

Evaluación sismotectónica del sureste de Cuba en el contexto geodinámico del norte del Caribe

Lenin Ávila Barrientos^{1*}, Marco A. Pérez Flores², Enrique D. Arango Arias³, José A. Batista Rodríguez⁴

¹CONACYT-CICESE, División Ciencias de la Tierra, Departamento de Sismología.

²Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada, B. C. (CICESE),
División Ciencias de la Tierra, Departamento de Geofísica Aplicada.

³Ministerio de Ciencia Tecnología y Medio Ambiente, Centro Nacional de Investigaciones Sismológicas.
Santiago de Cuba, Cuba

⁴Universidad Autónoma de Coahuila. Escuela Superior de Ingeniería

*lenavila@cicese.mx

Resumen

El actual conocimiento geológico, geofísico y geodinámico de la región sur del archipiélago cubano, requiere actualizar el marco sismotectónico del este de Cuba. En esta investigación, se llevó a cabo un análisis de las características sismotectónicas de la región sureste de Cuba, en donde se presenta el mayor peligro sísmico en el país. La sismicidad intraplaca fue comparada con aquella que ocurre en el límite de placas del sureste de la isla de Cuba. Con imágenes de satélite ASTER y un modelo digital de terreno, se desarrolló un mapa con lineamientos estructurales, los cuales se correlacionan con la sismicidad intraplaca observada. Finalmente, de la evaluación sismotectónica realizada, se considera que la sismicidad intraplaca es debido a la deformación del movimiento absoluto, por la interacción de las placas Norteamericana y la microplaca Gonave. Este análisis sismotectónico da la pauta para actualizar el modelo neotectónico y realizar nuevos estudios de peligro sísmico en el sureste de Cuba.

Palabras clave: Cuba, Imágenes ASTER, Microplaca Gonave, Sismicidad, Sismotectónica.

1. Introducción

El área que involucra este estudio incluye la región sureste del archipiélago cubano (Figura 1). Esta zona es considerada como la de mayor peligro sísmico en el país debido a su cercanía con el límite entre la placa Norteamericana y la microplaca Gonave, donde en los últimos 500 años han sido reportados varios sismos con intensidades que varían de VIII a IX grados (Chuy, 1999) en la escala de Medvedev-Sponhuer-Karnik (MSK; Medvedev y Sponheuer, 1969).

Del actual conocimiento geológico, geofísico y geodinámico de la región sur del archipiélago cubano, se sugiere actualizar las características de las estructuras principales y las posibles

zonas sismogénicas de la región. Con el objetivo de evaluar la sismicidad del sureste de Cuba, se han propuesto varios modelos de las zonas sismogénicas, basados en esquemas de fallas activas y empleando metodologías diferentes (Cotilla et al., 2007; Cotilla y Alvarez, 2001; Cotilla, 1998; Cotilla et al., 1991; Babaev y Orbera, 1989; Orbera et al., 1987). La Tabla 1 muestra un resumen de las fallas activas y zonas sismogénicas consideradas en estudios anteriores, así como la magnitud máxima de los sismos que pueden ocurrir en ellas, de acuerdo con la Comisión Ad Hoc (1991). La Figura 2 muestra la distribución espacial de las fallas.

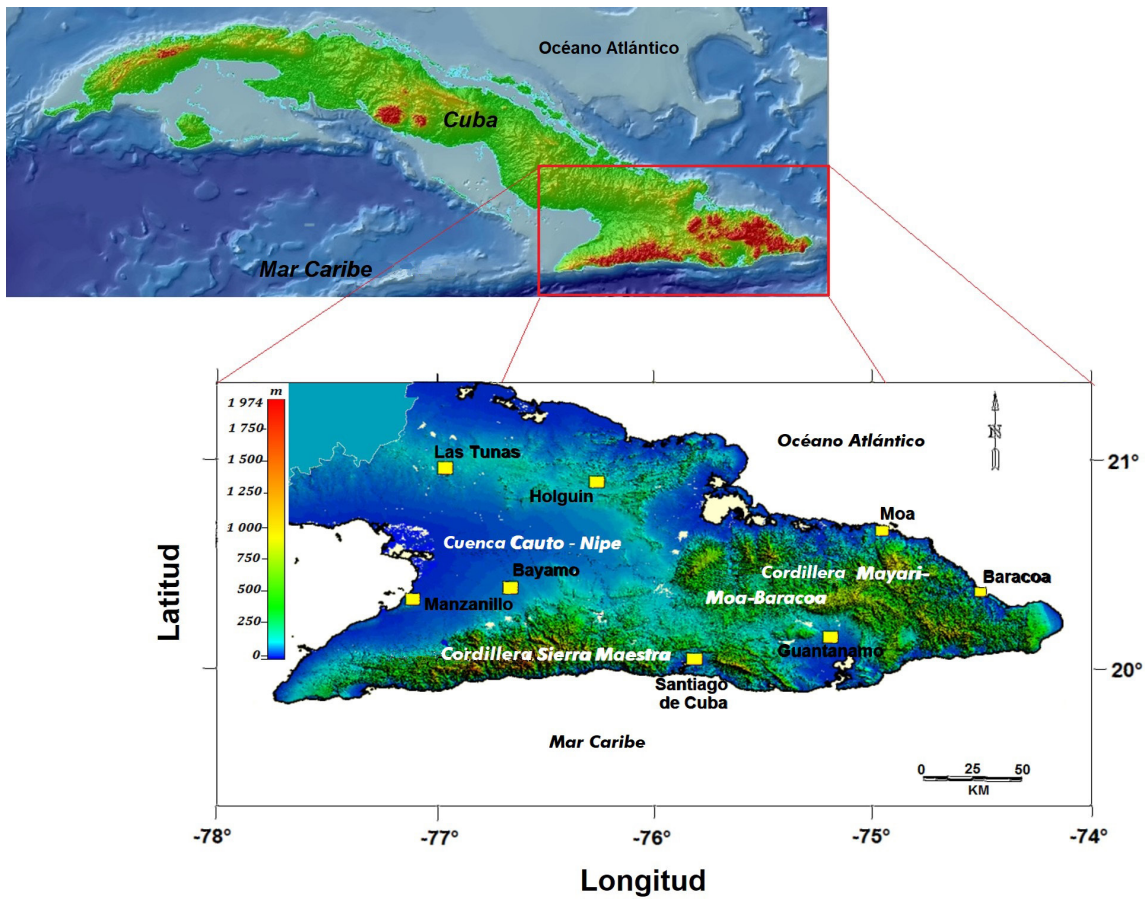


Figura 1. Área de estudio localizada en el sureste de Cuba

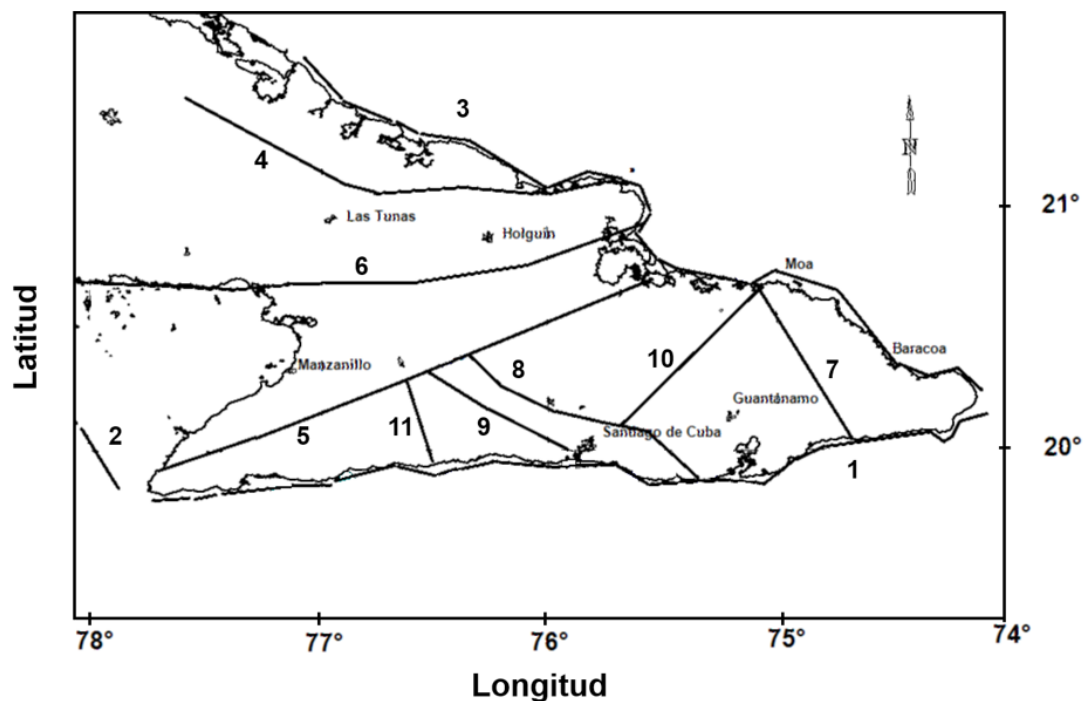


Figura 2. Ubicación de las fallas enlistadas en la Tabla 1.

