

ESTUDIOS PRELIMINARES DE ATENUACION EN CERRO PRIETO, B. C.

A. Albores, M. Rodríguez
Departamento de Geofísica, CICESE
Ensenada, B. C.

RESUMEN

Los valores de Qc^{-1} obtenidos en el análisis de ondas coda con el método desarrollado por Aki² a las frecuencias de 4, 8, 16 y 32 Hz muestran una dependencia de la forma f^n (n entre 0.5 y 0.7) similar a la encontrada en Asia Central¹² utilizando ondas S. Estudios de atenuación en otras áreas utilizando ondas S han sugerido diferentes relaciones de Q con frecuencia asociados a diferentes mecanismos de atenuación, funcionando en el área en particular, estudios posteriores de atenuación de ondas S en Cerro Prieto permitirán dilucidar si ondas coda son generadas por ondas S Rautian Khalturin¹² y su correlación con otras áreas permitirá inferir sobre el mecanismo de atenuación en el área de Cerro Prieto.

INTRODUCCION

Normalmente las áreas geotérmicas se localizan en regiones de tectonismo activo y como consecuencia, no es sorprendente que en la mayoría de ellas exista una fuerte actividad sísmica. En un estudio de sismicidad en el Valle de Mexicali, en donde se analizaron aproximadamente 200 sucesos, se ha reconocido un tectonismo tensional aplicado al graben de Cerro Prieto (Fig. 1), con deformación tectónica a través de la falla Cerro Prieto e Imperial (strike-slip), asociado a sucesos del tipo principal-réplicas y fallas oblicuas (normales), entre ambas fallas, asociadas a enjambre de temblores. El campo geotérmico de Cerro Prieto se encuentra localizado a 5 km al SE del volcán del mismo nombre. El promedio de profundidad focal en el área es de 10 km.

Disponiendo de esta información, es posible realizar estudios sismológicos (atenuación, razón V_p/V_s) más detallados con redes sismológicas de radio aproximado de 3 km.

En este estudio se informan resultados preliminares de atenuación en el Valle de Mexicali basados en datos obtenidos en el estudio de sismicidad del mismo.

Este tipo de estudios tienen como base utilizar una característica fundamental de las ondas sísmicas que es la de atenuarse al viajar por determinado medio; esta característica ha sido observada en el laboratorio¹⁰ con

ondas compresionales y cizallantes en areniscas saturadas de agua o vapor con presión confinante constante de 300 bars. A 145°C, la velocidad compresional aumentó al cambio de condición de vapor saturado (baja presión de poro) a una condición de saturación de líquido (alta presión de poro) mientras que la velocidad cizallante decreció. Para ondas compresionales, hubo un mínimo en velocidad y un aumento de atenuación cerca de la transición vapor-líquido, mientras que la atenuación de la onda S (cizallante) disminuyó para el mismo cambio de condición de saturación. Al mismo tiempo, la razón V_p/V_s y la razón de Poisson aumentaron de 0.25 a 0.28 en la transición de roca saturada de vapor a una saturación de líquido.

Además, en observaciones sísmológicas en el campo geotérmico de los Geysers en California Central,¹¹ se encontró algún grado de anomalía en velocidades y atenuación entre las señales sísmicas viajando a través del campo geotérmico con respecto a ondas sísmicas viajando fuera de dicho campo. Se observó asociación entre altas velocidades P y S (más alta velocidad onda S), baja razón de Poisson ($P = 0.27$) y baja atenuación, semejantes a las observadas por Combs y Rostein⁵ en Coso, Hot Spring, en ambos casos se tiene reservorio de vapor dominante.

Aunque el mecanismo de explicación de dichas anomalías no es, hasta el momento, claro, existen estudios sísmicos en Kilauea Iki,⁴ en donde se observó atenuación y cambio de velocidades en ondas sísmicas (P, SH) al viajar a través de lentes magmáticos de cierta longitud y llenados con fluidos de viscosidad determinada; los cambios de atenuación están directamente relacionados con la longitud de lentes y las de velocidades con la viscosidad del fluido.

Las observaciones anteriores permiten considerar a los estudios de atenuación, como altamente promisorios, dentro de los métodos de exploración de campos geotérmicos, por la posibilidad que existe de correlacionar las condiciones termodinámicas propias del campo geotérmico con las observaciones de atenuación que se

tengan en superficie a través de redes sismológicas de monitoreo cubriendo áreas de 1 a 2 km² y en conjunto cubriendo toda el área de interés.

Los métodos actuales en estos estudios, utilizan como fuente de datos para interpretación, los obtenidos del análisis de ondas coda. Como ondas coda, se consideran las ondas que arriban a la estación posterior a la onda S (Fig. 2). La técnica usada es una extensión del método desarrollado por K. Aki,⁴ el cual permite una inversión simultánea para encontrar la dependencia en frecuencia de la medida de atenuación Q, espectro de fuente, y la respuesta en frecuencia de la estructura geológica local de la estación sismológica; esto debido a que la amplitud de la onda coda puede ser escrita para cada frecuencia (f) como:

$$A(f/t) = \text{SITIO}(\text{coda}, i, f) \text{ FUENTE}(\text{coda}, j, f) P(f, t) \quad (1)$$

donde:

i = Núm. Estación j = Núm. del Suceso

SITIO (coda, i, f) es el efecto local de la estación i en ondas coda.

FUENTE (coda, j, f) es el efecto fuente del suceso en ondas coda.

$P(f/t)$ = es la curva de decaimiento temporal de coda a frecuencia constante, la expresión utilizada es $P(f/t) = t^{-m} \text{EXP}(-ft/Q_c(f))$.

$Q_c(f)$ = es el factor Q para ondas coda.

m = es el parámetro que caracteriza el proceso de creación de ondas coda, difusión ($m = 0.75$), simple Back-Scattering ($m = 1$).

Se ha observado que los valores de Q son poco sensibles al cambio del proceso de creación de ondas coda ($m = 0.75$, $m = 1$).¹²

ANÁLISIS DE DATOS

En este estudio se han utilizado datos del Enjambre Victoria,¹ localizado 25 km al SE del volcán Cerro Prieto. Los datos se adquirieron con una rapidez de 100 muestras por segundo y filtrados de anti-alias, removido el nivel de la media de la señal y aplicada la corrección instrumental.

Para obtener la señal sísmica a cada frecuencia, se aplicó a los datos, el filtro de banda estrecha. El filtro utilizado cumple con la siguiente relación:⁹

$$H(Z) = H_0 \frac{(Z-1)(Z+1)}{(Z-C)(Z+C^*)}$$

donde:

$$C = (1 + E) Z_0$$

$$E = 1.84 \times A_t \text{ *Selectividad* } f_0$$

$$Z_0 = \text{EXP}[-i2\pi f_0 \Delta t]$$

$$\text{selectiv.} = \frac{f_2 - f_1}{f_0}$$

Este filtro racional fue aplicado directamente a la serie de tiempo usando el algoritmo de recursión de Shanks,¹³ con una selectividad de 0.75. El filtro se aplicó en cascada dos veces para aumentar el orden del filtro a 4 (Fig. 3).

Las frecuencias centrales de los filtros fueron: 0.5, 1, 2, 4, 8, 16 y 32 Hz, K. Aki (comunicación personal).

