

## CODA Q Y ESPECTROS DE DESPLAZAMIENTO DE LOS SISMOS EN EL SUROESTE DEL ISTMO DE PANAMÁ

Por

**Alexis Mojica<sup>1</sup> y Eduardo Camacho<sup>1,2</sup>**

<sup>1</sup> Departamento de Física

<sup>2</sup> Instituto de Geociencias

### RESUMEN

Se estudia el ambiente geotectónico, la atenuación anelástica y los parámetros de fuente de las ondas sísmicas en la región suroccidental del Istmo de Panamá. Para esto fue necesario emplear un sistema que se encargó de registrar y analizar los 64 eventos seleccionados en dicha región, de los cuales 13 tuvieron lugar en las tierras altas de Chiriquí (Zona Central) y 51 en la Península de Burica y regiones costeras (Zona del Pacífico) entre los meses de marzo a junio de 1995, el sistema constituye el paquete de programas SEISAN (Havskov y Lindholm, 1994) el cual contiene la base de datos de UPA (central sismológica de la Universidad de Panamá). Para el estudio de atenuación anelástica, se emplea un modelo que considera a las ondas de coda como el resultado de la superposición de las ondas de volumen que interactúa con las inhomogeneidades distribuidas aleatoriamente en el medio de propagación (Aki y Chouet, 1975), para la Zona Central se encontró un valor de coda  $Q_0$  de 71 y para la Zona del Pacífico 86, mostrando esta última una baja disipación de energía en comparación con la primera, debido a que el inverso de dicho valor constituye la pérdida de energía que sufren las ondas sísmicas al propagarse por un medio dado. Basándose en la magnitud de estos eventos, se empleó el Modelo de Falla Circular (Brune, 1970) para calcular los parámetros de fuente de cada zona mediante un análisis espectral de las ondas de volumen, obteniéndose en la Zona del Pacífico, valores máximos del momento sísmico y radio de la fuente de  $1,0 \times 10^{14}$  dina cm y 0,38 km, respectivamente y

para la Zona Central:  $1,41 \times 10^{13}$  dina cm y 0,30 km, catalogando entonces a la Zona del Pacífico como una región de alto riesgo sísmico.

### INTRODUCCIÓN

La Sismología constituye una rama científica que estudia las fuentes sísmicas y la propagación de las ondas sísmicas a través del medio sólido o líquido de la tierra; la misma se ha dedicado siempre a la búsqueda de parámetros sísmicos, las causas que generan un evento y las fuentes y zonas de mayor riesgo con el fin de minimizar el número de víctimas y daños materiales.

Debido a la elevada densidad poblacional y alta actividad agroindustrial, es necesario realizar una descripción del marco geotectónico de la región suroccidental del Istmo de Panamá, que incluya una distribución tanto de las principales formaciones geológicas así como también de las fuentes sísmicas presentes en dicha región. También es importante llevar a cabo un estudio comparativo sobre la atenuación (pérdida de energía) de las ondas sísmicas de eventos con origen en la región suroccidental de Panamá, lo que permitirá evaluar mejor la amenaza sísmica de esta zona que posee una gran importancia para el país, ya que en la misma también se produce más del 65% de la energía eléctrica que consume Panamá. También es importante llevar a cabo un análisis espectral para cada uno de los eventos registrados en dicha región ya anteriormente descrita, con el

fin de calcular diferentes parámetros y así obtener mayor conocimiento sobre las características de los sismos de dicha región, lo que permitiría refinar los futuros estimados de amenaza sísmica para la región suroccidental de Panamá.

## LA REGIÓN SUROCCIDENTAL DEL ISTMO DE PANAMÁ

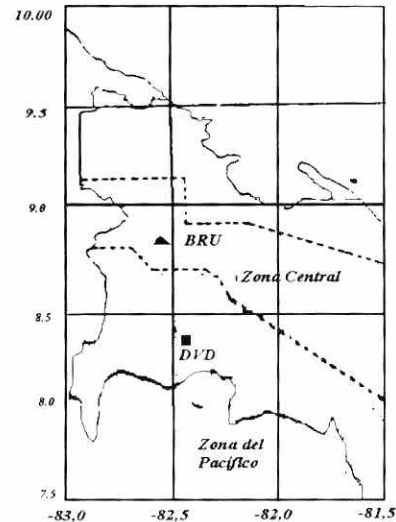
### Generalidades

El Istmo de Panamá este ubicado sobre una microplaca tectónica, la cual se conoce con el nombre de *Bloque de Panamá*. Su estructura geológica es el resultado de la interacción de cuatro placas litosféricas: La Placa de Coco al suroeste, la Placa del Caribe al norte, la Placa de Nazca al sur y la Placa Suramericana al este. Panamá se caracteriza por tener las siguientes cualidades geotectónicas: (a) Un alineamiento NW-SE ya que la mayoría de las fallas en el Istmo poseen este alineamiento (Sistema de falla de Azuero, Soná y Coiba, la falla de San Felix, Sambú, etc. (c) Un Cinturón Deformado ubicado en el sur del Istmo.

### Marco Geológico

La región suroccidental del Istmo de Panamá constituye el área ocupada por los distrito de Alanje, Barú, Boquete, Boquerón, Bugaba, Dolega, David y Gualaca. Se encuentra ubicado entre los 82°10' y los 83°03' oeste y entre los 8°01' y los 8°55' norte. Para un mejor estudio de esta región, se hace necesaria una subdivisión de la misma en dos zonas en base a la vertiente del pacífico y las tierras altas de la provincia de Chiriquí (fig. 1), estas zonas son:

**La Zona Central:** El cual esta constituido principalmente por cuerpos intrusivos con similares características de edad. Las edades de dichas estructuras oscilan entre los 32,6 millones de años. En esta zona existe evidencia de actividad volcánica del Terciario Superior y Cuaternario.



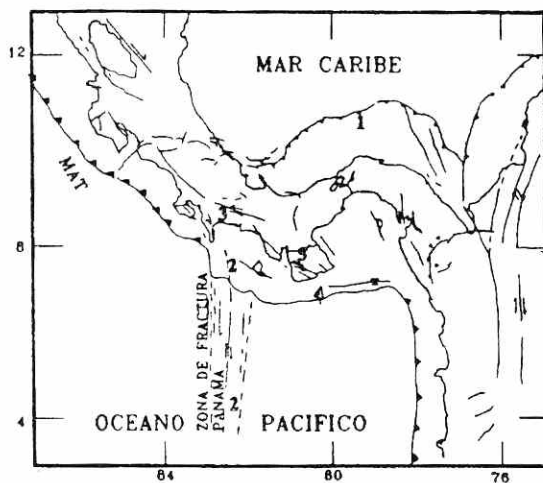
**FIGURA 1.** Zonas en que se divide a la región occidental de la provincia de Chiriquí de acuerdo a la vertiente del pacífico y las tierras altas de dicha provincia.

**La Zona del Pacífico:** El Mioceno Superior está presente en esta zona, principalmente en la formación de Charco Azul (Punta Burica). Los sedimentos que se encuentran en, la misma están constituidos por granos finos. Por otro lado, los conglomerados del Pleistoceno están ubicados a varias decenas de metros con respecto a nivel del mar, lo que indica la movilidad de esta zona, la cual es penetrada por las fallas y las frecuentes colisiones producto de los terremotos. Los materiales sedimentarios más comunes son las arcillas, limonitas, areniscas y aluviones, dichos materiales son muy comunes en la región de Punta Burica.

