

## 8. PROSPECÇÃO GEOFÍSICA

### 8.1 INTRODUÇÃO

A Geofísica é uma ciência que aplica os princípios da Física ao estudo da Terra. Na sua forma aplicada, tem por objectivo investigar, a uma escala relativamente pequena, certas propriedades e aspectos da crosta terrestre que embora não visíveis podem ocorrer, como sejam por exemplo falhas geológicas, sinclinais e anticlinalis, a topografia do firme rochoso sob uma camada aluvionar, zonas mineralizadas, depósitos de argila e de areia, etc..

A investigação destas ocorrências tem interesse, como se sabe, na resolução de problemas práticos como a prospecção de petróleos, a localização de zonas favoráveis à circulação de águas subterrâneas, a prospecção mineira e, particularmente para nós, no que respeita à implantação de obras de engenharia civil.

Existem diversos métodos de prospecção geofísica, mas aqui referir-se-ão apenas ao método da resistividade eléctrica, os métodos sísmicos, de refacção, directo e de reflexão, e o método do radar por serem os métodos que têm fornecido melhores resultados na resolução de problemas de engenharia civil. Em casos especiais ou menos correntes, os métodos magnético e gravimétrico, que não são aqui tratados dada a sua utilização muito esporádica, têm dado uma importante contribuição na resolução de problemas.

### 8.2 MÉTODO DA RESISTIVIDADE ELÉCTRICA

#### 8.2.1 Generalidades

O método da resistividade eléctrica baseia-se no facto de, em geral, terrenos diferentes apresentam resistividades eléctricas também diferentes. O desenvolvimento deste método processa-se a partir do estudo do campo eléctrico de potenciais, criado artificialmente pela injeção no terreno duma corrente eléctrica, e relacionando-o depois com as características geológicas do local. Esse estudo tem por finalidade a determinação da resistividade eléctrica dos terrenos interessados pela prospecção, num ponto ou em vários pontos da superfície do terreno, e o conhecimento da sua repartição segundo a profundidade.

Reportando-nos, apenas, ao esquema da prospecção se efectuar à superfície livre do terreno, vejamos como se alcançam aquelas finalidades.

Suponhamos então que se injecta uma corrente eléctrica de intensidade  $I$  num ponto  $A$  da superfície dum terreno homogéneo e isotrópico de resistividade eléctrica  $\rho$ . As superfícies equipotenciais são hemi-esferas centradas em  $A$  (Figura 8.1).

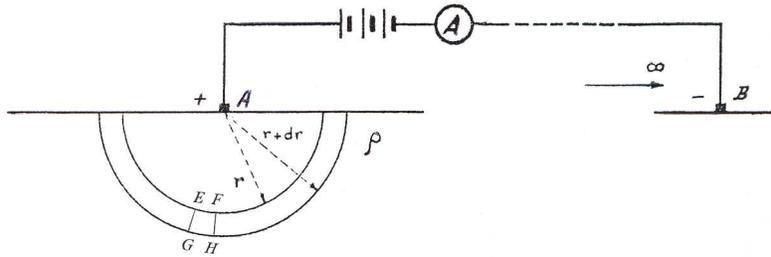


Figura 8.1

Aplicando a lei de Ohm ao elemento EFGH, limitado pelas hemi-esferas de raios  $r$  e  $r+dr$  tem-se:

$$-dv = \rho \frac{dr}{ds} I \quad [1]$$

para toda a hemi-esfera, será:

$$-dv = \rho \frac{dr}{2\pi r^2} I \quad [2]$$

que, por integração dará:

$$-V = \frac{\rho I}{2\pi r} + V_0 \quad [3]$$

Como se supõe que o potencial  $V$  se anula para  $r = \infty$ , resulta que  $V_0 = 0$ . A expressão [3] poder-se-á apresentar então da seguinte forma:

$$\rho = 2\pi r \frac{V_M}{I} \quad [4] \quad \text{ou} \quad V_M = \frac{\rho I}{2\pi r} \quad [5]$$

que exprime, portanto, o valor do potencial num ponto qualquer  $M$  da superfície do terreno de resistividade eléctrica  $\rho$ , situado à distância  $r$  do ponto  $A$  onde se injectou a corrente  $I$ .

Este dispositivo, para a determinação do potencial à superfície do terreno a partir da injeção duma corrente eléctrica num ponto é relativamente pouco utilizado na prática. Em geral, emprega-se um dispositivo de medição formado por *quatro eléctrodos* (Figura 8.2), destinando-se dois deles ( $A$  e  $B$ ) à injeção da corrente eléctrica no terreno, e os outros dois ( $M$  e  $N$ ) à recepção ou medição de diferenças de potencial criadas pela injeção da corrente eléctrica.

Existindo dois eléctrodos de emissão de corrente a forma das linhas equipotenciais é mais complicada. No entanto, elas mantêm-se aproximadamente semi-esféricas nas vizinhanças dos eléctrodos. As linhas de corrente sofrem também uma deformação. Na Figura 8.3 apresenta-se o aspecto que tomam as linhas equipotenciais e de corrente, num meio semi-indefinido, homogéneo e isótropo, criadas pela injeção de corrente eléctrica entre dois eléctrodos  $A$  e  $B$ .

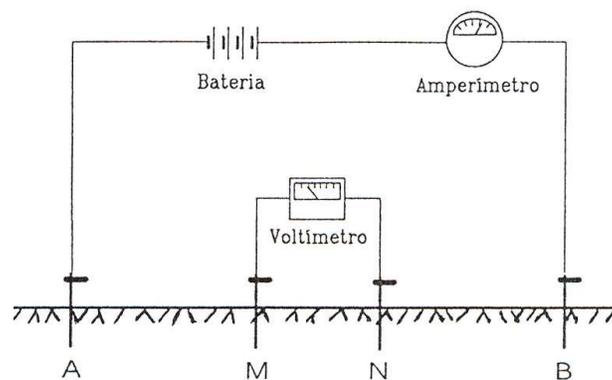


Figura 8.2 - Esquema representativo das partes componentes de um sistema de prospecção geoelectrica.

No terreno natural, dado que se encontram normalmente heterogeneidades e anisotropias, a distribuição das linhas de corrente, ou melhor, do campo eléctrico, é a maior parte das vezes diferente. Deverá, pois, ter-se presente, quando se faz a aplicação do método geoelectrico e a interpretação dos elementos recolhidos, quais as possíveis distorções do campo eléctrico provocadas pela existência dessas heterogeneidades ou anisotropias no terreno, tais como seja a estratificação e suas inclinações, a xistosidade, ocorrência de falhas ou de outros acidentes geológicos, etc..

Conforme adiante se verá, nos trabalhos mais correntes em engenharia civil empregam-se dois tipos de dispositivos de medição. Num deles, os quatro eléctrodos mantêm-se alinhados e simetricamente dispostos em relação ao centro do dispositivo de medida pela ordem AMNB (Figura 8.2); no outro fazem-se deslocar os eléctrodos de potencial segundo perfis exteriores ao alinhamento AB mas a ele paralelos (Figura 8.4).

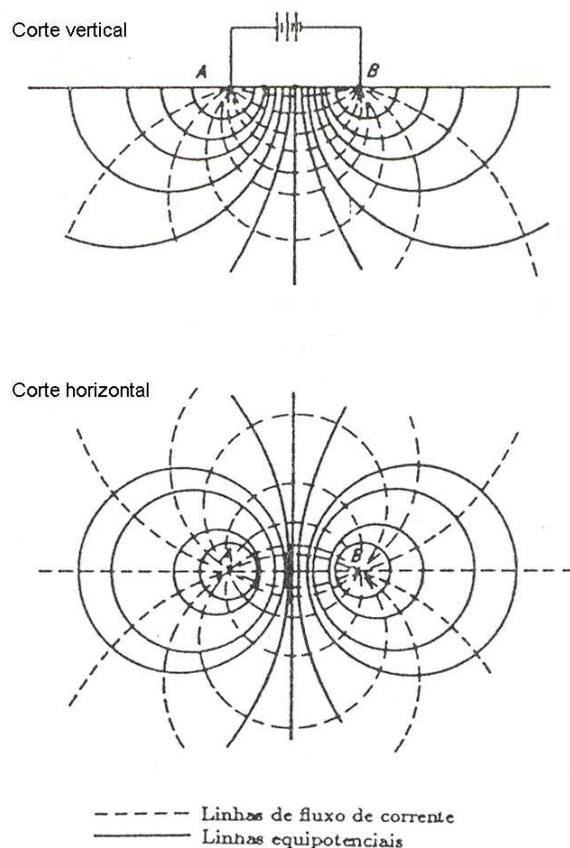


Figura 8.3 - Representação num corte vertical e em planta do campo eléctrico gerado no terreno pelo fluxo de uma corrente eléctrica a partir da superfície.

Para um dispositivo de medição de quatro eléctrodos a expressão que permite calcular a resistividade eléctrica num hemi-espaco homogéneo e isotrópico tem a forma deduzida a partir da Figura 8.4:

$$\rho = \frac{2\pi}{\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} - \frac{1}{BM} + \frac{1}{BN}} \frac{\Delta V}{I} \quad [6]$$

em que:

$\rho$  - é a resistividade eléctrica do meio expressa em ohm.metro.

$\Delta V$  - é a diferença de potencial medida entre  $M$  e  $N$  e expressa em milivoltes.

$I$  - é a intensidade da corrente eléctrica que circula no terreno sendo expressa em miliamperes.

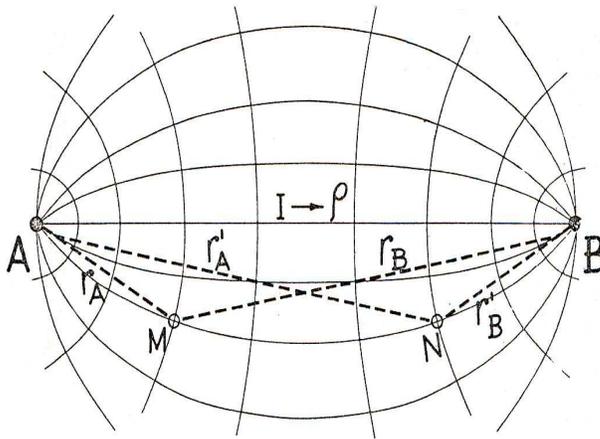
$2\pi$  - é uma constante correspondente ao hemi-espaço ( $4\pi$  para o espaço completo)

$AM, AN, BM$  e  $BN$  - são as distâncias entre os eléctrodos, expressas em metros.

É óbvio que um dispositivo de medida como o descrito, pode ser aplicado à superfície dum meio qualquer homogéneo ou não. Neste último caso, porém, ao aplicar-se a expressão [6] não se determina, evidentemente, uma resistividade verdadeira  $\rho$ , mas sim uma resistividade aparente  $\rho_a$  com as mesmas dimensões daquela. Por ser este o caso corrente, determinam-se as resistividades eléctricas dos terrenos prospectados a partir da expressão deduzida na Figura 8.4:

$$\rho_a = k \frac{\Delta V}{I} \quad [7]$$

em que  $k$  (expresso em metros) depende apenas das configurações geométricas do dispositivo de medição e do meio onde ele se insere.



$$V_M = \frac{\rho I}{4\pi} \left( \frac{1}{r_A} - \frac{1}{r_B} \right)$$

$$V_N = \frac{\rho I}{4\pi} \left( \frac{1}{r'_A} - \frac{1}{r'_B} \right)$$

$$\Delta V = V_M - V_N = \frac{\rho I}{4\pi} \left( \frac{1}{r_A} - \frac{1}{r_B} - \frac{1}{r'_A} + \frac{1}{r'_B} \right)$$

$$\frac{1}{k} = \left( \frac{1}{r_A} - \frac{1}{r_B} - \frac{1}{r'_A} + \frac{1}{r'_B} \right)$$

$$\rho = 4\pi k \frac{\Delta V}{I}$$

Figura 8.4

Quer então dizer, que a resistividade aparente de um meio heterogéneo é igual à resistividade de um

meio homogéneo no qual se aplicou, por hipótese, o mesmo dispositivo de medição e se mediram os mesmos valores de  $\Delta V$  e de  $I$  que tinham sido observados naquele primeiro meio.

Para um meio homogéneo e isótropo o valor da resistividade eléctrica aparente  $\rho_a$  determinado a partir da expressão [7] coincide, portanto, com o valor da resistividade eléctrica real desse meio.

Compreende-se, assim, que a resistividade aparente não é uma característica intrínseca dos materiais. Tem contudo algum significado, embora relativo, quando se comparam diversos valores obtidos numa determinada área. Quando se faz a interpretação de resultados em que este método tenha sido aplicado, é necessário ter sempre presente que a resistividade eléctrica aparente é proporcional à resistividade eléctrica real do volume de terreno compreendido entre os eléctrodos de potencial,  $M$  e  $N$ .

As rochas e minerais apresentam resistividades eléctricas que variam entre largos limites, conforme se pode constatar no tabela do Quadro I. Este facto é uma indicação do grande poder de resolução dos métodos baseados na resistividade eléctrica.

