



NUEVA VALORACIÓN SISMOTECTÓNICA DE LA REGIÓN ORIENTAL DE CUBA EN EL CONTEXTO GEODINÁMICO DEL NORTE DEL CARIBE

Enrique Diego Arango Arias¹, Marco A. Pérez Flores², Lenin Ávila Barrientos³, José A. Batista Rodríguez³

1 Centro Nacional de Investigaciones Sismológicas (CENAIIS). Calle 17 no. 61, Rpto. Vista Alegre, Santiago de Cuba, Cuba. Email: earango@cenais.cu

2 Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE) - Applied Geophysics Department. Carr. Ensenada-Tijuana, 3918 Zona Playitas, Ensenada, Baja California. Email: lavila@cicese.edu.mx

3 Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE) - Applied Geophysics Department. Carr. Ensenada-Tijuana, 3918 Zona Playitas, Ensenada, Baja California. Email: mperez@cicese.edu.mx

4 Universidad Autónoma de Coahuila - Escuela Superior de Ingeniería. Blvd. Adolfo López Mateos, 6800 Nueva Rosita, Coahuila, México. E-mail: josebatista@uadec.edu.mx

ABSTRACT

In the work of an analysis of the seismotectonic characteristics of the study region. The seismicity of the plate boundary zone that borders with Cuba landmass area is compared. An analysis of how they reflect failures in previously proposed geodesic anomalies determined by high precision leveling is performed. To complement the analysis we developed a seismotectonic map with fractures or active fault segments determined from the analysis of the ASTER satellite image and digital terrain model, which largely correspond to the seismicity recorded within the territory emerged. One seismotectonic model that considers the seismicity recorded in the territory emerged is related to small fractures, caused by the efforts of product -clockwise Anti North American plate absolute motion and interaction are generated with the microplate Gonave is proposed and no failures previously proposed. This update will make new seismotectonic model calculations of seismic hazard in the eastern region of Cuba with applications in seismic resistant construction projects.

RESUMEN

En el trabajo parte de un análisis de las características sismotectónicas de la región de estudio, se compara la sismicidad de la zona límite de placa que bordea a Cuba con la zona emergida. Se realiza un análisis de cómo se reflejan las fallas propuestas anteriormente en las anomalías geodésicas determinadas por nivelación de alta precisión. Para complementar el análisis sismotectónico elaboramos un mapa con las fracturas o segmentos de fallas activas determinadas a partir del análisis de la imagen de satélite ASTER y del modelo digital del terreno, las cuales se corresponden en gran medida con la sismicidad que se registra dentro del territorio emergido. Se propone un modelo sismotectónico que considera a la sismicidad que se registra en el territorio emergido está relacionada a pequeñas fracturas, causadas por los esfuerzos que se generan producto del movimiento absoluto anti-horario de la placa de Norteamérica y su interacción con la microplaca de Gonave y no de las fallas propuestas anteriormente. Esta actualización del modelo sismotectónico permitirá hacer nuevos cálculos del peligro sísmico de la región oriental de Cuba con aplicaciones en los proyectos de construcciones sismorresistentes.

INTRODUCCIÓN

El área de estudio es la región oriental del archipiélago cubano (fig. 1). La misma se considera la de mayor peligro sísmico del país, por su cercanía al límite de la placa de Norteamérica y la microplaca de Gonave (fig. 2), donde en los últimos 500 años se han reportado varios sismos de intensidades de VIII a IX grados en la escala MSK.



Este trabajo está motivado por el hecho de que los estudios para caracterizar la estructura y potencialidades sismogeneradoras de esta región no se corresponden con el grado de conocimiento geológico, geofísico y geodinámico actual de esta región. La delimitación de las fallas activas y sus correspondientes zonas sismogénicas fueron realizadas sobre la base de conceptos que prevalecieron fundamentalmente en los años 80s y 90s del pasado siglo en la antigua URSS en el campo de la neotectónica y sismotectónica. El hecho de que se continúen utilizando zonas sismogénicas con sus magnitudes máximas, determinadas en la mayoría de los casos sobre la base de un enfoque "fijista", previo incluso a la tectónica de placas, trae como consecuencia que los valores de peligro sísmico que se utilicen para el diseño sismorresistente en esta parte del país no sean los adecuados.

Por tanto es necesario actualizar los esquemas sismotectónicos de región oriental del territorio cubano sobre la base del conocimiento actual de las características geodinámicas regionales con un estudio que integre la modelación de corteza en 3D con los datos geofísicos y el análisis de los datos sismológicos y geodésicos.

Los resultados de este trabajo deben constituir nuevos basamentos para la caracterización geotectónica y del peligro sísmico de la parte oriental de Cuba y la metodología aplicada en el mismo puede ser utilizada para estudios sismotectónicos del resto del país.

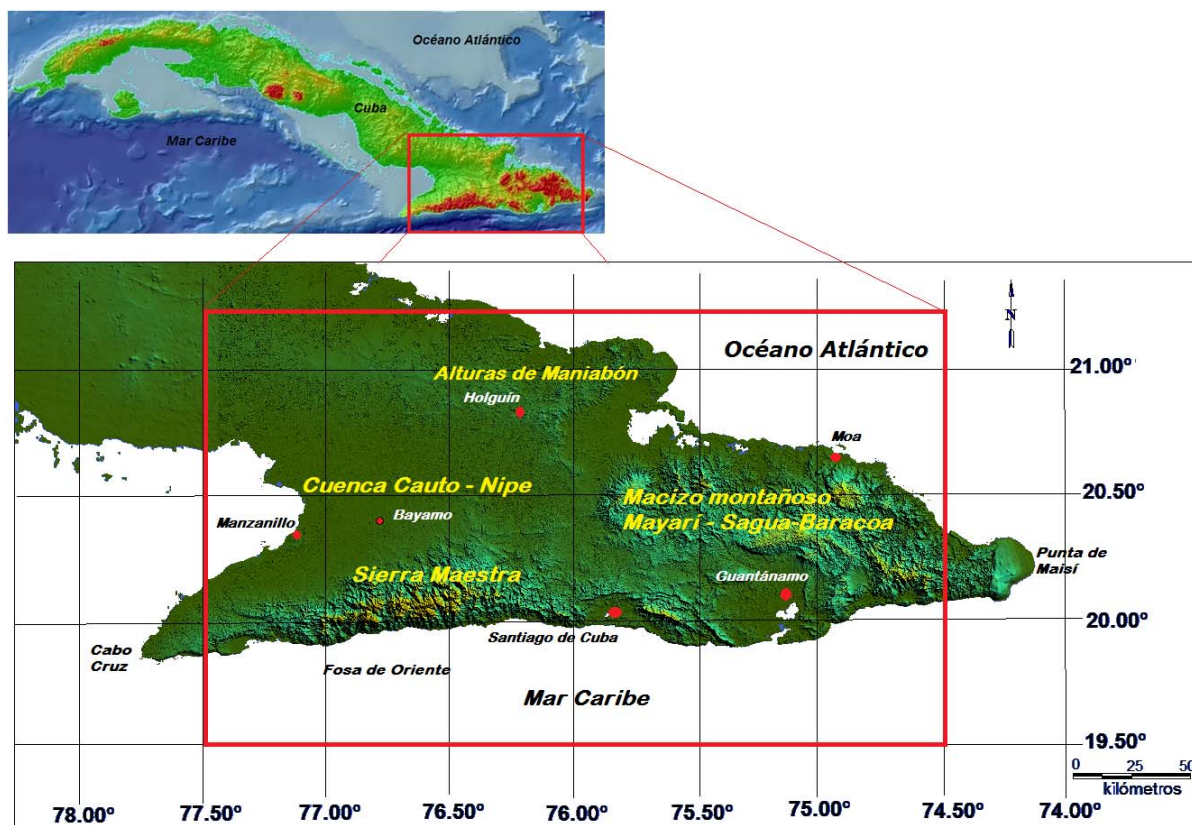


Figura. 1. Área de estudio ubicada en el extremo oriental de Cuba.

CONTEXTO GEODINÁMICO Y GEOLÓGICO DE LA REGIÓN DE ESTUDIO

Los estudios geodinámicos regionales realizados en los últimos años en la parte norte del Caribe establecen un complejo cuadro tectónico, producto de diversos procesos geológicos que tuvieron lugar desde inicios del Eoceno. Específicamente los que ocurrieron durante el Ypresiano (Leroy et al., 2000), relacionados con la



formación de la zona de dispersión de corteza oceánica de Caimán y con la falla transformante Oriente, que en principio se consideró era el límite de la placa del Caribe con la placa de Norteamérica (Mann et al., 1995). En base a los datos obtenidos de estudios oceanográficos realizados al suroeste de la costa oriental cubana, la edad del comienzo del llamado Centro de Dispersión de Caimán se ha establecido que es de 49 Ma, a partir de la anomalía magnética más antigua identificada (Leroy et al., 2000).

A partir de diferentes modelaciones por elementos finitos de deformaciones de la corteza, de la zona límite de las placas de Norteamérica y el Caribe, realizados por DeMets (1990), Deng y Sykes (1995) y Calais y Lepinay (1993), y de velocidades obtenidas por mediciones de GPS realizadas por Farina et al. (1995), Lundgren y Russo (1996), demuestran la existencia de la microplaca de Gonave, propuesta anteriormente por Rosencrantz y Mann (1991). En estudios paralelos Heubeck et al. (1990), Mann et al. (1995), subrayaron también la presencia de esta microplaca, con forma rectangular, con un área aproximada de 190.000 km², localizada a lo largo del margen nororiental de la placa Caribe.

