

# **Comportamiento de la actividad sísmica anómala iniciada el 17 de enero de 2016 al sur de Santiago de Cuba**

## **Anomalous seismic activity performance in January 17/2016 in southern part of Santiago de Cuba**

O'Leary Fernando González-Matos<sup>1\*</sup>, Enrique Diego Arango-Arias<sup>1</sup>, Bladimir Moreno-Toirán<sup>1</sup>, Maribel Leyva-Arias<sup>1</sup>, Yelena Berenguer-Heredia<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Centro Nacional de Investigaciones Sismológicas, Santiago de Cuba, Cuba

\*Autor para la correspondencia: [oleary@cenais.cu](mailto:oleary@cenais.cu)

---

### **Resumen**

Se evaluó el comportamiento y las posibles causas de la actividad sísmica al sur de la provincia de Santiago de Cuba, a partir de la información geológica y tectónica disponible y de los registros de los sismos ocurridos en esta región desde el 17 de enero del 2016 a las 08:17 UTC. El análisis de los parámetros espacio-temporal-energéticos de los terremotos evidenció la coherencia entre los resultados de tres de las redes que monitorean la región, a saber, Servicio Sismológico Nacional Cubano (SSNC), Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) y el Centro Alemán de Investigaciones Geocientíficas (GEOFON)). Para tres de los terremotos se calcularon los tensores del momento sísmico mediante el proceso de inversión de las correspondientes formas de ondas. La comparación de los resultados de dos de ellos con los obtenidos por otras agencias que monitorean el área fue totalmente coherente con planos de fallas de orientación N-S con mecanismos focales compresivos. El tercer sismo, ocurrido una semana más tarde al este de la provincia, también tuvo un mecanismo compresivo, aunque con orientación NW-SE en el plano de falla. La actividad sísmica que en sus inicios se comportó como un enjambre de terremotos, manifestó posteriormente un comportamiento distinto, similar al de réplicas registradas tras un sismo de mayor energía, siguiendo la Ley de Omori, es decir, del tipo de evento premonitores-sismo principal-replicas.

**Palabras clave:** sismicidad; réplicas; Santiago de Cuba; tensor del momento sísmico; ángulo de Kagan.

### **Abstract**

Performance and possible causes of seismic activity in the southern of Santiago de Cuba province were evaluated, based on the geological and tectonic information available and records of the earthquakes occurred in this region in January 17, 2016 at 08:17 UTC. The analysis of the space-time-energy parameters of the earthquakes showed the coherence between the results of three of the networks monitoring the region, namely, the Cuban National Seismological Service (SSNC), the United States Geological Service (USGS) and the German Center for Geo-scientific Research (GEOFON)). For three of the earthquakes, the seismic moment tensors were calculated by reversing the corresponding waveforms. Comparing the results of two of them with those obtained by other agencies that monitor the area was totally consistent with fault planes oriented N-S with compressive focal mechanisms. The third earthquake, which occurred a week later in the east of the province, also had a compressive mechanism, although with a NW-SE orientation on the fault plane. The seismic activity that initially performed like a swarm of earthquakes, performed differently later; similar to aftershocks registered after a higher-energy earthquake, following Omori's Law, that is, the type of premonitory-main earthquake event –aftershocks.

**Keywords:** seismic activity; aftershocks; Santiago de Cuba; seismic moment tensor; Kagan angle.

---

## **1. INTRODUCCIÓN**

Por su ubicación geográfica entre la plataforma de Bahamas, el golfo de México, la isla de La Española y el mar Caribe, varios son los elementos tectónicos que repercuten en la sismicidad del archipiélago cubano. Sin dudas, el más importante es el límite de placas transformante entre la microplaca de Gonave y la región suroriental de Cuba, en el cual se han registrado 22 de los 28 eventos sísmicos de gran magnitud que han impactado en este país (Figura 1).

El 17 de enero del año 2016 a las 02:17 am hora local (08:17 UTC) se registró, al sur de la bahía de Santiago de Cuba, un sismo de magnitud  $M_w = 4.9$  seguido de otro, de magnitud  $M_w = 5.1$ , a las 08:30 UTC. Le continuaron unas 1500 réplicas, de ellas 11 de magnitud  $M_w \geq 4$ . Por su magnitud y proximidad a la costa, el sismo de mayor energía fue percibido en las provincias Granma, Holguín, Guantánamo y Santiago de Cuba; 37 de

sus réplicas fueron reportadas como perceptibles por la población. Este notable incremento de la actividad sísmica, seguido de manera especial durante 50 días, tuvo su origen en una zona cercana a importantes asentamientos poblacionales, infraestructuras e industrias, y provocó la máxima atención de la población y autoridades en el país.

El presente artículo reporta el comportamiento y las posibles causas de la actividad sísmica anómala registrada al sur de Santiago de Cuba durante el primer trimestre del año 2016. La investigación se apoyó en la información geológica y tectónica preexistente, y en la aportada por las redes de estaciones sismológicas de la región, en particular por el Servicio Sismológico Nacional de Cuba.

