

## MODELO DE RUPTURA SÍSMICA PARA EL TERREMOTO DE CARIACO, JULIO DE 1997

JORGE ROJAS, LUIS BEAUPERTHUY, AMÉRICO MONTILLA, FRANCISCO BONIVE

Centro de Sismología, Vicerrectorado Académico. UNIVERSIDAD DE ORIENTE (UDO)  
Cumaná, estado Sucre. Venezuela. Fax: (58-293) 451-67-56  
Correo electrónico: rogojorge@gmail.com

Recibido: octubre de 2009

Recibido en forma final revisado: julio de 2011

### RESUMEN

Para estimar el comportamiento del deslizamiento ocurrido en la fuente que originó el Terremoto de Cariaco (estado Sucre, Venezuela), 09 de julio de 1997, de magnitud  $6,9 M_w$ , se elaboran los espectros de frecuencias con radiación de ondas lejanas, contenidas en los sismogramas de la Red Sísmica de los Andes Venezolanos (RedSAV), ubicadas a una distancia promedio de 800 kilómetros de la zona epicentral. Según la característica de espectros obtenidos, es posible estimar el desplazamiento entre las paredes de falla en la fuente sísmica o en el hipocentro. Utilizando sismogramas digitalizados del campo de desplazamiento y aplicando la FFT al primer ciclo de ondas P que emerge en el sismograma de las siete estaciones antes nombradas, encontramos espectros con una frecuencia esquina de valor promedio de 0,25 Hz. Para adecuar los avances teóricos de ruptura sísmica con los resultados obtenidos, fue necesario analizar el comportamiento cosísmico de las réplicas, y a pesar de que el desplazamiento entre las paredes de fallas pudo tener una geometría diferente al circular, aproximamos la cinemática a un modelo teórico de ruptura circular de diámetro 15 km. Con dicho valor, y suponiendo que la velocidad de propagación de la ruptura es de 90% la velocidad de la onda cizalla (S), obtuvimos un tiempo de propagación de 5 segundos. Las dimensiones obtenidas (15 km de diámetro del área fracturada) subestiman el área total de ruptura cosísmica para el terremoto de Cariaco. Interpretamos ese bajo valor como una consecuencia de que el espectro del primer ciclo de onda, sólo suministra información del primer deslizamiento intrínseco de la fuente, alrededor del foco, no interrumpido por asperezas o pequeñas barreras.

*Palabras clave:* Terremoto de Cariaco, Espectros de frecuencias, Frecuencia esquina, Modelo de fuente sísmica, Ruptura sísmica.

### SEISMIC RUPTURE MODEL FOR THE CARIACO EARTHQUAKE, JULY 1997

#### ABSTRACT

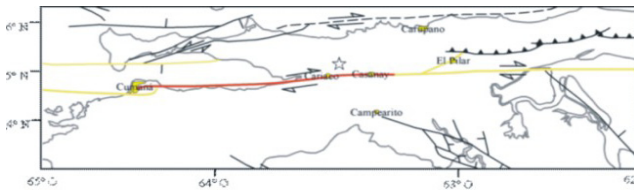
For to estimate the behavior the slip occurred at the source that caused the Cariaco earthquake (Sucre state, Venezuela), July 9, 1997, magnitude  $6.9 M_w$ , will develop with radiation frequency spectra for long waves contained in the seismograms Network Earthquake of the Venezuelan Andes (RedSAV) located at an average distance of 800 kilometers from the epicentral area. According to the characteristic of spectra obtained, is possible to estimate the offset between the walls of the seismic source fails or the hypocenter. Using digital seismograms of the displacement field and applying the FFT to the first cycle of P waves that emerge in the seismogram of the seven seasons before being named, we find spectra with an average corner frequency of 0.25 Hz to adapt the theoretical advances seismic rupture with the results obtained it was necessary to analyze the coseismic behavior aftershocks, and despite the displacement between the walls of failure could be different from the circular geometry, we approximate the kinematics of a theoretical model of rupture 15 km diameter circular with this value and assuming that the speed of propagation of the rupture is 90% the speed of shear wave (S), we obtained a travel time of 5 seconds. The dimensions obtained (15 km in diameter fractured area) underestimate the total area of coseismic rupture for the Cariaco earthquake, we interpret this low value as a consequence that the spectrum of the first wave cycle, only provides information from the first slide intrinsic source, around the hypocenter, no harshness or interrupted by small barriers.

*Keywords:* Cariaco Earthquake, Frequency spectra, Corner frequency, Models source seismic, Slip seismic, Fourier Fast Transform (FFT).

## INTRODUCCIÓN

El origen de los terremotos está ligado a la evolución dinámica de placas tectónicas (Kanamori, & Brodsky, 2004); en profundidad ocurre interacción entre bloques de placas mediante fuerza de roce estático entre ellas (Schubert, 1980). El terremoto se manifiesta cuando súbitamente el roce estático no retiene más las paredes en contacto y éstas deslizan una respecto a la otra, prevaleciendo la fuerza de roce dinámico (Beauperthuy, 2008). El lugar donde se origina el deslizamiento lo llamaremos fuente sísmica o hipocentro, región que es de mucha utilidad caracterizarla porque el impacto que un evento sísmico puede tener en superficie depende en gran medida de las características de la ruptura o del desplazamiento cosísmico originado por un terremoto en particular (Hanks, 1981). Una técnica muy utilizada para evaluar los parámetros que caracterizan la fuente sísmica, es la aplicación de la transformada rápida de Fourier (FFT) al campo lejano de desplazamiento, porque suministra información de las variables que caracterizan la fuente sísmica (Savage, 1972). A partir de un registro o sismograma de desplazamiento con respecto al tiempo, podemos obtener un registro de la amplitud con respecto a la frecuencia de la señal sísmica. Desde esta relación y sus parámetros, se pueden caracterizar la fuente como el momento sísmico liberado, el tiempo de ruptura, las dimensiones del foco, entre otros (Thorne & Wallace, 1995; Udías, 1999).

