

**UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA
FACULTAD DE INGENIERIA
ESCUELA DE GEOLOGIA, MINAS Y GEOFISICA
DEPARTAMENTO DE INGENIERIA GEOFISICA**

GUIA DE PROSPECCION SISMICA POR REFRACCION

versión 1.4, mayo 2000
josé m. cavada

INTRODUCCION

La prospección por refracción es un procedimiento de exploración geológica del subsuelo mediante ondas elásticas. Es un método relativamente barato, que proporciona información de propiedades físicas del subsuelo con aplicación en la construcción de obras civiles, evaluación de riesgo sísmico y localización de aguas subterráneas. Existe una demanda creciente de esta técnica debido al incremento en los costos de sondeos por perforación y a las nuevas regulaciones legales que exigen estudios geológicos previos a la construcción.

En esta guía se expone el fundamento físico del método, su ubicación con relación a otras técnicas geofísicas, procedimientos prácticos de adquisición de datos y las fórmulas matemáticas para calcular velocidades y espesores de estratos del subsuelo.

OBJETIVOS

El objetivo principal es proporcionar una información básica de la prospección por refracción con las siguientes características:

- Material en idioma Castellano.
- Resumen del fundamento físico en el contexto general de propagación de ondas elásticas.
- Ubicación entre otros métodos geofísicos utilizados con fines similares.
- Ventajas e inconvenientes respecto a las perforaciones y otros métodos geofísicos.
- Aspectos prácticos de la adquisición de datos no cubiertos en libros de texto.
- Método sencillo de cálculo de espesores y velocidades del subsuelo tomando en cuenta el relieve topográfico.

INDICE

	Página
Exploración del subsuelo mediante ondas elásticas	1
Métodos de prospección sísmica	3
Prospección por reflexión	3
Prospección por refracción	4
VSP	4
WST	4
Registro sísmico	4
Downhole	5
Crosshole	5
Tomografía	5
Sísmica de galería	5
Ventajas y desventajas de la prospección por refracción respecto a las perforaciones	6
Prospección por refracción sísmica	7
Aplicaciones del método de prospección por refracción	7
Fundamento físico	7
Etapas de la prospección por refracción	10
Recopilación de información y planificación	10
Adquisición de datos en campo	12
Procedimiento de adquisición	16
Procesamiento	17
Interpretación	25
Ventajas y limitaciones del método de prospección por refracción	25
Bibliografía	26

EXPLORACION DEL SUBSUELO MEDIANTE ONDAS ELASTICAS

La prospección con métodos sísmicos consiste en explorar el subsuelo mediante ondas sísmicas. El método involucra un elemento generador de ondas sísmicas denominado fuente, un medio de propagación (rocas, aire, agua) y un elemento detector-registrador de las ondas denominado receptor. Analizando las ondas registradas se espera obtener información de las propiedades elásticas y morfológicas del medio de propagación.

El método de obtener información mediante ondas elásticas es utilizado por todos los animales que disponen de un sistema para producir sonidos y un sistema para detectarlas (sistema auditivo). Los más parecidos a los utilizados en prospección sísmica son los sistemas de ecolocalización o reflexión de ondas de los murciélagos y guácharos en el aire y el de los delfines en el agua.

Producto de la tecnología humana son los ecosonogramas usados principalmente para observar el feto en el vientre materno, los métodos ultrasónicos para detectar fisuramientos y puntos de debilidad en piezas mecánicas y el sonar usado para determinar la profundidad del fondo marino, localizar submarinos y bancos de peces.

Las ondas elásticas que se propagan por el aire y el agua son más conocidas como “ondas acústicas u ondas sónicas” (sean o no audibles por el ser humano) y las que se propagan por el subsuelo se conocen como “ondas sísmicas”; sin embargo, desde el punto de vista físico no se diferencian.

La energía de deformación elástica liberada por una fuente sísmica se propaga por el subsuelo mediante ondas. Pero estas ondas adoptan diversas características. Según el espacio en que se propagan existen ondas superficiales y ondas de cuerpo. Las ondas superficiales sólo se originan y propagan cerca de la superficie entre dos medios con propiedades elásticas distintas. Las más importantes son las que se propagan cerca de la superficie del suelo y entre las que se cuentan las ondas Rayleigh y las ondas Love. Estas son las ondas que más daño causan durante los terremotos y también las que mayores problemas causan en los registros de prospección sísmica por reflexión, porque debido a su gran amplitud ocultan las débiles reflexiones en las capas a mayor profundidad. Las ondas de cuerpo se propagan a través de todo el volumen de material elástico. Cuando el material del subsuelo es isótropo sólo pueden propagarse dos tipos de ondas de cuerpo: las ondas P y las ondas S.

Las ondas P, también se conocen como ondas primarias, ondas irrotacionales u ondas compresionales. Como ellas presentan siempre mayor velocidad que las ondas S y que las ondas superficiales, son siempre las primeras en llegar a cualquier distancia de la fuente. En materiales isótropos las ondas P se caracterizan porque el movimiento de las partículas del suelo al paso de la onda sigue la misma dirección en que esta se propaga.

Las ondas S, también se conocen como ondas secundarias, ondas de corte u ondas equivolumentales. Siempre tienen menor velocidad que las ondas P y las partículas del suelo se mueven en una dirección ortogonal a la dirección en que se propaga la onda.

Las ondas S se pueden descomponer en dos componentes vectoriales: ondas SV en las que el movimiento ocurre enteramente en un plano vertical, y ondas SH en las que el movimiento ocurre en un plano horizontal.

En materiales homogéneos la velocidad de las ondas P y S se puede expresar en función de los parámetros elásticos mediante las siguientes fórmulas:

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{k + \frac{4}{3}\mu}{\rho}}$$
$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

Donde:

V_p	velocidad de onda P	m	módulo de rigidez
V_s	velocidad de onda S	k	módulo de volumen
l	parámetro de Lamé	ρ	densidad

Notar que la velocidad de propagación de ondas sísmicas es independiente de la potencia de la fuente y sólo depende de las propiedades del material por el que viajan. Esto simplifica la caracterización de los estratos geológicos del subsuelo por sus velocidades. En cambio, la amplitud del movimiento del terreno al paso de una onda sísmica si depende de la potencia de la fuente y también de otros factores como la distancia a la fuente y de las propiedades de atenuación de los materiales atravesados.

A efectos prácticos de la prospección sísmica las ondas S no se transmiten en el agua ni en el aire, porque el módulo de rigidez de los mismos es muy pequeño y la atenuación de las ondas es muy grande.

Las rocas y sedimentos no suelen ser materiales homogéneos, sino que son agregados de diferentes minerales, con espacios porosos de forma variable, llenos de fluidos como agua o aire, fracturas y microfracturas de diversas formas y orientaciones. Por ello, las fórmulas anteriores para calcular las velocidades de onda P y S no son exactas en rocas ni en sedimentos. Lo mejor que se dispone es una gran variedad de fórmulas semiempíricas para calcular velocidades, en las que se toma en cuenta los parámetros elásticos de la matriz y de los fluidos, la porosidad, etc.

En general se cumple, con excepciones, que los valores de velocidad son mayores (Mooney, 1977):

- en rocas ígneas básicas que en rocas ígneas ácidas
- en rocas ígneas que en rocas sedimentarias
- en sedimentos consolidados que en no consolidados
- en sedimentos no consolidados saturados que en sedimentos no consolidados secos
- en suelos húmedos que en suelos secos
- en carbonatos que en areniscas
- en areniscas que en lutitas
- en rocas sólidas que en rocas fracturadas o con diaclasas
- en rocas inalteradas que en rocas meteorizadas
- en rocas densas que en rocas livianas
- en rocas viejas que en rocas jóvenes

Los sedimentos presentan casi siempre velocidades inferiores a 2000 m/s. Las areniscas y lutitas velocidades entre 1000 y 3000 m/s. Las rocas ígneas y metamórficas velocidades superiores a los 3500 m/s. Las velocidades típicas de onda P de algunos materiales son:

Material	Velocidad (m/s)
agua	1475
aire	350
arena	1400-2500
arcilla	900-2500
carbón	1500-2500
lutita	2000-3900
arenisca	1800-4200
caliza	3000-5000
gneis	3500-5000
esquistos	3000-4500
granito	4000-6000
gabro	6000

Generalmente, el primer estrato está constituido por roca meteorizada o por sedimentos transportados. Su velocidad suele estar entre 300 y 800 m/s y su espesor alrededor de los 5 m. Si el suelo está constituido por arena suelta, tal como arena de playa o médano (dunas), la velocidad de propagación puede ser inferior a la velocidad del sonido en el aire (350 m/s). Si en cambio, las arenas están saturadas de agua la velocidad puede ser inferior a la de propagación en el agua (1475 m/s).

En rocas ígneas y metamórficas no meteorizadas existe una buena correlación entre la velocidad de ondas sísmicas y el índice RQD o el grado de fracturación (Sjögren et al, 1979), la cual se resume en la siguiente tabla:

RELACION ENTRE VELOCIDAD DE ONDA P Y PARAMETROS MECANICOS DE ROCAS IGNEAS Y METAMORFICAS NO METEORIZADAS SEGUN SJØGREN ET AL, 1979

Velocidad (m/s) (Gpa) ±1 GPa	Fracturas por metro ±0.8 fracturas/m	RQD (%) ±3.5%	Edin (GPa) ±2 GPa	m	
		k (Gpa) ±1 GPa			
3000	19.0	25	18.3	6.2	17.7
3500	13.5	45			
4000	9.5	63	30.5	11.5	27.0
4500	6.5	78			
5000	4.0	88	52.5	19.5	41.5
5500	3.5	94	64.5	25.0	51.5

La correlación entre velocidad y grado de meteorización no es tan buena y depende entre otras cosas de la litología; por ejemplo, una velocidad de 2000 m/s en un granito es indicativo de un grado alto de meteorización o fracturamiento, en cambio en una arenisca es indicativo de roca inalterada. Sin embargo, el grado de meteorización es mayor cuanto menor sea la velocidad registrada con relación a la velocidad típica de la roca considerada en estado inalterado.

El radar es un método de exploración que en lugar de ondas elásticas utiliza ondas electromagnéticas. Es bien conocido que el radar se utiliza para localizar aviones en vuelo, misiles y barcos o determinar la velocidad de vehículos. Pero también tiene aplicación en sensores remotos desde avión o satélite para determinar el relieve topográfico a través de las nubes, tipos de suelo, vegetación, litología, etc. Menos conocido es que también se utiliza para prospección del subsuelo a poca profundidad en forma casi idéntica a la prospección sísmica.

MÉTODOS DE PROSPECCION SISMICA

Los métodos de prospección sísmica se pueden clasificar según el tipo de ondas utilizadas para obtener información del subsuelo. Según este criterio se tienen métodos basados en:

- ondas reflejadas
- ondas cónicas o refractadas críticamente
- ondas directas
- ondas superficiales

Cuando se efectúa un registro sísmico, casi siempre es inevitable que se reciban y graben todos estos tipos de ondas; sin embargo, sólo uno de ellos se considera útil. Las ondas consideradas útiles se las denomina “señal”, mientras que las ondas de otro tipo se las denomina “ruido” y se consideran inconvenientes. Por ejemplo, en el método de reflexión, sólo se consideran útiles las ondas sísmicas reflejadas, mientras que las cónicas, directas y superficiales se consideran ruido. Por el contrario, cuando se utilizan métodos basados en ondas superficiales, estas son la “señal”, mientras que las reflejadas forman parte del ruido.

El método de exploración sísmica mas utilizado para prospección de hidrocarburos es el que utilizan ondas reflejadas y se denomina “método de reflexión sísmica”.

El siguiente método mas utilizado en prospección de hidrocarburos es el que utiliza ondas directas, y en esta categoría caen todos los registros sísmicos de pozo. Las ondas directas también se utilizan en geología aplicada a obras civiles, ya sea en pozos o en galerías.

En la sísmica de pozos se cuenta con una variedad de técnicas, entre las que se citan:

- | | |
|-------------------------|--------------------|
| Sísmica de Pozos | - VSP |
| | - WST |
| | - Registro sísmico |
| | - Downhole |
| | - Crosshole |
| | - Tomografía |

Prospección por reflexión

La fuente y los detectores se encuentran en o cerca de la superficie y puede ser en tierra o en agua. La información del subsuelo es aportada por las ondas sísmicas que se reflejan a manera de un eco, en las superficies de contacto (interfases) de estratos con propiedades elásticas diferentes. La información se suele presentar en forma de secciones sísmicas que constituyen una especie de radiografía o ecosonograma que revela las principales estructuras geológicas en el subsuelo tales como pliegues, fallas, intrusiones, patrones de sedimentación. Se utiliza principalmente para localización y detalle de estructuras geológicas favorables a contener yacimientos de hidrocarburos a profundidades entre 1000 y 4000 m . También se utiliza con fines geotécnicos principalmente en agua, por ejemplo para determinar las condiciones del fondo marino para el anclaje de plataformas petroleras o el tendido de tuberías. En este caso la resolución suele ser excepcionalmente buena. Por contraste, el método presenta muchos inconvenientes para su utilización con fines geotécnicos en tierra, a profundidades menores de 300 m .

La adquisición, el procesamiento y la interpretación por el método de reflexión son las más complejas y costosas; sin embargo, se considera en general el mejor método de exploración geofísica del subsuelo.

La adquisición de datos con fines petroleros se suele efectuar a lo largo de un mallado de líneas sísmicas con

extensiones del orden de 5 a 100 km por línea. Los tendidos sísmicos puede tener una longitud de 3 o 4 km a cada lado de la fuente y utilizar entre 48 y 1024 canales de grabación. El número de canales de grabación se ha ido incrementando con el tiempo y actualmente puede llegar hasta 10000 canales. La exploración puede ser de reconocimiento, de detalle y 3D. En la exploración de reconocimiento la distancia entre líneas es de hasta 10 km, en la de detalle hasta 2 km y en 3D hasta 50 m . El tiempo de registro por cada disparo es de 4 a 6 segundos con explosivos, y de 10 a 15 segundos si la fuente son camiones vibradores. El intervalo de muestreo es de 2 ms o 4 ms y el rango de frecuencias útiles de las reflexiones está en la banda de 10 a 80 Hz, con un máximo entre 35 y 40 Hz.

