

Figura 29.-

Seção de resistividade obtida a partir da inversão 2D de um perfil de seis sondagens MT. A escala vertical corresponde à profundidade, enquanto a horizontal corresponde à posição das sondagens, ambas em metros.

Figura 29.-

Sección de resistividad obtenida a partir de la inversión 2D de un perfil de 6 sondeos MT. La escala vertical corresponde a la profundidad en tanto que la horizontal corresponde a la posición de los sondeos, ambas en metros.

6 REFRAÇÃO SÍSMICA

6.1 Introdução

O princípio básico da sismologia de exploração consiste na geração de um sinal em um tempo conhecido exatamente, que resulta no movimento de ondas sísmicas que viajam através do subsolo e que se refletem e refratam em direção à superfície onde são registradas. O tempo transcorrido entre a fonte que é acionada e a chegada das várias ondas à superfície é utilizado para determinar a natureza dos estratos do subsolo. O registro e o subsequente processamento dos dados permitem uma análise detalhada das formas das ondas sísmicas geradas. A informação derivada deste processo é utilizada para desenvolver imagens das estruturas do subsolo e o conhecimento das propriedades físicas dos materiais presentes.

Tal como ocorreu com outros métodos geofísicos, o desenvolvimento mais acelerado

6 REFRACCIÓN SÍSMICA

6.1 Introducción

El principio básico de la sismología de exploración consiste en la generación de una señal en un tiempo conocido exactamente que resulta en el movimiento de ondas sísmicas que viajan a través del subsuelo y que se reflejan y refractan hacia la superficie donde son registradas. El tiempo transcurrido entre que la fuente es accionada y la llegada de las varias ondas a la superficie es utilizada para determinar la naturaleza de los estratos del subsuelo. El registro y subsecuente procesamiento de los datos permite un análisis detallado de las formas de las ondas sísmicas generadas. La información derivada de este proceso se utiliza para desarrollar imágenes de las estructuras del subsuelo y el conocimiento de las propiedades físicas de los materiales presentes.

Como ocurrió con otros métodos geofísicos, el desarrollo más acelerado en los métodos

nos métodos sísmicos veio como consequência da revolução dos computadores. O recente e vasto incremento no poder computacional veio acompanhado de uma maior habilidade para processar dados mais rapidamente e de maneira mais confiável, o que se traduz em capacidade para o modelamento sísmico. Há muitos livros disponíveis que abordam detalhadamente os vários aspectos da exploração sísmológica. Entre eles é possível mencionar os seguintes: Claerbout (1976, 1985), McQuillin et al. (1984), Hatton et al. (1986), Waters (1978), Yilmaz (1987) e Dobrin e Savit (1988), entre outros.

Há dois métodos sísmicos principais, o de refração e o de reflexão. A partir de 1980, houve uma tendência importante ao uso da exploração sísmica de reflexão para prospecção superficial, ou seja, para profundidades menores de 200 m e especialmente menores que 50 m. Antes desses dois métodos, a refração sísmica havia sido utilizada predominantemente para pesquisas do local em engenharia, em virtude de que não existiam ou não eram rentáveis fontes sísmicas adequadas nem a capacidade de processamento dos dados para explorações em pequena escala. Este não é o caso na atualidade, pois agora os trabalhos sísmicos a pouca profundidade são mais comuns, tanto na água, quanto na terra firme, seguindo procedimentos similares aos da escala de exploração de hidrocarbonetos. Além da sua utilização na exploração de hidrocarbonetos, os métodos sísmicos foram utilizados recentemente na exploração de água subterrânea, bem como em diversas outras aplicações (tabela 5).

O estudo das propriedades elásticas das rochas, que é o objetivo destes métodos, permite distinguir, em casos favoráveis, as rochas porosas ou as zonas de fratura em rochas compactas, as formações saturadas das não saturadas e as formações pouco consolidadas daquelas bem consolidadas. As medições geram principalmente dois parâmetros que são as trajetórias que recorrem às ondas no subsolo pelo efeito da vibração sísmica induzida do subsolo e as velocidades de deslocamento delas nas diversas formações rochosas. A partir da análise destas velocidades e trajetórias, é possível identificar limites de zonas aquíferas e estimar suas porosidades.

sísmicos vino como consecuencia de la revolución de las computadoras. El reciente y vasto incremento en el poder computacional vino acompañado de una mayor habilidad para procesar datos más rápidamente y de manera más confiable, lo cual se traduce en la capacidad para el modelado sísmico. Hay muchos libros disponibles que tratan detalladamente con los varios aspectos de la exploración sísmológica. Entre ellos se pueden mencionar los siguientes: Claerbout (1976, 1985), McQuillin et al. (1984), Hatton et al. (1986), Waters (1978), Yilmaz (1987) y Dobrin y Savit (1988), entre otros.

Hay dos métodos sísmicos principales, el de refracción y el de reflexión. A partir de 1980 ha habido una tendencia importante hacia el uso la exploración sísmica de reflexión para prospección superficial, es decir para profundidades menores de 200 m y especialmente menores que 50 m. Previamente, de los dos métodos la refracción sísmica había sido utilizada predominantemente para investigaciones del sitio en ingeniería debido a que no existían o no eran rentables fuentes sísmicas adecuadas ni la capacidad procesamiento de los datos para exploraciones a pequeña escala. Este no es el caso en la actualidad pues ahora los trabajos sísmicos a poca profundidad son más comunes, tanto en el agua como en tierra firme siguiendo procedimientos similares a los de la escala de exploración de hidrocarburos. Además de su utilización en la exploración de hidrocarburos, los métodos sísmicos han sido utilizados recientemente en la exploración de agua subterránea así como en número de otras aplicaciones (Tabla 5).

El estudio de las propiedades elásticas de las rochas, el cual es el objeto de éstos métodos, permite distinguir en casos favorables, las rochas porosas o las zonas de fractura en rocas compactas, las formaciones saturadas de las no saturadas y las formaciones poco consolidadas de aquellas bien consolidadas. Las mediciones aportan principalmente dos parámetros que son las trayectorias que recorren las ondas en el subsuelo por efecto de la vibración sísmica inducida del subsuelo y las velocidades de desplazamiento de las mismas en las diversas formaciones rocosas. A partir del análisis de estas velocidades y trayectorias es posible ubicar límites de zonas acuíferas y estimar sus porosidades.

| |
|---|
| Características geológicas regionais: |
| Profundidade do embasamento |
| Localização de falhas e zonas de fratura |
| Deslocamento de falhas |
| Localização e caracterização de paleovales |
| Determinações litológicas |
| Estratigrafia |
| Localização de diques ígneos |
| Informação petrofísica: |
| Módulos elásticos |
| Densidades |
| Atenuações |
| Porosidades |
| Velocidade de onda elástica |
| Anisotropia |
| Aplicações: |
| Hidrológica e exploração de águas subterrâneas |
| Pesquisas de locais de engenharia |
| Capacidade de carga |
| Recursos da areia e do cascalho |
| Deteção de cavidades |
| Integridade do fundo marinho |
| Degasificação ou dessecação de sedimentos marinhos |
| Integridade de sítios prévios à construção de: |
| Terraplanagens |
| Edificações |
| Marinhas e embarcadouros |
| Construção de túneis etc. |
| Velocidades de partículas |
| Aplicações forense |

Tabela 5-
Aplicações de exploração sismológica.

| |
|---|
| Características geológicas regionales: |
| Profundidad de basamento |
| Localización de fallas y zonas de fractura |
| Desplazamiento de fallas |
| Localización y caracterización de paleo valles |
| Determinaciones litológicas |
| Estratigrafía |
| Localización de diques ígneos |
| Información petrofísica: |
| Módulos elásticos |
| Densidades |
| Atenuaciones |
| Porosidades |
| Velocidad de onda elástica |
| Anisotropía |
| Aplicaciones: |
| Hidrológica y exploración de aguas subterráneas |
| Investigaciones de sitios de ingeniería |
| Capacidad de carga |
| Recursos de la arena y de la grava |
| Detección de cavidades |
| Integridad de fondo marino |
| Degasificación o desecación de sedimentos marinos |
| Integridad de sitios previos a la construcción de: |
| Terraplenes |
| Edificaciones |
| Marinas y embarcaderos |
| Construcción de túneles, etc. |
| Velocidades de partículas |
| Aplicaciones forenses |

Tabla 5-
Aplicaciones de exploración sismológica.

6.2 Ondas sísmicas

Esforço e deformação – quando uma força externa F é aplicada por meio de uma área A da superfície de um corpo, a força dentro do corpo é proporcional à força externa e o quociente entre a força e a área (F/A) é conhecido como **esforço**. O esforço pode ser separado em dois componentes: um a ângulo reto da superfície (esforço normal ou de dilatação) e o outro ao longo do plano da superfície (esforço de corte ou cisalha). O corpo sob esforço experimenta deformação que se expressa como a razão de mudança na longitude original (ou volume). Segundo a lei de Hooke, o esforço e a deformação são linearmente dependentes e o corpo se comporta elasticamente até que se alcança o ponto de deformação permanente. Abaixo desse ponto, quando é retirada a força que atua sobre o corpo, este pode retornar ao seu estado original não deformado, recuperando sua forma e tamanho. Todavia, se o esforço aumenta mais além desse ponto, o corpo se comporta plasticamente e não pode recuperar sua forma e tamanho original apesar da força ter sido retirada. E se em vez disso, se continuar aumentando o esforço, o corpo irá se deformar ainda mais até se fraturar. Os terremotos ocorrem quando as rochas são submetidas a esforços até o ponto no qual estas se fraturam, que é quando sua energia é liberada. Contudo, na exploração sísmica, as quantidades de esforço e a deformação longe da vizinhança imediata de uma fonte sísmica são muito pequenas e caem dentro do comportamento elástico de materiais naturais. O módulo de Young define-se como a relação esforço/deformação para um material, que corresponde ao caso de deformação triaxial, ou seja:

$$E = \frac{\text{Esforço longitudinal } \Delta F/A}{\text{Deformação longitudinal } \Delta L/L} = \frac{\sigma}{\epsilon} \quad (39)$$

De tal modo que o módulo volumétrico, definido para o caso de excesso da pressão volumétrica, está dado por

$$K = \frac{\text{Esforço volumétrico } \Delta P}{\text{Deformação volumétrica } \Delta V/V} \quad (40)$$

6.2 Ondas sísmicas

Esfuerzo y deformación.- Cuando una fuerza externa F se aplica a través de un área A de la superficie de un cuerpo, la fuerza dentro del cuerpo es proporcional a la fuerza externa y el cociente entre la fuerza y el área (F/A) se conoce como **esfuerzo**. El esfuerzo se puede separar en dos componentes: uno a ángulo recto de la superficie (esfuerzo normal o de dilatación) y el otro a lo largo del plano de la superficie (esfuerzo de corte o cizalla). El cuerpo bajo esfuerzo experimenta deformación que se expresa como la razón de cambio en la longitud original (o volumen). Según la ley de Hooke; el esfuerzo y la deformación son linealmente dependientes y el cuerpo se comporta elásticamente hasta que se alcanza el punto de deformación permanente. Debajo de este punto, cuando se retira la fuerza que actúa sobre el cuerpo, este puede regresar a su estado original no deformado recuperando su forma y tamaño. Por el contrario, si el esfuerzo aumenta más allá de éste punto, el cuerpo se comporta plásticamente y no puede recuperar su forma y tamaño original a pesar de que se retire la fuerza. Y si en vez de ello se continúa aumentando el esfuerzo el cuerpo se deforma aún más hasta que se fractura. Los terremotos ocurren cuando las rocas son sometidas a esfuerzos hasta que las rocas se fracturan que es cuando se libera su energía. Sin embargo en la exploración sísmica las cantidades de esfuerzo y deformación lejos de la vecindad inmediata de la fuente sísmica es muy pequeña y cae dentro del comportamiento elástico de materiales naturales. El modulo de Young se define como la relación esfuerzo/deformación para un material, que corresponde al caso de deformación triaxial, es decir:

$$E = \frac{\text{Esfuerzo Longitudinal } \Delta F/A}{\text{Deformacion Longitudinal } \Delta L/L} = \frac{\sigma}{\epsilon} \quad (39)$$

en tanto que el módulo volumétrico, definido para el caso de exceso de la presión volumétrica está dado por

$$K = \frac{\text{Esfuerzo Volumetrico } \Delta P}{\text{Deformacion Volumetrica } \Delta V/V} \quad (40)$$

e o módulo de corte como

$$\mu = \frac{\text{Esforço de corte } \tau}{\text{Deformação de corte } \varepsilon} \quad (41)$$

O valor de μ para líquidos é zero e a categoria de variação para sólidos está entre 1 e 7×10^{14} Mpa. Ademais, o módulo axial correspondente ao caso de deformação numa dimensão, ou em outras palavras, não há deformação lateral. Se expressa como:

$$E = \frac{\text{Esforço longitudinal } \Delta F/A}{\text{Deformação } \Delta L/L} = \frac{\sigma}{\varepsilon} \quad (42)$$

Na figura 30 mostra-se conceitualmente o significado físico destes parâmetros. A relação entre o módulo de Young (E), o quociente de Poisson (σ) e as duas constantes de Lamé (μ e λ) ocorre por meio das seguintes expressões:

$$E = \frac{\mu (3\lambda + 2\mu)}{(\lambda + \mu)} \quad \sigma = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)}$$

$$k = \frac{3\lambda + 2\mu}{3} \quad \lambda = \frac{E\sigma}{(1 + \sigma)(1 - \sigma)} \quad (43)$$

6.3 Tipos de ondas sísmicas

As ondas sísmicas são formadas por minúsculos pacotes de energia elástica de deformação que viajam da fonte sísmica até o subsolo a velocidades que dependem do módulo de elasticidade e densidades do meio no qual viajam. Existem dois tipos principais de ondas sísmicas: aquelas que viajam através do meio propriamente dito, as chamadas *ondas de corpo*, e aquelas que viajam ao longo das interfaces, as chamadas *ondas de superfície*.

Outros tipos de onda que são utilizadas para aplicações muito específicas são as chamadas *ondas guia* que estão confinadas a viajar (por efeito da reflexão interna) em camadas estreitas empacotadas entre camadas de maior velocidade. Exemplos deste tipo de ondas são as

y el módulo de corte como

$$\mu = \frac{\text{Esfuerzo de corte } \tau}{\text{Deformación de corte } \varepsilon} \quad (41)$$

El valor de μ para líquidos es cero y el rango de variación para sólidos está entre 1 y 7×10^{14} Mpa. Por otro lado, el módulo axial correspondiente a al caso de deformación en una dimensión, es decir no hay deformación lateral, se expresa como

$$E = \frac{\text{Esfuerzo Longitudinal } \Delta F/A}{\text{Deformación } \Delta L/L} = \frac{\sigma}{\varepsilon} \quad (42)$$

En la Figura 30 se muestra conceptualmente el significado físico de estos parámetros. La relación entre el módulo de Young (E), el cociente de Poisson (σ) y las dos constantes de Lamé (μ y λ) es a través de las siguientes expresiones:

$$E = \frac{\mu (3\lambda + 2\mu)}{(\lambda + \mu)} \quad \sigma = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)}$$

$$k = \frac{3\lambda + 2\mu}{3} \quad \lambda = \frac{E\sigma}{(1 + \sigma)(1 - \sigma)} \quad (43)$$

6.3 Tipos de ondas sísmicas

Las ondas sísmicas consisten en minúsculos paquetes de energía elástica de deformación que viajan desde la fuente sísmica hacia el subsuelo a velocidades que dependen del módulo de elasticidad y densidades del medio en el cual viajan. Existen dos tipos principales de ondas sísmicas: aquellas que viajan a través del medio propriamente dicho, llamadas *ondas de cuerpo*, y aquellas que viajan a lo largo de las interfaces, llamadas *ondas de superficie*.

Otros tipos de onda que se utilizan para aplicaciones muy específicas son las llamadas *ondas guía* que se confinan a viajar (por efecto de reflexión interna) en capas estrechas empacotadas entre capas de mayor velocidad. Ejemplos de este tipo de ondas son las llamadas

chamadas *ondas de canal*, que se propagam ao longo de estratos de carvão (REGUEIRO 1900a, b), e *ondas tubulares*, que viajam ao longo de perfurações saturadas de fluido.

ondas de canal que se propagam a lo largo de estratos de carbón (Regueiro 1990a, b), y ondas tubulares, que viajan a lo largo de perforaciones saturadas de fluido.

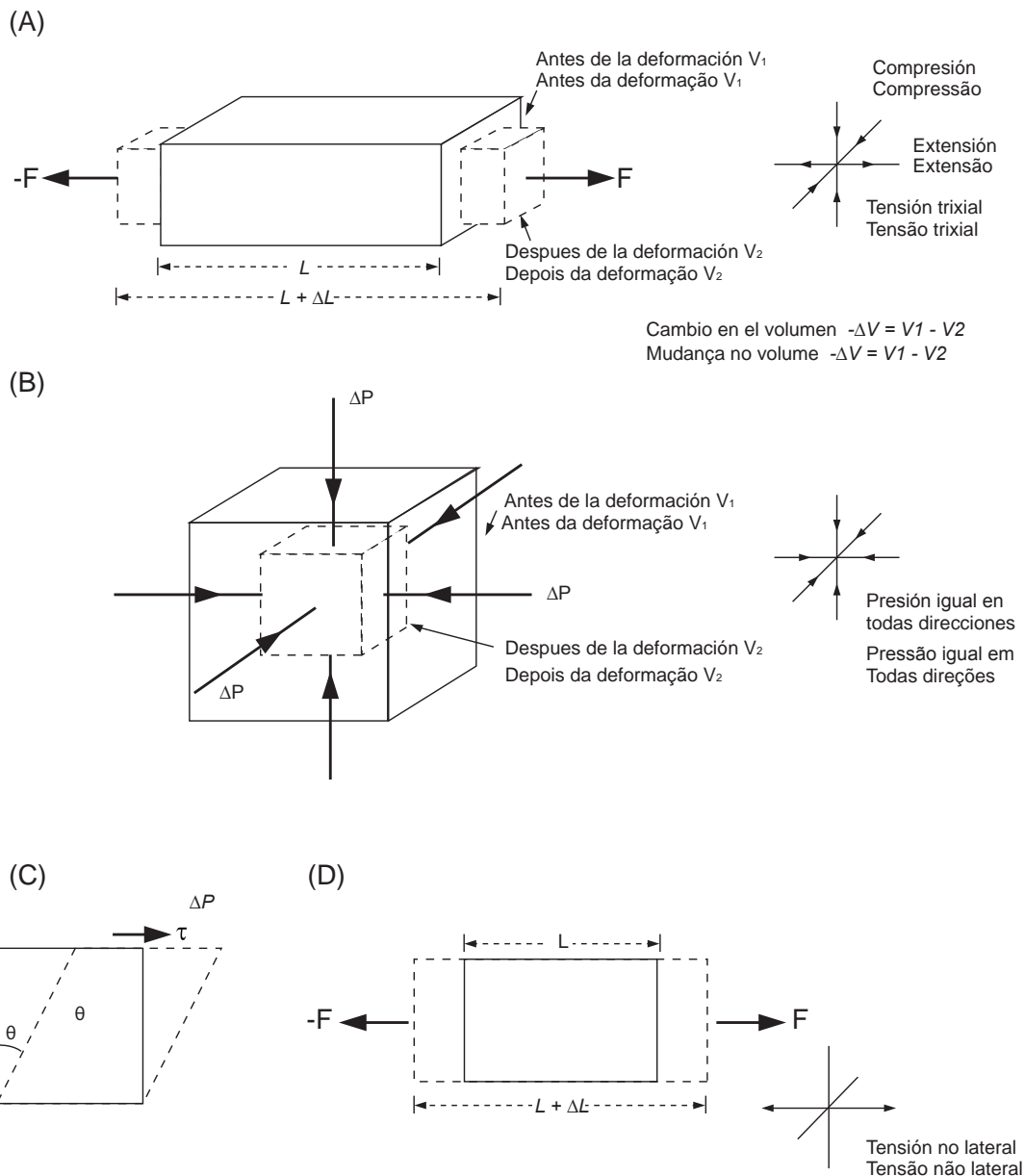


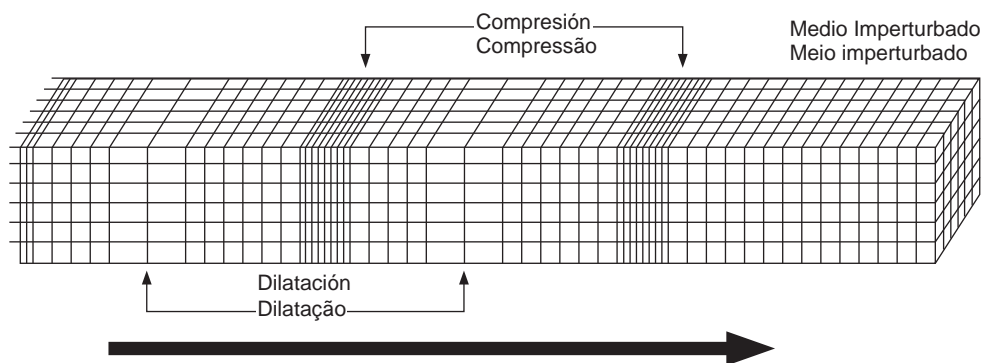
Figura 30.- Módulo elástico de Young (A), volumétrico (B), de corte (C), e axial (D).

Figura 30.- Módulo elástico de Young (A), volumétrico (B), de corte (C), y axial (D).

Ondas de corpo. Dois tipos de ondas de corpo podem viajar através de meios elásticos. As mais importantes para a exploração sísmica são as *ondas P*, também chamadas ondas longitudinais, primárias, de compressão. A geração deste tipo de ondas ocorre a partir da oscilação de partículas do solo, por compressão e dilatação, em relação a pontos fixos na direção de propagação (figura 31), exatamente do mesmo modo que uma onda de som. O outro tipo de ondas de corpo são as *ondas S*, também conhecidas como ondas transversais, secundárias ou de corte. O movimento de partículas neste caso ocorre perpendicular à direção de propagação dado o esforço de corte (figura 31). Quando o movimento das partículas se confina a um só plano, diz-se que a onda S está polarizada.

Ondas de cuerpo. - Dos tipos de ondas de cuerpo pueden viajar a través de medios elásticos. Las más importantes en exploración sísmica son las ondas P, también llamadas ondas longitudinales, primarias, de compresión o de empuje. La generación de este tipo de ondas es a partir de la oscilación de partículas de suelo, por compresión y dilatación, con respecto a puntos fijos en la dirección de propagación (Figura 31), exactamente del mismo modo que una onda de sonido. El otro tipo de ondas de cuerpo son las ondas S, también conocidas como ondas transversales, secundarias o de corte. El movimiento de partículas en este caso ocurre perpendicular a la dirección de propagación por efecto de puro esfuerzo de corte (Figura 31). Cuando el movimiento de las partículas se confina a un solo plano se dice que la onda S está polarizada.

(A) Onda - P



(B) Onda - S

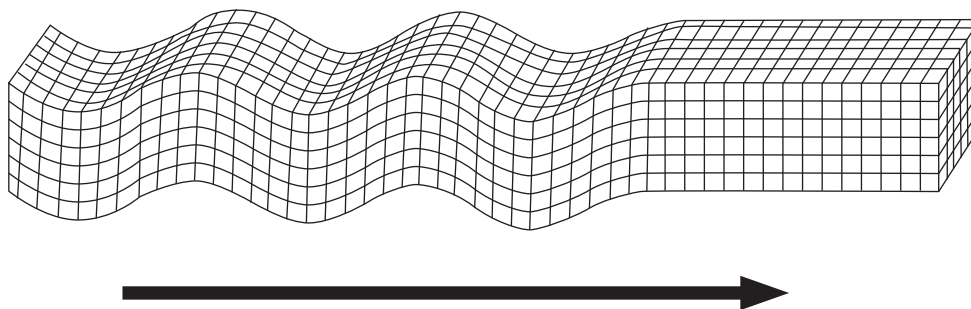


Figura 31.-

Deformações elásticas e movimento de partículas do subsolo associadas à passagem de ondas de corpo. Onda P (A), onda S (B).

Figura 31.-

Deformaciones elásticas y movimiento de partículas del subsuelo asociadas con el paso de ondas de cuerpo. Onda P (A), onda S (B).

A identificação e o uso de ondas de corte polarizadas nesses modos vertical e horizontal (SV e SH respectivamente) passaram a ter grande importância na exploração sísmica, como se verá mais adiante. Todo o conteúdo de frequências dentro das ondas de corpos viaja através do subsolo com a mesma velocidade sujeito à consistência tanto do módulo elástico quanto da densidade do meio no qual se propagam.

Ondas de superfície. As ondas que não penetram a profundidade do meio são conhecidas como ondas de superfície, entre as quais, existem dois tipos: ondas Rayleigh e ondas love. As ondas Rayleigh viajam ao longo da superfície livre da terra com amplitudes que diminuem exponencialmente com a profundidade. O movimento de partículas é em sentido elíptico, retrógrado em um plano vertical em relação à superfície (figura 32) e, como devido, contém componentes de corte, e só viajam através de meios sólidos. As ondas love ocorrem apenas onde um meio com ondas S de baixa velocidade sobrepõe uma camada com ondas S de maior velocidade. O movimento de partículas ocorre na direção perpendicular à direção de propagação da onda, mas paralelo à superfície (figura 32).

As ondas superficiais têm a característica de mudarem de forma enquanto viajam, dado que os diferentes componentes das frequências que as constituem se propagam em diferentes velocidades, o que é conhecido como *onda de dispersão*. Os padrões de dispersão são indicativos da estrutura de velocidade através do qual viaja a onda, e, portanto, as ondas de superfície, geradas por terremotos, podem ser usadas no estudo da litosfera e da astenosfera. As ondas de corpo não são dispersivas. Para a exploração sísmica, as ondas Rayleigh se manifestam normalmente como ondas de grande amplitude e baixas frequências, conhecidas como *ground roll*, as quais podem mascarar o registro de reflexões nos registros sísmicos e, portanto, são consideradas como ruído. Os levantamentos sísmicos podem ser realizados de tal forma que minimizem a geração de ondas *ground roll*, as quais podem até ser filtradas durante o processamento posterior.

La identificación y uso de ondas de corte polarizadas en esos modos vertical y horizontal (SV y SH respectivamente) se ha vuelto de gran importancia en exploración sísmica, como se verá más adelante. Todo el contenido de frecuencias dentro de las ondas de cuerpos viaja a través del subsuelo con la misma velocidad sujeto a la consistencia tanto del módulo elástico como la densidad del medio en el que se propagan.

Ondas de superficie.- Las ondas que no penetran a profundidad del medio se conocen como ondas de superficie, de las cuales hay dos tipos: ondas Rayleigh y ondas love. Las ondas Rayleigh viajan a lo largo de la superficie libre de la tierra con amplitudes que disminuyen exponencialmente con la profundidad. El movimiento de partículas es en sentido elíptico retrógrado en un plano vertical con respecto a la superficie (Figura 32) y, como debido que contienen componentes de corte solo viajan a través de medios sólidos. Las ondas love ocurren solo en donde un medio con ondas S de baja velocidad sobreyace a una capa con ondas S de mayor velocidad. El movimiento de partículas ocurre en la dirección perpendicular a la dirección de propagación de la onda pero paralelo a la superficie. (Figura 32).

Las ondas superficiales tienen la característica de que cambian de forma mientras viajan, debido a que las diferentes componentes de las frecuencias que las constituyen se propagan a diferentes velocidades, lo cual se conoce como onda de dispersión. Los patrones de dispersión son indicativos de la estructura de velocidad a través del cual viaja la onda, y por lo tanto las ondas de superficie generadas por terremotos pueden ser usadas en el estudio de la litosfera y de la astenósfera. Las ondas de cuerpo no son dispersivas. En exploración sísmica, las ondas Rayleigh se manifiestan normalmente como ondas de gran amplitud y bajas frecuencias, conocidas como ground roll las cuales pueden enmascarar el registro de reflexiones en los registros sísmicos por lo cual se les considera como ruido. Los levantamientos sísmicos pueden ser realizados de tal forma que minimicen la generación de ondas ground roll, las cuales además pueden ser filtradas durante el procesado posterior.

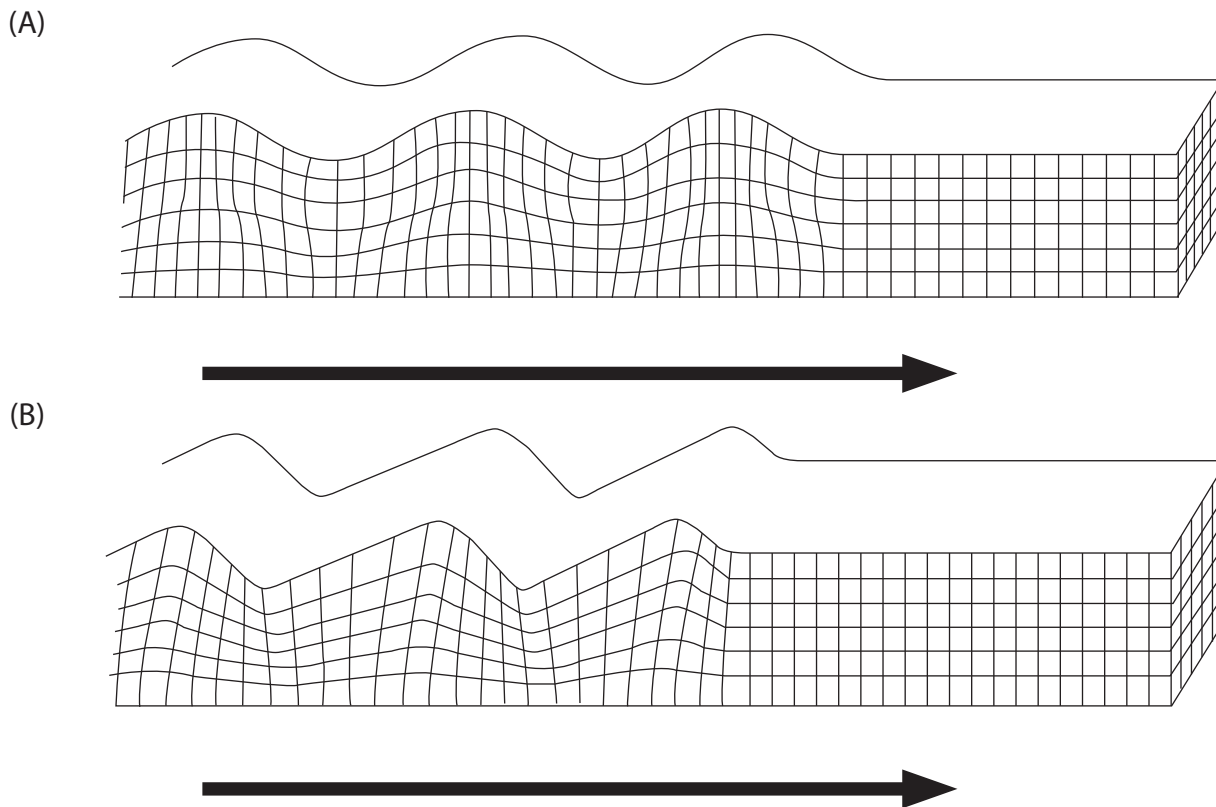


Figura 32.-

Deformações elásticas e movimento de partículas do subsolo associadas com a passagem das ondas de superfície. Onda Rayleigh (A), e onda Love (B).

Velocidades de ondas sísmicas. Como foi mencionado anteriormente, as velocidades de propagação das ondas sísmicas através de um meio elástico dependem do módulo de elasticidade e da densidade das rochas pelas quais se propagam, da seguinte maneira:

$$V = (\text{Módulo elástico apropriado} / \text{densidade } \rho)^{1/2} \quad (44)$$

Em particular, a velocidade da onda P está dada por:

$$V_p = \left(\frac{k + 4u / 3}{\rho} \right)^{1/2} \quad (45)$$

Figura 32.-

Deformaciones elásticas y movimiento de partículas del subsuelo asociadas con el paso de las ondas de superficie. Onda Rayleigh (A), y onda Love (B).

Velocidades de ondas sísmicas.- Como se mencionó anteriormente, las velocidades a las cuales se propagan las ondas sísmicas a través de un medio elástico dependen del módulo de elasticidad y la densidad de las rocas por las que se propagan, de la siguiente manera:

$$V = (\text{Modulo elastico apropiado} / \text{densidad } \rho)^{1/2} \quad (44)$$

En particular, la velocidad de la onda P está dada por:

$$V_p = \left(\frac{k + 4u / 3}{\rho} \right)^{1/2} \quad (45)$$

e a da onda S por

$$V_s = (\mu / \rho)^{1/2} \quad (46)$$

onde V_p/V_s é conhecido como o quociente de Poisson (σ) que está dado por:

$$\frac{V_p}{V_s} = \left(\frac{1 - \sigma}{1/2 - \sigma} \right)^{1/2} \quad (47)$$

Note-se que μ é zero para um fluido, dado que este não suporta esforços de corte e o valor máximo para o quociente de Poisson é de 0.5, para rochas muito duras seu valor é da ordem de 0.05, para sedimentos não consolidados é de aproximadamente 0.45 e na média é de 0.25.

Na tabela 6 apresentam-se valores para as velocidades das ondas P e S para um conjunto de materiais geológicos. A velocidade das ondas sísmicas de rochas sedimentares incrementa-se tanto com a profundidade quanto com a idade. Em geral, a velocidade das ondas aumenta com o incremento da densidade. A relação entre estes parâmetros para areias e cascalho está dada por (FAUST, 1951):

$$V = 1.47 (ZT)^{1/6} \text{ km/s} \quad (48)$$

onde Z é a profundidade em quilômetros e T é o tempo geológico em milhões de anos.

Da expressão para o coeficiente de Poisson (equação 47), é claro que o valor-limite deste parâmetro é 0.5. Para este valor o denominador passa a ser zero. Quando o coeficiente de Poisson alcança o valor 0.33, a velocidade da onda S é igual à metade da velocidade da onda P. Das ondas superficiais, as ondas *love* viajam aproximadamente na mesma velocidade que as ondas S, e as ondas *Rayleigh* viajam a aproximadamente 0.92 V_s (para um quociente de Poisson de 0.25).

Precisa-se ter cuidado ao comparar as velocidades sísmicas. As velocidades podem ser determinadas a partir de dados sísmicos e de medições em laboratório. Quando as velocidades são determinadas

y la de la onda S por

$$V_s = (\mu / \rho)^{1/2} \quad (46)$$

en tanto que V_p/V_s se conoce como el cociente de Poisson (σ) que está dado por:

$$\frac{V_p}{V_s} = \left(\frac{1 - \sigma}{1/2 - \sigma} \right)^{1/2} \quad (47)$$

Nótese que μ es cero para un fluido debido a que este no soporta esfuerzos de corte y el valor máximo para el cociente de Poisson es de 0.5, para rocas muy duras su valor es del orden de 0.05, para sedimentos no consolidados es de aproximadamente 0.45 y en promedio es de 0.25.

En la Tabla 6 se presentan valores para las velocidades de las ondas P y S para un conjunto de materiales geológicos. En particular, la velocidad de las ondas sísmicas de rocas sedimentarias se incrementa tanto con la profundidad como con la edad. En un sentido amplio, la velocidad de las ondas aumenta con el incremento de la densidad. La relación entre estos parámetros para arenas y gravas está dada por (Faust, 1951):

$$V = 1.47 (ZT)^{1/6} \text{ km/s} \quad (48)$$

en donde Z es la profundidad en kilómetros y T es el tiempo geológico en millones de años.

De la expresión para el coeficiente de Poisson (Ecuación 47), es claro que el valor límite de este parámetro es 0.5. Para este valor el denominador se vuelve cero. Cuando el coeficiente de Poisson alcanza el valor 0.33 la velocidad de la onda S es igual a la mitad de la velocidad de la onda P. De las ondas superficiales, las ondas *love* viajan a aproximadamente la misma velocidad que las ondas S, y las ondas *Rayleigh* viajan a aproximadamente 0.92 V_s (para un cociente de Poisson de 0.25).