Tabla 1. Falla propuestas en estudios anteriores y la magnitud máxima de los sismos que podrían generarse

No.	Nombres empleados para las fallas propuestas	Autor			Magnitud máxima de los sismos (Comisión Ad Hoc, 1991)
		Orbera et al. (1989)	Babaev y Orbera (1989)	Cotilla et al. (2007)	
1	Oriente/Bartlett - Cayman/ Sierra Maestra	Lateral, vertical	Lateral, vertical	Falla de deslizamiento por el rumbo	7.6–8.0
2	Sur de Cuba			Normal	7.0
3	Norte de Cuba/Sabana	Vertical	Normal	Normal, inversa, vertical	6.0–7.0
4	Cubitas	Vertical		Normal, inversa	5.5
5	Cauto - Nipe/Oriente	Lateral, vertical	Normal	Falla de deslizamiento por el rumbo	7.0
6	Cauto - Norte/Holguín/ Banes -Guayabal	Lateral, vertical	Flexo-disyuntiva		6.5
7	Purial				6.5
8	Baconao/Palma		Normal	Normal, inversa, Falla de deslizamiento por el rumbo	7.0
9	Santiago- Bayamo				5.5
10	Moa - Santiago	Lateral, vertical			5.0
11	Bayamita/Bayamo				6.5

Contexto geodinámico de la región

Los estudios geodinámicos llevados a cabo en los últimos años en la parte norte del Caribe (Granja-Bruña et al., 2014; Saint Fleur et al., 2015; Rodríguez et al., 2017; Styron et al., 2019), han establecido un esquema tectónico complejo debido a diversos procesos geológicos desde el Eoceno Temprano (Leroy et al., 2000), relacionados a la formación del centro de dispersión Caimán en la corteza oceánica y a la falla transformante sureste que, en un inicio

fue considerada como límite entre la placa Norteamericana y la placa del Caribe (Mann et al., 1995; Figura 3).

Modelos de deformación de la corteza en el límite entre las placas Norteamericana y del Caribe propuestos por Deng y Sykes (1995) y Calais y Lépinay (1993), así como mediciones de velocidad a través de GPS realizadas por Pollitz y Dixon (1998), Lundgren y Russo (1996), Benford et al. (2012a, 2012b, 2014), Symithe et al. (2015) mostraron la existencia de los límites y

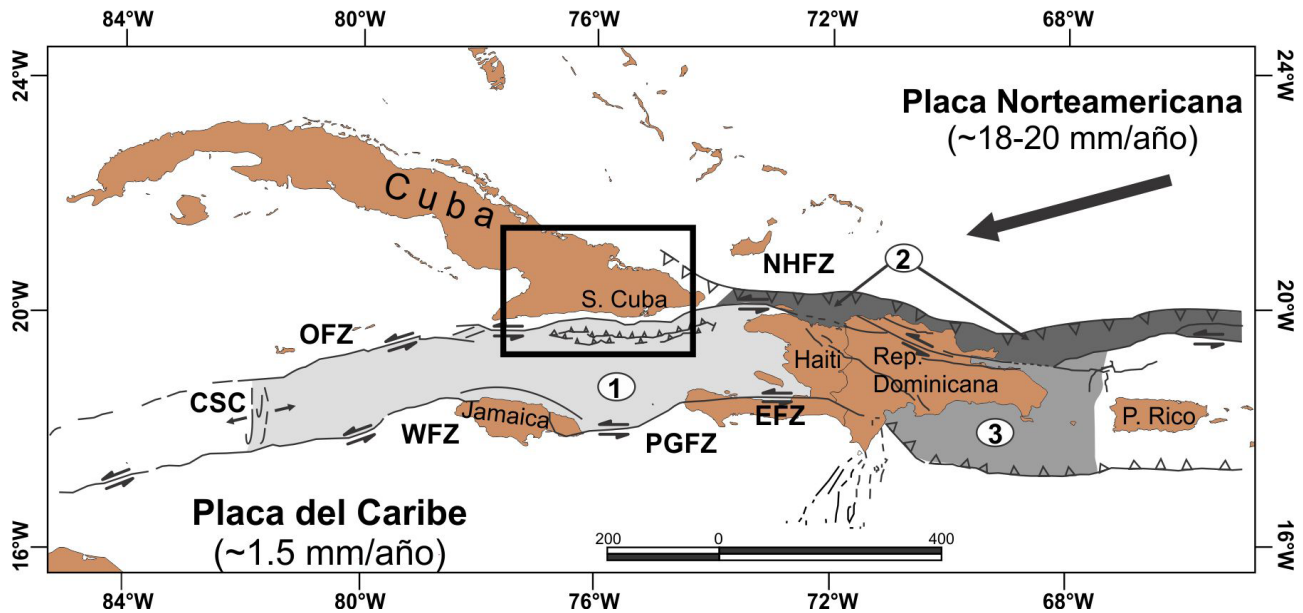


Figura 3. Marco tectónico del norte del Caribe. El rectángulo delimita el área de estudio (Benford et al., 2012a, 2012b; Calais et al., 2010; DeMets et al., 2010, 2000). 1. Microplaca Gonave, 2. Micro placa Norte, 3. Microplaca Puerto Rico-La Española, NHFZ- Zona de falla Norte La Española, OFZ- Zona de falla Oriente, PGFZ- Zona de falla Plantain-Garden, EFZ- Zona de falla Enriquillo, CSC- Centro de dispersión Caimán, WFZ- Zona de falla Walton. S. Cuba- Santiago de Cuba. P. Rico-Puerto Rico. Rep. Dominicana-República Dominicana

movimiento de la microplaca Gonave, la cual fue propuesta en un inicio por Rosencrantz y Mann (1991). Heubeck et al. (1990) y Mann et al. (1995) han sugerido que la microplaca tiene un área de 190,000 km² de forma rectangular y un área de, y se localizada a lo largo de la parte noreste de la placa del Caribe.

Mann et al. (1995) sugieren que la microplaca Gonave está sujeta a movimientos de tipo lateral izquierdo en su parte sur (cerca del límite de la placa del Caribe), con convergencia que produce un choque contra la placa Norteamericana en su margen sur. En el mismo contexto, sugieren que la formación de la zona de falla de 1,200 km de largo desde el rift activo de Caimán hasta los 71° W, llamada Enriquillo-Plantain-Garden-Walton (PGFZ, Figura 3), se presenta como una falla transcurrente, la cual aísla el límite sur de la microplaca Gonave del movimiento hacia el este de la placa del Caribe.

Mann et al. (2004) sugieren la existencia de una falla al norte de La Española, la cual es continuación de la zona de subducción de Las Antillas, conocida como falla Norte La Española (NHFZ, Figura 3). Por otra parte, Calais y Lépinay (1989) consideran que no hay continuación de la falla de Oriente hacia el este (OFZ, Figura 3). En su lugar, proponen una zona doble de falla hacia el norte de La Española, la falla inversa Norte La Española (NHFZ, Figura 3) y la falla norte transcurrente. Ésta última es la continuación hacia el este de la falla de Oriente (OFZ, Figura 3) dentro de territorio dominicano.

De acuerdo a las características geodinámicas de la región norte del Caribe, las fallas Oriente (OFZ, Figura 3) y Norte La Española (NHFZ, Figura 3) constituyen las principales fallas activas de primer orden, donde pueden ocurrir sismos con $M \geq 6.0$ y eventualmente pueden afectar localidades de la parte este de Cuba (Arango et al., 2009).

Metodología y base de datos

Se emplearon datos sismológicos, medidas geodésicas de alta resolución, imágenes de satélite ASTER y un modelo digital de terreno (MDT o DTM por sus siglas en inglés) del área de estudio. Los datos sismológicos fueron obtenidos de dos catálogos. El primero de ellos consta de registros analógicos para el periodo de 1967 a 1995 (Figura 4-A), publicado por el International Centre of Theoretical Physics (Álvarez et al., 1999). El segundo consta de registros digitales,

para eventos registrados en tres o más estaciones, para el periodo de 1998 a 2017 (Figura 4-B), obtenido del Centro Nacional de Investigaciones Sismológicas de Cuba (<http://www.cenais.cu>). No se aplicó un análisis adicional a los datos (por ejemplo, relocalización de eventos).

