

2
2ej

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA
DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA



LA ATENUACION SISMICA ENTRE LAS COSTAS DEL
PACIFICO Y EL DISTRITO FEDERAL

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE
INGENIERO GEOFISICO

P R E S E N T A :

MARTIN CARDENAS SOTO



CIUDAD UNIVERSITARIA

1993

TRABAJO CON
FALLA DE ORIGEN



UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis está protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

**LA ATENUACIÓN SÍSMICA ENTRE
LAS COSTAS DEL PACÍFICO
Y EL DISTRITO FEDERAL**

INDICE

RESUMEN

1. INTRODUCCIÓN	1
2. ATENUACIÓN SÍSMICA	4
3. MÉTODOS PARA MEDIR Q	11
4. ADQUISICIÓN DE DATOS	14
5. ANÁLISIS DE LOS DATOS	21
6. CONCLUSIONES	32
7. BIBLIOGRAFÍA	32

ANEXOS

- ANEXO A. VENTANAS IMPORTANTES DE LITHOSEIS PARA PREPARAR LOS SISMOGRÁFOS PORTÁTILES EDA.**
- ANEXO B. GRÁFICAS DE LOS REGISTROS DE VELOCIDAD Y ACELERACIÓN UTILIZADOS EN ESTE ESTUDIO.**

RESUMEN

Se analizan registros de perfiles de refracción a lo largo de la costa y hacia el interior del continente, y datos del sismo del 14 de mayo de 1993 ($M_s=6.0$), con el propósito de observar diferencias en la atenuación sísmica a lo largo de estas trayectorias. Encontramos que la atenuación de la energía sísmica es menor hacia el continente que a lo largo de la costa independientemente de la información utilizada. Estos resultados nos permiten proponer nuevas leyes de atenuación entre las costas de Guerrero y el Distrito Federal.

ABSTRACT

Refraction data along the coast and toward the continent, as well as acceleration records from 14th May 1993 earthquake ($M_s=6.0$), are analyzed to search for differences between the attenuation along those paths. We found that there is less attenuation toward the continent than along the coast, independently of the information used. This result allows us to suggest new attenuation laws between the coast guerrero and Distrito Federal.

1. INTRODUCCIÓN

A raíz de los sismos de 1985 y sus efectos en las construcciones de la Ciudad de México se han realizado en los últimos años un gran número de investigaciones con objeto de mejorar nuestro conocimiento del fenómeno sísmico. Ello es importante pues de ese conocimiento depende nuestra capacidad para la predicción del movimiento sísmico en la Ciudad de México debido a sismos importantes en la zona de subducción. En particular, frente a las costas de Guerrero, en el llamado Gap de San Marcos se espera un sismo de magnitud importante (M_s entre 8 y 8.4 según diferentes estimaciones, (Singh y Ordaz, 1990; Kanamori *et al.*, 1993). El objetivo de este trabajo es contribuir a despejar dudas que subsisten con respecto a la pregunta: ¿cuál es el movimiento sísmico que puede esperarse en terreno firme en el Distrito Federal, debido a un sismo de magnitud importante con epicentro frente a las costas de Guerrero? En efecto, se ha observado que el movimiento sísmico en terreno firme en el Distrito Federal presenta ya una amplificación importante con respecto al movimiento a una misma distancia del epicentro pero en una dirección paralela a la costa. Varios autores han señalado diferencias en la forma en que se atenúan las ondas sísmicas en función de su dirección de propagación en México. Singh *et al.* (1988a), por ejemplo, encontraron una propagación eficiente perpendicularmente a la costa, y una atenuación más rápida paralelamente a la misma para los sismos de septiembre de 1985. Gutiérrez y Singh (1988) presentan algunas evidencias de amplificación tierra adentro empleando amplitudes de ondas S , resultado de analizar eventos de magnitud M_s entre 2 y 4, registrados en papel ahumado frente a las costas de Guerrero y Michoacán, los resultados muestran una amplificación promedio de 4. Ordaz y Singh (1992), por otra parte, observaron una amplificación regional del movimiento sísmico en el centro del país, indicando que la zona central del Eje Neovolcánico presenta valores de aceleración que son excesivamente altos en una amplia gama de frecuencias con respecto a curvas de atenuación promedio entre la costa y el D.F.

Durante el período del 24 de marzo al 10 de abril se realizó un proyecto de exploración de la estructura cortical de la zona de subducción por parte del CICESE: "Estudio del riesgo sísmico en la Ciudad de México asociado a la estructura de la corteza en las zonas sísmicamente activas mediante perfiles sísmicos profundos (RISICO)". En este proyecto, financiado por CONACYT, la CEE (Comunidad Económica Europea) y el D.D.F., se realizaron tiros de refracción sísmica en las costas del Pacífico. El grupo de investigadores que tiene a su cargo el proyecto RISICO cuenta ya con una amplia experiencia en tiros de refracción a escala regional (p. ej. Nava et al. 1988).

En este trabajo presentamos curvas de atenuación a lo largo y perpendicular a la zona de subducción, obtenidas con los datos de velocidad registrados por el Instituto de Ingeniería, UNAM. En efecto, se trata de datos digitales de buena calidad, con registros de las tres componentes del movimiento. Los resultados obtenidos hasta el momento permiten confirmar las observaciones de Singh et al. (1988a). Paralelamente a estos estudios, trabajamos con datos del sismo ocurrido frente a las costas de Guerrero el 14 de mayo de 1993 ($M_s=6.0$), con la finalidad de realizar comparaciones adecuadas con nuestros resultados y los publicados por Ordaz y Singh (1992).

En el capítulo 2 se explica la naturaleza por la cual la amplitud de las ondas sísmicas puede atenuarse. Esta atenuación se atribuye macroscópicamente a la inelásticidad del medio donde se propaga el movimiento. Definimos una atenuación temporal y otra espacial evaluada por el cantidad adimensional Q (factor de calidad). De manera breve, describimos los mecanismos por los cuales la amplitudes se atenúan: geométricos (divergencia geométrica y scattering), y aquellos donde la energía se redistribuye (dispersión y absorción). Así como los mecanismos que causan amplificación: contraste de impedancia y efecto de resonancia.

En el capítulo 3 mencionamos algunos métodos usuales para medir la atenuación en términos del factor de calidad Q . Entre estos se encuentran el de Coda Q , el cual considera a las ondas coda como un espaciamiento de energía ocasionada por la incidencia de las ondas en las heterogeneidades del medio (Aki y Chouet, 1975; Sato, 1977 y Phillips y Aki, 1986). Un segundo método para medir Q es el de cocientes espectrales, que consiste en calcular la transformada de Fourier de dos señales registradas a distancias diferentes y realizar el cociente, la pendiente de la gráfica del cociente espectral nos dará el inverso del factor de calidad (Báth, 1974). En este estudio proponemos un modelo que relaciona el decaimiento de la máxima amplitud de las ondas S con la distancia (por ejemplo, Joyner y Boore, 1981; Ordaz y Singh, 1992), de donde obtenemos una Q en función de la distancia.

En el capítulo 4 se presenta el sistema de adquisición de datos, el experimento de refracción y cada uno de sus perfiles, así como el equipo utilizado y los datos obtenidos. Se realizaron un total de 5 explosiones frente a las costas de Guerrero, con las cuales se obtuvieron un perfil a lo largo de la costa con tres tiros, y dos perfiles hacia el interior del continente con un tiro cada uno.

En el capítulo 5 realizamos un análisis de los registros, empezando por el estudio de la amplificación debida al sitio donde se colocó el aparato. Después se analiza el decaimiento con la distancia que presentan las máximas amplitudes del paquete de ondas S en diferentes bandas de frecuencias. Posteriormente se realiza un estudio de mínimos cuadrados para obtener la forma de la curva de atenuación para trayectorias a lo largo de la costa y hacia dentro del continente, y cuantificar esa atenuación mediante el factor de calidad. Finalmente se analizaron los datos del sismo del 14 de mayo de 1993 ($M_s=6.0$).

2. ATENUACION SISMICA

En un medio elástico y homogéneo la propagación del movimiento de una onda puede continuar indefinidamente una vez que ésta ha sido inicializada por una fuente específica, pero su amplitud puede disminuir a medida que se aleja de la fuente. En tal situación, la energía total del movimiento de la partícula (la integral de volumen de la energía cinética y la deformación de la energía elástica en todo el medio) se mantiene constante. No obstante, es una experiencia común que una onda propagándose a través de materiales reales, la amplitud de las ondas disminuya como resultado de una variedad de procesos, los cuales pueden resumirse macroscópicamente como *fricción interna* (en ocasiones llamada atenuación intrínseca, concepto que en sismología se refiere a la energía elástica que se convierte en calor durante la propagación), evaluada generalmente por la cantidad adimensional Q (factor de calidad). Q ha sido definida por varios autores, en este estudio tomaremos las definiciones de Aki y Richards (1980b).

2.1 Factor de calidad Q

Si un volumen de material se somete a esfuerzos cíclicos a una frecuencia angular ω , entonces una medida adimensional de la fricción interna (inelasticidad) esta dada por

$$\frac{1}{Q(\omega)} = -\frac{\Delta E}{2\pi E} \quad (2.1)$$

donde E es la máxima deformación de energía almacenada en el volumen y $-\Delta E$ es la energía pérdida en cada ciclo a causa de imperfecciones en la elasticidad del material.

Esta definición es raramente de uso directo, se utiliza tan solo en experimentos especiales donde se manejan materiales sometidos a ondas elásticas las cuales no cambian en amplitud y período. En tales experimentos se pueden observar dos casos: i) el decaimiento temporal en

amplitud en una onda estacionaria con número de onda fijo, o ii) el decaimiento espacial en la amplitud de una onda propagándose a una frecuencia fija. La situación común en sismología involucra atenuación de una señal compuesta de un rango de frecuencias, en tal situación se puede aplicar la teoría de Fourier en términos de i) ó ii). En cualquiera de los dos casos, para un medio con relación lineal esfuerzo-deformación, la amplitud A de la onda es proporcional a $E^{1/2}$. (Por ejemplo, A puede representar una máxima velocidad de la partícula). Por lo tanto

$$\frac{1}{Q(\omega)} = -\frac{1}{\pi} \frac{\Delta A}{A} \quad (2.2)$$

de donde podemos obtener las fluctuaciones de la amplitud debido a la atenuación.

Así, en el caso de i), nos podríamos preguntar ¿cual sería la amplitud A en un tiempo t , $A=A(t)$, dado que inicialmente $A=A_0$ y A decrece una fracción π/Q en tiempos consecutivos $2\pi/\omega, 4\pi/\omega, \dots, 2n\pi/\omega$?. Podemos obtener

$$A(t) = A_0 \left(1 - \frac{\pi}{Q}\right)^n \quad (\text{para } t=2n\pi/\omega)$$

Así

$$A(t) = A_0 \left[1 - \frac{\omega t}{2Q\pi}\right]^n \quad \text{-----} \quad A_0 \exp\left[-\frac{\omega t}{2Q}\right] \quad (2.3)$$

(si n tiende a infinito)

De observaciones del decaimiento exponencial para los valores de $A(t)$, utilizamos (2.3) para definir el valor de una Q temporal. Este valor es utilizado regularmente para describir la atenuación en las oscilaciones libres de la Tierra.

Para el caso de ii), no obstante, la derivación de la forma de $A=A(x)$ para una distancia x es sencilla, como un pico particular de onda que puede ser seguido a lo largo de una distancia dx , donde el decaimiento de la amplitud A del pico puede ser observado. (Aquí asumimos que

la dirección de máxima atenuación es a lo largo del eje x , con lo cual también lo es la dirección de propagación).

Por lo tanto, una variación de la amplitud de la onda es $\Delta A = (dA/dx)\lambda$, donde λ es la longitud de onda dada en términos de la frecuencia ω y la velocidad c por $\lambda = 2\pi c/\omega$. La ecuación (2.2) es entonces

$$\frac{dA}{dx} = -\left(\frac{\omega}{2cQ}\right)A,$$

con una solución del decaimiento exponencial obtenemos

$$A(x) = A_0 \exp\left[-\frac{\omega x}{2cQ}\right] \quad (2.4)$$

De los valores de decaimiento exponencial de $A(x)$, utilizamos la ecuación (2.4) para definir el valor de Q espacial.

