

GEODINAMICA DEL LIMITE CARIBE-NORTEAMERICA

M.Cotilla y A.Udías

Departamento de Geofísica y Meteorología, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid, España

Resumen: Se expone un modelo geodinámico para el límite norte de la placa Caribe que permite explicar las características reológicas y la sismicidad de su entorno. El modelo tiene cuatro bloques tectónicos (Swan, Gonave, Cuba Oriental y Dominicana - Puerto Rico) que dependen principalmente de la interacción de las placas Norteamérica y Caribe.

Palabras claves: Geodinámica, bloques tectónicos, placa Caribe.

Abstract: A geodynamic model is presented for the northern boundary of the Caribbean plate, which allows to explain rheologic characteristics and seismicity. The model includes four tectonic blocks (Swan, Gonave, Eastern Cuba and Dominican - Puerto Rico) which depend on the interaction of the North America and Caribbean plates.

Key words: Geodynamics, tectonic blocks, Caribbean plate.

Cotilla, M. y Udías, A. (1999): Geodinámica del límite Caribe-Norteamérica. *Rev. Soc. Geol. España*, 12 (2):175-186

Un recorrido por la literatura especializada demuestra, sin grandes dificultades, que el estudio sismotectónico de una región y sus resultados dependen fundamentalmente de la cantidad de información y su calidad. Sin embargo, *el interés económico*, que nunca se reconoce en los textos, es el decisivo (Cotilla, 1993). Este factor ha sido realmente la causa de que para el límite norte de la placa Caribe, zona donde se han producido fuertes eventos sísmicos y algunos tsunamis destructores, aún no exista un modelo sismotectónico regional. Un modelo de esas características permitiría elaborar, sobre su base, un plan eficaz para la preservación de la vida y los escasos bienes y recursos de los países que lo constituyen. Esto no significa que alguno de esos países no haya desarrollado modelos locales (Draper, 1989) con sus correspondientes planes de contingencia, sino que la base informativa disponible ha resultado ser insuficiente y poco eficaz (Alvarez *et al.*, 1985). No obstante, trabajos recientes, principalmente de especialistas norteamericanos y europeos, evidencian no sólo un mayor interés científico por el margen Caribe - Norteamérica, sino también una calidad superior de la información de base y de los resultados, aunque se continúa enfrentando el problema desde una perspectiva local.

A partir de publicaciones y de algunos resultados alcanzados en el período 1996-1997 los autores proponen un modelo geodinámico, que consideran preliminar, para el límite litosférico Caribe - Norteamérica. Ese es el primer paso hacia la preparación de una regionalización sismotectónica.

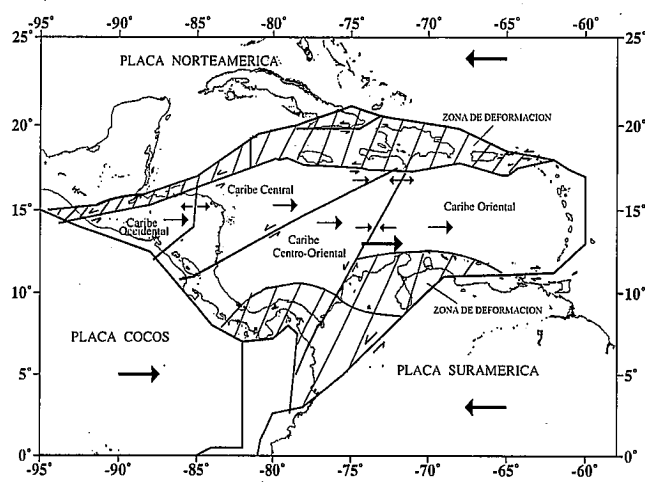


Figura 1.- Modelo de la placa Caribe y las zonas de deformación. (Se indican los sentidos de desplazamiento de: \longrightarrow las placas; \longrightarrow las microplacas; \rightarrow los sectores de microplacas; \rightleftharpoons las fallas)

Planteamiento del problema

Las posiciones relativas anteriores de dos continentes actualmente separados por un océano durante un proceso tectónico y con un centro de generación de corteza oceánica, pueden ser determinadas por medio del análisis de rotación de placas que realineen a los márgenes continentales y los pares de anomalías magnéticas de igual edad en zonas de fracturas lineales (Pitmann III y Talwani, 1972). En este sentido es suficiente el trazado de la trayectoria de uno de los continentes

Zona del	Localización	Actividad (x10 ⁶ años)	Velocidad (cm/año)	Magnitud (Mw)	
				Kanamori (1980)	Ruff y Kanamori (1983)
Pacífico	15,0-8,3 N	45	8,0	8,4	8,1
Atlántico	19,6-11,2 N	100	2,0	7,5	7,5

Tabla I.- Características de las zonas de subducción.

del Atlántico, respectivamente (Mann y Burke, 1984). En el extremo oeste se observa el típico frente de subducción -fosa submarina (Mesoamericana, de $h=5$ km) y arco volcánico cuaternario activo- en este caso de la placa Cocos bajo la Caribe. Esta zona de subducción se modifica en su geometría transversal hacia el sur, donde desaparece la fosa. En los bordes norte y sur de la zona Pacífico se definen dos uniones triples de placas, Caribe - Cocos - Norteamérica y Caribe - Cocos - Nazca, respectivamente (Case y Holcombe, 1980). La primera de ellas demuestra tener, con relación a la segunda, un mayor nivel de actividad sísmica, aunque el contacto de las placas es más difuso y la velocidad de subducción es 9 y 7 cm/año, respectivamente. En la parte norte de la triple unión Caribe - Cocos - Norteamérica la velocidad de convergencia es de 7 cm/año y al sur de la de Caribe - Cocos - Nazca de 5,4 cm/año. El límite entre las placas Cocos y Nazca es un sistema de fallas de desplazamiento lateral a la derecha (o dextrosas), Zona de Fractura Panamá (Muñoz, 1988). En el otro extremo de la placa Caribe, el oriental, la subducción de la litosfera oceánica atlántica bajo el arco de islas de las Antillas Menores fue reconocido por Westbrook *et al.* (1973) y se supone ocurre desde el Cretácico Inferior. La velocidad de subducción es de sólo 2,2 cm/año (Jordan, 1975). El contacto lateral, en el borde septentrional de la placa Caribe, de las zonas transcurrente y subductiva del Atlántico está determinado con cierta precisión en las inmediaciones del noreste de La Española, -71°W (McCann y Sykes, 1984). Hacia el sur este frente de subducción, en forma de arco, se conecta al noreste de Venezuela con un complejo sistema de fallas activas de desplazamiento lateral a la derecha (o de componente dextrosa): El Pilar, Boconó y Curasao (Jordan, 1975). Hasta el presente no está delimitada claramente la unión de las placas Norteamérica - Caribe - Suramérica.

A partir de Ruff y Kanamori (1983) y Kanamori (1980) se establece una comparación cuantitativa entre las zonas de subducción del Pacífico y del Atlántico (Tabla I). En este sentido, señalamos que las mitades septentrionales de las zonas de subducción se distinguen, con relación a las mitades meridionales respectivas, por un nivel de sismicidad superior (Fig. 2).

La placa Caribe se desplaza, según Molnar y Sykes (1969) y Jordan (1975), hacia el este a 1,4-2,2 cm/año con relación a la norteamericana; mientras que para Ladd (1976), Minster y Jordan (1978), Sykes *et al.* (1982), DeMets *et al.* (1990) y Deng y Sykes (1995) hay un rango de 1,2 a 4,0 cm/año. Ushakov *et al.* (1979)

determinan en la placa Caribe una composición de movimientos hacia el norte de 0,3-0,4 cm/año y hacia el sur de 0,2 cm/año. Los datos de velocidad absoluta de Kennet y Drommond (1981) para las placas Norteamérica y Suramérica indican valores hacia el oeste de 2,7 y 3,1 cm/año, respectivamente, y hacia el este para la Caribe aunque de 2 cm/año en el borde norte y 2,2 cm/año en el borde sur. Por su parte, Rosencratz *et al.* (1988) estiman que el centro de generación de corteza oceánica ha estado activo desde el Eoceno medio y con velocidades medias de 1,5 cm/año. Perfit y Heezen (1978) consideran velocidades de 0,5-2,0 cm/año. Es evidente, que la utilización de medidas sistemáticas con GPS permitirá establecer con mejor precisión y homogeneidad las velocidades de desplazamiento de estas placas y de los bloques que las componen.

