



# Universidad Nacional Autónoma de México

---

FACULTAD DE INGENIERIA

LA EXPLORACION SISMOLOGICA EN LA INDUSTRIA  
PETROLERA

## TESIS PROFESIONAL

Que para obtener el título de

INGENIERO GEOFISICO

presenta

LEOPOLDO ELIGIO HERNANDEZ AVILA

México, D. F.

1982



Universidad Nacional  
Autónoma de México



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

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

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

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



UNIVERSIDAD NACIONAL  
AUTÓNOMA

FACULTAD DE INGENIERIA  
EXAMENES PROFESIONALES  
60-1-146

Al Pasante señor HERNANDEZ AVILA LEOPOLDO ELIGIO,  
P r e s e n t e .

En atención a su solicitud relativa, me es grato transcribir a usted a continuación el tema que aprobado por esta Dirección propuso el Prof. Ing. Roboam León Sánchez, para que lo desarrolle como tesis en su Examen Profesional de Ingeniero GEOFISICO.

"LA EXPLORACION SISMOLOGICA EN LA INDUSTRIA PETROLERA"

- Introducción
- I.- Generalidades
- II.- Propagación de las ondas sísmicas
- III.- Adquisición de datos
- IV.- Procesamiento de datos
- Conclusiones
- Bibliografía

Ruego a usted se sirva tomar debida nota de que en cumplimiento de lo especificado por la Ley de Profesiones, deberá prestar Servicio Social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito indispensable para sustentar Examen Profesional; así como de la disposición de la Dirección General de Servicios Escolares en el sentido de que se imprima en lugar visible de los ejemplares de la tesis, el título del trabajo realizado.

Atentamente,  
"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"  
Cd. Universitaria, D.F., a 14 de octubre de 1981  
EL DIRECTOR

Ing. Javier Jiménez Espriú

JJE' MRV' mdb,

## I N D I C E

	Pág.
INTRODUCCION	
I.- GENERALIDADES	1
I.1.- Relación de la Geofísica con Geología y Física.	1
I.2.- Exploración Geofísica.	2
I.3.- Exploración Petrolera.	6
I.4.- Relación entre Sismología de Terremotos y Prospección Sismológica.	14
I.5.- Sistemas de determinación de la distancia mediante el uso del eco.	17
I.6.- Prospección Sísmica.	21
I.7.- Objetivos Geológicos.	30
II.- PROPAGACION DE LAS ONDAS SISMICAS.	35
II.1.- Concepto de onda.	36
II.2.- Propagación de ondas acústicas.	41
II.3.- Naturaleza de la onda sísmica.	43
II.4.- Diferentes tipos de ondas sísmicas.	48

	Pág.
II.5.- Principios Físicos que gobiernan la - propagación de ondas sísmicas.	60
II.6.- Factores que determinan la velocidad de propagación de las ondas sísmicas a - través de las rocas.	71
II.7.- Factores que influyen y limitan la pro- pagación de la onda sísmica.	90
III.- ADQUISICION DE DATOS.	107
III.1.- El sistema sismológico.	116
III.2.- La señal sísmica.	119
III.3.- Ruido sísmico.	126
III.4.- Fuentes y detectores de energía sísmica.	138
III.5.- Técnicas de campo.	186
IV.- PROCESAMIENTO DE DATOS.	223
IV.1.- Bases Teóricas de la señal sísmica.	229
IV.2.- Reducción de datos.	236
IV.3.- Arreglo y correcciones geométricas.	246
IV.4.- Mejoramiento de datos.	276

CONCLUSIONES

Pág.

294

BIBLIOGRAFIA

296

## INTRODUCCION.

El problema de la exploración petrolera, requiere de la aplicación de las Ciencias de la Tierra. Dicho problema puede ser dividido en dos partes:

- El problema geológico.
- El problema geofísico.

Tanto el geólogo como el geofísico de hoy en día, buscan los anticlinales y recomiendan su perforación. Sin embargo saben bien que esto constituye uno de los primeros pasos en la exploración de una cuenca; en donde es común que ocurran grandes acumulaciones en trampas no estructurales (arrecifes de origen orgánico, lentes de arena, etc.) y que el petróleo aún no descubierto en cuencas ya productoras, se encuentra en este tipo de trampas.

En la búsqueda de hidrocarburos esta implícita la necesidad de conocer el origen y los mecanismos de migración y entrapamiento de éstos; así como el completo entendimiento de la geología histórica (paleogeografía, paleosedimentación, paleo-corrientes, paleobatimetría, etc.) y estructural (movimientos orogénicos) de la totalidad de la cuenca. La tarea del geofísico es poner a disposición del geólogo, en forma --

completa y detallada los datos por el derivados e interpreta-  
dos.

Con el actual desarrollo de los métodos de exploración,  
es imposible emprender esta tarea en forma aislada, requerién-  
dose que exista un intercambio continuo, de experiencias y pun-  
tos de vista entre geólogos y geofísicos, así como un completo  
entendimiento por ambos, de los diferentes métodos utilizados\_  
en la exploración petrolera.

Naturalmente que el geofísico y en especial el sismólo-  
go, no es capaz de proporcionar al geólogo datos directos de --  
gran detalle y precisión, de las características geológicas de  
interés petrolero; aunque actualmente se ha alcanzado una reso-  
lución mayor, de la que se pensaba que podía alcanzar el méto-  
do sísmico de reflexión hace algunos años. La simología deli-  
nea las partes estructurales y estratigráficas, las cuales in-  
dican ciertas condiciones favorables para la acumulación de hi-  
drocarburos.

El método sísmico de reflexión constituye actualmente  
la herramienta geofísica más poderosa y resolutive, con que --  
dispone actualmente la exploración petrolera. Este método es  
el tema del actual trabajo.

En el primer capítulo se reseñarán los métodos geológicos y geofísicos con los que cuenta actualmente la exploración petrolera, así como las características afines de la sig mología con otras ciencias. El segundo capítulo trata los -- principios físicos y factores geológicos, que rigen el modo -- de propagación de la onda a través del subsuelo. En el capítulo tercero se examina el sistema sismológico, las diferen-- tes fuentes de energía con las que actualmente se dispone, para aplicaciones de exploración petrolera y las técnicas de -- campo utilizadas para la obtención de registros de campo de -- la mejor calidad posible. En el Capítulo Cuarto se tratan -- las fases principales, realizadas por cualquier paquete común de programas para el procesado de datos sísmicos.

## I.1 RELACION DE GEOFISICA CON GEOLOGIA Y FISICA

Por definición geofísica es la aplicación de las leyes, principios y prácticas de la física, para la solución de los problemas relacionados con el conocimiento de la Tierra.

La ciencia geofísica, surgió de las antiguas ciencias física y geología, siendo su surgimiento impulsado por la creciente necesidad de nuevos métodos experimentales, que la geología necesitaba para solucionar sus nuevos y crecientes problemas relacionados con un conocimiento más objetivo de nuestro planeta; no existiendo límites bien definidos que la distingan de sus dos ciencias impulsoras.

La diferencia entre geofísica y geología, radica principalmente en el tipo de datos con los que inician sus respectivas investigaciones. La geología basa sus investigaciones sobre el conocimiento de la Tierra, en datos obtenidos de la observación directa, en afloramientos de roca y en muestras - obtenidas de pozos. Mientras que la geofísica basa sus investigaciones, en datos obtenidos de la medición de propiedades físicas de la Tierra, observadas en superficie, en pozos y en minas; deduciendo con base a estos datos su interpretación en

términos geológicos.

Si tanto la geofísica como la geología, surgieron de la necesidad del hombre de ampliar sus conocimientos de la Tierra, es lógico pensar que estas dos ciencias no pueden ser competidoras, sino por el contrario ambas ciencias son complementarias, teniendo como objetivo común la ampliación del conocimiento de la Tierra, tanto para fines económicos como académicos. Se tienen por ejemplo casos en que la geofísica es más económica y eficaz en programas de exploración para ciertas áreas; pero en otros casos ha sucedido lo contrario. Aunque en la actualidad ambos métodos de exploración son usados o aplicados conjuntamente para un mejor logro de los objetivos.

## I.2. EXPLORACION GEOFISICA

La exploración geofísica da la pauta para procesar e interpretar los datos obtenidos de la medición, de las propiedades físicas de la tierra, con el objeto de encontrar aplicaciones prácticas de técnicas de exploración, en la búsqueda de acumulaciones económicamente explotables de hidrocarburos, minerales y aguas subterráneas; teniendo también aplicación en construcciones de ingeniería civil como son: búsqueda de

emplazamientos de presas, túneles, grandes edificaciones y en la localización de ruinas arqueológicas.

La prospección geofísica también comúnmente llamada - geofísica aplicada, está dividida en diferentes métodos, cuyos nombres asignados dependen de la propiedad física medida, en la cual están basados sus datos e interpretación. Así tenemos la prospección magnetométrica, la cual basa su interpretación en datos obtenidos de la medición de las propiedades magnéticas de las rocas y de la Tierra; la prospección gravimétrica cuyos estudios están basados en la aplicación de la ley de Gravitación Universal y en la medición de variaciones laterales de la densidad de las rocas, que dan origen a variaciones en la atracción gravitacional; la prospección radiométrica mide las variaciones de las propiedades radiactivas de algunos minerales como: el uranio, torio, potasio, etc.; la prospección eléctrica mide las variaciones de conductividad originadas por corrientes naturales o artificiales; en prospección sísmica se mide el contraste en propiedades elásticas de las rocas; la geofísica de pozos realiza la medición de una gran variedad de propiedades y fenómenos físicos, en las rocas que atraviesan los pozos, tales como: potencial espontáneo, conductividad eléctrica, radiactividad natural e induci-

da, temperatura, densidad y velocidad de ondas sísmicas de alta frecuencia. Una nueva técnica se ha estado desarrollando en los últimos años, llamada sensores remotos, que realiza la medición de la radiación electromagnética de la superficie de la tierra, desde aviones y satélites. Por lo que puede decirse que el geofísico deduce sus interpretaciones, en datos obtenidos de la medición en general de dos clases de fuerzas; - aquellas que son inherentes a la Tierra y aquellas que son introducidas artificialmente. El geofísico no puede controlar a aquellas fuerzas que se encuentran en forma natural presentes en la Tierra y como una consecuencia de esto, las características geológicas que se estudian, en base a la medición de dichas fuerzas, no pueden ser determinadas fácilmente. Sin embargo cuando las fuerzas son introducidas artificialmente, la emisión de energía puede ser controlada, de tal manera que el geofísico puede tener control sobre la resolución y profundidad de investigación, en consecuencia las características del subsuelo, pueden ser determinadas más satisfactoriamente.

Existe un objetivo primario común a todos los métodos geofísicos y éste es el de buscar anomalías. Esto es, buscar las desviaciones y contrastes de propiedades físicas, que se apartan de las características físicas uniformes de un área -

determinada y a su vez, cuando la fuente de tal anomalía, entre más profunda esté, será más difícil reconocerla como tal; a causa de la contaminación de interferencias (ruido) o efectos de otras características físicas de la Tierra. Una anomalía tiende a hacerse más pequeña, cuando la distancia entre la fuente de la anomalía y el punto de su medición se incrementa. Es por esta razón que cuando la fuente de la anomalía es somera, ésta produce una anomalía de gran magnitud detectable en una área limitada. Por lo que puede concluirse que los detalles de medición requeridos para situar una anomalía, muestran ser compatibles con la profundidad de la fuente que le da origen, así como también la sensibilidad requerida de los instrumentos de medición, se muestra afectada por esto.

Los datos con los que el geofísico trabaja, para deducir su interpretación, se ven generalmente afectados por señales extrañas que no son de interés; las cuales en parte son eliminadas durante el registro de datos o por filtros especiales aplicados durante su procesado. Cuando son reconocidas como tales.

Aunque la interpretación de datos geofísicos muestra ser ambigua, algunas de las veces; ya que éstos dan origen a diferentes configuraciones, para una misma anomalía. Sin em-

bargo el geofísico siempre debe mostrarse optimista al deducir su interpretación, basándose en hipótesis que cumplan un conjunto de objetivos predeterminados y haciendo uso de datos de otras fuentes (geofísicas y geológicas); integrando todo esto, dentro de un criterio geológico basado en su experiencia.

Las características geológicas afectan de diferentes formas a diferentes clases de datos geofísicos; razón por la cual diferentes métodos geofísicos, son generalmente aplicados en el estudio de una área, principalmente para fines mineros, petroleros y geotécnicos. En exploración petrolera los métodos: magnético, gravimétrico y sísmico son aplicados generalmente en esa secuencia, la cual es también el orden de costo relativo de cada método por área cubierta. Aunque recientemente se ensaya con el método magnetotelúrico.

### I.3.- EXPLORACION PETROLERA.

La exploración petrolera en una región, sigue la secuencia lógica de un estudio de características geológicas expuestas en la superficie, a las no expuestas y ocultas en el subsuelo.

Geológicamente un yacimiento petrolero, es un complejo de roca permeable, que contiene una acumulación de hidrocarburos, bajo un conjunto de condiciones geológicas que evitan su escape, debido a fuerzas de gravedad y capilares.

Los numerosos tipos de receptáculos existentes, se deben a una gran variedad de factores estructurales, estratigráficos y combinaciones de éstos, por lo que resulta difícil -- llegar a una división sistemática de dichos yacimientos. Las primeras clasificaciones que se hicieron, tomaron en cuenta -- principalmente las condiciones estructurales, siendo estas -- las que dominaron en los primeros yacimientos descubiertos. -- Sin embargo, más tarde se le dio su debida importancia tam--- bién al criterio estratigráfico, el cual se ha visto es muy -- importante en muchos yacimientos; y son tal vez estas condi-- ciones geológicas las que predominen en la mayoría de los ya-- cimientos, que aun no han sido descubiertos.

Esto condujo a un sistema de clasificación basado en las características geológicas principales atribuibles a la -- acumulación de hidrocarburos.

Siendo dicha clasificación la siguiente:

- Yacimientos en trampas estructurales
- Yacimientos en trampas estratigráficas
- Yacimientos en trampas combinadas.

Los métodos que actualmente son aplicados, para la de terminación de las características estructurales y estratigrá ficas del subsuelo son:

- Métodos geológicos
- Métodos geofísicos.

La exploración geológica en general, consiste de un - examen sistemático de una región, con la finalidad de obtener información con propósitos económicos o puramente académicos. En el caso de la exploración petrolera, el primer objetivo del geólogo, es el de buscar las características especiales que - permitan inferir la posibilidad de existencia de hidrocarbu-- ros, cuyo criterio está basado principalmente en trabajos de:

a) Geología Superficial. Estudio e interpretación de afloramientos de roca, formas topográficas y algunos otros da tos los cuales son usados en la construcción de secciones y - mapas geológicos , con el objeto de deducir las característi-- cas geológicas del subsuelo.

b) Geología del Subsuelo.- Estudio e interpretación de los datos obtenidos principalmente de pozos y cuyo objetivo es deducir las características geológicas de la columna sedimentaria, como son: columna estratigráfica, contenido faunístico, geología histórica, litología y características estructurales; mediante la correlación de los datos pertenecientes a diferentes pozos.

Por lo que puede decirse en particular, que la geología del petróleo tiene como objetivo el empleo de los métodos geológicos en la exploración y explotación de los yacimientos de hidrocarburos, incluyendo los datos proporcionados por los diferentes métodos de exploración geofísica e investigaciones geoquímicas.

Los grandes logros tecnológicos y científicos acaecidos en los últimos años y la creciente demanda de hidrocarburos en el mundo moderno, han dado un gran impulso al desarrollo de los diversos métodos de exploración geofísica, lo cual ha venido a ayudar a subsanar las crecientes dificultades de los métodos geológicos, y de las antiguas técnicas de los diferentes métodos geofísicos, aplicados para la localización de yacimientos petrolíferos, los cuales cada día son menos y más difíciles de localizar.

Hasta hace algunos años, los métodos geofísicos empleados en exploración petrolera, estuvieron encaminados a la localización de estructuras geológicas en el subsuelo (trampas estructurales), favorables para la acumulación de hidrocarburos. Sin embargo en los últimos años, gracias al gran desarrollo alcanzado en las técnicas y equipo de registro y procesamiento de datos sísmicos, es posible definir ahora con mayor precisión las dimensiones y profundidad de las estructuras geológicas y algunas otras características litológicas y estratigráficas de la columna sedimentaria, mediante la aplicación de las nuevas técnicas sísmicas como lo son: la técnica de punto brillante (Bright Spots) y la técnica tridimensional. Los métodos geofísicos empleados en la exploración petrolera son los siguientes:

a). Prospección Magnetométrica. Es uno de los métodos geofísicos más económicos, con el que actualmente se pueden investigar grandes áreas muy rápidamente. Consistiendo este método, en la medición de la intensidad magnética de la Tierra; cuyas mediciones obtenidas, una vez filtradas y corregidas en forma conveniente, pueden ser interpretadas con la finalidad de determinar los rasgos regionales y otras características del basamento, las cuales pueden influir en el com-

portamiento estructural de los sedimentos suprayacentes.

b) Prospección Gravimétrica.- Consiste en la medición y preparación de planos de la fuerza gravitacional, en diferentes puntos de la superficie de la Tierra, con el fin de determinar las variaciones laterales de la atracción gravitacional. Dichas variaciones laterales en la atracción gravitacional, están asociadas a cambios laterales de la densidad de las rocas. Muchas estructuras dan origen a deformaciones en la distribución normal de la densidad en el subsuelo, lo cual origina en el campo gravitacional terrestre, anomalías que pueden ser relacionadas a la configuración estructural de la columna sedimentaria.

c). Prospección Sismológica.- Método utilizado para determinar las características estructurales y litoestratigráficas, de las formaciones rocosas del subsuelo; mediante la generación de ondas elásticas en un punto sobre o cercano a la superficie del terreno (generalmente mediante el empleo de pequeñas cargas de dinamita) registrando los tiempos requeridos para que cierto tipo de ondas sísmicas, sigan determinadas trayectorias, desde el punto fuente a los diferentes puntos de recepción. Dichas trayectorias dan origen precisamen-

te a los dos métodos existentes en prospección sísmológica, -  
siendo estos los siguientes:

- En sísmología de reflexión las trayectorias de las ondas de interés, es principalmente vertical y es el método geofísico mayormente empleado en la exploración petrolera y con el que se obtiene la más alta resolución espacial, de las características estructurales y litoestratigráficas del subsuelo.
  
- En sísmología de refracción las trayectorias de las ondas de interés, son principalmente horizontales. Aunque el método no proporciona gran información estructural, en cambio si proporciona información acerca de las velocidades de los estratos; lo cual permite, con ciertas limitaciones, su identificación geológica.

d). Registros Geofísicos de Pozo.- Los registros tomados en pozos perforados con fines petroleros, tienen como --- principal objetivo la medición de diferentes propiedades físicas, de las formaciones rocosas atravezadas por el pozo. La medición de las diferentes propiedades físicas son graficadas en función de la profundidad, pudiendo ser su interpretación

cualitativa o cuantitativa. Algunos de estos registros geofísicos de pozo son: microregistros eléctricos, de inducción, -sónico, densidad de formación, neutrón, etc.

Para el geólogo petrolero estos registros tienen gran aplicación y valía en la determinación de la porosidad, permeabilidad, contenido de fluidos, litología, etc.; ayudándole a deducir una evaluación del yacimiento; además lo capacitan frecuentemente para distinguir el aceite del gas, con el auxilio de estos registros. Al sismólogo únicamente le interesan los registros de densidad y sónico, los cuales utiliza para la construcción de los sismogramas sintéticos, que le son de inapreciable ayuda en la identificación de las formaciones, mediante la correlación de sus datos (sección sísmica, con el sismograma sintético) en la etapa interpretativa.

En exploración petrolera el localizar un yacimiento de hidrocarburos, implica investigar y deducir cómo y cuando se formó, así como conocer los mecanismos de migración de hidrocarburos, al lugar donde se entrampan; entender la geología estructural e histórica, que forman el marco tectónico sedimentario de la cuenca en investigación. La tarea del geofísico es exponer en forma completa y detallada la interpreta--

ción de los datos por él obtenidos, ante el geólogo petrole--ro. Por lo que no es posible emprender esta tarea enorme, en forma aislada, sino por el contrario debe de haber un inter--cambio continuo de puntos de vista entre geólogos y geofísi--cos, así como un entendimiento en relación a los diferentes - métodos de exploración y los requisitos que deben ser cumpli--dos desde el punto de vista de explotación petrolera.

#### I.4.- RELACION ENTRE SISMOLOGIA DE TERREMOTOS Y PROSPECCION SISMOLOGICA.

Un terremoto es la liberación repentina de esfuerzos\_ acumulados (liberación repentina de energía en forma de onda\_ sísmica o elástica), a causa de la acción de fuerzas natura--les, que se originan en el interior de la Tierra. La profun--didad a la que se originan los terremotos, ha dado origen a - su siguiente clasificación básica: los terremotos de foco so--mero ocurren entre los primeros 60 Km. de profundidad en la - corteza terrestre; los de foco intermedio ocurren entre 60 y 300 Kms. de profundidad; y los de foco profundo ocurren entre 300 y 700 Kms. de profundidad.

La tectonofísica (tectónica de placas) ha suministra--do una explicación sobre el por qué de la distribución de los

terremotos. Esta teoría considera a la corteza, dividida en una serie de placas rígidas, las cuales están sufriendo un movimiento lento y continuo, cada una con respecto a las otras. Los procesos de mayor actividad geológica, tales como vulcanismos y terremotos, están concentrados cerca de los contornos limitantes de estas placas, en donde se acumularán esfuerzos que originan fricciones, al oponerse placas adyacentes, a moverse una con respecto a las otras.

La energía liberada en forma de onda, cuando un terremoto ocurre, viaja a través del interior y superficie de la Tierra, permitiendo ser registrada por sismógrafos distribuidos en todo el mundo. De los análisis realizados en los registros de estas ondas, es posible que se infiera la estructura de la Tierra y algunas veces los mecanismos que dieron origen al terremoto.

Como ciencia, la sismología se inició aproximadamente en el año de 1880, con el desarrollo del sismógrafo, mediante el cual se lograron medir cuantitativamente, las ondas generadas durante los terremotos y deducir algunas otras características inherentes a ellos.

Cuidadosos estudios de las características de las ondas

ferentes clases de ondas elásticas, registradas durante un terremoto, ayudaron a definir una clasificación de éstas diferentes ondas y a deducir también las diferentes trayectorias, que éstas siguen en su paso a través del interior de la Tierra. Aunado a esto, el desarrollo de principios propios, apoyados con la aplicación de las leyes y principios de la más antigua ciencia, la física. Todo esto dio origen a un amplio y bien definido desarrollo de la teoría sobre la estructura de la Tierra, definiendo ideas de las propiedades físicas del interior de ésta; motivando el desarrollo de equipo instrumental sismológico más sensible y exacto.

Aunque las bases teóricas generales de prospección sísmica, tienen mucho en común con aquellas de sismología de terremotos. Las características de las ondas elásticas que a cada una de estas ramas de la geofísica interesa, son diferentes. Mientras que las ondas originadas por fuentes naturales que originan los microsismos, tienen períodos por lo general de 2 a 10 segundos; los períodos de las ondas registradas durante un terremoto, alcanzan hasta los 60 segundos; las explosiones nucleares que también son registradas por las estaciones sismológicas, tienen períodos de más de 40 segundos. Por otra parte, las ondas generadas artificialmente y que son re-

registradas en prospección sismológica, tienen períodos muy cortos, que van desde milésimas a décimas de segundo; lo cual hace que el diseño de los instrumentos utilizados en exploración sismológica, sean diferentes, de los utilizados en las estaciones sismológicas. Además, teniendo que ser portátiles y poseer robustés para soportar manejos severos y violentos. También otra característica muy importante en la exploración sismológica, es que la fuente de energía es controlable y movable.

#### I.5.- SISTEMAS DE DETERMINACION DE LA DISTANCIA MEDIANTE EL USO DEL ECO.

Si alguien grita en la dirección de un barranco o hacia una superficie reflectora de sonido, oirá que su grito regresa del barranco. Lo que sucede en realidad, es que las ondas sonoras generadas por el grito, se propagan a través del aire, hasta que chocan contra el barranco; allí se reflejan y parte de ellas regresan al punto de su origen, donde la persona es capaz de oír su eco. Transcurre cierto lapso de tiempo, entre el instante en que se origina el sonido y el momento en que es percibido el eco; debido a que las ondas sonoras se desplazan a través del aire, a una velocidad aproximada de 330 m/seg... Cuanto más alejada esté la persona del barranco,

mayor será el lapso de tiempo. Si por ejemplo se encuentra a una distancia de 330 metros del barranco ante el cual grita;-- transcurrirán cerca de dos segundos (tiempo de reflexión), antes de oír el eco; es decir, un segundo para que la onda alcanzara el barranco y otro segundo para que volviera.

Si se construyese un sistema para transmitir y recibir el sonido; los principios del eco y el conocimiento de la velocidad del sonido, se pueden utilizar para determinar la dirección, distancia y altura del barranco.

Los sistemas para la determinación de la distancia mediante el uso del eco son: radar, sonar, lorán, tacán y prospección sísmica.

El sistema mayormente conocido es el radar, el cual -- tiene diversas aplicaciones; siendo las más comunes: tácticas de defensa militar, determinación de la velocidad de vehículos en las carreteras, aviación civil, etc.

Los equipos de radar usan una onda de radio, cuya frecuencia es extremadamente alta. La energía emitida por un radar, es similar a la que envía un transmisor común de radio. Aunque una estación de radar posee una característica especial que la diferencia de una estación de radio; esto es que capta

sus propias señales, detectando objetos tales como: aviones, barcos, etc.; aún en la obscuridad, niebla o tormenta.

Las antenas direccionales empleadas en equipo de radar, transmiten pulsos cortos y reciben sus ecos, luego transmiten otros pulsos y reciben sus ecos; este ciclo de emisión-recepción se repite de 60 a 400 veces cada segundo, dependiendo del diseño y uso del aparato. Si la onda choca contra un objeto, tal como un avión, barco, un edificio o una montaña; parte de la energía regresará como onda reflejada. Si el cuerpo posee dimensiones mucho mayores comparadas con un cuanto de longitud de onda, de la energía transmitida, retornará un eco intenso (pero solamente una fracción de la energía emitida) a la antena; si el objeto es más pequeño, la energía reflejada será menor y el eco también será débil. Si la energía se envía al espacio libre, sin que encuentre un obstáculo, no se reflejará energía al receptor, por lo que ésta se desplazará por el espacio, perdiéndose para todo propósito práctico.

Las ondas de radio se desplazan a la velocidad de la luz, aproximadamente a 300,000 m/seg.

Muchos animales localizan la dirección de origen o de

reflexión del sonido, con mucha mayor precisión que el hombre, y es principalmente por el inapreciable valor que tiene la extensión del límite superior de la banda de frecuencia de audición, para el mejor aprovechamiento de la información transmitida por el aire. El oído humano es sensible a sonidos que tengan frecuencias aproximadamente de 16 a 20,000 Hz.; los gatos perciben sonidos hasta de 50,000 Hz y los murciélagos hasta de 120,000 Hz.

Un sonido de muy alta frecuencia emitido por los murciélagos, puede ser reflejado por pequeños objetos o animales tales como los insectos. Estos datos de reflexión son procesados por su fantástico cerebro; permitiéndole evitar obstáculos, atrapar insectos en pleno vuelo, etc; por lo que puede decirse que estos animales son "todo oídos" y que tienen imágenes auditivas, como nosotros tenemos imágenes visuales.

El método de exploración sísmica pertenece también a los sistemas de determinación de la distancia mediante el uso del eco puesto que este método geofísico incluye: transmisor (fuente de energía sísmica) y receptor del eco (detectores); - determinando la distancia a objetos (horizontes reflejantes), - mediante la medición del lapso de tiempo, entre el instante de

emisión de energía desde un punto fuente sobre o cercano a la superficie y el instante de su recepción en diferentes puntos de la superficie, después de haber sido reflejada por los diferentes estratos del subsuelo. Haciendo notar que la sismología de terremotos, no pertenece a los sistemas de la determinación de la distancia mediante el uso del eco.

#### I.6.- PROSPECCION SISMICA.

Los primeros equipos sismológicos, empleados por la industria petrolera en México, fueron los sismógrafos mecánicos en el año de 1922, con los que se efectuaron los primeros trabajos exploratorios geofísicos, en el estado de Veracruz, en la localidad de Naranjos.

La prospección sísmica en la actualidad es la actividad geofísica más predominante en la exploración petrolera y es la que suministra la información más exacta de aquellas partes de la Tierra, que no pueden ser examinadas directamente, de una manera económica.

A causa de que las rocas poseen propiedades elásticas, es posible que transmitan ondas elásticas, las cuales pueden ser originadas artificialmente, en un punto cerca o sobre la

superficie del terreno, por alguna de las diferentes fuentes de energía sísmica, y por la misma naturaleza elástica de -- las rocas, las deformaciones producidas por la fuente, en la roca circundante. Estas se propagan viajando radialmente hacia afuera, alejándose de la fuente. Las deformaciones en forma de onda, viajan a través de los diferentes estratos li tológicos, que poseen propiedades elásticas diferentes, lo - cual influye para que las características originales de la - onda sufra cambios tales como: cambios de fase, amplitud, di rección de propagación, contenido de frecuencias, contenido\_ de energía, etc. Estas ondas son registradas en diferentes\_ puntos de la superficie, por arreglos de geófonos después de haber sido reflejadas, refractadas o difractadas en su trans misión a través de los diferentes estratos de roca; llevando información, de la disposición y características de transmi- sión de éstos. El dato obtenido es la medición exacta del - tiempo de reflexión (tiempo que la onda utiliza en viajar a través de la tierra, desde la fuente hasta su llegada a los\_ geófonos como evento) de las ondas sísmicas, aunque la aten- ción de los últimos años se ha dirigido hacia la medición y análisis de otras características tales como: amplitud, fa- - se, frecuencia, forma de onda, etc., que en combinación con\_ registros de velocidad en pozos y sísmogramas sintéticos, --

nos permiten conocer algunas características geológicas de tipo litocstratigráfico, así como la posición de los diferentes horizontes geológicos reflejantes, desde el punto de vista de la acumulación económica de hidrocarburos.

La exploración sísmica está dividida en dos métodos: - reflexión y refracción. Como ha se mencionó anteriormente, - dicha clasificación está basada en la trayectoria del evento, si es principalmente vertical u horizontal. Siendo la exploración sísmica de reflexión, el único método tratado en este trabajo.

El geofísico está principalmente interesado con el -- problema de obtener y representar los datos de reflexión tan exentos y libres como sea posible de adulteraciones y ruidos, los cuales deberán ser reconocidos y atenuados como tales. En la práctica la interpretación alcanza un grado de unicidad - bastante aceptable, si el intérprete tiene un criterio geoló - gico bien establecido, y es precisamente en la interpreta--- ción donde se puede observar con más claridad, la valiosa re - lación complementaria de geología y geofísica,

En cuanto a los instrumentos empleados en operación - terrestre están; los detectores de energía sísmica (geófonos)

los cuales son predominantemente del tipo electrodinámico. Una bobina moviéndose en un campo magnético uniforme, genera un voltaje proporcional a la velocidad del movimiento relativo entre la bobina y el campo. Frecuentemente la bobina es el elemento inercial, que tiende a permanecer en reposo. Cuando la caja y el elemento magnético se mueven, en respuesta al paso de la onda sísmica, teniendo únicamente un solo grado de libertad, siendo sensible únicamente al movimiento vertical, con la finalidad de detectar principalmente un solo tipo de onda (longitudinal); aunque en los últimos años se ha estado investigando sobre el tipo de información que se obtiene del análisis de registros de un cierto tipo de ondas polarizadas transversales SH, para lo cual los geófonos deben ser sensibles únicamente al movimiento horizontal (Kenneth, 1978).

Los detectores son normalmente conectados en grupos (arreglos) y plantados sobre una distancia; cuyas características de plantado y conexión, dependen de las características geológicas imperantes en el área de estudio.

La señal de los detectores, es transmitida al equipo de registro (sismógrafo), a través de un cable sísmico o por medio de una señal de radio (telseis), en donde es amplificada

da y filtrada, antes de ser grabada en cinta magnética, en formato digital; siendo también posible que la señal pueda ser reproducida en papel (sismograma), inmediatamente después de haber sido registrada, con la finalidad de apreciar cualitativamente la clase de información obtenida.

En la actualidad los sistemas de registro cuentan con varios canales. Desde hace 10 años aproximadamente han sido muy comunes los sistemas de 24 y 48 canales, aunque en la actualidad están en uso sistemas con 1024 canales en la exploración marina. En aplicaciones de ingeniería civil, mineras y aguas subterráneas se emplean de 1 a 12 canales.

Las cintas conteniendo los datos grabados en el campo, son enviadas a centros de procesado, donde los analistas les aplican diferentes programas de computadora, todos ellos dirigidos al mejoramiento de la relación señal-ruido, obteniéndose finalmente de todos los procesos, una sección sísmológica, generalmente en presentación de área variable con la cual trabaja el intérprete.

Diferentes fuentes de energía son aplicadas actualmente para la generación de energía sísmica. La fuente clásica de energía ha sido la explosión de una carga de dinamita, colg

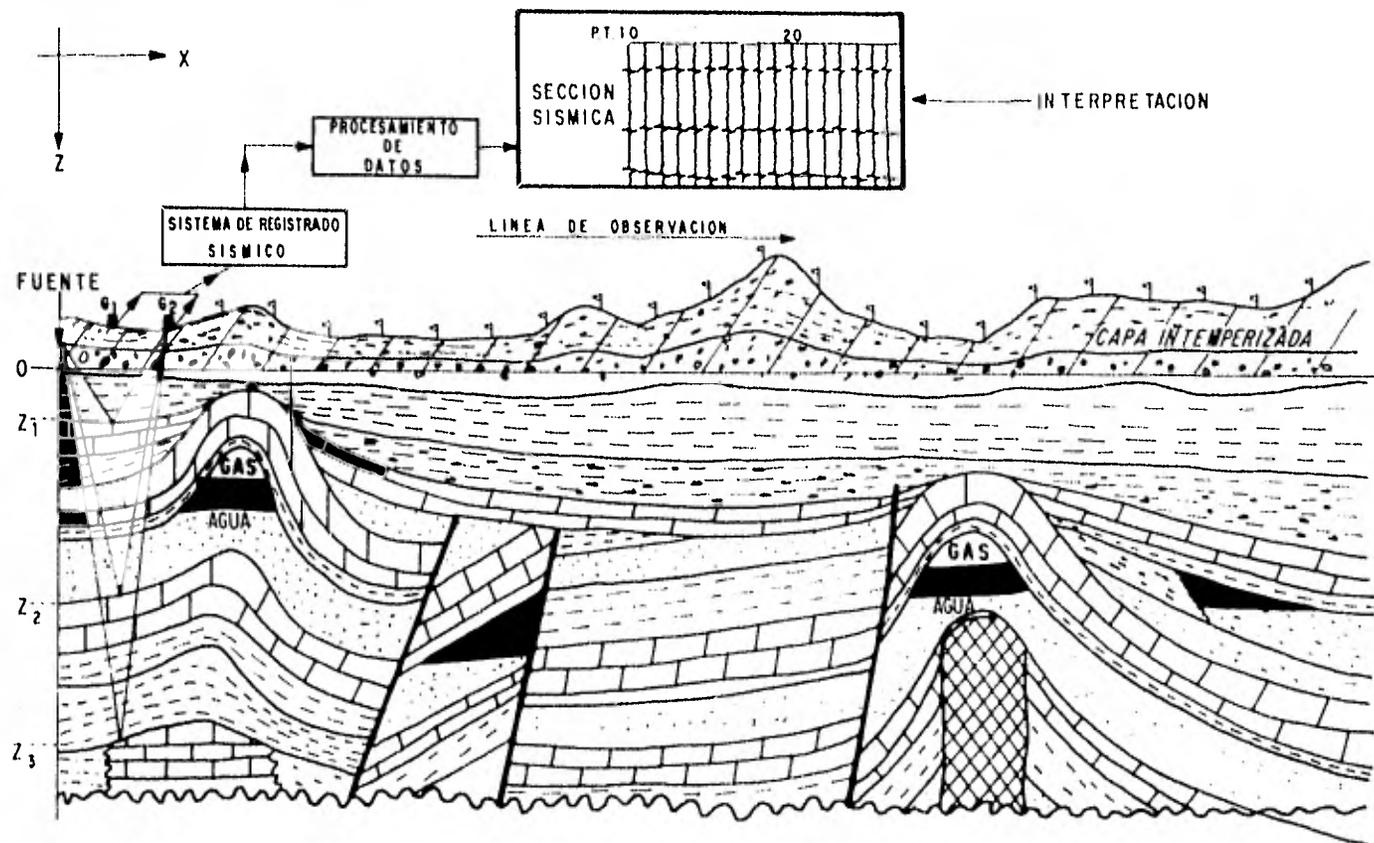


FIG. I-1) SECCION TRANSVERSAL A TRAVES DE LA LINEA SISMICA EN DONDE LAS COORDENADAS DE LOS PUNTOS DE REFLEXION  $Z_j$  SON DETERMINADAS POR SISMOLOGIA DE REFLEXION

cada en un pozo (punto de tiro). La explosión de una mezcla de gases en una cámara cerrada, la caída de un peso; una --- fuente oscilatoria electromecánica es también usada, mediante la cual se introduce un tren de onda largo, cuya frecuencia varía linealmente (barrido), de tal forma que eventos re flejados no pueden ser reconocidos individualmente, sin un - procesamiento especial subsecuente (correlación), cuyo efecto es el de comprimir el barrido y producir esencialmente el mismo resultado que el de una fuente impulsiva.

La figura I-1, es un diagrama mediante el cual se --- ilustran las características del método, el cual es diseñaa-- do para obtener una sección sísmica bajo la línea de observa-- ción, que nos permita trazar con suficiente detalle la confi-- guración estructural y algunas otras características geológi-- cas, favorables para la acumulación de hidrocarburos. La -- fuente y los detectores yacen en la superficie y de manera - similar al radar, el método mide el tiempo que la energía -- sísmica tarda en alcanzar a los geófonos, desde la fuente; - sin embargo el medio por el cual viaja la energía sísmica es heterogéneo y estratificado, sujeto a toda clase de disconti-- nuidades, tales como discordancias, plegamientos y fallamien-- tos, sumándole además la capa superficial intemperizada de -

baja velocidad y de espesor variable, sujeta a grandes fluctuaciones en sus propiedades, contrastando con las propiedades elásticas de la roca consolidada. Algunas trayectorias simples han sido trazadas, desde la fuente a los diferentes geófonos "G", haciendo inmediatamente obvio, que en ningún momento una onda reflejada es recibida en cada uno de los geófonos para un pulso simple emitido por la fuente; ya que cada cambio en las propiedades elásticas de los estratos, dará origen a una reflexión. Semejante a la situación en radar, cuando varios obstáculos o blancos están colocados en serie, dando origen cada uno de ellos a un eco, de un pulso simple emitido por la fuente. Presentándose el fenómeno de dispersión en la situación sísmica, además de otros fenómenos y diferentes tipos de ondas (ruidos), las cuales interfieren en la identificación de las reflexiones.

El problema más simple en la mayoría de los trabajos de exploración sísmica, es el de situar la posición de los horizontes reflejantes, verticalmente bajo la línea de observación. Dicho en otras palabras, se desea determinar las coordenadas  $(X_i, Z_i)$  de los horizontes reflejantes, con respecto a un nivel de referencia predeterminado. Por lo que se ve claramente, que los tiempos de reflexión registrados -

inicialmente en el campo, deben de ser corregidos por: elevación con respecto al nivel de referencia, por el tiempo que tarda la onda en pasar a través de la capa intemperizada y por el efecto geométrico introducido a causa de que la fuente y los geófonos no están localizados en una misma estación. Una sección sísmica consiste de un gran número de trazas verticales, cada una de las cuales muestra las variaciones con respecto al tiempo (escala vertical) de la energía recibida. Los números localizados a lo largo del eje horizontal, representan puntos de observación en la superficie, cuya localización física se conoce perfectamente por levantamiento topográfico, por lo que cualquier indicio geológico favorable para la acumulación de hidrocarburos que aparezca en la sección sísmica, puede ser inmediatamente relacionado a puntos situados en la superficie del terreno, para así situar una posible localización de un pozo petrolero. Cualitativamente hablando, la sección sísmica es la primera indicación de la configuración ya que, por razones que serán discutidas en el último capítulo, la figura geológica representada en la sección sísmica, no es del todo verdadera en algunos aspectos. La sección sísmica ha sido en principio, buena para mostrar las características estructurales, sin embargo la calidad de ellas ha mejorado en los últimos años, de acuerdo a los avances acaecidos en

las técnicas de procesamiento, de tal forma que en la actualidad las secciones pueden mostrar algunas características litológicas y estratigráficas.

El geofísico debe de estar en continuo contacto, con las operaciones de campo y con los analistas de los centros en donde se procesan sus secciones, para así asegurarse que su interpretación estará apoyada en datos lo mejor posible -- obtenidos. Aunque las etapas de interpretación comienzan -- cuando el geofísico recibe la sección del centro de procesamiento.

El geofísico al recibir una sección, primeramente examina, la calidad y continuidad de los eventos reflejados; pasando posteriormente a su identificación (que formación le corresponde a cada uno de los eventos reflejantes), auxiliándose para ésto con el sismograma sintético, si es que la línea atravieza algún pozo o ligando los diferentes horizontes reflejantes, en los cruces con otras líneas, donde el geofísico ya tiene identificados y controlados a éstos en las secciones de estas líneas ya interpretadas. La lectura de los tiempos de reflexión de los diferentes horizontes de interés, se hace cada cierta distancia (cierto número de PTs,), dependiendo del criterio del geofísico; respetándose esta --

distancia seleccionada, para todas las secciones del prospecto. Estas lecturas se pasan a planos para su configuración -- (un horizonte en cada plano), y cuya configuración es una representación tridimensional que el intérprete hace en base a un criterio geológico plausible de sus datos. Características no estructurales pueden ser adicionadas a los planos configurados o pueden ser indicadas en planos separados. Todo lo anterior es discutido con el geólogo petrolero, con el fin de tomar una decisión definitiva, desde un punto de vista común a las dos disciplinas, respecto a la planeación de programas de mayor detalle o la localización de un pozo.

#### 1.7.- OBJETIVOS GEOLOGICOS.

La palabra petróleo (del latín petroleum; petra-piedra y oleum-aceite) significa aceite de piedra.

El petróleo es una mezcla compleja de hidrocarburos, siendo estos últimos una combinación de carbono e hidrógeno; - conteniendo en algunas ocasiones impurezas mezcladas tales como: oxígeno, azufre y nitrógeno.

No se conoce con precisión como se forma el petróleo en el subsuelo. Esto ocasionó que diferentes teorías sobre el origen del petróleo surgieran, alineadas en dos principales -- ramas.

Las que le atribuyen un origen orgánico y aquellas que apoyan un origen inorgánico. Sin embargo, estudios recientes de laboratorio, en donde se han analizado núcleos de rocas petrolíferas, parecen confirmar un origen orgánico, ya que se han encontrado ciertas propiedades ópticas, que sólo se localizan en la materia orgánica. Por otro lado el contenido de nitrógeno y otras sustancias en el petróleo, sólo pueden proceder de materia orgánica; apoyada esta teoría también por el hecho de que la mayor parte de los yacimientos descubiertos en el mundo, se localizan en lugares que fueron ocupados por lagos y mares hace millones de años. Los yacimientos petroleros se localizan generalmente en rocas porosas de origen sedimentario; principalmente rocas clásticas (conglomerados, areniscas y lutitas fracturadas) y rocas de origen químico-biológico (calizas y dolomitas); las primeras compuestas predominantemente de material detrítico y las segundas constituidas principalmente de material formado por medio de agentes químicos y biológicos; asumiendo los tres estados físicos de la materia: sólido, líquido y gaseoso; dependiendo de su composición, temperatura y presión a que se encuentra confinado.

El petróleo no se encuentra uniformemente distribuido en el subsuelo, el sitio en el que se encuentra una acumulación de hidrocarburos, depende de las leyes que rigen su mi-

gración hacia las rocas almacenadoras, Por desgracia dichas leyes no son totalmente comprendidas en la actualidad.

La simple gravedad parece explicar la posición de muchos receptáculos. Esta teoría explica que si existen aceite, gas y agua en una roca almacenadora, el aceite y el gas, al ser más ligeros que el agua, subirán a la parte superior, quedando el gas encima. Si el receptáculo se debe a una trampa formada por un domo o anticlinal cubierto por una formación impermeable, el aceite y el gas se acumularán en la cresta de este tipo de trampa. Esta teoría anticlinal, la cual representa un aspecto de la teoría gravitacional ha demostrado ser una guía valiosa, que ha conducido al descubrimiento de muchos yacimientos.

Otra condición importante en la teoría gravitacional, es la trampa estratigráfica, que se forma cuando en presencia de agua, quedan aprisionados gas y aceite, en una zona de permeabilidad reducida, que impide su migración ascendente. Esta situación se desarrolla por ejemplo a lo largo de antiguas líneas de costa o barras de arena, en donde existe un cambio de facies horizontal, de arenisca a lutita.

El camino ascendente del petróleo y gas a través de

una roca permeable, puede quedar interrumpido por una capa impermeable, en una discordancia o a lo largo del plano de una falla. Las condiciones necesarias para la acumulación de hidrocarburos, pueden reducirse a las siguientes:

1) Capa Madre.- Deben existir rocas generadoras, en que la materia orgánica contenida se haya transformado en petróleo, debido al efecto de la presión y temperatura.

2) Capa almacenadora.- Una roca almacenadora debe ser permeable en forma tal, que bajo presión y fuerza gravitacional, el petróleo pueda circular, a causa de la porosidad y permeabilidad de la roca.

3) Estructura.- El yacimiento debe tener forma de trampa; es decir que la roca impermeable se encuentre dispuesta en tal forma, que el petróleo no pueda seguir migrando hacia las capas superiores, y en esta forma se acumule en cantidad comercial.

En una región que no ha producido petróleo, se deben investigar las tres características antes mencionadas, en base a un estudio regional, para conocer la magnitud de las estructuras y su morfología; así como también sus características sedimentarias, estratigráficas y tectónicas que vienen a

constituir el marco tectónico-sedimentario de la cuenca que se desea explorar.

Si la región presenta manifestaciones superficiales de hidrocarburos, se puede suponer la existencia de rocas madre; en estas circunstancias únicamente se tratará de localizar las condiciones de roca almacenadora, con porosidad y permeabilidad suficiente; la existencia de roca impermeable que impida la migración ascendente del petróleo y las estructuras que favorezcan su acumulación económica.

Si la región es conocida como petrolera, entonces se podrá suponer la existencia de las dos primeras condiciones, quedando únicamente la de localizar estructuras.

Las rocas almacenadoras en las que se ha encontrado petróleo, son de muy diversas edades geológicas que incluyen: Paleozoico (períodos: Cámbrico, Ordovícico, Silúrico, Devónico, Carbonífero y Pérmico), Mesozoico (períodos: Triásico, Jurásico y Cretácico) y del Cenozoico.

## CAPITULO II

## PROPAGACION DE LAS ONDAS SISMICAS

Uno de los conceptos básicos para entender el fenómeno sísmico, es el de conocer y entender las características de propagación de la onda sísmica a través del subsuelo; ya que durante su propagación es cuando la onda (ondícula de Ricker) sufre cambios en su carácter (contenido de frecuencias, amplitud, fase y forma), los cuales al ser correctamente interpretados, revelan algunas de las características físicas de los materiales a través de los cuales la onda viajó. Por lo que la onda que es registrada por los geófonos y grabada digitalmente por el sismógrafo, trae consigo información acerca de las características físicas del subsuelo a través del cual se propagó. Actualmente ha crecido la tendencia de obtener información adicional a los datos tradicionalmente obtenidos (tiempos de reflexión), ya que con el equipo y técnicas actuales de registro y procesamiento de datos sísmicos, es posible preservar con fidelidad el carácter de la onda registrada por los geófonos.

Es fundamentalmente necesario conocer las

características físicas y geológicas, las cuales pueden afectar el carácter de la onda y a la vez cuales de estos cambios pueden ser detectados, para que así sean correctamente interpretados.

#### II.1.- CONCEPTO DE ONDA.

La idea de onda es uno de los conceptos más útiles de la Física. El hombre ha observado las ondas a través de todos los tiempos de la humanidad, en el siglo XIV Leonardo da Vinci escribió sus observaciones acerca de las ondas: "El ímpetu es más rápido que el agua, pero frecuentemente ocurre que las ondas desaparecen en el lugar mismo de su creación, mientras que el agua no lo hace".

Claramente Leonardo da Vinci nos hace ver de manera indirecta, que cuando una onda viaja a través de un material, lo hace únicamente transportando energía, mientras que las partículas permanecen estacionarias.

La Física estudia toda clase de ondas; las ondas de los terremotos que son investigadas por los sismólogos; las ondas y olas en los océanos, lagunas y estanques; las ondas sonoras que viajan a través del aire; ondas mecánicas en resortes sujetos a tensión; ondas electromagnéticas, que cons-

tituyen la luz y el calor y que también constituyen la clase de ondas que son radiadas por transmisores y recibida por receptores electrónicos. Habiendo una cosa común en estos tipos de onda, y ésto es: que toda clase de onda transporta energía de un punto a otro.

Las ondas electromagnéticas que son emitidas por el sol, y las cuales constituyen la luz y el calor que llega a la Tierra, poseen una energía aproximada de 1 Kilowatt/m<sup>2</sup>; - las celdas solares actualmente pueden convertir un décimo de la energía solar que incide sobre ellas, en energía eléctrica, haciendo posible el funcionamiento y operación de satélites y vehículos espaciales; las antenas transmisoras de televisión, envían ondas electromagnéticas, cuya potencia es de un centésimo de watt y cada una de nuestras antenas caseras de televisión, reciben una diminuta fracción de esta potencia transmitida; las ondas en los océanos, golpean la costa con tremenda energía durante las tormentas, moviendo rocas de varias toneladas de peso; la energía de las ondas sonoras que la voz humana genera, es muy pequeña. Así vemos que las ondas transportan energía de un punto a otro, variando dicha cantidad de un caso a otro.

Semejante a la materia móvil, las ondas poseen momento, siendo esta propiedad difícil de percibir y menos notable que la energía. Cuando las ondas son reflejadas o absorbidas por un objeto, ellas lo empujan ejerciendo una presión instantánea sobre él.

El celebre físico y matemático inglés Clerk Maxwell, autor de la teoría electromagnética de la luz, demostró como una consecuencia de su teoría, que la energía radiante, ejerce una presión sobre las superficies expuestas a ella. La existencia real de esta presión fue establecida experimentalmente por primera vez en el año de 1900, y medida cuantitativamente al año siguiente, empleando un radiómetro. Así cuando la luz del sol incide sobre un pequeño objeto, la fuerza que ejercen las ondas electromagnéticas, pueden exceder a la atracción gravitacional del sol, si la partícula es lo suficientemente pequeña. Como un ejemplo sorprendente de este fenómeno, tenemos el caso de las colas de los cometas, formadas de partículas diminutas que normalmente rodean su cabeza. Cuando el cometa se aproxima al sol, dichas partículas son rechazadas por éste y forman la cola del cometa. Por el contrario, cuando el cometa se aleja del sol, las partículas --

vuelven a su cabeza y terminan precediéndola en su movimiento.

Las ondas tardan un cierto lapso de tiempo en viajar de un punto a otro. Esto es, las ondas se propagan con una cierta velocidad, que depende del tipo de onda y del medio en que se propaga: las ondas que constituyen la luz viajan a una velocidad de 300,000 Km/seg. en el vacío; las ondas sonoras únicamente se propagan en materia ponderable, haciendo a una velocidad de 331 m/seg. en el aire, y este tipo de onda se propaga a velocidades más altas en el agua y sólidos.

Así la energía, el momento y la velocidad son las propiedades más importantes que posee cualquier tipo de onda.

La sismología se interesa únicamente con las ondas sonoras, las cuales se propagan a través de materia ponderable (sólido, líquido y gaseoso), y para tener una idea del movimiento ondulatorio, generado durante la propagación de este tipo de ondas a través de la materia; imaginemos una serie de bolas de acero, unidas entre sí por resortes helicoidales, que reaccionan tanto a su extensión como a su compresión, desarrollándose así fuerzas de atracción y de repulsión entre las bolas, cuando éstas son desplazadas de su posición de --

equilibrio. Por lo tanto si se mueve una de las bolas, las inmediatas a ella se moverán también en el mismo sentido y dirección, pero un tiempo después, debido a su reacción por inercia y a otras fuerzas que actúan sobre ellas, desde bolas adyacentes del conjunto aún sin perturbar. Estas bolas adyacentes y en contacto directo con la primera bola actuarán a continuación, sobre las bolas adyacentes a ellas y así sucesivamente. Después de un cierto lapso de tiempo, la primera bola recobrará su posición original, y cosa análoga harán sucesivamente las restantes; pero luego debido a su inercia continuará su oscilación en dirección opuesta y obligará otra vez al movimiento correspondiente, al conjunto total de bolas. De esta manera la perturbación original se propagará a las partes más distantes del sistema, a menos que su energía sea absorbida por rozamiento o disipada en alguna otra forma. Así la onda ha avanzado, aunque cada una de las bolas sólo se moviera (vibrara) una corta distancia a partir de su original posición de reposo.

Un medio elástico se comporta como si estuviera constituido por un conjunto de bolas (partículas), cuyas fuerzas de atracción y repulsión mutuas, estuviesen completamente equilibradas. Si una de las partículas comienza a vibrar, las inmediatas a ella también lo harán, pero retrasadas en -

cuanto al tiempo, con respecto a la primera. Así el movimiento vibratorio, que de esta forma se genera, es designado con el nombre de movimiento ondulatorio y la forma que en un instante dado toma la totalidad de la perturbación recibe el nombre de onda.

#### II.2.- PROPAGACION DE ONDAS ACUSTICAS.

Al sonido se le puede definir tanto objetiva como subjetivamente. Desde el punto de vista objetivo, el sonido es una forma especial de movimiento vibratorio (onda acústica), que se propaga sólo a través de materia ponderable, ya se presente ésta en estado sólido, líquido o gaseoso, y la cual es originada por una vibración o perturbación producida en el cuerpo sonoro.

Desde el punto de vista subjetivo, el sonido está constituido por un sólo tipo de ondas acústicas llamadas longitudinales; formadas por condensaciones y dilataciones, siendo las únicas deformaciones que pueden ser transmitidas por el aire. Aunque el sonido puede ser originado por cualquier tipo de vibración que se realice en el aire, y estas ondas longitudinales llegan al oído y son transmitidas al cerebro como una sensación. En este sentido no podemos decir que un

árbol que cae en la selva o las ondas longitudinales que son transmitidas a través del subsuelo y siendo registradas por equipo sismológico, en la superficie de la tierra, produzcan sonido, si no hay persona que lo perciba; mientras que en el sentido objetivo de la palabra, el sonido exista en ambos casos, aunque ningún oído lo perciba. Su estudio desde el punto de vista objetivo le interesa a la Física, mientras que su aspecto subjetivo corresponde exclusivamente a los campos de la Psicología y la Fisiología.

Las ondas acústicas pueden ser percibidas o mejor dicho detectadas, no únicamente por el oído, sino por cualquier dispositivo, capaz de absorber las vibraciones y convertirlas en cualquier otra clase de energía o movimiento.

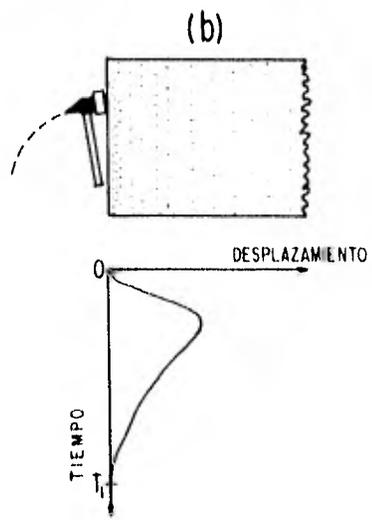
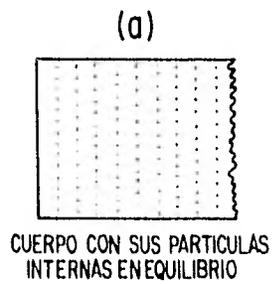
Nuestra discusión hasta ahora se ha limitado a las generalidades de las ondas, desde el punto de vista físico. Sin embargo la sismología se interesa únicamente, con la generación y propagación de las ondas elásticas sísmicas, cuyo estudio constituye una subdivisión de la propagación acústica. Así iniciaremos nuestra discusión sobre ondas sísmicas, diciendo que éstas se propagan en el interior y en la superficie de la Tierra, como diferentes patrones de deformación, viajando a través del material rocoso, con velocidades que

dependen principalmente de sus propiedades elásticas, densidad y en menor proporción de su porosidad, presión, temperatura y de las características físicas del fluido contenido en los poros de las rocas.

### II.3- NATURALEZA DE LA ONDA SISMICA.

La onda sísmica es una onda acústica, la cual es transmitida por un cuerpo sólido (la Tierra). Durante la propagación de esta onda, se verifica un intercambio entre dos tipos de energía: energía cinética representada por el movimiento de las partículas y energía potencial, representada por las fuerzas elásticas intermoleculares (presión).

En general la propagación de una onda acústica involucra el movimiento de millones de partículas, como por ejemplo la propagación de la voz humana en el aire, en donde obviamente los agentes de transmisión son las moléculas del aire. En el caso sísmico, para un medio homogéneo e isotrópico, los agentes de transmisión de energía, serán los granos de roca. Sin embargo el sismólogo, no está interesado en el comportamiento y contribución de cada una de las partículas que interaccionan en la propagación de la energía acústica. Ni



EL GOLPE DADO AL CUERPO SUPERIOR TIENE LAS CARACTERISTICAS DE LA GRAFICA INFERIOR

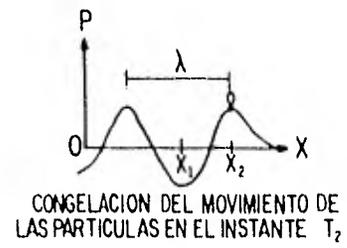
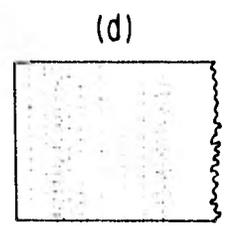
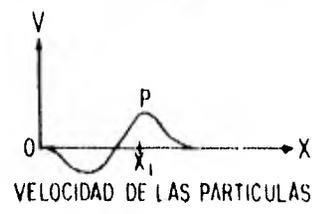
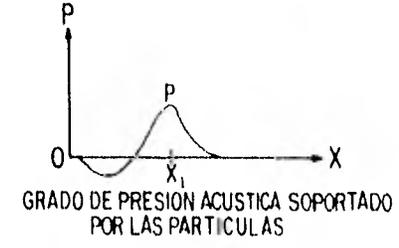
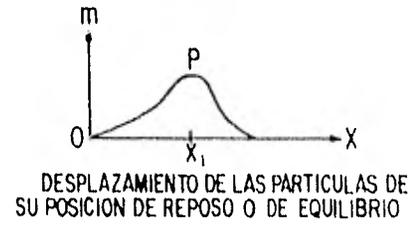
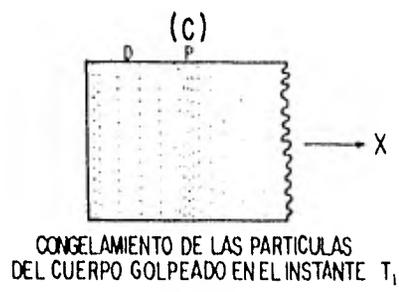


FIG. II-1

aún la onda sísmica se muestra afectada por el comportamiento anormal de una partícula. Sin embargo el comportamiento anormal de un gran número de estas partículas o inhomogeneidades, sí afectan la propagación de la onda y el sismólogo precisamente, está interesado en medir las características de estas inhomogeneidades, inferidas de la observación y análisis del carácter de la onda sísmica.

Tomemos un bloque grande de roca homogénea, en el cual todas las fuerzas elásticas intermoleculares están en equilibrio, por lo que todas las partículas están en reposo. (Fig. II-1a). Si se golpea bruscamente una de sus caras, de tal forma que el desplazamiento sufrido en la superficie golpeada, tenga las siguientes características (Anstey, 1977); el tiempo utilizado para alcanzar su máximo desplazamiento, sea menor que el necesario para retornar a su estado de no deformación (Fig. II-1b). Para poder analizar el fenómeno físico que tiene lugar en la roca, imaginemos que congelamos nuestro sistema en el tiempo  $T_1$ , en el que la superficie golpeada ha retornado a su posición original, Dándonos cuenta con esto, que la zona de compresión originada en la superficie golpeada se ha propagado a través de la roca, seguida por una zona de dilatación (Fig. II-1c). Esto nos hace suponer, que se pueden graficar algunas características de la on

da plana compresional considerada, relacionadas con la distancia "X" a la fuente, como por ejemplo: el desplazamiento - - "  $\eta$  " de las partículas de su posición de reposo, el grado de compresión de las partículas "P" llamada exceso de presión o presión acústica, la velocidad de la partícula.

Observando de estas gráficas, que en la zona de máxima presión acústica positiva (punto "P" de máxima compresión), la velocidad de la partícula tiene un valor grande positivo, comparado con la velocidad de la partícula en puntos vecinos, al frente de este punto "P". Observando también en estos puntos un desplazamiento pequeño, con respecto a su posición de equilibrio; por lo que aunado a la presión y a la velocidad de la partícula, altas positivas, la zona de máxima compresión tenderá a seguirse propagando.

Atrás del punto de máxima compresión, la velocidad de la partícula continúa siendo positiva, pero en menor cantidad. Por lo que esta zona de máxima compresión, tenderá a -- ser reemplazada por una zona de máxima dilatación "D", también propagándose hacia adelante. Repitiéndose esto para el resto de la perturbación.

Si descongelamos el sistema y un instante después lo vol

vemos a congelar y nuevamente graficamos el desplazamiento de las partículas de su posición de equilibrio en el instante  $T_2$ , vemos una onda similar, pero habiendo viajado una distancia:

$$d = X_2 - X_1$$

Como se puede observar en la figura II-ld.

Por lo que si las ondas son similares, es posible seleccionar un punto cualquiera de la onda, como por ejemplo el punto O. Así vemos que el punto O se ha desplazado una distancia  $X_2 - X_1$  en el tiempo  $T_2 - T_1$ , por lo que la velocidad de este punto y por ende, la de la onda, será:

$$v = \frac{X_2 - X_1}{T_2 - T_1}$$

Esta velocidad asociada con un punto particular de la onda, tal como un valle o un cruce con cero, es llamada velocidad de fase. Cuando la onda se mueve sin un cambio en su forma con esta velocidad, se le llama onda no dispersiva. Estas son las ondas de interés para el geofísico.

Algunas veces es conveniente considerar una fuente de energía acústica, que sea capaz de emitir ondas de frecuencia constante. En ese caso es posible concebir la idea

de medir la distancia en el medio, mediante la medición de la distancia entre dos puntos similares de la onda (longitud de onda). Para cualquier frecuencia  $f$  (ciclos por segundo) corresponderá una longitud de onda. Observando que si la onda viaja en un segundo  $f$  unidades, se obtiene la velocidad:

$$V = f \cdot \lambda \quad \text{donde } \lambda - \text{longitud de onda}$$

$$f - \text{frecuencia.}$$

Aunque no es siempre verdadero que ondas de diferente frecuencia viajen a una misma velocidad; por lo que para -- cualquier tipo de onda con frecuencia  $f$ , hay una velocidad --  $V(f)$  que aplicar.

En un medio isotrópico la velocidad es independiente de la frecuencia. Ya que sin esta idealización, la interpretación de los sismogramas sería muy difícil. No siendo lo mismo para las ondas que viajan horizontalmente, cerca o sobre\_ la superficie de la Tierra (ondas superficiales), cuyas ve-- locidades dependen grandemente de la frecuencia (ondas dis-- persivas) debido a la gran heterogéneidad imperante en los - estratos cercanos a la superficie.

Hay que tener clara la distinción existente entre, velocidad sísmica (velocidad a la cual se propaga la onda , lla-

mada en el lenguaje vernáculo geofísico "velocidad de la roca") y la velocidad de la partícula. La velocidad sísmica representa la velocidad con que la energía es transportada, -- siendo expresada en miles de metros por segundo, mientras que la velocidad de la partícula representa el tamaño de la perturbación sísmica, siendo expresada en millonésimas de metro por segundo (Anstey, 1977).

Resumiendo lo anterior podemos decir que las ondas -- sísmicas se definen como una deformación instantánea de un - medio, la cual se transmite como energía elástica, sin que - exista transporte de materia. Las ondas sísmicas se propagan a través y sobre la superficie de los materiales de la Tie-- rra, formando éstos un medio sólido o líquido, con propie--- dades elásticas bien definidas.

#### II.4.- DIFERENTES TIPOS DE ONDAS SISMICAS.

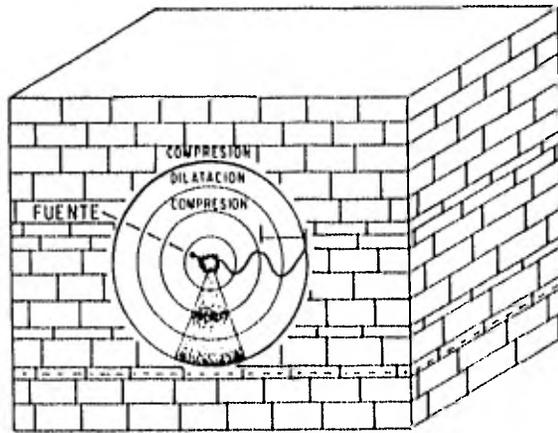
Como ya se mencionó anteriormente, la onda sísmica se define como una deformación instantánea del medio en el cual se transmite, sin que se verifique transporte de materia. La transmisión de energía se realiza a través de un medio sólido o líquido, así como también a lo largo de la superficie - del material sólido cuyas propiedades elásticas están bien\_

definidas y las cuales determinan la velocidad con la cual, la energía sísmica será transmitida.

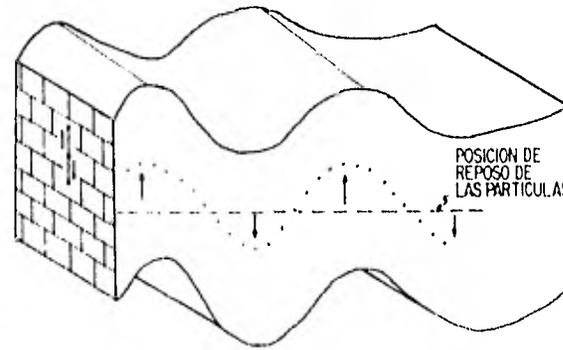
El estudio de las ondas sísmicas, se inicia considerán<sup>do</sup>las como ondas elásticas propagándose en un medio elástico, homogéneo e isotrópico, ya que las inhomogéneidades y anisotropías presentes en la Tierra, pueden considerárseles de dimensiones tales, que permiten hacer varias suposiciones y aproximaciones para fines prácticos.

La forma en que vibran o se mueven las partículas durante la transmisión de energía sísmica, determina el tipo de onda, que se propaga a través del medio. De acuerdo a lo anterior las ondas sísmicas se pueden subdividir en las siguientes dos categorías principales:

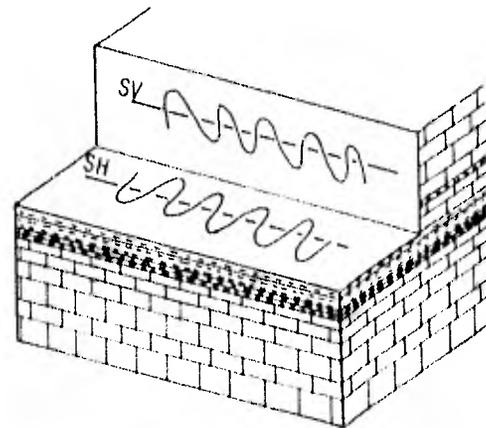
I.- Ondas Internas o de Cuerpo (Tridimensionales)	}	Ondas P = Compresionales = Dilatacionales = Inrotacionales Ondas S = Transversales = Rotacionales = Cizallamiento
II.- Ondas Frontera (Bidimensionales)	}	Superficiales { Ondas Rayleigh Ondas Love De Interfase { Ondas Hidrodinámicas Ondas Stoneley



a) PROPAGACION DE ONDAS LONGITUDINALES.



b) DEFORMACION DE CIZALLADURA AL QUE ESTA SUJETO UN CUERPO AL VIAJAR A TRAVES DE EL UNA ONDA TRANSVERSAL.



c) GEOMETRIA DE LAS ONDAS POLARIZADAS SV, SH.

FIG. II-2).- ONDAS INTERNAS.

Ondas de Cuerpo.- La teoría elástica nos muestra que un cuerpo elástico, isotrópico e infinito, es capaz de transmitir a través de él, dos tipos de ondas elásticas internas u ondas de cuerpo, nombre debido a que únicamente son transmitidas en el interior del cuerpo o medio de propagación. Así si se aplica una presión repentina en un medio elástico -- ideal, como por ejemplo un golpe dentro del medio, dicha -- perturbación dará origen a la propagación de los dos siguientes tipos de ondas:

Ondas Compresionales.- Estas ondas son también conocidas como: ondas de presión, longitudinales, dilatacionales, irrotacionales, primarias u ondas P. Este último nombre es debido al hecho de que este tipo de onda es el primer evento principal registrado durante un terremoto.

El movimiento o vibración de las partículas, asociado con la propagación de este tipo de ondas, es siempre en dirección de la propagación de la onda en el medio, consistiendo de condensaciones y dilataciones alternantes, durante las cuales, partículas adyacentes del medio (sólido, líquido y gaseoso) son compactadas e instantes después separadas (no apareciendo el vacío en ningún momento durante la perturbación), en sucesivos medios ciclos (Fig. II-2a).

La propagación de las ondas longitudinales, es semejante como se observa, a la propagación de las ondas sonoras en el aire. Por lo que un pulso sísmico generado en un medio -- elástico infinito, se expande esféricamente desde su punto - fuente, siempre alejándose de éste, inicialmente como un cascarón o frente esférico de compresión, seguido por otro cascarón esférico de dilatación, y éste a su vez por otro cascarón esférico de máxima compresión. Mostrando así su carácter oscilatorio, antes que la posición de equilibrio o de reposo sea restaurado en el medio.

