

141

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO



FACULTAD DE INGENIERIA

"ANALISIS DE LA RESPUESTA SISMICA  
DE UN EDIFICIO ALTO E INSTRUMENTADO"

T E S I S  
QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:  
I N G E N I E R O C I V I L  
P R E S E N T A N :  
MIGUEL ANGEL SOLIS OSORNO  
RAMIRO CARRILLO DOMINGUEZ

ASESOR: M.I. OCTAVIO GARCIA DOMINGUEZ



MEXICO, D.F.

JULIO DEL 2001



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**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 esta 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.



UNIVERSIDAD NACIONAL  
AUTÓNOMA DE  
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERIA  
DIRECCION  
FING/DCTG/SEAC/UTIT/111/00

Señores

**MIGUEL ANGEL SOLIS OSORNO**  
**RAMIRO CARRILLO DOMINGUEZ**

Presente

En atención a su solicitud me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor **M.I. OCTAVIO GARCIA DOMINGUEZ**, que aprobó esta Dirección, para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de **INGENIERO CIVIL**

**"ANALISIS DE LA RESPUESTA SISMICA DE UN EDIFICIO ALTO E INSTRUMENTADO"**

- INTRODUCCION Y ANTECEDENTES**
- I. ASPECTOS FUNDAMENTALES DE LA INGENIERIA SISMOLOGICA Y SU INSTRUMENTACION CON LA INGENIERIA ESTRUCTURAL**
  - II. INSTRUMENTACION SISMICA DEL EDIFICIO**
  - III. ANALISIS ESTRUCTURAL DEL EDIFICIO**
  - IV. ANALISIS DE SEÑALES**
  - V. REGISTRO DE SEÑALES SISMICAS DURANTE 2000**
  - VI. ANALISIS DE RESULTADOS Y PROPIEDADES DINAMICAS DEL EDIFICIO**
  - VII. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES**

Ruego a ustedes cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el Título de ésta.

Asimismo les recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar Examen Profesional.

Atentamente  
"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"  
Cd. Universitario a 21 de septiembre de 2000.  
EL DIRECTOR

**M.C. GERARDO FERRANDO BRAVO**  
GFB/GMP/mstg.

**M. I. OCTAVIO GRACIA D.**

## DEDICATORIA.

MIGUEL ANGEL SOLIS OSORNO.

**Este trabajo está dedicado a la persona más importante para mí, la persona que me dio la razón, la inteligencia y el ser. La que me anima cada mañana, la que le da sentido y esperanza a mi vida, esa persona es DIOS.**

## AGRADECIMIENTOS

Gracias Señor **JESUCRISTO** por la vida plena que hay en Ti.

Quiero agradecer a mis padres por todas las noches de preocupación y por el esfuerzo realizado para que yo pudiera terminar esta carrera, este título es un gran logro el cual no es de una sola persona, parte fundamental son ellos los guerreros incansables, mis amados padres:

ANGEL SOLIS SOLIS Y CELESTINA OSORNO BONILLA.

Gracias al M. I. OCTAVIO GARCIA DOMINGEZ por todo el apoyo y por compartir el proyecto del edificio de la ex-CONASUPO, por el tiempo tomado para las correcciones y por su buenísima actitud durante la realización del trabajo.

Gracias a mis amigos incondicionales, los compañeros de grandes pruebas, de grandes necesidades, de increíbles alegrías, de juegos y trabajos, mis amados hermanos:

Nelson Nestor Solis Osorno.  
Cesar Jiven Solis Osorno.  
José Armando Solis Osorno.  
Dulce Ivette Solis Osorno.  
Aiza Sarai Solis Osorno.

Gracias a mi mejor amiga, mi compañera de milicia, mi apoyo para seguir en el servicio a CRISTO, la extranjera más rara y amable, la que tiene nostalgia de su hogar y sirve siempre a Dios:

Kara Furrey Grant.

Gracias a cada persona que participó en el desarrollo de este trabajo: Laboratorio de Cómputo avanzado del área de estructuras, Casa de Fe, Amistad Cristiana, a mis amados pastores: Humberto y Angélica Corral.

**- GRACIAS -**

**DEDICATORIA.**

**RAMIRO CARRILLO DOMINGUEZ.**

**A MI ALMA MATER:**

**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO.**

# ANÁLISIS DE LA RESPUESTA SÍSMICA DE UN EDIFICIO ALTO E INSTRUMENTADO

## INDICE.

INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES.	1
1. ASPECTOS FUNDAMENTALES DE LA INGENIERÍA SISMOLÓGICA Y SU INTERACCIÓN CON LA INGENIERÍA ESTRUCTURAL.	
1.1 Tectónica de placas.	6
1.1.1 Teoría sobre la deriva de los continentes.	6
1.1.2 Configuración interna de la tierra.	8
1.1.3 Actividad tectónica.	10
1.2 Fallas geológicas.	13
1.2.1 Falla geológica.	13
1.2.2 Falla trascurrente.	13
1.2.3 Falla normal.	13
1.2.4 Falla inversa.	14
1.2.5 Falla vertical.	14
1.2.6 Actividad de las fallas.	15
1.3 Ondas sísmicas y propagación en la masa de suelo.	18
1.3.1 Ondas sísmicas.	18
1.3.2 Propagación en la masa de suelo	20
1.4 Registro de movimientos del terreno.	23
1.5 Generación de sismos.	27
1.5.1 Foco y epicentro.	27
1.5.2 Profundidad de los focos.	29
1.5.3 Localización de los focos.	29
1.5.4 Periodos de ocurrencia de los sismos	33
1.6 Medición de las características de un sismo.	34
1.6.1 Magnitud e intensidad.	34
1.6.2 Escalas de magnitud de intensidad sísmica.	34
1.6.3 Energía sísmica.	38
1.7 Parámetros de diseño de estructuras sujetas a sismos.	39
1.8 Amplificación sísmica.	40
1.8.1 Condiciones de topografía.	43
1.8.2 Direccionalidad de las ondas sísmicas.	45

## 1.9 Efectos sísmicos.

- 1.9.1 Recuento trágico de los terremotos más importantes.
- 1.9.2 Construcciones del hombre.
- 1.9.3 Avalanchas y deslizamientos de tierra
- 1.9.4 Asentamiento subsidencia y fractura del terreno.
- 1.9.5 Licuefacción.
- 1.9.6 Maremotos o Tsunamis.
- 1.9.7 Incendios.

## 2. INSTRUMENTACIÓN SISMICA DEL EDIFICIO.

- 2.1 Descripción del edificio.
- 2.2 Sistema de refuerzo
- 2.3 Características del dispositivo disipador de energía.
- 2.4 Descripción del sistema de monitoreo.

## 3 ANÁLISIS ESTRUCTURAL DEL EDIFICIO.

- 3.1 Estructura original
- 3.2 Estructura reforzada

## 4 ANÁLISIS DE SEÑALES.

### 4.1 Introducción.

### 4.2 Transformada de Fourier

- 4.2.1 Transformada discreta de Fourier
- 4.2.2 Transformada rápida de Fourier
- 4.2.3 Adición de ceros.

### 4.3 Espectro de potencia.

- 4.3.1 El contenido de potencia.
- 4.3.2 Función de correlación.
- 4.3.3 Identificación de señales mediante correlación.
- 4.3.4 Espectro de potencia promedio.

### 4.4 Función de transferencia.

### 4.5 Función de coherencia.

### 4.6 Programa de análisis de señales AllView.

- 4.6.1 Sistema de adquisición de datos sísmicos (GSR-12/16).
- 4.6.2 Programa AllView.
- 4.6.3 Tiempo y posición.
- 4.6.4 Sistema de posición global (GPS).
- 4.6.5 Eventos mostrados gráficamente.
- 4.6.6 Conversión de datos.
- 4.6.7 Condición de las señales.

5	REGISTRO DE SEÑALES SÍSMICAS DURANTE 2000.	73
5.1	Vibración ambiental.	73
5.2	Vibración forzada.	96
5.2.1	Sismo del 21 de julio del 2000.	96
5.2.2	Sismo del 9 de agosto del 2000.	116
6	ANÁLISIS DE RESULTADOS Y PROPIEDADES DINÁMICAS DEL EDIFICIO.	
6.1	Excitaciones antes del refuerzo.	136
6.1.1	Resultados analíticos, vibración ambiental y vibración forzada.	136
6.1.2	Comparación de resultados.	136
6.2	Excitaciones después del refuerzo.	137
6.2.1	Resultados analíticos después del refuerzo.	137
6.2.2	Vibración ambiental después del refuerzo	137
6.2.3	Vibración forzada.	138
6.2.4	Comparación de resultados.	138
6.3	excitaciones antes del refuerzo y después del refuerzo.	139
6.3.1	Comparación de resultados obtenidos antes del refuerzo y después del refuerzo.	139
7	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.	141

# INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES.

## INTRODUCCIÓN.

Con los sismos de 1985 ocurridos en la Ciudad de México, estructuras importantes presentaron niveles variables de daño, por lo cual tuvieron que ser reparadas y/o reforzadas, sin embargo, los ingenieros estructuristas se enfrentaron al problema de conocer el nivel de deterioro existente en las edificaciones para formular o calibrar los modelos numéricos utilizados en los proyectos de reforzamiento. Una técnica para estimar con razonable precisión el estado actual de una estructura es la instrumentación sísmica, la cual ha jugado un papel trascendente en la búsqueda de una solución adecuada para el reforzamiento. Esta metodología experimental, reciente en México y en el resto del mundo, permite observar el comportamiento de una estructura ante diferentes sollicitaciones dinámicas e identificar de manera confiable el estado actual en el que se encuentra el sistema estructural. En edificios en los cuales se tenga dudas a cerca del comportamiento sísmico, o en aquellos que hayan sido reforzados; esta técnica representa una opción justificable, ya que actualmente es posible su utilización gracias a los avances y los desarrollos tecnológicos que minimizan costos.

Debido a los grandes daños producidos por los sismos de 1985 en México y con la finalidad de contar con modelos matemáticos mas confiables, se han empleado algunos métodos para la determinación de las características dinámicas en edificios; dentro de estas metodologías sobresalen las que se basan en el análisis de señales producto de vibración ambiental. Adicionalmente se pueden utilizar excitaciones forzadas las cuales arrojan resultados de mejor calidad, ya que estas son producidas principalmente por eventos sísmicos o dispositivos mecánicos creados por el hombre, mientras que las señales producidas por ruido ambiental se originan principalmente por tránsito de vehículos y maquinaria.

Para identificar las propiedades dinámicas de una estructura es importante seleccionar un numero suficiente de puntos en la estructura y mediante el análisis se obtienen la frecuencia natural de vibración, configuraciones modales y coeficientes de amortiguamiento.

Actualmente, gran parte de las investigaciones realizadas en el área de ingeniería estructural se dirigen hacia la predicción del comportamiento de sistemas estructurales sujetos a cargas sísmicas. El punto clave de estos esfuerzos es la caracterización de un modelo matemático representativo capaz de determinar la respuesta dinámica del sistema. Desde un punto de vista teórico, es posible determinar varios modelos matemáticos para un sistema estructural cuyas soluciones proporcionen la respuesta de la estructura con diferente grado de aproximación.

Una revisión del conocimiento actual del comportamiento sísmico de edificios realizada por David Muria y Ricardo González en 1987, muestra que existe incertidumbre para lograr una representación matemática congruente con la respuesta estructural. Gracias a los

avances de las herramientas y programas de cómputo existen numerosos modelos matemáticos que han sido desarrollados para modelar el comportamiento de las estructuras de los edificios. Sin embargo, existen hipótesis en los mismos que no tienen evaluación experimental de apoyo, por lo cual es necesario llevar a cabo estudios en edificios para determinar sus características dinámicas y mejorar el modelo matemático de los mismos.

La Instrumentación sísmica de edificios aporta información útil para conocer el comportamiento real de las estructuras. La aplicación de técnicas para la identificación de sistemas para analizar los registros sísmicos permite relacionar los datos experimentales con modelos matemáticos para estimar los parámetros estructurales.

Para comprender el comportamiento sísmico de las estructuras de la ciudad de México se han instrumentado algunos edificios que, además de realizar mediciones de vibración ambiental de manera permanente, permiten registrar eventos sísmicos que ayuden a evaluar los criterios de análisis sísmico. En edificios cuyo comportamiento sea de interés, se deben cuidar aspectos que permitan verificar las hipótesis de análisis, revisar las consideraciones de diseño y detectar la posible vulnerabilidad de cierto tipo de estructuras.

Una de las estructuras que resultaron dañadas debido al sismo de 1985, es el edificio de la CONASUPO, ubicado en el poniente de la ciudad de México, esto obligó a que sus autoridades tomaran medidas para su refuerzo y protección ante eventos sísmicos futuros. El reforzamiento de la estructura se llevó a cabo colocando diagonales metálicas y disipadores de energía en la dirección flexible, mientras que en la dirección longitudinal se restituyó la resistencia de los muros de concreto colindantes, mediante la inyección de resina epóxica. Este último tratamiento también lo recibieron las losas de los entrepisos.

Como parte del proyecto de reforzamiento del edificio de la ex-CONASUPO se decidió implementar un sistema de monitoreo sísmico formado por cinco acelerómetros distribuidos en la altura del edificio que permita estimar con razonable exactitud sus propiedades dinámicas.

Al respecto, en este trabajo se presenta el análisis del comportamiento sísmico del edificio mencionado con base en señales de vibración ambiental y en dos eventos sísmicos registrados en julio y agosto del 2000. Los resultados obtenidos se comparan con los correspondientes a excitaciones registradas desde la instalación del sistema de monitoreo sísmico, en mayo de 1998. Además se discuten las diferencias encontradas con los resultados obtenidos de modelos analíticos, utilizando el programa ETABS.

La revisión estructural en la dirección transversal del edificio, mostró los desplazamientos excesivos, dejando de manifiesto que era una estructura muy flexible en la dirección transversal. De esta manera se decidió por parte de CONASUPO reforzar y proteger la estructura con diagonales metálicas y disipadores de energía formados por placas metálicas, (Escobar J.A. y Sánchez A.R, 1998). Estas estructuras de refuerzo fueron colocadas estratégicamente, para incrementar su rigidez lateral en este sentido y disipar energía sísmica ante movimientos bruscos del terreno que de otra manera causarían daño en la superestructura.

## ANTECEDENTES.

La instrumentación de los edificios proporciona información real muy valiosa a cerca del comportamiento de estructuras ante excitaciones sísmicas. La aplicación de esta información en ingeniería estructural ha permitido en años recientes tener una descripción más adecuada de las propiedades y características dinámicas de las estructuras, así como evaluar los daños sufridos durante cada temblor. A continuación se presenta un resumen de las investigaciones realizadas en México sobre este tema.

Luis Fuentes y David Muria 1999, realizaron un estudio donde se muestra que se puede incluir el deterioro de la estructura en la rigidez de la estructura. Para facilitar la construcción de modelos prácticos que tomen en cuenta el deterioro en elementos estructurales se sugiere el uso de factores de reducción de rigidez. En dicho estudio, las frecuencias de los modelos calibrados con factores de reducción de rigidez fueron similares a las de los modelos calibrados refinados del edificio, por lo que el empleo de estos factores proporciona a los modelos simplicidad y una mejor estimación de las propiedades dinámicas.

M. A. Macías y L. Alcántara 1998, realizaron una comparación del primer modo de vibrar del edificio Plaza Córdoba, el cual es uno de los primeros edificios instrumentados en la ciudad de México. Este edificio es una estructura de concreto reforzado de 17 niveles destinado a oficinas. La red acelerográfica del edificio está integrada, por 11 instrumentos que registran las aceleraciones en tres direcciones ortogonales (dos verticales y una horizontal). Para ese estudio se utilizó el registro de cuatro estaciones localizadas en la parte central del edificio en diferentes niveles, azotea, nivel 6 de oficinas, nivel 8 de estacionamiento y sótano. La comparación se llevó a cabo mediante tres procedimientos distintos; modelo analítico, desviación estándar y aceleraciones máximas. El análisis se realizó con los datos de nueve eventos sísmicos registrados en el lapso de 1990 a 1998 y cuyas magnitudes están entre 4 y 7 grados en la escala de Richter, también se determinaron las frecuencias naturales de vibración del edificio y el amortiguamiento crítico por medio de dos métodos, ancho de banda y amplitud máxima.

Los resultados obtenidos muestran que la frecuencia natural de la estructura se encuentra entre una banda de 0.33 a 0.45 Hz. En ambas direcciones, se observa que a medida que se incrementa el nivel de la amplitud de la excitación, se presenta un decremento en la frecuencia natural de vibración del edificio. El amortiguamiento crítico del edificio resultó del 3.3 % empleando el método de amplitud máxima y de 6.9% con el método de ancho de banda.

La comparación realizada mostró que la forma modal de vibrar del edificio obtenida por los tres métodos, resultó semejante aunque el método de desviación estándar refleja mejor el modo de vibrar de la estructura. El procedimiento de la desviación estándar es el resultado de la historia completa de aceleraciones registradas en cada punto de medición ante cada temblor, mientras que el de aceleraciones máximas es solo un punto de la historia.

En la actualidad se han buscado dispositivos para la disipación de energía, cuyo propósito fundamental es el de concentrar dicha disipación en regiones especialmente diseñadas para ello. Es por eso que se han realizado estudios con la finalidad de comprobar la efectividad de estos sistemas en la disipación de energía de edificios. Un estudio realizado por José Manuel Jara 1992, nos muestra que un mismo disipador puede ser más eficiente para un edificio de mediana altura (6 niveles) que para un edificio alto (15 niveles). En este estudio se analizaron dos edificios de concreto armado de 6 y 15 niveles respectivamente, ubicados en terreno tipo III (terreno blando). Ambos edificios son simétricos en su planta y los disipadores utilizados fueron ADAS.

Los resultados obtenidos en ese estudio mostraron que el modelo con los disipadores ADAS para el edificio de seis niveles tiene un mejor comportamiento que el marco solo; al aplicar los disipadores se reducen los desplazamientos sin incrementos fuertes en las fuerzas cortantes. La energía inducida por el sismo disminuye casi a la mitad, con respecto al marco solo, disipando 22% por amortiguamiento y 78% por el comportamiento histerético.

En el modelo con ADAS para el edificio de quince niveles la energía de entrada aumenta un 25% con respecto al modelo solo. Los porcentajes de disipación por amortiguamiento y por comportamiento histerético son prácticamente iguales que en el marco sin disipadores, lo que indica que los ADAS no cumplen con la función de disipar energía y sólo rigidizan un poco a la estructura de 15 niveles.

Por otra parte, al analizar las propiedades dinámicas de un edificio, surge la pregunta de cuanto afecta la interacción suelo-estructura en las propiedades dinámicas de una estructura. Ricardo González Alcorta 1989 realizó la correlación de propiedades dinámicas obtenidas experimentalmente, mediante vibración ambiental, respecto a las calculadas de modelos matemáticos representativos de diez edificios en la ciudad de México. Los edificios están ubicados: dos en terreno firme, uno en terreno de transición y siete en terreno blando. En ese trabajo se estudió la influencia de la interacción suelo-estructura en las características dinámicas de los edificios.

Los resultados obtenidos mostraron que, en las estructuras desplantadas sobre terreno firme y de transición, no se manifestaron efectos significativos de interacción suelo-estructura en las características dinámicas de los edificios, esto se detectó al colocar acelerómetros en condiciones de terreno libre y planta baja de los mismos. En los modelos matemáticos se consideró que las estructuras poseen un empotramiento perfecto en su base, con la finalidad de determinar la influencia suelo-estructura en las frecuencias fundamentales de vibración. Al comparar las calculadas bajo esta hipótesis con las obtenidas experimentalmente. Se observó que la influencia de la interacción suelo-estructura es muy significativa en las características dinámicas de los edificios desplantados en terreno blando.

De la comparación de las propiedades dinámicas obtenidas de los modelos matemáticos utilizados respecto a aquellas medidas de manera experimental, se llegó a la conclusión de que es factible la elaboración de modelos representativos de los edificios en estudio, siempre y cuando se consideren en los mismos todos los elementos que contribuyen

significativamente en la rigidez del edificio, así como la flexibilidad del suelo para aquellos desplantados sobre terreno blando.

Cuando un edificio está instrumentado, la ocurrencia de un sismo permite estudiarlo como un modelo a escala natural. Las grandes amplitudes en la estructura ofrecen la oportunidad de realizar estudios cuantitativos de la respuesta del edificio cuando este se encuentra sujeto a movimiento sísmico. R. Durán Hernández y E. Miranda Mijares 1997, Realizaron un estudio en un edificio instrumentado que fue sujeto a 7 sismos con magnitudes mayores a 5.8 grados en la escala de Richter, en el cual no se observaron daños de la estructura.

En los resultados obtenidos en ese trabajo, se identificaron cambios de aproximadamente 50% en el periodo fundamental de la estructura lo cual implica que la rigidez lateral durante la parte más intensa del sismo puede ser menor que 50% de la inferida en movimientos de baja amplitud al comienzo del sismo. Esta pérdida de rigidez lateral es parcialmente recuperada en la medida que las amplitudes del sismo se reducen al final del movimiento. El cambio en la rigidez lateral está caracterizado por una rápida pérdida de la rigidez para pequeños niveles de deformación lo cual indica que los periodos inferidos de vibración ambiental pueden ser no representativos del periodo de vibración durante movimientos sísmicos y que grandes cambios en el periodo de vibración no necesariamente implican daño en la estructura.

Con base en lo expuesto anteriormente, se decidió dividir en siete capítulos el contenido de este trabajo. En el capítulo I se hace una revisión de los aspectos básicos de la sismología y su relación con la ingeniería estructural, se da un panorama general sobre el origen de los sismos y los efectos que causan en los edificios.

En el capítulo 2 se describe el edificio estudiado y el sistema de monitoreo sísmico instalado para el registro de señales producto de vibración ambiental o forzada.

En el capítulo 3 se presentan los modelos estructurales del edificio y los resultados obtenidos considerando la estructura reforzada y no reforzado.

En el capítulo 4 tenemos una introducción al análisis de señales basada en el análisis de Fourier. Además se describe el programa de computadora que se empleó para llevar a cabo el proceso y análisis de la información.

En el capítulo 5 se presentan las señales registradas en el edificio producto de vibración ambiental y forzada. Para estas últimas se estudian los registros de dos eventos sísmicos ocurridos en la ciudad de México durante el año 2000.

El capítulo 6 contiene el análisis de resultados obtenidos de comparar las propiedades dinámicas del edificio obtenidas de distintas fuentes, considerando la estructura antes y después de su reforzamiento.

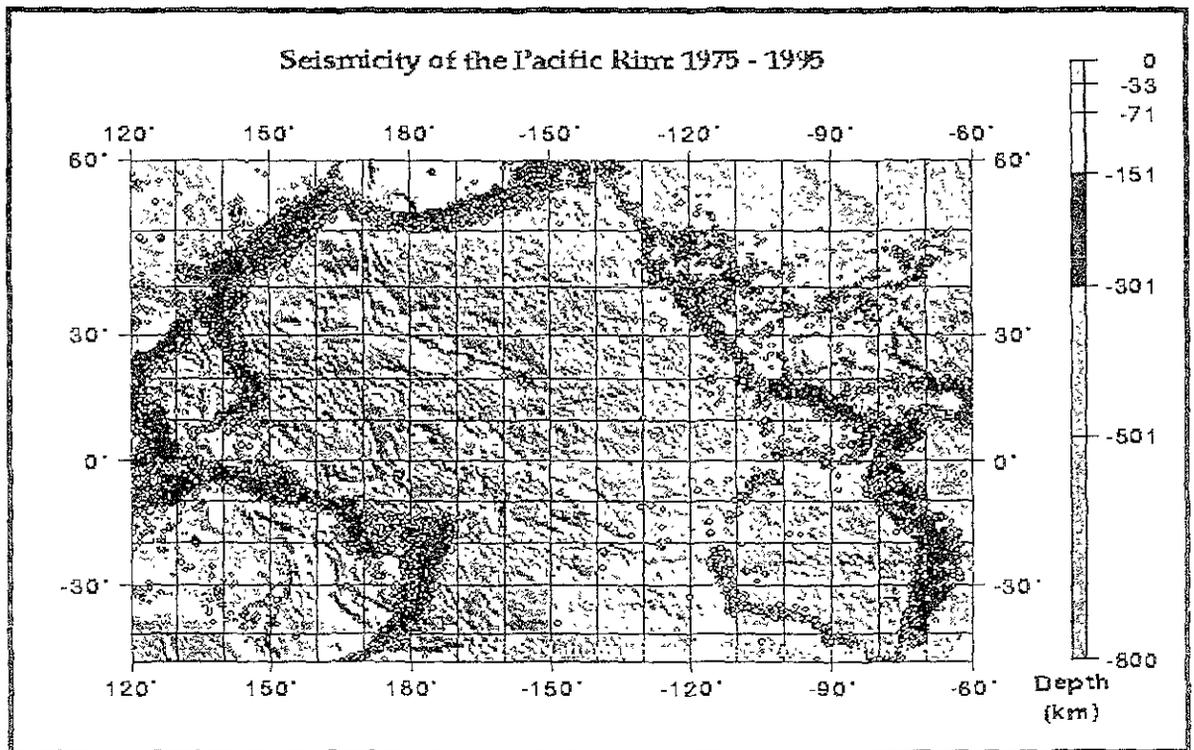
Finalmente el capítulo 7 se presentan las conclusiones y recomendaciones que se derivan del presente trabajo de tesis.

# 1 ASPECTOS FUNDAMENTALES DE LA INGENIERÍA SISMOLÓGICA.

## 1.1 TECTÓNICA DE PLACAS.

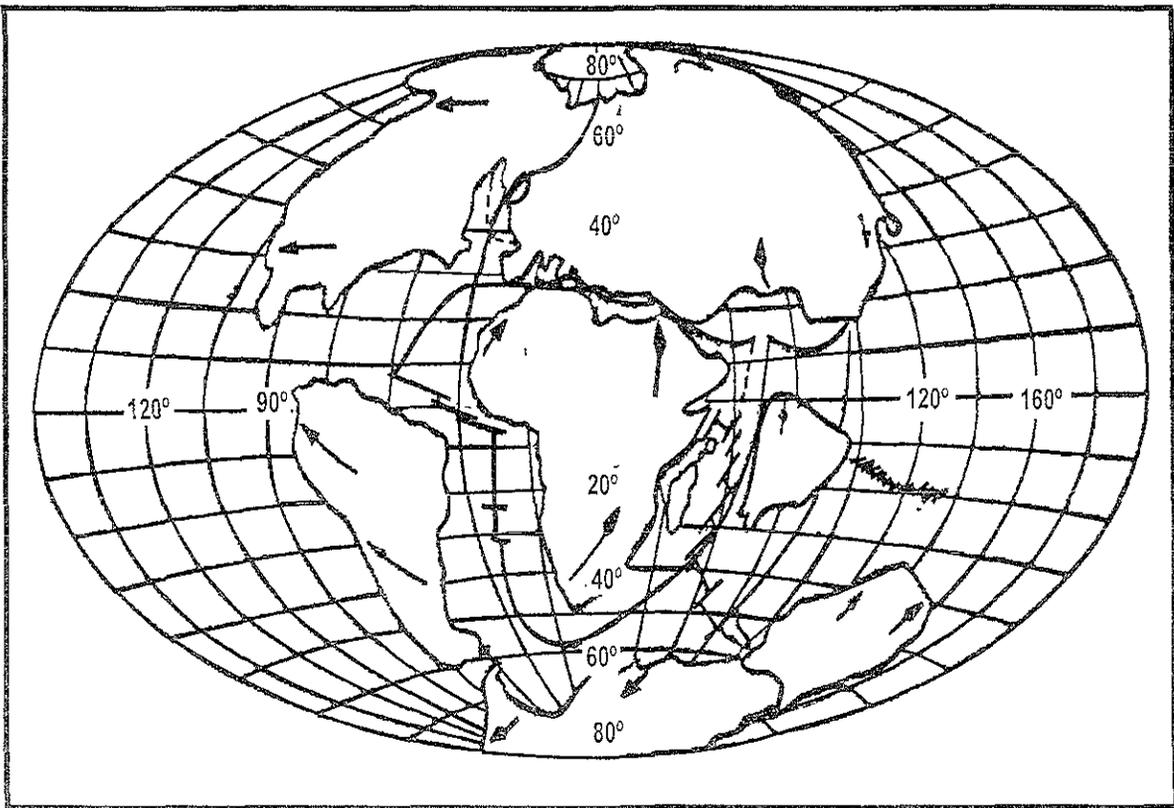
### 1.1.1 TEORÍA SOBRE LA DERIVA DE LOS CONTINENTES.

Debido a la agrupación de la actividad sísmica a lo largo de franjas relativamente angostas, que rodean grandes extensiones consideradas asísmicas, nos da pauta para pensar en grandes divisiones de la superficie terrestre en diferentes placas, como se muestra en la fig. (1.1a). La teoría de la **deriva de los continentes** sugiere que los continentes se desplazan como gigantescos bloques de corteza sobre un manto líquido. Esto se basa en las grandes similitudes de los fósiles, rocas y estructuras geológicas en los bordes opuestos del Océano Atlántico, como en la costa oriental de Sudamérica y occidental de África, la similitud es a manera de piezas de rompecabezas. En el anexo 1 de este trabajo, se presenta la sismicidad registrada en diversas regiones del planeta, que nos permite corroborar la teoría antes mencionada.



*Fig. 1.1a Sismicidad en los bordes del Pacífico. Se muestran puntos que representan los focos de eventos registrados entre 1975-1995. Tomados de USGS National Earthquake Information Center.*

Esta teoría fue dada a conocer en 1912 por Alfred Wegener científico alemán, la cual explica que hace unos doscientos millones de años, todos los continentes estuvieron unido es una gran masa que llamó **Pangea** (todas las tierras), donde Norteamérica estaba unida a Europa y Asia, así como América del Sur formaba una sola placa con Africa, Antártida y Australia, esta gran placa se comenzó a dividir, de esa forma los continentes comenzaron a desplazarse a la deriva sobre un manto líquido. Lentamente Eurasia y América del Norte se separaron del grupo meridional de continentes, e India también comenzó su deriva hacia el norte. Posteriormente Sudamérica comenzó su separación de Africa dando origen al Océano Atlántico. Este desplazamiento conformó las posiciones actuales de los continentes pero aún se siguen moviendo; En la fig. (1.2) se muestra el desplazamiento que han sufrido las placas de tierra según la teoría de la deriva de los continentes.



*Fig. 1.2 Mapa mundial hace 65 millones de años. El mar mediterráneo es ya reconocido.*

Para nuestros días este conocimiento nos permite entender los procesos que se desarrollan en el interior del planeta tierra. Parte de la teoría de Wagener ha sido corregida por los actuales científicos, pero las ideas básicas se han confirmado plasmándolas en la actual **teoría de la tectónica de placas**.

## 1.1.2 CONFIGURACIÓN INTERNA DE LA TIERRA.

Gracias a la sismología, ciencia que trata del estudio de los terremotos y de la propagación de las ondas sísmicas, ha sido posible conocer el comportamiento y la configuración del interior de la tierra.

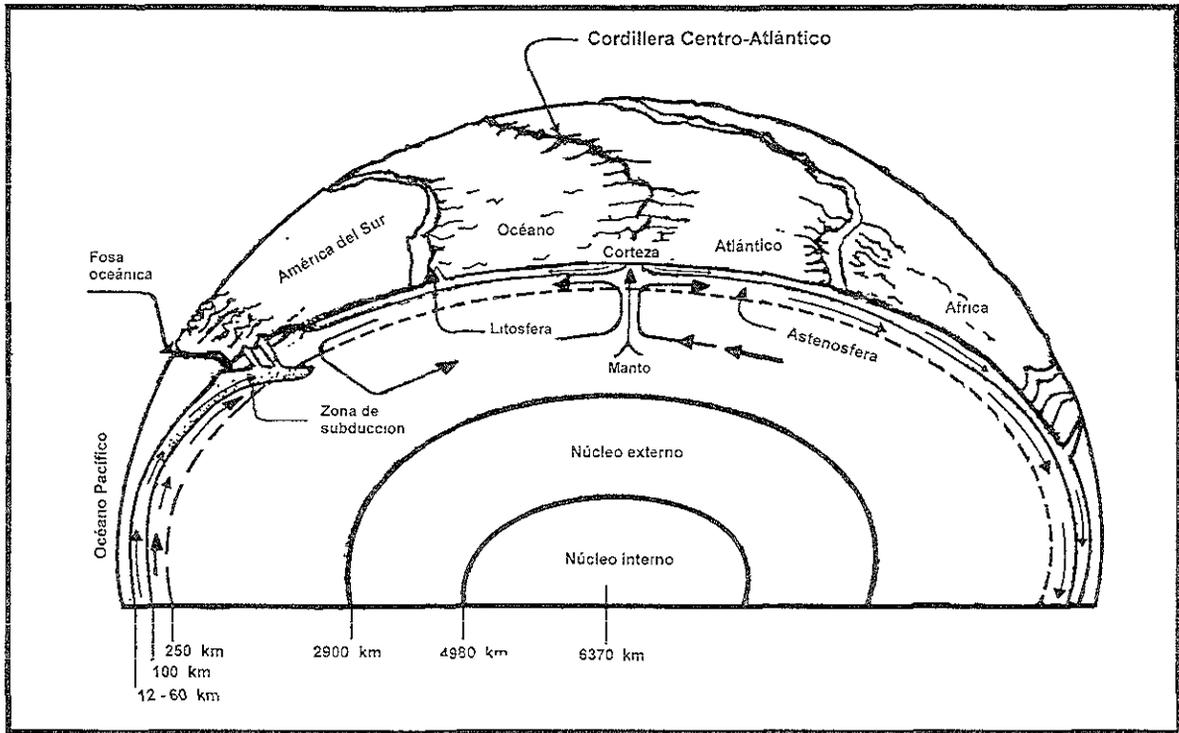
Un sismo produce vibraciones que se propagan en todas direcciones iniciando su propagación desde la fuente o **foco**. El curso de las ondas producidas es modificado ya sea reflejado y/o refractado en las zonas de discontinuidad entre los estratos que atraviesa y en los límites entre las capas que se encuentran en el interior de la tierra. También la velocidad de propagación es variable ya que depende de la densidad y propiedades físicas de los estratos y medios en que se propagan las ondas.

Para los científicos actuales, las ondas sísmicas son como los rayos X para los médicos, ya que al estudiar las vibraciones producidas por los terremotos y las explosiones artificiales, los sismólogos interpretan los sismogramas en forma parecida a como los médicos estudian e interpretan las radiografías. Al trazar la trayectoria que recorre la onda, los sismólogos interpretan los diagramas obtenidos (**sismogramas**), permitiendo deducir la naturaleza y propiedades físicas de las capas que atraviesa al igual que la estructura interna de la tierra.

Por medio de los estudios de sismogramas se conoce que la tierra tiene un diámetro de **12 740 Km**. En forma simple se dice que está constituida por tres capas concéntricas principales que es el **núcleo**, el **manto** y la **corteza**. El **núcleo interno** de la tierra está formado de un material sólido y muy denso de aproximadamente **1 400 km**. El **núcleo externo** en estado líquido y bajo temperaturas y presiones muy altas tiene un espesor de **2 100 Km**. El **manto** es una masa sólida de roca y espesor de **2 900 Km**. La parte del **manto superior** con un espesor entre **100 y 250 Km**. Conocida como **asténosfera** se caracteriza por una baja velocidad de propagación de las ondas sísmicas.

En comparación con el diámetro de la tierra la **corteza**, capa exterior del planeta, es muy delgada, es rígida y está constituida por rocas cristalinas de basalto y granito de gran dureza y resistencia. Las plataformas continentales son más ligeras que el fondo oceánico y están constituidas por rocas de composición granítica, con un espesor de **35 km**, alcanzando en algunos lugares hasta **75 Km**. bajo las grandes cadenas montañosas.

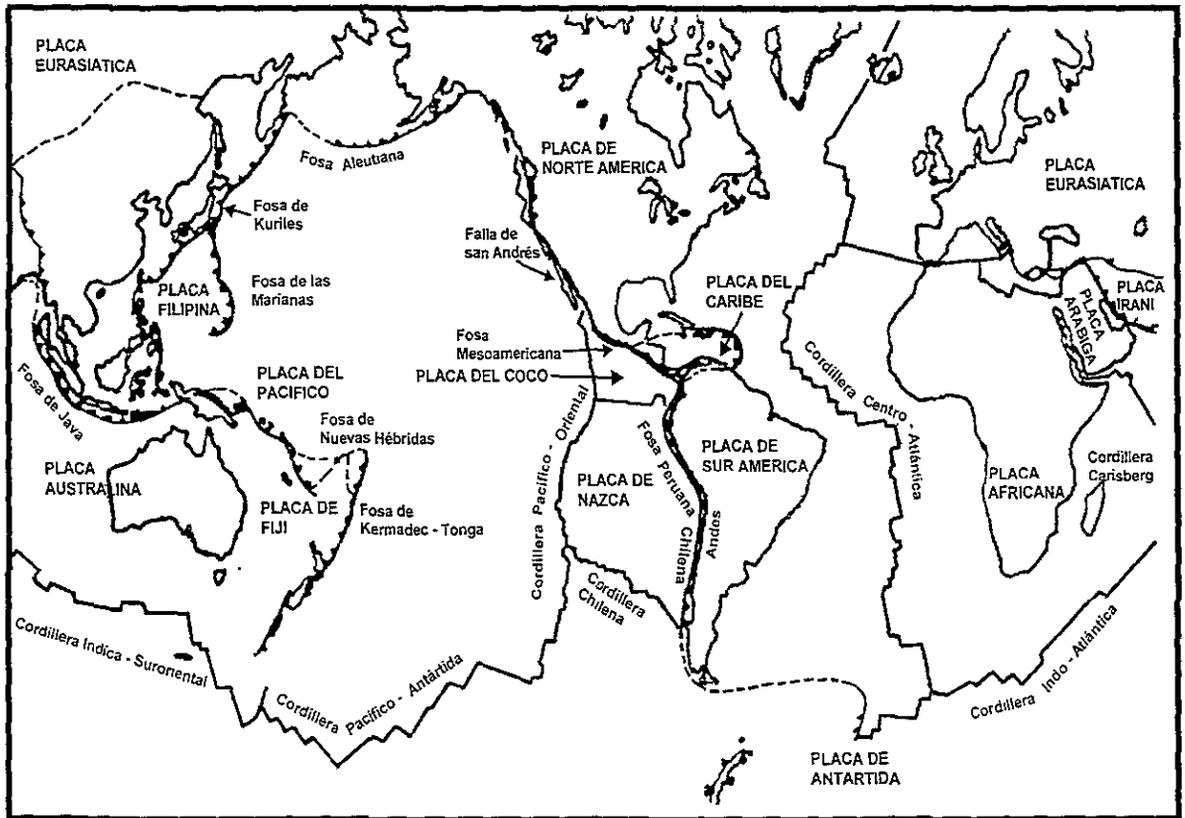
La **corteza** es deformada, plegada y fracturada por fuerzas que son las causantes de la constituir la configuración de la superficie terrestre. Estas fuerzas tienen origen en las **corrientes de convección térmica** que se generan en el manto; debido a estas corrientes tenemos las formas irregulares de los continentes, las cadenas montañosas y volcanes, las fosas oceánicas y las cordilleras submarinas, etc, fig. (1.3). De la estructura mecánica de la **litosfera** definida como la envolvente externa, rígida y resistente del planeta, se derivan los movimientos, desplazamientos y deformaciones que se producen en la corteza. La litosfera tiene un espesor de **100 Km**. y descansa sobre la **asténosfera** que es una parte del manto que se encuentra parcialmente fundida, considerada como un medio viscoelástico. De acuerdo con la teoría de la **tectónica de placas** la litosfera está dividida en un serie de losas o placas y estas placas litosféricas que incluyen la corteza, se mueven lateralmente sobre la asténosfera como lo muestran la fig. (1.4).



*Fig. 1.3 Dinámica interior de la tierra. El corte muestra los procesos que se desarrollan en la corteza y el manto. El desplazamiento indicado por las flechas, la parte externa del manto y la corteza se desplazan sobre la astenósfera. La regeneración de la corteza se presenta en las cordilleras oceánicas. Es las áreas de subducción se consume material de la corteza.*

### 1.1.3 ACTIVIDAD TECTÓNICA.

De acuerdo con la teoría de la tectónica de placas la corteza terrestre está dividida en 17 placas o losas principales como lo muestra la fig. (1.4), las cuales se desplazan unas respecto a las otras, incitadas por las corrientes de convección. El movimiento relativo de las placas y su interacción en la zona de contacto genera la mayor parte de la actividad sísmica en el mundo. Específicamente la interacción entre los bordes de las placas genera el 90% de los registrados.



*Fig. 1.4 Placas litosféricas. En el mapa se muestran las cordilleras centro-oceánicas, las fosas marinas y las principales placas en que se divide el globo terráqueo.*

Así por ejemplo **La Cordillera Centro – Atlántico** es una cordillera submarina que se prolonga y ramifica formando un sistema montañoso de **40 000 Km.** de longitud, en la cual el fondo oceánico es mas viejo conforme se aleja de la dorsal oceánica. Esto nos permite determinar que el fondo del Océano Atlántico se esta alejando de la depresión axial de la cordillera oceánica y se ensancha constantemente. Las corrientes de convección conducen material basáltico a través y a lo largo de la cordillera oceánica como se ve en la fig. (1.3).

El material magmático que sale del interior de la tierra, aflora por la fisura gigantesca llamada **rift** (abertura), el material al enfriarse y solidificarse empuja a su vez a la corteza hacia ambos lados a razón de varios centímetros por año, fue así como comenzó el proceso de la separación y la deriva de los continentes. Para mantener un equilibrio es necesario que el material producido a lo largo del rift desaparezca, esto es debido a que existen corrientes de convección ascendentes y descendentes que consumen material de la corteza fig. (1.3).

La placa oceánica se sumerge bajo la placa continental y gradualmente el material de la corteza es consumido dentro del manto superior, cerrando el ciclo que se inició en las cordilleras. Estas zonas donde se sumerge una placa sobre otra creando **fosas marinas** se le conoce como zona de subducción; un ejemplo es la Fosa de Mesoamericana que alcanza una profundidad de 6 000 m frente a Guatemala. La subducción produce grandes cantidades de fuerza de fricción y un levantamiento en los bordes de la placa continental, creando sistemas montañosos tierra adentro, produciendo un intenso vulcanismo, ya que parte del material que se encuentra sometido a grandes presiones y temperaturas, aflora en forma de magma; ejemplo de esto son la cordillera que se extiende paralela a la costa del Istmo de Centro América.

El movimiento relativo de las **placas litosféricas** de mayor rigidez que la astenósfera, se produce por las corrientes de convección que se desarrollan en la astenósfera. Estas corrientes de convección se forman debido al comportamiento viscoelástico de la astenósfera en donde la escala de acción de fuerzas que actúan es de decenas de millones de años.

Mientras unas placas se separan como en el caso de los continentes de África y América del sur, debido a la **dorsal oceánica**, otras placas chocan frente a frente en su movimiento relativo, como es el caso de la gran cadena montañosa del Himalaya. En otros casos el choque frontal obliga a sumergirse a una bajo la otra, como es el caso de la placa de Nazca que se sumerge bajo la placa de Sudamérica, generando la gran cordillera de los Andes, fig. (1.5). Existe la convergencia y subducción de dos placas oceánicas, como es el caso de la placa del Atlántico que se sumerge bajo la del Caribe.

En contraste, en fallas de transformación el material cortical no se crea ni se destruye ya que las placas se deslizan lateralmente con trayectorias paralelas a sus bordes; como ejemplo de este movimiento tenemos la placa del Pacífico que se mueve a razón de **3 cm** por año y orientación norte respecto de la placa de Norteamérica, a lo largo de la **falla de San Andrés** en California como se ve en la fig. (1.4).

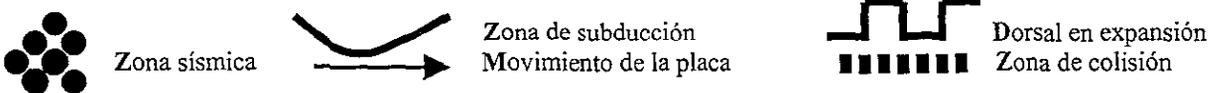
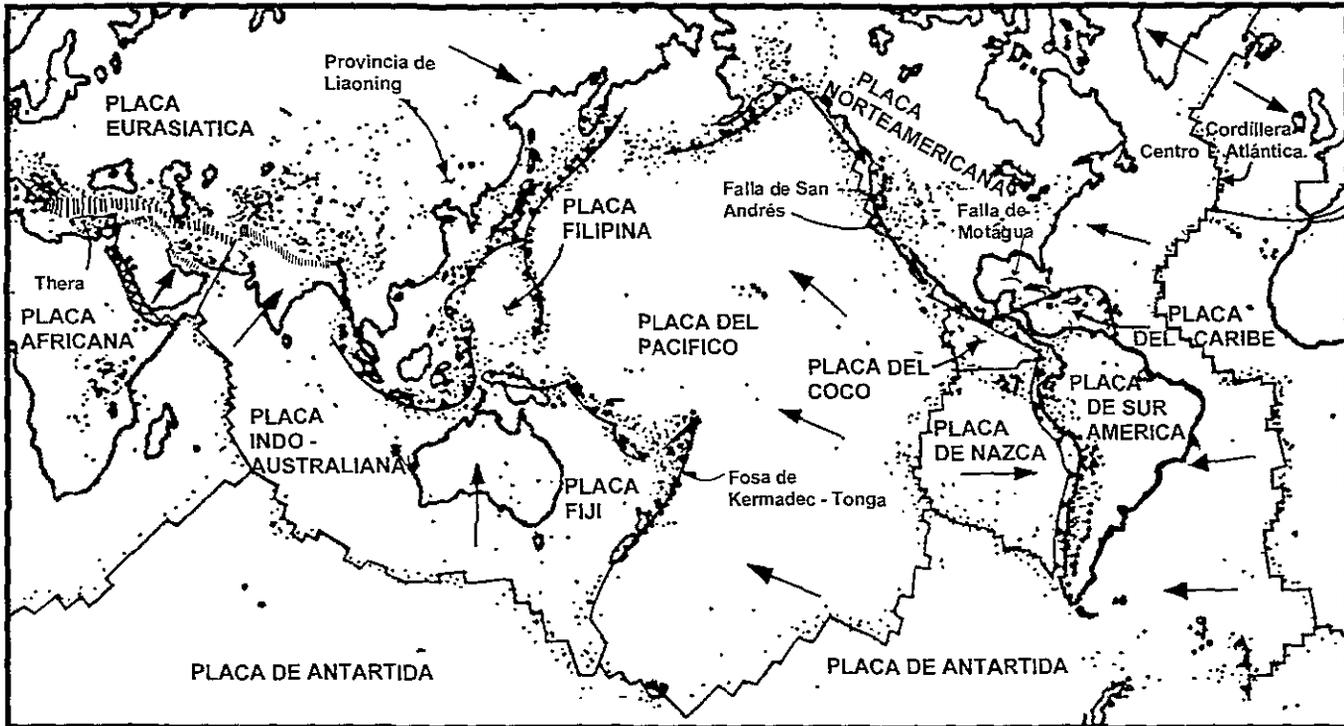


Fig. 1.5 Mapa mundial con índices de las principales placas litosféricas. Los puntos representan los focos de los sismos, los cuales demuestran la gran relación entre los sismos en todo el mundo y los límites de las principales placas.

En la actualidad se requieren entender los procesos dinámicos que rigen el movimiento de la corteza terrestre. La **tectónica de placas** es una hipótesis que provee de este modelo dinámico de convección térmica en la parte superior del manto y explica sus desarrollos tectónicos. Por otro lado explica la creación de material litosférico, que se crea en las **cordilleras oceánicas** y se destruye en las **fosas submarinas**.

Aún así la teoría de la tectónica de placas no explica satisfactoriamente la ocurrencia de sismos, cuyos focos se localizan lejos de los bordes de las placas, esto dentro de las regiones continentales. A pesar de eso, se acepta que estos eventos, conocidos como **sismos intraplacas**, son causados por la deformación continental. Los cuales son producto del choque entre placas o que ocurren en algunas suturas y bordes de placas, también existen sismos intraplaca que son generados por fallas geológicas locales.

## 1.2 FALLAS GEOLÓGICAS.

No todos los sismos ocurren directamente en la zona de contacto entre placas adyacentes, muchos eventos son los sismos intraplacas. La mayoría de los eventos tectónicos en la corteza se desarrollan en los límites de las placas litosféricas, en donde la geología local es afectada por los movimientos relativos. Las rocas de la corteza se deforman, fracturan y pliegan por las fuerzas actuantes en las placas, sometiendo a los estratos rocosos a grandes esfuerzos de tensión y compresión. Los desplazamientos producidos por los desarrollos y fuerzas tectónicas son la causa principal de los sismos y de las principales estructuras geológicas. De esta manera, los pliegues y las fracturas en los estrechos, las fallas, las cadenas montañosas, y las cordilleras oceánicas son el producto de procesos tectónicos.

### 1.2.1 FALLA GEOLÓGICA.

Una **falla** es el plano en las estructuras geológicas en el cual se producen desplazamientos lentos, acompañados de dislocaciones súbitas y violentas de la roca. Si se han producido desplazamientos en la corteza durante los últimos miles de años, entonces se le conoce como **fallas activas**. En forma similar las **fallas inactivas** son aquellas en donde no se ha observado actividad sísmica, ni desplazamientos en los últimos 10 000 a 40 000 años. Durante un sismo, una porción de corteza se desplaza a lo largo del plano de falla respecto de otra porción adyacente de corteza fig. (1.6 a).

El plano de fallamiento está definido por su orientación o azimut, esto es por lo que se conoce como **ángulo de buzamiento**. El desplazamiento de la roca puede ser horizontal, vertical, lateral o combinado al que se le conoce como el rechazo de la falla. Se tienen tres tipos característicos de fallas: **transcurrente, normal e inversa**.

### 1.2.2 FALLA TRANSCURRENTE.

Es aquella en la que se producen desplazamientos horizontales y los bloques adyacentes se desplazan lateralmente en sentidos opuestos fig. (1.6 b). Pueden ser fallas transcurrentes derecha e izquierda según el movimiento relativo. La **Falla de transformación** es un tipo particular de falla transcurrente que une los extremos del segmento de los **ejes de las dorsales** en las cordilleras centro-oceánicas que han sido desplazados. En este tipo de falla las placas se mueven lateralmente, una paralela respecto a la otra.

### 1.2.3 FALLA NORMAL.

Al igual que en la falla inversa, el plano de fallamiento es oblicuo respecto al horizonte; en ellas se producen desplazamientos a lo largo de una superficie de falla inclinada, ajustándose los bloques de acuerdo a las fuerzas a que está sometida la región tectónica. Las fuerzas a las que están sometidos los bloques son de tensión, el bloque superior a techo descende respecto del inferior o piso y se desliza hacia abajo siguiendo el ángulo de buzamiento de la falla fig. (1.6 c).

### 1.2.4 FALLA INVERSA.

A diferencia de la falla normal, los bloques están sometidos a fuerzas de compresión perpendiculares a la falla, y el bloque superior es forzado hacia arriba y asciende respecto al bloque inferior fig. (1.6 d).

### 1.2.5 FALLA VERTICAL.

Es un caso particular entre las fallas normal e inversa, en ella el plano de falla y la dislocación predominantemente verticales.

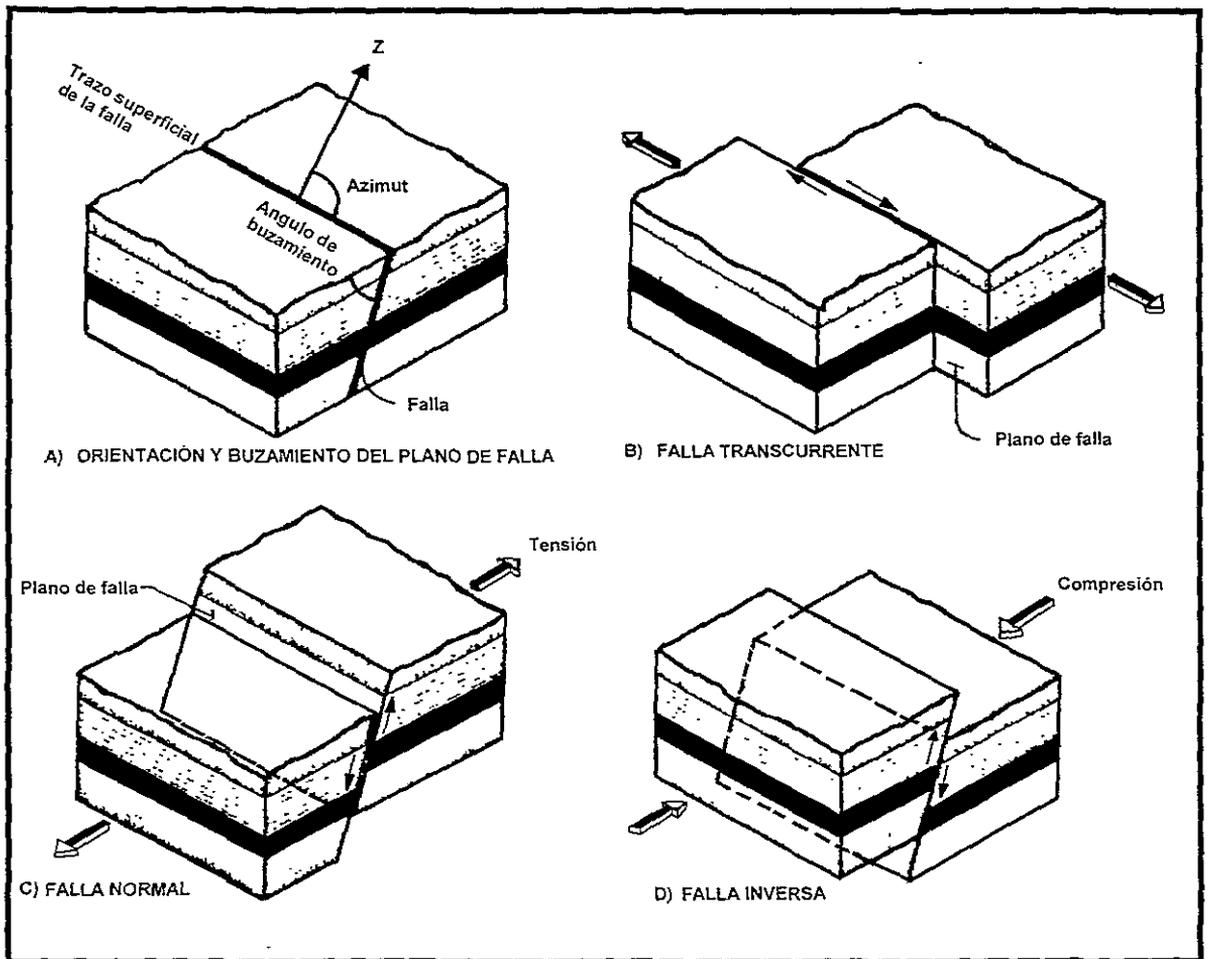


Fig. 1.6 Tipos de fallas geológicas.

El desplazamiento en las fallas puede ser compuesto y el rechazo puede tener componentes verticales, horizontal y lateral. En algunos casos la dislocación de los bloques es visible, pero esto no ocurre frecuentemente ya que la mayoría de las fallas se producen a cierta profundidad y quedan ocultas, bajo estratos o superficies de agua. Por eso es necesario recurrir a la interpretación de los registros de las ondas sísmicas. Estos nos permiten conocer la ubicación epicentral y la orientación del plano de ruptura, el tipo de fallamiento, y la dirección del movimiento, como lo veremos más adelante. Las dimensiones y otra características se infieren también de la distribución espacial de los focos de las réplicas; estos son sismos menores que ocurren generalmente después de un evento de magnitud moderada a grande. Los desplazamientos relativos entre bloques pueden al ser de unos centímetros o alcanzar varios metros. En el caso del terremoto de San Francisco, California, en 1906, se midieron en la falla de San Andrés desplazamientos máximos de 6.0 m.

#### 1.2.6 ACTIVIDAD DE LAS FALLAS.

La actividad de las fallas nos permite clasificarlas en función del tiempo en que se produjo el último movimiento relativo de los bloques. No obstante, la clasificación de las fallas en activas e inactivas es una simplificación que se presta a confusión ya que para el diseño de una presa, se puede considerar inactiva aquella falla en la que durante 35 000 años no se han presentado desplazamientos. Mientras que las plantas nucleares toman el criterio de 500 000 años para las fallas inactivas.

Así por ejemplo, para efectos de evaluar el riesgo sísmico y para la toma de decisiones en ingeniería, esta clasificación no es satisfactoria, ya que existen grandes deferencias en la actividad de las fallas. A continuación se definen algunos conceptos importantes empleados en el tema

- **Razón de deslizamiento relativo.**  
Es el desplazamiento por unidad de tiempo entre dos bloques y se calcula como el monto de dislocación total producido por un terremoto entre el periodo de tiempo desde el evento mayor.
- **Monto de dislocación o rechazo.**  
Es el desplazamiento total producido en una falla durante el periodo de ruptura. Cuando la falla aflora se puede medir directamente el rechazo a través del trazo visible de la falla, de niveles y de puntos de referencia. Cuando no es superficial, se debe inferir mediante estudios geológicos de fallamiento ocurrido en los últimos millones de años.
- **Longitud de ruptura.**  
Las fallas difieren también en cuanto a la longitud del segmento de falla, puede ser de unos pocas decenas o varios centenares de kilómetros.
- **Frecuencia con que ocurren los sismos mayores.**  
Al compara los periodos de recurrencia entre eventos mayores se tiene también un medio útil para determinar la actividad relativa de las fallas, con base en el tiempo que transcurre entre un **evento característico** es posible establecer una relación directa

entre el desplazamiento unitario y la magnitud del sismo: a mayor tiempo de recurrencia mayor magnitud.

- **Magnitud.**

Nos indica una medida del “tamaño” del evento sísmico. Se debe tener en cuenta que la magnitud también es una función de la longitud o del área de ruptura en la falla.

Una clasificación de fallas que considera los distintos grados de actividad, basada en el desplazamiento por unidad de tiempo, la dislocación máxima por evento, la longitud de ruptura, el intervalo de recurrencia y la magnitud de los sismos mayores; es la de L.S. Cluff y J.L. Cluff (1984), tabla No. 1.1.

Tabla 1.1  
Clasificación de fallas.

Clase	Deslizamiento (mm/año)	Dislocación Máx./evento (m)	Longitud de Ruptura (km.)	Período de Recurrencia (años)	Magnitud (Ms)
1	> 10	> 10	> 100	< 500	> 7.5
2	1.0 – 10	> 1.0	50 – 200	100 – 1,000	> 7.0
3	0.5 – 5.0	0.1 – 3.0	10 – 100	500 – 5,000	> 6.5
4	0.1 – 1.0	0.01 – 1.0	1 - 50	1,000 – 1,000	> 5.5
5	< 1.0	-----	-----	> 10,000	-----
6	< 00.1	-----	-----	> 100,000	-----

Como ejemplo, podemos mencionar la clasificación que tiene la falla de San Andrés. Esta falla es característica de la **clase 1**:

Razón de desplazamiento.      40 mm/año.  
 Periodo de recurrencia.        Mayores a 100 años  
 Magnitud.                            MS = 8.0

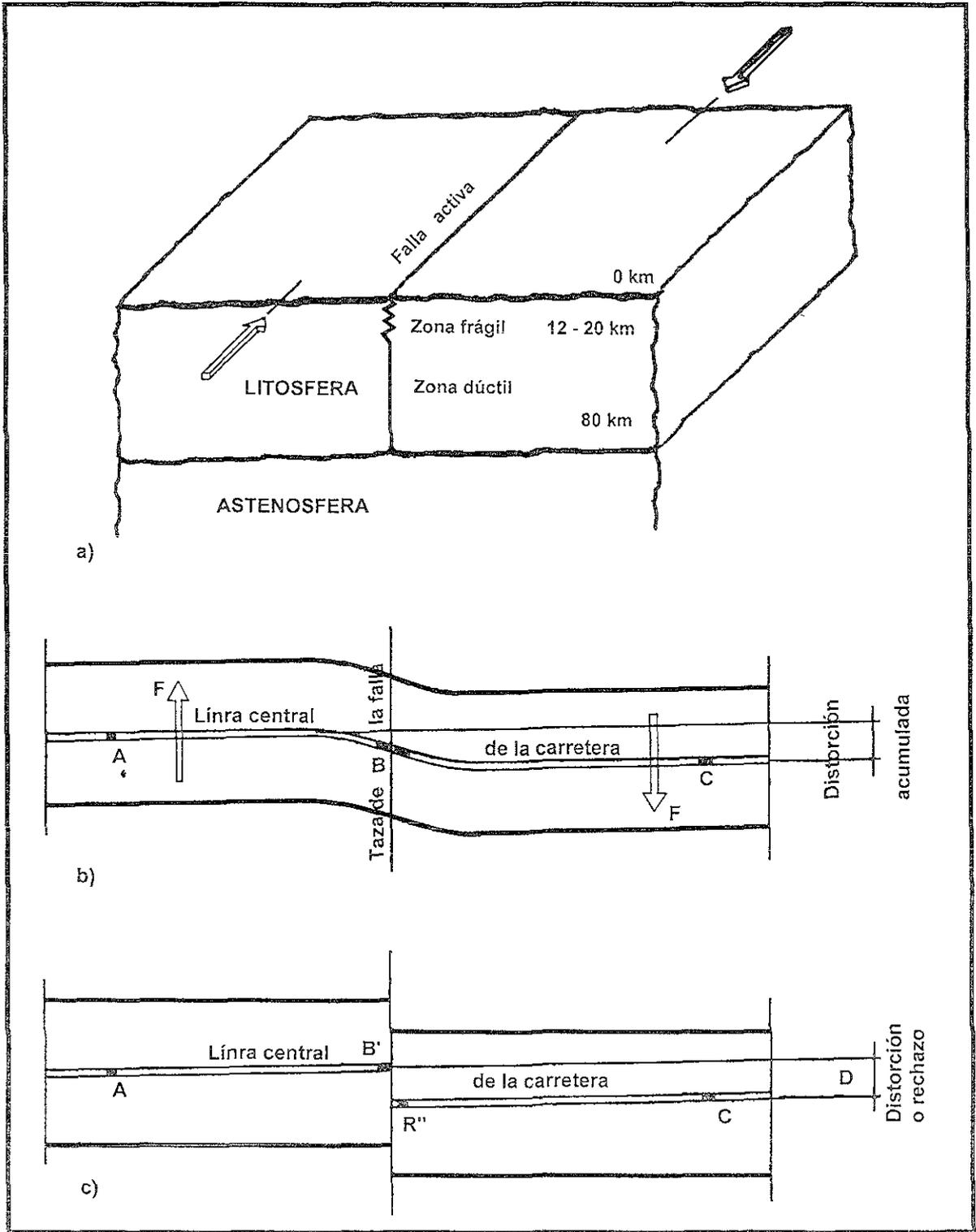


Fig. 1.7 Deformación gradual a lo largo de una falla y la acumulación de energía elástica.

## 1.3 ONDAS SÍSMICAS Y PROPAGACIÓN EN LA MASA DE SUELO.

### 1.3.1 ONDAS SISMICAS.

Si se desea conocer la intensidad de un sismo, su duración y la forma de vibrar de la masa de suelo, es indispensable conocer la manera en que la energía es irradiada a través de la masa de suelo y las características de las ondas sísmicas.

La manera en que un medio elástico responde a una excitación o impacto externo es vibrando, así por ejemplo una piedra lanzada dentro de un estanque producirá ondas que se propagan en todas direcciones sobre la superficie del agua; los movimientos ondulatorios producidos al golpear la gelatina; el sonido de la campana se propaga a través de la vibración del aire. De esta manera, **las ondas elásticas se propagan en todas direcciones a partir del punto de impacto o el origen de excitación.**

La roca de la corteza terrestre también se responde vibrando elásticamente cuando fuerzas externas actúan sobre ella, estas fuerzas son producto de la acumulación de energía, que al fracturarse la roca o estrato, es liberada e irradiada en forma de calor; además una parte menor se disipa en forma de **ondas sísmicas** que se propagan en la masa de suelo en forma parecida a las ondas que se propagan en el aire y en el agua.

Existen dos tipos principales de ondas sísmicas:

- **Ondas internas o de cuerpo.** Estas se propagan a través del medio sólido de la tierra.
  - a) **Ondas primarias u ondas P.** Comprimen y dilatan alternadamente el medio sólido por donde viajan; haciendo vibrar una partícula en el sentido de propagación de las ondas, también son llamadas **ondas longitudinales o de compresión figura (1.8 a).**
  - b) **Ondas secundarias u ondas S.** Producen esfuerzos de cizalla en el medio sólido en que se propagan; hacen vibrar una partícula en sentido perpendicular a la trayectoria de las ondas, también son llamadas **ondas transversales o de cizalla figura (1.8 b).**
- **Ondas de superficie.** Estas se propagan por la superficie terrestre, en forma semejante como lo hacen las ondas en la superficie del agua, el movimiento se genera en la superficie de la corteza terrestre, a unos 30 Km. de profundidad.
  - c) **Ondas Love u ondas L.** Su movimiento es similar al de las ondas S, haciendo vibrar la partícula horizontalmente en sentido perpendicular a la dirección de propagación, pero sin movimiento vertical fig. (1.8 c).

- d) **Ondas Rayleigh u ondas R.** Su movimiento es similar a al de las ondas del agua, haciendo vibrar una partícula sobre un plano el cuál apunta en la dirección de la trayectoria de las ondas, con movimiento helíptico horizontal y vertical simultáneamente fig. (1.8 d).

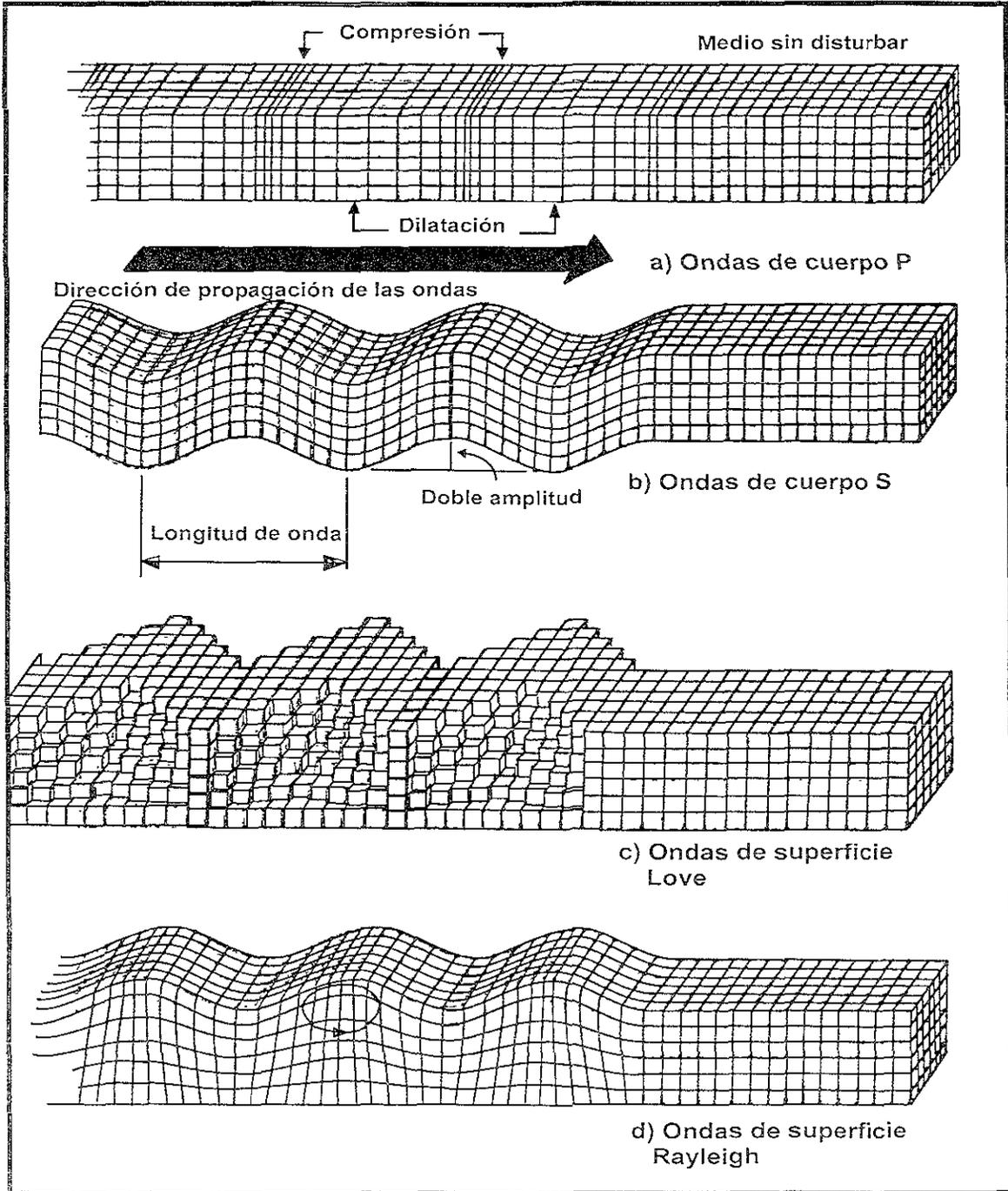


Fig.1.8 Tipos de ondas. En los incisos a) ondas de compresión y b) ondas de cizallamiento, éstas ondas internas de cuerpo que viajan a través del medio sólido. c) y d) son ondas de superficie que se propagan en la superficie de la tierra.

### 1.3.2 PROPAGACIÓN EN LA MASA DE SUELO.

Las ondas **P** se propagan tanto en un medio sólido como en un medio líquido, a través de granito de los continentes y el magma en el interior de la tierra y en el agua respectivamente. A diferencia las ondas **S** no se propagan en medios líquidos, debido a que si un líquido es deformado lateralmente por esfuerzos de cizalla no regresa a su posición original. Debido a esta razón se supone que el centro del globo terráqueo el material está en estado líquido.