La exploración del subsuelo mediante radar también utiliza las técnicas del método de reflexión sísmica, pero las profundidades alcanzadas son mucho más cortas: entre 0 y 50 m, aunque en la mayoría de las ocasiones no alcanza mucho más de los 5 m . Las mayores penetraciones se consiguen en sal, hielo y rocas ígneas y metamórficas. La menor en sedimentos arcillosos. Su principal aplicación es en Arqueología para localizar muros de construcciones antiguas, canales, tumbas. También se utiliza para localizar tuberías, sitios de enterramiento de desechos tóxicos y cavidades.

Prospección por refracción

La fuente y los detectores se encuentran en la superficie, la cual en la mayoría de los casos es tierra. La información del subsuelo es aportada por las ondas sísmicas refractadas críticamente en las interfases entre estratos de diferente velocidad de ondas sísmicas compresionales (ondas P). Estas ondas refractadas críticamente también se conocen como ondas cónicas, ondas de primera llegada, ondas de cabezera, ondas laterales. Ellas son, con excepción de las ondas directas hasta cierta distancia, las que primero llegan a los receptores desde el instante en que se produce la liberación de energía en la fuente, por lo que identificarlas y medirlas el tiempo de llegada suele ser relativamente sencillo

La mayor aplicación del método es explorar el subsuelo con fines geotécnicos o mineros a profundidades entre 0 y 100 m . Es efectivo para delimitar la interfase entre medios elásticos con un fuerte contraste de velocidad (mayor que 2:1), tal como el que existe entre el basamento de roca inalterada y el material de recubrimiento constituido por aluvión o por roca meteorizada. No suele ser de utilidad para delimitar estratos sedimentarios entre si.

VSP

El VSP (Vertical Seismic Profile) o perfil sísmico vertical es una técnica de exploración sísmica en la que se tiene una fuente sísmica en la superficie con varios detectores fijos en un pozo. Se obtienen registros sísmicos, similares a los de reflexión, para varias distancias de la fuente al pozo, con los que se construye un sección sísmica de su entorno. Las principales aplicaciones del VSP son: diferenciar entre reflexiones primarias y múltiples, medir velocidades de onda compresional y de corte y ayudar en la conversión de tiempo a profundidad de las secciones sísmicas de reflexión. Este método aprovecha ondas directas y ondas reflejadas.

WST

El WST (Well Seismic Tool) o tiros de verificación, es una técnica en la que se tiene un fuente sísmica fija en superficie y una sonda (WST) con un receptor dentro del pozo. Para una profundidad dada de la sonda, se obtiene un registro sísmico en el cual se mide el tiempo de viaje de las ondas primarias desde la fuente hasta el receptor. El procedimiento se repite para varias profundidades de la sonda. Sus principales aplicaciones son obtener la función de conversión de tiempo a profundidad para las secciones sísmicas de reflexión y calibrar los registros sísmicos.

Registro sísmico

En esta técnica se utiliza una herramienta de pozo, la cual contiene un emisor de ondas sísmicas y un par de receptores a distancias fijas del emisor. La herramienta se introduce por el pozo y a intervalos regulares de profundidad (por ejemplo 1 pie) se mide el tiempo de tránsito de una señal sísmica desde el emisor hasta los receptores. Esta es una onda cónica producida por refracción crítica en la formación geológica. El inverso de ese tiempo de tránsito representa la velocidad de propagación de las ondas sísmicas en el subsuelo a la profundidad donde se efectuó la medición. El método se caracteriza por su alta resolución para delimitar estratos y tiene extensa utilidad en estudios de petrofísica, estratigrafía, producción de yacimientos y correlación de secciones sísmicas con las formaciones geológicas. Es catalogado como un método de verificación petrofísica de pozo como los registros eléctricos, neutrónicos, gamma ray, SP.

También existen sondas que en lugar de pulsos sísmicos utilizan pulsos de radar. Presenta la ventaja de utilizar antenas direccionales por lo que permite medir distancias hasta cavidades y fracturas, determinar ángulos de intersección entre los estratos y la perforación y el rumbo del buzamiento de fracturas. Tiene aplicaciones en minería, hidrogeología y mecánica de rocas. Se usa para investigar sitios para túneles, represas y sitios de excavación. El equipo es mucho más costoso que el de ondas sísmicas y la técnica todavía no está muy desarrollada.

Downhole

Este método es similar al WST, la diferencia estriba en que las aplicaciones del downhole están más enfocadas a la Geotecnia, las profundidades son someras (0-100 m) y usualmente se utilizan sondas con detectores de tres componentes vectoriales: una vertical y dos horizontales en direcciones ortogonales. Se registran las ondas P y S típicamente a intervalos de profundidad de 1 pie. Su finalidad es obtener los parámetros elásticos dinámicos como función de la profundidad en el entorno del pozo. Suele ser bastante efectivo y permite aprovechar mejor la inversión realizada en la perforación. Dos dificultades con este método es que requiere mucha precisión en la determinación de los tiempos de primera llegada de las ondas si se desea obtener velocidades interválicas y que el pozo esté revestido.

Crosshole

Esta técnica para objetivos geotécnicos requiere la perforación de al menos dos pozos de igual profundidad, preferiblemente tres pozos alineados, con una separación de unos 3 a 8 m. Igual que en el downhole, se utiliza una sonda que detecta tres componentes vectoriales de las ondas sísmicas; la diferencia está en que la fuente no permanece fija en superficie, sino que se coloca a la misma profundidad que la sonda en un pozo adyacente. Si se utilizan tres pozos alineados, se baja la fuente en uno de ellos y una sonda en cada uno de los otros dos. Las dificultades son las mismas que las del downhole, a las que se agrega la dificultad de utilizar una fuente sísmica dentro de un pozo. Se pueden usar también emisores y sensores de radar.

Tomografía

Al igual que el crosshole requiere la perforación de dos o tres pozos alineados. También se colocan detectores en uno o dos pozos y la fuente en el tercero. La variante es que se toman registros de todas las combinaciones posibles de profundidades de fuentes y detectores. De esta forma el subsuelo entre los pozos es atravesado por numerosas y diferentes trayectorias fuente-receptor, lo cual permite plantear sistemas de ecuaciones para calcular la distribución de velocidades y calidad de la roca. Existen modalidades en que también se utilizan fuentes en superficie a diversas distancias del pozo (como en el VSP). Esta técnica requiere un procesamiento más elaborado pero proporciona secciones bidimensionales del subsuelo de buena resolución. Tiene aplicaciones en Geotecnia y minería. Existe una versión que utiliza radar en lugar de ondas sísmicas.

Sísmica de galería

Se efectúa entre galerías de una mina subterránea o entre túneles y la superficie. En ella la fuente se encuentra en una galería o en la superficie y los detectores en otra galería. Se presta para utilizar técnicas de tomografía. El principal objetivo es determinar parámetros elásticos dinámicos entre galerías o hasta la superficie. También se usa para localizar fallas, vetas, grado de fracturación, cavidades, localizar túneles abandonados. También puede utilizarse radar.

Recordando que la prospección por métodos sísmicos consiste en explorar el subsuelo mediante ondas sísmicas es evidente que la información acerca del subsuelo que se puede extraer directamente de esta forma está limitada a las propiedades físicas que gobiernan la propagación de ondas elásticas. A partir de los registros sísmicos se pueden medir tiempos de llegada de las ondas, amplitudes y frecuencias. Con estas mediciones se pueden calcular velocidades de propagación de ondas, espesores de estratos, coeficientes de atenuación, constantes elásticas dinámicas (módulo de Poisson, módulo de rigidez, módulo de volumen, etc). Indirectamente y bajo la suposición de la existencia de una relación entre estos parámetros y la litología se puede construir una imagen aproximada de la geología del subsuelo.

Algunos de los datos que usualmente se especifican en el reporte o informe técnico de una prospección sísmica a profundidad somera son:

- Perfil sismoelástico del subsuelo en distancia y profundidad representado mediante el gráfico de las interfases entre los diferentes estratos (esto proporciona espesores y profundidades)
- Velocidad de ondas compresionales de cada estrato
- Posible litología
- Posibles estructuras geológicas tales como fallas, altos o depresiones en el basamento rocoso, zonas de fracturación o disolución, cavidades
- Parámetros elásticos dinámicos
- Grado de fracturamiento, de meteorización o de facilidad de fracturación de la roca
- Volúmenes de material

Lógicamente, dependiendo del objetivo de la exploración y de la técnica aplicada es posible suministrar uno o varios de los parámetros citados.

En principio, la utilidad de los métodos sísmicos dependen de la existencia de una relación entre los parámetros elásticos de los materiales del subsuelo y su litología (o cualquier otra propiedad que se desee conocer). En general, en la

mayoría de las situaciones tal relación existe, sin embargo no suele ser unívoca; por ejemplo, si las mediciones indican que la velocidad de propagación de ondas sísmicas en el subsuelo es de 2000 m/s esta velocidad no es indicativa de ninguna litología concreta como caliza, arenisca o arcilla.

En general los métodos geofísicos aportan datos para aproximarse a la solución de un problema geológico, minero o geotécnico, que se suman a los proporcionados por geología de superficie, perforaciones, ensayos de penetración, ensayos estáticos sobre muestras o in situ, etc. Sólo en casos muy particulares la información geofísica por si sola es suficiente para resolver el problema.

Los métodos de exploración sísmica, en los sitios donde resultan efectivos, suelen utilizarse para reducir costos ya que son más baratos y rápidos que las perforaciones. Ellos no sustituyen las perforaciones, simplemente disminuyen su número. Si en un programa de exploración se requerían 10 perforaciones, estas pueden reducirse a 4 estratégicamente situadas y el resto del área se “rellena” mediante perfiles sísmicos. En este caso las perforaciones y los sondeos sísmicos se calibran mutuamente.

Ventajas y desventajas de la prospección por refracción respecto a las perforaciones

Los sondeos sísmicos tienen ventajas y desventajas respecto a las perforaciones, que se pueden resumir en la siguiente lista:

Ventajas

- Más baratos por metro de profundidad y por sondeo
- Mayor rapidez de ejecución
- No requieren de maquinaria compleja o pesada, la operación de los instrumentos es relativamente sencilla.
- Pueden efectuarse aún en terrenos con gran pendiente
- No requieren apertura de vías de acceso, ni acondicionamiento del terreno para operar maquinaria. Sólo es necesario abrir una pica (trocha) para el cable de detectores si la vegetación es densa.
- Los datos que aportan reflejan las propiedades promedio de un volumen del subsuelo, es decir, no son puntuales.

Desventajas

- Resolución muy pobre: no son capaces de diferenciar estratos muy delgados o de propiedades elásticas similares
- No proporcionan información unívoca de la litología
- Su efectividad decrece al aumentar la profundidad a explorar
- Requieren el uso de explosivos para obtener registros sísmicos de buena calidad.
- Si se usan explosivos es necesario abrir huecos (1-2 m de profundidad) para colocar la carga.
- El mantenimiento y reparación de los instrumentos electrónicos de medición de ondas sísmicas es difícil de obtener en Venezuela.
- Resultan inútiles en zonas de litología lateramente heterogénea o estructuralmente compleja (sedimentación cruzada, lentes, intercalaciones, conglomerados, zonas de falla), en masas rocosas ígneas o metamórficas o en zonas de fuerte atenuación de ondas sísmicas (rellenos, arenas sueltas secas)

PROSPECCION POR REFRACCION SISMICA

Es probablemente el método geofísico más utilizado para obtener datos para Geotecnia del subsuelo somero. En este método la fuente y los detectores se encuentran alineados en la superficie del terreno. Se obtienen registros de las ondas que viajan desde la fuente hasta los detectores a través del subsuelo siguiendo diversas trayectorias o caminos. En particular aquí interesan aquellas ondas que siguen la trayectoria de tiempo mínimo y que son las primeras que llegan a cada detector. Con ellas se dibuja un gráfico donde las abscisas son distancias desde la fuente hasta cada detector y el eje de las ordenadas son los respectivos tiempos de primera llegada. Este gráfico se denomina gráfico tiempo-distancia, y las curvas representadas son las dromocrónicas. En principio, a partir de este gráfico es posible calcular el perfil de espesores y la velocidad de propagación de las ondas sísmicas primarias de cada estrato en el subsuelo.

Aplicaciones del método de prospección por refracción

El método proporciona información de los espesores y velocidades de los estratos del subsuelo. Esto puede resultar de utilidad principalmente en geología aplicada a obras civiles (Geotecnia) tales como en la construcción de edificios, puentes, represas, carreteras, taludes en los que interesa la profundidad de la roca inalterada, el grado de meteorización del recubrimiento, localizar materiales de construcción y grado de fractura o de facilidad de fracturación de la roca y evaluar el riesgo sísmico. En minería para calcular volúmenes de material explotable y en Hidrogeología para ayudar a determinar la continuidad y extensión de acuíferos. En general, el método se aplica para:

- Obtener perfiles del espesor de sedimentos hasta el basamento en una cuenca sedimentaria
- Localizar fallas, paleocauces, zonas de fracturas en el basamento rocoso somero.
- Obtener un perfil de espesores y velocidades hasta la roca fresca, diferenciando suelo, roca meteorizada, roca submeteorizada y roca inalterada.
- Calcular volumen de material explotable principalmente en minas de arena, caliza, oro de aluvión, ocre, caolín.
- Determinar la continuidad de estratos acuíferos
- Calcular los tiempos de tránsito de las ondas a través de las capas de baja velocidad cercanas a la superficie, para corrección estática de campo en prospección por reflexión.

El método de refracción de ondas sísmicas también se utiliza en Sismología para determinar la estructura interna de la Tierra, en estudios de la corteza terrestre (con fuentes sísmicas naturales o artificiales) y en las décadas de los años 30 a 50 se utilizó en prospección de hidrocarburos, principalmente para ubicar domos salinos a los cuales suelen estar asociadas trampas de petróleo. Actualmente prácticamente no se utiliza en prospección de hidrocarburos, excepto indirectamente para calcular la corrección estática de campo.

Fundamento físico

En los registros sísmicos de refracción se utilizan sólo, o principalmente, los tiempos de las ondas que llegan primero a los detectores desde que se activa la fuente de ondas sísmicas. Las ondas que normalmente llegan primero son:

1. las denominadas ondas directas, que son ondas P que viajan en trayectoria recta desde la fuente hasta los detectores
2. las ondas P refractadas críticamente, denominadas también ondas cónicas, las cuales, aunque no siguen una trayectoria recta entre la fuente y los detectores (distancia mínima), sin embargo, llegan primero que cualquier otra onda porque viajan por una trayectoria de tiempo mínimo.