### **1.1. Contexto geológico - tectónico regional**

Desde el punto de vista geodinámico, el archipiélago cubano forma parte de la placa de Norteamérica, próximo al límite con la microplaca de Gonave. Este límite lo constituye la falla Oriente, situada al sur de la región oriental de Cuba (Figura 1). El extremo oriental de Cuba también es afectado por la sismicidad que se genera en la falla Norte de La Española, la cual es la continuidad de la zona de subducción de las Antillas Menores y es la responsable de parte de la sismicidad que se genera al norte de República Dominicana y Haití (Calais et al. 1992). La falla Oriente y la falla Norte de La Española constituyen las principales fallas activas de primer orden donde pueden ocurrir sismos fuertes que afecten al archipiélago cubano (Arango 2014).

La zona sur de la región oriental de Cuba, donde se registró la actividad anómala iniciada el 17 de enero del 2016 (Figura 2), está relacionada genéticamente a un sector de la falla Oriente donde se pone de manifiesto un proceso transpresivo tipo *flower*, manifestado por un predominio de fallas inversas (Calais 1988). Este proceso transpresivo caracteriza la zona límite entre la placa de Norteamérica y la microplaca de Gonave al este de los 76.00 grados de longitud oeste y ha ocasionado el levantamiento del fondo marino, denominado Cinturón Deformado de Santiago de Cuba (Calais 1988).

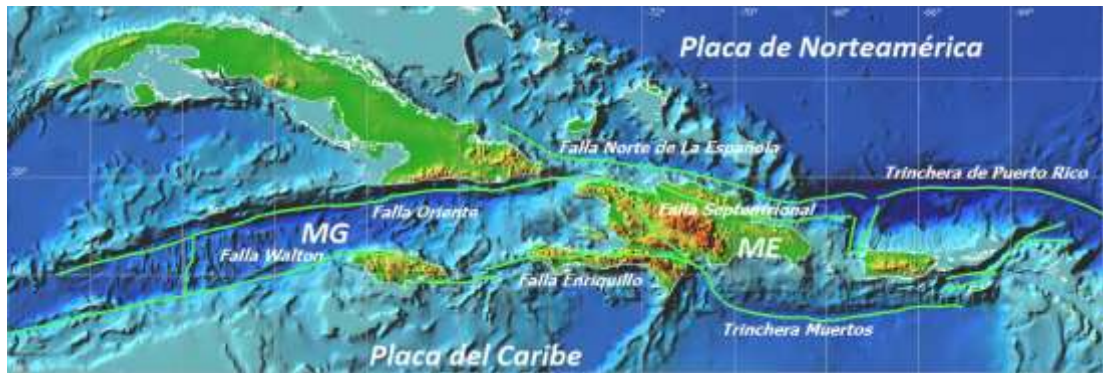


Figura 1. Contexto geodinámico donde se encuentra el archipiélago cubano. MG - Microplaca de Gonave, ME - Microplaca de La Española (Mapa tomado y modificado de Tsunami Laboratory 2011).

## 2. MATERIALES Y MÉTODOS

### 2.1. Determinación de los parámetros fundamentales de los terremotos

Para el análisis de la sismicidad registrada y la determinación del tensor del momento sísmico, se utilizaron los registros de las estaciones sismológicas de la red de estaciones del Servicio Sismológico Nacional Cubano, de la *Global Seismograph Network*, de la *Caribbean Network* del Servicio Geológico de los Estados Unidos, de la *Cayman Network* de islas Caimán, y de la *Canadian National Seismograph Network*; de esta última, de sus estaciones localizadas en Haití. La Figura 3 muestra la distribución de las estaciones utilizadas, para cuyo acceso se utilizaron las facilidades del CENAIIS y del Centro de Manejo de Datos de IRIS (NSF EAR-1261681).

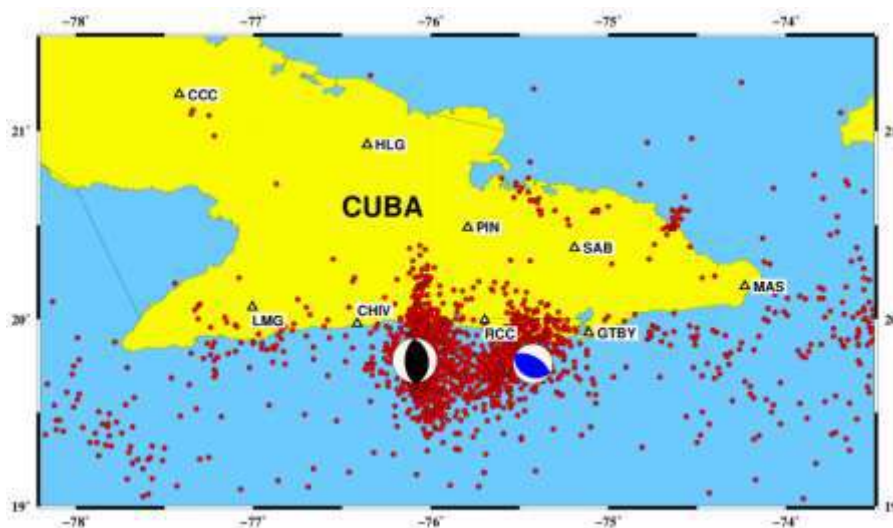


Figura 2. Distribución espacial (círculos rojos) de los sismos relacionados con la serie iniciada el 17 de enero del 2016 a las 08:17 UTC. Mecanismo focal (negro) del terremoto de mayor energía al suroeste de la ciudad de Santiago de Cuba (2016/01/17 08:30 UTC), y del evento de mayor energía al sureste de esta ciudad (azul) (2016/01/24 13:08 UTC).



