

MÉTODOS GEOELÉTRICOS

APLICADOS:

MÓDULO: HIDROGEOLOGIA

Este material didático tem por finalidade apresentar uma introdução aos **Métodos Geométricos Aplicados**, abordando seus conceitos teóricos e práticos, procurando atender, tanto a alunos de Graduação e Pós-Graduação em Geologia e Geofísica, como a usuários da Geofísica Aplicada em geral.

Os métodos geométricos são discutidos por áreas de atuação - Módulos, sendo, inicialmente, abordadas as aplicações em Hidrogeologia, destacando as principais aplicações nos estudos das águas subterrâneas, envolvendo a captação para abastecimento e as questões ambientais (aterros, vazamentos de combustíveis, etc.).

O material é composto pela ilustração: "Métodos Geométricos Aplicados: Ilustrações" (.pps) e pela apostila: "Métodos Geométricos Aplicados – Módulo: Hidrogeologia" (.pdf), os quais se complementam.

Prof. Dr. Antonio Celso de Oliveira Braga
acobra@rc.unesp.br

Universidade Estadual Paulista - UNESP/Campus de Rio Claro
Instituto de Geociências e Ciências Exatas - IGCE
Departamento de Geologia Aplicada - DGA
Av. 24A, n. 1515 - Bairro Bela Vista
CEP: 13.506-900 - Rio Claro/SP
FAX: (19) 534-0327 - FONE: (19) 526-2803

MÉTODOS GEOLÉTRICOS APLICADOS

CONSIDERAÇÕES GERAIS

Dentre os principais métodos geofísicos de prospecção, para o estudo das estruturas geológicas da parte superior da crosta terrestre, destacam-se os métodos geométricos, os quais se fundamentam nos campos elétricos e eletromagnéticos. As rochas, em função de suas composições mineralógicas, texturas e disposições, apresentam propriedades elétricas características, tais como resistividade, permeabilidade magnética, constante dielétrica, etc.. Em função disto, uma seção geológica pode ser considerada como um meio, cujos materiais existentes apresentam diferentes propriedades elétricas.

Pertencentes ao grupo dos métodos geométricos, podemos destacar os métodos da eletrresistividade, polarização induzida, potencial espontâneo, radar de penetração e eletromagnético (Figura 1).

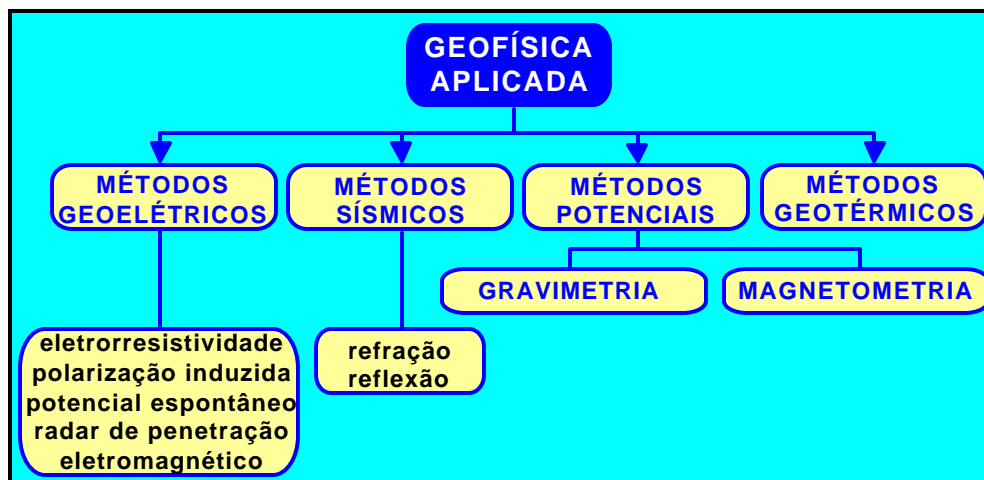


Figura 1 – Principais Métodos Geofísicos.

Estes métodos (com exceção do potencial espontâneo), são artificiais, ou seja: o campo físico a ser estudado é criado por meio de equipamentos apropriados. Os fundamentos teóricos, desses métodos geofísicos, baseiam-se na determinação de propriedades físicas que caracterizam os diferentes tipos de materiais que se encontram no ambiente geológico, e nos contrastes que estas propriedades podem apresentar. Ressalta-se o fato de que, uma eventual intervenção do homem neste ambiente pode gerar mudanças nos vários campos e propriedades físicas.

Métodos Geométricos	-	Parâmetros Físicos Estudados
Eletrorresistividade		• resistividade elétrica
Polarização Induzida		• variações de voltagem em função do tempo (cargabilidade) ou frequência
Potencial Espontâneo		• potencial natural
Eletromagnético		• condutividade
Radar de Penetração		• constante dielétrica/permisividade

As propriedades elétricas, juntamente com os parâmetros geométricos dos materiais geológicos do meio, como espessura, profundidade, direção, etc., determinam a seção geométrica, que caracteriza a geologia de uma determinada área. As superfícies de separação de uma seção geométrica nem sempre coincidem com os limites geológicos determinados pelos caracteres litológicos, genéticos e geológicos em geral.

Um pacote geologicamente homogêneo, pode apresentar uma subdivisão de várias camadas geométricas diferentes, ou pode ocorrer a situação inversa, ou seja, um pacote de várias formações geológicas vir a corresponder a apenas uma camada geométrica.

CLASSIFICAÇÃO DAS MODALIDADES GEOELÉTRICAS

Uma questão importante quando se discute, não só os métodos geométricos, mas a geofísica como um todo, diz respeito à identificação de suas várias modalidades existentes. É comum, profissionais ligados a esta área, ou até mesmo os que dela se utilizam como uma ferramenta de apoio, apresentarem certas confusões sobre as denominações das modalidades em uso.

Os termos métodos, técnicas e arranjos, são utilizados algumas vezes de maneira inadequada, trazendo, principalmente ao usuário leigo sobre o assunto, dificuldades no entendimento da Geofísica como aplicação.

Algumas obras da literatura internacional procuram apresentar uma classificação para os métodos geométricos tentando normalizar estas denominações. Entretanto, essas classificações propostas, ainda não são as mais adequadas, podendo

apresentar certas confusões para o usuário leigo, misturando parâmetros físicos medidos com procedimentos de campo.

Uma classificação dos métodos geométricos proposta por BRAGA (1997), é baseada apenas em três critérios: *método* geométrico, *técnica* e *arranjo* de campo. Estes critérios, na prática, revelam-se de fácil entendimento e utilização, tornando claro o tipo de levantamento geométrico empregado, e podem ser definidos da seguinte maneira:

Método	Parâmetro físico medido	Resistividade, Cargabilidade, Potencial Espontâneo, etc.
Técnica	Tipo de investigação – horizontal (ao longo de uma seção) e/ou vertical (pontual)	Sondagens, Caminhamentos e Perfilagens
Arranjo	Tipo de disposição dos eletrodos no desenvolvimento da técnica	Schlumberger, Wenner, Dipolo-Dipolo, Axial, etc.

TÉCNICAS DE CAMPO DOS MÉTODOS GEOMÉTRICOS

As técnicas de desenvolvimento de campo dos métodos geométricos, podem ser de três tipos principais: *sondagens*, *caminhamentos* e *perfilagens* (Figura 2). A diferença básica entre estas técnicas, está no procedimento de campo para se obter o parâmetro físico a ser estudado, ou seja, na disposição dos eletrodos na superfície do terreno ou interior de furos de sondagens e a maneira de desenvolvimento dos trabalhos para se obter os dados de campo, ligada aos objetivos da pesquisa.

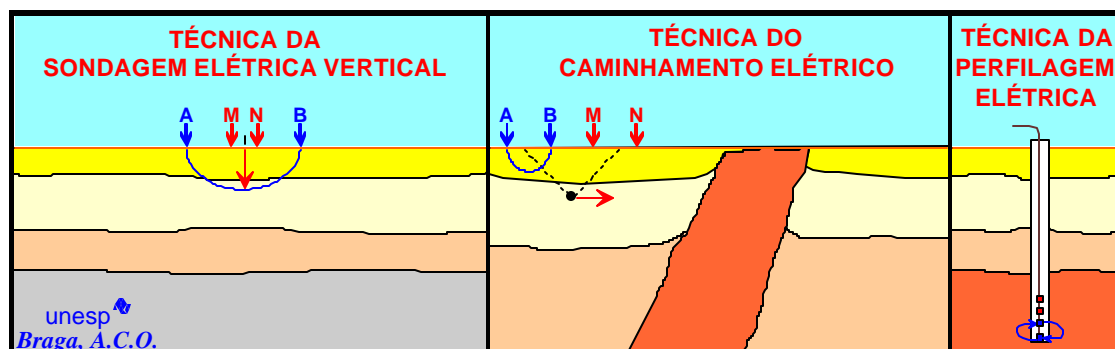


Figura 2 – Principais técnicas de campo dos métodos geométricos.

<p style="text-align: center;">Sondagem Elétrica Vertical SEV</p>	<p style="text-align: center;">Investigações verticais das variações de um parâmetro físico com a profundidade, efetuadas na superfície do terreno a partir de um ponto fixo (investigações verticais - pontuais).</p>
<p style="text-align: center;">Caminhamento Elétrico CE</p>	<p style="text-align: center;">Investigações laterais das variações de um parâmetro físico, a uma ou várias profundidades determinadas, efetuadas na superfície do terreno (investigações horizontais).</p>
<p style="text-align: center;">Perfilagem Elétrica PERF</p>	<p style="text-align: center;">Investigações laterais e verticais das variações de um parâmetro físico, efetuadas no interior de furos de sondagens mecânicas.</p>

PROGRAMAÇÃO E DESENVOLVIMENTO DE UMA CAMPANHA GEOFÍSICA

Uma questão que merece ser discutida e tem grande importância nas pesquisas a serem desenvolvidas, não só utilizando-se dos métodos geométricos, mas a Geofísica em geral, diz respeito à programação e desenvolvimento dos trabalhos:

"os resultados de qualquer campanha geofísica são considerados, do ponto de vista técnico, pela segurança e precisão dos resultados obtidos, tanto no que se refere à coleta dos dados de campo, como na definição do modelo final resultante da interpretação desses dados"

Na programação dos trabalhos geofísicos, destaca-se a escolha da *metodologia geofísica adequada*. A utilização da metodologia geofísica adequada às condições geológicas, topográficas, objetivos propostos, etc., de uma determinada área a ser estudada, é fundamental para o sucesso de uma campanha.

Para se proceder a uma escolha das metodologias geofísicas mais adequadas aos temas dos trabalhos propostos, as definições dos objetivos e obtenção de dados sobre a infra-estrutura da área a ser estudada, são importantes.

Primeiramente, os objetivos da pesquisa devem estar claramente definidos, pois esta é uma condição básica e essencial para o desenvolvimento e obtenção de

conclusões sérias. A documentação, também é muito importante, pois além de fornecer dados sobre a geologia, pode informar sobre condições gerais da área, tais como, topografia, acidentes naturais, etc..

Portanto, os critérios básicos a serem considerados para a escolha do(s) método(s) e técnica(s) de campo mais adequado(s) para se atingir os objetivos de uma determinada campanha, podem ser sintetizados, a seguir:

DEFINIÇÃO DOS OBJETIVOS	INFRA-ESTRUTURA BÁSICA
espessura, profundidade e forma do corpo a ser prospectado	mapas topográficos em escalas adequadas e fotografias aéreas
tipos e contrastes de propriedades físicas entre o corpo e o meio encaixante	mapas e seções geológicas, dados de sondagens mecânicas, poços rasos, trincheiras, etc.
poder de resolução, custo e rapidez	dados geofísicos de campanhas anteriores
sensibilidade aos acidentes topográficos e demais causas (urbanização, ruídos, etc.)	vias de comunicação, alojamento, transporte, braçais, etc.

MÉTODO DA ELETRORRESISTIVIDADE

CONCEITOS FUNDAMENTAIS DA RESISTIVIDADE ELÉTRICA

A Lei de Ohm define uma relação empírica entre a corrente fluindo através de um condutor e o potencial de voltagem requerido para conduzir esta corrente (Figura 1).

Esta Lei conclui que a corrente (I) é proporcional a voltagem (V) para uma grande classe de materiais ($V = R \cdot I$).

A constante de proporcionalidade é chamada de resistência (R) do material e tem como unidades, voltagem (volts) sobre corrente (ampères), ou ohms (Ω).

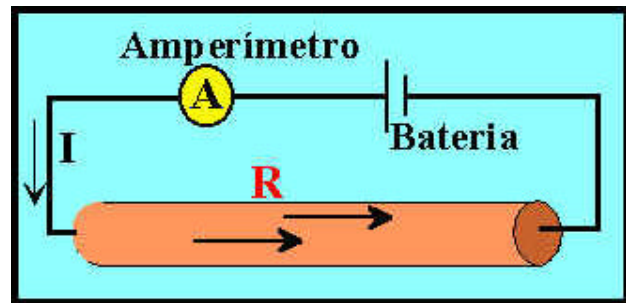


Figura 1 – Esquema de um circuito e a Lei de Ohm.

- Como é a relação entre a resistência medida com algumas propriedades fundamentais do material do qual o condutor é feito ?

Se aumentarmos o comprimento do condutor, o valor da resistência aumenta. Se o diâmetro do condutor diminui, o valor da resistência também aumenta.

Nós queremos, entretanto, definir uma propriedade que descreva a habilidade dos materiais em transmitir corrente elétrica independentemente dos fatores geométricos. A "quantidade" geometricamente independente que é usada, é a resistividade, sendo indicada por ρ . Esta magnitude ρ é um coeficiente que depende da natureza e do estado físico do corpo considerado. Deste modo pode-se definir a resistividade elétrica deste corpo como sendo (Figura 2):

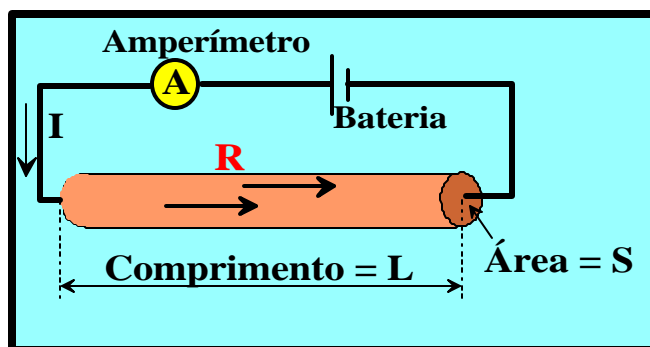


Figura 2 – Definição da resistividade dos materiais.

$$V = R \cdot I$$

$$R = \frac{\rho \cdot L}{S}$$

$$\rho = \frac{R \cdot S}{L}$$

Portanto, a dimensão da resistividade é o produto de uma resistência elétrica por uma longitude; em função disto, a unidade de resistividade no sistema SI será ohm.m

- *Como podemos aplicar este experimento, relativamente simples, para determinar as propriedades elétricas dos materiais da terra ?*

A RESISTIVIDADE DOS MATERIAIS GEOLÓGICOS

No ambiente geológico, os diferentes tipos litológicos existentes, apresentam como uma de suas propriedades fundamentais o parâmetro físico resistividade elétrica, o qual reflete algumas de suas características servindo para caracterizar seus estados, em termos de alteração, fraturamento, saturação, etc., e até identificá-los litologicamente, sem necessidade de escavações físicas (mais caras e demoradas).

Uma rocha condutora de corrente elétrica pode ser considerada como sendo um agregado com estrutura de minerais sólidos, líquidos e gases, na qual sua resistividade é influenciada pelos seguintes fatores:

- 1) resistividade dos minerais que formam a parte sólida da rocha;
- 2) resistividade dos líquidos e gases que preenchem seus poros;
- 3) umidade da rocha;
- 4) porosidade da rocha;
- 5) textura da rocha e a forma e distribuição de seus poros; e,
- 6) processos que ocorrem no contato dos líquidos contidos nos poros e a estrutura mineral, tais como: processo de adsorção de íons na superfície do esqueleto mineral, diminuindo a resistividade total destas rochas.