El análisis de la sismicidad llevado a cabo, empleó una comparación entre las zonas del límite de placas y de intraplaca, la cual corresponde a la mayor parte del territorio insular de la región de estudio.

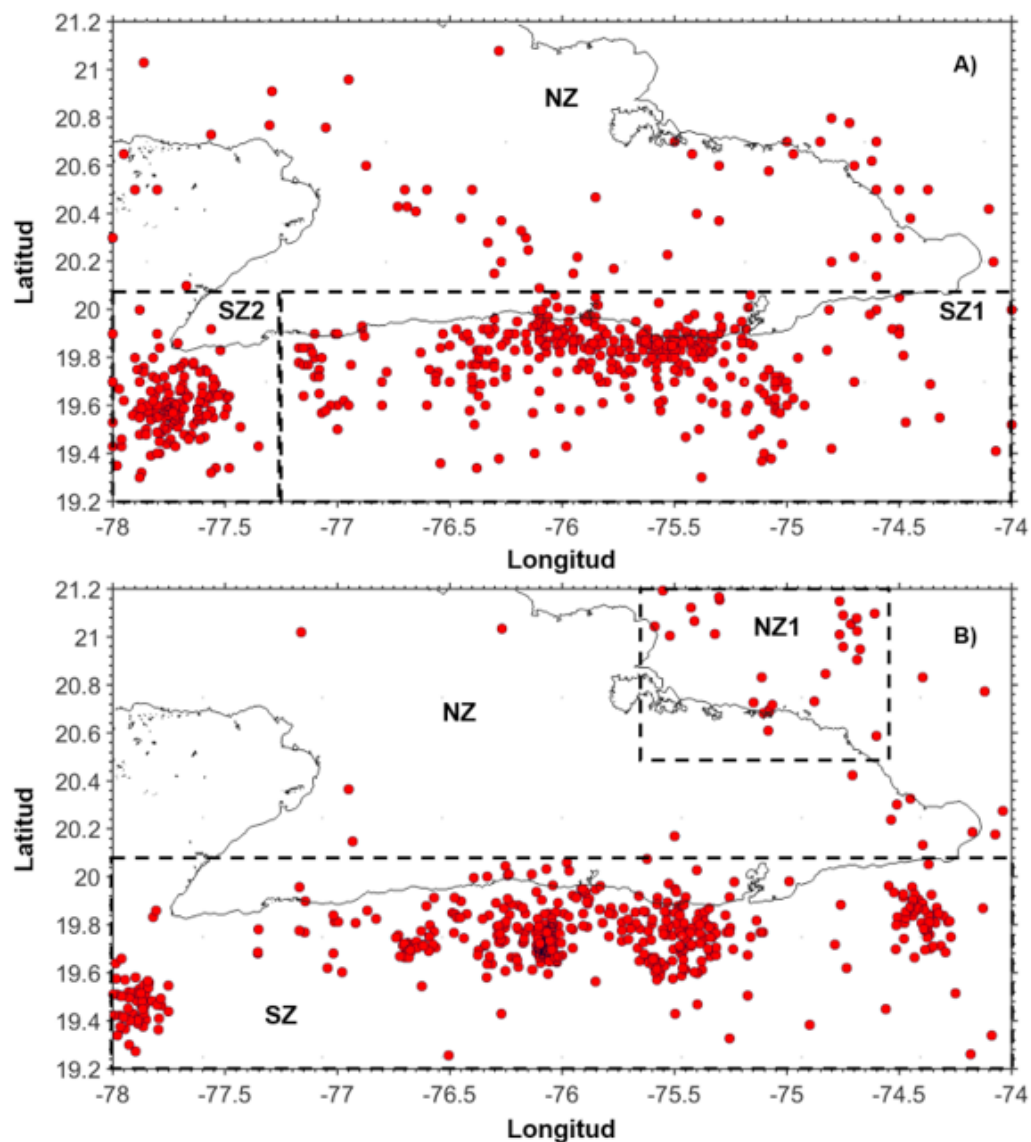


Figura 4. Epicentros con $M \geq 3.0$, A) para el periodo 1967–1995. NZ- Zona Norte (Tierra adentro), SZ1- Zona Sur 1 (parte este del límite de placas) y SZ2- Zona Sur 2 (Cabo Cruz). B) para el periodo 1998–2017. NZ- Zona Norte, SZ- Zona Sur (límite de placas), NZ1- Zona Norte 1(región de Moa).

Un conjunto de datos de 1645 puntos geodésicos en el área de estudio fue analizado, con el fin de investigar movimientos verticales, tomando 16 líneas de primer orden y 17 de segundo orden, las cuales cubren el área de estudio (Figura 5). Las medidas realizadas se tomaron usando el método de coincidencia o método soviético, el cual consiste en las diferencias de los órdenes de nivelación, tomando en cuenta el número de secciones y la longitud de la línea; de acuerdo con las regulaciones establecidas por el Instituto Cubano de Geodesia y Cartografía (ICGC) en 1984 (Marqués, 1999). El catálogo fue provisto por el ICGC.

Imágenes de satélite ASTER y un modelo digital de terreno (escala 1: 25,000) fueron empleados para localizar posibles fallas, a partir del rumbo de los escarpes y alineamientos observados en el modelo digital.

Análisis sísmico

La zona de estudio fue dividida en Zona Norte (NZ), la cual abarca la zona interior de la placa (tierra adentro) donde la sismicidad no parece tener un patrón particular, y Zona Sur (SZ), la cual abarca el límite de placas, donde los epicentros están alineados con la falla Oriente (OFZ, Figuras 3 y 4). Para el catálogo de 1967 a 1995 esta zona fue subdividida en Zona Sur 1 (SZ1), la cual abarca el límite de placas y Zona Sur 2 (SZ2), que cubre la región de Cabo Cruz (zona oeste del límite de placas, Figura 4-A). La comparación entre las zonas norte y sur fue realizada empleando el número de eventos (Figura 6). Se encontró que la SZ (Figura 6-B) muestra un número mayor de eventos en relación a la NZ (Figura 6-A). El número de eventos en la SZ está influenciado por el sismo ocurrido el 25 de mayo de 1992 (MS 6.9) en la zona de Cabo Cruz (SZ2, Figura 6-D). Si solo

