

IMPLICACIONES DE LA LOCALIZACIÓN DE LOS CENTROS DE INTENSIDAD DEL SUBEVENTO DE CARACAS DEL TERREMOTO DE 1812 Y DEL SISMO DE CARACAS DE 1967

JOSÉ E. CHOY, CHRISTL PALME, CARLOS GUADA, STÉPHANIE KLARICA, MARÍA MORANDI.

Universidad de los Andes. Facultad de Ciencias. Departamento de Física. Laboratorio de Geofísica.
Mérida. Venezuela. e-mail: {choy; palme; carlog; klarica; maria}@ula.ve

Recibido: octubre de 20

Recibido en forma final revisado: julio de 20

RESUMEN

En este trabajo se relocalizan los centros de intensidades del sismo de Caracas de 1967 y del subevento de Caracas de 1812 utilizando el método de Bakun & Wentworth, incorporando información sobre el rumbo del fallamiento e incertidumbres en los valores de intensidades. La relación entre la ubicación de ambos centros, arroja información importante para entender la relación entre ambas rupturas. Los parámetros del centro de intensidades del evento de 1967, son consistentes con la información instrumental. La literatura especializada mostró que la ruptura del sismo de Caracas de 1967 tuvo al menos cuatro subeventos. Posteriormente otros autores refinan la localización del epicentro ($10,558^{\circ}\text{N}$ y $67,31^{\circ}\text{O}$) y lo colocan virtualmente sobre la falla de San Sebastián. El centro de intensidades determinado en este trabajo ($10,60^{\circ}\text{N}$ y $67,20^{\circ}\text{O}$) se ubica entre los dos primeros subeventos, lo cual tiene sentido porque ellos liberaron el 72% del momento sísmico total. Los eventos tercero y cuarto no sólo fueron de menor tamaño sino que además ocurrieron más alejados mar adentro y, por ello, tuvieron menor influencia en la distribución de las intensidades. Esto también explica por qué la magnitud momento obtenida a partir de las intensidades ($M_{\text{wi}} = 6,4 \pm 0,3$) es algo menor que la magnitud momento obtenida por los especialistas ($M_{\text{w}} = 6,6$). El centro de intensidades para el subevento de Caracas de 1812, se ubica en $10,6^{\circ}\text{N}$ y $67,1^{\circ}\text{O}$ sobre la falla de San Sebastián y entre los dos primeros subeventos de 1967. La magnitud momento M_{wi} es igual a $7,1 \pm 0,33$. Esto indica que el subevento de Caracas de 1812 rompió la falla de San Sebastián sin descartar que, al igual que en el sismo de 1967, hayan ocurrido rupturas en otras fallas. Por otra parte, es probable que en 1812 se haya roto el segmento, o partes de él, entre los dos primeros subeventos de 1967 y otros segmentos al oeste de los mismos.

Palabras clave: Caracas, 1967, 1812, Terremoto, Intensidades, Sismicidad, Histórica, Epicentro.

IMPLICATIONS OF THE INTENSITY CENTERS LOCATION OF THE CARACAS 1967 AND THE CARACAS 1812 SUBEVENT

ABSTRACT

In this work, intensity centers of Caracas 1967 and Caracas 1812 sub-event are relocated using the Bakun & Wentworth method with two modifications. The first one introduces intensity intervals to account for uncertainties of the historical information, and the second one uses a priori information of the fault strike. The relative locations between those events give important information to understand the relationship between both ruptures. The intensity center parameters of the 1967 event are consistent with instrumental information. The specialized literature showed that the rupture had at least four subevents. Later, other workers relocate the epicenter (10.558°N y 67.31°W) very close to the San Sebastián fault. The intensity center determined in this work (10.60°N y 67.20°W) lies between the first two subevents. This makes sense as these two subevents released approximately 72% of the total moment produced by the earthquake and they are the ones closer to the damage areas; the other two subevents are not only smaller, but also farther away from the coast and therefore they had less influence on the intensity distribution. This also explains why the moment magnitude obtained from intensities ($M_{\text{wi}} = 6.4 \pm 0.3$) is smaller than the one obtained by other specialists ($M_{\text{w}} = 6.6$). The Intensity center obtained for the Caracas 1812 subevent is: 10.6°N and 67.1°W with magnitude $M_{\text{wi}} = 7.1 \pm 0.33$; very close to the San Sebastián fault and in between the first two subevents of 1967. This shows that the Caracas 1812 subevent ruptured the San Sebastián fault and perhaps, as in the case of the 1967 event, also ruptured other faults. On the other hand it is very likely that it broke the segment located between the first two subevents of 1967 and other segments to the west of the first subevent.

Keywords: Caracas, 1967, 1812, Earthquake, Intensities, Seismicity, Historical, Epicenter.

INTRODUCCIÓN

Diversos autores (Fiedler, 1961; Centeno Graü, 1969; Fiedler, 1972; Audemard, 2002; Altez, 2005 y 2006) han considerado al sismo del 26 de marzo de 1812 como un sismo multifoco. Centeno Graü (1969) considera que tuvo tres focos: uno en el mar Caribe, entre los Roques y la costa de La Guaira; otro frente a San Felipe, Barquisimeto y El Tocuyo; y un tercero, al sur del Lago de Maracaibo. Fiedler (1961, 1972) también apoya la hipótesis de que tuvo tres focos: uno al norte de la costa de la Guaira, un segundo foco en la falla de Boconó, entre San Felipe y Barquisimeto, y un tercero al suroeste de Mérida. Altez (1998, 2005, 2006) sostiene que en realidad tuvo dos focos, porque considera que en Mérida, el movimiento sísmico ocurrió aproximadamente una hora después de los de Caracas y San Felipe.

Fiedler (1961) asigna una magnitud de ondas superficiales $M_s = 6,3$ al sismo de Caracas; $M_s = 6,2$ al de San Felipe y de $7,0$ al de Mérida. Posteriormente (Fiedler, 1972) realiza una reevaluación y asigna una magnitud de ondas de cuerpo $mC = 7,1$ a cada uno de los tres eventos, que corresponde a una magnitud $M_s = 7,3$ (Richter, 1958). Grases (1990) estima en $7,0$; $7,2$ y $6,3$ las magnitudes para las rupturas en Mérida, Barquisimeto-San Felipe y Caracas, respectivamente. Grases&Rodríguez (2001) dan valores de $6,5 - 6,7$; $6,9 - 7,2$ y $7,1$ para los eventos en Mérida, San Felipe y Caracas, respectivamente. Audemard (2002) quien estudia las rupturas de los grandes sismos históricos a partir del análisis de la sismicidad contemporánea, propone para el subevento de Caracas una ruptura de la falla de San Sebastián con un foco que se encuentra entre Puerto Cabello y La Guaira, al oeste del propuesto por Fiedler, sin hacer inferencias sobre su magnitud. Para el segundo foco propone como fuente la terminación norte de la Falla de Boconó a lo largo del valle de Yaracuy que se extiende desde la cuenca de tracción de Cabudare hacia el nordeste. La magnitud de este segundo subevento la estima en aproximadamente $7,0$ a partir de la extensión de la isosista VIII. Laffaille&Ferrer (2003) consideran que la ruptura de Mérida tuvo una magnitud $5,1 - 5,4$ M_l y que la falla del Albarregas (Laffaille&Ferrer, 2005) podría haber estado asociada con el evento sísmico.