Na Terra, ou qualquer corpo tri-dimensional, a corrente elétrica não flui por um único caminho, como no caso do condutor da Figura 1. Considerando uma bateria conectada ao solo, através de cabos e eletrodos, por dois pontos distantes um do outro. A Terra, que não é um isolante perfeito, conduz a corrente elétrica gerada pela bateria. Neste estágio, assume-se que a resistividade do solo é uniforme.

Como a corrente flui através da Terra ?

Os mecanismos de propagação das correntes elétricas podem ser do tipo condutividade eletrônica ou iônica. A classificação destes tipos de condutividade pode ser sintetizada da seguinte maneira:

- condutividade eletrônica (metais e semicondutores): deve-se ao transporte de elétrons na matriz da rocha, sendo a sua resistividade governada pelo modo de agregação dos minerais e o grau de impurezas.
- condutividade iônica (eletrólitos sólidos - dielétricos e eletrólitos líquidos): deve-se ao deslocamento dos íons existentes nas águas contidas nos poros de uma massa de solo, sedimentos inconsolidados ou fissuras das rochas. Este tipo de mecanismo é o que interessa nos estudos aplicados à Hidrogeologia.

A resistividade das rochas que possuem condutividade iônica é função decrescente da quantidade de água, da natureza dos sais dissolvidos e da porosidade total comunicante. Praticamente, todas as rochas possuem poros em proporção maior ou menor, os quais podem estar ocupados, totais ou parcialmente, por eletrólitos, sendo que, em conjunto, elas se comportam como condutores iônicos, de resistividades muito variáveis.

No exemplo da Figura 3, a corrente flui a partir do eletrodo radialmente ao longo de linhas diretas (o segundo eletrodo está posicionado à direita).

Um voltímetro acoplado ao circuito, mede a voltagem resultante da resistividade do meio. Essa voltagem, é constante ao longo de linhas circulares a partir do eletrodo (um terminal do voltímetro é ligado ao solo a uma grande distância, e o outro terminal se move através do meio).

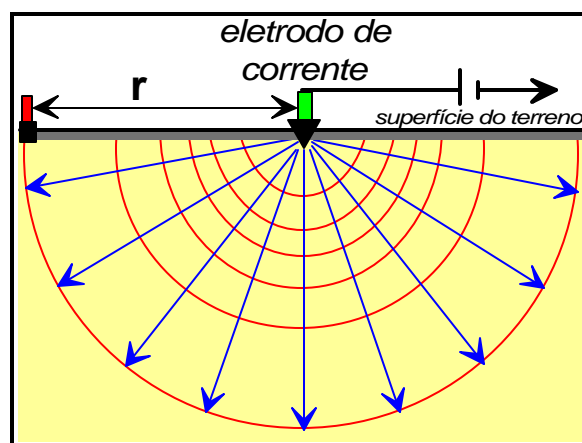


Figura 3 – Fluxo da corrente e as equipotenciais.

Essas linhas são denominadas de equipotenciais. Em três dimensões, elas formam um hemisfério centralizado nos eletrodos. Várias linhas de equipotenciais são mostradas na figura anterior (linhas vermelhas). As linhas de equipotenciais, mais distantes do eletrodo, indicam menores potenciais entre os eletrodos considerados.

A partir da Figura 4, temos que a diferença de potencial (ΔV) medida na superfície do terreno, resultante da resistividade do meio, a partir de um eletrodo de corrente, para várias posições, é dado por: $\Delta V = V_1 - V_2$.

Se estes dois pontos (V_1 e V_2), estão na mesma linha do hemisfério centralizado no eletrodo de corrente, não será registrada nenhuma diferença de potencial: $\Delta V = V_1 - V_2 = 0$ (os dois pontos estão ao longo de uma mesma superfície equipotencial).

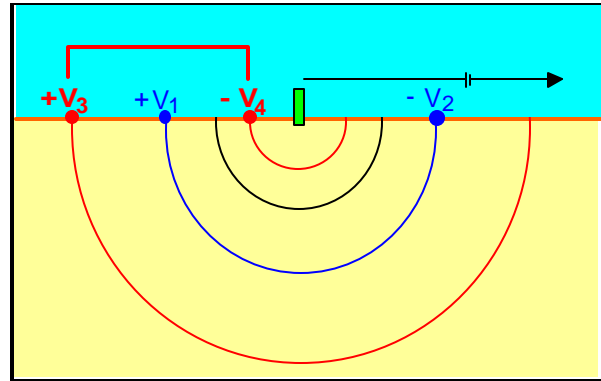


Figura 4 - Determinação da diferença de potencial

Entretanto, à medida que afastamos os pontos investigados do eletrodo de corrente (V_3 e V_4), as diferenças de potencial aumentam.

UMA PRIMEIRA ESTIMATIVA DA RESISTIVIDADE

A partir da Lei de Ohm, temos que a voltagem de um condutor pode ser definida como:

$$V = \frac{\rho L}{S} \cdot I \quad \text{ou} \quad V = \rho \cdot I \cdot \frac{L}{S}$$

Entretanto, considerando um semi-espaco (Figura II.3), temos que:

$$R = \frac{\rho \cdot r}{2\pi r^2} = \frac{\rho}{2\pi r}$$

Sendo, portanto, a variação de voltagem, desde um único eletrodo de corrente, para alguns pontos deste meio, representando o subsolo, dada pela expressão:

$$V = \frac{\rho \cdot I}{2\pi r}$$

A partir disto, temos que a resistividade é dada por:

$$\rho = 2\pi r \frac{V}{I}$$

onde: V é o potencial, I é a corrente, ρ é a resistividade, e r é a distância entre o eletrodo de corrente e o ponto no qual o potencial é medido. Esta expressão, não é considerada mais a Lei de Ohm.

Portanto, considerando o subsolo com uma resistividade constante (o que não ocorre na prática), podemos determinar sua resistividade:

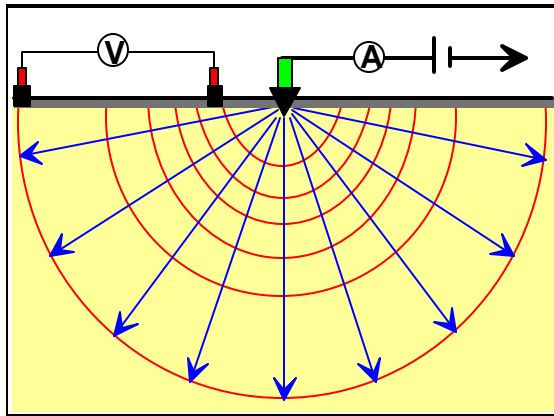


Figura 5 – Resistividade e o semi-espaço.

- conectando um cabo condutor da bateria ao eletrodo de corrente, podemos medir o valor da intensidade de corrente – I ;
- conectando um voltímetro a dois eletrodos, um localizado próximo ao de corrente e outro mais afastado (distância r), podemos medir a diferença de potencial (ΔV), entre estes dois locais,
- utilizando a equação (II.1), calculamos a resistividade do meio.

Na prática este experimento não é usual, devido a grande distância entre os dois eletrodos de corrente. Portanto, devemos reduzir as distâncias entre os quatro eletrodos.

UMA MANEIRA PRÁTICA DE OBTER A RESISTIVIDADE

Conforme a Figura 6, colocamos, na superfície do terreno, dois eletrodos de corrente (A e B) fechando o circuito e dois eletrodos de potencial (M e N). Dessa maneira, teremos a seguinte configuração entre as linhas de fluxo de corrente e as linhas de equipotenciais: a corrente fluindo radialmente, a partir dos eletrodos de corrente, tem agora um novo fluxo ao longo de caminhos curvos entre estes dois eletrodos.

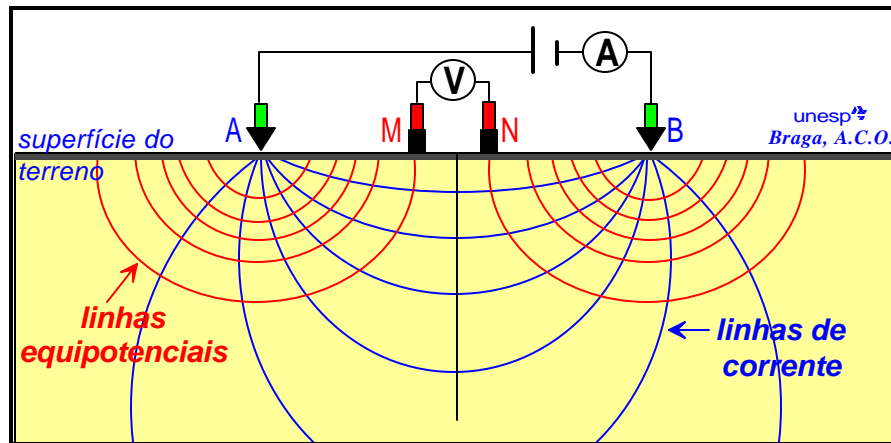


Figura 6 – Esquema de campo para a determinação da resistividade.

Portanto, o uso do método da eletrorresistividade no campo, é baseado na capacidade do equipamento em introduzir uma corrente elétrica no subsolo, a partir de diferentes espaçamentos entre os eletrodos A e B, dispostos na superfície do terreno (diferentes profundidades de investigação), e calcular as resistividades dos materiais geológicos a estas várias profundidades investigadas.

Em geral, os arranjos de campo dos métodos geométricos principais, constam de quatro eletrodos cravados na superfície do terreno. Um par de eletrodos serve para introduzir a corrente elétrica no subsolo, enquanto que, o outro par, é utilizado para medir a diferença de potencial que se estabelece entre eles, como resultado da passagem desta corrente.

A determinação deste potencial resultante do campo elétrico criado, pode ser demonstrado da seguinte maneira: a corrente elétrica de intensidade I é introduzida no subsolo por meio dos eletrodos A e B e a diferença de potencial ΔV gerado, é medido por meio dos eletrodos M e N. Ao supor que o meio investigado é homogêneo e isotrópico, tem-se que o potencial no eletrodo M, será dado por:

$$V_M = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right)$$

e o potencial em N:

$$V_N = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right)$$

Portanto, a diferença de potencial medida no equipamento para determinada posição dos eletrodos M e N, será:

$$\Delta V_{MN} = V_M - V_N, \text{ assim:}$$

$$\Delta V_{MN} = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)$$

Resistividade Aparente

Ao utilizar o mesmo arranjo de eletrodos para efetuar medições sobre um meio heterogêneo, a diferença de potencial observada ΔV será diferente da registrada sobre um meio homogêneo, pois o campo elétrico deverá sofrer modificações em função desta heterogeneidade do meio.

Como na prática o subsolo não pode ser considerado um meio homogêneo, a quantia medida representa uma média ponderada de todas as resistividades verdadeiras em um volume de material em subsuperfície relativamente grande, portanto ao se efetuar os cálculos pertinentes obtém-se uma resistividade aparente (\mathbf{r}_a).

Pode-se então, calcular o valor da resistividade \mathbf{r}_a do meio investigado, mediante a seguinte equação:

$$\rho_a = K \cdot \frac{\Delta V}{I}$$

onde:

$$K = 2\pi \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)^{-1} \text{ (Equação Geral)}$$

Esta \mathbf{r}_a é a variável que expressa os resultados das medições na maioria dos métodos geométricos, e é a que se toma como base para a interpretação final. As dimensões da resistividade aparente, em virtude de sua definição, são as mesmas que para a resistividade, e sua unidade será também ohm.m.

RESISTIVIDADE DE SOLOS E ROCHAS

Um mesmo tipo litológico pode apresentar uma ampla gama de variação nos valores de resistividade, pois, são inúmeros os fatores que interferem no valor da resistividade de um determinado material.

Individualmente, os minerais são razoavelmente consistentes em suas características elétricas, mas num agregado, como ocorre na natureza, a variação total de suas resistividades é muito maior.

Portanto, na interpretação dos dados de resistividades dos materiais no subsolo, obtidas a partir da superfície do terreno, é fundamental, tanto a experiência do intérprete como o conhecimento geológico da área estudada, não podendo realizar esta associação (parâmetros físico-geológico) de forma puramente automática.

As resistividades dos solos, quando saturados permitem a identificação e caracterização dos diferentes tipos de materiais geológicos localizados em subsuperfície. Entretanto, quando os solos encontram-se secos, porção localizada acima do nível freático, seus valores são considerados atípicos, apresentando uma ampla faixa de variação não identificando os materiais em subsuperfície em termos litológicos. As variações das resistividades, neste caso, refletem apenas as pequenas variações de saturação normalmente existentes.

MÉTODOS DA POLARIZAÇÃO INDUZIDA E POTENCIAL ESPONTÂNEO

MÉTODO DA POLARIZAÇÃO INDUZIDA

Fenômeno da Polarização Induzida

Este método baseia-se na medição das variações de voltagem em função do tempo ou freqüência. Conforme observado por pesquisadores desde o início deste século, na teoria, a resposta da polarização induzida é uma quantidade com dimensões muito reduzidas, sendo na prática medida tal como uma variação de voltagem em função do *tempo* ou *freqüência*, denominados, respectivamente, de IP-Domínio do Tempo e IP-Domínio da Freqüência.

Os fenômenos físico-químicos que poderiam explicar a polarização induzida são muito complexos, sendo que a maior parte dos autores concorda em distinguir duas origens possíveis para a polarização induzida:

1) Polarização Metálica ou Eletrônica

Neste tipo de polarização, ocorre que na superfície limite de um corpo ou partícula metálica submetida a uma corrente elétrica, tem-se uma passagem da condução iônica para a eletrônica, e vice-versa (Figura 1). Isto resulta no fato de que em duas superfícies opostas do corpo sejam produzidas concentrações de íons, as quais não cederam suas cargas ao corpo, ou seja, não tomaram elétrons do corpo nem cederam a ele.

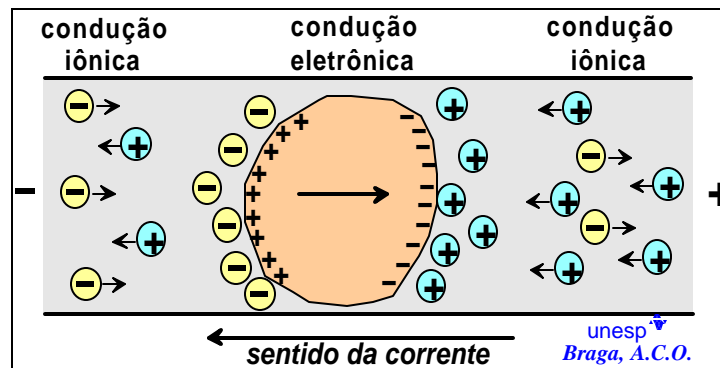


Figura 1 – Fenômeno IP - Polarização Metálica (modificado de ORELLANA, 1974).

Ao se cortar essa corrente, a distribuição dos íons se modifica e volta a seu estado inicial levando, para isto, um certo tempo, durante o qual existe uma polarização no corpo, atribuída aos efeitos observados. O fenômeno IP é tão mais intenso quanto menor a continuidade elétrica entre os grãos minerais (mineralizações finamente disseminadas).

2) Polarização de Membrana

Este fenômeno ocorre em rochas carentes de substâncias metálicas, e é devido a uma diferença de mobilidade entre os ânions e cátions, produzida pela presença de minerais de argila (Figura 2). Tais minerais se carregam negativamente, atraindo uma "nuvem catiônica" que permite a passagem dos portadores positivos mas não dos negativos, exercendo o efeito de uma membrana.

Assim, são produzidos gradientes de concentração, que levam um tempo a desaparecer depois de suprimida a tensão exterior, e que originam, portanto, uma sobretensão residual.

