

Universidad Nacional Autónoma de México

FACULTAD DE INGENIERIA



SISMOLOGIA DE REFRACCION

24
13

TESIS PROFESIONAL
QUE PARA OBTENER EL TITULO DE
INGENIERO GEOFISICO
P R E S E N T A

JOSE ALFREDO BRUNO LOPEZ REYES

MEXICO, D. F.

1979



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.

SISMOLOGIA DE REFRACCION

- CAPITULO I INTRODUCCION
- CAPITULO II TEORIA BASICA DE REFRACCION
- CAPITULO III TECNICA DE CAMPO E INSTRUMENTACION
- CAPITULO IV CORRECCIONES Y METODOS DE INTERPRETACION
- CAPITULO V APLICACION DE LOS METODOS DE INTERPRETACION PARA CONTACTOS IRREGULARES
- CAPITULO VI COMPUTACION DIGITAL APLICADA AL METODO SISMICO DE REFRACCION
- CAPITULO VII CONCLUSIONES

BIBLIOGRAFIA

C A P I T U L O I

I N T R O D U C C I O N

INTRODUCCION

El método de refracción sísmica tuvo su origen en la sismología de temblores que se aplicaba para determinar la estructura interna de la tierra, haciendo uso de los tiempos requeridos por las ondas sísmicas para desplazarse desde su origen hasta estaciones registradoras situadas en puntos distantes, siguiendo trayectorias que dependen de las variaciones de la velocidad con la profundidad. Posteriormente el método sísmico de refracción fue desarrollado y aplicado activamente en estudios de exploraciones geológicas.

El método de refracción se utilizó con éxito en exploración petrolera, y aunque ahora se emplea con mayor frecuencia el método de reflexión, la refracción sigue teniendo mucha aplicación en estudios de ingeniería civil, minería, y en general en prospecciones someras donde se desee conocer la geometría y velocidades sísmicas de formaciones que vayan a ser cartografiadas.

La prospección sísmica se basa en la medición del tiempo de viaje de ondas elásticas artificiales. Tales ondas, son generadas en o cerca de la superficie por medio de algún mecanismo de excitación. Las ondas habiendo viajado en distintas direcciones son refractadas y reflejadas en el medio elástico de tal manera que retornan a la superficie, donde son recibidas por detectores sensibles, situados a diferen-

tes distancias del punto de disparo.

Gran parte del éxito de una prospección utilizando el método de refracción radica en la programación y desarrollo -- del trabajo de campo, de acuerdo al objetivo geológico-estructural perseguido.

Existen técnicas para convertir los tiempos de refracción - en profundidades representativas de cambios en las propiedades elásticas, que pueden correlacionarse con cambios en tipos de rocas.

Las técnicas de cálculo pueden ser realizadas mediante el - uso de una computadora digital que ayudará al geofísico a - procesar fuertes volúmenes de datos y a la vez acelerará la entrega de resultados.

C A P I T U L O II

T E O R I A B A S I C A D E R E F R A C C I O N

1 FUNDAMENTOS DE PROPAGACION DE ONDAS SISMICAS

Constantes Elásticas

Ondas Elásticas

Reflexión y Refracción de Ondas

2 APLICABILIDAD Y LIMITACIONES DEL METODO DE RE- FRACCION

1 FUNDAMENTOS DE PROPAGACION DE ONDAS SISMICAS

El método sísmico depende básicamente de la propagación de ondas en un medio elástico. Para entender el comportamiento de las ondas sísmicas que viajan en un medio rocoso, es necesario definir primero las cantidades que describen las propiedades elásticas de un medio. Considerando las propiedades elásticas de las rocas, asumimos que un cuerpo rocoso es homogéneo e isotrópico (Figura 2-1), de otra manera la propagación de ondas sísmicas se hace demasiado complicada. En la práctica esto simplifica la interpretación de los efectos medidos (anomalías de tiempo) en términos de desviaciones de estas condiciones uniformes asumidas, lo cual ocurre en el interior de la tierra.

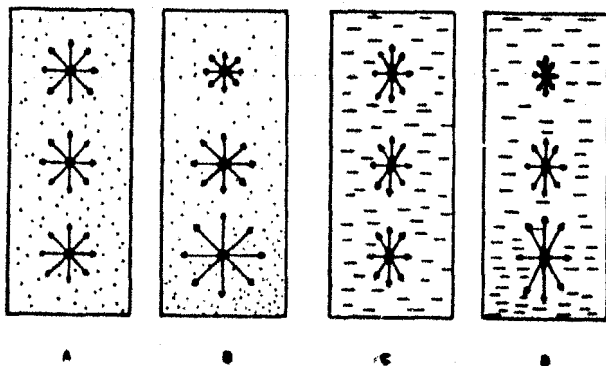


FIGURA 2-1.- Esquema de las velocidades de rayos sísmicos en cuatro tipos de roca: A. Isotrópica y homogénea.- B. Isotrópica e inhomogénea.- C. Anisotrópica y homogénea.- --- D. Anisotrópica e inhomogénea.

Constantes Elásticas

Las propiedades elásticas de substancias son descritas con constantes o módulos elásticos, que cuantitativamente especifican la relación entre diferentes tipos de esfuerzos y deformaciones. "Esfuerzo" es una medida de la fuerza por unidad de área (F/A , en N/m^2) asociada con una deformación elástica. "Deformación" es una medida del resultado de la deformación por unidad de longitud ($\Delta L/L$) o por unidad de volumen ($\Delta V/V$). Dentro de los límites de elasticidad, el esfuerzo es proporcional a la deformación. Las constantes elásticas importantes, y la interrelación entre éstas, es la siguiente:

E es el módulo de Young, que es una medida de la razón esfuerzo/deformación en el caso de una simple tensión o compresión y está dado por la relación:

$$E = \frac{F/A}{\Delta L/L} \text{ ----- (2-1)}$$

Donde L es el cambio en longitud causado por un esfuerzo longitudinal.

El módulo volumétrico k , es una medida de la razón esfuerzo/deformación en el caso de una presión hidrostática simple tal que produce un cambio en volumen. Se expresa como:

$$k = \frac{F/A}{\Delta V/V} = \frac{P}{\Delta V/V} \text{ ----- (2-2)}$$

El recíproco del módulo volumétrico se llama compresibilidad.

El módulo de rigidez n , es una medida de la razón esfuerzo/deformación en el caso de un esfuerzo tangencial (corte), la deformación cortante es el resultado de una deformación

sin cambio de volumen (como una pila de cartas puede ser de formada sin afectar el volumen total de las cartas) y es - frecuentemente medida como un ángulo de deformación ϕ :

$$n = \frac{F/A}{\Delta L/L} = \frac{F/A}{\phi} \text{ -----(2-3)}$$

La razón de Poisson σ , es una medida de el cambio geométrico en la forma de un cuerpo elástico. Por ejemplo, un cilindro de longitud L y diámetro D, cuando es sujeto a esfuerzos de tensión paralelos a L, sería alargado en longitud por ΔL , pero al mismo tiempo sería disminuido en diámetro por ΔD . En el caso de un esfuerzo compresional actuando paralelo a L, sería una disminución en longitud y un incremento en diámetro. En uno u otro caso, la razón de Poisson es expresada como:

$$\sigma = \frac{\Delta D/D}{\Delta L/L} \text{ -----(2-4)}$$

El valor de σ nunca puede ser mayor de 0.5. Para la mayoría de las rocas es aproximadamente 0.25.

Solamente dos de las cuatro constantes elásticas mencionadas arriba son independientes y las cuatro pueden ser expresadas en términos de alguna de las dos:

$$k = E/3 (1 - 2\sigma)$$

$$n = E/2 (1 + \sigma) \text{ -----(2-5)}$$

$$E = 9 kn / (3k + n)$$

$$\sigma = (3k - 2n) / (6k + 2n)$$

Ondas Elásticas

Cuando un esfuerzo es aplicado repentinamente en un cuerpo elástico (como cuando es golpeado con un martillo) o cuando el esfuerzo es liberado repentinamente (como cuando una situación previa de esfuerzo es alterada por fracturamiento), el cambio correspondiente a deformación es propagado aparentemente como una onda elástica. Hay dos tipos principales de ondas elásticas:

(1) Ondas Internas.- Un medio elástico puede ser sometido a dos tipos de deformación: compresión y corte. Por lo tanto todas las ondas elásticas detectadas en sismología son básicamente "compresionales/dilatacionales" u ondas "cortantes". La diferencia esencial entre los dos tipos es que una está vinculada a un cambio de volumen sin rotación alguna del material elástico, mientras que la otra está ligada a rotación sin cambio de volumen. En compresión/dilatación u ondas P, las partículas del medio se mueven en la dirección - del viaje de la onda, implicando alternativamente expansión y contracción del medio, como en el caso de las ondas sonoras. La velocidad de las ondas P (también llamadas ondas - longitudinales) está dada por:

$$V_p = \sqrt{\frac{k + 4n/3}{\rho}} = \sqrt{\frac{(1-\sigma) E}{(1+\sigma)(1-2\sigma)\rho}} \text{ -----(2-6)}$$

Donde ρ es la densidad del medio y σ la razón de Poisson.

La equivalencia de las dos expresiones en la ecuación (2-6) se sigue de la interrelación entre E, n, k y σ dada con el conjunto de ecuaciones (2-5).

En las cortantes u ondas S, el movimiento de las partículas del medio es perpendicular (transversal) a la dirección del

viaje de la onda (como ondas sobre una cuerda vibrando). So-
lamente los materiales rígidos (sólidos) pueden transmitir -
ondas cortantes. Su velocidad está dada por:

$$v_s = \sqrt{\frac{n}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{1}{2(1+\sigma)}} \text{ ----- (2-7)}$$

De las ecuaciones (2-6) y (2-7) se deduce que $V_p > V_s$. Para
la mayoría de las rocas, $\sigma \sim 0.25$ y por lo tanto $V_p \sim 1.7 V_s$.
Puesto que la densidad usualmente no varía tanto (cerca -
de un factor de 2 en rocas), y puesto que es aproximada-
mente 0.25, se sigue de las ecuaciones (2-6) y (2-7) que el
parámetro elástico E es la variable más importante que con-
trola la velocidad de las ondas sísmicas en las rocas.

En la figura (2-2), se muestra el desplazamiento de las --
partículas en el medio, asociadas con ondas P y S. En sis-
mología ambas ondas P y S son referidas como "ondas inter-
nas".

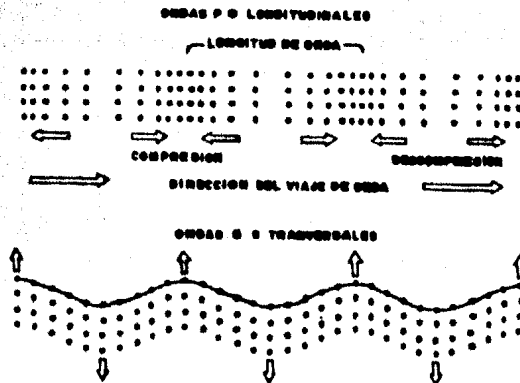


FIGURA 2-2.- Movimiento de partículas en ondas sísmicas -
longitudinales y transversales.

(2) Ondas Superficiales.- Además de las ondas internas que viajan a través de un medio elástico, hay ondas que viajan solamente a lo largo de la superficie libre de un sólido elástico. Hay dos tipos de ondas superficiales en sólidos. Las ondas Rayleigh (Figura 2-3) donde el movimiento de partículas es mayor o menor a la combinación de la vibración longitudinal y transversal, dando surgimiento a un movimiento elíptico en el plano vertical a lo largo de la dirección del viaje de la onda. La velocidad de las ondas Rayleigh es alrededor de $0.9 V_s$.

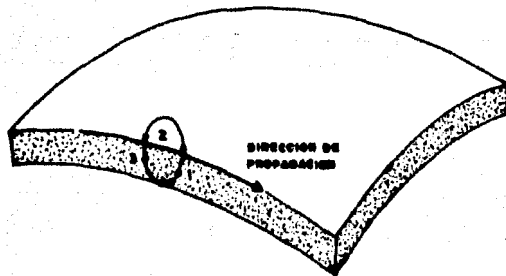


FIGURA 2-3.- Ilustración que muestra el movimiento elíptico de las partículas en un plano vertical, que ocurre en la propagación de ondas Rayleigh.

En contraste a las ondas Rayleigh las cuales pueden propagarse a lo largo de la superficie de un sólido uniforme, las ondas Love son posibles solamente si el material no es uniforme, por ejemplo, una capa superficial de baja velocidad en un medio de alta velocidad. Las ondas Love viajan horizontalmente en una capa superficial (Figura 2-4), el movimiento de las partículas es horizontal y transversal a la dirección del viaje de la onda.

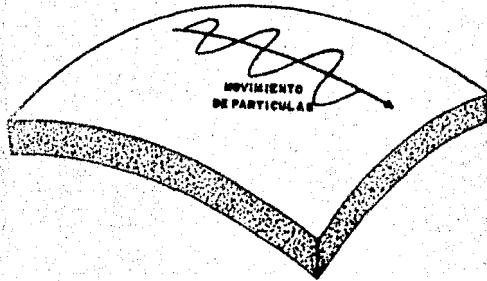


FIGURA 2-4.- Movimiento de partículas asociado con ondas - Love. El movimiento es esencialmente horizontal y transversal a la dirección del viaje de onda.

Una característica importante de las ondas superficiales - (ambas Rayleigh y Love) es su dispersión. Por dispersión, entendemos la dependencia de velocidad sobre longitud de - onda. Por ejemplo, en una capa con propiedades elásticas - variando gradualmente con la profundidad, la velocidad de las ondas Love es igual a V_s para longitudes de onda cortas en la parte superior de la capa y se aproximan a V_s para - longitudes de onda largas en la parte inferior.

En sismología aplicada (principalmente para configuraciones geológicas y prospecciones) las más importantes son las ondas P. En sismología de terremotos, ambas ondas P y S son importantes para estudios del interior de la tierra. Re---cientemente estudios de dispersión de ondas superficiales - han sido herramientas efectivas para investigar la velocidad de la estructura en la parte exterior de la tierra.

Reflexión y Refracción de Ondas.

En un medio homogéneo, las ondas P y S se extienden uniformemente en todas direcciones desde la fuente perturbadora; los frentes de onda son superficies esféricas que avanzan con centro en la fuente y perpendiculares a la dirección de propagación. La energía de una onda declina rápidamente con el cuadrado de la distancia, mientras que la amplitud se reduce directamente en proporción a la distancia recorrida.

Cuando una perturbación incide sobre la frontera de un segundo medio con una velocidad elástica diferente, la energía es parte reflejada y en parte transmitida (refractada) hacia el interior del segundo medio. Los conceptos básicos que rigen la reflexión y refracción de ondas sísmicas son los mismos - que en geometría óptica y a distancias largas de la fuente, - la aproximación de la trayectoria de la onda en rayos es igualmente válida. Por lo tanto, los principios de Huygens y Fermat son aplicables a ondas sísmicas. A pesar de esta - similitud, los procesos actuales de reflexión y refracción de ondas sísmicas son un poco más complicados que aquellos - de ondas de luz, puesto que en general cualquier onda P o S al chocar con una frontera origina dos ondas reflejadas (P y S) y dos refractadas (P y S). Usando la notación de la figura 2-5, las leyes de reflexión y refracción están dadas - por:

$$\frac{\text{SEN } i_p}{V_{P1}} = \frac{\text{SEN } R_p}{V_{P1}} = \frac{\text{SEN } R_s}{V_{S1}} = \frac{\text{SEN } r_p}{V_{P2}} = \frac{\text{SEN } r_s}{V_{S2}} \quad (2-8)$$

Cuando una onda choca con una frontera, parte de la energía es refractada a través de ésta; si la capa de abajo tiene - alta velocidad sísmica, la onda es refractada hacia la frontera (Figura 2-5). El ángulo de refracción está dado por -

1a ley de Snell:

$$\text{SEN } i / \text{SEN } r = V_1 / V_2 \text{ ----- (2-9)}$$

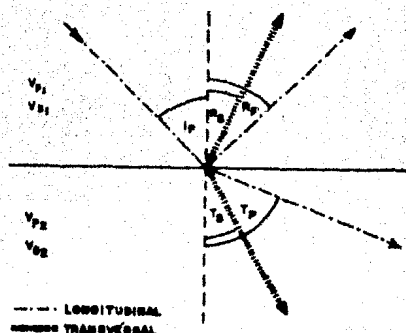
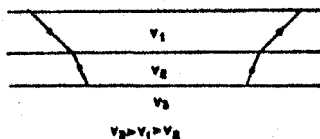


FIGURA 2-5.- Reflexión y refracción de una onda longitudinal incidente en una frontera que separa dos medios de diferentes velocidades.

De la ecuación (2-9) se deduce que cuando $r=90^\circ$ $\text{SEN } i = V_1 / V_2$. Esta refracción crítica a lo largo y paralela a la frontera es de importancia básica en el método de refracción sísmica. Esto ocurre siempre que la onda incide a la frontera con el ángulo crítico $i_c = \text{SEN}^{-1} V_1 / V_2$. La onda críticamente refractada viaja a lo largo de la frontera con la velocidad V_2 , pero durante esta propagación la interface está sujeta a esfuerzos oscilatorios de tal forma que cada punto de ésta -- emite hacia arriba ondas secundarias, así que la energía -- reemerge en la capa superior a lo largo de rayos con el ángulo i_c (otra vez se sigue la ley de Snell). Tal duplicado de ondas refractadas da información acerca de la profundidad de la frontera en casos donde un cambio de velocidad -- está involucrado.

2 APLICABILIDAD Y LIMITACIONES DEL METODO DE REFRACCION

Los estudios de refracción tienen algunas ventajas importantes sobre trabajos de reflexión. En una área virgen, donde no hay información disponible sobre geología del subsuelo, el método de refracción es valioso para un reconocimiento. En contraste a los estudios de reflexión, los cuales en ausencia de datos de velocidad dan solamente la geometría de las formaciones, los estudios de refracción producen datos sobre las velocidades sísmicas y geometría de las formaciones. La información adicional sobre velocidades es muchas veces de gran uso cuando se correlacionan e identifican varias formaciones que están siendo configuradas. Por esta razón, casi todos los estudios sobre profundidades de la corteza son hechos con sondeos de refracción. Para investigaciones someras (ejemplo proyectos de ingeniería civil para estudios de profundidad del lecho rocoso) el método de refracción tiene la ventaja de ser rápido y económico.



FIGRA 2-6.- La capa de velocidad V_2 intercalada entre dos capas de alta velocidad. El método de refracción no puede determinar V_2 .

Por otro lado, el método de refracción tiene algunas desventajas graves en comparación con el de reflexión. Primero el método es ciego para detectar una capa de baja velocidad (V_2) intercalada entre una capa superior (V_1) y una

capa inferior (V_3) de alta velocidad ($V_3 > V_1 > V_2$). De ahí parece ser que no hay una manera de determinar V_2 , ni su espesor, por el método de refracción como se ilustra en la figura 2-6. Del efecto de la existencia de una capa intermedia de baja velocidad resultaría una sobreestimación de la profundidad del refractor base, la sobreestimación depende del espesor de la capa de baja velocidad y del contraste de velocidad involucrado.

Otra limitación del método de refracción se ilustra en la figura 2-7. Si una de las capas es delgada en comparación con la profundidad, la onda refractada en ésta no podrá llegar a la superficie como un primer arribo. Por ejemplo en la figura 2-7 la primera capa (V_1) se muestra bastante bien, así como la tercera capa (V_3) pero la capa intermedia relativamente delgada (V_2) nunca aparece como un primer arribo y tiene que ser seleccionada de las diferentes energías que usualmente se identifican pero muy difícilmente. El error verdadero de tal "capa escondida" (zona oscura) marca la profundidad calculada demasiado somera, dado que se sume que el paquete superior es menor de lo que realmente es.

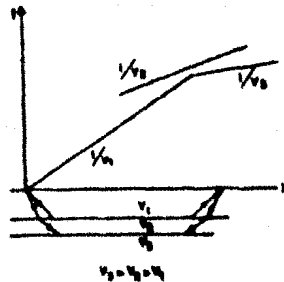


FIGURA 2-7.- La capa de velocidad intermedia V_2 es demasiado delgada para aparecer en los primeros arribos del sismograma de refracción, pero puede darse como señal secundaria si el ruido no es muy alto.

En suma, el método de refracción es inadecuado para detallar estructuras, y en el mejor de los casos conduce un modelo es tratificado sencillo que puede ser una gran simplificación - de una estructura más complicada. El método también supone que no existen variaciones laterales de la velocidad dentro de las capas.

C A P I T U L O III

TECNICA DE CAMPO E INSTRUMENTACION

- 1 DISPOSITIVOS DE TIRO
- 2 DISTANCIAS LIMITES PARA PENETRACION
SUFICIENTE
- 3 FUENTES DE ENERGIA
- 4 DETECCION Y REGISTRO DE ONDAS SISMICAS

1. DISPOSITIVOS DE TIRO

La disposición de los puntos de tiro y de los detectores es está determinada principalmente por el problema geológico a resolver.

Entre los dispositivos de más importancia en estudios de refracción, se cuenta con el de "tiro en abanico", el de ---- "broadside" y el de "perfiles en línea".

El método de "tiro en abanico" es probablemente el método - más antiguo empleado en trabajos de refracción. La disposición de los detectores como se ilustra en la figura 3-1, es sobre un amplio arco de círculo en cuyo centro se localiza el punto de tiro.

Este método fue usado en forma de sistemas de abanicos para detectar domos salinos en exploración petrolera. El método puede ser utilizado en forma de reconocimiento, antes de -- trabajos de reflexión y refracción de detalle.

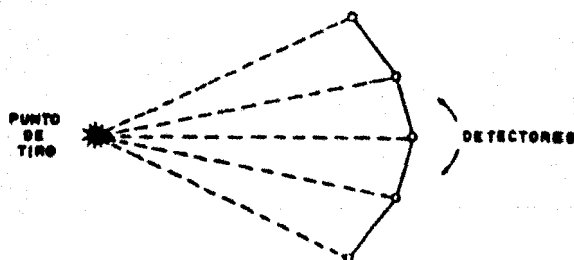


FIGURA 3-1.- Dispositivo en abanico.

El método de "broadside", también ha sido empleado y discutido en la literatura. En este método los puntos de tiro y detectores se disponen en líneas paralelas como puede verse en la figura 3-2, y en cierto modo equivale a un conjunto de abanicos.