Figura 3. Estaciones sismológicas (triángulos) utilizadas para el registro y análisis de los terremotos. La estrella roja simboliza el epicentro del sismo de mayor energía y el cuadrado rojo la localización del centro de la ciudad de Santiago de Cuba.

El análisis de las señales de los sismos y la determinación de sus parámetros principales (tiempo de origen, latitud, longitud, profundidad y magnitud) se realizó con el paquete de programas SEISAN (Havskov y Ottemøller 2000), mientras que para el análisis del patrón de distribución de las réplicas se empleó la versión modificada de la Ley de Omori (Omori 1894) propuesta por Utsu (1961). Para la selección de las ventanas espacial y temporal de las réplicas se utilizaron las relaciones determinadas para Cuba durante el cálculo de los estimados de peligrosidad sísmica (García *et al.* 2003).

Para la determinación del tensor de tres de los eventos de mayor energía se realizó un proceso de inversión de formas de ondas con el empleo de las señales digitales registradas sólo por las estaciones de banda ancha en la región, las que fueron procesadas con la más reciente versión del programa ISOLA (Sokos y Zahradník 2008 y 2013), reconocido internacionalmente para este fin.

Para obtener resultados coherentes durante esta inversión es preciso tener señales registradas con una buena relación señal-ruido en valores de frecuencias bajas como los recomendados por Dreger (2002) para estudios similares, de acuerdo con la magnitud del evento. Por ello este complejo procesamiento se aplicó solo a aquellos sismos de mayor energía que permitieran una buena relación señal-ruido fundamentalmente en esas frecuencias.

Previo a la inversión, se realizó el pre-procesamiento de la señal durante el cual se realizaron los cortes, decimaciones y ajustes necesarios con el

programa SAC (Goldstein 1999). Posteriormente, se controló que las señales no tuvieran alteraciones instrumentales como las detectadas por Zahradník y Plešinger (2005 y 2010) y Vackar *et al.* (2015). Un ejemplo del ajuste entre los sismogramas experimentales (registrados por la red) y sintéticos (generados durante la inversión) se muestra en la Figura 4.

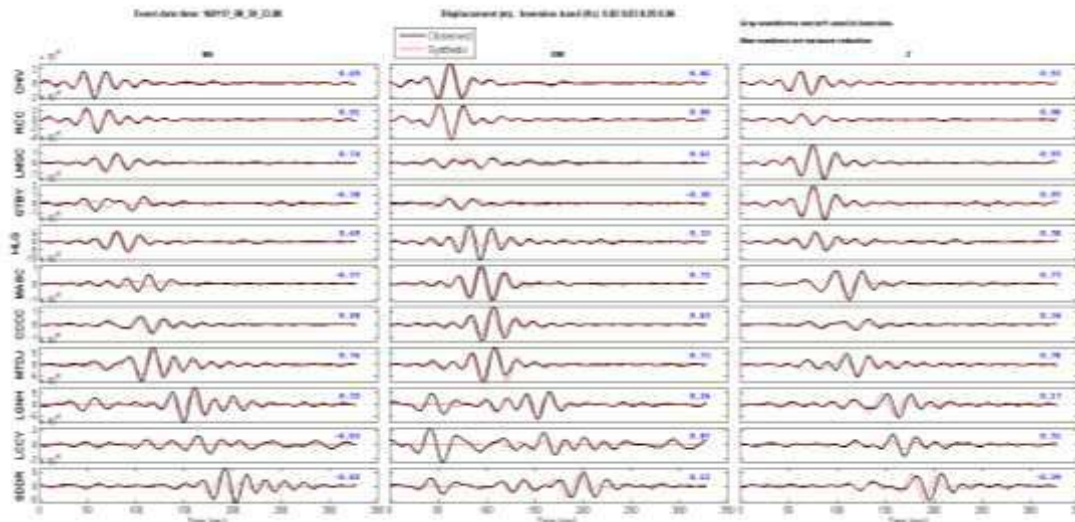


Figura 4. Ajuste entre los sismogramas sintéticos y experimentales (registrados por las estaciones) durante la inversión del terremoto de mayor energía (2016/01/17 08:30 UTC).

Durante la inversión, las posiciones del centroide y su tiempo de ocurrencia fueron determinados a partir de los hipocentros por una búsqueda *grid-searched*, durante la cual primero se realiza la búsqueda en profundidad debajo del epicentro con un paso de 1 km y a intervalos de 0.09 s en 6 s alrededor del tiempo de origen. Posteriormente, se realizó una segunda búsqueda en un plano horizontal, a la profundidad determinada por la primera búsqueda, a un paso de 3 km en direcciones N-S y E-W. Los resultados escogidos son válidos si están caracterizados por altos valores de reducción de la varianza (VR), mientras que el número de condición (CN) deberá ser relativamente bajo, indicando alta resolutivez del tensor del momento (Krizova *et al.* 2013).

