

Re-evaluación de las intensidades de los grandes sismos históricos de la región de la cordillera de Mérida utilizando el método de Bakun & Wentworth

Cordillera de Mérida region great historical earthquakes intensity reevaluation using the Bakun & Wentworth method

Christl Palme de Osechas¹, María T. Morandi S.² y José E. Choy³

Recibido: febrero, 2005 / Aceptado: mayo, 2005

Resumen

Se realiza una estimación de las magnitudes y de las regiones epicentrales de varios sismos históricos del occidente de Venezuela sobre la base de intensidades, utilizando el método de Bakun & Wentworth. Palme, Morandi y Choy utilizaron dicho método para desarrollar una ecuación que relaciona las intensidades con la magnitud del evento y las distancias epicentrales para los Andes de Mérida y la región Central de Venezuela. Ella viene dada por:

$$I = -2,2237 + 1,6684 * M_{wt} - 0,041214 * (\text{mediana} \Delta)$$

En el presente trabajo se utiliza esta ecuación para el análisis de las intensidades de diez sismos históricos, nueve de los cuales ocurrieron en los Andes de Mérida y uno en el centro del país: el terremoto de La Grita (Bailadores) el 03-02-1610; el terremoto de los Andes el 16-01-1674; el terremoto de Trujillo el 26-12-1775; el terremoto de Mérida el 26-03-1812; el terremoto de Lobatera el 26-02-1849; el terremoto de Cúcuta el 18-05-1875; el terremoto de los Andes el 28-04-1894, el terremoto del 18-03-1932 en los Andes, el sismo de Aricagua el 16-11-1956 y el terremoto de Caracas el 29-10-1900.

Palabras clave: magnitudes; epicentros; sismos históricos; intensidades macrosísmicas; Venezuela.

Abstract

Several historic earthquakes magnitudes and epicenters in the western Venezuela were estimated from intensities, by applying the Bakun and Wentworth method. Palme *et al.* (2005) had used the method to find an equation which relates intensities to event magnitude and epicentral distances for the Mérida Andes and the Venezuela central region. The equation is given as follows:

1 Universidad de Los Andes, Núcleo Universitario "Rafael Rangel", Unidad de Investigación y Educación Sistemológica del CRIHES, Trujillo-Venezuela, e-mail: cpalme@cantv.net

2 Universidad de Los Andes, Facultad de Ciencias, Laboratorio de Geofísica, Mérida-Venezuela, e-mail: maria@ciens.ula.ve

3 Universidad de Los Andes, Facultad de Ciencias, Laboratorio de Geofísica, Mérida-Venezuela, e-mail: choy@ciens.ula.ve

$$I = -2,2237 + 1,6684 * M_{IW} - 0,041214 * (\text{median } \Delta)$$

This equation is used to analyze the ten historical earthquakes intensities. Of these, nine occurred in the Mérida Andes and one in central Venezuela: the 02-03-1610 La Grita (Bailladores) earthquake, the 01-16-1674 Andes earthquake, the 12-26-1775 Trujillo earthquake, the 03-26-1812 Mérida earthquake, the 02-26-1849 Lobatera earthquake, the 05-18-1875 Cúcuta earthquake, the 04-28-1894 Andes earthquake, the 03-18-1932 Andes earthquake, the 11-16-1956 Acarigua earthquake, and the 10-29-1900 Caracas earthquake.

Key words: magnitudes; epicenters; historical earthquakes; macroseismic intensities; Venezuela.

Introducción

Las investigaciones de los grandes terremotos históricos en Venezuela han tomado un nuevo auge en los últimos años, debido, en buena parte, a la realización de las Jornadas de Sismología histórica desde el año 1997 (Ferrer, Laffaille y Rengifo, 1998). Los trabajos presentados en dichas jornadas y las discusiones subsiguientes, sobre los grandes eventos venezolanos han demostrado que todavía existe mucha incertidumbre en relación a sus localizaciones y magnitudes. Los métodos que se han utilizado se basan por un lado, en las intensidades observadas en diferentes lugares y, por otro, en métodos paleosismológicos. El uso de las intensidades para determinar magnitud y epicentro de un sismo es problemático porque las intensidades son datos subjetivos. Para convertir las intensidades en herramientas más confiables, Bakun & Wentworth (B&W) en 1997 desarrollaron un método que evalúa las intensidades estadísticamente y que tiene dos etapas.

En la primera, en la región de interés se seleccionan una serie de eventos registrados instrumentalmente (eventos de entrenamiento) para determinar una

expresión analítica que relacione la magnitud y la distancia epicentral con la intensidad. Para validar esta expresión, se escogen otros eventos que también hayan sido registrados instrumentalmente y se aplica la expresión analítica a las intensidades. Los centros de intensidad y las magnitudes resultantes se comparan con las calculadas a partir de los datos obtenidos de los registros instrumentales. Si los resultados son consistentes, la expresión se considera válida. Finalmente, en la segunda etapa, las intensidades de los sismos históricos son analizadas utilizando dicha expresión para determinar sus centros de intensidad y sus magnitudes. Este procedimiento tiene la ventaja de que no se apoya en el trazado de isosistas con lo cual se reduce la subjetividad en los resultados. Además, permite establecer intervalos de confianza en las determinaciones de los centros de intensidad y de las magnitudes.

Palme *et al.* (2005) aplicaron el método de B&W a eventos venezolanos para desarrollar una relación entre magnitud de momento, distancia epicentral e intensidad. Se utilizaron un total de 14 eventos registrados instrumentalmente en el centro y occidente del país, 7 de éstos se usaron como eventos de aprendizaje. Los

otros 7 eventos sirvieron como eventos de prueba. En la presente publicación se aplica la relación encontrada a algunos de los sismos históricos mas importantes del centro y occidente de Venezuela, los cuales, a excepción de dos (1932 y 1956), no están incluidos en el trabajo de Palme *et al.*, (2005).

Metodología

La relación encontrada por Palme *et al.*, (2005) para la región centro-occidental de Venezuela es:

$$I = -2,2237 + 1,6684 * M_{IW} - 0,041214 * (\text{mediana } \Delta) \quad (\text{I})$$

en donde: I = intensidad, M_{IW} = magnitud de intensidad (las magnitudes son magnitudes de momento porque en el proceso de calibración se usaron las magnitudes de momento de los eventos de entrenamiento) y (mediana Δ) = mediana de las distancias epicentrales para un valor particular de intensidad. Esta relación, obtenida para eventos superficiales, tiene validez hasta distancias de aproximadamente 130 km desde el epicentro. Para distancias mayores la relación entre intensidad y distancia epicentral, para una magnitud dada, es no lineal.

Una vez establecida la ecuación (I), ésta se puede utilizar para determinar epicentros y magnitudes de sismos históricos. Para esto se establece una red de puntos de posibles epicentros y para cada uno de ellos se calcula la raíz cuadrática media:

$$\text{rms}[M_i] = \text{rms}[M_i - M_i] - \text{rms}_0[M_i - M_i] \quad (\text{II})$$

donde los valores de M_i se obtienen aplicando la ecuación (I) a cada uno de los puntos de la red seleccionada, M_i es el promedio de (M_i) y rms_0 el mínimo de $\text{rms}[M_i - M_i]$ sobre la red de los epicentros posibles. El epicentro posible para el cual el valor de $\text{rms}[M_i]$ es mínimo es el punto que mejor satisface los datos de intensidad, y B&W lo denominan “*centro de intensidad*”. Las líneas continuas graficadas en las figuras (1,4,5,6,7,9,10,11,13 y 14) representan 50, 80 y 95% de confianza de que el centro de intensidades se encuentre dentro del área delimitado por ellas. Mientras que las líneas interrumpidas indican los valores de la magnitud correspondientes a los puntos de la red de epicentros asumidos.

Para el presente trabajo se utilizaron valores de intensidades publicados en: CERESIS(<http://www.ceresis.org/new/>), Rengifo y Laffaille (2000), Escobar y Rengifo (2003), Laffaille y Ferrer (2003). No se han tomado en cuenta efectos de sitio porque no hay suficientes datos de intensidad, como se explicó también en la publicación anterior.