Se tiene que tener cuidado cuando se comparan las velocidades sísmicas. Las velocidades pueden ser determinadas a partir de datos sísmicos y de mediciones en el laboratorio. Cuando las velocidades

usando refração sísmica, deve-se citar a categoria de velocidades obtidas para certo material, preferentemente proporcionando a derivação-padrão. As medições feitas no local usando estudos de refração podem proporcionar velocidades que são significativamente diferentes das medições obtidas em laboratório. Isto ocorre quando na rocha do lugar há, por exemplo, fratura. As velocidades de refração mostram tanto a rocha quanto as descontinuidades, enquanto, no laboratório, se examina normalmente uma amostra sólida. Usando o sistema de martelo de Schmidt é possível realizar medições mais detalhadas de velocidades representativas do sítio a uma escala local. O método consiste em colocar dois geófonos separados a uma distância pequena. Posteriormente utiliza-se um martelo para gerar ondas P diretamente sobre a rocha exposta a uma distância conhecida dos receptores. A velocidade é obtida a partir da diferença do tempo de viagem entre os dois receptores em relação à sua separação. Nenhuma velocidade é absoluta. No caso da determinação de velocidades em laboratório, utiliza-se um transdutor ultrassônico para transmitir um impulso por meio da amostra cuja longitude é conhecida, e assim é possível calcular sua velocidade. Contudo, as frequências ultrassônicas utilizadas (0.5 a 1.5 MHz) são três ou quatro ordens de magnitude maiores do que as utilizadas em trabalhos sísmicos, de modo que as velocidades podem não ser diretamente comparáveis.

Além de conhecer a frequência dos transdutores, também é importante determinar se as amostras foram medidas em seco ou saturadas, e se este for o caso, deve-se saber a salinidade da água e a temperatura na qual a amostra foi medida. Talvez, uma questão ainda mais importante, é a relacionada com o relaxamento mecânico durante a recuperação da amostra. Se uma rocha for coletada em profundidades significativas, onde normalmente existem pressões substanciais, o núcleo de rocha recuperada irá se expandir ao trazê-la à superfície, resultando na geração de microfaturas. Portanto, estas microfendas aumentam a porosidade, ao mesmo tempo em que decresce a densidade da rocha.

Em rochas porosas, a natureza do material dentro dos poros influencia fortemente a velocidade das ondas elásticas. Por exemplo, as rochas saturadas com água têm diferentes velocidades de onda elástica se comparadas às rochas saturadas com gás; as areníticas com argila intersticial têm

se determinan usando refracción sísmica, se debe citar el rango de velocidades obtenidas para un cierto material, preferentemente proporcionando la derivación estándar. Las mediciones en el lugar hechas usando estudios de refracción pueden proporcionar velocidades que son significativamente diferentes de las mediciones obtenidas en el laboratorio. Esto ocurre cuando en la roca del lugar está por ejemplo, fractura. Las velocidades de refracción muestrean tanto la roca como las discontinuidades mientras que en el laboratorio se examina normalmente una muestra sólida. Usando el sistema de martillo de Schmidt se pueden llevar a cabo mediciones más detalladas de velocidades representativas del sitio a una escala local. El método consiste en colocar dos geófonos separados a una distancia pequeña. Posteriormente se utiliza un martillo para generar ondas P directamente sobre la roca expuesta a una distancia conocida de los receptores. La velocidad se obtiene a partir de la diferencia del tiempo de viaje entre los dos receptores relativo a su separación. Ninguna velocidad es absoluta. En el caso de la determinación de velocidades en el laboratorio se utiliza un transductor ultrasónico para transmitir un pulso a través de la muestra cuya longitud es conocida por lo que se puede calcular su velocidad. Sin embargo, las frecuencias ultrasónicas utilizadas (0.5 a 1.5 MHz) son tres o cuatro ordenes de magnitud mayores a las que se utilizan en trabajos sísmicos, por lo que las velocidades pueden no ser directamente comparables.

Además de conocer la frecuencia de los transductores es también importante determinar si las muestras fueron medidas en seco o saturadas y si éste es el caso se debe conocer la salinidad del agua y la temperatura a la que la muestra fue medida. Tal vez de mayor importancia sea el problema relacionado con la relajación mecánica durante la recuperación de la muestra. Si una roca se colecta de profundidades significativas en donde normalmente existen presiones sustanciales, el núcleo de roca recuperada se expandirá al traerla a la superficie resultando en la generación de micro-fracturas. Por lo tanto, estas micro-grietas aumenta la porosidad al mismo tiempo que decrece la densidad de la roca.

En rocas porosas, la naturaleza del material dentro de los poros influencia fuertemente la velocidad de las de ondas elásticas. Por ejemplo, las rocas saturadas con agua tienen diferentes velocidades de onda elástica comparadas con rocas de saturadas con gas; las areniscas con arcilla

diferentes características de propagação em comparação às areníticas limpas. As velocidades sísmicas podem ser usadas para estimar a porosidade usando a equação de tempo médio dada por (WYLLIE et al., 1958).

$$\frac{1}{V} = \frac{\phi}{V_f} + \frac{1-\phi}{V_m} \quad (49)$$

onde V é a velocidade da onda P da rocha cuja porosidade é ϕ . V_f e V_m são as velocidades acústicas do fluido e da matriz da rocha respectivamente. Valores típicos de V_f e de V_m são 1500 e 2800 m/s respectivamente.

A velocidade da onda P na água depende da temperatura e da salinidade de acordo com a expressão (EWING et al., 1948):

$$V = 1449.2 + 4.6 T - 0.055 T^2 + 0.0003 T^3 + (1.34 - 0.01 T) (S - 35) + 0.016 d \quad (50)$$

onde S e T são a salinidade (em partes por milhar) e a temperatura (°C), d é a profundidade (em m).

| Material | V_p (m/s) |
|---|-------------|
| Ar | 330 |
| Água | 1450-1530 |
| Petróleo | 1300-1400 |
| Tierra amarilla | 300-600 |
| Solo | 100-500 |
| Neve | 350-3000 |
| Glacial sólido | 3000-4000 |
| Areia (terra amarela) | 200-2000 |
| Areia (seca) | 200-1000 |
| Areia (saturada de água) | 1500-2000 |
| Glacial | 1500-2700 |
| Areia e cascalho (perto das superfícies) | 400-2300 |
| Areia e cascalho (a 2 km de profundidade) | 3000-3500 |

intersticial tienen diferentes características de propagación en comparación con areniscas limpias. Las velocidades sísmicas pueden ser usadas para estimar la porosidad usando la ecuación de tiempo promedio dada por (Wyllie et al., 1958)

$$\frac{1}{V} = \frac{\phi}{V_f} + \frac{1-\phi}{V_m} \quad (49)$$

en donde V es la velocidad de la onda P de la roca cuya porosidad es ϕ . V_f y V_m son las velocidades acústicas del fluido y de la matriz de la roca respectivamente. Valores típicos de V_f y de V_m son 1500 y 2800 m/s respectivamente.

La velocidad de la onda P en el agua depende de la temperatura y la salinidad de acuerdo a la expresión (Ewing et al., 1948):

$$V = 1449.2 + 4.6 T - 0.055 T^2 + 0.0003 T^3 + (1.34 - 0.01 T) (S - 35) + 0.016 d \quad (50)$$

en donde S y T son la salinidad (en partes por millar) y la temperatura (°C), d es la profundidad (en m).

| Material | V_p (m/s) |
|--|-------------|
| Aire | 330 |
| Agua | 1450-1530 |
| petroleo | 1300-1400 |
| Tierra amarilla | 300-600 |
| Suelo | 100-500 |
| Nieve | 350-3000 |
| Glaciar solido | 3000-4000 |
| Arena (tierra amarilla) | 200-2000 |
| Arena (seca) | 200-1000 |
| Arena (saturada de agua) | 1500-2000 |
| Glaciar | 1500-2700 |
| Arenas y gravas (cerca de la superficie) | 400-2300 |
| Arenas y gravas (a 2 Km de profundidad) | 3000-3500 |

| Material | V_p (m/s) |
|--------------------------------------|-------------|
| Argila | 1000-2500 |
| Estuário de lama | 300-1800 |
| Aluvião | 1800-2200 |
| Crosta de gelo permanente | 1500-4900 |
| Arenito | 1400-4500 |
| Limonita (suave) | 1700-4200 |
| Limonita (dura) | 2800-7000 |
| Dolomita | 2500-6500 |
| Anidrita | 3500-5500 |
| Sal | 4000-5500 |
| Gesso | 2000-3500 |
| Xista | 2000-4100 |
| | |
| Granito | 4600-6200 |
| Basalto | 5500-6500 |
| Gabro | 6400-7000 |
| Peridotita | 7800-8400 |
| Serpentinita | 5500-6500 |
| <i>Gnelss</i> | 3500-7600 |
| Mármore | 3780-7000 |
| | |
| Minerais de sulfureto | 3950-6700 |
| | |
| Cinza pulverizada de combustível | 600-1000 |
| Terra feita (escombros etc.) | 160-600 |
| Lixo de terraplanagem | 400-750 |
| Concreto | 3000-3500 |
| Solo perturbado | 180-335 |
| Casquilho de terraplanagem de argila | 335-380 |

Tabela 6.-

Exemplos de velocidades de ondas P e S.

| Material | V_p (m/s) |
|--|------------------|
| <i>Areilla</i> | <i>1000-2500</i> |
| <i>Estuarios de fango</i> | <i>300-1800</i> |
| <i>Aluvion</i> | <i>1800-2200</i> |
| <i>Escarcha permanente</i> | <i>1500-4900</i> |
| <i>Arenisca</i> | <i>1400-4500</i> |
| <i>Limonita (suave)</i> | <i>1700-4200</i> |
| <i>Limonita (dura)</i> | <i>2800-7000</i> |
| <i>Dolomita</i> | <i>2500-6500</i> |
| <i>Anidrita</i> | <i>3500-5500</i> |
| <i>Sal</i> | <i>4000-5500</i> |
| <i>Yeso</i> | <i>2000-3500</i> |
| <i>Pizarra</i> | <i>2000-4100</i> |
| | |
| <i>Granito</i> | <i>4600-6200</i> |
| <i>Basalto</i> | <i>5500-6500</i> |
| <i>Gabro</i> | <i>6400-7000</i> |
| <i>Peridotita</i> | <i>7800-8400</i> |
| <i>Serpentinita</i> | <i>5500-6500</i> |
| <i>Gnelss</i> | <i>3500-7600</i> |
| <i>Marmoles</i> | <i>3780-7000</i> |
| | |
| <i>Minerales de sulfuro</i> | <i>3950-6700</i> |
| | |
| <i>Ceniza pulverizada de combustible</i> | <i>600-1000</i> |
| <i>Tierra hecha (escombros etc.)</i> | <i>160-600</i> |
| <i>Basura de terraplén</i> | <i>400-750</i> |
| <i>Concreto</i> | <i>3000-3500</i> |
| <i>Suelo disturbado</i> | <i>180-335</i> |
| <i>Casquilo de taraplén de arcilla</i> | <i>335-380</i> |

Tabla 6.-

Ejemplos de velocidades de ondas P y S.

Normalmente, a velocidade da onda P na água está considerada ao redor dos 1500 m/s para uma salinidade de 35 partes por mil a 13 °C. Nos estudos sísmicos de alta resolução levados a cabo em lugares onde os corpos de água contêm diferentes temperaturas e salinidades, a estratigrafia da coluna de água adquire uma importância particular para determinar o fator de correção das ondas P para um processamento subsequente dos dados.

Na presença de um meio estratificado, as velocidades sísmicas mostram anisotropia. As velocidades das ondas paralelas à estratigrafia podem estar de 10% a 15% acima dos valores das ondas que se propagam na direção perpendicular. Além disso, algumas rochas com mineralização bem desenvolvida podem também produzir anisotropia. Nas situações nas quais for possível antecipar que há anisotropia é essencial realizar linhas de testes para identificar direções de disparo que degradam a qualidade dos dados, bem como aquelas que proporcionam boa resolução e profundidade de penetração. Uma vez realizados os testes, deve-se definir uma malha de linhas adequadas para assegurar a qualidade ideal dos dados.

6.4 Geometria de trajetória de raios em um meio estratificado

Reflexão e transmissão de raios incidentes normalmente. O princípio de Huygens é fundamental para compreender a propagação das ondas sísmicas por um meio estratificado. O princípio de Huygens estabelece que qualquer ponto de uma frente de onda pode ser considerado como uma fonte secundária de ondas esféricas. A nova frente de onda é o envoltório destas ondas depois de certo intervalo de tempo (figura 33). Tendo este conceito em mente, é fácil compreender como ocorre a reflexão, a refração e a difração de ondas. Em vez de considerar a frente de ondas das ondas individuais, é mais conveniente considerar uma linha perpendicular a essa frente de onda como o raio ao longo do qual viaja a energia sísmica. Como consequência, frequentemente, ao realizar uma descrição da propagação de ondas sísmicas, utiliza-se termos de trajetória de raios.

Quando uma onda incide numa interface por meio da qual existe um contraste nas propriedades

Normalmente, la velocidad de la onda P en el agua se considera alrededor de los 1500 m/s para una salinidad de 35 partes por mil a 13°C. En los estudios sísmicos de alta resolución llevados a cabo en lugares en donde los cuerpos de agua contienen diferentes temperaturas y salinidades, la estratigrafía de la columna de agua adquiere una importancia particular para determinar el factor de corrección de las ondas P para un procesado subsecuente de los datos.

En un medio de estratificación, las velocidades sísmicas muestran anisotropía. Las velocidades de las ondas paralelas a la estratigrafía pueden estar de 10 a 15% mas arriba de los valores de las ondas que se propagan en la dirección perpendicular. Además, algunas rocas con mineralización bien desarrollada pueden también producir anisotropía. En situaciones en donde se anticipa que existe anisotropía es esencial realizar líneas de prueba para identificar direcciones de disparo que degradan la calidad de los datos así como aquellas que proporcionan buena resolución y profundidad de penetración. Una vez que se hayan realizado las pruebas, se debe definir un mallado de líneas adecuado para asegurar la óptima calidad de los datos.

6.4 Geometría de trayectoria de rayos en un medio estratificado

Reflexión y transmisión de rayos incidentes normalmente.- El principio de Huygens es fundamental para comprender la propagación de las ondas sísmicas a través de un medio estratificado. El principio de Huygens establece que cualquier punto de un frente de onda puede ser considerado como una fuente secundaria de ondas esféricas. El nuevo frente de onda es la envoltura de estas ondas después de cierto intervalo de tiempo (Figura 33). Teniendo este concepto en mente es fácil comprender como ocurre la reflexión, refracción y difracción de ondas. En vez de considera el frente de ondas de las ondas individuales es más conveniente considerar una línea perpendicular al frente de onda como el rayo a lo largo del cual viaja la energía sísmica. En consecuencia frecuentemente cuando se describe la propagación de ondas sísmicas se hace en términos de trayectoria de rayos.

Cuando una onda incide en una interfase a través de la cual existe un contraste en las propiedades

elásticas do meio, parte da energia se reflete e o restante passa por meio desta fronteira e se refrata. As amplitudes relativas da energia das ondas transmitidas e refletidas estão descritas pelas equações de Zoeppritz-Knott em termos das velocidades sísmicas e das densidades dos dois meios (TELFORD et al., 1990). O produto da densidade (ρ) e a velocidade sísmica (V) para cada uma das camadas é conhecido como a impedância acústica (Z).

elásticas del medio, parte de la energía se refleja y el resto pasa a través de esta frontera y se refracta. Las amplitudes relativas de la energía de las ondas transmitidas y reflejadas están descritas por las ecuaciones de Zoeppritz-Knott en términos de las velocidades sísmicas y las densidades de los dos medios (Telford et al., 1990). El producto de la densidad (ρ) y la velocidad sísmica (V) para cada una de las capas se conoce como la impedancia acústica (Z).

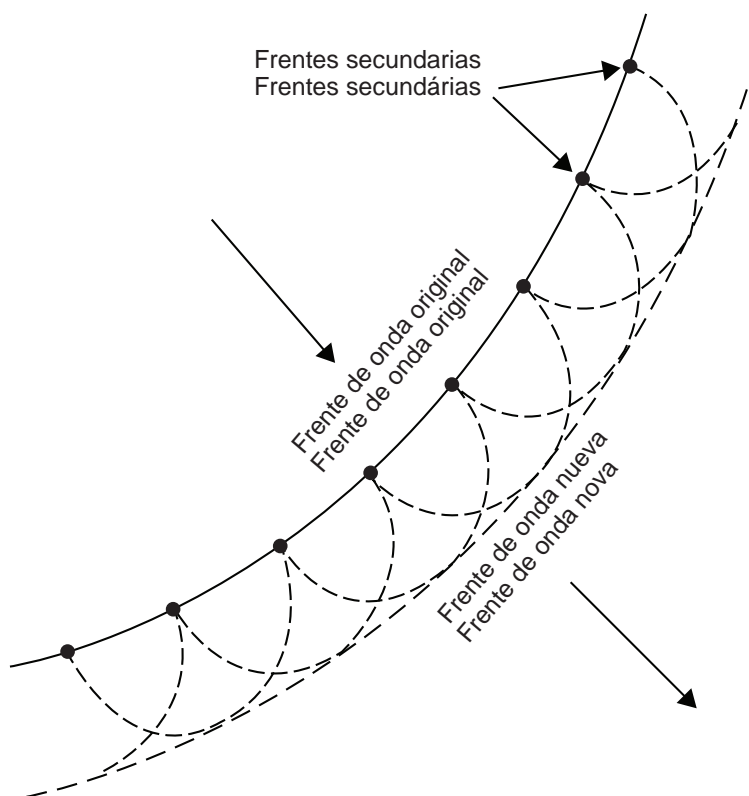


Figura 33.-

Propagação de uma frente de onda de acordo com o princípio de Huygens.

Geralmente, quanto mais consolidada estiver uma rocha, maior será sua impedância acústica. Para que uma onda acústica se propague com a maior facilidade, o contraste por meio de uma interface deve ser pequeno. Para o caso de incidência normal (perpendicular) e se a amplitude da energia incidente é A_0 e a da energia refletida e

Figura 33.-

Propagación de un frente de onda de acuerdo al principio de Huygens.

Generalmente mientras más consolidada esté una roca mayor será su impedancia acústica. Para que una onda acústica se propague con mayor facilidad el contraste a través de una interfase debe ser pequeño. Para el caso de incidencia normal (perpendicular) y si la amplitud de la energía incidente es A_0 y la de la energía reflejada

transmitida são respectivamente A_1 e A_2 (figura 34), então a energia da onda incidente será igual à soma da energia da onda refletida e da transmitida (i.e. $A_0=A_1+A_2$), desde que não haja perda de energia. O coeficiente de reflexão R descreve o grau de refletividade de uma interface para incidência normal ou de baixo ângulo ($< 20^\circ$) e se define como o quociente entre a onda refletida (A_1) e a onda incidente (A_0).

É possível observar que a magnitude do coeficiente de reflexão cai na categoria de < 1 . Quando um raio passa de um meio de maior velocidade para outro de baixa velocidade, o coeficiente de reflexão é negativo e ocorre uma inversão de fase inversa (180°) do raio refletido. Os valores típicos de R encontram-se entre < 0.1 (reflexão fraca), $0.1-0.2$ (reflexão moderada) > 0.2 (reflexão forte).

y transmitida son respectivamente A_1 y A_2 (Figura 34), entonces la energía de la onda incidente será igual a la suma de la energía de la onda reflejada y de la transmitida (i.e. $A_0=A_1+A_2$), siempre y cuando no haya pérdida de energía. El coeficiente de reflexión R describe el grado de reflectividad de una interfase para incidencia normal o de bajo ángulo ($< 20^\circ$) y se define como el cociente entre la onda reflejada (A_1) y la onda incidente (A_0).

Se puede observar que la magnitud del coeficiente de reflexión cae en el rango de < 1 . Cuando un rayo pasa de un medio de mayor velocidad a otro de baja velocidad, el coeficiente de reflexión es negativo y ocurre una inversión de fase inversa (180°) del rayo de reflejado. Los valores típicos de R se encuentran entre < 0.1 (reflexión débil), $0.1-0.2$ (reflexión moderada) > 0.2 (reflexión fuerte).

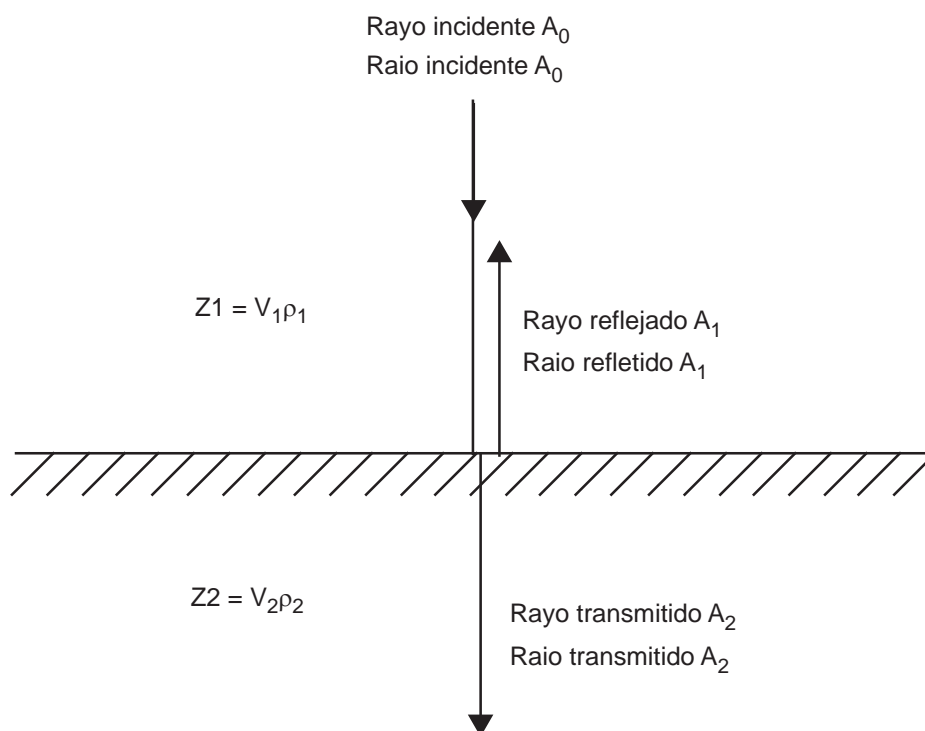


Figura 34.- Partição de energia de um raio com incidência normal de amplitude A_0 nos raios refletidos e transmitidos com amplitudes A_1 e A_2 respectivamente. Z_1 e Z_2 são as impedâncias acústicas das duas camadas.

Figura 34.- Partición de energía de un rayo con incidencia normal de amplitud A_0 en los rayos reflejado y transmitido con amplitudes A_1 y A_2 respectivamente. Z_1 y Z_2 son las impedancias acústicas de las dos capas.

No caso de um raio que emerge da água que incide da interface água-ar, proveniente de uma fonte submarina, o coeficiente de reflexão é -1, e o raio refletido experimenta uma mudança de fase na interface. O grau de transmissibilidade de uma interface para uma incidência normal ou de baixo ângulo ($< 20^\circ$) é descrito pelo coeficiente de transmissão T, que é igual ao quociente da amplitude da onda transmitida (A_2) entre a amplitude da onda incidente (A_0).

As proporções da energia que são refletidas ou transmitidas são conhecidas também como coeficientes de reflexão e de transmissão respectivamente e são dados por:

$$E_r = (Z_2 - Z_1)^2 / (Z_2 + Z_1)^2 \quad (51)$$

e

$$E_T = (4 Z_1 Z_2) / (Z_2 + Z_1)^2 \quad (52)$$

E o coeficiente de transmissibilidade por:

$$T = \frac{A_2}{A_1} = \frac{2Z_1}{(Z_2 + Z_1)} \quad (53)$$

onde Z_1 e Z_2 são as impedâncias acústicas da primeira e segunda camadas respectivamente. $Z = V\rho$, onde V e ρ são a velocidade sísmica e a densidade de um extrato dado, A_0 , A_1 e A_2 são as amplitudes relativas do raio incidente, refletido e transmitido respectivamente. Quando o coeficiente de reflexão E_R é igual a ± 1 , então toda a energia incidente é refletida e nada é transmitido, ou seja, $T = 0$ e $E_T = 0$. Entretanto, se $R = 0$ e $E_R = 0$, então toda a energia incidente será transmitida, ou seja, $T = 1$ e $E_T = 1$. Isto sugere que não há contraste na impedância acústica por meio da interface, o que significa que $Z_1 = Z_2$; em tal situação é ainda possível que existam diferenças tanto na velocidade quanto na densidade dos dois materiais.

No debate anterior havia a suposição de que as reflexões analisadas eram provenientes de um só ponto. Na realidade, estas são geradas em uma área finita da superfície refletora definida pela primeira zona Fresnel (figura 35). A segunda e subsequente zona de Fresnel pode ser ignorada

En el caso de un rayo que emerge del agua que incide en la interfase agua-aire, proveniente de una fuente submarina, el coeficiente de reflexión es -1 y el rayo reflejado experimenta un cambio de fase en la interfase. El grado de transmissibilidad de una interfase para una incidencia normal o de bajo ángulo ($< 20^\circ$) se describe por el coeficiente de transmisión T, el cual es igual al cociente de la amplitud de la onda transmitida (A_2) entre la amplitud de la onda incidente (A_0).

Las proporciones de la energía que son reflejadas o transmitidas se conocen también como coeficientes de reflexión y de transmisión respectivamente y están dados por:

$$E_r = (Z_2 - Z_1)^2 / (Z_2 + Z_1)^2 \quad (51)$$

y

$$E_T = (4 Z_1 Z_2) / (Z_2 + Z_1)^2 \quad (52)$$

y el coeficiente de transmissibilidad por:

$$T = \frac{A_2}{A_1} = \frac{2Z_1}{(Z_2 + Z_1)} \quad (53)$$

en donde Z_1 y Z_2 son las impedancias acústicas de la primera y segunda capas respectivamente. $Z = V\rho$, en donde V y ρ son la velocidad sísmica y la densidad de un estrato dado, A_0 , A_1 y A_2 son las amplitudes relativas del rayo incidente, reflejado y transmitido respectivamente. Cuando el coeficiente de reflexión E_R es igual a ± 1 , entonces toda la energía incidente es reflejada y nada es transmitido, es decir, $T = 0$ y $E_T = 0$. Por otro lado, si $R = 0$ y $E_R = 0$, entonces toda la energía incidente será transmitida, es decir $T = 1$ y $E_T = 1$. Esto último sugiere que no hay contraste en la impedancia acústica a través de la interfase, lo cual significa que $Z_1 = Z_2$; en tal situación es todavía posible que existan diferencias tanto en la velocidad como en la densidad de los dos materiales.

En la discusión anterior se ha supuesto que las reflexiones analizadas provienen de un solo punto. En realidad, estas se generan en un área finita de la superficie reflectora definida por la primera zona Fresnel (Figura 35). La segunda y subsequente zona de Fresnel puede ser ignorada en el caso

no caso de incidência normal. Então, o coeficiente de reflexão para uma interface dada é igual à resposta média sobre a primeira zona Fresnel. Além disso, se a interface tiver uma superfície áspera e a amplitude das asperezas é da mesma ordem ou maior que um quarto da longitude de onda do raio incidente, então a quantidade de energia que essa superfície alcança é muito reduzida e o coeficiente observado é muito menor que aquele previsto para um contraste dado de impedâncias acústicas. O quociente (r) da primeira zona de Fresnel relaciona-se à profundidade do refletor abaixo da superfície (h) e à longitude de onda da onda incidente (λ) por meio de:

$$r \approx \frac{\lambda h}{2} = \left(\frac{V}{2} \right) \left(\frac{t}{f} \right)^{1/2} \quad (54)$$

onde t e f são o tempo de percurso de duas vias e a frequência da onda incidente. Contudo, dado que nos estudos sísmológicos são considerados tempos de duas vias (percurso ida e volta da onda), utiliza-se um quarto de longitude de onda em vez de meia longitude de onda como é usual na óptica clássica. Da equação 54 fica claro que a primeira zona de Fresnel se alarga como resultado do aumento na profundidade do refletor e da diminuição da frequência da onda incidente (ou seja, maiores longitudes de onda).

de incidencia normal. Entonces, el coeficiente de reflexión para una interfase dada es igual a la respuesta promedio sobre la primera zona Fresnel. Adicionalmente, si la interfase consta de una superficie áspera y la amplitud de las asperezas es del mismo orden o mayor que un cuarto de la longitud de onda del rayo incidente, entonces la cantidad de energía que alcanza esta superficie se ve muy reducida y el coeficiente observado es mucho menor que el que se predice para un contraste dado de impedancias acústicas. El cociente (r) de la primera zona de Fresnel se relaciona a la profundidad del reflector debajo de la superficie (h) y a la longitud de onda de la onda incidente (λ) a través de:

$$r \approx \frac{\lambda h}{2} = \left(\frac{V}{2} \right) \left(\frac{t}{f} \right)^{1/2} \quad (54)$$

en donde t y f son el tiempo de recorrido de dos vías y la frecuencia de la onda incidente. Sin embargo, debido a que en estudios sísmológicos se consideran tiempos de dos vías (recorrido ida-vuelta de la onda), se utiliza un cuarto de longitud de onda en vez de media longitud de onda como es usual en la óptica clásica. De la Ecuación 54 resulta claro que la primera zona de Fresnel se ensancha como resultado del incremento en la profundidad del reflector y la disminución de la frecuencia de la onda incidente (es decir, mayores longitudes de onda).

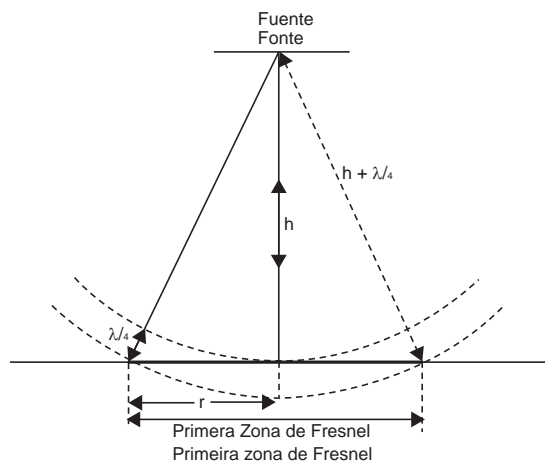


Figura 35.-

A primeira zona de Fresnel sobre um refletor a uma profundidade h abaixo da fonte da onda esférica incidente.

Figura 35.-

La primera zona de Fresnel sobre un reflector a una profundidad h debajo de la fuente de la onda esférica incidente.

Reflexão e refração oblíqua de raios incidentes. No caso de que uma onda oblíqua incida sobre uma interface, por meio da qual exista um contraste na impedância acústica, então da mesma maneira descrita no caso de incidência normal, são geradas ondas refletidas e transmitidas nessa interface (figura 36). Para ângulos de incidência intermediária, as ondas S refletidas, que são geradas a partir da conversão de ondas P, podem ter maiores amplitudes que estas últimas. Este efeito é particularmente útil no estudo de eventos de reflexões profundas em estudos de crosta onde são utilizadas grandes distâncias fonte–receptor. Em geral, a amplitude da onda P é incrementada com o aumento do ângulo de incidência. Isto é equivalente à diminuição da amplitude da onda P com o aumento da distância fonte–receptor. Quando uma onda P incide em um ângulo oblíquo sobre uma superfície plana são gerados quatro tipos de ondas: ondas P refletida e transmitida e ondas S refletida e transmitida. As amplitudes relativas destas ondas estão descritas em Telford et al. (1990). A direção das ondas que atravessam para outro meio muda, e essa mudança é conhecida como *refração*. A geometria das ondas refletidas e refratadas relativa às ondas incidentes é análoga à da luz e, portanto, pode ser descrita usando a lei de refração de Snell, que estabelece que os raios incidentes e refratados e a normal no ponto de incidência se situam no mesmo plano, e o quociente do seno do ângulo do raio incidente entre o seno do raio refratado é constante. Em sua forma generalizada, a lei de Snell também estabelece que para um raio sobre o ponto de incidência sobre a interface, o quociente entre o seno do ângulo de incidência e a velocidade de propagação dentro do meio permanece constante, o que é conhecido como *parâmetro de trajetória do raio*.

Reflexión y refracción oblicua de rayos incidentes. - En el caso de que una onda oblicua incida sobre una interfase, a través de la cual exista un contraste en la impedancia acústica, entonces de la misma manera descrita en el caso de incidencia normal, se generan ondas reflejadas y transmitidas en dicha interfase (Figura 36). A ángulos de incidencia intermedia las ondas S reflejadas, las cuales se generan a partir de la conversión de ondas P, pueden tener mayores amplitudes que estas últimas. Este efecto es particularmente útil en el estudio de eventos de reflexiones profundas en estudios de corteza en donde se utilizan grandes distancias fuente-receptor. En general, la amplitud de la onda P se incrementa con el aumento del ángulo de incidencia. Esto es equivalente a la disminución de la amplitud de la onda P con el aumento de la distancia fuente-receptor. Cuando una onda P incide a un ángulo oblicuo sobre una superficie plana se generan cuatro tipos de ondas: ondas P reflejada y transmitida y ondas S reflejada y transmitida. Las amplitudes relativas de estas ondas se describen en Telford et al. (1990). La dirección de las ondas que atraviesan a otro medio cambia y este cambio se conoce como *refracción*. La geometría de las ondas reflejas y refractadas relativa a las ondas incidentes es análoga a la de la luz y por lo tanto puede ser descrita usando la ley de refracción de Snell, la cual establece que los rayos incidentes y refractados y la normal en el punto de incidencia se ubican en el mismo plano y el cociente del seno del ángulo del rayo incidente entre el seno del rayo refractado es constante. En su forma generalizada, la ley de Snell también establece que para un rayo sobre el punto de incidencia sobre la interfase, el cociente entre el seno del ángulo de incidencia y la velocidad de propagación dentro del medio permanece constante, lo cual es conocido como *parámetro de trayectoria del rayo*.

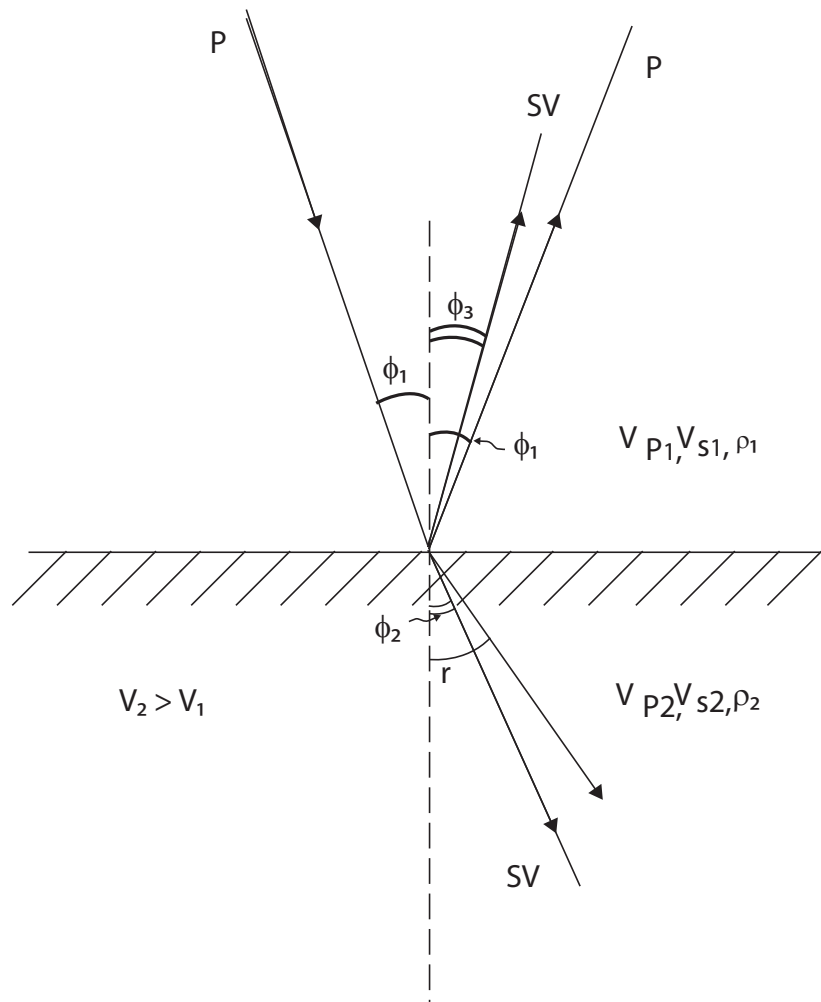


Figura 36.-

Geometria dos raios associados às ondas P que incidem obliquamente sobre uma interface plana, convertido e verticalmente polarizado em onda S (mostrado como SV). V_p e V_s são as velocidades da onda P e S respectivamente, e ρ é a densidade. Os sufixos 1 e 2 representam o número de camada.

