3.427-3.434.
- KRESTNIKOV, V.N.; FRENDE, V.M.; y SHEBALIN, V. (1983): Sobre la metodología de las investigaciones geológicas y sismológicas para el estudio de la peligrosidad sísmica. (en ruso). En: Investigaciones Sismológicas de las Zonas de Baja Actividad Sísmica. Editorial Nauka, Moscú, 81-85.

- LEVCHENKO, V.A.; GUREVICH, G.S.; ZABICHINA, V.V.; KITIAS, N.A. y PAFINOVA, S.I. (1976); Caracterización comparativa de la constitución geológica de Cuba y otros países de la cuenca del mar Caribe y el Golfo de México con el objeto de evaluar las perspectivas petrolíferas y gasíferas de Cuba y las acuatorias adyacentes. Informe Científico-Técnico del Ministerio de la Industria Básica, pág. 150. En: Archivo del Fondo Geológico de Cuba.
- LILIENBERG, D.A. (1973): Algunos problemas de la formación del relieve del archipiélago cubano. Rev. Serie Espeleología y Carsología, 48, pág. 12. Academia de Ciencias de Cuba.
- MACDONALD, W.D. (1976): Cretaceous - Tertiary evolution of the Caribbean. Trans. 7th Caribbean Geol. Conf., Guadeloupe, págs. 69-81.
- MACDONALD, K.C. y HOLCOMBE, T.L. (1978): Inversion of the magnetic anomalies and sea floor spreading in the Cayman trough. Earth and Planet. Sci. Lett, 40: 407-414.
- MANN, P. y BURKE, K. (1984): Neotectonics of the Caribbean region. Reviews of Geophysics and Space Physics, 22, 4: 309-362. November.
- MANN, P.; TAYLOR, F.W.; LAWRENCE, E. y KU, T.L. (1995): Actively evolving micro-plate formation by oblique collision and sideways motion strike-slip faults: An example from the northeastern Caribbean plate margin. Tectonophysics, 246: 1-69.
- MINSTER, J.B. y JORDAN, T.H. (1978): Present-day plate motions. J. Geophys. Res., 83: 5.331-5.354.
- MOCQUET, A. (1984): *Vitesses de déplacement discontinu le long d'une zone limite de plaques: Caraïbes-Amérique du Nord*. Master thesis, University of Rennes, France, pág. 53.
- MOLNAR, P. y SYKES, L.R. (1969): Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanism and seismicity. Geol. Soc. of Amer. Bull, 80, 9: 1.639-1.684.
- MOSSAKOVSKY, A.; PUSHAROVSKI, YU.; NEKRASOV, G.E.; SOKOLOV, S.P.; FORMELL, F.; CABRERA, R.; ITURRALDE, M.; *et al.* (1989): Mapa tectónico de Cuba, escala 1:500, 000. Instituto de Geología y Paleontología, Academia de Ciencias de Cuba.
- OLIVA, G. (1976): Criterios tectónico-estructurales de un área de la región occidental de Cuba en base a transformaciones lineales de los campos gravitatorio y magnético. Tesis de candidato a doctor en ciencias geólogo-mineralógicas. Facultad de Ciencias Naturales de la Universidad Carolina Rep. de Checoslovaquia, pág. 100.