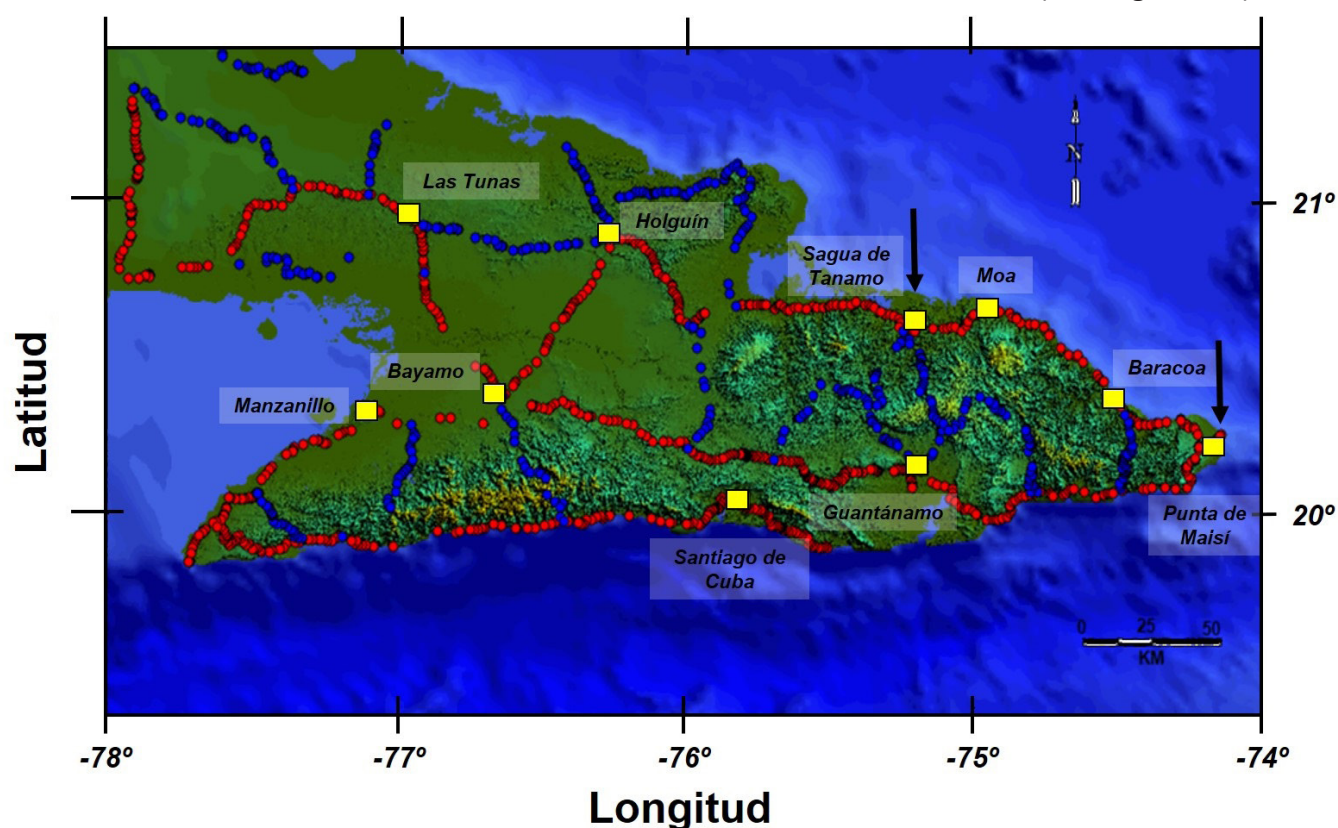


Figura 5. Puntos geodésicos usados para el análisis vertical. Los puntos en rojo indican las líneas de primer orden y los azules indican las de segundo orden. Los cuadrados amarillos representan las localidades. Las flechas negras representan la línea de primer orden Sagua de Tánamo - Maisí mostrada en la Figura 10.

observamos la sismicidad de la SZ1 (Figura 6-C) con respecto a la NZ, se puede corroborar que el número de eventos en la zona sur es mayor que los ocurridos en la parte norte. La sismicidad registrada en la NZ presenta magnitudes bajas ($M \leq 4.3$) y la profundidad de los hipocentros es superficial (< 25 km) comparado con la SZ, donde las magnitudes de los eventos son mayores y los hipocentros más profundos (100 km, Figura 7). También se puede observar que la distribución de la sismicidad en el territorio emergido no sigue el patrón de las fallas propuestas anteriormente (Figura 2), por lo que puede estar relacionada al esfuerzo generado por el movimiento de la placa Norteamericana (falla Norte La Española, NHFZ, Figura 3) y la microplaca Gonave (falla Oriente, OFZ, Figura 3).

Para el catálogo de 1998 a 2017, se encontró que la sismicidad en la zona de Moa (Figura 4-B)

parece estar relacionada a la zona de falla Norte La Española (NHFZ), más que a la sismicidad del territorio insular. Para corroborar esta interpretación, el área de estudio fue dividida en la Zona Sur (SZ), que cubre la zona del límite de placas, y en la Zona Norte (NZ), que abarca la zona al norte del mismo límite. En la Figura 4 se incluye la Zona Norte 1 (NZ1), la cual corresponde la región de Moa, caracterizada por una alta tasa de sismicidad desde 1998 (Figura 4-B).

En el periodo de 1998 a 2017 ocurrieron varios eventos importantes, los cuales incrementaron la sismicidad en la región de Moa, por ejemplo el evento del 28 de diciembre de 1998 (MW 5.6), con una intensidad máxima de VI en la escala MSK (Arango et al., 2009). El 5 de enero de 1999, ocurrieron dos eventos más en la región, con magnitudes de 4.9 y 4.7.

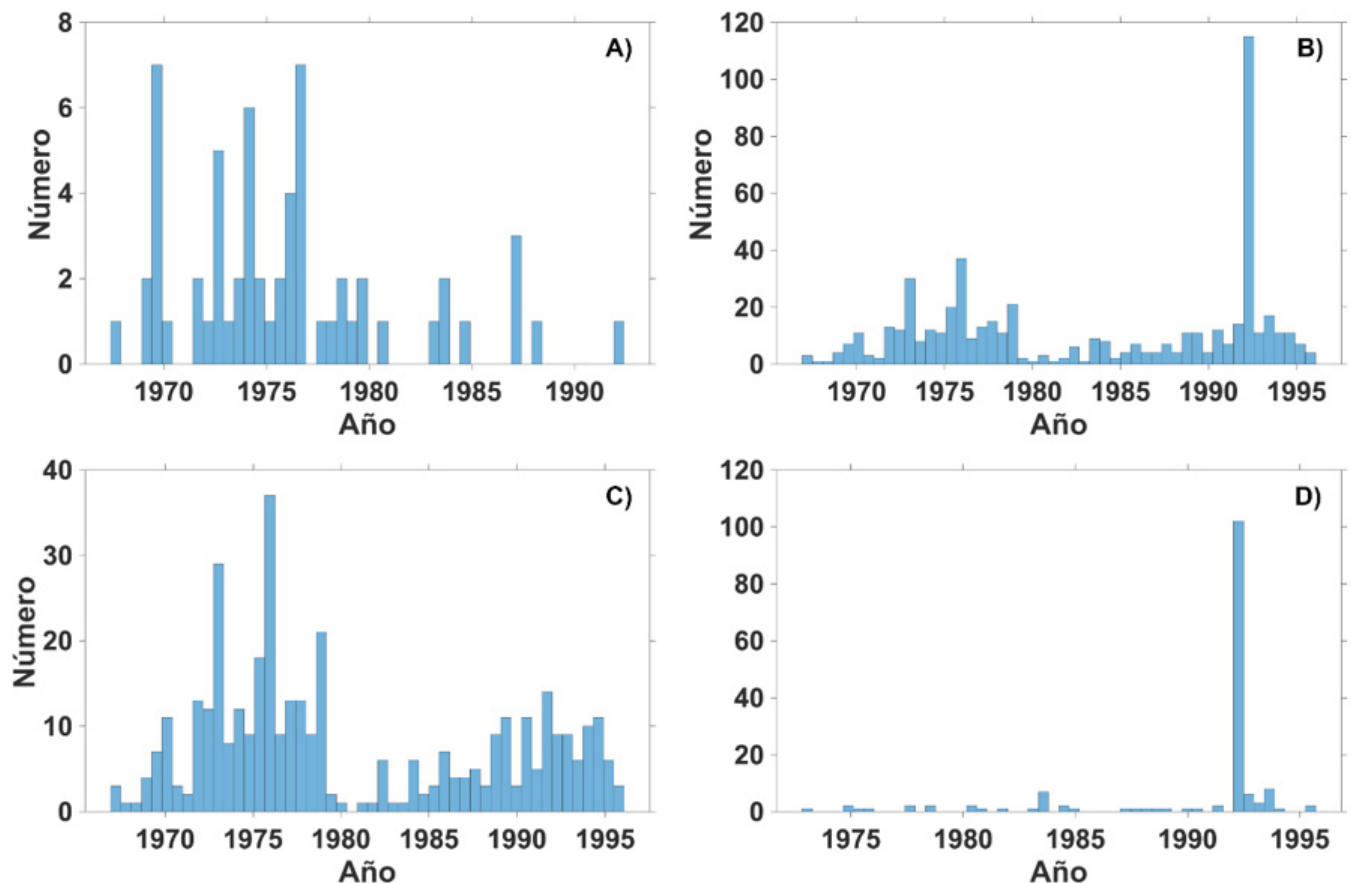


Figura 6. Comparación del número de eventos A) Zona Norte (NZ), B) Zona Sur (SZ), C) Zona Sur 1 (SZ1), D) Zona Sur 2 (SZ2).

