

2  
Rej



Universidad Nacional Autónoma de México

FACULTAD DE INGENIERIA

# Exploración Sísmica del Subsuelo en los Sitios de Ubicación de las Estaciones Acelerográficas

**T E S I S**

Que para obtener el título de:

**Ingeniero Geofísico**

**p r e s e n t a:**

**Rosa Adriana Anguiano Rojas**

México, D. F.

Mayo de 1987



## **UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso**

### **DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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

# I N D I C E

	página
CAPITULO I. INTRODUCCION . . . . .	1
CAPITULO II. ANTECEDENTES . . . . .	3
II.1 Geología Regional de la Zona de Guerrero . . . . .	7
II.2 Tectónica Neogenética y Reciente de la Costa del Pacífico . . . . .	15
II.3 Observaciones Derivadas de la Geología y Tectónica del Area . . . . .	20
CAPITULO III. OBJETIVO GENERAL DEL TRABAJO . . . . .	21
CAPITULO IV. FUNDAMENTOS TEORICOS . . . . .	23
IV.1 Introducción . . . . .	23
IV.1.1 Propagación de Movimientos Ondulatorios . . . . .	26
IV.2 Ondas Sísmicas . . . . .	32
IV.3 Teoría Básica de la Refracción de Ondas Sísmicas . . . . .	40
IV.4 Elasticidad en Rocas . . . . .	54
IV.4.1 Relaciones Entre Ondas Sísmicas y Constantes Elásticas . . . . .	57
IV.5 Atenuación de Ondas Sísmicas . . . . .	58
IV.6 Teoría Básica de la Atenuación de Ondas Sísmicas . . . . .	59
IV.7 Obtención de los Espectros de Frecuencia . . . . .	62
IV.7.1 Síntesis de Señales Sísmicas . . . . .	63
IV.8 Transformada de Fourier Discreta . . . . .	66
CAPITULO V. LEVANTAMIENTO DE CAMPO . . . . .	70
V.1 Tendido para obtener Velocidad . . . . .	72
V.2 Tendido para obtener Atenuación . . . . .	73
CAPITULO VI. PROCESADO DE DATOS . . . . .	79
VI.1 Determinación de Velocidades . . . . .	79
VI.2 Determinación de Constantes Elásticas . . . . .	88
CAPITULO VII. INTERPRETACION DE RESULTADOS . . . . .	97
CAPITULO VIII. CONCLUSIONES . . . . .	115
Anexo I . . . . .	118
Anexo II . . . . .	122
Bibliografía . . . . .	127

## I.- INTRODUCCION

La Costa del Pacífico de México ha sido descrita en "Seismicity of the Earth" (Gutenberg y Richter 1954), como la región de más alta sismicidad en el hemisferio occidental en lo que respecta a temblores poco profundos.

En 1982 el Instituto de Ingeniería de la UNAM en colaboración con la Universidad de California, San Diego, decidió colocar a lo largo de la zona de subducción en la costa del Pacífico una red acelerográfica, motivado por la alta probabilidad de que ocurrieran temblores grandes en esta zona para obtener registros que permitieran estudiar los acelerogramas de movimientos fuertes.

Se pensó desarrollar también una red de estaciones en sitios alejados de la zona costera para estudiar la atenuación a distancia de esos movimientos fuertes. Estas estaciones serían de importancia ya que frecuentemente se producen daños en la Ciudad de México causados por temblores pro-

ducidos a lo largo de la costa.

Al colocar las estaciones se planeó introducir estudios locales de Sísmica de Refracción cuando estos fueran necesarios para la interpretación de registros acelerográficos importantes.

Debido a que todos los registros obtenidos en este último año son de vital importancia, se ha procedido al estudio sísmico con el fin de proporcionar mayor información sobre las condiciones reales en que se están recibiendo estos.

## II.- ANTECEDENTES

Las estaciones acelerográficas deben ser colocadas de manera que el registro que se obtenga de ellas, reproduzca fielmente el movimiento del terreno o del sitio donde se encuentra, es decir sería indeseable algún movimiento relativo entre el aparato (acelerógrafo), y el terreno.

El lugar se elige en función de lo que se desee medir, ya que el objetivo de la medición es conocer en detalle las características del movimiento del terreno al ocurrir sismos importantes, dando una descripción precisa y cuantitativa del movimiento, preferentemente en términos de una variable cinética (aceleración o desplazamiento del terreno), como funciones del tiempo, desde que se inicia el movimiento hasta que cesa completamente. Como el movimiento del terreno es simultáneo en tres direcciones, lo usual es registrar a lo largo de tres componentes ortogonales, una de ellas vertical.

Los lugares donde es más importante conocer estos mo-

vimientos son:

- Centros urbanos.
- Cerca de y en edificios importantes.
- Estructuras especiales
- Lugares donde se piense efectuar un desarrollo industrial u obras de infraestructura
- En donde la información obtenida proporcione datos sobre los mecanismos de generación de temblores.

En la zona de Guerrero (figs.II.1 a y b), al colocar los acelerógrafos se buscó estudiar las propiedades del movimiento en roca firme con dos propósitos:

a) Utilizar los datos como entrada para todos los modelos matemáticos empleados para predecir el movimiento en suelos blandos cuando se conoce el movimiento en suelo firme subyacente.

b) Para conocer el movimiento en suelos uniformes de toda la región con el objeto de estudiar los mecanismos de origen y propagación de ondas sísmicas.

Debido a la importancia de los temblores que se han venido sucediendo después de que se colocó (1985), la red acelerográfica de la costa del Pacífico, se decidió hacer un estudio detallado para algunas estaciones debido a la importancia que tienen los acelerogramas registrados en ellas.

En primer lugar se trató de establecer un marco geológico regional para la zona, de manera de conocer el tipo de roca que podía esperarse en las estaciones. En algunas estaciones se tienen muestras de roca con velocidades determinadas en laboratorio; sin embargo con las muestras no se podía precisar si dichas velocidades eran representativas del sitio.





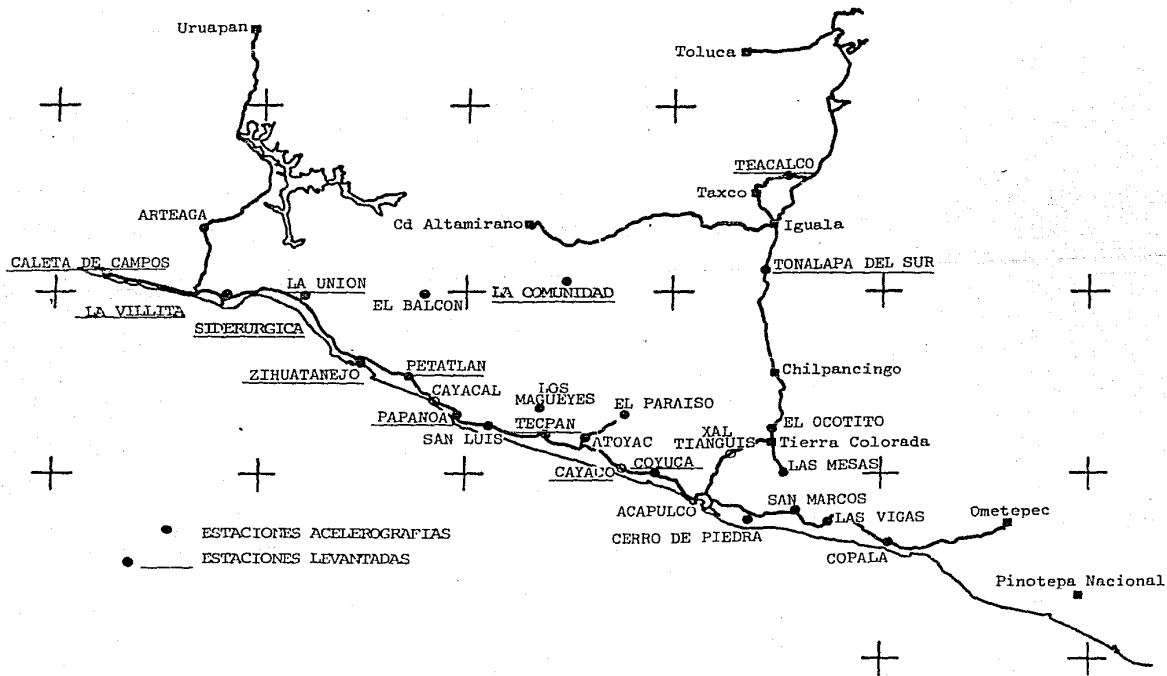


Figura II.1.b

## II.1 GEOLOGIA REGIONAL DE LA ZONA DE GUERRERO

De acuerdo con la publicación del Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática, "Geología de la República Mexicana" (1984), nuestra zona de estudio se encuentra en la Región Central de México dentro de la cual quedan comprendidas las provincias fisiográficas del Eje Neovolcánico, de la Sierra Madre del Sur y la Porción Norte de la llanura costera del Golfo Sur. (Fig. II.2).

Dentro de esta región central de México afloran se cuencias que atestiguan diversos dominios, dentro de cada uno de estos existen condiciones estratigráficas y tectónicas más ó menos homogéneas con límites bien definidos. Estos dominios coinciden en gran parte con las provincias geológicas propuestas por López Ramos (1979). Nuestro estudio estará comprendido en la zona que corresponde a la Sierra Madre del Sur (fig. II.3)

### II.1.1 Dominio de la Sierra Madre del Sur y Zonas Adyacentes

La Sierra Madre del Sur, desde Colima hasta Oaxaca, y las zonas contiguas del noroccidente de Guerrero, Michoacán y estado de México, constituyen, una región con alta complejidad estructural que presenta varios dominios tectónicos yuxtapuestos.

El segmento más septentrional de la Sierra Madre del Sur está formado por afloramientos de secuencias mesozoicas, tanto sedimentarias de plataforma como volcánico-sedimentarias de tipo arco insular volcánico-mar marginal. Las zonas correspondientes al noroccidente de Guerrero, occidente del estado de México y sur de Michoacán, conforman una región

MAPA DE LA REPUBLICA MEXICANA QUE MUESTRA LAS REGIONES GEOLOGICAS SEGUN EL INSTITUTO NACIONAL DE ESTADISTICA, GEOGRAFIA E INFORMATICA. (1984)

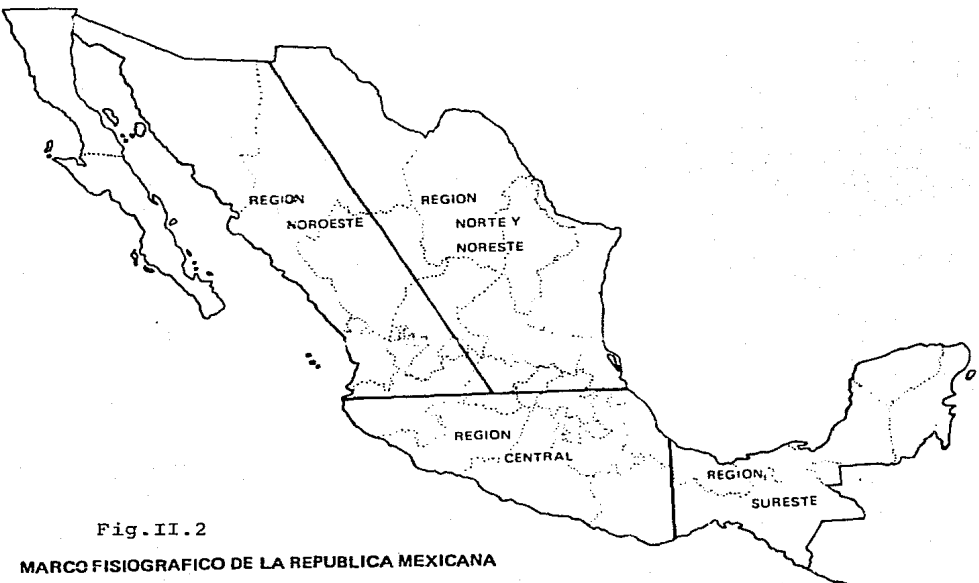


Fig. II.2

MARCO FISIOGRAFICO DE LA REPUBLICA MEXICANA



Fig. II.3

con afloramientos volcánico-sedimentarios del Jurásico y Cretácico, parcialmente metamorfoseados, que se encuentran cubiertos por las rocas volcánicas y sedimentarias continentales del Cenozoico. Esta región limita al oriente, a la altura de la línea Ixtapan de la Sal-Taxco-Iguala, con la región de la Plataforma Cretácica de Morelos y Guerrero. El segmento meridional de la Sierra Madre del Sur está formado por extensos afloramientos de rocas metamórficas que abarcan un rango geocronológico que varía del Paleozoico al Mesozoico y que se encuentran afectados por emplazamientos batolíticos del Mesozoico Superior y aún del Cenozoico. La región pacífica de la Sierra Madre del Sur, correspondiente a los estados de Colima, Michoacán y norte de Guerrero, presenta afloramientos extensos de rocas volcánicas andesíticas interestratificadas, con capas rojas de limolita, conglomerado volcánico y capas de caliza subarrecifal, con una macrofauna del Albiano. Estos afloramientos forman parte de lo que Vidal et al. (1980) ha llamado el Conjunto Petrotectónico de Zihuatanejo, Guerrero, Coalcomán, Michoacán. Existen, además, en esta porción septentrional de la sierra, afloramientos extensos de secuencias sedimentarias de calizas de plataforma con fauna del Albiano y secuencias rítmicas de terrígenos pelítico-arenosos. En gran parte de la Sierra Madre del Sur, desde sus estribaciones septentrionales hasta las cercanías de Zihuatanejo, ha sido reportada por Campa y Ramírez (1979), la existencia de numerosas montañas formadas por productos andesíticos interestratificados con algunas capas de caliza y terrígenos diseminados en pequeñas áreas de la sierra. Este volcanismo mesozoico continúa bordeando hacia el norte de la costa del Pací-

fico hasta confundirse con áreas similares de la Cordillera Pacífica Norteamericana (Campa y Ramírez, op. cit).

Ferrusquía y colaboradores (1978) han reportado la presencia, en el área de Playa Azul, Michoacán, de una secuencia volcánica-sedimentaria transicional, predominantemente continental, con huellas de dinosaurios, que indican tal vez una edad Jurásico Medio-Cretácico Temprano; por otra parte, señalan que es el primer registro de huellas de dinosaurios en México, lo cual constituye el hallazgo más austral de dinosaurios en Norteamérica.

La mayor parte de los autores han reportado como mesozoicas las secuencias volcánico-sedimentarias de esta región pacífica de México; sin embargo, De Cserna et al. (1978) obtuvo una edad radiométrica Rb-Sr de  $311 \pm 30$  millones de años para rocas intrusivas estrechamente ligadas a rocas volcánicas pertenecientes al complejo metavolcánico del área de Zapotillo, al oriente de Zihuatanejo.

Campa y Ramírez (1979), así como Vidal y colaboradores (1980), consideran que las secuencias volcánico-sedimentarias mesozoicas de una gran parte de la Sierra Madre del Sur son resultado de la actividad magmática de un límite convergente de placas desarrolladas en esta porción de México durante el Cretácico Temprano.

La mitad meridional de la Sierra Madre del Sur está formada por rocas metamórficas que constituyen el Complejo Xolapa (De Cserna, 1965), el cual se encuentra intrusionado por cuerpos batolíticos de granito (fig. II.4). De Cserna reportó el Complejo Xolapa en la carretera Chilpancingo-Acapulco, como un conjunto de rocas metasedimentarias formadas por

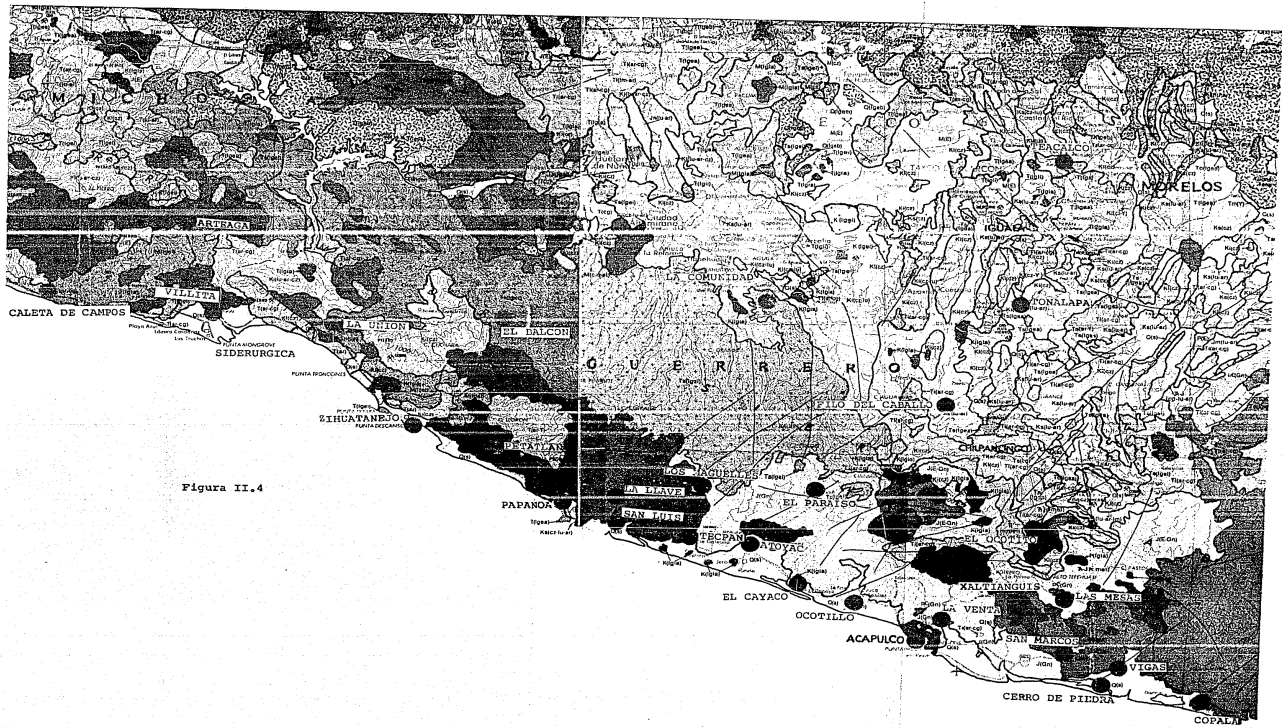


Figura II.4

esquistos de biotita y gneis de biotita, con algunos horizontes de cuarcita, mármol cipolino y presencia de pegmatitas; sin embargo, Guerrero y colaboradores (1978) consideran que en la mayor parte de esta región el complejo está formado por ortogneis-cuarzo-feldespático, de composición granodiorítica. En el sector más meridional de la Sierra Madre del Sur, correspondiente al sur de Guerrero y occidente de Oaxaca, el Complejo Xolapa presenta esquistos de facies esquistos verdes, derivados de roca sedimentarias y ortogneises, con presencia abundante de migmatitas.

De Cserna (1965) considera a este complejo metamórfico como de edad paleozoica, dado que subyace a la secuencia volcano-sedimentaria de la Formación Chapolapa, probablemente del Triásico, y porque en ninguna localidad se le encuentra subyaciendo a rocas sedimentarias del Paleozoico; sin embargo, el rango stratigráfico de este complejo no ha podido ser precisado dado que los estudios geocronológicos han arrojado edades radiométricas muy dispersas, que indican eventos termales ocurridos en el Paleozoico (Halpern et al., 1974), en el Mesozoico (Guerrero et al., 1978) y en el Terciario (De Cserna, 1965) Guerrero et al. (1978) apoya la existencia de un evento termal en el Terciario (hace 32 millones de años), en el área de la carretera Chilpancingo-Guerrero, y en sus determinaciones radiométricas no encuentra indicio de edades precámbricas o paleozoicas que han sido sugeridas por otros autores, ya que el evento termal más antiguo fue reconocido en el Jurásico por medio de los métodos uranio-plomo ( $165 \pm 3$  millones de años) y rubidio-estroncio ( $180 \pm 84$  millones de años).

En la región de Tierra Caliente y áreas vecinas, del occidente del estado de México y sureste de Michoacán, existen extensos afloramientos de secuencias volcánico-sedimentarias parcialmente metamorfizadas, que se yuxtaponen a los afloramientos, también extensos, de las secuencias marinas cretácicas de plataforma, de las áreas de Morelos y de Huetamo-Coyuca, en los límites de Guerrero y Michoacán.

En el sector Teloloapan-Arcelia aflora una secuencia de rocas volcánicas andesíticas, rocas sedimentarias calcáreo-arcillosas foliadas y grauvacas, que constituyen depósitos de un arco volcánico insular y mar marginal, desarrollados en el Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Campa y Ramírez, 1979). Estas secuencias volcánico-sedimentarias afloran en forma continua hacia el norte, hasta la zona de Tejupilco, a partir de donde los afloramientos se vuelven aislados y menos extensos; también se llegan a observar las áreas de Ixtapan de la Sal, Zitácuaro y Tlalpujahua.

En el sector Huetamo-Coyuca se encuentra expuesta una secuencia del Jurásico-Cretácico volcánico-sedimentaria, que paulatinamente se vuelve más sedimentaria hacia la cima. La base presenta rocas sedimentarias detríticas interestratificadas, con lavas y tobas andesíticas del Jurásico, que constituyen la Formación Angao (Pantoja, 1959). Sobre esta Formación descansa una intercalación de lutitas y areniscas, con algunos horizontes de tobas, limolitas y calizas arrecifales, depositados en el Cretácico Inferior (Neocomiano-Aptiano-Albiano Inferior); estos depósitos constituyen la Formación San Lucas (Pantoja, 1959). Por último la cima de la secuencia está formada por capas de caliza arcillosa atribuidas a la Formación More-



los, del Albiano (Pantoja, op.cit.).

El sector de Huetamo-Coyuca constituye una zona transicional entre el dominio mesozoico externo, representado por la plataforma Guerrero-Morelos, y el dominio mesozoico arco insular, representado por los afloramientos volcánico-sedimentarios de la Sierra Madre del Sur. Las secuencias volcánico-sedimentarias de Teloloapan e Ixtapan, situadas al oriente de Huetamo, serían entonces consideradas como bloques tectónicos sobre la plataforma del dominio externo - (Campa y Ramírez, 1979), y provenientes de dominio arco insular occidental. De Cserna (1978) opina que la ausencia de caliza de plataforma en la Formación Morelos, al poniente de Teloloapan, se debe a un cambio de facie por la presencia de una cuenca en este sitio durante el Albiano-Cenomaniano. En la publicación del Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática citada consideran que las rocas volcánicas del área Teloloapan-Arcelia, más que forman la secuencia volcánico-sedimentaria del arco insular mar marginal, sugerida por Campa y Ramírez, pertenecen a una etapa de vulcanismo Cenomaniano-Turoniano (Formación Xochipala), o bien al basamento de rocas volcánicas antiguas, todo esto en un modelo paleogeográfico que no muestra mayores complicaciones tectónicas.

## II.2.- TECTONICA NEOGENETICA Y RECIENTE DE LA COSTA DEL PACIFICO.\*

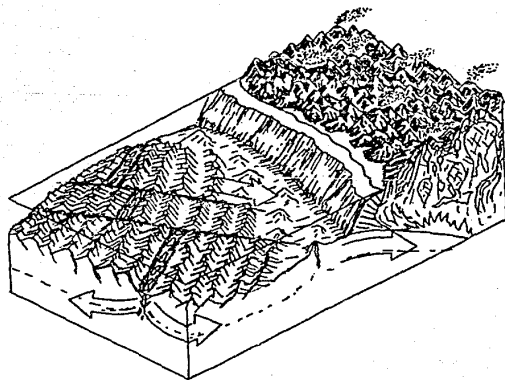
El Neógeno se caracteriza por emisiones volcánicas continentales de composición ácida e intermedia (Fig.II.5) como resultado del magmatismo asociado al rápido regreso del arco hacia el occidente (Clark y Damon, 1977). Este hecho ocurrió entre 34 y 27 m.a. y confirma la persistencia de una tectónica de subducción en el occidente mexicano (Mc. Dowell y Clabaugh, 1979). (Figura II.6)

Un hecho importante durante este período es la fragmentación continua del piso oceánico. La placa Farallón se divide primero en las placas Guadalupe y Cocos (30 m.a.) (Barrashi y Venkatakrisha, 1979) y luego en las placas Juan de Fuca, Cocos y Nazca (30-20 m.a.) (Coney, 1983). Posteriormente, el volcanismo continental adquiere una composición más básica calcoalcalina, con algunas porciones alcalinas.

En la actualidad, el volcanismo calcoalcalino del Eje Neovolcánico que aparece en la región norte del área puede explicarse desde dos puntos de vista. Primero, que sea el reflejo de fenómenos de subducción (Fig. II.7), si se consideran las particularidades del fracturamiento oceánico mencionado. Esta hipótesis se ve sustentada por el análisis estadístico de los hipocentros de los últimos fenómenos telúricos en el Pacífico Mexicano, en base a los cuales se han propuesto modelos sobre la morfología del plano de Benioff, con inclinaciones que varían entre  $36^{\circ}$  y  $42^{\circ}$ , así como de una zona de fracturamiento inducido por subducción en la región comprendida entre Churumuco-Ometepec (Manus and Vanek, 1979). Por lo tanto, la distribución del magmatismo quedaría gober-

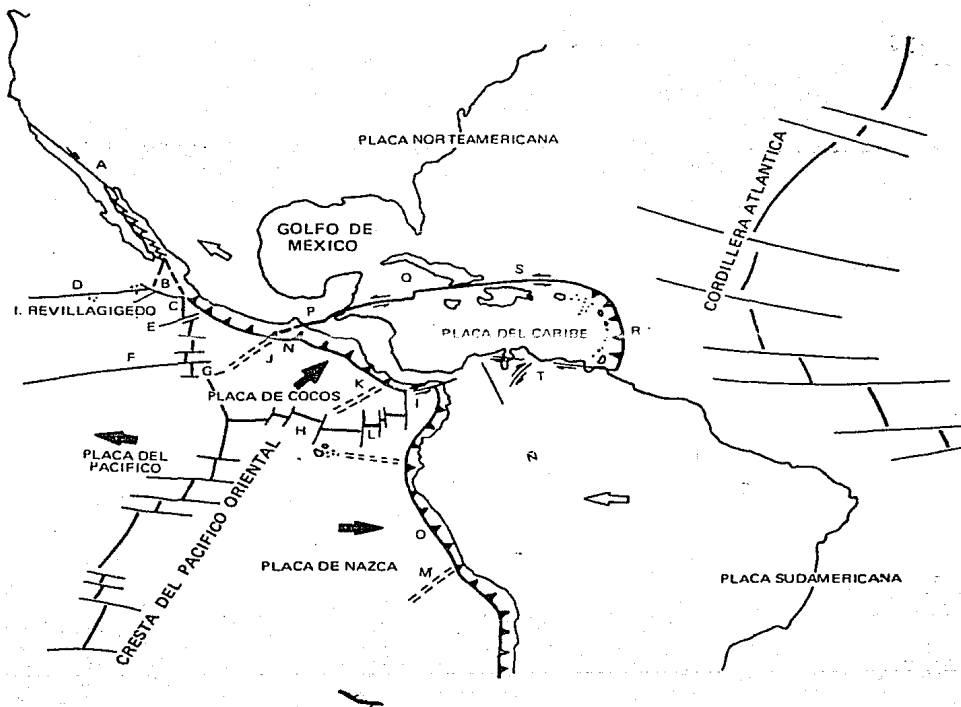
\*Tomado del modelo de Hernández, Santamaría, Torres. (IMP 1985).

