

## 2

## Métodos indiretos para investigação geotécnica

### 2.1.

#### Introdução

Na fase de investigação que antecede um projeto de engenharia, o mais comum é utilizar métodos diretos como sondagens à percussão, trado e rotativas, abertura de poços e até mesmo trincheiras para obter informações sobre o subsolo. O espaçamento entre estas investigações, no entanto, pode chegar facilmente a centenas de metros, por questão de custos, ou até milhares de metros, em casos de áreas com investigação restrita por questões ambientais ou dificuldade de acesso dos equipamentos de sondagem. Existem, contudo, situações de obra e pontos de maior sensibilidade para os quais este padrão de investigação não é suficiente.

Nestes casos, é necessário recorrer a técnicas indiretas de sondagem, que permitam obter maiores informações sobre o subsolo. A geofísica é uma ciência que desenvolve técnicas de investigação indireta utilizando conceitos físicos, com aplicação em geologia e geotecnia.

Os métodos geofísicos são aplicados à geotecnia baseados no conceito de que, se duas camadas geotécnicas são distintas, então suas propriedades físicas também o são. Ocorre que essa premissa nem sempre é válida, e este é um dos motivos pelos quais qualquer método indireto precisa ser coordenado com métodos diretos para correta interpretação. No entanto, mesmo quando muito pouca informação direta é possível, a coordenação de mais de um método indireto pode dar bons resultados.

Isso porque, ainda que seja possível que duas camadas distintas tenham uma propriedade em comum, dificilmente isso ocorrerá com todas as propriedades físicas, e por isso a combinação das informações de diferentes métodos gera um quadro mais realista do subsolo. É o caso, por exemplo, da exploração geofísica de hidrocarbonetos em áreas marítimas, que se utiliza basicamente de métodos gravimétricos, magnetométricos e sísmicos para a detecção de possíveis campos

produtores, já que a perfuração de poços para a obtenção de dados diretos tem custos impeditivos.

### **2.1.1.**

#### **Potenciais versus Ativos**

Os métodos geofísicos podem ser separados de forma simples entre métodos potenciais e métodos ativos. Os métodos potenciais são aqueles que medem uma propriedade sem precisar emitir qualquer sinal, enquanto os ativos são baseados na emissão de alguma forma de energia e na leitura de sua modificação pela interação com o subsolo. Essa energia pode ser mecânica, elétrica, etc.

A margem de erro em medidas com métodos potenciais pode ser grande, chegando em alguns casos à ordem de metros, o que numa obra linear significa que a propriedade medida tem grandes chances de não representar a área de interesse do levantamento. Além disto, quando aplicados em superfície, não fornecem informações em profundidade, portanto sua utilidade é mais restrita.

No caso dos métodos ativos, a margem de erro está intimamente ligada à fonte utilizada – fontes com maior energia tendem a cometer erros menores, pois estão menos sujeitas a interferências externas. Existem diversos métodos que fornecem informações que variam com a profundidade e vêm sendo aplicados comumente com fins de engenharia geotécnica.

### **2.1.2.**

#### **Superfície versus Downhole**

Os métodos geofísicos podem tanto ser aplicados em superfície quanto em aberturas em subsuperfície, como furos de sondagem e túneis, caso em que são nomeados tipo ‘downhole’. Alguns dos métodos downhole mais conhecidos são sísmica entre-poços, tomografia elétrica entre-poços, VSP (perfilagem sísmica vertical, da sigla em inglês) e ‘logging’ de propriedades como resistividade, radioatividade e velocidade ao longo das paredes do furo (Figura 2). A ISRM inclui ainda neste grupo as metodologias de investigação à frente de escavação de túneis [2].

No início, os métodos downhole eram maioria nas aplicações de geofísica rasa; mais recentemente, no entanto, a geofísica de superfície vem se firmando,

com diversos métodos recomendados para este tipo de investigação. Neste trabalho, serão analisados apenas métodos de superfície.

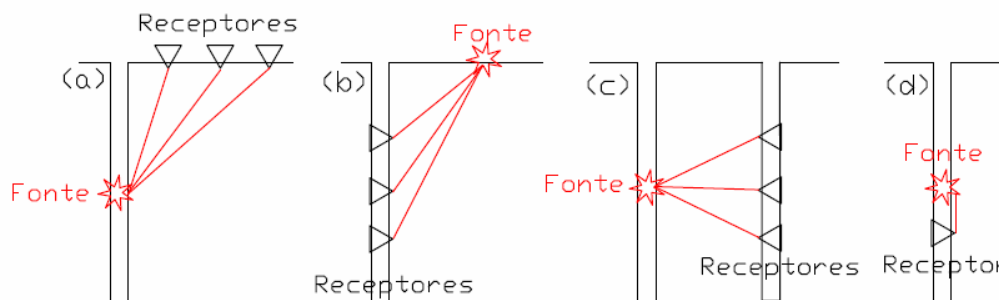


Figura 2: Possibilidade de arranjos em métodos tipo 'downhole'

### 2.1.3. Planejando uma Aquisição

Em suas recomendações [1,6], a ISRM lista os principais tópicos com que devemos nos preocupar ao planejar e realizar uma aquisição geofísica com fins em engenharia geotécnica. São eles: Aplicabilidade; Planejamento; Aquisição; Processamento; Interpretação; e Resultados.

Ao se planejar uma aquisição geofísica com fins geotécnicos, deve-se ter em mente que os diferentes métodos existentes são aplicáveis em casos distintos, e não darão bons resultados em todas as situações. É imprescindível, portanto, que este planejamento seja antecedido por um levantamento preliminar de dados geológicos sobre a região em estudo, de modo a permitir a correta escolha dos métodos geofísicos mais adequados.

A aquisição, assim como o processamento, deve ser feita com equipamento e cuidados adequados ao caso. É característico dos métodos geofísicos que eles descrevam o subsolo através de modelos, que, por definição, não são imagens perfeitas. A experiência do intérprete responsável pelo processamento e análise dos dados obtidos é quase tão importante quanto a correta escolha do método e aquisição destes dados.

Pode-se obter de métodos geofísicos informações tanto qualitativas como quantitativas, dependendo das características do local em estudo bem como do método utilizado. Alguns parâmetros geomecânicos de obtenção possível são grau de fraturamento de um maciço rochoso e resistência de um solo, dentre outros, dependendo do método utilizado e das características locais.

## 2.2. Métodos sísmicos

Os métodos sísmicos são métodos ativos que se utilizam de ondas sísmicas. Uma onda sísmica é uma perturbação mecânica do meio “que se propaga sem deslocamento de material, apenas energia” [7]. Como qualquer onda, suas principais características são frequência, comprimento de onda e amplitude, sendo que as duas primeiras são inversamente relacionadas para um determinado meio de propagação.

Existem vários tipos de ondas sísmicas, mas aquelas mais comumente utilizadas para estudos geotécnicos são as ondas compressoriais e as ondas cisalhantes. Elas diferem entre si pelo tipo de perturbação que geram em um meio: enquanto nas compressoriais a perturbação é paralela à direção de propagação da onda, nas cisalhantes ela é perpendicular. (Figura 3) Essa diferença acarreta também propriedades específicas que são aproveitadas pelos métodos sísmicos. Os métodos convencionais de sísmica utilizam apenas ondas compressoriais, pois sua aquisição é mais simples e barata, mas existem métodos aplicáveis a situações específicas que também utilizam as ondas cisalhantes, devido a propriedades que veremos a seguir.

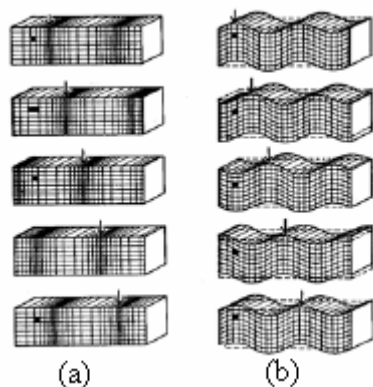


Figura 3: Propagação da onda sísmica (a) Compressional (b) Cisalhante [8]

Quando uma onda sísmica se propaga em subsuperfície, ela gera deslocamentos nas partículas constituintes deste meio, que, por sua vez, geram tensões sobre o meio. A relação entre tensão e deformação, em um meio elástico, é dada pela Lei de Hooke generalizada, que para um corpo isotrópico toma a seguinte forma:

$$\sigma_{ij} = \lambda \delta_{ij} \varepsilon_{kk} + 2\mu \varepsilon_{ij} \quad (1)$$

$$\tau_{ij} = \mu \gamma_{ij} \quad (2)$$

As constantes  $\lambda$  e  $\mu$  são chamadas Constantes de Lamé e representam o meio isotrópico.  $\mu$  é também chamada módulo de rigidez. No estudo sísmico, mais comum do que utilizar  $\lambda$  é utilizar  $K$ , o chamado ‘módulo bulk’ ou incompressibilidade do material, que é definido como:

$$K = \frac{\Delta \tau}{(\Delta V / V)} = \lambda + \frac{2}{3} \mu \quad (3)$$

Ao analisarmos a Lei de Hooke em conjunto com a Segunda Lei de Newton e o Teorema da Divergência de Gauss [9], obtemos as relações entre as propriedades elásticas do meio e a velocidade de propagação das ondas compressoriais e cisalhantes. Se escritas em função dos módulos bulk e de rigidez, estas relações tomam a seguinte forma:

$$V_p = \sqrt{\frac{K + 4/3 \mu}{\rho}} \quad (4)$$

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (5)$$

Nestas equações,  $\rho$  representa a densidade do meio, enquanto  $V_p$  e  $V_s$  são, respectivamente, as velocidades de propagação da onda compressional e da onda cisalhante. São também chamadas ondas primárias e secundárias, respectivamente, por conta de sua ordem de chegada (da comparação entre as equações,  $V_p > V_s$ ). As impedâncias compressional e cisalhante de um meio são definidas como

$$Z_p = V_p \cdot \rho \quad (6)$$

$$Z_s = V_s \cdot \rho \quad (7)$$

A variação de impedância (que depende de  $K$ ,  $\mu$  e  $\rho$ ) rege o fenômeno de reflexão e transmissão da onda elástica na interface entre dois meios. Esta é a propriedade que o método sísmico pretende identificar para individualizar as diferentes camadas que constituem o subsolo, que é tomado como um meio elástico.

