

Estudio sismológico del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla, México. Parte II: Tomografía sísmica por atenuación a partir de ondas de coda (Q_c^{-1}) de sismos locales

Yanet Antayhua¹, Javier Lermo¹ y Carlos Vargas²

¹Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, 04510, México DF; ²Dpto. de Geociencias, Universidad Nacional de Colombia, Colombia.

Correo: jles@pumas.iingen.unam.mx

Resumen

Para realizar la tomografía sísmica por atenuación de ondas de coda (Q_c^{-1}) en el campo geotérmico de Los Humeros, Puebla, se han utilizado 95 sismos locales ($M_d \leq 3.6$) con profundidades hasta 4.0 km, registrados en las estaciones de su red sísmica, durante el periodo de diciembre 1997 a diciembre 2004. Se utilizó el modelo de retrodispersión simple, filtrados en cuatro rangos de frecuencias (2, 4, 6, y 8 Hz) y una ventana de 5 segundos. Para la representación en 3D, se utilizó una aproximación basada en elipsoides que representan dispersión de primer orden. Los resultados muestran que los valores de Q_c para las frecuencias utilizadas tienen una dependencia con la frecuencia de la forma: $Q_c = 24 \pm 12 f^{0.86 \pm 0.06}$, donde los valores bajos de Q_c fueron observados en la zona de mayor actividad sísmica y en la ubicación de pozos inyectores y productores, mientras que los valores altos se observaron en la periferia del campo geotérmico. Asimismo, la distribución de la atenuación Q_c^{-1} en 3D y 2D muestra que las anomalías de alta atenuación sísmica se ubican en los extremos norte, sur y suroeste de la zona de explotación actual, y a profundidades mayores a 2.5 km.

Palabras clave: Los Humeros, atenuación intrínseca, ondas de coda, tomografía sísmica.

Seismologic study of Los Humeros geothermal field, Puebla, Mexico. Part II: Seismic tomography by attenuation of coda waves (Q_c^{-1}) of local earthquakes

Abstract

In the Los Humeros geothermal field, Puebla, seismic tomography has been studied using the attenuation of coda waves (Q_c^{-1}). Ninety-five local earthquakes ($M_d \leq 3.6$) have been used—with depths up to 4.0 km registered in the seismic network stations from December 1997 to December 2004. A simple backscattering model was used, filtered in four ranks of frequencies (2, 4, 6, and 8 Hz) and one window of 5 seconds. For the 3D-representation, we used an approximation based on first-order scattering of ellipsoids. The results show that values of Q_c for the used frequencies have a frequency dependency shown in the equation: $Q_c = 24 \pm 12 f^{0.86 \pm 0.06}$, where the low values of Q_c were observed in the zone of higher seismic and tectonic activity and in the location of injection and production wells. The high values are located in the periphery of the geothermal field. The distribution of the Q_c^{-1} attenuation in 3D and 2D shows the anomalies of high-seismic attenuation are located in the north, south, and southwestern ends of the zone presently under operation, at depths greater than 2.5 km.

Keywords: Los Humeros, attenuation, coda waves, seismic tomography.

1. Introducción

Las modificaciones que sufren las ondas sísmicas en su trayecto desde la fuente de emisión hasta la estación de registro (estación sísmica) recogen información importante sobre las condiciones físicas del medio por donde se propagaron. La atenuación de estas ondas sísmicas está relacionada principalmente con la geología y la tectónica de la zona de estudio. Uno de los métodos para diferenciar los medios en los que se propagan las ondas sísmicas es a través del análisis del factor de calidad Q_c , y su inverso que refleja la atenuación de las ondas de coda (Q_c^{-1}).

Diversos autores han realizado estudios de Q_c en diferentes partes del mundo (Aki, 1969; Fehler *et al.*, 1992; O'Doherty y Bean, 1997). Estos autores consideran que las variaciones de Q_c con la frecuencia pueden ser producidas por diferentes mecanismos y que la dispersión de la energía depende de la geología y la tectónica de la zona en estudio. Estudios del factor de calidad Q_c realizados en zonas volcánicas con presencia de actividad geotérmica, como los volcanes Etna (Del Pezzo *et al.*, 1987), Kilauea (Chouet, 1976), Monte Santa Elena (Havskov *et al.*, 1989), la caldera Long Valley (O'Doherty y Bean, 1997) y el Popocatepetl (Shapiro *et al.*, 2000; Novelo-Casanova y Martínez-Bringas, 2005), así como en los campos geotérmicos mexicanos de Cerro Prieto (Tonatiuh *et al.*, 1997) y Las Tres Vírgenes (Wong *et al.*, 2001), sugieren que las variaciones de atenuación en dichas zonas volcánicas y geotérmicas están relacionadas con la acumulación de magma, la actividad geotérmica y zonas de alta temperatura. Es decir, estarían predominando efectos intrínsecos. En contraste, los efectos dispersivos también podrían jugar un papel preponderante si se considera una disminución de los elementos estructurales con la profundidad (Aki, 1980b).

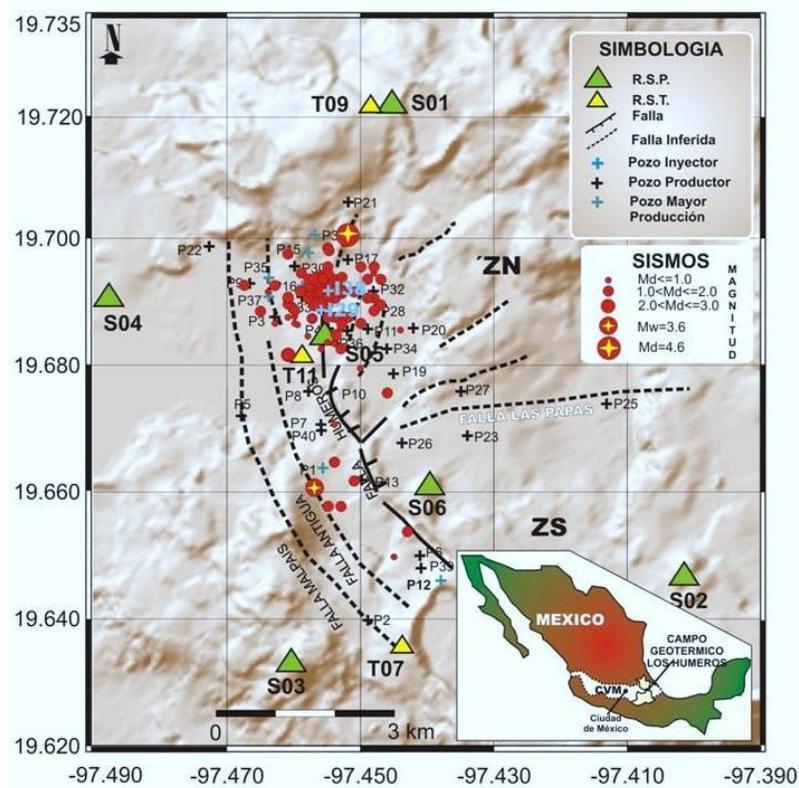


Fig. 1. Distribución epicentral de 95 sismos registrados por las estaciones de la red sísmica de Los Humeros.