BLOQUE ESQUEMATICO  
ARCO MAGMATICO CONTINENTAL NEOGENO



(Hernández, et. al., 1985)

Figura II.5



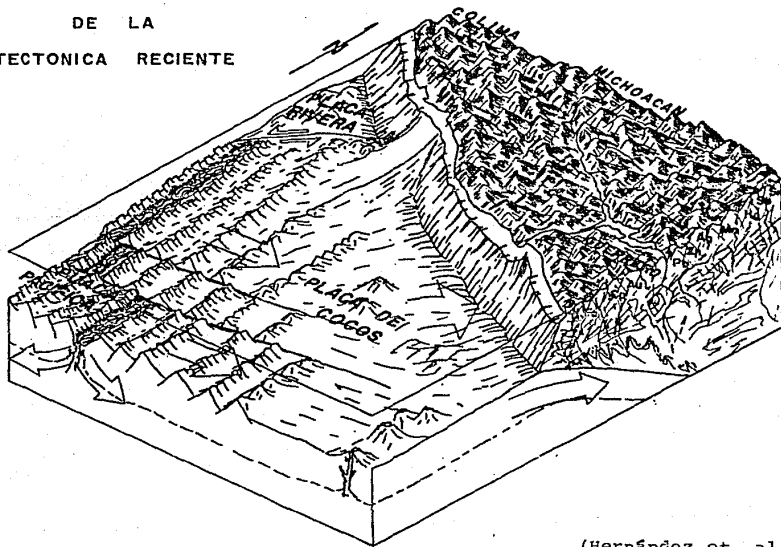
- A Sistema de Fracturas de San Andrés-Golfo de California
- B Fractura de Rivera
- C Rivera Triple Junction
- D Fractura de Clarión
- E Fractura de Orozco
- F Fractura de Siqueiros
- G Fractura de Clipperton
- H Cresta de los Galápagos
- I Fractura de Panamá
- J Cresta de Tehuantepec

- K Cresta de Cocos
- L Cresta de Carnegie
- M Cresta de Nazca
- N Fosa meso-americana
- O Fosa Perú-Chile
- P Fallas Polochic-Motagua
- Q Falla Caymán o Bartlett
- R Zona de subducción de las Pequeñas Antillas
- S Fosa de Puerto Rico
- T Fallas Oca - El Pilar

(Oment, 1978)

Figura II.6  
(Publicada por el Inst. Nacional de Estadística, Geografía e Informática, 1984).

BLOQUE DIAGRAMATICO  
DE LA  
TECTONICA RECIENTE

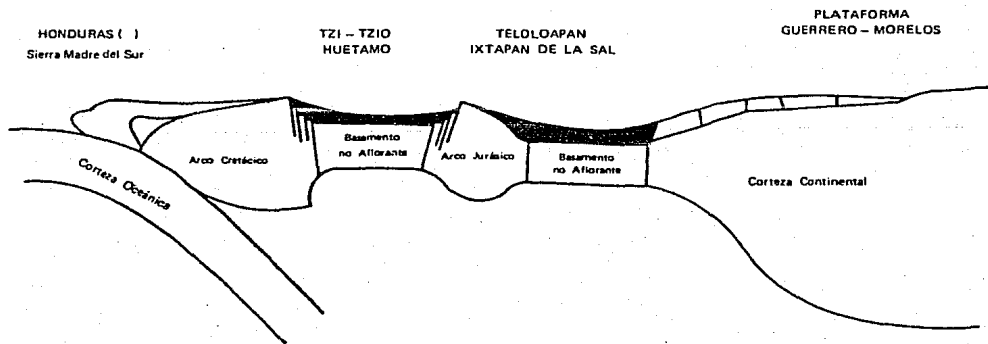


(Hernández et. al., 1985)

Figura II.7

nada entonces por el ángulo de subducción, el ángulo de choque entre las placas y la velocidad relativa entre ellas. Fig.II.3. La hipótesis alternativa es que se trate de un "rift" continental a lo largo de zonas de fracturamiento pre-terciarias. La presencia de grandes estructuras como los "grabens" Tepic-Chapala y Colima-Chapala, así como la tendencia alcalina de algunos de los basaltos en la región de Nayarit hacen factible esta hipótesis (Damon y Nieto, 1979).

#### MODELO TECTONICO ESQUEMATICO DE LA SIERRA MADRE DEL SUR



(Según Campa y Ramírez, 1979)

Figura II.8  
(Figura publicada por el Inst. Nacional de Estadística, Geografía e Informática, 1984).

### II.3.- OBSERVACIONES DERIVADAS DE LA GEOLOGIA Y TECTONICA DEL AREA.

Las estaciones se encuentran ubicadas principalmente en rocas de tipo ígneo extrusivas e intrusivas entre las que se pueden mencionar las andesitas, los basaltos, cuerpos vulcanosedimentarios, cuerpos intrusivos, tonalíticos, dioríticos, granodioríticos, y graníticos de edades diferentes pero que tienen como característica fundamental para nuestro estudio, el hecho de ser rocas duras.

Analizando los modelos tectónicos del lugar (González y Torres, 1987, en prensa); los cuales sugieren la existencia de una secuencia volcánico-sedimentaria, desde el triásico, de gran espesor que se emplaza sobre si misma, y la no evidencia de basamento en esta zona, además de las manifestaciones ofiolíticas y magmatismo cafémico lo cual les hace pensar en la posible no existencia de basamento en la zona que va desde un poco más arriba de Caleta de Campos, hasta casi el límite Guerrero-Oaxaca que corresponde exactamente a nuestra zona de estudio, nos hace pensar que los eventos que se llevan a cabo a profundidad en la zona de subducción, repercuten directamente en los registros acelerográficos, es decir atraviesan un mismo tipo de medio, con lo que se realza la importancia que pueda tener el determinar las propiedades físicas de las zonas donde se encuentran las estaciones.

### III.- OBJETIVO GENERAL DEL TRABAJO

Se ha observado que las últimas decenas de metros de la trayectoria de las ondas sísmicas son vitales para definir la clase de movimiento que se tendrá en la superficie, esto hace deseable conocer las características dinámicas de las zonas circundantes a la ubicación de estaciones acelerográficas, y de esta manera tener una idea de qué tanto están afectando a la señal recibida en el acelerógrafo las características del medio en que se encuentra colocada la estación y por medio de filtrados saber qué tanto de esta señal recibida se debe a la fuente y al medio que la transmite y que tanto se debe al medio que recibe.

Con esta finalidad se realizaron tendidos de refracción sísmica para obtener velocidades de propagación de ondas longitudinales ( $V_p$ ), y velocidades de propagación de ondas transversales ( $V_s$ ). Con estos parámetros se pueden obtener los valores de las constantes elásticas de los materiales "in situ",



sin alterar sus condiciones naturales, que son las mismas en las que se están recibiendo las señales de movimientos fuertes. Además de las velocidades de propagación para obtener los módulos dinámicos, se desea obtener la frecuencia de transmisión de dichas velocidades, así como la atenuación de - la zona de estudio.

#### IV.- FUNDAMENTOS TEORICOS.

##### IV.1.- Introducción.

Los métodos de Prospección Sísmica se basan en el hecho de que al existir una perturbación en el terreno, esta se propaga en todas direcciones con velocidades que dependen de la naturaleza del medio.

La Teoría de la Elasticidad establece que la energía se transmite en forma de ondas elásticas de compresión-dilatación (longitudinales), y transversales, y que la velocidad de propagación de éstas depende de las propiedades elásticas de los materiales. (Ver por ejemplo, del Valle Toledo, 1986).

Estas propiedades elásticas están relacionadas con el concepto de módulo elástico, el cual relaciona esfuerzos con deformaciones unitarias, siendo proporcionales dentro de los límites elásticos del material.

$$\text{Módulo elástico} = \frac{\text{esfuerzo aplicado}}{\text{deformación unitaria}}$$

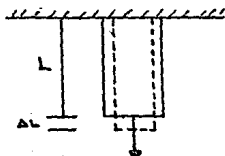
$$\text{Esfuerzo} = \frac{\text{fuerza normal}}{\text{superficie}}$$

$$\text{Deformación unitaria} = \frac{\text{deformación total}}{\text{longitud original}}$$

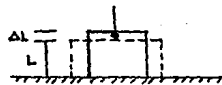
Se consideran según la Teoría de Elasticidad dos tipos básicos de deformaciones longitudinales

a) Conservando el Volumen

$$E = \text{Módulo de Young} = \frac{\text{esfuerzo}}{\text{deformación}}$$



esfuerzo de tensión



esfuerzo de compresión

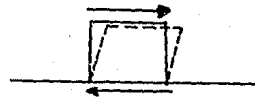
(Tomado de del Valle, 1986).

$$\nu = \text{relación de Poisson} = \frac{\text{deformación transversal}}{\text{deformación longitudinal}}$$

Para conservar el volumen  $\nu$  debe ser menor o igual

a 0.5

$$n = \text{rigidez} = \frac{\text{esfuerzo cortante}}{\text{deformación angular}}$$



Deformaciones angulares.

(Tomado de del Valle, 1986).

b) Deformación longitudinal Variando el Volumen

$$k = \text{compresibilidad} = \frac{\text{variación de presión}}{\text{variación de volumen}}$$

Las relaciones que se han establecido entre los diferentes tipos de módulos son las siguientes:

$$E = \frac{9kn}{3k+n} \quad \text{Módulo de Young}$$

$$\nu = \frac{3k - 2n}{6k + 2n} \quad \text{relación de Poisson}$$

$$n = \frac{3k - 2n}{2(1 + \nu)} \quad \text{rigidez}$$

$$k = \frac{E}{3(1 - 2\nu)} \quad \text{compresibilidad}$$

Existen también otras relaciones entre los módulos elásticos llamadas constantes de Lamme

$$\lambda = \frac{\nu E}{(1 + \nu)(1 - 2\nu)} = k - 2\mu/3$$

$$\mu = \frac{E}{2(1 + \nu)} = n$$

Las cuales pueden relacionarse, siguiendo la Teoría de Elasticidad y considerando que las fuerzas actúan sobre un cubo infinitesimal de densidad  $\rho$ , homogéneo, isotrópico y elástico; con las velocidades de propagación de ondas longitudinales (compresión-dilatación)

$$v_p = \left( \frac{\lambda + 2\mu}{\rho} \right)^{1/2} = \sqrt{\frac{E(1-\nu)}{\rho(1+\nu)(1-2\nu)}} = \sqrt{\frac{k+4n/3}{\rho}}$$

y con las velocidades de propagación de ondas transversales

$$v_s = \left( \frac{v}{\rho} \right)^{1/2} = \sqrt{\frac{E}{\rho} \left( \frac{1}{2(1+\nu)} \right)} = \sqrt{\frac{n}{\rho}}$$

#### IV.1.1.1.- Propagación de Movimientos Ondulatorios.

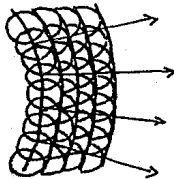
La propagación de movimientos ondulatorios, se rige por dos principios fundamentales que son:

Principio de HUYGHENS.- Todo punto de frente de onda se comporta como un nuevo centro generador de onda.

Principio de FERMAT.- El movimiento ondulatorio entre dos puntos, sigue la trayectoria de tiempo mínimo.

Entendiéndose por frente de onda, al lugar geométrico de todos los puntos que tienen el mismo estado de vibración o igual tiempo de viaje; y trayectoria, como la dirección y sentido de la propagación de un movimiento ondulatorio, siendo la trayectoria perpendicular al frente de onda.

A partir del principio de Huyghens se tiene que en un medio homogéneo e isotrópico los desplazamientos de una onda serán proporcionales al incremento del tiempo y a la velocidad del medio, y los nuevos frentes de onda serán paralelos



(del Valle, 1986)

En medios no homogéneos o anisótropos, los desplazamientos dependerán de la distribución de velocidades. Al variar las velocidades, los desplazamientos serán diferentes para iguales intervalos de tiempo, cambiando la forma de los frentes de onda subsecuentes y las características de la trayectoria.

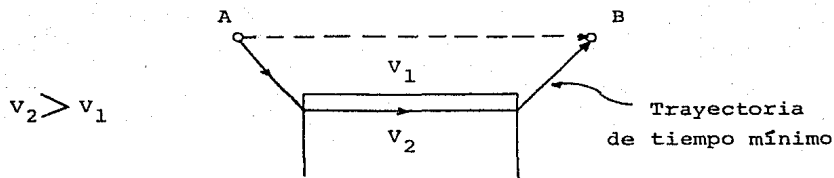


Escala de Velocidades

(del Valle, 1986)

De acuerdo al principio de Fermat, la trayectoria de tiempo mínimo entre dos puntos, no necesariamente es una línea recta (lo que es posible sólo en un medio homogéneo e isotrópico), pues la trayectoria seguirá por el camino de más alta velocidad lo cual depende de la distribución de velocidades.

Es decir, si tenemos dos medios donde la velocidad ( $V_2$ ) del medio dos, es mayor que la velocidad ( $V_1$ ) del medio uno, y si producimos una detonación en el punto A como se muestra en la figura, ésta puede propagarse como se señala.

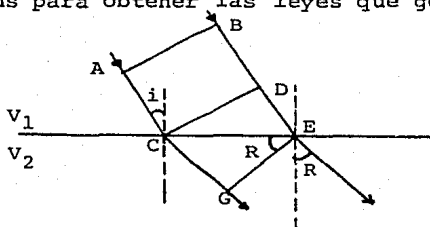


(del Valle, 1986)

Esto es, pueden generarse varias trayectorias para el mismo movimiento, pero el primer indicio que se va a percibir en el punto B, será el correspondiente a la trayectoria de tiempo mínimo, pudiéndose recibir después otros correspondientes a las diferentes trayectorias originadas en la misma fuente.

Cuando los movimientos se propagan en medios estratificados, las trayectorias sufren variaciones que pueden ser explicadas a partir de los principios de Huyghens y Fermat.

Debido a que nuestro estudio está enfocado a realizar prospección sísmica de refracción, utilizaremos el principio de Huyghens para obtener las leyes que gobiernan este fenómeno.



(del Valle, 1986)

Un frente de onda AB, limitado por dos trayectorias, avanza hacia una discontinuidad con una velocidad  $v_1$  formando un ángulo incidente  $i$  con la normal a la discontinuidad.

Al avanzar el frente de onda AB, después de un cierto intervalo de tiempo llega a la posición CD, en el punto C empieza a vibrar, teniéndose desplazamientos proporcionales a  $V_1$  y  $V_2$  en cada medio.

En el transcurso de tiempo  $\Delta T$ , el punto D avanza hacia el punto E, mientras tanto el punto C ha vibrado, teniéndose un desplazamiento CG en el medio de velocidad  $V_2$ .

Analizando simultáneamente los medios  $V_1$  y  $V_2$

$$CDE \quad ; \quad \text{sen } i = \frac{DE}{CE} \quad ; \quad CE = \frac{DE}{\text{sen } i}$$

$$CEG \quad ; \quad \text{sen } R = \frac{CG}{CE} \quad ; \quad CE = \frac{CG}{\text{sen } R}$$

igualando CE

$$\frac{DE}{\text{sen } i} = \frac{CG}{\text{sen } R}$$

pero

$$DE = V_1 \Delta T \quad ; \quad CG = V_2 \Delta T$$

substituyendo

$$\frac{V_1 \Delta T}{\text{sen } i} = \frac{V_2 \Delta T}{\text{sen } R}$$

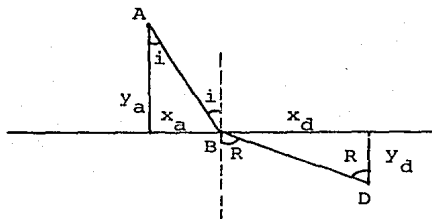
por lo tanto

$$\boxed{\frac{\text{sen } i}{\text{sen } R} = \frac{V_1}{V_2}}$$

2a. Ley de Snell  
6  
Ley de Refracción



Para poder aceptar esta ley, debe cumplirse también el principio de Fermat.



(del Valle, 1986)

En la trayectoria refractada el tiempo total de trayectoria esta dado por

$$T = t_{AB} + t_{BD} = \frac{AB}{v_1} + \frac{BD}{v_2}$$

$$\cos i = \frac{y_a}{AB}; \quad AB = \frac{y_a}{\cos i}$$

$$\cos R = \frac{y_d}{BD}; \quad BD = \frac{y_d}{\cos R}$$

sustituyendo

$$T = \frac{y_a}{v_1 \cos i} + \frac{y_d}{v_2 \cos R}$$

obteniendo diferenciales de tiempo

$$dT = \frac{y_a \sec i \tan i \, di}{v_1} + \frac{y_d \sec R \tan R \, dR}{v_2}$$

Como se tienen dos incógnitas, es necesario establecer otra ecuación. La suma de las abscisas de los dos puntos, es constante, cualesquiera que sea la trayectoria refractada.

$$x_a + x_d = \text{constante}$$

$$\tan i = \frac{x_a}{y_a} \quad ; \quad x_a = y_a \tan i$$

$$\tan R = \frac{x_d}{y_d} \quad ; \quad x_d = y_d \tan R$$

$$y_a \tan i + y_d \tan R = \text{Cte.}$$

diferenciando

$$y_a \sec^2 i \, di = - y_d \sec^2 R \, dR$$

dividiendo

$$\frac{y_a \sec i \tan i \, di}{y_a \sec^2 i \, di \, V_1} = \frac{- y_d \sec R \tan R \, dR}{- y_d \sec^2 R \, dR}$$

$$\frac{\tan i}{V_1 \sec i} = \frac{\tan R}{V_2 \sec R} \quad ; \quad \frac{\cos i \, \text{sen } i}{V_1 \cos i} = \frac{\cos R \, \text{sen } R}{V_2 \cos R}$$

$\frac{\text{sen } i}{\text{sen } R} = \frac{V_1}{V_2}$
---

con lo que queda demostrada la ley de Snell que es la ley básica para el método de sismica de refracción. (De Del Valle Toledo, op. cit.)

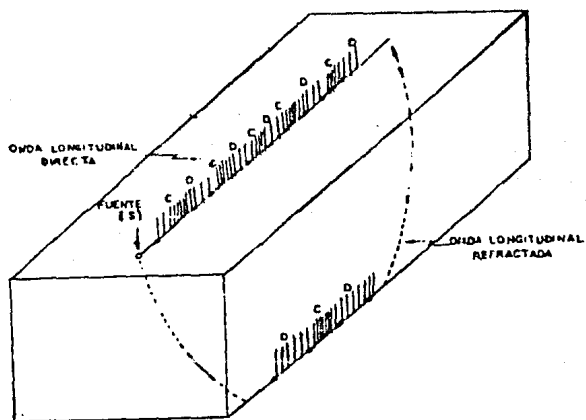
#### IV.2.- ONDAS SISMICAS

Muchos materiales del terreno se comportan en forma aproximadamente elástica, ante la acción de una fuerza instantánea aplicada a ellos. Este comportamiento se traduce en la aparición de vibraciones que se propagan a través de los materiales, como ondas sísmicas cuyo frente se desplaza radialmente a partir del origen. En este proceso se generan cuatro tipos básicos de ondas: dos que se propagan dentro de los materiales y otros dos que viajan siguiendo la superficie del suelo. Las ondas de los dos primeros tipos son las que en la literatura anglosajona, se denominan "body waves" y las dos últimas son las superficiales.

La velocidad de propagación de estas ondas depende de la densidad del material a través del cual se propagan y, normalmente crece a pesar de aumentar la densidad, debido a que las constantes elásticas crecen aún más. El movimiento de las partículas a que da lugar el paso de las ondas depende del tipo de éstas y los módulos elásticos de los materiales.

El primer tipo de ondas que se propagan dentro de los materiales, produciendo, alternativamente, compresiones y dilataciones, dan lugar a un movimiento de las partículas en la dirección de propagación de la onda, y constituyen - las ondas longitudinales o compresionales (fig. IV.1), este tipo de onda se designa como P.

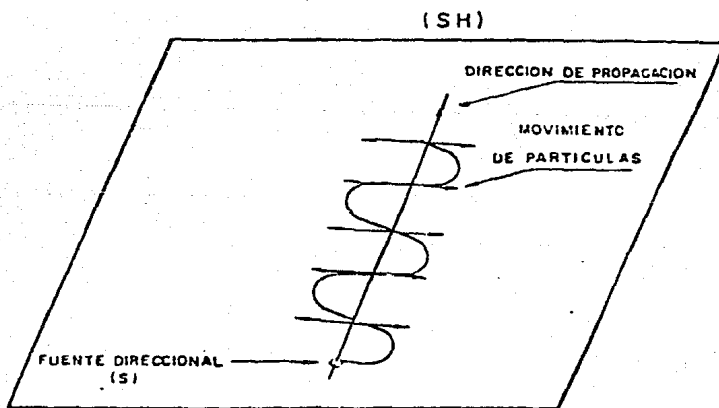
Las ondas longitudinales son las que tienen una mayor velocidad de propagación, para un material dado. El movimiento de las partículas generado por estas ondas produce cambios de volumen, pero no de forma, en el material a tra-



## ONDA LONGITUDINAL

(Clark, 1984)

Figura IV.1



## ONDA TRANSVERSAL

(SH)

(Clark, 1984)

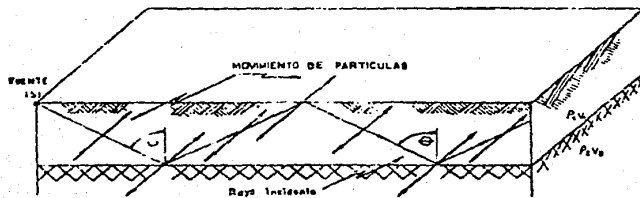
Figura IV.2

vés del cual se propagan.

El segundo tipo de ondas de cuerpo lo constituyen las ondas transversales (ondas S), así denominadas porque el movimiento de las partículas se produce perpendicularmente a la dirección de propagación de la onda. A causa de estas ondas, el material experimenta cambios de forma pero no de volumen. Las ondas transversales pueden considerarse como resultantes de dos tipos de ondas: unas que se transmiten en un plano horizontal, ondas SH, y otras que se transmiten en un plano vertical, ondas SV (fig. IV.2). La velocidad de las ondas transversales para cada material, está comprendida entre la de las ondas longitudinales y la de las ondas superficiales, para el mismo material.

De los dos tipos de ondas superficiales, según Clark (1984), son las denominadas Love las que presentan mayor velocidad de propagación. Dan lugar a un movimiento de partículas en dirección transversal a la de la propagación y limitado a la superficie del terreno; es decir, que el movimiento es semejante al que producen las ondas SH. La existencia de las ondas Love está restringida a capas del terreno en contacto con la atmósfera y bajo las cuales existan otras capas en que la velocidad de las ondas transversales sea mayor que en la capa en cuestión. Las ondas Love se transmiten según un proceso de reflexiones continuas (Fig. IV.3). También pueden darse ondas Love cuando la velocidad de ondas transversales, para los diferentes materiales, aumente con la profundidad.

El otro tipo de ondas superficiales que tomamos en consideración son las ondas Rayleigh. Su velocidad de propagación es menor que la de las ondas Love, e imprimen a las partículas



NOTA: El ángulo del rayo incidente con la normal  $\theta$

1) Para los ángulos  $\theta < \theta_c$  se mayor que el ángulo crítico de refracción  $\theta_c$  (sando:  $\sin \theta < V_1/V_2$ )

2) Se debe cumplir que  $V_1 < V_2$  siempre

ONDAS SUPERFICIALES  
DE LOVE

(Clark, 1984)

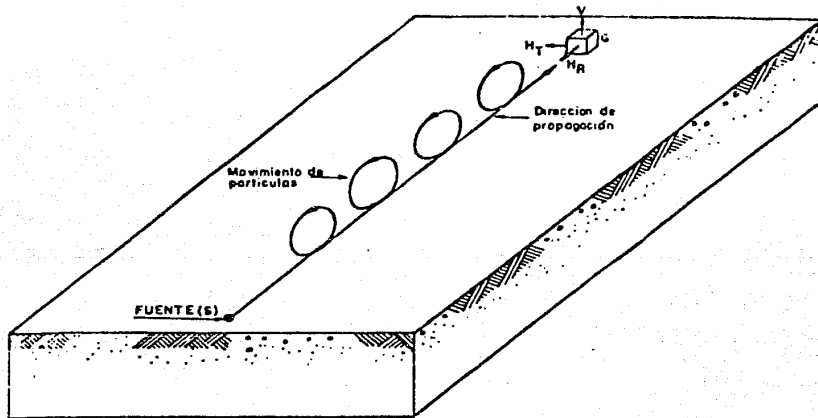
Figura IV.3

un movimiento según una trayectoria elíptica con un sentido contrario al de propagación de onda (fig. IV.4).

Pueden presentarse otros tipos de ondas superficiales que pasan desapercibidas para el geofísico, durante los trabajos de campo, y a los que normalmente, no prestará atención, ya que la información que pueden aportar carece de importancia frente a la que suministran las que acabamos de citar. Entre estas ondas se incluyen las llamadas "acopladas" e "hidrodinámicas". Las primeras dan lugar a un complejo movimiento en la misma dirección y sentido opuesto a las Rayleigh (fig. IV.5).

Los mecanismos de transmisión de las ondas longitudinales y transversales siguen las leyes de la óptica (como se vio en el inciso 1.1 de este capítulo). Cuando una onda longitudinal se propaga, en un material con velocidad  $V_1$  alcanza la frontera con otro material en el que alcanza la velocidad  $V_2$  (siendo  $V_2 > V_1$ ) parte de ella se refleja volviendo al primer medio y parte se refracta penetrando en el segundo. Los porcentajes de energía original de la onda incidente que se reflejan o refractan, depende del ángulo de incidencia y del contraste de las propiedades elásticas de ambos medios. El mecanismo de transmisión se muestra en la fig. IV.6a. Hay que hacer notar que las ondas longitudinales también generan al reflejarse y refractarse, ondas SV.

