

8. REFRACCIÓN SÍSMICA

8.1 DESCRIPCIÓN GENERAL

Dentro de los métodos sísmicos de la geofísica aplicada se encuentran los de refracción y reflexión sísmica. En estos métodos se mide el tiempo de propagación de las ondas elásticas, transcurrido entre un sitio donde se generan ondas sísmicas y la llegada de éstas a diferentes puntos de observación. Para esto se disponen una serie de **sensores** en línea recta a distancias conocidas, formando lo que se conoce como **tendido sísmico** o **línea de refracción** - o reflexión - sísmica.

A una distancia conocida del extremo del tendido, en el **punto de disparo**, se generan ondas sísmicas, - con la ayuda de un martillo o por la detonación de explosivos -, las cuales inducen vibraciones en el terreno que son detectadas por cada uno de los sensores en el tendido.

El equipo básico consiste de los sensores; la **unidad de adquisición**, en donde se almacenan los movimientos del terreno detectados por cada sensor; los **cables de conexión** entre los sensores y la unidad de adquisición; el **cable del trigger**, que se encarga de marcar el momento de inicio de registro en la unidad de adquisición.

Los registros de cada sensor tienen información de los movimientos del terreno en función del tiempo y son conocidos como **sismogramas**. Estos son analizados en la refracción sísmica para obtener el tiempo de llegada de las primeras ondas a cada sensor desde el punto de disparo, y en la reflexión para obtener información de las ondas que son reflejadas en las diferentes interfaces de suelo, para lo cual es estudiado el sismograma completo.

Como se verá más adelante una de las aplicaciones del método de refracción sísmica en la ingeniería civil es la determinación de la profundidad al basamento. Con este fin fue aplicado este método en este trabajo de grado en la zona de tesis.

8.1.1 Aplicaciones en la Ingeniería Civil.

La aplicación mas común de la refracción sísmica en la ingeniería civil es para la determinación de la profundidad a basamento en los proyectos de construcción de represas y grandes hidroeléctricas, y para la determinación de las condiciones (meteorización, fracturación) y competencia de la roca en donde se asentarán las estructuras, así como por donde se realizarán los túneles. También es muy útil para detección de fallas geológicas.

En el caso de contextos urbanos la refracción resulta útil para la determinación de la profundidad a basamento y el perfil de velocidades de onda P y S; y para la extrapolación lateral de perforaciones puntuales de suelos.

El método utiliza la llegada de las primeras ondas a los géofonos, ondas P, pero como también las llegadas de las ondas S, de tal manera que se pueden determinar la relación de Poisson y otros módulos dinámicos.

Sarria (1996) enuncia otras potenciales aplicaciones del método: a) utilización del ruido sísmico para determinar el módulo dinámico G en masas de arcilla; b) evaluación del amortiguamiento; c) evaluación de los límites de Atterberg; d)

determinación de módulos E y G en mecánica de rocas; e) explotación de canteras; f) ubicación de sondeos en roca y g) para determinar la capacidad de carga de los pilotes.

8.1.2 Alcances y limitaciones del método.

En términos de la Ingeniería Civil, y el estudio dinámico de los suelos los alcances y limitaciones del método serían los siguientes:

Alcances.

- Detecta variaciones tanto en profundidad como en la horizontal de la velocidad de la onda P (y de la S).
- Permite la detección de la profundidad a basamento y de su relieve, dependiendo de variables como longitud del tendido, energía de la fuente sísmica, velocidades de los suelos.

Limitaciones.

- Sólo funciona cuando la velocidad de propagación de las ondas aumenta con la profundidad. En el caso de suelos con capas intermedias de menor velocidad el método arrojaría resultados erróneos.
- Para el caso de aplicaciones urbanas de la Ingeniería Civil, el Método de Refracción Sísmica está limitado por la disponibilidad de zonas descubiertas con suficiente extensión. La longitud del tendido en superficie está directamente relacionada con el alcance de la exploración en profundidad.

8.2 PROPAGACIÓN Y TRAYECTORIA DE LAS ONDAS

Cuando se generan ondas sísmicas, a partir de golpes en el suelo con una porra, o con explosiones de pólvora, éstas incluyen tanto ondas sísmicas internas, - Primarias y Secundarias -, como superficiales ondas - Love y Rayleigh -.

Las ondas P, también conocidas como ondas longitudinales, son las de mayor interés en la refracción sísmica.

Las leyes que rigen la propagación y la trayectoria de las ondas sísmicas en la refracción, son las mismas que se utilizan en óptica:

(1) Principio de Huygens.

(2) Principio de Fermat, y

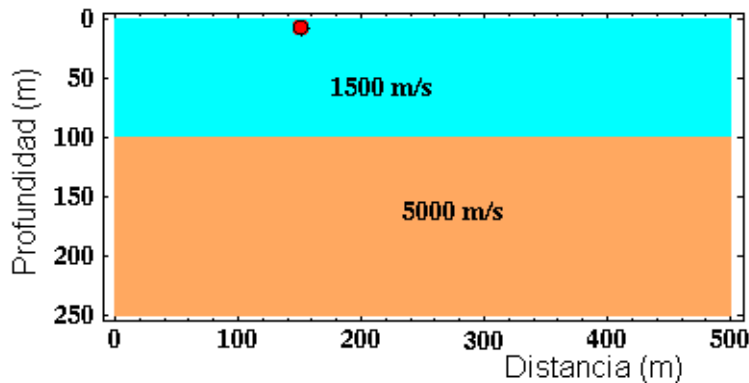
(3) Ley de refracción (o de Snell),

las cuales fueron explicadas en el Marco Teórico, Capítulo 3. A continuación solamente se retoma y amplía el concepto de la Ley de refracción.

Ley de refracción.

Como consecuencia del Principio de Huygens y/o del principio de Fermat, la Ley de refracción dice que el seno del ángulo incidente es al seno del ángulo de refracción como la velocidad de la onda incidente es a la velocidad de la correspondiente onda refractada.

Para explicar la trayectoria de las ondas en el método de la Refracción sísmica, consideremos un medio, con velocidad C_1 , que suprayace un medio semi-infinito, con velocidad C_2 , mayor que C_1 (Figura 31). Una vez se han generado las ondas en el punto de disparo, éstas empiezan a viajar por el medio superior conformando unos **frentes de onda** en el espacio.

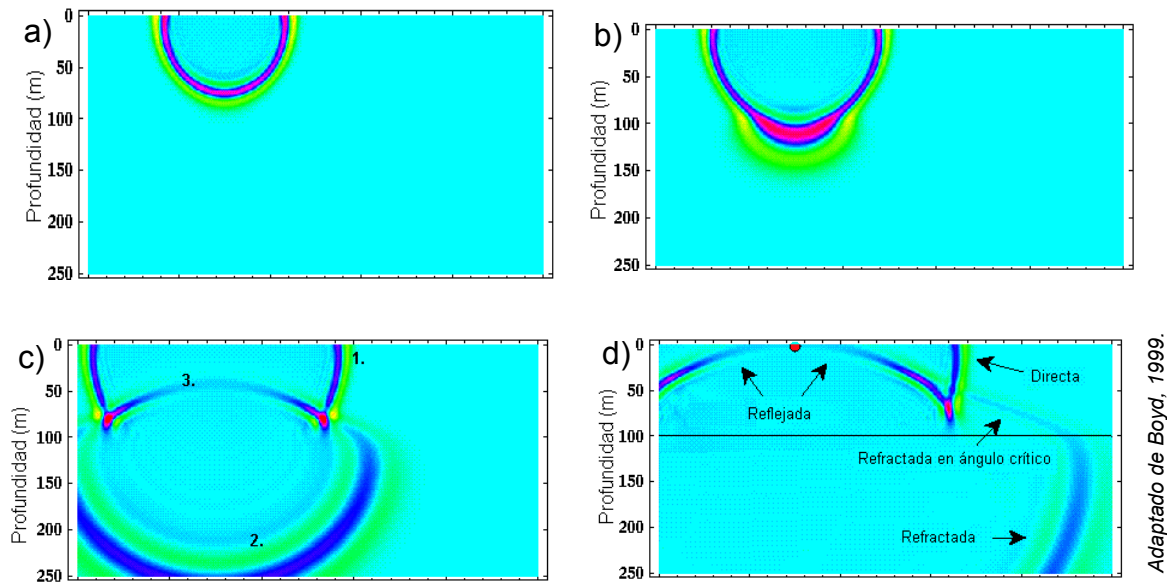


Adaptado de Boyd, 1999.