En este trabajo se estiman y analizan los valores del factor de calidad Q_c y se hace la tomografía sísmica por atenuación de ondas de coda Q_c^{-1} . Para tal fin, se utilizó un total de 95 sismos localizados en el campo geotérmico de Los Humeros (Figura 1), y registrados por las estaciones permanentes y temporales durante el periodo de diciembre de 1997 a diciembre de 2004 (Antayhua, 2007; Lermo *et al.*, 2008). El análisis detallado de Q_c , la variación con la frecuencia y su distribución en superficie y en profundidad, son correlacionados con los estudios geológicos, geofísicos y la tectónica local descritos por Cedillo (2000) y Arellano *et al.* (2000).

2. Estimación de Coda Q_c

Para estimar el factor de calidad Q_c , se utilizó el modelo de retrodispersión simple propuesto por Aki y Chouet (1975). De acuerdo al modelo, la envolvente de desplazamiento $A(f, t)$ de las ondas de coda

en una banda de frecuencias f puede ser expresada de la siguiente manera:

$$\text{Ln}[t^2]Aobs[f(r,t)] = C - Qc^{-1}2\pi ft \quad (1)$$

Donde: C es una constante que depende de la frecuencia, $Aobs[f(r, t)]$ es la amplitud media del registro, Ln es el logaritmo natural, t es el tiempo medido desde el tiempo origen del sismo, r es la distancia de la fuente a la estación, y Qc es el factor de calidad que contiene información de la atenuación de la energía sísmica.

El modelo de Aki y Chouet (1975) supone que la coda del sismo local está compuesta por la suma de ondas S producidas por heterogeneidades dentro del medio en el cual se propaga. Por lo tanto, la coda es la porción de sismograma correspondiente a la retrodispersión de las ondas S donde la fuente y el receptor se encuentran en el mismo punto y la radiación es esférica. Este modelo es válido únicamente para ondas que arriban en tiempos mayores a dos veces el tiempo de viaje de las ondas S, y se expresa así:

$$T = 2t_s + \frac{t_v}{2} \quad (2)$$

Donde: T es el tiempo de recorrido de las ondas de coda entre la fuente y la estación, t_s es el tiempo entre el arribo de las ondas S menos el arribo de las ondas P, y t_v es el tiempo de viaje de las ondas P.

De acuerdo a estas consideraciones, la ecuación (1) también puede ser expresada como:

$$Y = bX + C$$

Donde:

$$\begin{aligned} Y &= \text{Ln}[t^2]Aobs[f(r,t)] \\ X &= 2\pi ft \\ b &= Qc^{-1} \end{aligned} \quad (3)$$

Qc^{-1} es calculada a partir de la pendiente b , utilizando la solución por mínimos cuadrados (ecuación 3).

2.1. Datos

Para estimar el factor de calidad (Qc) de las ondas coda en el campo geotérmico de Los Humeros, se utilizaron los 95 sismos mejor localizados entre diciembre de 1997 y diciembre de 2004 (Antayhua, 2007, Lermo *et al.*, 2008), registrados por las estaciones sísmicas permanentes de ese campo geotérmico (Figura 1). La opción utilizada para estimar el valor de Qc es “codaq”, que forma parte del programa de procesamiento SEISAN (Havskov y Ottemoller, 2003). Codaq tiene como datos de entrada: el tamaño de la ventana, la velocidad promedio de las ondas S (V_s), un promedio de la densidad de las rocas, el número de frecuencias, y el mínimo coeficiente de correlación. Como los sismos que ocurren en Los Humeros generalmente son muy pequeños, se consideró una ventana de 5 segundos y el tiempo de inicio como dos veces el tiempo de S ($2t_s$), una $V_s = 2.05$ km/s, una densidad promedio de 2.5 g/cm³, frecuencias para el filtrado de los sismos de 2, 4, 8 y 16 Hz y un coeficiente de correlación mínima de 0.6.

En la Figura 2 se muestra un ejemplo del procedimiento seguido para la estimación de Qc . Se trata de un sismo registrado el 13 de diciembre de 1997 en las estaciones S01, S03 y S04, y sus señales fueron filtradas a 2, 4, 8 y 16 Hz. En la misma figura, la primera flecha indica el arribo de la onda P del sismo y las otras dos flechas el tamaño de la ventana (5 segundos). La línea en color rojo representa el mejor ajuste del decaimiento de las ondas de coda. Este procedimiento fue seguido para todos los sismos y en todas las estaciones que conforman la red sísmica permanente (S01, S02, S03, S04, S05, S06).