Las investigaciones sísmicas multicanales para la placa del Caribe de Maufret y Leroy (1997) demuestran su procedencia del Pacífico y su sucesiva tendencia, incluso en la época actual, de desplazamiento al este, con la consiguiente dispersión de estructuras y elementos tectónicos de ese dominio. Esos autores encontraron que la zona de subducción del Atlántico es considerablemente más antigua que la del Pacífico. También aseguran que a pesar de que la estructura litosférica de la placa Caribe es relativamente delgada, hay en ella importantes contrastes geoestructurales y en particular con relación a sus zonas de borde (septentrional y meridional). Estas últimas son de tipo oceánico y oceánico transformado.

El interior de la placa Caribe es prácticamente asísmico (Sykes y Ewing, 1965) a pesar de contener un mosaico de estructuras diversas morfológicamente y en composición (Mann y Burke, 1984). Entre esas estructuras hay extensos complejos y manifiestos elementos disyuntivos transverso diagonales, que en sus extremos al intersectar a las zonas límites de placas denotan actividad sísmica (Cotilla, 1993) (Fig. 2). Tales elementos son antiguas líneas de debilidad tectónica que han modificado, grandemente durante el proceso de conformación de la placa, su estructura y dinámica (Mann y Burke, 1984a), y según Cotilla *et al.* (1993) en la actualidad ellos intervienen en el acomodo y distribución de los esfuerzos regionales del conjunto litosférico adyacente. En este sentido el Escarpe de Hess (Mann *et al.*, 1990) de dirección NE separa al Elevado de Nicaragua de la Depresión de Colombia. Este extenso elemento se supone que atraviesa la trinchera Nicaragua y está enlazado en su extremo occidental con la falla de Murciéla-

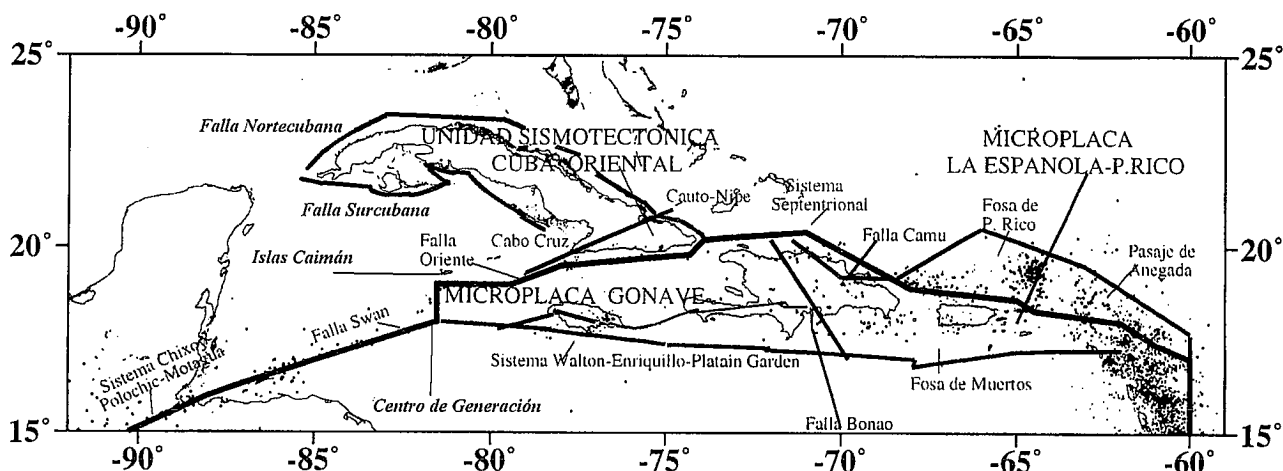


Figura 3.- Esquema de la zona límite de placas Norteamérica-Caribe.

go, en la fosa Mesoamericana. Su otro extremo alcanza a la Dorsal de Beata, otro elemento compensador, que estructuralmente divide a las depresiones de Colombia y Venezuela. En esa zona de intersección también convergen las fallas Bonao, Enriquillo - Plantain Garden y Muertos ya en La Española. La Depresión de Honduras es una típica zona de distensión N-S en la parte occidental del Caribe que intersecta al norte a la zona límite de placas donde hay una sismicidad importante. En consecuencia, todos los elementos mencionados deben formar parte de los modelos geodinámicos de la placa Caribe y de hecho Cotilla *et al.* (1993) así los consideraron (Fig. 1).

Zona límite de placas

El límite de placas Norteamérica - Caribe consiste en una zona de fallas activas de 100 a 260 km de ancho y de alrededor de 2000 km de extensión, zona de fallas Chixoy - Polochic - Motagua - falla Swan - falla Oriente - Sistema Septentrional - falla Puerto Rico. Entre otros especialistas Calmus (1986) estudió esta frontera y propuso una evolución Cenozoica. En él se desarrolla la fosa Bartlett - Caimán (o Caimán), estructura de tipo oceánico de 1100 km de extensión longitudinal y asísmica en su interior, que posee un centro de generación de corteza oceánica (Holcombe *et al.*, 1973) de 110 km de ancho hacia las dos ramas del sistema de fallas transformantes, Swan y Oriente (CAYTROUGH, 1979) (Fig. 3). Esta fosa es una estructura alargada de dirección este - oeste a suroeste - noreste del tipo cuenca de distensión y en actividad desde el Paleoceno que se extiende desde el Golfo de Honduras hasta el Paso del los Vientos. Las profundidades superiores a 7 km están al sur de las Islas Caimán y de Cuba Oriental. El relieve del fondo es complejo destacándose una serie de depresiones y elevaciones alargadas en la dirección principal de la fosa. El espesor de los sedimentos disminuye regularmente de oeste, 1,5-2,5 km (Erickson *et al.*, 1972), a este, 0,4 km (Hersey y Rutstein, 1958), y su naturaleza es confusa. El valor de flujo calorífico (hasta 2,3 kcal/cm²/s) en los -79°W es al menos 0,5 veces mayor

que en las cadenas montañosas submarinas adyacentes, Caimán y Nicaragua, y dos veces mayor que en el resto de cuencas del Caribe, por ej. las fosas de Puerto Rico de 8,2 km y Muertos 5,2 km (Erickson *et al.*, 1972). En general, los mayores valores de flujo calorífico corresponden a las partes más profundas de la fosa, que a su vez son colindantes con las áreas más elevadas de las dos cadenas mencionadas.

La cadena montañosa submarina de Caimán y las montañas de la Sierra Maestra (sur de Cuba Oriental) bordean a la fosa Bartlett - Caimán por el norte. Ellas parecen tener una geología similar (Cobiella, 1984) y de hecho su discontinuidad lateral {en las inmediaciones de Cabo Cruz (Fig. 3), Cuba} se explica por el proceso de migración al norte del bloque oriental cubano a partir de la formación del sistema transversal de fallas NE Cauto - Nipe en el Eoceno (Quintas *et al.*, 1994). Aquí existe un importante nudo de fallas donde han ocurrido dos fuertes eventos sísmicos (26.08.1990, Ms=5.1, h=10 km; 25.05.1992, Ms=6.9 h=23 km). El Elevado de Nicaragua y Jamaica son el límite meridional de la fosa. La sismicidad es significativa en las inmediaciones de Jamaica.