Figura 31. Modelo de dos capas, la inferior de mayor velocidad

Al hacer un corte vertical por el punto de disparo, el frente de ondas luciría como se ilustra (Figura 32-a). Dicho frente se conocen como frente de **ondas directas**. En la parte b) de la Figura 32 el frente de ondas se ha encontrado con el límite de los medios y ocurren las primeras refracciones hacia la capa inferior. En la parte c), ha pasado más tiempo y se pueden observar claramente 3 frentes de onda: **1.** de las ondas directas; **2.** de las ondas refractadas hacia la capa inferior, y **3.** de las reflejadas hacia la capa superior. Al observar en detalle puede identificarse un cuarto frente de ondas. El frente de ondas refractado hacia la capa inferior, no tiene una curvatura constante, de tal manera que corresponde a dos frentes de onda, el que se refracta hacia abajo, y el que se refracta hacia la capa superior. Como se puede observar, este frente de ondas está más alejado del punto de disparo que el frente de ondas directas en la primera capa, por lo que llegará más rápido a los geófonos donde aún no había llegado el frente de ondas directas.

En la parte d), de la figura, ha pasado aún más tiempo desde el momento de disparo, y los 4 frentes de onda se diferencian claramente.



Adaptado de Boyd, 1999.

Figura 32. Propagación de las ondas en un medio de dos capas

El frente de ondas refractadas hacia el medio superior se genera cuando los rayos provenientes de la fuente alcanzan en ángulo crítico, i_c , la interfaz entre los medios. Como se explicó en el Marco Teórico, Capítulo 3, el ángulo refractado tiene 90° con respecto a la normal, de tal manera que el $\text{sen}(i_2) = \text{sen}(90) = 1$.

La refracción a 90° del ángulo crítico, ilustrada en la Figura 33, implica que las ondas no se propagan por la capa inferior, sino por el contacto entre ambas capas – es decir por la superficie de refracción - con la velocidad v_2 de la capa inferior, siguiendo la ley de los recorridos mínimos o Principio de Fermat (p. ej. Boyd, 1999; Masuda, 1983).

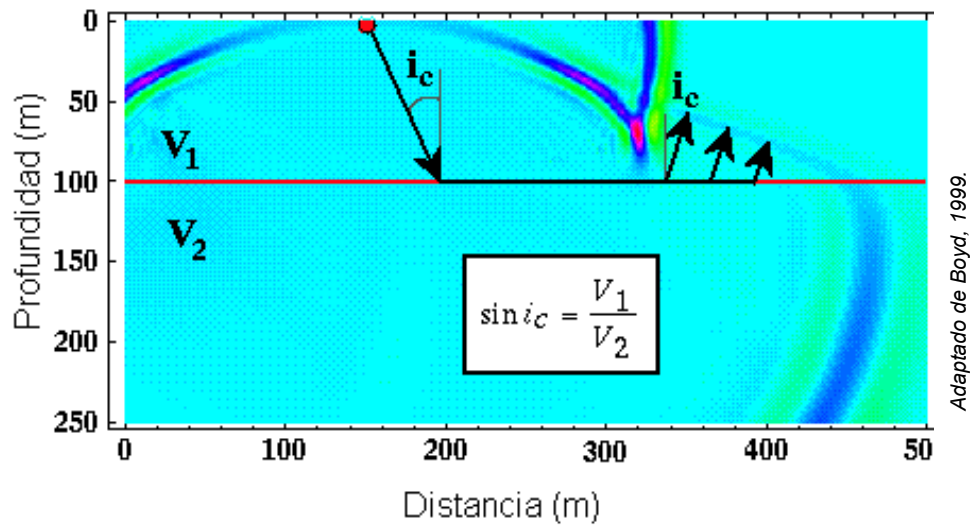


Figura 33. Ángulo crítico de refracción i_c .

Fenómenos en la propagación.

Cuando el medio en que se propagan las ondas sísmicas no es homogéneo, se producen los fenómenos de difracción, dispersión y *scattering* (p. ej. Cantos, 1973).

Difracción. Desvío de los rayos, en cierta extensión, ocurrido cuando se limita parte del frente de ondas (e. g. Tipler, 1990).

Dispersión. Es la variación de la velocidad de una onda con el cambio de frecuencia. En un medio elástico homogéneo no hay dispersión, pero si la hay en un medio imperfectamente elástico como en la tierra. En refracción sísmica no hay evidencia de que exista dispersión apreciable (p. ej. Cantos, 1973), excepto cuando se usan explosivos en inmediaciones de la explosión.

Scattering. Corresponde a la formación de pequeñas ondas que propagan la energía en todas las direcciones. Se produce cuando un frente de ondas choca

con partículas libres u objetos pequeños comparados con su longitud de onda. Este fenómeno no es mayor para frecuencias altas. Parte de lo que se considera “ruido” en un registro puede deberse a este fenómeno ya que produce energía distribuida al azar en superficie (p. ej. Cantos, 1973).

La disminución de la energía sísmica con la distancia, causada por los tres fenómenos explicados anteriormente, va acompañada de pérdidas debidas a la absorción de la energía, produciendo **amortiguamiento**. Cuando el impulso sísmico viaja a través de las diferentes capas las altas frecuencias son absorbidas mas rápidamente que las bajas frecuencias.

8.3 EQUIPO DE MEDICIÓN

Las componentes del equipo de medición de refracción sísmica son (Figura 34):

- Fuente de generación de ondas sísmicas.
- Detección de los movimientos del terreno.
- Adquisición y almacenamiento.

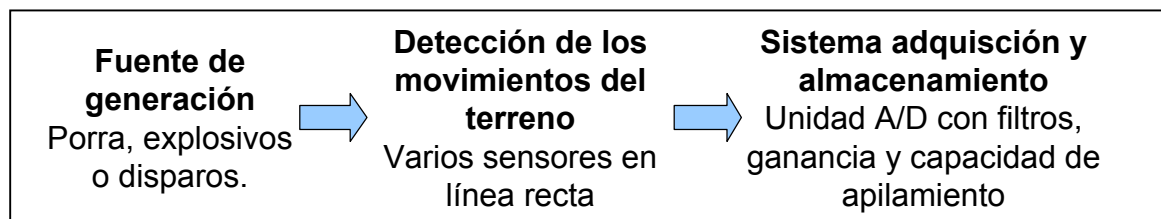


Figura 34. Esquema general del equipo de refracción sísmica.

Fuente de generación de ondas.

Las ondas que se utilizan en refracción son generadas por una perturbación artificial instantánea, que se conoce como **impulso sísmico**. Lo que se busca con éste es generar el tipo de ondas sísmicas (de volumen y superficiales), producidas por un único “evento” de duración “instantánea”, para que no haya superposición de ondas (de diferentes eventos) en los movimientos del terreno detectados por los geófonos.

Para esto se buscan fuentes de generación que se puedan controlar en términos del tiempo de inicio y localización (p. ej. Jakosky, 1950; Cantos, 1980).

Existen tres tipos:

- **Fuentes de impacto.** Generalmente martillos o porras. Como la energía transmitida al suelo por este tipo de fuente no es muy grande, se apilan varias decenas de golpes para modelar mejor las llegadas y suprimir el ruido. También se utilizan otros medios mecánicos, por ejemplo dejando caer un gran peso de una altura de 2 – 3 metros. La energía asociada con cada uno de los golpes depende la energía cinética (E) que relaciona la masa del martillo (m) y la velocidad aplicada al martillo (v), obteniendo $E = m \cdot v^2$.
- **Cargas explosivas.** De mayor energía, son usadas especialmente para prospección petrolera. La explosión puede ocurrir en un tiempo de micro a milisegundos, dependiendo de la naturaleza y cantidad del explosivo y, del material que rodea sitio de explosión (p. ej. Cantos, 1980).
- **Disparos.** Se utilizan balas o cartuchos de foguero. La energía es mayor que la generada por martillo.

