

CALIBRACIÓN Y VALIDACIÓN DEL ALGORITMO DE BAKUN AND WENTWORTH PARA CALCULAR LOCALIZACIÓN Y MAGNITUD DE TERREMOTOS HISTÓRICOS A PARTIR DE DATOS MACROSÍSMICOS EN CUBA ORIENTAL

Augusto Antonio Gómez-Capera¹; Julio García-Peláez²; Tomás Chuy-Rodríguez³; Elkin de Jesús Salcedo-Hurtado^{4,5}; Massimiliano Stucchi¹

RESUMEN

Se presentan los resultados de un análisis de calibración, a partir de bases de datos de sismicidad del oriente de Cuba, del algoritmo de Bakun y Wentworth (1997) para delimitar área epicentral y magnitud a partir de solo datos de intensidad macrosísmica en escala MSK. La calibración es necesaria debido a que el algoritmo calcula una magnitud a partir de puntos de intensidad macrosísmica mediante el uso de un modelo regional de atenuación de la intensidad macrosísmica en función de M_w y de la distancia a la fuente. Para este propósito, se seleccionaron ocho terremotos del post-900, para los cuales se dispone de 486 observaciones de intensidad macrosísmica y determinaciones instrumentales confiables de magnitud de momento sísmico (M_w) y epicentro. El modelo obtenido es:

$$I_{MSK} = (3.11 \pm 0.40) + (1.40 \pm 0.09) * M_w - (0.0017 \pm 0.00027) * R - (3.17 \pm 0.20) * \text{Log} R$$

donde R es la distancia hipocentral en kilómetros, calibrado para sismos en el rango de $5.22 \leq M_w \leq 6.81$, distancias hipocentrales menores de 400 km y profundidad fija a 10 km. El modelo de atenuación es validado utilizando tres eventos ocurridos en 1947, 1976 y 1998 los cuales no fueron utilizados en el proceso de calibración y además cuentan con datos instrumentales. Las magnitudes calculadas con nuestro modelo son comparables con las instrumentales para los ocho terremotos utilizados para la calibración como también para los tres sismos usados en el proceso de validación con incertidumbres entre 0.23 y 0.35 equivalentes a dos desviaciones estándar. No obstante ser la distribución de puntos de intensidad parcialmente azimutal para los 11 terremotos analizados, el modelo logra reproducir epicentros de carácter costa afuera dentro de rangos de incertidumbres aceptables. La validación del algoritmo demuestra confiabilidad y aplicabilidad del método para el análisis de terremotos históricos que no tienen registros de parámetros instrumentales. Una primera aplicación es realizada a un terremoto histórico ocurrido el 6 de junio del 1766 que ocasionó graves daños a la ciudad de Santiago de Cuba.

Palabras clave: Puntos de intensidad macrosísmica, Atenuación de la Intensidad, macrosísmica, parámetros del terremoto, Cuba.

CALIBRATION AND VALIDATION OF BAKUN AND WENTWORTH ALGORITHM FOR COMPUTING LOCATION AND MAGNITUDES OF HISTORICAL EARTHQUAKES FROM MACROSEISMIC DATA IN EASTERN CUBA

ABSTRACT

We present the results of a calibration analysis performed on eastern Cuba seismicity datasets of the approach proposed by Bakun and Wentworth (1997) to bound earthquakes epicentral area and magnitude from MSK macroseismic data only. The calibration is required as the algorithm derives an intensity magnitude (equal in the mean to moment magnitude M_w) from macroseismic observations by using a regionally suitable attenuation relationship of intensity as a function of M_w and source distance. To this purpose, a training set of 8 Post-900 earthquakes occurred in eastern Cuba was selected, for which a large number of intensity observations and reliable instrumental determinations of M_w and epicentral location are available. The model is given by:

$$I_{MSK} = (3.11 \pm 0.40) + (1.40 \pm 0.09) * M_w - (0.0017 \pm 0.00027) * R - (3.17 \pm 0.20) * \text{Log} R$$

where R is the hypocentral distance in kilometres, the model is calibrated for earthquakes in the range of $5.22 \leq M_w \leq 6.81$, hypocentral distances less than 400km and fixed depth at 10km. The model is validated using the 1947, 1976 and 1998 earthquakes, which were not used in the calibration process and also have instrumental data. The validation of the algorithm demonstrates reliability and applicability of the method for the analysis of historical earthquakes that have no records of instrumental parameters. An overall agreement is found for both the location and magnitude of these events with magnitude uncertainties between 0.23 and 0.35 equivalent to two standard deviations. However the MDPs distributions are partially azimuthal for those 11 analyzed earthquakes, the model can reproduce offshore epicentres within acceptable uncertainties ranges. A first application is made to a historical earthquake occurred on June 6, 1766 causing severe damage to the city of Santiago de Cuba.

Keywords: Macroseismic Data Points (MDPs), Macroseismic intensity attenuation, earthquake parameters, Cuba

¹ Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, sezione di Milano-Pavia, Italia, antonio.gomez@mi.ingv.it

² Ist. Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale, Trieste, Italia, jgarcia@inogs.it

³ Centro Nacional de Investigaciones Sismológicas, Santiago de Cuba, Cuba, chuy@cenais.cu

⁴ Observatorio Sismológico y Geofísico de la Universidad del Valle

⁵ Departamento de Geografía, Universidad del Valle, Cali, Colombia, elsalced@univalle.edu.co

INTRODUCCIÓN

El archipiélago cubano, debido a su localización geográfica y tectónica, ha estado sometido durante toda su historia a los efectos de fenómenos naturales muy destructivos como huracanes y terremotos, dejando cuantiosas pérdidas materiales y humanas.

Es bien conocido que la sismicidad en Cuba presenta dos génesis diferentes, la primera está asociada a la zona de contacto entre las placas tectónicas del Caribe y Norteamericana (FIGURA 1). Es aquí, donde ha ocurrido el mayor número de sismos incluyendo los de mayores magnitudes hasta el momento. A este tipo de sismicidad, conocida como “de entreplacas” están asociados los terremotos históricos más importantes de los registros documentales sobre la sismicidad histórica de Cuba, comenzando por el terremoto ocurrido en el año 1528, que ocasionó daños en Baracoa, la primera

Villa fundada por los españoles en Cuba después del descubrimiento de América.

En particular, la ciudad de Santiago de Cuba, en la costa sur-oriental, ha sido parcialmente destruida en varias ocasiones (en 1766, 1852, y 1932) y en sus cercanías se reportan más del 60% de los terremotos perceptibles y fuertes.

Al segundo tipo de sismicidad, llamada “de interior de placas” pertenecen los eventos asociados a estructuras geológicas de menor orden, distribuidas a lo largo del territorio Nacional y no evidenciadas en la FIGURA 1. El período de retorno/recurrencia medio de terremotos de gran intensidad en estas estructuras geológicas es mayor que en la parte sur-oriental y las magnitudes registradas son de menor envergadura, no obstante debido a la poca profundidad de los hipocentros, se pueden registrar daños de interés.

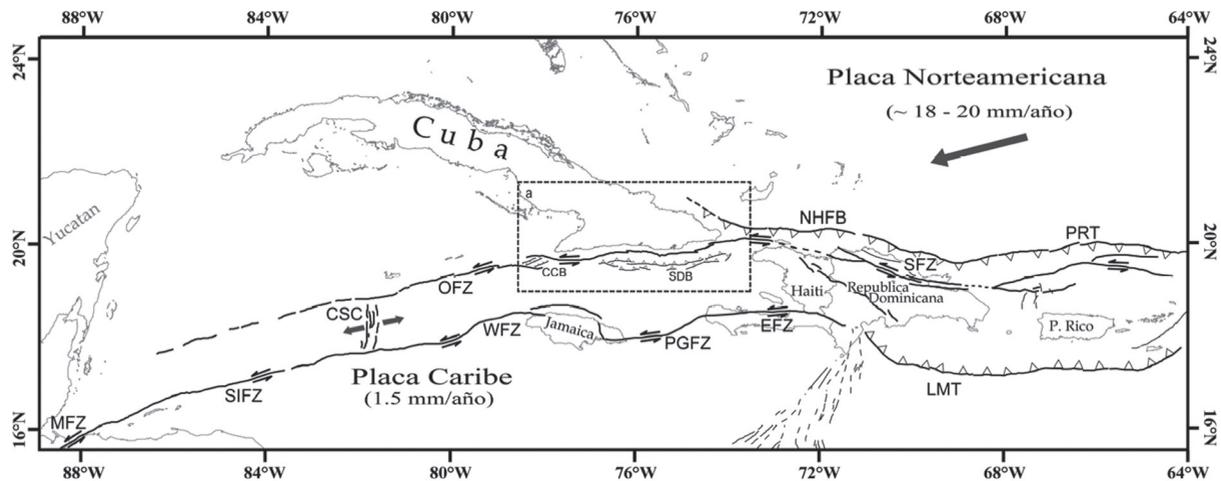


FIGURA 1. Marco tectónico del límite norte de la placa Caribe y la Norteamericana. Para los principales sistemas de fallas se utilizan las siguientes abreviaturas: MFZ, Zona de fallas Motagua; SIFZ, Zona de fallas “Swan Islands”; CSC, Centro de generación de corteza de Caimán; WFZ, Falla Walton; OFZ, Zona de fallas Oriente; PGFZ, Falla “Plantain Garden”; EFZ, Falla Enriquillo; NHFB, Cinturón deformado del Norte de la Española; NHDB; SFZ, Zona de fallas Septentrional; PRT, Fosa de Puerto Rico; LMT, Fosa de Los Muertos; CCB, Cuenca de Cabo Cruz; SDB, Cinturón deformado de Santiago de Cuba. En (a) se muestra el área de estudio considerada en este trabajo.