#### Velocidad de Propagación.

La velocidad de propagación de las ondas sísmicas en la masa de suelo depende de la densidad y propiedades elásticas de la roca y del material a través del cual se transmiten. En la ec. 2.1 se presenta la expresión para calcular la **Velocidad de las ondas P**

$$V_p = \left[ \frac{k + \frac{4}{3}\mu}{\phi} \right]^{1/2} \dots \dots \dots (2.1)$$

La velocidad de las ondas **S** ( $V_s$ ) está dada por la ec. 2.2

$$V_s = \left( \frac{\mu}{\phi} \right)^{1/2} \dots \dots \dots (2.2)$$

donde:  $K$  es el módulo de incompresibilidad, en dinas/cm<sup>2</sup>;  $\mu$  es el módulo de rigidez, en dinas/cm<sup>2</sup>; y  $\phi$  es la densidad en dinas/cm<sup>3</sup>.

#### Para Granito.

$$k=27.0 \times 10^{10} \text{ dinas/cm}^2$$

$$\mu=16 \times 10^{10} \text{ dinas/cm}^2$$

#### Para agua.

$$k=2.0 \times 10^{10} \text{ dinas/cm}^2$$

$$\mu=0$$

Tabla 1.2 Velocidades de propagación de las ondas sísmicas en granito y agua.

material	(ondas P) $V_p$ (km/s)	(ondas S) $V_s$ (km/s)
Granito	5.5	3
Agua	1.5	0

Las ondas **P** se propagan a mayor velocidad que las ondas **S**, de esta manera las primeras ondas que se perciben en la superficie son las ondas primarias P, con una componente vertical mayor cerca de la fuente. Pocos segundos después arriban las ondas S con movimientos horizontales de mayor amplitud y contenido de energía. Debido a ello las ondas S son las causantes de mayor daño a las edificaciones. La velocidad de propagación aumenta con la profundidad:

Tabla 1.3. Velocidad de propagación de las ondas P.

ONDAS	VELOCIDAD DE PROPAGACIÓN
Primarias P	13.6 km/s en el interior. 5.5 km/s en la superficie.

De esta manera las ondas de cuerpo viajan más rápido que las ondas de superficie, y de estas últimas las ondas Love son más veloces que las ondas Rayleigh, a medida que las ondas se alejan de la fuente causativa, los distintos tipo de onda se van separando y pueden ser diferenciados claramente en el registro o sismogramas, fig. (1.9). Cerca de la fuente, todos los tipos de ondas están mezclados. A distancias menores de 150 km, prevalecen en los sismogramas las **onda de cuerpo P Y S**. A mayores distancias comienzan a predominar las **ondas de superficie Love y Rayleigh** de menor amplitud.

La amplitud de las ondas L y R disminuye con la profundidad focal, de modo que en eventos de foco profundo prevalecen las ondas P y S.

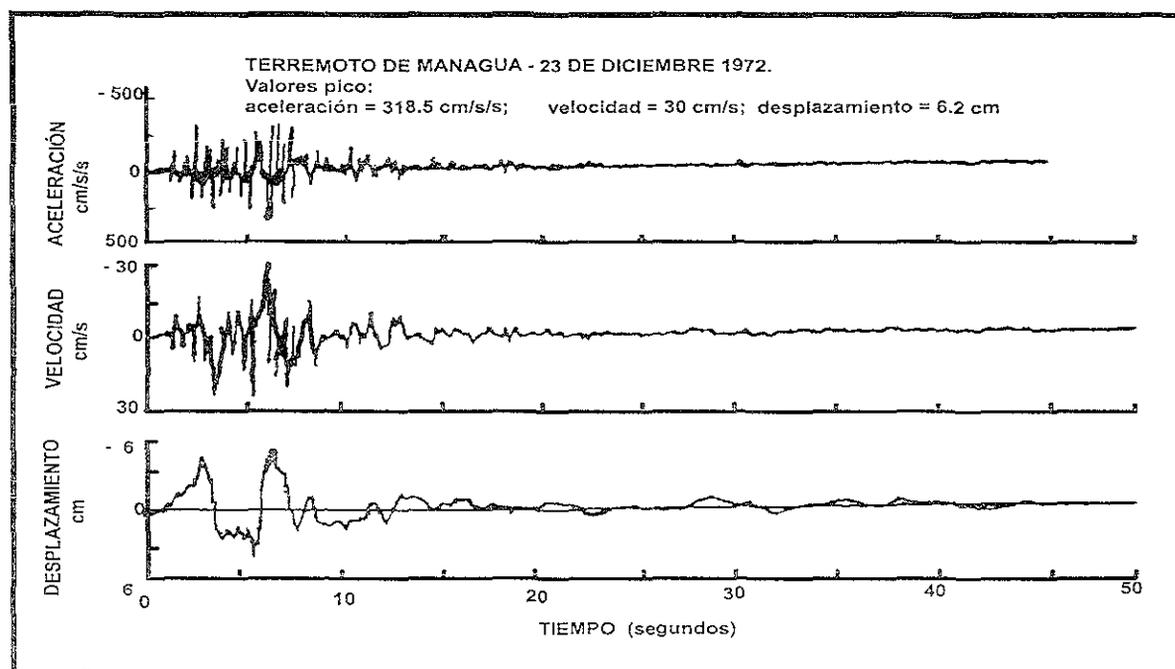
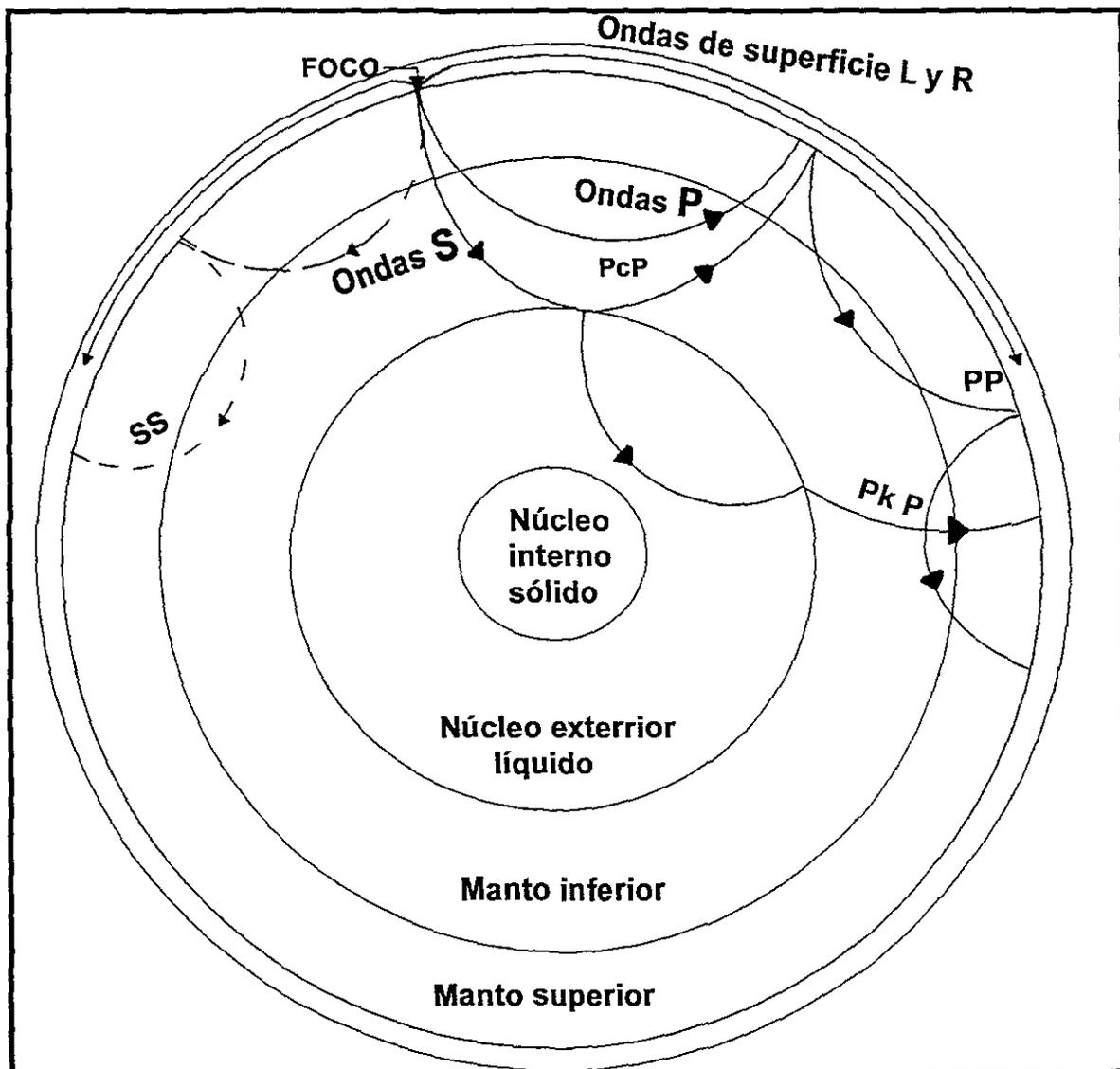


Fig. 1.9 Registro sísmico de aceleración del terreno terremoto de Managua, Nicaragua, del 23 de diciembre de 1972. Sismo cercano.

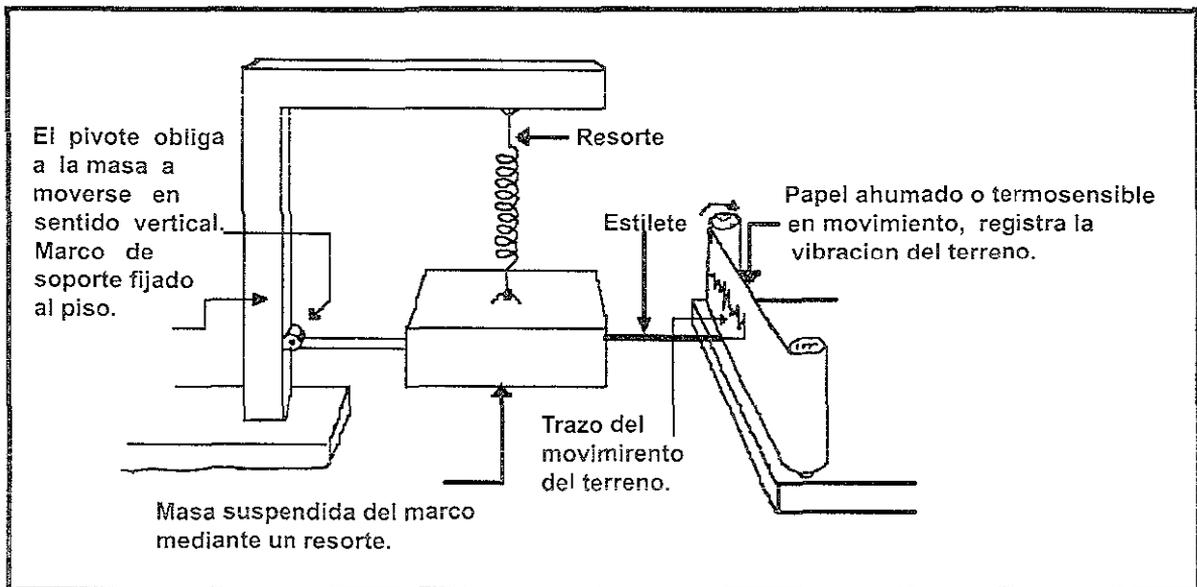
La velocidad de propagación es modificada y la trayectoria es desviada, cuando las ondas atraviesan un medio de distinta densidad. La discontinuidad en del interior de la tierra, se determinó por la pequeña desviación de la trayectoria de las ondas, interpretando los sismogramas (registros de las ondas sísmicas); esto nos revela la existencia de capas concéntricas en el interior de la tierra fig. (1.10).



*Fig. 1.10 Ondas S y P, este tipo de ondas se propagan en todas direcciones y su curso es reflejado por las diferentes capas de la tierra.*

## 1.4 REGISTRO DE MOVIMIENTOS DEL TERRENO.

Los **sismógrafos**, creados con la finalidad de medir y analizar el movimiento producido por un sismo, son instrumentos diseñados para registrar las ondas sísmicas. El mecanismo de los nuevos sismógrafos es más complejo que el primero que se creó a finales del siglo pasado, pero su mecanismo fundamental sigue siendo el mismo. El mecanismo consta de una masa que está libremente suspendida de un marco rígido fijado al terreno y puede oscilar como un péndulo en forma independiente del movimiento del marco. Como se muestra en la fig. (1.11), el péndulo mostrado en el esquema simplificado oscila en sentido vertical. Cuando el marco es obligado a por las vibraciones del terreno a moverse hacia arriba y hacia abajo, la inercia de la masa hace que esta tienda a permanecer estacionaria y a que el movimiento oscilatorio de la masa se desfase respecto al desplazamiento del marco y del terreno.



*Fig. 1.11 Sismógrafo para el registro de la componente vertical del terremoto. La masa del péndulo tiende a permanecer estacionaria durante el movimiento del terreno y el estilete fijado a la misma la cual traza sobre el papel ahumado.*

**Sismogràma** es una medida o representación amplificada del movimiento de la masa de suelo. En un **sismógrafo** existen tres elementos básicos:

1. **El sismómetro.** Es aquel que convierte el movimiento del terreno, tanto vertical como horizontal en una señal.

2. **El sistema de amplificación.** Es el encargado de aumentar las dimensiones del registro, de tal manera que las amplificaciones de las ondas sean visibles.
3. **Sistema de registro de la señal.** Es el encargado de grabar la señal que produjo el movimiento del terreno.

En la actualidad los sismómetros siguen el mismo principio del sismómetro de péndulo, la diferencia radica principalmente en que el movimiento relativo entre marcos y masa produce una señal eléctrica fig. (1.12) que es amplificada decenas o millares de veces y se transmite luego para mover un estilete que graba el trazo sobre papel termosensible. Los instrumentos más recientes transmiten la señal a un computador que registra las señales en cinta magnética. *Las señales almacenadas en forma digital son procesadas y analizadas por el computador y luego son reproducidas en forma analógica para representar el trazo del sismograma en forma visual.* El movimiento libre del péndulo debe ser amortiguado por medios mecánicos o electrónicos, ya que este movimiento es no tiene relación con la sacudida de la masa de suelo, es necesario que cada sismógrafo contenga sistemas de amortiguamiento, además debe tener sistemas de filtro de vibraciones y ruido de fondo.

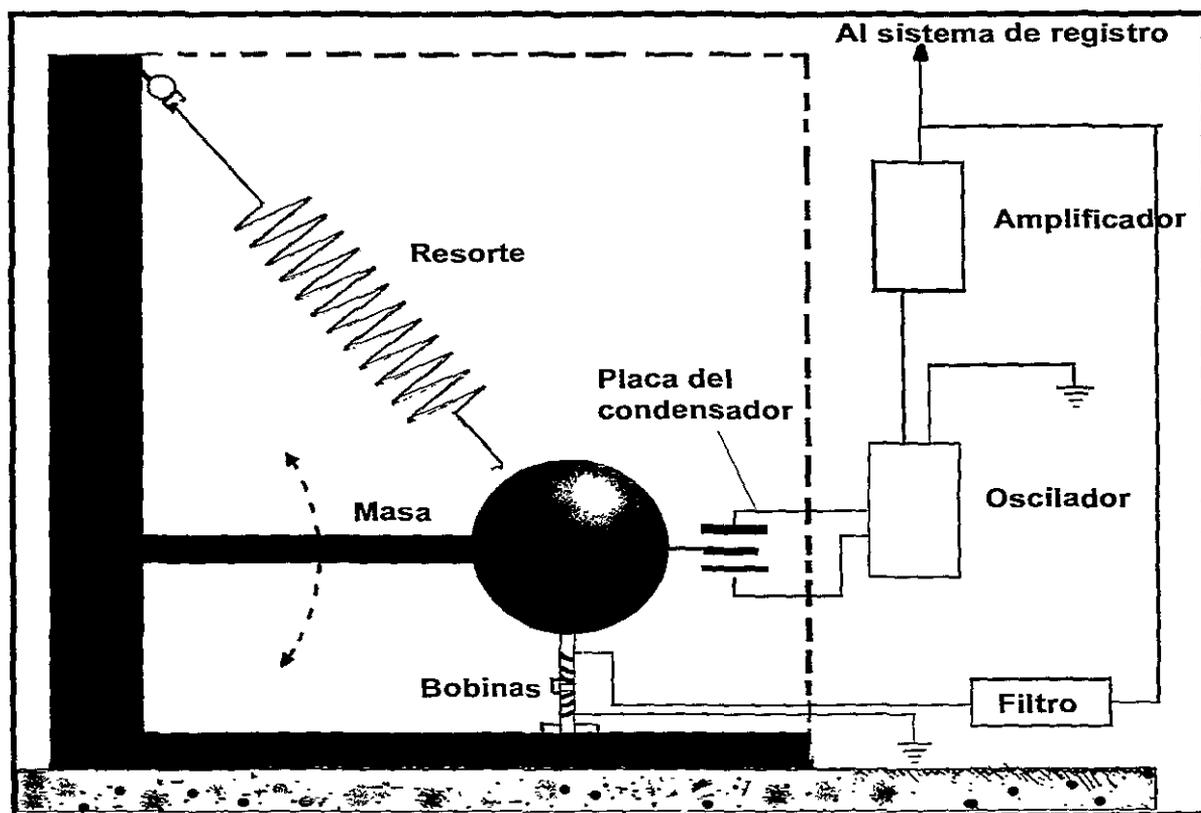


Fig. 1.12 Sismógrafo peruano que registra la componente vertical de ondas sísmicas de periodo largo. El funcionamiento se basa en que el péndulo tiende a permanecer estacionario y el movimiento relativo de las placas del condensador genera una señal eléctrica. Esta señal se amplifica y envía a un computador para ser registrada y almacenada digitalmente.

En un mismo lugar de registro se pueden tener **períodos de ondas de 15 y 30 segundos** correspondientes a **sismos lejanos**, pero también se **presentan periodos de 5 segundos** correspondientes a **sismos cercanos e intermedios**. Es por eso que es necesario tener dos conjuntos de instrumentos con distintos ámbitos de frecuencia. Los **sismómetros** son capaces de registrar de una a tres componentes la masa de suelo: dos horizontales y una vertical.

Los observatorios tiene relojes de cristal que dan la hora exacta en función del tiempo universal del Meridiano de Greenwich, Inglaterra (Greenwich Meridian Time o **GMT**). La mayoría de las estaciones sismológicas reciben ahora la señal del tiempo, mediante enlace vía satélite de estaciones como la **WWVB** fort Collins, Colorado, que transmite la señal.

El instrumento más conocido para registrar movimientos de gran amplificación es el **acelerógrafo**, el cual registra las aceleraciones del terreno en función del tiempo. Sus característica se describen más adelante. Para entender un sismograma es necesario conocer algunos conceptos importantes como son:

#### **Amplitud de la onda ( A ).**

Es la altura del trazo de la oscilación sobre la posición o línea cero fig. (1.13).

#### **Período de onda ( T ).**

Es el tiempo que dura un ciclo. El cual se determina directamente del sismograma midiendo la distancia entre los dos picos adyacentes.

#### **Frecuencia ( f )**

Es el número de vibraciones por segundo, se mide en hertz o ciclos/s, y es equivalente al intervalo de período de onda:  $f=1/T$ . La frecuencia característica del sismo se puede determinar también midiendo el número de veces por segundo que el trazo del sismo cruza la línea cero.

Es importante señalar que la amplitud de la onda registrada en el sismograma no representa la amplitud real del desplazamiento de la masa de suelo, pues estos son amplificados por los sismogramas. De aquí que para obtener el verdadero desplazamiento se obtiene dividiendo la amplitud del trazo entre el **Factor de amplificación** del instrumento.

En la fig (1.13) se ve claramente que las ondas P viajan a mayor velocidades, y son las primeras que se registran, cierto tiempo después (segundos o decenas de segundos según la distancia), se observa un cambio radical en el registro: la amplitud de las oscilaciones aumenta e igualmente aumenta su periodo, este es el punto que nos define el inicio del registro de las ondas S. Las ondas L y R pueden se diferenciadas en el sismograma por su registro posterior con una amplitud y período característico.

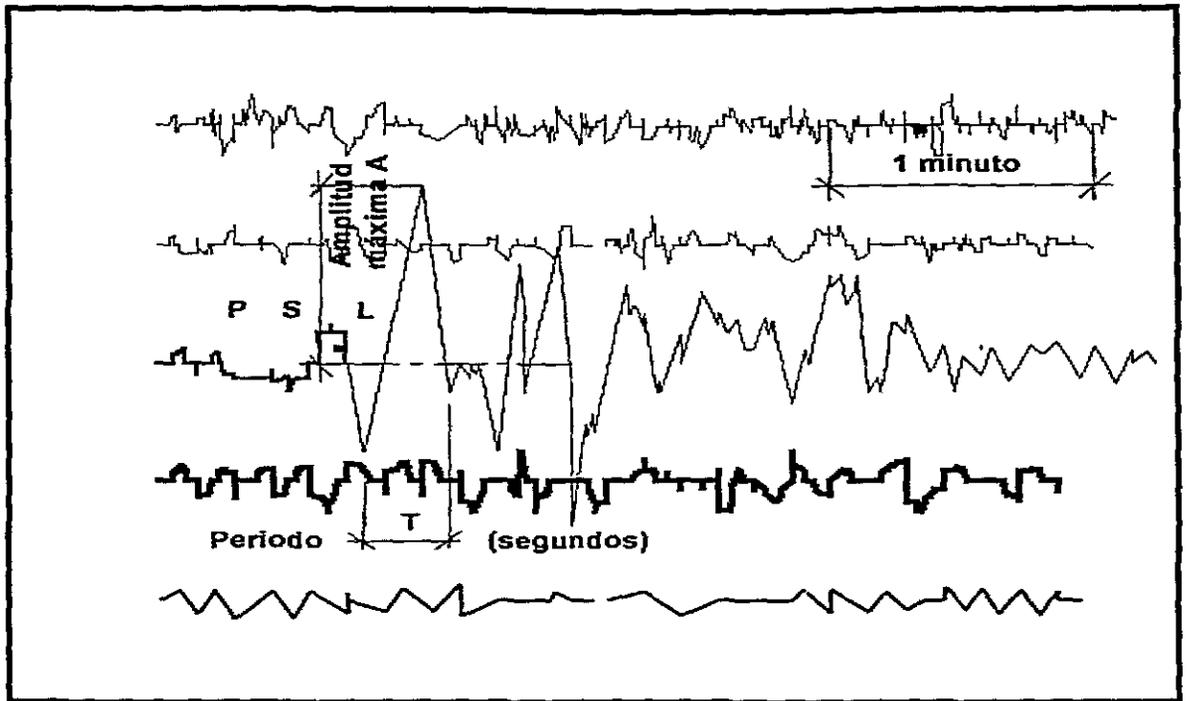
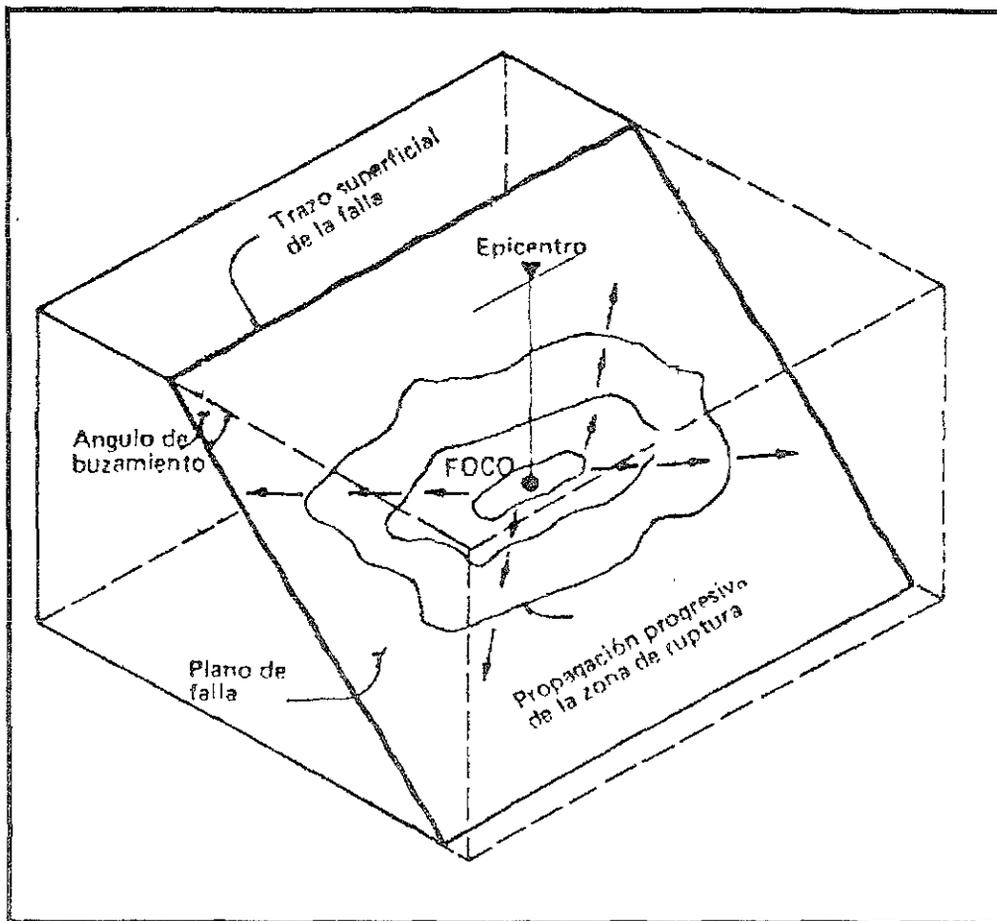


Fig. 1.13 Sismograma. Registro sísmico de ondas producidas por un deslizamiento de tierra en el Río Mantenaro, Perú. En este diagrama se indica el arribo de las ondas P y S, y de las ondas de superficie L.

## 1.5 GENERACIÓN DE SISMOS.

### 1.5.1 FOCO Y EPICENTRO.

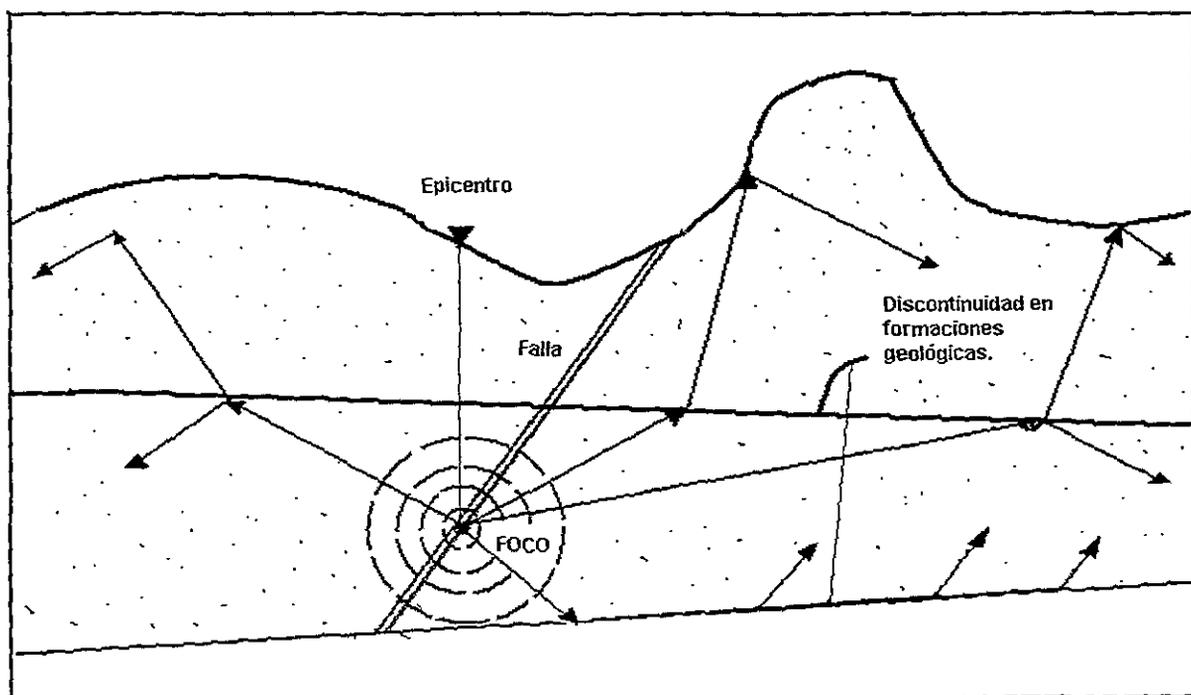
Se identifica como **foco o hipocentro** al lugar donde se inicia el rompimiento de la roca en una zona de falla. Este es un sitio extenso, complejo y no parte de un punto definido, fig. (1.14) y (1.15), su localización está bajo la corteza terrestre a cierta profundidad; de él emana la energía que es radiada en todas direcciones en forma de onda sísmica y se propaga a través del volumen de roca. Por lo regular siempre tendremos la necesidad de determinar el lugar donde se inició la fractura de la roca y del cual surgieron los primeros pulsos de las ondas sísmicas, es decir el foco o hipocentro.



*Figura 1.14 Plano de falla y propagación de la ruptura a partir del foco. En el foco se inicia la fracturación de la roca y de este parten las primeras ondas sísmicas. El epicentro es la proyección vertical del foco en la superficie terrestre.*

El concepto de foco sugiere una distribución puntual de la fuente sísmica, pero ésta se encuentra en una gran área de dislocación de la roca bastante compleja fig. (1.14); el foco es únicamente el punto de partida de las primeras ondas sísmicas que salen de la fuente registradas por los sismógrafos. La fractura se inicia en el hipocentro y se propaga en todas direcciones a lo largo del plano de falla fig. (1.14). Se le llama zona de liberación de energía al área a partir de la cual es irradiada la energía por la fracturación, que en fallas de transformación en los límites entre placas puede alcanzar hasta varios centenares de kilómetros.

**El epicentro** fig. (1.14) y (1.15) es la proyección del foco o hipocentro en la superficie terrestre. El área epicentral es la zona de mayores daños donde se registra la máxima intensidad. El área epicentral varía en su extensión pudiendo alcanzar algunas decenas de kilómetros cuadrados en sismos moderados, mientras que en sismos de magnitud grande puede ser muy extensa. A lo largo de fallas de desplazamiento de rumbo o transcurrentes, el área epicentral adopta una forma elongada.



*Figura 1.15. El epicentro es un punto sobre la superficie terrestre situado directamente sobre el foco. Las ondas sísmicas se generan a partir del foco y de la superficie de ruptura en todas direcciones y son reflejadas y refractadas en la superficie y en las discontinuidades entre formaciones geológicas.*

### 1.5.2 PROFUNDIDAD DE LOS FOCOS.

Los sismos de foco superficial son los de mayor ocurrencia y destructividad ya que generan anualmente el 75% de la energía sísmica liberada en el mundo. La profundidad del foco es de suma importancia pues un sismo moderado y de foco superficial puede causar grandes catástrofes si se encuentra cerca de centros urbanos; por el contrario un evento de gran magnitud con foco profundo y en zonas inhabitadas o el océano resulta inofensivo. Como ejemplo de sismos destructivos de foco superficial están los terremotos de Managua en 1976 y San Salvador en 1986 con 10 y 8 kilómetros de foco superficial respectivamente, que causaron enormes pérdidas y víctimas con un saldo de hasta diez mil muertos en Nicaragua.

La fuente sísmica es la que determina la variación en la profundidad de los focos. Arbitrariamente se denominan sismos superficiales aquellos cuyo foco está ubicado entre 0 y 20 kilómetros de profundidad, sismos de foco somero, si esta localizado entre 20 y 70 kilómetros de profundidad, intermedios con foco entre 70 y 300 kilómetros de profundidad y profundos con foco entre 300 y 700 kilómetros de profundidad.

Las estadísticas indican que la mayor parte de los sismos catastróficos son superficiales o someros con foco menor a 50 kilómetros de profundidad. Por lo general, los sismos de foco superficial ocurren con mas frecuencia y son catastróficos cuando se generan en zonas densamente pobladas, así también los sismos de foco profundo no suelen causar daños en la superficie terrestre, aunque existen excepciones como en 1977 en que un sismo con foco a 150 kilómetros de profundidad destruyó y dañó edificaciones en la ciudad capital de Rumania en Bucarest. También tenemos que eventos de gran magnitud y foco somero llegan a causar cambios geológicos importantes en extensas áreas.

### 1.5.3 LOCALIZACIÓN DE FOCOS.

Para determinar la ubicación de los focos sísmicos se toma el siguiente principio: El tiempo que requieren las ondas sísmicas para llegar de la fuente al punto de observación es una medida directa de la distancia entre dos puntos; con base en métodos analíticos y experimentales se determina la velocidad de propagación de las ondas sísmicas P y S a través de las diferentes formaciones geológicas y capas de la corteza terrestre. De estos resultados se obtienen los cuadros y gráficos fig. (1.16) que relacionan las velocidades  $V_p$  y  $V_s$  en función de la distancia.

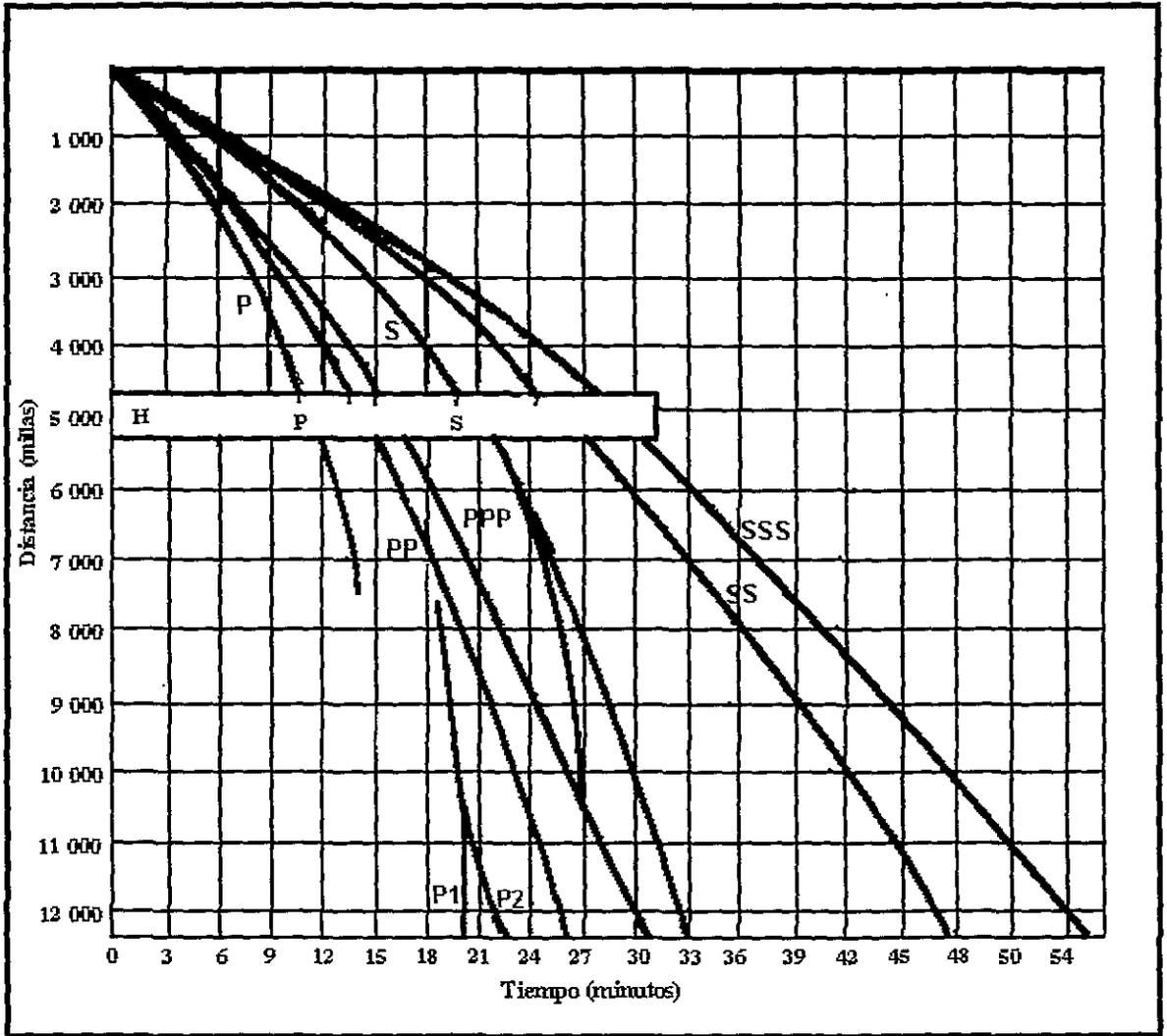


Fig. 1.16 Curvas de velocidad de propagación de las ondas sísmicas. Aquí se presenta la forma como son utilizadas para determinar la distancia del instrumento al foco de un evento.

Para determinar la distancia  $R$  del foco a la estación sismológica se conoce de antemano la velocidad de propagación y se mide el intervalo de tiempo transcurrido entre la llegada de las ondas  $P$  y  $S$  en el registro correspondiente (figuras 1.16 y 1.17). Existen valores que se pueden asumir para distancias moderadas como velocidades constantes con variables típicos de  $V_p$  de 5.5 km/s, y  $V_s$  de 3.0 km/s. Las ondas  $P$  tardan un tiempo  $T_p$  en llegar al sitio de observación, las ondas  $S$  un tiempo  $T_s$ ; la distancia  $R$  recorrida en los tiempos  $T_p$  y  $T_s$  es igual para ambos tipos de onda, ec. 5.1

$$R = V_p \times T_p = V_s \times T_s \dots \dots \dots (5.1)$$

Para calcular la expresión de la distancia R al epicentro del evento, se reagrupan los términos en función de la diferencia de tiempo ( $T_s$ ,  $T_p$ ) que se obtiene directa del sismograma midiendo la diferencia de tiempo en la llegada de las ondas S y P.

$$R = [(V_p \times V_s(T_s - T_p))/(V_p - V_s)] = k(T_s - T_p) \dots \dots \dots (5.2)$$

en la cual

$$K = (V_p \times V_s)/(V_p - V_s) \text{ es una constante } \dots \dots \dots (5.3)$$

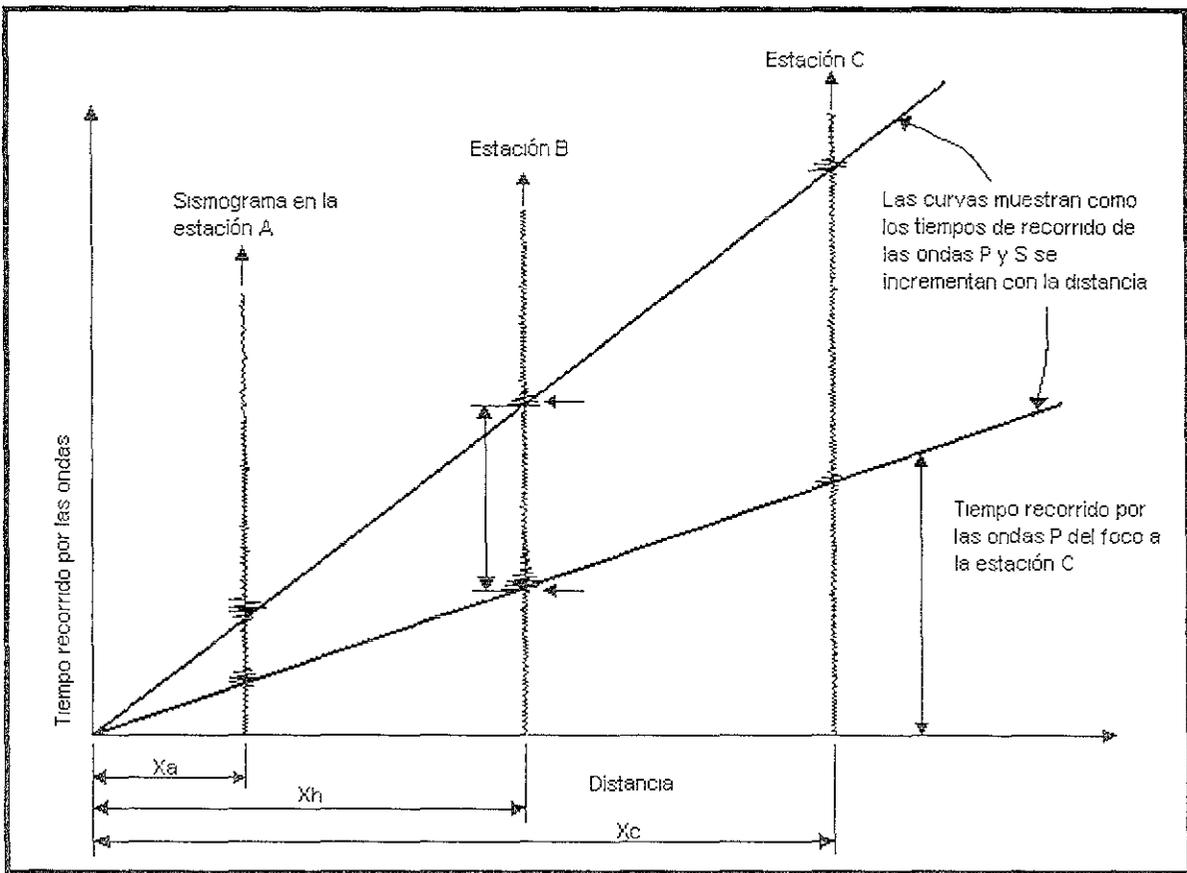


Fig. 1.17 Determinación de la distancia focal. El intervalo de tiempo transcurrido entre la llegada de las ondas primarias P y las ondas secundarias S aumenta con la distancia, este intervalo, correlacionado con las curvas de velocidad de propagación permite determinar la distancia epicentral. Para distancias moderadas, la velocidad de propagación es constante y las curvas lineales.

En las ecs. 5.2 y 5.3  $T_p$  y  $T_s$  son los tiempos de arribo de las ondas de compresión P y de cizallas S expresadas en segundos,  $V_p$  y  $V_s$  son las velocidades de propagación de las ondas P y S en km/seg, y R es la distancia al epicentro del foco en referencia en kilómetros la constante k se expresa en km/seg.

Para conocer la posición geográfica y orientación de los focos se necesitan al menos los registros de tres estaciones, ya que en el caso de existir únicamente un observatorio, solo se podrá determinar la distancia del foco. Cuando se cuenta con los registros de tres estaciones se procede primero a obtener la distancia para cada estación y utilizando un procedimiento similar a la triangulación, se localiza el epicentro del foco fig. (1.18) mediante el trazo de tres arcos en el mapa, con centro en la estación sismológica y con radio igual a la distancia del foco; si las lecturas y los registros son precisos, los tres arcos de círculo se interceptan al menos aproximadamente en un mismo punto. Al punto de intersección lo conocemos como la posición del epicentro del foco. Combinando los registros de varias estaciones sismológicas se obtiene la longitud y latitud del foco y el tiempo de ocurrencia del sismo.

En forma similar se determina la profundidad del foco pero es muy difícil de establecer ya que se requieren registros de estaciones cercanas para obtener datos precisos. La determinación de la sismicidad relativa de un país o región requiere de la localización espacial de los focos sísmicos, graficando su distribución en proyección horizontal.

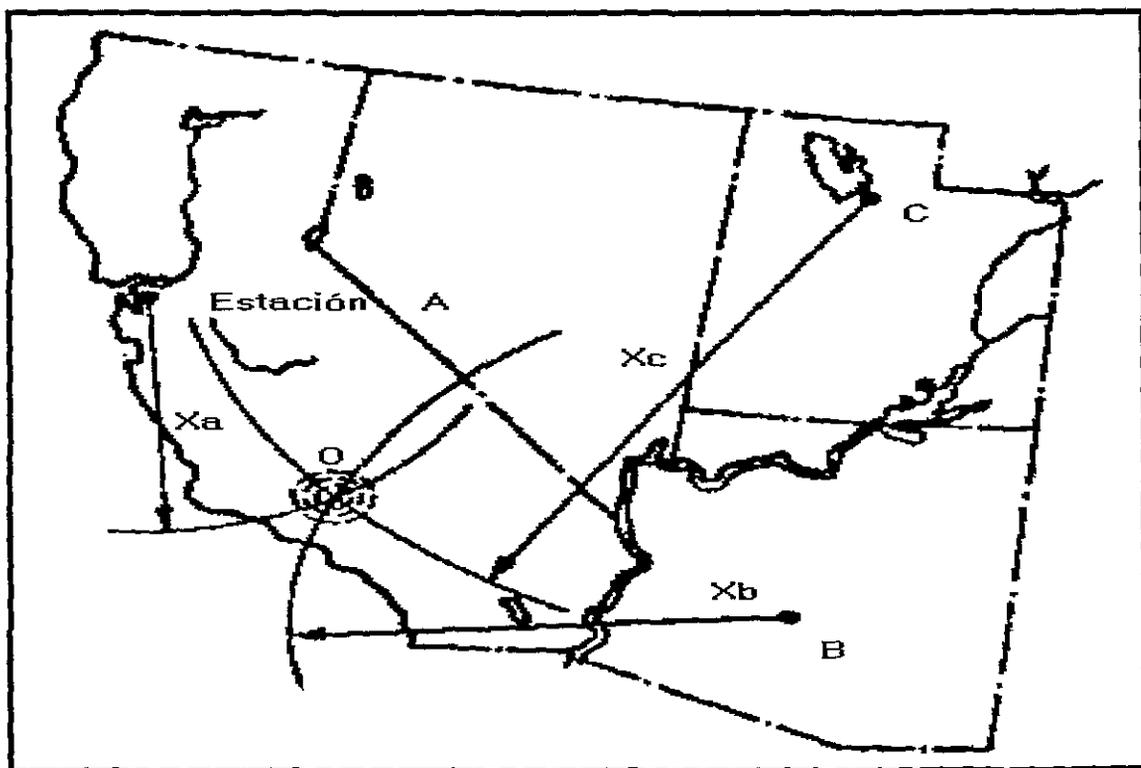


Fig.1.18 Determinación del epicentro de un sismo. Conociendo la distancia focal a tres estaciones sismológicas y trazando en cada estación un arco de círculo de radio igual a la distancia, se determina el epicentro como el punto de intersección de los tres arcos.

Asimismo, de la distribución y profundidad de los focos sísmicos se pueden inferir las zonas de subducción de las placas oceánicas bajo las placas continentales .

#### 1.5.4 PERIODOS DE OCURRENCIA DE LOS SISMOS

La ocurrencia de los sismos no es un evento aislado o independiente, sino que tiende a agruparse en el espacio y tiempo, existiendo una correlación peculiar entre los eventos precursoros, la sacudida principal y las réplicas, ya que todas responden a un proceso tectónico de deformación, ruptura y liberación de energía. A través de múltiples observaciones se han obtenido diversos tipos de secuencias sísmicas: enjambres de sismos, eventos precursoros, sacudidas múltiples, réplica de eventos principales y réplicas de réplicas, o sencillamente un sismo sin eventos precursoros. De todas estas secuencias la más estudiada es: sismos precursoros-evento principal-réplica.

Se han tomado referencias bien documentadas de terremotos de magnitud moderada a grande que son precedidos de periodos anormales de sismicidad baja de una calma sísmica antes de la catástrofe. También hay zonas donde los grandes terremotos son con frecuencia precedidos de un enjambre de sismos menores, es decir, de una inusual actividad sísmica alta que se inicia días o semanas antes del evento principal. Por otro lado, es común que a un periodo prolongado de quietud sísmica siga un periodo corto de actividad sísmica alta que se inicia pocos días o semanas antes de que ocurra el evento principal. Aun con todo lo anterior, no hay forma de distinguir entre un enjambre de sismos y una secuencia de eventos precursoros y de evaluar, por lo tanto, el enjambre como un signo para predecir un terremoto inminente.

La mayor cantidad de terremotos ocurridos de magnitud moderada a grande son seguidos de una secuencia de sismos menores llamados réplicas y suceden en las horas y días después de un evento principal. Al transcurrir el tiempo, disminuye la magnitud y la frecuencia de ocurrencia de las réplicas. Por lo regular, los focos de las réplicas se sitúan en la zona de liberación de energía definiendo su distribución en forma aproximada, la extensión de la zona de ruptura y el plano de falla.

Existen sitios de conocida historia de actividad sísmica llamados brechas o lagunas sísmicas en donde hay tendencia a que se produzcan los grandes sismos en segmentos donde se registra un periodo prolongado de calma sísmica. La observación de este fenómeno en varias regiones del mundo permite el pronóstico de algunos terremotos.

Para describir la actividad sísmica de una región se determina el número  $N$  de eventos por año. Con estudios estadísticos que analizan la ocurrencia de los sismos en función del tiempo, se puede establecer una distribución estable de los tiempos de recurrencia de eventos característicos en determinados segmentos de falla. Se entiende por evento característico un sismo causado por la fractura repetida. El aumento del número y calidad de datos sismológicos permite desarrollar ciertos modelos sobre el comportamiento en el tiempo de las secuencias de los eventos mayores.

## 1.6 MEDICIÓN DE LAS CARACTERÍSTICAS DE UN SISMO

### 1.6.1 MAGNITUD E INTENSIDAD.

La magnitud e intensidad son dos parámetros en suma importantes para estimar el tamaño y la fuerza de un sismo. La magnitud es una medida cuantitativa e instrumental del tamaño del evento y está relacionada con la energía sísmica liberada durante el proceso de ruptura en la falla. La magnitud es entonces una constante única asignada a un sismo dado y es independiente del sitio de observación.

La intensidad es la medida que estima la fuerza del movimiento del terremoto, del grado en que la vibración es registrada y sentida en determinada localidad, y de los efectos y daños causados por el sismo. En el caso de la intensidad, ésta es una variable que depende del sitio de observación, generalmente es mayor en el área epicentral y disminuye en función de la distancia a la fuente sísmica.

### 1.6.2 ESCALAS DE MAGNITUD DE INTENSIDAD SÍSMICA.

La magnitud se determina midiendo la máxima amplitud de las ondas registradas en el sismograma correspondiente al evento, este parámetro es el más fácil de medir comparándolo con la intensidad que varía con la distancia y posición del punto de observación, ya que para un sismo dado la magnitud es una constante única que representa una medida cuantitativa del tamaño del sismo independiente del sitio de observación.

Existen varias escalas de magnitud según el tipo de onda en que se basa la medición de la amplitud. Originalmente Charles Richter en 1935 desarrolló una escala de magnitud para sismos locales en California. Richter manejó esta escala expresándola en escala logarítmica y se designa con la letra M definida como:

$$M = \log A - \log A_0 \dots \dots \dots (6.1)$$

En la ecuación anterior, A es la máxima amplitud del trazo registrado en un sismómetro a cierta distancia del foco, y  $A_0$  es el trazo máximo para que un evento tomado como patrón sea un evento normalizado.

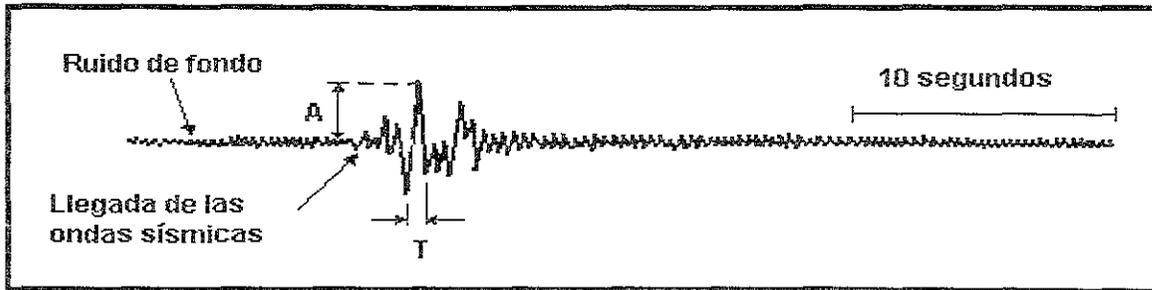


Fig.1.19 la magnitud local de un sismo se puede determinar mediante la relación  $M = \log \frac{a}{T} + B$ , en la cual  $a$ , el desplazamiento del terreno medido en micrones (10 metros), se obtiene dividiendo la máxima amplitud del registro,  $A$ , por la amplificación del instrumento,  $T$  es el periodo de la onda en segundos y  $B$  es un factor que considera distancia epicentral y la atenuación de las ondas.

En la fig. (1.20) se presente el procedimiento para medir la magnitud de un evento local. Del tiempo que transcurre entre la llegada de las ondas primarias P y las ondas secundarias S, se obtiene la distancia al foco en kilómetros; se mide en el sismograma la máxima amplitud de onda y en el nomograma se traza una línea recta entre los puntos correspondientes a la distancia (izquierda) y a la amplitud (derecha) para determinar la magnitud local. Se tiene que la magnitud Richter está dada en escala logarítmica y un incremento de magnitud en una unidad significa un aumento de diez veces en amplitud de las ondas, por ejemplo, un sismo de magnitud 6 produce en el sismograma una amplitud diez veces mayor que uno de magnitud 5, uno de magnitud 7 cien veces, etc. Pero esta relación logarítmica no rige como se verá más adelante para la cantidad de energía sísmica  $E$  liberada; para ésta por cada incremento en una unidad de la magnitud  $M_s$  corresponde un aumento de la energía sísmica en un factor de aproximadamente 32 veces y no 10 como regularmente se toma en forma errónea.

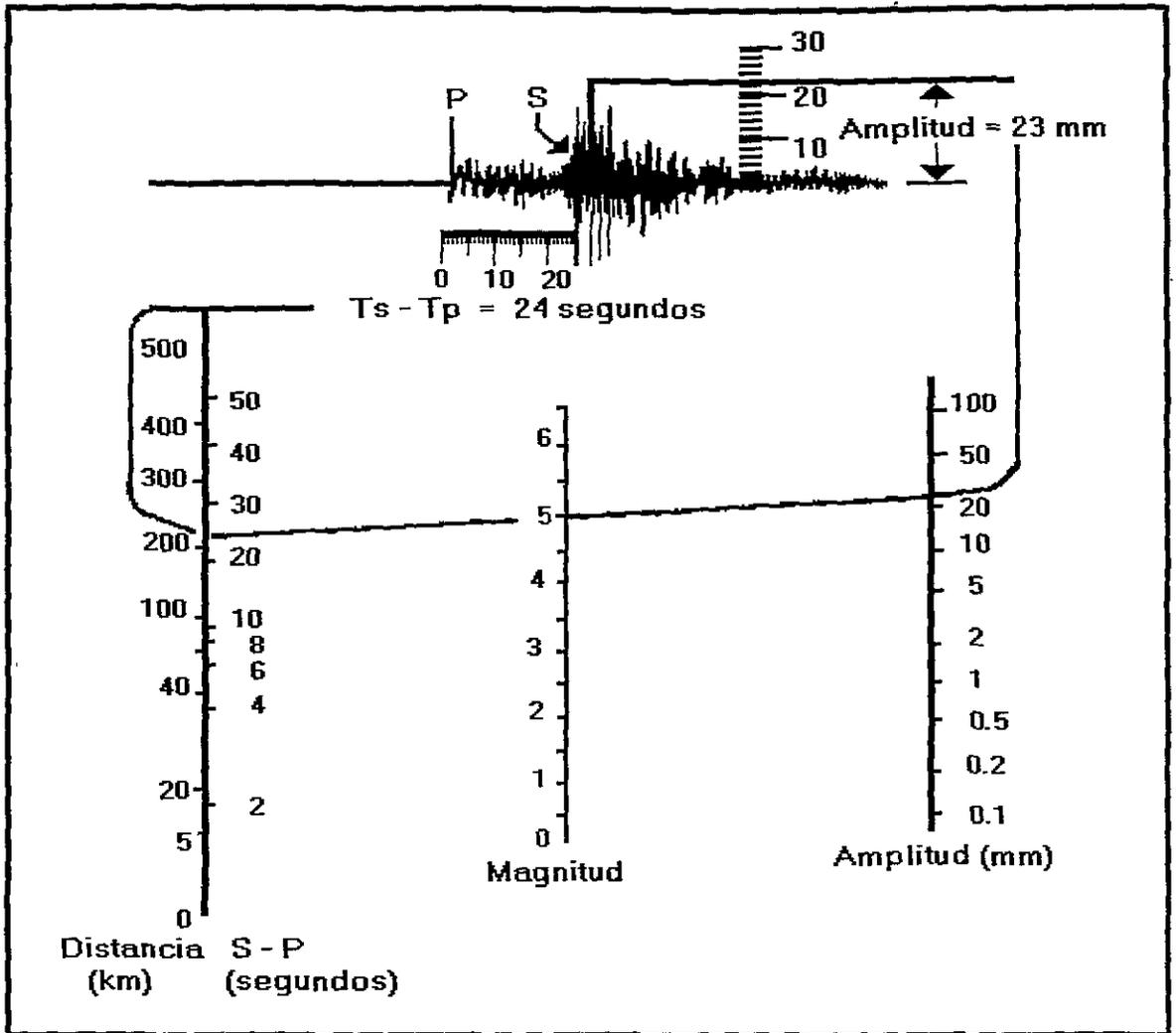


Fig.1.20 La magnitud se puede obtener también empleando nomogramas como el de la figura. Conociendo la distancia epicentral  $R$  (eje izquierdo) y la amplitud máxima de la oscilación  $A$  (eje derecho) leída directamente del sismograma, se traza una línea recta entre ambos ejes y se determina la magnitud  $M$ .

En teoría, la magnitud no tiene límite superior pero ésta se encuentra limitada por la resistencia de las rocas y por la longitud de ruptura probable en la falla. Hasta el momento la máxima magnitud  $M_s$  que ha sido registrada es de 8.9 y se considera como límite superior. Los sismos de magnitud inferior a 5 grados Richter se consideran pequeños, con magnitud entre 5.5 y 6.5 moderados, mayores que 7 eventos grandes y con magnitud mayor que 8 muy grandes. Para que un sismo pueda producir daños de consideración deberá alcanzar su magnitud un valor de 5.5 o mayor, pero la magnitud no expresa el grado de daño causado por un sismo; un evento de magnitud grande y foco profundo fuera de zonas habitadas no causa daño significativo, en tanto que un sismo de magnitud moderada y foco superficial ocurrido en una zona poblada es catastrófico.

Los sismólogos en la práctica usan dos escalas de magnitud diferentes a las de Richter, así pueden distinguir entre magnitud **mb** y magnitud **Ms**, según sea medida la magnitud tomando la amplitud del trazo producido por las ondas de cuerpo (Body Waves-**mb**), o las ondas de superficie (surface waves-**Ms**). La razón es que sismos de foco profundo producen en los sismogramas trazos muy distintos a los registrados de sismos de foco superficial, aunque estos dos eventos hallan liberado la misma cantidad de energía. Los sismos de foco profundo generan escasas ondas superficiales generalmente despreciables, en cambio eventos de foco superficial somero registran en el sismograma ondas sísmicas de cuerpo y ondas de superficie. Los sismogramas de ondas mas predominantes que son a distancias de 1000 kilómetros y más con periodos de 20 segundos, se utilizan para determinar la magnitud Ms, que es el valor más usual para eventos grandes de foco profundo. En eventos con magnitud pequeña a moderada  $M \leq 6.5$  se determina la magnitud mb usando las ondas de cuerpo con periodos cercanos a 10 segundos ya que el sismograma de estos eventos produce insuficientes ondas de superficie. Para eventos grandes de foco profundo que no generan ondas de superficie con amplitud suficiente para la determinación de la magnitud también se utiliza la magnitud mb.

Es usual medir la amplitud para ambos tipos de onda y determinar la magnitud mb y Ms. Con todo esto ninguna medida representa la magnitud Richter, pero resultan importantes para tener una descripción del tamaño de un sismo. Con ayuda de las ecs. 6.2 y 6.3 se determinan las magnitudes Ms y mb en función de la amplitud del trazo A en micrones, la distancia a la fuente sísmica R en grados de longitud y latitud y el periodo de la onda T en segundos.

$$Ms = \log A + 1.66 \log R + 2.0 \dots \dots \dots (6.2)$$

$$mb = \log (A/T) + 0.01 R + 5.9 \dots \dots \dots (6.3)$$

Para determinar la magnitud, en algunas expresiones se emplea la máxima amplitud del movimiento del terreno "a", ec. 6.4.

$$mb = \log(a/T) + B \dots \dots \dots (6.4)$$

Donde B es un factor que toma en consideración la atenuación de las ondas sísmicas con la distancia. Ver fig. (6.1).

Las magnitudes mb y Ms emiten un valor igual para sismos de 6.75 debido a la forma en que fueron calibrados. Para eventos grandes la magnitud de ondas de superficie Ms es siempre mayor que la magnitud de ondas de cuerpo mb y en sismos de magnitud moderada y pequeña mb es mayor que Ms. La ec. 6.5 es una relación aproximada entre ambas magnitudes:

$$mb = 2.5 + 0.63 Ms \dots \dots \dots (6.5)$$

Para estandarizar los valores de magnitud, se hizo común determinar la amplitud de las ondas de registros de la red sismográfica mundial estándar WWSN (world-wide standard seismograph network). La magnitud Ms se basa en la amplitud máxima de las ondas de

superficie con periodos de aproximadamente 20 segundos; la magnitud  $m_b$  se basa en la amplitud de ondas de cuerpo con periodos cercanos a 1.0 segundo. Con lo anterior existe por lo tanto una dependencia de las magnitudes  $M_s$  y  $m_b$  del contenido de frecuencias de las ondas emanadas por la fuente sísmica .

Sólo se podrá obtener una buena estimación del tamaño de un sismo cuando en la medida de magnitud el periodo de onda que se mide es mayor que la relación del proceso de ruptura a lo largo de la falla, siempre y cuando la dimensión de la ruptura a lo largo de la falla sea menor que la longitud de ondas utilizadas para la determinación de la magnitud. La longitud de las ondas sísmicas fluctúa de 5 a 50 kilómetros. En el caso de condiciones diferentes a las mencionadas arriba se dice que la escala de magnitud sufre saturación, así para eventos sísmicos muy grandes la longitud de ruptura puede ser de varios cientos de kilómetros y por lo tanto excede la longitud de las ondas medidas. La escala de magnitud  $M_s$  se satura alrededor de un valor de 7.5 esto significa que la amplitud de las ondas no aumenta linealmente con la magnitud a partir de un valor de 7.5 y se hacen insensibles a un aumento en el tamaño de los sismos; la escala de magnitud  $m_b$  se satura con valores aun menores alrededor de 6.5. Esto quiere decir que para sismos de magnitud muy grande las escalas de magnitud tratadas no arrojan una estimación adecuada del tamaño del evento y de la cantidad de energía liberada

### 1.6.3 ENERGÍA SÍSMICA.

La geofísica estudia como aspecto fundamental la liberación de energía sísmica durante un terremoto. Al producirse un sismo ocasionado por la fractura de una roca a lo largo de una falla, la mayor parte de la energía de deformación acumulada en la roca se disipa en forma de calor, mientras que la menor parte es irradiada en forma de ondas sísmicas. Para tratar de relacionar la energía sísmica liberada con la magnitud del sismo, los sismólogos usan una expresión desarrollada por Gutenberg-Richter (1956)

$$\log E_s = 11.8 + 1.5 M_s \dots \dots \dots (6.6)$$

en la que  $M_s$  es la magnitud basada en las ondas de superficie y  $E_s$  es la energía sísmica irradiada por un sismo medida en ergios. Aunque la relación es aproximada, es una manera confiable para estimar la energía liberada por los sismos. Por ejemplo un sismo de magnitud  $M_s = 6$  libera una energía equivalente a  $6.3 \times 10^{20}$  ergios. Para fines comparativos los físicos para comparación estiman que la explosión nuclear en el Atolon de Bikini en 1946 liberó una energía muy cercana al valor de  $0.1 \times 10^{20}$  ergios, que equivale a detonar 63 bombas atómicas como estas.

En la tabla 1.4 se encuentra la energía sísmica correspondiente a distintas magnitudes y para algunos terremotos ocurridos en las últimas décadas con su equivalencia en números de bombas atómicas. En este cuadro se concluye que a un aumento de magnitud  $M_s$  de una unidad corresponde un aumento de energía liberada por un factor de aproximadamente 31.5 y no 10 como se toma.

Los grandes sismos de magnitud 6.5 y mayor, generan el 96% de la energía sísmica global liberada, no obstante los sismos de magnitud moderada 5.5 a 6.5 ocurridos en zonas urbanas pueden ser muy destructivos.

En general, se cumple que a una mayor área de ruptura se tiene una mayor cantidad de energía liberada; así también la magnitud del evento está relacionada con el área afectada, ya que a mayor magnitud, es mayor la extensión en que el sismo es percibido y por lo tanto mayor el área de destrucción y daños. Como ejemplo de esta relación tenemos que para dos sismos grandes ocurridos en Chile; el primer terremoto ocurrido en el sur del país en 1960 con magnitud  $M_s = 8.3$  afectó un área de mil kilómetros de longitud; el segundo terremoto en la región central de Chile en 1935 con magnitud  $M_s = 7.7$  afectó un área menor de 200 kilómetros de longitud aproximadamente.

Tabla 1.4 Equivalencia de energía sísmica liberada para diferentes magnitudes

Año	Evento	Magnitud	Energía liberada (x $10^{20}$ ergios)	Equivalencia en bombas atómicas
	Bomba atómica de Bikini	-	0.1	1
		5.0	0.2	2
		6.0	6.3	63
		7.0	200.0	2000
	Eventos Típicos	8.0	6300.0	63000
		8.5	35480.0	354800
		5.4	0.8	8
1986	San. Salvador	6.2	12.6	126
1972	Managua	7.2	398.0	3980
1983	Osa, Costa Rica	7.5	1120.0	11200
1976	Guatemala	8.2	12600.0	126000
1964	Alaska	8.6	50000.0	500000
1960	Chile	8.9	141000.0	1410000
1906	Ecuador			

## 1.7 PARÁMETROS DE DISEÑO DE ESTRUCTURAS SUJETAS A SISMO.

Para hacer diseños sismoresistentes de edificios y obras civiles se requiere un conocimiento detallado de las características e intensidad del movimiento del terreno durante sismos destructivos. Para designar la intensidad de la sacudida sísmica se usa frecuentemente el parámetro de la aceleración máxima del terreno expresada en Gals ( $g/1000 = 0.981 \text{ cm/s}^2$ ) y registrada instrumentalmente o en porcentaje de la gravedad (%g). Otro parámetro importante lo constituye la velocidad del terreno expresada normalmente en (cm/s), esta

velocidad y desplazamiento del terreno se obtiene en forma indirecta mediante un procedimiento de integración del registro de aceleraciones.

Con instrumentos denominados de movimiento fuerte o acelerógrafos son registradas las vibraciones de la superficie terrestre inducidas por eventos de alta intensidad, los registros obtenidos por estos instrumentos muestran la variación de la aceleración del terreno en función del tiempo (acelerogramas). Los acelerogramas arrojan una descripción del movimiento sísmico apta para estimar la respuesta de los edificios, por lo tanto, la aceleración es el parámetro base indispensable para el análisis estructural y diseño sísmico.

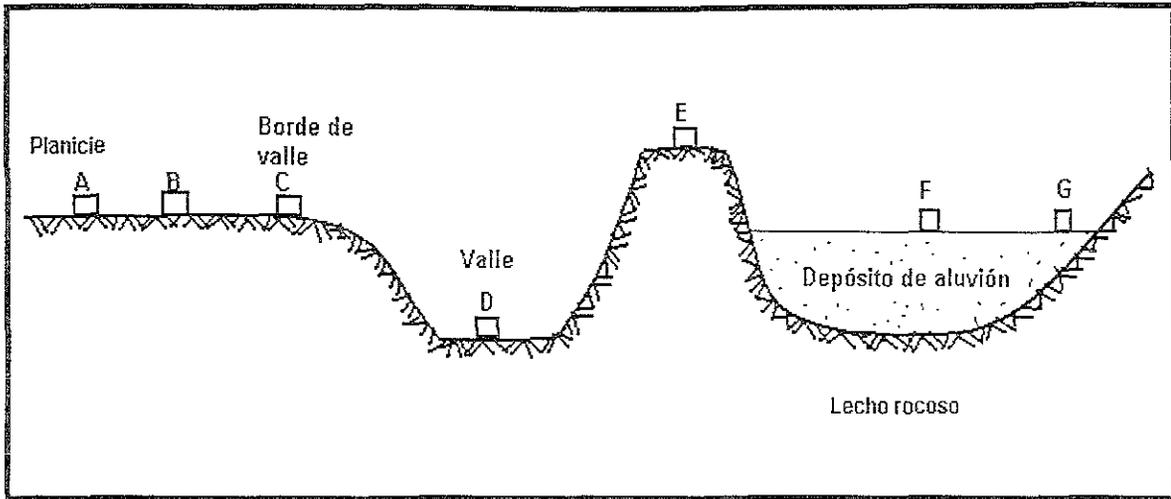
## **1.8 AMPLIFICACIÓN SÍSMICA.**

Durante un sismo, la sacudida del terreno varía de un sitio a otro en función de la conformación del subsuelo y de la forma del terreno. Existen muchas variables que afectan la amplitud de las ondas sísmicas, las cuales influyen en la intensidad y características del movimiento del terreno. Entre estos factores podemos mencionar:

- a) Las condiciones geológicas del subsuelo.
- b) La topografía del terreno.
- c) El mecanismo del terreno y su direccionalidad.

### a) Condiciones locales del suelo

Se reconoce la relación existente entre la intensidad del movimiento del terreno, la severidad del daño ocasionado a edificaciones y las condiciones locales del suelo. Con la ley de la conservación de la energía se concluye que el desplazamiento de las partículas asociado a ondas sísmicas aumenta en la superficie al pasar de un lecho rocoso (alta velocidad) a través de un estrato de sedimentos blandos (baja velocidad); este aumento depende de la relación de las velocidades de propagación en los dos medios y de la profundidad de la columna de suelo. Así, las condiciones locales del subsuelo tienen un efecto sobre la amplitud del movimiento en la superficie; en general la intensidad de la sacudida del terreno y la cantidad de daños serán mayores en suelos blandos sin consolidar que en suelo firme o rocoso. Concluyendo así que se genera una amplificación de las vibraciones en la superficie en su paso de suelo denso a través de un estrato de limo blando sin consolidar.



