

## CINEMÁTICA NEOTECTÓNICA DE CUBA ORIENTAL

M.O. Cotilla Rodríguez<sup>1</sup>, P. Bankwitz<sup>2</sup>, J.L. Alvarez Gómez<sup>3</sup>, H.J. Franzke<sup>4</sup>, M.F. Rubio Sauvalle<sup>5</sup> y J. Pilarski<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Geofísica y Meteorología, Universidad Complutense de Madrid

<sup>2</sup> Geoforschungszentrum, Alemania

<sup>3</sup> Centro Nacional de Investigaciones Sismológicas, Cuba

<sup>4</sup> Technische Universität Clausthal, Alemania

<sup>5</sup> Instituto de Geofísica y Astronomía, Cuba

**Resumen:** En el trabajo se muestra cómo la actual localización espacio - temporal de Cuba en el borde meridional de la placa litosférica de Norteamérica, en directa e inmediata relación con la pequeña placa Caribe, justifica la sismicidad y la neoformación de fallas de parte de la Unidad Neotectónica Oriental. También se propone un modelo de cinemática de bloques (tres celdas dinámicas) que incluye la acción de los procesos neotectónicos verticales y horizontales. Estas celdas permiten explicar desde otra perspectiva la generación de terremotos en ellas y muestran la diferenciación de la actividad en las fallas y los nudos sismoactivos.

**Palabras clave:** Neotectónica, nudo de fallas, Cuba.

**Abstract:** The temporal - spatial location of Cuba at the meridional boundary of the North American Lithospheric Plate in direct relation with the smaller Caribbean Plate is responsible for the seismicity and neofaulting of the Eastern Neotectonic Unit. A kinematic of blocks model is proposed (three dynamic cells), which includes the action of vertical and horizontal neotectonic processes. The spatial arrangement of the cells allow us to explain the occurrence of earthquakes in the area and points out the differentiation of activity of the seismogenetic faults and knots.

**Key words:** Neotectonics, knot of faults, Cuba.

Cotilla Rodríguez, M.O., Bankwitz, P., Alvarez Gómez, J.L., Franzke, H.J., Rubio Sauvalle, M. y Pilarski, J. (1998): Cinemática neotectónica de Cuba Oriental. *Rev. Soc. Geol. España*, 11 (1-2): 33-42

Varias son las hipótesis acerca del surgimiento y el desarrollo del Caribe y de Cuba, así como son también diversos los modelos que se conforman a partir de los datos disponibles. Para la etapa del desarrollo neotectónico, del Oligoceno a la actualidad, aunque la situación geodinámica es muy diferente a todas las anteriores, resulta evidente a los especialistas que no existe un modelo único para la región.

Las investigaciones de teledetección, geología, geofísica y sismicidad han contribuido grandemente a esclarecer la localización de las principales estructuras con actividad (sísmica y volcánica), así como favorecen la diferenciación morfoestructural de los territorios. No obstante, el cuadro actual del Caribe, dado en un símil con una fotografía en blanco y negro, muestra un variado mosaico de tonos en que prevalece el gris oscuro. Esta cuestión puede ser explicada de forma diferente en atención a condiciones geológico - tectónicas locales o regionales y al interés económico.

La región Caribe/Cuba es en extremo compleja desde una perspectiva geotectónica, con independencia de la concepción asumida (fijista o movilista). En ella se localizan áreas emergidas con rocas no más antiguas

que el Triásico (?) y el fondo oceánico tiene una edad predominantemente cretácica (Mann y Burke, 1984). Desde la posición neomovilista, la que sustentan los autores de este trabajo, el Caribe es una placa litosférica (PLC) que se desplaza hacia el este con relación a la placa Norteamérica (PLN), a la que pertenece Cuba. La localización de Cuba en el borde meridional de la PLN hace que reciba una influencia, directa y en consecuencia efectiva, de la PLC en su región suroriental, reconocida como la zona de interacción dinámica o zona límite de placas litosféricas (ZLPL). Por lo tanto, para estudiar el territorio de Cuba se requiere, de forma incuestionable, conocer la situación morfoestructural y neotectónica de los territorios vecinos, esto es, La Española (Haití / R. Dominicana), Jamaica y Puerto Rico. Este conocimiento necesita de la realización de trabajos conjuntos con especialistas de la región y de otros países interesados en la temática.

Consideramos que para explicar científicamente la sismicidad de la Unidad Neotectónica Oriental (UNOr) de Cuba es imprescindible poseer datos de La Española y Jamaica, así como conocer sus características neotectónicas. No obstante, como nuestra misión es



Figura 1.- Esquema tectónico del Caribe, con indicación de las placas principales.

proveer a otros especialistas de elementos de trabajo con vistas a reducir el riesgo ante la generación de fenómenos sísmicos, expondremos aquí una hipótesis, a través de un modelo cinemático, para justificar el surgimiento de terremotos en la UNOr y sus inmediaciones. Estamos seguros que, de superar la actual escasez de datos, esta hipótesis sufrirá modificaciones y en tal sentido la consideramos con un carácter preliminar.

### Escenario tectónico del Caribe / Cuba

El Caribe es una pequeña placa litosférica que actúa como discontinuidad entre las superplacas de Norteamérica y Suramérica. Ella experimenta un desplazamiento neto al este, con valores de 2-4 cm/año; específicamente en el sector de Cuba es de 2 cm/año y 1-2 cm/año en Jamaica (Molnar y Sykes, 1969; Jordan, 1976; Sykes *et al.*, 1982) (Fig. 1).

En este complejo cuadro tensional se observa que, en el límite oeste del Caribe, las placas Cocos y Nazca, pertenecientes al sistema litosférico del Pacífico, le subducen. En el límite este la subducción no se presenta con tanta intensidad pero sí es manifiesta desde las inmediaciones de la isla Barbados. El límite norte es una combinación de movimiento en dirección sinestroso, con unas pequeñas componentes subductivas en Puerto Rico-Islas Vírgenes y el norte de La Española; mientras que el límite sur es, aparentemente, más complejo y está marcado por dos tipos de fallas de desplazamiento horizontal y subducción de las placas Suramérica y Nazca bajo la placa del Caribe (Mann y Burke, 1984).

El movimiento de la placa caribeña se debe, según Alvarez *et al.* (1985), a la interacción dinámica de las placas litosféricas de las Américas del Norte y del Sur, Cocos y Nazca; sin embargo, de acuerdo a otros autores, resulta de la influencia determinante de Cocos o Nazca, o de la combinación de los esfuerzos de las placas americanas. Esta diferencia de opinión, evidente-

mente, es debida a la insuficiente información cuantitativa disponible sobre la dinámica de la región.

La localización espacial de las principales estructuras sismogénicas del Caribe está en las zonas de interacción de las placas litosféricas, y más en detalle en las intersecciones de estructuras transversales a las mismas (Alvarez *et al.*, 1990). Es en esas zonas de interacción donde existe un marcado contraste morfoestructural y neotectónico; es decir, variaciones bruscas del relieve, cambios de direcciones de las cadenas montañosas submarinas, modificaciones de los campos geofísicos, etc. (Cotilla *et al.*, en prensa).

Desde el punto de vista sismológico, la región del Caribe está limitada por bandas no regulares y no por límites precisos y lineales, donde se concentra la actividad sísmica (Mann y Burke, 1984). En tales bandas se manifiesta la interacción dinámica de las placas y se producen los eventos de mayor magnitud. El nivel de actividad sísmica decrece substancialmente desde esas zonas límites de placas hacia el interior marítimo.