### Tectónica Regional

Las zonas Central y del Pacífico se encuentran influenciadas por el 1. *Cinturón Deformado del Sur de Panamá*, el cual se extiende al sur del istmo, bordeando su margen continental pacífico; en esta zona la Placa de Nazca se subduce de manera asísmica y oblicua con un ángulo muy pequeño por debajo del Bloque de Panamá, 2. *El Sistema de Fractura de Panamá* que constituye el límite

entre las placas de Coco y Nazca; aproximadamente a los 6° al norte, esta zona se divide en una serie de fallas de rumbo paralelas y dirección dextral, en este sistema de fracturas encontramos la Zona de Fractura de Panamá, la Zona de Fractura de Balboa y la Zona de Fractura de Coiba. 3. *La Zona de Azuero-Soná*, la cual se encuentra localizada en la sección sur del Bloque de Panamá y comprende las penínsulas de Azuero y Soná es posible que las fallas presentes en esta constituyan una extensión de la falla longitudinal de Costa Rica (Falla de Celmira-Ballena). 4. *El Cinturón Deformado del Norte de Panamá*, que constituye el margen norte del Istmo de Panamá, de aproximadamente 7 km de espesor. El mismo posee la forma de un arco con origen en la convergencia entre la Cuenca de Colombia y el Bloque de Panamá. 5. *El Golfo de Panamá* el cual esta localizado en el margen continental del suroeste de Panamá, en dicha zona el espesor de la corteza oscila entre los 17 y 25 km y la misma esta superpuesta por un complejo arco magnético primitivo. En la figura 2 se ilustran las regiones sismotectónicas mencionadas.



**FIGURA 2.** Principales fallas neotectónicas que influyen en la región suroccidental del Istmo de Panamá: 1- Cinturón Deformado del Norte de Panamá, 2- Sistema de Fractura de Panamá, 3- Golfo de Chiriquí, 4- Cinturón Deformado del Sur de Panamá, 5- La Zona de Azuero-Soná.

## ADQUISICION DE DATOS

Las estaciones sismológica empleadas para este estudio fueron la estación BRU en el Volcán Barú (Zona Central) y la estación DVD en David (Zona del Pacífico). Todo el análisis de distribución sismológica, incluyendo su representación gráfica y la obtención de los valores de las magnitud y la profundidad, fue llevado a cabo en el paquete de programas *SEISAN*. Con el empleo de *EPIMAP*, el cual forma parte de dicho paquete, se puede llevar a cabo la ubicación de los epicentros sobre un mapa. Los eventos sismológicos registrados desde marzo a Junio de 1995 constituyen nuestros datos de interés para llevar a cabo el análisis de atenuación anelástica y los parámetros de fuente en la región suroccidental de Panamá; el total de eventos registrados en esta región fueron 137 pero de ellos, fueron seleccionados solo 13 eventos para la Zona Central y 51 eventos para la Zona del Pacífico.

La tabla 1 y 2, y la figura 3 muestran la distribución de las estaciones empleadas para el estudio y los epicentros de los eventos elegidos.

## DESCRIPCIÓN DE LOS MODELOS FÍSICOS

### El Método de Coda Q

Debido a que la tierra no es un medio perfectamente elástico, las ondas sísmicas sufren, durante su propagación, una atenuación de su amplitud que por su origen se denomina anelástica. La atenuación de las ondas sísmicas es el resultado de la combinación de dos tipos de mecanismos diferentes: la absorción anelástica, el cual constituye la pérdida de energía por calor y la dispersión que constituye la deflexión y/o el modo de conversión de energía sísmica debido a la aleatoriedad de las inhomogeneidades existentes en el medio de transmisión.

Los estudios de atenuación de alta frecuencia para eventos sísmicos locales ubican el método de Coda Q como el más apropiado debido a su simplicidad y fácil

aplicación.

La necesidad de un método práctico para el tratamiento de las ondas sísmicas en un medio heterogéneo aumenta el interés en las ondas dispersadas formadas por la superposición de las ondas generadas debido a la interacción entre los dispersores (inhomogeneidades) y las ondas de volumen (Aki y Chouet, 1975). Para este modelo, el espectro de energía de las ondas de coda para una frecuencia  $f$  y un lapso temporal  $t$  medido a partir del origen del evento, puede expresarse como:

$$P(f, t) = S(f)C(f, t) \quad (1)$$

donde  $S(f)$  incluye solamente los parámetros de la fuente y  $C(f, t)$  es el efecto del área geográfica. Este modelo considera que las ondas de coda no están relacionadas con la naturaleza de la trayectoria directa; o sea, que el contenido espectral y la amplitud de un evento local registrado en diferentes estaciones, es similar.

Los trabajos llevados a cabo por Aki y Chouet fueron modificados por H. Sato en 1977 incorporando al modelo la separación existente entre la fuente y la estación. Basándose en esto la ecuación (1) puede expresarse como:

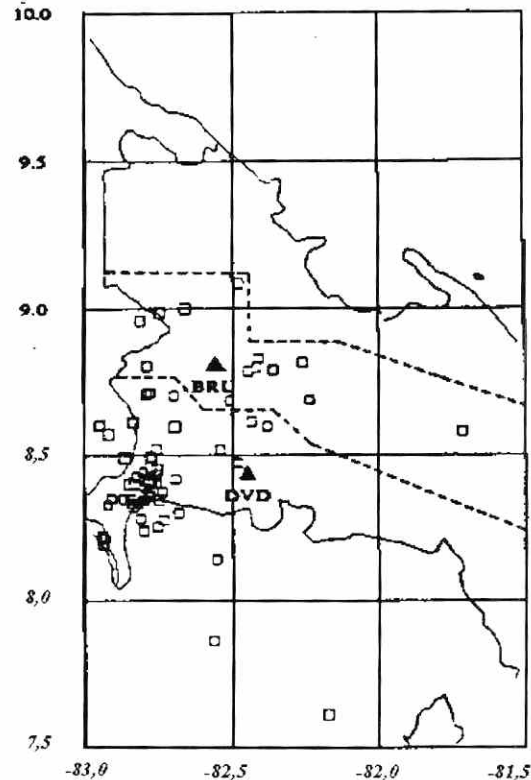
$$P(f, t, r) = S(f)t^{-\nu} \exp\left[-\frac{\pi ft}{Q}\right] k(r, \alpha) \quad (2)$$

En esta expresión,  $\nu$  es una constante que depende de la dispersión geométrica y este toma el valor de 1,0 si se consideran las ondas de volumen,  $Q$  es un parámetro que depende la frecuencia,  $k(r, \alpha)$  es una función que depende de la separación fuente-receptor y  $\alpha$ , un parámetro que está dado por  $\alpha = t/t_s$ , en donde  $t_s$  es el lapso temporal de las ondas S.

El decaimiento que sufre la amplitud de la onda sísmica cuando se propaga a través de un medio real puede expresarse a través del parámetro  $Q$  de la ecuación (2), el cual se conoce con el nombre de *factor de calidad específico*. El inverso de dicho parámetro adimensional representa la fricción interna, el cual corresponde a la fracción de energía

disipada durante la propagación de la onda sísmica a través del suelo:

$$Q^{-1} = \frac{1}{2\pi} \frac{\Delta E}{E} \quad (3)$$



**FIGURA 3.** Distribución de los 64 eventos seleccionados para el estudio. Los triángulos indican la ubicación de las estaciones sísmológicas BRU y DVD.

Un análisis lineal de mínimos cuadrados para el logaritmo de la expresión (2), estima la mejor pendiente de una envolvente trazada mediante los valores de la amplitud positiva de un registro particular. Para promediar el valor de  $Q$ , se procede en realizar una inversión de todo el conjunto de datos de manera simultánea para una frecuencia particular:

$$\ln\left[\frac{p(f, t, r)}{k(r, \alpha)}\right] + \nu \ln t = \ln[S(f)] - \frac{\pi ft}{Q} \quad (4)$$

Para los sismogramas de filtrado pasabanda estrecha,  $S(f)$  corresponde a una

constante y mediante una regresión lineal del término izquierdo de (4) versus  $t$ ,  $Q$  puede ser

determinado a partir de la pendiente, el cual es igual a  $-\pi ft/Q$ .