La mayoría de los terremotos fuertes de Cuba pertenecen al período pre-instrumental y tanto la localización como la magnitud de estos terremotos con sus correspondientes incertidumbres son parámetros decisivos en el cálculo de la amenaza sísmica. Se hace necesario establecer criterios y métodos confiables, de manera que haciendo uso de la información macrosísmica permitan la determinación de los parámetros que caracterizan los terremotos históricos.

Diferentes algoritmos están disponibles en literatura para acometer esta tarea (Sibol *et al.*, 1987; Bakun and Wentworth, 1997; Gasperini *et al.*, 1999; Musson *et al.*,

2008a; Musson *et al.*, 2008b; Gasperini *et al.*, 2010) y todos se basan en el concepto físico de la atenuación de las intensidades macrosísmicas producidas por un terremoto y han sido aplicados en diferentes contextos tectónicos y geográficos.

Por ejemplo, la metodología propuesta en Gasperini *et al.* (1999) ha sido utilizada con éxito en diferentes regiones de Europa (Stucchi *et al.*, 2012). Esta metodología funciona muy bien cuando se cuenta con una buena distribución azimutal de las intensidades y el epicentro del terremoto y el área pleistósica no están costa afuera. De la misma manera es necesario contar

con una gran cantidad de terremotos para calibrar una función polinómica (Sibol *et al.*, 1987) asociada a cada grado de intensidad macrosísmica con la cuál se calcula la magnitud del terremoto.

Por otra parte, la metodología de Bakun and Wentworth (1997) trabaja explícitamente con un modelo de atenuación de la intensidad macrosísmica calibrada para la región donde se va aplicar, este método tiene la ventaja que usa toda la distribución de puntos de intensidad macrosísmica del terremoto por lo cual funciona de manera adecuada para reproducir epicentros y magnitudes de sismos costa afuera (como por ejemplo

en el Caribe, Mar Egeo, Mar de Mármara) o eventos con una pobre o incompleta cobertura azimutal de intensidades macrosísmicas como en los casos de valles en cordilleras como en Los Andes, Los Alpes, Pirineos, el Pamir y el Tien Shan (TABLA 1). Esta metodología ha sido ampliamente aplicada en diferentes regiones del planeta (TABLA 1) con la característica que las relaciones de atenuación usadas en la referencias de la TABLA 1 han sido calibradas con datos modernos de terremotos preferiblemente del post-80 que simultáneamente tiene información de puntos de intensidad macrosísmica y parámetros instrumentales de buena calidad como son el epicentro y la magnitud momento sísmico.

TABLA 1. Regiones donde ha sido aplicada la metodología de Bakun and Wentworth (1997)

N	Región	Estudio
1	California	Bakun (1999); Bakun (2000); Bakun (2006a)
2	Valle del Rin en el centro de Europa	Hinzen and Oemisch (2001)
3	Región este de Norte América	Bakun <i>et al.</i> (2003)
4	Missouri (secuencia de New Madrid (1811-1812)) y South Carolina (evento de 1886 de Charleston)	Bakun and Hopper (2004)
5	Mar de Mármara en Turquía	Parson (2004)
6	Sur de España	Mezcua <i>et al.</i> (2004); Mezcua <i>et al.</i> (2013)
7	Japón	Bakun (2005)
8	Basin and Range Province del oeste de América del Norte	Bakun <i>et al.</i> (2006b)
9	Francia (Alpes Franceses, Pirineos, Provenza, Rhin, region de "Armorican")	Bakun and Scotti (2006)
10	Occidente andino del Venezuela	Palme <i>et al.</i> (2005a); Palme <i>et al.</i> (2005b); Choy <i>et al.</i> (2010)
11	Europa (Mar Egeo, Gran Bretaña, Península Ibérica, Región Europea Continental Estable e Italia)	Suiza, Gómez Capera <i>et al.</i> (2009) a través del Proyecto NERIES "package" NA4, <i>Distributed Archive of Historical Earthquake Data</i> (Stucchi <i>et al.</i> , 2010),
12	Valles andinos del Ecuador	Beauval <i>et al.</i> (2010)
13	India	Szeliga <i>et al.</i> (2010)
14	Regiones alpinas de Suiza	Álvarez-Rubio <i>et al.</i> (2011)
15	Islas de Española, Puerto Rico e Islas Vírgenes	ten Brink <i>et al.</i> (2011)
16	Italia para estudios de incertidumbre epistémica	Bakun <i>et al.</i> (2011)
17	Haití (Sistema de Falla de Enriquillo, Haiti)	Bakun <i>et al.</i> (2012)
18	Centro de Asia (Pamir y Tien Shan)	Bindi <i>et al.</i> (2013)

En el presente estudio aplicaremos el algoritmo de Bakun and Wentworth (1997), teniendo en cuenta que la mayoría de los epicentros están costa afuera y la distribución azimutal de las intensidades en muchos casos es parcial o incompleta. Este algoritmo nos permitirá calcular la localización y la magnitud de los terremotos con sus incertidumbres utilizando solo datos de puntos de intensidad macrosísmica; de esta manera se aplica una metodología objetiva, matemática, homogénea y transparente. Esta es una iniciativa científica que se viene desarrollando en el marco de "Global Earthquake Model (GEM)" a través del proyecto GEH (2013).

SELECCIÓN DE DATOS

En este trabajo decidimos considerar el Oriente cubano (19.50° – 21.50° Latitud Norte y los 74.00° – 77.00° Longitud Oeste) como área de estudio (FIGURA 1– recuadro interno). La región oriental y en particular la costa suroriental, límite activo de las placas del Caribe y la Norteamericana, es donde con mayor frecuencia e intensidad ocurren los terremotos y donde diversos estudios de peligrosidad sísmica han corroborado su alta peligrosidad sísmica (García *et al.*, 2003; García *et al.*, 2008).

Para esta área se ha confeccionado un banco de datos con toda la información macrosísmica/histórica disponible. La fuente fundamental de los datos macrosísmicos es el “Catálogo de sismos perceptibles” propuesto por Chuy (1999) donde se incluye la información de fuentes históricas como: Poey (1855, 1887), Salterain (1883), Montessus de Ballore (1924), entre otros, y se proponen parámetros macrosísmicos de los terremotos (magnitud, coordenadas hipocentrales) obtenidos por el autor. En este estudio se reportan los efectos ocasionados por más de 900 terremotos perceptibles (27 eventos con $I \geq VII$) según la escala MSK (Medvedev *et al.*, 1964). Los parámetros hipocentrales y la magnitud macrosísmica de cada evento son calculados teniendo en cuenta la cantidad y calidad de los datos reportados a partir de un modelo de isostas elíptico (Álvarez and Chuy, 1985). Como complemento se ha utilizado también la información obtenida recientemente por Cotilla, principalmente, para los terremotos del Oriente cubano (Cotilla Rodríguez, 2003; Cotilla and Córdoba, 2010a; Cotilla and Córdoba, 2010b). Para el período instrumental se utiliza el catálogo de Álvarez *et al.* (1999), donde se recopila la información sobre los terremotos localizados por las agencias locales (red de estaciones de Cuba y Jamaica), regionales (NEIC) y globales (ISS, ISC) para Cuba y las áreas aledañas.

METODOLOGÍA

La estrategia

Bakun and Wentworth (1997) argumentan que los análisis de los datos de movimiento de suelo de alta fidelidad están de acuerdo que la intensidad macrosísmica dada en niveles discretos varía con los parámetros de movimiento fuerte del suelo, aunque exista un carácter continuo en la evaluación de funciones empíricas que relacionan dichos parámetros y la intensidad del terremoto (Cua *et al.*, 2010). Estos análisis en general demuestran que la amplitud y la duración de una sacudida fuerte del suelo en frecuencias en las cuales provoca daños a estructuras antrópicas se ven afectadas de manera significativa por la distancia de la fuente y por las características físicas de los suelos por debajo del sitio de registro. La característica estrictamente empírica de la intensidad macrosísmica y la importancia de la distancia epicentral y la geología local para la predicción satisfactoria del movimiento fuerte del suelo, y por lo tanto presumiblemente de la intensidad macrosísmica figuran como los puntos estratégicos de desarrollo del método de Bakun and Wentworth (1997) que computa parámetros de la fuente del terremoto a partir de solo datos de intensidad macrosísmica.

El método

El presente estudio usa la técnica de Bakun and Wentworth (1997), de aquí en adelante método B&W, el cual asume una profundidad “ h ” y un modelo de atenuación de la intensidad macrosísmica “ P ” en función de la distancia y de la magnitud del terremoto:

$$I_{ij} = a + bM_{w_j} - cR_{ij} - d(\text{Log} R_{ij}) \quad (1)$$

donde “ M_{w_j} ” es la magnitud de momento del j -ésimo terremoto (con $j=1, \dots, N_{eq}$, donde N_{eq} es el número de terremotos considerados), “ R_{ij} ” es la distancia hipocentral ($R=(d^2+h^2)^{1/2}$) para el “ j -ésimo” terremoto sentido en el sitio “ i ” e I_{ij} es la intensidad macrosísmica, siendo “ d_{ij} ” la distancia epicentral del “ j -ésimo” terremoto sentido en el sitio “ i ”, “ h ” la profundidad focal, asumida a 10km por el método y “ a ”, “ b ”, “ c ”, “ d ” son constantes. El método B&W usa la ecuación (1) para calcular una magnitud MI que es equivalente a la M_w si en el proceso de calibración se utilizan eventos con magnitudes en esta escala.