Resultados

En el cuadro 1 se representan las informaciones relevantes –magnitudes y epicentros encontrados en el presente trabajo y aquellos determinados por otros autores– de los eventos sísmicos que fueron evaluados en este trabajo. A con-

Cuadro 1. Epicentros y magnitudes encontrados en el presente trabajo y aquellos determinados por otros autores de los eventos sísmicos que fueron evaluados en este trabajo. Además se indica el número de intensidades utilizadas para la evaluación

Evento	Resultados del presente trabajo				Otros autores		
	Long. O	Lat. N	Magnitud MIw	Nº Inten.utiliz.	Epicentro lon/lat	Magnitud	Referencia
1610	71.65	8.45	7.6±0.63	4	71.8/8.3	7.3 MI	(1)
					71.8/8.3	7.2 Ms	(2)
						7.1-7.3 Ms	(3)
							(4)
1674	70.8	8.95	7.4±0.63	4	70.64/9.3	6.8 MI	(5)
					70.9/8.9		(6)
1775	70.40	9.60	6.1±0.54	6	70.4/9.3	5.6 mC	(1)
						6.5 MI	(7)
					70.35/9.45	6.1 MI	(8)
1812	71.05	8.65	6.0±0.45	11	71.3/8.5 71.05/8.65 aprox.	7.1 mC 5.1-5.4 MI	(1) (9)
1849	72.25	8.05	6.35±0.63	4	72.3/7.3	6.0 MI	(1)
						6.6 mC	(7)
					72.2/7.9 72.2/7.9	6.7 MI	(12) (20)
1875	72.6	7.95	7.41±0.37	22	72.4/7.9	7.32 MI	(1)
						7.3 mC	(7)
					72.4/7.9 72.5/7.9	7.5 MI	(20) (12)
1894	71.7	8.7	7.56±0.33	32	71.7/8.5	7.1 MI	(1)
					71.69/8.55	7.0 mC 7.1-7.4 MI 7.1-7.3 Ms	(7) (10) (4)
1900	66.6	10.8	6.98±0.58	5	66.8/10.9	7.4 MI	(1)
						6.3 mC	(7)
					66.0/11.2 66.8/11.5 66.0/11.0	7.2 Ms 8.4 Ms	(18) (13) (19)
1932	72.00	8.3	6.5±0.31	44	71.9/8.2	6.5 MI	(1)
					71.7/8.3	6.75 MI	(12)
					71.75/8.25	6.75 Ms	(19)
					71.88/8.29	6.75 Ms	(15)
					72.03/8.15	6.5 – 6.7	(11)

1956	71.05	8.15	5.45±0.39	14	71.2/8.3	5.7 MI	(1)
					71.0/8.2	5.0 mb	(15)
					71.23/8.20	5.0 Ms	(15)
					71.13/8.19	5.0 Ms	(16)
					71.1/8.25	5.5	(17)

1: Fiedler (1961); 2: Cluff and Hansen (1969); 3: Ferrer y Laffaille (1998); 4: Audemard (1998), 5: Grases (1980); 6: Palme y Altez (2002); 7: Fiedler (1961); 8: Palme (1990); 9: Laffaille y Ferrer (2003); 10: Rengifo y Laffaille (2000); 11: Escobar y Rengifo, (2003); 12: Ramírez (1975); 13: Centeno Graü (1940); 14: ISS; 15: Dewey (1972); 16: Sykes (1965); 17: Rengifo y Escobar (2003); 18: Jakubowicz y Larotta (1974); 19: Gutenberg y Richter (1954); 20: Cluff y Hansen (1969)

tinuación se presentan con más detalles los resultados obtenidos para cada uno de los eventos.

Terremoto de La Grita, 3 de febrero de 1610

Este terremoto ha sido estudiado ampliamente desde que A. Singer (1998) logró identificar los efectos cosísmicos asociados a los sucesos descritos por el monje Fray Pedro Simón en 1627 (Ferrer y Laffaille, 1998; Audemard, 1998). Con los resultados de las excavaciones de una trinchera que atraviesa la falla de Boconó en las cercanías de La Grita se confirmó la hipótesis que se trata de un evento de ruptura de la traza principal de la falla de Boconó (Audemard, 1998). Las magnitudes que fueron recientemente asignadas a este evento por los autores arriba mencionados se encuentran en el rango entre 7.1 y 7.3 M_s . Los valores de intensidades disponibles para este evento son escasos, debido a la baja densidad de población en la región Andina al principio del siglo XVII. Para el presente trabajo se utilizaron 4 intensidades asignadas por José Grases y publicadas en el catálogo de CERESIS.

El resultado de la aplicación del método de B&W está representado en la figura 1. Las coordenadas del epicentro obtenido son: 8.45 N 71.65 O y se ubica prácticamente sobre la traza de la falla de Boconó en las cercanías de la confluencia del río Mocotíes y el río Chama. Junto con las observaciones paleosismológicas que asocian la ruptura producida por el evento con la traza de la falla de Boconó a la altura de La Grita podemos emitir la hipótesis de que este evento rompió un segmento de la falla de Boconó aproximadamente desde Estanques hasta La Grita, que serían unos 60-80 km. Este segmento está representado en el relieve de la figura 2. Una ruptura de este tamaño puede ser producida por un sismo rumbo-deslizante de magnitud >7. La magnitud obtenida en el presente trabajo es $7,6 \pm 0,6$ y se encuentra dentro del límite de las magnitudes determinadas por otros autores con métodos diferentes.

La figura 3 representa la gráfica intensidad vs. distancia para el centro de intensidades determinado en este trabajo. Se muestra la recta correspondiente a la ecuación I. Es importante notar que

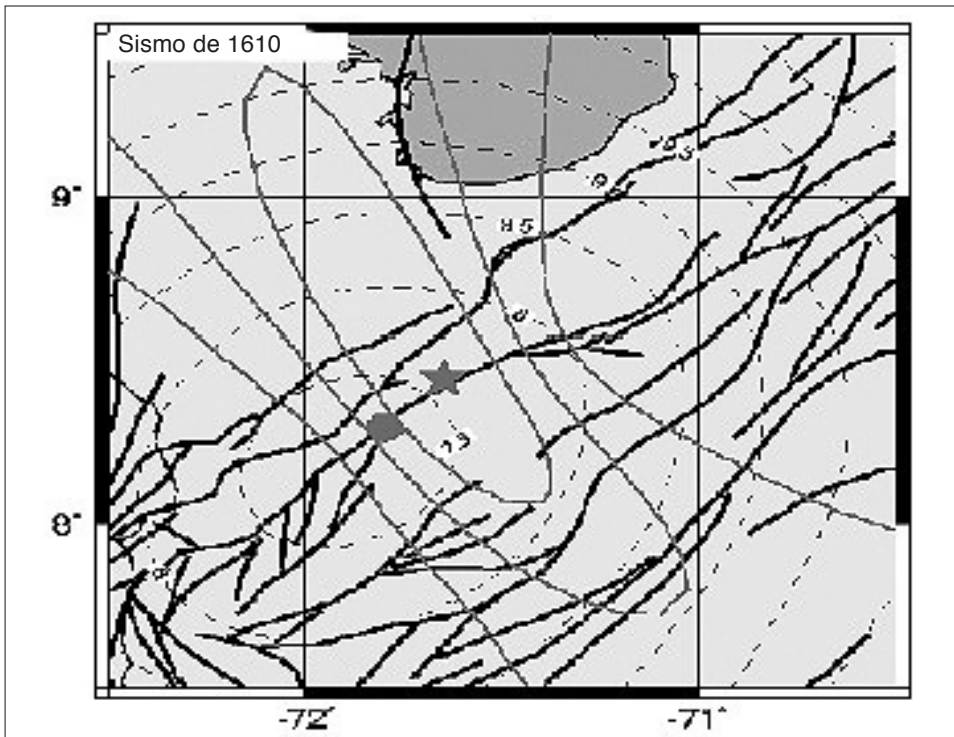


Figura 1. Resultado de la aplicación del método de B&W para el terremoto de La Grita (Bailadores) el 03-02-1610. Las líneas continuas representan 50, 80 y 95% de confianza de que el centro de intensidades se encuentre dentro del área delimitado por ellas. Las líneas interrumpidas indican los valores de la magnitud correspondientes a los puntos de la red de posibles epicentros. La magnitud asignada es la tomada en el centro de intensidades. La estrella "representa el centro de intensidades encontrado en este trabajo, el círculo" el epicentro de Fiedler (1961), según tabla I

no es posible determinar las isosistas para este evento, debido al bajo número de intensidades.