Quadro I

TIPO DE MATERIAL OU MEIO GEOLÓGICO	RESISTIVIDADE ELÉCTRICA ( $\Omega m$ )
Ar	$\infty$
Água do mar	0,2
Água superficial	10 - 30
Água subterrânea	50 - 100
Areias e cascalhos secos	1000 - 10000
Areias e cascalhos saturados com água doce	50 - 500
Areias e cascalhos saturados com água salgada	0.5 - 5
Conglomerados	10 - 10000
Argilas	2 - 20
Margas	20 - 100
Calcários	300 - 10000
Mármore	100 - 10000
Grés e quartzitos	300 - 10000
Grés argiloso	50 - 300
Lavas	300 - 10000
Tufos vulcânicos	20 - 100
Basaltos	100 - 10000
Xistos grafitosos	0,5 - 5
Xistos argilosos ou alterados	100 - 300
Xistos sãos	300 - 3000
Gneisse e granito alterados	100 - 1000
Gneisse e granito sãos	1000 - 10000

### 8.2.2 Dispositivos correntes de quatro eléctrodos

Os dispositivos geométricos de medição com quatro eléctrodos, mais correntemente empregados entre nós são os dispositivos simétricos Wenner e Schlumberger (Figura 8.5).

O dispositivo Wenner é caracterizado por se manter a igualdade de espaçamento entre os quatro eléctrodos, isto é:  $AM = MN = NB = AB/3 = a$

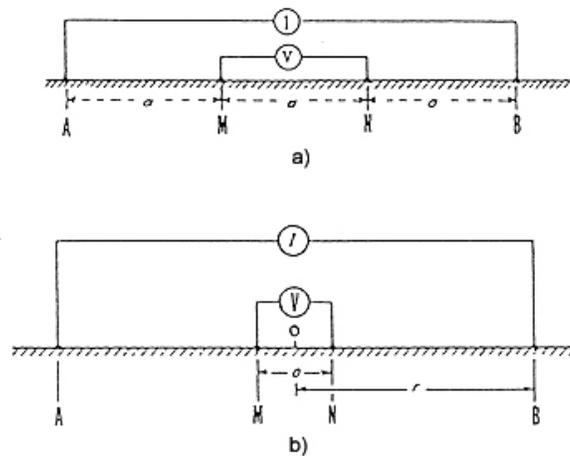


Figura 8.5 - Configurações tetra-eléctricas mais comuns: a) Wenner; b) Schlumberger.

A expressão [7] passa então a ter a seguinte forma, para os quatro eléctrodos colocados à superfície do terreno:

$$\rho_a = 2 \cdot \pi \cdot a \frac{\Delta V}{I} \quad [8]$$

O dispositivo Schlumberger caracteriza-se por satisfazer a relação  $AB > 5MN$ , calculando-se a resistividade aparente a partir da expressão:

$$\rho_a = \frac{\pi}{4} \left( \frac{AB^2}{MN} - MN \right) \frac{\Delta V}{I} \quad [9]$$

É corrente dispôr-se de uma série de valores da constante geométrica  $k$  dados por:

$$k = \left( \frac{AB^2}{MN} - MN \right) \frac{\pi}{4} \quad [10]$$

tabelados para diferentes valores de  $AB$  e de  $MN$ . Isto é especialmente útil quando se efectuam

sondagens geoeléctricas.

Com ambos os dispositivos mencionados pode-se realizar uma prospecção vertical (sondagens geoeléctricas), interessando diferentes profundidades, ou uma prospecção horizontal (perfis e rectângulo de resistividades aparentes), feita a profundidade praticamente constante.

### 8.2.3 Sondagens geoeléctricas

Realiza-se uma sondagem geoeléctrica fazendo determinações de resistividades aparentes com vários comprimentos da linha  $AB$  de emissão da corrente eléctrica, mantendo fixo o centro do dispositivo de medida (Figura 8.6). Em seguida, traça-se um diagrama, geralmente em escalas bi-logarítmicas, colocando-se os valores de  $\rho_a$  em ordenadas e os valores de  $AB/2$  em abcissas. É sobre este diagrama que se faz a interpretação das medições realizadas.

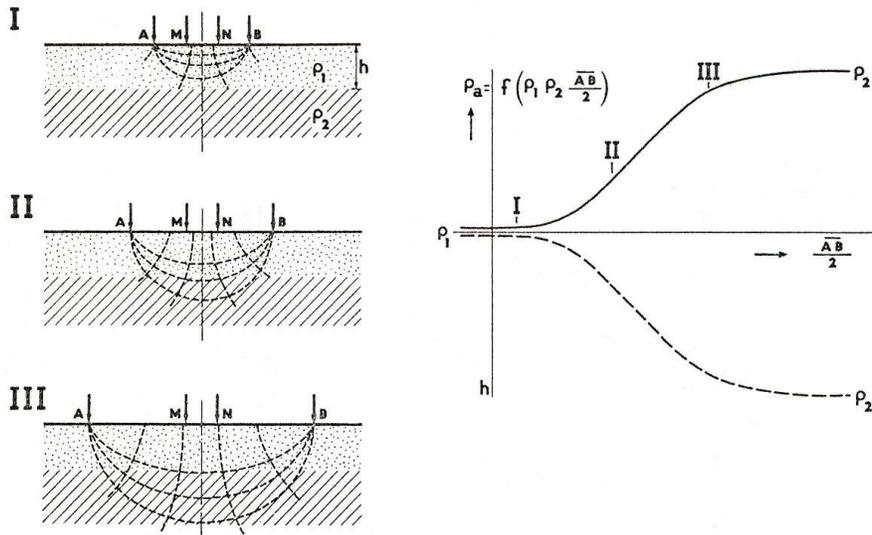


Figura 8.6 - Sondagem geoeléctrica.

A interpretação destes diagramas poderá ser feita comparando-os com curvas teóricas calculadas por via matemática ou por meio de ensaios em modelo reduzido. Existem, por exemplo, colecções de curvas teóricas de sondagens eléctricas referentes a meios estratificados com superfícies de separação paralelas entre si e à superfície livre do terreno e sem limites laterais<sup>1</sup>.

De referir que os diagramas de sondagens geoeléctricas apresentam também, e muitas vezes, perturbações que podem ser devidas a efeitos laterais, em zonas onde a estrutura tectónica se afasta

<sup>1</sup> Compagnie Général de Géophysique.

da geometria de estratos planos e paralelos à superfície do terreno para a qual foram calculados os ábacos das curvas padrão. Como orientação geral, em princípio, serão de esperar menores perturbações no diagrama de sondagens geoelectricas quando se dispõe a linha de emissão paralelamente ao eixo das estruturas.

Por vezes a execução de sondagens geoelectricas cruzadas pode esclarecer o que se passa. No entanto, o mais prudente será, caso a importância da questão o justifique, obter informação complementar por outra via, e depois orientar a linha de emissão da corrente eléctrica em conformidade com a direcção, o desenvolvimento lateral e inclinação das estruturas tectónicas. Actualmente, com o desenvolvimento das técnicas de cálculo automático, a interpretação foi grandemente simplificada, embora para geometrias especiais seja útil por vezes recorrer a estudos em modelo reduzido.

Para quem interpreta os diagramas de sondagens é importante conhecer os trabalhos efectuados sobre o modelo reduzido, tendo em vista o estudo das influências nos diagramas de sondagens geoelectricas, de filões electricamente resistentes ou condutores ou ainda da disposição de outros acidentes (inclinação dos estratos, falhas, etc.).

Verifica-se então, que apesar de toda a evolução havida, continua a ser necessário possuir um modelo geoelectrico inicial das estruturas geológicas em profundidade, em particular o número de camadas de que eventualmente o terreno é constituído e as respectivas resistividades e espessuras. Neste sentido, no caso de ter sido feita na zona de prospecção uma sondagem mecânica, é de toda a utilidade ser efectuada junto dela uma sondagem geoelectrica a fim de se aferir a interpretação das curvas geoelectricas de campo.

Em relação aos dois dispositivos de medição antes referidos, não existe consenso generalizado sobre qual apresenta mais vantagens para a realização das sondagens geoelectricas. O dispositivo Schlumberger apresenta maior facilidade de operação em campo, basicamente porque os eléctrodos de potencial se mantêm fixos ou são movimentados muito poucas vezes durante a execução da sondagem (Figura 8.7), donde resulta uma apreciável economia no material, esforço e tempo de trabalho. Além disso, quando se mantêm fixos os eléctrodos de potencial serão bastante atenuados ou mantêm-se constantes os efeitos causados por heterogeneidades de superfície, tornando possível distinguir o efeito devido a uma heterogeneidade superficial ou a uma variação de resistividade em profundidade.

A estas vantagens os utilizadores do dispositivo Wenner contrapõem, para iguais comprimentos de linha de emissão e intensidade de corrente, uma maior resolução e profundidade de investigação do que a obtida com o dispositivo Schlumberger.

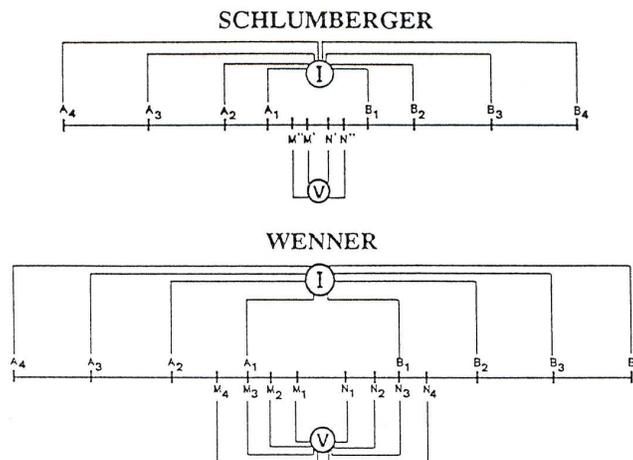


Figura 8.7 – Representação das seqüências de leituras efectuadas numa sondagem eléctrica utilizando os dispositivos Schlumberger e Wenner.

### 8.2.4 Perfis e rectângulos de resistividades aparentes

Realiza-se um perfil de resistividades  $AB$  fazendo determinações de resistividades aparentes com um dispositivo de medida de geometria constante, seja de Wenner ou Schlumberger, e que se faz deslocar ao longo dum alinhamento determinado (Figura 8.8). Deste modo a profundidade de investigação pode ser considerada constante ao longo do perfil.

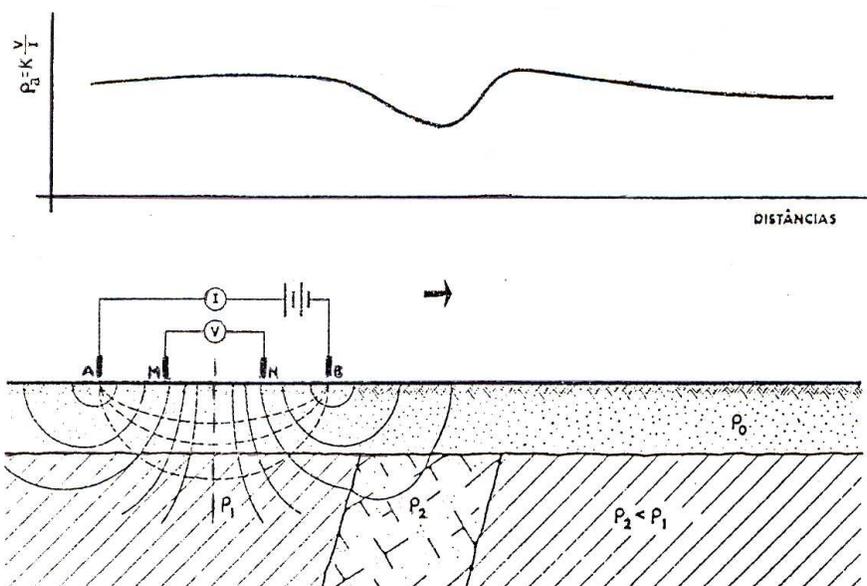


Figura 8.8 – Perfil de resistividades aparentes

Designa-se por rectângulo de resistividade um dispositivo geométrico caracterizado por se fazer deslocar os eléctrodos de potencial  $M$  e  $N$  ao longo de perfis paralelos ao alinhamento  $AB$  dos eléctrodos de corrente, que se mantêm fixos, e num comprimento de um terço de  $AB$ . O conjunto destes perfis desenha um rectângulo (Figura 8.9), onde o campo eléctrico, num meio homogéneo e isótropo, é praticamente constante.

Para a realização de uma prospecção segundo uma configuração geométrica deste tipo apenas tem interesse empregar o dispositivo Schlumberger. A distância  $MN$  é geralmente pequena, variando entre  $AB/50$  a  $AB/25$ , permitindo a realização de grande número de medições sem movimentação dos eléctrodos de corrente.

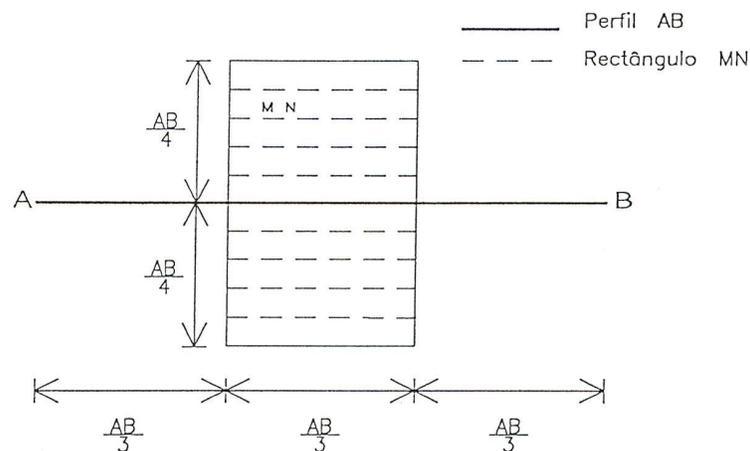


Figura 8.9 - Representação esquemática de um trabalho de prospecção geoelectrica utilizando o rectângulo de resistividades.

Em virtude de se manter constante a distância  $AB$  da linha de emissão da corrente eléctrica, nestes dispositivos, faz-se uma prospecção praticamente a profundidade constante. Mas a escolha desta profundidade de investigação tem de basear-se em elementos recolhidos em sondagens mecânicas que porventura tenham sido efectuadas na zona a prospectar ou nas sondagens geoelectricas realizadas previamente.