$K$ ,  $\mu$  e  $\rho$  são influenciados por:

- minerais componentes do subsolo;
- níveis de compactação e consolidação da camada;
- fluido que preenche os poros;

- estrutura da rocha;

dentre outros parâmetros. No caso de materiais inconsolidados, o fluido intersticial tem um impacto muito maior na propagação de ondas acústicas no material. [10]

Embora as variações das propriedades mecânicas possam ser usadas para identificar a mudança entre camadas, seus valores absolutos não têm tanto significado para caracterização geológica. Isto porque, os intervalos de velocidades esperadas para cada tipo litológico são grandes e há grande sobreposição de valores, como se pode ver na Figura 4.

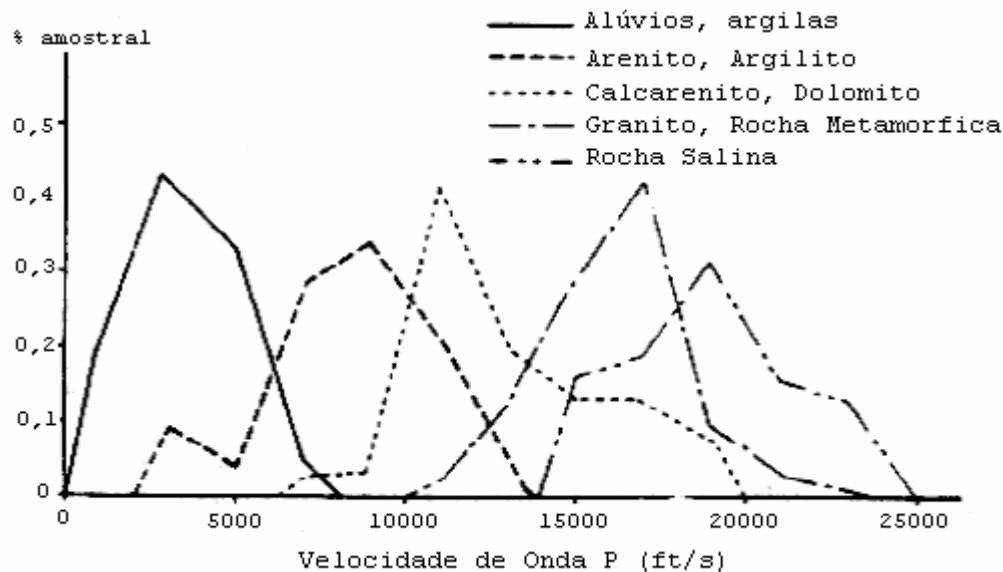


Figura 4: Freqüência amostral de Velocidades de Onda P para diferentes litologias (adaptado de [9])

Além de servir como indicador qualitativo, a velocidade de onda P obtida em levantamentos sísmicos pode ser utilizada para estimar, a categoria de escavabilidade de um material de acordo com REDAELLI e CERELLO [12], conforme pode ser visto na

Tabela 3. No caso de solos, em aquisição multicomponente, estudos indicam que a velocidade de onda S pode ser correlacionada com a resistência ao cisalhamento do solo. [11]

Tabela 3: Correlação entre velocidade sísmica e escavabilidade [12]

Velocidade de Ondas Sônicas (m/s)	Característica do Material	Categoria do Material
300 a 800	Escavável (equipamento normal)	1 <sup>a</sup>
800 a 2200	Escarificável (trator D-9)	1 <sup>a</sup>
2200 a 2600	Transição	2 <sup>a</sup>
>2600	Escavação por explosivo	3 <sup>a</sup>

Os métodos sísmicos têm sua resolução e penetração diretamente influenciadas pela frequência da onda utilizada. As frequências mais altas, que correspondem a comprimentos de onda menores, permitem identificação de camadas menos espessas, mas sofrem maior efeito de atenuação pelos meios geológicos e por isso não alcançam grandes profundidades [13].

No caso de investigações rasas, essa característica tem grande implicação. As camadas mais superficiais, se comparadas com as mais profundas, costumam ser menos espessas, e para identificá-las é necessário utilizar comprimentos de onda menores (que correspondem a frequências mais altas). Ao mesmo tempo, as camadas menos consolidadas tendem a gerar maior atenuação de altas frequências (por oferecerem maior resistência à passagem da onda), dificultando a penetração da onda.

Um sistema de aquisição sísmica é constituído, basicamente, de quatro partes: fontes, receptores, equipamentos de controle e de gravação de dados. A fonte é o dispositivo responsável por gerar a perturbação que dá origem à onda sísmica. A fonte que consegue liberar toda a sua energia em um único instante, chamada 'spike', é considerada a fonte sísmica ideal, pois o processamento necessário neste caso é bem menos custoso e a interpretação, mais simples. No entanto, ela é irrealizável, e na prática são utilizados diferentes tipos de fontes. A forma básica de seu sinal é chamada wavelet, que é aproximada por uma função matemática, um dos parâmetros para o processamento dos sismogramas (Figura 5).

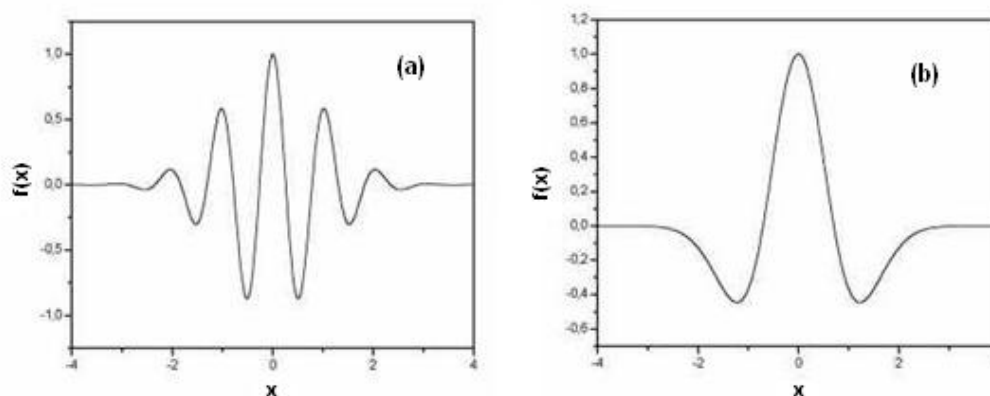


Figura 5: Exemplos de Wavelets (a) Morlet (b) Chapéu Mexicano

O receptor é o sensor que identifica as deformações sofridas pelo meio na passagem da onda mecânica. Existem sensores que funcionam acoplados ao solo (geofones) e aqueles desenvolvidos especialmente para operar sobre lâmina

d'água (hidrofonos). São propriedades importantes de um receptor sua sensibilidade (qual o deslocamento mínimo perceptível para o aparelho) e sua interação com o solo (eles devem ser solidários para correta captação da perturbação). A garantia da boa instalação do geofone é uma das características que causa uma demora maior nas aquisições terrestres, não sendo, no entanto, impactante em água. Mais recentemente, o uso (ainda restrito) de acelerômetros como sensores tem melhorado os resultados do método sísmico por representar melhor condição de ambas as propriedades. O resultado obtido por cada sensor, em uma aquisição, é chamado traço.