Detección de los movimientos del terreno.

A través de geófonos de una componente vertical, el movimiento del terreno es observado en diferentes puntos a lo largo del tendido de refracción sísmica. Actualmente se usan 12, 24 ó 48 geófonos. Estos sensores exigen mayor resistencia mecánica¹⁵ que aquellos usados en la sismología tradicional (p. ej. Jakosky, 1950) debido a que en refracción se requiere geófonos con frecuencias naturales de vibración mucho mayores, entre 8 y 40 Hz.

Adquisición y almacenamiento.

Las partes que componen el equipo de adquisición y almacenamiento son:

¹⁵ La resistencia mecánica depende de la masa y de la constante de rigidez del sistema mecánico del sensor.

- **Unidad de apilamiento y digitalización.** Corresponde a la unidad donde se adquiere, digitaliza y procesan los datos. Tiene puertos especializados para recibir las señales enviadas por los geófonos; a cada geófono le corresponde un canal y sus señales son filtradas y digitalizadas de acuerdo con las opciones definidas por el usuario.
- **Cables sísmicos.** Comúnmente se usan dos cables para conectar en cada uno la mitad de los geófonos. Cada cable contiene a su vez cableado para llevar la señal de cada geófono a la unidad de adquisición; cada uno de estos se llama canal.
- **“Trigger”.** Cable conectado apropiadamente a la fuente sísmica, de tal manera que en el instante en que se golpea el suelo con el martillo o cuando la carga explosiva es detonada, el sistema de registro empieza a grabar.

8.4 CURVAS TIEMPO-DISTANCIA

Las curvas tiempo distancia se construyen con los tiempos de llegada de las ondas P a cada uno de los sensores, y la distancia de cada sensor al punto de disparo.

Los tiempos de llegada pueden ser leídos directamente en la pantalla de la unidad de adquisición, (o de una impresión realizada desde dicha unidad); o en la computadora, a través de un software especializado, una vez los datos hayan sido transferidos de la unidad de adquisición al computador. El conjunto de registros (del total de geófonos) como se pueden apreciar en una impresión realizada desde la unidad de adquisición, son mostrados en la Figura 35.

Para tener información mas detallada del subsuelo a analizar, se realizan tendidos de refracción conjugados, llamados tendido directo, reverso e intermedio. En el primero el punto de disparo se ubica en un extremo del tendido a una distancia conocida, mientras que en el segundo el punto de disparo se ubica al otro extremo del tendido; en el tendido intermedio, el punto de disparo

es colocado usualmente hacia el centro del tendido. Cuando se van a estudiar terrenos muy extensos, o cuando se necesita información muy detallada, se acostumbra hacer tendidos traslapados que permiten modelar mejor la topografía de las discontinuidades.

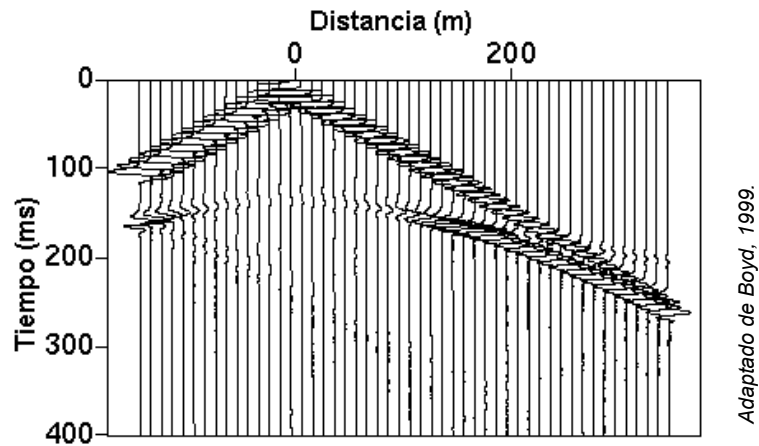


Figura 35. Registro típico de los sismogramas

Las curvas de diferentes puntos de disparo (p. ej. directo, reverso) de un mismo tendido se dibujan sobre una misma gráfica como se ilustra a continuación (Figura 36).

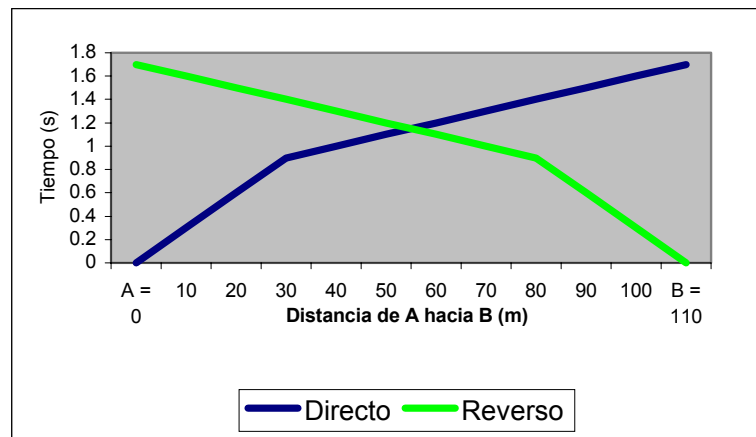


Figura 36. Curva tiempo – distancia para disparos directo y reverso

Cuando se realizan tendidos de refracción traslapados, las curvas tiempo – distancia también se dibujan en relación con el traslape de los tendidos.

La distancia crítica¹⁶ x_c , es aquella medida entre el punto disparo y el sitio donde emerge la primera onda refractada en superficie. Dependiendo de las velocidades de la capa superior, y del refractor – o capa inferior -, y de la profundidad a éste, la distancia crítica puede ser o nó menor que la longitud del tendido en observación.

En la Figura 37 se muestra la relación entre el contraste de velocidades de la primera capa v_1 y del refractor v_2 , versus la relación entre la distancia crítica x_c y la profundidad h .

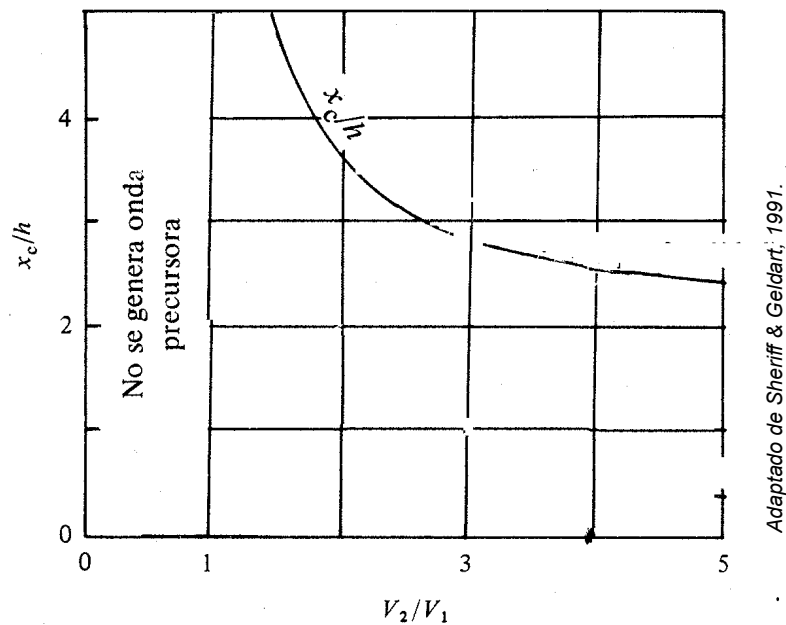


Figura 37. Relación entre la distancia crítica y la profundidad

¹⁶ Conocida en inglés como *cross over distance*

A medida que aumenta la relación v_2/v_1 la relación x_c/h disminuye. Como regla práctica, las longitudes de los tendidos de refracción deben ser mayores que el doble de la profundidad al refractor para observar refracciones sin interferencias indebidas de las ondas P originales (Sheriff & Geldart , 1991).