En general, el espesor de la corteza en el Caribe no es grande, lo que favorece la generación de terremotos corticales. Esto se ha comprobado para la zona norte y la mitad occidental de la placa; sin embargo, la profundidad de los terremotos se incrementa significativamente hacia los extremos este y oeste, zonas de subducción del Atlántico y del Pacífico respectivamente.

Los mecanismos focales de los terremotos en la región han sido tratados por diferentes autores, comenzando por el clásico de Molnar y Sykes (1969) y, en general, todos coinciden en que para la zona límite norte existe un movimiento predominantemente transcurrente sinestroso. Señalamos que los esquemas dinámicos actuales para el Caribe son debidos en gran medida a la información sobre dichos mecanismos (Alvarez *et al.*, 1985).

El territorio de Cuba está ubicado dentro del límite norte caribeño, en el arco de Las Antillas, y es fundamentalmente llano, aunque posee montañas pequeñas, bajas y medias (siendo la máxima altura de 1974 m). El relieve más accidentado se manifiesta en las provincias orientales (85 % montañoso). La figura geométrica de la isla, como reflejo de los procesos compresivos pre Eoceno superior, aparece en el mapa como un arco flexionado de norte a sur. Ahora bien, como el propósito del trabajo es neotectónico, debemos reafirmar que la estructura pre-Eoceno superior no interesa en detalle pero sí la posterior al Eoceno superior. Por tal motivo, coincidimos en términos generales con Iturralde (1977) en cuanto a que Cuba está conformada a partir de esta última edad por una estructura en bloques donde no existen cabalgamientos, ni los espectaculares desplazamientos laterales que actuaron sobre la corteza pre-Eoceno superior, y que ella está cubierta en todo el territorio por sedimentos del Oligoceno y post oligocénicos.

Resultados de Cotilla *et al.* (1991b) precisan que en el megabloque (o microplaca) de Cuba, localizado en el borde meridional de la PLN y en ascenso diferencial,

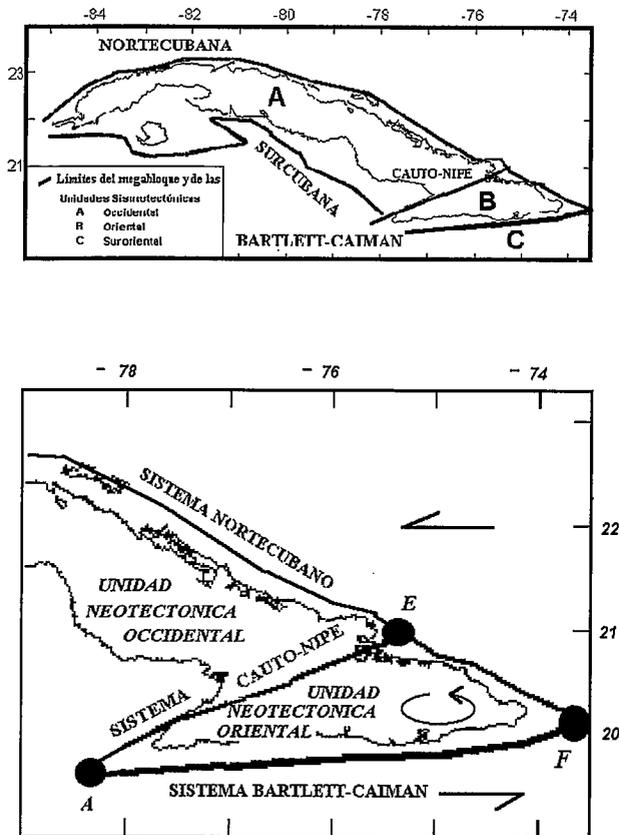


Figura 2.- Esquema de las Unidades Neotectónicas (A y B) y Sismotectónicas (A, B y C) de Cuba y macromodelo cubano oriental con los tres sistemas de fallas principales.

existen dos Unidades Neotectónicas independientes: Oriental y Occidental. Estas Unidades están separadas por el sistema de fallas activas Cauto-Nipe (C-N), de dirección NE, que tiene una acusada relación con el heterogéneo sistema disyuntivo regional Bartlett-Caimán (B-C) (Fig.2). Este sistema de fallas transformantes de B-C es reconocido con otras denominaciones, tales como, por ejemplo, Oriente-Swan. El mismo constituye la continuación marina de las fallas Polochic-Motagua (América Central) y del Norte de La Española (Cotilla y Franzke, 1994).

Esta investigación se centra en la Unidad Neotectónica Oriental, que está limitada por los siguientes sistemas jerarquizados de fallas activas: al sur, B-C (límite de la Placa Norteamérica y Placa Caribe); al norte y noreste, Nortecubana (NC) (límite del megablock Cuba); y al oeste, Cauto-Nipe (límite de las Unidades Neotectónicas). De hecho estos tres sistemas disyuntivos activos, para un primer macromodelo (M1), se articulan en igual número de nudos (A, F, E) con sismicidad reconocida, pero de diferente categoría (Fig. 2).

La Unidad Neotectónica Oriental es la más activa del país, aunque su extensión es mucho menor que la Occidental. Se caracteriza por el predominio de relieve montañoso (valores de pendientes y disección vertical de más de 30 grados y 500 m/km.<sup>2</sup>, respectivamente) y estrechas llanuras costeras (a manera de bandas), con la

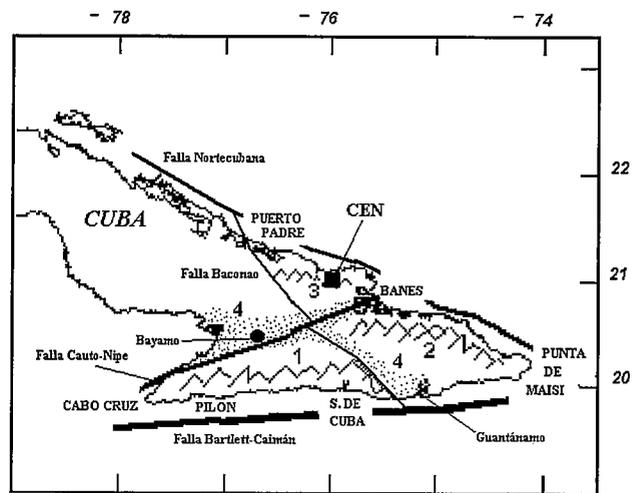


Figura 3.- Esquema modificado de las morfoestructuras de Cuba Oriental. (1- Sierra Maestra, 2- Grupo montañoso Nipe-Cristal-Baracoa, 3- Grupo montañoso Maniabón, 4- Cuenca Cauto-Guantánamo).

presencia de dos macrobloques montañosos, Sierra Maestra (1974 m) y Nipe-Cristal-Baracoa (1175 m), de diferente historia geológica y composición litológica, pero con marcadas tendencias al ascenso (> 1,000 m) a partir del Eoceno superior.