O traço é um conjunto de dados discretos adquiridos a intervalos de tempo regulares. A propagação da onda em subsuperfície, no entanto, é um fenômeno contínuo. O teorema da amostragem de Nyquist estabelece que, para que uma função contínua possa ser reconstruída a partir de dados não contínuos, é necessário que se obtenha pelo menos duas amostras por período desta função. Portanto, o intervalo entre as leituras do receptor (amostragem,  $\Delta t$ ) pode ser relacionado à maior frequência que se pretender adquirir (frequência de Nyquist,  $f_N$ ) por

$$\Delta t = \frac{1}{2f_N} \quad (8)$$

Quando a amostragem é inferior ao determinado pela equação 8, ocorre o efeito de faseamento (aliasing), que gera uma distorção do dado adquirido (Figura 6). Se a amostragem utilizada é muito maior, gera-se um excesso de dados a serem processados, aumentando com isto o custo, sem um correspondente aumento de qualidade. Efeito semelhante, chamado faseamento espacial, pode ocorrer se o espaçamento entre receptores for muito grande, mas sua antecipação é mais difícil por depender de características do subsolo que normalmente não se conhece antes da aquisição.

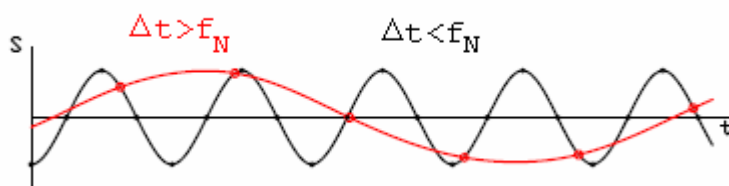


Figura 6: O fenômeno de Faseamento



A correta gravação dos dados é imprescindível para o sucesso do método sísmico. O equipamento deve ser confiável, ter grande capacidade (memória) e velocidade de acesso, já que o volume de dados de um sismograma pode ser significativo. O equipamento de controle, chamado sismógrafo, é utilizado para controlar os parâmetros da aquisição, como o intervalo de amostragem e seu tempo total. Ele conversa com os outros componentes, fazendo a interface do sistema com o usuário.

### **2.2.1. Sísmica rasa de reflexão**

A Sísmica Rasa de Reflexão (SSR – Shallow Seismic Reflection) nada mais é do que o método sísmico convencional aplicado a pequenas profundidades. Sua utilização em escala comercial se tornou possível a partir do barateamento da aquisição sísmica, e conseqüente aumento de equipamentos disponíveis, na década de 1970.

Normalmente, utiliza-se como receptores geofones verticais (que registram apenas o deslocamento vertical da superfície), e como fonte uma marreta sobre placa metálica – que gera apenas ondas compressionais. Outras opções de fontes incluem explosivos, caminhões vibratórios (para ondas S) e, em lâmina d'água, canhões de ar, que em caso de necessidade de repetibilidade nos resultados podem ser usados também em terra, instalados em buracos preenchidos com água.

#### **2.2.1.1. Fundamentos teóricos e aquisição**

Quando uma onda sísmica, propagando-se em um meio, encontra uma mudança brusca de impedância, ela sofre o fenômeno de reflexão, repartindo-se em três: uma parte é transmitida ao meio seguinte, uma parte é refletida de volta ao meio incidente, e uma terceira passa a se propagar paralelamente à superfície de contato entre os dois meios. Eventualmente há também o fenômeno de conversão, com a formação de ondas S a partir de ondas P e vice-versa. A partição da energia da onda nestas novas componentes depende do contraste entre as propriedades de ambos os meios e do ângulo de incidência da onda.

A sísmica de reflexão pretende modelar o subsolo utilizando-se do segundo grupo, as ondas refletidas, que retornam à superfície e alcançam os receptores lá implantados. Ao passar, a onda gera um deslocamento no terreno, que é identificado pelo sensor – a amplitude de determinado ponto de um traço representa o deslocamento medido no momento correspondente.

Na sísmica rasa, por definição, as profundidades de investigação são baixas se comparadas com as aquisições convencionais. No caso da sísmica de reflexão, uma consequência disto é o espaçamento entre fonte e receptor ser limitado pelo ângulo de incidência crítico – a partir do qual, pela lei de Snell-Descartes (equação 9), não há onda refletida, apenas refratada e transmitida.

$$\frac{\sin i}{V_i} = \frac{\sin t}{V_t} \quad (9)$$

O ângulo de incidência crítico é definido como aquele para o qual a ângulo de transmissão é reto. Considerando uma superfície de reflexão plana, da geometria do problema temos que

$$\frac{\sin i}{V_i} = \frac{1}{V_t} \Rightarrow \frac{V_t}{V_i} = \frac{4h^2 + x^2}{2x} \quad (10)$$

Deste modo, a distância máxima ‘x’ entre fonte e receptor para a qual a onda refletida será captada é função do contraste de velocidades entre camadas e da profundidade de interesse da investigação. Este valor precisa ser estimado para a correta programação da aquisição, caso contrário é possível que haja desperdício de esforços, com a instalação de geofones que, por estarem muito distantes da fonte, não serão capazes de obter qualquer informação útil para este método.

Em caso de investigações de trechos de maior comprimento pode-se utilizar a concatenação de várias linhas sísmicas. Para que esta concatenação possa ser feita sem a perda de informações, é necessário que as linhas se sobreponham em determinados trechos, o que aumenta os custos bem como o tempo necessário para a aquisição.

A geometria da aquisição pode variar, dependendo da posição relativa entre fonte e receptores. A Figura 7 apresenta as mais comuns na aquisição 2D, que são a ‘central-shot’ (em que a fonte fica no centro da linha de receptores) e a ‘end-shot’ (com a fonte em um dos extremos da linha).

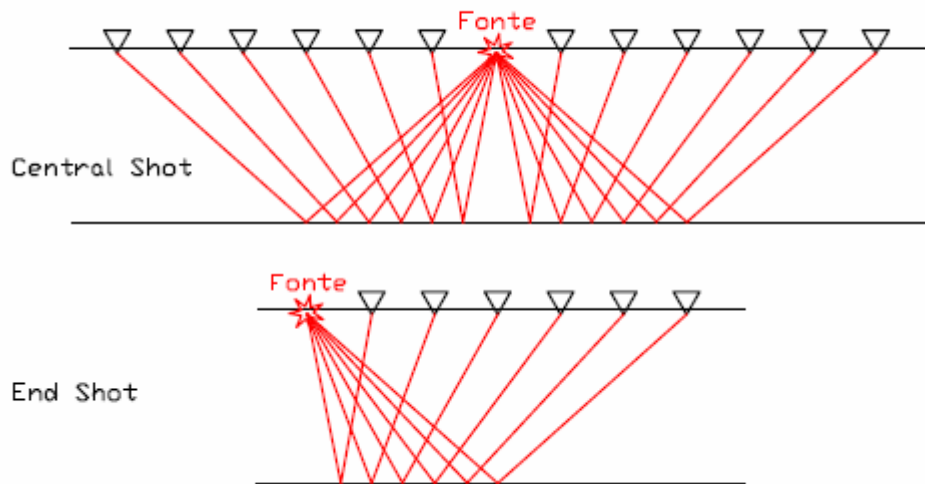


Figura 7: Geometrias de aquisição sísmica 2D

O uso da sísmica rasa é também limitado pelo problema de ruídos, que em determinadas situações podem superar em energia a própria fonte utilizada pelo método, comprometendo significativamente a qualidade dos dados. Filtros podem ser utilizados no processamento para a retirada de ruídos aleatórios, mas quando um ruído coerente (não-aleatório) está presente isto pode não ser suficiente. Um dos métodos utilizados para reduzir este efeito é o chamado CMP (Common Mid-Point) ou CDP (Common Depth Point). Trata-se de agrupar, em um mesmo traço, diversos outros que correspondam a um mesmo ponto de reflexão em subsuperfície. Quando esta soma é realizada, o efeito do ruído, coerente ou não, é significativamente reduzido, sendo acentuado o dado de interesse (Figura 8). Esta técnica é amplamente utilizada; no entanto, tem impacto negativo sobre o tempo para aquisição dos dados, já que é necessária redundância (chamada cobertura). O processo de empilhamento CMP pode ser realizado com ambas as geometrias de aquisição, apenas diferindo o número de linhas a serem utilizadas para uma mesma cobertura.

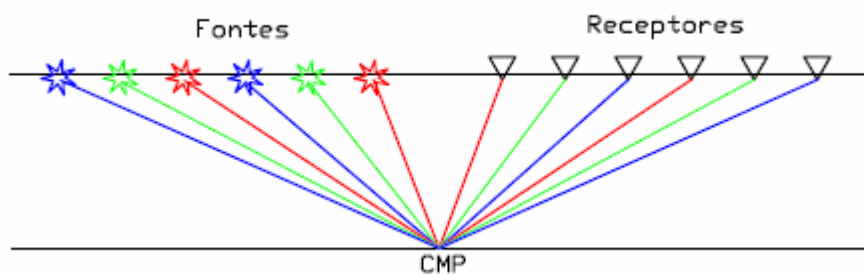


Figura 8: Empilhamento em método CMP

### 2.2.1.2.

#### Processamento e análise de dados

Os dados resultantes de uma aquisição sísmica são chamados sismogramas. O processamento de um sismograma envolve a utilização de variado leque de ferramentas para seu melhoramento, com o objetivo de transformá-lo em uma imagem realista da subsuperfície.