Terremoto de los Andes, 16 de marzo de 1674

La primera aplicación parcial del algoritmo de B&W a un sismo venezolano se llevó a cabo para este evento (Palme y Altez, 2002). En aquella oportunidad se usaron coeficientes obtenidos de la

ecuación de atenuación de Gershanik y Gajardo (1981) que no fueron específicamente obtenidos del algoritmo de B&W, esto explica la pequeña diferencia entre los resultados anteriores y los actuales, sobre todo en lo que se refiere a la magnitud. Las intensidades utilizadas son las mismas de Palme *et al.* (2005), pero limitando las distancias epicentrales a 130 km, esto significa que de las seis intensidades disponibles sólo se utilizaron

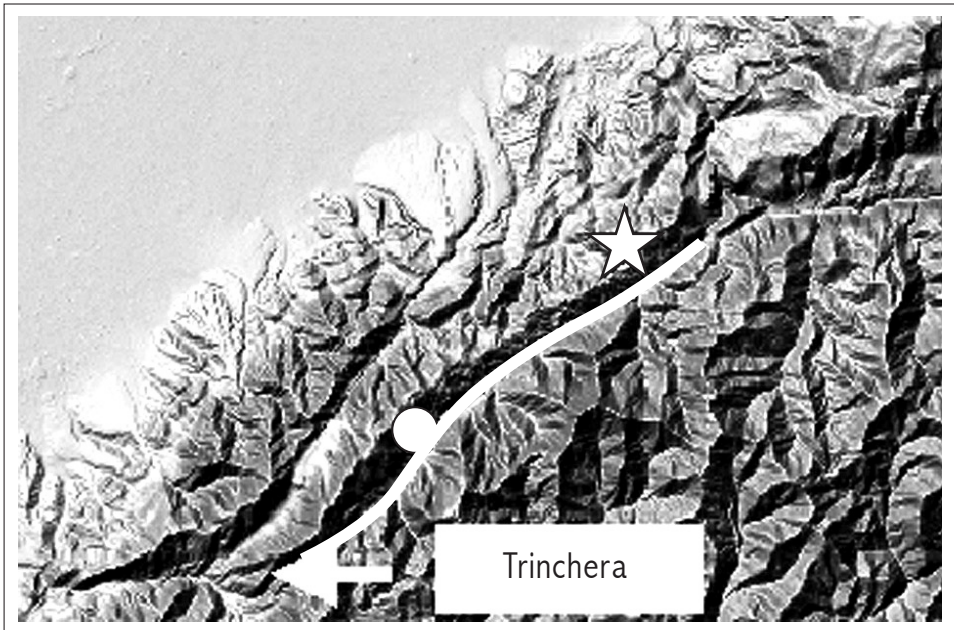


Figura 2. Relieve de la región epicentral del terremoto del 03-02-1610. La estrella " representa el centro de intensidades encontrado en este trabajo, el círculo" el epicentro de Fiedler (1961) y la línea blanca, la traza de la falla de Boconó desde Estanques hasta La Grita, aproximadamente. Además se indica la posición aproximada de la trincher descrita por Audemard (1998)

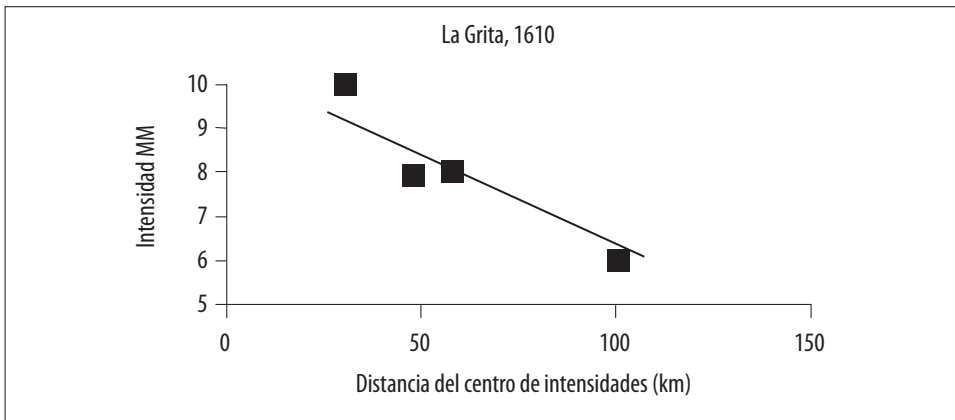


Figura 3. Gráfica intensidad vs. distancia del centro de intensidades determinado en este trabajo para el terremoto del 03-02-1610. La recta corresponde a la ecuación I. Los puntos representan las distancias individuales desde los centros de intensidades

cuatro. La localización de Grases (1979) ubica el epicentro de este evento en la cercanía de Valera; sin embargo, posterior a la publicación de Grases se han encontrado fuentes históricas adicionales (AGI, legajo 202) que hablan de la destrucción de Mérida, lo que indicaría que la zona afectada por el terremoto fue mucho mas grande de lo que se pensaba originalmente. Como se ve en la figura 4 el epicentro de este sismo podría estar relacionado con una ruptura de la falla

de Boconó en la región de la laguna de Mucubají-Sto. Domingo. Sin embargo, si se observa la curva del 50% de confianza en la figura 4, no se pueden excluir otras fallas como Piñango, Valera o incluso piedemonte occidental como probables fuentes. El valor de la magnitud obtenida $M_{TW} 7.4 \pm 0.6$ es interesante, pues es del mismo orden que la magnitud de los dos eventos históricos más grandes de los Andes Venezolanos, el del 3 de febrero de 1610 y el del 28 de abril de 1894.

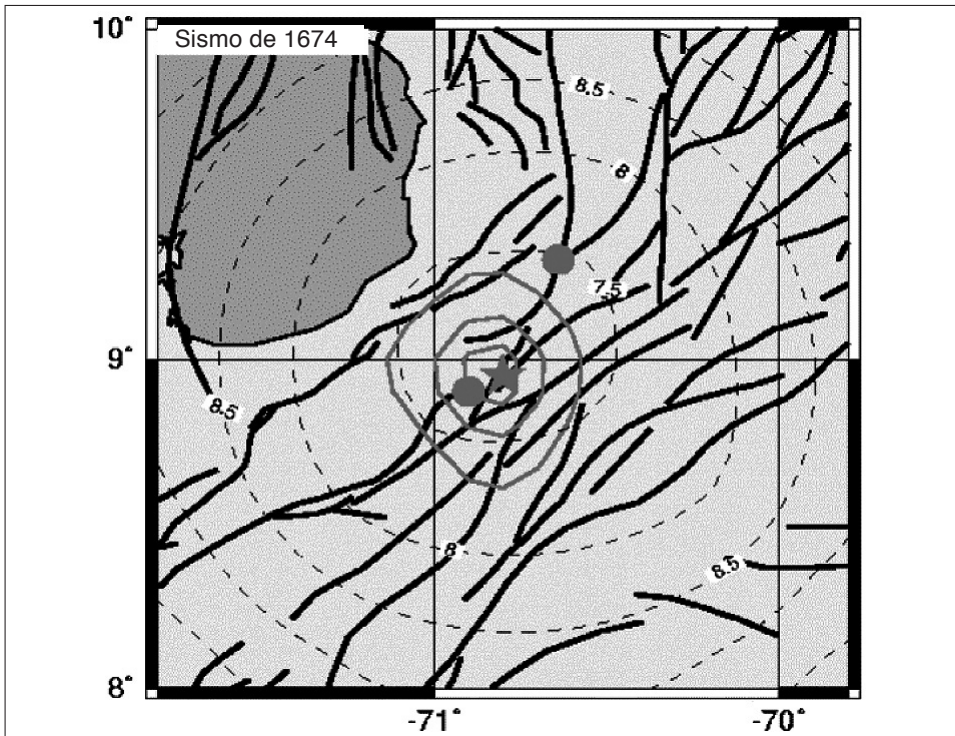


Figura 4. Resultado de la aplicación del método de B&W para el terremoto del 16-01-1674 en los Andes venezolanos. Las líneas e interrumpidas tienen el mismo significado como en la figura 1. La estrella "representa el centro de intensidades encontrado en este trabajo, los círculos" los epicentros de otros autores, según cuadro 1

Terremoto de Trujillo, 26 de diciembre de 1775

Sobre este evento existe muy poca información. Sin embargo, la zona de destrucción está bien delimitada por los comentarios del obispo Mariano Martí (Palme, 1990). La curva correspondiente a 50% de probabilidad para la localización del epicentro en la figura 5 está abierta hacia el norte, esto se debe a la falta de intensidades en el norte de la zona epicentral. Sin embargo, el obispo Mariano Martí visitó pueblos como Carache, Carora y Barbacoa (estado Lara) y de los mismos no reportó daños. Esto da

aún más peso al resultado obtenido para el centro de intensidades ubicado en la zona sur de la curva del 50% de confianza. Cualquier ubicación más al norte implicaría una magnitud mayor y por lo tanto daños en Carache, Carora y Barbacoa. Las fallas implicadas en este sismo podrían ser la falla de Burbusay o la falla que recientemente fue denominada “*San Lázaro*” por Dhont, Backé y Hervouët, (2005). Según estos últimos autores la falla de San Lázaro tiene características de fallamiento normal y es la estructura más reciente de esta zona. La magnitud obtenida, 6.1 M_{Iw} es cercana a los resul-