El nudo A (Cabo Cruz), conformado por el sistema de fallas B-C (la de mayor jerarquía neotectónica y manifiesto desgarre sinestroso y movimiento vertical diferenciado en las inmediaciones de la región suroriental) con el sistema de fallas C-N (no expresada en el relieve superficial), muestra actividad sísmica en la vecindad de Cabo Cruz, donde se destacan las ocurrencias recientes (20 de agosto de 1990 y 25 de mayo de 1992) de dos terremotos de magnitudes  $M_s = 5,1$  ( $h=10$  km.) y  $M_s = 6,9$  ( $h=23$  km.), respectivamente. Consideramos que este nudo tiene un significado importante para la reconstrucción del mapa estructural de Cuba, y en particular de Cuba Oriental, ya que en la dirección NE se produjeron intensos desplazamientos (Iturralde, 1981; Quintas y Blanco, 1993) y por esa condición y su relación con la zona de fallas B-C se supone existe en la actualidad una cuenca de tipo *pull-apart*. También el nudo F (Maisí), de las fallas B-C y NC (sistema de fallas submarinas de movimiento normal), tiene sismicidad asociada y desde el punto de vista geodinámico es un lugar de mucho interés, ya que a partir de él cambia el carácter de la Zona Límite de Placas Litosféricas (ZLPL) del norte del Caribe (Cotilla *et al.*, 1991a). El tercer nudo disyuntivo E (Nipe, de menor categoría que los dos anteriores) se produce en la intersección de los sistemas de fallas C-N y NC, lugar donde se detectan diferencias importantes en las características morfológicas del segundo sistema (Cotilla, 1993).

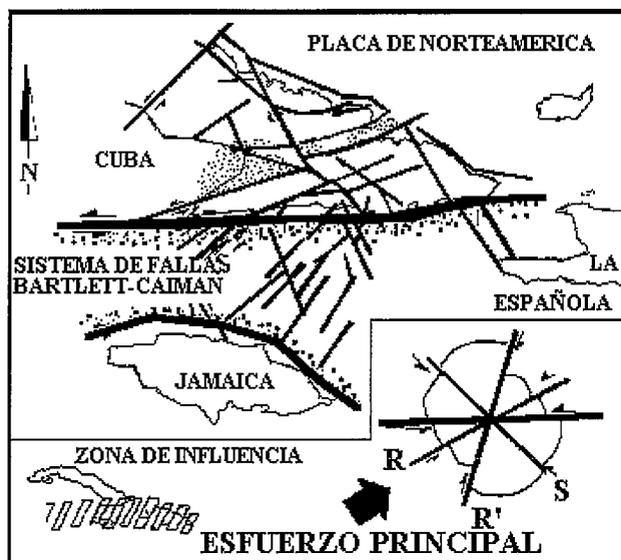


Figura 4.- Esquema dinámico de la parte centro oriental del Norte del Caribe.

#### Modelos utilizados para la interpretación de la Unidad Neotectónica Oriental

Desde el punto de vista geológico, Iturralde (1977) propuso que Cuba está desde el Eoceno Superior en un desarrollo de tipo neoplatafórmico (estado intermedio entre plataforma y geosinclinal) y que su territorio se divide en un sistema regular de bloques de tipo *horst* y *graben*, en tendencias de ascenso y descenso. Así, Cuba Oriental está constituida por dos bloques de tipo *horst* (Sierra Maestra y Nipe-Cristal-Baracoa) y dos *graben* (Bayate y Cauto - Nipe). También la región oriental de Cuba fue estudiada desde el punto de vista morfotectónico por Hernández *et al.* (1991), quienes delimitaron dos macrobloques montañosos (Sierra Maestra y Nipe-Cristal-Sagua-Baracoa-Purial) y un macrobloque deprimido (Depresión Central-Guantánamo) (Fig. 3). Como se expuso anteriormente, Cotilla *et al.* (1991b) delimitaron, analizando la cuestión neotectónica, dos unidades en el megabloque cubano. En la Unidad Neotectónica Oriental, estos autores diferenciaron dos macrobloques en ascenso diferencial (Sierra Maestra y Nipe-Cristal-Baracoa) y un macrobloque complejo en descenso diferencial (Cauto-Nipe-Guantánamo), todos ellos sujetos a la directa influencia de la interacción de las placas litosféricas Caribe-Norteamérica. Es decir, no sólo hay tendencia a los ascensos y descensos, sino también desgarre sinistoso con la consiguiente deformación y configuración de neoestructuras de tipo *pull-apart basin* y *pressure ridges*, en la parte emergida, y profundas depresiones marinas al sur (fosa submarina B-C) y al norteónoroeste (Nortecubana). Esto significa que es factible diferenciar en el relieve actual un comportamiento geodinámico desigual del territorio cubano y en particular de la Unidad Neotectónica Oriental, lo cual se

adapta muy bien a la propuesta del macromodelo M1 antes expuesto.

Los métodos tradicionales de geología estructural, aplicados a Cuba Oriental, fueron utilizados por Cotilla *et al.* (1991b) para comprobar el carácter sinistral de los desplazamientos en la zona de Bartlett y la posible existencia de una compresión noreste, como se conocía a partir de los datos sísmológicos (Alvarez *et al.*, 1985; Alvarez y Cotilla, en prensa).

La obtención *in situ* del tensor de esfuerzos (Zoback y Zoback, 1980; Cisternas, 1985) constituye una etapa más avanzada de tales estudios sismodinámicos. Estos métodos de cinemática neotectónica (MCN), adecuados a las diferentes condiciones de la corteza terrestre en cuanto a dimensiones, tipos de estructuras, etc., permiten precisar el paleoesfuerzo a partir de mediciones en microfallas. En nuestro caso se utilizó el método de Franzke y Janssen (1984). Este método tiene incorporado en el procesamiento automático para PC varias técnicas estadísticas que requieren información espacial de las estrías y las juntas de tensión. Con él se puede discernir del conjunto base de estrías las diferentes fases o reactivaciones de los esfuerzos, indicando al final los ejes principales de esfuerzo; además, calcula y dibuja rosas diagramas y elipsoides de deformación, y de estos el régimen de fallas queda establecido.

Cotilla (1993) calculó las orientaciones de los ejes principales de paleoesfuerzos en 66 estaciones a partir de 6000 medidas de estrías, y con ello pudo parcialmente: 1) determinar los desplazamientos en las fallas; 2) argumentar sobre la imposibilidad del desplazamiento del bloque Sierra Maestra (SM) en la fosa de Bartlett - Caimán (FB); 3) determinar el mecanismo de interacción tectónica entre el megabloque FB (parte oriental) y la Unidad Neotectónica Oriental de Cuba; 4) determinar la dinámica del segmento este de la FB; 5) identificar y caracterizar las estructuras secundarias asociadas (en la parte emergida) al sistema B-C; y 6) diferenciar por sectores al sistema de fallas B-C a lo largo del borde meridional de la UNOr.

Según Cotilla *et al.* (1991a), el límite FB-UNOr es un sistema de fallas de primer orden, Límite de Placas Litosféricas (LPL), paralelo a la línea de costa, que está acoplado a otros dos sistemas de fallas transversales (NE y NO) activas, pero de orden menor, por ejemplo Pilón y Baconao. También se distinguen otras fallas activas asociadas de dirección E-O en la UNOr, como Boniato (al norte de la bahía de Santiago de Cuba), que la literatura identifica como *flower structures*. Tales sistemas de fallas y nudos son, según la opinión de Rantsman (1979), los lugares más favorables para la generación de terremotos.