La teoría elástica muestra que la velocidad de propagación, de las ondas longitudinales, en función de las constantes elásticas y densidad del medio, está expresada por la siguiente ecuación:

$$v_L = \sqrt{\frac{K + 4/3 \eta}{\rho}} = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{\rho} \left[ \frac{1}{1 - \nu^2} \right]}$$

..... Ec.1

donde: E = Módulo de Young,  
 K = Módulo Volumétrico,  
 $\eta$  = Módulo de Rigidez  
 $\nu$  = Relación de Poisson,  
 $\lambda, \mu$  = Constantes de Lamé,  
 $\rho$  = Densidad volumétrica.

Ondas Transversales.- Las ondas transversales son también conocidas como: ondas rotacionales, de cizalla, secundarias u ondas S; este último nombre debido a que es el segundo evento, registrado durante un terremoto.

El movimiento o vibración de las partículas, asociado con la transmisión de esta clase de ondas elásticas, es perpendicular a la dirección en que se propaga la onda, por lo que el interior del cuerpo, es sujeto a deformaciones de cizalladura (Fig. II-2b).

La velocidad de propagación de este tipo de ondas, en función de las propiedades físicas del medio, es expresada por la siguiente ecuación:

$$V_T = \sqrt{\frac{\eta}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{\rho} \cdot \frac{1}{2(1 + \nu)}} \dots \text{Ec. 2}$$

Es evidente de esta ecuación, que las ondas transversales, no se propagan en líquidos; ya que éstos no resisten a la acción de esfuerzos tangenciales ( $\eta = 0$ ).

Evidentemente de las ecuaciones 1 y 2, se observa que la velocidad de propagación de las ondas internas, es directamente proporcional a la raíz cuadrada de la elasticidad e inversamente proporcional a la raíz cuadrada de la densidad,

De lo anterior se esperaría, que en rocas compactas y pesadas, las ondas se propagasen con menor velocidad que en rocas poco consolidadas. Sin embargo ésto no es verdadero, debido -- principalmente al hecho, de que las propiedades elásticas de las rocas, varían en un rango mucho más amplio, que el rango en que varía la densidad y es por ésto que la velocidad de propagación de las rocas, está principalmente controlada por sus propiedades elásticas. En rocas duras, compactas bien cementadas, las ondas se propagan con velocidades más altas, - que en rocas livianas poco consolidadas.

Comparando las ecuaciones 1 y 2, se obtiene la siguiente relación:

$$\gamma^2 = \frac{V_L^2}{V_T^2} = \frac{\eta}{\lambda + 2\eta} = \frac{0.5 - \nu'}{1 + \nu'}$$

De esta ecuación se sabe que  $K$  es siempre mayor que cero y que  $0 < \nu' < 0.5$ . Esto nos dice que la velocidad de las ondas  $P$ , es siempre mayor que la velocidad de las ondas transversales. Puede decirse que  $V_T = 0.70V_L$ . Aunque un valor más real y más comúnmente usado es  $V_T = 0.577 V_L$  para rocas bien consolidadas y  $V_T = 0.45 V_L$  para rocas pobremente consolidadas.

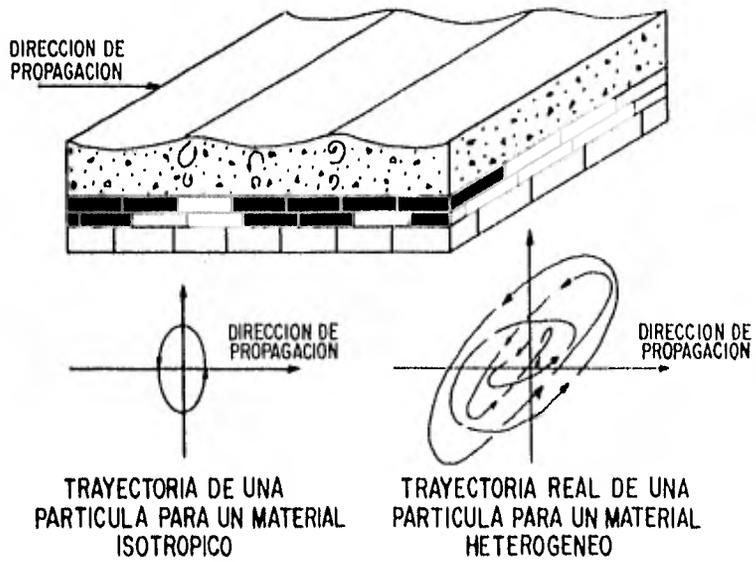
La dirección de vibración de las partículas, al paso de una onda S, puede yacer en cualquier plano perpendicular a la dirección de propagación. Pero si durante el paso de una onda S, todas las partículas vibran en un mismo plano, la onda se llama polarizada, en la dirección de dicho movimiento. Para mediciones cercanas a la superficie del terreno y para una trayectoria; si el plano de vibración es horizontal, o sea la vibración se verifica paralelamente a la superficie del terreno, se tendrá una onda polarizada SH y cuando el movimiento de vibración yace en el plano vertical, se tendrá una onda polarizada SV (Fig. II-2c). Actualmente se están realizando estudios, para extraer información del registro de ondas polarizadas SV y SH, enfocados a la localización de hidrocarburos (Kenneth, 1978).

Ondas Frontera.- Como su nombre lo indica, son ondas que viajan a lo largo de la frontera o interfase acústica, entre dos medios que poseen diferentes propiedades físicas, como por ejemplo la frontera existente entre la superficie sólida de la tierra (litósfera) y la atmósfera, o el contacto entre dos estratos del subsuelo. Las ondas frontera se subdividen en ondas superficiales y ondas Stoneley.

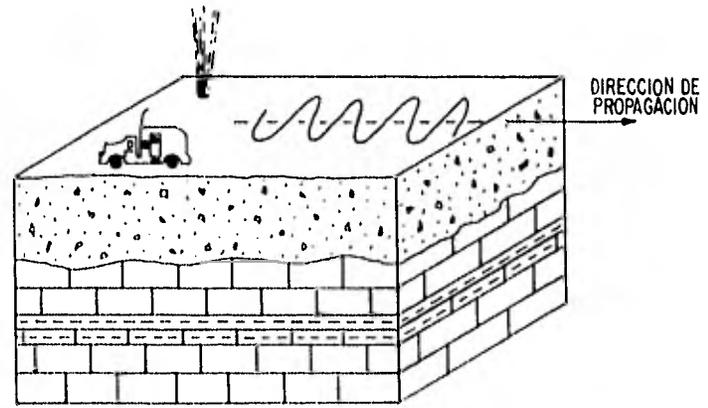
Ondas Superficiales.- Estas ondas se propagan a lo largo de la superficie libre de la Tierra, las cuales se caracterizan por un decremento logarítmico, en amplitud con respecto a la profundidad de penetración; por lo que la energía de esta clase de onda, está confinada a una zona cercana a la superficie. Las ondas Rayleigh y Love, pertenecen a esta clase de ondas, exhibiendo ambas el fenómeno de dispersión.

Ondas Rayleigh.- Esta clase de onda superficial es también conocida como onda de tierra (ground roll). Rayleigh fué el primero en analizar esta clase de ondas, describiendo de ellas las siguientes características:

- La velocidad de propagación de estas ondas es -  
0.9194 veces la velocidad de las ondas S, en el mismo medio de propagación.
- El movimiento de vibración de las partículas no es lineal, sino elíptico y retrógrado.
- La amplitud del movimiento disminuye exponencialmente con la profundidad.
- Su velocidad de propagación varía con la longitud de onda y frecuencia (ondas dispersivas).



a).- ONDAS RAYLEIGH



b).- ONDAS LOVE

FIG. II-3).- ONDAS SUPERFICIALES.

Dobrin, Lawrence y Simons (1951) midieron experimentalmente la variación de la trayectoria que describen las partículas, con respecto a su profundidad de penetración bajo la superficie de la Tierra; para ondas Rayleigh generadas por pequeñas explosiones. Encontrando que el movimiento fue retrógrado (el movimiento de las partículas en la parte superior de la elipse, tienen dirección opuesta a la de la propagación) hasta 40 pies, de profundidad y progrado más abajo, o sea que debajo de los 40 pies de profundidad, la dirección de movimiento, en la parte inferior de la elipse, tiene la misma dirección de propagación de la onda.

Las ondas Rayleigh se les puede considerar como una mezcla de ondas transversales y longitudinales. El movimiento transversal consistiría de ondas polarizadas SV, esto es polarizadas en el plano vertical a través de la trayectoria de propagación de la onda. La figura II-3a muestra la trayectoria que describen las partículas, al paso de una onda Rayleigh en un material ideal y la trayectoria que se verifica en la superficie de la tierra, según Howell (1959).

Las ondas Rayleigh se propagan como anteriormente se mencionó, a una velocidad aproximada de 0.9 veces la veloci-

dad de las ondas S.

Sin embargo esta diferencia entre las velocidades de propagación de las ondas Rayleigh y S, puede ser mayor debido a:

- Las ondas Rayleigh viajan a lo largo de la superficie de la Tierra, donde usualmente se encuentran velocidades anormalmente bajas.
- Las ondas Rayleigh consisten generalmente de trenes de onda de baja frecuencia, expandiéndose en un intervalo de tiempo largo.

Estas ondas son reconocidas fácilmente, debido a que aparecen como señales de baja frecuencia, gran amplitud -- y baja velocidad; este tipo de ondas superficiales frecuentemente obscurecen los reflejos en registros sísmicos, no -- llevando información alguna, acerca del subsuelo profundo, -- debido a su trayectoria superficial. Haciendo necesario el -- uso de patrones de tiro y de geófonos múltiples, filtrado -- instrumental y técnicas de "Punto de Reflejo Común", para -- cancelar o al menos atenuar esta clase de ondas superficiales, durante las etapas de adquisición y procesamiento de datos.

Ondas Love.- Love (1911) investigó la posibilidad de propagación de una onda transversal polarizada horizontalmente, en un estrato superficial; detallando las características de propagación, de esta clase de onda superficial, que en honor a su trabajo hoy llevan su nombre.

Las ondas Love (L) se observan únicamente cuando un estrato superficial intemperizado y de baja velocidad yace sobre un estrato más denso, más consolidado y de más alta velocidad. Estas ondas se les puede considerar como el resultado de interferencias constructivas de ondas planas polarizadas SH, reflejadas sucesivamente en las interfases superior e inferior del estrato superficial, como es mostrado en la figura II-3b.

Debido a que durante la propagación de las ondas L, el movimiento de las partículas está contenido en el plano horizontal, estas ondas son raramente registradas en prospección sísmica, donde el principal objetivo de las técnicas actuales, es la detección de ondas compresionales, para cuyo caso los geófonos únicamente responden a la componente vertical del movimiento del terreno, no siendo lo mismo en sismología de terremotos, donde sí son registradas y tienen gran aplicación, en el estudio de la estratificación de las par-

tes someras de la corteza; debido a las grandes longitudes - de las ondas registradas.

En las recientes técnicas sísmicas en la exploración petrolera y que aún están en etapa experimental, se investiga la interpretación basada en la generación y registro de ondas polarizadas SH, en donde los geófonos que registran -- este tipo de ondas transversales, responden únicamente a la componente horizontal del movimiento del terreno, en donde -- sí son registradas las ondas L, aunque su aplicación para fi nes petroleros, se ve limitada principalmente por la penetra ción somera de sus trayectorias, debido a las cortas longitu des de onda registradas en prospección.

Ondas Stoneley.- Stoneley (1924) completó la investi gación iniciada por Love, referente a la propagación de un -- cierto tipo de ondas, semejantes a las ondas Rayleigh, las -- cuales pueden ser guiadas a lo largo de la interfase acústi ca entre dos estratos (conocidos ahora como ondas Stoneley). El movimiento vibratorio de las partículas, generado al paso de este tipo de ondas, describen una trayectoria elíptica, -- con el eje mayor vertical y ligeramente inclinado, disminu-- yendo su amplitud en forma exponencial, hacia ambos lados de la interfase.

Una condición estricta que debe ser cumplida, para la generación de este tipo de ondas de interfase, es que la velocidad de propagación de las ondas S, sea aproximadamente igual en ambos estratos superior e inferior a la interfase, generadora de ondas Stoneley.

#### II.5.- PRINCIPIOS FISICOS QUE GOBIERNAN LA PROPAGACION DE ONDAS SISMICAS.

La propagación de ondas sísmicas a través de un medio estratificado, como ocurre en el interior de la Tierra, se realiza en forma análoga a la propagación de la luz a través de diferentes lentes, obedeciendo a los principios de la óptica geométrica, como son los principios de reflexión y de refracción. Así como también, obedeciendo las leyes y principios físicos, aplicables a la propagación de ondas sónicas. A continuación se mencionan estas leyes y principios, los cuales gobiernan la propagación de ondas sísmicas.

Principio de la Conservación de la Energía.- Este principio establece que la energía no puede ser creada ni destruida, aunque sí es posible transformar una clase de energía en otra. Este principio aplicado al sistema sísmico, in-

dica que la energía entregada por la fuente artificial (explosiva o mecánica) a la Tierra, será: transmitida, reflejada, refractada, difractada, convertida en diferentes tipos - de ondas, dispersada, o degradada en forma de calor.

Leyes de Newton.- Isaac Newton (1642-1727) publicó por primera vez sus tres Leyes de Movimiento, describiendo en -- éstas, la forma en que se comporta la naturaleza bajo determinadas condiciones, siendo estas leyes las siguientes:

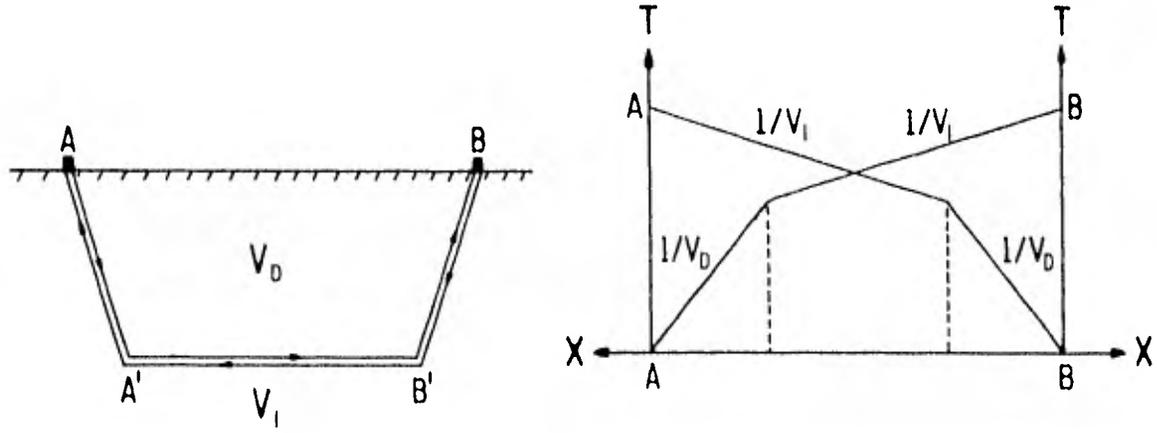
I.- Todo cuerpo continúa en su estado de reposo o de movimiento rectilíneo uniforme, mientras no sea modificado dicho estado, por la acción de una -- fuerza externa.

II.- El cambio en la cantidad de movimiento es proporcional a la intensidad de la fuerza y al tiempo en que ésta actúa, verificándose en la dirección en la que actúa dicha fuerza.

III.- Cada acción provoca una reacción de igual magnitud y opuesta en dirección.

Principio de Reciprocidad.- El principio de reciprocidad establece que una fuente y un receptor pueden, bajo --

61-A



$$T_{AA'BB'} = T_{BB'AA'}$$

FIG. II-4).- LEY DE RECIPROCIDAD.

ciertas condiciones, ser intercambiados sin deterioro de la forma de la onda observada (White 1960). Parece sorprendente que este principio sea aplicado a la Tierra, con su gran cantidad de inhomogéneidades. Sin embargo, para aplicar este principio, es necesario considerar al patrón de radiación -- (trayectorias de los rayos u ondas), como ligadas al medio -- de propagación y no como ligadas a la fuente y al detector; para así darnos cuenta intuitivamente, que la energía sísmica se propaga a lo largo de las trayectorias o rayos, -- igualmente en ambas direcciones (fuente-detector).

Cuando se habla de intercambiar el detector y la fuente, se refiere únicamente al intercambio de magnitudes escalares, mientras que el patrón de radiación de energía, permanece fijo, en el mismo lugar (Fig. II-4).

Linealidad..- En un sistema acústico, las ondas sonoras se les considera lineales, si al cruzarse una con otra no se interfieren durante su propagación. La suposición de linealidad en el sistema sísmico, en donde el medio de propagación consiste de estratos de roca muy heterogénea, parece increíble. Sin embargo, se ha encontrado que cuando ondas de cierta amplitud viajan a través de la Tierra, estas ondas sísmi-

cas no se interfieren unas a otras, satisfaciéndose con ésto la suposición de linealidad. Cuando están presentes ondas -- sísmicas de gran amplitud, la no linealidad presente en su - propagación, origina complicaciones; saliéndose su análisis\_ de todo control teórico.

Mantenimiento del contacto en la interfase.- Dos estratos permanecen en contacto, cuando una onda sísmica es - transmitida a través de su interfase. El vacío en ningún momento aparece entre ambos estratos.

Optica Geométrica.- El nombre "óptica geométrica" se refiere al estudio del comportamiento de la luz, a través de los instrumentos ópticos (lentes), los cuales consisten de\_\_ superficies reflejantes y refractantes; considerando única-- mente las direcciones principales de los rayos luminosos, sin tomar en cuenta las dispersiones presentadas. Las leyes básic*as* de óptica geométrica son: ley de reflexión, ley de re--- fracción o ley de Snell. Antes de tratar dichas leyes, se - mencionarán algunos conceptos, los cuales serán de gran utilidad para el mejor entendimiento de dichas leyes.

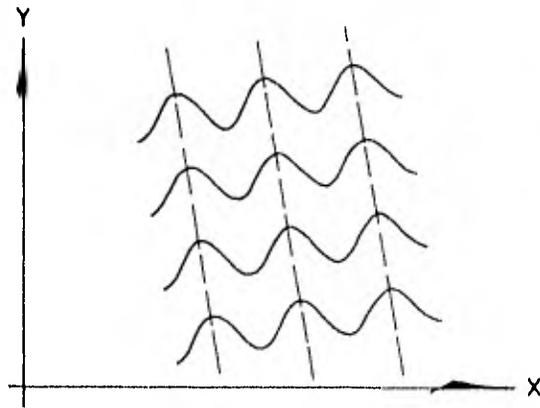


FIG. II-5). - ONDA PLANA

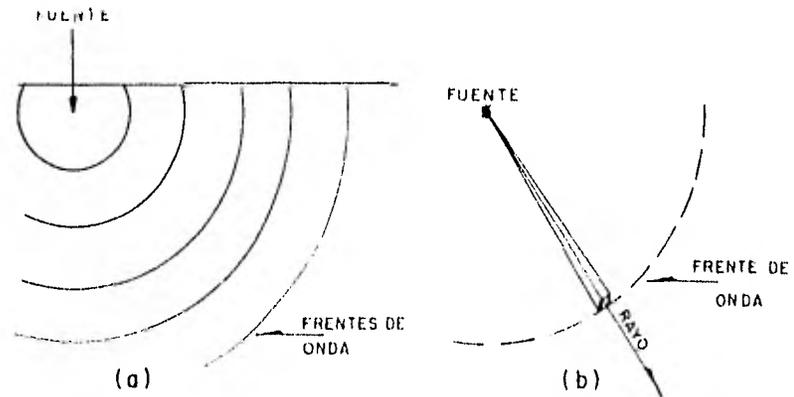
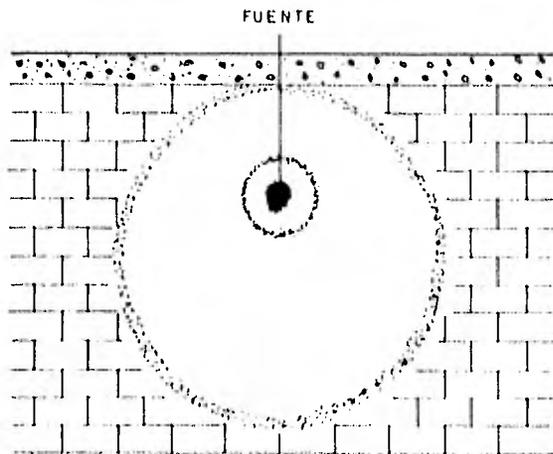
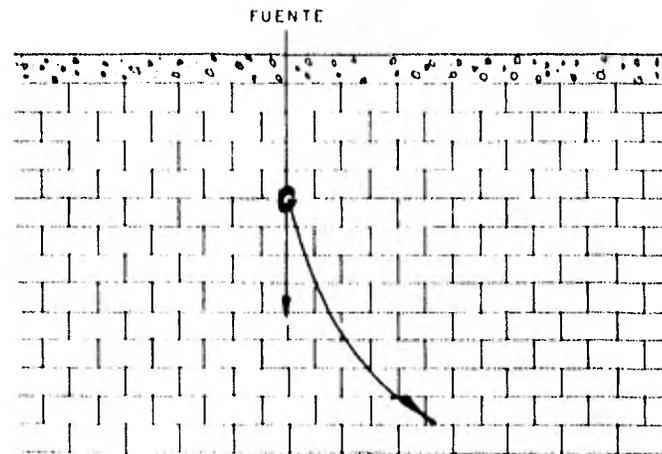


FIG. II-6) - FRENTE DE ONDA Y RAYOS EN UN MEDIO HOMOGENEO

63 A



a). - EXPANSION DEL FRENTE DE ONDA EN PRESENCIA DE UN INCREMENTO SUAVE DE LA VELOCIDAD CON LA PROFUNDIDAD



b). - RAYO CURVO DEBIDO AL INCREMENTO SUAVE DE LA VELOCIDAD CON LA PROFUNDIDAD.

FIG. II - 7

Onda Plana.- El término "onda plana", puede tener dos significados. En un sentido estricto, cualquier onda cuya fase es la misma, en un plano normal a la dirección de -- propagación, es una onda plana; igualmente si la amplitud -- varía en dicho plano. En sismología el término onda plana, se aplica para describir a una onda sísmica que se propaga en alguna dirección particular y cuya amplitud y fase son constantes en cualquier plano perpendicular a la dirección de -- propagación, presentando un frente de onda plano (Fig. II-5).

Fuentes de Onda y Trayectoria del rayo.- Una onda -- sísmica se propaga, hacia afuera del punto fuente de la perturbación. Para cualquier instante dado en que dure la perturbación, existirá una superficie llamada frente de onda, - la cual une los puntos en donde esfuerzos de igual signo y magnitud originados, llegan al mismo tiempo. Para un - material con propiedades independientes de la posición y -- dirección de propagación de la onda, como es el caso de un material isotrópico y homogéneo, los frentes de onda aparecerán como un conjunto de cascarones esféricos concéntricos\_ y con centro en la fuente, como se muestra en la figura II-6a. Sin embargo, en el subsuelo heterogéneo, la forma de los frentes de onda están determinados por la distribución de veloci

dades (distancia que viaja una onda, dividida entre el tiempo en que tarda en viajar dicha distancia) existente, en los estratos del subsuelo (Fig. II-7a).

Para concebir la idea de trayectoria de onda o rayo, imaginemos que la energía es emitida radialmente de la fuente y que ésta se propaga como un patrón, constituido de un número infinito de pirámides de sección infinitesimal; a la línea central que atraviesa cualquiera de dichas pirámides, se considera la trayectoria o rayo y cuya dirección será -- siempre perpendicular al frente de onda, como es mostrado -- en la figura II-6b. En el subsuelo heterogéneo, estos rayos se presentan curvos, debido a la distribución de las velocidades en los estratos, pero permaneciendo siempre perpendiculares a los frentes de onda distorsionados por tales inhomogeneidades. (Fig. II-7b).

Principio de Huyghen.- Este principio fue desarrollado por el físico holandés Christian Huyghen (1690), con el objeto de facilitar el estudio de una teoría ondulatoria de la luz; pero su aplicación a toda clase de ondas, simplifica la teoría de muchos fenómenos ondulatorios, como en el caso sísmico.

Huyghen estableció que si se tiene un frente de onda A, como se muestra en la figura II-8, perteneciente a cualquier instante de tiempo particular, su posición en un tiempo posterior puede predecirse, si se considera que cada punto sobre este frente de onda A, sea una nueva fuente secundaria de energía, de tal forma que la situación espacial del nuevo frente de onda B, estará determinado por la envolvente (superficie tangencial común), a todos estos frentes de onda esféricos de fuentes secundarias; los cuales se destruirán lateralmente por interferencia mutua, excepto a lo largo de su envolvente común, por lo que la onda se propagará siempre alejándose de la fuente. El principio de Huyghen es aplicable únicamente al medio situado, adelante de un frente de onda, en el sentido de propagación.

Principio de Fermat.- El principio de Fermat establece que la trayectoria que sigue la energía sísmica, al ser transmitida de un punto a otro, dentro del subsuelo a través de estratos de diferente velocidad, siempre seleccionará la trayectoria en la cual emplee el mínimo de tiempo. Así el estudio de propagación de ondas sísmicas, puede ser reducido al estudio de dichas trayectorias de mínimo tiempo. Por esta razón este principio es conocido también como Principio de Mínimo Tiempo.

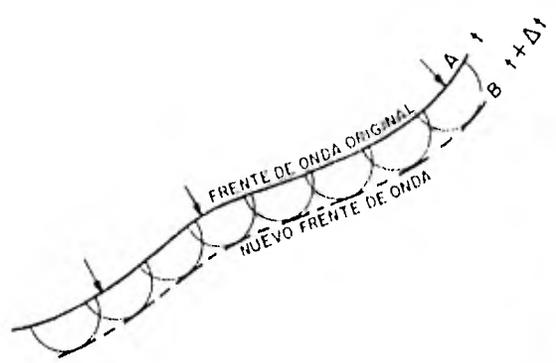


FIG. II-8). - ILUSTRACION DEL PRINCIPIO DE HUYGHEN PREDICIENDO LA PROPAGACION DE LA ONDA.

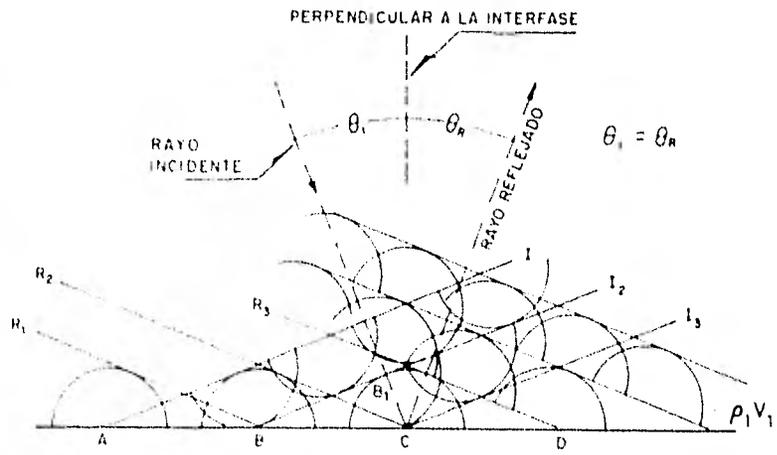


FIG II - 9) - PRINCIPIO DE HUYGHEN USADO PARA DETERMINAR LA LEY DE REFLEXION.

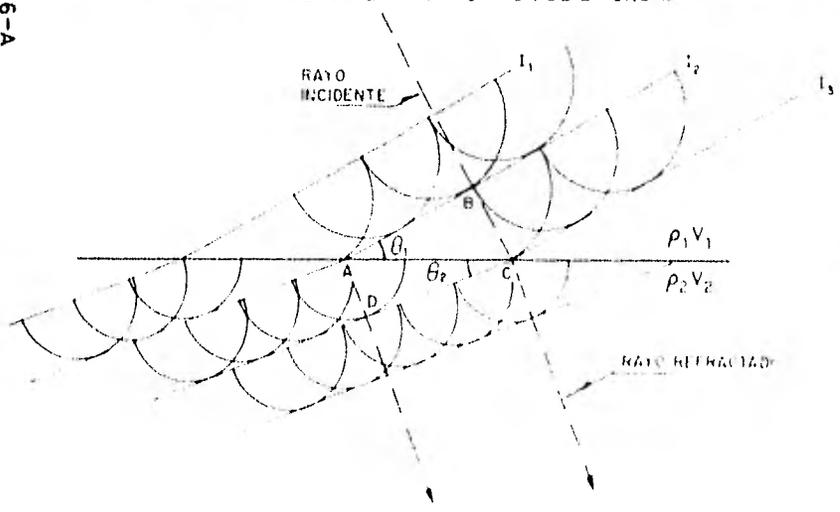


FIG. II-10). - PRINCIPIO DE HUYGHEN USADO PARA DETERMINAR LA LEY DE SNELL

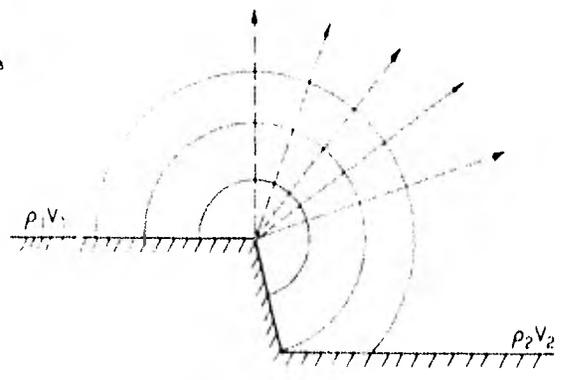


FIG. II-11). - DIFRACCION EN UNA DISCONTINUIDAD ELASTICA

Ley de Reflexión.- Como se mencionó anteriormente, diversos fenómenos ondulatorios, se explican más fácilmente mediante la aplicación del principio de Huyghen. Así, para el estudio de la ley de reflexión, supóngase que la perturbación, es originada en una fuente de energía ondulatoria localizada muy distante, por lo que los frentes de onda adoptarán prácticamente la forma de una superficie plana, como se muestra en la figura II-9. El frente de onda incidente I en el material 1, se propaga a una velocidad  $V_1$  en dirección a la interfase elástica, formada en el contacto con el material 2; en sucesivos intervalos de tiempo  $\Delta t$  infinitesimales, los frentes de onda incidentes ocuparán sucesivamente las posiciones  $I_1, I_2, I_3$ , etc. (el intervalo entre dichas posiciones serán iguales al producto  $\Delta t \cdot V_1$ ). Para instantes de tiempo particulares, los frentes de onda alcanzarán a la interfase en: A, B, C, etc., por lo que dichos puntos, según lo postulado en el principio de Huyghen, se convertirán en fuentes secundarias de nuevas perturbaciones, las cuales se propagarán al interior de cada material, hacia ambos lados de la discontinuidad. Por el momento se considerará únicamente a las ondas que se propagan a través del mismo material 1 (ondas reflejadas). Se observa que el rayo que pasa por --

el punto B, llega al punto C de la interfase, habiendo avanzado la distancia  $\Delta t \cdot V_1$ , también la onda procedente de A, habrá recorrido la misma distancia, pero en dirección opuesta, alejándose de la discontinuidad. Trazando la tangente al frente semiesférico con centro en C, de radio  $\Delta t \cdot V_1$  y pasando por el punto D, se tendrá el frente de onda reflejado y cuyo rayo a dicho frente, formará un ángulo igual al formado por el rayo incidente, con la perpendicular a la interfase. Para el sistema sísmico, la ley de reflexión puede ser resumida en las siguientes palabras: una reflexión ocurrirá en el subsuelo, cuando una onda sísmica encuentre una discontinuidad en las propiedades físicas, a través del estrato en el cual se está propagando. La cantidad de energía reflejada y su fase relativa, con respecto a la de la onda incidente, depende del contraste de las propiedades físicas entre los dos materiales, a ambos lados de la interfase, como se verá posteriormente. La ley de reflexión únicamente toma en cuenta el carácter geométrico del fenómeno de reflexión.

Ley de Refracción.- El astrónomo holandés Willebrod Snell (1591-1626), fue el primero en deducir la ley de refracción; la cual nos dice que cuando un tren de onda, encuen

tra la superficie de contacto entre dos medios, con diferentes propiedades físicas, el frente de onda cambiará su dirección de propagación, al penetrar al segundo medio. Siendo lo anterior aplicable a cualquier tipo de onda.

La ley de refracción puede ser fácilmente deducida -- mediante la aplicación del principio de Huyghen. Por lo que observando la figura II-10 se observa que parte de la energía que ha penetrado al segundo medio, ahora se propaga a la velocidad  $V_2$ , la cual es mayor que  $V_1$ . Habiéndose realizado también un cambio en la dirección de propagación de los frentes de onda, cuyos rayos refractados forman ahora un ángulo diferente con la normal a la discontinuidad, al formado por el rayo incidente con dicha normal. Considerando los --- triángulos ACD y ACB, tenemos que:

$$BC = \Delta t \cdot V_1$$

$$AD = \Delta t \cdot V_2$$

y el lado AC es común a ambos triángulos, por lo tanto:

$$\frac{\text{SEN } \theta_1}{\text{SEN } \theta_2} = \frac{BC/AC}{AD/AC} = \frac{\Delta t \cdot V_1}{\Delta t \cdot V_2} = \frac{V_1}{V_2}$$

La ley de Snell o ley de refracción puede establecerse de la siguiente manera: cuando una onda sísmica, curza la --

superficie de contacto, entre dos estratos de diferentes propiedades elásticas, se generan ambas ondas, reflejadas y refractadas. El seno del ángulo de incidencia, está relacionado al seno del ángulo de refracción como a la razón de la velocidad de la onda incidente a la velocidad de la onda refractada.

Esta ley no hace mención acerca de la cantidad de energía, con que la onda es transmitida o refractada; pero en cambio sí proporciona la dirección de los rayos refractados.

Difracción.- Si el medio a través del cual se propaga una onda sísmica, contiene una superficie de discontinuidad (interfase acústica), cuya curvatura es más grande, comparada con la curvatura del frente de onda incidente. En este caso la teoría del rayo u óptica geométrica ya no es aplicable, por lo que se dice que la onda es difractada. Igual caso sucede cuando el frente de onda incidente, alcanza un punto donde existe un cambio abrupto en propiedades elásticas, tal como el que aparece en el borde una falla (Fig. II-11).

A. CLASIFICACION DE ACUERDO AL MATERIAL

MATERIAL	V E L O C I D A D	
	ft/seg	m/seg
Material intemperizado húmedo	1,000 - 2,000	305 - 610
Grava y arena secas	1,500 - 3,000	468 - 915
Arena húmeda	2,000 - 6,000	610 - 1,830
Arcilla	3,000 - 9,000	915 - 2,750
Agua (depende de su temperatura y contenido de sal).	4,700 - 5,500	1,430 - 1,680
Agua del océano	4,800 - 5,000	1,460 - 1,530
Areniscas	6,000 - 13,000	1,830 - 3,970
Lutitas	9,000 - 14,000	2,750 - 4,270
Yesos	6,000 - 13,000	1,830 - 3,970
Calizas	7,000 - 20,000	2,140 - 6,100
Sal	14,000 - 17,000	4,270 - 5,170
Granito	15,000 - 19,000	4,580 - 5,800
Rocas metamórficas	10,000 - 23,000	3,050 - 7,020
Hielo	12,050	4,217

TABLA II-1,

Efectos particulares de difracción ocurren en la presencia de pequeñas inhomogeneidades o características estructurales a pequeña escala, en un medio considerado comúnmente homogéneo (estrato), este fenómeno en particular, es usualmente llamado dispersión de onda.

El fenómeno de difracción, es también importante en el centro de inicio de una perturbación confinada (fuente de energía), donde las condiciones supuestas, por la teoría del rayo, no son cumplidas.

Es importante notar que cuando el fenómeno de difracción se presenta, el tiempo de arribo de la onda difractada a cualquier punto del medio, es siempre dado por el principio de Fermat.

#### II.6.- FACTORES QUE DETERMINAN LA VELOCIDAD DE PROPAGACION DE LAS ONDAS SISMICAS A TRAVES DE LAS ROCAS.

Dentro del rango de profundidades de interés en prospección sísmica, la velocidad de las ondas P, yacen dentro del rango de 300 a 7000 m/seg., según es mostrado en las tablas II-1 y II-2, tomadas de Jakoski (1950).

Desde un punto de vista general e intuitivo, puede --

B. CLASIFICACION DE ACUERDO A LA EDAD GEOLOGICA

EDAD	TIPO DE ROCA	V E L O C I D A D	
		ft/seg	m/seg
Cuaternario	Sedimentos (varios grados de consolidación).	1,000 - 7,500	305 - 2,290
Terciario	Sedimentos consolidados	5,000 - 14,000	1,530 - 4,270
Mesozoico	Sedimentos consolidados	6,000 - 19,500	1,830 - 5,950
Paleozoico	Sedimentos consolidados	6,500 - 19,500	1,980 - 5,950
Arqueozoico	Varios.	12,500 - 23,000	3,810 - 7,020

C. CLASIFICACION DE ACUERDO A LA PROFUNDIDAD

	0 - 2,000 ft ft/seg	2,000 - 3,000 ft ft/seg	3,000 - 4,000 ft ft/seg
Devoniano	13,300	13,400	15,500
Pensilvaniano	9,500	11,200	11,700
Permiano	8,500	10,000	-----
Cretácico	7,400	9,300	10,700
Eoceno	7,100	9,000	10,100
Plioceno a Oligoceno	6,500	7,200	8,100

RANGOS APROXIMADOS DE VELOCIDADES DE ONDAS LONGITUDINALES PARA MATERIALES REPRESENTATIVOS DE LA CORTEZA TERRESTRE (JAKOSKY, 1950).

TABLA II-2.

71-A

decirse que los valores de la velocidad son más grandes para:

- rocas ígneas básicas, que para rocas ígneas ácidas.
- rocas ígneas, que para rocas metamórficas.
- sedimentos consolidados, que para sedimentos no consolidados.
- sedimentos no consolidados saturados de agua, que - para sedimentos no consolidados secos.
- sólidos húmedos, que para sólidos secos.
- calizas que para areniscas.
- areniscas que para lutitas.
- rocas sólidas no fracturadas que para rocas fractu-  
radas.
- rocas no intemperizadas, que para rocas intemperiza-  
das.
- rocas más densas, que para rocas menos densas.
- rocas antiguas, que para rocas jóvenes.

Apreciando de estas generalidades la gran cantidad de factores que contribuyen a la determinación de la velocidad en una roca; haciendo difícil el intento de determinar una - ecuación de la velocidad de las rocas, la cual tome en cuen- ta todos estos factores interdependientes en su cálculo. Por lo que uno de los principales objetivos, en el estudio de - la velocidad en las rocas, es el de establecer de una mane-

ra concisa, los principales factores, involucrados en una li  
tología particular; intentando reducir con ésto, el número -  
de factores y rango de velocidades. Esperando mediante ésto,  
poder determinar las características litológicas de la cla-  
se de roca en particular.

Desde el punto de vista acústico; por teoría elástica, sabemos que la velocidad en un material homogéneo e isotrópi  
co, está definida básicamente, por dos de sus propiedades fí  
sicas, siendo éstas: la elasticidad y la densidad, estando -  
expresada por la siguiente ecuación:

$$v = \sqrt{\frac{\text{ELASTICIDAD}}{\text{DENSIDAD}}}$$

Por otra parte, se sabe que las variaciones de la den  
sidad en las rocas es pequeña; por lo que se espera, que las  
grandes variaciones en la velocidad de las rocas, únicamente  
puede ser debida a grandes cambios en sus propiedades elás-  
ticas.

Una gran cantidad de datos han sido recopilados, con-  
cernientes a los factores involucrados, en la determinación  
de la velocidad, dichos resultados han sido derivados téori-  
ca y experimentalmente, por un gran número de investigadores

(Brandt, 1955; Gassman, 1951; Wyllie, Garder y Gregory, 1958; Biot, 1955; Faust, 1951; Stoit, 1973; etc.) Siendo algunos - de estos resultados satisfactorios y otros contradictorios, a causa principalmente de las variaciones en las técnicas - experimentales, utilizadas para su obtención; por lo que muchos de estos resultados, no pueden ser aplicados directamente a las condiciones encontradas en el subsuelo. Sin embargo, diferentes postulados pueden ser derivados de estos estudios, aplicables al comportamiento de las ondas elásticas\_ en las rocas.

La gran variabilidad de la elasticidad de las rocas, es debido a un gran número de factores físicos, geológicos y químicos, como son: litología, textura de la matriz (clase - de roca), medio ambiente depositacional, naturaleza del fluido contenido en los poros, máximos esfuerzos a los que ha estado sometida desde su formación, condiciones físico-químicas bajo las cuales se encuentra confinada actualmente (presión, temperatura, profundidad, etc.) y principalmente de su porosidad. A continuación se describen los principales factores, de acuerdo a su importancia relativa:

Litología y Textura.- Litología se refiere a la composición mineralógica de las rocas y textura, al aspecto ---

CUBO UNITARIO DE ROCA

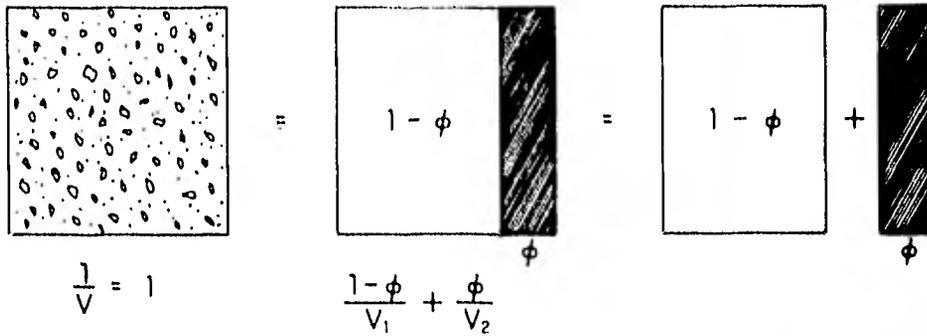


FIG. II - 13). - ILUSTRACION DEL PRINCIPIO EN QUE SE BASA LA ECUACION DE TIEMPO PROMEDIO

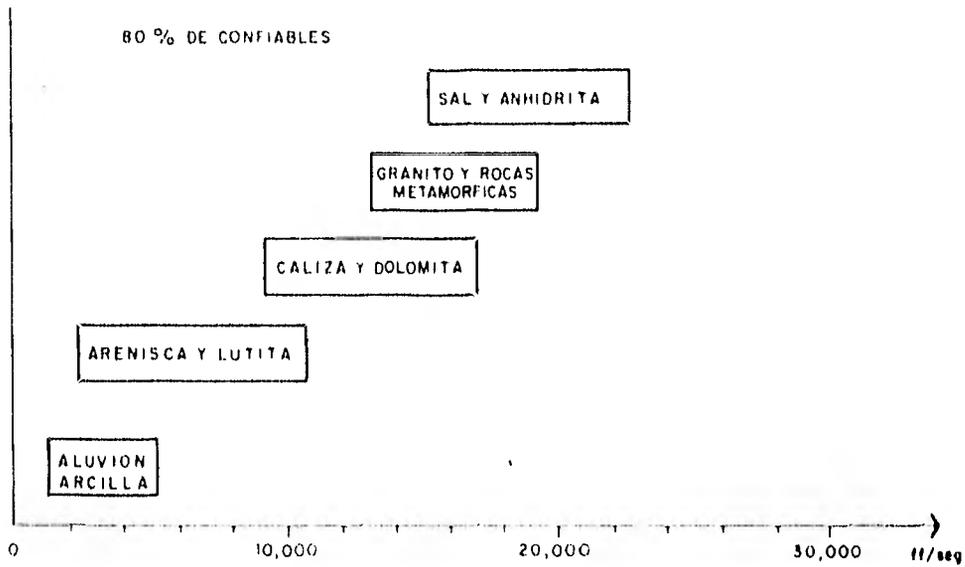


FIG. II - 12). - VELOCIDADES DE ONDAS SISMICAS PARA DIFERENTES CLASES DE ROCAS.

físico general de las rocas, definido por el tamaño, forma y arreglo de las partículas que la constituyen; quedando definido con lo anterior el tipo de roca (ígneas, metamórficas o sedimentarias). Evidentemente las rocas sedimentarias son las únicas de interés desde el punto de vista petrolero, siendo las principales: las lutitas, que son rocas clásticas de grano fino, que junto con las arcillas constituyen entre el 75 y 80% del volumen total de rocas sedimentarias. Las areniscas son rocas clásticas, cuyo principal componente es el cuarzo, siendo la más importante roca almacenadora de hidrocarburos. La caliza es una roca que puede ser clástica o no clástica, cuyo principal componente es la calcita ( $\text{CaCO}_3$ ).

La gráfica de la figura II-12, muestra la velocidad de varios tipos de roca, exhibiendo un gran solapamiento en sus velocidades, observándose la gran ambigüedad que aparece al querer identificar el tipo de roca, a partir de datos de velocidad; por lo que es deseable intentar disminuir estos rangos tan grandes de variación.

La amplitud del rango de variación, varía para cada tipo de roca sedimentaria, por ejemplo: la sal y la anhidrita

ta poseen velocidades muy altas, caracterizándose por su muy angosto rango de variación de su velocidad, no conservándose lo mismo para lutitas, calizas y areniscas, cuyos rangos de variación de su velocidad son muy amplios.

Actualmente pueden establecerse ciertas características litológicas, considerando su medio ambiente depositacional por medio de la aplicación de la nueva técnica "Sismología Estratigráfica".

Elasticidad.- La elasticidad es la relación entre el esfuerzo aplicado y la deformación producida; significando físicamente el grado de resistencia a la deformación que ofrece un cuerpo, al serle aplicada una fuerza externa.

La elasticidad de las rocas depende de muchos factores, pero principalmente de su porosidad y elasticidad de los granos de la matriz. La elasticidad de las rocas varía severamente con la porosidad; ya que los contactos entre granos disminuyen, disminuyendo con esto su resistencia a la deformación.

En las rocas la deformación netamente elástica (la verificada después de que la roca ha llegado a su máxima compactación) es relativamente pequeña, siendo la última en ve-

rificarse y la única que puede ser recuperada, una vez que los esfuerzos deformantes hayan sido removidos por erosión y/o levantamiento tectónico.

Porosidad.- La porosidad se refiere a la proporción que ocupan los huecos e intersticios, con respecto al volumen total de la roca. Para rocas sedimentarias clásticas, la porosidad es determinada por la forma, tamaño y grado de clasificación de los granos que la constituyen.

En rocas que poseen poca o ninguna porosidad (la mayoría de las rocas ígneas y algunos tipos de rocas metamórficas), la velocidad de propagación de las ondas sísmicas a través de estos materiales, es casi exclusivamente dependiente de sus propiedades elásticas (constantes elásticas), presentando además rangos muy pequeños su velocidad; no siendo lo mismo para rocas sedimentarias, las cuales a veces poseen porosidad muy alta, para cuyo caso, la velocidad es principalmente dependiente de la porosidad y de la naturaleza del material del cual están llenos sus poros (líquido o algún otro material) y es la porosidad de estas rocas, la principal responsable del rango tan amplio de variación y superlapamiento existente en sus velocidades.

Numerosos investigadores han propuesto ecuaciones, intentando expresar la velocidad en función de la porosidad -- (Gassman, 1951; Sengbush, 1953; Branth, 1955; Biot, 1956 y - Smith, 1961). Estas ecuaciones, por cierto algunas de ellas - muy complejas, han tenido aplicaciones limitadas para fines\_ exploratorios, debido principalmente a que en muchas de ellas, se requiere de un conocimiento exacto y preciso, de las propiedades físicas de las rocas (constantes elásticas, características físico-químicas del fluido, etc.), las cuales no\_ son fáciles de obtener en los materiales del subsuelo, para\_ fines de geofísica aplicada.

Wyllie (1956) propuso una ecuación, la cual relaciona a la velocidad con la porosidad de la roca; llamada "Ecuación de Tiempo-Promedio", siendo la más ampliamente usada.

$$\frac{1}{V} = \frac{\phi}{V_f} + \frac{1 - \phi}{V_r}$$

donde:

$\phi$  - Porosidad

$V_f$  - Velocidad del fluido.

$V_r$  - Velocidad de la matriz (minerales que componen la roca).

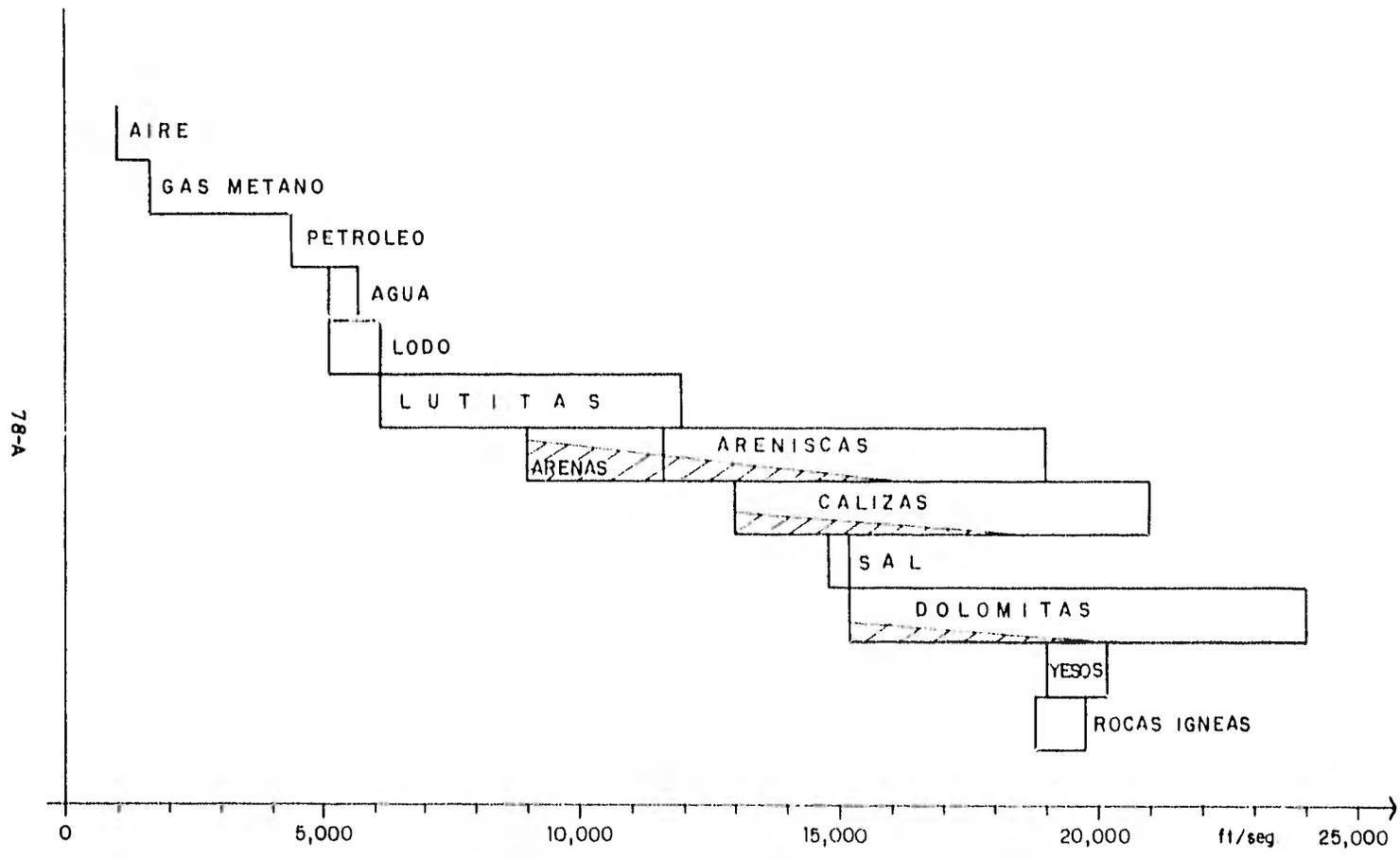


FIG. II-14) .- RANGO DE VELOCIDADES QUE EXHIBEN VARIOS TIPOS DE ROCA Y SUBSTANCIAS.

LINDSETH

Esta es una ecuación empírica, aplicable a la situación sísmica, dando excelentes resultados para areniscas -- con porosidad de 5 a 30%, saturadas de líquido y a presión normal (presión geostática debida al peso de los sedimentos suprayacentes). La figura II-13 ilustra el principio en el que se basa esta ecuación; en donde las componentes principales de la roca son integrados en estratos únicos y colocados imaginariamente en serie. Por lo que se considera a la roca, compuesta de diferentes estratos homogéneos (materiales líquidos y sólidos que constituyen la roca) en contacto o aislados, de tal forma que la perturbación sísmica al pasar a través de ellos, dará así el tiempo de propagación de la perturbación en la roca.

La figura II-14 debida a Lindseth, muestra la velocidad para varios tipos de roca, adicionando información de porosidad (área achurado), mostrando que las velocidades más bajas para cualquier tipo de roca, está asociada a una porosidad muy grande (parte izquierda de la gráfica), y las velocidades más altas están asociadas a porosidades pequeñas; enfatizando lo que se dijo anteriormente, que la porosidad es la principal responsable, del rango tan amplio existente en la velocidad de las rocas sedimentarias.

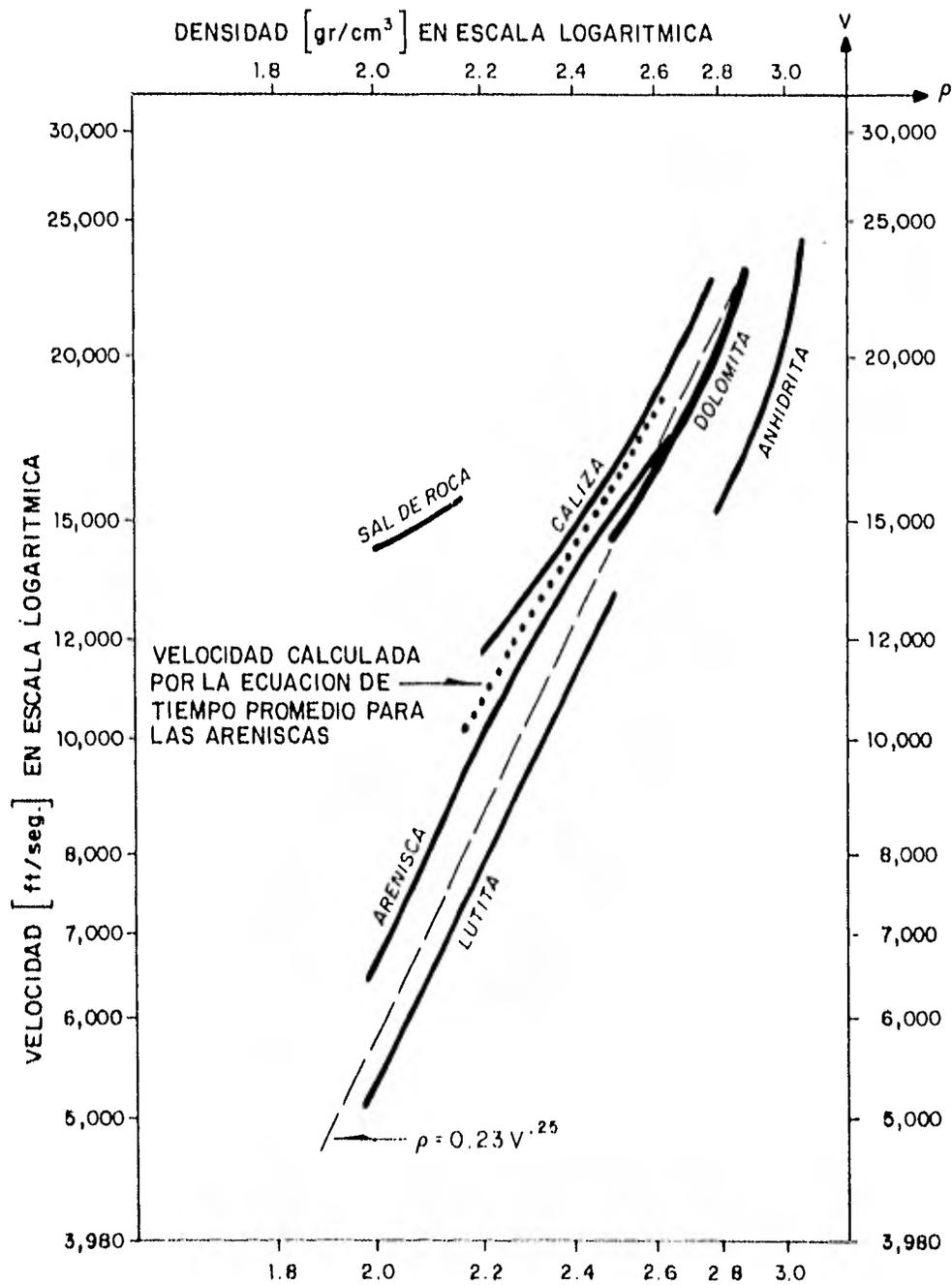


FIG. II-15). - GRAFICA DE LA VELOCIDAD [ft/seg] VS. DENSIDAD [gr/cm<sup>3</sup>] EN ESCALA LOGARITMICA

Es preciso hacer notar que la ecuación de tiempo-promedio, es únicamente aplicable cuando la porosidad de la roca es primaria (intergranular), no siendo aplicable a rocas con porosidad secundaria (fracturadas).

Densidad.- La densidad de las rocas es determinada principalmente por tres factores: la densidad de los granos, su porosidad y la profundidad. Actuando todos estos factores de diferente forma en los diferentes tipos de rocas sedimentarias.

La gráfica de la figura II-15 muestra en escala logarítmica la velocidad en el eje vertical y la densidad en el eje horizontal; observándose que los diferentes valores en velocidad y en densidad para distintos tipos de roca, se ajustan a líneas rectas.

La estrecha relación existente entre la velocidad y la densidad, para rocas con porosidad intergranular, ha facilitado la deducción y aplicación de diferentes fórmulas. La figura II-15 muestra también la relación:

$$f = K \cdot V \cdot 25$$

donde:  $K = 0,23$  si  $V$ (ft/seg.)

$K = 0,31$  si  $V$ (m/seg.)

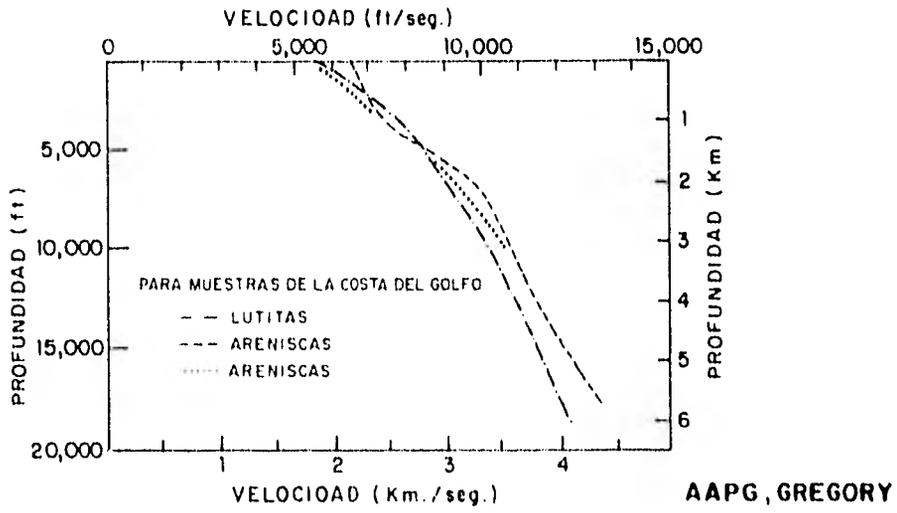


FIG. II - 16). - VARIACION DE LA VELOCIDAD CON LA PROFUNDIDAD

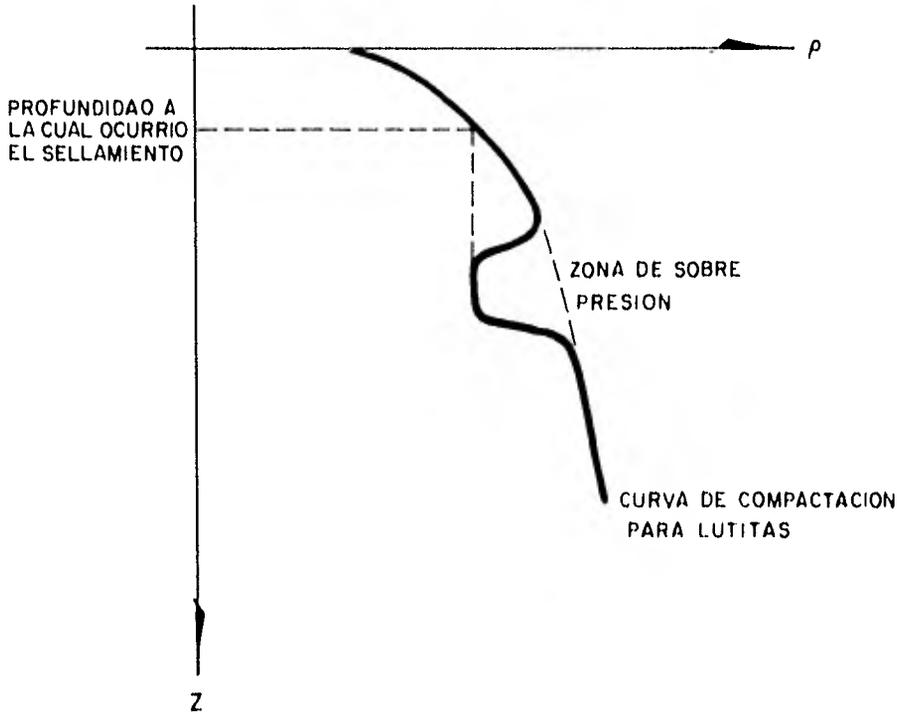


FIG. II - 17). - CREACION DE ZONA DE ALTA PRESION DURANTE LA COMPACTACION DE LUTITAS

cumpliendo esta relación, para rocas sedimentarias saturadas de agua y a presión normal (sometidas únicamente a presión geostática), no siendo aplicable esta ecuación, cuando la porosidad de las rocas es debido a microfracturamiento, - para cuyo caso, la densidad es influenciada en forma despreciable, mientras que la velocidad sufre un drástico decremento.

La sal y la anhidrita, no cumplen con la anterior relación, debido principalmente a que su velocidad y densidad, son casi independientes de la profundidad de enterramiento; estas rocas pueden ser fácilmente reconocidas, en rocas clásticas jóvenes por su alta velocidad y en rocas clásticas antiguas, por su baja densidad (2.05 a 2.15 gr/seg.).

Profundidad. Generalmente encontramos que la porosidad y por ende la densidad, disminuyen con el incremento de profundidad, debido esto principalmente, al peso ejercido por los sedimentos suprayacentes, que hacen que la roca se compacte, perdiendo porosidad y aumentando su velocidad, como es mostrado en la gráfica de la figura II-16; aunque estas variaciones, pueden ser debidas a otros factores, tales como: naturaleza del fluido intersticial, cambios de presión del fluido, cementación, metamorfismo, etc.

La profundidad de enterramiento influye de diferente forma, en los diferentes tipos de rocas. Así se tiene que - para rocas no porosas, el incremento de la velocidad con la profundidad no es tan drástico, como el que sucede en rocas porosas.

En las lutitas, las variaciones de la porosidad y la densidad a profundidades someras, es debido principalmente - a la expulsión de agua y al reacomodamiento de las partículas de arcilla. Cuando la presión geostática aumenta, al aumentar la profundidad, el grado de compactación va siendo menor; siendo la causa principal, la expulsión de agua iónica - confinada y así continúa hasta que alcanza su porosidad el valor cero, siendo éste su estado de máxima compactación. La disminución de su volumen restante será netamente - una deformación elástica, por lo que puede concluirse que el incremento de la velocidad con la profundidad, para las lutitas es causado principalmente por la compactación.

En las areniscas, las variaciones de la densidad y porosidad respecto a la profundidad, son más complejas; debido a que la porosidad en las areniscas, depende de la forma -- (angularidad), tamaño y grado de selección de sus granos, -

medio ambiente depositacional, grado de cementación y naturaleza del fluido intersticial.

La ecuación de tiempo-promedio mencionada anteriormente, se aplica con excelentes resultados a areniscas saturadas de líquidos a presión normal.

En las calizas homogéneas el comportamiento de las variaciones de la velocidad con la profundidad, es análogo al de las lutitas, siendo aplicable la ecuación de tiempo-promedio.

El conocimiento de la máxima profundidad a la que ha estado confinada una roca, es muy importante, ya que al ser removidos los esfuerzos compresionales, por levantamiento tectónico o erosión, recobrará únicamente las deformaciones elásticas (generalmente pequeñas), dando su velocidad una idea de su máxima profundidad de enterramiento.

Presión.- Una roca confinada únicamente a presión geostática, es aquella que soporta únicamente la presión ejercida por el peso de los sedimentos suprayacentes, pudiendo ser esto únicamente posible, si la sedimentación se realiza muy lentamente, dando oportunidad de que el agua originalmente confinada en los sedimentos, sea expulsada hacia arri-

ba, a consecuencia de la compresión a la que está siendo sometida la roca y debido a que la permeabilidad de la roca no se ha perdido. Ya que las rocas pierden su permeabilidad debido a la compactación creciente, causada por esfuerzos geostáticos y a la cementación y cristalización principalmente; lo cual ocurre muy comúnmente en el subsuelo, causando ésto la formación de verdaderos sellos, por lo que en este caso el líquido confinado en los poros, comenzará a aumentar su presión contra las paredes de los poros, ayudando a la estructura de la roca a soportar una parte de la presión geostática. Dando origen ésto, a una zona de alta presión, en donde habrá una disminución en la densidad y elasticidad, debido a la disminución del área de contacto entre granos, repercutiendo ésto en un decremento o inversión de la velocidad a través de estas zonas de alta presión. (Fig. II-17).

La figura II-18 muestra las variaciones de la velocidad y la presión, simulando el incremento de presión geostática, debida al incremento en la profundidad de enterramiento, dejando que el fluido intersticial escape libremente, -- sin que éste acumule presión.

Por lo que puede concluirse, que la presión ejercida sobre las rocas es del tipo compresional, cuyo efecto inme--

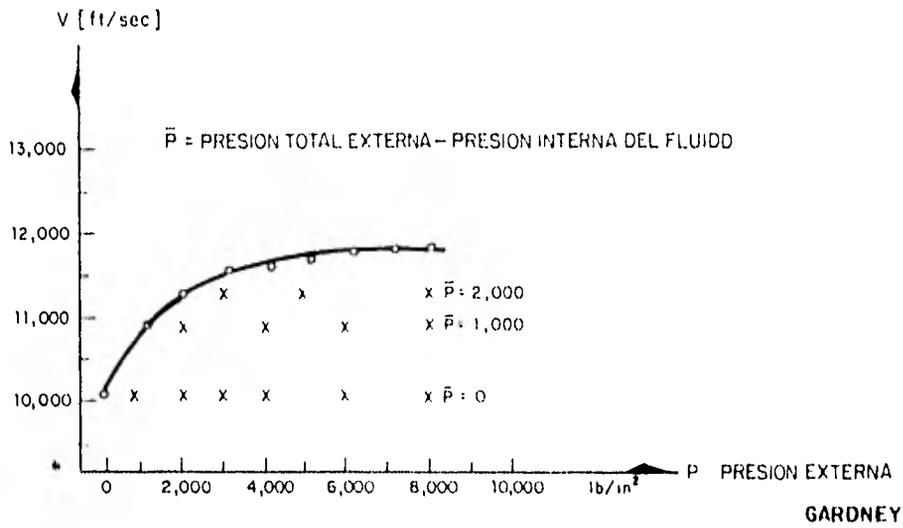


FIG. II - 18). - VARIACION DE LA VELOCIDAD CON EL INCREMENTO DE PRESION GEOSTATICA PARA UNA ARENISCA SATURADA DE AGUA

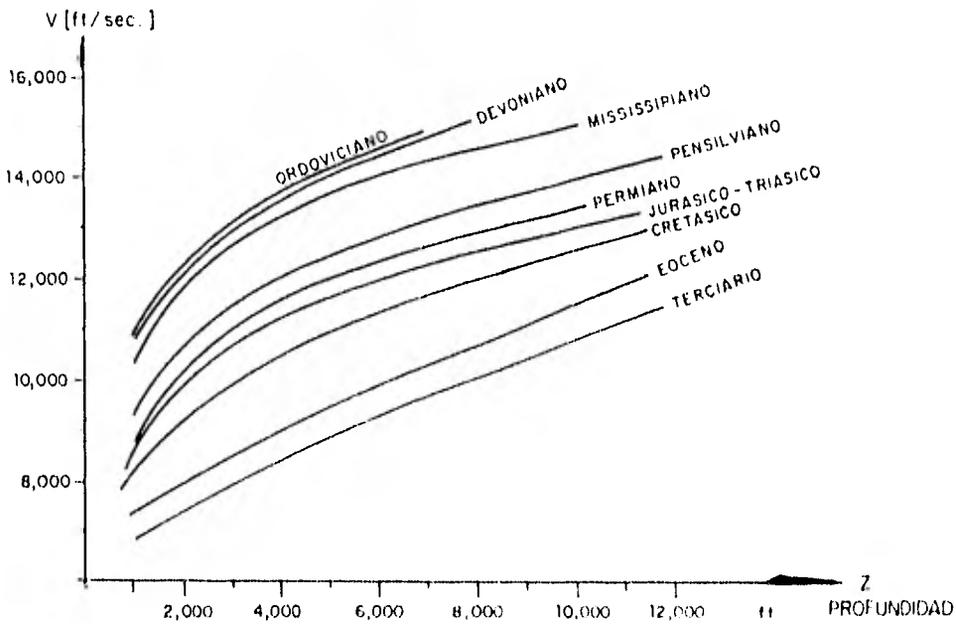


FIG. II - 19). - VARIACION DE LA VELOCIDAD COMO FUNCION DE LA EDAD GEOLOGICA.

diato es un decremento en la porosidad y un aumento en la densidad, esperándose grandes variaciones a profundidades so-  
 meras y variaciones cada vez más pequeñas, al ir aumentando la profundidad. Sin embargo, inversiones de velocidades pueden aparecer, debido a zonas en donde el fluido contenido en los poros, está confinado a alta presión.