El sismo de Caracas en 1967 fue registrado instrumentalmente por las estaciones de la Red Mundial y existen varios estudios de sus procesos focales. Fiedler (1968) da como coordenadas del epicentro $11,0^\circ N$ y $66,25^\circ O$ con una magnitud de $6,3$ mC , y opina que el epicentro dado por el USGS (United State Geological Survey) ($10,56^\circ N$ y $67,26^\circ O$) no es acertado porque la precisión del USGS en ese tiempo no era suficiente a escala local. Además, de acuerdo con Fiedler, un epicentro como el del USGS no coincide con la distribución de los daños observados. Sin embargo, el

Servicio Geológico de Moscú (MOS) da la misma localización, y la del ISC también está sólo ligeramente al nor-oes- te ($10,68^\circ N$ y $67,40^\circ O$, $m_b 5,5$; todos estos datos pueden ser consultados en el portal del International Seismological Centre (ISC). La única localización que coincide con la de Fiedler es la de la Universidad “West Indies” (TRN: $11,3^\circ N$ y $67,0^\circ O$). Para explicar la dispersión de las localizaciones de los epicentros, Fiedler supone que el evento consistió en dos sismos que ocurrieron casi simultáneamente, el primero a 70 km del Observatorio Cajigal de magnitud $mC 5,7$ y el segundo a 30 km del observatorio de magnitud $mC 6,3$. En 1990 Suárez&Nabélék (1990) utilizan un método de inversión de los sismogramas de ondas corpóreas para obtener un modelo de ruptura que consiste en cuatro focos, la mayor parte de la energía sería liberada por los dos primeros que se ubican en una línea paralela a la costa del Litoral Central con un mecanismo focal rumbo-deslizante dextral si se considera como plano de falla aquel plano nodal que está paralelo a la misma línea que une los dos subeventos. La distancia entre los dos subeventos sería aproximadamente 50 km. La magnitud de momento que obtienen es $M_w 6,6$. Estos autores no presentan una localización absoluta del evento, solamente dan una localización de los cuatro subeventos relacionada con el epicentro publicado por el ISC. Engdahl *et al.* (1998) publicaron la relocalización de los hipocentros de casi 100000 eventos sísmicos de todo el mundo, entre ellos el sismo de Caracas de 1967 (estos datos están accesibles en el boletín en línea del ISC) obteniendo las coordenadas $10,55^\circ N$, $67,31^\circ O$ y 22 km profundidad, un resultado muy cercano al que fue publicado originalmente por el USGS.

Para las evaluaciones del terremoto de 1812 todos los autores, salvo Audemard (2002), han utilizado isosistas, lo cual implica inferencias “visuales”, que potencialmente pueden introducir sesgos y hacen difícil realizar verificaciones estadísticas (Gasperini *et al.* 1999). Para tratar de obtener inferencias más objetivas a partir de intensidades de sismos históricos. Bakun&Wenworth (1997; B&W en adelante) desarrollaron un método estadístico de inversión que utiliza directamente las observaciones individuales de intensidades en la determinación de epicentros y magnitudes. El método requiere de un proceso previo de calibración entre intensidades, magnitudes y distancias epicentrales, lo cual se logra a través de sismos modernos registrados instrumentalmente. Presenta ciertas ventajas con respecto al tradicionalmente utilizado método de las isosistas: (1) Es objetivo en el análisis de las intensidades, sobre todo cuando la distribución de las mismas no es uniforme o su número es escaso. (2) Todos los datos de intensidades contribuyen con el mismo peso al cálculo de la magnitud y del epicentro, y no solamente los cercanos al foco. (3) El tratamiento estadístico de los datos permite establecer intervalos de confianza.

Palme *et al.* (2005a) llevaron a cabo el proceso de calibración para el Centro Occidente de Venezuela. Las relaciones obtenidas fueron utilizadas por Palme *et al.* (2005b) para analizar la información de intensidades asociada con el evento de Mérida, y obtuvieron un centro de intensidades entre las ciudades de Mérida y Tabay, y una magnitud de momento $M_{WI} = (6,5 \pm 0,5)$. Este valor de magnitud solapa con el intervalo obtenido por Laffaille&Ferrer (2003) porque convirtiendo sus valores a magnitud de momento, se obtiene $M_{WI} = (5,6 - 6,0)$, aunque el intervalo de valores probables obtenido por Palme *et al.* (2005b) también acepta magnitudes algo mayores.

En años recientes se ha incrementado notablemente la disponibilidad de información sobre los daños causados por los subeventos de Caracas y de San Felipe en 1812, debido a las publicaciones de Altez (2006), Grases *et al.* (1999) y Palme *et al.* (2005b), lo cual permitió incrementar el número de localidades en las que se les puede asignar intensidades y, además, establecer rangos de incertidumbres para las intensidades previamente reportadas.

En este trabajo se utiliza el método de B&W para procesar las intensidades y sus rangos de incertidumbre con el objeto de obtener epicentros y magnitudes del sismo de 1967 y del subevento de Caracas de 1812. Los resultados obtenidos son bastante robustos, porque para diferentes escenarios (diferentes intensidades asignadas por diversos autores a algunas localidades, o la inclusión o no de algunas localidades en el análisis) los resultados no cambian de manera significativa.

MÉTODO

Palme *et al.* (2005a) utilizaron eventos del centro-occidente de Venezuela para calibrar la relación entre magnitud momento, M_{WI} , y la intensidad MSK, I_{MSK} , aplicando el método propuesto por B&W. El resultado de dicha calibración es:

$$I_{MSK} = -2.2237 + 1.6684 * M_{WI} - 0.04121 * (\text{med } \Delta) \quad (1)$$

En donde: M_{WI} es la magnitud momento calculada a partir de intensidades y calibrada con magnitudes momento determinadas a partir de sismogramas, y $(\text{med } \Delta)$ es la mediana de las distancias entre el centro de intensidades y los lugares en donde se ha producido una intensidad I_{MSK} dada. Como se demostró en Palme *et al.* (2005a), esta relación produce buenos resultados para distancias de hasta aproximadamente 150 km. Para distancias mayores, la relación distancia-intensidad deja de ser lineal para la región centro-occidental de Venezuela. Por ello, en el proceso de inversión sólo se toman en cuenta intensidades de lugares que se encuentren a distancias de hasta aproximadamente 150 km. Por otra

parte, no se llevaron a cabo correcciones por efectos de sitio, ya que el número de lugares con valores de intensidad es muy pequeño como para una evaluación estadística de tales efectos y los estudios sistemáticos en Venezuela de la influencia de los suelos sobre las intensidades apenas están en sus inicios (Rocabado *et al.* 2005; Schmitz *et al.* 2005; Altez & Laffaille, 2006). Para evitar sesgos en la ecuación (1) se excluyeron de la calibración aquellos lugares con notorios efectos de sitio, como por ejemplo, Los Palos Grandes, durante el sismo de Caracas de 1967. Es interesante notar que este lugar no estaba habitado en 1812.