En la determinación de los parámetros fundamentales de los terremotos, el cálculo de las funciones de Green y el procesamiento durante la inversión, se empleó el modelo de velocidades de Moreno *et al.* (2002) para Cuba Oriental, actualmente en uso por el SSNC para toda la región. Los valores de densidad fueron determinados por la relación de Nafe y Drake (1960), y los de atenuación, a partir de las relaciones de Brocher (2008) que son un suavizado de las relaciones de Graves y Pitarka (2004).

Los resultados de este estudio para el mecanismo focal fueron comparados con los obtenidos por otras fuentes como el GFZ y la página web del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS), ambos obtenidos principalmente con el uso de señales en el campo lejano. Para evaluar la similitud entre los resultados de diferentes fuentes se utilizó el ángulo de Kagan que establece la diferencia angular entre dos mecanismos focales (Kagan 1991). Esta variable (ángulo de Kagan) fue utilizada, además, para determinar la incertidumbre de los resultados de cada inversión de acuerdo con la metodología descrita por Zahradnik y Custodio (2012).

### **3. RESULTADOS**

#### **3.1. Comportamiento espacial de la sismicidad**

La distribución espacial de los eventos registrados tuvo una orientación preferencial N-S alrededor de los eventos de mayor energía (Figura 2). Esta orientación es coherente con la geometría del Cinturón Deformado de Santiago en ese sector, aunque no es coincidente con la orientación de los principales planos de falla en la región.

El área de distribución de las réplicas, determinada por un radio de  $\sim 45$  km con centro en el evento principal de  $M \sim 5.1$ , es coherente con las que establecen las relaciones de García et al. (2013) para Cuba. En profundidad, más del 90% de los eventos se registraron a una profundidad  $h \leq 20$  km lo que puede considerarse como una actividad superficial.

#### **3.2. Comportamiento energético temporal de la sismicidad**

El gráfico de la distribución temporal de la sismicidad registrada tras el evento del 17/01/2016 a las 08:30 UTC, se realizó considerando 50 días de réplicas en un radio según las relaciones de García et al. (2013). La comparación con las relaciones de la Ley de Omori (Omori 1894) evidenció (Figura 5), una tasa de decaimiento de 1.09, lo que guarda correspondencia con los valores establecidos por esta Ley (entre 0.7 y 1.5). El valor de amplitud (410.5), superior al registrado en otras series en Cuba (Arango et al. 2017) pudo estar motivado por la cercanía de esta actividad a las estaciones sismológicas del SSNC.

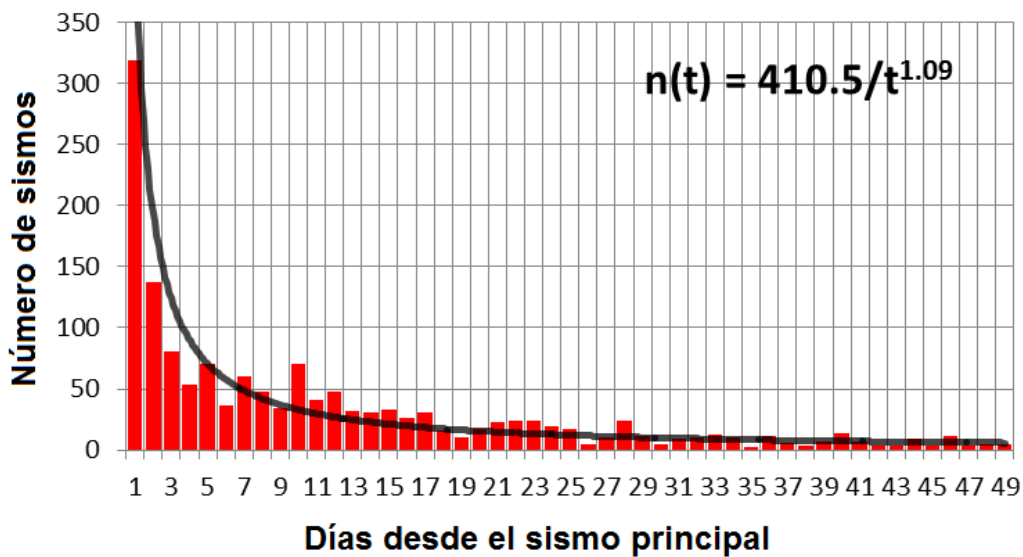


Figura 5. Gráfico que muestra el comportamiento del número de réplicas por día (barras rojas). La curva (línea negra) y fórmula representan el ajuste según la Ley de Omori (versión modificada por Utsu 1961).

Teniendo en cuenta que fue considerado como día 1 el de la ocurrencia del evento, el parámetro temporal de compensación tuvo como valor 0.