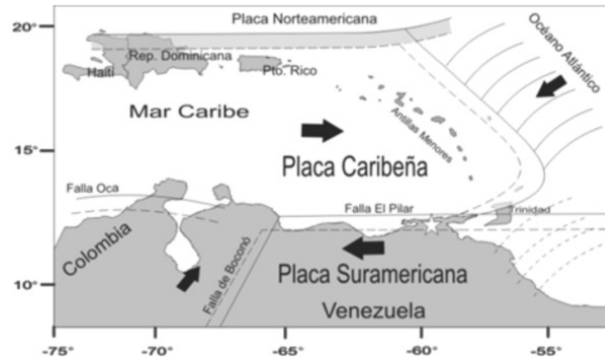
El 9 de Julio de 1997, a las 19h: 24m: 13s GMT (15:24:13, hora legal venezolana), un terremoto destructor con magnitud momento  $M_w = 6,9$  (Harvard, 1998) ocurrió en el Noreste de Venezuela, dejando un saldo de 122 muertos, más de 600 heridos, sobre las de 2000 viviendas destruidas, además de los US\$ 100 millones en pérdidas (Organización Panamericana de la Salud, 1999). El epicentro fue localizado entre las poblaciones de Cariaco y Casanay en el estado Sucre (Audemard, 1999. Figura 1).



**Figura 1.** Mapa zona epicentral, estado Sucre. La estrella representa el epicentro del terremoto de Cariaco. Las líneas continuas están asociadas con las trazas de fallas, resaltando la traza principal de la falla El Pilar y el segmento activo vinculados con los terremotos ocurridos en enero 1929 y julio de 1997 (adaptado desde Audemard *et al.* 2000).

El evento está asociado con la traza principal del sistema de fallas El Pilar, de rumbo cercano E-W, y generó una ruptura cosísmica de aproximadamente 50 kilómetros de longitud

(Funvisis, 1997; Montilla, 1999; Mocquet & Contreras, 1999; Audemard, 2006). Este sistema de fallas se encuentra en la zona de interacción entre las placas tectónicas del Caribe y de América del Sur, figura 2 (Schubert, 1979; Russo *et al.* 1993; Audemard *et al.* 2006) y la ruptura se nucleó a una profundidad de  $11 \pm 1,5$  km (Baumbach *et al.* 2004).



**Figura 2.** Interacción placa Caribe y placa Sur América. La estrella representa el epicentro del sismo, 09 de julio de 1997 (adaptado desde Baumbach *et al.* 2004).

Las características de la ruptura son definidas claramente por la cinemática de la fuente sísmica (Bufoin, 1994). Es posible estimarlas aplicando la técnica de la FFT a los sismogramas originados por el terremoto de Cariaco y registrados por la Red Sismológica de los Andes Venezolanos (RedSAV), ubicadas a una distancia promedio de aproximadamente ochocientos kilómetros. Es necesario tener en cuenta la compleja dinámica del medio donde se dispersan las ondas, porque dicha dinámica no necesariamente representa el fiel deslizamiento en la fuente (Madariaga, 1994). Para caracterizar dicho comportamiento resulta necesario estimar la forma y dimensión del deslizamiento entre las paredes de falla en la fuente; dicha información está contenida en la primera onda P que emerge en el sismograma y se obtiene utilizando la técnica de espectros del campo de desplazamiento con respecto a la frecuencia de oscilación (Savage, 1972; Beauperthuy, 2008). Resulta de interés en este artículo estimar el desplazamiento en la fuente sísmica que originó el terremoto de Cariaco de 1997.

## ESPECTRO DE FRECUENCIAS

En el momento cuando se inicia la ruptura, se genera un campo de desplazamiento, el cual se puede descomponer en una parte irrotacional y otra solenoidal:

$$\vec{u} = \vec{u}_p + \vec{u}_s \quad (1)$$

Por otra parte, sabemos que el campo de desplazamiento viene dado por la siguiente expresión (Shearer, 1999):

$$\vec{u}(\vec{r}, t) = \vec{f}(\vec{r}) \mu \dot{U}(t - \tau) \quad (2)$$

Siendo:  $\vec{f}(\vec{r})$  un factor que depende de la geometría espacial existente entre la fuente y cada estación sismológica,  $\mu$  es la rigidez en la falla,  $A$  es el área fracturada de la misma,  $\tau$  es el tiempo de viaje de la señal a lo largo del rayo desde la fuente al punto de observación, y  $\vec{U}(t - \tau)$  es la velocidad del deslizamiento promedio de las paredes de fallas en el foco. Para encontrar el espectro de frecuencias de la señal  $u_i(\vec{r}, t)$  registrada en  $\vec{r}$ , debemos tomarle a la misma su transformada infinita de Fourier  $\tilde{u}_i(\vec{r}, \omega)$ ; pero aplicar esta transformada en la ecuación (2), significa esencialmente tomar la transformada a la velocidad del deslizamiento promedio en la falla  $\vec{U}(t')$ , siendo  $t'$  un instante durante la ocurrencia de ese deslizamiento, es decir:

$$t' = t - \tau \quad (3)$$

$$\tilde{u}_i(\vec{r}, \omega) = \vec{f}(\vec{r}) \mu A \tilde{U}(\tau, \omega) \quad (4)$$

El subíndice  $i$ , está asociado con la transformada de la componente del desplazamiento obtenido a partir de cada sismograma de una estación sismológica dada,  $\vec{f}(\vec{r})$  es una función que depende del parámetro del rayo sísmico.