Las señales sísmicas fueron alisadas usando una ventana móvil en tiempo de 0.2 segundos. Los datos utilizados en la inversión de la expresión (1), con reflexiones de Householder, Forsythe, Malcom,⁶ fueron a partir de 2 y 2.5 veces el tiempo de viaje de la onda S, en donde se observaba un claro decaimiento en tiempo, figuras 4, 5, 6 y 7. En ambos casos, los valores calculados de Q, no mostraron cambio alguno.

ANÁLISIS DE RESULTADOS

Los valores Q^{-1} son graficados como una función de frecuencia. En la gama de frecuencia de 4 Hz a 32 Hz, la curva tiene la forma de f^{-n} con n entre 0.5 y 0.7. Una dependencia similar en frecuencia, fue encontrada para ondas S observadas en Asia Central por Rautian y Khalturin.¹² Sus resultados junto a los de los autores son mostrados en la figura 8. Fedotov y Boldyev,⁷ encontraron en la cadena de las islas Kuril una dependencia similar a la encontrada en esta área, usando ondas S, con un valor de n alrededor de 0.6, y con una tendencia de aumento con la profundidad.

Los resultados presentados en la figura 8 no muestran valores observados a bajas frecuencias (0.5, 1, 2 Hz), debido a que se observó, en el espectro de la señal de prueba, inestabilidad del filtro a dichas frecuencias; este problema puede ser corregido con un análisis más detallado de filtros en el que se piensa incluir el filtro Butterworth, cuya técnica de diseño es analizada por Guillemin.⁸

Debido a que los resultados informados no son definitivos, es necesario realizar estudios de atenuación

de ondas S, Q_s , (planes 1980) para extender las discusiones hechas por Rautian y Khalturin,¹² y Herrmann (1980), en las que se muestran que Q de ondas coda son muy similares a Q de ondas S. Puesto que dicha concordancia en valores sugiere que las ondas coda son generadas por ondas S al sufrir un proceso de dispersión; estas observaciones son de gran importancia para analizar las primeras hipótesis de Aki y Chouet,² que la dependencia en frecuencia de Q de ondas de coda son debidas a una combinación de dependencia en profundidad Q , y dependencia de frecuencia relativa a contribuciones de ondas de superficie a ondas coda.

El probable mecanismo de atenuación de ondas S mencionado anteriormente, fue propuesto por Aki⁴ diciendo que se debe a la pérdida de energía, por la dispersión de ondas, causada por inhomogeneidades distribuidas a través de la litósfera.

Además, la similitud de observaciones de atenuación de ondas coda y S puede deberse a que las ondas coda registradas en arreglos locales hayan sido generadas por ondas dispersadas, naturalmente aisladas de ondas directas, y considerando el inicio de coda en $2 r/B$ (B velocidad onda S, r distancia hipocéntral).

En general el comportamiento de Q con respecto a la frecuencia, sugerirá el mecanismo de atenuación funcionando en el área de estudio. Como se observa en la figura 9, en donde se muestran los resultados de California Central (PAC), oeste de Japón (OIS), parte central de Japón (TKS) y las islas de Hawaii (OTL), existen dos relaciones de Q con la frecuencia, infiriéndose que el mecanismo de atenuación en PAC y OIS es concordante con un mecanismo de pérdida de energía por dispersión. La dependencia de Q^{-1} con la frecuencia de ondas coda observadas cerca del volcán de Kilauea, Hawaii, decrece ligeramente con la frecuencia, lo que sugiere un mecanismo de atenuación diferente ocasionado por movimientos verticales de magma que ocasionan procesos sensitivos por temperatura en la atenuación de ondas S. Esto es, la ductibilidad asociada con altas temperaturas reduce las heterogeneidades de pequeña escala que son responsables de la dispersión de las ondas sísmicas.

AGRADECIMIENTOS

Se desea agradecer a Luis Munguía y Frank Vernon del IGPP por la ayuda prestada en el trabajo de campo para recolectar los datos utilizados en este estudio; a Richard Simmons que nos auxilió en el acceso de datos a la computadora PRIME-350 del CICESE, así como al personal del Departamento de geofísica del CICESE que ha contribuido en todas las etapas de este estudio y especial agradecimiento a Diva Susarrey por su eficiente trabajo en la presentación del mismo.

BIBLIOGRAFIA

1. Albores, A., A. Reyes, J. N. Brune, J. González y L. Garcilazo, "Seismicity studies in the region of the Cerro Prieto Geothermal Field", *Geothermics*, en prensa.
2. Aki, K., B. Chouet, M. Fehler y George Zandt, "Seismic properties of a Shallow Magma Reservoir in Kilauea Iki by active and Passive Experiments", *J. Geophys. Res.*, vol. 78, 1978, pp. 2273-2282.
3. Aki, K. y B. Chouet, "Origin of coda waves, source attenuation and scatterer effects", *J. Geophys. Res.*, vol. 80, 1975, p. 3322.
4. Aki, K., "Attenuation of shear waves in the lithosphere for frequencies from 0.05 to 25 Hz", *Phys. Earth Planet. Int.*, en prensa.
5. Combs, J. y Y. Rostein, "Microearthquake studies at the Coso geothermal area, China Lake, California", *2nd. U. N. Symp. on the Dev. and Use of Geothermal Resources*, San Francisco, 1975, pp. 909-916.
6. Forsythe E., A. Malcolm y B. Moler, *Computer methods for mathematical computations*, Englewood Cliffs, Prentice-Hall, 1977.
7. Fedotov, S. A. y S. A. Boldyrev, "Frequency dependence of the body-wave absorption in the crust and the upper mantle of the Kuril-Island chain", *Izv. Earth Physics*, no. 9, 1969, pp. 17-33.
8. Guillemín, E. A., *Synthesis of Passive Network*, Nueva York, John Wiley and Sons, Inc., 1957.
9. Grillot, L., "Calculation of the magnetotelluric tensor impedance: Analysis of band limited MT signal pairs", *J. Geophys. Res.*
10. Hisao Ito, J. Devilvis y A. Nur, "Compositional and shear waves in saturated rock during watersteam transition", *JGR*, en prensa.
11. Majer, E. L. y T. V. McEvilly, "Seismological investigation at the Geysers geothermal field", *Geophysics*, vol. 44, 1979, pp. 246-269.
12. Rautian, T. G. y V. T. Khalturin, "The use of coda for determination of the earthquake source spectrum", *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 68, 1978, pp. 923-948.
13. Shanks, J. L., "Recursion filter for digital processing", *Geophysics*, vol. 32, 1967, pp. 33-51.