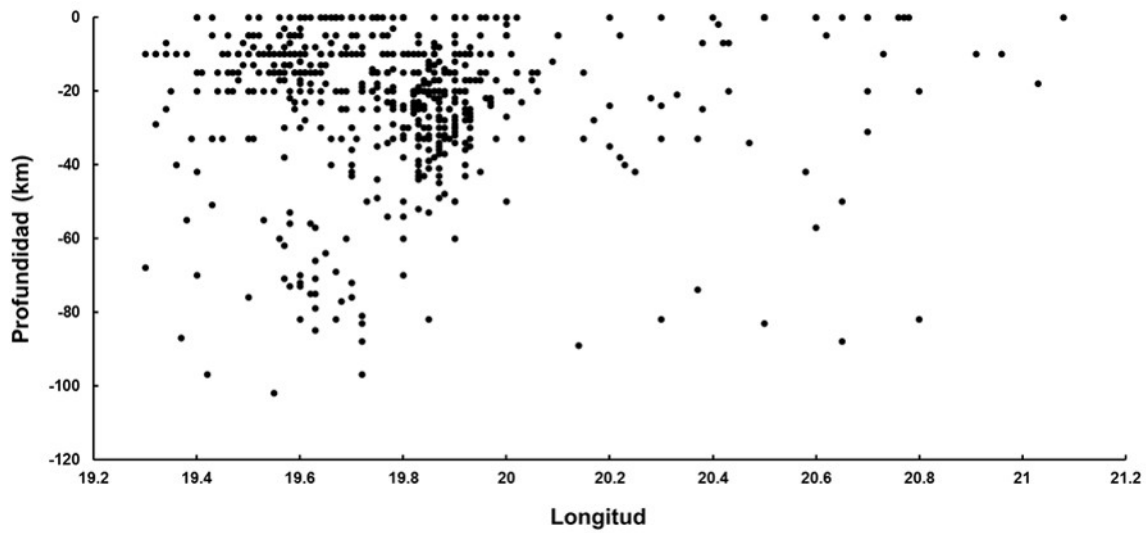


Figura 7. Distribución de hipocentros con relación a la longitud.

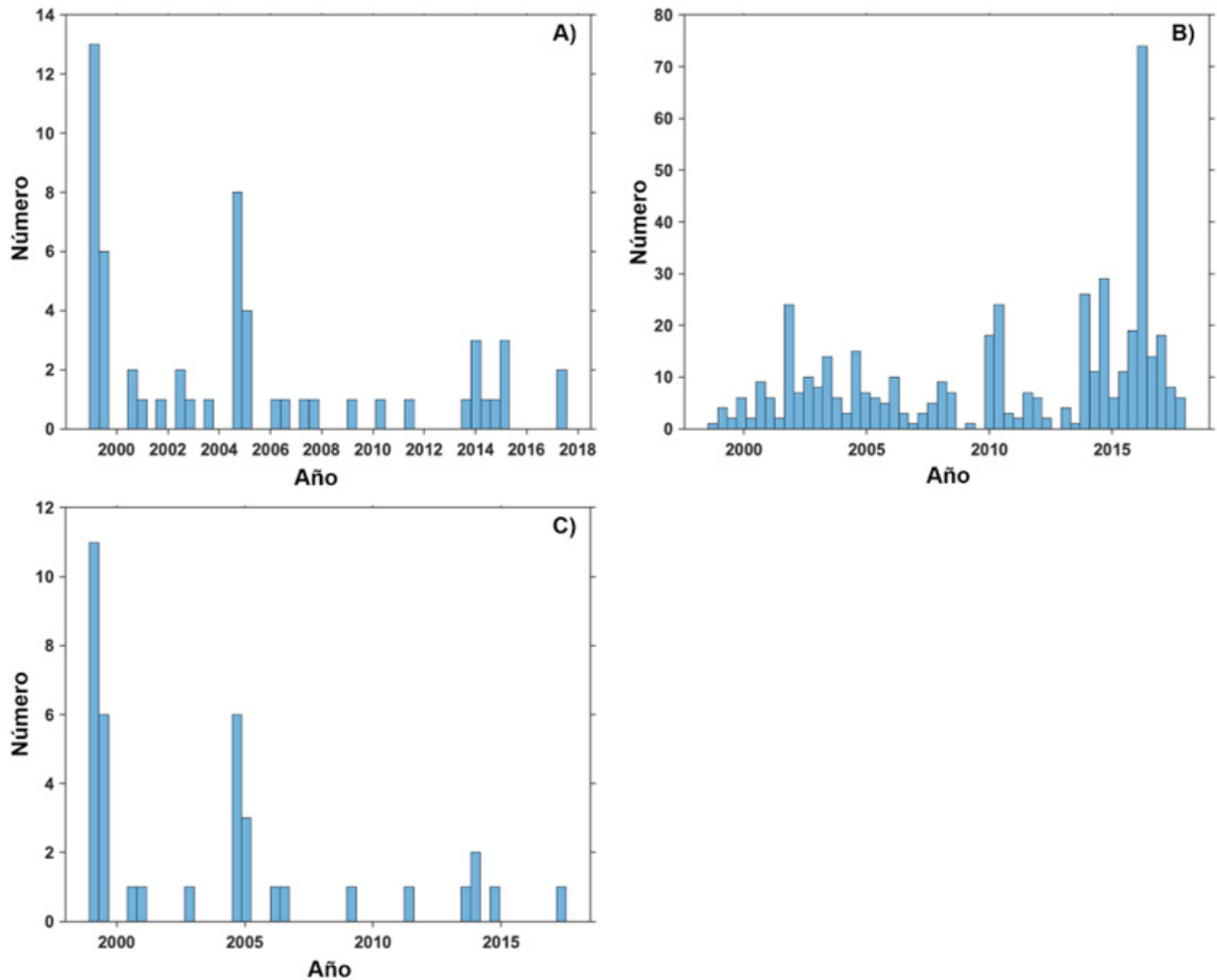


Figura 8. Histograma de los eventos registrados para A) Zona Norte (NZ), B) Zona Sur (SZ), y C) Zona Norte 1 (NZ1).

La Figura 8 muestra el histograma para cada zona. Se puede observar que la sismicidad en SZ (Figura 8-B) es mayor en comparación con la NZ (Figura 8-A) para el periodo de estudio. El número de eventos en la NZ, la cual incluye la Región de Moa (NZ1), puede estar asociado a la ocurrencia de los sismos de 1998 y 1999. Analizando la NZ1 (Figura 8-C), se observa que la sismicidad de la NZ se concentra en esta zona y está relacionada a los eventos mencionados. Para SZ, la sismicidad se incrementa durante el periodo 1999–2002, alcanzando un máximo en 2002, para después decrecer e incrementar nuevamente en el 2010. Este incremento puede estar relacionado al evento ocurrido el 20 de marzo del 2010 (MW 5.7). En general la sismicidad en SZ es mayor que

en NZ (incluyendo la región de Moa).

Se determinó el momento sísmico acumulativo para cada zona (Figura 9). Mediante el uso de Momento Acumulativo Liberado (Cumulative Moment Release) incluido en el software ZMAP (Wiemer, 2001) mediante la ecuación:

$$C = \sum \exp(1.5M + 16.1) \quad (1)$$

donde M es la magnitud. Para la SZ (Figura 9-A) se puede observar que la mayor liberación de energía se asocia a los eventos ocurridos el 20 de marzo de 2010 y el 17 de enero de 2017. Para las zonas NZ y NZ1 (Figuras 9-B y 9-C) la mayor liberación de energía ocurrió en 1999. Después