En el caso en que el medio más profundo sea tal que la velocidad de propagación en él ( $V_2$ ) sea menor que  $V_1$ , se dará el fenómeno de refracción, pero presenta problemas para la interpretación. En este caso la capa inferior es llamada de "baja velocidad".

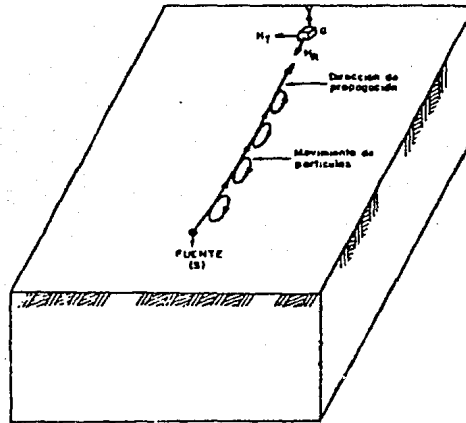


ONDAS SUPERFICIALES  
DE RAYLEIGH

(Clark, 1984)

Figura IV.4

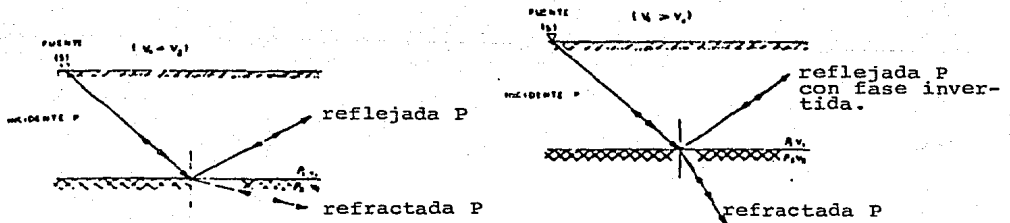




ONDAS DE SUPERFICIE  
HIDRODINAMICAS

(Clark, 1984)

Figura IV.5



REFLEJADA- REFRACTADA

ONDA LONGITUDINAL

(Clark, 1984)

Figura IV.6

Las ondas transversales se comportan de un modo similar a las longitudinales. Al pasar de un medio a otro, una onda transversal da lugar a ondas transversales y longitudinales reflejadas y refractadas. Si la onda transversal original es de tipo SV, producirá una onda SV y otra longitudinal refractada y otra onda SV y otra longitudinal reflejada, pero no originará ondas SH. Si la onda original es una SH, sólo dará lugar a otras dos ondas SH, (fig. IV.7), una reflejada y otra refractada, pero no originará ni ondas SV ni longitudinales. (Clark, 1984).

Tras esta exposición previa de las características de las distintas ondas sísmicas y de sus mecanismos de transmisión, se comprende la complejidad que su estudio e interpretación puede alcanzar, cuando se pasa de un modelo sencillo, es decir de un solo medio homogéneo e isotrópico al caso de varios medios estratificados, teniendo en cuenta, además que la superficie del terreno ya delimita dos medios distintos, terreno-aire, donde se producen reflexiones.

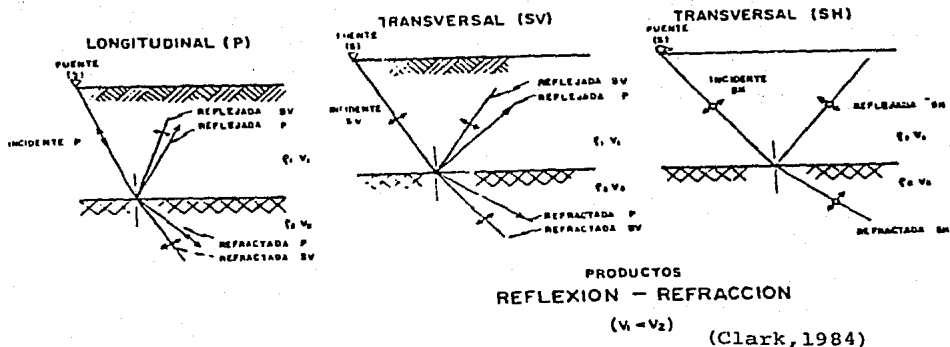


Figura IV.7

## IV.3.- TEORIA BASICA DE LA REFRACCION DE ONDAS SISMICAS

Uno de los objetivos principales de este trabajo es el de obtener las velocidades de propagación del subsuelo en que se encuentran colocadas las estaciones acelerográficas, tomando en consideración esto, desarrollaremos brevemente uno de los métodos más simples y más utilizados en la sismología de refracción, el cual nos da a grandes rasgos las características estructurales del terreno y nos proporciona las velocidades de propagación del medio.

El método de refracción consiste en medir el tiempo de viaje de ondas compresionales generadas por una fuente de energía impulsiva. En nuestro caso esta fuente impulsiva es generada por impactos de martillo.

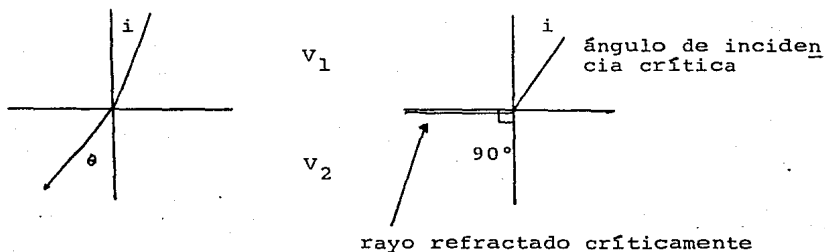
El instante del impacto "tiempo cero" es registrado en el sismograma, la información obtenida consiste en tiempo de viaje y distancia, esta información es manipulada para convertirla en variaciones de velocidad con la profundidad.

Todas las mediciones son tomadas en la superficie del terreno y las estructuras subyacentes son inferidas por métodos interpretativos basados en las leyes de propagación de la energía.

La propagación de la energía sísmica en capas del subsuelo como se vio con anterioridad, se comporta esencialmente con las mismas reglas que gobiernan a la propagación de rayos de luz en un medio transparente. La refracción o desviación angular que sufre un rayo de luz o un pulso sísmico cuando pasa de un material a otro dependen de el cociente de velocidades de transmisión de los dos materiales; la ley fundamental que describe a la refracción es la segunda ley de Snell

que junto con el fenómeno de "incidencia crítica" son el fundamento físico de las mediciones en sismica de refracción.

En el caso en que tengamos un medio con velocidad  $V_1$  sobreyaciendo a otro medio de mayor velocidad  $V_2$ , hasta que el ángulo de incidencia crítica es alcanzado, casi toda la energía compresional es transmitida (refractada) en el medio de mayor velocidad.



$$\frac{\text{sen } i}{\text{sen } \theta} = \frac{V_1}{V_2}$$

$$V_1 > V_2$$

La incidencia crítica ocurre cuando  $\theta = 90^\circ$

Cuando el ángulo crítico es excedido, casi toda la energía es reflejada y no hay energía refractada en la capa de mayor velocidad. Nótese que se está trabajando sólo con ondas compresionales y se ignoran las transversales y la transformación de una porción de las ondas compresionales en transversales la cual ocurre en el contacto entre capas.

El caso particular del ángulo de incidencia crítica es fundamental en la deducción de las ecuaciones usadas para la refracción en exploración. A pesar de que la exacta descripción física y matemática de lo que ocurre cuando un rayo incide en el ángulo crítico es compleja, es conveniente asu-

mir que el rayo de incidencia crítica viaja a través de la frontera de los dos medios a la velocidad del medio que tenga mayor velocidad. A medida que el rayo de incidencia crítica viaja a lo largo de la frontera continua generando ondas sísmicas en el medio de menor velocidad (capa superficial) que emergen de la frontera con ángulo de incidencia crítica. Estas ondas son generalmente referidas en la literatura como "head waves". Si las velocidades de los estratos crecen con la profundidad una porción de la energía será refractada y llegará a la superficie donde podrá ser detectada.

Para la deducción de las ecuaciones de refracción, asumimos que los estratos poseen las siguientes características:

Cada capa como secuencia estratigráfica es isotrópica en lo que se refiere a la propagación de velocidades, la energía incidente es considerada en rayos ó segmentos rectos, y cada capa tiene una velocidad mayor que la anterior.

Comenzando con el caso más simple, es decir con dos capas planas paralelas (fig. IV.8); una vez emitida la energía a través de una fuente impulsiva, esta es detectada por una serie de detectores (geófonos) ubicados en la superficie a lo largo de una línea recta. Los tiempos de arribo de los impulsos son graficados contra la correspondiente distancia de la fuente al detector (fig. IV.8). Los primeros arribos son aquellos que viajaron directamente a través de la primera capa y se encuentran alineados;  $\Delta T/\Delta X$ , es simplemente el recíproco de la velocidad de la capa superficial ( $1/V_1$ ). A alguna distancia de la fuente se encuentra la llamada "distancia crítica", en la cual le toma menos tiempo a la energía viajar debajo de la superficie de la segunda capa, refractándose a

lo largo de la interfase a la más alta velocidad ( $V_2$ ) y regresando a la superficie, que el tiempo que le toma a la energía viajar directamente a través de la primera capa. La energía que llega a los detectores más allá de la distancia crítica se encontrará alineada con una pendiente  $1/V_2$ . La línea de estos arribos refractados, no pasará sobre el origen, pero proyectándose sobre el eje del tiempo lo interceptará en un tiempo llamado "tiempo de intercepción".

Debido a que tanto el tiempo de intercepción como la distancia crítica son directamente dependientes de las velocidades de los dos medios y del espesor de la capa superficial, pueden ser usados para la determinación de la profundidad a la que se encuentra la segunda capa. (Redpath, 1973)..

Refiriéndonos a la fig. IV.8, obtendremos el tiempo de viaje de un impulso refractado en el detector. Considerando el recorrido ABCD:

$$AB = CD = \frac{Z_1}{\cos i} \quad BC = X - 2Z_1 \tan i$$

donde  $Z_1$  es el espesor de la capa superficial e "i" es el ángulo de incidencia crítica. El tiempo de viaje de esta forma está dado por:

$$\begin{aligned} T &= \frac{AB}{V_1} + \frac{CD}{V_1} + \frac{BC}{V_2} \\ &= \frac{2Z_1}{V_1 \cos i} + \frac{X - 2Z_1 \tan i}{V_2} \\ &= 2Z_1 \frac{1}{V_1 \cos i} - \frac{\text{sen } i}{V_2 \cos i} + \frac{X}{V_2} \\ &= 2Z_1 \frac{V_2 - V_1 \text{sen } i}{V_1 V_2 \cos i} + \frac{X}{V_2} \end{aligned}$$

Las leyes de Snell definen al ángulo de incidencia crítica ,  
como:

$$\text{Sen } i = \frac{V_1}{V_2} \quad (1)$$

sustituyendo (1) en la ecuación anterior

$$\begin{aligned} T &= 2Z_1 V_1 \left( \frac{1/\text{sen } i - \text{sen } i}{V_1 V_2 \cos i} \right) + \frac{X}{V_2} \\ &= 2Z_1 V_1 \left( \frac{1 - \text{sen}^2 i}{V_1 V_2 \text{sen } i \cos i} \right) + \frac{X}{V_2} \\ &= \frac{2Z_1 \cos^2 i}{V_2 \text{sen } i \cos i} + \frac{X}{V_2} \end{aligned}$$

sustituyendo  $V_1$  por  $V_2 \text{sen } i$ ,

$$T = \frac{2Z_1 \cos i}{V_1} + \frac{X}{V_2}$$

si hacemos  $X = 0$ , entonces  $T$  representa el tiempo de inter-  
cepción  $T_i$ , y puede ser reescrito como:

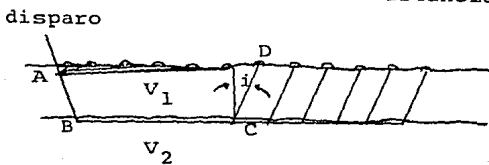
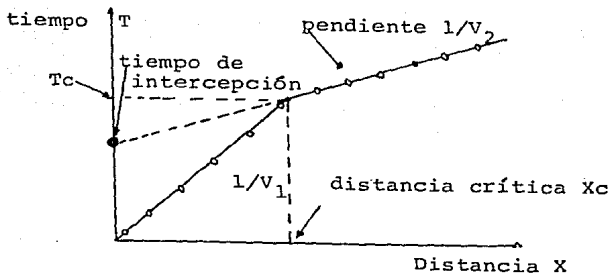
$$Z_1 = \frac{T_i V_1}{2 \cos i}$$

esto es:

$$Z_1 = \frac{T_i V_1}{2 \cos(\text{sen}^{-1} V_1/V_2)} \quad (2)$$

De la situación que hemos asumido en la figura IV.8,  
todo en el segundo miembro de la ecuación (2) puede ser de-  
terminado de la gráfica tiempo distancia, por lo que la pro-  
fundidad a la segunda capa puede ser obtenida.

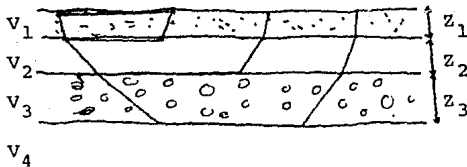
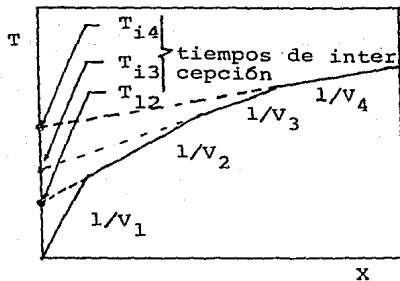
La profundidad del disparo ha sido ignorada en este



(Redpath, 1973)

Caso de dos capas planas

Figura IV.8



$$v_1 < v_2 < v_3 < v_4$$

(Redpath, 1973)

Caso de cuatro capas planas

Figura IV.9



desarrollo, y la profundidad verdadera a la segunda capa puede ser determinada simplemente por la adición de un medio de la profundidad de disparo al valor de  $z_1$ .

Es importante resaltar que todas las profundidades determinadas en mediciones de refracción son consideradas en forma normal a la frontera entre capas y no es necesariamente una profundidad vertical con respecto a la superficie.

La ecuación (2) también puede ser reescrita como:

$$z_1 = \frac{T_i v_1 v_2}{2(v_2^2 - v_1^2)^{1/2}}$$

El análisis de tiempo de intercepción, puede extenderse para el caso de múltiples capas, sin embargo sólo se darán las ecuaciones ya que su desarrollo es repetitivo y para el objetivo de nuestro trabajo es más que suficiente el tener las ecuaciones para las primeras tres capas, como se muestra en la figura IV.9. (Redpath, 1973)

Nótese que todos los tiempos de intercepción han sido identificados por subíndices que corresponden al número de estrato.

$$z_1 = \frac{(T_{i2}) v_1}{2 \cos(\sin^{-1} v_1/v_2)} \quad (3)$$

$$z_2 = \frac{(T_{i3} - T_{i2} \frac{\cos(\sin^{-1} v_1/v_3)}{\cos(\sin^{-1} v_1/v_2)}) v_2}{2 \cos(\sin^{-1} v_2/v_3)} \quad (4)$$

$$z_3 = \frac{(T_{i4} - T_{i2}) \frac{\cos(\text{sen}^{-1} v_1/v_4)}{\cos(\text{sen}^{-1} v_1/v_2)} - \frac{2z_2 \cos(\text{sen}^{-1} v_2/v_4)}{v_2}}{2 \cos(\text{sen}^{-1} v_3/v_4)} v_3 \quad (5)$$

Otra forma de calcular la profundidad es mediante la distancia crítica ( $X_c$ ) que como se mencionó con anterioridad es la distancia a la cual los tiempos de la onda directa llegan al mismo tiempo que los de la onda refractada.

$$T_d = \frac{X_c}{v_1} \quad ; \quad T_r = \frac{X_c}{v_2} + \frac{2z_1(v_2^2 - v_1^2)^{1/2}}{v_1 v_2}$$

igualando los tiempos:

$$\frac{X_c}{v_1} = \frac{X_c}{v_2} + \frac{2z_1(v_2^2 - v_1^2)^{1/2}}{v_1 v_2}$$

$$X_c \left( \frac{1}{v_1} - \frac{1}{v_2} \right) = \frac{2z_1(v_2^2 - v_1^2)^{1/2}}{v_1 v_2}$$

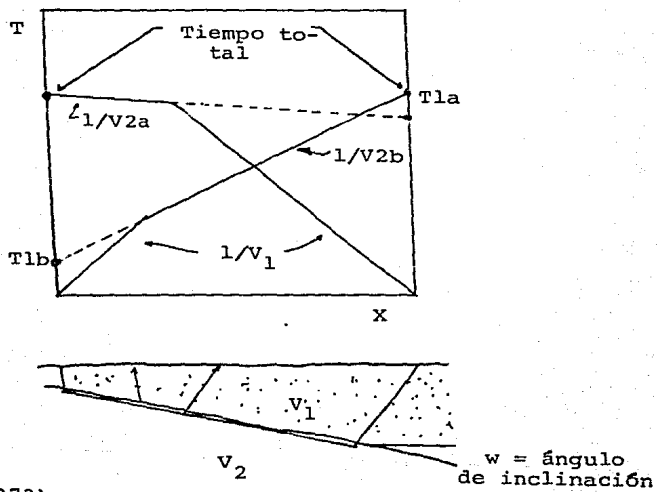
simplificando la expresión anterior llegamos a:

$$z_1 = \frac{X_c}{2} \left( \frac{v_2 - v_1}{v_2 + v_1} \right)^{1/2} \quad (6)$$

Ahora consideraremos brevemente la existencia de capas inclinadas, el concepto de velocidades aparentes y sus efectos en los cálculos de profundidad.

Las ecuaciones desarrolladas con anterioridad requieren del conocimiento de las velocidades "verdaderas" de propagación en las capas. Si las fronteras entre capas no son

## Caso de dos capas inclinadas



(Redpath, 1973)

Figura IV.10

paralelas, la gráfica de tiempo contra distancia, nos dará sólo velocidades aparentes de las capas refractoras, y el uso de esta velocidad aparente puede producir errores en el cálculo de las profundidades. El caso de dos capas inclinadas y sus efectos en el tiempo de viaje son ilustradas en las gráficas de la fig. IV.10 en la cual se introduce la idea de tiros en dos direcciones o tiro en sentido contrario. Esto significa simplemente mandar energía al principio y al final de la línea sísmica de tal manera que el tiempo de arribo en cada detector sea medido en ambas direcciones. (Redpath, 1973).

Es evidente de la fig. IV.10 que la velocidad aparente de la capa refractada, como es determinada a partir de la gráfica tiempo-distancia, depende de si el tiro se hizo en la dirección de inclinación de la capa o en el sentido contrario en la línea sísmica. A menos que el ángulo de inclinación sea conocido, es necesario tirar en las dos direcciones para obtener el valor verdadero de  $V_2$ .

Si la velocidad aparente del refractor es observada a través de un tiro en la dirección de inclinación, por la ley de Snell  $V_{2b}$  quedará como:

$$V_{2b} = V_1 / \sin(i_{12} + w_{12}) \quad (7)$$

donde  $w_{12}$  es el ángulo entre la inclinación relativa de la capa y la superficie e  $i_{12}$  es el ángulo de incidencia crítica. En forma similar, la velocidad aparente observada por un tiro en dirección contraria a la inclinación  $V_{2a}$  estará dada por:

$$V_{2a} = V_1 / \sin(i_{12} - w_{12}) \quad (8)$$

reacomodando los términos de las dos ecuaciones anteriores obtenemos:

$$i_{12} + w_{12} = \text{sen}^{-1} \left( \frac{V_1}{\sqrt{2b}} \right) \quad (9)$$

$$i_{12} - w_{12} = \text{sen}^{-1} \left( \frac{V_1}{\sqrt{2a}} \right) \quad (10)$$

ecuaciones simultáneas de donde el ángulo de inclinación de la capa puede ser determinado:

$$w_{12} = \frac{1}{2} \left( \text{sen}^{-1} \left( \frac{V_1}{\sqrt{2b}} \right) - \text{sen}^{-1} \left( \frac{V_1}{\sqrt{2a}} \right) \right) \quad (11)$$

El valor verdadero de  $V_2$  no es el promedio aritmético de  $V2a$  y  $V2b$ , sino el obtenido a través de la siguiente ecuación:

$$V_2 = \frac{2(V2a \cdot V2b)}{V2a + V2b} \cos w_{12} \quad (12)$$

Para ilustrar el caso general de varios contactos inclinados, es suficiente considerar el caso de dos contactos inclinados (fig.IV.11) haciendo las siguientes consideraciones:

Primero, el modelo geológico consta de dos contactos planos inclinados; segundo, la gráfica de tiempo contra distancia muestra los resultados de los tiros en ambos sentidos, tercero, se tiene la velocidad verdadera de la primera capa y velocidades aparentes relacionadas con la segunda y tercera capa.

Por lo tanto de la gráfica podremos obtener los datos de  $T1a$ ,  $T1b$ ,  $T2a$ ,  $T2b$ ,  $V_1$ ,  $V2a$ ,  $V3a$ ,  $V2b$  y  $V3b$  a través de los cuales relacionándolos con las ecuaciones que a continuación se muestra obtendremos los siguientes datos:



$Z1a, Z1b, Z2a, Z2b, w_{12}, w_{23}, V_2, V_3, i_{12}, i_{23}, \beta_{13}, \alpha_{13},$

Sabiendo que:

$$\text{sen } i_{12} = \frac{V_1}{V_2} \quad (13); \quad \text{sen } i_{23} = \frac{V_2}{V_3} \quad (14)$$

podremos obtener las velocidades verdaderas para las capas.

Reescribiendo las ecuaciones (7) y (8) obtenidas con anterioridad tendremos que:

$$\text{sen}(i_{12}+w_{12}) = \frac{V_1}{V_{2b}}$$

$$\text{sen}(i_{12}+w_{12}) = \frac{V_1}{V_{2a}}$$

de las cuales como ya se vio se obtienen  $i_{12}, w_{12}$  y por la ecuación 13 se obtiene  $V_2$ .

Ahora bien de la fig.IV.11 se obtiene que:

$$\text{sen}(\beta_{13}+w_{12}) = \frac{V_1}{V_{3b}}$$

$$\text{sen}(\alpha_{13}-w_{12}) = \frac{V_1}{V_{3a}}$$

de las cuales se obtiene  $\beta_{13}$  y  $\alpha_{13}$  ángulos que por la ley de Snell nos sirven para obtener por medio de otras dos ecuaciones simultáneas  $i_{23}$  y  $w_{23}$  :

$$\frac{\text{sen} \beta_{13}}{\text{sen}(i_{23}+w_{23})} = \frac{V_1}{V_2} \quad \frac{\text{sen} \alpha_{13}}{\text{sen}(i_{23}-w_{23})} = \frac{V_1}{V_2}$$

una vez obtenidos  $i_{23}$  y  $w_{23}$  se aplica la ecuación (14) para la determinación de  $V_3$ .

De la figura IV.11 se puede determinar que:

$$T1a = \frac{Z21a \cos i_{12}}{V_1}$$

$$T1b = \frac{2Z1b \cos i_{12}}{V_1}$$

Ecuaciones de las cuales se pueden obtener las profundidades Z1a y Z1b. De la misma manera se pueden obtener Z2a y Z2b a través de las siguientes ecuaciones:

$$T2b = \frac{2Z2a \cos i_{23}}{V_2} + \frac{Z1a}{V_1} (\cos \alpha_{13} + \cos \beta_{13})$$

$$T2b = \frac{2Z2b \cos i_{23}}{V_2} + \frac{Z1b}{V_1} (\cos \alpha_{13} + \cos \beta_{13})$$

El método descrito tanto para el caso de capas planas como para capas inclinadas es al que comúnmente se le llama "Tiempo de Intercepción" y es el que se utilizará para la interpretación de los datos obtenidos en campo.



#### IV.4.- ELASTICIDAD EN ROCAS.

La teoría de la Elasticidad aplicada en rocas se basa en la existencia de una relación entre los esfuerzos y las deformaciones. (Cap.IV.1).

Esta definición de los módulos de elasticidad supone una homogeneidad que la materia no tiene. En particular la influencia de la longitud de la base o sitio de medición es muy importante. En general entre más grande es ella, más probabilidad se tiene de interceptar una fisura, y por lo tanto más pequeño el módulo de elasticidad. Con tensómetros de resistencia eléctrica, cuya base de medida puede alcanzar algunos milímetros, es frecuente no abarcar más que un pequeño cristal aislado y obtener valores mucho más grandes. Es pues, necesario definir las condiciones experimentales con cuidado de no comparar entre sí más que los resultados obtenidos con técnicas semejantes.

Cuando los materiales son isótropos la teoría de elasticidad necesita del conocimiento del coeficiente de Poisson. La determinación experimental del coeficiente de Poisson es extremadamente delicada y es difícil de obtener una precisión muy grande. Sin embargo, se dispone de medidas suficientemente numerosas para reconocer que el coeficiente de Poisson de las rocas no es constante. (Juárez Badillo, 1963). En general, al principio de la carga es pequeño, del orden de 0.05 y crece con el esfuerzo aplicado. Cuando se alcanza

0.5, la curva esfuerzo-deformación deja de ser rectilínea. Más allá  $\nu$  crece aún y sobrepasa netamente 0.5 cuando se han alcanzado las grandes deformaciones. Este resultado demuestra que el volumen cambia a la ruptura. El resultado muestra tam-

bién que a partir del momento en que se sale de la parte rec<sub>t</sub>ilínea, se deja el dominio elástico.

El comportamiento elástico de las rocas es muy complejo, no es de asombrarse si variaciones o separaciones se producen en la aplicación de la teoría. Un ejemplo de tales divergencias es dado por la propagación de ondas elásticas.

Cuando se pone una probeta de roca en resonancia, o cuando se mide la velocidad del sonido en una probeta se pueden calcular por teoría los coeficientes de elasticidad. De una manera cuantitativa, la velocidad de las ondas longitudinales de un medio de densidad específica esta dado por:

$$V_p = \sqrt{\frac{E(1-\nu)}{\rho(1-2\nu)(1+\nu)}}$$

La velocidad de las ondas transversales esta dada por:

$$V_s = \sqrt{\frac{E}{2\rho(1+\nu)}}$$

Es posible determinar E y  $\nu$  a partir de estas dos ecuaciones si se conocen  $V_p$  y  $V_s$ . La experiencia muestra que los valores que se obtienen de esta manera no coinciden con los valores determinados estáticamente. Para ser más preciso, cuando el comportamiento de la roca está próximo al tipo elástico, es decir, que las deformaciones reversibles y las deformaciones diferidas son pequeñas, la correspondencia es aceptable. Es el caso de rocas muy duras, la experiencia muestra que son casi siempre rocas de módulo de elasticidad muy alto, por ejemplo superior a 500,000 kg/cm<sup>2</sup>. Por el contrario cuando se tienen rocas cuyo módulo es bajo (lo que generalmente significa una fisuración aparente o una microfisuración matricial), la correspondencia deja de ser buena y el

módulo estático es más pequeño que el módulo determinado a partir de la velocidad de propagación del sonido; se le llama a este último "módulo dinámico". Parece ser que no se puede interpretar este resultado por efectos viscoelásticos y es a la presencia de fisuras a la que se deben atribuir estas diferencias.