*Fig.1.21. Ilustración esquemática de los rasgos geológicos, topográficos y las condiciones locales del suelo.*

En los bordes de valles (C), en la cima de los montes (E) y en depósitos de suelos blandos (F) se han observado efectos de amplificación de las ondas sísmicas respecto a sitios en terreno firme y plano (A) y en el fondo de los valles (D).

Cuando alcanzan la superficie las ondas sísmicas P y S, gran parte de su energía es reflejada de nuevo hacia el interior de la tierra haciendo que la superficie terrestre sea afectada por trenes de ondas que se mueven simultáneamente hacia arriba y hacia abajo. Debido a esto cerca de la superficie ocurre una amplificación de las ondas respecto al tren de ondas incidente. Comparando registros en pozos profundos con registros en la superficie, se obtiene con claridad la amplificación de las ondas cerca de la superficie terrestre.

Fue en 1906, durante el terremoto de San Francisco cuando se hicieron los primeros estudios para poder determinar el efecto de amplificación del movimiento al pasar las ondas del lecho rocoso a través de los depósitos de suelo blando. Con una exhaustiva investigación en el terremoto de Caracas en 1967 se concluyó también que la distribución de daños según la profundidad de los depósitos de aluvión y la altura de los edificios, sugiere un efecto de resonancia entre los edificios con el movimiento de la columna de suelo cuyo periodo predominante de vibración aumenta con la profundidad del estrato, es decir, que para edificios de 5 a 9 pisos la intensidad del daño es mayor para profundidad del aluvión de 50 a 70 metros y para edificios de 3 a 5 pisos el daño tiende a incrementar cuando el aluvión tenía una profundidad de 30 a 50 metros; en suelo firme o en roca el daño es despreciable.

Como uno de los ejemplos más sobresaliente de amplificación dinámica de las ondas sísmicas se tiene el caso del suelo de la ciudad de México durante el sismo de 1985, ya que está compuesto en su mayor parte de sedimentos blandos y saturados del antiguo lago de Texcoco y ha sufrido en varias ocasiones los efectos de sismos lejanos con origen en la zona de subducción en la costa del pacífico.

Los estratos aluviales del suelo de la ciudad de México presentan periodos fundamentales de vibración en el rango de 2 a 3 segundos (frecuencias bajas de 0.5 a 0.3 hertz), susceptibles por lo tanto de entrar en resonancia con ondas sísmicas de periodo largo. Esta característica del subsuelo es la causa de que el movimiento del lecho rocoso producido por sismos lejanos, sea amplificado en la zona del antiguo lago. En la fig. (1.22) se muestra el esquema de los registros de aceleraciones del terreno y su posición relativa con respecto al epicentro. Con lo expuesto se concluye que la profundidad y características de suelo subyacente tienen un efecto significativo sobre la intensidad de la sacudida y la severidad de los daños. El fenómeno de resonancia se da cuando las ondas sísmicas son amplificadas a través de estratos de suelos aluviales blandos y la respuesta de los edificios aumenta considerablemente si el periodo natural de vibración de los mismos coincide con el periodo predominante de la columna del suelo. La siguiente ecuación nos da el periodo de vibración característico de una columna de suelo:

$$T_s = ((4 \times H) / (R \times V_s)) \dots \dots \dots (8.1)$$

Donde H es la profundidad de la columna de suelo, Vs es la velocidad de propagación de las ondas "S" a través de la columna de suelo, y R es un factor empírico con valores de 0.9 para sismos de igual magnitud que generan aceleraciones de 0.20 y 0.70 "g" para sismos de magnitud M = 7.0 que producen aceleraciones unas de 0.30 a 0.40 "g"

El periodo natural de vibración en los edificios se obtiene de sus propiedades dinámicas y se puede aproximar con la ecuación empírica:

$$T_{\theta} = r \times N \dots \dots \dots (8.2)$$

En la cual N es el número de pisos y el factor r varia entre 0.05 y 0.12 según la rigidez de la estructura .

La respuesta de los edificios está sujeta a la frecuencia predominante del movimiento sísmico y de las frecuencias naturales de la columna de suelo. Esta respuesta será mayor cuando ambas frecuencias sean iguales y la columna de suelo y el edificio oscilen en el mismo periodo dándose el efecto de resonancia.

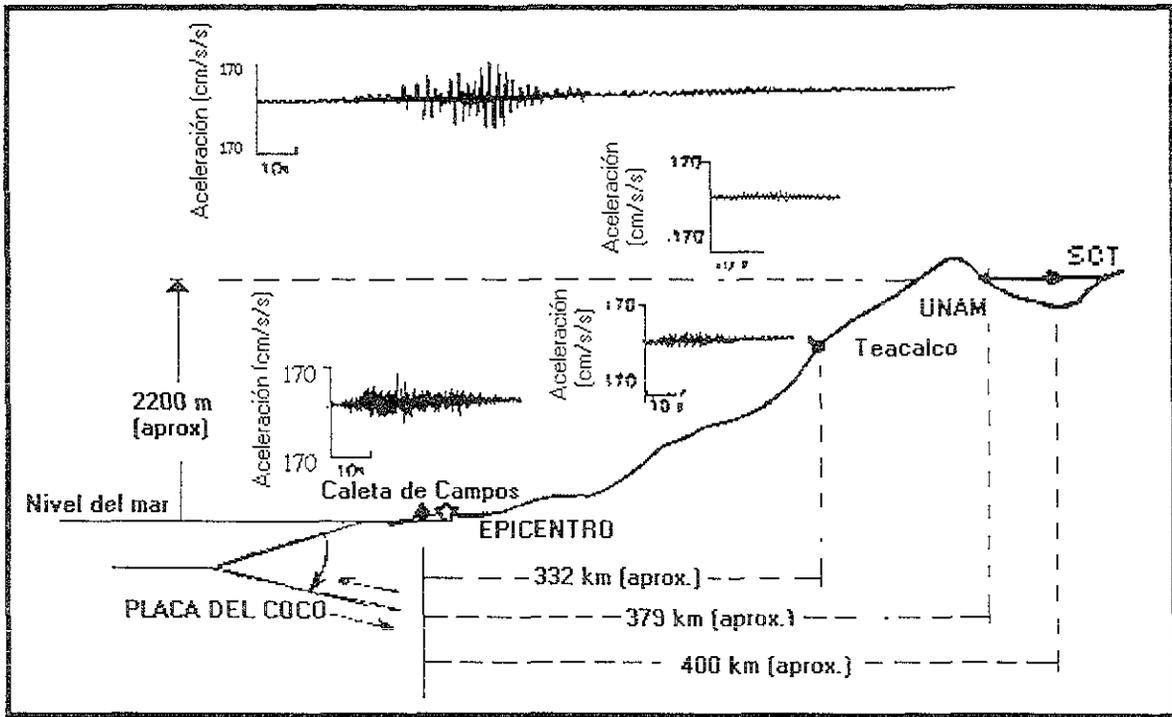
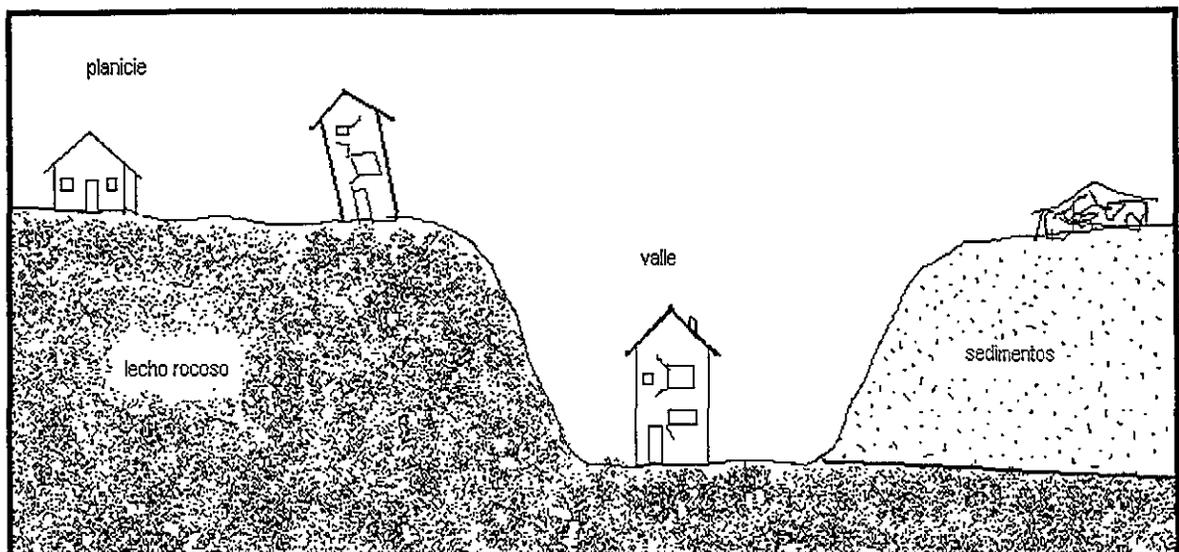


Fig. 1.22 Esquema de una sección que muestra la posición relativa de las estaciones que registraron el terremoto de México 19 de septiembre de 1985. Los sismogramas representan la componente E-O de los registros de aceleración y muestran la atenuación de la amplitud con la distancia, así como la amplificación del movimiento en los suelos blandos del lago de Texcoco.

### 1.8.1 CONDICIONES DE TOPOGRAFÍA.

La intensidad del movimiento sísmico se modifica en gran medida por la topografía del terreno que se puede comportar en forma atenuadora o amplificadora del movimiento. Análisis teóricos concluyen en resultados indicando que ciertas formas topográficas en especial montes y valles muestran distintos grados de amplificación. El aumento de la amplitud del movimiento depende del contenido de frecuencias de la dirección y del ángulo de incidencia de las ondas sísmicas; en los bordes de valles y en la cresta y en las laderas de las colinas fig. (1.23) se ha determinado analíticamente un incremento en la intensidad de la vibración y en el fondo del valle un efecto atenuador. En terremotos recientes se observan y comprueban los efectos de amplificación provocados por las irregularidades en la topografía del terreno registrando una mayor cantidad de daños en edificaciones ubicadas en la cima de colinas y borde de valles, comparadas con edificaciones similares en terreno plano. en el fondo de los valles se ha registrado instrumentalmente un efecto atenuador del movimiento sísmico .



*Fig. 1.23. En este esquema podemos observar el efecto de la topografía sobre la intensidad del movimiento del terreno. En los bordes de valles se ha observado un efecto de amplificación y en el fondo de los mismos un efecto de atenuación. Los depósitos de suelo blando amplifican también el efecto de la sacudida del terreno.*

Con investigaciones y procedimientos analíticos (Vogt 1987) realizados sobre la influencia de los valles en la amplitud e intensidad del movimiento sísmico figura (1.21) se comprobó que la aceleración máxima del terreno en un punto cercano al valle (sitio B) se amplifica hasta en un 50 % respecto aun sitio en terreno plano (sitio A) y en el propio borde del valle (sitio C) la amplificación es del doble respecto al punto de referencia; en el fondo del valle (sitio D) se registra un efecto atenuador y una disminución de la aceleración máxima de un 65%.

Existen varios factores que influyen en la intensidad del movimiento sísmico cerca de las discontinuidades topográficas tales como: el ángulo de incidencia, el tipo de ondas sísmicas, la longitud de onda y la geometría de la aspereza topográfica. En valles la amplificación está relacionada con el ancho de la depresión; la amplificación en los bordes será mayor si la longitud de la onda sísmica es menor que el doble del ancho del valle. En bordes de valles constituidos por suelos poco consolidados, el efecto amplificador es aun mayor como se muestra en la figura (1.23).

## 1.8.2 DIRECCIONALIDAD DE LAS ONDAS SÍSMICAS.

La intensidad de la sacudida provocada por un terremoto varia, según la posición azimutal del sitio respecto a la fuente sísmica y la dirección en que se propaga la ruptura a lo largo de la falla. Este efecto estudiado por Benioff en el terremoto de Kern Country, California en 1952, indica que la propagación de la dislocación en determinada dirección genera ondas sísmicas que son registradas en forma diferente a ambos lados de la fuente; en sitios localizados en la dirección de propagación de la ruptura se registran mayores intensidades y frecuencias más altas fig. (1.24), en cambio, en sitios localizados en el lado opuesto al punto inicial de ruptura y a la dirección de propagación se experimentan menores intensidades y frecuencias más bajas. Este fenómeno conocido como efecto de direccionalidad, se cree que se debe a que las ondas tienden a concentrarse o polarizarse en la dirección en que progresa la ruptura, en forma similar al efecto Doppler en las ondas acústicas. Fig. 1.24 . las figuras muestran la variación azimutal de la intensidad en función de : a) La distancia y la dirección de propagación de la ruptura, b) La magnitud del evento y c) La longitud de ruptura.

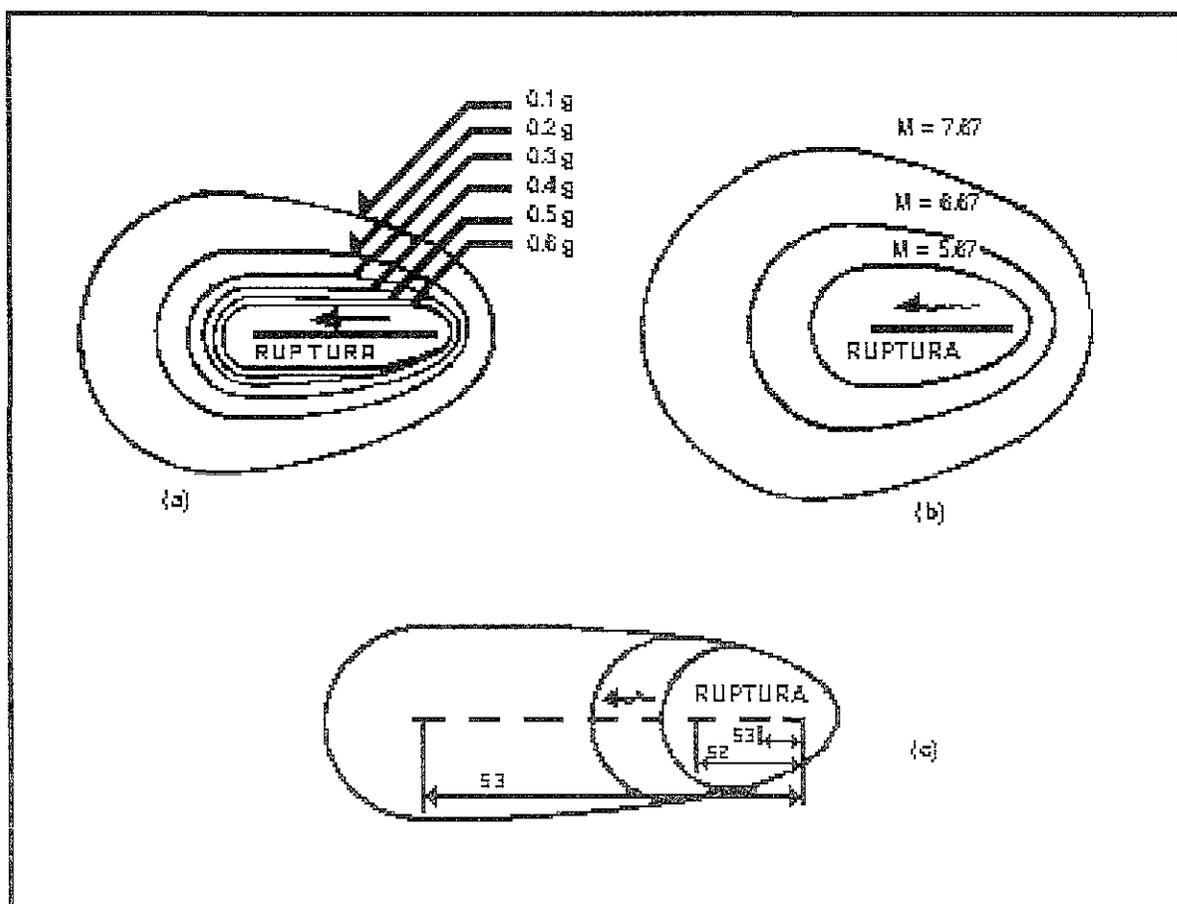


Fig. 1.24 Líneas de igual aceleración alrededor de una falla que ha sufrido ruptura.

## 1.9 EFECTOS SÍSMICOS.

A lo largo de los años los terremotos han causado en forma recurrente muerte, destrucción y desolación. El movimiento violento del terreno ha causado graves daños a ciudades enteras, dejando a su paso sólo escombros y miles de muertos. En épocas antiguas los pueblos asociaban estos eventos sísmicos con el movimiento de grandes monstruos o gigantes peces que se movían debajo de la tierra. En nuestros días sabemos que el movimiento del terreno es producido por la dislocación o ruptura de la roca o por el movimiento relativo entre las placas litosféricas. Los daños que se producen por un sismo no son solo por la sacudida violenta del terreno, sino también con otros eventos que acompañan a los movimientos. De esta manera tenemos que los maremotos o tsunamis, los incendios y conflagraciones, las avalanchas y deslizamientos de tierra, y la licuefacción de suelos no cohesivos, como resultado de los movimientos sísmicos; se suman para causar un mayor desastre y mayores pérdidas. A continuación se presenta un resumen de los efectos causados por los terremotos de mayor magnitud e intensidad en el mundo.

### 1.9.1 RECUENTO TRÁGICO DE LOS TERREMOTOS MÁS IMPORTANTES.

Los registros más antiguos que se tienen sobre sismos, provienen de China y Japón datan de unos 2 500 años atrás. La mayor catástrofe natural en toda la historia se dio en 1556, en Shaanxi, China, un gran terremoto que produjo grandes deslizamientos de tierra, dejando un saldo de 830 000 víctimas. En la tabla 1.5 se presenta un resumen de los principales terremotos ocurridos en los últimos siglos.

Por otro lado las pérdidas económicas pueden causar un impacto severo en la economía y la vida social de un país. No existe una relación directa entre las pérdidas económicas elevadas y la gran cantidad de pérdidas humanas. En el terremoto de San Francisco en 1906 causó grandes pérdidas económicas y un reducido número de personas. Por el contrario un número alto de muertos y bajo en pérdidas se presenta en América Latina y en áreas del Cercano Oriente, debido a sistemas constructivos deficientes. Existen también sismos que causan grandes pérdidas tanto económicas como humanas. El terremoto del Centro de Chile en marzo de 1985 causó daños en un área de aproximadamente 200 km<sup>2</sup>, dejando pérdidas de más de cuatro mil millones de dólares. El terremoto de México en septiembre de 1985 causó el colapso de edificios y muchos daños en otros tantos. En lo que el siglo pasado Japón tuvo pérdidas económicas por más de veinte mil millones de dólares, debido a terremotos. Un reto para el Ingeniero estructural es evitar el colapso de las edificaciones para proteger las vidas humanas y reducir los daños materiales, esto se logra generando buenos diseños sismorresistentes.

Tabla 1.5 Resumen del saldo trágico de los sismos más importantes en los últimos siglos.

Año	Lugar	Magnitud	Número de muertos
<b><i>Siglo XVI</i></b>			
1556	Shaanxi, China.	<b>8,0</b>	<b>830 000</b>
<b><i>Siglo XVII</i></b>			
1668	Shandong, China.	8.5	50 000
1693	Catania, Sicilia.	-	60 000
<b><i>Siglo XVIII</i></b>			
1715	Argelia, Africa.	-	20 000
1727	Trabiz, Irán.	-	77 000
1730	Hokkaido, Japón.	-	137 000
1737	Calcuta, India.	-	<b>300 000</b>
1755	Lisboa, Portugal.	<b>8,6</b>	70 000
1759	Baalbek, Líbano.	-	30 000
1783	Calabria, Italia.	-	50 000
<b><i>Siglo XIX</i></b>			
1812	Caracas, Venezuela.	-	20 000
1828	Isla Honshú, Japón.	6.9	30 000
1847	Isla Honshú, Japón.	7.4	12 000
1850	Sichuan, China.	7.5	21 000
1857	Napoles, Italia.	6.5	12 000
1883	Java, Indonesia.	-	<b>36 000</b>
1896	Sanriku, Japón.	7.5	27 000
<b><i>Siglo XX</i></b>			
1905	Punjab-Kashmir, India	<b>8.6</b>	19 000
1915	Avezzano, Italia.	7.5	33 000
1920	Provincia Kansu, China	<b>8.6</b>	<b>200 000</b>
1923	Tokio (Kwanto), Japón.	8.3	99 000
1935	Quefta, Pakistán.	7.6	60 000
1944	Fuki, Japón.	7.4	5 000
1944	San Juan, Argentina.	7.8	5 000
1960	Agadir, Marruecos.	5.7	12 000
1970	Chimbote, Perú.	7.8	67 000
1974	Yunnan, China.	7.1	20 000
1978	Tabás, Irán.	7.7	15 000
1981	Kermán, Irán.	6.9	3 000
<b>1985</b>	<b>Michoacán, México.</b>	<b>8.1</b>	<b>15 000</b>
1988	Armenia, Rusia.	6.9	>50 000

### 1.9.2 CONSTRUCCIONES DEL HOMBRE.

En los países Latinoamericanos es muy común la construcción de viviendas con adobe. La experiencia nos ha demostrado que este sistema no posee resistencia a cargas laterales y que es susceptible de colapsarse durante un sismo moderado. Es por eso que centenares de millones de personas han muerto bajo escombros, como en Turquía e Irán, Argelia y Marruecos, Perú, Ecuador y Colombia, Nicaragua y Guatemala.

La mayoría de las víctimas que perecieron en los terremotos de Managua en 1972 y en San Salvador en 1986 perecieron en viviendas de Baharaque. Tampoco la mampostería, ladrillo o piedra, sin reforzar son aptos para resistir las vibraciones que se producen en el suelo. Actualmente las construcciones a base de concreto reforzado cuando su ejecución ha sido deficiente tampoco han resistido los sismos. No solo las casas y edificios sufren daños sino también los puentes, tanques y muelles o aún el colapso; esto nos hace reflexionar en la capacidad destructiva de los movimientos telúricos.

### 1.9.3 AVALANCHAS Y DESLIZAMIENTOS DE TIERRA.

Una parte de los daños que se producen en un sismo son causados por la violenta vibración del terreno, esta causa alteraciones geológicas como deslizamiento de tierra y avalanchas o aludes, las cuales han arrasado campos y edificaciones, sepultando a muchas personas.

Las avalanchas se producen cuando masas de tierra sin consolidar que se encuentran en los cerros o laderas son inducidas por las vibraciones del sismo. Una de las grandes tragedias que se conocen se presentó en Chimbote, Perú, en 1970, donde el movimiento causó el desprendimiento de hielo, roca y lodo, del monte Huascarán que adquirió una velocidad de 200 km/h y unos 30 metros de altura, destruyendo prácticamente toda la ciudad de Ranrahirca donde perecieron 18 000 personas. Es común que los deslizamientos de tierra a causa de terremotos bloquen carreteras y sepultan viviendas.

### 1.9.4 ASENTAMIENTO, SUBSIDENCIA Y FRACTURA DEL TERRENO.

Recordemos que una técnica de compactación para suelos granulares sin cohesión es la compactación. En un sismo las vibraciones ocasionan una compactación en depósitos granulares y como consecuencia el asentamiento del terreno. Extensas regiones han sufrido subsidencia por la compactación de depósitos de suelo sin cohesión, con lo que sucede el colapso de edificaciones y obras de ingeniería.

En 1964, un terremoto en Alaska produjo el movimiento de la corteza en un área de 200 000 km<sup>2</sup>, pudiéndose observar levantamientos, hundimientos y fractura del terreno en toda esta área; así como asentamiento del terreno y colapso de rellenos de tierra saturados mal compactados.

### 1.9.5 LICUEFACCIÓN.

La licuefacción se presenta en depósitos de suelo saturado, esto se manifiesta en la superficie en forma de volcanes de eyección de lodo parecidas a las arenas movedizas.

Los suelos granulares saturados sin cohesión al compactarse por la vibración del suelo pueden drenar el agua libremente a través de ellos. La presencia del agua en los poros no afectará significativamente el comportamiento del suelo bajo cargas cíclicas. En cambio, si el suelo no es cohesivo saturado, está confinado y se impide el flujo libre del agua; la compactación del suelo granular y la consecuente reducción del volumen de vacíos causan un aumento en la presión de poro. Por la alta presión de poro, el material sufre una reducción gradual de la resistencia al cizallamiento; cuando la presión de poro iguala la sobrepresión, la presión efectiva se reduce a cero, la arena pierde toda su resistencia y se desarrolla un estado de licuefacción debido a un reordenamiento granular. La presión hidrostática aumenta, el agua contenida en los vacíos del material granular es forzada a salir hacia arriba, donde emerge como volcanes que expulsan lodo y arena, y se presenta la condición de arenas movedizas.

En 1964 Japón fue azotada por un sismo en la ciudad de Niigata, donde una cantidad grande de edificios se hundieron debido a la licuefacción, el sismo de 7.5 se localizó a 60 km. de la ciudad en el mar de Japón, una zona de sedimentos de suelos aluviales altamente saturados y sin cohesión.

Los principales factores que influyen en el proceso de la licuefacción de un suelo son: las características y composición granulométrica de la arena, la densidad relativa y la resistencia a la penetración, así como las características del movimiento del terreno; contenido de frecuencia, intensidad y duración de la sacudida. La susceptibilidad a la licuefacción aumenta con la presión de confinamiento. Experimentos en la prueba de penetración estándar definieron que suelos con resistencia menor a 15 golpes son susceptibles a la licuefacción, por otro lado los suelos con resistencia superior a los 20 golpes no están propensos a sufrir licuefacción.

### 1.9.6 MAREMOTOS O TSUNAMIS.

Los maremotos son olas marinas gigantescas generadas por eventos sísmicos o volcánicos con origen bajo el océano. Las olas pueden alcanzar alturas considerables y causar destrucción y muerte en regiones costeras. Como el maremoto que afectó la costa de Sanriku en Japón posterior al gran terremoto que destruyó 10 000 casas y causando 27 000 muertos.

Los tsunamis son causados por el desplazamiento tectónico súbito y violento del fondo marino, con componente esencialmente vertical, que produce a su vez el desplazamiento de la columna de agua que se encuentra sobre el desplazamiento. La energía producida por la dislocación es irradiada a partir del sitio del disturbio en forma de ondas de agua que se propagan con dirección esencialmente perpendicular a la ruptura. La velocidad de propagación de estas ondas es muy alta unos 600 a 800 km/h, dependiendo de la profundidad del océano. Mar adentro, la distancia entre cresta y cresta es mayor a 200 km

y la altura de la onda superficial tan solo de unos 10 a 100 cm, menor a las generadas por el viento. A medida que se acercan a la costa la energía almacenada se concentra en un área menor y se convierten en olas de superficie conforme se acerca a la costa. De esta manera en Japón, durante un tsunami en 1896 en la ciudad de Sanriku, se reportaron olas de 25 a 35 metros de altura.

Todo sismo que ocurre en el océano puede causar un tsunami. No obstante la profundidad del foco es importante para saber que tan posibles es la formación de los tsunamis. La generación de tsunami supone un desplazamiento tectónico vertical, el que puede ser ascendente o descendente, del fondo del mar, capaz de desplazar grandes cantidades de agua. Así, el de magnitud  $M_s=8.3$  que azotó a Chile en 1960 generó un tsunami con olas mayores a los 30 metros de altura. Se propagó por el Océano Pacífico, aproximadamente 15 horas después alcanzó la isla de Hawaii, propagándose por unos 10 500 km del foco con olas de más de 10 metros de altura.

En ocasiones las grandes avalanchas que se producen en el fondo del océano generan tsunamis. Estas no son las únicas causa que pueden generar estos eventos, grandes explosiones volcánicas son también la causa de grandes tsunamis. Como ejemplo de esto tenemos la explosión del volcán Kracatoa, que produjo uno de los cataclismos más violentos de la historia. Con la explosión, el pico del volcán quedó destruido y la isla que se extendía unos 2 000 metros sobre el mar, quedó 250 metros bajo el nivel del mar; al llegar a la costa la ola destruyó 165 poblados en los que 36 000 personas murieron debido a la gran ola de 35 metros. Otro ejemplo es el que se produjo en Lisboa, en 1755, 70 000 personas fueron víctimas de la ola de 10 metros, y además afectó las costas de Marruecos, España y Portugal.

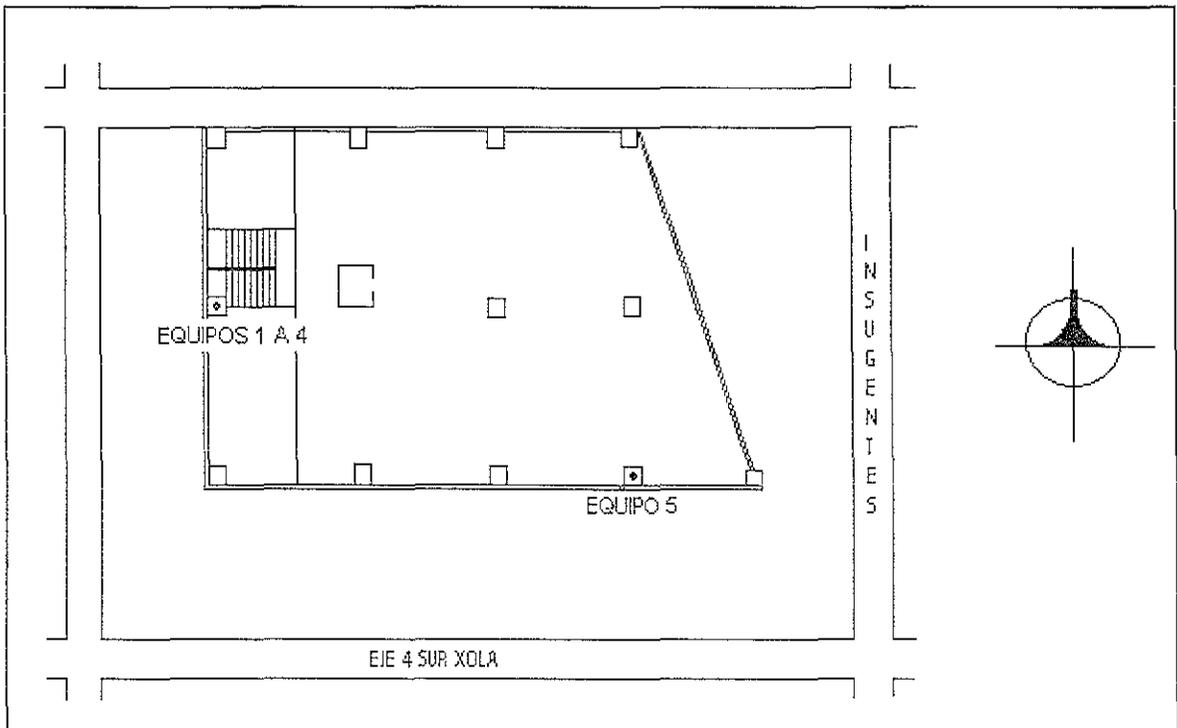
### 1.9.7 INCENDIOS.

La amenaza de los incendios aumenta después de un sismo, en algunos casos cuando no se controla rápidamente el fuego se pueden generar incendios sin control y por largos periodos de tiempo, los cuales son llamados conflagraciones. Ejemplo de esto fue la conflagración que se presentó después del terremoto en San Francisco, en California, en 1906, que duró 3 días y causó el 80% de las pérdidas económicas. En 1923, en Japón, en la ciudad de Kwantó, murieron 100 000 personas, 38 000 a causa de la conflagración. Al que duró menos 128 000 casa sufrieron colapso debido a la sacudida violenta del terreno, y 447 000, casi cuatro veces más, fueron destruidas por el fuego.

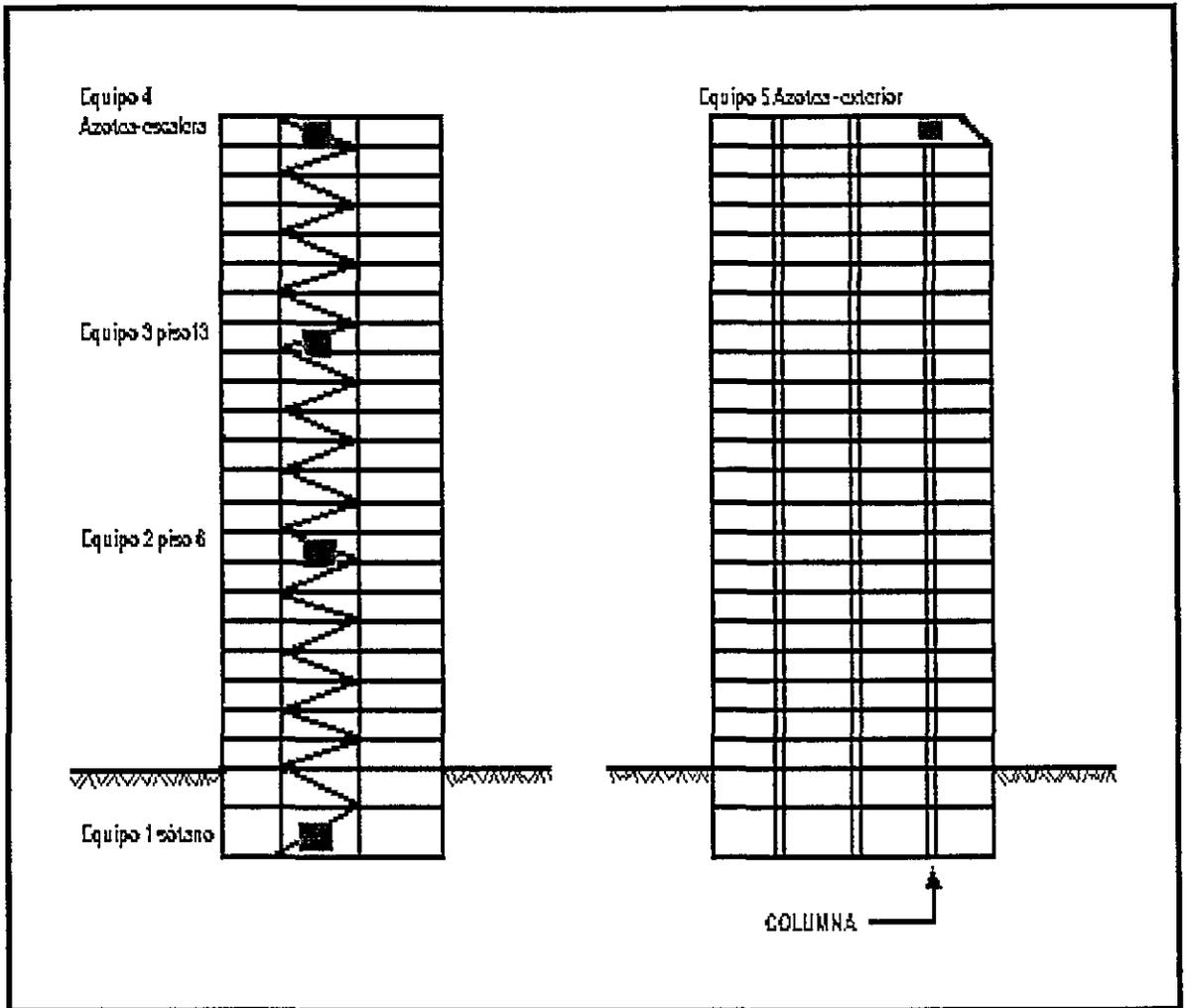
## 2 INSTRUMENTACIÓN SÍSMICA DEL EDIFICIO.

### 2.1 DESCRIPCIÓN DEL EDIFICIO.

El edificio en estudio pertenece a la ex-CONASUPO, se encuentra ubicado en el Distrito Federal en el poniente de la ciudad de México, entre las Avenidas Insurgentes y eje 4 Xola. Debido a esta ubicación el edificio se encuentra desplantado sobre terreno de transición, con un periodo del suelo entre 0.8 y 1.0 s. El edificio es una estructura de concreto reforzado de planta trapecial, constituido por: 1 sótano, planta baja, Mezanine, 17 niveles, 3 pent house y 1 helipuerto. Su sistema estructural esta formado por muros de cortante colindantes en la dirección longitudinal y marcos con columnas y losa aligerada en la otra dirección. En la fig. 2.1 se muestra una planta tipo del edificio. En la fig. 2.1a se muestra la ubicación de los equipos de medición.



*Fig. 2.1 Planta tipo del edificio y ubicación de equipos de medición.*

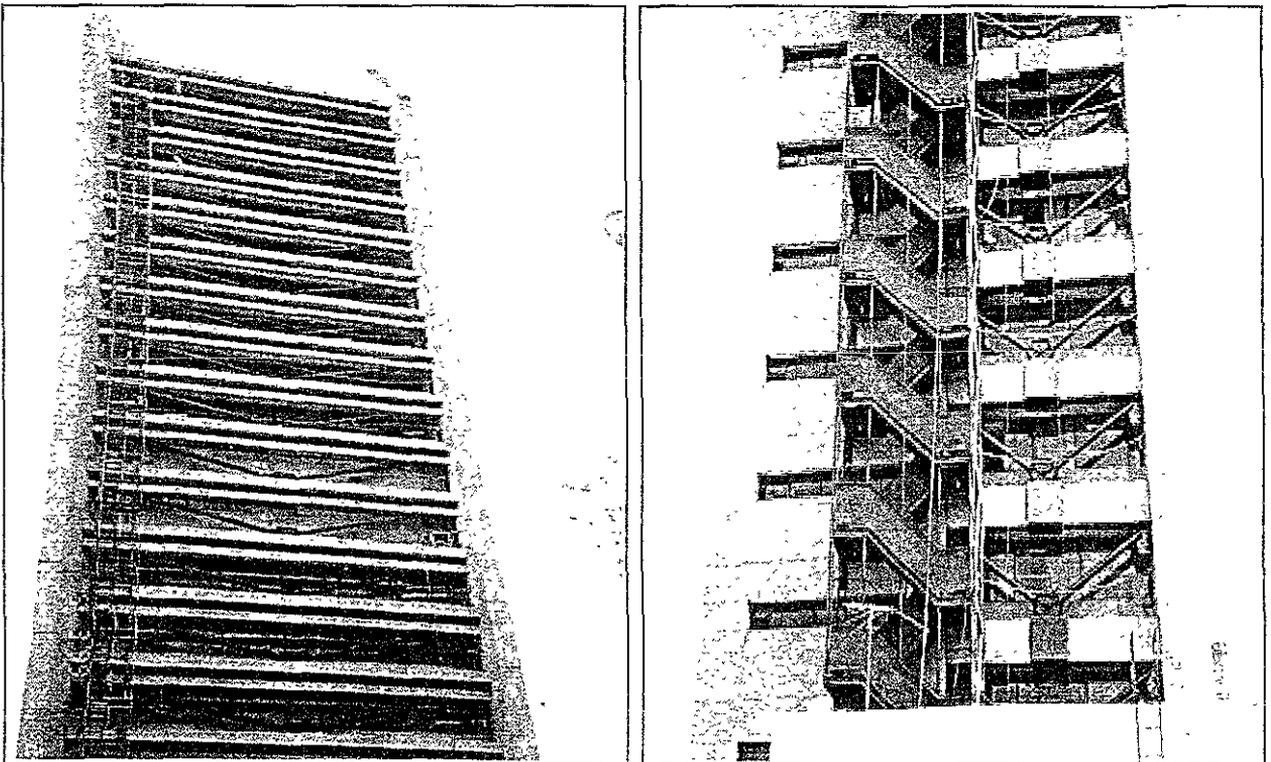


*Fig. 2.1a Ubicación de los equipos de medición en el edificio.*

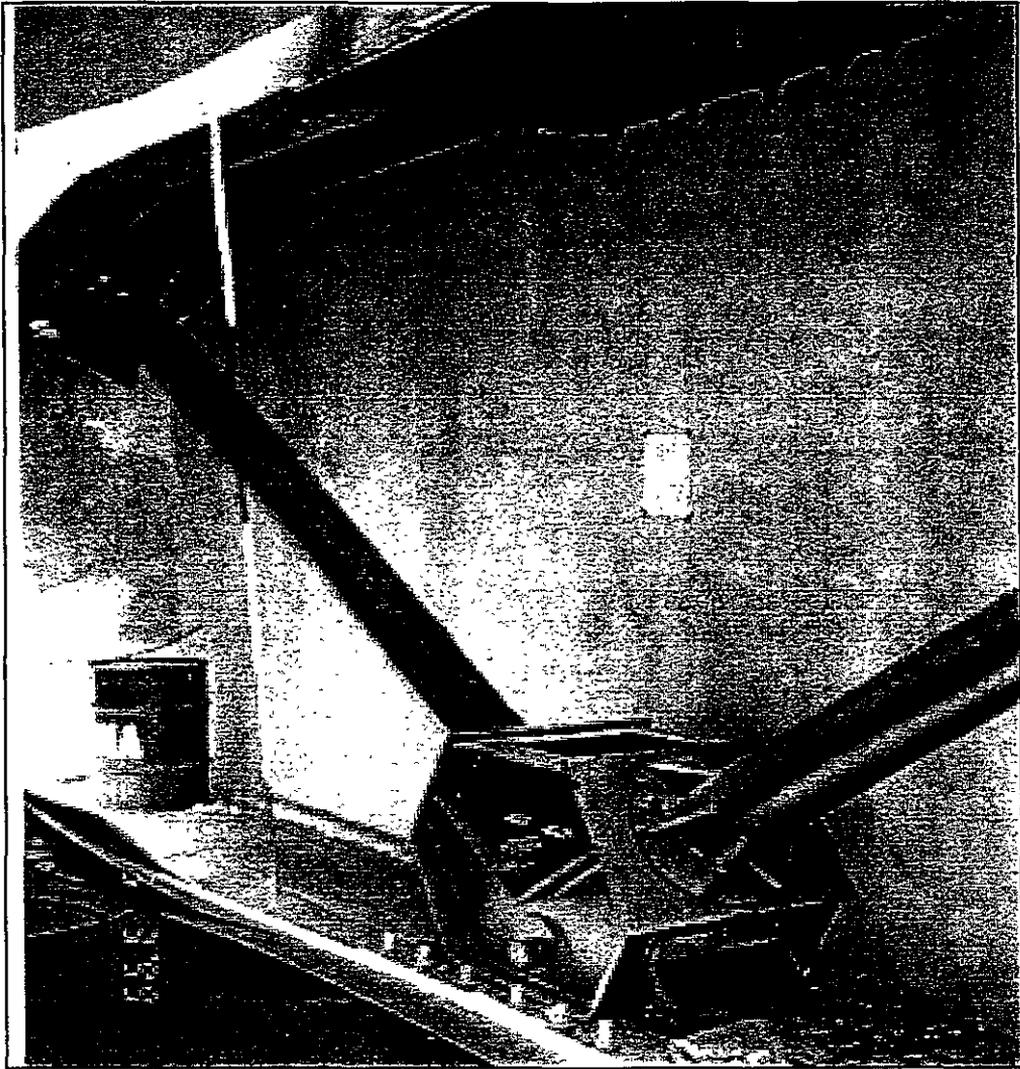
## 2.2 SISTEMA DE REFUERZO.

Una revisión estructural previa en la dirección transversal del edificio, mostró los desplazamientos excesivos, dejando de manifiesto que era una estructura muy flexible en la dirección transversal. De esta manera se decidió por parte de ex-CONASUPO reforzar y proteger la estructura con diagonales metálicas y disipadores de energía formados por placas metálicas, (Escobar J.A. y Sánchez A.R, 1998). Estas estructuras de refuerzo fueron colocadas estratégicamente, para incrementar su rigidez lateral en este sentido y disipar energía sísmica ante movimientos bruscos del terreno que de otra manera causarían daño en la superestructura. En la dirección longitudinal se restituyó la resistencia de los muros de concreto colindantes, mediante la inyección de resina epóxica. Debido al agrietamiento existente en las losas de los niveles, también fue necesario inyectar resina epóxica.

En la fig. 2.2 se muestra el refuerzo del edificio en su parte anterior y posterior y en la fig. 2.3 se presenta un detalle de conexión entre el disipador de energía y las diagonales metálicas.



*Fig. 2.2. Reforzamiento estructural del edificio de la ex-CONASUPO.*

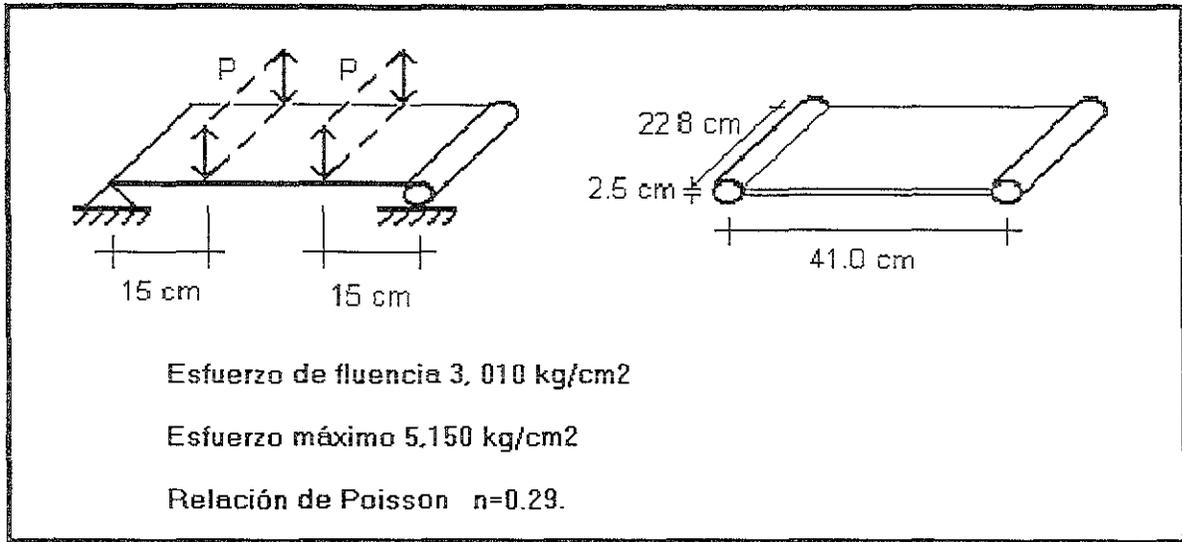


*Fig. 2.3. Detalle de la unión de las diagonales metálicas con el disipador de energía.*

### **2.3 CARACTERÍSTICAS DEL DISPOSITIVO DISIPADOR DE ENERGÍA.**

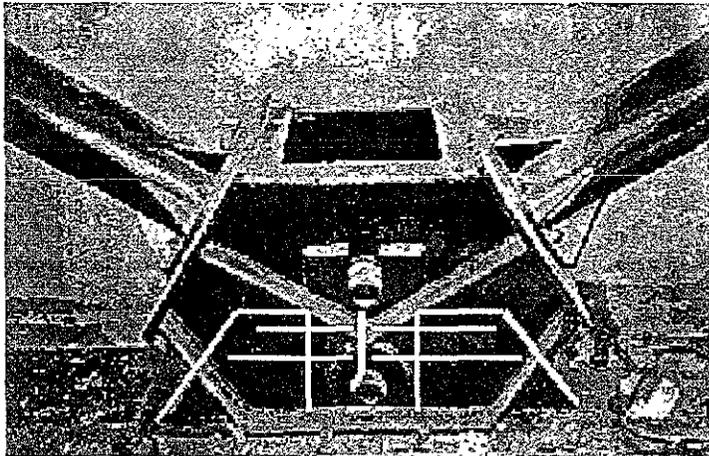
El dispositivo disipador de energía que se colocó en el edificio estudiado, fue concebido por un ingeniero mexicano, el Ing. Jorge Ortega Beltrán, pero finalmente el diseño, fig 2.3, fue implementado por los ingenieros Jaime Antonio y Raúl Jean quienes participaron en el proyecto de reforzamiento de dicha estructura.

A grandes rasgos, el principio del disipador se basa en el modelo de una viga simplemente apoyada sobre la que actúan dos cargas puntuales, perpendiculares a su eje, y equidistantes de sus extremos. En la fig 2.4, se presentan las dimensiones reales de este dispositivo y las características mecánicas obtenidas de pruebas de laboratorio.



*Fig. 2.4 Descripción del disipador.*

Constructivamente, la viga simplemente apoyada corresponde a la placa biarticulada en sus extremos, la cual está contenida internamente en la caja metálica, fig 2.5. La transmisión de las cargas puntuales sobre la placa del disipador, se produce por el desplazamiento relativo de los niveles superior e inferior del entrepiso, los cuales transmiten fuerzas normales a las diagonales metálicas y consecuentemente estas desplazan la caja metálica.



*Fig 2.5 vista interna del disipador.*

Por otro lado, si analizamos el estado de carga a que pudiera estar sometida la placa, se puede observar que en los puntos de aplicación de las cargas se presentan los valores máximos de cortante (V) y momento (M), lo que garantiza la fluencia de la placa en estos puntos, fig 2.6.

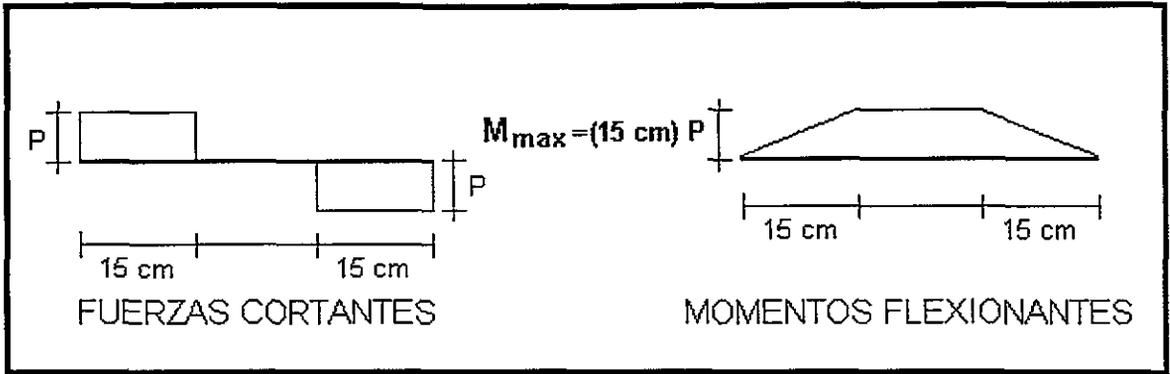


Fig. 2.6 Diagramas de los elementos mecánicos en el disipador.

En un trabajo realizado por Fernández E. Ayala y García O, 1999, se describe brevemente el balance energético que gobierna el comportamiento de un edificio sujeto a una excitación dinámica. Con base en esto, la energía de entrada al sistema  $E_e$  está compuesta por la energía de vibración elástica  $E_{ve}$  mas la energía disipada  $E_{ds}$ , ec 2.1.

A su vez la energía de vibración elástica está compuesta por la energía de deformación elástica y la energía cinética, mientras que la energía disipada puede ser por amortiguamiento viscoso o por histéresis.

$$E_e = E_{ve} + E_{ds} \dots \dots \dots (2.1)$$

## 2.4 DESCRIPCIÓN DEL SISTEMA DE MONITOREO.

En la actualidad sabemos que puede existir una gran incertidumbre en la respuesta dinámica real de un edificio comparada con la respuesta obtenida de un modelo matemático. Debido a esto, como parte del refuerzo del edificio de la CONASUPO, se incluyó un estudio de instrumentación sísmica y monitoréo para identificar el comportamiento dinámico de su estructura antes, durante y después del reforzamiento. El sistema que actualmente se encuentra instalado consta de 5 equipos de medición sísmica (acelerómetro) , los cuales están distribuidos en la altura del edificio, de acuerdo con características descritas en la Tabla 2.1.

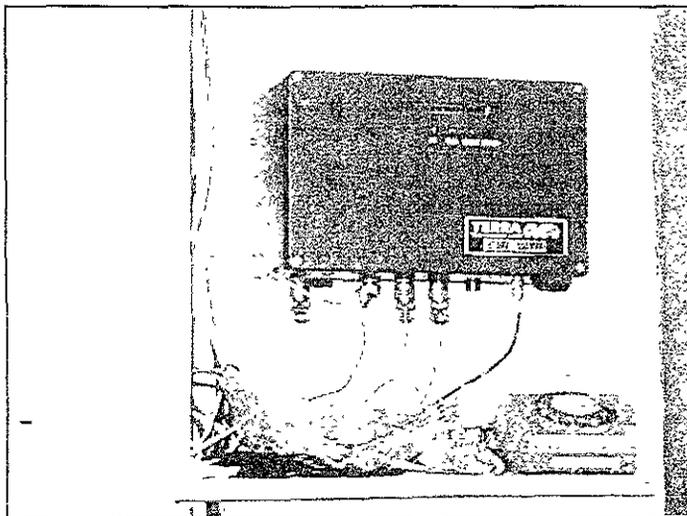
Para definir el número y la ubicación en planta de los equipos de medición y para identificar, con buena aproximación, las propiedades dinámicas del edificio. Se tomó como base un estudio preliminar de mediciones de vibración ambiental en sitio, así como los resultados de análisis realizados por los responsables del proyecto de reforzamiento. De este estudio se concluyó que no existe un efecto importante de torsión en los niveles del edificio, debido a la gran rigidez lateral que proporcionan los muros de cortante en sentido longitudinal del edificio. De esta manera se consideró que era suficientemente representativo tener 5 equipos distribuidos en los diferentes niveles del edificio.

EQUIPO	UBICACIÓN	TIPO	NIVEL DE ACELERACIÓN MÁXIMA
1	SÓTANO	GSR-12	0.5g
2	NIVEL 6	GSR-12	1.0 g
3	NIVEL 13	GSR-12	1.0 g
4	AZOTEA PH3 ( escalera )	GSR-12	2.0 g
5	AZOTEA PH3 ( exterior )	GSR-16	2.0 g

*Tabla 2.1. Ubicación y características de los equipos instalados en el edificio de la ex-CONASUPO.*

La ubicación en planta de estos equipos, ya se presentó en la fig. 2.1. En ella se observa que los cuatro primeros equipos se colocaron sobre la línea de columnas centrales en la parte posterior del edificio y el equipo 5 se colocó en diagonal para medir posibles desplazamientos torsionales.

En la fig. 2.6 se presenta el equipo maestro (No. 4 de la tabla 2.1) que controla el sistema de computo. Mediante este equipo se tiene acceso vía modem para el respaldo de las señales a una computadora personal sin necesidad de transportarse al sitio. Los equipos de medición están calibrados para que inicien el registro de la señal cuando se rebase un umbral de aceleración del edificio. Este umbral varía de acuerdo con la altura a la que se encuentre colocado el instrumento, teniéndose valores de 2 a 6 gals. De esta manera, cuando en alguno de ellos se rebase el nivel de aceleración establecido, el sistema se dispara y el registro de la señal es simultaneo en todos los equipos. Como se puede ver en la tabla 2.1 estos instrumentos pueden registrar niveles máximos de aceleración de hasta dos veces la aceleración de la gravedad. Al respecto se puede observar que en los niveles superiores del edificio, se colocaron los aparatos de mayor rango de medición ya que en los últimos niveles de una estructura, la aceleración se amplifica.



*Figura 2.6 Equipo de medición maestro tipo GSR-12 que se encuentra instalado en la azotea del edificio de la ex-CONASUPO.*

### 3 ANÁLISIS ESTRUCTURAL DEL EDIFICIO.

El análisis numérico del edificio se llevo a cabo considerando dos casos: la estructura original y la estructura reforzada. Estos análisis se realizaron con ayuda del programa ETABS, versión 6.1.

#### 3.1 ESTRUCTURA ORIGINAL.

En la fig. 3.1 se presenta el modelo estructural, que fue analizado para estudiar el comportamiento de la estructura original. Con base en los resultados de los análisis realizados, en las tablas 3.1, se presentan las primeras frecuencias y periodos de vibrar del edificio para la estructura original.

Tabla 3.1. Frecuencias y periodos teóricos del edificio sin reforzar.

	Sin reforzar	Sin reforzar
MODO	PERIODO(seg)	FRECUENCIA(Hz)
1	3.75996	0.26596
2	1.73542	0.57623
3	1.10974	0.90111
4	0.69820	1.43226
5	0.61384	1.62908
6	0.52824	1.89308
7	0.43146	2.31774
8	0.34809	2.87280
9	0.31963	3.12860
10	0.28682	3.48653

Tabla 3.2 Periodos de la estructura antes de su reforzamiento.( seg )

Analítica Dir. longitudinal	Analítica Dir. transversal	V. Ambiental Dir. Longitudinal	V. Ambiental Dir. transversal
	3.76		3.130
1.735		1.670	

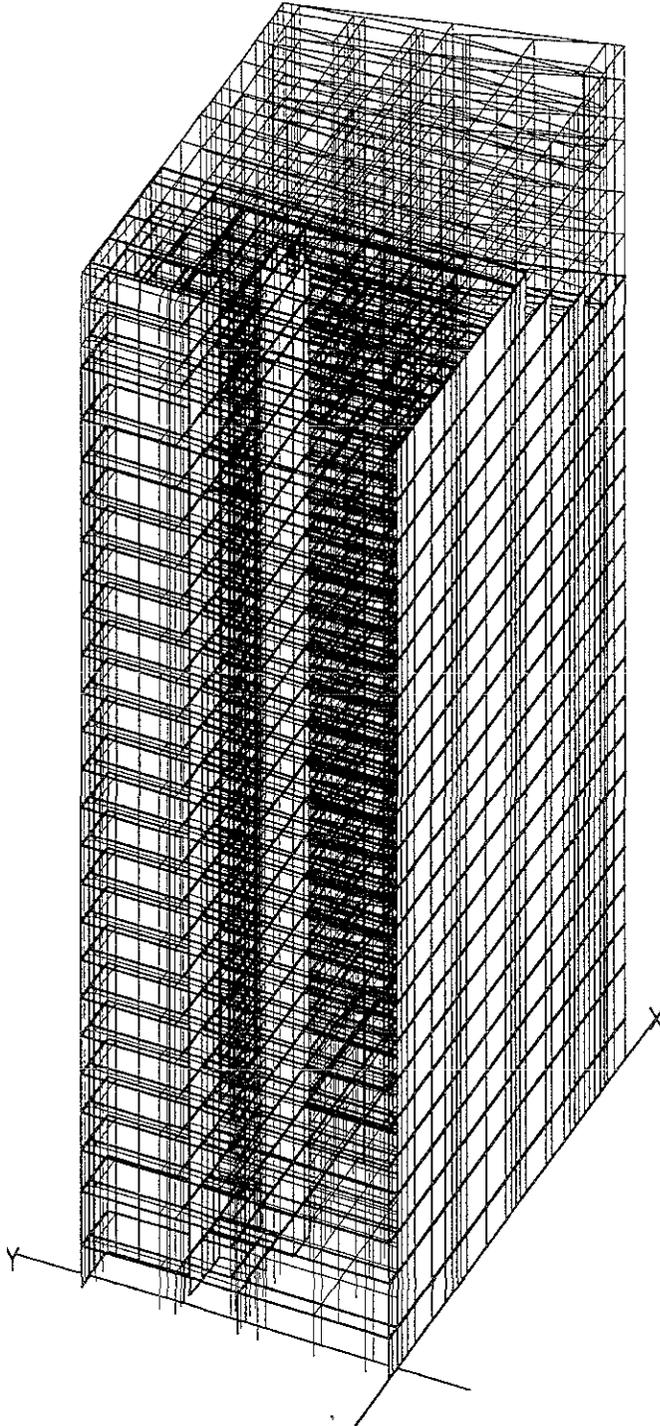


Figura 3.1. Modelos estructurales del edificio de la ex –CONASUPO, antes del reforzamiento.

### 3.2 ESTRUCTURA REFORZADA.

El reforzamiento de la estructura se realizó en el periodo de finales de noviembre de 1998 al mes de febrero de 1999. A medida que se avanzó en estos trabajos, los valores de frecuencias sufrieron cambios. Se hizo evidente el incremento de la rigidez lateral de la estructura principalmente en la dirección transversal del edificio en la cual se colocaron las diagonales metálicas. Después del reforzamiento, los valores estimados de los periodos en las direcciones longitudinal y transversal del edificio, con base en señales de vibración ambiental, fueron de 1.64 y 2.55 seg. Al respecto se puede comentar que debido a que el incremento en rigidez lateral de la estructura fue relativamente menor en la dirección longitudinal, el periodo en esta dirección no sufrió un cambio importante.

En la fig. (3.3) se presenta el modelo estructural, que fue analizado para estudiar el comportamiento de la estructura reforzada. Con base en los resultados de los análisis realizados, en las tablas 3.3, se presentan las primeras frecuencias y periodos de vibrar del edificio para la estructura reforzada. En la tabla 3.4 se presentan los datos de vibración ambiental.

Tabla 3.3. Frecuencias y periodos teóricos de la estructura reforzada.

	Reforzada	Reforzada
MODO	PERIODO(seg)	FRECUENCIA(Hz)
1	2.89665	0.34523
2	1.78411	0.56050
3	0.90078	1.11015
4	0.65621	1.52390
5	0.57919	1.72655
6	0.48845	2.04730
7	0.39169	2.55305
8	0.33266	3.00604
9	0.30430	3.28626
10	0.26362	3.79336

Tabla 3.4 Periodos de la estructura después de su reforzamiento.( seg )

Analítica Dir. longitudinal	Analítica Dir transversal	V. Ambiental Dir. Longitudinal	V. Ambiental Dir. transversal
	2.896		2.55
1.784		1.64	

Tabla 3.5 Frecuencias (Hz) y periodos (seg) para la estructura reforzada.  
Sismos registrados en el 1999.

15/06/99 Longitudinal	15/06/99 Transversal	21/06/99 Longitudinal	21/06/99 Transversal	30/09/99 Longitudina 1	30/09/99 Transversal
0.54(1.851)	0.29(3.448)	0.55(1.82)	0.315(3.17)	0.515(1.94)	0.305(3.28)
0.88(1.136)	0.73(1.370)		0.854(1.170)	0.867(1.15)	0.922(1.080)
0.93(1.075)	0.93(1.075)		0.977(1.020)		0.958(1.040)
1.32(0.757)	1.32(.757)				
1.95(0.513)	1.90(0.526)				

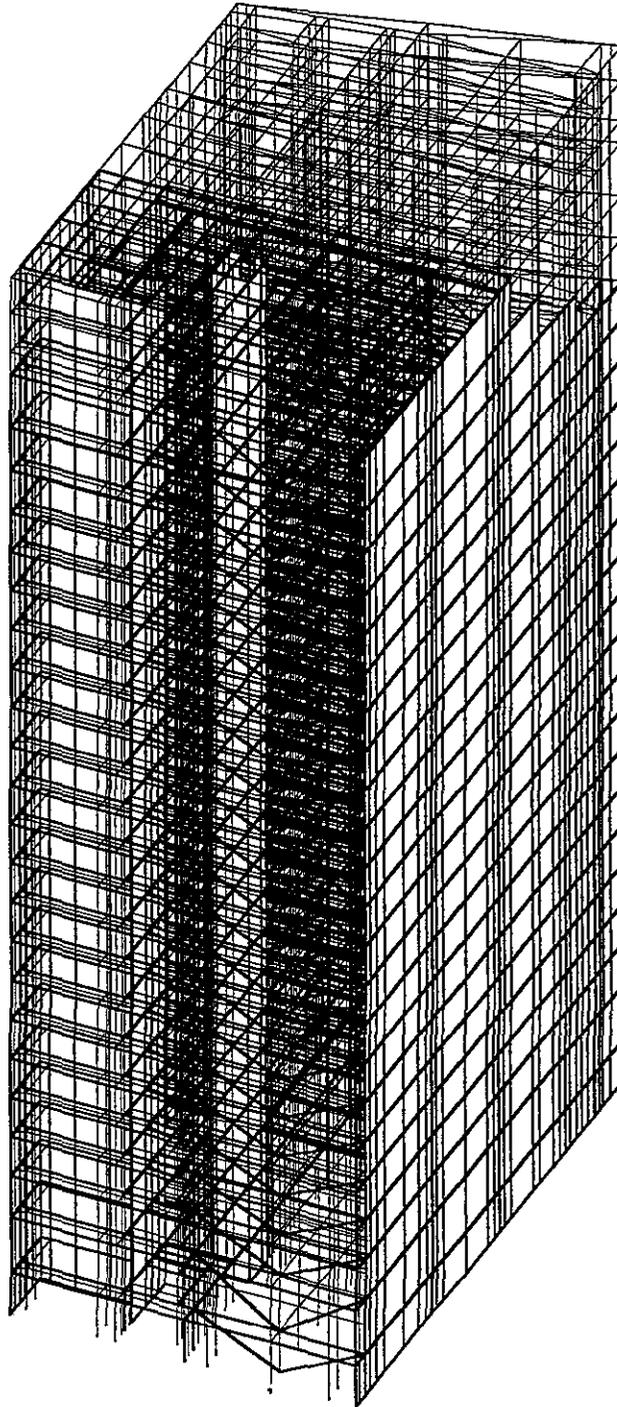


Figura 3.2. Modelos estructurales del edificio de la ex –CONASUPO, después del reforzamiento.

## 4 ANÁLISIS DE SEÑALES.

Las señales digitales están presentes en gran parte de nuestras actividades cotidianas; las compañías telefónicas utilizan señales digitales para representar la voz humana; el radio, la televisión y los sistemas de sonido de alta fidelidad, están gradualmente convirtiendo estas señales a dominios digitales ya que así tienen una reducción del ruido y un procesamiento de señal flexible, mejorando su calidad. Recientemente, en áreas como la ingeniería sísmica, el registro y análisis de señales para estudiar el comportamiento dinámico de las estructuras, ha sido posible gracias a los avances tecnológicos. El desarrollo de instrumentos electrónicos de medición como los acelerómetros, es determinante para llevar a cabo el análisis y proceso de las señales sísmicas basados en el análisis de Fourier.

En este capítulo se describen los conceptos fundamentales en los cuales se basa el análisis de señales tales como la transformada de Fourier y dos variantes de esta: Transformada Rápida (TRF) y transformada Discreta (TDF) y como estas se usan en el análisis espectral de Fourier.

### 4.1 INTRODUCCIÓN.

Dada la naturaleza aleatoria de las señales producidas por eventos sísmicos, la transformada de Fourier constituye una poderosa herramienta en el procesamiento de señales para la obtención de propiedades dinámicas en estructuras. En el caso de señales no periódicas el método utilizado para representarlas es el análisis de Fourier el cual incluye funciones no periódicas. Mediante la transformada de Fourier, es posible llevar a cabo la representación frecuencial de una función no periódica, siendo esta la transformación más conocida de las funciones  $f(t)$  en el dominio del tiempo, a funciones  $F(w)$  en el dominio de la frecuencia. Con la utilización de programas de cómputo y la aplicación de este concepto se agiliza el procesamiento y se tiende a minimizar el trabajo en el análisis de las señales.

### 4.2 TRANSFORMADA DE FOURIER.

La transformación más conocida de las funciones  $f(t)$  en el tiempo, a funciones  $F(w)$  en la frecuencia, es la transformada de Fourier. La representación de una señal en términos de sus componentes de frecuencia individual es conocida como la representación en el dominio de la frecuencia de la señal. La representación en el dominio de la frecuencia podrá dar más información acerca de la señal y de la forma del sistema con la cual fue generada. En la ec. (4.1) se presenta la expresión que define a la integral de Fourier de  $f(t)$ , donde, la operación de integración se simboliza frecuentemente por  $\mathfrak{F}$ .

$$F(w) = \mathfrak{F}[f(t)] = \int_{-\infty}^{\infty} f(t)e^{-j\omega t} dt . . . . . (4.1)$$

Análogamente  $\mathfrak{F}^{-1}$  es el símbolo que se utiliza para la operación inversa es decir la transformada inversa de Fourier, la cual nos permite obtener  $f(t)$  cuando  $F(w)$  está dada, ec. (4.2).

$$f(t) = \mathfrak{F}^{-1}[F(w)] = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} F(w)e^{j\omega t} d\omega \dots \dots \dots (4.2)$$

En donde:

$f(t)$  es una señal dada en el dominio del tiempo.  
 $F(w)$  es la trasformada de Fourier en el dominio de la frecuencia.

$$\omega = \frac{2\pi}{T}$$

$$j = \sqrt{-1}$$

A las ecs. (4.1) y (4.2) a menudo se les conoce con el nombre de par de transformadas de Fourier. La condición para que exista  $F(w)$  generalmente está dada por:

$$\int_{-\infty}^{\infty} |f(t)| dt < \infty \dots \dots \dots (4.3)$$

Es decir, la integral del valor absoluto de  $f(t)$  debe ser finita y es una señal dada en el dominio del tiempo.

La señal  $f(t)$  en mediciones de sistemas estructurales, se obtiene por medio de un convertidor analógico digital, de esta manera la señal obtenida es finita y discreta. Debido a esto es importante definir una expresión para el caso de una señal discreta y no periódica.

#### 4.2.1 TRANSFORMADA DISCRETA DE FOURIER.

El algoritmo usado para la transformación de datos directos en el dominio del tiempo al dominio de la frecuencia se le conoce como transformada discreta de Fourier (TDF). La TDF establece la relación entre las muestras de la señal en el dominio del tiempo y su representación en el dominio de la frecuencia. Suponiendo que hemos obtenido  $N$  muestras de señales por medio de un tablero DAQ (convertidor analógico digital). Si aplicamos la TDF a las  $N$  muestra que se encuentran en el dominio del tiempo, el resultado es la misma cantidad de  $N$  muestras pero, la información contenida en ellas, es la representación en el dominio de la frecuencia. A continuación se explica la relación entre las  $N$  muestras en el dominio del tiempo y las muestras en el dominio de la frecuencia.