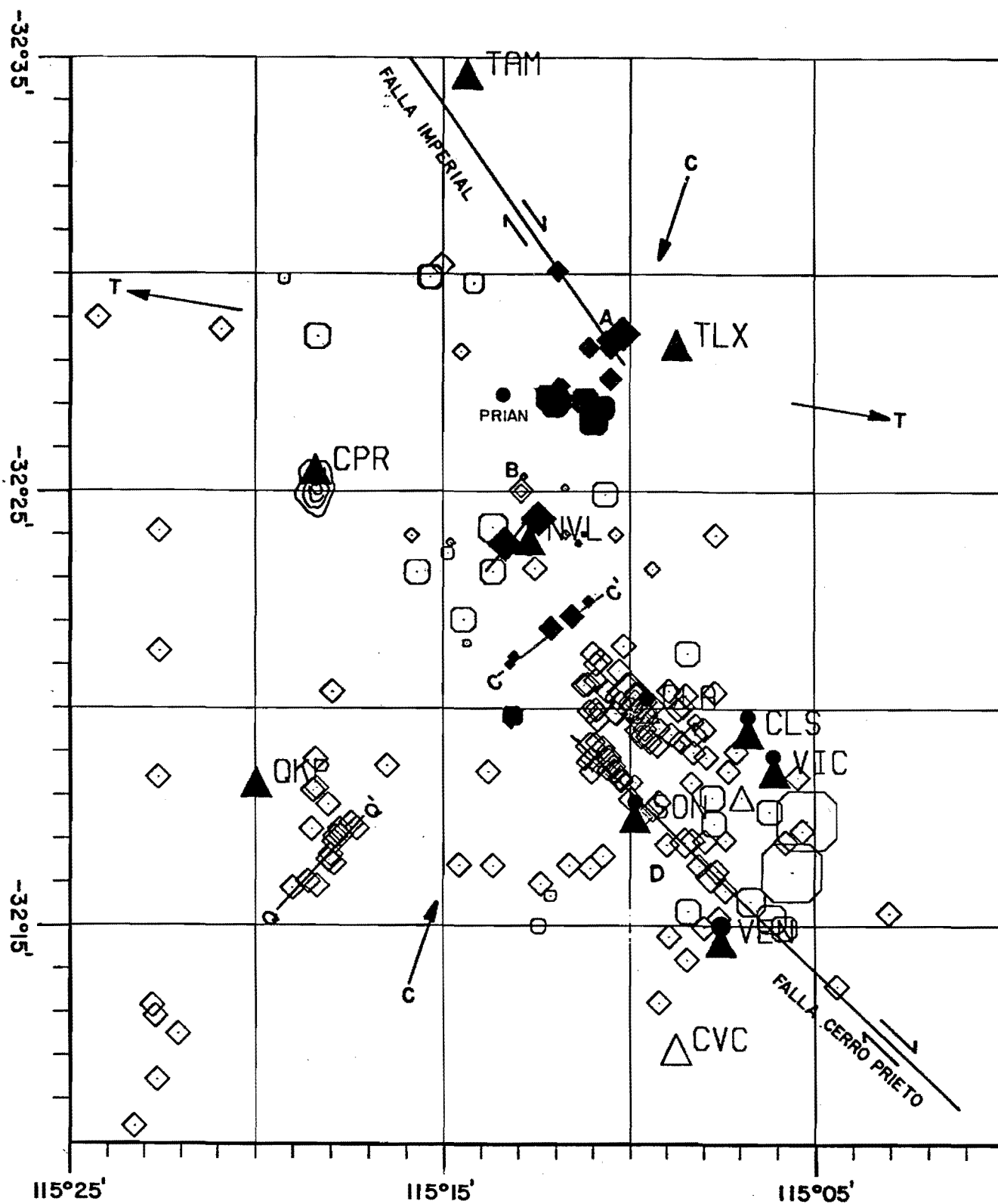


Figura 1. Sismicidad Cerro Prieto (1977-1978).

EST. DIGITAL

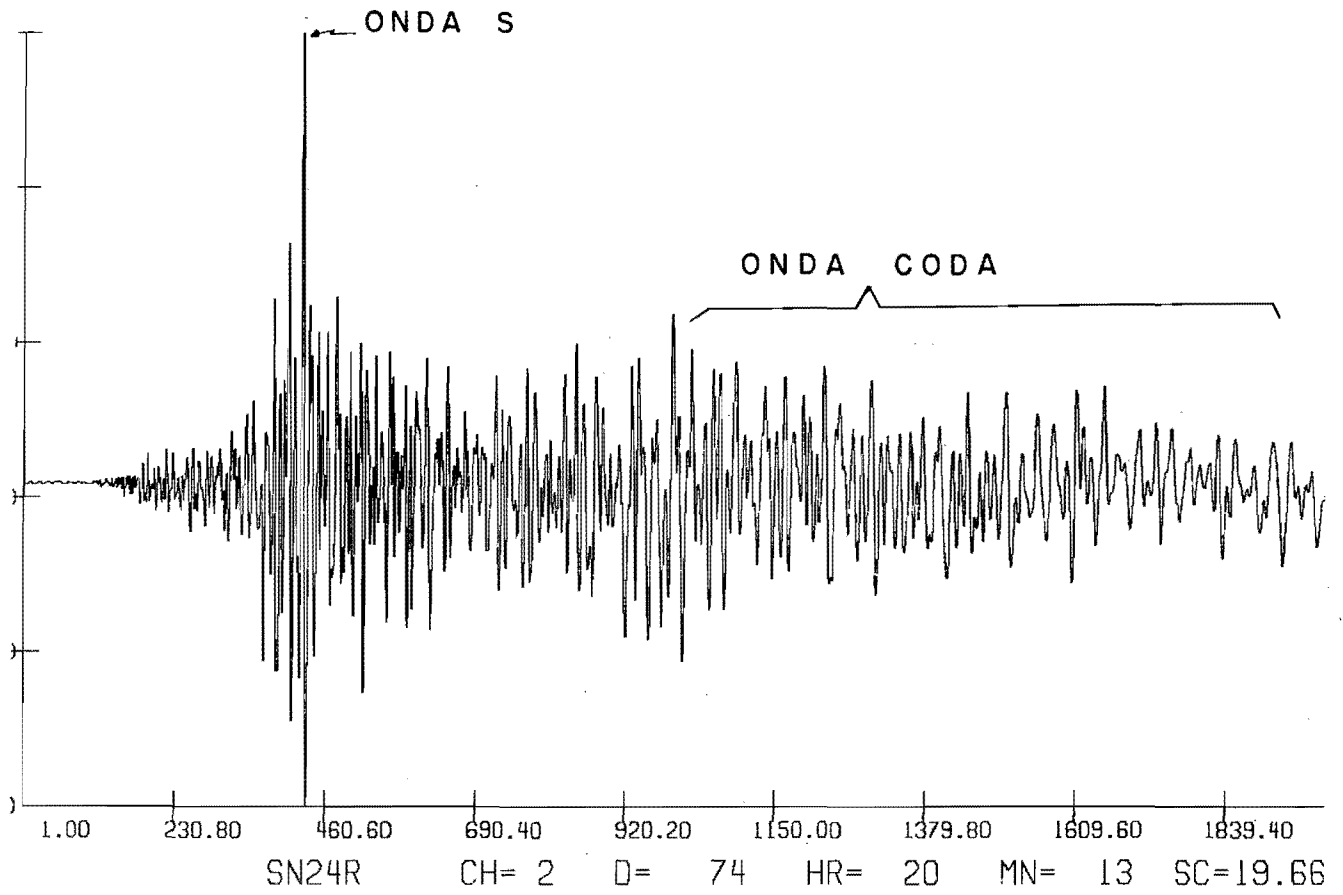


Figura 2.