Mann et al. (1995), sugieren que la microplaca Gonave está sometida a la tectónica transcurrente izquierda en su área meridional (cerca del margen con la placa Caribe), que progresivamente se acrecienta con el margen meridional de la placa norteamericana. Esta consideración está basada en el estilo del plegamiento y del fallamiento, junto con un evidente levantamiento de los edificios coralinos del Cuaternario Tardío en parte de la costa sur de Cuba, los sectores central y occidental de La Española (Haití y República Dominicana). Igualmente sugieren que la formación de la zona de falla, que tiene longitud de 1200 km desde la cresta activa Caimán hasta los 71° W, definida como Enriquillo-Plantain-Garden-Walton (indicada con EPGFZ en el sector entre Jamaica y La Española meridional), representa una falla transcurrente 'by-pass' que aísla el margen meridional de la microplaca Gonave y permite el movimiento actual hacia el este de la placa Caribe (fig. 2).

Estudios geológicos, geofísicos y sismológicos llevados a cabo en la parte norte de La Española y Puerto Rico a raíz del sismo de 6.4 grados de magnitud ocurrido en Puerto Plata en el 2003 (Mann et al., 2004), incrementaron el conocimiento de la estructura tectónica y geodinámica de toda esta región. Estos estudios demostraron la existencia de una falla al norte de la Española que es una continuidad de la zona de subducción de las Antillas Menores y se conoce como Falla Norte de La Española. Por medio de esta estructura, se plantea que la placa de Norteamérica penetra por debajo de la Microplaca Septentrional, situada al norte de La Española (fig. 2) y probablemente se extienda hasta las inmediaciones de la parte norte del extremo oriental de Cuba (Arango et al., 2009). En este sentido es importante señalar que Calais y Lepinay (1989) a partir de los resultados de la campaña oceanográfica SEA CARIB II encontraron elementos para considerar la no continuidad de la falla Oriente hacia el este con la zona de subducción que bordea las Antillas Menores, debido a lo cual propusieron al norte de la Española una doble zona de fallas, la falla Norte de la Española y la falla Septentrional. Esta última es la continuación hacia el este de la falla Oriente en territorio Dominicano.

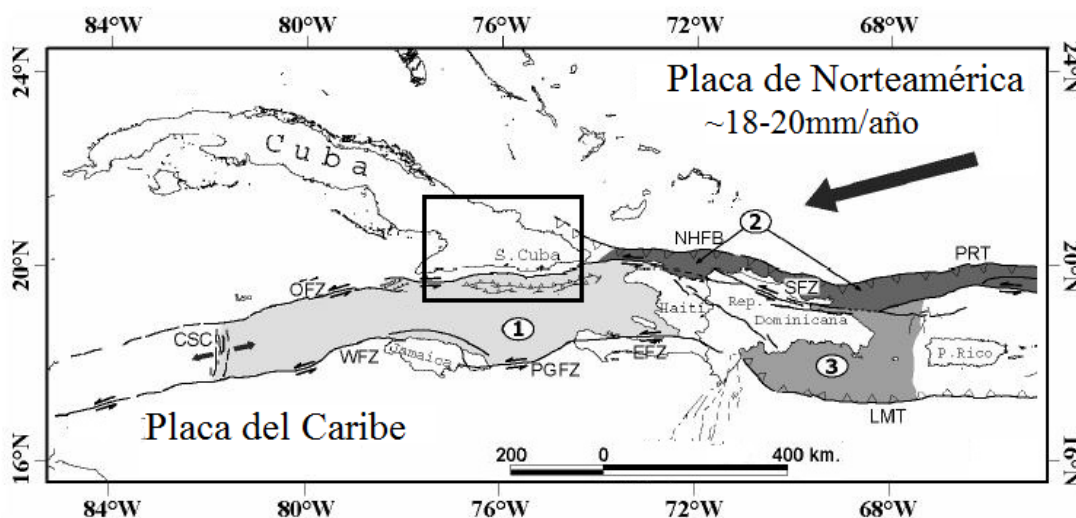


Figura 2. Contexto tectónico del norte del Caribe donde se señala el área de estudio. Modificado de García (2007), pág. 133. 1-Microplaca de Gonave, 2. Microplaca Septentrional, 3-Microplaca Puerto Rico - La Española. ZFNE-Falla del Norte de la Española, ZFO- Zona de Fallas Oriente, ZPG- Zona de Fallas Plantain-Garden, CEC-Centro de Expansión de Caimán, ZFW-Zona de Fallas Walton. TLM-Trinchera Los Muertos. TPR-Trinchera de Puerto Rico.

De acuerdo a las características geodinámicas de la región norte del Caribe, la falla transcurrente Oriente y la falla norte de la Española constituyen las principales fallas activas de primer orden donde pueden ocurrir sismos fuertes de magnitudes superiores a 6 que afecten a las poblaciones situadas en el territorio oriental de Cuba (Arango et al, 2009). A estas estructuras se relaciona la principal sismicidad de la región, como se observa en la figura 3, donde se representan los epicentros de los terremotos registrados de 1967 a 1995 y de 1998 al 2012.

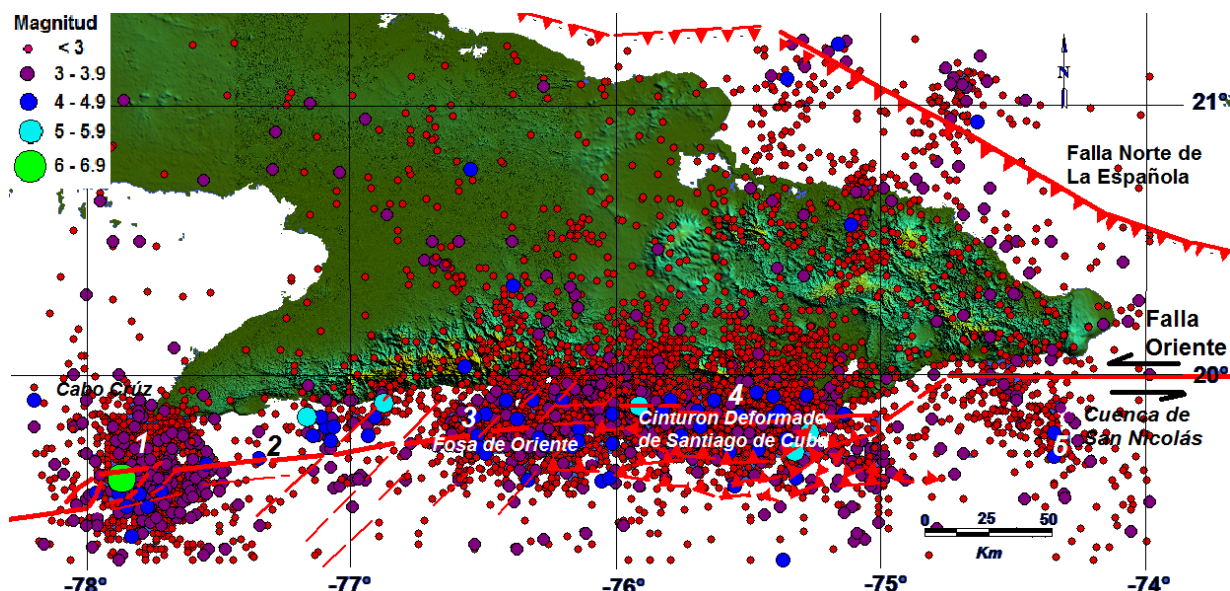


Figura 3. Ubicación de la falla Oriente y la falla Norte de La Española en las inmediaciones de la región oriental de Cuba. Se señalan con números las principales elementos geodinámicos que caracterizan a la falla Oriente: 1.



Transtensión (Cuenca de Cabo Cruz), 2. Deslizamiento puro, 3. Extensión (Fosa de Oriente), 4. Transpresión (Cinturón deformado de Santiago de Cuba). 5. Transtensión (Cuenca de San Nicolás).

ANTECEDENTES

La región sureste de Cuba, denominada como "región oriental" es la de mayor amenaza sísmica del país. Con el objetivo de evaluar su nivel de peligro sísmico se han elaborado una gran cantidad de modelos de zonas sismogénicas (Cotilla et al, 1991a, 1991b, 1991c), (Cotilla, 1998) (Cotilla et al, 2001), Orbera, 1987), (Babayev et al, 1989). Estos modelos se han basado en esquemas de fallas activas propuestas por investigadores con diferentes enfoques metodológicos.

Orbera (1987., 1989., 1990), parte de la elaboración de mapas neotectónicos y el trazado de las fallas activas en los lugares donde se determinan las mayores amplitudes de los desplazamientos verticales para luego confeccionar el esquema de zonas sismogénicas. Esta metodología utiliza el concepto de neotectónica establecido por Jain (1971), el cual plantea a la neotectónica como la disciplina que estudia los movimientos tectónicos y el desarrollo de los procesos dinámicos de la Tierra en la etapa más joven de su desarrollo (desde hace 45 Ma y hasta hoy). Considera además que los movimientos neotectónicos deben su origen a reajustes isostáticos de la corteza terrestre y que son la causa del modelado esencial del relieve de la superficie que, en su mayor parte, conserva sus tendencias principales en la época actual (hereditarias). Sus parámetros cuantitativos son inherentes al ascenso y descenso los bloques y están dados por la velocidad o intensidad y amplitud de estos procesos. Uno de los primeros esquemas de zonas sismogénicas elaborados para todo el país con esta metodología fue el presentado por Orbera et al. (1987).

El segundo enfoque fue aplicado por Cotilla et al. (1991, 1998, 2001), con un tratamiento diferente de la información geólogo-tectónica y una posición neomovilista de tectónica de placas. Aunque este autor considera la zona de falla Oriente como un límite de placas transcurrente y toma en cuenta algunos elementos de mediciones de deformaciones de las rocas (cinemáticos), utiliza, igual que el anterior, una clasificación de la potencialidad sismogeneradora de las fallas basada en saltos verticales que denomina gradiente neotectónico.