Se encontrará una explicación cualitativa en los dos siguientes casos:

Cuando se comprime una roca mediante ciclos de carga crecientes, la materia sufre una especie de endurecimiento que se traduce en un módulo de elasticidad más grande, pero el módulo no varía en un ciclo mientras que no sobrepase la más grande carga anteriormente alcanzada. Por el contrario si se mide la velocidad de propagación del sonido en la dirección del eje de la carga, se confirma que crece con la carga como si las fisuras naturales de la roca cerradas por la carga creciente permitieran un paso más franco a las ondas sonoras, es decir, con un recorrido más corto.

Debe notarse que E dinámico es siempre mayor que E estático, esto es debido a que: hay un efecto del tiempo, y las cargas dinámicas aplicadas generalmente son menores que las estáticas.

La relación  $E_{est.}/E_{din.}$  depende del tipo de roca y tiende a 1 cuando la roca es muy sana, compacta y no fisurada.

Para nuestro estudio encontraremos módulos dinámicos pues se establecen en función de las velocidades obtenidas en las estaciones estudiadas.

## IV.4.1. RELACIONES ENTRE ONDAS SISMICAS Y CONSTANTES ELASTICAS.

Puesto que las velocidades de propagación de las ondas sísmicas son función de las características elásticas de los materiales a través de los cuales se propagan es posible servirse de ellas para calcular el Coeficiente de Poisson de un material:

$$v_p = \sqrt{\frac{E(1-\nu)}{\rho(1-2\nu)(1+\nu)}}$$

$$v_s = \sqrt{\frac{E}{2\rho(1+\nu)}}$$

$$\nu = \frac{\left(\frac{v_p}{v_s}\right)^2 - 2}{2\left(\frac{v_p}{v_s}\right)^2 - 2}$$

Obteniendo la densidad de laboratorio o por tablas del material, es posible conocer el valor de los otros módulos elásticos también de tipo dinámico.

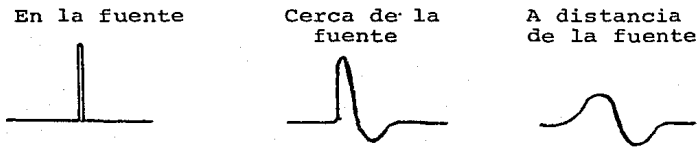
$$\begin{aligned} G &= \rho v_s^2 && \text{Módulo cortante } (FL^{-2}) \\ K &= \rho v_p^2 \frac{4}{3} \rho v_s^2 && \text{Módulo de compresibilidad } (F^2L^{-4}) \\ E &= 2\rho v_s^2(1+\nu) && \text{Módulo de Young } (FL^{-2}) \end{aligned}$$

Estas son las fórmulas básicas utilizadas para la determinación de las constantes elásticas. Como puede verse, dichas constantes pueden calcularse a partir del conocimiento exacto de los valores de las velocidades de las ondas longitudinales y transversales y de la densidad del material.

## IV.5.- ATENUACION DE ONDAS SISMICAS.

Aunque se sabe que en la generación de temblores hay fenómenos no lineales, muchas de las manifestaciones sísmicas pueden tratarse elásticamente, por lo que es posible simular los sismogramas sumando los efectos de impulsos originados a cierta distancia.

En la práctica se ha observado que las ondas elásticas se atenúan rápidamente al desplazarse del punto de origen y el periodo aparente de la onda aumenta al aumentar el tiempo de desplazamiento, este comportamiento lo muestra Ricker, (referenciado por del Valle Toledo, op. cit.), diciendo que los pulsos sísmicos que se registran en el sismograma pueden tener tres formas:



Los estudios que se han hecho sobre la absorción de la energía sísmica en los materiales del subsuelo, atribuyen esta reducción en amplitud a la energía que se gasta en la fricción sólida y viscosa de las partículas al desplazarse, teniendo una relación de amplitudes del tipo:

$$A_1 = A_0 e^{-\alpha r}$$

donde  $\alpha$  es el coeficiente de absorción que puede ser obtenido de datos de campo (del Valle, op. cit.), y a través del cual, como se verá más adelante, se puede encontrar  $Q$  (índice de calidad sísmica) y  $Q^{-1}$  (parámetro de atenuación específico) tanto para ondas longitudinales como transversales.

## IV.6.- TEORIA BASICA DE LA ATENUACION DE ONDAS SISMICAS.

De varias definiciones de Q mostraremos sólo las relevantes para campo y laboratorio. (Ver por ejemplo, Meissner y Theilen, ? ).

$$Q = \frac{2 \pi E_{\max}}{\Delta E} \quad (1)$$

donde:

$E_{\max}$ : máximo valor de la energía elástica almacenada durante un ciclo de carga.

$\Delta E$ : Energía perdida durante un ciclo.

Otra alternativa para dicha fórmula es:

$$Q = \frac{4 \pi \bar{E}}{\Delta E} \quad (2)$$

$\bar{E}$ : Energía promedio por ciclo.

Por otro lado, el coeficiente de absorción  $\alpha$  puede ser obtenido de la ecuación de amplitud para ondas planas, así para una distancia  $r$ , tenemos:

$$A_1 = A_0 e^{-\alpha r} f(t) \quad (3)$$

y para  $r + \Delta r$ :

$$A_2 = A_0 e^{-\alpha(r + \Delta r)} f(t) \quad (4)$$

de 3 y 4 dividiendo y despejando tenemos que:

$$\alpha = \frac{1}{\Delta r} \ln \frac{A_1}{A_2} \quad (5)$$

Las pérdidas adicionales como las de propagación geométrica tienen que ser consideradas, aún en medios homogéneos.

La relación entre  $\alpha$  y Q puede ser obtenida de las ecuaciones 1, 3 y 4 teniendo en mente que la energía es proporcional al cuadrado de la amplitud y la amplitud considerada es tomada para una longitud de onda  $\lambda = \Delta r$ :

$$Q = \frac{2 \pi E_{\max}}{\Delta E} = \frac{2 \pi A_1^2}{A_1^2 - A_2^2}$$

$$= \frac{2 \pi}{1 - A_1^2 / A_2^2} = \frac{2 \pi}{1 - e^{-2\alpha \Delta r}}$$

$$Q = \frac{2 \pi}{1 - e^{-2\alpha \lambda}} \quad (6)$$

La longitud de onda  $\lambda$  puede ser expresada en función de la frecuencia  $f$  y la velocidad  $V$ , como:

$$\lambda = \frac{V}{f} \quad (7)$$

introduciendo este resultado en 6:

$$Q = \frac{2 \pi}{1 - e^{-2\alpha V/f}} \quad (8)$$

Esta fórmula ha sido usada para altos valores de absorción (Meissner y Theilen, op. cit.), (valores de  $Q$  menores de 20).

Para grandes valores de  $Q$  (y pequeños de  $\alpha$ ) la ecuación anterior puede ser aproximada por:

$$Q = \frac{\pi}{\lambda \alpha} = \frac{\pi f}{V \alpha} \quad (9)$$

Como se puede ver en esta ecuación,  $Q$  podría ser constante, esto es, independiente de la frecuencia si el coeficiente de absorción  $\alpha$  tiene una relación lineal con la frecuencia  $f$ , como es sugerido por muchos investigadores. Sin embargo Meissner y Theilen, (op. cit.), muestran que en el laboratorio y en el campo  $Q$  no se comporta como constante y, en especial, la dependencia de la frecuencia de  $Q$  da la mejor forma posible de utilizar la atenuación para descripción de propiedades litológicas.

Esta dependencia que  $Q$  tiene de la frecuencia hace necesario la obtención de esta última.

La frecuencia se puede definir como el inverso del periodo, pero debido a que en la mayoría de las señales sísmicas este periodo no es tan aparente y en algunos casos puede estar incluso cubierto, será necesario hacer algunas modificaciones a la señal para asegurarse que la frecuencia que obtengamos sea la adecuada. Con esta finalidad en la siguiente sección (IV.7) se harán algunos comentarios relativos a las frecuencias y lo que estas representan en los sismogramas.



#### IV.7.- OBTENCION DE LOS ESPECTROS DE FRECUENCIA.

La onda generada por una fuente de energía sísmica (explosión, temblor, etc.) es una función en el espacio y el tiempo. Cada señal detectada en un geófono nos provee de una historia de los tiempos de arribo de las ondas sísmicas en dicho detector.

En general, los sismogramas son el resultado de la acción de la fuente, del medio por el que se propaga la energía y de las características del aparato receptor.

Uno de los métodos para clasificar la energía sísmica de estos sismogramas es por medio de su frecuencia, la cual depende principalmente del medio en que se propaga y de la fuente que la produzca. Según Roy O. Lindseth, la energía sísmica útil generalmente cae en una banda de frecuencias relativamente angosta, es decir, entre los 20 y 80 Hz.

Por esto se puede decir que una señal sísmica, es una combinación de un número limitado de frecuencias de una amplitud limitada, de duración finita, en un tiempo relativamente corto.

Una de las ventajas de usar la traza sísmica en función de sus frecuencias (dominio de la frecuencia), es que esta variable independiente nos permite comparar diferentes registros referidos a un mismo parámetro, la frecuencia; si se hiciera solamente en el dominio del tiempo en muchos casos no podríamos estar seguros de que estamos comparando la misma cosa en dos registros. Esto se debe a que una de las características del análisis espectral (en la frecuencia) es que toda la señal es usada en el análisis, mientras que en

el dominio del tiempo, sólo se mide en forma puntual, por ejemplo el primer tiempo de arribo, o el primer periodo, etc.

El analizar toda la señal en un sismograma sin duda nos da mucha más información que el medir sólo unos puntos en el dominio del tiempo.

Para transferir una señal en el dominio del tiempo al dominio de las frecuencias debemos discretizarla. El intervalo de muestreo debe ser matemáticamente definido en función de la frecuencia más alta que se desea obtener en la reconstrucción de la traza.

#### IV.7.1.- Síntesis de Señales Sísmicas.

Un teorema básico para el análisis de una señal es el Teorema de Fourier (Lindseth, 1978) que establece que cualquier señal periódica puede descomponerse en un número finito de componentes armónicas, cada una de ellas con una amplitud y una fase específicas. Una señal sísmica puede descomponerse en esa forma considerando que se repite indefinidamente.

En la figura IV.12 se ilustran tres trazas con una frecuencia de 2, 4 y 8 ciclos por segundo sumadas en fase. En la figura IV.13 las mismas trazas han sido sumadas cambiando sus fases. La traza resultante es sustancialmente diferente de la del ejemplo anterior con fase cero, pero la periodicidad sigue siendo la misma.

Si tres señales son sumadas, por ejemplo de 6, 7 y 8 ciclos por segundo como se muestra en la figura IV.14, la señal es todavía más compleja y la periodicidad es de un segundo, que es el periodo de tiempo más pequeño común para las tres componentes.

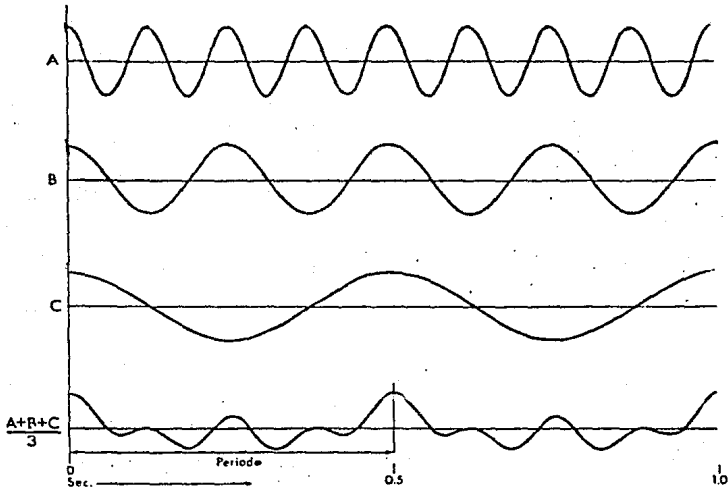


Figura IV.12 Síntesis de una señal simple.  
(Lindseth, 1978)

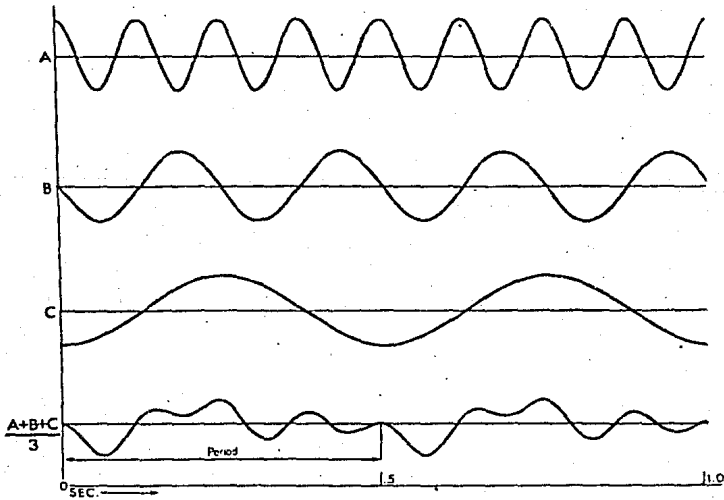


Figura IV.13 El cambio de fase altera las características de la señal.  
(Lindseth, 1978)

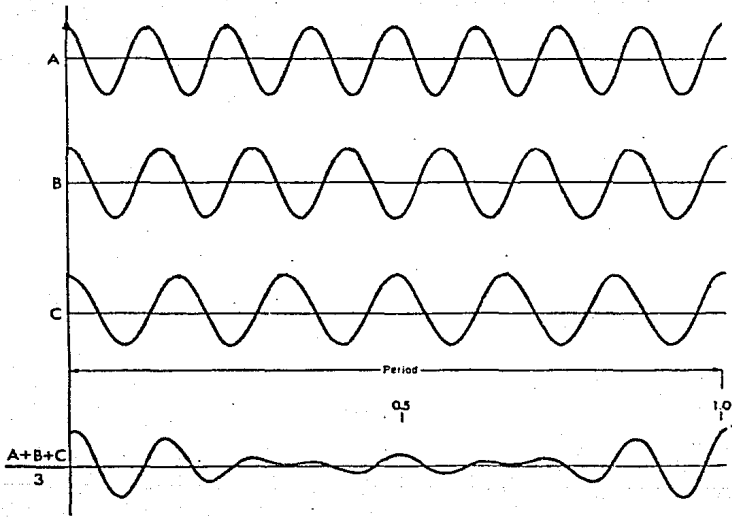


Figura IV.14 Componentes desiguales producen señales con periodos largos.

(Lindseth, 1978)

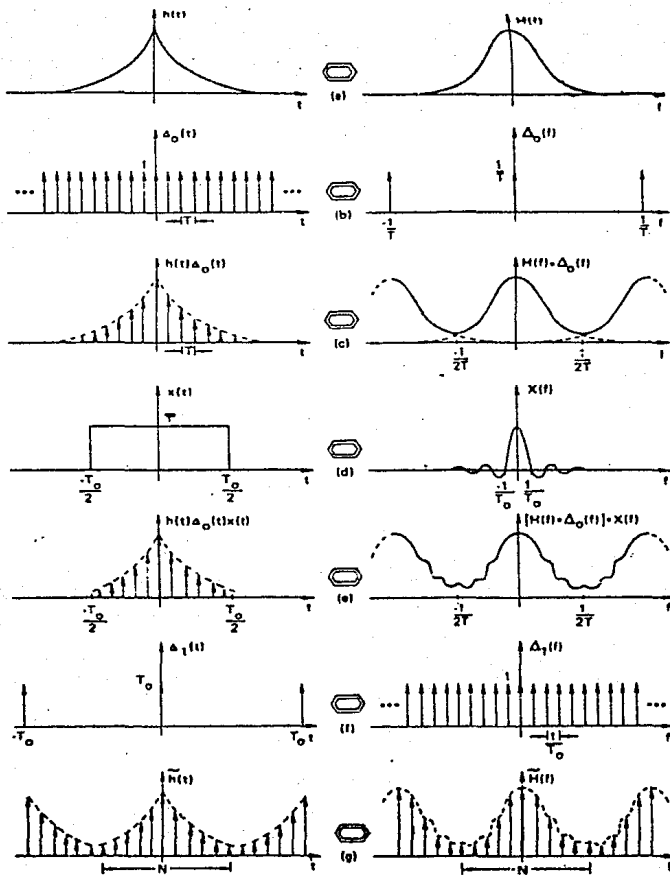
#### IV.8.- TRANSFORMADA DE FOURIER DISCRETA.

Una traza sísmica puede ser expresada en términos de su frecuencia, amplitud y fase. Una forma conveniente de describir las componentes de una traza sísmica es graficar la amplitud y fase en función de la frecuencia.

En el caso particular de este trabajo se desea obtener el espectro de amplitud en el dominio de las frecuencias para obtener los valores de frecuencia para las ondas longitudinales (P), y transversales (S), que se usarán para obtener los parámetros de atenuación; para ello utilizaremos la Transformada de Fourier Discreta, el proceso que se sigue se muestra gráficamente en la figura IV.15 tomada del Brigham, 1974.

Considerando el ejemplo de la función  $h(t)$  y su transformada de Fourier  $H(f)$  ilustrada en la figura IV.15 (a), para determinar la transformada de Fourier de  $h(t)$  por medio de un análisis digital, es necesario muestrear para la frecuencia de corte más alta que queremos encontrar, el muestreo se produce al multiplicar la función  $h(t)$  por una función muestreadora (Fig. IV.15(b)).

La función muestreada se ilustra en la figura IV.15(c). Este primer par transformado representa la primera modificación al par original. Notese que en este primer punto el par transformado difiere del original sólo en el efecto de enmascaramiento (aliasing), que resulta del muestreo. Pues si la señal  $h(t)$  es muestreada a una frecuencia menor que 2 veces la mayor componente de frecuencia  $h(t)$ , no hay pérdida de información debido al muestreo. Si la función  $h(t)$  no es de banda limitada entonces  $H(f) \neq 0$  para  $|f| > f_c$ , (frecuencia de corte), entonces



(Brigham, 1974)

Figura IV.15 Desarrollo gráfico de una Transformada de Fourier Discreta.

el muestreo introducirá enmascaramiento ilustrado en la fig. IV.15(c). Para reducir este error es conveniente tomar el intervalo de muestreo lo más pequeño posible.

Debido al cálculo computacional, es necesario truncar la función muestreada de tal manera que sólo un número finito de puntos ( $N$ ), sean considerados. La función de truncamiento y su transformada de Fourier se ilustran en la figura IV.15(d). El producto de la secuencia infinita  $h(t)$  por la función de truncamiento se muestra en la fig. IV.15(e).

El truncamiento introduce la segunda modificación al par original, este efecto convoluciona a la señal que puede ya tener enmascaramiento en el dominio de las frecuencias con el espectro de la función de truncamiento (Fig. IV.15(d)). Como se observa el espectro ahora se ha rizado. (Fig. IV.15(e)).

Para reducir el error, si la función de truncamiento crece en el dominio del tiempo, entonces la función  $\text{sen } f/f$ , en el dominio de las frecuencias se aproxima a un impulso y de esta manera se reduce el rizamiento o error introducido por la convolución que resulta del truncamiento.

Sin embargo sólo valores muestreados pueden ser computados por lo que es necesario modificar el espectro de frecuencias muestreándolo por la función ilustrada en la figura IV.15(f), el intervalo de muestreo en las frecuencias es  $1/T_0$ .

El par transformado de la figura IV.15(g) es aceptable desde el momento en que tanto en el tiempo como en las frecuencias esta representado por valores discretos.

Nótese que el muestreo en el dominio del tiempo da como resultado una función periódica en el dominio de las frecuencias y el muestreo en el dominio de las frecuencias da como resultado una función periódica en el tiempo.

Por lo que como se señalaba con anterioridad, la trans

formada de Fourier hace que la señal tanto en el dominio del tiempo como en el de las frecuencias sea modificada de forma que sea periódica.

Por lo tanto, las  $N$  muestras en el dominio del tiempo y las  $N$  muestras en el dominio de las frecuencias, representan un periodo en el dominio del tiempo y de las frecuencias respectivamente. (Brigham, 1974).



#### V.- LEVANTAMIENTO DE CAMPO.

El levantamiento de campo se llevó a cabo en dos etapas, la primera del 10 al 12 de octubre de 1986 y la segunda del 17 al 25 del mismo mes.

Para el levantamiento se utilizó un Sismógrafo Geometrics Nimbus 1210F de 12 canales, (sus principales características se encuentran en el Anexo 1), el cual fue facilitado por la Facultad de Ingeniería de la UNAM.

Los tendidos se llevaron a cabo en cada una de las estaciones que se muestran en la tabla VII.1, haciéndose en dos direcciones preferenciales, Norte-Sur y Este-Oeste, en los lugares donde lo permitió el terreno y sólo en una dirección en lugares estrechos, en algunos casos incluso algo fuera de las direcciones señaladas.

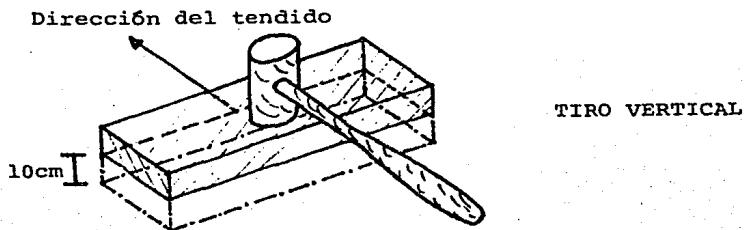
Estas direcciones preferenciales se tomaron en virtud de que las estaciones se encuentran orientadas en esta misma forma, y previendo una posible correlación entre los

registros obtenidos en las estaciones y los obtenidos durante el levantamiento.

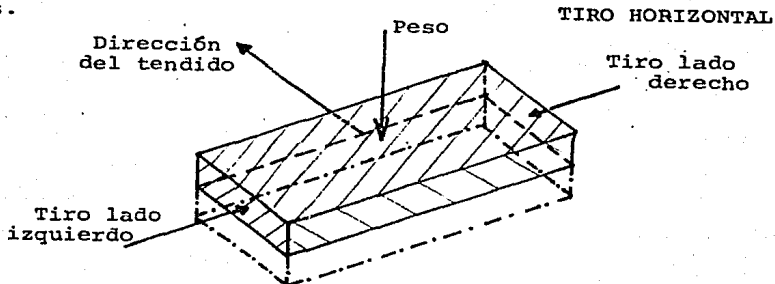
En la mayoría de las estaciones se utilizaron 12 geófonos de componente vertical para tiros verticales y 12 geófonos de componente horizontal para los horizontales.

La fuente de energía fue mecánica, produciendo impactos sobre el terreno con un martillo manejado a mano.

Para los tiros verticales se generaron impactos verticales sobre un polín de madera, el cual se introdujo por lo regular unos 10 cm en la superficie del terreno.



Para los tiros horizontales se hicieron impactos en dos direcciones opuestas y perpendiculares al tendido con el fin de observar los cambios de fase en las ondas transversales.



En el momento de hacer los impactos, para evitar un movimiento relativo entre el polín y el suelo, se aplicó el peso de dos personas a la superficie superior del polín.

Los tiros se hicieron a ambos extremos de los tendidos con el fin de corroborar la información, y detectar el echado de capas inclinadas si existieran.

Como se dijo en el capítulo II, la mayoría de las estaciones se encontraban colocadas sobre roca ígnea, lo cual implicó que en algunos casos los geófonos no pudieran ser introducidos al terreno para fijarlos. Este contratiempo fue previsto: se llevaba plastilina para fijar los geófonos a la roca, y polines lo suficientemente largos como para poder fijarlos con las dos llantas delanteras de un vehículo, para evitar lo más posible el movimiento relativo polín-suelo en los impactos horizontales.

Para determinar la velocidad de transmisión de ondas P y S y el parámetro de atenuación específico para dichas ondas en cada estación, se hicieron dos diferentes tipos de tendidos, ambos en las direcciones señaladas con anterioridad y con el mismo número de geófonos, sólo que distribuidos en forma diferente, como se explica a continuación.

#### V.1.- Tendido para obtener Velocidad.

Este tendido se llevó a cabo para casi todas las estaciones, con un espaciamento de tres metros entre cada geófono y un offset de 0.5 a 0.8m. Este espaciamento entre geófonos se consideró el más adecuado en virtud de que la fuente, por ser de tipo manual, no permitió un espaciamento mayor ya que la energía emitida era relativamente pequeña, y no se hizo a una distancia menor, en el caso de rocas ígneas ya que para la precisión en la detección de la zona de intemperismo nos bastó

el arreglo señalado pues las bases en que están cimentadas - las estaciones acelerográficas tienen una profundidad aproximada de 1 m, por lo que la precisión en la detección de espesores menores, no era tan importante, y si nos hubiera restado tiempo. El offset se tomo pequeño, de manera de asegurar la detección de la capa de intemperismo, lo que en la mayoría de las ocasiones se consiguió. (Figuras V.1a y V.1b).

#### V.2.- Tendidos para obtener Atenuación.

Para determinar el cambio de energía recibida, a diferentes distancias, y por lo tanto, observar la atenuación que sufría la señal, se colocaron grupos de tres geófonos cada 6 m, como se puede observar por las trazas de la figura V.2; en el caso de geófonos horizontales se colocaron todos en la misma dirección, para obtener la misma polaridad en la señal, (figura V.3). Salvo en algunos casos, como se muestra en la figura V.4 se ve claramente este cambio de polaridad, debido a que los geófonos estaban en posición contraria, pero se comprueba que efectivamente se estaban registrando ondas de tipo transversal.

Otra característica fundamental para obtener los registros de atenuación o amortiguamiento, fue obtenerlos a partir de un sólo impacto, manteniendo la ganancia y amplitud constantes para todas las trazas, para apreciar en la forma más precisa posible el cambio de amplitud que sufría la señal sísmica con la distancia.

Estas últimas condiciones no fueron necesarias para obtener los sismogramas de velocidad, pues en este caso lo que interesaba era detectar lo mejor posible el tiempo de los primeros arribos.