Não existe uma receita que seja a melhor opção para todos os casos, e por isso o processamento pode se tornar bastante complexo. É comum, quando se estuda uma área, escolher uma seção e com ela fazer testes com vários esquemas de processamento. Aquele que apresentar melhor resultado será utilizado para o resto das seções, podendo haver pequenas variações para eliminação de dados indesejáveis pontualmente. Em casos mais complexos, pode ser necessário um processamento específico e, por vezes, para visualizar bem determinada área da seção é preciso sacrificar a qualidade do resto da mesma.

O passo inicial do processamento sísmico convencional é aplicar alguma ferramenta de ganho - para compensar a perda de energia, que é progressiva com a profundidade alcançada pela onda (teorema de Huygens). Em seguida vem o chamado “empilhamento”. Trata-se de somar (ou “empilhar”) diferentes traços sísmicos que tenham pontos de reflexão em comum (CMP), buscando aumentar a razão sinal/ruído [14]. O passo seguinte, chamado “deconvolução”, é a aplicação de uma função matemática para retirada do efeito da fonte. Por fim, a migração é um processo que visa transformar as seções, colocando as camadas em suas posições reais. Este último passo é o mais demorado e também o que mais demanda esforço computacional.

Os filtros estão entre as ferramentas mais importantes no processamento. São operadores que modificam o sinal lido, com um objetivo específico. Podem ser citados os filtros de forma – que modifica a wavelet para uma forma desejada; filtros passa-banda – elimina frequências indesejadas, limitando o sinal à frequência que se quer estudar; filtros de predição – úteis em casos com reverberação. Existem vários programas de processamento de sinais disponíveis no mercado que incluem toda essa gama de ferramentas.

A determinação da velocidade de propagação da onda em cada camada é imprescindível para o processo de migração, bem como para a extração de propriedades do subsolo. A fase do processamento responsável por esta determinação é chamada Análise de Velocidades [15], e consiste basicamente em determinar qual valor de velocidade é capaz de horizontalizar determinado evento quando este é corrigido pela equação

$$t^2 = t_0^2 + \left(\frac{x}{V}\right)^2 \quad (11)$$

Esta expressão, que pode ser deduzida a partir do Teorema de Pitágoras, relaciona o tempo de trânsito  $t$ , velocidade  $V$  e distância fonte-receptor (offset,  $x$ ). Partindo-se do pressuposto de que as camadas em subsuperfície são horizontais, o valor de velocidade que permitir uma correção melhor deve ser a velocidade média quadrática (de todas as camadas acima) para aquela profundidade. A partir deste valor, é possível calcular a velocidade intervalar (individual da camada), que se pode tentar correlacionar com suas propriedades geomecânicas.

Uma das dificuldades encontradas no processamento é a separação entre a onda refletida e a refratada. Na sísmica profunda, a onda refratada raramente tem influência nos resultados; mas na sísmica rasa ela pode se sobrepor à onda refletida que se pretende interpretar, e precisa ser retirada durante o processamento. Por ser um 'ruído' coerente, no entanto, essa retirada pode ser bastante difícil. A mesma dificuldade é encontrada para retirar o sinal das ondas que são geradas pela fonte e se propagam pelo ar. [16]

Na interpretação do sismograma migrado, podem ser identificadas diversas estruturas geológicas, sendo o contraste de nível de compactação/coerência entre as camadas o mais relevante para registro neste método. Alguns exemplos são camadas de solo, especialmente o contato solo transportado - solo residual, topo rochoso, zonas de falha ou de muitas fraturas, blocos etc. dependendo das características locais e da qualidade da informação obtida.

### **2.2.2. Sísmica de refração**

O Método Sísmico de Refração foi, na verdade, o primeiro método de superfície a ser utilizado com bons resultados para análise de interfaces pouco

profundas, na investigação de maciços rochosos [9]. Consiste na instalação de receptores mais afastados da fonte, com vista em captar a onda sísmica refratada – que, conforme explicado (item 2.2.1), é a onda que se propaga na interface entre dois meios.

A sísmica de refração costuma ser usada para estudos extremos da subsuperfície: muito profundos (para estudos dos limites da crosta terrestre) ou bastante rasos, até 30 m de profundidade. O equipamento utilizado é basicamente o mesmo do método de reflexão, estando a diferença nos parâmetros de aquisição e no processamento dos dados.

### 2.2.2.1. Fundamentos Teóricos e Aquisição

A onda sísmica refratada é aquela que se propaga paralelamente à superfície de contato entre duas camadas com propriedades distintas, quando a velocidade de propagação da onda na camada de onde vem a onda (meio 1) é inferior à daquela que se segue (meio 2). Nestas situações, a teoria de Snell-Descartes nos indica a existência do chamado ‘ângulo crítico’, a partir do qual existe a tripartição da onda, e que pode ser calculado por

$$\frac{\sin i}{V_1} = \frac{\sin r}{V_2}; \sin r = 1 \rightarrow i_{\text{critico}} = \arcsin\left(\frac{V_1}{V_2}\right) \quad (\text{equação 12})$$

Quanto maior a distância entre fonte e receptor, maior o ângulo de incidência do raio. Por conta disto, a sísmica de refração é indicada para investigações rasas de maior extensão, pois os receptores devem ser instalados a distâncias maiores da fonte para que se colete preferencialmente a onda refratada.

A propagação da onda refratada é regida pelas propriedades do meio 2, ou seja, ela se propaga mais rapidamente que a onda direta e, a partir de determinado afastamento, é a primeira onda a chegar (Figura 9).

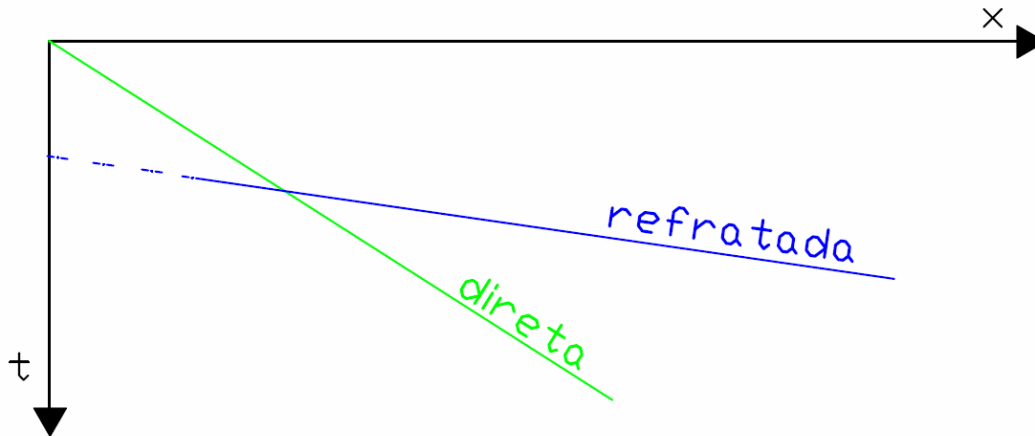


Figura 9: Esquema de comparação entre onda direta e onda refratada

A velocidade de cada camada é obtida diretamente a partir da inclinação do gráfico tempo de trânsito versus afastamento. Para que se possa fazer a correta interpretação das velocidades e espessuras das camadas, no caso de algumas das superfícies não serem horizontais, é necessário fazer mais de uma aquisição, mas com os receptores na mesma posição, mudando-se apenas a localização da fonte. São feitas aquisições em sentidos opostos (adiante e à ré), sendo normalmente realizada também uma aquisição com a fonte no meio da linha (Figura 10).

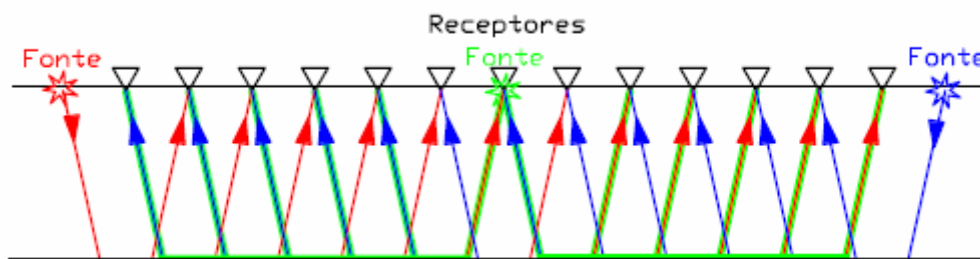


Figura 10: Geometria de aquisição sísmica pelo método de refração

Na sísmica de refração, o problema do ruído costuma ser solucionado com a realização de várias aquisições com a fonte e receptores no mesmo ponto, para aumentar a razão sinal/ruído. Como em geral o processo mais demorado é a instalação dos receptores, essa redundância não tem grande impacto sobre o tempo de realização da aquisição.

Barton [17] indica que o uso deste método no início das investigações para uma obra subterrânea em maciços rochosos rasos fornece “um perfil de  $V_p$  em função da profundidade que tem valor inestimável para uma melhor programação das investigações de sub-superfície, especialmente para a locação das sondagens para retirada de amostras e ensaios de permeabilidade”.