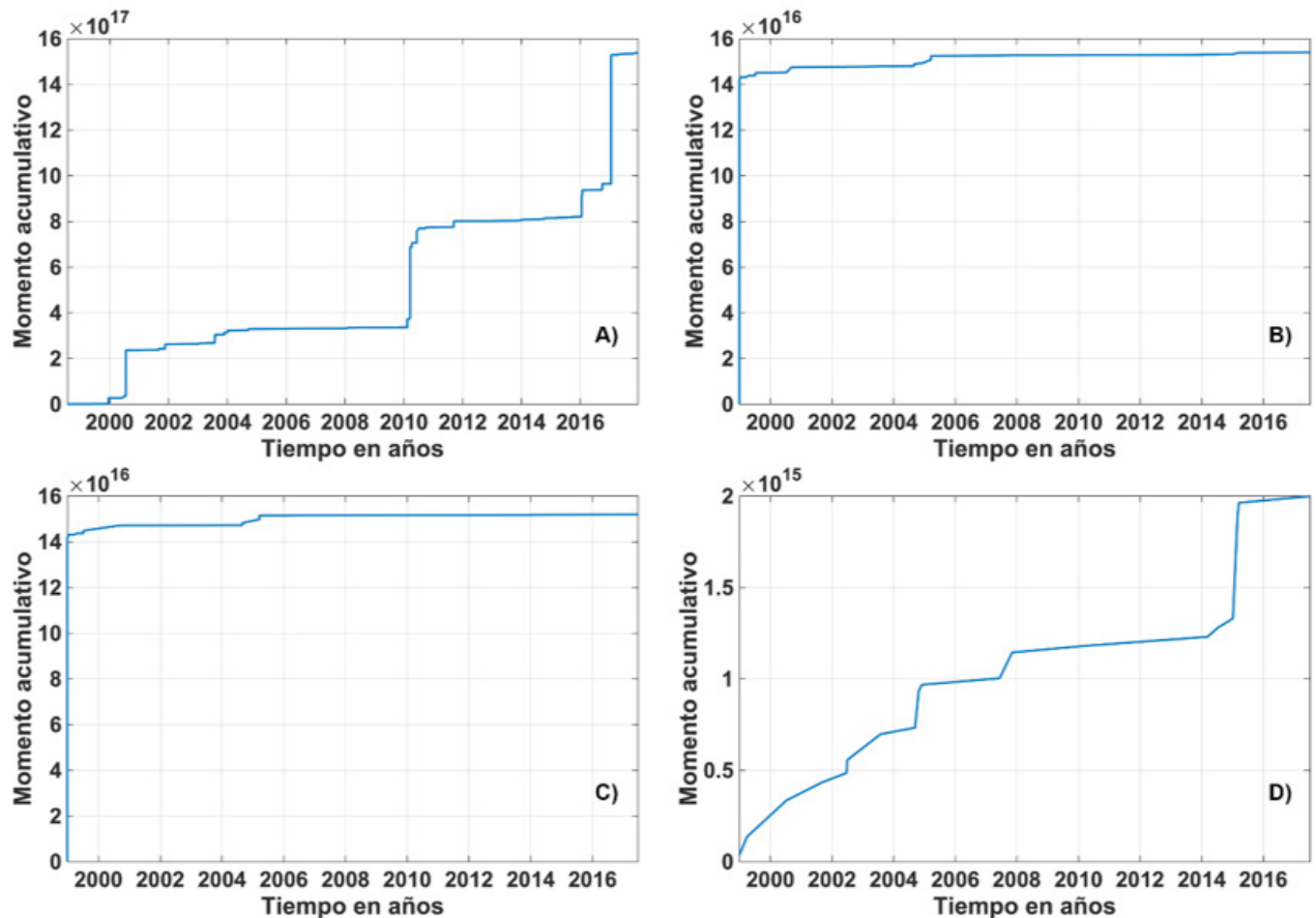


Figura 9. Comparación del momento sísmico acumulativo para cada zona. A) Zona Sur (SZ), B) Zona Norte (NZ), C) Zona Norte 1 (región de Moa, NZ1), D) Zona Norte sin la región de Moa (NZ- NZ1).

de 2000, el momento sísmico no parece tener variación; el comportamiento es asociado a los eventos de 1998 y 1999, los cuales ocurrieron en la zona de falla Norte La Española (NHFZ, Figura 3). Si se considera sólo el territorio emergido sin la región de Moa (NZ1), se puede ver que la energía es menor que en NZ1 (Figura 9-D), lo que sugiere que la sismicidad ocurrida en la zona de falla Norte La Española (NHFZ) no tiene influencia en el territorio emergido. También se observa que los eventos ocurridos el 20 de marzo de 2010 y el 17 de enero de 2017 en la SZ, no tienen influencia en las regiones NZ y NZ1.

La sismicidad en el territorio emergido está distribuida aleatoriamente (Figuras 4-A y 4-B), sin coincidir con la distribución de las fallas propuestas. Por otro lado, el análisis de las magnitudes máximas en el territorio emergido ($M = 4.5$), sugiere que las posibles fallas, si existieran, tendrían sólo unos pocos kilómetros de largo. Estos resultados muestran que la sismicidad registrada en el territorio insular no corresponde con la longitud de las fallas anteriormente propuestas, sino a fracturas debidas al régimen geodinámico de la zona (campo de esfuerzos regional).

Análisis de las líneas geodésicas.

Un conjunto de 1645 puntos geodésicos fue analizado, con el fin de observar el movimiento vertical, mediante 16 líneas de primer orden y 17 de segundo orden, las cuales cubren el área de estudio (Figura 5). Cada línea muestra los desplazamientos verticales que pueden asociarse con posibles zonas de falla, como se observa en la Figura 10. En ella se muestra el desplazamiento vertical de la línea de primer orden Sagua de Tánamo – Maisí (Figura 5), el cuál puede superar los 65 mm. Las flechas indican los puntos de inflexión de la posible zona de falla que provoca dicho desplazamiento. Las franjas en color azul representan los levantamientos y con rojo los hundimientos (Figura 10).

En este estudio se consideró el desplazamiento vertical relativo para cada línea. El punto inicial es también el punto de referencia (relativo a cero). Las fallas propuestas, en estudios anteriores, intersectan en algunos puntos (círculos, Figura 11) a las líneas geodésicas, pero no es posible observar una clara correlación entre las fallas y los desplazamientos verticales de los puntos de nivelación. En la Figura 11 se muestran las fallas

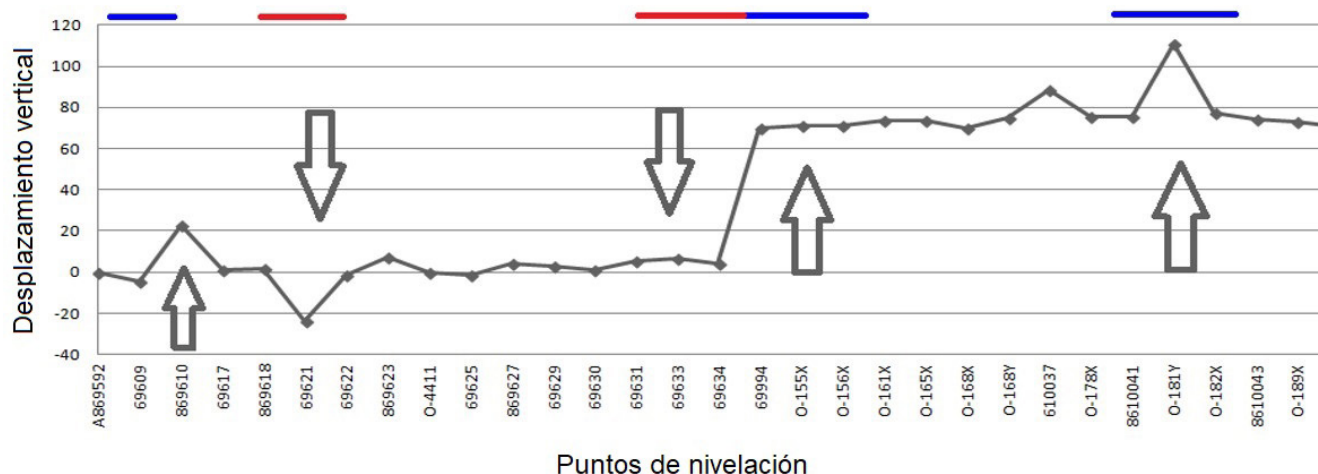


Figura 10. Desplazamientos verticales de la línea de primer orden Sagua de Tánamo – Maisí (Figura 5). Las flechas indican los puntos de inflexión, líneas azules indican levantamiento y las rojas hundimiento.

propuestas y los cambios verticales de las líneas geodésicas, en algunos casos la traza de las fallas coincide con los cambios verticales (por ejemplo en falla Cauto - Nipe/Oriente, No. 5, Tabla 1).

Imágenes de satélite, modelo digital de terreno y su relación con los epicentros.

Como resultado del trazado de alineaciones de epicentros coincidentes con los taludes sombreados de las imágenes de satélite y el modelo digital de terreno (escala 1: 25,000), se interpretan posibles fallas y segmentos de ruptura, a partir del trayecto de los escarpes observados en ambos conjuntos de datos (Figura 12), las cuales pueden correlacionarse con la sismicidad registrada en la región de estudio.

En la Figura 12 se puede observar que las direcciones de las fallas en la región de la Sierra Maestra, pueden relacionarse con cada etapa de la evolución geológica descrita por Rojas-Agramonte et al. (2006), quienes mencionan que en la Sierra Maestra se reconocieron varias etapas de evolución geológica, que definen la transición de la colisión del arco de la isla de Paleógeno a la formación de la falla transformante Oriente al sur de Cuba y el movimiento posterior de la placa del Caribe contra la placa Norteamericana. Varias fallas pueden observarse en la cercanía de la fosa de Oriente, la cual coincide con la OFZ (Figura 3), que pueden relacionarse al proceso de apertura de la fosa. Otras direcciones encontradas son SSW-NE y NW-SSE, las cuales están en concordancia con el modelo de Riedel (Riedel, 1929) para fallas laterales izquierdas de deslizamiento de rumbo.