Figura 36.-

Geometría de los rayos asociados a las ondas P que inciden oblicuamente sobre una interfase plana, y convertido verticalmente polarizado en onda S (mostrado como SV). V_p y V_s son las velocidades de la onda P y S respectivamente y ρ es la densidad. Los sufixos 1 y 2 representan el número de capa.

A seguir, as leis de reflexão e a lei de refração de Snell resumidas:

Leis de reflexão:

- 1) O ângulo de incidência é igual ao ângulo de reflexão.
- 2) Os raios incidentes, refletido e refratado e a normal no ponto de incidência encontram-se todos no mesmo plano.

Las leyes de reflexión y la ley de refracción de Snell se pueden resumir como sigue:

Leyes de Reflexión:

- 1) El ángulo de incidencia es igual al ángulo de reflexión.
- 2) Los rayos incidentes, reflejado y refractado y la normal en el punto de incidencia se encuentran todos en el mismo plano.

Lei de refração:

$$\frac{\text{sen } (i)}{V_{p1}} = \frac{\text{sen } (r)}{V_{p2}} = \frac{\text{sen } (\beta_1)}{V_{s1}} = \frac{\text{sen } (\beta_2)}{V_{s2}} = \rho \quad (55)$$

onde i e r são os ângulos de incidência e refração respectivamente, V_1 e V_2 são as velocidades de propagação das camadas 1 e 2 para as ondas P e S conforme o sufixo, e ρ é o parâmetro de trajetória do raio. A equação 55 também é expressa frequentemente da seguinte maneira:

$$\frac{\text{sen } (i)}{\text{sen } (r)} = \frac{V_1}{V_2}, \quad (56)$$

e no caso de uma refração crítica

$$\frac{\text{sen } (ic)}{\text{sen } (90^\circ)} = \frac{V_1}{V_2} \quad (57)$$

mas como $\text{sen } 90^\circ = 1$, então

$$\text{sen } (ic) = \frac{V_1}{V_2} \quad (58)$$

onde ic é o ângulo crítico.

Refração crítica. Quando o ângulo de incidência alcança um valor particular, conhecido como o ângulo crítico, o ângulo de refração é de 90° . Neste caso, as ondas refratadas viajam ao longo do limite superior da camada inferior, cuja velocidade de propagação é maior que a da camada superior, ou seja, $V_2 > V_1$. Nestas condições, o material da interface está sujeito a uma tensão de oscilação pela passagem da onda refratada, o que gera um padrão de ondas que se movem em direção à superfície (figura 37), conhecido como ondas principais (ou *head waves*). A orientação do ângulo do raio incidente e do raio principal é igual ao ângulo crítico.

Ley de refracción:

$$\frac{\text{sen } (i)}{V_{p1}} = \frac{\text{sen } (r)}{V_{p2}} = \frac{\text{sen } (\beta_1)}{V_{s1}} = \frac{\text{sen } (\beta_2)}{V_{s2}} = \rho \quad (55)$$

en donde i y r son los ângulos de incidencia y refracción respectivamente y V_1 y V_2 las velocidades de propagação de las capas 1 y 2 para las ondas P y S de acuerdo al sufixo, y ρ es el parâmetro de trayectoria del rayo. La ecuación 55 también se expresa frecuentemente de la manera siguiente:

$$\frac{\text{sen } (i)}{\text{sen } (r)} = \frac{V_1}{V_2}, \quad (56)$$

y en el caso de una refracción crítica

$$\frac{\text{sen } (ic)}{\text{sen } (90^\circ)} = \frac{V_1}{V_2} \quad (57)$$

pero como $\text{sen } 90^\circ = 1$, entonces

$$\text{sen } (ic) = \frac{V_1}{V_2} \quad (58)$$

en donde ic es el ângulo crítico.

Refracción crítica.- Cuando el ângulo de incidencia alcanza un valor particular, conocido como el ângulo crítico, el ângulo de refracción es de 90° . En este caso, las ondas refractadas viajan a lo largo del limite superior de la capa inferior, cuya velocidad de propagação es mayor que la de la capa superior, es decir $V_2 > V_1$. En estas condiciones, el material de la interfase está sujeto a una tensión de oscilación por el paso de la onda refractada, lo cual genera un patrón de ondas que se mueven hacia la superficie (Figura 37), conocido como ondas principales (o *head waves*). La orientación del El ângulo del rayo incidente y del rayo principal es igual al ângulo crítico.

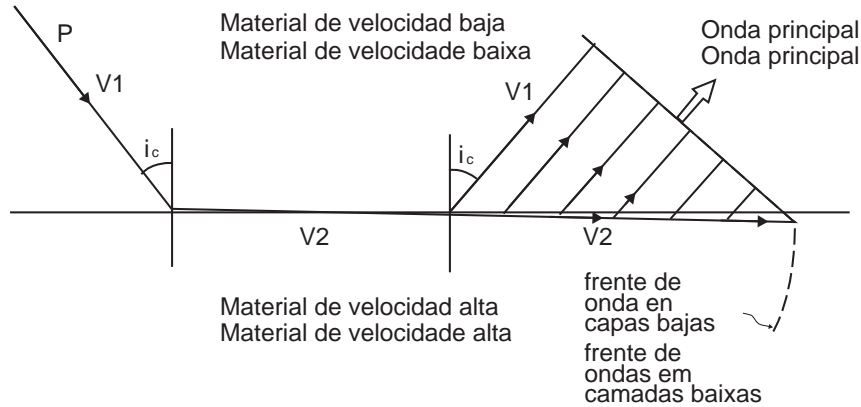


Figura 37.- Refração crítica numa interface plana e a geração de uma onda principal.

Figura 37.- Refracción crítica en una interfase plana y la generación de una onda principal.

Difração. Se uma onda incide sobre uma superfície que tem uma borda, tal como um estrato com falhas, então a frente da onda curva-se ao redor da borda e gera, como resultado, a difração da onda (figura 38). A curvatura das ondas de difração é função da velocidade e do meio anfitrião (figura 39). Embora, normalmente, as difrações sejam consideradas como ruído e geralmente se tente filtrá-las do processamento dos dados, estas podem ser de grande utilidade como um auxílio na interpretação.

Difracción.- Si una onda incide sobre una superficie que tiene un borde, tal como un estrato fallado, entonces el frente de onda se curva alrededor del borde y da como resultado la difracción de la onda (Figura 38). La curvatura de las ondas de difracción es función de la velocidad y del medio anfitrión (Figura 39). Aunque normalmente las difracciones se consideran como ruido y generalmente se intenta filtrarlas a través del procesado de los datos, éstas pueden ser de gran utilidad como una ayuda en la interpretación.

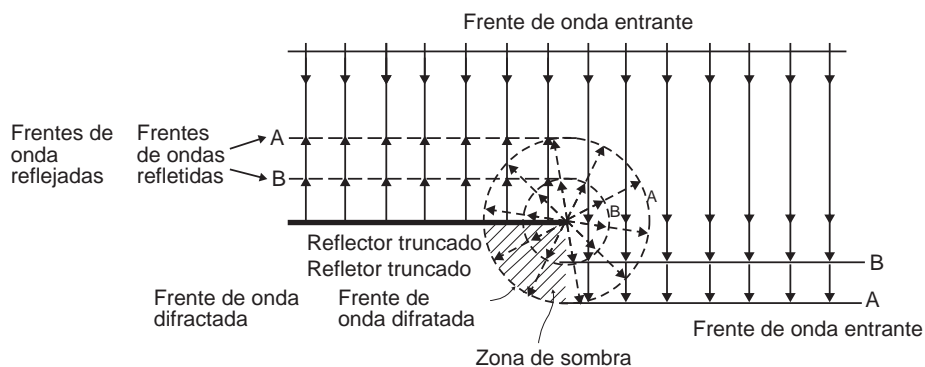


Figura 38.- Frentes de onda difratadas geradas a partir de um refletor truncado. A área sombreada é uma "zona escura" onde, conforme a teoria dos raios, não se deveria observar energia. O princípio de Huygens de geração de frentes de onda explica porque o sinal é observado também na zona escura.

Figura 38.- Frentes de onda difractados generados a partir de un reflector truncado. El área sombreada es una "zona oscura" en donde, de acuerdo a la teoría de rayos no se debería observar energía. El principio de Huygens de generación de frentes de onda explica porque la señal se observa también en la zona oscura.

A razão pela qual ocorre a difração explica-se a partir do princípio de Huygens de frentes secundárias, pois, no caso de um refletor truncado, a margem atua como uma fonte secundária de ondas que se propagam de forma esférica a partir desse ponto e podem viajar para zonas onde, de acordo com a teoria dos raios, não deveria se observar nenhum sinal, tal como as zonas de sombra mostradas na figura 38. No caso de um refrator isolado, tal como um seixo rolado (ou algum outro recorte geológico), se o ponto de tiro está situado exatamente sobre este recorte, então a resposta é observada como uma hipérbole simétrica, tal como observado na figura 39A. Para propósitos de comparação, na figura 39B mostra-se o tempo de percurso (duas vias) de um par fonte–receptor com incremento de distância entre eles, ou seja, começando com ambos no ponto 6, movendo depois a fonte e o receptor aos pontos 5 e 7, 4 e 8, 3 e 9 etc.

Enquanto que uma difração de uma fonte pontual em um meio com velocidade uniforme é simétrica, uma difração causada por um refletor truncado experimenta uma mudança da fase de 180° para ambos os lados da borda de difração (TROYEY, 1970).

6.5 Perda de energia sísmica

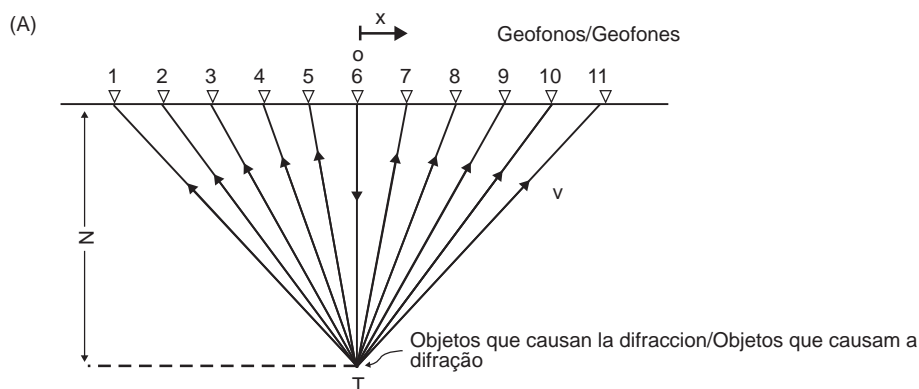
A perda da amplitude de uma onda sísmica com a distância ocorre de três formas principais: divergência esférica, atenuação intrínseca e dispersão, resumida na figura 40. A quantidade de energia transmitida também diminui cada vez que se atravessa um limite de impedância acústica, posto que parte da energia é refletida.

La razón por la cual ocurre la difracción se explica a partir del principio de Huygens de frentes secundarios, pues en el caso de un reflector truncado la orilla actúa como una fuente secundaria de ondas que se propagan de forma esférica a partir de ese punto y pueden viajar a zonas en donde, de acuerdo a la teoría de rayos, no debería observarse ninguna señal, tal como las zonas de sombra mostradas en la Figura 38. En el caso de un refractor aislado, tal como un canto rodado (o algún otro rasgo geológico), si el punto de tiro se ubica exactamente sobre este rasgo, entonces la respuesta se observa como una hipérbola simétrica como se observa en la Figura 39A. Para propósitos de comparación, en la Figura 39B se muestra el tiempo de recorrido (dos vías) de un par fuente-receptor con incremento de distancia entre ellos, es decir comenzando con ambos en el punto 6, moviendo después la fuente y receptor a los puntos 5 y 7, 4 y 8, 3 y 9, etc.

Mientras que una difracción de una fuente puntual en un medio con velocidad uniforme es simétrica, una difracción causada por un reflector truncado experimenta un cambio de la fase de 180° a ambos lados del borde de difracción (Troyey, 1970).

6.5 Pérdida de energía sísmica

La pérdida de la amplitud de una onda sísmica con la distancia ocurre de tres formas principales: divergencia esférica, atenuación intrínseca y dispersión las cuales se resumen en la Figura 40. La cantidad de energía transmitida también disminuye cada vez que se cruza un límite de impedancia acústica debido a que parte de la energía es reflejada.



Continua.-

Continua.-

Continuação.-

Continuación.-

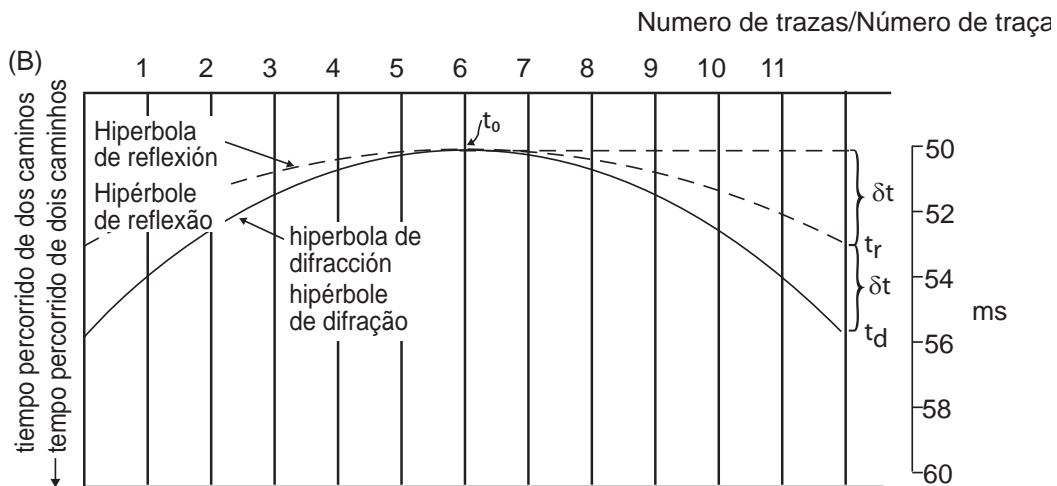


Figura 39.-

(A) Geometría de la trayectoria de rayos difractados que surgen de un punto situado abajo de un punto de tiro. (B) Sección de tiempo correspondiente para ilustrar la forma y simetría de la difracción comparada con la hipérbola de reflexión.

Figura 39.-

(A) Geometría de la trayectoria de rayos difractados que surgen de un punto situado debajo de un punto de tiro. (B) Sección de tiempo correspondiente para ilustrar la forma y simetría de la difracción comparada con la hipérbola de reflexión.

Divergência esférica ou dispersão geométrica. A energia das ondas sísmicas se propaga radialmente da fonte, e sua amplitude diminui com o aumento da distância. A energia total (E) gerada no instante do tiro se expande sobre uma figura esférica com raio (r) que aumenta com o tempo.

Divergencia esférica o dispersión geométrica.- La energía de las ondas sísmicas se propaga radialmente de la fuente y su amplitud disminuye con el aumento de la distancia. La energía total (E) generada en el instante del tiro se expande sobre una cáscara esférica con de radio (r) que se incrementa con el tiempo.

A energia se expande sobre a superfície da esfera de tal modo que a densidade de energia, ou seja, a energia por unidade de área é $E/4\pi r^2$. Depois de certo tempo, quando a casca tem um raio R , a densidade de energia é $E/4\pi R^2$ (figura 41). Como $R > r$ a energia é menor neste ponto e de fato diminui como numa proporção igual a $1/r^2$. Portanto, a amplitude que é proporcional à raiz quadrada da energia varia em proporção de $1/r$.

La energía se expande sobre la superficie de la esfera de tal modo que la densidad de energía, es decir, la energía por unidad de área es $E/4\pi r^2$. Cierta tiempo mas adelante, cuando la cáscara tiene un radio R , la densidad de energía es $E/4\pi R^2$ (Figura 41). Como $R > r$ la energía es menor en éste punto, y de hecho disminuye como en una proporción igual a $1/r^2$. Por lo tanto, la amplitud que es proporcional a la raíz cuadrada de la energía, varía en proporción de $1/r$.

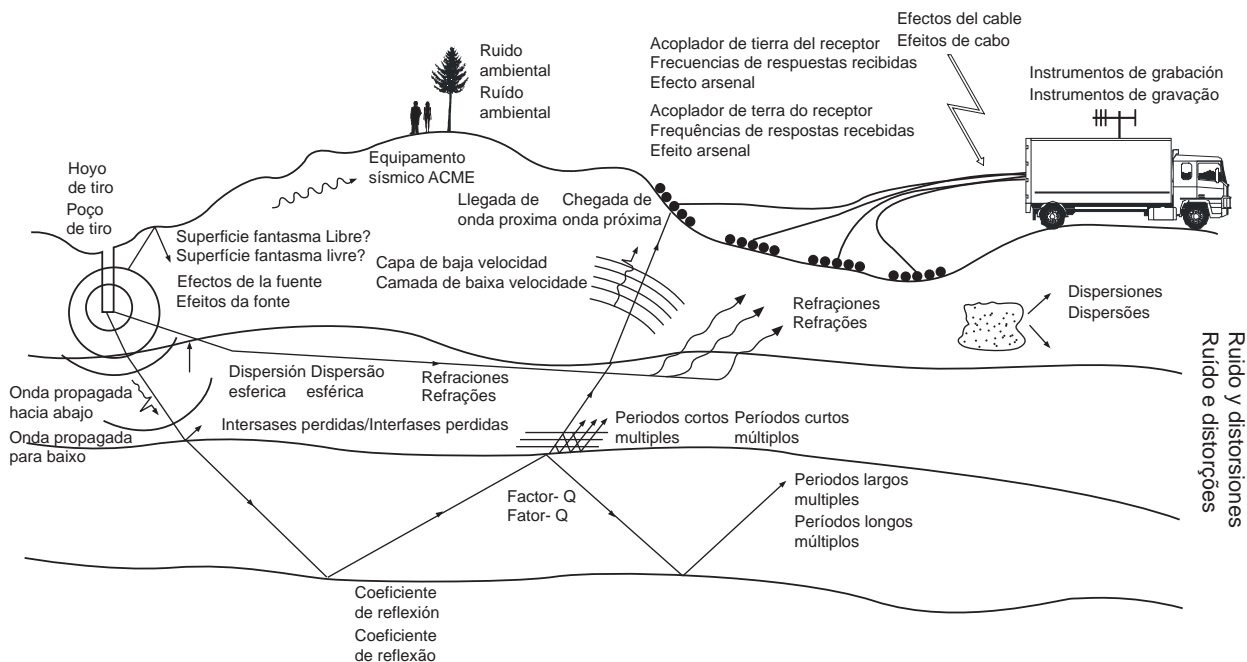


Figura 40.-
Fenômenos que causam a degradação das ondas sísmicas.

Figura 40.-
Fenómenos que causam la degradación de las ondas sísmicas.

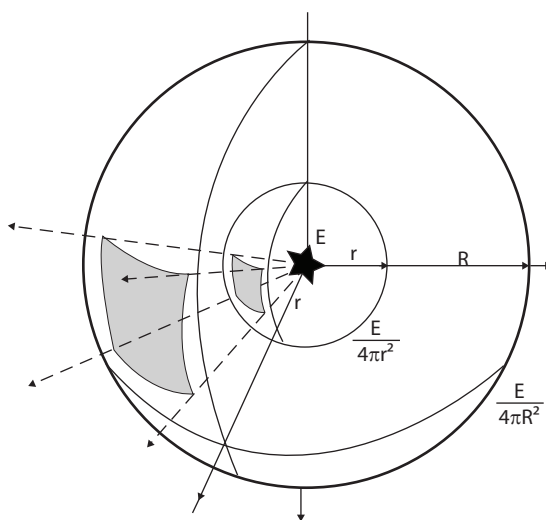


Figura 41.-
A diminuição progressiva da energia por unidade de área causada pela propagação esférica de uma fonte de energia E.

Figura 41.-
La disminución progresiva de la energía por unidad de área causada por la propagación esférica de una fuente de energía E.

Atenuação intrínseca. Além da divergência esférica, a energia elástica é absorvida pelo meio em razão da transferência de calor pelo atrito do movimento de partículas individuais ao passo das ondas sísmicas, entre outros mecanismos. O processo exato pelo qual se atenuam as ondas sísmicas ainda não é compreendido em sua totalidade. Contudo, sabe-se que a absorção da energia (ou atenuação intrínseca) decresce exponencialmente com a distância percorrida. A atenuação também varia com o tipo de material no qual se propagam as ondas e está caracterizada pelo coeficiente de atenuação α . Se forem combinadas a divergência esférica ($1/r$) e a absorção ($\exp -\alpha r$), a redução na amplitude com a distância é dada pela expressão:

$$\frac{A}{A_0} = \frac{r_0}{r} \exp \{-\alpha (r - r_0)\} \quad (59)$$

onde A e A_0 são as amplitudes às distâncias r e r_0 a partir da fonte, α é o coeficiente de atenuação relacionado à velocidade das ondas sísmicas (V) e sua frequência (f) por meio de

$$\alpha = \pi f / QV \quad (60)$$

$$Q^{-1} = 2 \alpha \lambda \quad (61)$$

onde Q é o fator de qualidade e λ é a longitude de onda. Q tem sido utilizado em estudos sismológicos de tectônica de placas (JACOBS, 1992) e particularmente ao redor de arcos de ilha. O coeficiente de atenuação é um diagnóstico físico de diferentes tipos de rocha. Por isso, nos últimos tempos tem se dedicado muita atenção aos métodos para determinar o Q diretamente dos dados sísmicos, especialmente em levantamentos sísmicos de superfície. O coeficiente de atenuação é uma medida de perda de energia por unidade de distância, e $2\pi/Q$ é a perda por fração de longitude de onda. Da equação (60) pode-se observar que o coeficiente de atenuação aumenta com o incremento da frequência, de modo que as ondas de baixa frequência serão atenuadas mais lentamente que as ondas de alta frequência.

Dispersão. A dispersão da energia incidente é evidenciada como uma atenuação aparente,

Atenuación intrínseca.- Además de la divergencia esférica, la energía elástica es absorbida por el medio debida a la transferencia en calor por la fricción del movimiento de partículas individuales al paso de las ondas sísmicas, entre otros mecanismos. El proceso exacto por el cual se atenúan las ondas sísmicas no se acaba de comprender en su totalidad. Sin embargo, se sabe que la absorción de la energía (o atenuación intrínseca) decrece exponencialmente con la distancia recorrida. La atenuación también varía con el tipo de material en el que se propagan las ondas y se caracteriza por el coeficiente de atenuación α . Si se combinan la divergencia esférica ($1/r$) y la absorción ($\exp -\alpha r$), la reducción en la amplitud con la distancia está dado por la expresión

$$\frac{A}{A_0} = \frac{r_0}{r} \exp \{-\alpha (r - r_0)\} \quad (59)$$

en donde A y A_0 son las amplitudes a las distancias r y r_0 a partir de la fuente, α es el coeficiente de atenuación el cual se relaciona con la velocidad de las ondas sísmicas (V) y su frecuencia (f) a través de

$$\alpha = \pi f / QV \quad (60)$$

$$Q^{-1} = 2 \alpha \lambda \quad (61)$$

en donde Q es el factor de calidad y λ es la longitud de onda. Q ha sido utilizado en estudios sismológicos de tectónica de placas (Jacobs, 1992) y particularmente alrededor de arcos de isla. El coeficiente de atenuación es un diagnóstico físico de diferentes tipos de roca. Por ello, últimamente se ha puesto mucha atención en métodos para determinar Q directamente de datos sísmicos, particularmente en levantamientos sísmicos someros. El coeficiente de atenuación es una medida de pérdida de energía por unidad de distancia y $2\pi/Q$ es la pérdida fraccional por longitud de onda. De la ecuación 60 se puede observar que el coeficiente de atenuación aumenta con el incremento de la frecuencia por lo que las ondas de baja frecuencia serán atenuadas más lentamente que las ondas de alta frecuencia.

Dispersión.- La dispersión de la energía incidente se evidencia como una atenuación aparente que

que ocorre a partir da reflexão, da refração e da difração das ondas sísmicas. Existem três níveis de dispersão que podem ser descritos em termos do produto do número de onda ($k = 2f/V$) e a escala de heterogeneidade (α).

- 3) Quando $ka \ll 0.01$, o material por meio do qual viajam as ondas sísmicas se considera *quase homogêneo*, pois os dispersores são muito pequenos para serem vistos pelas ondas sísmicas, exceto como uma anisotropia aparente quando existem fendas alinhadas dentro das rochas.
- 4) Quando a longitude da onda das ondas sísmicas é grande comparada à heterogeneidade ($ka < 0.1$), ocorre a *dispersão Rayleigh* que produz uma atenuação aparente. Esta situação é a mais comum.
- 5) Nas áreas onde há variações muito rápidas na velocidade da onda sísmica e da densidade lateral e vertical, a dispersão pode ser muito significativa e ficará evidente nos registros sísmicos como uma confusão caótica do sinal que aparenta ser ruído. Neste caso ka cai na categoria entre 0.1 a 10, e a energia de dissipação é conhecida como *dispersão Mie*.

Em levantamentos sísmicos superficiais de alta resolução, num meio como o de argilas com cantos da ordem de 0.5-1 m que são suficientemente grandes se comparados à longitude de onda da onda incidente, a dispersão não é uma causa significativa de perda de amplitude. Entretanto, para o caso de um levantamento sísmico com ondas de frequência igual a 500 Hz em um meio com velocidade de onda P de 2000 m/s, os seixos rolados do tamanho dado anteriormente alcançam um valor de ka entre 0.8 e 1.6, pelo que neste caso poderia ocorrer dispersão Mie.

6.6 Fontes de energia sísmica

Os requerimentos principais que uma fonte sísmica deve cumprir estão listados na tabela 7. O objetivo de usar uma fonte sísmica é produzir um sinal o suficientemente grande no subsolo para assegurar suficiente penetração e resolução para explorar o meio. Existe uma grande variedade de fontes sísmicas que podem ser utilizadas numa diversidade de ambientes e investiu-se muito

toma lugar a partir da reflexão, refração e difração de las ondas sísmicas. Existen tres niveles de dispersión que pueden ser descritos en términos del producto del numero de onda ($k = 2f/V$) y la escala de heterogeneidad (α).

- 3) Cuando $ka \ll 0.01$, el material a través del cual viajan las ondas sísmicas se considera *quasi-homogéneo* pues los dispersores son muy pequeños para ser vistos por las ondas sísmicas excepto como una anisotropía aparente cuando existen grietas alineadas dentro de las rocas.*
- 4) Cuando la longitud de onda de las ondas sísmicas es grande comparada con la heterogeneidad ($ka < 0.1$) ocurre la dispersión Rayleigh que produce una atenuación aparente. Esta situación es la más común.*
- 5) En áreas donde hay variaciones muy rápidas en la velocidad de la onda sísmica y de la densidad lateral y vertical, la dispersión puede ser muy significativa y será evidente en los registros sísmicos como un embrollo caótico de la señal que aparentan ser ruido. En este caso ka cae en el rango entre 0.1 a 10, y la energía de disipación se conoce como dispersión Mie.*

En levantamientos sísmicos someros de alta resolución, en un medio tal como arcillas con cantos del orden de 0.5-1 m que son suficientemente grandes comparados con la longitud de onda de la onda incidente, la dispersión no es una causa significativa de pérdida de amplitud. Sin embargo, para el caso de un levantamiento sísmico con ondas de frecuencia igual a 500 Hz en un medio con velocidad de onda P de 2000 m/s, los cantos rodados del tamaño dado arriba arrojan un valor de ka entre 0.8 y 1.6, por lo que en este caso podría ocurrir dispersión Mie.

6.6 Fuentes de energía sísmica

Los requerimientos principales que debe cumplir una fuente sísmica están listados en la Tabla 7. El objetivo de usar una fuente sísmica es producir una señal lo suficientemente grande en el subsuelo para asegurar suficiente penetración y resolución para explorar el medio. Existe un gran número de diferentes fuentes sísmicas que pueden ser utilizadas en una gran variedad de ambientes y se ha invertido mucho tiempo y

tempo e talento na construção de fontes que fossem eficientes e efetivas.

| Requerimentos técnicos |
|--|
| 1. Ter suficiente energia para gerar um sinal medível com uma boa relação sinal-ruído. |
| 2. Gerar um impulso de curta duração (com frequências suficientemente altas) para a resolução requerida. |
| 3. Contar com uma fonte de onda de forma conhecida (ou fase mínima). |
| 4. Gerar uma mínima quantidade de ruído. |
| Requerimentos operacionais |
| 1. Eficiente de usar, especialmente se forem exigidos lances múltiplos ou repetições rápidas. |
| 2. Forma de impulso reproduzível. |
| 3. Segura para a operação e com uma manutenção mínima. |
| 4. Ser operada com um mínimo de pessoas possível. |
| 5. Suficientemente econômica para adquirir ou alugar e usar. |

Tabela 7.-

Requerimentos de uma fonte sísmica.

A seleção da fonte mais efetiva para um tipo específico de estudo sísmico é muito importante. Miller et al. (1986, 1992, 1994) fornecem um amplo panorama dos diferentes tipos de fontes disponíveis, com referência especial para aplicações ambientais e de engenharia. Em geral, as fontes podem ser classificadas em três tipos: de impacto, impulsivas e de vibração. Podem ser para terra firme, água ou poços. A tabela 8 mostra um resumo delas.

Para selecionar uma fonte sísmica, sempre deve haver um equilíbrio entre a profundidade de penetração e a resolução mínima, que é igual a um quarto da longitude da onda do sinal. Para alcançar boas profundidades de penetração é necessária uma fonte de baixa frequência, porém, isto reduz a resolução. Os levantamentos sísmicos de superfície de alta resolução requerem fontes de

talento en la construcción de fuentes que sean eficientes y efectivas.

| Requerimientos técnicos |
|--|
| 1. Tenga suficiente energía para generar una señal medible con una buena relación señal-ruído. |
| 2. Genere un pulso de corta duración (con frecuencias suficientemente altas) para la resolución requerida. |
| 3. Cuente con una fuente de onda de forma conocida (o fase mínima). |
| 4. Genere una mínima cantidad de ruido. |
| Requerimientos operacionales |
| 1. Eficiente de usar, especialmente si se requieren tiros múltiples o repeticiones rápidas. |
| 2. Forma de pulso reproducible. |
| 3. Segura de operar y con un mínimo mantenimiento. |
| 4. Ser operada con un mínimo de personas posible. |
| 5. Suficientemente económica para adquirir o rentar y usar. |

Tabla 7.-

Requerimientos de una fuente sísmica.

La selección de la fuente más efectiva para un tipo particular de estudio sísmico es muy importante. Miller et al (1986, 1992, 1994) dan un amplio panorama de los diferentes tipos de fuentes disponibles, con referencia particular a aplicaciones a las aplicaciones ambientales y de ingeniería. En general, las fuentes se pueden clasificar en tres tipos: de impacto, impulsivas y de vibración. Pueden ser para tierra firme, agua o para pozos. En la Tabla 8 se muestra un resumen de estas.

Para seleccionar una fuente sísmica siempre debe haber un balance entre la profundidad de penetración y la resolución mínima, la cual es igual a un cuarto de la longitud de onda de la señal. Para alcanzar buenas profundidades de penetración requiere una fuente de baja frecuencia pero esto reduce la resolución. Los levantamientos sísmicos someros de alta resolución requieren fuentes

alta frequência, mas pela mesma razão, têm uma profundidade de penetração limitada. É possível encontrar uma discussão detalhada das fontes sísmicas e suas características nos trabalhos de Lugg (1979), Sieck e Self (1977) e Reynolds (1990b), entre outros.

| Tipo | Terra | Água |
|-----------|---------------------------|---------------------------|
| Impacto | Martelo | |
| | Peso em queda | |
| | Massa acelerada | |
| Impulsiva | Dinamite | Pistola de ar (Pinger) |
| | Cordão detonante | Pistola de gás (Boomer) |
| | Pistola de ar | Pistola coberta (Sparker) |
| | Pistola | Pistola de vapor |
| | Arco de poço | Pistola de água |
| Vibração | Vibroseis | |
| | Placa vibradora | |
| | Gerador de ondas Rayleigh | |

Tabela 8.-
Fontes sísmicas.

6.7 Detecção e registro de ondas sísmicas

Os estudos sísmicos não seriam possíveis sem os sensores para detectar os sinais refletidos ou refratados. Estes sensores são chamados geofones e são utilizados normalmente sobre a superfície do terreno ou dentro de poços perfurados. Sua função é converter a energia sísmica numa voltagem elétrica que possa ser medida. Existe uma forma específica de geofones chamados acelerômetros que, como seu próprio nome indica, são usados para medir a aceleração. O sensor equivalente usado para levantamentos na superfície da água é conhecido como hidrofone. Estes também podem ser utilizados em poços perfurados cheios de água.

A maior parte dos geofones é do tipo bobina móvel, o que significa que no seu interior se encontra uma bobina cilíndrica suspensa por uma mola dentro

de alta frecuencia pero por lo mismo tienen una profundidad de penetración limitada. Se puede encontrar una discusión detallada de las fuentes sísmicas y sus características en los trabajos de Lugg (1979), Sieck y Self (1977) y Reynolds (1990b) entre otros.

| Tipo | Tierra | Agua |
|-----------|---------------------------|----------------------------|
| Impacto | Marro | |
| | Pesa en caída | |
| | Masa acelerada | |
| Impulsiva | Dinamita | Pistola de aire (Pinger) |
| | Cordão detonante | Pistola de gas (Boomer) |
| | Pistola de ar | Pistola cubierta (Sparker) |
| | Pistola | Pistola de vapor |
| | Arco de poço | Pistola de agua |
| Vibración | Vibroseis | |
| | Placa vibradora | |
| | Gerador de ondas Rayleigh | |

Tabla 8.-
Fuentes sísmicas.

6.7 Detección y registro de ondas sísmicas

Los estudios sísmicos no serían posibles sin los sensores para detectar las señales reflejas o refractadas. Estos sensores son llamados geófonos y son utilizados normalmente sobre la superficie del terreno o dentro de pozos perforados. Su función es convertir la energía sísmica en un voltaje eléctrico que pueda ser medido. Existe una forma particular de geófonos llamados acelerómetros que, como su nombre lo indica, se usan para medir la aceleración. El sensor equivalente usado para levantamientos en la superficie del agua se conoce como hidrófono los cuales también pueden ser utilizados en pozos perforados llenos de agua.

La mayor parte de los geófonos son del tipo de bobina móvil, lo cual significa que en su interior se encuentra una bobina cilíndrica suspendida

de um campo magnético proporcionado por um ímã permanente que está fixo à armação plástica do geofone (figura 42). Quando se suspende a bobina da mola, forma-se um sistema oscilatório com uma frequência de ressonância que depende da massa da mola e da sua rigidez.

de un resorte dentro de un campo magnético proporcionado por un imán permanente que está fijo al armazón plástico del geófono (Figura 42). Al suspender la bobina del resorte se forma un sistema oscilatorio con una frecuencia de resonancia que depende de la masa del resorte y de su rigidez.

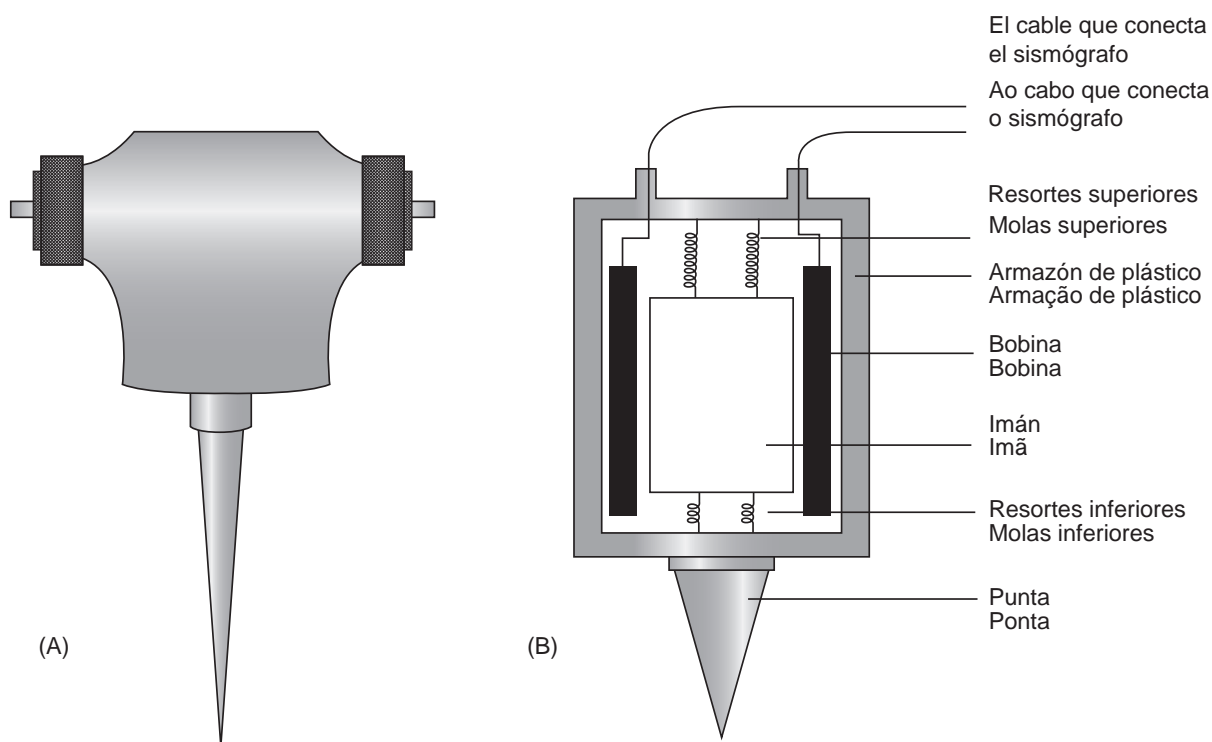


Figura 42.-
Geofone de campo (A) e construção esquemática deste (B).