Bowin (1968) determina para las distintas áreas de la fosa una edad diferente: Cretácico o anterior para la parte occidental y Paleoceno - Eoceno medio al sur de la Sierra Maestra. Según Cobiella (1984) la génesis de la depresión en el sur de Cuba oriental está relacionada con la actividad volcánica del inicio del Mioceno. Sobre la base de ambos autores y el registro de la intensa actividad magmática al sur de la Sierra Maestra en el intervalo Paleoceno - Eoceno medio (Academia de Ciencias de Cuba y Hungría, 1981), se puede decir que el borde norte de la fosa era una zona de debilidad tectónica desde al menos el Paleoceno. Entonces es correcta la propuesta de Hess (1938) en cuanto a que la formación de las Antillas Mayores ocurrió por los movimientos horizontales que tuvieron un eje cuasiparalelo a la fosa. Pubellier *et al.* (1991) llegan a conclusiones similares en sus investigaciones sobre La Española.

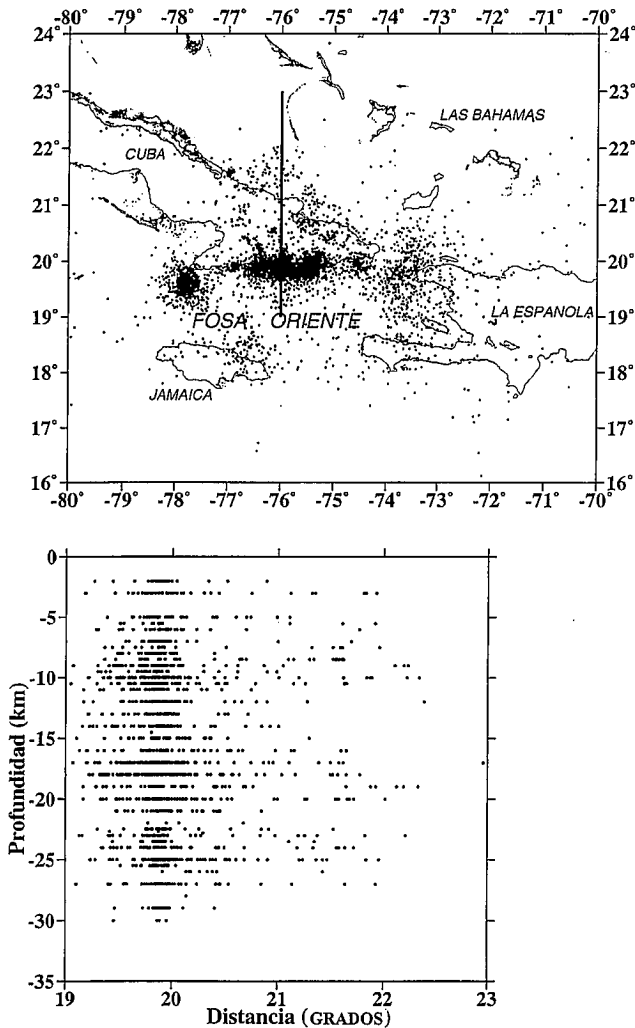


Figura 4.- Sismicidad de Cuba Oriental para el período 1979-1994 a partir de las observaciones de la red cubana. (Se presenta un corte norte-sur de los hipocentros considerando un segmento de 20 km de ancho sobre S. de Cuba)

En la zona límite de las placas Caribe y Norteamérica se pueden distinguir distintos sectores atendiendo a la magnitud de los terremotos, la energía liberada y la profundidad de ocurrencia (Alvarez *et al.*, 1985; McCann y Pennigton, 1990). Desde esta perspectiva la sismicidad del segmento occidental de la zona límite Caribe - Norteamérica es superficial, $h \leq 30$ km, con excepción del extremo Pacífico (Alvarez *et al.*, 1985; Cotilla, 1993), mientras que desde el este de Cuba Oriental y hacia Puerto Rico las profundidades de los terremotos pueden ser incluso de 100 km (Alvarez *et al.*, 1985). La figura 4 recoge la sismicidad registrada por la red cubana en el período 1979-1994 para las inmediaciones de Cuba Oriental y se muestra en un corte que los hipocentros ocupan profundidades menores de 30 km. En los bordes litosféricos occidental y oriental del Caribe las profundidades superan los 70 km (Mann y Burke, 1984; Alvarez *et al.*, 1985).

La representación de los eventos sísmicos en el norte del Caribe para distintos intervalos de tiempo indica que más del 90 % de los hipocentros están locali-

zados en profundidades entre 0 y 50 km (Alvarez *et al.*, 1993; Cotilla, 1993). El resto de los terremotos se produce en la parte oriental de La Española a profundidades superiores a los 50 km (Cotilla *et al.*, 1991). A esta zona se hará referencia más adelante.

En el mapa de Case *et al.* (1984) se presenta una división en provincias tectónicas del Caribe. Posteriormente, Lewis y Draper (1990) discuten de forma independiente la zona norte del Caribe. Sobre la base de la independencia tectónica algunos autores han clasificado como microplacas a Cuba, La Española, Jamaica y Puerto Rico (Mann *et al.*, 1995) y otros como megabloques (González *et al.*, 1989). Sin embargo, queda claro que en esas propuestas se ha tratado de esquematizar, con distinto grado de éxito, la realidad para estimar, sectorialmente, la actividad sismotectónica del límite septentrional de la placa Caribe (Cotilla, 1993). Así, Hernández *et al.* (1989) sostienen que la fosa de Bartlett - Caimán constituye la zona de interacción geotectónica y geodinámica, con producción de terremotos, entre la microplaca Cuba (Ushakov *et al.*, 1979) y la placa Caribe.

En este sentido, y sobre la base de la heterogeneidad tectónica y sísmica del límite Norteamérica - Caribe, Mann y Burke (1984) delimitaron la zona límite de placas del norte del Caribe. Posteriormente ella ha sido caracterizada como un sistema escalonado de microplacas, así Byrne *et al.* (1985) propusieron la microplaca La Española - Puerto Rico y Rosencratz y Mann (1991) a Gonave de figura cuasi - rectangular que se extiende al este del centro de generación y hasta los -71°W (Fig. 3). Rubio *et al.* (1994) confirmaron esta última estructura con datos de sismicidad, neotectónicos (incluidos datos de microtectónica) y gravimétricos. El contacto lateral de las microplacas es a través del sistema de fallas Bonao de dirección NW, que ha sido estudiado por distintos especialistas (Pubellier *et al.*, 1991). Estas microplacas tienen al norte y al sur dos sistemas de fallas activas: 1) falla Oriente - falla Septentrional falla Camú - falla Puerto Rico; 2) falla Walton - falla Enriquillo / Plantain Garden - falla Muertos. En definitiva esos son los sistemas anteriormente presentados (Fig. 3), pero aún no ha sido esclarecida por completo su interrelación sismotectónica; ya que los mecanismos focales así lo muestran (Fig. 5).

Alvarez *et al.* (1985) consideran que en el sector $-81^{\circ}\text{W}/-71^{\circ}\text{W}$ de la zona de contacto de placas Caribe - Norteamérica hay seis zonas de origen de terremotos, cuatro en la parte septentrional (centro de generación -sur de Cuba oriental -norte de Haití) y dos en la meridional (centro de generación -Jamaica -sur de Haití), con M_s de $7,0-8,0 \pm 0,25$. Cotilla *et al.* (1991) extendieron el análisis más al este, hasta -62°W , y no sólo mejoraron la geometría de las zonas sino también las estimaciones de la magnitud, ya que evaluaron las características neotectónicas, las zonas de ruptura, los agrupamientos epicentrales y los mecanismos de los eventos sísmicos fuertes. Esos autores delimitaron cinco zonas en la parte norte (centro de generación -sur de