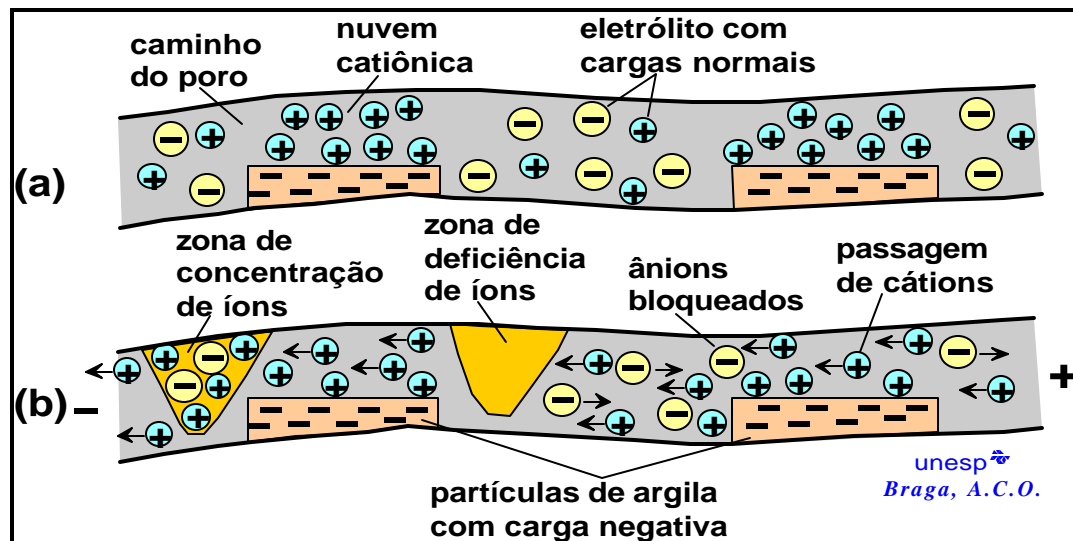


Figura 2 – Fenômeno IP – Polarização de Membrana. (a) meio poroso antes da aplicação de um campo elétrico - posição de equilíbrio; (b) meio poroso após a aplicação de um campo elétrico (modificado de WARD, 1990).

Vários autores, estudando as aplicações do IP em Hidrogeologia, chegaram a algumas conclusões interessantes, ou seja:

- em arenitos ou aluviões saturados com água, a polarização induzida aparece quando as superfícies da areia ou cascalho são parcialmente revestidas com uma película de argila;
- areia quartzosa pura, saturada com água, não mostra quase nenhum efeito IP;
- a magnitude da polarização induzida depende da resistividade da solução, da quantidade e espécie de argila, e do cátion que satura a argila;
- geralmente, a polarizabilidade diminui com a diminuição da resistividade, então camadas de argilas e águas salgadas dão pequenos efeitos IP;
- a resposta IP, em camadas com misturas de areias e argilas, é bem maior que a resposta em camadas argilosas puras;
- argilas puras, apresentam baixa resistividade e muito baixa polarização;
- camadas arenosas, apresentam alta resistividade e cargaabilidade intermediária; e,
- camadas siltsas, apresentam alta polarização e resistividade intermediária.

IP-Domínio do Tempo

Ao se aplicar corrente elétrica no solo, cria-se uma diferença de potencial ΔV primária; conseqüentemente, é provocada uma polarização do mesmo. A diferença de potencial primária (ΔV_p) não se estabelece e nem se anula instantaneamente quando a corrente é emitida e cortada em pulsos sucessivos. Varia com o tempo na forma de uma curva $\Delta V_{IP} = f(t)$ (Figura 3).

Esta curva, liga a assíntota ΔV_p em regime estacionário com a assíntota zero após o corte da corrente. A amplitude de um valor $\Delta V_{IP}(t)$ está diretamente ligada à maior ou menor capacidade que os terrenos têm de se polarizarem, constituindo-se, portanto, na base do método. Esta capacidade de polarização constitui a susceptibilidade IP dos materiais da terra.

Analogamente, pode-se descrever o fenômeno da polarização induzida, como se o solo contivesse pequenos condensadores, carregando-se durante a emissão de corrente, descarregando-se após o corte. A curva $\Delta V_{IP} = f(t)$, que se carregariam durante a poderia ser chamada então de curva de descarga IP.

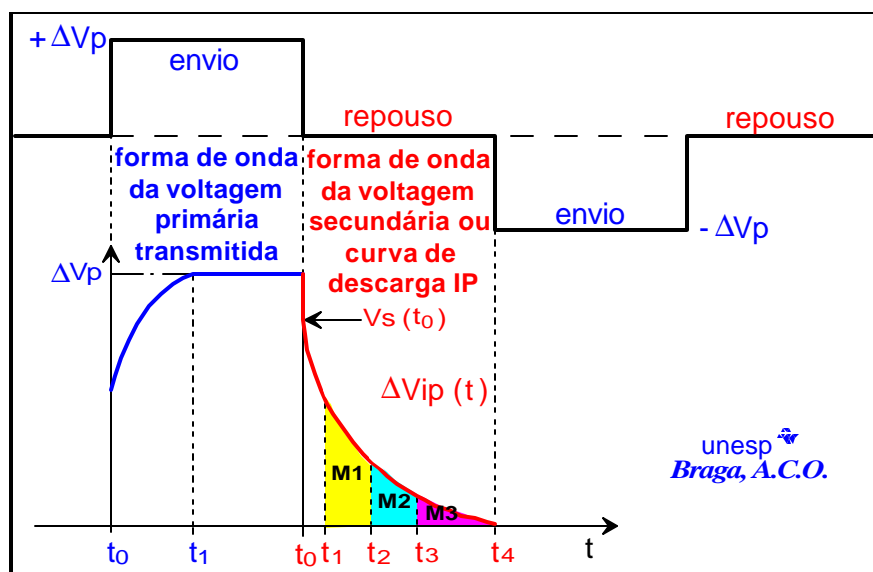


Figura 3 – Fenômeno IP – Domínio do Tempo.

No IP-Domínio do Tempo, a curva de descarga é o objeto de estudo. Ela pode ser analisada em sua totalidade ou amostrada em intervalos de tempo. O parâmetro medido em IP (tempo) é chamado de cargabilidade (M) e pode ser expresso, dependendo das características do equipamento utilizado, em miliVolt/Volt (mV/V).

Cargabilidade Aparente

Como ocorre no método da eletrorresistividade, se as medidas da polarização induzida são efetuadas sobre um terreno cujo subsolo é heterogêneo, resulta que os dados de campo expressam polarizações aparentes. No IP-Domínio do Tempo, o parâmetro resultante das medidas é denominado de cargabilidade aparente (M_a).

MÉTODO DO POTENCIAL ESPONTÂNEO

É um método geométrico de campo natural, baseado no fato de que em determinadas condições, heterogeneidades condutoras do subsolo, se polarizam, convertendo-se em verdadeiras “pilhas” elétricas que originam, no subsolo, correntes elétricas. Estas correntes produzem uma distribuição de potenciais observáveis na superfície do terreno, e que indicariam a presença do corpo polarizado.

O potencial natural ou espontâneo (SP) é causado por atividades eletroquímicas ou mecânicas. A água subterrânea é o agente mais importante no mecanismo de

geração de SP. Os potenciais podem estar associados à presença de corpos metálicos, contatos entre rochas de diferentes propriedades elétricas (principalmente condutividade), atividade bioelétrica de materiais orgânicos, gradientes térmicos e de pressão nos fluidos de subsuperfície (GALLAS, 2000).

Dentre os vários fenômenos descritos na literatura (ORELLANA, 1972) para conceituar este método, um dos principais, causador dos potenciais naturais, é o de potenciais de filtração. O fenômeno que origina estes potenciais é denominado de *potenciais de fluxo* ou eletrofiltração e consiste na produção de um campo elétrico pelo movimento de eletrólitos (águas subterrâneas) no subsolo.

São conhecidos dois tipos de eletrofiltração: “per ascensum” e “per descensum”. Este último, corresponde a infiltração de águas através de terrenos permeáveis ou ao longo de fraturas/falhas nas rochas. Como a água tende a arrastar os cátions, aparecem anomalias negativas em locais de pouca saturação, e anomalias positivas em locais saturados (Figura 4).

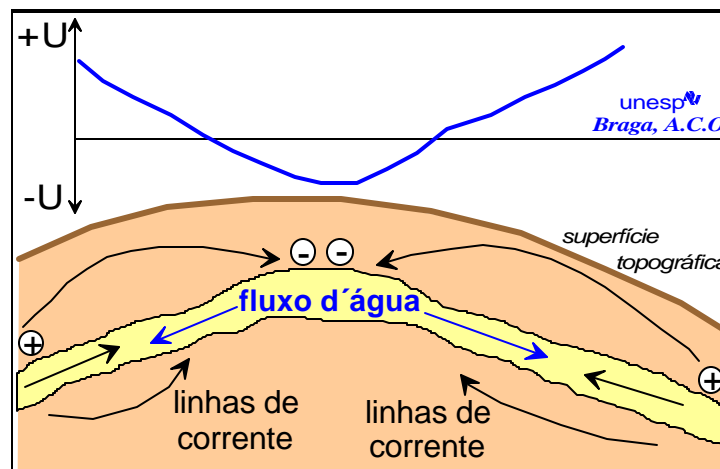


Figura 4 – Potenciais de Fluxo - Fenômeno “per descensum” - SP.

Este método pode ser utilizado para estudos ambientais, por exemplo na determinação das direções de fluxo d'água subterrâneo. O equipamento utilizado, restringe-se apenas ao circuito de recepção. Sua interpretação é efetuada tanto através de mapas como seções de isovalores de potencial.

PRINCIPAIS TÉCNICAS DE CAMPO DOS MÉTODOS GEOELÉTRICOS

CONSIDERAÇÕES GERAIS

Neste capítulo, serão descritas as técnicas de campo mais utilizadas no desenvolvimento dos métodos geométricos - *sondagem elétrica vertical* (SEV) e *caminhamento elétrico* (CE), e seus arranjos mais precisos e simples de serem executados.

Conforme comentado anteriormente, a diferença básica entre uma sondagem elétrica vertical e um caminhamento elétrico, diz respeito ao centro do arranjo entre os eletrodos ABMN (centro de investigação). Enquanto que na **SEV**, o centro do arranjo AMNB, não importando as posições dos eletrodos na superfície do terreno, permanece **fixo** ao longo de todo o desenvolvimento do ensaio; no **CE**, o centro do arranjo AMNB se desloca constantemente, ao longo da superfície do terreno, durante o desenvolvimento do ensaio.

O entendimento dessas diferenças básicas, é fundamental na aplicação da metodologia correta, pois, dependendo dos objetivos a serem alcançados, da geologia local, das condições topográficas, etc., determinada técnica pode ser inadequada.

TÉCNICA DA SONDAGEM ELÉTRICA VERTICAL

Princípios Teóricos

A técnica da sondagem elétrica vertical consiste, basicamente, na análise e interpretação de um parâmetro físico, obtido a partir de medidas efetuadas na superfície do terreno, investigando, de maneira pontual, sua variação em profundidade (Figura 1).

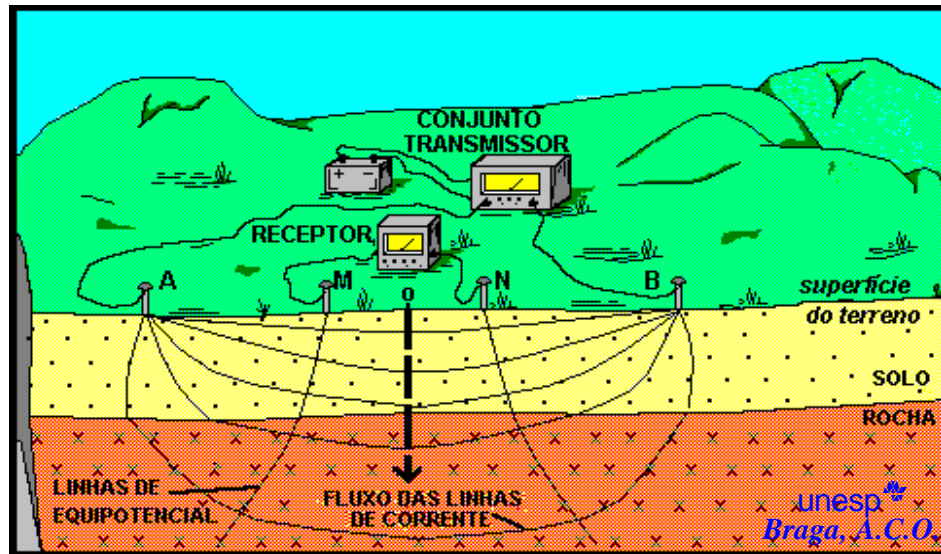


Figura 1 – Esquema de campo da técnica de campo da SEV (modificada de ROBINSON.& ÇORUH, 1988).

Arranjos de Campo - SEV

Nos arranjos de campo mais utilizados na execução da técnica da SEV, colocam-se quatro eletrodos na superfície do terreno, dispostos simetricamente em relação ao centro “O” e sobre uma mesma reta (Figura 1). Existem dois tipos principais de arranjos de campo para o desenvolvimento da técnica da SEV: *Schlumberger* e *Wenner*.

Enquanto que o primeiro, é muito utilizado no Brasil e na maioria dos países europeus, principalmente, França e Rússia, o segundo tipo é utilizado mais no Canadá, Estados Unidos e Inglaterra. Apesar das diferenças entre estes dois tipos de arranjo serem pequenas, o Schlumberger pode ser considerado superior, tanto em praticidade como em qualidade dos resultados.

O Schlumberger, além de ser mais prático no campo, sendo necessário o deslocamento de apenas dois eletrodos, as leituras nos equipamentos são menos sujeitas às interferências produzidas por ruídos indesejáveis, tais como, potenciais artificiais produzidos por cabos e estações de alta tensão.

Além das facilidades práticas já citadas, uma das principais vantagens do arranjo Schlumberger em relação ao arranjo Wenner, diz respeito às suas utilizações em

terrenos não homogêneos. Neste tipo de terreno, o arranjo Wenner estaria mais susceptível a erros interpretativos devido a heterogeneidades laterais.

As diferenças básicas entre esses arranjos, podem ser sintetizadas:

Schlumberger	Wenner
Mais prático no campo, é necessário o deslocamento de apenas dois eletrodos.	Menos prático no campo, é necessário o deslocamento dos quatro eletrodos.
As leituras estão menos sujeitas às interferências produzidas por <i>ruídos</i> indesejáveis, tais como, potenciais artificiais produzidos por cabos e estações de alta tensão.	As leituras estão mais sujeitas às interferências produzidas por <i>ruídos</i> indesejáveis.
Menos susceptível a erros interpretativos em terrenos não homogêneos.	Mais susceptível a erros interpretativos devido a heterogeneidades laterais.
	Ideal para medidas da resistividade e/ou resistência do solo para fins, por exemplo, de aterramento.

Arranjo Wenner

No arranjo Wenner (Figura 2), os quatro eletrodos apresentam uma separação a , crescente e constante durante todo o desenvolvimento do ensaio, sendo, deslocados simultaneamente, mantendo sempre a relação: $AM = MN = NB = a$, e o centro do arranjo (o) permanece fixo.

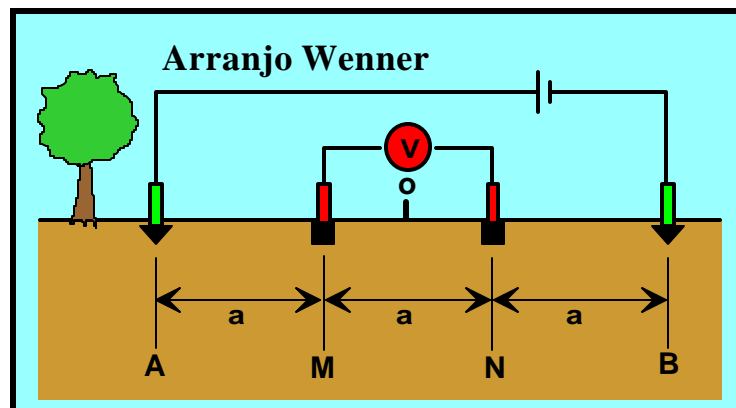


Figura 2 – Arranjo de campo Wenner – SEV.

$$\rho_a = 2\pi \cdot a \cdot \frac{\Delta V}{I}$$

A resistividade aparente é calculada através da equação acima e a cargabilidade aparente é obtida diretamente do equipamento geofísico.