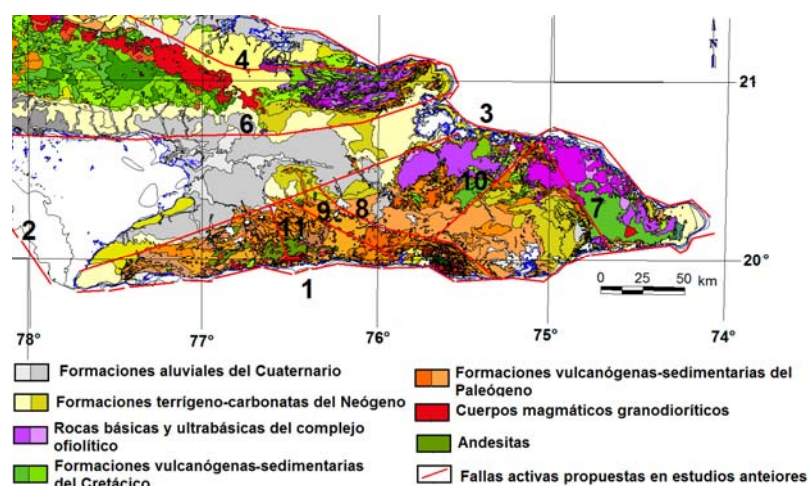


Figura 4. Mapa geológico de la región de estudio con las fallas activas propuestas según la tabla 1.

Aunque no debe considerarse sinónimo falla activa con zona sismogeneradora por lo general una zona sismogeneradora corresponde a una falla activa con la única diferencia que se le ha añadido un ancho que se supone es la proyección de la zona sismoactiva de la falla en superficie. En la tabla I resumimos



las fallas activas y/o zonas sismogeneradoras consideradas en estudios anteriores. En la figura 4 se muestran las fallas resumidas en la tabla 1 sobre el mapa geológico de la región de estudio.

Tabla I. Fallas propuestas en estudios sismotectónicos anteriores.

	Nombres utilizados para cada una de las fallas propuestas	Orbera et al. (1998)	Babaiev et al. (1999)	Cotilla et al. (2007)
1	Oriente/ Bartlett - Caimán/ Sierra Maestra	Lateral,vertical	Lateral,vertical	De rumbo
2	Sur Cubana			Normal
3	Norte Cubana/Sabana	Vertical	Normal	Normal, inversa,vertical
4	Cubitas	Vertical		Normal,inversa
5	Cauto - Nipe/Oriente	Lateral,vertical	Normal	De rumbo
6	Cauto - Norte / Holguín/ Banes - Guayabal	Lateral,vertical	Flexo-disyuntiva	
7	Purial			?
8	Baconao/Palma		Normal	Normal,inversa, de rumbo
9	Santiago- Bayamo	x		
10	Moa - Santiago	Lateral,vertical		
11	Bayamita/Bayamo			

MATERIALES Y METODOS

Para la realización de este trabajo utilizamos datos de epicentros de terremotos, de geodesia de alta precisión, el modelo digital del terreno y la imagen de satélite ASTER.

Considerando las etapas de registro sísmico en el territorio de Cuba utilizamos un catálogo del período de registro analógico publicado por el Centro Nacional de Investigaciones de Cuba y el Centro de Física Teórica de Trieste (Álvarez et al., 1999). Del período de registro digital (1998-actual) hicimos una selección de los terremotos registrados de 1998 al 2010 por 3 ó más estaciones con el objetivo de evitar grandes errores de localización. Ambos catálogos se grafican en la figura 5.

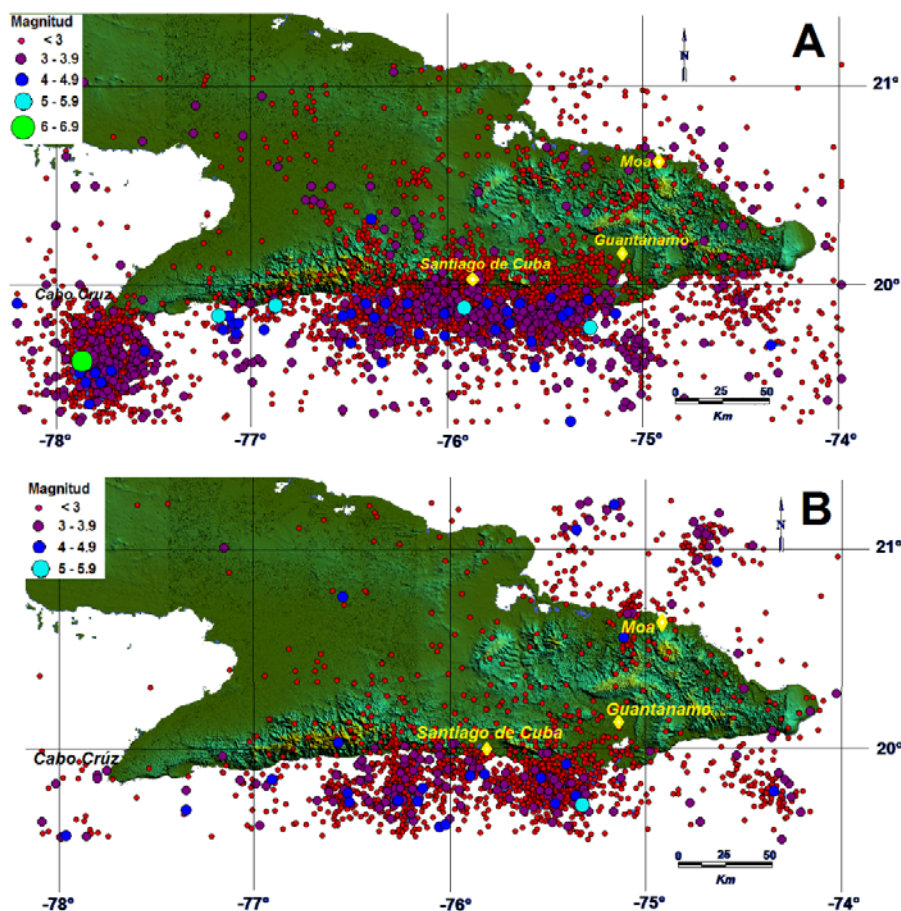


Figura 5. Epicentros de terremotos registrados instrumentalmente desde el año 1967 hasta el año 1995 (Álvarez et al., 1999). Epicentros de terremotos registrados instrumentalmente desde el año 1998 hasta el año 2010 registrados por tres o más estaciones.

El análisis de la sismicidad fue realizado mediante comparaciones entre la zona límite de placas y la zona denominada de interior de placas que se corresponde con la mayor parte del territorio emergido de la región de estudio. Estas comparaciones fueron realizadas utilizando el parámetro b de la relación Gutenberg-Richter, el número de terremotos y el momento sísmico con el objetivo de determinar la relación entre la sismicidad de ambas zonas y conocer en qué medida las fallas anteriormente propuestas son en realidad sismogénicas o no. Todo el procesamiento de los datos sísmicos fue realizado en el Zmap de Matlab. Adicionalmente se realizaron gráficos de hipocentros en 3D, magnitud vs tiempo y cortes longitudinales y latitudinales de la profundidad de los hipocentros que ayudaron a precisar la relación de los sismos registrados con las fallas propuestas anteriormente.

Para el análisis de los movimientos verticales de la corteza terrestre en la región de estudio se utilizaron en total datos de 1645 puntos geodésicos situados en 16 líneas de primer orden, 17 líneas de segundo orden, las cuales forman una red densa que cubre gran parte del área de estudio.

Las mediciones de campo se realizaron con el método de Coincidencia o Método Soviético, según las normas establecidas por el Instituto Cubano de Geodesia y Cartografía (ICGC) en el año 1984.



Nuestro trabajo consistió en analizar en cada línea los desniveles verticales que son interpretados como posibles zonas de fallas por representar cambios del régimen o tendencia de dirección de movimiento, ya sea de ascenso o descenso, como se observa en la figura 6. Los números situados sobre cada punto indican el desplazamiento en sentido vertical en mm experimentado por cada punto relativo a un punto inicial de referencia.

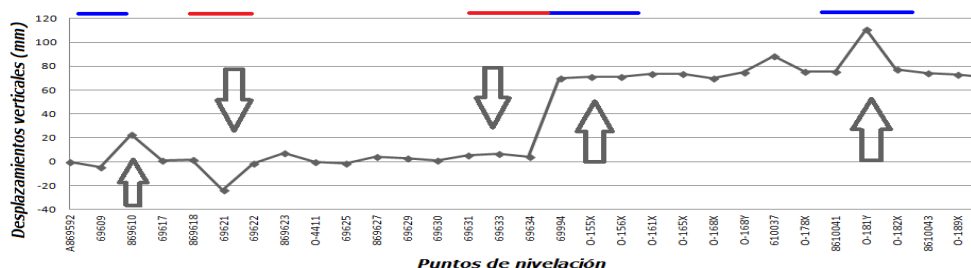


Figura 6. Segmento de un gráfico de los desplazamientos verticales de una línea de primer orden. Se señala con una flecha el punto de inflexión, que marca el sitio de una posible zona de deformación del terreno en sentido positivo (azul) o negativo (rojo) y de una posible falla y/o límite de bloque (ambos rojo-azul).