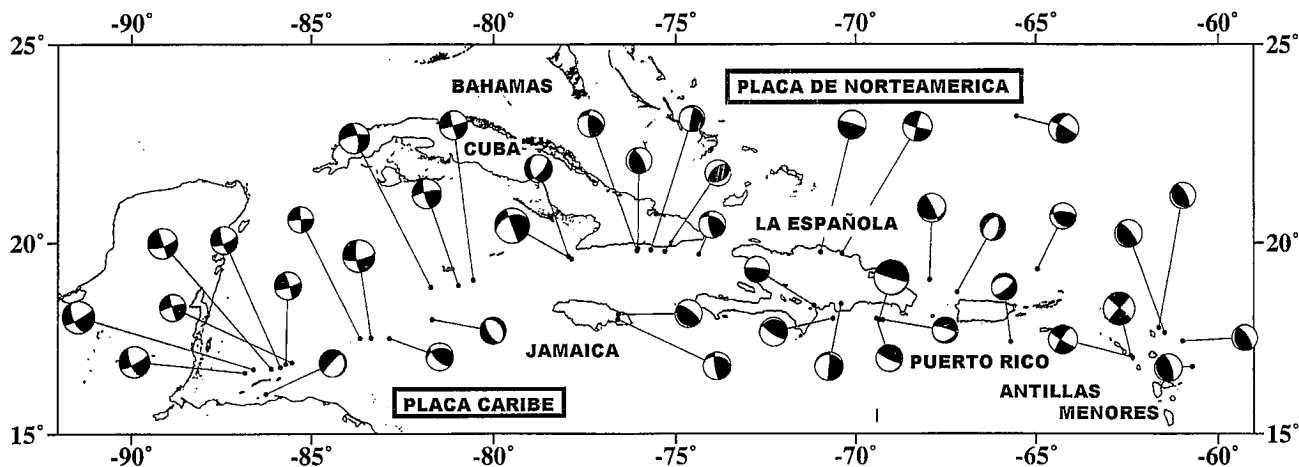


Figura 5.- Mecanismos focales del margen septentrional del Caribe.

Cuba Oriental -norte de Haití -norte de Dominicana -norte de P.Rico) y seis en la parte sur (centro de generación -ramas norte y sur de Jamaica -ramas sur y noroeste de Haití -ramas sur y noroeste de Dominicana -sur de P.Rico), con M_s de $6,5-8,0 \pm 0,25$. Por su parte, Panagiotopoulos (1995) consideró que hay cinco zonas sismogénicas a lo largo del margen Caribe - Norteamérica: Motagua - Swan y suroeste de Cuba ($M_s=7,2$) y Jamaica, Haití y P.Rico ($M_s=7,5$). En ninguno de esos estudios se ha considerado al interior de la placa Caribe, ya que a los efectos de las deformaciones resulta ser independiente de las zonas de bordes.

Calais *et al.* (1992) estudiaron desde un punto de vista sismotectónico una parte de ese segmento litosférico (Lon.O: de -68° a -78° ; Lat.N: de 16° a 21°). Entre sus conclusiones más importantes están que: 1) la sismicidad se concentra a lo largo de un eje E-O que se corresponde con las fallas más importantes; 2) los terremotos más fuertes ocurren en las zonas tectónicamente más complejas; 3) el eje P de los mecanismos focales está orientado como promedio al NE. Y como se dijo anteriormente, Cotilla *et al.* (1991) definieron y caracterizaron, sobre la misma base, las zonas sismogénicas de todo el borde de placas.

Prentice *et al.* (1993) demostraron con métodos paleosismotectónicos que en el segmento Gonave - Puerto Rico del Sistema Septentrional tuvo lugar una ruptura sísmica importante 700 años atrás. En este sistema ocurrió un tsunami el 04.08.1946, ($M_s=8,1$) y algunos otros en siglos anteriores (Rubio, 1983). También Plafker *et al.* (1976) señalaron una sismodislocación ($M_s=7,5$) del 04.02.1976 pero en la falla Motagua, extremo occidental de este límite litosférico, y determinaron su carácter sinistral. Schwartz *et al.* (1979) argumentaron la interconexión de la falla Motagua con las fallas Chixoy y Polochic, las cuales tienen deformaciones cuaternarias similares. En la localidad de Pilón, parte suroccidental de Cuba Oriental, el 19.02.1976 un terremoto de $M_s=5,7$ e $I=8$ grados (MSK) produjo importantes derrumbes y desprendimientos rocosos que modificaron el relieve (Alvarez *et al.*, 1984).

Horsfield (1975) fué de los primeros que estudió las terrazas cuaternarias de las Antillas Mayores, las cuales reflejan no pocas alteraciones tectónicas en sus espectros transversal y lateral. Esos mismos resultados obtuvieron Hernández *et al.* (1989) para Cuba Oriental y Schubert (1982) para República Dominicana. Sobre esa base González *et al.* (1989) sostienen que es factible establecer la conjunción de movimientos verticales oscilatorios y horizontales de los megabloques y en particular para su zona de contacto norte en la etapa actual del desarrollo geológico para explicar la sismicidad.

Otras investigaciones de tipo neotectónico para el extremo este de la zona límite de placas septentrional, inmediaciones de Puerto Rico, también permitieron a Masson y Scalón (1991) proponer un sistema de bloques independientes y con cierto nivel de rotación que justifican la sismicidad y la tectónica contemporánea.

Las zonas límites meridional y occidental de la placa Caribe con la placa América del Sur y la placa Cocos, respectivamente, se caracteriza por una amplia zona de deformaciones tectónicas y por la presencia de un conjunto de bloques tectónicos o microplacas que tienen movimientos relativos diversos (Bell, 1972; Case *et al.*, 1984). En la zona meridional están los bloques Maracaibo, Andino y Panamá (Kellogg *et al.*, 1989) y en la zona occidental aparecen los bloques Maya, Chortis, Chorotega y Choco (Deng, 1985). Para el entorno de Panamá Muñoz (1988) delimitó un bloque que se desplaza al NE y tiene algunas deformaciones internas que no tienen nada que ver con el interior de la placa Caribe.

El entorno de Cuba Oriental

Las investigaciones morfoestructurales para la etapa nueva del desarrollo geológico en Cuba Oriental (Cotilla *et al.*, 1991b), La Española (Cotilla *et al.*, 1993), Jamaica (Cotilla, 1994) y la zona marítima de Cuba Suroriental (Cotilla *et al.*, 1991b) permiten describir una red de bloques geoméricamente irregulares, pero articulados por un sistema jerárquico de fallas y nudos de fallas activos. Los bloques delimitados están tectónicamente dispuestos dentro una banda, por la dinámi-

ca del sistema Norteamérica - Caribe. En sus inmediaciones hay no pocas deformaciones y terremotos de distinta magnitud y tipo de mecanismo focal (Cotilla *et al.*, 1991). Con esos datos Cotilla (1993) considera al conjunto como un sistema escalonado de zonas sismogénicas independientes del interior de la placa Caribe.

Las investigaciones sismotectónicas en Cuba permitieron a Cotilla *et al.* (1991a) definir tres unidades sismotectónicas (Occidental, Oriental y Suroriental) y considerar que la Unidad Oriental (territorio tectónicamente comprendido entre las otras dos unidades) pertenece con la Unidad Suroriental, dados su nivel de actividad y características neotectónicas, a la zona límite de placas Norteamérica - Caribe (Fig. 3). Esta propuesta se corresponde muy bien con los resultados gravimétricos de Prol *et al.* (1993). En la Unidad Occidental se distingue un conjunto de fallas NE que facilitaron el desplazamiento al norte de las masas rocosas debido a los esfuerzos compresivos pre Eoceno superior (Academias de Ciencias de Cuba y Hungría, 1981; Quintas *et al.*, 1994; González *et al.*, 1989). Su estudio cinemático demuestra que hubo una sucesiva activación en el sentido lateral, de oeste a este, así como un desplazamiento mayor (Cotilla *et al.*, 1991c). Este resultado se explica a partir de una distinta situación estructural para cada segmento o sector del frente septentrional cubano; es decir, la colisión de la parte norte de las masas rocosas de Cuba ocurrió contra estructuras distintas (Plataforma de Bahamas y Océano Atlántico) y en consecuencia la respuesta resultó diferente. Este registro de fracturación regional fué en el sentido horario, así como también lo fué el desplazamiento de la actividad magmática (Academia de Ciencias de Cuba y Hungría, 1981). Sin embargo, en la actualidad el frente de colisión (Caribe - Norteamérica) se desplazó hacia la Unidad Suroriental de Cuba y es allí donde el tensor de esfuerzos promedio conserva la dirección NE. Es ahí donde se produce mucho del intercambio energético del sistema litosférico Caribe - Norteamérica (Cotilla, 1993).