En este trabajo se utilizan intensidades EMS-98 (European Macroseismic Scale 1998; Grünthal, 1998). La determinación de los centros de intensidades y las magnitudes momento-intensidad, M_{WI} , se lleva a cabo siguiendo el procedimiento dado en B & W y en Hinzen & Oemisch (2001). Primero se construye una malla de epicentros tentativos (centros de intensidades) alrededor de la zona epicentral. Denotemos por j a un punto arbitrario de la malla y denotemos por k a una localidad para la cual se conoce la intensidad. Utilizando la ecuación (1), realizamos el siguiente cálculo para cada punto de la malla:

$$M_{Wijk} = [I_{EMSK} + 2.2237 + 0.04121 * (\Delta_{jk})] / 1.6684 \quad (2)$$

En donde: I_{EMSK} es la intensidad en el k -ésimo lugar y Δ_{jk} su distancia hasta el j -ésimo punto de la malla. Luego se calcula el valor medio de los M_{Wijk} (que llamaremos M_{Wij}):

$$M_{Wij} = \text{media } (M_{Wijk}) \quad (3)$$

y

$$\text{rms}(M_{Wij}) \equiv \text{rms}(M_{Wij} - M_{Wijk}) - \text{rms}0(M_{Wij} - M_{Wijk}) \quad (4)$$

donde: $\text{rms}0(M_{Wij} - M_{Wijk})$ es el valor mínimo de $\text{rms}(M_{Wij} - M_{Wijk})$. El centro de intensidades corresponde al punto de la malla donde $\text{rms}(M_{Wij}) = 0$. La magnitud momento-intensidad, M_{WI} , corresponde al M_{Wij} del centro de intensidad. Los niveles de confianza para el rms y para los valores de magnitud se tomaron de B & W (1999).

CORRECCIÓN POR EL RUMBO DE LA FALLA PARA SISMOS GRANDES

Las ecuaciones del método de B&W (1997) sólo dependen de las distancias entre los lugares con intensidades y el centro de intensidades, y son independientes del rumbo de la ruptura. Sin embargo, sismos de magnitud 7 pueden producir rupturas sub-superficiales del orden de los 50 km (Wells & Coppersmith, 1994). En consecuencia, las distribuciones de intensidades no se pueden aproximar con isosistas circulares. Cuando los puntos de intensidades están distribuidos isotrópicamente con respecto a la falla, el método de B&W funciona bien, a pesar del mencionado efecto del rumbo de la falla, porque promedia sobre todas las direcciones. Sin embargo, en los casos que presentan un intervalo grande de acimuts ($\sim 180^\circ$) alrededor del epicentro sin ningún o muy pocos lugares que tengan intensidades asignadas, el método tiende a alejar el epicentro hacia la región donde faltan puntos de intensidades (Choy *et al.* 2007), lo cual podría pasar con la mayoría de los sismos históricos que han ocurrido cerca de Caracas, porque la principal estructura sismogénica, la falla de San Sebastián, se ubica esencialmente en la línea de la costa y hay muy pocos datos de intensidad de las islas cercanas.

Para tratar de corregir este efecto de la asimetría en la distribución de las intensidades, Choy *et al.* (2007) proponen el uso de una función de ponderación de las intensidades, que depende del rumbo de la falla pero no de su ubicación. Esto es: se considera un conjunto tentativo de fallas paralelas que cubran el área epicentral. Cada una de esas fallas se asocia con un epicentro tentativo. La función error se calcula al igual que en B&W (1997) pero la función adicional de ponderación depende de la distancia desde cada centro tentativo de intensidades hasta la traza de la falla. Se escogió una forma exponencial para la función peso, dada por:

$$p_{jk} = w_{jk} * \exp(-c * d_{jk}) \quad (5)$$

Donde: w_{jk} es la función de ponderación dada en B&W (1997), c es un parámetro determinado empíricamente en Choy *et al.* (2007) y d_{jk} es la distancia desde la falla que pasa por el j -ésimo centro tentativo de intensidades hasta la k -ésima localidad con valor conocido de intensidad. Por consiguiente, la función error se escribe como en B&W:

$$\text{rms}(M_{w_{ij}} - M_{w_{ijk}}) = \left\{ \sum_k [(M_{w_{ij}} - M_{w_{ijk}}) * p_{jk}]^2 / P_j \right\}^{1/2} \quad (6)$$

con:

$$P = \sum_k (p_{jk})^2 \quad (7)$$

Para sismos de magnitud ≈ 7 , un valor de c entre $0,03 \text{ km}^{-1}$ y $0,035 \text{ km}^{-1}$ produce buenos resultados.

UN CASO DE PRUEBA: EL SISMO DE LOMA PRIETA

Para validar este enfoque, utilizamos el sismo de Loma Prieta. B&W (1999) aplicaron su método a este evento, cuyo epicentro instrumental se ubica cerca de la costa de California, y la mayoría de los 560 puntos de intensidad se encuentran al este de la falla de San Andrés. Las intensidades se obtuvieron del sitio web de Bakun (<http://quake.wr.usgs.gov/~bakun/>, última consulta en 24-05-2008). Para realizar los cálculos, se utilizaron las ecuaciones publicadas en B&W (1997), válidas para California. En una primera fase se corrió el programa sin la corrección de rumbo de falla, y se obtuvo 37°N y $122,1^\circ\text{O}$ para el centro de intensidad, y $M_{w1} = 6,92$; lo que coincide con los resultados de B&W (1999). Luego se corrió el programa incluyendo la corrección de rumbo, suponiendo un rumbo de falla de 130° en sentido horario desde el norte. De esta manera se obtuvo un centro de intensidad en $37,05^\circ\text{N}$ y $121,95^\circ\text{O}$, el cual es muy cercano al epicentro determinado instrumentalmente: $37,04^\circ\text{N}$ y $121,88^\circ\text{O}$ (Figura 1), y una magnitud $6,8 M_{w1}$, la cual es consistente con la determinada instrumentalmente, de $6,9 M_w$.

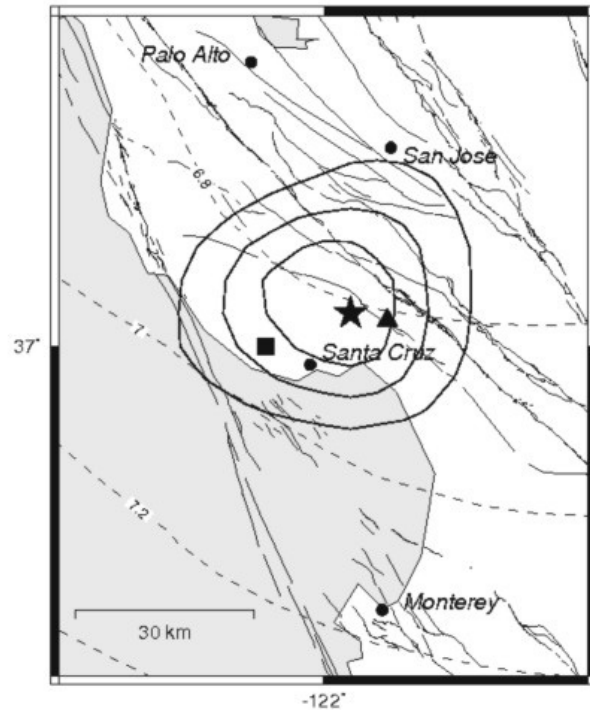


Figura 1. Terremoto del Loma Prieta, 18-10-1989. ■ Centro de intensidades determinado por Bakun & Wentworth (1999), ★ centro de intensidades determinado en este trabajo utilizando la corrección de rumbo y ▲ epicentro determinado instrumentalmente. Las líneas continuas representan niveles constantes de rms (M_{w1}) que corresponden a niveles de 95%, 80% y 50%. Las líneas interrumpidas representan valores constantes de magnitud (Mapa de fallas tomado del portal del U.S. Geological Survey).