En la figura 1 se muestra una simulación matemática de la propagación de un campo de ondas en un subsuelo formado por dos estratos de espesor constante. El estrato más superficial tiene una velocidad de ondas P de 500 m/s y espesor 15 m. El estrato subyacente tiene una velocidad de ondas P de 1500 m/s. La fuente sísmica está ubicada en el extremo superior izquierdo del perfil, el cual tiene 97 m de largo y 40 m de profundidad.

La onda directa está representada por el frente semicircular que se propaga por el estrato más somero (medio 1). Es el primer frente de onda en perturbar los puntos de la superficie desde el instante de activación de la fuente hasta unos 88 ms. Durante ese lapso de tiempo, la onda directa recorre una distancia de 42 m desde la fuente (distancia de cruce). A partir de la distancia de cruce, la primera en llegar es la onda cónica.

La onda cónica se presenta en la simulación bidimensional como un frente de onda recto, pero en tres dimensiones sería la superficie inclinada de un tronco de cono, cuyo eje vertical pasa por la fuente, la base está en la interfase entre los dos estratos y el tope en la superficie. Como se observa en la simulación, este frente de onda se origina a partir del frente de onda que se transmite al estrato inferior (segundo medio), concretamente sólo de la porción del mismo que viaja paralela a la interfase. Esta porción del frente transmitido, que viaja por el segundo medio paralelamente a la interfase, es el frente de refracción crítica o refracción total. El da origen a la onda cónica a lo largo de la interfase, porque constituye una onda hipersónica respecto a la velocidad de ondas sísmicas en el primer estrato (1500 m/s vs 500 m/s). Es el mismo fenómeno que produce la estela de ondas en abanico de una lancha rápida sobre la superficie del agua o el estampido sónico cuando un avión supera la “barrera del sonido”, es decir, cuando vuela a más de 350 m/s.

Evidentemente, el fenómeno que origina la onda cónica se produce sólo si el estrato subyacente tiene una velocidad de ondas P mayor que el estrato por encima. Si esto no es así, se tiene una “inversión de velocidad” y el estrato subyacente no es posible detectarlo con el método de refracción sísmica.

Si la velocidad de las ondas sísmicas es mayor para estratos más profundos, entonces se originarán ondas cónicas en cada interfase, las cuales serán sucesivamente primeras llegadas. Por cada interfase se tendrá una distancia de cruce en superficie.

Si el primer estrato tiene espesor constante, el frente de onda cónico aparenta propagarse por la superficie con una velocidad igual a la del segundo estrato. La distancia de cruce entre la onda directa y la onda cónica proporciona información del espesor del primer estrato (evidentemente el espesor es mayor cuanto mayor sea la distancia de cruce).

Cuando los estratos no son paralelos, sino que presentan inclinación relativa, las velocidades de onda cónica calculadas para cada estrato a partir de una dromocrónica, son velocidades aparentes. Para poder calcular las velocidades verdaderas es necesario efectuar dos registros de refracción: primero se obtiene un registro con la fuente en un extremo del tendido de receptores y después se obtiene un segundo registro con la fuente en el otro extremo. Esto se conoce como la técnica del doble disparo.

Para calcular las inclinaciones de los estratos es necesario disponer de los registros efectuados en dos tendidos de doble disparo. Estos tendidos deben estar en direcciones cruzadas, preferiblemente a 90° uno respecto al otro. En total se obtendrían cuatro registros. De esta forma es posible calcular la inclinación de cada estrato respecto a la horizontal

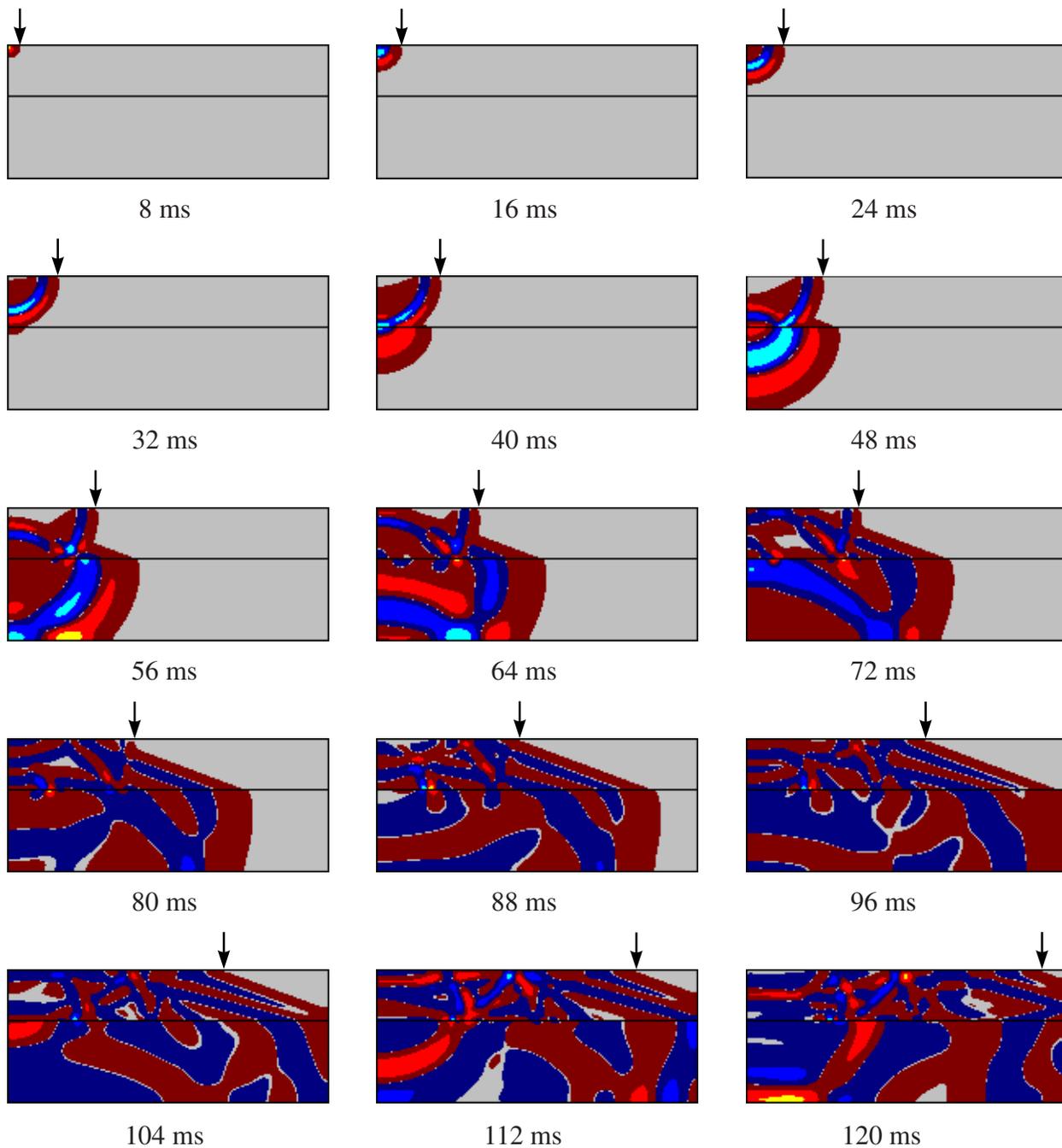


Figura 1 Mapas que muestran la evolución del campo de ondas a intervalos de 8 ms en un subsuelo constituido por dos estratos. El estrato superior tiene una velocidad de ondas sísmicas de 500 m/s y un espesor constante de 15 m . El estrato inferior tiene una velocidad de ondas sísmicas de 1500 m/s. Se destacan: el avance de la onda directa por el recubrimiento (8 ms, 16 ms, 24 ms); la formación de la onda transmitida al basamento, la cual tiene mayor velocidad y longitud de onda que la directa (32 ms, 40 ms); la aparición de la onda cónica en el recubrimiento (48 ms), notándose que es tangente a la reflejada (56 ms); la llegada de la onda reflejada y la onda cónica a la superficie (64 ms); el adelantamiento de la onda cónica a la onda directa en su llegada a la superficie (80 ms, 88 ms). Notar que el avance de la onda directa por la superficie es real, mientras que el de la onda cónica es aparente. La onda cónica avanza por la superficie con una velocidad aparente igual a la velocidad verdadera del basamento porque el espesor del recubrimiento es constante (mapas 64 a 96 ms). Las flechas indican la posición del frente de onda de primera llegada en la superficie.

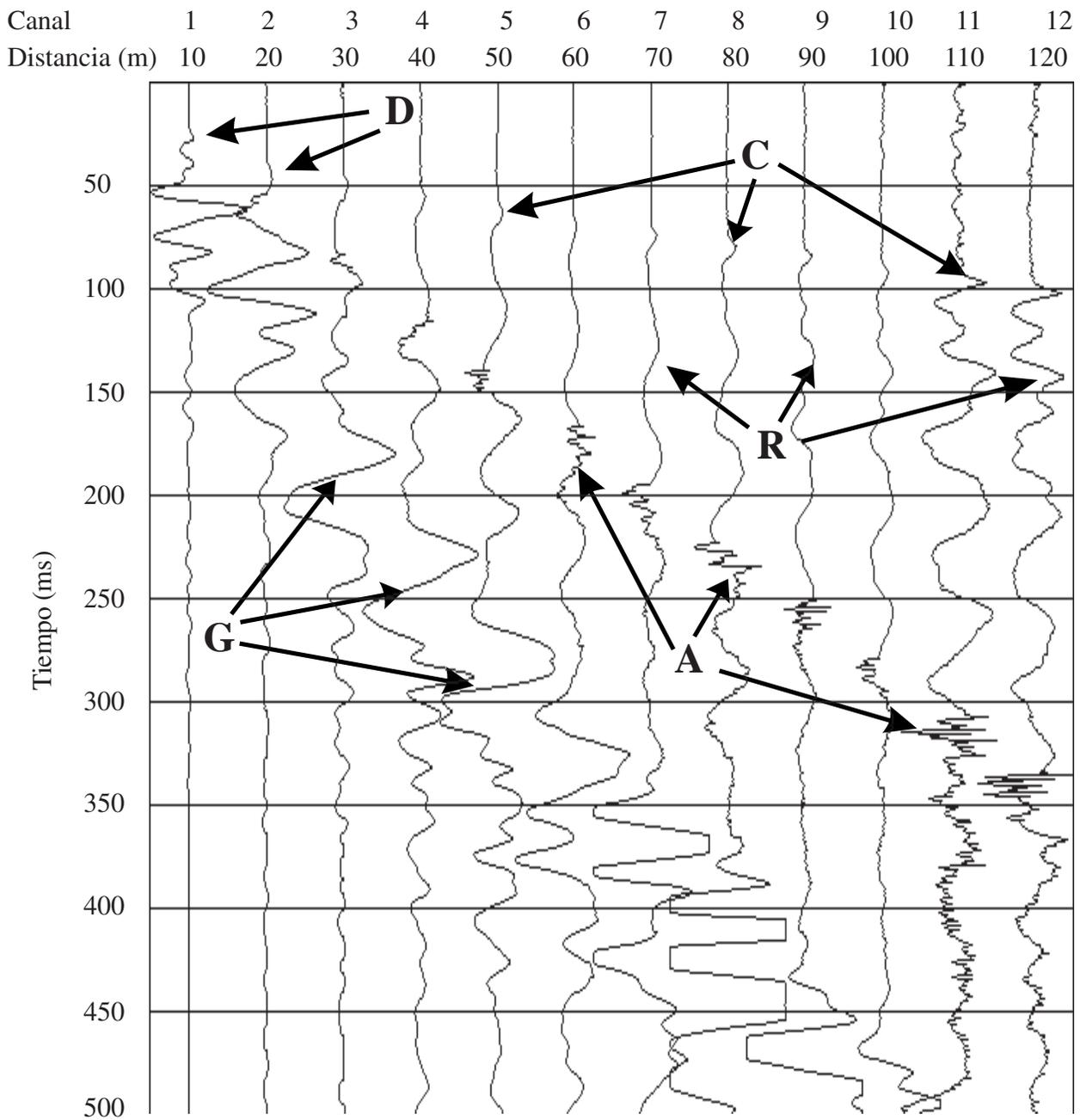


Figura 2. Ejemplo de registro sísmico. El registro contiene 12 trazas. Cada traza representa las oscilaciones del terreno captadas por un sensor (geófono), el cual las envía como señales eléctricas a su correspondiente canal en el sismógrafo. En el ejemplo, los sensores se encuentran alineados a intervalos de 10 m, estando el sensor del primer canal a 10 m de la fuente sísmica, el sensor del segundo canal a 20 m, etc. El tiempo total de grabación es 500 ms. En el registro se destacan varios trenes de ondas coherentes. Están las ondas superficiales de gran amplitud (G), la onda de aire de alta frecuencia (A), reflexiones (R), la onda directa (D) y la onda cónica (C). En prospección por refracción sólo se utilizan los tiempos de llegada de las ondas directa y cónica. En prospección por reflexión se utilizan sólo las reflejadas, después de haber procesado el registro sísmico para eliminar todas las demás ondas.

(buzamiento o echado) y su dirección (rumbo).

En la figura 2 se muestra un registro sísmico real de refracción. El registro consta de 12 trazas. Cada traza es una representación gráfica de las oscilaciones del terreno con el tiempo, captadas por un sensor en la superficie del mismo. El sensor al ser movido por las ondas sísmicas genera señales eléctricas, las cuales son enviadas a través de un cable hasta un canal del sismógrafo. En el sismógrafo las señales son amplificadas, filtradas, grabadas y representadas gráficamente en forma de traza. Así, este registro de 12 trazas fue generado por un sismógrafo de 12 canales.

En el terreno los sensores se encontraban alineados, colocados a intervalos de 10 m. La fuente sísmica se encontraba a 10 m del primer sensor (la traza del primer canal es la situada más a la izquierda en el registro). El registro se inició en el instante en que se activó la fuente sísmica y la grabación duró 500 ms (medio segundo). Las líneas horizontales en el registro representan intervalos de 50 ms, con lo que proporcionan una escala de tiempo.

Mediante flechas se indican algunas de las oscilaciones en las trazas producidas por diversos tipos de ondas. En estos registros, los trenes de ondas que presenten mayor pendiente tienen menor velocidad, mientras que los que tienden a seguir un patrón horizontal son los de mayor velocidad. Las mayores amplitudes se deben a ondas superficiales, las cuales aunque dominan en el registro, no son de utilidad en el método de prospección por refracción y por ello se las considera ruido. Otra onda de ruido que se destaca es la onda de aire, la cual se caracteriza por su alta frecuencia (oscilaciones de período corto), no ser dispersiva y velocidad de propagación de unos 350 m/s.