El modelo dado por la ecuación (1) es entonces invertido para calcular la magnitud individual al sitio, es decir, la magnitud asociada a cada punto de intensidad I_{ij} (con $i=1, \dots, P_j$, donde P_j es el número total de puntos de intensidad disponible para el j -ésimo terremoto) a partir de los valores individuales de intensidad I_{ij} observados en distancias R_i :

$$M_{ij} = (1/b)[I_{ij} + a + cR_{ij} + d(\text{Log} R_{ij})] \quad (2)$$

De aquí en adelante, indicamos con MI la magnitud calculada a partir de datos de intensidad macrosísmica. El método B&W calcula localización y magnitud de un dado j -ésimo terremoto a partir del cómputo de MI_{ij}^k sobre una red de puntos de posibles localizaciones (epicentros) x_k . La magnitud MI_{ij}^k es definida como el promedio de las magnitudes M_{ij}^k calculadas a partir de puntos de intensidad macrosísmica para el terremoto j y asumiendo que el epicentro es localizado en x_k ,

$$MI_j^k = \frac{1}{P_j} \sum_{i=1}^{P_j} M_{ij}^k \quad (3)$$

El rms dado en la ecuación (4) corresponde al rms de la magnitud MI en el punto x_k .

Considerada una red de puntos de posibles epicentros x_k , las raíces medias cuadráticas ($rms[MI_{ij}^k]$) es calculada como:

$$rms(MI_j^k) = \left[\frac{1}{\sum_i w_i^2} \sum_i w_i (MI_{ij}^k - MI_j^k)^2 \right]^{1/2} \quad (4)$$

donde w_i es una función peso con respecto a la distancia (Bankun & Wentworth, 1997):

$$w_i = \begin{cases} 0.1 + \cos[(R_i/150) * \frac{\pi}{2}] & \text{for } R_i < 150 \text{ km} \\ 0.1 & \text{for } R_i \geq 150 \text{ km} \end{cases} \quad (5)$$

El mínimo de todos los rms en la red se resta de cada uno de los rms de la red. La red la tomaremos con celdas de paso 1 km. De acuerdo con Bakun and Wentworth (1997) y Bakun (1999), el centro de intensidades (CI) corresponde al:

$$rms - \min rms = 0 \quad (5a)$$

donde la magnitud de intensidad MI_j es dada por M_j^k evaluada en el punto CI .

El CI corresponde a la localización de la fuente puntual que mejor satisface los puntos de intensidad macrosísmica, físicamente representa el punto de mayor liberación de energía. A diferencia con la definición clásica de epicentro como el punto en el cual se inició la ruptura. En este trabajo se usa el CI como la localización del evento sísmico a partir de los MDPs y se adopta como “epicentro macrosísmico”. La magnitud macrosísmica MI en el CI es la magnitud equivalente a M_w del terremoto. Las incertidumbres en la determinación de la M_w calculada están asociadas con el número de puntos

de intensidad macrosísmica (NMDP) según Bakun and Wentworth (1999).

Los niveles de rms corresponden a intervalos de confianza de que el CI se encuentre dentro del área delimitado por ellas. Los niveles de rms usualmente son representados por el método de B&W al 95%, 90%, 80%, 67% y 50% a partir de valores tabulares publicados por Bakun and Wentworth (1999).

CALIBRACIÓN DEL MODELO DE ATENUACIÓN DE LA INTENSIDAD MACROSÍSMICA

La ecuación (1) fue calibrada analizando 483 puntos de intensidades macrosísmicas provenientes de ocho terremotos del siglo XX (FIGURA 2; TABLA 2) que de manera simultánea tienen parámetros instrumentales definidos (M_w y epicentro), cubriendo el rango de magnitud M_w [5.10 – 6.80] (FIGURA 3). La fuente de los datos instrumentales se muestra en la TABLA 2. Las intensidades macrosísmicas cubren el rango entre [II MSK – VIII MSK].

Las medias y medianas de la distancia hipocentral son calculadas para cada grado de intensidad macrosísmica de cada evento y en las FIGURAS 4a y 4b se presentan algunos ejemplos de este procedimiento: los círculos representan los MDPs (localidades con intensidad macrosísmica definida), la media y la mediana para cada clase de intensidad han sido representados con triángulos verdes y cuadrados azules, respectivamente. Las barras rojas representan ± 1 desviación estándar con respecto al valor medio sin tener en cuenta los *valores atípicos*.

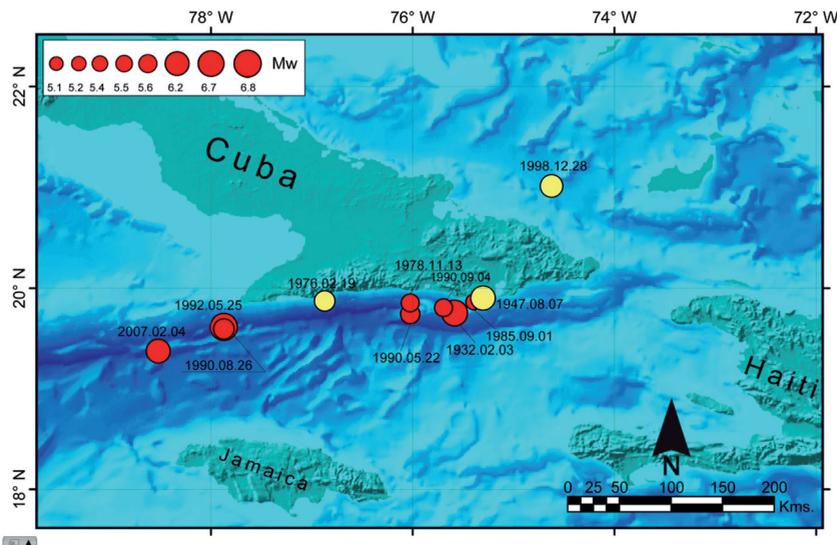


FIGURA 2. Terremotos usados en el proceso de: (a) calibración (círculos rojos) y (b) validación (Círculos amarillos)

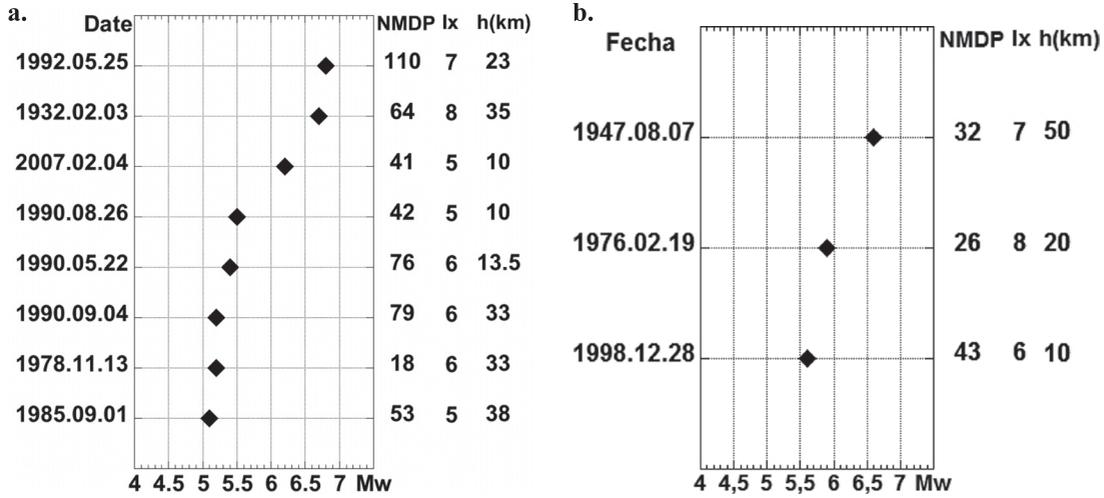


FIGURA 3. a) Terremotos de calibración, b) terremotos de validación. Los eventos están ordenados por magnitud. En la parte derecha del gráfico para cada evento es dado el número de puntos de intensidad macrosísmica (NMDP), la intensidad máxima reportada (Ix) y la profundidad focal (h, en kilómetros).