Para nuestro análisis de determinación de las zonas de posible debilidad tectónica utilizamos los datos de los desplazamientos verticales de cada línea por separado debido a que cada línea tiene su punto 'cero' de partida al cual se 'amarra' toda la nivelación de la línea o sea, el punto inicial se considera fijo. En otros estudios (Marqués, 1999, Cabrera et al., 2007). Se han ajustado las nivelaciones de todas la líneas a un punto común amarrado a su vez a un mareógrafo para darle de alguna medida un carácter absoluto a los valores de ascenso o descenso de los bloques o puntos de la línea, por Marqués (1999) tomó el punto geodésico 013 como punto de referencia para toda la región oriental de Cuba.

Después de realizado el análisis de la correlación entre la sismicidad y la geodesia con las fallas propuestas anteriormente consideramos que la sismicidad registrada en la zona interior de placas se debe a posibles zonas de fracturas y/o pequeñas fallas causadas por el régimen geodinámico imperante. Por tal motivo nos dimos a la tarea de trazar las posibles rupturas o fallas por medio del modelo digital del terreno a escala 1:25 000 y la imagen de satélite ASTER con los taludes sombreados, con el objetivo de ver en qué medida estas pudieran estar relacionadas con la sismicidad registrada en el territorio emergido. El mapa con el trazado de las fracturas o fallas fue utilizado como base para proponer un nuevo modelo sismotectónico del territorio estudiado.

ANÁLISIS DE LA SISMICIDAD DEL TERRITORIO EMERGIDO

Con el objetivo de validar o invalidar los modelos de zonas sismogénicas analizamos la relación entre la sismicidad propiamente del límite de placas y la del interior de placas correspondiente al territorio emergido o sismicidad del interior de placas. Con este objetivo dividimos el área de estudio en Zona Sur (ZS) que abarca el límite de placas, donde se distribuyen los sismos alineados a la falla Oriente y en la Zona Norte (ZN), que abarca la zona del interior de las placas donde la sismicidad no mantiene un patrón determinado. Dentro de la Zona Sur diferenciamos a la Zona Sur 2 (ZS2) que abarca la zona de Cabo Cruz y la Zona Sur 1 que abarca el resto de la zona límite de placas (fig. 7).

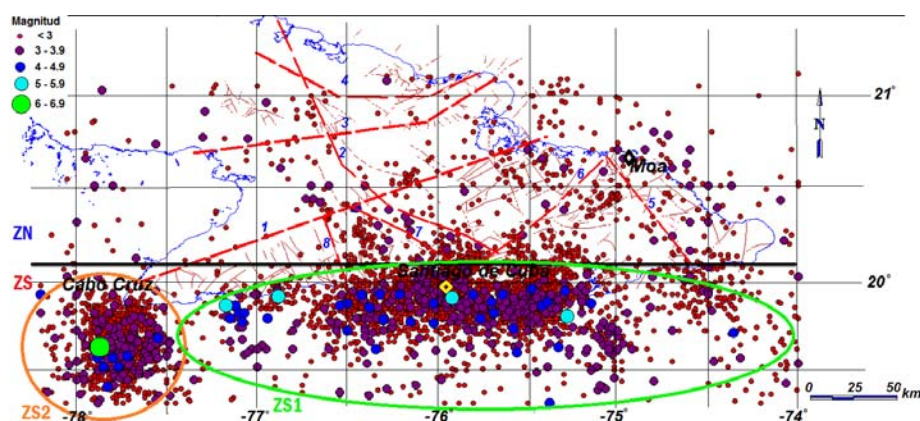


Figura 7. Sismos registrados en el área de estudio entre 1967 y 1995. Se incluyen las fallas activas propuestas en estudios anteriores situadas en el territorio emergido (tabla 2) y las zonas seleccionadas para evaluar la sismicidad. ZS: Zona Sur (límite de placas) ZN: Zona Norte (interior de Placas) ZS2: Zona Cabo Cruz (para el catálogo 1967-1995).

Inicialmente se realizó una comparación del número de sismos registrados para el período 1967-1995 y el parámetro b de la relación Gutenberg - Richter en la zona norte y la zona sur. La zona sur presenta un número anómalo relacionado con la sismicidad ocurrida en la zona de Cabo Cruz en el año 1992. Cuando eliminamos esta zona se observa una buena relación entre los sismos de la zona sur (límite de placas) y la zona norte (interior de placas) como se observa en la figura 8.

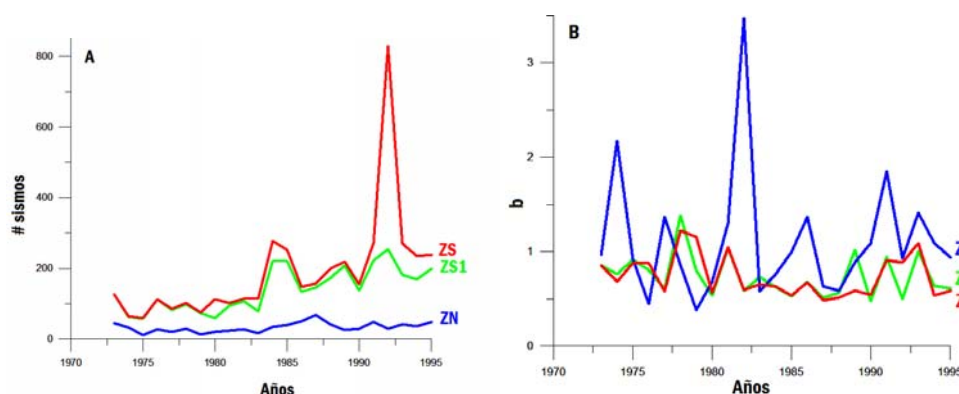


Figura 8. (A) Comparación del número de terremotos y (B) el parámetro b entre la Zona Sur, Norte y la Zona Sur 1.

Este análisis nos permite considerar que la sismicidad de la zona norte, es un reflejo de la liberación de energía de las tensiones que se producen en la zona límite de placas y no a fallas activas, con una actividad sísmica propia e independiente de la zona límite de placas. La sismicidad relacionada al sismo de 6.9 del 25 de mayo de 1992 en Cabo Cruz no tuvo prácticamente ningún reflejo hacia el norte del área. Dentro de esta misma tesis se ha mencionado, que esta sismicidad ocurrida de manera muy local tuvo un período de brecha sísmica previa al sismo principal sin afectar tampoco a la sismicidad del resto de la zona sur correspondiente al límite de placas.

Mediante la determinación del momento sísmico acumulado para cada una de las zonas también se pudo observar (fig. 9), que la liberación de energía es menor en la zona norte (ZN) que en la zona sur 1 (ZS1) y que además están 'ligadas' temporalmente. Es decir que la liberación de energía en la zona norte es una consecuencia de las deformaciones que ocurren en la ZS1, relacionada al límite de placa.



También se observa que en la zona sur (ZS) presenta su máxima liberación energética vinculada a la ocurrencia del sismo de Cabo Cruz de 6.9 de Magnitud. (ZS2).

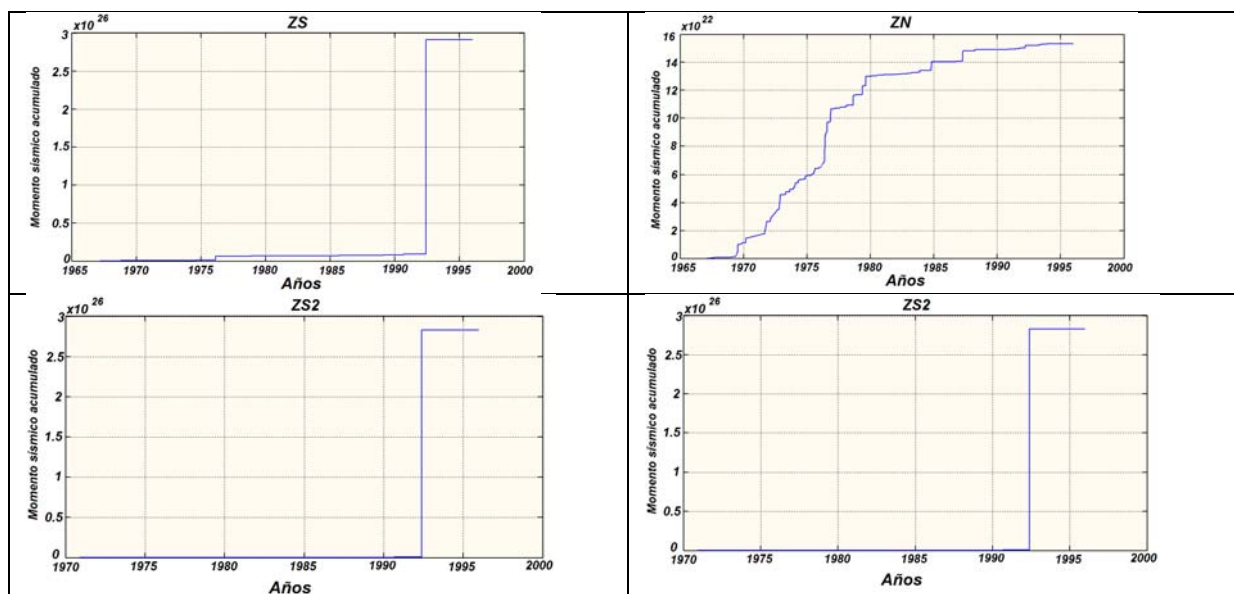


Figura 9. Comparación del momento sísmico acumulado para cada una de las zonas de la figura 35. Se observa que la liberación energética de la zona norte (ZN) está vinculada directamente con la liberación energética de la zona sur (ZS) al restarle la zona de Cabo Cruz (ZS2).