Los trenes de onda que son de utilidad en este registro son los primeros en llegar en cada traza. Naturalmente se descartan los eventos de ruido ambiental casi siempre presentes y más notorios en las trazas de los canales más lejanos a la fuente. Estos eventos normalmente no presentan coherencia, es decir no pueden ser seguidos traza a traza de acuerdo a un patrón de oscilación, como en los casos de las ondas superficiales, onda de aire, onda directa y onda cónica. Existen algunos eventos de ruido al comienzo de algunas trazas que presentan muy alta frecuencia y muy alta velocidad. Estos se deben a interferencia eléctrica probablemente producida internamente por el sismógrafo.

En este registro la onda directa se destaca como primera llegada únicamente en la primera traza. En las demás trazas, la primera llegada es de la onda cónica, la cual proviene sólo de una interfase.

Etapas de la prospección sísmica por refracción

La prospección por refracción tiene cuatro etapas:

1. Recopilación de información y planificación
2. Adquisición de datos en campo
3. Procesamiento de los datos
4. Interpretación

Recopilación de información y planificación

En esta etapa se obtienen todos los datos disponibles relevantes sobre la zona de prospección, ello incluye:

- mapas e informes de geología de superficie
- registros e informes geofísicos previos
- registros e informes de perforaciones geotécnicas
- informes de pozos de agua
- mapas topográficos
- fotografías aéreas

En base al objetivo de la prospección y la información disponible se diseñan los parámetros de adquisición, en los que se cuentan:

- rumbo de las líneas sísmicas
- número de líneas sísmicas
- distancia entre líneas
- distancia entre tendidos
- distancia entre receptores
- distancia fuente-primer receptor
- duración de registro
- intervalo de muestreo
- tipo de fuente sísmica
- si la fuente son explosivos: profundidad de hueco y cantidad de explosivo

Los **mapas e informes de geología de superficie** proporcionan información de la distribución areal y vertical de las formaciones geológicas presentes en el lugar. Además, conociendo la litología de los estratos podemos estimar los valores de velocidad que son de esperarse en los registros de refracción, incluyendo la posibilidad de fenómenos de inversión de velocidad y capa delgada. Con la información de espesores y buzamientos se puede estimar el tiempo de registro. Finalmente, el rumbo de los estratos en los afloramientos permite establecer el rumbo preferente de los tendidos de refracción.

Los **informes geofísicos previos** de refracción permiten prever la relación señal/ruido del sitio, los requerimientos de energía, posibles dificultades de adquisición, cantidad de estratos detectables y sus velocidades y tiempo de registro. Los informes geofísicos de otros métodos como sondeos eléctricos también resultan de utilidad porque también definen estratos y profundidad de basamento. También pueden ayudar en la interpretación en caso de inversión de velocidad, ya que los estratos con inversión que no se detectan por refracción sísmica, pueden sin embargo manifestarse en el sondeo eléctrico.

Los **informes de perforaciones geotécnicas** pueden proporcionar información de los espesores y distribución vertical de las principales unidades geológicas. Si la información incluye medidas de SPT o RQD estas se pueden utilizar para estimar las velocidades de refracción, y detectar la presencia de inversiones de velocidad o capa delgada. Los datos de pozos son muy importantes para calibrar los espesores calculados por refracción e identificar las unidades geológicas que se manifiestan en los registros sísmicos.

Los **informes de pozos de agua** también pueden proporcionar información sobre litologías y espesores. Son muy importantes cuando el objetivo del sondeo sísmico de refracción es el seguimiento de un estrato acuifero, porque ayuda a identificar las ondas de primera llegada del acuifero en el registro sísmico y permite calibrar la profundidad calculada con el mismo.

Los **mapas topográficos** permiten prever la irregularidad del terreno en el sitio de adquisición, planificar la ubicación de los tendidos sísmicos, calcular correcciones por topografía de los espesores calculados (si no es posible realizar un perfil topográfico para los tendidos sísmicos). Una vez realizado el levantamiento también sirven como mapa de ubicación de los sondeos para el informe técnico.

Las **fotografías aéreas** sirven para conocer las condiciones del terreno donde se efectuará el sondeo (por ejemplo vegetación, pantano, taludes). También para ubicar las vías de acceso al lugar.

La fuente sísmica y los sensores usualmente se colocan alineados sobre una recta porque es necesario que los sensores capten las ondas a lo largo de la dirección en que estas se propagan. Esto permite calcular su velocidad. Es correcto suponer que en la mayor parte de las situaciones la proyección horizontal de la trayectoria seguida por las ondas es una recta. Cuando se efectúan varios sondeos a lo largo de una recta, esta se denomina línea sísmica. El **rumbo de las líneas sísmicas** se procura en lo posible que sea perpendicular al rumbo de las estructuras a explorar en el subsuelo. La información del rumbo se obtiene normalmente de datos de geología de superficie, de la tectónica regional o de líneas sísmicas previas. Si se desea realizar un mapa de los refractores en el subsuelo es conveniente efectuar también líneas ortogonales a las líneas principales.

La **distancia entre tendidos** en una misma línea debe ser tal que permita un seguimiento continuo del refractor de interés, sin que queden intervalos sin registrar. Esto siempre implica el solapamiento de los tendidos. Por ejemplo, un tendido puede medir 300 m, pero el siguiente tendido en la línea puede estar a sólo 120 m, por lo que existirá un solapamiento de 180 m .

La **separación entre líneas** paralelas depende del detalle que se desea del relieve del subsuelo. Como regla, la distancia entre líneas debería ser menor o igual que la mitad de la longitud del detalle deseado del subsuelo. Por ejemplo, si se desea cartografiar paleocauces con un ancho de 10 m en el basamento, la distancia entre líneas debería ser menor de 5 m . No obstante, por razones económicas esta regla pocas veces es aplicable. Se pueden utilizar distancias mayores con el fin de localizar estructuras pero no para cartografiarlas arealmente.

No es indispensable que los receptores se coloquen a intervalos regulares. Si el sondeo consta de un solo registro doble disparo es conveniente que el espaciamiento entre detectores sea menor cuanto menor sea su distancia a la fuente, con el fin de favorecer el que las ondas cónicas provenientes de capas más someras sean detectadas. Sin embargo, cuando se realiza una línea sísmica con múltiples tendidos solapados, se acostumbra mantener los sensores a una distancia constante para facilitar las operaciones de campo. En este caso la **distancia entre receptores** sigue la misma regla que la distancia entre líneas. La restricción económica en este caso no es tan fuerte. No obstante hay que tomar en cuenta que los sismógrafos para prospección sísmica tienen un número limitado de canales de grabación, y que además los cables de detectores tienen una longitud máxima prefijada entre las conexiones eléctricas de cada canal. Actualmente el número de canales es típicamente de 12 a 48 y las distancias máximas entre conexiones oscilan entre 5 y 30 m . Así que para calcular la distancia entre detectores también hay que tomar en cuenta el equipo que se dispone.

Ampliando lo referente a la distancia entre líneas o entre detectores, esta no debe ser mayor que 0.5 veces la longitud de onda de las estructuras de la interfase refractora para evitar el "aliasing" o solapamiento espectral. Preferible-

mente la distancia máxima entre detectores debe ser 4 veces menor que la menor longitud de onda estructural que se desea definir. Por otra parte, existe una restricción que permite estimar la distancia mínima entre detectores: físicamente no es posible obtener una resolución espacial o temporal ilimitada; por ejemplo, no es posible distinguir la presencia de un guijarro de 10 cm de diámetro a 10 m de profundidad. Por ello, sería inútil colocar detectores cada 5 cm con la esperanza de localizar el guijarro. El límite de resolución (capacidad de separar, distinguir, diferenciar) depende del ancho de banda de longitudes de onda recibidas del subsuelo y de la distancia entre el rasgo geológico observado y el detector sísmico. Para distinguir estructuras pequeñas se requieren longitudes de onda corta y gran ancho de banda. Como las ondas sísmicas de longitud de onda corta se atenúan rápidamente, pocas veces se pueden diferenciar rasgos de longitud menor que 1 metro. La resolución disminuye además con la profundidad del refractor y la distancia fuente-receptor, debido al efecto de zonas de Fresnel y a que cuanto mayor distancia recorra una onda por el subsuelo más se atenuará.

La **distancia fuente-primer receptor** suele ser más corta que la distancia entre detectores para asegurar el registro de primera llegada de la onda directa, la cual proporciona la velocidad de la primera capa y un estimado de su espesor. Esta distancia generalmente es inferior a los 10 m .

La **duración del registro** debe ser suficiente para asegurar la llegada de ondas cónicas del refractor más profundo que se desea registrar. Se puede hacer un estimado en base a la profundidad del objetivo y la distribución de velocidades hasta la superficie. El rango típico es de 100 a 400 ms de duración. Sin embargo, la forma más correcta de establecer la duración del registro y la longitud total del tendido es mediante registros de prueba. Para ello, manteniendo la fuente fija en un punto, se van tomando registros sísmicos para sucesivos tendidos contiguos de geófonos, cada vez más alejados de la fuente. Por ejemplo, si en el primer registro el primer geófono se encontraba a 5 m de la fuente y el último geófono a 60 m, en el segundo registro el primer geófono se colocará a 65 m de la fuente y el último a 120 m, en el tercer registro el primer geófono se colocará a 125 m y el último a 180 m, etc. El tendido se sigue alejando hasta que aparece la onda cónica del refractor de interés (normalmente un basamento de roca inalterada, caracterizado por una alta velocidad). El tiempo de grabación durante esta adquisición de prueba se pone suficientemente grande desde el primer registro para asegurarse por exceso. La energía de la fuente sísmica debe incrementarse a medida que se aleja el tendido para compensar la atenuación de las ondas con la distancia. Los registros obtenidos se pueden colocar unos al lado de otros, formando el equivalente al registro de un tendido con una longitud total igual a la suma de longitudes de los tendidos individuales. Este registro compuesto permite conocer la longitud de tendido necesaria para que aparezca la onda cónica del objetivo, el tiempo de grabación, el número de refractores y un estimado de sus velocidades y espesores. Aunque es más fácil de realizar en campo, no es correcto ni es equivalente, el mantener el tendido fijo e ir obteniendo registros con la fuente a distancias cada vez mayores.

El **intervalo de muestreo** depende de la precisión con que se deseen medir los tiempos de llegada de las ondas sísmicas. Esto afecta la precisión de las profundidades y velocidades calculadas. En la práctica depende también de la duración del registro sísmico, porque los sismógrafos sólo pueden almacenar un número finito de valores de amplitud por registro. El producto de el intervalo de muestreo por el número de muestras de una traza es igual a la duración del registro. También depende de la mayor frecuencia que es posible recibir del subsuelo debido a la atenuación. Los valores típicos del intervalo de muestreo son 0.5 y 0.25 milisegundos, los cuales permite grabar señales con frecuencias en el rango de 0 hasta 1000 y 2000 Hz respectivamente.

La **fuerza sísmica** más adecuada son los explosivos, tales como pólvora o dinamita. Ellos proporcionan la mayor cantidad de energía para una buena detección de las primeras llegadas. Presentan inconvenientes, como son la necesidad de tomar medidas de seguridad en su manejo, transporte y almacenamiento; los trámites y permisos para su adquisición; su costo; la necesidad de excavar hoyos para su explosión. Otras fuentes son los impactos de mandarina sobre una placa metálica o la caída de pesos. Su alcance es bastante limitado y la mayoría de las veces sólo son útiles para tendidos sísmicos no mayores de 60 m .

La **cantidad de carga sísmica** depende de la longitud del tendido y de la atenuación del subsuelo en el sitio de prospección. Lo normal es usar 100 g de pólvora negra por cada 60 m . Esta cantidad puede ser mayor en lugares donde el suelo es arena seca y suelta, relleno, roca fragmentada o el ruido ambiental es grande.

La **profundidad del hoyo** como regla debe ser lo mayor posible, y asegurar un buen taponamiento del mismo para evitar que se pierda energía de la explosión en proyectar material (soplo). Preferiblemente debe tener una profundidad mayor que 1.5 m

Adquisición de datos en campo

Instrumentos

Detectores:

Existen dos tipos principales de detectores: geófonos e hidrófonos. Los geófonos son unos transductores que convierten el movimiento vibratorio del terreno en señales eléctricas. Físicamente están descritos por un oscilador mecánico simple, de un sólo grado de libertad que comprende una masa, un resorte y un amortiguador viscoso. Eléctricamente es un oscilador descrito por un sistema RCL. Constan de una bobina y un imán, siendo el imán la masa inercial. Al paso de una onda, la bobina se mueve con relación al imán, originando por inducción una corriente eléctrica proporcional a la velocidad del movimiento relativo. El máximo voltaje que pueden generar no suele pasar de 1 v.

Los geófonos detectan las componentes de un campo vectorial, como lo son el desplazamiento, la velocidad y la aceleración de las partículas del terreno. La mayoría de los geófonos usados en prospección sísmica son “geófonos de velocidad”; esto es, tienen una respuesta espectral plana a la velocidad de la partícula en una banda usualmente comprendida entre 10 - 500 Hz. En Sismología se usan sensores para medir la aceleración de la partícula (acelerómetros).

Debe diferenciarse entre velocidad de la partícula y velocidad de la onda. La velocidad de la partícula es la velocidad con que se mueve una determinada partícula del suelo al paso de una onda sísmica. Esta velocidad depende del material de la partícula, la potencia de la fuente, la distancia a la fuente y de la atenuación. Usualmente tiene magnitud del orden de milésimas a millonésimas de metro por segundo. La velocidad de la onda se refiere a la velocidad con que se transmite o propaga una perturbación sísmica por un medio material. Esta velocidad sólo depende de las propiedades elásticas del material y no de la potencia de la fuente. Normalmente es del orden de 200 a 6000 metros por segundo.

La gran mayoría de los geófonos que se fabrican, son geófonos de componente vertical. Están diseñados para responder sólo a la componente vertical de la velocidad de la partícula, por eso deben colocarse lo más vertical posible para evitar que pierdan sensibilidad. Si el terreno está inclinado, como en la ladera de una montaña, de todas formas deben colocarse verticales según la gravedad, y no perpendiculares al suelo.

Existen también geófonos de componente horizontal, los cuales se usan cuando se desea registrar preferentemente ondas S. No son de mucha utilidad en prospección por refracción. También existen geófonos de tres componentes ortogonales: una vertical y dos horizontales. En realidad se trata de tres geófonos independientes ensamblados dentro de una misma carcasa. Se usan en reflexión sísmica, sísmica de pozos y sísmica de galerías para la medición de parámetros elásticos dinámicos.