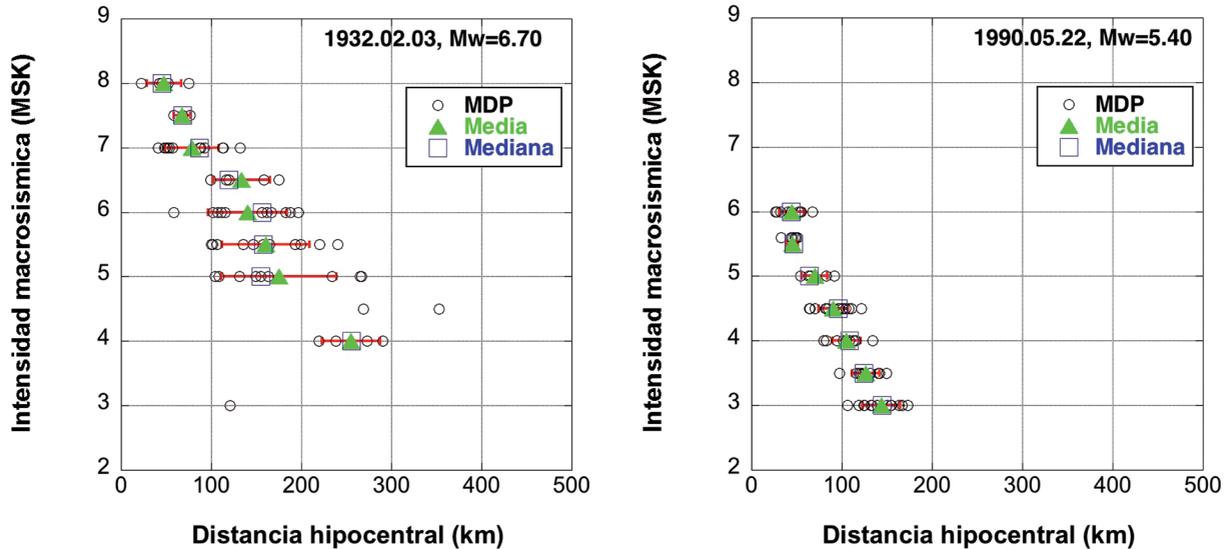


FIGURA 4. Intensidad vs Distancia. Dos ejemplos de terremotos usados en la calibración del modelo de atenuación de la intensidad macrosísmica.

En este trabajo se han seleccionado los MDPs con $I > III$ (círculos grises en la FIGURA 4) y considerado como *valores atípicos* los MDPs para el caso de obtener una banda de dos desviaciones estándar de la media de la distancia hipocentral. Estos MDPs que salgan de esta banda serían descartados y no son considerados en los cálculos (Bakun and Wentworth, 1997). Para la calibración fueron utilizadas las medianas de la distancia hipocentral para cada clase de intensidad de cada uno de los ocho terremotos (rombos grises en la FIGURA 5). Las medianas de la distancia epicentral son usadas ya que sus cálculos no se ven afectados por valores extremos. La regresión no lineal de las medianas fue realizada usando el programa “Kaleida Graph’s

General curve fit” (Sinergy Software, 2005) el cual usa el algoritmo de Levenverg-Marquart (Press *et al.*, 1989). El modelo de atenuación de la intensidad macrosísmica obtenido fue:

$$I(MSK) = (3.11 \pm 0.40) + (1.40 \pm 0.09) * M_w - (0.0017 \pm 0.00027) * R - (3.17 \pm 0.20) * \text{Log}R \quad (6)$$

donde M_w es la magnitud de momento y R viene definida como en (1). La relación (6) es mostrada en la FIGURA 5 para una $M_w = 6.2$ la cual muestra que en los primeros 100 km la atenuación es de aproximadamente 3.5 grados de intensidad y entre los 100 km a 200 km la atenuación es de un grado de intensidad.

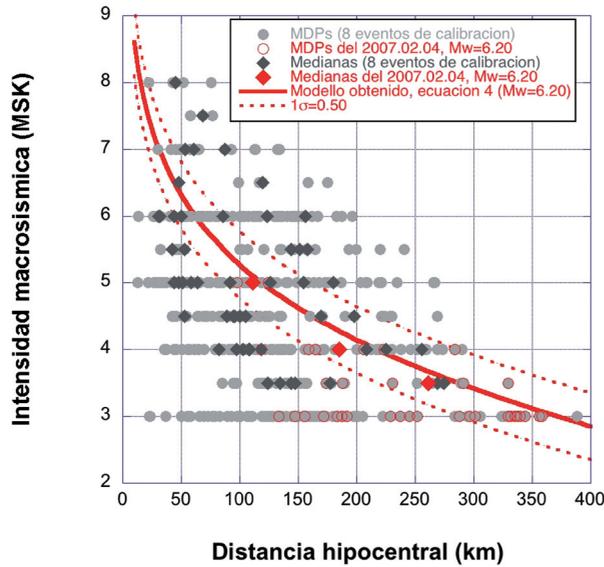


FIGURA 5. Curva de atenuación de la intensidad macrosísmica obtenida en el presente estudio (línea continua en rojo) según la ecuación (4) para $M_w=6.20$. Son resaltados los MDPs y las medianas asociadas al terremoto del 2007.02.04, con $M_w=6.20$, usado en el proceso de calibración. s es la desviación estándar.

PRUEBA DE VERIFICACIÓN

La verificación del modelo de atenuación dado por la relación (6) fue realizada calculando M_w y el epicentro macrosísmico usando el método B&W, para cada uno de los ocho terremotos de la calibración. Los resultados se muestran en la TABLA 2 y la FIGURA 6. Dos ejemplos se presentan en las FIGURAS 7, 8 y 9, y se describen a continuación.

Terremoto del 1932.02.03 en Santiago de Cuba, $M_w=6.7$

La intensidad máxima es de VIII MSK en la ciudad de Santiago de Cuba (FIGURA 7) y otras cuatro localidades limítrofes (El Cobre, El Cristo, Daiquiri, Ramón de Guaninao, FIGURAS 8a y 8b). El número de puntos de intensidad macrosísmica (NMDPs) es de 64 (FIGURA 8a) (Chuy, 1999).

Este evento no obstante pertenece a la era “pre-instrumental” y tanto su localización como la magnitud han sido tomadas de la literatura (TABLA 2). Van Dusen and Doser (2000) proponen una magnitud momento $M_w=6.70$. Las coordenadas del epicentro son propuestas por Russo (1995), situado no lejos de la línea de costa al este de Santiago de Cuba (estrella en FIGURAS 8a y 8b). A partir de los 64 MDPs de este evento (Chuy, 1999) y aplicando el método B&W usando el modelo de atenuación obtenido según la relación (8), la magnitud momento equivalente calculada en el centro de intensidad es de 6.81 (isolínea azul que intercepta el triángulo rojo en FIGURA 8b). La incertidumbre media es ± 0.25 en el 95% ($\pm 2\sigma$) del nivel de confianza y ± 0.16 en el 67% ($\pm 1\sigma$) del nivel de confianza (Bakun and Wentworth, 1999). Se puede argumentar que la magnitud calculada está dentro del rango de incertidumbre en comparación con la magnitud instrumental reportada. Se observa que la magnitud calculada en el epicentro instrumental es de 7.05 (isolínea azul que intercepta la estrella en FIGURA 8b) que dista de 0.24 unidad de magnitud respecto a la calculada en el centro de intensidad.

TABLA 2. Terremotos usados en el proceso de calibración (C) y validación (V). I_x =intensidad máxima, N MDP: Número de “Macroseismic Data Points” (puntos de intensidad macrosísmica). Se usaron los siguientes acrónimos: ISS= “International Seismological Summary”, ISC= International Seismological Centre, SSN=Servicio Sismológico Nacional de Cuba, NEIC= National Earthquake Information Center del USGS (Servicio Geológico de los EU), VDD= Van Dusen y Doser (2000), HRVD= “Global Centroid Moment Tensor project”; δl (km), es la distancia entre el epicentro macrosísmico calculado en el presente estudio y el epicentro instrumental.

N	Uso	Fecha	Parametros		Instrumentales		Datos Macrosísmicos Chuy (1999)									
			Lat Instr.	Lon Instr.	Fuente epicentro	h (km)	Fuente de h	M_w	Fuente M_w	I_x	N MDP	Lat	Lon	δl (km)	M_w	err M_w (95%)
1	C	1993.02.03	19.60	-75.72	Russo(1995)	35	SSN	6.70	VDD	8	64	19.82	-76.03	47	6.81	0.25
2	C	1978.11.13	19.85	-76.02	ISC	33	ISC	5.20	HRVD	6	18	19.85	-76.01	1	5.22	0.35
3	C	1985.09.01	19.86	-75.39	SSN	38	SSN	5.10	HRVD	5	53	19.33	-75.72	68	5.65	0.26
4	C	1990.05.22	19.74	-76.02	SSN	13.5	SSN	5.40	HRVD	6	76	19.84	-76.08	13	5.38	0.24
5	C	1990.08.26	19.59	-77.87	NEIC	10	NEIC	5.50	HRVD	5	42	19.45	-77.56	37	5.80	0.27
6	C	1990.09.04	19.80	-75.69	SSN	33	SSN	5.20	HRVD	6	79	19.72	-75.73	10	5.51	0.24
7	C	1992.05.25	19.61	-77.87	SSN	23	SSN	6.80	HRVD	7	110	19.88	-78.14	41	6.67	0.23
8	C	2007.02.04	19.37	-78.52	NEIC	10	NEIC	6.20	NEIC	5	41	19.55	-78.70	27	6.13	0.35
1	V	1947.08.07	19.90	-75.30	ISS	50	ISS	6.60	VDD	7	32	19.85	-75.58	30	6.32	0.28
2	V	1976.02.19	19.87	-76.87	SSN	20	SSN	5.90	SSN	8	26	19.63	-77.17	41	6.51	0.31
3	V	1998.12.28	21.01	-74.62	SSN	10	SSN	5.60	HRVD	6	43	21.01	-74.95	35	5.45	0.27

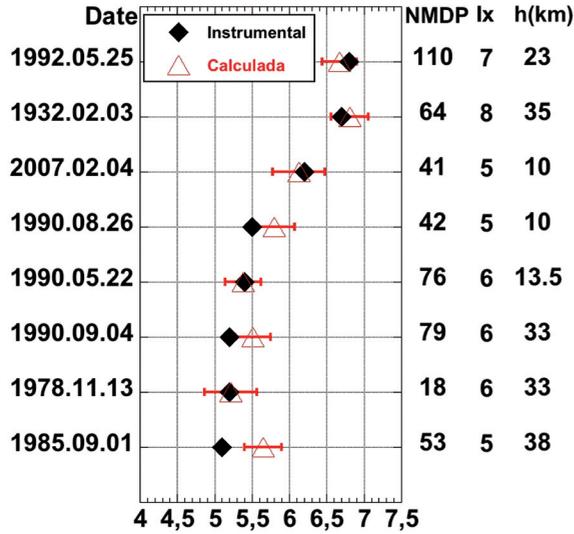


FIGURA 6. Magnitudes instrumentales y calculadas para los terremotos de calibración.