Isto porque, com pouca cobertura, o maciço costuma ter suas fraturas mais abertas, o que acentua a diferença de propriedades elásticas entre áreas de maior e menor fraturamento. O método de refração é especialmente indicado para identificar estas mudanças porque o percurso do raio refratado é paralelo às camadas, permitindo percorrer maior extensão no mesmo material.

A análise da redução da velocidade de propagação da onda em relação à da rocha matriz pode fornecer dados quantitativos sobre a densidade de fraturas do maciço, permitindo uma classificação geomecânica do mesmo. As condições das fraturas, como existência de preenchimento e rugosidade, no entanto, não impõe mudanças significativas à velocidade de propagação da onda e, portanto, não podem ser inferidas [18].

Uma das principais limitações do método é que, para que a onda refratada seja gerada, é necessário que a velocidade das camadas seja crescente com a profundidade (eq. 12). Quando uma camada tem velocidade menor do que a que se encontra acima, ela não será identificada pela sísmica de refração. Isto é comum em solos transportados, como colúvios e aluviões, e por isso quando o método é aplicado em tais condições geológicas deve-se atentar para esta possibilidade.

De forma geral, pode-se dizer que o método de refração é indicado principalmente para observar mudanças laterais na subsuperfície; já o método de reflexão obtém melhores resultados quando o interesse é verificar principalmente mudanças verticais nas propriedades, uma vez que não possui a limitação referenciada no parágrafo anterior.

#### **2.2.2.2.**

#### **Processamento e análise de dados**

O processamento de dados de sísmica de refração é mais simples do que aquele aplicado à reflexão. Após uma filtragem simples para retirada de ruídos grosseiros, passa-se à primeira etapa, que consiste na identificação das refrações – chamada “first break picking”, ou “escolha da primeira chegada”. Com os pontos escolhidos pelo operador, é possível criar um gráfico simplificado de tempo de trânsito versus afastamento (Figura 11).



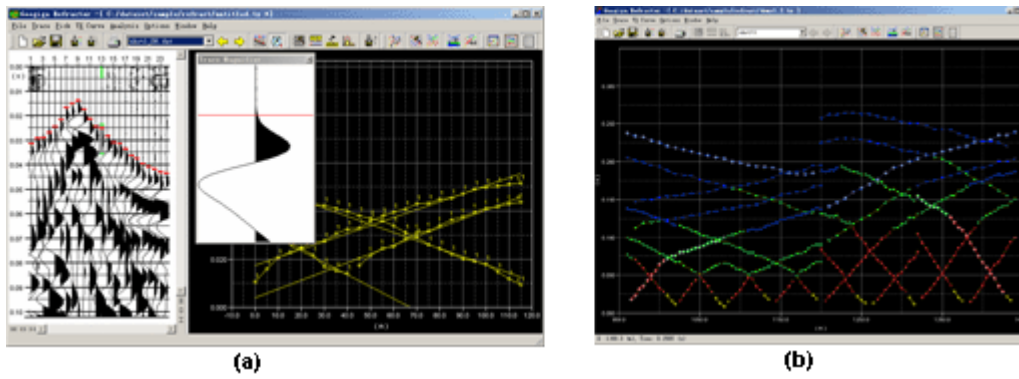


Figura 11: Exemplo de software de processamento (a) First Break Picking (b) Tempo versus afastamento para diversas fontes [19]

A velocidade das camadas pode ser calculada diretamente deste gráfico. A velocidade de propagação da onda na primeira camada é o inverso da inclinação da primeira reta, que representa a onda direta. As velocidades e espessuras das camadas subsequentes são calculadas a partir das inclinações e tempos de chegada de cada uma das outras retas.

Quando as camadas não forem horizontais, os gráficos de aquisição adiante e à ré apresentarão inclinações diferentes; nestes casos, é possível calcular a velocidade de propagação da onda e espessura de cada camada utilizando dados de ambos os gráficos. Existem vários métodos para esta determinação, sendo o mais utilizado o GRM (Método Recíproco Generalizado, na sigla em inglês), que consiste em algumas aproximações associadas a uma manipulação algébrica bastante simples (Figura 12). O tiro com a fonte no meio da linha, quando realizado, serve para controle de qualidade, permitindo a identificação de dados incongruentes.

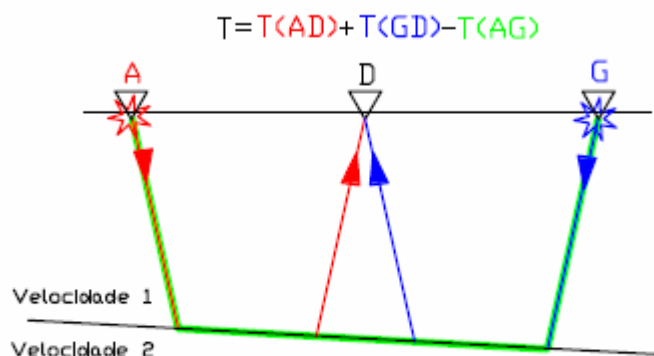


Figura 12: Conceito do método GRM

Quando uma mesma camada tem propriedades variando no eixo x, o sismograma apresenta vários trechos retos, que podem ser tratados individualmente para identificação de propriedades de cada um. Por exemplo, no caso de haver uma zona de falha em um maciço rochoso, a velocidade de propagação seria diminuída em certo intervalo, mudando a inclinação da reta, mas ainda poderia ser calculada.

### 2.2.3. Sub-bottom profiler

O uso do método sísmico em áreas submersas, especialmente de grande extensão, é possível utilizando-se receptores e fontes especiais. O sub-bottom profiler, ou simplesmente SBP, é um dispositivo sísmico simplificado, que reúne, em um só aparelho, fonte e receptor sísmicos e equipamento de registro dos dados (Figura 13). Foi desenvolvido para aquisições em lâminas d'água relativamente rasas, tanto em rios quanto no chamado “shore approach” (aproximação de costa para estruturas marítimas). A fonte é um canhão de ar com frequência central que pode variar de 1 a 15 KHz, enquanto o receptor é um hidrofone com resolução compatível com a frequência da fonte.



Figura 13: Equipamento SBP da marca Edge Tech [20]

A alta frequência da fonte faz com que a penetração do sinal seja restrita. O método é utilizado apenas em água, material para o qual a atenuação é proporcionalmente pequena, e permite imagear as camadas mais superficiais abaixo da lâmina d'água, dependendo de suas propriedades mecânicas.

### 2.2.3.1. Fundamentos teóricos e aquisição

Como apresentado no item 2.2.1.1, a partição da energia da onda na interface entre dois meios depende de suas propriedades e do ângulo de incidência da onda. Esta partição é regida pelas equações de Zoeppritz. Para o caso de uma onda com incidência normal, estas equações são simplificadas, e temos que

$$r = \frac{(Z_2 - Z_1)}{(Z_2 + Z_1)} \quad ; \quad rf = 0 \quad ; \quad t = \frac{2Z_2}{(Z_2 + Z_1)} \quad (13, 14, 15)$$

Neste caso, os coeficientes de reflexão (r) e de transmissão (t) podem atingir módulos maiores do que 1, pois têm significado vetorial – representam o deslocamento das partículas do meio. O coeficiente de refração (rf) é nulo porque em incidência normal não há geração de onda refratada ( $i = 0 < \text{ângulo crítico}$ ).

Se tomarmos as camadas de subsuperfície como aproximadamente horizontais teremos, no caso do SBP – em que fonte e receptor estão muito próximos – que a incidência pode ser considerada normal, e as equações 13, 14 e 15 são válidas. Neste caso, a modelagem numérica é bastante simples e os dados podem ter interpretação preliminar sem necessidade de processamento, dependendo do nível de ruído. O SBP lida apenas com ondas compressoriais, já que ondas cisalhantes não se propagam em fluidos.

A aquisição é realizada pelo “caminhamento” do equipamento pela linha que se deseja estudar, em velocidade constante e geralmente com o apoio de um GPS para garantir sua correta localização. Pode ser puxado manualmente e, em lâminas d’água mais profundas, é necessário acoplá-lo a um barco, o que dificulta o controle da velocidade e aumenta a importância de dados de GPS para possíveis correções de posicionamento no processamento. O resultado obtido é um perfil contínuo do subsolo, com amostragem proporcional à velocidade empregada no caminhamento, daí a importância de manter uma velocidade constante ou, ao menos, conhecida.

Dentre as limitações do método está a lâmina d’água, que precisa ser de pelo menos 50 centímetros para garantir o bom funcionamento do equipamento. Outra questão é que, a depender da frequência utilizada, a geologia pode ser um forte limitante, já que dependendo das características do solo a atenuação pode ser muito intensa.