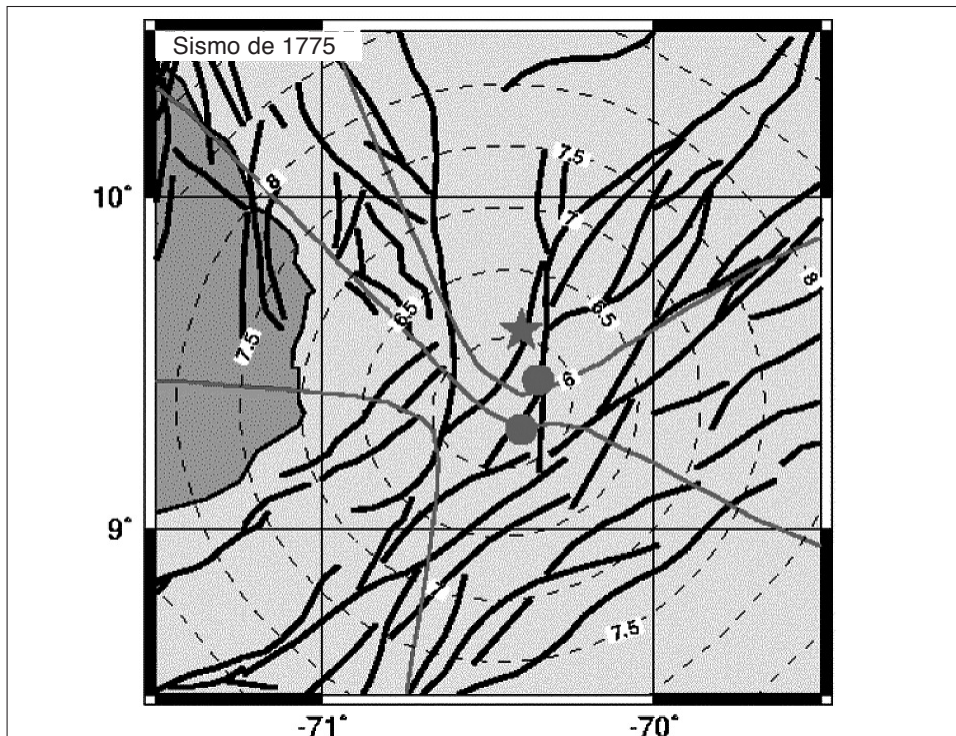


Figura 5. Resultado de la aplicación del método de B&W para el terremoto del 26-12-1775 cerca de Trujillo. Para las explicaciones, ver figura 4

tados de trabajos previos (6,5 por Cluff y Hansen, 1969; 5,6 por Fiedler, 1972).

Terremoto de Mérida, 26 de marzo 1812

Motivado por las discusiones que se han producido en los últimos años alrededor de este evento y que le dan peso a la hipótesis de que hubo un evento en Mérida diferente al de Caracas, para este trabajo se seleccionaron las intensidades en los lugares de los alrededores de Mérida que se encuentran a una distancia menor de 130 km de esta ciudad. Las intensidades fueron asignadas (véase cuadro 2) usando la información disponible en: www.sismicidad.hacer.ula.ve y tomando en cuenta las publicaciones de Laffaille y Ferrer (2003) y de Altez (1998). El resultado se muestra en la figura 6.

El centro de intensidades obtenido se ubica entre las ciudades de Mérida y Tabay y coincide muy bien con el epicentro propuesto por Laffaille y Ferrer (2003). Igualmente coinciden las magnitudes, si se toma en cuenta que las de Laffaille y Ferrer son calculados en base a magnitudes locales. Si se convierte los valores 5.1-5.4 a magnitudes de momento utilizando las ecuaciones dadas por Shedlock (1999) se obtiene valores para M_{IW} entre 5.6-6.0, lo cual coincide muy bien con lo obtenido en el presente trabajo ($M_{IW} = 6.0 \pm 0.5$). Al igual como en el sismo de 1610 se obtiene indeterminación en la localización del epicentro en la dirección perpendicular a la falla de Boconó. Esto se debe, posiblemente, a que la distribución de las intensidades

Cuadro 2. Intensidades en los alrededores de Mérida utilizadas para la evaluación del terremoto del 26 de marzo de 1812

Localidad	Latitud N	Longitud O	Distancia desde el centro de intensidades (km)	Intensidad (MSK)
Mérida	8,6	71,2	12,42	8
Tabay	8,63	71,1	4,01	8
Ejido	8,558	71,2	22,16	6
Mesa Ejido	8,542	71,3	28,53	6
Lagunillas	8,5	71,4	41,29	5
Chachopo	8,93	70,8	43,22	5
Mesa Bolívar	8,471	71,6	62,89	5
Timotes	9	70,8	49,11	5
La Grita	8,15	72	115,37	5
Trujillo	9,33	70,4	101,50	5
Barinas	8,6	70,3	89,06	4

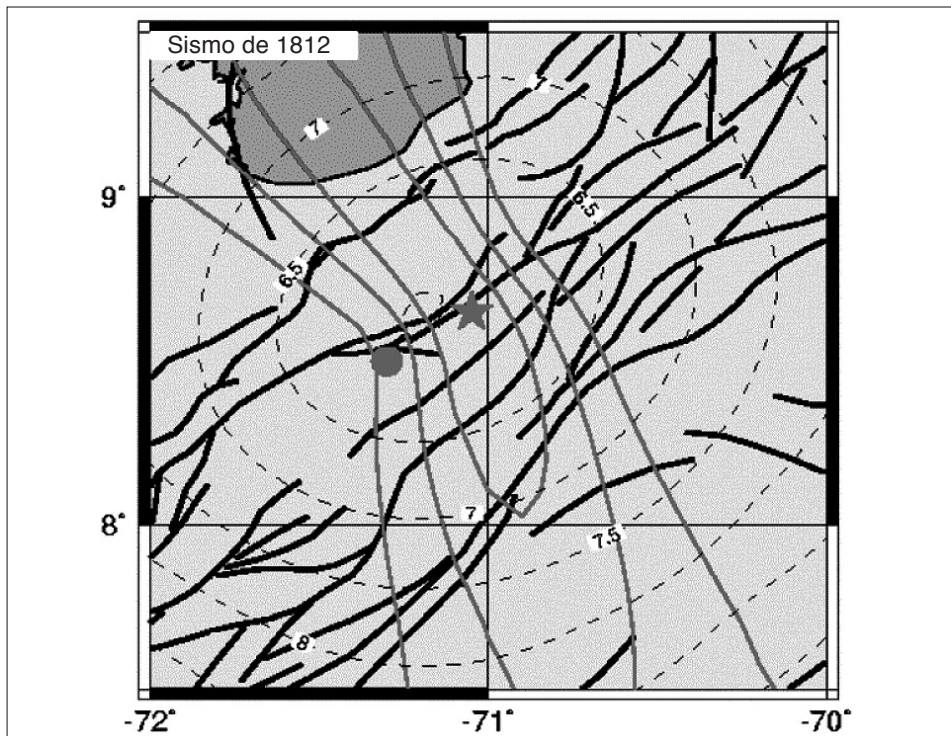


Figura 6. Resultado de la aplicación del método de B&W para el terremoto del 26-03-1812 cerca de Mérida. Para las explicaciones, ver figura 4

está esencialmente a lo largo de la zona de la falla de Boconó. Sin embargo, si se supone que el sismo fue causado por una ruptura de la falla de Boconó o una falla adyacente, el epicentro está bastante bien definido.

Es importante destacar que el presente análisis no constituye ninguna demostración de que efectivamente el terremoto del 26 de marzo de 1812 en Mérida es un evento local, diferente al de Caracas. Pero en caso de que, definitivamente se pueda demostrar que ocurrió un epicentro en las cercanías de Mérida, ésta sería su localización probable.