Los contornos de confianza para la localización (isolíneas de *rms* de color rojo FIGURA 8b) son costa fuera hasta el 90% de confianza y se alargan siguiendo la distribución de los puntos con intensidades asignadas para este evento sísmico al sureste de Cuba.

El centro de intensidad (epicentro macrosísmico; triángulo rojo en FIGURAS 8a y 8b) obtenido está en el área del 50% de confianza equivalente aproximadamente a una elipse de radios medios de 7 y 13 km. El centro de intensidad se localiza a 47,2 km al noroeste del epicentro instrumental el cual se encuentra dentro del área del 90% de confianza (isolíneas roja de *rms*, FIGURA 8b). No obstante la diferencia entre el epicentro instrumental y el macrosísmico obtenido en el presente estudio, nuestro modelo logra reproducir una localización de carácter costa fuera con 0.95 y 0.67 de probabilidad que el centro de energía se localiza dentro de las respectivas líneas de contorno del 95% y 67%, respectivamente (FIGURA 8b) en el Cinturón deformado de Santiago de Cuba (SDB), una de las principales zonas sismogénicas del sistema de fallas Oriente (FIGURA 1).



FIGURA 7. El terremoto de 1932.02.03. Imágenes de daños causados en Santiago de Cuba. La intensidad macrosísmica es asignada con valor de VIII MSK (Chuy, 1999). Fotos cortesía del Centro Nacional de Investigaciones Sismológicas, CENAIIS, Cuba.

Terremoto del 1990.05.22, $M_w=5.40$

El número de puntos de intensidad macrosísmica es de 76 (Chuy 1999) y la intensidad máxima reportada es de VI MSK para nueve localidades entre ellas Santiago

de Cuba (FIGURA 9a). Este evento corresponde a la era instrumental cuyas coordenadas epicentrales son reportadas por el Servicio Sismológico Nacional de Cuba (SSN en la TABLA 2), localizándolo como un evento

costa fuera (estrella FIGURA 9a), mientras que el valor de magnitud momento ($M_w=5.40$) fue obtenido del catálogo del “Global Centroid Moment Tensor project” (HRVD

en la TABLA 2), debido a que el valor de magnitud reportado por el SSN se refiere a una escala de magnitud diversa (magnitud Richter M_L o magnitud de coda M_c).

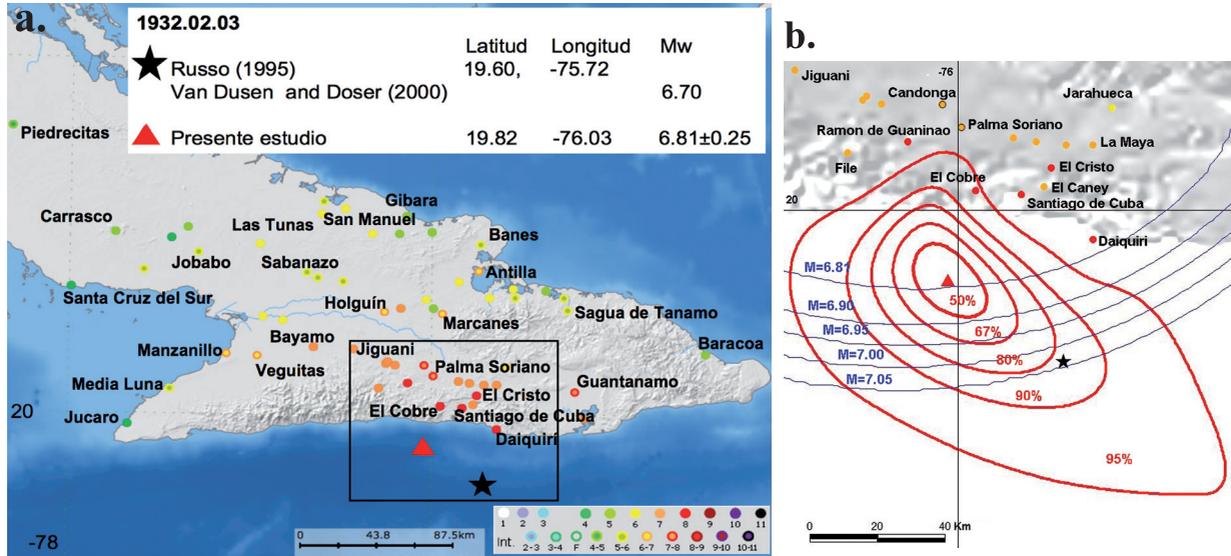


FIGURA 8. a) Datos macrosísmicos (Chuy, 1999) del terremoto de 1932.02.03 usado en la calibración. Se muestran los parámetros instrumentales (M_w y epicentro, TABLA 2) y los obtenidos en el presente estudio. **b)** Contornos de magnitud (líneas azules) y contornos de confianza (rms; líneas rojas) de la localización del centro de intensidades (triángulo rojo).

El centro de intensidad (triángulo rojo en FIGURAS 9a, 9b) obtenido está situado a 13 km al noroeste del epicentro instrumental el cual se encuentra dentro del área del 80% de confianza (isolíneas rojas, FIGURA 9b). El centro de intensidad es localizado costa fuera y se encuentra en el área del 50% de confianza que encierra un área aproximadamente elíptica de radios medios 6 y 16 km. El centro de intensidad es concéntrico al 0.95 y 0.67 de probabilidad que el centro de energía se localice dentro de las respectivas áreas del 95% y 67%, respectivamente.

Nuestro modelo de nuevo reproduce una localización de un evento de carácter costa fuera en el sistema de fallas Oriente (SZ28-SZ30 en García *et al.*, 2003). La magnitud calculada en el centro de intensidad (isolínea azul que intercepta el triángulo en FIGURA 9b) es de $M_w=5.38$ y la incertidumbre media es ± 0.24 en el 95% ($\pm 2\sigma$) del nivel de confianza y 0.16 en el 67% ($\pm 1\sigma$) del nivel de confianza logrando reproducir bastante bien la magnitud instrumental.

PRUEBA DE VALIDACIÓN

Un conjunto de tres terremotos del siglo XX (círculos amarillos en FIGURA 2; TABLA 2, FIGURA 10) con

magnitudes M_w , epicentros instrumentales y datos macrosísmicos (Chuy, 1999) fueron usados para validar la relación (6). Los tres “sismos de validación” son independientes del conjunto de terremotos usados en el proceso de calibración. La FIGURA 10 (triángulos rojos) nos muestra que las magnitudes calculadas de los tres eventos (1998.12.28; 1976.02.19; 1947.08.07) con sus rangos de incertidumbres reproducen la magnitud observada.

En particular, para el evento ocurrido el 1947.08.07, el número de MDPs es de 32 con intensidad máxima $I_x=VIII$ en Santiago de Cuba, El Caney y La Maya su magnitud momento es de 6.60 M_w (Van Dusen and Doser, 2000; FIGURA 11a) y el epicentro instrumental es dado por Van Dusen and Doser (2000) localizado aproximadamente en la línea de costa a 17 km al suroeste de la localidad de Caimanera a la cual fue asignado un valor de $I=VI-VII$. Los puntos de intensidad máxima distan del epicentro instrumental, al noroccidente, aproximadamente a 47 km en La Maya), 52 km El Caney y a 59 km en Santiago de Cuba (FIGURA 11b). El epicentro instrumental se encuentra fuera del área del 95% de confianza (isolíneas rojas en FIGURA 11b).