### 3.3. Resultados de la inversión del tensor del momento sísmico

Los resultados del tensor del momento sísmico de los eventos de mayor energía se resumen en el anexo 1. Estos tensores son similares a los obtenidos por otras fuentes, existiendo las mayores diferencias con los resultados del GFZ (Tablas 1 y 2) lo que pudo ser debido a que la red del GFZ tiene sus estaciones más distantes del hipocentro. El hecho de que en este estudio se hayan utilizado las estaciones más cercanas al hipocentro, no disponibles en ese entonces para otras redes, y de que sus valores de % DC sean mayores, sugiere que los mismos sean más confiables. La Figura 6 muestra la incertidumbre de los resultados del proceso de inversión del evento de mayor energía:

- la dispersión del azimuth del plano de falla que en todos los casos tiene orientación N-S;
- el buzamiento de los posibles planos de falla coherente con los propuestos por Calais y Lépinay en 1991 para esa zona;
- el desplazamiento (rake) en el que se observa que los valores oscilan alrededor de los  $100^\circ$ , valores típicos de mecanismos focales de fallamiento inverso;
- el ángulo de Kagan en ambos casos con una media inferior a los  $10^\circ$ , lo que evidencia estabilidad en las soluciones; y



e) la representación de la oscilación de las posibles soluciones del mecanismo focal, que evidencia poca variabilidad.

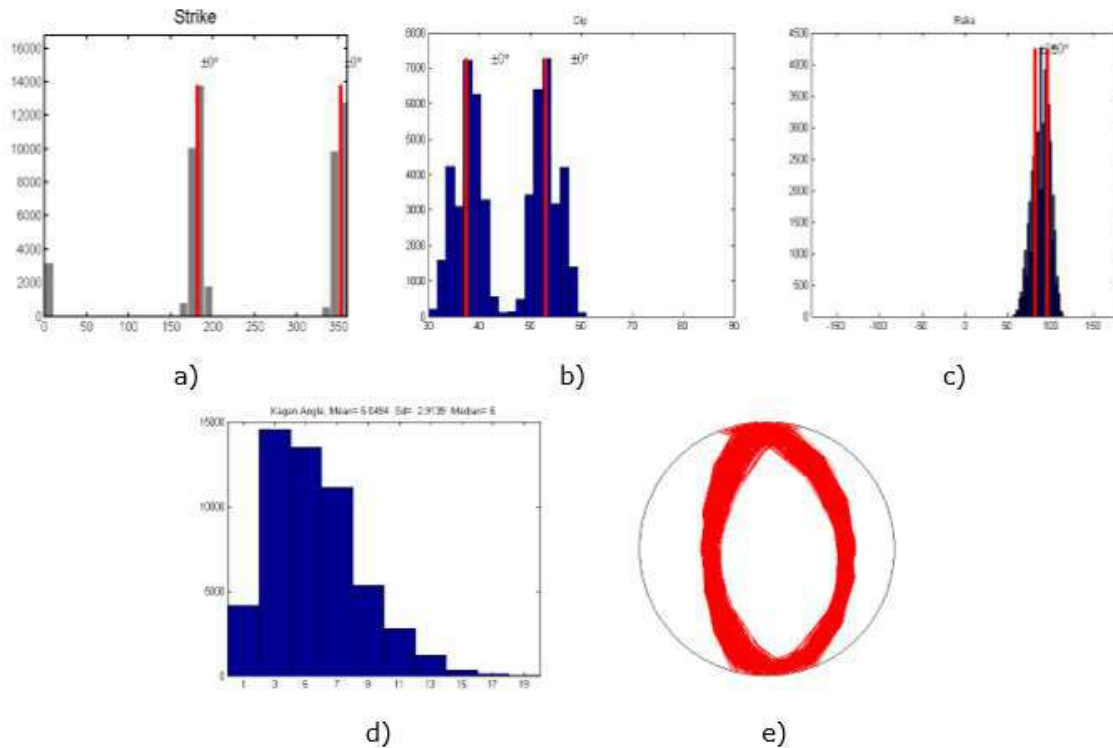


Figura 6. Incertidumbre de los parámetros: a) azimut; b) buzamiento; c) deslizamiento; d) ángulo de Kagan; y e) mecanismos focales para el evento del 2016/01/17 08:30 UTC.

#### 4. DISCUSIÓN

Los resultados de los parámetros fundamentales de los dos terremotos de mayor energía (del 2016/01/17 a las 08:17 y 08:30 UTC) obtenidos por el USGS, el GFZ y el SSNC son similares, aunque el GFZ localiza el evento a aproximadamente 12 km al este de las restantes fuentes, lo que pudo estar motivado por la escasa presencia, en su análisis, de estaciones más cercanas en otras direcciones, como sí las tuvo el SSNC. Las réplicas de este evento fueron poco detectadas por el GFZ y el USGS, mientras que el SSNC a los 50 días después del evento principal había registrado 1495 de estas.