ESTACION

LA UNION

74

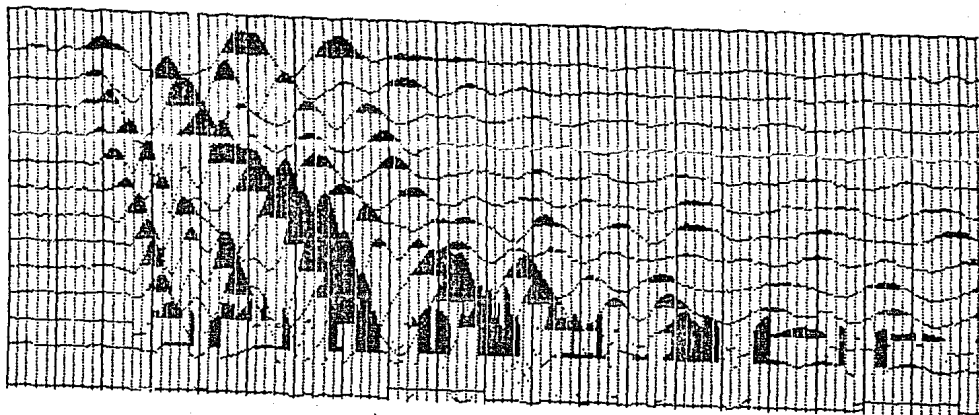
Fecha: 21 Oct. 86

Tiro Vertical

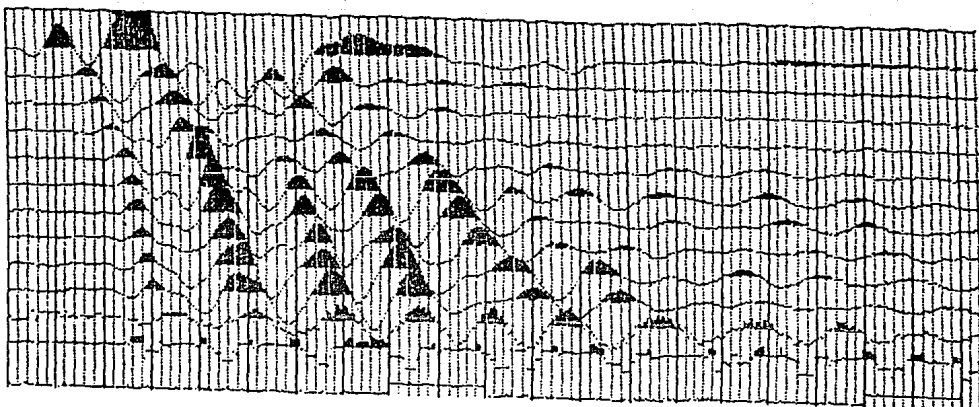
200 mseg

Dirección NS - SN

Offset 50 cm  
geofonos cada 3 m



Tiro NS (Dirección SW 10°)



Tiro SN (Dirección NE 10°)

Fig. V.1a

ESTACION

LA COMUNIDAD

75

Fecha: 11 Oct. 86

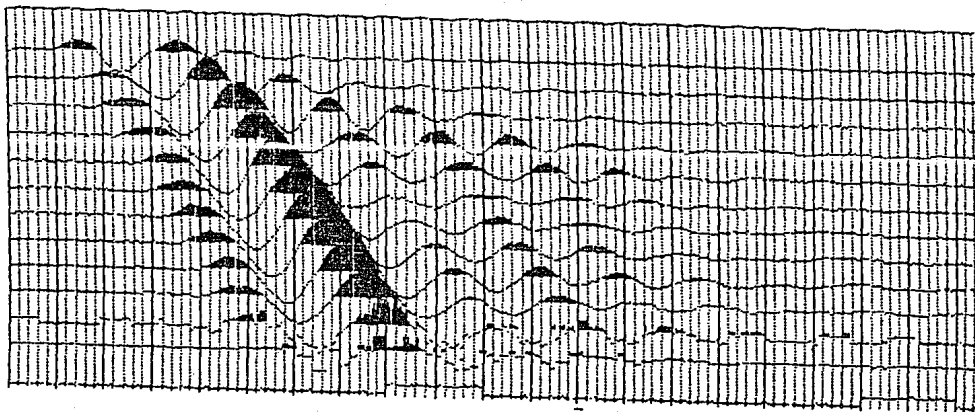
Tiro Horizontal

200 mseg

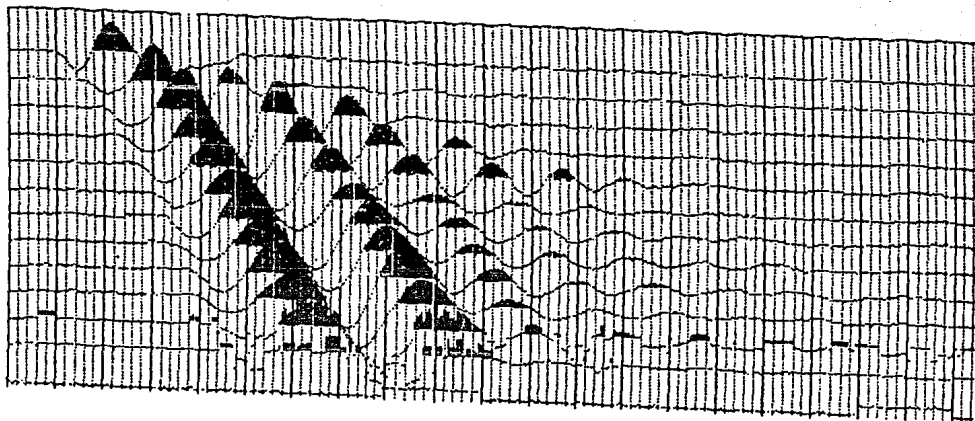
Dirección EW

Offset 0.5m

Geofonos cada 3 m



Tiro lado derecho



Tiro lado izquierdo

Fig. v.1b

ESTACION

COYUCA

Fecha: 24 Oct. 86

Tiro Vertical

200 msec

Dirección SN

Offset 50 cm

3 geofonos cada 6 m

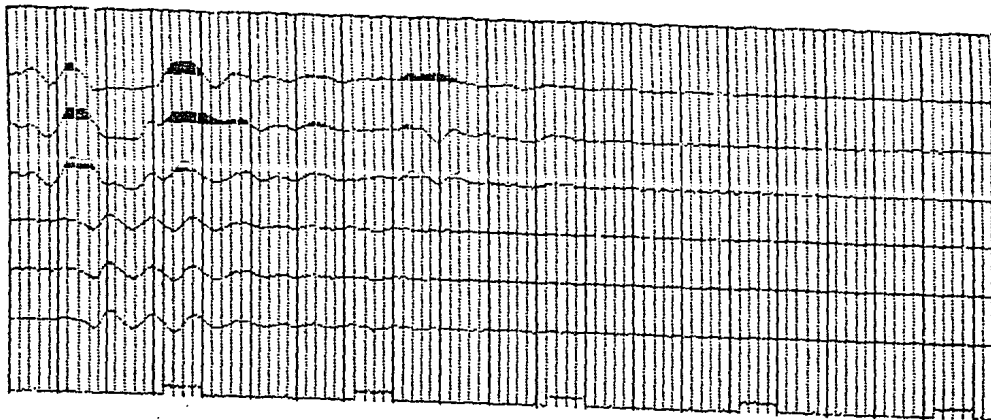
Ganancia 30 db

Amplitud mínima para todas

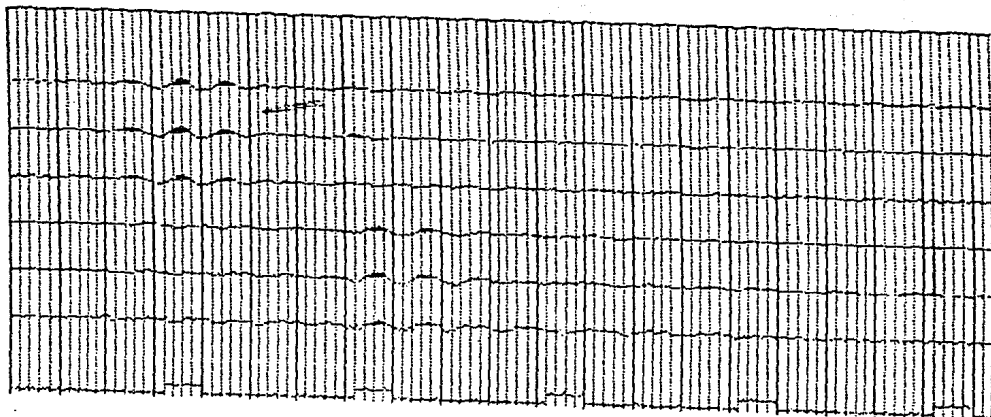
LP Fc= 30 db

las trazas

76



Traza 1 - 6



Traza 7 - 12

Fig. V.2

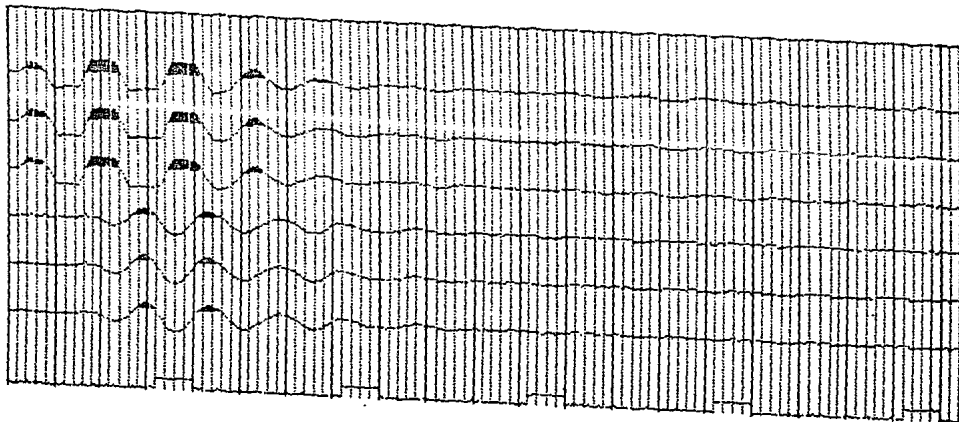
ESTACION

COYUCA

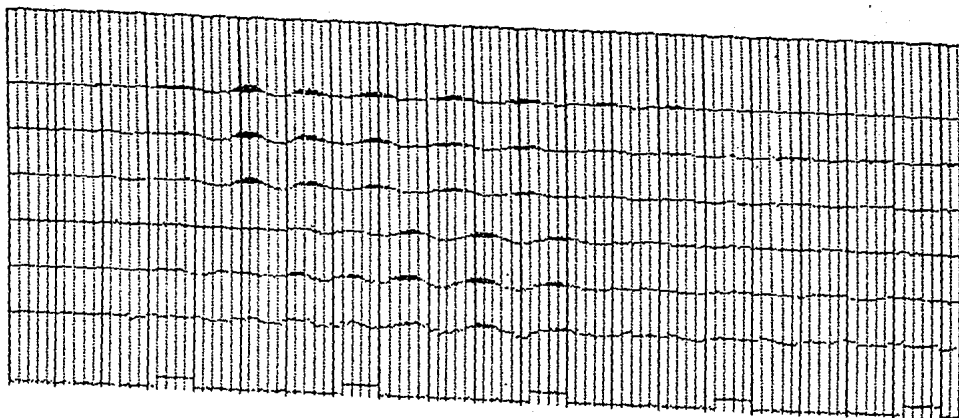
Fecha: 24 Oct. 86  
Tiro Horizontal  
200 mseg  
Dirección SN

Offset 50 cm  
3 geofonos cada 6 m  
Ganancia 30 db  
Amplitud mínima para todas  
LP  $f_c = 30$  db las trazas

77



Traza 1 - 6



Traza 7 - 12

Fig. V.3



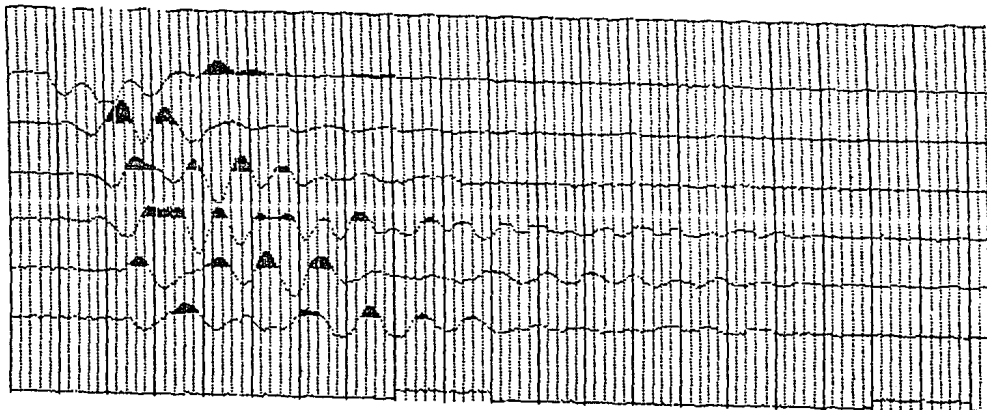
ESTACION

LA VILLITA

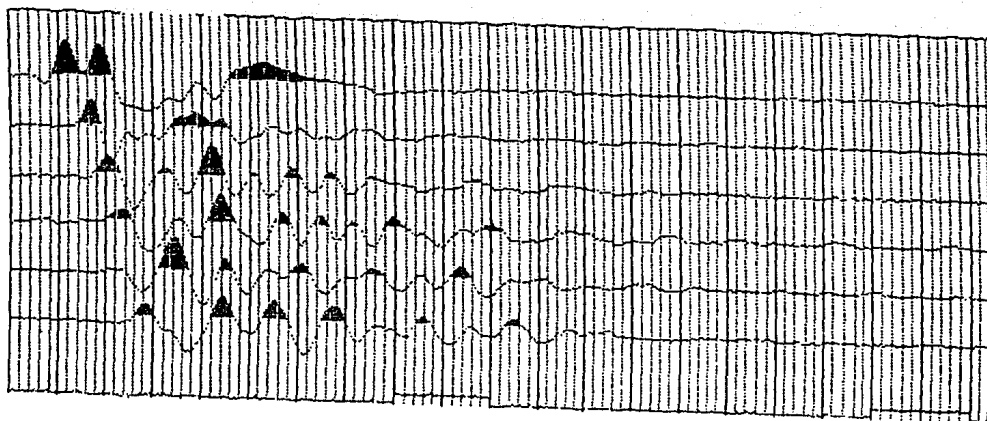
78

Fecha: 18 Oct. 86  
Tiro Horizontal  
200 mseg  
Dirección EW

Offset 30 cm  
Geofonos cada 3m  
(solo 6 geofonos)  
el geofono 5 se  
encontraba invertido  
con respecto a los demás



Tiro lado derecho



Tiro lado izquierdo

Fig. V.4

## VI.- PROCESADO DE DATOS

Una vez obtenidos los sismogramas de campo se procedió a su estudio, siguiendo los pasos que a continuación se describen.

### VI.1.- Determinación de Velocidades.

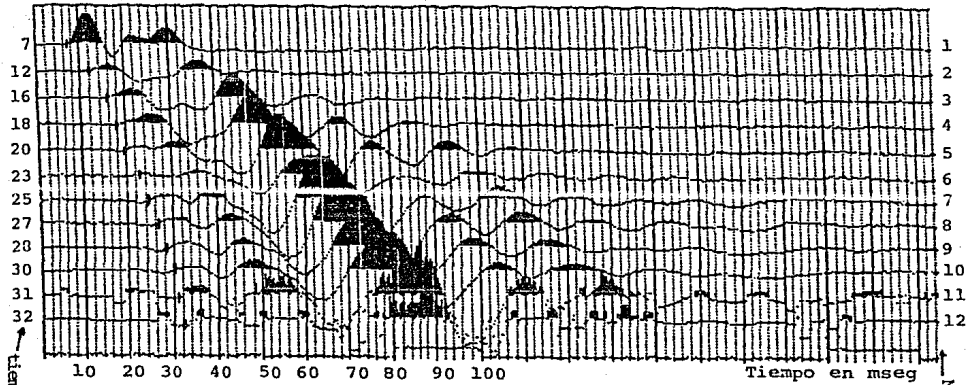
A partir de los sismogramas de tiros verticales, se dedujeron las velocidades de propagación de las ondas longitudinales, y de los sismogramas de tiros horizontales las velocidades de propagación de ondas transversales, para cada una de las estaciones. Esto se llevo a cabo de la siguiente manera:

a) Se determinó el tiempo del primer arribo para cada traza de los sismogramas. (Figuras VI.1.a, VI.1.b y VI.1.c).

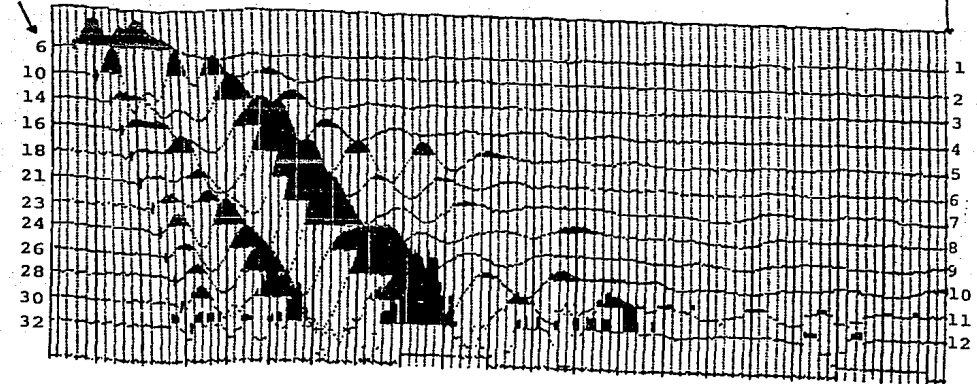
b) Se graficaron los datos en papel milimétrico, en un sistema de coordenadas distancia-tiempo.

Fecha: 11 Oct. 86  
Tiro Vertical  
200 mseg  
Dirección EW-WE

Offset 0.5m  
Geofonos cada 3m



Tiro EW



Tiro WE

Figura VI.1.a

ESTACION

LA COMUNIDAD

Fecha: 11 Oct. 86

Tiro Horizontal

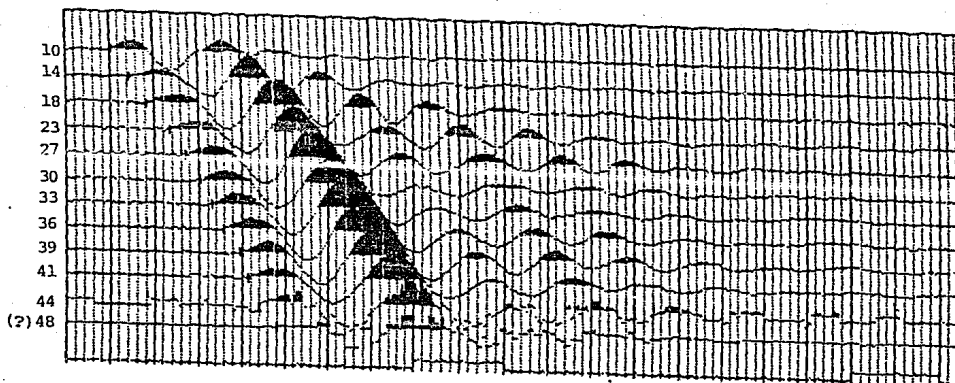
200 mseg

Dirección EW

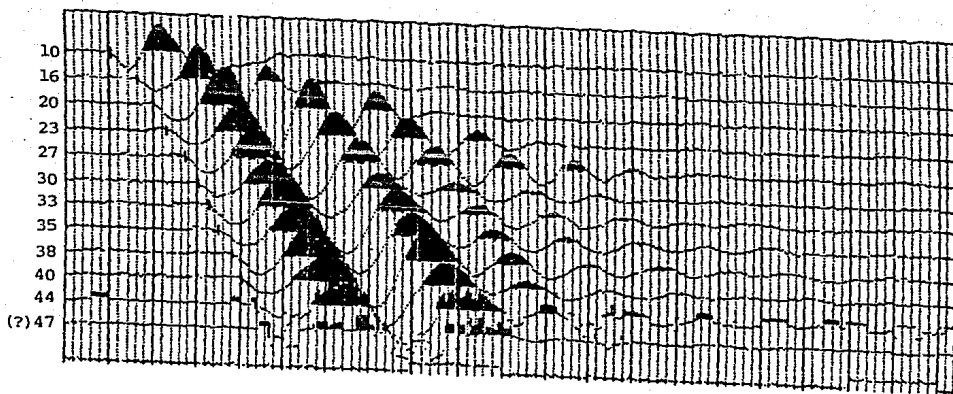
Offset 0.5m

Geofonos cada 3 m

81



Tiro lado derecho



Tiro lado izquierdo

Figura VI.1.b

ESTACION

LA COMUNIDAD

Fecha: 11 Oct. 86

Tiro Horizontal

200 mseg

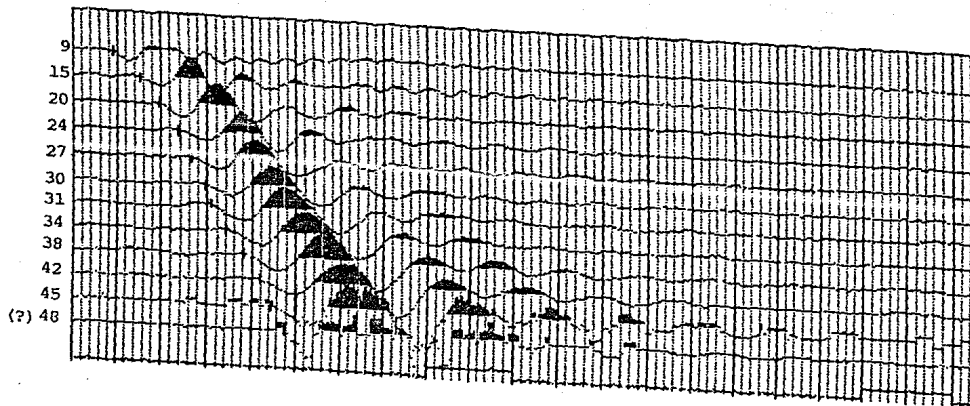
Dirección

WE

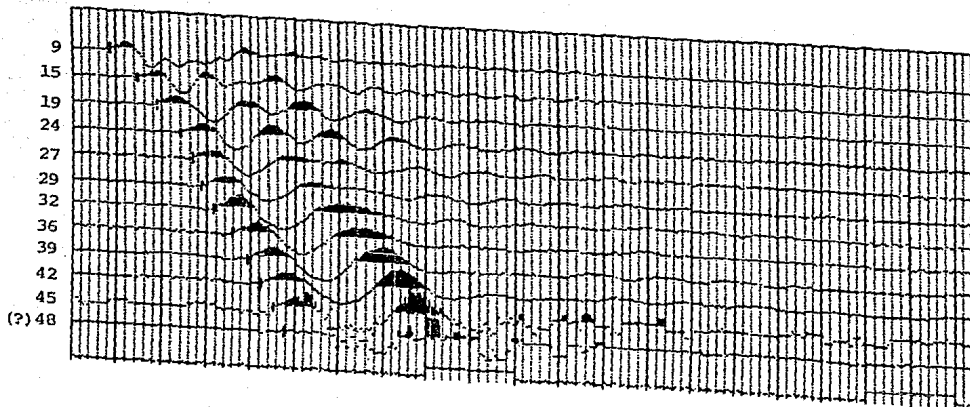
Offset 0.5m

Geofonos cada 3 m

82



Tiro lado derecho



Tiro lado izquierdo

Figura VI.1.c

c) Una vez colocados todos los puntos de un sismograma se procedió a ajustar la recta o rectas que los unieran. La pendiente de cada una de estas rectas representa el inverso de una velocidad.

d) A continuación se repitieron los incisos anteriores para el tiro en la misma dirección pero en sentido contrario, tomando en consideración que ahora nuestro primer geófono era el número 12 en el primer tendido. (Figura VI.2 a).

e) Una vez obtenida la gráfica de los inversos de las velocidades (domocrónica), se siguieron los pasos mencionados en el capítulo IV.3 según lo requiriera el caso, es decir dependiendo si se trataba de capas horizontales o inclinadas.

f) Tanto para los tiros verticales como para los horizontales, se siguió el mismo proceso sólo, que en los tiros horizontales, a partir de los cuales se obtendrían las velocidades transversales, para cada geófono existían dos tiempos, (en muchas ocasiones fue similar)\*, que estaban determinados por tiros horizontales para el lado derecho y para el lado izquierdo para la misma dirección y sentido; este hecho además de garantizar que se trataban de ondas transversales por el cambio de polaridad, proporciona más datos para graficar. (Figura VI.2b)

g) En caso de incertidumbre la velocidad de las ondas transversales también se puede precisar, tomando no sólo el primer arribo, sino el tiempo donde da comienzo el segundo período de la señal para cada traza. (Figuras VI.3a, VI.3b y VI.4).

En la tabla VII.2, se encuentran las velocidades obtenidas para cada estación.

\*Teóricamente el tiempo para el tiro horizontal derecho y el tiro horizontal izquierdo, debería ser siempre el mismo.