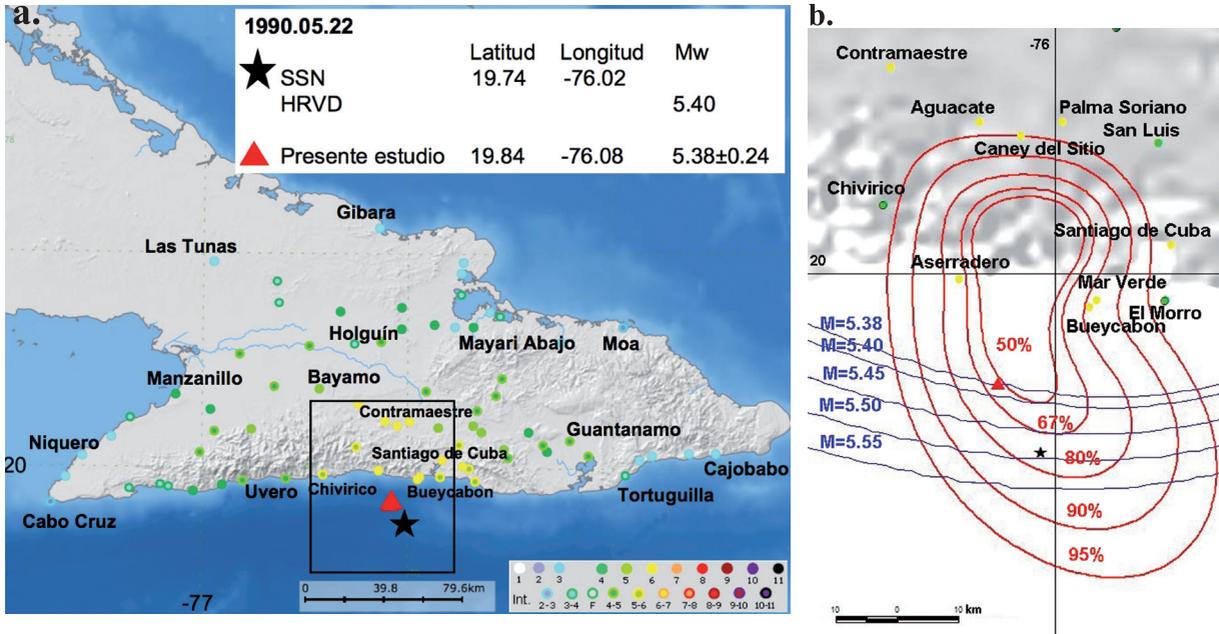


FIGURA 9. a) Datos macrosísmicos (Chuy, 1999) del terremoto de 1990.5.22 usado en la calibración. Se muestran los parámetros instrumentales (M_w y epicentro, TABLA 2) y los obtenidos en el presente estudio. b) Contornos de magnitud (líneas azules) y contornos de confianza (rms; líneas rojas) de la localización del centro de intensidades (triángulo rojo).

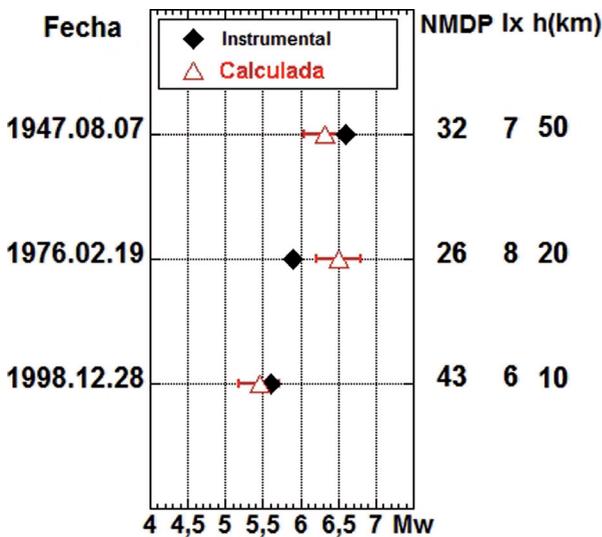


FIGURA 10. Magnitudes instrumentales y calculadas para los terremotos de validación. En la parte derecha del gráfico para cada evento es dado el número de puntos de intensidad macrosísmica (NMDP), la intensidad máxima reportada (I_x) y la profundidad focal (h , en kilómetros)

El centro de intensidad se localiza costa fuera aproximadamente en el baricentro del área del 50% de confianza (línea roja FIGURA 11b) y dista 32 km

del epicentro instrumental. Por otra parte el centro de intensidad está más cercano a la costa y por ende la distancia entre los tres puntos de intensidad máxima disminuye en comparación con el epicentro instrumental: 34 km de Santiago de Cuba, 32 km de El Caney y 37 km de La Maya al noroccidente. La distancia del centro de intensidad con la localidad de Caimanera es de 47 km.

No obstante el vacío de información macrosísmica entre los tres puntos de máxima intensidad y las localidades de Caimanera ($I=6-7$) y Guantánamo ($I=6-7$), el centro de intensidad adoptado como epicentro macrosísmico es bastante coherente con la distribución de intensidades y en especial con aquellas máximas. Hay un 0.95 y 0.67 de probabilidad que el centro de energía se localice dentro de las respectivas líneas de contorno del 95% y 67%, respectivamente.

La magnitud de momento sísmico M_w obtenida es 6,32 (isolínea azul que intercepta el triángulo rojo, FIGURA 11b). Se observa que la magnitud calculada en el epicentro instrumental es $M_w=6.40$ (isolínea azul que intercepta la estrella) y la incertidumbre media es ± 0.28 en el 95% ($\pm 2\sigma$) del nivel de confianza y ± 0.17 en el 67% ($\pm 1\sigma$) del nivel de confianza.

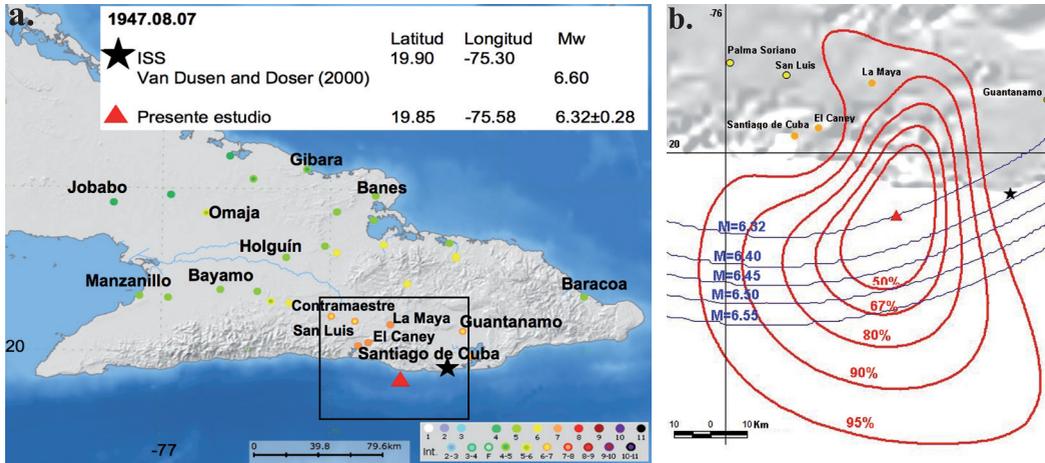


FIGURA 11. a) Datos macrosísmicos (Chuy, 1999) del terremoto del 1947.08.07 usado en el proceso de validación. Se muestran los parámetros instrumentales (M_w y epicentro, TABLA 2) y los obtenidos en el presente estudio. b) Contornos de magnitud (líneas azules) y contornos de confianza (rms; líneas rojas) de la localización del centro de intensidades (triángulo rojo).

APLICACIÓN A UN SISMO HISTÓRICO

Terremoto de Santiago de Cuba del 11 de Junio del 1766

Este terremoto ha sido estudiado por Chuy (1999) y más recientemente por Cotilla Rodríguez (2003). Una aplicación de carácter preliminar se realiza para este terremoto usando los puntos de intensidad del estudio de Cotilla Rodríguez (2003). Este estudio propone 22 puntos de intensidad siendo la máxima de IX MSK en el Castillo del Morro y la Socapa, en la bahía de la ciudad de Santiago de Cuba. La intensidad asignada a la ciudad de Santiago de Cuba un poco más al norte es VIII MSK (FIGURA 12a). El resultado de la aplicación del método B&W usando la calibración obtenida en el presente

estudio se presenta en las FIGURAS 12a y 12b. Las coordenadas del centro de intensidad (adoptado como epicentro macrosísmico) obtenido son localizadas costa fuera y se encuentran en el área del 50% de confianza. Por otro lado, por la geometría concéntrica, hay un 0.95 y 0.67 de probabilidad que el centro de energía se localice dentro de las respectivas líneas de contorno del 95% y 67%, respectivamente. El centro de intensidad se localiza aproximadamente 40 km al este de los epicentros propuestos por Chuy (1999) y Cotilla Rodríguez (2003) en el sistema de fallas Oriente. La magnitud obtenida en el presente trabajo es $M_w=6.98$, con incertidumbre media de 2σ (95%) de ± 0.32 y ± 0.17 para 1σ (67%), la cual se encuentra aproximadamente dentro de los límites de magnitudes determinadas por Chuy (1999), 7.50Ms, y Cotilla Rodríguez (2003), 6.80Ms.