Existen en la literatura (Hancock, 1985, sus figuras 5 y 6) tres modelos dinámicos que dan solución a los datos antes presentados. Estos modelos relacionan un sistema articulado de fallas de distinta categoría, el cual impide el deslizamiento de grandes paquetes rocosos en fosas o depresiones adyacentes, al conformar una red articulada de fallas y fracturas. El primero de los tres

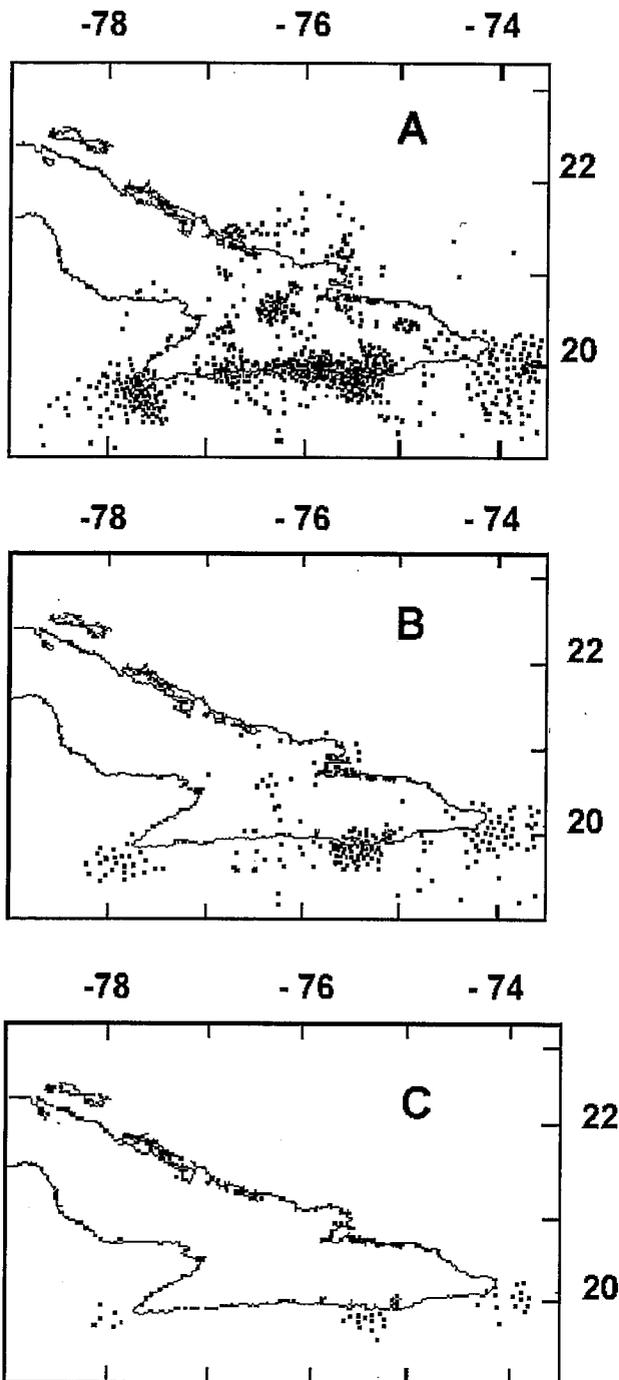


Figura 5.- A) Mapa de epicentros instrumentales para el periodo 1979 - 1989 ( $h < 25 \text{ km}$ ). B) Mapa de epicentros instrumentales para el periodo 1979 - 1989 ( $25 \leq h < 50 \text{ km}$ ). C) Mapa de epicentros instrumentales para el periodo 1979 - 1989 ( $h \geq 50 \text{ km}$ ).

modelos incluye una falla inversa principal y una familia de fallas normales secundarias. El segundo modelo plantea una falla normal principal y una familia de fallas inversas secundarias. Ambos modelos se adaptan muy bien a los datos del fallamiento (por sectores) del límite B-C - UNOr. Por su parte, el tercer modelo, que incluye un sistema principal de fallas normales articulado complejamente con fallas normales e inversas, es el que mejor representa la situación del fallamiento en la región suroriental de Cuba.

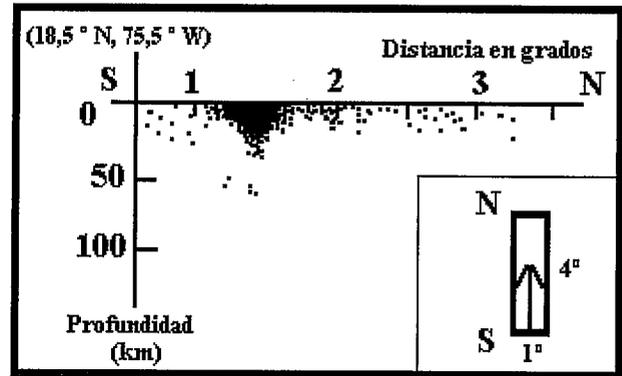


Figura 6.- Representación de número de terremotos y profundidad.

Sobre esta base, Cotilla (1993) propuso para la parte sur de la UNOr (macrobloque de Sierra Maestra) que las fallas (como Boniato) de dirección paralela a la de Bartlett-Caimán, pero de considerable menos actividad y dimensiones, poseen planos que interceptan a diferentes profundidades a esta falla principal. Este sistema secundario de fallas es predominantemente de tipo normal y se encuentra en ocasiones complicado con otros grupos de fallas transversales sinestrosas, que impiden el deslizamiento del bloque principal de la Sierra Maestra en la fosa adyacente. Esto no niega la posible existencia de procesos gravitacionales (de pendientes) que afecten pequeños volúmenes rocosos aunque nunca alcanzarían escala regional.

El sistema de fallas B-C exhibe, a lo largo de la costa suroriental de Cuba, diferencias significativas en cuanto a: 1) expresión morfológica y neotectónica; 2) representación en los campos gravimétrico, isostático y magnético; 3) actividad sísmica; 4) presencia de sectores con marcadas influencias transpresivas y trastensivas; 5) tipos y combinaciones de estructuras asociadas. Esto ha sido en parte reconocido por Calais y Mercier de Lépinay (1993). Desde esa perspectiva, Cotilla (1993) identificó de oeste a este cuatro zonas (1- Cabo Cruz-Pilón, 2- Pilón-Baconao, 3- Baconao-Guantánamo y 4- Guantánamo-Maisí) que se han correspondido muy bien con zonas de diferente grado de inestabilidad isostática (Cuevas, 1994), y caracterizó quince sectores de diverso nivel de gradiente neotectónico (desde muy fuerte a moderado), lo cual indica un riesgo geológico diferente.

De otra parte, se ha determinado por datos de sismicidad que: 1) las fallas transversales asociadas al sistema B-C poseen un menor nivel de actividad en la parte continental que en la marina; 2) el sector Cabo Cruz-Baconao (zonas 1 y 2) es más activo que el de Baconao-Punta de Maisí (zonas 3 y 4); 3) en las intersecciones de fallas se localizan nudos sismoactivos, que coinciden en superficie con los epicentros, en los que se ha podido dibujar isosistas (medias isosistas); 4) la sismicidad es menor, tanto en frecuencia como magnitud, de sur a norte en el marco de la UNOr.

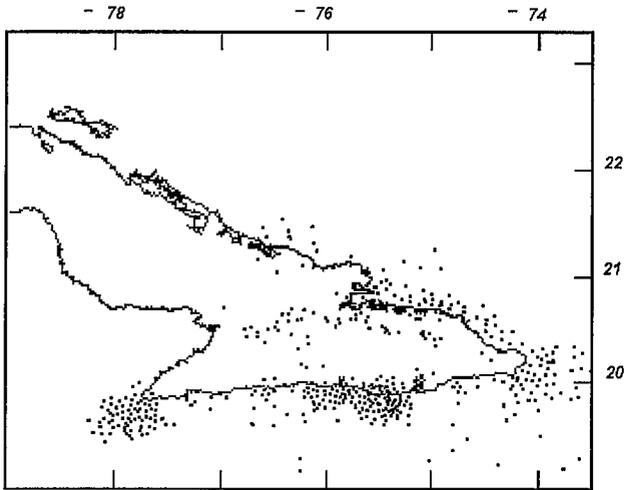


Figura 7.- Mapa de epicentros instrumentales para el año 1989 con  $h < 70$  km.