Para obtener el efecto de atenuación sobre una solución de onda tal como $e^{i(kx - \omega t)}$, es reemplazar un valor complejo de la frecuencia ω para obtener una Q temporal, y para obtener una Q espacial es reemplazar el número de onda k por un valor complejo. En el primer caso ω adquiere una parte imaginaria $-i|\omega|/2Q^{\text{temporal}}$; en el segundo caso, k adquiere una parte imaginaria $i|k|/2Q^{\text{espacial}}$.

Como ejemplo consideremos una onda plana $\delta(t-x/c)$ propagándose con una velocidad c a lo largo de la dirección positiva x en un medio elástico y homogéneo, tal onda retiene su forma exactamente, y todas las componentes de frecuencia viajan con la misma velocidad c . Si consideramos que esta onda inicia en $x=0$ en un medio atenuante, cada componente de Fourier del pulso estará dado por

$$\int_{-\infty}^{\infty} \delta(t-x/c) e^{i\omega t} dt = \exp[i\omega x/c] \quad (2.5)$$

el cual estaría atenuado por un factor $\exp[-\alpha(\omega)x]$, y utilizando la ecuación (2.4) encontramos que esta relación de atenuación es $\alpha = \omega/(2cQ)$.

En una distancia x , surgiría la pregunta; ¿cual es decaimiento de la amplitud del pulso $p(x,t)$ en un medio con atenuación Q ? Como primer paso se supone que no existe dispersión, es decir, que su velocidad de propagación no es una función de su frecuencia de oscilación. Así, el pulso es una síntesis de sus componentes de Fourier, todas teniendo la misma velocidad c .

$$p(x,t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \exp\left[-\frac{\omega x}{2cQ}\right] \exp[i\omega(x/c-t)] d\omega \quad (2.6)$$

Si Q es constante en el medio de propagación, la integral es

$$p(x,t) = \frac{1}{\pi} \left[\frac{\frac{x}{2cQ}}{\left(\frac{x}{2cQ}\right)^2 + \left(\frac{x}{c} - t\right)^2} \right] \quad (2.7)$$

Cabe señalar que esta forma de pulso no es causal, es decir en $t=0$ se encuentra un arribo para $x=0$. La figura 1 muestra el decaimiento de la máxima amplitud para un pulso como una función del tiempo y la distancia. La atenuación Q es diferente en cada caso, de tal forma que se pueda observar el decaimiento de la amplitud, esto se observa en la escala vertical de cada una de las gráficas.

2.2 Procesos de atenuación y amplificación

2.2.1 Procesos de atenuación

La amplitud de las ondas sísmicas se atenúa o amplifica por una variedad de procesos, los cuales explicaremos en forma breve. El decaimiento de las amplitudes ocurre principalmente como resultado de cuatro procesos, Howell (1990). Podemos agrupar estos procesos en geométricos (divergencia geométrica y scattering) y aquellos donde la energía se redistribuye (dispersión y absorción).

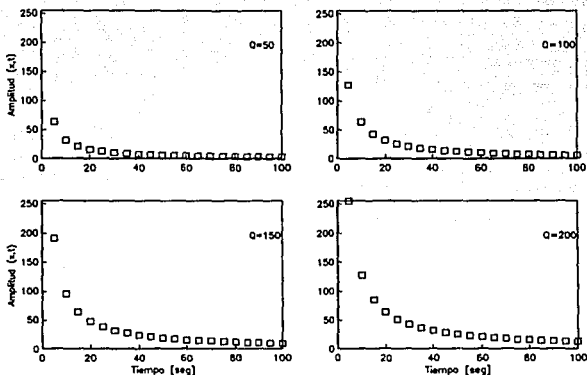


Figura 1. Decaimiento de las amplitudes debido a una atenuación Q (ecuación (2.7)) a una velocidad c constante. En cada gráfica la amplitud máxima se encuentra equiespaciada cuando $x/c=t$. La atenuación Q es 50, 100, 150 y 200 en los cuatro casos, mostrando el decaimiento de la amplitud en un medio atenuante como una función del tiempo y la distancia.

Divergencia geométrica.

Si rodeamos la fuente con esferas concéntricas, el flujo de energía sísmica que pasa a través de cada esfera es igual, mientras que el área de superficie de la esfera crece como el cuadrado del radio; por consiguiente, la energía disminuye en forma inversamente proporcional al cuadrado de la distancia hasta la fuente. Como la disminución de energía en la onda es proporcional al cuadrado de su amplitud, las amplitudes de las ondas sísmicas volumétricas disminuyen en forma inversamente proporcional a la distancia hasta la fuente. En el caso de ondas superficiales, este resultado se obtiene por su simetría cilíndrica. Si la fuente se rodea con cilindros coaxiales, la reducción de la energía es inversamente proporcional a la distancia hasta la fuente; respectivamente, la amplitud de la onda superficial decrece en forma inversamente proporcional a la raíz cuadrada de la distancia a la fuente. A causa del efecto de divergencia

geométrica, la amplitud de las ondas superficiales en grandes distancias epicéntricas se torna mayor que la de las volumétricas (Zharkov, 1985).

Scattering.

En un medio heterogéneo las estructuras que lo componen se presentan en forma irregular, en tal situación, el efecto que se produce al incidir un pulso es el de dividirse en una infinidad de direcciones, como consecuencia la energía elástica del pulso se redistribuye en tal medio. A este fenómeno se le asocia el esparcimiento de la energía, comúnmente llamado *scattering*.

Dispersión.

El término dispersión en sismología significa que la velocidad de propagación de las ondas es una función de su frecuencia de oscilación. Uno de los efectos de dispersión es alargar el pulso con la distancia de transmisión con la consecuente disminución de amplitud.

Absorción.

Cuando el movimiento ondulatorio pasa a través de un medio, la energía elástica asociada es absorbida gradualmente por el medio, reapareciendo en última instancia en forma de calor. Este proceso se llama absorción y a él se debe la eventual desaparición total del movimiento ondulatorio, Sheriff y Geldart (1991).

2.2.2 Procesos de amplificación

En su trayecto, las ondas sísmicas se amplifican principalmente por dos factores: el primero debido al contraste de impedancias, y el segundo por el efecto de resonancia.

Contraste de impedancias.

En sismología el término impedancia se refiere a un factor que se encuentra en función del producto de las velocidad y densidad del medio. Una onda reflejada o transmitida en la frontera entre dos medio cambiará su amplitud debido al cambio de impedancia de un medio a otro. Si el movimiento ondulatorio pasa de un medio de menor impedancia a uno mayor, su

amplitud se vera incrementada.

Efecto de resonancia.

Si la frecuencia a la cual viaja la energía sísmica del movimiento ondulatorio es cercana a la frecuencia fundamental del medio de propagación, se produce el efecto de resonancia y como consecuencia se incrementa la amplitud de la onda en tal frecuencia.

3. MÉTODOS PARA MEDIR Q

Existen varios métodos para evaluar la atenuación sísmica. De los tres métodos planteados en este estudio solo se utilizó aquel que más se apegara a las características de los datos. Los métodos descartados son Coda Q y Cocientes espectrales. Coda Q considera que el decaimiento que presenta la coda en el sismograma se debe a la redistribución de la energía en un medio heterogéneo, y la atenuación es medida por el inverso del factor de calidad utilizando el decaimiento de la coda observada en los sismogramas (Aki y Chouet, 1975; Sato, 1977; Phillips y Aki, 1986). Cocientes espectrales determina Q a partir de la pendiente entre el cociente espectral de dos señales registradas a distancias diferentes (Báth, 1974). Sin embargo, el método desarrollado en este estudio, debido a las condiciones de los datos y a fin de comparar con otros trabajos ya publicados, consiste en la regresión de un modelo de propagación de onda en un medio homogéneo y atenuante, el cual se explicará a continuación.

Regresión (Vmax por bandas).

Cuando se construyen modelos para representar el movimiento del terreno que se puede esperar en determinada región, la amplitud de las ondas sísmicas depende de la estructura de la Tierra en la trayectoria fuente-receptor. Por esta razón se construyen modelos semiempíricos en los cuales la amplitud de las ondas se hace depender de la magnitud y la distancia. Una forma funcional sugerida para un modelos teórico de la fuente y la propagación de las ondas sísmicas es propuesta por Joyner y Boore (1981):

$$A_{ij}(f,r) = S_i(f) G_j(r) e^{-kr} \quad (3.1)$$

donde:

$A_{ij}(f,r)$ representa el máximo pico de velocidad o aceleración de la onda S filtrado en un pasa bandas con una frecuencia central f , asociado al sismo i y registrado en la estación j ;

$S(f)$ es el término que representa a la fuente;
 $G_y(r)$ es la función de dispersión geométrica, y
 b representa el coeficiente de atenuación,

$$b = \frac{-\pi f}{\beta Q(f)} \quad (3.2)$$

donde β es la velocidad promedio de las ondas S (para este estudio 3.2 Km/s).

Tomando logaritmos en ambos lados de la ecuación (3.1) obtenemos

$$\log A = \sum_{i=1}^n a_i - \log r + br \quad (3.3)$$

la sumatoria representa la fuente (Joyner y Boore, 1981).

Transponiendo los términos conocidos al lado izquierdo

$$\log A_y(f,r) - \log G_y(r) = \sum_{i=1}^n a_i + br_y \quad (3.4)$$

en esta ecuación las incógnitas son a_i y b , los cuales son encontrados por un método de mínimos cuadrados. La ecuación (3.4) forma el sistema matricial $Mx=y$, donde y es el vector que contiene los elementos $\log A_y(f,r) - \log G_y(r)$ y x es el vector solución que contiene los parámetros a_i y b . Entonces las incógnitas se obtienen por resolver el sistema $Mx=y-e$. Los elementos de la matriz M son ilustrados en la figura 2.

Conocidos los términos de fuente a_i y el coeficiente de atenuación b , podemos llegar a la siguiente relación,

$$\log A_y(f,r) - \log S_y(f) = \log G_y(r) + br_y \quad (3.5)$$

la cual nos da la forma de la curva de atenuación, donde el segundo término de la izquierda substrahe el efecto de fuente.

$$\begin{bmatrix}
 1 & 0 & 0 & 0 & \dots & \dots & \dots & r_{11} \\
 1 & 0 & 0 & 0 & \dots & \dots & \dots & r_{12} \\
 1 & 0 & 0 & 0 & \dots & \dots & \dots & r_{13} \\
 \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\
 \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\
 m_{1j} & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & r_{1j} \\
 0 & 1 & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & r_{21} \\
 0 & 1 & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & r_{22} \\
 0 & 1 & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & r_{23} \\
 \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\
 \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\
 \dots & m_{2j} & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & r_{2j} \\
 0 & 1 & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & r_{31} \\
 \dots & 0 & 1 & \dots & \dots & \dots & \dots & r_{32} \\
 \dots & 0 & 1 & \dots & \dots & \dots & \dots & r_{33} \\
 \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\
 \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\
 \dots & \dots & m_{3j} & \dots & \dots & \dots & \dots & r_{3j} \\
 \dots & \dots & 0 & 1 & \dots & \dots & \dots & r_{41} \\
 \dots & \dots & 0 & 1 & \dots & \dots & \dots & r_{42} \\
 \dots & \dots & 0 & 1 & \dots & \dots & \dots & r_{43} \\
 \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\
 \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\
 \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\
 \dots & \dots & \dots & m_{4j} & \dots & \dots & \dots & r_{4j} \\
 \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\
 0 & 0 & 0 & 0 & \dots & \dots & m_{ij} & r_{ij}
 \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} a_1 \\ a_2 \\ a_3 \\ \dots \\ a_i \\ b \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} x_{11} \\ x_{12} \\ x_{13} \\ \dots \\ x_{1j} \\ x_{21} \\ x_{22} \\ x_{23} \\ \dots \\ x_{2j} \\ x_{31} \\ x_{32} \\ x_{33} \\ \dots \\ x_{3j} \\ x_{41} \\ x_{42} \\ x_{43} \\ \dots \\ x_{4j} \\ x_{ij} \end{bmatrix}$$

Figura 2. Sistema matricial que resulta de la ecuación (3.4). r_{ij} son las distancias en Km a los puntos de tiro, a_i representa los coeficientes de la fuente (Joyner y Boore, 1981), b es el coeficiente de atenuación y x_{ij} puede representar las amplitudes máximas en velocidad o aceleración del paquete de ondas S.