**TABLA 1**  
**Localización hipocentral de los eventos de la Zona Central**

Evento	Fecha (año/mes/día)	Origen (hora/min/seg.)	Latitud (°N)	Longitud (°W)	Profundidad H(Km.)	Magnitud (M <sub>s</sub> )
1A	95/03/11	02/02/55	8,79	-82,45	6,9	3,3
2A	95/03/12	01/25/15	8,69	-82,51	24,7	3,2
3A	95/03/16	05/04/12	8,83	-82,41	2,9	3,1
4A	95/03/17	07/17/27	8,69	-82,24	24,7	3,0
5A	95/03/20	08/53/31	8,80	-82,79	13,6	3,5
6A	95/03/21	16/31/21	9,08	-82,48	13,2	3,8
7A	95/03/26	15/47/24	8,58	-81,71	15,0	3,4
8A	95/04/04	14/29/55	8,80	-82,42	17,4	3,2
9A	95/04/21	12/45/28	8,98	-82,74	9,8	3,7
10A	95/04/28	13/05/19	9,00	-82,66	15,8	3,8
11A	95/05/08	08/50/58	8,81	-82,26	17,9	3,5
12A	95/05/12	09/52/59	8,79	-82,36	47,9	3,3
13A	95/05/25	02/53/22	8,96	-82,81	30,0	3,4

**Leyenda:** Tabla de los trece (13) eventos seleccionados en la Zona Central de la sección Occidental de la provincia de Chiriquí; en el mismo se especifican la posición geográfica de cada evento, la profundidad y su magnitud.

**TABLA 2**  
**Localización hipocentral de los eventos de la Zona del Pacífico**

Evento	Fecha (año/mes/día)	Origen (hora/min/seg)	Latitud (°N)	Longitud (°W)	Profundidad H (km)	Magnitud (M <sub>s</sub> )
1B	95/03/01	05/52/37	8,70	-82,70	26,5	3,1
2B	95/03/01	19/32/45	8,60	-82,38	15,0	3,3
3B	95/03/05	03/03/28	8,37	-82,80	20,0	3,2
4B	95/03/09	08/51/20	8,41	-82,78	14,4	3,7
5B	95/03/11	07/31/55	7,86	-82,57	20,2	3,3
6B	95/03/11	13/19/09	8,41	-82,77	17,8	3,2
7B	95/03/12	07/14/42	8,34	-81,84	30,1	3,4
8B	95/03/25	00/18/43	8,60	-82,70	10,2	3,9
9B	95/03/27	09/13/45	8,52	-82,76	15,0	3,5
10B	95/03/28	08/44/26	8,21	-82,93	32,2	3,4
11B	95/03/29	04/32/02	8,28	-82,73	50,9	3,4
12B	95/04/02	07/08/19	8,71	-82,79	16,9	3,4
13B	95/04/04	15/14/43	8,35	-82,75	8,7	3,7
14B	95/04/06	11/05/39	8,38	-82,74	15,0	3,4
15B	95/04/08	07/45/34	8,48	-82,48	15,1	3,0
16B	95/04/10	22/37/44	8,43	-82,82	11,5	3,5
17B	95/04/11	02/26/09	8,61	-81,83	0,1	3,9
18B	95/04/13	15/59/45	8,40	-82,75	36,0	3,1
19B	95/04/13	17/26/13	8,35	-82,84	22,0	3,4
20B	95/04/14	06/17/54	8,50	-82,77	34,2	3,3

**TABLA 2**  
**Localización hipocentral de los eventos de la Zona del Pacífico (continuación)**

Evento	Fecha (año/mes/día)	Origen (hora/min/seg)	Latitud (°N)	Longitud (°W)	Profundidad H (km)	Magnitud (M <sub>s</sub> )
21B	95/04/14	18/05/16	8,42	-82,69	18,2	3,2
22B	95/04/15	07/23/32	8,57	-82,92	0,1	3,9
23B	95/04/16	17/22/47	8,41	-82,78	17,5	3,5
24B	95/04/20	00/59/57	8,28	-82,81	37,6	3,4
25B	95/04/20	01/12/27	8,24	-81,80	36,8	3,5
26B	95/04/22	11/52/44	8,71	-82,78	57,8	3,3
27B	95/04/22	14/26/33	8,60	-82,95	17,8	3,5
28B	95/04/23	04/59/43	8,25	-82,75	27,8	3,4
29B	95/04/28	11/25/07	8,61	-82,44	5,4	3,4
30B	95/05/01	02/20/34	8,40	-82,83	21,2	3,6
31B	95/05/01	12/45/20	8,34	-82,82	30,0	3,4
32B	95/05/07	22/29/31	8,44	-82,80	18,3	3,2
33B	95/05/08	15/07/19	8,46	-82,78	10,1	3,7
34B	95/05/17	03/25/37	8,36	-82,78	17,8	3,5
35B	95/05/21	08/53/24	8,14	-82,56	50,4	3,3
36B	95/05/21	15/52/14	8,52	-82,54	21,0	3,3
37B	95/05/23	16/29/43	8,36	-82,79	30,0	3,3
38B	95/05/25	17/21/02	8,30	-82,68	31,7	3,5
39B	95/05/26	08/38/31	8,33	-82,92	2,6	3,1
40B	95/05/26	09/19/29	8,42	-82,80	9,2	3,8
41B	95/05/26	10/28/09	7,61	-82,18	92,5	4,0
42B	95/05/28	12/28/02	8,35	-82,91	24,0	3,3
43B	95/05/30	03/45/02	8,35	-82,80	31,1	3,2
44B	95/06/09	09/25/19	8,22	-82,94	57,2	3,4
45B	95/06/10	05/31/32	8,19	-82,94	26,8	3,3
46B	95/06/10	05/47/52	8,35	-82,87	7,1	3,3
47B	95/06/10	10/38/42	8,49	-82,86	4,4	4,2
48B	95/06/10	21/10/12	8,44	-82,76	7,9	3,4
49B	95/06/12	03/18/43	8,45	-82,76	9,8	3,8
50B	95/06/20	01/48/25	8,40	-82,85	8,8	4,0
51B	95/06/29	00/30/10	8,32	-82,83	15,1	3,6

**LEYENDA:** Tabla de los cincuenta y un (51) eventos seleccionados en la Zona del Pacífico de la sección occidental de la provincia de Chiriquí; en el mismo se especifican la posición geográfica de cada evento, la profundidad y su magnitud.

## Características Espectrales

El estudio de la física de los procesos que tienen lugar en el foco de los terremotos y la identificación de las fallas activas existentes en el terreno ha motivado a los investigadores a abandonar la imagen simplista del foco como un punto del que parten las ondas sísmicas. En lugar de esto, se han empleado modelos basados en los complejos procesos dinámicos que se producen en una fractura de ciertas dimensiones.

El modelo de Brune (1970) considera una falla circular con cierto radio, tomando en cuenta la magnitud del evento ( $m_b < 5$ ).

Las formas de onda están basadas en el movimiento de un campo debido a las ondas de volumen, y es que el arribo de dichas ondas ofrece información valiosa sobre la fuente sísmica debido a la falta de distorsión que estos poseen, producto de la propagación de las mismas. Estas formas de onda pueden representarse como:

$$\Omega_c(x, t) = \iint_{\Sigma} \Delta u(\xi, t - T_o(x, \xi)) d\Sigma \quad (5)$$

donde  $\Sigma$  es el área de ruptura,  $T_o(x, \xi)$  es un intervalo temporal de las ondas de volumen desde un punto  $\xi$  específico en  $\Sigma$  al receptor dado en un punto  $x$ .  $\Delta u$  corresponde al desplazamiento del campo y  $\Delta u'$ , la variación relativa de la velocidad.