8.5 SUPOSICIONES DEL MÉTODO

La parte de la física que trata los rayos como líneas es llamada óptica geométrica, y está basada en las siguientes suposiciones (p. ej. Masuda, 1981):

- a) Los rayos viajan en líneas rectas por el vacío o por un medio homogéneo.
- b) En el caso hipotético que un rayo se devolviera, lo haría siguiendo la misma trayectoria hasta llegar al punto de origen.
- c) No hay interacción entre rayos. Los rayos pueden avanzar independientemente.
- d) Los rayos siguen las leyes de la reflexión y refracción.

Las ondas sísmicas se propagan como un conjunto de rayos a través de las rocas, los suelos, o la litosfera en general. La suposición general del método de refracción sísmica es:

- Las velocidades aumentan con la profundidad: el método no permite identificar capas o estratos de suelo con velocidades inferiores a la superior (“inversiones de velocidad”).

8.6 PRINCIPIOS GENERALES DE INTERPRETACIÓN EN REFRACCIÓN

Una vez construidas las curvas tiempo-distancia (t-x) se procede a su interpretación. La tarea principal es identificar las secciones de las curvas que pertenecen a un mismo refractor. El conjunto de puntos que pertenecen a un refractor conforma lo que se conoce como **dromocrona**. La identificación de las dromocronas es la parte más importante de la interpretación de los datos de

refracción sísmica. Hay algunas características del subsuelo que se pueden prestar para malas interpretaciones, a saber:

- Un cambio de pendiente del curva T-x no significa necesariamente un cambio de refractor, sino que puede significar un cambio de pendiente del primer refractor. (p. ej. Cantos, 1989).
- Cuando existe un estrato o una capa delgada de suelo cuya velocidad es menor que la de la capa superior, no hay refracción crítica, de tal manera que no habría indicios de su presencia en las primeras llegadas en cada punto de la línea de sísmica. (p. ej. Sheriff & Geldart, 1991:282).
- Cuando existe una capa demasiado delgada, a pesar de tener velocidades mayores no alcanza a producir primeros arribos por el hecho mismo de ser tan delgada (p. ej. Sheriff & Geldart, 1991:283, Sarria, 1996).

Hay 5 principios (y/o leyes) generales que conforman la base para la interpretación de un conjunto de datos de refracción sísmica. Dichos principios que se explican a continuación:

1. Leyes de Snell.
2. Ley de las velocidades aparentes.
3. Principios de reciprocidad.
4. Principio del tiempo de intercepto en el origen.
5. Principio de paralelismo.

Debido a que el primero fue explicado ampliamente en el Marco Teórico Capítulo 3 a continuación se explican los otros cuatro.

8.6.1 Ley de las velocidades aparentes.

La ley de las velocidades aparentes dice que la velocidad con que aparenta transmitirse una onda en un cierto punto de la superficie del suelo es igual al cociente entre la velocidad superficial y el seno del ángulo de emergencia,

tomados ambos en dicho punto. Donde el ángulo de emergencia es formado por la onda emergente con la superficie (p. ej. Cantos, 1973).

Sea un corte vertical del terreno (Figura 38) y un frente de ondas GL llegando a la superficie en G . Considérese dos rayos infinitamente próximos llegando a dos geófonos G y G' separados una distancia Δx . Sean GA y $G'B$ los tiempos de llegada. La velocidad con que aparente transmitirse los rayos G y G' será $V_a = \Delta x / \Delta t$; consideremos adicionalmente que el frente de ondas se desplaza de L a G' con su velocidad superficial V_0 , donde $\Delta s / \Delta t = V_0$ y como $\Delta s = \Delta x * \text{sen}(\theta_0)$, se obtiene la velocidad aparente V_a :

$$V_a = \frac{\Delta x}{\Delta t} = \frac{\Delta s}{\text{sen}(\theta_0) * \Delta t} = \frac{V_0}{\text{sen}(\theta_0)} \quad \text{con} \quad V_a > V_0$$

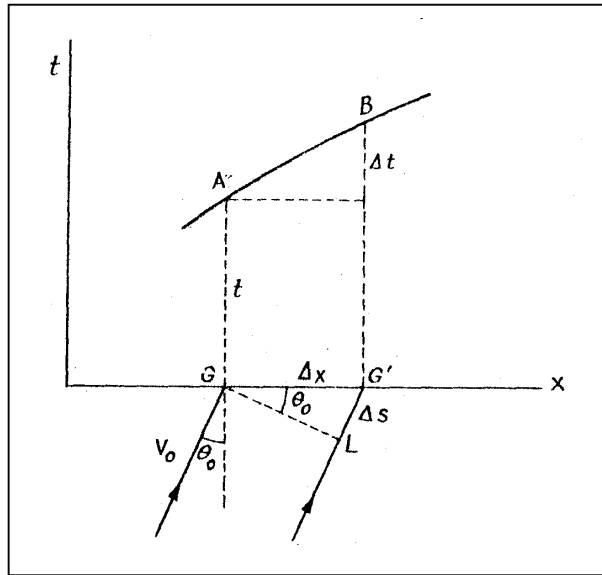
La velocidad aparente en el punto A, será la tangente a la dromocrona AB en el punto A, ya que $V_a = \lim \frac{\Delta x}{\Delta t}$, cuando $\Delta t \rightarrow 0$ teniendo finalmente que:

$$V_a = \frac{dx}{dt}$$

8.6.2 Principio de reciprocidad.

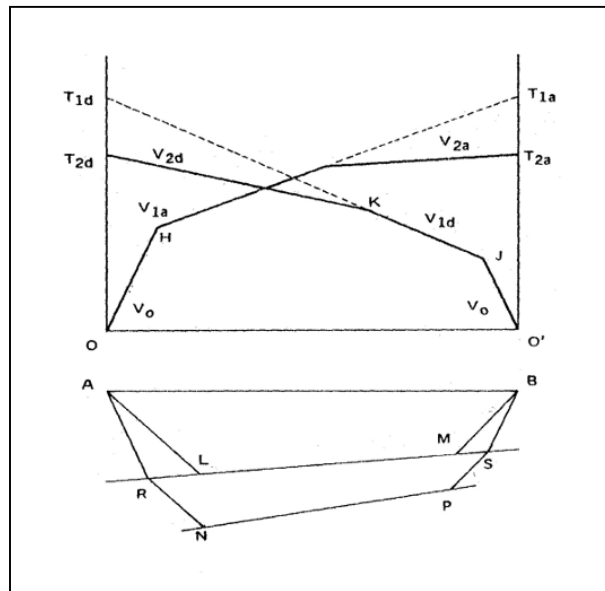
Este principio establece que el tiempo de propagación de una onda sísmica del un punto A al B, es el mismo que el de B hacia A. Esto es una consecuencia directa del Principio de Fermat, o del recorrido de tiempo mínimo. (Cantos, 1980).

Sea la Figura 39 en donde se han considerado dos refractores. Por el principio de reciprocidad la prolongación de las dromocronas de un mismo refractor generadas por puntos de disparo conjugados, por ejemplo dromocrona H-I y K-J, deben interceptar el eje del tiempo en un mismo valor, es decir $T_{1d} = T_{1a}$.



Tomado de Cantos, 1973..

Figura 38. Ley de las velocidades aparentes.