PROCEDIMIENTO PARA INCORPORAR INTERVALOS DE INTENSIDADES EN EL MÉTODO DE BAKUN Y WENTWORTH

En primer lugar se establece una tabla con las coordenadas de los lugares y los valores máximos y mínimos de intensidades que fueron reportados en la literatura, pero si en un lugar se tiene un solo valor, éste se utiliza como máximo y mínimo. Con esta información se procede de la siguiente manera: se debe suponer que para un determinado sismo se dispone de intensidades correspondientes a N sitios de los cuales a $M < N$ sitios se le han asignado dos valores de intensidad por dos o más autores distintos y en $N - M$ los diferentes autores coinciden en un único valor. Se realiza una permutación aleatoria de los M sitios y a los primeros P se les asignan los valores máximos de intensidades reportados, en donde: P es un número aleatorio que cumple con la condición $0 \leq P \leq M$. A los restantes $M - P$ se les asignan los valores mínimos. Se aplica de manera usual el método a las intensidades resultantes para los N sitios. El proceso se repite un número suficientemente de veces como para evaluar el efecto de las incertidumbres en las intensidades sobre la incertidumbre en la determinación del centro de intensidades y de la magnitud. En cada repetición se realiza una nueva permutación de los M sitios y se selecciona un nuevo valor aleatorio de P . Los valores finales se obtienen tomando el promedio rms de todas las repeticiones.

DATOS

Subevento de Caracas de 1812

Para el sismo de 1812 se realizó un análisis de los datos de intensidad que han sido publicados. Estos datos fueron tomados del STSHV (Sistema de Teleinformación de la Sismología Histórica de Venezuela, 2005). En algunos casos encontramos diferencias entre los valores que han sido asignados por los diferentes autores, entonces volvimos a las descripciones históricas de Altez (1998, 2005, 2006) e hicimos nuestro propio análisis. Además, haciendo uso del STSHV pudimos estimar intensidades en algunos lugares adicionales. Muchas de las intensidades publicadas se refieren a la escala MMI (Modified Mercalli Intensity) mientras los datos más recientes y los estimados por nosotros se refieren a la escala EMS-98 (Grünthal, 1998). Los grados de ambas escalas son equivalentes, la diferencia está en las descripciones cualitativas de los grados particulares. En algunos casos complementamos para las nuevas asignaciones las descripciones de la escala EMS-98 con las de la escala MMI y con los efectos ambientales descritos en la nueva escala ESI-07 (INQUA Environmental Seismic Intensity Scale, 2007).

En este proceso confrontamos cuatro problemas que son comunes en el análisis sismológico de los datos históricos.

Primero, en las fuentes históricas se tiende a sobreestimar los daños ocurridos en un terremoto, muchas veces por el interés de los afectados de obtener ayuda económica para la reconstrucción de los edificios destruidos o también por interés político. Este fenómeno fue analizado con detalle por Laffaille *et al.* (2007). Para comprender el contexto histórico de Venezuela en el cual se desarrolló el terremoto de 1812 fue de suma utilidad el libro publicado por Altez (2006). En caso que todavía tuviéramos dudas sobre un valor en particular optamos por definir un intervalo de intensidades, porque el método utilizado permite procesarlo.

El segundo problema surge por las características de la escala EMS-98, que requiere de una clasificación de la vulnerabilidad de los edificios. Las construcciones comunes en la época de 1812 eran de adobe, bahareque o tapias. Centeno Graü (1900) comenta acerca del comportamiento de estas construcciones durante el terremoto del 29 de octubre de 1900: "... las de adobe y tapial son los que peores se comportan; las de bahareque aún las muy viejas resisten bien". La escala EMS-98 clasifica las construcciones de adobe como "A", la clase de mayor vulnerabilidad. Sobre las construcciones de tapias, dice Castillo (1983) que presentan muy poca resistencias a fuerzas de cizallas y que, gracias a sus pesados techos de tejas, son muy propicias a colapsar. Así consideramos tanto las construcciones de adobe como de tapia como vulnerables de acuerdo a la clase "A" de la escala EMS-98. Si bien las casas de bahareque en algunos casos parecen resistir mejor, esto no puede ser generalizado. De acuerdo con el informe de FUNVISIS (1997) acerca del terremoto de Cariaco, la mayoría de las casas colapsadas y aquellas que fueron fuertemente dañadas eran de bahareque. Sin embargo, hay que tomar en cuenta también que difícilmente las casas de bahareque causan víctimas mortales. Como no conocemos los detalles de la calidad de construcción de las casas de bahareque, optamos por clasificarlas igualmente como "A" para evitar una sobreestimación de las intensidades. Muchos de los datos de intensidad del sismo de 1812 se refieren a edificios monumentales (iglesias y edificios públicos). Probablemente, la construcción de estos edificios fue de mejor calidad porque ciertos elementos de reforzamiento fueron utilizados, sin embargo hay que considerar de acuerdo con Grünthal (sección 3.5, 1998) "...the structural and non-structural complexity of such buildings is such that they may be more likely to be damaged than ordinary buildings, even though they may be better built". También el comentario de Alejandro Ibarra (citado por Altez, 2006, p.325) "...la calidad de aquellas construcciones fue altamente responsable de los daños producidos por el terremoto". Si suponemos que la calidad de las construcciones en los pueblos no fue mejor que en Caracas podemos llegar a la conclusión de que la vulnerabilidad de los edificios monumentales era también muy alta. Yamazaki *et al.* (2005) proponen un modelo para Caracas de 1812 con un 75% de los edificios de vulnerabilidad clase "A" y 25%

de clase “B”. Nosotros suponemos que en el interior del país el porcentaje de edificios de alta vulnerabilidad era aún mayor.

El tercer problema que se presenta es el hecho de que en muchos sitios disponemos solamente de descripciones que se refieren a los daños de uno o pocos edificios monumentales, más que todo en iglesias. En estos casos asignamos intervalos de intensidad.

El cuarto problema se relaciona con los efectos de sitios. A pesar de que en los últimos años se está realizando un gran esfuerzo en Venezuela por realizar estudios sistemáticos de las respuestas de los suelos, estos estudios se están haciendo solamente en las grandes ciudades y no tenemos información en las poblaciones pequeñas. Son famosos los efectos de sitio observados en Caracas en el terremoto de 1967 (Los Palos Grandes, San Bernardino); sin embargo, estos lugares no estaban poblados en 1812. Yamazaki *et al.* (2005) publican un mapa de distribución de intensidades en el sismo de 1812 en Caracas que muestra valores entre VII+ y IX MMI. Estas variaciones se tomaron en cuenta como se observa en la Tabla 1. En otros lugares, a falta de más información no se tomaron en cuenta efectos de sitio para nuestro estudio y en su lugar se utilizaron intervalos de in-

certidumbre para las intensidades. Es importante mencionar que los autores del presente trabajo modificaron el método de B&W para tomar en cuenta este tipo de situaciones, al considerar que el uso de intervalos de intensidades en lugar de valores únicos disminuye la influencia de posibles efectos de sitio sobre los resultados de la inversión. De todos modos B&W (1997) comparan los resultados de datos que fueron procesados con correcciones de sitio con aquellos que fueron procesados sin tomar en cuenta estas correcciones. Ellos llegaron a la conclusión de que en caso de no considerar efectos de sitio, el área limitada por un determinado nivel de confianza aumenta significativamente, pero los resultados siguen siendo buenos.