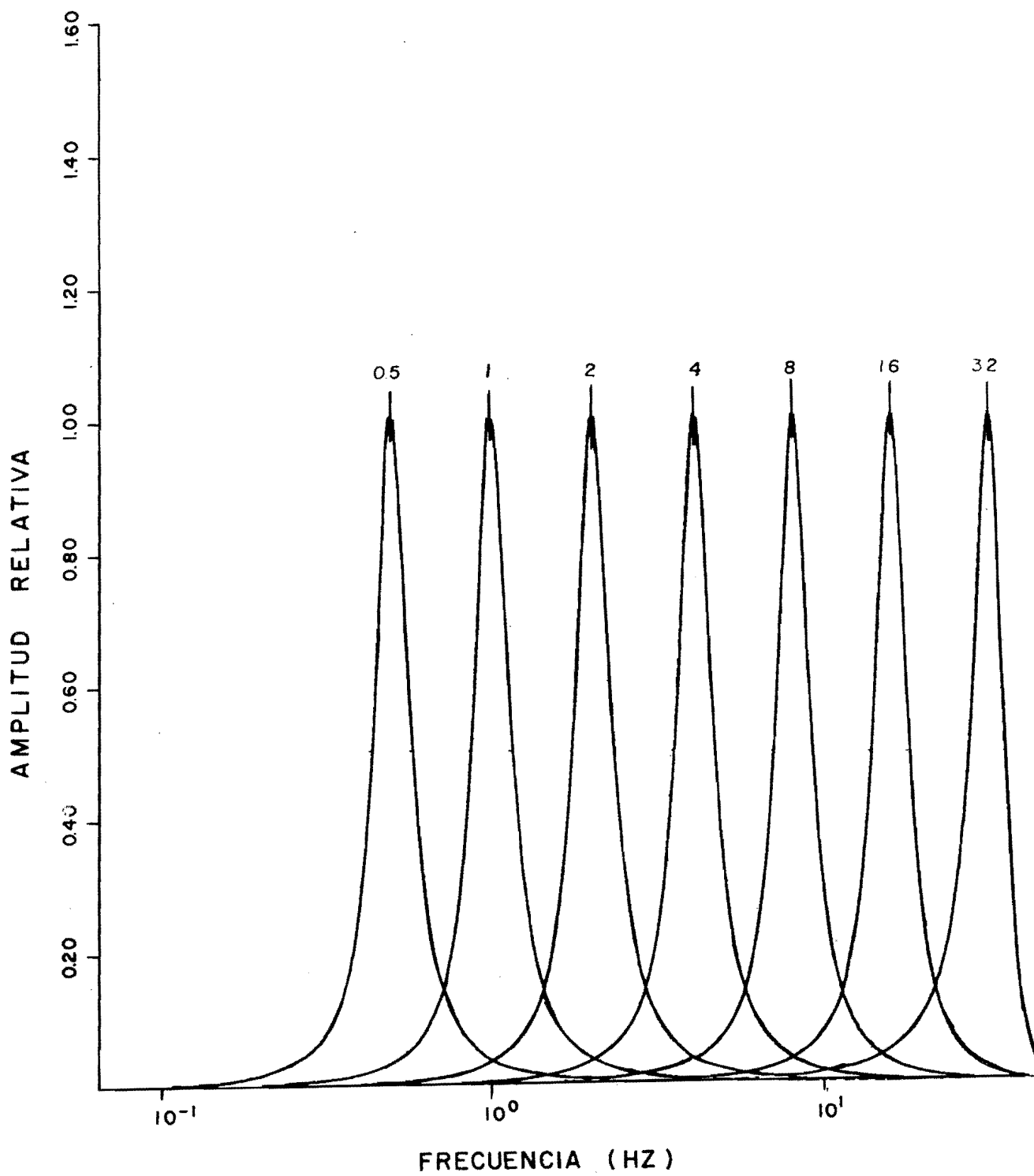


Figura 3.

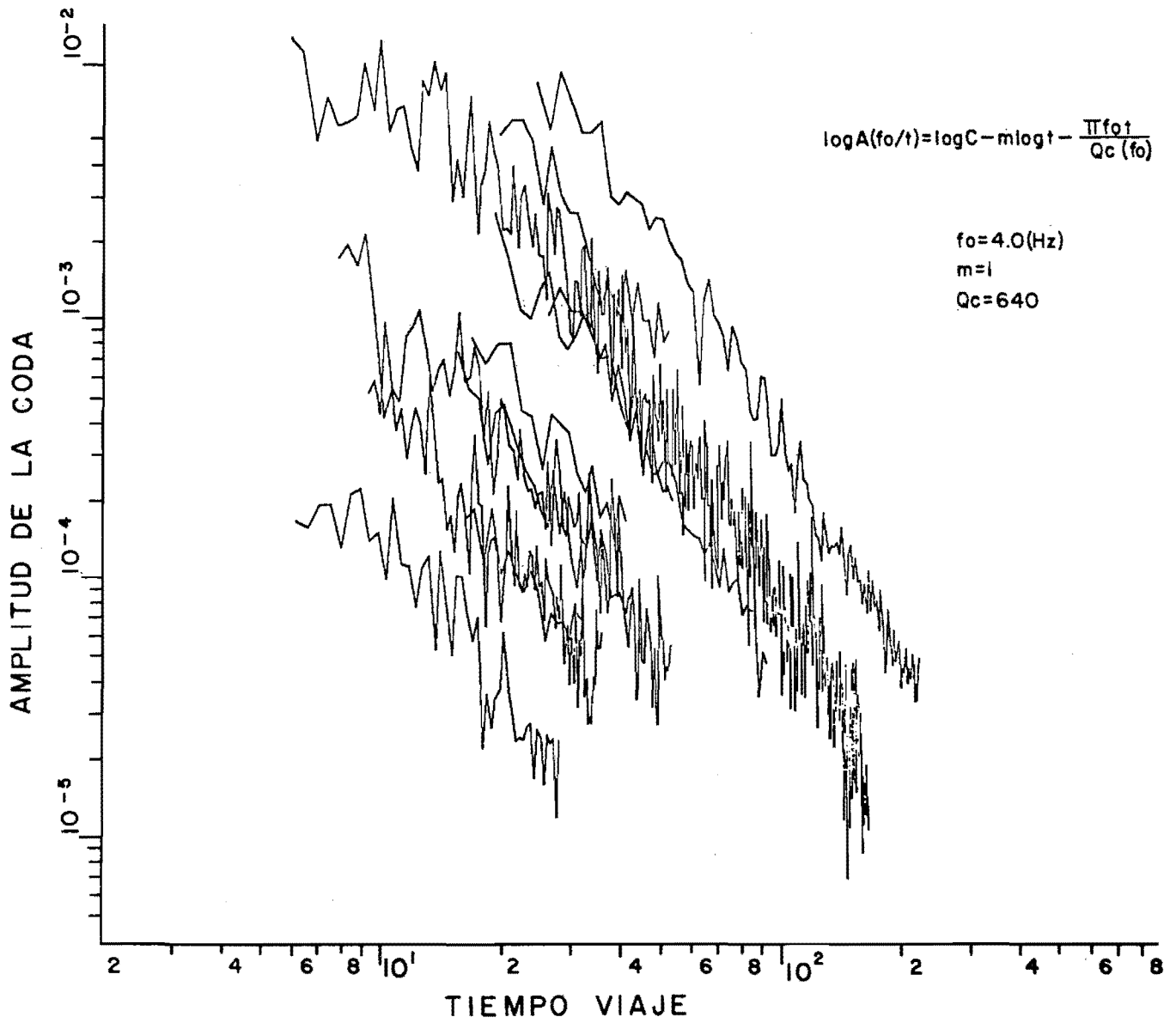


Figura 4.