El terremoto de Lobatera, 26 de febrero de 1849

Hay un consenso entre los autores de que este sismo tuvo su epicentro muy cerca de Lobatera, pues este pueblo fue casi totalmente destruido por el terremoto. El valor de la latitud publicado por Fiedler (1961) debe ser un error tipográfico, así lo interpreta Grases (1979) y en lugar de 7,3° N debería decir 7,9° N, con esto la localización de Fiedler (1961) casi coincide con la de Ramírez (1975) y de Cluff y Hansen (1969). En el presente trabajo se utilizaron las cuatro intensidades publicadas por CERESIS. El centro de inten-

sidades obtenido se ubica ligeramente al norte de Lobatera a diferencia de los demás autores que lo ubican en dicha ciudad, donde ocurrieron los mayores daños. La magnitud obtenida ($6.35 M_{IW}$) es comparable con las de los demás autores tomando en cuenta el intervalo de incertidumbre (Figura 7).

Terremoto de Cúcuta, 18 de mayo de 1875

Para este evento se usaron 32 intensidades (CERESIS) a menos de 130 km desde el supuesto epicentro. La figura 8 muestra una excelente coincidencia

entre los puntos experimentales (intensidad vs. medianas de distancias desde el centro de intensidades) y la recta correspondiente a la ecuación I para un sismo de magnitud M_{IW} 7,4 en el epicentro propuesto. El centro de intensidades coincide bastante bien con los epicentros dados por otros autores (Ramírez, 1975; Fiedler, 1961; Cluff y Hansen, 1969), los cuales se ubican dentro del área del 80% de confianza (Figura 9). Las magnitudes también son consistentes. Con una magnitud de M_{IW} 7,4 este sismo forma parte de los eventos más grandes que han ocurrido en la región.

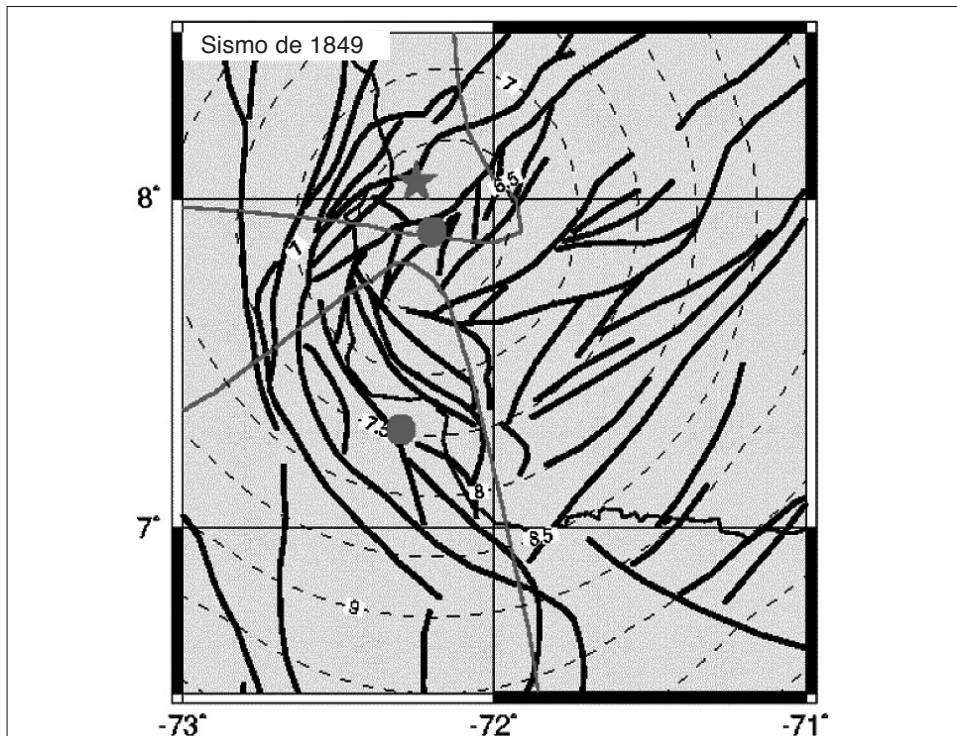


Figura 7. Resultado de la aplicación del método de B&W para el terremoto de Lobatera el 26-02-1849. Para las explicaciones, ver figura 4

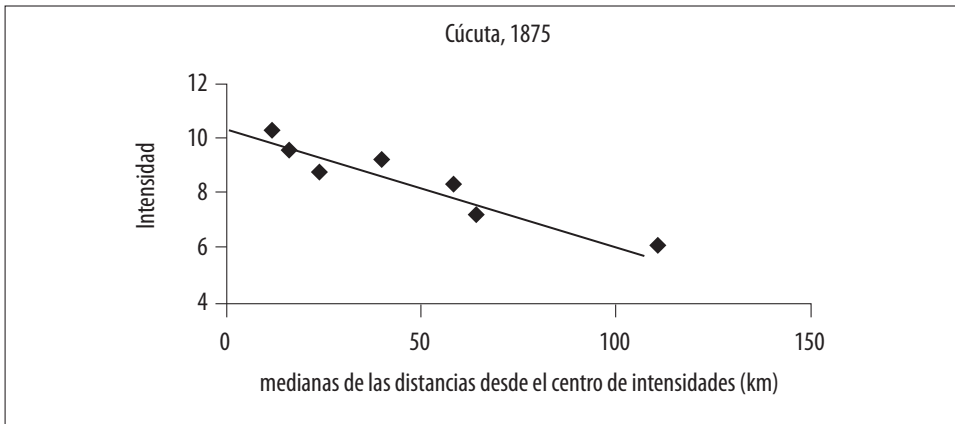


Figura 8. Gráfica intensidad vs. distancia del centro de intensidad determinado en este trabajo para el terremoto de Cúcuta el 18-05-1875. La recta corresponde a la ecuación I. Los puntos representan medianas de las distancias desde los centros de intensidades

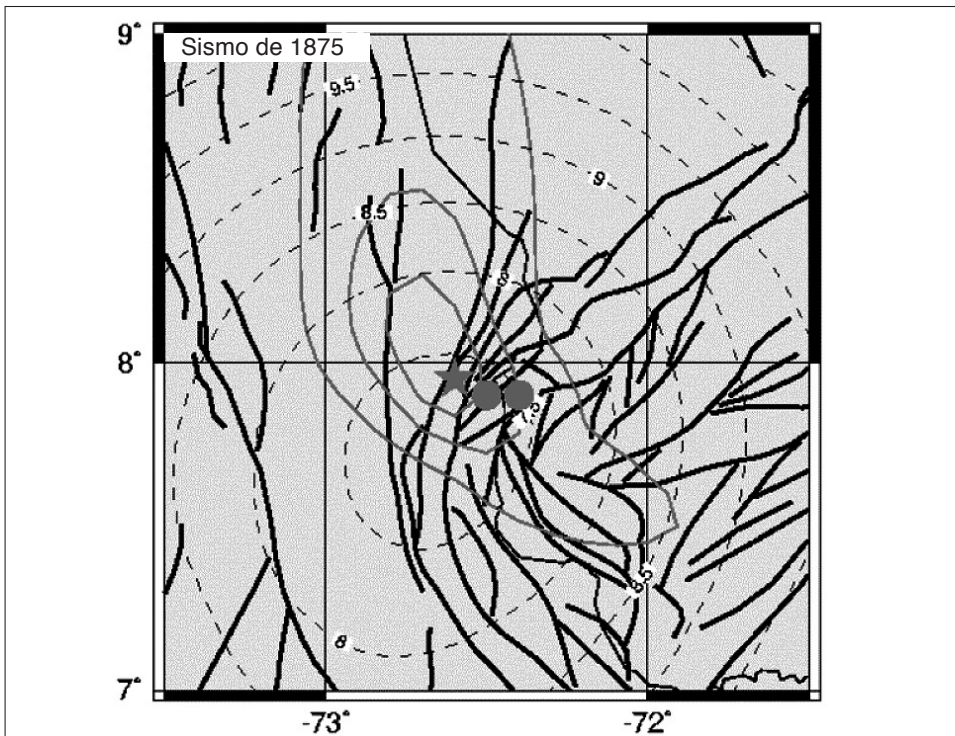


Figura 9. Resultado de la aplicación del método de B&W para el terremoto de Cúcuta el 18-05-1875. Para las explicaciones, ver figura 4