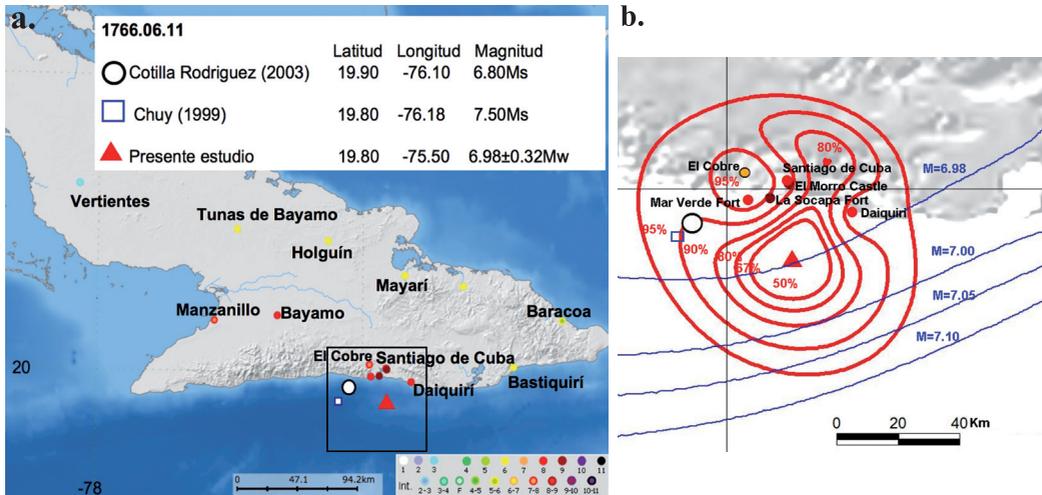


FIGURA 12. a) Terremoto histórico del 1766.06.11 usado para aplicación. Los datos macrosísmicos provienen de Cotilla Rodríguez (2003). b) Contornos de magnitud (líneas azules) y contornos de confianza (rms; líneas rojas) de la localización del centro de intensidades (triángulo rojo).

DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

Las áreas de confianza de rms presentan un patrón del 0.95 y 0.67 de probabilidad que el centro de energía (centro de intensidad) se localice dentro de las respectivas líneas de contorno del 95% y 67%, respectivamente. Para los eventos de calibración y validación se observa que el centro de intensidad en el área del 50% de confianza garantiza menores incertidumbres espaciales y mayor confianza de localización de carácter costa fuera. No obstante, se encuentran distancias “ δ ” entre centros de intensidades y el epicentro instrumental en el intervalo $1 \leq \delta \leq 68$ km. Estas diferencias pueden estar relacionadas con la diferencia entre la definición física de epicentro instrumental y centro de intensidades, la parcial distribución azimutal de las intensidades macrosísmicas en la región de estudio (epicentros costa fuera), la incertidumbre en la localización de los terremotos pre-instrumentales y haber fijado la profundidad en la ecuación (6) a 10 km. Por otro lado, la localización instrumental es muy poco confiable para los sismos de 1932 y 1947. No obstante, en este trabajo se ha logrado obtener parámetros de terremotos comparables con aquellos de origen instrumental sea para los ocho sismos de calibración como también para los tres sismos usados en el proceso de validación.

En particular, para los sismos de 1932 y 1947 los resultados obtenidos con el método de Bakun and Wentworth (1997) son probablemente más confiables en comparación con los instrumentales. En los años 30s y 40s, la red sismológica mundial contaba con un número relativamente pequeño de estaciones sismográficas y sus relojes eran de tipo mecánico, los cuales no tenían la precisión de los actuales que son de tipo electrónico.

CONCLUSIONES

A partir de datos de puntos de intensidad macrosísmica de ocho terremotos del post-900 se ha propuesto la calibración de una ecuación (6) de la atenuación de la intensidad macrosísmica no lineal en función de la distancia hipocentral y lineal en función de la magnitud momento para el sur este de Cuba, calibrada para sismos entre $5.22 \geq Mw \geq 6.81$, distancias hipocentrales menores de 400 km y profundidad focal fija a 10 km.

El modelo fue calibrado utilizando ocho terremotos con parámetros instrumentales bien definidos y validado con tres eventos sísmicos, aplicando el algoritmo de Bakun and Wentworth (1997). Las incertidumbres de las magnitudes son propuestas en el 95% de confianza (2σ) y menores de 0.35 unidad de magnitud Mw usando Bakun and Wentworth (1999).

Una primera aplicación fue realizada al terremoto histórico del 11 de junio 1766 que ocasionó graves daños en el área metropolitana de la actual Santiago de Cuba, hemos propuesto para este evento una magnitud $Mw=6.98 \pm 0.32$ localizado costa fuera en el área del 50% de confianza que se encuentra en el Cinturón deformado de Santiago de Cuba (García *et al.*, 2003).

Las perspectivas futuras del presente trabajo es analizar la sensibilidad del algoritmo en cuanto a la profundidad focal de los eventos de calibración y la variabilidad asociada al cálculo del epicentro y la magnitud con sus correspondientes incertidumbres. En Bindi *et al.* (2013) donde esta sensibilidad fue realizada, usando el mismo método, no evidenció mayor variabilidad del resultado final del cálculo de los parámetros de terremotos estudiados.

Pero nuestro problema está relacionado con terremotos de carácter costa fuera y con distribuciones de intensidades parcialmente azimutal lo cual valdría la pena profundizar en dicho análisis. Por otro lado, deseamos aplicar el modelo calibrado a más terremotos históricos de acuerdo a la disponibilidad de datos macrosísmicos en literatura. Siempre en perspectivas futuras encontramos un espacio de estudio fértil para aplicar Bakun *et al.* (2011) en cuanto a mejorar las incertidumbres asociadas a epicentros de terremotos costa fuera usando remuestreo (muestreo autodocimante o *bootstrap*).

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación fue realizada en el marco del proyecto *Global Earthquake History* (<http://www.globalquakemodel.org/what/global-projects/historical-catalogue/>). Agradecemos al Centro Nacional de Investigaciones Sismológicas (CENAI) de la Republica de Cuba por abrirnos las puertas de sus fondos históricos y darnos acceso a información macrosísmica no publicada y al “*Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, sezione di Milano-Pavia*” por apoyar este trabajo.

REFERENCIAS

- Álvarez, J.L., and Chuy, T.J. 1985. Isoleismal Model for Greater Antilles. Proceedings of the 3rd International Symposium on the Analysis of Seismicity and Seismic Risk, Liblice Castle, Czechoslovakia, pp. 134 - 141.
- Álvarez, L., Chuy, T., García, J., Moreno, B., Álvarez, H., Blanco, M., Expósito, O., González, O., and Fernández, A.I. 1999. An earthquake catalogue of

- Cuba and neighbouring areas. ICTP Internal Report IC/IR/99/1, Miramare, Trieste, Italy, pp. 1-60.
- Álvarez-Rubio, S., Kästli, P., Fäh, D., Sellami, S., and Giardini, D. 2011. Parameterization of historical earthquakes in Switzerland, *J. Seismol.*, doi: 10.1007/s10950-011-9245-8.
- Bakun, W. H., and Wentworth, C.M. 1997. Estimating earthquake location and magnitude from seismic intensity data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 87: 1502–1521.
- Bakun W. H., and Wentworth, C.M. 1999. Erratum to Estimating earthquake location and magnitude from seismic intensity data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89: 557.
- Bakun, W.H. 1999. Seismic activity of the San Francisco Bay Region, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89 (3): 764–784.
- Bakun, W.H. 2000. Seismicity of California's north coast, *Bull. seism. Soc. Am.*, 90: 797–812.
- Bakun W.H., Johnston, A.C., and Hopper, M.G. 2003. Estimating locations and magnitudes of earthquakes in Eastern North America from Modified Mercalli Intensities. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 93 (1): 190-202.
- Bakun, W.H., and Hopper, M.G. 2004. Magnitudes and locations of the 1811-1812 New Madrid, Missouri and the 1886 Charleston, South Carolina, earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 94 (1): 64-75.
- Bakun, W.H. 2005. Magnitude and location of historical earthquakes in Japan and *implications* for the 1855 Ansei Edo Earthquake, *J. geophys. Res.*, 110, B02304, doi:10.1029/2004JB003329.
- Bakun, W.H., and Scotti, O. 2006. Regional intensity attenuation models for France and the estimation of magnitude and location of historical earthquakes. *Geophys. J. Int.*, 164: 596-610.
- Bakun, W.H. 2006a. Estimating locations and magnitudes of earthquakes in Southern California from modified Mercalli intensities, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 96: 1278–1295.
- Bakun, W.H. 2006b. MMI Attenuation and historical earthquakes in the basin and range province of Western North America. *Bull. seism. Soc. Am.* 96 (6): 2206-2220.
- Bakun, W.H., Gómez Capera, A.A., and Stucchi, M. 2011. Epistemic uncertainty in the location and magnitude of earthquakes in Italy from macroseismic data, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 100.
- Bakun, W.H., Flores, C.H., Ten Brink, U.S. 2012. Significant Earthquakes on the Enriquillo Fault System, Hispaniola, 1500-2010: Implications for Seismic Hazard, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 102: 18-30.
- Beauval, C., Yepes, H., Bakun W.H., Egred, J., Alvarado, A. and Singaicho, J-C. 2010. Locations and magnitudes of historical earthquakes in the Sierra of Ecuador (1587–1996), *Geophys. J. Int.*, 181: 1613–1633.
- Bindi, D., Gómez Capera, A.A., Parolai, S., Abdrakhmatov, K., Stucchi, M. and Zschau, J. 2013. Location and magnitudes of earthquakes in Central Asia from seismic intensity data: model calibration and validation *Geophys. J. Int.*, 192: 710-724.
- ten Brink, U.S., Bakun, W.H., and Flores, C.H. 2011. Historical perspectiva on seismic hazard to Hispaniola and the northeast Caribbean region. *J. Geophys. Res.* 116, B12318, doi:10.1029/2011JB008497.
- Choy, J.E., Palme, C., Guada, C., Morandi, M. and Klarica, S. 2010. Macroseismic Interpretation of the 1812 Earthquake in Venezuela Using Intensity Uncertainties and A Priori Fault-Strike Information. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 100: 241-255, doi: 10.1785/0120080345.
- Chuy, T. J. 1999. *Macrosísmica de Cuba y su aplicación en los estimados de Peligrosidad y Microzonificación Sísmica*. Tesis en opción al Grado de Doctor en Ciencias Geofísicas. Fondos del Centro Nacional de Investigaciones Sismológicas (CENAI), CITMA, 273 pp.
- Cotilla Rodríguez, M.O. 2003. The Santiago de Cuba earthquake of 11 June 1766: Some new insights. *Geofísica Internacional*, 42 (4): 589-602.
- Cotilla, M.O., and Córdoba, D. 2010a. Notes on three earthquakes in Santiago de Cuba, *Russian Geology and Geophysics*, 51 (2): 228-236, ISSN 1068-7971, 10.1016/j.rgg.2009.12.021.
- Cotilla Rodríguez, M.O., and Córdoba Barba, D. 2010b. The August 20, 1852 earthquake in Santiago de Cuba, *Russian Geology and Geophysics*, 51 (11): 1227-1246, ISSN 1068-7971, 10.1016/j.rgg.2010.10.008.
- Cua, G., Wald, D. J., Allen, T. I., Garcia, D., Worden, C.B, Gerstenberger, M., Lin, K., and Marano, K. 2010. “Best Practices” for Using Macroseismic Intensity and