Los nudos sismoactivos (A, F, E) de la UNOr y sus inmediaciones (en definitiva nudos morfoestructurales de primera categoría) pueden considerarse como los puntos nodales propuestos a escala regional por Vesanen *et al.* (1975) y en consecuencia pueden conformar, de conjunto, sistemas de celdas (bloques) menores en el contexto de la ZLPL del Caribe Norte. Por lo tanto, para proponer un modelo de interacción dinámica entre los megabloques de Cuba y Bartlett-Caimán, en particular para la región oriental, es imprescindible considerar los elementos estructurales y disyuntivos de mayores dimensiones. En este sentido, Trifonov *et al.* (1981) plantearon la presencia de fallas de «plumaje» (*flower structures*) asociadas a Bartlett, y Cotilla *et al.* (1991b) registraron el desplazamiento sinestroso en su análisis estructural. También de los resultados de mecanismos focales se conoce el desplazamiento sinestroso de la región en general, y que los sismos de Pílon del 19 de febrero de 1976 y de Cabo Cruz-Pílon del 20 de agosto de 1990 y 25 de mayo de 1992 están asociados, indiscutiblemente, a la falla principal de tipo transcortical, B-C; aunque para el último terremoto hay un plano de dirección NO que buza al SO.

Así tenemos, a la luz de la metodología de Hancock (1985), que la actividad neotectónica con movimientos en la horizontal de la región fosa de Bartlett-UNOr se justifica a partir de un sistema dinámico, y en consecuencia activo (límite de placas litosféricas), donde la falla de transformación Bartlett-Caimán se asocia con sistemas secundarios Riedel y Skempton (Riedel, 1929), estructuras transversales del *tipo pull-apart basin, pressure ridges*, etc. (Fig. 4). Por otra parte, existen también redes de bloques de menores dimensiones asociadas a la falla B-C con diversa geometría, disposición, altitud y velocidad de movimiento en la vertical (Hernández *et al.*, 1991) que complican la visualización del cuadro general. No obstante, la tendencia de movimiento principal del sector de placa analizado es al NE (Cotilla, 1993) (Fig. 4).

Analizando la generación de terremotos en profundidad para esta región vemos que los terremotos más superficiales ( $h < 25$  km.) aunque se concentran en mayor cantidad en algunas zonas, se hallan distribuidos por toda la región (Fig. 5a). Sin embargo, cuando nos limitamos a un escalón inferior en profundidad ( $25 < h < 50$  km.) notamos que los eventos van ocurriendo en zonas espacialmente más reducidas, coincidentes aproximadamente con algunas de las zonas de máxima concentración de eventos en el escalón anterior (Fig. 5b). Finalmente, los terremotos más profundos ( $h > 50$  km.) se localizan en pocos sectores, aunque manteniendo relación con los escalones de profundidad anteriores (Fig. 5c). Tomando en consideración que la distribución del número de eventos en función de la profundidad es la reflejada en la figura 6, y que la profundidad es un parámetro sujeto a mayor error en las determinaciones hipocentrales, podemos asegurar que la sismicidad de la región es prácticamente cortical, con pequeñas contribuciones, muy localizadas, del manto superior. Este patrón de generación de terremotos corresponde al que se debe esperar de un sistema de fallas de tijeras o *hinge faults*.

Tal modelo de fallas de tijeras no lo consideramos exclusivo del sureste de la bahía de Santiago de Cuba, sino que está presente en varias zonas a lo largo de la costa suroriental de Cuba, lo cual puede deducirse de los mapas de energía liberada y liberación de deformaciones (Cotilla, 1993), y por la dirección e interconexión de las morfoestructuras de distinta categoría de las partes marina y continental (Cotilla *et al.*, 1991b; Hernández *et al.*, 1991). No obstante, para probar esto es imprescindible procesar con técnicas más potentes toda la información de sismicidad en cuanto a profundidad, considerando el margen de error de las determinaciones, y precisando mejor los tipos de corteza en la zona. Por el momento no se contempla la ampliación de la red de estaciones cubanas y tampoco la colaboración con países vecinos.

Lo aquí expuesto, en cuanto al modelo de fallas de tijeras, está en contraposición con la propuesta de la existencia de infracorrimiento o subducción de la placa Caribe bajo la placa norteamericana en el sector de Santiago de Cuba propuesto por Sánchez y Vorobiova (1989). En Cotilla (1993) hay una extensa discusión al respecto.

#### Apuntes de la sismicidad de Cuba Oriental

En la región oriental de Cuba funciona una red de estaciones sismológicas regionales, de la cual se tomó el periodo de observaciones 1979-1989, que el más fiable (Cotilla, 1993). Del análisis de ese catálogo, con independencia de una discriminación espacial detallada de los epicentros resulta que: 1) los terremotos están concentrados en profundidades inferiores a 70 km en un 99 % e inferiores a 40 km en un 93 %; 2) la  $K_{m\acute{a}x}$  (clase energética máxima) registrada fue de 13,2 (lo que equivale aproximadamente a una  $M_{m\acute{a}x}$  de 4,8 en la escala de Richter, inferior a la detección de la red sísmica

(5,0)); 3) la cantidad de eventos en el tiempo se comporta regularmente, con ciertos picos; y 4) el número desigual de estaciones sismológicas en funcionamiento durante este periodo constituye una limitación para emitir conclusiones definitivas. No obstante, hay otras apreciaciones que pueden ser en parte observadas en las figuras 5a, 5b y 5c, como son: 1) los agrupamientos de epicentros y su arreglo lineal en grupos; 2) la localización predominante de los terremotos entre Pílon y Baconao (zona 2) del sur de la Sierra Maestra; 3) la existencia de un grupo muy disperso de epicentros al SO de Cabo Cruz (zona 1); 4) la configuración de otro grupo epicentral, más estrecho, en cuanto a su distribución al SE de Imías-Guantánamo (zona 4); 5) la ubicación de un agrupamiento epicentral al noroeste (fuera de los límites de la UNOr) en las inmediaciones de la parte marina de Puerto Padre; y 6) la ubicación de una importante cantidad de epicentros en la parte marina norte, entre Puerto Padre y las bahías de Banes y Nipe.

Una forma de discriminar los hipocentros, con relación a su precisión, es a través del número de estaciones usadas en su determinación, sobre todo cuando el método utilizado (tal es el caso del catálogo de la red de estaciones cubanas) no permite obtener estimaciones cuantitativas de los errores (Alvarez *et al.*, 1990). Por las características del problema inverso a resolver (determinar tres coordenadas y un valor de tiempo) las mejores soluciones se obtienen cuando son utilizadas muchas estaciones. Tal análisis fue realizado por Cotilla (1993) considerando varios casos (por ejemplo, registro por cuatro o más estaciones y registro por seis o más estaciones) y distintos intervalos de profundidad ( $h < 25$  km;  $25 \leq h < 50$  km;  $h \geq 50$  km). Del mismo se extraen las siguientes conclusiones:

a) los tres grupos de epicentros (observaciones 2, 3 y 4 antes relacionadas) se mantienen, aunque se reduce considerablemente su extensión al aumentar el número de las estaciones sismológicas que los registraron, pero cuando la profundidad es superior a 25 km y el número de las estaciones aumenta, estos grupos casi desaparecen. Evidentemente, esta situación se puede explicar a partir de la existencia de un proceso de liberación energética superficial

b) los grupos de epicentros del SE de la bahía de Santiago de Cuba (inmediaciones de Baconao) y de Cabo Cruz se mantienen incluso a profundidades superiores a 25 km ( $y < 70$  km). Sin embargo, su distribución es diferente. En el primero, los epicentros se concentran mucho en la parte emergida, mientras que el segundo de ellos continúa destacándose (en la parte marina) con apreciable dispersión; esto corrobora la jerarquía que poseen las fallas involucradas e indirectamente indica el estado de los esfuerzos (tensión y compresión) para los diversos sectores sobre un marco de transcurrancia. Este último agrupamiento de epicentros fue objeto de uno de los primeros estudios sobre sismicidad de Cuba (Alvarez, 1974).