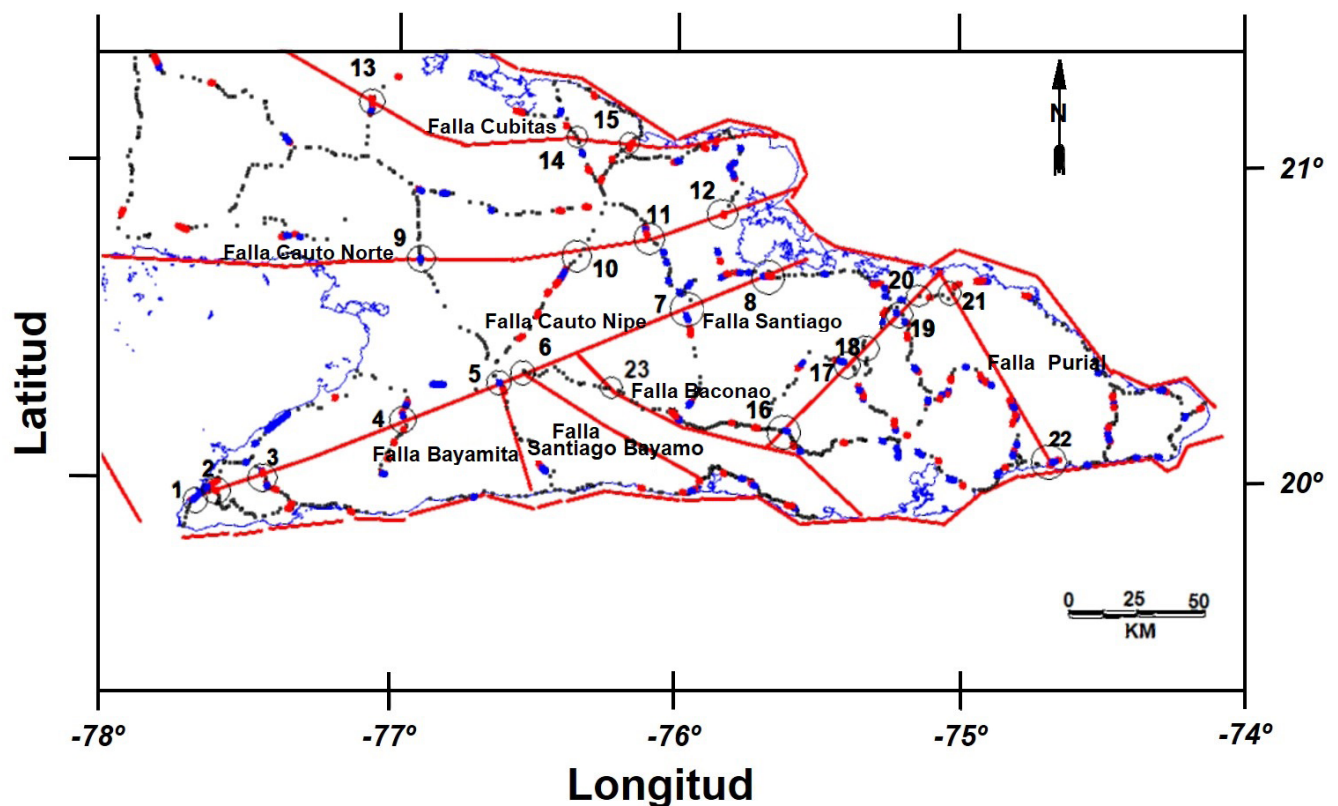


Figura 11. Anomalías geodésicas observadas en cada línea de nivelación, los puntos azules indican levantamiento y los rojos hundimientos. Las líneas rojas corresponden a las fallas propuestas (Tabla 1). Los números indican la intersección entre las líneas geodésicas y las fallas propuestas.

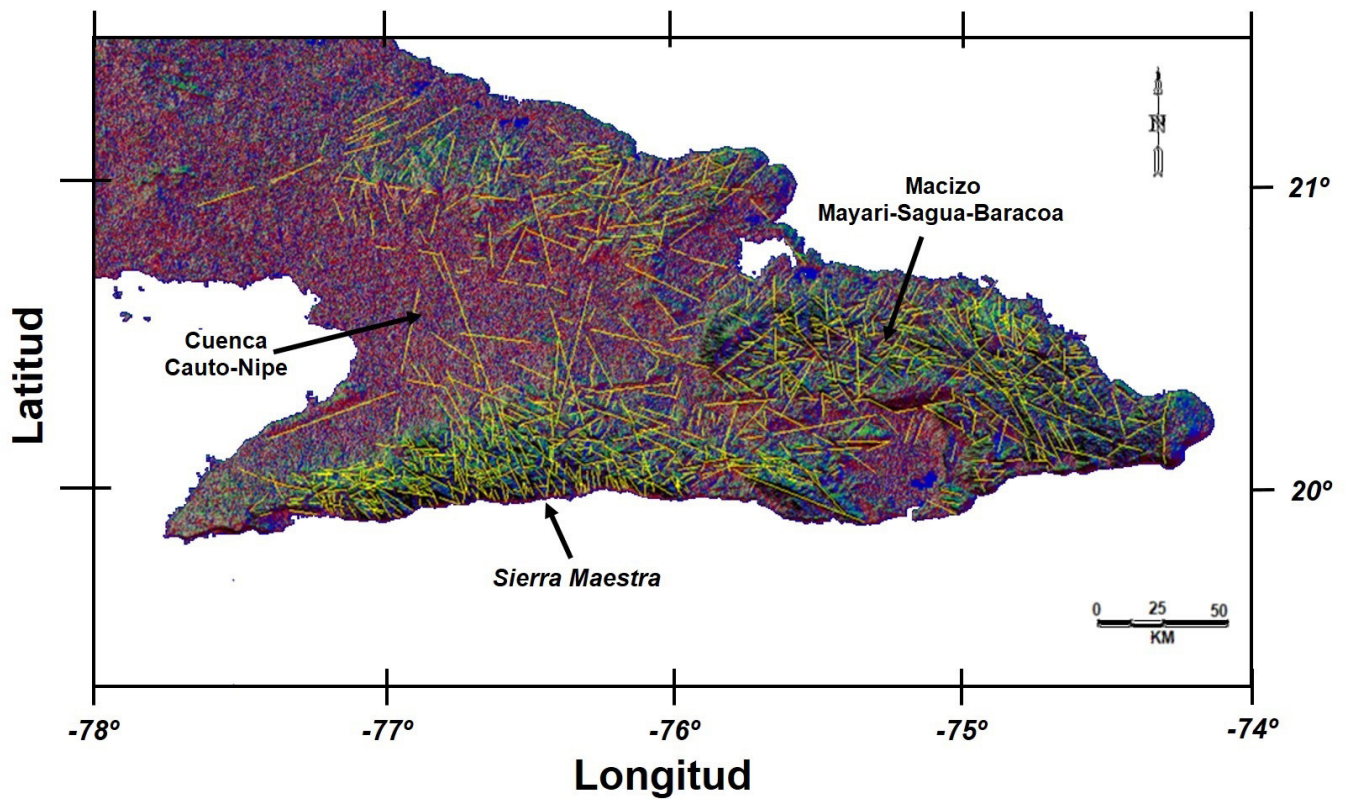


Figura 12. Segmentos de posibles fallas o fracturas obtenidas mediante imágenes ASTER y el modelo digital de terreno.

En el macizo Mayarí–Sagua-Baracoa, localizado en la parte noreste de la región de estudio, existen direcciones conjugadas NE-SW y NW-SE, debido a la compresión oblicua por la convergencia de las placas Norteamericana y Caribe (Figura 3). La sismicidad observada en la parte central del territorio insular del sur de Cuba se correlaciona mejor con los segmentos de fallas obtenidas por las imágenes ASTER y el modelo digital de terreno que con las fallas propuestas en los estudios anteriores.

Conclusiones

Como resultado del análisis sísmico, imágenes ASTER, modelo digital de terreno y líneas geodésicas, se propone que la sismicidad en el territorio emergido del sur de Cuba está relacionada a pequeñas fallas producto del esfuerzo compresivo oblicuo generado por la placa Norteamericana (zona de falla Norte La Española) y la microplaca Gonave (zona de falla

Oriente). Se observa que la mayoría de los sismos ocurren en la zona de falla Oriente, en donde se han registrado los sismos con las magnitudes más grandes. En el territorio emergido los sismos registrados tienen magnitudes menores ($M \leq 4.5$), que difieren de las magnitudes máximas estimadas en las fallas propuestas en los estudios anteriores (Tabla 1). Los levantamientos y hundimientos que pueden observarse a lo largo de las líneas geodésicas, pueden deberse al movimiento de la placa Norteamericana y la microplaca Gonave.