Arranjo Schlumberger

Neste tipo de arranjo (Figura 3), enquanto os eletrodos de corrente A e B apresentam uma separação crescente (L), em relação ao centro do arranjo (o), os eletrodos de potencial M e N permanecem fixos durante o desenvolvimento do ensaio.

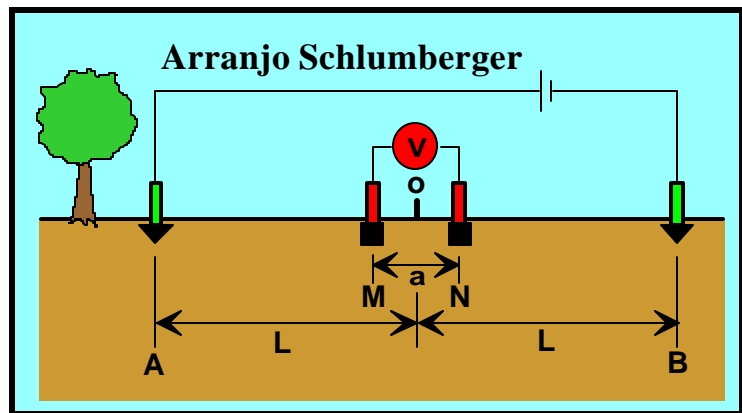


Figura 3 – Arranjo de campo Schlumberger – SEV.

A idéia básica deste arranjo, é fazer com que a distância “a”, que separa os eletrodos M e N, tenda a zero em relação à distância crescente entre A e B. O erro produzido por esse tipo de arranjo, que se reflete nos dados de campo (em função dos ajustes necessários nas equações gerais básicas) pode ser considerado insignificante, não se traduzindo em desvantagem (visando minimizar este erro, adota-se a relação: $MN \leq AB/5$).

O valor da resistividade aparente (ohm.m) é calculado a partir da equação:

$$\rho_a = K \cdot \frac{\Delta V}{I}$$

onde, simplificando a Equação Geral do coeficiente geométrico K, tem-se:

$$K = \pi \cdot \frac{(\overline{AM \cdot AN})}{MN}$$

O valor da cargabilidade aparente – domínio do tempo (mV/V) é obtido diretamente no equipamento geofísico, apropriado para o desenvolvimento desta metodologia.

Em função dos exposto, neste trabalho, toda discussão efetuada sobre essa técnica, refere-se ao arranjo Schlumberger.

Desenvolvimento dos Trabalhos de Campo

O desenvolvimento de campo de uma SEV inicia-se pela escolha do local exato do centro da linha AMNB; neste local colocase uma estaca identificando o número da sondagem.

Ao aumentar-se a distância entre os eletrodos de corrente A e B, o volume total da subsuperfície incluída na medida também aumenta, permitindo alcançar camadas cada vez mais profundas (Figura 4).

Os resultados sucessivos estarão, portanto, ligados com as variações das resistividades aparentes e/ou cargabilidades aparentes com a profundidade.

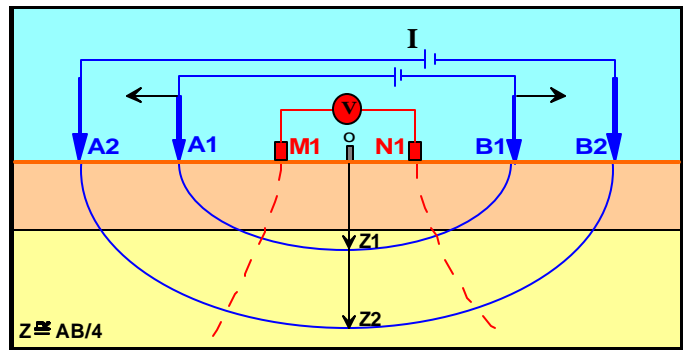


Figura 4 – Desenvolvimento de uma SEV – arranjo Schlumberger.

Os dados destes parâmetros físicos, assim obtidos em cada SEV, são representados por meio de curvas bilogarítmicas em função das distâncias entre os eletrodos correspondentes. Para o arranjo Schlumberger, as ρ_a (ohm.m) e M_b (mV/V) são plotadas em ordenadas, e no eixo das abscissas, as separações $AB/2$ em metros.

A utilização destas curvas bilogarítmicas, para representação e interpretação dos dados de campo, se dá por que, nestes tipos de curvas, as variações das estruturas geométricas representativas são realçadas, além de reduzirem os cálculos teóricos para o traçado das curvas modelos, usadas na interpretação.

A profundidade de investigação de uma SEV é governada, principalmente, pelo espaçamento entre os eletrodos de corrente AB, podendo ser tomada como $= AB/4$. Esta profundidade é definida como uma profundidade teórica investigada, pois, dependendo dos contrastes entre, por exemplo, as resistividades das camadas geométricas, na prática, esta relação pode ser alterada.

No desenvolvimento de uma SEV, ao aumentar-se o espaçamento entre os eletrodos AB ($MN = \text{fixo}$), o valor de ΔV diminui rapidamente, podendo atingir valores

imprecisos. Uma das maneiras de se manter o ΔV com valor razoável, seria através do aumento da intensidade da corrente I , entretanto, existe um limite, tanto devido às características técnicas do equipamento em uso, como devido a problemas de segurança.

Visando melhorar as leituras de potenciais, uma operação utilizada, em conjunto com o aumento da intensidade de corrente (I), é a chamada operação "embreagem".

Esta operação consiste, em aumentar o valor de ΔV , aumentando a separação entre os dois eletrodos de potencial, mantendo-se fixos os dois eletrodos de corrente. Para isto, com o espaçamento AB fixo, realiza-se duas leituras da diferença de potencial: uma com o espaçamento MN inicial; e, outra com um espaçamento MN maior.

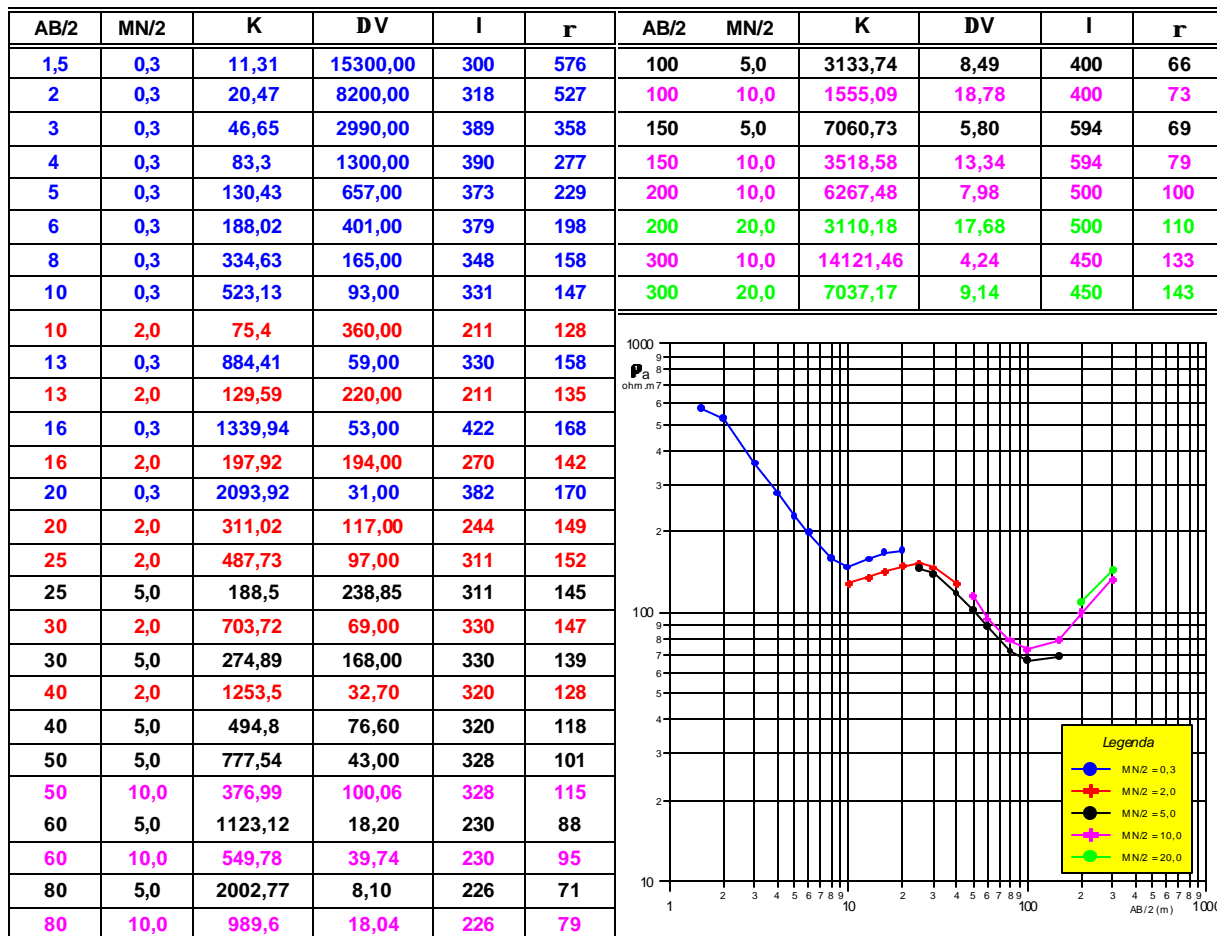
Após estas duas leituras, passa-se para o espaçamento AB seguinte, no qual, novamente, realiza-se duas leituras de potencial, com os mesmos espaçamentos de MN anteriores. Teremos, portanto, vários segmentos de curva plotados no gráfico.

Recomenda-se que, esta operação deva ser efetuada até o final do ensaio, pois, além de manter as leituras das diferenças de potenciais dentro de uma gama aceitável, pode-se controlar a qualidade dos resultados obtidos.

A comprovação da qualidade dos dados se deve ao paralelismo esperado entre os segmentos de curvas referentes a cada espaçamento MN utilizado.

A seguir, é apresentada uma curva de campo típica, com suas resistividades aparentes, calculadas para cada espaçamento $MN/2$ utilizado.

Exemplo na obtenção dos dados de campo – Folha de Campo – SEV



Interpretação

Como já discutido, no desenvolvimento da técnica da SEV, obtém-se uma curva de variação dos parâmetros físicos obtidos em função das profundidades investigadas. A interpretação, das curvas de campo, deve ser efetuada considerando os fundamentos que regem a aplicação desta técnica, cuja utilização deve ocorrer em áreas nas quais a distribuição do parâmetro físico no subsolo corresponda, com razoável aproximação, ao modelo dos meios estratificados.

A finalidade da interpretação é, portanto: (1) determinar a distribuição espacial dos parâmetros físicos no subsolo, partindo dos dados das curvas de campo observados na superfície do terreno (se baseia em leis físico-matemáticas) - métodos de ajuste de curvas; e, (2) buscar o significado geológico de tais parâmetros (depende fundamentalmente de correlações entre os dados físicos e geológicos, envolvendo muito a experiência do intérprete) – associação com a geologia.

Seqüência na interpretação de uma SEV:

A definição do modelo final não é um simples ajuste das curvas de campo com modelos teóricos, efetuados, principalmente, por meio de programas existentes para computadores, sem levar em consideração uma análise morfológica das curvas de campo e a geologia da área.

A interpretação "automática" pode levar a erros graves na definição do modelo geométrico, resultando em uma descrença da técnica e até em prejuízos financeiros para os usuários (atribuindo-se à ineficiência da técnica).

A ambigüidade na interpretação das sondagens elétricas verticais, pode resultar em modelos geométricos, que não apresentam uma correspondência, a princípio, fiel com a geologia em subsuperfície de uma área estudada.

Portanto, algumas considerações sobre o modelo obtido na interpretação das SEV's devem ser discutidas, tais como:

- Nos processos interpretativos de uma SEV, os parâmetros resistividade, cargabilidade e espessura, determinam uma *coluna geométrica* - Figura 5(a). Várias SEV's ao longo de um perfil, caracterizam uma *seção geométrica* - Figura 5(b).

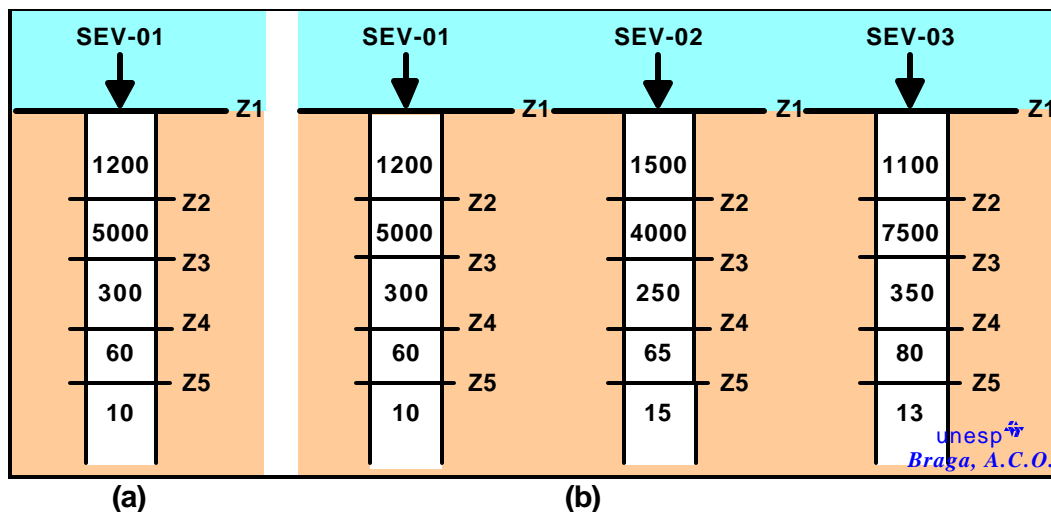


Figura 5 – Representação do modelo obtido: (a) coluna geométrica e (b) seção geométrica.

- Cada camada obtida, com seus valores de resistividade e/ou cargabilidade e espessura, constituem um *nível geométrico* (ou *camada geométrica*). Nas SEV's, normalmente, obtém-se vários níveis geométricos.

- A associação destes níveis geométricos com a geologia da área, resulta nos estratos geométricos. Um estrato geométrico, formado por um ou mais níveis associados, pode corresponder a um tipo litológico específico (Figura 6).

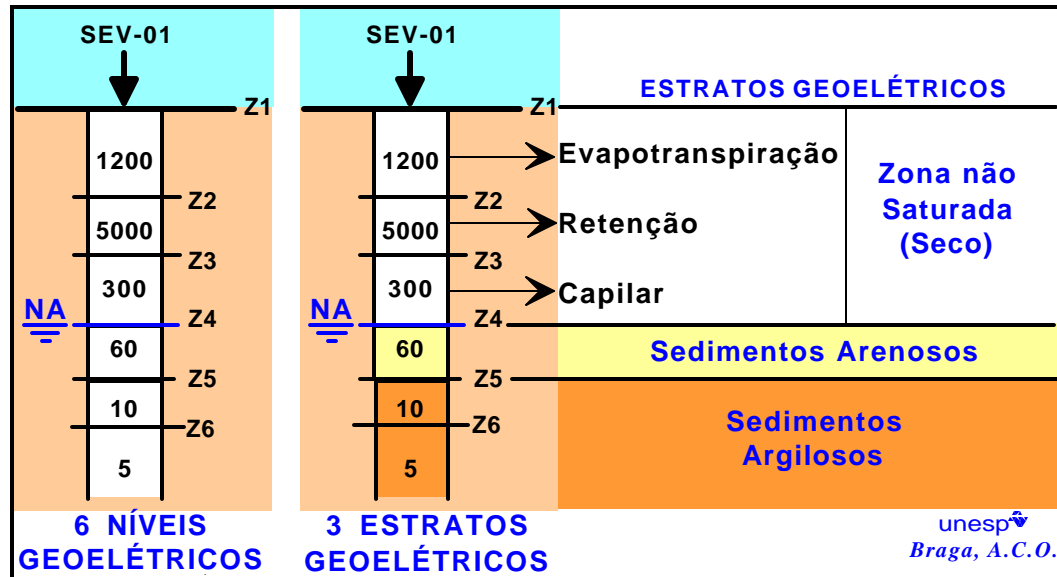


Figura 6 – Nível e estrato geométrico – SEV.