El comportamiento energético-temporal de los sismos ocurridos durante esta actividad anómala, si bien en sus inicios se comportó como un enjambre espacialmente localizado al sur de la ciudad de Santiago de Cuba, tras el evento de mayor energía tuvo un comportamiento según la Ley de Omori (Figura 5). Tal comportamiento es afín con el de un proceso del tipo terremoto principal-réplicas, con una actividad premonitora importante, la cual es coherente con el modelo de ruptura descrito por Mogi (1963) para un ambiente en el que el material de las estructuras implicadas es heterogéneo

y la distribución de las fuerzas no es uniforme. Los materiales implicados en esta zona de ruptura de la falla transformante Oriente involucran litósferas diferentes, la de Cuba oriental y la de la microplaca de Gonave, lo que justifica su heterogeneidad (González et al. 2012).

Según los resultados del cálculo del tensor del momento sísmico (anexo 1) las fuerzas actuantes, resultado de un ambiente geotectónico transcurrente-compresivo (Calais and Lepinay 1991), se manifestaron al oeste del Cinturón Deformado de Santiago de Cuba, el cual constituye un elemento distintivo dentro del sistema de fallas Oriente y causante de las uniformidades en su distribución (Figura 7).

Las diferencias entre los mecanismos focales ofrecidos por las distintas redes y modelos, evaluados por sus diferencias en el ángulo de Kagan (Tabla 1), son inferiores a los  $25^\circ$ , valor considerado relativamente bajo según Zahradnik y Custodio (2012) de lo que se infiere la similitud de las soluciones.

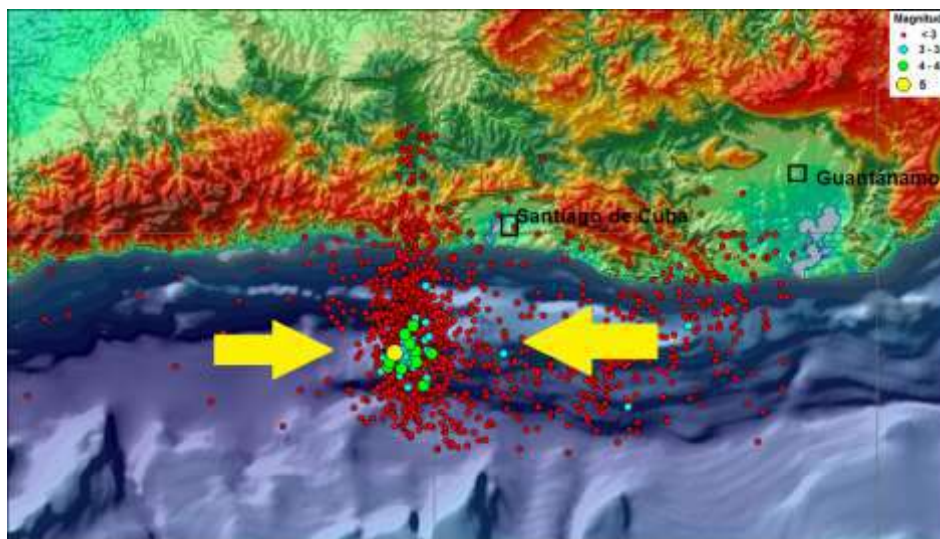








Figura 7. Mapa de epicentros de terremotos registrados durante el 2016 en la región oriental de Cuba. Las flechas amarillas indican la distribución del par de fuerzas según los tensores del momento sísmico calculado.

Los valores obtenidos de % DC, superiores al 70%, indican que los eventos fueron el resultado de la acción de un doble par de fuerzas y no guardan relación alguna con explosiones, implosiones u otro tipo de fenómeno. Estos valores son equivalentes a los esperados para sismos en un sistema de fallas transformante.

Tabla 1. Comparación de los resultados del tensor del momento sísmico obtenido en este estudio con los de otras fuentes para los eventos del 17 de enero del 2016 a las 08:17 UTC y 08:30 UTC.

<b>Tiempo de origen: 20160117 08:17 UTC</b>											
Fuente		Latitud (°N)	Longit. (°W)	Prof (km)	M <sub>w</sub>	Mec. focal	Soluciones (N1 N2)	%DC	Ángulo Kagan		
									SSNC	USGS	GFZ
Fuente	SSNC	19.78	76.10	8	4.9		5 39 96 177 52 85	74.4	-	19	31
	USGS	19.81	76.09	10	4.9		340 34 63 191 60 106	66	19	-	49
	GFZ	19.75	75.98	10	4.9		164 39 49 32 62 118	-	31	49	-
<b>Tiempo de origen: 20160117 08:30 UTC</b>											
Fuente	SSNC	19.78	76.09	7	5.1		351 38 82 182 53 96	80.2	-	13	17
	USGS	19.72	76.10	10	5.2		335 28 69 179 64 101	69	13	-	28
	GFZ	19.74	75.94	12	5.0		163 45 76 2 47 103	-	17	28	-

Para ambos terremotos tanto los resultados de este trabajo como los aportados por otras fuentes, para todos los posibles planos de falla, evidencian un mecanismo focal de tipo inverso, es decir, responde a procesos de compresión con orientación W-O.