Una transformación de Fourier para las formas de onda permitirán trabajar las mismas en el dominio frecuencial, y es en este dominio donde los sismogramas pueden proveer una valiosa información sobre las características sísmicas. Al aplicar la transformada de Fourier a la expresión 5, obtendremos un espectro de desplazamiento, cuyo valor para la frecuencia cero dará:

$$\frac{d|\Omega_c(0)|}{df} = 0 \quad (6)$$

Este resultado indica que el espectro de desplazamiento tendrá una meseta para la frecuencia cero en la banda de bajas frecuencias.

Por otro lado, las propiedades espectrales de  $\Omega_c(f)$  están determinadas por las singularidades de la función temporal  $\Omega_c(t)$ . Una discontinuidad de esta última función produce un decaimiento espectral de tipo  $f^{-1}$ . Dicha propiedad resulta de la aplicación de la Transformada de Fourier.

La frecuencia de esquina ( $f_R$ ) está definida en la intersección de las asíntotas de la meseta y el decaimiento espectral. En estos modelos sobre fuentes sísmicas circulantes, dicha frecuencia  $f_R$  y el radio de la fuente  $R$  están relacionados de acuerdo a:

$$f_R = \frac{0,35\beta}{R} \quad (7)$$

donde  $\beta$  es la velocidad de las ondas de volumen.

La Caída de esfuerzo ( $\Delta\sigma$ ) se calcula mediante:

$$\Delta\sigma = \frac{0,44 M_0}{R^3} \quad (8)$$

en donde  $M_0$ , corresponde al Momento Sísmico y la Magnitud Momento ( $M_w$ ), esta dada por:

$$M_w = \frac{2}{3} \log M_0 - 10,73 \quad (9)$$

## PROCESAMIENTO DE LOS EVENTOS SÍSMICOS

SEISAN constituye un complejo paquete de programas, los cuales están escritos en lenguaje Fortran y C; es una base de datos destinada a analizar las fases de los eventos sísmicos a partir de datos analógicos o digitales. El sistema es capaz de localizar, editar y determinar parámetros espectrales (acimuts, momentos sísmicos y arribos desde un mínimo de tres estaciones) de los eventos sísmológicos.

### Estimación de los valores de Coda Q

El programa utilizado para llevar a cabo los cálculos del factor de calidad específico, emplea el Modelo de Dispersión Simple (Aki & Chouet, 1975). Cuando se tiene una cierta cantidad de curvas de decaimiento para una misma región, entonces todos los datos pueden someterse a una inversión de manera simultánea para obtener el valor de  $Q$  para una frecuencia dada. Con los eventos registrados por BRU, los cuales han tenido lugar en la Zona Central, se podrá encontrar el valor de Coda  $Q_0$ . Lo mismo para aquellos eventos registrados por la estación DVD que han ocurrido en la Zona el Pacifico. En el programa se han introducido ciertos parámetros como la longitud de la ventana coda, el parámetro de dispersión geométrica (ec. 2), el número de frecuencias a utilizar y algunos otros que se especifican en la figura 4. Las frecuencias empleadas para el estudio fueron de 1,0; 2,0; 3,0; 4,5; 6,0 y 9,0. Debido a que se tiene un conjunto de eventos sísmológicos para cada zona, el programa calcula el valor de  $Q_0$ , para cada una de las frecuencias dadas; luego dicho

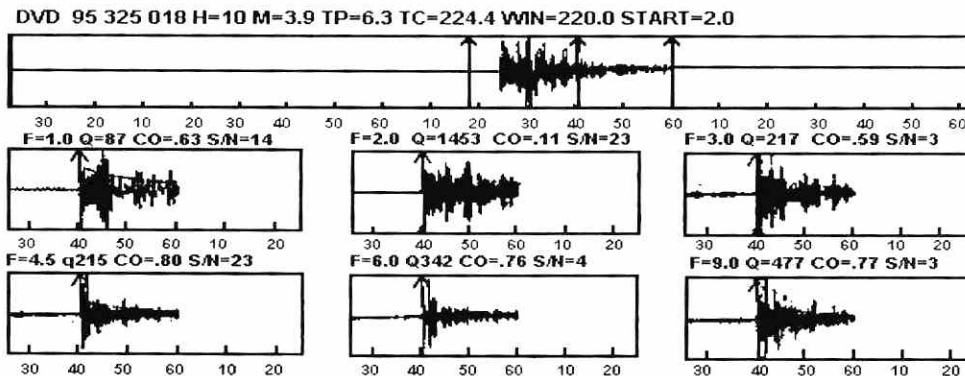
programa se encarga de promediar las  $Q_0$  obteniéndose una dependencia del mismo con la frecuencia. La figura 4 ilustra un empleo de la traza de un evento registrado por la estación DVD, en ella también se observa un ajuste para cada segmento filtrado (curva de decaimiento).

En la tabla 3 se encuentran especificados los resultados de coda  $Q_0$  para cada zona de estudio.

**Tabla 3**  
Valor de Coda  $Q_0$  para cada una de las zonas que conforman el occidente de Chiriquí

Zona de Estudio	Valor de $Q_0$	Valor de $\alpha$	No. de Valores $Q$ empleados
Central	$71 \pm 8$	$0,97 \pm 0,07$	38
Pacífico	$86 \pm 7$	$0,63 \pm 0,08$	40

En esta tabla se muestran los valores de Coda con sus respectiva dispersión, al igual que el parámetro  $\alpha$  para la expresión  $Q = Q_0 f^\alpha$



**FIGURA 4.** Ejemplo de una traza filtrada para un evento ocurrido el 25 de marzo de 1995; las tres líneas verticales indican ( desde la izquierda) el tiempo de origen del evento, el tiempo inicial absoluto y el final de la ventana coda. En la parte superior de la traza se especifica el código de la estación, la identificación del evento , H que corresponde a la profundidad en km., Tc: inicio de la ventana coda medido a partir del origen del evento en segundos, START: inicio de la ventana coda en términos del tiempo de arribo de las ondas S en segundos, F: la frecuencia en Hz, CO: el coeficiente de correlación y S/N: la razón señal-ruido.

### Estimación de los parámetros de fuente

Para la obtención de los parámetros de fuente (momento sísmico, caída de esfuerzo,

frecuencia de esquina, radio de la fuente, distancia hipocentral y magnitud momento) mediante un análisis espectral, los eventos son analizados de manera individual. El espectro



de desplazamiento es obtenido a partir de la traza de un evento dado. La intersección de las asintotas que especifican la meseta (ec. 6) y el decaimiento espectral puede ser ubicada en el espectro de manera visual mediante la escogencia de tres puntos en dicho espectro. El momento sísmico  $M_0$  puede obtenerse a partir del valor de la meseta espectral ( $OM_0$ ):

$$M_0 = [4 * \pi * (\beta ** 3) * OM_0 * d] * k \quad (10)$$

$\beta$  corresponde a la velocidad de las ondas de volumen, de las distancia hipocentral y  $k$  un factor relacionado con el patrón de radiación.

Tal como se había mencionado anteriormente, con el valor de la frecuencia de esquina es posible obtener el radio de la fuente (ec. 7) y con este valor, la caída de esfuerzo (ec. 8) y la magnitud momento (ec. 9), pueden ser calculados. Los espectros de desplazamiento registrados en cada estación para un evento individual fueron analizados a fin de obtener un promedio para cada parámetro (tablas 4 y 5). En la figura 5 se ilustran algunos espectros de desplazamiento registrados en la Zona Central.