Terremoto de los Andes, 28 de abril de 1894

En los últimos años este evento ha sido objeto de estudios aplicando diferentes metodologías. El grupo de investigaciones en paleosismología de FUNVISIS encontró, en la trinchera que se abrió en las cercanías de La Grita (Audemard, 1998), evidencias de una ruptura de la falla de Boconó posterior a 1800 con una magnitud M_s entre 7,1 y 7,3. Ellos asignan este evento al terremoto de 1894 pues es el único evento histórico en la zona de una magnitud suficientemente grande como para producir un deslizamiento similar

al encontrado en la trinchera. Por otra parte, Rengifo y Laffaille (2000) hicieron una reevaluación de las intensidades en base a fuentes históricas, esencialmente reportes de periódicos, encontrando un epicentro al norte de la falla de Boconó. En el presente trabajo se utilizaron las intensidades publicadas por Rengifo y Laffaille y se obtuvo como centro de intensidades un lugar aún más al norte. Sin embargo, como se observa en la figura 10, el área de 95% de probabilidad para la ubicación del epicentro incluye un segmento de la falla de Boconó. La magnitud encontrada ($M_{Iw} = 7,6 \pm 0,3$),

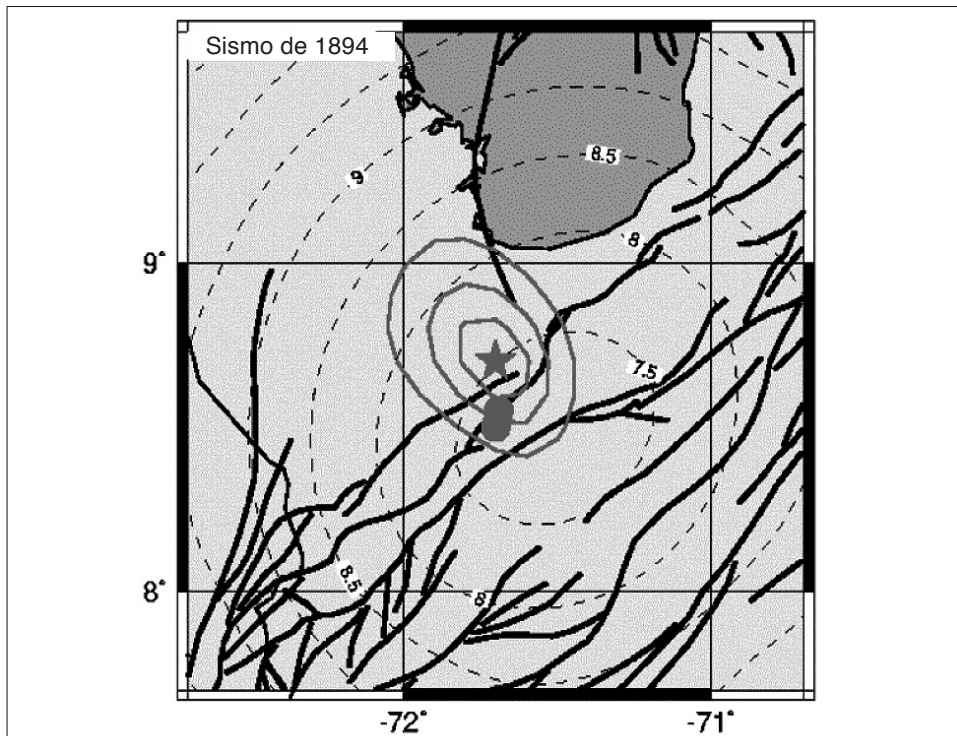


Figura 10. Resultado de la aplicación del método de B&W para el terremoto de los Andes el 28-04-1894. Para las explicaciones, ver figura 4

es un poco más alta que la de los otros autores aunque concuerda dentro del intervalo de error.

Terremoto de Caracas, 29 de octubre de 1900

Este terremoto, a pesar de que está entre los más grandes ocurrido en las cercanías del área metropolitana de Caracas y haber sido uno de los tres sismos más destructores de Caracas no ha recibido mucha atención por parte de los investigadores. Como se observa en la figura 11 las localizaciones del epicentro por los diferentes autores son sumamente dis-

persas. Las únicas intensidades publicadas son las de CERESIS y solamente cinco de ellas se refieren a sitios que se ubican dentro de los 130 km desde el centro de intensidades obtenido. Sin embargo, si se grafican las intensidades vs. las distancias del centro de intensidades se obtiene una recta que coincide muy bien con la que representa la ecuación 1 (Figura 12). El centro de intensidades obtenido se ubica muy cerca de la falla de San Sebastián, como se observa en la figura 11, y su ubicación está bien restringida en la dirección este-oeste.

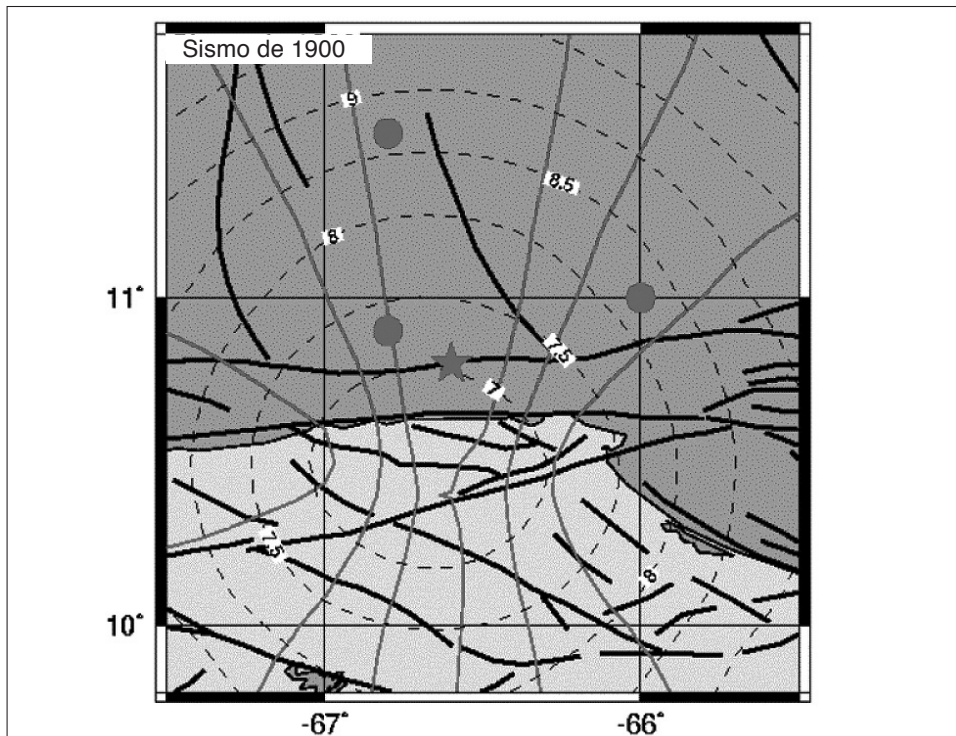


Figura 11. Resultado de la aplicación del método de B&W para el terremoto del 29-10-1900 cerca de Caracas. Para las explicaciones, ver figura 4

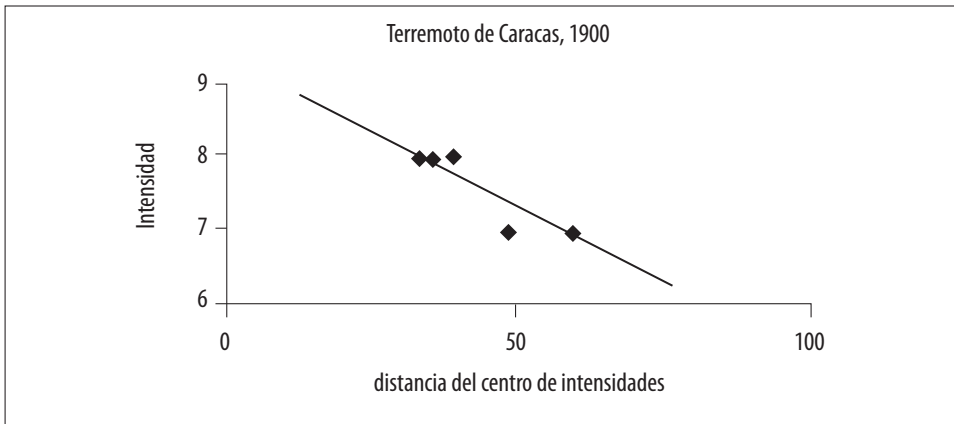


Figura 12. Gráfica intensidad vs. distancia del centro de intensidades determinado en este trabajo para el terremoto del 29-10-1900. La recta corresponde a la ecuación 1. Los puntos representan las distancias individuales desde los centros de intensidades

Terremoto del 18 de marzo de 1932 en los Andes

Los resultados de los diferentes autores para este sismo se muestran en el cuadro 1. Gutenberg y Richter (1954) reportaron epicentro y magnitud. Dewey (1972) realizó una relocalización con datos instrumentales, pero no determinó la magnitud, obteniendo un valor de 10-20 km para el eje mayor de la elipse de 90 % de confianza. El epicentro y magnitud reportados por Rengifo y Escobar (2003) fueron obtenidos mediante una reevaluación de las intensidades. Estos autores consideran las fallas de San Simón y de Boconó como posibles fuentes de este sismo. Para el presente trabajo se usaron 44 intensidades publicadas por Escobar y Rengifo (2003) a menos de 130 km del supuesto epicentro. En la figura 13 se muestra la ubicación obtenida para el centro de intensidades. Los epicentros de Dewey, de Escobar y Rengifo y de

Fiedler (1961) se ubican dentro del área de 80% de confianza. Los epicentros de Gutenberg y Richter y de Ramírez (1975) quedan fuera de esa área.