El método "broadside", tiene la ventaja de la continuidad traza a traza que permite seguir fácilmente un evento, ya que el "escalón" es muy reducido entre trazas adyacentes. Este es uno de los métodos más rápidos y económicos para obtener información estructural en un reconocimiento; pero presenta la desventaja de que la velocidad en el horizonte de referencia y la velocidad de la capa de recubrimiento no pueden ser medidas directamente, sino que han de ser supuestas.

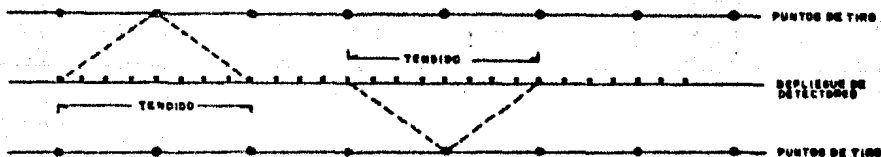


FIGURA 3-2.- Dispositivo en "broadside"

El método de "perfiles en línea" es el más común en los trabajos de refracción. En esta técnica los puntos de tiro y receptores se encuentran en línea recta y la cubierta completa puede ser obtenida del movimiento de receptores y puntos de tiro a lo largo del perfil (figura 3-3).

Las sucesivas explosiones son provocadas a intervalos uniformes y los despliegues de detectores son desplazados --- aproximadamente la misma distancia de los puntos de tiro.- En general, las explosiones son registradas en direcciones opuestas por cada despliegue o tendido de detectores.

Los métodos de refracción en línea tienen muchas ventajas; por ejemplo, proporcionan los medios para calcular las velocidades del refractor y preparar isopacas entre dos o más estratos.

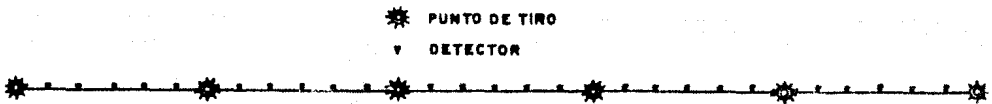


FIGURA 3-3.- Dispositivo de perfiles en línea.

2. DISTANCIAS LIMITES PARA PENETRACION SUFICIENTE.

Antes de que empiece la producción sísmica, es necesario conocer las distancias límites en que se captarán las entradas de energía provenientes de un refractor.

En la figura 3-4 las distancias límites son X_c y X_e . X_c es la distancia crítica más allá de la cual la onda refractada desde un punto de tiro en IA es la primera energía que arriba a los detectores y X_e es la distancia más allá de la cual los primeros arribos provienen de un refractor más profundo

y de mayor velocidad. El tendido de detectores deberá quedar dentro de estos límites para poder captar los arribos - que emergen del refractor que se desea mapear. X_c y X_e pueden ser determinados con tiros preliminares en uno o varios sitios, dependiendo del tamaño del área explorada y las condiciones del subsuelo.

Este estudio preliminar consistirá de tiros desde una posición en superficie hacia el tendido de detectores, desplazándose progresivamente el tendido con respecto a los puntos de tiro. Una gráfica tiempo-distancia construida con estos datos producirá las distancias requeridas, como también valores aproximados de tiempos de interceptación y velocidad y profundidad del refractor.

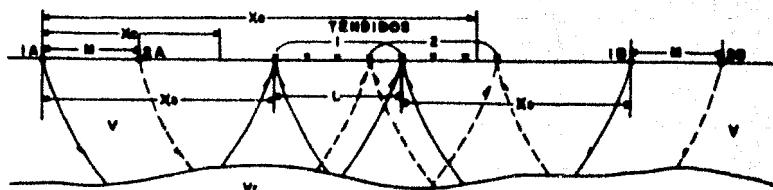


FIGURA 3-4.- Distancias Límites X_e y X_c , dentro de las cuales la energía refractada puede ser recibida.

Como se ve en la figura 3-4, un tendido de detectores podrá usarse con una longitud L, más grande que el espaciamiento M entre puntos de tiro. Un traslape de varias trazas se obtiene con los siguientes tendidos, con la ventaja de que es posible ir mejorando la información. Los datos son registrados de los puntos de tiro IA y IB, los cuales se localizan a una distancia X_s más allá de cada final de tendido. -

El tendido es movido a lo largo del perfil en una cantidad igual al espaciamiento entre puntos de tiro, cambiando éstos a 2A y 2B. Este procedimiento se continua hasta donde se desee la línea.

3. FUENTES DE ENERGIA

En prospección sísmica es necesario un mecanismo para generar pulsos. El método más común para producir ondas sísmicas es explotar una carga de dinamita en un hoyo; la cantidad de carga depende de la profundidad de la estructura geológica investigada. En contraste a los estudios de refracción, donde las distancias fuente-detector son comparativamente muy largas, los trabajos de reflexión requieren una cantidad menor de explosivos.

La principal desventaja de los explosivos es que, a pesar de todas las precauciones de seguridad que se requieren en su manejo, no pueden ser usados en áreas densamente habitadas.

Otros métodos de generación de ondas sísmicas que han sido probados son: caída de peso, potencia eléctrica o chispa de gas. Este último funciona por medio de un mecanismo de aire comprimido y a la fecha es la herramienta más próspera para trabajos de sismología marina.

Para investigaciones someras (ingeniería civil) golpes de martillo sobre el terreno sirven como una fuente de energía adecuada.

Recientemente algunas fuentes vibratorias (como VIBROSEIS, -una marca de la Continental Oil Company) que generan con-

tinuamente vibraciones senoidales de frecuencia variable - de corta duración han sido probados con éxito en diversas áreas geológicas. El método vibratorio es inherentemente seguro y más conveniente que el uso de explosivos.

4. DETECCION Y REGISTRO DE ONDAS SISMICAS

La perturbación sísmica que principia en la fuente y viaja a lo largo de diferentes trayectorias, es detectada al llegar a la superficie del terreno por medio de un arreglo de "geófonos".

Un geófono es un tipo de micrófono ideado para detectar vibraciones diminutas del terreno (tan pequeñas como $10^{-10}m$). Este consiste de una bobina y un imán, uno rígidamente unido al marco y el otro suspendido desde un soporte fijo por un resorte (figura 3-5). La variante más común en la actualidad consiste en un imán fijo y una bobina móvil. Ambos tipos constituyen lo que se llama detector electrodinámico.

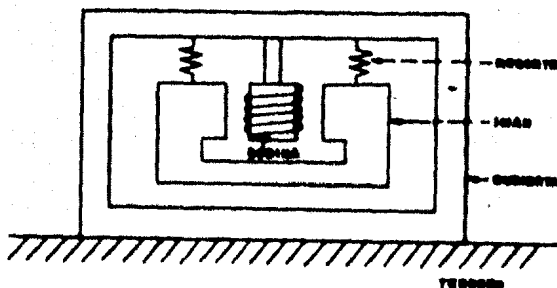


FIGURA 3-5.- Sección simplificada de un geófono electrodinámico.

Cualquier desplazamiento del terreno origina un movimiento relativo entre la bobina y el imán de tal forma que se genera un voltaje oscilatorio en la bobina que es proporcional a la velocidad del movimiento. Esta señal puede ser amplificada y las frecuencias indeseadas pueden ser filtradas.

La frecuencia natural de los geófonos usados en trabajos de reflexión es usualmente 30 c/s o más alta, mientras que para perfiles de refracción largos éstas pueden ser tan bajas como 2 c/s.

En estudios sísmicos marinos son usados sismómetros sensibles a la presión o "hidrófonos", éstos son suspendidos en el agua con la ayuda de flotadores. Un diafragma puede convertir cambios de presión a movimientos mecánicos detectados de una manera similar a los geófonos descritos arriba; o bien, transductores piezoeléctricos que pueden convertir los cambios de presión directamente en impulsos eléctricos.

La producción total del geófono (o hidrófono), después de una apropiada amplificación y filtrado, es alimentada a una unidad de registro donde un galvanómetro diminuto entra en oscilación. Las oscilaciones del galvanómetro puede registrarse por medio de un sistema que refleja una luz sobre el papel fotográfico que continuamente está corriendo. Líneas de tiempo vertical que generalmente cruzan el ancho del papel, son superpuestas en el registro para que eventos tales como reflexiones y refracciones puedan ser medidos en tiempo con exactitud (de unos cuantos milisegundos).

Modernos equipos multicanales pueden simultáneamente registrar trazas de señal hasta 48 geófonos (3 se muestran en la figura 3-6).

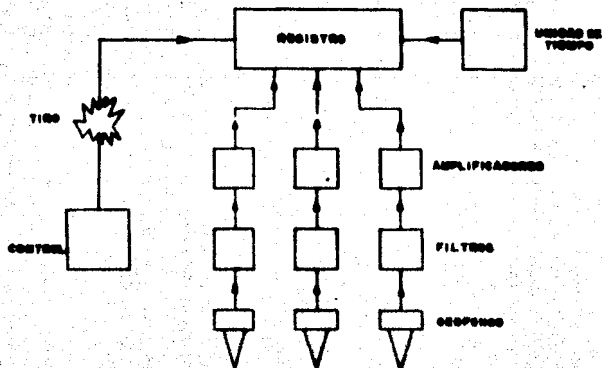


FIGURA 3-6.- Diagrama de bloques de un equipo sísmico.

En la figura 3-7, se muestra un sismógrafo (ES-1200) amplificador de señal multicanal. Este es un equipo moderno y dentro de sus principales ventajas cuenta con una memoria digital donde se almacenan las señales sumadas de impactos repetidos. Además, el ruido aleatorio es cancelado y se pueden lograr estudios a grandes profundidades de penetración sin necesidad de utilizar explosivos.

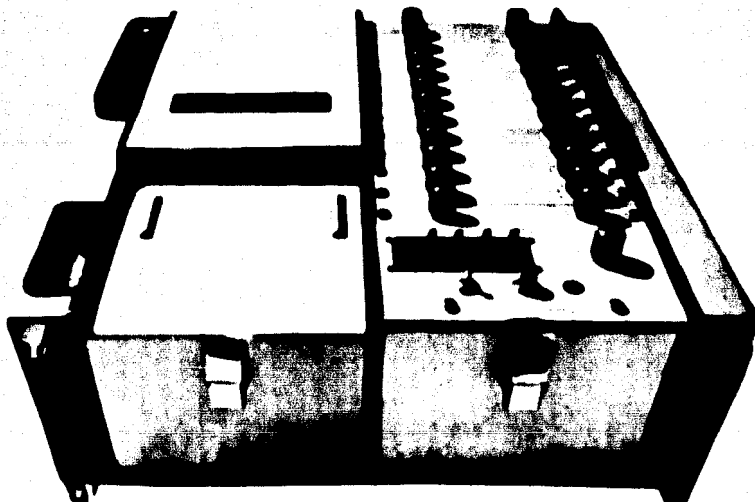


FIGURA 3-7.- Sismógrafo ES-1200.

Con el desarrollo de registros en cinta magnética de impulsos sísmicos, los convencionales registros ópticos se han convertido casi en obsoletos. El registro magnético permite gran flexibilidad por las características del "play-back". Reproducir la cinta equivale a tirar nuevamente. - Esto hace posible ensayar diferentes técnicas de filtrado y mejorar la relación señal a ruido.

En realidad el sistema de registro magnético es tan elaborado que todas las mejoras y correcciones en los datos - pueden ser hechas durante la reproducción de la cinta (figura 3-8).

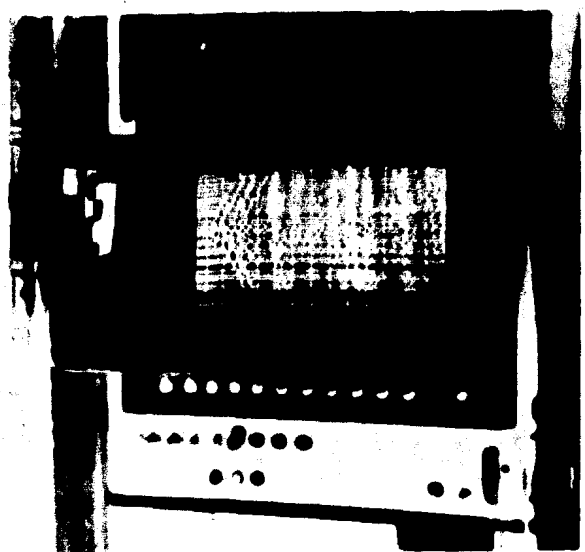


FIGURA 3-8.- Aparato de reproducción magnética.

Para los propósitos de interpretación, un registro visual es siempre necesario. Esto es hecho con ondas que forman trazas (como en la figura 3-8) o como un registro "densidad variable" o "área variable" (ver figura 3-9).

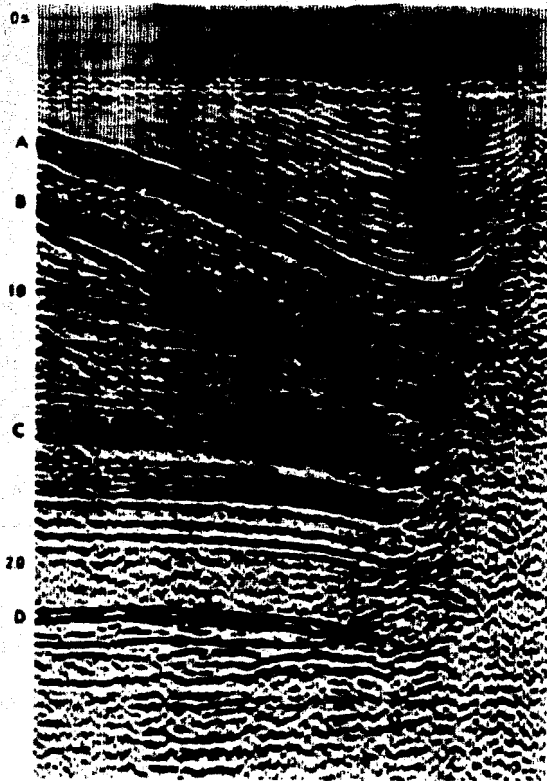


FIGURA 3-9.- Registro de área variable correlacionado con varios horizontes reflectores en un depósito sedimentario.

La diferencia esencial entre secciones de densidad varia--

ble y de área variable es que en la primera la cima de los registros convencionales aparece en obscuro y de blanco el valle, mientras que la segunda el ancho de las porciones negro y blanco es proporcional a la amplitud de la señal,

C A P I T U L O I V

CORRECCIONES Y METODOS DE INTERPRETACION

1 CORRECCION POR ELEVACION E INTEMPERISMO

2 INTERPRETACION UTILIZANDO CAPAS DE VELOCIDAD CONSTANTE

2.A Contactos Planos

a.1 Capas Horizontales

a.2 Capas Inclinas

2.B Contactos Irregulares

b.1 Método de Griffiths

b.2 Método de Hales

b.3 Método de Barthelmes

b.4 Tiempos de Retardo

3 INTERPRETACION UTILIZANDO CAPAS DE VELOCIDAD VARIABLE

Incremento continuo de la Velocidad con la Profundidad.

Aplicación de la Variación Lineal de la Velocidad en -
el Método de Tiempos de Retardo.

1 CORRECCION POR ELEVACION E INTEMPERISMO

Los métodos que permiten la interpretación de contactos sísmicos, investigados por el sistema de refracción, suponen - que la fuente vibratoria y los detectores se encuentran en un plano de referencia. Por otro lado no consideran la existencia de la capa superficial del terreno, que por su alteración debida a agentes físicos y químicos presenta baja velocidad de propagación. Esta capa de espesor variable se denomina capa de intemperismo.

Es importante que antes de efectuar la interpretación de los datos de refracción se encuentren corregidos por variaciones en la topografía del terreno e intemperismo de la capa superficial; de tal manera, que los diferentes horizontes que se desean configurar se calculen a partir de un nivel de referencia perfectamente definido.

Cálculo de la Corrección.

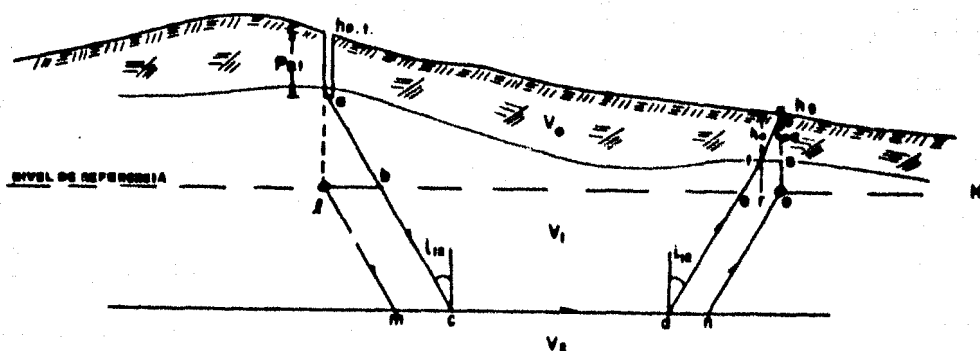


FIGURA 4-1.- Corrección por elevación e intemperismo.

En la figura 4-1:

- V_0 = Velocidad longitudinal en la zona intemperizada.
- V_1 = Velocidad longitudinal bajo la capa de intemperismo.
- V_2 = Velocidad longitudinal en la capa de referencia.
- $h_{p.t.}$ = Elevación del pozo de tiro.
- h_g = Elevación del geófono.
- H = Elevación del nivel de referencia.
- $P_{p.t.}$ = Profundidad del pozo de tiro.
- h_0 = Espesor de la capa de intemperismo en el punto f.
- i_{02} = Angulo crítico de refracción entre las capas de velocidad V_0 y V_2 .
- i_{12} = Angulo crítico de refracción entre las capas de velocidad V_1 y V_2 .

El valor de la corrección en el geófono g , será igual a la diferencia entre el tiempo que tarda la onda sísmica siguiendo la trayectoria real del punto a al g y el tiempo que tardaría dicha onda siguiendo la trayectoria de l a O , libre de los efectos debidos a variaciones en altura del terreno y en la capa de intemperismo, así:

- $C_{e.l.}$ = Corrección por elevación e intemperismo.
- t_{ab} = Tiempo que tarda la onda sísmica en recorrer la distancia ab .
- t_l = Tiempo de retardo asociado al punto l .
- $C_{e.l.}$ = $t_{ag} - t_{lo}$
- $C_{e.l.}$ = $t_{ab} + t_{bc} + t_{cd} + t_{de} + t_{ef} + t_{fg} - (t_{lm} + t_{mc} + t_{cd} + t_{dn} + t_{no})$
- $C_{e.l.}$ = $t_{ab} - t_{mc} + t_{ef} - t_{dn} + t_{fg}$
- $C_{e.l.}$ = $t_l + t_r + t_s$

Por la definición de tiempos de retardo, tenemos:

$$C_{e.i.} = \frac{h_{p.t} - P_{p.t} - H}{V_1} \cos i_{12} + \frac{h_g - h_0 - H}{V_1} \cos i_{12} + \frac{h_0}{V_0} \cos i_{02}$$

$$C_{e.i.} = \frac{(h_{p.t} + h_g - P_{p.t} - h_0 - 2H) \cos i_{12} + h_0 \cos i_{02}}{V_0} / \dots\dots\dots (4-1)$$

Después de aplicar la expresión (4-1) en todos los geófonos de una traza sísmica la sección queda referida a un nivel, lista para ser interpretada.

2 INTERPRETACION UTILIZANDO CAPAS DE VELOCIDAD CONSTANTE.

Los métodos de interpretación que a continuación se describen están basados en modelos de capas discretas, donde la velocidad se mantiene constante. Los contactos entre capas, que delimitan los cambios de velocidad, pueden manejarse en forma plana o irregular.

2.A Contactos Planos

Dentro de los métodos de interpretación que utilizan contactos planos existen dos tipos de modelos, los de capas horizontales y los de capas inclinadas.

- a.1 Capas Horizontales.- El caso de tres o más contactos. Las funciones que relacionan el tiempo con las profundidades y velocidades, se deducen a continuación.

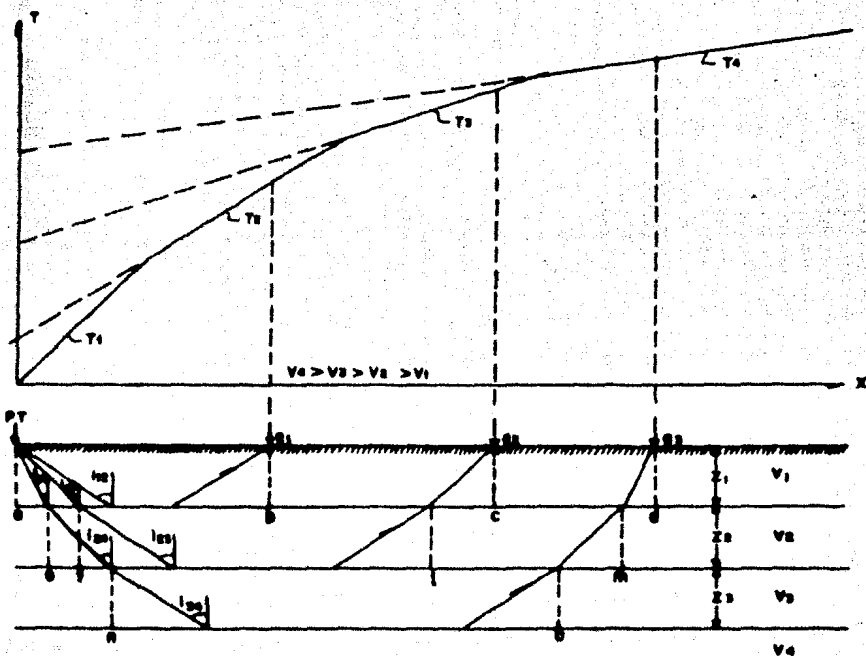


FIGURA 4-2.- Modelo de tres contactos horizontales.

En la figura 4-2, se tiene:

- V_1 = Velocidad en la primera capa.
- i_{34} = Angulo crítico entre las capas tres y cuatro.
- P_t = Punto de tiro.
- g_3 = Detector o geófono.
- z_2 = Espesor de la segunda capa.