En líneas generales, la parte occidental del límite de placas (al oeste del centro de generación) es un sistema simple de fallas activas de tipo transcurrente a la izquierda con algunas pequeñas complicaciones, muy locales, que indican compresión (Mann *et al.*, 1991; Cotilla *et al.*, 1991a). La parte oriental, aunque mantiene de fondo las características del patrón transcurrente sinestroso, demuestra un aumento en el ancho de la zona sismogénica, hasta 260 km en La Española - Puerto Rico (Cotilla *et al.*, 1991). Esta amplia zona se refleja espacialmente con dos complejos sistemas de fallas activas: a) convergentes con sus prismas de acreción que explican la ruptura profunda del Mar Caribe y del Océano Atlántico; b) rumbo deslizantes en las partes emergidas (Dillon *et al.*, 1992). Los autores sostienen que las modificaciones de los mecanismos focales de la parte oriental se produce desde las inmediaciones de Cabo Cruz con una transformación lateral de la corteza. Anteriormente, Cotilla y Franzke (1994) determinaron con mediciones de cinemática neotectónica la variación

del tensor de esfuerzos a lo largo de la costa suroriental de Cuba (para ellos Unidad Sismotectónica Oriental) y establecieron su correspondencia con la sismicidad. También calcularon un tensor promedio de dirección NE que permite explicar satisfactoriamente las deformaciones de los bloques delimitados por González *et al.* (1989). La diferenciación morfoestructural y las deformaciones tectónicas cartografiadas en las terrazas marinas de la Sierra Maestra de Hernández *et al.* (1989), también se ajustan a una variación lateral de los esfuerzos. Perrot *et al.* (1997) concluyen que existe una importante compresión entre las placas Caribe y Norteamérica en la parte suroriental de Cuba. La figura 5 con los mecanismos focales ilustra lo anterior.

Cotilla *et al.* (1993) estimaron que el 97 % de la actividad sísmica de la región Caribe se produce en sus zonas límites y en consecuencia sustentan la independencia sismotectónica de sus partes.

Modelo geodinámico

La placa Caribe y sus zonas borde de contacto con las placas adyacentes se consideran, dependiendo de la escala de trabajo, como una unidad o como segmentos. No obstante, según los argumentos de Cotilla *et al.* (1993) es necesario al caracterizar una de esas partes exponer el contexto de la otra. En este caso se esbozará el modelo de la placa Caribe.

Caribe

Varios modelos han sido desarrollados para el Caribe entre ellos: MacDonald (1976), Minster y Jordan (1978), Sykes *et al.* (1982), Stein *et al.* (1988) y Ross y Scotese (1988). Heubeck y Mann (1991) realizan una discusión detallada, de los cuatro primeros, que les permite proponer un modelo esquemático de tres bloques e igual número de polos de rotación. Dos de los polos están ubicados al norte y el otro al sur. Los polos del norte se relacionan con los bloques occidental y oriental, mientras que el polo del sur lo está con el bloque central. El límite del bloque occidental con el central lo suponen a través de la depresión de Honduras y con un sistema de expansión en la parte norte y convergencia al sur. Para el límite de los bloques central y oriental utilizan la Dorsal de Beata, en consecuencia hay sólo convergencia. Este modelo es interesante, ya que explica muchas incongruencias de los modelos geodinámicos hasta ese momento elaborados y propone una solución del problema regional, pero no asume todas las particularidades de la sismicidad y los mecanismos focales de las partes interna y periféricas de la placa Caribe. Otros autores como Cotilla *et al.* (1993) asumieron para la placa Caribe un sistema de cuatro bloques (Caribe Occidental, Caribe Central, Caribe Centro - Oriental y Caribe Oriental) y tres polos de rotación (Fig. 1). En ese modelo se consideraron muchos de los datos y argumentos presentados en el epígrafe anterior y se conjugaron las estructuras transversales

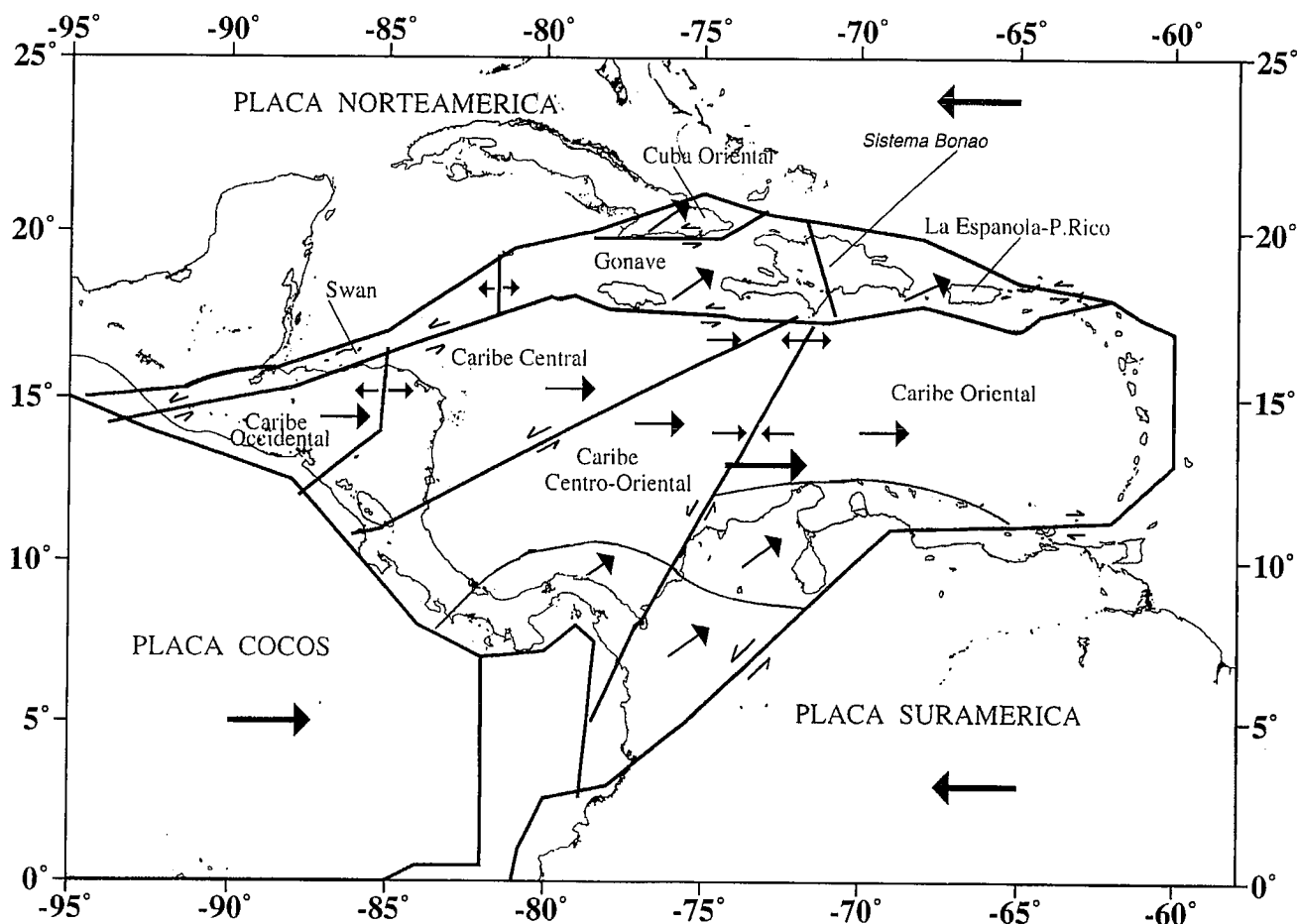


Figura 6.- Esquema los bloques principales de la placa Caribe y de su margen septentrional (ver leyenda de la figura 1)

rígidas y plásticas, relacionadas entre sí al menos desde el Eoceno Superior, en la placa Caribe y sus zonas límites. La actividad de los bloques está determinada por el sistema litosférico Pacífico - América. Estos bloques tienen evidentes relaciones espacio - temporal y tectónica con la zona de contacto de placas septentrional, pero también se distinguen de ella desde el punto de vista del mecanismo sismotectónico.

