

UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA

PROGRAMA ACADEMICO DE INGENIERIA CIVIL



«Amplificación de Ondas Sísmicas Análisis de Sismos Pequeños»

TESIS

PARA OPTAR EL TITULO PROFESIONAL DE INGENIERO CIVIL

Armando Bonilla Foinquinos

PROMOCION 1974 - 1

Lima - Perú - 1976

INDICE

	PAG.
INTRODUCCION	
CAPITULO I PROPAGACION DE ONDAS EN UN MEDIO ELASTICO.	
I.1 ECUACION DE MOVIMIENTO EN UN SOLIDO -----	1
I.2 ONDAS EN UN MEDIO ELASTICO ISOTROPO E INFINITO-----	3
I.3 ONDAS EN UN MEDIO SEMI-INFINITO -----	5
CAPITULO II ANALISIS DE SERIES DE TIEMPO.	
II.1 TRANSFORMADA DE FOURIER -----	9
II.2 VENTANAS DE TIEMPO -----	10
II.3 FUNCIONES MUESTREADAS -----	12
II.4 FILTROS -----	15
CAPITULO III FUNDAMENTOS TEORICOS DE AMPLIFICACIONES.	
III.1 CONSIDERACIONES GENERALES ---	16
III.2 ANALISIS ESPECTRAL DE MICROTE	

RREMOTOS -----'----- 17

CAPITULO IV : DATOS Y ANALISIS.

IV.1 ANALISIS DE REGISTRO DE SIS-
MOGRAMAS OBTENIDOS DURANTE
LAS REPLICAS DEL TERREMOTO -
DEL 3 DE OCTUBRE DE 1974 EN
LIMA Y ALREDEDORES----- 22

CAPITULO V CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.

BIBLIOGRAFIA

ANEXO I : PROGRAMA DE COMPUTACION.

INTRODUCCION

El último sismo del 3 de Octubre de 1974 - nos ha permitido comprobar la evidencia que existe a nivel mundial del comportamiento distinto de los diferentes suelos ante un mismo sismo.

El objetivo de este trabajo es determinar Factores de Amplificación de Ondas Sísmicas registradas simultáneamente por estaciones cercanas.

Este trabajo está encuadrado dentro de lo que se llama la MICROZONIFICACION SISMICA.

C A P I T U L O I

PROPAGACION DE ONDAS EN UN MEDIO ELASTICO

I.1 ECUACION DE MOVIMIENTO EN UN SOLIDO

El esfuerzo a través de una pequeña área conteniendo una partícula P dentro de un sólido se puede expresar en término de 9 componentes τ_{ij} . Estos nueve elementos τ_{ij} constituyen el TENSOR DE ESFUERZOS en P.

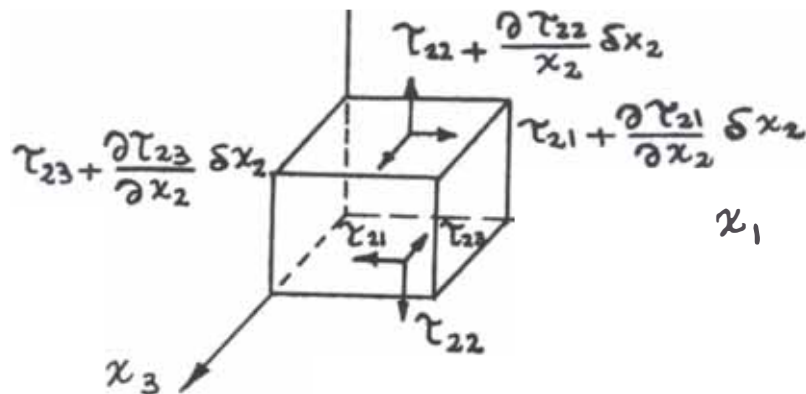
En ausencia de momentos externos resultantes, el tensor de esfuerzos es simétrico y solamente seis de las nueve componentes son independientes.

$$\tau_{ij} = \tau_{ji}$$

para todo $i \neq j$

Los componentes τ_{ij} ($i \neq j$) son llamados componentes de corte de esfuerzos.

Consideremos el punto P dentro de un pequeño paralelepípedo, el cual tiene sus tres ejes PA, PB y PC pasando a través de P, paralelo a los ejes 1, 2 y 3, cuyos lados miden $\delta x_1, \delta x_2, \delta x_3$.



Supongamos que un instante de tiempo t , X_i sea la coordenada de posición de P , y f_i la aceleración de P .

Supongamos X_i sea la componente de la fuerza en el cuerpo por unidad de masa, actuando en el cuerpo.

La componente de la resultante paralela al eje x_3 , de las tracciones a través de las dos caras normales al eje 2 es:

$$\begin{aligned} & \left(\tau_{23} + \frac{\partial \tau_{23}}{\partial x_2} \delta x_2 \right) \delta x_1 \delta x_3 - \tau_{23} \delta x_1 \delta x_3 = \\ & = \frac{\partial \tau_{23}}{\partial x_2} \delta x_1 \delta x_2 \delta x_3 \end{aligned}$$

La componente en el eje x_3 de la resultante de la tracción a través de las 6 caras es:

$$\frac{\partial \tau_{j3}}{\partial x_j} \delta x_1 \delta x_2 \delta x_3$$

La ecuación correspondiente al movimiento se obtiene, dividiendo por $\delta x_1 \delta x_2 \delta x_3$.

$$f_{f_3} = \frac{\partial \tau_{j3}}{\partial x_j} + \rho x_3$$

ρ -----> densidad en x_i en un tiempo t .