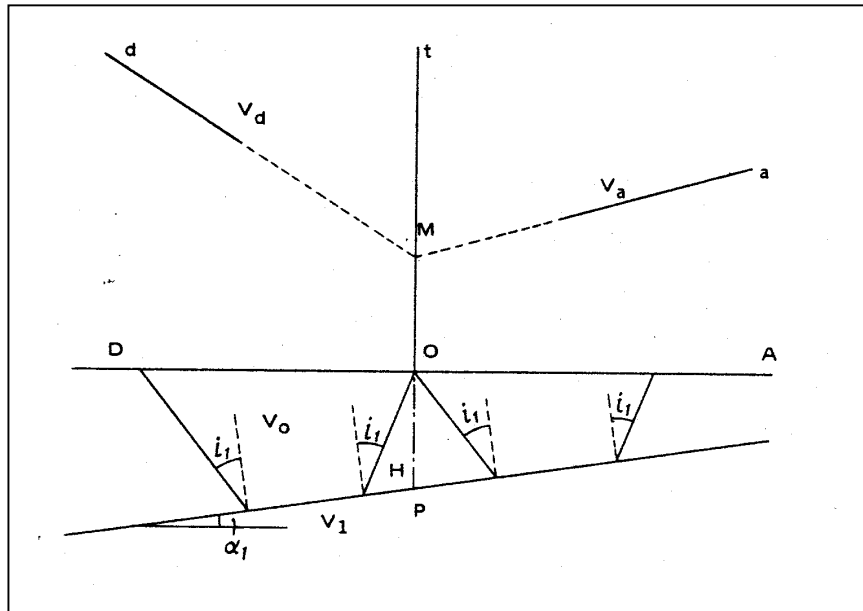


Tomado de Cantos, 1973..

Figura 39. Principio de reciprocidad

8.6.3 Principio del intercepto en el origen.

Sea un refractor inclinado (Figura 40) y supóngase que desde la superficie se efectúan dos tiros en O y que se registran las ondas en dos puntos A y D ; el principio del tiempo de intercepto en el origen dice que si se prolongan las dromocronas a y d hasta que cortan el eje de tiempo Ot los tiempos de intercepto en el origen son iguales (Cantos, 1973).



Tornado de Cantos, 1973.

Figura 40. Tiempo de intercepto en el origen.

8.6.4 Principio de paralelismo.

Este principio permite deducir las dromocronas relacionadas con puntos de disparo intermedios entre dos puntos de disparo en los extremos del tendido; o deducir una dromocrona con un punto de disparo por fuera (alejado) de dos puntos de disparo complementarios (normal y reverso). Este principio funciona idealmente para refractores horizontales o inclinados planos; en el caso de refractores cóncavos, por ejemplo hacia arriba para distancias cortas las ondas

Estos métodos están completamente desarrollados y documentados en diversos libros de geofísica aplicada (p. ej. Jakosky, 1950; Cantos, 1973; Masuda, 1983; Sarria, 1996), y algunos de ellos han sido implementados en diversos programas de computador para agilizar los cálculos.

En general, los métodos de interpretación y cálculo en refracción sísmica se diferencian por las suposiciones que implican y los modelos de suelo que estudian, así como por sus capacidades de aproximarse mejor a la topografía real de los refractores y al perfil de velocidades.

A continuación se describen brevemente los métodos.

8.7.1 Tiempos de intercepto.

Las ondas originadas en el punto de disparo una vez refractadas en los contactos de los medios, determinan los tiempos de llegada de las ondas en los geófonos en superficie. Estos tiempos se incrementan con la distancia y la profundidad de penetración de las ondas. De la curva $t-x$, el método utiliza la pendiente de las dromocronas para calcular la velocidad de los refractores; y los tiempos de intercepto de las dromocronas con el eje del tiempo para calcular las profundidades. Este método es usado para modelos de un refractor plano o múltiples refractores planos.

8.7.2 Velocidades aparentes.

Basándose en el principio de las velocidades aparentes, este método permite la identificación de velocidades y profundidades para modelos con capas inclinadas paralelas, utiliza los tiempos de intercepto en el origen de un tendido directo y de su reverso.

El método supone que la velocidad de cada uno de los estratos es constante (medios homogéneos) y que la pendiente del refractor también lo es.

8.7.3 Frentes de onda.

El método de los frentes de onda es una extensión del Principio de Huygens. Este método es muy apropiado para describir refractores ondulados.

Es un método gráfico que se apoya en el trazado de frentes de onda provenientes de puntos de disparo conjugados de tal manera que se pueda definir un punto intermedio en el refractor, tal que la suma de los tiempos de viaje, entre los puntos de disparo hasta los puntos de emergencia de las ondas refractadas desde el punto intermedio, sea igual al tiempo total de viaje entre los puntos de disparo conjugados.

8.7.4 Tiempos de retardo.

Este es un método útil en el caso de refractores con topografías que no son muy accidentadas, o que presentan muchas curvaturas.

Utiliza la definición del tiempo de retardo como la diferencia entre el tiempo que requiere la onda para recorrer la trayectoria ente el punto de disparo y el refractor, con el ángulo crítico dentro del medio superior y con su propia velocidad, v_1 , y el tiempo requerido por las misma onda para recorrer la proyección de esa misma trayectoria, pero con velocidad de refractor v_2 .

8.7.5 Trazado de rayos.

Para modelos geológicos complejos, de múltiples capas con refractores de topografía irregular, el uso de las computadoras para el cálculo y análisis de las curvas t-x se ha vuelto estratégico en los últimos años.

El método mas implementado en los programas especializados de computador es el trazado de rayos. Éste es un método interactivo e iterativo que debe partir de un modelo de capas - velocidades y profundidades determinadas - calculado

a partir de algunos de los métodos mencionados anteriormente – por ejemplo tiempo de retardo -, para empezar a calcular diferentes modelos a partir del trazado de rayos sísmicos desde los puntos de disparo.

8.7.6 Cuadro comparativo.

En la siguiente página (Tabla 11), se incluye una comparación de los métodos anteriormente descritos.

8.8 MÉTODOS APLICADOS EN EL PROYECTO



En este proyecto de grado, se utilizaron los métodos de Velocidades aparentes y Tiempos de intercepto vs “Ray front” o “Ray tracing”, debido a que se consideró necesario disponer solamente de las profundidades promedio al refractor y de sus velocidades promedio.

En § 8.8.1 y 8.8.2, a continuación, se explican los planteamientos de cada uno de los métodos. En el § 8.8.3 se explican brevemente una metodología para calcular las profundidades mínimas de exploración cuando no se ha encontrado refractor.

8.8.1 Tiempos de intercepto.

Las ondas originadas en el punto de disparo que se refractan en los contactos de los medios, o capas de suelo, determinan los tiempos de las primeras llegadas en los geófonos en superficie. Estos tiempos se incrementan con la distancia y la profundidad de penetración; dicho incremento se emplea para determinar la profundidad de los estratos.

Tabla 11. Comparación de métodos de cálculo e interpretación de refracción sísmica.

Método  Característica 	Tiempos de intercepto	Velocidades aparentes	Tiempos de retardo	Frentes de onda
Principio o Ley	Tiempos de intercepto	Velocidades aparentes; Velocidades crecientes con la profundidad.	Principio de Fermat	Huygens; Velocidades aparentes.
Suposiciones	Medios homogéneos; Velocidades crecientes con la profundidad.	Medios homogéneos; Velocidades crecientes con la profundidad.	Velocidades crecientes con la profundidad.	Velocidades crecientes con la profundidad.
Utilización	Capas planas	Capas con ángulos de inclinación no muy diferentes	Refractores con relieve poco pronunciado	Refractores con relieve; refractores fallados
Cálculos	Rápido	Rápido para dos refractores, programable en hoja de cálculo para mas.		Lentos; requiere trazado de los frentes de onda en cada punto
Profundidad a refractor (es)	Calculable para los puntos de disparo	Calculable para los puntos de disparo	Calculable para todos los geófonos	Calculable para todos los geófonos
Velocidades	Se calcula una velocidad para cada capa	Se calcula una velocidad para cada capa	Se calcula una velocidad en cada geófono	Se calcula una velocidad en cada geófono
Limitaciones	Inherentes a las suposiciones	Inherentes a las suposiciones	Los puntos bajo la vertical del geófono se encuentran desplazados en x	Inherentes a las suposiciones

Caso de dos estratos.

Este caso corresponde al de un medio con velocidad v_1 , que suprayace uno con velocidad v_2 , que corresponde a un espacio semi-infinito, separados por una superficie de contacto plana como se ilustra en la Figura 42. Sea i_c el ángulo de incidencia crítico de las ondas que se refractan.