A utilização do dispositivo rectângulo de resistividades será aconselhável em casos em se pretende identificar a estrutura tectónica do firme rochoso situado a uma certa profundidade sob uma cobertura de terreno. Para que as observações venham o menos possível influenciadas pelo material que constitui essa cobertura convirá empregar um dispositivo de grande linha de emissão de corrente, da ordem de dez vezes superior à espessura da cobertura (por ex.: para uma cobertura do firme rochoso da ordem das duas dezenas de metros convirá empregar um dispositivo com linha de emissão de corrente da ordem das duas centenas de metros). Se na zona a prospectar ocorrerem afloramentos,

então deverá empregar-se, em geral, o dispositivo do perfil de resistividades.

A interpretação da sequência de valores de resistividades aparentes obtidos na realização de perfis ou rectângulos de resistividades aparentes limita-se, normalmente, a uma comparação desses valores, uns em relação aos outros. Por isso, tal interpretação tem apenas carácter qualitativo. Sempre que possível deverá fazer-se uma medição paramétrica de resistividade eléctrica especialmente nas zonas que apresentam os mais baixos valores dessa grandeza. Deste modo, poder-se-á correlacionar esses valores com o estado físico dos terrenos, o que é uma boa indicação para o estabelecimento das hipóteses sobre o estado de alteração das rochas evidenciado pelas observações registadas nas cartas de resistividades aparentes.

### **8.2.5 Cartas de resistividades aparentes**

As cartas de resistividades aparentes são traçadas a partir das observações obtidas com perfis e rectângulos de resistividades aparentes. Para traçar uma carta de resistividades aparentes procede-se do modo a seguir indicado.

Numa planta à escala adequada consoante o problema a estudar (1:200, 1:500 ou 1:1.000 por exemplo) implantam-se os valores de resistividades aparentes obtidos segundo os perfis realizados, estabelece-se o escalonamento de valores segundo uma lei aritmética, geométrica ou logarítmica e, em seguida, definem-se linhas de igual resistividade (isoresistividade), que constituem as fronteiras do escalonamento escolhido.

O traçado destas linhas de isoresistividade deve iniciar-se nas zonas onde ou existem já informações de observação directa, ou se revelam bem definidos alinhamentos estruturais. Por vezes, há que escolher um outro escalonamento de valores de resistividades aparentes para que se evidencie a estrutura tectónica da área prospectada.

A interpretação duma carta de resistividades aparentes depende pois, fundamentalmente, do conhecimento das características gerais da geologia da zona em estudo e de experiência pessoal. É indispensável explicar o significado geofísico e geológico de cada conjunto de valores de resistividade aparente e quais as relações prováveis entre eles. Em geral, os elementos fornecidos por uma carta de resistividades aparentes representam, de facto, as características geológicas existentes até à profundidade investigada. O que é necessário esclarecer ou confirmar é o significado de cada um dos elementos revelados, perante o problema que se pretende resolver.

Na resolução de problemas de engenharia civil, a técnica de prospecção baseada no traçado de cartas de resistividades aparentes tem-se revelado de extrema utilidade pois permite delinear, com boa aproximação, a estrutura tectónica da zona prospectada. Definida esta, como já se salientou, a implantação de sondagens geoeléctricas e posteriormente de outros tipos de prospecção, por exemplo perfis de refração sísmica ou sondagens mecânicas, pode ser feita com melhor

objectividade.

Como exemplo do que se acaba de dizer, podem referir-se os estudos realizados para a construção do porto de Sines<sup>2</sup>, em que para tal era necessário dispor de uma quantidade considerável de materiais rochosos, na ordem dos 10 milhões de metros cúbicos, nomeadamente blocos. A selecção da pedra para exploração dum tal volume de material com a qualidade adequada envolveu uma pesquisa inicial na zona, tendo-se concluído que só as formações ígneas do maciço de Sines eram satisfatórias para a instalação duma pedra. A partir do reconhecimento geológico de superfície deste maciço, foi decidido estudar a formação de gabrodiorito no maciço de Chãos (Figura 8.10), considerada como a zona mais favorável.

O estudo iniciou-se por uma campanha de prospecção geofísica consistindo na realização de perfis de resistividade eléctrica com o objectivo da elaboração da carta de resistividades da área, e com a realização de sondagens geoeléctricas e perfis sísmicos de refração.

Para a realização dos perfis de resistividade, foram utilizados valores de AB=180 m e MN=6 m na realização de perfis afastados de 30 m, cobrindo uma área de cerca de 1 km<sup>2</sup>. A interpretação dos resultados (Fig. 11) permitiu evidenciar três zonas: uma central com baixos valores da resistividade aparente (< 80 ohm.m) e duas laterais com valores bastante superiores.

Sondagens geoeléctricas vieram mostrar que na sub-zona central os valores da baixa resistividade chegavam a atingir profundidades na ordem dos 50 m, enquanto nas sub-zonas laterais atingiam 6 a 15 m de profundidade.

O programa de prospecção que se seguiu, incluindo perfis de refração sísmica e sondagens mecânicas, foi conduzido por forma a clarificar desde logo o significado destas variações de resistividade.

---

<sup>2</sup> consultar Memória nº 512, LNEC.

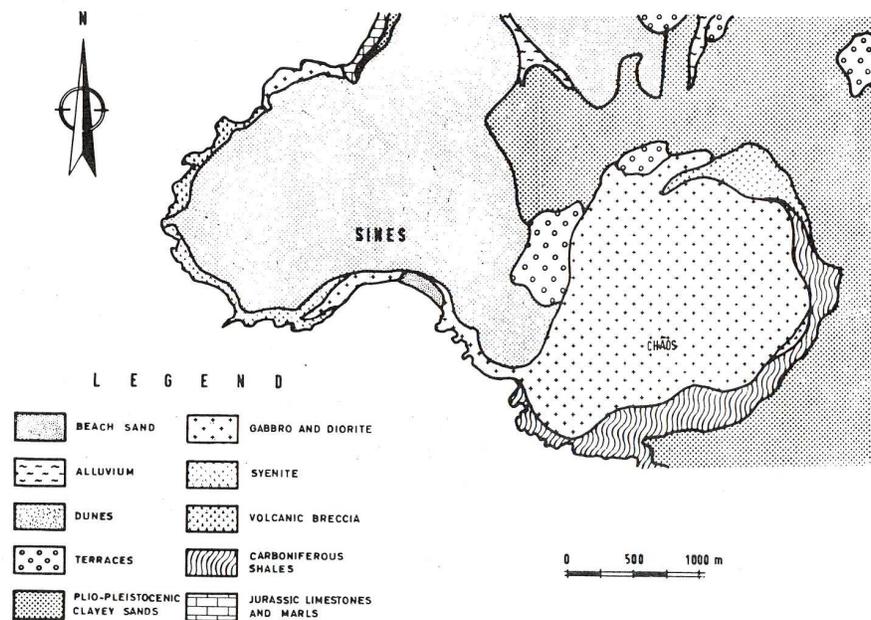


Figura 8.10 – Carta geológica da área de Sines

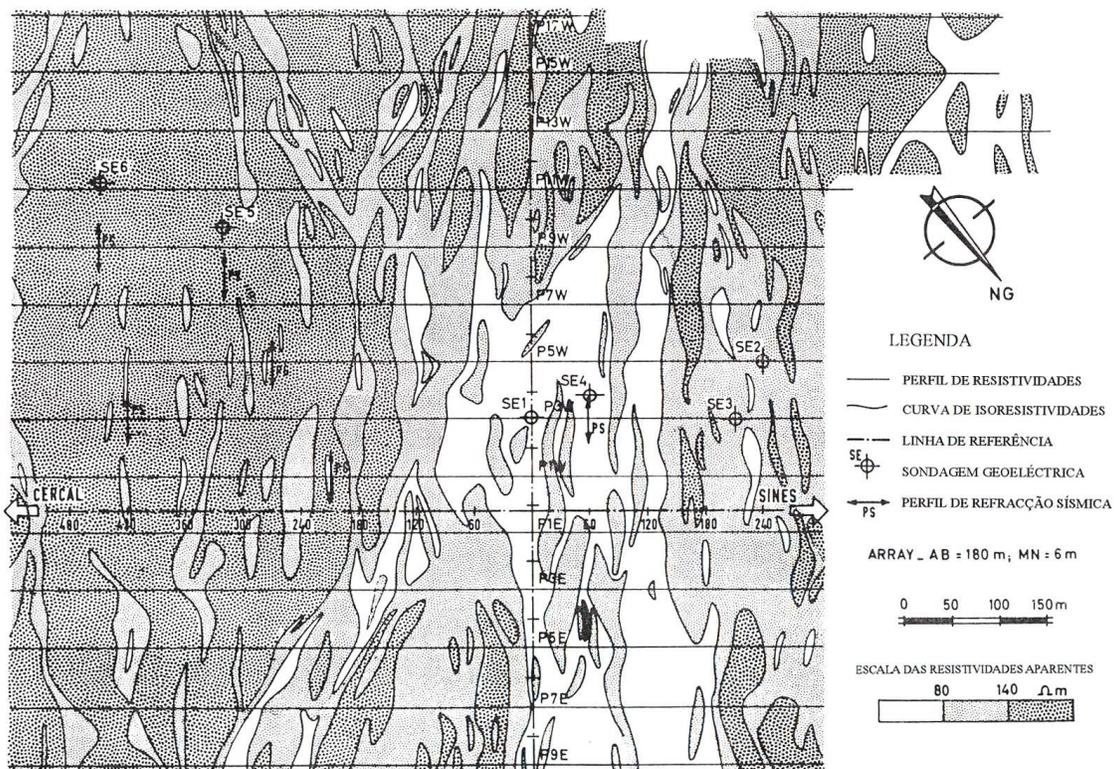


Figura 8.11 – Carta de resistividades aparentes da área da pedra

## 8.3 MÉTODOS SÍSMICOS

### 8.3.1 Generalidades

São três os métodos sísmicos que nos interessa referir. Eles individualizam-se de acordo com o tipo de onda elástica ou sísmica cuja velocidade de propagação se pretende determinar. Assim teremos o método sísmico de *reflexão*, o da *refracção* e o *directo*, consoante o tipo de onda elástica observado.

Qualquer destes métodos utiliza o facto de formações geológicas diferentes apresentarem, em geral, diferentes velocidades de propagação de ondas elásticas. Estas ondas podem ser originadas pela detonação de um explosivo, pela queda de um grave, pela acção de um vibrador electrodinâmico, etc.. As velocidades de propagação são calculadas a partir da determinação do tempo de percurso entre vários pontos cuja localização é bem conhecida, podendo esse percurso ser seguido directamente, por refracção ou por reflexão.

O método sísmico *directo* toma muitas vezes a designação de método *microsísmico*. Isso porque, para se avaliar a velocidade duma onda que se propaga directamente da origem ao ponto de recepção, antes da chegada de ondas refractadas e reflectidas, a distância entre aqueles pontos terá de ser da ordem de alguns metros apenas sendo o tempo de percurso de onda da ordem dos microssegundos. Por este motivo será suficiente empregar uma quantidade mínima de explosivo (uma cápsula eléctrica, por exemplo) ou a queda de uma pequena massa para se originar uma onda elástica de pequena amplitude,

O método de *reflexão sísmica* tem sido empregue sobretudo na prospecção de grandes profundidades, da ordem das várias centenas e milhares de metros; porém, dispõe-se hoje já de técnicas que permitem a sua aplicação na prospecção de pequenas profundidades, na ordem das dezenas de metros. Está neste caso a técnica da *reflexão sísmica-contínua* utilizada na prospecção de fundos de estuários, empregando como fonte de energia sísmica, por exemplo, impulsos acústicos ou descargas eléctricas entre diversos eléctrodos, a uma frequência determinada.

Em trabalhos de engenharia civil, o método sísmico de *refracção* tem sido o de utilização mais frequente. Aplica-se em várias situações quando interessa prospectar profundidades da ordem das dezenas de metros.

O fundamento dos métodos sísmicos referidos baseia-se na teoria da elasticidade e, portanto, nas relações entre tensões e deformações, na fase elástica. Se a tensão aplicada num meio elástico deixa instantaneamente de actuar a deformação unitária ou extensão por ela originada propaga-se nesse meio como uma onda elástica.

Num meio sólido semi-indefinido, homogéneo e isotrópico, propagam-se diversos tipos de ondas elásticas, volumétricas, quando se propagam no interior do meio considerado, e superficiais, quando se propagam à superfície desse meio. Assim, podem ocorrer:

- Ondas volumétricas de *dilatação*, *longitudinais* ou ondas *P*, quando o movimento das partículas do meio se processa na mesma direcção de propagação da onda elástica (Figura 8.12). A sua velocidade  $V_p$ , deduzida da teoria da elasticidade é dada pela expressão:

$$V_p = \sqrt{\frac{E}{\delta} \frac{(1-\nu)}{(1+\nu)(1-2\nu)}} \quad [11]$$

em que:

$V_p$  – a velocidade de propagação longitudinal (m/s);

$E$  - o módulo de Young ou de elasticidade (Pa)

$\delta$  - a massa específica ( $\text{kg/m}^3$ )

$\nu$  - o coeficiente de Poisson

Como se observa por esta expressão a velocidade de propagação longitudinal de uma onda elástica está intimamente ligada às características mecânicas e por isso a sua determinação apresenta um grande interesse sob o ponto de vista da classificação mecânica dos terrenos.