Las 3 ecuaciones de movimiento las podemos escribir en la forma :

$$f_{f_i} = \frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j} + \rho x_i \quad i = 1, 2, 3.$$

1.2 ONDAS EN UN MEDIO ELASTICO ISOTROPO E INFINITO :

Es importante tener una ecuación que nos relacione esfuerzos y deformaciones.

$$\tau_{ij} = \lambda \theta \delta_{ij} + 2\mu e_{ij}$$

$$\theta = e_{11} + e_{22} + e_{33}$$

λ, μ → Ctes. de Lamé

Sustituyendo en la ecuación general del movimiento tenemos:

$$f_{f_i} = \frac{\partial}{\partial x_j} (\lambda \theta \delta_{ij} + 2\mu e_{ij}) + \rho x_i$$

Sustituyendo las deformaciones en función de los desplazamientos nos resulta la siguiente ecuación

diferencial:

$$\rho \frac{\partial \vec{u}}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \frac{\partial \theta}{\partial x_i} + \mu \nabla^2 \vec{u}_i + \rho \vec{X}_i$$

En la ecuación recién descrita, si la asumimos en un sólido infinito perfectamente elástico, homogéneo e isótropo, las fuerzas que dependen del volumen serán nulas, entonces la ecuación del movimiento estará dada por:

$$\rho \frac{\partial^2 \vec{u}_i}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \frac{\partial \theta}{\partial x_i} + \mu \nabla^2 u_i$$

Si tomamos la divergencia obtenemos una ecuación en función de la forma:

$$\frac{\partial^2 \theta}{\partial t^2} = \frac{1}{\rho} (\lambda + 2\mu) \nabla^2 \theta$$

Esta es la conocida ecuación del movimiento ondulatorio, la perturbación elástica que representa es el aumento o disminución de volumen de acuerdo con - que sea positiva o negativa, sin distorsión ya que ésta está asociada con el rotacional, y el rotacional de la divergencia es siempre cero. Su solución representa ondas que se propagan con velocidad:

$$\alpha = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}}$$

Las ondas elásticas que se propagan con velocidad α reciben el nombre de ondas longitudinales o - compresivas. En sismología reciben además el nombre de ondas P, ya que son las primeras que se reciben.

Si en la ecuación general tomamos el rotacional de toda la expresión y sustituimos luego $\text{rot } u_i = 2\omega_i$ obtenemos la relación:

$$\frac{\partial^2 \omega_i}{\partial t^2} = \frac{\mu}{\rho} \nabla^2 \omega_i$$

También ecuación del movimiento ondulatorio y su solución representa ondas que se propagan con velocidad:

$$\beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

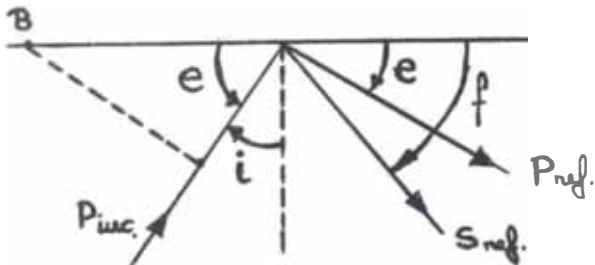
La deformación elástica que se propaga con esta velocidad representa una distorsión sin cambio de volumen. En sismología reciben además el nombre de ondas S o de corte.

Notamos que $\beta < \alpha$. En ambos casos las velocidades dependen solamente de los parámetros de elasticidad y la densidad de la sustancia.

1.3 ONDAS EN UN MEDIO SEMI-INFINITO :

El comportamiento de la tierra puede considerarse como plana con respecto a la propagación de las ondas elásticas cuando las distancias son cortas de tal manera que no influye la curvatura de la tierra. Los problemas de reflexión y refracción de ondas surgen del hecho de considerar una superficie plana de discontinuidad en un medio elástico. Al considerar un medio elásti

co semi-infinito limitado por una superficie para toda onda incidente P, tendremos ondas P y S reflejadas.



$$\frac{\text{Sen } i}{\alpha} = \frac{\text{Cos } e}{\alpha} = \frac{\text{Cos } f}{\beta}$$

i ----> α de incidencia

e ----> α de emergencia de la P reflejada

f ----> β de emergencia de la S reflejada

Los desplazamientos de las ondas P y SV - estarán en el plano que contiene en los rayos, el desplazamiento de la onda SH será perpendicular a dicho plano.

$$u_1 = \frac{\partial \phi}{\partial x_1} + \frac{\partial \psi}{\partial x_3}$$

$$u_3 = \frac{\partial \phi}{\partial x_3} - \frac{\partial \psi}{\partial x_1}$$

$$u_2 = u_2$$

u_1, u_2, u_3 -----> desplazamientos.

ϕ, ψ, u_2 -----> potenciales; resultan ser solución

de las ecuaciones de onda

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} = \alpha^2 \nabla^2 \phi \quad \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} = \beta^2 \nabla^2 \psi \quad \frac{\partial^2 u_2}{\partial t^2} = \beta^2 \nabla^2 u_2$$

Los potenciales de las ondas incidentes y reflejadas son:

$$\varphi = A_0 e^{i\kappa(x_1 + x_3 t_3 e - ct)} + A e^{i\kappa(x_1 - x_3 t_3 e - ct)}$$

$$\psi = B e^{i\kappa'(x_1 - x_3 t_3 f - c't)}$$

$$u_2 = C e^{i\kappa'(x_1 - x_3 t_3 f - c't)}$$

$C = \frac{\alpha}{\beta \cos e} \rightarrow$ es la velocidad de avance del punto en el cual el frente de onda (plana) corta al plano de superficie.

$K = K_\alpha \beta \omega e \rightarrow$ es el número de onda correspondiente a esta velocidad.

$$K' = K \cos f \quad c' = \frac{\beta}{\cos f}$$

En la superficie los esfuerzos son nulos

$$\tau_{32} = \tau_{31} = \tau_{33} = 0$$

Para evaluar C tomamos la condición :

$$\tau_{32} = 0$$

$$\tau_{32} = 2 \mu e_{32} = \mu \left(\frac{\partial u_2}{\partial x_3} + \frac{\partial u_3}{\partial x_2} \right) = 0$$

$$\tau_{32} = -i \kappa \mu t_3 f C e^{i\kappa(x_1 - x_3 t_3 f - ct)} = 0$$

esto se cumple para todos los valores de e y f, por lo tanto $c = 0$, esto significa que si la onda incidente es una onda P no hay onda reflejada SH.