Los geófonos vienen provistos de un clavo, de unos 5 cm de largo para fijarlos al suelo. El geófono debe quedar firme al suelo para que se mueva solidario con este, por ello se debe tener cuidado cuando el suelo es arena suelta, arcilla mojada o tiene una capa de restos vegetales gruesa. En estos casos debe removerse la arena o los restos vegetales antes de clavar el geófono. Un clavo extralargo ayuda a mejorar el acople del geófono con el terreno.

Los hidrófonos son detectores de ondas acústicas en el agua. Son análogos a los micrófonos de teléfono, que detectan ondas acústicas en el aire. Al paso de una onda sísmica por el agua se producen variaciones de presión, las cuales inducen una señal eléctrica en los hidrófonos. La detección se basa en el efecto piezoeléctrico. El campo registrado es un campo escalar (campo de variación de presión).

Cables de transmisión

La señal eléctrica generada por los geófonos o hidrófonos es transmitida mediante un conductor eléctrico hasta el sismógrafo. La señal de cada detector a una distancia dada a la fuente es independiente de la de otros detectores a otras distancias; por ello, por cada uno se requiere un par de conductores eléctricos aislados. Cada par de conductores lleva la señal a un canal de amplificación y registro en el sismógrafo. Por ejemplo, si se tienen 12 geófonos independientes, el cable de geófonos debe tener 24 conductores aislados y el sismógrafo debe tener 12 canales. Esto es similar a los cables de teléfono

A intervalos regulares el cable de transmisión tiene conectores o puntos de toma para los detectores. La conexión entre detectores y el cable puede efectuarse mediante pinzas o mediante enchufes banana. La distancia entre puntos de conexión es fija de fábrica y se pueden comprar cables con separación típicas entre tomas de 5 m, 10 m, 30 m o 50 m. Los conductores eléctricos dentro del cable de transmisión deben estar aislados y blindados. El blindaje es para evitar que ocurra el paso de la señal de los conductores de un canal a los de otro por inducción electromagnética (“crossfeed”). Esto puede suceder si la señal de un canal es muy fuerte. Igualmente el blindaje contribuye a evitar que el cable de transmisión se convierta en una gran antena de 60 o 300 m de largo que capte señales electromagnéticas emitidas por estaciones de radio, líneas eléctricas, tormentas atmosféricas, motores eléctricos, etc.

Sismógrafo

Los sismógrafos son aparatos electrónicos que amplifican, filtran y registran las señales eléctricas generadas por los detectores de ondas sísmicas. Equivalen en cierta forma a un osciloscopio de múltiples canales.

Los sismógrafos usados actualmente en refracción tienen 12, 24, 48 o 64 canales. Cada canal recibe una señal eléctrica independiente y tiene su propio módulo de amplificación, filtrado y memoria. Si un canal se estropea o suprime los demás no quedan afectados.

Los sismógrafos de refracción tienen una ganancia fija en tiempo en el rango de 0 a 90 decibeles, con paso de 6 decibeles. Es posible especificar individualmente la ganancia de cada canal en dicho rango.

Disponen de filtros pasabajo, pasoalto, pasabanda, rechazabanda y filtro estrecho (notch) de 60 Hz. Estos filtros, en la prospección por refracción, están destinados principalmente a eliminar el ruido ambiental (ruido no generado por la fuente sísmica). Un ruido ambiental fuerte no permite establecer con seguridad el tiempo de primeras llegadas de las ondas sísmicas; sin embargo, un filtrado intenso del ruido ambiental también afecta la forma de la señal sísmica, ya sea haciéndola más suave o provocando que presente más rizos según el tipo de filtro usado. Ambos efectos son inconvenientes para determinar con exactitud el tiempo de primera llegada.

Los sismógrafos también poseen un monitor en el cual se representan las oscilaciones de las ondas registradas. En el monitor se pueden observar las señales recibidas de los detectores en tiempo real, -igual que en un osciloscopio- o las señales grabadas en la memoria del sismógrafo después de efectuar un registro. La gráfica de las oscilaciones recibidas en un canal se denomina traza. En el monitor se mostrarán tantas trazas como canales disponga el sismógrafo.

Los sismógrafos actuales son digitales. Esto implica dos características:

1. La señal eléctrica recibida de cada canal es "muestreada" a intervalos regulares de tiempo. Cada muestra es un valor de amplitud de la señal, medido en microvoltios. De esta forma no se tiene un registro continuo de la señal, como en una grabación analógica, sino valores numéricos de su amplitud a intervalos de, por ejemplo, 0.5 milisegundos. Si se efectúa un registro de 1 segundo de duración, con un intervalo de muestreo de 0.5 milisegundos, entonces se tendrán 2000 valores de amplitud por cada traza.

2. Los valores de amplitud de las muestras sólo pueden ser valores enteros dentro de cierto rango. Es decir, la señal está cuantizada. La representación digital de amplitudes es en base 2 debido a la lógica binaria de los circuitos electrónicos. Entonces el rango de valores de amplitud que puede manejar el sismógrafo dependerá de cuantos bits se usen por muestra. Valores típicos son 8, 10, 12 y 16 bits por muestra. Cuantos más bits, mayor es el rango de amplitudes, menor es la posibilidad de que una señal supere el valor máximo representable y más costoso es el sismógrafo.

Los sismógrafos digitales tienen la capacidad de apilar: después que se efectúa un registro, este queda guardado en la memoria electrónica del sismógrafo, de forma que si se efectúa un segundo registro este último se puede sumar al anterior, e igualmente se puede hacer con registros sucesivos. Esta técnica se usa para mejorar la relación señal/ruido, es decir: destacar las ondas de las refracciones y reflexiones con relación al ruido incoherente ambiental. Si la señal y el ruido mantienen sus características espectrales con el tiempo, entonces el mejoramiento de la relación señal/ruido será \sqrt{n} , donde n es el número de registros sumados. De acuerdo a esto, para mejorar la relación señal/ruido dos veces deben sumarse cuatro registros y para mejorarla tres veces se deben sumar nueve registros. Este método es útil mientras la relación señal/ruido de cada registro individual no sea demasiado baja. Si es pequeña, la cantidad de registros a sumar para mejorarla es tan grande que se torna impráctico. También se debe notar que el mejoramiento es respecto al ruido incoherente ambiental. Si el ruido es coherente, y sobre todo si está asociado a la propia fuente, la suma de registros no mejora la relación señal/ruido.

Dependiendo del sismógrafo, se pueden presentar las trazas en forma de oscilación simple o con área variable. En modo área variable las deflexiones positivas de las oscilaciones se rellenan con el fin de ayudar visualmente a seguir las llegadas de ondas de un canal a otro. El área variable es más útil en registros de reflexión que de refracción.

Se puede tener un registro permanente de varias formas. Una es mediante una impresión en papel. El sismógrafo lleva incorporado un pequeño impresor el cual puede ser de tipo térmico o tipo electrostático. Los modelos de los años 70 usaban papel fotosensible y los primeros sismógrafos de prospección utilizaban película fotográfica, la cual había que revelar después de la adquisición.

Otra forma conveniente de almacenar los registros sísmicos es mediante una unidad normal de disquetes de computadora, la cual viene también incorporada al sismógrafo. Otra forma es transferirlo vía puerto electrónico a una unidad externa de lectura/escritura de cintas magnéticas o a una computadora.

Actualmente los sismógrafos poseen un procesador de computadora, lo que le permite procesar los datos en campo en el momento de la adquisición. Los programas necesarios pueden ser cargados desde una unidad de disco. Algunas de los procesos que pueden efectuar son: selección automática de los tiempos de primeras llegadas en refracción, cálculo de velocidades y espesores, aplicar filtros a las trazas en memoria, realizar análisis de velocidad en reflexión, etc.

Fuentes

Para prospección por refracción existen dos fuentes principales de ondas sísmicas: explosivos y fuentes de impacto.

Explosivos

Los explosivos proporcionan la mayor cantidad de energía posible requerida en prospección. Producen un pulso o vibración de corta duración, alta intensidad y fase mínima, todas ellas características deseables.

La duración corta del pulso de explosión implica que contiene una banda espectral de frecuencias ancha y ello es deseable para tener buena resolución y unos tiempos de primera llegada bien definidos. La alta intensidad es necesaria para poder observar refracciones o reflexiones de estratos profundos y receptores alejados de la fuente. Cuanto mayor sea la distancia que tenga que recorrer la onda sísmica desde la fuente hasta el receptor más se atenuará, reduciendo de esta forma la relación señal/ruido. Por ello cuanto más largo sea el tendido o más atenuante el material se requerirá mayor cantidad de explosivo por disparo.

Los explosivos son normalmente pólvora negra, dinamita y fulminantes. La pólvora negra es menos potente, tiene un tiempo de explosión más lento y presenta dificultades para su manipulación segura; sin embargo es más barata, tiene mejor rendimiento por peso, el fulminante es sencillo (por ejemplo un bombillo de flash) y requiere menos permisos para su uso. La dinamita es más segura porque requiere una mayor energía de activación para iniciar la explosión y además es más potente. Los fulminantes, cuyo fin es detonar explosivos más potentes como la dinamita, pueden usarse por sí solos como fuente de energía. Para aumentar su potencia se conectan varios en serie.

Todas las fuentes explosivas deben ser detonadas en un hoyo con el fin de mejorar el rendimiento de la explosión. No debe olvidarse que el objetivo es lograr generar la mayor cantidad de ondas elásticas, no volar el suelo. Es mejor la explosión que ocurre sin ningún efecto visible en la superficie que la que produce un chorro espectacular de tierra. La carga se aprovechará mejor cuanto mejor confinada esté y más rígido sea el material que la rodea. Al ocurrir una explosión, los gases se expanden deformando el material del entorno. Hasta cierto radio desde el punto de la explosión la deformación es plástica o anelástica, la energía se pierde en calor y en romper, comprimir y deformar el material dentro del rango no elástico. Esta energía no se aprovecha para generar ondas sísmicas. A partir de cierta distancia, la presión de la explosión disminuye lo suficiente para que los materiales se deformen dentro del rango que se considera lineal, que es donde comienzan a propagarse ondas elásticas. Cuanto más rígido sea el material mejor resistirá la presión de la explosión sin romperse ni deformarse en forma no lineal. También por esta razón las cargas pequeñas tienen un mejor rendimiento por peso de explosivo, aunque en términos absolutos generen menos energía. Unas reglas prácticas para mejorar el rendimiento de la explosión son:

- Excavar el hoyo lo más profundo y estrecho posible. Si la excavación es manual esto implica una profundidad entre 1.25 y 2.00 m y un diámetro entre 12 y 20 cm. Conviene que el hoyo sea profundo para que la carga explote en material más compacto y no se pierda tanta energía por proyección de material hacia la superficie ni en la generación de ondas superficiales.
- Si el nivel freático está presente cerca de la superficie procurar colocar la carga por debajo del mismo. El suelo saturado presenta mayor resistencia a la deformación y así más energía de la explosión será invertida en generar ondas elásticas.
- Compactar el material a medida que se entierra la carga y agregar agua. Esto es para evitar que parte de la energía de la explosión se pierda en expulsar la tierra hacia la superficie.
- Evitar en lo posible excavar los hoyos en tierra seca, arenosa, suelta, con grava. En estos casos el rendimiento suelo será muy bajo. Si no se tiene alternativa entonces procurar saturar el hoyo con abundante agua y taponar el hueco con arcilla húmeda.

No taponar el hueco con material que contenga piedras, ni colocarle ningún peso encima. Si sale proyectado el material con la explosión esto podría causar heridas, dañar equipos, romper vidrios de automóviles. Tampoco utilizar tierra que contenga raíces, plantas o ramitas porque debilita el taponamiento.

La forma típica de detonar la carga en fuentes sísmicas es mediante el paso de una corriente eléctrica la cual activa un fulminante y este a su vez la carga explosiva. En el caso de pólvora el fulminante puede ser un bombillo de flash, que al quemarse prende la pólvora. Con dinamita el fulminante es una pequeña carga de una sustancia explosiva activada por un filamento eléctrico que se pone incandescente al pasar la corriente. El fulminante a su vez proporciona la energía de activación necesaria para la dinamita.

Se denomina tiempo cero al instante en que se activa la fuente sísmica y a partir del cual se calcula el tiempo de llegada de las ondas sísmicas. El sismógrafo requiere conocer el instante de la explosión o tiempo cero para iniciar el registro. Esto se le proporciona mediante la apertura o cierre de un circuito eléctrico o una señal eléctrica.

Una forma consiste en colocar un geófono de referencia cerca del hoyo donde está la carga. Cuando ésta explota, el geófono genera una fuerte señal que es enviada mediante un cable eléctrico hasta el conector para tiempo cero en el sismógrafo. La señal es tomada por el sismógrafo para iniciar la grabación. La ventaja es su simplicidad. Los inconvenien-

tes son: 1) un ruido ambiental fuerte puede iniciar la grabación antes de tiempo, 2) el tiempo cero está retrasado porque las ondas deben viajar desde el fondo del hoyo hasta el geófono de referencia, este retraso debe ser corregido, 3) el geófono de referencia puede dañarse o perderse si sale proyectado material con la explosión.

Otra forma consiste en utilizar la señal eléctrica generada al cerrar el circuito eléctrico para explotar la carga. Esto se realiza mediante una derivación eléctrica en paralelo que se conecta al circuito de tiempo cero del sismógrafo. Tiene el inconveniente de que el tiempo cero presenta un adelanto respecto a la explosión, debido a que el explosivo tarda cierto tiempo en quemarse desde que se cierra el circuito eléctrico. Esto es particularmente notorio en explosivos lentos como la pólvora, la cual puede tardar hasta 50 ms en quemarse, mientras que la precisión deseada en los tiempos de primera llegada es del orden de 1 o 2 ms. También se presenta retardo en la explosión si las pilas del detonador se encuentran agotadas, porque entonces el filamento del fulminante tarda más en alcanzar la temperatura de ignición. Además esta diferencia de tiempo es variable de una explosión a otra. El problema se reduce si se utilizan explosivos rápidos y baterías de automóvil para activar la detonación.

Una tercera alternativa es rodear la carga mediante un cable, el cual completa un circuito eléctrico hasta la conexión de tiempo cero del sismógrafo. Al ocurrir la explosión el cable se rompe y el circuito eléctrico se abre, siendo esta la señal para que el sismógrafo inicie el registro. Este método tiene el inconveniente de requerir dos cables que entran al hoyo con la carga: uno para detonarla y el otro para establecer el tiempo cero. En este caso se debe poner especial cuidado en identificar los cables para evitar accidentes: si por error se conecta el cable de detonación al circuito de tiempo cero del sismógrafo éste podría detonar la carga inesperadamente.