Tiempo.- Se han hecho intentos para expresar a la velocidad como una función de su edad geológica. Faust (1951) propuso la ecuación:

$$V = 46.5 (Z \cdot T)^{1/6}$$

donde:

Z (m) - Profundidad

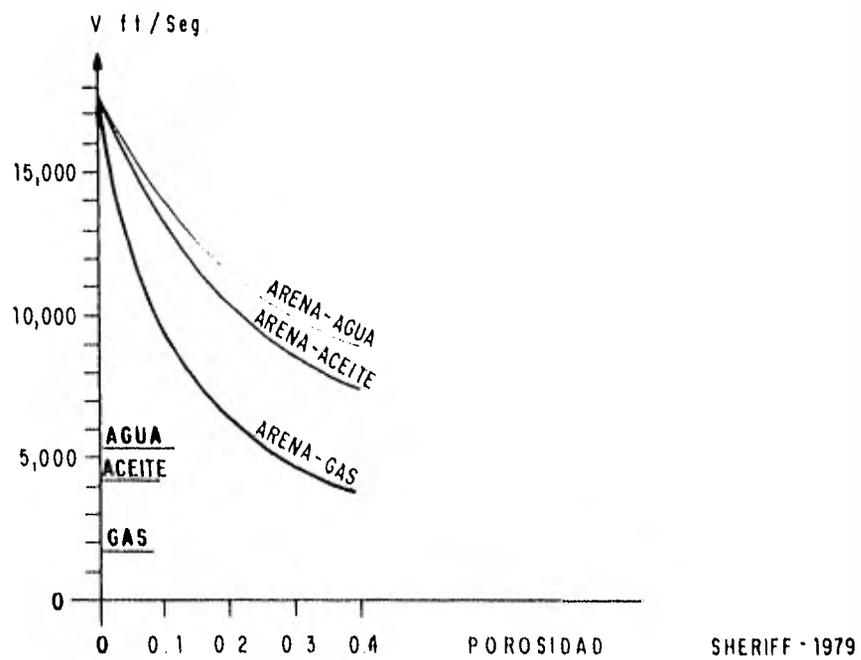
T(años)- Edad de la roca.

Sus resultados son mostrados en la figura II-19. Sin embargo existe la tendencia a no esperar una relación tan estricta, ya que las propiedades y fenómenos geológicos físico-químicos verificados en las rocas, dependen directamente de las condiciones y medio ambiente geológico, en el que los sedimentos se depositaron y consolidaron, más bien que a su edad geológica como tal.

Algunos de los factores que pueden intervenir en el incremento de la velocidad en una roca antigua son: cementación, cristalización, compactación, etc. Pero si no se dan las condiciones ambientales necesarias, bien no podrán realizarse - estos factores, no verificándose incremento en la velocidad.

Temperatura.- Hughes y Kelly (1952) demostraron que los cambios de temperatura, entre el rango de 25°C a 150°C no causan cambios apreciables en la velocidad de las rocas se--cas. Sin embargo, bajo condiciones de presión geostática, la velocidad de los núcleos de roca, saturados de líquido, su--fren un decremento en su velocidad entre el 5% y el 7%.

Generalmente en las áreas de trabajo para exploración petrolera, no se esperan cambios laterales de temperatura. Por lo que no se le considera a la temperatura, como un factor que influya directamente en la determinación de la velocidad. Sin embargo no debe olvidarse que los cambios de temperatura, si afectan la compresibilidad de los fluidos (agua, hidrocarburos) contenidos en las rocas; por lo que la temperatura si afectará la velocidad y la densidad de los fluidos intersticiales. A las profundidades y temperaturas a las -- que se encuentran generalmente los receptáculos petrolíferos,



**FIG. II - 20).** - VARIACION DE LA VELOCIDAD PARA ARENAS COMO FUNCION DE SU POROSIDAD CONTENIENDO DIFERENTES CLASES DE FLUIDO EN SUS POROS

son muy grandes, encontrándose el gas en estado líquido (gas licuado). Se ha tratado de tomar en cuenta estos factores, - dando como resultado ecuaciones muy complejas y cuyo conocimiento exacto de algunas variables involucradas, es muy difícil de determinar.

Naturaleza del Fluido Intersticial.- En la figura - II-20 se muestran las variaciones de la velocidad con respecto a la porosidad, de una arenisca a una profundidad constante, conteniendo varias clases de fluidos.

La propiedad física del fluido determinante en la velocidad, es su grado de compresibilidad. Así tenemos que el agua es casi incompresible y posee la más alta velocidad; - mientras que el gas, el cual es altamente compresible, es - el que posee la más baja velocidad. Naturalmente que otras - propiedades físicas de los fluidos (presión, temperatura, - etc.) influyen en la determinación de la velocidad.

La determinación de la naturaleza del fluido intersticial y su repercusión en la velocidad, es muy importante en exploración sísmica; por lo que ha sido tema de numerosas - investigaciones, principalmente para arenas saturadas de -- gas, en zonas de alta presión. Donde ya no es aplicable la

ecuación de tiempo-promedio. Sin embargo de estas investigaciones se han podido deducir algunas conclusiones:

- La diferencia en velocidad, entre diferentes arenas saturadas de agua y arenas saturadas de petróleo, es pequeña, excepto a profundidades someras. Por lo que existen pocas esperanzas en poder detectar la diferencia entre arenas saturadas de agua y arenas saturadas de petróleo a profundidades intermedias, a partir de mediciones sísmicas, excepto quizá bajo condiciones muy favorables y bien controladas.
- La diferencia entre la velocidad de arenas saturadas de agua y arenas saturadas de gas es muy grande a profundidades someras (1600 m), disminuyendo esta diferencia al aumentar la profundidad, siendo aún detectable dicha diferencia a profundidades medias.

Se puede concluir de lo anteriormente dicho, que la porosidad, densidad y profundidad, son los factores principales y más fácilmente manejables (relativamente), en la determinación de la velocidad; existiendo entre ellos una interdependencia directa.

A profundidades someras casi todas las rocas sedimentarias elásticas, incrementan rápidamente su velocidad con la profundidad, y cuando las rocas han alcanzado su mayor grado de consolidación, la densidad porosidad y profundidad son los factores principales que influyen en la determinación de la velocidad.

## II.7.- FACTORES QUE INFLUYEN Y LIMITAN LA PROPAGACION DE LA ONDA SISMICA.

Las leyes de propagación de ondas elásticas fueron deducidas a partir del estudio en materiales ideales, en donde los esfuerzos y deformaciones mantienen una relación lineal; no verificándose cambios de volumen por esfuerzos tangenciales, sin presentarse pérdidas de energía, como consecuencia de la fricción originada al propagarse la energía sísmica. -- Sin embargo el subsuelo dista mucho de ser un medio elástico ideal, por lo que, la energía sísmica es atenuada cuando se propaga a través de éste, por diferentes factores, tal que el comportamiento de decaimiento de la energía sísmica es análogo a un conjunto de filtros en cascada, cuya salida de uno será la entrada del próximo.

En sismología de reflexión no se mide la intensidad de energía, como sucede en óptica. Los geófonos responden a la amplitud de la perturbación, pudiendo ser ésta expresada en términos de desplazamiento, o presión si se usan hidrófonos. Del mismo modo, una relación directa existe entre la energía y la amplitud de la onda. Así, por ejemplo, en el caso de un medio (la energía es proporcional al cuadrado de la amplitud).

Los geófonos detectan la amplitud de la energía que arribó a ellos, después de haber sido reflejada por los diferentes estratos de la Tierra, pero éstos no registran los verdaderos valores de los coeficientes de reflexión y transmisión, debido a la atenuación que sufre la onda sísmica desde su inicio en la fuente, hasta su grabación en la cinta. Así que para estar aptos en hacer una interpretación útil y verdadera de las variaciones de amplitud registradas, se debe de realizar una separación de aquellos factores atenuantes, los cuales sean ajenos al carácter de la onda que se desea registrar.

Norman Ricker (1940) fue el primero en tomar en cuenta el carácter atenuante de la Tierra, para el desarrollo de ecuaciones de las diferentes formas de onda, observadas a diferentes distancias de la fuente (impulsiva). Ya que la atenuación de la Tierra, hace que la onda sufra cambios en forma, amplitud y frecuencia. Desde entonces se han venido realizando una gran cantidad de investigaciones, enfocadas a discernir los diferentes mecanismos atenuantes; permaneciendo en la actualidad algunos de ellos, aún no entendibles del todo. Estos estudios han resaltado la gran importancia que tienen en sismología, y han ayudado a esclarecer el por qué, los componentes de alta frecuencia de la energía sísmica, son más rápida-

mente atenuadas que las componentes de baja frecuencia, limitando la resolución vertical con la profundidad. En la lista siguiente se muestran los diferentes factores que afectan -- la amplitud de la onda sísmica:

Factores Controlables.	}	Potencia y acoplamiento de la fuente de energía.
		Sensibilidad y acoplamiento de detectores.
		Instrumentos de registro y grabación.
Factores no Controlables.	}	Divergencia Esférica
		Partición de la -- Energía en interfaces.
		} Coeficientes de reflexión.
		} Coeficientes de transmisión.
	Curvatura de las interfases reflejantes (enfocamiento y defocamiento de energía).	
	Absorción Múltiples Atenuación cercana a la superficie. Dispersión por inhomogéneidades. Ruido cultural.	

En este capítulo únicamente trataremos los factores -- atenuantes no controlables, a excepción del ruido, el cual será tratado en el siguiente capítulo.

Divergencia esférica.- La primera consecuencia de la verdadera expansión esférica de la onda, verificada en el sub-suelo, es que la cantidad de energía que cruza una esfera de radio pequeño (cavidad equivalente), es la misma cantidad -- de energía que después de un cierto lapso de tiempo de propagación, cruzará a través de una esfera de radio más grande, - verificándose una disminución en el flujo de energía (energía por unidad de área). Por ejemplo, supongamos un cuerpo líquido homogéneo, donde la onda es generada con una energía inicial  $E_0$ , si ésta se expande sobre un frente de onda esférica de área  $4\pi r^2$ . La energía por unidad de área es  $E_0/4\pi r^2$ , llamada densidad de energía, siendo ésta proporcional al cuadrado de la amplitud, por lo que:

$$\frac{E_0}{4\pi r^2} = K [\Lambda(r)]^2$$

$$\Lambda(r) = \left( \frac{E_0}{4\pi r^2 K} \right)^{\frac{1}{2}} = \frac{\Lambda_0}{r}$$

y la amplitud de todos los puntos del frente de onda disminuirá con el inverso de la distancia a la fuente. Es pertinente notar que la divergencia esférica no involucra pérdida alguna de energía, implicando únicamente una redistribución de ésta (Fig. 11-21a) .

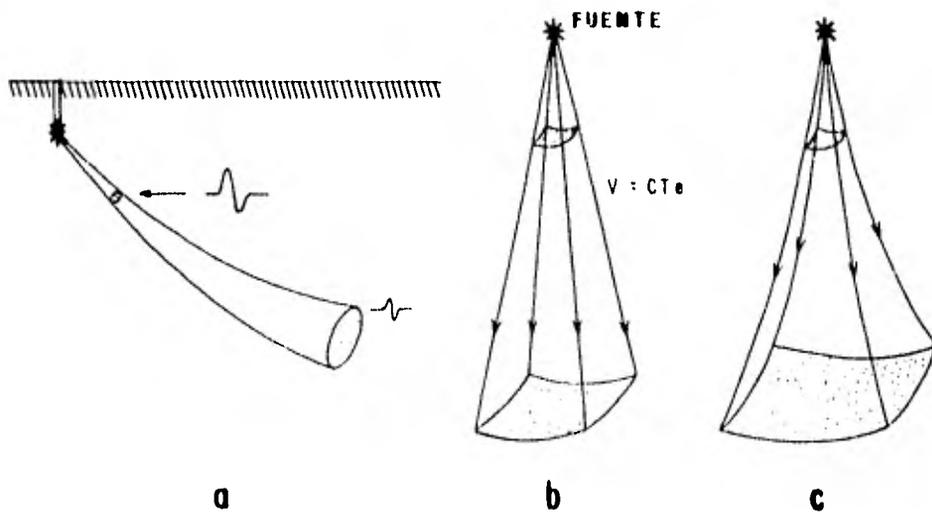


FIG. II - 21). - REDISTRIBUCION DE LA ENERGIA SISMICA POR DIVERGENCIA ESFERICA

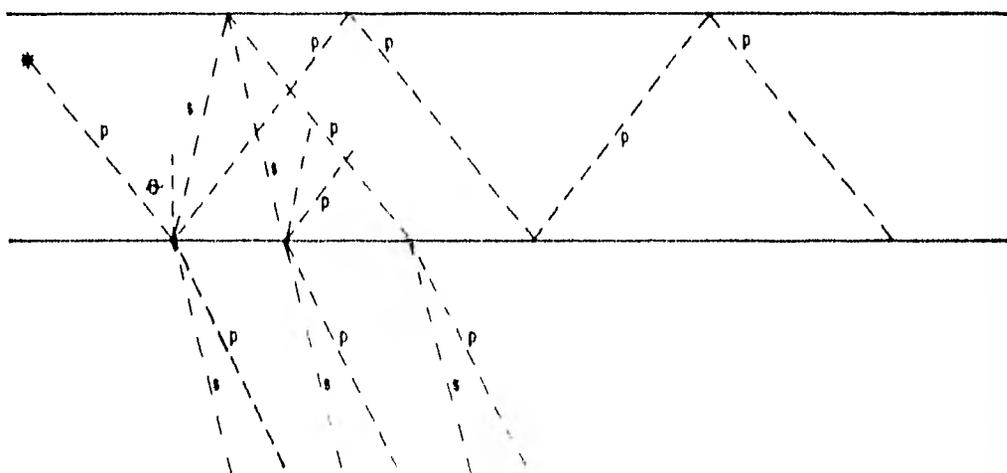


FIG. II - 22). - PARTICION DE ENERGIA EN INTERFASES ELASTICAS

Así tenemos que la amplitud de la onda sísmica expandiéndose esféricamente decae en una razón inversa con la distancia ( $1/V \cdot t$ ), si el medio posee una velocidad constante -- (Fig. II-21b). Sin embargo, en el subsuelo los frentes de onda no son perfectamente esféricos, a causa de las variaciones de la velocidad. Suponiendo un incremento de la velocidad en dirección vertical, los rayos sefán curvos a la manera de la figura II-21c, implicando un decaimiento de energía más severo. Para el caso especial de incidencia normal y estratificación horizontal, el decaimiento en amplitud estará dado por la razón  $(t \cdot V_{rms}^2)^{-1}$  donde  $V_{rms}$  representa la Velocidad - Raíz Cuadrática Media de los reflejos primarios. La relación en cambio de amplitud, difiere ligeramente entre múltiples y primarios; diferenciando a éstos principalmente por su curvatura NMO, la cual a su vez depende de las variaciones de velocidad.

La disminución de energía por divergencia esférica, para bajas frecuencias y cortas distancias, es predominante sobre los demás factores de pérdidas.

Partición de Energía en Interfases (coeficientes de reflexión y coeficientes de transmisión).

Ocorre en toda discontinuidad acústica, alcanzada por el frente de onda. Para el caso sísmico más simple de inciden

cia normal de ondas P, tenemos que los coeficientes de reflexión no involucran pérdida alguna de energía, sino únicamente nos proporcionan la relación de amplitud relativa de la onda incidente a la onda reflejada en un mismo medio (estrato), estando éstos representados por la siguiente fórmula:

$$\text{Coeficiente de Reflexión} = K_r = \frac{A_i}{A_r} = \frac{\rho_2 v_2 - \rho_1 v_1}{\rho_2 v_2 + \rho_1 v_1} = \frac{I_2 - I_1}{I_2 + I_1}$$

donde claramente se muestra que la amplitud y signo de la onda reflejada, es determinado por la impedancia acústica del segundo medio, por lo que entre mayor sea la diferencia entre  $I_1$  e  $I_2$ , mayor será la amplitud de la onda reflejada, presentándose o no cambio de fase. Por ejemplo tenemos que para el caso extremo en la interfase tierra-aire, en el que  $I_2 \doteq 0$ , la onda incidente será reflejada sin cambio de amplitud, pero con fase invertida. Para el caso de la interfase aire-Tierra, se tiene que  $I_2 \ll I_1$  para este caso tenemos que la onda incidente será reflejada prácticamente con las mismas características en amplitud y fase de la onda incidente. Esta situación se presenta cuando la carga de dinamita es detenida en el aire, a una cierta distancia arriba de la superficie del terreno, en la actualidad este método ya no se practica. En la Tierra los  $K_r$  tiene valores menores que 0.15.

Ahora veamos que pasa con la onda que es transmitida al segundo medio, cuyos coeficientes de transmisión para incidencia normal están dados por:

$$\text{Coeficiente de Transmisión} = K_T = \frac{A_T}{A_i} = \frac{2\rho_1 v_1}{\rho_1 v_1 + \rho_2 v_2} = \frac{2I_2}{I_1 + I_2} = 1 - R$$

lo cual nos da la amplitud de la onda transmitida al segundo medio, observando además que el proceso de transmisión no afecta al signo de la onda incidente (no se verifica ninguna inversión de fase), ni involucra ninguna pérdida de energía; esto no se cumple cuando medimos las amplitudes, observando que la amplitud de la onda incidente es diferente a la suma de las amplitudes de las ondas reflejadas y transmitida.

La operación normal en sismología consiste en hacer las mediciones en el mismo medio, donde se aplica la siguiente fórmula:

$$\text{Coeficiente de Transmisión de Ida y Vuelta} = K_{T,I,V} =$$

$$\frac{2 I_2}{I_1 + I_2} * \frac{2 I_1}{I_1 + I_2} = \frac{4 I_1 I_2}{(I_1 + I_2)^2} = 1 - R^2$$

observando de inmediato que el coeficiente de transmisión es siempre menor que la unidad, implicando esto una disminución de la amplitud por transmisión. Generalizando lo anterior, te-

nemos que los coeficientes de reflexión de un horizonte profundo, está dado por el producto, del coeficiente de reflexión - de ese horizonte, multiplicado por los coeficientes de transmisión de los estratos superiores.

$$K_{T_{I,V}} = R_n \sum_{i=1}^{n-1} (1 - R_i)$$

O'Doherty y Anstey (1971) han sugerido que los fenómenos de reflexión y transmisión a través de N interfases, es una causa muy importante implicada en la atenuación que presenta la onda sísmica en un sismograma, siendo ésta atenuación proporcional al número de interfases; notando además el por qué, fuertes reflexiones introducen grandes pérdidas en la amplitud de la energía transmitida. Recientes estudios han reforzado lo sugerido por dichos investigadores, inclusive -- estos estudios han demostrado que el factor atenuante, implicado en los coeficientes de transmisión es mayor que el factor implicado en los mecanismos de absorción; por lo que en el diseño de programas recientes se le ha incluido, aplicándolo como un factor de corrección a los datos sísmológicos, naturalmente que esta corrección se aplica únicamente en el procesamiento, enfocado a la detección directa de hidrocarburos, o en el método 3-D.

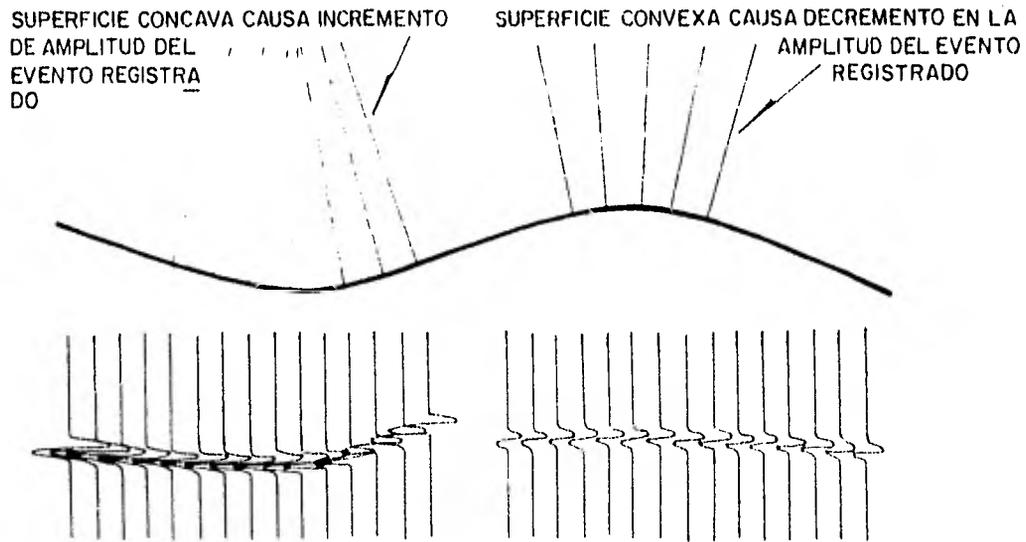


FIG. II - 23) .- CURVATURA DEL HORIZONTE REFLEJANTE CAUSANTE DE VARIACIONES LATERALES EN AMPLITUD DEL EVENTO REFLEJADO.

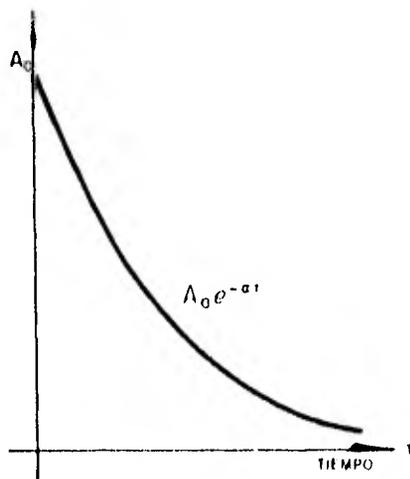


FIG II - 24) .- DECAIMIENTO EXPONENCIAL DE LA AMPLITUD CON LA DISTANCIA

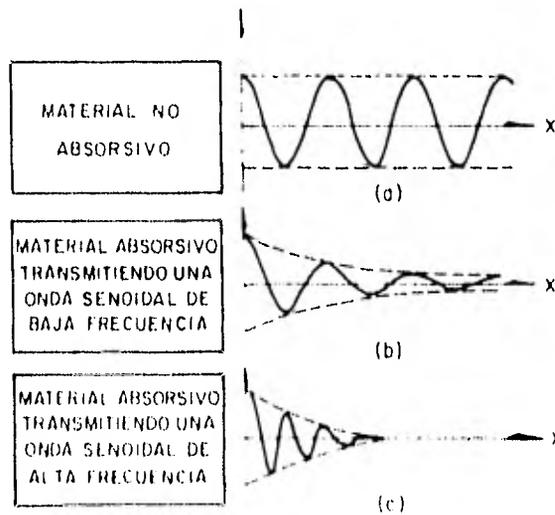


FIG II . 25) .- ATENUACION SUFRIDA POR ONDAS SENOIDALES DE FRECUENCIA CONSTANTE AL TRANSMITIRSE A TRAVÉS DE DOS DISTINTOS MATERIALES

Ahora veamos que sucede cuando el ángulo de incidencia no es normal a la interfase. La primera consecuencia de que una onda incida oblicuamente en la interfase, es el fenómeno de refracción dado por la ley de Snell, cuyo proceso depende únicamente de las velocidades. Sin embargo, cuando deseamos medir las variaciones de amplitud implicadas en incidencia oblicua, nos encontramos que éstas variaciones dependen de las velocidades de las ondas P y S incidentes y refractadas, del ángulo de incidencia y de refracción; teniendo además una situación implícita muy complicada, ésto es, de que una onda P incidente se reflejará y refractará como ondas P y S (Fig. II-22), este fenómeno ha sido estudiado por Richards (1961) basándose en las ecuaciones de Kanott.

Por lo dicho anteriormente, puede admitirse claramente la simplificación hecha en sismología de reflexión, al tener especial cuidado de que los detectores que se encuentran más alejados de la fuente, no detecten energía que haya sufrido el fenómeno de conversión.

Curvatura de las Interfases Reflejantes. - Análogo a lo que sucede en óptica, la curvatura del horizonte reflejante, afecta a la cantidad de energía reflejada, como se muestra en la figura II-23, con ningún cambio lateral de propiedades

elásticas en ambos lados de la interfase. Observando la semejanza de efectos, que producen una interfase curva y una lente --te incidendo energía en ellos, al enfocar o defocar esta --energía. Un efecto similar puede ser producido por velocida--des anómalas encontradas en los reservorios de gas, en donde las reflexiones son distorsionadas.

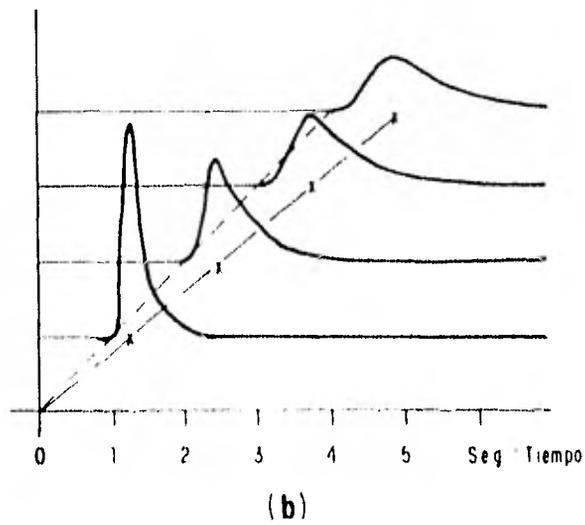
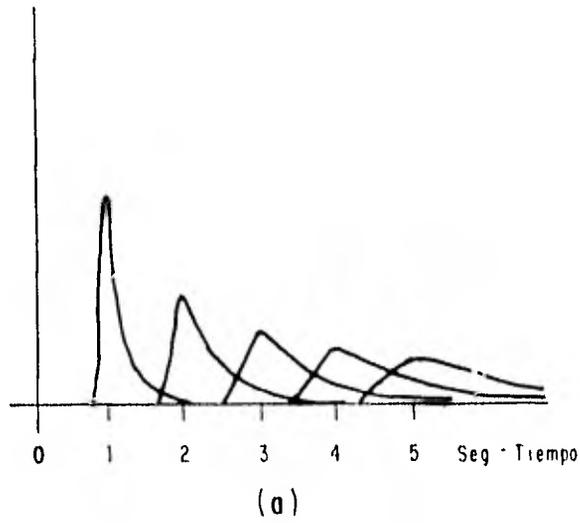
Absorción.- La absorción es un mecanismo muy impor--tante, aunque aún no del todo entendible en sismología.

El principal agente de la absorción es la fricción. - Al propagarse la onda sísmica a través de un medio, la energía elástica asociada con la propagación de la onda, gradualmente es absorbida por el medio, degenerando ésta en forma - de calor. Este calor es generado durante la etapa de compresión y absorbido, no en la misma cantidad durante la etapa\_ expansiva, constituyendo con ésto un proceso irreversible, - cuyo efecto sobre la onda es el de un filtro pasabanda, in--troduciendo pérdidas más grandes en las altas frecuencias que en las bajas frecuencias. Este aumento de la absorción con - el aumento de la frecuencia, suministra un mecanismo respon--sable de la pérdida de altas frecuencias con la distancia.

La medición de la absorción, "in situ" es muy difícil, aunque se han realizado una gran variedad de mediciones en laboratorio. Sin embargo estas mediciones tienen limitada -- aplicación en prospección sísmológica, debido principalmente a que las muestras de núcleo, deben de ser necesariamente -- sometidas a altas frecuencias (del orden de KHz a MHz) en laboratorio, dando con ésto una medición netamente académica, no aplicable en sísmología. La absorción ha sido descrita en distintas formas: por una cantidad "Q" representando la cantidad de energía inicial, comparada con la cantidad de energía por ciclo. En estudios recientes, se ha tratado de calcular esta cantidad, de manera que pueda ser aplicable por medio de programas, como una corrección sofisticada para datos en 3-D y Panto Brillante. También puede ser representada la absorción por medio de un coeficiente de absorción, el cual es un factor de decaimiento exponencial con la distancia, de la forma  $A=A_0 e^{-\alpha x}$  (Fig. 11-24), este coeficiente de absorción  $\alpha$  es aproximadamente proporcional a la frecuencia. Sabemos que si una onda senoidal de frecuencia única se propaga a través de un material no absorbente (Fig. 11-25a), ésta será transmitida sin cambio en forma y con la misma amplitud. Pero -- cuando este mismo tipo de onda se propaga a través de un material absorbente, disminuirá su amplitud en forma exponencial

con la distancia, siendo el coeficiente de absorción proporcional a la primera potencia de la frecuencia (Fig. II-25b). Sin embargo debido a que en sismología nunca se aplican al subsuelo señales de frecuencia única, este coeficiente de absorción ya no puede ser aplicable al sistema sismológico. En la figura II-15c se muestra la gráfica debida a los experimentos de Anstey (1979), en que la misma onda senoidal, pero de mayor frecuencia, es aplicada al mismo material absorbente, observando la misma forma de disminución exponencial, pero mostrando un decaimiento más drástico. La absorción se expresa también aunque más raramente, por un decremento logarítmico, usando una medida del cambio de amplitud entre dos ciclos sucesivos.

A causa de que la fricción parece ser el principal agente de absorción, es de esperarse que las diferentes clases de rocas, muestren diferentes grados de absorción. Por lo que podemos decir que las rocas ígneas son menos absorbentes que las rocas sedimentarias, a su vez los materiales sedimentarios someros, no consolidados, pobremente seleccionados y fracturados, presentan un grado marcadamente más grande de absorción, que los sedimentos profundos bien consolidados; por lo que se puede esperar, que la absorción disminuya con la profundidad. Las pérdidas por absorción dominan sobre las



**FIG. II 26) EFECTO EN EL CARACTER DE UN PULSO AL SUFRIR UNA ATENUACION DE  $2\text{db}/\lambda$  (N. A. ANSTEY, 1977)**

pérdidas por divergencia esférica, cuando las frecuencias y distancias aumentan.

El fenómeno de absorción también introduce ciertas características dispersivas en la onda sísmica, como se muestra en la figura II-26, donde se puede observar que tanto la velocidad de grupo como la velocidad de fase, van gradualmente -- cambiando (divergiendo) con la pérdida progresiva de las altas frecuencias. Sin embargo el geofísico no comete error -- apreciable, al considerar a las ondas de cuerpo como no dispersivas, ya que al hacer él sus lecturas de tiempos de reflexión sobre los sismogramas o secciones, él toma para esto los puntos centrales del pulso (cima o valle), en donde las diferencias entre las velocidades de grupo y de fase son mínimas y puede considerárseles despreciables para fines prácticos.

Debido a que los mecanismos de absorción nos limitan -- el grado de resolución vertical con la profundidad, se le consideró hasta hace algunos años, como un mecanismo indeseable en el sistema sísmico. Sin embargo mediante las nuevas orientaciones de las investigaciones realizadas en sismología de reflexión, durante la última década, se ha podido observar -- que la absorción actúa de diferente manera en las diferentes rocas, por lo que puede ser tenida, con ciertas restricciones,

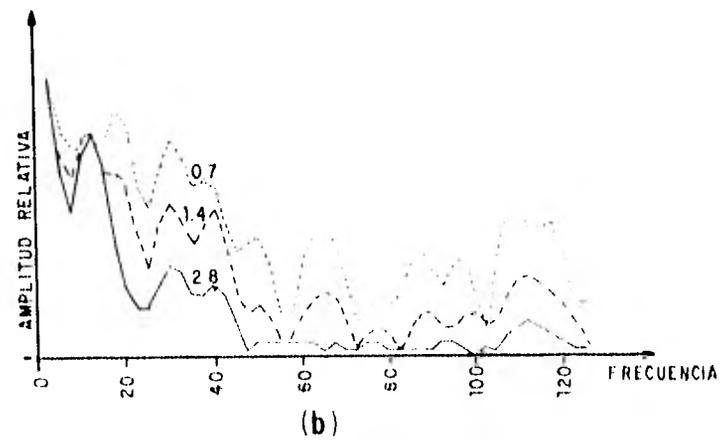
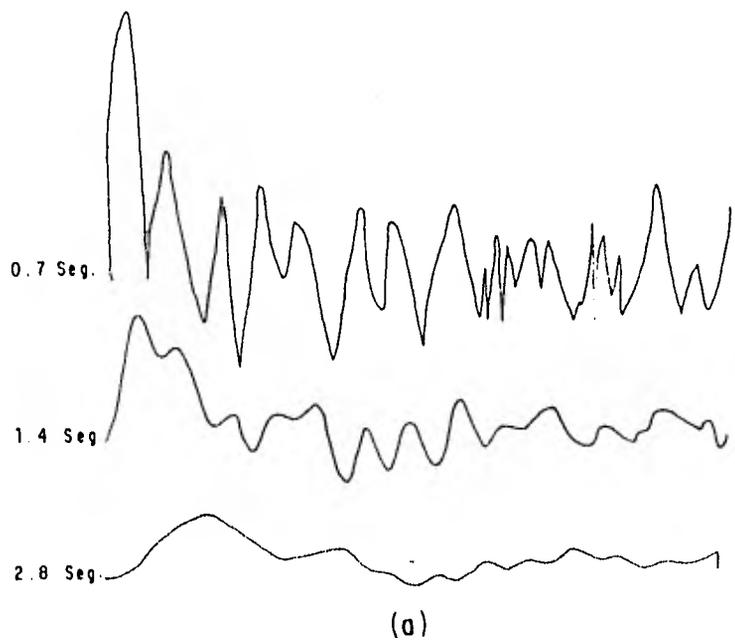


FIG. II-27) .- EFECTO DE FILTRADO EN EL CARACTER DE UN PULSO DEBIDO A REFLEXION MULTIPLE (O' DOHERTY Y ANSTEY)

como un parámetro para la determinación de características litológicas de las rocas a través de las cuales se propagó la onda.

Múltiples.- Un múltiple consiste de energía atrapada, la cual ha sido reflejada más de una vez en un mismo estrato, antes de ser transmitida al estrato vecino subyacente o supra yacente. Este fenómeno ilustrado por un modelo de O'Doherty y Anstey (1971) es muy común en columnas sedimentarias, cuya estratificación estuvo caracterizada por fuertes contrastes depositacionales alternantes, cuyos estratos poseen marcada diferencia acústica por ejemplo: estratos alternantes de lutitas y areniscas; produciendo ésto apreciables pérdidas por transmisión, principalmente debidas a múltiples de trayectoria corta, asociados a estratos delgados, del orden de 10 m. de espesor, disminuyendo gradualmente la energía del frente de onda y adicionando colas a los reflejos.

La figura II-27 muestra las características de filtrado, a las que es sujeto el impulso agudo iniciado por una fuente impulsiva, al propagarse a través de la Tierra y ser sujeta a reflexiones múltiples, implicando con ésto un cambio en el espectro de la onda sin involucrar absorción.

Atenuación Cercana a la Superficie.- En la capa intemperizada de baja velocidad, se conjugan varios factores, cuyo efecto total en la amplitud de los reflejos, es un drástico decaimiento, debido a las grandes inhomogéneidades, cuya respuesta sísmica (ruido) contribuye a un enmascaramiento de los reflejos primarios. El ruido será tratado en el próximo capítulo.

Semejante a la expansión o divergencia esférica de las ondas de cuerpo, las ondas cuya propagación está confinada a la superficie de un medio semi-infinito, homogéneo (ondas superficiales), se expanden cilíndricamente, en cuyo caso la energía total confinada en un anillo de radio  $r$  es:

$$\frac{E_0}{2 \pi r} = K [ A (r) ]^2$$

$$A (r) = \left[ \frac{E_0}{2 \pi r K} \right]^{1/2} = \frac{A_0}{\sqrt{r}}$$

donde la amplitud de la onda superficial, disminuirá en una razón inversamente proporcional a la raíz cuadrada de la distancia a la fuente. Así la amplitud de las ondas superficiales disminuirá más lentamente con respecto a la distancia, que las ondas de cuerpo, las cuales se propagan a través del material. Para el caso de la tierra heterogénea, esta disminución en la amplitud de las ondas superficiales, es más drásti

ca. Sin embargo es menor que la atenuación que sufren las ondas de cuerpo.

La persistencia de la gran amplitud de las ondas superficiales con la distancia, enmascaran los reflejos primarios. Sin embargo por medio del uso de patrones fuente-detectores, estas ondas se atenúan en el momento de su registro, continuando su atenuación por medio de diferentes técnicas de procesado, para así aumentar la relación señal-ruido. Este tipo de ondas constituyen el tipo de ruido generado por la fuente.

Dispersión por Inhomogéneidades.- Esta clase de dispersión es lo que se conoce comúnmente como ruido geológico, dando origen a difracciones, pero debido a su magnitud no pueden ser reconocidas como tales. Estas dispersiones son originadas por pequeñas características geológicas, comparadas con las longitudes de onda dispersadas, como por ejemplo: paleocanales, pequeños arrecifes, diques, sills, pequeñas fallas, etc., que por estar inmersas en estratos o masas de roca de más grandes dimensiones y las cuales se pueden considerar como homogéneas; éstas pequeñas inhomogéneidades no pueden dar origen a eventos coherentes, produciendo distorsiones

105-A

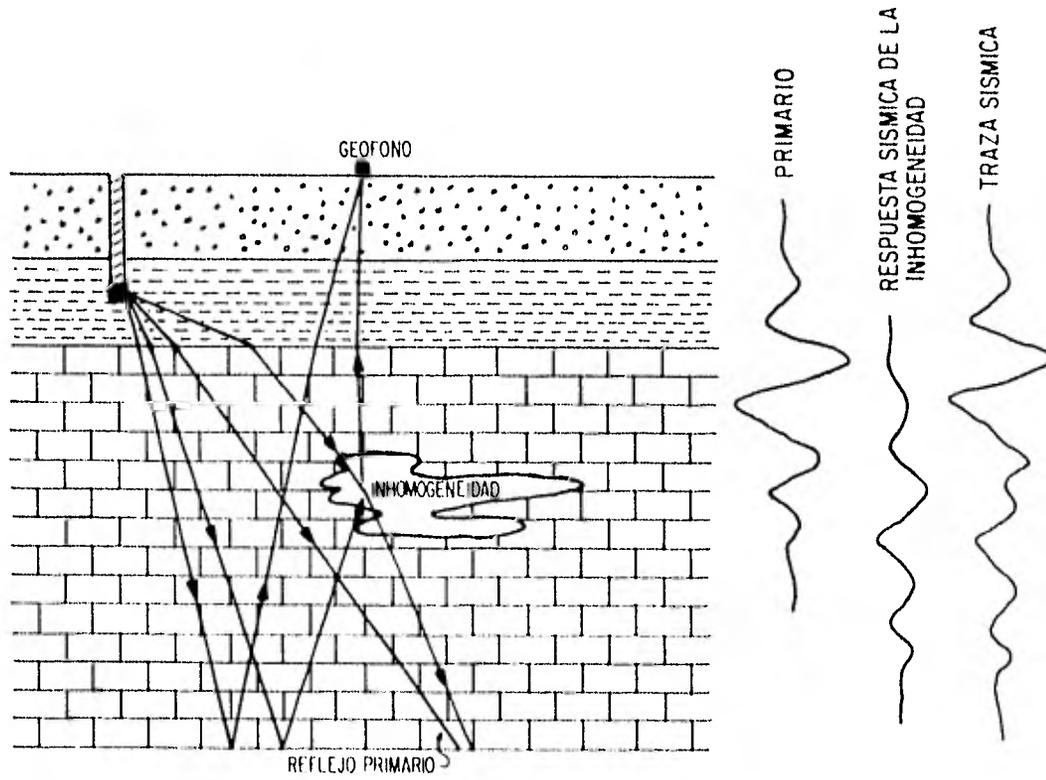


FIG. II - 28).- EFECTO DE INHOMOGENEIDADES SOBRE LOS EVENTOS PRIMARIOS REGISTRADOS.

locales del frente de onda sísmico.

La figura II-28 ilustra el efecto que puede producir la dispersión en inhomogéneidades. La adición de colas de energía al arribo directo, hacen que la onda sufra un ensanchamiento, dando origen ésto a otro agente aparente de filtro corta altos.

El grado de dispersión introducida por una inhomogéneidad, depende de su distancia al arribo directo, dimensiones del cuerpo inhomogéneo, de la longitud de onda incidiendo en él y de la impedancia acústica en ambos medios.

### III.- ADQUISICION DE DATOS.

La información sísmica es adquirida por personal comisionado en brigadas sismológicas de campo, las cuales pueden estar situadas en cualquier parte del planeta (terrenos cultivados, desiertos, selvas tropicales, bosques, pueblos, etc.), siendo la única condición para establecerse en un lugar determinado, la de que prospectos geológicos y/o geofísicos llevados a cabo con anterioridad, hayan descubierto las condiciones geológicas favorables básicas, para la presencia de hidrocarburos en el área.

El programa de un prospecto se realiza antes de que la brigada arribe a la nueva área de trabajo, consistiendo en el trazado de líneas en un plano del área (topográfico o geológico), a gran escala usualmente a 1:50,000, para que las coordenadas de las líneas puedan ser determinadas fácilmente y usadas por el topógrafo de la brigada, para su localización física en el terreno. Adicionado a éste plano va un informe, en el cual se especifican los objetivos geológicos estructurales (formaciones reflectoras a configurar) y/o estratigráficos, que deben ser cumplidos.

La información geológica y geofísica existente, es -

integrada para lograr la mejor realización del nuevo prospecto; especificando además otros datos de índole económico relativos al tiempo con que se dispone para la realización de los trabajos de campo y entrega del informe final del prospecto, así como también se especifican los recursos económicos y de equipo con que se dispone.

El programa trazado en el plano, puede consistir de una malla de líneas perpendiculares entre sí (líneas de rumbo y líneas de echado), cuya separación dependerá si el objetivo del prospecto es la determinación de características estructurales (regionales o de detalle) o estratigráficas. Líneas de detalle pueden ser trazadas para llenar la malla de un prospecto anterior. En un caso extremo el programa puede consistir de dos únicas líneas perpendiculares, cuyo cruce será a través de un pozo productor, y teniendo como objetivo definir las características y dimensiones estructurales-estratigráficas del receptáculo petrolífero, las cuales servirán para diseñar un programa óptimo de explotación (localización de pozos).

Si en el área existen pozos, las líneas se trazan de tal manera que los crucen en su mayor número posible, pero -

siempre obedeciendo a un criterio geológico, para que los datos obtenidos de pozos (columna geológica, sismograma sintético, etc.), ayuden a la identificación de los horizontes reflejantes (formaciones), en las secciones de esas líneas.

Generalmente el programa se ajusta a características superficiales con fines económicos y operacionales (topografía, carreteras, caminos, pueblos, etc.), sin olvidar naturalmente la información geológica con que se dispone. Sin embargo el programa inicial que hubiera sido trazado, siempre sufrirá modificaciones durante su realización por: problemas inesperados (falta de permiso para trabajar en propiedad privada), incremento o decremento en la densidad de las líneas en la malla, determinado por la clase de información que se va obteniendo de líneas observadas.

Existe una pequeña variedad de brigadas sismológicas terrestres, principalmente en lo que se refiere al equipo y fuente de energía utilizados específicamente para ciertas áreas, aunque básicamente los programas de observación son los mismos. No siendo lo mismo para trabajos marinos, donde el equipo y programas de observación, difiere totalmente. Existen brigadas sismológicas que trabajan, utilizando en forma combinada, las técnicas de observación marina y terrestre, --

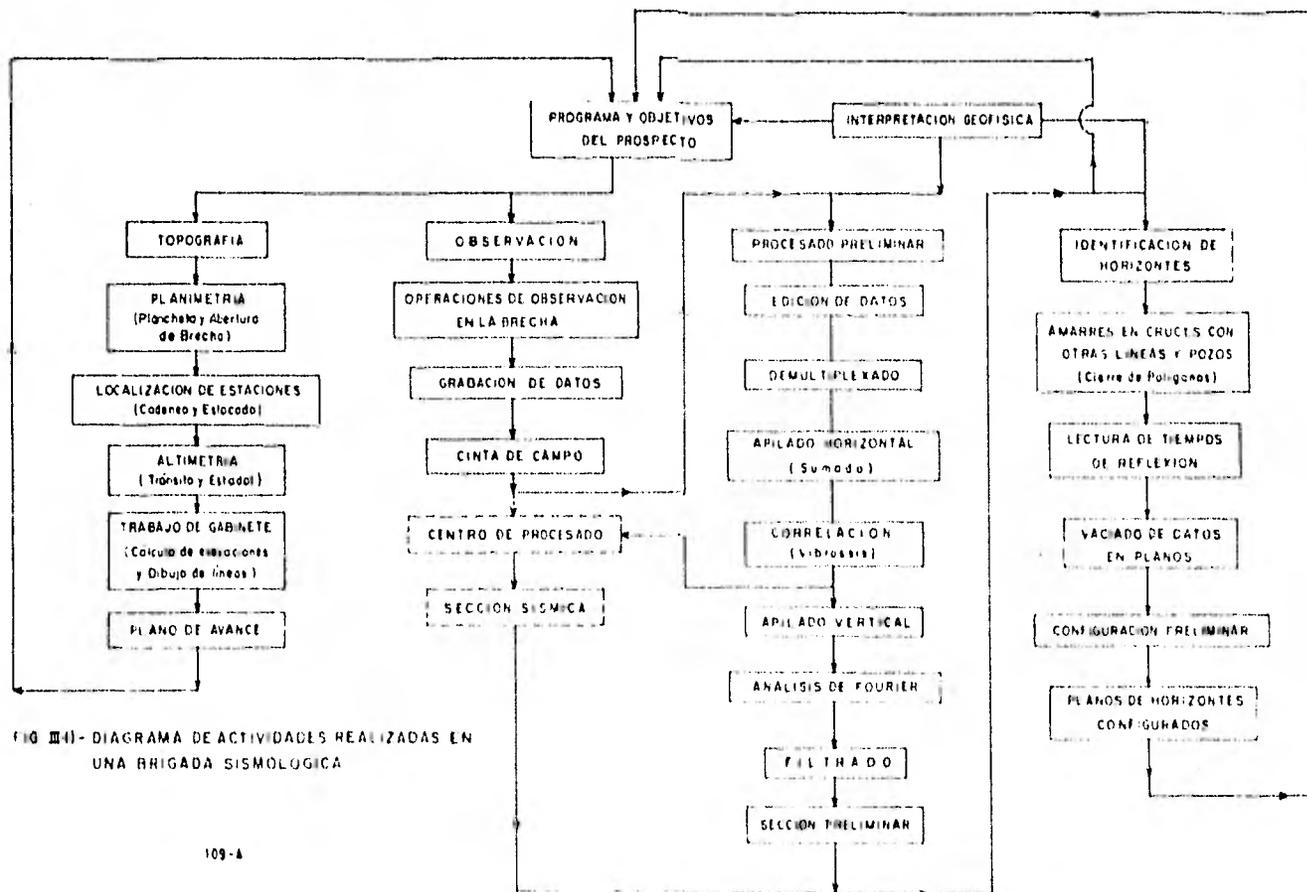


FIG III)- DIAGRAMA DE ACTIVIDADES REALIZADAS EN UNA BRIGADA SISMOLOGICA

llamándosele a éstas, brigadas de aguas someras, cuyos trabajos son realizados a lo largo de costas y en lagunas, teniendo como finalidad, la integración de la información obtenida de prospectos marinos con prospectos terrestres.

Una brigada sismológica mecanizada (aquella que utiliza vehículos para su locomoción) está constituida generalmente por medio centenar de hombres (técnicos y obreros) y una docena de vehículos. Las brigadas portátiles llegan a estar constituidas por más de un centenar de hombres, ya que la -- apertura de brecha, perforación de pozos de tiro y transporte del equipo de observación, se realiza manualmente, debido a las condiciones inaccesibles superficiales del terreno.

En una brigada sismológica, el geofísico, el observador y el topógrafo constituyen el personal que coordina los trabajos de campo para la realización del programa, pero es el geofísico el encargado de cuidar que los cambios efectuados en los trabajos no afecten negativamente la calidad de la información, así como tampoco los objetivos del programa. En el diagrama de la figura III.1 se resumen, las actividades realizadas en una brigada sismológica, siendo éstas las siguientes:

Topografía.- La primera etapa en un prospecto terrestre es un reconocimiento general del terreno, para apoyar el programa de observación, el cual es diseñado por un topógrafo, un geofísico y el jefe de brigada. La copia del plano del programa está constituido generalmente por un mosaico de hojas DETENAL Esc. 1:50,000.

El topógrafo es la persona encargada de que la posición y dirección de las líneas trazadas en los planos del programa, correspondan en dirección y posición a las líneas que él marcará para su apertura en el terreno (brechas), marcando en ella también los puntos de las posiciones que ocuparán geófonos y fuentes (estacas), durante la observación de la brecha. Para la realización de su trabajo, él se auxilia de equipo topográfico, tal como la plancheta, que utiliza para marcar la dirección exacta de las líneas en el terreno, estadal, cinta métrica y tránsito, que utiliza para cadener y estacar la brecha, así como para tomar la elevación de cada uno de los puntos estacados (estaciones), con respecto a algún cierto nivel de referencia preestablecido para esa área específica. Cuando el correcto levantamiento topográfico, en dirección, distancia y elevación de las líneas, por medio de polígonos, cuyo error de cierre deberá estar dentro de los límites estableci-

dos para ese prospecto; auxiliando sus amarres a localizaciones de mojoneras, caminos, tanques elevados, etc., siendo también el encargado de proporcionar al observador un croquis, mostrando los caminos de acceso a las brechas, así como actuales y posibles problemas que puedan presentarse durante las operaciones de observación en las brechas.

Generalmente al trabajo topográfico, no se le da la debida importancia en exploración sísmica. Un mal levantamiento topográfico repercutirá en una incorrecta aplicación de correcciones estáticas en la etapa de proceso. En malos amarres e interpretación equivocada de las secciones en la etapa interpretativa; ya que los puntos dato y cruces de líneas marcadas en los planos de avance y secciones, no corresponden a la localización de los puntos observados en el terreno.

Observación. - El observador es el encargado directo de la obtención de datos. A su cargo están todas las operaciones relacionadas con la observación de la línea como son: chequear que los geófonos sean correctamente plantados y conectados para evitar en la mayor número posible, trazas ruidosas, invertidas o muertas; verificar que el equipo de registro que él opera, trabaje en condiciones óptimas, para lo cual realiza a diario ciertas pruebas rutinarias y algunas otras periódicas.

dicamente, siendo algunas de estas: ruido instrumental, D.R.D. alimentación cruzada, Oscilación Exponencial, Duplicación de - Filtros, Tiempo, Filtros Notch, etc., y cuando la fuente de --- energía usada son vibradores se realizan las pruebas de simila ridad y paralelo, para asegurarse que los vibradores estén tra bajando en perfecta sincronía. La verificación del buen re-- sultado de estas pruebas, el observador la hace inmediatamente después de haber sido realizadas éstas. La evaluación la hace en una forma visual cualitativa sobre las reproducciones en pa pel, producidas por la cámara oscilográfica. Sin embargo la - cinta conteniendo la grabación de estas pruebas, es procesada\_ para asegurarse de los buenos resultados, en una forma cuanti- tativa, más confiable.

En apariencia puede pensarse que el trabajo del obser- vador es poco e intrascendente, pero realmente es todo lo con- trario. El a diario debe enfrentar fundamentalmente dos tipos de problemas de diferente naturaleza, siendo estos: que la ca- lidad de los registros sea la mejor posible, para lo cual se - apegará al programa de observación que le entrega el geofísico y que la operación instrumental sea óptima, el otro problema - es la obtención de un buen avance (número de registro obtenido por día) u optimización de las operaciones de observación, para

la realización económica del prospecto, debiendo tomar para - esto, medidas operacionales pertinentes y oportunas, culminando su trabajo en la entrega del carrete de campo, conteniendo la información sísmica.

Procesamiento preliminar.- Cuando los centros de procesado sísmico están muy alejados de campamento o cuando se desea agilizar el análisis de los datos para obtener interpretaciones que sirvan para evaluar una reorientación oportuna del prospecto, se utiliza un pequeño centro de procesamiento (minicomputadoras) instalado en un trailer, cuya capacidad de análisis depende del equipo, y programas (Hardware y Software) con que se cuente.

Cuando la energía es emitida por medio de vibradores, la disposición de una minicomputadora en la brigada es indispensable, ya que los datos obtenidos por esta técnica, como - se verá posteriormente, necesitan de una serie de procesos previos (demultiplexado, sumado y correlación), para que pueda - ser evaluada la información cualitativamente sobre el correolograma (equivalente al sismograma).

En el capítulo siguiente se tratarán los diferentes - procesos que se aplican a los datos de campo, para la obten-

ción de una sección sísmica, sobre la cual pueda trabajar el intérprete.

Interpretación.- El geofísico de campo es el responsable de que los objetivos del prospecto se cumplan, debiendo coordinar para esto, los trabajos topográficos y diseñando -- programas de observación, encaminados a la obtención de datos de buena calidad.

Al geofísico se le proporciona además de los planos del programa de líneas, información acerca de los objetivos geológicos y geofísicos del prospecto, así como también la información geológica y geofísica del área, para que con estas bases, el diseñe una serie de pruebas, que le sirvan para la selección de parámetros óptimos de observación, así como también - para seleccionar el lugar apropiado para la realización de dichas pruebas. A veces es necesario realizar más de una vez - estas pruebas, cuando la calidad de los datos se empobrece, - debido a cambios en las condiciones geológicas imperantes en el subsuelo.

Durante el tiempo de realización de prospecto, se llevan a cabo interpretaciones y configuraciones preliminares, - conforme el geofísico va recibiendo secciones sísmicas mensualmente. Esta interpretación es preliminar debido a que siempre

115-A

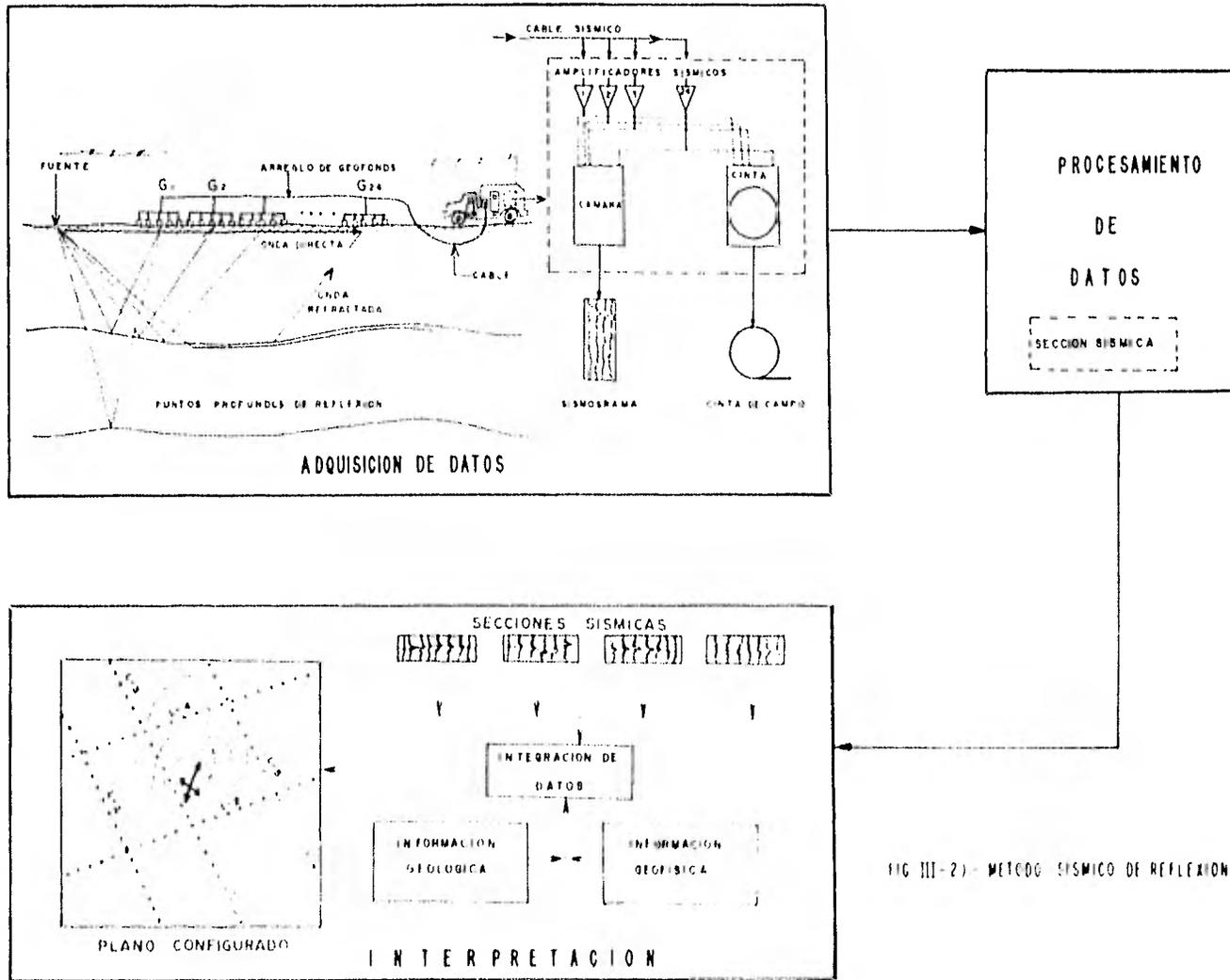


FIG III-2) - METODO SISMICO DE REFLEXION

estará sujeta a cambios sugeridos por las nuevas secciones -- que el va recibiendo. Hasta la terminación de las operaciones de observación de todas las líneas, se entrega un informe final del prospecto en donde se describen los trabajos operacionales, topográficos y de observación realizados, generalmente en una forma estadística; describiendo conclusiones desde el punto de vista geofísico, así como también recomendaciones sobre futuros estudios en zonas críticas del área.

### III.1. EL SISTEMA SISMOLOGICO.

Debido al gran desarrollo que ha experimentado la sísmología durante las dos últimas décadas, principalmente en lo referente a procesamiento de datos, es posible ahora, que el geofísico obtenga una gran cantidad de información, de los datos sísmicos. Por conveniencia el método de reflexión es actualmente dividido en las tres etapas ilustradas en la figura III.2.

La adquisición de datos incluye todos los trabajos -- realizados por la brigada de campo, para la obtención de un registro digital de la señal sísmica, teniendo como objetivo básico, la obtención de datos de la mejor calidad posible, de las cuales a su vez, se puedan inferir correctamente las ca--

racterísticas geológicas del subsuelo, de tal manera que su interpretación se facilite y sea objetiva.

El sistema básico de adquisición de datos incluye:

- Una señal de entrada derivada de alguna de las diferentes fuentes usadas en prospección.
- El medio transmisor y reflejante, constituido por los diferentes estratos de la Tierra.
- El instrumental de registro, compuesto de varios módulos, cuya principal función de conjunto, es la de grabar la señal sísmica en cinta magnética en una forma conveniente.

El geofísico puede así disponer de esta información, para su inmediato envío al centro de procesado.

Como se mencionó anteriormente, es necesario que el personal de la brigada proporcione las localizaciones de las estaciones, donde se colocaron las fuentes, plantaron los arreglos de detectores, así como sus respectivas elevaciones,

para determinar en forma correcta (mediante trayectorias de rayos), la posición de los puntos reflejantes del subsuelo -- (P.R.C.), así como las adecuadas correcciones a aplicar. Datos topográficos erróneos de una línea, repercuten negativamente en la etapa de procesado (aplicación de estáticas incorrectas, apilamiento pobre, etc.) y en interpretación (malos amarres, estructuras desplazadas, etc.), puesto que puntos en la superficie no corresponden a los respectivos puntos del subsuelo -- registrados.

La etapa de procesamiento de datos, suministra el puente de unión entre las etapas de adquisición de datos e interpretación. El procesado de datos involucra todos los proceesos matemáticos aplicados a los datos grabados en el campo, -- para la obtención de una sección sísmica interpretable y algunos otros datos que puedan ayudar al intérprete.

La etapa interpretativa es un poco más difícil de deslindar, debido a que el intérprete debe de cuidar que la calidad de la información obtenida en el campo y sobre la cual, -- el posteriormente va a trabajar, sea de la mejor calidad posible, debiéndose para lograr esto, trabajar algunas veces con -- sismógramas o secciones no procesadas, para en caso nocera---

rio poder discernir sobre la necesidad de programar pruebas enfocadas al diseño de nuevos patrones de fuente-detección óptimos, para mejorar la calidad de la información. También debe de mantenerse en continua comunicación con el analista, -- proporcionándole datos sobre las posibles características geológicas esperadas, para que de esta manera el analista seleccione más objetivamente el flujo de programas o análisis a -- ser aplicados. Naturalmente que la etapa interpretativa se refiere básicamente a la interpretación geofísica en términos geológicos, de la sección sísmica entregada al intérprete por el centro de procesado, consistiendo ésta de una evaluación -- científica o económica, basada principalmente en la experiencia del intérprete. Siendo además la etapa en donde la integración de datos geofísicos y geológicos se realiza con más -- objetividad.

### III.2.- LA SEÑAL SISMICA.

Existen diferentes razones para decir que la entrada ideal, para ser aplicada por la fuente sísmica al terreno, sea un impulso unitario (un pico de gran amplitud y duración cero). Las razones son las siguientes:

- a).- Es una función simple, la cual simplifica los análisis matemáticos aplicados a la señal sísmica.
- b). Suministra un amplio rango de frecuencia, aumentando con esto la posibilidad de obtener más información y - más alta resolución.
- c). Es una función fácil de producir.

Sísmicamente esta función impulso unitario, puede ser únicamente aproximada por las diferentes fuentes de energía, debido a que durante su transmisión a través del subsuelo, esta función es deformada por diferentes factores, que la distorsionan, filtran y le producen defasamientos no lineales. Sin embargo, las diferentes fuentes de energía sísmica, son capaces de producir normalmente un impulso de alta amplitud y de muy corto tiempo de duración, produciendo esto un registro sísmico interpretable en la mayoría de los casos. La mejor información sísmica será obtenida cuando la señal de entrada por la fuente de energía a la tierra sea de gran amplitud y de la más corta duración, como sea posible.

La técnica más antigua y comúnmente usada para producir esta función impulso en forma aproximada, ha sido median

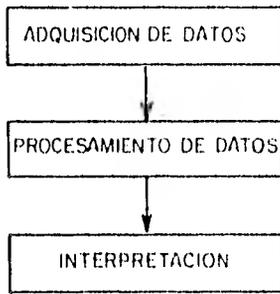


FIG. III-2). - ETAPAS DEL METODO DE REFLEXION

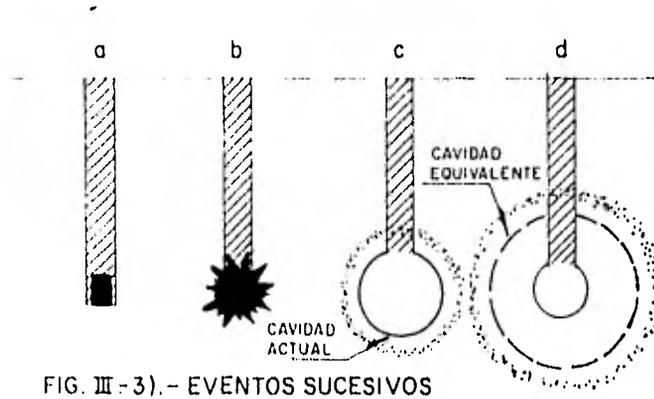


FIG. III-3). - EVENTOS SUCESIVOS ACAECIDOS EN EL POZO DE TIRO

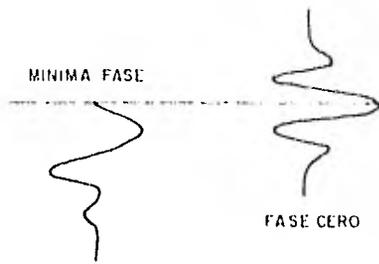


FIG. III-4). - ONDICULA

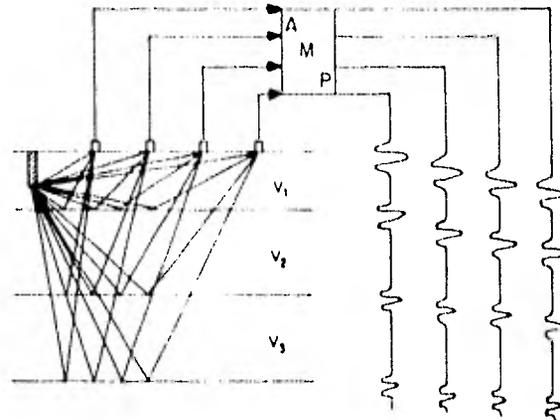


FIG. III-5). - SISMOGRAMA IDEAL

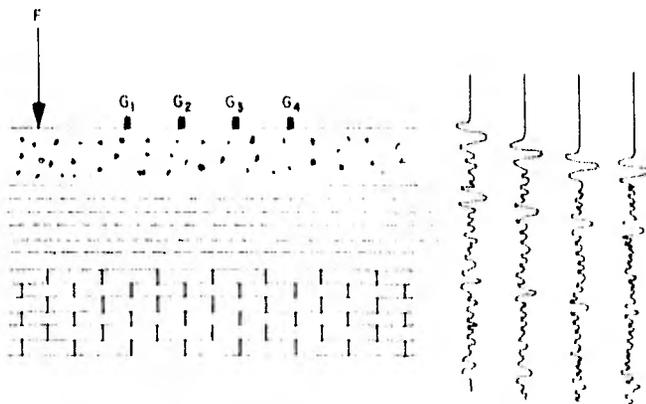


FIG. III-6). - SISMOGRAMA REAL

te el empleo de algún tipo de explosivo, tal como la dinamita, posteriormente se verá que el grado de aproximación de la señal generada, a la función impulso está regida por diferentes factores, tales como: tamaño de la carga, profundidad de enterramiento, etc.

Cuando un explosivo se coloca en el fondo de un pozo - (Fig. III-3a) y este se dispara (Fig. III-3b), la presión en el fondo del pozo es enorme (algunos cientos de miles de atmósferas). Los gases calientes generados durante la explosión, ejercen enorme presión sobre la roca circundante, pulverizándola y fracturándola por lo que su deformación será permanente, dando origen a una cavidad actual (Fig. III-3c). A una cierta distancia más allá de esta cavidad, un cascarón esférico de compresión se comienza a expandir, pero a causa de que todavía la presión ejercida sobre las partículas es enorme y las pérdidas de energía grandes, constituye todo esto un fenómeno no lineal, que se sale de todo análisis teórico elástico. Sin embargo, debido a estas grandes pérdidas de energía y a la expansión esférica, llega el momento en que la energía decae a un grado tal que la propagación se convierte en lineal.

Siendo conveniente hacer una abstracción, al definir una cavidad equivalente (Fig. III-3d), consistiendo ésta de --

un cascarón esférico, a partir del cual se realiza el análisis sísmico de propagación. La magnitud del pulso inicial (ondícula de Ricker), está en función directa de las características físicas de la cavidad equivalente, la cual le dio origen, ya que es a partir de su superficie, en que el pulso comienza a propagarse.

La magnitud del pulso inicial está en función de los siguientes parámetros manejables.

- Tamaño de la carga. Aunque se sabe que para cualquier material, la linealidad de los esfuerzos a partir de la cavidad equivalente, es independiente del tamaño de la carga, ésta sí contribuye a que la potencia de la fuente produzca un pulso de amplitud diferente para cargas diferentes en un mismo material.
- Profundidad de la carga: A causa de que el incremento de la presión estática del pozo (peso de los materiales de Tapachamiento), los esfuerzos iniciales producidos por la explosión, actuarán más eficazmente, entre más compactos y consolidados estén los materiales circundantes a la carga, haciendo que el -

pulso contenga frecuencias más altas. Ya que sabemos que aquellos materiales compactos que soportan grandes esfuerzos, son más capaces de transmitir ondas ricas en altas frecuencias, que aquellos materiales blandos poco consolidados (más absorptivos).

- Ancho y longitud de la carga. Se sabe que generalmente la explosión se inicia en la parte superior de la carga y que ésta se propaga hacia abajo a una cierta velocidad (usualmente a 7,000 m/seg.), dependiendo de las características físicas y composición química de ésta. Por lo que se debe de tomar en cuenta estas características, para que el tiempo de la explosión no sobrepase algunos cuantos microsegundos, para que así el impulso inicial pueda ser considerado como instantáneo.
- Taponamiento del pozo. La presión estática ejercida por el lodo (bentonita, agua, salvado, etc.), se debe de intentar por lo menos, que iguale a la presión geostática o de enterramiento, existente a esa misma profundidad, evitando con esto un escape direccional de energía hacia arriba (zona de menor presión).

Para fuentes sísmicas superficiales, la naturaleza de los estratos superficiales intemperizados, contribuyen a que el impulso o señal no contenga las altas frecuencias, ni la potencia que se alcanza con cargas explosivas colocadas en pozos perforados bajo la capa intemperizada. Pero como se verá posteriormente, las fuentes superficiales gozan de ciertas ventajas, que hacen posible alcanzar el grado de resolución deseado para cualquier profundidad, bajo ciertas circunstancias.

Los explosivos sísmicos como ya se dijo, producen un súbito y breve estallido de energía, conteniendo muy altas frecuencias. En su viaje a través de la Tierra, hasta una discontinuidad acústica, parte de esta energía será reflejada hacia arriba, a la superficie donde será detectada y registrada por los instrumentos sísmológicos y donde es desplegada como una "ondícula". Una ondícula está constituida por una o dos crestas y uno o dos valles, teniendo una duración aproximada de 50 a 100 milisegundos (dependiendo de la profundidad hasta la cual viajó). Las crestas y valles varían en amplitud, ocurriendo su máximo positivo cerca de 30 milisegundos, después del inicio de la ondícula. La ondícula es la respuesta hídrica, lo que será registrado, en un sismógrafo, desde las condiciones de reflexión fásica (Fig. III-4), es decir, sin que existan

señales extrañas contaminantes, ni atenuación de la señal, -- existiendo únicamente reflejos primarios y ondas directas. En un subsuelo ideal constituido de varios estratos con suficiente espesor, de tal manera que las ondículas no se traslapen, -- se obtendría el sismograma mostrado en la figura III-5. Se observa que los detectores más alejados de la fuente, registran la señal con un cierto retardo, originado por el incremento de distancia (mayor tiempo de trayectoria), este retardo hace -- que los reflejos muestren una cierta curvatura, la cual disminuye cuando los reflejos provienen de horizontes más profundos, debido a que las trayectorias de reflexión van siendo casi -- iguales para la energía recibida en todos los geófonos del -- tendido.