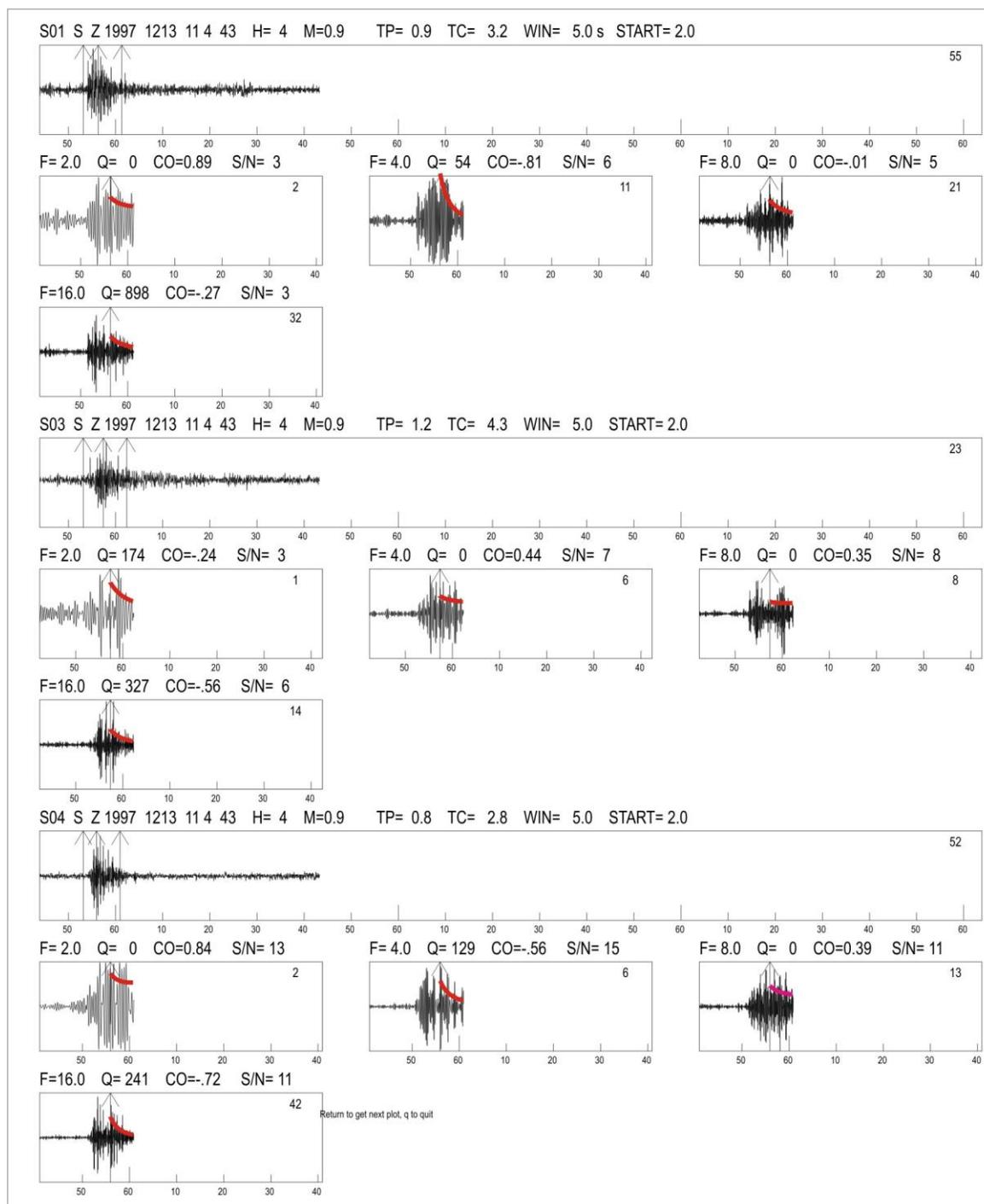


Fig. 2. Ejemplo del cálculo de coda Q_c del sismo registrado el 13 de diciembre de 1997 en las estaciones S01, S03 y S04. Las frecuencias de filtro son de 2, 4, 8 y 16 Hz.

2.2. Estimaciones de Q_c

Con los valores obtenidos de Q_c en todas las estaciones de la red sísmica permanente de Los Humeros (RSTP), se calculó un Q_c promedio para cada una de ellas en las 4 frecuencias utilizadas (Tabla 1). Tal como se observa en la tabla, los coeficientes de correlación son mayores a 0.6 con una raíz media cuadrática (rms) que varía entre 0.07 hasta 0.31. Asimismo, los resultados muestran que los valores bajos de Q_c varían de 33.4 para la frecuencia de 2 Hz hasta 329.4 para los 16 Hz. En general, los valores más bajos de Q_c para todas las frecuencias se observan en las estaciones S04 y S05, ubicadas en la zona norte (ZN) del campo geotérmico, y los valores más altos en las estaciones S02 y S06, ubicadas en la zona sur (ZS) del mismo.

F (Hz)	Estación	Qc	Coef. Corr	rms	F (Hz)	Estación	Qc	Coef. Corr	rms
f = 2	S01	58.31	0.75	0.09	f = 8	S01	***	***	***
	S02	69.80	0.79	0.07		S02	***	***	***
	S03	75.90	0.77	0.08		S03	149.20	0.77	0.19
	S04	33.35	0.82	0.11		S04	133.67	0.76	0.21
	S05	35.50	0.84	0.10		S05	119.40	0.78	0.22
	S06	43.83	0.80	0.09		S06	214.80	0.61	0.20
f = 4	S01	86.63	0.72	0.22	f = 16	S01	282.30	0.66	0.28
	S02	113.00	0.62	0.19		S02	394.00	0.60	0.25
	S03	66.17	0.79	0.17		S03	240.30	0.69	0.31
	S04	74.92	0.75	0.19		S04	275.84	0.65	0.30
	S05	72.92	0.75	0.19		S05	188.11	0.78	0.29
	S06	51.71	0.74	0.21		S06	329.44	0.61	0.30

Nota: ***= Valores de Qc con errores grandes

Tabla 1. Valores promedio de **Qc** obtenidos para cada una de las 6 estaciones sísmicas y las cuatro frecuencias (f). **Coef. Corr** es el coeficiente de correlación y **rms** la raíz media cuadrática.

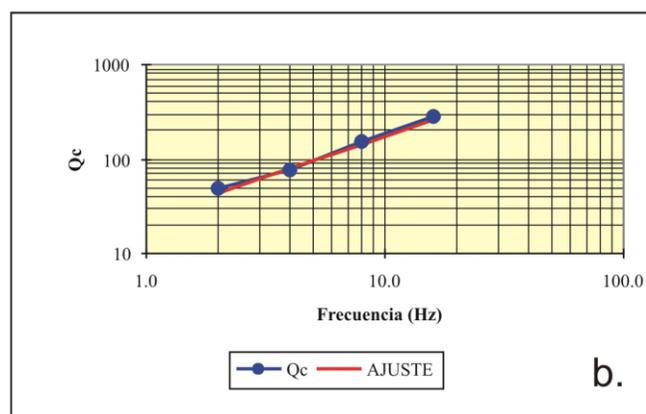
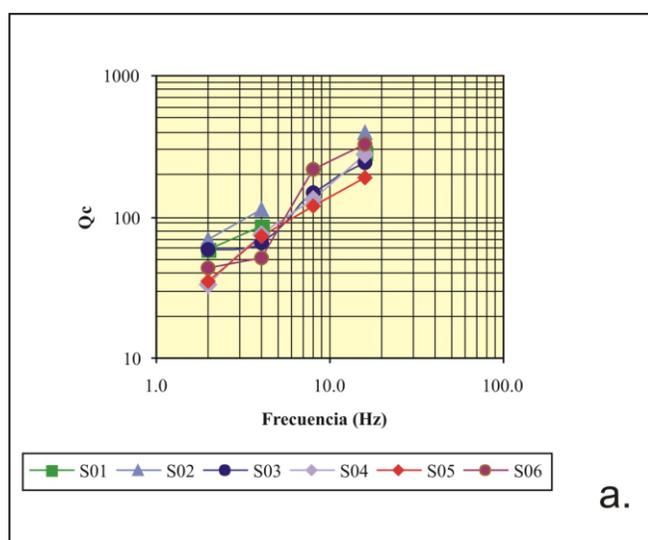


Figura 3. a) Valores de Q_c obtenidos para todas las estaciones del campo geotérmico de Los Humeros como una función de la frecuencia. Los valores graficados son los valores promedio de Q_c . b). Valores promedio de Q_c para todo el campo geotérmico de Los Humeros y su respectivo ajuste (ver Tabla 2).

En la Figura 3a se han graficado los valores promedios de logaritmo de Q_c como una función del logaritmo de la frecuencia (Q_c vs f) para cada una de las estaciones utilizadas en el análisis. De acuerdo a la figura, el

aumento de los valores de logaritmo de Q_c en cada una de las estaciones es directamente proporcional al logaritmo de la frecuencia, donde los valores más bajos de Q_c corresponden a la estación S05. Esta estación está ubicada en la ZN, zona de mayor actividad sísmica y muy cerca de los pozos inyectores y productores. Los valores más altos de Q_c corresponden a la estación S06, ubicada en la ZS del campo geotérmico, donde la actividad sísmica es menor. Similares resultados fueron observados por Rodríguez (1999) y Wong *et al.* (2001) en la estación sísmica Residencia (E1) de la red del campo geotérmico de Las Tres Vírgenes, BCS, donde la actividad hidrotermal y tectónica es intensa.