De todas formas, sea cual sea el método para establecer el tiempo cero, cuando se utilizan explosivos como fuente de energía, las ondas sísmicas siempre se originan con retraso respecto al instante de la detonación, porque mientras se forma la cavidad explosiva la deformación del suelo no es elástica. Este retraso es mayor cuanto más blando sea el terreno. Si se tienen dudas de la certeza del tiempo cero que utiliza el instrumento es conveniente colocar el sensor del primer canal cerca de la fuente y utilizar la técnica de ruptura de circuito eléctrico para establecer el tiempo cero. Si todo funciona correctamente el tiempo de primera llegada en el primer canal debería ser de unos pocos milisegundos: que es aproximadamente el tiempo necesario para recorrer una distancia igual a la profundidad del hueco donde se colocó el explosivo. En la práctica debe estar entre 2 y 5 milisegundos para huecos menores de 2 m.

Fuentes de impacto

La más simple consiste en un golpe de mandarina sobre una placa metálica. La mandarina pesa unos 8 kg. Un golpe de mandarina directamente sobre el suelo no se traduciría en la generación de ondas elásticas, sino en la deformación no elástica del suelo. La placa de acero, que apenas se deforma, reparte la fuerza del golpe en toda la superficie de contacto con el terreno, por lo que la presión aplicada es relativamente pequeña y de esta manera la deformación del suelo se mantiene dentro de su rango elástico. Lo que se debe asegurar es un buen acople entre la placa y el terreno. Para ello se debe aplanar y librar de vegetación el sitio donde se coloque la placa. Si el suelo presenta cantos o grava es conveniente crear una cama de arcilla o arena para la placa. Debe procurarse siempre empapar el suelo con agua en el punto fuente para mejorar el acople.

Otra fuente de impacto consiste en una masa metálica grande (50-100 kg) que se deja caer desde una altura de unos 2 m. Conviene que la masa tenga una base redonda para que el impacto sobre el suelo sea uniforme. Presenta algunas dificultades, como son el transporte y manipulación de la masa y la necesidad de un trípode y sistema de poleas para alzarla.

El tiempo cero se puede establecer utilizando un geófono de referencia cerca de la plancha o del punto de impacto. Tiene los inconvenientes de el retraso en el tiempo cero, el de que un ruido ambiental fuerte puede iniciar el registro, y la posibilidad de estropear accidentalmente el geófono.

Con mandarina se suele utilizar un sensor de impacto o bien un circuito eléctrico especial que se atornilla o ata firmemente al mango. Cuando la mandarina golpea la placa, el impacto hace que se cierre el circuito eléctrico, lo cual sirve de señal al sismógrafo para iniciar el registro.

Procedimiento de adquisición

El proceso típico es el siguiente:

- Se ubican las líneas sobre el terreno de acuerdo a los mapas y se abren las picas o rebaja la vegetación para facilitar el movimiento de equipo, cables, detectores, etc.
- Se clavan estacas en los sitios donde estarán ubicados los detectores y las fuentes
- Se efectúa un perfil topográfico de las líneas sísmicas sino se dispone de uno adecuado a partir de los mapas. Suele ser suficiente un perfil de nivelación, con valores de cota en los puntos donde estarán situados las fuentes y los detectores.
- Se abren los hoyos para las cargas sísmicas en caso de utilizarse explosivos como fuente de energía.
- Se extiende el cable de detectores para el primer tendido de la línea sísmica. Cada toma eléctrica del cable debe caer en

- la estaca que señala la ubicación de un detector.
- Se clavan los detectores en el terreno (geófonos). Luego se conectan a la toma o conexión eléctrica del cable de detectores, que lleva la señal al sismógrafo.
 - Se conecta el cable de detectores al sismógrafo.
 - Se verifica desde el sismógrafo que no existan cortocircuitos en el cable de detectores o circuitos abiertos por geófonos estropeados o no conectados. Se verifica el nivel de ruido ambiental.
 - Se colocan las ganancias y filtros adecuados en cada canal del sismógrafo
 - Se entierran las cargas sísmicas en los puntos fuentes del tendido.
 - Se efectúa la explosión de la carga en uno de los extremos del tendido y se registran las ondas. Estas quedan almacenadas provisionalmente en la memoria electrónica del sismógrafo
 - Se acomodan las amplitudes de cada traza registrada para facilitar posteriormente la lectura de los tiempos de primera llegada de las ondas
 - Se graban en un medio permanente las trazas. Esto puede ser en papel, disquete o cinta magnética.
 - Se borra el registro de la memoria del sismógrafo
 - Se efectúa la explosión en el otro punto fuente del tendido y se repite de forma similar el proceso de registro y grabación
 - Se mueve el cable de detectores y el sismógrafo a la posición del segundo tendido. Se sacan los detectores de su posición actual y se colocan en los puntos de recepción del segundo tendido, repitiendo el proceso seguido en el primer tendido. Esta rutina se extiende a tendidos y líneas sucesivas.

Debe asegurarse que los detectores queden clavados firmemente al suelo y verticales. Debe procurarse que queden bien alineados. A veces no es posible clavar un detector en el lugar asignado, en cuyo caso se puede clavar en otro lugar, preferiblemente manteniendo la alineación del tendido y se debe anotar la nueva posición a efecto de los cálculos.

Procesamiento

El procesamiento de datos de refracción sísmica es relativamente sencillo en comparación con otros métodos. Existen sismógrafos que efectúan automáticamente el procesamiento a medida que se van adquiriendo los datos en campo. El procesamiento manual involucra:

- Leer los tiempos de primeras llegadas en los registros
- Representar estos tiempos en gráficos tiempo-distancia (dromocrónicas)
- Agrupar los puntos por alineaciones (ramas) de primeras llegadas. Debe existir una rama por cada estrato, siempre que no ocurran inversiones de velocidad o que las capas sean muy delgadas. La primera rama debe corresponder a los tiempos de llegada de la onda directa y las demás corresponderán a ondas cónicas provenientes de refractores cada vez más profundos.
- Determinar las pendientes de cada rama, así como los tiempos de intersección de las rectas de ajuste de cada rama con el eje del tiempo. También se pueden determinar el tiempo total y las distancias de cruce entre ramas.
- Calcular las velocidades y espesores de cada estrato.

Existen varios métodos para calcular espesores y velocidades. El más simple es el método de los tiempos de intercepto, el cual sólo proporciona espesores en los extremos de cada tendido sísmico, bajo los puntos fuente.

Otros métodos aprovechan todos los tiempos leídos para calcular espesores en la mayor parte del tendido. Casi todos son muy similares. Se mencionan:

- método de los tiempos de retardo o de Gardner
- método ABC o de Heiland
- método de sumas y diferencias o de Hagedoorn
- método de Haguiwara
- método de Hales
- método generalizado de Palmer
- método de los frentes de onda

Mediante un ejemplo se ilustra la aplicación de dos de los métodos más utilizados: el método de los tiempos de intercepto y el método ABC. Los registros del ejemplo se muestran en la figura 3. Son dos pares de registros, los de la parte superior son iguales a los de la parte inferior, pero los primeros se muestran sin interpretar para que puedan ser comparados. Estos son registros reales, tomados cerca de las costas del Estado Miranda, hacia la población de El Guapo. El tendido fue realizado sobre un terreno de roca metaígneá meteorizada.

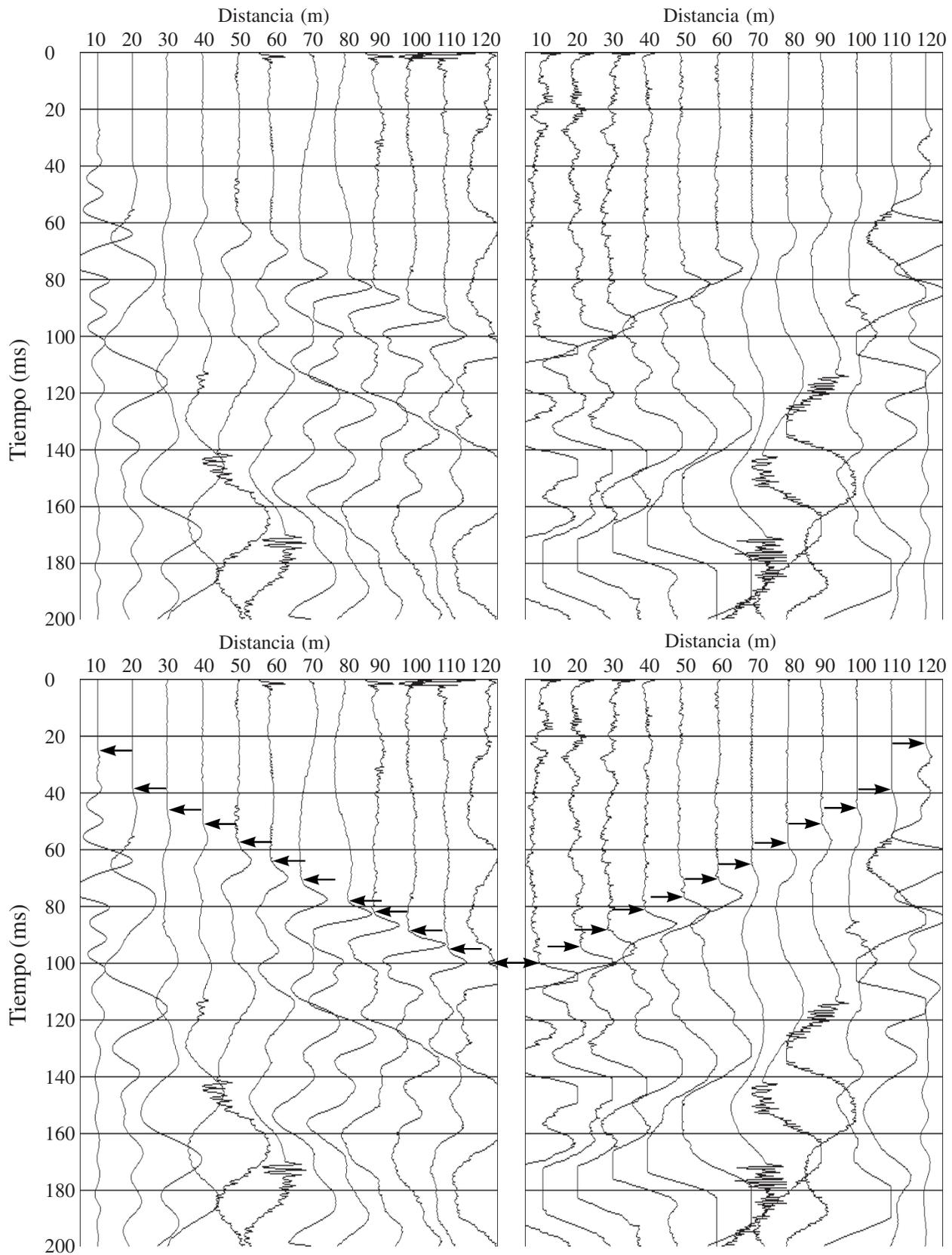


Figura 3. Registros de refracción del tendido esquematizado en la figura 4. En los registros de la parte inferior se han señalado los tiempos de primera llegada de onda directa y onda cónica mediante flechas. El registro de la izquierda corresponde a la fuente A, la cual se encuentra a la distancia 0 m; y el de la derecha a la fuente B, ubicada en 130 m .

Cada registro corresponde a un disparo en los extremos del tendido sísmico. En la figura 4 se muestra el esquema del tendido. El tendido constaba de 12 geófonos, a intervalos de 10 m . La distancia entre cada fuente y el geófono mas cercano era de 10 m . La distancia entre las dos fuentes era de 130 m . La duración del registro es 200 ms, con líneas de tiempo cada 20 ms .

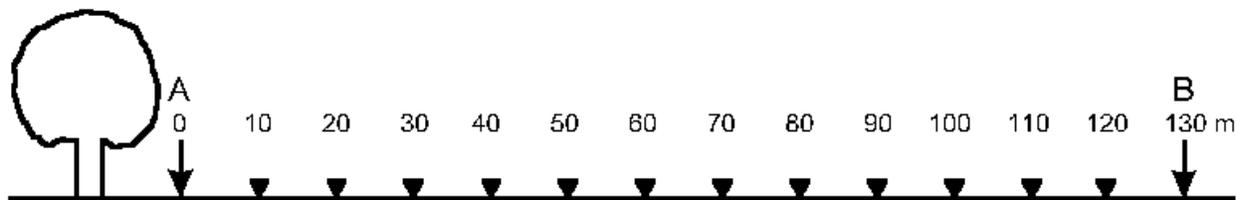


Figura 4. Esquema del tendido sísmico usado para obtener los registros de la figura 3

El primer paso es señalar los tiempos de primera llegada de la onda directa y ondas cónicas. En los registros de la parte inferior de la figura 3 se indican los tiempos de primeras llegadas mediante flechas. Idealmente, si no existiera ruido ambiental, no debería existir ninguna oscilación en las trazas hasta la llegada de una onda directa o de una onda cónica. En tales condiciones, la primera deflexión desde cero en una traza indicaría el tiempo de primera llegada. Sin embargo, los tiempos de primeras llegadas están sujetos a incertidumbre debido principalmente a la presencia de ruido ambiental y a la atenuación de las ondas. El ruido ambiental origina falsas primeras llegadas o desplaza la deflexión desde cero de las verdaderas primeras llegadas. La atenuación, por una parte, hace las amplitudes de las señales que interesan mas débiles con relación al ruido. En algunos casos puede llegar a interpretarse como primera llegada un tren de ondas posterior al verdadero. Por otra parte, la atenuación suaviza la deflexión de primera llegada, lo que hace más difícil establecer su ubicación. La selección de los tiempos de primeras llegadas en un registro tiene elementos subjetivos debido a estas incertidumbres. La siguiente tabla recoge los tiempos de las primeras llegadas señaladas por las flechas.