Desgraciadamente lo anterior no es posible, debido a que la tierra real está constituida de una gran cantidad de interfases y estratos inhomogéneos y cuya posición horizontal y paralela enunciada en el caso ideal, es muy raramente -- encontrada. Así la traza sísmica real registrada, está compuesta de un gran número de estas ondículas de diferente amplitud y fase, interfiriendo unas a otras, apareciendo también mezcladas con señales falsas y extrañas, de tal manera -- que la traza representa físicamente la suma de varias clases

de ondas combinadas entre sí, por lo que las ondículas no aparecen visiblemente separadas (Fig. III-6).

Debido a la dificultad que existe en la identificación de los reflejos primarios débiles y profundos, los cuales pueden estar relacionados a condiciones geológicas favorables para la acumulación de hidrocarburos, es necesario conocer las clases y características, de las pérdidas a las que se ve sujeta la ondícula en su viaje a través del subsuelo, así como también conocer las características de las falsas señales o ruidos, para poder identificarlos e idear el diseño de las técnicas operacionales de campo óptimas y aplicar métodos modernos de procesamiento digital, para lograr su máxima atenuación y poder obtener una sección sísmica tan limpia como sea posible de ruidos y con la señal de interés enfatizada, facilitando con esto su interpretación.

### III.3.- RUIDO SISMICO.

La palabra ruido para el geofísico, es semejante a la palabra hierba para el jardinero, debido a que ambas son cosas indeseables.

Sabemos que la forma del pulso primario, el cual se marca en la sección sísmica, y cuya información ha sido durante muchos años la base en los trabajos de interpretación, es en

mascarada por falsas señales, oroginadas por una gran variedad de agentes: algunos inherentes al equipo de registro (errores\_ del equipo instrumental al transmitir, amplificar, digitizar\_ y grabar la señal sísmica), otros inherentes a las caracterís- ticas geológicas imperantes en el subsuelo y cerca de la super\_ ficie, originando lo que comunmente se conoce como ruido geoló\_ gico, otros introducidos durante la etapa de proceso y otros\_ de origen externo al sistema sismológico (viento, actividades\_ humanas e industriales, etc.). A todas estas señales que con- tribuyen a enmascarar y empobrecer la calidad de la señal pri- maria de interés, se le designa en el lenguaje vernáculo geofí\_ sico como ruido.

En este inciso sobre ruido sísmico, se tratará acerca\_ de aquella energía que no es de interés y la cual es recibida\_ por los geófonos y grabada en el sismógrafo, al mismo tiempo - que los reflejos primarios, aunque esta energía indeseada, pug\_ de contener alguna información, pero no conteniendo la clase de información deseada en ese instante.

Debido a que el ruido ha sido un problema muy molesto du\_ rante toda la historia de la sismología de reflexión, y a tra- vés de la cual, han sido enfocados grandes esfuerzos para mejo-

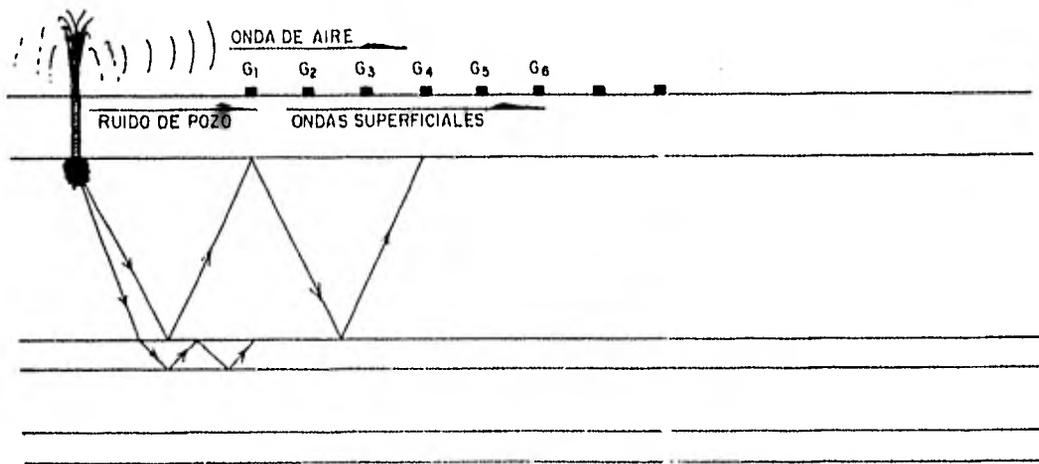


FIG. III - 7). - RUIDO GENERADO POR LA FUENTE

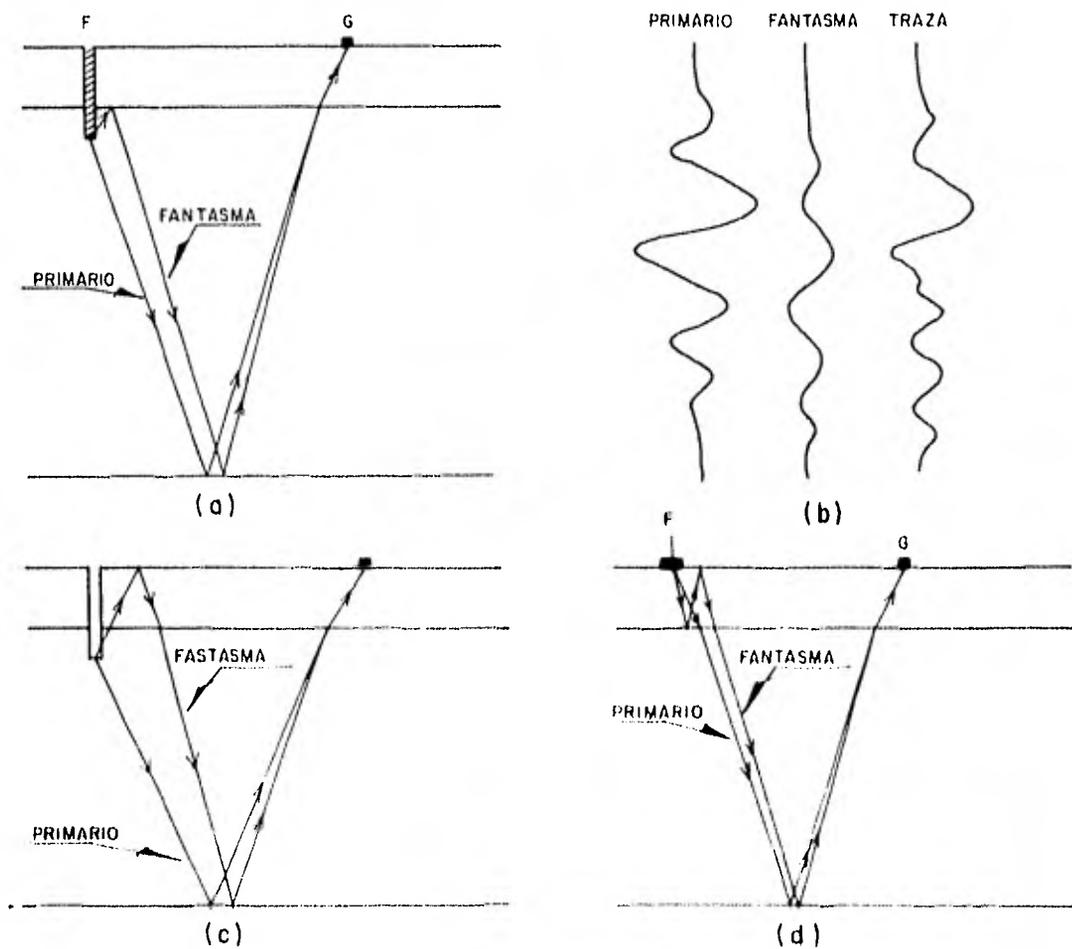


FIG. III - 8). - FANTASMAS

rar la relación señal-ruido, por medio de diferentes técnicas de campo y filtros digitales; redundando todo esto en el desarrollo de nuevas técnicas en la obtención, registro y procesamiento de datos sísmicos, así como también en el desarrollo de nuevas fuentes de energía; todo lo cual ha contribuido para convertir a la prospección sísmica de reflexión, en la herramienta geofísica más potente y la de más alta resolución.

Existen varias formas de clasificar a los ruidos. Sin embargo para los objetivos de este inciso es conveniente clasificar a los ruidos de la forma listada en la tabla III-1.

Ruido generado por la fuente.- Toda fuente de energía sísmica genera ruido, gran parte de éste ruido es inherente a las características geológicas imperantes en el subsuelo, cuyo arribo a los geófonos es vertical ; otra parte de éste ruido es función de las características de acoplamiento de la fuente con el terreno, cuyas ondas se propagan principalmente a través de trayectorias horizontales. La mayoría del ruido generado por la fuente, es de tipo coherente (Fig. III-7). Los principales tipos de ruido son:

Ruido de fozo.- Es originado por la caída de materiales (lodo y piedras), debido a la explosión del pozo.

Ruidos generados por la fuente	Horizontales	Ruido de pozo (incoherente) Onda de aire (incoherente) Ondas superficiales (coherentes)
	Verticales (ruido geológico)	Múltiples (coherente)      Fantasmas Peg legs (múltiples de interestrato) Reverberaciones  Difracciones (coherente) Refracciones (coherente) Dispersión de energía (incoherente)
Ruido instrumental	Geófono	Ruido termal Sensible a inducciones de líneas eléctricas Movimientos resonantes indeseables
	Filtros y Amplificadores	Circuitos no lineales Ruido termal Fuentes de potencia Inducciones entre canales
	Convertidor analógico-digital	Error de apertura Cuantización
Ruido ambiental	Tráfico de personas, vehículos y ganado (incoherente) Viento (incoherente) Industrias (incoherente) Pequeños estanques de agua (incoherente) Lluvia (incoherente) Líneas eléctricas Microsismos (incoherente y coherente)	

TABLA III-1) Diferentes tipos de ruido presentes durante el registro de energía sísmica.

Onda de aire.- Es originada por la explosión del pozo, o debido al impacto de alguna otra fuente de energía, consistiendo de ondas sónicas que transmite la detonación o impacto a través del aire, caracterizándose por su alta frecuencia y baja velocidad.

Ondas Superficiales.- Se les designa comunmente como "ground - roll", consistiendo de energía que ha seguido trayectorias muy complejas y variadas a través del estrato de baja velocidad. Sin embargo en los registros de algunas áreas de geología simple, los investigadores han podido apreciar que las ondas Rayleigh son las principales componentes del groun roll, cuyo porcentaje de participación varía de un área a otra.

Las ondas superficiales consisten de energía que se -- propaga a través de la superficie, como eventos coherentes y -- que debido a su expansión cilíndrica, más bien que esférica, -- su caída de energía con la distancia es pequeña preservando -- gran amplitud a grandes distancias, por lo cual puede observar -- se fácilmente su arribo, como evento coherente a través de to-- das las trazas del registro, si éstas no son atenuadas antes -- de registrar la salida de los geófonos, Por lo que podemos de -- cir que las características de esta clase de ruido son: cohe-- rencia, gran amplitud, baja frecuencia y velocidad aparente baja.

Esta clase de ruido es muy dañino, principalmente para las reflexiones primarias someras, siéndolo más aún cuando hay más de un tren de ground roll, cada uno arribando con una velocidad aparente diferente. En ocasiones el ground roll es demasiado fuerte, por lo que se hace necesario la utilización de - grandes offsets que permitan registrar los primarios, antes de que las ondas superficiales arriben al tendido.

Múltiples.- Un reflejo primario en una sección, representa la energía que viaja a través de una trayectoria simple, sin embargo se registran eventos reflejados más complejos, tal es el caso de los múltiples.

Los múltiples son eventos que han sido reflejados más de una vez en las interfases de un mismo estrato, por lo que - puede esperarse que su contenido de energía sea función de los coeficientes de reflexión de las interfases involucrados. Los coeficientes de reflexión en la mayoría de las interfases de - la columna sedimentaria son pequeños, por lo que se espera que únicamente las interfases, a través de las cuales existan grandes contrastes de impedancia acústica, generen múltiples lo suficientemente fuertes, para ser reconocidos como eventos cohe-  
rentes.

A través de la columna sedimentaria se originan varias clases de múltiples, cuya principal clasificación está basada en las características de su tiempo de arribo con respecto al tiempo de reflexión del primario, para el mismo nivel de tiempo o interfase (múltiples de trayectoria corta, de trayectoria larga e intermedia).

El tipo más común de múltiple es el originado en el estrato de baja velocidad, en cuyas interfases superior e inferior, se encuentran contrastes de impedancia muy grandes, provocando que las ondas reboten tantas veces (2,3,4,...) como su contenido de energía lo permita, apareciendo en el registro con un tiempo de arribo aproximado de 2,3,4... veces el tiempo de arribo del primario. Siendo en su mayoría esta clase de múltiples, de trayectoria larga.

Al querer resaltar los reflejos primarios profundos en la sección, se resaltará también a los múltiples. Debido a que los múltiples arriban a los geófonos verticalmente, no siendo posible atenuar los por medio de arreglos de geófonos-fuente, por lo que son registrados indiscriminadamente. Su atenuación se logra, en la etapa de procesado por medio de apilamiento y deconvolución.

Los múltiples de trayectoria corta, los cuales han sido reflejados sucesivamente en las interfases de estratos delgados, con grandes contrastes de impedancia acústica (estratos intercalados de lutitas y areniscas) son llamados Peg --- legs. Estos múltiples dan origen a un proceso de filtrado de frecuencia en la ondícula, lo cual se traduce físicamente en una dilatación o ensanchamiento de ésta; lo que contribuye a que el múltiple aparezca mezclado con el primario, debido a lo cual comúnmente se pueden postular conclusiones interpretativas equivocadas.

A causa de que la longitud en tiempo de trayectoria verificada a través del mismo material es mayor para el múltiple que para el primario, algunas veces pueden apreciarse componentes de frecuencia menores para el múltiple que para el primario.

Un fantasma es un tipo especial de múltiple. Cuando la fuente de energía es un explosivo colocado en el fondo de un pozo, es usual que se perforen los pozos a una cierta profundidad, bajo la capa interperizada, con el fin de que la energía que es radiada en todas direcciones en el instante del tiro; desde la base del pozo, viaje hacia abajo hasta ser reflejada por algún horizonte. Sin embargo parte de la ener-

gía que viaja hacia arriba, es reflejada hacia abajo, por la base del estrato de baja velocidad, constituyéndose así un fantasma (Fig. III-8a). Debido a la usual posición de la carga de explosivos, localizada a cierta distancia bajo la capa intemperizada, el fantasma que es reflejado hacia abajo por la base de la capa intemperizada, arribará al arreglo de geófonos inmediatamente atrás del reflejo primario. Si ambos eventos múltiple y primario arriban a los geófonos, muy cercanos uno del otro, ambos tipos de energía se mezclarán, formando un evento de banda de energía compleja, siendo esto muy dañino para la señal deseada. (Fig. III-8b). Otro tipo de fantasma puede presentarse cuando la energía que viaja del pozo hacia arriba, no es reflejada hacia abajo por la base de la capa intemperizada, sino que es transmitida a través de ésta y reflejada hacia abajo por la superficie del terreno (Fig. --- III-8c).

Debido a que el carácter del múltiple fantasma está directamente influenciado por la profundidad del pozo y debido también a que los problemas de operación en el campo, causan que la profundidad de los pozos, sea diferente para una misma línea, e inclusive para un mismo P.T. El carácter del evento, conteniendo mezcladas ambas señales (primario y fantasma), cambiará de un punto de tiro a otro y aún de tiro a tiro en el -

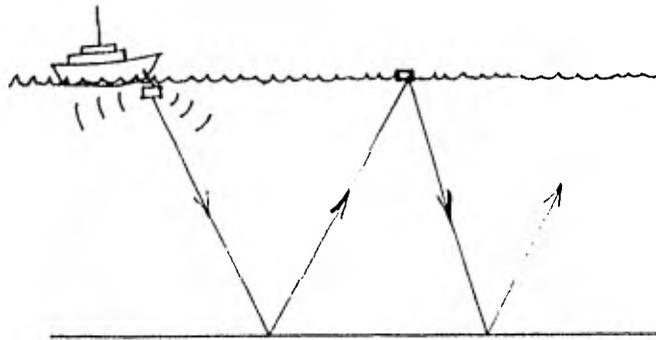


FIG. III-9).- REVERBERACIONES

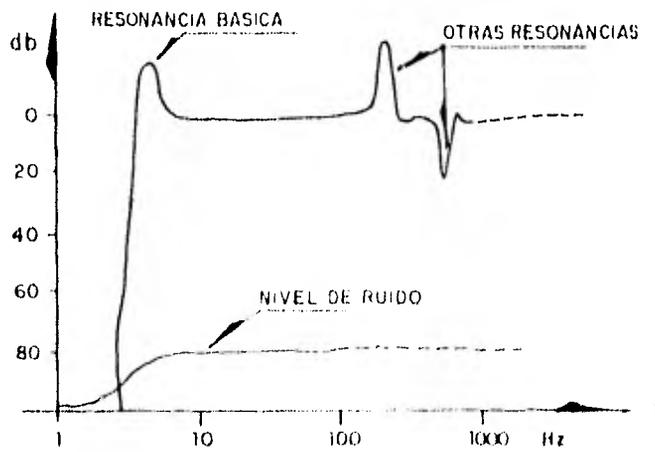


FIG. III-10).- RESPUESTA DE UN GEOFONO

mismo pozo, sin existir causa geológica que origine dicho cambio, presentándose incertidumbre con la interpretación, al intentar correlacionar eventos de registros adyacentes.

Los reflejos fantasmas también ocurren, cuando la fuente de energía es superficial como se muestra en la figura III-9d.

En trabajos sismológicos marinos existen dos contactos, el superior e inferior del agua, los cuales originan impedancias acústicas muy grandes, por lo que es de esperarse que la energía sea múltireflejada en estas dos interfases, debido a lo cual las secciones marinas muestran estar dominadas por múltiples, apareciendo éstos como una réplica casi exacta del fondo marino. A esta clase especial de múltiples se les da el nombre de reverberaciones (Fig. III-9).

Difracciones.- Consisten de ruido coherente, originadas como ya se mencionó anteriormente, por discontinuidades laterales abruptas, en las propiedades elásticas del medio de propagación, o también causadas por la curvatura de la interfase reflejante, la cual actúa de una manera semejante a la de una lente, enfocando o desenfocando la energía sísmica que incide en ella.

El carácter del evento difractado, es muy semejante al carácter de los reflejos primarios. Los eventos difractados se caracterizan en una sección por su forma de conjunto parabólica, teniendo su máxima amplitud en algún punto a lo largo de la parábola (los primeros arribos y la máxima amplitud de los eventos difractados, no es necesariamente para la traza localizada directamente arriba del punto de discontinuidad elástica difractante, debido a las variaciones laterales de velocidad, más superficiales).

Debido a su carácter las parábolas de difracción, son frecuentemente interpretadas, erróneamente como estructuras.

Refracciones.- Las refracciones en tiros de reflexión, constituye otra clase de ruido coherente, que sin embargo, siendo su trayectoria principalmente horizontal, su arribo a los detectores lo hacen verticalmente.

Esta onda refractada proviene principalmente de la base del estrato intemperizado.

Ruido Instrumental.- El ruido instrumental originado durante la detección y grabación de la energía sísmica, se debe principalmente a la naturaleza de los diferentes componentes

del sistema y a circuitos en mal estado.

El ruido de geófono, es generalmente de muy bajo nivel, sin embargo debido a las características de sus componentes resorte-masa, este sistema puede producir resonancias indeseables, algunas de las veces casi proporcionales a la señal sísmica. La Figura III-10 muestra la respuesta de un geófono. Como ya se mencionó anteriormente, el geófono es también sensible a las inducciones producidas por las líneas eléctricas de alta tensión.

Los ruidos principales introducidos por los amplificadores son debidos a distorsiones de amplitud y fase. La distorsión de amplitud, es causado por elementos no lineales, especialmente por inductores de núcleo de hierro. La distorsión de fase es producida cuando algunas frecuencias pasan a través del filtro, con un retraso en tiempo más grande que otras frecuencias, produciendo un cambio en el carácter de la ondícula registrada, cuyas componentes de frecuencia estarán desplazadas una con respecto a otras.

En general puede decirse que a excepción del ruido, debido a inducciones entre canales, el ruido instrumental consiste de ruidos incoherentes con rangos de frecuencia muy amplios y

lo principal, de muy bajo nivel de amplitud; no introduciendo usualmente ningún problema en el discernimiento de los reflejos primarios.

Ruido Ambiental.- En el sistema sísmico existen otras fuentes de ruido, adicionales a los ruidos generados por la fuente e instrumentales, al cual es detectado por los geófonos, llamado ruido ambiental, estando constituido de vibraciones originadas por las siguientes fuentes: tráfico de personas, vehículos y ganado a través de la línea, el viento moviendo árboles, arbustos y arena, olas golpeando las paredes de pequeños estanques de agua; lluvias, líneas eléctricas, microsismos, etc.

Las velocidades aparentes correspondientes a estos diferentes tipos de ruido, varían de acuerdo a las diferentes fuentes que los originan, conteniendo en su mayoría componentes de alta frecuencia (es muy común que ruidos de alta frecuencia se propaguen incoherentemente a través del medio, independientemente de la localización de la fuente del ruido).

Los microsismos se propagan principalmente como ondas Rayleigh dentro de un rango aproximado de velocidades aparentes de 2500 m/seg. a 4000m/seg. Los componentes de frecuencia

dominantes, ocupan un rango de bajas frecuencias. Dependiendo de la distancia al origen del microsismo y espaciamiento entre detectores, los microsismos pueden propagarse ya sea coherente o incoherentemente a través del arreglo.

El ruido ambiental independientemente de la fuente de origen, representa un fondo continuo de energía, sobre la cual se espera que los geófonos detecten los reflejos primario. Por lo que el nivel de este fondo ruidoso nos limita la máxima profundidad, para la cual los reflejos son discernibles del ruido. Sin embargo, para las actuales técnicas de obtención y procesamiento de datos, no representa un gran problema en la mayoría de las áreas.

#### III.4.- FUENTES Y DETECTORES DE ENERGIA SISMICA

En la naturaleza las ondas sísmicas son generadas cuando se excede el límite elástico de las rocas; debido a la acción de fuerzas tectónicas o volcánicas, dando origen a un cambio súbito de esfuerzos en los estratos de la tierra, aliviados estos por fallamientos. Este tipo de liberación natural de energía, suministra los datos necesarios como ya se mencionó en el primer capítulo, para deducir en base a su interpretación las características estructurales generales de la tierra.

Sin embargo, no es posible realizar con estos datos, un estudio detallado de las características geológicas de la corteza para fines petroleros.

Desde los inicios de la prospección sísmica, la dinamita y otras substancias altamente explosivas, han suministrado la fuente de energía sísmica y ha continuado siendo la --- fuente sísmica más popular en exploración terrestre, ya que - desde hace varios años ha sido descartado completamente su -- uso en trabajos marinos, por cuestiones ecológicas.

Se han venido usando diferentes técnicas para la generación de energía sísmica desde hace tres décadas. Algunas - aparecieron y fueron aplicadas temporalmente por ofrecer desventajas, siendo desplazadas por otras fuentes de energía que han ganado popularidad por sus ventajas operacionales y economía en su aplicación. Por ejemplo Poulter (1950) demostró -- que pueden obtenerse registros de reflexión interpretables -- mediante el uso de arreglos (con longitud aproximada de 100m) de cargas explosivas (de 7 a 13 cargas de 2,5 Kg. de dinamita cada una), explotadas en el aire, a pocos metros sobre el nivel del terreno. La dinamita era colgada en postes de 2 o 3 - metros de altura. Pero debido a sus grandes desventajas operacionales esta técnica sucumbió ante el progreso.

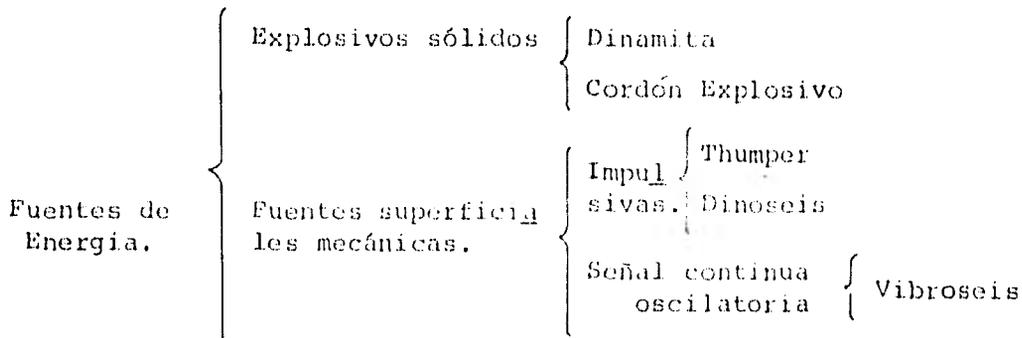
Aunque ninguna otra fuente de energía que no contenga explosivos sólidos, es capaz de suministrar tan alta concentración de energía, así como una manera tan fácil y casi instantánea de su liberación, lo cual desde el punto de vista sísmico es inapreciable. Sin embargo por razones políticas y económicas así como también por los grandes avances tecnológicos acaecidos durante las dos últimas décadas, ha sido posible un rápido incremento en el uso de otras fuentes de energía sísmica, gracias a lo cual el geofísico actualmente dispone de un buen número de ellas, para resolver problemas de tipo operacional y económico, que puedan presentarse en cualquier área de un proyecto.

Los requerimientos básicos que deben ser satisfechos - por cualquier fuente de energía sísmica son: transferir suficiente energía al subsuelo mediante un pulso agudo, de gran amplitud y duración instantánea y cumplir que la relación señal ruido sea lo suficientemente grande, de tal manera que los reflejos al nivel de interés sean perfectamente correlacionables.

Las nuevas fuentes de energía que han venido desplazando gradualmente a los explosivos, poseen considerablemente menos potencia, sin embargo debido a su movilidad, y fácil uso, pueden ser empleadas en unidades múltiples trabajando en forma

secuencial o simultánea en el cumplimiento de arreglos complejos de fuentes, dando como resultado un cierto número de registros para un punto dato, siendo necesario aplicarles ciertos procesos (sumado) con el objeto de obtener un registro único, equivalente al obtenido en un punto de tiro mediante la utilización de una potente carga explosiva, distribuida en pozos -- múltiples y detonados simultáneamente. Mediante la aplicación de N fuentes múltiples separadas secuencialmente M veces, es posible obtener un incremento de  $\sqrt{N \cdot M}$  con la relación señal ruido. Por lo que para fuentes superficiales que emiten señales débiles, se requiere la aplicación de técnicas de campo y procesamientos especiales, para incrementar de manera considerable la efectividad de estas fuentes.

Las fuentes de energía sísmica actualmente de mayor -- uso en exploración petrolera son las siguientes:



Dinamita.- Después de casi tres décadas de haberse iniciado la introducción de las fuentes superficiales de energía sísmica, los explosivos químicos sólidos han continuado todavía siendo la manera más conveniente de almacenar y liberar en forma casi instantánea, la cantidad enorme de energía requerida en sismología.

Varios tipos de explosivos dan origen a la radiación de ondas sísmicas, siendo los siguientes tres tipos, los más comúnmente usados.

- Dinamita gelatinosa
- Nitrato de Amonia
- Nitrocarbonitrilo.

La dinamita gelatinosa es la de más alta velocidad de detonación y la que posee la mayor concentración de energía, siendo además muy fácil de detonar estando constituida por una mezcla de Nitrogliserina, gelatina y un material inerte, el cual le da unión a la mezcla y sirve también para regular la potencia del explosivo; el Nitrato de Amonia y Nitrocarbonitrilo son explosivos con menor velocidad de detonación, menor potencia, más económicos y menos fáciles de detonar, lo cual les da mayor seguridad en su manejo, por lo que gozan de ma-

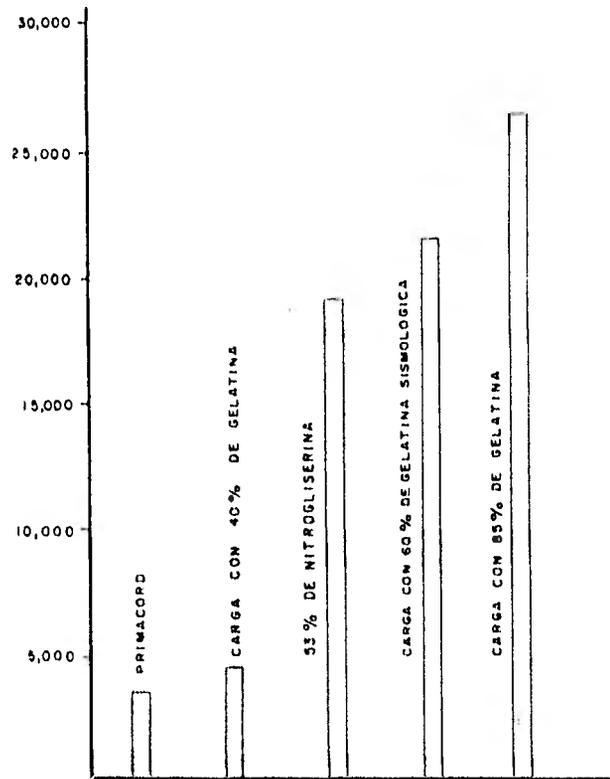


FIG. III-11).- VELOCIDADES DE DETONACION DE DIFERENTES EXPLOSIVOS SOLIDOS.

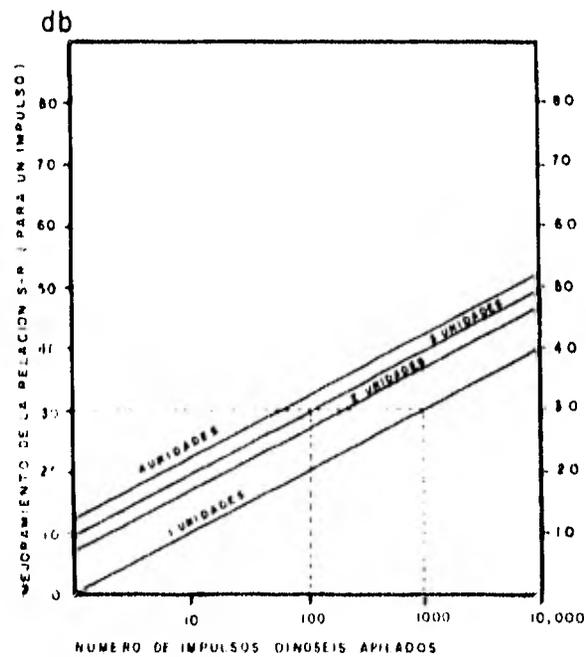


FIG. III 12).- MEJORAMIENTO ALCANZADO EN LA RELACION EN LA RELACION S-R MEDIANTE EL APILAMIENTO DE REGISTROS DINOSEIS.

yor popularidad actualmente. En la Figura III-11, se muestra una gráfica debida a Jakosky (1926), donde puede apreciarse la velocidad de detonación de diferentes explosivos.

Una alta velocidad de detonación y gran concentración de energía constituyen las principales características deseables desde el punto de vista de análisis sísmico, para la obtención de un pulso sísmico, cuyo carácter se asemeje lo más posible al carácter del pulso sísmico ideal.

En la práctica común los explosivos están contenidos dentro de envases de plástico cilíndricos (cartuchos) cuyo peso neto fluctúa entre 0.5 Kg. a 5.0 Kg. Estos cilindros de plástico pueden ser unidos entre sí fácilmente por ambos extremos; por lo que la carga deseada (kilogramos de explosivos) para un pozo de tiro, consistirá de un número determinado de cilindros acoplados entre sí, formando una sola pieza cilíndrica.

Antes de que la carga sea bajada al fondo del pozo se le inserta un fulminante eléctrico, que es el elemento el cual inicia la ignición del explosivo.

El fulminante es la terminal de dos conductores de polaridad opuesta, conectados a una caja de tiro, la cual puede

ser operada manualmente o a control remoto (lo más usual). De esta caja de tiro es derivada la corriente eléctrica de alto voltaje que hace detonar al fulminante.

La carga es bajada al pozo de tiro con su respectivo fulminante o fulminantes cuando la carga es muy grande (cilindro muy largo). El diámetro del pozo fluctúa entre 8 a 15 cm. y con una profundidad de 10 m. a 80 m. o más (generalmente bajo la base de la capa intemperizada). Una vez que la carga explosiva ha sido bajada al pozo, se procede a taponarlo con lodo, salvado, agua, etc.

El instante en el cual la caja de tiro deriva la corriente al fulminante, iniciando así la explosión; constituye el "instante de tiro" y es transmitido mediante una señal de radio (antiguamente una señal telefónica), al sismógrafo. Para tal motivo la caja de tiro lleva integrado un sistema, el cual genera y envía dicha señal de radio al sismógrafo en el instante en que se inició la ignición del explosivo, constituyendo lo que conocemos como tiempo cero en el sismograma.

Debido a que la velocidad de ignición del explosivo es más grande que la velocidad de propagación sísmica en el estrato el cual contiene a la carga; la detonación puede ser consi-

derada instantánea.

La localización de la carga explosiva o de cualquier otra fuente es muy importante en la minimización del ruido sísmico; por lo que el uso de pozos múltiples con cargas pequeñas, ganó popularidad sobre el uso de pozos simples desde hace ya varios años, siendo actualmente los arreglos de pozos los más usados.

Por otra parte, la simultaneidad de detonación de estas cargas múltiples, satisface la necesidad de generar y transmitir un pulso sísmico cuyo espectro de frecuencias sea sísmicamente completo.

El equipo utilizado para la perforación de los pozos de tiro, es del tipo rotatorio, montado en camiones, tractores o consistiendo de equipo de perforación portátil, cuyo tipo de barrenas utilizadas están en función directa de la dureza del material atravezado. Siendo principalmente de los siguientes tipos.

- Barrena de Diamante.
- Barrena de alas
- Barrena rolex.

El equipo de perforación está usualmente constituido - también por carros-tanque, encargados del transporte, de agua necesaria para preparar el lodo de perforación y taponamiento del pozo. Cuando las condiciones del terreno lo permiten, el lodo de perforación puede ser sustituido por aire comprimido, surtido por una compresora montada en el mismo vehículo de perforación.

A pesar de que las características sísmicas de los explosivos sólidos, son de lo más conveniente, ya que la ondícula generada por esta fuente sísmica, posee el carácter más cercano que puede ser obtenido, al carácter de la ondícula sísmica ideal, razón por la cual puede asegurarse, que seguirá usándose durante un futuro predecible.

Es incuestionable que su uso en pozos múltiples es operacionalmente inconveniente, creando desventajas económicas derivadas del alto costo y tiempo involucrados en la perforación de los pozos de tiro. Adicional a sus desventajas están los peligros al azar inherentes en su transportación, almacenamiento, manejo (aunque en explotación, se ha logrado un alto grado de seguridad), y restricciones de tipo legal en áreas pobladas.

Las anteriores desventajas, constituyen las principales

causas por lo cual esta fuente ha venido siendo desplazada gradualmente por fuentes mecánicas superficiales más modernas y económicas.

Cordón Explosivo..- Como se sabe, gran parte del ruido sísmico coherente, puede ser atenuado considerablemente en el campo, mediante arreglos de pozos y geófonos múltiples, lográndose un efecto de directividad de energía. El grado más alto de directividad de energía sísmica (cantidad de energía que viaja verticalmente hacia abajo), que puede obtenerse, es mediante el uso de una fuente continua, en dirección horizontal. Se puede obtener un buen grado de directividad, enterrando un cordón explosivo de longitud apropiada, cuyas características de detonación, están en función del grado de directividad deseado y sistema utilizado; siendo su velocidad de detonación, del orden de 7,000 m/seg. Si la velocidad de detonación del cordón fuese infinita, la energía transferida al terreno se propagaría verticalmente hacia abajo. Sin embargo, a causa de que la velocidad es finita, el carácter del pulso generado y emitido hacia abajo, está en función del ángulo cuyo seno es la velocidad sísmica, dividida entre la velocidad de detonación del cordón (usualmente entre 20° y 30°). Existen varias marcas comerciales que aplican esta técnica para trabajos sísmicos te-

restres, siendo algunos de ellos Geoflex, Primacord, Geoseis, etc.

El sistema cordón explosivo, es una aplicación de los explosivos que no requiere perforar pozos. El cordón explosivo está constituido de Pentaeritol Tetranitrato, mezclado con residuos textiles y un núcleo de material comprimido a través del cual se transmite la ignición, así como también de una cubierta de plástico aislante externa.

Durante los trabajos de operación de campo, el cordón explosivo es casi siempre utilizado en arreglos lineales, por lo que una o varias unidades de arado, semejantes a los utilizados en agricultura, abren surcos con una profundidad aproximada de 20 a 60 centímetros bajo la superficie del terreno, colocando simultáneamente en el fondo del surco, el cordón explosivo. Dos personas operando una unidad de arado, proporcionan las líneas de cordón necesarias por día, requeridas por la unidad de registro. Aunque actualmente se ha logrado un considerable aumento de producción mediante la utilización de unidades de arado de surcos múltiples.

La carga en arreglo puntal se utiliza en áreas remotas, selváticas y poco accesibles, para ello el cordón explosivo es

enrollado en forma de espiral, alrededor de algo sólido, como puede serlo un tronco o raíz de árboles caídos, los cuales -- son enterrados en hoyos hechos manualmente.

A causa de que la directividad de la energía, da origen a un efecto de filtrado, el ruido sísmico mediante el empleo de esta técnica, es cancelado en dirección paralela y perpendicular al cordón. Siendo posible mediante el uso de patrones de detonación y geometría de arreglos, hacer que la energía -- transferida sea óptima.

Fuentes Superficiales de Energía Sísmica. - Las ventajas en la generación de energía distribuida, para la atenuación de ruido coherente que viaja horizontalmente, y las inconveniencias en costos de perforación, arado y peligros inherentes en el manejo de explosivos, ha conducido al desarrollo de fuentes superficiales mecánicas, que no utilizan explosivos sólidos. Estas fuentes involucran impactos mecánicos o vibraciones sobre la superficie del terreno. Sin excepción, estas fuentes -- son menos potentes que cualquiera de los explosivos sólidos, y su aplicación a gran escala ha sido posible gracias a lo económico y movilidad en su operación, así como también, al desarrollo de técnicas de procesamiento digital de datos sísmicos. Sin --

embargo las fuentes superficiales sufren de los siguientes obstáculos y desventajas.

- La energía debe de penetrar a través del estrato superficial intemperizado, altamente atenuante y absorbivo, el cual actúa como un severo filtro corta altos, sobre el espectro del pulso transmitido.
- En la superficie, ninguna fuente es altamente eficaz en la generación de ondas longitudinales, por lo que se requiere de equipo pesado para poder transmitir la suficiente energía longitudinal al subsuelo.
- Se requiere de una masa de reacción y una masa de impuestos. La masa de impacto al ser acelerada hacia abajo, reacciona contra otra masa, la cual es simultáneamente acelerada hacia arriba. Por lo que la masa reactiva es normalmente más pesada que la masa de impacto, convirtiéndose en un sistema inconvenientemente pesado.
- A causa de que la masa reactiva descansa sobre el terreno, está puede actuar como una fuente sísmica secundaria. Aunque este problema ha sido resolucionado.

montando al sistema, sobre un vehículo con ruedas de caucho.

Mucho se ha hecho para superar estos problemas durante las últimos dos décadas, produciendo estas fuentes resultados excelentes, los cuales han sido demostrados por su gran cantidad de éxitos.

\* Thumper.- El advenimiento del método de caída de mesa, inició la era de las fuentes superficiales de energía sísmica. Este método fue desarrollado en el año de 1924. Sin embargo los resultados de los primeros estudios, fueron desalentadores y la fuente cayó en desuso.

El problema fundamental que se presentó al trabajar -- con esta fuente , es el nivel tan alto de ruido horizontal -- que se genera y la baja cantidad de energía longitudinal producida. Ya que para obtener la energía equivalente, a la liberada durante la explosión de una carga de 225 kgs. de dinamita, sería necesario dejar caer una esfera de hierro de 3 m. de diámetro y 75,000 kgs. de peso, desde una altura de 1609 m.

El método consiste en dejar caer una placa de hierro, de aproximadamente 3,000 Kgs, de peso, desde una altura de 3 m.

Inmediatamente después de que la placa ha golpeado la superficie del terreno, es enganchada y levantada mediante cadenas - por un sistema hidráulico, para evitar con esto un rebote secundario de la placa, que origine otro pulso sísmico secundario que haga confuso el análisis sísmico del registro así obtenido.

La energía disponible para una unidad de caída de masa, se calcula fácilmente, mediante la energía potencial de la masa. Por la aplicación del principio de conservación de la -- energía. Su energía cinética al instante del impacto será:

$$E_p = E_c$$

$$mgh = \frac{m v^2}{2}$$

Para una unidad Thumper típica, con una masa de 3,000\_ Kg. y dejada caer desde una altura de 3 m. tenemos:

$$E_p = 3 \times 10^3 \text{ Kg} \times 9.8 \text{ m/seg}^2 \times 3\text{m} = 88,200 \text{ J.}$$

Por lo cual se considera una fuente de baja energía -- sísmica.

Debido a que la masa penetra en el terreno algunos centímetros, en el instante del impacto, el espectro del pulso -

sísmico generado estará gobernado por frecuencias apreciablemente bajas (entre 5 y 20 Hs. usualmente), siendo este efecto indeseable desde el punto de vista sísmico.

Durante las operaciones de campo, la placa de hierro es suspendida por cadenas, mediante un sistema hidráulico que se encarga de elevarla a la altura conveniente y la libera en el instante preciso, cuando la señal de radio proveniente del sismógrafo es enviada. En el instante en que la placa golpea a la superficie del terreno, una segunda señal de radio es emitida, pero ahora en sentido contrario, de la masa al sismógrafo, por medio de un acelerómetro integrado a la placa. Dicha señal enviada al sismógrafo es registrada y constituye el inicio del pulso sísmico. Debido a que el lapso de tiempo entre la liberación de la masa y el impacto de ésta sobre el terreno, no es lo suficientemente constante, para una misma altura y una misma masa; no es posible operar más de una unidad en forma simultánea, aunque se usan dos o tres unidades en forma secuencial. Usualmente cien o más caídas de masa, son realizados para un punto dato.

Este método está restringido a trabajos en áreas desérticas, donde las unidades pueden ser fácilmente colocadas pa-

circunstancias, generando un pulso de 25 Hs. o bien a la detonación de 32 gr. de dinamita, generando un pulso en cuyo espectro domina la frecuencia de 77 Hs.

Este método introducido en el año de 1962 por la Compañía Sinclair Research Laboratories, utiliza un cañón de gas, cuyo peso fluctúa entre 2,500 Kg. a 4,000 Kg. Este cañón de gas está constituido, por una cámara elástica cilíndrica, la cual es llenada con gas explosivo, generalmente gas propano, mezclado con oxígeno o con aire enriquecido de oxígeno. Al ser detonada esta mezcla gaseosa dentro de la cámara, ésta -- ejerce una presión pasajera sobre el terreno, por medio de -- una placa de acero incorporada en la parte inferior de la cámara.

El cañón de gas está usualmente montado en la parte inferior de un vehículo, para ayudar así a ejercer, una más --- efectiva presión sobre el terreno. Pero en el momento de la explosión, la cámara está completamente libre de cualquier -- conexión rígida al vehículo.

En trabajos realizados en el ártico, los cañones son -- conducidos por helicópteros y colocados por éstos, en los puntos de tiro.

Las operaciones en el campo, se realizan usualmente con tres o cuatro unidades Dinoseis "tiradas" simultáneamente. Cada una de las unidades, está provista de tanques de almacenamiento de gas propano y oxígeno, los cuales le dan una libertad de operación para más de 3,500 disparos. La mezcla gaseosa propano - oxígeno se realiza a alta presión, por medio de dos válvulas inyectoras, las cuales miden el flujo de cada uno de los gases, por medio de un cronómetro eléctrico, cuidando de que pase únicamente el volumen requerido de cada uno de los gases, pasando éstos inmediatamente al mezclador de alta presión y por último, la mezcla es transferida a la cámara de explosión, quedando listo el cañón para ser operado electrónicamente por la señal de disparo. La cámara está provista de un pequeño sistema electrónico, el cual genera la chispa que inicia la ignición del gas.

El sismógrafo transmite la señal de disparo a las diferentes unidades, Dinoseis; a una determinada frecuencia (diferente a la frecuencia de intercomunicación de los equipos), para que así sean accionados simultáneamente los sistemas que generan la chispa en cada unidad. Al instante de ignición de la mezcla explosiva dentro de la cámara, se produce el impacto sobre el terreno. Durante la detonación la cámara actúa como un

resorte, de tal manera que el cañón salta del terreno hasta una altura, donde es sujetado por un gancho hidráulico, evitando que caiga nuevamente al terreno, provocando efectos secundarios que compliquen el análisis del carácter de la ondícula generada inicialmente. Existe en la cámara una válvula que permite el escape de los gases producidos por la ignición.

Después de haberse realizado la ignición, los vehículos avanzan una determinada distancia, obedeciendo a un determinado patrón de tirado. Al detenerse los vehículos después de haber avanzado dicha distancia, los cañones se hacen descender suavemente, efectuándose al mismo tiempo el ciclo de relleno de la cámara de combustión, de tal manera que cuando la placa inferior metálica de la cámara hace contacto con el terreno, un nuevo disparo puede ser efectuado.

En cada disparo una cantidad fija de energía es generada y en cuyos registros sísmicos obtenidos, el nivel de ruido puede ser varias veces mayor que el de los eventos reflejados. Sin embargo, gracias a la movilidad y fácil manejo de las unidades Dinoseis, es posible la aplicación de arreglos de tiro complejos, de tal manera que es relativamente fácil y económico, generar el número de impulsos necesarios para lograr un -

mejoramiento de la relación señal-ruido para una área particular. Esta relación señal a ruido, será mejor si el número de unidades Dinoseis, con los que se puede disponer para ser operadas simultáneamente, aumenta, según puede esto apreciarse - en la figura III-12.

El hecho de que varias unidades Dinoseis puedan ser -- operadas simultáneamente, adquiere cierta ventaja con relación al sistema Thumper. Pudiendo desarrollar un nivel más - alto de energía, que el obtenido mediante una sola unidad. -- Además que esta técnica es menos propensa a generar ruido horizontal.

Los diferentes registros obtenidos para un arreglo de tiro, son posteriormente combinados (sumados), en los centros de procesamiento para obtener un único registro.

Algunas de las características del sistema Dinoseis son las siguientes:

- Emisión de un pulso único
- Elimina la perforación de pozos de Tiro
- No provoca daño a construcciones civiles, relativamente cercanas.

- No requiere la instalación de minicomputadoras para procesar los datos en el campo.
- Relativa alta producción.
- Su uso actualmente está restringido a áreas abiertas.

Vibro seis.- El inicio del sistema vibroseis, puede ser considerado en el año de 1950 cuando se publicó un artículo - (Correlation Functions and Communication Applications) en la revista Electronics en junio de ese año, cuyos autores fueron Lee y Wiener. En dicho artículo se describía el proceso de correlación, quedando constituido con esto los bases matemáticos del sistema vibroseis. Surgiendo desde entonces numerosos intentos patentados, cuyo objetivo era el deseo de obtener información sísmica mediante el uso de señales continuas. Sin embargo, no fue sino hasta abril 10 de 1958, cuando un grupo de técnicos de la Continental oil Company, realizaron una demostración del sistema vibroseis en la ciudad de Ponca, quedando con esto sólidamente establecida su aplicación como fuente de energía sísmica. La publicación de las características del sistema para fines prácticos, fueron publicados en la revista Geophysics por Crawford, Doty y Lee en febrero de 1960. Desde entonces se han realizado grandes avances techno-

159-A

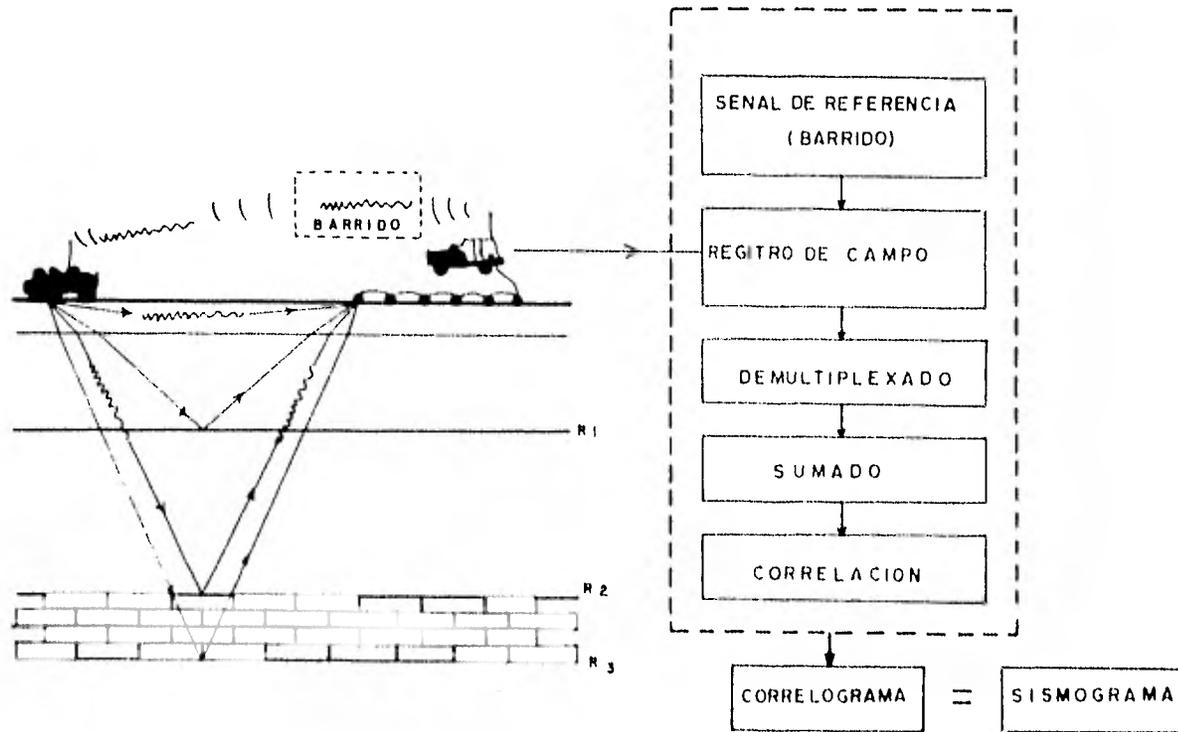


FIG. III-13).- SISTEMA VIBROSEIS

lógicos y científicos, los cuales han repercutido en cambios de los sistemas de registro y procesamiento sísmico, así como --- también en los sistemas electromecánicos de los vibradores. Sin embargo los principios del sistema vibroseis, son los mismos - que aquellos descritos por Crawford, Dorty y Lee.

El sistema vibroseis se distingue de las demás fuentes - sísmicas, en que la señal emitida al subsuelo, no consiste de un pulso único, sino de una señal oscilatoria continua, no repetitiva durando un cierto lapso de tiempo (usualmente entre 7 a 15 seg.) y cuya frecuencia controlada, varía linealmente durante el lapso de tiempo de duración de la señal llamada "barrido", extendiéndose de un cierto extremo de ancho de banda definido, al otro, correspondiendo muy de cerca a la respuesta natural del área. Así no necesitan ser emitidas las frecuencias que irremediablemente serán perdidas.

Esquemáticamente las bases del sistema vibroseis son -- mostrados en la figura III-13, en donde se puede observar que señales semejantes al barrido emitido, son reflejadas en cada interfase acústica, sufriendo ciertos cambios en su espectro de amplitud y fase, debido al filtrado de la tierra. A causa de que cada evento reflejado consiste de un tren de onda de varios segundos de longitud, al arribar estos reflejos a la su-

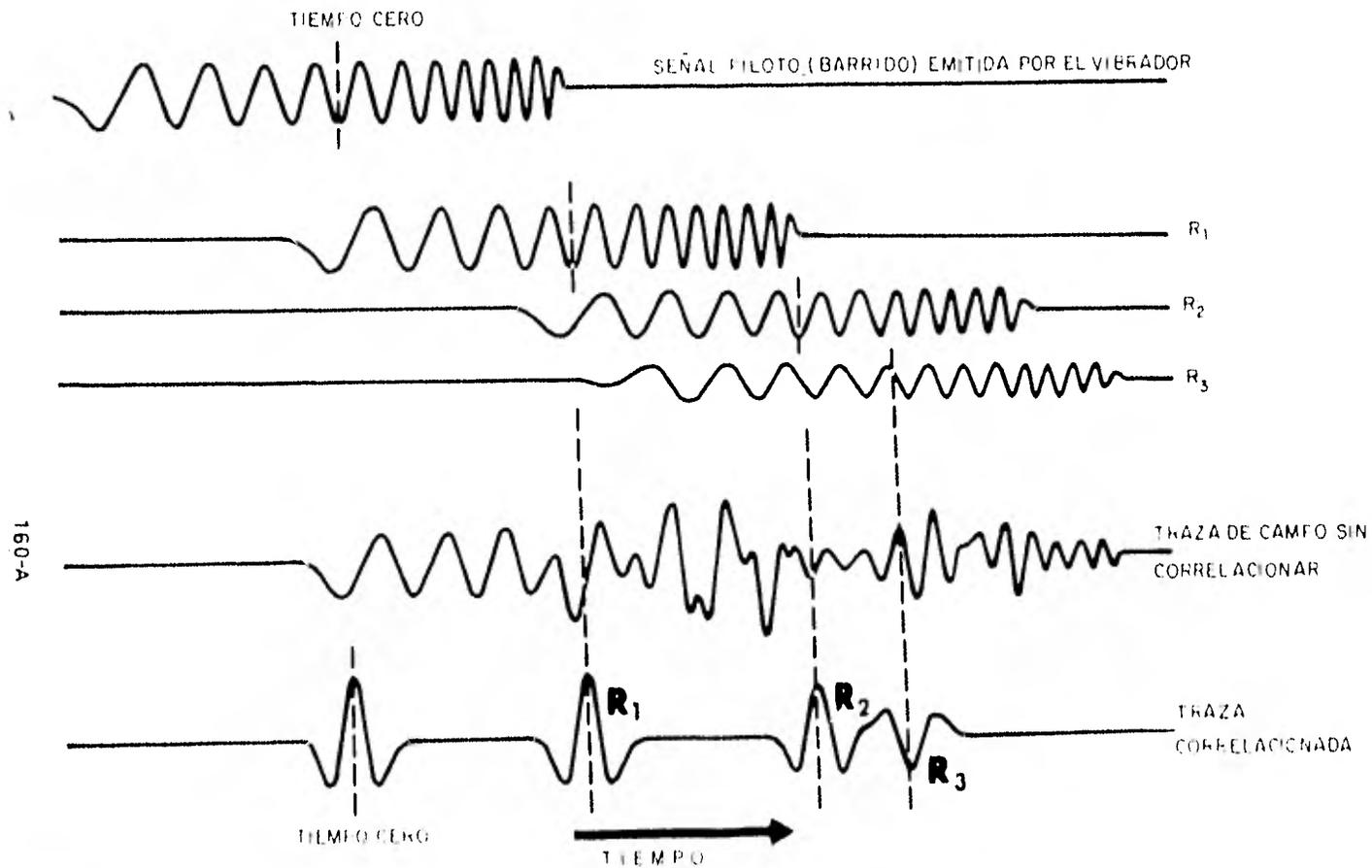


FIG III-14) - PRINCIPIO DEL PROCESO DE CROSCORRELACION EN EL SISTEMA VIBROSEIS.

perficie, lo harán en una forma translapada. Y la señal registrada por los geófonos representa la suma total de todos estos trenes de onda reflejados, más una cierta cantidad de ruido -- adicional. No pudiendo ser reconocible ningún evento coherente en los registros de campo, haciendo necesaria la técnica -- del pulso compresional. Fig. III-14

El pulso compresional o comprimido se obtiene correlacionando el barrido original emitido, con cada una de las trazas del registro de campo (croscorrelación), haciendo que la señal larga reflejada sea comprimida a un pulso de fase cero, en su propio tiempo de arribo; produciéndose así un registro (correlograma) interpretable, análogo al producido mediante -- una fuente impulsiva. La amplitud con la cual la señal reflejada fue registrada, es preservada después de aplicar la correlación cruzada.

Por lo que puede decirse que el sistema vibroseis es -- muy complejo, desde el punto de vista de los requerimientos de la fuente.

El sistema emplea vibradores para transmitir la energía del barrido al terreno. Los cuales han sufrido drásticos cambios en sus sistemas internos de operación durante las dos décadas

das de aplicación del sistema vibroseis, durante los cuales - se han utilizado los siguientes tres tipos principales de vibradores.

- Vibrador centrífugo
- Vibrador electromagnético
- Vibrador servohidráulico.

Los principios y sistemas de operación del primer tipo de Vibrador, eran esencialmente mecánicos, siendo abandonado su uso a causa de la imposibilidad de operar más de una unidad en forma sincronizada, para que de esta manera se pudiera incrementar la energía aplicada a la tierra durante un barrido.

Los vibradores electromagnéticos, sí podían operarse - más de una unidad en forma sincronizada. Este tipo de vibradores funcionaban en forma análoga a una bocina, sólo que en lugar de ser un cono produciendo ondas sonoras, era una plancha metálica, la cual se mantenía en contacto con la superficie del terreno, durante el tiempo de duración del barrido, - para poder así transmitir el carácter y energía del barrido - más fielmente y en forma más efectiva.

La energía entregada al terreno por este vibrador, era de  $60 \times 10^3$  a  $140 \times 10^3$  Joules. Por lo que fueron desplazados por otros más potentes.

El vibrador servohidráulico es capaz de liberar barridos de alto contenido de energía, sobre el espectro completo de frecuencia sísmica. Este tipo de vibrador es el único actualmente en uso.

El nombre servohidráulico implica que su fuerza motriz es hidráulica y que son controlados por sistemas servo, constituidos de diferentes partes, mecánicas, eléctricas y electrónicas.

Actualmente se dispone de diferentes modelos de vibradores servohidráulicos, cuyos diferentes características de fabricación, hacen que algunos modelos produzcan mejores resultados en áreas, con problemas geofísicos específicos; obteniéndose mediante esta selección, resultados óptimos.

El principal problema al que se ha enfrentado en el diseño y manufactura de vibradores, es el de diseñar vibradores en cuyas características de operación, sean capaces de producir una buena respuesta a las bajas frecuencias del barrido.

Dando como solución a este problema, la construcción de vibradores de gran potencia y peso.

El vibrador está usualmente montado a un vehículo automotor, proporcionándole gran movilidad de operación, además de que parte del peso del vehículo puede ser usado para mantener a la plancha en firme contacto con el terreno.

Debido a la relativa baja densidad de energía, generada por esta clase de fuente superficial, su aplicación en área -- urbana se realiza sin el peligro de dañar severamente estructuras civiles cercanas, inclusive se ha utilizado a través de túneles que atraviezan montañas. En donde fuentes impulsivas como la dinámita serían imposible de usar, sin causar severos daños.

La principal característica del sistema vibroscis que lo hace una herramienta versátil, así como económica y por cuyas ventajas ha alcanzado gran popularidad y su actual posición relevante con respecto a las demás fuentes de energía sísmica - utilizadas en la exploración petrolera, ha sido gracias a la libertad existente en seleccionar los parámetros de la señal emitida.

El barrido o señal piloto generada por los vibradores, es una onda sinusoidal de frecuencia modulada y amplitud constante, cuya frecuencia instantánea varía linealmente con el tiempo. En la parte superior de la Fig. III-14 se muestra dicha señal piloto, cuyo ancho de banda es limitado por las características y objetivos geológicos del área, así como también por las características electromecánicas del vibrador. Los primeros modelos de vibradores recibían la señal piloto emitida del sismógrafo. Actualmente los vibradores modernos poseen su propio generador de barrido, por lo que el sismógrafo únicamente envía una señal de radio (pulso), la cual al ser recibida por los vibradores, cada uno generará en sincronía el barrido.

En el sistema vibroseis la salida efectiva del vibrador, puede ser considerada el pulso autocorrelacionado, conteniendo la energía total del ancho de banda del barrido. Así la autocorrelación de la onda sinusoidal cumple ciertas características, por las cuales fue seleccionada entre otros tipos de ondas continuas (ruido electrónico blanco, señal de martín, etc.), siendo las principales de dichas características, las siguientes:

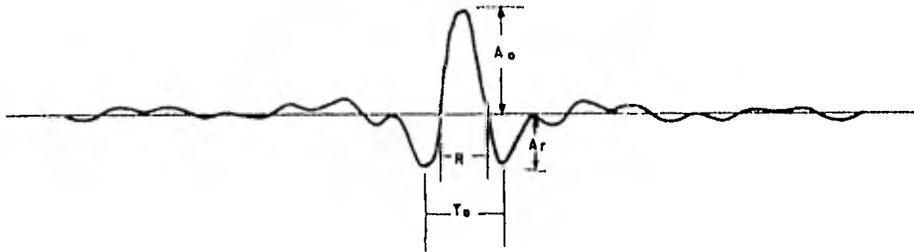


FIG. III-15).- ONDICULA DE KLAUDER

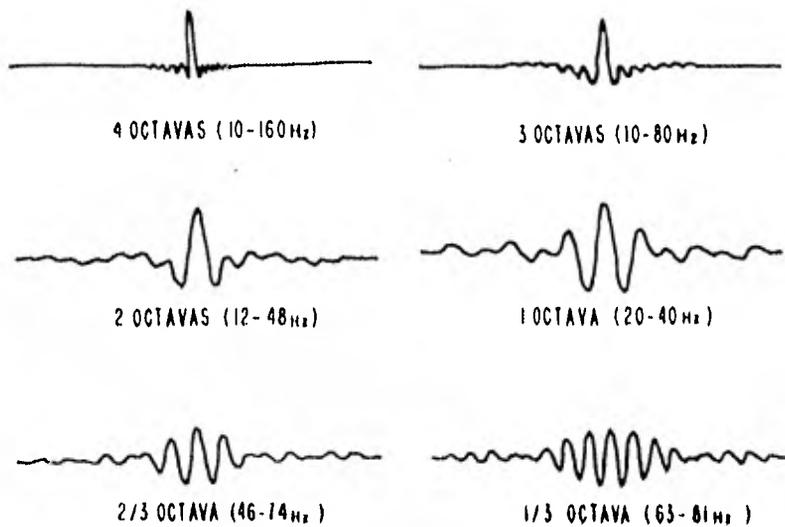


FIG. III-16).- EFECTO DE VARIAR EL ANCHO DE BANDA DE LA SENAL PILOTO EN LA FORMA DE LA ONDICULA DE KLAUDER

- El lóbulo central de su función autocorrelación, teóricamente representa la amplitud y agudeza de la señal.
- Es una señal con la que se puede tener fácil control en su amplitud y cambio de frecuencia instantánea, a través de todo su ancho de banda, al ser producida - mediante sistemas electromecánicos.

La función, la cual posee todas las características de la función autocorrelación, es la ondícula de Klauder y es la que juega el mismo papel importante que la ondícula de Ricker (en la aplicación de fuentes impulsivas), en la etapa de procesamiento del sistema vibroseis, teniendo la ventaja de requerir menos tiempo de máquina.

Debido a la gran importancia que tiene la ondícula de Klauder (Fig. III-15) en vibroseis, deben de ser consideradas las siguientes características de la ondícula, en la selección de los parámetros del barrido.

- Definición.- La definición representa la relación entre las amplitudes del lóbulo central  $A_0$  y lóbulos laterales  $A_1$ , siendo expresado por:

$$D = \frac{A_0}{A_1}$$

Representando una medida de la relación entre las frecuencias más altas y más baja del ancho de banda del barrido. El valor de la definición aumenta, al incrementarse el ancho de banda del barrido, como puede apreciarse en la figura III-16. Tendiendo a una delta de Dirac, cuando el ancho de banda tiende a infinito.

- Resolución. - La resolución representa el intervalo de cruce con cero, del lóbulo central y está expresado como:

$$R = \frac{1}{2 T_0}$$

Al disminuir el valor de  $R$  la resolución vertical aumenta.

- Ancho.- El ancho de la ondícula de Klauder está representado por el valor absoluto del intervalo de tiempo, entre los dos primeros lóbulos laterales; estando representado por la siguiente relación:

$$T_0 = \frac{W}{2} \text{ donde } W \text{ es el ancho de banda del barrido.}$$

Representando una medida de la frecuencia media de la

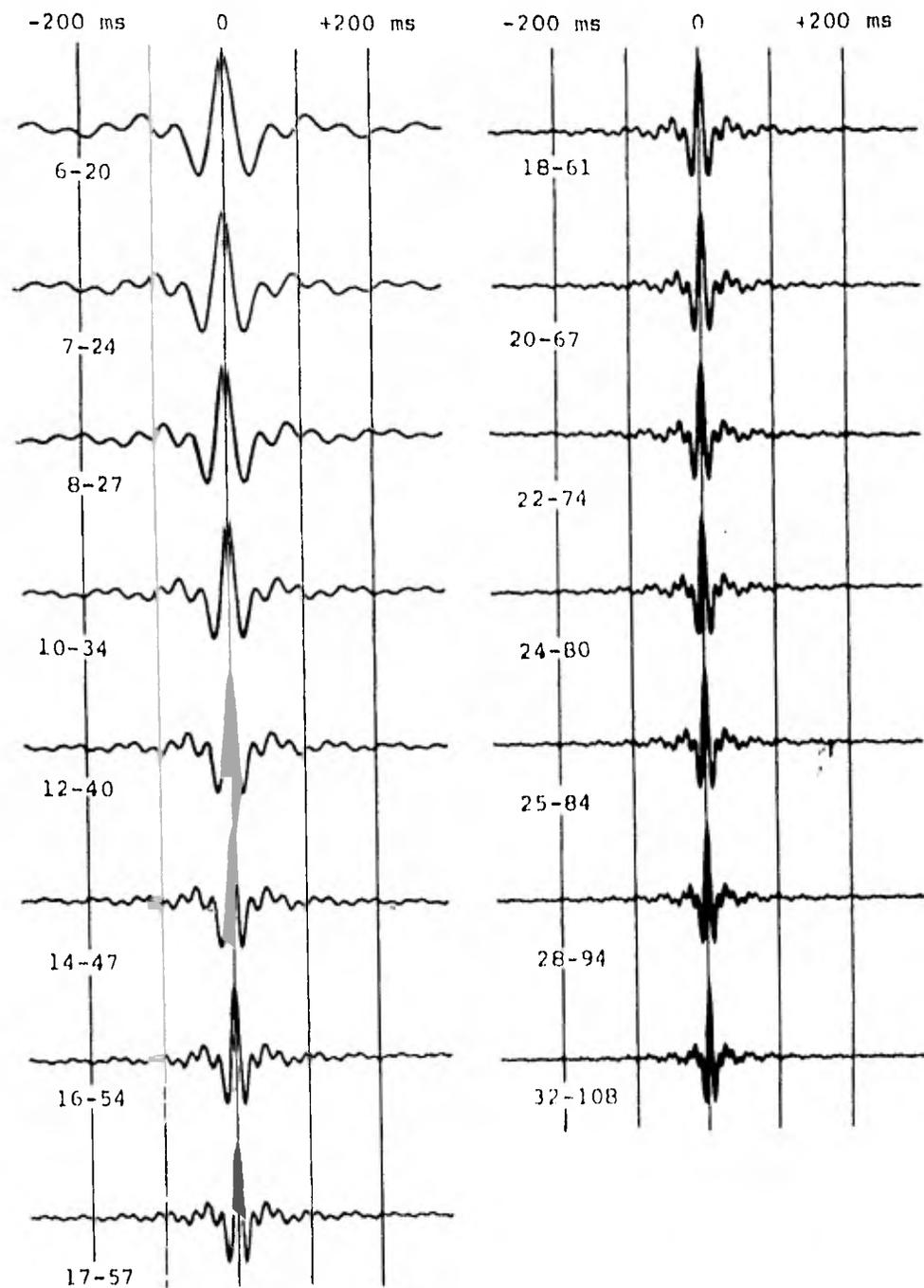


FIG. III - 17). - ONDICULAS DE KLAUDER GENERADAS MEDIANTE LA AUTOCORRELACION DE VARIOS BARRIDOS.

señal piloto. La figura III-17 muestra los cambios que sufre la función autocorrelación del barrido (ondícula de Klauder), al variar algunos parámetros de éste.

Así podemos resumir las tres características de la ondícula, en los dos siguientes requerimientos, que la función autorrelación del barrido debe cumplir, para la obtención de buenos resultados en su aplicación práctica.

- a) Ser de forma bien definida y tan clara como sea posible
- b) El pulso decaiga tan rápidamente como sea posible, sin crear ningún incremento local de amplitud (2ª. armónica).

La figura III-18 muestra algunas de las características indeseables de la función autocorrelación.

El decaimiento rápido es deseable como ya se mencionó anteriormente, ya que la no agudeza del pulso reflejado, podría ocultar fácilmente otros eventos reflejados, limitando con esto la resolución vertical del método. El segundo requerimiento, está relacionado al mismo problema esto es, de que una única autocorrelación ocurra para cada uno de los trenes de onda.