Si llamamos $T(z, v)$, a la función de tiempo y t_a al tiempo de retraso asociado al punto a, podemos obtener las siguientes relaciones:

$$T_1 = \frac{x}{v_1} \dots\dots\dots (4-2)$$

$$T_2 = t_a + t_b + x/v_2$$

Por la definición de tiempos de retardo:

$$T_2 = \frac{z_1}{v_1} (\cos i_{12}) + \frac{z_1}{v_1} (\cos i_{12}) + x/v_2$$

$$T_2 = x/v_2 + \frac{2z_1}{v_1} (\cos i_{12}) \dots\dots\dots (4-3)$$

$$T_3 = t_a + t_f + t_c + t_1 + x/v_3$$

Substituyendo la expresión de tiempo de retardo:

$$T_3 = \frac{z_1}{v_1} (\cos i_{13}) + \frac{z_2}{v_2} (\cos i_{23}) + \frac{z_1}{v_1} (\cos i_{13}) + \frac{z_2}{v_2} (\cos i_{23}) + x/v_3$$

$$T_3 = x/v_3 + \frac{2z_1}{v_1} (\cos i_{13}) + \frac{2z_2}{v_2} (\cos i_{23}) \dots\dots\dots (4-4)$$

$$T_4 = t_a + t_e + t_n + t_d + t_m + t_o + x/v_4$$

Utilizando la definición de tiempos de retardo:

$$T_4 = \frac{z_1}{v_2} (\cos i_{14}) + \frac{z_2}{v_2} (\cos i_{24}) + \frac{z_3}{v_3} (\cos i_{34}) + \frac{z_1}{v_1} (\cos i_{14}) + \frac{z_2}{v_2} (\cos i_{24}) + \frac{z_3}{v_3} (\cos i_{34}) + x/v_4$$

$$T_4 = x/v_4 + \frac{2z_1}{v_1} (\cos i_{14}) + \frac{2z_2}{v_2} (\cos i_{24}) + \frac{2z_3}{v_3} (\cos i_{34}) \dots\dots\dots (4-5)$$

Las ecuaciones (4-3), (4-4) y (4-5) permiten calcular las profundidades, conocidas las velocidades y tiempos de arribo de las ondas longitudinales, para el caso de un modelo de cuatro capas. Si se desea un modelo de más capas, fácilmente se pueden calcular las relaciones de tiempo complementarias; pero, en la práctica es difícil reconocer con precisión los segmentos rectilíneos en la gráfica tiempo distancia, cuando tenemos más de tres contactos en el subsuelo.

a.2 Capas Inclinadas.- El caso de dos contactos.

En la figura (4-3), se presenta una gráfica de tiempo distancia, junto con el modelo de contactos inclinados. De la figura, tenemos:

V_2 = Velocidad en la segunda capa.

$i_{12}, \alpha_{13}, \theta_{13}$ = Angulos de incidencia.

h_{2a} = Espesor aparente de la segunda capa, medido perpendicularmente al contacto y asociado al punto de tiro A.

A = Punto de tiro.

W_{12} = Echado del primer contacto con relación a la horizontal.

W_{23} = Idem del segundo contacto con relación al primer contacto.

El cálculo de las funciones de tiempo relacionadas con las profundidades normales a los contactos, se hace como sigue:

$$T_{1a} = t_p + t_q + \frac{ob}{V_2}$$

donde t_p y t_q son tiempos de retardo asociados con p y q.

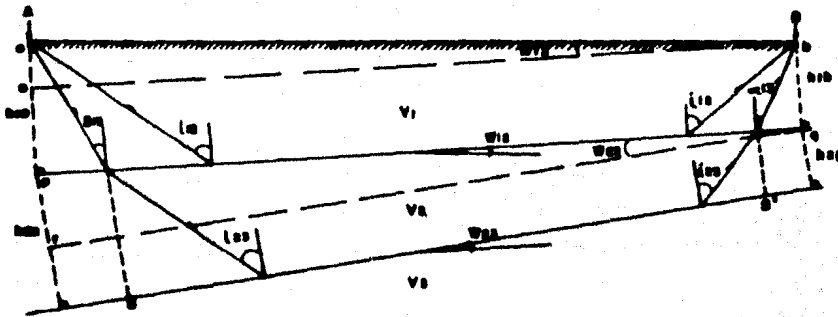
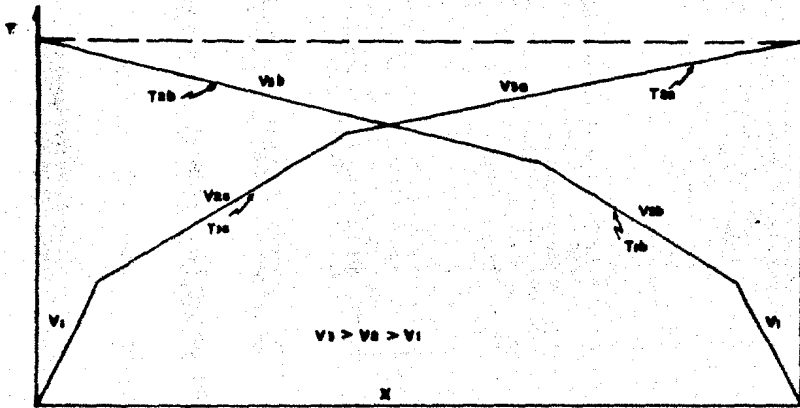


FIGURA 4-3.- Modelo de dos contactos inclinados.

$$T_{1a} = \frac{h_{1a}}{V_1} (\cos i_{12}) + \frac{h_{1a} - \overline{oa}}{V_1} (\cos i_{12}) + \frac{X \cos W_{12}}{V_2}$$

$$= \frac{2h_{1a}}{V_1} (\cos i_{12}) + \frac{X}{V_1} (\sin i_{12} \cos W_{12} - \sin W_{12} \cos i_{12})$$

$$T_{1a} = \frac{2h_{1a}}{V_1} (\cos i_{12}) + \frac{X}{V_1} \sin (i_{12} - W_{12}) \dots \dots \dots (4-6)$$

$$T_{2a} = t_p + t_q + t_s + t_{s'} + \frac{\overline{rq}}{V_3}$$

$$= \frac{h_{1a}}{V_1} (\cos B_{13}) + \frac{h_{1a} - \overline{oa}}{V_1} (\cos \alpha_{13}) + \frac{h_{2a}}{V_2} (\cos i_{23}) + \frac{h_{2a} - \overline{rp}}{V_2} (\cos i_{23}) + \frac{X \cos W_{23}}{V_3}$$

$$= \frac{h_{1a}}{V_1} (\cos B_{13} + \cos \alpha_{13}) - \frac{X \sin W_{12} \cos \alpha_{13}}{V_1} +$$

$$\frac{2h_{2a}}{V_2} (\cos i_{23}) - \frac{X \sin W_{23} \cos i_{23}}{V_2} + \frac{X \cos W_{23} \sin i_{23}}{V_2}$$

$$= \frac{2h_{2a}}{V_2} (\cos i_{23}) + \frac{h_{1a}}{V_1} (\cos B_{13} + \cos \alpha_{13}) -$$

$$\frac{X \sin W_{12} \cos \alpha_{13}}{V_1} + \frac{\sin W_{23} \cos i_{23} - \cos W_{23} \sin i_{23}}{V_2}$$

$$T_{2a} = \frac{2h_{2a}}{V_2} (\cos i_{23}) + \frac{h_{1a}}{V_1} (\cos B_{13} + \cos \alpha_{13}) -$$

$$X \left| \frac{\sin W_{12} \cos \alpha_{13}}{V_1} + \frac{\sin (W_{23} - i_{23})}{V_2} \right| \dots \dots \dots (4-7)$$

$$\begin{aligned}
T_{1b} &= t_q + t_p + \frac{\overline{ob}}{V_2} \\
&= \frac{h_{1b}}{V_1} (\cos i_{12}) + \frac{h_{1b} + \overline{oa}}{V_1} (\cos i_{12}) \\
&\quad + \frac{X \sin i_{12} \cos W_{12}}{V_1} \\
&= \frac{2h_{1b}}{V_1} (\cos i_{12}) + \frac{X \sin W_{12} \cos i_{12}}{V_1} \\
&\quad + \frac{X \sin i_{12} \cos W_{12}}{V_1} \\
&= \frac{2h_{1b}}{V_1} (\cos i_{12}) + \frac{X}{V_1} (\sin i_{12} \cos W_{12} + \sin W_{12} \\
&\quad \cos i_{12}) \\
T_{1b} &= \frac{2h_{1b}}{V_1} (\cos i_{12}) + \frac{X}{V_1} \sin (i_{12} + W_{12}) \dots\dots\dots(4-8)
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
T_{2b} &= t_q + t_{s'} + t_s + t_p + \frac{\overline{rq}}{V_3} \\
&= \frac{h_{1b}}{V_1} (\cos \alpha_{13}) + \frac{h_{2b}}{V_2} (\cos i_{23}) + \frac{h_{2b} + \overline{rp}}{V_2} (\cos i_{23}) \\
&\quad + \frac{h_{1b} + \overline{oa}}{V_1} (\cos B_{13}) + \frac{X \cos W_{23} \sin i_{23}}{V_2} \\
&= \frac{h_{1b}}{V_1} (\cos \alpha_{13} + \cos B_{13}) + \frac{X \sin W_{12} \cos B_{13}}{V_1} \\
&\quad + \frac{2h_{2b}}{V_2} \cos i_{23} + \frac{X \sin W_{23} \cos i_{23}}{V_2} + \frac{X \cos W_{23} \sin i_{23}}{V_2}
\end{aligned}$$

$$T_{2b} = \frac{2h_{2b} (\cos i_{23}) + \frac{h_{1b}}{V_1} (\cos B_{13} + \cos \alpha_{13})}{V_2} + X \left[\frac{\sin W_{12} \cos B_{13} + \sin (W_{23} + i_{23})}{V_1} \right] \dots \dots \dots (4-9)$$

Con las relaciones siguientes se puede calcular las velocidades verdaderas, echados aparentes y ángulos críticos.

$$\frac{V_1}{V_{2b}} = \frac{\sin (i_{12} + W_{12})}{\sin (i_{23} + W_{23})} = \frac{\sin B_{13}}{\sin \alpha_{13}} = \frac{V_1}{V_2}$$

$$\frac{V_1}{V_{2a}} = \frac{\sin (i_{12} - W_{12})}{\sin (i_{23} - W_{23})} = \frac{\sin \alpha_{13}}{\sin B_{13}} = \frac{V_1}{V_2} \left. \dots \dots \dots (4-10) \right\}$$

$$V_2 = \frac{V_1}{\sin i_{23}} \qquad V_3 = \frac{V_2}{\sin i_{23}}$$

$$\frac{V_1}{V_{3b}} = \frac{\sin (B_{13} + W_{12})}{\sin \alpha_{13}} \qquad \frac{V_1}{V_{3a}} = \frac{\sin (\alpha_{13} - W_{12})}{\sin B_{13}}$$

2.8 Contactos Irregulares

En la gráfica de tiempo-distancia las desviaciones de los tiempos, con respecto a una línea de pendiente asociada a la velocidad aparente, reflejan cualitativamente la forma de la interface. Estas desviaciones pueden ser traducidas a profundidades, con procedimientos aproximados.

Dentro de los métodos que existen en la literatura para configurar contactos irregulares, se han seleccionado los si--

guientes:

b.1 Método de Griffiths

La profundidad asociada en cada geófono puede ser establecida de los tiempos y velocidades, de la siguiente forma:

En la figura 4-4:

- f_1 = Punto de tiro 1
- g = Geófono
- i_c = Angulo crítico
- h_s = Profundidad normal al refractor
- V_1 = Velocidad en la capa 1

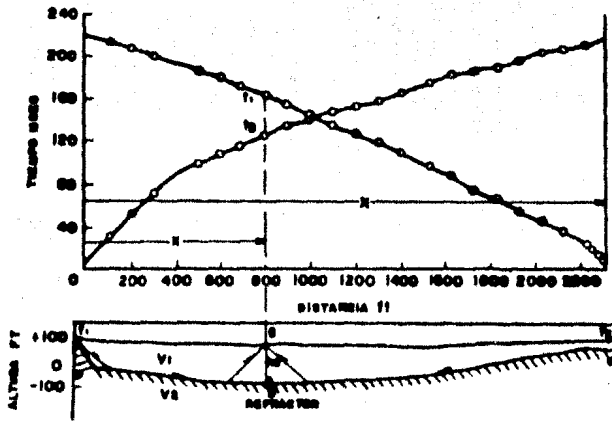


FIGURA 4-4.- Método de Griffiths para configurar contactos irregulares.

Definiendo t_1 y t_2 como los tiempos de recorrido de los dos puntos de tiro al mismo geófono, tenemos aproximadamente:

$$t_1 = t_p + t_s + x/v_2 \quad \text{-----} \quad (a)$$

$$t_2 = t_0 + t_s + (X - x)/v_2 \quad \text{-----} \quad (b)$$

Donde X es la longitud total del perfil. Sumando ambas --
ecuaciones:

$$t_1 + t_2 = t_p + t_0 + 2 t_s + X/v_2 \quad \text{-----} \quad (c)$$

Definiendo el tiempo total de recorrido de uno de los pun-
tos de tiro al otro (T), como el tiempo recíproco:

$$T = t_p + t_0 + X/v_2 \quad \text{-----} \quad (d)$$

de (c) y (d):

$$t_1 + t_2 = T + 2 t_s \Rightarrow t_s = 1/2 (t_1 + t_2 - T)$$

pero por la definición de tiempos de retardo vemos que --

$t_s = \frac{h_s}{v_1}$ (c/s i_c); por lo tanto, llegamos a la defini--
ción de la profundidad h_s, en el geófono:

$$\frac{h_s}{v_1} \text{ (c/s i}_c) = 1/2 (t_1 + t_2 - T)$$

$$h_s = \frac{v_1 (t_1 + t_2 - T)}{2 \text{ c/s i}_c} \quad \text{.....(4-11)}$$

Con esta expresión podemos calcular la profundidad en cada
detector, conocidos los respectivos parámetros. Para cal-
cular v₂, podemos partir de la diferencia de(a)y(b):

$$t_1 - t_2 = t_p - t_0 + X/v_2 + 2 (x/v_2)$$

$$t_1 - t_2 = \text{constante} + 2 (x /v_2) \quad \text{.....(4-12)}$$

De (4-12) observamos que si graficamos las diferencias t₁

y t_2 contra x , obtenemos una línea cuyo recíproco de la pendiente es la mitad de la velocidad V_2 del refractor.

El método de Griffiths se puede aplicar para calcular -- varias interfaces irregulares, cambiando de nivel de referencia conforme se van calculando los diferentes estratos; es decir, corrigiendo los tiempos a un nivel inferior para ir reduciendo la información al caso de un contacto.

b.2 Método de Hales.

A continuación trataremos de explicar las relaciones que Hales ha deducido para interpretar perfiles de refracción en línea (figura 4-5).

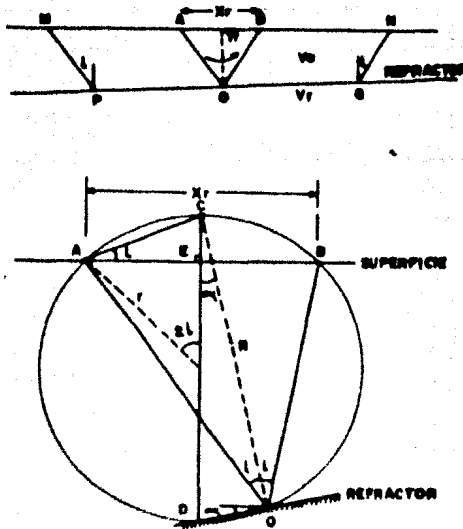


FIGURA 4-5.- Gráfica del refractor, para deducir las relaciones de Hales.

En el perfil de refracción de la parte superior de la figura 4-5, se observa lo siguiente:

M Y N = Puntos de tiro, directo e inverso

A Y B = Receptores que tienen un punto común de refracción en O.

V_a = Velocidad promedio arriba del refractor.

V_r = Velocidad del refractor.

i = Angulo de incidencia crítica.

Tr es el tiempo de refracción AOB/V_a y AB es igual a X_r.

sen i = $\frac{V_a}{V_r}$ de la ley de Snell.

En la parte inferior de la figura 4-5 se ha dibujado la porción central del diagrama superior, pasándose un círculo por A, B y O. Un diámetro vertical pasa por el punto C y es bisector perpendicular a la línea AB. El ángulo entre la horizontal y refractor es el ángulo de buzamiento.

Dado que un semicírculo circunscribe un triángulo recto, se puede ver que la perpendicular R, trazada desde el refractor en el punto O, pasará por el punto C.

X_r se demuestra que tiene el valor dado en la ecuación siguiente:

$$AB = X_r = (AO + OB) \text{ sen } i / \cos \alpha \quad (1)$$

R está dado en la ecuación (2) que también puede demostrarse geoméricamente:

$$CO = R = \frac{AO + OB}{2 \cos i} \quad (2)$$

El tiempo T, de M a P a Q a N, es igual al tiempo recíproco

y será denominado como T_a .

$$AO + OB = V_a (t_{mpob} + t_{nqoa} - T_a) = V_a T_r$$

substituyendo esta última ecuación en las relaciones (1) y (2):

$$X_r = V_a T_r \text{ sen } i / \text{cos } \alpha \therefore \frac{X_r}{T_r} = \frac{V_a \text{ sen } i}{\text{cos } \alpha} \dots\dots\dots (4-13)$$

$$R = \frac{V_a T_r}{2 \text{ cos } i} \dots\dots\dots (4-14)$$

El refractor queda perfilado trazando la envolvente a una serie de arcos de radio R, centrado en un punto C, para cada punto de medición. El punto C es localizado con las ecuaciones (4-15).

$$AE = X_r/2; CE = X_r \text{ tgi}/2 \dots\dots\dots (4-15)$$

Hales demuestra que el efecto del echado α en la relación X_r/T_r , se cancela prácticamente al localizar el refractor. Por lo tanto al considerar $\text{cos } \alpha = 1$, la relación que se da en la ecuación (4-13), queda como sigue:

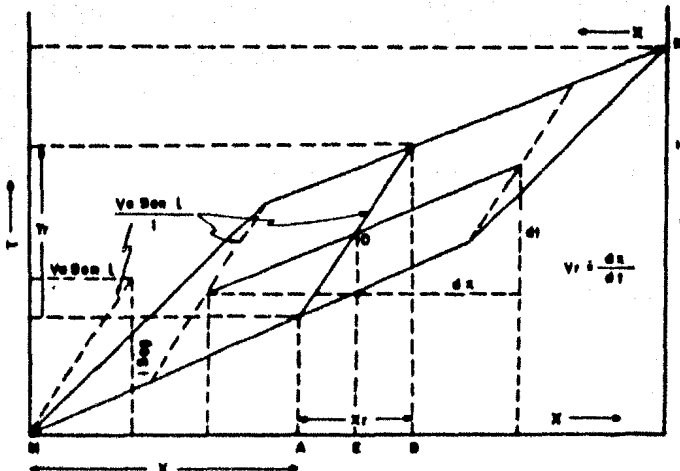
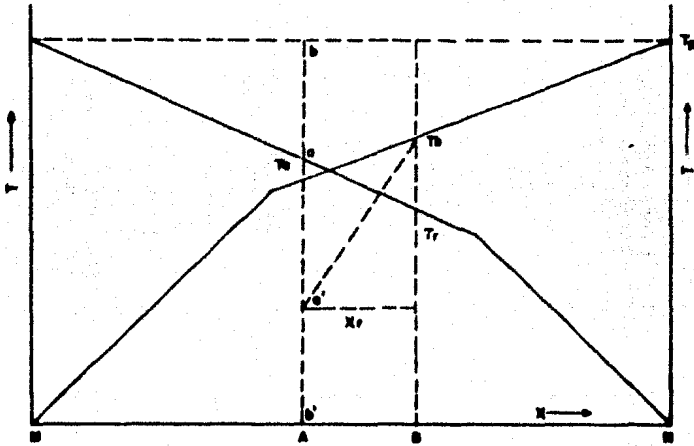
$$\frac{X_r}{T_r} = V_a \text{ sen } i \dots\dots\dots (4-16)$$

La figura 4-6, se presenta como un caso sencillo para ilustrar el método. La porción superior muestra la gráfica tiempo-distancia de un perfil de refracción con tiros directo e inverso, registrados continuamente de M a N. También las posiciones de los geófonos A y B, se muestran.

Si T_b es registrado en el detector B del punto de tiro M y T_a es registrado en el detector A desde el punto de tiro N y el tiempo recíproco T_r , es graficado en la parte superior del diagrama, entonces ba' es igual a ab' , en A.

$$T_r = T_a + T_b - T_a = T_b - (T_a - T_a) \text{ y } AB = X_r$$

Por lo tanto la pendiente recíproca de la línea $a' - T_b$ será igual a $V_a \text{ sen } i$, ya que $X_r/T_r = V_a \text{ sen } i$.



$$DE = DA + AE = X + \frac{X_r}{2}$$

FIGURA 4-6.- Curva tiempo-distancia invertida para calcular X_r y T_r .

Observando la parte inferior de la figura 4-6, partiendo del punto de tiro N, el perfil es invertido y el tiempo es graficado incrementándose descendentemente hacia la izquierda, estableciéndose un ciclo o curva de tiempo. El primer paso en este diagrama es establecer la pendiente recíproca la cual es igual a $V_a \text{ sen } \varphi$. Esta pendiente puede ser dibujada entre las dos ramas de tiempo en cualquier punto para determinar T_r . La distancia X_r será igual a la diferencia de abscisas entre los dos puntos interceptados por la línea de la pendiente en las dos ramas de tiempo.

El inverso de la pendiente de una recta dibujada por el centro de las líneas de pendiente T_r/X_r , será aproximadamente igual a la velocidad del refractor V_r .

Como en el método de Griffiths, para el caso de varias capas puede hacerse la reducción de la gráfica tiempo-distancia escogiendo un nivel de referencia por debajo y cercano al contacto calculado, suponiendo que los puntos de tiro y detectores ficticios quedan en el nivel y exactamente abajo de los reales. Esto permite la extensión del método, para evaluar todas las interfases de una sección sísmica.

6.3 Método de Barthelmes.

Ya que con los métodos de Griffiths y de Hales, sólo es posible calcular la porción del perfil donde hay información en ambos sentidos, es necesario complementarlos con el método de Barthelmes y así poder obtener profundidades en los sitios donde sólo se cuenta con información en un sentido. Este método también es aplicable cuando en el perfil de refracción se tiene la información de algún pozo, al cual se pueda relacionar la profundidad del horizonte que va ser --

cartografiado.