Por definición:

$$\tilde{U}(\tau, \omega) = 1/\sqrt{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \exp(-i\omega t) \vec{U}(t - \tau) dt \quad (5)$$

$$\tilde{U}(\tau, \omega) = \exp(-i\omega\tau) 1/\sqrt{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \exp(-i\omega t') \vec{U}(t') dt' \quad (6)$$

La integral en la ecuación anterior, junto con el factor  $1/\sqrt{2\pi}$ , es por definición la transformada de  $\vec{U}$ , por lo tanto, la ecuación anterior se reduce a:

$$\tilde{U}(\tau, \omega) = \exp(-i\omega\tau) \tilde{U}(\omega) \quad (7)$$

$$\tilde{U}(\omega) \equiv 1/\sqrt{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \exp(-i\omega t') \vec{U}(t') dt' \quad (8)$$

Sustituyendo la ecuación (8) en (7), y la ecuación (7) en la expresión (4) y aplicando el valor absoluto a ésta, obtenemos:

$$|\tilde{u}_i(\vec{r}, \omega)| = R(\vec{r}) \mu A |\tilde{U}(\tau, \omega)| = R(\vec{r}) \mu A |\tilde{U}(\omega)| \quad (9)$$

Siendo  $R(\vec{r})$  un factor de dispersión geométrica de valor fijo en  $\vec{r}$ .

La falla se modela asignándole algunos parámetros a la cinemática de la misma, como deslizamiento promedio total  $\bar{U}$ , velocidad del mismo  $\vec{U}$ , velocidad  $v$  de propagación de la ruptura, y otros. A estos datos se le conoce como “*parámetros de fuente*”; un conjunto dado de parámetros de fuente

constituye un modelo de falla (Aki & Richards, 1980; Udías, 1999). El espectro de frecuencias que se obtiene con un modelo dado de falla, tendrá a su vez sus características propias, identificadas con algunos valores que llamaremos “*parámetros del espectro*”, para encontrar la relación existente entre ambos parámetros es necesario analizar los espectros de frecuencias obtenidos.

## MODELOS DE FALLAS

Consideramos que el deslizamiento es de valor  $D$ , y ocurre durante un intervalo de tiempo  $T$  con rapidez constante. En este modelo de fuente tenemos dos parámetros,  $D$  y  $T$ , la función  $\vec{U}(t')$  es tipo “*meseta*”, es decir,  $\vec{U}(t') = D/T$ , en el intervalo  $0 \leq t' \leq T$ , siendo cero en cualquier otro instante de tiempo. Su transformada viene dada por la siguiente expresión:

$$\tilde{U}(\omega) = \frac{D}{\sqrt{2\pi}} \frac{\text{sen}(\omega T/2)}{(\omega T/2)} \exp[-i\omega(\tau+T/2)] \quad (10)$$

Cuya amplitud viene dada por:

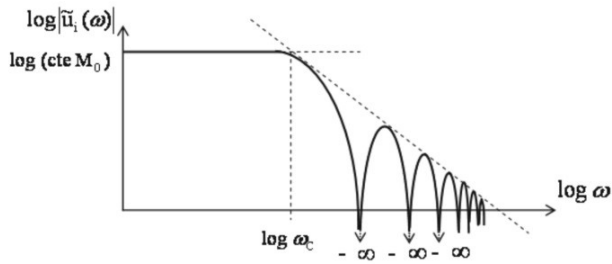
$$\left| \tilde{U}(\omega) \right| = \frac{D}{\sqrt{2\pi}} \left| \frac{\text{sen}(\omega T/2)}{(\omega T/2)} \right| = \frac{D}{\sqrt{2\pi}} \text{sinc}(\omega T/2) \quad (11)$$

Sustituyendo la ecuación anterior en la expresión (9), obtenemos:

$$|u_i(\vec{r}, \omega)| = \frac{f_i(\vec{r})}{\sqrt{2\pi}} \mu A D \text{sinc} \left( \frac{\omega T}{2} \right) \equiv (C) M_0 \text{sinc} \left( \frac{\omega T}{2} \right) \quad (12)$$

En la expresión anterior,  $C$  es una constante que depende de la geometría existente entre la fuente sísmica y la estación sismológica.  $M_0$ , es la magnitud del tensor momento sísmico liberado en el foco. El argumento de la función seno cardinal ( $\text{sinc}$ ) está asociado con las dimensiones de la fuente. Resulta oportuno mencionar que la ecuación (12) se ha deducido por métodos matemáticos diferentes al utilizado por Aki & Richards (1980), y resulta similar a la ecuación (14.20), deducida por los autores anteriormente mencionados.

Cuando graficamos en una escala logarítmica-logarítmica el desplazamiento proporcionado por la ecuación anterior, obtenemos una gráfica, tal como se muestra la figura 3.



**Figura 3.** Espectro de frecuencia obtenido desde la transformada del desplazamiento ocurrido en la fuente entre las paredes de fallas.

A bajas frecuencias, la amplitud del espectro es proporcional a  $M_0$  (Donald & Coppersmith, 1994); la línea horizontal punteada es la proyección del valor del logaritmo de la transformada del desplazamiento. Para altas frecuencias la envolvente del espectro decae proporcional a  $\omega^{-1}$ . El punto de corte de ambas líneas define la llamada “frecuencia esquina”  $\omega_c$ , para determinar dicho valor, igualamos ambas expresiones:

$$\frac{D}{\sqrt{2\pi}} = \frac{D}{\sqrt{2\pi}} \frac{|\langle \text{sen}(\omega T/2) \rangle|}{(\omega T/2)} \quad (13)$$

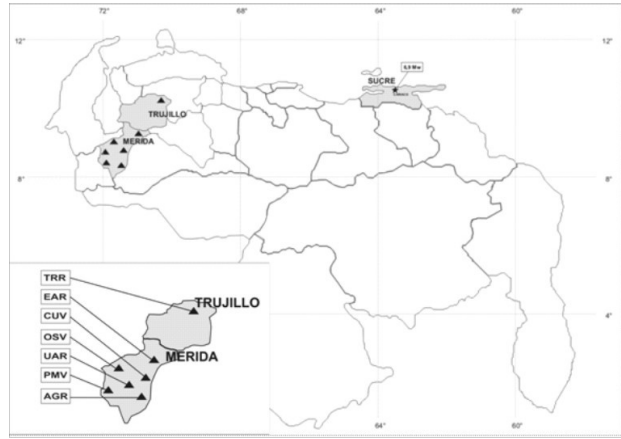
Sabiendo que  $|\langle \text{sen}(\omega T/2) \rangle| \equiv 2/\pi$  (Weber & Arfken, 2003), la expresión de la frecuencia esquina, viene dada por:

$$\omega_c = \frac{4}{\pi T} \quad (14)$$

En este modelo propuesto, obtenemos dos parámetros de fuente, el deslizamiento  $D$  y el tiempo  $T$ ; igualmente adquirimos dos parámetros desde el espectro de frecuencia: la amplitud (plana) a bajas frecuencias la cual está asociada con el momento sísmico y la frecuencia esquina que ayuda a estimar el tiempo de duración del deslizamiento entre las paredes de falla.