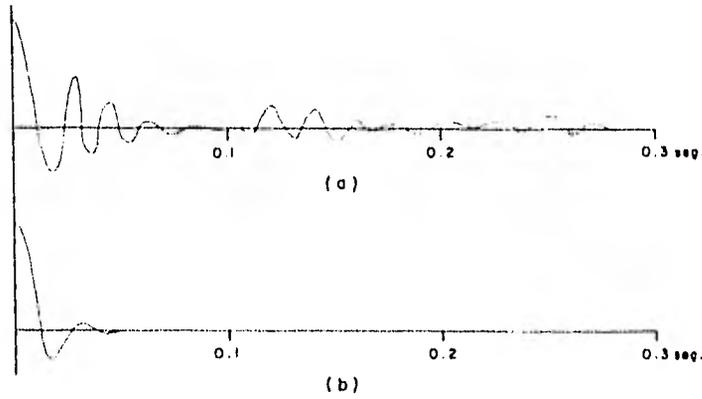


FIG. III-18)- CARACTERISTICAS DE LA FUNCION AUTOCORRELACION: a) SISMICAMENTE INDESEABLE Y b) SISMICAMENTE-IDEAL

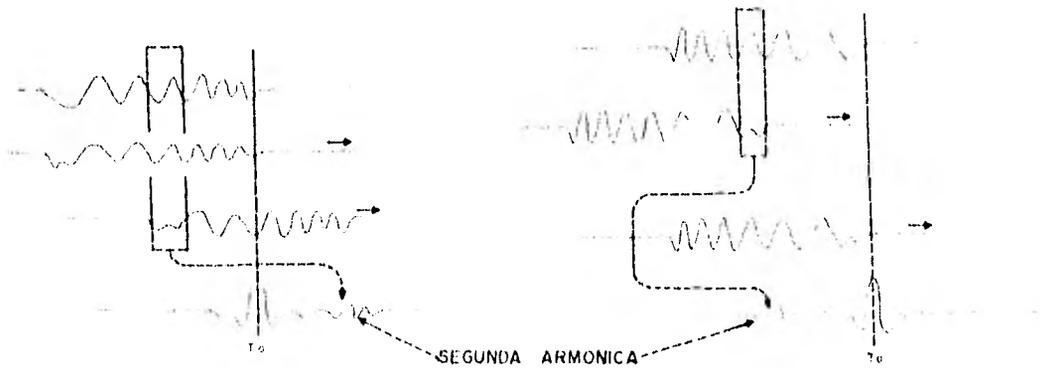


FIG. III-19)- FENOMENO DE LA SEGUNDA ARMONIA EN: a) BARRIDO ASCENDENTE Y b) BARRIDO DESENDENTE.

reflejados.

Ahora bien, para que la función de autorrelación del barrido, cumpla con las especificaciones anteriores, la señal piloto o barrido deberá mostrar las siguientes características.

- Ancho de banda amplio
- Que no tenga súbitos cambios de amplitud
- Que no contenga frecuencias instantáneas repetitivas.
- Que contenga frecuencias instantáneas no repetitivas, las cuales varían suavemente.
- Que contenga un espectro de amplitud predominante -- plano.

Pudiendo decirse que estas características son cumplidas en forma bastante aproximada por la señal sinusoidal piloto de frecuencia modulada, emitida por los vibradores.

Es evidente que el sistema vibroseis, teóricamente ofrece casi un sistema ideal, en la producción de una señal sísmica, aunque muy débil, no constituyendo este problema alguno, con los actuales técnicas de campo y procesado con que se cuenta.

Existen ciertos parámetros que son seleccionados para la solución de problemas específicos. Estos parámetros del barrido son los siguientes:

- Ancho de banda
- Longitud del barrido
- Tipo de barrido.

Como en todo trabajo sismológico, independientemente de la fuente de energía a utilizar, se realizan trabajos previos de pruebas, en una área nueva para que en base a éstas se seleccionen los parámetros óptimos de observación. Así en el sistema vibroseis, basándose en las pruebas de campo, se seleccionan los tres anteriores parámetros del bando, tomándose en consideración naturalmente la función de autocorrelación del barrido a seleccionar, desde el punto de vista de los objetivos geológicos del prospecto.

El ancho de banda del barrido, es seleccionado de acuerdo a los objetivos del prospecto; ya que este parámetro puede variarse para una misma área, de acuerdo al tipo de características geológicas estructural o estratigráfica, las cuales se van a delinear (formaciones someras, profundas, potentes, delgadas, acuñadas, etc.)

Haciéndose dicha selección en base a las características de transmisión sísmica de la tierra, así como también de las características de ruido del área. Pudiéndose decir en general que el ancho de banda del barrido para objetivos someros está dentro del rango 12-128 Hz. y para objetivos profundos 6-48 Hz.

El ancho de banda del barrido está físicamente limitado por las características electromecánicas del equipo y por el grado de acoplamiento, alcanzado entre la plancha del vibrador y la superficie del terreno. El límite de las bajas frecuencias es el que puede originar algunos problemas, ya que depende del modelo de vibrador utilizado.

El límite de una buena respuesta para las bajas frecuencias del barrido, está en función de grado de acoplamiento mantenido entre la plancha y la superficie del terreno. Siendo el peso del vibrador la característica principal que influye en el acoplamiento alcanzado al transmitir señales de baja frecuencia. Actualmente existen vibradores que dan buena respuesta a frecuencias arriba de 4.5 Hz. por lo que actualmente este límite no es nada serio en geofísica, ya que este límite queda debajo de las frecuencias de reflejos profundos de interés.

Debido a que la respuesta a señales de baja frecuencia no es esencialmente lineal, causado en parte, a ciertas distorsiones mecánicas del barrido y en parte a la razón de cambio de frecuencia instantánea. Esto contribuye a crear distorsiones indeseables en la función de autocorrelación del barrido. Un tipo de estas distorsiones indeseables, son las ondulaciones secundarias de gran amplitud llamadas segundas armónicas, pertenecientes, como ya se mencionó, al extremo de bajas frecuencias del barrido. Cuya aparición con relación al tiempo cero de la ondícula, dependerá si el barrido es ascendente (señal generada de baja a alta frecuencia), o descendente (señal emitida de mayor a menor frecuencia), como se puede ver en la Figura III-19. Por tal razón el geofísico, al diseñar su barrido, deberá tener cuidado de que estas segundas armónicas, queden fuera del tiempo de interés de su registro. Teóricamente esto puede ser hecho, emitiendo barridos ascendentes, en el cual la segunda armónica antecederá al lóbulo central de la ondícula, apareciendo antes de iniciarse el registro. Sin embargo, por razones electromecánicas de ciertos modelos de vibradores, los circuitos generadores del barrido, no operan --

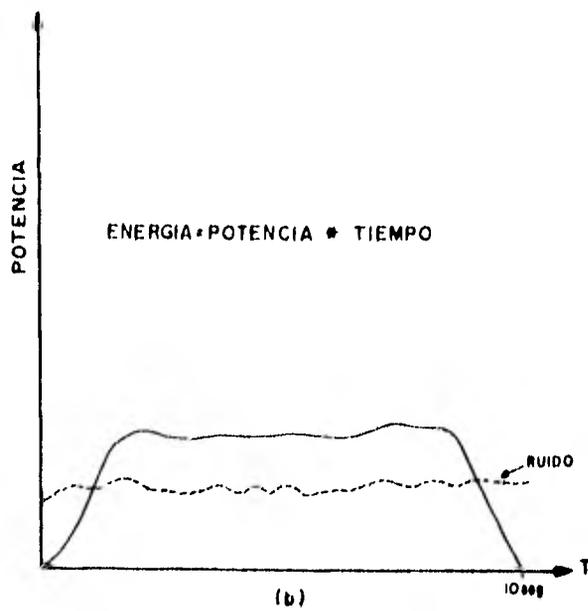
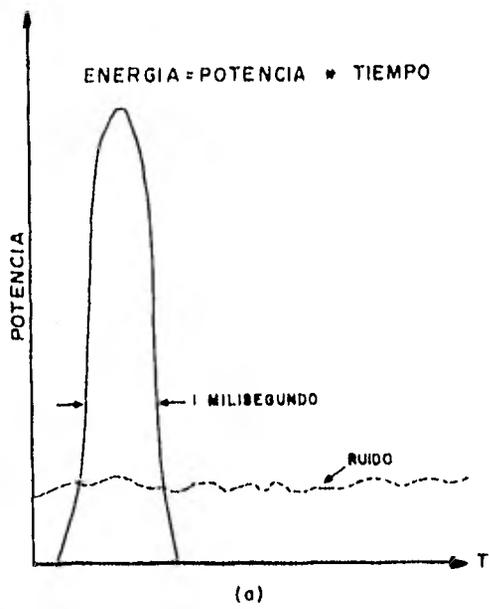


FIG III-20)-EMITIDA POR. a) VIBROSEIS Y b) DINAMITA

tan rápido y fácilmente en barridos ascendentes; por lo que - en muchos casos se prefiere emitir barridos descendentes, para los cuales la segunda armónica aparece, posterior al tiempo cero de la ondícula, por lo que la forma más efectiva para este caso, es el hacer que la segunda armónica aparezca después del tiempo de los últimos reflejos de interés, para lo cual se incrementa lo suficiente la longitud del tiempo del barrido.

Pudiéndose concluir que la selección del tipo de barrido ascendente o descendente a emitir, esta principalmente influenciada por las características electromecánicas del modelo disponible de vibradores. Ya que la información obtenida no es afectada en forma apreciable por dicha selección.

Algunos autores han indicado que el sistema vibroseis, ha sustituido la gran amplitud de la señal generada mediante el uso de dinamita, por la duración de la señal, como se ilustra en la figura III-20.

En general se puede decir que la elección de la duración o longitud del barrido se hace en base a las siguientes tres razones principales:

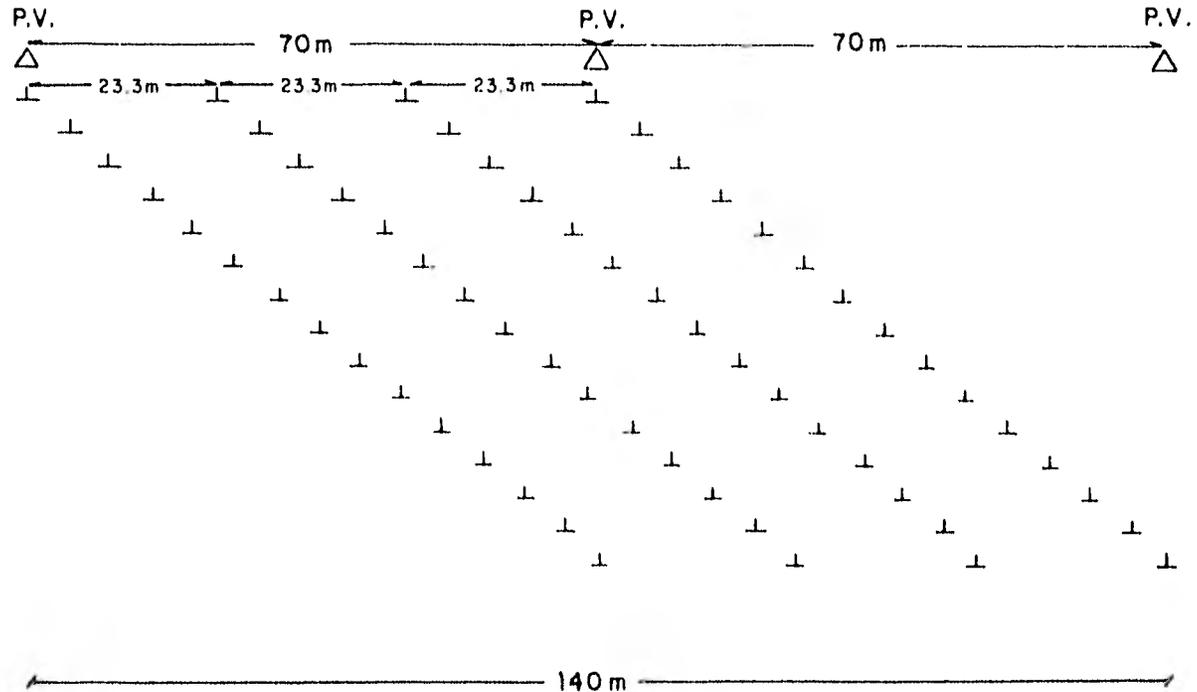
- Incrementar la energía del barrido emitido.

- Evitar segundas armónicas, cuando se emiten barridos descendentes.
  
- Que la razón de cambio de frecuencia instantánea, no contribuya a la creación de segundas armónicas en la ondícula y ayude a que el sistema electromecánico -- del vibrador, no se dañe o force, evitando con esto\_ distorsiones en la señal entregada al terreno.

Experimentos de campo, han demostrado que la ley lineal de superposición, se cumple en una forma muy aproximada, en el caso de N vibradores operando en sincronía dentro de una área no muy grande, de tal manera que las características de transmisión, no difieran sustancialmente por cambios geológicos laterales, principalmente superficiales. Así al operar N vibradores, todos emitiendo el mismo barrido en sincronía; comandados por la señal de radio enviada por el sismógrafo, producirá una señal en la Tierra, verticalmente bajo el grupo, la cual contendrá N veces más energía, que la señal de un solo vibrador. Razón por la cual, en operaciones de campo se usan varios vibradores (usualmente 3 o 4) simultáneamente, siendo colocados\_ en la superficie del Terreno, en la forma que el geofísico lo\_ desee (de acuerdo a un arreglo) emitiendo cada uno de ellos de

# PATRON LINEAL DE VIBRADORES

CUATRO VIBRADORES A 23.3 m CON 15 BARRIDOS A 5 m.  
CUBIERTA TOTAL 140 m



174-A

FIG. III - 21) . - PATRON LINEAL DE VIBRACION

15 a 20 barridos por arreglo. Generando un número de registros igual al número de barridos por vibrador emitidos para un arreglo, los cuales posteriormente se suman y se correlacionan con el barrido original. En la figura III-21, se muestra un arreglo lineal de vibración.

En muchos casos (principalmente cuando se trabaja a través de carreteras o en brechas abiertas por tractor), los vibradores se disponen en forma lineal apartados una cierta distancia, según sea el arreglo aplicado. Los vibradores en esta posición emiten el barrido en sincronía; al terminar de emitirlo avanzan todos una misma distancia  $X$  (usualmente entre 5.0 y 10.0 m) bajando sus planchas y generando un nuevo barrido y así continúan en este ciclo hasta terminar de emitir el número total de barridos del arreglo para una estaca o punto de vibración. Al terminar de emitir el último barrido para un punto de vibración (arreglo), los patrones de vibración se diseñan de tal forma que las unidades quedan en posición para iniciar a emitir los barridos para el siguiente punto de vibración, según se ilustra en la Fig. III-21. Así cuando se llevan a cabo un determinado número de barridos para una estaca o punto de vibración, automáticamente se está generando un patrón de vibración, obteniéndose al final una cubierta de  $X$  metros (usual

mente entre 70 y 100 m. para cada P.V.).

El patrón de vibración es diseñado en combinación con el arreglo de geófonos, de tal manera que la observación se realiza, mediante la aplicación de un patrón óptimo combinado de vibradores—detectores, que da la máxima atenuación del ruido coherente superficial.

En áreas desérticas y abiertas, los vibradores pueden avanzar en cierta formación geométrica, lateral a la línea; -- avanzar perpendicularmente alienados a la línea, obedeciendo en estos casos a arreglos bidimensionales de fuentes. A causa de que en los desiertos no se realiza abertura de brecha y por causas extremas de ruido, para este tipo de áreas existe la necesidad de aplicar patrones combinados de vibradores-detectores bidimensionales muy complejos, sin repercutir esto en incrementos de costos de operación por apertura de brechas anchas y pago de daños adicionales ocasionados por ésta.

Como ya se mencionó con anterioridad, en los registros de campo obtenidos mediante el sistema vibroseis, no hay manera de ver eventos coherentes ni el tiempo de origen del registro, por lo que cada una de las trazas de estos registros, deben ser sincronizadas con la señal piloto y así el

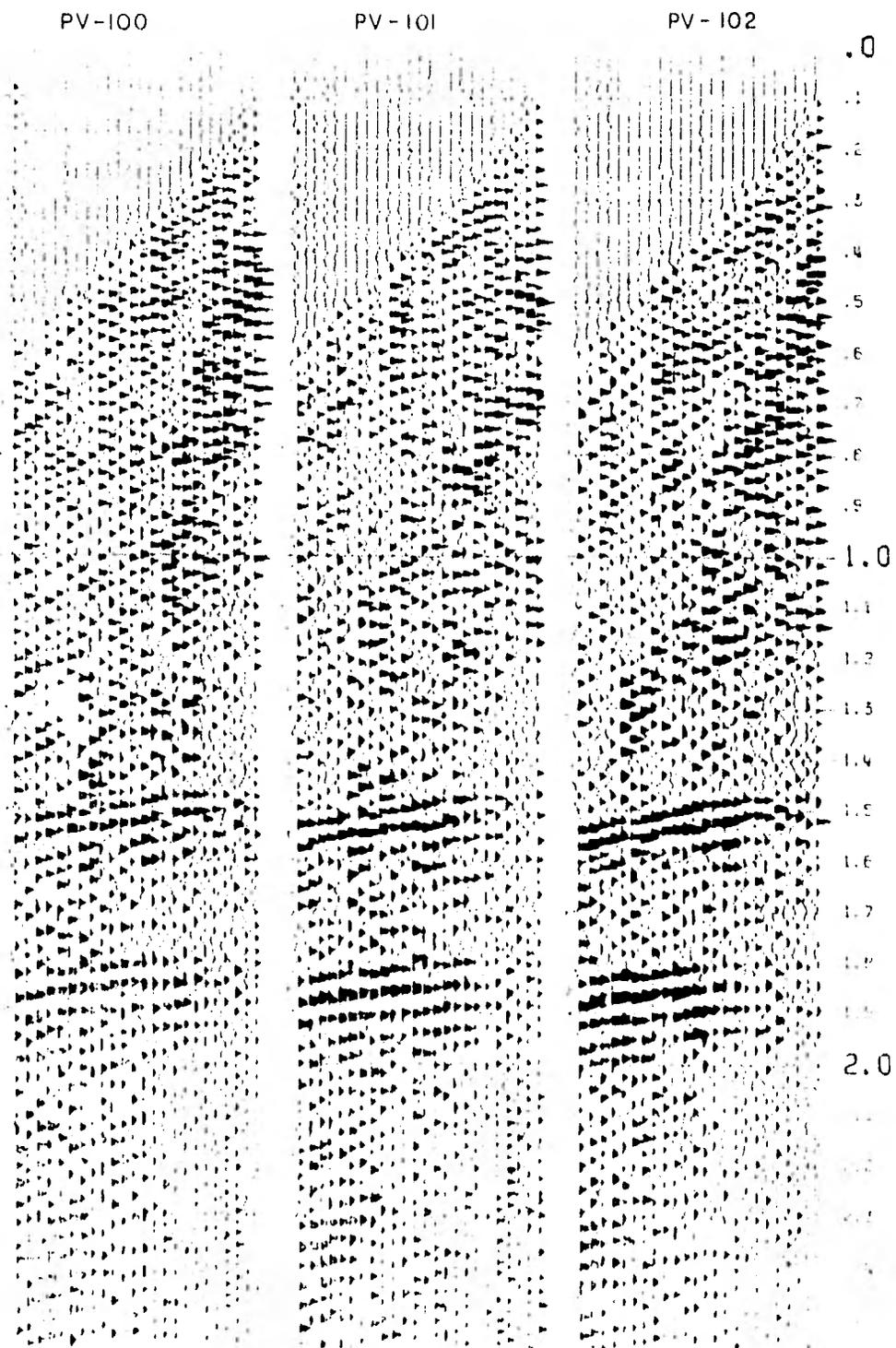


FIG. III 22)- CORRELOGRAMAS

176-A

correlograma obtenido del proceso de correlación, mostrará -- ahora si reflejos distinguibles, cuyas frecuencias contenidas, serán únicamente aquellas frecuencias contenidas en el ancho\_ de banda del barrido, o menos si algunas de estos (generalmen\_ te las más altas) han sido atenuadas o filtradas por la tie-- rra (Fig. III-22). Sin embargo los registros de campo si pue\_ den contener frecuencias no contenidas en el ancho de banda\_ del barrido, a causa de que el ruido de banda de frecuencia - más ancho es adicional. Y el ancho de banda del registro úni\_ camente estará limitado por los filtros instrumentales del -- sistema de registro.

Es interesante observar, que cada uno de los parámetros del sistema vibroseis, si son correctamente seleccionados y - diseñados, contribuyen al mejoramiento de la relación señal-- ruido. Así tenemos globalmente que la relación señal-ruido es mejorada por:

$$\text{Mejoramiento S-R} = 20 \text{ Log } N \sqrt{M} \sqrt{G} \sqrt{T \cdot W} \sqrt{F} \text{ [db]}$$

donde: N - número de vibradores

M - número de barridos

T - Longitud de la señal piloto

W - Ancho de banda de la señal piloto.

G - Número de géofonos por arreglo.

F - Apilamiento.

Cuando se emplean los parámetros adecuados para la solución del objetivo-geológico perseguido, el sistema vibroseis, es una fuente de gran potencialidad y versatilidad, debiendo contarse además con un buen acoplamiento plancha-terreno, para obtener una respuesta lineal del terreno, al barrido emitido.

Otra de las ventajas del sistema vibroseis, es que el costo por kilómetro de línea observado es menor con relación al sistema convencional, a pesar de los gastos originados por uso de patentes y que el proceso inicial de los registros es un poco más costoso.

Las dos principales desventajas del sistema son las siguientes:

- Generación de gran cantidad de ruido superficial en relación a la energía de ondas longitudinales generadas (usualmente el 8% de la energía de un barrido, es transmitida a través de la tierra como ondas P), por lo que es necesario el uso de grandes patrones de vibración y detección, para la atenuación del ruido

do superficial coherente.

- La necesidad de contar con un pequeño centro de proceso en el campo, debido a la necesidad intrínseca del método de correlacionar los registros de campo, para que pueda apreciarse la calidad de la información obtenida lo más rápido posible y poder tener así control sobre la calidad de la información, al grado deseado para el prospecto, evitando con esto posteriores problemas en su interpretación.

Detectores.- El primer eslabón en la cadena del instrumental de registro sismológico, es el pequeño instrumento el cual es plantado en la superficie del terreno, bajado a un pozo o sumergido en el agua del océano o una laguna, con el fin de detectar las vibraciones de la perturbación sísmica originada por la fuente.

Los detectores más empleados miden la componente vertical de la velocidad de la partícula (la velocidad de la partícula es igual a la derivada con respecto del tiempo, del desplazamiento del terreno). No debe confundirse con la velocidad de propagación de la onda sísmica, ya que mientras ésta es medida en miles de metros por segundo, la magnitud de la ve

locidad de la partícula es del orden de unos cuantos centímetros por segundo. Un detector horizontal mide la componente horizontal de la velocidad de la partícula; un hidrófono mide las variaciones de presión; un acelerómetro mide la aceleración de la partícula. Siendo este último comunmente usado, cuando la perturbación a medir alcanza frecuencias del orden de los kilohertz, siendo aplicado principalmente para mediciones en laboratorio.

Los detectores usados en exploración terrestre son conocidos como: geófonos, sismodetectores o sencillamente sismos.

Los detectores pueden ser clasificados de acuerdo al principio de transducción, puesto que ellos convierten energía mecánica (vibraciones sísmicas) a energía eléctrica. De los detectores desarrollados durante la historia de la prospección sísmológica, dos tipos principales han sobrevivido a las pruebas de los avances tecnológicos y del tiempo, siguiendo actualmente en uso.

Su clasificación de acuerdo al principio del transductor es:

- Electrodinámico.

- Piezoeléctrico.

Actualmente todos los geófonos usados en operación terrestre, emplean el principio electrodinámico. El tipo resonante es utilizado particularmente en trabajos marinos, en pantanos y en registro de pozos.

La función del geófono es la de generar con la más alta fidelidad posible, un voltaje eléctrico, análogo a la componente vertical o cualquier otro parámetro de medición del movimiento del terreno. Si se cumple lo anterior, las distorsiones instrumentales posteriores (ruido instrumental), que puedan ser introducidos por el sistema de grabación, son poco significativas. Por lo que siendo el geófono el elemento del sistema instrumental, el cual puede generar el nivel más alto de ruido instrumental, debe de tenerse especial cuidado en seleccionar el geófono cuyas características de fabricación, ayuden a la medición del carácter de los eventos sísmicos, con el grado de fidelidad deseado.

El geófono de bobina móvil es el más comúnmente usado. Este tipo de geófono consiste básicamente de un magneto permanente y una bobina móvil. Cualquier movimiento de la bobina en el campo magnético creado por el magneto permanente, gene-

ra un voltaje en las terminales de la bobina, el cual es proporcional a la velocidad de la bobina con respecto al magneto. La bobina está suspendida por resortes y su movimiento es restringido, a alguna de las componentes del movimiento del terreno (vertical u horizontal). Siendo posible detectar desplazamientos del terreno del orden de  $10^{-8}$  cm. En muchos geófonos - el rango de libertad de movimiento permitido (limitado por los topes mecánicos), es del orden de dos milímetros.

Los principales parámetros del sistema geófono, cuya selección ayuda a obtener el grado de fidelidad deseado, del carácter sísmico medido son:

- Frecuencia natural
- Sensibilidad
- Amortiguamiento.

Como todo sistema oscilatorio, la bobina y los resortes que la suspenden poseen una frecuencia natural de resonancia. Por medio de la selección de las masas de la bobina y magneto; forma de la bobina, tipo de alambre usado en las espiras de la bobina y características de los resortes que soportan la bobina; se obtienen diferentes formas de resonancia. Es usual que los geófonos utilizados en trabajos de reflexión, posean una --

frecuencia natural entre 4 y 8 Hz. y para trabajos de refracción entre 1 y 10 Hz.

Una regla usada comúnmente en la selección de la frecuencia natural del geófono, es que dicha frecuencia sea menor que 0.25 veces la frecuencia más baja de los reflejos de interés. Un descuido en la mala selección de este parámetro, puede conducir a registrar la información sísmica con distorsiones severas e inesperadas, principalmente al inicio del registro.

Los geófonos con frecuencia natural baja tienen ventajas adicionales, ya que usualmente poseen alta sensibilidad. Además de que, con los amplificadores del equipo de grabación digital moderno, existe la tendencia a registrar los eventos sísmicos, sin el filtrado de frecuencia realizado antiguamente por los geófonos.

Los geófonos con voltajes de salida altos, tienden a dar mejores resultados, a causa de que se requiere menos amplificación. El voltaje de salida del geófono es directamente proporcional a la fuerza del campo magnético creado por el magneto permanente; al número de espiras en la bobina y a la velocidad relativa entre el magneto y la bobina.

Los geófonos modernos de alta sensibilidad proporcionan voltajes de salida entre 0.5 y 0.7 volts. para una velocidad de 1 cm/seg. del terreno. Los voltajes altos de salida, están usualmente asociados a geófonos con frecuencia natural baja. La sensibilidad del geófono debe ser tal, que un arreglo de geófonos produzca una señal del movimiento de la tierra, que esté substancialmente arriba del nivel de ruido intrínseco de los amplificadores usados.

La respuesta del geófono a una señal armónica depende de la relación entre la frecuencia natural del geófono, frecuencia de la señal y grado de amortiguamiento.

Muchos geófonos modernos operan con amortiguamiento -- aproximado del 50% al 70% del amortiguamiento crítico, teniendo un defasamiento lineal con respecto a la frecuencia, en un rango de 10 a 150 Hz. para trabajos de reflexión y de 5 a 100 Hz. para trabajos de refracción.

A causa de que cierto tipo de interferencias generadoras de ruido, pueden ser propagadas como corrientes eléctricas, a través de la tierra y por otras características eléctricas del sistema de registros, los geófonos y sus terminales deben de estar eléctricamente aisladas del terreno. Uno de los métodos más efectivos de hacer esto es encerrar o aislar

al sistema geófono dentro de una caja de plástico, por tal motivo los géfonos modernos se presentan comercialmente en pequeñas cajas de plástico.

Para registrar una analogía lo más fiel posible del movimiento del terreno, los geófonos deben de ser plantados firmemente al terreno, buscando lograr un buen acoplamiento tierra-geófono. Para lograr esto los géfonos vienen equipados con puntas metálicas, para que se les pueda enterrar en terreno blando, o con bases planas para ser usadas cuando la superficie del terreno consista de afloramientos de roca bien consolidada, esta base plana sirve para incrementar el área de contacto con la superficie, asegurando un buen acoplamiento. Los fabricantes ofrecen la opción de usar, bases de punta metálica o bases metálicas planas; pudiendo ambas ser intercambiadas fácilmente, sin la necesidad de retirar el geófono de servicio.

Las técnicas modernas de reflexión requieren el uso de un arreglo de géfonos múltiples, para cada estación de registro. El número de géfonos por arreglo, dependen principalmente de las condiciones geológicas del área, así como también del problema geofísico a resolver. Los géfonos son conectados en "cuerdas" (diferentes géfonos conectados en serie), cada una conteniendo un submúltiplo del número total de géfonos del arreglo.

## III. 5.- TECNICAS DE CAMPO.

Como ya se ha mencionado con anterioridad, el propósito o finalidad perseguida en la realización de un prospecto, mediante la aplicación del método de reflexión, es el de obtener datos que le puedan ser útiles al intérprete, en la delineación o configuración de las características geológicas (estructurales y litoestratigráficas) de interés petrolero. Por tal razón la etapa de adquisición de datos debe cumplir con dos objetivos principales: El primero es el de diseñar patrones óptimos (fuente-detección) de observación, adecuados a los objetivos geológicos del prospecto; de tal manera que se produzcan y detecten eventos reflejados de buena calidad. El segundo objetivo es el de minimizar el ruido en el sismograma, utilizándose para este fin, diferentes técnicas de campo.

Las técnicas de adquisición de datos, han sufrido grandes cambios, desde los inicios del método sísmico de reflexión. Sin embargo a pesar de los grandes logros alcanzados, aún persisten algunos problemas, considerados como indeseables desde el punto de vista de exploración sísmica, siendo principalmente las dos siguientes:

- El limitado ancho de banda de los eventos reflejados en horizontes de profundidad media a profunda, limitando la resolución del método.

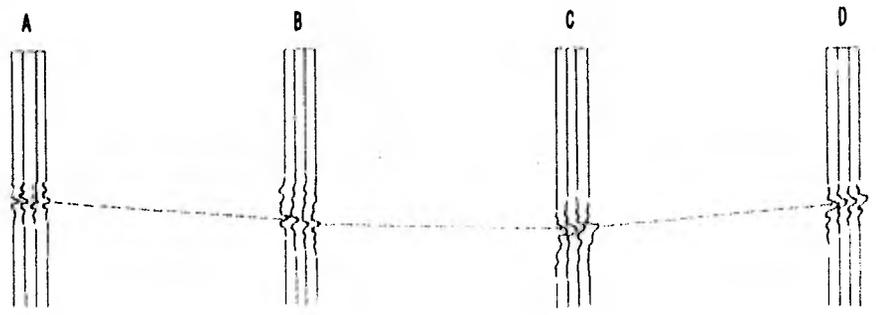
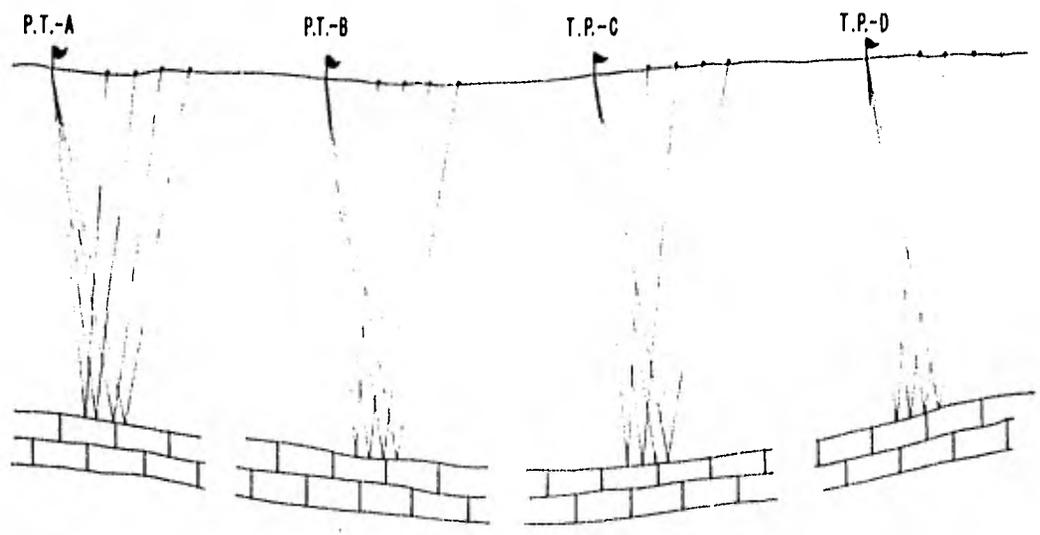


FIG III-23)- CORRELACION DE SISMOGRAMAS

- Persiste la necesidad de mejorar la relación señal-ruido en el registro sísmico, principalmente en áreas sísmicamente difíciles.

Los primeros intentos realizados para la obtención de información geológica mediante la aplicación del método de reflexión, fue correlacionando los sismogramas obtenidos en Pts. retirados a intervalos ampliamente separados, esta técnica era muy semejante a la que utiliza geología del subsuelo (correlación de datos de pozos), como es mostrado en la figura - - III-23.

Esta antigua técnica presuponía que los eventos reflejados que aparecen en un sismograma de campo, eran causados por una sucesión de horizontes reflejantes pertenecientes, justamente a aquellos eventos reflejados que aparecen en el sismograma sintético actual, sin múltiples.

Las trazas del sismograma producido por un tiro simple, eran evaluados visualmente, mediante la ocurrencia de eventos. En la aplicación de esta técnica, nunca se obtuvieron sismogramas con puntos reflejantes equidistantes, que sirvieran para amarrar eventos en las líneas de la malla de una área. Gracias a la experiencia acumulada, se pudo observar que la suposición de continuidad geológica a través de grandes distancias, no era válida, ya que se ocurría a serios errores al omitir con esto, detalles geológicos importantes.

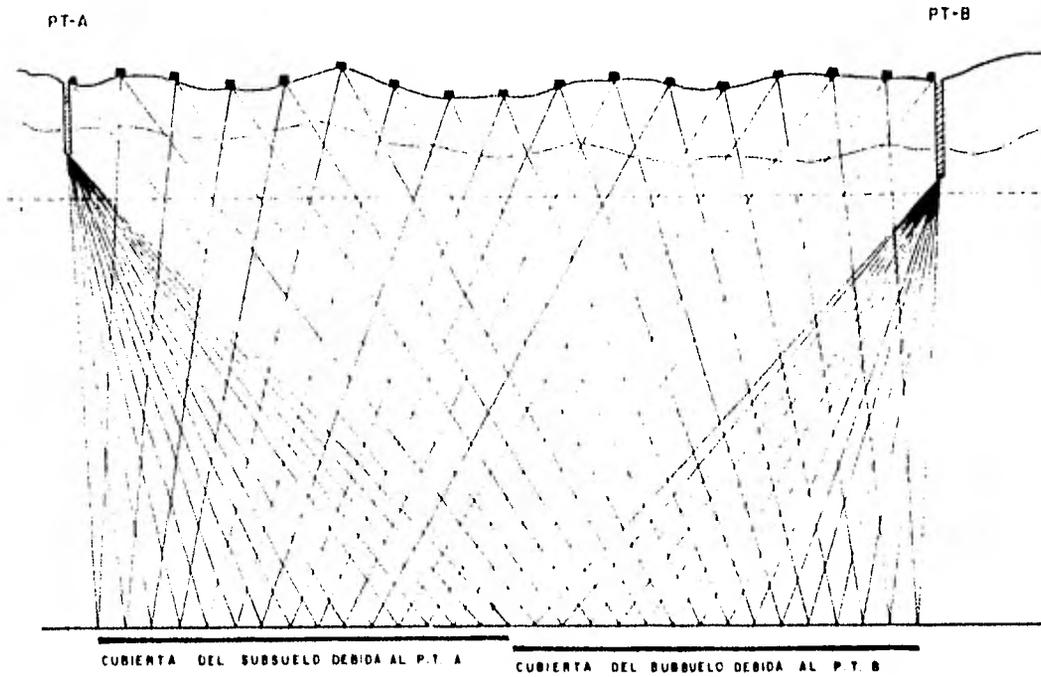


FIG. III-24).- CUBRIMIENTO DEL SUBSUELO EN UN 100%

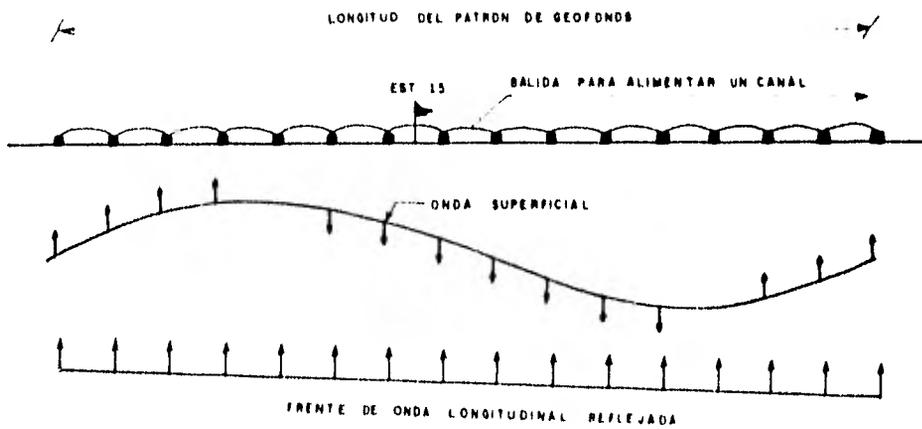


FIG. III-25).- EFECTO BUSCADO EN EL DISEÑO DE UN PATRON DE DETECTORES DE GEOFONOS MULTIPLES

Las ondas superficiales fueron atenuadas, mediante el emplazamiento a la profundidad apropiada de la carga de dinamita en el pozo y el corte de las molestas bajas frecuencias del ruido superficial, se realizaba usando grandes detectores con frecuencia de resonancia natural muy altas e inclusive se llegó a perforar pequeños pozos para colocar a los detectores en ellos.

La dificultad en correlacionar correctamente eventos en sismogramas de puntos de tiro ampliamente espaciados, originaba gran ambigüedad en la interpretación de estos datos, principalmente en áreas geológicamente alteradas. Repercutiendo esto, en el deseo de obtener un cubrimiento continuo del subsuelo a través de las líneas sísmicas, cuyos datos obtenidos produjeran un mayor grado de detalle en la configuración interpretativa del subsuelo.

El advenimiento del tirado 100% (Fig. III-24) para la obtención de un cubrimiento continuo del subsuelo, logró resolver algunos de los problemas del intérprete. Sin embargo, el problema en el mejoramiento de la relación señal-ruido -- aún persistía. Este problema en el mejoramiento de la relación señal-ruido ha sido atacado de diferentes formas, sin que hasta la fecha se pueda lograr un buen grado uniforme, en la relación S-R a través de todo un prospecto, ni al menos en una misma línea. Algunas de las principales técnicas

diseñadas para la atenuación del ruido coherente superficial fueron: el diseño de arreglos de geófonos y fuentes múltiples y el mezclado.

Arreglo de Geófonos y Fuentes Múltiples. - Cuando las ondas sísmicas, que han sido reflejadas por las discontinuidades elásticas profundas de la tierra, arriban a la superficie del terreno y son registradas por un geófono, el cual alimenta a un canal de registro; la señal reflejada se registrará con un nivel muy alto de ruido.

Por medio de la aplicación de las leyes de óptica geométrica, como ya se mencionó en el anterior capítulo, es posible predecir bajo ciertas limitaciones, las trayectorias de los eventos reflejados, las cuales se les considera para fines prácticos, verticales y que están contenidas en el mismo plano vertical, que contiene a los geófonos y a la fuente (tal limitación ya no es válida para el caso de obtención de datos en forma tridimensional), mientras que gran cantidad de ruido generado por la fuente, se propaga como ondas superficiales, en forma casi horizontal a través del tendido. Por lo que se busca favorecer durante el registro, a la energía que viaja verticalmente y discriminar al mismo tiempo al ruido horizontal coherente. La forma más efectiva de hacer esto es mediante el uso de varios geófonos por canal de registro.

Así la antigua técnica de registrar una traza por medio de un geófono, fue reemplazada por la técnica de registrar una traza, por medio de un grupo de geófonos dispuestos en arreglos. Y de esta forma lograr que la energía que viaja verticalmente, arribando a cada elemento del arreglo en forma casi instantanea y en fase (para arreglos no muy largos), sea reforzada al constituir la entrada de un canal, mientras que el ruido que viaja horizontalmente a través del estrato superficial de baja velocidad, alcanzará a los diferentes geófonos del arreglo en diferentes tiempos, secuencialmente. De tal forma que la onda superficial al ser muestreada por los diferentes elementos del arreglo. (Fig. III-25), producirá una salida neta, casi nula; creando con esto un grado muy alto de atenuación de la energía superficial ruidosa.

Se mencionó anteriormente que la amplitud de la onda superficial decae con la distancia de propagación, debido al fenómeno de divergencia esférica ( aunque algunos autores consideran a la divergencia para este caso especial como cilíndrica, debido a que la onda superficial se propaga únicamente a través del estrato superficial). Este tipo de decaimiento de la onda superficial, es uno de los factores que influye para que la longitud de los arreglos de geófonos, se diseñen con una longitud no muy grande, de tal manera que la amplitud de la onda superficial muestreada sea sensiblemente constante a través del arreglo. Otro factor que influye en

limitar la longitud del arreglo, es debido a que la energía reflejada, realmente no arriba al tendido de geófonos en forma vertical (principalmente reflejos someros) sino que lo hace con un cierto ángulo. Por lo que siendo la principal función del grupo de geófonos, el de reforzar la señal reflejada, se tratará de que esta energía incida al arreglo en fase. Actualmente los arreglos de geófonos cubren distancias entre 50 a 100 m (para arreglos lineales).

El efecto de cancelación del ruido, por el uso de varias fuentes es exactamente el mismo que se alcanza utilizando arreglos de geófonos. Siendo en la actualidad muy común el uso de geófonos y fuentes múltiples. Alcanzando mediante esta combinación, un mayor grado de atenuación del ruido superficial coherente. Las fuentes pueden ser utilizadas en forma secuencial o simultánea (generando energía sísmica en varios puntos cercanos, para un mismo punto dato o punto de tiro). Si se genera energía en forma secuencial, como es lo usual cuando se utilizan fuentes superficiales de energía -- (Vibroseis, Dinoseis, etc)., los registros obtenidos para un mismo punto dato, son sumados o cambiados posteriormente en cinta, para producir el efecto de multiplicidad. Es interesante indicar que el advenimiento de fuentes superficiales, casi obligó a usar patrones combinados de fuente detectores múltiples. Debido en primer lugar, al gran nivel de ruido superficial generado por estas fuentes, y en segundo lugar a la facilidad de aplicar arreglos de este tipo de fuentes .

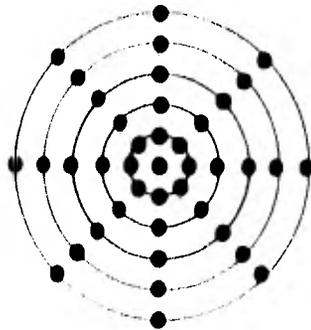
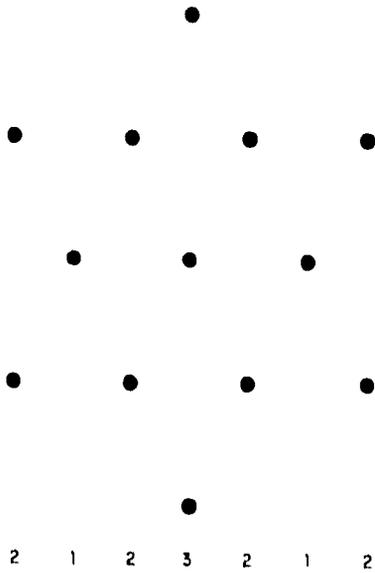
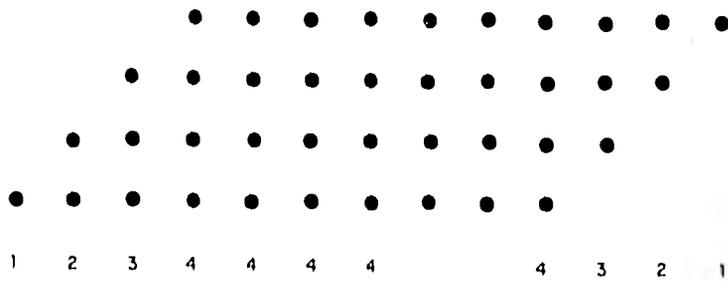


FIG. III - 26) - PATRONES BIDIMENSIONALES

191-A

Los arreglos lineales de fuentes y geófonos múltiples son efectivos en la atenuación del ruido superficial generado a través del plano vertical que contiene a la línea sísmica. Sin embargo debido a heterogeneidades del terreno, existentes fuera de este plano (sierras, diques, etc.), es generado otro tipo de ruido, llamado "ruido lateral", el cual llega desde diferentes puntos al arreglo de geófonos. Este tipo de ruido para ser atenuado, debe ser muestreado en el plano horizontal, por medio de arreglos bidimensionales, los cuales son muy efectivos en la discriminación de ruido lateral, cuando se conoce la dirección de arriba del ruido al arreglo de geófonos. El diseño de estos arreglos bidimensionales ha sido tratado por Parr y Mayne. Aunque el método más efectivo y rápido de ser tratado, es mediante el análisis de Fourier, ya que actualmente se dispone de computadoras que simplifican las operaciones realizadas mediante este tipo de análisis.

En la práctica, los arreglos bidimensionales para fuentes de energía son utilizados muy poco, a pesar de su gran efectividad en la atenuación de ruido superficial. Esta limitada aplicación, es debido a problemas en la economía de operación (necesidad de brechas más anchas); no existiendo esta limitación económica en áreas abiertas desérticas. En la figura III-26 se muestran algunos patrones bidimensionales.

Un arreglo de detectores consiste de veinte a algunos cientos de geófonos, conectados eléctricamente en serie- paralelo, cuya salida alimenta a un canal amplificador y representa el movimiento del terreno (promedio) en el centro del grupo. El diseño de conexión, plantado, longitud y número de elementos del arreglo, depende del carácter del ruido imperante en el área y cuyas características, son determinadas del análisis de perfiles de ruido realizados en el área, al inicio del prospecto.

Mezclado.- Hace más de dos décadas fue utilizada una técnica de combinación de datos llamado "Mezclado". Mediante esta técnica se realizaba una combinación un poco sofisticada, de la energía sísmica, que era registrada por los geófonos. Su forma más simple se realizaba cuando la energía de dos grupos de geófonos adyacentes, se combinaba para producir una Traza. Este mezclado se obtenía conectando eléctricamente las salidas de ambos grupos, para alimentar un solo canal. Así una Traza representaba la combinación eléctrica de datos recibidos de dos puntos, realizándose este tipo de mezclado fuera de los instrumentos de grabación del sísmógrafo. Con el advenimiento de la grabación en formato analógico, en cinta magnética, este mismo efecto de combinación se realizó después de la grabación de la energía sísmica. -- Al primer tipo de combinación se le llamó "Mezclado en el Terreno" y al segundo "Mezclado Instrumental".

Esta técnica de mezclado fue efectiva en la discriminación de ruido, en áreas donde los horizontes reflejantes no tenían echado. Pero en áreas geológicamente alteradas, donde los horizontes reflejantes poseen echado, la atenuación del ruido y echado, se hacía en forma indiscriminada, obteniéndose en el mejor de los casos, secciones con horizontes de echado suave.

Una técnica más moderna, de obtener las ventajas de combinación de datos, sin suavizar o discriminar el echado es la técnica de Punto de Reflejo Común (PRC) o también designada como apilamiento. Antes de tratar esta técnica de obtención de datos, veamos algunas características del tendido.

El término tendido se refiere a la geometría del plantado de geófonos, con respecto a la fuente en la superficie del terreno, a través de la línea de observación. Las características de conexión del número de elementos del patrón combinado fuente- detectores, longitud del arreglo, separación entre arreglos, longitud del tendido, etc. son parámetros de observación, evaluados en base a pruebas. Existen básicamente dos tipos de tendidos: el lateral y el bilateral.

Se designa tendido lateral, cuando la fuente está localizada a un extremo del tendido de geófonos, según se muestra en la figura III-27. Este tipo de tendido tiene ventajas

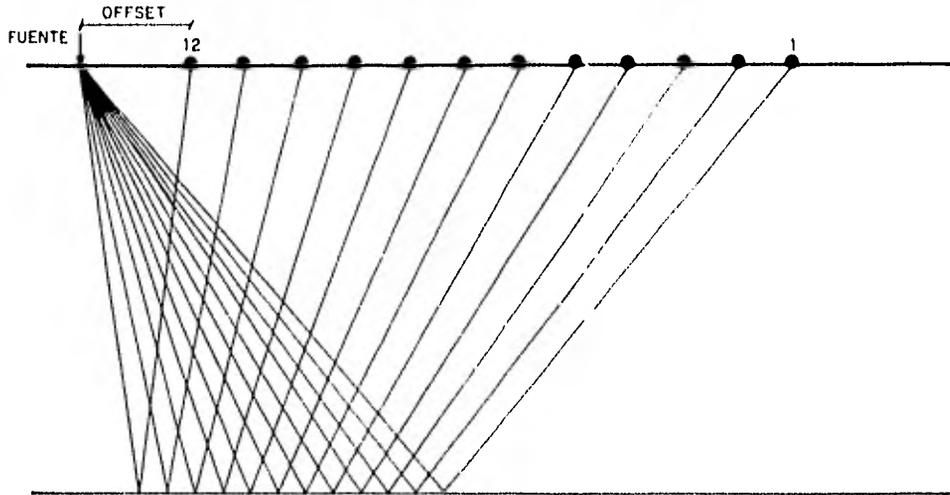


FIG. III - 27). - TENDIDO LATERAL

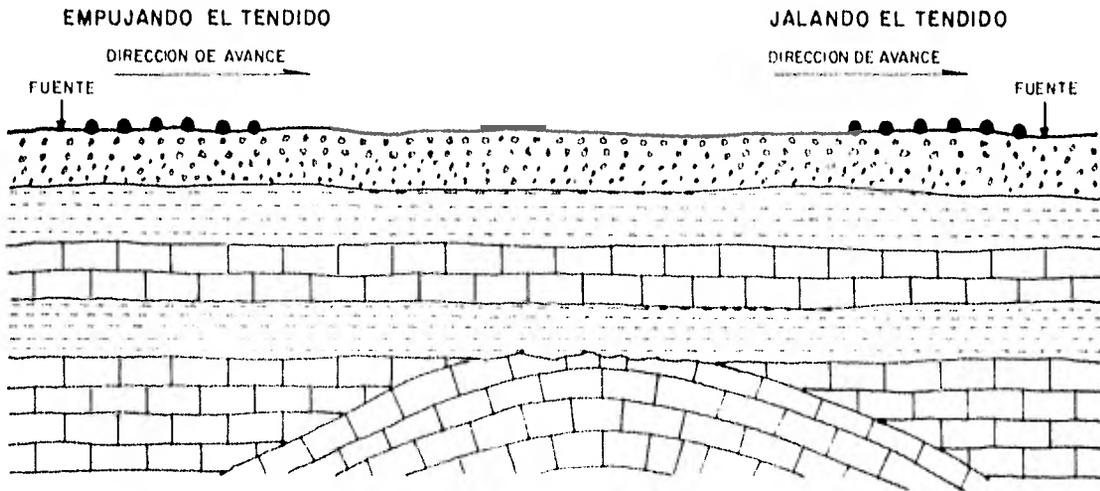


FIG III - 28). - TIRADO DE UNA LINEA CON TENDIDO LATERAL CUANDO SE CONOCE EL ECHADO DE LAS CAPAS DEL SUBSUELO.

de tipo operacional con respecto al tendido bilateral. Sin embargo, cuando los objetivos geológicos del prospecto, son la configuración de horizontes muy someros, este tipo de tendido ( 24 o 48 canales ) no es aplicable, a causa de que los primeros arribos interfieren en el discernimiento de los reflejos de estos horizontes. Pero la desventaja más grande - que se tiene, es que la calidad de la información depende de la forma del tirado con respecto al echado de los horizontes. Por lo que al utilizar este tipo de tendido, se deberá de programar la observación de las líneas, cuidando siempre de tirar contra el echado (empujando el tendido echado arriba - o jalando el tendido echado abajo ), como se muestra en la figura III-28.

Se designa tendido bilateral, cuando la fuente de energía esta localizada en la parte central del tendido de geófonos, como se muestra en la figura III-29. Este tipo de tendido es usado generalmente, cuando los objetivos geológicos son someros y cuando se utilizan más de 24 canales de registro. Sin embargo ocurren ciertas dificultades de tipo operacional, principalmente con el uso de fuentes superficiales, haciendo un poco más lenta la observación.

Técnica Punto de Reflejo Común.- El incremento en el mejoramiento en la relación S-R ha sido desde el inicio de aplicación del método de reflexión sísmica, una constante preocupación para el geofísico.

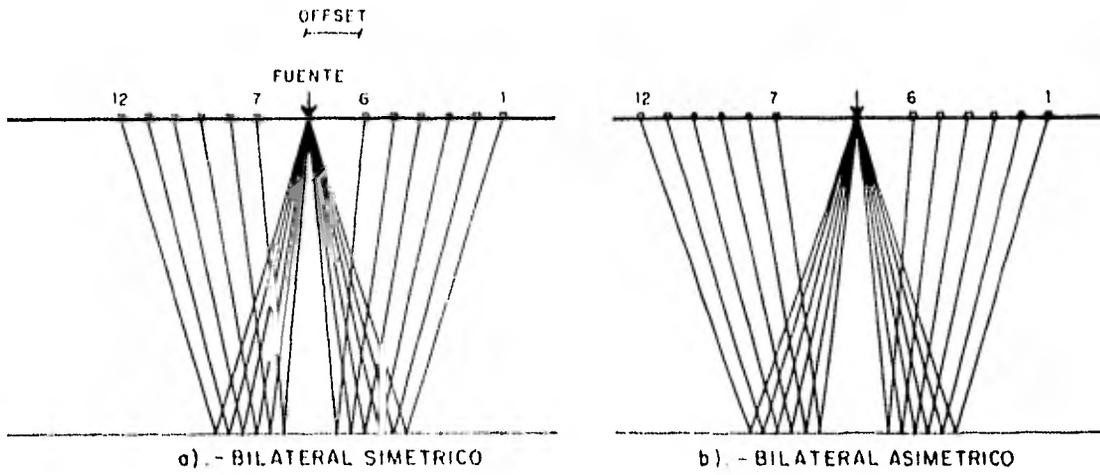


FIG. III - 29). - TENDIDO BILATERAL

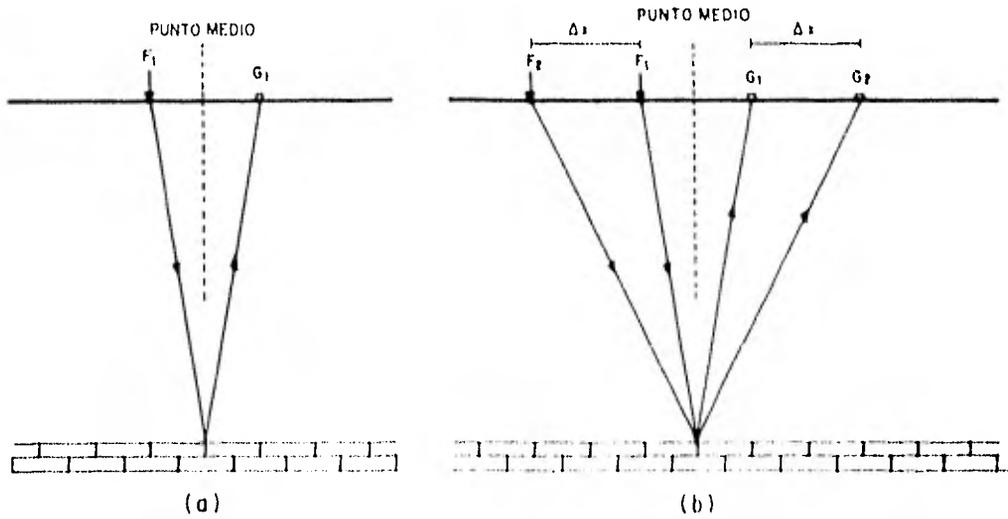


FIG. III - 30). - TECNICA P. R. C.

Algunas soluciones a antiguos problemas, han creado - nuevos problemas, tal fue el caso de la atenuación de ruido\_ por medio de geófonos múltiples, cuya aplicación produjo so\_lución a muchos problemas difíciles. Sin embargo se afrontó con una limitación inherente a este método, refiriéndose es-ta limitación a la longitud del arreglo de geófonos. Debido a que cuando se usan arreglos muy largos la porción de la - interfase reflejante, la cual es cubierta y responsable del\_ reflejo, también se incrementa correspondientemente y la cual pa\_ ra fines prácticos, se promedia y es tomada como un punto\_ de reflexión. Por lo que al promediar porciones muy grandes de la interfase reflejante, se tenderá a empobrecer la conti-nuidad de los reflejos, creando modificaciones artificiales\_ en las características geológicas del subsuelo y empobrecien-do a la resolución de estos datos.

Una técnica creada en los inicios de los años 50's -- evita este problema, usando trazas con diferentes desplaza-- mientos (distancia fuente-detector), todas teniendo el mis- mo punto de reflejo en el subsuelo. Naturalmente que el -- efecto geométrico introducido al incrementarse las trayecto-- rias y por ende los tiempos de arribo de las reflexiones al\_ incrementar el offset, deberá de corregirse, usando una fun- ción de velocidad adecuada para restar el sobretiempo nor-- mal por distancia.

El cubrimiento múltiple de la misma porción del subsuelo con diferentes posiciones fuente-detector (offset), fue sugerida por C.H. Green en el año de 1938, para un propósito diferente. C.H. Green sugirió que las trayectorias múltiples - concentradas en un mismo punto de reflejo. (PRC), podían ser utilizadas en la eliminación del efecto de echado en la determinación de la velocidad. Sin embargo fue Harry W. Mayne -- (Seismic Surveying: Geophysics, Vol-XXI ) quien propuso la técnica moderna de Punto de Reflejo Común, en el año de 1956. Esta técnica fue de inmediato aceptada, por sus grandes ventajas operacionales y a causa de la necesidad que la industria petrolera tenía de explorar áreas sísmicamente difíciles e importantes desde el punto de vista de geología petrolera. Sin embargo no fue sino hasta el advenimiento de las técnicas de registro y procesado digital, cuando esta técnica P.R.C. alcanzó su verdadero valor potencial. Así fue como la afortunada combinación de una idea viable y un desarrollo tecnológico inapreciable, dió como resultado una técnica versátil y potente para el mejoramiento de la calidad de los datos sísmicos.

El principio de la técnica P.R.C. es muy simple, una fuente y un detector producen datos reflejados del subsuelo directamente bajo el punto medio de la distancia que los separa (Fig. III- 3o a), si otra fuente es localizada una distancia  $X$  más allá de la primera fuente (PT), y un detector  $G_2$  es plantado a igual distancia  $X$  más allá de  $G_1$ . Así la

energía generada por el  $PT_2$  será registrada por el geófono 2, correspondiendo ambos datos producidos, al mismo punto de reflexión, pero habiéndose propagado por diferentes trayectorias (fig. III-3o b). Parte de la trayectoria más larga -- puede ser sustraída (utilizando la correcta velocidad de apilamiento), haciendo que los eventos reflejados, que aparecen en las dos trazas P.R.C., tengan la misma longitud de trayectoria (tiempo de reflexión), tal que al ser sumadas o apiladas, las ondas reflejadas que estén en fase se mejoran. Esto constituye un dato de P.R.C. apilado únicamente un 200% pero como puede verse es fácil producir más de dos trayectorias, incrementando la multiplicidad de la energía reflejada que después de habérseles aplicado sus respectivas correcciones estáticas, y dinámicas, mejorará la relación S-R.

Para una familia de trazas P.R.C., donde se ha registrado energía sísmica con diferentes trayectorias, se espera que eventos aleatorios puedan entrar en fase, al apilar las trazas, con una probabilidad proporcional a la raíz cuadrada del número de trazas apiladas, mientras que para los reflejos coherentes comunes a todas las trazas, su probabilidad de alineación (estar en fase al apilarse) será proporcional al número de trazas por sumar.

Esta técnica de P.R.C. es también una excelente herramienta en la atenuación de reflexiones múltiples.

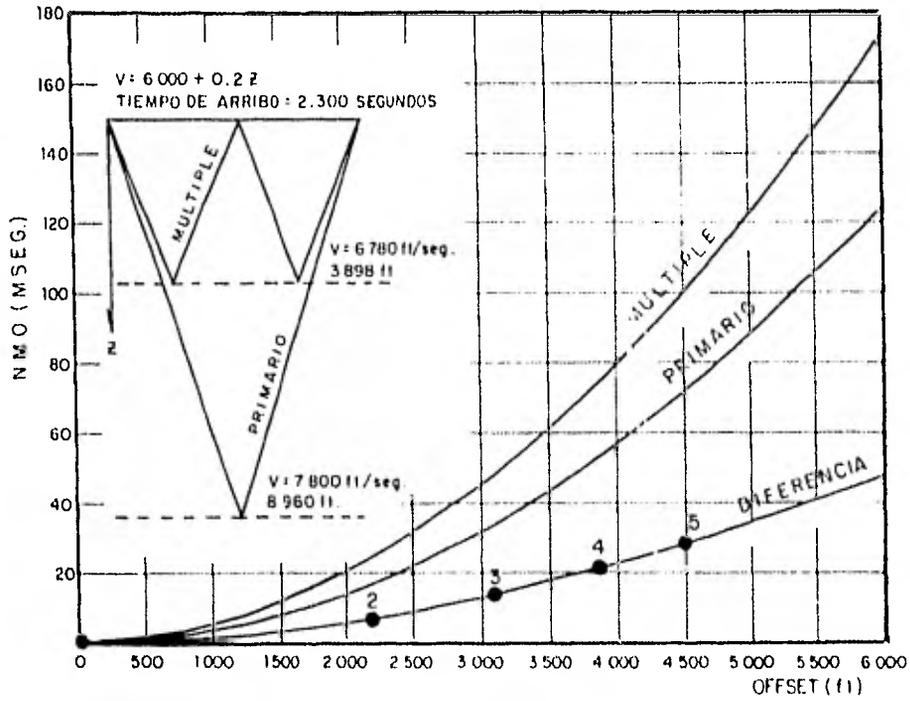


FIG. III - 31). - PRINCIPIO DE ATENUACION DE MULTIPLES MEDIANTE LA TECNICA P. R. C.

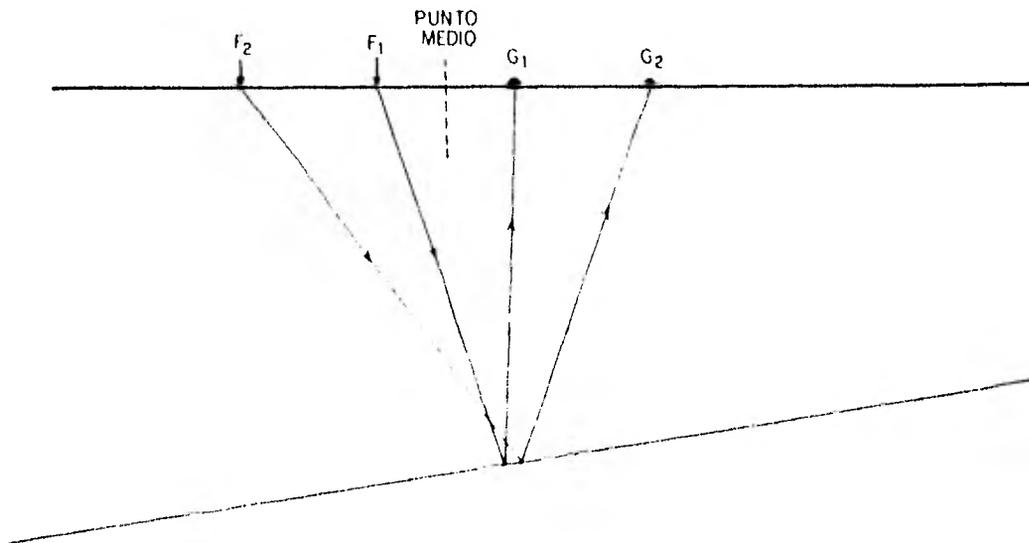


FIG. III - 32). - DISPERSION DE PUNTOS DE REFLEXION POR PRESENCIA DE ECHADO PARA UNA FAMILIA P. R. C.

La figura III-31 muestra un ejemplo dado por W. Harry Mayne, cuyas suposiciones son las siguientes.

El múltiple es generado por una discontinuidad elástica somera, con fuerte contraste en impedancia acústica. La función de velocidad supuesta fue  $V = 6,000 + 0.22Z$

Un horizonte reflejante de interés está a una profundidad de 8,960 ft, lo cual corresponde a un tiempo de reflexión de 2.3 segundos. El múltiple de segundo orden generado por el reflector somero, el cual yace a una profundidad de 3,898 ft, teniendo también un tiempo de arribo de 2.3 segundos para el grupo de geófonos más cercano. La amplitud de estos dos eventos (primario y múltiple) dependerá de sus respectivos coeficientes de reflexión.

Debido a que la mayor parte de la trayectoria del múltiple, está confinada a un estrato de menor velocidad; este exhibirá más sobre tiempo normal por distancia (NMO), como se muestra en la curva superior de la figura III-31; el NMO del primario es mostrado por la curva en la parte media de la gráfica; la curva inferior muestra la diferencia de los respectivos NMO<sub>s</sub> del primario y del múltiple. Así cuando un número determinado de trazas P.R.C. son apilados, después de haber

les sido aplicado sus respectivas correcciones, los reflejos primarios se alinearán en fase, mientras que los múltiples estarán defasados, por no ser su NMO igual al del primario, obteniéndose un mejoramiento en la relación S-R de la traza apilada. Este ejemplo supone el apilamiento de cinco trazas y el período del múltiple es de 0.35 segundos. Así esta técnica es eficaz en la atenuación, tanto de ruido coherente como incoherente.

Existen ciertas suposiciones, en las cuales se basa esta técnica, así como algunos requerimientos básicos, necesarios para obtener sus grandes ventajas de versatilidad y potencia en su aplicación.

La principal suposición hecha es que los horizontes reflejados no tengan echado, localizándose el punto reflejante, verticalmente bajo el punto medio del offset. Sin embargo se concibe claramente, que es difícil encontrar en la naturaleza tal situación, ya que lo usual es encontrar horizontes reflejantes con echado, para los cuales el punto de reflexión, estará desplazado una cierta distancia echado arriba del punto medio del offset, como se muestra en la figura III-32. La magnitud de este desplazamiento, dependerá del grado de inclinación del horizonte, así como también de la

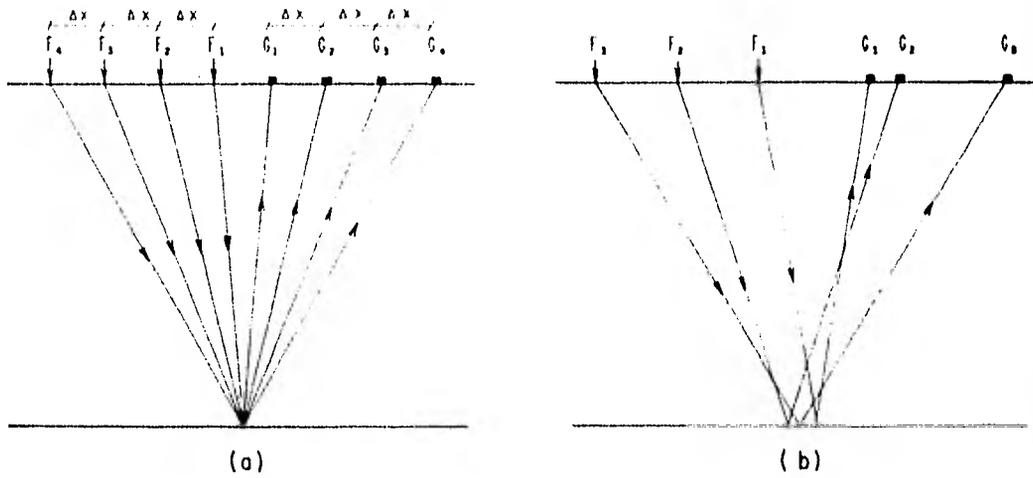


FIG. III - 33).- NECESIDAD DE MANTENER EL INTERVALO ENTRE ESTACIONES A TRAVES DE TODA LA LINEA DE OBSERVACION.



FIG. III - 34).- OPCION PARA OBTENER UN BUEN APILAMIENTO AL CRUZAR AREAS PROHIBIDAS PARA LA OBSERVACION.

distancia existente entre la fuente y el detector, tal que -  
los puntos de reflexión no son comunes para una familia de -  
trazas P.R.C.

La técnica trabaja bien, aún en presencia de echado -  
pronunciado, ya que el desplazamiento del punto medio de las  
diferentes trayectorias, para una familia P.R.C., es relati-  
vamente pequeño, aún para estratos muy inclinados. Sin em-  
bargo el pobre apilamiento causado por la no coincidencia de  
los puntos de reflejos, en la presencia de echado, lo cual -  
viene siendo un daño menor; que el daño que causaría una fal-  
ta de apilamiento, mediante la aplicación de la antigua técni-  
ca de cubrimiento 100%. Como se mencionó, los datos apilados  
mediante la técnica P.R.C., son mejores en calidad que aque-  
llos obtenidos mediante la técnica convencional 100%.

Algunos de los requerimientos básicos en la aplicación  
de la técnica P.R.C. son las siguientes:

a).- El intervalo de separación entre las diferentes estacio-  
nes de fuentes y detectores en una línea sísmica, debe de ser  
mantenido constante, para que de esta manera exista una ver-  
dadera coincidencia de P.R.C. como se muestra en la figura -  
III-33a. El rango usual de separación entre estaciones es -  
de 50 a 120 m. Al no cumplirse lo anterior, el problema crea

do es mostrado en la figura III-33b, lo cual da origen a una dispersión de puntos de reflexión.

b).- Es conveniente mantener las líneas sísmicas, tan rectas como sea posible. Sin embargo cambios de rumbo de estas pueden ser tolerados (usualmente cambios de dirección en  $10^\circ$  y  $15^\circ$  máximo), sin que se engendre daño apreciable a los datos apilados.

Esta limitación en el mantenimiento del rumbo inicial de una línea sísmica, es debido al hecho, de que cuando el tendido de geófonos va avanzando a través del cambio de dirección, algunos puntos de reflexión ya no estarán verticalmente bajo la línea de observación, sino que estarán desplazados lateralmente una cierta distancia; de tal manera que estos puntos de reflexión ya no podrán contribuir en una forma apropiada y benéfica al apilamiento de la familia P.R.C. a la cual pertenecen.