Zona límite de placas

Muchas y diversas han sido y son las discusiones científicas suscitadas acerca de la zona límite de placas Caribe - Norteamérica, donde se libera aproximadamente el 35 % de la energía de la región (Cotilla *et al.*, 1993). Incluso esta situación se detecta para el área o sector más conocido y donde se han producido terremotos fuertes; la parte oriental de La Española. Así están los trabajos sobre la: 1) existencia o no de una zona de Benioff o subducción (Brace y Vogt, 1970, 1971; Molnar y Sykes, 1971); 2) interpretación de una compresión NE (Russo y Villaseñor, 1995, 1997; Dolan y Wald, 1997). No obstante, los estudios morfoestructurales y neotectónicos realizados para la fosa de Caimán, Cuba Oriental, Jamaica y La Española y los mecanismos focales obtenidos en esas áreas inducen a pensar que la acomodación de las placas del Caribe y de Nor-

teamérica no puede ser restringida en los modelos a fallas extensas y simples. También se supone, dada la existencia de bloques relativamente independientes, como los descritos anteriormente, que la peligrosidad sísmica es ligeramente superior a la estimada hasta el momento.

Aunque la información colectada no es homogénea y tampoco suficiente para conclusiones definitivas, se propone, con los datos presentados, para el margen septentrional del Caribe un modelo geodinámico preliminar (Fig. 6). Este modelo se distingue por la sucesión lateral de cuatro bloques (Swan, Gonave, Cuba Oriental y Dominicana - Puerto Rico), definidos por distintos autores. Estos bloques aunque son diversos en su composición, morfología y dinámica, como se ha expuesto antes, dependen como conjunto del sistema de placas litosféricas Norteamérica - Caribe. Con él no sólo se explican satisfactoriamente los distintos valores de velocidad relativa, la sismicidad y los mecanismos focales, sino que se resuelve la independencia dinámica de las microplacas (o bloques) de la zona límite septentrional con relación a las zonas interiores de las placas Caribe y norteamericana. Los bloques septentrionales se adaptan a los tres polos de rotación utilizados por Heubeck y Mann (1991) y las direcciones de desplazamiento se tomaron de Byrne *et al.* (1991); Cotilla

BLOQUE	LÍMITES	CARACTERÍSTICAS	TERREMOTOS				
			MECANISMO	Ms	H (km)	FECHA	Ms
SWAN (definido de esta forma aquí)	Zona de subducción Pacífico, fallas Chixoy -Poloche-Motagua-Swan y Centro de Generación	Área continental y marina. Hay vulcanismo asociado a la zona de subducción y probable en las inmediaciones del Centro de Generación de corteza oceánica. Se han reconocido sismodislocaciones. La sismicidad es más significativa en la parte continental.	Transcurrente sinestroso en la parte marina e in-verso en la continental.	7,5	30-100	01.01.1910 28.05.1914 04.02.1976	7,0 7,5 7,5
GONAVE (definido por otros autores)	Centro de Generación -fallas Oriente Walton -Enriquillo-Plantain Garden y Bonao	Área marina e insular. Probable actividad volcánica en la zona del Centro de Generación de corteza oceánica. Los niveles de sismicidad son altos. En la parte insular hay bloques menores.	Combinación de inverso y transcurrente sinestroso	8,0	70	04.06.1770 07.05.1842 07.07.1852 23.09.1887 14.06.1899 29.12.1897 07.04.1941 28.10.1952	(7,9) (8,25) (7,7) (7,9) (7,3) (7,0) 7,0 7,0
CUBA ORIENTAL (definido aquí)	Fallas Oriente, Norte y Surecubana y Cauto-Nipe	Área insular. Los niveles de sismicidad son intermedios y altos. Hay bloques menores.	Combinación de transcurrente sinestroso e inverso	< 8,0	30	12.06.1766 20.08.1852 20.02.1917 25.05.1992	(7,5) (7,3) (7,1) 6,9
LA ESPAÑOLA -P.RICO (definido por otros autores)	Sistema Septentrional -Bo-nao, Camí, Muertos, Puerto Rico y zona de subducción del Atlántico	Área insular y marina. El nivel de sismicidad es alto. Hay subducción sin vulcanismo.	Combinación de inverso y transcurrente sinestroso	8,1	30-140	03.02.1562 09.05.1673 18.10.1751 29.12.1897 17.02.1902 06.10.1911 27.07.1917 11.10.1918 25.10.1918 29.07.1943 04.08.1946 21.04.1948	(7,2) (7,5) (7,25) (7,5) (6,9) (7,0) (7,0) (7,3) (7,0) (7,75) (8,1) 7,3

Tabla II.- Características de los bloques septentrionales (Nota: Las magnitudes entre paréntesis son determinaciones por datos macrosísmicos.)

(1993, 1994); Cotilla y Franzke (1994); Cotilla *et al.* (1993); Rosentcratz y Mann (1991).

La Tabla II reúne algunas características de los bloques septentrionales. Los datos fueron tomados fundamentalmente de (Alvarez *et al.*, 1985; Chuy y Alvarez, 1988; Chuy *et al.*, 1988; Cotilla, 1993, 1994; Cotilla *et al.*, 1991, 1993).

Este resultado resulta coherente con el mapa de la colisión entre las placas Caribe y Norteamérica para tres etapas diferentes, Paleoceno - Eoceno inferior, Eoceno inferior - Eoceno medio, Eoceno superior - Reciente de Mann *et al.* (1995); ya que para esos autores hubo una modificación sucesiva, en la dirección del movimiento de la placa Caribe, del tensor de esfuerzos. En la última etapa consideran sólo desplazamientos laterales a la izquierda y en particular para la microplaca Gonave y La Española - Puerto Rico.

Conclusiones

La situación sismotectónica de la región Norteamérica - Caribe es compleja como corresponde a una colisión entre placas litosféricas distintas, de tipo continental y oceánico. En ese marco geodinámico interviene un conjunto de cinco placas (Caribe, Cocos, Nazca, Norteamérica y Suramérica) que ha conformado un sistema de microplacas (o bloques) y fracturas que permiten explicar de una forma razonable no sólo la actual situación tectónica sino también la sismicidad. Se insiste en el carácter preliminar del modelo expuesto para la parte septentrional del Caribe (bloques Swan, Gonave, Cuba Oriental y Dominicana - Puerto Rico) aunque quedan establecidas algunas cuestiones importantes como:

- La intensidad de los procesos tectónicos y de la actividad sísmica en la región del Caribe está determi-

nada principalmente por las velocidades relativas de los movimientos horizontales de las placas adyacentes

- En los márgenes de la placa del Caribe se localiza una deformación importante y diversa de la litosfera y en consecuencia se libera la mayor cantidad de energía sísmica (97 %) de la región. En particular la neo - deformación y el neo - fallamiento de la zona septentrional están decididos por las placas Caribe y Norteamérica

- El borde septentrional de la placa Caribe, aunque muy heterogéneo, no está aleatoriamente ordenado, ya que se corresponde tectónicamente bien con las estructuras adyacentes

- La actividad sísmica del límite Caribe - Norteamérica depende principalmente del sistema de placas de Norteamérica y del Caribe, pero en el extremo occidental está determinado por la placa Cocos.

Este trabajo ha sido financiado parcialmente por el Ministerio de Educación y Ciencia de la Dirección General de Investigaciones Científicas y Técnicas de España (Ref. SAB95-0302). A los Profesores Diego Córdoba Barba y Miguel Herraiz Sarachaga del Departamento de Geofísica y Meteorología, Facultad de Ciencias Físicas por las observaciones apuntadas al manuscrito.