A diferencia del período anterior (1965,1995), en el período (1998, 2010) la sismicidad disminuyó considerablemente al suroeste de la región de estudio (Cabo Cruz) y se incrementó en la parte noreste (Moa), donde desde 1998 comenzó una actividad sísmica significativa con la ocurrencia de un sismo de magnitud 4.3 (ML) y una intensidad máxima de VI en la escala MSK. En la figura 7 se observa con mayor claridad la concentración de epicentros en la zona noreste de la región oriental, entre los 21. 00° N y 21.20° N. Esta zona ha continuado con baja sismicidad durante el resto del período analizado.

Durante este período (1998-2010) se registraron dos eventos sísmicos significativos, el primero de ellos ocurrido el 30/9/2000 con una magnitud de 4.9 ML al sur de la ciudad de Santiago de Cuba. Previo a la ocurrencia de este evento no se observa ningún cambio significativo de la sismicidad, por el contrario se manifiesta una disminución importante del número de sismos. El otro evento sísmico significativo registrado en este período fue el ocurrido el 20 de marzo del 2010 (posterior al terremoto de Haití) con un magnitud de 5.5 (ML) y una intensidad máxima de VI en la escala MSK.

Para el catálogo 199-2010 también buscamos elementos que indiquen o demuestren que la sismicidad del interior de placas (ZN) es consecuencia de la sismicidad que ocurre en la zona límite de placas (ZS). También es de nuestro interés comprobar que la sismicidad de la Zona de Moa es también una sismicidad relacionada a la zona de Fallas del Norte de la Española y que es independiente a la sismicidad del interior de placas. Para realizar este análisis también dividimos el área de estudio en diferentes zonas: Zona Sur (ZS), que incluye a toda la zona límite de placas, a la Zona Norte (ZN) que abarca toda la zona al norte del límite de placas y dentro de esta a la Zona Norte 1 que corresponde a la región de Moa que se caracterizó por presentar una sismicidad significativa a partir del año 1998 (fig.10).

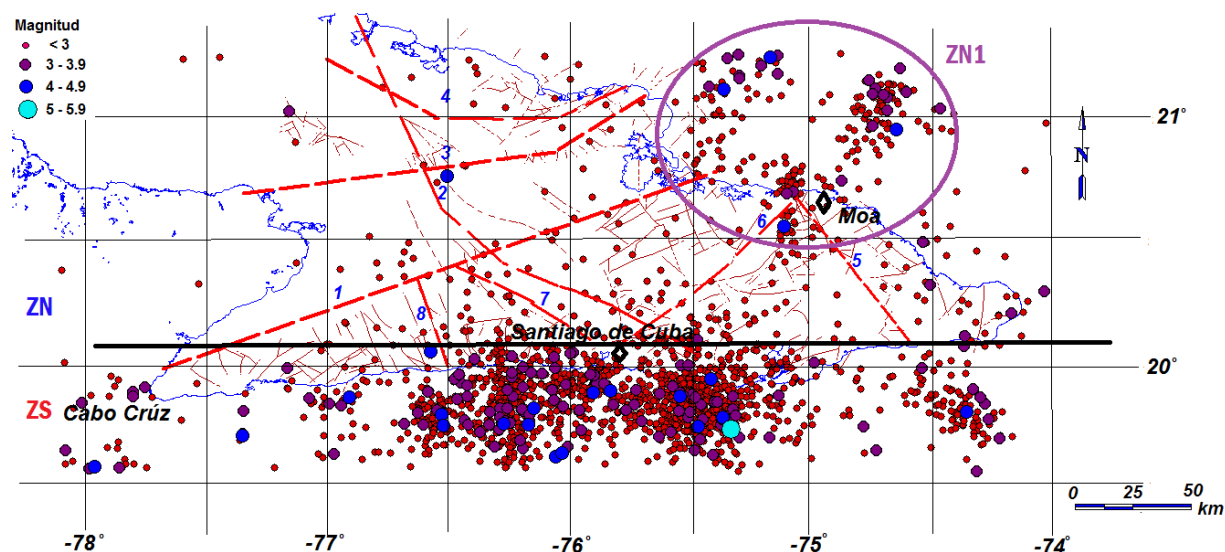


Figura 10. Sismos registrados en el área de estudio entre 1998 y 2010, donde se incluyen las fallas activas propuestas en estudios previos en el territorio emergido y las zonas seleccionadas para evaluar la sismicidad. ZS: Zona Sur (límite de placas) ZN: Zona Norte (interior de Placas), ZN1: Zona Norte 1 (Moa) para el catálogo 1998-2010.

En la figura 11A y 11B se representa el número de sismos registrados entre 1998 y 2010 en las diferentes zonas. Como se observa en la figura 48B, la sismicidad iniciada en diciembre de 1998 en la región de Moa continuó durante 1999 involucrando a toda el área con un incremento de la cantidad de sismos durante este año. Aunque hubo una disminución a inicios del 2000, la misma aumentó posteriormente en la ZS hasta el 2004. En la ZN en general se mantuvo con pequeños incrementos y decrementos.

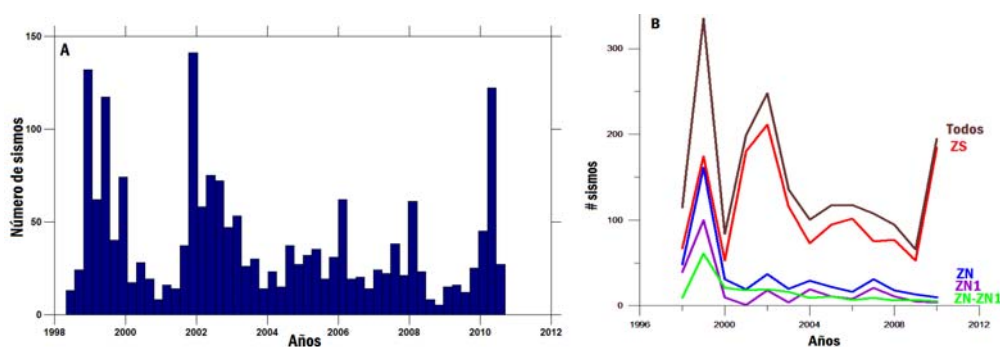


Figura 11. A) Histograma del número de sismos registrados en toda el área. B) Gráfico con el número de sismos para las diferentes zonas en que dividimos el área de estudio (B).

Cuando se determina el parámetro b por año para cada una de estas zonas se observa que la actividad sísmica se comporta muy similar hasta el año 2008. En los años siguientes disminuye la sismicidad notablemente en la zona norte con sólo 13 sismos registrados en el 2009 y 10 en el 2010, lo cual altera el parámetro b (fig.12).

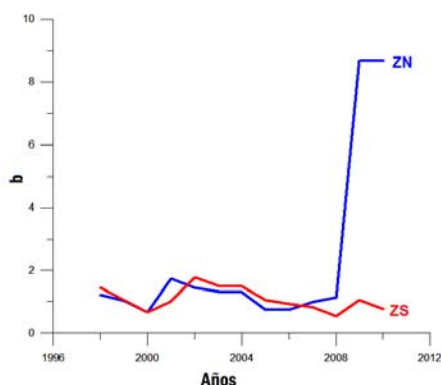


Figura 12. Comparación del parámetro b de la relación Gutenberg - Richter de la de la zona norte y la zona sur por años.

Al elaborar los gráficos del momento sísmico acumulado para las diferentes zonas en que dividimos el catálogo de 1998-2010 (fig.13), nos damos cuenta de que la zona que pudiéramos llamar del interior de placas, está más vinculada en este período a la zona de Moa (ZN1) que a la zona sur (ZS). En este sentido se nota la relación de la energía liberada en estas dos zonas en el 2000, posterior a las series de terremotos de Moa iniciada en diciembre de 1998 y que continuó en 1999. En cambio no se observa ninguna influencia del sismo de marzo del 2010 en la zona del interior de placas.

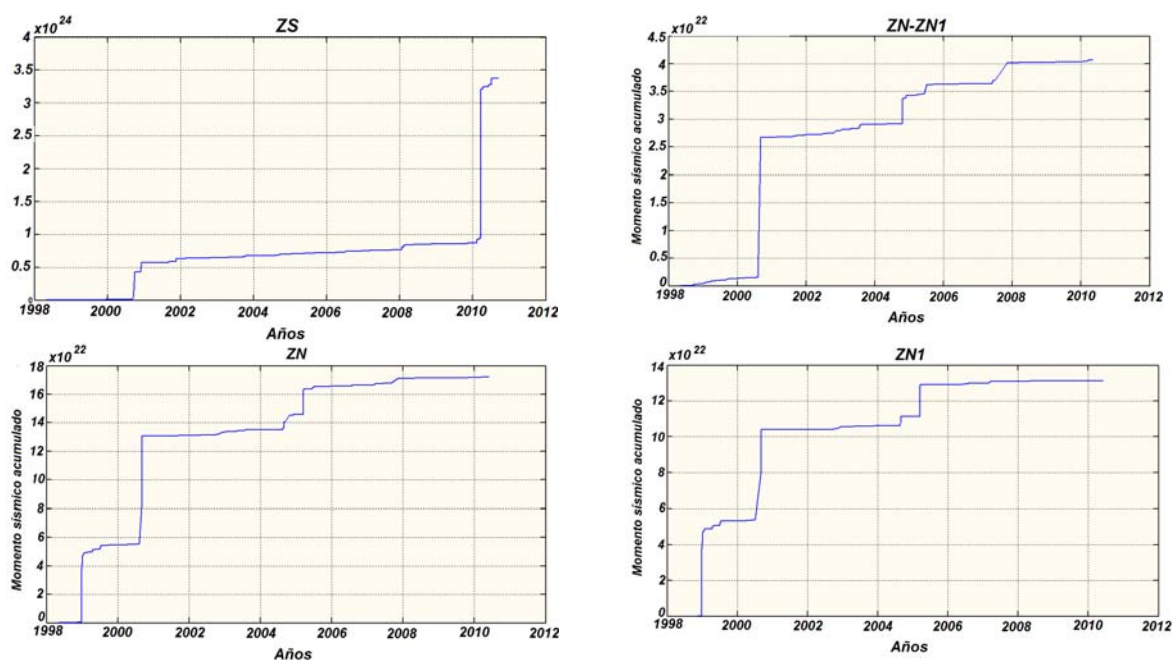


Figura 13. Comparación del momento sísmico acumulado para cada una de las zonas de la figura 23. Se observa que la liberación energética de la zona norte eliminando la zona de Moa (ZN-ZN1) tiene una relación espacial con la zona de Moa (ZN1) propiamente.