Para una onda incidente SV se puede dedu

cir en forma análoga a la anterior que las ondas reflejadas son P y SV, no existiendo onda reflejada SH.

Para una onda incidente SH, la cual sólo tiene desplazamientos en la componente U_2 , sólo existe una onda reflejada también del tipo SH.

C A P I T U L O I I

ANALISIS DE SERIES DE TIEMPO

II.1 TRANSFORMADA DE FOURIER :

En general, el Análisis Espectral consiste en la división de una señal sísmica en componentes de diferentes frecuencias mediante la Transformada de Fourier por medio de la cual se puede obtener en el dominio de la frecuencia, la información que en el dominio del tiempo nos proporcionan los sismogramas, la Transformada de Fourier $F(\omega)$ es pues una representación de la función periódica de tiempo $f(t)$ en el dominio de la frecuencia.

En este trabajo consideraremos la Transformada de Fourier como un operador definido por el par de relaciones :

$$f(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} F(\omega) e^{i\omega t} d\omega$$

$$F(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) e^{i\omega t} dt$$

aplicable a funciones que satisfacen determinadas condiciones que en general, puede reducirse a la de que sean absolutamente integrables.

$$\int_{-\infty}^{\infty} |f(t)| dt < \infty$$

La función $F(\omega)$ es en general compleja y recibe el nombre de ESPECTRO COMPLEJO.

$$F(\omega) = |F(\omega)| e^{i\phi(\omega)}$$

donde

$$|F(\omega)| = \sqrt{R(\omega)^2 + I(\omega)^2}$$

siendo $R(\omega)$ e $I(\omega)$ la parte real e imaginaria, respectivamente de $F(\omega)$. $|F(\omega)|$ se denomina ESPECTRO DE AMPLITUDES.

Tiempo y frecuencia representan dos dominios ligados a través de la Transformada de Fourier. Las operaciones hechas en uno de los dominios tiene su correspondencia en el otro.

II.2 VENTANAS DE TIEMPO

La función $f(t)$ se ha considerado en el apartado precedente como definida en todo el intervalo $(-\infty, +\infty)$. En muchas aplicaciones prácticas, sin embargo, $f(t)$ representa el cambio de una variable con el tiempo en un proceso físico y está observada sólo durante un intervalo finito de tiempo.

Como para obtener la Transformada de Fourier, según se ha definido, se necesita que la función esté dada para todos los valores de t para aplicar la teoría a los casos en que $f(t)$ sea de duración finita hemos

de definirla fuera del intervalo observado. La manera más simple de hacerlo es considerar $f(t) = 0$ para $|t| > T_f$, siendo $-T_f, T_f$ el intervalo de medida. Esto equivale a sustituir la función medida $f(t)$ por $f'(t)$, definida de la forma:

$$f'(t) = f(t) \cdot q_0(t)$$

$$\text{Siendo } q_0(t) = \begin{cases} 1 & \text{para } |t| \leq T_f \\ 0 & \text{para } |t| > T_f \end{cases}$$

A la función $q_0(t)$, que vale uno en el intervalo de medida y cero fuera de éste, se le llama VENTANA DE ANALISIS o VENTANA DE TIEMPO.

La Transformada de $f'(t)$ es:

$$F'(w) = \int_{-\infty}^{\infty} f'(t) e^{i\omega t} dt = \int_{-T_f}^{T_f} f(t) e^{i\omega t} dt$$

y su relación con $F(w)$ puede deducirse utilizando el teorema de la convolución.

$$F'(w) \times Q_0(w)$$

donde $Q_0(w)$ es la transformada de $q_0(t)$ cuya expresión es:

$$Q_0(w) = \frac{2 \text{ Sen } w T_f}{w}$$

Por tanto el hecho de limitar el intervalo

lo de medida de una función afecta su transformada a través de la convolución con $Q_0(w)$. Cuanto mayor sea el intervalo de $f(t)$ considerado, más se aproxima $F'(w)$ al valor de $F(w)$.

Puesto que $F'(w)$ representa la convolución de la transformada de la función total y la de la ventana, la forma de esta última es de gran influencia en el resultado del análisis.

La forma de la transformada de la ventana rectangular, $Q_0(w)$ da lugar a una considerable distorsión en el espectro final de $F'(w)$. Por esta razón se han propuesto otros tipos de ventana no rectangulares en las que estas características se encuentran atenuadas.

Entre ellas están la de Hanning y la de Hamming.

II.3 FUNCIONES MUESTREADAS

Hasta aquí nos hemos referido a funciones $f(t)$ continuas, pero en la práctica, en muchos procesos de cálculo, es preciso sustituir tales funciones continuas por una sucesión discreta de valores; incluso es hoy frecuente que los propios registradores proporcionen valores de la función de tiempo $f(t)$ obtenidos a intervalos regulares (registradores digitales). Es pues, neces

rio considerar el efecto que esta sustitución introduce sobre los resultados del análisis de frecuencias.

Dada una función $f(t)$, definida para $-\infty \leq t \leq \infty$, el conjunto de valores $f(t_0)$, $f(t_0+h)$, $f(t_0+2h)$, , $f(t_0+nh)$, donde h es el intervalo de muestreo, puede considerarse como resultado de multiplicar $f(t)$ por la llamada "función peine infinita" $K(t)$ constituida por una secuencia de funciones delta desplazadas en el tiempo, definida en la forma:

$$K(t,h) = \sum_{n=-\infty}^{\infty} \delta(t-nh)$$

llamando $f(kh)$ a la función muestreada, puede escribirse :

$$f(kh) = f(t) \cdot k(t,h)$$

Es evidente que la transformada de la función muestreada, viene influida por el intervalo de muestreo

Para definir una función mediante valores muestreados es preciso tener un mínimo de dos valores por ciclo, el intervalo de muestreo ha de ser igual o menor que $T/2$, siendo T el período. De aquí que, dada una función cualquiera, $f(t)$, el espectro de la función que se obtiene muestreándola a intervalos h puede contener sólo frecuencias iguales o inferiores a

$$\omega_n = \frac{1}{2h}$$

la cual se denomina FRECUENCIA DE NYQUIST.