TABLA 1 Tiempos medidos de primera llegada

AX (m)	tAX (ms)	tBX (ms)
0		
10	25.6	100.0
20	38.8	94.4
30	46.4	88.8
40	51.2	81.6
50	57.6	76.8
60	64.4	70.8
70	71.2	65.6
80	78.4	58.0
90	82.4	51.2
100	88.8	45.6
110	95.2	39.2
120	100.0	22.8
130		

AX: distancia desde la fuente A hasta un receptor en X; tAX: tiempo de primera llegada al receptor en X desde la fuente A; tBX: tiempo de primera llegada al receptor en X desde la fuente B

En los registros de la figura 3, las trazas de canales mas lejanos a la fuente parecieran tener mayor ruido ambiental. En realidad lo que ocurre es que todas las trazas han sido normalizadas, por ello, en las trazas de canales cercanos a la fuente como la señal es muy fuerte no se notan las oscilaciones producidas por el ruido, mientras que en las trazas de canales lejanos el nivel de ruido es el mismo pero la amplitud de las señales es menor.

Cálculo de velocidades y espesores

Primero se grafican las dromocrónicas con los tiempos de primera llegada (recogidos en la tabla 1), tal como se muestra en la figura 5

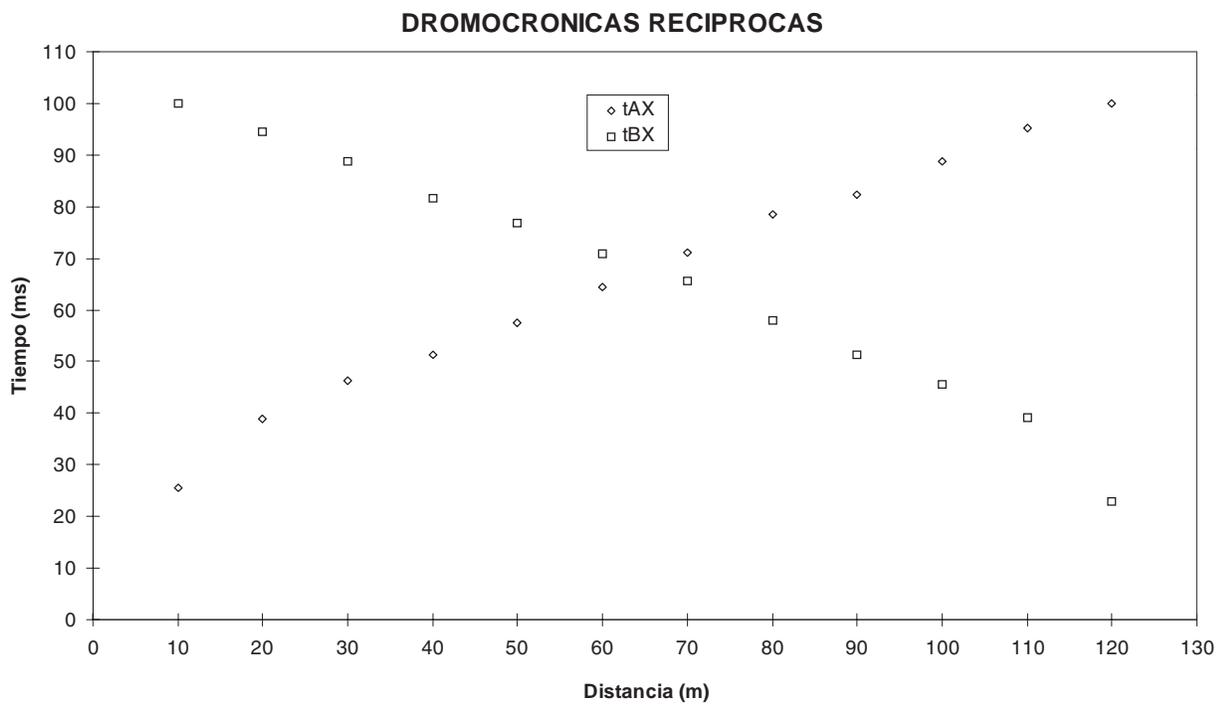


Figura 5. Gráfica de los tiempos de primera llegada correspondientes a los registros de la figura 4 y compilados en la tabla 1

Luego se identifican las alineaciones de puntos en las dromocrónicas correspondientes a las ondas directas y a las ondas cónicas y trazar rectas de ajuste en cada alineación, como se muestra en la figura 6.

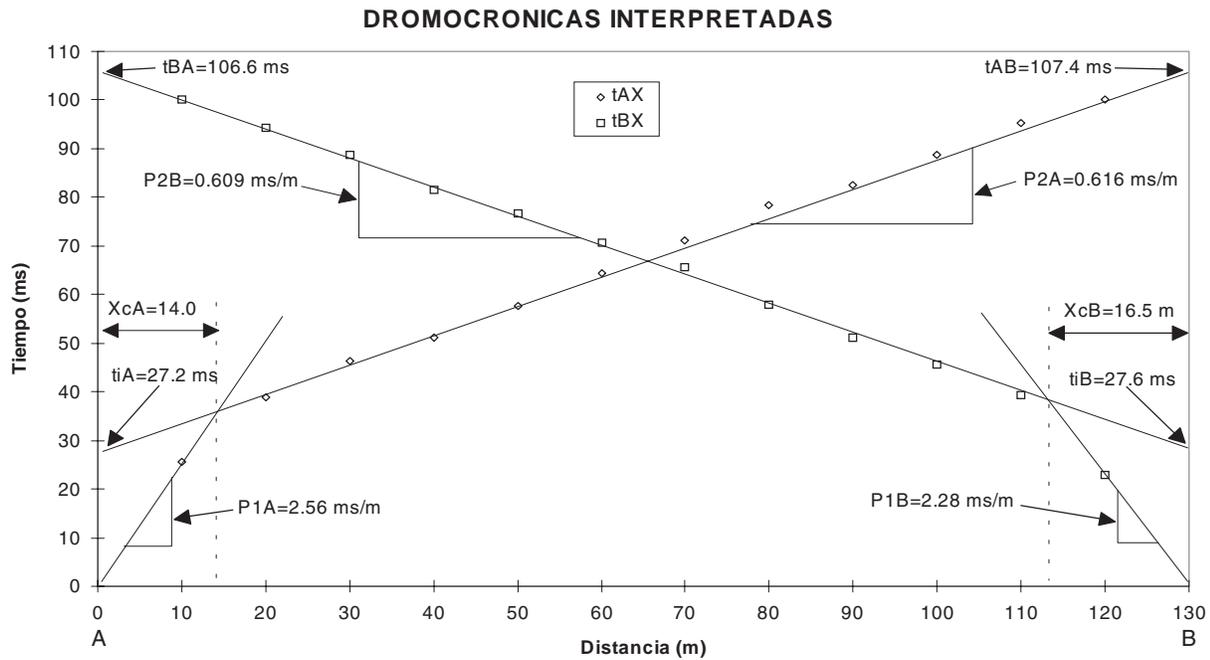


Figura 6. Dromocrónicas de tiempos de primera llegada interpretadas, en las que se ajustan los puntos de las ondas directas y ondas cónicas mediante rectas

A continuación se miden en las dromocrónicas los siguientes parámetros:

- P1A: pendiente de la recta de ajuste de los tiempos de llegada de la onda directa con fuente en A
- P1B: pendiente de la recta de ajuste de los tiempos de llegada de la onda directa con fuente en B
- P2A: pendiente de la recta de ajuste de los tiempos de llegada de la onda cónica con fuente en A
- P2B: pendiente de la recta de ajuste de los tiempos de llegada de la onda cónica con fuente en B
- tiA: tiempo de intercepto de la recta de ajuste de la onda cónica con fuente en A
- tiB: tiempo de intercepto de la recta de ajuste de la onda cónica con fuente en B
- tAB: tiempo total de la onda cónica con fuente en A (extrapolando recta de ajuste si no hay detector en B)
- tBA: tiempo total de la onda cónica con fuente en B (extrapolando recta de ajuste si no hay detector en A)

De acuerdo a los datos de la figura 6 se tiene:

TABLA 2 Valores de parámetros medidos en las dromocrónicas

P1A	P1B	P2A	P2B	tiA	tiB	tAB	tBA	XcA	XcB
2.56 ms/m	2.28 ms/m	0.616 ms/m	0.609 ms/m	27.2 ms	27.6 ms	107.4 ms	106.6 ms	14.0 m	16.5 m

Se establece a continuación la lentitud promedio de la primera capa:

$$P1 = \frac{P1A + P1B}{2}$$

$$P1 = \frac{2.56 \text{ ms/m} + 2.28 \text{ ms/m}}{2} = 2.42 \text{ ms/m}$$

El inverso de la lentitud promedio P1 es la velocidad promedio armónico V1:

$$V1 = \frac{1}{P1}$$

$$V1 = \frac{1}{2.42 \text{ ms / m}} = 413 \text{ m / s}$$

Ahora se calculan el ángulo de refracción crítica y el buzamiento de la interfase:

$$\alpha_c = \frac{\arcsen\left(\frac{P2B}{P1}\right) + \arcsen\left(\frac{P2A}{P1}\right)}{2}$$

$$\beta = \frac{\arcsen\left(\frac{P2B}{P1}\right) - \arcsen\left(\frac{P2A}{P1}\right)}{2}$$

$$\alpha_c = \frac{\arcsen\left(\frac{0.609 \text{ ms / m}}{2.42 \text{ ms / m}}\right) + \arcsen\left(\frac{0.616 \text{ ms / m}}{2.42 \text{ ms / m}}\right)}{2} = 14.66^\circ$$

$$\beta = \frac{\arcsen\left(\frac{0.609 \text{ ms / m}}{2.42 \text{ ms / m}}\right) - \arcsen\left(\frac{0.616 \text{ ms / m}}{2.42 \text{ ms / m}}\right)}{2} = -0.09^\circ$$

Un buzamiento negativo implica que el espesor de la primera capa se incrementa de A hacia B. En este caso el valor es pequeño y puede considerarse que la primera capa mantiene su espesor constante.

Obtenido el ángulo crítico, se puede calcular la lentitud de la segunda capa y su velocidad:

$$P2 = P1 \times \text{sen}(\alpha_c)$$

$$P2 = 2.42 \text{ ms / m} \times \text{sen}(14.66) = 0.612 \text{ ms / m}$$

$$V2 = \frac{1}{P2}$$

$$V2 = \frac{1}{0.61 \text{ ms / m}} = 1633 \text{ m / s}$$

También se puede usar la siguiente fórmula para obtener V2 sin tener que calcular el ángulo crítico:

$$V2 = \sqrt{\frac{2}{P1^2 + P2A \times P2B - \sqrt{(P1^2 - P2A^2) \times (P1^2 - P2B^2)}}}$$

Método de los tiempos de intercepto

Los espesores verticales de la primera capa, H1A y H1B bajo las fuentes A y B respectivamente, se calculan con las siguientes fórmulas:

$$H1A = \frac{TiA}{2 \times P1 \times \cos(\alpha_c) \times \cos(\beta)}$$

$$H1B = \frac{TiB}{2 \times P1 \times \cos(\alpha_c) \times \cos(\beta)}$$

$$H1A = \frac{27.2 \text{ ms}}{2 \times 2.42 \text{ ms / m} \times \cos(14.66^\circ) \times \cos(-0.09^\circ)} = 5.8 \text{ m}$$

$$H1B = \frac{27.6 \text{ ms}}{2 \times 2.42 \text{ ms / m} \times \cos(14.66^\circ) \times \cos(-0.09^\circ)} = 5.9 \text{ m}$$

Cuando los tiempos de intercepto son muy similares, como en este ejemplo, ello es indicativo de que el espesor de la primera capa probablemente se mantiene constante. En ese caso, se puede calcular una lentitud aproximada de la segunda capa mediante el promedio de las lentitudes aparentes:

$$\hat{P}2 = \frac{P2A + P2B}{2}$$

$$\hat{P}2 = \frac{0.616 \text{ ms / m} + 0.609 \text{ ms / m}}{2} = 0.613 \text{ ms / m}$$

También se pueden calcular el espesor aproximado de la segunda capa mediante:

$$H1 = \left(\frac{XcA + XcB}{2} \right) \times \sqrt{\frac{P1 - \hat{P}2}{P1 + \hat{P}2}}$$

$$H1 = \frac{14.0 \text{ m} + 16.5 \text{ m}}{4} \times \sqrt{\frac{2.42 \text{ ms / m} - 0.613 \text{ ms / m}}{2.42 \text{ ms / m} + 0.613 \text{ ms / m}}} = 5.9 \text{ m}$$

donde:

- P1 : lentitud promedio de la primera capa
- P2: lentitud aparente promedio de la segunda capa
- XcA: distancia de cruce entre la onda directa y la onda cónica con fuente en A
- XcB: distancia de cruce entre la onda directa y la onda cónica con fuente en A
- H1: espesor de la primera capa

Método ABC o método de Heiland

Con este método se calcula un punto de la interfase por cada detector que reciba primeras llegadas de onda cónica desde las dos fuentes en los extremos del tendido. Según el ejemplo de la figura 5, esto es posible para los geófonos situados entre 20 m y 110 m, pero no para los geófonos en 10 m y en 120 m, porque estos reciben como primera llegada onda directa desde una fuente y onda cónica desde la otra. Las coordenadas de un punto R de la interfase (figura 7), calculadas con datos de un receptor situado en el punto genérico C, estarán dadas por:

$$X_R = X_C + \frac{t_{AC} + t_{BC} - t_{AB}}{2 P_1 \cos(\alpha_c)} \text{sen}(\beta)$$

$$Z_R = Z_C - \frac{t_{AC} + t_{BC} - t_{AB}}{2 P_1 \cos(\alpha_c)} \text{cos}(\beta)$$

donde:

X_R, Z_R : coordenadas de un punto R de la interfase

X_C, Z_C : coordenadas de un receptor en el punto C de la superficie

t_{AC} : tiempo de primera llegada de onda cónica al receptor en C con fuente en A

t_{BC} : tiempo de primera llegada de onda cónica al receptor en C con fuente en B

t_{AB} : tiempo total de viaje de la onda cónica entre las fuentes en A y B

P_1 : lentitud de la onda directa

b : buzamiento en el punto R de la interfase

ac : ángulo crítico

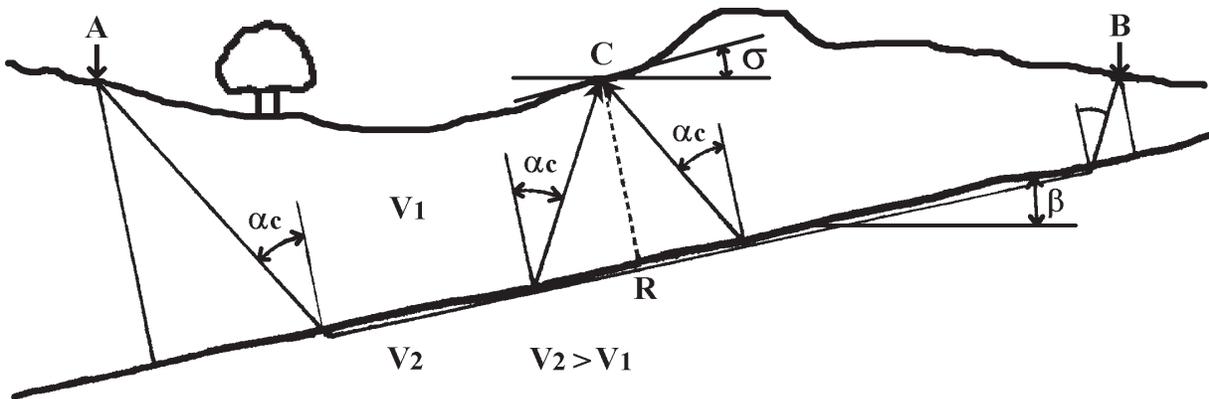


Figura 7. Trayectoria de rayos para calcular las coordenadas del punto R de la interfase por el método ABC.