Figura 42.-
Geófono de campo (A) y construcción esquemática del mismo (B).

O geofone é encaixado no solo com uma ponta colocada na base da armação para garantir um bom acoplamento ao solo. A passagem das ondas sísmicas pela superfície ocasiona um deslocamento do solo que move o geofone e, portanto, o ímã está em sincronia com o solo, mas relativo à bobina por causa de sua inércia. Este movimento relativo do ímã em relação à bobina resulta na geração de uma pequena voltagem através dos terminais da bobina que é proporcional à velocidade relativa dos dois componentes. Portanto, os geofones respondem à mudança do movimento do solo (ou, em outras palavras, à velocidade das partículas do solo) e não à

El geófono se encaja en el suelo con un pico colocado en la base del armazón para asegurar un buen acoplamiento con el suelo. El paso de las ondas sísmicas por la superficie ocasiona un desplazamiento del suelo que mueve el geófono y por lo tanto el imán en sincronía con el suelo pero relativo a la bobina debido a su inercia. Este movimiento relativo del imán con respecto a la bobina resulta en la generación de un pequeño voltaje a través de las terminales de la bobina que es proporcional a la velocidad relativa de los dos componentes. Por lo tanto, los geófonos responden al cambio del movimiento del suelo (es decir, a la velocidad de las partículas del suelo) y

quantidade de movimento ou deslocamento. A sensibilidade máxima de qualquer geofone ocorre quando o eixo da bobina é paralelo à direção do máximo deslocamento do solo.

Como as ondas P refletidas e refratadas incidem com uma orientação próxima à vertical em relação à superfície do solo e, portanto, produzem um deslocamento vertical do mesmo, os geofones com deslocamento vertical de bobinas são utilizados para detectá-las. De forma análoga, como as ondas S polarizadas tendem a produzir um movimento horizontal paralelo à superfície, os geofones utilizados para detectá-las contam com uma ensablagem de bobina e imã horizontais. A instalação de geofones com uma orientação específica de seu eixo pode filtrar respostas ortogonais.

Os geofones devem responder rapidamente à chegada das ondas sísmicas, mas não é desejável que fiquem oscilando, posto que isso afetaria a detecção de ondas sísmicas subsequentes. Por essa razão, o movimento da bobina precisa ser amortecido (*damped*) após sua primeira resposta ao movimento do solo, de tal modo que o geofone esteja pronto para a chegada do próximo evento. Os geofones estão naturalmente amortecidos por causa de que o movimento oscilatório da bobina é freado por movimento relativo da bobina e do imã. A corrente gerada na bobina em decorrência do relativo movimento inicial do imã permanente induz um campo magnético que interage com o do imã permanente, de tal modo que se opõe ao movimento da bobina.

Os geofones estão desenhados para responder a diferentes frequências. Para refração sísmica e estudos de reflexão profundos, as frequências naturais mais comuns encontram-se na categoria entre 4 e 30 Hz. Ademais, para estudos de reflexão superficial de alta resolução, as frequências naturais dos geofones mais utilizados são de 100 Hz ou maiores. Próxima ou abaixo da frequência natural, a resposta dos geofones vê-se fortemente atenuada e para a maioria dos estudos sísmicos isto ajuda a filtrar ruído de baixa frequência não desejável. Todavia, muito acima da frequência natural, a resposta dos geofones é praticamente plana.

Um acelerômetro é um dispositivo cuja resposta é proporcional à aceleração a qual está sujeito. Um geofone cuja resposta está abaixo da frequência

no a la cantidad de movimiento o desplazamiento. La sensibilidad máxima de cualquier geófono ocurre cuando el eje de la bobina es paralelo a la dirección del máximo desplazamiento del suelo.

Como las ondas P reflejadas y refractadas inciden con una orientación cercana a la vertical respecto de la superficie del suelo y por lo tanto producen un desplazamiento vertical del mismo, los geófonos con desplazamiento vertical de bobinas se utilizan para detectarlas. De manera análoga, como las ondas S polarizadas tienden a producir un movimiento horizontal paralelo a la superficie, los geófonos que se utilizan para detectarlas cuentan con un ensamblaje de bobina e imán horizontales. La instalación de geófonos con una orientación específica de su eje puede filtrar respuestas ortogonales.

Los geófonos deben responder rápidamente a la llegada de las ondas sísmicas pero no es deseable que se queden oscilando pues esto afectaría la detección de ondas sísmicas subsiguientes. Por esta razón, el movimiento de la bobina necesita ser amortiguado (*damped*) después de su primera respuesta al movimiento del suelo, de tal forma que el geófono quede listo para la llegada del próximo evento. Los geófonos están inherentemente amortiguados debido a que el movimiento oscilatorio de la bobina es frenado por movimiento relativo de la bobina y el imán. La corriente que se genera en la bobina debida al relativo movimiento inicial del imán permanente induce un campo magnético que interacciona con el del imán permanente de tal forma que se opone al movimiento de la bobina.

Los geófonos están diseñados para responder a diferentes frecuencias. Para refracción sísmica y estudios de reflexión profundos las frecuencias naturales más comunes se encuentran en el rango entre 4 y 30 Hz. Por otro lado, para estudios de reflexión superficial de alta resolución las frecuencias naturales de los geófonos más utilizados son de 100 Hz o mayores. Cerca o debajo de la frecuencia natural, la respuesta de los geófonos se ve fuertemente atenuada y para la mayor parte de los estudios sísmicos esto ayuda a filtrar ruido de baja frecuencia no deseable. En cambio, muy arriba de la frecuencia natural la respuesta de los geófonos es prácticamente plana.

Un acelerómetro es un dispositivo cuya respuesta es proporcional a la aceleración a la cual está sujeto. Un geófono cuya respuesta está por debajo

natural pode ser utilizado como um acelerômetro. Estes últimos são utilizados em sistemas de navegação inercial e com sistemas gravimétricos marinhos e aéreos para registrar variações na aceleração. É necessário conhecer a aceleração para a redução dos dados gravimétricos.

Os sismômetros (geofones de três componentes) são instrumentos utilizados para medir a forma da onda dos sismos e normalmente são instalados em estações desenhadas especialmente para seu registro. É necessário um bom acoplamento ao solo, o que é obtido a partir de uma prancha de concreto sobre um afloramento de rocha no lugar. Os sismômetros multicomponentes registram os componentes horizontais ortogonais e uma vertical. Os registros são realizados em três canais diferentes de forma simultânea. Detalhes adicionais dos princípios de operação dos sismômetros são dados em Howell (1990).

6.8 Princípios de prospecção com refração sísmica

Os estudos de refração sísmica podem ser levados a cabo em três escalas distintas: em escala global (usando ondas de terremotos), em escala cortical (usando explosões) e próximos da superfície (fontes de baixa energia: martelo, espingarda etc.). Para os propósitos da exploração de água subterrânea, a escala adequada encontra-se entre a segunda e a terceira mencionadas, e, portanto, a ênfase é dada para as pesquisas em escala média–superficial.

A maior vantagem do método de refração sísmica é que pode ser utilizado para detectar mudanças laterais na profundidade do refrator e a velocidade da onda sísmica dentro deste. O parâmetro geofísico mais comum derivado é a velocidade sísmica das camadas presentes. Dos valores deste parâmetro é possível determinar um número importante de fatores geotécnicos, tais como: a dureza da rocha, o conteúdo potencial de fluidos ou a determinação da fraturação. A refração sísmica é cada vez mais utilizada em pesquisas hidrológicas para determinar espessuras de aquíferos grossos saturados, zonas de falhas intemperizadas etc. A localização de falhas, fraturas e outras zonas alteradas usando a refração sísmica são de grande importância para a decisão da conveniência de locais potenciais para a disposição segura de resíduos perigosos, especialmente os tóxicos.

de la frecuencia natural puede ser utilizado como un acelerómetro. Los acelerómetros son utilizados en sistemas de navegación inercial y con sistemas gravimétricos marinos y aéreos para registrar variaciones en la aceleración que resulta necesario conocer para la reducción de los datos gravimétricos.

Los sismómetros (geófonos de tres componentes) son instrumentos que se utilizan para medir la forma de la onda de los sismos y normalmente se instalan en estaciones diseñadas especialmente para su registro. Se requiere de un buen acoplamiento con el suelo lo cual se logra a partir de una plancha de concreto sobre un afloramiento de roca en el lugar. Los sismómetros multicomponente registran dos componentes horizontales ortogonales y una vertical. Los registros se realizan en tres canales diferentes en forma simultánea. Detalles adicionales de los principios de operación de los sismómetros están dados en Howell (1990).

6.8 Principios de prospección con refracción sísmica

Los estudios de refracción sísmica se pueden llevar a cabo a tres escalas distintas: a escala global (usando ondas de terremotos), a escala cortical (usando explosiones), y cerca de la superficie (fuentes de baja energía: martillo, escopeta, etc.). Para los propósitos de la exploración de agua subterránea la escala adecuada se encuentra entre la segunda y la tercera de las que se menciona por lo cual, el énfasis se pone en investigaciones a escala media-superficial.

La mayor ventaja del método de refracción sísmica es que puede ser utilizado para detectar cambios laterales en la profundidad del refractor y la velocidad de la onda sísmica adentro de este. El parámetro geofísico más común que se deriva es la velocidad sísmica de las capas presentes. De los valores de este parámetro se pueden determinar un número importante de factores geotécnicos, tales como la dureza de la roca, el contenido potencial de fluidos, o la determinación del fracturamiento. La refracción sísmica es cada vez mas utilizada en investigaciones hidrológicas para determinar espesores de acuíferos gruesos saturados, zonas de falla intemperizadas etc. La localización de fallas, fracturas, y otras zonas alteradas usando refracción sísmica es de gran importancia para la decisión de la conveniencia de sitios potenciales para la disposición segura de desechos peligrosos particularmente tóxicos.

Refração crítica. O método de refração sísmica baseia-se no seguinte princípio: quando as ondas sísmicas (ondas P ou S) incidem sobre um limite por meio do qual existe um contraste de velocidade, então a direção do percurso dessas ondas muda ao entrar no novo meio. Tal como foi mencionado anteriormente, a quantidade da mudança na direção da onda é função do contraste na velocidade sísmica através de tal limite de acordo com a lei de Snell. O ângulo crítico numa interface para ondas P pode ser diferente do que é para ondas S, posto que o quociente das velocidades entre as duas camadas para as ondas P e S pode não ser o mesmo (equações 18 e 20).

Uma das limitações do método de refração é que somente opera de forma adequada quando a velocidade dos estratos aumenta com a profundidade, o que de fato ocorre com frequência. Apesar disso, se houvesse uma camada de baixa velocidade (por exemplo, $V_2 < V_1$ chamada inversão de velocidade), então a onda refratada irá se “dobrar” em direção à normal. Isto gera uma situação conhecida como *camada oculta*, a qual não poderá ser detectada com este método.

No método de refração, supõe-se que a espessura de cada camada presente é maior que a longitude de onda da energia incidente e que cada camada sucessiva tem a mesma ou maior espessura que a camada que a precede. Uma suposição adicional é que as trajetórias estão restritas ao plano vertical da linha do perfil de refração, de tal forma que não há energia sísmica (refratada ou refletida) proveniente de outros limites fora do plano. Em algumas aplicações de engenharia, este fator é significativo e tem de ser considerado durante a aquisição dos dados.

Em geral, nos estudos de refração considera-se a aquisição e a análise das ondas P. A figura 43 mostra esquematicamente a localização da fonte e dos receptores (geofones), bem como as trajetórias das ondas P geradas, que são de três tipos: a) as ondas diretas, que viajam ao longo da parte superior da camada superficial; b) as refletidas diretamente na interface do refrator; e c) a refração crítica que viaja ao longo da parte inferior da interface. A chegada das ondas é detectada ao longo da linha de geofones, e os tempos de chegada e a intensidade do sinal se registram em um sismógrafo, em que a resposta de cada geofone é registrada como um traçado individual. As primeiras chegadas de cada traçado podem ser identificadas e associadas ao tempo

Refracción crítica.- El método de refracción sísmica se basa en el principio que cuando las ondas sísmicas (ondas P o S) inciden sobre un límite a través del cual existe un contraste de velocidad, entonces la dirección del recorrido de esas ondas cambia al entrar al nuevo medio. Como se mencionó anteriormente, la cantidad de cambio en la dirección de la onda es función del contraste en la velocidad sísmica a través de dicho límite de acuerdo a la ley de Snell. El ángulo crítico en una interfase para ondas P puede ser diferente que para las ondas S puesto que el cociente de las velocidades entre las dos capas para las ondas P y S puede no ser el mismo (Ecuaciones 18 y 20).

Una de las limitaciones del método de refracción es que solamente opera adecuadamente cuando la velocidad de los estratos aumenta con la profundidad, lo cual de hecho ocurre frecuentemente. Sin embargo, si hubiera una capa de baja velocidad (por ejemplo $V_2 < V_1$ llamada inversión de velocidad) entonces la onda refractada se “doblará” hacia la normal. Esto da lugar a una situación conocida como de una capa oculta la cual no podrá ser detectada con este método.

En el método de refracción se supone que el espesor de cada capa presente es mayor que la longitud de onda de la energía incidente, y que cada capa sucesiva tiene el mismo o mayor espesor que la capa que le precede. Una suposición adicional es que las trayectorias están constreñidas al plano vertical de la línea del perfil de refracción de tal forma que no hay energía sísmica (refractada o reflejada) proveniente de otros límites fuera del plano. En algunas aplicaciones de ingeniería, este factor es significativo y tiene que ser considerado durante la adquisición de los datos.

En general, en los estudios de refracción solo se considera la adquisición y análisis de las ondas P. La Figura 43 muestra esquemáticamente la ubicación de fuente y receptores (geófonos) así como las trayectorias de las ondas P generadas las cuales son de tres tipo: a) las ondas directas, que viajan a lo largo de la parte superior de la capa superficial; b) las reflejadas directamente en la interfase del refractor y c) la refracción crítica que viaja a lo largo de la parte inferior de la interfase. La llegada de las ondas se detecta a lo largo de la línea de geófonos y los tiempos de arribo y la intensidad de la señal se registran en un sismógrafo, en donde la respuesta de cada geófono se registra como una traza individual. Los primeros arribos de cada traza se pueden identificar y asociar al tiempo de recorrido

percorrido que pode ser analisado num gráfico de tempo *versus* distância (figura 44).

Para a distância crítica, a chegada do raio refletido coincide com o primeiro raio criticamente refratado, e os tempos de percurso neste caso são idênticos. Portanto, a distância crítica é aquela para a qual o ângulo de reflexão é igual ao ângulo crítico. Esta distância é diferente da chamada *distância de cruzamento*, que é aquela para onde as ondas criticamente refratadas precedem à onda direta. O ponto de cruzamento define a mudança na pendente do segmento de reta que define as primeiras chegadas do segmento que define a onda refratada no gráfico tempo vs distância. Apesar de a figura 44 mostrar a hipérbole que define os raios refletidos, somente são exigidos os tempos das primeiras chegadas para levar a cabo a análise de refração.

que puede ser analizado en una gráfica de tiempo *contra* distancia (Figura 44).

A la distancia crítica, la llegada del rayo reflejado coincide con el primer rayo críticamente refractado por lo que los tiempos de recorrido en este caso son idénticos. Por lo tanto la distancia crítica es aquella a la cual el ángulo de reflexión es igual al ángulo crítico. Esta distancia es diferente a la llamada distancia de cruce, la cual es aquella a la cual las ondas críticamente refractadas preceden a la onda directa. El punto de cruce define el cambio en la pendiente del segmento de recta que definen los primeros arribos del segmento que define la onda refractada en la gráfica tiempo vs distancia. A pesar de que en la Figura 44 se muestra la hipérbola que definen los rayos reflejados, solamente se requieren los tiempos de los primeros arribos para llevar a cabo el análisis de refracción.

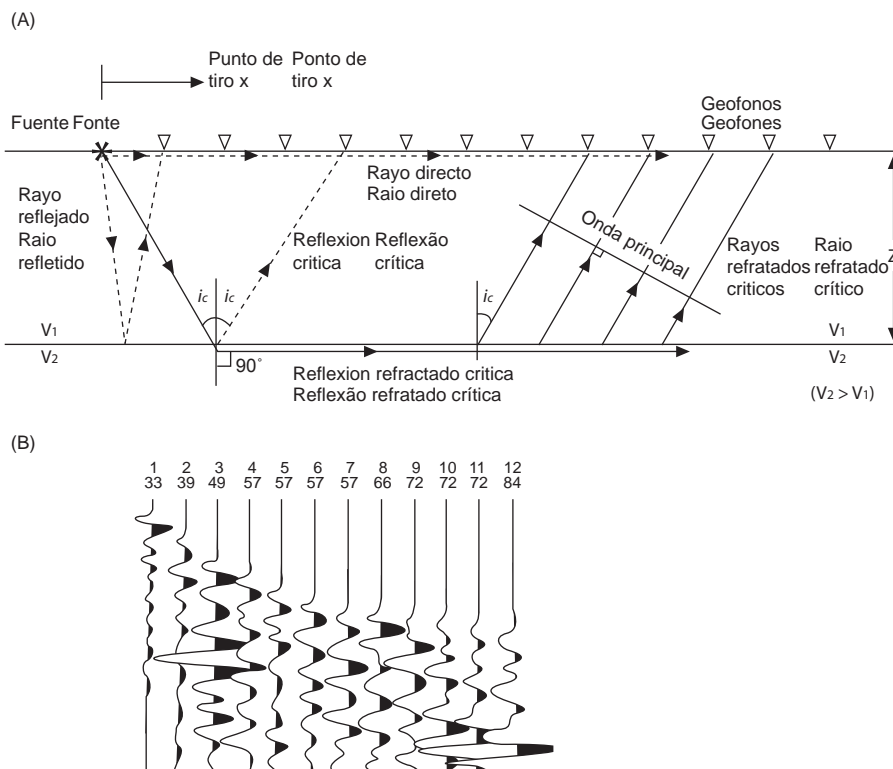


Figura 43.-

Diagrama de trajetórias de ondas diretas, refletidas e refratadas geradas a partir de uma fonte (A) e exemplo de um registro de refração sísmica, conforme se observa na tela de um sísmógrafo EG&G 1225 (B).

Figura 43.-

Diagrama de trayectorias de ondas directas, reflejadas y refractadas generadas a partir de una fuente (A) y ejemplo de un registro de refracción sísmica según se observa en la pantalla de un sísmógrafo EG&G 1225 (B).

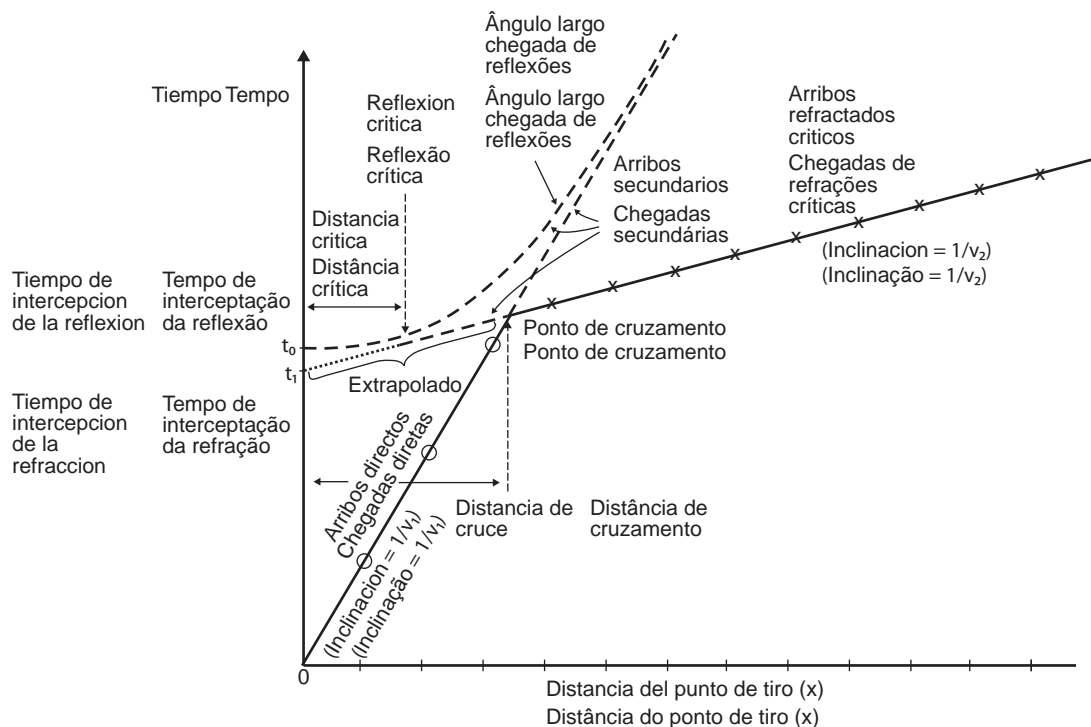


Figura 44.- Tempos das primeiras chegadas em um gráfico distância-tempo e terminologia utilizada.

Figura 44.- Tiempos de los primeros arribos en una gráfica distancia-tiempo y terminología utilizada.

6.9 Arranjo de campo para levantamentos terrestres

Para levantamentos de refração sísmica sobre terra (podem ser realizados também na água), a disposição básica mostrada na figura 45 é a mais comum. Ao longo de uma linha, colocam-se os geofones, normalmente 14 ou 24, que se conectam por meio de um cabo com o número correspondente de contatos para cada um. Este conjunto de geofones é conhecido como arranjo (ou spread). A fonte sísmica (ou tiro), qualquer que seja seu tipo, localiza-se numa das cinco posições mostradas na figura (com asterisco). O caso mais simples é localizar o tiro no princípio e no final do arranjo, denominado tiro sobre-extremos (end-on shot). Uma linha localizada a uma distância discreta do final do arranjo é chamada tiro fora de linha (off-end). Quando a fonte está localizada em um ponto ao longo do arranjo (exceto em um de

6.9 Arreglo de campo para levantamientos terrestres

Para levantamientos de refracción sísmica sobre tierra (se puede llevar a cabo también en el agua), la disposición básica mostrada en la **Figura 45** es la más común. A lo largo de una línea se colocan los geófonos, normalmente 14 o 24, que se conectan por medio de un cable con el número correspondiente de contactos para cada uno. Este conjunto de geófonos se conoce como arreglo (o spread). La fuente sísmica (o tiro), cualquiera que sea su tipo, se ubica en una de las cinco posiciones mostradas en la figura (con asterisco). El caso más simple es ubicar el tiro al principio y al final del arreglo, lo cual se conoce como tiro sobre-extremos (end-on shot). Una fuente ubicada a una distancia discreta del final del arreglo se llama tiro fuera de línea (off-end). Cuando la fuente se ubica en un punto a lo largo del arreglo (excepto en uno

seus extremos), este é conhecido com o nome de tiro em arranjo (*split-spread*); normalmente, situa-se na metade, a um quarto ou a três quartos da distância total ao longo do arranjo. Os tiros são realizados geralmente nos extremos do arranjo em direções direta e contrária. A localização dos tiros deve-se em grande medida em função da cobertura que se exige da superfície do refrator e da resolução lateral necessária. Para cada tiro, são obtidos tempos de chegada das ondas direta e refratada, obtidos de cada um dos traçados do registro sísmico do conjunto de geofones. Variando a posição de tiro para um mesmo arranjo, adquirem-se dados adicionais que proporcionam maiores detalhes do horizonte refrator.

de sus extremos) este se conoce con el nombre de tiro en-arreglo (*split-spread*), normalmente es a la mitad, a un cuarto o a tres cuartos de la distancia total a lo largo del arreglo. Los tiros se realizan generalmente en los extremos del arreglo en direcciones directa e inversa. La ubicación de los tiros es función en gran medida de la cobertura que se requiera de la superficie del refractor y de la resolución lateral necesaria. Para cada tiro se obtienen tiempos de arribo de las ondas directa y refractada que se obtienen de cada una de las trazas del registro sísmico del conjunto de geófonos. Variando la posición de tiro para un mismo arreglo, se adquieren datos adicionales que proporcionan mayor detalle del horizonte refractor.

Punta final en adelante del punto de tiro

Punta final na frente do ponto de tiro

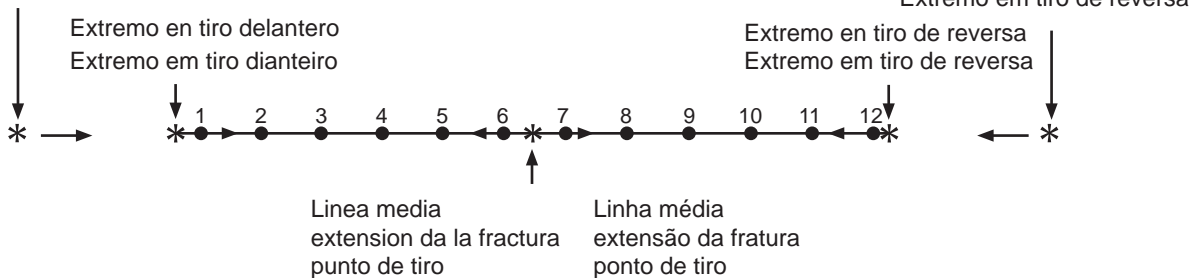


Figura 45.-

Arranjo de geofones para levantamentos de refração com a localização de pontos de tiro mais comuns.

Figura 45.-

Arreglo de geófonos para levantamientos de refracción con la ubicación de puntos de tiro más comunes.

6.10 Geometria de trajetória de raios refratados

6.10.1 Caso de duas camadas

A suposição básica para a interpretação de dados de refração sísmica é que os estratos do subsolo são horizontais ou, no máximo, levemente inclinados em ângulos leves e, em princípio, são superfícies planas.

Na figura 46, mostra-se a trajetória dos raios a partir do ponto de tiro S que viaja até o ponto A, onde sofre uma refração crítica de onde viaja até o ponto B e mais além deste. A onda (*head wave*)

6.10 Geometría de trayectoria de rayos refractados

6.10.1 Caso de dos capas

La suposición básica para la interpretación de datos de refracción sísmica es que los estratos en el subsuelo son horizontales o a lo más, levemente inclinadas a ángulos suaves y, en principio son superficies planas.

En la Figura 46 se muestra la trayectoria de los rayos a partir del punto de tiro S viaja hacia el punto A en donde sufre una refracción crítica de donde viaja hacia el punto B y más allá de éste. La onda (*head wave*)

que se origina do refrator no ponto B viaja através do estrato 1 onde é detectada pelo geofone G. O geofone está a uma distância x do ponto de tiro. O tempo total de percurso é igual à soma dos três componentes da trajetória, isto é:

$$T_{sg} = T_{sa} + T_{ab} + T_{bg} \quad (62)$$

onde

$$\begin{aligned} T_{sa} &= T_{bg} = z (V_1 \cos i_c) \\ T_{ab} &= (x - 2z \tan i_c) / V_2 \end{aligned} \quad (63)$$

e, substituindo estas duas últimas equações na primeira, obtém-se

$$T_{sg} = z / (V_1 \cos i_c) + (x - 2z \tan i_c) / V_2 + z / (V_1 \cos i_c) \quad (64)$$

que pode ser simplificada em:

$$T_{sg} = (1 / V_2) x + 2z (\cos i_c) / V_1 \quad (65)$$

Esta equação tem a forma geral de uma linha reta $y = mx + b$, onde m é a pendente e c é a ordenada para a origem num gráfico tempo–distância. Então, a partir da equação (65), observa-se que a pendente m é igual a $1/V_2$ e que c é igual a $2z(\cos i_c) / V_1$, que é o tempo de interseção da refração t_r . Uma forma alternativa da equação (65) é:

$$T_{sg} = x (\sen i_c) / V_1 + 2z (\cos i_c) / V_1 \quad (66)$$

ou

$$T_{sg} = x / V_2 + t_i \quad (67)$$

onde

$$t_i = 2z (V_2^2 - V_1^2)^{1/2} / V_1 V_2 \quad (68)$$

e

$$z = t_i V_1 V_2 / 2 (V_2^2 - V_1^2)^{1/2} \quad (69)$$

que se origina del refractor en el punto B viaja a través del estrato 1 en donde es detectada por el geófono G. El geófono está a una distancia x del punto de tiro. El tiempo total de recorrido es igual a la suma de las tres componentes del trayecto, es decir

$$T_{sg} = T_{sa} + T_{ab} + T_{bg} \quad (62)$$

donde

$$\begin{aligned} T_{sa} &= T_{bg} = z (V_1 \cos i_c) \\ T_{ab} &= (x - 2z \tan i_c) / V_2 \end{aligned} \quad (63)$$

y sustituyendo estas dos últimas ecuaciones en la primera se tiene

$$T_{sg} = z / (V_1 \cos i_c) + (x - 2z \tan i_c) / V_2 + z / (V_1 \cos i_c) \quad (64)$$

que se puede simplificar a:

$$T_{sg} = (1 / V_2) x + 2z (\cos i_c) / V_1 \quad (65)$$

Esta ecuación tiene la forma general de una línea recta $y = mx + b$, en donde m es la pendiente y c es la ordenada al origen en una gráfica tiempo–distancia. Entonces, a partir de la ecuación (65), se observa que la pendiente m es igual a $1/V_2$ y que c es igual a $2z(\cos i_c) / V_1$, el cual es el tiempo de intersección de la refracción t_r . Una forma alternativa de la ecuación (65) es:

$$T_{sg} = x (\sen i_c) / V_1 + 2z (\cos i_c) / V_1 \quad (66)$$

o bien

$$T_{sg} = x / V_2 + t_i \quad (67)$$

en donde

$$t_i = 2z (V_2^2 - V_1^2)^{1/2} / V_1 V_2 \quad (68)$$

y

$$z = t_i V_1 V_2 / 2 (V_2^2 - V_1^2)^{1/2} \quad (69)$$

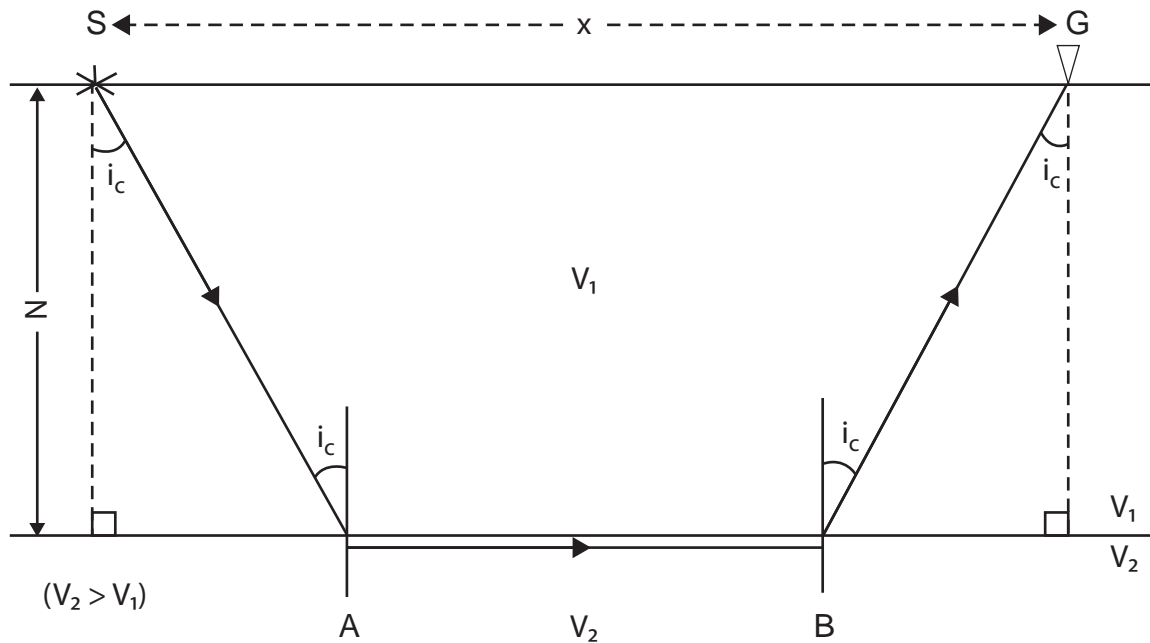


Figura 46.-
Trajetória de raios para um meio de duas camadas estruturais.

O gráfico de distância–tempo para o caso de duas camadas (figura 44) é utilizado para calcular suas velocidades V_1 e V_2 a partir das pendentes dos dois segmentos de linha reta (pendente = $1/V$). A extrapolação do segmento que corresponde à onda criticamente refratada sobre o eixo dos tempos proporciona o tempo de interseção t_i a partir do qual se calcula a profundidade z à interface do refrator utilizando a equação (70). Na figura 44 é possível observar que o tempo de percurso da onda direta e da refratada criticamente é igual à distância de cruzamento x_c . Esta distância proporciona uma forma alternativa de calcular a profundidade z do refrator, que se deduz assim: o tempo de percurso da onda direta no ponto de cruzamento é x_c/V_1 , enquanto o tempo de percurso da onda crítica neste mesmo ponto está dado por

$$T = x_c / V_2 + 2z (V_2^2 - V_1^2)^{1/2} / V_1 V_2 \quad (70)$$

Figura 46.-
Trajectory of rays for a medium of two structural layers.