Pero por la serie de puntos obtenidos muestreando $f(t)$ a intervalos $h = \frac{T}{2}$ pueden pasar funciones cuya frecuencia ω satisfaga la relación

$$\omega = (2n+1)\omega_n \quad n = 1, 2, 3, \dots$$

Consecuentemente, si la función $f(t)$ contenía frecuencias superiores a la de Nyquist para el muestreo elegido, el valor espectral de cada una de ellas vendrá sumado al correspondiente a la frecuencia ω_i comprendida en la banda $\omega \leq \omega_i \leq \omega_n$ que satisfaga:

$$\omega = 2n\omega_n \pm \omega_i \quad n = 1, 2, 3$$

De aquí el nombre de ALIASING (de "alias"), ya que las frecuencias ω son indistinguibles de la correspondiente ω_i . También se llama a la Frecuencia de Nyquist "FRECUENCIA DE PLEGAMIENTO" (FOLDING FREQUENCY), ya que el espectro de la función muestreada es equivalente al obtenido plegando el de la función original por las frecuencias $n\omega_n$ y sumando los valores espectrales superpuestos.

Puede concluirse, pues, que el conjunto de valores obtenidos muestreando una función de tiempo $f(t)$ representa a ésta de manera única sólo cuando $F(\omega)$ contiene únicamente frecuencias dentro de un intervalo finito, $|\omega| \leq \omega_1$, habiendo de ser, además, en este caso el intervalo de muestreo igual o menor que $\frac{\pi}{\omega_1}$.

II.4 FILTROS

Filtro es en general, todo sistema intermedio entre una función de entrada, $f(t)$, y otro de salida, $g(t)$.



Prescindiendo de la constitución interna del filtro, interesa únicamente las características de éste que relacionan las funciones de entrada y de salida.

En muchas aplicaciones del Análisis de Fourier se desea eliminar el efecto de la energía contenida en determinadas frecuencias. Los filtros diseñados para este fin reciben el nombre de filtros de PASO ALTA si eliminan la energía contenida en las bajas frecuencias y de PASO BAJA si eliminan la energía de las altas frecuencias y de PASO BANDA cuando sólo permiten el paso de la energía contenida en una banda determinada de frecuencia.

C A P I T U L O I I I

FUNDAMENTOS TEORICOS DE AMPLIFICACION

III.1 CONSIDERACIONES GENERALES

Las ondas sísmicas radiadas por un terremoto son afectadas por:

1. La naturaleza del mecanismo de origen sísmico.
2. Partición de energía en la onda debido a reflexión, refracción y conversión de la onda tipo.
3. Absorción de energía por el medio a través del cual la onda viaja.

Los suelos superficiales generalmente poseen muy diferentes propiedades físicas que los materiales de la corteza y el manto a través del cual la onda viaja en la mayor parte de su trayectoria.

Estos materiales superficiales generalmente afectan la amplitud y fase conexión de las ondas sísmicas de una manera desproporcionada a la fracción de la longitud de la trayectoria de la onda que ella representa.

La diferencia de señales sísmicas registradas para el mismo sismo por estaciones separadas unos cuan

tos kilómetros puede atribuirse a cambios en el material superficial bajo cada estación.

III.2 ANALISIS ESPECTRAL DE MICROTERREMOTOS

El movimiento del suelo registrado por un sismógrafo puede analizarse usando la expresión:

$$Y(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} y(t) e^{i\omega t} dt$$

$Y(\omega)$ es una función compleja, cuyas partes real e imaginaria son respectivamente las transformadas de seno y Coseno de Fourier.

$$a(\omega) = \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} y(t) \cos(\omega t) dt$$

$$b(\omega) = \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} y(t) \sin(\omega t) dt$$

$$|Y(\omega)|^2 = \left\{ \int_{-\infty}^{\infty} y(t) \cos(\omega t) dt \right\}^2 + \left\{ \int_{-\infty}^{\infty} y(t) \sin(\omega t) dt \right\}^2$$

La TRANSFORMADA DE FOURIER de una señal de tiempos dada $y(t)$ es evaluada usando esta última expresión.

Se define el Espectro de Amplitud de Fourier como

$$|Y(\omega)| = \sqrt{a(\omega)^2 + b(\omega)^2}$$

Y el Espectro de Fase de Fourier como:

$$\phi(\omega) = \arctan \frac{b(\omega)}{a(\omega)}$$

por lo tanto $Y(\omega) = |Y(\omega)| e^{i\phi(\omega)}$

Del análisis del ESPECTRO DE AMPLITUD DE FOURIER de un sismo, se puede deducir el grado de participación de las distintas frecuencias de onda en la constitución del cuerpo de ondas.

También nos muestra los componentes espectrales que prevalecen y el rango sobre el cual la energía es contenida en la ventana de tiempo.

En el proceso de obtener el espectro de la señal de tiempo para un terremoto o microsismo, la misma longitud de VENTANA DE TIEMPO en segundos puede ser usada dando eventos comunes a un juego de estaciones.

La razón de TRANSFORMADA DE FOURIER de la señal de tiempo registrada en la superficie de un suelo -estratificado, $Y_2(\omega)$, a la TRANSFORMADA DE FOURIER de la señal registrada en una roca cristalina, $Y(\omega)$, determina la AMPLIFICACION DEL SUELO, $A(\omega)$. Esta cantidad compleja es funcional dependiente en frecuencia. Una expresión que describe todas las amplitudes puede escribirse como:

$$F(\omega, \Delta, t, \theta_f, \phi_f) = A_0(\omega) C_s(\omega) C_f(\theta_f, \phi_f) D(\Delta, t) T(\omega) e^{-I(\omega, \Delta, t)}$$

ω = frecuencia circular.

Δ = distancia epicentral.

t = tiempo de viaje.

θ_f = ángulo de emergencia.

$A_o(\omega)$ = Amplitud espectral en el origen.

$C_s(\omega)$ = Amplitud de respuesta del Sismógrafo.

$C_f(\theta_f, \phi_f)$ = Corrección debido a mecanismos locales.