El ángulo crítico ac y el buzamiento b en el punto R de la interfase se calculan utilizando las siguientes fórmulas, respectivamente:

$$\alpha_c = \frac{1}{2} \left[\arcsen \left(\frac{P_{2A}}{P_1} \right) + \arcsen \left(\frac{P_{2B}}{P_1} \right) \right]$$

$$\beta = \frac{1}{2} \left[\arcsen \left(\frac{P_{2B}}{P_1} \right) - \arcsen \left(\frac{P_{2A}}{P_1} \right) \right] + \sigma$$

donde:

P_{2A} : lentitud aparente de la onda cónica en el punto C con fuente en A

P_{2B} : lentitud aparente de la onda cónica en el punto C con fuente en B

s : ángulo de inclinación del terreno respecto a la horizontal en el punto C

El origen de coordenadas está en la fuente A. La coordenada x de los puntos C y R es paralela a la horizontal topográfica y la coordenada z a la vertical. Las distancias en los gráficos tiempo-distancia de las dromocrónicas se miden desde la fuente A siguiendo el perfil del terreno, sin proyectar a la horizontal. Como consecuencia, en la fórmula del buzamiento aparece el ángulo de inclinación del relieve, medido en la posición del detector. Los valores de cotas y pendientes del terreno se obtienen por datos de topografía, los valores de tiempos y lentitudes a partir de las dromocrónicas (figura 8).

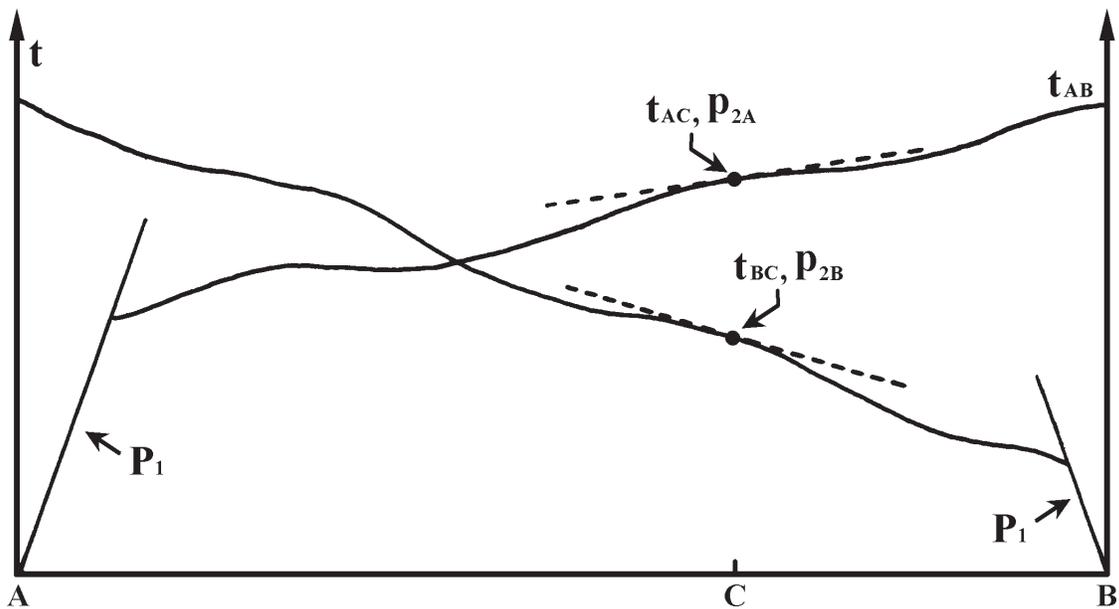


Figura 8. Tiempos y lentitudes de las dromocrónicas en el punto C utilizados con el método ABC.

Estas fórmulas se prestan para obtener los resultados en forma tabular mediante un programa de hoja de cálculo. Para el ejemplo, se obtiene la tabla 3:

TABLA 3 TABLA PARA CALCULAR ESPESORES POR EL MÉTODO ABC

AX (m)	ZX(m)	tAX (ms)	tBX (ms)	tiX (ms)	XR (m)	ZR (m)	H (m)
0	20.3						
10	20.0	25.6	100.0				
20	19.6	38.8	94.4	26.2	20.0	14.0	-5.6
30	18.9	46.4	88.8	28.2	30.0	12.9	-6.0
40	18.4	51.2	81.6	25.8	40.0	12.9	-5.5
50	17.6	57.6	76.8	27.4	50.0	11.7	-5.9
60	16.9	64.4	70.8	28.2	60.0	10.9	-6.0
70	16.6	71.2	65.6	29.8	70.0	10.2	-6.4
80	16.2	78.4	58.0	29.4	80.0	9.9	-6.3
90	15.8	82.4	51.2	26.6	90.0	10.1	-5.7
100	15.3	88.8	45.6	27.4	100.0	9.4	-5.9
110	14.8	95.2	39.2	27.4	110.0	8.9	-5.9
120	14.6	100.0	22.8				
130	14.2						

AX: distancia desde la fuente A hasta un receptor en X; ZX: cota del receptor en X; tAX: tiempo de primera llegada al receptor en X desde la fuente A; tBX: tiempo de primera llegada al receptor en X desde la fuente B; tiX: tiempo de intercepto en X ($tiX=tAX+tBX-tAB$); XR: coordenada x de un punto de la interfase calculado con datos del receptor en X; ZR: coordenada z de un punto de la interfase calculado con datos del receptor en X; H: espesor vertical de la primera capa bajo el receptor en X

Finalmente se grafica el perfil del subsuelo en base a los datos de la tabla 3 (figura 9)

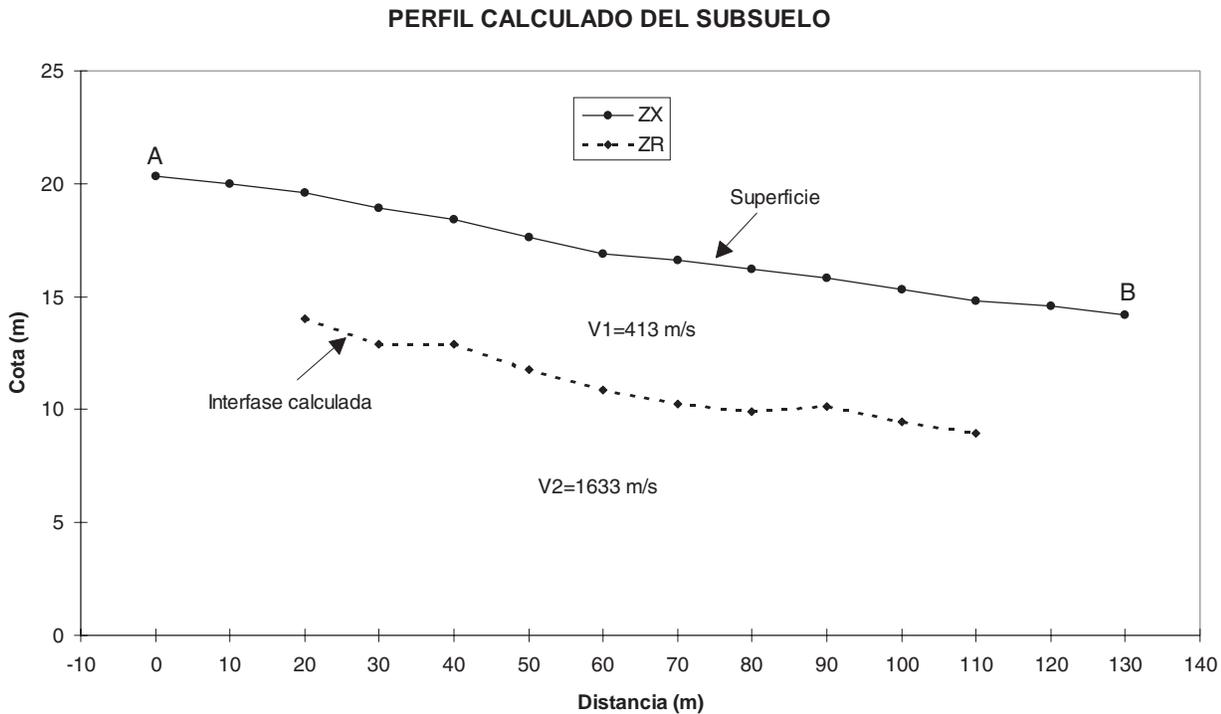


Figura 9. Perfil de subsuelo calculado con los datos de las dromocrónicas de la figura 6

Interpretación

La prospección por refracción proporciona una información de baja resolución acerca del espesor y las velocidades de las principales capas del subsuelo. Normalmente los registros de refracción no permiten distinguir capas muy delgadas o con poco contraste de velocidad. Lo que se interpreta como un estrato, suele en realidad estar constituido por una cierta cantidad de estratos delgados con poca diferencia de velocidad. El espesor calculado para este paquete de capas no es igual a la suma de los espesores de los estratos individuales, ni tampoco la velocidad de conjunto es igual al promedio aritmético de sus velocidades. Cuando existen inversiones de velocidad los espesores calculados son mayores que los reales, mientras que cuando existen capas delgadas no diferenciadas el espesor calculado es menor que el real. Como regla práctica se adopta que las profundidades calculadas tienen una incertidumbre del 30%. Por ello, el método sólo sirve de guía para determinar la estructura a grandes rasgos del subsuelo. Siempre debe disponerse de datos adicionales de geología de superficie, así como perforaciones de pozo que permitan limitar las posibles interpretaciones a una que sea consistente dentro de ciertos rangos. Los datos de prospección por refracción están afectados por las propiedades promedio de un gran volumen del subsuelo. Esto en algunas aplicaciones representa una ventaja, porque disminuye la posibilidad de tomar como general lo que es una propiedad local del suelo (caso de perforaciones); en otras, cuando lo que importa es una buena resolución, constituye una desventaja.

Ventajas y limitaciones del método de prospección por refracción

Ventajas

- Permite prospectar estratos a muy poca profundidad en tierra. Esto es difícil de lograr con métodos de reflexión.
- La adquisición, procesamiento e interpretación son relativamente rápidos y sencillos.
- Es un método barato tanto por el equipo de adquisición de datos como por el procesamiento.
- No requiere el uso de filtros espaciales, ni técnicas de cobertura múltiple.
- La determinación de las velocidades es bastante sencilla.
- La identificación de las ondas de interés es sencilla porque son las primeras llegadas.

Desventajas

- Presenta limitaciones impuestas por la física de propagación de ondas, tales como el fenómeno de inversión de velocidad, el de capa delgada, el solapamiento de ondas cónicas de un mismo refractor, difracciones, refracciones no críticas.
- Presenta limitaciones de resolución debidas a la atenuación rápida de las longitudes de onda corta.
- Para detectar capas a mayor profundidad requiere tendidos de mayor longitud.
- Capas más profundas son más difíciles de diferenciar por su velocidad en las dromocrónicas.
- Sólo permite diferenciar las capas del subsuelo que presenten mayor contraste de velocidad y mayor espesor.
- En la práctica está limitado a profundidades hasta unos 100 metros y a 3 o 4 estratos principales.
- No es fácil identificar ondas S refractadas porque como nunca son primera llegada siempre llegan mezcladas con ondas P de reflexiones o refracciones, con ondas S convertidas, con ruido superficial, etc. En consecuencia el método presenta dificultad para determinar parámetros elásticos dinámicos.

BIBLIOGRAFÍA

- Astier, J. (1975) **Geofísica aplicada a la Hidrogeología**. Paraninfo. 344 p.
- Dobrin, M. (1960) **Introduction to Geophysical Prospecting**. 3a edic. McGraw-Hill. 630 p.
- Mooney H. (1977) **Handbook of Engineering Geophysics**. Bison Instruments, Inc.
- Musgrave, A. (1967) editor. **Seismic Refraction Prospecting**. Society of Exploration Geophysicists. 604 p.
- Parasnis, D. (1971) **Geofísica Minera**. Paraninfo. 376 p.
- Palmer, D. (1980) **The Generalized Reciprocal Method of Seismic Refraction Interpretation**. Society of Exploration Geophysicists. 104 p.
- Sjøgren, B, A. Øfsthus and J. Sandberg (1979) Seismic Classification of Rock Mass Qualities. **Geophysical Prospecting** 27(2):409-442
- Sjøgren, B. (1979) Refractor Velocity Determination-cause and Nature of Some Errors. **Geophysical Prospecting** 27(3):507-538
- Sjøgren, B. (1984) **Shallow Refraction Seismics**. Chapman and Hall. 268 p.

Lista de figuras:

- Figura 1: Mapas del campo de ondas sísmicas propagadas por el subsuelo a partir de una fuente en superficie.
- Figura 2: Ejemplo real de registro sísmico de refracción, donde se identifican varios trenes de ondas.
- Figura 3: Registros sísmicos de refracción doble disparo, con las primeras llegadas indicadas
- Figura 4: Esquema del tendido sísmico doble disparo.
- Figura 5. Dromocrónicas doble disparo
- Figura 6. Dromocrónicas de tiempos de primera llegada interpretadas, en las que se ajustan los puntos de las ondas directas y ondas cónicas mediante rectas
- Figura 7. Trayectoria de rayos para calcular las coordenadas del punto R de la interfase por el método ABC.
- Figura 8. Tiempos y lentitudes de las dromocrónicas en el punto C utilizados con el método ABC.
- Figura 9. Perfil de subsuelo calculado con los datos de las dromocrónicas de la figura 6