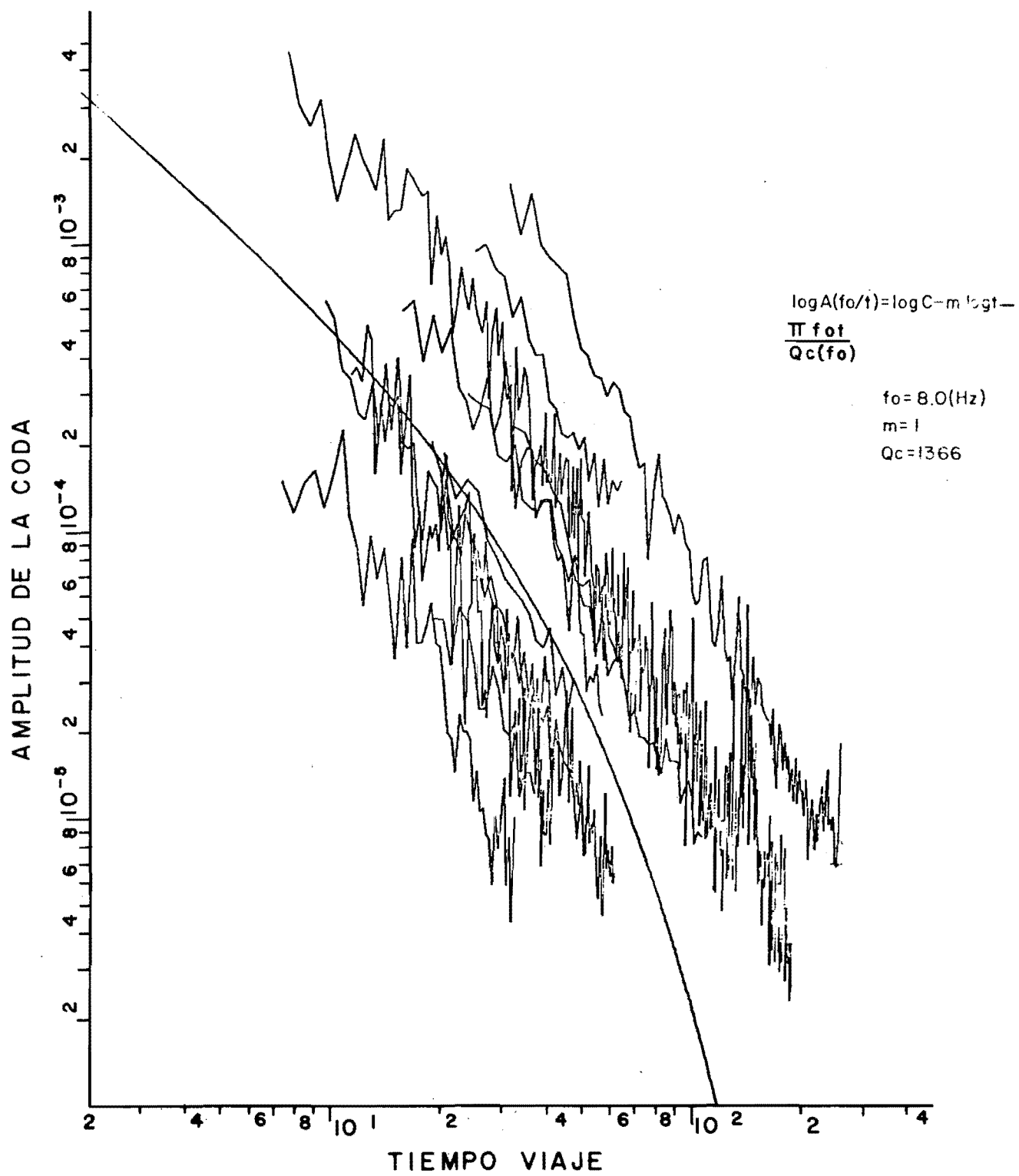


Figura 5.

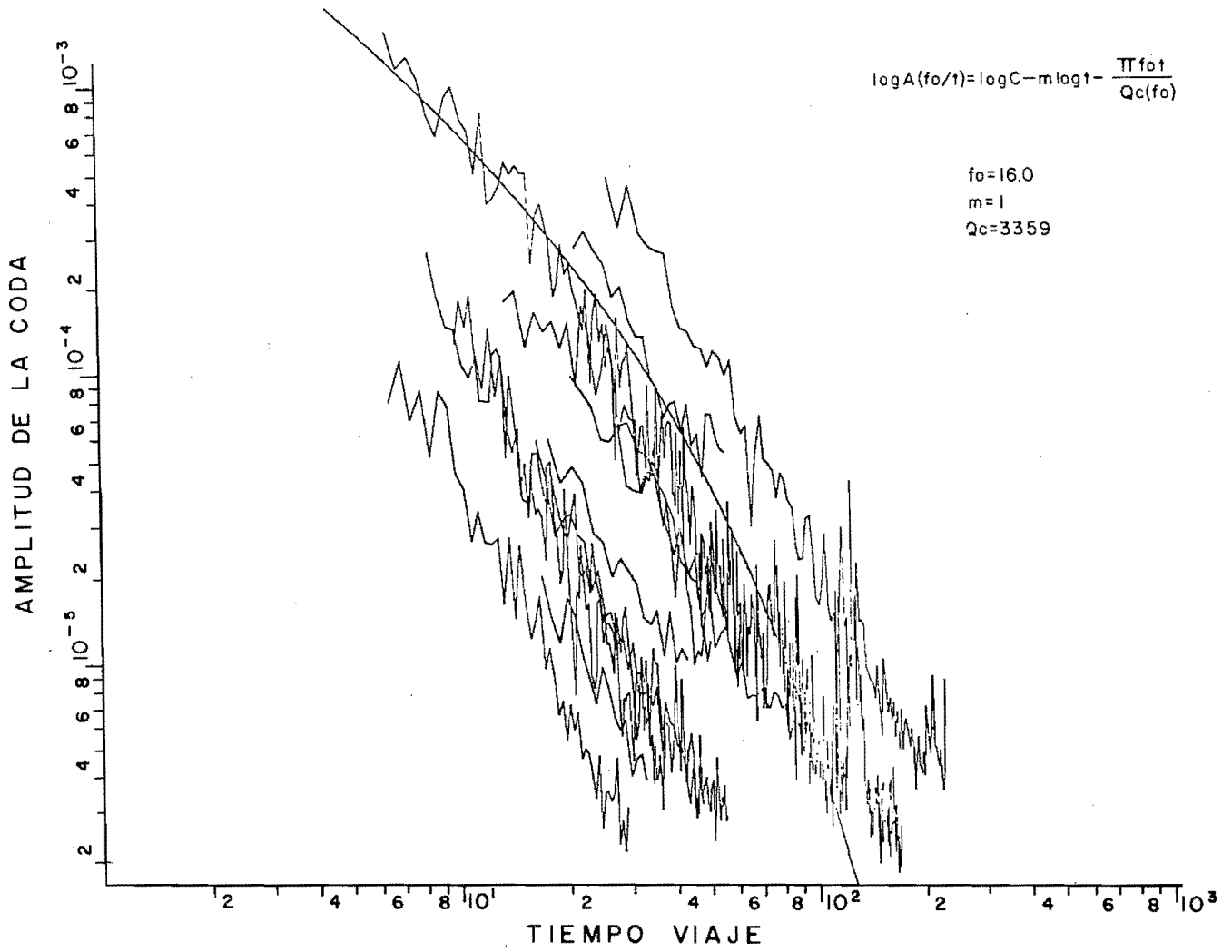


Figura 6.