A partir de la evaluación de los valores de Q_c para cada una de las estaciones sísmicas de Los Humeros, se calcularon los valores promedio de Q_c para cada una de las frecuencias. Con base en estos resultados, se estimaron los valores de Q_c para la frecuencia de 1 Hz (Q_0) y el coeficiente de inelasticidad (η), según la relación propuesta por Aki (1980a):

$$Q_c = Q_0 f^\eta \quad (4)$$

Así, en el campo geotérmico de Los Humeros, se ha estimado un valor de $Q_c = 24 \pm 12 f^{0.86 \pm 0.06}$. Los valores promedio y su ajuste del mismo se presentan en la Tabla 2 y en la Figura 3b.

F (Hz)	Q_c	Ajuste	Error	Q_0	η	Error Promedio
2.0	49.85	43.561	0.003	24	0.86	0.039
4.0	77.56	79.065	0.000			
8.0	154.27	143.506	0.001			
16.0	284.99	260.468	0.002			

Tabla 2. Valores promedio de Q_c obtenidos para el campo geotérmico de Los Humeros. Q_0 es el valor de Q_c a la frecuencia de 1 Hz y η el coeficiente de inelasticidad.

Los estudios realizados por Aki and Chouet (1975), Bollinger (1979), Nuttli (1980), Singh y Herrmann (1983) y Paul *et al.* (2003), consideran que los valores de Q_0 están asociados principalmente con las heterogeneidades del medio (geología) y η con la tectónica del medio. Los valores altos de Q_0 y η significan que la zona de estudio presenta una menor heterogeneidad pero una mayor actividad tectónica.

Si se comparan esos valores de $Q_0 = 24$ y $\eta = 0.86$ obtenidos para el campo geotérmico de Los Humeros (Tabla 2) con los obtenidos por Wong *et al.* (2001) en el campo geotérmico de Las Tres Vírgenes ($Q_0 = 50$, $\eta = 0.65$), no se observan variaciones considerables. Sin embargo, si se compara con los valores obtenidos en el campo geotérmico de Cerro Prieto (Tonatiuh *et al.*, 1997), donde $Q_0 = 111.5$ y $\eta = 0.41$, la diferencia es significativa, principalmente en el valor de Q_0 . Esta diferencia podría sugerir que Cerro Prieto presenta una geología menos heterogénea que los otros dos campos geotérmicos.

3. Tomografía sísmica por atenuación (Q_c^{-1})

Para obtener la distribución de Q_c^{-1} en un medio tridimensional Vargas *et al.* (2004) modificaron la expresión de Pulli (1984) que utiliza elipses, cuyos focos son ocupados por el hipocentro y la estación. De esta manera obtuvo una expresión elipsoidal de la forma:

$$\frac{x^2}{(vT/2)^2} + \frac{y^2}{(vT/2)^2} + \frac{z^2}{(vT/2)^2 - R^2/4} = 1 \quad (5)$$

Donde: R es la distancia entre la fuente (hipocentro) y la estación; v es la velocidad de la onda S; x , y y z son las coordenadas de la superficie y T es el tiempo de recorrido de las ondas de coda entre la fuente y la estación (ver ecuación 2), con una velocidad constante y coeficiente de atenuación Q_0^{-1} . Para el estudio, se parte de la hipótesis que el valor de Q_c obtenido anteriormente es un valor aparente o promedio (Q_{av}) que cubre el área elíptica definida por la dispersión simple (Vargas *et al.*, 2004), y que se puede relacionar con la medida de Q_c a partir de la siguiente expresión:

$$\frac{A_{total}}{Q_{av}} = \sum_j \frac{A_{cell-j}}{Q_j} \quad (6)$$

Donde: A_{cell-j} es la fracción de área en una región elíptica con coeficiente de atenuación verdadero Q_j . Extendiendo este concepto a tres dimensiones y asumiendo una velocidad de propagación constante del medio, Vargas *et al.* (2004) determinaron la distribución espacial de la atenuación de las ondas coda sobre el elipsoide que define la dispersión simple. Así:

$$\frac{1}{Q_{av}} = \frac{1}{Q_1} \frac{V_{cell-1}}{V_{total}} + \dots + \frac{1}{Q_n} \frac{V_{cell-n}}{V_{total}} \quad (7)$$

La relación V_{cell}/V_{total} es la fracción de volumen asociada al recorrido de la onda dispersada, la misma que pasa por la celda j -ésima. Si el proceso se repite para cada par estación – hipocentro, entonces toda la región será muestreada. Por tanto, la ecuación (7) se puede escribir de la siguiente manera:

$$a_1 x_1 + a_2 x_2 + \dots + a_n x_n = y \quad (8)$$

$$\text{donde, } y = \left(\frac{1}{Q_{av}} \right) x_i = \left(\frac{1}{Q_i} \right) a_i = \frac{1}{Q_i} \left(\frac{V_{cell-i}}{V_{Total}} \right) \quad (9)$$

Esta ecuación permite una estimación por mínimos cuadrados de x_i y puede expresarse de la forma $Y = AX$, donde A corresponde a una matriz de $n \times m$ elementos, $X = 1/Q_m$ e $Y = 1/Q_n$, siendo estos últimos vectores de $1 \times m$ y $1 \times n$ elementos.

3.1. Procesamiento de datos

Para realizar la tomografía sísmica por atenuación se utilizó el programa desarrollado por Vargas *et al.* (2004) dentro del ambiente MATLAB. Este programa utiliza como datos de entrada: coordenadas geográficas de las estaciones sísmicas (latitud, longitud, elevación), parámetros hipocentrales de los 95 sismos localizados (latitud, longitud y profundidad), ventana utilizada para el cálculo de Q_c (5 segundos), valores obtenidos de Q_c , velocidad promedio de la onda S ($V_s = 2.05$ km/s), un enmallado de la zona de estudio cuyo tamaño es de $a \times b \times c$ km utilizando una geometría de $6 \times 6 \times 6$ y $8 \times 8 \times 8$ celdas. En el primer caso, cada celda es de 2.5 km de lado y en el segundo de 2.0 km.

A fin de saber qué espaciamiento es el que permitía hacer una mejor representación del subsuelo en el campo geotérmico de Los Humeros, se calculó la longitud de onda que más se asemejaba al espesor de siete de las ocho unidades o estratos de los que está compuesto el campo (Cedillo, 2000; Arellano *et al.*, 2000), considerando para ello las frecuencias de filtrado de 2, 4, 8 y 16 Hz. De acuerdo a lo mencionado, la longitud de onda debe ser proporcional al espesor de los estratos a muestrear.

f (Hz)	2	4	8	16					
λ (km)	1.03	0.51	0.26	0.13					
Nº Capas	1	2	3	4	5	6	7	8	Prom. (km)
Espesor (km)	0.24	0.41	0.60	0.54	0.14	0.20	0.24	*	0.33

Los resultados de la evaluación se presentan en la Tabla 3, donde se observa que para una velocidad promedio de 2.05 km/s la longitud de la onda varía de 1.03 a 0.113 km para cada una de las cuatro frecuencias. Si se realiza una comparación de las longitudes de onda obtenidas para cada una de esas frecuencias y el espesor promedio de los 7

primeros estratos del campo (que resulta ser de 0.33 km), se puede ver claramente que el valor más cercano al promedio corresponde a la frecuencia de 8 Hz, con una longitud de onda de 0.26 km.