$D(\Delta, t)$ = factor de divergencia del rayo de energía.

$T(\omega)$ = función de transferencia bajo la estación registradora.

$I(\Delta, t)$ = factor de atenuación.

La amplitud también puede ser obtenida de esta última ecuación de la siguiente manera: supongamos $F_1(\omega)$ sea la TRANSFORMADORA DE FOURIER de la señal registrada en roca y $F_2(\omega)$ sea la transformada de la señal registrada en la estación dos, localizada en un depósito aluvional.

Tenemos:

$$\frac{F_2(\omega)}{F_1(\omega)} = \frac{A_o(\omega) C_s(\omega) C_f(\theta_f, \phi_f) D(\Delta, t) T_2(\omega) e^{-I}}{A_o(\omega) C_s(\omega) C_f(\theta_f, \phi_f) D(\Delta, t) T_1(\omega) e^{-I}}$$

Cuando la separación de estaciones es muy pequeña, y el Azimut del epicentro del terremoto es aproximadamente el mismo, la única contribución diferente para una estación a la siguiente es $T(\omega)$, los otros términos se cancelan, quedando la expresión:

$$\frac{F_2(\omega)}{F_1(\omega)} = \frac{T_2(\omega)}{T_1(\omega)} = A_{2,1}(\omega)$$

Esta ecuación es definida como la amplificación del sistema bajo consideración. La generalización de la expresión para la amplificación puede ser escrita - como :

$$A_{n,1} = \frac{T_n (w)}{T_1 (w)}$$

donde n toma los valores de 2,3,4,5..... respectivamente.

Esta última ecuación se admite con la condición de que la separación entre estaciones es pequeña - comparada con la distancia epicentral y los Azimuts no son muy distintos.

Si la separación entre estaciones es grande, la Amplificación puede ser escrita como :

$$A_{n,1}(w) = \frac{F_n (w) e^{(I-I_n)}}{F_1(w)} = \frac{F_n (w) e^{\delta I}}{F_1(w)}$$

donde δI es el diferencial del factor de atenuación.

El procedimiento aquí seguido es esencialmente a determinar la TRANSFORMADA DE FOURIER para una señal de tiempo en una VENTANA DE TIEMPO dado.

EL FACTOR DE AMPLIFICACION DE SUELOS es de finido como la cantidad obtenida, independiente del período, por promedio de las razones de las AMPLITUDES DE FOU-

RIER para la Vertical, Este-Oeste y Norte-Sur componentes entre 0.1 a 3.0 segundos de rango periódico.

C A P I T U L O I V

DATOS Y ANALISIS

IV.1 ANALISIS DE REGISTROS DE SISMOGRAMAS OBTENIDOS DURANTE LAS REPLICAS DEL TERREMOTO DEL 3 DE OCTUBRE DE 1974 EN LIMA Y ALREDEDORES

Después del sismo del 3 de Octubre de 1974 el Instituto Geofísico del Perú organizó el levantamiento de datos, con el objeto de registrar réplicas del sismo.

El criterio seguido para la ubicación de los puntos de registro, se basó en tomar como punto de referencia afloramiento de rocas de Basamento, y los otros puntos instalados en zonas de diferente destrucción sísmica, en línea y orientados aproximadamente en la dirección de propagación de la señal desde su epicentro, con el objeto de evitar posibles atenuaciones de energía debidas a las características de las diferentes trayectorias.

Para conocer la orientación y la apertura de las líneas a seguirse durante la instalación de los puntos de registro, fue necesario efectuar la determina-

ción epicentral de varias réplicas selectas del sismo del 3 de Octubre de 1974, ocurridas entre el 15 y el 19 de Octubre de 1974.

Se escogieron 14 réplicas; los epicentros de la mayoría de ellos fueron determinadas en una pequeña área situada unos 60 a 80 Km. al Sur de Lima.

El equipo utilizado estuvo compuesto por sismógrafos portátiles del United State Geological Survey (USGS); son del tipo Sprengnether, modelo MEQ-800 y utilizan sismómetros verticales de período corto, modelo L-4 - de la Mark Products.

Para los estudios de Amplificación de Ondas Sísmicas es necesario conocer fielmente la respuesta de los equipos utilizados. Esto nos permitirá normalizar las amplificaciones de los diferentes sismógrafos durante la correlación de los Espectros de Amplitud. Es conveniente fijar la amplificación de todos los equipos que van a ser usados a un nivel uniforme, de modo que facilite el procesamiento de los datos.

Una normalización primaria se obtuvo instalando los sismógrafos en un mismo punto (bóveda del acelerógrafo instalado en la Oficina Central del Instituto Geofísico del Perú), donde se registraron varias réplicas en forma simultánea en los 5 sismógrafos.

Con la normalización de los diversos instrumentos se pudo compensar los efectos de diferente magnitud y analizarlos todos desde un mismo nivel de referencia.

Ya que la presente investigación requiere un análisis espectral de los sismogramas resultó indispensable efectuar la digitización de los mismos; este proceso consiste en convertir la información analógica de los registros en digital.

Cuando el movimiento del suelo, a causa de un terremoto, produce una señal que es registrada de una manera continua, es decir, que la variación de amplitudes es una función continua en relación con el tiempo tal como sucede en los sismogramas, se dice que el registro de dicha señal es "analógico", cuando esta información se expresa con series de números o dígitos se llama digital

En el proceso de digitización, que se realizó con una Lectora, la traza sísmica es convertida en una sucesión de números, que representan las amplitudes de la traza y corresponden a una secuencia de intervalo de tiempo, cada intervalo separa dos lecturas consecutivas de la traza de registro.

En este trabajo se digitizaron las ondas P por ser éstas las que mejor se registran en los sismógrafos verticales.

Como se mencionó en el capítulo anterior, fue necesario realizar un Análisis Espectral de los registros seleccionados.

En general, el análisis espectral consiste en la división de una señal sísmica en componentes de diferentes frecuencias mediante la Transformada de Fourier por medio de la cual se puede obtener en el dominio de la frecuencia, la información que en el dominio del tiempo nos proporcionan los sismógrafos, la transformada de Fourier, es pues una representación de la función periódica de tiempo en el dominio de la frecuencia.