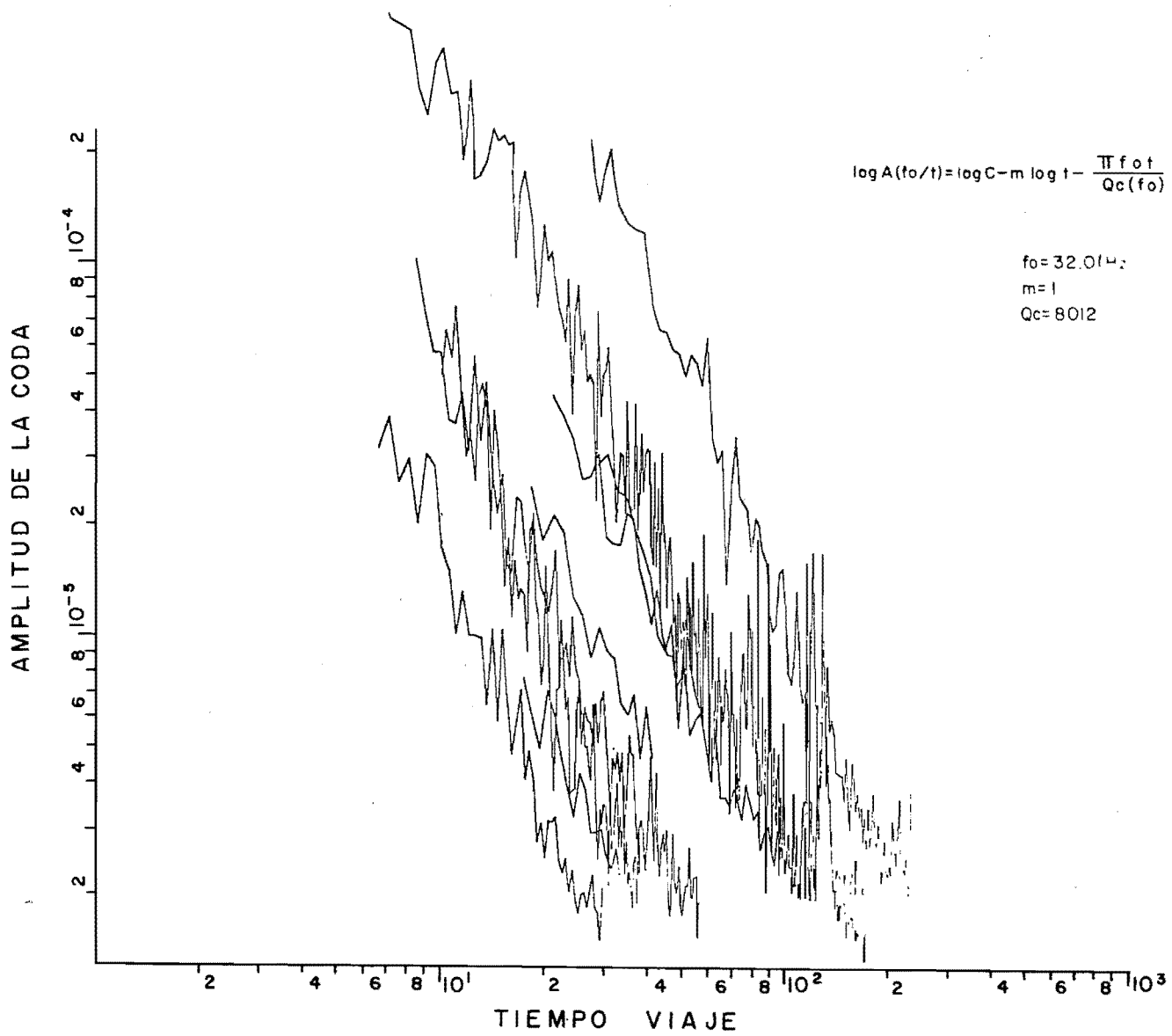


Figura 7.