Gráfico Vertical de los Datos de Referencia para  $V_0$

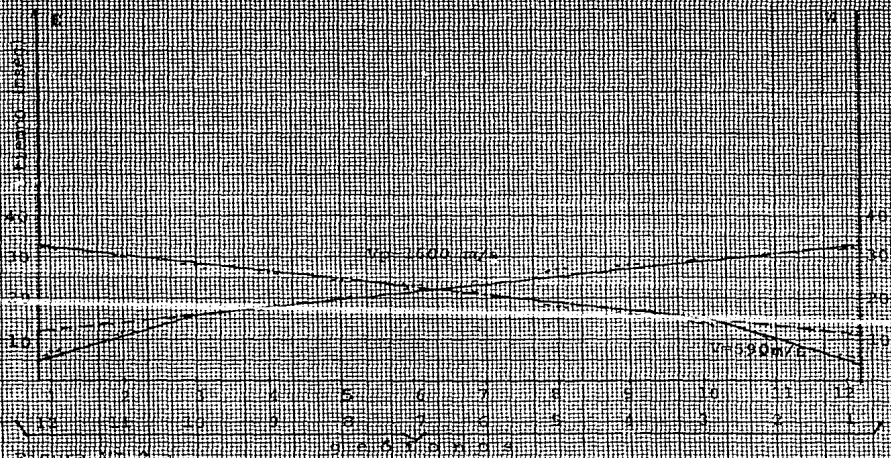


Figura VI.2.A

Gráfico Horizontal de los Datos de Referencia para  $V_0$

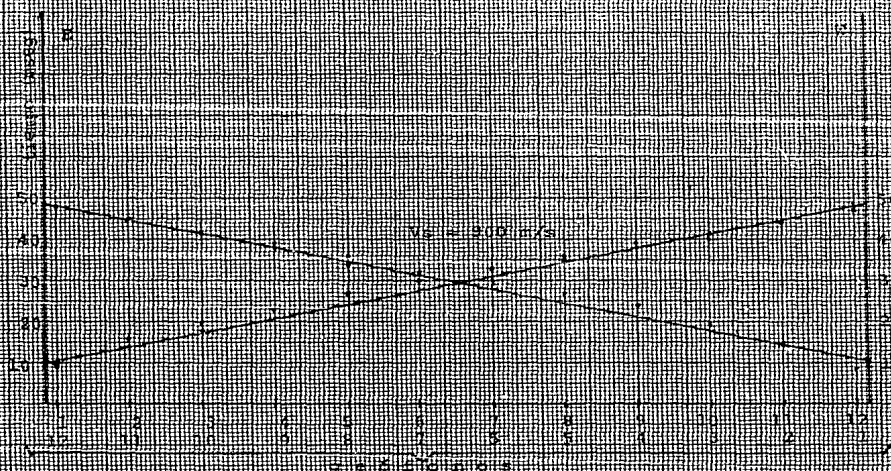


Figura VI.2.B

ESTACION

LA UNION

Fecha: 21 Oct. 86

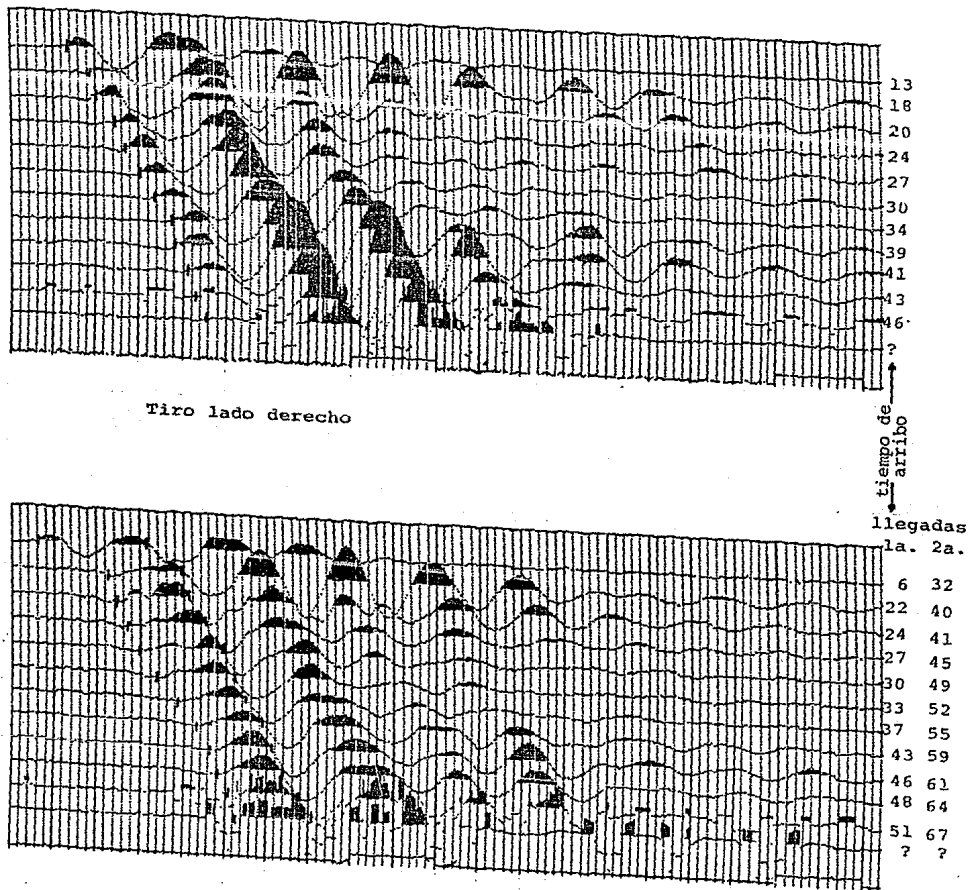
Tiro horizontal

200 msec

Dirección NS (Dirección SW 10°)

Offset 50 cm  
geofonos cada 3 m

85



Tiro lado izquierdo

Figura VI.3.a



ESTACION

LA UNION

Fecha: 21 Oct. 86

Tiro Horizontal

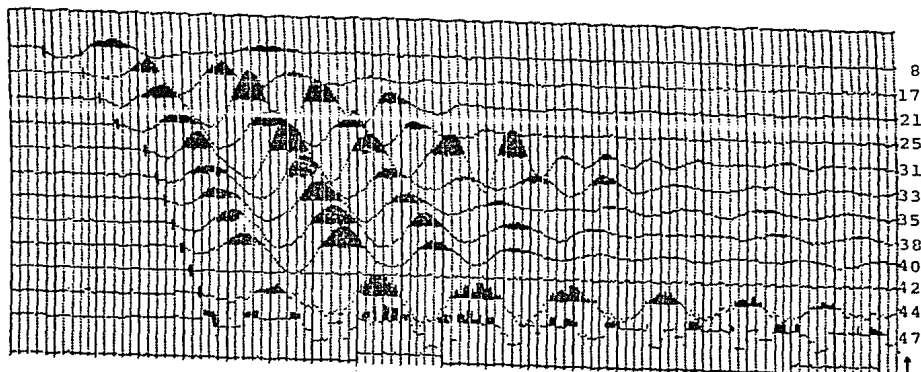
200 msec

Dirección SN (Dirección NE 10°)

Offset 50 cm

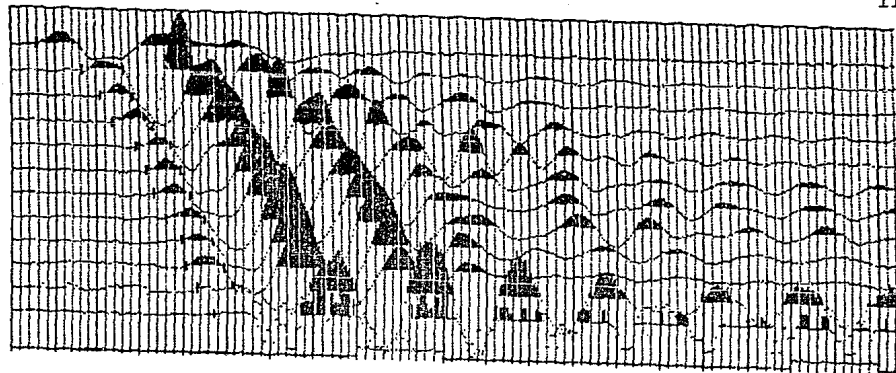
geofonos cada 3 m

86



Tiro lado derecho

tiempo de  
llegada  
↓  
arriba

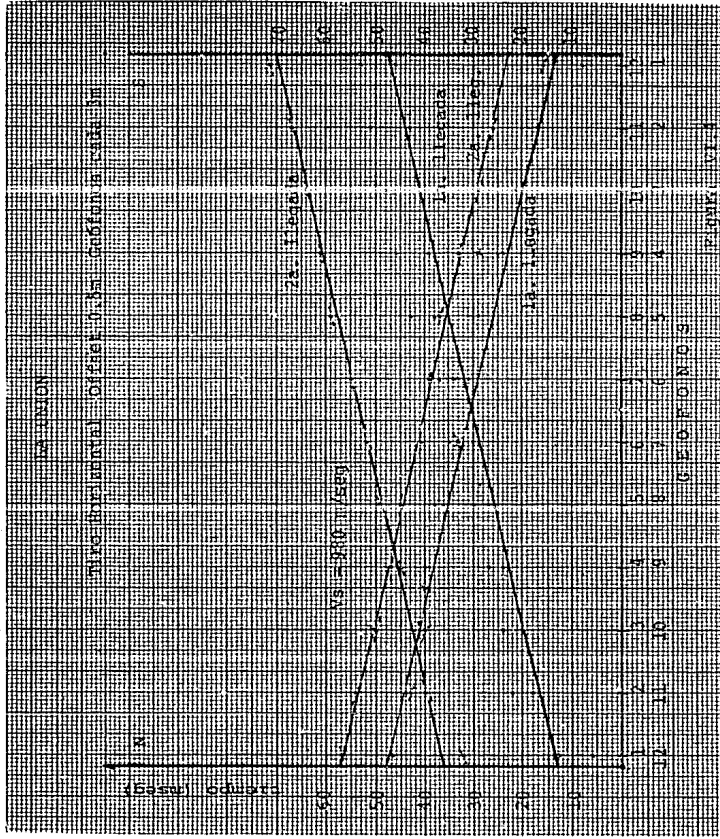


Tiro lado izquierdo

llegadas  
1a. 2a.

6 16  
17 26  
21 29  
24 33  
29 37  
31 39  
33 41  
36 45  
39 47  
40 50  
43 54  
47 ?

Figura VI.3.b



## VI.2.- Determinación de Constantes Elásticas.

Una vez determinadas las velocidades de propagación longitudinal ( $V_p$ ) y Transversal ( $V_s$ ) para cada estación, se procedió al cálculo de las constantes elásticas usando las fórmulas señaladas en el Capítulo IV.4.1. Como puede observarse, era necesario conocer las densidades de la roca para cada estación, dicha densidad fue estimada a partir de los rangos marcados en la tabla VI.1. El resultado de los cálculos de las constantes puede apreciarse en la tabla VII.2.

## VI.3.- Determinación del Índice de Calidad Sísmica "Q" y del Parámetro de Atenuación Específica " $Q^{-1}$ ".

Para determinar el Índice de Calidad Sísmica, se usó la ecuación 8 del Capítulo IV.6:

$$Q = \frac{2\pi}{1 - e^{-2\alpha V/f}}$$

donde:

$$\alpha = \frac{1}{\Delta r} \ln \frac{A_1}{A_2}$$

para aplicar esta fórmula fue necesario:

- a) Obtener las velocidades en la forma que se especificó en el inciso 1 de este capítulo.
- b) Obtener las amplitudes de la misma ondícula para distintas distancias, es decir  $A_1$ ,  $A_2$ ,  $A_3$  y  $A_4$  para los geófonos localizados cada 6m. Esto se hizo midiendo la amplitud de onda para los 4 grupos de tres geófonos, las amplitudes obtenidas en el grupo de trazas correspondientes al grupo de geófonos eran promediados, obteniéndose un valor de amplitud para cada grupo. (Ver fig. VI.5)



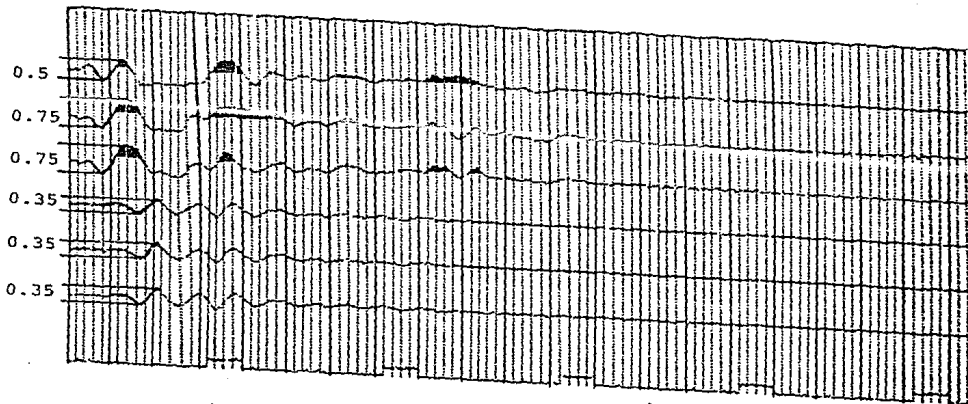
ESTACION

COYUCA

Fecha: 24 Oct. 86  
Tiro Vertical  
200 mseg  
Dirección SN

Offset 50 cm  
3 geofonos cada 6 m  
Ganancia 30 db  
Amplitud mínima para todas  
LP Fc= 30 db las trazas

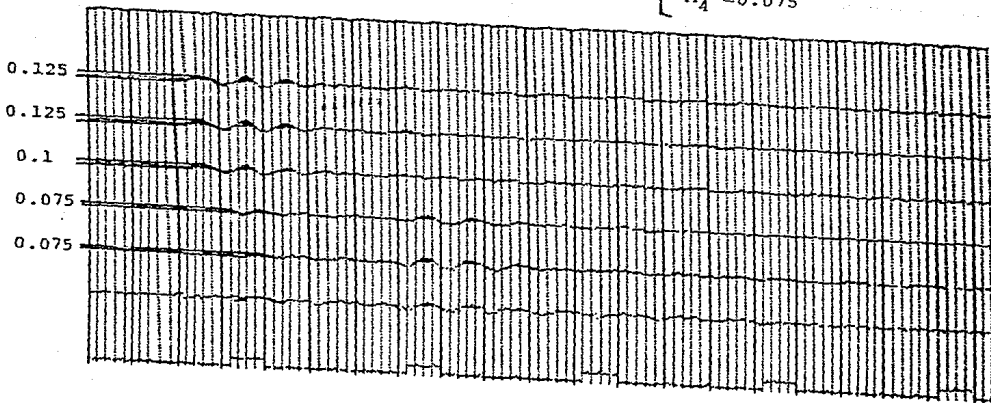
90



Traza 1 - 6

AMPLITUDES

$A_1 = 0.75$   
 $A_2 = 0.35$   
 $A_3 = 0.125$   
 $A_4 = 0.075$



Traza 7 - 12

Figura VI.5.a

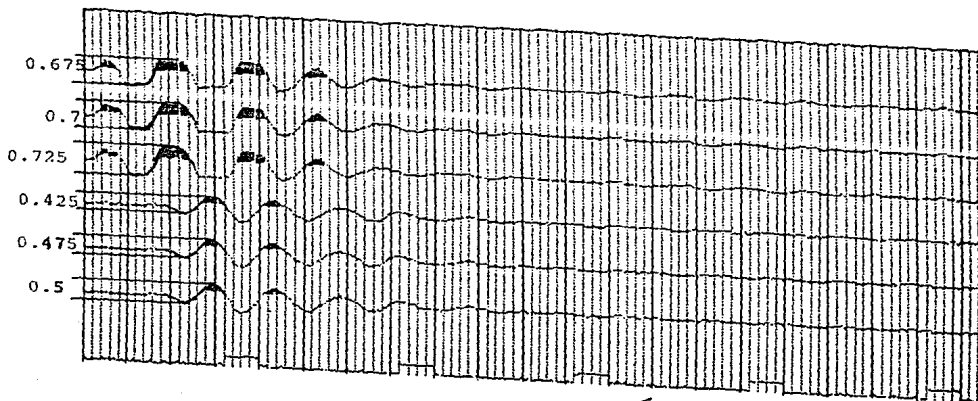
ESTACION

COYUCA

Fecha: 24 Oct. 86  
Tiro Horizontal  
200 msec  
Dirección SN

Offset 50 cm  
3 geofonos cada 6 m  
Ganancia 30 db  
Amplitud mínima para todas  
LP Fc = 30 db las trazas

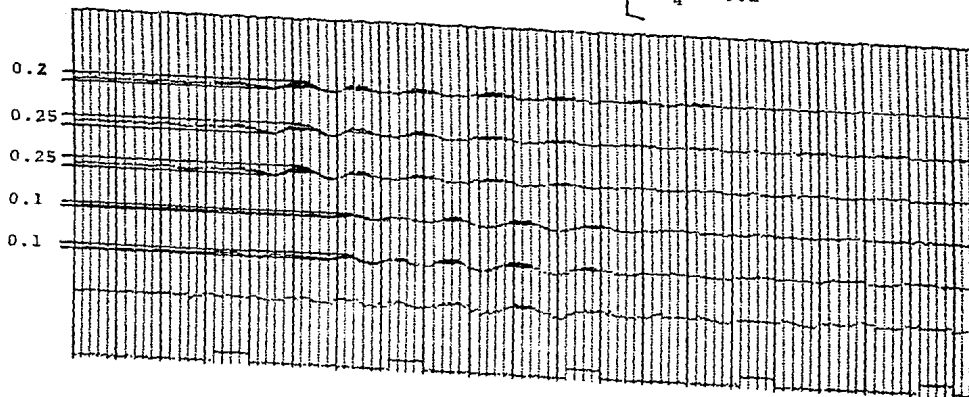
91



Traza 1 - 6

AMPLITUDES

$A_1 = 0.7$   
 $A_2 = 0.45$   
 $A_3 = 0.25$   
 $A_4 = 0.1$



Traza 7 - 12

Figura VI.5.b

c) Obtener la frecuencia de transmisión de la señal. Esto se hizo digitalizando una de las trazas de los sismogramas de tiros verticales y una de las trazas de los sismogramas de tiros horizontales para cada estación. Las trazas se escogieron en función de que: tuvieran la misma dirección y sentido en que se había realizado el tendido para obtener la atenuación; no correspondieran a los primeros geófonos para evitar la zona de intemperismo; fueran claras para digitalizarla con la mayor precisión posible. A continuación se efectuó la transformada de Fourier usando el programa TESIS.F77 que se incluye en el Anexo 2. Una vez obtenidos los espectros de frecuencia para las trazas de tiros verticales y para las de tiros horizontales, se procedió a buscar las frecuencias más representativas. (Figuras VI.6a y VI.6b)

Como se muestra en la figuras VI.7a y 7b, la frecuencia de transmisión para ondas longitudinales ( $f_p$ ) en los tiros verticales sobresale más que la frecuencia de transmisión para ondas transversales ( $f_s$ ); mientras que la frecuencia de transmisión para ondas transversales ( $f_s$ ) en tiros horizontales sobresale más que la frecuencia de transmisión para ondas longitudinales ( $f_p$ ).

d) Una vez realizadas las etapas anteriores, se procedió al cálculo de  $Q$  y  $Q^{-1}$ . En cada estación se obtuvieron valores distintos de  $Q$ , para las cuatro diferentes amplitudes correspondientes a los cuatro grupos de trazas, tanto para tiros verticales como para horizontales; se realizó un promedio de los valores de  $Q$  (muy similares), que se consideró estaban fuera de la capa de intemperismo, esto es, regularmente a partir del segundo conjunto de tres geófonos, asignando a la capa de intemperismo el valor de  $Q$  que fue obtenido entre el primer y segundo grupo.

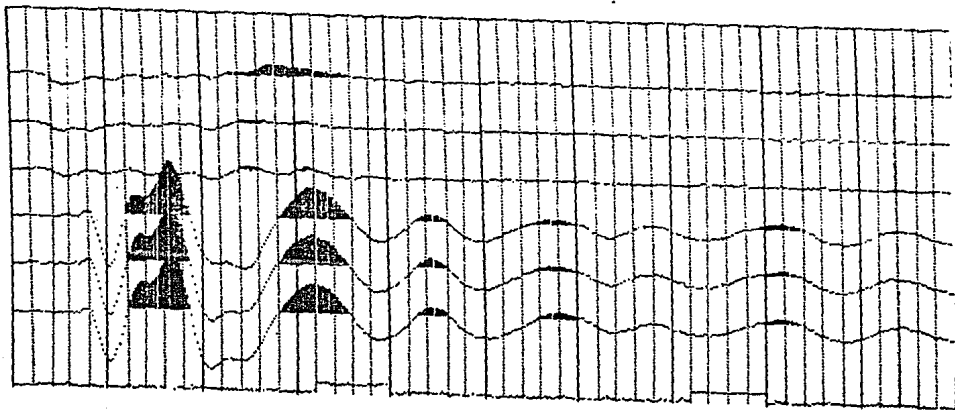
ESTACION

PETATLAN

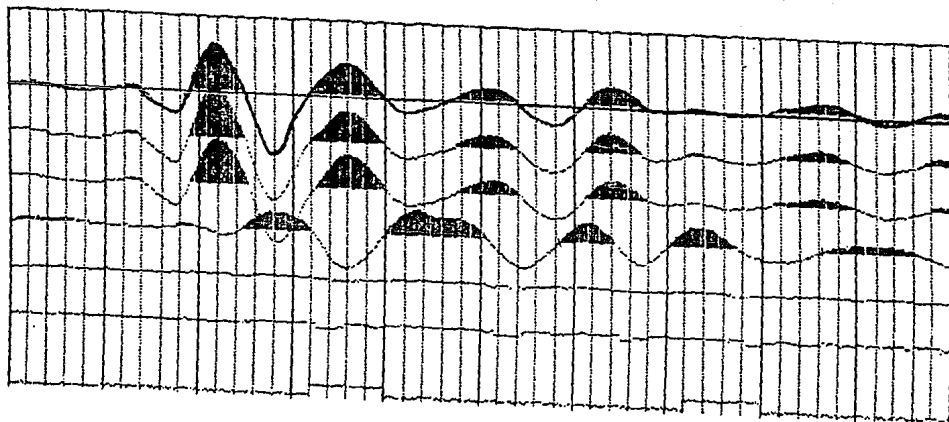
Fecha: 22 Oct. 86  
Tiro Horizontal  
500 mseg  
Dirección WE  
PRESENTACION LARGA

Offset 60 cm  
3 geofonos cada 6 m  
Ganancia 30 db  
Amplitud máx. traza 4-10  
LP  $F_c = 30$  db

93



Traza 1 - 6 de 0 a 250 mseg



Traza 7 - 12 de 0 a 250 mseg

Figura VI.6a



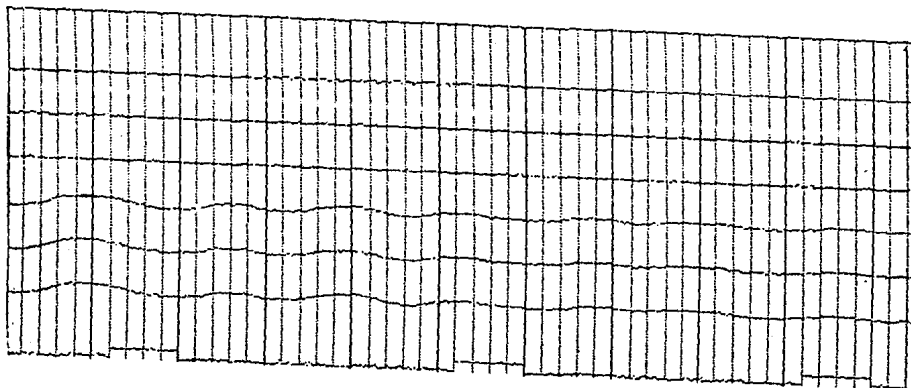
ESTACION

PETATLAN

Fecha: 22 Oct. 86  
Tiro Horizontal  
500 msec  
Dirección WE  
PRESENTACION LARGA

Offset 60 cm  
3 geofonos cada 6 m  
Ganancia 30 db  
Amplitud máx traza 4-10  
LP  $F_c = 30$  db

94



Traza 1 - 6 de 250 a 500 msec



Traza 7 - 12 de 250 a 500 msec

Figura VI.6b

AMPLITUD DEL ESPECTRO

ONDA SISMICA

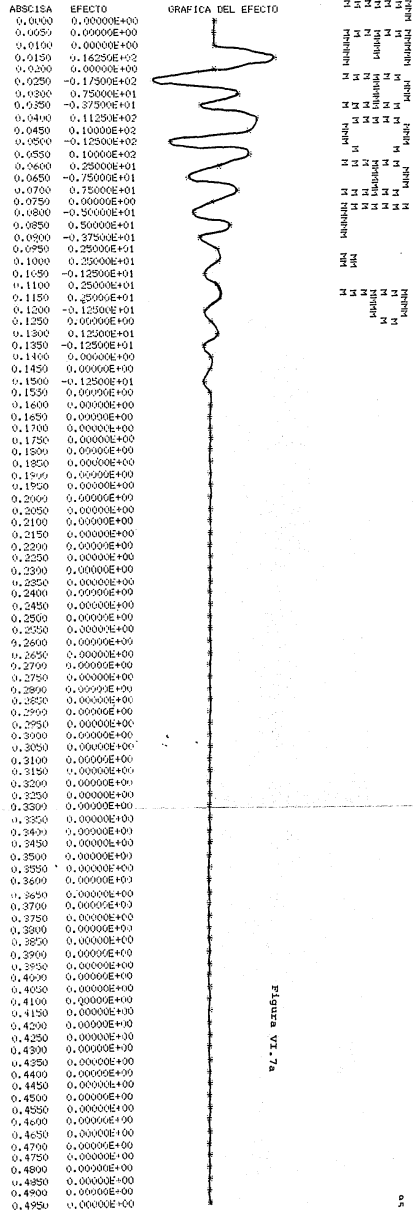
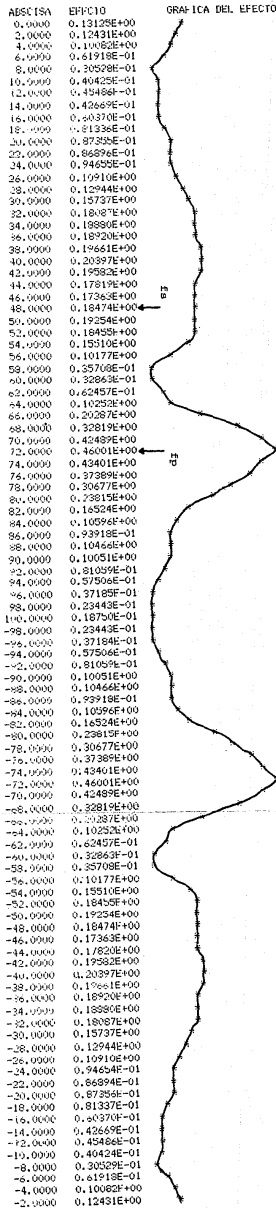
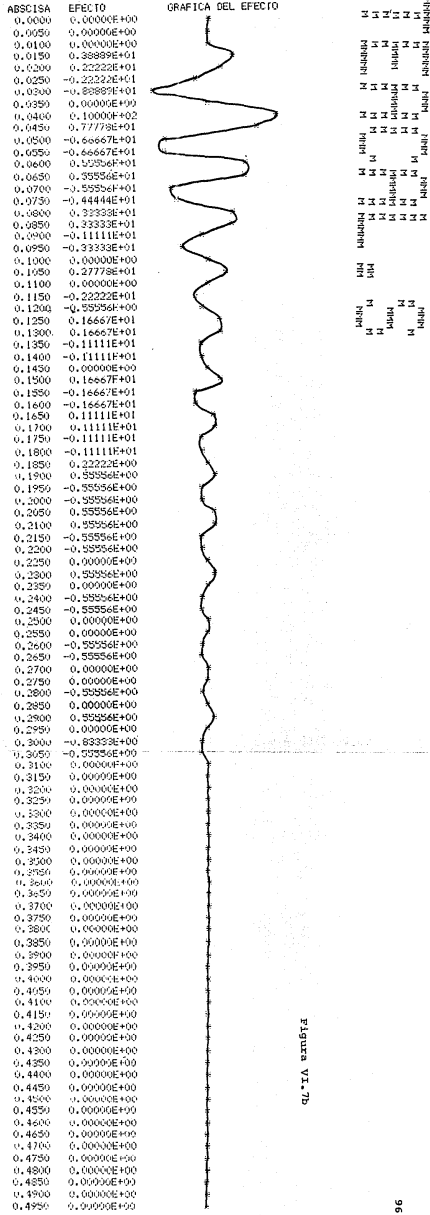
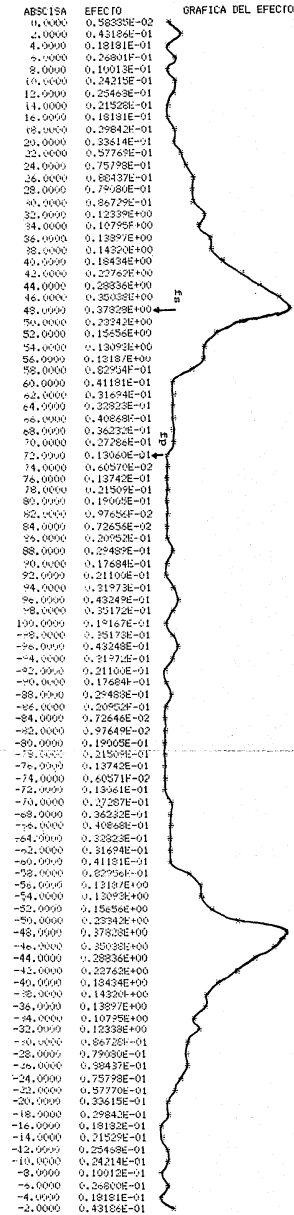