Bibliografía

- Academia de Ciencias de Cuba y Hungría (1981): *Levantamiento geológico de las provincias orientales, escala 1:250,000*. En: Archivo del Instituto de Geología y Paleontología.
- Alvarez, 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.
- Alvarez, 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. p. 567, Instituto de Geofísica y Astronomía, Cuba.
- Alvarez, L., Serrano, M., Rubio, M., Chuy, T. y González, B. (1984): El terremoto del 19 de febrero de 1976. Pilón, región oriental de Cuba. En: *Investigaciones Sismológicas en Cuba*, 5:5-60. Instituto de Geofísica y Astronomía, Cuba.
- Bell, J.S. (1972): Geotectonic evolution of the southern Caribbean area. *Geol.Soc.Am.Mem.*, 132:369-386.
- Bowin, C.O. (1968): Geophysical study of the Cayman Trough. *J.Geophys.Res.*, 73:5159-5173.
- Bracey, D.P. y Vogt, P.R. (1970): Plate tectonics on the Hispaniola area. *Geol.Soc.Am.Bull.*, 81: 2855-2860.
- Bracey, D.P. y Vogt, P.R. (1971): Plate tectonics on the Hispaniola area. Reply. *Geol.Soc.Am.Bull.*, 82: 1127-1128.
- Byrne, D.B., Suárez, G. y McCann, W.R. (1985): Muertos trough subduction-microplate tectonics in the northern Caribbean? *Nature*, 317:420-421.
- Calais, E., Béthoux, N. y Mercier de Lépinay, B. (1992): From transcurrent faulting to frontal subduction: a seismotectonic study of the northern Caribbean plate boundary from Cuba to Puerto Rico. *Tectonics*, 11,1: 114-123.
- Calmus, T. (1986): La frontera de las placas Norteamérica y Caribe. Estructuras principales y evolución Cenozoica. *Bol.Dpto.Geol. Universidad de Sonora*, Vol. 3, 1:19-37.
- Case, J. y Holcombe, T.L. (1980): *Geologic-tectonic map of the Caribbean region*. U.S. Geol.Surv.Misc.Invest.Series Map I-1100.
- Case, J., Holcombe, T.L. y Martin, R.G. (1984): Map of geologic provinces in the Caribbean region. *Geol.Soc.Am.Mem.*, 162:1-31.
- CAYTROUGH (1979): Geological and geophysical investigations of the Mid-Cayman rise spreading center. Initial results and observations. En: *Deep drilling results in the Atlantic Ocean: Ocean crust. Maurice Ewing Ser.* (M.Talwani; C.G.Harrison y D.E.Hayes, Eds.), 2:66-93.
- Cobiella, J. (1984): *Sobre el origen del extremo oriental de la fosa de Bartlett*. Editorial Oriente, S. de Cuba, p. 43.
- Chuy, T. y Alvarez, L. (1988): Sismicidad histórica de La Española. En: *Comunicaciones Científicas Sobre Geofísica y Astronomía*, 16, p. 11. Instituto de Geofísica y Astronomía, Cuba.
- Chuy, T., Dzshuraev, R.U., Alvarez, L., Alvarez, H. y Mirzoev, K.M. (1988): *Informe técnico de las investigaciones macrosísmicas en el territorio de Cuba oriental y en la región de emplazamiento de las variantes No. 2 y 10 de la CEN de Holguín*. En: Archivo del Instituto de Geofísica y Astronomía, Academia de Ciencias de Cuba.
- 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, p. 200.
- Cotilla, M. (1994): *Neotectónica de Jamaica. Implicaciones sismogénicas*. Informe Científico-Técnico, p. 45. Instituto de Geofísica y Astronomía, Cuba.
- Cotilla, M., Alvarez, L. y Chuy, T. (1991): *Determinación del esquema de zonas de origen de terremotos de Cuba, La Española y Jamaica*. Informe Científico-Técnico, p. 10. Instituto de Geofísica y Astronomía, Cuba.
- Cotilla, M., Bankwitz, P., Franzke, H.J., Alvarez, L., González, E., Díaz, J., Grünthal, G., Pilarski, J. y Arteaga, F. (1991a): Mapa sismotectónico de Cuba, escala 1:1,000,000. En: *Comunicaciones Científicas Sobre Geofísica y Astronomía*, 23, p. 35. Instituto de Geofísica y Astronomía, Cuba.
- Cotilla, M. y Franzke, H.J. (1994): Some comments on the seismotectonic activity of Cuba. *Z.Geol.Wiss.*, 22: 347-352.
- Cotilla, M., González, E., Díaz, J.L. y Cañete, C. (1991b): Estudio complejo geomorfológico - estructural de la zona marítima del sur de Cuba Oriental. En: *Revista Geofísica, Instituto Panamericano de Geografía e Historia*, 34:167-176.
- Cotilla, M., González, E., Franzke, H.J., Comesañas, J.L., Oro, J., Arteaga, F. y Alvarez, L. (1991c): Mapa neotectónico de Cuba, escala 1:1,000,000. En: *Comunicaciones Científicas Sobre Geofísica y Astronomía*, 22, p. 60. Instituto de Geofísica y Astronomía, Cuba.
- Cotilla, M., Pacheco, M., Díaz, L., González, D. y Fundora, M. (1993): *Evaluación morfoestructural de La Española*. Informe Científico-Técnico, p. 200. Instituto de Geofísica y Astronomía, Cuba.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. y Stein, S. (1990): Current plate motions. *Geophys.J.R.Astron.Soc.*, 101:425-478.
- Deng, G. (1985): Mid-America tectonic setting for the Pacific margin from southern Mexico to northwestern Colombia. En: *The ocean basins and margins*, (A.E.M.Nairn y F.G.Stheli, Eds.), 7:123-180.
- 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.
- Dillon, W.P., Austin Jr., J.A., Scanlon, K.M., Edgar, N.T. y Parson, L.M. (1992): Accretionary margin of north-western Hispaniola: Morphology, structure and development of the northern Caribbean plate boundary. *Mar.Pet.Geol.*, 9:70-88.
- Dolan, J.F. y Wald, D.J. (1997): Comment on "The 1946 Hispaniola earthquake and the tectonics of the North America - Caribbean plate boundary zone, northeastern Hispaniola. *J.Geophys.Res.*, 102: 785-792.
- Draper, G. (1989): A revised tectonic model for the evolution of Jamaica. En: *Geol.Soc. of Jamaica. Special ISSUE. Proceedings of a Workshop of the Status of Jamaican Geology*, 151-169.
- Erickson, A.Y., Helsey, C.E. y Simmons, C. (1972): Heat flow and continuous seismic profiles in the Cayman trough and Yucatan basin. *Geol.Soc.Am.Bull.*, 83:1241-1259.
- González, E., Cañete, C., Díaz, J., Pérez, L. y Cotilla, M. (1989): Esquema neotectónico de Cuba, escala 1:250,000. *Revista Serie Geológica*, 1:16-34. Centro Nacional de Investigaciones y Desarrollo del Petróleo, Cuba.
- Hernández, J., González, R., Venereo, A. y Pérez, F. (1989): Deformaciones tectónicas de las terrazas marinas de la Sierra Maestra. En: *Ciencias de la Tierra y del Espacio*, 15-16:115-130.
- Hersey, J.B. y Rutstein, M.S. (1958): Reconnaissance survey of Oriente deep (Caribbean Sea) with a precision echo sounder. *Geol.Soc.Am.Bull.*, 69:1297-1304.
- Hess, H.H. (1938): *Gravity anomalies and island arc structure with particular reference to the West Indies*. *Proc.Amer.Phil.Soc.*, 79:71-96.
- Heubeck, Ch. y Mann, P. (1991): Geologic evaluation of plate kinematic models for the North American-Caribbean plate boundary zone. *Tectonophysics*, 191:1-26.
- Holcombe, T.L., Vogt, P.R., Mathews, J.E. y Murchinson, R.R. (1973): Evidence for sea-floor spreading in the Cayman trough. *Earth and Planetary Science Letters*, 20:357-371.
- Horsfield, W.T. (1975): Quaternary vertical movements in the Greater Antilles. *Geol.Soc.Am.Bull.*, 86:933-938.
- Jordan, T.H. (1975): The present-day motions of the Caribbean