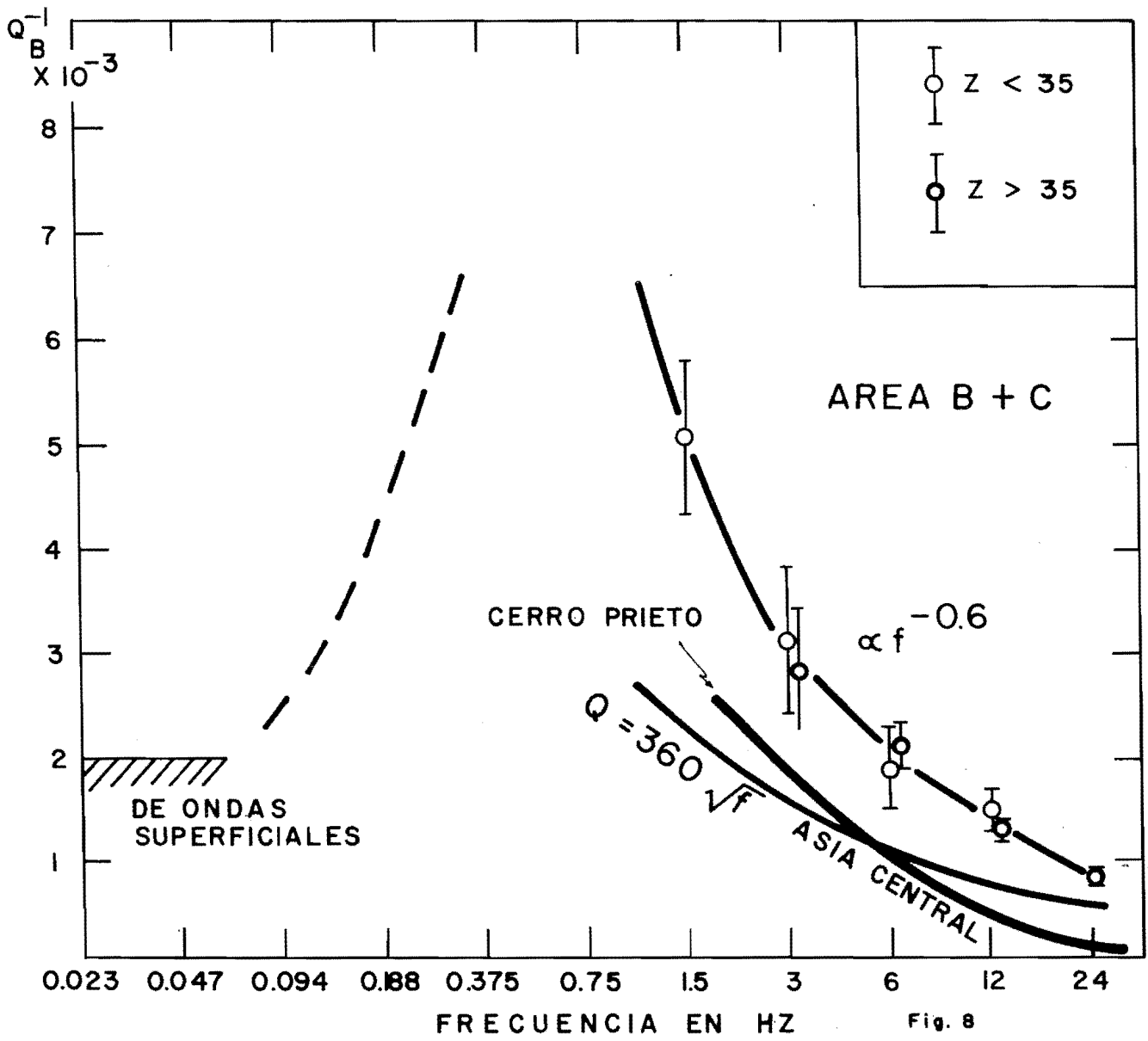


Figura 8.

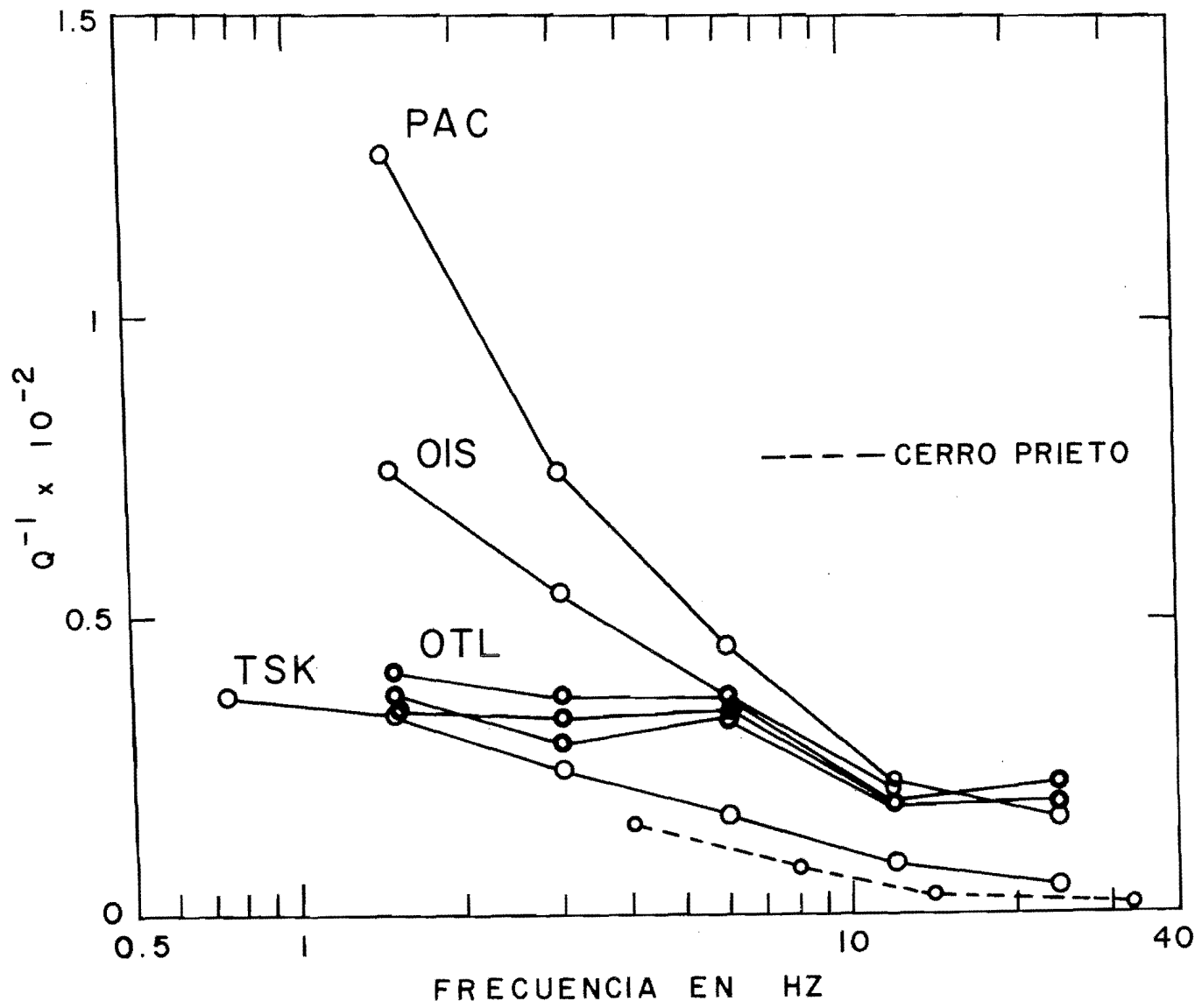


Figura 9.

PRELIMINARY STUDY OF ATTENUATION AT CERRO PRIETO, B. C.

ABSTRACT

The values of Qc^{-1} obtained from the analysis of coda waves at frequencies of 4, 8, 16, and 32 Hz using the method developed by Aki² show an f^n dependence (n between 0.5 and 0.7), similar to results found in Central Asia by Rautian¹² using S Waves. Attenuation studies using S waves in other areas suggest different relationships between Q and frequency, associated with the different attenuation mechanisms operating in those areas. Future studies of S wave attenuation at Cerro Prieto will allow us to discern whether coda waves are generated by S waves, (Rautian and Khalturin¹²). The correlation of these studies with those of other areas will allow us to draw some inferences about the attenuation mechanism operating in the Cerro Prieto area.

INTRODUCTION

Since geothermal areas are usually located in tectonically active regions, it is not surprising that in most of them there is a high degree of seismic activity. In a recent study of seismicity in the valley of Mexicali Albores *et al.*¹ analyzed approximately 200 events which occurred during two brief periods of observation. A regime of tensional tectonics has been recognized to have bearing on the Cerro Prieto graben, Figure 1, with tectonic deformation across the Cerro Prieto and Imperial faults (strike-slip) associated with main-aftershock type events and oblique (normal) faults between both faults associated with earthquake swarms. The average depth of focus in the area is 10 km. The Cerro Prieto geothermal field is located 5 km southeast of the Cerro Prieto volcano.

Consequently, knowing the above information it is possible to plan and carry out more detailed seismic studies (attenuation, V_p/V_s ratios) with seismic arrays having a radius of about 3 km².

This study reports on the preliminary attenuation results in the Mexicali Valley using data from the seismic study of the valley by Albores *et al.*¹

This type of study is based on attenuation properties of seismic waves as they travel through a specific medium. This behavior has been studied in the laboratory using compressional and shear waves in water-saturated and steam-saturated sandstones as a function of pore pressure and under a confining constant pressure of 300

bars.¹⁰ At 145°C, the compressional wave velocity increased due to the change from a state of vapor saturation (low pore pressure) to liquid saturation (high pore pressure) while the shear wave velocity decreased. For compressional waves there was a minimum in the velocity and an increase in attenuation near the vapor-liquid transition, whereas the velocity and attenuation of S waves decreased for the same change in saturation conditions. At the same time, the V_p/V_s ratio and Poisson's ratio increased from 0.25 to 0.28 in the transition from vapor saturation to liquid saturation in the rock.