Figura VI. 7a



de TA umbra

## VII.- INTERPRETACION DE RESULTADOS.

Los principales problemas para la interpretación de los resultados se presentaron en las fases intermedias del procesado de datos, donde para determinar los resultados se tuvieron que tomar en cuenta varios factores; por ejemplo en la obtención de las velocidades se consideraron las condiciones físicas en las que se encuentran colocadas las estaciones, esto es, la presencia de diques, drenaje, echados, discontinuidades, vibraciones debido a plantas industriales, oleaje, etc. que en un momento dado influyeron en el registro distorsionando en alguna forma los resultados. Por ejemplo, en la figura VII.1, se puede observar que antes de los tiempos de arriba marcados, se encuentran otros que fueron alteraciones debido al oleaje. En la figura VII.2 se puede observar que las estructuras físicas influyeron en el comportamiento de la domocrónica por lo que se considero que la velocidad más adecuada era aquella en la cual estas estructuras influían

ESTACION

CALETA DE CAMPOS

98

Fecha: 19 Oct. 86

Offset 30 cm

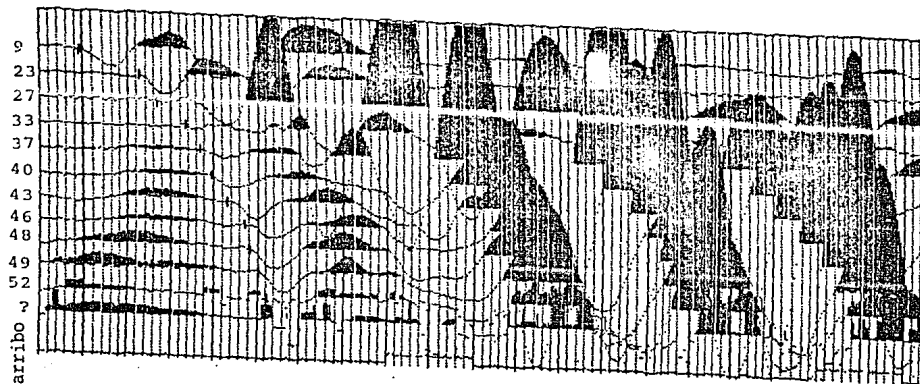
Tiro Horizontal

Geofonos cada 3 m

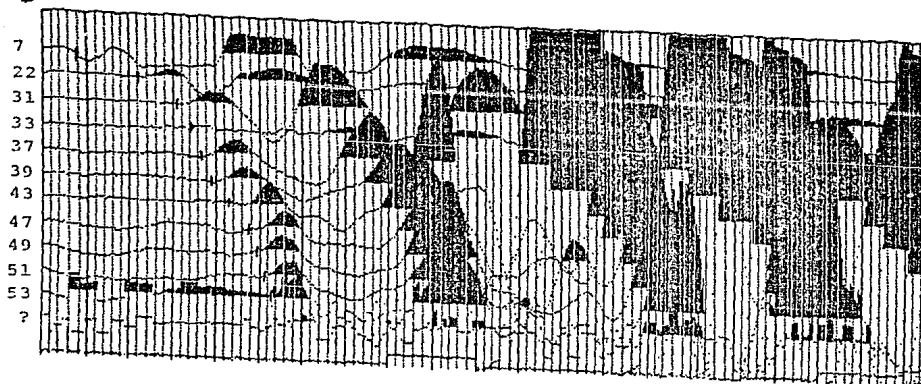
200 mseg

Dirección WE

\*\*Mucho ruido por oleaje en las últimas trazas\*\*



Tiro lado derecho

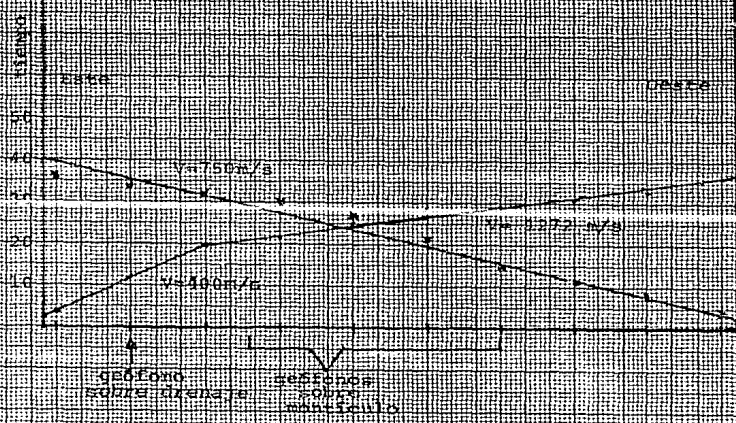


Tiro lado izquierdo

Figura VII.1

DETALLAN

TABLA II. SEÑALES POR FALLA DE PARALO EN LA SECCION  
 TIPO VERTICAL. OSCILA 0.5m. GEÓFONOS CADA 3m



TIPO HORIZONTAL. OSCILA 0.5m. GEÓFONOS CADA 3m

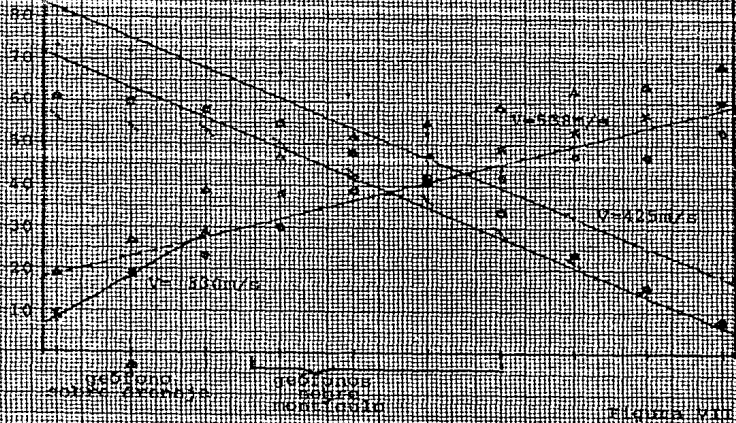


FIGURA VIII. 2

en menor grado, esto es, en la dirección W-E.

Otros de los aspectos donde se tuvieron dificultades fue que una vez obtenidos los espectros de frecuencia, existía en algunos casos incertidumbre sobre la frecuencia de propagación de la onda; para salvar este punto se tomaron en cuenta los espectros tanto para las trazas obtenidas a partir de tiros verticales, como las trazas obtenidas para tiros horizontales, comparándolas de manera que se pudieran correlacionar. En las figuras VII.3 y VII.4 se manifiesta este problema pero a pesar de tener un intervalo de muestreo diferente para las trazas, tenemos que las frecuencias encontradas son casi las mismas.

En la tabla VII.1 se describe la litología y las condiciones que en un momento dado influyeron en los registros para cada estación, lo cual se tomó en cuenta para la interpretación de los datos.

En la tabla VII.2 se muestran las velocidades para onda longitudinal y para onda transversal de cada estación, así como la densidad que se estimó para cada tipo de roca dependiendo del grado de fracturamiento y basados en la tabla VI.1. En esta tabla también se muestran los resultados obtenidos para las constantes elásticas\*, calculadas a partir de la densidad y las velocidades, de acuerdo con las expresiones del capítulo IV.4.1.

En la tabla VII.3 se pueden apreciar las frecuencias obtenidas para cada estación y la tendencia de estas a disminuir a medida que disminuye la velocidad, salvo en la estación Coyuca, donde se puede explicar el aumento en la frecuencia de transmisión por el efecto que produce el cuerpo intrusivo en dicha estación; en las figuras VII.5 y VII.6, se puede observar en forma gráfica esta tendencia a disminuir.

\*Los módulos elásticos estuvieron por debajo de los calculados para roca sana (Turcotte, 1982), que son del orden de  $10^6$ .

en menor grado, esto es, en la dirección W-E.

Otros de los aspectos donde se tuvieron dificultades fue que una vez obtenidos los espectros de frecuencia, existía en algunos casos incertidumbre sobre la frecuencia de propagación de la onda; para salvar este punto se tomaron en cuenta los espectros tanto para las trazas obtenidas a partir de tiros verticales, como las trazas obtenidas para tiros horizontales, comparándolas de manera que se pudieran correlacionar. En las figuras VII.3 y VII.4 se manifiesta este problema pero a pesar de tener un intervalo de muestreo diferente para las trazas, tenemos que las frecuencias encontradas son casi las mismas.

En la tabla VII.1 se describe la litología y las condiciones que en un momento dado influyeron en los registros para cada estación, lo cual se tomó en cuenta para la interpretación de los datos.

En la tabla VII.2 se muestran las velocidades para onda longitudinal y para onda transversal de cada estación, así como la densidad que se estimó para cada tipo de roca dependiendo del grado de fracturamiento y basados en la tabla VI.1. En esta tabla también se muestran los resultados obtenidos para las constantes elásticas\*, calculadas a partir de la densidad y las velocidades, de acuerdo con las expresiones del capítulo IV.4.1.

En la tabla VII.3 se pueden apreciar las frecuencias obtenidas para cada estación y la tendencia de estas a disminuir a medida que disminuye la velocidad, salvo en la estación Coyuca, donde se puede explicar el aumento en la frecuencia de transmisión por el efecto que produce el cuerpo intrusivo en dicha estación; en las figuras VII.5 y VII.6, se puede observar en forma gráfica esta tendencia a disminuir.

\*Los módulos elásticos estuvieron por debajo de los calculados para roca sana (Turcotte, 1982), que son del orden de  $10^6$ .







LOCALIZACION	ESTACION	LITOLOGIA	OBSERVACIONES
Lat. Long.			
*N *W	CU*		
- -		Basalto extremadamente fracturado.	El levantamiento se realizó a manera de ensaye, para probar equipo, sin embargo los resultados obtenidos quedaron incluidos. Por no contar en el momento con geófonos de componente horizontal no se tienen datos de amortiguamiento en esta estación.
18.122 100.522	LA COMUNIDAD	Andesita muy fracturada sin orientación preferencial.	El levantamiento se efectuó sobre una loma muy suave.
18.617 99.455	TEACALCO	Toba andesítica muy fracturada.	El levantamiento se hizo sobre una loma con una pendiente como de 15° que termina a partir del 50. geófono en forma plana.
18.098 99.558	TONALAPA	Arenisca intercalada con lutita.	Uno de los tendidos fue hecho a favor del echado, mientras que el otro fue hecho a rumbo de capa (direcciones EN y NS). En los resultados observamos una anisotropía en las velocidades.
18.045 102.175	LA VILLITA	Granodiorita muy fracturada.	Se tenía mucha vibración debido a la presa que se encuentra muy cercana, lo que repercutió en una mayor dificultad para definir las frecuencias.
18.073 102.755	CALETA DE CAMPOS	Andesita muy fracturada.	En esta estación tuvimos mucho ruido debido al oleaje que repercutió en la obtención de bajas frecuencias.
- -	SIDERURGICA	Relleno artificial de tipo arcillo-arenoso.	La zona es plana pero se encuentra cerca de plantas industriales, por lo que se registro mucha interferencia en la información.
17.987 101.807	LA UNION	Andesita muy fracturada.	El levantamiento se hizo en zona plana sin contratiempos.
17.608 101.465	ZIHUATANEJO	Granodiorita muy intemperizada.	El levantamiento se realizó sobre una zona plana pero con acantilados a una distancia de 10m aproximadamente.
17.325 101.040	PAPANOA	Diorita	En el modelo de velocidades se observa que la capa de intemperismo tiene una ligera pendiente en la dirección NS. A unos 150m se encuentra un cuerpo intrusivo cuya aureola de metamorfismo llegaba prácticamente hasta la estación además del cambio lateral que implicaba una construcción como a 5m del tendido.
17.540 101.263	PETATLAN	Granodiorita con fracturas cada 30 o 40 cm.	La existencia de tubos de drenaje provocó posiblemente que $Q^{-1}$ en lugar de disminuir aumente para las ondas "P". La existencia de un pequeño montículo se refleja también en las domocónicas.
17.217 100.617	SUCHIL	Granodiorita fracturada	Levantamiento sin contratiempo.
17.047 100.267	EL CAYACO	Depósito Aluvial de arena cuarzosa.	Existe un agujero de 1 m de diámetro y 1 m de profundidad muy cerca (50 cm) del tendido. Como a 80 cm del tendido y paralela a este se encuentra una escuela.
16.997 100.090	COYUCA	Gneis de Biotita.	Dique intrusionando al gneis de biotita que se denota como una anomalía en la tendencia de las velocidades y que influye también en la frecuencia de transmisión.

\*Estación situada en Ciudad Universitaria, a un lado del Instituto de Ingeniería.

ESTACION	VELOCIDAD "P" cm/s	VELOCIDAD "S" cm/s	DENSIDAD ESTIMADA g/cm <sup>3</sup>	MODULO DE CORTANTE T/cm <sup>2</sup>	MODULO DE COMPRESIBILIDAD (T/cm <sup>2</sup> ) <sup>2</sup>	MODULO DE YOUNG T/cm <sup>2</sup>	COEFICIENTE DE POISSON
CU	470	285	2.2	182.1	$1.2031 \times 10^5$	364.4	0.209
LA COMUNIDAD	1600	900	2.2	1816.5	$1.3905 \times 10^7$	4608.72	0.268
TEACALCO	1300	750	2.2	1261.5	$6.3746 \times 10^6$	3155.14	0.250
TONALAPA	880	530	2.2	630	$1.4586 \times 10^6$	1531.28	0.215
LA VILLITA	1840	980	2.6	2545	$3.0453 \times 10^7$	6627.1	0.302
CALETA DE CAMPOS	1480	800	2.2	1435.3	$9.4004 \times 10^6$	3713.4	0.293
SIDERURGICA	373	200	1.5*	61.16	$1.7348 \times 10^4$	158.8	0.288
LA UNION	1700	980	2.2	2154	$1.8612 \times 10^7$	5390.	0.251
ZIHUATANEJO	1215	720	2.6	1374	$7.1674 \times 10^6$	3378.35	0.229
PAPANOA	1065	640	2.6	1085.6	$4.3511 \times 10^6$	2643.15	0.217
PETATLAN	750	425	2.6	478.7	$9.5158 \times 10^5$	1209.67	0.263
SUCHIL (TECPAN)	2000	1000	2.6	2650.3	$3.7463 \times 10^7$	7067.46	0.333
EL CAYACO	320	175	1.5*	46.8	$9.775 \times 10^3$	120.43	0.286
COYUCA	1115	630	2.0	809.1	$2.7345 \times 10^6$	2047.85	0.265

\*Datos obtenidos de Juárez Badillo, 1982.

TABLA VII.2

ESTACION	VELOCIDAD	FRECUENCIA	VELOCIDAD	FRECUENCIA
	"p" m/s	"p" Hz	"s" m/s	"s" Hz
SUCHIL (TECPAN)	2000	110	1000	70
LA VILLITA	1840	100	980	70
LA UNION	1700	80	980	50
LA COMUNIDAD	1600	90	900	65
CALETA DE CAMPOS	1480	80	800	30
TEACALCO	1300	72	750	48
ZIHUATANEJO	1215	65	720	40
COYUCA	1115	100	630	65
PAPANOA	1065	70	640	40
TONALAPA	880	56	530	38
PETATLAN	750	50	425	25
CU	470	48	285	28
SIDERURGICA	373	36	200	20
EL CAYACO	320	40	175	24

TABLA VII.3

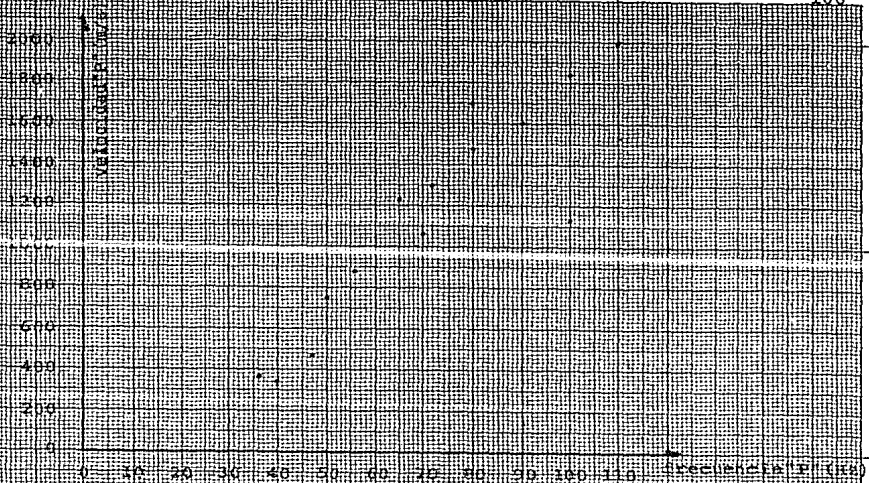


FIGURE VIII

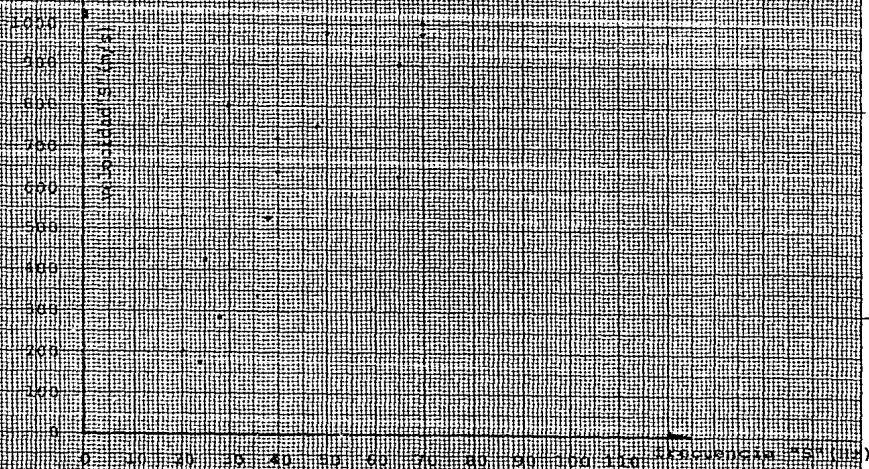


FIGURE VIIIa

En la tabla VII.4, se muestra la profundidad media de la zona de intemperismo, calificada así por su baja velocidad con respecto a la zona subyacente, tomando en cuenta que con excepción de Tonalapa, en todas las estaciones ambas capas es tán constituidas por el mismo tipo de roca. En esta tabla también se encuentran tanto para las ondas longitudinales como para las transversales, los valores del parámetro de atenuación específico  $Q^{-1}$ , que se obtuvo entre el primer y segundo grupo de geófonos ( $Q_{12}^{-1}$ ), y que se consideró correspondía aproximadamente a la zona de intemperismo, así como; el promedio de los valores del parámetro de atenuación específica encontrados entre el segundo y tercer grupo y entre el tercer y cuarto grupo de geófonos, es decir:

$$Q_{24}^{-1} = (Q_{23}^{-1} + Q_{34}^{-1})/2$$

que corresponde a la zona de mayor velocidad.

Teóricamente el parámetro de atenuación específica debe de disminuir a medida que aumenta la profundidad por encontrar nos en una zona más compacta con lo que  $Q_{12}^{-1}$  debería ser mayor que  $Q_{24}^{-1}$  tanto para las ondas longitudinales como para las transversales, sin embargo no sucedió así en algunos casos:

En la estación CU, tenemos que no existe al menos para nuestra profundidad de investigación de aproximadamente 10 m, una capa superficial de menor velocidad, lo que hace lógico el encontrar que  $Q_{12}^{-1}$  sea muy similar a  $Q_{24}^{-1}$ .

En La Comunidad, encontramos que  $Q_{12}^{-1}$  es mayor que  $Q_{24}^{-1}$  para ondas longitudinales, lo que es lógico no así para las ondas transversales, la explicación a este fenómeno podría ser la existencia de la protuberancia sobre la cual se hizo el le-

ESTACION	ZONA DE IN TEMPERISMO (m)	VELOCIDAD "P" INTEMPERISMO m/s	PARA ONDAS	LONGITUDINALES	PARA ONDAS	TRANSVERSALES
			$Q_{12}^{-1}$	$Q_{24}^{-1}$	$Q_{12}^{-1}$	$Q_{24}^{-1}$
CU	0.0	0.0	0.10608	0.10774	---	----
LA COMUNIDAD	3.5	590	0.13021	0.11063	0.12847	0.15062
TEACALCO	0.44	125	0.15872	0.13730	0.15911	0.14699
TONALAPA	2.85	273	0.14248	0.15221	0.11737	0.13727
LA VILLITA	2.30	400	0.15915	0.15688	0.15780	0.10271
CALETA DE CAMPOS	3.2	438	0.15891	0.13877	0.15881	0.15612
SIDERURGICA	0.0	0.0	0.14462	0.14462	0.15421	0.12942
LA UNION	0.75	125	0.15915	0.14404	0.15914	0.14768
ZIHUATANEJO	0.34	166	0.13959	0.12574	0.14821	0.11302
PAPANOA	2.0	375	0.15762	0.11036	0.11337	0.15016
PETATLAN	0.0	0.0	0.13570	0.14553	0.15602	0.13514
SUCHIL	0.67	166	0.15502	0.15261	0.15712	0.14366
EL CAYACO	1.66	200	0.08525	0.04289	0.07503	0.12230
COYUCA	0.47	72	0.14978	0.15568	0.12097	0.13532

TABLA VII.4.



vantamiento.

En la estación Tonalapa encontramos que  $Q_{12}^{-1}$  es menor que  $Q_{24}^{-1}$  tanto para las ondas longitudinales como para las transversales lo que puede deberse a la estratificación.

En la estación Papanoa, tenemos que  $Q_{12}^{-1}$  es menor que  $Q_{24}^{-1}$  para las ondas transversales, lo que nos hace pensar que la aureola de metamorfismo que notamos en campo haya influido como un cambio lateral que provoque que las ondas "S" sufran menor atenuación a mayor profundidad.

En la estación Petatlán, la existencia de tubos de drnaje pudo provocar que la atenuación fuera menor al llegar cerca de estos, para las ondas longitudinales (esto se muestra también en la figura VII.4, donde se puede observar que las ondas en vez de atenuarse se amplifican), mientras que en las ondas transversales  $Q^{-1}$  se comporta como era de esperarse.

En la estación El Cayaco, el parámetro de atenuación específico, se comporta de manera irregular para las ondas transversales, lo que se atribuye a la presencia de cambios laterales debidas posiblemente a un agujero y a la escuela que se mencionan en la tabla VII.1.

En la estación Coyuca, se observa que  $Q_{12}^{-1}$  es menor que  $Q_{24}^{-1}$  para los dos tipos de ondas, lo que puede atribuirse a la presencia del dique.

En la siguiente tabla, la VII.5 se muestran los valores del índice de calidad sísmica  $Q$ , tanto para las ondas longitudinales como para las transversales.  $Q_{12}$ , representa el indice de calidad sísmica entre el primer y el segundo grupo de geófonos,  $Q_{24}$  representa el promedio de los índices de calidad sísmica entre el segundo y tercer grupo y entre el tercer y cuarto

ESTACION	PARA ONDAS LONGITUDINALES			PARA ONDAS TRANSVERSALES		
	Q <sub>12</sub>	Q <sub>24</sub>	Q <sub>14</sub>	Q <sub>12</sub>	Q <sub>24</sub>	Q <sub>14</sub>
CU	9.426	9.280	9.329	--	--	--
LA COMUNIDAD	7.679	9.038	8.585	7.783	6.638	7.020
TEACALCO	6.300	7.283	6.955	6.284	6.803	6.630
TONALAPA	7.018	6.569	6.719	8.519	7.284	7.696
LA VILLITA	6.283	6.373	6.343	6.337	9.735	8.602
CALETA DE CAMPOS	6.292	7.205	6.901	6.296	6.404	6.368
SIDERURGICA	6.914	6.914	6.914	6.484	7.726	7.312
LA UNION	6.283	6.942	6.722	6.282	6.771	6.608
ZIHUATANEJO	7.163	7.952	7.689	6.746	8.847	8.147
PAPANOA	6.344	9.061	8.155	8.820	6.659	7.379
PETATLAN	7.368	6.871	7.037	6.409	7.399	7.069
SUCHIL	6.450	6.552	6.518	6.364	6.960	6.761
EL CAYACO	11.729	15.384	14.165	13.326	8.176	9.892
COYUCÀ	6.676	6.906	6.829	8.266	7.007	7.427

TABLA VII.5

grupo, esto es:

$$Q_{24} = (Q_{23} + Q_{34})/2$$

por último  $Q_{14}$ , representa el promedio entre los cuatro grupos de geófonos, es decir:

$$Q_{14} = (Q_{12} + Q_{23} + Q_{34})/3$$

Estas relaciones se obtuvieron para observar que tanta variación había al obtener un promedio general, pero sobre todo para observar la variación que se pudiera tener al graficar la tabla VII.6.

En la tabla VII.6 se observan las relaciones de  $Q_p/Q_s$  para cada uno de los índices de calidad sísmica mencionados con anterioridad, estos datos se encuentran graficados contra  $V_p^2/V_s^2$  de esta misma tabla, en la figura VII.7.