Terremoto de Aricagua, 23 de noviembre de 1956

Para evaluar este evento se usaron 14 intensidades publicadas por Rengifo y Escobar (2003) y correspondientes a distancias epicentrales <130 km. A pesar de que el error en la localización del centro de intensidades es grande, en la figura 14 se muestra apenas la línea de 50% de probabilidad, el resultado coincide bastante bien con los de otros autores. Dewey (1972) obtuvo para su relocalización con datos instrumentales un valor de 20-30 km para el eje mayor de la elipse de 90 % de confianza y la distancia entre la localización de Dewey y el centro de intensidades encontrado en el presente trabajo es de 21 km. Por lo tanto el re-

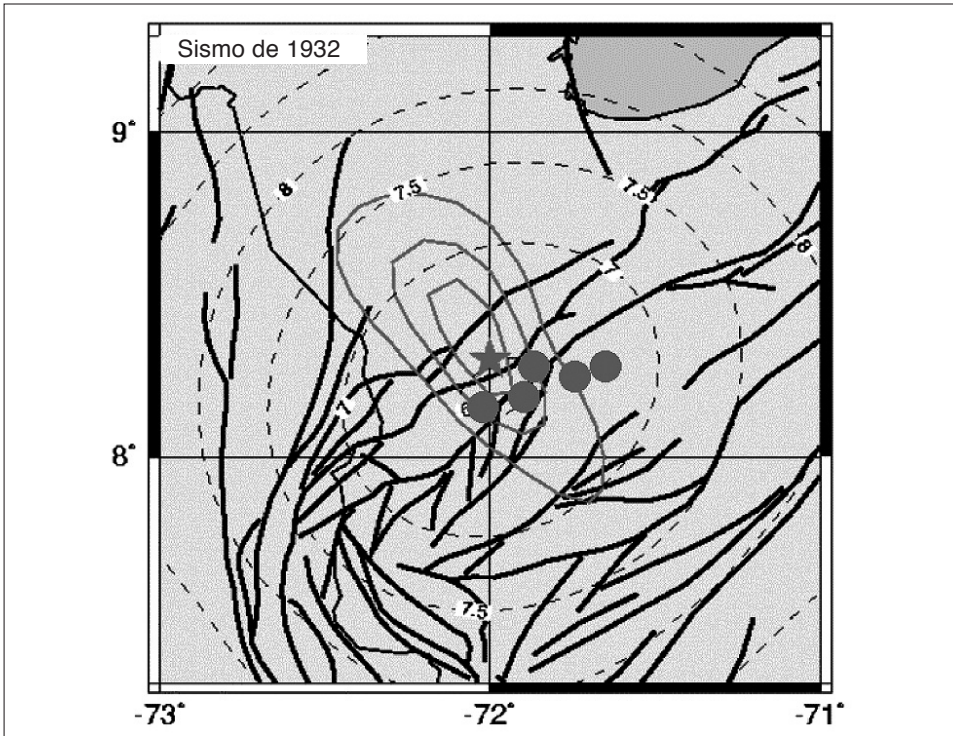


Figura 13. Resultado de la aplicación del método de B&W para el terremoto del 18-03-1932 en los Andes. Para las explicaciones, ver figura 4

sultado obtenido es consistente con los resultados instrumentales. La magnitud obtenida $M_{IW} = 5,5 \pm 0,4$ es semejante a la publicada por el ISS ($M_s = 5$).

Discusión

En los párrafos anteriores se presentaron los resultados de la aplicación del método de B&W a los terremotos históricos mas importantes de los Andes venezolanos. Entre estos eventos se destacan cuatro con magnitudes $M_{IW} > 7$, los eventos de 1610, 1674, 1875 y 1894 (Figura 15).

Es interesante observar que los centros de intensidades de los eventos de 1610 y de 1894 se ubican muy cercanos entre sí. Evidencias paleosismológicas indican que ambos eventos ocurrieron en la falla de Boconó, aunque según este trabajo el segundo se ubica mas hacia al norte de la falla de Boconó. Aun así, la línea correspondiente a 95% de confianza corta la falla de Boconó. Entre estos dos sismos y los de 1674 y 1875 la distancia es aproximadamente entre 100 y 120 km. Por otra parte, la longitud de ruptura que produce un sismo de magnitud 7,4 es del orden de 100 km (McCalpin, 1996). En caso de

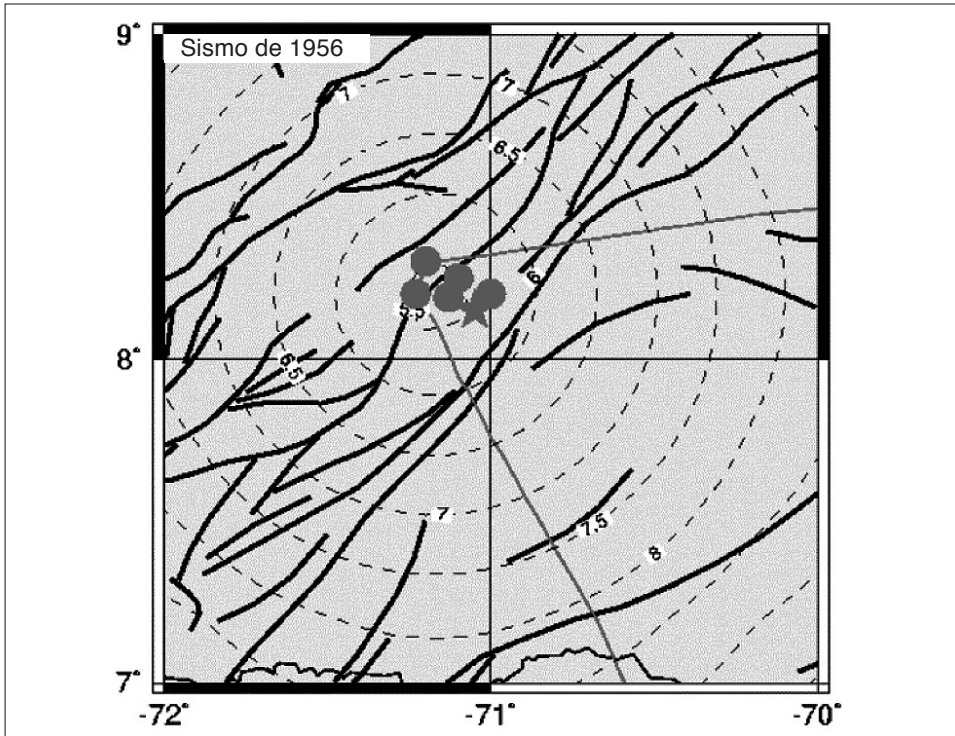


Figura 14. Resultado de la aplicación del método de B&W para el terremoto de Aricagua del 23-11-1956 en los Andes. Para las explicaciones, ver figura 4

que el sismo de 1674 haya roto la falla de Boconó, entonces, en tiempos históricos, esta se rompió en su totalidad desde el extremo sur-oeste hasta aproximadamente Sto. Domingo (estado Mérida).

Por otra parte, los centros de intensidades de los sismos grandes aquí estudiados se ubican todos al norte de la traza principal de la falla de Boconó (Figura 15), posiblemente eso indique una desviación sistemática entre los epicentros y los centros de intensidades debida, bien sea a características de la falla de Boconó (buzamiento del plano de falla) o a características de la estructura

de velocidades en los Andes de Mérida o combinación de los dos que tiene como consecuencia que las intensidades no se distribuyan simétricamente con respecto a la traza principal de la falla de Boconó.

Agradecimientos

Este trabajo fue financiado parcialmente por FONACIT a través del proyecto titulado: “*Sistema de teleinformación de sismología histórica venezolana*” y el CDCHT de la Universidad de los Andes a través del proyecto C-1178-03-02-A.