#### DATA ORIGINADA POR EL TERREMOTO, $M_w = 6,9$

Considerando que nos interesa estimar el tiempo de ruptura, y que una de las muchas maneras de estimarlo es elaborando el espectro del campo de desplazamiento para radiación lejana, obtuvimos los registros (sismogramas) originado por el terremoto de Cariaco en siete estaciones sismológicas que conforman la Red Sismológica de los Andes Venezolanos (RedSAV) que administra el laboratorio de geofísica de la Universidad de los Andes (ULA), puesto que son las estaciones en Venezuela que se encuentran a mayor distancia, en promedio de ochocientos kilómetros del epicentro, con sismogramas digitalizados y a nuestro alcance, figura 4.

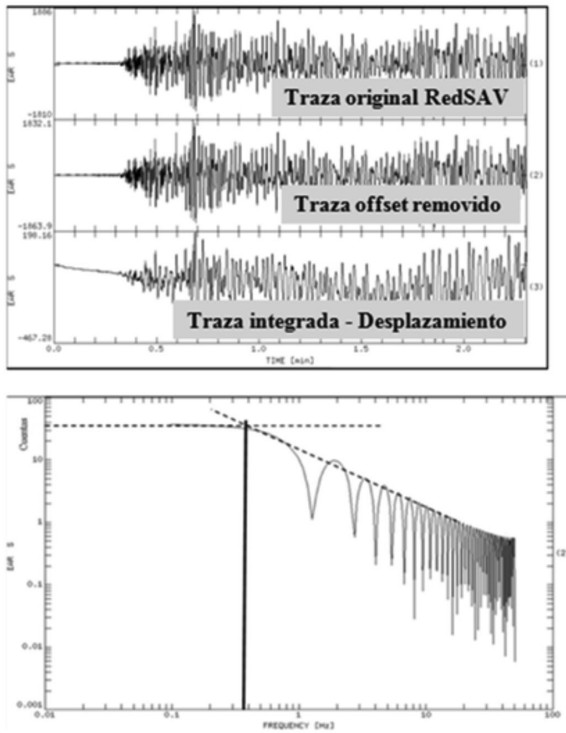


**Figura 4.** Mapa de Venezuela con ubicación relativa entre la zona epicentral y las estaciones de la Red Sismológica de los Andes Venezolanos (RedSAV), con distancia aproximada de 800 km. En el recuadro inferior se muestra las siglas que identifican a cada estación.

Una vez obtenido los sismogramas, consideramos que de toda la anatomía del registro, es a las primeras ondas P a las que le aplicaremos la FFT para obtener los espectros de frecuencias, recordemos que el objetivo fundamental es visualizar espectros con características similares a los mostrados en la figura 3. Por lo tanto, aplicaremos la siguiente metodología:

1. A la traza original, removemos el offset, para asegurarnos de que el registro se encuentre en el medio de cada traza. Así nos aseguramos de que el inicio del registro sea cero de las cuentas que computa el sistema.
2. El sismograma que origina una estación sismológica, cuyo sensor es un sismómetro, es un registro de velocidad del suelo (Scherbaum, 1996), por tanto, se hace necesario aplicar la integral a dicha velocidad. Para ello, utilizaremos la técnica del trapecio, cuyo registro resultante será el desplazamiento del suelo. De esta manera obtendremos una gráfica de desplazamiento con respecto al tiempo.
3. Finalmente, aplicaremos la FFT a la primera onda asociada con el desplazamiento, entendiendo que la misma es la que suministra información del deslizamiento inicial entre las paredes de falla.

El desarrollo de toda esta metodología se puede apreciar en la figura 5.



**Figura 5.** En la parte superior, se destaca la metodología utilizada antes de aplicar la FFT al primer ciclo de onda P de la estación EAR. Luego el espectro de frecuencias obtenido.

Hemos aplicado la FFT, siguiendo la metodología descrita anteriormente, a cada uno de los registros originados por la RedSAV, con la finalidad de conocer la silueta del espectro y estimar el valor de la frecuencia esquina.

## RESULTADOS

Teniendo en cuenta la silueta de los espectros de frecuencias elaborados, afirmamos que existe una sola frecuencia esquina, de valor, tal como se muestran en la tabla 1.

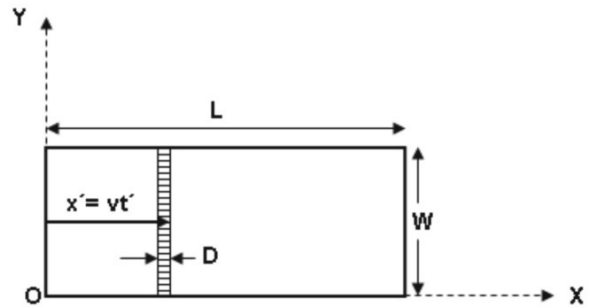
**Tabla 1.** Estaciones sismológicas de la RedSAV, año 1997 (Guada & Silva, 2002). Frecuencia esquina  $f_c$  obtenida para cada estación.