### 2.2.3.2.

#### Processamento e análise de dados

Uma das grandes dificuldades da aquisição sob lâmina d'água é a ocorrência das chamadas reflexões múltiplas. A impedância da água é muito maior do que a impedância do ar. Este forte contraste faz com que a onda sísmica ascendente, ao se deparar com a interface água-ar, sofra uma reflexão praticamente sem transmissão de energia (das equações 13 e 15,  $r \approx -1$  e  $t \approx 0$ ). Essa reflexão acaba por funcionar como uma nova fonte, cujo sinal se sobrepõe ao original e dificilmente é retirada por um mecanismo automatizado – é necessária a intervenção do especialista para identificá-la. Assim, a freqüente ocorrência de múltiplas se apresenta como o maior desafio em termos de processamento dos sismogramas, mas um intérprete experiente deve ser capaz de separar as múltiplas das reflexões que realmente interessam, já que sua geometria pode ser inferida.

Outro tipo de ruído comum é o motor de barcos, especialmente quando é necessário o acoplamento com o equipamento. Como motores geram ruídos coerentes, a fase inicial do processamento não consegue retirá-lo facilmente; ao mesmo tempo, não é possível utilizar a técnica CMP, e por isso são necessários filtros adicionais.

O SBP costuma apresentar resultados mais interessantes em rios com camadas intercaladas de sedimentos argilosos e argilos-siltosos, que permitem melhor penetração do sinal, sendo possível também mapear o topo rochoso se este estiver na profundidade de alcance da onda sísmica. Sedimentos arenosos tendem a atenuar o sinal e, por isso, não fornecem resultados tão satisfatórios na maioria dos casos. O SBP se apresenta como um método primordialmente qualitativo.

### 2.3.

#### Métodos elétricos e eletromagnéticos

Nomeados a partir da energia utilizada para sondar o meio, os métodos elétricos e eletromagnéticos são diversos e bastante poderosos. As propriedades físicas que regem este grupo de métodos são três, como veremos a seguir.

A Condutividade Elétrica ( $\sigma$ ) de determinado material representa a facilidade com que uma corrente elétrica sobre ele aplicada poderá circular. A

Unidade no Sistema Internacional usada para representá-la é o Siemen/metro. Seu inverso é chamado Resistividade Elétrica ( $\rho$ ).

A condutividade é a constante que relaciona a intensidade de corrente e o campo elétrico na Lei de Ohm

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} \quad (16)$$

Para correntes alternadas, a condutividade varia com a frequência da corrente aplicada; no entanto, na prática condutividades na faixa de 1 a 103 milimhos/m podem ser consideradas independentes da frequência.

Solos e rochas são formados por minerais que, em sua maioria, têm condutividade muito baixa. Por isso, em geral a condutividade é eletrolítica e se manifesta através do excesso de umidade dos vazios da substância. Existem, no entanto, minerais condutivos como carbono, magnetita, pirrotita, entre outros, que podem ocorrer em rochas e que aumentam significativamente a condutividade total. Os fatores que influenciam a condutividade de solos e rochas são, portanto:

- Porosidade, forma e tamanho dos vazios;
- Teor de umidade;
- Concentração de eletrólitos dissolvidos na água;
- Temperatura e fase da água nos vazios;
- Quantidade e composição dos colóides;
- Formação mineral.

A Permissividade Dielétrica ( $\epsilon$ ) é a constante de proporcionalidade entre o campo elétrico e a polarização,

$$\vec{D} = \epsilon \vec{E} \quad (17)$$

É comum representar essa propriedade do meio pela constante dielétrica, que nada mais é que uma razão com a permissividade dielétrica do vácuo  $k = \epsilon/\epsilon_0$ . Também a constante dielétrica é bastante influenciada pela umidade do material, pois a água com íons dissolvidos causa grande atenuação do campo eletromagnético aplicado sobre o meio. A Figura 14 ilustra essa influência.

$$\vec{B} = \mu \vec{H} \quad (18)$$

Na equação 18, o campo magnético H e o campo de indução magnética B são relacionados pela chamada Permeabilidade Magnética ( $\mu$ ). No caso de materiais geológicos, no entanto, esta propriedade pouco varia e está muito próxima da permeabilidade magnética do vácuo. Como os métodos geofísicos se

baseiam na variação das propriedades, a permeabilidade magnética é das três a menos relevante.

A Tabela 4 indica resistividades e constantes dielétricas típicas de alguns tipos de solos e rochas, juntamente com outros materiais, a título de comparação.

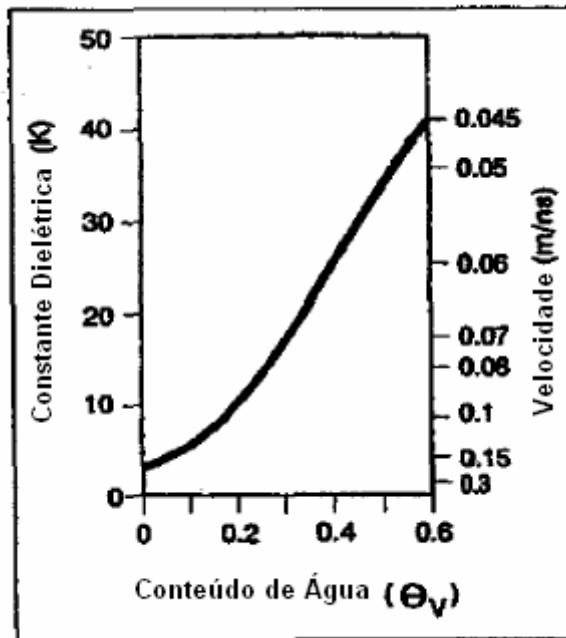


Figura 14: Conteúdo de água versus constante dielétrica [21]

Tabela 4: Propriedades elétricas dos materiais (adaptada de [21,22])

Tipo de Material	Condutividade (mS/m)		Constante Dielétrica	
	Seco	Saturado	Seco	Saturado
Ar	0	-	1	-
Água Destilada	-	0,01	-	81
Água do Mar	-	3000	-	81
Argilas	2	1000	5	40
Areias e Cascalhos	0,01	0,1-1	2-6	20-30
Siltitos	1	30	5	100
Arenitos	0,01	40	2-6	20-30
Calcáreos	0,5	2	4	8
Granito	0,01	1	5	7
Diabásio	10	100	7	8
Basalto	1	10	6	8
Concreto	0	0	5,5	12,5
Ferro / Aço	109	-	1	-
PVC	0	-	3-5	-

### 2.3.1. Caminhamento elétrico

O Caminhamento Elétrico, também chamado Tomografia Elétrica ou Sondagem Elétrica Multi-eletrodo (SEM), tem por princípio a transformação do

solo em um grande resistor, por meio da aplicação de uma corrente elétrica de baixa intensidade. Com a utilização de pares de eletrodos, é possível medir a resistividade do solo em diferentes pontos, e várias profundidades, produzindo assim um perfil resistivo do subsolo.

Essa resistividade é então correlacionada com camadas geotécnicas. A grande dificuldade do método reside no fato de que o valor de resistividade medido de um ponto é influenciado por todos os pontos em sua vizinhança, e por isso a correlação não é tão simples. Por isso mesmo, o caminhamento elétrico costuma ser usado com objetivos qualitativos, mais do que quantitativos.

A Figura 15 apresenta o um conjunto completo de equipamento para aquisição.



Figura 15: Equipamento ER 300 de Caminhamento elétrico, com detalhe de instalação do eletrodo no solo

### 2.3.1.1. Fundamentos teóricos e aquisição

Digamos que se instalem, numa superfície geológica, dois pares de eletrodos. Em um deles, que denominaremos AB, se aplica uma corrente de módulo  $I$ , para no outro (MN) medir a diferença de potencial entre cada eletrodo. (Figura 16)

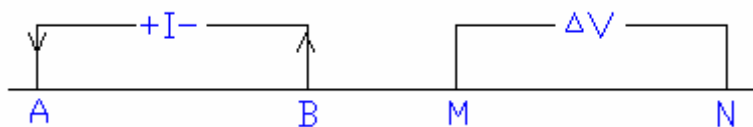


Figura 16: Esquema dos pares de eletrodos de corrente (AB) e potencial (MN)

Se traçarmos em torno de um eletrodo uma superfície semi-esférica qualquer, por simetria, a densidade de corrente  $J$  terá direção radial e módulo igual em qualquer ponto desta superfície. A integral de  $J$  sobre a semi-esfera será

$$I = \int \vec{J} \cdot d\vec{s} = \vec{J} \cdot 2\pi R^2 \rightarrow \vec{J} = \frac{I}{2\pi R^2} \quad (19)$$

Pela lei de Ohm (equação 16),

$$\vec{J} = \frac{E}{\rho} \rightarrow |E| = \frac{I\rho}{2\pi R^2} \quad (20)$$

O módulo do campo elétrico gerado por um eletrodo pontual é, portanto, inversamente proporcional ao quadrado da distância. A diferença de potencial,  $V$ , se relaciona com o campo eletromagnético através de

$$V_M^N = \int_M^N \vec{E} \cdot d\vec{l} = \frac{I\rho}{2\pi} (R_1^{-1} - R_2^{-1}) \quad (21)$$

Onde  $R_1$  e  $R_2$  são as distâncias dos pontos  $M$  e  $N$  ao eletrodo  $A$ , respectivamente. O potencial absoluto de um ponto é aquele para

$$(R_2 \rightarrow \infty) \Rightarrow V_p = \frac{I\rho}{2\pi R} \quad (22)$$

Com isso, conclui-se que o potencial de um ponto qualquer em um meio é inversamente proporcional a sua distância à fonte. Então, para os pontos  $M$  e  $N$ ,

$$V_M = \frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) ; \quad V_N = \frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right) \quad (23; 24)$$

Reunindo as duas equações e isolando a resistividade, temos que

$$\rho = \frac{2\pi}{1/AM - 1/BM - 1/AN + 1/BN} * \frac{\Delta V_{MN}}{I} \quad (25)$$

O primeiro fator do segundo membro depende unicamente da disposição geométrica dos quatro eletrodos, e por isso é denominado fator geométrico ( $K$ ).