En el portal de Guada (2009) se han publicado los datos de las intensidades utilizadas en este trabajo para el subevento de Caracas de 1812 conjuntamente con los valores propuestos por otros autores. También se publicaron en este sitio las citas más importantes y sus referencias que justifican la asignación de los valores de intensidad. Los valores utilizados por nosotros se pueden ver en la Tabla 1 y en la Figura 2. Para representar los valores de intensidad y los intervalos en las figuras se utiliza un símbolo de reloj que puede indicar un solo valor o un intervalo como se muestra en la Figura 3.

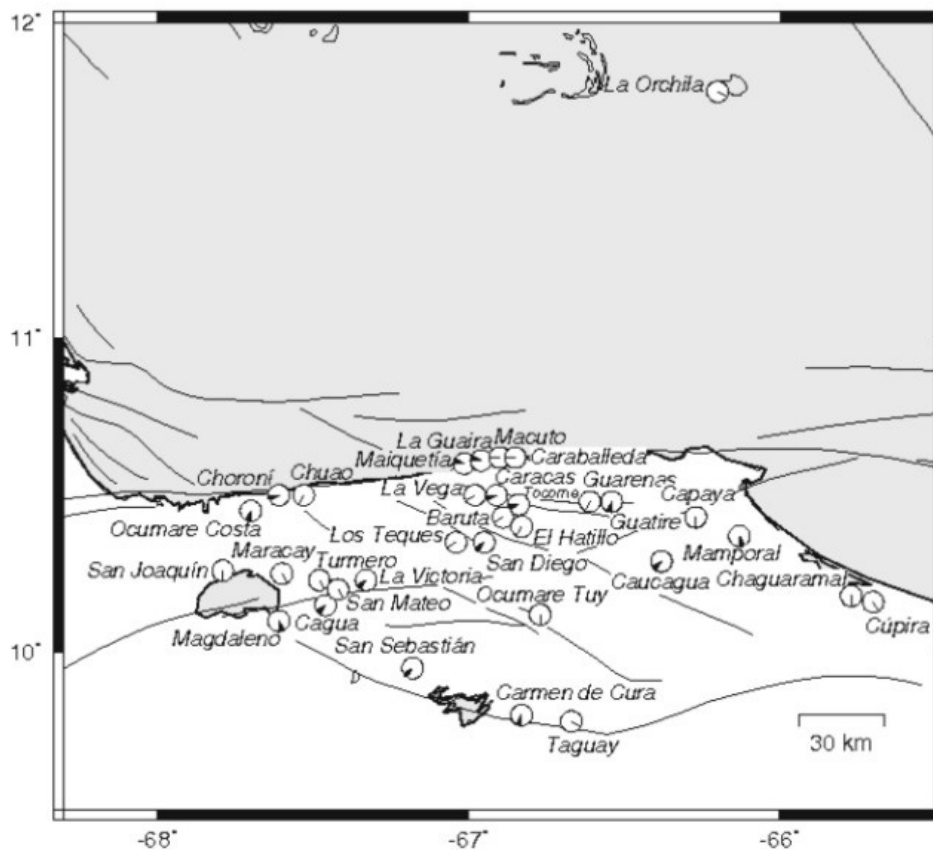


Figura 2. Valores de intensidades para el sismo del 26-03-1812 utilizados en este trabajo. Los símbolos utilizados se explican en la Figura 3 (Mapa de fallas cortesía de FUNVISIS).

Tabla 1. Intensidades (EMS-98) para el subevento de Caracas de 1812

Localidad	Longitud O	Latitud N	Intensidad mínima	Intensidad máxima
La Guaira	66.93	10.61	9	10
Maiquetía	66.95	10.60	9	10
Macuto	66.90	10.61	9	9
Caraballeda	66.85	10.62	9	9
Caracas	66.92	10.50	8	9
Tócome	66.83	10.48	8	9
Choroní	67.61	10.5	8	9
La Vega	66.95	10.50	8	8
Baruta	66.87	10.43	8	8
Los Teques	67.04	10.35	8	8
San Diego	66.95	10.35	7	8
Caucagua	66.38	10.29	7	8
La Victoria	67.33	10.23	7	8
Cagua	67.46	10.19	7	8
San Sebastián	67.18	9.95	7	8
El Hatillo	66.83	10.43	7	7
Guarenas	66.62	10.48	7	7
Chuao	67.53	10.50	7	7
Guatire	66.54	10.48	6	7
Carmen de Cura	66.83	9.80	6	7
Ocumare de la Costa	67.70	10.45	6	7
Chaguaramal	65.77	10.18	6	6
Ocumare del Tuy	66.77	10.12	6	6
Capaya	66.27	10.43	6	6
San Joaquín	67.79	10.26	6	6
Mamporal	66.13	10.37	5	6
Magdaleno	67.61	10.10	5	6
Cúpira	65.70	10.16	5	5
Taguay	67.67	9.78	4	4
San Mateo	67.45	10.21	5	5
Turmero	67.47	10.23	5	5
Maracay	67.60	10.25	5	5
La Orchila	66.20	11.78	4	4

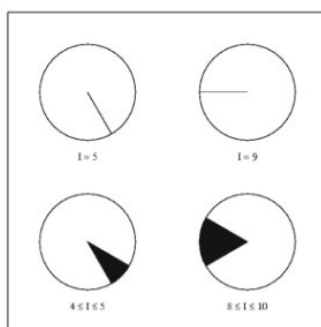


Figura 3. Los valores de intensidades se representan utilizando símbolos estilo reloj. Ellos pueden indicar un único valor o un intervalo de valores de intensidades.

Sismo de Caracas de 1967

Para las intensidades del terremoto de 1967 en Caracas se utilizaron dos fuentes independientes, la publicación de Suárez&Nábelek (1990) y los datos publicados en la base

de datos de CERESIS (Centro Regional de Sismología de América del Sur). Combinamos las dos listas utilizando los valores mínimos y máximos en cada sitio. El resultado de esta fusión se puede ver en la Tabla 2 y la Figura 4.

Tabla 2. Intensidades (MMI) para el sismo de Caracas de 1967.