Si existe en el campo la situación necesaria de cambiar de dirección a la línea, y este cambio de dirección excede al ángulo permitido, se ópta por trazar varias líneas como se muestra en la figura III-34, para evitar tener un apilamiento pobre (empobrecimiento en la calidad de los re-

flejos) en la zona circundante al punto de cambio de dirección.

c).- En la presencia de reflexiones múltiples, se debe tener especial cuidado en que el mínimo y máximo offset del tendido sea el óptimo, para que en una familia P.R.C., se pueda discernir entre el múltiple y el primario ( que exista al menos un ciclo de diferencia en NMO, entre el primario, y el múltiple), debido a que la atenuación de múltiples durante el apilamiento esta limitado, unicamente por el grado de identificación de carácter de onda en NMO entre el primero y el múltiple. Naturalmente que tendidos muy largos tienden a acentuar la diferencia en NMO, entre el múltiple y el primario, además de que crea ventaja en el avance ( estaciones por día observadas). Pero estos largos tendidos crean el inconveniente de registrar otra clase de ruidos más severos (refracciones someras y ondas que sufrieron el fenómeno de partición de energía, etc.) Influyendo también en la selección de la longitud del tendido a usar y la ley de velocidad imperante en el área.

d).- Debe tenerse cuidado especial en los cruceros con otras líneas, localizadas en ambos extremos de la línea que se está observando; para obtener el apilamiento correcto en estos cru

← NE

SW →

PT. 120

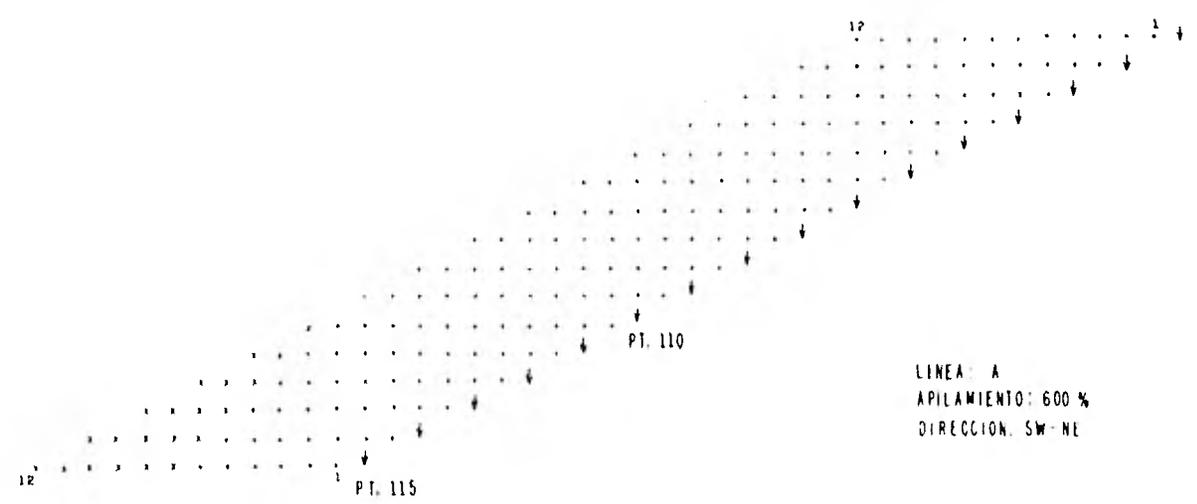
L-21

PT. 110

PT. 100

← DIRECCION DE OBSERVACION

203-A



LINEA: A  
APILAMIENTO: 600 %  
DIRECCION: SW-NE

- ▲ ESTACION
- PUNTOS DE REFLECCION
- ↓ LOCALIZACION DE LA FUENTE
- TRAZA MUERTAS

FIG III-35).- DIAGRAMA DE APILAMIENTO DE FIN DE LINEA

ceros, de tal manera que en la etapa interpretativa puedan realizarse buenos amarres y correlación de eventos en el cruce con tales líneas. Generalmente esto se obtiene prolongando la línea de observación una distancia más allá del cruce, cuya longitud depende del tipo de tendido usado y realizando ciertas operaciones de campo ( iniciando con medio tendido, matando trazas para terminar con medio tendido, etc.), como se observa en el diagrama de apilamiento de la figura III-35.

e).- La aplicación de las correcciones estáticas y dinámicas deben determinarse cuidadosamente.

En la práctica actual el apilado se realiza a gran escala ( usualmente de 1,200% a 2,400%), de tal forma que las diferentes trayectorias de la energía sísmica que ha sido reflejada en el mismo punto de reflexión, son seleccionadas en procesamiento, formando familias P.R.C.. Después de haber sido corregidas estas trayectorias, son sumadas produciendo una traza P.R.C. apilada.

Diagrama de Apilamiento.- Los diagramas del apilamiento (Fig. III-36) muestran varias características de la línea observada, siendo algunas de ellas las siguientes;

- Geometría del tendido de observación.

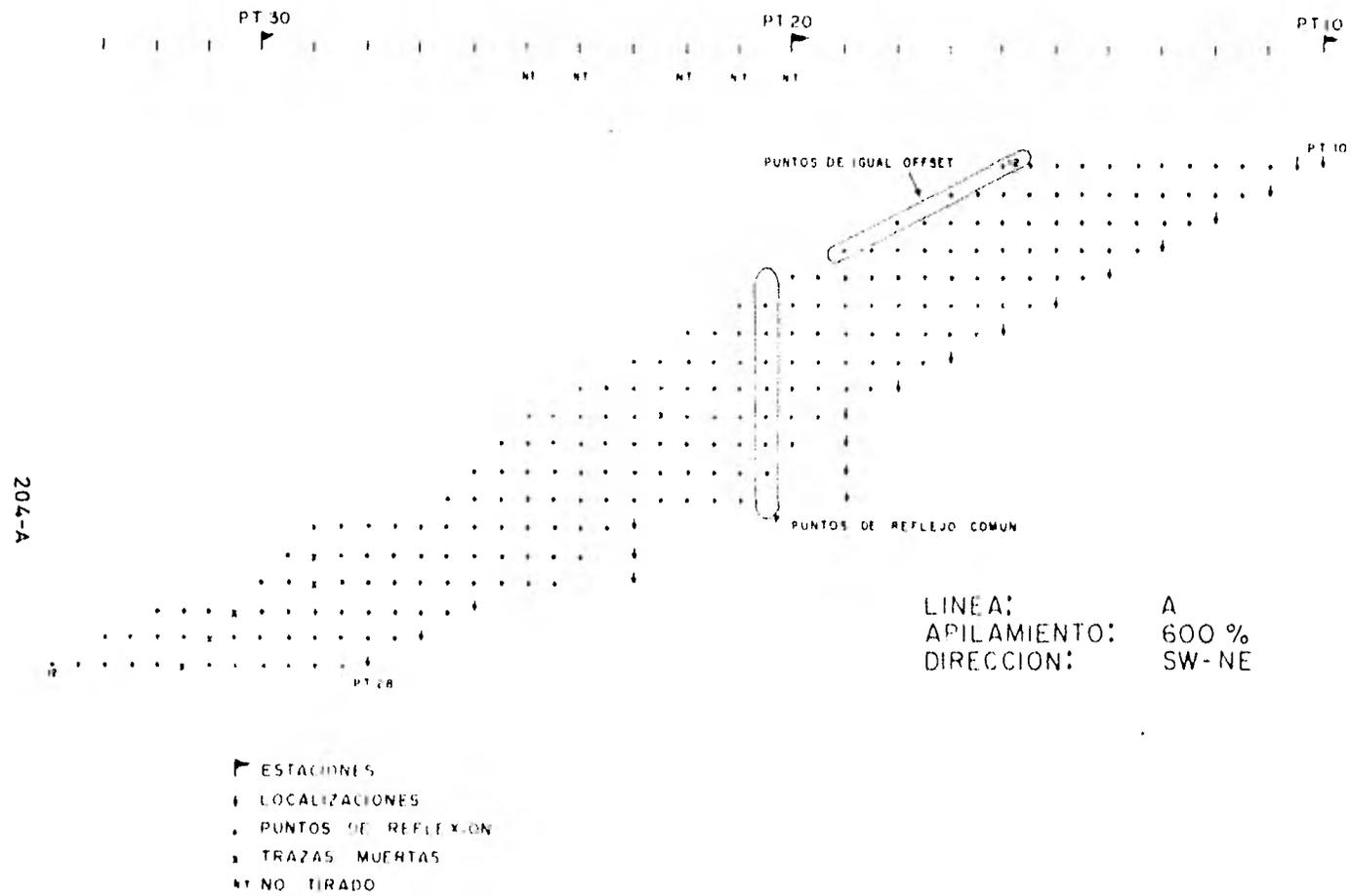


FIG. II-36).-DIAGRAMA DE APILAMIENTO

- Zonas sobreapiladas y de apilamiento pobre,
- Cambios de tendido, efectuados durante la observación.
- Trazas muertas.

En este diagrama puede observarse que las series de puntos ( de reflexión ) en una fila horizontal, representa a todas las trazas que fueron registradas para un mismo punto fuente (P.T. para dinamita, P.V. para vibroseis, etc.). Las flechas invertidas indican las estaciones que fueron usadas como punto fuente, cuya localización con respecto a la superficie puede verse inmediatamente con el número de estación marcada en la parte superior del dibujo, no respetándose lo mismo para las localizaciones de las trazas, ya que no hay que olvidar que los puntos de reflexión representados en este diagrama, se localizan verticalmente bajo el punto medio de su offset. De tal forma que el diagrama de apilamiento es una forma de representar los puntos de reflexión comunes, con respecto a la fuente y localización de estaciones en la superficie. Estos diagramas de apilamiento son utilizados por el geofísico de campo, en el diseño del programa de observación de las líneas, de tal forma que la información obtenida, cumpla con los objetivos del prospecto. También son -

utilizados estos diagramas por los analistas de los centros de proceso, sirviéndoles de inapreciable ayuda, para entender de una manera fácil y rápida, las características del tendido y sus problemas durante su observación y así poder seleccionar los parámetros del proceso.

En base a este diagrama es fácil seleccionar familias P.R.C., con offset común, o alguna otra característica en común.

Por lo que puede decirse que de un diagrama de apilamiento, pueden inferirse de inmediato las localizaciones de la fuente, y geófonos, así como sus respectivos puntos de reflexión.

Problemas de Rutina Durante las Operaciones de Campo.- El geofísico de campo tropieza diariamente con problemas de tipo operacional, inherentes a la obtención de información útil y dentro de los límites costeables.

Para el estudio sismológico de una área determinada, se recava toda clase de información geológica y geofísica, de la cual se puede disponer y que ayude en un mejor entendimiento de los objetivos del prospecto.

La información básica que describe los objetivos del prospecto y la cual le es proporcionada al geofísico, comprende: tipo, tamaño y profundidad estimada para las estructuras, horizontes a configurar, zonas de mayor interés e información de pozos.

Generalmente los trabajos de campo en una nueva área de estudio, se inician, mediante un reconocimiento general del área cuyo objetivo principal es: la localización del campamento y localizar un lugar apropiado para la realización de las pruebas experimentales. Usualmente para llevar a cabo estas pruebas experimentales se selecciona un lugar topográficamente plano (con el mínimo relieve topográfico posible,) preferentemente cercano a caminos vecinales transitables. Por razones de costeabilidad y tiempo se prefiere realizar las pruebas a través de caminos vecinales, salvo en casos especiales se opta por la abertura de una brecha.

Se selecciona un lugar topográficamente plano, debido a que zonas sumamente accidentadas, con desniveles de terreno muy grandes son generalmente terrenos de respuesta sísmica pobre, debido en parte a que los cambios bruscos de elevación provocan grandes fluctuaciones del espesor de la capa intemperizada.

Si dentro de la información proporcionada al geofísico, se incluyen datos acerca del relieve estructural de las formaciones geológicas del subsuelo, entonces se tratará que las pruebas experimentales sean realizadas en algún flanco estructural, ya que generalmente se ha observado que las ondas sísmicas son mejor reflejadas en los flancos estructurales. Por lo que deberá evitarse realizar los trabajos experimentales en las partes altas de las estructuras.

El propósito de un trabajo experimental es el de determinar los parámetros óptimos de observación, indistintamente de la fuente de energía sísmica usada para cualquier área específica, teniendo en consideración primordial los objetivos del prospecto. El diseño de tales patrones óptimos de observación está limitado únicamente por la disponibilidad de equipo en la brigada y que los patrones sean operacionalmente fáciles de aplicar. Resultando la primera de estas limitaciones, la mayoría de las veces perjudicial.

El trabajo experimental mediante el uso de dinamita, como fuente de energía, cubre las siguientes pruebas.

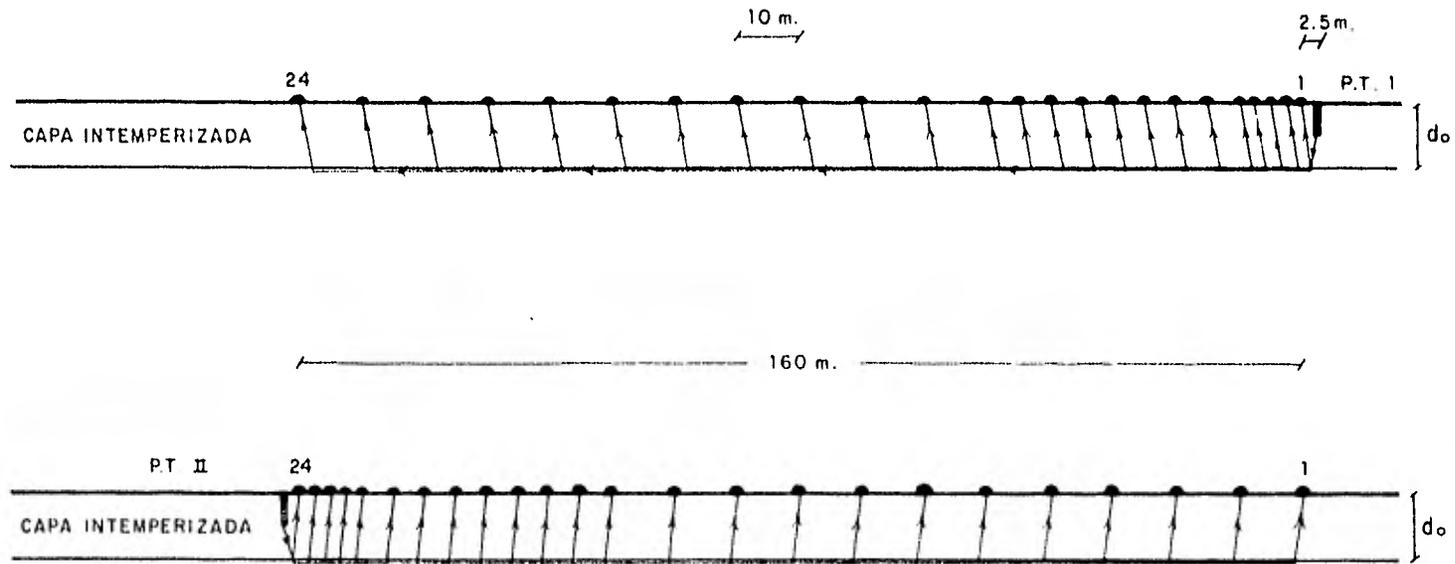
a).- Determinación del espesor del estrato intemperizado y medición de velocidad para la zona de corrección.

- Perfil corto de refracción.
  - Perfil de tiempos verticales.
- b).- Perfil de ruido
- c).- Diseño de patrones de tiro-detección múltiples.
- d).- Selección de profundidad óptima.
- e).- Selección de carga óptima
- f).- pruebas múltiples
- g).- Pruebas de respuesta de alta resolución del terreno.
- h).- Selección de filtros de registro óptimos.

Existen dos formas para determinar el espesor o profundidad de la capa intemperizada de baja velocidad y a la vez, medir directamente en el terreno las velocidades  $V_0$  y  $V_1$ , que posteriormente, son usadas en el cálculo de las correcciones estáticas y dinámicas, aplicadas durante la etapa de procesamiento.

Perfil Corto de Refracción. Para la observación del perfil corto de refracción se perfora un pozo, aunque es más usual que se perforen dos pozos, obteniéndose así dos perfiles de velocidad, para una misma porción refractante del subsuelo, lo cual disminuye alguna incertidumbre que podría originarse en los resultados. Los dos pozos se perforan a igual profundidad, usualmente entre 1 y 3 metros, cuidando de no perforar

209-A



POZO A 1m DE PROFUNDIDAD  
CARGA 0.75 Kg. DE DINAMITA  
12 GEOFONOS AGRUPADOS EN  
CADA ESTACA.

FIG. III - 37). - DIAGRAMA DEL TENDIDO PARA LA OBTENCION DE UN PERFIL CORTO DE REFRACCION.

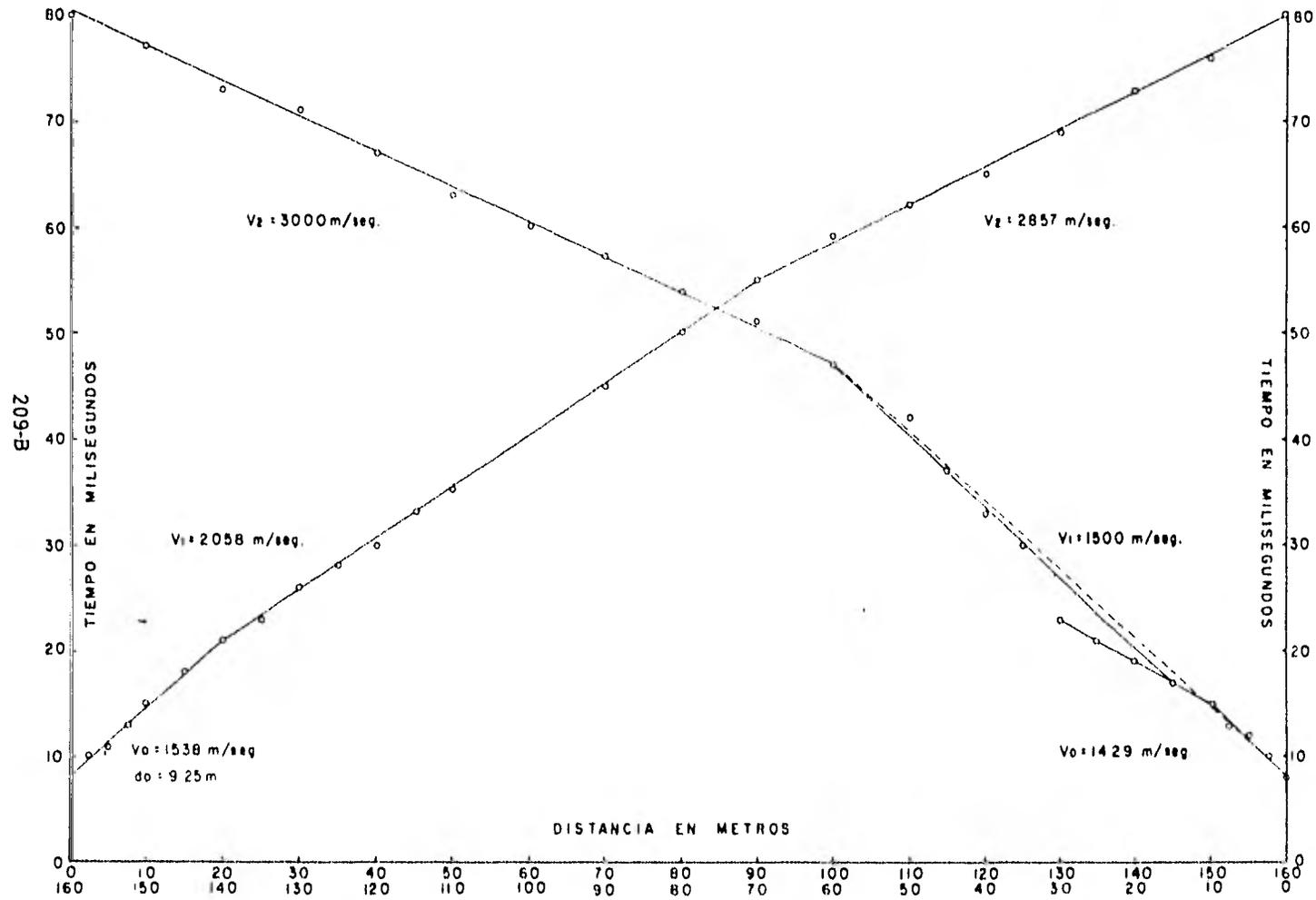


FIG III - 38). - GRAFICA TIEMPO - DISTANCIA OBTENIDA DE UN PERFIL CORTO DE REFRACCION.

rar la totalidad del extracto de baja velocidad, para asegurar la obtención de refracciones de la base de este estrato. La separación de los pozos no es mayor a la de 300 metros, - colocándose en ambos pozos igual carga de dinamita ( 0.250 a 1.000 kilogramos ). A través de la línea que une a estos -- dos pozos se coloca el tendido de detectores. Para asegurar que las refracciones obtenidas de cada uno de los dos tiros, correspondan a la misma porción superficial del subsuelo, se utilizan dos tendidos laterales de igual geometría como se muestra en la figura III-37.

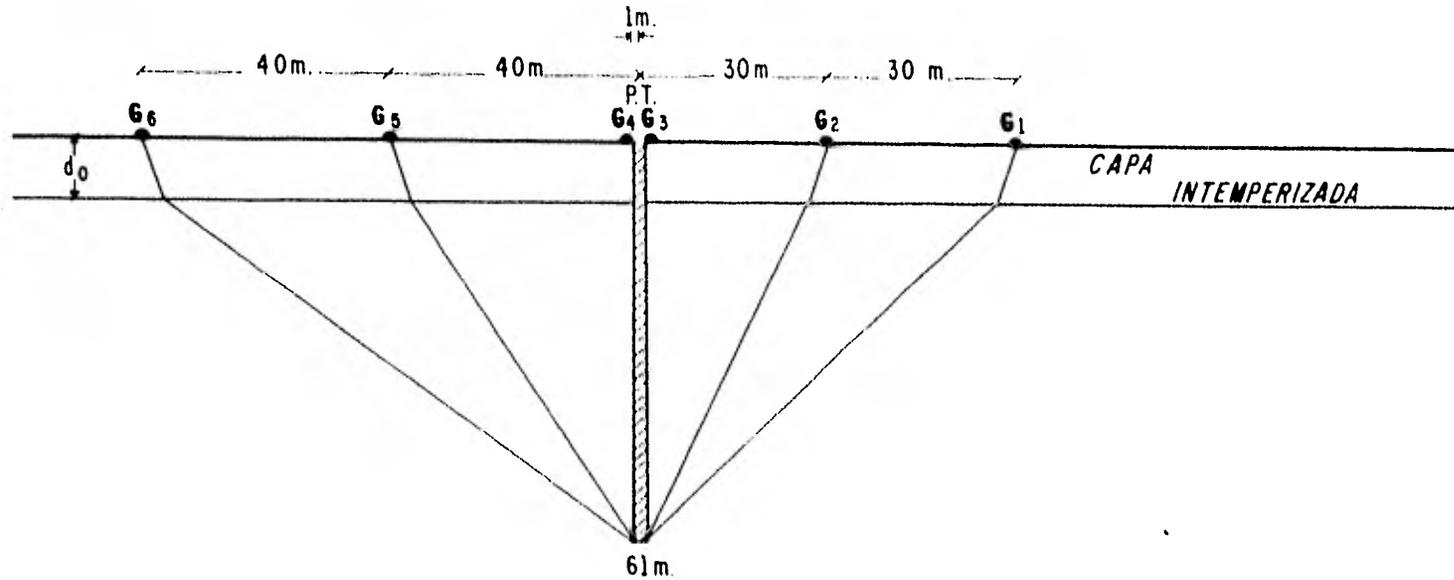
Se coloca un nido de detectores ( de 20 a 50 detectores plantados alrededor de cada estaca), por estaca.

De los dos sismogramas obtenidos se construyen sus -- correspondientes gráficas Tiempo-Distancia (Fig.III-38). Se selecciona la curva de mayor definición, de donde se calcula  $V_0$ ,  $V$ , y  $h_0$ . Algunas veces es posible observar en estas curvas dos capas de baja velocidad.

Perfil de Tiempos Verticales. - La otra manera de medir  $V_0$ ,  $V_i$  y  $h_0$  es mediante un perfil de tiempos verticales.

Se perfora un pozo que atraviese más allá de la capa intemperizada, usualmente se perfora a una profundidad no ma

210-A



TENDIDO : 80-40-1-0-1-30-60 m.  
12 GEOFONOS AGRUPADOS POR CADA ESTACA

FIG. III-39) GEOMETRIA DEL TENDIDO USADO PARA LA OBTENCION DE UN PERFIL DE TIEMPOS VERTICALES

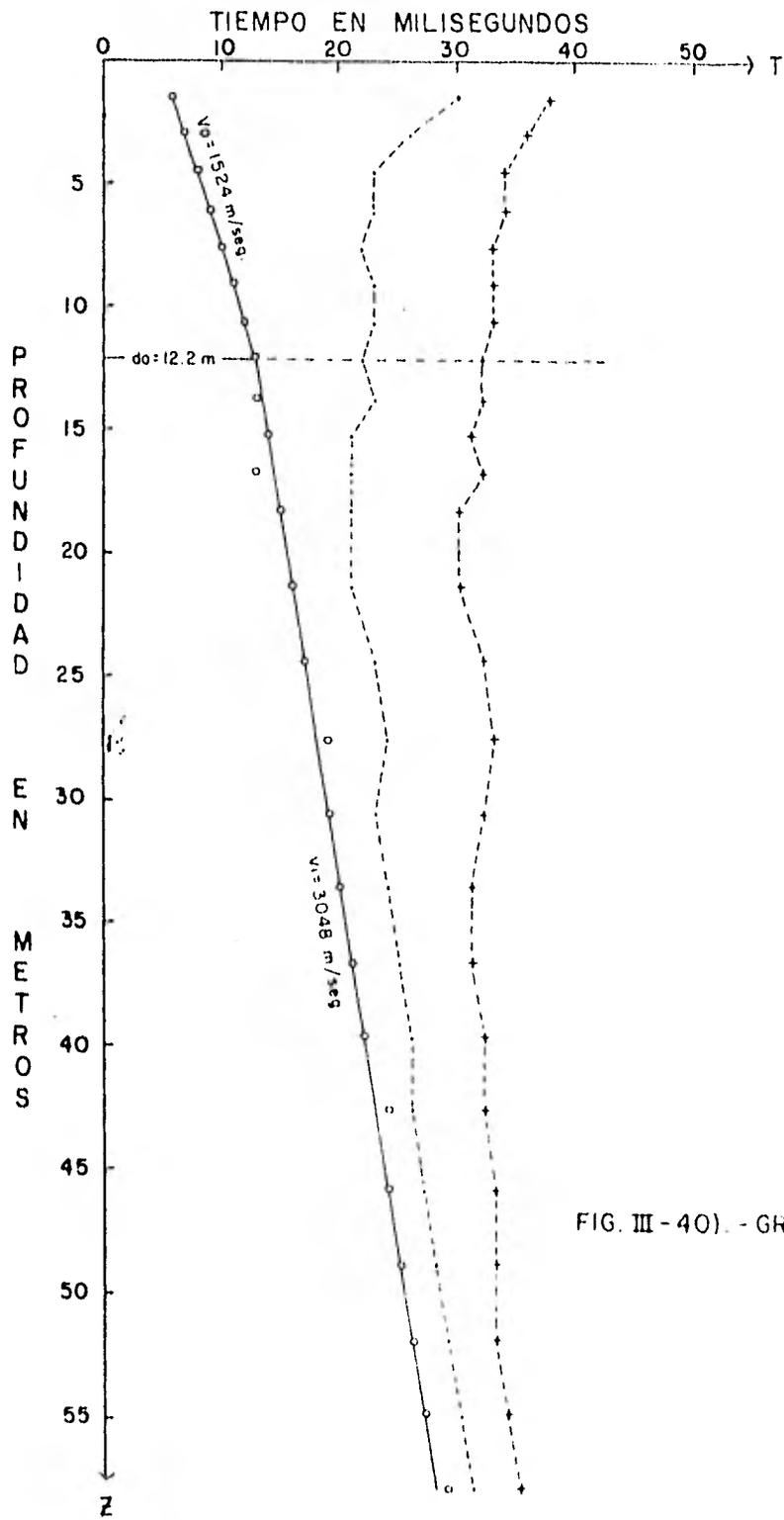


FIG. III-40). - GRAFICA T - Z

por a 100 m.; pudiéndose seleccionar para su tirado, tendido lateral o bilateral, constituyéndose ambos tendidos generalmente de tres a cuatro nidos de geófonos, dispuestos como se muestra en la figura III-39. Si se usa el tendido bilateral se tiene la ventaja de obtener dos gráficas T-Z, dando la opción de seleccionar la de mayor definición.

El programa de tiro se realiza, colocando pequeñas -- cargas menores de 1 Kg. de dinamita a intervalos pequeños - (entre 5 y 10 pies); generalmente el tamaño de la carga varía con la profundidad, las cargas mayores son detonadas a mayor profundidad y cargas menores son detonadas a menor profundidad, tirándose en forma secuencial. De los sismogramas obtenidos (Lectura de primeros arribos) se construye la gráfica T-Z, calculándose de las curvas resultantes, los valores de  $V_0$ ,  $V_1$  y  $h_0$ , (figura III-40). Estos resultados son promediados con los resultados obtenidos con las curvas del perfil corto de refracción.

La finalidad de conocer  $h_0$ , de la capa intemperizada es la de tener una idea de la profundidad a la cual se deberá colocar la carga, para obtener una buena transmisión de energía sísmica al subsuelo.

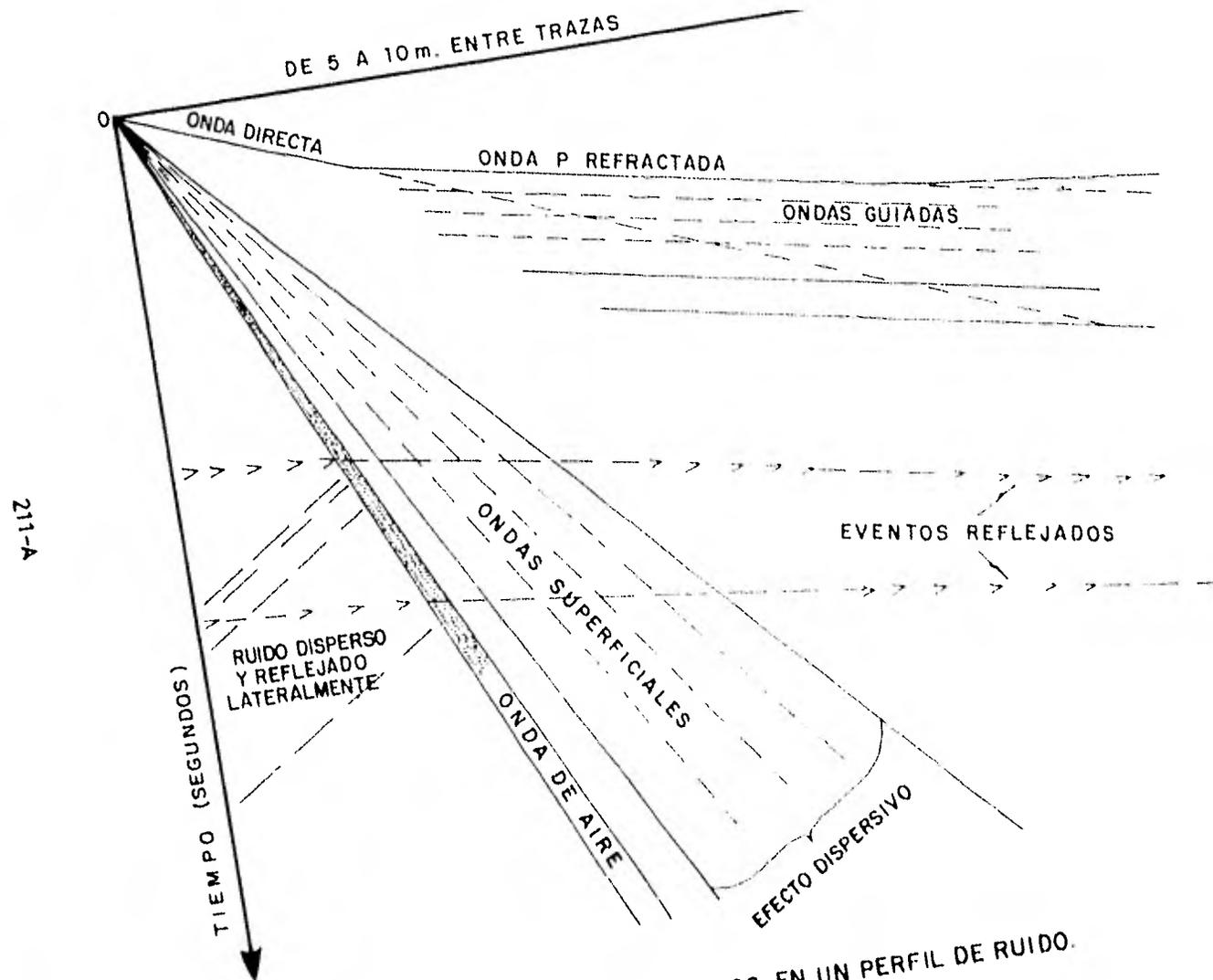
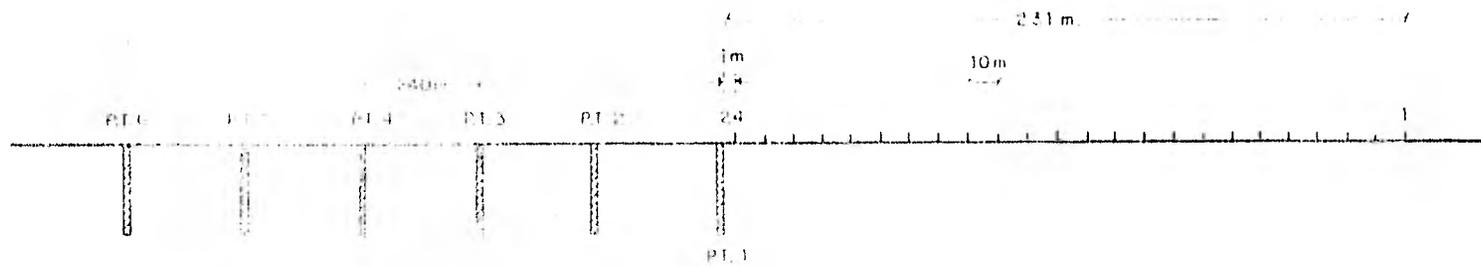


FIG. III - 41). - EVENTOS REGISTRADOS EN UN PERFIL DE RUIDO.

Perfil de Ruido.- La programación de un perfil de ruido - constituye una de los aspectos más importantes en la realización de las pruebas iniciales de campo, teniendo como objetivo primordial la determinación de los parámetros óptimos - de observación, que permitan la obtención de sismogramas de la mejor calidad posible. Esta prueba es diseñada para mostrar a través de la sección armada con la serie de sismogramas obtenidos, el carácter de las diferentes ondas superficiales - ruidosas generadas por la fuente, las cuales muestran gran - amplitud y coherencia a través del tendido, registrándose -- también reflejos parciales en zonas de tiempo donde estas ondas ruidosas coherentes no arriban simultáneamente con los - reflejos de menor amplitud. La figura III-41 muestra la - geometría que presentan los diferentes tipos de ondas coherentes registradas en un perfil de ruido.

Existen varias maneras de tipo operacional, para obtener un perfil de ruido , siendo una de ellas la siguiente: - Se perforan a intervalos iguales una serie de pozos (entre 5 y 15 usualmente) a igual profundidad, cuidando que la perforación se realice hasta alcanzar roca inalterada. El tamaño de la carga para cada pozo varía según el offset (para el pozo más cercano al tendido, menor carga y para mayor offset



212-A

ESTACAS A 20 cm DE PROFUNDIDAD CADA UNA  
 CARGA VARIABLE DE 10 A 25 Kg  
 CEBOS UN NUDO DE DOCE PARA CADA ESTACA

FIG. 01-027. ESQUEMA DE UN TENDIDO PARA REALIZAR UN ANALIS DE RUIDO.

mayor carga). Se prefiere para realizar estas pruebas, el tendido lateral. La separación entre trazas es usualmente de 3 a 10 m, mucho menor que la existente entre pozos; agrupando en cada estaca un nido de geófonos, según se muestra en la figura III-42. El tirado se realiza en forma secuencial, sin mover el tendido, de tal manera que el offset se va incrementando una distancia constante de tiro a tiro. De los sismogramas obtenidos se arma la sección de perfil de ruido.

De un análisis cualitativo y cuantitativo de este perfil de ruido, se determinan las velocidades aparentes, longitud de onda aparente, espectro de frecuencia y número de onda de las diferentes ondas ruidosas y reflejos esporádicos, así como también, las zonas de tiempo donde interfieren, en mascarando los eventos reflejados deseados. De estos datos obtenidos se construye una tabla, mostrando los valores característicos en frecuencia, longitud de onda aparente, velocidad aparente y número de onda de cada evento que muestra coherencia en el tendido. Estos datos son usados en los cálculos analíticos realizados en el diseño del patrón óptimo de tiro-detección múltiple buscado.

Diseño de Patrones de Tiro-Detección Múltiples.- Debido principalmente a las diferentes trayectorias de propagación, se--

213-A

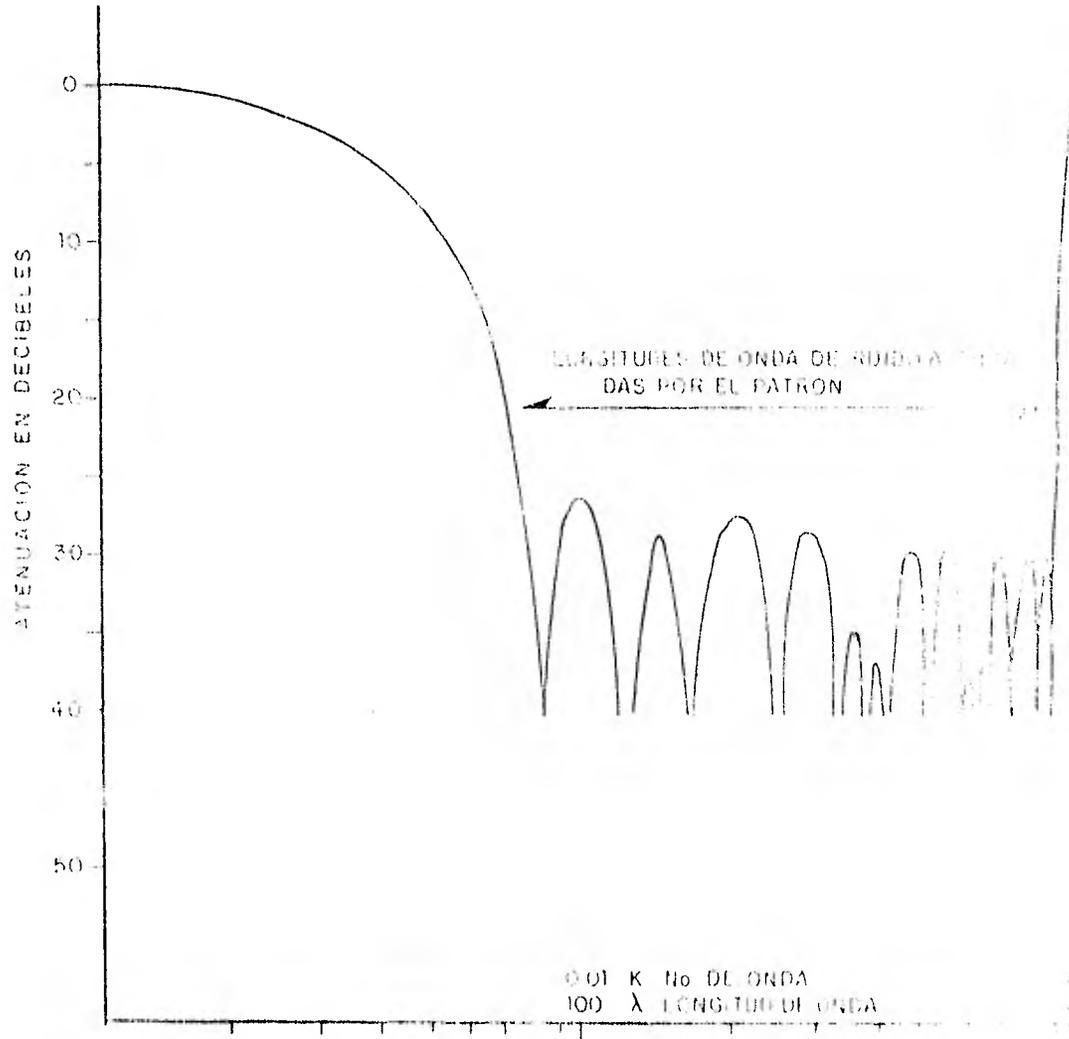


FIG. III - 43). - CURVA DE RESPUESTA TEORICA DE UN PATRON DE 0.1 DECIBELES

guiadas a través de un arreglo de geófonos por los diferentes eventos coherentes ruidosos y reflejados; y por la gran diferencia en sus respectivas velocidades aparentes y longitudes de onda aparentes de estos eventos, es posible la aplicación de un filtrado especial, en la atenuación de ruidos coherentes. En la etapa de adquisición de datos el filtrado espacial es realizado por medio de:

- Patrones de tiro
- Patrones de detección

La curva de respuesta teórica de los patrones se grafica generalmente en deciveles de atenuación como una función del número de onda  $K$  (fig. III-43) y cuyas características - dependen de la forma de distribución de los elementos (pozos\_ detectores) dentro del patrón, así como el número de ellos, - cuyos principios de atenuación se basa principalmente en la - longitud de onda aparente de los diferentes eventos coheren-- tes ruidosos y reflejados registrados.

Los parámetros tomados en consideración para el diseño de un patrón son: Longitud de onda aparente máxima y mínima de ruido coherente, calculados del perfil de ruido, longitud\_ de onda de los reflejos de interés esperados en el área, número

de detectores disponibles en la brigada, y número de pozos que pueden perforarse dentro de los límites económicos del prospecto.

La selección del patrón se realiza tomando en cuenta su curva de respuesta teórica, debiéndose cumplir que el número de onda máximo y mínimo de los ruidos coherentes queden dentro de la banda de atenuación del patrón, y el número de onda máximo de los reflejos sufra la menor atenuación posible.

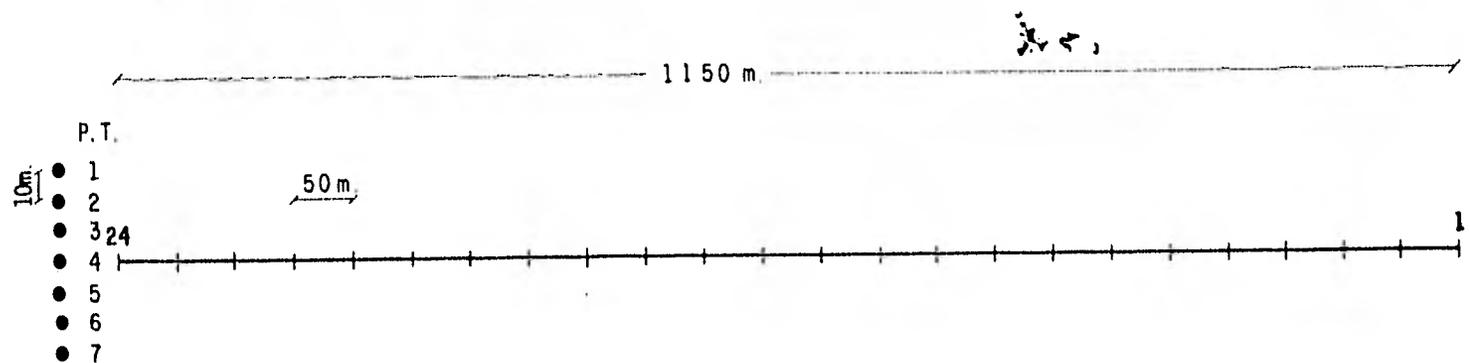
Las características de atenuación de un patrón dado, depende de su longitud y separación de los diferentes elementos que lo constituyen. Así un patrón es eficiente como filtro espacial, cuando su longitud sea menor que 0.4 veces la longitud de onda mínima de los reflejos de interés, atenuando eficientemente el ruido coherente cuya media longitud de onda sea mayor que la separación existente entre sus elementos y menor que la longitud del arreglo.

Las brigadas sismológicas cuentan con manuales, conteniendo la curva de respuesta de una gran cantidad de patrones con longitud y número de elementos dado. Sin embargo los cálculos realizados son sencillos para la construcción de las curvas, para problemas de ruido específico. Dichos cálculos

los son realizados aún más rápidamente cuando se disponen de una minicomputadora en el campo, teniendo la ventaja de construir varias curvas de atenuación para un mismo problema específico de ruido.

Debido a que la aplicación de patrones de geófonos es económica y fácil, el grado de atenuación alcanzado por estos es mayor, que el alcanzado por un patrón de pozos, aplicables dentro de límites económicos, no existiendo tal limitación para fuentes superficiales.

Selección de Profundidad Optima.- Una vez seleccionado el patrón de tiro-detección en base a cálculos analíticos y el cual es el óptimo en la atenuación de los ruidos imperantes en el área y para los objetivos geológicos del prospecto; el siguiente paso es seleccionar la profundidad óptima a la cual deberán ser colocadas las cargas de dinamita, para evitar el entrampamiento de energía, entre ambos contactos de la capa intemperizada. Buscándose mediante esta técnica un efecto de filtro pasa altos que atenuen las bajas frecuencias de las ondas superficiales; debido a que el espectro de frecuencias de la ondícula inicial (ondícula de Ricker) generada, depende del tipo de material en que se detone la dinamita.



216-A

P. T.	PROFUNDIDAD	CARGA
1	15 m.	30 Kg.
2	20 m.	"
3	25 m.	"
4	30 m.	"
5	35 m.	"
6	40 m.	"
7	45 m.	"

FIG. III - 44) GEOMETRIA DEL TENDIDO PARA LA SELECCION DE LA PROFUNDIDAD OPTIMA

Existen varias formas de realizar estas pruebas, siendo una de ellas la siguiente. Se perforan una serie de pozos alineados en forma perpendicular o paralela a la línea de detección, cuyas profundidades varían entre 5 y 10 m. perforados a un intervalo constante, utilizándose para todos los pozos cargas iguales, como se muestra a la figura III-44. Su tirado se realiza secuencialmente.

De la serie de sismogramas obtenidos, se realiza un examen visual cualitativo y en base a esto, se selecciona la profundidad óptima, la cual corresponderá al sismograma que muestre la mejor definición de eventos reflejados.

Selección de Carga Óptima. Esta prueba tiene como objetivo seleccionar la carga de dinamita adecuada para la profundidad óptima, encontrada anteriormente; con el fin de que esta no sea deficiente ni excesiva.

Una carga deficiente proporciona al subsuelo un bajo nivel de energía, obteniéndose sismogramas que presentan atenuación para las trazas más lejanas, con la consecuente pérdida de información. Por el contrario un exceso de carga, origina que los primeros arribos, sean bastante enérgicos, principalmente para las trazas más cercanas al punto de tiro, produciendo pérdidas de información, relativa a los reflejos más someros. Sabiéndose además, que el tamaño de la carga de dinamita también afecta al espectro de frecuencias de la

ondícula inicial. Debido a que cuando más larga es la carga (cartucho de dinamita), más baja es la frecuencia dominante en el espectro de la ondícula inicial.

Una de las formas de realizar estas pruebas es mediante la perforación de una serie de pozos a igual profundidad (usualmente 2 m. más profundos que la profundidad óptima), utilizando la misma disposición del tendido y pozos, como en la prueba anterior; detoándose en cada pozo cargas de dinamita cada vez mayores de 5, 7.5, 10, 15, 20 Kgs., etc. De la serie de sismogramas obtenidos se selecciona la carga óptima en base a un examen visual cualitativo, correspondiendo la carga seleccionada al sismograma que presente la mejor definición de los eventos de interés.

Pruebas Múltiples. - Una vez determinados los parámetros óptimos de profundidad, carga y cálculo del patrón combinado tiro-detección, se llevan a cabo pruebas para la determinación de:

- Desplazamiento del tendido a utilizar.
- Determinación de la longitud del tendido y distancia entre estaciones.
- Comparación de patrones de detección.

El desplazamiento (offset mínimo) se selecciona de tal manera que las ondas superficiales tengan una interferencia mínima en las zonas de tiempo, principalmente de refle-

jos someros de interés. Dependiendo la determinación de este desplazamiento, de las velocidades de las ondas superficiales y la profundidad de la zona de reflejos de interés.

En dinamita los desplazamientos utilizados, generalmente yacen en el rango de 200 a 400 m. Para fuentes superficiales se utilizan desplazamientos más largos, debido al gran nivel de energía superficial ruidosa, generado por este tipo de fuentes.

En la determinación de la distancia entre estaciones, así como la longitud y tipo de tendido, no se debe olvidar que la función principal del tendido es el de un filtro espacial que clasifica y registra los eventos de acuerdo a su velocidad aparente. Esta determinación depende principalmente de la ley de velocidades imperante en el área y de las características dimensionales esperadas de los objetivos geológicos ( grado de resolución horizontal deseado).

Generalmente se diseña más de un patrón teórico de --atenuación tiro-detección, por lo que para poder cuantificar el grado real de atenuación de ruido alcanzado y ventajas --operacionales de cada uno de estos patrones óptimos, se observa con cada uno de estos patrones, una misma porción de --la línea sísmica. De un análisis cualitativo y cuantificando las ventajas operacionales de cada uno de ellos, se decide --cual es el patrón combinado tiro- detección a ser usado en --producción normal.

Prueba de Alta Resolución del Terreno.- Esta prueba se realiza con el fin de probar la respuesta del terreno a las altas frecuencias, así como su penetración, mediante el empleo de cargas de dinamita entre 1 y 5 kg. emplazados a una profundidad no mayor de los 15 m. generalmente

Selección de Filtros de Registro Optimos.- En algunas áreas las longitudes de onda del ruido superficial son demasiado largas, para ser atenuadas por medio de patrones de detección prácticos. Estas longitudes de onda yacen principalmente en una banda de 8 a 16  $H_z$ , no presentándose un solapamiento severo entre los espectros del ruido y reflejos no muy profundos en este rango de frecuencias. Haciendo su atenuación factible, mediante la aplicación de filtros pasabandas, instrumentales apropiados.

Es usual que la grabación de las pruebas anteriormente enunciadas, se realicen con los filtros instrumentales cortas altas y cortas bajas abiertos, de tal manera que los únicos cortes que sufre la información registrada por los geófonos, son debido al filtro Notch ( $60 H_z$ ), el filtro Alias y el geófono. Por lo que la selección de los filtros de registro optimos se realiza en los centros de proceso, mediante la reproducción de la información de campo, aplicándoles varias ventanas de filtrado, debiéndose cuidar que los reflejos más profundos de interés no sufran atenuación, cuando se aumente (en

pendiente o en frecuencia) el filtro corto bajos. De cada una de estas reproducciones se obtiene registros en presentación de área variable, seleccionándose desde el punto de vista cualitativo el de mejor relación señal-ruido, correspondiendo este a la ventana óptima de filtrado instrumental.

En el sistema vibrosis las pruebas que generalmente se realizan en una nueva área de trabajo, para determinar los parámetros óptimos de observación son las siguientes:

- Pruebas rutinarias de equipo (paralelo de vibradores y similaridad).
- Perfil de ruido
- Pruebas de frecuencia de barrido
- Comparación de duración de barrido
- Comparación de patrones de Vibración-detección
- Pruebas de homogeneidad del terreno.

Uno de los problemas, más serios con que se enfrenta el geofísico de campo y a la vez el más fácil de resolver, si su solución únicamente dependiera el, es el plantado de geófonos.

El plantado de geófonos debe de realizarse de una manera correcta para la obtención de su buen acoplamiento geófono-tierra, para que se garantise la alta fidelidad del registro. Ya que un mal plantado de geófonos, frustrará todos

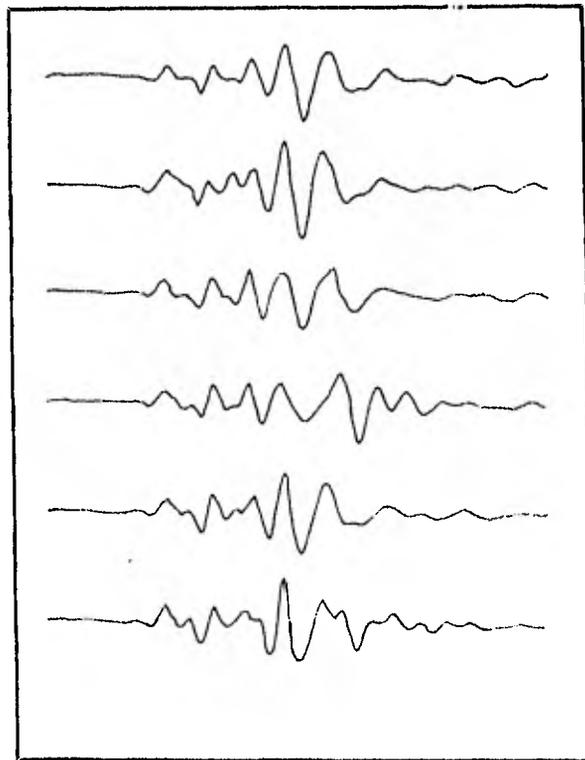


FIG. III - 45). - RESPUESTA DE 6 GEOFONOS A 30 m. DE LA FUENTE PLANTADOS DE DIFERENTE FORMA.

los esfuerzos realizados por el geofísico para el mejoramiento señal-ruido. Por lo que es conveniente instruir al personal que realiza este plantado, en lo importante de su trabajo. En la figura III-45, se muestra las distorsiones causadas por variaciones en el plantado de geófonos registrados - en un mismo tiro y en una misma localización.

## CAPITULO IV

## PROCESAMIENTO DE DATOS

En trabajos sísmicos típicos, los datos obtenidos consisten en la medición del movimiento del terreno en una serie de puntos, al operar sucesivamente la fuente sísmica utilizada a través de una línea de observación. Pudiendo ser este movimiento la velocidad o desplazamiento de las partículas, siendo su forma más general una función vectorial del tiempo o para ciertos casos, una función escalar (exceso de presión) lo cual también es medida como una función del tiempo.

En prospección sismológica los datos más notables y más comúnmente utilizados en interpretación, son los tiempos de reflexión pertenecientes a horizontes geológicos; por lo que debe de hacerse todo lo posible para enfatizar estos reflejos, en la información obtenida por las brigadas de campo.

Fue precisamente debido a esta necesidad por lo cual se desarrollaron y actualmente todavía se siguen desarrollando, las técnicas de procesamiento de datos sísmicos.

A principios del año de 1950 cuando se inició la grabación analógica en cinta magnética, comenzó a demostrarse la posibilidad de filtrar, apilar y remuestrear los datos de campo. Pero no fue sino hasta 1953, cuando se dio la primera indicación de que las computadoras digitales podían ser aplicadas de una manera versátil y económica en el procesamiento de datos sísmicos, mediante el uso de valores muestreados de funciones continuas de tiempo (traza sísmica). Naturalmente que muchos de los conceptos de filtrado digital, debidos a Treitel y Robinson (1967) y filtros de deconvolución, fueron necesarios para que el procesado de datos, pudiera convertirse en la poderosa técnica económicamente empleada actualmente.

Probablemente fue el método P.R.C. quien con su abrumadora cantidad de datos, que son manejados en la aplicación de correcciones geométricas, fue el que obligó a aceptar la velocidad y economía de las computadoras digitales, en el manejo y procesamiento de datos sísmicos.

El procesado de datos sísmicos se supone debe de ser objetivo, pero sin embargo no lo es. Ya que el analista debe de entender no únicamente las técnicas usadas en procesamiento, sino que también debe de estar familiarizado con la ad-

quisición de datos y problemas inherentes a su interpretación, debiendo de ser capaz de discernir entre la información deseada y el ruido, así como determinar la correcta posición de estos eventos y extraer alguna otra clase de información adicional; para que el sismólogo basado en su experiencia y en la sección sísmica que le proporciona el analista, realice una evaluación científica o económica, con la más completa seguridad. Por lo que el analista no debe de distorsionar la verdadera figura de la sección, sino por el contrario, debe de hacerla más interpretable o apreciable.

Comúnmente en los centros de procesado, a un grupo de analistas se les asigna el procesamiento de un conjunto particular de datos, pertenecientes por lo general a líneas de un prospecto. Este grupo de analistas es el encargado de preparar los parámetros e instrucciones específicas, para cada uno de los programas a ser aplicados, marcar las decisiones del flujo de procesamiento y verificar la calidad de los resultados.

Debido a que el flujo de procedimientos específicos de procesado, el cual es óptimo para un conjunto de datos, puede no serlo para otro conjunto de datos del mismo prospec

to. Es necesario que el analista esté familiarizado con los objetivos de los diferentes procesos de rutina y especiales, para que él pueda hacer decisiones en base a un criterio bien establecido. Debiendo conocer las características de la columna geológica y tectónica del área, incluyendo el tipo de características esperadas (fallas, arrecifes, zonas de yesos, etc.) y donde pueden ocurrir en las secciones, así como también los objetivos de éstas (estructurales o estratigráficos).

Los analistas que no entiendan estos objetivos, no podrán formarse una idea del tipo de problemas esperados, pudiendo emplear demasiado tiempo y esfuerzo en ensayos, para mejorar la calidad de una porción de la sección, que tal vez no sea de interés o pudiendo no enfatizar datos críticos.

En el procesamiento de datos críticos, se deben de alcanzar dos objetivos principales:

- Extracción de la señal o mejoramiento en la relación señal-ruido.
- Realización de un análisis objetivo de los datos, enfocado a ayudar al intérprete a obtener la clase de información deseada.

El primer problema de mejorar la relación señal-rui--

do, se refiere al tipo de datos que deseamos ver claramente en la sección, considerándose a lo restante ruido. Para el geofísico de campo, éste es un problema principalmente mecánico (filtrado por longitud de onda, mediante el uso de patrones fuente detectores) y eléctrico (filtrado instrumental), mientras que para el analista esto se convierte en un problema casi puramente matemático. Respecto al segundo problema, las técnicas utilizadas para resolverlo, son relativamente nuevas y sofisticadas. Consistiendo dicha información adicional en: datos migrados, procesamiento de la onda de la amplitud relativa, contenido de frecuencia, fase, velocidad y algunos otros atributos de los datos registrados.

Aunque comúnmente en interpretación sísmica la señal deseada consiste de reflejos primarios. Existen casos especiales, en que los objetivos deseados pueden consistir de algún otro tipo de energía como señal, un ejemplo de esto se tiene cuando se desea preservar las difracciones, con el objeto de localizar discontinuidades geológicas.

Como ya se mencionó, un registro consiste de una señal compleja, conteniendo información útil, mezclada junto

227-A

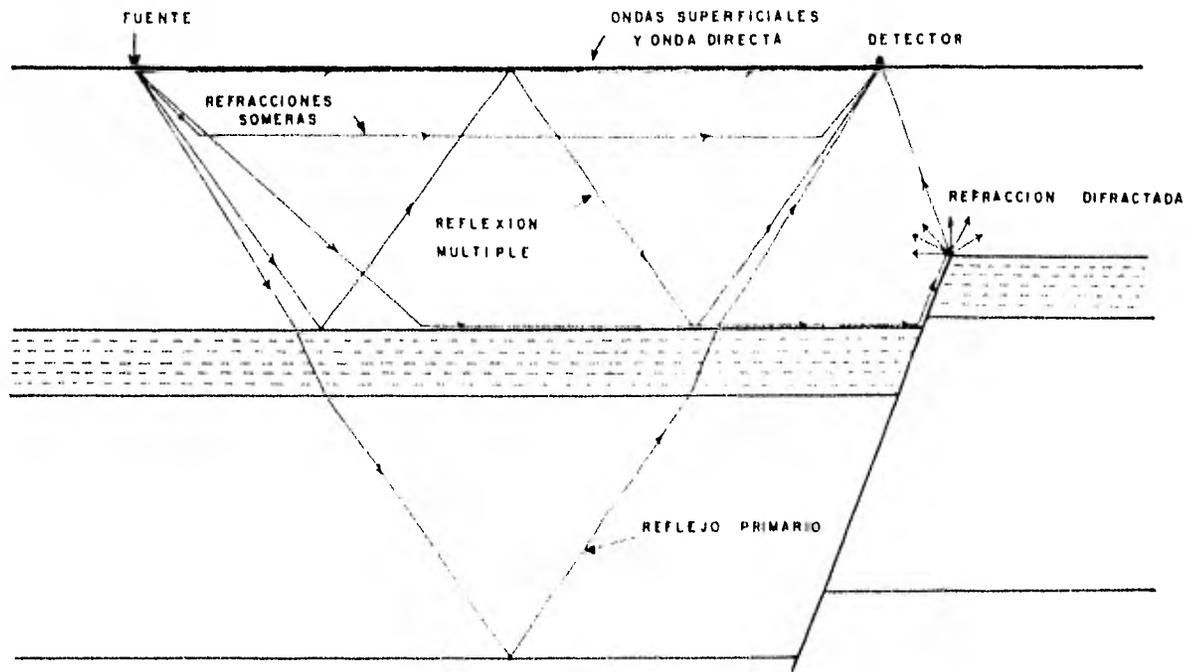


FIG. IV-1).- ALGUNAS CLASES DE ONDAS QUE PUEDEN TENER EL MISMO TIEMPO DE ARRIBO.

	TIPO	DESCRIPCION	SU APARIENCIA EN EL SISMOGRAMA
RUIDO GENERADO POR LA FUENTE	Onda directa	Ondas que se propagan directamente de la fuente de energía.	Eventos de alta amplitud en trazas cercanas a la fuente de energía.
	Ondas superficiales	Ondas que se propagan a través de la superficie del terreno.	Energía usualmente conteniendo bajas frecuencias y baja velocidad aparente.
	Onda de aire	Ondas sonoras originadas por la fuente.	Alta frecuencia y baja velocidad aparente.
	Refracciones someras	Ondas refractadas en discontinuidades elásticas cercanas a la superficie.	Primeros eventos en las trazas más alejadas del tendido, usualmente consiste de energía de alta amplitud.
	Múltiples de período corto	Ondas reflejadas más de una vez.	Colas en eventos reflejados, produciendo un pulso ensanchado, de carácter muy complejo.
	Múltiples de período largo	Ondas reflejadas más de una vez.	Reflexiones a intervalos constantes después de la reflexión primaria.
	Difracciones	Ondas que se propagan en todas direcciones desde un punto de discontinuidad elástica.	Eventos coherentes, cuya apariencia en conjunto en el sismograma es hiperbólica.
RUIDO AMBIENTAL	Tráfico	Vehículos, animales y gente circulando cerca o a través de la línea sísmica.	Vistos frecuentemente como picos.
	Viento	Corrientes de aire.	Alta frecuencia.
	Temblores naturales y artificiales	Cualquier movimiento producido dentro de la tierra por fuentes no sísmicas.	Usualmente de muy baja frecuencia.
	Líneas eléctricas de alta tensión	Ruido introducido por líneas eléctricas cercanas.	Ondas de 50 a 60 Hz.
	Ruido instrumental	Originado por el equipo de registro y grabación.	Usualmente de alta frecuencia y muy bajo nivel de amplitud.
	Ruido de pozo	Piedras y lodo que caen después del reventón de energía.	Energía de alta y baja frecuencia.

TABLA IV-1) Clasificación de ruido para fines de procesamiento.

con gran cantidad de ruido, a causa de que diferentes eventos arriban al mismo tiempo al geófono, mezclándose o superponiéndose sus características individuales, siendo enmascaradas por ondas superficiales de gran amplitud, refracciones somera, múltiples, etc., según se muestra en la figura IV-1. Algo de este ruido puede convertirse en información útil, si se le clasifica y extrae apropiadamente. Por lo que es conveniente separar a la señal sísmica en sus diferentes componentes, seleccionando y enfatizando aquellas que nos son útiles y descartando aquellas que no lo son.

Por conveniencia en procesado, el ruido se divide en dos categorías, ruido generado por la fuente y ruido ambiental, cuyos efectos en el sismograma son descritos en la tabla IV-1.

La figura IV-2 enlista algunos de los factores que ya fueron tratados en el capítulo II y los cuales pueden cambiar la forma de la onda, debido a los cuales se registra una versión distorsionada, a causa del filtrado involucrado. Haciendo algunas veces imposible extraer información acerca de las características físicas del subsuelo, que se desean determinar. El objetivo de los diferentes procesos ---

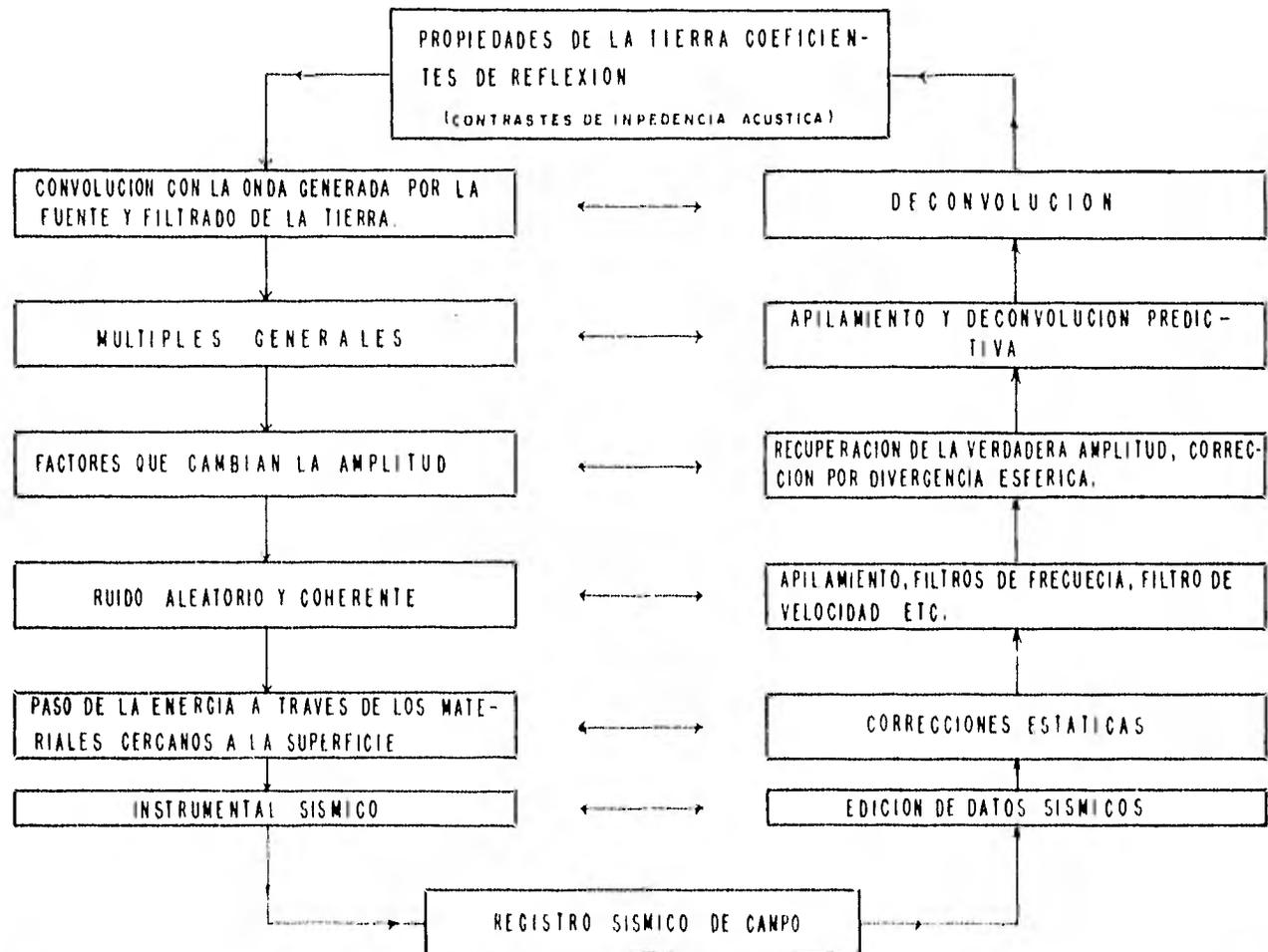


FIG. IV-2).-OBJETIVOS PRINCIPALES DE LOS DIFERENTES PROCESOS (NO LISTADOS EN LA SECUENCIA COMUN DE APLICACION).

aplicados, es el de cancelar los efectos de estos filtros, para así eliminar o al menor atenuar las distorsiones producidas por ellos. A la derecha de la figura IV-2 se listan los diferentes procesos que ayudan a alcanzar este objetivo.

El procesamiento de datos puede ser entendido mejor, si se divide a éste en diferentes fases, cuyo orden depende usualmente del paquete de programas (software) y clase de computadora (hardware) disponible en el centro de procesado. Sin embargo todos los paquetes de programas son diseñados para cumplir, con los dos objetivos antes mencionados. Las fases ilustradas en la figura IV-3, son aplicables de un modo general, a los sistemas de proceso utilizados en cualquier centro de proceso. Siendo cada uno de ellos tratado a continuación. Pero antes se tratará un pequeño bosquejo, de las formas del manejo teórico de la onda en procesado sísmico.

#### IV.1.- BASES TEORICAS DE LA SEÑAL SISMICA.

Una traza sísmica se registra, como una gráfica de la amplitud con respecto al tiempo de arribo de la energía al geófono. Un registro sónico es la gráfica del tiempo de tránsito de la onda con respecto a la profundidad, a la cual se realiza dicha medición.