Meios geológicos são não-homogêneos. Nesta situação, haverá variação da resistividade de um ponto para outro. No entanto, cada medição de DDP é influenciada por todo um segmento do meio que se quer analisar. Isso quer dizer que a resistividade lida não é real, mas uma resistividade aparente, influenciada pelas propriedades elétricas não homogêneas do meio e pela geometria dos eletrodos.

A capacidade de imageamento do subsolo está diretamente relacionada à penetração da corrente no meio. A percentagem de corrente que se mantém acima de determinada profundidade pode ser estimada em uma análise geométrica.



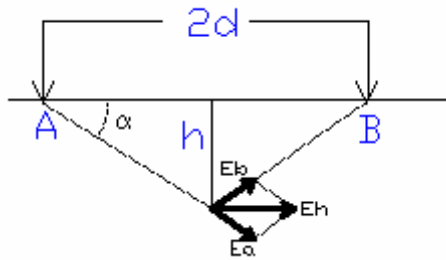


Figura 17: Campo elétrico de um ponto de profundidade 'h'

A polaridade dos eletrodos é oposta, e, por isso, as componentes verticais dos dois campos elétricos se anulam (Figura 17). As componentes horizontais, no entanto, têm mesmo valor, direção e sentido:

$$E_h = 2E_A \cos \alpha = 2E_B \cos \alpha \quad (26)$$

Também da geometria do problema, temos que

$$\cos \alpha = \frac{d}{(d^2 + h^2)^{1/2}} \quad ; \quad R^2 = (d^2 + h^2) \quad (27)$$

Pela equação 26, temos que

$$E_h = \frac{I\rho d}{\pi(d^2 + h^2)^{3/2}} \quad (28)$$

Da Lei de Ohm (equação 16), temos a densidade de corrente; e a percentagem de corrente que se mantém acima de determinada profundidade é a integral da densidade de corrente no intervalo de  $z=0$  a  $z=h$

$$J_z = \frac{I}{\pi d^2 (1 + h^2 / d^2)^{3/2}} \Rightarrow \int_{z=0}^{z=h} J_z \cdot dz = \frac{2}{\pi} \arctan\left(\frac{h}{d}\right) \quad (29)$$

Isso quer dizer que, para uma profundidade que é metade da distância entre os eletrodos, a percentagem de corrente confinada acima daquele ponto é de cerca de 70%. Esta dedução é válida para meios homogêneos; em meios não-homogêneos, a penetração depende ainda da distribuição espacial da resistividade.

Chama-se profundidade de investigação “(...)aquela na qual é máxima a parcela de contribuição de uma camada horizontal delgada (paralela à superfície do terreno) para o sinal medido na superfície.” [23]

Esta profundidade depende não apenas da penetração da corrente como também do posicionamento de AB e MN.

Uma vez que tanto a profundidade de investigação quanto a resistividade aparente dependem da disposição dos pares de eletrodos, esta tem grande relevância no método de aquisição. Alguns arranjos, no desenvolver da técnica, se

tornaram mais utilizados, seja por facilidade na aquisição ou na análise dos dados. Dentre eles, podem-se citar os arranjos tipo Wenner, Schlumberger, Dipolo-dipolo. A Figura 18 apresenta as disposições espaciais de cada um.

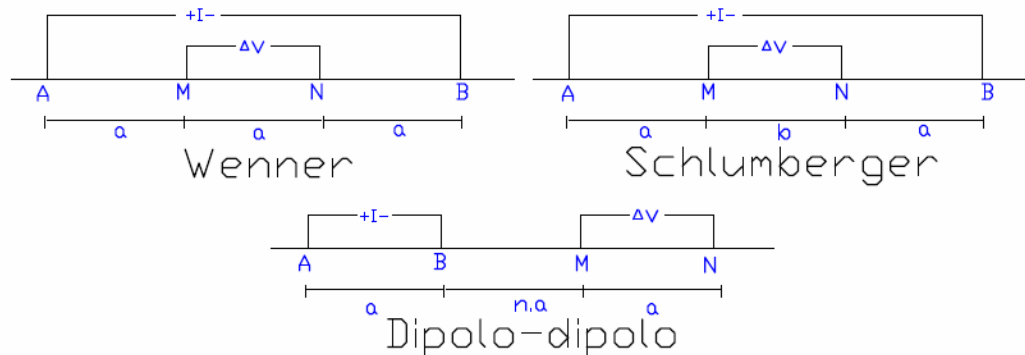


Figura 18: Arranjos de eletrodos mais usados

O arranjo tipo Wenner foi criado pelo geofísico norte-americano de mesmo nome em 1915. O par de eletrodos de potencial fica entre os eletrodos de corrente, sendo cada um deles equidistantes entre si. Para este arranjo, o fator geométrico é

$$K = 4\pi b \quad (\text{onde } b = \overline{MN} / 2) \quad (30)$$

No arranjo de Schlumberger, criado na França quase ao mesmo tempo que o Wenner, os eletrodos de potencial também ficam entre os de corrente, mas os eletrodos não são equidistantes, apenas a razão  $AB/MN > 5$  deve ser respeitada. No caso do arranjo utilizado ser simétrico, vale a relação

$$K = \frac{\pi}{2} \frac{(a^2 - b^2)}{b} \quad (\text{onde } a = \overline{AB} / 2 \quad \text{e} \quad b = \overline{MN} / 2) \quad (31)$$

O dispositivo dipolo-dipolo é relativamente mais recente e utilizado principalmente para investigações de superfícies mais profundas. Em geral, os eletrodos de corrente são bastante separados dos de potencial. As distâncias entre os eletrodos de cada par são iguais, e o espaçamento entre os pares é seu múltiplo, conseqüentemente, o fator geométrico é dado por

$$K = \pi n(n+1)(n+2)a \quad (\text{onde } a = \overline{MN}) \quad (32)$$

Para os arranjos dipolo-dipolo, se o valor de 'n' é suficientemente grande, o comportamento da injeção de corrente se aproxima daquele de um dipolo elétrico, o que aumenta a sensibilidade do método. Por outro lado, se as distâncias são grandes (como pode ser também o caso do arranjo de Schlumberger), o equipamento necessário à realização do ensaio é mais potente e custoso. [24]

Na prática, para cada aplicação de corrente fazem-se várias medições de potencial, ao longo de uma mesma linha. Também sobre essa linha deslocam-se os dipolos de corrente e de potencial, respeitando as características geométricas de cada arranjo, de modo que no final é obtido um perfil resistivo em duas dimensões do subsolo.

Por questões de segurança, os equipamentos necessários para o ensaio de caminhamento elétrico utilizam corrente contínua. Por conta disso, os resultados obtidos por este método não sofrem efeitos de variação de frequência que poderiam ocorrer sob corrente alternada.

### **2.3.1.2. Processamento e análise de dados**

Para transformar os dados de resistividade aparente em um modelo da subsuperfície mais próximo da realidade, é necessário processar estes dados. Este processamento leva em conta diversos parâmetros, como geometria da aquisição e relevo da área, e pode ser feito levando-se em conta diferentes princípios.

O primeiro passo é fazer um controle de qualidade dos dados, retirando aqueles que mostrem indícios de má aquisição. Uma forma comum de se fazer isso é uma análise estatística, descartando valores que estejam fora de determinado intervalo de confiança. Esta análise pode ser feita de forma global ou setorizando-se os dados, por exemplo, por nível de investigação.

Dentre os diversos métodos possíveis para a inversão dos dados, dois tipos têm sido mais utilizados: a modelagem poligonal, em que polígonos com valor constante de resistividade representam os corpos e camadas do subsolo; e o método de suavização, em que as seções obtidas pela modelagem são representadas sob a forma de isolinhas de resistividade, que se aproximam dos contornos dos corpos e camadas do subsolo.

Em ambos os casos, o modelo vai sendo aprimorado por tentativa e erro: faz-se uma simulação do resultado de campo que o modelo apresentaria, e este é corrigido de acordo com as diferenças encontradas entre a simulação e o perfil obtido em campo, até que se chegue a um dado suficientemente aproximado. Existem disponíveis no mercado diversos softwares para cada um dos métodos [25]

As pseudo-seções modeladas podem então ser interpretadas qualitativamente à luz da geologia local. Grandes descontinuidades na resistividade do subsolo podem ser identificadas como camadas geotécnicas, descontinuidades geológicas, e corpos enterrados de médio a grande porte – naturais (blocos, matacões) ou não. Zonas heterogêneas como áreas de cascalhos ou alternâncias entre sedimentos arenosos e argilosos, por exemplo, não são comumente delineadas por este método, que funciona em maior escala.