Con base en una frecuencia de muestreo de  $f_s$  hz, el intervalo de tiempo  $\Delta t$  entre las muestras se obtiene de la ec. (4.4).

$$\Delta t = \frac{1}{f_s} \dots \dots \dots (4.4)$$

Si llamamos  $x(i)$  a las muestras de las señales para las cuales  $0 \leq i \leq N-1$  la transformada discreta de Fourier y su transformada inversa estarán dadas por las ecs. (4.5) y (4.6) respectivamente.

$$F(k) = \sum_{i=0}^{N-1} x(i)e^{-j2\pi ik/N} \quad \text{para } k = 0, 1, 2, \dots, N-1 \quad \dots \dots \dots (4.5)$$

$$x(i) = \sum_{k=0}^{N-1} F(k)e^{j2\pi ik/N} \quad \text{para } i = 0, 1, 2, \dots, N-1 \quad \dots \dots \dots (4.6)$$

La cual es aplicada a las  $N$  muestras, y cuyo resultado es la representación de  $x(i)$  en el dominio del tiempo. Notamos que ambos, el dominio en el tiempo  $x$  y el dominio en la frecuencia  $F$  tienen un total de  $N$  muestras. Análogamente al espaciamiento de muestras en el dominio del tiempo  $\Delta$ , tendremos también un espaciamiento en el dominio de la frecuencia dado por la ec. (4.7).

$$\Delta f = \frac{f_s}{N} = \frac{1}{N\Delta t} \quad \dots \dots \dots (4.7)$$

En el dominio de la frecuencia  $\Delta f$  es también conocida como la resolución de la frecuencia. Para incrementar la resolución de la frecuencia (hacer más pequeña  $\Delta f$ ) podemos incrementar el número de muestras  $N$  (con  $f_s$  constante) o disminuir las muestras de frecuencias  $f_s$  (con  $N$  constante)

#### 4.2.2 TRANSFORMADA RÁPIDA DE FOURIER.

La muestra de una señal obtenida por medio de un tablero DAQ (convertidor analógico digital) constituye la representación en el dominio del tiempo de la señal. Esta representación proporciona las amplitudes de la señal en los instantes de tiempo durante el cual la muestra ha sido tomada. Sin embargo, en muchos casos podemos conocer mejor la frecuencia de una señal, que las amplitudes de la muestra individual de la señal

Al aplicar directamente la TDF en una muestra de  $N$  datos, se requieren aproximadamente  $N^2$  operaciones complejas. Si  $N$  es grande el proceso consume mucho tiempo, sin embargo, cuando el número de muestras  $N$  está dado  $2^m$ , para  $m=1,2,3,..$  al la *TDF* el número de operaciones se reduce aproximadamente  $N \log_2(N)$  operaciones. En procesamiento digital se conoce a este algoritmo como la **transformada rápida de Fourier o (TRF)**

#### 4.2.3 ADICIÓN DE CEROS.

Una técnica aplicada para hacer que el tamaño de la secuencia de entrada sea equivalente a la potencia dos es añadir ceros al final de la secuencia. Por ejemplo, si tenemos 10 muestras de una señal, podemos añadir 6 ceros para hacer el número total de las muestras igual a 16 ( $= 2^4$  elevado a la cuarta que es una potencia de dos).

La adición de ceros al final de las señales en el dominio del tiempo no afecta su espectro; además hacemos que el número total de muestras esté elevado al cuadrado haciendo así el procesamiento es más rápido, esto es posible al aplicar la TRF. También añadiendo ceros nos ayuda a incrementar la resolución de la frecuencia (recordando que  $\Delta f = fs/N$ ). Cada punto de frecuencia  $A(f)$  se calcula con el promedio de las amplitudes  $A_i$  de acuerdo a la siguiente ecuación:

$$A(f) = \left[ \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N A_i^2(f) \right]^{1/2} \dots \dots \dots (4.8)$$

### 4.3 ESPECTRO DE POTENCIA.

Los espectros son otra forma de representar una función en el dominio de la frecuencia. El espectro de potencia se obtiene al graficar el contenido de potencia contra las frecuencias. Al aplicar la división TDF/TRF, los datos de salida tienen información acerca de frecuencias positivas y negativas; estos datos de salida pueden ser convertidos en datos de un tipo, usando únicamente la mitad de los puntos de salida de la división TDF/TRF o  $f = fs/N$ .

#### 4.3.1 EL CONTENIDO DE POTENCIA.

El contenido de potencia de una función periódica  $f(t)$  en un periodo  $T$  está definida como el valor cuadrático medio

$$\frac{1}{T} \int_{-T/2}^{T/2} [f(t)]^2 dt \dots \dots \dots (4.9)$$

y nos indica la cantidad de energía liberada en un determinado tiempo.

#### 4.3.2 FUNCIÓN DE CORRELACIÓN.

La función de correlación  $R_{12}(\tau)$  o  $R_{21}(\tau)$  suministra una medida de la similitud o interdependencia entre las funciones  $f_1(t)$  y  $f_2(t)$  en función del parámetro  $(\tau)$  (el desplazamiento de una función respecto a la otra). Si la función de correlación es cero para todo valor de  $\tau$ , entonces se dice que las dos funciones no están correlacionadas. La función de correación está dada por la ec. (10).

$$R_{12}(\tau) = \int_{-\infty}^{\infty} f_1(t)f_2(t-\tau)dt \dots \dots \dots (4.10)$$

Si  $f_1(t)$  y  $f_2(t)$  son idénticas, entonces la función de correlación de la ec. (4.11). Se denomina función de autocorrelación

$$R_{11}(\tau) = \int_{-\infty}^{\infty} f_1(t)f_1(t-\tau)dt \dots \dots \dots (4.11)$$

Por lo tanto:

$$R_{12}(\tau) = R_{21}(-\tau) \quad R_{11}(\tau) = R_{11}(-\tau) \dots \dots \dots (4.12)$$

### 4.3.3 IDENTIFICACIÓN DE SEÑALES MEDIANTE CORRELACIÓN.

En la práctica es común que las señales estén contaminadas por ruido, siendo este cualquier perturbación indeseada que tiende a encubrir la señal transmitida. La señal de ruido que se encuentra en la práctica, es una señal cuya amplitud varía al azar. En lo que sigue, se supone que el ruido tiene un valor promedio cero, es decir

$$\lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_{-T/2}^{T/2} h(t)dt = 0 \dots \dots \dots (4.13)$$

En general se dice que dos señales  $f_1(t)$  y  $f_2(t)$  no están correlacionadas si

$$\bar{R}_{12}(\tau) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_{-T/2}^{T/2} f_1(t)f_2(t-\tau)dt = \left[ \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_{-T/2}^{T/2} f_1(t)dt \right] \left[ \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_{-T/2}^{T/2} f_2(t)dt \right] \dots (4.14)$$

Si  $s(t)$  es una señal útil y  $n(t)$  es una señal que representa ruido, no existe correlación si para todo valor de  $\tau$  se cumple que:

$$\bar{R}_{sn}(\tau) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_{-T/2}^{T/2} s(t)n(t-\tau)dt = 0 \dots \dots \dots (4.15)$$

Donde:  $\bar{R}_{sn}(\tau)$  es la función de correlación promedio de  $s(t)$  y  $n(t)$ .

Por otro lado la función de autocorrelación promedio de la señal útil y el ruido, es la suma de las funciones individuales de autocorrelación de ambas, dada por las ecs. (4.16) y (4.17) respectivamente.

$$f(t) = s(t) + n(t) \dots \dots \dots (4.16)$$

$$\bar{R}_f(\tau) = R_{ss}(\tau) + R_{nn}(\tau) \dots \dots \dots (4.17)$$

$$R_{ff}(\tau) = R_{ss}(\tau) + R_{nn}(\tau) + R_{sn}(\tau) + R_{ns}(\tau) \dots \dots \dots$$

Al no estar correlacionada la señal de ruido  $\bar{R}_{sn}(\tau) = \bar{R}_{ns} = 0$

Donde:

$R_{ss}(\tau)$  = Función de autocorrelación de la señal.

$R_{nn}(\tau)$  = Función de autocorrelación del ruido.

$R_{ff}(\tau)$  = Función de autocorrelación de la señal  $f(t)$ .

Sea  $g(t)$  y  $f(t)$  una señal transmitida y una señal recibida respectivamente, entonces, se tiene que:

$$R_{fg}(\tau) = \lim_{T \rightarrow 0} \frac{1}{T} \int_{-T/2}^{T/2} [s(t) + n(t)]g(t - \tau) dt = R_{sg}(\tau) + R_{ng}(\tau) \dots \dots \dots (4.18)$$

Puesto que  $n(t)$  y  $g(t)$  no están correlacionadas, es decir,  $R_{ng} = 0$  se tiene que:

$$R_{fg}(\tau) = R_{sg}(\tau) \dots \dots \dots (4.19)$$

De esta manera se puede recuperar una señal transmitida, aún con la presencia de ruido.

#### 4.3.4 ESPECTRO DE POTENCIA PROMEDIO.

En el caso de que el contenido de energía de  $f(t)$  es finito, es decir,

$$\int_{-\infty}^{\infty} [f(t)]^2 dt = FINITO. \dots \dots \dots (4.20)$$

Para tales funciones, la potencia promedio en el intervalo  $T$ , se aproxima a cero a medida que  $T$ , se aproxima a infinito, de esta manera se tiene

$$\lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_{-T/2}^{T/2} [f(t)]^2 dt = 0 \dots \dots \dots (4.21)$$

En relación con los cálculos de ruido, es necesario considerar señales sin contenido finito de energía. En este caso, la potencia promedio de  $f(t)$  es la cantidad

$$\lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_{-T/2}^{T/2} [f(t)]^2 dt \dots \dots \dots (4.22)$$

Cuando ese límite existe, la cantidad

$$P(w) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \left| \int_{-T/2}^{T/2} f(t) e^{-j\omega t} dt \right|^2 \dots \dots \dots (4.23)$$

Se denomina **espectro de potencia** o densidad espectral de potencia de la función  $f(t)$ . El espectro de potencia generalmente se define como la Transformada de Fourier de la función de autocorrelación promedio de  $f(t)$ .

De esta manera se define:

$$P(\omega) = \mathfrak{F}[\bar{R}_{ff}(\tau)] = \int_{-\infty}^{\infty} \bar{R}_{ff}(\tau) e^{-j\omega\tau} d\tau \dots \dots \dots (4.24)$$

$$\bar{R}_{ff}(\tau) = \mathfrak{F}^{-1}[P(\omega)] = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} P(\omega) e^{j\omega\tau} d\omega$$

El espectro de potencia puede ser calculado por el cociente TDF/TRF, usando el cuadrado de la magnitud de las componentes individuales de frecuencia. Para realizar el cálculo del **espectro de potencia** de  $x(t)$  o  $y(t)$  se obtiene utilizando la ecuación:

$$Z(f) = H(f)[R(f) + jI(f)] = X^*(f)H(f) \dots \dots \dots (4.25)$$

En donde:

- $Z(f)$  es el espectro de potencia de  $f(t)$
- $H(f)$  es la transformada de Fourier de la señal  $x(t)$
- $R(f) = \int_{-\infty}^{\infty} x(t) \cos[2\pi f(t)] dt$  parte real.
- $I(f) = \int_{-\infty}^{\infty} x(t) \text{sen}[2\pi f(t)] dt$  parte imaginaria.
- $X^*(f)$  es el conjugado complejo de  $H(f)$ .

#### 4.4 FUNCIÓN DE TRANSFERENCIA.

La función de transferencia establece la relación entre las señales de entrada y las señales de salida, esta relación se muestra a continuación, en muchas ocasiones la presencia de ruido impide calcular con facilidad esta función. Las relaciones dinámicas entre las señales de entrada y salida se establecen a través de la función de transferencia  $H(f)$ , de acuerdo a la siguiente relación:

$$|H(f)|^2 = \frac{S_{ss}(f)}{S_{ee}(f)} \dots \dots \dots (4.26)$$

En donde:

**Ses(f)** es el espectro de potencia de la señal  $x(t)$  y  
**Sss(f)** es el espectro de potencia de la señal de salida  $y(t)$ .

Aún con la existencia de ruido, la señal  $H(f)$  se puede recuperar por medio del espectro cruzado y del espectro de potencia  $S_{ee}(f)$  de la señal de entrada. Si consideramos  $R_{ne}(f)$  como un espectro cruzado entre  $e(t)$  y  $n(t)$ , es decir la correlación entre  $e(t)$  y  $n(t)$ , de los cuales se asume que no son correlacionados, al realizar promedios de eventos, este termino tiende a cero, por lo tanto se puede recuperar  $H(f)$ .

### 4.5 FUNCIÓN DE COHERENCIA.

La función de coherencia es una función de correlación cruzada en el dominio de la frecuencia, la cual tiene las características de adimensional y sus valores se encuentran entre 0 a 1. Este rango de valores representa el porcentaje de la señal de salida del sistema que se relaciona directamente con la señal de entrada. Cuando el valor de la función está entre 0 y 1, existe ruido externo en las mediciones y hay errores sesgados de resolución en la estimación espectral. La ecuación que define la función de coherencia es la siguiente:

$$\gamma^2(f) = \frac{|R_{se}(f)|^2}{R_{ee}(f)R_{ss}(f)} \dots \dots \dots (4.27)$$

### 4.6 PROGRAMA DE ANÁLISIS DE SEÑALES ALLVIEW.

#### 4.6.1 SISTEMA DE ADQUISICIÓN DE DATOS SÍSMICOS (GSR-12/16).

El GSR-12/16 es un sistema de adquisición de datos sísmicos de 12/16 bit. Varios sensores pueden ser utilizados por este sistema contando así con: sismógrafos, acelerómetros u otros sensores que trabajan con un voltaje de salida ubicado en un rango de (+/-)2.5v. a (+/-)2.0v. Los sensores pueden estar montados interna o externamente. En este tipo de sistema de adquisición de datos sísmicos se pueden tener más de veinte canales de datos, a cada canal se le asigna un número específico de estación, los datos de estos canales pueden ser grabados simultáneamente por el sistema.

Durante una operación normal el GSR-12/16 continuamente amplifica, filtra y convierte los datos de entrada del sensor en forma digital por medio de doce bits y filtra los datos en una memoria llamada de pre-evento.

El accionador continuamente compara la señal que viene en camino con un umbral seleccionado, si la señal de entrada excede el umbral, entonces los datos de entrada son grabados junto con los datos de la memoria de pre-evento.

De la misma forma que existe una memoria llamada pre-evento existe otra memoria llamada de pos-evento, de tal forma que el equipo termina de grabar cuando el valor obtenido en la memoria de pos-evento es menor al umbral predeterminado. Los intervalos de las memorias de pre-evento y pos-evento son seleccionadas por el operador durante la configuración del GSR-12/16. Los datos grabados incluyen los datos del sensor, información del tiempo e información configurada en el instrumento.

#### 4.6.2 PROGRAMA ALLVIEW.

El programa Allview es el sistema de operación del GSR-12/16, este programa monitorea y controla las operaciones del GSR-12/16, facilita la transferencia de archivos de datos entre la computadora y el GSR-12/16. Visualiza los datos capturados y realiza la conversión del formato de los datos registrados en los archivos. Es una interfase gráfica entre el GSR-12/16 y el usuario, la cual selecciona opciones, muestra listas de elementos en la pantalla y los activa por medio de un mouse o un teclado.

#### 4.6.3 TIEMPO Y POSICIÓN.

El programa proporciona los datos del tiempo en el cual ocurrió el registro, la fecha y la posición, latitud, longitud y altitud. Existen varias maneras de registrar el tiempo, una es con el reloj interno de la computadora, otra forma es por medio de una fuente externa de tiempo como un GPS o DCF. En el caso de nuestro programa se usó el GPS.

#### 4.6.4 SISTEMA DE POSICIÓN GLOBAL (GPS).

El GPS es un sistema de posición global usado originalmente para la navegación. Dentro de la red del GPS están contenidos 24 satélites los cuales tienen una órbita alrededor de la tierra, la distancia a la cual se encuentra su órbita es de 20,000 km. de la tierra.

Para obtener la posición son usados por lo menos 4 satélites, los cuales envían la señal al GPS. La señal transmitida contiene además la información del tiempo preciso, con el cual se actualiza el reloj interno del GSR-12

#### 4.6.5 EVENTOS MOSTRADOS GRÁFICAMENTE.

Los archivos de eventos grabados en el GSR-12 pueden ser descargados en una PC. El GSR-12 graba los datos y los ordena cronológicamente enumerándolos y agrupándolos en una lista. Al seleccionar el archivo, el programa muestra los primeros cinco segundos del evento; usando el teclado se puede incrementar o disminuir la escala, para moverse hacia la derecha e izquierda también se usa el teclado. El programa muestra el acelerograma de la señal grabada y para obtener el espectro de potencia se usa en el teclado la letra (w). El programa tiene disponibles los espectros de potencia para las tres direcciones: longitudinal, transversal y vertical.

Se pueden ver cada una por separado y sobreponer los tres espectros, el máximo tamaño de resolución en la escala es de un segundo. La extensión es dada automáticamente por el programa, de esta manera todos los archivos que tengan extensión \*.gsr se pueden ver gráficamente.

#### 4.6.6 CONVERSIÓN DE DATOS.

El programa Allview permite convertir los datos binarios creados mediante el GSR-12 , a otros dos tipos de formatos los cuales son: Formato ASCII y formato SUDS. La extensión asignada a los archivos en formato ASCII es pow.

#### 4.6.7 CONDICIÓN DE LAS SEÑALES.

Las señales de los sensores sísmicos llegan dentro del GSR-12, son evaluadas y ajustadas como preparación para convertirlas en forma digital. Las señales son después simplificadas y digitalizadas para ser filtradas digitalmente dentro de un software para reducir el ruido. Únicamente los datos filtrados son usados para activar el mecanismo de registro. El GSR-12 acepta señales de sensores con un rango de voltaje de 0.5 a 4.5 volts.

## **5 REGISTRO DE SEÑALES SÍSMICAS DURANTE EL 2000.**

En los últimos años, se ha demostrado que la técnica de instrumentación sísmica, basada en el registro de señales ambientales y/o forzadas, permite determinar de manera confiable el estado actual en el que se encuentra el sistema estructural de cualquier inmueble, así como identificar y observar su comportamiento ante diferentes sollicitaciones dinámicas. El impacto económico por el uso de esta técnica es relativamente bajo y es económicamente posible gracias a los desarrollos tecnológicos actuales, por lo que representa una opción importante para estudiar estructuras que han sido dañadas o reforzadas y en las cuales exista incertidumbre sobre sus propiedades dinámicas.

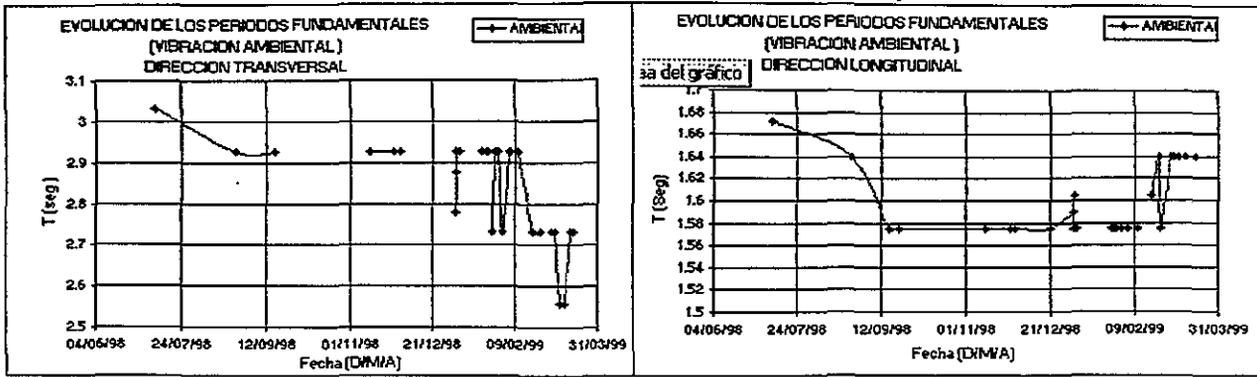
### **5.1 VIBRACIÓN AMBIENTAL.**

Las señales obtenidas de vibración ambiental son excitaciones muy pequeñas, por lo general imperceptibles a las personas producidas por el ruido interno y/o externo a las estructuras instrumentadas.

El sistema de monitoreo sísmico en el edificio se instaló en mayo de 1998, y desde esta fecha se han obtenido una gran cantidad de registros producidos principalmente por ruido ambiental. Para nuestro caso, estas excitaciones fueron originadas por el tráfico de vehículos, el trabajo de máquinas como elevadores, planta de luz y parte por trabajos de demolición y/o reforzamiento.

Con el análisis de toda esta información se ha podido observar la variación de las frecuencias y periodos de vibrar de la estructura en cuestión

En la fig. (5.1), se muestra la evolución que tuvo el periodo fundamental de la estructura en sus dos direcciones ortogonales durante el proceso de reforzamiento (12° congreso de ingeniería sísmica, Michoacán Morelia, 1999).



*Figura 5.1 Evolución de los periodos de la estructura en direcciones transversal y longitudinal, antes, durante y después del reforzamiento obtenidos con señales de vibración ambiental.*

Debido a la gran cantidad de información, en este trabajo sólo se presentan 5 de las señales más representativas de vibración ambiental, comprendidas dentro del primero de enero al 30 de junio del 2000. De estas 5 señales se eligió una correspondiente al día 9 de marzo del 2000, para presentar con detalle el análisis de la misma; así pues, se presentan las funciones de transferencia para el cálculo de las frecuencias y periodos fundamentales en sus dos direcciones.

La selección de las señales representativas se obtuvieron después de un exhaustivo análisis de todos y cada uno de los registros obtenidos dentro del periodo antes mencionado durante el año 2000. En las tabla 5.1 a 5.4 se presentan el periodo fundamental de la estructura en sus dos direcciones ortogonales obtenidas de las funciones de transferencia de las señales representativas. En la tabla 5.5 se muestra la frecuencia y el periodo fundamental después de haber efectuado el promedio de todas y cada una de las señales registradas en los equipos de medición y también utilizando las 5 señales representativas.

Tabla 5.1 Frecuencia y periodo fundamental función de transferencia entre AES/SOT.

SEÑAL	FECHA	DIR. LONGITUDINAL.	DIR. TRANSV.
5802	27/02/2000	0.8297	0.3904
6801	09/03/2000	0.5857	0.3660
9000	31/03/2000	0.6101	0.3170
16401	13/06/2000	0.5857	0.4148
17302	22/06/2000	0.7565	0.3904

Tabla 5.2 Frecuencia y periodo fundamental función de transferencia entre AEX/SOT.

SEÑAL	FECHA	DIR. LONGITUDINAL.	DIR. TRANSV.
5802	27/02/2000	0.8297	0.3904
6801	09/03/2000	0.7565	0.3660
9000	31/03/2000	0.5612	0.3904
16401	13/06/2000	0.5856	0.4148
17302	22/06/2000	0.3660	0.6584

Tabla 5.3 Frecuencia y periodo fundamental función de transferencia entre P13/SOT.

SEÑAL	FECHA	DIR. LONGITUDINAL.	DIR. TRANSV.
5802	27/02/2000	0.6831	0.3172
6801	09/03/2000	0.5365	0.3660
9000	31/03/2000	0.5613	0.3904
16401	13/06/2000	0.5857	0.4148
17302	22/06/2000	0.5857	0.4148

Tabla 5.4 Frecuencia y periodo fundamental función de transferencia entre P6/SOT.

SEÑAL	FECHA	DIR. LONGITUDINAL.	DIR. TRANSV.
5802	27/02/2000	0.6833	0.3172
6801	09/03/2000	0.5125	0.3660
9000	31/03/2000	0.5367	0.3660
16401	13/06/2000	0.5857	0.4148
17302	22/06/2000	0.4880	0.3660

Tabla 5.5 Promedio de frecuencia y periodo fundamental función de transferencia de todas las señales y de las 5 señales representativas.

EXCITACIONES	Dir Longitudinal		Dir Transversal	
	f(hz)	T (s)	f(hz)	T (s)
Vibración Ambiental				
Todas las Señales.	0.584	1.713	0.371	2.698
Señales Representativas.	0.611	1.636	0.396	2.554

A continuación se presenta con detalle el análisis de la señal **AES06801** correspondiente al día 09 de marzo del 2000. En las figuras 5.2 a 5.6 se muestran los acelerogramas obtenidos en cada equipo (aes; azotea escalera, aex; azotea exterior, P13; piso 13, P6; piso 6, sot; sótano).

El nombre del registro nos indica con las 3 primeras letras a que equipo corresponde, de esta manera el registro **aes06801** corresponde al sensor ubicado en la azotea-escalera. Los siguientes tres dígitos nos indican el día en que se registró la señal; basado en el calendario juliano este número corresponde al día 68 del año, es decir al 3 de marzo del 2000. Los últimos dos dígitos corresponden al número de evento registrado en ese día, ya que en el mismo día se pueden registrar varias señales; en la señal analizada el 01 nos indica que es el primer registro correspondiente al 3 de marzo.

En las figuras 5.7 a 5.11 se muestran los espectros de potencia de la señal AES06801 para cada equipo en sus dos direcciones longitudinal y transversal. Con base en estas señales en la figura 5.12 a 5.15 se presentan gráficas de las funciones de transferencia para las dirección longitudinal y transversal, tomando como base el sótano.

De la función de transferencia se observan los valores correspondientes a la frecuencia y periodo fundamental, los cuales se presentan en la tabla 5.6.

Tabla 5.6 Frecuencia y periodo fundamental tenidos de la señal **06801** correspondiente al día 03 de marzo del 2000.

<b>EQUIPOS</b>	<b>DIR. LONG [Hz]</b>	<b>DIR. TRANS [Hz]</b>
<b>AES/SOT</b>	0.61005	0.36603
<b>AEX/SOT</b>	0.78087	0.36603
<b>P13/SOT</b>	0.78087	0.36603
<b>P6/SOT</b>	0.51245	0.36603
<b>PROMEDIO. FRECUENCIA.</b>	<b>0.67106</b>	<b>0.36603</b>

<b>PROMEDIO. PERIODO</b>	<b>1.490 s</b>	<b>2.732 s</b>
------------------------------	----------------	----------------

Fig. 5.2 Registro de aceleraciones, obtenido en el equipo ubicado en la Azotea-Escalera para la señal AESO6801.

aes06801.6SR Start: 23:22:50.82 2000/03/08 Length: 50.000 sec Terra Tech  
 Inst: 6SR-12 S/N: 318 Sample Rate: 100 Samples: 5000 (c)1995-99

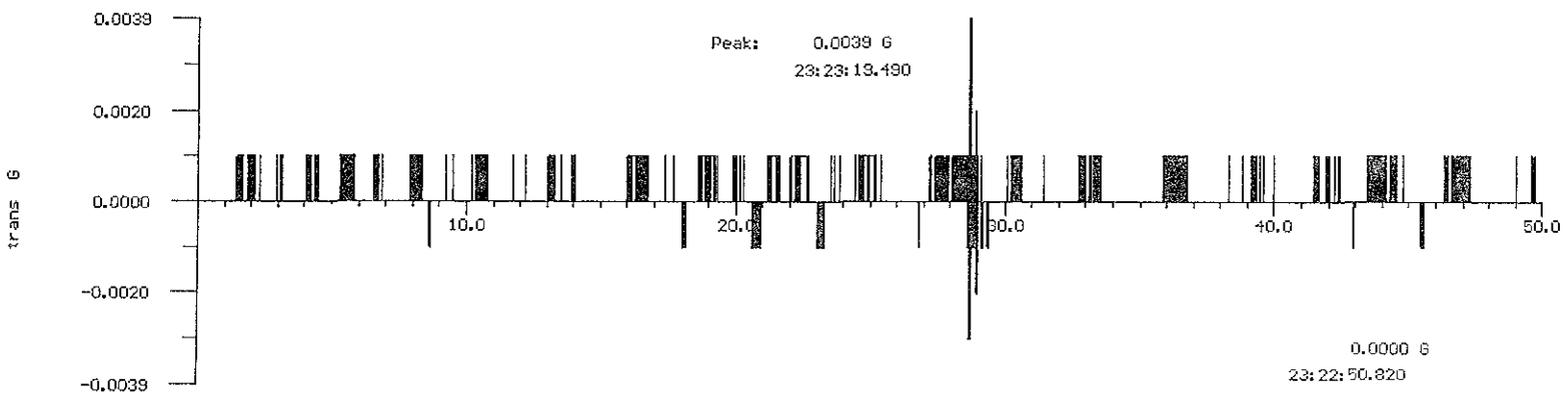
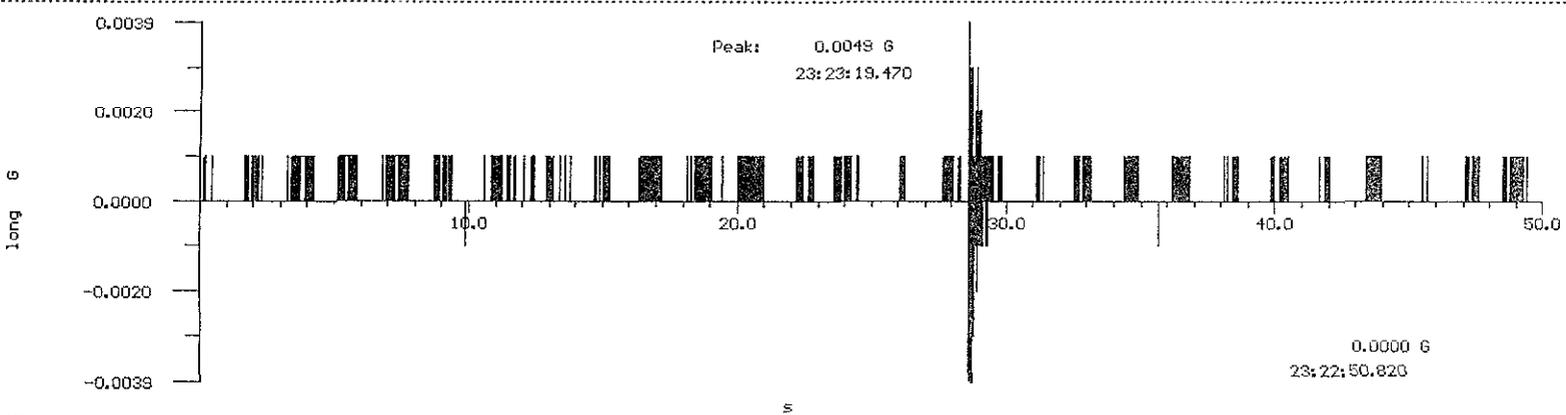
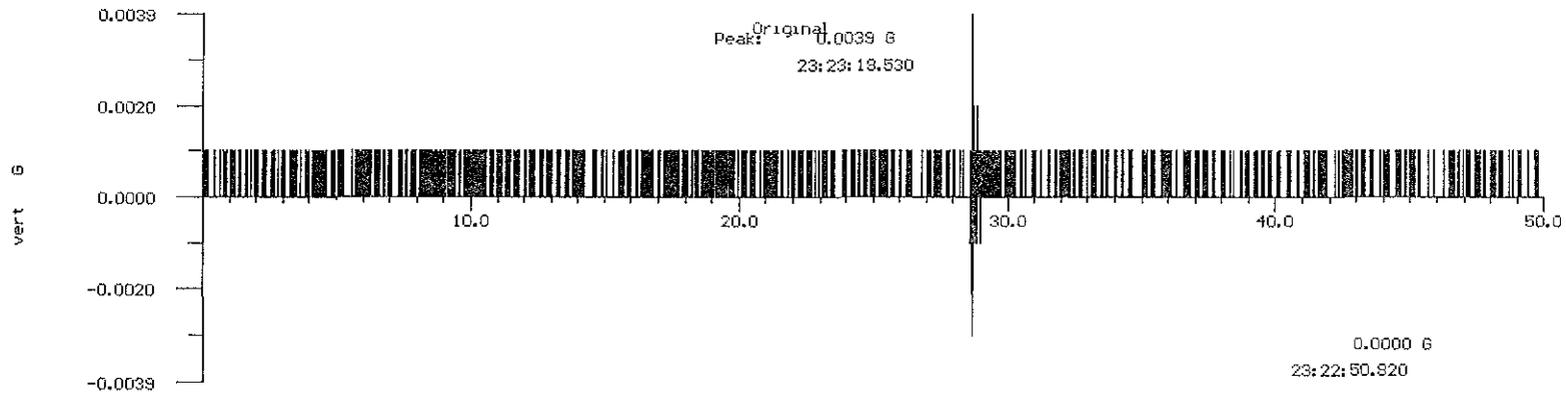


Fig. 5.3 Registro de aceleraciones, obtenido en el equipo ubicado en la Azotea-Exterior para la señal AESO6801.

AEX06801.6SR	Start:	23:22:49.71	2000/03/09	Length:	50.270 sec	Terra Tech
Inst: GSR-16	S/N:	319	Sample Rate:	100	Samples:	5027
						(c)1995-99

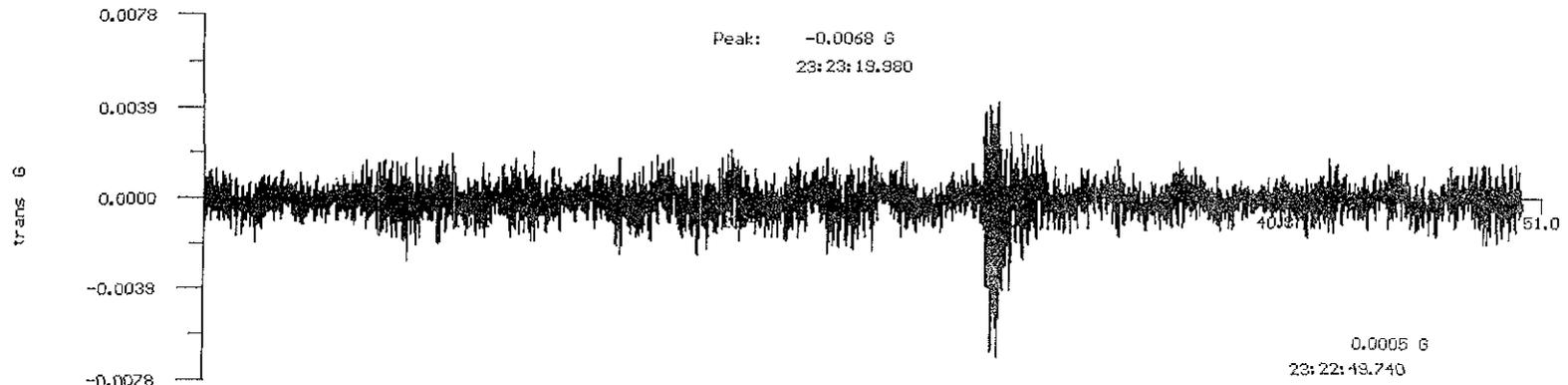
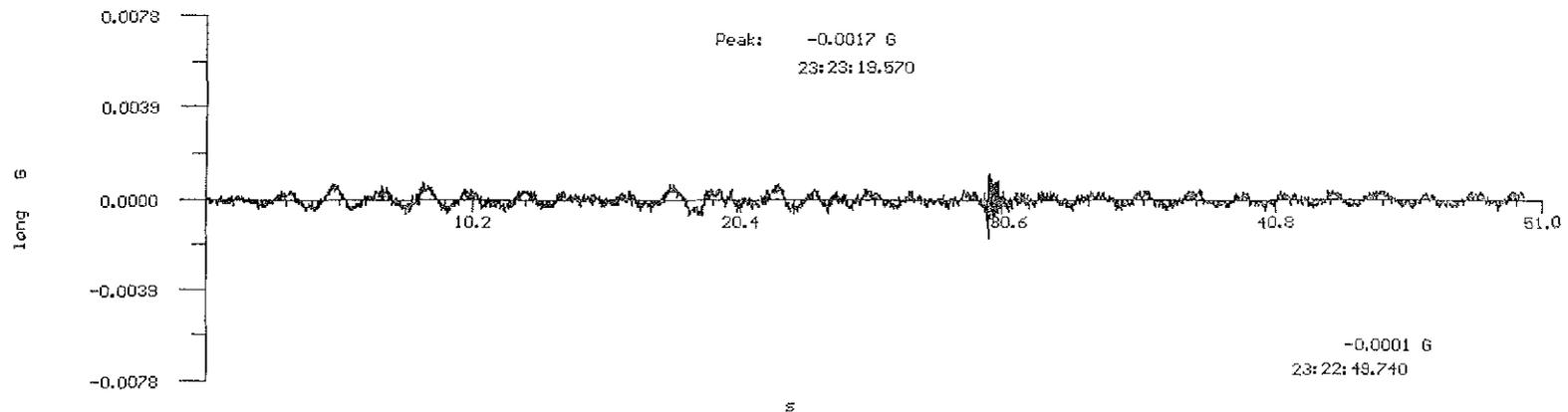
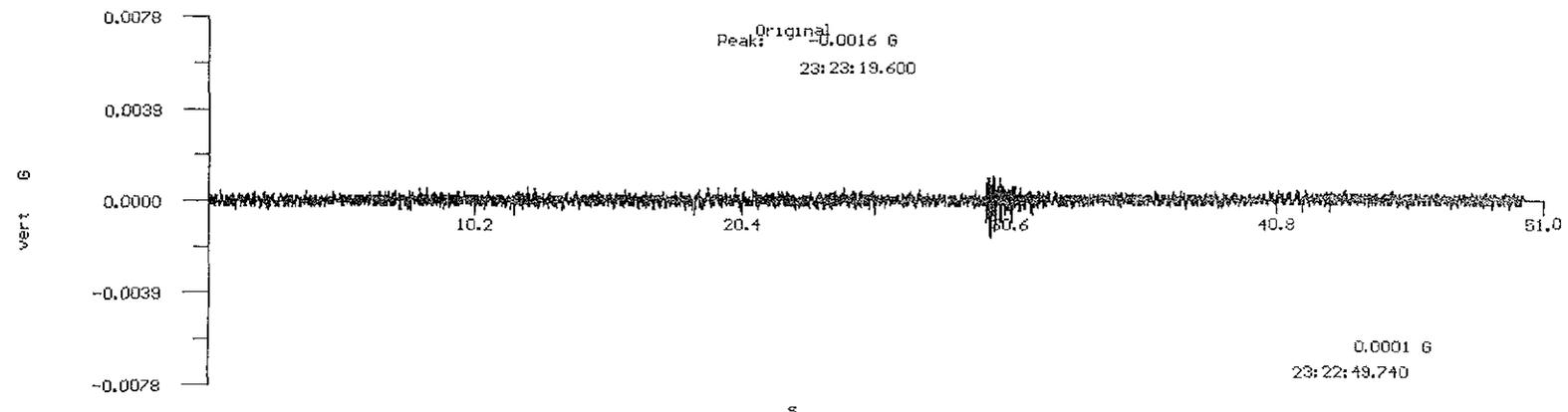
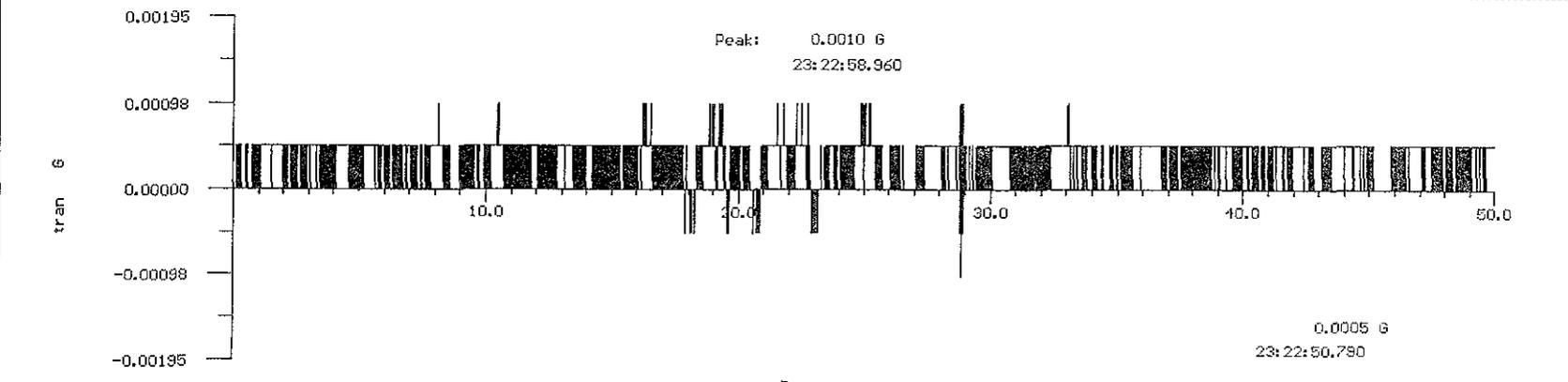
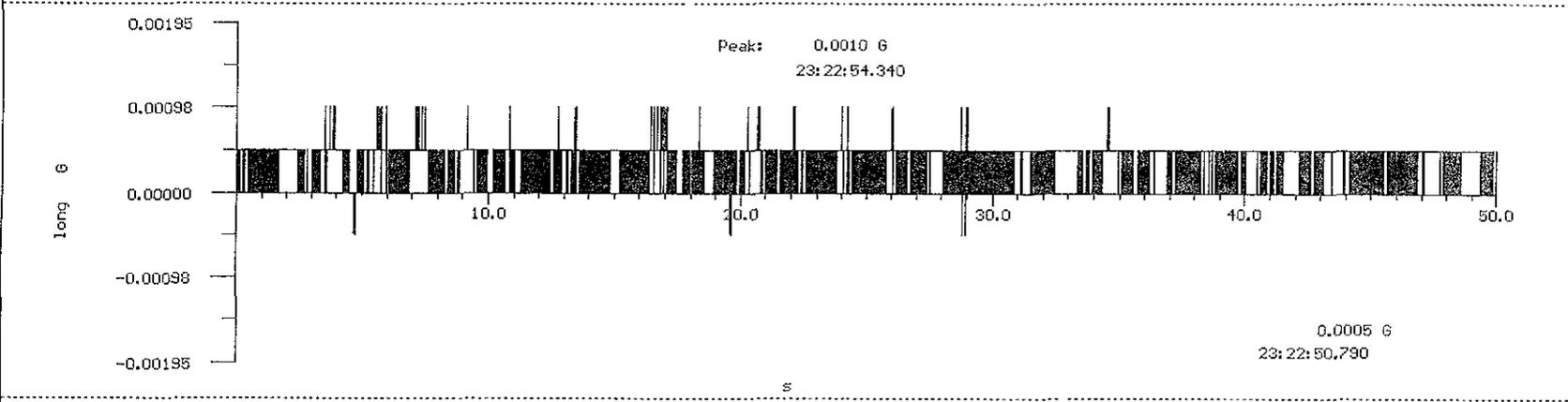
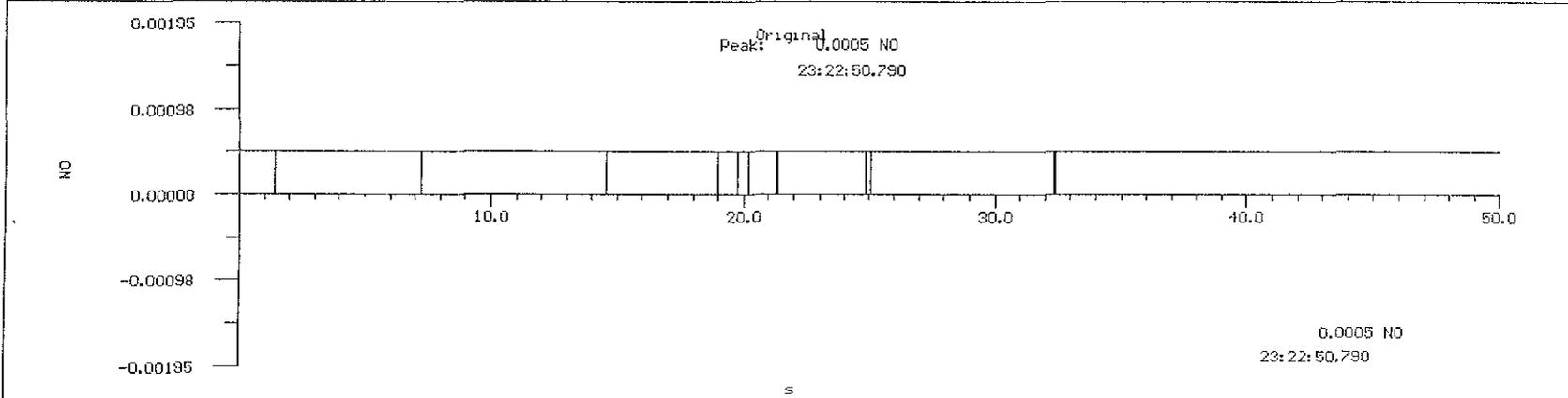


Fig. 5.4 Registro de aceleraciones, obtenido en el equipo ubicado en el piso 13, para la señal AESO6801.

p1306801.6SR Start: 23:22:50.79 2000/03/09 Length: 50.000 sec Terra Tech  
 Inst: 6SR-12 S/N: 316 Sample Rate: 100 Samples: 5000 (c)1995-99



INSTITUTO VENEZOLANO  
 DE LA BIBLIOTECA

Fig. 5.5 Registro de aceleraciones, obtenido en el equipo ubicado en el piso 6, para la señal AESO6801.

p6_06801.6SR	Start:	23:22:50.79	2000/03/09	Length:	50.000 sec	Terra Tech
Inst: GSR-12	S/N:	317	Sample Rate:	100	Samples:	5000
						(c)1995-99

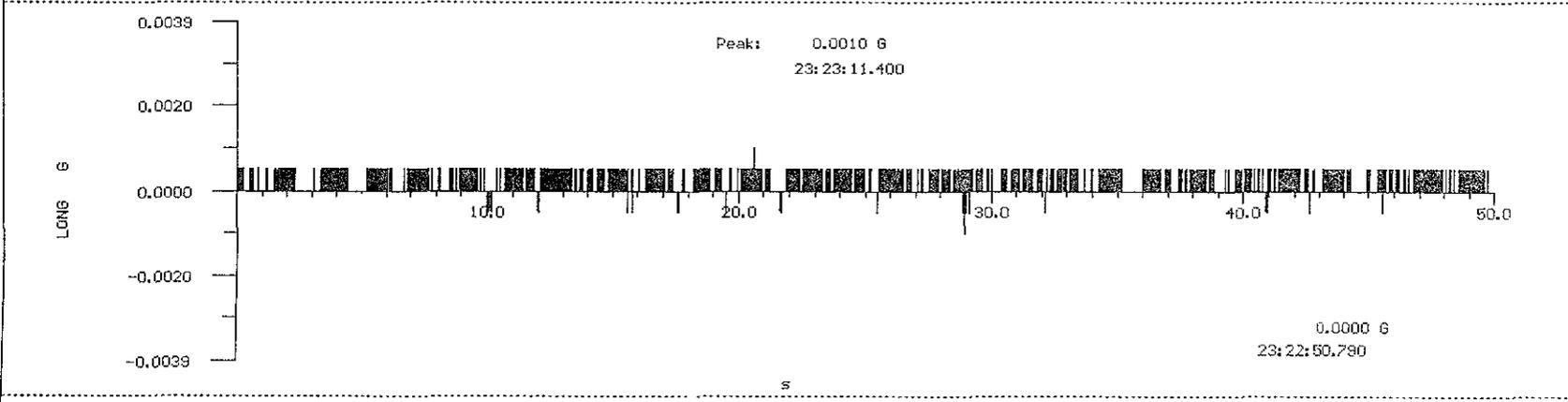
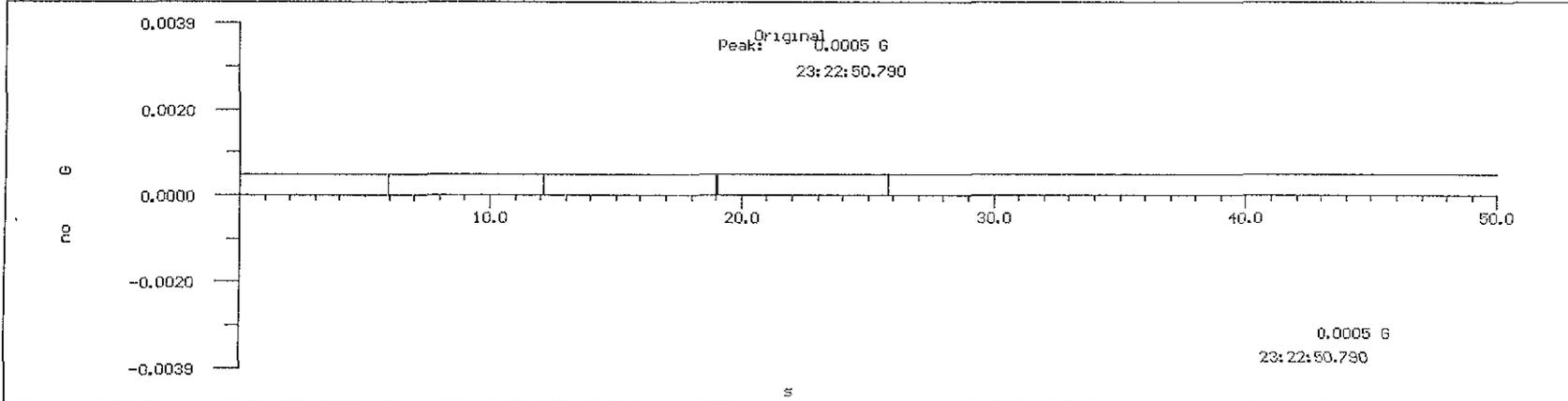


Fig. 5.6 Registro de aceleraciones, obtenido en el equipo ubicado en el sótano, para la señal AESO6801.

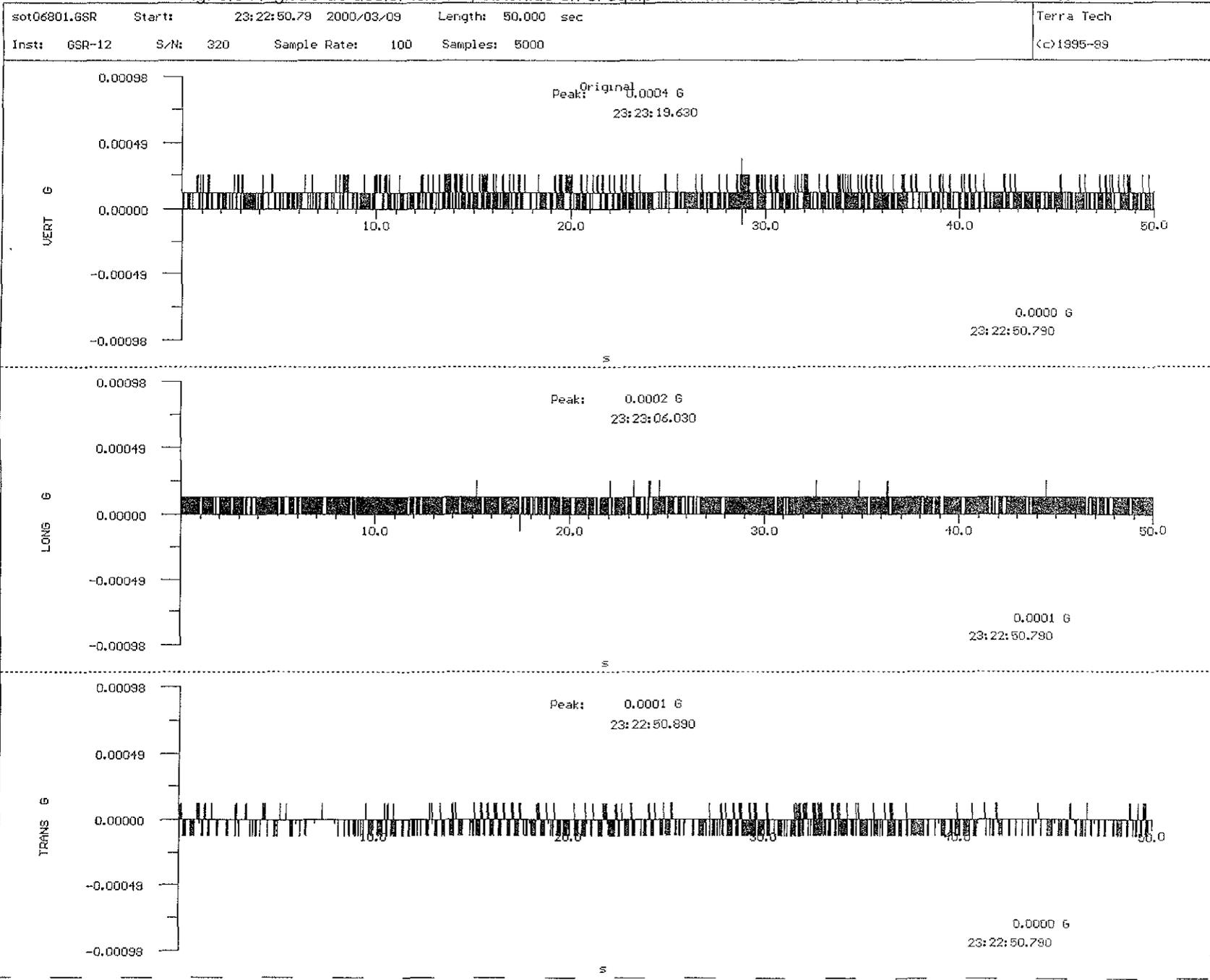


Fig. 5.7a Espectro de potencia para la señal AESO6801, registrado en la Azotea-Escalera, dirección longitudinal.

aes06801.6SR	Start:	23:22:50.82	2000/03/09	Length:	50.000 sec	Terra Tech	
Inst: GSR-12	S/N:	318	Sample Rate:	100	Samples:	5000	(c)1995-99

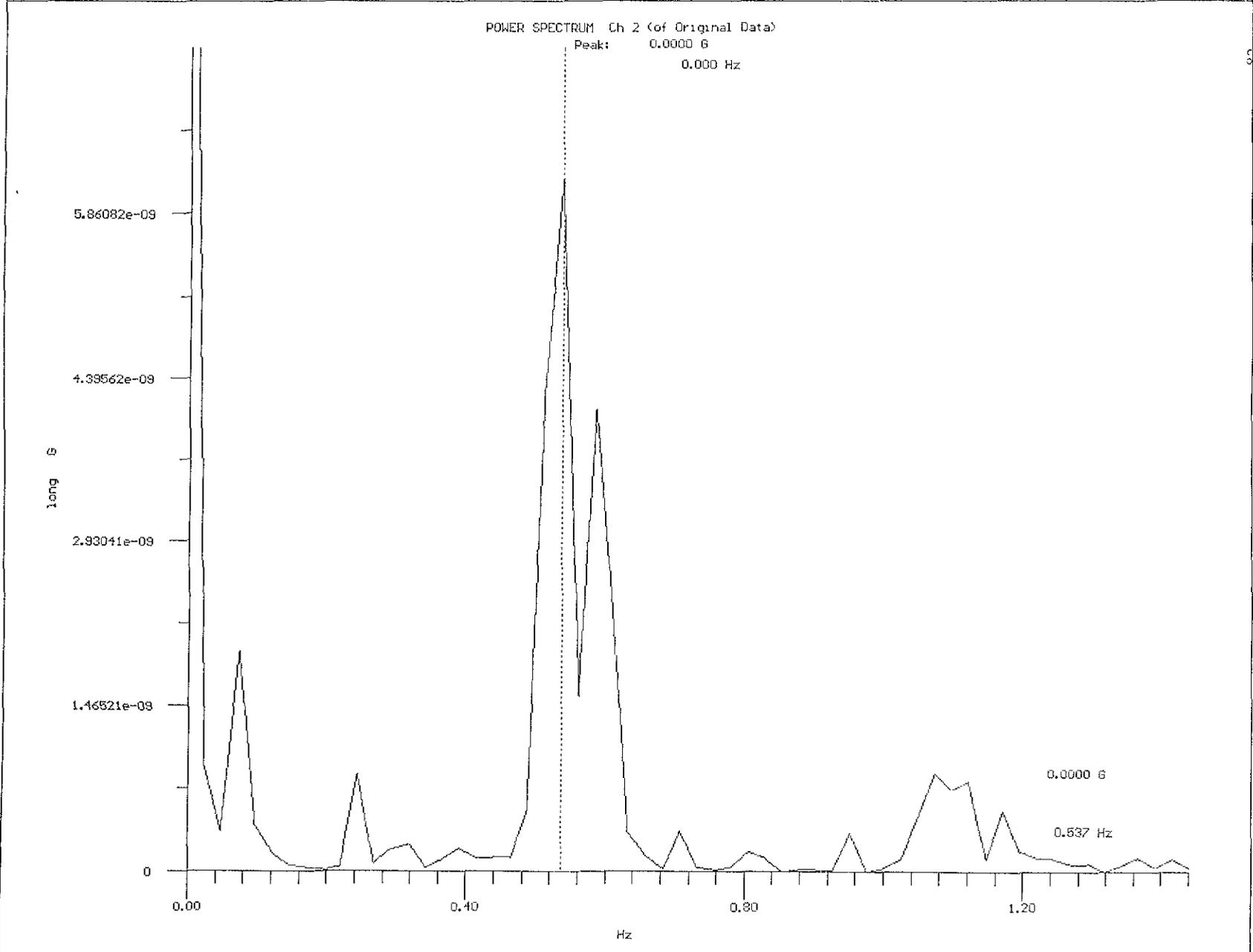


Fig. 5.8a Espectro de potencia para la señal AESO6801, registrado en la Azotea-Exterior, dirección longitudinal.

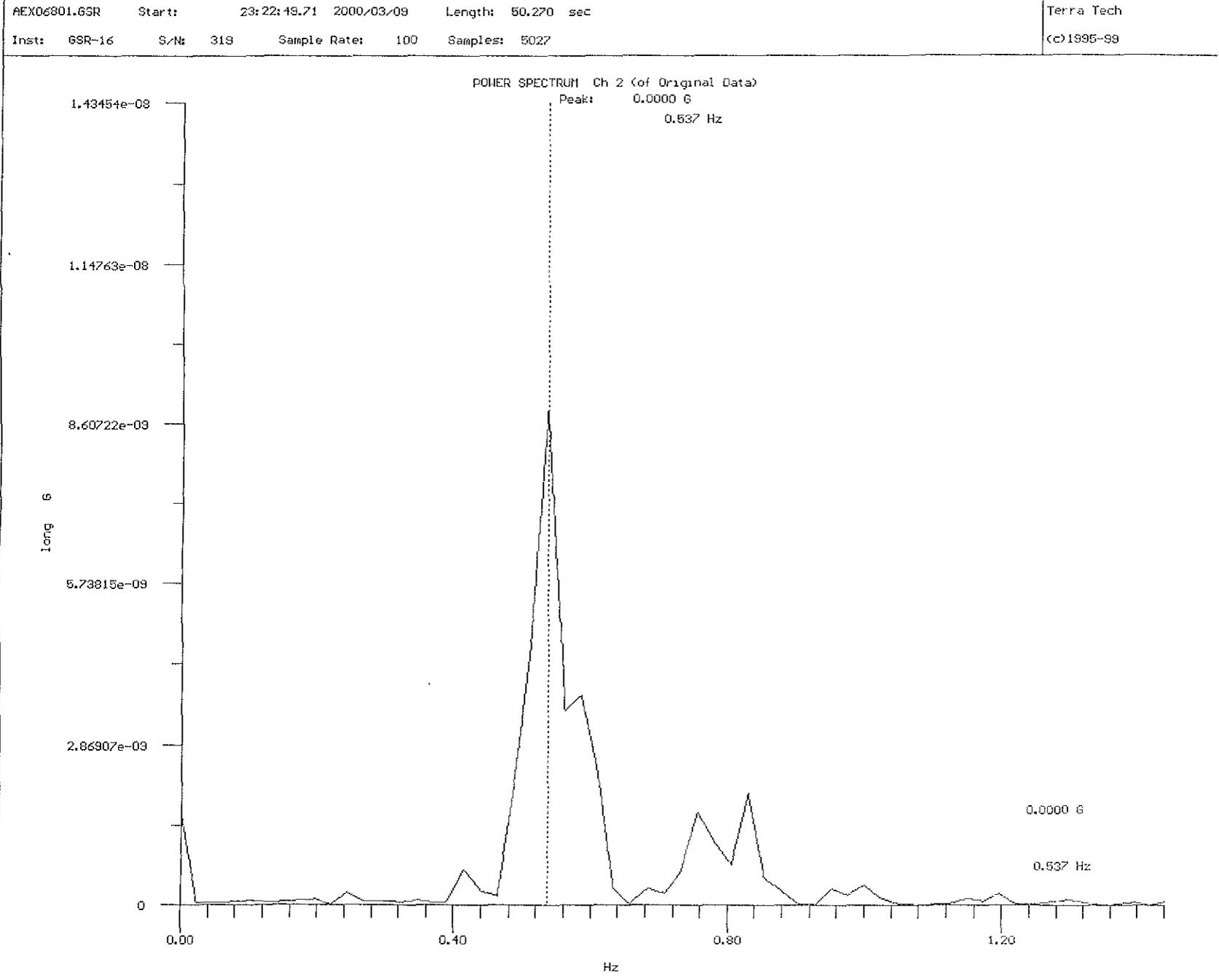


Fig. 5.8b Espectro de potencia para la señal AESO6801, registrado en la Azotea-Exterior, dirección transversal.

AEX06801.6SR	Start:	23:22:49.71	2000/03/09	Length:	50.270 sec	Terra Tech	
Inst: 6SR-16	S/N:	319	Sample Rate:	100	Samples:	5027	(c) 1995-99

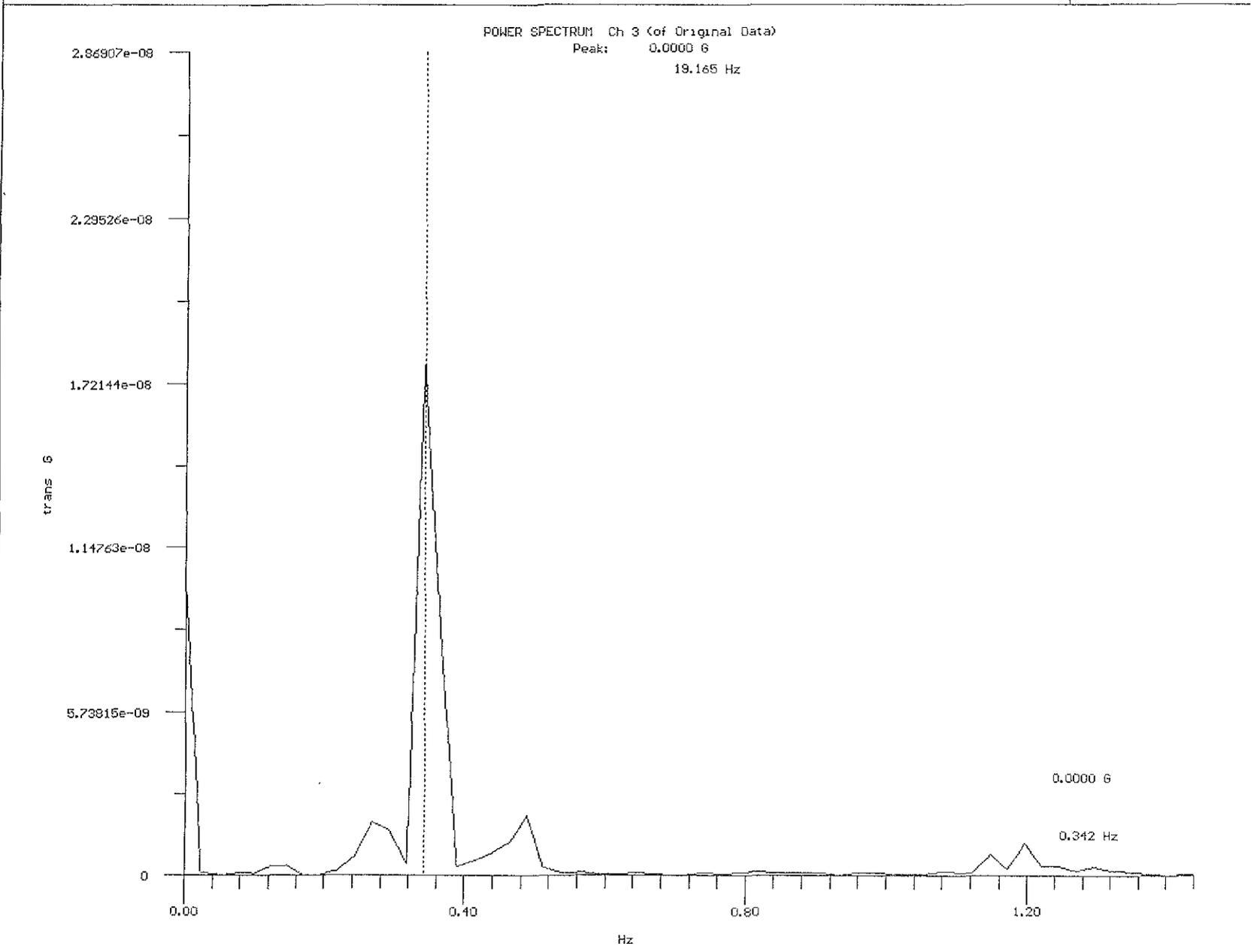


Fig. 5.9a Espectro de potencia para la señal AESO6801, registrado en el piso 13, dirección longitudinal.