- OLIVA, G. y PROL, J.L. (1990): Mapa de las anomalías de Bouguer de Cuba. En: Nuevo Atlas de Cuba. Sección II.3.4 Características Geofísicas, Gravimetría. Editado en Madrid.
- PANAGIOTOPOULOS, D.G. (1995): Long-term earthquake prediction in Central American and Caribbean sea based on the time - and magnitude - predictable model. *Bull. of the Seism. Soc. of Am.*, 85, 4: 1.190-1.201. August.
- PARDO, M. (1993): Zonación gravi-magnética y modelo físico-geológico conceptual del cinturón orogénico cubano. Interpretación geólogo-tectónica. *Rev. Minería y Geología*, 1:3-14.
- PERROT, J; CALAIS, E. y MERCIER DE LÉPINAY, B. (1997): Tectonic and kinematic regime along the northern Caribbean plate boundary: New insights from broadband modeling of the May 25, 1992, $M_s = 6, 9$ Cabo Cruz, Cuba, earthquake. *Pure and Applied Geophysics*, 149: 475-487.
- PROL, J.; ARIAZA, G. y OTERO, R. (1993): Sobre la confección de los mapas de profundidad del basamento y espesor de la corteza terrestre en el territorio cubano. Informe Científico-Técnico de la Emp. Nacional de Geofísica, Ministerio de la Industria Básica. pág. 36.
- PUBELLIER, M.; VILA, J.M. y BOISON, D. (1991): North Caribbean neotectonic events: The Trans-Haitian fault system. Tertiary record of an oblique transcurrent shear zone uplifted in Hispaniola. *Tectonophysics*, 194: 217-236.
- PUSHAROVSKY, YU.; VTULOCKIN, M.A. y MOSSAKOVSKY, A. (1987): Estructuras y tipos de corteza terrestre en Cuba. (en ruso). *Informes de la Academia de Ciencias de la U.R.S.S.*, 294:178-182.
- RANTSMAN, E. Yu. (1979): Lugares de terremotos y morfoestructuras de países montañosos. (en ruso). Editorial Nauka, Moscú, pág. 171.
- RODRÍGUEZ, J. (1983): Interpretación de perfiles gravimétricos del Caribe y Cuba oriental. *Rev. Minería y Geología*, 1:85-97.
- RUBIO, M. (1983): Ocurrencia de tsunamis en el Caribe. *Revista Investigaciones Sismológicas en Cuba*, 2:170-180. Instituto de Geofísica y Astronomía.
- RUBIO, M. (1984): Seismicity of the Republic of Cuba and adjacent areas. *Academy of Sciences of Czechoslovakia's Report*. pág. 60.
- RUBIO, M.; CHUY, T. y ÁLVAREZ, L. (1980): Acerca de la actividad sísmica de octubre de 1976. *Revista Investigaciones Sismológicas en Cuba*, 1:69-85. Instituto de Geofísica y Astronomía.
- RUBIO, M.; COTILLA, M. y ÁLVAREZ, L. (1994): Evidencias sobre la microplaca Gonaive. Informe Científico-Técnico del Instituto de Geofísica y Astronomía.

- SHEIN, V.S.; TENREYRO, R. y GARCÍA, E. (1985): Modelo de la constitución geológica profunda de Cuba. Serie Geológica, 1:78-88.
- SHERBAKOVA, B.E.; BOVENKO, V.G. y HERNÁNDEZ, G. (1977): Estudio de la corteza terrestre de Cuba occidental. (en ruso). Geología Soviética, 8: 130-142.
- SOLOVIEV, K.S. (1962): Mapa aeromagnético de la República de Cuba. Informe Científico-Técnico del Instituto de Geología del Petróleo, pág. 10. En: Archivo del Fondo Geológico de Cuba.
- STEIN, S.; DEMETS, C.; GORDON, R.G.; BRODHOLT, J.; ARGUS, D.; ENGELN, J.F.; LUNDGREN, P.; STEIN, C.; WEINS, D.A. y WOODS, D.F. (1988): A test of alternative Caribbean plate relative motion models. J.Geophys. Res., 93: 3.041-3.050.
- SYKES, L.R. y EWING, M. (1965): The seismicity of the Caribbean region. J. Geophys. Res., 70: 5.065-5.074.
- SYKES, L.R.; MCCANN, W. y KAFKA, A.L. (1982): Motion of Caribbean plate during last 7 million years and implications for earlier Cenozoic movements. J. Geophys. Res., 87: 10.656-10.676.
- USHAKOV, S.A.; AVGAEV, A.I.; GALUSHKIN, YU. I. y DUBIKIN, E.P. (1979): Ruptura de la isostasia de la litósfera de la región del Caribe y análisis geodinámico de su naturaleza. (en ruso). En: Tectónica y Geodinámica de la Región del Caribe. Editorial Nauka, Moscú, 63-77.
- VIÑES, B. y SALTERAÍN, P. (1880): Excursión a Vuelta Abajo de Viñes y Salteraín en ocasión de los fuertes temblores de tierra ocurridos en la noche del 22 al 23 de enero de 1880. Ediciones "La Voz de Cuba", La Habana, pág. 68.
- VIREUX, J.; CALAIS, E.; DESCHAMPS, A.; MERCIER DE LÉPINAY, B. y BÉTHOUX, N. (1992): Tectonic interpretation of the May 25th 92 Cuban earthquake. EOS Transactions, AGU Fall Meeting, San Francisco.
- WESTBROOK, G.K.; BOOT, H.P. y PEACDOK, J.H. (1973): Lesser Antilles subduction zone in the vicinity of Barbados. Nature Physical Science, 244: 118-120, August.