La gráfica de distancia tiempo para el caso de dos capas (Figura 44) se utiliza para calcular sus velocidades V_1 y V_2 a partir de las pendientes de los dos segmentos de línea recta (pendiente = $1/V$). La extrapolación del segmento que corresponde a la onda críticamente refractada sobre el eje de los tiempos proporciona el tiempo de intersección t_i a partir del cual se calcula la profundidad z a la interfase del refractor utilizando la ecuación (70). De la Figura 44 se puede observar que el tiempo de recorrido de la onda directa y de la refractada críticamente es igual a la distancia de cruce x_c . Esta distancia proporciona una forma alternativa de calcular la profundidad z del refractor, la cual se deduce como sigue: el tiempo de recorrido de la onda directa en el punto de cruce es x_c/V_1 , en tanto que el tiempo de recorrido de la onda crítica en este mismo punto está dado por

$$T = x_c / V_2 + 2z (V_2^2 - V_1^2)^{1/2} / V_1 V_2 \quad (70)$$

e, portanto, no ponto de cruzamento:

$$x_c / V_1 = x_c / V_2 + 2z (V_2^2 - V_1^2)^{1/2} / V_1 V_2 \quad (71)$$

de onde se obtém finalmente que

$$z = 1/2 x_c [(V_2 - V_1) / (V_2 + V_1)]^{1/2} \quad (72)$$

6.10.2 Caso de três camadas

Na figura 47A, mostra-se a trajetória dos raios a partir do ponto de tiro S para o caso de um modelo de três camadas com interfaces horizontais e, na figura 47B, o gráfico tempo–distância correspondente. O efeito de reduzir a espessura da camada 2 em um gráfico de tempo–distância é a redução e até mesmo o desaparecimento do segmento de linha correspondente às chegadas refratadas da parte superior da camada 2. No caso de três camadas, o sinal viaja da fonte em direção ao primeiro refrator (em A), onde é refratado dentro do segundo meio por meio da segunda interface (em B), ponto no qual é refratado de forma crítica. Deste ponto, a frente de onda gerada no refrator inferior viaja desde de C por meio das camadas sobrepostas até alcançar o geofone G. O tempo total de percurso neste caso está dado por:

$$T_{sg} = T_{sa} + T_{ab} + T_{bc} + T_{cd} + T_{dg} \quad (73)$$

onde

$$\begin{aligned} T_{sa} &= T_{dg} = z_1 / V_1 \cos \theta_1 \\ T_{ab} &= T_{cd} = z_2 / V_2 \cos \theta_c \\ T_{bc} &= (x - 2z_1 \tan \theta_1 - 2z_2 \tan \theta_c) / V_3 \end{aligned} \quad (74)$$

que substituindo na equação (73) nos dá

$$\begin{aligned} T_{sg} &= x / V_3 + (z_2 \cos \theta_c) / V_2 + (2z_1 \cos \theta_1) / V_1 \\ T_{sg} &= x / V_3 + t_2 \end{aligned} \quad (75)$$

y por lo tanto en el punto de cruce:

$$x_c / V_1 = x_c / V_2 + 2z (V_2^2 - V_1^2)^{1/2} / V_1 V_2 \quad (71)$$

de donde se obtiene finalmente que

$$z = 1/2 x_c [(V_2 - V_1) / (V_2 + V_1)]^{1/2} \quad (72)$$

6.10.2 Caso de tres capas

En la **Figura 47A** se muestra la trayectoria de los rayos a partir del punto de tiro S para el caso de un modelo de tres capas con interfases horizontales y en la **Figura 47B** la gráfica tiempo-distancia correspondiente. El efecto de reducir el espesor de la capa 2 en una gráfica de tiempo-distancia es la reducción e incluso la desaparición del segmento de línea correspondiente a los arribos refractados de la parte superior de la capa 2. En el caso de tres capas, la señal viaja de la fuente hacia el primer refractor (en A) en donde es refractado dentro del segundo medio a través de la segunda interfase (en B), punto en el cual es refractado críticamente. De este punto, el frente de onda generado en el refractor inferior viaja de regreso desde C a través de las capas que le sobreyacen hasta alcanzar el geófono G. El tiempo total de recorrido en este caso está dada por:

$$T_{sg} = T_{sa} + T_{ab} + T_{bc} + T_{cd} + T_{dg} \quad (73)$$

en donde

$$\begin{aligned} T_{sa} &= T_{dg} = z_1 / V_1 \cos \theta_1 \\ T_{ab} &= T_{cd} = z_2 / V_2 \cos \theta_c \\ T_{bc} &= (x - 2z_1 \tan \theta_1 - 2z_2 \tan \theta_c) / V_3 \end{aligned} \quad (74)$$

que sustituyendo en la ecuación (73) nos da

$$\begin{aligned} T_{sg} &= x / V_3 + (z_2 \cos \theta_c) / V_2 + (2z_1 \cos \theta_1) / V_1 \\ T_{sg} &= x / V_3 + t_2 \end{aligned} \quad (75)$$

e as espessuras correspondentes estão dadas por

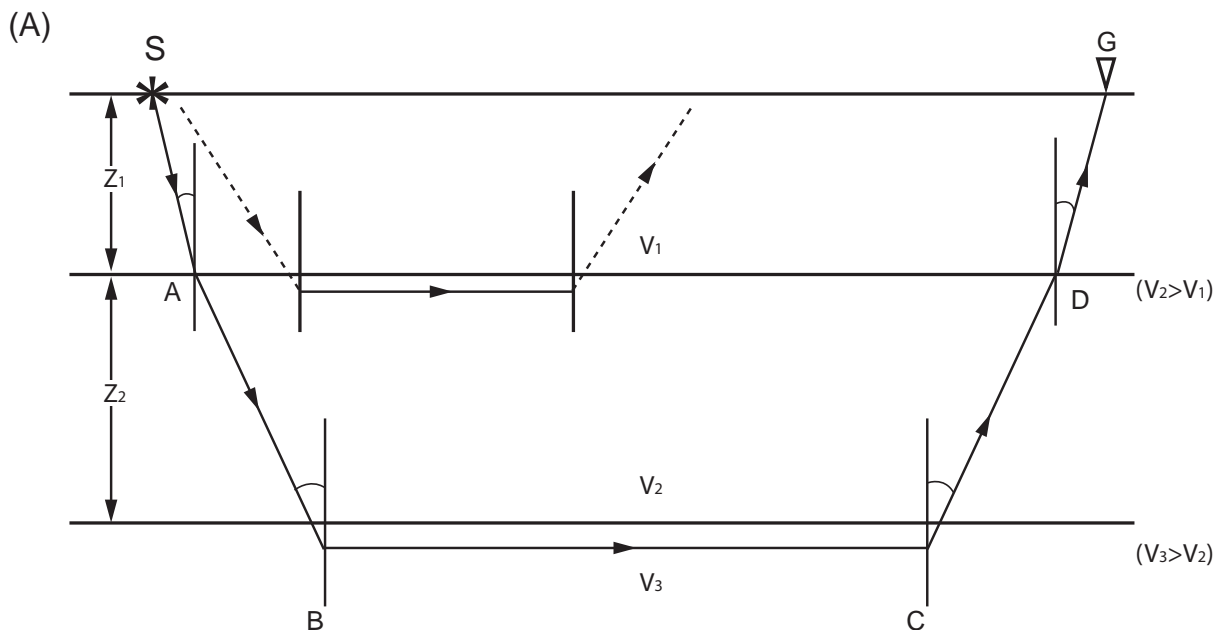
$$\begin{aligned} z_1 &= t_1 V_1 V_2 / 2 (V_2^2 - V_1^2)^{1/2} \\ z_2 &= t_2 V_2 V_3 / 2 (V_3^2 - V_2^2)^{1/2} - z_1 V_2 (V_3^2 - V_1^2)^{1/2} / V_1 (V_3^2 - V_2^2)^{1/2} \end{aligned} \quad (76)$$

A partir da determinação de V_1 , V_2 , t_1 e t_2 do gráfico de tempo de percurso para as duas camadas superiores é possível calcular as espessuras das primeiras duas camadas usando as equações (76). Em geral, ao usar esse procedimento, a espessura das camadas é subestimada em aproximadamente 3%, e esta porcentagem de imprecisão aumenta com o número de camadas do meio.

y los espesores correspondientes están dados por

$$\begin{aligned} z_1 &= t_1 V_1 V_2 / 2 (V_2^2 - V_1^2)^{1/2} \\ z_2 &= t_2 V_2 V_3 / 2 (V_3^2 - V_2^2)^{1/2} - z_1 V_2 (V_3^2 - V_1^2)^{1/2} / V_1 (V_3^2 - V_2^2)^{1/2} \end{aligned} \quad (76)$$

A partir de la determinación de V_1 , V_2 , t_1 y t_2 de la gráfica de tiempo de recorrido para las dos capas superiores es posible calcular los espesores de las primeras dos capas usando las ecuaciones (76). En general, usando este procedimiento el espesor de las capas se subestima en aproximadamente 3%, y este porcentaje de imprecisión aumenta con el número de capas del medio.



Continua.-

Continua.-

Para aplicações em engenharia, não é comum analisar mais de três ou no máximo quatro camadas. Na realidade, é muito mais comum analisar o caso de duas camadas em que a velocidade da primeira é uma média das variações observadas. É comum que em áreas com recheio aluvial, as variações laterais e verticais na velocidade possam chegar a ser significativas. Sempre é recomendável levar a cabo microarranjos com intervalos entre geofones de 1 metro, com o propósito de medir a velocidade da camada superficial ao longo da linha de medição. É recomendável que, nas áreas onde existir uma cobertura sedimentar quaternária ou recente, seja incluída a execução de microarranjos nos trabalhos de campo, com o objetivo de determinar as velocidades locais. É importante dedicar atenção ao significado estatístico das variações da velocidade da onda P determinada a partir de refração sísmica. Se não for dedicada a devida atenção às variações da velocidade, qualquer estimativa de profundidade obtida de um estudo de refração tem a possibilidade de ser inexata, provavelmente em até 30%-40% da espessura real. A determinação de espessuras deve ir acompanhada de margens de erro apropriadas para valorar adequadamente os alcances das estimativas realizadas.

6.10.4 O caso de camadas inclinadas

Quando um refrator tende a um ângulo da horizontal, a geometria simples até agora descrita complica-se em virtude da adição desta inclinação. Nestas condições, já não é válido simplesmente realizar os tiros numa só direção e passa a ser necessário realizar os tiros em ambas as direções (direto e reverso) para determinar todos os parâmetros requeridos e, assim, resolver a geometria do refrator. A velocidade do refrator, determinada para o caso de camadas inclinadas, é conhecida como a velocidade aparente em decorrência da velocidade determinada a partir da pendente reversa dos segmentos de reta no gráfico de tempo vs distância é maior na direção do tiro direto (V_d) que na direção do tiro reverso (V_r).

A geometria da trajetória dos raios para um refrator inclinado é mostrada na figura 48A, e o gráfico correspondente de tempo vs distância, na figura 48B. Seguindo o procedimento da seção anterior para o refrator plano de duas camadas horizontais, é possível deduzir

Para aplicaciones en ingeniería, no es común que se analicen más de tres o a lo mucho cuatro capas, de hecho es mucho más común que se analice el caso de dos capas en donde la velocidad de la primera es un promedio de las variaciones observadas. Es común que en áreas con relleno aluvial las variaciones laterales y verticales en la velocidad puedan llegar a ser significativas. Siempre es recomendable llevar a cabo micro-arreglos con intervalos entre geófonos de 1 metro, con el propósito de medir la velocidad de la capa superficial a lo largo de la línea de medición. Se recomienda que en áreas en donde existe una cubierta sedimentaria Cuaternaria o Reciente, se incluya la ejecución de micro-arreglos en los trabajos de campo con el objeto de determinar las velocidades locales. Se debe poner atención al significado estadístico de las variaciones de la velocidad de la onda P determinada a partir de refracción sísmica. Si no se pone suficiente cuidado a las variaciones de la velocidad cualquier estimación de profundidad obtenida de un estudio de refracción tiene la posibilidad de ser inexacta, probablemente hasta en 30-40% del espesor real. La determinación de espesores debe ir acompañada de barras de error apropiadas para valorar adecuadamente los alcances de las estimaciones realizadas.

6.10.4 El caso de capas inclinadas

Quando un refractor tiende un ángulo de la horizontal, la geometría simple hasta ahora descrita se complica por la adición de inclinación. En estas condiciones ya no es válido simplemente realizar los tiros en sola dirección y se vuelve necesario que se lleven a cabo los tiros en ambas direcciones (directo e inverso) para determinar todos los parámetros requeridos para resolver la geometría del refractor. A la velocidad del refractor determinada para el caso de capas inclinadas (o buzantes) se le conoce como la velocidad aparente debido a que la velocidad determinada a partir de la pendiente inversa de los segmentos de recta en la gráfica de tiempo-distancia es mayor en la dirección del tiro directo (V_d) que en la dirección del tiro inverso (V_r).

La geometría de la trayectoria de los rayos para un refractor inclinado se muestra en la Figura 48A y la correspondiente gráfica de tiempo-distancia en la Figura 48B. Siguiendo el procedimiento de la sección anterior para el refractor plano de dos capas horizontales es posible deducir las

as expressões análogas que relacionam velocidade, espessura da camada e ângulo de inclinação da interface e, a partir daí, deduzir a geometria do subsolo. É possível estimar as profundidades (d_a e d_b) verticalmente à interface dos pontos extremos do arranjo a partir das profundidades perpendiculares (z_a e z_b) obtidas da expressão $d = z/\cos \alpha$.

expresiones análogas que relacionan velocidad, espesor de la capa y ángulo de inclinación de la interfase, a partir de lo cual es posible deducir la geometría del subsuelo. Se pueden estimar las profundidades (d_a y d_b) verticalmente a la interfase desde los puntos extremos del arreglo a partir de las profundidades perpendiculares (z_a y z_b) obtenidas de la expresión $d = z/\cos \alpha$.

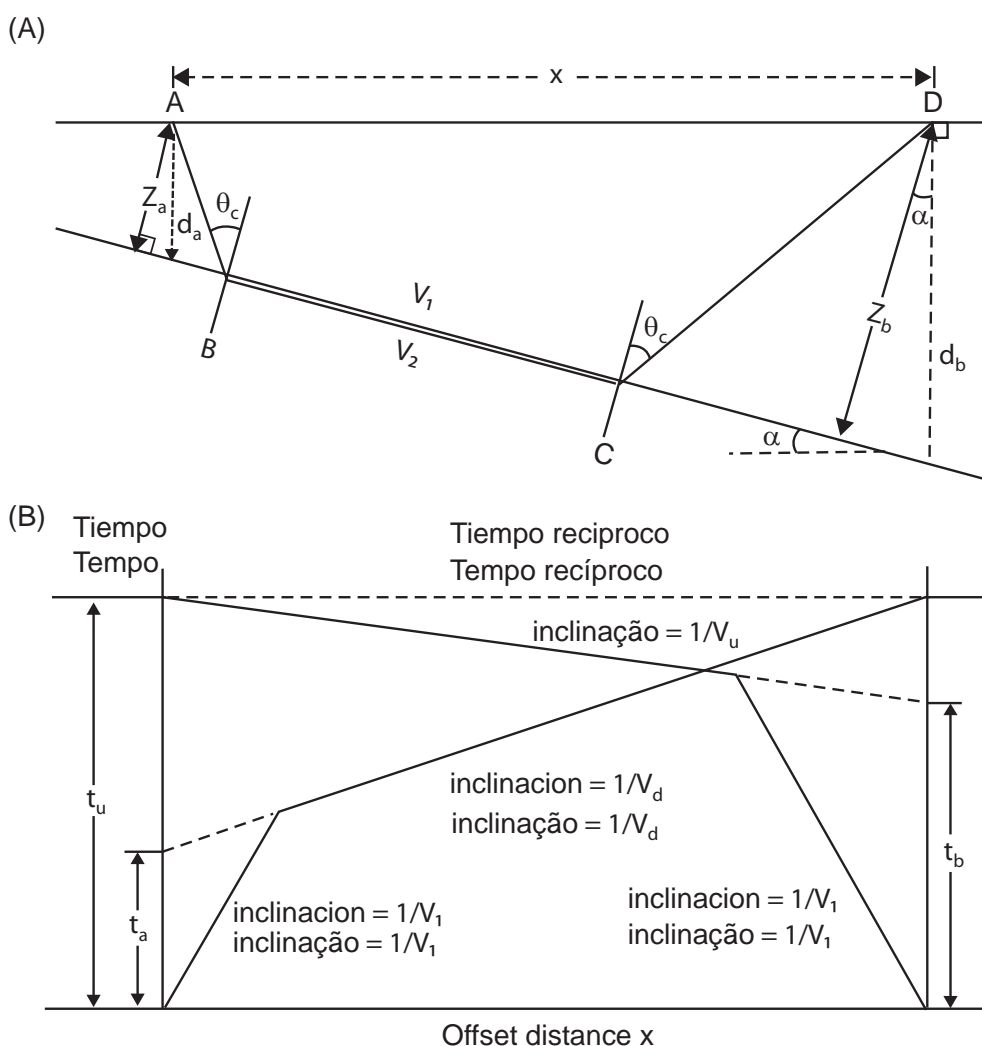


Figura 48.-
Geometria da trajetória dos raios sobre um refrator inclinado a um ângulo (A) e o respectivo gráfico de percurso tempo vs distância para as direções de disparo direta (pendente abaixo) e reversa (pendente acima) (B).

Figura 48.-
Geometría de la trayectoria de los rayos sobre un refractor inclinado a un ángulo (A) y la respectiva gráfica de recorrido tiempo-distancia para las direcciones de disparo directa (pendiente abajo) e inversa (pendiente arriba) (B).

O tempo total de viagem sobre o refrator inclinado a um ângulo α está dado por:

$$T_{abcd} = (x \cos \alpha) / V_2 + [(z_a + z_b) \cos i_c] / V_1 \quad (78)$$

onde V_2 é a velocidade da camada inclinada, e z_a e z_b são as distâncias perpendiculares à interface. O tempo de percurso pendente abaixo t_d está dado por:

$$t_d = x [\text{sen} (\theta_c - \alpha)] / V_1 + t_a \quad (79)$$

onde

$$t_a = 2z_a (\cos \theta_c) / V_1 \quad (80)$$

e

$$t_u = x [\text{sen} (2z_a (\theta_c - \alpha))] / V_1 + t_b \quad (81)$$

com

$$t_b = (\cos \theta_c) / V_1$$

As equações (80) e (81) podem ser reescritas em termos da velocidade aparente pendente acima (V_u) e da velocidade aparente pendente abaixo (V_d) de tal modo que resulta

$$\begin{aligned} t_d &= x / V_d + t_a' & \text{onde: } V_d &= V_1 / \text{sen} (\theta_c - \alpha) \\ t_u &= x / V_u + t_b' & \text{onde: } V_u &= V_1 / \text{sen} (\theta_c - \alpha) \end{aligned} \quad (82)$$

Uma relação aproximada entre a resistividade real e as velocidades aparentes para ângulos pequenos ($\alpha < 10^\circ$) está dada por:

$$V_2 \approx (V_d + V_u) / 2 \quad (83)$$

É importante considerar que o tempo total obtido dos tiros direto e reverso deve ser igual ($T_{AD} = T_{DA}$), sendo conhecido com o nome de tempos recíprocos. Ao realizar os tiros direto e reverso, deve-se verificar a reciprocidade dos tempos de percurso. Quando estes não são os mesmos, é importante certificar-se de que as primeiras chegadas e as separações entre os geofones são a correta, e que não existem erros em nenhum dos casos.

El tiempo total de viaje sobre el refractor inclinado a un ángulo está dado por:

$$T_{abcd} = (x \cos \alpha) / V_2 + [(z_a + z_b) \cos i_c] / V_1 \quad (78)$$

en donde V_2 es la velocidad de la capa inclinada y z_a y z_b las distancias perpendiculares a la interfase. El tiempo de recorrido pendiente abajo t_d está dado por

$$t_d = x [\text{sen} (\theta_c - \alpha)] / V_1 + t_a \quad (79)$$

en donde

$$t_a = 2z_a (\cos \theta_c) / V_1 \quad (80)$$

y

$$t_u = x [\text{sen} (2z_a (\theta_c - \alpha))] / V_1 + t_b \quad (81)$$

con

$$t_b = (\cos \theta_c) / V_1$$

Las ecuaciones (80) y (81) pueden reescribirse en términos de la velocidad aparente pendiente arriba (V_u) y la velocidad aparente pendiente abajo (V_d) de tal modo que resulta

$$\begin{aligned} t_d &= x / V_d + t_a' & \text{donde: } V_d &= V_1 / \text{sen} (\theta_c - \alpha) \\ t_u &= x / V_u + t_b' & \text{donde: } V_u &= V_1 / \text{sen} (\theta_c - \alpha) \end{aligned} \quad (82)$$

Una relación aproximada entre la resistividad real y las velocidades aparentes para ángulos pequeños ($\alpha < 10^\circ$) está dada por

$$V_2 \approx (V_d + V_u) / 2 \quad (83)$$

Se debe tener en cuenta que el tiempo total obtenido de los tiros directo e inverso deben ser iguales ($T_{AD} = T_{DA}$) y se conocen con el nombre de tiempos recíprocos. Cuando se llevan a cabo los tiros directo e inverso se debe verificar la reciprocidad de los tiempos de recorrido. Cuando estos no resultan ser los mismos, debe cerciorarse que la selección de los primeros arribos y las separaciones entre geófonos sea la correcta y no existen errores en ninguno de los casos.

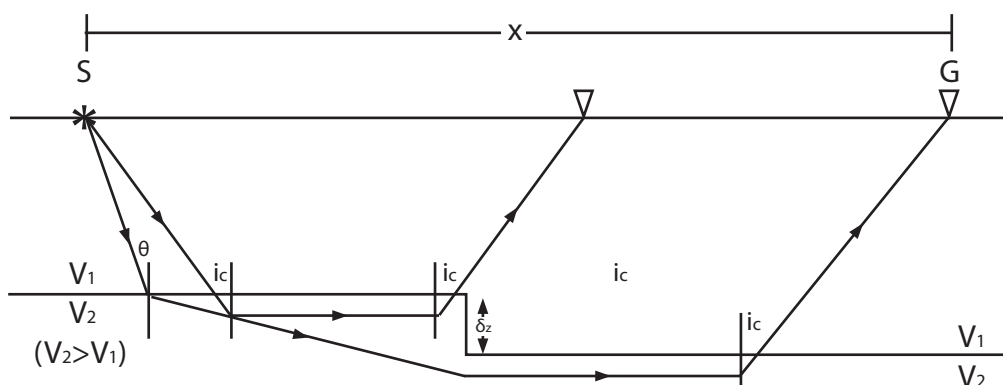
6.10.5 Caso de uma descontinuidade de escala

Até agora, assumiu-se que o refrator é plano e contínuo. Todavia, há situações nas quais existe uma descontinuidade escalonada por causa da presença de uma falha vertical dos estratos. Em tal situação, a velocidade do refrator deve permanecer a mesma ao longo de sua extensão, sendo este degrau a única fonte de distorção na trajetória das ondas (figura 49). Se a descontinuidade escalonada foi produzida por uma falha normal, pode haver a complicação extra de que a velocidade do refrator seja diferente em ambos os lados da falha. A presença da mudança lateral na velocidade do refrator no caso de duas camadas pode gerar como resultado um gráfico de tempo vs distância idêntico ao produzido por um meio de três camadas horizontais com velocidades uniformes. A forma mais simples de diferenciação entre estes dois casos é realizar um tiro reverso. Se o ponto de cruzamento x_c do gráfico tempo vs distância se desvia lateralmente ao longo do eixo X, isto indica que se trata de um meio de três camadas. Se, todavia, o ponto de cruzamento x_c se desloca verticalmente no eixo dos tempos (isto é, há um tempo de atraso) então isto é indicativo de um meio de duas camadas, tal como o caso de um plano de falha através do qual não existe efeito topográfico, mas sim um contraste lateral significativo de velocidade.

6.10.5 Caso de una discontinuidad de escalón

Hasta ahora se ha asumido que el refractor es plano y continuo. Sin embargo hay situaciones en las que existe una discontinuidad de escalón debido a la presencia de un fallamiento vertical de los estratos. En tal situación la velocidad del refractor debe permanecer la misma a lo largo de su extensión siendo dicho escalón la única fuente de distorsión en la trayectoria de las ondas (**Figura 49**). Si la discontinuidad de escalón ha sido producida por una falla normal puede haber la complicación adicional de que la velocidad del refractor sea diferente a ambos lados de la falla. La presencia de cambio lateral en la velocidad del refractor en el caso de dos capas puede dar como resultado una gráfica de tiempo-distancia idéntica a la producida por un medio de tres capas horizontales con velocidades uniformes. La forma más simple de discriminar entre estos dos casos es llevar a cabo un tiro inverso. Si el punto de cruce x_c de la gráfica tiempo-distancia se corre lateralmente a lo largo del eje X, esto indica que se trata de un medio de tres capas. Si en cambio, el punto de cruce x_c se desplaza verticalmente en el eje de los tiempos (es decir hay un tiempo de retraso) entonces esto es indicativo de un medio de dos capas, tal como el caso de un plano de falla a través del cual no existe efecto topográfico pero con un contraste lateral significativo de velocidad.

(A)



Continua.-

Continua.-

Continuação.-

Continuación.-

(B)

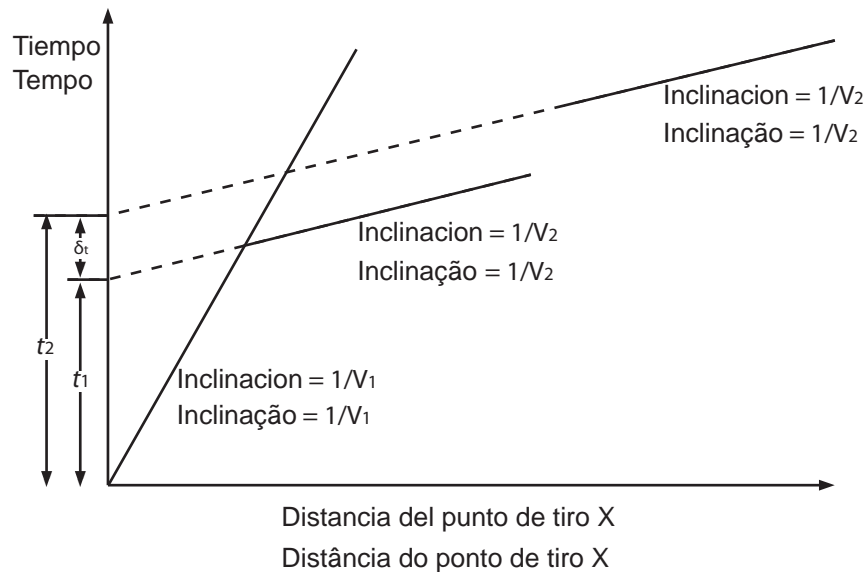


Figura 49.-

(A) geometría da trajetória dos raios sobre um refrator com uma descontinuidade escalonada, mas sem alteração lateral na velocidade da camada, e (B) gráfico tempo vs distância correspondente.

Figura 49.-

A) Geometría de la trayectoria de los rayos sobre un refractor con una discontinuidad de escalón pero sin cambio lateral en la velocidad de la capa, y (B) gráfica tiempo-distancia correspondiente.

Quando o tamanho do degrau (δz) é pequeno em relação à profundidade da interface, a diferença em profundidade com o refrator é dada por:

$$\delta z = \delta t V_1 V_2 / (V_2^2 - V_1^2)^{1/2} \quad (84)$$

Enquanto o tempo de atraso (δt) pode ser observado no gráfico tempo vs distância do tiro direto, geralmente as amplitudes dos sinais refratados do tiro reverso são muito pequenos e pode não ser possível obter dados satisfatórios.

6.10.6 Interfaces irregulares (não planares)

A discussão anterior fez referência apenas às camadas uniformes horizontais ou levemente

Quando el tamaño del escalón (δz) es pequeño respecto a la profundidad de la interfase, entonces, la diferencia en profundidad al refractor está dada por

$$\delta z = \delta t V_1 V_2 / (V_2^2 - V_1^2)^{1/2} \quad (84)$$

Mientras que el tiempo de retardo (δt) se puede observar en la gráfica tiempo-distancia del tiro directo, comúnmente las amplitudes de las señales refractadas del tiro inverso son muy pequeñas y puede que no sea posible obtener datos satisfactorios.

6.10.6 Interfases irregulares (no planares)

La discusión precedente ha sido solo para capas planas uniformes horizontales o levemente inclinadas

inclinadas e sem variação lateral da velocidade. Contudo, é muito importante sempre levar a cabo o desenho e a execução do trabalho de campo, julgar apropriadamente qual é o tipo de caso presente, a partir da qualidade e da natureza do gráfico tempo vs distância obtido. Em um número significativo de casos, os modelos simples são claramente inapropriados. Por exemplo, o caso de um vale rochoso, coberto por sedimentos. Neste caso, faz-se necessário realizar a interpretação sobre a base de que o refrator não é nem plano, nem necessariamente horizontal.

6.11 Métodos de interpretação

Antes de começar qualquer interpretação detalhada dos dados, é importante verificar cuidadosamente os gráficos tempo vs distância obtidos como uma forma de controle de qualidade dos dados, bem como decidir qual método de interpretação deve ser usado. Alguns aspectos comuns que devem ser considerados se encontram listados na tabela 9. Os quatro últimos casos (iii-vi) estão ilustrados na figura 50. A amenização excessiva das primeiras chegadas poderia ocultar o que podem ser características importantes e gerar erros sérios de interpretação.

| |
|--|
| (i) Primeiras chegadas isoladas em razão de uma seleção ruim ou a um erro no gráfico do valor correto do tempo de percurso |
| (ii) Mudanças na velocidade ou na espessura na região próxima à superfície |
| (iii) Mudanças na superfície topográfica |
| (iv) Zonas de diferentes velocidades nos níveis de profundidades intermediárias |
| (v) Características topográficas localizadas sobre um refrator plano |
| (vi) Mudanças laterais na velocidade do refrator |

Tabela 9.-

Anomalias no tempo de percurso.

y sin variación lateral de la velocidad. Sin embargo, es muy importante que siempre que se lleve a cabo el diseño y ejecución del trabajo de campo, se juzgue apropiadamente qué tipo de caso esté presente, a partir de la calidad y naturaleza de la gráfica tiempo-distancia que se obtenga. En un número significativo de casos los modelos simples son claramente inapropiados, por ejemplo, como en el caso de un valle rocoso cubierto por sedimentos. En este caso se hace necesario realizar la interpretación sobre la base de que el refractor no es ni plano ni necesariamente horizontal.

6.11 Métodos de interpretación

*Antes de comenzar cualquier interpretación detallada de los datos es importante inspeccionar cuidadosamente las gráficas tiempo-distancia obtenidas como una forma de control de calidad de los datos así como para decidir qué método de interpretación debe de usarse. Algunos aspectos comunes que tienen que ser considerados se encuentran listados en la **Tabla 9**. Los cuatro últimos casos (iii-vi) se ilustran en la **Figura 50**. El suavizado excesivo de los primeros arribos puede ocultar lo que pueden ser rasgos importantes y resultar en errores serios de interpretación.*

| |
|--|
| (i) Primeros arribos aislados debido a una mala selección o a un error en el graficado del valor correcto de tiempo de recorrido |
| (ii) Cambios en la velocidad o espesor en la región cercana a la superficie |
| (iii) Cambios en la superficie topográfica |
| (iv) Zonas de diferentes velocidades en los rangos de profundidades intermedias |
| (v) Rasgos topográficos localizados sobre un refractor plano |
| (vi) Cambios laterales en la velocidad del refractor |

Tabla 9.-

Anomalías en el tiempo de recorrido.

Foram publicados vários métodos de interpretação, que recaem em duas categorias: a) métodos baseados no tempo de atraso; e b) métodos de construção de frente de onda. Exemplos do primeiro tipo podem ser encontrados nos trabalhos de Gardner (1939, 1967), Wyrobek (1956), Barry (1967), Palmer (1980) e exemplos do último em Thornburgh (1930), Hales (1958), Hagedoorn (1959), Schenck (1967), Hill (1987), Vidale (1990), Aldridge e Oldenburg (1992). Entretanto, o método "mais-menos" (HAGEDOORN, 1959) e o método recíproco generalizado (GRM) (PALMER, 1980), explicados mais adiante, são os mais usados na interpretação de dados de refração.

6.11.1 Camadas fantasmas

A cobertura do subsolo de um refrator inclinado obtida a partir dos tiros direto e reverso se sobrepõe somente ao longo de segmentos do refrator, e estes não são totalmente coincidentes, como se mostra na figura 51 (LANKSTON, 1990). As velocidades aparentes obtidas, pendente acima e pendente abaixo, provêm de fato de diferentes segmentos do refrator. Se a interface é plana, então é possível justificar o uso destas velocidades aparentes para derivar a espessura da camada e seu ângulo de inclinação.

Com o objetivo de incrementar a cobertura do subsolo e dependendo da geologia local, tanto a posição de tiro, quanto o próprio arranjo tem de ser deslocados ao longo da linha do perfil. Se não há variações laterais na velocidade do refrator, então os gráficos tempo vs distância a partir da onda gerada de pontos de tiro consecutivos se atrasam no tempo, mas as pendentes da onda refratada são as mesmas (figura 51).

O paralelismo que é observado nos dois gráficos de tempo vs distância indica que a diferença no tempo de percurso é constante para cada posição desses geofones. Subtraindo essa diferença de tempo das primeiras chegadas das ondas refratadas provenientes do segundo tiro (fora do arranjo), obtêm-se os tempos de chegada que deveriam ter sido registrados a partir do primeiro tiro.

As chegadas correspondentes aos tempos deslocados verticalmente são conhecidas como chegadas fantasmas (REDPATH, 1973), e o processo de deslocamento destes tempos é

Se han publicado varios métodos de interpretación, los cuales caen en dos categorías: a) métodos basados en el tiempo de retraso y b) métodos de construcción de frente de onda. Ejemplos del primer tipo se pueden encontrar en los trabajos de Gardner (1939, 1967), Wyrobek (1956), Barry (1967), y Palmer (1980), y ejemplos de los últimos en Thornburgh (1930), Hales (1958), Hagedoorn (1959), Schenck (1967), Hill (1987), Vidale (1990), y Aldridge y Oldenburg (1992). Sin embargo, el método "mas-menos" (Hagedoorn, 1959) y el método recíproco generalizado (GRM) (Palmer, 1980) que se explican más adelante, son los más frecuentemente usados en la interpretación de datos de refracción.

6.11.1 Capas fantasmas

*La cobertura del subsuelo de un refractor inclinado obtenida a partir de los tiros directo e inverso se traslapa solamente a lo largo de segmentos del refractor y estos no son totalmente coincidentes, como se muestra en la **Figura 51** (Lankston, 1990). Las velocidades aparentes obtenidas, pendiente arriba y pendiente abajo, provienen de hecho de diferentes segmentos del refractor. Si la interfase es plana, entonces se puede justificar el uso de estas velocidades aparentes para derivar el espesor de la capa y su ángulo de inclinación.*

*Con el objeto de incrementar la cobertura del subsuelo y dependiendo de la geología local, tanto la posición de tiro como el propio arreglo tienen que ser desplazados a lo largo de la línea del perfil. Si no hay variaciones laterales en la velocidad del refractor, entonces las gráficas tiempo-distancia a partir de la onda generada desde puntos de tiro consecutivos se retrasa en el tiempo pero las pendientes de la onda refractada es la misma (**Figura 51**).*

El paralelismo que se observa en las dos gráficas de tiempo-distancia indica que la diferencia en el tiempo de recorrido es constante para cada posición de esos geófonos. Restando esta diferencia de tiempo de los primeros arribos de las ondas refractadas provenientes del segundo tiro (fuera del arreglo) se obtienen los tiempos de arribo que deberían de haberse registrado a partir del primer tiro.

Los arribos correspondientes a los tiempos desplazados verticalmente se conocen como arribos fantasmas (Redpath, 1973) y al proceso de desplazamiento de estos tiempos

conhecido como “efeito fantasma” (do inglês *phantoming*). Este processo proporciona os meios para obter informação real das primeiras chegadas entre o tiro do extremo do arranjo e o ponto de cruzamento X_c original, o que não poderia ter sido registrado com apenas o primeiro tiro. Portanto, as chegadas fantasmas evitam a necessidade de extrapolar o gráfico tempo vs distância, do ponto de cruzamento em direção ao ponto de origem, tal como foi feito na figura 52.

“fantasmear” (del inglés *Phantoming*). Este proceso proporciona los medios para obtener información real de los primeros arribos entre el tiro del extremo del arreglo y el punto de cruce x_c original que no se hubiera podido registrar con solo el primer tiro. Por lo tanto, los arribos fantasmas evitan la necesidad de extrapolar la gráfica tiempo-distancia desde el punto de cruce hacia el punto de origen, tal como se hace en la Figura 52.

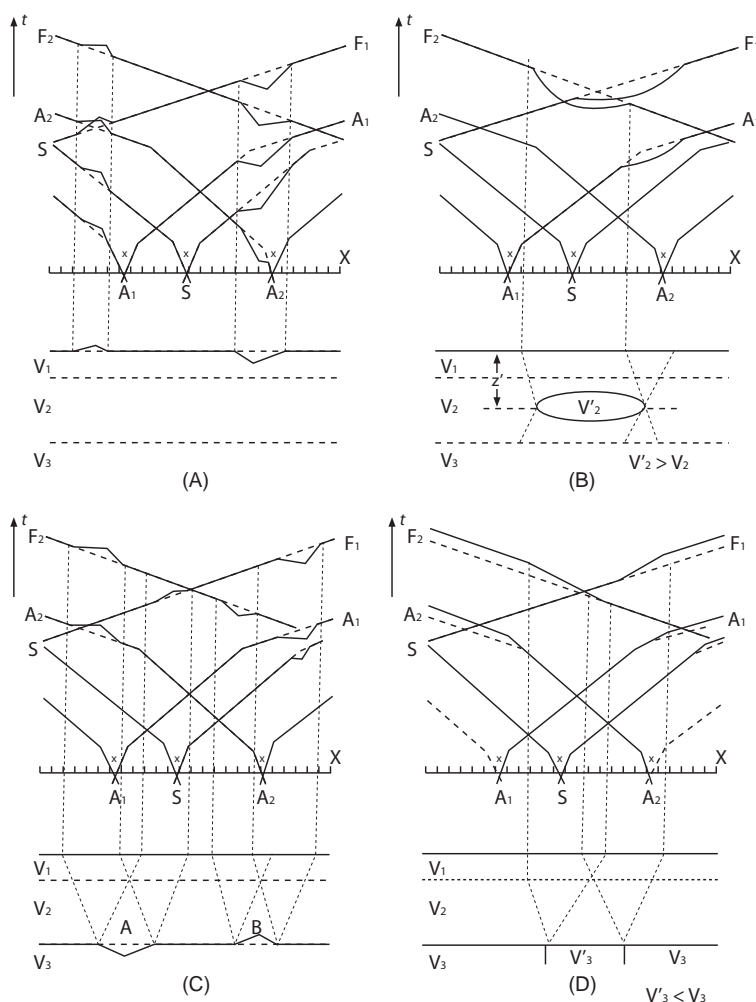


Figura 50.-

Anomalias de tempo de percurso e suas respectivas causas . (A) picos e quedas na camada 1. (B) lentes com velocidades anômalas (V'_2) na camada 2. (C) picos e quedas na interface entre as camadas 2 e 3. (D) zona vertical estreita com velocidade anômala (V'_3) dentro da camada 3.