- As superfícies de separação de uma coluna/seção geométrica nem sempre coincidem com os limites geológicos determinados pelos caracteres litológicos, genéticos e geológicos em geral.
- Um pacote geologicamente homogêneo, pode apresentar uma subdivisão de várias camadas geométricas diferentes (ex.: variações no grau de saturação), ou pode ocorrer a situação inversa, ou seja, um pacote constituído por vários tipos geológicos distintos vir a corresponder a apenas uma camada geométrica (ex.: tipos geológicos com pequenos contrastes de resistividades e/ou cargabilidades).

Portanto, um estrato geométrico, formado por um ou mais níveis, é associado a um tipo litológico específico. A existência de dois ou mais níveis dentro de um estrato geométrico (um tipo litológico), deve-se a variações, principalmente, no grau de saturação destes sedimentos/rochas e/ou alteração e fraturamento.

Ressalta-se que a zona não saturada, constituída por um ou mais tipos litológicos, é considerada como sendo um estrato geométrico.

Análise Morfológica

Uma questão importante na interpretação das SEV's, é a familiaridade com a morfologia das curvas de campo e a relação que suas variações têm com as seções geométricas que representam. As seções geométricas correspondem às distribuições verticais das resistividades e/ou cargabilidades dentro de um volume determinado do subsolo.

Estas seções podem ser classificadas segundo seu número de camadas geométricas (Figura 7), isto é, de uma (difícil na prática), duas, três, quatro camadas, etc.. Em função do número de camadas identificadas, as seções de resistividade podem ser denominadas de:

- para duas camadas: Tipo ascendente ($\rho_1 < \rho_2$) ou descendente ($\rho_1 > \rho_2$).
- para três camadas, Tipos:
 - K** ($\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$) - **H** ($\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$) - **A** ($\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$) - **Q** ($\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$).
- para quatro camadas, Tipos: **KH** ($\rho_1 < \rho_2 > \rho_3 < \rho_4$), **QH** ($\rho_1 > \rho_2 > \rho_3 < \rho_4$), etc..

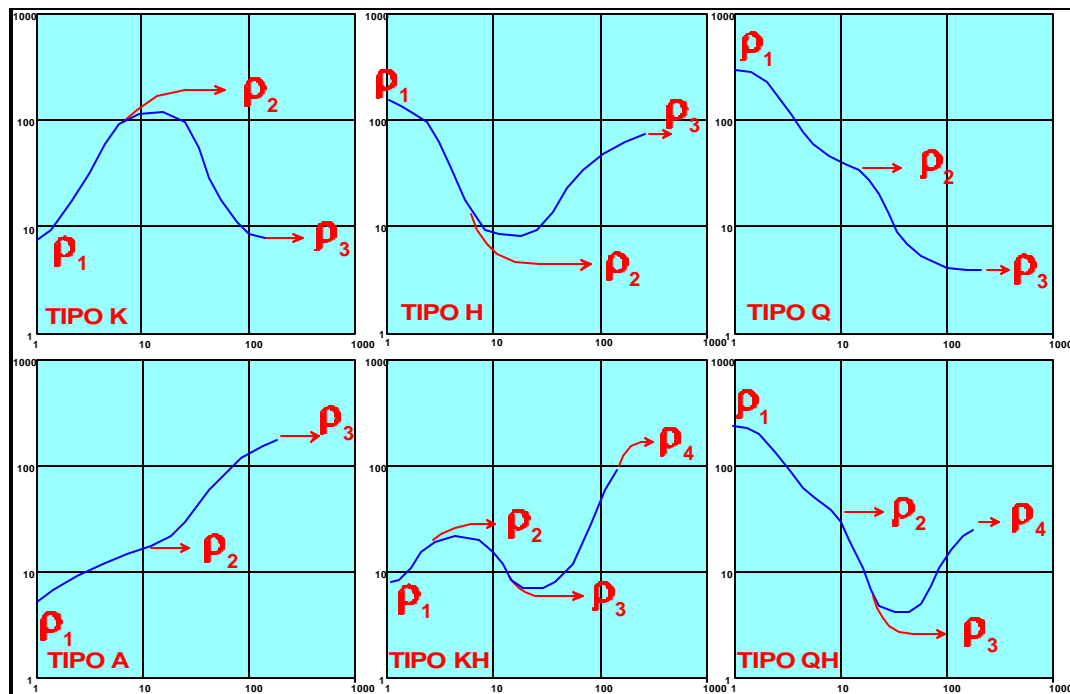


Figura 7 – Morfologia de algumas seções geométricas.

A análise morfológica, constitui-se na etapa mais importante da interpretação das SEV's. É, nesta análise, que o intérprete define, de maneira qualitativa, o modelo geométrico da área estudada.

Ela deve ser efetuada de maneira visual, com todas as SEV's em conjunto, procurando identificar as camadas geométricas e seus comportamentos em termos espaciais ao longo da área estudada, considerando, sempre, a geologia local.

Identificação e Caracterização Geométrica da Geologia – Modelo Geométrico Final

As rochas de mesma natureza, ou seja, mesma litologia, apresentam suas resistividades influenciadas pelas condições locais de conteúdo em água, condutividade desta, tamanho dos grãos, porosidade, metamorfismo, efeitos tectônicos, etc.

Para se efetuar uma correlação adequada com a geologia, em uma determinada área de estudo, é fundamental a localização geográfica e o entendimento da geologia local em termos estratigráficos. Entretanto, para a interpretação dos dados do método da eletroresistividade, alguns critérios para efetuar a associação resistividade/litologia podem ser observados e seguidos:

1. Em uma área estudada, as margens de variação são bem mais reduzidas e em geral podem identificar as rochas em função das resistividades;
2. A partir de dados coletados previamente (SEV's paramétricas, perfisagens elétricas, mapeamento geológico, perfis geológicos de poços confiáveis, etc.), o modelo final pode ser determinado;

Na Tabela 1, são apresentadas faixas de variações mais frequentes, nos valores de resistividade e cargabilidade para alguns tipos de sedimentos e rochas.

Tabela 1 –Valores de resistividades de alguns tipos litológicos principais.

TIPO LITOLÓGICO	Cargabilidade (mV/V)	Resistividade (ohm.m)
Zona não saturada	0,4 a 23,4	100 a 30.000
Argiloso	1,5 a 1,9	≤ 20
Argilo-Arenoso		20 a 40
Areno-Argiloso	7,1 a 45,0	40 a 60
Siltito Argiloso		10 a 60
Siltito Arenoso	0,1 a 5,8	≥ 60
Arenoso		10 a 20
Argilito	1,5 a 1,9	80 a 200
Arenito	0,1 a 5,8	200 a 500
Basalto/Diabásio	20,0 a 30,0	500 a 1.000
Calcário		3.000 a 5.000
Granito/Gnaise	10,0 a 20,0	

Produção e Custos Estimados

A produção e os custos estimados dos ensaios de SEV, estão diretamente ligados à profundidade de investigação programada (espaçamento AB a ser atingido). De um modo geral, os ensaios geofísicos apresentam custos relativamente reduzidos. Ressalta-se que, a geofísica não deve substituir os ensaios diretos (poços), mas sim otimizar a programação, diminuindo o número de poços (mais caros).

A tabela 2 apresenta como ilustração uma estimativa na produção e custos envolvendo a técnica da sondagem elétrica vertical. Os custos relacionados têm a intenção de fornecer uma ordem de grandeza para, principalmente, os usuários em geofísica aplicada. Evidentemente, dependendo das condições individuais de cada trabalho, estes custos podem sofrer alterações.

Tabela 2 – Estimativa de custos e produção da técnica da SEV.

TÉCNICA	Profundidade Teórica de Investigação (m)	Espaçamento dos eletrodos (m)	Produção por Dia (SEV)	Equipe Necessária	Custo Unitário por SEV (R\$)
Sondagem Elétrica Vertical <i>Arranjo Schlumberger</i>	até 50	AB = 200	10 a 12	<ul style="list-style-type: none"> ● 1 geofísico ● 2 ajudantes 	200,00
	até 100	AB = 400	5 a 7	<ul style="list-style-type: none"> ● 1 geofísico ● 3 ajudantes 	300,00 a 500,00
	até 250	AB = 1.000	3 a 4	<ul style="list-style-type: none"> ● 1 geofísico ● 1 técnico ● 3 ajudantes 	400,00 a 600,00
	até 500	AB = 2.000	1 a 2	<ul style="list-style-type: none"> ● 1 geofísico ● 2 técnicos ● 5 ajudantes 	1.500,00 a 2.000,00

- **Produção/Dia:** condições normais de trabalho.
- **Custo Básico Estimado:** inclui Relatório Final – não inclui despesas de infraestrutura, tais como: alojamento, alimentação, transporte, ajudantes braçais, etc.

TÉCNICA DO CAMINHAMENTO ELÉTRICO

Princípios Teóricos

A técnica do caminhamento elétrico se baseia na análise e interpretação de um parâmetro físico, obtido a partir de medidas efetuadas na superfície do terreno, investigando, ao longo de uma seção, sua variação na horizontal, a uma ou mais profundidades determinadas. (Figura 8).

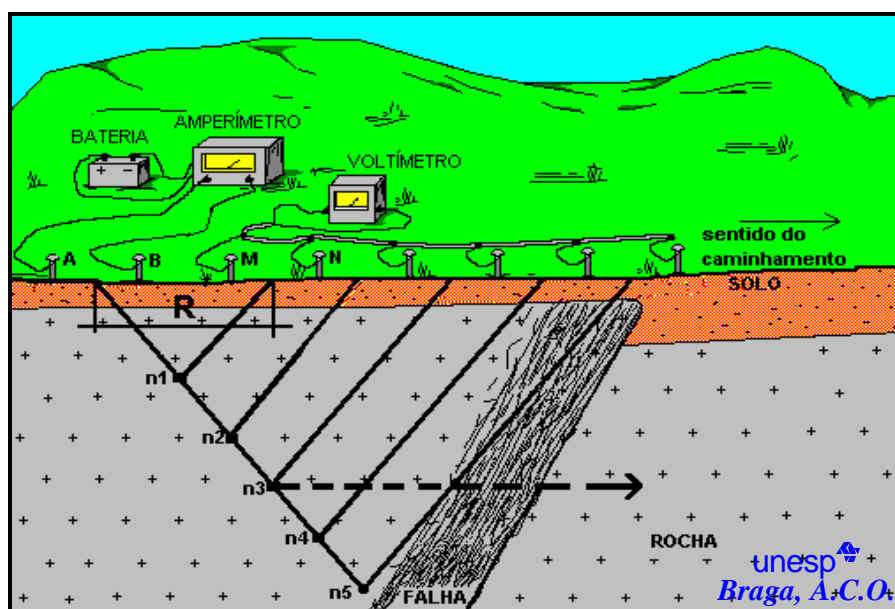


Figura 8 – Esquema de campo da técnica de campo do CE.

Os resultados obtidos se relacionam entre si através de mapas (a uma ou mais profundidades determinadas), ou de seções (com várias profundidades de investigação - vários níveis de investigação).

Arranjos de Campo - CE

Existem várias modalidades de arranjos de campo no desenvolvimento desta técnica. Como um dos arranjos mais tradicionais e importantes, será discutido o arranjo dipolo-dipolo. Outras modalidades de arranjo são destacadas mais adiante.

Arranjo Dipolo-Dipolo

Este tipo de arranjo, revela-se como um dos mais precisos e rápidos de serem executados no campo. Uma de suas grandes vantagens, reside no fato de que, o estudo da variação lateral do parâmetro físico pode ser efetuado em vários níveis de

Entretanto, deve-se ressaltar que, como nesse tipo de arranjo, o potencial, à medida que nos afastamos do dipolo AB, diminui sensivelmente, as leituras mais afastadas se tornarão difíceis de serem obtidas com precisão.

Recomenda-se a leitura de cinco a seis níveis, correspondendo, respectivamente, a cinco a seis dipolos MN. Dependendo das características do equipamento transmissor de corrente, pode-se obter até oito níveis.

Medidas do Parâmetro Físico:

1- Resistividade: a resistividade é calculada a partir da equação $(\rho_a = K \cdot \frac{\Delta V}{I})$; onde,

$$K = 2\pi \cdot Gx$$

sendo:

$$G = \frac{1}{\frac{1}{n} - \frac{2}{n+1} + \frac{1}{n+2}}$$

onde, K = fator geométrico que depende da disposição dos eletrodos ABMN na superfície do terreno; x = espaçamento dos dipolos AB e MN adotado; e, n = nível de investigação correspondente.

2- Cargabilidade: obtido diretamente no equipamento geofísico utilizado. Tal como o parâmetro SP do método do potencial espontâneo.

- Profundidade Teórica de Investigação: governada pela distância R, entre os centros dos dipolos AB e MN, e pode ser tomada como sendo: **R/2**.

- Sistema de Plotagem: o ponto de atribuição da leitura é tomado como sendo o ponto médio entre os dipolos AB e MN, locado em função de uma projeção de 45° a partir dos centros destes dipolos (Figura 10).

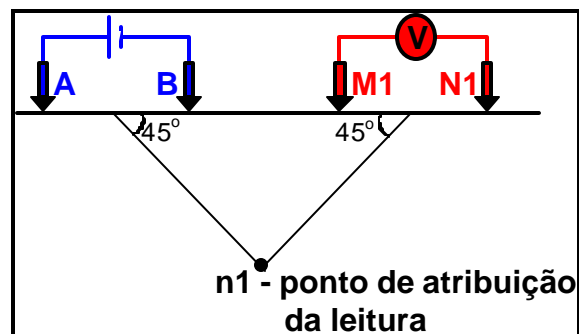


Figura 10 – Sistema de plotagem – CE.

Após a plotagem de todos os parâmetros físicos obtidos em um perfil levantado, tem-se uma seção geométrica aparente (resistividade e/ou cargabilidade), conforme ilustrado na Figura 11.

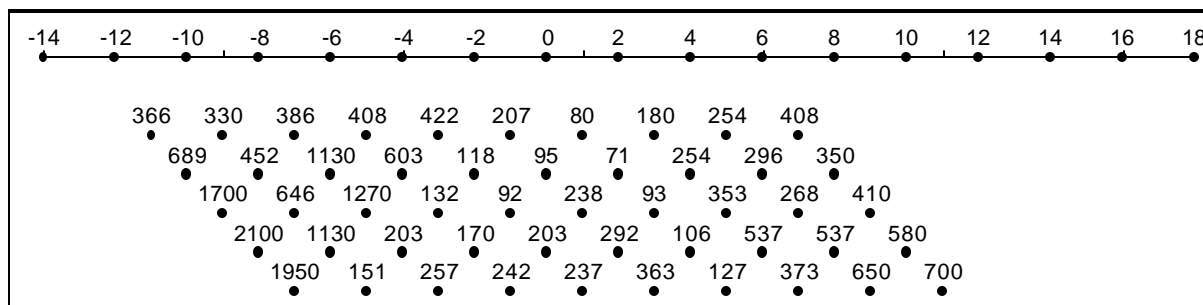


Figura 11 – Plotagem do arranjo de campo dipolo-dipolo – CE.

O termo adequado, para este tipo de seção, é *pseudo-seção de resistividade* (e/ou cargabilidade) *aparente*. Na realidade não temos uma seção real, pois as profundidades plotadas (níveis) correspondem a *profundidades teóricas*, e a resistividade calculada (e/ou cargabilidade obtida) é *aparente*, como já foi discutido anteriormente nos métodos geofísicos.

Arranjo Gradiente

Este arranjo é recomendado em áreas de grande extensão lateral, como um levantamento regional. Sendo, se necessário, realizado posteriormente, um detalhamento com outros arranjos mais precisos, tais como o dipolo-dipolo. Este tipo de arranjo é recomendado, principalmente, para determinar zonas de falha e/ou fraturas de grandes dimensões. ORELLANA (1972), apresenta maiores detalhes desse arranjo.