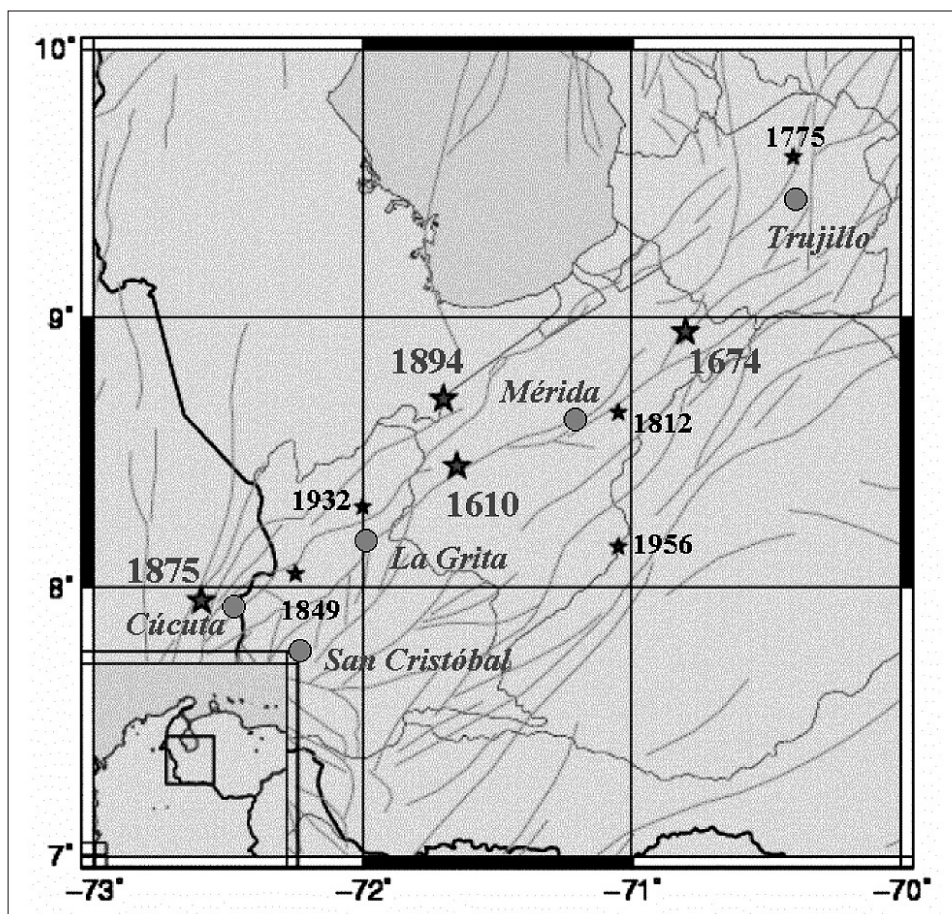


Figura 15. Ubicación de los centros de intensidades de los sismos grandes en los Andes Merideños aquí estudiados. Las estrellas grandes representan los cuatro eventos de magnitud > 7

Referencias citadas

ALTEZ, R. 1998. *Cronometrización extemporánea: Los sismos del 26 de marzo de 1.812 en Caracas y Mérida. Revista Geográfica Venezolana*, Vol. 39: 297-326.

AUDEMARD, F. A. 1998. *Contribución de la paleosismología a la sismicidad histórica: los terremotos de 1610 y 1894 en los*

Andes venezolanos meridionales. Revista Geográfica Venezolana, Vol. 39: 87-105.

BAKUN, W.H. and WENTWORTH, C.M. 1997. *Estimating earthquake locations 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 locations and magnitude from seismic in-*

- tensity data*, **Bull. Seism. Soc. Am.** 89: 557.
- CLUFF, L.S. and HANSEN, W.R. 1969. *Seismicity and seismic-geology of North-western Venezuela*. Volume I. Evaluation, Woodward-Clyde & Associates. Informe presentado a la compañía Shell de Venezuela, 169 p.
- DEWEY, J. 1972. *Seismicity and tectonics of western Venezuela*. **Bull. Seism. Soc. Am.** 62: 1711-1751.
- DHONT, D.; BACKÉ, G. and HERVOUËT, Y. 2005. *Plio-Quaternary extension in the Venezuelan Andes: mapping from SAR JERS imagery*. **Tectonophysics**. (Aceptado para publicación).
- ESCOBAR, A. y RENGIFO, M. 2003. *Reevaluación de dos sismos históricos en las inmediaciones de La Grita y Zea*. **Revista Geográfica Venezolana**, Vol. 44: 219-245.
- FERRER, C. y Laffaille, J. 1998. *El alud sísmico de la Playa: Causas y efectos. El terremoto de Bailadores (1610)*. **Revista Geográfica Venezolana**, Vol. 39: 23-86.
- FERRER, C.; LAFFAILLE, J. y RENGIFO, M. (editores) 1998. *Primeras Jornadas de Sismicidad Histórica Venezolana*. **Revista Geográfica Venezolana**, Vol. 39.
- FIEDLER, G. 1961. Áreas afectadas por terremotos en Venezuela. *Memoria del III Congreso Geológico Venezolano*, 3: 1791-1810.
- FIEDLER, G. 1972. La liberación de energía sísmica en Venezuela, volúmenes sísmicos y mapa de isosístas. *Memorias del IV Cong. Geol. Venez.*, Tomo IV, Caracas, pp. 2441-2462.
- GERSHANIK, C. y GAJARDO, E. 1981. Amenaza sísmica. En: **Proyecto de Estudios de Riesgo Sísmico Uribante Caparo**. Informe Preliminar. FUNVISIS, Caracas-Venezuela.
- GRASES, J.; ALTEZ, R. y LUGO, M. 1999. **Catálogo de sismos sentidos o destructores Venezuela 1530/1998**. Academia de Ciencias Físicas, Matemáticas y Naturales Facultad de Ingeniería/Universidad Central de Venezuela, Caracas-Venezuela, 654 p.
- GUTENBERG, B. and RICHTER, C.F. 1954. **Seismicity of the Earth and Associated Phenomena**. University Press, Princeton.
- LAFFAILLE, J. y FERRER, C. 2003. *El terremoto del jueves santo en Mérida*. **Revista Geográfica Venezolana**, Vol. 44: 107-123.
- McCALPIN, J. 1996. **Paleosismology**. Academic Press, San Diego-California, 588 p.
- PALME, C. 1990. *Los terremotos de los Años 1674 y 1775 en Trujillo*. **Acta Científica Venezolana**. Vol. 41, 4: 260-268.
- PALME, C. y ALTEZ, R. 2002. *Los terremotos de 1673 y 1674 en los Andes venezolanos*. **Interciencia**. 27: 220 – 226.
- PALME, C.; MORANDI, M. y CHOY, J. 2005. *Determinación de una relación lineal entre intensidad, magnitud y distancia epicentral para el occidente de Venezuela*. (Enviado a **Interciencia** con miras a su publicación).
- RAMÍREZ, J. E. 1975. **Historia de los terremotos en Colombia**. Instituto Geográfico Agustín Codazzi. Segunda edición. Bogotá-Colombia.
- RENGIFO, M. y ESCOBAR, A. 2003. *Los sismos de Aricagua 1956 y 1959*. **Revista Geográfica Venezolana**, Vol. 44: 77-96.

- RENGIFO, M. y LAFFAILLE, J. 2000 *Re-evaluación del sismo del 28 de abril de 1894*. **Acta Científica Venezolana**. 51: 160-175.
- SHEDLOCK, K.M. 1999. *Seismic hazard map of North and Central America and the Caribbean*. **Annali de Geofisica**, 42 (6):977-997.
- SINGER, A. 1998. *Evaluación retrospectiva de los efectos geológicos destructores del Terremoto de 1610 en los Andes venezolanos por medio de la confrontación de testimonios del siglo 17 y de observaciones de campos actuales*. **Revista Geográfica Venezolana**, Vol. 39: 289-296.
- SYKES, L.R. and EWING, M. 1965. *The Seismicity of the Caribbean Region*, **J. Geophys. Res.** 70: 5065 – 5074.
- ISC (International Seismological Centre). 2001. [On line] **Bulletin**, <http://www.isc.ac.uk>, United Kingdom.
- CERESIS (Centro Regional de Sismología para el Sur). 2002. La información sobre las intensidades utilizadas en este trabajo fueron tomadas de un archivo con fecha de 1996 de la página Web de Ceresis: <http://www.ceresis.org/new/>