Para este período del 1998 al 2010, la liberación energética comienza por la región situada al noreste de la localidad de Moa con el sismo del 28 de diciembre de 1998 con una magnitud de 4.3 (ML) y continúa con algunos sismos que no superan los 4.2 de magnitud. Esto evidencia que la sismicidad registrada en el territorio emergido es consecuencia directa de la acumulación y liberación de esfuerzos generados en la zona de falla del Norte de La Española.



Al realizar un análisis de la sismicidad filtrando la sismicidad de fondo, en nuestro caso sismos menores a 4 de magnitud (fig. 14 A), se observa que los sismos de magnitud mayor o igual a 4 son muy pocos en unos 40 años de registro sísmico instrumental, lo cual pone en evidencia que las posibles fallas activas son de muy pocos kilómetros de longitud reflejándose en pequeñas series de terremotos dispersas en todo el territorio emergido.

Por otra parte, cuando analizamos las magnitudes máximas registradas en la zona de interior de placas y las relacionamos a la longitud de ruptura podemos ver que estas rupturas son de aproximadamente un kilómetro. Los terremotos con magnitudes iguales a 4 se relacionan a fallas con una longitud de 1 km y un desplazamiento promedio de un centímetro (Kanamori et al., 1975).

Estos resultados nos demuestran que la sismicidad que se registra en el territorio emergido no se debe a las fallas consideradas como zonas sismogeneradoras por previos autores, sino más bien a pequeñas rupturas o fallas superficiales resultantes del régimen geodinámico imperante en esta región desde el Eoceno Medio.

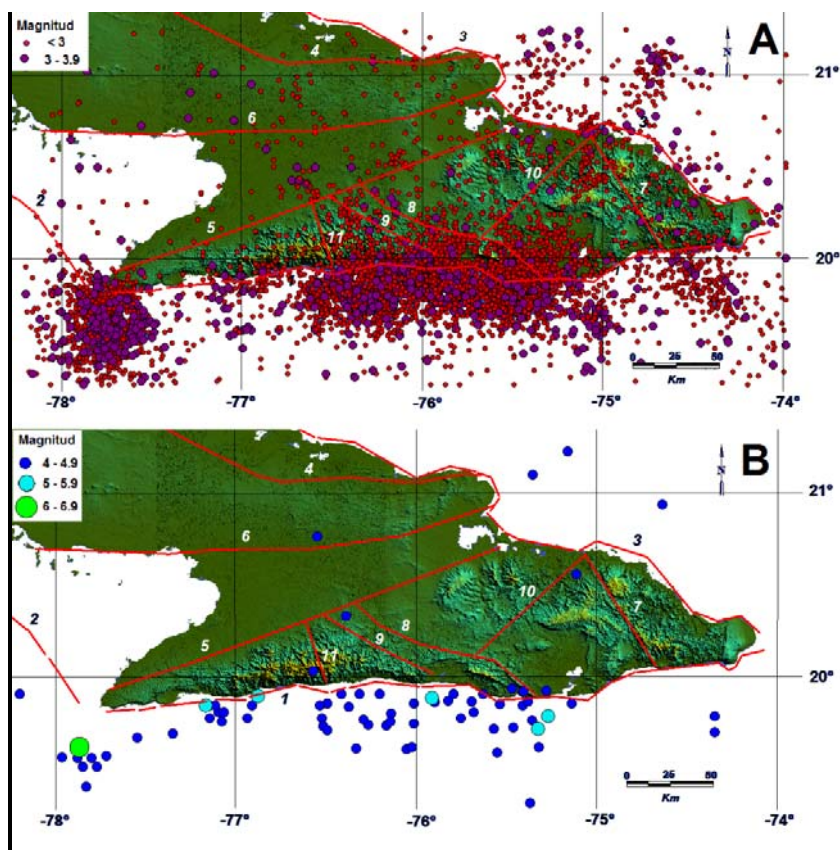


Figura 14. A) Sismicidad de fondo registrada instrumentalmente entre 1967-1995 y 1998-2010 B) Sismos mayores a 4 de magnitud entre 1967-1995 y 1998-2010 (Álvarez et al. 1999; Catálogo sismológico CENAI 1998-2008). Los números se corresponden con las fallas listadas en la tabla 2.



POSIBLES ZONAS DE FRACTURAS Y FALLAS MEDIANTE SATÉLITE Y MDT Y SU RELACIÓN CON LOS HIPOCENTROS DE LOS TERREMOTOS

Como resultado de este análisis obtuvimos varias direcciones de fracturas y/o segmentos de fallas que dan una explicación mucho más congruente a la sismicidad que se registra en este territorio. Se destacan direcciones de alineamientos característicos para cada zona, que corresponden con los elementos estructurales y tectónicas principales. Para la región de la Sierra Maestra se manifiestan varias direcciones de fracturamiento o fallamiento que se pueden relacionar con cada etapa de evolución geológica de este territorio, lo cual ya había sido mencionado anteriormente por Rojas et al. (2006). Una dirección de fracturamiento radial con centro en las inmediaciones de la fosa de Oriente y que pudiera estar relacionado con los procesos de ruptura y apertura de esta fosa al formarse la falla Oriente. Otra dirección de fracturamiento sub-latitudinal conjugado SSW-NE y NW-SSE más reciente y que es coherente con el modelo de Riedel para fallas de movimiento strike-slip izquierdo.

Para el macizo Mayarí Moa-Baracoa existe un predominio de las direcciones conjugadas NE-SW y NW-SE que pueden estar relacionadas con los esfuerzos compresivos que ejerce la placa de Norteamérica por medio de la falla Norte de la Española (Núñez et al., 2003). En ambos casos, tanto las estructuras recientes como las heredadas (reactivadas actualmente), pueden generar sismicidad de baja energía, como la que mencionamos anteriormente.

Cuando superponemos el mapa obtenido de fallas o fracturas obtenido con los epicentros de los terremotos, se observa una buena correspondencia entre ambos (fig. 15). Si tenemos en cuenta el análisis realizado en el capítulo de sismotectónica de que la sismicidad se produce en el territorio emergido preferentemente en pequeñas fallas llegamos a la conclusión de que este mapa de fracturas y fallas explica mejor que los modelos anteriores las características tectónicas relacionada con la liberación de energía en la actualidad y que los mapas de fallas activas anteriormente elaborados no corresponden con la sismicidad que se registra en esta región.

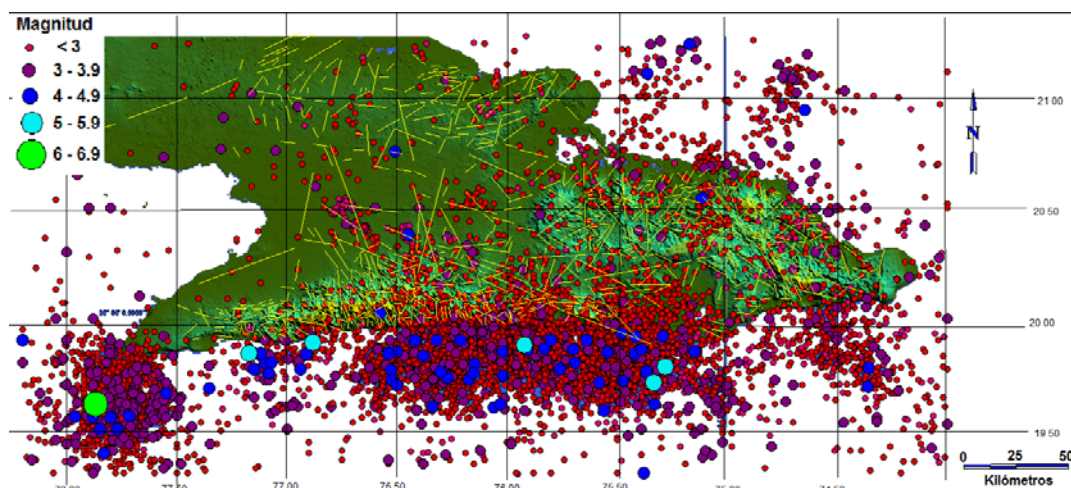


Figura 15. Fallas y fracturas trazadas a partir de la imagen ASTER con el modelo digital del terreno en el territorio emergido y los epicentros de los terremotos.



ANÁLISIS DE LOS MOVIMIENTOS VERTICALES RECIENTES DE LA CORTEZA TERRESTRE (MVRCT)

Las anomalías geodésicas de alta precisión que reflejan los movimientos seculares o lentos de la corteza terrestre determinados en cada línea de nivelación fueron llevados a una capa georeferenciada para su correlación con las fallas propuestas anteriormente.

En sentido general, las anomalías geodésicas se manifiestan en prácticamente toda el área de estudio, como reflejo de las deformaciones de la corteza derivadas de los esfuerzos a que está sometida esta región. En la figura 16 A y 16 B se representan con un segmento de línea amarilla los sitios que se pueden interpretar como zona de fallas. En la 16 A se representan además las fallas propuestas por estudios anteriores y en la 16 B las fallas determinadas por medio de la interpretación de la imagen ASTER con los taludes sombreados y el modelo digital del terreno a escala 1: 25:000. Estos sitios no necesariamente coinciden con las zonas de fallas propuestas en estudios anteriores ni tampoco con los límites de los principales macizos montañosos.