**TABLA 4**  
Promedios y dispersiones para los parámetros de fuente de la Zona Central

Evento	$\log M_0$ (Nm)	$\Delta\sigma$ (bar)	$f$ (Hz)	$R$ (km)	$M_w$	$D_H$ (km)
1A	12,40 ± 0,20	15,05 ± 0,35	13,55 ± 1,64	0,09 ± 0,01	2,2 ± 0,1	143
2A	12,05 ± 0,35	4,20 ± 0,50	11,39 ± 0,85	0,11 ± 0,01	1,9 ± 0,2	37
3A	12,10 ± 0,30	5,15 ± 2,15	11,39 ± 0,84	0,11 ± 0,01	2,0 ± 0,2	33
4A	12,1	1,3	7,69	0,16	2,0	45
5A	12,45 ± 0,05	13,45 ± 2,65	12,33 ± 0,43,	0,10	2,3 ± 0,1	28
6A	12,95 ± 0,15	35,05 ± 0,75	11,72 ± 1,04	0,10 ± 0,01	2,6 ± 0,1	34
7A	12,80 ± 0,40	15,20 ± 3,80	10,10 ± 2,30	0,13 ± 0,03	2,5 ± 0,3	98
8A	12,2	6,15 ± 0,45	12,08 ± 0,16	0,1	2,1 ± 0,1	23
9A	12,80 ± 0,10	21,8 ± 0,50	11,01 ± 0,90	0,11 ± 0,01	2,5 ± 0,1	29
IOA	13,15 ± 0,25	3,35 ± 2,55	4,17 ± 0,59	0,30 ± 0,04	2,7 ± 0,2	28
11A	11,75 ± 0,05	2,10 ± 0,70	11,75 ± 0,77	0,11 ± 0,01	1,8 ± 0,1	37
12A	12,6	14,20 ± 0,50	11,37 ± 0,07	0,11	2,4 ± 0,1	52
13A	13,15 ± 0,35	5,05 ± 0,05	5,43 ± 1,27	0,23 ± 0,05	2,7 ± 0,2	43

**Leyenda:** Los valores para la distancia hipocentral ( $D_H$ ) corresponden a la distancia entre el foco del evento sísmico y la estación sismológica de BRU.

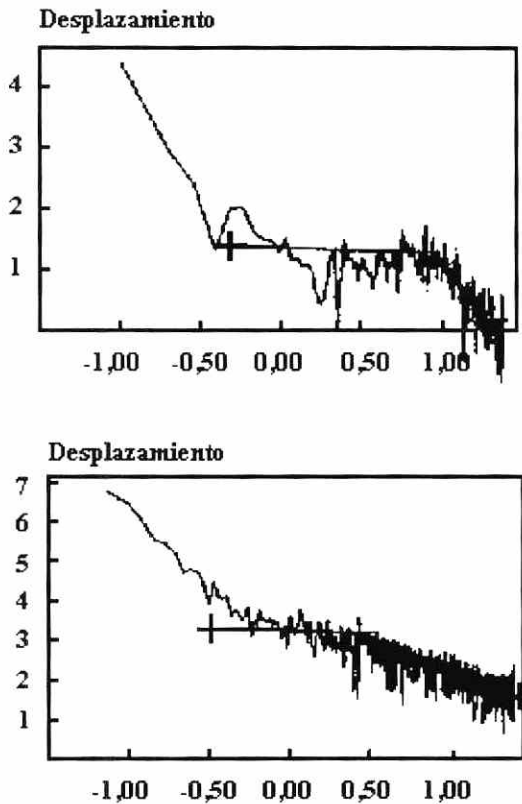
**TABLA 5**  
Promedios y dispersiones para los parámetros de fuente de la Zona del Pacífico.

Evento	$\log M_0$ (Nm)	$\Delta\sigma$ (bar)	$f$ (Hz)	$R$ (km)	$M_w$	$D_H$ (km)
IB	12,00 ± 0,10	3,70 ± 0,20	11,39 ± 0,85	0,11 ± 0,01	1,9 ± 0,1	47
2B	12,45 ± 0,15	8,60 ± 0,80	10,10 ± 0,80	0,11 ± 0,01	2,3 ± 0,1	25
3B	12,55 ± 0,15	14,00 ± 4,00	11,60 ± 0,15	0,10 ± 0,01	2,3 ± 0,1	44
4B	12,65 ± 0,50	2,10 ± 7,40	12,42 ± 0,83	0,10 ± 0,01	2,4 ± 0,1	38
5B	13,00 ± 0,20	21,95 ± 0,50	9,95 ± 1,48	0,2 ± 0,02	2,6 ± 0,1	68
6B	12,40 ± 0,20	7,95 ± 2,75	10,61 ± 0,07	0,11 ± 0,01	2,2 ± 0,1	39
7B	12,05 ± 0,25	4,90 ± 2,50	11,51 ± 0,08	0,11	1,9 ± 0,2	53
8B	13,05 ± 0,05	18,35 ± 7,55	8,62 ± 0,82	0,15 ± 0,01	2,7 ± 0,1	33

TABLA 5, Promedios y dispersiones para los parámetros de fuente de la Zona del Pacífico (contin.).