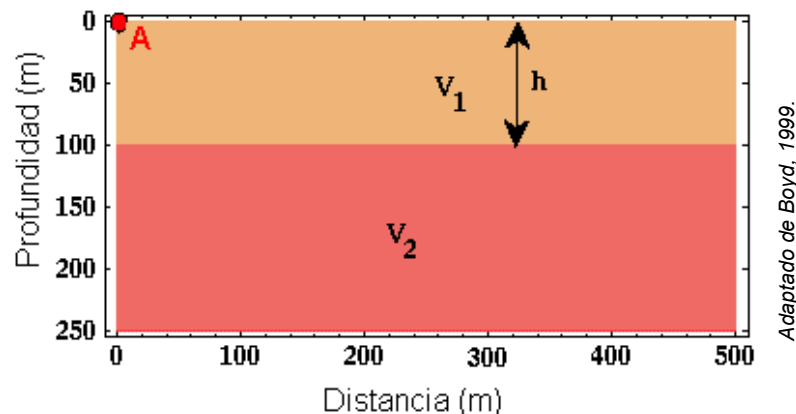


Figura 42. Tiempos de intercepto: modelo de dos estratos planos

Las ondas generadas en un punto de disparo al extremo del tendido, punto A (Figura 42) generarán unos tiempo llegada primarios según el frente de ondas directas - del medio con velocidad v_1 - y del frente de ondas refractadas - del medio de velocidad v_2 -. La curva tiempo distancia relacionada se muestra en la Figura 43. El primer tramo corresponde a los tiempo de llegada de las ondas P directas y el segundo tramo a los tiempo de llegada de las ondas P refractadas.

En cada tramo, la pendiente corresponde al inverso de la velocidad v_1 para la capa superior y v_2 para la capa inferior. La proyección del primer tramo en el eje de las distancias se conoce como x_c , que es la distancia entre el punto de disparo y el sitio en superficie donde emerge la primera onda refractada, y t_o , es el tiempo transcurrido.

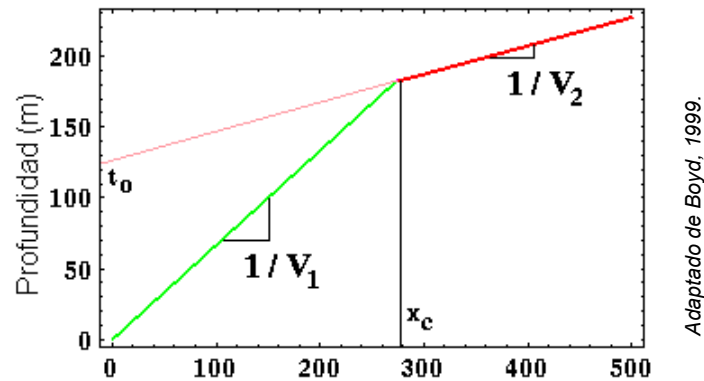


Figura 43. Tiempos de intercepto

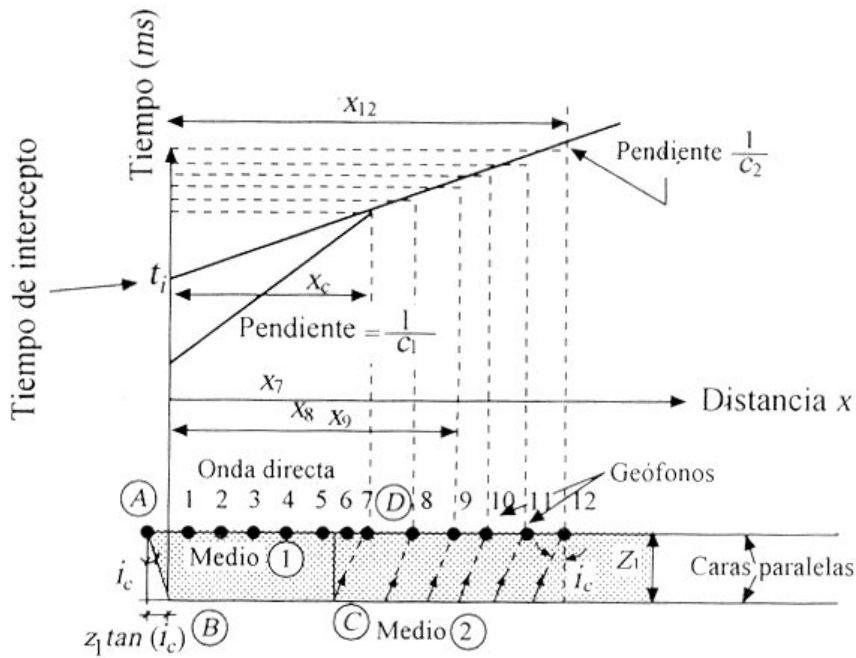
En el segundo tramo los tiempos de llegada podrían relacionarse con el ángulo de incidencia crítico, i_c , y la velocidad de la capa en el espacio semi-infinito, v_2 .

El tiempo de viaje de la onda refractada desde el punto A hasta el punto D (Figura 44) es el siguiente (Sarria, 1996):

$$(t)_{ABCD} = t_{AB} + t_{BC} + t_{CD}$$

Como la proyección vertical del rayo incidente crítico, AB, es igual al espesor de la primera capa, h , y la proyección horizontal es igual a $h \cdot \tan(i_c)$ y como el tiempo de recorrido AB sería igual al CD, entonces:

$$t_{AB} = t_{CD} = \frac{h / \cos(i_c)}{v_1}$$



Tomado de Sarria, 1996.

Figura 44. Método del intercepto: geometría capas planas.

y el tiempo de recorrido BC sería:

$$tbC = \frac{x - 2 * z1 * \tan(i_c)}{v2}$$

donde x , es la distancia desde el punto de disparo (desde A).

De tal manera que el recorrido total estaría dado por la siguiente fórmula:

$$(t)_{ABCD} = \frac{2h / \cos(i_c)}{v1} + \frac{x - 2 * z1 * \tan(i_c)}{v2}$$

Aplicando la ley de Snell, se tiene que:

$$(t)_{ABCD} = \frac{2h / \cos(i_c)}{v1} + \frac{x}{v2}$$

Al hacer $x = 0$, en la gráfica de tiempo distancia (Figura 44) el tiempo sería el tiempo de intercepto t_o , de tal manera que:

$$h = \frac{1}{2} * t_0 * v_1 * \cos(i_c)$$

Donde h es la profundidad por debajo del punto de disparo.

$$h = \frac{1}{2} * t_0 * v_1 * \cos(\text{sen}^{-1}(v_1/v_2))$$

Caso de varios estratos.

En el caso de varios estratos planos (Figura 45), la geometría de refracción de las ondas en los estratos mas profundos es un poco mas compleja, pero se basa en los principios expuestos para el caso de dos capas y sus resultados se presentan a continuación:

$$h_1 = \frac{t_{i_2} * v_2}{2} * \cos[\text{sen}^{-1}(v_1/v_2)]$$

$$h_2 = \frac{v_2}{A} * (t_{i_3} - t_{i_2}) * \cos[\text{sen}^{-1}(v_1/v_3)] * \frac{1}{\text{sen}^{-1}(v_1/v_2)}$$

$$h_3 = \frac{v_3}{B} * (t_{i_4} - t_{i_3}) * \left[\frac{\cos[\text{sen}^{-1}(v_1/v_4)]}{\cos[\text{sen}^{-1}(v_1/v_2)]} - C \right]$$

Donde A, B, y C están dados por:

$$A = 2 * \cos[\text{sen}^{-1}(v_2/v_3)],$$

$$B = 2 * \cos[\text{sen}^{-1}(v_3/v_4)],$$

$$C = \frac{2 * h_2}{v_2} * \cos[\text{sen}^{-1}(v_2/v_4)]$$

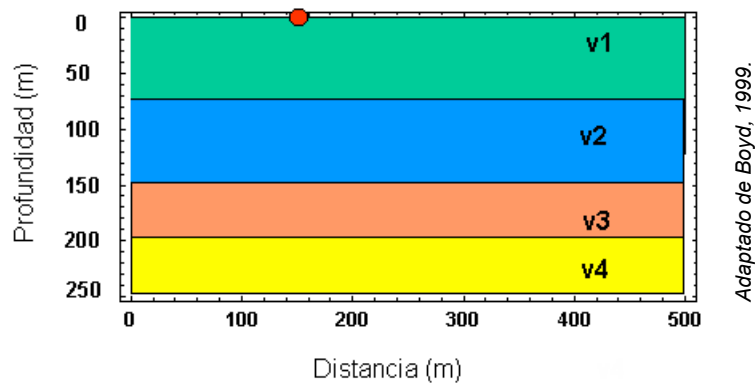


Figura 45. Modelos para tres refractores.