El sistema de la figura 2 es resuelto aplicando el método de Golub, en donde se aplica transformaciones de Householder para transformar la matriz M en una matriz triangular superior y resolver un sistema sobredeterminado de ecuaciones simultaneas (Claerbout, 1976).

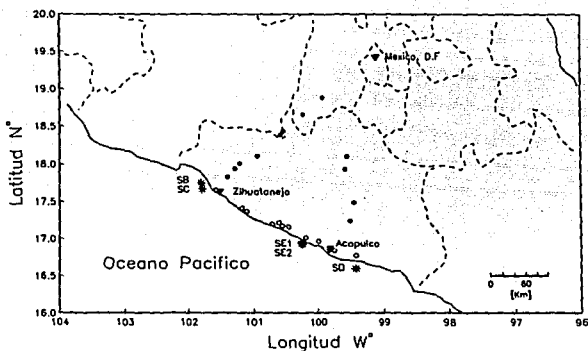
4. ADQUISICIÓN DE DATOS

Antes de comentar las características del equipo sismológico utilizado en este experimento, y los datos obtenidos, se explica brevemente el desarrollo del experimento. Durante una periodo de 20 a 22 días se movilizaron de 20 a 30 personas en tierra utilizando de 15 a 20 vehículos, además de la tripulación del Buque Oceanográfico "Altair" de la Armada Mexicana (que fue la encargada de armar, cargar y detonar las cargas de dinamita para el experimento) y personal especializado en explosivos que se encontraban a bordo. El experimento consistió en registrar tres perfiles de refracción sísmica profunda, donde las señales son generadas por medio de explosiones submarinas. El registro de los tiros de refracción se llevo a cabo mediante sismógrafos digitales y analógicos de una y tres componentes, los cuales fueron distribuidos a lo largo de los perfiles. El Instituto de Ingeniería contó con nueve sismógrafos portátiles los cuales serán descritos más adelante. Estos perfiles se pueden apreciar en el Mapa 1, donde se indican los puntos de tiro (asteriscos) así como la posición de las estaciones de registro (círculos). Con círculos abiertos se representan las estaciones costeras y con círculos solidos las estaciones hacia dentro del continente. A continuación se describen cada uno de estos tres perfiles:

Perfil 1: Este perfil abarca desde Punta Maldonado, Gro. hasta Ixtapa, Gro. (SB), siguiendo una línea paralela a la Costa del Pacífico. En este perfil se realizaron explosiones en tres puntos, uno en su parte superior (SB) y dos aproximadamente a la mitad (SE1 y SE2). En este perfil se obtuvieron 19 registros con 7 estaciones sísmicas, las cuales varían de posición según los tres tiros.

Perfil 2: Este perfil inicia en el puerto de Zihuatanejo, Gro. y su última estación se encuentra a 241 km hacia el interior del continente, aproximadamente a 30 km de la ciudad de Topilejo, Estado de México. En este perfil se realizó un solo tiro (SC) distribuyendo un total de 8 estaciones.

Perfil 3: Este último perfil inicia en las cercanías del Puerto de Acapulco, Gro., con un único tiro en SD, y tan solo consta de 4 estaciones de las cuales la última se encuentra a 164 km del punto de tiro, rumbo al Valle de México.



Mapa. 1. Localización de los puntos de tiro (asteriscos) y los sitios de registro. Los círculos abiertos representan las estaciones que registraron los tiros en SB, SE1 y SE2 para el perfil 1. Los círculos sólidos las estaciones con Tiros en SC y SD para los perfiles 2 y 3 respectivamente.

Durante el trabajo de campo se recorrieron los caminos antes de realizar las explosiones, con el objeto de localizar los puntos donde se ubicarían los sensores sísmicos. Se evaluó el rango dinámico del sitio y se probaron las transmisiones de radio y la recepción de la señal horaria, etc. Así mismo se buscaron las facilidades que existen en la región (hoteles, gasolineras, etc.), en especial permisos y apoyo de las autoridades locales cuando esto fue posible.

La instalación de los sismógrafos digitales requería programarlos en de tal forma que registraran en intervalos (ventanas) de 5 minutos de duración, en estas ventanas es cuando la

tripulación del barco se encargaba de detonar la dinamita. Los sismógrafos analógicos eran operados manualmente colocándolos en posiciones diferentes a los digitales. Durante un día se podrían programar de 2 a 5 ventanas a intervalos de 15, 30, 45 y 60 minutos a partir de cierta hora de la mañana, medio día o en la tarde. Durante estas ventanas se emitía una palabra clave desde el barco a determinada frecuencia para que el personal de tierra se enterara del éxito o fracaso del tiro. La localización de rutas de fácil acceso era uno de los contratiempos más frecuente, ya que cada brigada debería instalar de tres a cuatro estaciones tres veces al día.

4.1 Equipo de registro.

El sistema de adquisición de datos que utilizamos en este estudio consiste de sismómetros Lennartz de tres componentes de 1 segundo de período natural y un registrador digital PRS-4 EDA Instruments. El instrumento a través de un algoritmo de disparo almacena la información en una memoria de estado sólido, la cual tiene una capacidad de 1 ó 2 megabytes. Posteriormente, la información es recuperada por medio de una computadora portátil. El control del tiempo se realiza usando un reloj externo marca Nanometrics de alta precisión. La velocidad de muestreo fue de 100 muestras por segundo. La respuesta del sistema es plana para la velocidad entre 1 y 30 Hz.

El Nanometrics es un reloj fechador modelo 501F con una precisión de 10 milisegundos por día. Este instrumento puede recibir distintas señales (WWV, OMEGA, pulso externo, etc.) y cuenta con una salida de pulso por minuto entre otras. Este instrumento consiste de una pantalla de cuarzo de temperatura compensada y dos memorias en las cuales se puede tener el tiempo del reloj, A y B. A es la memoria principal donde se puede almacenar el tiempo de la señal. B tiene un tiempo secundario para cualquier otro propósito. El reloj es controlado por medio de teclas y a través de una serie de comandos que se pueden visualizar en la pantalla. Incluye un filtro de banda angosta de 1 KHz y un código abierto que puede ser sincronizado usando la salida de audio de un radio receptor de onda corta, conectando el radio a la entrada del reloj.

Los experimentos se llevaron a cabo mediante el uso del software "LithoSEIS". La función de este paquete es comunicar al usuario con los instrumentos digitales PRS (sismógrafos portátiles de refracción). Para esto, en LithoSEIS se cuenta con una base de datos donde se pueden dar coordenadas de los sitios, duración de las ventanas y parámetros de registro asociados con los tiros. Incluir datos necesarios para los sismógrafos, como el muestreo por segundo, parámetros de disparo, programar los instrumentos a tiempo, corrección de los sismógrafos por tiempo, etc.

Las operaciones de LitoSEIS están divididas en cuatro fases, PREPARE, EXECUTE, ANALYZE y MAINTAIN. Las primeras dos están relacionadas con la planeación del experimento y la colección de datos. Las otras dos se relacionan con el procesamiento de los datos después de que han sido recobrados de los PRS's. Una vez recobrados los datos estos se pueden analizar mediante otros paquetes de programas. En el anexo A mostramos algunas ventanas esenciales de LithoSEIS.

4.2 Datos obtenidos.

Los datos obtenidos de estos perfiles son de buena calidad por la resolución de los arribos en las fases P y S, las cuales son analizadas más adelante. Antes de utilizar la información obtenida de los EDA's, se requirió hacer algunas pruebas para comprobar si la respuesta de todos los equipos era similar. Para ello se registro un pulso colocando todos los sismógrafos juntos en el laboratorio. A estos registros se les calculo el espectro de amplitud de la velocidad del terreno. La figura 3 muestra la respuesta de los nueve instrumentos en sus tres componentes. Como se puede apreciar, la respuesta de todos los aparatos se encuentra amplificada de la misma forma en un rango de 0.5 a 10 Hz, garantizando que el todos los registros se amplificaran de la misma manera.

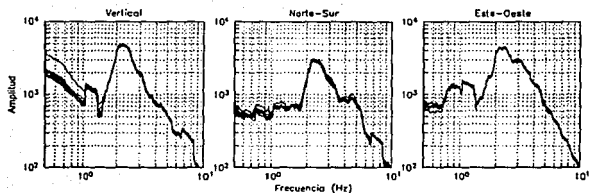


Figura 3. Respuesta de los nueve instrumentos EDA bajo prueba de laboratorio.

Una vez reunida todos los registros de campo, se obtuvieron listas de los eventos ocurridos cada día, donde se cuenta con el sitio del tiro, día y hora del evento, cantidad de dinamita empleada, ventana en que se registro el evento, etc. Con la ayuda de estas listas se pudo leer y clasificar los archivos grabados en el campo para cada tiro y en cada estación. En cada archivo se seleccionan las ventanas en las cuales había ocurrido el evento, y por último se seleccionó solo la información útil. Toda esta información tuvo que ser regrabada en formato binario, ya que la información obtenida de los equipos digitales se encuentra en un formato especial del fabricante. Junto con estos archivos se obtuvo otro que contiene todas las características del evento necesarias para su identificación. En anexo B se muestran las gráficas de los registros obtenidos para cada tiro en sus tres componentes (vertical, norte-sur y este-oeste). En estos registros se puede observar, de manera cualitativa, el comportamiento de la amplitud paralela y perpendicularmente a la costa. En la Tabla 1 se presentan los tiros con el número de estaciones que lo registraron; nomenclatura asignada a la estación, el número del sitio a lo largo del perfil, sus coordenadas geográficas y su distancia al punto de tiro. En la Tabla 2 presentamos las fechas, localización geográfica, profundidad y la carga en Kg de las explosiones para cada uno de los tiros.

Tabla 1. Parámetros de las estaciones

Tiro: SB	Estación	Sitio	Lat (gra)	Long (gra)	Dist (Km)
	AZ010191	005	17.732	101.630	18.680
	AZ010202	021	17.368	101.107	85.371
	AZ010200	031	17.198	100.727	129.832
	AZ010201	035	17.170	100.582	144.954
	AZ020203	050	16.966	99.993	211.275
	AZ020179	057	16.837	99.745	241.250
	AZ020184	065	16.775	99.430	274.682

Tiro: SE1 SE2	Estación	Sitio	Lat (gra)	Long (gra)	Dist(SE1) (Km)	(SE2)
	AZ030202	019	17.411	101.183	109.311	112.460
	AZ030197	021	17.368	101.107	99.944	103.094
	AZ030200	036	17.160	100.483	32.650	35.479
	AZ040194	045	17.014	100.201	11.972	11.011
	AZ040203	050	16.966	99.993	30.833	28.012
	AZ040184	065	16.775	99.430	92.467	89.328

Tiro: SC	Estación	Sitio	Lat (gra)	Long (gra)	Dist (Km)
	ZC040184	107	17.834	101.402	45.355
	ZC040179	111	17.937	101.282	61.820
	ZC100203	113	18.011	101.215	72.077
	ZC100194	119	18.109	100.942	102.544
	ZC100197	129	18.385	100.605	148.737
	ZC100202	130	18.430	100.570	154.531
	ZC090199	139	18.663	100.258	196.230
	ACME0184	207	18.882	99.934	241.396

Tiro: SD	Estación	Sitio	Lat (gra)	Long (gra)	Dist (Km)
	DF050197	OCOTI	17.245	99.516	69.631
	DF050201	PETAQ	17.487	99.457	96.728
	DF050203	MEZCA	17.933	99.586	145.858
	DF050200	TONAL	18.100	99.558	164.254

Tabla 2. Parámetros de los tiros

Tiro	Fecha	Lat (gra)	Long (gra)	Prof (mts)	Carga (Kg)
SB	920401	17.751	101.805	133.74	500
SE1	920403	16.938	100.281	100.30	300
SE2	920403	16.928	100.253	100.30	300
SC	920410	17.668	101.793	120.36	400
SD	920525	16.600	99.433		

5. ANÁLISIS DE LOS DATOS

Para poder analizar y cuantificar la atenuación entre las costas de Guerrero y hacia el interior del continente, se realizaron varios análisis a la colección de datos. En el capítulo cuatro se realizó el estudio de los efectos que se puedan presentar debido a una posible amplificación por parte de la respuesta de los instrumentos, donde se observó que éstos son confiables al menos en un rango de frecuencias de 0.5 a 10 Hz. Ahora nos ocuparemos de efectuar las estimaciones de amplificación debido a el efecto de sitio que puedan presentar los registros. Realizar análisis cualitativos en base a observaciones directas de los registros. Analizar el comportamiento de la máxima amplitud del paquete de ondas S en los registros filtradas en diferentes bandas de frecuencia. Finalmente, realizar un estudio de mínimos cuadrados de un modelo que representa el decaimiento de la máxima amplitud del paquete de ondas S en función de la distancia.