c) las otras agrupaciones de epicentros (observaciones 5 y 6 señaladas más arriba) del norte de Cuba

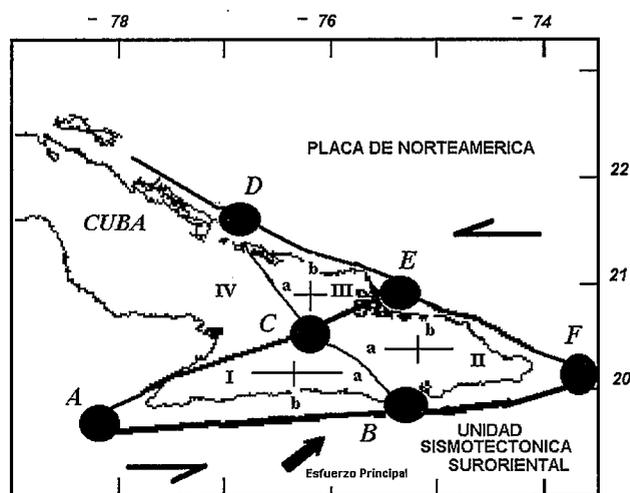


Figura 8.- Esquema con las celdas dinámicas.

(UNOc) aparecen sólo hasta profundidades de 25 km.

d) las zonas epicentrales que se localizan en la parte emergida de la UNOr, como Cauto-Bayamo, Nipe, Moa-Baracoa, etc., se mantienen incluso al aumentar el número de las estaciones que registraron los terremotos, así como se mantienen a profundidades superiores a los 25 km (aunque lógicamente muy reducidos). Sobre esta base puede decirse, con buen margen de seguridad, que ellos pertenecen a las zonas de fallas de Cauto-Nipe, Baconao y Purial, al alineamiento Nipe-Cristal-Baracoa, e incluso a intersecciones con otras estructuras de menor categoría, ya que de acuerdo al arreglo espacial de las estaciones sismológicas ésa es la zona de más alta precisión de detección.

Empleando los datos de la red de estaciones cubanas resulta paradójico observar que al norte de Holguín (en la zona sismogeneradora Nortecubana, parte occidental), donde la magnitud y la frecuencia de terremotos debería ser menor en comparación con la parte oriental de la misma zona (por consideraciones neotectónicas, en cuanto a desplazamiento vertical y deformación de las estructuras) (González *et al.*, 1989) existe un número de epicentros muy superior al que está en la parte oriental, aunque muy dispersos. Esta situación se explica no por la mejor cobertura de las estaciones sismológicas, sino por la decisión de sólo analizar los registros de las inmediaciones del área occidental donde se centraron los estudios para la selección del emplazamiento de una Central Electronuclear. Este descuido determinó el desconocimiento de la potencialidad de la ZS Nortecubana en ese sector (Cotilla, 1993).

Otro aspecto interesante en la sismicidad de esta región es la variabilidad en cuanto a forma y orientación de las isosistas de los terremotos (Chuy *et al.*, 1988). Esta variabilidad ha sido estudiada con vistas a la modelación matemática de las isosistas para su aplicación en trabajos de estimación de peligrosidad sísmica (Alvarez, 1985; Alvarez y Chuy, 1985; Alvarez *et al.*, 1985). Cotilla (1993) utilizó dicha variabilidad como

elemento diferenciador de las zonas sismogeneradoras, destacando, en este sentido, que la orientación de los ejes mayores de las elipses, cuando el terremoto ocurre en un nudo, no siempre coincide con la estructura principal, sino más bien con la secundaria (polarización de la energía). Ejemplo de ello, sobre la falla de Bartlett-Caimán, son los terremotos del 3 de febrero de 1932 y del 20 de agosto de 1952, con isosistas orientadas a lo largo de la falla Baconao, y el terremoto del 25 de mayo de 1992, con isosistas orientadas a lo largo del sistema de fallas Cauto-Nipe, por citar sólo los más fuertes. Tal efecto fue observado también recientemente en la mitad oriental del sistema de fallas Nortecubana, con el terremoto del 20 de marzo de 1995 ( $I = V$ , MSK) con isosistas orientadas a lo largo de la falla Purial de dirección NO-SE.

En consecuencia, es factible explicar, a grandes rasgos, la sismicidad principal de la Unidad Neotectónica Oriental y sus inmediaciones por los trazos y las intersecciones de las zonas de fallas: al sur por Bartlett-Caimán con Cauto-Nipe (en Cabo Cruz), Bartlett-Caimán con Pílon y Bartlett-Caimán con Baconao, etc. (en el sureste de la Sierra Maestra), Bartlett-Caimán con Purial (en el SE de la bahía de Guantánamo), y Bartlett-Caimán con la Nortecubana (extremo este de la Unidad), y al norte por la Nortecubana con Bartlett; y la Nortecubana con Cauto-Nipe. Esta interpretación coincide substancialmente con los resultados de Hernández *et al.* (1991).

### Modelo tectónico teórico

Sobre la base de lo anterior se expone un modelo (M2) más específico que el macromodelo M1 descrito en el epígrafe «Escenario tectónico del Caribe / Cuba». El nuevo modelo recoge desde otra perspectiva las diferencias tectogénicas del neoplano de la región Oriental de Cuba y sus áreas colindantes; dicho modelo constituye una variante, lógica dadas las insuficiencias anteriormente mencionadas, para la delimitación de regiones sismogénicas.

Caláis y Mercier de Lépinay (1993) plantearon que la dinámica contemporánea del sector norte de la placa Caribe está expresada en el relieve (submarino y emergido) con los esfuerzos tectónicos de tipo transpresivo fundamentalmente, de dirección NE. Esto confirma la propuesta de Cotilla (1993) en cuanto a que la dinámica actual del megabloque cubano está determinada por la interacción de las placas litosféricas regionales (Norteamérica y Caribe). No obstante, consideramos que existen ciertas particularidades o diferencias en el territorio (siempre locales) atendiendo a la combinación de dos factores principales: el tipo y la evolución de la corteza neotectónica y la distancia que hay con respecto al principal límite tectónico disyuntivo de la región B-C. Por otra parte, Hays (1989) propuso un índice de clasificación de actividad de las fallas basado en su jerarquía geodinámica actual y cuya aplicación en el presente caso muestra un valor muy eleva-

do de actividad para Bartlett-Caimán, y luego en orden decreciente NC, C-N y B (Cotilla *et al.*, 1991b).

Si a los sistemas de fallas analizados del macromodelo M1 añadimos el sistema de Baconao (B), que se extiende desde el de B-C hasta el NC con dirección NO-SE y que asumimos posee una combinación de fallamiento inverso y desplazamiento en dirección derecha, encontramos entonces un conjunto articulado de cuatro sistemas de fallas que se entrelazan de forma diferente, pero no independiente, y donde la respuesta dinámica, aunque distinta, también estará, lógicamente, relacionada con la categoría de las fallas que lo forman.