Todo el Análisis Espectral se realizó utilizando un programa redactado en lenguaje Fortran IV proporcionado por el Instituto Geofísico del Perú y ejecutado en un computador DATA-CRAFF del Radio Observatorio de Jicamarca.

Una vez obtenidos los Espectros de Amplitudes por medio del Análisis de Fourier, se procede a normalizar estos Espectros entre 0.1 a 3.0 segundos de rango periódico, que es el rango de interés para la Ingeniería Antisísmica.

Los resultados de dicha normalización dieron los factores que aparecen en la siguiente tabla:

SEÑAL S/N 32

NUM.ARM.	FREQ.	AMPLITUD	FASE
1	0.00	4380.22	0.00
2	1.56	6896.41	-.34
3	3.13	7315.62	.78
4	4.69	3957.21	-.55
5	6.25	1500.31	.48
6	7.81	1683.72	.01
7	9.38	863.61	-.78
8	10.94	316.38	-.40
9	12.50	240.47	.78
10	14.06	217.20	-.50
11	15.63	78.31	-.68
12	17.19	52.23	-.63
13	18.75	43.42	.79
14	20.31	30.21	-.67
15	21.88	18.52	-.72
16	23.44	28.21	.06
17	25.00	27.88	0.00

SEÑAL S/N 34

NUM.ARM.	FREQ.	AMPLITUD	FASE
1	0.00	5504.13	0.00
2	1.56	7050.03	-.55
3	3.13	7485.00	.77
4	4.69	4889.22	-.19
5	6.25	2203.61	-.37
6	7.81	2121.30	.63
7	9.38	1434.13	-.76
8	10.94	258.95	.44
9	12.50	420.75	-.78
10	14.06	380.69	.52
11	15.63	248.40	.08
12	17.19	76.43	-.69
13	18.75	72.19	-.57
14	20.31	71.22	-.27
15	21.88	20.43	-.01
16	23.44	48.30	.52
17	25.00	71.38	0.00

SEÑAL S/N 35

NUM.ARM.	FREQ.	AMPLITUD	FASE
1	0.00	5035.98	0.00
2	1.56	5702.02	-.63
3	3.13	5608.28	.75
4	4.69	3653.26	.04
5	6.25	1552.93	-.67
6	7.81	1043.62	.78
7	9.38	653.10	-.30
8	10.94	311.42	-.67
9	12.50	297.54	-.76
10	14.06	128.77	.37
11	15.63	21.41	.50
12	17.19	40.32	.50
13	18.75	68.02	-.70
14	20.31	39.90	-.60
15	21.88	21.84	.02
16	23.44	31.62	.78
17	25.00	38.96	0.00

SEÑAL S/N 36

NUM.ARM.	FREQ.	AMPLITUD	FASE
1	0.00	3818.93	0.00
2	1.56	4928.55	-.60
3	3.13	5551.48	.75
4	4.69	4167.98	.12
5	6.25	2032.41	-.75
6	7.81	1196.75	.78
7	9.38	1067.40	-.46
8	10.94	545.70	-.66
9	12.50	138.08	.11
10	14.06	166.49	.63
11	15.63	184.75	.47
12	17.19	120.25	-.72
13	18.75	50.99	-.78
14	20.31	64.45	-.54
15	21.88	56.15	.68
16	23.44	35.20	.57
17	25.00	21.02	0.00

SEÑAL S/N 171

NUM.ARM.	FREQ.	AMPLITUD	FASE
1	0.00	8457.48	0.00
2	1.56	10019.23	-.43
3	3.13	9105.53	.77
4	4.69	4707.71	-.74
5	6.25	3216.50	.74
6	7.81	2450.70	-.47
7	9.38	723.88	.54
8	10.94	1186.06	-.65
9	12.50	802.59	.34
10	14.06	542.97	-.34
11	15.63	350.57	.23
12	17.19	313.44	-.30
13	18.75	230.23	-.13
14	20.31	122.62	.23
15	21.88	72.59	-.25
16	23.44	55.02	.10
17	25.00	42.92	0.00

REGISTRADOR	FACTOR DE NORMALIZACION DE AMPLIFICACION
S/N 36	1.0000
S/N 32	1.154629
S/N 171	1.7103585
S/N 34	1.32764
S/N 35	1.0107858

El espectro de la señal registrada por el instrumento s/n 36 es tomado como base para la normalización por haberse instalado este instrumento en afloramiento de roca de Basamento.