8.8.2 Velocidades aparentes.

Basándose en el principio de las velocidades aparentes, este método permite la identificación de velocidades y profundidades para modelos con capas inclinadas paralelas, utiliza los tiempos de intercepto en el origen de un tendido directo y de su reverso.

Caso de un estrato inclinado.

Considérese un modelo de dos capas (Figura 46), la primera con velocidad v_1 que suprayace sobre una capa de extensión semi-infinita. Las capas se encuentran separadas por un contacto inclinado plano de ángulo α_2 (Cantos, 1980).

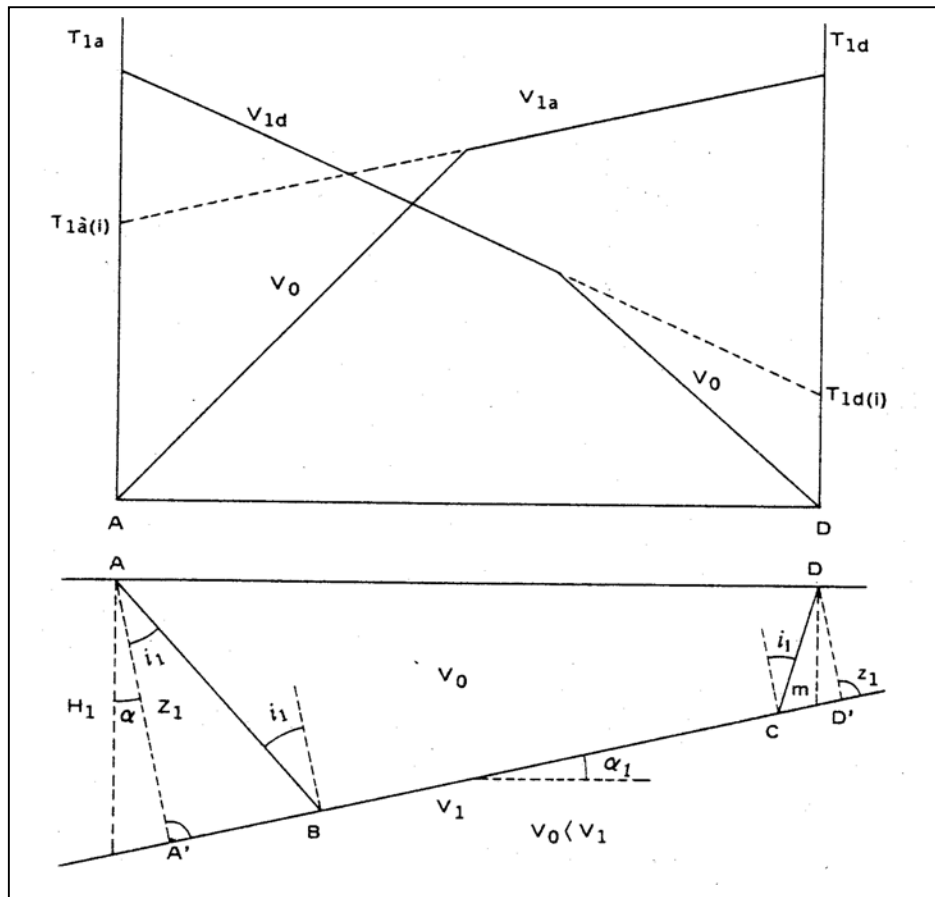


Figura 46. Velocidades aparentes: modelo de un refractor.

Para describir el contacto, o superficie de refracción, basta con determinar las profundidades en dos puntos. Usualmente se calculan las profundidades debajo de los puntos de disparo de una línea sísmica directa y una reversa.

Las suposiciones del método son: que la velocidad de los estratos es constante (medios homogéneos) y que la pendiente del refractor también lo es.

$$t_{AD} = \frac{AB}{v_1} + \frac{BC}{v_2} + \frac{CD}{v_1}$$

Donde AB, BC y CD se definen así:

$$AB = \frac{Z_1}{\cos(i_c)}$$

$$CD = \frac{Z1}{\cos(i_c)} = \frac{Z1 - AD * \text{sen}(\alpha_2)}{\cos(i_c)}$$

$$BC = A'D' - A'B - CD' = AD * \cos(\alpha_2) - AB * \text{sen}(i_1) - CD * \text{sen}(i_1),$$

como $i_1 = i_c \Rightarrow \text{sen}(i_1) = \frac{v1}{v2}$ entonces

$$t_{AD} = \frac{AB}{v1} + \frac{AD * \cos(\alpha_2) - AB * \text{sen}(i_1)}{v1} * \text{sen}(i_1) + \frac{CD}{v1}$$

$$T_{AD} = \frac{AB}{v1} * (1 - \text{sen}^2(i_1)) + \frac{CD}{v1} * (1 - \text{sen}^2(i_1)) + \frac{AD * \cos(\alpha_2) * \text{sen}(i_1)}{v1}$$

$$= \frac{Z1 * \cos^2(i_1)}{v1 * \cos(i_1)} + \frac{Z1 - AD * \text{sen}(\alpha_2)}{v1 * \cos(i_1)} * \cos^2(i_1) + \frac{AD * \cos(\alpha_2) * \text{sen}(i_1)}{v1}$$

$$= 2 * \frac{Z1 * \cos(i_1)}{v1} + \frac{AD}{v1} * \text{sen}(i_1 - \alpha_2)$$

$$= \frac{AD}{v1} * \text{sen}(i_1 - \alpha_2) + 2 * \frac{Z1 * \cos(i_1)}{v1}$$

La anterior es la ecuación total del tiempo recorrido entre A y D. Al analizarla para distancias x variables, que aumentan desde A hacia D, se tiene:

$$T_{ax} = \frac{x}{v1} * \text{sen}(i_1 - \alpha_2) + 2 * \frac{Z1 * \cos(i_1)}{v1} \quad [1]$$

En el caso de un disparo en D, el tiempo de D hacia A estaría dado por la siguiente fórmula:

$$T_{dx} = \frac{x}{v1} * \text{sen}(i_1 + \alpha_2) + 2 * \frac{Z1 * \cos(i_1)}{v1} \quad [2]$$

Según se definió anteriormente, las velocidades aparentes para el sentido directo - de A hacia D -, como para el reverso - de D hacia A - están definidas por $W = dx/dt$ correspondiente con la tangente en el punto de análisis (A ó D).