3.2. Distribución de la atenuación sísmica en 3D

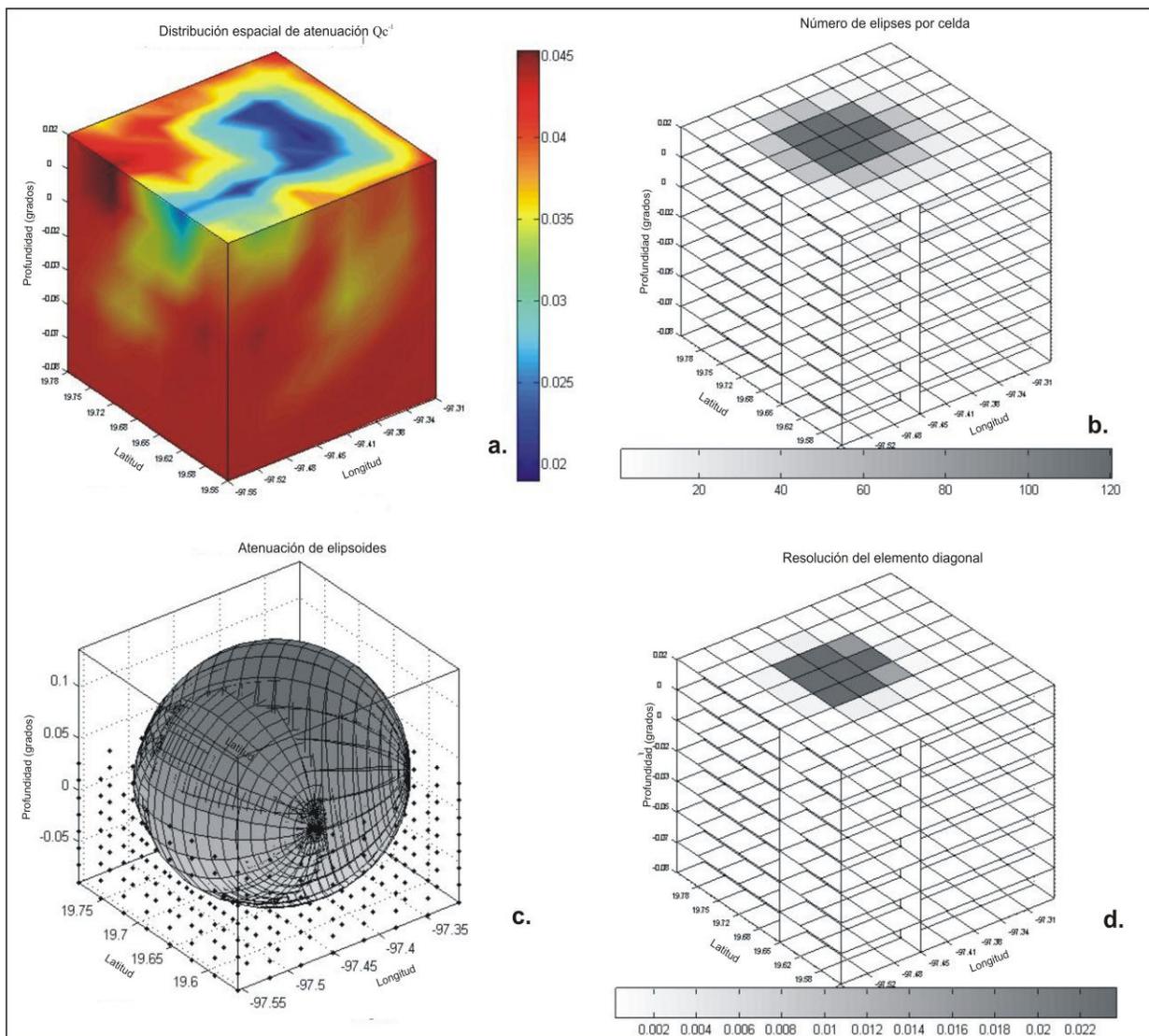


Fig. 4. a) Distribución de la atenuación de ondas de coda utilizando la frecuencia de 2 Hz. La profundidad (depth) está dada en grados. b) Representa al número de elipses por celda. c) Atenuación de elipsoides, observándose la distorsión del elipsoide. d) Resolución de la distribución de la atenuación.

Se realizó la tomografía sísmica por atenuación para las cuatro frecuencias y para los dos tipos de espaciamiento entre celdas (es decir, $6 \times 6 \times 6$, y $8 \times 8 \times 8$); sin embargo, los resultados obtenidos para las frecuencias 2, 4 y 16 Hz presentaron mayores errores, y por tanto, menor resolución comparados con los de $f = 8$ Hz.

En la Figura 4 se presenta un ejemplo de la tomografía sísmica obtenida con la frecuencia $f = 2$ Hz y enmallado del campo de $8 \times 8 \times 8$. De acuerdo a la Figura 4a, la anomalía de alta atenuación se distribuye en la periferia del campo geotérmico de Los Humeros, mientras que la baja atenuación se percibe en los extremos sur (S) y este (E) del mismo. Sin embargo, este resultado no es confiable debido a la distorsión del elipsoide (Figura 4c) y a una resolución sumamente baja (Figura 4d). Resultados similares fueron obtenidos para las frecuencias 4 y 16 Hz, y para ambos espaciamientos entre celdas.

Así, de acuerdo a las evaluaciones realizadas, y tomando en cuenta la mejor solución elipsoidal, los errores mínimos en el modelado, la profundidad máxima de muestreo y la similitud entre longitud del muestreo y el espesor de los estratos (Tabla 3), se seleccionó como la mejor solución la obtenida considerando el área compuesta por $6 \times 6 \times 6$ celdas y una frecuencia de $f = 8$ Hz.