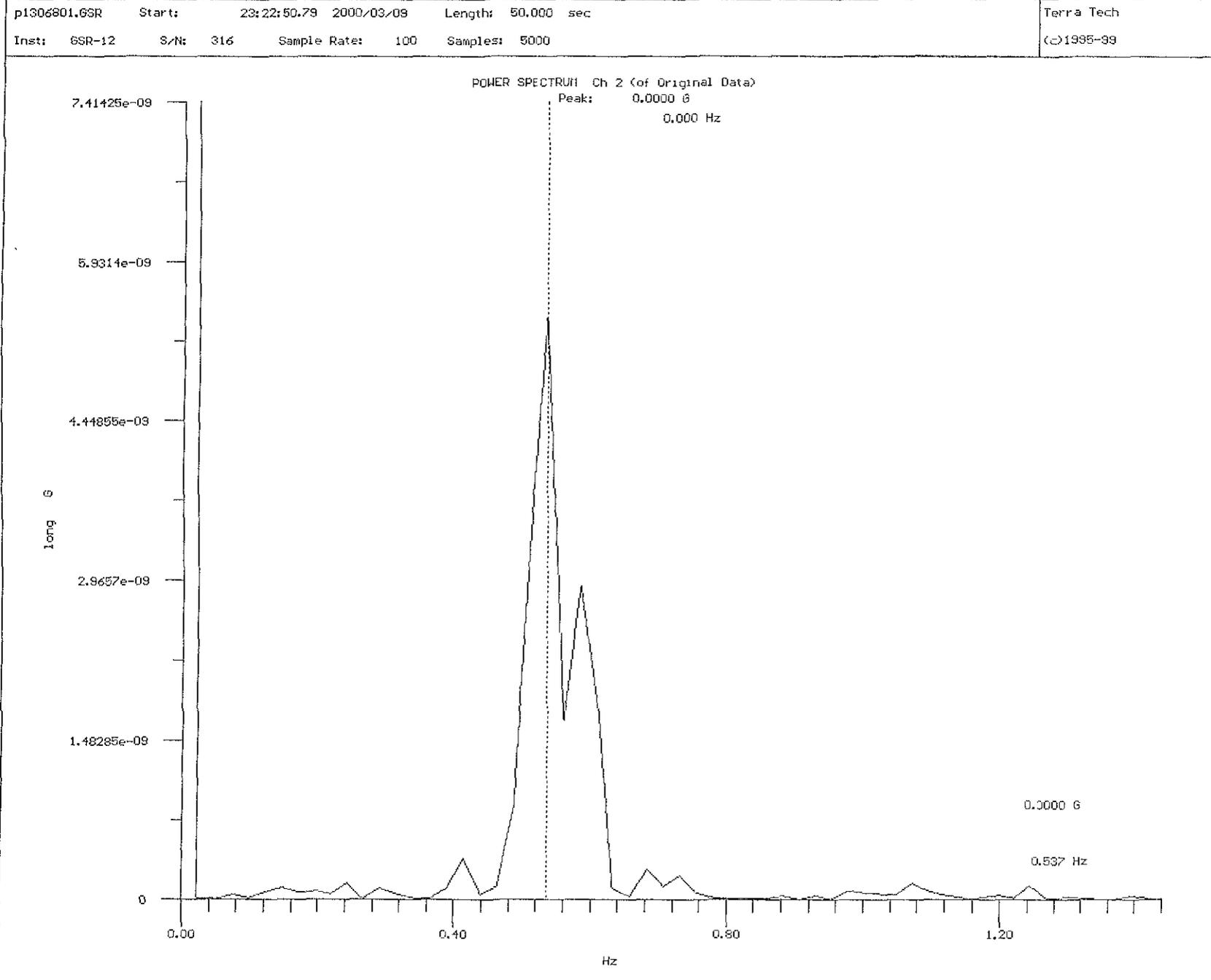


Fig 5.9b Espectro de potencia para la señal AESO6801, registrado en el piso 13, dirección transversal.

p1306801.6SR Start: 23:22:50.79 2000/03/09 Length: 50.000 sec Terra Tech  
Inst: 6SR-12 S/N: 316 Sample Rate: 100 Samples: 5000 (c)1995-99

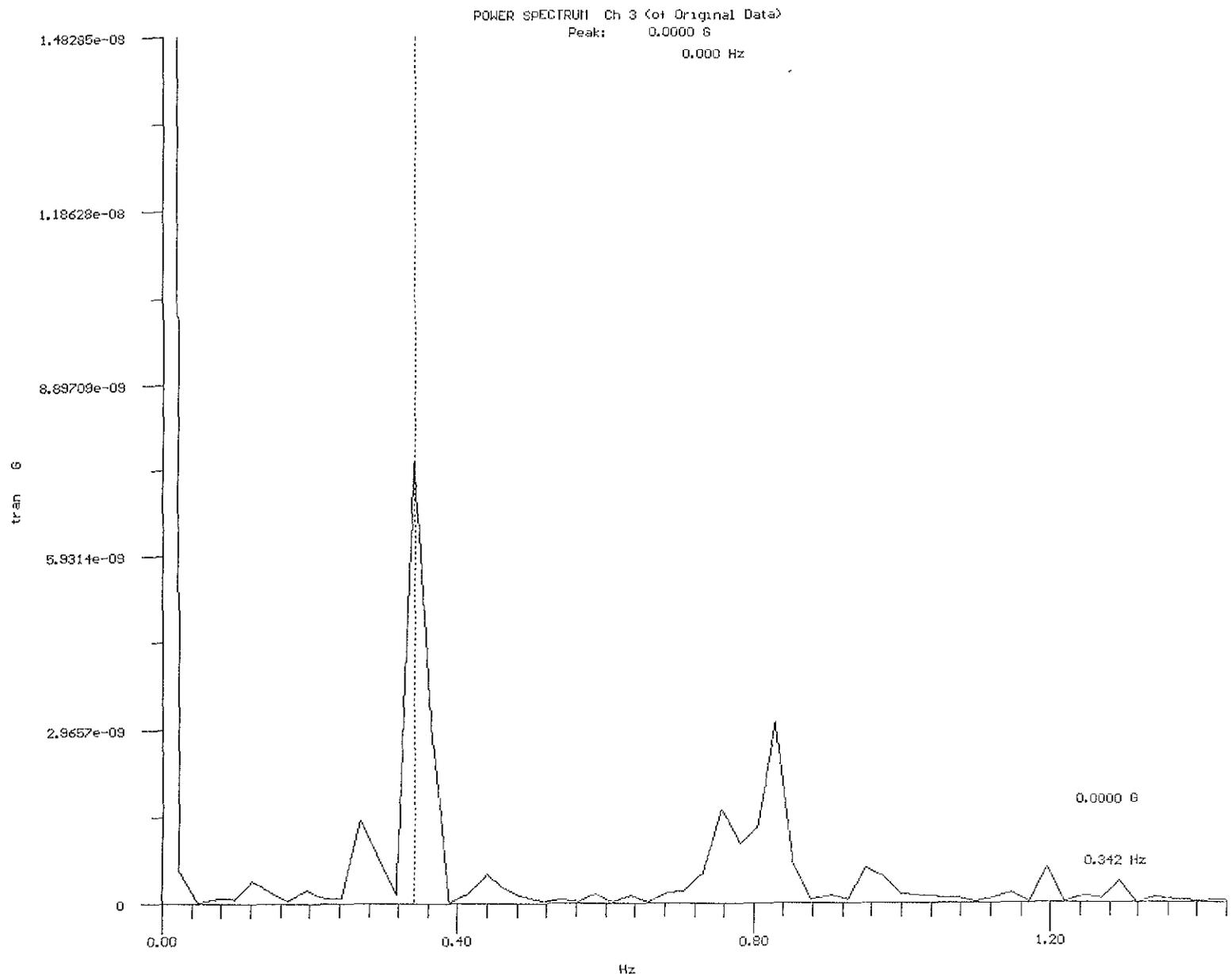


Fig. 5.10a Espectro de potencia para la señal AESO6801, registrado en el piso 6, dirección longitudinal

p6_06801.6SR	Start:	23:22:50.79	2000/03/09	Length:	50.000	sec	Terra Tech	
Inst:	6SR-12	S/N:	317	Sample Rate:	100	Samples:	5000	(c)1995-99

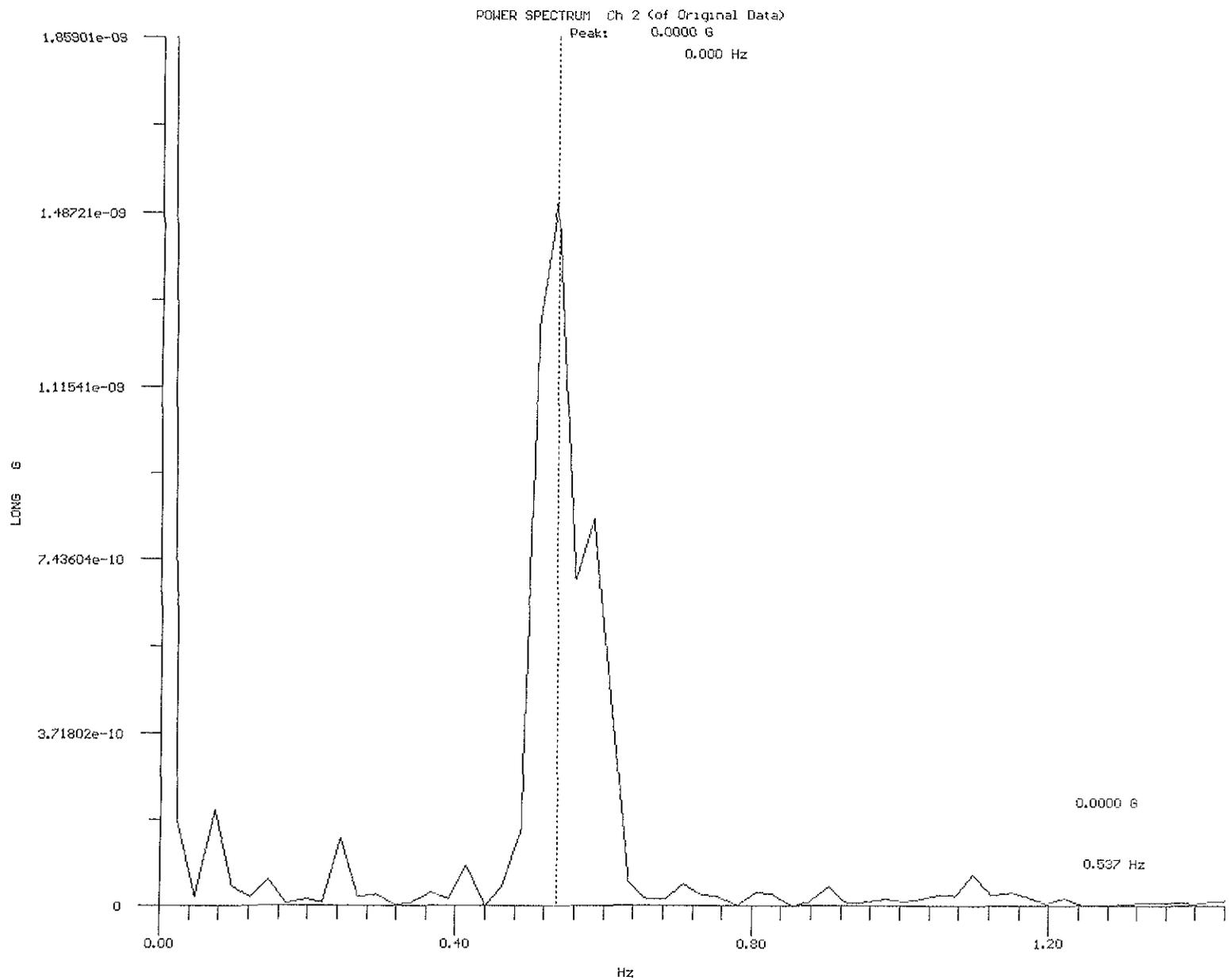


Fig. 5.10b Espectro de potencia para la señal AESO6801, registrado en el piso 6, dirección transversal.

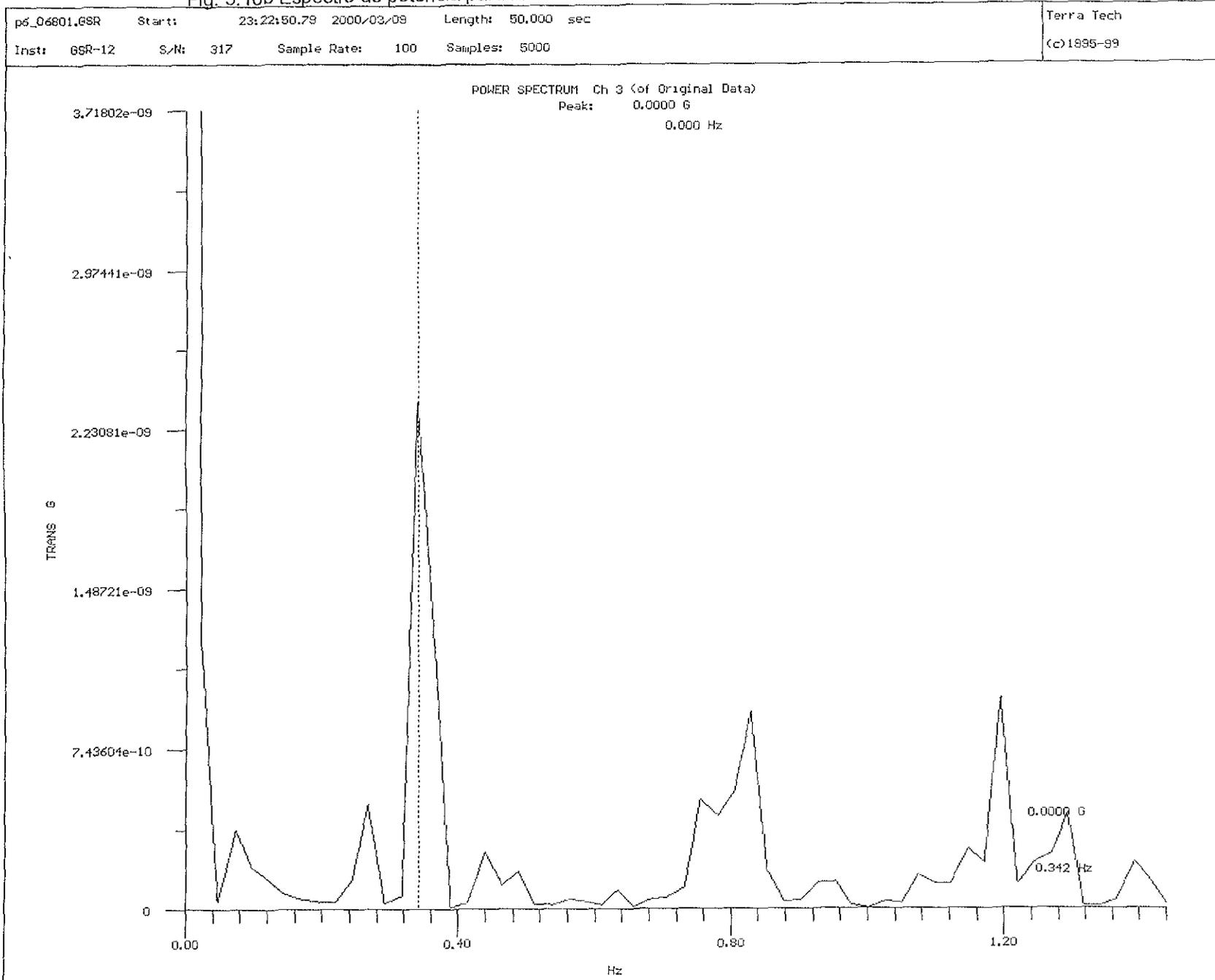


Fig. 5.11a Espectro de potencia para la señal AESO6801, registrado en el sótano, dirección longitudinal

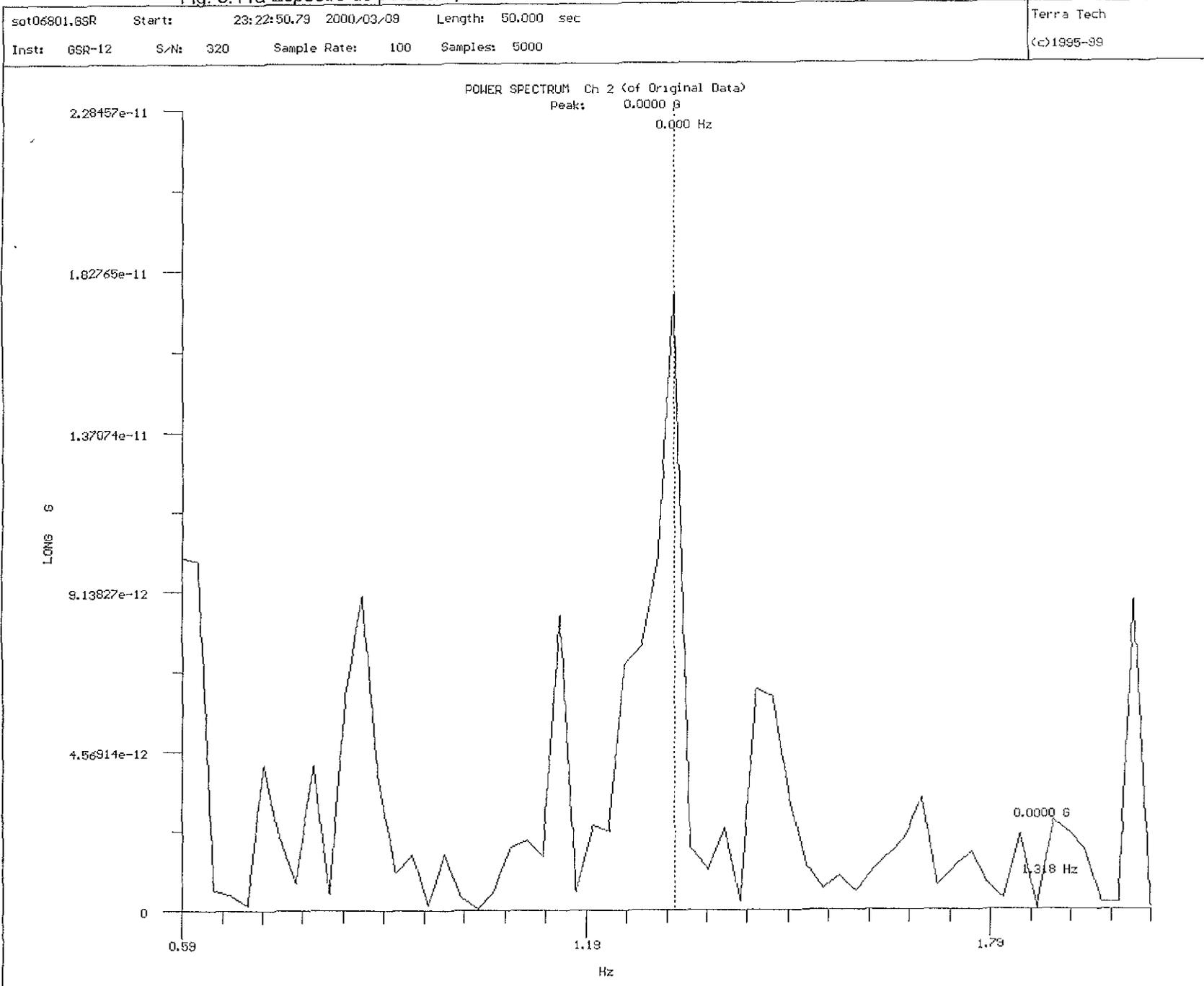
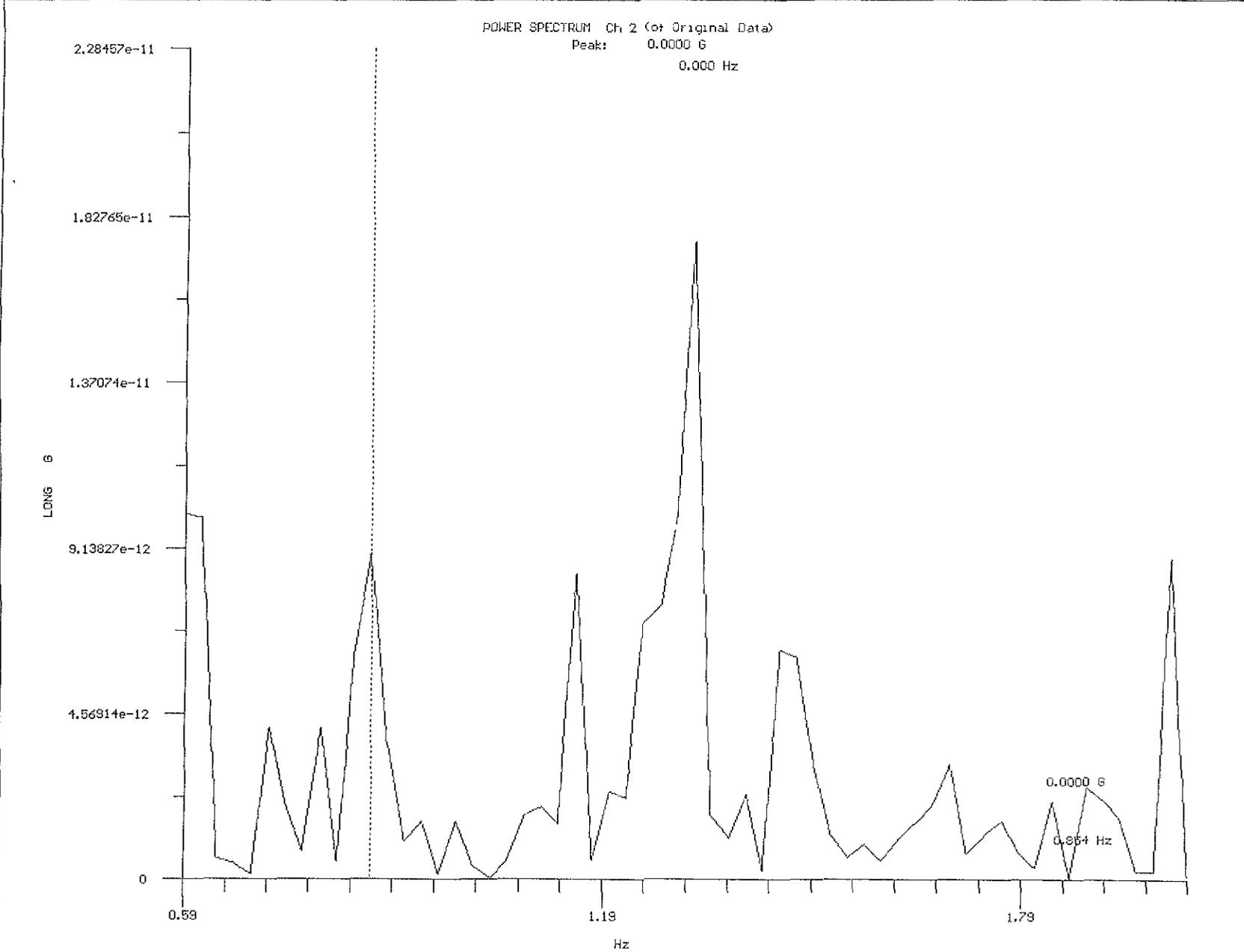
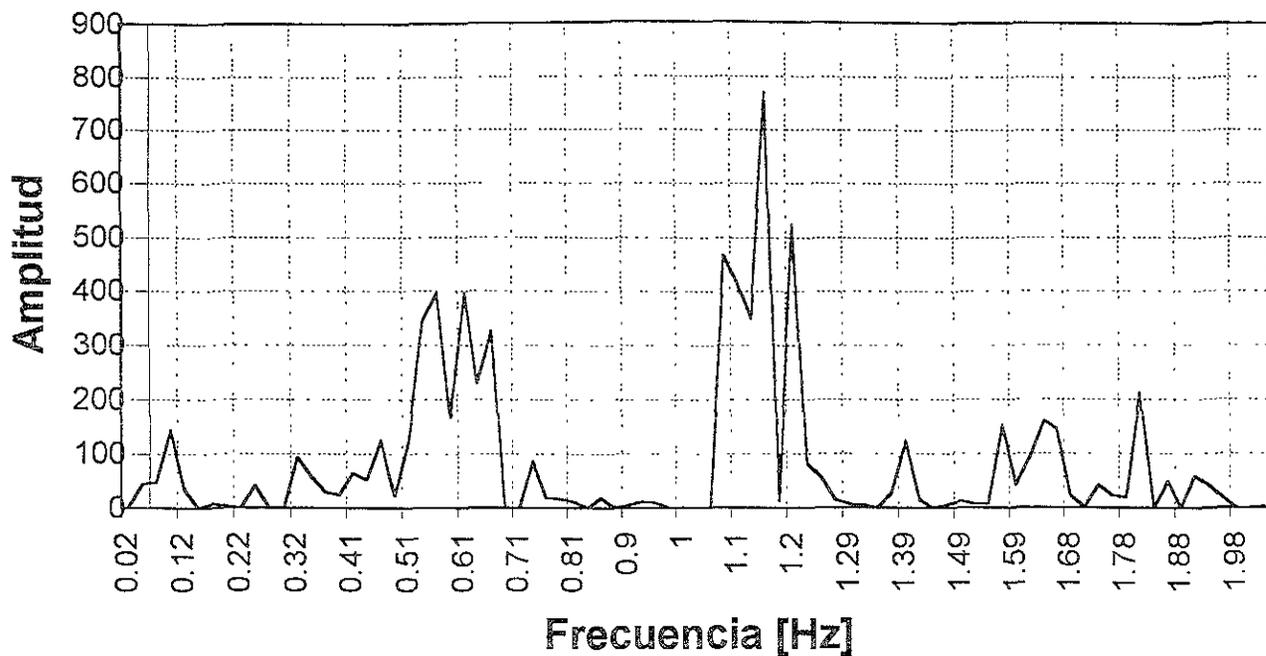


Fig. 5.11b Espectro de potencia para la señal AESO6801, registrado en el sótano, dirección transversal.

sot06801.68R	Start:	23:22:50.79	2000/03/09	Length:	50.000 sec	Terra Tech		
Inst:	GSR-12	S/N:	320	Sample Rate:	100	Samples:	5000	(c)1995-99



## Dirección Longitudinal



## Dirección Transversal

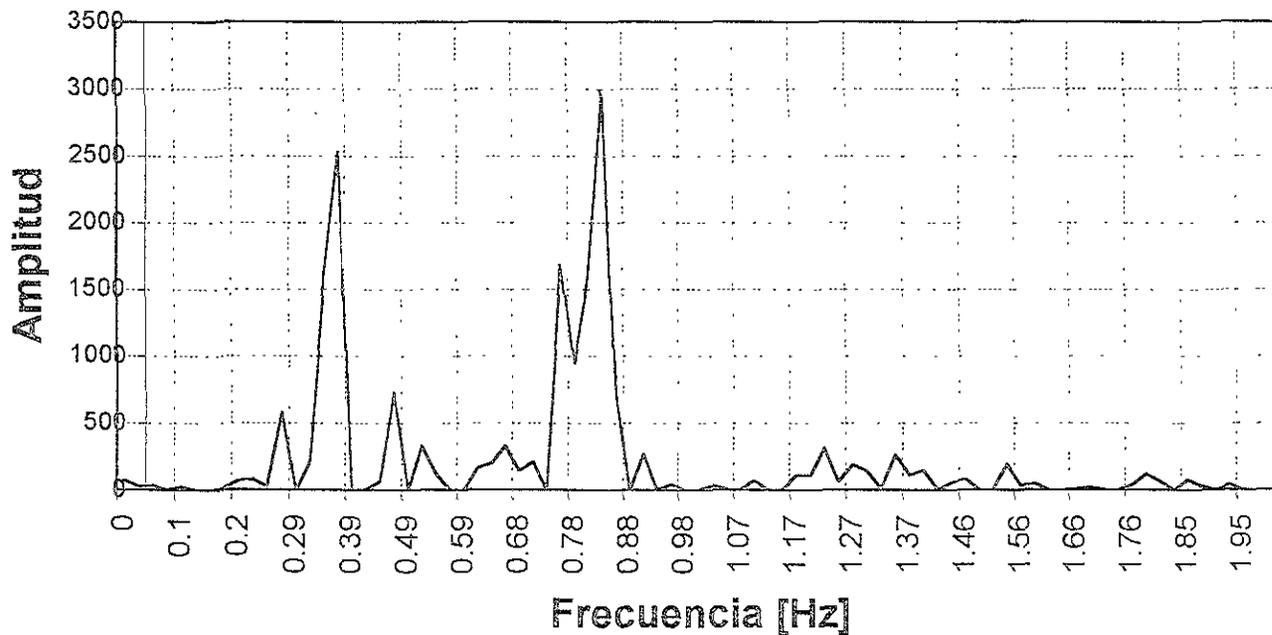
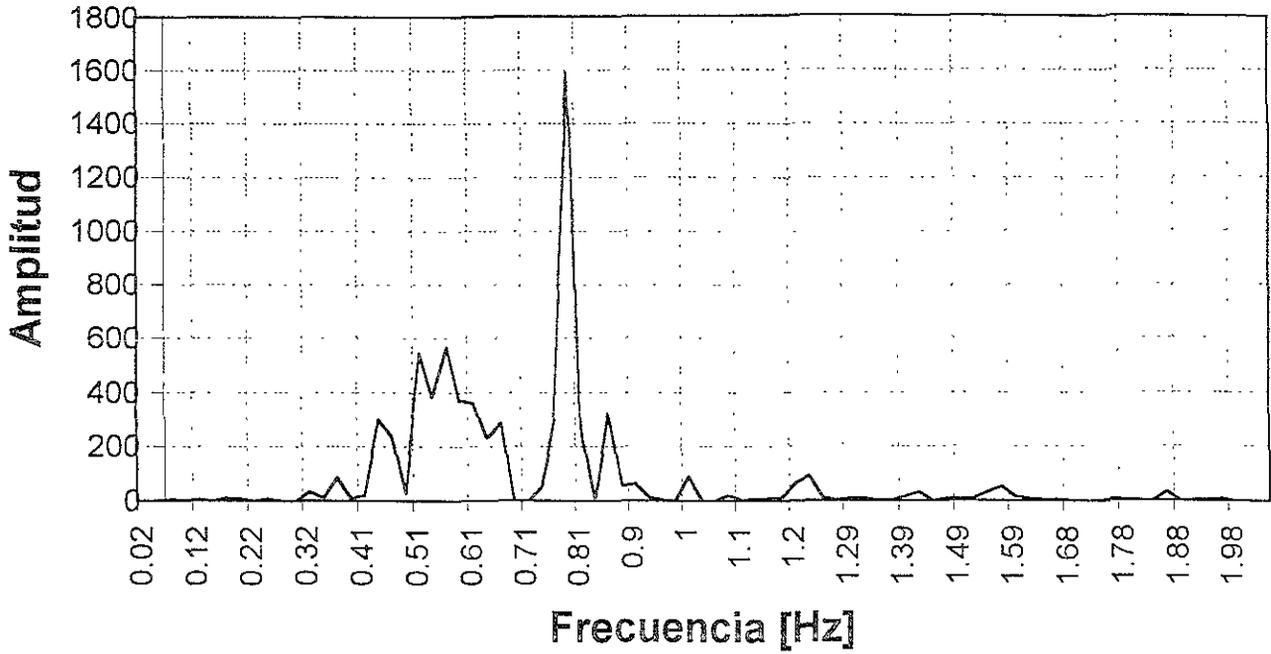


FIG. 5.12 FUNCIÓN DE TRANSFERENCIA (AES/SOT) Registro 016801  
VIBRACIÓN AMBIENTAL

## Direccion Longitudinal



## Direccion Transversal

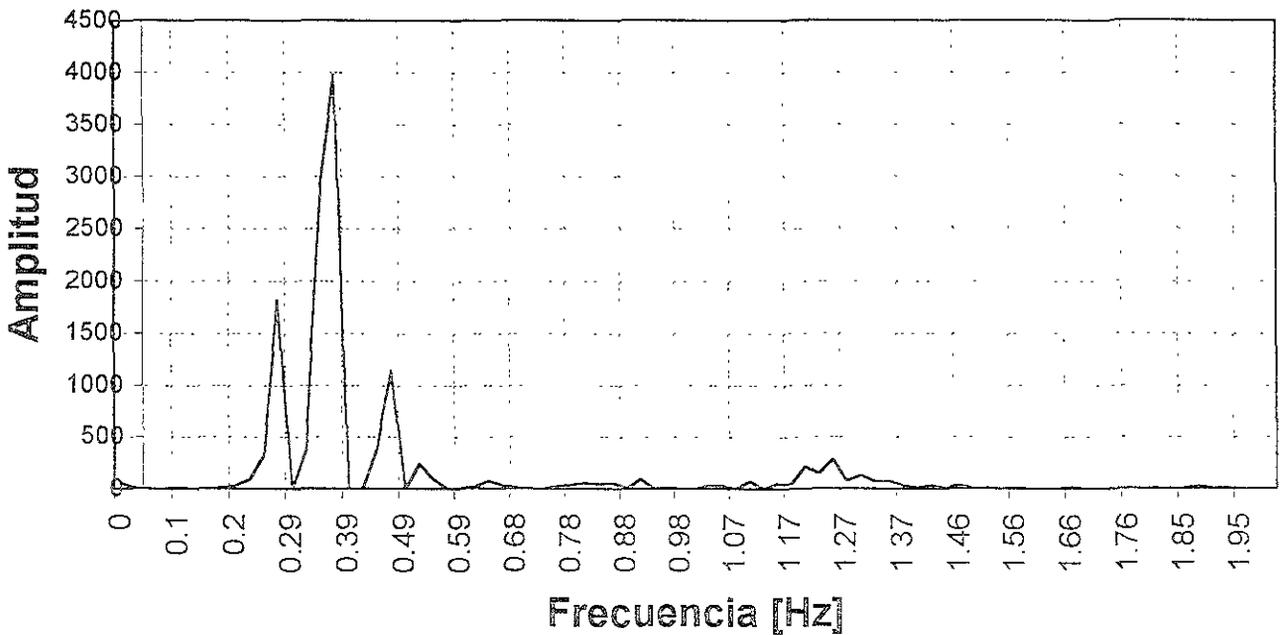
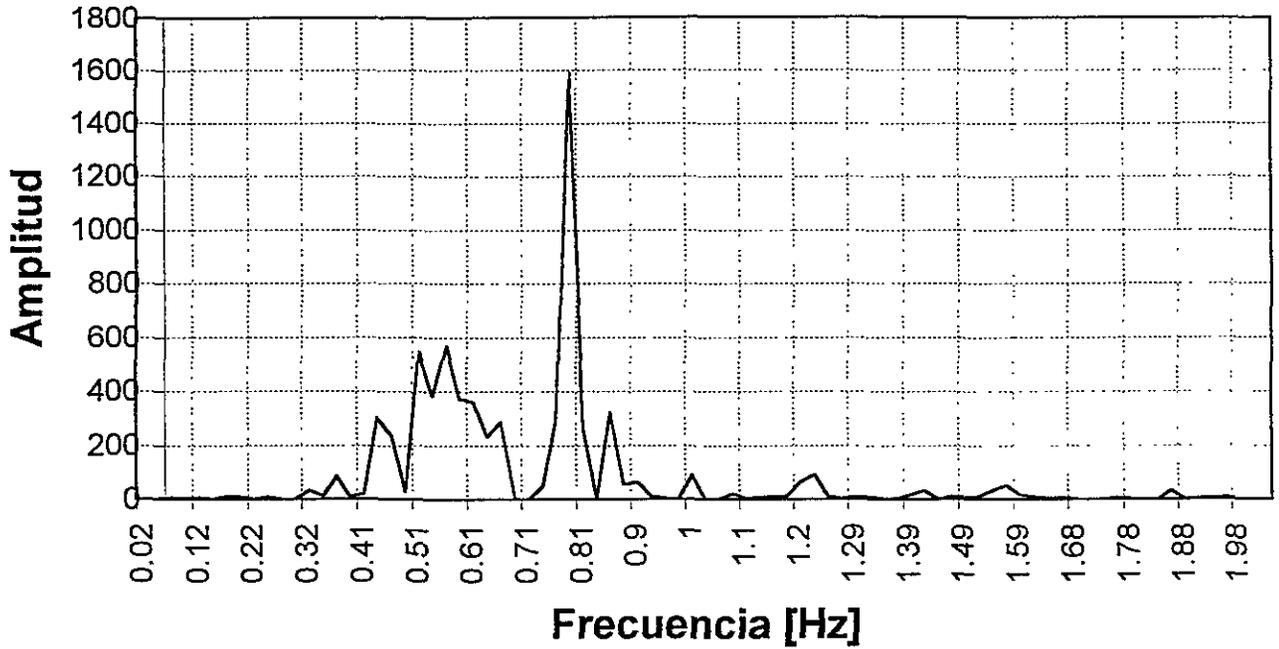


FIG. 5.13 FUNCIÓN DE TRANSFERENCIA (AEX/SOT) Registro 016801  
VIBRACIÓN AMBIENTAL

## Direccion Longitudinal



## Direccion Transversal

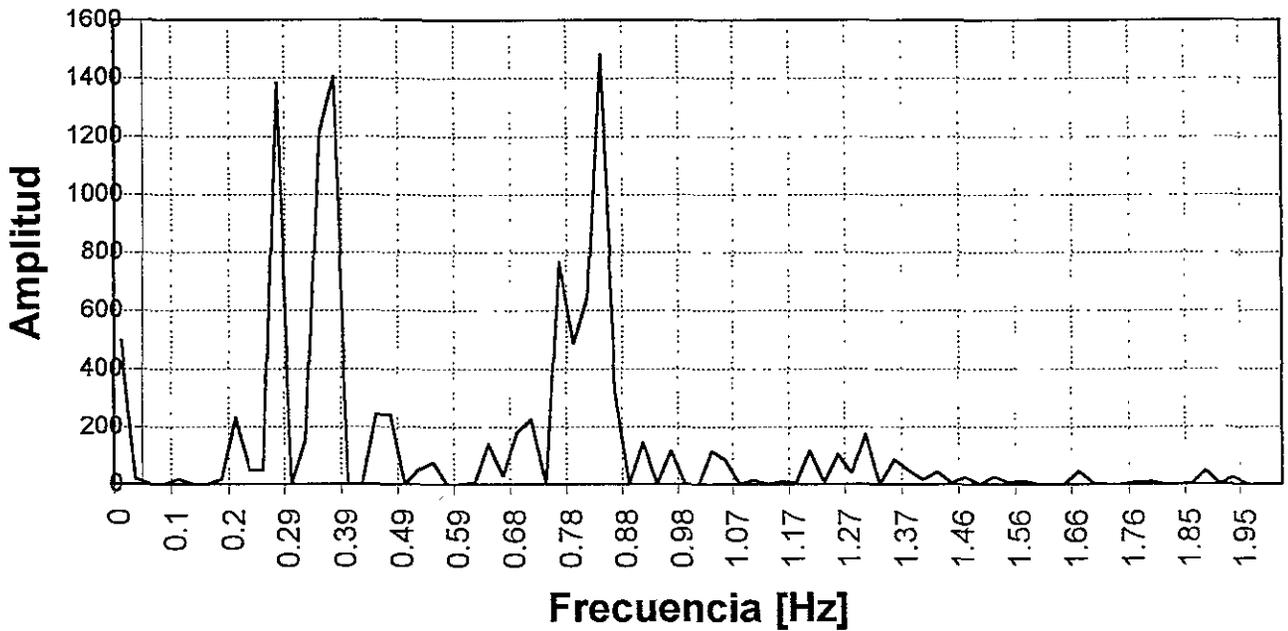
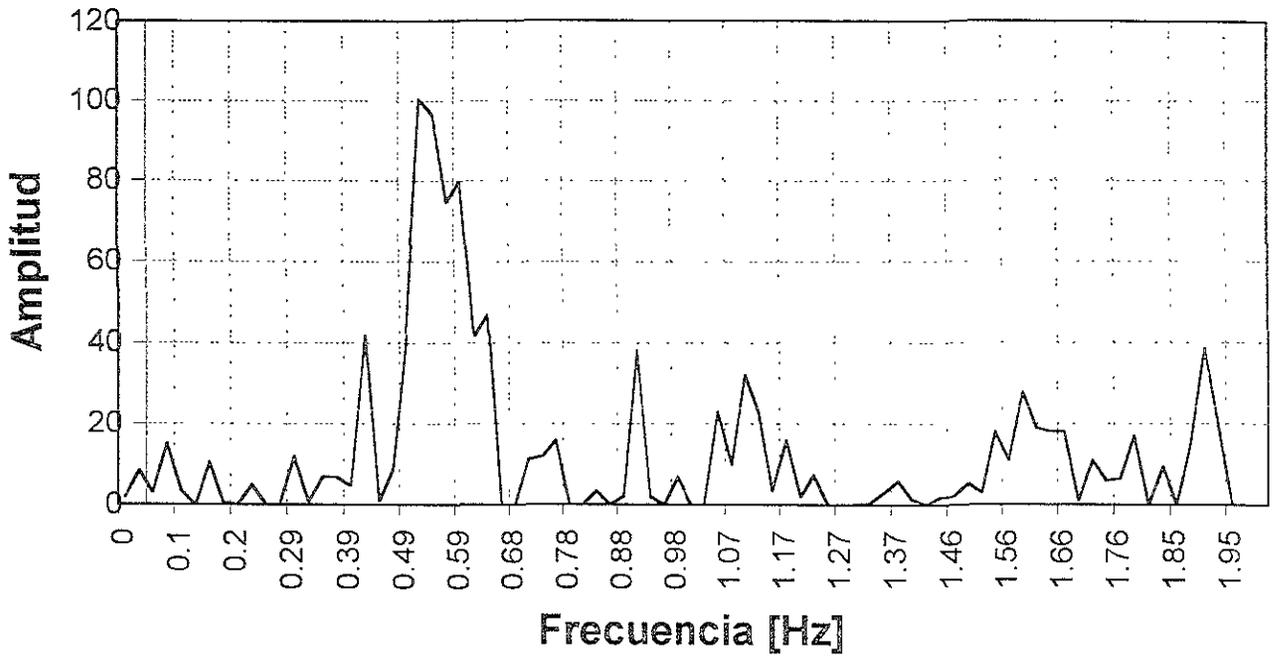


FIG. 514 FUNCIÓN DE TRANSFERENCIA (P13/SOT) Registro 016801  
VIBRACIÓN AMBIENTAL

## Dirección Longitudinal



## Dirección Transversal

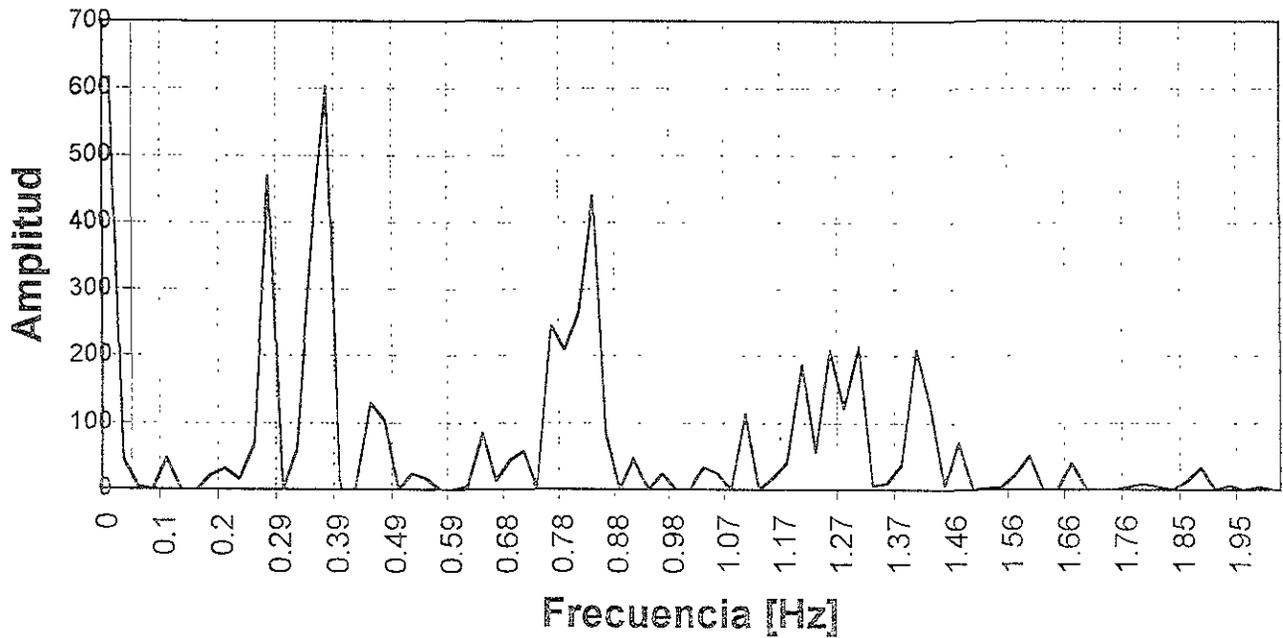


FIG. 5.15 FUNCIÓN DE TRANSFERENCIA (P6/SOT) Registro 016801  
VIBRACIÓN AMBIENTAL

## **5.2 VIBRACIÓN FORZADA.**

La ocurrencia de excitaciones dinámicas producidas por sismos es algo hasta ahora impredecible, es por eso que en los sistemas de monitoreo sísmico instalados en edificios se debe contar con un adecuado programa de mantenimiento que garantice el registro de señales de cualquier evento en el momento en que este ocurra.

Dentro del período analizado en este trabajo se registraron dos eventos sísmicos cuyo análisis se presenta con detalle; estos sismos ocurrieron el 21 de julio del 2000 y el 9 de agosto del 2000.

### **5.2.1 Sismo del 21 de julio del 2000.**

El 21 de Julio del 2000 el Servicio Sismológico Nacional reportó un evento sísmico ocurrido a las 01:13:40 hrs de la Cd. de México, entre los estados de Puebla y Morelos originado a una profundidad de 47 Km, este sismo registró una magnitud de 5.9 grados en la escala de Richter.

En las figuras 5.16 a 5.20 se muestran los acelerogramas para cada equipo (aes; azotea escalera, aex; azotea exterior, P13; piso 13, P6; piso 6, sot; sótano). Con base en estas señales en las figuras 5.21 a 5.25 se muestran los espectros de potencia para cada equipo en sus dos direcciones longitudinal y transversal.

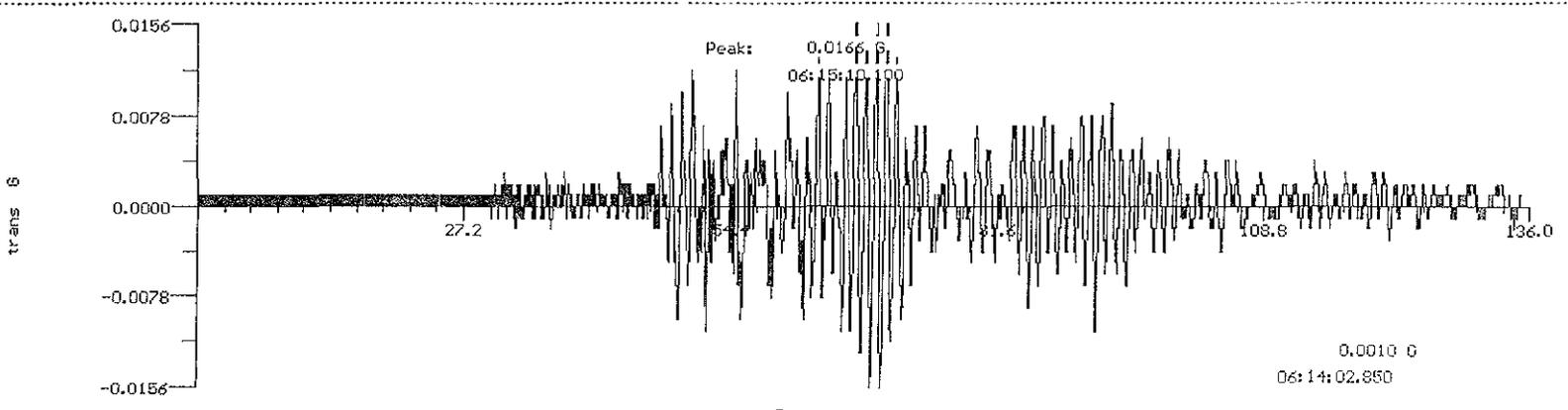
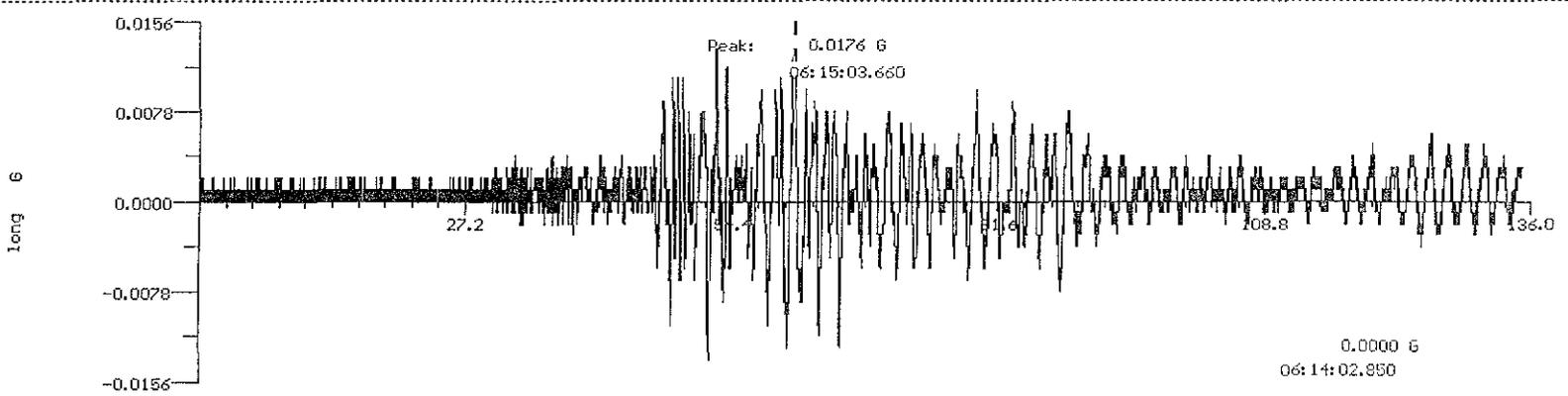
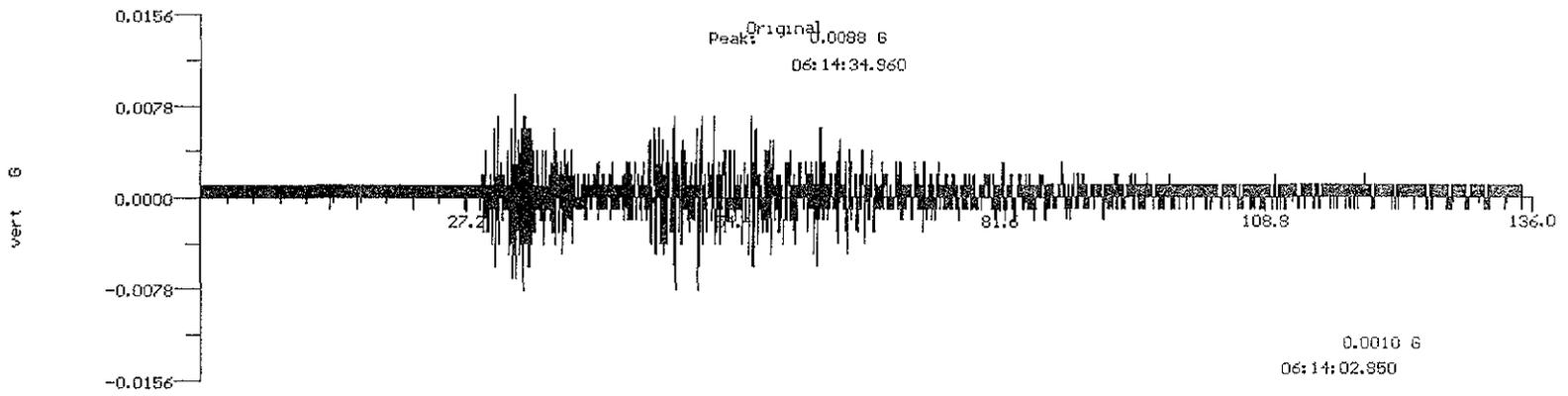
En las figuras 5.26 y 5.29 se presentan las funciones de transferencia obtenidas de los registros de aceleraciones del sismo en cuestión para los cinco equipos de medición. De la función de transferencia se observan los valores correspondientes a la frecuencia y periodo fundamental, los cuales se presentan en la tabla 5.7.

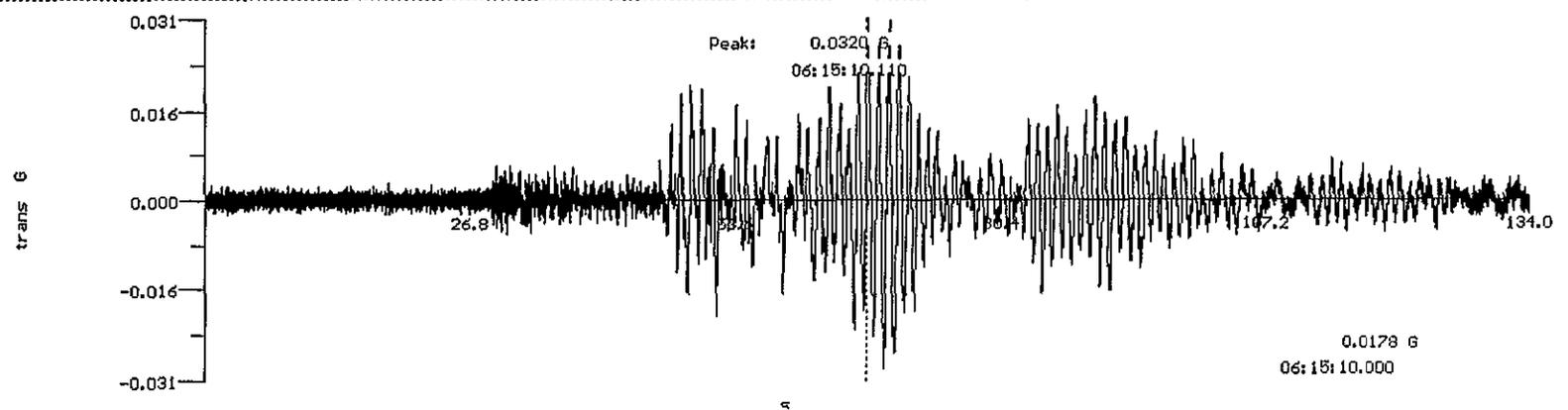
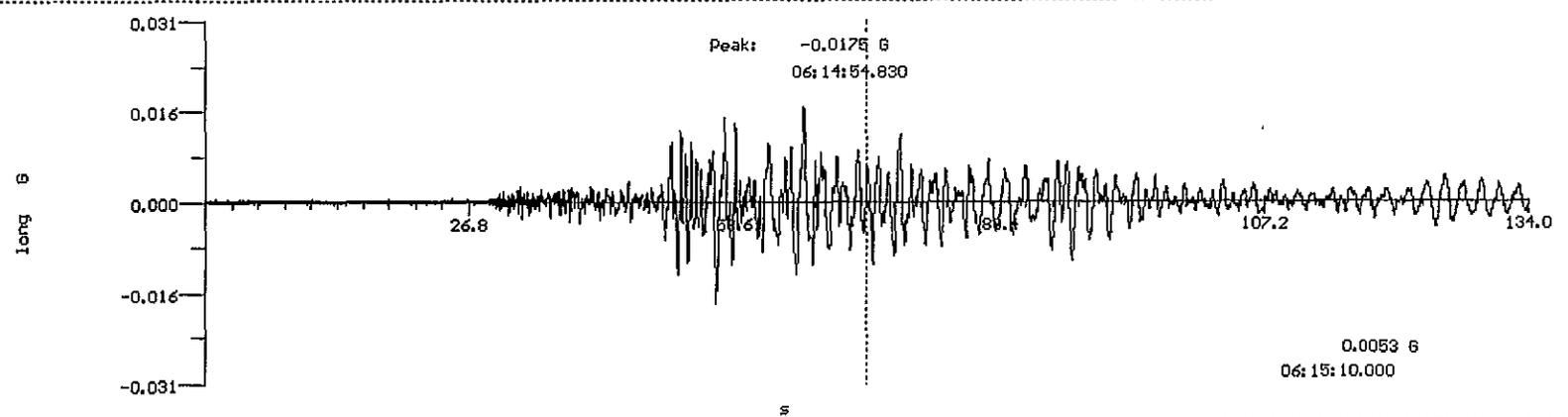
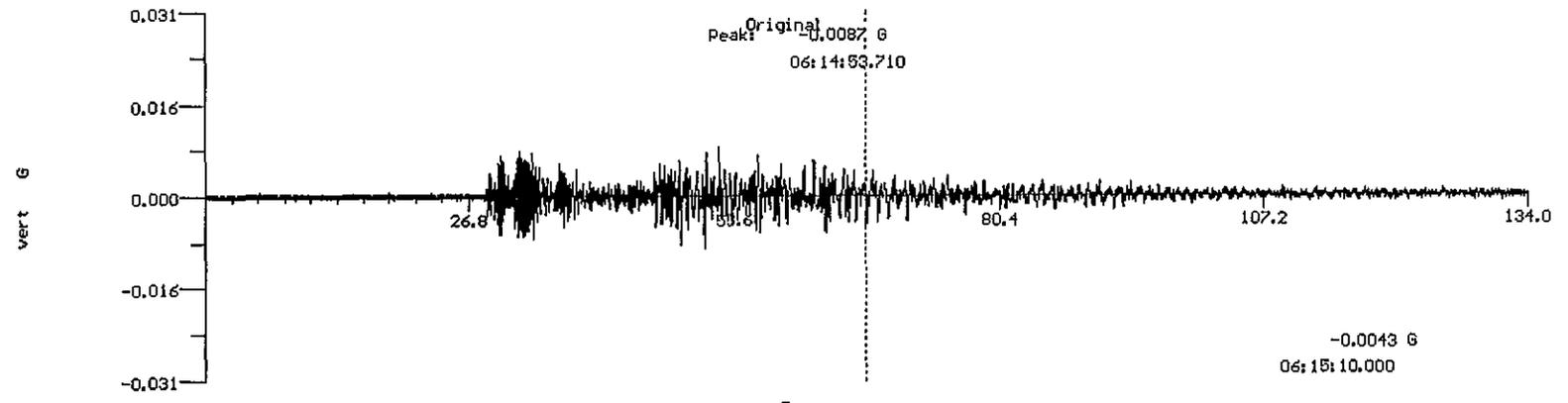
Tabla 5.7 Frecuencia y periodo fundamental del sismo del 21 de julio del 2000.

<b>EQUIPOS</b>	<b>DIR. LONG [Hz]</b>	<b>DIR. TRANS [Hz]</b>
<b>AES/SOT</b>	0.52477	0.31731
<b>AEX/SOT</b>	0.52477	0.31731
<b>P13/SOT</b>	0.52477	0.31731
<b>P6/SOT</b>	0.52477	0.31731
<b>FRECUENCIA. PROMEDIO.</b>	0.52477	0.31731
<b>PERIODO.</b>	1.906 s	3.152 s

Fig. 5.16 Registro de aceleraciones, obtenido en el equipo ubicado en la Azotea-Escalera para la el sismo del 2 de julio.

aes20200.GSR	Start:	06:14:02.85	2000/07/21	Length:	135.050	sec	Terra Tech
Inst:	GSR-12	S/N:	318	Sample Rate:	100	Samples:	13505
							(c)1995-99

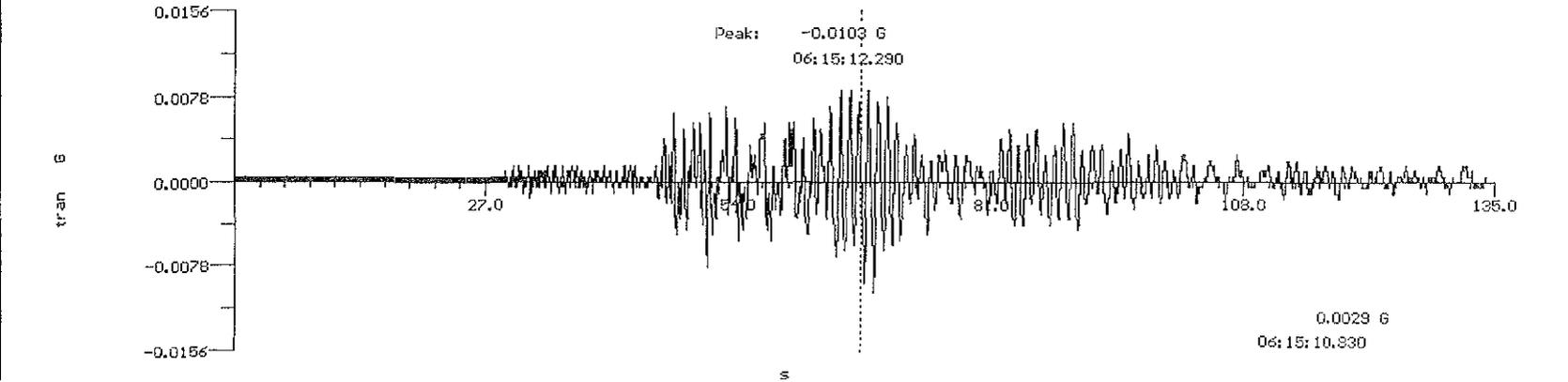
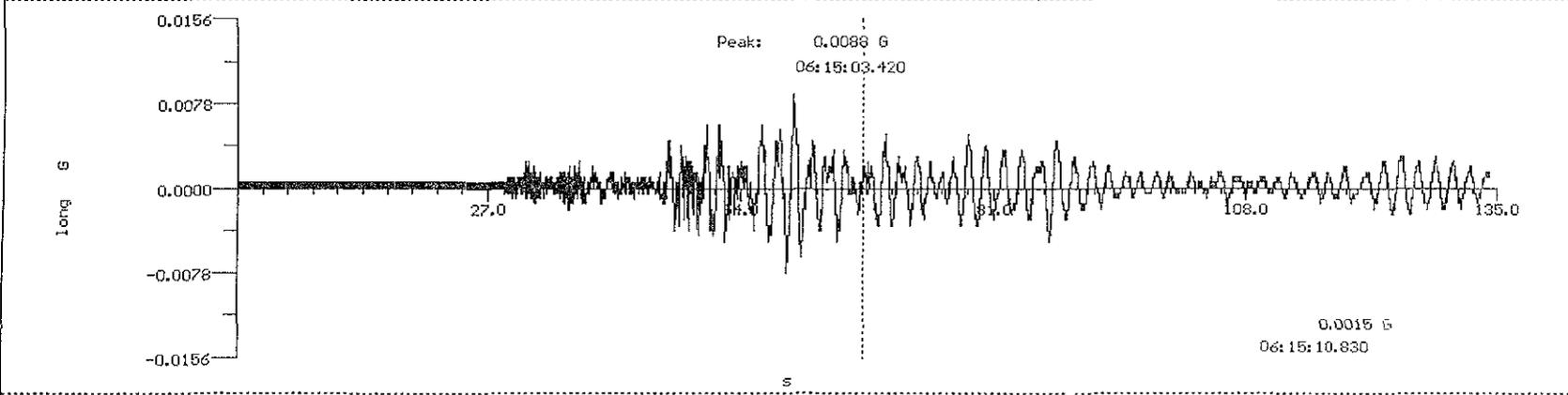
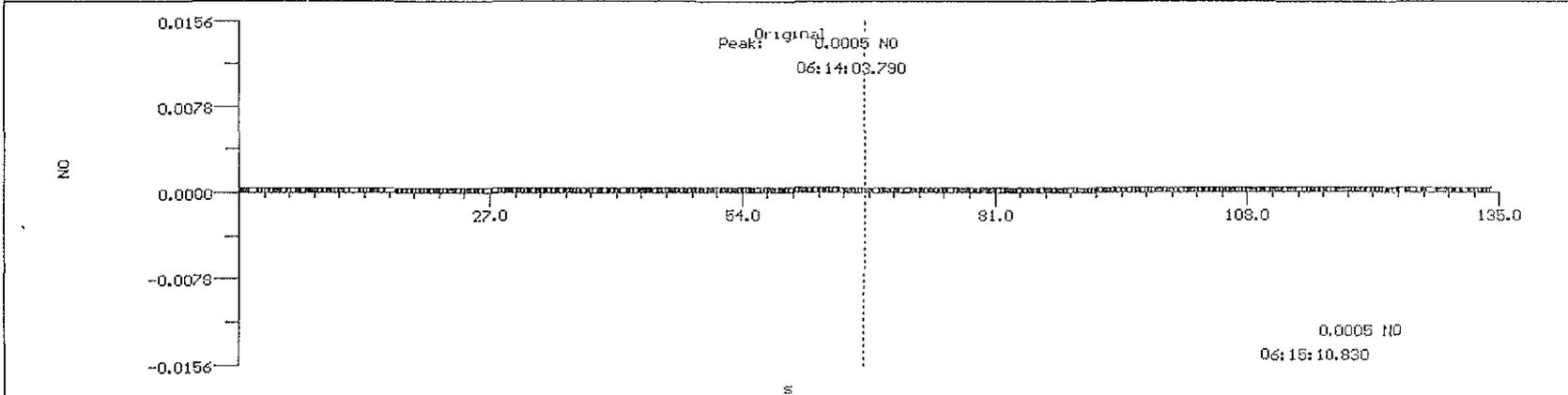




86

Fig. 5.18 Registro de aceleraciones, obtenido en el equipo ubicado en el piso 13, para la señal el sismo del 2 de julio.

p1320200.6SR Start: 06:14:03.79 2000/07/21 Length: 134.080 sec Terra Tech  
 Inst: GSR-12 S/N: 316 Sample Rate: 100 Samples: 13408 (c)1995-99



57

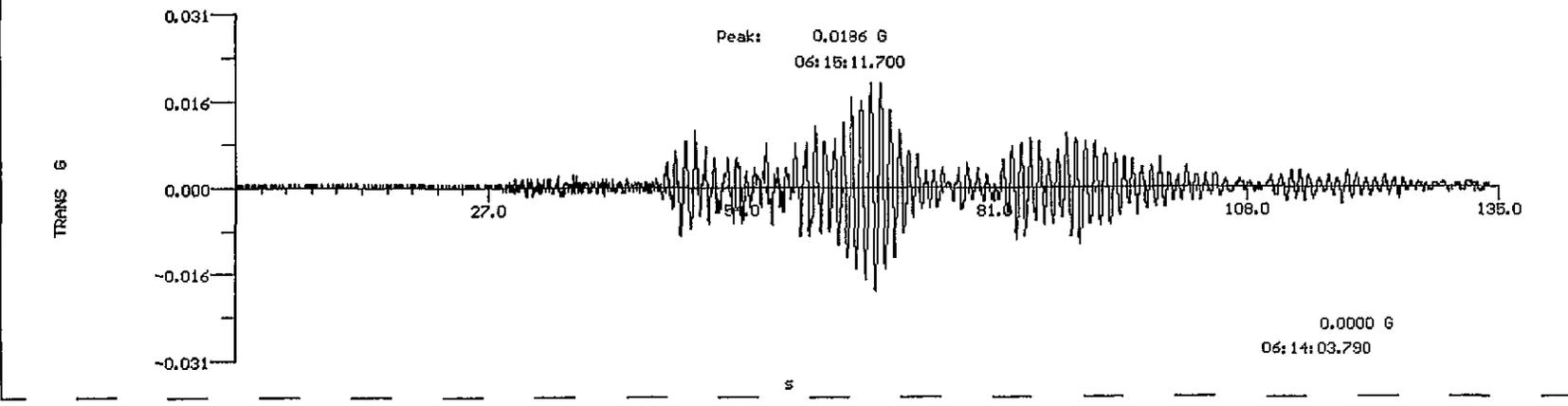
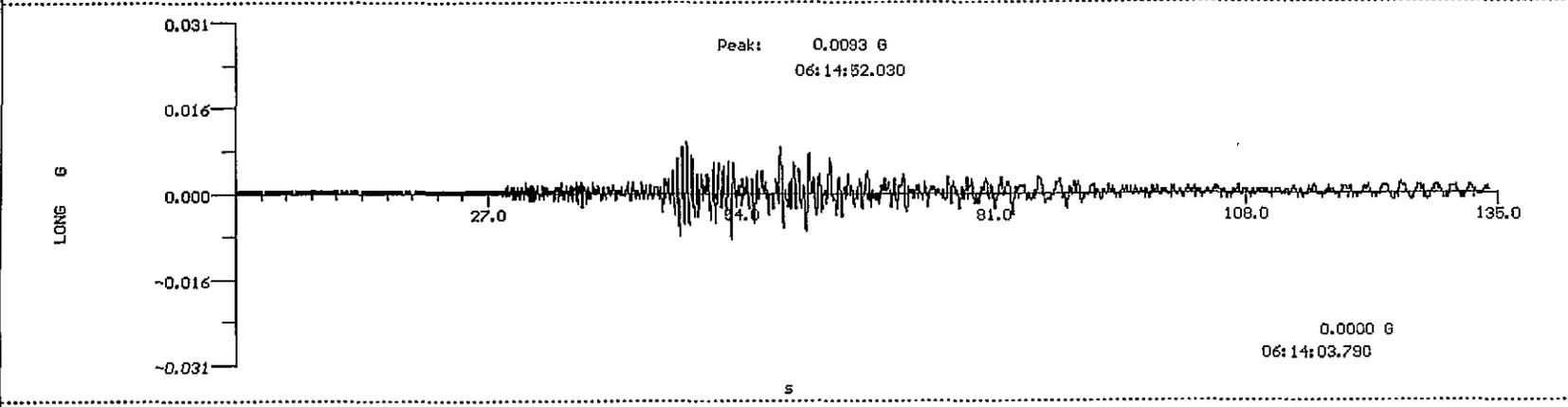
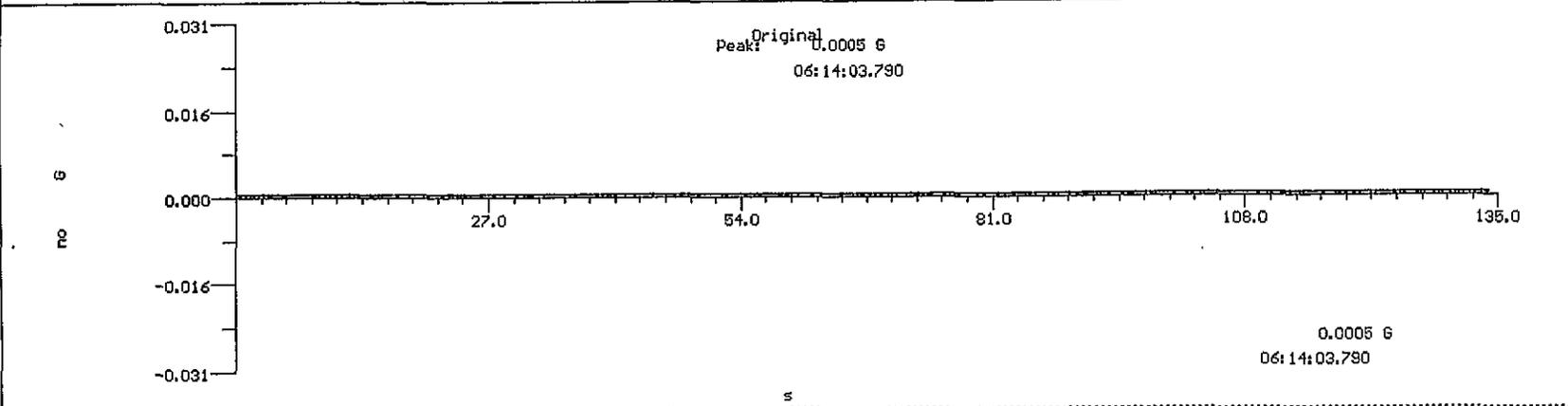
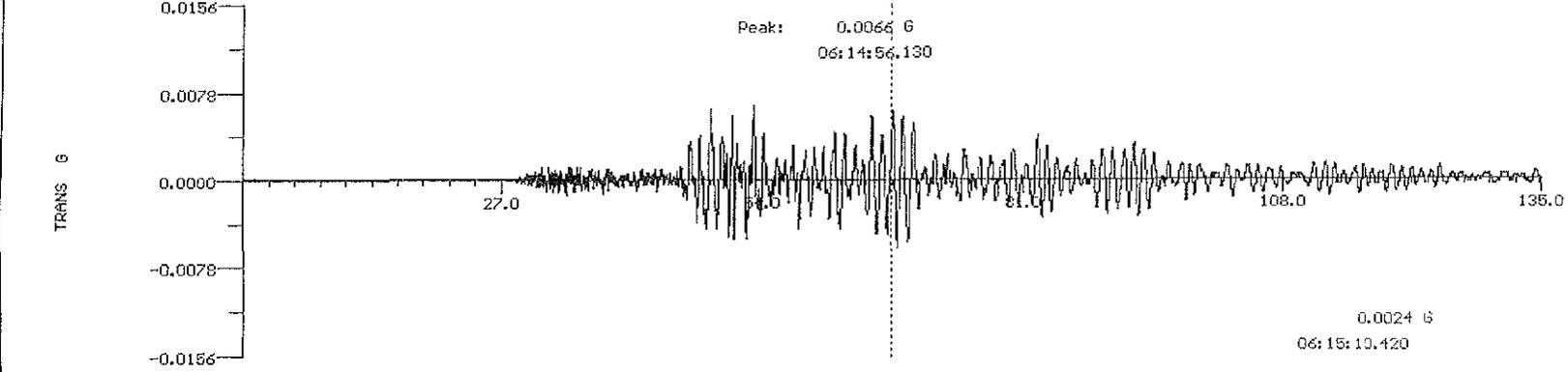
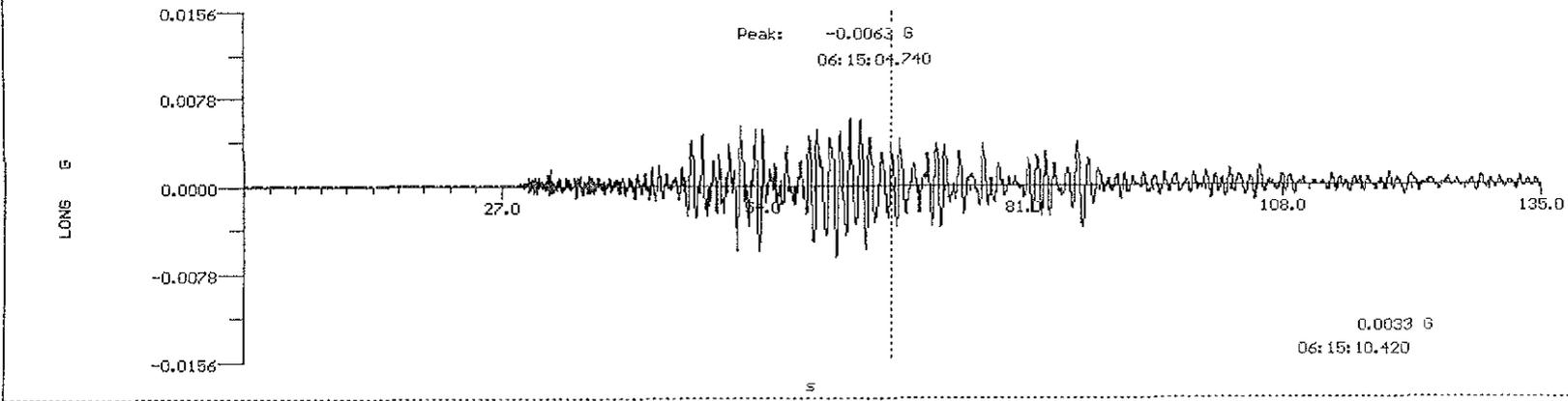
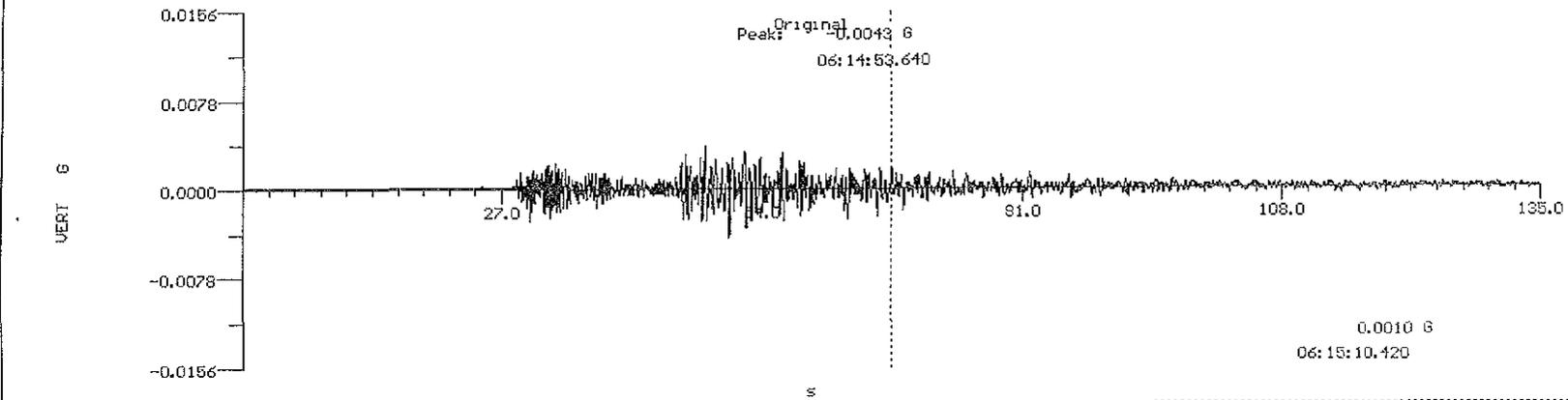


Fig. 5.20 Registro de aceleraciones, obtenido en el equipo ubicado en el sótano, para el sismo del 2 de julio.

sot20200.GSR Start: 06:14:02.97 2000/07/21 Length: 134.900 sec Terra Tech  
Inst: GSR-12 S/N: 320 Sample Rate: 100 Samples: 13490 (c)1995-93



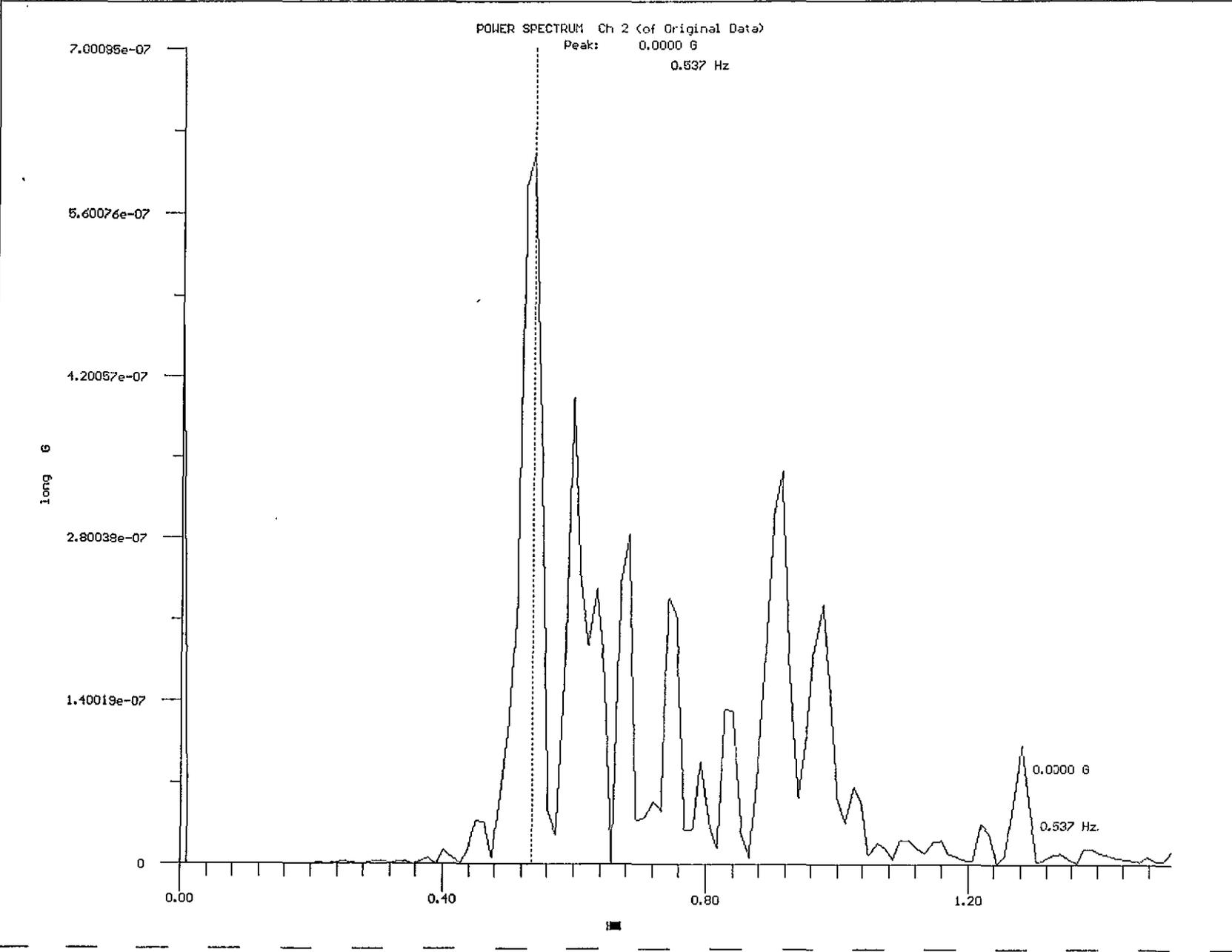


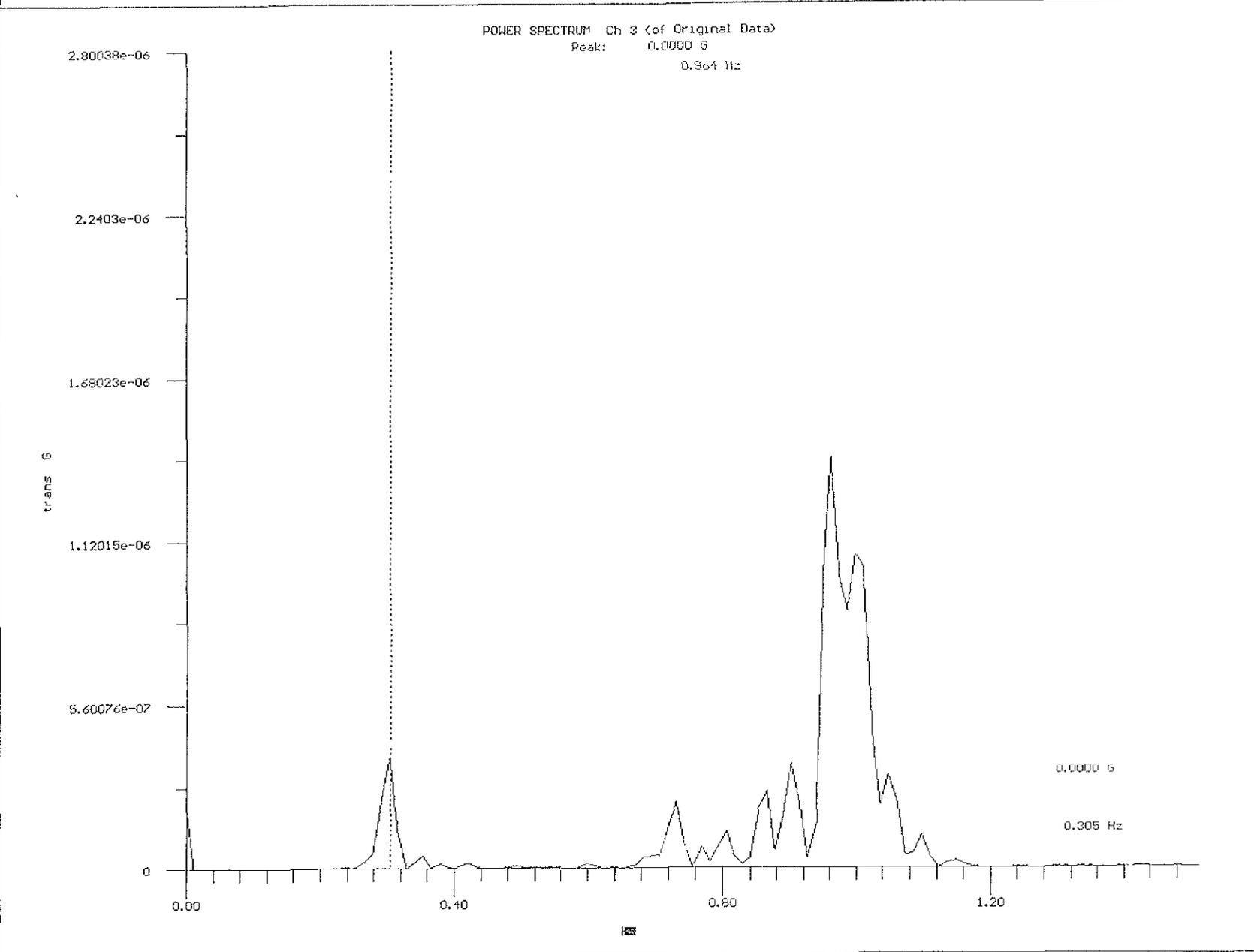
Fig. 5.21b Espectro de potencia para el sismo del 2 de julio, registrado en la Azotea-Escalera, dirección transversal.