Figura 50.-

Anomalias de tiempo de recorrido y sus causas respectivas. (A) picos y baches en la capa 1 (B) lentes con velocidades anómalas (V'_2) en la capa 2. (C) picos y baches en la interfase entre las capas 2 y 3. (D) zona vertical estrecha con velocidad anómala (V'_3) dentro de la capa 3.

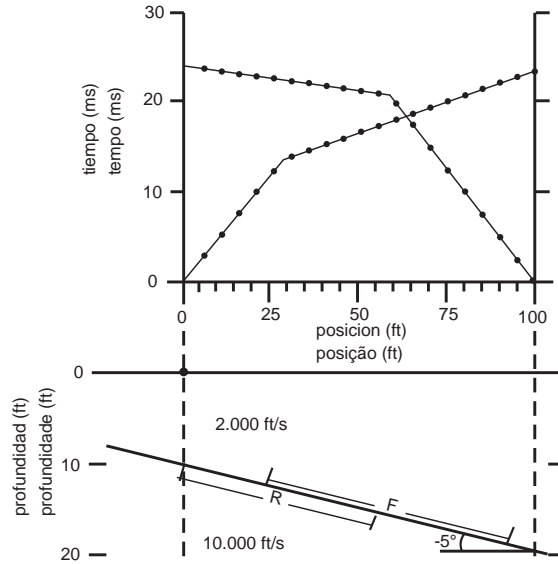


Figura 51.-

Gráfico de percurso de tempo vs distância (acima) e sobreposição das zonas de cobertura do subsolo de tiros direto e reverso sobre um refrator inclinado (abaixo).

Figura 51.-

Gráfica de recorrido de tiempo-distancia (arriba) y traslape de las zonas de cobertura del subsuelo de tiros directo e inverso sobre un refractor inclinado (abajo).

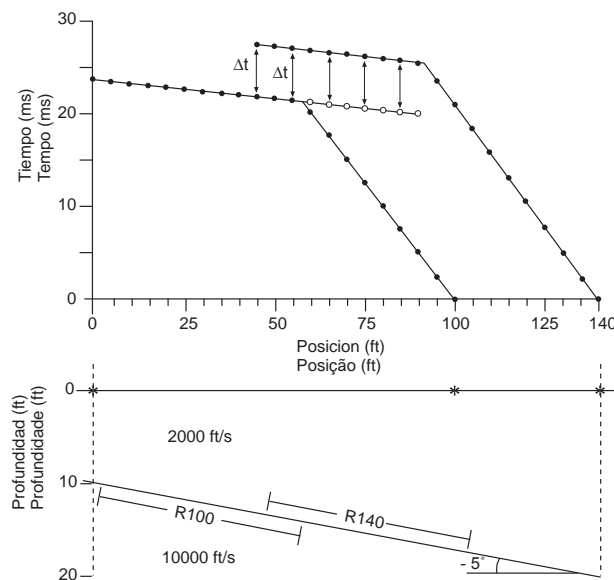


Figura 52.-

Gráfico de percurso do tempo vs distância (acima) e cobertura do subsolo de dois arranjos reversos sobrepostos. Os círculos pequenos ao longo do refrator inferior denotam as chegadas fantasmas.

Figura 52.-

Gráfica de recorrido de tiempo-distancia (arriba) y cobertura del subsuelo de dos arreglos inversos traslapados. Los círculos pequeños a lo largo del refractor inferior denotan los arribos fantasmas.

6.11.2 O método “mais-menos” de Hagedoorn

Neste método assume-se que as camadas do subsolo são homogêneas, que existe um bom contraste entre as camadas e que o ângulo de inclinação do refrator é menor que 10°. O método utiliza os tempos de interseção e de atraso para o cálculo da profundidade para a interface abaixo de qualquer um dos geofones. Na figura 53 é possível ver que o tempo de atraso (δt) é igual à diferença entre: 1) o tempo que demora para um raio viajar ao longo da trajetória criticamente refratada da fonte via a interface e de retorno à superfície (T_{sg} ao longo de SABG); e 2) o tempo de percurso que demora para um raio viajar a distância equivalente da fonte ao geofone (x) ao longo da interface (T_{pq} ao longo da projeção PQ), isto é:

$$\delta t = T_{sg} - T_{pq} \quad (85)$$

e

$$\begin{aligned} T_{sg} &= (SA + BG) / V_1 \\ T_{pq} &= PQ / V_2 \end{aligned} \quad (86)$$

Portanto

$$\begin{aligned} \delta t &= (SA + BG) / V_1 - (PA + BQ) / V_2 \\ &= (SA / V_1 - PA / V_2) + (BG / V_1 - BQ / V_2) \\ &= \delta t_s + \delta t_g \approx T_{sg} - x / V_2 \end{aligned} \quad (87)$$

Ou, alternativamente

$$T_{sg} = x / V_2 + \delta t_s + \delta t_g \quad (88)$$

onde δt_s é o tempo de atraso do ponto de tiro e δt_g o tempo de atraso do geofone. Para o caso das suposições nas quais se baseia o método serem realistas, é válido considerar que a distância PQ é aproximadamente igual à distância entre a fonte e o geofone (SG). Para o caso de um refrator horizontal $\delta t_s = t_i$, ou seja, o tempo de interseção no gráfico tempo vs distância correspondente. Na figura 54, A e B são as posições dos pontos de tiro direto e reverso, e G é a posição arbitrária de um geofone entre os dois. Usando a equação (88),

6.11.2 El método “mas-menos” de Hagedoorn

En este método se asume que las capas en el subsuelo son homogéneas, que existe un buen contraste entre las capas y que el ángulo de inclinación del refractor es menor a 10°. El método utiliza los tiempos de intersección y de retraso para el cálculo de la profundidad a la interfase debajo de cualquiera de los geófonos. De la Figura 53 se puede ver que el tiempo de retraso (δt) es igual a la diferencia entre: 1) el tiempo que le lleva a un rayo viajar a lo largo de la trayectoria críticamente refractada desde la fuente vía la interfase y de regreso a la superficie (T_{sg} a lo largo de SABG), y 2) el tiempo de recorrido que le lleva a un rayo viajar la distancia equivalente de la fuente al geófono (x) a lo largo de la interfase (T_{pq} a lo largo de la proyección PQ), es decir:

$$\delta t = T_{sg} - T_{pq} \quad (85)$$

y

$$\begin{aligned} T_{sg} &= (SA + BG) / V_1 \\ T_{pq} &= PQ / V_2 \end{aligned} \quad (86)$$

Por lo tanto

$$\begin{aligned} \delta t &= (SA + BG) / V_1 - (PA + BQ) / V_2 \\ &= (SA / V_1 - PA / V_2) + (BG / V_1 - BQ / V_2) \\ &= \delta t_s + \delta t_g \approx T_{sg} - x / V_2 \end{aligned} \quad (87)$$

o alternativamente

$$T_{sg} = x / V_2 + \delta t_s + \delta t_g \quad (88)$$

en donde δt_s es el tiempo de retraso del punto de tiro y δt_g el tiempo de retraso del geófono. Para el caso en el que las suposiciones en las que se basa el método son realistas, es suficientemente preciso considerar que la distancia PQ es aproximadamente igual a la distancia entre la fuente y el geófono (SG). Para el caso de un refrator horizontal $\delta t_s = t_i$ o sea el tiempo de intersección en la gráfica tiempo-distancia correspondiente. En la Figura 54, A y B son las posiciones de los puntos de tiro directo e inverso y G es la posición arbitraria de un geófono entre los dos.

define-se o tempo de percurso do raio refratado de um ponto de tiro ao geofone G em termos de seus respectivos tempos de atraso. Em geral, os tempos de percurso de um raio refratado para qualquer geofone são dados por:

$$T_{ag} = x / V_2 + \delta t_g + \delta t_a \quad (89)$$

$$t_{bg} = (L - x) / V_2 + \delta t_g + \delta t_b \quad (90)$$

$$t_{ab} = L / V_2 + \delta t_a + \delta t_b \quad (91)$$

Usando la ecuación (88) se puede definir el tiempo de recorrido del rayo refractado desde un punto de tiro al geófono G en términos de sus respectivos tiempos de retardo. En general, los tiempos de recorrido de un rayo refractado a cualquier geófono están dados por:

$$T_{ag} = x / V_2 + \delta t_g + \delta t_a \quad (89)$$

$$t_{bg} = (L - x) / V_2 + \delta t_g + \delta t_b \quad (90)$$

$$t_{ab} = L / V_2 + \delta t_a + \delta t_b \quad (91)$$

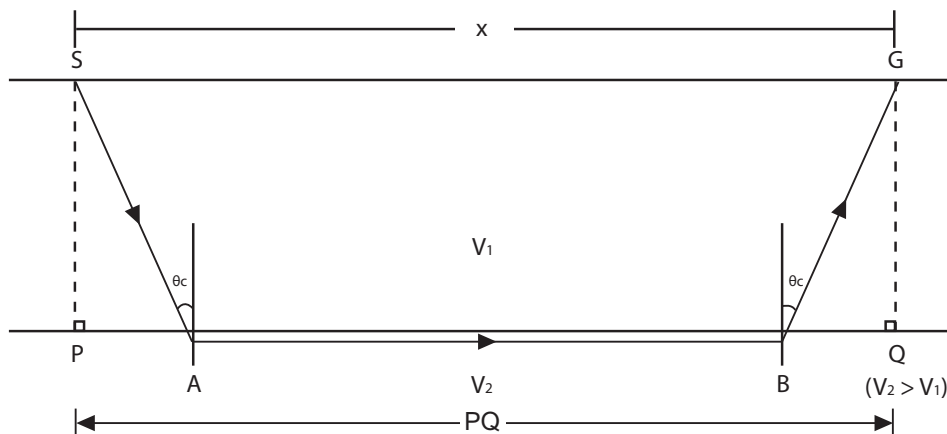


Figura 53.-
O princípio do tempo de atraso (ver texto para detalhes).

O termo T^+ de Hagedoorn é dado por:

$$T^+ = t_{ag} + t_{bg} - t_{ab} = 2\delta t_g = 2z_g (\cos \theta_c) / V_1 \quad (92)$$

pelo que a profundidade ao refrator abaixo de qualquer um dos geofones é

$$z_g = (T^+) V_1 / 2 \cos \theta_c = (T^+) V_1 V_2 / 2 (V_2^2 - V_1^2)^{1/2} \quad (93)$$

Figura 53.-
El principio del tiempo de retraso (ver texto para detalles).

El término T^+ de Hagedoorn está dado por:

$$T^+ = t_{ag} + t_{bg} - t_{ab} = 2\delta t_g = 2z_g (\cos \theta_c) / V_1 \quad (92)$$

por lo que la profundidad al refractor debajo de cualquiera de los geófonos es

$$z_g = (T^+) V_1 / 2 \cos \theta_c = (T^+) V_1 V_2 / 2 (V_2^2 - V_1^2)^{1/2} \quad (93)$$

e o termo T^- é dado por:

$$T^- = t_{ag} - t_{gb} = (2x - L) / V_2 + \delta t_a - \delta t_b \quad (94)$$

y el término T^- está dado por:

$$T^- = t_{ag} - t_{gb} = (2x - L) / V_2 + \delta t_a - \delta t_b \quad (94)$$

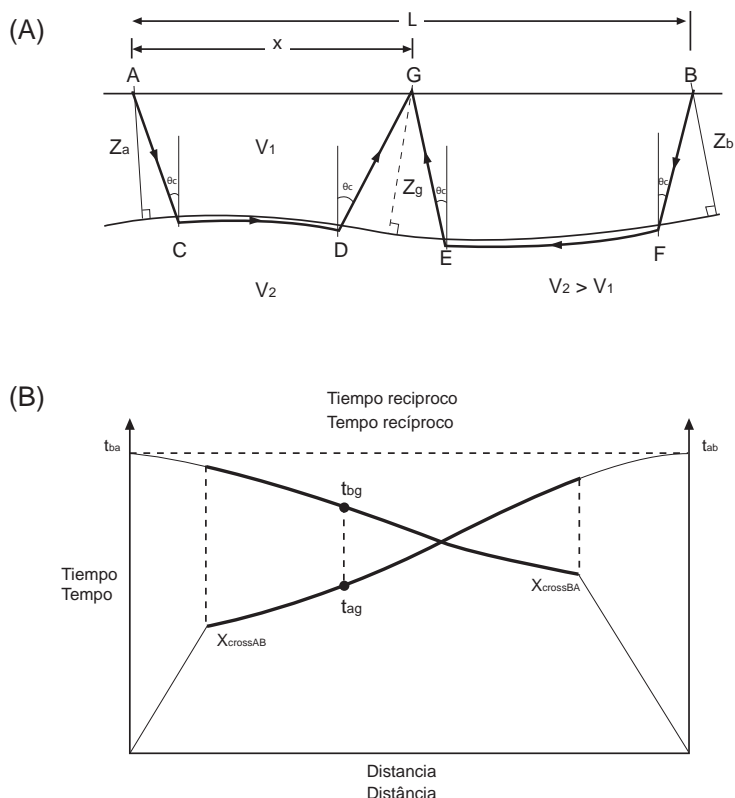


Figura 54.-

Geometria de raios para os tiros direto e reverso sobre um refrator com uma interface de topografia irregular (A) e os gráficos tempo vs distância correspondentes (B). Os segmentos entre as distâncias de cruzamento respectivas são as linhas mais grossas. Estes segmentos são os utilizados no método mais-menos.

O termo T^+ é a soma dos tempos de percurso do tiro ao geofone de cada extremo menos o tempo de percurso total entre um ponto de tiro e o outro. O termo T^- , por sua vez, é a diferença no tempo de percurso dos raios de cada posição de tiro até um dado geofone. Os valores de T podem ser inseridos no gráfico contra a distância em cujo caso a velocidade é determinada a partir da pendente $2/V_2$, ou também podem ser inseridos no gráfico contra $(2x - L)$ em cujo caso a velocidade é simplesmente a reciproca da pendente $(1/V_2)$. Os valores da

Figura 54.-

Geometría de raios para los tiros directo e inverso sobre un refractor con una interfase de topografía irregular (A) y las gráficas tiempo-distancia correspondientes (B). Los segmentos entre las distancias de cruce respectivas se muestran con líneas más gruesas. Estos segmentos son los utilizados en el método más-menos.

El término T^+ es la suma de los tiempos de recorrido del tiro al geófono de cada extremo menos el tiempo de recorrido total entre un punto de tiro y el otro. El término T^- por otro lado, es la diferencia en el tiempo de recorrido que le lleva a los raios desde cada posición de tiro a un geófono dado. Los valores de T pueden ser graficados contra la distancia en cuyo caso la velocidad se determina a partir de la pendiente $2/V_2$, o bien pueden ser graficados contra $(2x - L)$ en cuyo caso la velocidad es simplemente el reciproco de la pendiente $(1/V_2)$. Los valores de la velocidad

velocidade da primeira camada podem ser obtidos na forma convencional a partir da recíproca da pendente ($1/V_1$) do gráfico tempo–distância. Em cada caso, o termo T proporciona um meio para examinar as variações laterais na velocidade do refrator com uma resolução lateral igual à separação entre eletrodos. Consegue-se obter uma maior precisão na estimativa da velocidade realizando uma análise de regressão linear sobre os segmentos apropriados do gráfico para determinar as pendentes com maior exatidão e proporcionar elementos para a estimativa de desvios-padrão.

Uma vez que os valores das velocidades das camadas foram calculados pode-se estimar a profundidade z_g perpendicular à interface abaixo de cada geofone usando também o termo T^+ . Os cálculos são mais simples se as velocidades forem expressas em Km/s e o tempo em milissegundos para obter as profundidades em metros. Sob as suposições realizadas, a precisão no cálculo da profundidade está geralmente dentro dos 10%. Um exemplo dos gráficos obtidos a partir do método “mais-menos” é mostrado na figura 55. Existem no mercado programas para o processamento de dados que usam este método, o que facilita muito a análise de dados.

O método “mais-menos” assume também que o refrator é uniforme entre os pontos de emergência D e E da figura 54. Se esta suposição não for válida, mas apesar disso, for usado este método, então as características não planares do refrator tenderão a ser amenizadas e irá se obter uma interpretação supersimplificada. Esta amenização pode ser evitada aplicando o método de reciprocidade generalizado que é discutido na próxima seção.

6.11.3 Método de reciprocidade generalizada (GRM)

O método de reciprocidade generalizada (PALMER, 1980) é uma técnica de inversão que utiliza os tempos de percurso dos tiros direto e reverso para determinar a geometria dos refratores no subsolo por meio de uma solução gráfica. O método emprega a migração de refrações para obter uma estrutura detalhada da interface e variações laterais da mesma. A migração de refrações usa a distância de defasagem (migração) que é a separação horizontal entre o ponto sobre o refrator onde ocorre a refração crítica e outro sobre a superfície onde o raio emerge.

de la primera capa se pueden obtener en la forma convencional a partir del recíproco de la pendiente ($1/V_1$) de la gráfica tiempo-distancia. En cada caso, el término T proporciona un medio para examinar las variaciones laterales en la velocidad del refractor con una resolución lateral igual a la separación entre electrodos. Se puede obtener una mayor precisión en la estimación de la velocidad llevando a cabo un análisis de regresión lineal sobre los segmentos apropiados de la gráfica para determinar las pendientes con mayor exactitud y proporcionar elementos para la estimación de desviaciones estándar.

Una vez que los valores de las velocidades de las capas han sido calculados se puede estimar la profundidad z_g perpendicular a la interfase debajo de cada geófono usando también el término T^+ . Los cálculos son más simples si las velocidades se expresan en km/s y el tiempo en milisegundos para obtener las profundidades en metros. Bajo las suposiciones realizadas, la precisión en el cálculo de la profundidad está generalmente dentro del 10%. Un ejemplo de las gráficas obtenidas a partir del método “mas-menos” se muestra en la Figura 55. Existen en el mercado programas para el procesamiento de datos usando este método, lo cual simplifica mucho el análisis de datos.

El método mas-menos asume también que el refractor es uniforme entre los puntos de emergencia D y E de la Figura 54. Si esta suposición no fuera válida pero a pesar de ello se usara este método, entonces los rasgos no planares del refractor tenderán a ser suavizados y se obtendrá una interpretación sobre simplificada. Este suavizado se puede evitar aplicando el método de reciprocidad generalizado que se discute en la próxima sección.

6.11.3 Método de reciprocidad generalizada (GRM)

El método de reciprocidad generalizada (Palmer, 1980) es una técnica de inversión que utiliza los tiempos de recorrido de los tiros directo e inverso para determinar la geometría de los refratores en el subsuelo a través de una solución gráfica. El método emplea la migración de refracciones para obtener una estructura detallada de la interfase y variaciones laterales de la misma. La migración de refracciones usa la distancia de desfase (migração) que es la separación horizontal entre el punto sobre el refractor en donde ocurre la refracción crítica y otro sobre la superficie en donde el rayo emerge.

Uma diferença fundamental entre o método GRM e o “mais-menos” é que os raios criticamente refratados emergem no mesmo ponto de refração ou muito próximo a este, o que ajuda a evitar o problema de amenização mencionado anteriormente. Os raios chegam a dois geófonos separados a uma distância XY (figura 56).

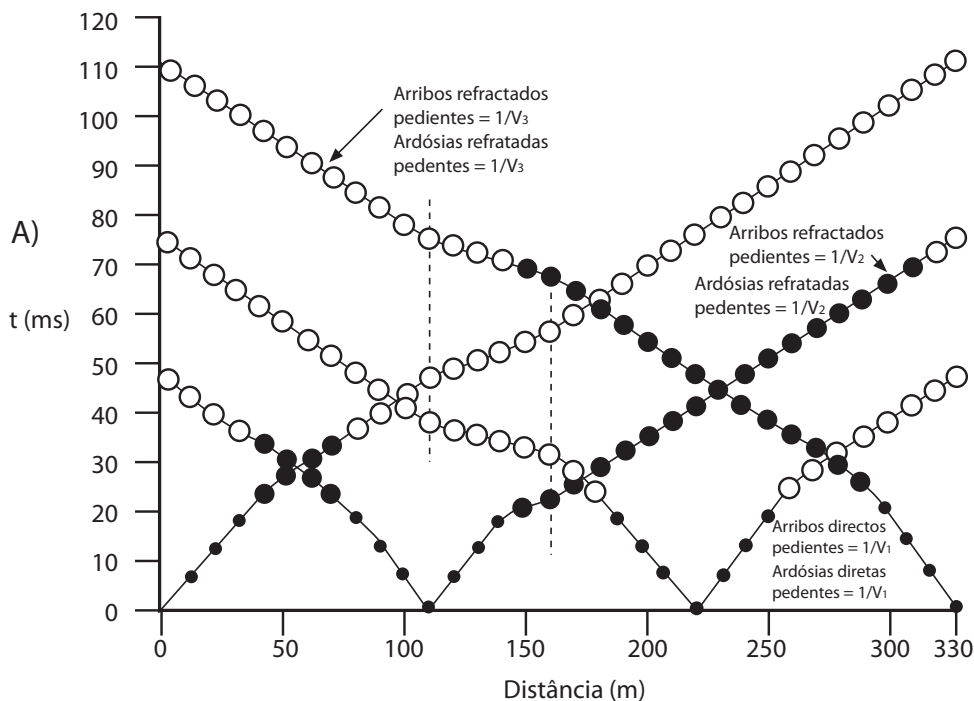
Consideram-se duas funções neste método para a análise dos dados: a função de análise de velocidades (t_v) e a função tempo–profundidade (t_G). Esta última é determinada em relação à posição G no ponto médio entre os pontos onde emergem para a superfície os raios dos tiros direto e reverso, em Y e em X respectivamente. A função de análise de velocidades é dada por:

$$t_v = (T_{ay} - T_{bx} + T_{ab}) / 2 \quad (95)$$

Una diferencia fundamental entre el método GRM y el más-menos es que los rayos críticamente refractados emergen en o muy cerca del mismo punto de refracción, lo que ayuda a evitar el problema de suavizado mencionado anteriormente. Los rayos llegan a dos geófonos separados a una distancia XY (Figura 56).

Se consideran dos funciones en este método para el análisis de los datos: la función de análisis de velocidades (t_v) y la función tiempo-profundidad (t_G). Esta última se determina con respecto a la posición G en el punto medio entre los puntos donde emergem a la superficie los rayos de los tiros directo e inverso, en Y y en X respectivamente. La función de análisis de velocidades está dada por:

$$t_v = (T_{ay} - T_{bx} + T_{ab}) / 2 \quad (95)$$



Continua.-

Continua.-

Continuação.-

Continuación.-

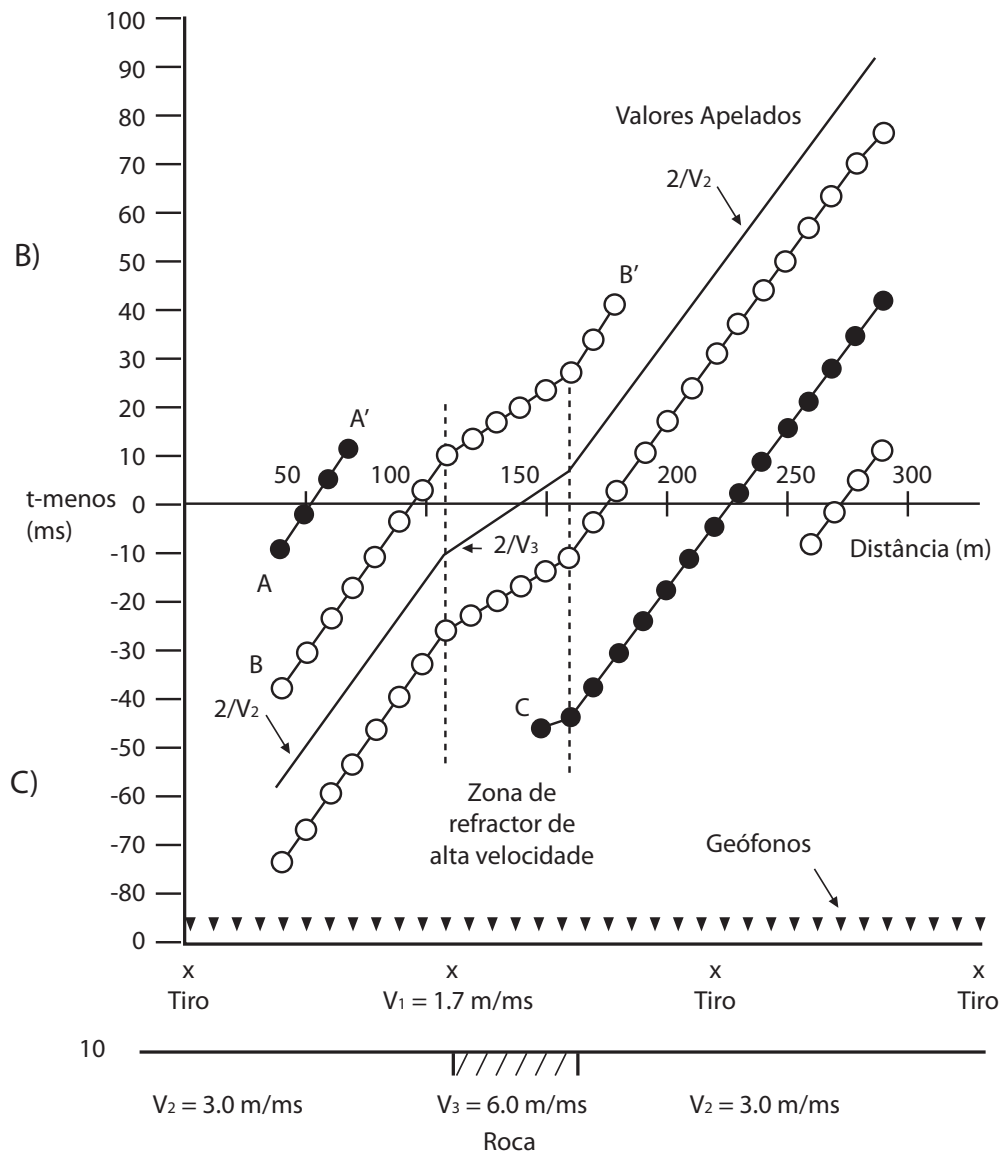


Figura 55.-
Gráficos distância-tempo compostos (A), gráfico T- (t menos) (B) e profundidade calculada para um refrator (C).

Figura 55.-
Gráficas distancia-tiempo compostas (A), gráfica T- (t menos) (B) y profundidad calculada a un refractor (C).

onde as distâncias AY e BX podem ser definidas em termos de XY e AG , de tal forma que:

$$AY = AG + XY/2$$

y

$$BX = AB - AG + XY/2$$

O gráfico de t_v como função da distância x tem uma pente = $1/V_n$, onde V_n é a velocidade sísmica no refrator, isto é, a n -ésima camada. Todavia, a função tempo–profundidade está dada por:

$$t_g = [T_{ay} + T_{bx} - (T_{ab} + xy / V_n)] / 2 \quad (96)$$

en donde las distancias AY y BX se pueden definir en términos de XY y AG , de tal forma que:

$$AY = AG + XY/2$$

y

$$BX = AB - AG + XY/2$$

La gráfica de t_v como función de la distancia x tiene una pendiente = $1/V_n$, donde V_n es la velocidad sísmica en el refractor, es decir, la n -ésima capa. Por otro lado, la función tiempo–profundidad está dada por:

$$t_g = [T_{ay} + T_{bx} - (T_{ab} + xy / V_n)] / 2 \quad (96)$$

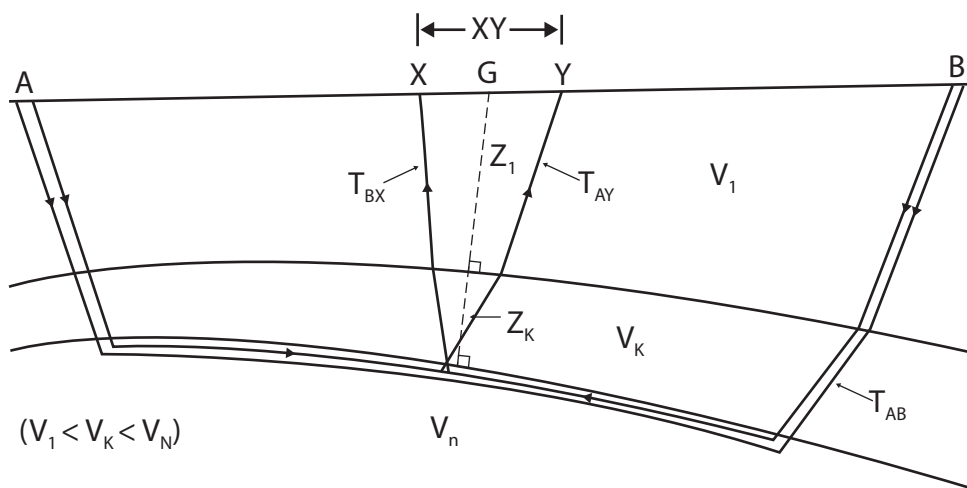


Figura 56.-

Resumo esquematizado dos parâmetros usados no método recíproco generalizado (GRM).

Esta função, representada no gráfico em relação à posição G , está relacionada à espessura (z_{jG}) das camadas que se sobrepõem ao refrator, de tal forma que:

$$t_g = \sum_{j=1}^{n-1} z_{jG} (V_n^2 - V_j^2)^{1/2} / V_n V_j \quad (97)$$

Figura 56.-

Resumen esquematizado de parámetros usados en el método recíproco generalizado (GRM).

Esta función, graficada con respecto a la posición G , está relacionada al espesor (z_{jG}) de las capas que sobreyacen al refractor de tal forma que:

$$t_g = \sum_{j=1}^{n-1} z_{jG} (V_n^2 - V_j^2)^{1/2} / V_n V_j \quad (97)$$

onde z_{jG} e V_j são a espessura perpendicular abaixo de G e a velocidade da j -ésima camada respectivamente. A distância ótima XY (XY_{opt}) está relacionada à espessura z_{jG} e às velocidades sísmicas V_j e V_n por meio de:

$$XY_{opt} = 2 \sum_{j=1}^{n-1} z_{jG} \tan \theta_{jn} \quad (98)$$

com $\sin \theta_{jn} = V_j/V_n$. Dado o valor de XY_{opt} a velocidade média V' de todas as camadas sobre o refrator (n camadas) está dada por:

$$V' = [V_n^2 XY_{opt} / (XY_{opt} + 2tg V_n)]^{1/2} \quad (99)$$

As equações (55) e (56) são muito similares às equações de T e T^+ respectivamente quando os pontos X e Y coincidem. Nos casos em que o ângulo máximo de inclinação é inferior a 20° , o método GRM proporciona velocidades com erros dentro dos 5%.

Tanto a função de análise de velocidade, quanto a função de tempo–profundidade são avaliadas para uma categoria de valores XY do zero até um valor ideal. Se o espaçamento entre os geofones fosse de 5 m, então a distância XY aumenta em intervalos de 5 m. O valor ideal de XY na análise de velocidades define-se como aquele que proporciona uma função tempo–profundidade que se aproxima o máximo possível a uma linha reta. Onde existirem variações laterais da velocidade do refrator, o valor ideal de XY pode diferir da distância. Para selecionar o valor ideal de XY para a função de tempo–profundidade deve-se selecionar o gráfico que apresenta mais detalhes. Em geral, o valor ideal deve ser o mesmo para ambas as análises.

Uma vez determinadas as velocidades do refrator a partir da função de análise de velocidades, bem como a distância ideal XY, pode-se, então, utilizar a equação (93) para calcular a profundidade perpendicular ao refrator abaixo do geofone. Estes valores de profundidade são a localização da profundidade centrada em qualquer uma das posições dos geofones. Em outras palavras, gera-se um arco centralizado na posição de um dado geofone com um

en donde z_{jG} y V_j son el espesor perpendicular debajo de G y la velocidad de la j -ésima capa respectivamente. La distancia óptima XY (XY_{opt}) está relacionada al espesor z_{jG} y a las velocidades sísmicas V_j y V_n a través de:

$$XY_{opt} = 2 \sum_{j=1}^{n-1} z_{jG} \tan \theta_{jn} \quad (98)$$

con $\sin \theta_{jn} = V_j/V_n$. Dado el valor de XY_{opt} la velocidad promedio V' de todas las capas sobre el refractor (n capas) está dada por:

$$V' = [V_n^2 XY_{opt} / (XY_{opt} + 2tg V_n)]^{1/2} \quad (99)$$

Las ecuaciones (55) y (56) son muy similares a las ecuaciones de T - y T^+ respectivamente cuando los puntos X y Y coinciden. En los casos en que el máximo ángulo de inclinación es inferior a 20° el método GRM proporciona velocidades con errores dentro del 5%.

Tanto la función de análisis de velocidad como la función de tiempo–profundidad se evalúan para un rango de valores XY desde cero hasta un valor óptimo. Si el espaciamento entre los geófonos fuera de 5 m, entonces la distancia XY se incrementa en intervalos de 5 m. El valor óptimo de XY en el análisis de velocidades se define como aquel que proporciona una función tiempo–profundidad que se aproxima lo más cercanamente posible a una línea recta. En donde existen variaciones laterales de la velocidad del refractor el valor óptimo de XY puede diferir de la distancia. Para seleccionar el valor óptimo de XY para la función de tiempo–profundidad se debe seleccionar la gráfica que muestra mayor detalle. En general, el valor óptimo debe ser el mismo para ambos análisis.

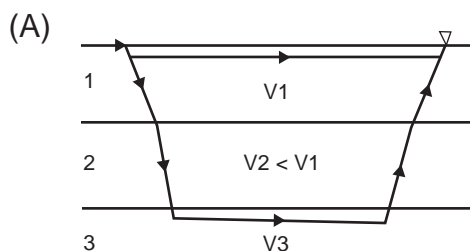
Una vez determinadas las velocidades del refractor a partir de la función de análisis de velocidades así como la distancia óptima XY, entonces se puede utilizar la ecuación (93) para calcular la profundidad perpendicular al refractor debajo del geófono. Estos valores de profundidad son la ubicación de la profundidad centrada en cualquiera de las posiciones de los geófonos. Es decir, se genera un arco centrado en la posición de un geófono dado con un radio equivalente a la

raio equivalente à profundidade calculada. A superfície do refrator é construída a partir das tangentes dos arcos gerados, de tal modo que a geometria verdadeira da interface é migrada para sua posição correta no espaço.

6.11.4 Problema de camada oculta

Uma camada oculta ou zona cega ocorre quando uma camada que está presente no subsolo não é detectada com refração sísmica. Há quatro casos nos quais ocorre este problema: inversão de velocidade; falta de contraste de velocidade; presença de uma camada muito delgada; e separação inapropriada de geofones (figura 57). O caso de uma camada com velocidade menor que aquela que lhe sobrepõe pode não ser detectado com refração sísmica, por causa de não ocorrer refrações críticas e, portanto, não são geradas ondas primárias na interface.

Ademais, se existir pouco contraste na velocidade entre as duas camadas, então, pode ser extremamente difícil identificar as primeiras chegadas da interface. Além disso, no caso onde a velocidade aumenta com a profundidade, mas a espessura da camada é menor que uma longitude de onda da onda incidente, então a capa delgada não se faz evidente no gráfico tempo-distância correspondente e, portanto, está considerada oculta. Adicionalmente, a porção do gráfico de tempo-distância que resulta desta camada delgada pode não ser detectada se a separação dos geofones for muito grande.