5.1 Efectos de sitio en las estaciones

En algunos registros se ha observado que la amplificación de la señal sísmica es debida al contraste de velocidades de propagación en las últimas capas de un depósito sedimentario (efecto de sitio). Con el objeto de evaluar este efecto de sitio en cada una de las estaciones se ha obtenido el espectro de Fourier de las ventanas mencionadas y de una parte del ruido ambiental antes del evento. Si aplicamos la técnica de Nakamura (Lermo y Chávez-García, 1993) para estimar este efecto de sitio haciendo la razón espectral entre las componentes horizontales y la vertical, encontramos que para el perfil 1 este efecto es muy notorio en muchas estaciones, principalmente a frecuencias mayores de 6 Hz. En frecuencias menores la amplificación no es de consideración. La figura 4a muestra un estación de la costa donde el efecto de sitio es muy notorio alrededor de 4 Hz con un factor de amplificación mayor de 10 veces. En los perfiles 2 y 3 se encontró que el efecto de sitio es mínimo en todas las estaciones, como lo muestra la gráfica de una de estos perfiles, figura 4b. Todos los sitios fueron evaluados con esta misma técnica, realizando un análisis detallado de las estaciones que presentaban un dudoso efecto de sitio con el fin de incluirlas o no en el análisis de regresión.

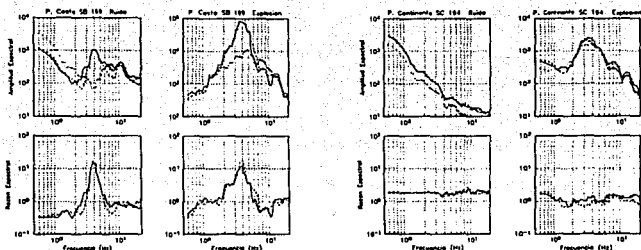


Figura 4a y 4b. Efecto de sitio evaluado por la técnica de Nakamura, para una estación a lo largo de la costa (4a, izquierda), y una estación dentro del continente (4b, derecha).

5.2 Análisis de las velocidades máximas para las ondas S

Para obtener buenos resultados, los registros han sido corregidos por línea base y filtrados en cuatro bandas de frecuencia. La figura 5 muestra la secuencia del procesamiento de cada uno de los registros obtenidos. La traza 1 muestra un sismograma sin corregir; el primer paso fue corregir los archivos por línea de base y decimarlos a 50 muestras por segundo para que el proceso de filtrado y graficación de los mismos fuera más sencilla. La corrección por línea base se realizó mediante el programa PITSA (Programmable Interactive Toolbox for Seismological Analysis), Scherbaum y Johnson, 1992. La corrección se realiza en dos pasos, primero se corrige la tendencia lineal y luego a través de un filtrado de la señal (filtro Butterworth pasa altas de fase cero a 0.3 Hz) se ajusta la traza a la línea base (traza 2). Las trazas 3, 4, 5 y 6 representan la traza 2 filtrada en 4 bandas de frecuencia; las frecuencias centrales son en 1, 1.5, 3 y 6 Hz utilizando un filtro Butterworth pasa bandas de fase cero, el ancho de la banda es de 1, 1, 2 y 4 Hz respectivamente. Estas bandas de frecuencias fueron tomadas porque los sismómetros son de 1 Hz de período natural, lo que implica que la señal a frecuencias menores de 1 Hz se encuentra atenuada instrumentalmente.

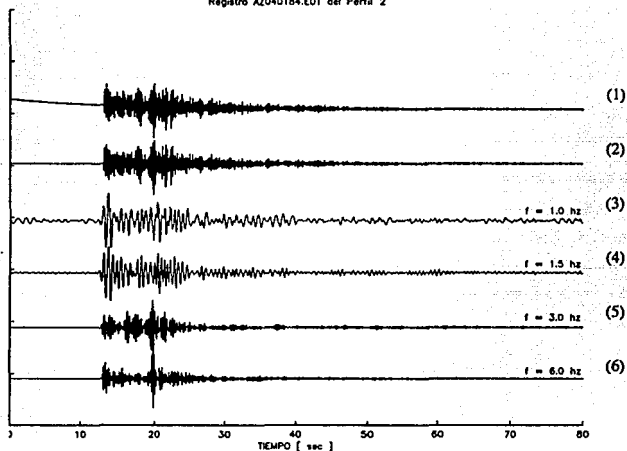


Figura 5. Secuencia del procesamiento de los registros, desde la corrección por línea base (2) hasta la obtención de las trazas filtradas a diferentes frecuencias (3,4,5 y 6).

Las máximas amplitudes pico (amplitud absoluta máxima del paquete de ondas S a partir de la línea base) que presentan las trazas filtradas, fueron transformados a datos de velocidad (cm/s); transformando las cuentas a volts mediante $1 \text{ cuenta} = 5 \times 10^6 \text{ volts}$, que es la sensibilidad del aparato, y luego se dividió entre la constante de sensor (transductor), $k = 4 \text{ (volts/cm/s)}$, con lo cual se obtienen la señal en cm/s . La tabla 3 contiene los promedios de las componentes horizontales de éstas máximas amplitudes para cada evento.

Tabla 3

Máximas amplitudes del paquete de ondas S para cuatro bandas de frecuencias de los eventos utilizados en la regresión, las tablas presentan la media geométrica de las dos componentes horizontales en cm/s.

Tiro en SB

Estación	R (Km)	Frecuencia (Hz)			
		1.5	3.0	6.0	1.0
AZ010191	18.6	0.002911	0.022118	0.029086	0.001400
AZ010202	85.3	0.000971	0.009396	0.013349	0.000640
AZ010200	129.8	0.000405	0.005474	0.008848	0.000210
AZ010201	144.9	0.001414	0.006751	0.005511	0.000260
AZ020203	211.2	0.000216	0.000841	0.000990	0.000190
AZ020179	241.2	0.000171	0.000435	0.000405	0.000120
AZ020184	274.6	0.000108	0.000334	0.000225	0.000075

Tiro en SE1

Estación	R (Km)	Frecuencia (Hz)			
		1.5	3.0	6.0	1.0
AZ030202	109.3	0.000129	0.000978	0.001256	0.000445
AZ030197	99.9	0.000382	0.001506	0.003820	0.000050
AZ030200	32.6	0.001480	0.013610	0.021577	0.000510
AZ040194	11.9	0.002494	0.007764	0.021010	0.001400
AZ040203	30.8	0.000546	0.004343	0.014197	0.000300
AZ040184	92.4	0.000186	0.001716	0.002259	0.000080

Tiro en SE2

Estación	R (Km)	Frecuencia (Hz)			
		1.5	3.0	6.0	1.0
AZ030202	112.4	0.000405	0.002326	0.001791	0.000225
AZ030197	103.0	0.000505	0.004289	0.007857	0.000310
AZ030200	35.4	0.003542	0.024576	0.030939	0.001465
AZ040194	11.0	0.003991	0.022018	0.053418	0.002525
AZ040203	28.0	0.002233	0.011063	0.020092	0.000995
AZ040184	89.3	0.000840	0.008152	0.005390	0.000415

Tabla 3 (Continúa)

Tiro en SC

Estación	R (Km)	Frecuencia (Hz)			
		1.5	3.0	6.0	1.0
ZC040184	45.3	0.000632	0.008565	0.024668	0.000325
ZC040179	61.8	0.000531	0.004429	0.004175	0.000200
ZC100203	72.0	0.000546	0.001698	0.002582	0.000210
ZC100194	102.5	0.000342	0.003810	0.003152	0.000195
ZC100197	148.7	0.000254	0.002345	0.003287	0.000130
ZC100202	154.5	0.000217	0.001677	0.001282	0.000105
ZC090199	196.2	0.000326	0.002414	0.002292	0.000130
ACME0184	241.3	0.000443	0.002153	0.002169	0.000205

Tiro en SD

Estación	R (Km)	Frecuencia (Hz)			
		1.5	3.0	6.0	1.0
DF050197	69.6	0.000172	0.002193	0.006480	0.000090
DF050201	96.7	0.000250	0.001031	0.001390	0.000115
DF050203	145.8	0.000124	0.001367	0.002337	0.000070
DF050200	164.2	0.000185	0.002080	0.002436	0.000090

5.2.1 Regresiones

Una vez obtenidas las amplitudes en velocidad, se procedió a realizar regresiones para las diferentes frecuencias, explorando la dependencia de la amplitud espectral con la distancia por medio de un análisis de mínimos cuadrados bajo el modelo de la ecuación 3.1.

Los cálculos se realizaron utilizando el criterio de tomar predominio de ondas cuerpo para $r < r_s$ y de ondas superficiales para distancias superiores a r_s , donde $r_s = 100$ Km (Ordaz y Singh, 1992), como lo muestra la siguiente ecuación:

$$G(r) = \begin{cases} (r)^{-1} & \text{para } r \leq r_x \\ (rr_x)^{-1/2} & \text{para } r > r_x \end{cases}$$

El término de divergencia geométrica $G(r)$ es supuesto bajo las siguientes consideraciones: a distancias menores de 100 Km el sismograma consiste de ondas de cuerpo, y por lo tanto su amplitud decae idealmente como r^{-1} , a mayores distancias de 100 Km el número de arribos de ondas de cuerpo se incrementa a forma de ondas superficiales, en tal caso la amplitud del espectro puede decaer como $r^{-1/2}$ (Herrmann y Kijko, 1983). Esta intuición nace de la aplicación de sismogramas sintéticos de componente vertical a modelos estratificados de la corteza (Wang y Herrmann, 1980). Estudios de las características de la amplitud espectral de componentes verticales para ondas L_g realizados en la parte Central de Estados Unidos (Street et al., 1975), encuentran que $r_x = 100$ Km. Por otra parte, estudios realizados en la zona de subducción de México (Sing et al., 1990), observan que a distancias mayores de 100 Km el movimiento fuerte ya no se encuentra controlado por las ondas S, debido a la existencia de múltiples reflexiones y refracciones en las capas de que está formada la corteza de la tierra.

Las regresiones se efectuaron para las máximas amplitudes del paquete de las ondas S, tomando el promedio aritmético de las componentes horizontales en las cuatro bandas de frecuencia obtenidas. La ecuación que describe el comportamiento de la curva de atenuación es representada por la ecuación 3.5, el término de fuente en el lado izquierdo de la ecuación sustrae el efecto producido por la fuente, con lo cual es posible observar exclusivamente la atenuación.

5.3 Resultados

La figura 6 muestra las curvas de atenuación obtenidas mediante la ecuación 3.5, los círculos abiertos representan las estaciones a lo largo de la costa y los sólidos las estaciones hacia el interior del continente.

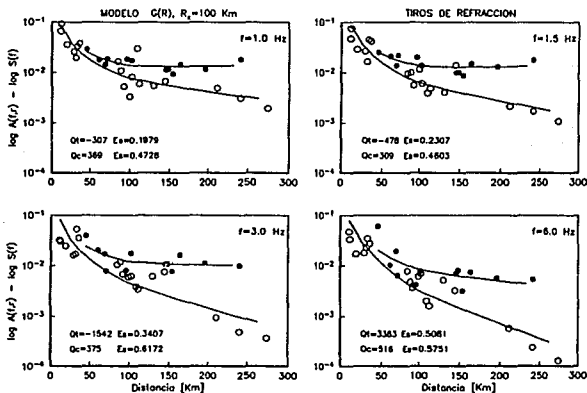


Figura 6. Curvas de atenuación para los datos de velocidad. Círculos abiertos denotan estaciones de la costa y cerrados hacia el interior del continente. Q_t y Q_c son los factores de calidad hacia el continente y a lo largo de la costa respectivamente. E_s es el error estándar de la regresión.