AES20200.GSR Start: 06:14:02.85 2000/07/21 Length: 135.050 sec

Terra Tech

Inst: GSR-12 S/N: 318 Sample Rate: 100 Samples: 13505

(c) 1995-99



POWER SPECTRUM Ch 2 (of Original Data)

Peak: 0.0000 G  
0.537 Hz

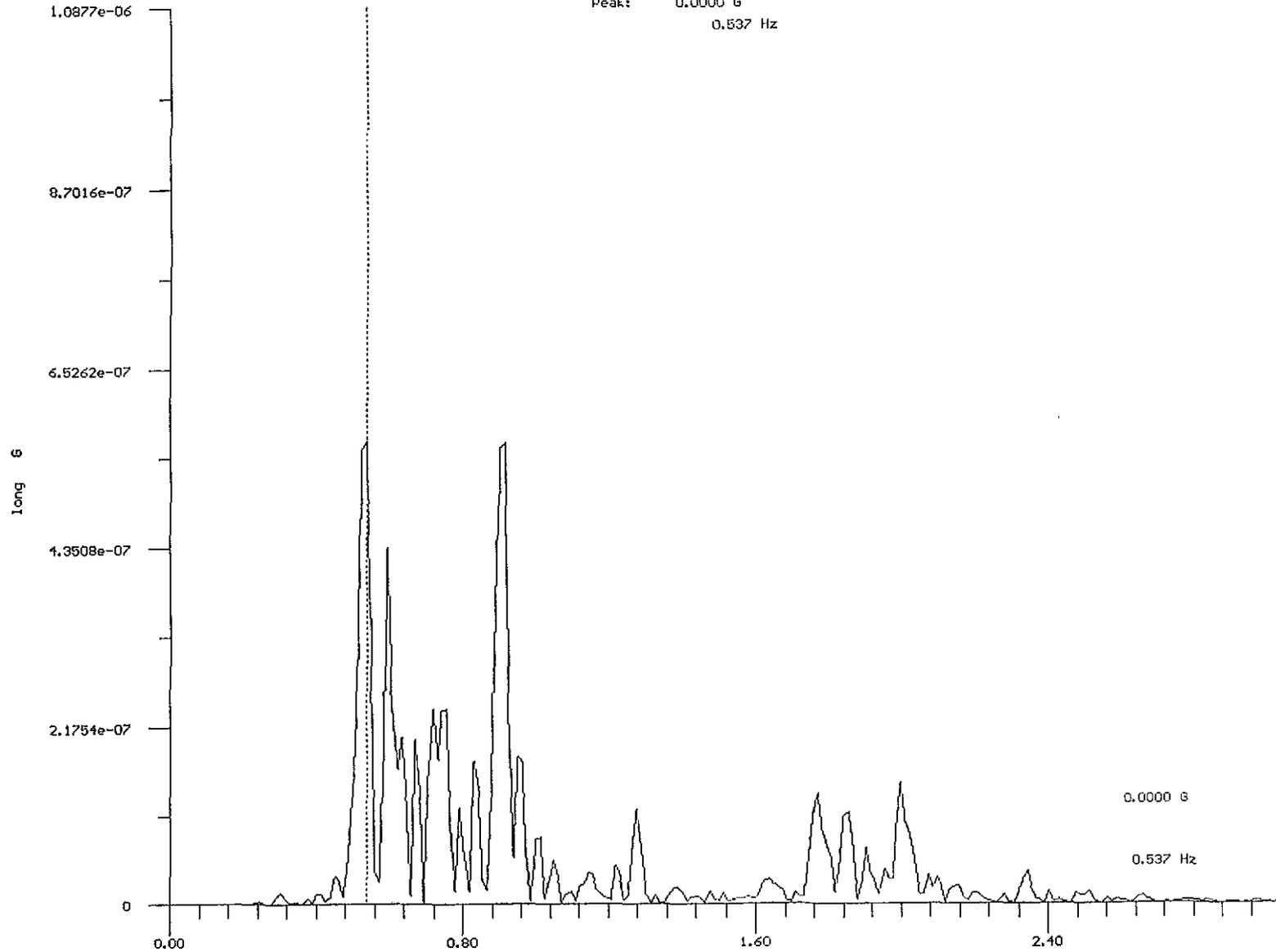


Fig. 5.22b Espectro de potencia para el sismo del 2 de julio, registrado en la Azotea-Exterior, dirección transversal.

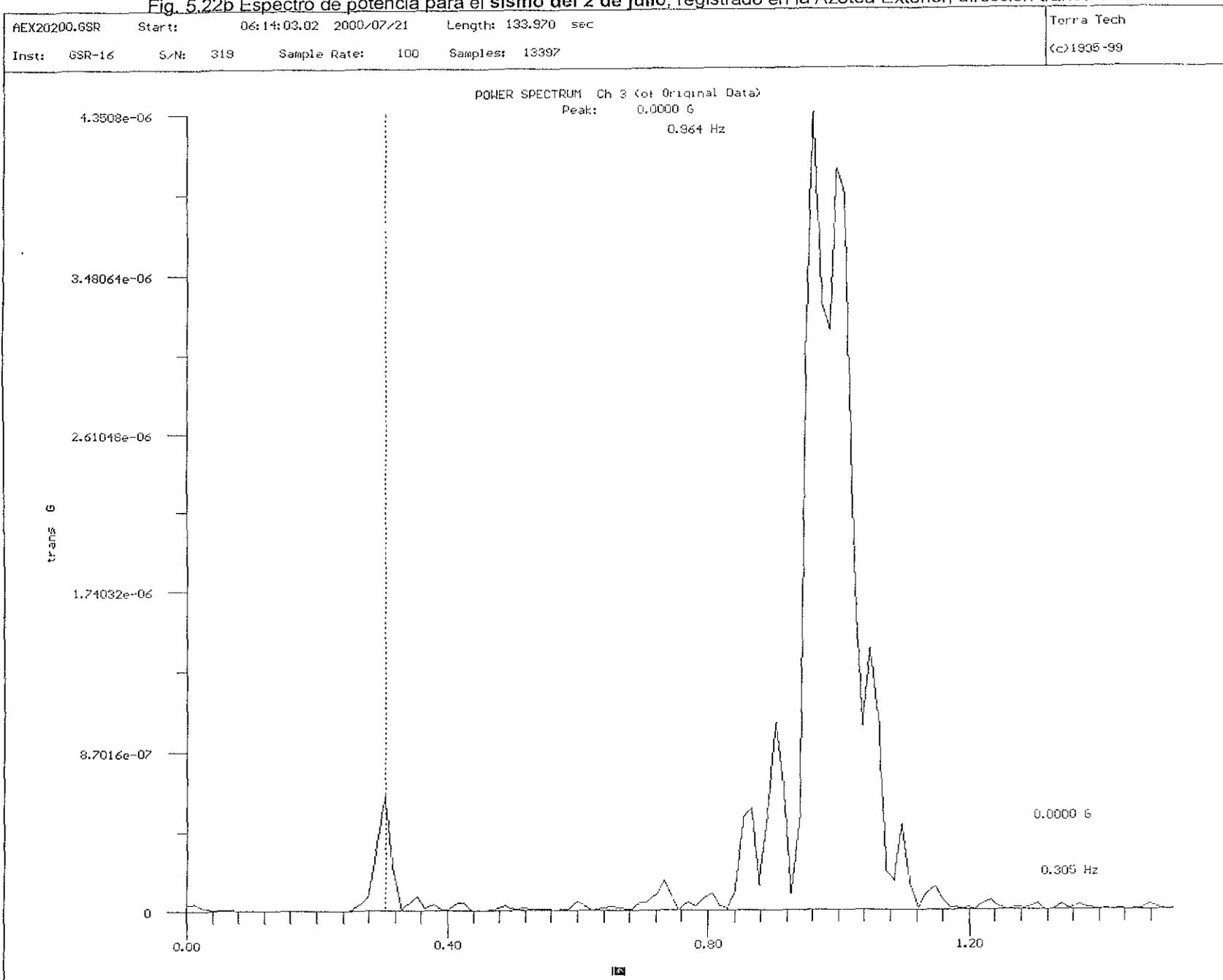


Fig. 5.23a Espectro de potencia para el sismo del 2 de julio, registrado en el piso 13, direccion longitudinal.

P1320200.GSR Start: 06:14:03.79 2000/07/21 Length: 134.080 sec  
Inst: GSR-12 S/N: 316 Sample Rate: 100 Samples: 13408

Terra Tech  
(c) 1995-99

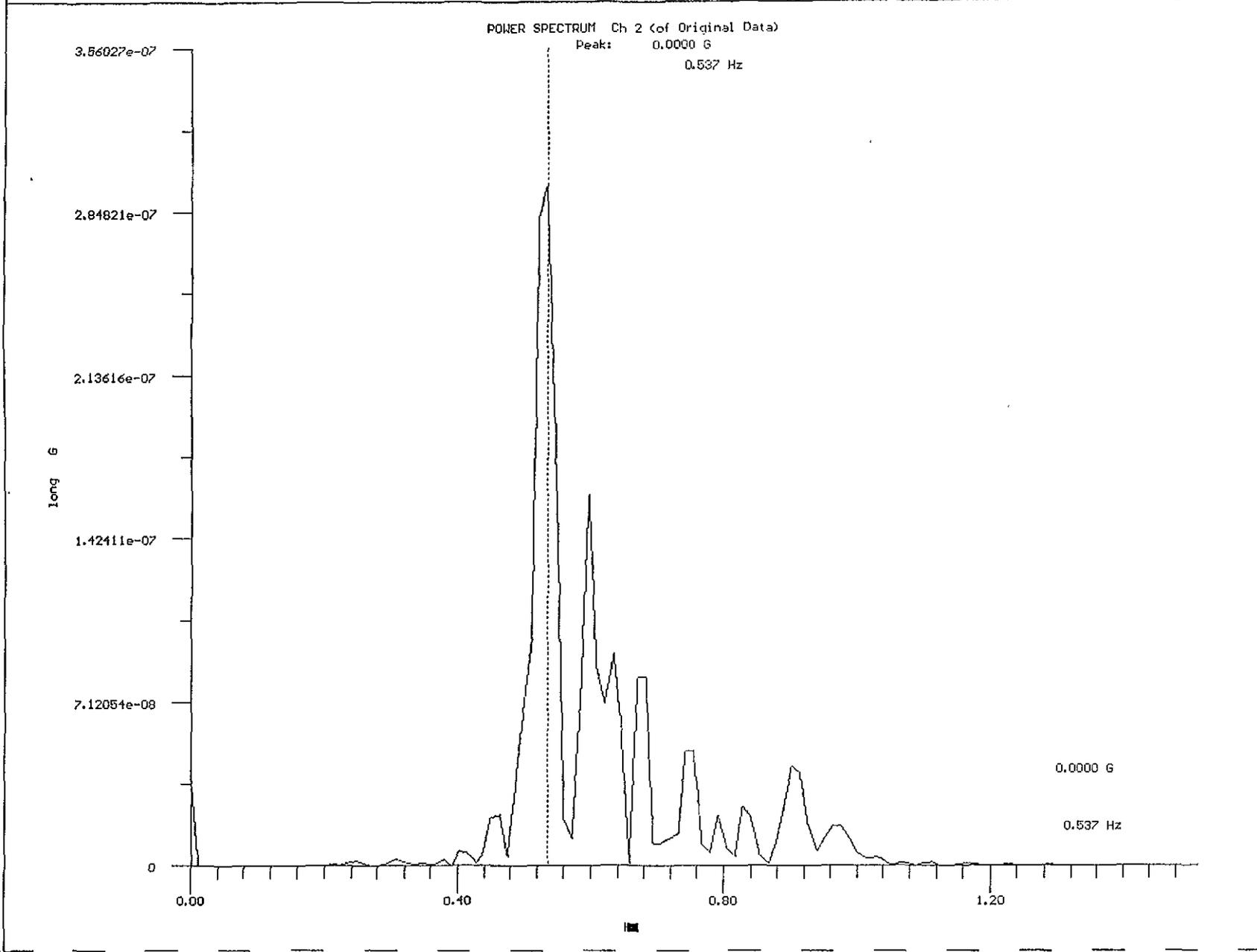
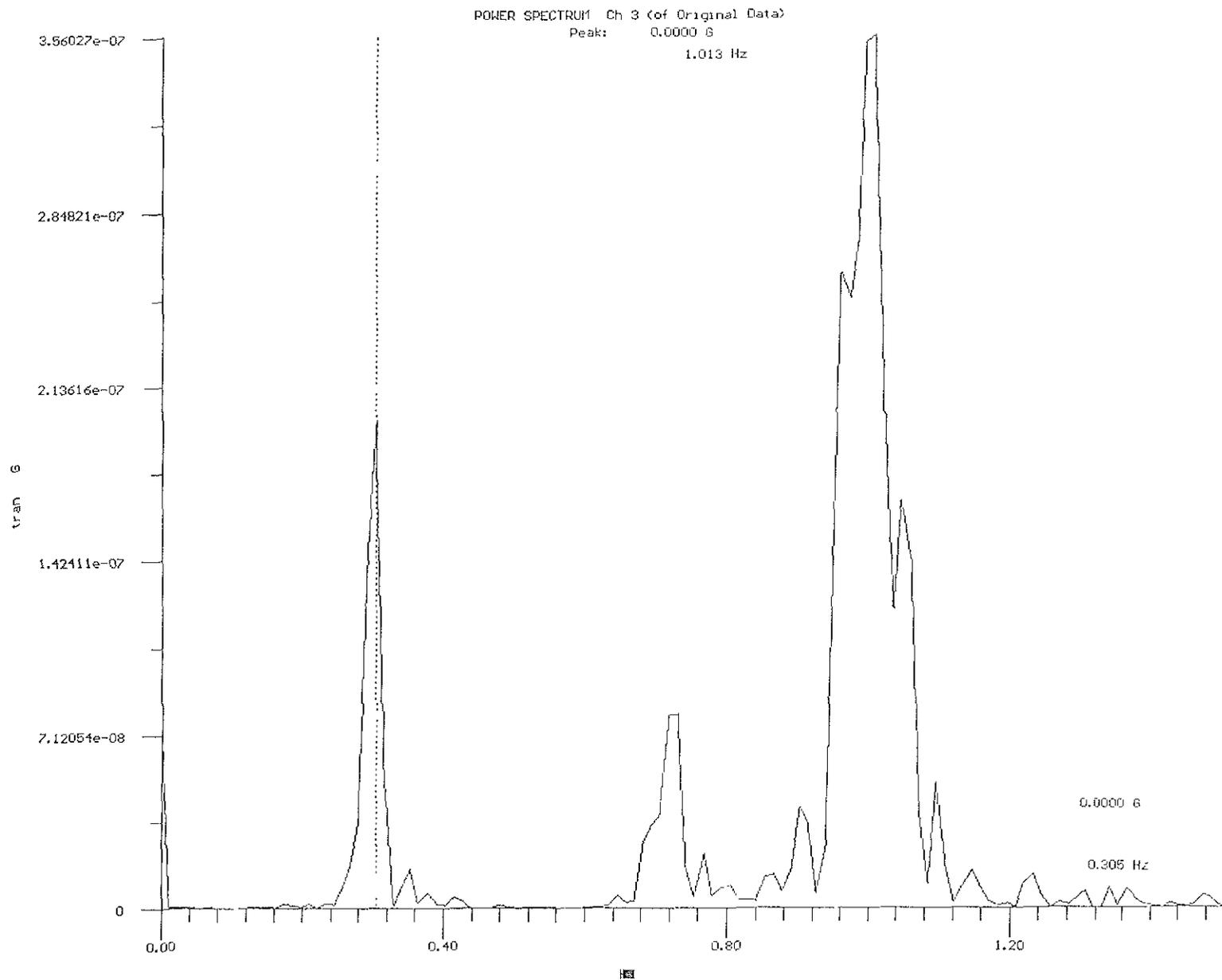


Fig. 5.23b Espectro de potencia para el sismo del 2 de julio, registrado en el piso 13, dirección transversal.

P1320200.6SR Start: 06:14:03.79 2000/07/21 Length: 134.080 sec  
Inst: GSR-12 S/N: 316 Sample Rate: 100 Samples: 13408

Terra Tech  
(c)1986-99



POWER SPECTRUM Ch 2 (of Original Data)  
Peak: 0.0000 G  
2.002 Hz

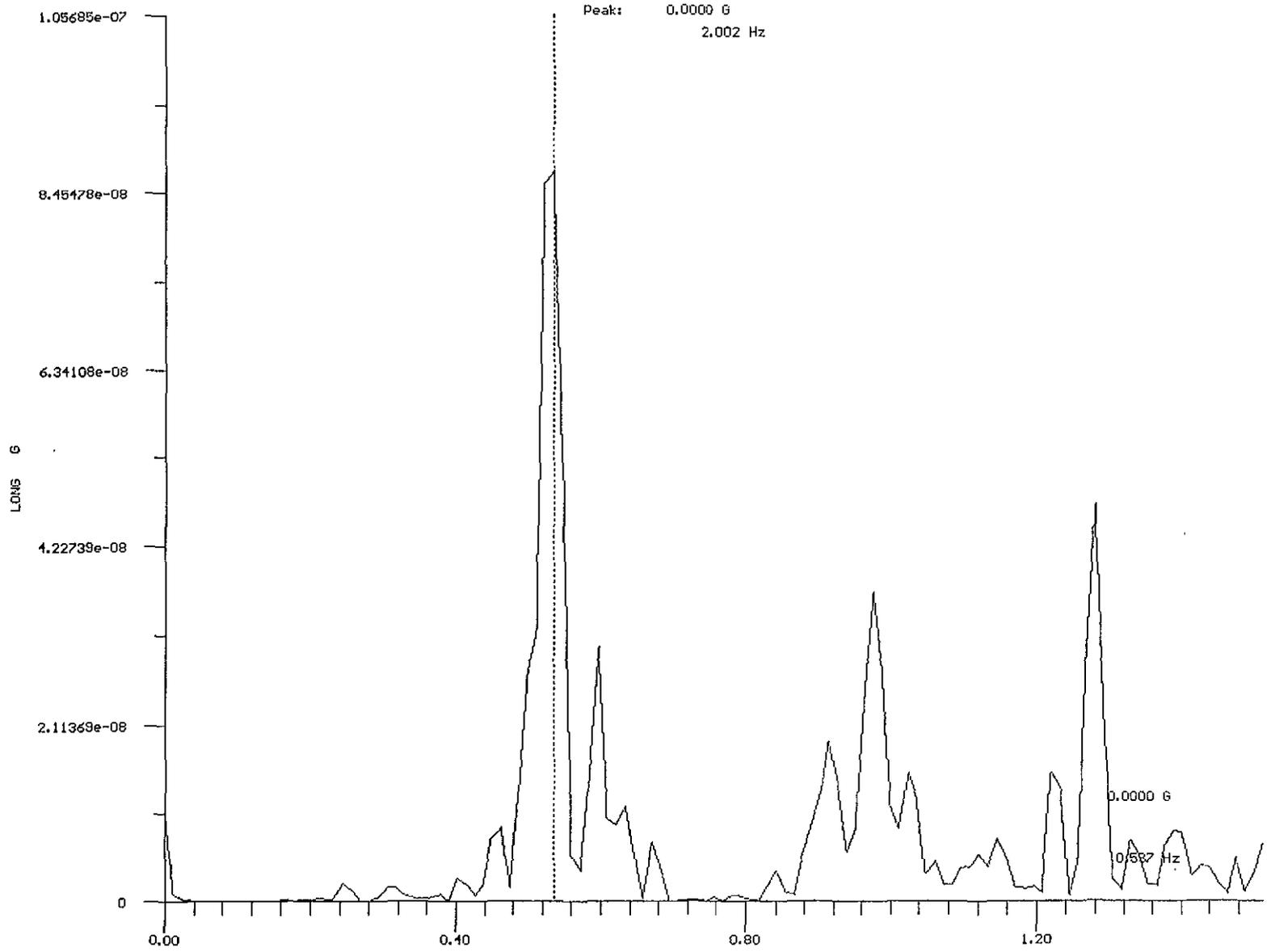
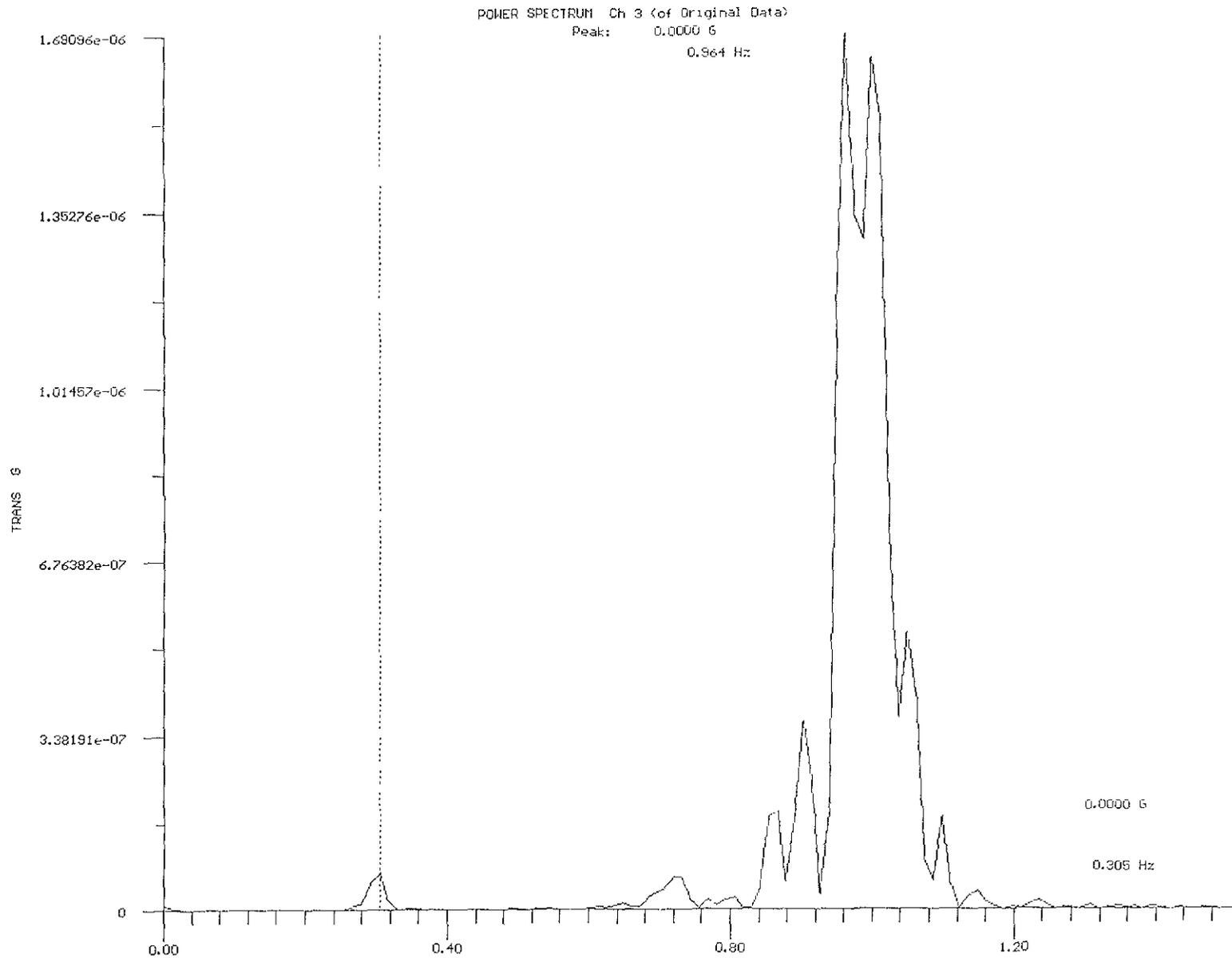


Fig. 5.24b Espectro de potencia para el sismo del 2 de julio, registrado en el piso 6, dirección transversal.

P6\_20200.GSR Start: 06:14:03.79 2000/07/21 Length: 134.100 sec  
Inst: GSR-12 S/n: 317 Sample Rate: 100 Samples: 13410

Terra Tech  
(c)1995-99



109

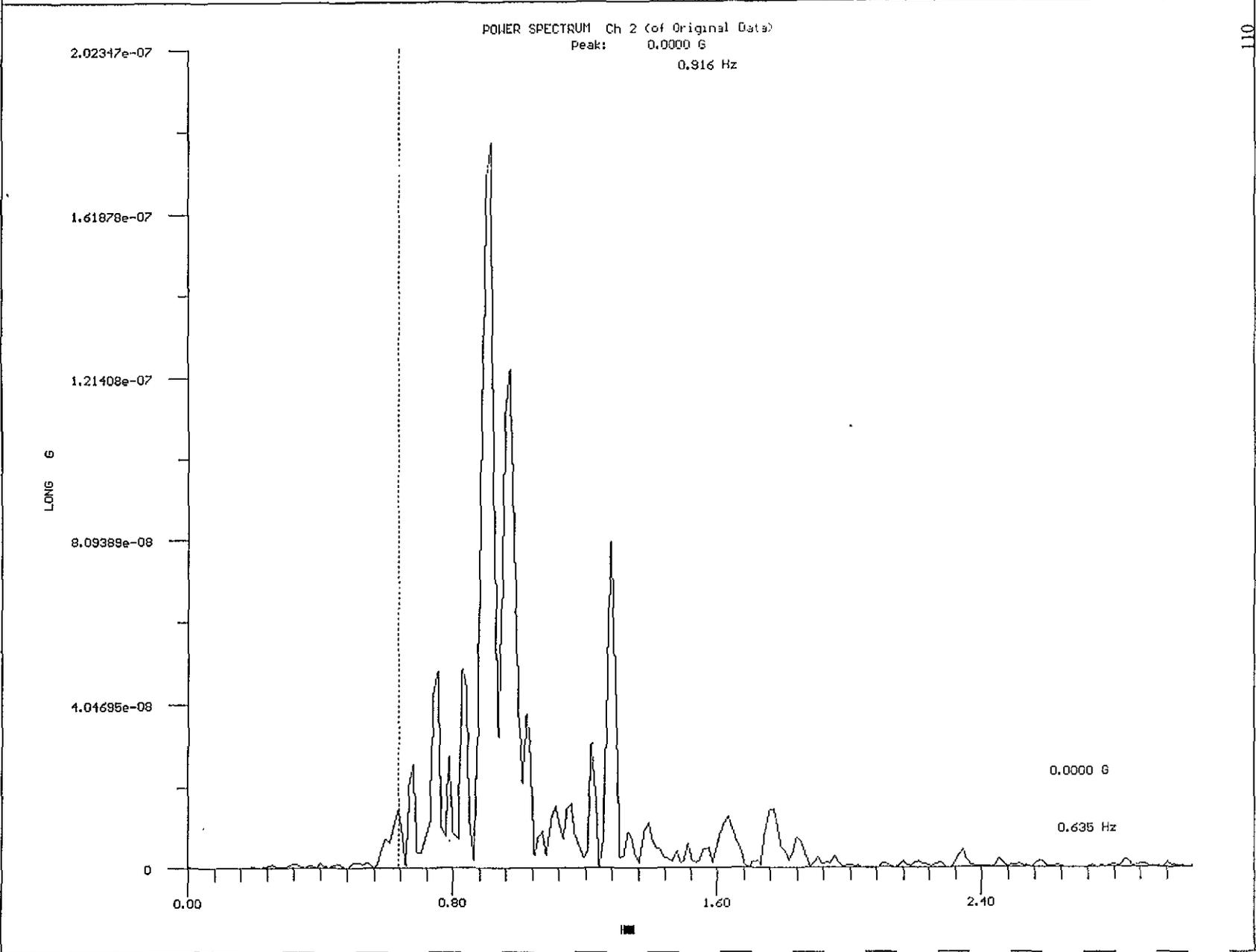
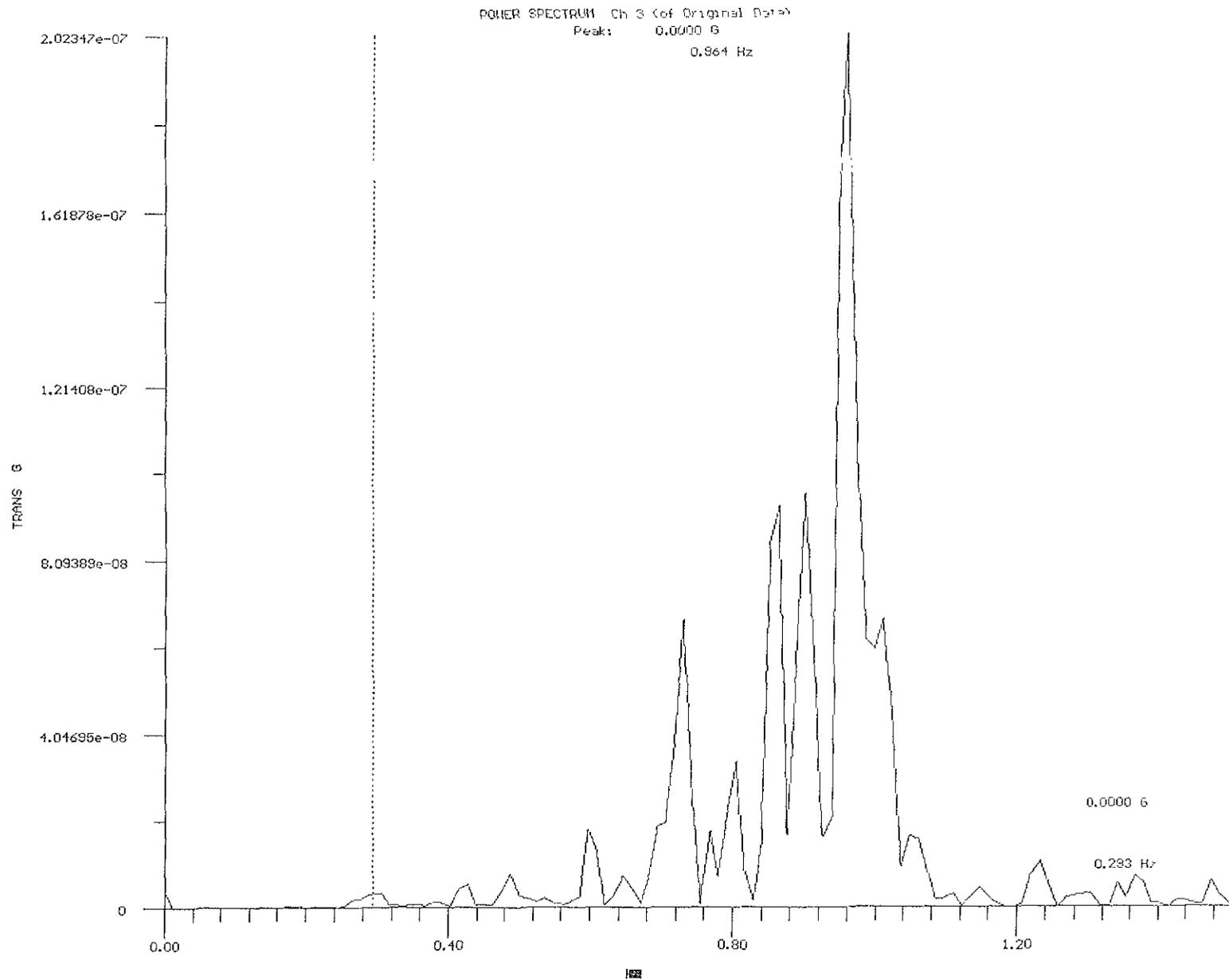


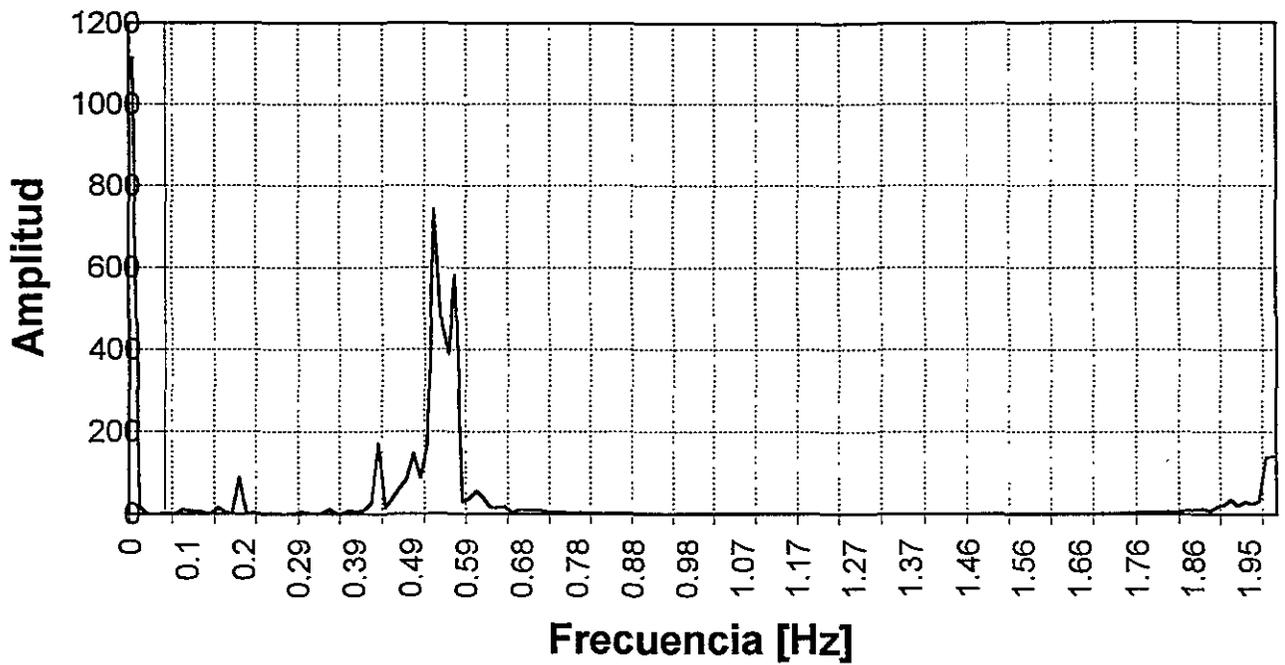
Fig. 5.25b Espectro de potencia para el sismo del 2 de julio, registrado en el sótano, dirección transversal.

SOT20200.GSR Start: 06:14:02.97 2000/07/21 Length: 134.900 sec  
Inst: GSR-12 S/N: 320 Sample Rate: 100 Samples: 13480

Terra Tech  
(c) 1995-99



## Dirección Longitudinal



## Dirección Transversal

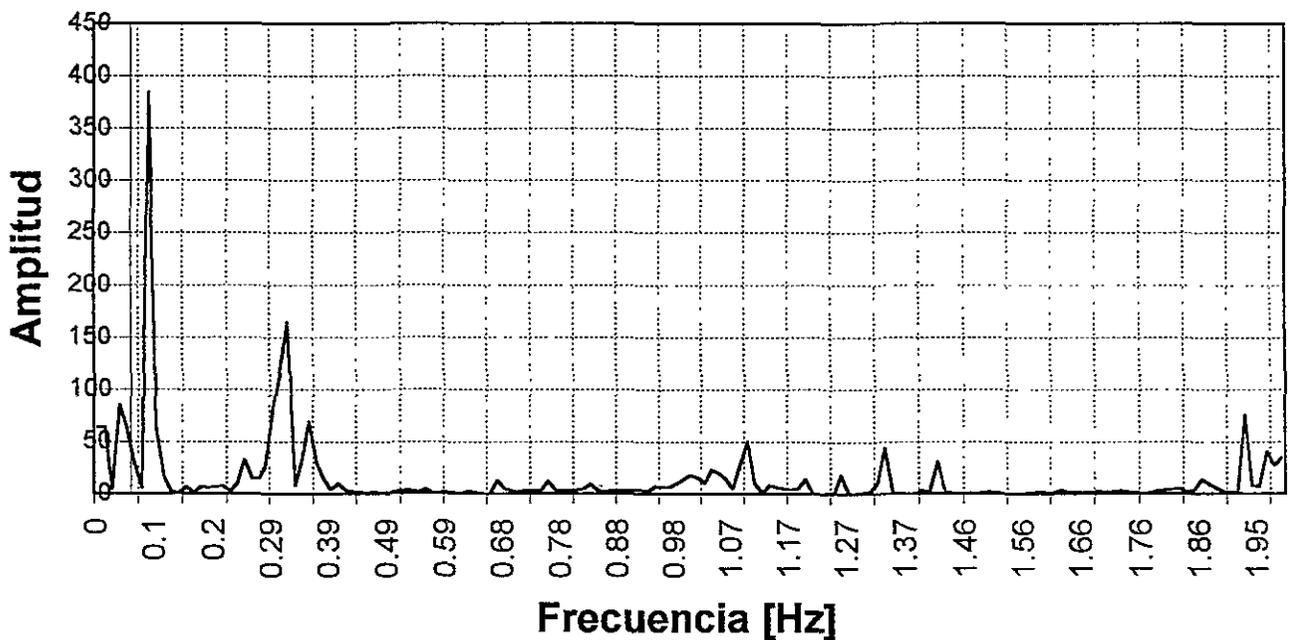
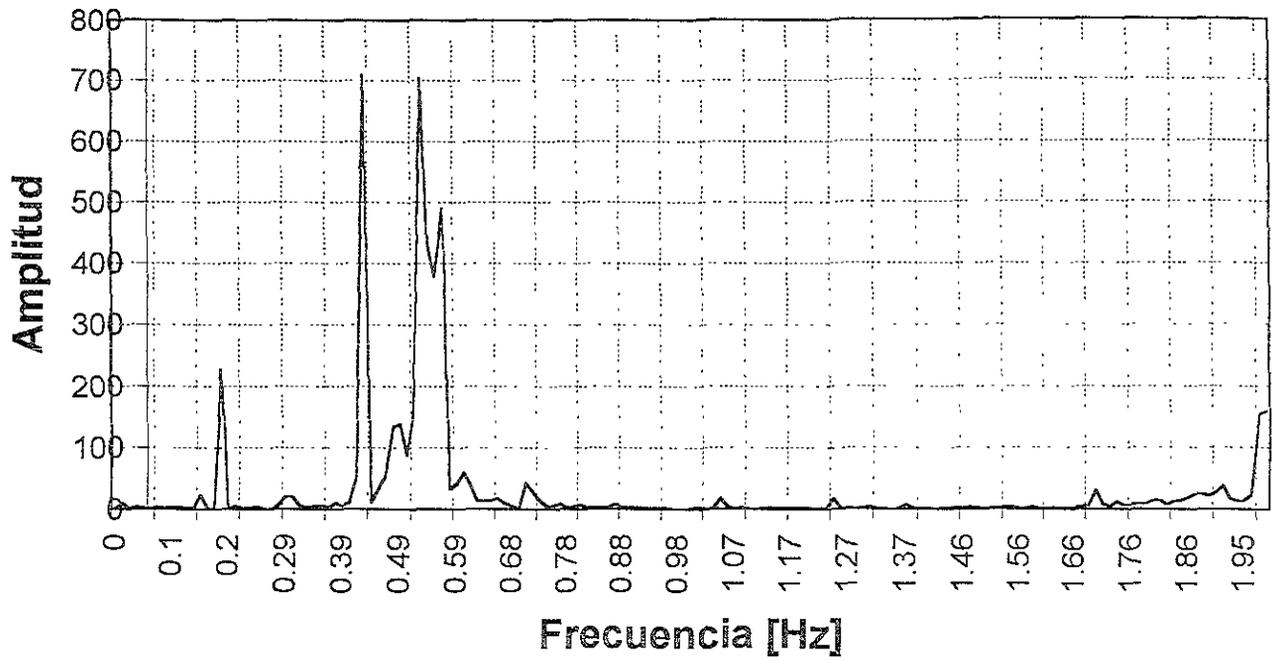


FIG. 5.26 FUNCIÓN DE TRANSFERENCIA (AES/SOT) SISMO 21/07/2000.  
VIBRACIÓN FORZADA.

## Dirección Longitudinal



## Dirección Transversal

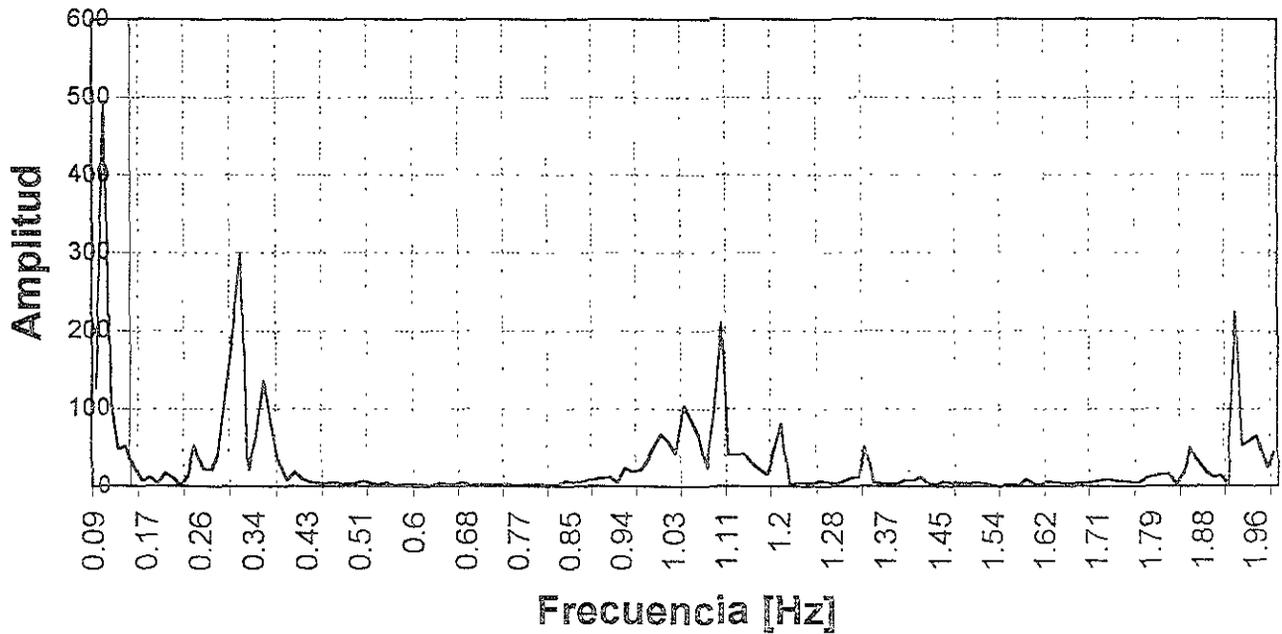
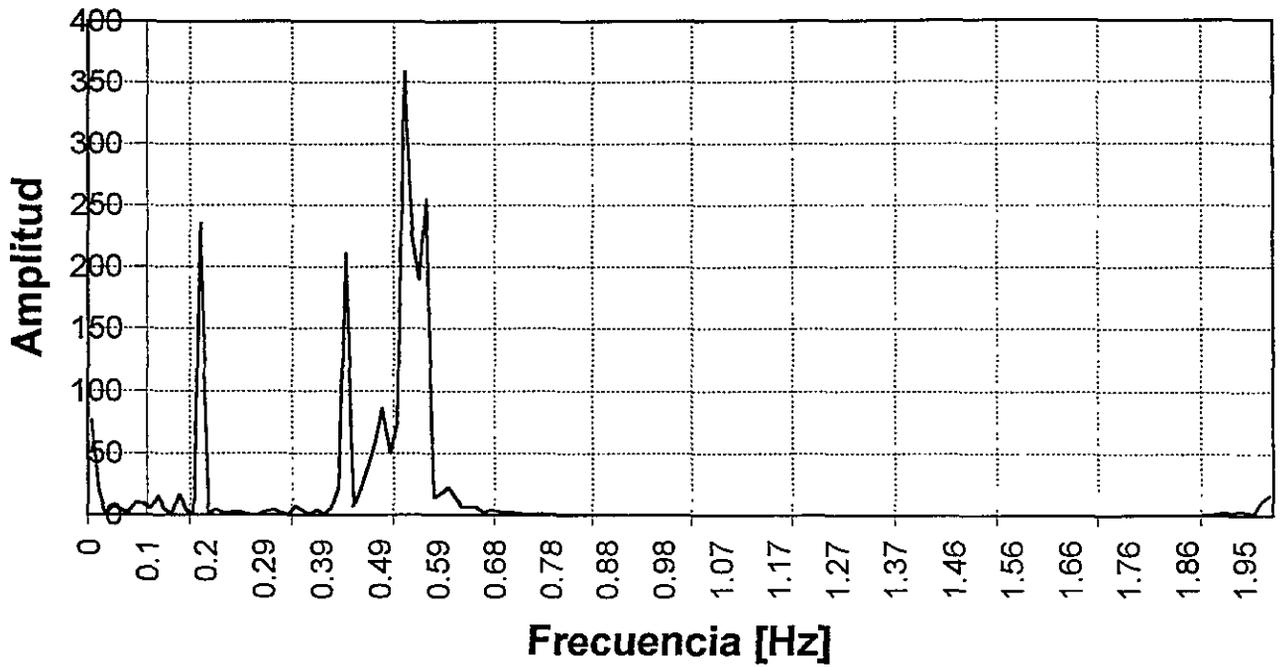


FIG. 5.27 FUNCIÓN DE TRANSFERENCIA (AEX/SOT) SISMO 21/07/2000.  
VIBRACIÓN FORZADA.

## Dirección Longitudinal



## Dirección Transversal

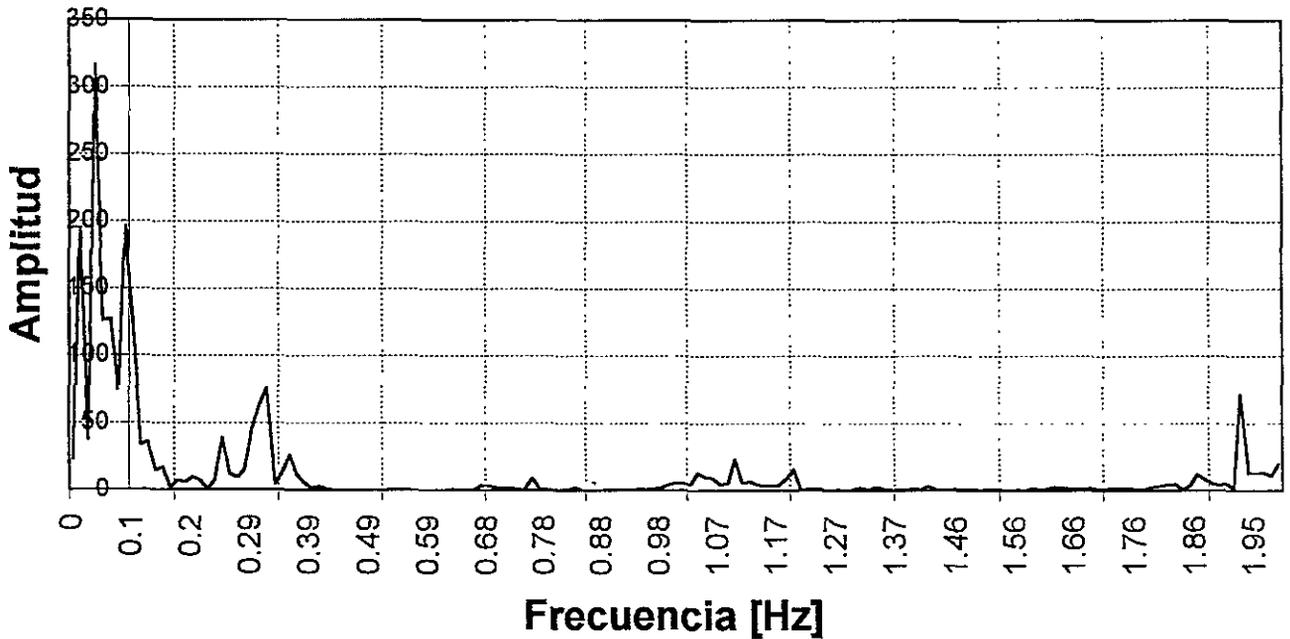
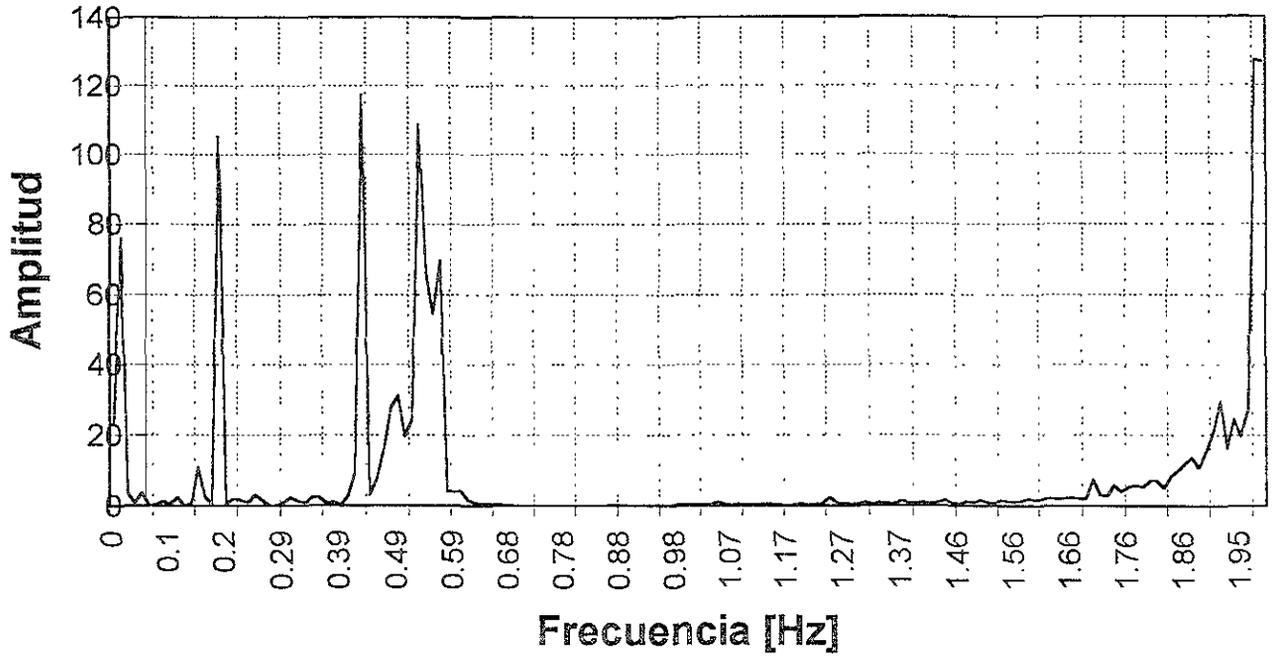


FIG. 5.28 FUNCIÓN DE TRANSFERENCIA (P13/SOT) SISMO 09/08/2000.  
VIBRACIÓN FORZADA.

## Dirección Longitudinal



## Dirección Transversal

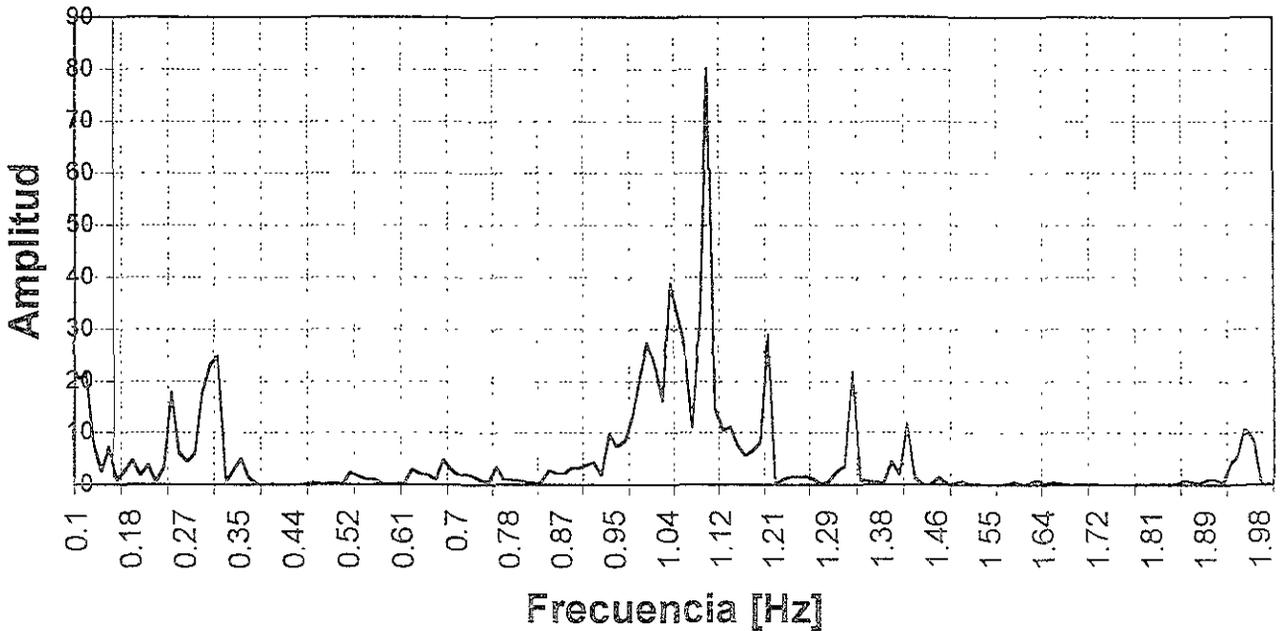


FIG. 5.29 FUNCIÓN DE TRANSFERENCIA (P6/SOT) SISMO 21/07/2000.  
VIBRACIÓN FORZADA.

### 5.2.2 Sismo del 9 de agosto del 2000.

El Servicio Sismológico Nacional el día 9 de agosto del 2000 reportó un evento sísmico a las 06:41:46 hrs de la Cd de México ocurrido frente a las costas de Guerrero y Michoacán originado a una profundidad de 9 km y con un registro de magnitud de 7.0 grados en la escala de Richter.

En las figuras 5.30 a 5.34 se muestran los acelerogramas para cada equipo (aes; azotea escalera, aex; azotea exterior, P13; piso 13, P6; piso 6, sot; sótano). Con base en estas señales en las figuras 5.35 a 5.39 se muestran los espectros de potencia para cada equipo en sus dos direcciones longitudinal y transversal.

En las figuras 5.40 y 5.43 se presentan las funciones de transferencia obtenidas de los registros de aceleraciones del sismo en cuestión para los cinco equipos de medición. De la función de transferencia se observan los valores correspondientes a la frecuencia y periodo fundamental, los cuales se presentan en la tabla 5.8.

Tabla 5.8 Frecuencia y periodo fundamental del sismo del 21 de julio del 2000.