Al emplear el método de Barthelmes es necesario migrar los tiempos medidos en los detectores hacia los puntos de tiro, ya que el punto de profundidad no está directamente debajo del detector. La distancia (q) que debe desplazarse el tiempo de la gráfica tiempo-distancia se calcula con la ecuación (4-17).

$$q = Z \operatorname{tg} i \dots\dots\dots (4-17)$$

La relación entre la diferencia de profundidades ΔZ y el incremento de tiempo Δt , entre el punto de profundidad conocida y el punto cuya profundidad va a ser calculada, es la siguiente:

$$\Delta Z = \Delta t V_1 / \cos i \dots\dots\dots (4-18)$$

b.4 Tiempos de Retardo

El tiempo de retardo no es una cantidad observable sino una función de la profundidad del horizonte refractor y de las velocidades de propagación a lo largo de dicho refractor y a través del medio superyacente. El tiempo de interceptación asociado con una onda refractada está compuesto de dos tiempos de retardo, uno en la fuente de energía y otro en el detector. Si se conoce la velocidad en la sección superyacente, entonces al distribuir convenientemente el tiempo de interceptación en sus dos tiempos de retardo, es posible obtener profundidades al refractor, relativamente precisas.

En la figura (4-7), se da una aproximación gráfica del concepto "tiempos de retardo". Se ha supuesto que la capa superior tiene una velocidad V , y se ha considerado que el refractor presenta un echado suave, con una velocidad relativamente alta V_r (en todas estas discusiones de métodos se -

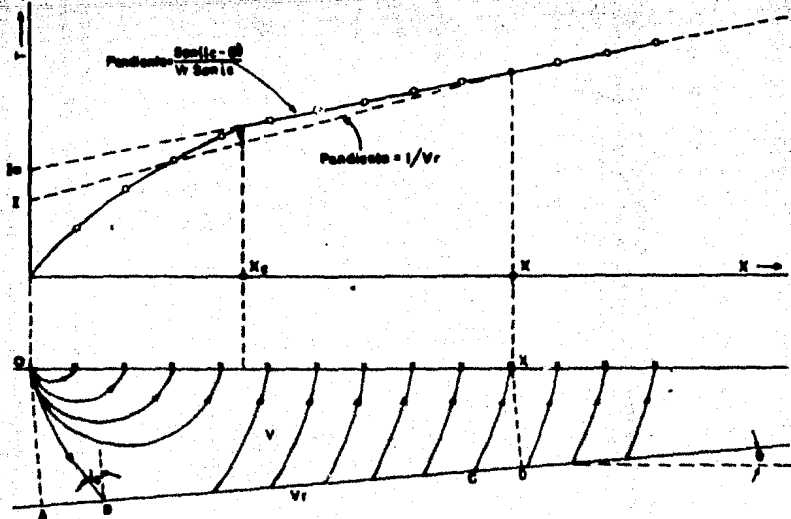


FIGURA 4-7.- Trayectorias asociadas a un horizonte refractor y curva de tiempo-distancia.

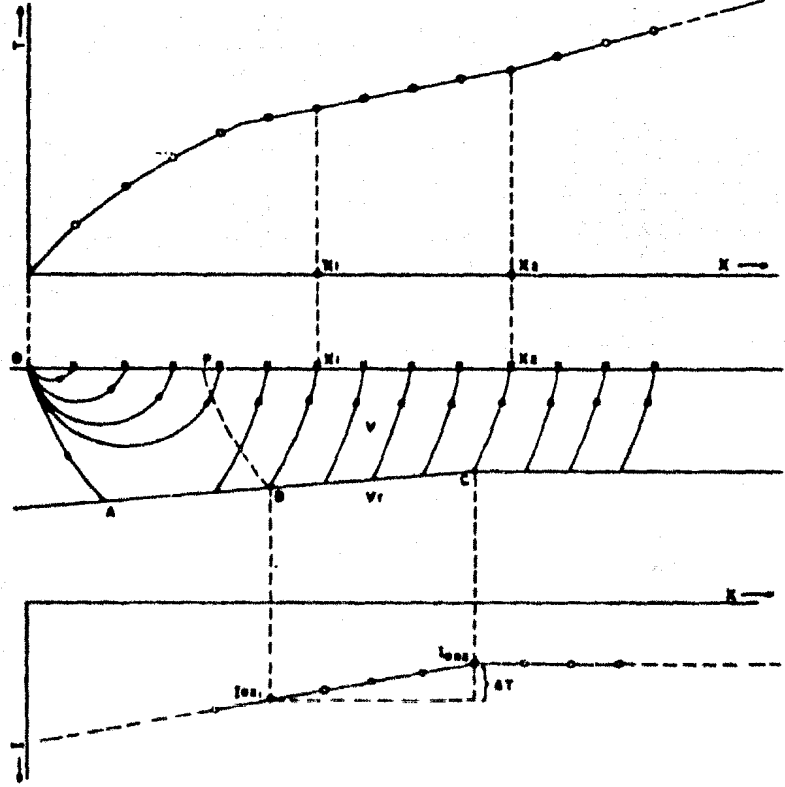


FIGURA 4-8.- Trayectoria de rayos, curva tiempo-distancia y curva de tiempos de intercepción.

ha supuesto que los detectores y puntos de tiro han sido ajustados a un nivel de referencia). La onda longitudinal que se refracta totalmente en b y llega a los detectores, produce una curva de tiempo de viaje como la indicada.

El tiempo de retardo, asociado con el origen es:

$$t_{Ob}^r = t_{Ob} - \overline{ab}/V_r \quad \text{_____} \quad (a)$$

Y para un detector localizado a una distancia X es:

$$t_{Cx}^r = t_{Cx} - \overline{cd}/V_r \quad \text{_____} \quad (b)$$

El tiempo total de viaje desde O a X es:

$$T = t_{Ob} + t_{bc} + t_{Cx}$$

Para un refractor de echado suave ($\theta < 10^\circ$) $\overline{ad} \approx X$, tal que - en términos de tiempos de retardo (a) y (b); el tiempo total del viaje puede ser expresado:

$$T = X/V_r + t_{Ob}^r + t_{Cx}^r$$

A la distancia cero, el tiempo de intercepción puede ser --- expresado como:

$$T/x=0 = I = t_{Ob}^r + t_{Cx}^r \quad \text{.....} \quad (4-19)$$

$$\text{entonces: } I = T - X/V_r \quad \text{.....} \quad (4-20)$$

Se observará que I no es la misma intercepción que la intercepción aparente I_a , la cual es producida por la intercepción del eje de tiempos con una línea promediada de los arribos refractados. Esto se debe a que \bar{i} está basada en una pendiente $1/V_r$, mientras que la pendiente que origina I_a es una función de V_r y del echado del refractor.

Estas intercepciones serán idénticas para un refractor horizontal, como lo serán t_{Ob}^r y t_{Cx}^r . La intercepción I puede --

ser calculada fácilmente de la ecuación (4-20), pero para calcular la profundidad del refractor, es necesario considerar esta intercepción como un tiempo de retraso dividido en dos partes, uno en el punto de tiro y otro en el detector.

La figura (4-8) muestra un arreglo de geófonos que cruza una sección litológica que contiene un refractor que es en parte horizontal y en parte homoclinal. Si se grafican en sus posiciones desplazadas las intercepciones relativas a cada detector, entonces la gráfica mostrará la dirección correcta del buzamiento, aunque no sea conocido el valor real de éste.

Sea Δt la diferencia entre los dos tiempos de intercepción I_{ox1} , I_{ox2} ; entonces por medio de (4-19), se ve que:

$$\Delta t = I_{ox1} - I_{ox2} = t_{oa}^r + t_{bx1}^r - t_{oa}^r - t_{cx2}^r$$

$$\Delta t = t_{bx1}^r - t_{cx2}^r \quad \text{-----} \quad (c)$$

Sea un segundo tiro localizado en P, tal que el rayo ingresa al refractor con el ángulo crítico en B. Si se asume nuevamente que la inclinación del refractor es menor de 10° , entonces $t_{pb}^r \approx t_{bx1}^r$ y de (c), Δt queda:

$$\Delta t = t_{pb}^r - t_{cx2}^r \quad \text{-----} \quad (d)$$

El tiempo de intercepción en X_2 , desde el tiro en P, será:

$$I_{px2} = t_{pb}^r + t_{cx2}^r \quad \text{-----} \quad (e)$$

Tomando simultáneamente (d) y (e), se tiene:

$$t_{pb}^r = (I_{px2} + \Delta t)/2 \quad \text{.....} \quad (4-21)$$

$$t_{cx2}^r = (I_{px2} - \Delta t)/2$$

Usando estas expresiones es posible computar los tiempos de retardo asociados con todos los detectores y puntos de tiro.

En la discusión anterior, la cantidad que se desplazaron las intercepciones se consideraban conocidas. Sin embargo, en la realidad es posible estimar solamente esta distancia (s) desplazada debido a que depende de un valor desconocido de la profundidad.

La aproximación se hace al asumir que el tiempo de retardo es la mitad del tiempo de intercepción observado y haciendo uso de las ecuaciones paramétricas que relacionan el tiempo de retraso y la distancia desplazada con la profundidad. Las ecuaciones para distribuciones de velocidad constante (figura 4-9), son:

$$S = \sum_{j=1}^N z_j v_j / (v_r^2 - v_j^2)^{1/2} \dots\dots\dots (4-22)$$

$$t_{ob} = \sum_{j=1}^N z_j (v_r^2 - v_j^2)^{1/2} / v_j v_r$$

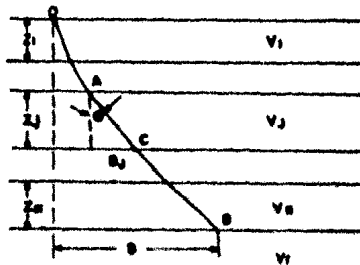


FIGURA 4-9.- Geometría de la trayectoria del rayo refractado, a través de las capas de la sección.

Para interpretar una sección por el método de tiempo de retardo se pueden seguir los siguientes pasos:

1o. Se hace la gráfica de tiempo-distancia, con los valores ya corregidos a un nivel de referencia.

2o. Se calculan las velocidades arriba y en el refractor. Para calcular la velocidad del refractor se hace un promedio de los recíprocos de los pendientes en los arribos en uno y otro sentido. Cuando se presentan echados fuertes no es suficiente hacer un promedio, así que se usa la relación:

$$V_r = 2 V_a V_b / (V_a + V_b) \dots\dots\dots (4-23)$$

donde V_a y V_b son las velocidades aparentes.

3o. Usando la ecuación (4-20), los tiempos de intercepción son computados para cada tiempo de arribo y colocados en la posición del detector correspondiente. Cualquier irregularidad común a ambos conjuntos de intercepciones deberá checarsse por inadecuadas correcciones en la capa de intemperismo.

4o. Utilizando las ecuaciones (4-22), se calcula el desplazamiento de los puntos de intercepción en dirección opuesta al viaje de la onda; ésto es, tomando el correspondiente punto de tiro. Desplazadas todas las intercepciones, resultan dos curvas contínuas de tiempo desplazadas, una por cada dirección de tiro.

5o. Una curva de tiempo promedio se construye entre las dos curvas de tiempo desplazadas. Las curvas serán paralelas si es correcto el valor de la velocidad del refractor V_r ; de otro modo, la cantidad de convergencia o diver

gencia de estas curvas será proporcional al error de V_r . Si C es la cantidad de tiempo de convergencia a una distancia D , entonces la velocidad verdadera del refractor estará dada por:

$$V_r = 1/(1/V_r \pm C/D) \dots\dots\dots (4-24)$$

El signo de C/D es negativo si las curvas se levantan con respecto a la curva promedio cuando se considera en la dirección del viaje de la onda, de otro modo el signo es positivo. Los tiempos de retardo son sensibles a cambios en V_r , siendo necesario recomputar los valores de intercepción si la velocidad del refractor requiere corrección.

60. Las intercepciones son divididas en sus tiempos de retardo. La posición horizontal de los puntos de partida y emergencia de la trayectoria del rayo son localizados en la curva de tiempo promedio. La diferencia de tiempo entre los dos puntos es leída y los dos tiempos de retardo son calculados por medio de (4-21).

Este procedimiento se llevará a cabo, para todas las intercepciones del perfil en ambas direcciones de tiro. Los puntos resultantes de los tiempos de retardo estarán paralelos a la curva promedio.

70. El paso final consiste en traducir la curva de tiempos de retardo en profundidades. Por medio de la ecuación (4-22) se pueden calcular estas profundidades considerando la distribución de velocidades como constante.

3 INTERPRETACION UTILIZANDO CAPAS DE VELOCIDAD VARIABLE

En algunas zonas las formaciones no consisten en capas discretas, sino que la velocidad aumenta continuamente con la

profundidad. En muchos casos puede decidirse libremente si una serie de puntos observados de tiempo-distancia, han de ser enlazados por segmentos lineales representativos de capas discretas o por una curva que represente un incremento continuo de la velocidad con la profundidad.

La forma de las trayectorias de los rayos, así como la de la curva tiempo distancia, dependen de como varía la velocidad con la profundidad. Si la variación puede ser expresada como función sencilla de la profundidad, la dependencia puede ser calculada analíticamente en muchos casos, pero si es irregular o complicada, la relación velocidad-profundidad tiene que ser determinada por medidas gráficas y técnicas analíticas - más complicadas.

Incrementos Graduales de la Velocidad con la Profundidad.

A continuación trataremos de explicar un sistema de interpretación de refracción por incrementos graduales de la velocidad con la profundidad.

Notación:

- V_1 = Velocidad en la superficie
- V_z = Velocidad a la profundidad Z
- q = Constante adimensional
- L = Constante con dimensiones de longitud
- T, X = Tiempo y distancia sobre una curva $t-x$
- t, x = Tiempo y distancia horizontal desde un punto de tiro a cualquier punto sobre una trayectoria.
- i = Angulo entre la trayectoria del rayo y una vertical - en cualquier punto
- i_1 = Valor de i en la superficie
- U = $dx/dT = V_1/\text{SEN } i_1 = V_z/\text{SEN } i$ = recíproco de la pendiente en la gráfica $T-X$

Z = Profundidad

ds = Elemento de la trayectoria del rayo

Una distribución de velocidad o una familia de velocidades - que se incrementan con la profundidad deben cumplir dos requerimientos: integrabilidad de las funciones de tiempo y - distancia y facilidad de construcción de las trayectorias.

Si bien, muchas distribuciones de velocidad satisfacen cualquiera de una u otra, es difícil que satisfagan simultáneamente ambos requerimientos. Quizás la única función que llene estos requisitos es la siguiente:

$$v_z = v_1 \left[\frac{(L + qz)}{L} \right]^{1/q} \dots\dots\dots (4.25)$$

La diferenciación de la ecuación (4-25) da:

$$\frac{d^2 v_z}{dz^2} = \left[\frac{(1-q)}{L^2} \right] \frac{v_1^{2q}}{v_z^{2q-1}} \dots\dots\dots (4-27)$$

La ecuación (4-27) muestra que para $q < 1$, la segunda derivada es positiva, y la velocidad se incrementa con la profundidad más rápido que en la forma lineal; para $q = 1$, es cero y la velocidad se incrementa linealmente con la profundidad; y para $q > 1$, la segunda derivada es negativa, y la velocidad se incrementa con la profundidad más lentamente que en la forma lineal. En la figura 4-10, se graficaron algunos casos ilustrativos.

Una propiedad importante de esta familia de incremento de la velocidad con la profundidad concierne al radio de curvatura R de la trayectoria.

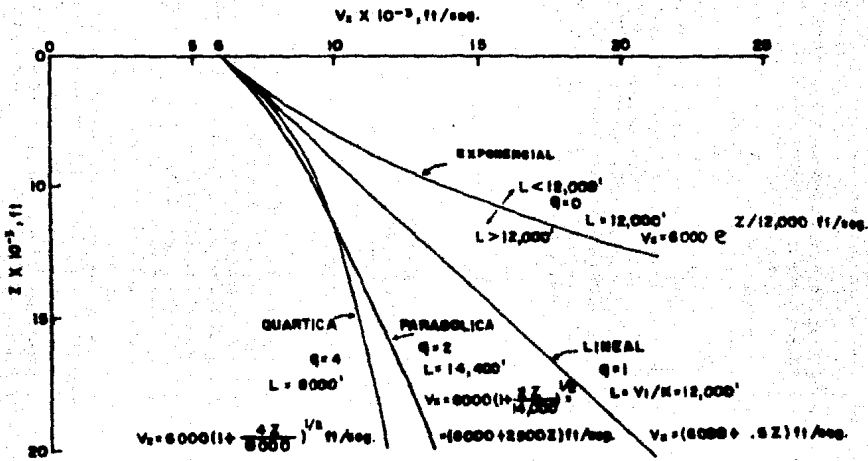


FIGURA 4-10.- Funciones velocidad-profundidad

Tenemos que:

$$R = \frac{ds}{dt} = \frac{dZ}{c \rho s dt} = \frac{dZ}{d \text{sen} i} = \frac{dZ}{d \left(\frac{V_z}{U} \right)} = U \frac{dZ}{dV} \left(\frac{V_z}{\text{sen} i} \right) \frac{dZ}{dV}$$

$$R \text{SEN} i = V_z \frac{dZ}{dV} \dots \dots \dots (4-28)$$

de (4-23):

$$\frac{dV_z}{dZ} = \left(\frac{V_0}{L} \right) \left[1 + \frac{q}{L} Z \right]^{(1/q)-1} = \frac{V_z}{L + qZ}, \text{ entonces:}$$

$$R \text{SEN} i = L + qZ \dots \dots \dots (4-29)$$

Esta es la ecuación que permite la construcción de las trayectorias, con un buen grado de aproximación.

Aplicación de la Variación Lineal de la Velocidad en el Método de Tiempos de Retardo.

De la ecuación (4-25) como ya se vió anteriormente para $q=1$, tenemos el caso lineal:

$$V = V_0 (1 + kz) \dots\dots\dots (4-30)$$

Partiendo de esta ecuación se llega a las siguientes relaciones:

$$S = \frac{1}{k} \left\{ (V_r^2 - V_0^2)^{1/2} - \left[V_r^2 - (V_0 + kz)^2 \right]^{1/2} \right\}$$

$$T_{ob} = \frac{1}{k} \left\{ \cosh^{-1} (V_r/V_0) - \cosh^{-1} [V_r / (V_0 + kz)] \dots\dots (4-31) \right. \\ \left. - (V_r^2 - V_0^2)^{1/2} / V_r + \left[V_r^2 - (V_0 + kz)^2 \right]^{1/2} / V_r \right\}$$

Estas expresiones relacionan la velocidad y profundidad, con el desplazamiento y tiempo de retardo. Esto permite ampliar la aplicación del método de tiempos de retardo para casos de velocidad variable.

C A P I T U L O V

APLICACION DE LOS METODOS DE INTERPRETACION PARA CONTACTOS IRREGULARES

- 1 ANTECEDENTES DE LOS DATOS
- 2 APLICACION DE LOS METODOS DE GRIFFITHS -
BARTHELMES
- 3 APLICACION DE LOS METODOS DE HALES-BARTHELMES
- 4 APLICACION DEL METODO DE TIEMPOS DE RETARDO

1 ANTECEDENTES DE LOS DATOS

Con el objeto de ilustrar los métodos de interpretación para contactos irregulares, aplicados a datos reales, se ha contado con información de un estudio de refracción efectuado en el Area Carbonifera de Río Escondido, Coáh.

Esta información desafortunadamente es muy pobre en cuanto a calidad y cantidad de datos. Esto se debe a que el trabajo de campo no se programó adecuadamente; no obstante, - para fines ilustrativos los datos están dentro de lo aceptable.

Para interpretar se han tomado 6 líneas de refracción, dispuestas en cruz (figura 5-1). Cada línea está integrada de dos tendidos con 12 detectores sísmicos en cada uno de ellos dentro de un intervalo de 165 m, y puntos de tiro en los extremos.

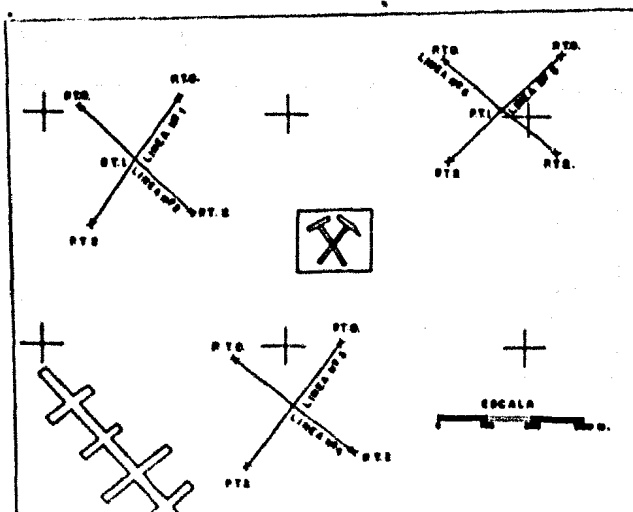


FIGURA 5-1.- Líneas de refracción interpretadas.

En la figura 5-2, se muestra uno de los sismogramas obtenidos en la campaña sismológica. Se pueden observar las marcas de tiempo verticales cada 10 m-seg; así como las trazas de cada detector. El pulso de la última traza indica el momento del disparo.