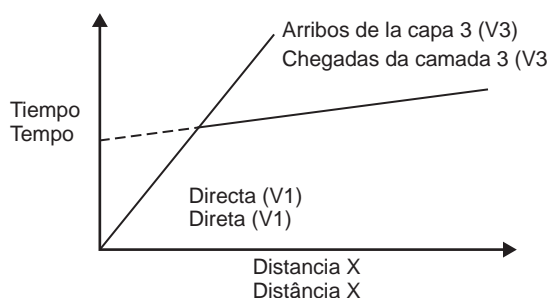
Continua.-

profundidad calculada. La superficie del refractor se construye a partir de las tangentes de los arcos generados, de tal forma que la geometría verdadera de la interfase es migrada a su posición correcta en el espacio.

6.11.4 Problema de capa oculta

Una capa oculta o zona ciega ocurre cuando una capa que está presente en el subsuelo no se detecta con refracción sísmica. Hay cuatro casos en los que ocurre este problema: inversión de velocidad; falta de contraste de velocidad; presencia de una capa muy delgada; y separación inapropiada de geófonos (Figura 57). El caso de una capa con velocidad menor que la que le sobrepone puede no ser detectada con refracción sísmica debido a que no ocurren refracciones críticas y por lo tanto no se generan ondas primarias en la interfase.

Por otro lado, si existe poco contraste en la velocidad entre las dos capas, entonces puede ser extremadamente difícil identificar los primeros arribos de la interfase. Además, en el caso en el que la velocidad aumenta con la profundidad pero el espesor de la capa es menor de una longitud de onda de la onda incidente, entonces la delgada capa no se hace evidente en la gráfica tiempo-distancia correspondiente y por lo tanto se considera oculta. Adicionalmente, la porción de la gráfica de tiempo-distancia que resulta de esta capa delgada puede no ser detectada si la separación de los geófonos es muy grande.



Continua.-

Continuação.-

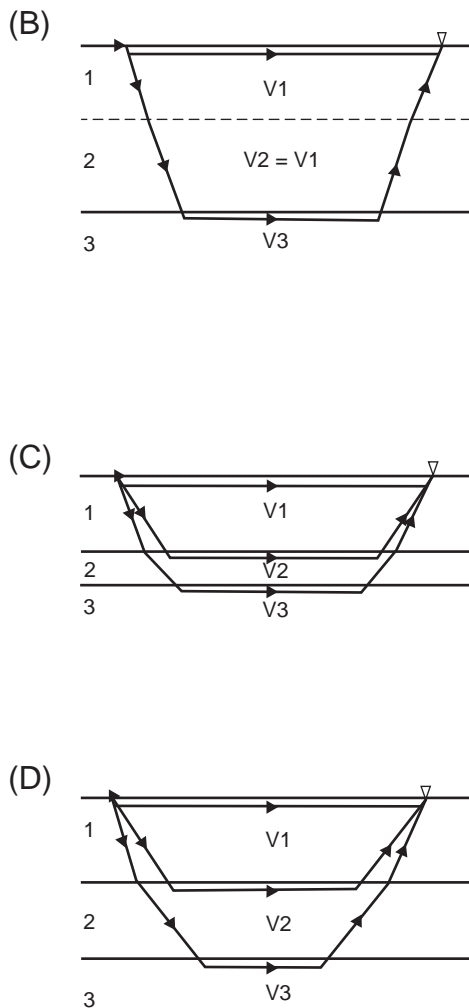


Figura 57.-
Definição do problema de camada oculta por causa da: A) inversão de velocidade ($V_2 < V_1$); B) falta de contraste de velocidade; C) camada delgada (camada 2) situada entre as camadas 1 e 3; D) a distância entre geófonos é muito grande para permitir a identificação da camada 2.

Continuación.-

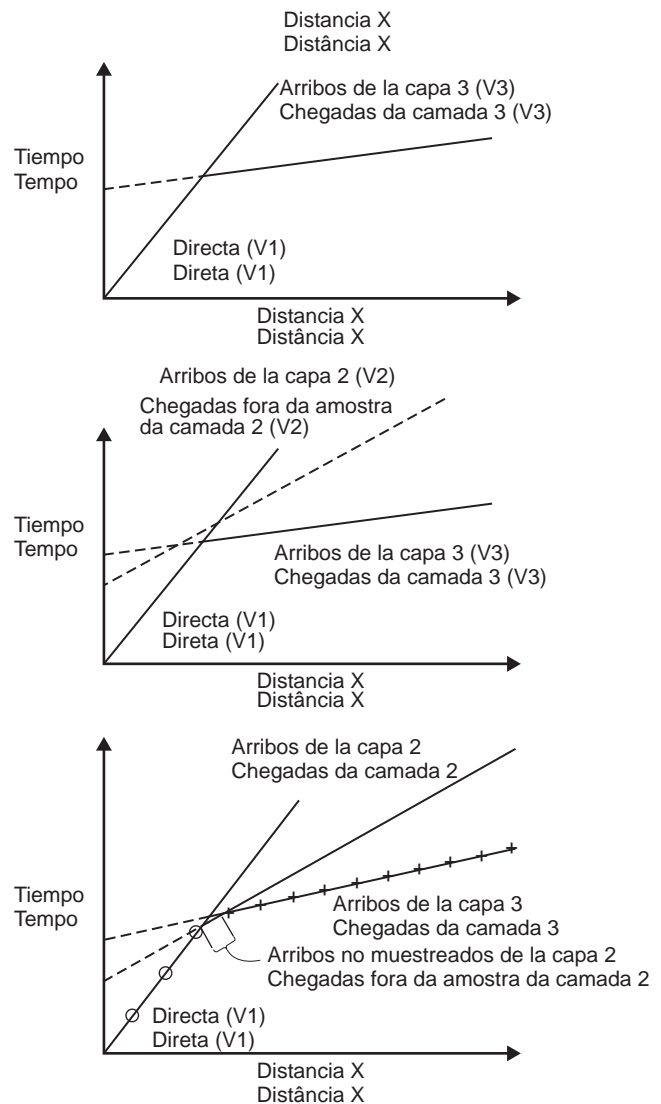


Figura 57.-
Definición del problema de capa oculta debido a: A) inversión de velocidad ($V_2 < V_1$); B) Falta de contraste de velocidad; C) capa delgada (capa 2) ubicada entre las capas 1 y 3; D) la distancia entre geófonos es muy grande para permitir la identificación de la capa 2.

7 GRAVIMETRIA

7.1 Fundamentos do método

As medições gravimétricas são utilizadas para determinar a distribuição de unidades geológicas em uma zona de estudo de acordo com a quantidade de massa em consequência da densidade associada a cada uma destas. As irregularidades na distribuição da densidade do subsolo e da sua superfície topográfica dão lugar às variações laterais na magnitude da aceleração da gravidade g de um lugar para outro. O objetivo do método gravimétrico é medir essas variações e utilizar esta informação para fazer inferências acerca da configuração das rochas no subsolo que tenham uma densidade característica que seja consistente com o entorno geológico. Isto geralmente requer medições com uma sensibilidade de pelo menos 10^{-9} cm/s² por causa das variações esperadas serem extremamente pequenas. O instrumento que mede tais variações chama-se gravímetro, o qual consiste em termos simples em uma “massa prova” sujeita a uma mola extremamente sensível que se deforma perante a influência de outras massas que se encontram próximas desta.

Os princípios da exploração gravimétrica se baseiam precisamente na Lei da Gravitação Universal, que trata da força de atração entre dois corpos em função de sua massa e da separação entre eles. A lei diz que dois corpos de massa m_1 e m_2 se atraem com uma força inversamente proporcional ao quadrado da distância r que os separa:

$$F = G \frac{m_1 m_2}{r^2} \quad (100)$$

onde G é uma constante igual a $G = 6.67 \times 10^{-11}$ N.m²/kg². A aceleração referente à massa m_2 separada a uma distância r da massa m_1 se obtém dividindo a força de atração F pela massa de referência m_2 do gravímetro:

$$a = \frac{F}{m_2} = G \frac{m_1}{r^2} \quad (101)$$

7 GRAVIMETRÍA

7.1 Fundamentos do método

Las mediciones gravimétricas se utilizan para determinar la distribución de unidades geológicas en una zona de estudio de acuerdo a la cantidad de masa y en consecuencia a la densidad asociada a cada una de éstas. Las irregularidades en la distribución de la densidad del subsuelo y de su superficie topográfica, dan lugar a variaciones laterales en la magnitud de la aceleración de la gravedad g de un lugar a otro. El objetivo del método gravimétrico es medir esas variaciones y utilizar esta información para hacer inferencias acerca de la configuración de las rocas en el subsuelo que tengan una densidad característica que sea consistente con el entorno geológico. Esto generalmente requiere mediciones con una sensibilidad de por lo menos 10^{-9} cm/s² debido a que las variaciones esperadas son extremadamente pequeñas. El instrumento que mide tales variaciones se llama gravímetro el cual consiste en términos simples de una “masa prueba” sujeta a un resorte extremadamente sensible que se deforma ante la influencia de otras masas que se encuentran cercanas a ésta.

Los principios de la exploración gravimétrica se basan precisamente en la ley de la Gravitación Universal, la cual predice la fuerza de atracción entre dos cuerpos en términos de su masa y la separación entre ellos. La ley dice que dos cuerpos de masa m_1 y m_2 , se atraen con una fuerza que es inversamente proporcional al cuadrado de la distancia r que los separa:

$$F = G \frac{m_1 m_2}{r^2} \quad (100)$$

donde G es una constante igual a $G = 6.67 \times 10^{-11}$ N.m²/kg². La aceleración respecto a la masa m_2 separada a una distancia r de la masa m_1 se obtiene dividiendo la fuerza de atracción F por la masa de referencia m_2 del gravímetro:

$$a = \frac{F}{m_2} = G \frac{m_1}{r^2} \quad (101)$$

A aceleração é a quantidade convencional para medir o campo gravitacional sobre a superfície, em virtude do fato de ser independente da massa de prova. À aceleração de 1 cm/s^2 chama-se um Gal. A aceleração da terra na superfície é de aproximadamente 9.8 m/s^2 , ou 980 Gal. Em trabalhos de exploração gravimétrica fazem-se medições de diferenças de aceleração da ordem de dez milionésimos ou menos do campo gravitacional terrestre. Para fins práticos, em trabalhos em que se utilizem dados gravimétricos obtidos em estudos geofísicos, usa-se como unidade o miligal ($1 \text{ mGal} = 1/1000 \text{ Gal}$). Na maioria dos estudos gravimétricos, a quantidade observada realmente não é a atração gravitacional da Terra, o que se mede são as variações do campo gravitacional terrestre de um ponto ao outro.

Como as medições feitas em trabalhos de exploração mostram somente diferença na gravidade de um lugar ao outro, a atração da Terra somente é significativa na medida em que esta varie lateralmente sobre a superfície. Tal variação deverá ser levada em conta na avaliação do efeito gravitatório de corpos sepultados que são significativos geologicamente.

Se a Terra fosse uma esfera perfeita, se fosse homogênea e se, além disso, não fizesse rotação, a atração na superfície do planeta seria a mesma em qualquer lugar e não afetaria as leituras dos gravímetros. No entanto, a Terra tem um movimento de rotação (e por causa disso uma força centrífuga está sobreposta à atração gravitacional), é aproximadamente um elipsóide (está achatada em seus polos) e tem irregularidades laterais na densidade do subsolo, então o valor da gravidade depende da latitude, da elevação, da topografia e dos movimentos das marés, assim como das mudanças laterais na densidade do subsolo, sendo estes últimos os mais relevantes do ponto de vista da interpretação geológica. As variações não associadas às características geológicas na atração gravitacional podem ser estimadas com alto grau de precisão. Estas variações previsíveis devem ser incorporadas às leituras gravimétricas que sejam feitas com o propósito de isolar as variações que são exclusivamente devidas às variações de densidade no subsolo que são o objetivo final dos levantamentos gravimétricos de exploração. Este processo é conhecido como "correção de dados gravimétricos".

La aceleración es la cantidad convencional para medir el campo gravitacional sobre la superficie, debido a que es independiente de la masa de prueba. A una aceleración de 1 cm/s^2 se le llama un Gal. La aceleración de la tierra en la superficie es de aproximadamente 9.8 m/s^2 , ó 980 Gal. En trabajos de exploración gravimétrica se hacen mediciones de diferencias de aceleración del orden de un diezmillonésimo o menos del campo gravitacional terrestre. Para fines prácticos, en trabajos donde se manejen datos gravimétricos obtenidos en estudios geofísicos se usa como unidad el miligal ($1 \text{ mGal} = 1/1000 \text{ Gal}$). En la mayoría de los estudios gravimétricos la cantidad observada realmente no es la atracción gravitacional de la tierra, lo que se mide son las variaciones del campo gravitacional terrestre de un punto a otro.

Como las mediciones tomadas en trabajos de exploración muestran solamente diferencia en la gravedad de un lugar a otro, la atracción de la tierra es significativa solamente en la medida en que esta varie lateralmente sobre la superficie. Tal variación deberá ser tomada en cuenta en la evaluación del efecto gravitatorio de cuerpos sepultados que son significativos geológicamente.

Si la tierra fuera una perfecta esfera, fuera homogénea y además no rotara, la atracción en la superficie del planeta sería la misma en cualquier lugar y no afectaría las lecturas de los gravímetros. Sin embargo, la tierra tiene un movimiento de rotación (y debido a esto una fuerza centrífuga está sobrepuesta a la atracción gravitacional), es aproximadamente un elipsoide (está achatada en sus polos) y tiene irregularidades laterales en la densidad del subsuelo, entonces el valor de la gravedad depende de la latitud, la elevación, la topografía y de los movimientos de marea, así como de los cambios laterales en la densidad del subsuelo, estos últimos, los más relevantes desde el punto de vista de la interpretación geológica. Las variaciones en la atracción gravitacional no asociadas a rasgos geológicos pueden ser estimadas con un alto grado de precisión. Estas variaciones predecibles se tienen que incorporar a las lecturas gravimétricas que se lleven a cabo con el propósito de aislar las variaciones que son exclusivamente debidas a las variaciones de densidad en el subsuelo que son el objetivo final de los levantamientos gravimétricos de exploración. A éste proceso se le conoce como "corrección de datos gravimétricos".

Efeito da latitude e da forma esferoidal da Terra no campo gravitacional. Foram feitas aproximações com expressões teóricas para descrever a forma da Terra que, especificamente falando, não é a de uma esfera. A que mais se adequou é a que corresponde a um elipsóide de revolução com o eixo radial maior no Equador e um achatamento nos polos. Em 1967, a *Internacional Association of Geodesy* estimou os valores para o eixo radial do elipsóide (6 378 160 m) e do achatamento dos polos de 1/298.247. Com base no elipsóide de 1967, deduziu-se uma fórmula da gravidade normal no nível do mar em função da latitude e levando-se em conta o efeito da força centrífuga que se origina da rotação da Terra. A fórmula é a usada para questões de exploração gravimétrica e é conhecida como a fórmula de gravidade de 1967, ou fórmula de gravidade relativa ao elipsóide de 1967 (TELFORD et al., 1990). A expressão é a seguinte:

$$g_{\phi 1967} = 978031.85 [1 + (0.0053024 \text{ sen}^2 \phi) - (0.00000587 \text{ sen}^2 2\phi)] \quad \text{mGal} \quad (102)$$

onde ϕ é a latitude da estação gravimétrica. Um conceito importante na correção de dados gravimétricos é o de geóide. O geóide é uma superfície definida pelo nível médio do mar ao redor de todo o planeta. Se todas as massas continentais acima do nível médio do mar fossem eliminadas e as zonas que se encontram abaixo do nível do mar fossem preenchidas, ter-se-ia a forma real do geóide. As elevações de terreno em direção aos continentes são referenciadas ao geóide. Uma anomalia gravimétrica define-se como a diferença entre o valor da gravidade reduzida ao *datum* (que geralmente é o nível do mar) menos o valor da gravidade deduzida com o modelo dado da Terra para o mesmo lugar. Para nossos fins usaremos o valor que se obtém ao aplicar a fórmula de gravidade de 1967.

Os seguintes passos se aplicam normalmente às leituras do instrumento de medição (gravímetro) para obter um valor observado da gravidade (g_{obs}):

1. Calibração (conversão das unidades do instrumento para mGal).
2. Correção por marés.
3. Correção por deriva do instrumento.
4. Ligar os dados a uma base de gravidade absoluta (quando se quer combinar dados de vários estudos).

Efecto de la latitud y la forma esferoidal de la tierra en el campo gravitacional: Se han hecho aproximaciones con expresiones teóricas para describir la forma de la tierra que estrictamente hablando no es la de una esfera. La que más se ajusta es una que corresponde a un elipsoide de revolución con el eje radial mayor en el ecuador y un achatamiento de en los polos. En 1967 la *Internacional Association of Geodesy* estimó los valores para el eje radial del elipsoide (6 378 160 m) y del achatamiento en los polos de 1/298.247. Con base al elipsoide de 1967 se dedujo una formula de la gravedad normal a nivel del mar en función de la latitud y tomando en cuenta el efecto de la fuerza centrífuga que se origina por la rotación de la Tierra. La formula es la que se usa para cuestiones de exploración gravimétrica y es conocida como la formula de gravedad de 1967, o formula de gravedad relativa al elipsoide de 1967 (Telford et al., 1990). La expresión es la siguiente:

$$g_{\phi 1967} = 978031.85 [1 + (0.0053024 \text{ sen}^2 \phi) - (0.00000587 \text{ sen}^2 2\phi)] \quad \text{mGal} \quad (102)$$

donde ϕ es la latitud de la estación gravimétrica. Un concepto importante en la corrección de datos gravimétricos es el del geóide. El geóide es una superficie definida por el nivel medio del mar alrededor de todo el planeta. Si se eliminaran todas las masas continentales por encima del nivel medio del mar, y se rellenaran las zonas que se encuentran por debajo del nivel del mar, se tendría la forma real del geóide. Las elevaciones del terreno hacia los continentes son referenciadas al Geóide. Una anomalía gravimétrica se define como la diferencia entre el valor de la gravedad reducida al *datum* (que comúnmente es el nivel del mar) menos el valor de la gravedad deducida con un modelo dado de la Tierra para el mismo sitio. Para nuestros fines usaremos el valor que se obtiene al aplicar la formula de gravedad de 1967.

Los siguientes pasos se aplican normalmente a las lecturas del instrumento de medición (gravímetro) para obtener un valor observado de la gravedad (g_{obs}):

1. Calibración (conversión de las unidades del instrumento a mGal).
2. Corrección por mareas.
3. Corrección por deriva del instrumento.
4. Ligar los datos a una base de gravedad absoluta (cuando se quiere combinar datos de varios estudios).

Os gravímetros modernos (figura 58) são capazes de realizar os três primeiros passos automaticamente, e o usuário só tem que programar o instrumento adequadamente. Uma vez realizadas estas correções dos dados de campo procede-se fazer as reduções com a finalidade de eliminar os efeitos de altitude e o efeito da massa entre o ponto medido e a altura média do mar para obter a gravidade no nível do geóide e poder compará-la com a teórica dada pela fórmula de gravidade de 1967. (As reduções ou correções restantes são conhecidas como: a) redução de ar livre; b) redução de Bouguer; e c) redução topográfica.)

Los gravímetros modernos (**Figura 58**) son capaces de realizar los tres primeros pasos automáticamente por lo que el usuario solo tiene que programar el instrumento adecuadamente. Una vez realizadas estas correcciones a los datos de campo se procede a hacer las reducciones con el fin de eliminar el efecto de altitud y el efecto de la masa entre el punto medido y la altura media del mar para obtener la gravedad al nivel del geóide y poderla comparar con la teórica dada por la formula de gravedad de 1967. Las reducciones o correcciones restantes se conocen como: a) reducción de Aire Libre, b) reducción de la losa de Bouguer, y c) reducción topográfica.



Figura 58.-
Gravímetro Scintrex CG-3 e tripé para nivelar o sensor.

Figura 58.-
Gravímetro Scintrex CG-3 y tripé para nivelar el sensor.

Redução de ar livre. A redução do ar livre é a compensação que se deve fazer nos dados, pelo efeito da variação da altitude de cada uma das medições a respeito do *datum*. A correção soma-se à gravidade observada se o ponto de medição está sobre este nível de referência e subtrai-se se estiver abaixo dele. A redução do ar livre (g_{FA}) se baseia no fato de que a atração gravitacional da Terra pode ser considerada uniforme se toda a massa do planeta se idealiza concentrada no seu centro. Se pegarmos medições em diferentes pontos, cada um deles com elevações, distintas, estamos nos aproximando ou afastando do centro de atração gravitacional e conseqüentemente a distância varia e assim aumentam ou diminuem

Reducción de Aire libre: La reducción de aire libre es la compensación que hay que hacer a los datos, por efecto de la variación de la altitud de cada una de las mediciones con respecto al datum. La corrección se suma a la gravedad observada si el punto de medición está sobre este nivel de referencia y se resta si está bajo éste. La reducción de aire libre (g_{FA}) se basa en el hecho de que la atracción gravitacional de la tierra puede ser considerada uniforme si toda la masa del planeta se idealiza concentrada en su centro. Si tomamos mediciones en diferentes puntos, cada uno de ellos con elevaciones distintas, nos estamos acercando o alejando del centro de atracción gravitacional y en consecuencia la distancia varía y con esto aumenta

os valores medidos da aceleração gravitacional. As expressões da lei de Newton permitem determinar quanto aumenta ou diminui a aceleração da gravidade com as mudanças na altitude dos locais das estações.

$$\frac{\partial}{\partial r} \left(G \frac{m}{r^2} \right) h = - \frac{2Gm}{r^3} h$$

Para fins práticos emprega-se:

$$g_{fa} = 0.3086h \quad \text{mGal} \quad (103)$$

onde h é a altura expressa em metros, acima ou abaixo do nível do mar conforme o caso.

Redução simples de Bouguer. Os valores de gravidade medidos também são afetados pela atração da massa que existe entre a elevação das estações e o *datum*. O componente vertical da atração exercido por esta massa é conhecido como a redução de Bouguer ou correção simples de Bouguer. Esta correção se subtrai da gravidade observada com o objetivo de reduzir os dados a valores de gravidade no nível do mar.

o disminuyen los valores medidos de la aceleración gravitacional. Las expresiones de la ley de Newton permiten determinar cuanto aumenta o disminuye la aceleración de la gravedad con los cambios en la altitud de los sitios de las estaciones gravimétricas.

$$\frac{\partial}{\partial r} \left(G \frac{m}{r^2} \right) h = - \frac{2Gm}{r^3} h$$

Para fines prácticos se emplea:

$$g_{fa} = 0.3086h \quad \text{mGal} \quad (103)$$

donde h es la altura expresada en metros, sobre o bajo el nivel del mar según sea el caso.

Reducción simple de Bouguer: Los valores de gravedad medidos también se ven afectados por la atracción de la masa que hay entre la elevación de las estaciones y el *datum*. La componente vertical de la atracción que ejerce esta masa se conoce como la reducción de la losa de Bouguer o corrección simple de Bouguer. Esta corrección se resta de la gravedad observada con el objeto de reducir los datos a valores de gravedad a nivel del mar.

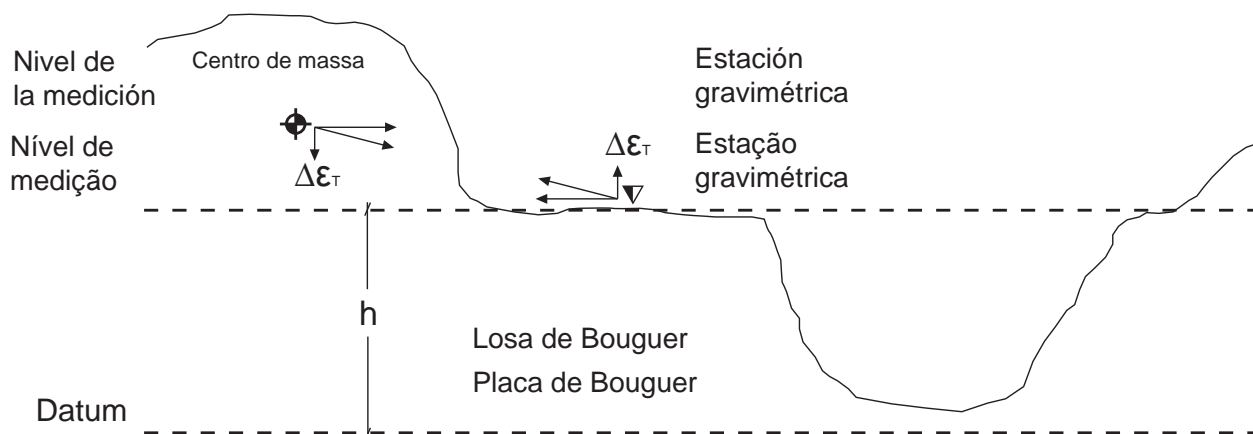


Figura 59.- Esquema para a redução de Bouguer. Para a redução simples determina-se o efeito da placa infinita de espessura “h”. Para a redução por efeitos de terreno, determina-se o “ΔεT” do volume de massa acima do nível da estação, assim como o “ΔεT” dos vazios abaixo do nível da estação.

Figura 59.- Esquema para la reducción de Bouguer. Para la reducción simple se determina el efecto de la losa infinita de espesor “h”. Para la reducción por efectos de terreno se determina el “ΔεT” del volumen de masa arriba del nivel de la estación, así como el “ΔεT” de los vacíos bajo el nivel de la estación.

A redução simples de Bouguer (g_{BS}) obtém-se substituindo o efeito da gravidade observada. Para uma placa com densidade constante, pode-se determinar seu efeito com:

$$g_{BS} = G\rho \int_0^{2\pi} \int_0^h \int_0^\infty \frac{zr}{(r^2 + z^2)^{3/2}} dr dz d\theta$$

Integrando esta expressão:

$$g_{BS} = 2\pi G\rho h$$

Para fins práticos usa-se:

$$g_{bs} = 0.0419\rho h \quad \text{mGal} \quad (104)$$

onde h é a espessura da placa em metros (a elevação da estação sobre o datum) e ρ é a densidade média da placa (figura 58).

Redução completa de Bouguer. A redução completa de Bouguer (g_{BT}) é obtida diminuindo o efeito de uma placa horizontal infinita cuja superfície superior tem a forma do terreno. A correção é aplicada para se ter em conta os efeitos da topografia circundante ao ponto de medição. O rádio de influência da topografia sobre as medições depende em grande parte de quanto seja acidentada a topografia. Normalmente, os dados medidos em uma topografia suave não requerem esta correção que pode ser muito elaborada, pois requer o modelo digital do terreno ao redor de cada ponto de medição. A redução (g_{BT}) consiste em ressaltar ao efeito da placa da redução simples de Bouguer (g_{BS}) uma correção por terreno "εT", a qual se leva em conta as irregularidades da topografia da área.

$$g_{bt} = (g_{bs}) - "\epsilon T" \quad (105)$$

A correção por terreno sempre se soma à gravidade observada (subtraindo-se ao efeito da placa). Isto vem do fato de que os terrenos, com elevação maior que a da estação, exercem um componente de atração gravitacional vertical para cima sobre o ponto de medição, fazendo com que a gravidade observada seja menor. Para terrenos mais baixos que a estação já foi subtraída, o efeito de uma massa igual ao volume que existe entre o plano horizontal em altitude igual a da estação e a superfície do terreno, quando se subtraiu o efeito da placa (g_{BS}), devendo então ser

La reducción simple de Bouguer (g_{BS}), es obtenida substituyendo el efecto gravitatorio de una losa horizontal infinita de la gravedad observada. Para una losa con densidad constante podemos determinar su efecto con:

$$g_{BS} = G\rho \int_0^{2\pi} \int_0^h \int_0^\infty \frac{zr}{(r^2 + z^2)^{3/2}} dr dz d\theta$$

Integrando esta expresión:

$$g_{BS} = 2\pi G\rho h$$

Para fines prácticos se usa:

$$g_{bs} = 0.0419\rho h \quad \text{mGal} \quad (104)$$

en donde h es el espesor de la losa en metros (la elevación de la estación sobre el datum) y ρ es la densidad media de la losa (Figura 58)

Reducción completa de Bouguer: *La reducción completa de Bouguer (g_{BT}), se obtiene restando el efecto de una losa horizontal infinita cuya superficie superior tiene la forma del terreno. La corrección es aplicada para tomar en cuenta los efectos de la topografía circundante al punto de medición. El radio de influencia de la topografía sobre las mediciones depende en gran medida de lo accidentado de la topografía. Normalmente, los datos medidos en una topografía suave no requieren de esta corrección que puede ser muy elaborada pues requiere del modelo digital del terreno alrededor de cada punto de medición. La reducción (g_{BT}) consiste en restarle al efecto de la losa de la reducción simple de Bouguer (g_{BS}), una corrección por terreno "εT", la cual toma en cuenta las irregularidades de la topografía de la zona.*

$$g_{bt} = (g_{bs}) - "\epsilon T" \quad (105)$$

La corrección por terreno siempre se suma a la gravedad observada (restandose al efecto de losa). Esto se ve del hecho de que los terrenos con elevación mayor que la de la estación, ejercen una componente de atracción gravitacional vertical hacia arriba sobre el punto de medición, haciendo que la gravedad observada sea menor. Para terrenos más bajos que la estación, ha sido ya restando el efecto de una masa igual al volumen que hay entre el plano horizontal a una altitud igual a la de la estación y la superficie del terreno, cuando se subtrajo el efecto

compensado (figura 59); ou seja, devemos somar o efeito das partes baixas que foram eliminadas com a redução simples de Bouguer (g_{BS}) as quais não contribuem para aumentar a aceleração gravitacional na estação.

O procedimento clássico para calcular a atração produzida pelos segmentos de um cilindro com a estação no seu eixo (figura 60) consiste em dividir o cilindro em segmentos de tal forma que para cada cilindro se determina sua altura média " Δh " que é a diferença entre o nível da estação e a elevação média dentro do segmento. A correção por terreno correspondente a cada segmento do cilindro com raio interior e exterior r_1 e r_2 , θ_1 e θ_2 e Δh pode ser escrita como:

$$\Delta \varepsilon T = G\rho \iiint \frac{zr}{(r^2 + z^2)^{3/2}} dr dz d\theta \quad (106)$$

Integrando obtém-se:

$$\Delta \varepsilon T = G\rho (\theta_2 - \theta_1) [(r_1^2 + \Delta h^2)^{1/2} - (r_2^2 + \Delta h^2)^{1/2} + (r_2 + r_1)] \quad (107)$$

A correção total por terreno é a soma das correções de cada segmento

$$\varepsilon T = \sum_{i=1}^{i=n} (\Delta \varepsilon T)_n \quad (108)$$

de la losa (g_{BS}), debiendo entonces ser compensado (Figura 59); es decir debemos de sumar el efecto de las partes bajas que se eliminó con la reducción simple de Bouguer (g_{BS}) las cuales no contribuyen a aumentar la aceleración gravitacional en la estación.

El procedimiento clásico para calcular la atracción producida por segmentos de un cilindro con la estación en su eje (Figura 60), consiste en dividir el cilindro en segmentos de tal forma que para cada cilindro se determina su altura promedio " Δh ", que es la diferencia entre el nivel de la estación y la elevación promedio dentro del segmento. La corrección por terreno correspondiente a cada segmento del cilindro con radio interior y exterior r_1 y r_2 , θ_1 y θ_2 y altura Δh se puede escribir como:

$$\Delta \varepsilon T = G\rho \iiint \frac{zr}{(r^2 + z^2)^{3/2}} dr dz d\theta \quad (106)$$

Integrando se obtiene:

$$\Delta \varepsilon T = G\rho (\theta_2 - \theta_1) [(r_1^2 + \Delta h^2)^{1/2} - (r_2^2 + \Delta h^2)^{1/2} + (r_2 + r_1)] \quad (107)$$

La corrección total por terreno es la suma de las correcciones de cada segmento

$$\varepsilon T = \sum_{i=1}^{i=n} (\Delta \varepsilon T)_n \quad (108)$$

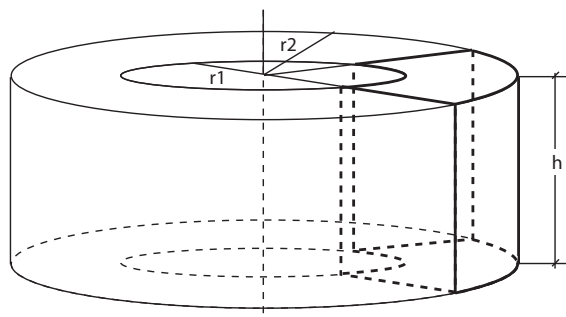


Figura 60.-

Elemento para determinar o efeito do terreno circundante com segmentos de cilindro de altura variável ao redor da estação (centro do cilindro).

Figura 60.-

Elemento para determinar el efecto del terreno circundante con segmentos de cilindro de altura variable alrededor de la estación (centro del cilindro).

Para efeito de cálculo da correção por topografia desenvolveu-se um programa o qual se encontra disponível em Pacheco (2006).

Anomalias gravimétricas: as anomalias gravimétricas são obtidas pela equação:

$$\Delta g = (g_{obs} + \sum_l g_l + \sum_n \varepsilon_n) - g_\phi \quad (109)$$

Onde $\sum_l g_l$ é a soma l reduções, $\sum_n \varepsilon_n$ é a soma de n correções, e g_ϕ é o valor da gravidade à latitude ϕ calculada com a fórmula de 1967 (equação 102). As anomalias mais utilizadas são a anomalia de ar livre e a anomalia de Bouguer simples.

Por definição, a anomalia de ar livre (Δg_{FA}) é, então:

$$\Delta g_{fa} = (g_{obs} + g_{fa}) - g_\phi \quad (110)$$

onde g_{FA} é a redução de ar livre. A anomalia é calculada com a fórmula direta:

$$\Delta g_{fa} = (g_{obs} + 0.3086 h) - g_\phi \text{ mGal.} \quad (111)$$

com h dada em metros. A gravidade observada foi reduzida no nível do mar corrigindo por elevação sem considerar o efeito da topografia e a massa entre a estação gravimétrica e o nível do mar.

As cartas de anomalia de ar livre são particularmente úteis em levantamentos marinhos em que não se tem uma placa de Bouguer e, portanto, a presença de descontinuidades laterais no leito do mar pode ser deduzida diretamente a partir destas.

A demais, a anomalia simples de Bouguer (Δ_{gBS}) está definida por:

$$\Delta g_{bs} = (g_{obs} + g_{fa} - g_{bs}) - g_\phi \quad (112)$$

Em sua forma direta é:

$$\Delta g_{bs} = [g_{obs} + (0.3086 - 0.0419\rho) h] - g_\phi \text{ mGal} \quad (113)$$

Os valores de gravidade obtidos com esta expressão são reduzidos no nível do mar, fazendo a correção pela elevação de cada estação e

Para efecto de calcular la corrección por topografía se desarrolló un programa el cual se encuentra disponible en Pacheco (2006).

Anomalías gravimétricas: Las anomalías gravimétricas son obtenidas por la ecuación:

$$\Delta g = (g_{obs} + \sum_l g_l + \sum_n \varepsilon_n) - g_\phi \quad (109)$$

Donde $\sum_l g_l$ es la suma de l reducciones, $\sum_n \varepsilon_n$ es la suma de n correcciones y g_ϕ es el valor de la gravedad a la latitud ϕ calculada con la fórmula de 1967 (Ecuación 102). Las anomalías más comúnmente utilizadas son la anomalía de Aire libre y la anomalía de Bouguer simple.

Por definición la anomalía de Aire Libre (Δg_{FA}) es entonces:

$$\Delta g_{fa} = (g_{obs} + g_{fa}) - g_\phi \quad (110)$$

donde g_{FA} es la reducción de aire libre. La anomalía se calcula con la formula directa:

$$\Delta g_{fa} = (g_{obs} + 0.3086 h) - g_\phi \text{ mGal.} \quad (111)$$

con h dada en metros. La gravedad observada ha sido reducida al nivel del mar corrigiendo por elevación sin considerar el efecto de la topografía y la masa entre la estación gravimétrica y el nivel del mar.

Las cartas de anomalía de Aire Libre son particularmente útiles en levantamientos marinos en donde no se tiene una losa de Bouguer y por lo tanto la presencia de discontinuidades laterales en el lecho del mar puede ser deducida directamente a partir de éstas.