Como se había inferido directamente de los registros, el comportamiento de la curva de atenuación es muy diferente para las dos trayectorias en las 4 frecuencias estudiadas. De igual manera notamos que el factor de calidad para el interior del continente (Q_t) es negativo o muy alto en magnitud, lo que indica que el modelo (representado por la ecuación 3.5) utilizado no

es el indicado, en particular el término de divergencia geométrica $G(r)$.

No obstante que se asumió $r_s = 100$ Km, se realizaron comparaciones fijando r_s igual a 50, 75, 125, 150 y 200 Km, resultados a distancias menores de 100 Km arrojan valores de atenuación regional (Q) hacia dentro del continente menores y un error estándar (E_s) de la regresión similar, mientras que a lo largo de la costa Q es mayor con similar E_s . Por el contrario, para distancias mayores de 100 Km, Q hacia el continente es mayor y a lo largo de la costa es menor, con mayor E_s en 1 y 1.5 Hz a 150 Km y diferente comportamiento a 6 Hz en 200 km. Estas observaciones al parecer apoyan los trabajos (Wang y Herrmann, 1980 y Singh *et al.*, 1990) que proponen la aparición de las ondas superficiales a distancias alrededor de los 100 Km.

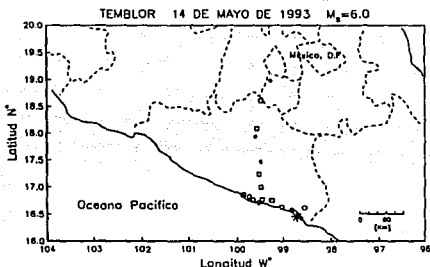
5.4 Comparación con datos del sismo del 14 de mayo de 1993 y estudios similares.

El 14 de mayo de 1993 se obtuvieron registros de aceleración de un sismo ocurrido frente a las costas de Guerrero, el cual contó con dos eventos. El mapa 2 muestra la localización del epicentro y las estaciones que registraron, los registros utilizados para este estudio corresponden al segundo evento, con una magnitud $M_s = 6.0$, los cuales son recopilados de las redes acelerográficas del Instituto de Ingeniería (Idel), el Centro Nacional de prevención de Desastres (CENAPRED) y el Centro de Instrumentación y Registro Sísmico (CIRES).

Construimos gráficas similares a los registros de velocidad, separando un perfil con 12 estaciones para la costa y otro perfil con 6 estaciones hacia el continente. El anexo B muestra las gráficas de los registros en estos perfiles agrupados por componentes. En los registros del perfil de la costa podemos ver la analogía con los registros de velocidad, es decir, la señal se atenúa con la distancia y resulta interesante destacar que aunque existen estaciones acelerográficas a lo largo de la costa a más de 150 Km del epicentro, éstas no registraron. Mientras que para los registros del perfil hacia el interior del continente la energía no decae de igual manera, obteniéndose registros hasta 280 km. En base a estas observaciones nos damos

cuenta la similitud con los análisis de los perfiles de refracción.

Trabajando en forma similar a los datos de velocidad, los registros de aceleración fueron filtrados en cuatro frecuencias centrales (0.5, 1, 2 y 5 Hz) a fin de leer el máximo pico de aceleración del paquete de ondas S y aplicar el mismo modelo de regresión. La tabla 4 contiene los promedios aritméticos del pico de aceleración de las componentes horizontales. Bajo el hecho



Mapa 2. Localización del sismo ocurrido el 14 de mayo de 1993. El asterisco representa el epicentro, los círculos abiertos, círculos cerrados y cuadros representan las estaciones de CIREs, CENAPRED y el Instituto de Ingeniería respectivamente.

de que se trata de una sola fuente sísmica, se obtuvo una sola curva de atenuación, los resultados son similares a los encontrados con los datos de velocidad hacia el interior del continente, es decir, los valores de Q son negativos en 0.5, 1 y 2 Hz lo cual se puede atribuir a los registros del interior del continente, indicándonos resultados similares a los de velocidad. La figura 7 muestra en línea continua los resultados de la regresión y en línea discontinua los resultados obtenidos por Ordaz y Singh (1992), quienes trabajan con registros de 8 sismos ($5.8 \leq M_s \leq 8.1$) obtenidos de la red acelerográfica de Guerrero y del Valle de México. Ordaz y Singh (1992) no encuentran diferencias significativas entre la atenuación a lo largo de la costa y hacia el interior del continente, y atribuyen la amplificación de las ondas sísmicas en registros hacia el valle de

México, a depósitos potentes (200 a 300 m) de arcillas lacustres desarrollados entre fines del Oligoceno y el Plioceno, en una amplia cuenca que cubría el actual valle de México y que se extendía hacia el sur hasta cerca de Taxco, Gro. Observamos que para frecuencias de 5 Hz el comportamiento de la curva de atenuación es similar, pero diferente para frecuencias menores.

Tabla 4

Máximas amplitudes del paquete de ondas S para cuatro bandas de frecuencias del sismo utilizado en la regresión, ocurrido el 14 de mayo de 1993, las tablas presentan la media geométrica de las dos componentes horizontales en cm/s^2 .

Evento 14.05.93 ($M_s=6.0$)

Estación	R (Km)	Frecuencia (Hz)			
		0.5	1.0	2.0	5.0
Marquelia ○	17.0	0.6103	1.6491	5.4643	43.6665
Huehuetan ○	25.4	0.2357	1.4316	13.1386	66.3270
El Carrizo ○	38.6	1.7642	7.2068	10.4723	19.9745
VIGA □	63.7	1.5068	6.7369	16.6853	14.7230
Las Vigas ○	64.6	1.5711	7.1574	16.5771	17.2820
SMR2 □	84.6	0.6345	2.7796	5.4392	13.0343
Cortes ○	89.4	0.3566	1.4037	3.5338	14.1505
MSAS □	99.6	0.7705	3.5320	11.7220	13.5194
CPDR □	105.0	0.5237	2.9366	7.3757	4.1472
San Pedro ○	116.3	0.2253	0.4862	1.0515	3.9829
ACAN ○	130.8	0.2455	0.5461	1.1364	5.8744
ACAJ ●	133.0	0.3273	1.0676	4.1577	3.0080
OCTT □	121.3	0.6982	2.3658	6.9836	17.8960
CHIL ●	137.6	0.5945	2.2386	3.8452	4.1046
MEZC ●	188.6	0.4438	1.2756	2.8483	3.9606
TNLP □	202.3	0.8682	2.8065	4.9003	2.6757
TEAC □	251.6	0.6305	2.0596	2.2202	0.8165
CUER ●	285.6	1.0988	2.2965	2.4852	1.0118

○: CIRES

□: Instituto de Ingeniería

●: CENAPRED

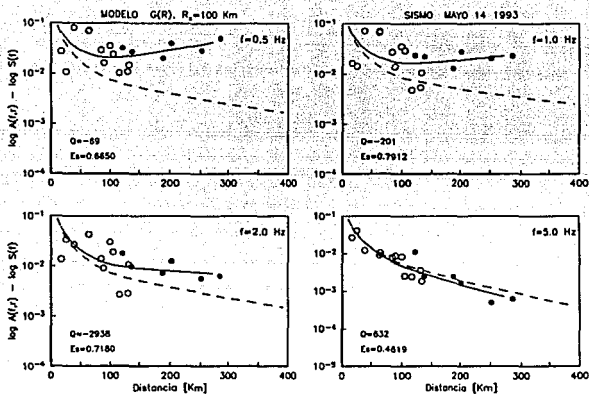


Figura 7. Curva de atenuación para los datos de aceleración. Círculos abiertos denotan estaciones de la costa y cerrados hacia el interior del continente. Q es el factor de calidad y Es es el error estándar de la regresión. Las curvas discontinuas son los resultados obtenidos por Ordaz y Singh (1992).

6. CONCLUSIONES

Como se había inferido directamente de los registros, la atenuación sísmica es menor hacia el continente que a lo largo de la costa. Los análisis de efectos de sitio para las estaciones de refracción revelan que no existen efectos considerables a lo largo de los perfiles, así como amplificaciones debidas a los instrumentos (al menos en el rango de frecuencias estudiadas). Bajo estas bases, el estudio de regresión arroja curvas de atenuación que muestran claramente las diferencias que existen en el comportamiento de la atenuación entre las dos trayectorias de interés.

Las regresiones dan valores de Q negativos hacia el continente, lo que indica que a lo largo de esta trayectoria el término de divergencia geométrica no es el adecuado. Es decir, la amplificación que se observa se debe a una anisotropía desconocida hasta el momento

Procesando de manera similar los registros de aceleración del sismo del 14 de mayo de 1993, se observan resultados similares a los obtenidos con refracción en frecuencias menores de 5 Hz (en esta última frecuencia no se observan diferencias significativas). Las comparaciones realizadas con los resultados de Ordaz y Singh (1992), muestran diferencias en 0.5, 1 y 2 Hz. Estas diferencias las atribuimos al hecho que ellos descartan las estaciones que se encuentran alrededor de 200 Km de la costa hacia el continente. Nuestros resultados indican que existe una amplificación regional aún a distancias menores a 150 km.

Las actuales leyes de atenuación consideran que la atenuación sísmica es la misma a lo largo de la costa y hacia dentro del continente. Nuestros resultados indican lo contrario, sugiriendo trabajar con un mayor número de datos de movimientos fuertes y líneas de refracción en diferentes zonas, así como completar estas observaciones con otros estudios geofísicos y geológicos.

7. BIBLIOGRAFÍA

- Aki, K. (1969). Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves, *J. Geophys. Res.* 74, 615-631.
- Aki, K. and C. Bernard. (1975). Origin of coda waves: source, attenuation and scattering effects, *J. Geophys. Res.* 80, 3322-42.
- AKI, K. (1980a). Scattering and attenuation of shear waves in the lithosphere, *J. Geophys. Res.* 84, 6496-6504.
- Aki, K. and P. G. Richards (1980b). *Quantitative Seismology*, W. H. Freeman and Company, San Francisco.
- Aki, K. (1985). Theory of earthquake prediction with special reference to monitoring of the quality factor of lithosphere by the coda method, *Earthq. Predict. Res.* 3, 219-230.
- Aki, K. y Chouet, B. (1975). Origin and coda waves. Source, attenuation and scattering effects. *J. Geophys. Res.* 80, 3322-3342.
- Bard, P. Y., M. Campillo, F. J. Chávez-García y F. J. Sánchez-Sesma (1988). A theoretical investigation of large-and small-scale amplification effects in the Mexico City Valley, *Earthq. Spectra*, 4, 609-633.
- Báth, M. (1974). *Spectral Analysis in Geophysics*, Elsevier, Amsterdam-Oxford-New York.
- Boore, D. M. (1983). Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, *Bull. Seism. Soc. Am.* 73-6, 1865-1894.
- Braile, L. W. (1981). Interpretation of crustal velocity gradients and Q structure using amplitude-corrected seismic refraction profiles, *SEG Geophysics Reprint Series 2*, 339-351.
- Brune, J. N. (1970). Tectonic stresses and spectra of seismic waves from earthquakes, *J. Geophys. Res.* 75, 4997-5009.
- Bufaliza, M. A. (1984). *Atenuación de intensidades sísmicas con la distancia en sismos mexicanos*, tesis de maestría, Facultad de Ingeniería, UNAM.
- Castro, R., S. K. Singh y E. Mena (1988). The Mexico earthquake of September 19, 1985. An empirical model to predict Fourier amplitude spectra of horizontal ground motion, *Earthq. Spectra*, 4, 675-685.