- Ground Motion-Intensity Conversion Equations for Hazard and Loss Models in GEM1, GEM Technical Report 2010-4, GEM Foundation, Pavia, Italy.
- García, J., Slejko, D., Alvarez, L., Peruzza, L., and Rebez, A. 2003. Seismic hazard maps for Cuba and surrounding areas. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 93 (6): 2563-2590.
- García, J., Slejko, D., Alvarez, L., Rebez, A., and Santulin, M. 2008. Seismic hazard map for the Cuba region using the spatially smoothed seismicity approach, *Journal of Earthquake Engineering*, 12 (2): 173 – 196, DOI: 10.1080/13632460701512902.
- Gasperini, P., Bernardini, F., Valensise, G., and Boschi, E. 1999. Defining seismogenic sources from historical earthquakes felt reports, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 89: 94-110.
- Gasperini, P., Vannucci, G., Tripone, D., and Boschi, E. 2010. The location and sizing of historical earthquakes using attenuation of macroseismic intensity with distance, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 100, 5A:2035-2066, doi: 10.1785/0120090330.
- GEH. 2013. The GEM Global Historical Earthquake Catalogue (1000-1903), disponible en: <http://www.globalquakemodel.org/what/global-projects/historical-catalogue/>
- Global Centroid Moment Tensor Project HRVD. <http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>.
- Gómez Capera, A.A., Meletti, C., Musson, R., and Stucchi, M. with the collaboration of Alvarez Rubio, S., Batllo, J., Cassera, A., D'Amico, V., Faeh, D., Locati, M., Mirto, C., Papaioannou, Ch., Rovida, A., Ventuozzi, C., Gasperini, P., Scotti, O. and Giardini, D. 2009. The European Earthquake Catalogue (1000-1600), demo version. Part 1-The NA4 Calibration Initiative, Deliverable D5. NERIES, Distributed Archive of Historical Earthquake Data (NA4), EC Project number 026130, internal report, 100p. (http://emidius.mi.ingv.it/neries_NA4/deliverables.php).
- Hinzen, K.-G., and Oemisch, M. 2001. Location and magnitude from seismic intensity data of recent and historic earthquakes in the Northern Rhine area, central Europe, *Bull. seism. Soc. Am.*, 91: 40–56.
- International Seismological Centre-ISC 1964–2000. Regional Catalogue of Earthquakes, 1964–2000, Edinburgh.
- International Seismological Summary-ISS 1918–1963. The International Seismological Summary 1918–1963, University Observatory/I.S.C., Oxford.
- Medvedev, S., Sponheuer, W., and Kárník V. 1964. Neue seismische Skala Intensity scale of earthquakes, 7. Tagung der Europäischen Seismologischen Kommission vom 24.9. bis 30.9.1962. In: Jena, Veröff. Institut für Bodendynamik und Erdbebenforschung in Jena, vol 77. Deutsche Akademie der Wissenschaften zu Berlin, pp 69-76.
- Mezcua, J.M., Rueda, J., and Garcia Blanco, R.M. 2004. Reevaluation of historic earthquakes in Spain, *Seismological Research Letters* 75 (1): 75-81.
- Mezcua, J., Rueda, J., and Garcia Blanco, R.M. 2013. Iberian Peninsula historical seismicity revisited: an intensity data bank. *Seismological Research Letters*, 84 (1): 9-18, doi:10.1785/022010097.
- Montessus de Ballore, F. 1924. La Géologie Sismologique: Les Tremblements de Ferre. Paris. Armand Colin, 488p, (en francés).
- Musson, R, Jiménez, M, and Gómez Capera, A.A. 2008a. Macroseismic estimation of earthquake parameters. Seismology and Geomagnetism Programe-open report OR/08/004. British Geological Survey, 55pp.
- Musson, R., Jiménez, M.J., and Gómez Capera, A.A. 2008b. Earthquake parameter estimation from historical macroseismic data. *Seismological Research Letters*, 79 (2): 313.
- National Earthquake Information Center (NEIC). USGS/NEIC (PDE) 1973 – 2000 Earthquake catalogue. U.S. Geological Survey, Stop 967, DFC, Denver CO 80225-0046, U.S.A.
- Nacional Earthquake Information Center (NEIC). <http://earthquake.usgs.gov/regional/neic/>
- Palme de Osechas, C., Morandi, M., Choy, J.E. 2005a. Re-evaluacion de las intensidades de los grandes sismos historicos de la region de la cordillera de Merida utilizando el metodo de Bakun & Wentworth. *Revista Geografica Venezolana*, Numero especial, 233-253.
- Palme de Osechas, C., Morandi, M.T., Choy, J.E. 2005b. Determinacion de una elacion lineal entre intensidad, magnitud y distancia epicentral para el occidente de Venezuela. *INTERCIENCIA*, Caracas, 30 (4): 1-24.

- Parson, T. 2004. Recalculated probability of $M \geq 7$ earthquakes neteneath the Sea of Marmara, Turkey. *Journal of Geophysical Research*, 109, B05304, doi:10.1029/2003JB002667, 21p.
- Poey, A. 1855. *Tableau chronologique des tremblements de terre ressentis a l'île de Cuba de 1551 á 1855*. París.
- Poey, A. 1887. *Catalogue chronologigie des tremblements de terre ressentis dan les Indes Occidentales de 1530 á 1887, accompagné d'une revue bibliographique contenant tous les travaux relative aux tremblements de terre des Antilles*. París.
- Press, W., Flannery, B., Teukolsky, S., and Vetterling, W. 1989. *Numerical Recipes. The Art of Scientific Computing (Fortran version)*, Cambridge University Press.
- Russo, R.M. 1995. Seismicity of the Caribbean Region, 1899 to the Present, *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs* 27, A152.
- Salterain, P. 1883. *Ligera reseña de los temblores de tierra ocurridos en la Isla de Cuba*. *Anales de la Real Academia de Ciencias Médicas, Físicas y Naturales de la Habana*, Tomo XXI, La Habana.
- Sibol, M. S., Bollinger, G.A., and Birch, J.B. 1987. Estimations of magnitudes in central and eastern North America using intensity and felt area, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 77: 1635-1654.
- Synergy Software. 2005. *Kaleidagraph, Tools for discovery, version 4.02*. www.kaleidagraph.com
- Stucchi, M, Rovida, A, Gomez Capera, A.A., Musson, R, Papaioannou, Ch, Batllo, J., 2010. Deliverable D10-NA4 European Earthquake Catalogue 1000–1963, $M > 5.8$. NA4 distributed archive of historical earthquake data. Sixth Framework Programme. EC project number:026130 Swiss Seismological Service (2002) ECOS Earthquake Catalogue. Disponible en: http://www.neries-eu.org/main.php/NA4_D10.pdf?fileitem=2261027.
- Stucchi, M., Rovida, A., Gómez Capera, A.A., Alexandre, P., Camelbeeck, T., Demircioglu, M.B., Gasperini, P., Kouskouna, V., Musson, R.M.W., Radulian, M., Sesetyan, K., Vilanova, S., Baumont, D., Faeh, D., Lenhardt, W., Makropoulod, K., Martinez Solares, J.M., Scotti, O., Zivcic, M., Albini, P., Batllo, J., Papaioannou, Ch., Tatevossian, R., Locati, M., Meletti, C., Viganò, D., and Giardini, D. 2012. The SHARE European Earthquake Catalogue (SHEEC) 1000-1899. *J. Seismol*, publised online 12 October 2012, DOI 10.1007/s10950-012-9335-2.
- Szeliga, W., Hough, S., Martin, S., and Bilham, R. 2010. Intensity, magnitude, location and attenuation in India for felt earthquakes since 1762. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 100, 2: 570-584.
- Van Dusen, S.R., and Doser, D.I. 2000. Faulting processes of historic (1917–1962) $M \geq 6.0$ earthquakes along the north-central Caribbean margin, *Pure appl. Geophys.*, 157: 719–736.

Trabajo recibido: abril 16 de 2013
Trabajo aceptado: octubre 10 de 2013