O desenvolvimento do trabalho de campo é rápido, pois, enquanto os eletrodos de transmissão de corrente (A e B) permanecem fixos, somente os eletrodos de recepção (M e N) são deslocados ao longo das linhas a serem estudadas (Figura 12).

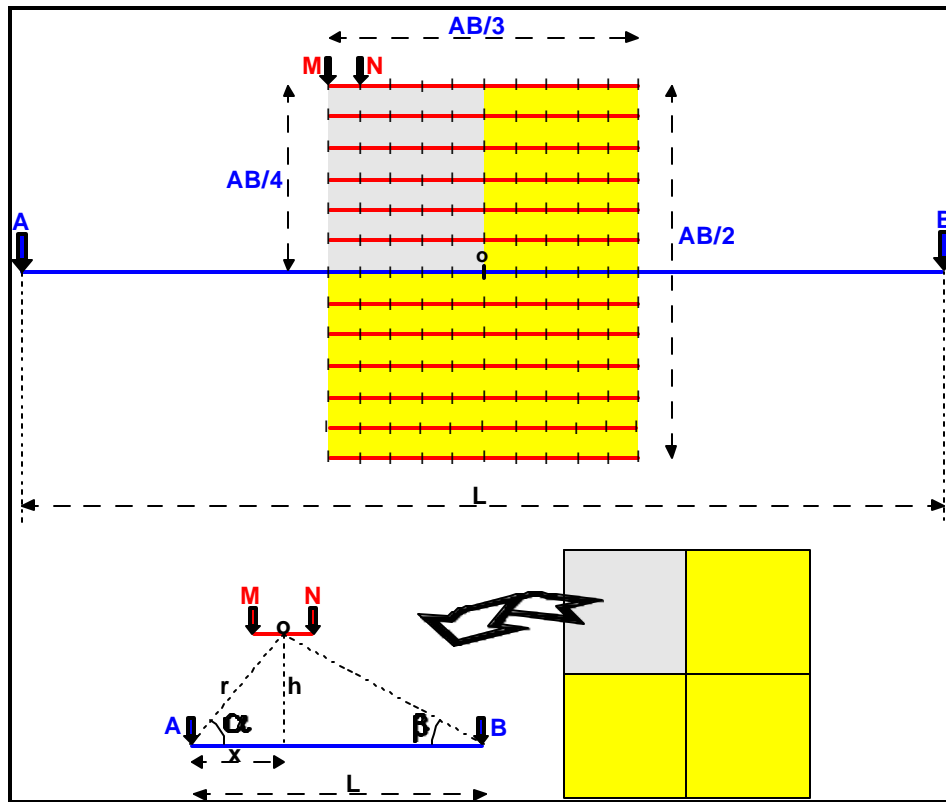


Figura 12 – Arranjo Gradiente - CE.

Relação Usual: $AB / MN \sim 30$ a 40

Profundidade Teórica de Investigação: $L/10$ a $L/2$ ($AB/4$)

Medidas do Parâmetro Físico:

1- **Resistividade:** a resistividade é calculada a partir da equação— ($\rho_a = K \cdot \frac{\Delta V}{I}$); onde,

$$K = \frac{2\pi}{MN} \left(\frac{\cos \alpha}{OA^2} + \frac{\cos \beta}{OB^2} \right)^{-1}$$

2- **Cargabilidade:** obtido diretamente no equipamento geofísico utilizado. Tal como o parâmetro SP do método do potencial espontâneo.

Programação dos Trabalhos de Campo – Arranjo Dipolo-Dipolo

O espaçamento x a ser utilizado (dipolos AB e MN) deve ser determinado em função dos objetivos do trabalho e da profundidade máxima de investigação a ser atingida, controlada pelo número de níveis a serem investigados.

Os levantamentos devem ser executados em linhas topográficas paralelas entre si, devidamente estaqueadas, mantendo, de preferência, uma distância entre elas de 2 vezes o espaçamento dos dipolos. As linhas devem manter uma direção perpendicular às estruturas de interesse, por exemplo:

Desenvolvimento dos Trabalhos de Campo – Arranjo Dipolo-Dipolo

O desenvolvimento do CE - arranjo dipolo-dipolo, ao longo de um perfil, é ilustrado na Figura 13.

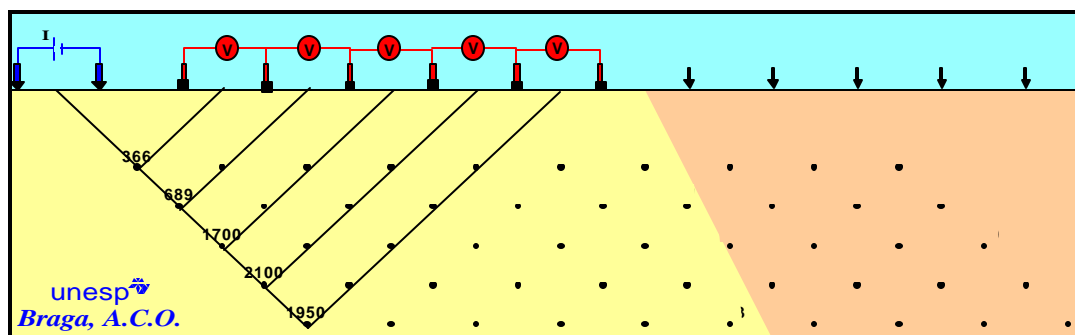


Figura 13 – Desenvolvimento do CE – arranjo dipolo-dipolo.

Interpretação

Analisam-se as variações do parâmetro físico obtido através de seções, considerando-se o sistema de plotagem de 45° graus e a posição dos dipolos. Esta interpretação é qualitativa, apenas identificando a posição das anomalias identificadas.

A Figura 14, ilustra um caso, cuja anomalia condutora, associada a falhamento, é posicionada na superfície do terreno (barra azul). Pode-se observar que, o flanco anômalo à esquerda é resultante da passagem dos eletrodos de potencial sobre a falha (anomalia de potencial) e que o flanco anômalo à direita é resultante da passagem dos eletrodos de corrente (anomalia de corrente).

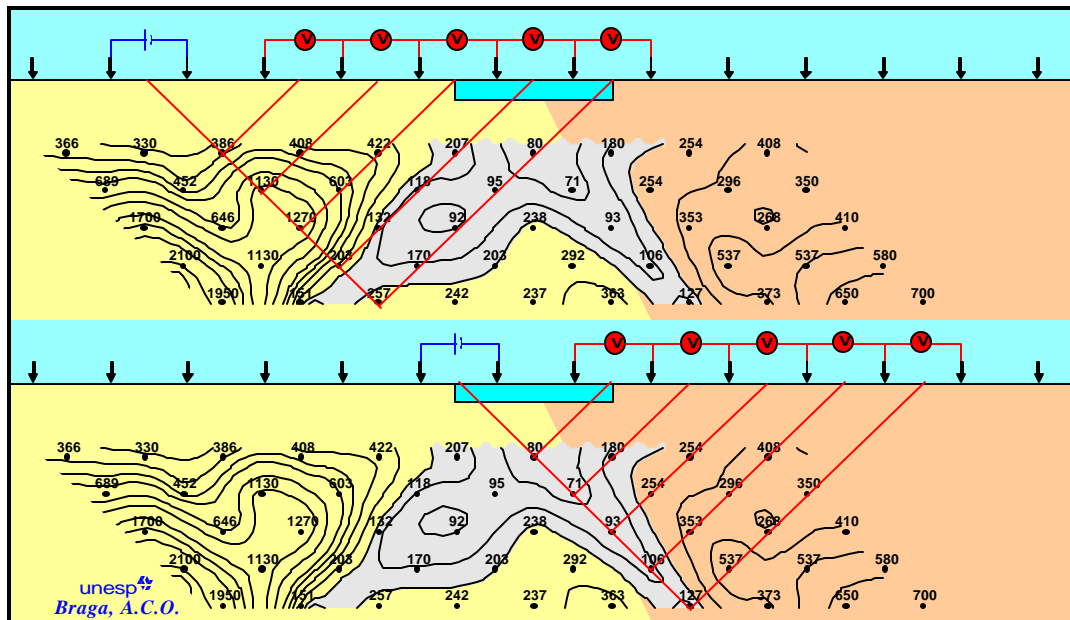


Figura 14 – Interpretação do CE – Dipolo-Dipolo.

Portanto, normalmente, tem-se uma anomalia com dois flancos (determinadas situações de campo, podem produzir apenas um flanco). Os resultados finais, da interpretação das seções, podem ser representados em mapas de um ou mais níveis de investigação, visualizando o comportamento geométrico em 3D.

Existem softwares para computadores PC, que efetuam a inversão dos dados de campo, resultando em uma interpretação quantitativa da seção geométrica.

Produção e Custos Estimados

Como no caso das SEV's, os custos e prazos apresentados, têm a intenção de fornecer uma estimativa para orientação na utilização da técnica do CE.

Tabela 3 – Estimativa de custos e produção da técnica do CE – arranjos gradiente e dipolo-dipolo.

TÉCNICA	Profundidade Teórica de Investigação (m)	Espaçamento dos eletrodos (m)		Produção por Dia	Equipe Necessária	Custo (R\$)
Caminhamento Elétrico <i>Arranjo Gradiente</i>	até 150	(AB/MN=30)	MN = 20 AB = 600	1.800 m	● 1 geofísico	1.800,00/dia ou 1,00/m
	até 300		MN = 40 AB = 1.200	3.000 m	● 2 técnicos ● 4 ajudantes	3.000,00/dia ou 1,00/m
Caminhamento Elétrico <i>Arranjo Dipolo-Dipolo</i> (5 níveis)	até 30	(AB = MN)	x = 10	400 a 700 m	● 1 geofísico	1.500,00 a 2.000/dia ou 1,50 a 2,00/m
	até 60		x = 20	800 a 1.000 m	● 1 técnico ● 3 ajudantes	
	até 120		x = 40	1.000 a 1.500 m	● 1 geofísico ● 1 técnico ● 6 ajudantes	

- **Custo/Dia:** considera a menor produção/dia.
- **Produção/Dia:** condições normais de trabalho.
- **Custo Básico Estimado:** inclui Relatório Final – não inclui despesas de infraestrutura, tais como: alojamento, alimentação, transporte, ajudantes braçais, etc.

BIBLIOGRAFIA BÁSICA

Geofísica Aplicada - Métodos Geométricos

- BERTIN, J. 1968. Some aspects of induced polarization (time domain). *Geophysical Prospecting*, v. 16, p. 401-426.
- BHATTACHARYA, P.K.; PATRA, H.P. 1968. *Direct - current geoelectric sounding - Principles and interpretation*. New York. Elsevier Publishers, 139 p.
- BÖRNER, F.D.; SCHOPPER, J.R.; WELLER, A. 1996. Evaluation of transport and storage properties in the soil and groundwater zone from induced polarization measurements. *Geophysical Prospecting*, v. 44, nº 4, p. 583-601.
- BRAGA, A.C.O. 1997. *Métodos Geométricos Aplicados na Caracterização Geológica e Geotécnica - Formações Rio Claro e Corumbataí, no Município de Rio Claro - SP*. Rio Claro, 169 p. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
- BRAGA, A.C.O.; MALAGUTTI FILHO, W.; DOURADO, J.C.; KIANG, C.H. 1998. "Correlation of electrical resistivity and induced polarization data with geotechnical survey standard penetration test (SPT) measurements". *Journal of Environmental and Engineering Geophysics (JEEG)* – The Environmental and Engineering Geophysical Society (EEGS), vol.4, nº 2, 1999, p. 35 - 42.
- DRASKOVITS, P.; HOBOT, J.; VERÖ, L.; SMITH, B. 1990. Induced-polarization surveys applied to evaluation of groundwater resources, Pannonian Basin, Hungary. USA. *Investigations in Geophysics*, nº 4. Induced Polarization Applications and Case Histories. Society of Exploration Geophysicists, Ed. Stanley H. Ward, p. 379-396.
- GALLAS, J.D. 2000. Principais métodos geométricos e suas aplicações em prospecção mineral, hidrogeologia, geologia de engenharia e geologia ambiental.. Rio Claro, 172 p. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
- HENRIET, J.P. 1975. Direct applications of the Dar Zarrowk parameters in ground water surveys. *Geophysical Prospecting*, nº 24, p. 344-353.
- IAKUBOVSKII, I.U.V.; LIAJOV, L.L. 1980. *Exploración eléctrica*. Espanha, Editorial Reverté, S.A., 421 p.
- KOEFOD, O. 1979. *Geosounding Principles, 1 - Resistivity sounding measurements*. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, 276 p.
- KUNETZ, G. 1966. Principles of direct current resistivity prospecting. Berlin, Gebruder Borntraeger, [English translation from the French by Robert Van Nostrand]. *Geoexploration Monographs*, Series 1 - nº 1, 103 p.
- ORELLANA, E.; MOONEY, H.M. 1966. *Master tables and curves for vertical electrical sounding over layered structures*. Madrid. Interciencia, 34 p. texto, 125 p. tabelas, 68 folhas de curvas teóricas.
- ORELLANA, E. 1972. *Prospección geoelectrica en corriente continua*. Madrid, Ed. Paraninfo, Biblioteca Técnica Philips, 523 p.

- ORELLANA, E. 1974. *Prospección geoelectrica por campos variables*. Madrid, Ed. Paraninfo, Biblioteca Técnica Philips, 571 p.
- PATELLA, D. 1972. An interpretation theory for induced polarization vertical soundings (time-domain). *Geophysical Prospecting*, v. 20, p. 561-579.
- PARASNIS, D.S. 1970. *Principios de geofísica aplicada*. Trad. E. Orellana (Original - 1962). Madrid, Ed. Paraninfo, 208p.
- RESIX-IP v 2.0. 1993. DC resistivity and induced polarization data interpretation software. USA. Manual, Interpex Limited, "paginação irregular".
- RIGOTI, A.; CROSSLEY, D.J. 1987. Reduction of ambiguity in geoelectric models using multiple data sets. *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 5, p. 29-41.
- RIJKS WATERSTAAT. 1969. *Standard graphs for resistivity prospecting*. European of Association Exploration Geophysicists. The Hague. The Netherlands.
- ROBINSON, E.S.; ÇORUH, C. 1988. *Basic exploration geophysics*. EUA, Ed. John Wiley & Sons, Inc., Cap. 13 - Geoelectrical Surveying, p. 445-500.
- ROY, K.K.; ELLIOTT, H. 1978. An interpretation theory for induced polarization vertical soundings (time domain) and A new parameter for the interpretation of induced polarization field prospecting (time domain). *Geophysical Prospecting*, v. 26, nº 3, p. 638-642.
- SUMI, F. 1965. Prospecting for non-metallic minerals by induced polarization. *Geophysical Prospecting*, v. 13, nº 4, p. 603-616.
- SUMNER, J.S. 1976. *Principles of induced polarization for geophysical exploration*. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, 277 p.
- TELFORD, W.M.; GELDART, L.P.; SHERIFF, R.E. 1990. *Applied geophysics*. Cambridge University Press, Second Edition, 770 p.
- VACQUIER, V.; HOLMES, C.R.; KINTZINGER, P.R.; LAVERGNE, M. 1957. Prospecting for ground water by induced electrical polarization. *Geophysics*, v. XXII, nº 3, p. 660-687.
- WARD, S.H. 1990. Resistivity and induced polarization methods. USA. *Investigations in Geophysics*, nº 5. Geotechnical and Environmental Geophysics. Society of Exploration Geophysicists, Ed. Stanley H. Ward, v. I, p. 147-189.
- WOOD. W.W. 1976. A hypothesis of ion filtration in a potable - water aquifer system. *Rev. Ground Water*, v. 14, nº 4, 1976, p. 233-244.
- ZOHDI, A.A.R. 1965. The auxiliary point method of electrical sounding interpretation, and its relationship to the Dar Zarrouk parameters. *Geophysics*, v. 30, nº 4, p. 644-660.
- ZOHDI, A.A.R. 1974. Use of Dar Zarrouk curves in the interpretation of vertical electrical sounding data. *United States Geological Survey Bulletin* 1313 - D, 41 p.
-

MÓDULO: HIDROGEOLOGIA

INTRODUÇÃO

A quantidade de água existente no planeta não aumenta nem diminui. A abundância de água é relativa. Acredita-se que a quantidade atual de água seja praticamente a mesma de há 3 bilhões de anos. Isto porque o ciclo da água se sucede infinitamente.