- Castro, R. R. Anderson, J. G. and Sing, S. K. (1990). Site response, attenuation and source spectra of S waves along the Guerrero, México, subduction zone, *Bull. Seism. Soc. Am.* **80-6**, 1481-1503.
- Chávez-García, F. J. (1991). *Diffraction et amplification des ondes sismiques dans le bassin de Mexico*, tesis doctoral, Université Joseph Fourier de Grenoble, 331 pp.
- Claerbout, J. F. (1976). *Fundamentals of geophysical data processing*, McGraw-Hill international series in the earth and planetary sciences.
- Futterman, W. I. (1962). Dispersive body waves, *J. Geophys. Res.* **67**, 5279-91.
- Greenfield, R. J. (1971). Short-period P-wave generation by Rayleigh-wave scattering, *J. Geophys. Res.* **76**, 7988-8022.
- Gutiérrez, C. y Singh, S. K. (1988). Evidencias de amplificación de fases sísmicas hacia dentro del continente respecto a trayectorias a lo largo de la costa del pacífico, en México. *GEOS*. pp. 155.
- Herrmann, R. B. y Kijko, A. (1983). Modeling some empirical vertical component L_g relations, *Bull. Seism. Soc. Am.* **73**, 157-171.
- Howell, B. F., Jr. (1990). *An introduction to seismological research*, Cambridge University Press, 119-129.
- Jongmans, Denis. (1991). *L'influence des structures géologiques sur l'amplification des ondes sismiques*, tesis doctoral, Université de Liege, Faculté des Sciences Appliquées.
- Johnston, D. H. and Toksöz, M. N. (1981). Seismic wave attenuation, *SEG Geophysics reprint series 2*, 1-5.
- Joyner, W. B. y Boore, D. M. (1981). Peak Horizontal acceleration and velocity from strong-motion records including records from the 1979 Imperial Valley, California, earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.* **71-76**, 2011-2038.
- Kanamori, H. P., C. Jennings, D. Helmberger, R. Clayton, S. K. Singh, L. Astiz y E. Mena (1989). Estimation of strong ground motion in Mexico City, *Abstracts of the 25th General Assembly of International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior*, Estambul, agosto-septiembre, **S11-10**, p 413.
- Kanamori, H. P., Jennings, C., Singh, S. K., Astiz, L. (1993). Estimation of strong ground motions in Mexico City expected for large earthquake in the Guerrero seismic Gap, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **83**, 811-829.

- Knopoff, L. (1959a). Scattering of compressional waves by spherical obstacles, *Geophysics*, **24**, 30-39.
- Knopoff, L. (1959b). Scattering of shear waves by spherical obstacles, *Geophysics*, **24**, 209-219.
- Knopoff, L. and Gilbert (1960). First motions from seismic sources, *Bull. Seism. Soc. Am.* **50**, 117-34.
- Kosuga, M. (1992). Dependence of coda Q on frequency and lapse time in the Western Nagano Region, Central Japan, *J. Phys. Earth.* **40**, 421-445.
- Lermo J. y F.Chávez-García (1993). Are microtremors useful in site effect evaluation?, *submitted to Bull. Seism. Soc. Am.*
- Love, A. E. H. (1911). Some Problems in Geodynamics, *Cambridge University Press*.
- Murphy, J. R. and Lahoud, J. A. (1969). Analysis of seismic peak amplitudes from underground nuclear explosions, *Bull. Seism. Soc. Am.* **59-6**, 2325-2341.
- Nava, F., F. Núñez-Cornú, D. Córdoba, M. Mena, J. Ansorge, J. González, M. Rodríguez, E. Banda, Mueller, A. Udfas, M. García-García, G. Calderón (1988). Structure of the Middle American trench in Oaxaca, Mexico, *Tectonophysics* **145**, 241-251.
- O'connel R. J. and Budiansky B. (1978). Measures of dissipation in viscoelastic media, *Geoph. Res. Letters.* **1-5**, 5-8.
- Ordaz, M. y S. K. Singh (1991). ¿Es la amplificación de las ondas sísmicas en la zona del lago del D.F. la única causa de los grandes movimientos del terreno durante temblores?, *IX Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*, Manzanillo, noviembre, **2.157-2.167**.
- Ordaz, M. S. and Sing, S. K. (1992). Source spectra and spectral, attenuation of seismic waves from mexican earthquakes, and evidence of amplification in the hill zone of México City, *Bull. Seism. Soc. Am.* **82-1**, 24-23.
- Ordaz, M. S. (1992). *Estimación de movimientos fuertes ante temblores mexicanos de subducción*, tesis doctoral, Facultad de Ingeniería, UNAM.
- Phillips, W. S. and Aki, K. (1986). Site amplification of coda waves from local earthquakes in central California, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **76**, 627-648.
- Quaas, R. W. et al. (1991). *Medición del retardo de la señal de tiempo NHK*, CENAPRED.
- Richards, P. G. and C. W. Frasier (1976). Scattering of elastic waves, *Geophysics*, **41**, 441-58.

- Sato, H. (1977). Energy propagation including scattering effects; single isotropic scattering approximation, *J. Phys. Earth* **25**, 27-41.
- Scherbaum, F. and Johnson, J. (1992). *Programmable Interactive Toolbox for Seismological Analysis*, Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik der Ludwig Maximilians Universität.
- Sezawa, K. (1927). Scattering of elastic waves and allied problems, *BERI* **3**, 19-42.
- Sheriff, R. E. and Geldart, L. P. (1991). *Exploración sísmológica Vol. 1*, Limusa, 79-80.
- Singh, S. K., E. Mena y R. Castro (1988a). Prediction of peak horizontal ground motion parameters in Mexico City from coastal earthquakes, *Geofis. Int. (México)* **27**, 111-129.
- Singh, S. K., E. Mena y R. Castro (1988b). Some aspects of source characteristics of the 19 September 1985 Michoacán earthquake and ground motion amplification in and near México City from strong motion data, *Bull. Seism. Soc. Am.* **78**, 451-477.
- Singh, S. K., J. Lermo, T. Domínguez, M. Ordaz, J. M. Espinosa, E. Mena y R. Quaa (1988c). A study of amplification of seismic waves in the Valley of Mexico with respect to a hill zone site, *Earthq. Spectra* **4**, 653-673.
- Singh, S. K., Mena, E. Castro, R. and Carmona, C. (1986). *Prediction of peak, horizontal ground motion in Ciudad universitaria México City from earthquakes*. Submitted to Bull. Seism. Soc. Am.
- Singh, S. K. y Ordaz, M. (1990). *Sismicidad y movimientos fuertes en México: Una visión actual*, Coordinación de investigación, Riesgos geológicos, CENAPRED.
- Singh, S. K., Mena, E., Anderson, J. G., Quaa, R., y Lermo, J. (1990). *Source spectra and RMS acceleration of Mexican Subduction Zone earthquakes*, *PAGEOPH*, **133**, 447-474.
- Spencer, C. and Asudeh, I. (1989). *User Manual of LithoSEIS*, version 2.01. Geological Survey of Canada.
- Street, R. L., R. B. Herrmann, and O. W. Nuttli (1975). Spectral characteristics of the Lg wave generated by central United States earthquakes, *Geophys. J.* **41**, 51-63.
- Wang, C. Y. and R. B. Herrmann (1980). A numerical study of P-, SV-, and SH-wave generation in a plane layered medium, *Bull. Seism. Soc. Am.* **70**, 1015-1036.
- Wesley, J. P. (1965). Diffusion of seismic energy in the near range, *J. Geophys. Res.* **70**, 5099-5106.

Zharkov, V. N. (1985). *Estructura interior de la Tierra y de los planetas*, Mir Moscú, URSS.

Manual de Operación. *Portable recording seismograph/accelerograph (PRS-4)*, EDA Instruments Inc.

Manual del Usuario. *Field Clock Model 501F*, Nanometrics Inc.

ANEXO A

**VENTANAS IMPORTANTES DE LITHOSEIS PARA PREPARAR LOS
SISMOGRÁFOS PORTÁTILES *EDA*.**

La figura A-1 y A-2 muestran la versión de LithoSEIS utilizada y el menú de sus cuatro fases. PREPARE contiene los submenús donde DEFAULTS, SITES y PLAN son los de uso más común (figura A-3). DEFAULTS permite entre algunas otras opciones, elegir el tipo de experimento que se llevará a cabo (refracción, sismicidad e ingeniería) y establecer la comunicación para el PRS y el tipo de reloj que introducirá el tiempo (figura A-4). En la figura A-5 se muestra las comunicaciones de los puertos que se debe de llevar a cabo mediante el PRS, el Nanometrics y la computadora portátil. Un diagrama de estas comunicaciones se muestra en la figura A-6. SITES permite introducir la localización geográfica donde se instalaran las estaciones, tal y como lo muestra la figura A-7.

PLAN es la parte más importante, contiene un submenú de opciones donde tiene como prioridad la programación del DEPLOYMENT. Casi todas las opciones de LithoSEIS durante PREPARE y EXECUTE dependen de DEPLOYMENT. DEPLOYMENT es una instalación de instrucciones preparadas en un archivo, las cuales son instaladas en el PRS. En él se incluyen tiempo de inicio y longitud de las ventanas de registro, parámetros de disparo y otra información relevante. En la figura A-8 se muestra la ventana donde se programa el DEPLOYMENT, la cual contiene:

DEP CODE, código del deployment que se esta trabajando.

SAMPLE RATE, razón de muestreo efectivo para el PRS, con la cual se desea registrar la señal.

STA, tiempo en segundos sobre el cual el filtro de salida IIR es promediado para calcular el promedio del término corto. Esto depende de como es ajustada la razón de muestreo. El STA afecta la frecuencia en el cálculo del promedio del termino largo.

LTA, tiempo en segundos sobre el cual el filtro de salida IIR es promediado para calcular el promedio del término largo. Este parámetro depende del ajuste de la razón de muestreo y de la obtención del ajuste cuando se realizan cambios en el STA.

STA/LTA, es el factor por el cual STA puede ser mayor que LTA para que el PRS pueda declarar un evento de disparo.

TRIGGER CHANNEL, es el canal de registro donde los promedios de STA y LTA pueden ser calculados.

IIR CODE, identificación del filtro pasabandas donde los límites de rango de frecuencias sobre los cuales los promedios de STA y LTA serán calculados.

LithoSEIS Version 3.00 Released Jan. 1990

FIG. A-1

11:11:11

Define GLOBAL DEFAULTS, define SITES, PLAN Deployments

PREPARE	EXECUTE	ANALYZE	MAINTAIN	QUIT
+ STATS +				
FSU CODE 4075				
DEP CODE TX20				
STORAGE 0.6 mb				
MEMORY 16 kb				

FIG. A-2

Define system-wide GLOBAL DEFAULTS

PREPARE	EXECUTE	ANALYZE	MAINTAIN	QUIT
+ STATS +				
FSU CODE 4075				
DEP CODE TX20				
STORAGE 0.6 mb				
MEMORY 4 kb				

DEFAULTS
SITES
PLAN
EXIT

FIG. A-3

Set Operation Mode

PREPARE	EXECUTE	ANALYZE	MAINTAIN	QUIT
---------	---------	---------	----------	------

DEFAULTS SITES PLAN EXIT	OPERATION GEOGRAPHY COMMUNICATION PRS SETUP RESET LIST EXIT	OPERATION EXPERIMENT MODE REFRACTION SEISMICITY ENGINEERING	STATS FSU CODE 4075 DEP CODE TX20 STORAGE 0.6 mb MEMORY 4 kb
-----------------------------------	---	---	--

FIG. A-4

Set FSU - PRS Communication Parameters

PREPARE	EXECUTE	ANALYZE	MAINTAIN	QUIT
---------	---------	---------	----------	------

DEFAULTS SITES PLAN EXIT	OPERATION GEOGRAPHY COMMUNICATION PRS SETUP RESET LIST EXIT	COMMUNICATION PRS PORT COM2 SPEED 19200 baud CLOCK TYPE GDS PORT COM1 SPEED 4000 baud Q.F. 5 ms CLOCK ID FOR DOWNLOAD & UPLOAD HANU	STATS FSU CODE 4075 DEP CODE TX20 STORAGE 0.6 mb MEMORY 4 kb
-----------------------------------	---	--	--