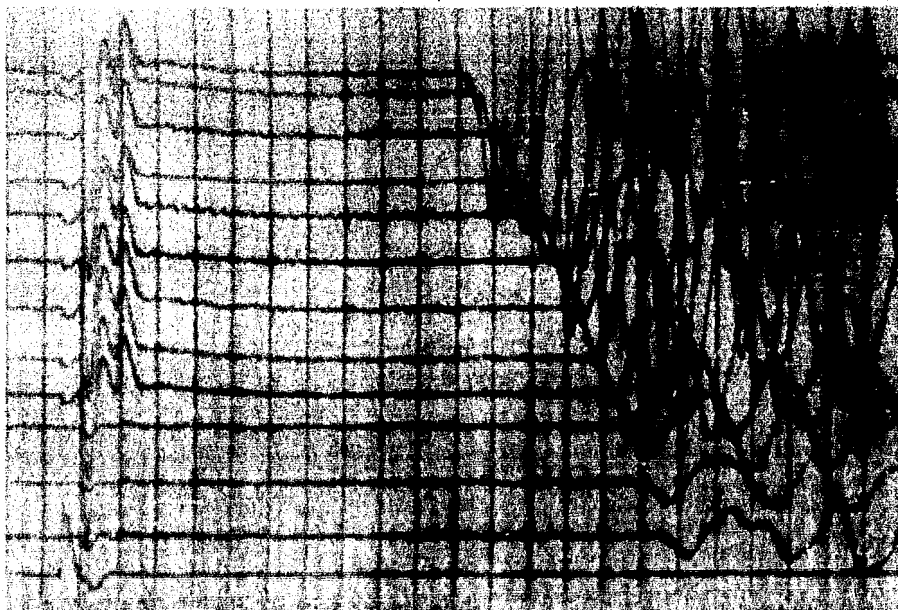


FIGURA 5-2.- Sismograma

2 APLICACION DE LOS METODOS DE GRIFFITHS-BARTHELMES.

El método de Griffiths fue aplicado en las líneas Nos. 1, 2, 3 y 4, complementado con el método de Barthelmes, en los sitios donde no existía información suficiente para calcular profundidades por medio de aquel método.

Los resultados pueden verse en los perfiles del 1 al 4, don

de se presenta tanto la gráfica tiempo-distancia como la -
sección interpretada..

En todos los casos se interpretaron 3 capas, siendo necesa
rio para calcular el segundo refractor reducir los datos -
de tiempo a un nivel de referencia, abajo del primer refract
tor para volver a tener el caso de dos capas.

3. APLICACION DE LOS METODOS DE HALES-BARTHELMES.

El método de Hales se utilizó en las líneas Nos. 1, 2, 5 y
6, también complementado con el de Barthelmes. En los perf
files del 5 al 8 se ilustran las secciones interpretadas.

Conviene mencionar que en todas las secciones, interpreta-
das por diferentes métodos, se checaron los datos para que
cumplieran con las exigencias de cada método; es decir, ve
locidades uniformes lateralmente, tiempos iguales en los -
extremos de los perfiles, etc.

Para calcular el 2o. refractor fue necesaria la reducción
de la gráfica tiempo-distancia escogiendo un nivel de refe
rencia por debajo del primer contacto; situándose los pun-
tos de tiro y detectores ficticios abajo de los reales. A
partir de la gráfica reducida se aplicó nuevamente el méto
do de Hales para calcular las profundidades del segundo con
tacto.

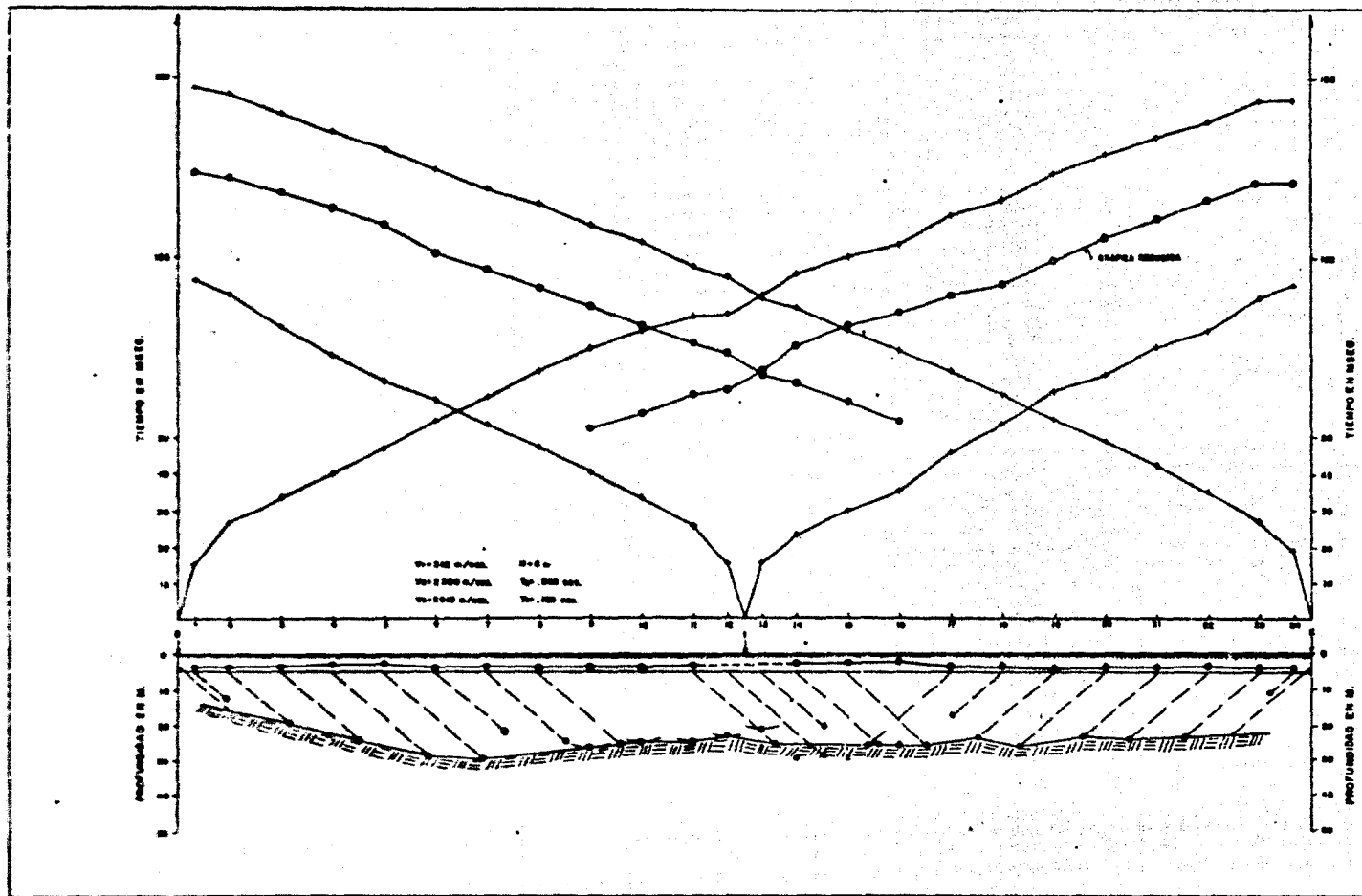
4. APLICACION DEL METODO DE TIEMPOS DE RETARDO.

Para ilustrar el método de tiempos de retardo se aplicó en
las líneas Nos. 3, 4, 5 y 6; pero únicamente para calcular

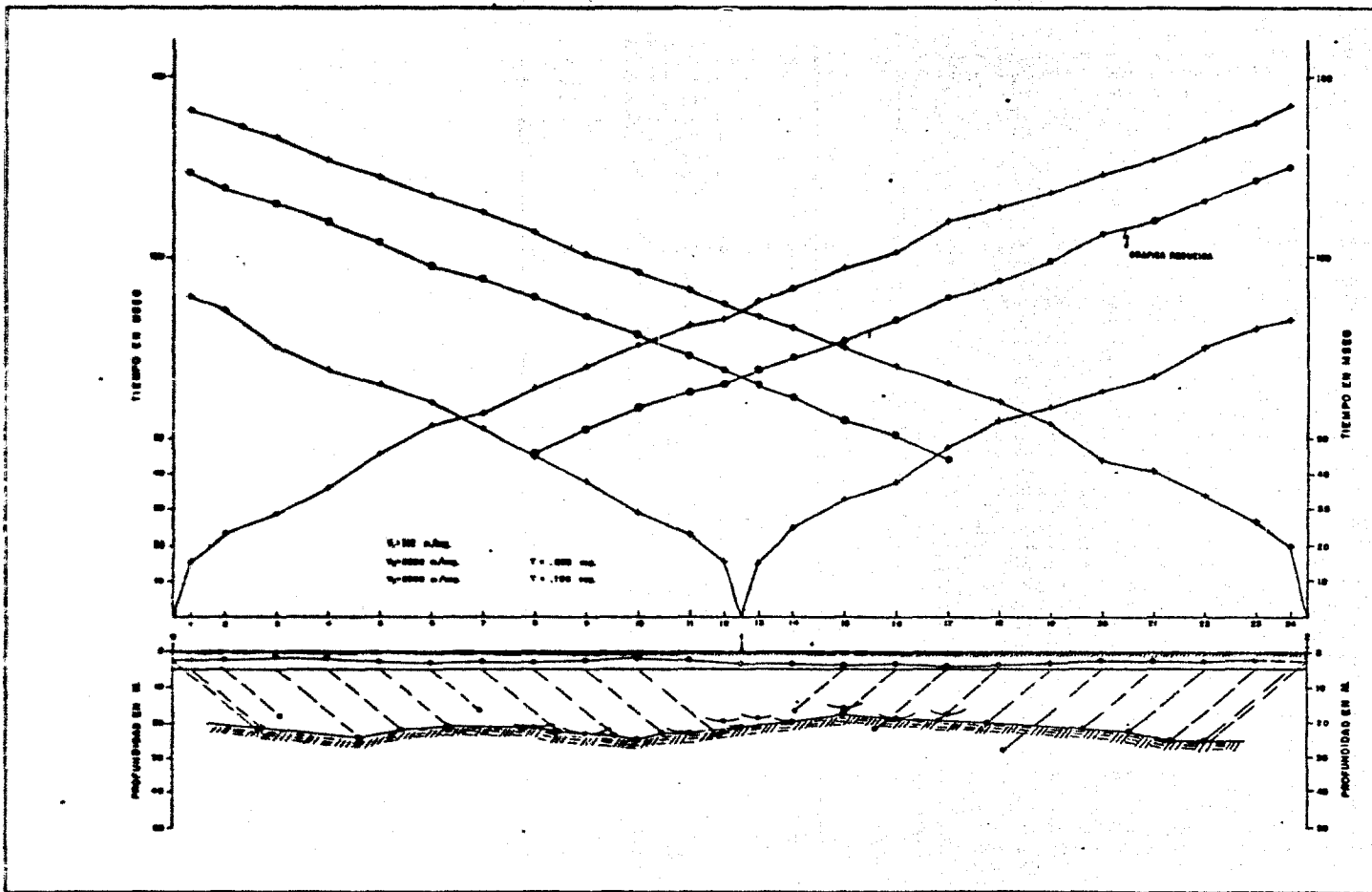
el segundo refractor, partiendo del nivel de referencia, como se muestra en los perfiles del 9 al 12.

Este método de tiempos de retardo, como los anteriores, es bastante práctico y fácil de aplicar cuando los datos son claros y suficientes en un perfil sísmico.

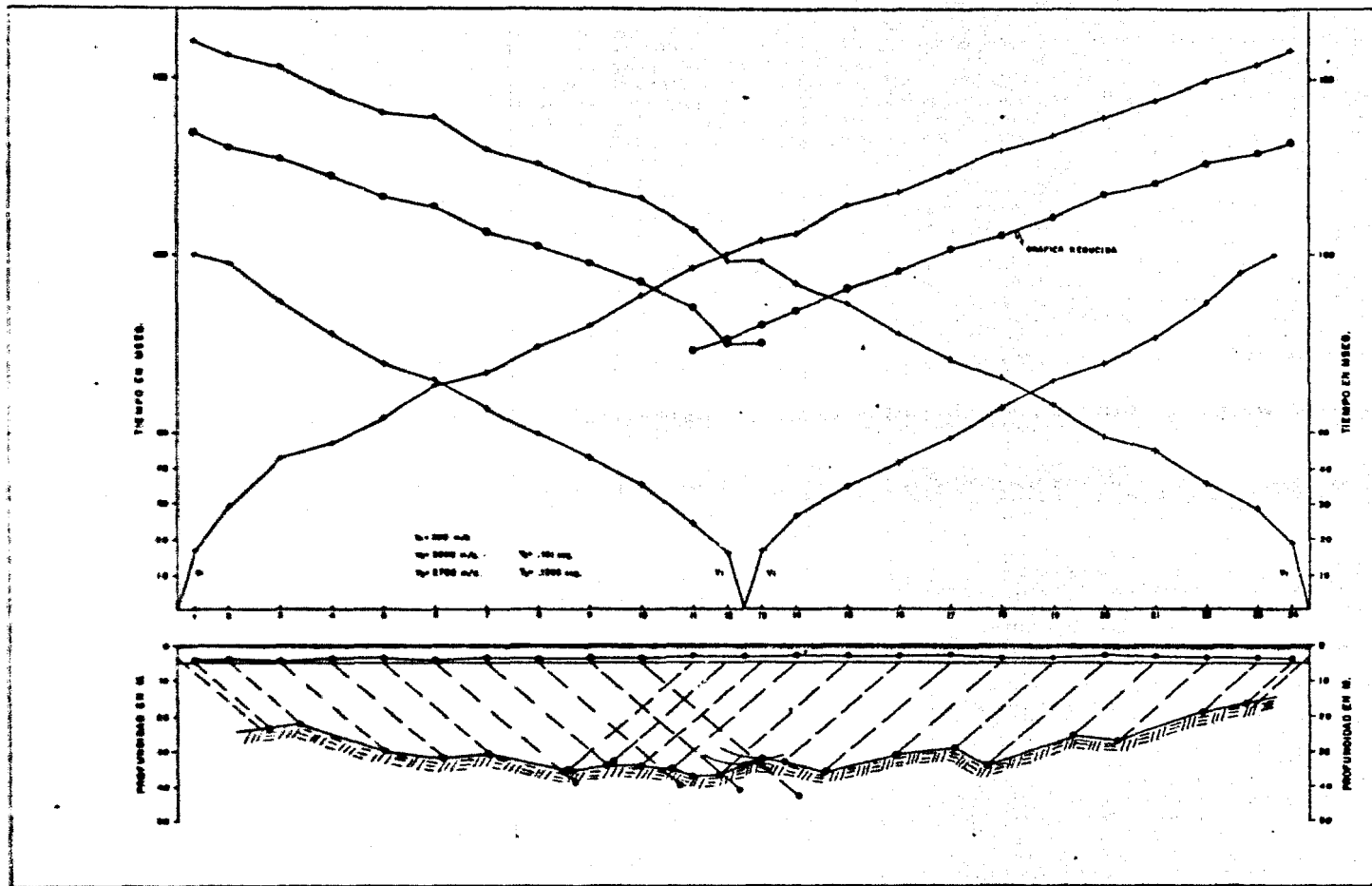
Puede observarse que cada línea se interpretó utilizando dos métodos diferentes y los resultados fueron prácticamente idénticos, lo que permite verificar que todos los métodos para contactos irregulares son confiables en cualquier sección sísmológica.



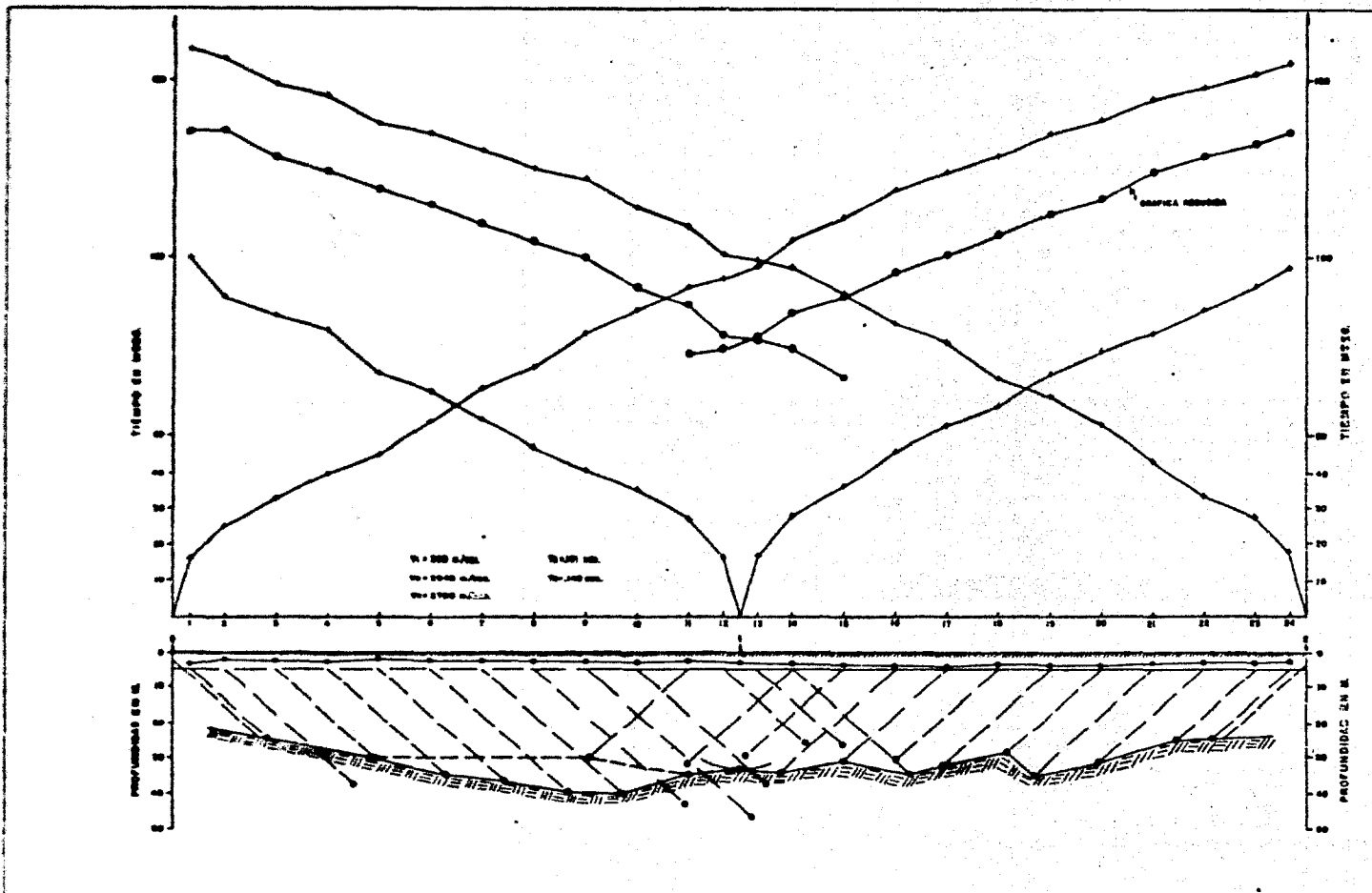
PERFIL 1. Línea No. 1 interpretada utilizando los métodos de Griffiths-Barthelmes.



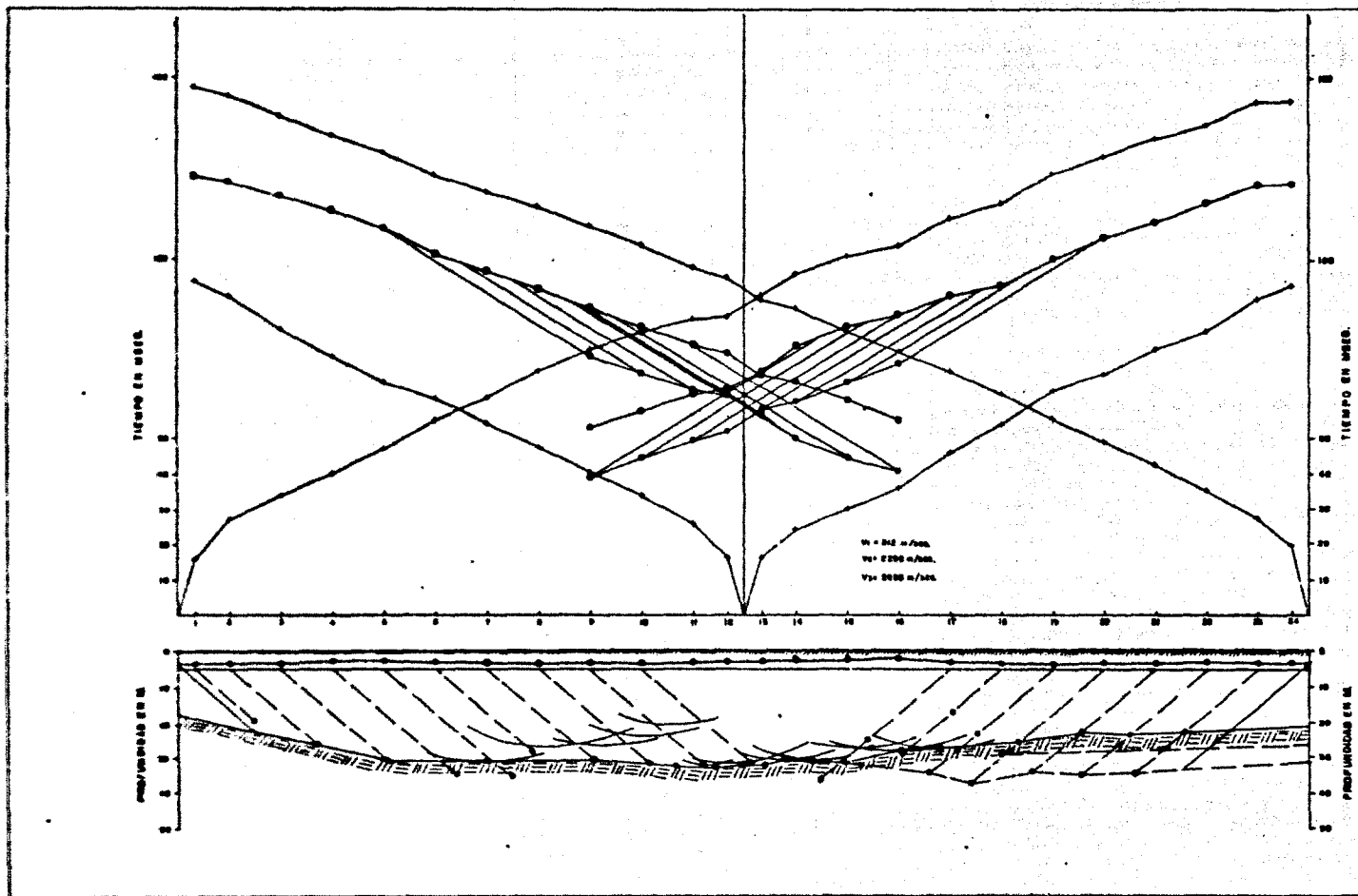
PERFIL 2. Línea No. 2 interpretada utilizando los métodos de Griffiths-Barthelmes.