229-A

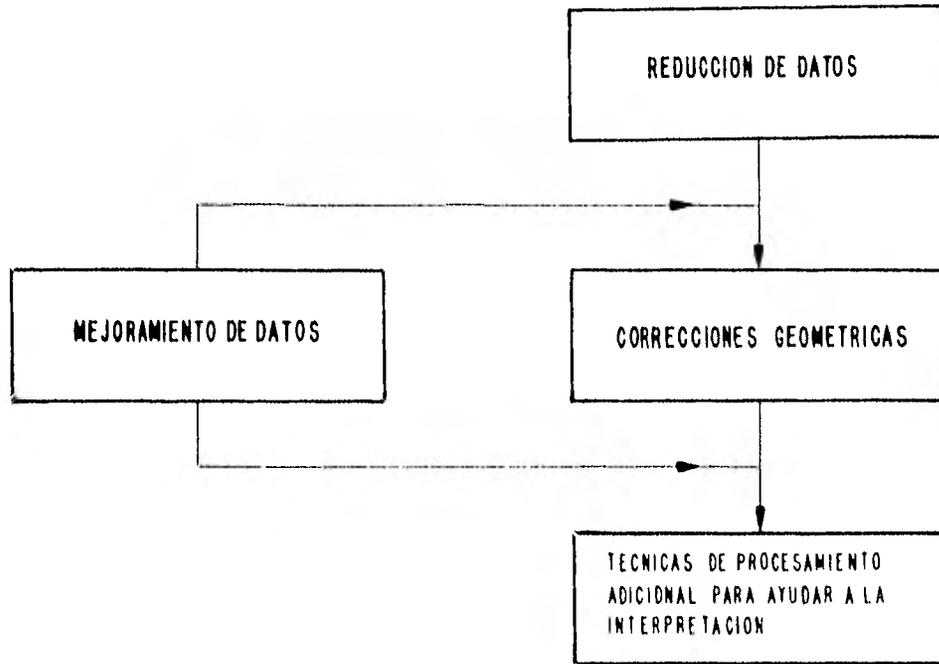


FIG. IV-3).- ETAPAS PRINCIPALES EN EL PROCESAMIENTO DE DATOS SISMICOS.

La forma convencional de presentación de dichas señales, es la de señales continuas del tiempo o profundidad, y son muy útiles cuando se realizan en ellas mediciones cualitativas e interpretativas. Pero dichas representaciones -- analógicas, hacen difícil realizar mediciones cuantitativas de algunas de sus características.

Por ejemplo, un registro sísmico, puede ser correlacionado con otro registro sísmico, tomados ambos en pozos cercanos, siendo relativamente simple determinar las variaciones de espesor de alguna unidad geológica determinada, de la -- columna sedimentaria. Pero no es siempre fácil, comparar -- los dos registros y determinar cuantitativamente algunas características de la onda generada en cada uno de los registros, para la misma unidad geológica. Esta comparación adquiere un grado mayor de problemática, cuando se trabaja -- con trazas sísmicas.

El procesado digital de datos sísmicos, utiliza técnicas de teoría de comunicaciones. Gran cantidad de la teoría actualmente disponible, fue desarrollada originalmente para resolver problemas relacionados a los diferentes sistemas -- de comunicación (radio, radar, telefonía, etc.). Dicha teoría

está basada en la suposición de que una señal pura y de características conocidas, es emitida por una fuente; siendo posteriormente registrada contaminada de ruido, a una cierta distancia de la fuente. El clásico sistema de comunicación está constituido por una fuente de excitación o información, un medio de transmisión (alámbrico o inalámbrico) y un receptor, en donde el problema básico es la recuperación de la señal, cuyo carácter es bien conocido y es en las etapas de transmisión y recepción cuando es contaminada con ruido, por lo cual se detecta una señal cuyo carácter difiere al de la señal original. En forma similar, el sistema sísmico puede ser considerado un sistema de comunicación, siéndole aplicable la teoría de comunicaciones, pero con un criterio geofísico. Naturalmente que existen diferencias en las características, entre los diferentes sistemas de comunicación, como fue mencionado en el primer capítulo; siendo sus principales características las siguientes:

- En telefonía y radio la información transmitida es la señal misma.
- En radar, sonar y prospección sísmológica, el tiempo de viaje de la señal es el dato más importante.

- En prospección sismológica no se conoce con exactitud la señal aplicada (aunque en el sistema vibro--sis, sí se conoce el carácter de la señal aplicada, pero las condiciones de acoplamiento y transmisión son muy variables).
  
- Identificación de la señal útil mezclada con ruido.

En el sistema sismológico, se tiene que las diferentes fuentes de energía impulsiva (Dinamita, Thumper, Dinoseis, - etc.) producen una onda relativamente simple, pero careciendo de una forma bien definida, la cual debe ser extraída, mediante el procesamiento de datos sísmicos, haciéndose más crítica esta recuperación, por el subsecuente filtrado y algunos otros factores atenuantes inherentes a su transmisión a través de la tierra, así como al filtrado instrumental, cuyo efecto total es el de cambiar drásticamente el carácter inicial de la ondícula, haciendo que el procesado sísmico se efectúe bajo ciertas suposiciones y aproximaciones.

Un modelo es concebido generalmente como una cosa física, tangible, teniendo una desventaja inherente (es difícil de modificar). Sin embargo, los mismos objetivos pueden ser cubiertos por un modelo matemático. Así, gracias a las -

evolucionadas técnicas de procesamiento, el problema sísmico - se ha convertido en un problema puramente matemático para el analista.

El problema se ha resumido, a que una función conocida  $F_e(\omega)$  es introducida a una "Caja Negra", conocida como - Función de Transferencia que incluye las características físicas del subsuelo que se desean determinar, produciendo dicha operación, una función de salida  $F_s(\omega)$ , considerada nuestro registro (sismograma). La función de salida dependerá de las características de la función de entrada y caja negra. Por lo que analizando  $F_s(\omega)$  y conociendo la función de entrada  $F_e(\omega)$ , se espera determinar el contenido y construcción de la caja negra.

La obtención o modelado de la Función de Transferencia puede ser realizado mediante operaciones matemáticas, -- las cuales prácticamente constituyen el procesamiento de datos sísmicos.

La señal sísmica por sus características, pueden considerársele como una señal compleja, con diferentes componentes de frecuencia, con amplitud y fase variable; las cuales pueden ser analizadas fácilmente, mediante la aplicación de

Transformada de Fourier.

Una transformada no es otra cosa, más que una manera de tratar una cantidad en forma diferente haciendo con esto más fácil la medición de ciertas características, que de otra forma sería muy difícil. Así la Transformada de Fourier es únicamente una transformación de parámetros de medición, para definir una señal expresada en el dominio del tiempo, a expresarla en el dominio de las frecuencias.

La Transformada de Fourier suministra el puente de -- unión entre el dominio del tiempo y el dominio de las fre--- cuencias, la cual tiene más de 160 años de ser aplicada a -- una gran variedad de problemas.

Las operaciones en el dominio de las frecuencias, su ministra quizá la herramienta más potente, disponible para - el análisis de datos sísmicos y que ha servido de apoyo - para el desarrollo de nuevas y mejores técnicas de procesa- miento. Por medio de los espectros de amplitud y fase, es po sible determinar con mayor exactitud y rapidez los procesos de rutina sísmicos y permitiendo además, entender mejor los métodos aplicados en tal análisis.

La suposición básica en el análisis y procesamiento de la señal sísmica, es que cualquier señal sísmica, representa la suma de un número finito de ondas con frecuencia simple, cada una con amplitud y fase características. Siendo posible, mediante la Transformada de Fourier, especificar completamente la traza sísmica, en cuyos espectros de amplitud y fase pueden observarse las siguientes características y ventajas desde el punto de vista de análisis.

- El ancho de banda limitado de la onda sísmica, simplifica muchas operaciones de procesado sísmico; pero al mismo tiempo la carencia de componentes de altas frecuencias en su espectro, restringe seriamente la capacidad de resolución vertical, principalmente para eventos profundos.

- La gran amplitud de la banda de energía de baja frecuencia (entre 8 a 16 Hz.) es un problema frecuente en sismología; ya que ésta banda de energía corresponde comúnmente a ondas superficiales, las cuales enmascaran reflejos someros de menor amplitud.

- La disminución en amplitud de componentes de frecuencia mayores a 60 Hz. es común en registros con más de 2 segundos de longitud; debido ésto al filtrado de la tierra.

- La amplitud de las diferentes componentes de frecuencia, varía ampliamente, siendo su relación de variación importante en operaciones de deconvolución.

- La forma más conveniente en procesamiento sísmico, de representar la Transformada de Fourier de la señal, es mediante sus espectros de amplitud y fase.

La capacidad de separar a la señal en sus diferentes componentes de frecuencia, es una herramienta potente, que hace más apropiada la selección de las frecuencias indeseables, para que se realice su atenuación de una manera más conveniente, apoyado ésto con la linealidad de la Transformada de Fourier, que hace factible la realización de operaciones, en una manera más fácil y rápida, en el dominio de las frecuencias.

#### IV.2.- REDUCCION DE DATOS.

La información que es enviada al centro de procesamiento por el personal de la brigada, para la descripción de la línea, usualmente consiste de lo siguiente:

- Cinta de campo.

- Reporte de observador.
- Datos topográficos.
- Diagrama de apilamiento.
- Orden de proceso.

En el reporte de observador se especifican las siguientes características: geometría del tendido, equipo de grabación, características instrumentales de grabación (ganancia, formato, filtros, etc.) y problemas operacionales acaecidos durante la observación.

Los datos topográficos incluyen: dirección de la línea, cambios de dirección, cruces con otras líneas sísmicas, distancia entre estaciones y sus respectivas elevaciones.

El diagrama de apilamiento como ya se mencionó, consiste en una representación diagramática de la geometría del tendido, facilitando una evaluación rápida de algunas características de observación de la línea sísmica, como son: estaciones que fueron omitidas o repetidas por la fuente de energía, variaciones de apilamiento, número de trazas muertas e invertidas, rango de offsets utilizados, etc.





La anterior descripción, relativa a la descripción de observación de la línea sísmica, el analista la utiliza en la planeación (diagrama de flujo) de los procesos a aplicar desde el inicio de manejo de datos (cinta de campo).

La secuencia de procesos principales realizados durante la etapa de reducción de datos, es mostrada en la figura IV-4.

Al iniciarse el manejo de la cinta de campo, se realiza una verificación del arreglo de grabación en la cinta. Usualmente este verificado se realiza mediante la lectura del reporte de observador y revisión del diagrama de apilamiento. Sin embargo, cuando surgen problemas inesperados no usuales, como es el extravío del expediente de la línea, y los datos no aparecen arreglados como se espera. En este caso se realiza una verificación de formato por computadora, el cual consiste de un vaciado (escrito en forma hexadecimal) de los primeros diez registros, y se procede a realizar las investigaciones necesarias para determinar el formato de grabación. Si la fuente utilizada fue el sistema vibroseis, la verificación incluye un chequeo de la longitud y espectro del barrido.

Demultiplexado.- Durante la grabación de la información, en la etapa de adquisición de datos, la señal sísmica es digitizada y multiplexada, de tal forma que la información contenida en la cinta de campo, consiste de una secuencia de números ( $a_{11}$ ,  $a_{21}$ ,  $a_{31}$ , ...,  $a_{m1}$ ,  $a_{22}$ ,  $a_{23}$ ,  $a_{2m}$ , etc.) según se muestra en la figura IV-5.

Debido a que los paquetes de programas sin excepción, están diseñados de tal manera que manejan los datos únicamente en formato de traza secuencial, para lo cual es necesario que los datos sean separados y reagrupados cronológicamente dentro de sus respectivos canales. El proceso de cambiar los datos multiplexados a un formato de traza secuencial, es conocido como demultiplexado.

Para el demultiplexado, la computadora localiza la primera muestra de la primera traza en la cinta de campo y la almacena, localiza la segunda muestra de la primera traza y la almacena y así continúa sucesivamente con este ciclo, hasta haber localizado todas las muestras de la primera traza (para un registro de 4 segundos de longitud, con un intervalo de muestreo de 0.002 seg, habrá 2000 muestras por canal). En seguida la primera muestra de la segunda traza es localiza

da y grabada, después de la última muestra de la primera -- traza, se localiza la segunda muestra y se almacena y así se continúa para todas las trazas del registro, de tal forma -- que la nueva secuencia de datos demultiplexados será:  $(a_{11}, a_{12}, a_{13}, \dots, a_{1m}, a_{21}, a_{22}, \dots, a_{2m}, \dots, a_{n1}, a_{n2}, \dots, a_{nm})$  Matemáticamente el demultiplexado consiste en un proceso de inversión de matrices, como se muestra en la figura IV-6.

Durante el demultiplexado cada cinta es identificada mediante un encabezado de línea al inicio de la cinta, también cada traza demultiplexada es identificada mediante un encabezado de traza, al inicio de la traza.

Algunas veces los datos de campo son remuestreados. - Esto se hace cuando se considera que este remuestreo no afecta en forma drástica la resolución vertical requerida. Este remuestreo reduce el número de muestras, creando ventajas -- económicas y rapidez en los subsecuentes procesos. El filtro alias es aplicado durante el remuestreo.

Recuperación de Ganancia.- Si los datos de campo fueron grabados, usando amplificadores de ganancia cuaternaria o binaria (la más utilizada actualmente), cada dato consis--

tirá de una mantiza y un código de ganancia. Este código de ganancia está representado por un número, al cual deberá -- ser elevado la mantiza y el cual es usado para calcular la magnitud de la muestra. Pero si los datos fueron grabados\_\_ utilizando amplificadores de Ganancia Fija, Control de Ga-- nancia Automática (A.G.C.) o Control de Ganancia Programada, esta fase del proceso se omite.

Sumado.- Esta fase es únicamente aplicable a datos obtenidos mediante la aplicación de fuentes superficiales, - en donde el tirado de cada uno de los elementos de un arre-- glo de fuente se realiza secuencialmente. Este paso se omite cuando se tiró con dinamita.

Los diferentes registros que constituyen un arreglo - de fuentes múltiples, para el cual existe una única posición de detectores, se suman para producir un único registro por\_ punto fuente. A este tipo de sumado se le asigna también el nombre de apilado vertical y es realizado sin aplicación de\_ corrección alguna.

Debido a que la traza sísmica, digitalmente está repre\_ sentada por una serie de números, el proceso de sumado única\_ mente involucra una suma aritmética de las trazas con el mig

mo número de canal, de los diferentes registros producidos - para un arreglo de fuente; el producto de esta suma es normalizado.

Mediante el apilado vertical es posible mejorar la relación señal-ruido en un factor proporcional a la raíz cuadrada del número de registros sumados.

Función de Ganancia.- Debido a la atenuación que sufre la onda con el tiempo, durante su propagación a través del subsuelo; existe entre eventos someros y profundos un gran rango de diferencia en amplitudes, siendo necesario aplicar algún tipo de función de ganancia (usualmente de tipo exponencial), pudiendo considerársele a esta función, como una primera aproximación de una corrección por divergencia esférica; para la atenuación de las grandes amplitudes de los eventos someros y amplificación de los eventos débiles más profundos. Si los datos fueron grabados aplicando A.G.C. o P.G.C. (actualmente descontinuado su uso), esta fase se omite.

Existen diferentes tipos de función de ganancia, presentando la mayoría un incremento exponencial con el tiempo.

Mediante los actuales paquetes de programas, se ha logrado un grado muy grande de exactitud, en la especificación de la -- verdadera curva de ganancia. Se puede también calcular una - función de ganancia basada en las amplitudes de las muestras incluidas dentro de ventanas de tiempos específicos.

En ocasiones la función de ganancia es aplicada inmediatamente después de haberse realizado la recuperación de - ganancia.

Correlación.- El proceso de crosacorrelación es única mente aplicado a datos obtenidos mediante la aplicación del sistema Vibroseis y es normalmente aplicado después del proceso de sumado (apilado vertical) para fines de economía y - rapidez. También puede ser aplicado antes del apilado vertical, cuando se presentan problemas especiales de ruido incoherente.

El proceso consiste en correlacionar al barrido o señal piloto emitida por los vibradores, con la señal registrada por los geófonos (traza sísmica). Cuando aparecen duplicaciones o semejanzas cercanas entre el barrido y alguna porción de la traza sísmica, se produce un pulso de alta amplitud, -

lo que significa que un evento reflejado (primario o múltiple), arribó al tendido, como se muestra en la Figura III-14.

El proceso de correlación en el dominio del tiempo es mostrado en la figura IV-7. Sin embargo por economía y rapidez del proceso, la correlación se realiza en el dominio de las frecuencias.

El correlograma producido mediante este proceso, es el equivalente al sismograma, producido mediante el empleo de dinamita; siendo los procesos subsecuentes aplicables a ambos datos indistintamente.

Editado.- La edición de datos puede ser realizada durante cualquier fase de la reducción de datos, después del demultiplexado. Cuando los datos provienen de la aplicación del sistema vibroseis, es usual hacer el editado después de la correlación.

El editado comúnmente incluye lo siguiente:

-Graficación de cada registro, para poder seleccionar los registros malos, trazas muertas, invertidas y ruidosas, para que éstas sean omitidas o corregidas; evitando así la degradación de la información durante los procesos

subsecuentes, principalmente en los apilados vertical y horizontal.

- Graficado de registros con offset corto y offset -- largo (gráficas de la mitad del número de trazas del registro, más cercanas y más lejanas a la fuente) y una sección 100%. Esta última consiste en cubrir la longitud total de la línea, una sola vez sin multiplicidad de apilamiento, por ejemplo, si los datos fueron observados para obtener un apilamiento de 1200%, entonces para esa línea se tomará un registro cada doce puntos de tiro (se tomarán los registros 1, 13, 25, 37, etc.). Caracterizándose la representación de este tipo de sección, por la inclinación de los primeros arribos, dándole una apariencia general de diente de sierra.

Este graficado de registros es realizado con la finalidad de que el analista se forme una idea rápida de la complejidad estructural, presencia de múltiples y calidad de la información de la línea, y así poder decidir la secuencia de procesos, que le ayuden a obtener el mayor grado posible en el mejoramiento de la relación señal-ruido. También le ayuda esta graficación de registros a decidir las mejores localizaciones para realizar los análisis de velocidad.

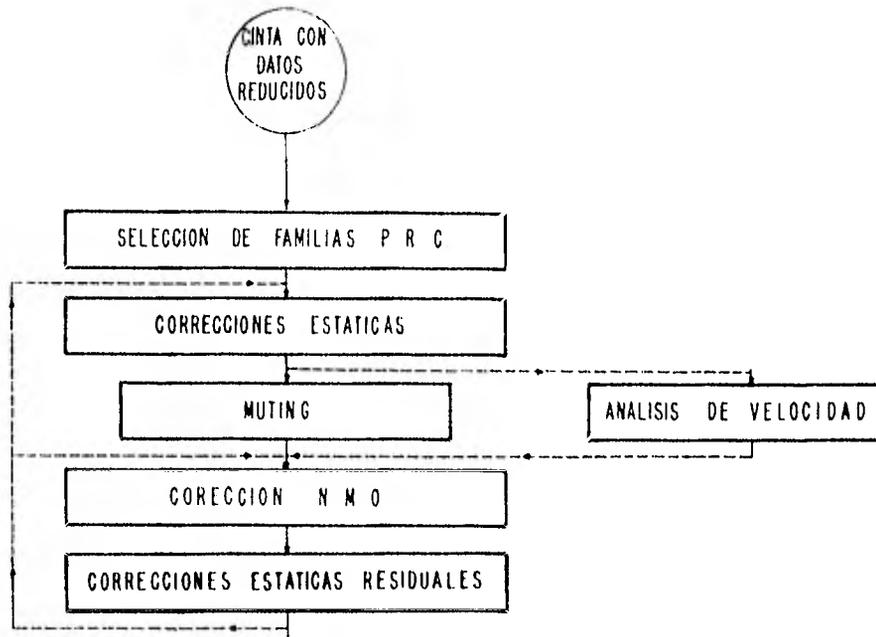


FIG IV-8)- ARREGLOS Y CORRELACIONES GEOMETRICAS

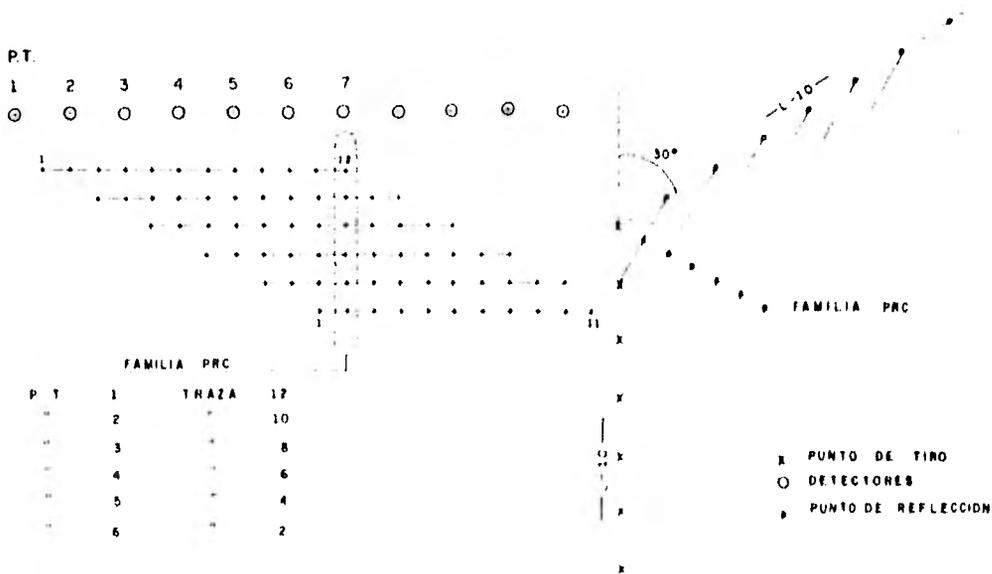


FIG. IV-9 )- DISPERSION DE PUNTOS DE REFLECCION EN FAMILIAS DE PRC

La salida de todos los procesos incluidos en la reducción de datos, es una cinta cuya información sísmica en traza secuencial, se le pueden aplicar los subsecuentes procesos más complicados y sofisticados.

La cinta de campo es enviada usualmente a la cintoteca del centro de procesamiento, después de haber sido utilizada como entrada al demultiplexado.

#### IV.3.- ARREGLOS Y CORECCIONES GEOMETRICAS.

Después de haber realizado la reducción de datos, estos deben de ser identificados de acuerdo a familias con punto de reflejo común, debiendo además ser corregidos estática y dinámicamente antes de ser apilados. Las fases de proceso básicas para realizar el apilamiento de datos, son mostradas en el diagrama de la figura IV-8.

Selección de Familias P.R.C. - Antes de aplicar cualquier corrección a los datos, el analista define el arreglo geométrico de la línea, en términos de P.R.C., para lo cual proporciona a los programas que realizan tal arreglo, todas las localizaciones de puntos fuente, geófonos (estaciones de la línea) y elevaciones de cada una de ellas, definiéndose

el origen de la línea (en la primera estación) y las coordenadas (X,Y) de las estaciones restantes con respecto al origen; así como la descripción de la línea en términos de - - P.R.C.

Debido a problemas de tipo operacional (ríos, lagos, construcciones, propiedad privada, etc.), las líneas sísmicas no siempre es posible observarlas en línea recta, ya que en algunas ocasiones los puntos fuente son desplazados una cierta distancia paralelamente a la dirección de la línea o la línea debe ser cambiada de dirección una cierta cantidad de grados, como es mostrado en la figura IV-9. Por lo que al no estar localizadas las estaciones de los puntos fuente y geófonos a través de una misma línea recta. Ya que para un P.T. los puntos de reflexión adyacentes al cambio de dirección no estarán verticalmente bajo la línea de observación, sino que estarán desplazados una cierta distancia del plano vertical que contiene a la línea.

En la zona circundante a las estaciones donde cambia de dirección la línea o donde el punto fuente se localizó fuera de ésta. Una familia de P.R.C. aparece dispersada, de tal manera que si son apiladas esta familia de trazas se degradará la relación S-R debido a que no todos los puntos de

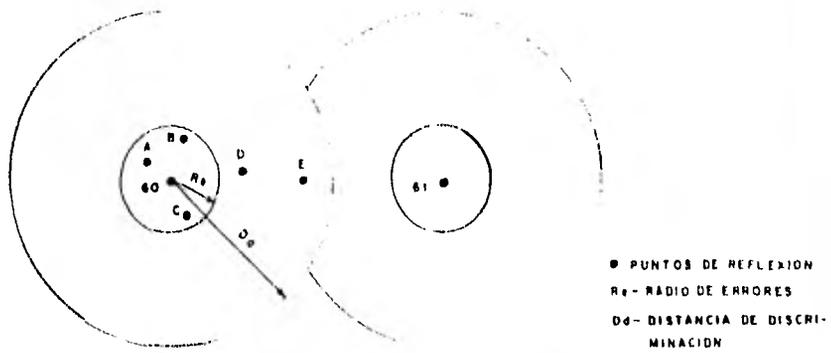


FIG. IV-10).- TECNICA DE RADIO DE ERROR Y DISTANCIA DE DISCRIMINACION

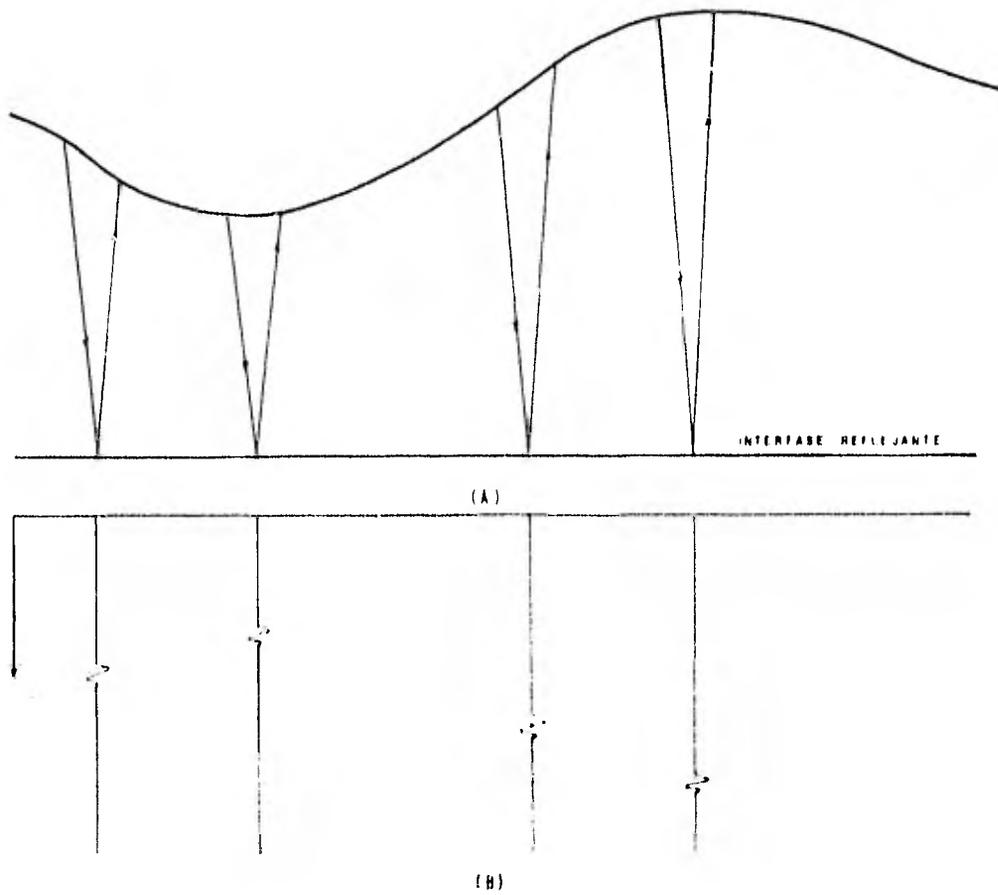


FIG. IV-11) EFECTO TOPOGRAFICO EN DATOS SISMICOS (A) MODELO GEOLOGICO (B) MODELO SISMICO

reflexión son comunes. Por lo que el analista para evitar ésto, define dos parámetros: una distancia de discriminación y un radio de error según se muestra en la figura IV-10.

La distancia de discriminación ( $D_d$ ) es un parámetro - que el analista define para asegurar que todos los P.R.C. de la línea sean asignados a un número de familia P.R.C. específico. Por ejemplo en la figura IV-10 el punto de reflexión E está localizado entre las familias P.R.C. 60 y 61, debido a que yace más cerca de la familia 60, será asignado a este número de familia.

El radio de error se refiere a un círculo de radio  $R_e$ , para el cual todos los P.R.C. que no caigan dentro de su perímetro serán omitidos (no apilados), por considerarlos dañinos a la información apilada.

Estos dos parámetros  $D_d$  y  $R_e$  son definidos a criterio del analista, cuya selección la hace de acuerdo a la calidad de la información y grado de deflexión de la línea. - - Cuando el cambio de dirección de la línea es menor de  $15^\circ$  - generalmente estas  $D_d$  y  $R_e$  no es necesario definir las, ya -- que ese grado de deflexión no causa gran dispersión de puntos de reflexión.

Los eventos primarios originados en cualquiera de las interfases reflejantes del subsuelo, y los cuales están expuestos en los sismogramas de campo, no aparecen en sus tiempos de reflexión correctos, debido a que cada traza tiene a su fuente y detector localizados a diferente elevación y diferente offset. Por lo que se hace necesario que los tiempos de reflexión de cada una de las trazas, se les aplique una corrección apropiada, para que el sismólogo pueda realizar una interpretación correcta de la sección sísmica. Mediante la aplicación de dichas correcciones, se desea que cada traza tenga a su fuente y detector en una misma localización, verticalmente arriba del punto de reflexión.

Dos clases de correcciones geométricas son aplicadas a los datos, cada una de las cuales produce diferentes tipos de desplazamiento en tiempo; siendo estas las siguientes:

- Correcciones Estáticas.- Correcciones verticales invariantes en tiempo, aplicadas para colocar fuentes y detectores sobre un mismo plano horizontal imaginario.
- Corrección Dinámica.- Corrección geométrica horizontal y verticalmente variante en tiempo. Mediante su

aplicación se coloca a las fuentes y detectores --- para una familia P.R.C., en un mismo punto verticallmente arriba de su punto de reflexión común a toda la familia.

Ambas correcciones dependen del conocimiento y aplicacion de velocidades. En el cálculo de las correcciones estáticas, se requiere del conocimiento de las velocidades de los estratos superficiales (intemperizado y subintemperizado). Mientras que la corrección dinámica, para cada uno de los - horizontes reflejantes que aparecen en el registro sísmico, es evaluada mediante análisis de velocidad aplicados a estos datos sísmicos sin corregir, constituyendo en sí procedimientos estadísticos.

Teóricamente cualquiera de ambas correcciones puede - ser aplicada a los datos (familias de P.R.C.) . Sin embargo la mayoría de los programas de análisis de velocidades, realizados para la determinación de la corrección dinámica son efectivos (dan la mejor resolución), si las correcciones estáticas han sido aplicadas previamente,

Correcciones Estáticas.- La aplicación de las correcciones estáticas tienen como objetivo, cancelar los efectos sísmicamente indeseables, de la porción superficial de la tierra, que afectan a todas las ondas que viajan a través de estos estratos superficiales. Esta cancelación de efectos indeseables, se obtiene mediante la colocación de todas las fuentes y detectores a un mismo nivel o plano horizontal de referencia más consistente, haciendo más realizables con\_ésto, los objetivos de los procesos subsecuentes.

Los efectos sísmicos originados en el estrato superficial son debidos a:

- Variaciones de elevación de fuentes y detectores.
- Variaciones erráticas en la velocidad del estrato superficial.
- Variaciones del espesor del estrato superficial.

Si la topografía a través de una línea de observación sísmica, fuera absolutamente plana, sin relieves, se podrían graficar los datos sísmicos bajo una línea horizontal, representando a la superficie del terreno. Sin embargo en la gran mayoría de las áreas de prospectos sísmológicos, están\_

siempre presentes accidentes topográficos, a veces muy grandes, que originan variaciones en los tiempos de arribo, de los reflejos originados en discontinuidades elásticas; por lo cual el registro sísmico muestra una falsa configuración del subsuelo. En la figura IV-11 se muestra un modelo de un reflector plano, pero a causa de los relieves topográficos la configuración (tiempos de reflexión) de este horizonte se ve afectada; apareciendo como sinclinales bajo los valles y como anticlinales bajo las colinas. Así las características del perfil topográfico a través de la línea, afecta a los tiempos de reflexión de un horizonte, no importando que tan profundo esté. Motivo por el cual la traza sísmica completa, deberá de ser desplazada hacia arriba o hacia abajo, para cancelar este efecto.

El término estrato intemperizado (weathering) tiene un significado diferente para geólogos y geofísicos. Para el geólogo la capa intemperizada consiste de material no consolidado que ha sufrido los embates de los diferentes agentes de intemperismo y erosión. El geofísico al hablar de capa intemperizada, se refiere al estrato superficial en el cual la energía sísmica se transmite a una velocidad muy baja (de 500 a 1500 m/seg.) comparada con la velocidad del estrato inmediatamente más profundo (de 2000 a 3500 m/seg.) Por lo que algu--

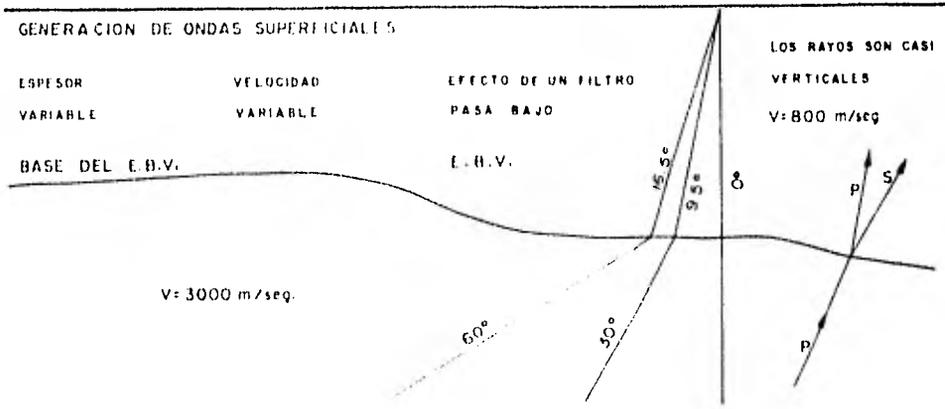


FIG. IV-12).- EFECTOS ORIGINADOS EN ESTRATO DE BAJA VELOCIDAD (E.B.V.I.)

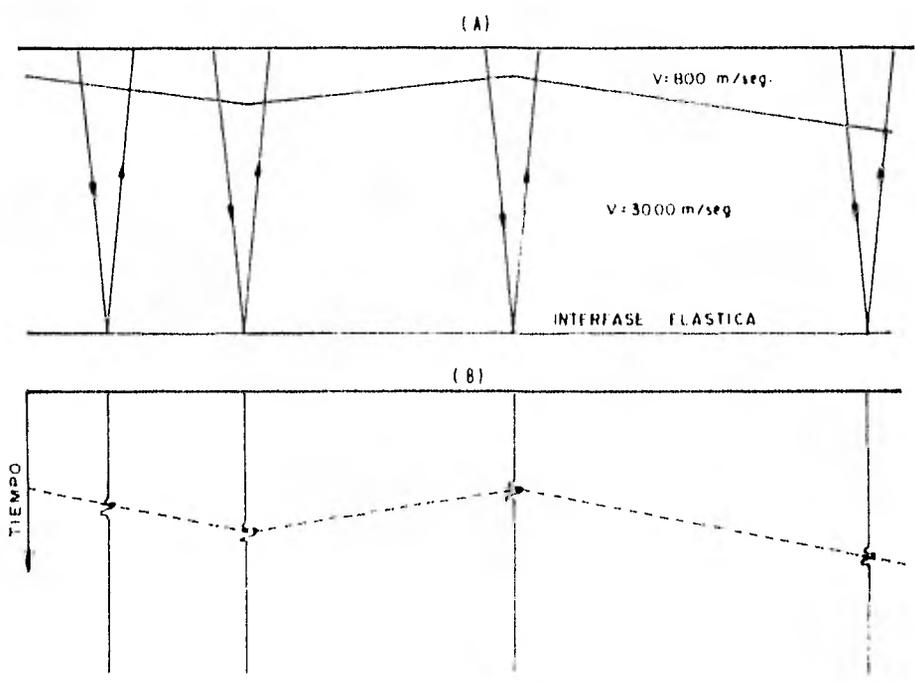


FIG. IV-13).- EFECTOS ORIGINADOS POR VARIACIONES DE ESPESOR DE LA CAPA DE BAJA VELOCIDAD  
A) MODELO GEOLOGICO B) MODELO SISMICO

nos geofísicos para evitar alguna confusión con el término geológico, le llaman estrato de baja velocidad; el cual como ya se ha mencionado, es muy crítico en operaciones de campo, debido al gran nivel de ondas superficiales generadas cuando la fuente de energía se localiza en este estrato. Algunas de las características del estrato intemperizado son mostradas en la figura IV-12.

La base del estrato intemperizado está constituida generalmente, por el nivel de aguas freáticas. Por lo que existe respuesta al por qué el contraste tan grande en velocidad de ondas compresionales en la base de esta capa, y esto es debido a que en el aire el sonido se transmite a una velocidad de 330 m/seg. y en el agua se transmite a 1500 m/seg. Así el contraste sólido-aire y sólido-agua es grande, definiéndose la base de la capa intemperizada.

El espesor del estrato intemperizado yace usualmente en un rango de 5 a 100 m. Sin embargo para un mismo lugar pueden esperarse cambios erráticos en su espesor, debido a cambios en el nivel de aguas freáticas.

En la figura IV-13 se muestra como las variaciones de espesor en la capa intemperizada, causa variaciones anómalas en los tiempos de reflexión para un modelo, en el cual el --

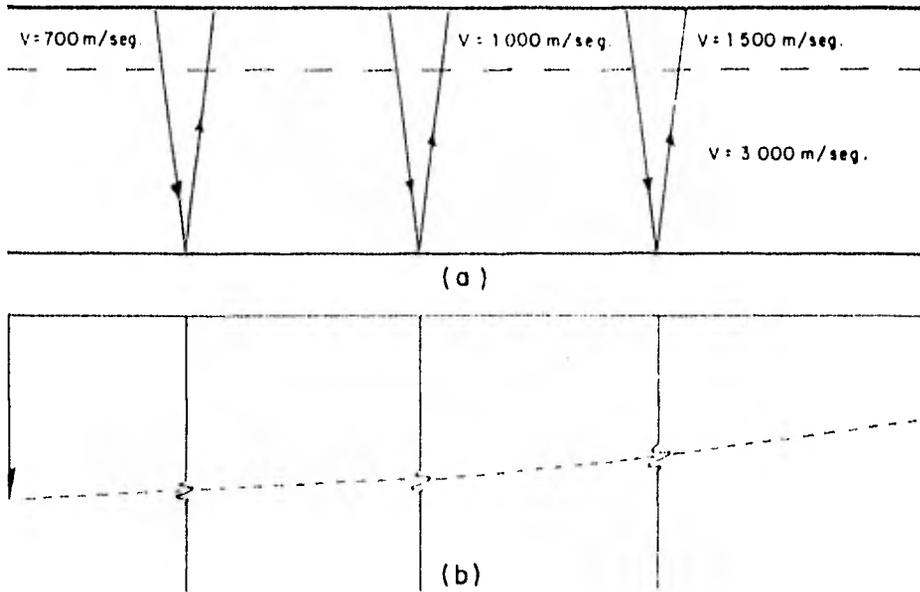


FIG. IV-14). - EFECTO DE UN CAMBIO GRADUAL LATERAL EN LA VELOCIDAD DEL ESTRATO INTEMPERIZADO.  
 a) - MODELO GEOLOGICO, b) - SECCION SISMICA

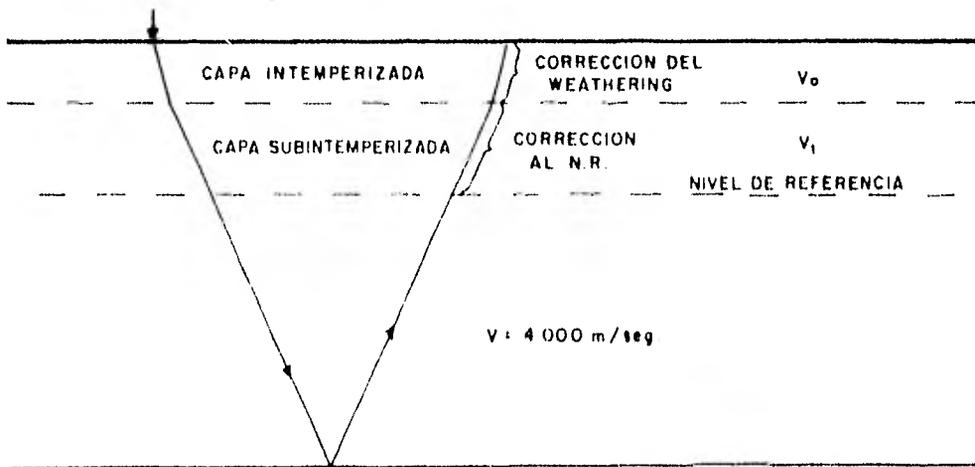


FIG. IV-15). - CORRECCION AL NIVEL DE REFERENCIA

perfil topográfico y el horizonte reflejante son planos; observándose la gran semejanza entre el reflejo producido y el perfil de la base del estrato intemperizado, obteniéndose una configuración falsa del horizonte reflejante.

Las variaciones laterales en la velocidad del estrato intemperizado son también muy pronunciadas, debido a: la gran heterogeneidad de los materiales con los que puede estar constituido; a la hidratación y deshidratación, etc. En la figura IV-14 se muestra un modelo en donde el perfil topográfico base del estrato intemperizado y horizonte reflejante son todos planos; pero presentándose un cambio lateral gradual uniforme, en la velocidad del estrato intemperizado, de 500 a 1500 m/seg. Este cambio en la velocidad, causa variaciones anómalas en los tiempos de reflexión, apareciendo el horizonte reflejado, con un echado aparente incorrecto.

Para eliminar los efectos superficiales anteriores, es necesario aplicar correcciones estáticas, mediante las cuales se intenta colocar a la fuente y detectores, a un mismo nivel o plano; generalmente a una cierta profundidad del nivel promedio de la superficie, en donde los sedimentos no muestran variaciones laterales sísmicamente indeseables, en velocidad, excepto cuando el tipo de sedimentos cambie (arrecifes, domos salinos, cambio de facies, fallas, etc.),

on las que el geofísico si está interesado en detectar. El nivel de referencia es normalmente seleccionado unos pocos metros abajo de la elevación promedio del área del prospecto.

El conocimiento de las velocidades cercanas a la superficie y espesor del estrato intemperizado, es necesario para el cálculo de las correcciones estáticas (desplazamiento en milisegundos hacia arriba o hacia abajo para cada una de las trazas), para poder cancelar los tiempos de viaje anómalos cercanos a la superficie. Como ya se mencionó en el capítulo anterior, estos datos de velocidad son obtenidos directamente mediante:

-Tiro de pozo.- Es la forma más directa que existe para medir las propiedades de interés sísmico, cercanas a la superficie. Sin embargo es casi siempre imposible disponer de datos, de un número de pozos capaces de medir las características en espesor y velocidad, en una forma adecuada en el área del prospecto.

- Tiros cortos de refracción.- Fallan si se utilizan desplazamientos muy largos.

Mediante el empleo de la dinamita, en el tirado de observación normal, un detector de pozo (plantado cerca del pozo), es registrado siempre por un canal auxiliar, en el re--gistro sísmico. La medición del tiempo de pozo (T.P.), indica cuando el pozo penetró o no penetró el espesor total de la -capa intemperizada.

$$V_{\text{Pozo}} = \frac{\text{Profundidad del Pozo}}{\text{T.P.}}$$

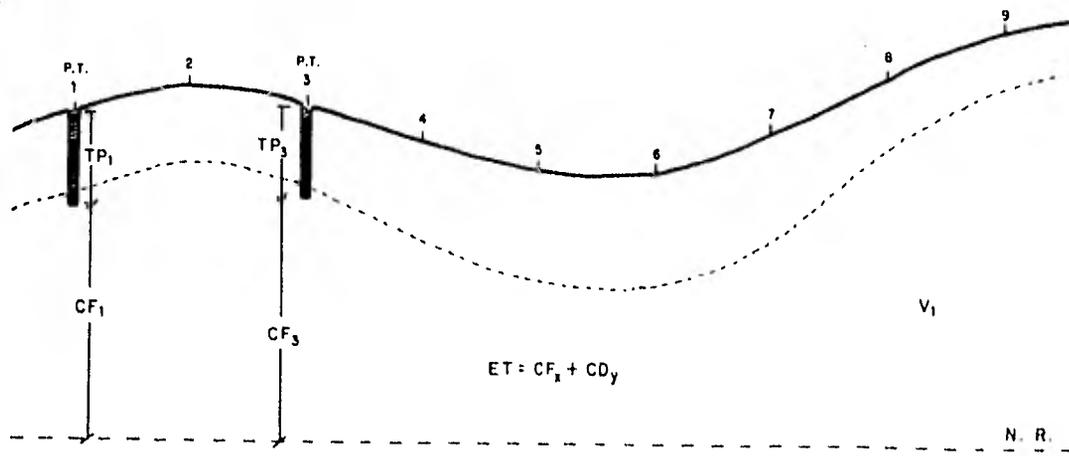
Si la velocidad de pozo es aproximadamente igual a la velocidad del estrato intemperizado, entonces el pozo no penetró la base del estrato intemperizado, si la velocidad de pozo es mayor que la velocidad del estrato intemperizado, --entonces el tiro fue efectuado bajo la base del estrato su--perficial.

Básicamente las correcciones estáticas consisten en -correcciones por elevación y correcciones por estrato intem--perizado, referidas ambas a un mismo nivel de referencia. Pa--ra la evaluación de estas correcciones existen varios méto--dos, los más usuales tratan al material cercano a la superfi--cie como dos capas. La primera y más somera es normalmente la de más baja velocidad ( $V_0$ ), consistiendo de material deshidra

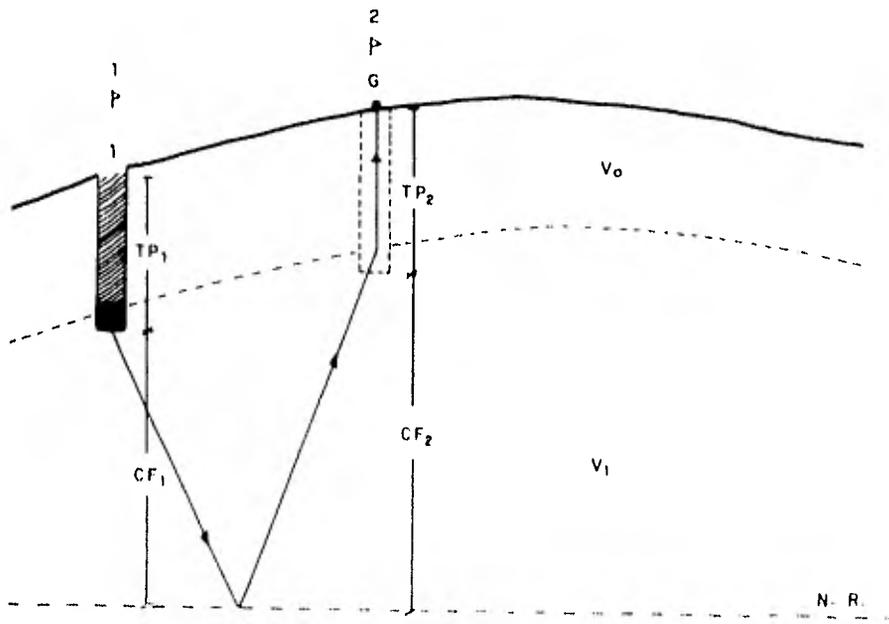
tado, llamado estrato intemperizado; el segundo consiste de material hidratado yaciendo inmediatamente bajo el primero y con una velocidad  $V_1$ , de tres a siete veces mayor que  $V_0$ , a esta capa se le llama estrato subintemperizado, el cual se muestra en la figura IV-15.

Al aplicar las correcciones estáticas al nivel de referencia predeterminado, se coloca a las fuentes y detectores, verticalmente bajo su verdadera localización en la superficie, (suponiendo incidencia normal), tal que las localizaciones al N.R. son ficticias. El N.R. puede ser plano (horizontal o inclinado), curvo, etc. Sin embargo un nivel de referencia horizontal plano es preferido a causa de que la sección sísmica muestra las características del subsuelo en correcta perspectiva para su interpretación.

El gran contraste en velocidad en la base del estrato intemperizado, origina un cambio brusco en dirección de los rayos que inciden en esta interfase; aunque el error introducido en la suposición de verticalidad de los rayos, es de fracción de milisegundos, sin embargo deberá de evitarse detectar ondas, en las que se presentó el fenómeno de partición de energía, donde tal suposición ya no será válida.



(a)



(b)

FIG. IV - 16). - CORRECCIONES ESTATICAS

La técnica básica en el cálculo de estáticas al N.R., consiste en evaluar el tiempo de viaje (para incidencia normal) de la fuente al N.R. y de este al detector, por lo que es factible calcular las estáticas en dos partes para fines prácticos, siendo éstas: corrección de la fuente (C F) y corrección del detector (CD). Para ejemplificar esto, en la figura IV-16a se muestra esquemáticamente la observación de una línea mediante el empleo de dinamita, en donde un grupo de detectores está localizado en cada estación, y los P.T. cada dos estaciones.

Debido a que la carga yace debajo del estrato intemperizado, éste no afecta a la corrección de la fuente por intemperismo. Así para la estación 1 tenemos:

$$C = \frac{\text{Elev. del N.R.} - (\text{Elev. de la Est. 1} - \text{Prof. del Pozo})}{V_1}$$

... Estática de Tiro.

La corrección para el detector localizado en la estación 3 será:

$$CD_3 = CF_3 + TP_3 \dots\dots\dots \text{Estática de detector.}$$

La corrección estática total (ET) para la traza cuya fuente se localiza en la estación 1 y el detector en la estación 3, es:

$$ET = CF_1 + CD_3$$

En general puede decirse que para una traza cuya fuente esté localizada en la estación X y su detector en la estación Y, su estática total será:

$$ET = CF_x + CD_y$$

Para las trazas cuyos geófonos estén colocados en estaciones, donde no se localizan P.T., se realiza una interpolación de la profundidad de los dos pozos inmediatamente adyacentes a estas estaciones sin pozo, calculándose una CF hipotética para cada una de estas estaciones, e interpolando también los tiempos de pozo. Esto crea un tiro interpolado como se muestra en la figura IV-16b.

Si las correcciones estáticas no son realizadas correctamente, estos errores repercuten, de diferente manera en los datos sísmicos. Algunos de los efectos que pueden ocurrir por errores de estáticas son:

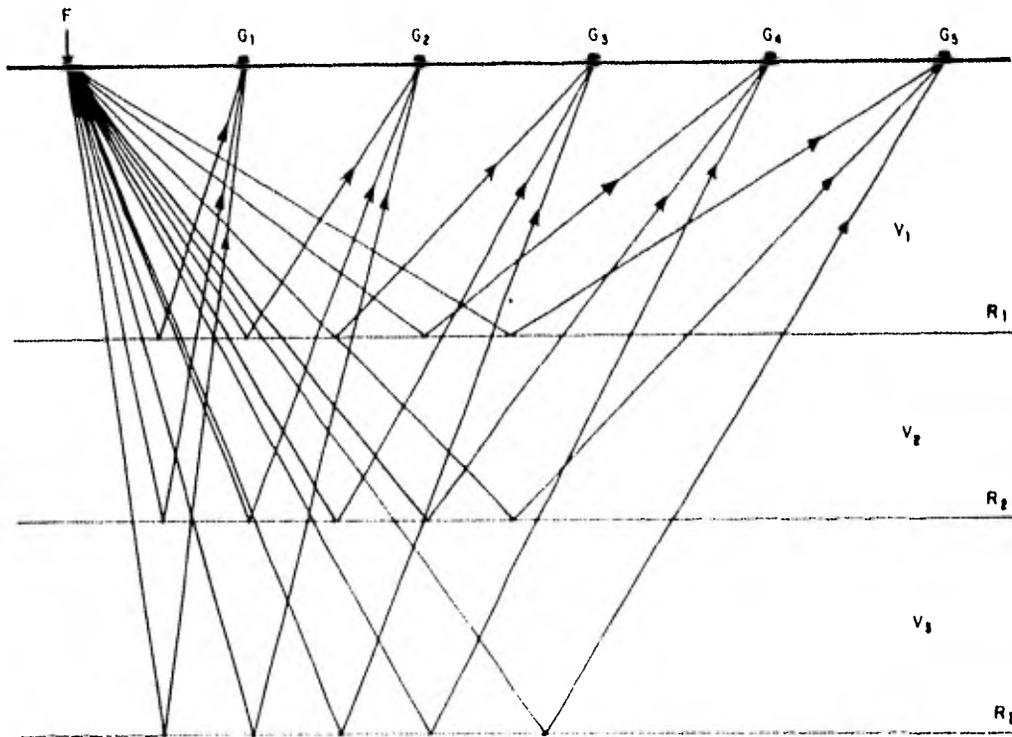
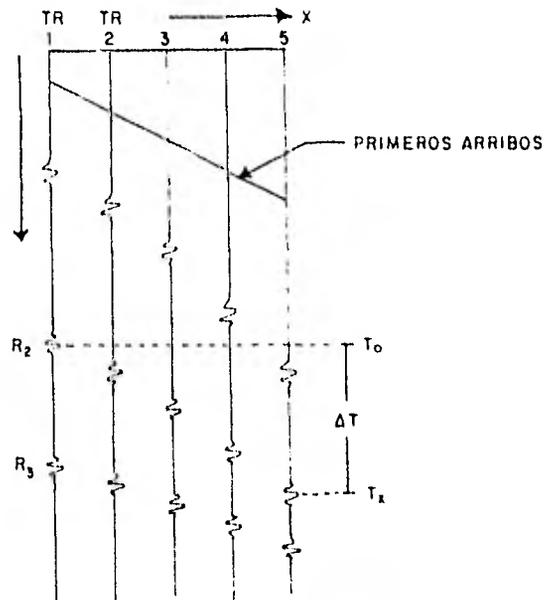


FIG. IV-17). - INCREMENTO DE TRAYECTORIA ( $\Delta T$ ) CON EL INCREMENTO DEL OFFSET.

- Dificultad en los análisis de velocidad, para la -- determinación de la correcta velocidad de apilamiento.
- Inestabilidad del carácter de la onda.
- Sección apilada presentando continuidad pobre de -- eventos.

Corrección Dinámica.- Los sismogramas de campo muestran los tiempos de reflexión de los eventos con un cierto defasamiento (  $t$  ) de traza a traza a través de sismograma. A este retardo con el incremento de offset se le llama sobre tiempo por distancia normal o NMO (Normal Moveout), cuyo nombre asignado se deriva del comportamiento normal de la trayectoria de energía reflejada, cuando el offset se va incrementando de traza a traza, no representando echado o algún otro fenómeno local.

Para ver más claramente el por qué de esta curvatura de los eventos a través del registro, considérese el modelo simplificado de la figura IV-17, donde se muestran tres horizontes planos, cada uno de ellos con velocidad constante. Suponiendo que las fuentes y geófonos yacen a través de un

mismo plano horizontal, en donde las anomalías superficiales han sido ya eliminadas y cumpliéndose además que  $V_3 > V_2 > V_1$ . En la parte superior de esta figura se dibujó la respuesta sísmica (sismograma) del modelo; donde se puede observar que los tiempos de arribo provenientes de un mismo horizonte reflejante, son diferentes para los diferentes grupos de geófonos. Esto sucede a causa de que la trayectoria de la onda, al grupo de detectores más cercanos es casi vertical y más corta; mientras que para grupos más alejados la trayectoria es más oblicua y más larga, llegando con esto el evento reflejado un poco defasado (retardado) con respecto al grupo inmediato anterior, dando la apariencia de que el reflector yace a mayor profundidad, bajo del grupo más alejado de la fuente. Para las reflexiones originadas en interfaces más profundas se presenta el mismo fenómeno, pero en una forma menos drástica, ya que el incremento en oblicuidad de las trayectorias de la energía registrada es menor.

El sobretiem po por distancia normal generalmente es referido como NMO, de sus siglas en inglés (Normal Move-out). La palabra sobre tiempo por distancia normal para algunos geofísicos no es lo bastante clara por si sola, ya que el echado de los horizontes reflejantes también origina un so-

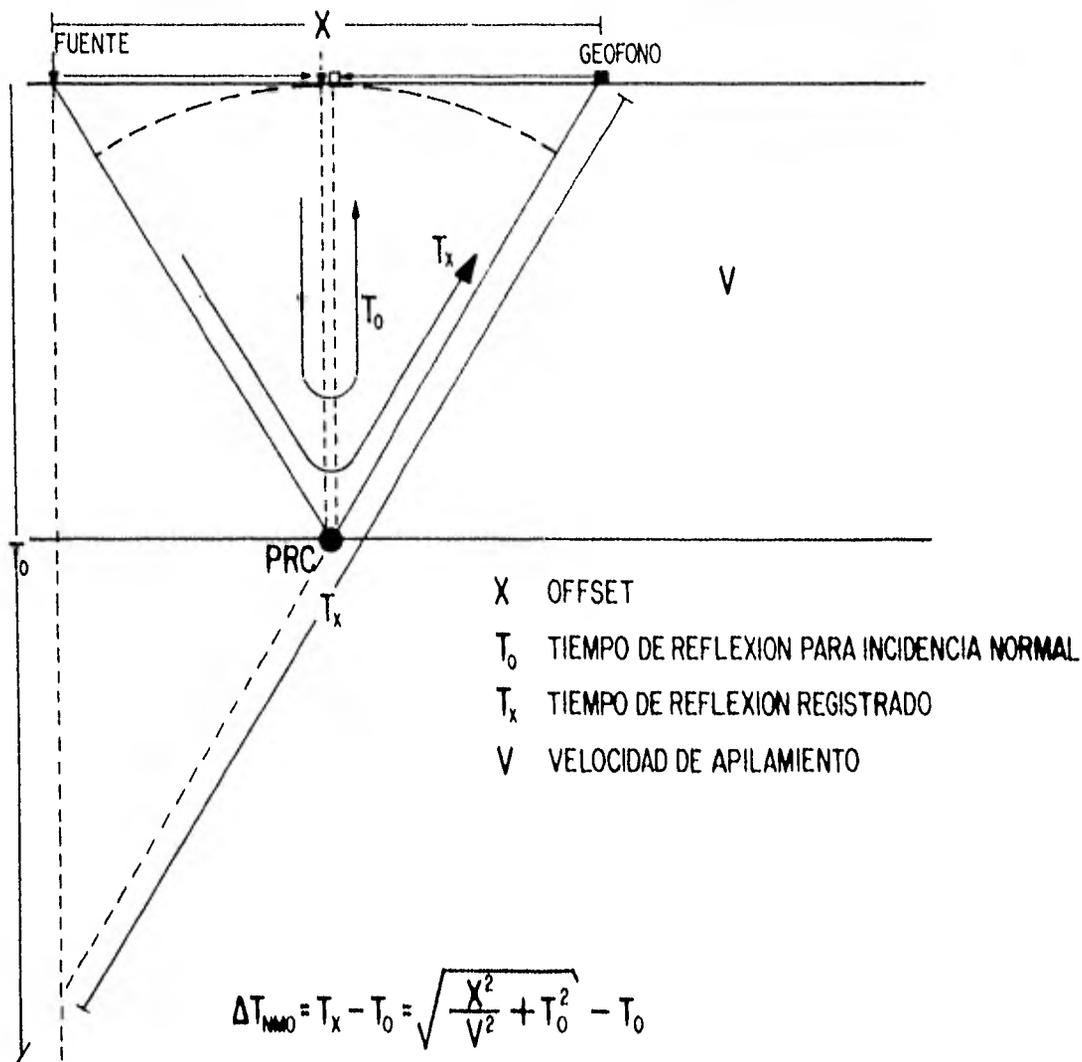


FIG. IV-18).- CALCULO DE NMO.

bre tiempo por distancia pero no normal.

Para calcular la magnitud del NMO tomemos únicamente una trayectoria, como se muestra en la figura IV-18. Suponiendo que la transmisión de energía se realiza a través de un estrato con velocidad constante y la interfase reflejante es horizontal.

Por geometría óptica, el punto imagen de la fuente está bajo la interfase, formándose con esto un triángulo rectángulo para el cual se tiene:

$$(T_x \cdot v)^2 = x^2 + (v \cdot T_o)^2 \quad 1$$

$$T_x^2 = \frac{x^2}{v^2} + T_o^2 \quad 2$$

$$T_x = \sqrt{\frac{x^2}{v^2} + T_o^2} \quad 3$$

$$\text{Si } \Delta T_{NMO} = T_x - T_o \quad 4$$

Sustituyendo 3 en 4 tenemos:

$$\Delta T_{NMO} = \sqrt{\frac{x^2}{v^2} + T_o^2} - T_o \quad 5$$

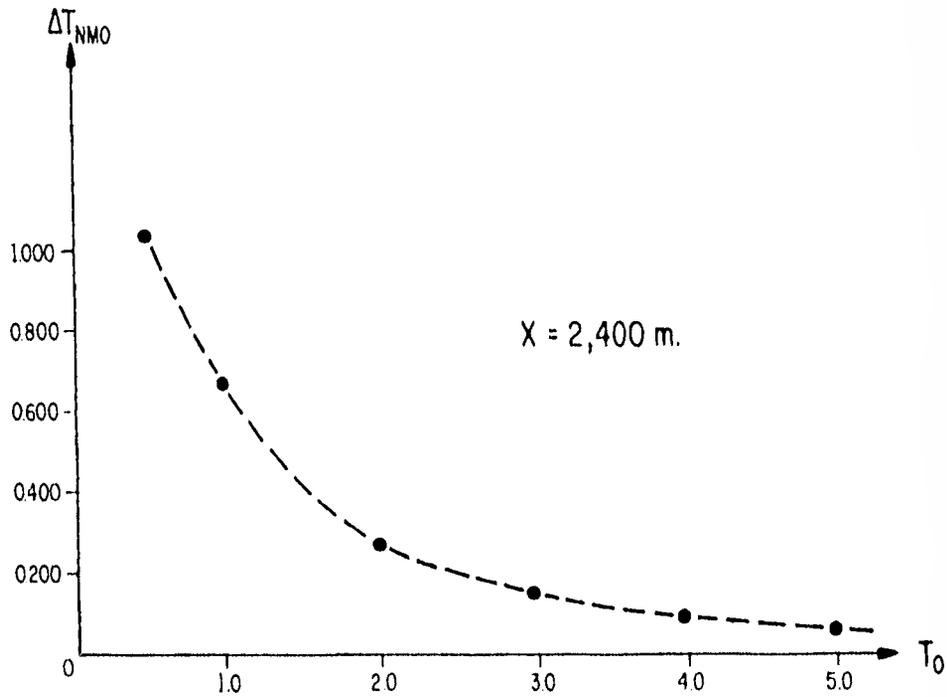


FIG. IV - 19).- GRAFICA DEL CAMBIO DEL NMO CON RESPECTO AL TIEMPO DE REFLEXION, PARA UN OFFSET CONSTANTE.

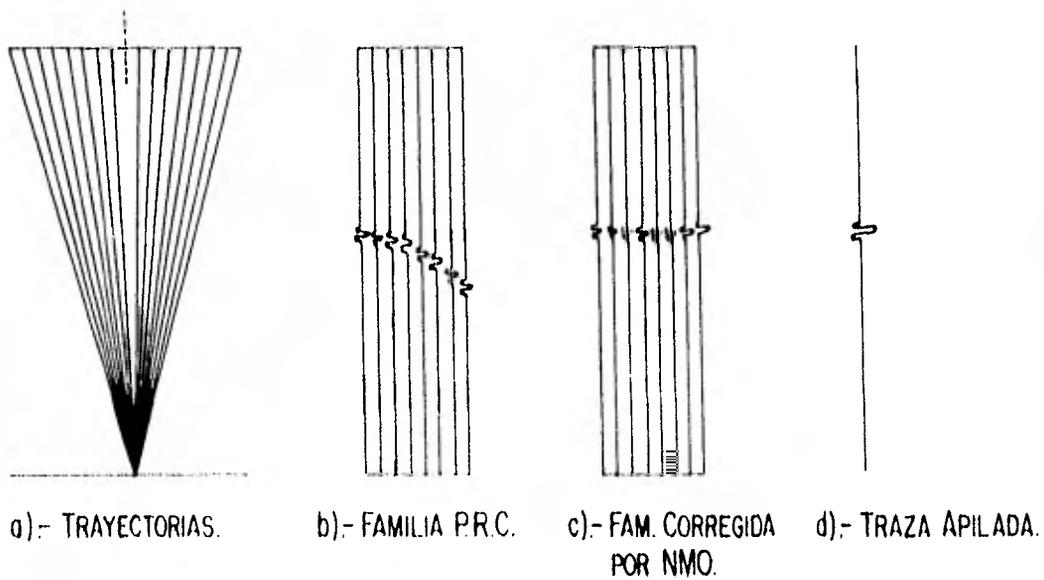


FIG. IV-20).- CORRECCION DINAMICA APLICADA A UNA FAMILIA P.R.C.

El  $\Delta T_{NMO}$  es el exceso en tiempo de viaje para trayectoria oblicua (offset  $\neq 0$ ) con respecto al tiempo de viaje para trayectoria vertical (offset = 0 ).

En la figura IV-19, se muestra una gráfica del cambio idealizado en NMO de los eventos reflejados para una traza.

En general las características del NMO son:

- Se incrementa con el offset, en una relación proporcional a la raíz cuadrada del desplazamiento.
- Disminuye con el tiempo para un offset fijo.
- Disminuye con el incremento de la velocidad.

La corrección dinámica es una corrección geométrica - horizontal de la fuente y detector, siendo abatidos ambos a un mismo punto como fue mostrado en la figura IV-18. De los datos con los que dispone el analista, el offset para cada traza es conocido y la velocidad de corrección puede ser derivada de tal manera, que al ser aplicado el NMO a cada traza, esta corrección dinámica tiene el efecto de abatir a la fuente y detector a una misma localización verticalmente -- arriba del punto de reflexión. Así las lecturas de los even-

tos después de haberse corregido dinámicamente, representan los tiempos verticales de reflexión en ese punto de lectura.

Mediante la técnica P.R.C., esta corrección dinámica tiene primordial importancia, ya que constituye la base en el mejoramiento señal-ruido, alcanzado mediante esta técnica.

En la figura IV-20, se muestra una familia PRC, en donde se aprecia que mediante la aplicación de la corrección dinámica, se logra un abatimiento a un mismo punto de las diferentes fuentes y geófonos, obteniéndose una perfecta alineación horizontal a través de todas las trazas, del evento reflejado en un mismo punto de reflexión. Así en estas condiciones al realizarse el apilado, el carácter del evento será mejorado con relación a otros eventos ruidosos no alineados o no corregidos por NMO, los cuales serán cancelados o atenuados.

A la velocidad empleada en el cálculo del NMO, se le llama Velocidad Raíz Cuadrática Media ( $V_{rms}$ ), e irónicamente esta velocidad necesaria para dicha corrección dinámica, no es una velocidad real que tenga un significado físico; sino que es una velocidad de apilamiento, cuyo empleo tiene

como principal finalidad, poner en fase los eventos primarios aún con la presencia de echado.

Análisis de Velocidad.- Antes de realizar cualquier proceso adicional, es necesario determinar la función de velocidad necesaria para el cálculo de las correcciones dinámicas. En las áreas de algunos prospectos, se puede disponer de funciones de velocidad calculadas en prospectos anteriores y de registros de velocidad de algunos pozos perforados en el área, siendo estos últimos datos únicamente aplicables en una área restringida circundante al pozo. Sin embargo la situación más usual, es de que sea la primera vez en que es explorada el área del prospecto, por lo que ningún dato de velocidad exista. En tales casos, las velocidades deberán de ser obtenidas a partir de los datos sísmicos de reflexión.

La derivación de velocidades a partir de los datos sísmicos de reflexión, fue realizada desde los inicios del método de reflexión. Los primeros métodos en la estimación de la velocidad se basaron en un modelo simple del subsuelo, tomando en cuenta las trayectorias de mínima distancia, en donde la velocidad buscada referida a un N.R. está dada por:

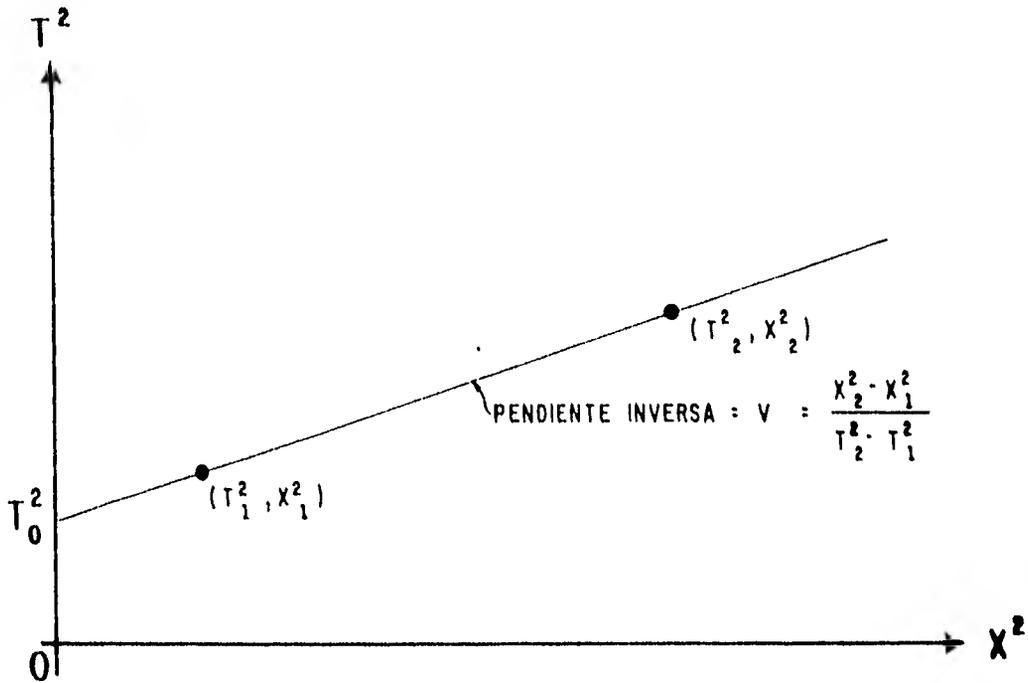


FIG. IV - 21). - GRAFICA  $X^2 - T^2$

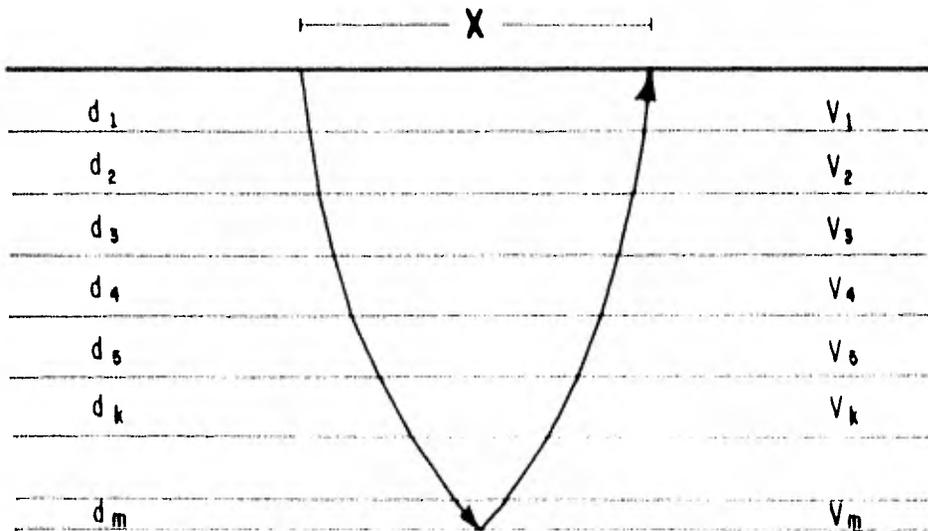


FIG. IV - 22). - TRAYECTORIA DE MINIMO TIEMPO

$$V = \sqrt{\frac{X^2}{T_x^2 - T_o^2}}$$

en donde:

X - offset

$T_x$  - tiempo de reflexión para incidencia oblicua.