Press any key to Exit

FIG. A-5

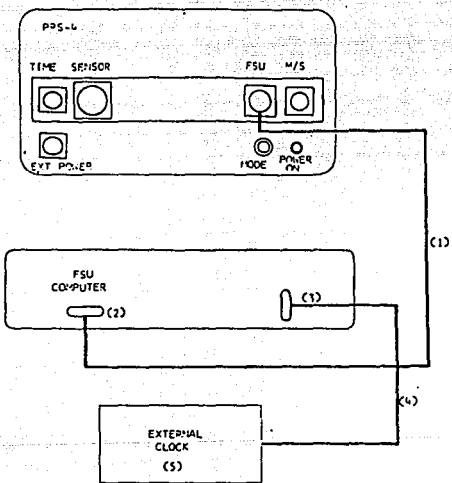


FIG. A-6

Define SITES for entire survey

PREPARE	EXECUTE	ANALYZE	MATHSTAT	QUIT	
DEFAULTS SITES PLAN EXIT	EDIT Page 1 of 7 SITE 5000 ALLOCATION (M) 0.4 LATITUDE 000+00+00.00H LONGITUDE 000+00+00.00H NORTHING 0 ZONE 30N EASTING 031902 LINE TO 1.001 DEP CODE 4075 COMMENTS			STATUS DEP CODE 4075 DEP CODE 1X20 STORAGE 0.4 Mb MEMORY 0 kb	OPTIONS <F1> : HELP <F2> : ADD - EDIT <F3> : NEXT SCREEN <F4> : PICK SITE <F5> : SELECT <F6> : LOGIC MTH <F7> : DELETE <F8> : GENERATE <F9> : LIST - PRINT <F10> : EXIT

FIG. A-7

Define or update Deployment plans

PREPARE	EXECUTE	ANALYZE	MATHSTAT	QUIT		
DEFAULTS SITES PLAN EXIT	DEPLOYMENTS SHOTS RECORD VERIFY TIME S LIST EXIT	EDIT Page 2 of 5 DEP CODE 1X20 MODE S (Ref., Sel., Eng.) Sample Rate (Hz) 100 Iik Code F1 LofAss(Hz) 50.00 STA Constant (S) 12.75 0 2.0 LTA Constant (S) 511.5 HIRand(Hz) 0.60 STA/LTA Ratio 5.0 0 5.9 Trigger Channel 1 Lofand(Hz) 0.70 0 5.0 Declination Lc->IIR1 10 IIR2 1 Sta 1			STATUS DEP CODE 4075 DEP CODE 1X20 STORAGE 0.4 Mb MEMORY 0 kb	OPTIONS <F1> : HELP <F2> : ADD - EDIT <F3> : NEXT SCREEN <F4> : PREV SCREEN <F5> : SELECT <F6> : CALENDAR <F7> : DELETE <F8> : <F9> : LIST - PRINT <F10> : EXIT

*PgUp-Add) Select (+)...(-) Filters (*PgDn-Del)

FIG. A-8

ANEXO B

GRÁFICAS DE LOS REGISTROS DE VELOCIDAD Y ACELERACIÓN UTILIZADOS EN ESTE ESTUDIO

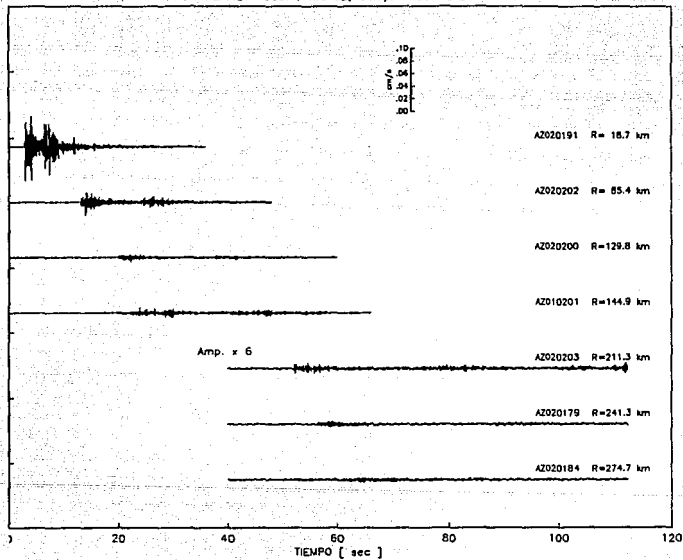
Registros de velocidad

En estos registros se puede observar, de manera cualitativa, la atenuación sísmica paralela y perpendicular a la costa. Esto es, si observamos los registros del perfil 1 (perfil paralelo a la costa), tiro en SB, encontramos que los tres últimos registros tuvieron que ser amplificadas en tres con respecto al primero (en base al pico de amplitud máxima del paquete de ondas S) para poder ser graficados, posteriormente, si observamos el perfil 2 (perfil perpendicular a la costa), tiro en SC, donde su último registro se encuentra a 241 km hacia dentro del continente, notamos que la amplitud del paquete de ondas superficiales permanece constante aún cuando la cantidad de dinamita es 100 kg menos. Con esto dos perfiles tenemos los primeros indicios que nos muestran que la atenuación sísmica se comporta de manera diferente hacia el interior del continente que a lo largo de la costa. Analizando de manera general, los registros obtenidos en distancias de alrededor de 100 km, los tiros efectuados para el perfil 1 (SB, SE1 y SE2), notamos que la amplitud decae gradualmente en función de la distancia. Mientras que para los perfiles 2 y 3, que se encuentran hacia dentro del continente, alrededor de los 100 Km y un más adelante la amplitud no decae tan rápidamente como en los registros del perfil 1.

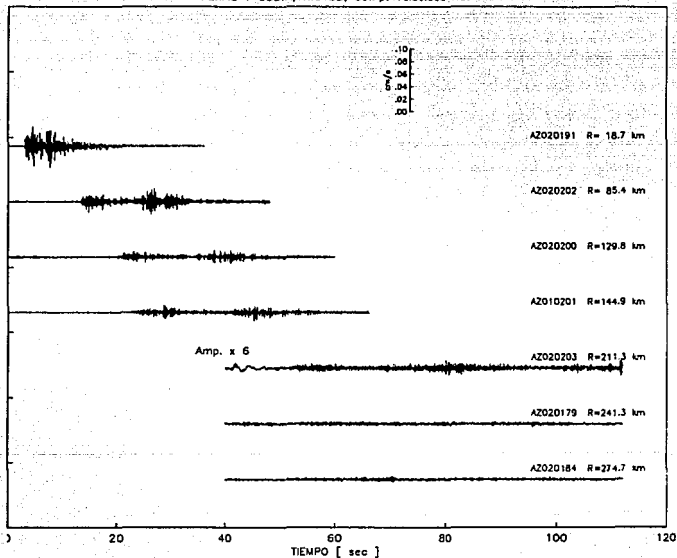
Registros de aceleración

En los registros del perfil de la costa podemos ver la analogía con los registros de velocidad, es decir, la señal se atenúa con la distancia y no llega a más de 150 Km. Mientras que para los registros hacia el interior del continente, la energía sísmica no decae de igual manera, obteniéndose registros hasta 280 Km.

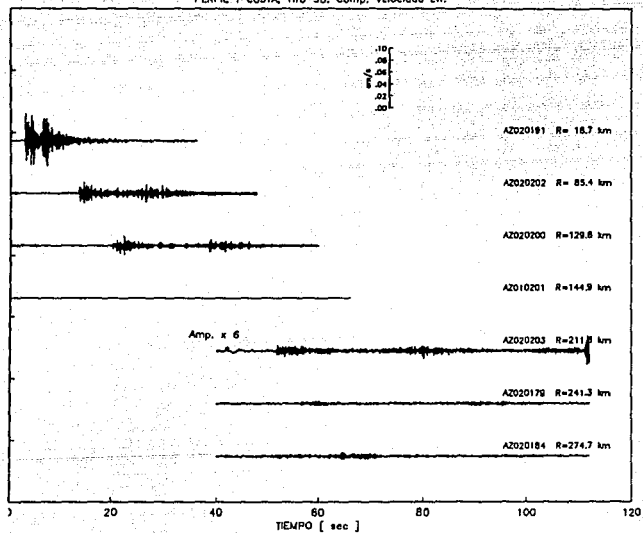
PERFIL 1 COSTA, Tira SB, Comp. Velocidad Z.



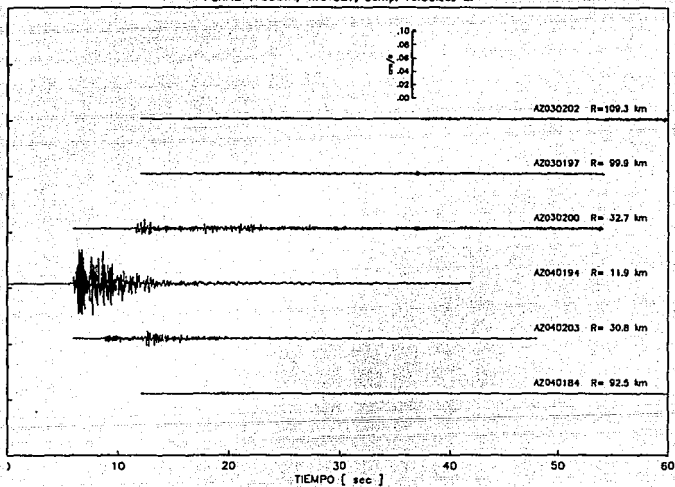
PERFIL 1 COSTA, Tiro SB, Comp. Velocidad NS.



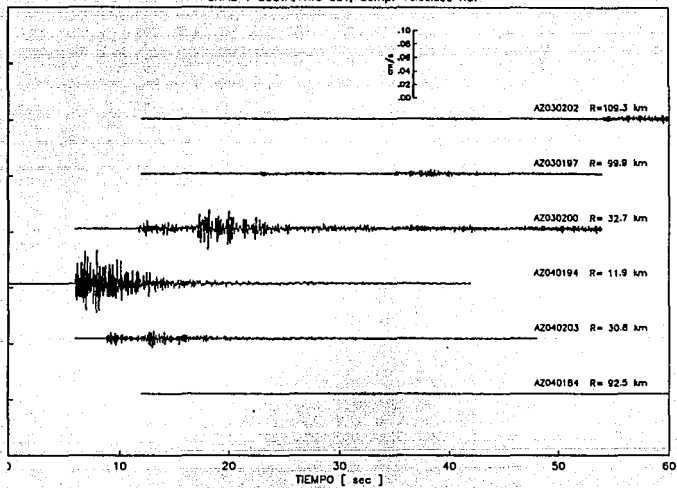
PERFIL 1 COSTA, Tiro SB, Comp. Velocidad EW.



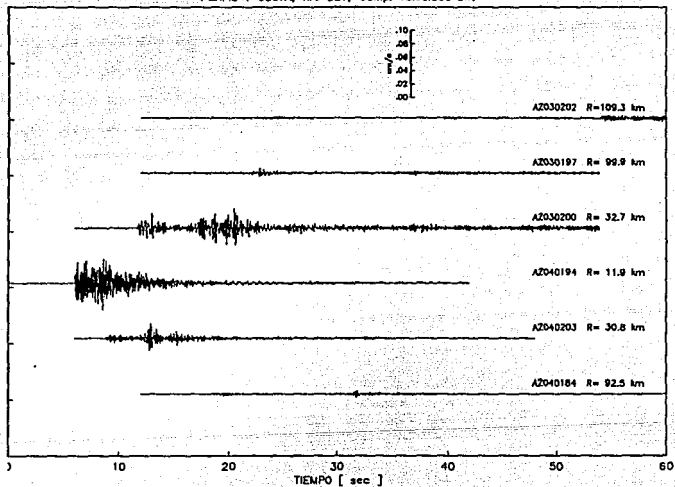
PERFIL 1 COSTA, Tira SE1, Comp. Velocidad Z.