En este tipo de gráficas, según Meissner y Theilen, (op. cit), pueden distinguirse los estados de saturación del terreno. En las gráficas que se muestran para las estaciones acelerográficas, las fronteras de estados de saturación fueron tomadas en base a los experimentos realizados por Meissner y Theilen, pero no se puede asegurar que sean las adecuadas para el tipo de roca con el que estamos trabajando, ya que en los experimentos que ellos realizaron utilizaron otro tipo de materiales, como arena, arcilla, grava, etc.; sin embargo se incluyen porque pueden ser la base para nuevos experimentos.

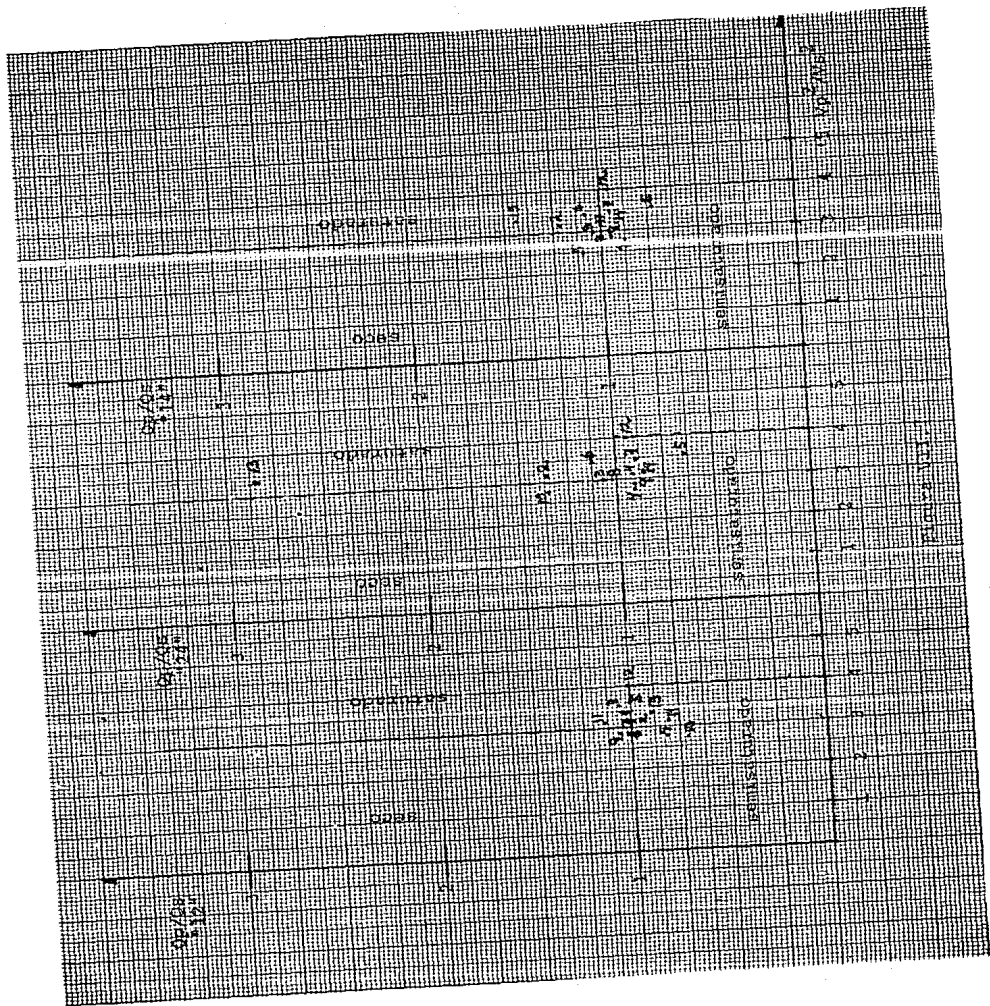
En la tabla VII.6 se incluye también los estados de saturación obtenidos para cada estación a partir de la figura VII.7.

En la tabla VII.7 se muestran las estaciones para las cuales se tienen tanto velocidades obtenidas para muestras, en laboratorio, como velocidades obtenidas en campo.

No.	ESTACION	Qp/Qs "12"	Qp/Qs "24"	Qp/Qs "14"	$v_p^2/v_s^2$
1	CU	--	--	--	2.719
2	LA COMUNIDAD	0.986 &	1.361 #	1.222 #	3.160
3	TEACALCO	1.002 &*#	1.070 *#	1.049 *#	3.004
4	TONALAPA	0.823 &	0.901 &	0.873 &	2.756
5	LA VILLITA	0.991 &#	0.654 &	0.737 &	3.521
6	CALETA DE CAMPOS	0.999 &#	1.125 #	1.083 #	3.422
7	SIDERURGICA	1.066 #	0.894 &	0.945 &	3.478
8	LA UNION	0.999 &*#	1.025 *#	1.017 &*#	3.009
9	ZIHUATANEJO	1.061 *	0.898 &	0.943 &	2.847
10	PAPANOA	0.719 &	1.360 *	1.105 *	2.769
11	PETATLAN	1.149 #	0.928 &	0.995 &#	3.114
12	SUCHIL	1.013 &#	0.941 &#	0.964 &#	4
13	EL CAYACO	0.880 &	2.851 #	1.431 #	3.343
14	COYUCA	0.807 &	0.869 &	0.919 &	3.13

\* SECO  
# SATURADO  
& PARCIALMENTE SATURADO

TABLA VII.6



ESTACION	VELOCIDAD "P"	VELOCIDAD "P"
	EN LAB.	EN CAMPO
	m/s	m/s
SUCHIL	4100	2000
LA VILLITA	5600	1840
PETATLAN	1600	750
TEACALCO	2000	1300

TABLA VII.7

#### VIII.- CONCLUSIONES.

1.- Las velocidades para ondas longitudinales obtenidas en campo en la zona estudiada, son más representativas que las determinadas por medio de muestras en laboratorio. Esto puede afirmarse debido a que el estudio se realizó sobre un gran volumen de roca sin alterar sus condiciones naturales.

2.- Se obtuvieron velocidades para ondas transversales en campo, de las cuales no se tenía información previa, con este hecho, se pudieron encontrar las constantes elásticas para las estaciones estudiadas.

3.- En lo que a las constantes elásticas se refiere, los rangos obtenidos para los módulos fueron bajos comparados con los que se registran en la literatura para roca sana.

En lo que se refiere al coeficiente de Poisson, - los valores encontrados están dentro de los estimados para este tipo de rocas. Esto nos indica que la relación entre las -

velocidades de transmisión de ondas longitudinales y transversales, son las esperadas.

4.- Con respecto a las frecuencias obtenidas, es de no tarse que la mayoría de ellas están dentro de rangos esperados, y se pudieron identificar sin gran dificultad, además de que la relación que existe entre las frecuencias y las velocidades indica que ambos parámetros fueron obtenidos con criterios ade cuados.

5.- Las técnicas de campo usadas para obtener el parámetro de atenuación específico y el índice de calidad sísmica para este estudio, nunca se habían aplicado en México, pues sólo se han desarrollado estudios de atenuación en demolición de edificios y dentro de la minería, para el diseño de voladuras, pero los tendidos tienen otras características por lo que puede decirse que tanto por la técnica de campo como por el ob jetivo que se buscaba, es la primera vez que se realiza.

6.- Los valores que se han obtenido para el parámetro de atenuación específico así como para el índice de calidad sís mica, son parámetros indicativos de las características de la zona estudiada, la aplicación de esta técnica dentro de la - prospección sísmica puede darnos más herramientas para la interpretación.

7.- Este tipo de estudios abre un nuevo campo de aplicación para los métodos de exploración geofísica, que usada adecu damente será una herramienta útil para la investigación del comportamiento de los materiales de la corteza terrestre al ocurrir movimientos fuertes.



### 8.- Aplicaciones:

Lo que se registra en un sitio (por un aparato ace  
lerográfico), depende de los siguientes factores:

primero: lo que sucede en el origen

segundo: lo que las ondas se modifican entre el ori  
gen y el sitio debido a:

a) un trayecto largo a profundidad

b) un trayecto corto y somero, ya cerca de  
la estación.

Con los datos obtenidos, para cada estación estudiada, se identifican las propiedades del lugar que influyen en la última parte de la trayectoria recorrida por las ondas sísmicas, esto es, se conoce el inciso b; y se tienen mayores parámetros para determinar que registros pueden tener alteraciones debido a la ubicación de la estación.

Por otro lado, el estudio realizado en las estaciones también permitirá reproducir estos parámetros en el modelado de movimientos fuertes, una vez conocidas las características de la estación receptora.

**A N E X O I**

MANUAL DE OPERACION  
ES-1210F  
Sismografo Multicanal de Señal  
Amplificada.

DESCRIPCION GENERAL.

El Nimbus ES-1210F es un moderno, "artístico" sismó grafo de exploración. Su característica principal es la de amplificar por apilamiento repetido las señales almacenándolas en la memoria digital.

Un CRT (tubo de rayos catódicos), continuamente des pliega en pantalla la señal almacenada en la memoria de todos los canales simultáneamente (12 canales), o en combinaciones selectivas de sólo algunos canales. Un convertidor de señal en escritura eléctrica, provee de un registro permanente en papel de las trazas deseadas. El instrumento es empaquetado en una caja de aluminio a prueba de agua y opera debido a una fuente externa de 12 Volts. El ES-1210F difiere del ES1210 en que la versión "F" incluye un filtro de señal actuando en cada amplificador.

ESPECIFICACIONES.

Señal Aumentada.- Las muestras son almacenadas en memoria de acceso. Al repetir la señal es adhe rida mientras que el ruido fortuito es limitado o cancelado. .

Tamaño de Memoria.- 10 bits por 1024 palabras en ca da canal.

Intervamo Muestreado.- Se tiene un switch selector de 50, 100, 200, 500, 1000 ó 2000 milisegundos.

CRT Pantalla.- De 5" (12 cm) es la medida diagonal

del CRT. Es visible a la luz del día sin cubierta, con switch selectivo para líneas de tiempo, cámara compatible, y área variable de traza en la pantalla y en los registros.

Oscilógrafo.- Registros permanentes de los 12 canales simultáneamente en papel electrosensitivo de un ancho de 4" (10 cm).

Los registros no se decoloran con la luz y se pueden reproducir en máquinas copadoras.

Monitor de Ruido.- Las vibraciones del ambiente en la pantalla de CRT, permiten en períodos quietos de fuente de energía optimizar el ajuste en las ganancias.

Tiempo.- Control cristalino (Crystal Controlled), de 0.01 de precisión, las líneas de tiempo son seleccionables por medio de un switch en el CRT y alta o baja resolución en el registro oscilográfico.

Precisión del Retardo.- El aplazamiento en los registros empieza arriba de 9.999 segundos en un incremento de un milisegundo.

Medida Digital.- Indica el voltaje de la batería, la resistencia de los geófonos en cada canal, el poder que da el voltaje (corriente).

Iniciación del registro.- Por contacto directo, un transistor NPN saturado, por pulsos de voltaje positivos o negativos o por la señal del geófono

Tamaño Estándar/Peso.- 14x15x15 pulgadas (36x36x40 cm) con tapa cerrada y un peso de 38 libras (17kg).

Poder Requerido.- 12 Voltos, 3.5 Ampers.

Cubierta del Sismógrafo.- De aluminio pesado con una tapa y un sello contra agua.

#### INSPECCION DE INVENTARIO.

El sismógrafo multicanal de señal amplificada, debe incluir los siguientes artículos:

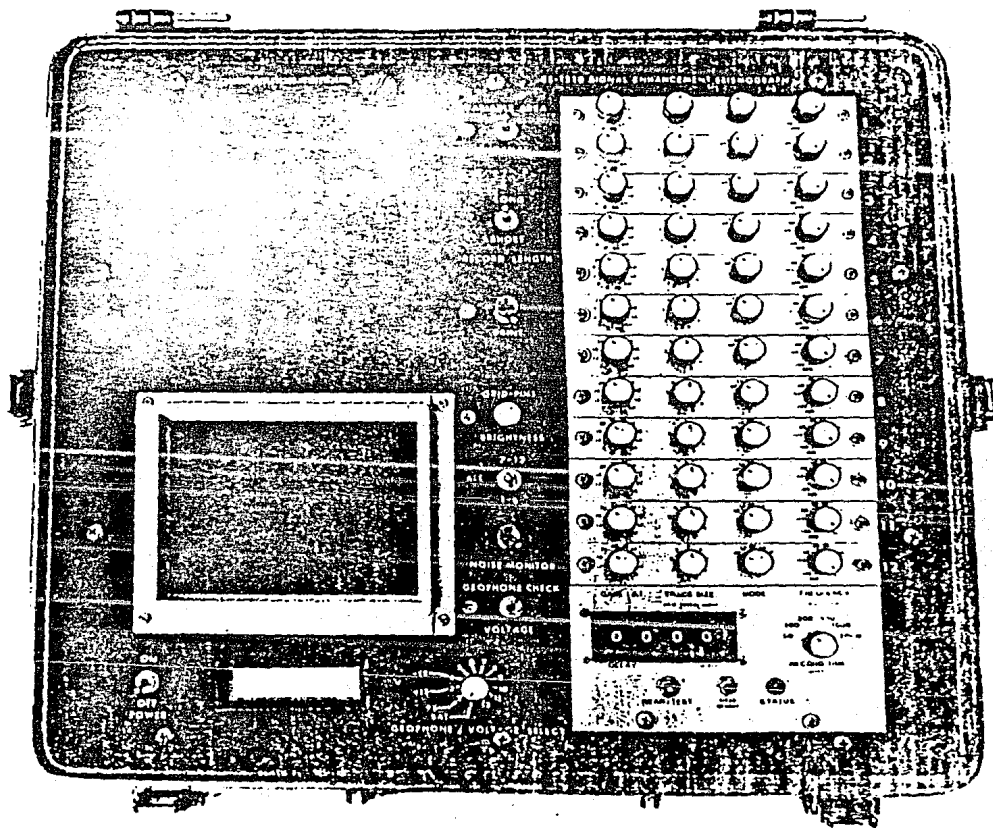
- a) Sismógrafo
- b) Bateria de 12 volts
- c) Cargados de bateria 110/220
- d) Cable de bateria
- e) Switch del martillo
- f) Papel para registro de sismogramas
- g) Fusibles de repuesto
- h) Manual del operador
- i) Manual de interpretación.

#### ACCESORIOS

En adición al sistema básico, algunos de los siguientes accesorios, serán necesarios dependiendo de su aplicación.

- a) Los geófonos serán necesarios para todos los estudios.
- b) Un cable para geófonos con 12 entradas y un conector tipo Cannon NK-27-21C en cada punta. La distancia en las tomas o entradas dependerá de la aplicación, y sería deseable incluir diferentes longitudes.
- c) Un cable de extensión para el switch del martillo, lo que podría permitir un mayor movimiento más allá del arreglo de geófonos.

- d) Un blaster para el uso de fuentes explosivas.  
e) Una placa metálica de golpeteo para que el martillo provea de buena energía en suelo blando.



CARA SUPERIOR DEL SISMOGRAFO

A N E X O    I I

C234567

Programa elaborado por : Rosa Adriana Anguiano Rojas.

C234567

```

C      FUNCION MUESTREADA
      DIMENSION HM(100),HI(100),TT(100),RE(100),AI(100),GRE(100),
      *QAI(100)
      REAL MAX
      READ(1,*)TIPO,T,N
      M=N/2
      DO 10 I=1,N
      READ(1,*)HM(I)
      HI(I)=0.0
      TT(I)=T*(I-1)
10     CONTINUE
      MAX=ABS(HM(1))
      DO 17 I=1,N-1
      IF(ABS(HM(I+1)).LE.MAX)GOTO17
      MAX=ABS(HM(I+1))
17     CONTINUE
      DO 7 I=1,N
      HM(I)=HM(I)*10./MAX
7      CONTINUE
      TAM=20
      CALL IMPRE(HM,TT,N,TAM)
      CALL TRANSF(HM,HI,TIPO,T,N,RE,AI)
      TIPO=-TIPO
      T=1/(T*N)
      CALL TRANSF(RE,AI,TIPO,T,N,HM,HI)
      CALL EXIT
      END

```

```

C*****
SUBROUTINE TRANSF(HRM,HIM,TIPO,FAC,N,RE,AI)

```

C234567

```

C      PROGRAMA QUE CALCULA LA TRANSFORMADA DE FOURIER DIRECTA E INVERSA
C
      DIMENSION HRM(100),HIM(100),F(100),AMP(100),RE(100),AI(100),
      *FASE(100),HT(100)
      COMPLEX HT,HE,AUX,SUM
      PI=3.141592654

```

C



C234567

```

C   HRM(I).....PARTE REAL DE LA FUNCION DE ENTRADA
C   HIM(I).....PARTE IMAGINARIA DE LA FUNCION DE ENTRADA
C   F(I).....ABSCISA DE LA FUNCION DE ENTRADA
C
C   TIPO=-1...PARA TRANSFORMADA DIRECTA
C   TIPO=1...PARA TRANSFORMADA INVERSA
C   FAC.....INTERVALO DE MUESTREO
C   N.....NUMERO DE MUESTRAS
C   PARA CALCULAR EL VALOR DE LAS ABSCISAS
C   DO 25 I=1,N
C   F(I)=(I-1)/(FAC*N)
C 25 CONTINUE
C
C   DO 10 I=1,N
C   SUM=0.0
C   DO 20 K=1,N
C   HE=CMPLX(HRM(K),HIM(K))
C   E=2*PI*TIPO*(K-1)*(I-1)/N
C   AX=0.0
C   AUX=CMPLX(AX,E)
C   SUM=SUM+HE*DEXP(AUX)
C 20 CONTINUE
C   HT(I)=SUM*FAC
C   RE(I)=REAL(HT(I))
C   AI(I)=AIMAG(HT(I))
C   AMP(I)=CABS(HT(I))
C   FASE(I)=ATAN(AI(I)/RE(I))
C 10 CONTINUE
C   WRITE(1,30)
C 30 FORMAT(//,2X,'PARTE REAL',3X,'PARTE IMAGINARIA',3X,'AMPLITUD',3X,
C   *3X,'FASE')
C   DO 33 I=1,N
C   WRITE(1,35)RE(I),AI(I),AMP(I),FASE(I)
C 35 FORMAT(2X,E12.5,3X,E12.5,3X,E12.5,3X,E12.5)
C 33 CONTINUE
C   TAM=20
C   IF(TIPO .EQ. 1)GOTO40
C   M=N/2

```

0234567

```

DO 7 1=0,M
F(M+1)=-F,M-1+2)
7 CONTINUE
WRITE(1,50)
50 FORMAT(///,20X,'PARTE REAL DEL ESPECTRO')
CALL IMPRE(RE,F,N,TAM)
WRITE(1,60)
60 FORMAT(///,20X,'PARTE IMAGINARIA DEL ESPECTRO')
CALL IMPRE(AI,F,N,TAM)
WRITE(1,70)
70 FORMAT(///,20X,'AMPLITUD DEL ESPECTRO')
CALL IMPRE(AMP,F,N,TAM)
WRITE(1,80)
80 FORMAT(///,20X,'FASE DEL ESPECTRO')
CALL IMPRE(PHASE,F,N,TAM)
GOTO 150
40 CONTINUE
WRITE(1,160)
160 FORMAT(///,20X,'PARTE REAL DE LA FUNCION')
CALL IMPRE(RE,F,N,TAM)
WRITE(1,170)
C 170 FORMAT(///,20X,'PARTE IMAGINARIA DE LA FUNCION')
C CALL IMPRE(AI,F,N,TAM)
C 150 CONTINUE
RETURN
END

```

```

*****
0234567 (ANONIMA)

```

```

SUBROUTINE IMPRE(X,AB,N,TAM)

```

```

C      SUBROUTINA PARA GRAFICAR ARREGLOS UNIDIMENSIONALES
C      ASI COMO SU LOCALIZACION EN EL EJE
C
C      DIMENSION X(N),AB(N),XN(1000),MN(1000),EFEC(100)
C      X(N) VECTOR DEL EFECTO A SER GRAFICADO
C      AB(N) VECTOR DE LAS ABCISAS EN LAS QUE SE LOCALIZA EL EFECTO
C      N TAMASO DE LOS VECTORES
C      DATA BLAN,CARA// ' ',*//
C

```

0004527

```

C      BUSQUEDA DEL MAYOR Y MENOR ELEMENTO DEL VECTOR DE EFECTOS
      GRANDE=X(1)
      PEQUE=X(1)
      DO 10 I=2,N
      IF (GRANDE .LT. X(I)) GRANDE=X(I)
      IF (PEQUE .GT. X(I)) PEQUE=X(I)
10     CONTINUE

C
C      OBTENCION DE LA DIFERENCIA ENTRE EL VALOR MAXIMO Y MINIMO
C      Y DEL FACTOR DE ESCALA
      DIF=GRANDE-PEQUE
      IF (DIF .EQ. 0.0) DIF=1.0
      FAC=TAM/DIF

C
C      MULTIPLICACION DE CADA VALOR POR EL FACTOR DE ESCALA
      DO 20 II=1,N
      XN(II)=X(II)*FAC
20     CONTINUE
      GRAN=GRANDE*FAC

C
C      CALCULO DEL FACTOR ADITIVO
      FACSU=TAM-GRAN+1.1

C
C      TRANSFORMACION DE LOS VALORES REALES-ENTEROS
      DO 30 IJ=1,N
      MN(IJ)=IFIX(XN(IJ)+FACSU)
30     CONTINUE

C
C      BLANQUEO DEL VECTOR DE IMPRESION
      DO 46 I=1,100
      EFEC(I)=BLAN
46     CONTINUE

C
C      IMPRESION
      WRITE(1,101)
101    FORMAT(///,5X,'ABSCISA',3X,'EFECTO',10X,'GRAFICA DEL EFECTO')
      DO 40 JI=1,N
      IQ=MN(JI)

```

0230527

```
EFEC(I0)-OARA  
WRITE(1,100)AB(J1),XC(J1),CFEC  
100  FORMAT(2X,F10.4,2X,E12.5,2X,100A1)  
EFEC(I0)-BLAN  
40  CONTINUE  
RETURN  
END
```

## B I B L I O G R A F I A

GEOLOGIA DE LA REPUBLICA MEXICANA.  
 Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática.  
 U N A M, Facultad de Ingeniería.  
 México, 1984.

CRITERIOS METALOGENETICOS PARA LA PROSPECCION DE MINERAL DE FIERRO.  
 Hernández, Santamaría y Torres  
 Instituto Mexicano del Petróleo  
 México, 1985

ANALISIS GEOLOGICO REGIONAL Y YACIMIENTOS MINERALES ASOCIA-  
 DOS A LA PORCION CENTRO OCCIDENTAL DE MEXICO.  
 González Partida y Torres Rodríguez.  
 Dpto. de Yacimientos minerales y División de Estudios de  
 Posgrado,  
 Facultad de Ingeniería, UNAM.  
 Geofísica Internacional, vol 27, 1987 (en prensa).

INTRODUCCION A LOS METODOS GEOFISICOS DE EXPLORACION (apuntes)  
 Enrique del Valle Toledo  
 División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra  
 Departamento de Geofísica  
 Facultad de Ingeniería, UNAM  
 México, 1986.

GEOFISICA APLICADA A LA GEOTECNIA (Reunión Técnica)  
 Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos  
 México, 1985.

METODOS GEOFISICOS EN LA EXPLORACION GEOTECNICA  
 EXPLORACION SISMOLOGICA POR EL METODO DE REFRACCION.  
 División de Educación Continua  
 Facultad de Ingeniería, UNAM  
 Agosto, 1984.

METODOS GEOFISICOS EN LA EXPLORACION GEOTECNICA  
 MICROSISMOLOGIA EN EL TUNEL DE CONDUCCION DEL P.H. BACURATO, SIN.  
 Mario Benhumea León  
 Agosto, 1984.  
 División de Educación Continua  
 Facultad de Ingeniería, UNAM

WAVE PROPAGATION IN A STRATIFIED MEDIUM  
 G. W. Postma  
 Geophysics, Vol. 20, No. 4  
 Oct. 1955, pag. 780

VELOCITY ANISOTROPY IN STRATIFIED MEDIA  
 L.F. Uhrig and F. A. Van Melle  
 Geophysics, Vol. 20, No. 4  
 Oct. 1955, pag. 774

TECHNICAL REPORT E-73-4  
SEISMIC REFRACTION EXPLORATION FOR ENGINEERIN SITE INVESTI-  
GATIONS.

Bruce B. Redpath  
U. S. Army Enginerr Eaterways Experiment Station  
Explosive Excavation Research Laboratory  
Livermore, California  
May 1973

METODOS GEOFISICOS EN LA EXPLORACION GEOTECNICA.  
INTRODUCCION AL METODO SISMICO DE REFRACCION APLICADO A LA  
GEOTECNIA.

Mario Benhumea León.  
División de Educación Continua  
Facultad de Ingeniería, UNAM  
Agosto, 1984.

SEMINARIO DE MECANICA DE ROCAS Y SUELOS

Eulalio Juárez Badillo  
Revista de Ingeniería  
Vol. 33, Julio de 1963.

METODOS GEOFISICOS EN LA EXPLORACION GEOTECNICA.  
TECNICAS GEOFISICAS PARA LA DETERMINACION DE PROPIEDADES  
ELASTICAS.

G. Clark Davenport  
División de Educación Continua  
Facultad de Ingeniería, UNAM  
Agosto, 1984

MECANICA DE SUELOS

Juáres Badillo y Rico Rodríguez  
Tomo I Fundamentos de la Mecánica de Suelos  
Tercera Edición  
Ed. Limusa, 1982

ATTENUATION OF SEISMIC WAVES IN SEDIMENTS

R. Meissner y F. Theilen  
Institut fur Geophysik, D-23 Kiel,  
Federal Republic of Germany  
Después de 1981 ?

CONSTANT Q-WAVE PROPAGATION AND ATTENUATION

Einar Kjartansson  
Rock Physics Proect.  
Department of Geophysics,  
Stanford California 94305  
August 10, 1979 .

CROSSHOLE MEASUREMENT AND ANALYSIS OF SHEAR WAVES

R.J. Hoar & K.H. Stokoe  
University of Texas  
Austin, Texas, (después de 1978 ?)

**DIGITAL PROCESSING OF GEOPHYSICAL DATA.**

Roy O. Lindseth  
Continuing Education Program Society of Exploration  
Geophysicists.  
1978.

**THE FAST FOURIER TRANSFORM**

E. Oran Brigham  
Prentice-Hall, Inc.  
Englewood Cliffs, New Jersey, 1974.

**MANUAL**

Operatin Manual  
ES-1210 & ES-1210f  
Multichannel Signal Enhancement  
Seismograph  
(perteneciente a la Facultad de Ingenieria, UNAM)

**GEODYNAMICS**

Donald L. Turcotte & Gerald Schubert.  
John Wiley & Sons  
1982.