$T_o$  - Tiempo de reflexión para incidencia normal.

A partir de esta fórmula se desarrollaron varias técnicas para la evaluación de la velocidad, de las cuales las más usadas fueron: "análisis  $\Delta T$ " y "gráfica  $X^2 - T^2$ ". En esta última técnica (Fig. V-21), se tomaba el tiempo de reflexión de un horizonte particular y el respectivo offset, para cada canal de registro y se procedía a graficar  $X^2$  vs  $T^2$ , se trazaba la línea recta que mejor se ajustara a los puntos localizados en la gráfica y su pendiente es  $1/V^2$ . A mediados de los 50's C.H. Dix (1955) analizó el mismo modelo de la tierra para la determinación de V, pero considerando ahora las refracciones previstas por la ley de Snell (trayectoria de mínimo tiempo), según se muestra en la figura IV-22 Dix en base a sus análisis de las trayectorias de mínimo tiempo, desarrolló una fórmula constituida de una serie infinita de términos. Sin embargo para propósitos prácticos (98% de -

exactitud), se ha encontrado que la evaluación de los dos primeros términos de dicha serie, son suficientes para el cálculo de la velocidad, llamada Velocidad Raíz Cuadrática Media ( $V_{rms}$ ). Dicha ecuación es muy parecida a la ecuación derivada para trayectorias de mínima distancia, excepto que en -- aquella, la velocidad calculada es la velocidad promedio. La ecuación de Dix está dado por:

$$T_{x,n}^2 = T_{o,n}^2 + \frac{x^2}{v_{rms}^2}$$

donde:  $v_{rms} = \sum_{K=1}^n \frac{V_K T_K}{T_{o,n}}$  velocidad raíz cuadrática media.

$V_K$  - Velocidad de intervalo del estrato "K"

$T_K$  - Tiempo de reflexión dentro del estrato "K" =

$$= 2 \left[ \frac{\text{espesor del estrato}}{V_K} \right]$$

Los antiguos métodos manuales eran lentos y tediosos para el geofísico de antaño, pero gracias a los grandes avances en la automatización, en el manejo de grandes volúmenes de datos, y al refinamiento de estudios analíticos y de proceso que han sido realizados en las dos últimas décadas, estas operaciones son ahora realizadas por computadoras, median

te eficientes y complejos algoritmos de análisis de velocidad en una forma rápida y económica.

La mayoría de los algoritmos actuales de análisis de velocidad emplean la ecuación hiperbólica de Dix.

El término "Análisis de Velocidad", actualmente es -- usado para indicar los procesos realizados en la determina-- ción de la velocidad de apilamiento para datos PRC; encerrando también el conjunto total de operaciones realizadas para la determinación detallada de la velocidad.

El principal propósito de un análisis de velocidad, - es el de definir la función de velocidad apropiada de apila- miento, para la cual los reflejos primarios que aparecen a - través de las trazas de una familia PRC, se alinean en fase, de tal forma que al ser apilada, se obtenga el máximo me-- joramiento en la relación señal-ruido.

Existen actualmente varios métodos de análisis de ve- locidad, cuya selección del método a aplicar, el analista lo hace principalmente de acuerdo al paquete de programas disponible, calidad de la información y objetivos adicionales del análisis. Los principales métodos son:

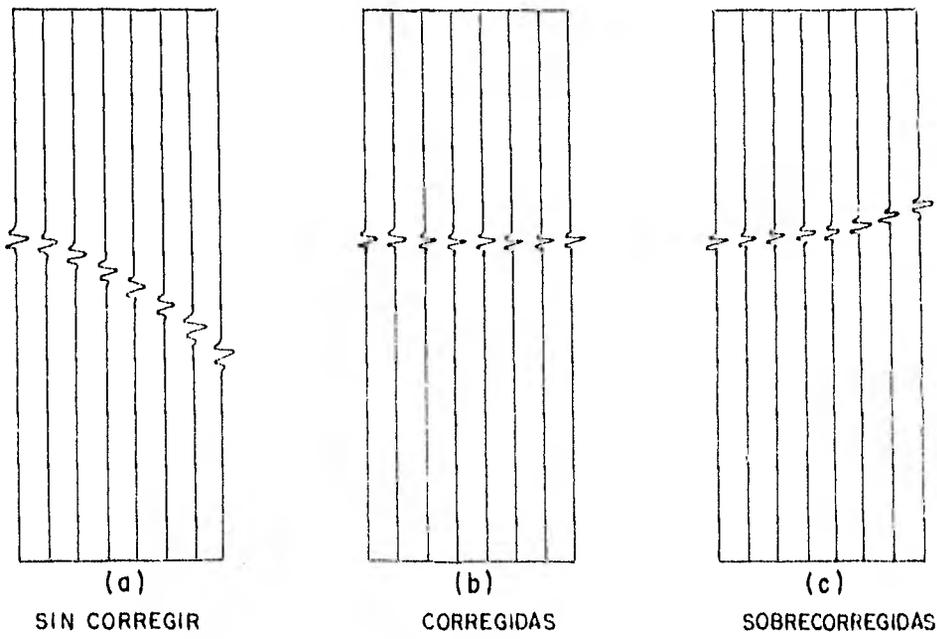


FIG. IV - 23).- EFECTO DE CORRECCION NMO EN UNA FAMILIA PRC

Análisis con Velocidad Constante de Familias PRC.- Se analiza una o varias familias PRC, aplicándoles un conjunto de diferentes velocidades, cuyo rango deberá de cubrir el rango total de velocidades esperadas en el área. La salida del proceso, es el conjunto de familias PRC, donde ya se ha aplicado el NMO (un NMO para cada velocidad), y las cuales son analizadas visualmente, reconociendo los reflejos primarios y definiendo cual es la apropiada velocidad de corrección, para la cual el evento entra en fase a través de todas las trazas de la familia; siendo esta velocidad de corrección aplicada a ese horizonte particular, la cual elimina las diferencias en tiempo debidas a la geometría del tendido. Así si la verdadera  $V_{rms}$  para un evento es la misma que aquella usada en el análisis, el evento aparecerá horizontal; si la velocidad  $V_{rms}$  es mayor que la aplicada, el evento tenderá a combarse hacia abajo para las trazas de mayor offset; si la  $V_{rms}$  es menor que la aplicada, tenderá el evento a combarse hacia arriba, como puede observarse en la figura IV-23. Analizando la alineación de los diferentes eventos que aparecen en la longitud total del registro de manera análoga, el analista define la función de velocidades de corrección. Debido a que la velocidad varía en tiempo y espacio, es necesario realizar un número determinado de análisis

de velocidad a través de la línea sísmica, espaciados una - -  
cierta cantidad de kilómetros o trazas. Aunque en principio,  
todas las familias PRC contienen información de velocidad, -  
normalmente se seleccionan las zonas de mejores datos para -  
su análisis.

Este método es económico y rápido, sin embargo, tiene  
dos principales desventajas.

- El analista debe de ser capaz de reconocer el evento  
primario como tal, en su óptima relación señal-  
ruido.
- En datos de calidad pobre o regular, la continuidad  
del evento es difícil de cuantificar visualmente.

Análisis de Velocidad con Apilamiento de Trazas. - Es  
similar al anterior. A diferentes familias PRC adyacentes ----  
(usualmente de 10 a 20) se les aplica un conjunto de velocida  
des de corrección. Después de haberles sido aplicado el NMO\_  
(uno por cada velocidades), las trazas por familias son apila  
das, La salida de este proceso serán varios conjuntos de tra  
zas apiladas con diferente velocidad, las cuales se analizan  
visualmente, buscando las zonas de reforzamiento del evento\_

primario, en donde las trazas han sido apiladas con su correcta  $V_{rms}$ , y en forma similar al anterior método, el analista define su función de velocidades de corrección. Este método tiene la desventaja que consume mucho tiempo de computadora.

Existen otros métodos más modernos y sofisticados de análisis de velocidad, basados principalmente en técnicas -- de autocorrelación, en donde el grado de coherencia del evento a través de una o varias familias PRC analizadas con diferente velocidad, es mostrado gráficamente, facilitándose la interpretación de estos espectros de velocidad.

Debido a que las velocidades derivadas de datos PRC, están sujetas a numerosos errores, algunos de ellos creados durante las etapas de adquisición, procesamiento, durante la transmisión de la onda a través del subsuelo, por la complejidad geológica, etc., el analista debe de chequear la consistencia de sus funciones de velocidad. Por ejemplo convirtiendo la velocidad  $V_{rms}$ , a velocidades de intervalo y contorneando los análisis a través de la línea. Siendo posible con ésto ver cuando un análisis anómalo existe, y si lo hay, buscar una explicación geológica y evaluar así su reexaminación.

Los análisis de velocidad pueden ser usados para:

- Determinación de la función de velocidades necesaria para el apilado PRC; mediante la identificación de eventos primarios.
- Determinación de velocidades medias y de intervalo a partir de Vrms.
- Obtención de las velocidades necesarias en la migración y conversión de tiempo a profundidad.
- Obtención de información litológica y estructural.

Obviamente las velocidades derivadas de mediciones directas de pozos, no pueden ser comparadas en exactitud y resolución, con las velocidades derivadas de datos PRC. Sin embargo no hay que olvidar, que los datos de reflexión suministran información de la velocidad a través de toda el área del prospecto a un costo relativamente bajo, y que en ausencia de pozos, dicha información puede ser extremadamente útil. La combinación de datos PRC y de pozos suministra un rango amplio de posibilidades para la realización de estudios detallados de la velocidad.

Apilado.- El apilamiento PRC es un proceso algebraico mediante el cual se realiza la suma de todas las trazas que constituyen una familia PRC, después de haber aplicado las correcciones estáticas y dinámicas a cada una de las trazas, - produciendo como salida una traza apilada por familia PRC. Como ya se mencionó anteriormente, las correcciones estáticas y dinámicas tienen como objetivo la eliminación de las diferencias en tiempo de reflexión, de traza a traza ( para eventos primarios) debidos a efectos superficiales y por geometría del tendido (diferentes trayectorias).

Los principales objetivos del apilamiento PRC son:

- Mejoramiento en la relación señal-ruido, mediante la apropiada cancelación o atenuación del ruido incoherente y de eventos coherentes indiseables.
- Determinación de velocidades a partir de la coherencia de los eventos apilados.

Para alcanzar ambos objetivos, es necesario que los datos antes de ser apilados se les aplique, las adecuadas correcciones NMO. Por tal razón debe de tenerse especial cuidado en la determinación de la velocidad de corrección.

La atenuación de los eventos coherentes indeseables (múltiples, difracciones y refracciones) mediante el proceso de apilado PRC, se basa en la diferencia en NMO que muestran estos eventos ruidosos, con respecto al NMO del primario. -- Siendo también el grado de atenuación alcanzado, función de la multiplicidad de apilamiento (número de trazas sumadas). Obviamente el proceso de apilamiento no puede discernir entre eventos coherentes, cual es primario y cual es ruido, si no únicamente realiza la suma algebraica de las trazas y cuya ondícula de respuesta en la traza apilada, es únicamente controlada por la alineación de los eventos presentes.

Muting.- En procesado se tiene como objetivo la cancelación de todo el ruido (reconocido como tal), que puede dañar o degradar el resultado de las diferentes fases de proceso, enfocadas al mejoramiento de la relación S-R en la sección sísmica final producida. Así mediante el proceso llamado "Muting", son eliminados eventos ruidosos de gran amplitud, como ondas directas o refracciones. Este proceso generalmente precede al apilamiento.

Existen diferentes patrones de borrado como por ejemplo: el desvanecedor "Front end", el cual es aplicado para --

cancelar eventos ruidosos que aparecen en la parte superior de las trazas (incluso refracciones muy someras de las trazas más alejadas), que pueden degradar el apilamiento; el desvanecedor "Surgical" elimina eventos de gran amplitud, que pueden aparecer en cualquier zona de tiempo, posterior al inicio de la traza.

Correcciones Estáticas Residuales.- Las correcciones cercanas a la superficie o estáticas, son realizadas automáticamente para desplazar a la traza hacia arriba o hacia abajo, una cierta cantidad de milisegundos, dados por los cálculos de elevación y estrato intemperizado, referidas a un N.R. predeterminado, evitándose con ésto que las características sísmicas indeseables, que imperan en la superficie, influyan dañinamente en los tiempos de reflexión de los eventos de interés. La derivación de estas correcciones estáticas como ya se mencionó, están basadas en un modelo geológico superficial muy simple, suponiendo además el requerimiento exacto del espesor y velocidad de estas dos capas (intemperizada y subintemperizada) del modelo. Sin embargo en muchas áreas estas simplificaciones y suposiciones conducen a la evaluación de estáticas incorrectas, cuyo efecto global puede ser evaluado cualitativamente sobre la sección apilada,

donde se puede observar una continuidad pobre (quebrada) a través de pequeños tramos de los eventos reflejados o en trazas adyacentes. Por lo que se hace necesario la aplicación de correcciones estáticas de refinamiento para mejorar la continuidad de estos eventos. La mayoría de los algoritmos utilizados para el cálculo de las estáticas residuales, pueden aplicarse durante cualquier fase del proceso de la sección, después de haber realizado el apilamiento. Estos algoritmos basan sus cálculos del  $t$  residual, en un examen estadístico (por ventanas de tiempo) de las trayectorias con puntos de reflejo común disponibles, de tal forma que utilizan los tiempos de reflexión para evaluar el  $t$  residual. Por lo que el mejoramiento alcanzado, dependerá de la calidad de los datos apilados disponibles en esta etapa de proceso.

Las ventanas diseñadas para realizar los análisis deberán cubrir los mejores eventos reflejados, y debiéndose excluir las zonas de primeros arribos, y las que pertenezcan al basamento.

Los principales factores que limitan la realización de los objetivos de las estáticas residuales son; la calidad de los datos utilizados para su cálculo y la magnitud de la

estática residual (cuando excede un período del evento con respecto a sus vecinas). Por lo que es aconsejable hacer una evaluación de la información disponible y decidir si es justificable la aplicación de estáticas residuales, para no encontrarse con evaluaciones de estáticas residuales fantasmas.

La mejor manera de evaluar cualitativamente el grado de mejoramiento alcanzado en la relación S-R, por la aplicación de estáticas residuales; es mediante un examen visual minucioso de la calidad de todos los eventos reflejados (aún de aquellos no utilizados para el análisis) en la sección -apilada, antes y después de la aplicación de las estáticas residuales, ya que una buena realización de estáticas residuales mejorará la continuidad de todos los eventos presentes en la sección, haciendo posible con esto alcanzar una mayor resolución en el refinamiento de los análisis de velocidad.

#### IV.4.- MEJORAMIENTO DE DATOS.

El principal objetivo de la aplicación de los subsecuentes procesos a la reducción de datos, es el de incrementar la relación señal-ruido. Gran parte de los ruidos nombrados en la Tabla 1, pueden ser atenuados o en el mejor de los

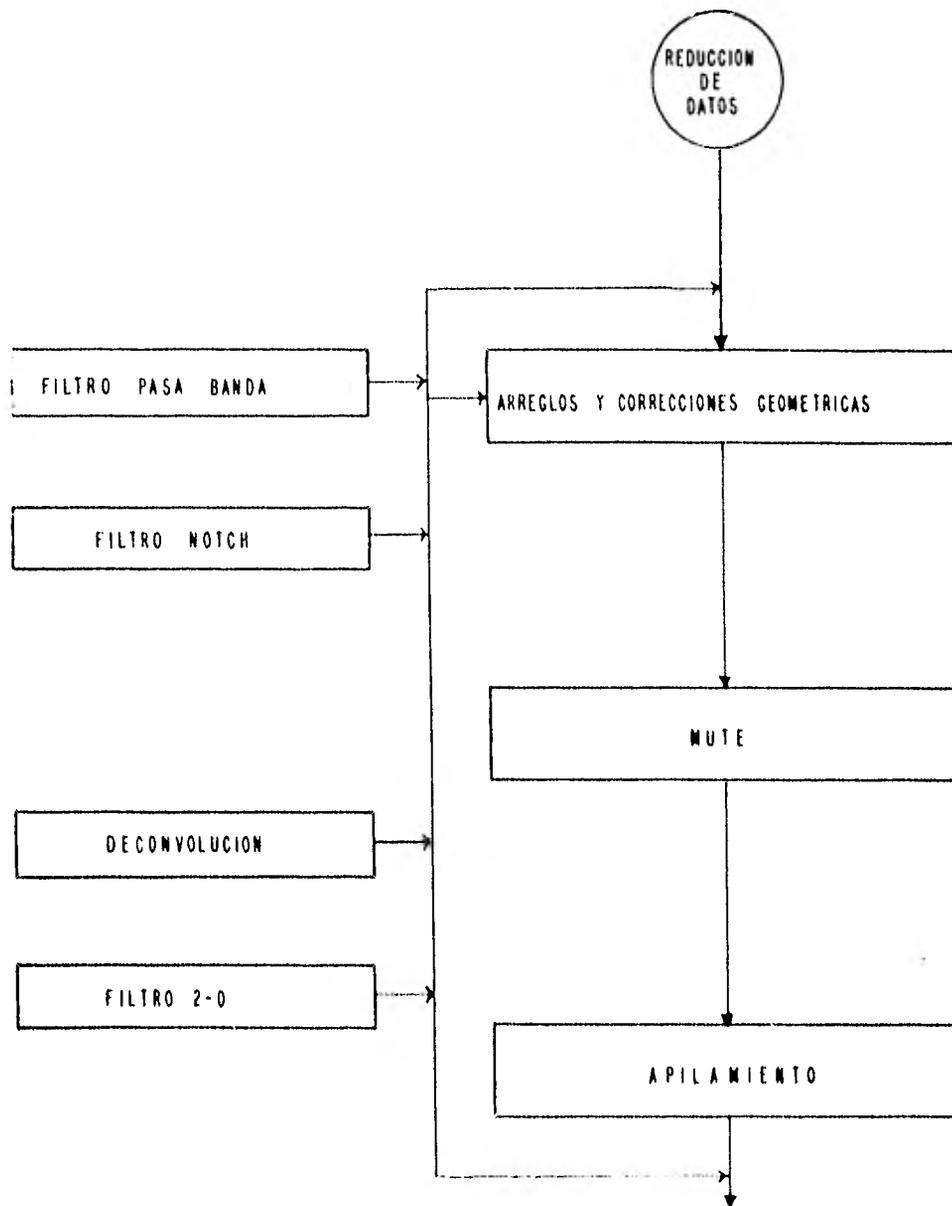


FIG.IV-24).- MEJORAMIENTO DE DATOS

casos eliminados mediante la aplicación de filtros digitales. Para definir los parámetros de estos filtros, el analista -- debe de investigar las propiedades características del ruido (frecuencia, velocidad aparente, etc.), las cuales no están contenidas en el carácter del reflejo primario de interés. - En el proceso de filtrado, los datos que posean estas características ruidosas, serán eliminados, mientras que el carác- ter de los eventos primarios será resaltado o al menos rete- nido.

Todo paquete de programas para proceso sísmico, cuen- ta con programas cuyo algoritmo, se diseñó para la elimina--- ción de los diferentes tipos de ruido presentes en la traza sísmica, basado en una propiedad específica de la onda ruido sa. En el diagrama de la figura IV-24 se muestran los progra mas de filtrado más comúnmente aplicados. Algunos de estos - programas pueden aplicarse a los datos, en cualquier fase - posterior al demultiplexado. Sin embargo, otros es mejor apli carlos antes de aplicar el NMO, obteniéndose con ósto mejo-- res análisis de velocidad, ya que como se mencionó anterior- mente, la posibilidad de obtener un apilamiento óptimo, se pre senta cuando los datos de entrada a este proceso han recibido una preparación óptima. Sin embargo otros programas, por consu--

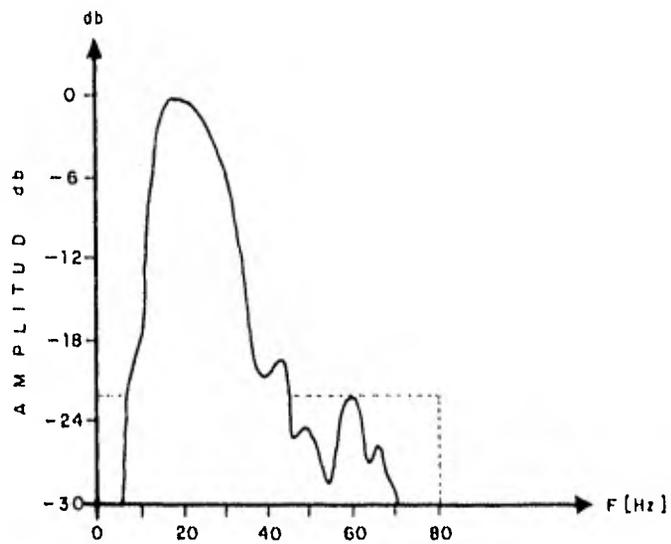


FIG. IV - 25). - ESPECTRO DE AMPLITUD DE LA SEÑAL ENTRE 1.0 Y 2.0 SEG.

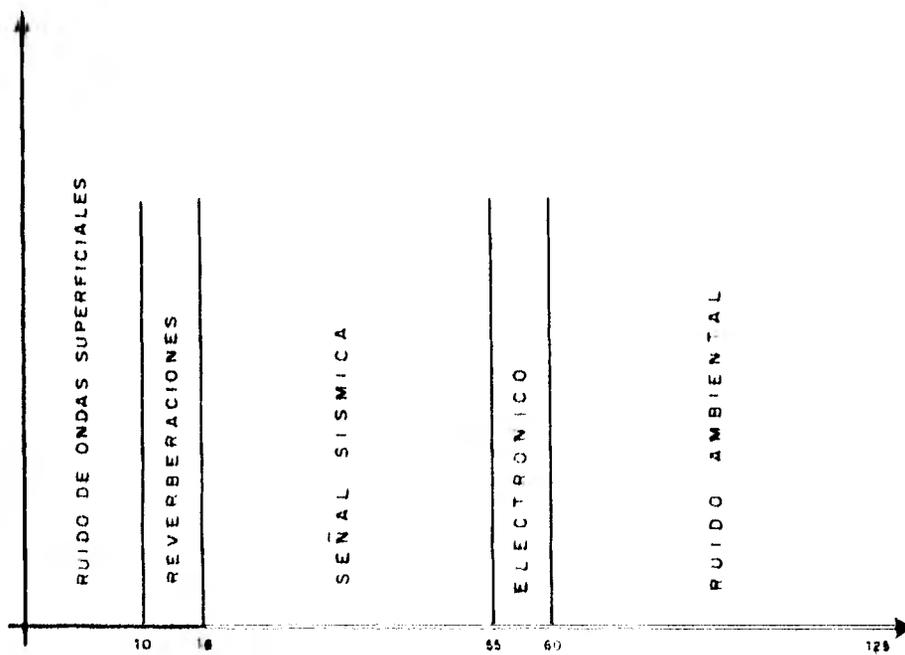


FIG. IV - 26). - ESPECTRO USUAL DE LA SEÑAL SISMICA

mir un gran tiempo de computadora, se prefiere aplicarlos en datos ya apilados. Se debe tener siempre en mente, que estos programas de mejoramiento de datos no pueden ser considerados un remedio a los errores cometidos en el cálculo de estáti--cas o NMO, ya que si éste es el caso es mejor hacer un reeva--luó de estas correcciones, mediante lo cual puede obtenerse un mejor resultado, que mediante la aplicación de cualquier programa cosmético.

Mediante el espectro de amplitud de la traza sísmica, no es posible obtener información del contenido de frecuencias de la señal y el ruido en forma absoluta, debido a que los componentes de frecuencia del ruido, cubren el espectro completo a un nivel desconocido (Fig. IV-25), por lo que la mayoría de los parámetros utilizados en el filtrado digital, deben ser seleccionados de acuerdo a la apariencia cualitativa de los datos. La selección del filtrado óptimo depende grandemente del criterio del analista. Una sección sobrefiltrada desde el punto de vista cualitativo, puede verse libre de ruido y presentar buena continuidad de eventos. Sin embargo puede carecer del carácter del evento, esencial para que el intérprete realice su correlación y picado,

Una de las propiedades de la señal, en que se basan la mayoría de los filtros, es la frecuencia. Como se sabe la ondulada generada por la fuente de energía, al incrementar su tiempo de viaje a través del subsuelo, va perdiendo componentes de alta frecuencia. Por lo que este fenómeno sísmico (variación del contenido de frecuencia con el tiempo) es utilizado en el diseño de filtros. En la figura IV-26 se muestra en forma muy generalizada las componentes de la traza sísmica, con diferente frecuencia. Naturalmente que estas zonas de diferente frecuencia, varían con el tipo de fuente de energía, área, etc.

Filtro Pasabanda.- Este tipo de filtro fue el primero en ser utilizado, desde los inicios de la sismología de reflexión, se le empleaba como filtro instrumental de registro y era el único filtro aplicado en aquel entonces a los datos sísmicos. Actualmente los filtros pasabandas digitales son variantes o invariantes en tiempo, siendo normalmente de fase cero y cuyo objetivo es eliminar todas aquellas señales, cuya frecuencia quede fuera del límite superior e inferior del filtro, mediante la correlación del operador del filtro con la traza sísmica en el dominio de las frecuencias.

Los filtros pasabandas invariantes en tiempo, son -- aplicados normalmente antes del apilado. La selección de -- los límites superior e inferior de la banda del filtro, se seleccionan de acuerdo a la respuesta cualitativa, observada en un cierto número de registros de la línea, a los cuales -- se les aplica filtros de diferente banda. Este tipo de filtrado es muy eficaz en la eliminación de las bajas frecuen-- cias, de las cuales están constituidas principalmente las on-- das superficiales y las altas frecuencias del ruido genera-- do por el viento, onda de aire, caída de escombros del pozo, etc.

Los límites de la banda de este tipo de filtros, de-- ben seleccionarse tan ancho como sea posible, para preservar la completa definición del carácter del evento de interés.

Los filtros pasabandas variantes en tiempo son aplica-- dos usualmente a datos ya apilados, y la selección de las -- diferentes bandas a ser aplicadas a través de la traza sísmi-- ca, se seleccionan de manera análoga al de los filtros pasa-- bandas invariantes.

Filtros Bidimensionales.- Este tipo de filtros se refieren al uso de operadores variantes en tiempo y espacio, - aplicados a trazas apiladas.

Un tipo de filtro bidimensional es el filtro de velocidad, el cual elimina eventos ruidosos que no pudieron ser eliminados por filtros de frecuencia, debido a que la señal y el ruido contienen componentes de frecuencia comunes, pero que poseen una velocidad aparente o echado diferente a la - que poseé el evento primario . Por ejemplo, mediante la aplicación del filtro de velocidad es posible eliminar ondas de aire, superficiales, etc., que contengan velocidad aparente diferente a la de los reflejos primarios, en áreas estructuralmente planas.

Deconvolución.- La deconvolución es un proceso matemático, mediante el cual se separa una parte de lo que fue - convuelto con la señal sísmica, y lo cual no se desea que -- aparezca en la traza sísmica, debido a que no está relaciona do con la naturaleza de interés del horizonte reflejante,

Como se sabe el proceso sísmológico se inicia con la generación de la ondícula, realizada por la fuente de ener--

201-A

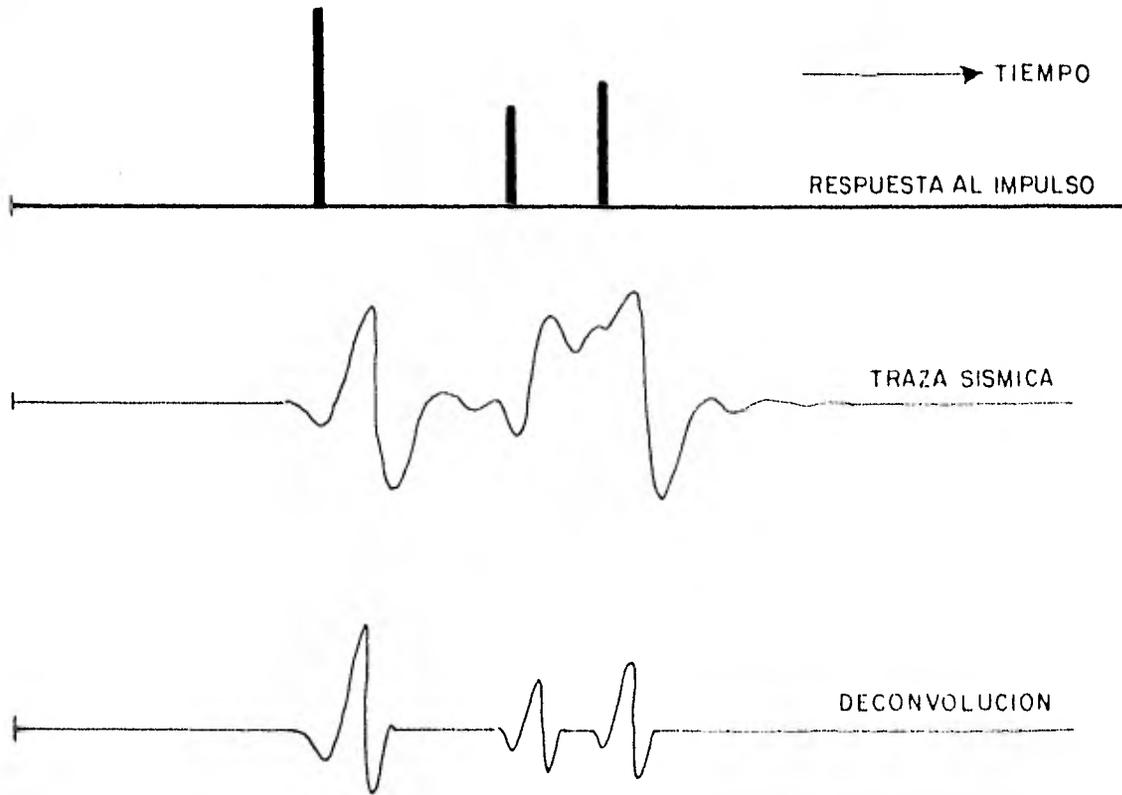


FIG. IV-27).- DECONVOLUCION

gía (para fuentes impulsivas), la cual viaja a través del subsuelo, siendo reflejada en las discontinuidades elásticas y posteriormente es registrada en la superficie del terreno, por el equipo sismológico. Sin embargo el carácter de la on--dícula registrada es totalmente diferente al carácter de la on--dícula originada por la fuente. Esto significa que la on--dícula original ha sido distorsionada durante su viaje a tra--vés de la tierra, considerado ésto como un proceso de convo--lución. Uno de los principales objetivos de la deconvolución es el de eliminar estas distorsiones que han cambiado el --carácter simple y agudeza del impulso original, a un pulso -de mayor duración, de más baja frecuencia y de forma más compleja.

En la figura IV-27, se muestra la traza sísmica que -debido a la distorsión que ha sufrido, es imposible distin--guir los dos eventos reflejados, cuya separación es menor que la longitud del primer pulso reflejado, debido al sobrelapa-miento de ambos eventos. Para aumentar la resolución de la -traza, se debe de acortar o colapsar cada on--dícula reflejada, a un pulso agudo, en su mismo tiempo de origen, como se muestra en la parte inferior de la figura IV-27, donde ya es po--sible distinguir ambos eventos primarios.

Existen actualmente varios algoritmos de deconvolución, teniendo todos ellos el objetivo común de restaurar el espectro de la señal sísmica, en forma aproximada, al espectro de los coeficientes de reflexión, bajo la suposición básica de mínima fase. Así un algoritmo de deconvolución efectivo restaurará a cada componente de frecuencia presente en el registro de campo, a su propio nivel. En el dominio del tiempo, esta deconvolución consiste en colapsar el evento registrado, a un pulso de la más corta duración posible, preservando el carácter deseado de la ondícula reflejada.

Para el analista, el proceso de deconvolución consiste básicamente en las siguientes etapas de proceso.

- Selección de la traza a ser autocorrelacionada.
- Medición de la forma de onda reflejada y características del ruido (múltiples, reverberaciones y fantasmas) que se desea eliminar.
- Selección de los parámetros del operador de deconvolución (distancia predictiva y longitud del operador).
- Aplicación del filtro a los datos.

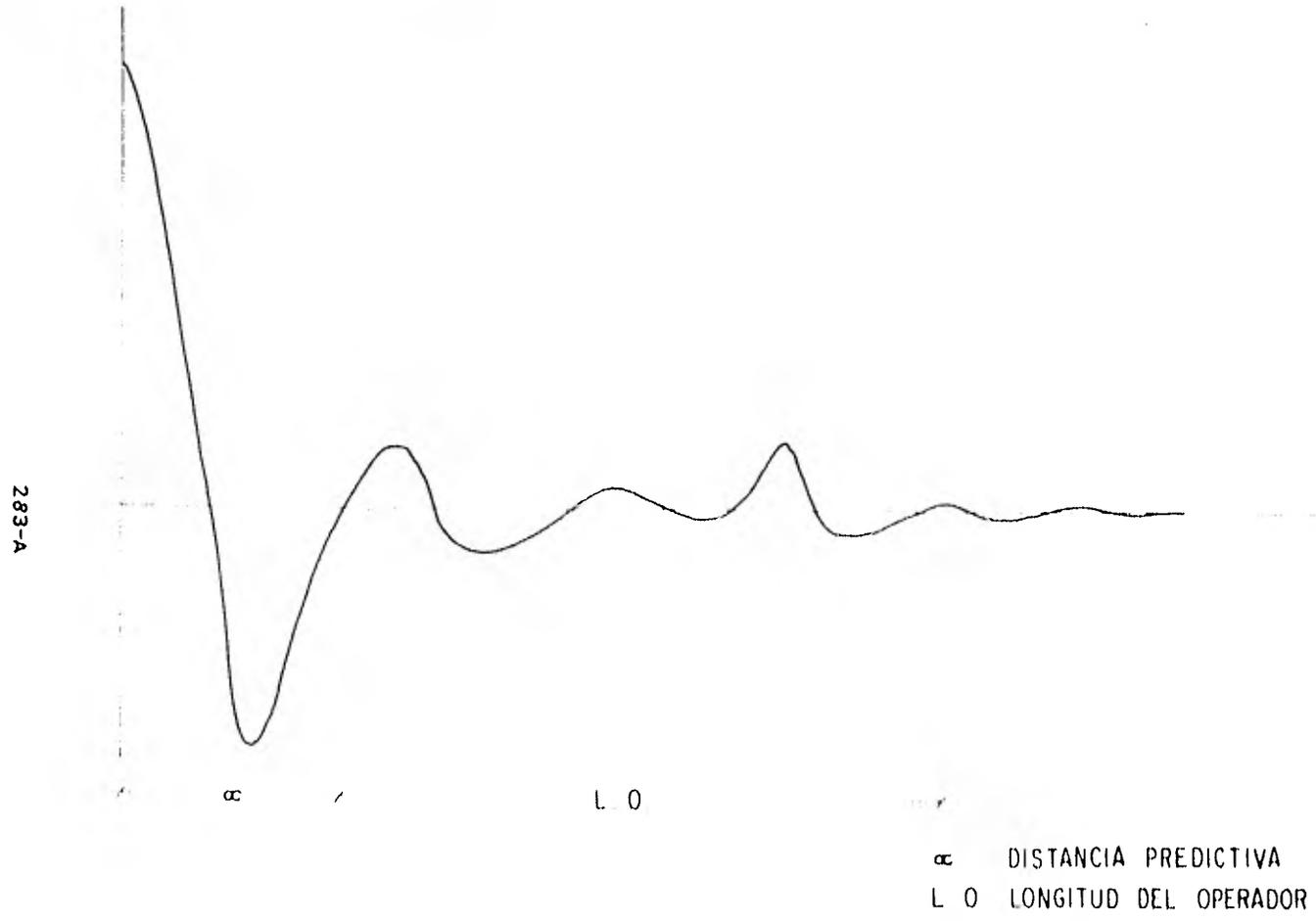


FIG. IV-28).- FUNCION AUTOCORRELACION DE LA VENTANA DE UNA TRAZA A DECONVOLUCIONAR

- Evaluación del mejoramiento de los datos, alcanzado mediante la aplicación de este proceso.

Debido al carácter variante en tiempo de la onda a través de la traza, se seleccionan varias ventanas para su análisis y se diseña un operador para cada una de ellas, o un operador promedio a todas ellas. En la práctica la manera más -- efectiva de medir las características de los múltiples o reverberaciones, es mediante la función autocorrelación de la ventana de análisis (Fig. IV-28), siendo además esta función\_ utilizada en el proceso de deconvolución.

La selección de los parámetros del operador depende de los objetivos particulares del filtro (grado de acortamiento del lóbulo principal, atenuación de múltiples de período corto o largo, fantasmas, etc.).

En la deconvolución "Spiking", el operador es llamado filtro de error predictivo; el efecto de su distancia predictiva, es el de tender a reducir a cero el valor de la función autocorrelación de la ventana (todas las "piernas" entre  $\alpha$  y  $\alpha + M$ ) (Fig. IV-28). La distancia predictiva, se selecciona\_ normalmente en el primer o segundo cruce con cero, de tal manera que se asegure la preservación de la forma de la onda\_ la reflejada.

Actualmente el proceso de deconvolución es un algoritmo comúnmente aplicado en el procesado de secciones, teniendo la opción de poder aplicarse antes y/o después de haber realizado el apilamiento.

#### IV.5. - TECNICAS DE PROCESADO ADICIONAL DE DATOS PARA AYUDAR A LA INTERPRETACION.

Las técnicas de procesado incluidas en esta fase del procesamiento de datos sísmicos, han alcanzado gran desarrollo en los últimos años, cuyos algoritmos desarrollados han sido diseñados para determinar algunas características de la Caja Negra (la tierra). Ejemplos de estas nuevas técnicas son: migración 3-D, modelado, procesamiento de la amplitud -- verdadera, procesamiento de la ondícula, sismograma sintético, etc. Algunas de estas técnicas no son aún aplicadas en forma usual a los datos, por lo costoso del proceso involucrado.

Migración. - Es bien conocido, pero frecuentemente olvidado, el hecho de que los eventos que aparecen en la sección sísmica, raramente corresponden a su posición verdadera en el espacio.

La energía de un tiro sísmico obedece a la ley física de reflexión, teniéndose que para un reflector plano horizontal, y para el caso especial de incidencia normal (offset igual a cero), la energía será reflejada y producirá eventos que para éste único caso, sí aparecerán en su posición correcta

en la sección sísmica. Se puede suponer que la sección sísmica se asemeja a la sección geológica de la tierra, en cuanto a sus características estructurales, cuando los horizontes reflejantes son planos y tengan echados menores de  $10^\circ$ . Sin embargo, en áreas geológicamente alteradas, donde los estratos han sufrido fuertes plegamientos y fallamientos, apareciendo las interfases con fuerte echado. En donde la configuración estructural de los eventos reflejados que aparecen en la sección sísmica, pueden tener poca o ninguna semejanza con la configuración estructural de la sección geológica real. Por lo que en estos casos, se hace necesario desplazar o migrar los eventos a su verdadera posición espacial, para así proporcionar al intérprete una sección sísmica, cuya configuración estructural sea verdadera.

La migración de datos sísmicos, es el proceso mediante el cual se toma la imagen acústica de la tierra (sección sísmica) y se eliminan las distorsiones geométricas de dicha imagen; inherentes al proceso de producción de esta imagen (fenómeno sísmico).

El proceso de migración se convirtió en la herramienta básica de la interpretación, desde finales de la década de los años 40's, cuyas técnicas manuales, lentas y tediosas,

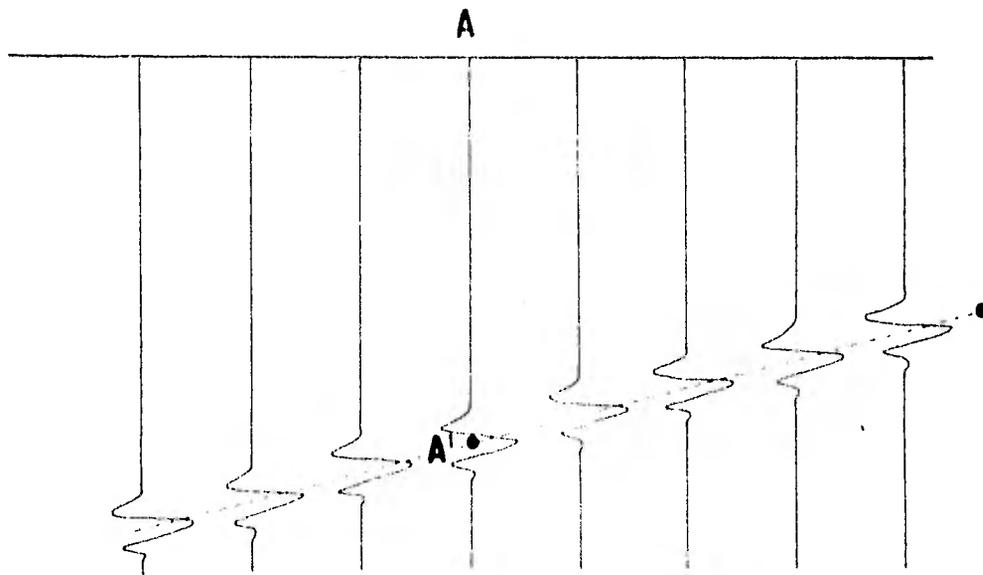


FIG. IV-29) - SECCION SISMICA DE UN HORIZONTE INCLINADO

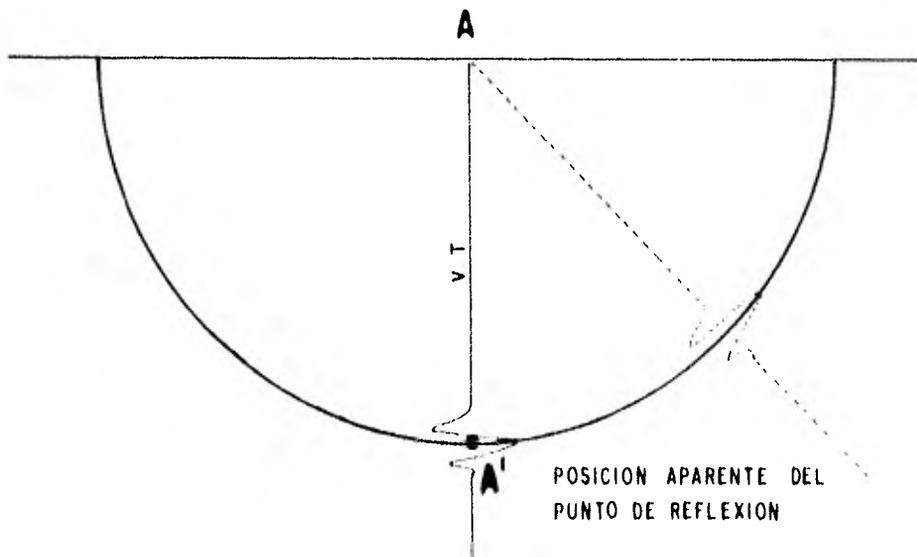


FIG. IV - 30) - LA POSICION REAL DEL EVENTO REFLEJADO PUEDE SER ORIGINADA POR CUALQUIER DISCONTINUIDAD ELASTICA TANGENTE A ESTE MEDIO CIRCULO

servieron de base a los métodos estadísticos de migración - automatizados, desarrollados a finales de los 60's. A principios de la década de los 70's Jon Claerbout desarrolló un algoritmo llamado migración de la ecuación de onda o de diferencias finitas, dando un gran avance en esta etapa del -- proceso sísmico, ya que mediante la aplicación de dicho método determinístico de migración, es posible preservar el carácter de la ondícula reflejada.

Los principios físicos, en los cuales se basan las diferentes técnicas de migración son: el principio de reflexión y el principio de Huygens.

Para exponer de una manera simple el principio físico involucrado en las técnicas de migración, tomemos un modelo con una interfase inclinada, suprayaciéndole material homogéneo con velocidad constante (Fig. IV-29), suponiendo además que los datos registrados han sido corregidos estática y dinámicamente, de tal manera que la fuente y el detector están localizados en un mismo punto. Primeramente tomemos el punto dato A en donde el evento reflejado A' aparece graficado verticalmente bajo de A. Sin embargo, si se emite un impulso - desde el punto A (Fig. IV-30) se recibirá un evento en el -

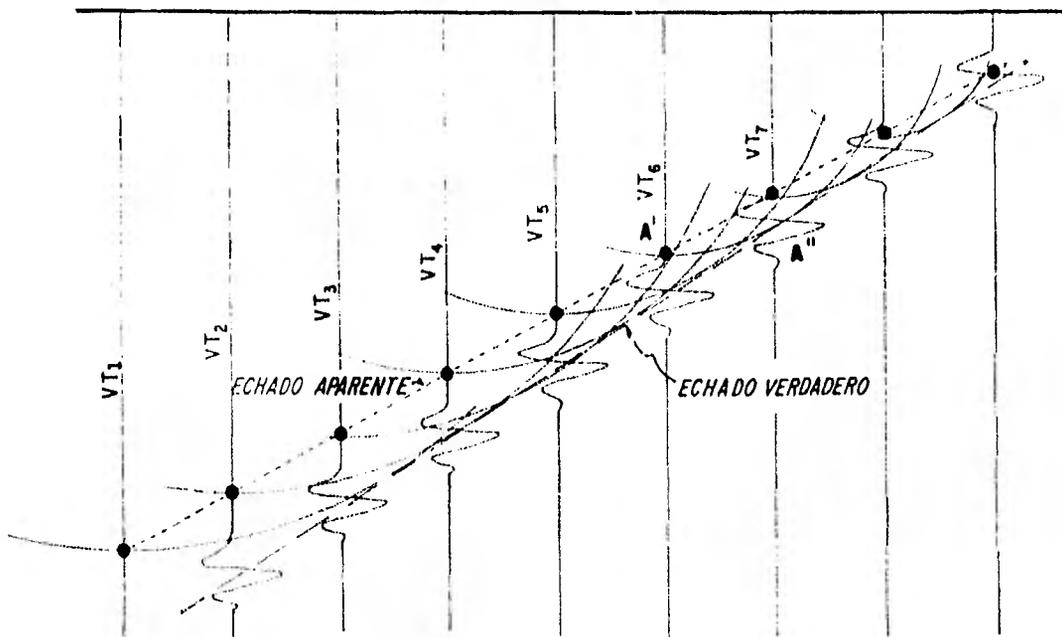


FIG. IV - 31) - MIGRACION DE EVENTOS POR EL METODO DE LA TANGENTE COMUN

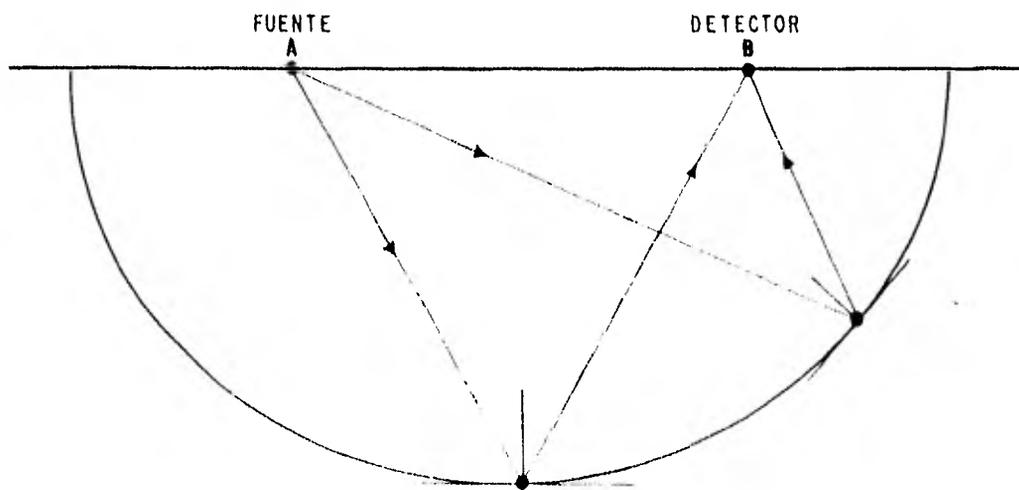
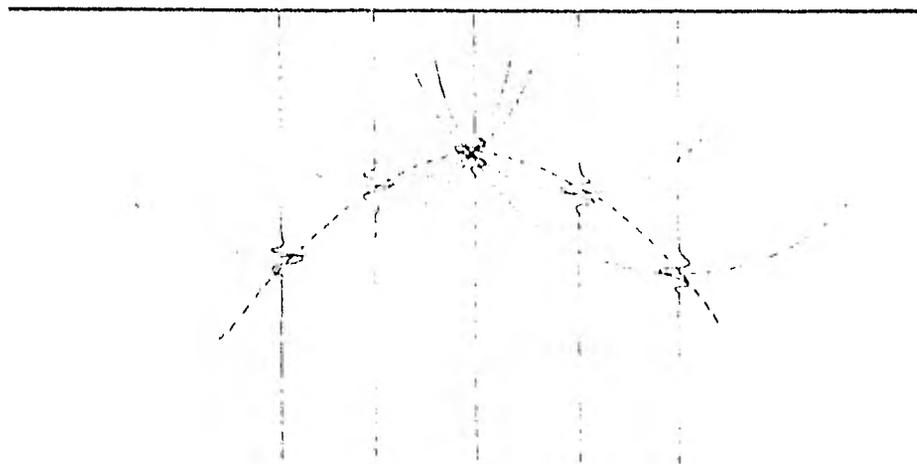


FIG. IV - 32) - MIGRACION DE EVENTOS MEDIANTE LA TECNICA DE LA TANGENTE COMUN CUANDO LA FUENTE Y GEOFONO ESTA APARTADO UN CIERTO OFFSET

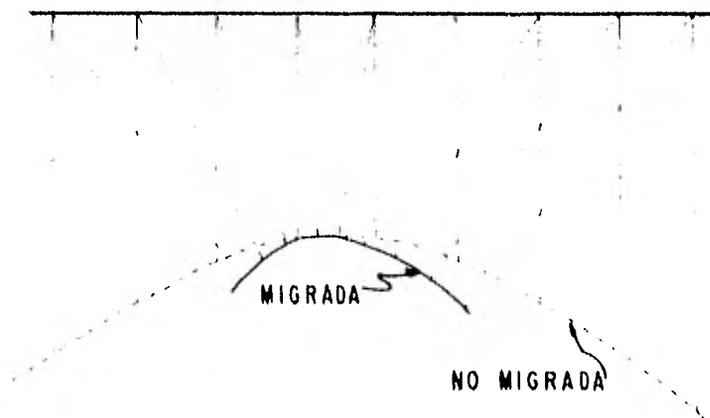
mismo punto A, reflejado de cualquier punto localizado en el medio círculo de radio AA'. Así cualquier reflector, el cual sea tangente a este medio círculo, reflejará energía hacia el punto fuente A. Sin embargo, cuando se dispone de información de un mayor número de trazas, es factible trazar arcos de círculo con centro en los diferentes puntos dato, facilitando el trazo de la tangente común a todas estas áreas, lo cual representa el verdadero echado del horizonte registrado (Fig. IV-31). Así la posición correcta de los eventos es determinada por la tangente común a todos estos arcos.

Para el caso en que la fuente y el detector estén separados una cierta distancia, el procedimiento es el mismo. La única diferencia será, que las trayectorias con el tiempo de reflexión constante, describirán una elipse y el reflector migrado yacerá tangente a estas elipses. (Fig. IV-32). Esta técnica de migración es llamada método de la tangente común.

Si suponemos una difracción como se muestra en la figura IV-33, los frentes de onda (medios círculos) para los diferentes tiempos, se colapsarán en un punto común, representando el origen de tal difracción.



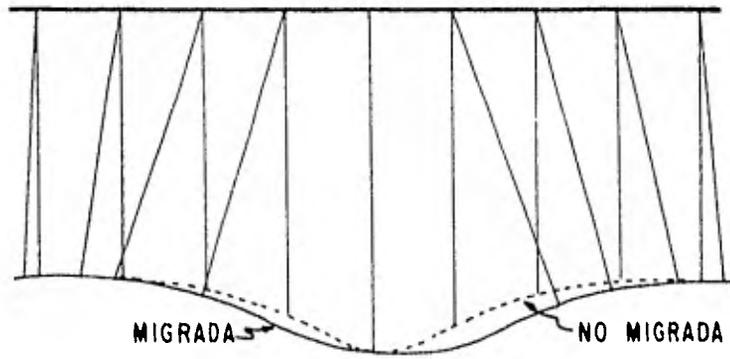
**FIG. IV - 33) - PARABOLA DE DIFRACCION , SE COLAPSA EN UN PUNTO AL SER MIGRADA**



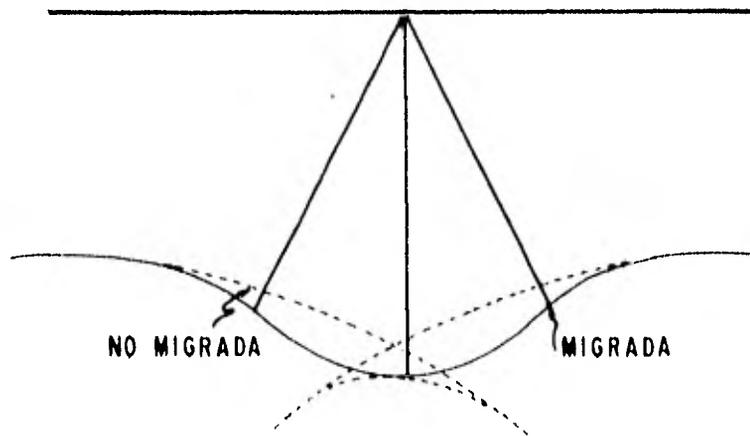
**FIG. IV - 34) - ANTICLINAL MIGRADO**

Antiguamente las secciones sísmicas fueron migradas - por medio de técnicas manuales (ábacos), produciendo una configuración estructural aproximada a la verdadera. Los cálculos necesarios para la migración, mediante estas técnicas manuales no estaban relacionados a la falta de conocimiento de las leyes y principios que rigen el fenómeno sísmico, sino - a la incapacidad física de extraer la información necesaria contenida en la señal sísmica. Con la aplicación de la computadora digital en la solución de los problemas geofísicos, se obtuvo la capacidad de poder extraer la información sísmica requerida, contenida en la señal, facilitando el desarrollo de los diferentes algoritmos para migración, con los que actualmente cuenta el geofísico. Los diferentes algoritmos para migración bidimensional están basados en las siguientes - tres suposiciones básicas.

- Todos los eventos que aparecen en la sección sísmica son eventos reflejados o difractados.
- El origen de los eventos (reflejos o difracciones) yace en el plano vertical que contiene a la línea sísmica.
- Las variaciones verticales y horizontales de la ve-



**FIG. IV-35) .- SINCLINAL MIGRADO**



**FIG. IV-36) .- SINCLINAL PROFUNDO**

locidad son conocidas.

Cuando cualquiera de las anteriores tres suposiciones no son cumplidas se produce una migración 2-D incompleta o incorrecta. Sin embargo la sección migrada bidimensionalmente, es comúnmente muy superior a una sección no migrada; sirviendo para que el intérprete visualice una relación estructural más verídica.

Mediante la aplicación del principio de reflexión, algunas características cualitativas, de las estructuras en secciones migradas y no migradas bidimensionales, pueden ser deducidas. Por simplicidad, se supone que la velocidad es constante a través de la sección.

- La migración mueve los eventos reflejados echado arriba.
- Los anticlinales al ser migrados aparecen más angostos y los sinclinales más anchos. (Figs. IV-34 y IV-35).
- Los sinclinales profundos o muy estrechos (de foco enterrado), originan estructuras fantasmas (Fig. - IV-36).

290-A

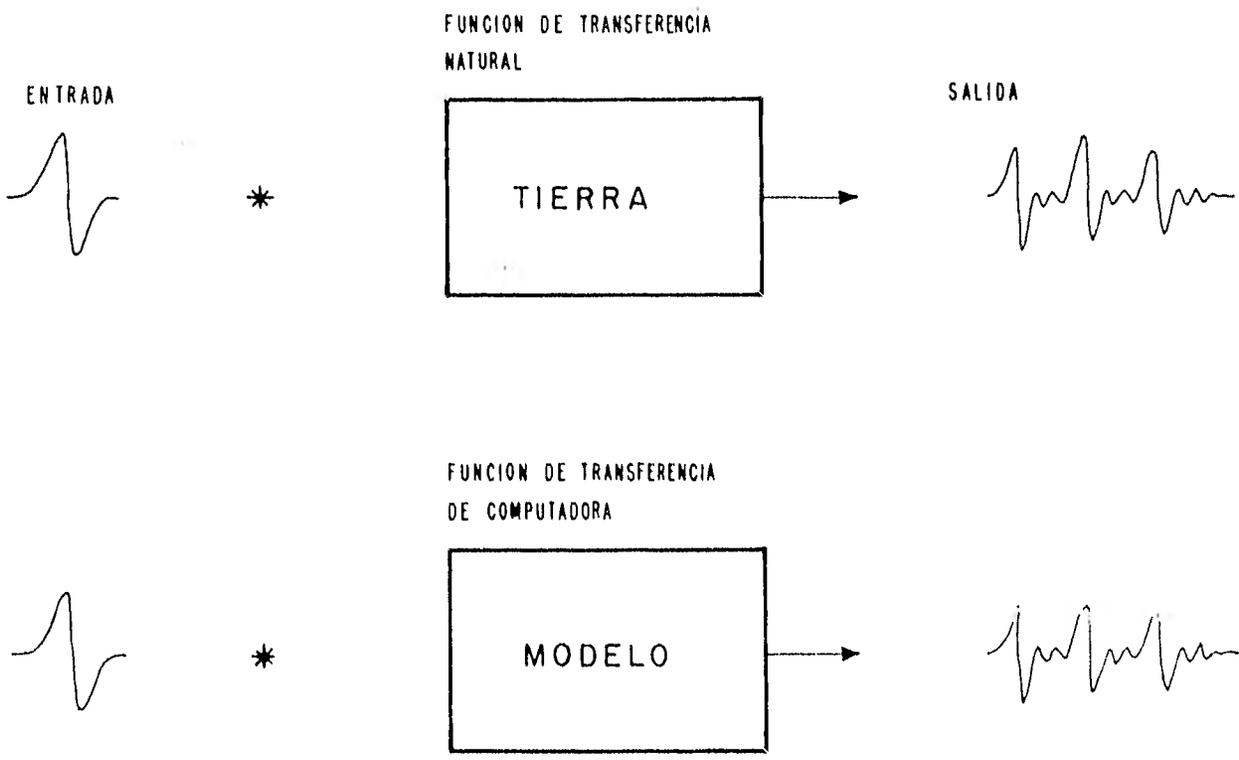


FIG. IV-37).-MODELADO

- Una hipérbola de difracción, al ser migrada se colapsa en un punto.

Modelado.- Una de las mejores formas para determinar el contenido de la caja negra (tierra), es construyendo otra caja negra modelo, mediante el uso de la computadora, Se introduce una función de entrada para obtener una salida (Fig. IV-37), la cual se compara con el sismograma o sección real. Este proceso es realizado hasta alcanzar un buen grado de semejanza entre la respuesta del modelo calculado y la sección real, para poder así, con ciertas reservas, estimar el contenido de la caja negra.

Para el procesamiento en modelado, se calculan los tiempos de viaje a través de rayos sísmicos, construidos sobre un modelo hipotético, para compararlos con los tiempos de reflexión observados, o también se puede calcular la forma de onda sísmica en la sección, la cual es el resultado de la configuración del modelo hipotético, pudiendo a veces introducir refinamientos, tales como difracciones y variaciones de amplitud. Los parámetros de entrada en la construcción de estos modelos pueden ser: velocidad, profundidad, espesor de los estratos, densidad, etc.

El modelado sismológico es una valiosa ayuda al intérprete, para checar su interpretación y para saber que características físicas del subsuelo pueden ser relacionadas a características del registro sísmico. Sin embargo no debe olvidarse que el modelo cuya respuesta se asemeja tanto como sea posible, a los datos observados, no demuestra por sí solo, -- que la configuración geológica del subsuelo, es la misma que la del modelo, ya que otras características físicas de la -- tierra, a veces impredecibles, están presentes. Por lo que -- un modelo geológico debe ser construido en base a la mayor -- cantidad de datos geológicos y geofísicos posibles, todo manejado bajo un criterio geológico.

Procesamiento de la verdadera amplitud. La amplitud relativa de los eventos reflejados, pueden indicar información acerca del tipo de material presente en la interfase -- reflejante. Para el estudio y proceso de la amplitud relativa de la ondícula, los datos sísmicos deben de ser registrados y procesados, sin la aplicación de función de ganancia -- alguna (actualmente los datos son registrados sin distorsión en formato de punto flotante, preservando el carácter de la onda recibida por el geófono), que distorsione el carácter --

de la ondícula. En algunos casos se aplican algoritmos sofisticados de procesamiento a los datos, para localizar hidrocarburos en áreas de formaciones porosas, productoras de gas, las cuales están circundadas por sedimentos de alta velocidad, de tal forma que el fuerte contraste en impedancia, produce zonas de eventos de relativa alta amplitud llamadas --- "Puntos Brillantes".

## C O N C L U S I O N E S

De lo expuesto anteriormente se puede concluir que la máxima potencialidad del método sismológico, se logra no únicamente con una relación interdisciplinaria entre geofísico de campo, analista e intérprete, sino que también esta relación debe de realizarse a nivel de los otros métodos de exploración petrolera.

En la actual etapa de exploración petrolera, quedan pocos yacimientos fáciles de descubrir, habiendo sido dejados al último para su exploración las áreas difíciles, desde el punto de vista de su exploración.

La creciente cantidad de energéticos, requeridos por la sociedad moderna, han presionado a la industria petrolera, para que se realice la exploración de esas áreas difíciles abandonadas anteriormente. Por lo que se intuye la necesidad de la aplicación de métodos exploratorios menos infalibles a crear ambigüedades en las interpretaciones realizadas de sus datos, así como también la necesidad de la relación interdisciplinaria antes mencionada.

El método sismológico, es el método geofísico de mayor - resolución actualmente, pero a su vez es el que también re-- quiere de mayor cuidado en la realización de cada una de sus etapas de adquisición y procesamiento, ya que cuando la fase de una de ellas es realizada en forma inconveniente, los esfuerzos que se hagan en fases posteriores, para querer contra restar o corregir dichos errores, serán en vano, resultando al final datos sísmicos incorrectos o de calidad pobre. En -- cuyo caso los esfuerzos que realice el sismólogo, para redu-- cir la ambigüedad o incertidumbre de su interpretación, de - los datos sísmicos en términos geológicos, estará únicamente\_ limitada por su buen criterio y experiencia.

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

A.A. Fitch, 1979, "Developments in Geophysical Exploration - Methods - 1 ", Applied Science Publishers LTD London.

A.A. Fitch, 1976, "Seismic Reflection Interpretation", -- Gebruder Borntraeger. Berlin, Stuttgart.

Association of Geology Studentes "Glosario de Exploración", San Diego, California.

Alan V. Oppenheim, 1978, "Applications of Digital Signal Processing" Prentice-Hall.

Ing. Basurto G. Jesús, "Uso de Detectores Múltiples en la - Exploración Sismológica". A.M.G.E.

Charles B. Officer, 1974 "Introduction to Theoretical Geophysics" Springer-Verlag.

Dale G. Stone, 1978, "Estimación de los Coeficientes de Reflexión de Datos Sísmicos", COMESA.

D.S. Parasnis, 1979, "Principles of Applied Geophysics" ---- Jhon Wiley and Sons, New York, Third Edition.

Donald W. Rockwell, "La Aplicación de la Técnica Geofísica Moderna en la Localización de Hidrocarburos", COMESA.

F.S. Grant y G.F. West, 1965, "Interpretation Theory in --- Applied Geophysics", McGraw-Hill.

"Continuing Education Seminar Sponsored", 1973, Geophysical Society of Houston.

Guillermo Alejandro Pérez Cruz, 1975, "El Sistema Vibroseis en Prospección Sísmológica. Principios, Aplicaciones y Resultados". Tesis profesional. Fac. de Ingeniería, -- U.N.A.M.

Harold M. Mooney, 1980 "Handbook of Engineering Geophysics" Vol. 1. Seismic, Bison Instruments, Inc.

Ing. Héctor Palafox R, 1977, "Programa de Trabajo para las - Pláticas sobre Técnicas de Operación con el Vibrosismo", PEMEX.

"Introduction to Vibroseis Exploration", 1973, AMACO, Production Company and S.S.C.

J.A. Coffeen, 1978, "Seismic Exploration Fundamentals", P.P.  
C. Books.

Jack B. Brown, "Techniques in Obtaining Multiple Subsurface  
Coverage", S.S.C.

J.E. Hawkins, "Seismic Signatures", Reprint from the Proce-  
dings of the American Astronautical Society.

Jesse R. Cornett, "Field Techniques for Improving Seismic  
Reflections", S.S.C.

John R. Pierce, 1974, "Almost all about waves", Mit Press.

John F. Claerbout, 1976, "Fundamentals of Geophysical Data -  
Processing: Whith Applications to Petroleum Prospecting".  
MacGraw-Hill.

K.E. Bullen, 1963 " An Introduction to The Theory of Seismic"  
Cambridge University Press, Third Edition.

Kenneth H. Waters, 1978, "Reflection Seismology a Tool for -  
Energy Resource Exploration", John Wiley and Sons.

L.J. Nettleton, 1940, "Geophysical Prospecting for Oil".-  
McGraw-Hill.

"McGraw-Hill Encyclopedia of The Geological Sciences", 1973, -  
McGraw-Hill.

Michael J. Castelberg "Reflexión Sísmica", S.S.L.

Milton B. Dobrin, 1976 "Introduction to Geophysical Prospecting"  
Third Edition, McGraw-Hill.

N.A. Anstey, 1977, "Seismic Interpretation The Physical Aspects"  
I.H.R.D.C., Massachusetts, U.S.A.

N.A. Anstey, 1966, "Wiggles", S.S.C.

N.A. Anstey, 1970, "Seismic Prospecting Instruments" Vol. I  
y Vol. II, Gebruder Borntraeger Berlín Stuttgart.

"Notes on Vibroseis Exploration", 1977, S.S.C.

"Operation Manual for Vibroseis Techiques", S.S.C.

Ota Gulhánek, 1976, "Introduction to Digital Filtering in  
Geophysics", Elsevier Scientific Publishing Co., Amsterdam.

P. Kennett, R.L. Ireson and P.J. Conn, "Vertical Seismic --  
Profiles Their Applications in Exploration Geophysics",  
S.S.C.

- Rafael B. Cruz, 1969, "Digital Seismic Processing Fundamentals", R.B. Cruz and Associates, LTD.
- Robert E. Sheriff, 1978, "A First Course in Geophysical Exploration and Interpretation", I.H.R.D.C.
- Rocha Legorreta Alberto y Ramírez Jiménez Héctor, 1980. ----  
"Interpretación del Area del Pozo Trilobite utilizando Registros Sónicos Sintéticos", Tesis profesional. E.S.I.A., I.P.N.
- Robert E. Sheriff, 1976, "Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics", S.E.G.
- R. McQuillin, M. Bacon and W. Barclay, 1979, "An Introduction to Seismic Interpretation", Gulf Publishing Company.
- R.W. Mossman and George E. Heim, 1972, "Seismic Exploration Applied to Underground Excavation Problems", American - Society of Civil Engineers.
- R.J. Graebner, G. Steel and C.B. Wason, 1980, "Evolution of Seismic Technology Into the 1980's" G.S.I., North Ryde, N.S.W.

Roy O. Lindseth, 1976 "Seismic Geology" Southwest Louisiana --  
Geophysical Society.

Roy O. Lindseth, 1971 "Recent Advances in Digital Processing  
of Geophysical Data", S.E.G.

Roy O. Lindseth, 1976, "The Nature of Digital Seismic Proce-  
ssing" Journal of The Canadian Society of Exploration -  
Geophysicists. Vol. III, No. 1.

"Seismic Processing", S.S.C.

"Seismic Stratigraphy Applications to Hydrocarbon Exploration ",  
1977, A.A.P.G.

Totosaus Escalante Jerobal de Jesús, 1976, "Fuentes de Ener-  
gía en la Prospección Sismológica", Tesis Profesional,  
Fac. de Ingeniería, U.N.A.M.

W.F. Donnell, 1967 "Sources of Error in a Seismic Digital Re-  
cording System", Geophysical Prospecting Vol. XV No. 2.

W. Maurice Ewing, Wencoslas S. Jordetzky and Frank Press, -  
1957, "Elastic Waves in Layered Media", 1957, MacGraw-  
Hill.

W.M. Telford, L.P. Geldart, R.E. Sheriff and D.A. Keys, 1976,

"Applied Geophysics", Cambridge University Press.

William C. Elmore and Mark A. Heald, 1969 "Physics of Waves"

MacGraw-Hill.