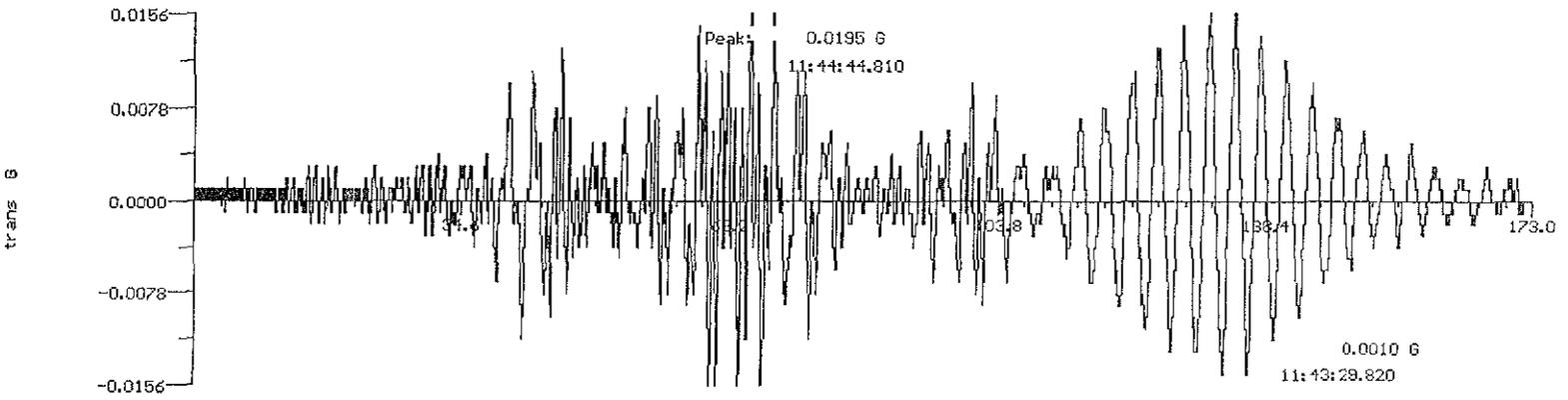
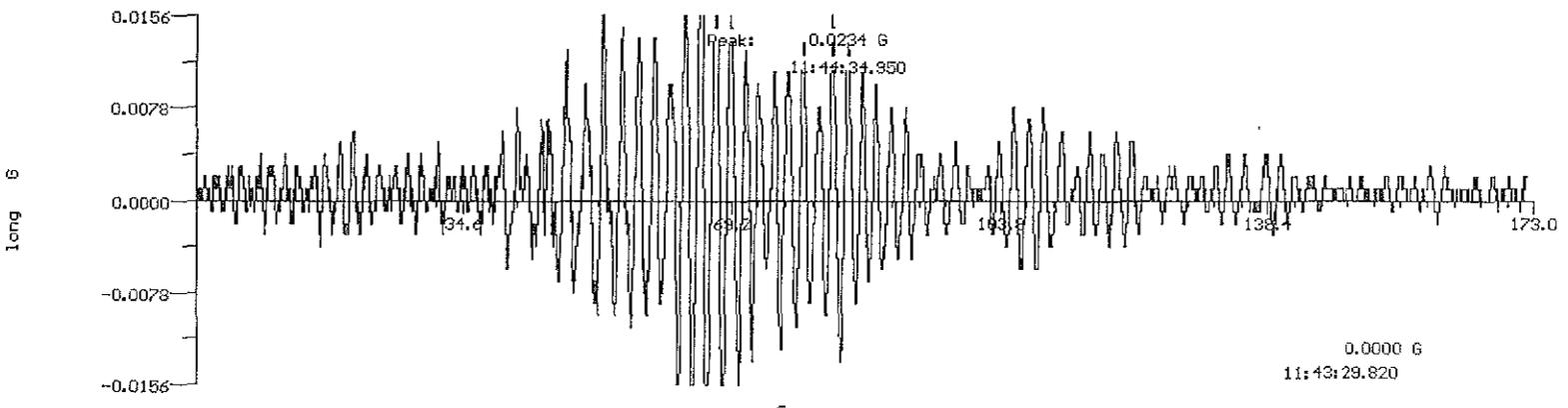
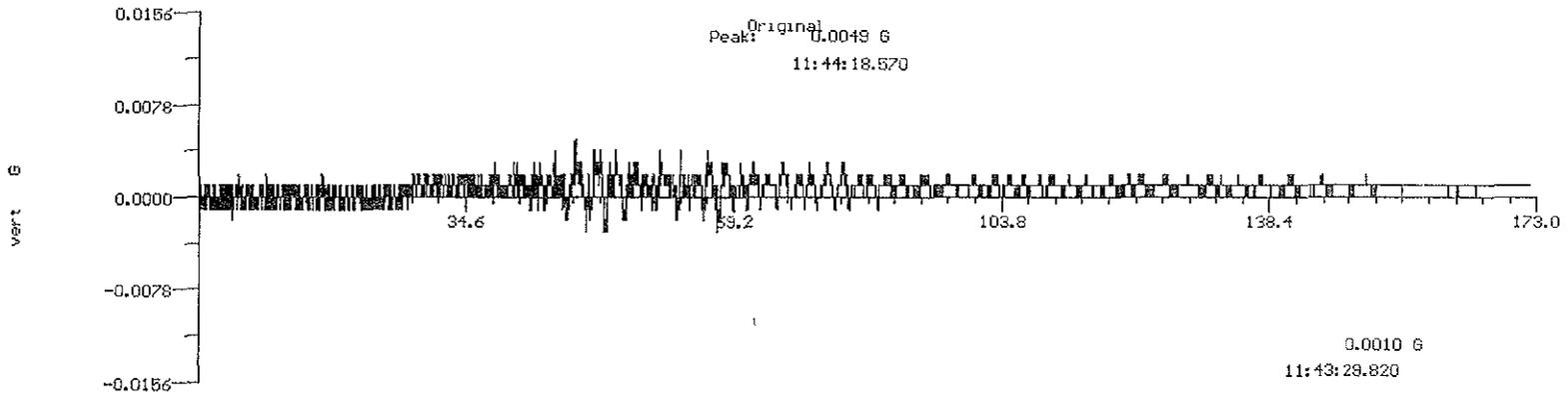
<b>EQUIPOS</b>	<b>DIR. LONG</b>	<b>DIR.TRANS</b>
<b>AES/SOT</b>	0.54925	0.31124
<b>AEX/SOT</b>	0.54925	0.31124
<b>P13/SOT</b>	0.54925	0.31124
<b>P6/SOT</b>	0.54925	0.31124
<b>PROMEDIO FRECUENCIA.</b>	<b>0.54925</b>	<b>0.31124</b>

<b>PROMEDIO PERIODO.</b>	<b>1.821 s</b>	<b>3.213 s</b>
------------------------------	----------------	----------------

Fig. 5.30 Registro de aceleraciones, obtenido en el equipo ubicado en la Azotea-Escalera para la el sismo del 9 de agosto.

aes22100.6SR Start: 11:43:29.82 2000/08/09 Length: 172.100 sec Terra Tech  
 Inst: 6SR-12 S/N: 318 Sample Rate: 100 Samples: 17210 (c)1995-99



11

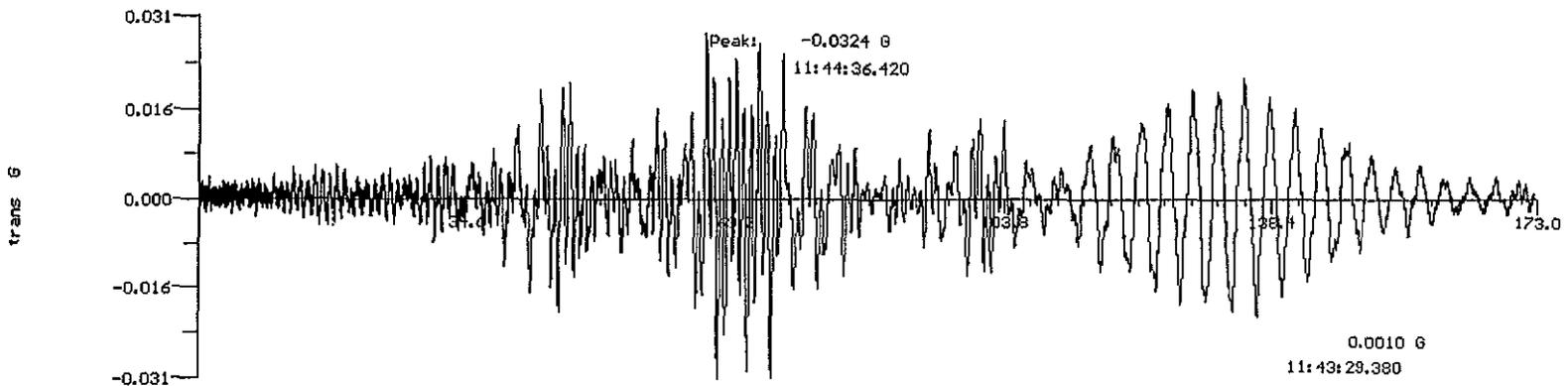
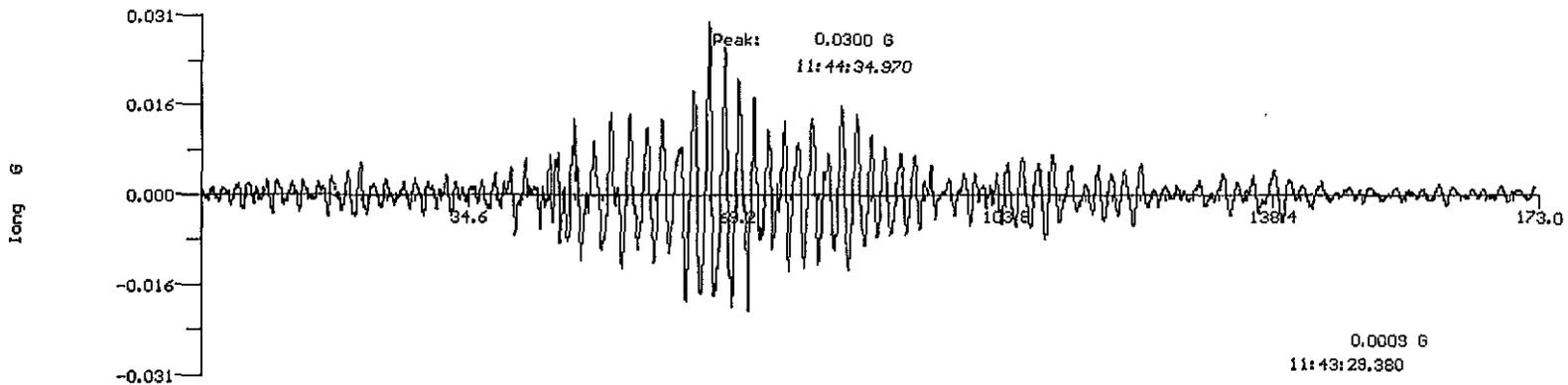
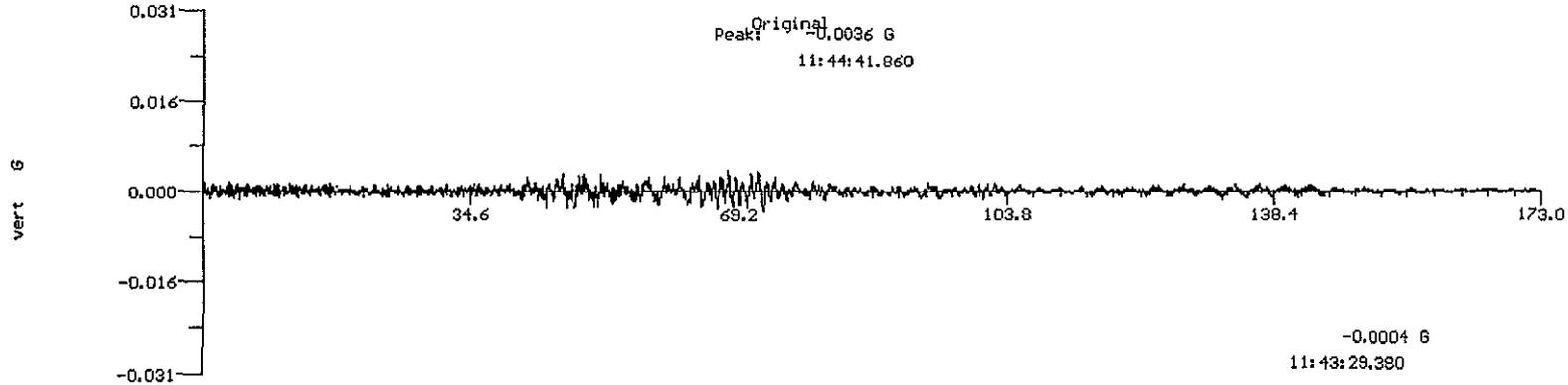


Fig. 5.32 Registro de aceleraciones, obtenido en el equipo ubicado en el piso 13, para la señal el sismo del 9 de agosto.

p1322100.GSR	Start:	11:43:29.79	2000/08/09	Length:	172.080	sec	Terra Tech
Inst:	GSR-12	S/N:	316	Sample Rate:	100	Samples:	17208
							(c)1995-99

119

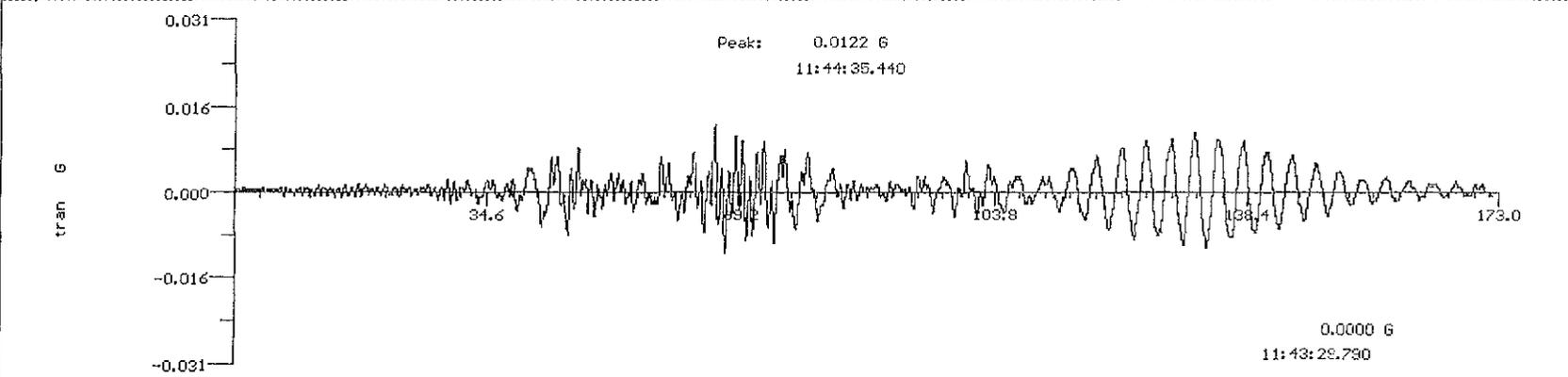
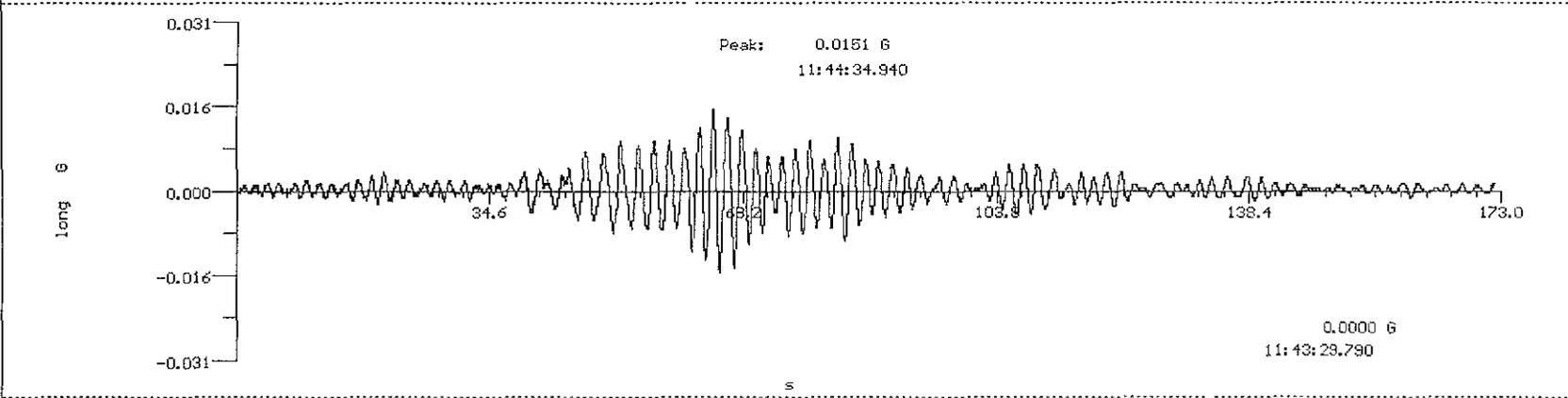
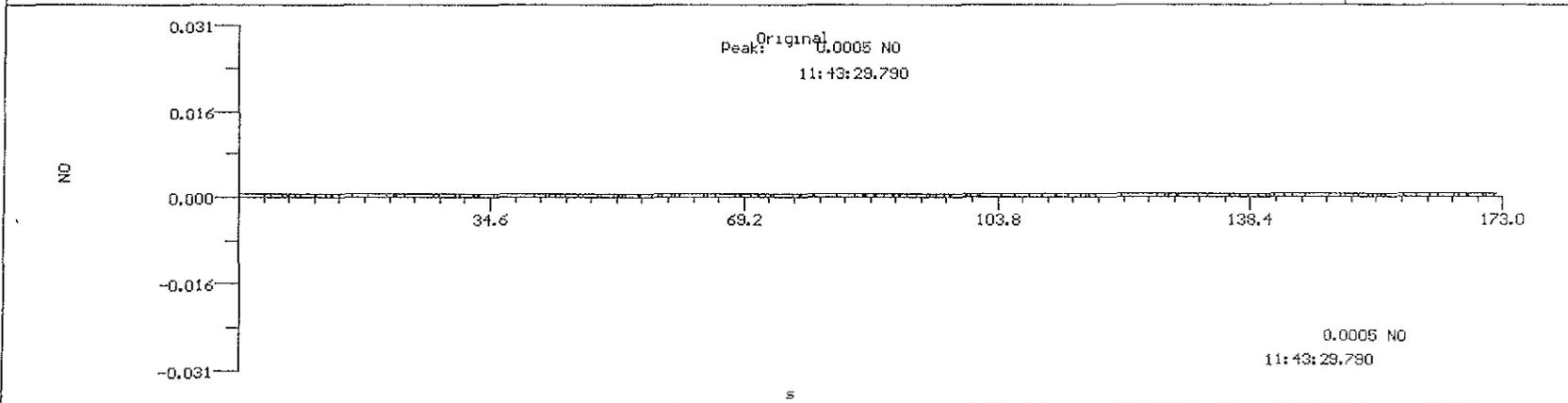


Fig. 5.33 Registro de aceleraciones, obtenido en el equipo ubicado en el piso 6, para el sismo del 6 de agosto.

p6\_22100.GSR Start: 11:43:29.79 2000/08/09 Length: 172.120 sec  
Instr: GSR-12 S/Nr: 317 Sample Rate: 100 Samples: 17212

Terra Tech  
(c)1995-99

120

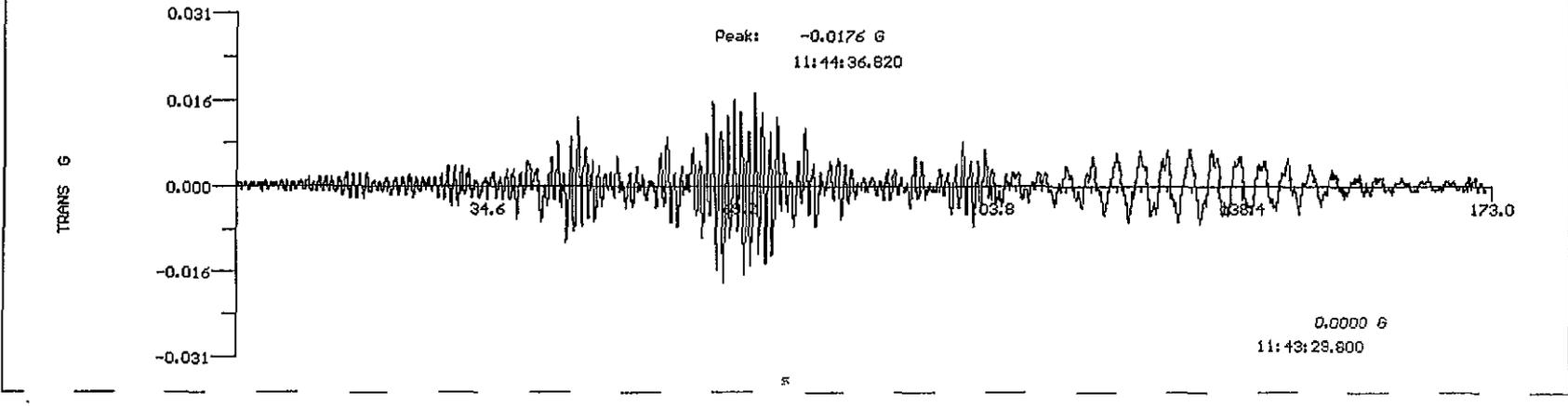
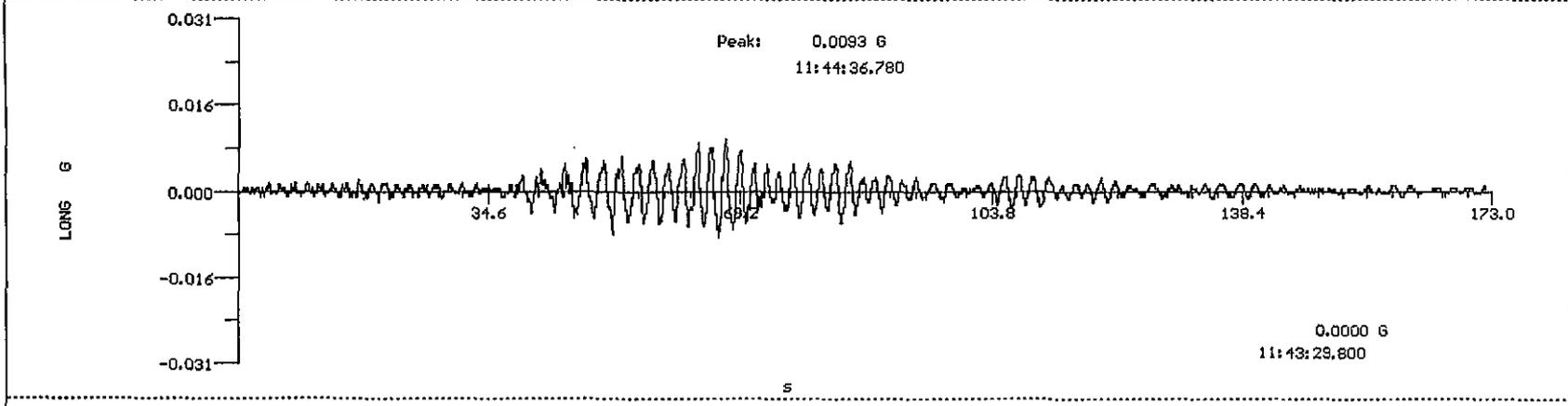
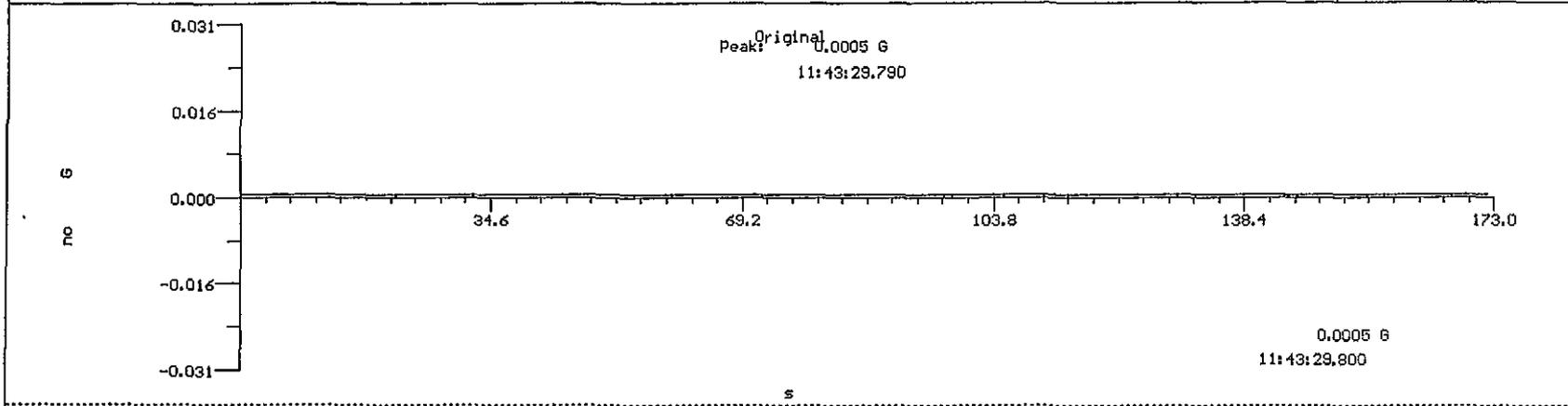
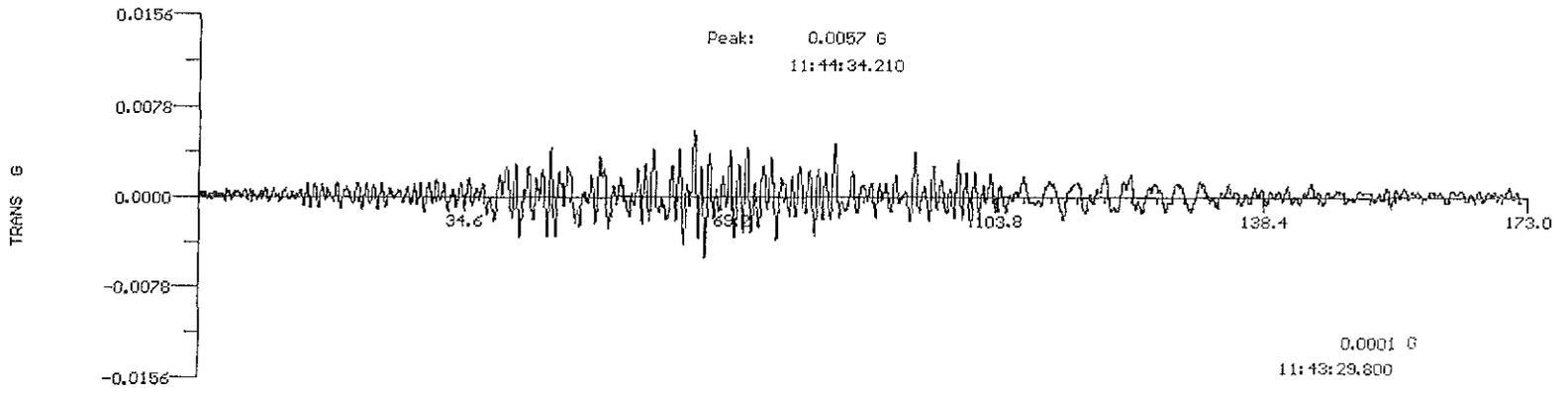
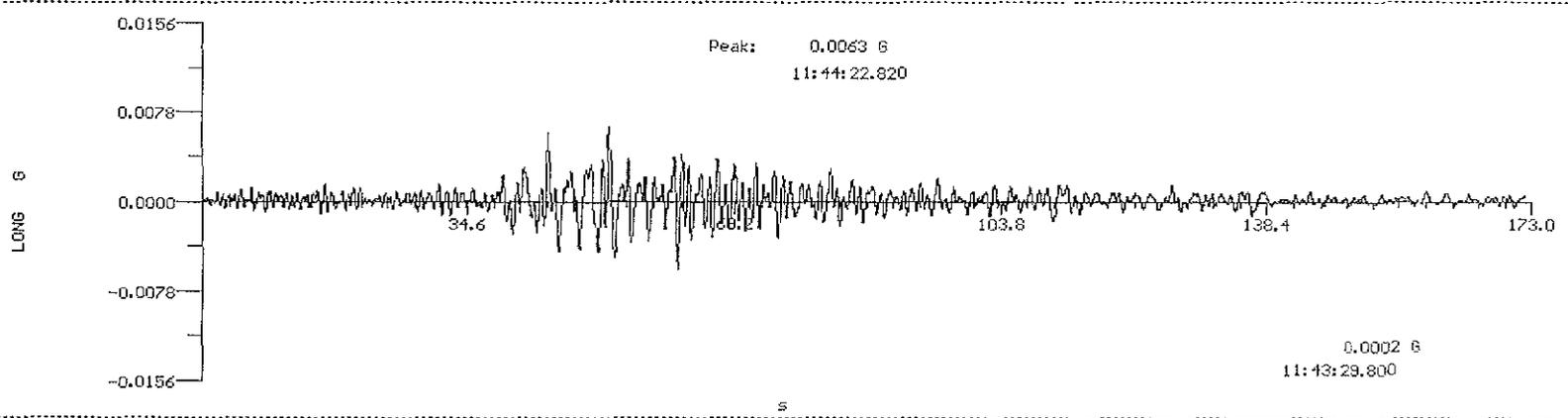
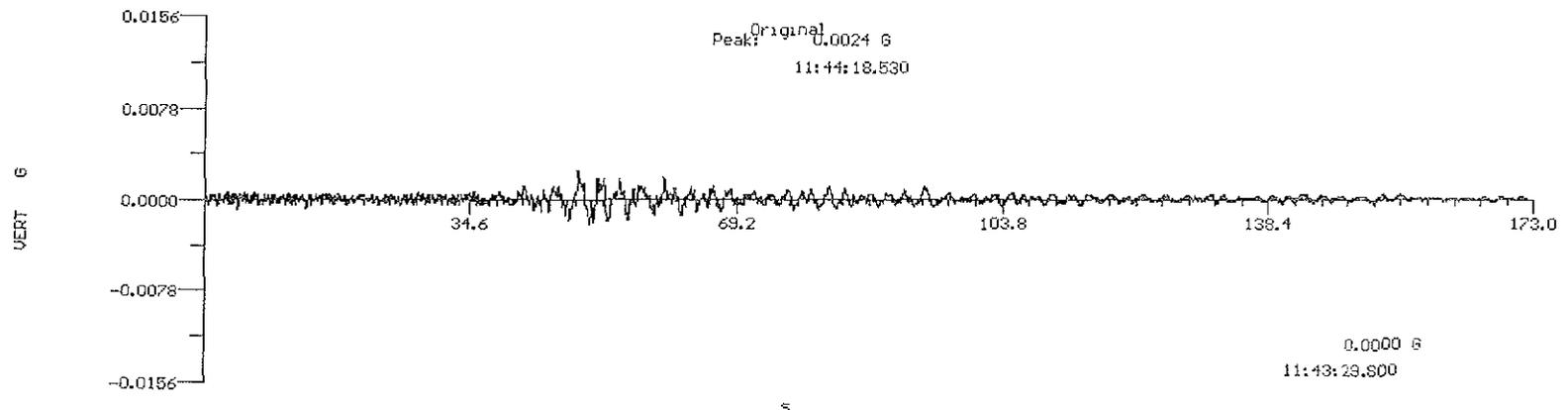


Fig. 5.34 Registro de aceleraciones, obtenido en el equipo ubicado en el sótano, para el sismo del 9 de agosto.

sot22100.6SR Start: 11:43:29.79 2000/08/09 Length: 172.120 sec Terra Tech  
 Inst: GSR-12 S/N: 320 Sample Rate: 100 Samples: 17212 (c)1995-99

121



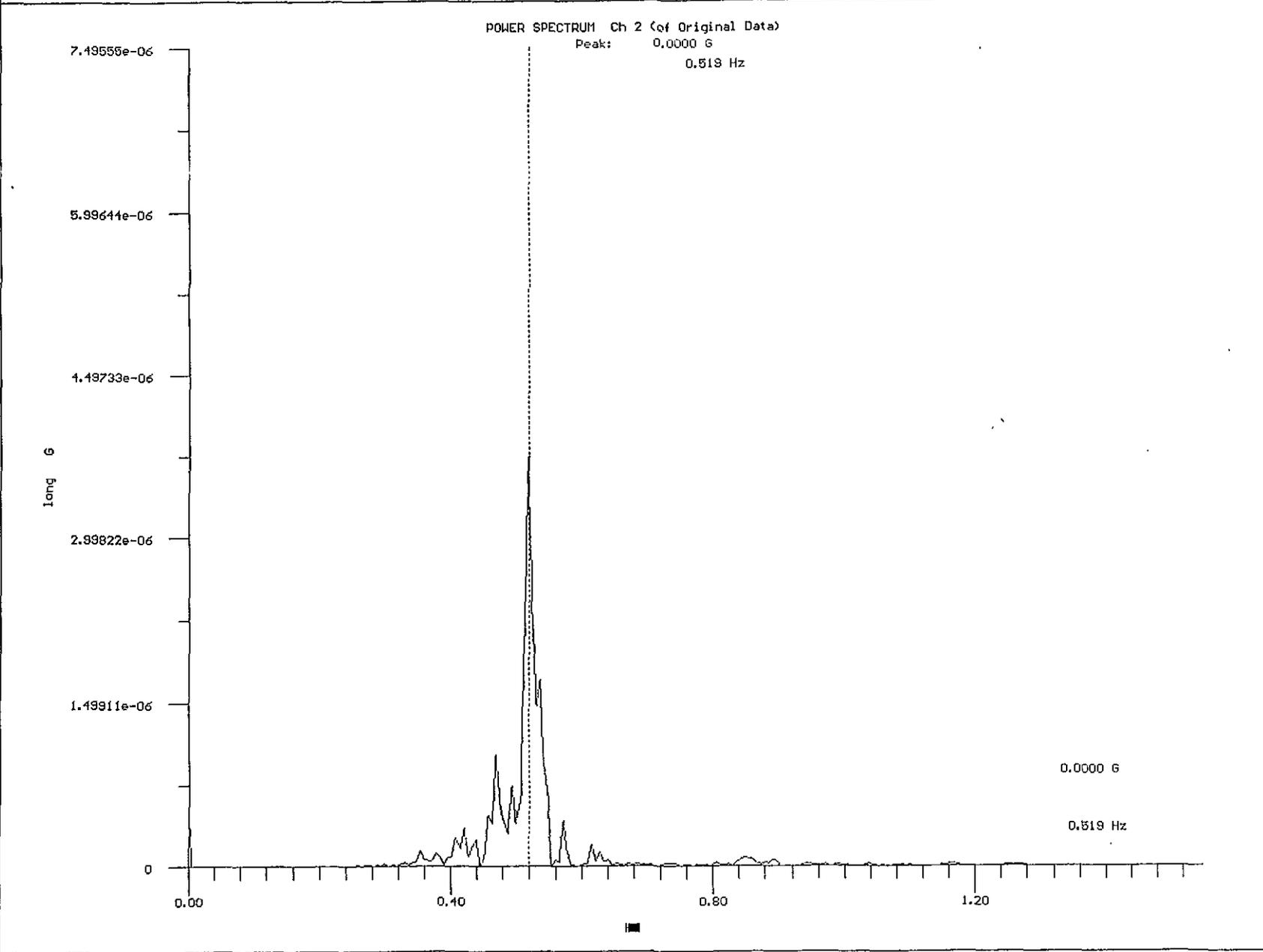


Fig. 5.35b Espectro de potencia para el sismo del 9 de agosto, registrado en la Azotea-Escalera, dirección transversal.

AES22100.GSR

Start:

11:43:28.82

2000/08/09

Length: 172.100 sec

Terra Tech

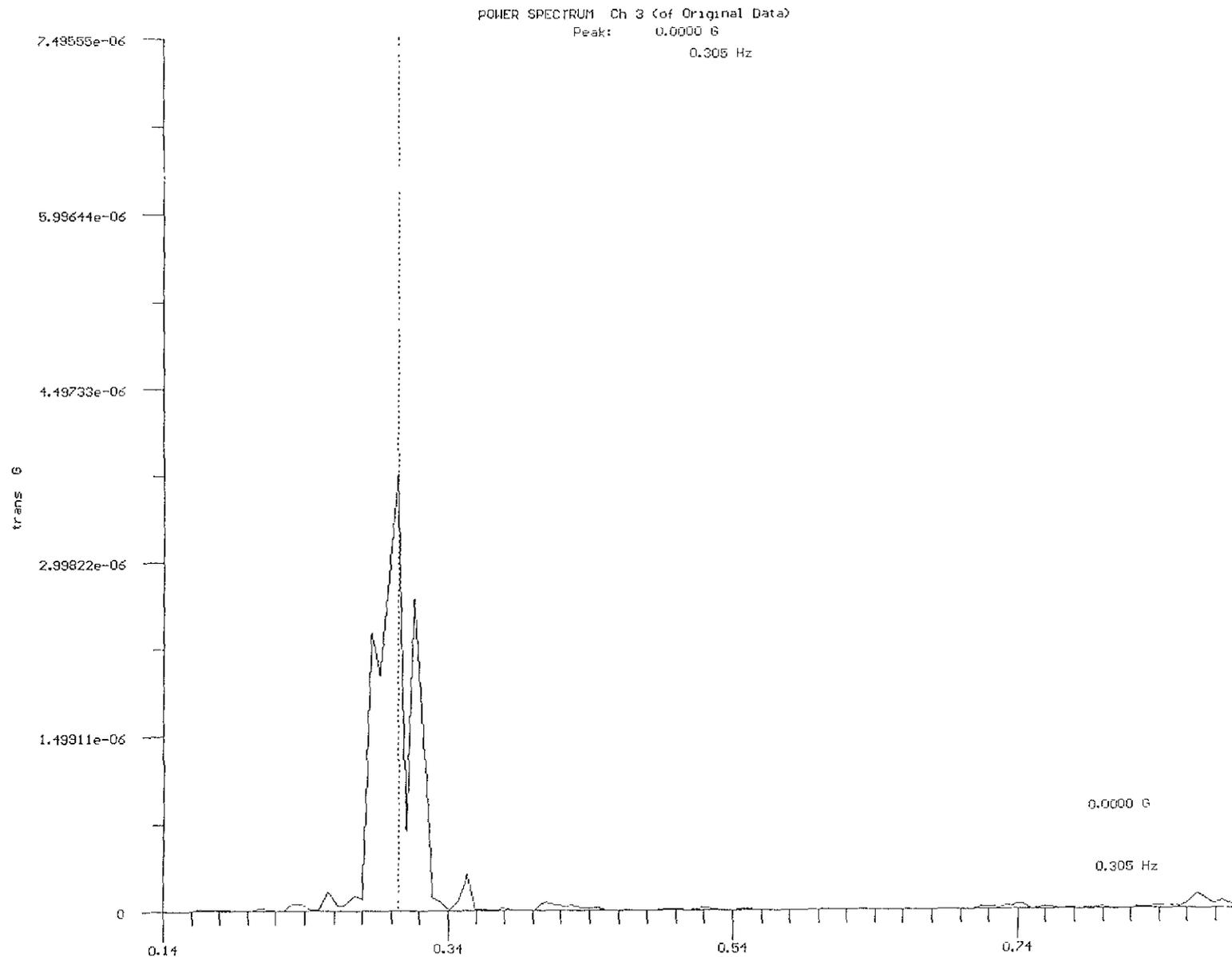
Inst: CSR-12

S/N: 318

Sample Rate: 100

Samples: 17210

(c) 1995-99



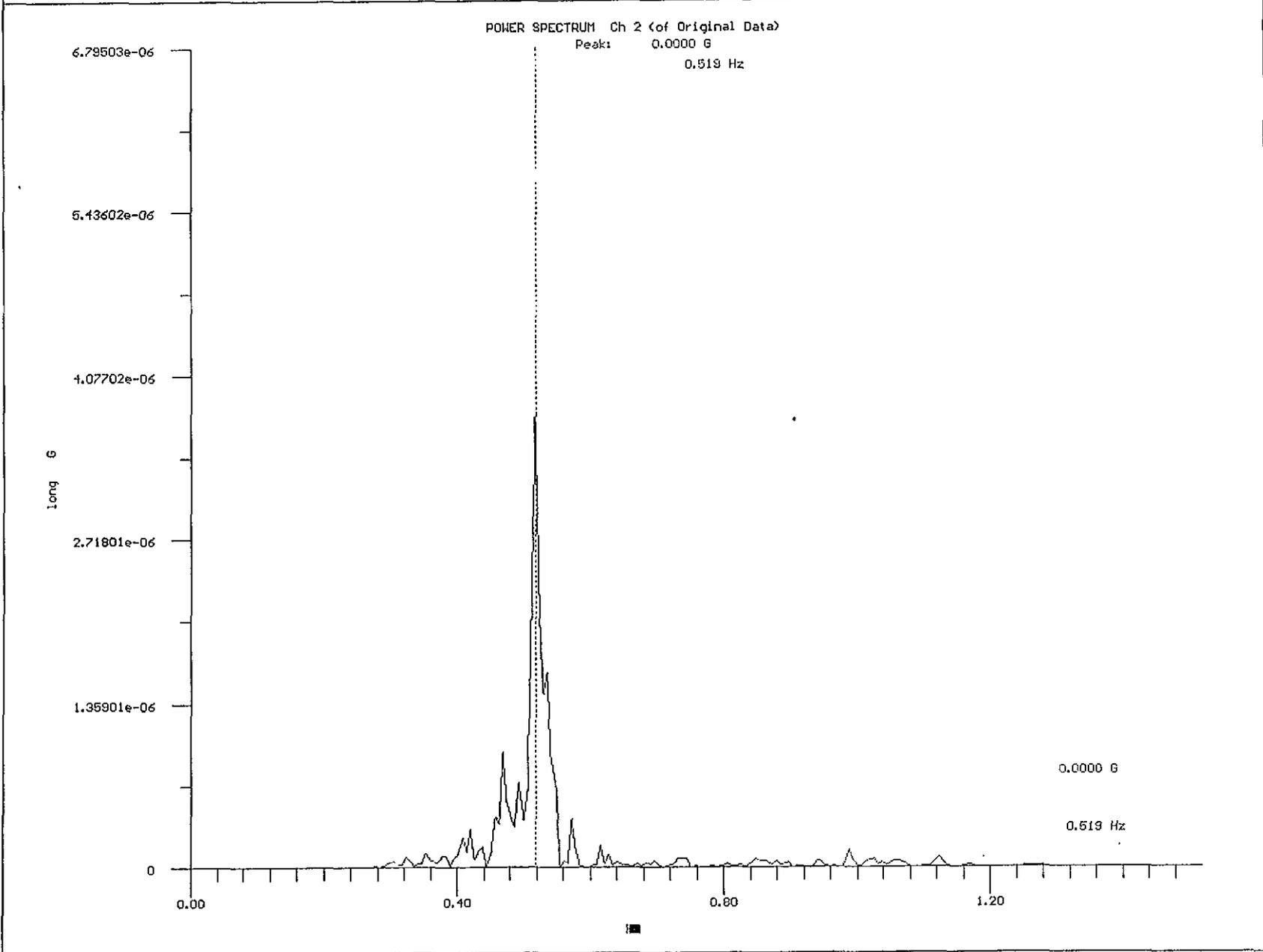
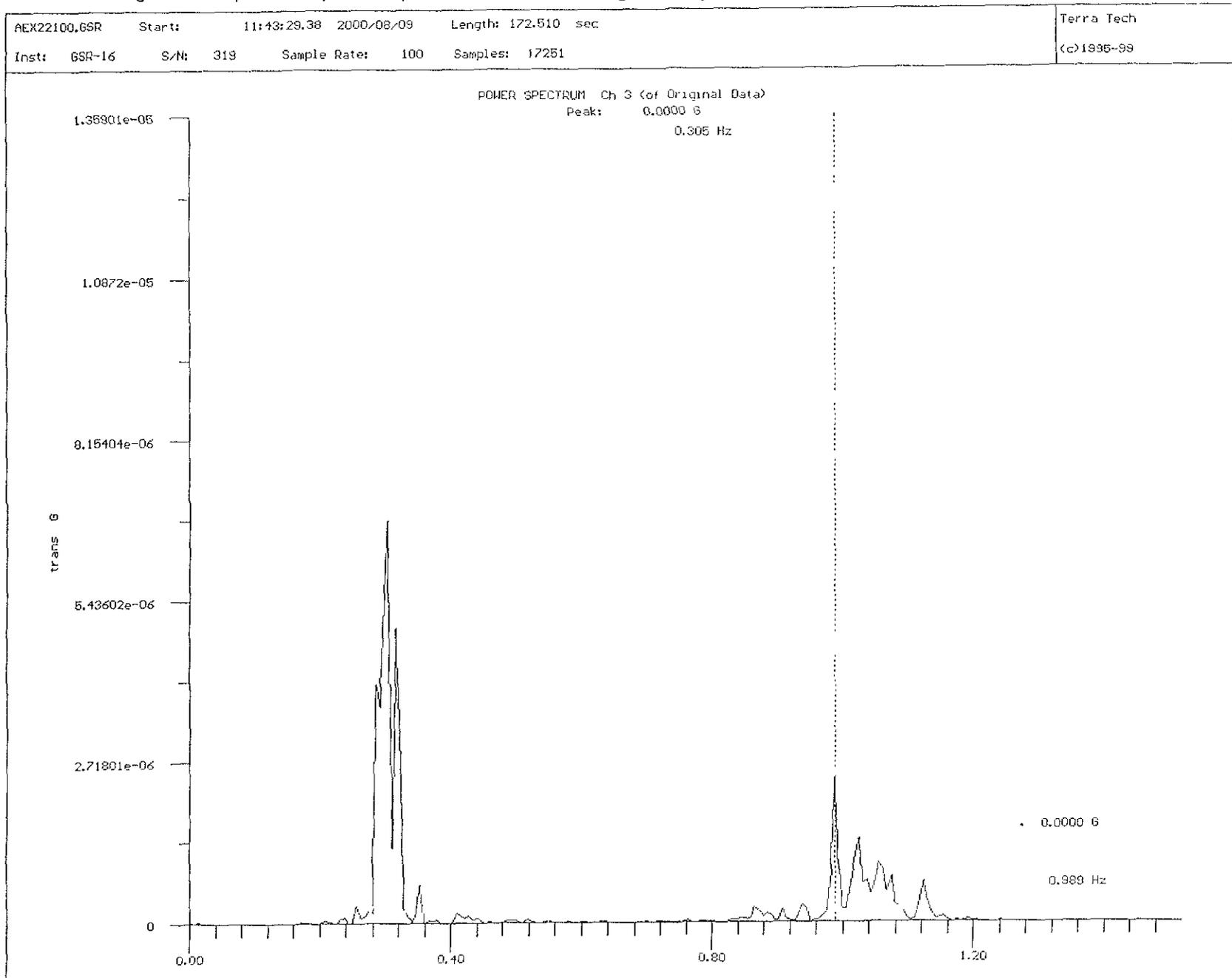


Fig. 5.36b Espectro de potencia para el sismo del 9 de agosto, registrado en la Azotea-Exterior, dirección transversal.



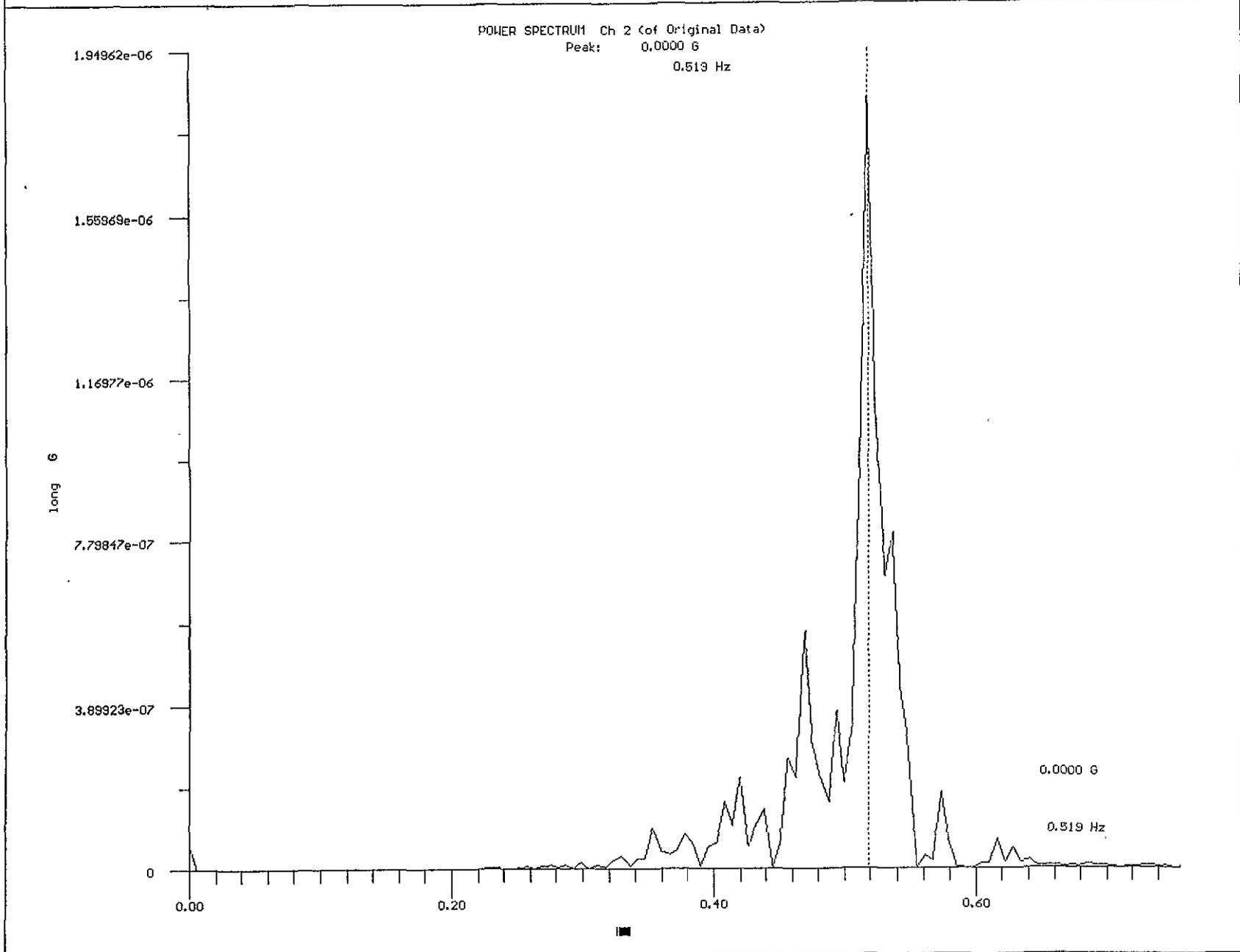
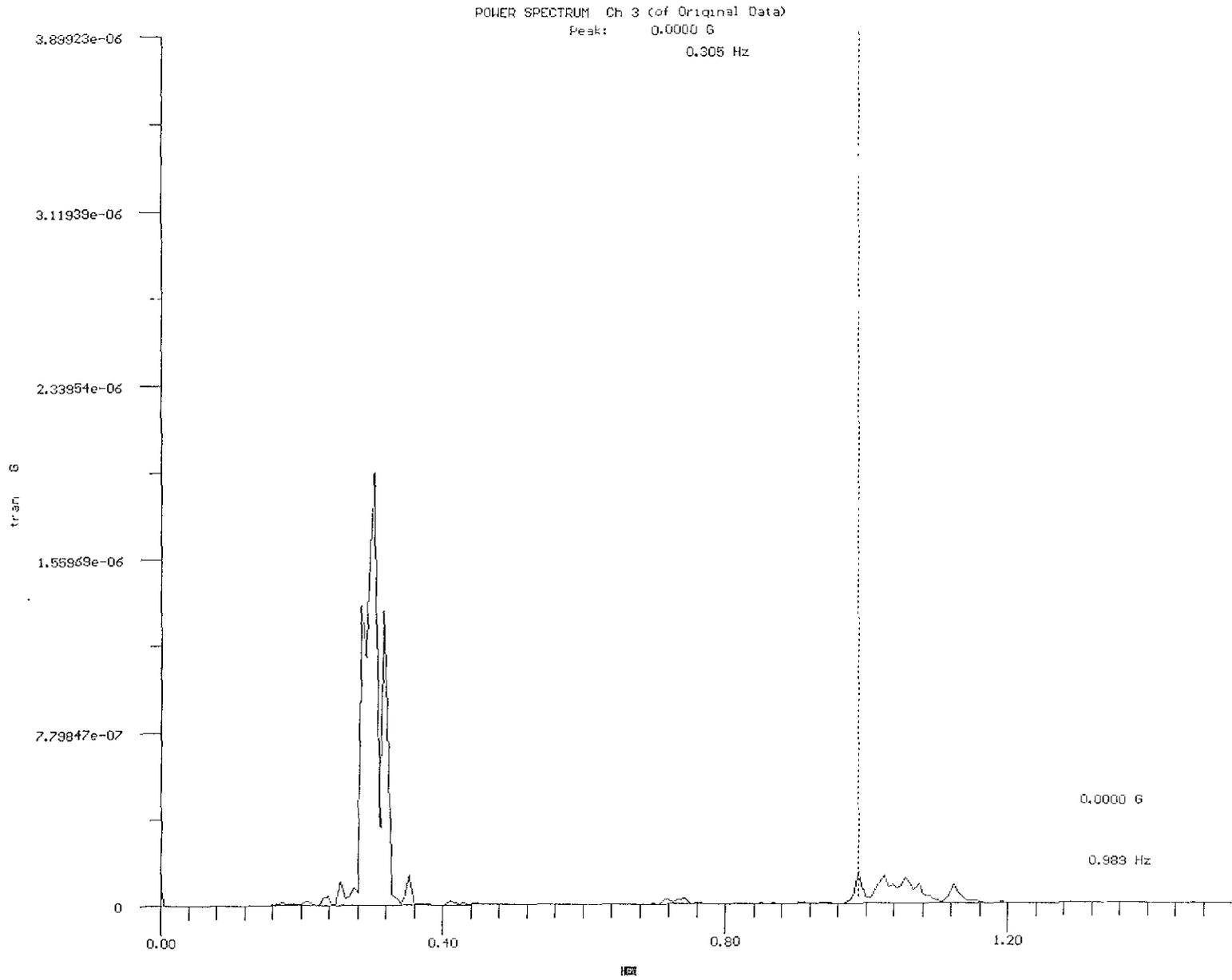


Fig. 5.37b Espectro de potencia para el sismo del 9 de agosto, registrado en el piso 13, dirección transversal.

P1322100.6SR Start: 11:43:29.79 2000/08/09 Length: 172.080 sec Terra Tech  
Inst: 6SR-12 S/N: 316 Sample Rate: 100 Samples: 17203 (c)1995-93



POWER SPECTRUM Ch 2 (of Original Data)  
Peak: 0.0000 G  
0.519 Hz

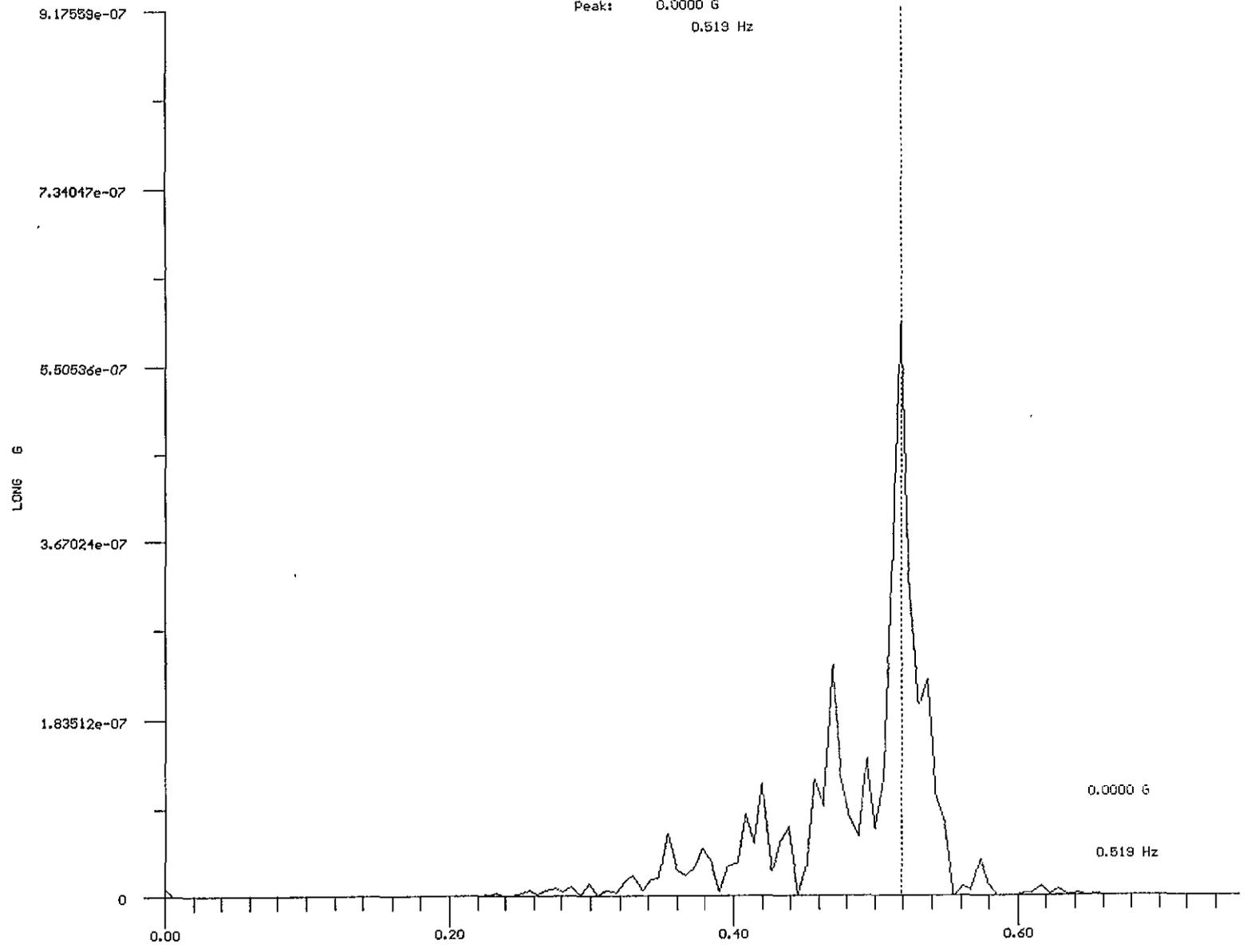
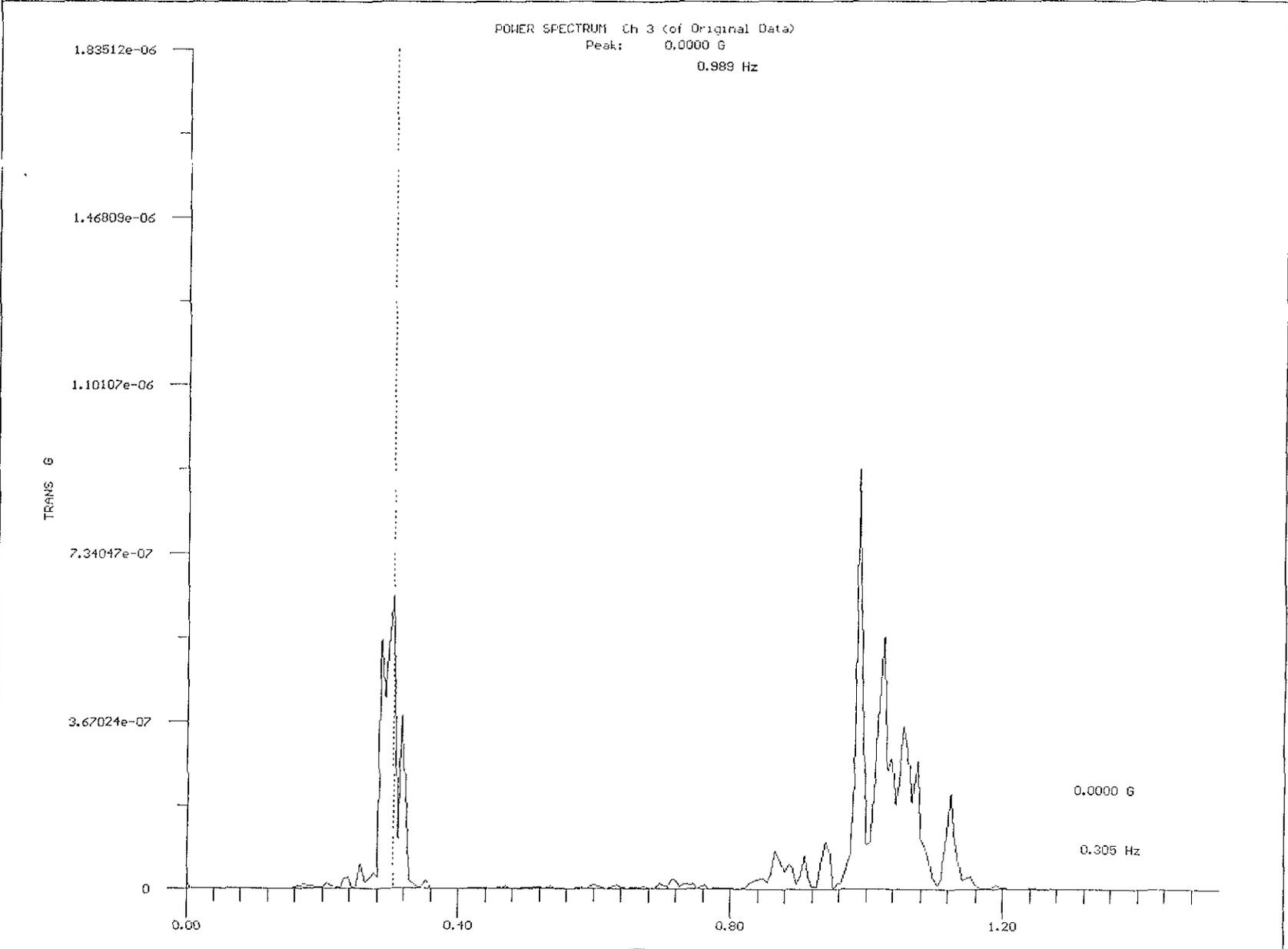


Fig 5.38b Espectro de potencia para el sismo del 9 de agosto, registrado en el piso 6, dirección transversal.

P6_22100.6SR	Start:	11:43:23.79	2000/08/09	Length: 172.120	sec	Terra Tech
Inst: GSR-12	S/N:	317	Sample Rate:	100	Samples: 17212	(c)1995-99



SOT22100.69R

Start:

11:43:29.79 2000/08/09

Length: 172.120 sec

Terra Tech

Inst: 6SR-12

S/N: 320

Sample Rate: 100

Samples: 17212

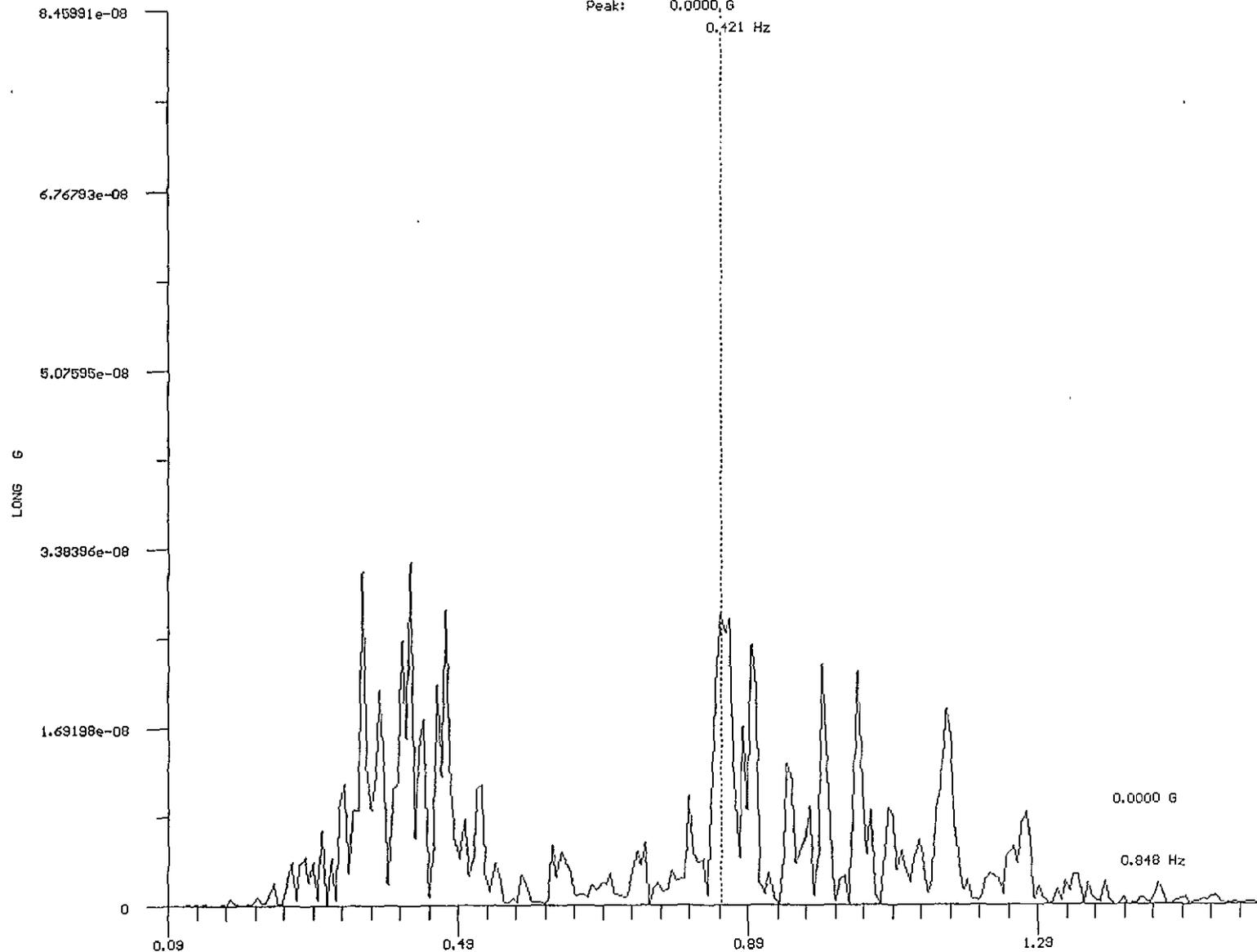
(c) 1995-99

Fig. 5.39a Espectro de potencia para el sismo del 9 de agosto, registrado en el sótano, dirección longitudinal.

POWER SPECTRUM Ch 2 (of Original Data)

Peak: 0.0000, G

0.421 Hz

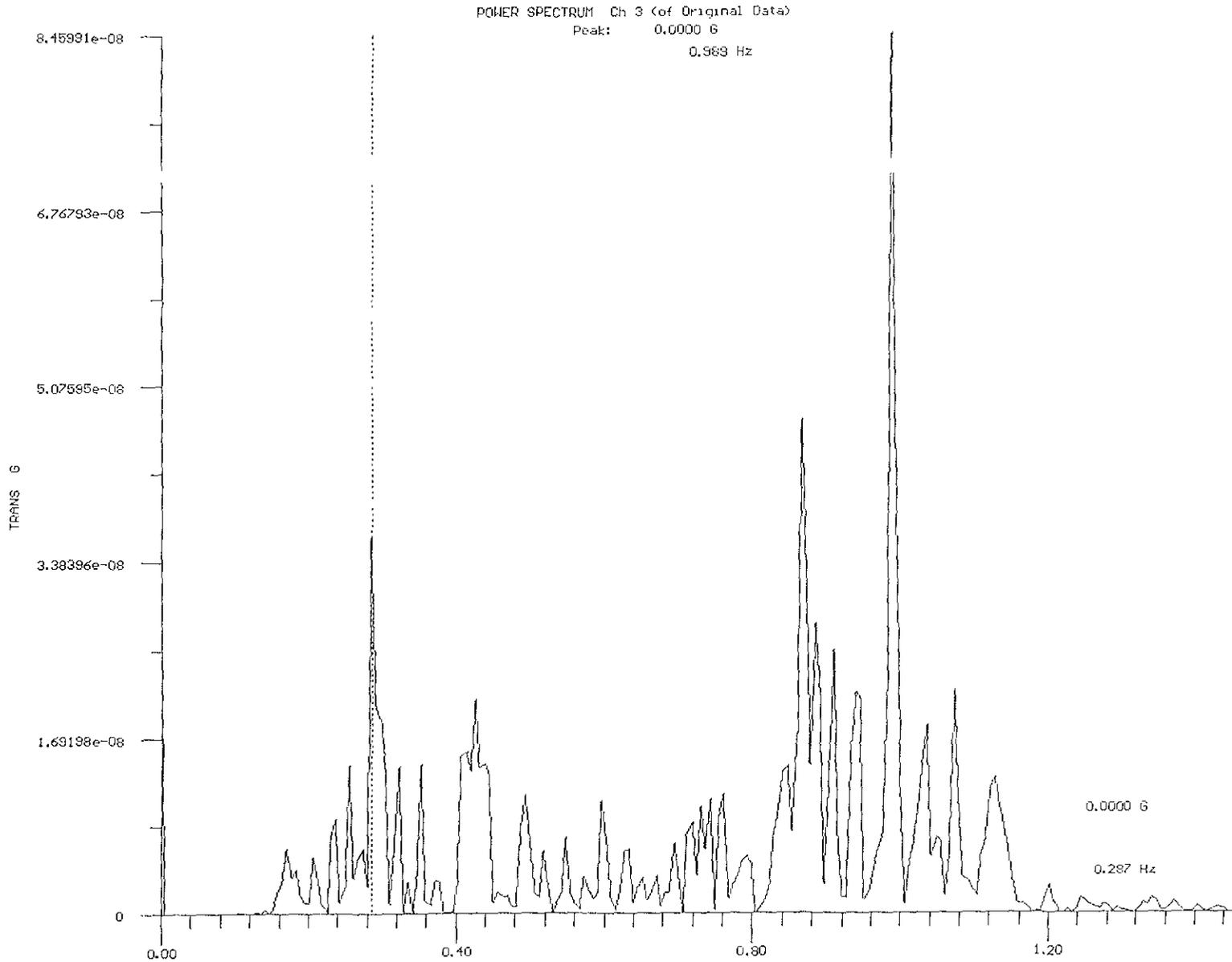


130

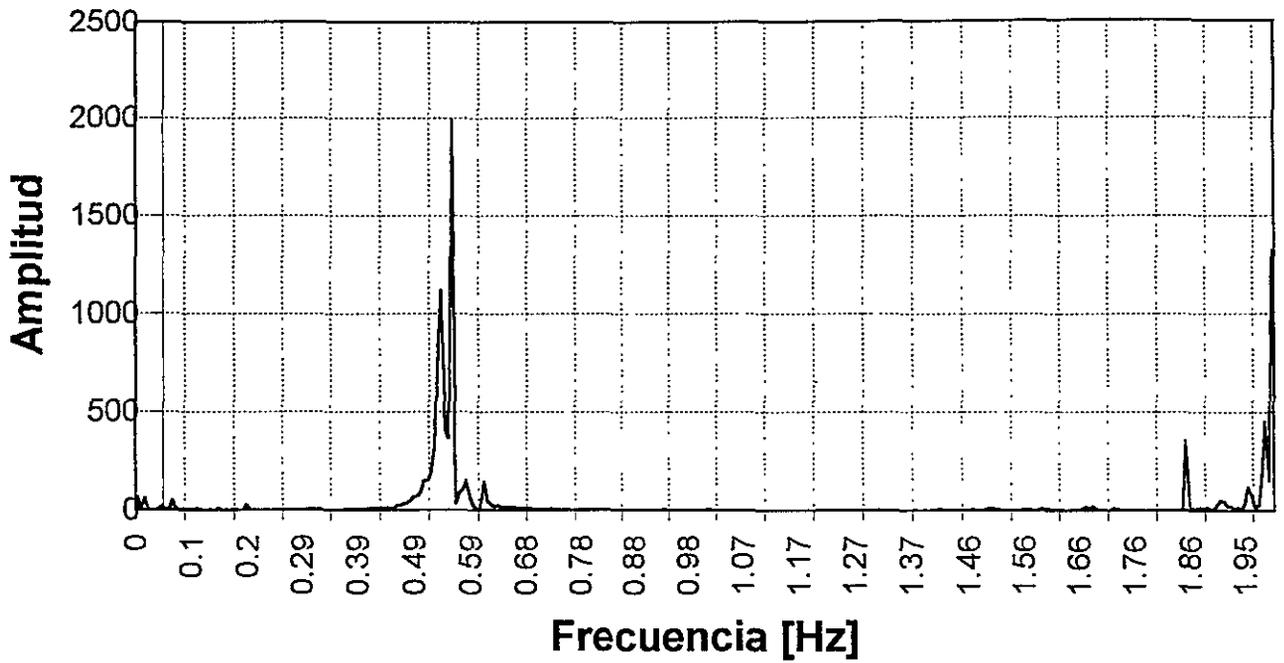
Fig. 5.39b Espectro de potencia para el sismo del 9 de agosto, registrado en el sótano, dirección transversal

SOT22100.GSR Start: 11:43:29.79 2000/08/09 Length: 172.120 sec  
Inst: GSR-12 S/N: 320 Sample Rate: 100 Samples: 17212

Terra Tech  
(c)1995-99



## Direccion Longitudinal



## Direccion Transversal

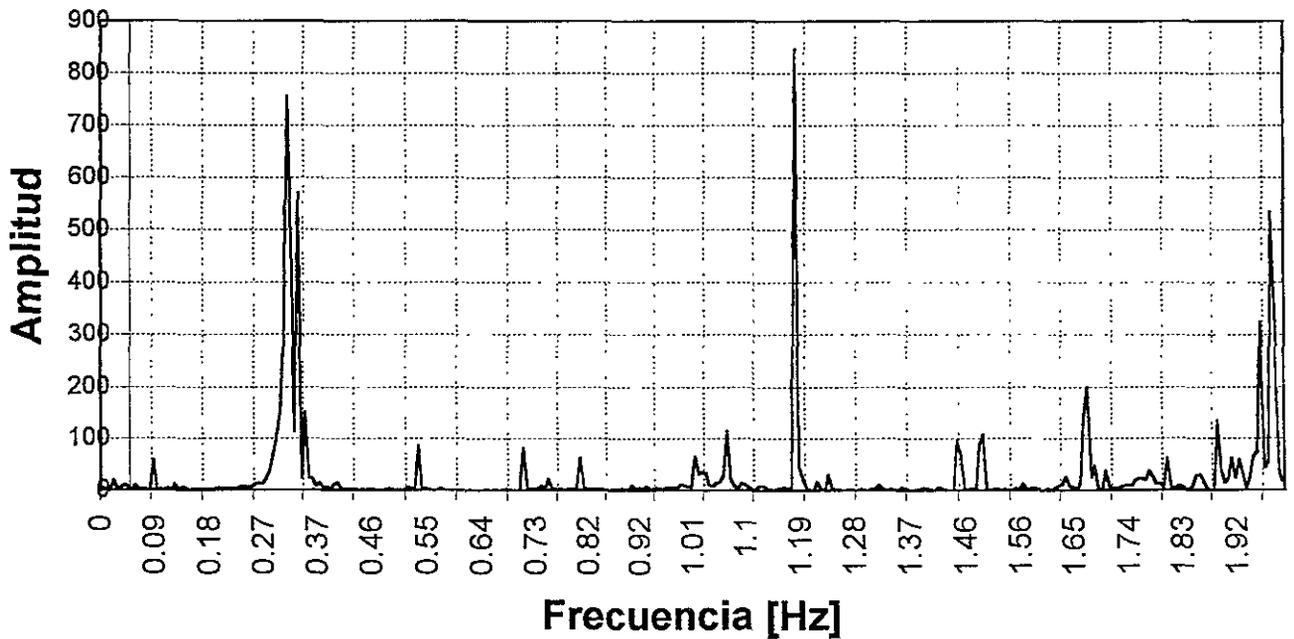
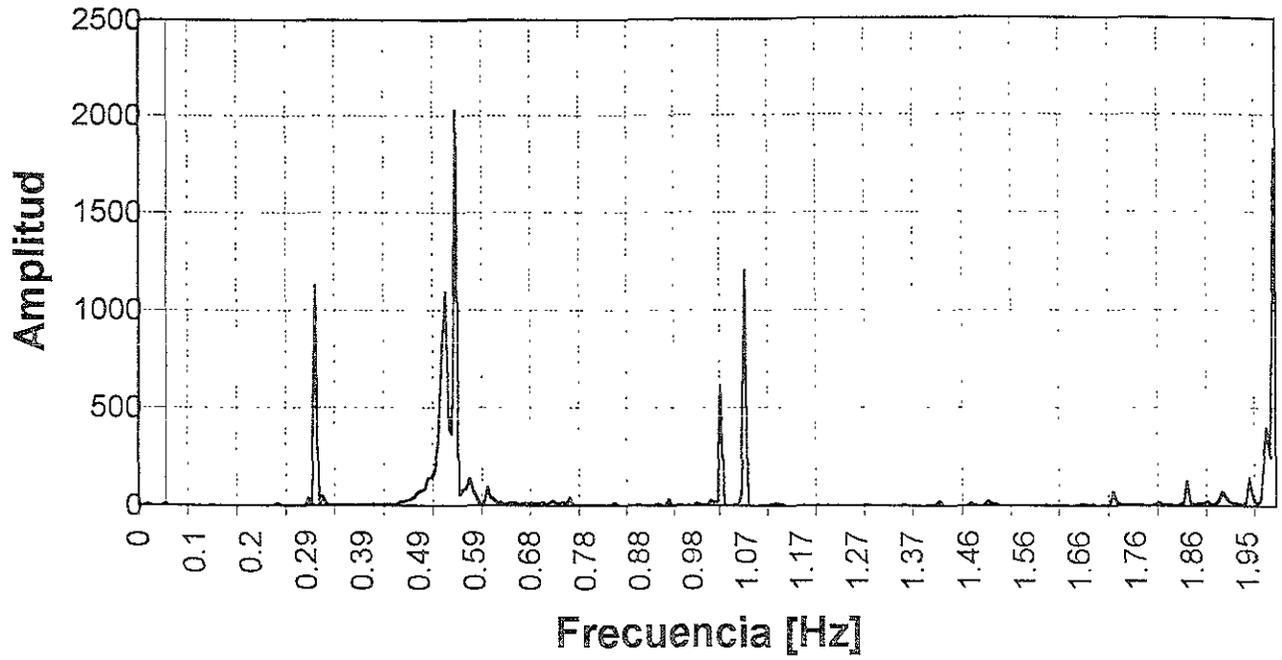


FIG. 5.40 FUNCIÓN DE TRANSFERENCIA (AES/SOT) SISMO 09/08/2000.  
VIBRACIÓN FORZADA.