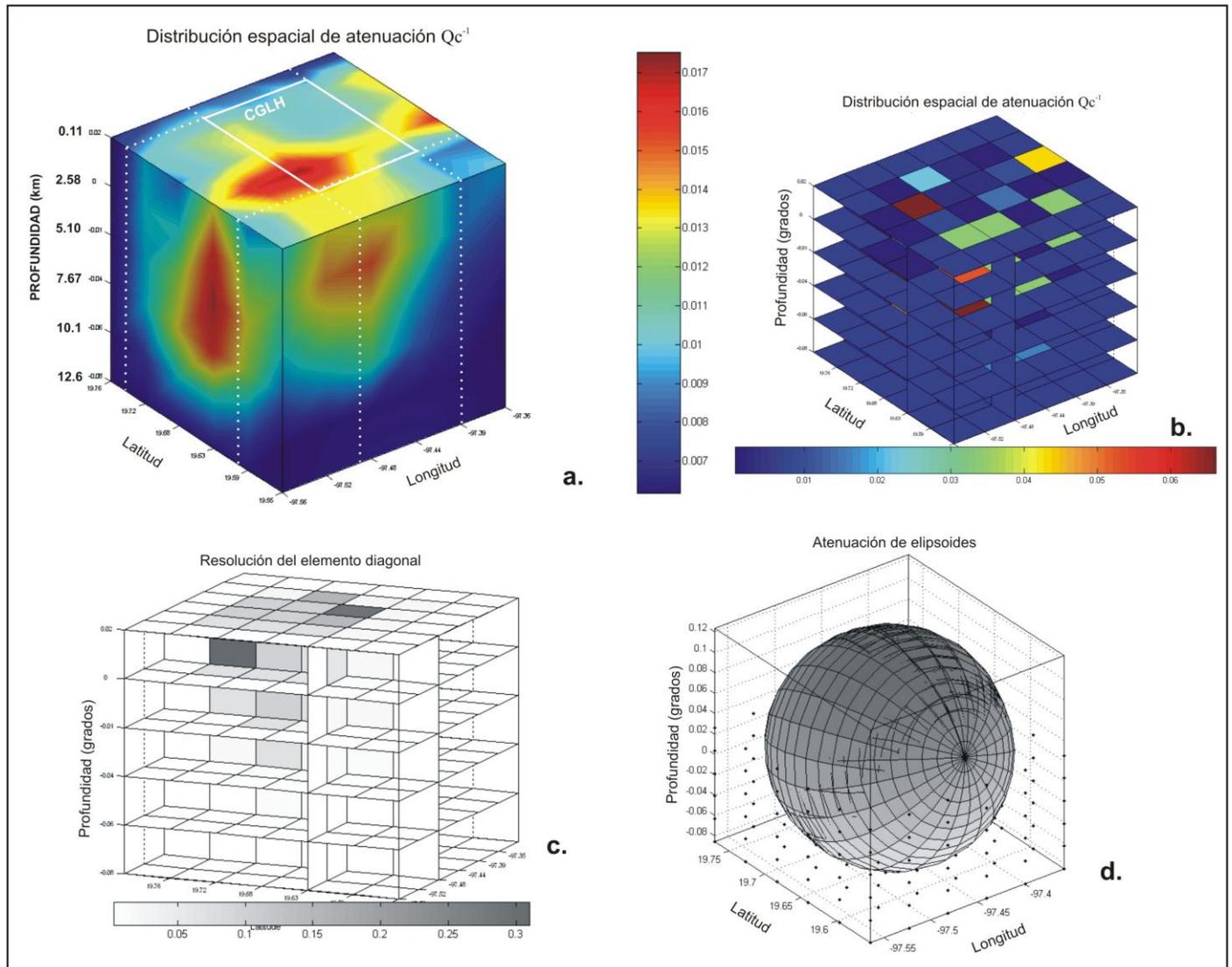


Fig. 5. a) Distribución de la atenuación de ondas de coda (Q_c^{-1}) en el campo geotérmico de Los Humeros (CGLH). b) Atenuación en cada una de las celdas. c) Atenuación de elipsoides. d) Resolución de la tomografía por atenuación.

En la Figura 5 se muestra la distribución de la atenuación sísmica en tres dimensiones (3D). En ella se observa una anomalía importante que abarca prácticamente el extremo sureste del campo geotérmico (CGLH) cuyos límites se muestran como un rectángulo blanco (Figura 5a). En profundidad, la anomalía alcanza profundidades del orden de los 10 km aproximadamente. Sin embargo, la tomografía muestra una buena resolución del elemento hasta los 5.1 km (Figura 5c), lo que se verifica por la resolución del elipsoide de atenuación (Figura 5d). La tomografía sísmica es confiable hasta los 5.1 km de profundidad, debido a que para su análisis se utilizaron los parámetros hipocentrales de los sismos ocurridos en el campo, cuya profundidad no sobrepasa los 4.0 km.

3.3. Distribución de la atenuación sísmica en 2D

Para la representación gráfica de la tomografía sísmica en dos dimensiones se utilizó el interpolador Kriging (Clark, 1979). En la Figura 6 (a, b y c) se muestra la tomografía sísmica por atenuación en 2D, únicamente para tres profundidades (0.10, 2.58 y 5.10 km) considerando la buena resolución obtenida hasta los 5.1 km.