Las velocidades aparentes entonces, se pueden determinar en función de la V_1 y del ángulo emergente en $A = i_1 - \alpha_2$ y en $D = i_1 + \alpha_2$ como se muestra a continuación:

$$\text{Velocidad Aparente del estrato 1 en el sentido Ascendente} = V_{1a} = \frac{v_1}{\text{sen}(i_1 - \alpha_2)}$$

$$\text{Velocidad Aparente del estrato 1 en el sentido Descendente} = V_{1d} = \frac{v_1}{\text{sen}(i_1 + \alpha_2)}$$

Ahora bien, sabiendo que los datos conocidos por interpretación de las dromocronas son V_1 , V_{a1} y V_{a2} , hay que definir el ángulo crítico i_1 y la pendiente del refractor α_2 en términos de estas tres variables conocidas. Por lo tanto en las 2 ecuaciones anteriores se tendrían solo 2 incógnitas por resolver, i_1 y α_2 . De tal manera que despejando y resolviendo se tiene que:

$$i_1 = \frac{1}{2} * \text{sen}^{-1} \left[\left(\frac{V_1}{V_{1d}} \right) + \text{sen}^{-1} \left(\frac{V_1}{V_{1a}} \right) \right]$$

$$\alpha = \frac{1}{2} * \left[\text{sen}^{-1} \left(\frac{V_1}{V_{1d}} \right) - \text{sen}^{-1} \left(\frac{V_1}{V_{1a}} \right) \right]$$

Con base en la Ley de Snell para el ángulo crítico, se puede definir la velocidad del estrato 2, en términos de i_1 o de α_2 así:

$$V_2 = \frac{V_1}{\text{sen}(i_1)}$$

$$V_2 = 2 * \frac{V_{1a} * V_{1d}}{V_{1a} + V_{1d}} * \cos(\alpha_1)$$

Dos datos adicionales son determinados por las dromocronas identificadas; estos son el tiempo de intercepto del refractor en los puntos disparo A y D, es decir, el tiempo ascendente t_{1a} y el tiempo descendente t_{1d} . Estos tiempos son iguales a los tiempos de las ecuaciones [1] y [2] (página anterior), cuando $x = 0$. De tal manera que despejando en cada ecuación en términos de Z_1 y $<z_1$ se tiene que :

$$Z1 = \frac{T_{1a} * V_1}{2 * \cos(i_1)}$$

$$z1 = \frac{T_{1d} * V_1}{2 * \cos(i_1)}$$

De tal manera que para obtener las profundidades verticales al refractor desde A y desde D, basta con calcular las proyecciones de Z1 y z1, así:

$$H1 = \frac{T_{1a} * V_1}{2 * \cos(i_1)} * \frac{1}{\cos(\alpha_1)}$$

$$h1 = \frac{T_{1d} * V_1}{2 * \cos(i_1)} * \frac{1}{\cos(\alpha_1)}$$

Caso de dos estratos inclinados.

El planteamiento geométrico para este caso, que se ilustra en la Figura 47 es similar al anterior, solo que requiere mayor manejo algebraico, de tal manera que se presentará solamente el planteamiento general de los tiempos de llegada en cada punto de disparo y las soluciones.

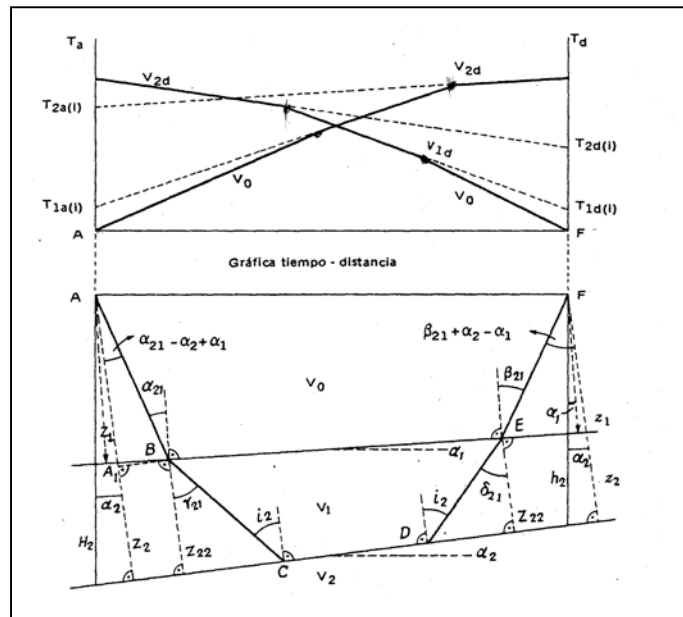


Figura 47. Velocidades aparentes: modelo para dos refractores inclinados.

El punto de partida para el cálculo de dos refractores inclinados, supone haber calculado previamente el ángulo de inclinación de la primera capa y las velocidades de la primera y la segunda. Se definen entonces los tiempos de viaje en el sentido ascendente del refractor 2 (T_{2a}) y en el sentido descendente del mismo refractor (T_{2d}), en función de la distancia x :

$$T_{2a} = \frac{x}{V_0} * \text{sen}(\beta_{21} - \alpha_2) + \frac{Z_1}{V_0} * \frac{\cos(\alpha_{21} + \beta_{21}) + 1}{\cos(\alpha_{21})} + \frac{Z_{22}}{V_1} * 2 * \cos(i_2)$$

$$T_{2d} = \frac{x}{V_0} * \text{sen}(\alpha_{21} - \alpha_2) + \frac{Z_1}{V_0} * \frac{\cos(\alpha_{21} + \beta_{21}) + 1}{\cos(\beta_{21})} + \frac{z_{22}}{V_1}$$

Derivando las anteriores ecuaciones con respecto a x y aplicando la Ley de Snell se tiene que:

$$i_2 = \frac{\gamma_{21} + \delta_{21}}{2}$$

$$\alpha_2 = \frac{\gamma_{21} - \delta_{21}}{2}$$

$$V_2 = \frac{V_1}{\text{sen}(i_2)}$$

Al igual que en el caso de una sola capa al hacer $x = 0$, T_{2d} y T_{2a} serían los tiempos de intercepto en el origen. De tal manera que se puede despejar Z_{22} y z_{22} y luego reemplazarlas, igualando a H_2 y h_2 , se obtienen las profundidades al refractor:

$$H_2 = \frac{1}{\cos(\alpha_2)} * \left[Z_1 * \frac{\cos(\alpha_{21} - \alpha_3 + \alpha_2)}{\cos(\alpha_{21})} + Z_{22} \right]$$

$$h_2 = \frac{1}{\cos(\alpha_2)} * \left[z_1 * \frac{\cos(\beta_{21} + \alpha_3 - \alpha_2)}{\cos(\beta_{21})} + z_{22} \right]$$

8.8.3 Profundidad mínima.

En la literatura no existe explícitamente una metodología para calcular la profundidad mínima de exploración, cuando no se ha encontrado un refractor en los ensayos de refracción sísmica, para ésto se deben suponer:

- a) La distancia crítica igual a la distancia entre el punto de disparo y el punto de medición más lejano.
- b) La velocidad de propagación de las ondas P en el refractor supuesto.

El desarrollo y cálculo de la profundidad mínima se puede hacer por el método empleado para calcular las velocidades y profundidades previamente calculadas, bien sea por velocidades aparentes o tiempos de intercepto.

8.9 ESTUDIO DE LA VELOCIDAD DE LA ONDA S

De los ensayos de refracción sísmica se pueden obtener las velocidades de propagación no solamente de la onda P, sino de la onda S. Este método es muy útil en áreas donde existen rocas blandas, depósitos aluviales o suelos blandos, en los cuales pueden haber grandes variaciones entre las relaciones de la velocidad de las ondas P y S. Obtener la velocidad de propagación de las ondas S es muy importante para determinar las características elásticas del terreno.

El estudio o método de las ondas S, utiliza los mismos principios y métodos analíticos explicados anteriormente en este capítulo (donde se estudia el tiempo de llegada de las ondas P). La diferencia radica en el uso de sensores de componente horizontal los cuales registran mejor la llegada de las ondas SH, que no se registran bien en los sensores de componente vertical de análoga manera como los sensores de componente vertical registran mejor la llegada de las onda verticales de P.

Este método está sujeto a varias restricciones y limitaciones al aplicarlo, y no siempre proporciona los datos requeridos, de tal forma que otros métodos geofísicos como el PS *logging* se ha difundido mayormente (p. ej. Imai, 1975).

Las limitaciones del método están relacionadas con la energía necesaria en la fuente para que las ondas SH se puedan registrar a grandes distancias (p. ej. Sarria, 1996).

Estas limitaciones podrían ser superadas al realizar tratamiento y procesamiento de las señales para realzar la llegada de las ondas S con filtros de polarización y análisis de contenido frecuencial, rutinas usualmente disponibles en paquetes de *software* sismológico especializado.