Las determinaciones microtectónicas de Cotilla *et al.* (1991b) para la falla Baconao (antes asumidas) se confirman con el resultado del mecanismo focal del NEIS para el terremoto del 01 de septiembre de 1985 de  $M_s = 5,1$  y  $h=10$  km..

Insistimos en que el sistema de fallas B es muy importante para comprender la dinámica de la UNOr, ya que es el enlace directo del sistema Bartlett-Caimán con el sistema de fallas de C-N en las inmediaciones de la cuenca homónima y con el sistema NC en la parte marina. Así hay tres nuevos nudos (B, C, D) que permiten justificar la sismicidad observada, uno de ellos en el interior mismo de la UNOr (Cauto-Bayamo).

El estilo de la liberación energética (mecanismo, profundidad, frecuencia y magnitud) en las intersecciones de los sistemas de fallas B-C con C-N (nudo A) y B-C con B (nudo B) es muy diferente del que se produce en la intersección del sistema de fallas NC con C-N (nudo E) y de la NC con B (nudo D). Esta diferencia significa que en el primer caso la liberación es más fácil que en el segundo (interacción de distintos tipos de corteza), lo que fue utilizado por Cotilla *et al.* (1991b) para justificar la proposición de una cuenca de *pull-apart* en las inmediaciones del Cauto y la imposibilidad de otra estructura similar en el área de Nipe, a pesar de estar sobre una misma estructura disyuntiva, como es C-N.

A partir de este nuevo esquema y considerando los resultados de Prol *et al.* (1993) relativos a la existencia de tres tipos de corteza en Cuba (oceánica, transicional gruesa y transicional fina) y los muy diferentes valores de los campos gravimétrico (Prol *et al.*, 1993) e isostático (Cuevas, 1994) en Cuba, y en particular entre las dos Unidades Neotectónicas, inclusive dentro de la propia UNOr, es posible asegurar que el modelo cinemático M2, de tres celdas dinámicas (I, II, III) y seis nudos (A, B, C, D, E, F) puede explicar la diferencial situación tectogénica contemporánea de la región y su actividad sísmica (Fig. 7).

En el modelo M2 tenemos que:

- cada una de las celdas [I (Sierra Maestra), II (Nipe-Cristal-Baracoa) y III (Maniabón)] está representada, de forma muy simplificada, al menos por tres puntos o nudos activos y las líneas principales de debilidad tectónica actual que los unen; pero todas sin excepción son estructuras articuladas entre sí desde al menos el

Eoceno superior en un marco transpresivo regional

- las elipses de influencia poseen una relación entre sus ejes mayor ( $a$ ) y menor ( $b$ ) diferente, pero con un definido sentido de rotación en favor de las manecillas del reloj, cumpliéndose que para la celda I,  $a_1 \gg b_1$ , para la celda II,  $a_2 > b_2$ , y para la celda III,  $a_3 \geq b_3$ . Esto significa que existe una velocidad de desplazamiento diferente en cada una de las celdas (lo que se corresponde con las observaciones dadas para distintos segmentos del Caribe).

- los seis puntos que representan las celdas se caracterizan por el nivel decreciente de la liberación energética y de la magnitud máxima:  $A (M_s < 8,0) > B (M_s < 7,5) > F (M_s < 7,0) > C (M_s < 6,5) > E (M_s < 6,0) > D (M_s < 5,5)$ . Esto es el resultado del diferente nivel de articulación entre los tipos de corteza, del estilo tectónico, de la dinámica, de los tipos y de las categorías de las fallas, de la distancia a la principal estructura disyuntiva de la región y del tiempo de acumulación - liberación de la energía. En este sentido existe una marcada gradación de articulación (en orden decreciente) en las direcciones oeste-este y sur-norte, que comprende a los puntos A (Cabo Cruz), B (Baconao) y F (Maisí), y desde el punto C (Cauto-Bayamo) hacia los puntos E (Nipe) y D (Puerto Padre), respectivamente.

- indicamos, por último, que una cuarta celda representada en los dibujos no se analiza por estar enmarcada en la UNOC y no conocer con precisión su extensión al oeste.

A manera de comprobación de nuestra propuesta se expone un resultado de geología estructural y reconstrucciones palinspáticas obtenido en el Instituto Mineral-Metalúrgico de Moa por Blanco y Proenza (1994). Estos especialistas afirman que un total de diez terrenos tectonoestratigráficos componen la región de Cuba Oriental y que esta última está limitada por las siguientes fallas: Bartlett, Cauto Sur (o Cauto-Nipe), Sabana (o Nortecubana) y Baconao, aunque también señalan otras de menores dimensiones. Así, la correspondencia entre nuestras celdas y los terrenos es como sigue: celda I- terreno montañoso de la Sierra Maestra; celda II- cinco terrenos de montaña: Asunción, Puriales-Moa, Guaso, Mayarí-Sierra de Cristal, y San Luis; y celda III- dos terrenos de alturas: Cauto-Nipe (parte norte) y Maniabón. Además, sostienen por consideraciones geodinámicas que: 1) Cuba Oriental es un territorio que muestra en sus formaciones geológicas muy estrecha relación espacio-temporal con el complejo proceso del origen y el desarrollo de la fosa de Bartlett-Caimán; 2) la región oriental de Cuba es un megaterreno tectónicamente elevado y en ascenso desde el Eoceno superior; 3) la cuenca Cauto-Nipe es del tipo tensional con tendencia rotacional; y 4) las montañas de Sierra Maestra, Purial y Maniabón son típicos bloques *horst* de distinta categoría.

Por último, apuntamos que Hernández *et al.* (1990) delimitaron, a partir de investigaciones geomorfológico-estructurales para la parte suroriental de Cuba (área de Cauto-Nipe a Cabo Cruz-Baconao, que se corresponde

con nuestra celda I), 6 nudos morfoestructurales sismoactivos. De ellos, sólo dos, los que componen B-C y Baconao y C-N y Baconao, coinciden plenamente con nuestras propuestas, mientras que el resto de nudos son estructuras de menor categoría que, evidentemente, aunque se delimitaron, no se consideran en el modelo cinemático aquí expuesto.

## Conclusión

El modelo M2 de tres celdas dinámicas (I- Sierra Maestra, II- Nipe-Cristal-Baracoa, III- Maniabón), que incluye fallas y nudos activos, aquí propuesto para la Unidad Neotectónica Oriental permite esquematizar, con cierto éxito, la generación preferente de terremotos ( $h \leq 25$  km) en tres áreas diferentes: la Suroriental (los más fuertes  $M_s < 8,0$  y frecuentes), la Oriental (muy fuertemente relacionada con la anterior, pero con eventos de  $M_s \leq 6,5$ ) y la Occidental (la menos activa  $M_s < 6,0$ ). Además, facilita la explicación de la presencia de una cuenca de tipo *pull-apart* en las inmediaciones de la zona del Cauto, así como la imposibilidad de una estructura similar en la zona de Nipe. Este modelo cinemático rotacional horario puede ser considerado, en primera instancia, como base alternativa para una más adecuada regionalización sísmica de Cuba Oriental.

Este trabajo ha sido financiado por la Dirección General de Enseñanza Superior, del Ministerio de Educación y Cultura de España (Ref. SAB 995 - 0302).