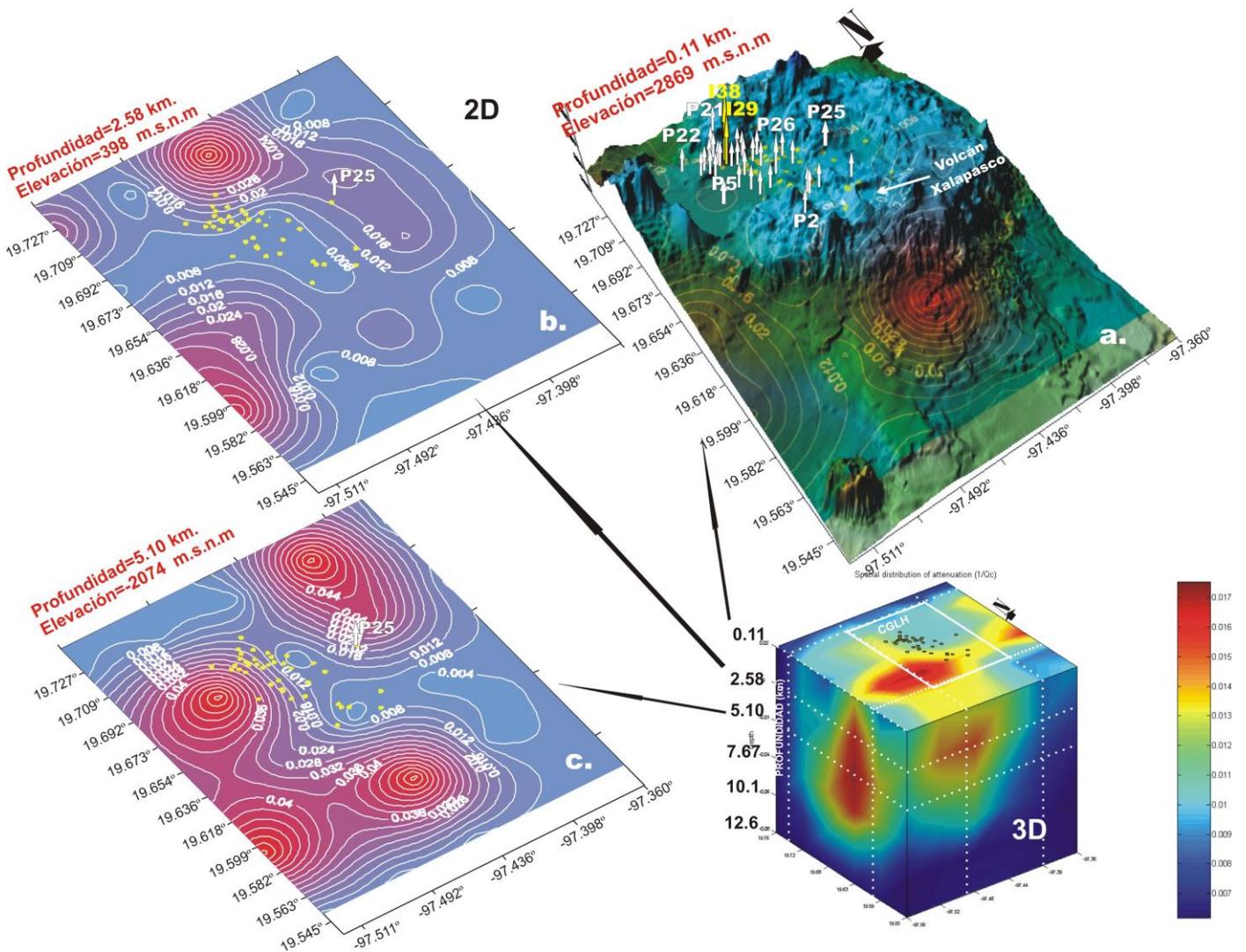


Fig. 6. Tomografía sísmica por atenuación en 3D y 2D del campo geotérmico de Los Humeros. Los círculos amarillos representan a los pozos productores e inyectores.

En la Figura 6a se presenta el mapa geomorfológico del campo geotérmico, donde se han ubicado los pozos inyectoros (flechas amarillas) y productores (flechas blancas) de la zona de explotación actual. Sobre este mapa se ha sobrepuesto la tomografía de la atenuación sísmica (Q_c^{-1}) para la profundidad de 0.1 km, observándose que para esta profundidad la atenuación es baja en la zona de explotación (color azul celeste), mientras que la alta atenuación (color rojo) se localiza hacia el extremo sur y suroeste (SW) del campo y del Jalapasco Maztaloya (Volcán Jalapasco). Para la profundidad de 2.58 km (Figura 6b), se observan anomalías importantes al norte, NW y SW del campo. Similar a lo observado en la Figura 6a, en la zona de explotación geotérmica, donde los pozos están representados por círculos amarillos, la atenuación es baja y solamente algunos pozos de la zona norte (ZN) se encuentran sobre la anomalía de alta atenuación (en color rojo). Por otro lado, la alta atenuación puede estar relacionada con una zona de alta temperatura, como la indicada por isotermas de 300° C en la ZN del campo. En la Figura 6c, por su parte, la distribución de las anomalías a la profundidad de 5.1 km es más intensa en las zonas NW, W y SE de los pozos, a diferencia de lo que se percibe en las profundidades menores.

En general, la distribución de la atenuación a diferentes profundidades indica que en la parte central del campo geotérmico hay una baja atenuación hasta unos 2 km de profundidad, aproximadamente, mientras que a mayor profundidad la atenuación aumenta considerablemente. Esta zona de alta atenuación sobrepasa el límite inferior de explotación actual del campo geotérmico de Los Humeros.

4. Discusión y resultados

El análisis del factor de calidad Q_c con las cuatro bandas de frecuencia (2, 4, 8, y 16 Hz), muestra que la estación sísmica S05 presenta los valores de Q_c más bajos (zona de producción e inyección, mayor actividad sísmica y tectónica) y la estación S06 los valores más altos (fuera de la zona de producción, sismicidad mínima). Asimismo, es evidente que los valores de Q_c dependen de la frecuencia. En el campo geotérmico, Q_c tiene la forma: $Q_c = 24 \pm 12 f^{0.86 \pm 0.06}$. Comparando con los valores promedio de Q_c obtenidos por Havskov *et al.* (1989) en el volcán Santa Elena, y por Wong *et al.* (2001) y Rodríguez (1999) en el campo geotérmico de Las Tres Vírgenes, se puede observar que los valores son relativamente similares a los obtenidos en este estudio (Figura 7), pero significativamente diferentes a los de Cerro Prieto (Tonatiuh *et al.*, 1997). Esta diferencia podría deberse a las características geológicas de cada campo: mientras que Las Tres Vírgenes y Los Humeros forman parte de zonas volcánicas, Cerro Prieto está ubicado en un ambiente sedimentario, además de presentar una gran saturación de fluido geotérmico.

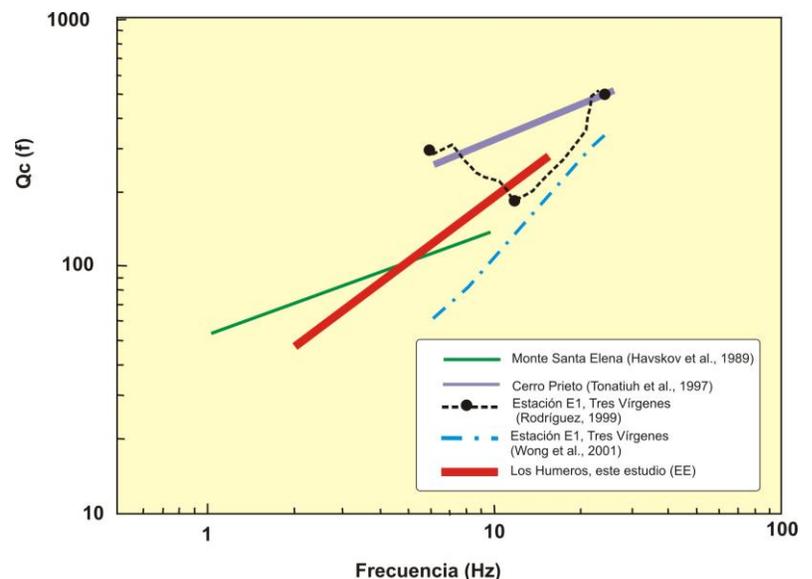


Fig. 7. Comparación de los valores promedio de Q_c obtenidos en este estudio (EE) para el campo geotérmico de Los Humeros y los obtenidos para otras zonas geotérmicas y volcánicas.

Por otro lado, los resultados de la tomografía sísmica por atenuación (Q_c^{-1}) en el campo geotérmico de Los Humeros permitieron obtener una resolución óptima hasta una profundidad de 5.1 km y para una frecuencia de 8 Hz. Esta frecuencia se encuentra dentro del rango descrito por Wennerberg (1993), además de que da

lugar a la similitud entre la longitud de muestreo y el espesor de las unidades del subsuelo de Los Humeros. La distribución de Q_c^{-1} en 3D evidenció anomalías de alta atenuación en los extremos N, S y SW del capo, fuera de la zona de explotación actual.

La distribución a una profundidad de 0.11 km de las anomalías de atenuación en 2D muestra básicamente una alta atenuación al S del campo y del Xalapasco Maztaloya, lo que podría estar relacionado, probablemente con el calor remanente de este volcán, cuya última erupción fue hace menos de 8 mil 500 años. A mayor profundidad (2.6 km), se observan anomalías de alta atenuación en la ZN del campo y hacia la porción SW, fuera de la zona de producción. En la zona de explotación geotérmica se observa que la atenuación es baja, y que solamente algunos pozos de la ZN se encuentran sobre la anomalía de alta atenuación, la que puede deberse a una zona de alta temperatura en el subsuelo, y por tanto asociarse con una zona de mayor producción (Figura 6). A diferencia de las dos profundidades anteriores, a los 5.1 km las anomalías térmicas aumentan principalmente hacia el NE, W y SW del campo.