Localidad	Longitud O	Latitud N	Intensidad mínima	Intensidad máxima
Caracas	66.92	10.50	8	9
Caraballeda	66.84	10.61	8	8
Maiquetía	66.93	10.60	7	7
Catía La Mar	67.03	10.60	7	7
Carayaca	67.12	10.52	7	7
Los Teques	67.02	10.42	5	7
Petare	66.77	10.49	6	6
Antímano	66.98	10.48	6	6
Osma	66.50	10.62	6	6
Santa Teresa	66.65	10.25	6	6
Santa Lucía	66.66	10.30	6	6
Ocumare del Tuy	66.78	10.12	6	6
Charallave	66.88	10.24	6	6
Naiguatá	66.73	10.62	6	6
Guarenas	66.62	10.47	5	6
Puerto Cabello	68.03	10.48	5	6
Valencia	68.02	10.23	4	6
Caucagua	66.29	10.27	5	5
Turmero	67.47	10.23	5	5
El Sombrero	67.10	9.42	5	5
Higuerote	66.16	10.48	5	5
Maracay	67.61	10.33	5	5
Guatire	66.53	10.49	5	5
S. Juan de los Cayos	68.45	11.19	4	5
Cúa	66.96	10.24	4	5
Tucacas	68.32	10.79	4	4
Boca de Aroa	68.31	10.69	4	4

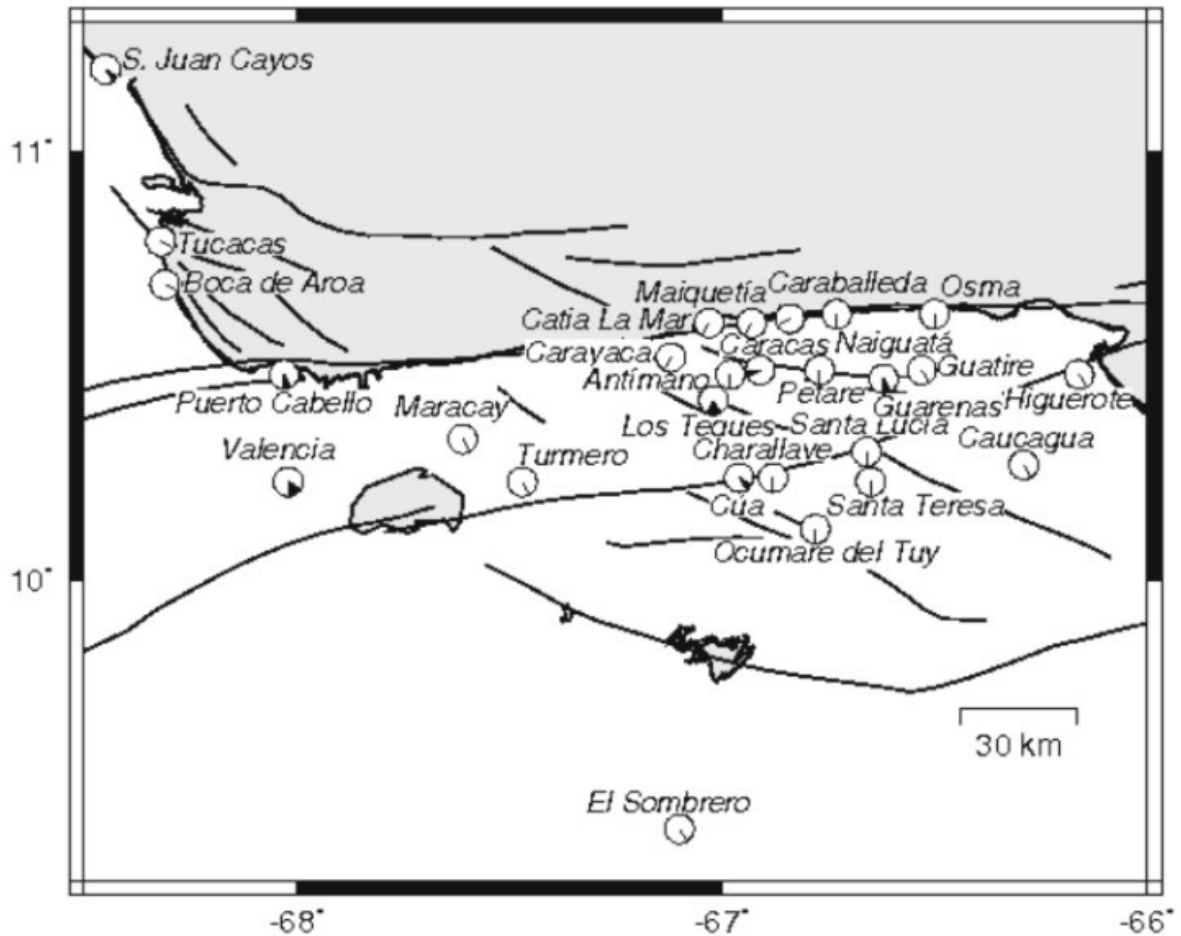


Figura 4. Valores de intensidades para el sismo del 29-07-1967 utilizados en este trabajo (Mapa de fallas cortesía de FUNVISIS).

RESULTADOS

Tanto para el sismo de 1812 como para el de 1967, se calculó la función dada en la ecuación (5) suponiendo que las rupturas fueron paralelas a la falla de San Sebastián (Audemard, 2002). El centro de intensidades hallado para el evento de 1812 fue $10,60^{\circ}\text{N}$ y $67,10^{\circ}\text{O}$ y la magnitud obtenida fue $7,1 \pm 0,33 M_{wi}$. En la Figura 5 se muestra este resultado junto con el de Fiedler (1961). Para el evento de 1967, se obtuvo un centro de intensidades en: $10,60^{\circ}\text{N}$ y $67,20^{\circ}\text{O}$ y una magnitud de $6,4 \pm 0,3 M_{wi}$. El resultado de nuestra localización se puede ver en la Figura 6a. En la misma figura se muestra el resultado de la relocalización hecha por Engdahl *et al.* (1998); las coordenadas de su epicentro son $10,558^{\circ}\text{N}$ y $67,31^{\circ}\text{O}$, alrededor de trece kilómetros al oeste de nuestro centro de intensidades.

DISCUSIÓN

Con esta relocalización del sismo de 1967 los primeros dos subeventos determinados por Suárez&Nábèlek (1990) se

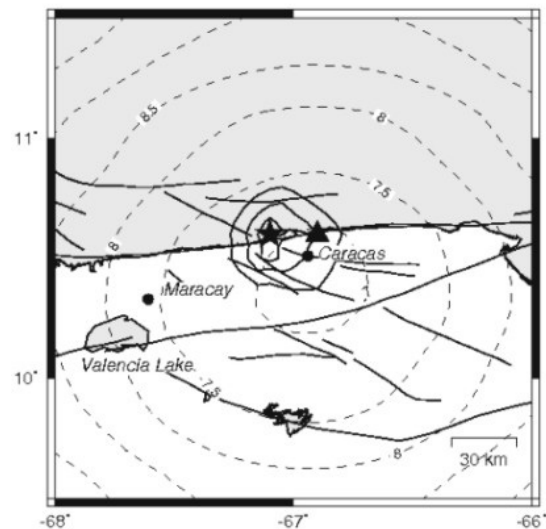
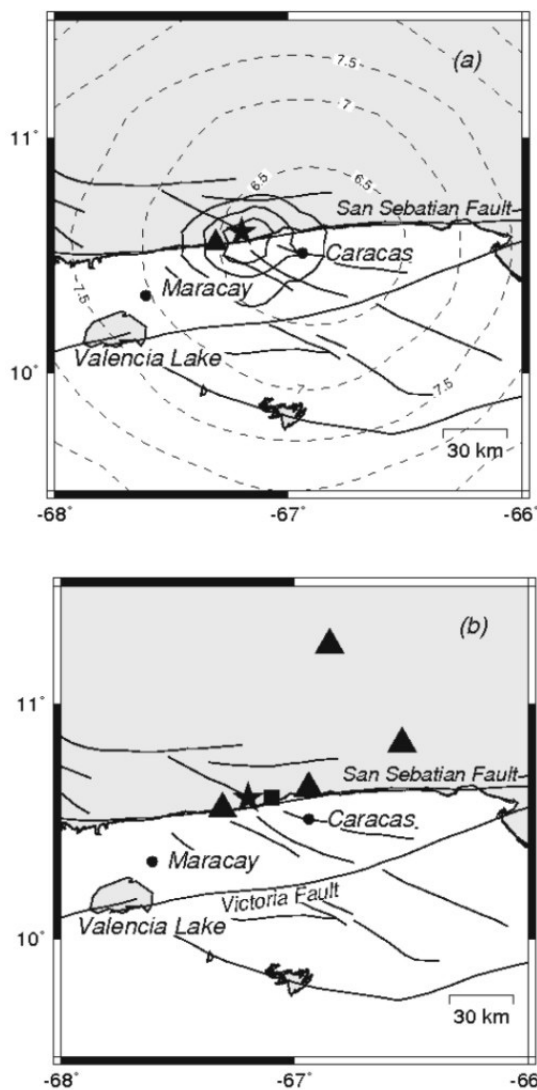