Nombre de la Estación	Abreviatura Estación	Latitud	Longitud	Altitud (msnm)	$f_c$ (Hz)
La Aguada	AGR	8.563	-71.090	3.516	0,17
La Culata	CUV	8.749	-71.061	2.940	0,15
Pico El Águila	EAR	8.749	-71.061	4.204	0,37
Páramo de la Osa	OSV	8.641	-71.487	1.780	0,30
Páramo de Mariño	PMV	8.319	-71.828	2.416	0,22
Torococo	TRR	9.560	-70.230	1.250	0,27
Universidad de los Andes	UAR	8.631	-71.149	1.830	0,25
<b>Frecuencia Promedio</b>					<b>0,247</b>

## DISCUSIÓN

Según las siluetas de los espectros encontrados, estamos en presencia de un modelo de deslizamiento de la ruptura, de forma rectangular, o un modelo circular en un intervalo de tiempo  $T$ . Para dilucidar la aproximación del comportamiento de la fuente, resulta necesario relacionar el valor de la frecuencia esquina promedio con las dimensiones del foco y a partir de allí estimar las características del deslizamiento entre las paredes de falla. Ahora utilizaremos el valor de la frecuencia esquina para relacionarla con el modelo de Haskell para fallas extensas y luego el modelo circular.

De la ecuación (14) y utilizando el valor de la frecuencia esquina promedio (0,25 Hz), calculamos el tiempo  $T$ , el cual es de 5 segundos. Para estimar la longitud de la ruptura (en la fuente) es necesario recurrir a la ecuación (12), adecuándola a nuestro caso, véase figura 6.

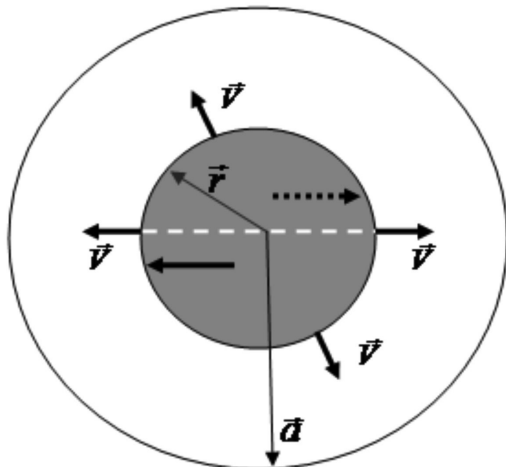


**Figura 6.** Modelo de Haskell, falla rectangular. Cada punto de pared de falla sufre un deslizamiento total instantáneo  $D$  con respecto a la pared opuesta en la dirección  $x$ ; el deslizamiento no es simultáneo a todo lo largo  $L$ , sino que se propaga en la dirección  $x$  con velocidad constante  $v$ , comenzando en  $x' = 0$  cuando  $t' = 0$ , y terminando en  $x' = L$  cuando  $t' = L/v$ .

Asumiendo la velocidad de propagación de la ruptura de  $0,9\beta$  (velocidad de la onda de corte) (Lindley, 1994) ( $\beta = 3,3$  km/s), utilizando la relación de Poisson válida para la región nororiental  $\alpha/\beta = 1,76$  (Montilla *et al.* 2001) y, además, recordando que el argumento de la función sinc suministra la finitud de la fuente, que en este caso (radiación lejana), hemos asumido un ángulo, entre el plano de falla y los puntos de observación, de valor promedio de 40 grados. Finalmente realizamos los pasos algebraicos correspondientes y encontramos  $L = 25$  kilómetros.

A continuación evaluamos el modelo circular de ruptura o modelo de Brune (Brune, 1970). La ruptura comienza en un punto y se propaga radialmente manteniendo una forma circular, hasta que eventualmente cesa, tal como se muestra en la figura 7, suponemos que el límite de la ruptura (barrera) es también circular y concéntrico con el punto de iniciación de la ruptura. Para este modelo el radio  $a$ , viene dado por la expresión siguiente:

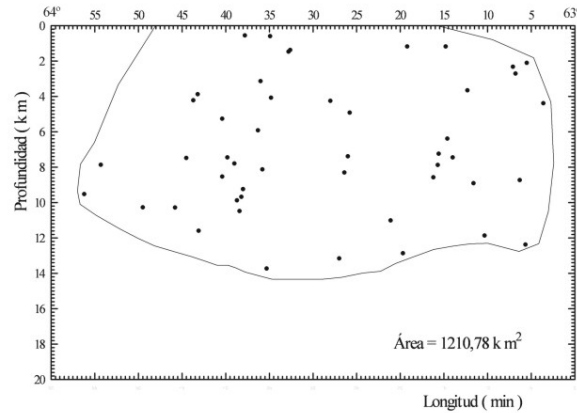
$$a = \frac{0,34\beta}{2\pi f_c} \quad (15)$$



**Figura 7.** Modelo de ruptura circular. La ruptura se propaga radialmente y la barrera también es circular,  $a$  es el radio de la falla en la fuente, y  $v$  es la propagación de la ruptura, la cual es constante en todas las direcciones y se detiene hasta alcanzar la barrera cuyo radio es  $a$ .

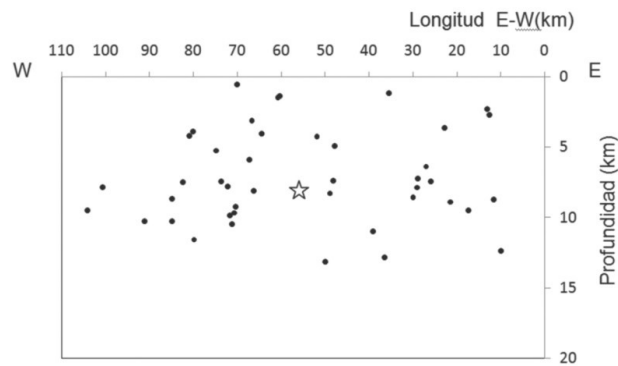
El valor obtenido del diámetro de la ruptura es de 15 kilómetros y, por ende, el tiempo de propagación es de 5,05 segundos.