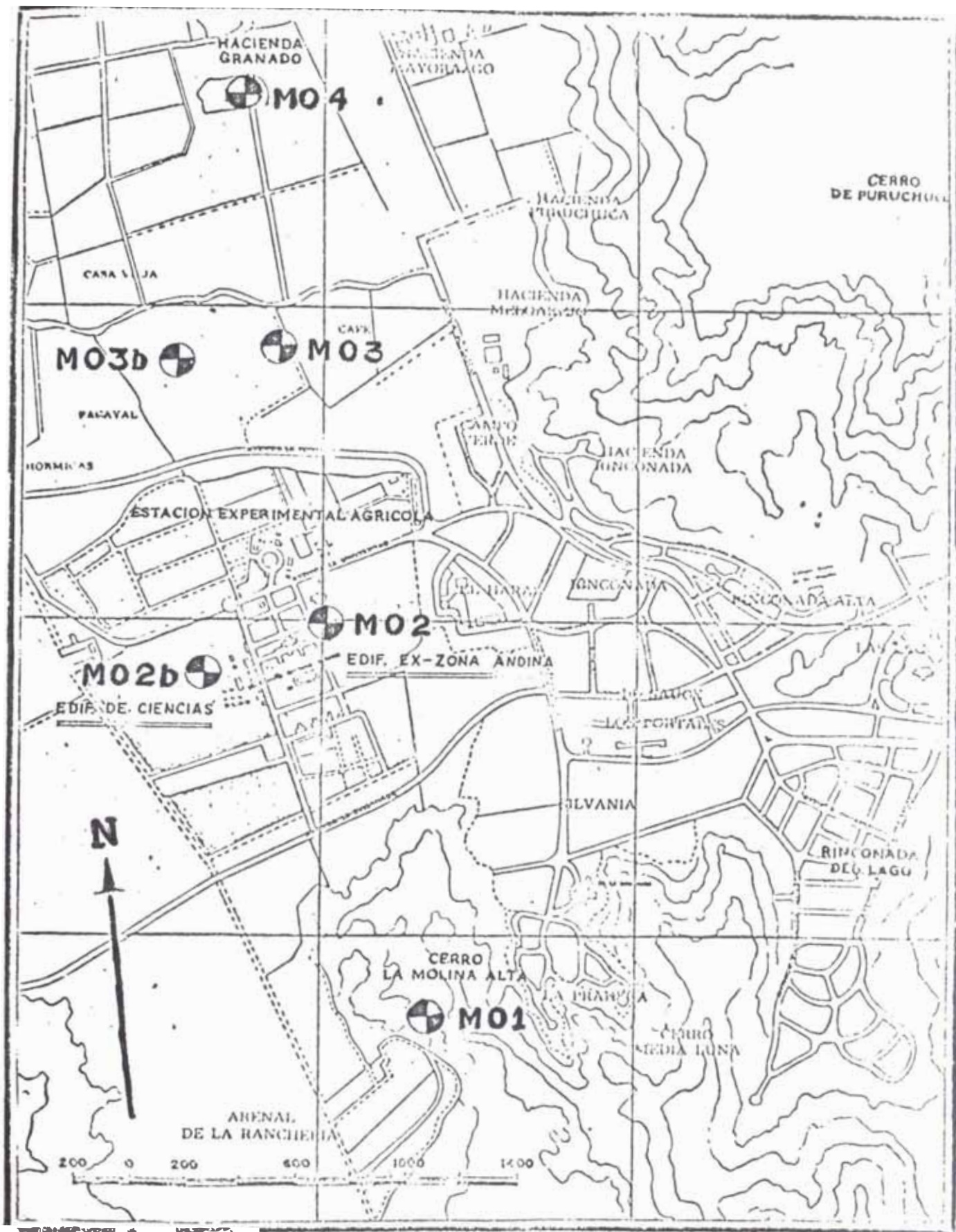
Para obtener el factor de amplificación se escogieron las señales registradas el 30-10-74 a las 20 horas 14 minutos 34 segundos.

Los espectros de estas señales se muestra a continuación:

UBICACION DE LOS PUNTOS DE REGISTRO

INSTRUMENTO		
M01*	S/N 36	Casa del Sr.Mariano Huanca (Viña Alta Bombonera)
M02	S/N 35	Edificio Ex-Zona Andina (Universidad Agraria)
M03	S/N 34	Construcción en la Prolongación Av.Javier Prado (Urb.La Riviera)
M04	S/N 171	Hacienda Granado.
I.G.P	S/N 32	Oficina Administrativa del I.G.P.-Av.Are quipa 701.

* La estación de Viña Alta (M01) corresponde al afloramiento de roca de Basamento, y es tomada como punto de referencia para determinar los factores de ampliación.



DISTRIBUCION DE LA RED DE ESTACIONES SISMOGRAFICAS
EN LA ZONA DE LA MOLINA.

SEÑAL S/N 32

NUM.ARM.	FREQ.	AMPLITUD	FASE
1	0.00	2495.22	0.00
2	1.56	4084.38	-.53
3	3.13	5414.04	.75
4	4.69	4823.47	.20
5	6.25	3058.64	-.78
6	7.81	1810.33	.68
7	9.38	1695.86	-.23
8	10.94	1513.09	-.60
9	12.50	1159.05	.78
10	14.06	802.89	-.40
11	15.63	417.43	-.39
12	17.19	244.60	.45
13	18.75	326.16	-.70
14	20.31	330.48	.76
15	21.88	256.32	-.26
16	23.44	132.52	-.59
17	25.00	9.59	0.00

SEÑAL S/N 34

NUM.ARM.	FREQ.	AMPLITUD	FASE
1	0.00	6814.34	0.00
2	1.56	8165.17	-.68
3	3.13	8860.30	.66
4	4.69	6630.10	.45
5	6.25	3299.28	-.79
6	7.81	2564.01	.72
7	9.38	2504.22	.04
8	10.94	1211.99	-.76
9	12.50	566.46	.70
10	14.06	972.73	-.76
11	15.63	737.91	.13
12	17.19	451.07	.53
13	18.75	302.87	-.76
14	20.31	243.90	.79
15	21.88	263.39	-.62
16	23.44	165.40	-.11
17	25.00	68.87	0.00

SEÑAL S/N 35

NUM.ARM.	FREQ.	AMPLITUD	FASE
1	0.00	5781.23	0.00
2	1.56	8982.62	-.29
3	3.13	9643.35	.76
4	4.69	5398.23	-.68
5	6.25	2293.21	.70
6	7.81	2738.71	-.58
7	9.38	1639.66	.01
8	10.94	591.32	-.04
9	12.50	652.10	.50
10	14.06	824.73	-.12
11	15.63	538.20	-.52
12	17.19	150.88	.46
13	18.75	251.34	.00
14	20.31	264.43	.54
15	21.88	129.60	-.78
16	23.44	38.22	-.72
17	25.00	103.15	0.00

SEÑAL S/N 36

NUM.ARM.	FREQ.	AMPLITUD	FASE
1	0.00	6271.89	0.00
2	1.56	5981.80	-.76
3	3.13	4679.20	.47
4	4.69	2463.68	.68
5	6.25	591.57	-.52
6	7.81	52.53	.77
7	9.38	148.93	.51
8	10.94	304.14	.78
9	12.50	219.75	.69
10	14.06	221.39	.61
11	15.63	177.12	.41
12	17.19	174.90	.28
13	18.75	140.64	-.09
14	20.31	108.84	-.21
15	21.88	77.78	-.35
16	23.44	60.72	-.22
17	25.00	49.12	0.00