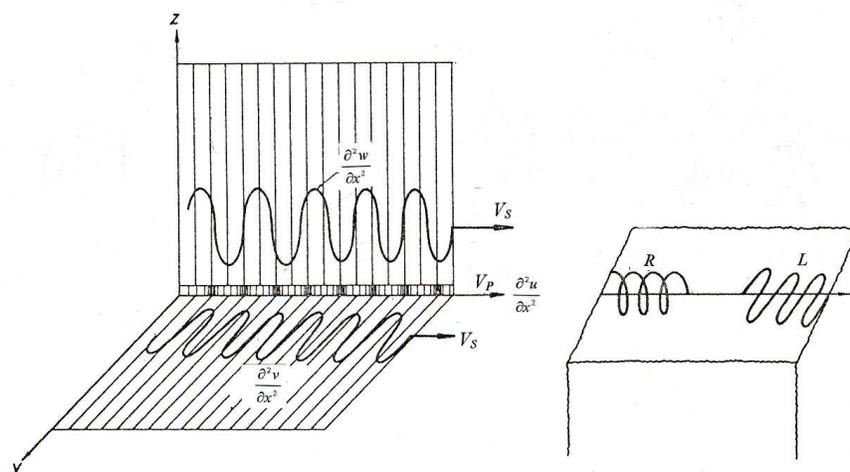


Figura 8.12 - Ondas volumétricas longitudinais ( $V_p$ ) e transversais ( $V_s$ ). Ondas superficiais de Raleigh ( $R$ ) e de Love ( $L$ ).

- Ondas volumétricas de *corte*, *transversais* ou ondas *S*, caracterizadas pelo facto das partículas do meio se movimentarem numa direcção transversal ou ortogonal à direcção de propagação

da onda elástica (Figura 8.13). A sua velocidade  $V_S$  é dada pela seguinte expressão:

$$V_S = \sqrt{\frac{E}{\delta} \frac{1}{2(1+\nu)}} = \sqrt{\frac{G}{\delta}} \quad [12]$$

sendo  $G$  o módulo de elasticidade transversal. As velocidades transversais são menores que as velocidades longitudinais, variando a relação entre elas de acordo com a natureza dos materiais.

- Ondas *Rayleigh*, que são ondas superficiais, em que as partículas descrevem elipses num plano vertical que contém a direcção de propagação da onda. À superfície o movimento das partículas faz-se em sentido contrário ao da onda. A velocidade  $V_R$  das ondas de Rayleigh é aproximadamente igual a  $0,9V_S$ .
- Ondas de *Love*, que são também ondas superficiais mas diferem das ondas de Rayleigh pelo facto das partículas oscilarem transversalmente à direcção de propagação da onda e num plano paralelo à superfície. As ondas de Love são, pois, ondas transversais. Estas ondas podem ser observadas quando a velocidade no estrato superior é menor que no estrato inferior.

As ondas volumétricas apresentam um espectro de frequências que vão de aproximadamente de 15 Hz até 100 Hz; as ondas de superfície têm frequências inferiores, cerca de 15 Hz.

No Quadro II apresentam-se valores de velocidade de ondas  $P$  e  $S$  para alguns tipos de materiais.

Quadro II

MATERIAL	VELOCIDADES (m/s)	
	$V_P$	$V_S$
Ar	330	-
Água	1450	-
Areia	300 – 800	100 – 500
Calcários	3500 – 6500	1800 – 3800
Granitos	4600 - 7000	2500 - 5000

Geralmente as rochas ígneas e cristalinas apresentam maiores velocidades de propagação do que as rochas sedimentares. Estas velocidades tendem a aumentar com a profundidade. Nos meios estratificados é frequente observar-se anisotropia nas velocidades sísmicas: na direcção paralela ao estrato é geralmente maior, da ordem dos 10 a 15%, do que na direcção transversal.

As leis de propagação dos impulsos sísmicos, originados por explosões, pela queda de um grave, ou

pela acção de um vibrador, são ainda deficientemente conhecidas. Porém, no que se refere à aplicação dos métodos sísmicos à resolução de problemas de engenharia civil em que é relativamente pequena a tensão que é necessário aplicar ao terreno para nele induzir uma onda elástica, pode-se aplicar em primeira aproximação a teoria radial. Convém no entanto ter presente que, normalmente, só a partir de certa distância do ponto onde se aplicou a tensão de deformação se inicia a propagação duma onda elástica. Antes dessa zona, não se verifica proporcionalidade entre as tensões e as deformações existentes no terreno, isto é, a zona perturbada deixou de ser elástica. A proximidade da origem das ondas elásticas poderá ter grande importância, principalmente quando das aplicações do método microsísmico.

### 8.3.2 Método da refração sísmica

#### 8.3.2.1 Princípios do método

A base do método da refração sísmica está na extensão da lei de Descartes-Shell da Óptica às ondas sísmicas longitudinais. Na Figura 8.13 mostra o esquema de prospecção com este método.

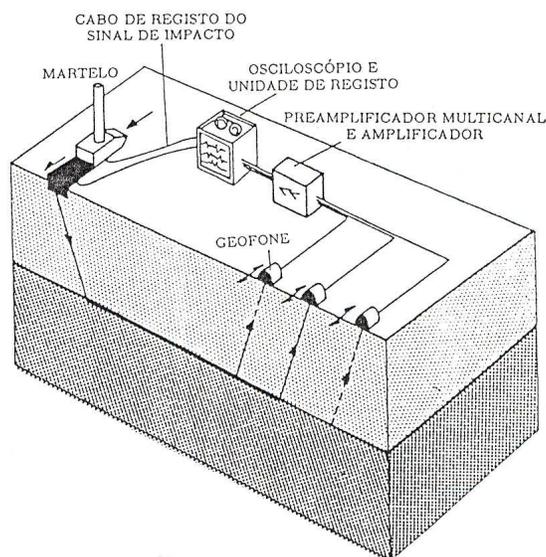


Figura 8.13 - Modo de funcionamento dum esquema de prospecção sísmica pelo método da refração.

Considerando duas formações homogêneas contíguas separadas por uma superfície plana e paralela à superfície plana da formação superior (Figura 8.14) e se as ondas sísmicas tiverem nesta formação uma velocidade de propagação  $V_1$  e na formação inferior uma velocidade  $V_2$  tal que  $V_2 > V_1$ , poderá observar-se o fenómeno da refração sísmica.

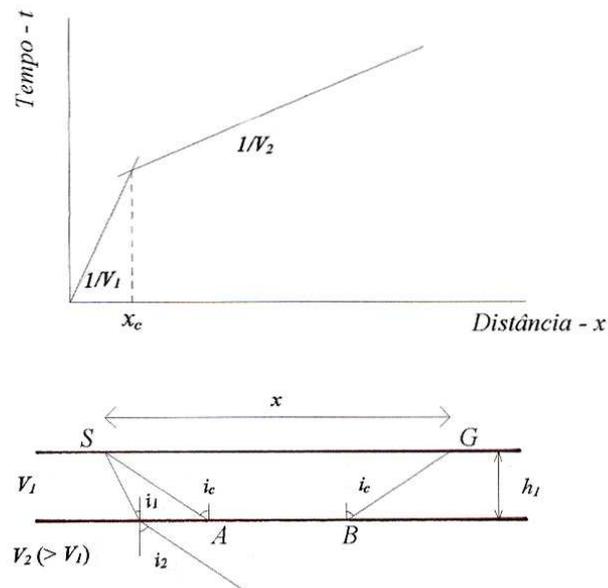


Figura 8.14 - Método da refração sísmica: 2 estratos com o superior de espessura constante.

Provocando uma perturbação num ponto  $S$  à superfície do primeiro terreno, originar-se-á um trem de ondas esféricas. Como na Óptica, pode-se considerar que os raios são normais às superfícies da frente de onda. Aplicando-se então a lei de Decartes tem-se:

$$\frac{V_1}{V_2} = \frac{\text{sen } i_1}{\text{sen } i_2} \quad [13]$$

em que  $i_1$  e  $i_2$  são os ângulos de incidência e de refração do raio sísmico. O raio  $SA$  com o ângulo crítico de incidência sofre uma refração de modo que é  $i_2 = 90^\circ$  e segue ao longo da fronteira entre os dois terrenos. Obviamente, isto apenas é possível se for  $V_2 > V_1$ , conforme se admitiu aliás.

Desta forma cada ponto da superfície de separação dos dois meios é fonte duma onda e dele emerge, por exemplo, o raio sísmico  $BG$  que fazendo o ângulo  $i_c$  com a interface, alcança o geofone  $G$  colocado na superfície livre.

Se o geofone  $G$  está colocado nas proximidades do ponto  $S$  de detonação (que se considera por simplificação colocado à superfície) a primeira deflexão (Kick) do galvanómetro será devida à chegada de uma onda elástica directa propagando-se segundo  $SG$ . Passado algum tempo será observada uma segunda deflexão correspondente à chegada de uma onda refractada ou reflectida. Porém, se  $SG$  é suficientemente grande "a primeira chegada", isto é, a primeira deflexão do

galvanómetro, corresponderá à onda que seguiu o percurso  $SABG$  porque no trajecto  $AB$  a velocidade de propagação é  $V_2$ , maior que  $V_1$ , e por esse percurso suficientemente longo para que a onda refractada chegue ao geofone primeiro do que a onda directa, que se propaga com a velocidade  $V_1$ .

O tempo do percurso da onda directa é dado por:

$$t = \frac{x}{V_1} \quad [14]$$

Para as condições geométricas definidas, a representação gráfica desta equação com as variáveis  $x$  em abcissas e  $t$  em ordenadas é uma recta passando pela origem e de inclinação  $1/V_1$  (Figura 8.14). A esta representação gráfica dá-se o nome de *dromocrónica*.

Como  $\text{sen } i_c = V_1 / V_2$ , a equação que exprime o tempo de percurso ao longo do trajecto  $SABG$  poderá ser expressa por:

$$t = \frac{x - 2h_1 \cdot \tan i_c}{V_2} + \frac{2h_1}{V_1 \cos i_c}$$

ou seja

$$t = \frac{x}{V_2} + 2h_1 \left( \frac{1}{V_1 \cos i_c} - \frac{\tan i_c}{V_2} \right) = \frac{x}{V_2} + 2h_1 \left( \frac{\cos i_c}{V_1} \right)$$

Atendendo a que

$$\cos i_c = \sqrt{1 - \text{sen } i_c} = \frac{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}}{V_2}$$

virá então:

$$t = \frac{x}{V_2} + \frac{2h_1 \sqrt{V_2^2 - V_1^2}}{V_1 V_2} \quad [15]$$

que é também uma recta mas de inclinação  $1/V_2$  e cuja ordenada na origem é representada pelo segundo termo da equação [15].

Igualando os tempos de percurso dados pelas equações [14] e [15] obtém-se o valor da abcissa  $x = x_c$  que corresponde ao ponto de cruzamento das duas rectas de inclinação  $1/V_1$  e  $1/V_2$ , representando as leis de propagação das ondas refractas no meio situado à profundidade  $h_1$ . Para além desta distância  $x_c$  as ondas refractadas são as que chegam primeiro aos geofones.

É fácil mostrar que

$$x_c = 2h_1 \sqrt{\frac{V_2 + V_1}{V_2 - V_1}} \quad [16]$$

Portanto, a partir do traçado de dromocrónicas é possível calcular as velocidades de propagação de ondas elásticas nos diversos terrenos e tanto a expressão [15] como a expressão [16] permitirão calcular a profundidade a que se encontra a segunda formação de velocidade  $V_2 > V_1$ .

Para o caso de três estratos com velocidades  $V_1$ ,  $V_2$  e  $V_3$  ( $V_3 > V_2 > V_1$ ) haverá dois raios refractados: *SABG* ao longo da primeira interface e *SCDEFG* ao longo da segunda (Figura 8.15). Como se viu anteriormente, para percursos muito curtos, as primeiras chegadas correspondem às ondas directas. Para distâncias maiores chegarão primeiro as ondas que seguem o trajecto *SABG* e para distâncias ainda maiores, entre a explosão e os geofones, chegarão primeiro as ondas que se propagam segundo o trajecto *SCDEFG*.