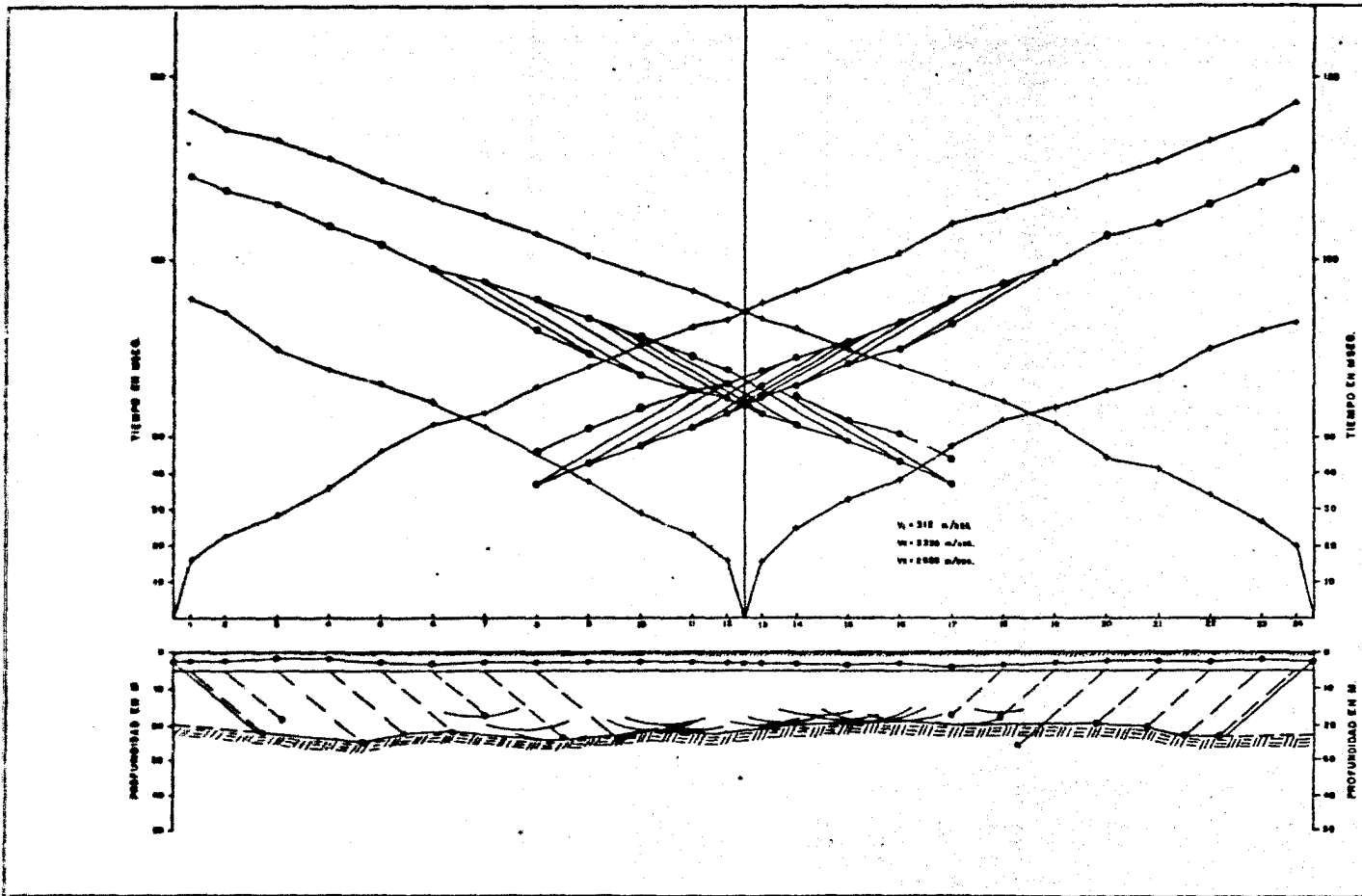
PERFIL 3. Línea No. 3 interpretada utilizando los métodos de Griffiths-Barthelmes.



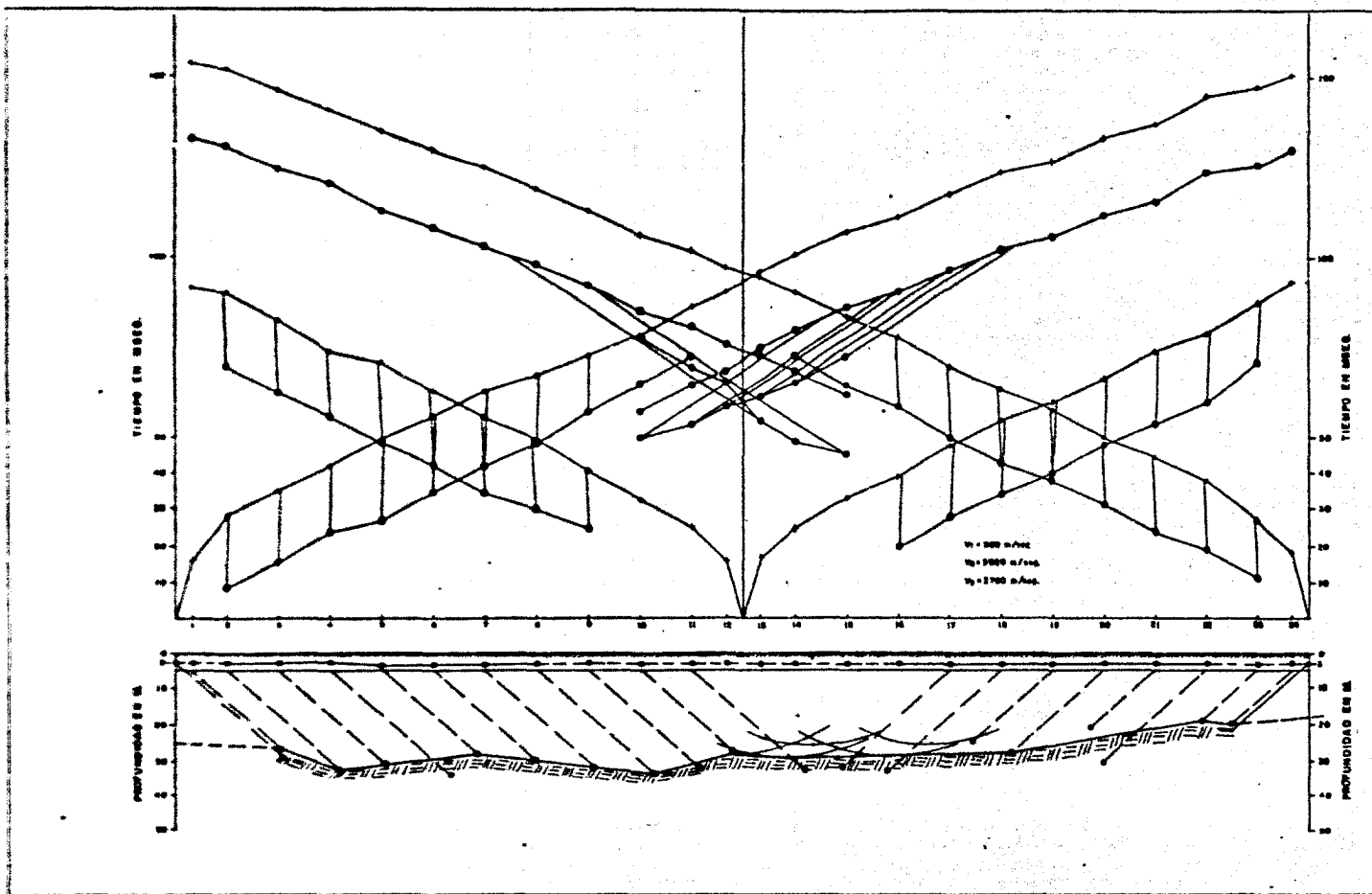
PERFIL 4. Línea 4 interpretada utilizando los métodos de Griffiths-Barthelmes.



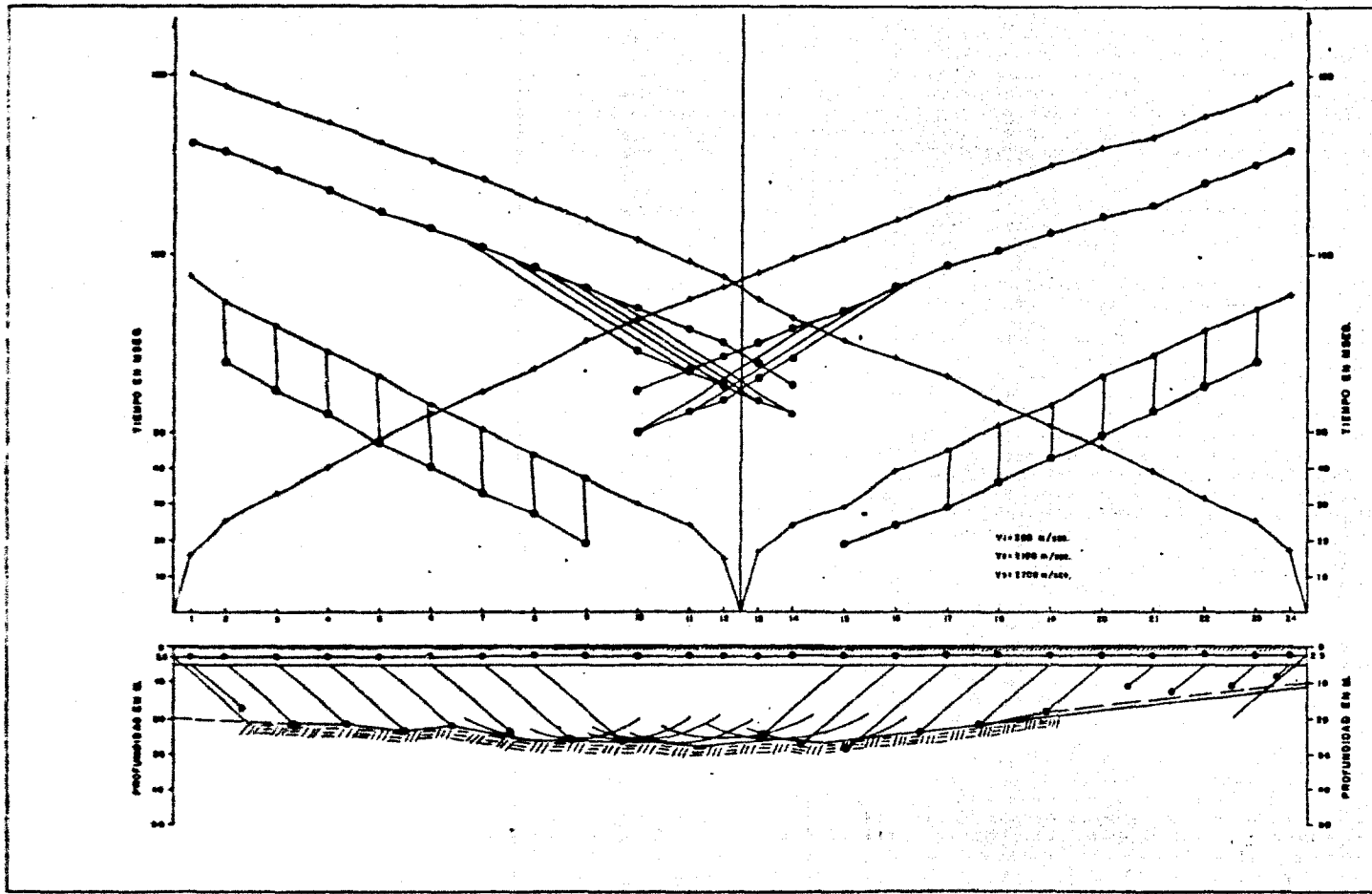
PERFIL 5. Línea No. 1 interpretada utilizando los métodos de Hales-Barthelmes.



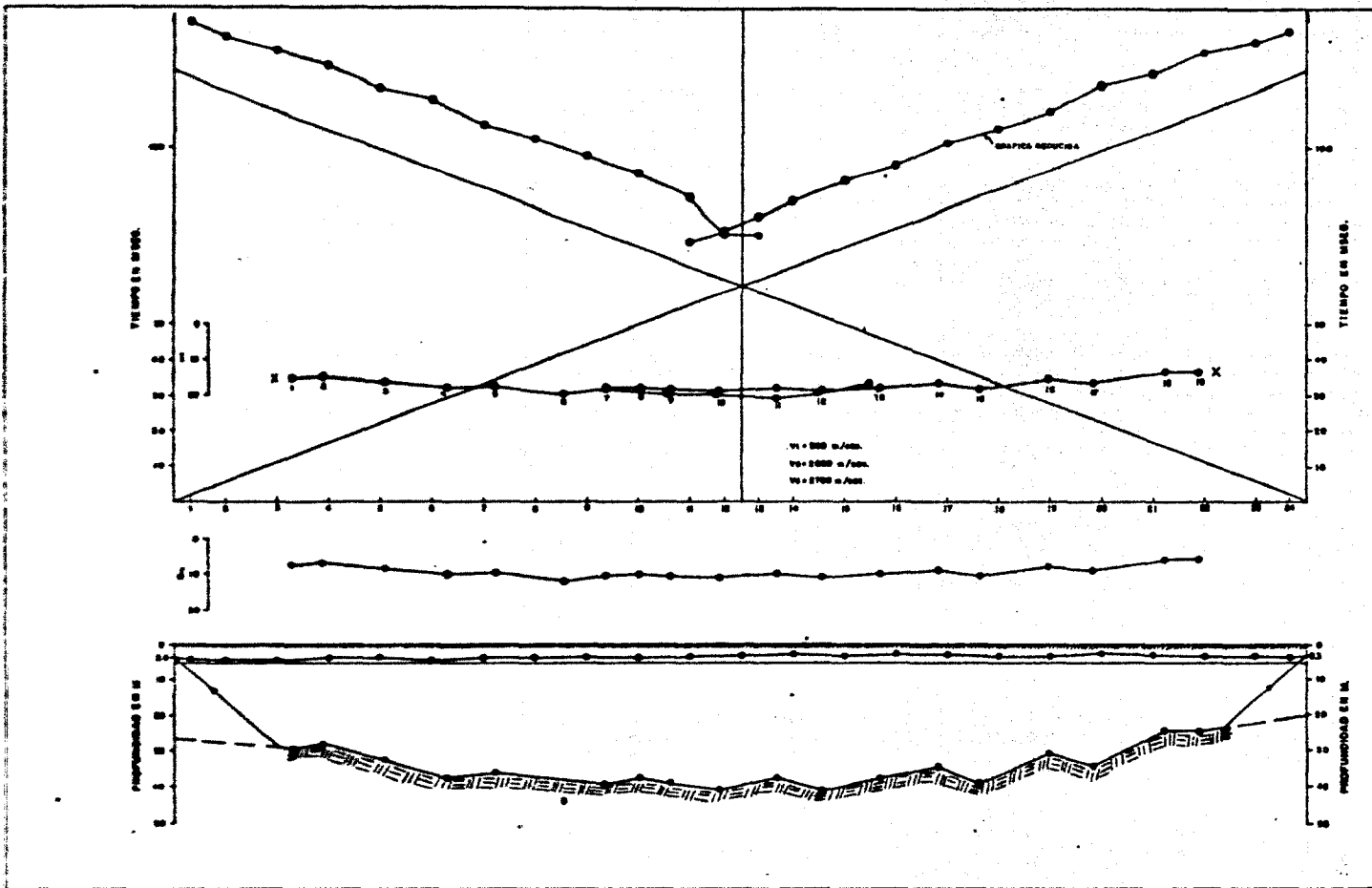
PERFIL 6. Línea No. 2 interpretada utilizando los métodos de Hales-Barthelmes.



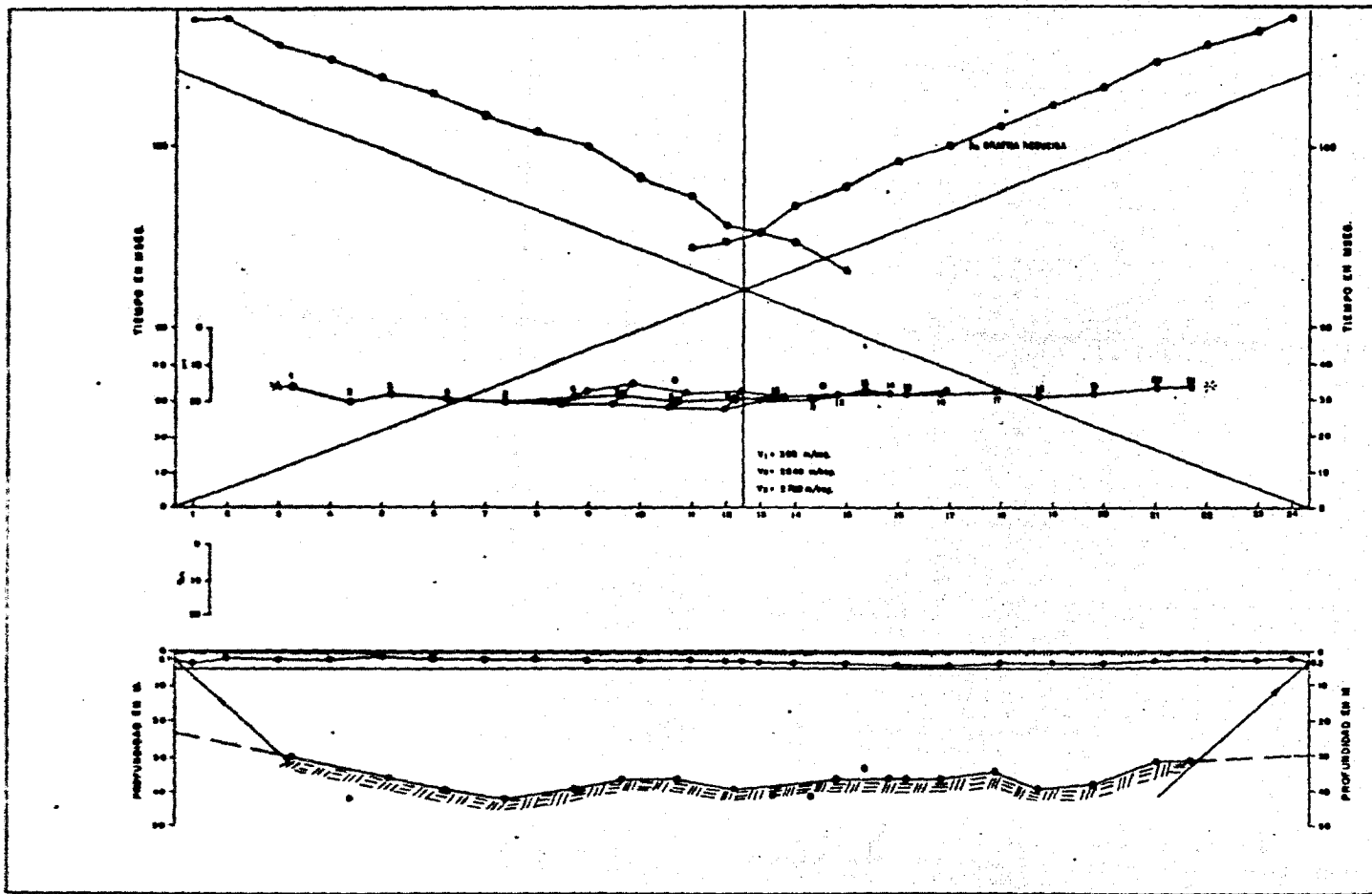
PERFIL 7. Línea No. 5 interpretada utilizando los métodos de Hales-Barthelmes.



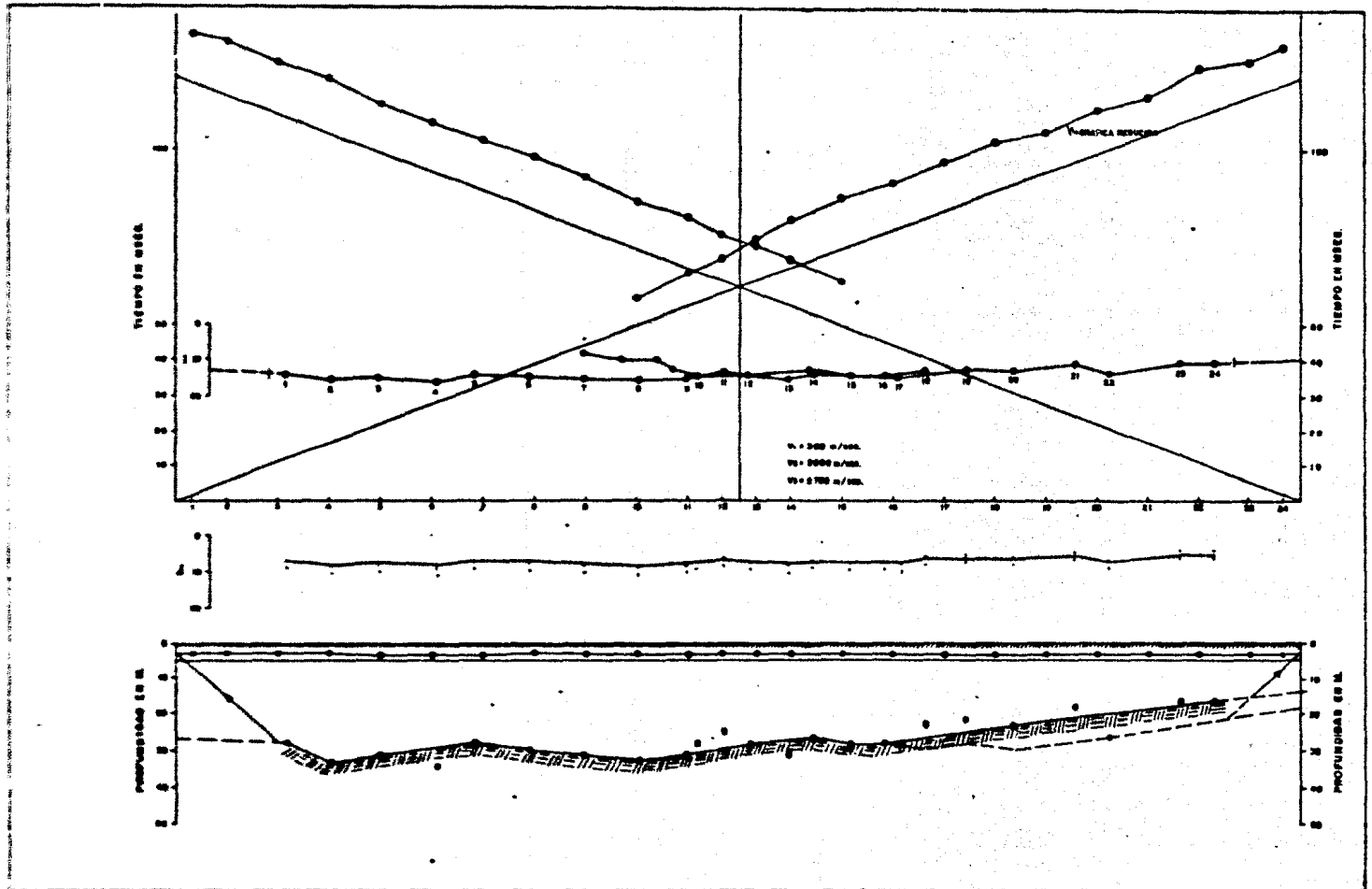
PERFIL 8. Línea No. 6 interpretada utilizando los métodos de Hales-Barthelmes.