Tenemos dos grupos de resultados que es necesario cotejar para estimar cual de los modelos se acerca al comportamiento seguido por el sismo de julio de 1997. Para ello, utilizaremos el trabajo elaborado por Figueroa (2005); en el mismo se muestra una gráfica de ubicaciones epicentrales de eventos secundarios (réplicas) a lo largo de la coordenada geográfica longitud con respecto a la profundidad (figura 8).



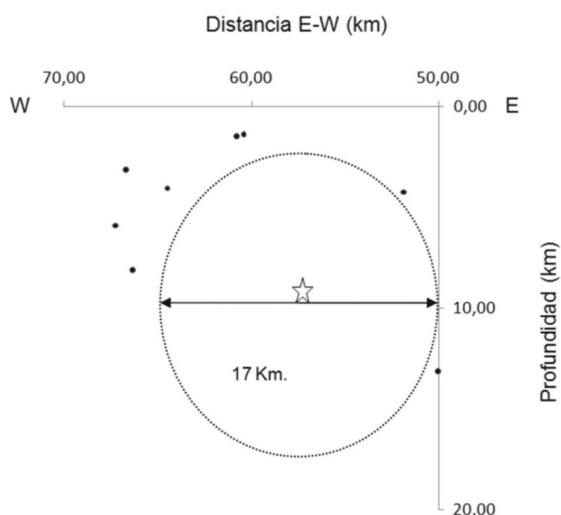
**Figura 8.** Eventos secundarios (réplicas) del Terremoto de Cariaco, los puntos representan las ubicaciones epicentrales en el plano de falla (tomado desde Figueroa, 2005).

En la figura anterior los ejes de coordenadas, no están en las mismas unidades, por ello elaboramos esta gráfica con la misma unidades (kilómetros) (figura 9).



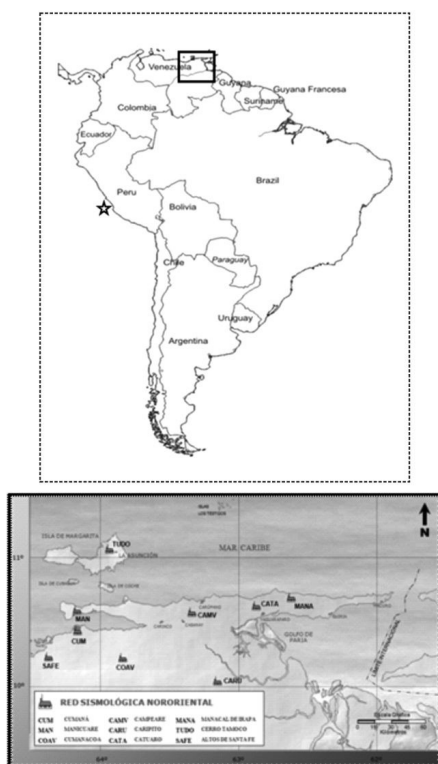
**Figura 9.** Hipocentros (círculos) de las réplicas del evento de Cariaco de 1997 (estrella), reportados sobre el plano de falla, la cual replantea las ubicaciones de la figura 8.

Ampliando la zona donde está ubicado el hipocentro, tal como se muestra en la figura 10, nos podemos dar cuenta de que en el área más cercana al mismo, no hay ubicaciones hipocentrales de réplicas en la secuencia temporal inmediata del evento principal. En tal sentido, podemos afirmar que el comportamiento que mejor se adecua a la teoría existente hasta ahora, es la ruptura circular. Utilizando técnicas de marcado de circunferencia sobre el plano de falla, hemos encontrado valor cercano a los 17 kilómetros de diámetro.



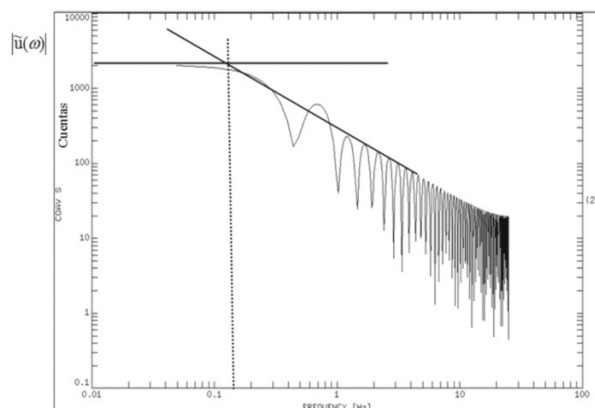
**Figura 10.** Ampliación de la zona epicentral sin réplicas del sismo de Cariaco de 1997, a partir de la figura anterior, con la misma escala para ambos sistema de coordenadas.

Para avalar la metodología propuesta en este artículo, analizaremos el evento ocurrido el 15 de agosto de 2007, en las costas de Perú (Terremoto de Ica), de magnitud 8,0 (Mw) (Taucer *et al.* 2008), registrado por la red sismológica de la región nororiental de Venezuela, administrada por el Centro de Sismología de la UDO (1997) ( figura 11).



**Figura 11.** En la parte superior, ubicación del epicentro del Terremoto de Ica, Perú (estrella), en el recuadro en la zona de Venezuela, se muestra el área donde está ubicada la red sismológica del nororiente, la cual está detallada en la parte inferior de la figura.

Obtenido el sismograma de la estación COAV, y aplicado la metodología propuesta anteriormente, elaboramos el espectro, tal como se muestra (figura12).



**Figura 12.** Espectro generado después de aplicarle la FFT al sismograma de la estación COAV, que originó el evento de Ica, 15 de agosto de 2007.

Para el evento de magnitud 8,0 Mw, la frecuencia esquina que arroja el espectro es de valor 0,18 Hz, ello implica que el área de ruptura es 312 km<sup>2</sup>, considerando el hipotético caso de ruptura circular y aplicando la ecuación 15. Utilizando la relación empírica de magnitud–momento (Kanamori & Brodsky, 2004), podemos estimar el momento sísmico liberado por ambos terremotos (Ica y Cariaco) y además evaluar el área de ruptura cosísmica activa para dichos eventos. Aspecto que se resume en la tabla 2.