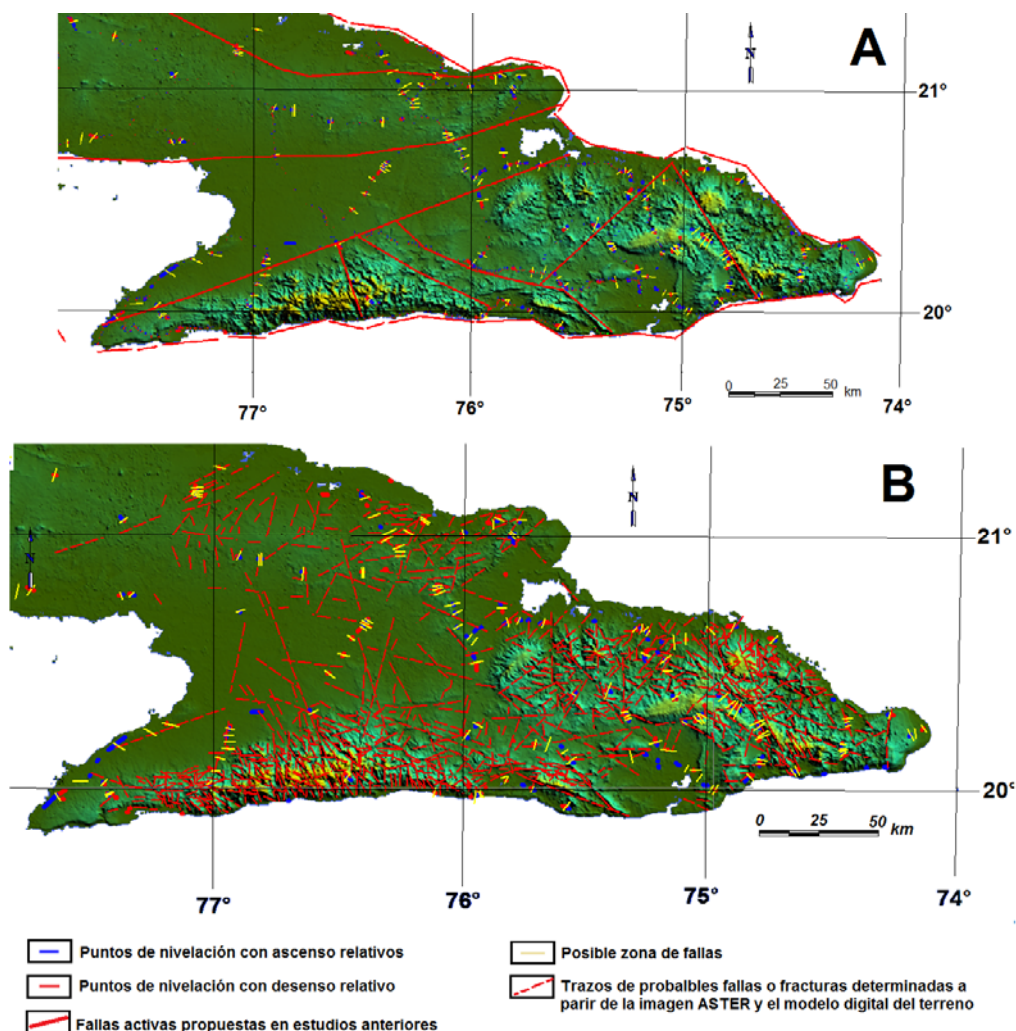


Figura 16. Sitios que pueden interpretarse como posibles zonas de fallas a partir de las mediciones geodésicas (con trazos amarillos). A) Con el modelo de fallas activas propuestas anteriormente. B) Con los trazos de posibles fallas o fracturas determinadas mediante la imagen ASTER y el modelo digital del terreno.



MODELO SISMOTECTONICO DE LA REGION ORIENTAL DE CUBA

Como resultado del análisis de la sismicidad, conjuntamente con la revisión de la manifestación de las fallas activas propuestas anteriormente en los puntos de nivelación geodésica, consideramos que la sismicidad que ocurre dentro del territorio emergido está relacionada a pequeñas fallas o fracturas. Dado el contexto geodinámico imperante en la región los sismos de mayor energía ocurren en las zonas de fallas Oriente y Norte de La Española y en menor medida en la parte central del área, más alejada de las zonas de fallas principales, por tanto no hay sismos de interior de placas sino asociados a límites de placas.

Los rangos de magnitudes registradas en el territorio emergido que no superan los 4.3 indican la presencia de fallas de muy pocos kilómetros de longitud, lo cual es coherente con los trazos de posibles fallas y fracturas determinadas por medio de la imagen ASTER y el modelo digital del terreno.

Este trabajo permite demostrar que los criterios utilizados por diferentes especialistas (Cotilla et al, 1991a1991b1991c), (Cotilla, 1998) (Cotilla et al, 2001), Orbera, 1987), (Babayev et al, 1989). para el trazado de fallas activas relacionados a movimientos neotectónicos verticales no es totalmente válido para la determinación de fallas activas en zonas cercanas a límites de placas donde los movimientos predominantes son fundamentalmente horizontales. En este sentido consideramos que tampoco son válidos los criterios utilizados por (Cotilla et al., 1991a1991b1991c), (Cotilla 1998) (Cotilla et al. 2001), (Orbera, 1987) para asignar la magnitud máxima a las zonas sismogénicas por medio del denominado gradiente neotectónico.

Los posibles alineamientos de terremotos observados al mapificar determinados catálogos o partes de catálogos de sismos en las zonas de influencia de las principales fallas (falla Oriente y falla Norte de la Española) pueden ser nuevas zonas de rupturas y/o extensión de fallas secundarias ya existentes, como se observa al este y sur del territorio emergido.

En este trabajo se propone un modelo sismotectónico que está en correspondencia con el régimen tectónico vigente en la actualidad (fig. 17), en este sentido se considera por primera vez para este territorio la dinámica imperante como consecuencia de los esfuerzos y deformaciones derivados del desplazamiento hacia el Este de la placa de Norteamérica y del contacto con la microplaca de Gonave por medio de la falla transformante Oriente.

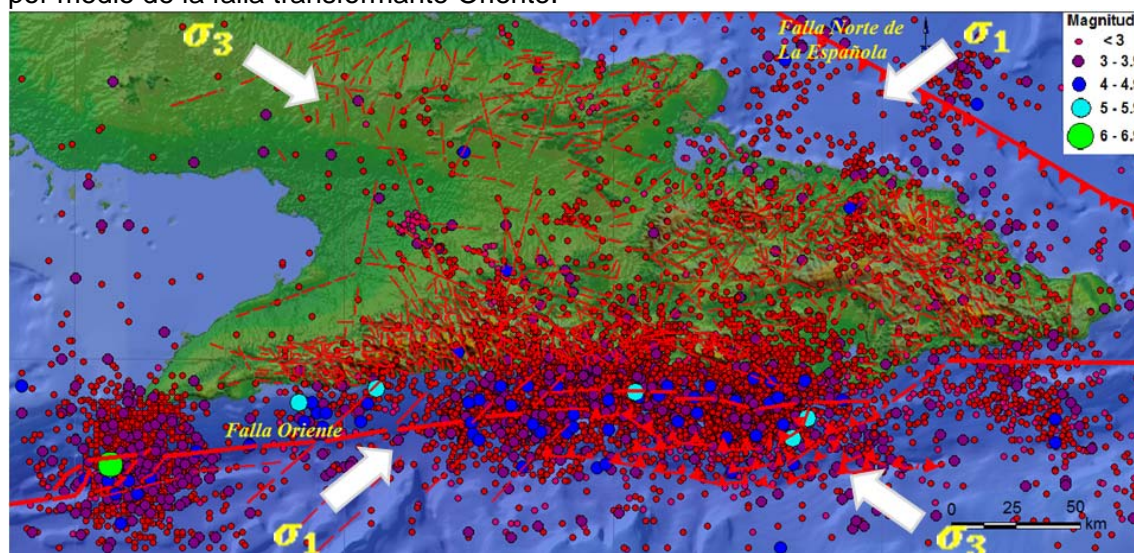


Figura 17. Modelo sismotectónico para la región oriental de Cuba.

El modelo sismotectónico propuesto es un punto de partida para nuevos análisis de la sismicidad y la determinación del peligro sísmico del área emergida de la región oriental de Cuba por cuanto solo considera como fallas potencialmente sismogénicas a la falla Oriente que constituye el ya mencionado límite de placas y a la falla Norte de la Española.