Figura 5. La estrella representa el centro de intensidades para el subevento de 1812. El triángulo es el epicentro propuesto por Fiedler (1961). Las líneas continuas y las interrumpidas tienen el mismo significado que en la Figura 1 (Mapa de fallas cortesía de FUNVISIS).



Figuras 6. (a) La estrella representa el centro de intensidades para el evento en Caracas de 1967, el triángulo corresponde al epicentro relocalizado por Engdahl *et al.* (1998). (b) Los triángulos en esta figura representan los cuatro subeventos del terremoto de 1967 de acuerdo con Suárez&Nábèlek (1990) relocalizado con respecto al epicentro de Engdahl *et al.* (1998). El cuadrado indica el centro de intensidades del terremoto de 1812 determinado en este trabajo. Mapas de fallas cortesía de FUNVISIS.

ubicar virtualmente sobre la traza de la falla de San Sebastián y nuestro centro de intensidades entre estos dos subeventos (Figura 6b). Esto demuestra que nuestros resultados son consistentes con los de Engdahl *et al.* (1998) y los de Suárez&Nábèlek. Es importante notar que el método de B&W (1997) ubica el “centro de intensidades”, el cual para sismos pequeños prácticamente coincide con el epicentro. Sin embargo, para sismos grandes puede haber una separación entre ambos, dependiendo de la longitud de la ruptura y de las características de la misma (unilateral, bilateral o

multifoco). Por ello el centro de intensidades no coincide con el epicentro sino que se ubica entre los dos primeros subeventos de Suárez&Nábèlek porque ellos liberaron el 72% del total de la energía sísmica y fueron los más cercanos a las áreas dañadas. Los otros subeventos no sólo fueron menores sino que además ocurrieron costa afuera y por consiguiente tuvieron una influencia mucho menor en las intensidades. Esto también es consistente con una magnitud M_{wi} ligeramente menor que la magnitud M_w , aunque es de notar que ambos valores son compatibles si se toma en cuenta los intervalos de incertidumbre.

Los eventos de Loma Prieta 1989, Caracas 1967 y Caracas 1812, tienen en común una asimetría en la distribución de las intensidades con respecto a la ruptura, debido a que sus epicentros se ubican cerca de la costa. Hemos verificado en el presente trabajo que el método de B&W (1997) con las modificaciones de Choy *et al.* (2007) produjeron excelentes resultados en los dos primeros casos. Por ello creemos que los resultados aquí obtenidos para 1812 también deben ser confiables. La magnitud M_{wi} de $7,1 \pm 0,33$ es consistente con los valores determinados y/o utilizados por otros autores (Audemard, 2002; Yamazaki *et al.* 2005). El centro de intensidades se ubica casi al norte de Carayaca y muy cerca del centro de intensidades del evento de 1967 y por lo tanto es consistente con una ruptura en la falla de San Sebastián, como lo propuso Audemard. Durante el sismo de 1967, no hubo ruptura en el segmento de falla ubicado entre los dos primeros subeventos determinados por Suárez & Nábèlek (1990). La ubicación del centro de intensidades del subevento de Caracas de 1812 sugiere que esto fue debido a que este segmento ya había sido roto en 1812. Por otra parte, es probable que al igual que en 1967, la ruptura haya sido discontinua y que la ruptura haya incluido un segmento de la falla al oeste del epicentro de 1967.

REFERENCIAS

- ALTEZ, R. (1998). *Cronometrización extemporánea: Los sismos del 26 de Marzo de 1812 en Caracas y en Mérida*. Revista Geográfica Venezolana. 39, pp. 297 – 326.
- ALTEZ, R. (2005). *Todo lo que se movió en 1812 en la placa del Caribe: sismos, volcanes y transmisión de energía*. Revista Geográfica Venezolana. Número especial, pp. 143-170.
- ALTEZ, R. (2006). *El desastre de 1812 en Venezuela: sismos, vulnerabilidades y una patria no tan boba*. Universidad Católica Andrés Bello y Fundación Polar, Caracas, Venezuela. 522 pp.