### **2.3.2. Ground penetrating radar**

O Radar de Penetração em Solo (comumente chamado georadar ou GPR, da sigla em inglês) é um método geofísico baseado na emissão de ondas eletromagnéticas, com leitura da sua reflexão nas camadas do subsolo.

Seu desenvolvimento remonta a 1929, quando ondas de rádio foram utilizadas na tentativa de mapear a espessura de uma geleira na Áustria. Por questões tecnológicas, seu uso ficou estagnado (havendo, no entanto, desenvolvimento da teoria que o embasa) até a década de 50, quando voltou a ser utilizado em ambientes gelados para determinação da espessura de placas de gelo nos continentes Ártico e Antártico [21].

Foi só a partir do início da década de 70, com a missão Apollo 17, que a pesquisa para utilização em outros ambientes ganhou força. A esta altura, o desenvolvimento tecnológico mundial já permitia a construção de equipamentos com aquisição digital, baixando significativamente os custos. Na seqüência, o GPR tornou-se comercial, sendo, na década de 80, reconhecido como método geofísico pela comunidade científica internacional. A Figura 19 representa uma aquisição GPR em campo.



Figura 19: GPR modelo Ramac I

### 2.3.2.1. Fundamentos e Aquisição

As equações de Maxwell descrevem o fenômeno eletromagnético de forma concisa, mas sua forma usual de apresentação não é a mais clara para aplicações práticas. Elas podem ser modificadas substituindo-se as relações constitutivas, pelo qual obtém-se as equações que regem a propagação de ondas eletromagnéticas no meio geológico [9].

Para um meio geológico de baixa perda, a velocidade de propagação da onda pode ser definida pela equação:

$$v = \frac{c}{\sqrt{k}} \quad (33)$$

onde  $v$  é a velocidade de propagação da onda,  $c$  é a velocidade de propagação da luz no vácuo e  $k$  é a constante dielétrica do meio em questão. Para obtenção do comprimento de onda  $\lambda$ , basta dividir a velocidade pela frequência  $f$ :

$$\lambda = \frac{v}{f} \Rightarrow \lambda = \frac{c}{f\sqrt{k}} \quad (34)$$

Ondas eletromagnéticas também são regidas pela Lei de Snell, pela qual uma onda que se propaga em um meio, ao encontrar uma variação brusca em suas propriedades, se divide: parte de sua energia é refletida, parte é transmitida à camada seguinte. No caso de ondas de radar se propagando em meios geológicos, as propriedades relevantes para este fenômeno são a condutividade, a constante dielétrica e a permeabilidade magnética, sendo as amplitudes dos campos elétricos e magnéticos regidas pelas equações de Fresnel.

Na prática, os levantamentos GPR com vistas em estruturas geológicas são analisados ignorando-se o efeito da condutividade e da permeabilidade magnética porque, para frequências acima de 1 MHz, a permissividade dielétrica é o fator dominante na propagação das ondas [22]. Além disto, considera-se a ondas sempre com incidência normal, visto que as antenas emissora e receptora estão muito próximas.

Neste contexto, a análise do fenômeno fica bastante simplificada e o coeficiente de reflexão, que quantifica a partição de energia em um refletor, pode ser escrito como

$$r_{GPR} = \frac{\sqrt{k_1} - \sqrt{k_2}}{\sqrt{k_1} + \sqrt{k_2}} \quad (35)$$

em que  $k_1$  e  $k_2$  representam as constantes dielétricas das camadas acima e abaixo do refletor, respectivamente. A

Tabela 5 apresenta alguns exemplos de coeficientes de reflexão para a interface entre diferentes materiais.

Tabela 5: Estimativa de coeficiente de reflexão (adaptado de [21])

Meio Incidente (1)	Meio de Transmissão (2)	Coeficiente de Reflexão
Ar	Solo Seco	-0,38
Solo Seco	Solo Saturado	- 0,38
Solo Seco	Rocha	- 0,12
Solo Saturado	Rocha	0,28
Solo	Metal	- 1,00

O método GPR utiliza ondas na faixa de 10 MHz a 2,5 GHz, sendo os aparelhos mais comuns tem capacidade de operar entre 25 e 400 MHz. Ao contrário do caminhamento elétrico, o método GPR sofre bastante influência da frequência utilizada, já que ela está diretamente relacionada tanto à penetração do sinal quanto à resolução vertical obtida.

Para um mesmo material, o aumento da frequência da onda transmitida gera um aumento da atenuação da onda, e conseqüentemente a diminuição da penetração do sinal. Por outro lado, a resolução vertical é inversamente proporcional ao comprimento de onda, aumentando com a frequência (Tabela 6).

O GPR é especificado pela frequência central de suas antenas, que rege as propriedades do sistema, mas a faixa de real funcionamento das antenas emissora e receptora vai de 0,5 a 1,5 vezes essa frequência central.

Tabela 6: Correlação aproximada entre frequência, penetração do radar e resolução vertical (adaptado de [21,22]). Variabilidade está ligada à velocidade de propagação da onda no material.

Frequência Central (MHz)	Penetração Máxima (m)	Resolução Vertical (m)
200	4 – 8	0,125 - 0,25
100	15 – 25	0,25 - 0,50
50	25 – 30	0,50 - 1,00
25	40	1,00 - 2,00

A resolução horizontal, por sua vez, é independente da frequência, estando relacionada apenas com o padrão de radiação da antena, que é bastante complexo. De forma simplificada, este padrão pode ser entendido como um feixe luminoso, com origem na antena emissora, na forma de um cone alinhado verticalmente e com a geratriz formando ângulo de 30° com a vertical. A resposta obtida pela antena receptora é uma média dos pontos alcançados por esse cone a cada nível. Como a área ‘iluminada’ por ele aumenta com a profundidade, a resolução horizontal diminui na mesma proporção.

A aquisição pode ser feita usando diferentes geometrias. A mais comumente utilizada é a chamada geometria TE, com as antenas perpendiculares à direção de caminhamento do perfil, pois esta é a geometria que consegue englobar a maior área. Em determinados casos, no entanto, a utilização de outros arranjos pode ser mais indicada para a resolução do problema.

Além disto, as aquisições podem variar de acordo com a distância entre as antenas, que pode ser constante (Aquisições a Afastamento Constante – a mais comum para aplicações práticas) ou variável, com intervalos discretos, tipo CMP. Esta última é também conhecida como sondagem de velocidade, pois é utilizada para determinar a velocidade do solo, permitindo assim a conversão tempo-profundidade.

O GPR pode ser utilizado tanto em terra quanto sobre lâmina d’água, sendo que em ambos os casos a obtenção de bons resultados está diretamente ligada à condutividade da(s) camada(s) mais superficial(ais), que rege a atenuação do sinal. Em terra, solos arenosos costumam apresentar melhores resultados; em água, a presença de sais dissolvidos na água é o grande limitador do método.

### **2.3.2.2. Processamento e análise de dados**

Os chamados radargramas, conjuntos de dados resultantes de uma campanha GPR, precisam passar por processamento antes de serem interpretados. Em grande parte, este processamento é análogo ao aplicado a dados sísmicos (item 2.2) e os mesmos programas podem ser utilizados. Além disto, os equipamentos de GPR comerciais costumam ser vendidos juntamente com pacotes de softwares desenvolvidos especialmente para o processamento deste tipo de dado, que trabalham no formato nativo de cada equipamento e que incluem as ferramentas necessárias.

Dentre fontes comuns de ruídos, pode-se citar a influência de construções, muros, margens de rios, postes, árvores de grande porte, linhas de transmissão e mesmo estações de rádio e telefones celulares. A retirada destes dados indesejáveis pode ser demorada e depende fortemente da experiência do intérprete, que deve separar o joio do trigo, mas também da clareza e detalhamento dos dados de campo, no que diz respeito ao mapeamento destas fontes de interferência.

Após todo o tratamento, as seções são interpretadas. Esta interpretação é feita observando-se não apenas superfícies identificáveis na seção, mas também mudanças de textura e presença de hipérbolos. Dentre as entidades que podem ser identificadas na interpretação, se destacam camadas geológicas, o nível d'água, corpos enterrados – especialmente corpos metálicos, já que o contraste de constante dielétrica é bastante alto, como indica a Tabela 5. Em alguns casos, é possível inferir ainda propriedades das camadas identificadas, como homogeneidade e coerência, e estruturas geológicas como acamamentos, fraturas etc.

A grande vantagem do GPR sobre outros métodos geofísicos é a rapidez com que ele fornece resultados, especialmente quando se faz uma aquisição com afastamento constante. Sua aquisição é simples e rápida; corpos enterrados podem ser identificados em tempo real e marcados em campo; e mesmo um processamento completo, que inclua filtragens e migração, é bastante rápido, podendo ser realizado em questão de minutos com o equipamento adequado.