Evento	$\log M_0$ (Nm)	$\Delta\sigma$ (bar)	$f$ (Hz)	$R$ (km)	$M_W$	$D_H$ (km)
9B	12,65 ± 0,25	8,25 ± 1,35	9,42 ± 1,40	0,13 ± 0,02	2,3 ± 0,2	38
10B	12,60 ± 0,20	5,00 ± 2,90	7,44 ± 0,35	0,16 ± 0,01	2,4 ± 0,2	67
11B	12,45 ± 0,05	15,00 ± 3,90	12,98 ± 1,70	0,09 ± 0,01	2,3 ± 0,1	50
12B	11,65 ± 0,25	1,15 ± 0,25	10,30 ± 1,29	0,12 ± 0,01	1,7 ± 0,2	35
13B	13,15 ± 0,25	13,85 ± 1,15	7,46 ± 0,03	0,18 ± 0,03	2,7 ± 0,1	35
14B	12,20 ± 0,20	4,80 ± 1,20	10,39 ± 0,53	0,11 ± 0,01	2,1 ± 0,1	35
15B	11,60 ± 0,30	1,35 ± 0,05	11,60 ± 2,59	0,11 ± 0,02	1,7 ± 0,2	16
16B	13,00	6,75 ± 2,25	6,41 ± 0,87	0,19 ± 0,02	2,6	42
17B	13,20	8,60 ± 0,20	6,14 ± 0,04	0,20	2,7	46
18B	12,90 ± 0,30	4,45 ± 0,95	6,19 ± 1,08	0,20 ± 0,03	2,4 ± 0,1	46
19B	12,50 ± 0,20	9,85 ± 1,95	11,24 ± 0,99	0,11 ± 0,01	2,3 ± 0,2	49
20B	12,35 ± 0,15	2,65 ± 0,25	7,89 ± 0,90	0,16 ± 0,02	2,2 ± 0,1	49
21B	12,15 ± 0,15	5,25 ± 0,25	11,53 ± 0,85	0,10 ± 0,01	2,1 ± 0,1	32
22B	13,20 ± 0,19	2,90 ± 1,20	4,13 ± 0,03	0,29 ± 0,01	2,7 ± 0,1	54
23B	12,75 ± 0,05	8,60 ± 0,40	8,41 ± 0,28	0,11 ± 0,01	2,5 ± 0,1	40
24B	12,80 ± 0,20	6,40 ± 0,20	7,52 ± 1,17	0,16 ± 0,02	2,5 ± 0,1	57
25B	12,55 ± 0,25	5,05 ± 0,95	8,78 ± 2,34	0,15 ± 0,04	2,3 ± 0,2	57
26B	12,65 ± 0,25	8,30 ± 0,30	9,46 ± 1,97	0,13 ± 0,02	2,4 ± 0,2	74
27B	12,95 ± 0,25	18,65 ± 2,15	9,80 ± 1,33	0,12 ± 0,01	2,6 ± 0,2	60
28B	12,60 ± 0,30	3,65 ± 1,05	7,23 ± 0,79	0,17 ± 0,02	2,4 ± 0,2	47
29B	12,55 ± 0,15	16,30 ± 0,70	12,61 ± 1,62	0,10 ± 0,01	2,3 ± 0,1	20
30B	12,50 ± 0,20	4,45 ± 0,45	8,54 ± 1,16	0,15 ± 0,02	2,3 ± 0,2	47
31B	12,30 ± 0,20	4,45 ± 0,15	9,89 ± 1,54	0,13 ± 0,02	2,2 ± 0,2	51
32B	12,10 ± 0,10	3,80 ± 0,10	10,77 ± 0,66	0,11 ± 0,01	2,1 ± 0,1	43
33B	13,00 ± 0,20	16,40 ± 1,10	8,60 ± 1,11	0,15 ± 0,01	2,7 ± 0,1	37
34B	12,80 ± 0,10	12,50 ± 0,30	9,34 ± 0,76	0,13 ± 0,01	2,5 ± 0,1	41
35B	12,65 ± 0,25	6,90 ± 0,90	7,09 ± 0,29	0,17 ± 0,01	2,4 ± 0,2	61
36B	12,45 ± 0,05	5,60 ± 0,60	9,57 ± 0,13	0,13	2,2	25
37B	12,45 ± 0,15	8,75 ± 0,65	10,85 ± 0,74	0,11 ± 0,01	2,3 ± 0,1	48
38B	12,45 ± 0,25	11,90 ± 1,30	12,13 ± 1,74	0,11 ± 0,01	2,3 ± 0,1	43
39B	11,95 ± 0,25	2,60 ± 0,90	10,26 ± 0,40	0,11 ± 0,01	1,9 ± 0,2	53
40B	13,25 ± 0,05	12,55 ± 0,85	6,57 ± 0,13	0,19 ± 0,01	2,7 ± 0,1	39
41B	13,25 ± 0,05	18,55 ± 2,65	7,50 ± 0,51	0,16 ± 0,01	2,8	31
42B	11,70 ± 0,10	1,40	10,58 ± 0,47	0,11 ± 0,01	1,8 ± 0,1	56
43B	12,35 ± 0,05	2,10 ± 0,60	7,34 ± 0,35	0,17 ± 0,01	2,2 ± 0,1	49
44B	12,70 ± 0,10	9,40 ± 0,60	9,30 ± 0,40	0,13 ± 0,01	2,4 ± 0,1	82
45B	12,45 ± 0,05	7,30 ± 1,10	10,25 ± 0,14	0,12	2,2 ± 0,1	67
46B	12,40	0,80 ± 0,10	5,05 ± 0,35	0,24 ± 0,01	2,2	47
47B	14,00 ± 0,20	13,65 ± 0,95	3,18 ± 0,06	0,38 ± 0,01	3,2 ± 0,1	47
48B	12,30 ± 0,10	7,75 ± 1,75	11,51 ± 0,23	0,10 ± 0,01	2,2 ± 0,1	34
49B	13,00 ± 0,10	27,90 ± 1,70	10,42 ± 0,85	0,12 ± 0,01	2,6 ± 0,1	35
50B	13,20	28,4	9,19	0,13	2,7	44
51B	12,90	3,90	5,77	0,21	2,6	46

**Leyenda:** Los valores para la distancia hipocentral ( $D_H$ ) corresponden a la distancia entre el foco del evento sísmico y la estación sismológica de DVD.



**FIGURA 5.** Espectros de amplitud de desplazamientos de las ondas de volumen ( ondas S) de dos eventos ocurridos en la Zona Central, registrados por la estación BRU. Estos corresponden a los eventos 4A y 8A.

## DISCUSIÓN

### Marco Geotectónico y Sismicidad

El marco geotectónico analizado al inicio de este artículo (para cada zona de estudio), demuestra la existencia de una gran variabilidad de material sedimentario en la Zona del Pacífico, más aun, en la región que comprende a Punta Burica mientras que en la Zona Central abunda el material Volcánico, es decir, que esta zona se caracteriza por poseer estructuras geológicas compactas. Por otro lado, la Zona del Pacífico muestra una zona fallamiento muy marcada en comparación con la Zona Central (fig. 2); la Zona del Pacífico se encuentra influenciada por algunas regiones sismogénicas como lo son el Cinturón

Deformado del Sur de Panamá, el Sistema de Fractura de Panamá y el Golfo de Chiriquí, lo que la convierte en una zona con una alta actividad sísmica (tablas 1 y 2).

### Los resultados de Coda $Q$

Los resultados de atenuación anelástica para la Zona Central y del Pacífico (tabla 3) mostraron valores del factor de calidad diferentes;  $Q_0$  de 71 para la primera zona y 86 para la segunda, respectivamente. Como el valor de dicho factor está relacionado con la geología del medio en donde se propagan las ondas sísmicas, para diferentes valores de  $Q_0$ , se espera entonces una variabilidad en la geología del lugar. La región suroccidental de Panamá presenta una variada distribución de estructuras geológicas (tal como se mencionó en el punto anterior), y por tal razón, es de esperarse valores de atenuación anelástica diferentes.

Por otro lado, la atenuación anelástica que experimentan las ondas sísmicas en una región es inversamente proporcional al valor del factor de calidad  $Q_0$  (ec. 3), con esto presente, se deduce que las ondas sísmicas de los eventos ocurridos en la Zona Central ( $Q_0 = 71$ ) experimentarán una atenuación mayor en comparación con los eventos ocurridos en la Zona del Pacífico ( $Q_0 = 86$ ).

### La frecuencia de esquina $f_R$ .

Para investigar la variación de la frecuencia de esquina observada con la distancia hipocentral en el presente estudio, se graficaron los valores promedios de dichos parámetros que aparecen especificados en la tabla 4 para la Zona Central, 5 para la Zona del Pacífico. La figura 6 muestra una regresión simple de  $f_R$  y  $D_H$  la cual fue llevada a cabo para las dos zonas, obteniéndose para la Zona Central:

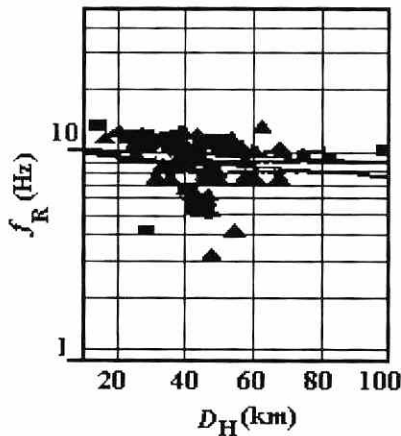
$$\log(f_R) = 1,02 - 0,00073D_H \quad (11)$$

y para la Zona del Pacífico:

$$\log(f_r) = 1,01 - 0,0013D_H \quad (12)$$

Estos resultados revelan que no existe una dependencia muy significativa entre dichos parámetros. Los resultados analizados demuestran que los eventos con magnitudes mayores poseen valores bajos para la frecuencia de esquina; esta característica se observe para ambas zonas de estudios. La relación entre el momento sísmico y la frecuencia de esquina se ilustra en la figura 7, las líneas paralelas representan la relación lineal entre el logaritmo de ambas variables, para valores de caída de esfuerzo ( $\Delta\sigma$ ) constantes de 35,1; 5,25 y 0,80 bar respectivamente. En este gráfico se observa, de manera general, una gran cantidad de eventos con caída de esfuerzo que sobrepasan los 5,25 bar, esto es, el 60,9% del total de eventos seleccionados para el estudio.