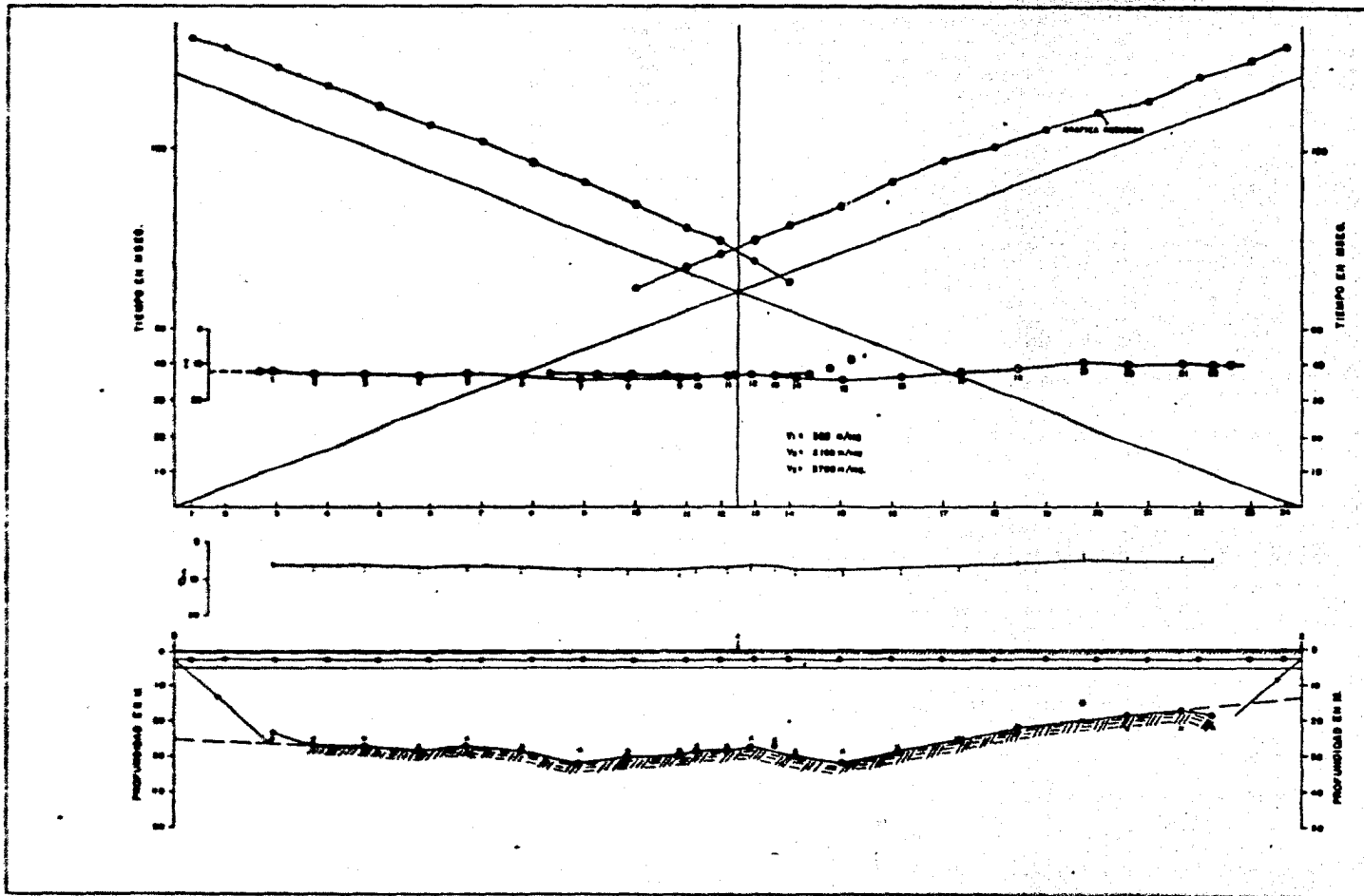
PERFIL 9. Línea No. 3 interpretada utilizando el método de Tiempos de Retardo.



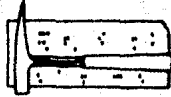
PERFIL 10. Línea No. 4 interpretada utilizando el método de Tiempos de Retardo.



PERFIL 11. Línea No. 5 interpretada utilizando el método de Tiempos de Retardo.



PERFIL 12. Línea No. 6 interpretada utilizando el método de Tiempos de Retardo.



C A P I T U L O VI

COMPUTACION DIGITAL APLICADA AL METODO SISMICO DE REFRACCION

- 1 PROGRAMA DE INTERPRETACION UTILIZANDO EL METODO DE GRIFFITHS.
- 2 PROGRAMA DE INTERPRETACION UTILIZANDO EL METODO DE BARTHELMES.
- 3 PROGRAMA PARA REDUCIR LOS TIEMPOS DE ARRIBO A UN NIVEL DE REFERENCIA.
- 4 PROGRAMAS PARA CALCULAR LOS TIEMPOS DE ARRIBO PARTIENDO DEL MODELO.

La herramienta más útil con que cuenta la ingeniería es la computadora. Para trabajos de exploración geofísica esta herramienta es imprescindible cuando el volumen de datos es muy grande y el problema requiere de una solución inmediata.

En sismología de refracción puede llegar a ser necesario el uso de la computadora y para esto debe de contarse con un paquete de programas para procesar la información.

Es por lo anterior que se han elaborado una serie de programas que forman un "paquete para sismología de refracción". En la figura 6-1, se muestra simplificado el diagrama.

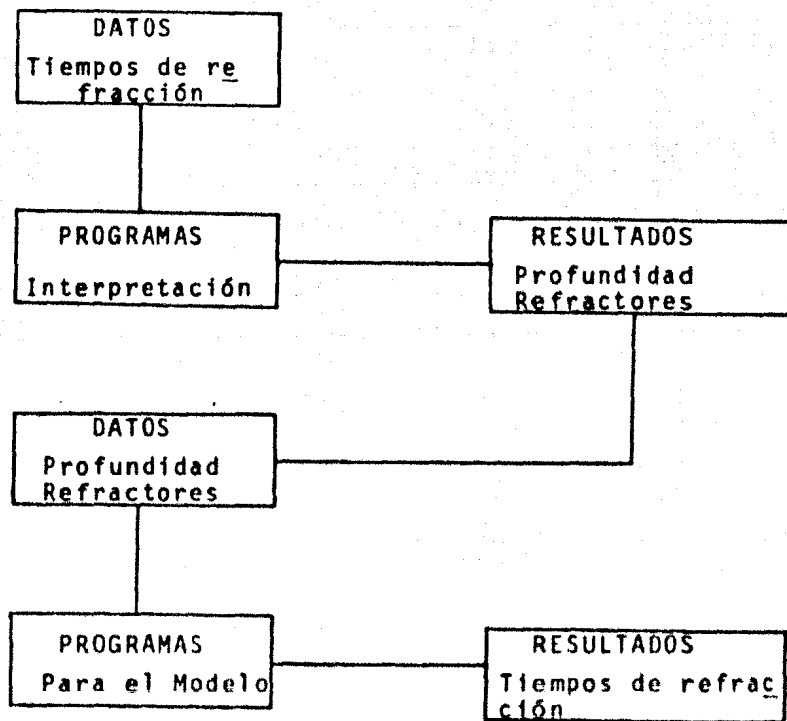


FIGURA 6-1.- Diagrama Simplificado del paquete para sismología de refracción.

El paquete de programas se ha construido partiendo de conceptos citados en capítulos anteriores. Siendo importante aclarar que la sencillez es la característica principal de los programas.

Por ser sencillos los programas tienen muchas restricciones, pero en ingeniería se eligen muchas veces procedimientos prácticos para resolver problemas; es por esto, que si el paquete se usa adecuadamente, podrá llegarse a resultados satisfactorios. También es posible aprovechar la idea para desarrollar un paquete de programas muy sofisticado, de acuerdo a los intereses que se persigan.

1 PROGRAMA DE INTERPRETACION UTILIZANDO EL METODO DE GRIFFITHS

En la elaboración de este programa se utilizó el método de interpretación para contactos irregulares, propuesto por Griffiths. El programa calcula la profundidad (hs) perpendicular al contacto (figura 6-2), en el geófono g, partiendo de los tiempos directo a inverso, que arriban al geófono provenientes de las fuentes f1 y f2 pasando por el refractor.

El programa también calcula la velocidad v2 del refractor por medio del ajuste por mínimos cuadrados de los tiempos de refracción.

El programa se llama GRIFF y al final del capítulo puede verse el listado.

DATOS:

ND = Número de detectores

VI = Velocidad arriba del refractor

T = Tiempo total de recorrido de f_1 a f_2
 TD = Tiempo directo
 TI = Tiempo inverso
 X = Distancia del geófono al punto de tiro f_1

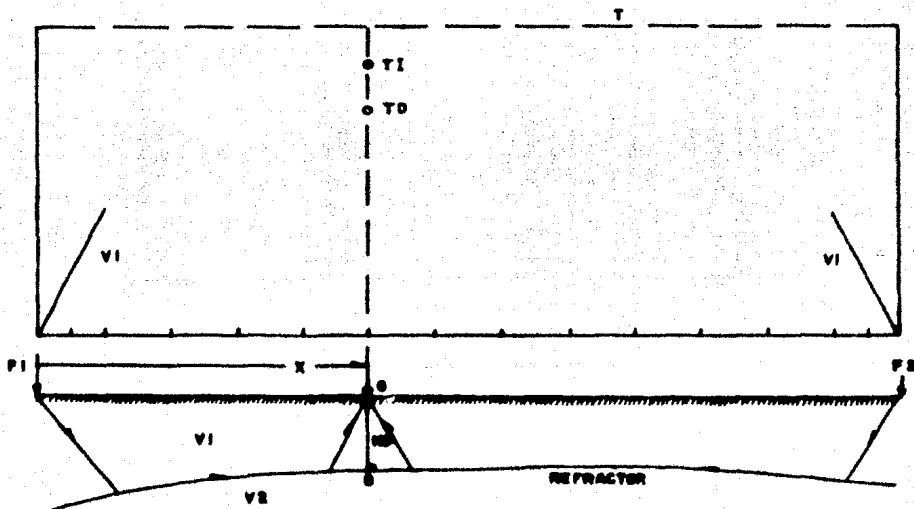


FIGURA 6-2.- Método de Griffiths para calcular la profundidad h_s .

Los formatos de entrada pueden verse en el listado del programa.

2 PROGRAMA DE INTERPRETACION UTILIZANDO EL METODO DE BARTHELMES

Este programa sirve de complemento al anterior, para calcular la profundidad en las zonas donde no se haya contado con datos para aplicar el método de Griffiths. Como se ve en la figura 6-3, conocida la profundidad Z_1 , asociada a un detector situado en X_1 y tiempo de arribo T_1 , la profundidad Z , en otros detectores puede ser calculada, si es conocido el tiempo de arribo T y su posición X .

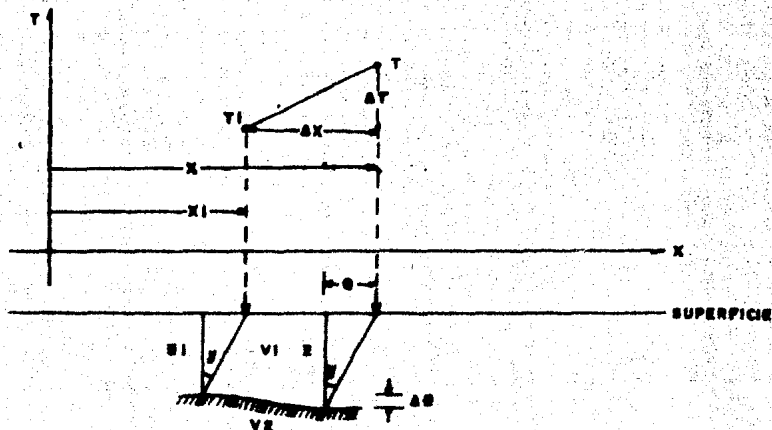


FIGURA 6-3.- Método de Barthelme para calcular la profundidad Z .

A este programa se le asignó el nombre de BART y también al final se presenta un listado.

DATOS:

- N = Número de detectores
- V_1 = Velocidad en la capa superior al refractor
- V_2 = Velocidad en el refractor
- Z_1 = Profundidad conocida
- X_1 = Distancia del origen al detector de profundidad conocida
- X_2 = Distancia del origen al detector de profundidad por calcular
- T_1 = Tiempo en el detector de profundidad conocida
- T_2 = Tiempo en el detector de profundidad por calcular

Los formatos de entrada se pueden ver en el listado del programa.

3 PROGRAMA PARA REDUCIR LOS TIEMPOS DE ARRIBO A UN NIVEL DE REFERENCIA

Para poder calcular más de un refractor utilizando el pro--

grama GRIFF, es necesario reducir la gráfica tiempo-distancia a un nivel de referencia, abajo del primer refractor -- (figura 6-4) a partir del cual se calcula el segundo contacto. El procedimiento se sigue para el número de refractores que se desee.

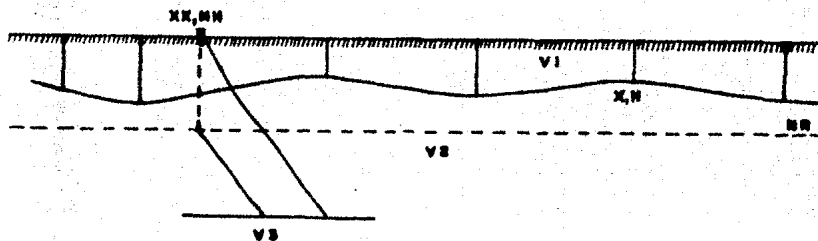


FIGURA 6-4.- Reducción a un nivel de referencia para el cálculo de otro refractor.

La limitación del método estriba en que el contacto que se encuentra bajo el nivel de referencia se considera horizontal y por lo tanto hay un cierto error en los cálculos. No obstante, es posible verificar o evaluar la calidad de la interpretación utilizando los programas para calcular los tiempos de arribo partiendo del modelo que más adelante se tratarán.

Datos de Alimentación al Programa:

- N = Número de puntos de tiro o detectores
- M = Número de puntos de muestreo del primer refractor
- HH = Profundidad del nivel de referencia
- V_1, V_2, V_3 = Velocidades de las tres capas
- XX, HH = Coordenadas de los puntos de tiro o detectores
- X, H = Coordenadas de los puntos de muestreo del primer refractor

Nota: V_3 es la velocidad de la capa a la que pertenecen los tiempos de recorrido que serán corregidos.

Los formatos de entrada pueden verse en el listado del programa que se muestra al final. El programa se llama CONR. Este programa requiere del auxilio de la SUBROUTINA LSO, que después se mencionará.

Los programas GRIFF, BART y CONR, constituyen la primera fase del paquete, que corresponde al cálculo de profundidades de los refractores que integran una sección sísmica. Es necesario aclarar que previamente a la utilización de estos programas se requiere de una interpretación cualitativa de los datos de campo.

SUBROUTINA LSO

La subrutina LSO fue hecha para auxiliar los programas CONR, ROA y CTR, estos dos últimos se expondrán más adelante. La función de esta subrutina es muy simple, pero ayuda a sintetizar los programas mencionados.

La subrutina calcula las coordenadas XC, HC del punto donde incide el rayo proveniente del punto de tiro (X0, H0), ver figura 6-5. De la ley de Snell el ángulo de incidencia variará de acuerdo a las velocidades V1 y V2 que corresponden a dos medios elásticos; entonces, el ángulo α que forman el rayo y la vertical, dependerá del ángulo de incidencia y del echado del contacto. De este modo, el programa toma en cuenta lo anterior y selecciona en cual de las diferentes rectas que delimitan el contacto muestreado incidirá el rayo.

Puesto que no se toman en cuenta las difracciones, ni las leyes de energía, la subrutina tiene bastantes limitaciones. No obstante, la consideración resulta práctica para los fi-

nes de este trabajo; es decir, introducir al modelado de secciones sísmicas. Se deja en manos de las personas interesadas la tarea de generalizar la subrutina.

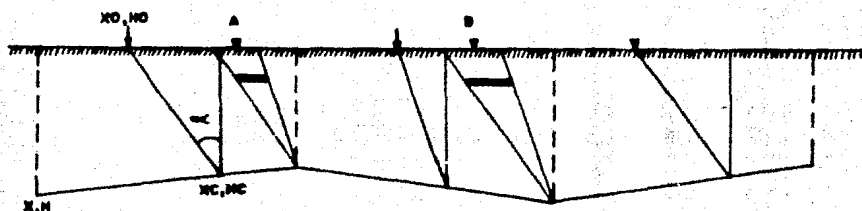


FIGURA 6-5.- Gráfica para ilustrar el funcionamiento de la subrutina LSO.

La subrutina funciona con muestreo espaciado, porque calcula solamente dos rayos; uno asociado a la recta que une los dos puntos de muestreo entre los que se encuentra el punto de tiro (o detector) y el otro asociado a la recta siguiente. Es por lo anterior que se recomienda suavizar el contacto, por medio de un muestreo amplio, antes de meter los datos a la computadora.

Cuando el punto de tiro (o detector) se encuentra en una posición donde no existe un rayo que descienda directamente a una de las rectas (cuando ambas forman una cima), el programa hace el punto de incidencia (XC, HC) igual a cero; como por ejemplo es el punto A, en la figura 6-5. Cuando sucede lo contrario; es decir, existen dos rayos de posibles trayectorias (las dos rectas forman un valle) como el punto B en la misma figura 6-5, entonces el programa selecciona de acuerdo a la posición del punto de tiro con relación al punto medio de la zona donde existe este problema de duplicidad.

Nota: los puntos de tiro o detectores deben quedar en el interior o en los límites de la zona muestreada.

Un listado de la subrutina LSO se da al final del capítulo.

4 PROGRAMAS PARA CALCULAR LOS TIEMPOS DE ARRIBO PARTIENDO EL MODELO.

El problema inverso al de calcular las profundidades de los contactos partiendo de la gráfica tiempo-distancia, consiste en regresar a los datos originales partiendo del modelo de capas interpretado. Esto resulta más complicado pero en alguna forma se le tiene que dar solución al problema.

La solución que se propone en la presente tesis es utilizar el concepto de nivel de referencia nuevamente. Llamemos T al tiempo que deseamos calcular. Este lo podemos dividir en dos tiempos: uno es el tiempo T_C para reducir la gráfica tiempo-distancia a un nivel de referencia y el otro es el tiempo de recorrido fuente-detector T_R , colocados éstos en sus posiciones ficticias del nivel de referencia.

Esto quiere decir que si podemos calcular T_C y T_R de alguna forma, podemos llegar a obtener el tiempo original T de la gráfica tiempo-distancia. Para lograrlo se han creado dos programas denominados ROA y CTR; el primero sirve para calcular T_C y el segundo T_R .

PROGRAMA ROA

Este programa calcula los tiempos de recorrido T_1 del punto A al B y T_2 del punto C al B, que se ilustran en la figura 6-6. El primer tiempo se suma y el segundo se resta (tanto en el punto de tiro como en el detector) al tiempo T_R que se calcula con el siguiente programa, para obtener como ya se hizo mención el tiempo T de recorrido total de la onda.

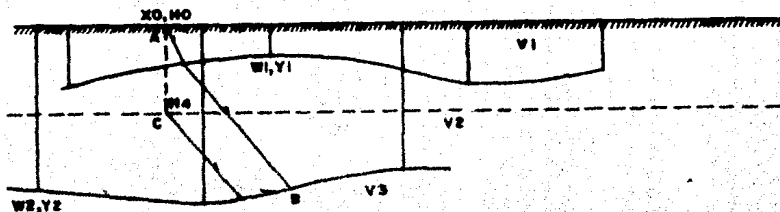


FIGURA 6-6.- Gráfica para ilustrar como opera el programa - ROA.

DATOS:

- N = Número de detectores
- NI = Número de refractores
- V = Velocidad en cada una de las capas
- FK = Número de muestras de cada refractor
- XO, HO = Coordenadas de los detectores
- X4, H4 = Coordenadas de los detectores proyectados al N.R.
- W, Y = Coordenadas de los puntos de muestreo de cada refractor

Como en casos anteriores es necesario ver los formatos de entrada al final.

PROGRAMA CTR

Este programa calcula el tiempo que tarda la onda en recorrer la distancia fuente-detector, pasando por el refractor (figura 6-7).

Utilizando los programas ROA y CTR, es posible calcular los

tiempos de recorrido en una sección sísmica de varias capas. Estos programas constituyen la segunda fase del paquete.

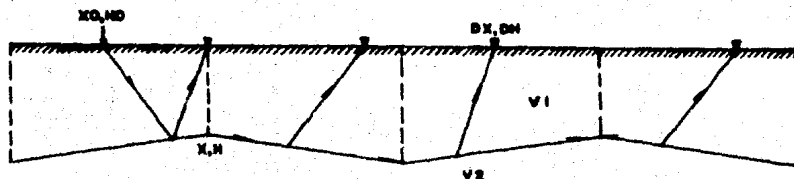


FIGURA 6-7.- Gráfica para ilustrar la ejecución del programa CTR.