A dromocrónica neste caso é composta por três rectas de inclinações  $1/V_1$ ,  $1/V_2$  e  $1/V_3$ , interceptando-se nos pontos de abcissas  $x_c$  e  $x'$ . A profundidade  $h_1$  do primeiro estrato pode ser calculada a partir da expressão [16] e a espessura do segundo estrato pode ser calculada a partir da expressão [17], cuja demonstração é apresentada no Quadro III

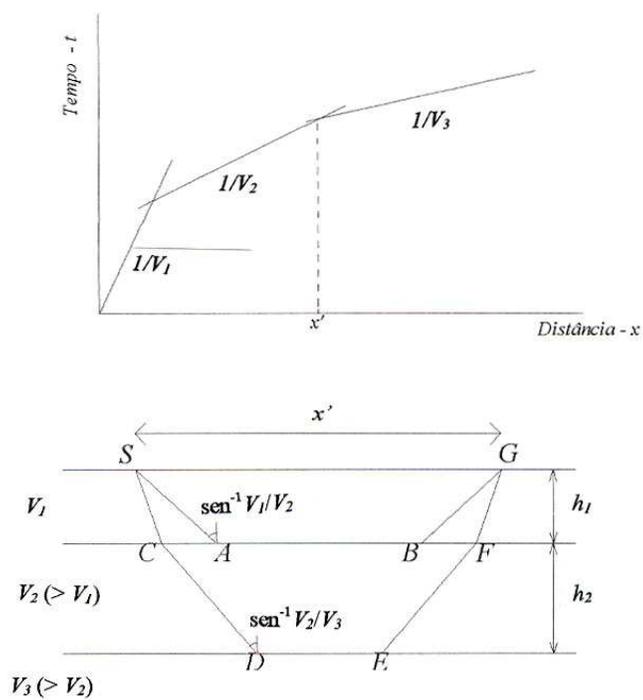
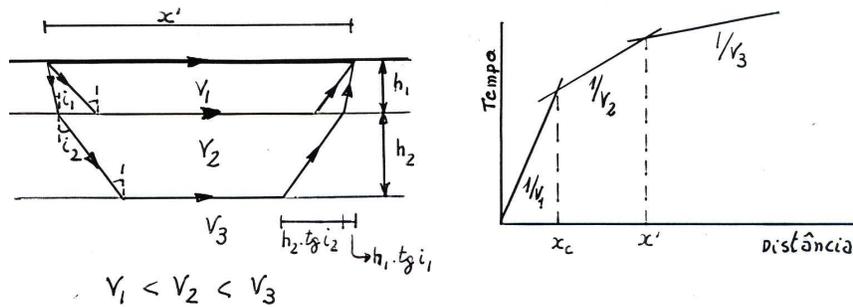


Figura 8.15 - Método da refração sísmica: 3 estratos com os 2 superiores de espessura constante.

$$x'(V_3 - V_2) = \frac{2h_1}{V_1} \left( V_2 \sqrt{V_3^2 - V_1^2} - V_3 \sqrt{V_2^2 - V_1^2} \right) + 2h_2 \sqrt{V_3^2 - V_2^2} \quad [17]$$

Quadro III



$$V_1 < V_2 < V_3$$

$$\frac{V_1}{V_2} = \frac{\sin i_1}{\sin i_2} \left\{ \begin{array}{l} \sin i_2 = \frac{V_2}{V_3} \Rightarrow \cos i_2 = \sqrt{1 - \frac{V_2^2}{V_3^2}} = \frac{\sqrt{V_3^2 - V_2^2}}{V_3} \Rightarrow \operatorname{tg} i_2 = \frac{V_2}{\sqrt{V_3^2 - V_2^2}} \\ \frac{V_2}{V_3} = \frac{\sin i_2}{\sin i_3} \end{array} \right.$$

$$\frac{V_2}{V_3} = \frac{\sin i_2}{\sin i_3} \left\{ \begin{array}{l} \sin i_1 = \frac{V_1}{V_3} \Rightarrow \cos i_1 = \sqrt{1 - \frac{V_1^2}{V_3^2}} = \frac{\sqrt{V_3^2 - V_1^2}}{V_3} \Rightarrow \operatorname{tg} i_1 = \frac{V_1}{\sqrt{V_3^2 - V_1^2}} \end{array} \right.$$

- igualdade de tempos de percurso das ondas refractas:

$$\frac{x'}{V_2} + \frac{2h_1 \cdot \sqrt{V_2^2 - V_1^2}}{V_1 \cdot V_2} = \frac{2h_1}{V_1 \cdot \cos i_1} + \frac{2h_2}{V_2 \cdot \cos i_2} + \frac{x' - 2h_1 \operatorname{tg} i_1 - 2h_2 \operatorname{tg} i_2}{V_3}$$

$$\frac{x'}{V_2} - \frac{x'}{V_3} = 2h_1 \left[ \frac{V_3}{V_1 \sqrt{V_3^2 - V_1^2}} - \frac{V_1}{V_3 \sqrt{V_3^2 - V_1^2}} - \frac{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}}{V_1 \cdot V_2} \right] + 2h_2 \left[ \frac{V_3}{V_2 \sqrt{V_3^2 - V_2^2}} - \frac{V_2}{V_3 \sqrt{V_3^2 - V_2^2}} \right]$$

$$x' (V_3 - V_2) = \frac{2h_1}{V_1} \left[ \frac{V_2 \cdot V_3^2}{\sqrt{V_3^2 - V_1^2}} - \frac{V_2 \cdot V_1^2}{\sqrt{V_3^2 - V_1^2}} - V_3 \cdot \sqrt{V_2^2 - V_1^2} \right] + 2h_2 \left[ \frac{V_3^2}{\sqrt{V_3^2 - V_2^2}} - \frac{V_2^2}{\sqrt{V_3^2 - V_2^2}} \right]$$

$$x' (V_3 - V_2) = \frac{2h_1}{V_1} \left[ V_2 \cdot \sqrt{V_3^2 - V_1^2} - V_3 \sqrt{V_2^2 - V_1^2} \right] + 2h_2 \cdot \sqrt{V_3^2 - V_2^2}$$

Estas relações são extensivas a qualquer número de estratos, paralelos à superfície livre do terreno, desde que a velocidade de propagação em cada estrato seja superior à do estrato anterior. Em geral haverá tantos segmentos rectos na dromocrónica quantos forem os estratos. Contudo, se um estrato não é suficientemente espesso ou não apresenta um contraste de velocidades suficientemente grande em relação ao estrato anterior pode não desenhar-se na dromocrónica o segmento que lhe corresponderá. Isto será, evidentemente, uma causa de erro na determinação das profundidades dos estratos inferiores. Tais estratos finos podem, no entanto, ser, por vezes, detectados a partir do registo das segundas chegadas (Figura 8.16).

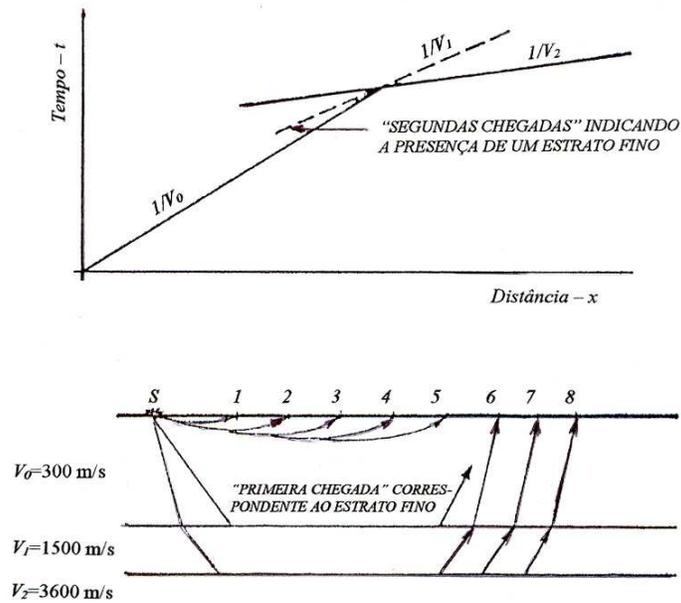


Figura 8.16 - A dromocrónica das "primeiras chegadas" pode não acusar um estrato fino

Se a velocidade cresce com a profundidade mas apenas linearmente, como acontece muitas vezes, a dromocrónica será definida por uma linha curva de concavidade voltada para o eixo das abcissas.

Mas se o estrato tem uma velocidade inferior ao estrato superior não haverá refacção porque, Figura 8.14,  $i_2$  será sempre menor que  $i_1$ . Não se propagará então energia ao longo desse estrato e portanto não aparecerá na dromocrónica qualquer ponto ou segmento que lhe corresponda. Da interpretação desta dromocrónica resultará uma maior profundidade para o estrato de maior velocidade que se lhe segue (Figura 8.17).

A aplicação do método de refacção nestes casos requer um conhecimento, ao menos genérico, da geologia do local e da espessura desse estrato de baixa velocidade. Esta espessura poderá ser conhecida através duma sondagem mecânica ou pela aplicação do método geofísico da resistividade eléctrica (sondagem geoelectrica). Quanto à determinação da velocidade das ondas que nele se propagam poder-se-á empregar uma das técnicas adiante descritas no item referente à microssísmica, que permitem medições das velocidades de propagação das ondas directas ao longo dum furo ou entre pontos desse furo e outros pontos localizados à superfície nas imediações do furo.

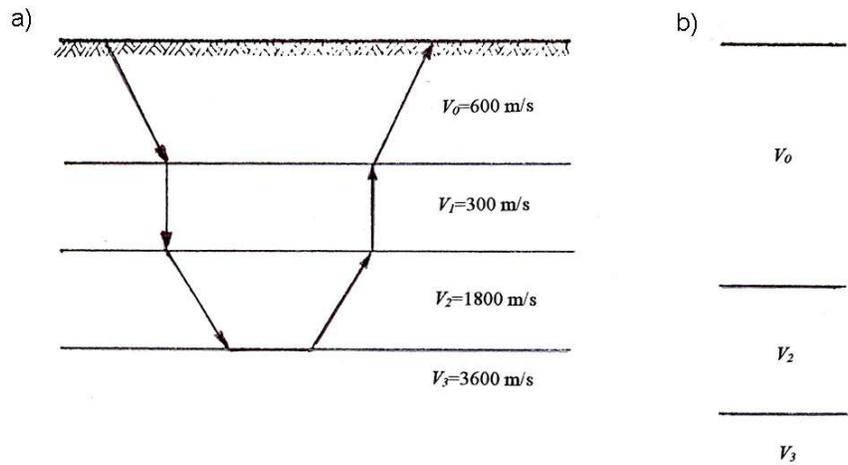


Figura 8.17 – a) Sequência estratigráfica com inclusão de um estrato com menor velocidade de propagação duma onda sísmica; b) Interpretação derivada da aplicação da sísmica de refração.

Para o caso da superfície de separação de dois estratos ser inclinada em relação à superfície livre do terreno (Figura 8.18) é fácil mostrar que o tempo correspondente ao percurso de uma onda pelo trajecto ascendente  $S_1A_1B_1G$ , originada em  $S_1$  é calculado pela expressão:

$$t = \frac{2Z_1 \cos i_c}{V_1} + \frac{x}{V_1} \text{sen}(i_c - \theta) \quad [18]$$

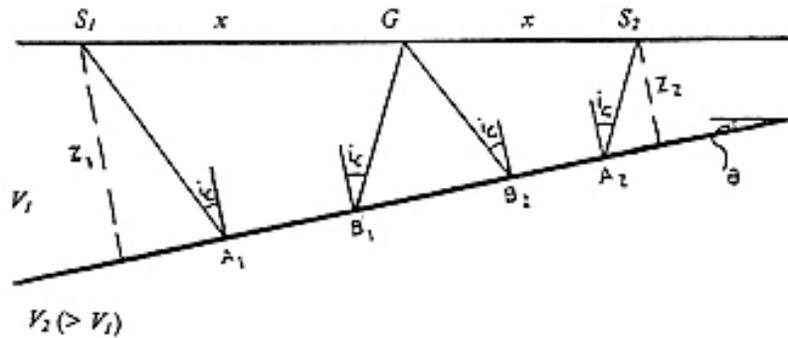


Figura 8.18 - Método da refração sísmica: 2 estratos com o superior de espessura variável.

e para o trajecto descendente  $S_2A_2B_2G$ , a partir duma origem em  $S_2$ , será dado por:

$$t = \frac{2Z_2 \cos i_c}{V_1} + \frac{x}{V_1} \text{sen}(i_c + \theta) \quad [19]$$

A dromocrónica correspondente aos raios directos tem a inclinação  $1/V_1$  quer tenham origem na detonação  $S_1$  ou  $S_2$ . Porém, os segmentos correspondentes ao raio refracto ascendente têm uma inclinação  $\text{sen}(i_c - \theta)/V_1$ , enquanto o correspondente ao raio refracto descendente tem uma inclinação de  $\text{sen}(i_c + \theta)/V_1$ .

O valor recíproco da primeira destas inclinações é a *velocidade aparente ascendente*  $V_u$ :

$$V_u = \frac{V_1}{\text{sen}(i_c - \theta)} \quad [20]$$

enquanto o valor recíproco da segunda daquelas inclinações é a *velocidade aparente descendente*  $V_d$

$$V_d = \frac{V_1}{\text{sen}(i_c + \theta)} \quad [21]$$

Resolvendo o sistema formado pelas equações [20] e [21], obtém-se a expressão que permite determinar o valor da inclinação  $\theta$  da interface:

$$\theta = \frac{1}{2} \left( \text{sen}^{-1} \frac{V_1}{V_d} - \text{sen}^{-1} \frac{V_1}{V_u} \right) \quad [22]$$

bem como o valor do ângulo de incidência crítico:

$$i_c = \frac{1}{2} \left( \text{sen}^{-1} \frac{V_1}{V_u} + \text{sen}^{-1} \frac{V_1}{V_d} \right) \quad [23]$$

As profundidades  $Z_1$  e  $Z_2$  são obtidas a partir das expressões [18] e [19] substituindo nelas  $i_c$  e  $\theta$  calculados pelas expressões [22] e [23] e o tempo  $t$  e a distância  $x$  pelos valores correspondentes às intercepções dos segmentos das dromocrónicas respectivas.

O valor da velocidade verdadeira do estrato inferior será dado pela expressão:

$$V_2 = \frac{2 \cos \theta}{\frac{1}{V_u} + \frac{1}{V_d}} \quad [24]$$

Para pequenas inclinações da interface pode considerar-se a expressão simplificada:

$$V_2 = \frac{2V_u V_d}{V_u + V_d} \quad [25]$$

Este tratamento pode aplicar-se também ao caso em que existem mais do que dois estratos de superfície de separação inclinadas em relação à superfície livre do terreno. Não interessa estar aqui a pormenorizar um maior número de casos, recomendando-se para estudo complementar o livro de Heiland "Geophysical Exploration".