Portanto, a água existente na natureza faz parte de um sistema circulatório conhecido como o ciclo hidrológico. Conceitualmente, o ciclo hidrológico começa com a evaporação das águas dos rios, lagos e oceanos ocasionados pela irradiação solar. O vapor d'água resultante é transportado, através de massas de ar, para a atmosfera, onde se resfria até seu ponto de orvalho, condensando-se em forma de nuvens que se deslocam em direção aos continentes sobre os quais caem em forma de chuva, granizo, neve, orvalho, etc., com a denominação de precipitação.

Da precipitação, a água: (a) retorna à atmosfera: evaporação das superfícies das águas e do solo ou transpiração das plantas (Evapotranspiração); (b) regressa aos oceanos sob a forma de *escoamento superficial* ou "Run-off" (sobre a superfície do solo); e, (c) penetra no subsolo: *infiltração*.

O ciclo hidrológico compreende, pois, quatro fases principais que devem ser estudadas mediante a aplicação da equação do balanço hídrico: $P = E + R + I$; onde: P = Precipitação; E = Evapotranspiração; R = Escoamento superficial ou "Run-off"; e, I = Infiltração.

A Figura 1, ilustra esquematicamente a seqüência deste ciclo.

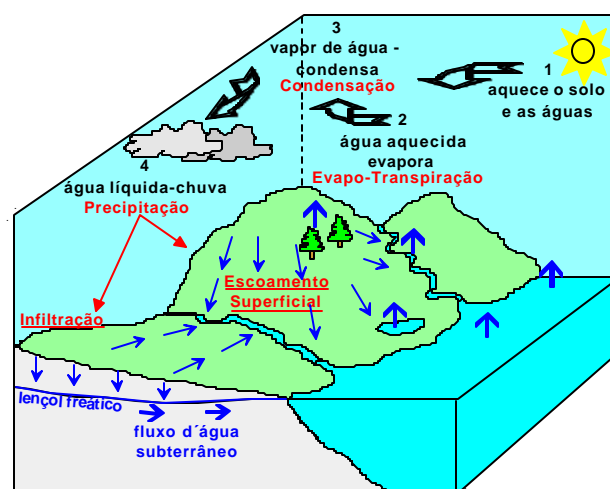


Figura 1 – Ciclo hidrológico.

Das fases do ciclo hidrológico, têm-se, portanto:

- Precipitação, Evapotranspiração e Escoamento Superficial: **HIDROLOGIA DE SUPERFÍCIE.**
- Infiltração - Águas Subterrâneas: **HIDROLOGIA DE SUBSUPERFÍCIE > HIDROGEOLOGIA**

A Hidrogeologia, pode ser conceituada como o estudo da origem, distribuição, escoamento e avaliação dos recursos hídricos subterrâneos. Envolve o estudo das: recargas, reservas totais, volumes exploráveis e suas condições de exploração e a proteção das águas subterrâneas.

CAMPOS DE ATUAÇÃO DA HIDROGEOLOGIA

A Hidrogeologia tem, portanto, como suas principais aplicações os estudos das características de solos e rochas, envolvendo o fluxo de fluidos em meios porosos, visando, principalmente, a captação de água subterrânea e preservação ambiental.

As áreas de atuação da Hidrogeologia podem ser subdivididas, basicamente, em estudos envolvendo (Figura 2):

- 1- Captação: abastecimento público, doméstico, industrial, agricultura, lazer, etc.
- 2- Preservação Ambiental: diagnóstico e monitoramento das águas subterrâneas frente a aterros, vazamentos de poluentes, etc.
- 3- "Empecilho": execução de obras civis e mineiras, sistemas de culturas agrícolas, instalação de equipamentos públicos e privados, etc., onde, por exemplo, é necessário o rebaixamento do lençol freático para a execução das obras.

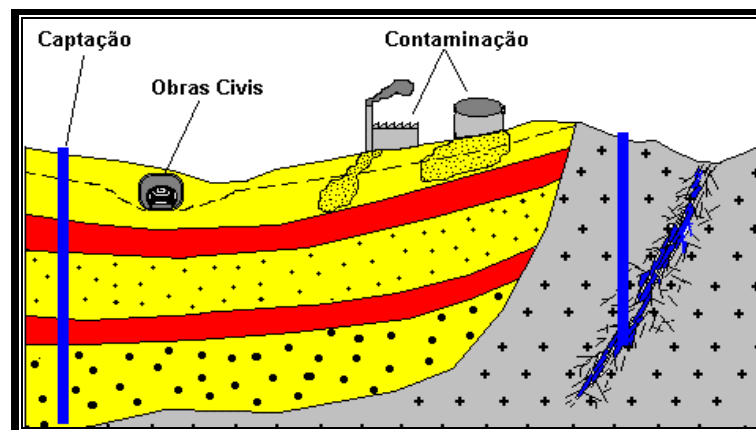


Figura 2 – Atuação da Hidrogeologia.

ESTUDO DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS

A superfície externa da litosfera pode ser dividida, esquematicamente, em duas partes principais: zona não saturada e zona saturada.

A zona não saturada pode ser subdividida em: (1) zona de evapotranspiração, onde se tem a umidade retida pelas plantas e a evaporação; (2) zona de retenção, onde se tem muito pouca água; e, (3) zona capilar, com a umidade próxima da saturação.

Água subterrânea é a massa da água contida, principalmente, na zona saturada. O limite de separação entre estas duas zonas principais é conhecido como nível d'água subterrânea ou nível freático (NA). Na Hidrogeologia, o que mais interessa, é a água subterrânea da zona saturada (Figura 3).

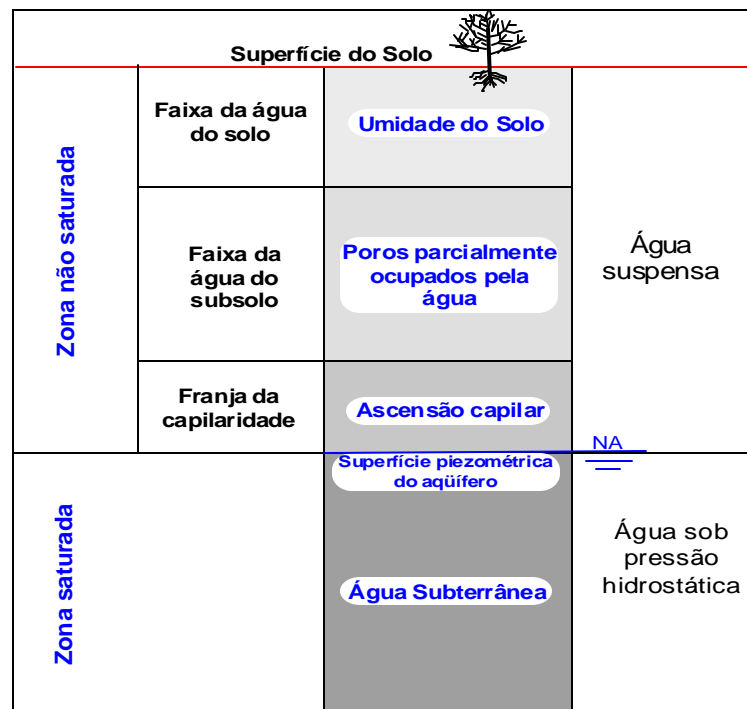


Figura 3 – Distribuição das águas subterrâneas.

A crosta terrestre é um vasto reservatório subterrâneo constituído de rochas com numerosos interstícios ou vazios, que variam em formas e dimensões (de cavernas a muito pequenas). Geralmente, os interstícios são interligados, permitindo o deslocamento das águas infiltradas. Quando não são interligados, impede a circulação da água.

A água subterrânea, quando presente, ocorre em extensas áreas. Se esta ocorrência coincide com áreas de demanda, não há necessidade de sistemas de distribuição, pois o aquífero pode ser acessado diretamente por poços. O crescimento da demanda é atendido com a perfuração de mais poços.

Os custos de implementação de poços profundos, geralmente, são inferiores aos sistemas superficiais, pois não envolvem custos com indenizações, barragens, adutoras e estações de tratamento; independe de períodos de estiagens prolongados para recarga, não estão sujeitas ao intenso processo de evapotranspiração e não provoca impacto ambiental como, por exemplo, inundações de áreas.

Entretanto, a avaliação final, em termos de atendimento à demanda requerida e custos da implantação das obras de captação, será efetuada em função dos estudos envolvendo a disponibilidade hídrica superficial e subsuperficial.

Na avaliação dos recursos hídricos subterrâneos (inventário hidrogeológico), são necessários dados primordiais de síntese, ou seja: mapas geológicos; mapas piezométricos; mapas de resistividades; mapas de temperaturas; mapas hidrogeoquímicos, etc. Estes mapas permitem determinar e obter dados de base sobre as características hidrogeológicas e os fatores do fluxo das águas subterrâneas.

Os estudos hidrogeológicos, têm portanto, a finalidade de estabelecer o conhecimento de numerosos dados para a estimativa dos recursos hídricos, de forma racional de exploração e conservação. Referem-se às estruturas hidrogeológicas; características hidrogeológicas da rocha armazenadora; fatores que condicionam o movimento das águas subterrâneas; características físico-químicas das águas subterrâneas; características técnicas e econômicas das obras de captação; balanço; e, reservas e recursos.

A partir destes dados, é possível estabelecer normas de exploração, proteção e conservação dos recursos das águas subterrâneas.

Em termos das características principais dos materiais geológicos, em subsuperfície, destacam-se as formações geológicas que armazenam e transmitem água – denominadas de formações aquíferas, reservatórios de águas subterrâneas, ou simplesmente, **aquíferos** . A quantidade ou volume de água subterrânea que se pode

dispor, depende das características hidrogeológicas dos aquíferos e da capacidade de infiltração ou recarga.

Os materiais geológicos naturais, são classificados em quatro grupos, de acordo com a menor ou maior facilidade de armazenar e liberar as águas subterrâneas:

1. Aquíferos: materiais ou rochas que armazenam água e permitem sua circulação, são verdadeiros reservatórios de águas subterrâneas. A quantidade ou volume de água subterrânea que se pode dispor de uma determinada área, depende das características hidrogeológicas do aquífero e da capacidade de infiltração ou recarga. São constituídos por solos, sedimentos e rochas sedimentares com porosidade granular, maciços rochosos com porosidade de fraturas e rochas com porosidade cárstica.

2. Aquícludes: materiais porosos, saturados, mas não permitem a circulação de água. São essencialmente argilosos, onde a água está firmemente fixada em poros de pequenas dimensões por pressões moleculares e tensões superficiais, e a circulação é praticamente nula.

3. Aquíardos: materiais porosos que, apesar de armazenarem água, permitem a circulação apenas de forma muito lenta. São constituídos de argilas siltosas ou arenosas.

4. Aquífugos: materiais impermeáveis, com baixíssimo grau de porosidade, que não contém e não transmitem água. São constituídos por rochas duras, cristalinas, metamórficas e vulcânicas, sem fraturamento ou alteração.

Os principais tipos de aquíferos (Figura 4), são denominados de:

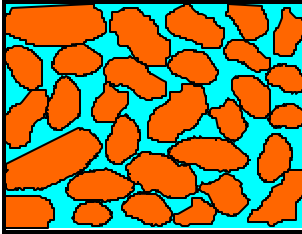
- **Aquíferos Livres** : as águas neles contidas estão como se estivessem em um reservatório ao ar livre (submetidas, apenas, à pressão atmosférica); e,
- **Aquíferos Confinados** : as águas neles contidas se encontram entre camadas impermeáveis, sob pressão superior à atmosférica.

Em função das características principais dos materiais geológicos que o compõe os aquíferos e forma como as águas são armazenadas, podemos destacar os tipos:

GRANULARES

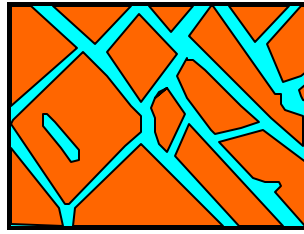
compostos por materiais granulares (sedimento, solo, etc.), em que a água ocorre ocupando os espaços intergranulares.

rochas sedimentares

**FISSURADOS**

compostos por rochas duras, compactas (tipo "granito"), em que a água ocorre ocupando fissuras, fendas ou fraturas dessa rocha.

rochas cristalinas

**CÁRSTICOS**

compostos por rochas duras ou por materiais granulares, em que a água ocorre ocupando os espaços vazios formados pela dissolução do material original.

rochas calcárias

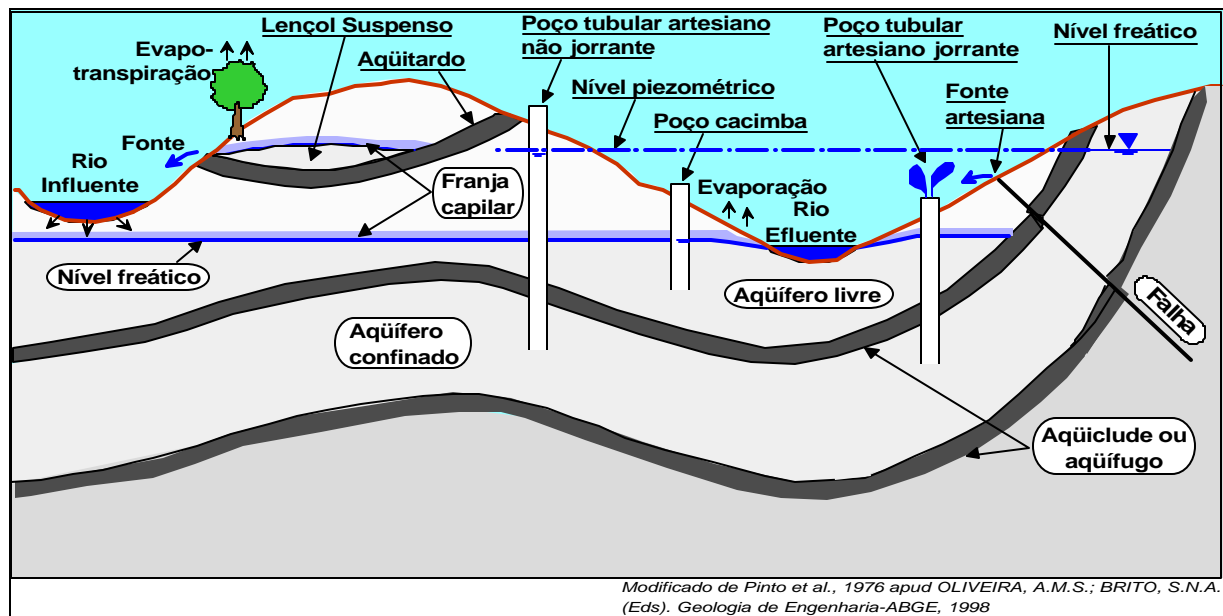
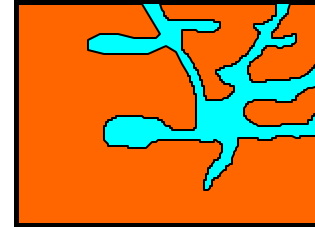


Figura 4 – Águas subterrâneas e os aquíferos.

MOVIMENTO DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS

A água subterrânea escoar-se lentamente no subsolo, dos lugares mais altos para os mais baixos, desde que não encontre uma barreira impermeável. A velocidade é relativamente pequena devido ao atrito nas paredes dos capilares e dos poros.

Numa areia a água movimentar-se com a velocidade de cerca de 1m/dia, por volta de 10cm/dia - Arenito Botucatu; e nas argilas o movimento é praticamente nulo. Nas rochas muito fraturadas a velocidade pode ser muito rápida. (É preciso notar que

estes dados são referentes a rochas submetidas às condições normais de pressão na superfície da terra, cujo valor aproximado é de uma atmosfera).