El nivel de incertidumbre de estos resultados es bajo (ver anexo), dado el número de estaciones utilizadas en la inversión y su cobertura azimutal, su favorable relación señal-ruido (SNR) y la baja influencia de alteraciones instrumentales, principalmente las tipo *mice* (Zahradník y Plešinger 2010). Estas condiciones propiciaron valores relativamente bajos del valor CN, lo que indica una buena resolutivez del tensor del momento, valores bajos del ángulo de Kagan para controlar la incertidumbre de las soluciones (Zahradník y Custodio 2012) y poca dispersión de los valores del mecanismo focal.

Para el terremoto de mayor energía, la presencia de un plano de fallas con orientación N-S, perpendicular a la dirección fundamental del movimiento del sistema de fallas transformante, constituye un elemento significativo sin

evidencias en estudios precedentes. Este plano de fallas, en el extremo oeste del Cinturón Deformado de Santiago de Cuba, podría indicar que esta sección del promontorio modula la sismicidad en la zona, que como se conoce no es heterogénea (Arango 2014). Tal modulación podría ser la causa de que de los 22 sismos históricos reportados en la costa suroriental de Cuba, 20 se localicen al sur de la ciudad de Santiago de Cuba.

## 5. CONCLUSIONES

- La comparación entre los parámetros espacio-temporal-energéticos de los sismos analizados en este estudio y los obtenidos por las distintas agencias de monitoreo que operan en la región evidencian resultados similares, aunque con pequeñas diferencias. Tales diferencias son atribuibles a una mayor distancia y a la pobre cobertura azimutal de las estaciones sismológicas utilizadas por esas agencias para el análisis de terremotos al sur de Santiago de Cuba, comparadas con la distancia y cobertura del SSNC. Los tensores del momento sísmico calculados por estas agencias y en particular los del SSNC, muestran planos de fallas con mecanismo inverso, lo que refleja la acción de fuerzas compresivas. El plano de fallas N-S correspondiente al sismo de mayor energía, constituye un elemento sin precedentes en estudios similares de la región, y muestra la influencia de la porción oeste del promontorio de Santiago de Cuba en el contexto geodinámico regional. A pesar de que en sus inicios la distribución temporal de los terremotos se asemejaba al comportamiento de una serie, posteriormente se evidenció que se trataba de un comportamiento tipo premonitores - sismo principal - réplicas.

## 6. AGRADECIMIENTOS

Los autores de este trabajo quieren agradecer al GFZ, el USGS y al CENAIIS por permitir el uso de los datos de sus archivos; al SSNC por el financiamiento de esta investigación, en particular a los especialistas de la Estación Central por el procesamiento primario de la información; y a los autores de los programas ISOLA (Sokos y Zahradník 2008, 2013), SEISAN (Havskov y Ottemöller 2010), GMT (Wessel *et al.* 2013) y SAC (Goldstein 1999) por facilitar sus códigos para el procesamiento de las señales y la realización de los mapas.

## 7. REFERENCIAS

Arango E. D. 2014: *Análisis sismotectónico del territorio oriental de Cuba a partir de la integración del modelo de corteza 3D de datos gravimétricos con datos sismológicos y geodésicos*. Tesis Doctoral. Centro de

- Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California, México.
- Arango, E., González, O., Palau, R. y Leyva, M. 2017: Evaluación del comportamiento de la actividad sísmica de Corralillo iniciada el 9 de enero de 2014. *Revista Ciencias de la Tierra y el Espacio*, 18(1): 71-85.
- Brocher, T.M. 2008: Key elements of regional seismic velocity models for long period ground motion simulations. *Journal of Seismology*, 12(2): 217-221, doi: 10.1007/s10950-007-9061-3.
- Calais, E. 1988: *Aspect structural d'une limite de plaques en coulissage: La frotérière Nord-Caraïbe de Cuba à Hispaniola (Grandes Antilles)*. Diplôme d'études approfondies à l'Université de Bretagne Occidentale. Archivo CENAIIS, 118p.
- Calais, E. y Lepinay, B.M., 1991: From transtension to transpression along the northern Caribbean plate boundary off Cuba: implications for the Recent motion of the Caribbean plate. *Tectonophysics*, 186(3-4): 329-350.
- Calais, E., Béthoux, N., y Lepinay, B.M., 1992: From transcurrent faulting to frontal subduction: A seismotectonic study of the Northern Caribbean plate boundary from Cuba to Puerto Rico. *Tectonics*, 11(1) : 114-123.
- 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 CENAIIS. 150 p.
- Dreger D. S. 2002: *Time-Domain Moment Tensor INVerse Code (TDMT\_INV) Version 1.1*, Berkeley Seismological Laboratory, pp. 18.
- García, J.; Slejko, D.; Alvarez, L.; Peruzza, L.; Rebez, A. 2003: Seismic hazard maps for Cuba and surrounding areas. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 93(6): 2563-2590.
- Goldstein, P. 1999: *SAC User's Manual*, Lawrence Livermore Laboratory, University of California.
- González, O., Moreno, B., Romanelli, F. y Panza, G.F. 2012: Lithospheric structure below seismic stations in Cuba from the joint inversion of Rayleigh surface-waves dispersion and receiver functions. *Geophys. J. Int.*, 189(2): 1047-1059. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2012.05410.x.
- Graves, R. W., y Pitarka, A. 2004: *Broadband time history simulation using a hybrid approach*, Proc. En: 13th World Conf. Earthquake Eng., Vancouver, Canada, paper no. 1098.
- Havskov, J. y L. Ottemøller. 2000: SEISAN earthquake analysis software. *Seis. Res. Lett.*, 70(5): 532-534.