De tal manera, puede concluirse que la distribución de la atenuación sísmica en tres y en dos dimensiones parece evidenciar una relación entre zonas de alta atenuación con zonas de alta temperatura (¿atenuación intrínseca?). Por lo tanto, fuera de la zona conocida de explotación actual, las zonas de alta atenuación sísmica podrían indicar zonas de interés que convendría explorar con nuevos pozos geotérmicos. Sin embargo, para tener una mayor certeza sobre esta relación, es recomendable realizar estudios más detallados de tipo geofísico, geoquímico y geológico.

Agradecimientos

Los autores agradecen la colaboración de la Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos de la Comisión Federal de Electricidad (CFE), en particular al Departamento de Exploración y a los ingenieros: Raúl Maya, Magaly Flores, Saúl Venegas, Jesús Arredondo, Abelardo Vázquez y Cecilia Lorenzo. Así mismo, al Departamento de Geociencias de la Universidad Nacional de Colombia y al Instituto de Ingeniería de la UNAM por haber facilitado la estadía en México, como Profesor Visitante, al Dr. Carlos A. Vargas. Así mismo, agradecen las correcciones y sugerencias del Dr. Gerardo García Estrada y del Ing. Luis C.A. Gutiérrez Negrín.

Referencias

- Antayhua, Y., 2007. Sismicidad en el campo geotérmico de Los Humeros-Puebla (1997-2004), su relación con los pozos y la tectónica local. Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, 136 p. Inédito.
- Arellano, V.M., A. García, R. M. Barragán, G. Izquierdo, A. Aragón y A. Pizano, 2000. Distribución inicial de presión y temperatura del campo geotérmico de Los Humeros. *Boletín del Instituto de Investigaciones Eléctricas-Comisión Federal de Electricidad*, 450 p.
- Aki, K., 1969. Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scatter waves. *Geophysics Research Letters*, Vol. 74, pp. 615-631.
- Aki, K., 1980a. Attenuation of shear in the lithosphere for frequency from 0.05 a 25 Hz. *Physics Earth Planet Interior*, Vol. 21, pp. 50-60.

- Aki, K., 1980b. Scattering and attenuation of shear waves in the lithosphere. *Journal of Geophysics Research*, Vol. 85, pp. 6496-6504.
- Aki, K., and B. Chouet, 1975. Origin of coda waves: source, attenuation and scattering effects. *Journal of Geophysics Research*, Vol. 80, pp. 3322-3342.
- Bollinger, A., 1979. Attenuation of the Lg phase and the determination of mb in the Southern United States. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 69, pp. 45-63.
- Cedillo, F., 2000. Hydrogeological model of the geothermal reservoirs from Los Humeros, Puebla, Mexico. *Proceedings World Geothermal Congress, Kyushu-Tohoku, Japan, May 28-June 10*.
- Chouet, B., 1976. Source scattering and attenuation effects on high frequency seismic waves. Ph. D. Thesis, Mass. Inst. of Technology, Cambridge, EU. Inédito.
- Clark, I., 1979. *Practical Geoestistics*. Great Britain Printers, 1a. Ed., Londres, 125 p.
- Del Pezzo, E., C. Gresta, G. Patane, and G. Scarcella, G., 1987. Attenuation of short period seismic waves at Etna as compared to other volcanic areas. *Advances in Volcanic Seismology Okal, PAGEOPH*, Vol. 125, pp. 1039-1050.
- Fehler, M., M. Hoshiaba, H. Sato, and K. Obara, 1992. Separation of scattering and intrinsic attenuation for the Kanto-Tokai region, Japan, using measurements of S-wave energy versus hypocentral distance. *Geophysical Journal International*, Vol. 108, pp. 787-800.
- Havskov, J., S. Malone, D. McClurg, and R. Crosson, 1989. Coda Q for the State of Washington. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 79, pp. 1024-1038.
- Havskov, J. and L. Ottemoller, 2003. *SEISAN, The earthquake analysis software, Versión 8.0. Preliminary*. Institute of Solid Earth Physics, University of Bergen, Bergen, Norway, 250 p.
- Lermo, J., Y. Antayhua, L. Quintanar y C. Lorenzo, 2008. Estudio sismológico del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla, México. Parte I: Sismicidad, mecanismos de fuente y distribución de esfuerzos. *Geothermia*, Vol. 21, No.1, pp. 25-41.
- Novelo-Casanova, D.A., and A. Martínez-Bringas, 2005. A seismic attenuation zone below Popocatepetl volcano inferred from coda waves of local earthquakes. *Geofísica Internacional*, Vol. 44, No. 2, pp. 177-186.
- Nuttli, O., 1980. The excitation and attenuation of seismic crustal phases in Iran. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 70, pp. 469-485.
- O'Doherty, K.B., and C.J. Bean, 1997. Coda wave imaging of the Long Valley caldera using a spatial stacking technique. *Geophysics Research Letters*, Vol. 13, pp. 1547-1550.
- Paul, A., S. Gupta S., and C. Pant, 2003. Coda Q estimates for Kamaun Himalaya. *Earth Planet*, Vol. 112, No. 4, pp. 569-576.
- Pulli, J., 1984. Attenuation of coda waves in New England. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 74, pp. 1149-1166.

- Rodríguez, M., 1999. Procesado e interpretación de datos sísmicos registrados en la zona geotérmica de Las Tres Vírgenes, B.C.S., en el periodo Diciembre 1995-Julio 1996. Informe Técnico del Instituto de Ingeniería, UNAM, No. CON-CPG-5004/98, para la Comisión Federal de Electricidad, Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos, Departamento de Exploración. Inédito.
- Shapiro, N.M., S.K. Singh, A. Iglesias-Mendoza, V.M. Cruz-Atienza, and J.F. Pacheco, 2000. Evidence of low Q below Popocatepetl volcano, and its implication to seismic hazard in Mexico City. *Geophysical Research Letters*, Vol. 27. No. 17, pp. 2753-2756.
- Singh, S., and B. Herrmann, 1983. Regionalization of crustal coda Q in the continental United States. *Journal of Geophysics Research*, Vol. 88, pp. 527-538.
- Tonatiuh, D., C. Rebollar, and H. Fabriol, 1997. Attenuation of coda waves at the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, Mexico. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 87, No. 5, pp. 1368-1374.
- Vargas, A., A. Ugalde, G. Pujades, and A. Canas, 2004. Spatial variation of coda wave attenuation in northwestern Colombia. *Geophysical Journal International*, Vol. 158, pp. 609-624.
- Wennerberg, L., 1993. Multiple scattering interpretations of coda-Q measurements. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 83, pp. 279-290.
- Wong, V., C.J. Rebollar, and L. Munguía, 2001. Attenuation of Coda Waves at the Las Tres Vírgenes Volcanic Area, Baja California Sur, Mexico. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 91, No. 4, pp. 683-693.