El programa CTR necesita de los siguientes datos de entrada:

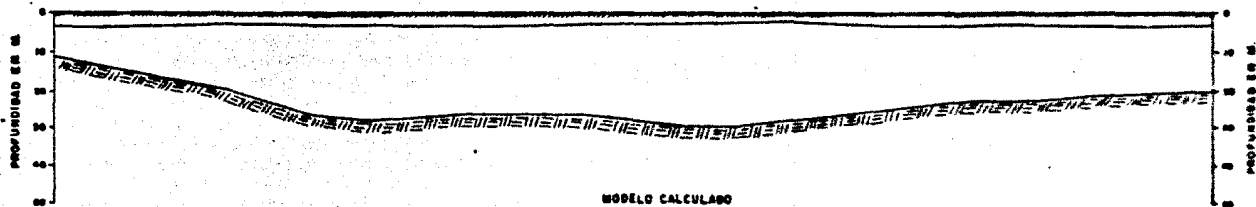
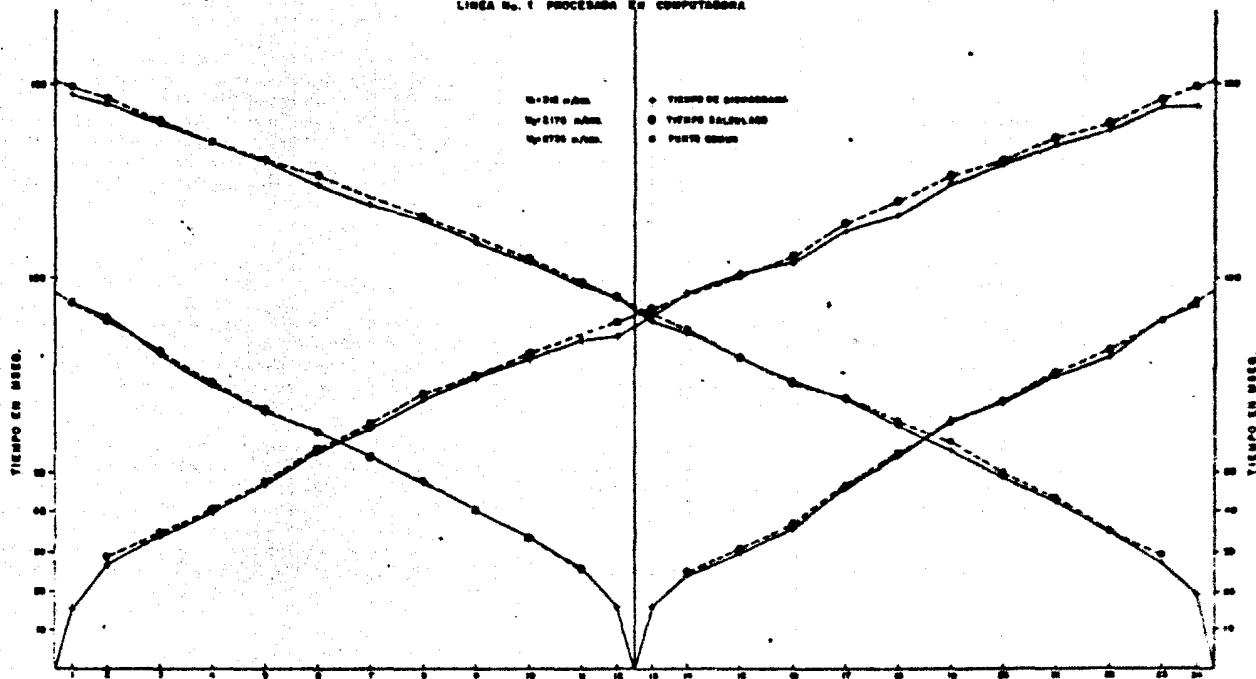
- V1, V2 = Velocidad en las dos capas
- N = Número de detectores
- L = Número de puntos de tiro
- M = Número de puntos de muestreo del refractor
- DX, DH = Coordenadas de los detectores
- X0, H0 = Coordenadas de los puntos de tiro
- X, H = Coordenadas de los puntos de muestreo del refractor

Los formados se pueden ver en el listado de programas que se presenta al final del capítulo.

5 APLICACION DE LOS PROGRAMAS

Todos los programas que forman el "paquete", se probaron con datos reales. Como ejemplo se procesó la línea No. 1 de la zona carbonífera de Río Escondido, Coah., citada ya en el capítulo V de Aplicación de los Métodos de Interpretación. En el perfil 13, se presenta la sección sísmológica interpretada utilizando los programas GRIFF, BART y --CONR. En el mismo perfil en la parte superior se presenta la gráfica tiempo-distancia, con los datos de campo y los tiempos calculados con los programas ROA y CTR.

LÍNEA No. 1 PROCESADA EN COMPUTADORA



CC

PROGRAMA GRIFF

DIMENSION X(50),TD(50),YI(50),DY(50),M1(50),MS(50)
READ 1,ND,T,VI

READ 2,(X(I),I=1,ND)
READ 3,(TD(I),I=1,ND)
READ 3,(YI(I),I=1,ND)

SX2=0
SX1=0
DY(1)=0
DO 100 J=1,ND
DY(J)=TD(J)-YI(J)
SS=(DY(J)**2)**.5
M1(J)=SS-1

100 CONTINUE
DO 101 I=1,ND
SX=X(I)
ST=Y(I)
SX2=SX**2
SXT=SX*Y(I)*DY(I)

101 CONTINUE
DN=ND
CNE=DN-SXT-ST*SX)/(DN*SX2-SX**2)
VV2=CNE**2
V2=VV2**.5
BMR=V2**2-VI**2
BMR=SQRT(BMR)
HD=YI/BMR
AC=1/AN(BMR)
VK=1/VCOS(AC)
CK=1/2*VK
DO 102 I=1,ND
MS(I)=CK*YI(I)
102 CONTINUE
PRINT 4,V2

DO 103 I=1,ND
PRINT 5,I,X(I),TD(I),YI(I),MS(I)
103 CONTINUE
1
2
3
4
5
FORMAT (I1,F5.3,F5.0)
FORMAT (I6,F5.2)
FORMAT (I6,F5.4)
FORMAT (I6,20X,'VELOCIDAD V2=',F5.0,2X,'M/S',4///,20X,'DETECTOR'
,10X,'DESVIACION (M)',6X,'TIEMPO 1 (SEG)',6X,'TIEMPO 2 (SEG)',4X,'P'
20X,'UNIDAD (H)',4///)
FORMAT (2X,I4,10X,F10.2,10X,F10.3,10X,F10.3,10X,F10.2)
CALL EXIT
END

```
*-----*
*PROGRAMA BART*
*-----*
```

```
DIMENSION X(50),Y(50),Z(50),D(50)
READ 1,1,V1,V2,Z(1)
```

```
READ 2,(X(I),I=1,N)
READ 3,(Y(I),I=1,N)
CC=V2**2-V1**2
CA=SQRT(CC)
AA=V1/CA
AC=ATAN(CAA)
FK=V1/CA*(AC)
FC=ATAN(AC)
DO 100 I=2,N
DY=(X(I-1)-X(I))/V2-(Y(I-1)-Y(I))
DZ=DY*FK
Z(I)=Z(Y-1)+DZ
D(I)=FC+Z(I)
100 CONTINUE
PRINT *
```

```
DO 101 I=1,N
PRINT 5 X(I),Y(I),Z(I),D(I)
101 CONTINUE
FORMAT (12,2F5.0,F6.2)
FORMAT (10F5.2)
FORMAT (10F5.2),25X,'DISTANCIA (M)',8X,'TIEMPO (SEG)',8X,'PROFUNDI
PAD(N),10X,'ESPLAZAMIENTO (M)',1)
5 FORMAT (1X,F7.2,13X,F7.2,10X,F7.2,10X,F7.2)
CALL EXIT
END
```

 PROGRAMA CONR

```

10 DIMENSION X(50),XX(50),H(50),HH(50),XG(50),FG(50),TC(50)
   READ 1,N,M,V1,V2,V3,H1
   IF (N.EQ.0) GO TO 11
   READ 1,(X(L),L=1,M)
   READ 1,(H(L),L=1,N)
   READ 1,(XX(L),L=1,N)
   READ 1,(HH(L),L=1,N)
   AA1=V1**2-V2**2
   AA2=V1**2-V3**2
   AA1=ABSORT(AA1)
   AA2=ABSORT(AA2)
   A1=V1/AA1
   A2=V2/AA1
   A3=V3/AA2
   A4=V1/AA1
   A5=V2/AA1
   A6=V3/AA2
   A7=V1/AA1
   A8=V2/AA1
   A9=V3/AA2
   NI=1
   CALL L90(X,H,XX,HH,XG,HG,H,A1,NI)
   DO 100 I=1,N
   MH=HG(I)
   IF (MH.EQ.0) GO TO 13
   TC(I)=MH**111*(H1-MH)=A222
13 TC(I)=0
100 CONTINUE
PRINT 4
DO 200 I=1,N
PRINT 3 I,XG(I),HG(I),TC(I)
200 CONTINUE
PRINT 1(212,3F5.0,F6.2)
PRINT 1(18F6.2),30X,'DISTANCIA (M)',10X,'PROFUNDIDAD (M)',10X,'TIE
15 I(1,7)
PRINT 1(36X,F7.2,10X,F7.2,15X,F6.4)
11 GO TO 10
END
    
```

 SUBPUTINA LSO

```

SUBROUTINE LSO(X,H,XO,H0,XC,HC,M,N,AC,HI)
DIMENSION X(1),H(1),XO(1),H0(1),XC(1),HC(1),RM(50),RB(50),AA(50)
DIMENSION RB(50)
M=M-1
DO 1000 L=1,MX
  LL=L+1
  YA=X(L)
  HA=H(L)
  RH(L)=(H(LL)-HA)/(X(LL)-XA)
  PRM=PH(L)
  RB(L)=HA-RRM*XA
  AA(L)=ATAN(RRM)
CONTINUE
L=1
K=1
9 IF (XO(K).LT.X(MX)) GO TO 123
L=M
GO TO 21
123 L=L+1
IF (XO(K).GE.X(L)) GO TO 1
21 LL=L-1
IF (HI.EQ.1) GO TO 14
IF (H0(K).EQ.0.0) GO TO 5
14 W1=AC-AA(LL)
W11=AN(W1)
PMO1=1.0/W11
PB01=H0(K)-PMO1*XO(K)
YF1=(RB(LL)-PB01)/(PMO1-RM(LL))
IF (L.EQ.M) GO TO 15
GO TO 16
15 IF (XC1.LT.X(L)) GO TO 2
GO TO 5
16 W2=AC-AA(L)
W21=AN(W2)
PMO2=1.0/W22
PB02=H0(K)-PMO2*XO(K)
YC2=(RM(L)-PB02)/(PMO2-RM(L))
IF (XC1.GT.X(L)) GO TO 3
IF (XC2.GT.X(L)) GO TO 6
2 XC(K)=XC1
YC(K)=(RM(LL)*PMO1-PB01*RM(LL))/(PMO1-RM(LL))
GO TO 7
3 XC(K)=XC2
YC(K)=YC2
4 XC(K)=(RM(L)*PMO2-PB02*RM(L))/(PMO2-RM(L))
GO TO 7
5 XC(K)=0.0
YC(K)=0.0
GO TO 7
6 XXUU=H(L)-H0(K)
XXUU=XXUU*W1
XUY=XXUU*W2
UM=(XUY-XXUY)/2.0
UX=XX(L)-XXUY
UY=XX(L)-XUY
CUX=UX+UM
IF (XO(K).GT.CUX) GO TO 4

```

```
GO TO 2
7  RR(K)=L-1
  IF (K.EQ.N) GO TO 8
  K=K+1
  GO TO 9
8  RETURN
  END
```

PFUGHANA PLA

DIMENSION N(50),Y(50),H1(50),V1(50),X0(50),H0(50),X1(50),H1(50),
 X2(50),H2(50),X3(50),H3(50),X4(50),H4(50),V(50),FK(50),AD(50),TA1(50),TA2(50),
 TA3(50),C(50)
 READ 1,N,NI

```

NN=NI+1
READ 2,(V(I),I=1,N)
READ 2,(FK(I),I=1,N)
READ 2,(X0(I),I=1,N)
READ 2,(H0(I),I=1,N)
READ 2,(X4(I),I=1,N)
READ 2,(H4(I),I=1,N)
DO 50 I=1,NI
K=FK(I)
READ 2,(W(I,J),J=1,K)
50 CONTINUE
DO 100 I=1,N
TA1(I)=0.0
100 CONTINUE
VH=0.0
DO 150 I=1,NI
VV=V(I)
AA=V(I)**2-VV**2
AAA=SOPT(AA)
ACCA=VV/AAA
150 CONTINUE
AD(I)=ATAN(ACCA)
DO 450 I=1,NI
VV=V(I)
K=FK(I)
AC=AD(I)
DO 200 J=1,K
MI(J)=W(I,J)
VI(J)=Y(I,J)
200 CONTINUE
CALL LSU(M1,Y1,X0,H0,X1,H1,K,N,AC,I)
DO 400 I=1,N
IF (TA1(I).GT.250) GO TO 250
IF (TA1(I).GT.300) GO TO 300
IF (TA1(I).GT.400) GO TO 400
250 AA=SOPT((X1(I)-X0(I))**2+(H1(I)-H0(I))**2)
X0(I)=X1(I)
H0(I)=H1(I)
TA=AA/VV
GO TO 350
300 TA1(I)=0.0
GO TO 400
350 TA1(I)=TA1(I)+TA
400 CONTINUE
450 CONTINUE
CALL LSU(M1,Y1,X4,H4,X3,H3,K,N,AC,NI)
DO 500 I=1,N
IF (TA1(I).LT.0.0) GO TO 500
IF (TA3(I).LT.0.0) GO TO 500

```

```

DA=SQRT((X3(II)-X4(II))**2+(H3(II)-H4(II))**2)
TA3(II)=DA/VV
GO TO 550
500 TA3(II)=0.0
550 CONTINUE
DO 600 II=1,N
IF (TA3(II).EQ.0.0) GO TO 750
IAA=C.0
J=0
600 J=J+1
IF (H1(J).LT.X3(II)) GO TO 600
IF (Y1(II).GT.H1(J)) GO TO 700
DWH=SQRT((X1(II)-X3(II))**2+(H1(II)-H3(II))**2)
IAA=IAA+DWH/VNH
GO TO 800
700 DWH=SQRT((H1(J)-X3(II))**2+(Y1(J)-H3(II))**2)
IAA=IAA+DWH/VNH
X3(II)=H1(J)
H3(II)=Y1(J)
J=J+1
GO TO 650
750 IA2(II)=0.0
IC(II)=0.0
GO TO 850
800 IA2(II)=TA3(II)+IAA
IC(II)=TA1(II)-IA2(II)
850 CONTINUE
PRINT 3
DO 900 II=1,N
PRINT 4,TA1(II),TA2(II),TC(II)
900 CONTINUE
1 FORMAT (2I2)
2 FORMAT (10F8.2)
3 HPD DE CORRECCION TC (SEG),V,/)
4 FORMAT (26X,F8.4,16X,F8.4,23X,F8.4)
CALL EXIT
END

```


CYC

PROGRAMA CYC

```
DIMENSION X(50),H(50),X0(50),H0(50),XC(50),HC(50),DX(50),DH(50)
DIMENSION ALI(40),ALB(50),TID(50)
DIMENSION AA(50),BB(50),RM(50),RB(50)
500 READ I,N,M,L,V1,V2
```

```
IF (N.EQ.0) GO TO 501
N=N+1
DO 100 I=1,N
  READ I,X(I),H(I),X0(I),H0(I),XC(I),HC(I),DX(I),DH(I)
  ALI(I)=X(I)/H(I)
  ALB(I)=X0(I)/H0(I)
  RM(I)=XC(I)/HC(I)
  RB(I)=DX(I)/DH(I)
  AA(I)=ALB(I)-ALB(I-1)
  BB(I)=RM(I)-RM(I-1)
  V1=V1+1
  V2=V2+1
  SORT(AA)
  TAN(ACA)
  LSO(X,H,X0,H0,XC,HC,AA,BB,RM,RB,M,L,MX,AC,NI)
  GO TO 100
  B(K)=X(K)-X0(K)
  HC(K)=TAN(AC+AA(J))
  XC(K)=X(K)+HC(K)
  DH(K)=B(K)-X(K)**2+(HC(K)-H0(K))**2
  VI=VI+1
  H(K)=H(K)
  HX(K)=H(K)
  HX(J+1)=TAN(AC+AA(J))
  HX(J+1)=TAN(AC+AA(J+1))
  100 DL T HXX2-HXX1 100,101,101
  HX(J)=HXX1
  ALI(J)=HXX1+X(J+1)
  101 ALI(J)=HXX1+X(J+1)
  150 IF (ALI(J)-ALI(J-1))>0.01 GO TO 98
  IF (ALI(J)-ALI(J-1))>0.01 GO TO 90
  40 B(K)=B(K)-PHH)**2+(X(J+1)-PHX)**2
  PHH=PHH+PHH
  PHX=PHX+PHX
  J=J+1
  IF (J.NE.M) GO TO 99
  ALI(J)=ALI(N)
  99 HX(J+1)=TAN(AC+AA(J))
  HX(J+1)=TAN(AC+AA(J+1))
  102 DL T HXX2-HXX1 102,103,103
  HX(J)=HXX1
```

```

143 PXY1=DLTAX
    ALI(J)=HXX1+X(J+1)
    ALS(J)=HXX2+X(J+1)
    GO TO 135
51 IF (RM(J).LT.RM(J+1)) GO TO 90
    VV=(ALS(J)-ALI(J))/2.0+ALI(J)
    IF (DX(I).LT.VV) GO TO 50
    GO TO 40
50 TH=-1.0/TAN(AC+AA(J))
    TB=-TH*UX(I)
    HH=(RB(J)*TH-TB*PH(J))/(TH-RM(J))
    YXD=(RB(J)-TB)/(TH-RM(J))
    YX=HH*TAN(AC+AA(J))
    CD=SQRT(YX**2+HH**2)
    TD=DD/V1
    RX=SQRT((HH-PHH)**2+(YXD-PXX)**2)
    TRX=PX/V2
    T1=T1+TRX
    PXX=YXD
    PHH=HH
    ITD(I)=T1+TD
    GO TO 3
10 ITD(I)=0.0
3 CONTINUE
PRINT 5

DO 13 I=1,N
PRINT 4,ITD(I)
13 CONTINUE
1000 CONTINUE
5 FORMAT (1H1,30X,'TIEMPO TOTAL DE RECORRIDO TR (SEG)',//)
4 FORMAT (15X,F15.5)
GO TO 500
501 CALL EXIT
END

```

C A P I T U L O VII

CONCLUSIONES

CONCLUSIONES

1. La sismología de refracción se aplica principalmente en estudios de ingeniería civil, arqueología, minería y en general en prospecciones para conocer las velocidades sísmicas y geometría de las formaciones.
2. El método de refracción es inadecuado para detallar estructuras, pero puede utilizarse para dar una idea sencilla de una estructura complicada.
3. En la planeación del trabajo de campo radica gran parte del éxito de una prospección sísmica. Antes de iniciar la producción es necesario conocer las distancias límites en que se captarán las entradas de energía provenientes del objetivo perseguido.
4. Los datos deben ser claros y suficientes y además deben cumplir con las exigencias del método de interpretación que se va a utilizar.
5. En la interpretación de anomalías de tiempo se supone que los cuerpos rocosos son homogéneos e isotrópicos. Existen métodos exactos de interpretación para contactos planos horizontales e inclinados. Sin embargo, para contactos irregulares los métodos de interpretación son de carácter aproximado.
6. Los métodos de interpretación se pueden utilizar para el número de capas que se desee, pero en la práctica es difícil reconocer con precisión los segmentos que indican

cambios en velocidad y profundidad en la gráfica de tiempo-distancia, cuando existen más de tres contactos en el subsuelo.

7. Conviene efectuar previamente un análisis cualitativo en la información, para determinar la forma de interpretación cuantitativa que se le va a dar a la prospección, buscando siempre un modelo sencillo que tome en cuenta el objetivo geológico.
8. En muchos casos puede decidirse libremente si una serie de puntos observados en la gráfica tiempo-distancia han de ser enlazados por segmentos lineales representativos de capas discretas o por una curva continua que represente un incremento continuo de la velocidad con la profundidad.
9. En el procesado de datos de refracción muchas veces se requiere el uso de una computadora, por el alto volumen de datos y por la necesidad de tener un resultado inmediato.
10. Un paquete para sismología de refracción puede ser integrado por programas que efectúen los cálculos de profundidad y velocidad de refractores; o bien, por programas de modelado que calculen los tiempos de recorrido de las ondas elásticas, a través de las capas que componen la sección sísmica. También ambos tipos de programas se pueden conjuntar para formar un solo paquete.
11. El paquete para sismología de refracción presentado en -

este trabajo es sencillo y tiene limitaciones, pero puede resultar práctico para extraer de la información resultados que sean aceptables. Por otra parte, los programas pueden hacerse más sofisticados de tal forma que aumente la precisión de los cálculos, lo que podría resultar contraproducente porque muchas veces los datos de campo no cuentan con la exactitud y limpieza con que deben recolectarse.

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

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

- Banerjee, B. y Gupta, S.K. 1975. Hidden Layer Problem in - Seismic Refraction Work. Geophysical Prospecting 23, 642-652.
- Basurto, J. 1976. Apuntes de Sismología. Inéditos.
- Dobrin, M. 1976. Introduction to Geophysical Prospecting.
- Davis, J. 1973. Statistics and Data Analysis in Geology.
- Elmore, W.C. y Heald, J.A. 1969. Physics of Waves.
- Grant, F.S. y West, G.F. 1965. Interpretation Theory in - Applied Geophysics.
- Griffiths, D.H. y King, R.F. 1965. Applied Geophysics for Engineers and Geologists.
- McCracken, D. 1970. Programación Fortran IV.
- Peraldi, R. y Clement, A. 1972. Digital Processing of Refraction Data Study of First Arrivals. Geophysical Prospecting 20, 529-548.
- Razo, M. y López, R. 1977. Determinación de Velocidades - Longitudinales en el Area "c" del Yacimiento Carbonífero Fuentes-Rfo Escondido, Coah. Inédito, C.F.E.
- Sharma, P.V. 1976. Geophysical Methods in Geology.
- Society of Exploration Geophysicists. 1970. Seismic Refraction Prospecting.