Furthermore, field seismic observations at the Geysers geothermal field in central California¹¹ showed a difference between velocities and attenuation of seismic signals travelling through the geothermal field as compared to those travelling outside the field. They also observed an association between high P and S velocities (S waves with higher velocities), low Poisson's ratio ($P = 0.27$), and low attenuation similar to those observed by Combs and Rostein⁵ at Coso Hot Springs, both cases present vapor-dominated reservoirs.

Although the mechanism explaining these anomalies is not clear at present, there are seismic studies at Kilauea⁴ where seismic wave attenuation and velocity changes were noted for waves travelling through magma lenses of known length and full of fluid of known viscosity. The attenuation changes are directly related to the length of the lenses, and the velocity changes are related to the fluid viscosity.

The above observations suggest that attenuation studies are highly promising among geothermal exploration methods, due to the correlation which exists between the thermodynamic conditions of the field and attenuation measurements made at the surface with seismic arrays monitoring an area of 1-2 km², and all together covering the area of interest.

The methods used in the present study are based on the analysis of coda waves. A coda wave is the wave train arriving at a station following the S wave arrival (see Figure 2). The technique is an extension of the method developed by Aki,⁴ which permits a simultaneous inversion to find the frequency dependence of the attenuation measure Q , the source spectrum, and the frequency

response of the geologic structure at the seismic station. This is due to the fact that the coda wave amplitude for each frequency can be written as

$$A(f/t) = \text{SITE}(\text{coda}, i, f) \text{SOURCE}(\text{coda}, j, f) P(f/t) \quad (1)$$

where:

i = Station Number j = Event Number

$\text{SITE}(\text{coda}, i, f)$ is the local effect of station i on coda waves

$\text{SOURCE}(\text{coda}, j, f)$ is the source effect of the event on the coda waves

$P(f/t)$ = is the coda wave time decay curve at a constant frequency. The expression used is:

$$P(f/t) = t^{-m} \text{EXP}(-ft/Q_c(f))$$

$Q_c(f)$ = Q factor for coda waves

m = parameter characterizing the generating mechanism of the coda waves. For diffusion $m = 0.75$; for simple back-scattering $m = 1$.

It has been observed that the values of Q_c are insensitive to changes in the coda wave source mechanism ($m = 0.75, m = 1.0$).¹²

DATA ANALYSIS

In this study, the data from the Victoria swarm¹ 25 km SE of the Cerro Prieto volcano were used. The data were obtained at a sampling rate of 100 samples per second. The raw data were filtered with an anti-alias filter, the mean was removed, and an instrument correction factor was applied.

To obtain the seismic signal for each frequency, a narrow band-pass filter was applied to the data. The filter is designed in accordance with the following ratio:⁹

$$H(Z) = H_0 \frac{(Z-1)(Z+1)}{(Z-C)(Z+C^*)}$$

where:

$$C = (1 + E) Z_0$$

$$E = 1.84 \times \Delta t \cdot \text{selectivity} \cdot f_0$$

$$Z_0 = \text{EXP}[-2\pi f_0 \Delta t]$$

$$\text{Selectiv.} = \frac{f_2 - f_1}{f_0}$$

The rational filter was applied directly to a time series using Shank's (1967) recursive algorithm with a selectivity of 0.75. The filter was applied twice in cascade to increase the order of the filter to 4. See Figure 3.

The center frequencies of the filters were 0.5, 1, 2, 4, 8, 16, and 32 Hz (K. Aki, personal communication).

The seismic signals were aliased using a moving window of 0.2 seconds. The data used in the inversion of expression (1), by analogy to Householder, Forsythe and Malcom,⁶ was to split the S wave travel time either 2 or 2.5 times. The time decay of the wave is then clearly observable. See Figures 4, 5, 6 and 7. The values obtained for Q did not change in either case.

DISCUSSION OF THE RESULTS

The values of Q^{-1} as a function of frequency were plotted. In the 4 Hz to 32 Hz frequency range the curve has an f^n shape, with n between 0.5 and 0.7. A similar frequency dependence for S waves observed in Central Asia was found by Rautian and Khalturin.¹² Their results and ours are shown in Figure 8. Fedotov and Boldyev⁷ found a similar behavior in the chain of the Kuril Islands using S waves, with an n value of around 0.6, and with a tendency to increase with depth.

The results presented in Figure 8 do not show the values observed at low frequencies (0.5, 1, 2 Hz), due to the filter instabilities at those frequencies seen in the spectrum of the test signal. This problem can be corrected through a more detailed filter analysis which may involve the inclusion of Butterworth filters whose design was discussed by Guillemain.⁸

Although the reported results are not very conclusive, it is necessary to carry out S wave attenuation studies (planned for 1980) to extend the discussion made by Rautian and Khalturin¹² and Herrman (1980). They showed that the Q of the coda waves are very similar to the Q 's of S waves. This agreement strongly suggests the notion that coda waves are generated by S waves with the S waves being subject to a dispersion process. These observations are of great importance with reference to Aki and Chouet's (1975) first hypothesis, namely, that the frequency dependence of Q for coda waves is due to a combination of Q with depth and relative frequency dependence due to contributions of surface waves to coda waves.

The viable mechanism for S wave attenuation mentioned above was proposed by Aki.⁴ The loss of energy due to wave dispersion is due to inhomogeneities distributed through the lithosphere.

Furthermore, the similarity of coda and S wave attenuation may be due to the fact that coda waves recorded in local arrays is due to dispersed waves, naturally shielded from direct waves, considering that coda waves start at $2 r/B$ (B is the S wave velocity).

In general, the behavior of Q with frequency suggests the presence of an attenuation mechanism operating in the study area. As can be noted in Figure 9, showing the results of Central California (PAC), Western Japan (OIS), Central Japan (TRS) and the Hawaiian Islands, Q has two types of frequency dependence, suggesting that the attenuation mechanism at PAC and OIS agrees with an energy loss mechanism by dispersion. The Q^{-1} dependence on the coda waves observed near Kilauea volcano, in Hawaii, decreases slightly with frequency, which suggests a different attenuation mechanism caused by vertical magma motions which produce temperature sensitive processes of S wave attenuation. That is, the ductility associated with high temperatures reduces the small

scale heterogeneities which are responsible for the dispersion of the seismic waves.

ACKNOWLEDGEMENTS

We want to thank Luis Munguia and Frank Vernon of IGPP for the help they gave us in gathering field data for this study; to Richard Simmons who helped with getting the data on the Prime 350 of CICESE, as well as the Geophysics Department at CICESE which contributed in all the stages of this study; and special thanks to Diva Susarrey for her efficient work in the presentation of this study.

FIGURE CAPTIONS

- Figure 1. Cerro Prieto Seismicity (1977-78).
- Figure 2. No caption.
- Figure 3. No caption.
- Figure 4. No caption.
- Figure 5. No caption.
- Figure 6. No caption.
- Figure 7. No caption.
- Figure 8. No caption.
- Figure 9. No caption.