Nas referências anteriores consideraram-se unicamente os valores relativos das velocidades das ondas longitudinais. Numa prospecção sísmica pelo método da refração podem também empregar-se geofones particularmente sensíveis às ondas transversais, de maneira análoga à técnica tradicional com utilização de geofones especialmente sensíveis às ondas longitudinais. Poderão assim determinar-se os dois tipos de ondas volumétricas e, conseqüentemente, certas propriedades mecânicas do meio, o que é quase sempre de grande interesse nos problemas de engenharia civil. Na Figura 8.19 apresenta-se uma correlação aproximada entre diversos tipos de terrenos e relações entre velocidades de ondas longitudinais ( $V_p$ ) e de ondas transversais ( $V_s$ ) para diversos valores de ondas longitudinais ( $V_p$ ).

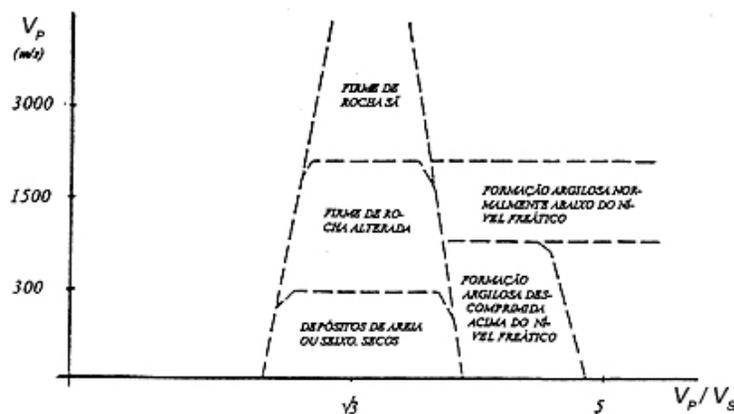


Figura 8.19 - Relações, aproximadas, entre diversas formações geológicas e os valores das velocidades de propagação das ondas longitudinais ( $V_p$ ) e transversais ( $V_s$ ).

- Observando-se altos valores de  $V_p$  e valores da relação  $V_p/V_s$  da ordem de  $\sqrt{3}$ , deve estar-se na presença de rocha sã.
- Valores baixos de  $V_p$  e valores da relação  $V_p/V_s$  da ordem de  $\sqrt{3}$ , corresponderão provavelmente a areias mais ou menos grosseiras.
- Existindo baixos valores de  $V_p$ , mas altos valores da relação  $V_p/V_s$ , deverá ocorrer material argiloso normalmente acima do nível freático.
- Ocorrendo velocidades longitudinais  $V_p$  com valores da ordem dos 1500 m/s e altos valores da relação  $V_p/V_s$ , isso poderá significar a existência de argilas brandas abaixo do nível freático.

### 8.3.2.2 Aplicação do método da refração sísmica

Este método aplica-se normalmente com os objectivos de se conhecer em profundidade as características geológicas correlacionáveis com as velocidades de propagação das ondas elásticas (zonas e espessuras de alteração, presença de estratos, etc.) e as características mecânicas das diversas formações interessadas pela prospecção.

Para se alcançar estes objectivos é corrente colocarem-se os geofones alinhados sobre uma superfície livre do terreno, do leito dum rio, duma galeria, etc., e fazer-se rebentar uma carga de explosivo num pequeno furo colocado numa das extremidades do perfil de geofones. Mostra a experiência que o comprimento deste perfil deve ser cerca de quatro vezes a profundidade até onde se pretende investigar.

Evidentemente que o dispositivo de observação deve ser disposto de forma que as medições não sejam afectadas por efeitos laterais observáveis à superfície.

Para se conseguir a caracterização mecânica das formações, por exemplo, através do módulo de elasticidade dinâmica, torna-se necessário conhecer as velocidades das ondas longitudinais e transversais. Para isso convirá empregar geofones especialmente construídos para receberem ou as ondas longitudinais ou as ondas transversais, de preferência a procurar obter-se nos sismogramas tradicionais as chegadas correspondentes às ondas transversais.

No respeitante à caracterização das formações com vista a definir a sua ripabilidade é costume determinar apenas as velocidades das ondas longitudinais, o que é evidentemente uma informação limitada. Neste caso, estabelece-se uma correlação empírica entre velocidades de propagação longitudinal e capacidades de ripagem de diversos equipamentos tipo "ripper". A título exemplificativo, apresenta-se na Figura 8.20 uma carta de ripabilidades para um "ripper" D9G da Catterpillar. Evidentemente que os limites nela indicados não podem ser rigidamente aplicados visto a ripabilidade depender não só da velocidade sísmica, que, efectivamente, integra diversos parâmetros que caracterizam os terrenos, como por exemplo o seu diaclasamento, mas depender também da

espessura, natureza e sucessão dos materiais.

Em suma, o método da refração sísmica é aplicável na resolução de um grande número de problemas da engenharia civil, pelo que é bastante frequente a sua utilização, sendo referir diversas aplicações, tais como:

- avaliação do volume de terras em manchas de empréstimo para barragens;
- estudo de locais de pedreiras;
- avaliação das condições de escavabilidade dos terrenos para inserção de obras, tais como canais, estradas e vias férreas;
- avaliação das características mecânicas das fundações de estruturas.

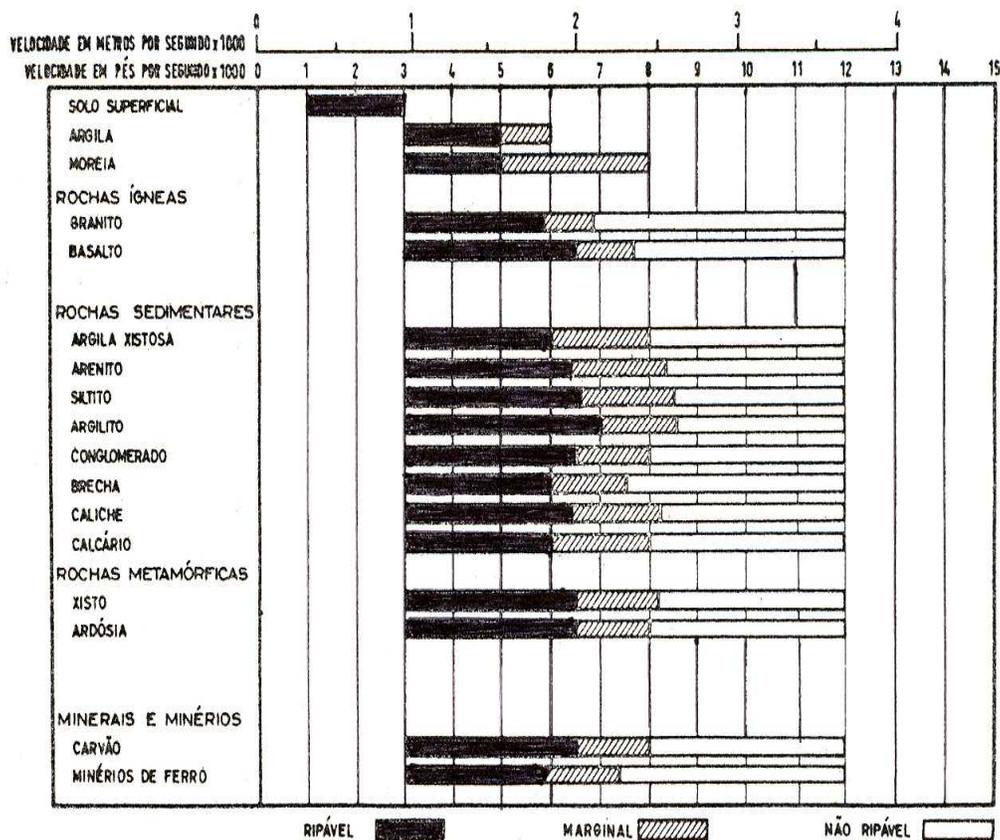


Figura 8.20 - Carta de ripabilidades para "ripper" D9G (PERFORMANCE HANDBOOK - Edition 2)

### 8.3.3 Método da reflexão sísmica

#### 8.3.3.1 Aspectos gerais

A aplicação deste método na resolução de problemas de engenharia civil é relativamente recente. O seu grande desenvolvimento resultou das necessidades ligadas aos trabalhos de prospecção petrolífera, onde alcançam profundidades da ordem do quilómetro. No caso das obras de engenharia civil é raro ultrapassar-se a centena de metros de profundidade.

Ultimamente a técnica designada por *reflexão sísmica contínua* tem tido grande aplicação na prospecção de zonas de implantação de obras de engenharia civil, particularmente no mar, junto à costa, em estuários de rios e em albufeiras.

A prospecção através de perfis de reflexão sísmica contínua em meio aquático consiste na geração e emissão de energia sob a forma de impulsos acústicos, próximo da superfície, e na recepção, sob a forma de sinais eléctricos, de parte dessa energia que é reflectida em profundidade, em interfaces entre meios cujas propriedades acústicas apresentam suficiente contraste entre si (Figura 8.21).

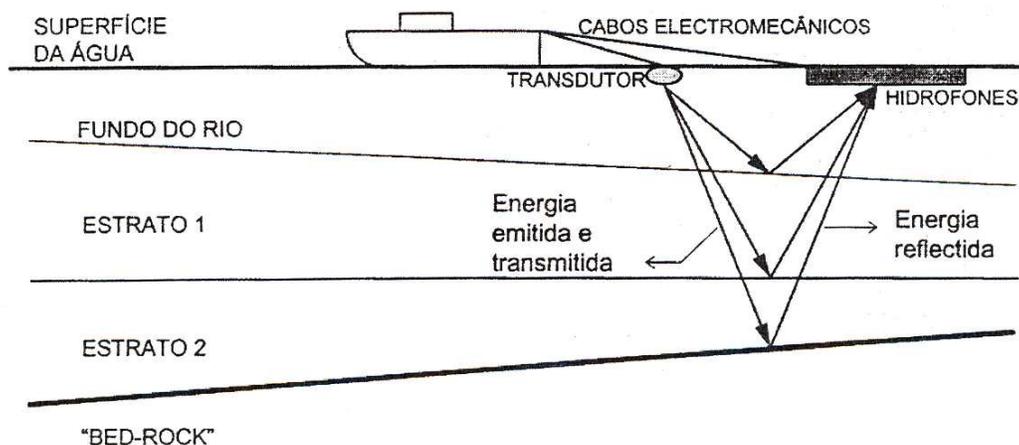


Figura 8.21 - Esquema simplificado do princípio do método de reflexão sísmica, em meio aquático.

Os impulsos acústicos, com frequências de pico que podem variar desde os 10 HZ a cerca de 20 kHz, consoante os tipos de fontes de energia e transdutores usados, são emitidos de uma forma praticamente contínua, isto é, em intervalos de tempo muito pequenos, por exemplo 0,25 segundos, sendo também feito de igual modo contínuo, a recepção dos sinais. Nestas circunstâncias, do ponto de vista teórico, o método permite a obtenção de secções contínuas de sinais, sobre as quais é possível visualizar e delinear reflexões, as quais poderão evidenciar estruturas geológicas sub-

superficiais.

Enquanto na Figura 8.21 se mostra, em esquema simplificado, o princípio do método, na Figura 8.22 apresenta-se o dispositivo normalmente usado na prospecção por reflexão sísmica. Os impulsos acústicos são gerados a partir de fontes de energia ou transdutores apropriados e para recepção são utilizados hidrofones.

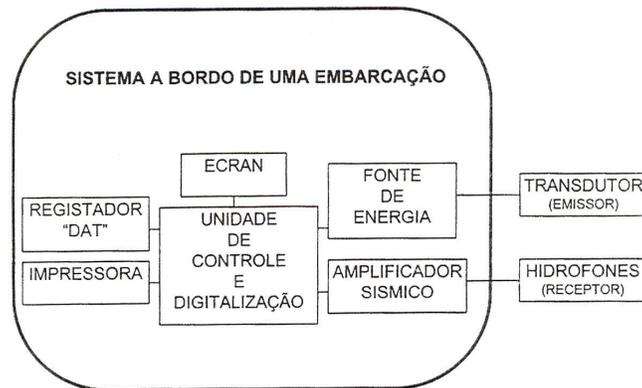


Figura 8.22 – Dispositivo utilizado na prospecção por reflexão sísmica, em meio aquático.

Para a execução de um perfil, o transdutor (emissor de impulsos) e o cabo de hidrofones (conjunto de receptores) são colocados na água e rebocados ao longo do perfil por um barco ou por uma plataforma flutuante.

Os impulsos emitidos propagam-se e reflectem-se em primeiro lugar na interface água-terreno (no fundo do rio ou oceano) e subsequentemente nas sucessivas interfaces subjacentes. A energia captada pelo conjunto dos hidrofones inclui para além da energia reflectida nas várias interfaces existentes, vários outros tipos de energia que dificultam o tratamento da informação e interpretação dos resultados, como a energia eventualmente refractada, energia difractada, energia reflectida múltipla (Figura 8.23) e também a resultante de perturbações à superfície como a ondulação, correntes, etc..

### 8.3.3.2 Fundamentos e factores intervenientes no processo

A reflexão da energia acústica ocorre em várias interfaces, devido ao facto, já anteriormente referido, de meios atravessados possuírem características diferentes, nomeadamente nos seus valores relativos aos parâmetros massa volúmica e velocidade de propagação das ondas de compressão (ondas  $P$ ). Estes dois parâmetros servem de base à definição do conceito de impedância acústica de um meio, a qual é definida como o produto da velocidade de propagação das ondas  $P$  pela massa

volúmica desse meio.

Numa interface entre dois meios, quanto maior for o contraste relativamente às suas impedâncias acústicas, maior será a quantidade de energia reflectida, e conseqüentemente maior expressão terá nos sinais captados à superfície, essencialmente em termos de amplitude.