Aunque se observa consistencia en el sentido que a mayor momento sísmico liberado menor frecuencia esquina ( $f_c$ ) y por tanto mayor área calculada con ella, se confirma que dicha área no corresponde al área total de ruptura cosísmica. Para el caso del Terremoto de Cariaco, Audemard (2006) considera que la dimensión del área del plano de falla está por el orden de 550 – 800 km<sup>2</sup>, y Figueroa (2005) estima que la dimensión de dicho plano está por el orden de 1200 km<sup>2</sup>; lo que implica que el área estimada en este trabajo utilizando la técnica de la frecuencia esquina estimada desde las primeras ondas P, es aproximadamente el 30% la longitud total de ruptura cosísmica. Ello implica que dicha ruptura es la primera que ocurre antes de un conjunto de deslizamientos producto de la respuesta transiente del suelo y no de la fuente en si misma.

Otro elemento útil de considerar en este artículo, es la forma de propagación de la ruptura. En los ya mencionados trabajos de Audemard (1999; 2006) afirma que la ruptura se propagó de Este a Oeste (desde Pantoño hasta San Antonio del Golfo, estado Sucre), lo que implica que la ruptura encontró alguna barrera o aspereza sísmica que impidió su dispersión uniformemente bilateral.

**Tabla 2.** Lista de eventos sísmicos analizados con cada una de las variables físicas, útiles para la comparación del área de ruptura inicial y la ruptura cosísmica total.

Nombre del evento	Magnitud (Mw) (USGS, 2008)	Momento sísmico $M_0$ (dina.cm) (Kanamori, Brodsky, 2004)	Área Total de ruptura (km <sup>2</sup> )	Frecuencia esquina $F_c$ (Hz)	Área según frecuencia esquina ( $f_c$ ) (Hz)
Ica – Perú	8,0	$1,12 \times 10^{28}$	$15 \times 10^3$ Taucer <i>et al.</i> , 2008	0,18	312
Cariaco - Venezuela	6,9	$3,10 \times 10^{26}$	$1,2 \times 10^3$ Figuroa, 2005	0,25	226

## CONCLUSIONES

A partir de los espectros de frecuencias obtenidos desde el campo de desplazamiento, se encontró una sola frecuencia esquina de valor promedio de 0,25 Hz con duración de la ruptura de 5 segundos.

El modelo de comportamiento de la ruptura del sismo del 09 de julio de 1997, se adecúa de mejor manera al teórico modelo de Brune o modelo circular de falla, cuya ruptura inicial abarca los 15 km de diámetro. Estos 15 kilómetros representan la ruptura asociada directamente a la fuente sísmica y representa el 30% de la ruptura cosísmica a lo largo de la falla El Pilar. Este método muestra solamente el sector circular, a pesar de que el plano de falla es rectangular.

Resulta importante mencionar que este método, el cual utiliza la primera onda que emerge del sismograma que está asociada a la primera ruptura de la serie que completó el sismo, utiliza una teoría relacionada con el espectro de frecuencia que supone un modelo ideal de ruptura, la cual es considerada continua y sin trepidaciones (asperezas, barreras). Por ello, es útil adecuar los modelos según las evidencias geomorfológicas mostradas por un evento sísmico determinado, y así acercarnos lo más posible al fiel comportamiento de la fuente.

Teniendo en cuenta la gráfica de la coordenada longitud versus profundidad en el plano de falla, podemos afirmar que en la zona relajada, después de la ruptura inicial, no ocurre réplicas, lo cual confirma la certera ubicación del hipocentro y que los eventos secundarios ocurridos a lo largo del sistema de fallas El Pilar son producto de interrelación entre fuente sísmica y el medio donde se dispersan las ondas, después de esta considerable liberación energética.

No fue posible relacionar el modelo de ruptura bilateral con simetría en el plano de falla, porque la ruptura cosísmica se dispersó preferentemente de Este a Oeste. Es decir, la mayor densidad de epicentros de las réplicas están ubicados desde Cariaco hasta San Antonio del Golfo, tal como lo

afirma Audemard (2006) y Baumbach *et al.* (2004).

## AGRADECIMIENTOS

Los autores dejan expresado agradecimiento a los revisores de este artículo, en especial a Franck Audemard, gracias a las acertadas sugerencias y correcciones, el manuscrito pudo ser sustancialmente mejorado.

## REFERENCIAS

- AKI, K. & RICHARDS, P. (1980). *Quantitative Seismology Theory and Methods*, tomo II. W. H. Freeman and Company. San Francisco, p.810.
- AUDEMARD, F. (1999). *El sismo de Cariaco del 09 de julio de 1997, edo. Sucre, Venezuela: nucleación y progresión de la ruptura a partir de observaciones geológicas*. VI Congreso Venezolano de Sismología e Ingeniería Sísmica. Mérida, 12 al 15 de Mayo de 1999.
- AUDEMARD, F., MACHETTE, M., COX, J., DART, R., HALLER, K. (2000). *Mapa de Fallas Cuaternarias de Venezuela*. Proyecto de cooperación entre USGS y FUNVISIS. Consultado el 15 de septiembre de 2009 en la World Wide Web: <http://www.funvisis.gob.ve>.
- AUDEMARD, F. (2006). *Surface rupture of the Cariaco July 09, 1997 earthquake on the El Pilar fault, northeastern Venezuela*. Tectonophysics (424); pp. 19–39.
- AUDEMARD, F., SINGER, A., SOULAS, J. (2006). *Quaternary faults and stress regime of Venezuela*. Revista de la Asociación Geológica Argentina 61 (4); pp. 480-491.
- BAUMBACH, M., GROSSER, H., ROMERO, G., ROJAS, J., SOBIESIAK, M., WELLE, W. (2004). *Aftershock pattern of July 9, 1997 Mw=6.9 Cariaco earthquake in Northeastern Venezuela*. Tectonophysics (379); pp.1-23.