- Havskov, J. y Ottemöller, L. 2010: *Routine Data Processing in Earthquake Seismology*. Springer Science+Business Media B.V. DOI 10.1007/978-90-481-8697-6\_5.
- Kagan, Y.Y. 1991: 3-D rotation of double-couple earthquakes sources. *Geophys. J. Int.*, 106(3): 709-716. doi: 10.1111/j.1365-246X.1991.tb06343.x.
- Krizova, D., Zahradnik, J., y Kiratzi, A. 2013: Resolvability of isotropic component in regional seismic moment tensor inversion. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 103(4): 2460–2473.
- Mann P., Calais E., Ruegg J. C., DeMets Ch., Jansma P. E. y Mattioli G. S. 2002: Oblique collision in the northeastern Caribbean from GPS measurements and geological observations. *Tectonics*, 21(6): 1057.
- Mogi, K. 1963: Some discussions on aftershocks, foreshocks and earthquake swarms, the fracture of a medi-infinite body caused by inner stress origin and its relations to earthquake phenomena. *Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ.*, 41(3): 615-58.
- Moreno, B., Grandison, M. y Atakan, K. 2002: Crustal velocity model along the southern Cuba margin: implications for the tectonic regime at an active plate boundary, *Geophys. J. Int.*, 151(2): 632–645.
- Nafe, J.E., yand Drake C.L. 1960: *Physical properties of marine sediments, in The Sea*, Vol.3, M.N.Hill (Editor), Wiley-Interscience, NewYork, 794–815.
- Omori, F. 1894: On the aftershocks of earthquakes. *Journal of the College of Science, Imperial University of Tokyo*, 7: 111–200.
- Sokos, E. N., y J. Zahradník. 2008: ISOLA a Fortran code and a Matlab GUI to perform multiple point source inversion of seismic data. *Computers and Geosciences*, 34(8): 967-977.
- Sokos, E. N., y J. Zahradník. 2013: Evaluating centroid-moment-tensor uncertainty in the new version of ISOLA software. *Seismol. Res. Lett.*, 84(4): 656-665.
- Tsunami Laboratory. 2011: *ICMMG SD RAS, Novosibirsk, Russia, Historical Tsunami Database for the World Ocean (HTDB/WLD), 1628 B.C to present*, online <http://tsun.sccc.ru/nh/tsunami.php>.
- Utsu, T. 1961: A statistical study of the occurrence of aftershocks. *Geophysical Magazine*, 30: 521–605.
- Vackář J., J. Burjáněk, y J. Zahradník. 2015: Automated detection of long-period disturbances in seismic records; MouseTrap code. *Seism. Res. Letters*, 86(2A): 442-450.
- Wessel, P., W. H. F. Smith, R. Scharroo, J. Luis, y F. Wobbe, 2013: Generic Mapping Tools: Improved Version Released, *EOS Trans. AGU*, 94(45): 409-410. doi:10.1002/2013EO450001.

- Zahradník, J., y A. Plešinger. 2005: Long-period pulses in broadband records of near earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 95(5): 1928–1939, doi10.1785/0120040210.
- Zahradník, J., y A. Plešinger. 2010: Toward understanding subtle instrumentation effects associated with weak seismic events in the near field. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 100(1): 59–73, doi 10.1785/0120090087.
- Zahradnik, J., y Custodio, S. 2012: Moment Tensor Resolvability: Application to Southwest Iberia. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 102(3): 1235–1254. doi:10.1785/0120110216.

## **Información adicional**

### **Conflicto de intereses**

Los autores declaran que no existen conflictos de intereses

### **Contribución de los autores**

OFGM: inversión de los tensores del momento sísmico, procesamiento de datos e interpretación de resultados; redacción del artículo. EDAA: mapeado de los resultados, procesamiento de datos e interpretación de los resultados, colaboró con la redacción del artículo. BMT: análisis de la sismicidad, procesamiento de datos, interpretación de resultados, colaboró con la redacción del artículo, colaboró con la redacción del artículo. MLA: procesamiento de señales y análisis de la sismicidad, procesamiento de datos, interpretación de resultados, colaboró con la redacción del artículo. YBH: procesamiento de la información macrosísmica y análisis de la sismicidad, procesamiento de datos e interpretación de resultados, colaboró con la redacción del artículo.

### **ORCID**

OFGM, <https://orcid.org/0000-0003-0810-3656>

EDAA, <https://orcid.org/0000-0001-6035-3121>

BMT, <https://orcid.org/0000-0002-7830-5184>

MLA, <https://orcid.org/0000-0002-6745-7510>

YBH, <https://orcid.org/0000-0002-7555-2067>

Recibido: 01/12/2020

Aceptado: 25/03/2021

### Anexo 1. Resumen de los tensores del momento