La evaluación sismotectónica realizada da la pauta para realizar nuevos estudios de peligro sísmico en la región este de Cuba, debido a que las zonas de falla Norte La Española y Oriente se consideran como zonas con alto potencial sismogénico.

Agradecimientos

Agradecemos a los editores y a los dos árbitros anónimos por su cuidadosa revisión, sugerencias y comentarios que ayudaron a la mejora de la versión original de este manuscrito. El trabajo del primer autor es apoyado por el programa de Cátedras (2602) del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT); El apoyo del tercer autor fue a través del Programa de Becas para Estudios de Posgrado del CONACYT.

Bibliografía

- Álvarez, L., Chuy, T., García, J., Moreno, B., Álvarez, H., Blanco, M., Expósito, O., González, O. y Fernández, A.I., 1999. An earthquake catalogue of Cuba and neighbouring areas. The Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics, Miramare—Trieste. Internal Report IC/IR/99/1, 60 p.
- Arango, E., Vega, N., Ríos, Y., Escobar, E. y Rivera, Z., 2009. Análisis geodinámico y sismotectónico del extremo oriental de Cuba. *Acta GGM Debrecina*, 4, pp. 43–52.
- Babaev, A.M. y 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 geológico-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.
- Benford, B., DeMets, C. y Calais, E., 2012a. GPS estimates of microplate motions, northern Caribbean: evidence for a Hispaniola microplate and implications for earthquake hazard. *Geophysical Journal International*, 191, pp. 481–490.
- Benford B., DeMets C., Tikoff B., Williams P., Brown L. y Wiggins-Grandison M. 2012b. Seismic hazard along the southern boundary of the Gonave microplate: Block modelling of GPS velocities from Jamaica and nearby islands, northern Caribbean. *Geophys. J. Int.*, 190, pp. 481–490.
- Benford, B., Tikoff, B. y DeMets, C. 2014. Interaction of reactivated faults within a restraining bend: Neotectonic deformation of southwest Jamaica. *Lithosphere*, 7, pp. 21–39.
- Calais, E. y Lépinay, M., 1989. Géométrie et régime tectonique le long d'une limite de plaques en coulissage: la frontière nord-Caraïbe de Cuba á Hispaniola, Grandes Antilles. *Géodynamique. C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 308, serie II, pp. 131–135.
- Calais, E. y Lépinay, M., 1993. Semiquantitative modeling of strain and kinematics along the Caribbean/North America strike-slip plate boundary zone. *J. Geophys. Res.*, 98(5), pp. 8293–8308.
- Calais, E., Freed, A., Mattioli, G., Amelung, F., Jónsson, S., Jansma, P., Hong, S., Dixon, T., Prépetit, C. y Momplaisir, R., 2010. Transpressional rupture of an unmapped fault during the 2010 Haiti earthquake. *Nature Geosciences*, 3, pp. 794–799, doi:10.1038/NCEO992.
- Chuy, T., 1999. Macrosísmica de Cuba y su aplicación en los estimados de peligrosidad y microzonación Sísmica. Tesis en opción al Grado de Doctor en Ciencias Geofísicas. Fondos del MES y CENAI. 150 p.
- Cotilla, M.O., 1998. An overview on the seismicity of Cuba. *J. Seism.*, 2, pp. 323–335.

- Cotilla, M. y Alvarez, L., 2001. Seismogenic regularities of the Cuban western seismotectonic unit. *Geol. J. Chile*, 28, pp. 3–24.
- Cotilla, M.O., Franzke, H.J. y Cordoba Barba, D., 2007. Seismicity and seismoactive faults of Cuba. *Russian Geology and Geophysics*, 48, pp. 505–522.
- Cotilla, M., Franzke, H.J., Pilarski, J., Portuaondo, O. y Álvarez, L., 1991. 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.
- Comision Ad hoc., 1991. Dictamen de la comisión Ad hoc para la determinación de las zonas sismogeneradoras de la región oriental de Cuba y sus zonas adyacentes. *Archivo del Dpto. de Sismología, Inst. de Geof. y Astr., ACC*.
- DeMets, C., Gordon, R.G. y Argus, D.F., 2010. Geologically current plate motions. *Geophys. J. Int.*, 181, pp. 1–80, doi:10.1111/j.1365256X.2009.04491.x.
- DeMets, C., Jansma, P., Mattioli, G., Dixon, T., Farina, F., Bilham, R., Calais, E. y Mann, P., 2000. GPS geodetic constraints on Caribbean-North America plate motion. *Geophys. Res. Lett.*, 27, pp. 437–440.
- Deng, J. y Sykes, L., 1995. Determination of Euler polo for contemporary relative motion of Caribbean and North American plates using slip vectors of interplate earthquakes. *Tectonics*, 14(1), pp. 39–53.
- Granja Bruña, J., Carbó-Gorosabel, A., Llanes-Estrada, P., Muñoz-Martín, A., ten Brink, U., Gómez Ballesteros, M., Druet, M. y Pazos, A., 2014. Morphostructure at the junction between the Beata ridge and the Greater Antilles island arc (offshore Hispaniola southern slope). *Tectonophysics*, 618, pp. 138–163.
- Heubeck, C., Mann, P., Dolan, J. y Monechi, S., 1990. Diachronous uplift and recycling of sedimentary basins during Cenozoic tectonic transpression, northeastern Caribbean plate margin. *Sediment. Geol.*, 70, pp. 1–32.
- Leroy, S., Mauffret, A., Patriat, P. y Mercier de Lepinay, B., 2000. An alternative interpretation of the Cayman trough evolution from a reidentification of magnetic anomalies. *Geophysical Journal International*, 141, pp. 539–557.
- Lundgren, P.R. y Russo, R.M., 1996. Finite element modelling of crustal deformation in the North America-Caribbean plate boundary zone. *Journal of Geophysical Research*, 101(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*, 246, pp. 1–69.
- Mann, P., Calais, E. y Huerfano, V., 2004. Earthquake shakes big bend region of North America Caribbean boundary zone. *EOS, Transactions. American Geophysical Union*, 85(8), pp. 77–83.

- Marqués, M.E., 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.
- Medvedev, S.V. y Sponheuer, W., 1969. Scale of seismic intensity. Proc. World Conf. Earthquake Engr. A-2, 4th, Santiago, Chile, pp. 143–153.
- 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. y Lombardero, T., 1989. Estudio sismotectónico para el emplazamiento del Complejo Hidroenergético Toa-Duaba, Reporte de Investigación, Fondos del E.I.P.I.B., MINBAS, 1–180.
- Pollitz, F. y Dixon, T.H., 1998. GPS measurements across the northern Caribbean plate boundary zone: Impact of postseismic relaxation following historic earthquakes. Geophys. Res. Lett., 25, pp. 2233–2236.
- Riedel, W., 1929. Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. Zentrabl. Mineral. Geol. Paläontol., Abh B: 354–368.
- Rodríguez, M.O.C., Barba, D.C. y Escribano, D.N., 2017. Morphotectonic study of the Greater Antilles. Geotectonics, 51, pp. 89–104.
- Rojas-Agramonte, Y., Neubauer, F., Bojar, A.V., Hejl, E., Handler, R. y García-Delgado, D.E., 2006. Geology, age and tectonic evolution of the Sierra Maestra Mountains, southeastern Cuba. Geologica Acta, 4(1–2), pp. 123–150.
- Rosencrantz, E. y Mann, P., 1991. SeaMARC II mapping of transform faults in the Cayman Trough. Caribbean Sea Geology, 19(7), pp. 690–693.
- Saint Fleur, N., Feuillet, N., Grandin, R., Jacques, E., Weil-Accardo, J. y Klinger, Y., 2015. Seismotectonics of southern Haiti: A new faulting model for the 12 January 2010M7.0 earthquake. Geophys. Res. Lett., 42, 10, pp. 273–10,281.
- Styron, R., García-Pelaez, J. y Pagani, M., 2019. CCAF-DB: The Caribbean and Central American Active Fault Database, Nat. Hazards Earth Syst. Sci. Discuss., <https://doi.org/10.5194/nhess-2019-46>, en revisión.
- Symithe, S., Calais, E., de Chabaliér, J.-B., Robertson, R. y Higgins, M., 2015. Current block motions and strain accumulation on active faults in the Caribbean. J. Geophys. Res., 120, pp. 1–27.
- Wiemer, S.A., 2001. Software package to analyze seismicity: ZMAP. Seismological Research Letters. 72(3), pp. 373–382.

Recibido: 23 de mayo de 2019

Corregido por el autor: 29 de octubre de 2019

Aceptación: 2 de diciembre de 2019