## Dirección Longitudinal



## Dirección Transversal

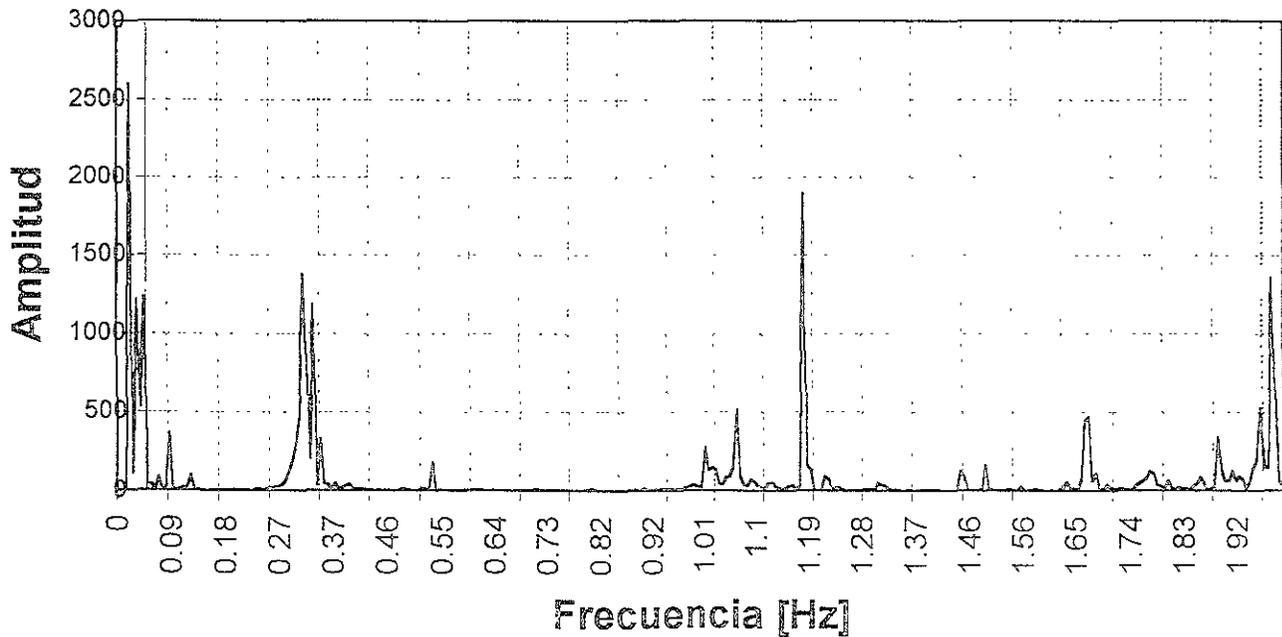
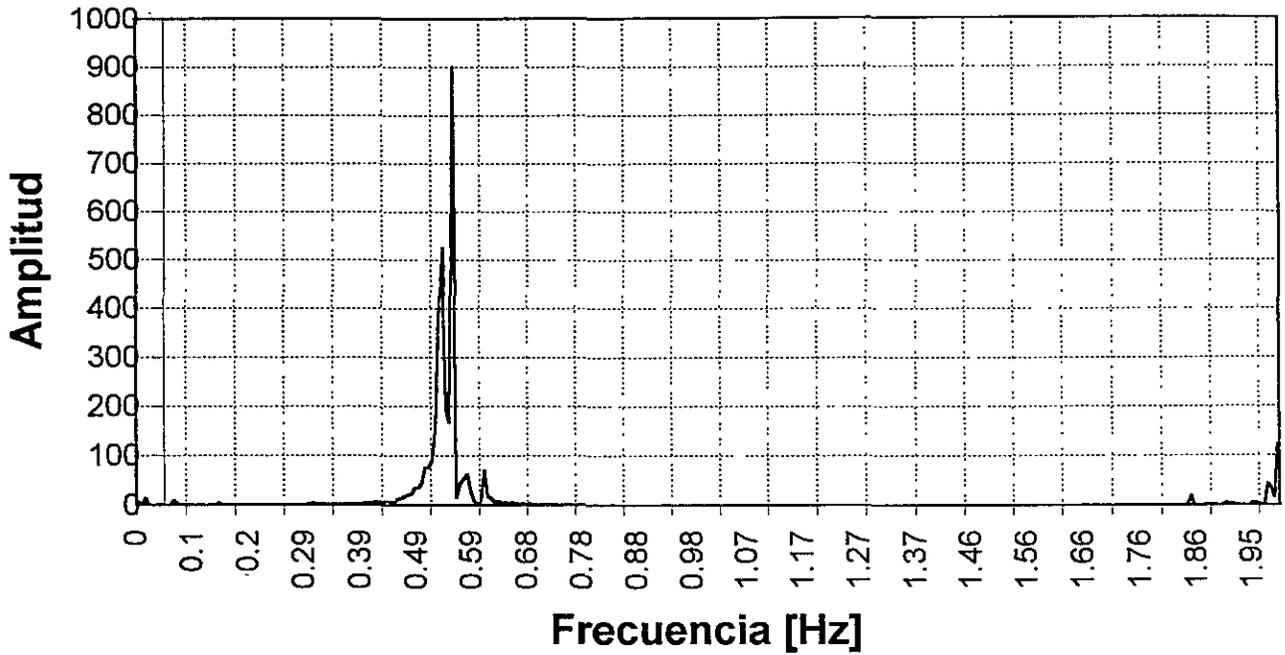


FIG. 5.41 FUNCIÓN DE TRANSFERENCIA (AEX/SOT) SISMO 09/08/2000.  
VIBRACIÓN FORZADA.

## Dirección Longitudinal



## Dirección Transversal

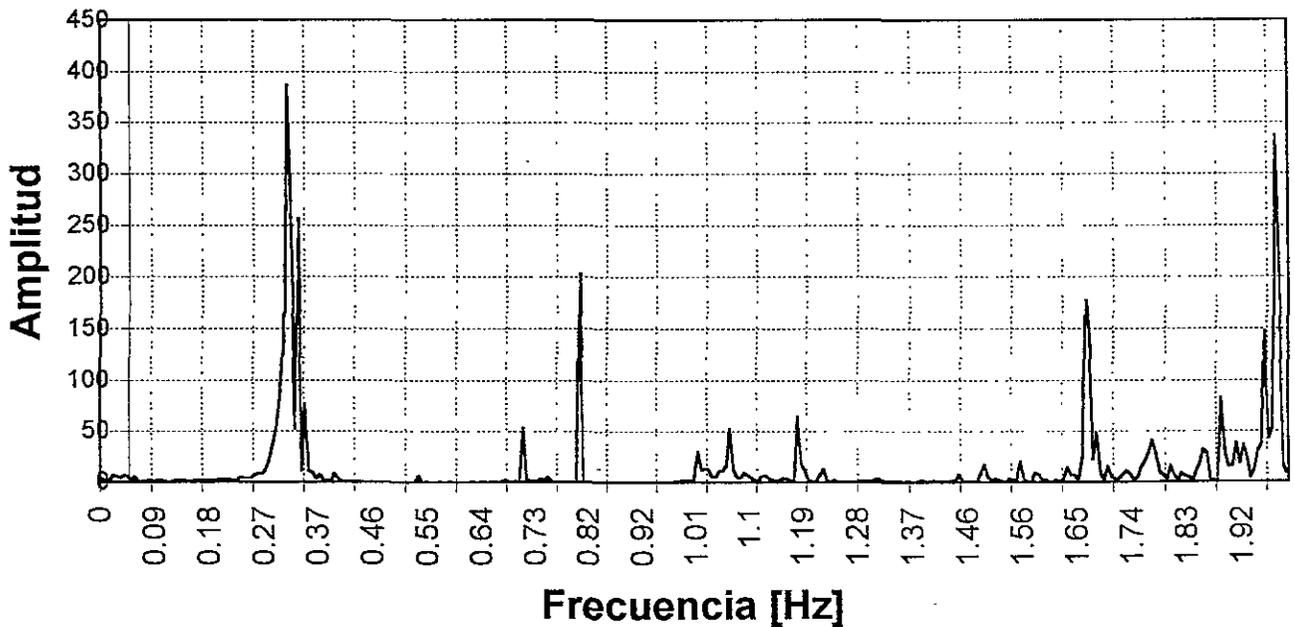
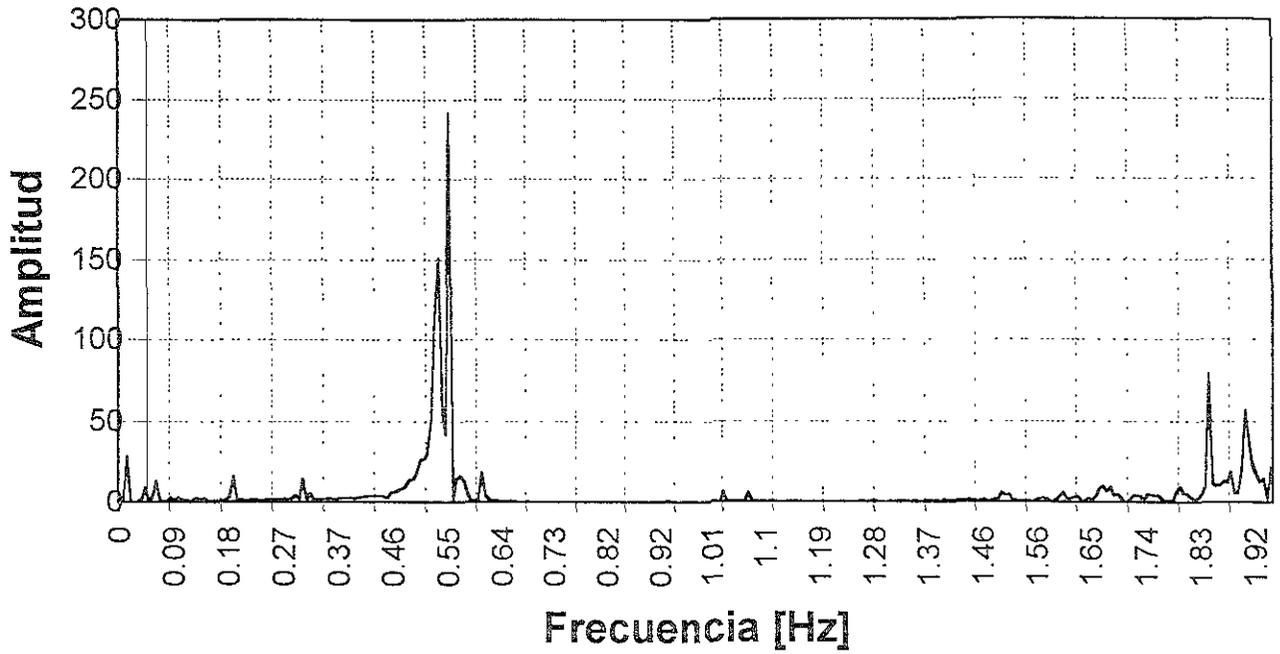


FIG. 5.42 FUNCIÓN DE TRANSFERENCIA (P13/SOT) SISMO 09/08/2000.  
VIBRACIÓN FORZADA.

## Direccion Longitudinal



## Direccion Transversal

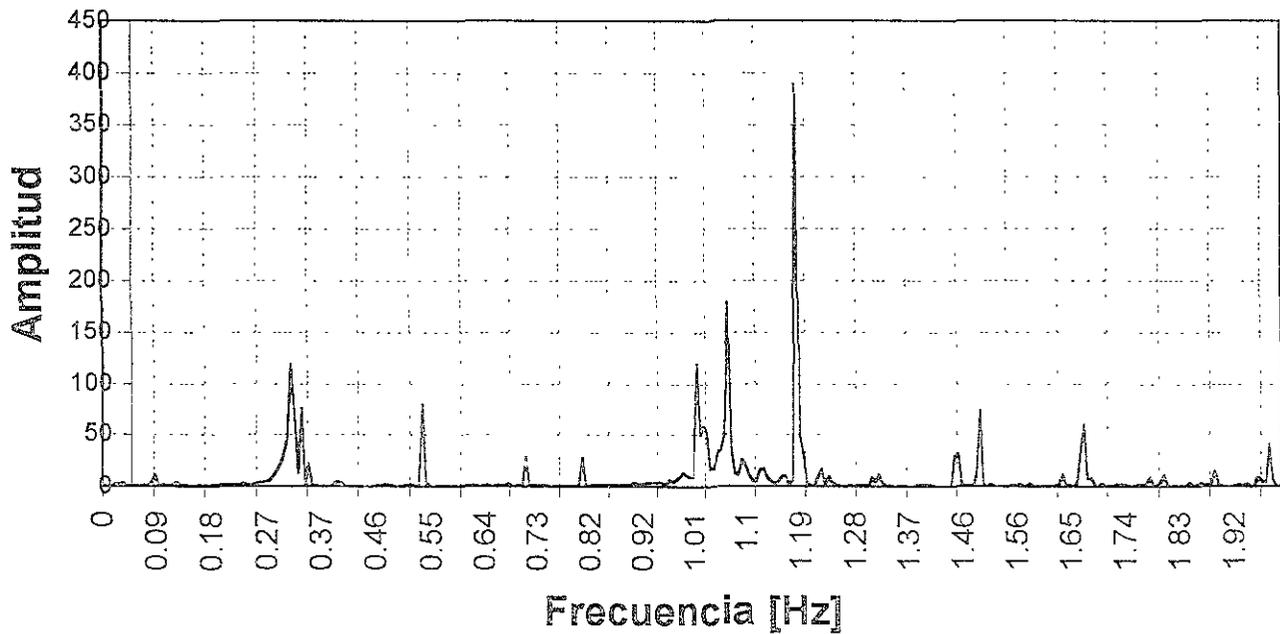


FIG. 5.43 FUNCIÓN DE TRANSFERENCIA (P6/SOT) SISMO 09/08/2000.  
VIBRACIÓN FORZADA.

## **6 ANÁLISIS DE RESULTADOS Y PROPIEDADES DINÁMICAS DEL EDIFICIO.**

### **6.1 EXCITACIONES ANTES DEL REFUERZO.**

En este capítulo se discuten y presentan de los resultados del análisis de señales producto de vibración ambiental y forzada registradas en el período durante el cual se desarrolló este trabajo. Se realizan diversas comparaciones entre ellas y se discuten las diferencias encontradas en las propiedades dinámicas obtenidas antes, durante y después del reforzamiento del edificio estudiado

#### **6.1.1 RESULTADOS ANALÍTICOS, VIBRACIÓN AMBIENTAL Y VIBRACIÓN FORZADA.**

En la tabla 3.2 se observa que las frecuencias fundamentales de vibrar para el caso analítico fueron 0.576 hz ( $T=1.75$  s) y 0.266 hz ( $T=3.76$  s) para las direcciones longitudinal y transversal del edificio. En esta misma tabla se observan las frecuencias fundamentales de vibrar para el caso de vibración ambiental las cuales fueron 0.599 hz ( $T=1.67$  s) y 0.319 hz ( $T=3.13$  s) para las direcciones longitudinal y transversal del edificio. En el caso de vibración forzada, Michoacán Morelia, 1999, los valores para las frecuencias fundamentales de vibrar del edificio fueron 0.541 hz ( $T=1.85$  s) y 0.245 hz ( $T=4.08$  s) para las direcciones longitudinal y transversal, tabla 6.1.

#### **6.1.2 COMPARACIÓN DE RESULTADOS.**

Al comparar los valores de los periodos en las direcciones longitudinal y transversal del edificio obtenidos de mediciones analíticas, con aquellas obtenidos de mediciones de vibración ambiental, se observan incrementos del 3.6 y del 20.1 % respectivamente

De la misma manera, al comparar los valores de los periodos en las direcciones longitudinal y transversal del edificio obtenidos de mediciones de vibración forzada, con los obtenidos de mediciones de vibración ambiental, se observan incrementos del 10.8 y del 30.4 % respectivamente. En la tabla 6.1 se muestran estos porcentajes

Tabla 6.1 Comparación de resultados obtenidos antes del refuerzo.

<b>EXCITACIONES</b>	<b>Dir. Longitudinal (s)</b>	<b>Dir. Transversal (s)</b>
<b>Analítica</b>	1.75	3.76
<b>Vibración Ambiental</b>	1.67	3.13
<b>Vibración Forzada</b>	1.85	4.08
<b>COMPARACIÓN</b>	<b>Dir. Longitudinal (%)</b>	<b>Dir. Transversal (%)</b>
<b>Analítica/ V. Ambiental</b>	3.6	20.1
<b>V. Forzada/ V. Ambiental</b>	10.8	30.4

## 6.2 EXCITACIONES DESPUÉS DEL REFUERZO.

### 6.2.1 RESULTADOS ANALÍTICOS DESPUÉS DEL REFUERZO

En la tabla 3.4 se observa que las frecuencias fundamentales de vibrar obtenidas del caso analítico son 0.560 hz (T=1.78 s) y 0.345 hz (T=2.90 s) para las direcciones longitudinal y transversal del edificio, los cuales se muestran en la tabla 6.3.

### 6.2.2 VIBRACIÓN AMBIENTAL DESPUÉS DEL REFUERZO.

En la tabla 5.5 se presentan los valores promedio de la frecuencia y el periodo fundamental, para todas las señales de vibración ambiental, registradas durante el año 2000. Los valores de frecuencia obtenidos fueron de 0.584 hz (T=1.713 s) y 0.371 hz (T=2.698 s), para la dirección longitudinal y transversal del edificio. En la misma tabla se presentan las frecuencias fundamentales de vibrar para el caso de las señales representativas que fueron seleccionadas, 0.611 hz (T=1.636 s) y 0.396 hz (T=2.554 s), para la dirección longitudinal y transversal del edificio.

En la tabla 5.6, se observan los valores promedio de la frecuencia y el periodo fundamental, para el caso de la señal 06801 las frecuencias fundamentales de vibrar son 0.671 hz (T=1.490 s) y 0.366 hz (T=2.732 s), para la dirección longitudinal y transversal del edificio. Estos valores de los periodos se resumen en la tabla 6.2.

Al comparar los valores de los periodos en las direcciones longitudinal y transversal del edificio obtenidos de las señales representativas de vibración ambiental, con los correspondientes a todas las señales, se observan incrementos del 4.7 y del 5.6 % respectivamente. Al comparar también con los correspondientes a la señal 06801, se observa un decremento de 1.5 % en la dirección longitudinal y un incremento del 2.7 % en la dirección transversal. Estos resultados nos indican que el periodo de las señales representativas (T=1.636 s) y (T=2.554 s) para las direcciones longitudinal y transversal

respectivamente, los podemos considerar como valores de vibración ambiental confiables para las comparaciones que se llevaron a cabo en la tabla 6.3.

Tabla 6.2 Comparación de resultados obtenidos después del refuerzo.

<b>EXCITACIONES</b>	<b>Dir. Longitudinal (s)</b>	<b>Dir. Transversal (s)</b>
<b>Señales Representativas</b>	1.64	2.55
<b>Todas las señales</b>	1.71	2.70
<b>Señal 06801</b>	1.49	2.73

<b>COMPARACIÓN</b>	<b>Dir. Longitudinal (%)</b>	<b>Dir. Transversal (%)</b>
<b>Todas las S./ S. Represen.</b>	4.7	5.6
<b>Señal 06801/ S. Represen.</b>	-8.9	6.7

### 6.2.3 VIBRACIÓN FORZADA.

En la tabla 5.7 se observa que las frecuencias fundamentales de vibrar para el sismo del 21 de julio del 2000 son 0.524hz (T=1.90 s) y 0.317 hz (T=3.15 s) para las direcciones longitudinal y transversal del edificio. Estos periodos se resumen en la tabla 6.3.

En la tabla 5.8 se observa que las frecuencias fundamentales de vibrar para el sismo del 9 de agosto del 2000 son 0.549hz (T=1.82 s) y 0.311 hz (T=3.21 s) para las direcciones longitudinal y transversal del edificio. Estos periodos se resumen en la tabla 6.3.

En la tabla 6.3 se observa que los periodos obtenidos del análisis de los eventos sísmicos oscilan entre 1.82 y 1.90 seg. para el caso de la dirección longitudinal y entre 3.15 y 3.21 seg. para el caso de la dirección transversal. Las diferencias entre cada uno de estos valores de periodo se atribuyen a las características de cada uno de los sismos, las cuales están relacionadas con la ubicación de su epicentro.

### 6.2.4 COMPARACIÓN DE RESULTADOS.

Al comparar los valores de los periodos en las direcciones longitudinal y transversal del edificio obtenidos de mediciones de vibración ambiental, con las obtenidas analíticamente, se observan incrementos del 8.54 y del 13.7 % respectivamente. De la misma manera, al comparar los valores de los periodos en las direcciones longitudinal y transversal del edificio obtenidos de mediciones de vibración ambiental, con los correspondientes al sismo del 21 de julio del 2000, se observan incrementos del 16.5 y del 22.2 % respectivamente. Al comparar también con los correspondientes al sismo del 9 de agosto del 2000, se observan incrementos del 11.3 y del 25.8 % respectivamente, los que se muestran en la tabla 6.3.

Tabla 6.3 Comparación de resultados obtenidos después del refuerzo.

<b>EXCITACIONES</b>	<b>Dir. Longitudinal (s)</b>	<b>Dir. Transversal (s)</b>
<b>Analítica</b>	1.78	2.90
<b>Vibración Ambiental</b>	1.64	2.55
<b>Sismo 2 de julio del 2000.</b>	1.91	3.15
<b>Sismo 9 de agosto del 2000.</b>	1.82	3.21

<b>COMPARACIÓN</b>	<b>Dir. Longitudinal (%)</b>	<b>Dir. Transversal (%)</b>
<b>Analítica/ V. Ambiental</b>	8.5	13.7
<b>V. Forzada/ V. Ambiental</b>	16.5	23.5
<b>V. Forzada/ V. Ambiental</b>	11.0	25.9

### 6.3 EXCITACIONES ANTES DEL REFUERZO Y DESPUÉS DEL REFUERZO.

En la fig. 5.1 tenemos valores iniciales de frecuencias de 0.32 hz ( $T=3.13$  s) en dirección transversal y 0.60 hz ( $T= 1.67$  s) para la dirección longitudinal del edificio. A medida que se avanzó en estos trabajos, los valores de frecuencias sufrieron cambios. Después del reforzamiento, los valores estimados de los periodos en las direcciones longitudinal y transversal del edificio, con base en señales de vibración ambiental, fueron de 1.64 y 2.55 seg. Se hizo evidente el incremento de la rigidez lateral de la estructura principalmente en la dirección transversal del edificio en la cual se colocaron diagonales metálicas.

#### 6.3.1 COMPARACIÓN DE RESULTADOS OBTENIDOS ANTES DEL REFUERZO Y DESPUÉS DEL REFUERZO.

Al realizar las comparaciones en los valores de los periodos en las direcciones longitudinal y transversal del edificio que resultaron de mediciones analíticas antes del refuerzo, con los generados de mediciones analíticas después del refuerzo, obtuvimos decrementos del 9.8 % para la dirección longitudinal y un incremento del 29.7 % para la componente transversal. De la misma manera, al comparar los valores de los periodos en las direcciones longitudinal y transversal del edificio obtenidos de mediciones de vibración ambiental antes del refuerzo, con los obtenidos después del refuerzo, se observan incrementos del 1.8 y del 22.8 % respectivamente. Así también, comparando los valores de los periodos en las direcciones longitudinal y transversal del edificio obtenidos de mediciones de vibración forzada antes del refuerzo, con los obtenidos del sismo del 21 de julio del 2000 después del refuerzo, tenemos incrementos del 3.1 y del 29.5 % respectivamente. Por último, al comparar los valores de los periodos en las direcciones longitudinal y transversal del edificio obtenidos de mediciones de vibración forzada antes del refuerzo, con los obtenidos

del sismo del 09 de agosto del 2000 después del refuerzo, se observan incrementos del 3.1 y del 29.5 % respectivamente. Estos valores se muestran en la tabla 6.4.

Tabla 6.4 Comparación de los resultados obtenidos antes del refuerzo con los obtenidos después del refuerzo.

<b>COMPARACIÓN Antes/después del refuerzo.</b>	<b>Dir. Longitudinal (%)</b>	<b>Dir. Transversal (%)</b>
<b>Analítica/ Analítica</b>	-9.8	13.7
<b>V. Ambiental/ V. Ambiental</b>	1.8	22.8
<b>V. Forzada/ sismo 21/7/00</b>	3.1	29.5
<b>V. Forzada/ sismo 9/8/00</b>	1.6	27.1

## 7 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.

- Con base en los valores iniciales de los periodos de vibrar obtenidos del análisis de señales de vibración ambiental, se pudo observar que a medida que se avanzó en los trabajos de reforzamiento del edificio, los periodos presentaron una reducción en sus valores. En la dirección longitudinal, el periodo disminuyó de  $T= 1.67$  s a  $T=1.64$  s, mientras que en la dirección transversal el periodo se redujo de  $T=3.13$  s a  $T= 2.55$  s. A partir de estos resultados, se estima que el edificio tuvo un incremento promedio en su rigidez lateral del 2 % en la dirección longitudinal y de 23 % en la dirección transversal.
- Por otro lado, al comparar los valores de los periodos obtenidos del análisis de las señales de vibración ambiental (después del refuerzo), con los correspondientes obtenidos de los dos sismos estudiados en este trabajo, se observa que, en general, los primeros (vibración ambiental) son menores presentándose diferencias de 11 y 26 % para las direcciones longitudinal y transversal respectivamente.
- Con base en el punto anterior se concluye que la dirección más sensible del edificio es la dirección transversal, lo que se puede atribuir a los diferentes sistemas estructurales empleados en las dos direcciones principales del edificio y al nivel de deterioro que existió en ellos.
- Las diferencias encontradas en los valores de periodos obtenido mediante señales de vibración ambiental respecto a los correspondientes empleando señales producidas por excitaciones sísmicas, son congruentes con los resultados reportados en estudios similares. Estas variaciones se atribuyen a la intensidad de la excitación utilizada en el cálculo de estos periodos, ya que para niveles bajos de excitación, la fricción desarrollada en las grietas de los elementos estructurales es mínima y no hay desplazamiento relativo entre ellas. Bajo los efectos de un sismo importante y, aún en el caso de que no se presentara daño apreciable en la estructura, los niveles de excitación pueden causar deslizamiento entre las paredes de las grietas de los elementos estructurales, incrementando los desplazamientos de toda la estructura.
- Los periodos obtenidos de los modelos analíticos del edificio, fueron menores que los valores correspondientes empleando mediciones experimentales antes y después del refuerzo. Si comparamos los resultados analíticos con los resultados obtenidos de mediciones de vibración ambiental, observamos diferencias de 3.6 a 8.5 % para la dirección longitudinal y de 13.7 a 20.1 % para la dirección transversal. Debido a que el modelo estructural del edificio se consideró empotrado en su base, las diferencias anteriores indican que existen efectos de interacción suelo – estructura.
- Debido a que no se ha reportado evidencia de daño físico en la estructura, ni corrimiento relativo en los disipadores de energía instalados en el edificio se considera que el comportamiento de la estructura en su conjunto, ha sido elástico.

- La información proporcionada hasta el momento por el análisis de señales registradas en el edificio, ha permitido validar un modelo matemático que puede ser utilizado para estudiar con más detalle el trabajo de los disipadores.
- La estimación de las propiedades dinámicas de una estructura empleando mediciones de vibración ambiental, arroja resultados cuya exactitud es razonable si se compara con los resultados obtenidos de excitaciones sísmicas. Al respecto es importante mencionar que los valores calculados de periodos, son ligeramente inferiores a los correspondientes valores producto de excitaciones sísmicas.
- Gracias a los avances tecnológicos hoy en día es económicamente factible y altamente recomendable la instrumentación sísmica de estructuras importantes sobre las cuales se tenga duda de su comportamiento dinámico. La información obtenida de este tipo de estudios, permite validar los modelos matemáticos para su posible reforzamiento.
- La efectividad de la instrumentación tiene dos aspectos importantes que pudimos observar; el primero es que el disparo o accionador debe ser simultáneo en cada equipo, es decir el registro debe iniciarse en el mismo segundo para cada equipo instalado en el edificio. El segundo aspecto importante es que los datos obtenidos del registro de señales de vibración ambiental tengan una buena aproximación a los obtenidos por mediciones analíticas.
- La importancia de la instrumentación sísmica en este edificio radica por lo menos en dos aspectos fundamentales; uno es la investigación que se puede realizar con los datos obtenidos de vibración ambiental calibrando los modelos matemáticos del edificio. Otro aspecto es que al variar los valores en las frecuencias debido a sismos posteriores, se pueden detectar rápidamente los daños en la estructura, al aumentar los periodos del edificio la estructura es más flexible y puede estar gravemente dañada.

## ANEXO

### MAPAS DE SISMICIDAD EN DIFERENTES PARTES DEL MUNDO.

Fig. 1.1b Sismicidad en Europa: 1975-1995.

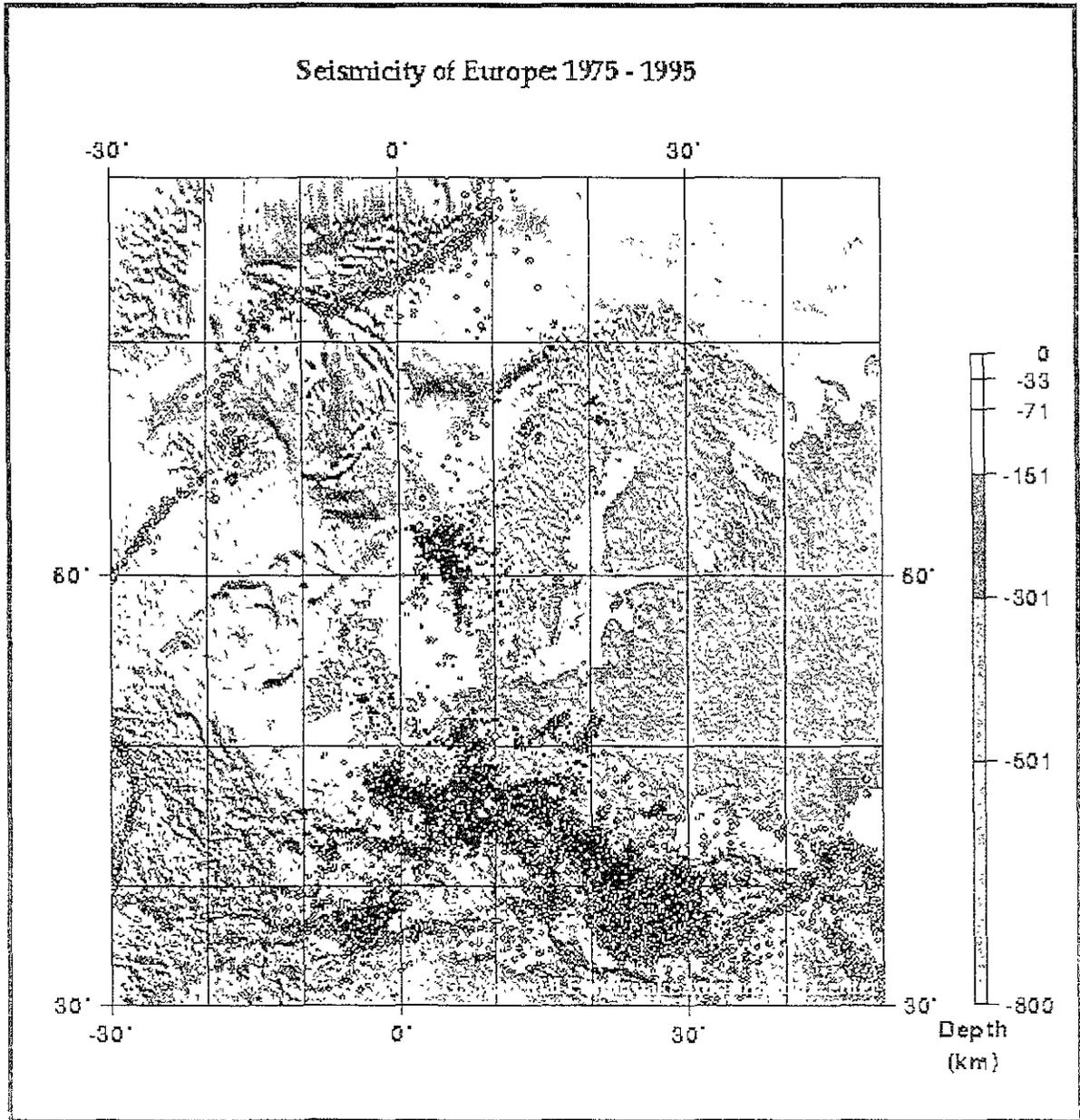


Fig. 1.1c Sismicidad en Africa: 1977-1997.

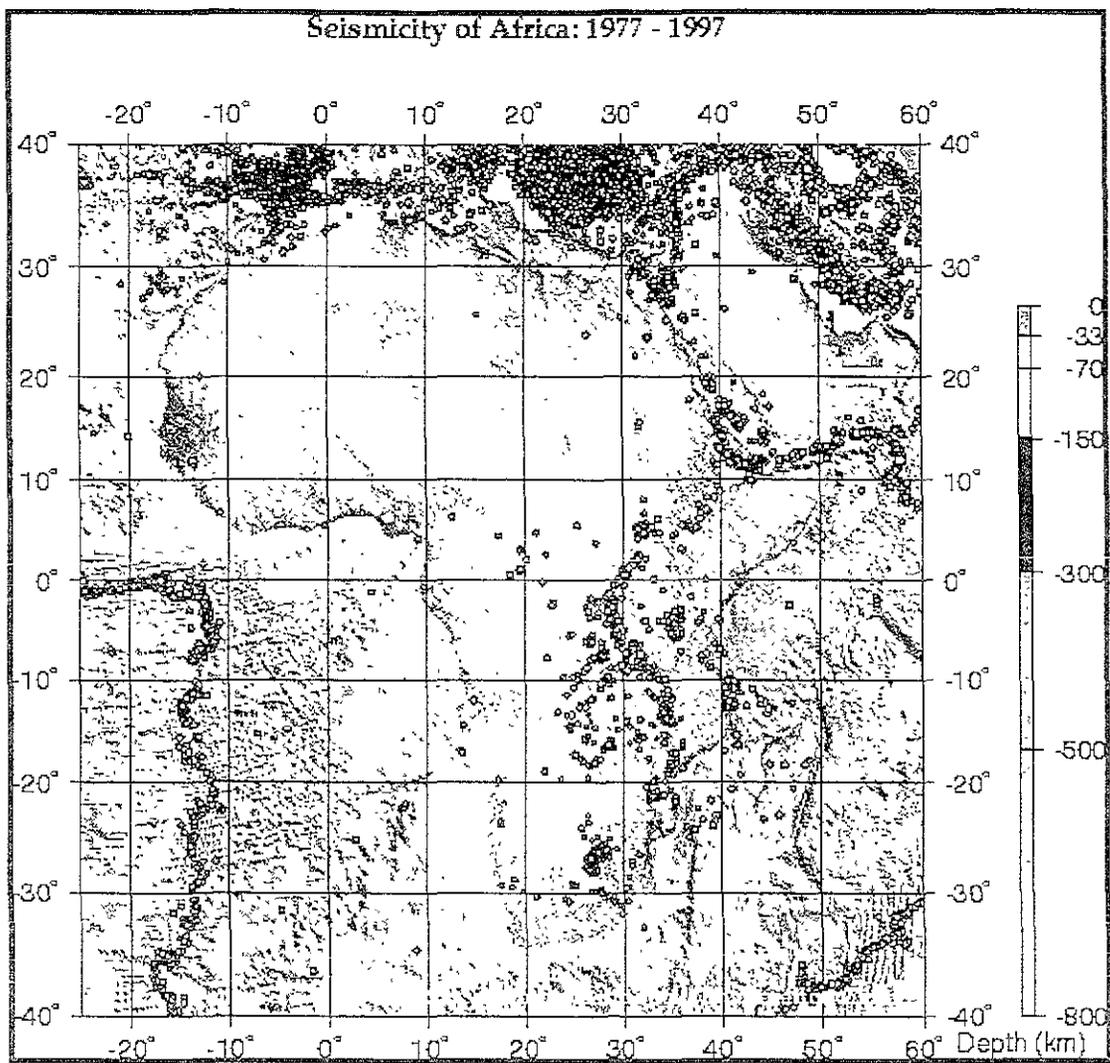


Fig. 1.1d Sismicidad en el Medio Este: 1975-1995.

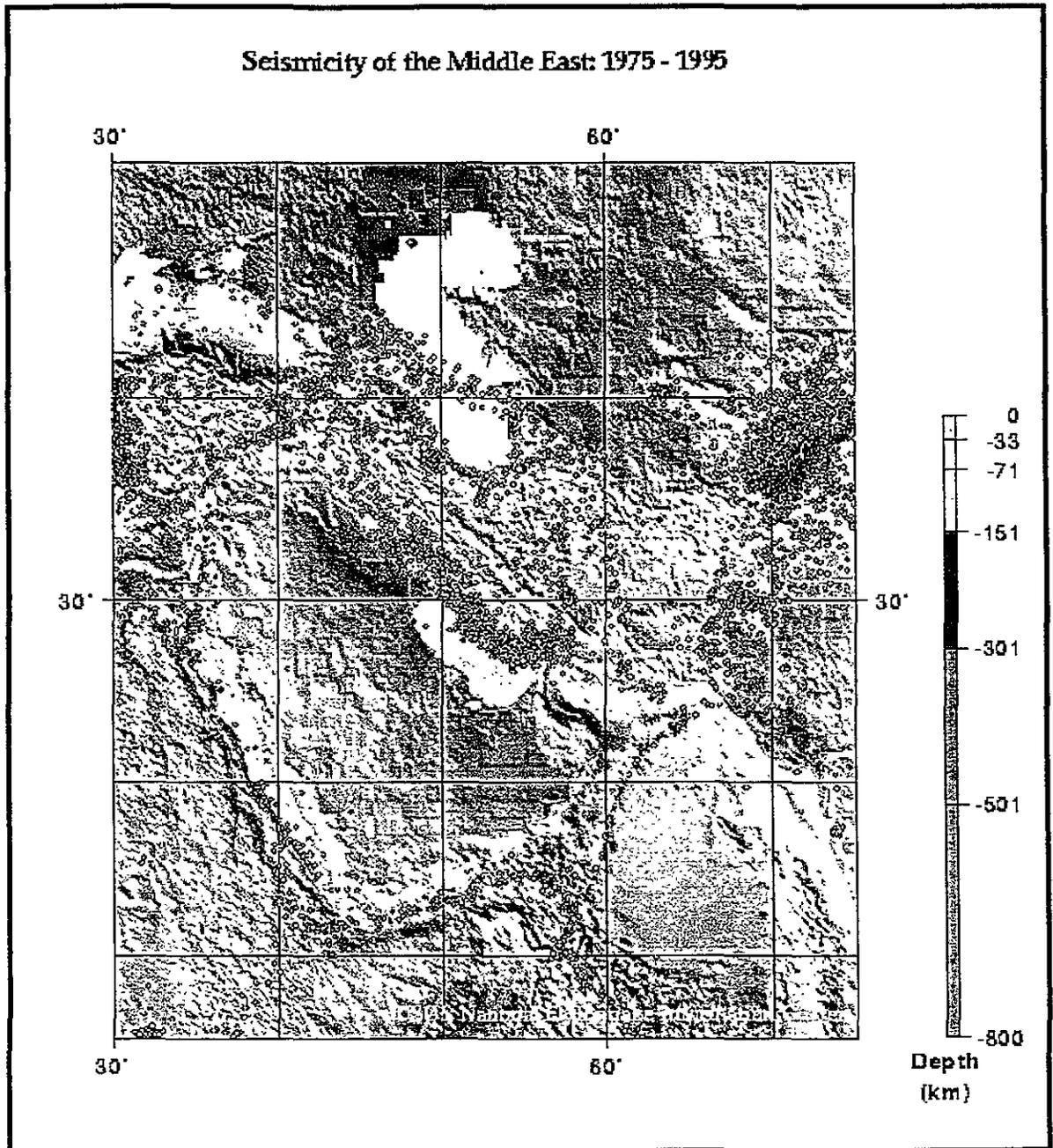


Fig. 1.1e Sismicidad en Centroamérica: 1977-1997.

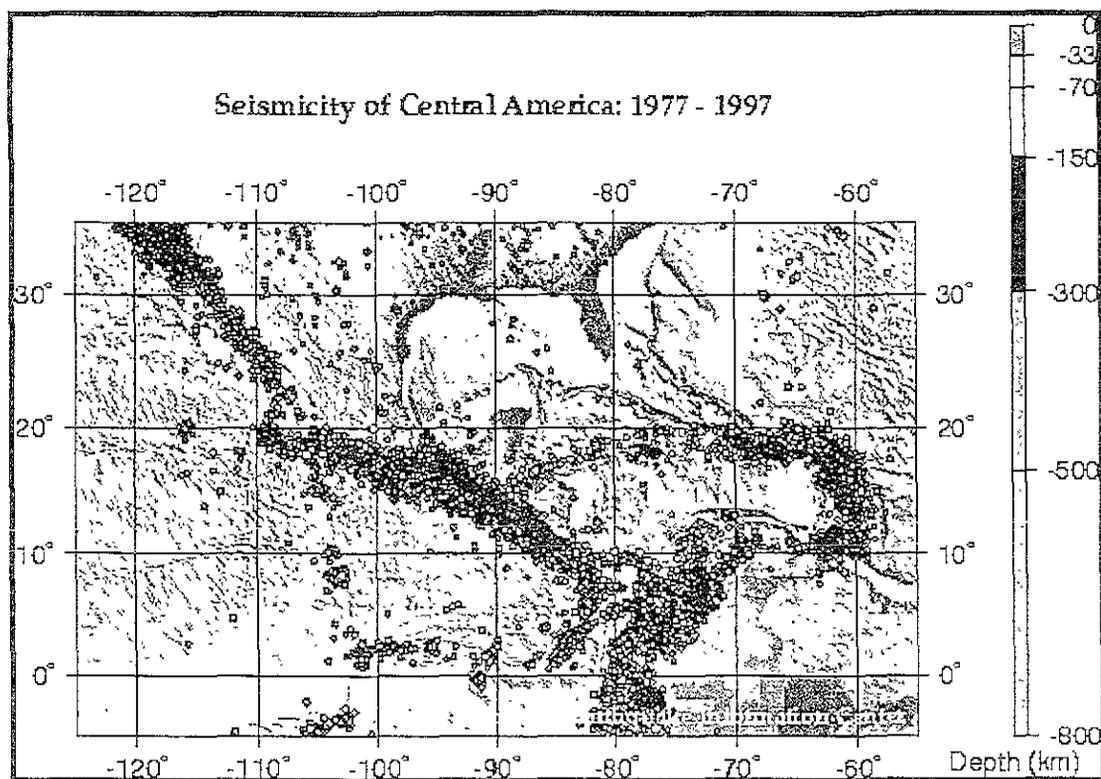


Fig. 1.1f Sismicidad en Sudamérica: 1975-1995.

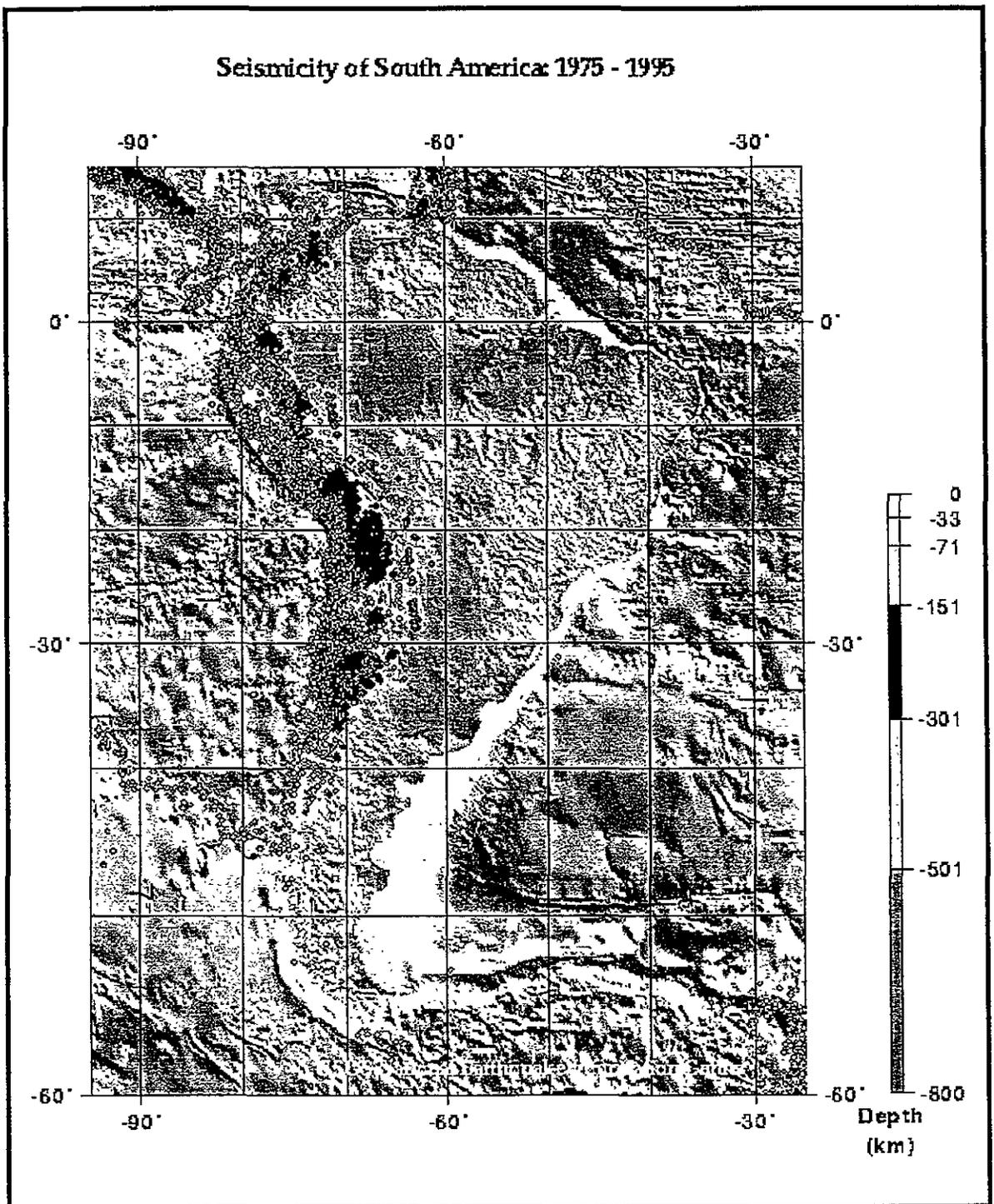


Fig. 1.1g Sismicidad en Japón y en las Islas Kuril: 1975-1995.

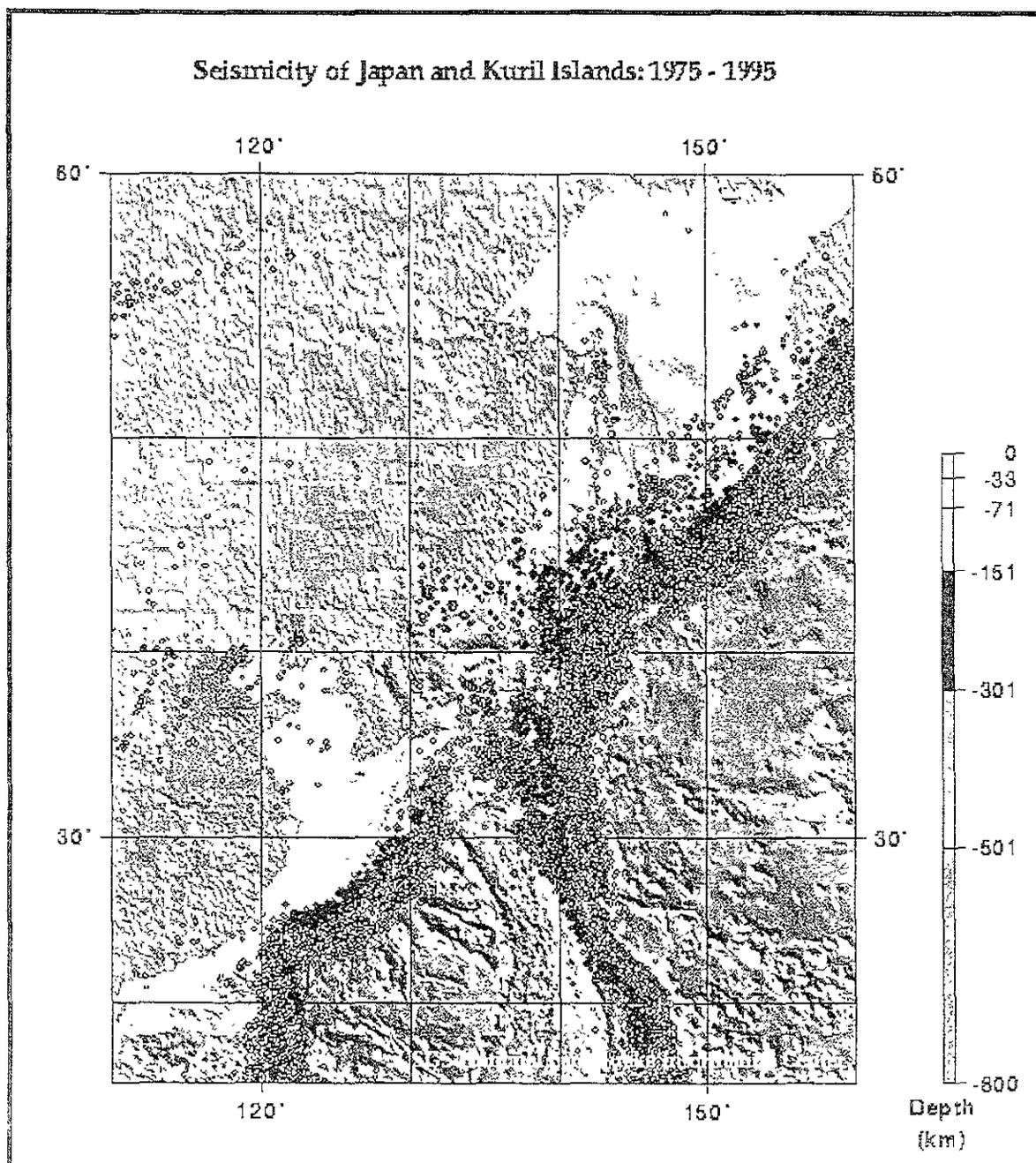


Fig. 1.1h Sismicidad en Australia, Indonesia y Nueva Zelanda: 1977-1997.

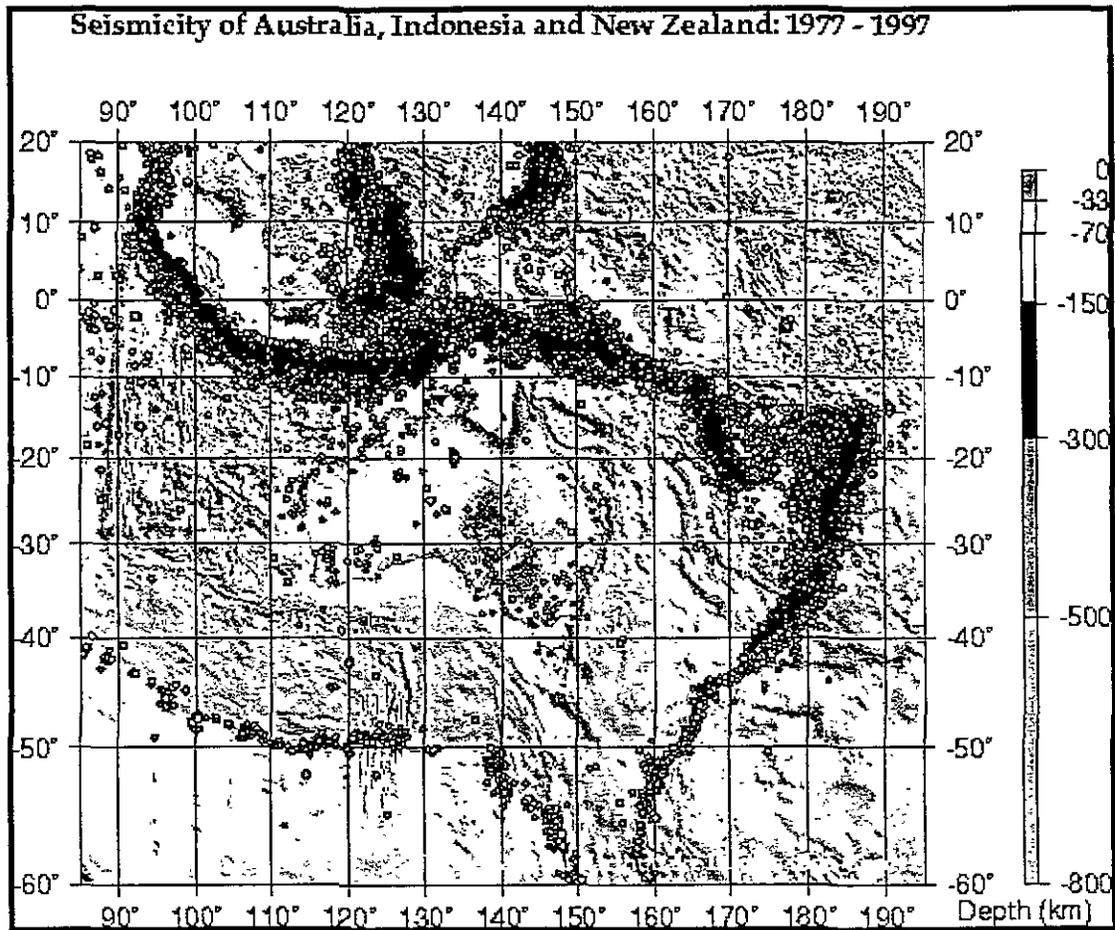
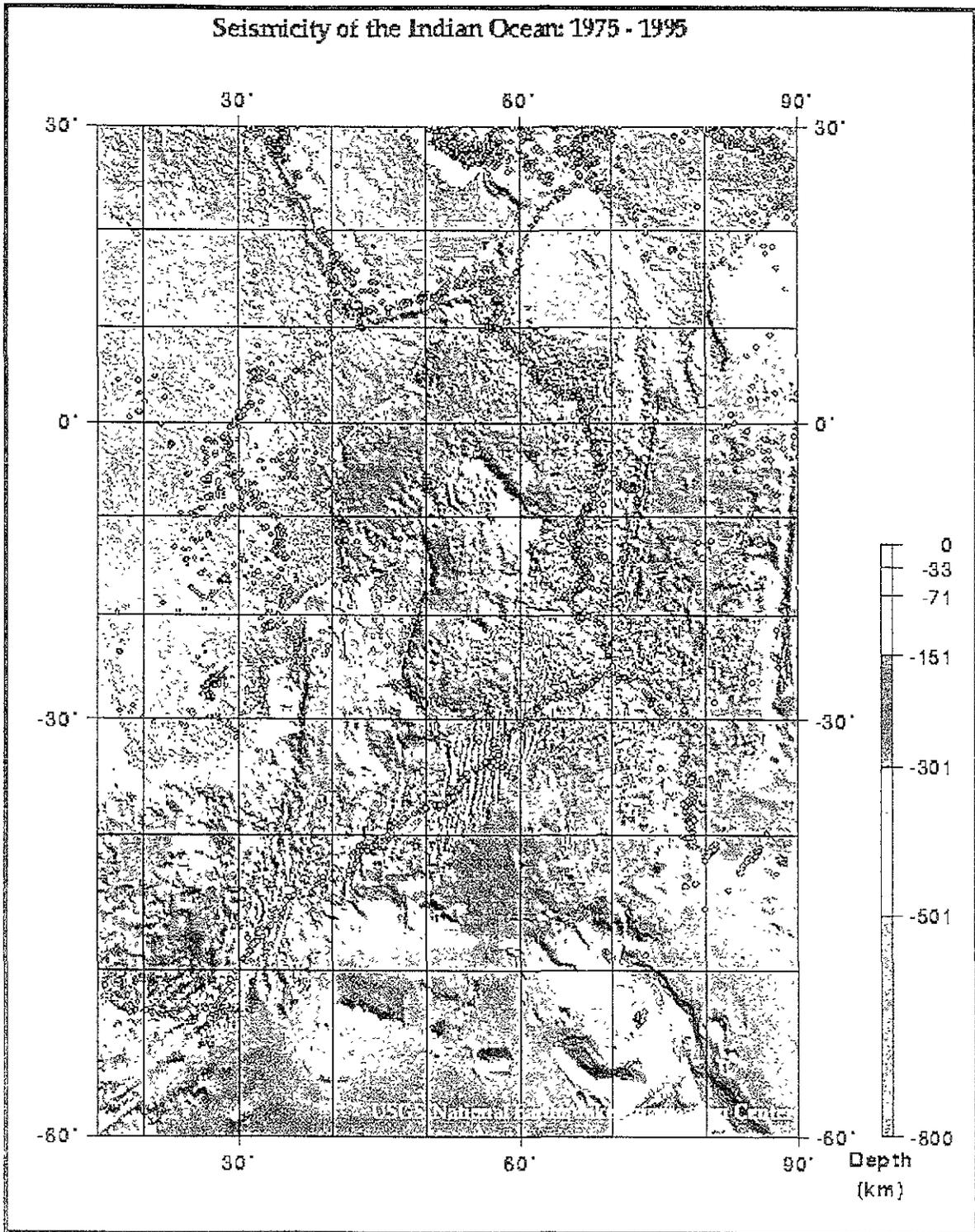


Fig. 1.1i Sismicidad en el Océano Indico: 1975-1995.



**Fig. 1.1j Sismicidad en el Polo Norte: 1975-1995.**

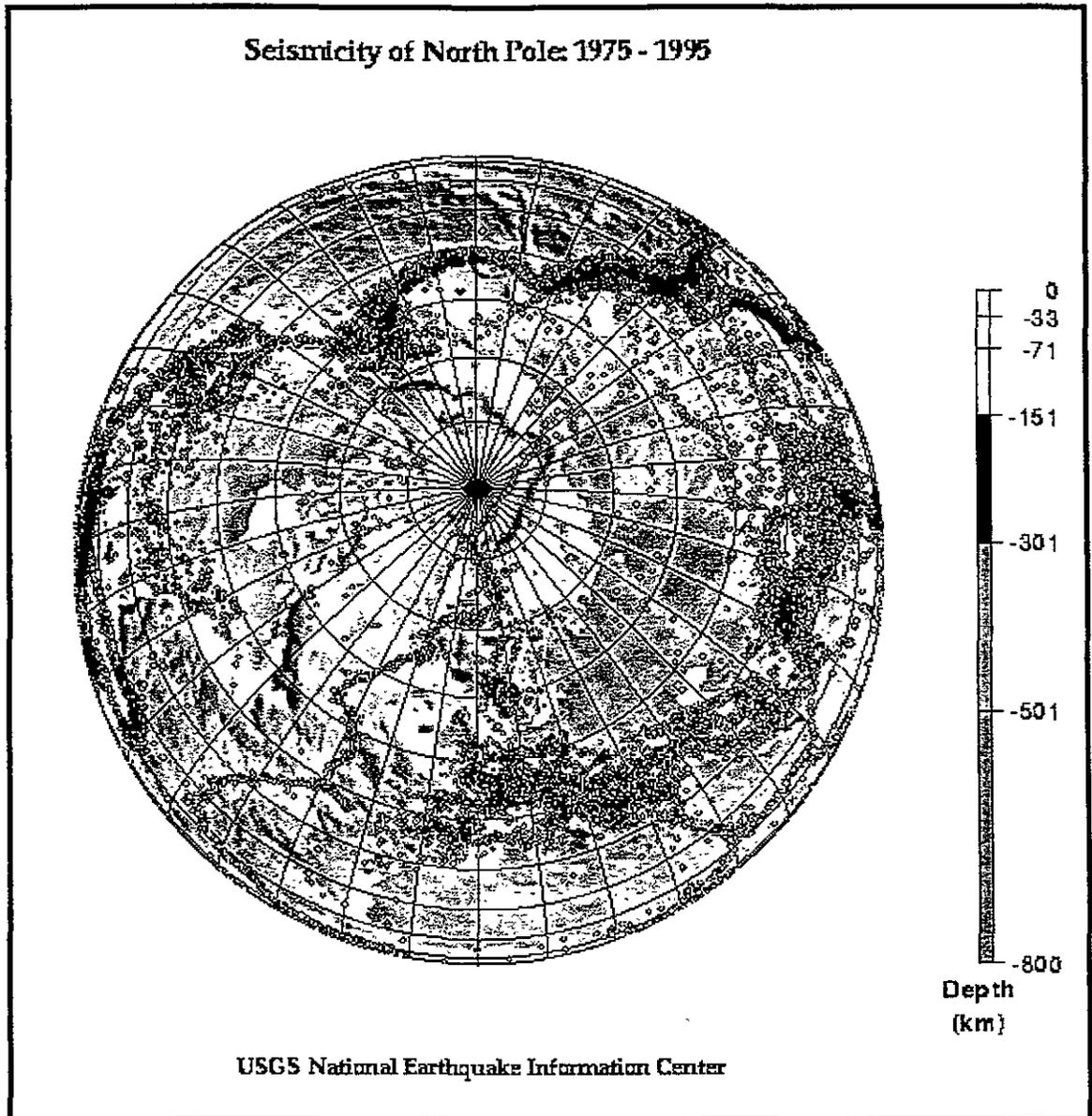
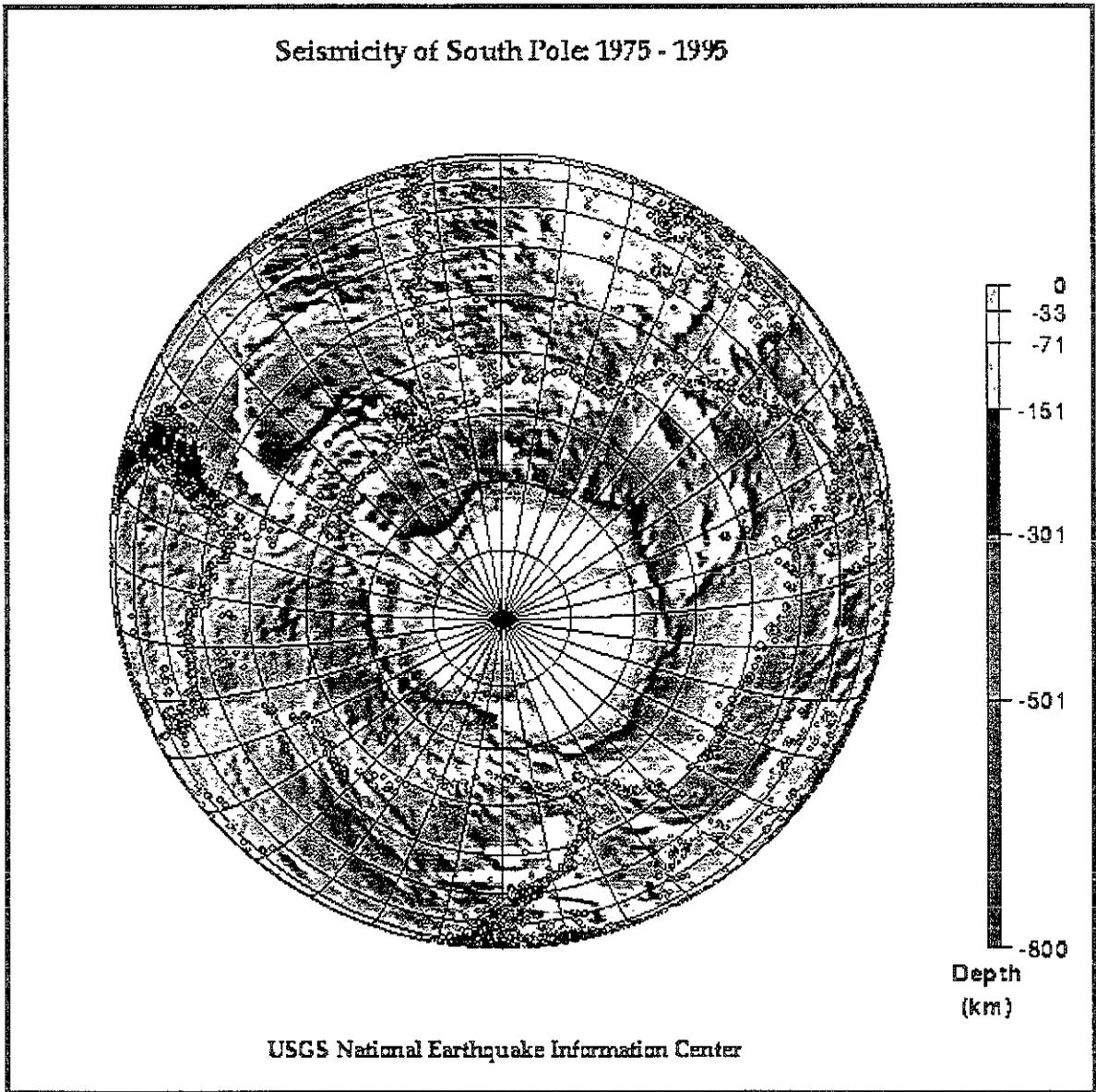


Fig. 1.1k Sismicidad en el Polo Sur: 1975-1995.



## BIBLIOGRAFÍA

1. Fundamentos de la ingeniería sísmica, Wakabayashi, 1998.
2. Function and VI Reference Manual, National instruments. 1998.
3. Introducción al análisis de Fourier, Anguino Rojas Rosa, 1996.
4. Procesamiento digital de señales. Bohumil Psenicka, 1995.
5. Análisis de Fourier. Hwei P. 1985.

## REFERENCIAS

Tomadas del X Congreso de Ingeniería Sísmica, III tomo, Morelia Michoacán, 1999. UNAM.

1. R. Durán Hernández y E. Miranda Mijares, Respuesta Sísmica no estacionaria de un edificio instrumentado de concreto reforzado, 1998.
2. Luis E. Fernández, A. Gustavo Ayala y Octavio García. Evaluación del comportamiento mecánico de placas de acero dúctil como dispositivo de disipación de energía, 1999.
3. Luis Fuentes O., David Muria Vila y Victor Gamboa. Modelos de calibrados de un edificio instrumentado, 1999.
4. José Manuel Jara, Comportamiento de edificios con disipador de energía. 1995.
5. M. A. Macías y L. Alcántara. Comportamiento Dinámico del edificio instrumentado plaza Córdoba, 1999.
6. Ricardo González Alcorta. Correlación de propiedades dinámicas experimentales y analíticas de edificios, 1990.
7. David Muria, Ricardo Corrales y Juan Espinosa. Análisis de la respuesta de un edificio instrumentado, 1990.
8. Escobar J y Sanchez, A. Ensayes ante carga estática y dinámica de un dispositivo disipador de energía, 1998.