Considerando incidências normais a uma interface, pode-se definir o parâmetro designado por *coeficiente de reflexão* ou *reflectividade*  $R$ , função dos valores da massa volúmica  $\rho$  e da velocidade de propagação  $V_p$  dos dois meios envolvidos, que exprime a relação de amplitude de uma onda reflectida relativamente à amplitude de uma onda incidente:

$$R = \frac{\rho_2 V_{p2} - \rho_1 V_{p1}}{\rho_2 V_{p2} + \rho_1 V_{p1}} \quad [26]$$

No Quadro IV são apresentados os valores típicos do *coeficiente de reflexão* entre vários tipos de meios. Da análise desse quadro verifica-se o seguinte:

- com excepção das interfaces entre os meios “*água-ar*” ou “*ar-água*”, em geral os maiores coeficientes de reflexão atingem-se em interfaces entre os meios “*água-rocha*”, “*água-areia*”, e entre “*sedimentos pouco consolidados-rocha*”;
- os valores mínimos verificam-se entre meios de sedimentos pouco consolidados, como por exemplo em “*lodo-argila*” ou “*argila-areia*”;
- a probabilidade de se obterem à superfície reflexões de interfaces “*sedimentos pouco consolidados-rocha*” é maior do que para interfaces entre sedimentos do tipo “*lodo-argila*” ou “*argila-areia*”, uma vez que os primeiros tipos de interfaces normalmente apresentam maiores coeficientes de reflexão;
- as interfaces do tipo “*água-lodo*” ou mesmo “*água-argila*” apresentam coeficientes de reflexão mais baixos do que as do tipo “*água-areia*”, permitindo deste modo, que mais energia seja transmitida aos meios subjacentes e que, de um modo relativo, a penetração da energia emitida à superfície possa atingir maiores profundidades.

Quadro IV – Valores típicos do coeficiente de reflexão entre vários meios

TIPOS DE INTERFACES	COEFICIENTE DE REFLEXÃO - $R$
Água - Ar	-1
Água – Lodo	0,05 – 0,1
Água – Argila/Silte	0,1 – 0,2
Água – Areia	0,3 – 0,4
Água – Calcário	0,5
Lodo – Argila/Silte	0,1
Argila – Areia	0,1
Areia – Calcário	0,2
Argila – Calcário	0,3
Areia – Granito	0,4

Quando se recorre à reflexão sísmica em meio aquático, e principalmente em situações em que os fundos sejam pouco profundos, as reflexões múltiplas na interface “*água-terreno*”, podem aparecer, havendo mesmo situações em que praticamente impossibilitam a interpretação dos registos. São nomeadamente de referir os casos em que múltiplas coincidem com reflexões simples originadas noutras interfaces, ou quando, pela sua quantidade ao longo da secção, dificultam grandemente a distinção entre os diferentes tipos de reflexão. Geralmente nos registos, as reflexões múltiplas mais simples são reconhecidas por se apresentarem igualmente espaçadas entre si. Importa ainda referir que para uma correcta interpretação dos registos, é fundamental distinguir as reflexões simples ou primárias, provenientes de verdadeiros reflectores (interfaces), das reflexões múltiplas geradas adicionalmente (Figura 8.23).

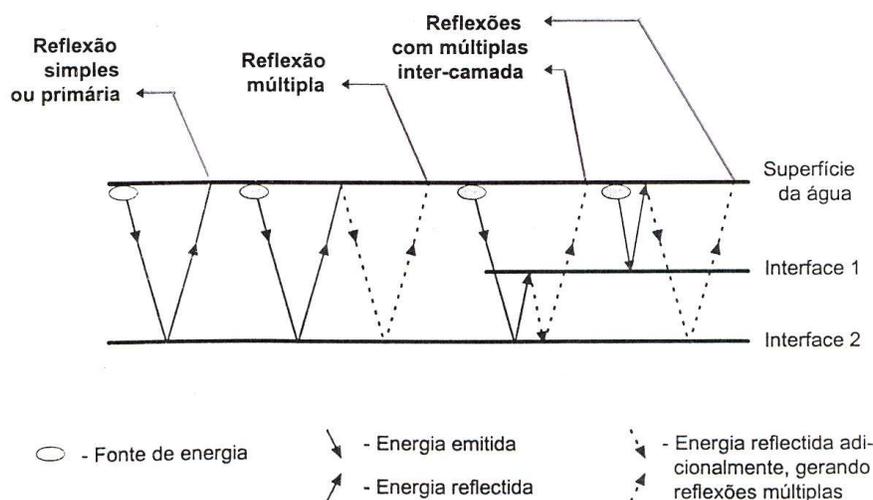


Figura 8.23 – Representação esquemática de alguns tipos de reflexões múltiplas.

Para além do contraste entre impedâncias dos meios, outra característica que influencia o grau de qualidade das imagens, e consequentemente dos resultados obtidos, é a resolução da própria imagem. A resolução caracteriza-se pela capacidade de separar interfaces ou objectos que estejam próximos, ou seja, refere-se à distância mínima entre interfaces de camadas adjacentes que podem ser visualmente discriminadas na imagem produzida no equipamento. A resolução está directamente relacionada com a frequência e com a duração do impulso, os quais dependem do tipo de equipamento e do tipo de fonte de energia. Fontes de energia que emitem impulsos de alta frequência têm maior capacidade de detectar camadas pouco espessas.

Na Figura 8.24 representa-se, esquematicamente, a capacidade de vários tipos de fontes de energia, em termos de profundidade de penetração e resolução, em função da gama de frequências emitidas. Pode-se observar que sistemas emitindo impulsos com frequências no intervalo 1-10 kHz conseguem, em teoria, uma resolução de cerca de 15 cm, enquanto que os sistemas que emitem, por exemplo, em frequências de 400 ou 500 Hz têm uma resolução de cerca de 1,5 a 3 metros, dependendo do tipo de fonte.

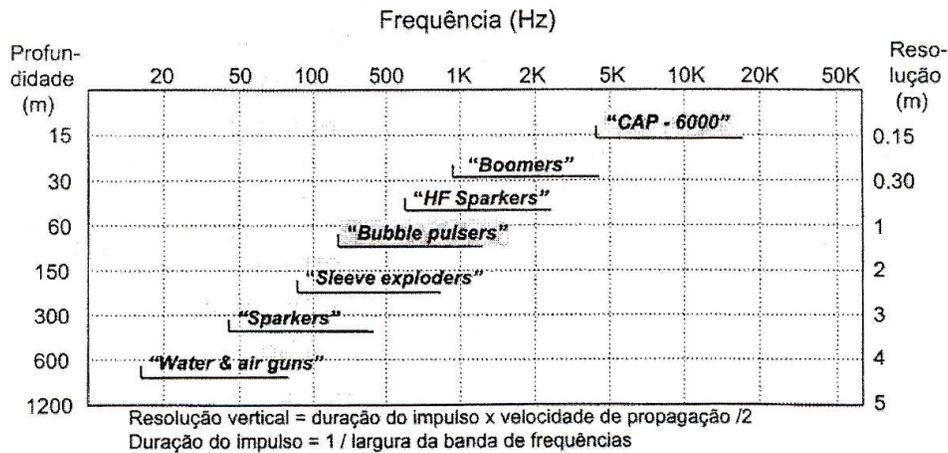


Figura 8.24 – Profundidades de penetração e resolução de várias fontes de energia com diferentes frequências de impulsos (Datasonics, Inc. - 1992).

Os sistemas de maior resolução, com emissão de impulsos com frequências superiores a 1 kHz, em geral têm uma penetração bastante mais limitada, em termos de profundidade atingida, quando comparados aos de mais baixa resolução. Deste modo, a discretização de camadas pouco espessas está assim dependente do tipo de fonte de energia usada. Além disso, para se obter reflectores provenientes de maiores profundidades terá de ser usado um equipamento que emita impulsos de menor frequência, o que inevitavelmente se traduzirá numa redução do nível de resolução do conjunto da imagem, de acordo com a representação gráfica da Figura 8.24.

Embora, como se referiu, a prospecção sísmica pelo método da reflexão tenha grandes potencialidades, verifica-se que existem ainda grandes limitações à sua utilização, inerente aos métodos de prospecção indirecta, associados aos riscos elevados de interpretações incorrectas dos elementos colhidos. No entanto, reconhece-se, que em associação com outros métodos de prospecção, pode desempenhar um importante papel nos trabalhos de reconhecimento dos maciços interessados pelas obras de engenharia civil.

#### 8.3.4 Método sísmico directo

Este método é caracterizado, quando comparado com os métodos sísmicos atrás descritos, pelas pequenas distâncias existentes entre a fonte emissora e os diversos pontos de observação, daí ser corrente designar-se também como método microssísmico.

As ondas elásticas são originadas pela detonação de uma carga explosiva muito pequena (por ex., uma cápsula eléctrica), pela queda de um pequeno corpo, ou pela aplicação de fontes vibratórias de pequena intensidade e/ou de frequência ultra-sónica.

Com esta técnica pretende-se estudar pequenos volumes de maciço, seja com o objectivo de permitir o seu zonamento, ou de localizar zonas de terreno em processos de rotura ou, ainda, para determinar as suas características elásticas dinâmicas.

Uma das formas mais correntes da aplicação prática deste método, já referida no capítulo dedicado à classificação de terrenos, consiste na avaliação, em laboratório, das propriedades físicas mecânicas de amostras intactas de rocha recolhidas com os tradicionais meios de prospecção mecânica. A comparação entre características exibidas por essas amostras e as exibidas pelo maciço donde foram retiradas pode fornecer uma ajuda preciosa na caracterização deste último.

A medição das velocidades poderá ser realizada ao longo dum furo de sondagem, dando os resultados origem ao que é designado por *diagrafia sónica* (ver Figura 8.25).

Na condução da prospecção sísmica recorrendo a método sísmico directo é, no entanto, mais frequente a realização de leques sísmicos, que podem ser estabelecidos entre furos, ou entre furos e a superfície natural do terreno ou qualquer outra superfície acessível, como seja o caso duma galeria de reconhecimento geológico. Na Figura 8.26 mostram-se vários esquemas de aplicação deste método, anotando-se que existem dispositivos que permitem não só o registo das velocidades das ondas longitudinais mas também das ondas transversais.

Os ensaios sísmicos entre furos (*cross-hole method*) consistem em colocar a fonte de energia sísmica a profundidades sucessivas num determinado furo, e receber as ondas sísmicas assim geradas, em diversos receptores colocados ao longo de um furo adjacente.

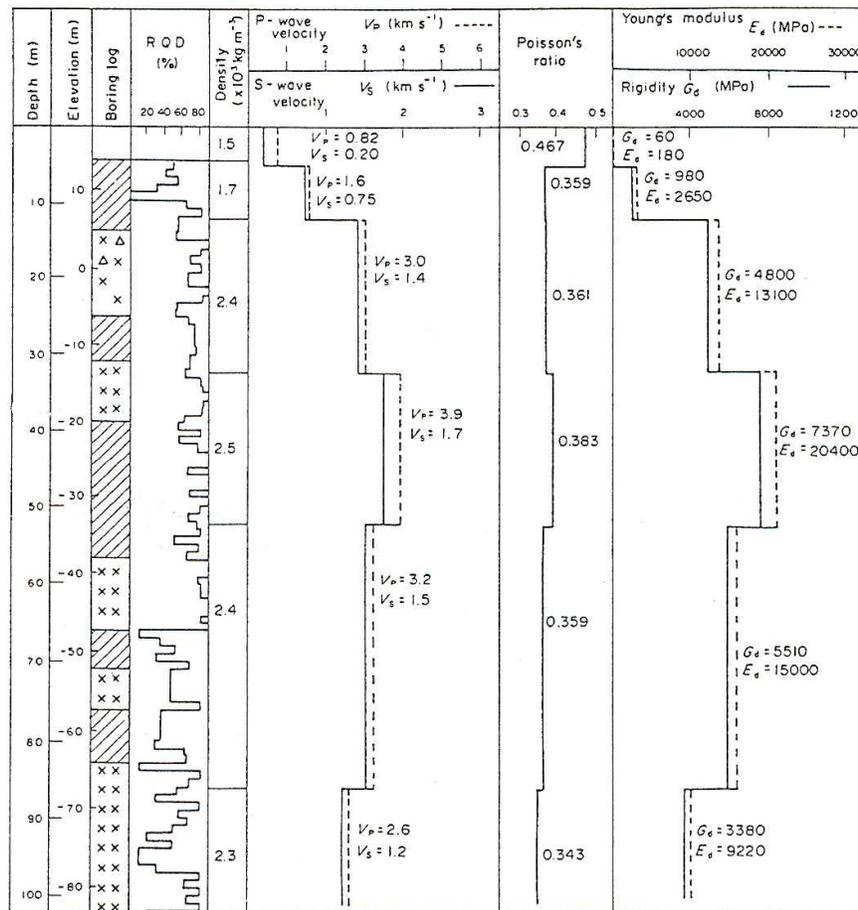


Figura 8.25 – Representação dos resultados da interpretação duma *diagrafia sónica* realizada num furo de sondagem e correlação com outros parâmetros geotécnicos.

Os ensaios sísmicos entre furos e a superfície consistem em colocar igualmente a fonte de energia sísmica a profundidades sucessivas num determinado furo de sondagem, e receber as ondas geradas ao longo de um alinhamento de receptores colocados na superfície (*up-hole method*), geralmente na vizinhança do furo. Também poderá proceder-se de forma inversa, com a fonte emissora de energia sísmica à superfície e dispendo os receptores ao longo do furo de sondagem (*down-hole method*).

Esta multiplicidade de posições da fonte sísmica e dos receptores, tem como objectivo produzir uma elevada densidade espacial e uma cobertura angular de raios sísmicos o bastante completa, na secção ou secções em estudo.