- plate. *J. Geophys. Res.*, 80:4433-4439.
- Kanamori, H. (1980): *Global seismicity. Earthquakes: observation, theory and interpretation*. (Eds.) H. Kario y E. Boschi, North Holland New York, 597-608.
- Kellogg, J., Dixon, T. y Neilan, R. (1989): CASA: Central and South America GPS geodesy. *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 70:649-656.
- Kennet, J. y Drommond, J. (1981): *Mapa de la tectónica de placas de la región del Caribe (según datos del mapa de la tectónica de placas de la región circumpacífica, cuadrante NW)*. Consejo Circumpacífico para la energía y los yacimientos minerales, USA).
- Ladd, J.W. (1976): Relative motion of South America with respect to North America and Caribbean. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87:969-976.
- Lewis, J. y Draper, G. (1990): Geology and tectonic evolution of the northern Caribbean region. En: *The Caribbean Region: The Geology of North America*, (G. Deng y J.E. Case, Eds.) *Geol. Soc. Amer.*, vol. H:77-140.
- MacDonald, W.D. (1976): *Cretaceous-Tertiary evolution of the Caribbean*. Trans. 7th Caribbean Geol. Conference, Guadalupe, 68-82.
- Mann, P. y Burke, K. (1984): Neotectonics of the Caribbean. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 22:309-362.
- Mann, P. y Burke, K. (1984a): Cenozoic rift formation in the northern Caribbean. *Geology*, 12:732-736.
- Mann, P., Rosencratz, E., Tyburski, S.A., Mercier de Lépinay, B. y Calais, E. (1989): Sea MARC II survey of the North America-Caribbean plate boundary zone between western Jamaica and eastern Guatemala. *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 70:13-46.
- Mann, P., Schubert, C. y Burke, K. (1990): Review of Caribbean neotectonics. En: (G. Deng y J.E. Case, Eds.), *The Caribbean Region: The Geology of North America*, (G. Deng y J.E. Case, Eds.) *Geol. Soc. Amer.*, vol. H:307-338.
- Mann, P., Taylor, F.W., Edwards, R.L. y Ku, Teh-Lung (1995): Actively evolving microplate formation by oblique collision and sideways motion along strike-slip faults: An example from the northeastern Caribbean plate margin. *Tectonophysics*, 246:1-69.
- Mann, P., Tyburski, S.A. y Rosencratz, E. (1991): Neogene development of the Swan Islands restraining-bend complex, Caribbean Sea. *Geology*, 19:823-826.
- Masson, D.G. y Scaloni, K.M. (1991): The neotectonic setting of Puerto Rico. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 103:144-154.
- Mauffret, A. y Leroy, S. (1997): Seismic stratigraphy and structure of the Caribbean igneous province. *Tectonophysics*, 283:61-104.
- McCann, W.R. y Pennigton, W.D. (1990): Seismicity of larger earthquakes and the margin of the Caribbean plate. En: *The Caribbean Region: The Geology of North America*, (G. Deng y J.E. Case, Eds.), *Geol. Soc. Amer.*, vol. H:291-305.
- McCann, W.R. y Sykes, L.R. (1984): Subduction of aseismic ridges beneath the Caribbean plate: implications for the tectonics and seismic potential of the northeastern Caribbean. *J. Geophys. Res.*, 89:4493-4519.
- Minster, J.B. y Jordan, T.H. (1978): Present day plate motions. *J. Geophys. Res.*, 83:5331-5334.
- Molnar, P. y Sykes, L. (1969): Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80:1639-1684.
- Molnar, P. y Sykes, L. (1971): Plate tectonics on the Hispaniola area. Discussion. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82: 1123-1126.
- Muñoz, A. (1988): Tectonic patterns of the Panama Block deduced from seismicity, gravitational data and earthquake mechanisms. Implications to the seismic hazard. *Tectonophysics*, 154:253-267.
- Panagiotopoulos, D.G. (1995): Long-term earthquake prediction in Central America and Caribbean Sea based on the time- and magnitude- predictable model. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 85: 1190-1201.
- Perfit, M.R. y Heezen, B.C. (1978): The geology and evolution of the Cayman trench. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89:1155-1174.
- Perrot, J., Calais, E. y Mercier de Lépinay, B. (1997): Tectonic and kinematic regime along the northern Caribbean plate boundary: new insights from broad-band modeling of the May 25, 1992, Ms=6.9 Cabo Cruz, Cuba, earthquake. *Pure Appl. Geophys.*, 149:475-487.
- Pitman III, W.C. y Talwani, M. (1972): Sea-floor spreading in the North-Atlantic. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83:619-646.
- Plafker, G.M., Bonilla, M.G. y Bonis, S.B. (1976): *Guatemalan earthquake of February 4, 1976, a preliminary report*. Geol. Effects., *Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1002:38-51.
- Prentice, C.S., Mann, P., Taylor, F.W., Burr, G. y Valastro, S. (1993): Paleoseismicity of the North American-Caribbean plate boundary (Septentrional fault), Dominican Republic. *Geology*, 21:49-52.
- 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, p.36.
- Pubellier, M., Vila, J.M. y Boisson, 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.
- Quintas, F., Hernández, M. y Campos, M. (1994): Asociaciones estructuro-formacionales del Mesozoico en Cuba oriental y La Española. *Revista Minería y Geología*, XI, 3-10. Instituto Minero-Metalúrgico de Moa.
- Rosencratz, E. y Mann, P. (1991): SeaMARC II mapping of transform faults in the Cayman trough, Caribbean Sea. *Geology*, 19: 690-693.
- Rosencratz, E., Ross, E. y Slater, J. (1988): Age and spreading history of the Cayman trough as determined from depth, heat flow and magnetic anomalies. *J. Geophys. Res.*, 93:2141-2157.
- Ross, M.I. y Scotese, Ch.R. (1988): A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region. *Tectonophysics*, 155:139-168.
- Rubio, M. (1983): Ocurrencia de tsunamis en el Caribe. En: *Investigaciones Sismológicas en Cuba*, 2:170-180. Instituto de Geofísica y Astronomía.
- Rubio, M., Cotilla, M. y Alvarez, L. (1994): *Evidencias sobre la microplaca Gonave*. Informe Científico-Técnico, p. 20. Instituto de Geofísica y Astronomía, Cuba.
- Ruff, L. y Kanamori, H. (1983): Seismicity and the subduction process. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 23: 240-252.
- Russo, R.M. y Villaseñor, A. (1995): The 1946 Hispaniola earthquake and the tectonics of the North America - Caribbean plate boundary zone, northeastern Hispaniola. *J. Geophys. Res.*, 100: 6265-6280.
- Russo, R.M. y Villaseñor, A. (1997): Reply. *J. Geophys. Res.*, 102: 793-802.
- Schubert, C. (1982): *Investigaciones sobre el Cuaternario de la República Dominicana*. Centro de Ecología. Inst. Venezolano de Investigaciones Científicas, Caracas, 25 p.

- Schwartz,D.P., Cluff,L.I.S. y Donnelly,T.W. (1979): Quaternary faulting along the Caribbean-North American plate boundary in Central America. *Tectonophysics*, 52:431-445.
- Stein,S., DeMets,C., Gordon,R.G., Brodholt,J., Argus,D., Engeln,J.F., Lundgren,P., Stein,C., Wiens,D.A. y Woods,D.F. (1988): A test of alternative Caribbean plate relative motion models. *J.Geophys.Res.*, 73:3041-3050.
- Sykes,L. y Ewing,M. (1965): The seismicity of the Caribbean region. *J.Geophys.Res.*, 70:5065-5074.
- Sykes,L.R., McCann,W. y Kafka,A.L. (1982): Motion of the Caribbean plate during last 7 million years and implications for earlier Cenozoic movements. *J.Geophys.Res.*, 87:10656-10676.
- Ushakov,S.A., Avgaeu,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: Tectónica y geodinámica de la región del Caribe. Editorial Nauka, Moscú, 63-77 (en ruso).
- Westbrook,G.K., Boot,H.P. y Peacock,J.H. (1973): Lesser Antilles subduction zone in the vicinity of Barbados. *Nature Physical Science*, 244:118-120.

Manuscrito recibido el 7 de Marzo de 1998

Aceptado el manuscrito revisado el 4 de Enero de 1999