**Frecuencia de Esq. vs Distancia hipoc.**



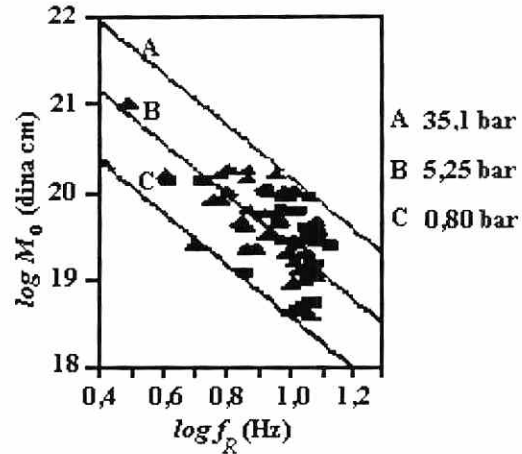
**Figura 6.** Frecuencia de esquina observada versus la distancia hipocentral para la Zona Central (cuadros) y la Zona del Pacífico (triángulos)

### Las dimensiones de la fuente

El valor del nivel espectral obtenido para cada evento es introducido en el modelo de Brune de Falla Circular para dar un estimado del radio  $R$  de la fuente (ec. 7). La figura 8 muestra la relación que existe entre el momento sísmico y el radio de la fuente; las líneas paralelas representan la relación lineal

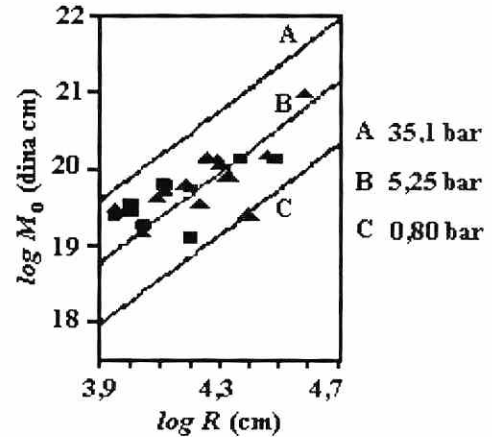
que hay entre el logaritmo de  $M$ , y el logaritmo de  $R$  con los valores constantes de 35,1; 5,25 y 0,80 bar.

**Momento sísm. vs Frec. de esquina**



**Figura 7.** Relación entre el momento sísmico y la frecuencia de esquina para la región occidental de Chiriquí. Las líneas paralelas corresponden a valores constantes de caída de esfuerzo de 35,1; 5,25 y 0,80 bar. Los cuadros representan los datos para la Zona Central y los triángulos, para la Zona del Pacífico.

**Momento sísm. vs Radio de la fuente**



**Figura 8.** Relación entre el momento sísmico y la dimensión de la fuente para la región occidental de Chiriquí. Al igual que el gráfico anterior, las líneas paralelas corresponden a valores constantes de caída de esfuerzo de 35,1; 5,25 y 0,80 bar. Para los triángulos: Zona de Pacífico y para los cuadros: Zona Central.

Estos resultados muestran un aumento en el momento sísmico con el incremento de la dimensión del radio de la fuente. En la Zona Central existen eventos sísmológicos con dimensiones del radio que van desde los 0,09 hasta los 0,30 km, y en la Zona del Pacífico, eventos con dimensiones del radio que van desde los 0,10 hasta los 0,38 km; de manera general, existe una gran cantidad de eventos con valores de los radios mayores a los 0,20 km en comparación con la Zona Central, esto indica que los eventos más grandes se registraron en la Zona del Pacífico.

Con relación al momento sísmico ( $M_0$ ), los eventos ocurridos en la Zona Central, para el intervalo temporal establecido, presentaron un rango menor en comparación con los eventos ocurridos en la Zona Central. El rango de este perímetro para la Zona Central esta entre los  $5,62 \times 10^{11}$  y  $1,41 \times 10^{14}$  dina cm, mientras que para la Zona del Pacífico, el rango está dado entre los  $3,98 \times 10^{11}$  hasta  $1,0 \times 10^{14}$  dima cm, lo que demuestra que la tasa de ocurrencia de eventos grandes en la Zona del Pacífico es mayor que la tasa de la Zona Central.

## CONCLUSIONES

1. La alta actividad sísmica que presenta la Zona del Pacífico esta relacionada con la geología y tectónica de la misma, ya que en ella encontramos material sedimentario (arenisca, arcilla, limonita, etc) y una gran influencia por parte de las fuentes sísmicas presentes en dicha zona. En la Zona Central, la tasa de actividad sísmica es pequeña de acuerdo al estudio de Sismicidad llevado a cabo en el intervalo temporal establecido, ya que las estructuras geológicas volcánica (rocas compactas) son las más predominantes; este hecho permite catalogar a la Zona del Pacífico como una zona de alto riesgo sísmico. Este estudio corrobora los trabajos de Tapia (1996) sobre zonificación realizada en la provincia de Chiriquí.

2. La diferencia que existe entre los valores de coda  $Q_0$ , para cada una de las zonas de estudio se debe a la variabilidad geológica que existe en toda la región. Por otra parte, la Zona del Pacífico representa una región de alto riesgo sísmico debido a que el grado de disipación de energía de las ondas sísmicas (atenuación anelástica) es menor en comparación con el de la Zona Central. Todo esto corrobora lo anteriormente expuesto y los resultados de amenaza sísmica que presenta esta zona de estudio. (Camacho et al, 1994; NORSAR 1994).
3. El estudio llevado a cabo sobre características espectrales de los eventos sísmicos ocurridos en el occidente de Chiriquí, demuestra que en la Zona del Pacífico existe un elevado número de eventos con dimensiones de ruptura y rangos de momento sísmico elevados en comparación con los de la Zona Central. Los eventos de la Zona del Pacífico sobrepasan las dimensiones de ruptura de 0,30 km., el cual corresponde al valor limite registrado en la Zona Central, lo que también permite catalogar a esta última como un zona de eventos pequeños (riesgo sísmico bajo) y a la Zona del Pacífico como una zona de amenaza muy elevada.

## BIBLIOGRAFÍA:

1. AKI, K. 1969. Analysis of the Seismic Coda of Local Earthquakes as Scattered Waves. *J. Geophys. Res.*, 74 (2), 615 - 631.
2. AKI, K. 1982. Scattering and Attenuation. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72 (6), 319 - 330.
3. AKI, K y CHOUET, B. 1975. Origin of Coda Waves: Source Attenuation and Scattering Effect. *J. Geophys. Res.*, 80 (1), 3322 - 3342.
4. AMBEH, W.B. y LYNCH, L.L. 1993. Coda Q in the Eastern Caribbean, West Indies. *Geophys. J. Int.*, 112, 507 - 516.