Por otro lado, la anomalía simple de Bouguer (Δ_{gBS}), está definida por:

$$\Delta g_{bs} = (g_{obs} + g_{fa} - g_{bs}) - g_\phi \quad (112)$$

En su forma directa es:

$$\Delta g_{bs} = [g_{obs} + (0.3086 - 0.0419\rho) h] - g_\phi \text{ mGal} \quad (113)$$

Los valores de gravedad obtenidos con esta expresión son reducidos al nivel del mar haciendo la corrección

removendo o efeito da massa que existe entre a estação e o nível do mar. As cartas simples de anomalia de Bouguer são úteis sobre terrenos de topografia suave ou nula. Nestas condições, as variações nos valores da gravidade calculada refletem variações efetivas na distribuição de massas anômalas do subsolo. No entanto, na presença de topografia acidentada, essas variações devem ser interpretadas com maior cuidado posto que podem ser devidas à proximidade de acidentes topográficos

Quando este for o caso, a melhor alternativa para interpretar a distribuição de massa no subsolo é o cálculo da anomalia de Bouguer completa. A estimativa desta anomalia inclui a correção por terreno ϵT , ou seja:

$$\Delta g_{bt} = (g_{obs} + g_{fa} - g_{bs} + \epsilon T) - g_{\phi} \quad (114)$$

Ou bem,

$$\Delta g_{bs} = [g_{obs} + (0.3086 - 0.0419\rho) h + \epsilon T] - g_{\phi} \quad (115)$$

mGal

onde $\epsilon T = \sum_{i=1}^{i=n} (\Delta \epsilon T)_n$.

A partir desta expressão (115), a gravidade observada se reduz ao geóide fazendo uma correção pela elevação da estação e tirando o efeito da massa que se encontra entre o nível do mar e a estação, considerando uma placa infinita cuja superfície superior tem a forma da topografia circundante à estação.

7.2 Levantamentos gravimétricos

Um levantamento gravimétrico é uma operação relativamente simples, no entanto muitas campanhas terminam com problemas por causa principalmente de os gravímetros medirem somente diferenças de campo gravitacional, e as medições terem de ser ligadas a um sistema de referência comum, o que pode se tornar problemático se não se planejar adequadamente o trabalho.

Princípios de campo. Uma campanha ou levantamento gravimétrico consiste em um número de *loops* ou circuitos, onde cada qual começa e termina com medições no mesmo lugar, ou seja,

por la elevación de cada estación y removiendo el efecto de la masa que hay entre la estación y el nivel del mar. Las cartas de anomalía de Bouguer simple son útiles sobre terrenos con topografía suave o nula. En estas condiciones, las variaciones en los valores de la gravedad calculada reflejan variaciones efectivas en la distribución de masas anómalas del subsuelo. Sin embargo, en presencia de topografía acidentada estas variaciones deben de interpretarse con mayor cuidado puesto que pueden ser debidas a la cercanía de accidentes topográficos.

Quando éste es el caso, la mejor alternativa para interpretar la distribución de masa en el subsuelo es el cálculo de la anomalía de Bouguer completa. La estimación de esta anomalía incluye la corrección por terreno ϵT , es decir:

$$\Delta g_{bt} = (g_{obs} + g_{fa} - g_{bs} + \epsilon T) - g_{\phi} \quad (114)$$

o bien,

$$\Delta g_{bs} = [g_{obs} + (0.3086 - 0.0419\rho) h + \epsilon T] - g_{\phi} \quad (115)$$

mGal

donde $\epsilon T = \sum_{i=1}^{i=n} (\Delta \epsilon T)_n$.

A partir de esta expresión (115) la gravedad observada se reduce al geóide haciendo una corrección por la elevación de la estación y quitando el efecto de la masa que se encuentra entre el nivel del mar y la estación, considerando una losa infinita cuya superficie superior tiene la forma de la topografía circundante a la estación.

7.2 Levantamientos gravímetros

Un levantamiento gravimétrico es una operación relativamente simple, sin embargo muchas campañas terminan con problemas debido principalmente a que los gravímetros miden solamente diferencias de campo gravitacional y las mediciones tienen de ser ligadas a un sistema de referencia común lo cual puede resultar problemático si no se planea adecuadamente el trabajo.

Princípios de campo.- *Una campaña o levantamiento gravimétrico consiste de un número de loops o circuitos cada uno de los cuales comienza y termina con mediciones en el mismo*

a estação-base. Os levantamentos terrestres, o tamanho do *loop* está em função da precisão requerida; normalmente se utilizam circuitos de 2 horas para um trabalho detalhado. Da rede de medições planejada com antecedência, pelo menos uma das estações das bases de referência deve ser ocupada no curso de cada circuito de medições, e as operações são simplificadas se esta base de referência é também a base de deriva do *loop*. A princípio, a rede de estações-base se estabelece gradualmente com o progresso do trabalho, no entanto se for completada e ajustada antes do levantamento, podem-se calcular valores absolutos de gravidade em cada estação depois da leitura, evitando com isso possíveis erros que podem ser corrigidos enquanto as atividades de campo são executadas. Existem muitas vantagens no reconhecimento prévio da área de estudo que pode ser feito durante a localização das estações-base. A prévia demarcação das estações-base, além de permitir o reconhecimento do local, garante o desempenho organizado da campanha de medições e a execução do trabalho de maneira mais fluida. No caso de um levantamento pequeno, pode-se utilizar uma base arbitrária sem ligação com uma base de gravidade absoluta. Os problemas poderiam vir depois, caso se desejasse ligar tais dados com outros ou com uma base nacional. Isto acontece eventualmente, e o uso de uma referência puramente local deve ser considerado uma falsa economia.

Estações-base. O critério básico utilizado para estabelecer estações de referência consiste em localizá-las em local que possa ser reocupado. Além disso, por causa de a precisão do estudo depender da repetição de leituras nas bases é importante que se localizem em ambientes tranquilos e de fácil acesso. O barulho do tráfego e outras vibrações indesejáveis podem invalidar as leituras da base. Adicionalmente, devem-se registrar de forma adequada a localização e a descrição detalhada, se for requerido, com a ajuda de um esquema ou planta, para facilitar a reocupação exata tanto em elevação quanto em posição no nível de poucos centímetros.

Posicionamento de estações. A localização das estações de campo também deve ser selecionada cuidadosamente, exceto em levantamentos detalhados onde as estações são localizadas em intervalos regulares ao longo de traversas e nas quais geralmente os operadores têm muitas

lugar, es decir la estación base de deriva. Los levantamientos terrestres, el tamaño del loop está en función de la precisión requerida; normalmente se utilizan circuitos de dos horas para un trabajo detallado. De la red de mediciones planeada con anterioridad, al menos una de las estaciones de las bases de referencia debe ser ocupada en el curso de cada circuito de mediciones, y las operaciones se simplifican si esta base de referencia es también la base de deriva del loop. En principio, la red de estaciones bases se establece gradualmente con el progreso del trabajo, sin embargo si se completa y ajusta antes del levantamiento, se pueden calcular valores absolutos de gravedad en cada estación después de la lectura, evitando con ello posibles errores que pueden ser corregidos en tanto las actividades de campo se llevan a cabo. Existen muchas ventajas del reconocimiento previo del área de estudio, que se puede llevar a cabo durante la ubicación de las estaciones base. El emplazamiento previo de las estaciones base, además de que permite el reconocimiento del lugar, garantiza el desempeño organizado de la campaña de mediciones y la ejecución del trabajo de manera más fluida. En el caso de un levantamiento pequeño se puede utilizar una base arbitraria sin liga a una base de gravedad absoluta. Los problemas podrían venir luego si se desea ligar los datos a otros o a una base nacional. Esto casi siempre sucede eventualmente por lo que el uso de una referencia puramente local debe considerarse como de falsa economía.

Estaciones base.- *El criterio básico utilizado para establecer estaciones de referencia consiste en ubicarlas en un sitio que se pueda reocupar. Además, debido a que la precisión de todo el estudio depende de la repetición de lecturas en las bases es importante que se localicen en ambientes tranquilos y de fácil acceso. El ruido del tráfico y otras vibraciones indeseables pueden invalidar las lecturas de la base. Adicionalmente se debe registrar adecuadamente la ubicación y descripción detallada, si se requiere con la asistencia de un esquema o plano, para facilitar la reocupación exacta tanto en elevación como en la posición en el rango de unos pocos centímetros.*

Posicionamiento de estaciones.- *Las ubicaciones de las estaciones de campo también tienen que ser seleccionadas cuidadosamente, excepto en levantamientos detallados en donde las estaciones son localizadas a intervalos regulares a lo largo de traversas y en los que usualmente los operadores*

possibilidades de seleção. O efeito de um veículo de campo normal é detectável pelo instrumento somente se a estação estiver localizada abaixo dele, pelo que não é preocupante se este estiver nas proximidades, embora seja recomendável retirá-lo alguns metros. Os muros grossos de estruturas antigas, assim como cavidades próximas, podem produzir anomalias de várias unidades gravitacionais (u.g.; 1 mGal = 10 u.g.), pelo que é recomendável afastá-la destes sempre que possível. O método gravimétrico é utilizado para a detecção de cavernas e grutas subterrâneas, mas quando este não é o objetivo do estudo é importante que as estações se localizem fora da influência de lugares com estas características

Efeitos das marés. Antes que se possa estimar a deriva instrumental deve-se levar a cabo a correção por deriva terrestre. Esta tem a ver com as variações ocorridas pelas mudanças nas posições relativas da Terra, da Lua e do Sol, e os seus efeitos são cíclicos com ciclos de 24 horas sobrepostos ao ciclo relacionado com o mês lunar. As variações no valor de g são maiores na Lua nova e na Lua cheia e quando a Terra, a Lua e o Sol estão alinhados. Nestas condições podem acontecer mudanças de mais de 0.5 u.g. no decurso de uma hora, e a mudança total pode chegar a 2.5 u.g. A suposição de linearidade que se faz quando se corrige por deriva instrumental pode ser ineficaz se os efeitos da deriva terrestre não forem corrigidos antes. A deriva terrestre é previsível pelo menos em uma exatidão de 0.1 u.g. que se requer para levantamentos gravimétricos, e esta correção pode ser levada a cabo utilizando programas de computador disponíveis para isso. As leituras do gravímetro devem se converter em mGals (ou u.g.) antes que a correção possa ser aplicada aos dados.

Correção por deriva. A suposição de que a deriva instrumental é linear com o tempo entre duas leituras na estação-base é provável que não seja completamente correta, pois a deriva depende principalmente de mudanças na temperatura externa e podem ocorrer mudanças importantes durante este tempo. No entanto, é difícil fazer qualquer outra suposição. O problema se reduz com instrumentos modernos, tal como o gravímetro CG-5 da Scintrex, no qual a temperatura interna se registra e se compensa automaticamente. Para corrigir manualmente por deriva instrumental, usando a suposição de linearidade, é preciso primeiro corrigir os dados por deriva terrestre e o dado inicial corrigido

tienen muchas posibilidades de selección. El efecto de un vehículo de campo normal es detectable por el instrumento solamente si la estación se ubica debajo del mismo, por lo que no es de preocuparse si éste se localiza en las cercanías, aunque es recomendable retirarlo unos cuantos metros. Los muros gruesos de estructuras antiguas así como las cavidades cercanas pueden producir anomalías de varias unidades gravitacionales (u.g.; 1 mGal = 10 u.g.), por lo cual es recomendable alejarla de estos siempre que sea posible. El método gravimétrico se utiliza para la detección de cavernas y cuevas en el subsuelo pero cuando ese no es el objetivo del estudio es importante que las estaciones se ubiquen fuera de la influencia de un lugar con estos rasgos.

Efectos de marea. - Antes de que se pueda estimar la deriva instrumental se debe llevar a cabo la corrección por deriva terrestre. Esta tiene que ver con variaciones debidas a cambios en las posiciones relativas de la Tierra, la Luna y el Sol y sus efectos son cíclicos con ciclos de 24 horas sobrepuestos al ciclo relacionado con el mes lunar. Las variaciones en el valor de g son mayores con la luna nueva y con la luna llena y cuando la Tierra la Luna y el Sol están en línea. En estas condiciones pueden ocurrir cambios de más de 0.5 u.g. en el transcurso de una hora y el cambio total puede llegar a 2.5 u.g. La suposición de linearidad que se hace cuando se corrige por deriva instrumental puede ser ineficaz si los efectos de la deriva terrestre no se corrigen antes. La deriva terrestre es predecible, al menos hasta una exactitud de 0.1 u.g. que se requiere para levantamientos gravimétricos y esta corrección puede ser llevada a cabo utilizando programas de computadora disponibles para este propósito. Las lecturas del gravímetro se tienen que convertir a mGals (o u.g.) antes de que la corrección pueda ser aplicada a los datos.

Corrección por deriva. - La suposición de que la deriva instrumental es lineal en el tiempo entre dos lecturas en la estación base es probable que no sea completamente correcta pues la deriva depende principalmente de cambios en la temperatura externa y pueden ocurrir cambios importantes durante este tiempo. Sin embargo, es difícil hacer cualquier otra suposición. El problema se reduce con instrumentos modernos, tal como el gravímetro CG-5 de Scintrex, en el que la temperatura interna se registra y compensa automáticamente. Para corregir manualmente por deriva instrumental usando la suposición de linearidad, primero se tienen que corregir los datos por deriva terrestre y el

na base de deriva subtrai-se de cada um do restante dos dados do *loop*. O resultado deste procedimento ao dado final na base de deriva proporciona a deriva total. A marca da correção é dada pelo requisito de que após a correção todos os valores relativos das bases devem ser zero. Os valores absolutos de gravidade são obtidos somando o valor absoluto de gravidade da base de deriva com as diferenças de gravidade corrigidas por deriva em cada estação.

Controle de elevação. A elevação das estações de um levantamento gravimétrico pode ser determinada por várias formas diferentes. Caso se desejem contornos de gravidade de 0.01 mGals, é preciso um nivelamento de precisão por meios óticos, ondas de rádio ou GPS diferencial. Caso se utilize nivelamento barométrico ou referências diretas ao nível do mar, então os mapas de contorno não poderão ter resolução maior do que 5 mGals, o que pode resultar apropriado para um levantamento regional. A medição da elevação é normalmente a parte de maior custo de um levantamento gravimétrico pelo que, às vezes, é necessário (e possível) aproveitar levantamentos topográficos prévios realizados para outros propósitos, por exemplo, o nivelamento de uma estrada.

Notas de campo. Em cada ponto de medição, devem-se registrar o número, o tempo e a leitura de cada estação. Os instrumentos mais modernos registram automaticamente esta informação na memória digital, no entanto qualquer outra informação relevante deve ser registrada em um caderno de anotações. Isto pode incluir, por exemplo, a posição obtida com GPS e a altitude barométrica. Também se deve registrar em um caderno de anotações qualquer fator que possa afetar a medição, tais como: a vibração pela passagem de maquinário, o tráfego, o gado, as pessoas caminhando, o piso instável etc. As condições do clima também pode ser um fator importante, mesmo que só seja útil para registrar o estado de ânimo do operador. Cada *loop* deve ser claramente diferenciado, assim como o número de série e o fator de calibragem (quando for o caso), o número da estação-base e o valor da gravidade. Também é útil anotar a diferença entre o tempo local e o tempo universal (GTM) em cada folha por causa de este ser necessário para realizar as correções por deriva.

dato inicial corregido en la base de deriva se resta de cada uno del resto de los datos del loop. El resultado de este procedimiento al dato final en la base de deriva proporciona la deriva total. El signo de la corrección está dado por el requisito de que después de la corrección todos los valores relativos de las bases deben de ser cero. Los valores absolutos de gravedad se obtienen sumando el valor absoluto de gravedad de la base de deriva a las diferencias de gravedad corregidas por deriva en cada estación.

Control de elevación.- *La elevación de las estaciones de un levantamiento gravimétrico puede ser determinada en varias formas diferentes. Si se desean contornos de gravedad de 0.01 mGals se requiere de una nivelación de precisión por medios óticos, ondas de radio o GPS diferencial. Si se utiliza nivelación barométrica o referencias directas al nivel del mar entonces los mapas de contorno no podrán tener mayor resolución que 5 mGals lo cual puede resultar apropiado para un levantamiento regional. La medición de la elevación es normalmente la parte más costosa de un levantamiento gravimétrico por lo que es a veces necesario (y posible) aprovechar levantamientos topográficos previos realizados para otros propósitos, por ejemplo la nivelación de una carretera.*

Notas de campo.- *En cada punto de medición se debe registrar el número, el tiempo y la lectura de cada estación. Los instrumentos más modernos registran automáticamente esta información en la memoria digital, sin embargo cualquier otra información relevante debe registrarse en una libreta de notas. Esto puede incluir por ejemplo, posición obtenida con GPS y altitud barométrica. También se debe registrar en la libreta de notas cualquier factor que pueda afectar la medición, tales como vibración por paso de maquinaria, tráfico, ganado, gente caminando, piso inestable, etc. Las condiciones del clima también pueden ser un factor importante incluso si solo es útil para evaluar el estado anímico del operador. Cada loop debe de ser diferenciada claramente, así como el número de serie y factor de calibración (cuando proceda) así como el número de la estación base y el valor de la gravedad. Es también útil anotar la diferencia entre el tiempo local y el tiempo universal (GMT) en cada hoja debido a que este será necesario para realizar las correcciones por deriva.*

7.3 Interpretação de anomalias gravimétricas

A interpretação direta de algumas das características de uma anomalia gravimétrica permite obter rapidamente informação qualitativa e semiquantitativa referente à natureza e à posição do corpo anômalo (figura 61). A forma e a orientação da anomalia vistas num plano são o reflexo mais ou menos modificado da forma e orientação do corpo no subsolo que produz tal anomalia, sempre e quando este estiver a uma profundidade relativamente superficial. As anomalias produzidas por corpos profundos tendem a ter formas circulares ou menos ovóides. A magnitude das anomalias sobre os perfis gravimétricos é um dos parâmetros mais significativos para a interpretação, a qual é proporcional ao volume do corpo e ao contraste de densidade entre este e as rochas que o rodeiam e, geralmente, inversamente proporcional à sua profundidade. A magnitude da anomalia produzida na superfície por um corpo isométrico decresce com o quadrado da profundidade entre a superfície e o centro de gravidade do corpo. As estruturas delgadas e alongadas horizontalmente produzem anomalias onde a magnitude decresce linearmente com a profundidade. A diminuição da amplitude é nula ou quase nula para as camadas horizontais ou sub-horizontais. A pendente da anomalia tem relação com sua curvatura e varia com a profundidade do corpo que a ocasiona.

En Plano:
Em Plano:

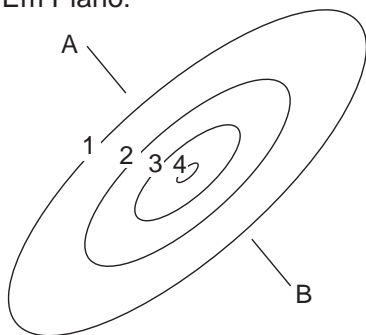


Figura 61.-
Parâmetros característicos de uma anomalia.

7.3 Interpretación de anomalías gravimétricas

La interpretación directa de algunas de las características de una anomalía gravimétrica permite obtener rápidamente información cualitativa y semicuantitativa en cuanto a la naturaleza y posición del cuerpo anómalo (**Figura 61**). La forma y orientación de la anomalía vistas en plan, son el reflejo más o menos modificado de forma y orientación del cuerpo en el subsuelo que produce dicha anomalía, siempre y cuando éste se encuentre situado a una profundidad relativamente somera. Las anomalías producidas por cuerpos profundos tienden a tomar formas circulares o menos ovoideas. La magnitud de las anomalías sobre los perfiles gravimétricos es uno de los parámetros más significativos para la interpretación, la cual es proporcional al volumen del cuerpo y al contraste de densidad entre este y las rocas que le rodean y generalmente inversamente proporcional a su profundidad. La magnitud de la anomalía producida en la superficie por un cuerpo isométrico decrece con el cuadrado de la profundidad entre la superficie y el centro de gravedad del cuerpo. Las estructuras delgadas y alargadas horizontalmente producen anomalías donde la magnitud decrece linealmente con la profundidad. La disminución de la amplitud es nula o casi nula para las capas horizontales o subhorizontales. La pendiente de la anomalía está en relación a su curvatura y varía con la profundidad del cuerpo que la ocasiona.

En Perfil:
Em Perfil:

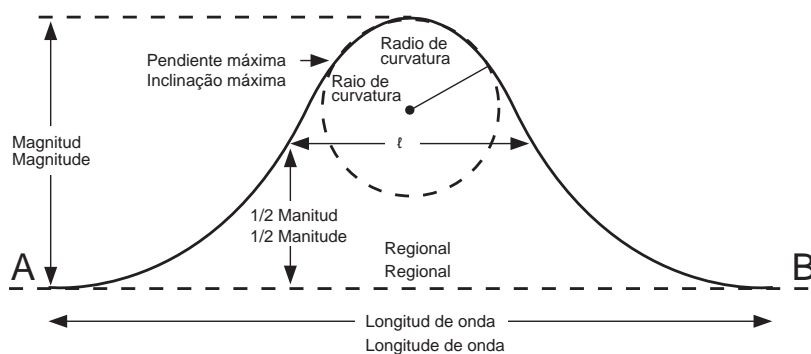


Figura 61.-
Parâmetros característicos de una anomalía.

Smith (1959) propôs as seguintes fórmulas que permitem obter a profundidade h à parte superior do corpo.

Para um corpo isométrico

$$h \leq 0.086 \cdot \frac{\Delta g \text{ máxima}}{\Delta g' \text{ máxima}} = \frac{\text{magnitudo máxima}}{\text{inclinação máxima da curva}} \quad (\text{em m e mGals})$$

Para um corpo alongado em uma direção horizontal

$$h \leq 0.065 \cdot \frac{\Delta g \text{ máxima}}{\Delta g' \text{ máxima}} \quad (\text{em m e mGals})$$

Para uma falha ou dobra

$$h \leq 0.032 \cdot \frac{\Delta g \text{ máxima}}{\Delta g' \text{ máxima}} \quad (\text{em m e mGals})$$

Para um cilindro horizontal infinito, a distância horizontal entre o ponto onde Δg é máximo e o ponto onde Δg vale a metade do máximo aproximadamente igual a h .

Uma possibilidade alternativa de interpretação direta é atribuída a Hammer (1945). A análise da anomalia gravimétrica permite avaliar a massa do corpo anômalo ou, mais exatamente, o excesso ou a falta de massa dele. A forma do corpo e a profundidade não têm influência na estimativa do excesso de massa. Hammer demonstrou que a massa anômala total é igual ao volume do corpo anômalo multiplicada pela diferença da densidade entre este e as rochas encaixantes, ou seja:

$$M_a = V \cdot \Delta \rho \cdot \sum (\Delta g \cdot \Delta S) \quad (116)$$

M_a está dada em toneladas, V é volume de corpo, $\Delta \rho$ é o contraste na densidade, ΔS um elemento de superfície coberto pela anomalia, por exemplo, o espaço compreendido entre duas isolinhas consecutivas, e Δg é o valor médio da anomalia por cada elemento de superfície selecionada. A massa verdadeira do corpo anômalo pode ser obtida a partir da seguinte equação:

$$M = 23.9 \cdot \frac{\rho_2}{\rho_2 - \rho_1} \cdot \sum (\Delta g \cdot \Delta S) \quad (117)$$

Smith (1959) propuso las formulas siguientes que permiten obtener la profundidad h a la parte superior del cuerpo.

Para un cuerpo isométrico

$$h \leq 0.086 \cdot \frac{\Delta g \text{ maxima}}{\Delta g' \text{ maxima}} = \frac{\text{magnitud maxima}}{\text{pendiente maxima de la curva}} \quad (\text{en m y mGals})$$

Para un cuerpo alargado en una dirección horizontal

$$h \leq 0.065 \cdot \frac{\Delta g \text{ maxima}}{\Delta g' \text{ maxima}} \quad (\text{en m y mGals})$$

Para una falla o un pliegue

$$h \leq 0.032 \cdot \frac{\Delta g \text{ maxima}}{\Delta g' \text{ maxima}} \quad (\text{en m y mGals})$$

Para un cilindro horizontal infinito, la distancia horizontal entre el punto en donde Δg es máximo y el punto en donde Δg vale la mitad del máximo es aproximadamente igual a h .

Una posibilidad alternativa de interpretación directa es debida a Hammer (1945). El análisis de la anomalia gravimétrica permite evaluar la masa del cuerpo anômalo o más exactamente, el exceso o la falta de masa del mismo. La forma del cuerpo y la profundidad no tiene influencia en la estimación del exceso de masa. Hammer demostró que la masa anômala total es igual al volumen del cuerpo anômalo multiplicada por la diferencia en la densidad entre éste y las rocas encajonantes, es decir:

$$M_a = V \cdot \Delta \rho \cdot \sum (\Delta g \cdot \Delta S) \quad (116)$$

M_a está dado en toneladas, V es volumen del cuerpo, $\Delta \rho$ es el contraste en la densidad, ΔS un elemento de superficie cubierto por la anomalia, por ejemplo el espacio comprendido entre dos isolíneas consecutivas, y Δg es el valor medio de la anomalia por cada elemento de superficie seleccionada. La masa verdadera del cuerpo anômalo se puede obtener a partir de la ecuación siguiente:

$$M = 23.9 \cdot \frac{\rho_2}{\rho_2 - \rho_1} \cdot \sum (\Delta g \cdot \Delta S) \quad (117)$$

Estas relações, normalmente utilizadas para avaliar jazidas minerais, são também de grande utilidade na avaliação de recursos hidrológicos. Por exemplo, na maior parte dos casos, a composição mineralógica e, portanto, a densidade dos aquíferos são muito próximas à da rocha encaixante. A partir da estimativa da deficiência de massa associada a um aquífero, faz-se de fato uma estimativa do volume total de vazios (vazios ou não) que contém em consequência de sua porosidade total.

Para obter interpretações mais precisas, é necessário contar com o conhecimento geológico adequado para propor a estrutura mais aproximada que produza uma anomalia idêntica à observada no terreno. Graças aos computadores, agora é possível modelar progressivamente a estrutura proposta até que a anomalia calculada coincida com a anomalia medida em campo. É importante ressaltar que o fato de se ter um excelente ajuste entre as curvas do campo e as calculadas não garante que o modelo selecionado coincida exatamente com a realidade (figura 62). Para a criação de um modelo interpretativo e, de forma geral, para facilitar a interpretação, é muito importante contar com informação auxiliar que possa ser levada em conta na análise de resultados e substitua parâmetros hipotéticos. É muito mais proveitoso contar com esta informação antes do processo de interpretação, posto que dessa forma é possível proporcionar modelos mais realistas que forcem fisicamente as características destes. Pode-se tratar da profundidade do corpo anômalo, obtida a partir de uma perfuração, ou bem da densidade das formações ou mesmo valores de gravidade obtidos sobre aflorações das formações de interesse. Este processo de prova e erro é conhecido como método direto de interpretação e, como se percebe, consiste em proporcionar um modelo que se ajuste passo-a-passo até obter um ajuste aceitável das curvas de campo e das teóricas. A validade do resultado, além de selecionar o modelo adequado do ponto de vista geológico, depende do seguinte: a) que as medições tenham sido feitas corretamente; b) que estas tenham sido corrigidas adequadamente; c) que as densidades selecionadas sejam as corretas; d) que o regional tenha sido selecionado adequadamente; e e) que as rochas modeladas apresentem certa homogeneidade.

Estas relaciones, normalmente utilizadas para evaluar yacimientos minerales, son también de gran utilidad en la evaluación de recursos hidrológicos. Por ejemplo, en la mayor parte de los casos la composición mineralógica y por lo tanto la densidad de los acuíferos es muy próxima a la de la roca encajonante. A partir de la estimación de la deficiencia de masa asociada a un acuífero se hace de hecho una estimación del volumen total de vacíos (vacíos o no) que contiene y en consecuencia de su porosidad total.

*Para obtener interpretaciones más precisas es necesario contar con el conocimiento geológico adecuado para proponer la estructura más aproximada que produzca una anomalía idéntica a la observada en el terreno. Gracias a las computadoras, ahora es posible modelar progresivamente la estructura propuesta hasta que la anomalía calculada coincida con la anomalía medida en campo. Es importante hacer notar que el hecho de que se obtenga un excelente ajuste entre las curvas de campo y calculada, esto no garantiza que el modelo seleccionado coincida exactamente con la realidad (**Figura 62**). Para la creación de un modelo interpretativo, y de una forma general, para facilitar la interpretación es muy importante contar con información auxiliar que pueda ser tomada en cuenta en el análisis de resultados y reemplacen parámetros hipotéticos. Es de mucho más provecho contar con esta información antes del proceso de interpretación puesto que de esta manera es posible proporcionar modelos más realistas que construyan físicamente las características de estos. Se puede tratar de la profundidad al cuerpo anómalo, obtenida a partir de una perforación o bien de la densidad de las formaciones o incluso valores de gravedad obtenidos sobre afloramientos de las formaciones de interés. A este proceso de prueba y error se le conoce como método directo de interpretación y como se puede notar, consiste en proporcionar un modelo que se ajusta paso a paso hasta obtener un ajuste aceptable de las curvas de campo y teórica. La validez del resultado, además de seleccionar el modelo adecuado desde el punto de vista geológico depende de lo siguiente: a) que las mediciones hayan sido realizadas correctamente, b) que estas hayan sido corregidas adecuadamente, c) que las densidades seleccionadas sean las correctas, d) que el regional haya sido adecuadamente seleccionado, y e) que las rocas modeladas presenten una cierta homogeneidad.*

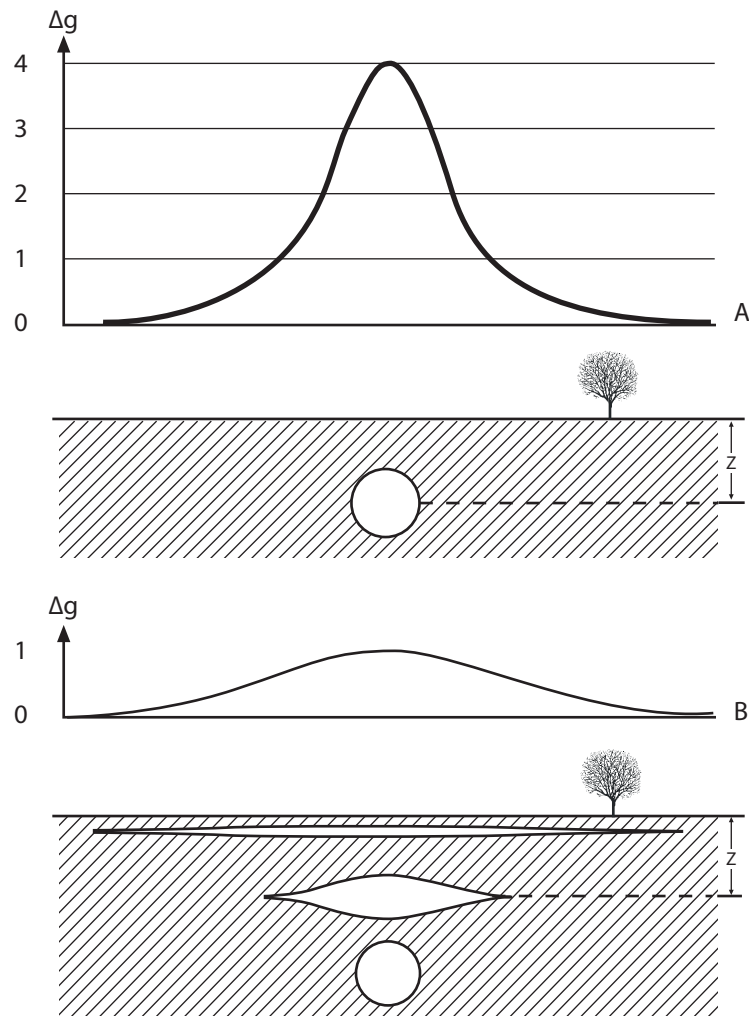


Figura 62.-

Efeito da forma e da profundidade do corpo anômalo sobre as características da anomalia.

Figura 62.-

Efecto de la forma y de la profundidad del cuerpo anómalo sobre las características de la anomalía.

7.4 Etapas de uma prospecção gravimétrica para exploração do SAG

A execução de uma prospecção gravimétrica completa passa por várias etapas que se resumem a seguir:

- Prever formas e dimensões aproximadas das anomalias associadas ao aquífero que permitam imaginar a geologia local.
- Estabelecer um plano de medições, inicialmente ao longo de perfis, de tal forma que as anomalias fiquem definidas

7.4 Etapas de una prospección gravimétrica para exploración del SAG

La ejecución de una prospección gravimétrica completa pasa por varias etapas que se resumen a continuación:

- Prever formas y dimensiones aproximadas de las anomalías asociadas al acuífero que permita imaginar la geología local.
- Establecer un plan de mediciones, inicialmente a lo largo de perfiles, de tal forma que las anomalías queden definidas

pelomaiornúmerodemediçõespossíveis. Prever os pontos de amarração, tais como afloramentos, poços etc. para os diversos perfis.

- Localizar os pontos de medições sobre o terreno. A qualidade do nivelamento deve estar de acordo com a precisão requerida para o levantamento gravimétrico.
- Avaliar a importância das correções do relevo topográfico próximo. Neste caso, prever a realização de uma correção por topografia.
- Executar as medições gravimétricas retornando à estação-base de deriva previamente selecionada. A frequência de cada ciclo (o *loop*) depende da precisão desejada e do tipo de gravímetro utilizado.
- Efetuar as correções por deriva terrestre, após o qual se requer examinar a qualidade dos ciclos medidos e comparar os valores obtidos com os de retornos sucessivos à base.
- Efetuar a correção da altitude e da placa de Bouguer usando uma densidade escolhida em função da geologia local. Se o valor da densidade utilizada para essa correção estiver bem selecionada, a correlação entre os valores de g e a altitude se reduz ao mínimo. No caso em que a densidade selecionada resultar muito diferente da real, pode-se observar uma correlação líquida entre a altitude e o valor da gravidade; uma densidade menor tende a aumentar artificialmente a anomalia, uma densidade maior tende a diminuí-la.
- Filtrar os resultados trazando o regional Documento Técnico ou digitalmente, levando-se em conta os valores gravimétricos e os conhecimentos geológicos de que se disponham sobre a zona. Designar previamente as anomalias residuais para subtrair o regional dos perfis.
- Interpretar qualitativamente e, posteriormente, semiquantitativamente as anomalias residuais. Examinar se as conclusões estão de acordo com o que se conhece da geologia local.
- Propor a localização de um ou vários poços.
- Refinar a interpretação levando-se em conta os resultados das perfurações.

por el mayor número de mediciones posible. Prever los puntos de amarre, tales como afloramientos, pozos, etc. para los diversos perfiles.

- Localizar los puntos de medición sobre el terreno. La calidad de la nivelación debe estar de acuerdo a la precisión requerida para el levantamiento gravimétrico.
- Evaluar la importancia de las correcciones del relieve topográfico cercano. En su caso, prever la realización de una corrección por topografía.
- Ejecutar las mediciones gravimétricas regresando a la estación base de deriva previamente seleccionada. La frecuencia de cada ciclo (o *loop*) depende de la precisión deseada y del tipo de gravímetro utilizado.
- Efectuar las correcciones por deriva terrestre, después de lo cual se requiere examinar la calidad de los ciclos medidos y comparar los valores obtenidos con los de los retornos sucesivos a la base.
- Efectuar la corrección de altitud y de la placa de Bouguer usando una densidad escogida en función de la geología local. Si el valor de la densidad utilizada para esta corrección está bien seleccionada la correlación entre los valores de g y la altitud se reduce al mínimo. En el caso en el que la densidad seleccionada resulta muy diferente al real se podrá observar una correlación neta entre la altitud y el valor de la gravedad; una densidad menor tiende a aumentar artificialmente la anomalía, una densidad mayor tiende a disminuirla.
- Filtrar los resultados trazando el regional Documento Técnico o digitalmente teniendo en cuenta los valores gravimétricos y los conocimientos geológicos que se tengan de la zona. Designar previamente las anomalías residuales para restar el regional a los perfiles.
- Interpretar cualitativamente y posteriormente semi-cuantitativamente las anomalías residuales. Examinar si las conclusiones están de acuerdo con lo que se conoce de la geología local.
- Proponer la ubicación de uno o varios pozos
- Afinar la interpretación teniendo en cuenta los resultados de las perforaciones.