- BEAUPERTHUY, L. (2008). *Sismofísica Básica*. Fondo Editorial de la Universidad de Oriente, Cumaná, estado Sucre, Venezuela, p 230.
- BRUNE, J. (1970). *Tectonic Stress and the Spectra of Seismic Shear Waves from Earthquakes*. Journal of Geophysical Research. 75 (26); pp. 4997-5009.
- BUFORN, E. (1994). *Métodos para la determinación del mecanismo focal de los terremotos*. Física de la Tierra (6); pp. 113-139.
- CENTRO DE SISMOLOGÍA DE LA UNIVERSIDAD DE ORIENTE (CSUDO). (1997). *Boletín Sismológico Nororiental de Venezuela*. Universidad de Oriente.
- DONALD, L. & COPPERSMITH, K. (1994). *New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement*. Bulletin of the Seismological Society of America. 84 (4); pp. 974-1002.
- FIGUEROA, S. (2005). *Comparación de dos modelos de corteza, en la zona de réplicas del terremoto de Cariaco de 1997, estado Sucre, Venezuela*. Trabajo de Grado no publicado, Departamento de Física, Universidad de Oriente, Cumaná.
- FUNVISIS. (1997). *EVALUACIÓN PRELIMINAR DEL SISMO DE CARIACO DEL 9 DE JULIO DE 1997, ESTADO SUCRE, VENEZUELA*. Informe (Versión Revisada).
- GUADA, C. & SILVA, J. (2002). *Data acquisition and processing system for local seismologic networks*. Rev. Téc. Ing. Univ. Zulia, 25 (2); pp.59-67.
- HANKS, T. (1981). *The Corner Frequency Shift, Earthquake Source Models, and Q*. Bulletin of the Seismological Society of America. 71 (3); pp. 597-612.
- HARVARD UNIVERSITY. (1998). Consultado el día 15 de diciembre de 1998 de la World Wide Web: <http://www.seismology.harvard.edu/projects/CMT>
- KANAMORI, H. & BRODSKY, E. (2004). *The physics of earthquakes*. Physics. (67); pp. 1429-1496.
- LINDLEY, G. (1994). *Source Parameters of the 23 April 1992 Joshua Tree, California, Earthquake, Its Largest Foreshock, and Aftershocks*. Bulletin of the Seismological Society of America 84 (4); pp. 1051-1057.
- MADARIAGA, R. (1994). *Dinámica de la fuente sísmica*. Física de la Tierra (6); pp. 29-72
- MOCQUET, A. & CONTRERAS, R. (1999). *ESTUDIO MACRO-SÍSMICO DEL SISMO DE CARIACO*. VI Congreso Venezolano de Sismología e Ingeniería Sísmica. Mérida, 12 al 15 de Mayo de 1999.
- MONTILLA, A. (1999). *Estudio de la forma y dimensiones de la zona de ruptura ocasionada por el Terremoto de Cariaco del 09 de julio de 1997*. Trabajo de Grado no publicado, Departamento de Física, Universidad de Oriente, Cumaná.
- MONTILLA, A., RAMOS, C., ROJAS, J. (2001). *Relación VP/VS para la región nororiental de Venezuela comprendida entre las coordenadas geográficas 9,5–11,5° N y 61,5–65,5° O*. Saber, Universidad de Oriente, 13 (2); pp. 119-122.
- ORGANIZACIÓN PANAMERICANA DE LA SALUD. (1999), *Crónicas de DESASTRES, Terremoto de Cariaco, Venezuela, Julio, 1997*. Consultado el día 12 de febrero de 2000 en la World Wide Web: <http://www.paho.org/spanish/Ped/cariaco.pdf>. Quito, Ecuador: Rangel, A.
- RUSSO, R., SPEED, R., OKAL, E., SHEPHERD, J., ROWLEY, K. (1993). *Seismicity and Tectonics of the Southeastern Caribbean*. Journal of Geophysical Research. 98 (B8); pp.14.299 – 14.319.
- SAVAGE, J. (1972). *Relation of Corner Frequency to Fault Dimensions*. Journal of Geophysical Research, 77 (20); pp. 3788-3795.
- SHEARER, P. (1999). *Introduction to Seismology*. Cambridge University Press. San Diego, California, USA, p 260.
- SCHERBAUM, F. (1996). *Of Poles and Zeros. Fundamentals of Digital Seismology*. KLUWER ACADEMIC PUBLISHERS GROUP, p 268.
- SCHUBERT, C. (1979). *El Pilar fault zone, Northeastern Venezuela: Brief Review*. Tectonophysics (52); pp. 447 – 455
- SCHUBERT, C. (1980). *Los Terremotos en Venezuela y su origen*. Cuadernos Lagoven. Editado por el Departamento de Relaciones Públicas de Lagoven, filial de Petróleos de Venezuela S.A.
- TAUCER, F., ALARCÓN, J., So E. (2008). *JRC Scientific and Technical Reports 2007 August 15 Magnitude 7.9 Ear-*

*thquake near the Coast of Central Peru*. Consultado el 30 de noviembre de 2008 en la World WideWeb [http://www.istrustructure.org/eeffit/files/EEFIT\\_Peru\\_Final\\_Report.pdf](http://www.istrustructure.org/eeffit/files/EEFIT_Peru_Final_Report.pdf)

THORNE, L. & WALLACE, T. (1995). *Modern Global Seismology*. Primera edición. Internacional Geophysics Series. 58. San Diego, California, p. 375.

UDÍAS, A. (1999). *Principles of Seismology*. Primera edición, Cambridge University Press. New York, USA, p 475.

USGS. (2008). Consultado el 30 de noviembre de 2008 en la World Wide Web <http://www.neic.usgs.gov>

WEBER, H. & ARFKEN, G. (2003). *Essential Mathematical- Methods for physicists*. Academic Press. San Diego, USA, pp. 667.