- ALTEZ, ROGELIO & LAFFAILLE, JAIME. (2006). *La microzonificación sismo-histórica como complemento fundamental de la evaluación de la amenaza sísmica*. Revista de la Facultad de Ingeniería. UCV, 21, pp.117-127.
- AUDEMARD, F. (2002). *Ruptura de los grandes sismos históricos de los siglos XIX y XX revelados por la sismicidad instrumental contemporánea*, Memorias XI Congreso Venezolano de Geofísica, 17-19 de noviembre. Caracas, Venezuela.
- BAKUN, W. H. & WENTWORTH, C. M. (1997). *Estimating earthquake locations and magnitudes from seismic intensity data*. Bull. Seismol. Soc. Am. 87, pp. 1502-1521.
- BAKUN, W. H. & WENTWORTH, C. M. (1999). *Erratum to estimating earthquake locations and magnitudes from seismic intensity data*. Bull. Seismol. Soc. Am. 89 p. 557.
- CASTILLO, W. (1983). *El reforzamiento estructural de edificaciones de tapia, un caso en los Andes venezolanos*. Boletín IMME. 72-73, pp. 53-82.
- CENTENO GRAÜ, M. (1900). *Interesantísimo estudio*. La Linterna Mágica, Caracas, N° 250, p. 1.
- CHOY, J. E., PALME, C., GUADA, C., MORANDI, M. KLARICA, S. (2007). *Incorporación de intervalos de intensidades y de corrección por rumbo de fallas al método de Bakun & Wentworth para la evaluación de sismos históricos*, IX Congreso Geológico Venezolano, Caracas, Venezuela.
- ENGDahl, E., VANDERHILST, R., BULAND, R. (1998). *Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures*. Bull. Seis. Soc. Amer., 88, pp. 722-743.
- FIEDLER, G. (1961). *Áreas afectadas por terremotos en Venezuela*, Memoria del III Congreso Geológico Venezolano, 3, pp. 1791-1810.
- FIEDLER, G. (1968). *Estudio sismológico de la región de Caracas con relación al terremoto del 29 de Julio de 1967 (terremoto cuatricentenario): reporte y evaluaciones*, Boletín Técnico IMME, 6, pp. 23-24.
- FIEDLER, G. (1972). *La liberación de energía sísmica en Venezuela, volúmenes sísmicos y mapas de Isosistas*. Memoria del IV Congreso Geológico Venezolano, pp. 2441-2462.
- FUNVISIS (1997). *Evaluación preliminar del sismo de Carriaco del 9 de julio de 1997, estado Sucre, Venezuela*. Versión revisada. INFORME, CARACAS, VENEZUELA, 122 PP.
- GASPERINI, P., BERNARDINI, F., VALENSISE, G., BOSCHI, E. (1999). *Defining seismogenic sources from historical earthquakes felt reports*, Bull. Seism. Soc. Am. 89, pp. 94-110.
- GRASES, J. (1990). *Terremotos destructores del Caribe. 1502-1990*. 1° ed., Orcyt-Unesco. Montevideo, Uruguay. 132 pp.
- GRASES, J., ALTEZ, R., LUGO, M. (1999). *Catálogo de Sismos Sentidos o Destructores Venezuela 1530/1998*. Academia de Ciencias Física, Matemáticas y Naturales Facultad de Ingeniería, UCV, Caracas, Venezuela. 650 pp.
- GRASES, J. & RODRÍGUEZ, J.A. (2001). *Estimaciones de sismos venezolanos a partir de mapas de isosistas*. Memorias del 2do Seminario Iberoamericano de Ingeniería Sísmica. Madrid, España.
- GRÜNTAL, G. (Ed.) (1998). *European Macroseismic Scale 1998*, Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Seismologie, 15, Conseil de l'Europe, Luxembourg, 99 pp.
- HINZEN, K. & OEMISCH, M. (2001). *Locations and magnitude from seismic intensity data of recent and historic earthquake data in the northern Rhine area, central Europe*. Bull. Seismol. Soc. Am. 91, pp. 40-56.
- LAFFAILLE, J. & FERRER, C. (2003). *El terremoto del jueves santo en Mérida: año 1812*. Revista Geográfica Venezolana, 44, pp. 107-123.
- LAFFAILLE, J. & FERRER, C. (2005). *El terremoto de Mérida de 1812: escrudiñando entre las páginas de una novela inconclusa en busca de información acerca de una historia real*. Revista Geográfica Venezolana, número especial, pp. 217-232.
- LAFFAILLE, J., KLARICA, S., ALVARADO, M., GUERRERO, O., LAFFAILLE, M. (2007). *La reevaluación de los terremotos históricos de Venezuela como una propuesta multidisciplinaria*. Boletín de Historia de las Geociencias en Venezuela. 98, pp. 53-60.
- PALME, C., MORANDI, M., CHOY, J. (2005a). *Determinación de una relación lineal entre intensidad, magnitud y*

distancia epicentral para el occidente de Venezuela, INTERCIENCIA, 30, pp. 195-204.

PALME, C., MORANDI, M., CHOY, J. (2005b). *Re-evaluación de las intensidades de los grandes sismos históricos de la región de la cordillera de Mérida utilizando el método de Bakun & Wentworth*, Revista Geográfica Venezolana, número especial, pp. 233-253.

ROCABADO, V., SÁNCHEZ, J., SCHMITZ, M., DE MARCO, R., ALVARADO, L., ANDRADE, L. (2005). *Caracterización Geofísica de la terraza de Barquisimeto y de la cuenca de tracción de Cabudare*. Memorias del IV Coloquio Sobre Microzonificación Sísmica, Serie Técnica de FUNVISIS N° 1, pp 224-229.

RICHTER, C. (1958) *Elementary Seismology*, Freeman, San Francisco. 768 pp.

SCHMITZ, M., HERNÁNDEZ J.J., AUDEMARD, F.A., MALAVÉ, G., ANDRADE, L. (2005). *Proyecto de Microzonificación sísmica en las ciudades de Caracas y de Barquisimeto*. Memorias del IV Coloquio Sobre Microzonificación Sísmica, Serie Técnica de FUNVISIS N° 1, pp 260-263.

SUÁREZ, G. & NÁBĚLEK, J. (1990). *The 1967 Caracas Earthquake: Fault Geometry, Direction of Rupture Propagation and Seismotectonic Implications*, J. Geophys. Res. 95, pp. 17.459-17.474.

WELLS, D. L. & COPPERSMITH, K.J. (1994). *New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement*, Bull. Seismol. Soc. Am. 84, pp. 974–1002.

YAMAZAKI, Y., AUDEMARD, F., ALTEZ, R., HERNÁNDEZ, J., ORIHUELA, N., SAFINA, S., SCHMITZ, M., TANAKA, I., KAGAWA, H. (2005). *Estimation of the seismic intensity in Caracas during 1812 earthquake using seismic microzonation methodology*. Revista Geográfica Venezolana, Número Especial, pp. 199-216.

REFERENCIAS ELECTRÓNICAS

CENTRO REGIONAL DE SISMOLOGÍA PARA AMÉRICA DEL SUR CERESIS. [HTTP://WWW.CERESIS.ORG](http://www.ceresis.org). ÚLTIMA CONSULTA: MAYO 2011.

GRÜNTAL, G. (1998). EUROPEAN MACROSEISMIC SCALE EMS-98. [HTTP://WWW.GFZ-POTSDAM.DE/PORTAL/-?SPART=CMSPART&DOCID=2051128](http://www.gfz-potsdam.de/portal/-?SPART=CMSPART&DOCID=2051128). ÚLTIMA CONSULTA: MAYO 2011.

GUADA, C. (2009). PORTAL DEL PROFESOR. [HTTP://WEBDELPROFESOR.ULA.VE/CIENCIAS/CARLOSSG/HTML/1812/TABLES/ANEXOSTABLE_3B.HTML](http://webdelprofesor.ula.ve/ciencias/carlossg/html/1812/tables/anexostable_3b.html), ÚLTIMA CONSULTA: MAYO 2011.

INQUA ENVIRONMENTAL SEISMIC INTENSITY SCALE 2007. ESI 2007. [HTTP://WWW.ISPRAMBIENTE.GOV.IT/.../INQUA/ESI_2007_INQUA_SCALE_SPAGNOLO_2010_1.PDF](http://www.isprambiente.gov.it/.../inqua/esi_2007_inqua_scale_spagnolo_2010_1.pdf). ÚLTIMA CONSULTA: MAYO 2011.

SISTEMA DE TELEINFORMACIÓN DE LA SISMOLOGÍA HISTÓRICA DE VENEZUELA, STSHV (2005). [HTTP://WWW.SISMICIDAD.CIENS.ULA.VE](http://www.sismicidad.ciens.ula.ve). ÚLTIMA CONSULTA: MAYO 2011.

UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY (USGS). [HTTP://EARTHQUAKE.USGS.GOV/REGIONAL/QFAULTS/](http://earthquake.usgs.gov/regional/qfaults/). ÚLTIMA CONSULTA: NOVIEMBRE 2008.