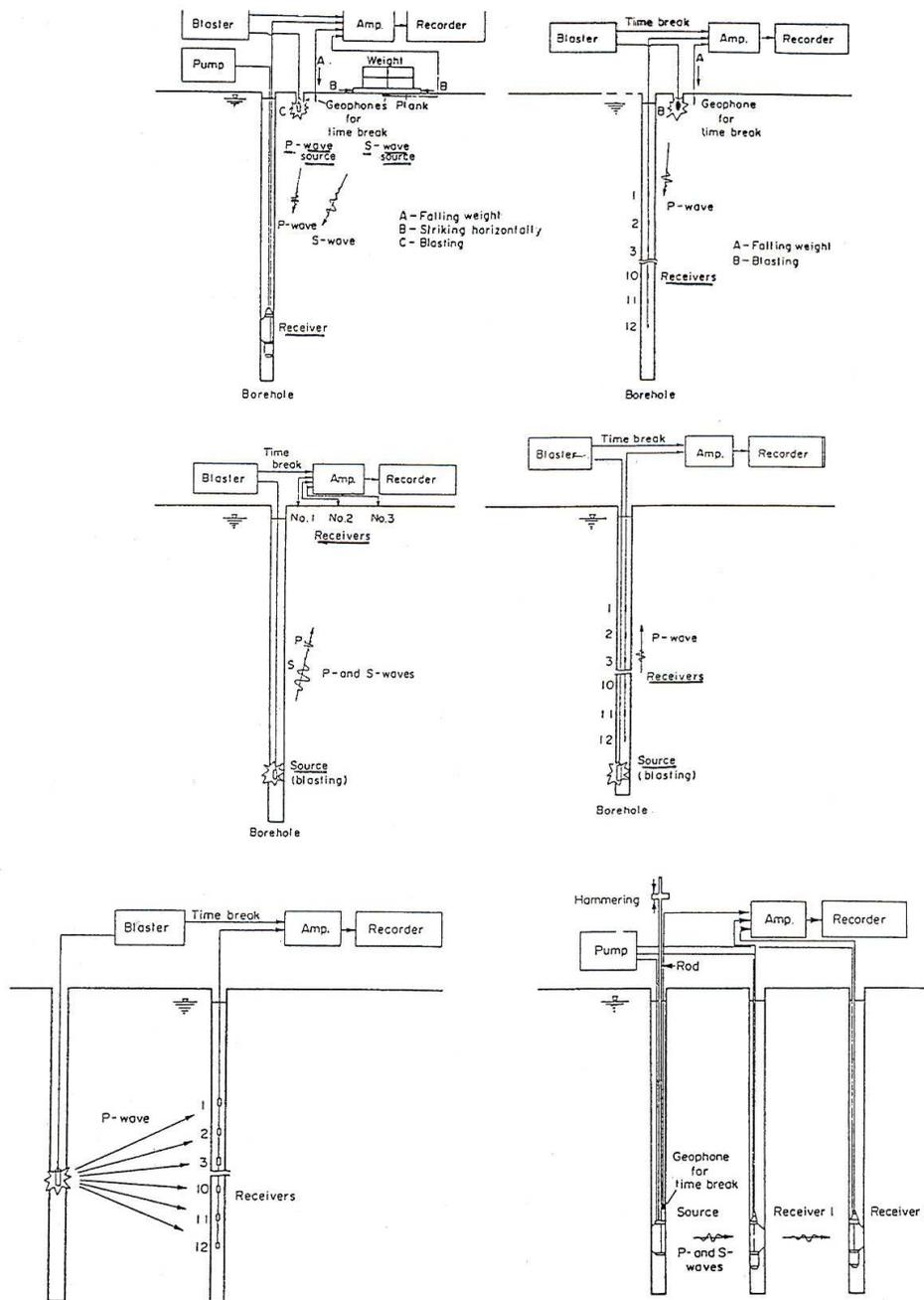


Figura 8.26 – Método sísmico directo: representações esquemáticas para realização de diagrfias e leques sísmicos.

Os leques sísmicos, especialmente os leques entre furos, apresentam, relativamente aos métodos sísmicos da refração e da reflexão de superfície, e dependendo da aplicação em causa, algumas vantagens tais como:

- redução da influência perturbadora dos terrenos de cobertura;
- diminuição do trajecto das ondas sísmicas para uma mesma área de investigação;
- as primeiras ondas chegadas aos receptores são normalmente as ondas directas, correspondentes aos raios sísmicos rectilíneos;
- eventual detecção de camadas de baixa velocidade, subjacentes a camadas de velocidade superior.

Nos ensaios de leques sísmicos, há que ter em conta que a hipótese de que as primeiras ondas chegadas aos receptores correspondem aos trajectos rectilíneos (directos) é tanto menos realista quanto maiores forem as distâncias entre as fontes sísmicas e os receptores e/ou quanto maiores forem os contrastes de velocidade no(s) meio(s) atravessados pelas ondas, situações em que aumenta a probabilidade das primeiras ondas chegadas aos receptores serem refractadas e não directas.

A interpretação dos resultados dos leques sísmicos, quer entre furos, quer entre furos e a superfície, é normalmente efectuada através da *tomografia sísmica* de velocidades. Com esta técnica de tratamento da informação, é possível proceder à representação gráfica através de linhas de iso-velocidade de propagação das ondas, segundo as secções ou perfis correspondentes aos planos dos leques. Este modelo de interpretação das velocidades é um elemento complementar de grande interesse nas situações em que se pretende proceder ao zonamento dos maciços de fundação.

Na Figura 8.27 representa-se, a título de exemplo, a interpretação de dois tipos leques sísmicos em que foi utilizada a técnica do “*cross hole*”, realizados por ocasião dum trabalho de reconhecimento geológico e caracterização geotécnica do maciço rochoso de fundação duma barragem no rio Ceira. No leque entre dois furos foi utilizada uma bateria de hidrofones colocada num dos furos, enquanto no leque realizado entre o furo e a superfície foram utilizados geofones colocados à superfície. Os resultados das tomografias sísmicas foram então um dos elementos utilizados, conjuntamente com um vasto leque de informações obtidas por outros processos de caracterização geotécnica, para proceder ao zonamento do maciço de fundação da barragem.

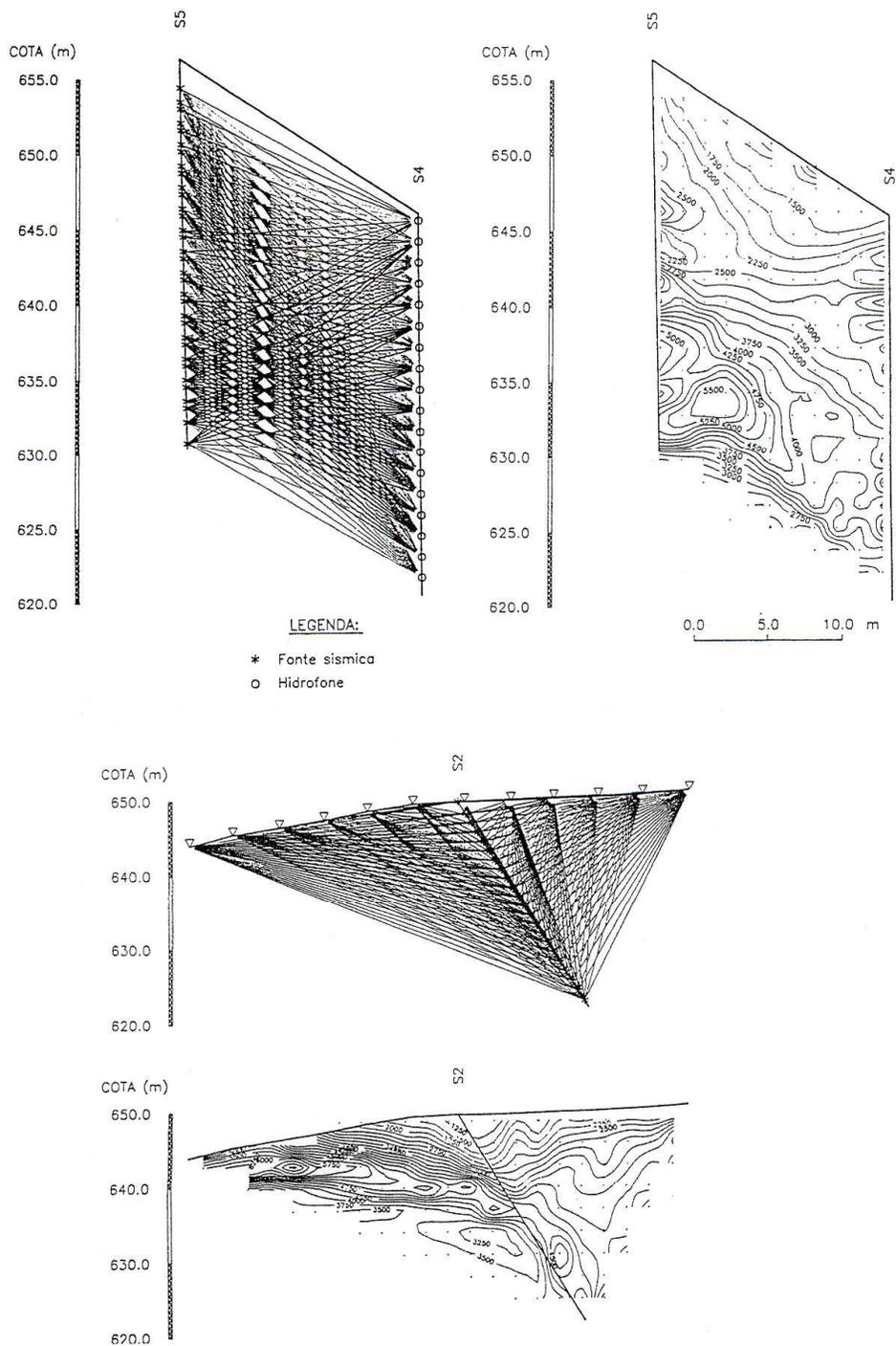


Figura 8.27 – Representação de leques sísmicos com indicação das posições da fonte emissora e do local de recepção (hidrofones) e respectiva interpretação através de tomografias com a representação das isolinhas de velocidades de propagação das ondas directas.

#### 8.4 MÉTODO Do radar

A aplicação do radar no campo do reconhecimento geológico é bastante recente mas tem tido grandes desenvolvimentos que lhe auspiciam um campo de aplicação promissor.

O radar é um aparelho portátil (Figura 8.28) operando com frequências muito elevadas (50 MHz a 2,5 GHz) e que é utilizado em terra numa forma análoga à utilizada na obtenção de perfis sísmicos pelo método da reflexão. Uma antena emite ondas electromagnéticas e recebe sinais reflectidos que são transformados em imagens semi-contínuas à medida que a antena é deslocada sobre a superfície do terreno.

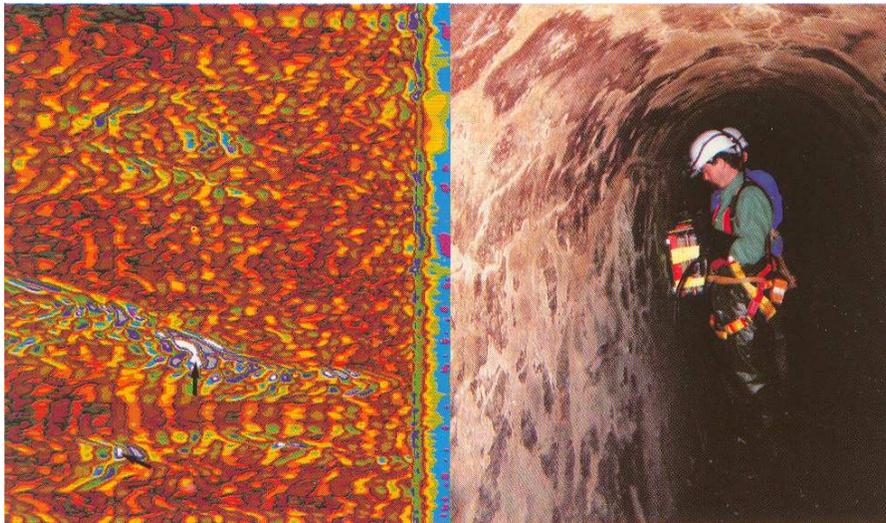


Figura 8.28 – Identificação de fenómenos de dissolução (ver setas) no seio de margas gresosas no contacto ou a uma pequena distância da parede revestida duma obra de saneamento (catálogo da CGG)

O radar pode ser utilizado com êxito na detecção de estruturas geológicas ocultas por coberturas pouco espessas de terreno, dum pavimento ou de paredes em contacto com o terreno e podem permitir a localização de vazios naturais, de zonas onde ocorreram colapsos ou de canalizações enterradas, de fracturas, estratificações, falhas, etc..

Em todas as aplicações, os materiais condutivos, nomeadamente solos argilosos e água salgada, tendem a absorver o sinal emitido pelo radar limitando a profundidade de investigação. A máxima profundidade de pesquisa está correlacionada com a resistividade dos solos de cobertura, indicando-se no Quadro IV a ordem de grandeza dessas profundidades.

Quadro IV – Profundidades de pesquisa pelo método do radar

Resistividade (ohm.m)	Profundidade máxima de investigação (m)
2000	30
1000	15
500	8
250	4
125	2,5

Além das limitações referidas quanto à profundidade de pesquisa, o método baseado nas medições com o radar tem as limitações comuns aos métodos de prospecção geofísica, pelo que, para determinações absolutas, deve recorrer-se à observação directa das formações através dos métodos de prospecção mecânica e à caracterização por ensaios.