## Bibliografía

- Alvarez, H. (1974): Some aspects of the earthquake occurrence to the southeast of Cuba. *Phys. Earth. and Planetary Inter.*, 9, 3: 193 - 198.
- Alvarez, L. (1985): *Sismicidad de Cuba oriental*. Tesis para optar por el título de Doctor en Ciencias Físico - Matemáticas. Instituto de Física de la Tierra, Moscú (en ruso), 100 p.
- Alvarez, L y Chuy, T. (1985): Isoseismal model for Greater Antilles. *Proceedings of the 3rd International Symposium on the Analysis of Seismicity and Seismic Risk*. Liblice Castle, Czechoslovakia, June 17 -23: 134 - 141.
- Alvarez, L. , Cotilla, M. y Chuy, T. (1990) : Informe final del tema 430.03 : "Sismicidad de Cuba". Instituto de Geofísica y Astronomía, ACC.
- 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». Archivo Dpto. Sismología. IGA. ACC. p. 567.
- Alvarez, L y Cotilla, M. (en prensa, 1994): Mecanismos focales de terremotos. En: El relieve de Cuba oriental y su geodinámica reciente. Fondos del Inst. de Geografía, del MCTMA.
- Blanco, J. y Proenza, J. (1994): Terrenos tectonoestratigráficos en Cuba Oriental. *Revista Minería y Geología*, XI, 3: 11-18.
- Calais, E. y Mercier de Lepinay, B. (1993); Semiquantitative modeling of strain and kinematics along the Caribbean North America strike - slip plate boundary zone. *Jour. Geophys. Research*, 98, 5: 8293 - 8308. May.
- 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 Nos. 2 y 10 de la CEN Holguín. Archivo del Dpto. Sismología. Inst. de Geofísica y Astronomía. A.C.C.
- Cisternas, A. (1985): Esfuerzos y deformaciones en tectónica. En: Mecanismo de los terremotos y tectónica. Editorial de la Univ. Complutense, Madrid, 155 - 173.
- Cotilla, M. (1993): *Una caracterización sismotectónica de Cuba*. Tesis en opción al grado de doctor en ciencias geográficas. Inst. de Geofísica y Astronomía, ACC, 200 p.
- Cotilla, M.O., Bankwitz, P., Franzke, H.J., Alvarez, L., Gonzalez, E., Diaz, J., Grunthal, G., Pilarski, J. y Arteaga, F. (1991a): Mapa sismotectónico de Cuba, escala 1:1,000,000. En: Comunicaciones Científicas sobre Geofísica y Astronomía, ACC, 23, 35.
- Cotilla, M. y Franzke, H.J. (1994): Some comments on the seismotectonic activity of Cuba. *Z.Geol.Wiss.*, Berlin, 22, 3/4: 347-352.
- Cotilla, M.O., Gonzalez, E., Franzke, H.-j., Comesañas, J., Oro, J., Arteaga, F. y Alvarez, L. (1991b): Mapa neotectónico de Cuba, escala 1:1,000,000. En: Comunicaciones Científicas sobre Geofísica y Astronomía, A.C.C., 22, 37.
- Cotilla, M.O., Rubio, M., Alvarez, L. y Grünthal, G. (en prensa, 1996): Potenciales sísmicos del arco de las Antillas Mayores. *Rev. Geofísica, Inst. Panamericano de Geografía e Historia*. p. 15.
- Cuevas, J.L. (1994): *Caracterización de anomalías de la gravedad en Cuba Centro Oriental y su utilización en estudios de tectónica y sismicidad*. Tesis en opción al grado de doctor en ciencias geofísicas. Inst. de Geofísica y Astronomía, ACC.
- Franzke, H.J. y Janssen, C. (1984): Geologische interpretation von druchspanungsmessungen im Tafeldehgebrige der DDR. *Z.Geol.Wiss*, Berlin, 12: 235-254.
- Gonzalez, E., Cañete, C., Diaz, J., Perez, L. y Cotilla, M. (1989): Esquema neotectónico de Cuba, escala 1:250,000. En: *Rev. Serie Geológica*, 1, 16-34. Centro de Investigaciones y Desarrollo del Petróleo, Ministerio de la Industria Básica.
- Hancock, P.L. (1985): Brittle microtectonics: principles and practice. *Jour. Struct. Geol.*, 7: 437-457.
- Hays, W. (1989): Aspectos fundamentales de la geología y la sismología. 1. Editorial Univ. Complutense de Madrid. 217 - 250 pp.
- Hernandez, J.R., Diaz, J.L., Magaz, A., Gonzalez, R., Portela, A. y Arteaga, F. (1991): Criterios geomorfológicos para la clasificación morfotectónica de Cuba oriental. En: *Morfotectónica de Cuba Oriental*. Cap. II, 10-18. Ed. Academia.
- Hernandez, J.R., Lilienberg, D.A. y Gonzalez, R. (1990): Principales nudos morfoestructurales de Cuba Suroriental. *Ciencias de la Tierra y del Espacio*, 17: 68-76.
- Iturralde, M. (1977): Los movimientos tectónicos de la etapa de desarrollo neoplátormico de Cuba. Informe científico - técnico, 20. Inst. de Geología y Paleontología, ACC.
- Iturralde, M. (1981): Nuevo modelo interpretativo de la evaluación geológica de Cuba. *C. de la Tierra y del Espacio*, 3: 51-89.
- Jordan, T.H. (1976): The present-day motions of the Caribbean plate. *Jour. Geophys. Research*, 80, 32: 4433-4439. November.
- Mann, P. y Burke, K. (1984): Neotectonics of the Caribbean region. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 22, 4: 309-362.
- Molnar, P. y Sykes, L. (1969): Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanism and seismicity. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80: 1639 - 1684.
- Prol, J.L., 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 Empresa Nacional de Geofísica, MINBAS, p. 36 y 28 figs.
- Quintas, F. y Blanco, M. (1993): Paleogeografía de la cuenca San Luis y su importancia para la interpretación de la evaluación geológica de Cuba Oriental. *Rev. Minería y Geología*, X, 3, 3-14.
- Rantsman, E.Yu. (1979): Lugares de terremotos y morfoestructuras de países montañosos. (en ruso). Editorial Nauka, Moscú, p. 171.
- Riedel, W. (1929): Zur Mechanik Geologischer Brucherscheinungen. *Centr. bl. Min.*, Abt. B., 354 - 368.
- Sanchez, F. y Vorobiova, E. (1989): La zona de infracorrimiento Santiago de Cuba: Nuevos datos sobre el borde noroeste de la placa Caribe. *Resúmenes y programa del Primer Congreso Cubano de Geología*. Simposio sobre la Geología del Caribe Occidental. Reunión de los proyectos 165,242 y 262 del PICG. Ciudad de La Habana. 29-31 de marzo.
- Sykes, L., McCann, W. y Kafka, A. (1982): Motion of Caribbean plate during last 7 million years and implications for earlier Cenozoic movements. *Jour. Geophys. Research*, 87, 13, 10656-10676.
- Trifonov, V.G., Formell, F., Oro, J. y Perez, C. (1981): Mapa de elementos estructurales de la provincia de Oriente. ACC, Inf. Archivo del IGP.
- Vesanen, E., Teisseyre, R., Gadoniska, B., Tuominien, H. y Maki, M. (1975): Some remarks on the relevance of seismicity, seismic chimneys and fracture system to geodynamics. *Rev. Act. Pol.*, 93: 30.
- Zoback, M.L. y Zoback, M.D. (1980): State of stress in conterminous United States. *Jour. Geophys. Research*, 85: 6113 - 6156.

*Manuscrito recibido el 16 de Abril de 1997  
Aceptado el manuscrito revisado el 14 de Enero de 1998*