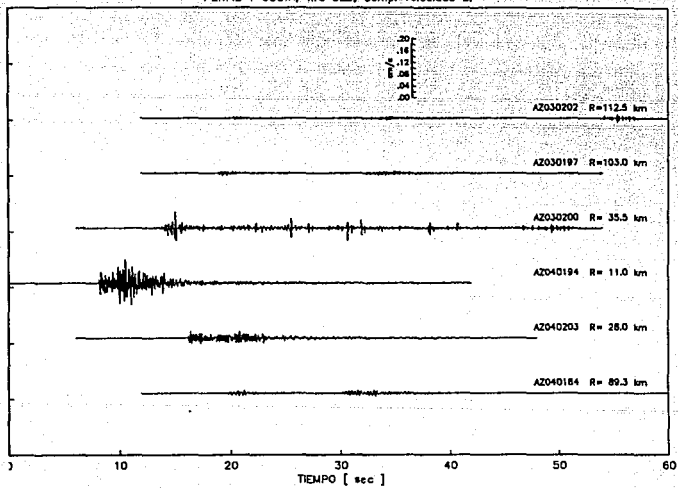
PERFIL 1 COSTA, Tiro SE1, Comp. Velocidad NS.



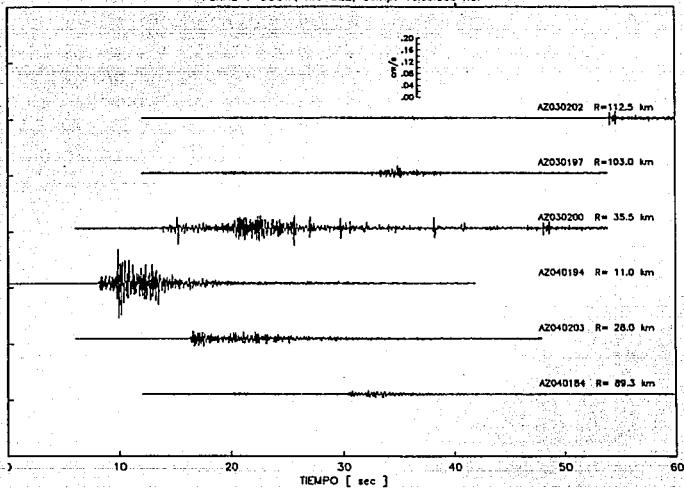
PERFIL 1 COSTA, Tiro SE1, Comp. Velocidad EW.



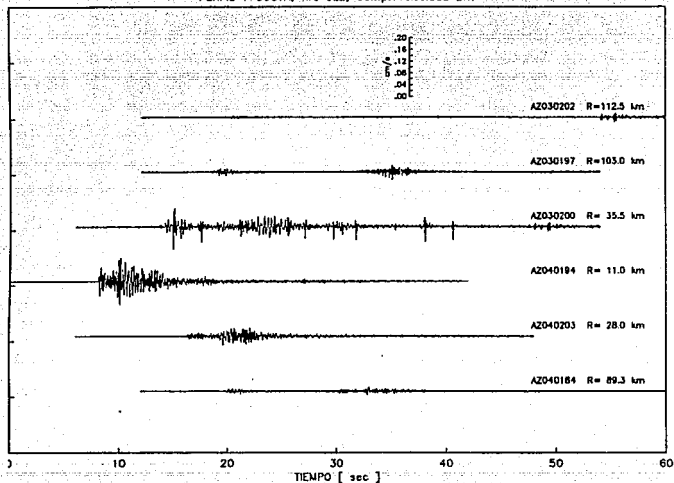
PERFIL 1 COSTA, Tiro SE2, Comp. Velocidad Z.



PERFIL 1 COSTA, Tiro SE2, Comp. Velocidad NS.

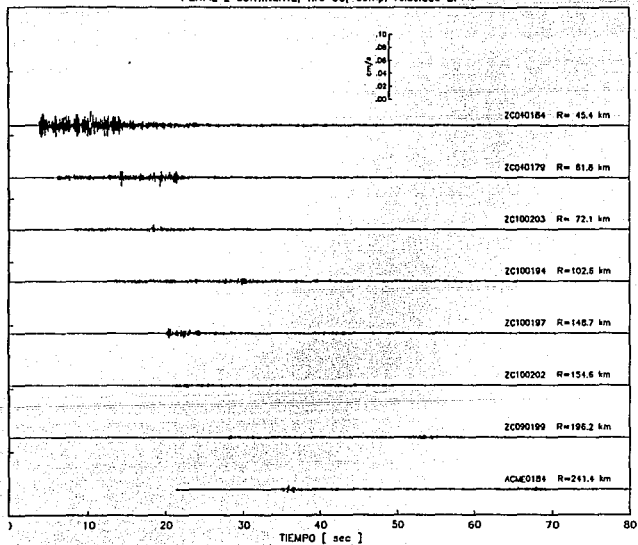


PERFIL 1 : COSTA, Tiro SE2, Comp. Velocidad EW.

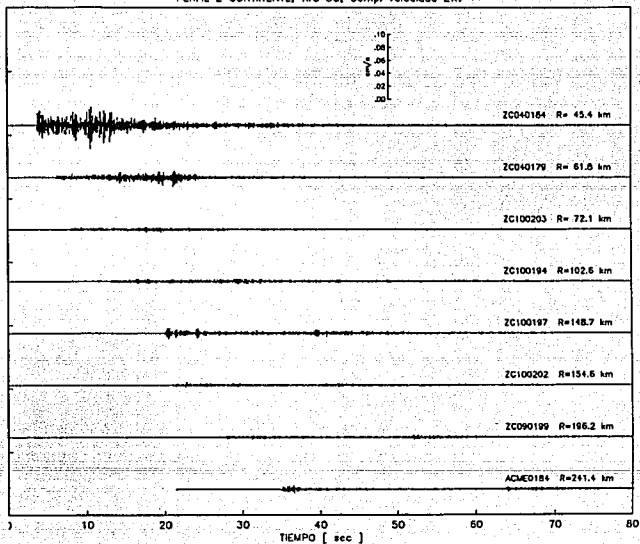


ESTA TIRADA NO PUEDE
SAIR DE LA BIBLIOTECA

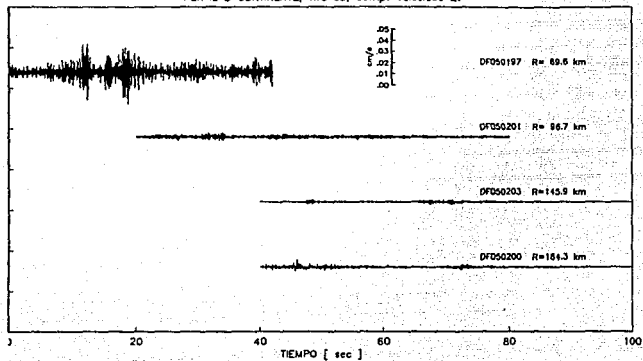
PERFIL 2 CONTINENTE, Tiro SC, Comp. Velocidad Z.



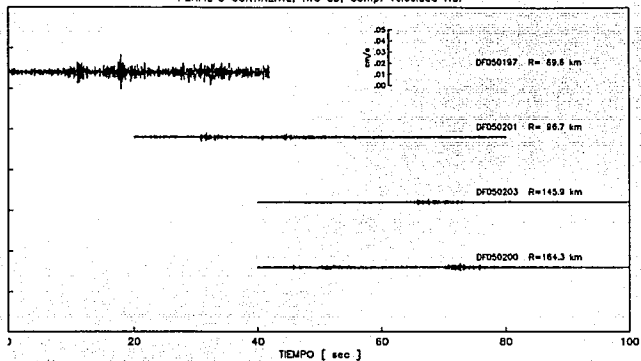
PERFIL 2 CONTINENTE, Tiro SC, Comp. Velocidad EW.



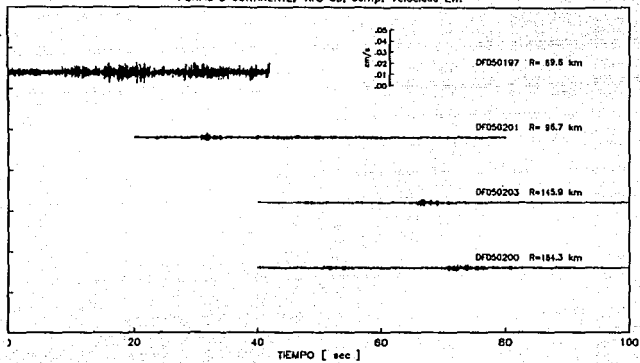
PERFIL 3 CONTINENTE, Tiro SD, Comp. Velocidad Z.



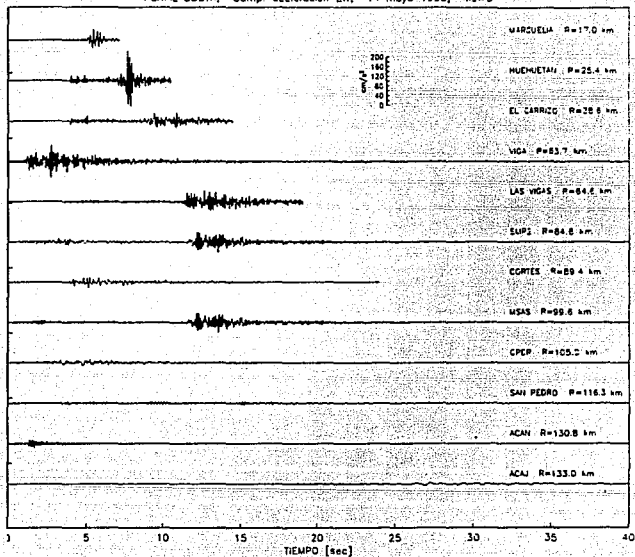
PERFIL 3 CONTINENTE, Tiro SD, Comp. Velocidad NS.



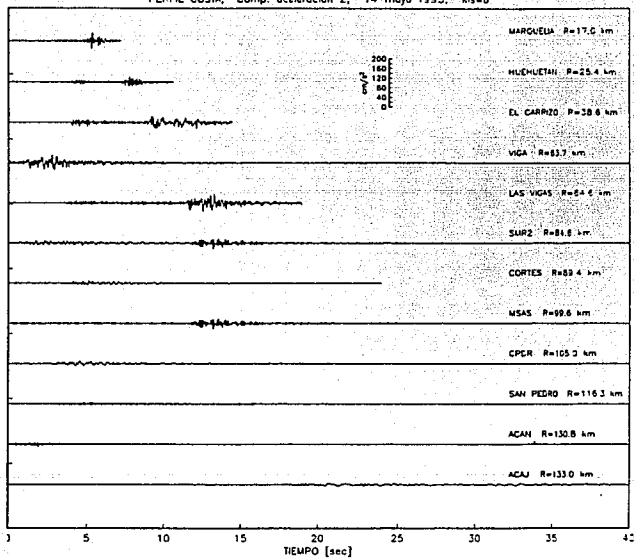
PERFIL 3 CONTINENTE, Tiro 50, Comp. Velocidad EW.



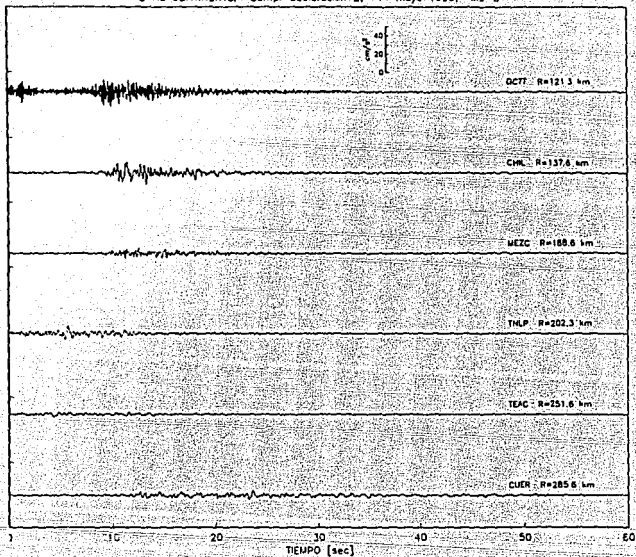
PERFIL COSTA, Comp. aceleración EW, 14 mayo 1993, Ms=6



PERFIL COSTA, Comp. aceleracion Z, 14 mayo 1993, Ms=6



PEFFIL CONTINENTE. Comp. aceleracion Z. 14 mayo 1993. Ms=6



PERFIL CONTINENTE, Comp. aceleracion EW, 14 mayo 1993, Mw6