SEÑAL S/N 171

NUM.ARM.	FREQ.	AMPLITUD	FASE
1	0.00	3034.27	0.00
2	1.56	19196.28	-.48
3	3.13	13277.04	-.47
4	4.69	4895.80	.48
5	6.25	2405.00	.78
6	7.81	1824.20	.53
7	9.38	1379.03	-.75
8	10.94	1398.03	-.03
9	12.50	1122.08	.78
10	14.06	762.22	-.14
11	15.63	518.95	-.78
12	17.19	443.35	.20
13	18.75	379.63	.78
14	20.31	260.28	-.32
15	21.88	164.74	-.69
16	23.44	84.44	.67
17	25.00	53.75	0.00

**FACTORES DE AMPLIFICACION EN LA ZONA
DE LA MOLINA**

PUNTO	FASE P (PROMEDIO AMPLITUD.)	PROMEDIO DE AMPLITUDES X FACT.DE NORM.	FACTOR DE AMPLIFICACION
M01	2561.7175	2561.7175	1.00
M02	3111.8787	3593.0653	1.40
M03	5926.2082	10135.937	3.95
M04	5006.1762	6646.3997	2.59
1.G.P.	4633.5412	4683.5176	1.82

RESUMEN DEL PROCESO SEGUIDO :

1. Espectros de Amplitudes de señales registradas en un mismo punto por cinco instrumentos.
2. Normalización de estos Espectros, que es el cociente de las amplitudes promedio de cada Espectro en el rango de 0.1 a 3.0 seg. de Período, con respecto a las Amplitudes promedio en el mismo rango del Espectro - de la señal registrada por el instrumento S/N 36.
3. Espectro de Amplitudes de señales registradas el 30-10-74 a las 20 horas 14 minutos 34 segundos, por los cinco instrumentos en diferentes zonas.
4. Espectros Promedios.

5. Multiplicación de los factores de normalización por sus correspondientes Espectros Promedios.

6. Determinación de los Factores de Amplificación, que resultan de dividir cada uno de los Espectros resultantes con respecto al obtenido para el instrumento S/N - 36.

C A P I T U L O V

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Las conclusiones a que conducen el análisis de los resultados podemos resumirlos así :

1. Los resultados obtenidos son poco sistemáticos lo que confirma las grandes irregularidades de la zona.
2. Los suelos superficiales generalmente poseen diferentes propiedades físicas que la corteza y el manto a través de los cuales la onda viaja en la mayor parte de su trayectoria. La Amplificación de Ondas Sísmicas puede atribuirse a los diferentes materiales superficiales.
3. La Amplificación de las Ondas Sísmicas, se deben a que éstas quedan atrapadas en los estratos superficiales, produciéndose el fenómeno de la multireflexión y la interferencia constructiva dando como resultado una onda de amplitudes mayores que las amplitudes de las ondas que ingresan a estos estratos.
4. El Factor de Amplificación es independiente del período.
5. Dado que este estudio es uno de los primeros realizados

en el Perú, sobre el tema, los resultados se deben considerar como una primera aproximación; para dar mayor luz a este complejísimo fenómeno de la amplificación, es conveniente recomendar se efectúe un estudio tomando en cuenta además los componentes este-oeste y norte sur; y con un mayor número de datos obtener mejores valores de los Factores de Amplificación.

6. Es conveniente aclarar que en este trabajo no se ha tomado en cuenta la corrección por instrumento, debido a que para obtener la "Curva de Respuesta" del mismo, es necesario medir microscópicamente las amplitudes sucesivas del péndulo puesto a oscilar, para determinar la "Curva de Decremento Logarítmico" que nos permitiría determinar la curva de respuesta del sismómetro. Los instrumentos se encuentran en U.S.A.

BIBLIOGRAFIA

1. BULLEN, K F.; "An Introduction to the Theory of Seismology" - Cambridge at the University Press. 1963.
2. BLACKMAN, R.B., TUKEY, J.W.; "The Measurement of Power Spectra" - Dover Publications, Inc. New York-1959
3. ESPINOZA A.F., ALGERMISSEN, S.T.; "A study of soil Amplification factor in Earthquake Damage Areas, Caracas, Venezuela" - National Oceanic and Atmospheric Administration. U.S. Department of Commerce. 1972.
4. ESPINOZA A.F.; Theoretical Ground Amplification Study "Paper presented to corps of Engineers, Washington, D.C. -1968.
5. ESPINOZA A.F.; "Ground Amplification Study at two sites near Bakersfield, California", Earthquake Notes, XL, pp 3-20. 1969.
6. GUTENBERG, B.; "Physics of the Earth Interior", International Geophysics Series. Vol. I. Academic Press.
7. GUTENBERG, B.; "Effects of Ground on Earth's Motion" Bull. Seis. Soc. of Amer., 47, pp 221-249 - 1957.
8. GUTENBERG, B., RICHTER, C.; "Seismicity of the Earth" Princeton University Press. Princeton, N.J. - 1954.

9. HOUSNER C.N.; "Strong Ground Motion".Earthquake. Prentice-Hall, Inc., New Yersey - 1970.
10. JEFFREYS, H. "The Earth", Cambrige University Press. 1959.
11. RICHTER, F.CH.; "Elementary Seismology" W.H.Freeman - and Company. San Francisco - 1958.
12. NEWMAN F.; "Principios Fundamentales para la Interpretación de Sismogramas" - CERESIS - 1970.
13. Udias A.; "Introducción a la Sismología y Estructura Interna de la Tierra". Madrid - España- 1971.
14. SANHUEZA P.; Instalación de una Red de Acelerógrafos en Chile"- Universidad de Chile - 1969.
15. BERROCAL, DEZA, LANGER, FLORES, OCAMPO; "Estudio Piloto de Amplificación de Suelos en Lima Metropolitana"- Instituto Geofísico del Perú. 1975.
16. MENDOZA E.; "Atenuación de Ondas P de corto Período - en los Andes Centrales"- Observatorio San Calixto. La Paz - Bolivia. 1970.