5. ARANDA, C. 1995. Apuntes de Sismometría, Instituto de Física de la Tierra Sólida, Universidad de Bergen. Noruega.
6. BOATWRIGHT, J. 1980. A Spectral Theory for Seismic Sources; simple estimates of Source Dimension, Dynamic Stress Drop, and Radiated Seismic Energy, *Bull. Seism. Soc. Am*, 70 (1), 1 - 27,
7. BRUNE, J.N. 1970. Tectonic Stress and Spectra of Seismic Shear Waves from earthquakes. *J. Geophys. Res.* 75, 4997 - 5009.
8. CAMACHO, E. 1987. Cálculo de Magnitud por Duración en UPA: MD (UPA). Instituto de Geociencias, Univesidad de Panamá, Informe Interno, 42 pág.
9. CAMACHO, E. 1993. La Amenaza de Terremotos en Panamá Revista Universidad, IV Epoca, No. 49. pág. 285 - 303.
10. CAMACHO, E. 1993. Características del Peligro Sísmico en Chiriquí Occidente. *Salud Humana y Ambiental*, 1(3), 7 - 8.
11. CAMACHO, E. 1996. Earthquake Studies along the Costa Rica - Panama Border: Seismicity of the Caribbean - Coco - Nazca Triple Junction. Resultados no publicados.
12. CAMACHO, E. 1993. Estudio de las Réplicas del Terremoto del 22 de abril de 1991 en Bocas del Toro. Departamento de Física e Instituto de Geociencias, Universidad de Panamá.
13. CAMACHO, E. La Red Sismológica de la Universidad de Panamá. Departamento de Física e Instituto de Geociencias, Universidad de Panamá.
14. COHEN, L. 1995. Time Frequency Analysis. Editorial Prentice Hall, Englewood Cliffs, N.T. 297 pág.
15. COWAN. H., SÁNCHEZ, L., CAMACHO, E., PALACIOS, J.L., TAPIA, A., IRVING. D., ESQUIVEL, D. y LINDHOLM, C. 1995. Seismicity and Tectonics of Western Panama from New Portable Seismic Array Data. Resultados no publicados.
16. FLETCHER, J.B. 1995. Source Parameters and Crustal Q for Four Earthquakes in South Carolina. *Seimol. Res. Lett.* 66 (4), 44 - 57.
17. FLETCHER, J.B. y BOATWRIGHT, J. 1991. Source Parameters of Loma Prieta Aftershocks and Wave Propagation Characteristic along Tha San Francisco Peninsula from a Joint Inversion of Digital Seismograms. *Bull. Seism. Soc. Am*, 81 (5). 1783 - 1812.
18. FOWLER, C.M.R. 1990. The Solid Earth Canada: Cambridge Universitary Press.
19. FRANKEL, A. y WENNERBERG, L. 1987. Energy Flux Model of Seismic Coda: Separation of Scattering and Instrinsic Attenuation. *Bull. Seism. Soc. Am.* 77 (4), 1223 - 1251.
20. GONZÁLEZ, V. y PERSSON, L. 1994. Regional Coda Q in Costa Rica, Central America. *Tectonophysics* (en publicación).
21. HAVSKOV, J. y LINDHOLM, C. 1994. The SEISAN Earthquakes Analysis Software for IBM PC and SUN, Versión 4.0. Univ. Bergen, Nomay.
22. HAVSKOV, J., MALONE, S., McCLURG, D., y CROSSON, R- 1989. Coda Q for the State of Washington. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 79 (4), 1024 1038.
23. HELLWEG, M., SPUDICK P., FLETCHER, J.B. y BAKER, L.M. 1995. Stability of Coda Q in the region of Parkfield, California. *J. Geophys. Res.*, 100 (B2), 2089 - 2102.

24. HERRAIZ, M. y ESPINOSA, A.F. 1986. Scattering and Attenuation of High - Frequency Seismic Waves: Development of the Theory of Coda Waves. *U.S. Geol. Survey, Rep.* 86 - 455.
25. HUMPHREY, J.R. y ANDERSON, J.G. 1994. Seismic Source Parameters from the Guerrero Subduction Zone. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84 (6), 1754 - 1768.
26. KUCHANEK, O. 1994. Time Series Analysis, Seismological Department, Univ. Uppsala. 169 pág.
27. KVAMME, L.B. y HAVSKOV, J. 1989. Q in Southern Norway. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 79 (5), 1575 - 1588.
28. JANNAUD, L.R., ADLER, P.M. y JACQUIN, C.G. 1991. Spectral Analysis and Inversion of Coda. *J. Geophys. Res.*, 96 (B 1 1), 18215 - 1823 1.
29. LAY, T. y WALLACE, T. 1995. Modern Global Seismology. California, U.S.: Academic Press, Inc.
30. LEE, W.H.K., AKI, K., CHOUET, B., JOHNSON, S., MARKS, S., NEWBERRY, J.T., RYALL, A.S., STEWART, S.W. y TOTMGHAK D.M. 1986. A Preliminary Study of Coda Q in California and Nevada. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 76 (4), 1143 - 1150.
31. LONGWELL, CH. y FLINT, R- 199 1. Geología Física. México: Editorial Limusa, S.A. de C.V.
32. MARTÍNEZ, E.G. 1994. Valor b y Coda Q para el Salvador utilizando datos disponibles recientes. Centro de Investigaciones Geotécnicas, El Salvador, C.4., Reporte No. I- 1 3.
33. MOORE, F. y SENDER, K.L. 1995. Fracture Zone Collision along The Southern Panama Margin. *Geol. Soc. Am.* 295, 201 - 212.
34. MONTERO, W., CAMACHO, E., ESPINOSA, A. y BOSCHIM, I. 1994. Sismicidad y Marco Neotectónico de Costa Rica y Panamá. *Rev. Geol. Amer. Central.* Vol. esp. 73 - 82.
35. RAURIAN, T. y KHAITURIN, V. 1978. The Use of the Coda for Determination of the Earthquake Source Spectrum. *Bull. Seism. Soc. Am.* 68, 923 - 948.
36. RICHARD, P. y MENKE, W. 1993. The Apparent Attenuation of a Scattering Medium. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 73, 1005 - 1022.
37. RUSHAN, W. 1982. Attenuation of Short Period Seismic Waves due to Scattering. *Geophys. Res. Lett.*, 9 (1), 9 - 12.
38. SÁNCHEZ, L. y ATAKAN, K. 1994. Seismo Tectonics of the Azuero Peninsula, Panama. Univ. Bergen, Norway, Rep. I - 17.
39. SATO, H. y SCHERBAUM, F. 1991. Notas de la conferencia sobre el estudio de las envolventes de los sismogramas. Universidad Autónoma de México, México D.F.
40. SAUTER, F. 1989. Fundamentos de Ingeniería Sísmica - Introducción a la Sismología. Costa Rica: Editorial Tecnológica de Costa Rica.
41. SHANG, T. y GAO, L. 1988. Transportation Theory of Multiple Scattering and Its Application to Seismic Coda Waves of Impulsive Source. *Sci. Sinica Sele B.* 31, 1503 - 1514.
42. TAPIA, A. 1996. Zonificación Sísmica de la Región Occidental de la Provincia de Chiriquí. (Trabajo de graduación). Universidad de Panamá.
43. UDIAS, A. y MEZCUA, J. 1986. Fundamentos de Geofísica. España: Editorial Alhambra, S.A.

44. UDIAS, A., MUÑOZ, D. y BUFORN, E. 1985. Mecanismo de los Terremotos y Tectónica. España: Editorial de la Universidad Complutense de Madrid.
  
45. VERGARA, A. 1988. Tectonic Pattern of the Panama Block deduced from Seismicity, Gravitational data and Earthquake Mechanisms: Implications to the Seismic Hazard. *Tectonophysics.*, 154, 253 - 267.
  
46. WAHLSTROM, R. 1993. Comparison of dynamic source parameters for earthquakes in different tectonic regions of the northern Cascadia subduction zone. *Tectonophysics*, 217, 205 - 215.
  
47. WEYL, R- 1980. Geology of Central America. Alemania:Gebrüder Borntraeger Berfin - Stuttgart
  
48. ZAHRADNK J. 1994. Generation of Seismic Waves by Earthquakes Source. Seismological Department.