BIBLIOGRAFIA

- Álvarez, J.L. y Bune, V. I. 1985. A computer program for Seismic Hazard Estimation. Proceedings of the 3rd International Symposium on the Analysis of Seismicity and Seismic Risk, Liblice Castle, Czechoslovakia, pp. 432 - 439.
- Álvarez, L. Chuy, T. y Cotilla, M. 1991 Peligrosidad sísmica de Cuba. Una aproximación a la regionalización sísmica del territorio nacional. *Revista Geofísica* No 35, pp.125-150.
- Álvarez, J.L. 1995. *Sacudida. Versión 2.0. Un Programa para la estimación de la Peligrosidad Sísmica*. Editorial Academia, La Habana, 59 p.
- Álvarez, L., Chuy, T., García, J., Moreno, B., Álvarez, H., Blanco, M., Expósito, O., González, O., Fernández, A.I. 1999 an earthquake catalogue of cuba and neighbouring areas. ICTP internal report ic/ir/99/1, Miramare, Trieste, Italy, 60 p.
- Arango, E.D. 1996. Geodinámica de la región de Santiago de Cuba en el límite de las placas de Norteamérica y el Caribe. M.Sc. thesis, National Polytechnic Institute of Mexico. 110 p.
- Arango, et al 2009. Análisis geodinámico y sismotectónico del extremo oriental de Cuba. *Acta GGM Debrecina*. Vol 4, pp 43-52.
- Babaiev, A. M, Orbera L. 1989. Estudios e investigaciones ingenieriles integrales para la selección del punto y el área de la Central Electronuclear. Tomo I Trabajos sismológicos. Informe sobre las investigaciones geólogo-tectónicas del territorio de Cuba oriental y de la región de ubicación de los puntos 2 y 10 de la CEN-Holguín. Libro 3, parte 1/2. Informe Técnicos. Archivos Ministerio de la Industria Básica. Cuba. 214 p.
- Burke, K., Cooper, C., Dewey, J.F., Mann, P., Pindell, J.L., 1984. Caribbean tectonics and relative plate motions. In: Bonini, W., Hargraves, R.B., Shagam, R. (Eds.), *The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics*. *Geol. Soc. Am. Mem.* 162, pp 31-63.
- Calais, E. 1988: Aspect structural d une limite de plaques en coulissage: La frotenière Nord-Caraibe de Cuba á Hispaniola (Grandes Antilles). *Diplome d'études approfondies a l'Université de Bretagne Occidentale*. *Archivo CENAI*S, 118 p.
- Calais, E., Lépinay, M. 1989. Géométrie et régime tectonique le long d une limite de plaques en coulissage: la frontière nord-Caraibe de Cuba á Hispaniola, Grandes Antilles. *Géodynamique*. *C R. Acad. Sci. Paris*, t. 308, serie II, pp 131-135.
- Calais, E., Lépinay, M. 1993. Semiquantitative modeling of strain and kinematics along the Caribbean/North America strike-slip plate boundary zone. *Tectonophysics, J. Geophys. Res.* Vol. 98. N B 5, pp. 8 293 - 8 308.
- Calais, E., Perrot, J. and Mercier de Lepinay, B., 1998. Strike-slip tectonics and seismicity along the northern Caribbean plate boundary from Cuba to Hispaniola. In *Active Strike-Slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone*. *Geol. Soc. Am., Special Paper* 326 p.
- Calais, E., Mazabraud Y., Lépinay, B. M., Mann, P., Mattioli G. and Jansma P., 2002. Strain partitioning and fault slip rates in the northeastern Caribbean from GPS measurements. *Geophysical Research Letters*, 29 (18), 1856 p.
- Calais, E., Han, J. Y., Demets, C. and Nocquet, J. M., 2006. Deformation of the North American plate interior from a decade of continuous GPS measurements. *Journal of Geophysical Research*, 111, B06402.
- Cotilla, M., Franzke HJ., Pilarski, J., Portuondo O., L. Álvarez L 1991a. Mapa de alineamientos y nudos principales de Cuba, escala 1:1 000 000. *Revista Geofísica*, No 35, jul- dic. Instituto Panamericano de Geografía e Historia. pp 53-112.
- Cotilla, M., P. Bankwitz, A. Franzke, Cordoba. D. 1991b. Seismicity and seismoactive faults of Cuba. *ScienceDirec. Rusian Geology and Geophysics* 48. pp 5065-522.
- Cotilla, M., P. Bankwitz, A. Franzke, L. Álvarez, E. González, J. Díaz, G. Gruenthal, J. Pilarski, and F. Arteaga 1991c. Mapa sismotectónico de Cuba Escala 1:1000000, *Comunicaciones Científicas sobre Geofísica y Astronomía* 23, pp 1-49.
- Cotilla, M., Bankwitz, P., Franzke, H.J., Álvarez, L., González, E., Diaz, J.L.,Grunthal, G., Pilarski, J., Arteaga, F., 1996. Una valoración sismotectónica de Cuba, *Revista Geofísica*. IPGH. No 45. pp 145-179.
- Cotilla, M. O. 1998. An overview on the seismicity of Cuba, *J. Seism.* 2, pp 323-335.
- Cotilla, M., and L. Alvarez 2001. Seismogenic regularities of the Cuban western sismotectonic unit, *Geol. J. Chile* 28, pp 3-24.
- DeMets Ch. 1990. Earthquake slip vectors and estimates of present-day plate motions. *Journal of geophysical Research*, Vol. 98, No. B4, pp. 6703-6714.



- DeMets Ch. 2001. A new estimate for present-day Cocos-Caribbean plate motion: Implications for slip along the Central American volcanic arc. *Geophysical Research Letters*.
- Deng J, y Sykes L. (1995): Determination of Euler polo for comtemporany relative motion of Caribbean and North American plates using slip vectors of interplate earthquakes. *Tectonics*. Vol. 14, No 1, pp. 39 - 53.
- Farina, F. Calais, E. DeMets, C. Dixon, T. Jansma, P., Mann, P. 1995. GPS measurements across thenorthern Caribbean plate boundary zone: Preliminary results, *Eos Trans. AGU*, 76, N° 17, Spring Meet. Supp. S, 94 p.
- García J. A. 2007. Estimados de peligrosidad sísmica con el error asociado para Cuba, y cálculo de pérdidas para la ciudad de Santiago de Cuba usando técnicas SIG. Tesis presentada en opción al grado científico de Doctor en Ciencias Geofísicas. CENAI, IGA, CITMA. 188 p.
- Heubeck, C. y Mann, P. 1991. Geologic evaluation of plate kinematic models for the North American-Caribbean plate boundary zone. *Tectonophysis*. Vol. 191, pp. 1 - 26.
- Jain V. E. 1971. *Geotectónica General*. Edit. Niedra, Tomo 1, Leningrado, 386 pp.
- Lay, T., Wallace, T. 1995. *Modern Global Seismology*. Academic Press. Inc. USA, 495 p.
- Leroy S., Mauffret, A., Patriat, P. and Mercier de Lepinay, B. 2000. An alternative interpretation of the Cayman trough evolution from a reidentificaton of magnetic anomalies. *Geophysical Journal International*, 141, pp 539-557.
- Lundgren P. R., Russo R.M.1996. Finite element modelling of crustal deformation in the North America-Caribbean plate boundary zone. - *Journal of Geophysical Research*, v. 101, No B5, pp 11317-11327.
- Mann, P. Taylor, F. Edwards, R. y Ku, T-L. 1995. Actively evolving microplate formation by oblique collision and side-ways motion along strike-slip faults: An example from the northeastern Caribbean plate margin. *Tectonophysics*. Vol. 246, pp. 1-69.
- Mann, P., E. Calais., V. Huerfano 2004. Earthquake shakes big bend region of North AmericaCaribbean boundary zone, *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, 85, 24 p.
- Marqués. M. Elena. 1999. Caracterización de la geodinámica reciente de Cuba oriental según los datos de la nivelación reiterada.- Tesis de Doctorado. Archivos Instituto Cubano de Geodesia y cartografía (ICGC),. La Habana, Cuba, 170 p.
- Mörner, N. 1990. Neotectonics and structural geology; general introduction. *Bull. Int. Quat. Ass. Neotect. Comm.* 13, 87 p.
- Muir-Wood, R.M., D.L. Mallard. 1992. When is a fault extinct?. *Journal of the Geological Society of London*, 149: pp 251-255.
- Muir-Wood, R. 1993. From global seismotectonics to global seismic hazard. *Annali di Geifisica. Global seismic hazard assessment program. Istituto Nazionale di Geofisica*. Vol. XXXVI, N 3-4, pp 153 - 168.
- Nikonov, A. A 1979. Movimientos modernos de la corteza terrestre. AC. URSS, Edit. Naúka, Moscú, 183 p.
- Orbera, L. Marquetti, M. Arias, A. López, M. y Crespo, R. 1987. Las investigaciones sismotectónicas y la estabilidad de las construcciones energéticas en Cuba. 1er Congreso Internacional sobre Desastres Naturales. La Habana,. 45 p.
- Orbera, L., Rodríguez. J., Pena, B., Arias, A., Marquetti, M., Lombardero T. 1989. Estudio sismotectónico para el emplazamiento del Complejo Hidroenergético Toa-Duaba Rubio, M. (1985). The assessment of seismic hazard for the Republic of Cuba, in *Proc. 3rd Int. Symp. Analysis of Seismicity and Seismic Risk*, Czechoslovak Academy of Sciences, Prague, pp 424-431.
- Orbera, L., González B. E., Chuy, T., Oro J. 1990. Investigación sísmica en la región de emplazamiento del Centro de Investigaciones Nucleares, Reporte de Investigación, Fondos del CENAI y la SEAN, 344 p.
- Reiter, L. 1990. *Earthquakes Hazard Analysis. Issues and Insights*. Columbia University Press. 254 p.
- Rosencrantz, E.; Mann P. 1991. SeaMARC II mapping of transform faults in the Cayman Trough, Caribbean Sea *Geology* 19(7): pp 690-693
- Slemmons, D.B. 1991. Introduction. En: Slemmons, D.B., E.R. Engdahl, M.D. Zoback y D.D. Blackwell (Eds.), *Neotectonics of North America*. Geological Society of America. The Decade of North American Geology (DNAG), Decade Map Volume, pp. 1-20.
- Zúñiga F., R. y R. R. Castro Escamilla. 2005. The RESNOM seismic catalog and its bearing on the seismicity of northwestern Mexico. *Geofísica Internacional*. 44(2): pp 143-155.
- Wallace, R.E. 1985. *Active Tectonics -impact on society, overview and recommendations*. National Academy of Science, Washington, D.C.