As águas que percolam os meios naturais - Figura 7 - (considerada um fluido perfeito, com viscosidade nula e em fluxo permanente) apresentam energia total (H) conforme a equação:

$$\frac{p_1}{\gamma} + \frac{v_1^2}{2g} + z_1 = \frac{p_2}{\gamma} + \frac{v_2^2}{2g} + z_2 = H$$

H: carga de energia total em cada ponto;

z: carga de elevação (ou posição) ou energia potencial gravitacional – referência a um datum;

$v^2/2g$: carga de velocidade (ou energia cinética);

p/γ : carga de pressão (ou piezométrica);

v: velocidade de percolação intersticial.

γ : peso específico da água - peso (N) / volume (m^3)

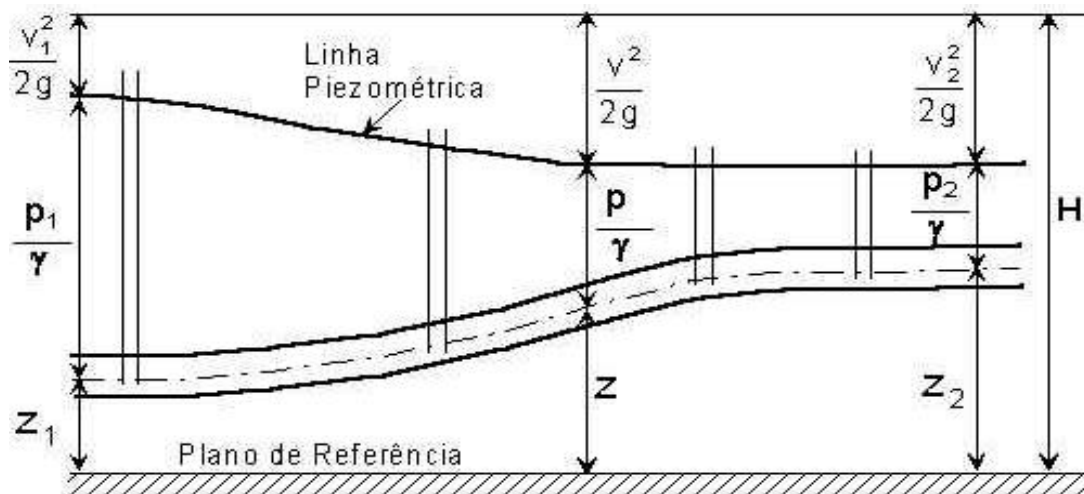
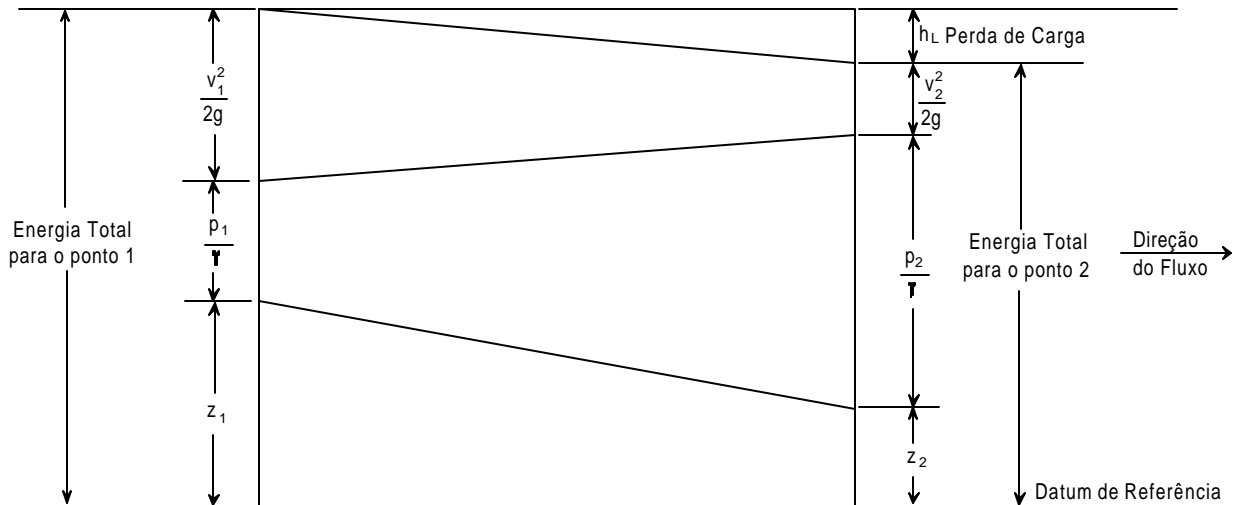


Figura 7 – Energia total do fluxo subterrâneo.

Entretanto, alguma perda de carga pode ser esperada entre dois pontos; e ao menos que esta perda de carga seja negligenciada, ela deve ser considerada quando se utiliza esta equação.



Se esta perda de carga é denominada de h_L , esta equação pode ser modificada:

$$\frac{p_1}{\gamma} + \frac{v_1^2}{2g} + z_1 = \frac{p_2}{\gamma} + \frac{v_2^2}{2g} + z_2 + h_L - \text{Equação de Bernoulli}$$

Porém, em fluxo subterrâneo, o termo que representa a energia cinética ($v^2/2g$) é muito pequeno, podendo ser desprezado; por exemplo, uma velocidade de 1 cm/s (escoamento rápido) corresponde a uma altura de carga de energia cinética da ordem de apenas $0,5 \times 10^{-3}$ cm.

Então, em cada ponto de um meio saturado (fluido em equilíbrio) existe uma pressão na água (carga de pressão - p/γ_a). Se o ponto considerado esta associado a um plano de referência (z) – nível do mar (cota), o nível piezométrico será: $h = z + p/\gamma_a$.

Sendo a altura piezométrica (h) correspondente ao potencial hidráulico. Só existe movimento das águas subterrâneas quando ocorrem variações no potencial hidráulico (h). O fluxo se dá dos pontos de maior para os de menor potencial hidráulico (não no sentido das menores pressões hidrostáticas). As águas podem escoar de zonas da baixa pressão para zonas de alta pressão – se a diferença do potencial hidráulico for favorável.

Diferença do potencial hidráulico (Δh) - perda de carga representa a dissipação de energia devido à resistência que o meio oferece à passagem do fluido. Em um determinado meio, conhecendo-se o nível piezométrico em vários pontos pode-se traçar mapas de isopotencial hidráulico, os quais são denominados de Mapas Piezométricos ou Mapas Potenciométricos.

Mapas Potenciométricos

A confecção destes mapas, permite estabelecer o padrão do fluxo subterrâneo. Expressam, o comportamento geral do escoamento subterrâneo, evidenciado pelas redes de fluxo, que possibilitam a determinação do sentido e da direção do fluxo.

Através desses mapas é possível determinar os limites e divisores da bacia hidrogeológica, os quais são as extremidades laterais de uma determinada área, a partir das quais os fluxos subterrâneos não mais se direcionam para o interior. Se ao longo destes eixos os fluxos são divergentes, estes correspondem ao *divisor* de águas subterrâneas.

Permitem, ainda, definir os gradientes hidráulicos, onde os limites e divisores da bacia hidrogeológica são eixos, ao longo dos quais, as cargas hidráulicas são máximas, relativamente às áreas adjacentes. As perdas de cargas, as áreas de recarga e descarga da bacia são áreas de máximo potencial hidráulico e se relacionam, normalmente, às áreas de recarga, ou seja, são porções do terreno onde ocorre a alimentação do aquífero pela infiltração das águas de superfície.

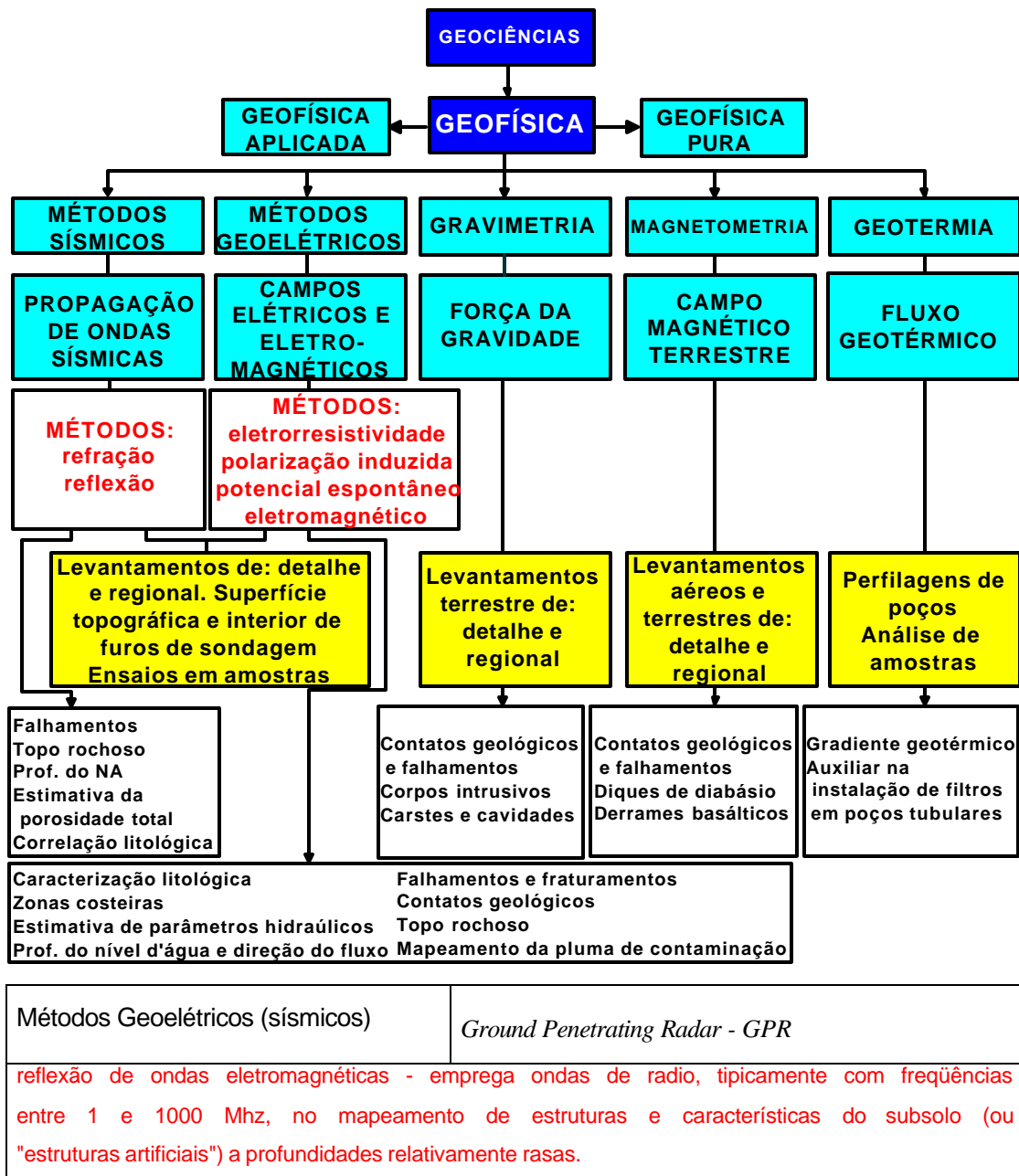
Zonas de menor carga hidráulica correspondem às áreas de descarga, para as quais convergem as linhas de fluxo. Estas áreas podem estar associadas aos elementos de drenagem superficial (rios, fontes, lagos, etc.), ou a elementos de drenagem artificial ou profunda dos maciços (drenos em obras civis, escavações subterrâneas, cavernas em calcário, etc.). volumes de escoamento, etc..

Para uma área de fluxo d'água subterrânea uniforme as partes que apresentam espaçamentos mais largos entre as curvas de nível (gradientes brandos) terão permeabilidades maiores do que aquelas com espaçamentos mais estreitos (gradientes íngremes).

- linhas de fluxo próximas indicam alta velocidade e baixa pressão;
- linhas de fluxo afastadas indicam baixa velocidade e alta pressão.

MÉTODOS GEOMÉTRICOS APLICADOS À HIDROGEOLOGIA

Como apoio aos estudos hidrogeológicos, a Geofísica Aplicada assume papel de fundamental importância, contribuindo de maneira direta no entendimento do modelo geológico e hidrogeológico em subsuperfície, diminuindo custos e prazos de um projeto. Os principais métodos geofísicos, aplicados nos estudos hidrogeológicos, têm seus objetivos, de um modo geral, sintetizados a seguir:



A Tabela 1, apresenta uma tentativa de classificação, quanto ao grau de importância, na aplicação dos principais métodos geofísicos em estudos hidrogeológicos, envolvendo as principais questões de interesse. Esta classificação analisa apenas os resultados esperados, não considerando os custos que envolvem cada método.

Tabela 1 – Aplicação da Geofísica nas principais questões da Hidrogeologia.

OBJETIVOS	MÉTODOS GEOFÍSICOS								
	Geométricos					Sísmicos		Potenciais	
	RES	IP	EM	SP	GPR	REFR	REFL	MAG	GRAV
Contatos Geológicos	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Falhamentos e Fraturamentos	1	1	1	1	1	2	1	1	1
Topo Rochoso	1	2	2	3	1	1	1	2	2
Identificação Litológica	1	1	3	3	2	1	1	3	3
Corpos Intrusivos – Diques	1	1	1	2	1	1	1	1	1
Derrames Basálticos	1	1	1	3	1	1	1	1	1
Carstes e Cavidades	1	2	1	1	1	3	1	2	1
Profundidade do Nível d'Água	1	3	2	3	1	1	2	3	3
Profundidade e Espessura do Aquífero	1	2	2	3	2	2	2	3	3
Estimativa de Parâmetros Hidráulicos	1	3	3	3	3	2	3	3	3
Contato Água Doce/Salgada	1	1	1	3	1	3	3	3	3
Fluxo d'Água Subterrâneo	1	2	1	1	2	3	3	3	3
Pluma de Contaminação – Aterros/Vazamentos	1	1	1	1	1	3	3	3	3
Resultados esperados: (1) BOM - (2) LIMITADO - (3) NÃO RECOMENDADO									

Como se pode observar na Tabela anterior, os estudos hidrogeológicos, tanto visando à locação de poços para captação de água subterrânea, como no diagnóstico e monitoramento dos aquíferos frente a poluentes, tem nos Métodos Geométricos um poderoso aliado, diminuindo os custos finais de um projeto e auxiliando na precisão e entendimento dos resultados finais.

A Tabela 2 apresenta uma tentativa de classificação, quanto ao grau de importância, em estudos hidrogeológicos, na aplicação das principais técnicas de campo dos métodos geométricos. Esta classificação analisa apenas os resultados esperados, não considerando os custos que envolvem cada método.

Tabela 2 – Técnicas geométricas nas principais questões da Hidrogeologia.

OBJETIVOS	SEV	CE	PERF
Contatos Geológicos	3	1	1
Falhamentos e Fraturamentos	2	1	1
Topo Rochoso	1	2	1
Identificação Litológica	1	2	1
Corpos Intrusivos – Diques	1	1	1
Derrames Basálticos	1	2	1
Carstes e Cavidades	2	1	1
Profundidade do Nível d'Água	1	2	1
Profundidade e Espessura do Aquífero	1	2	1
Estimativa de Parâmetros Hidráulicos	1	3	1
Contato Água Doce/Salgada	1	2	1
Fluxo d'Água Subterrâneo	1	1	3
Pluma de Contaminação – Aterros/Vazamentos	1	1	3
Resultados esperados: (1) BOM - (2) LIMITADO - (3) NÃO RECOMENDADO			

As características dos aquíferos e as principais atuações da Hidrogeologia, citadas anteriormente, são importantes na definição da metodologia geofísica a ser utilizada em determinada área de estudo.

Nos estudos para captação de água subterrânea, por exemplo, para abastecimento, de um modo geral, os objetivos estão relativamente profundos, necessitando de equipamentos de média a alta potência e uma metodologia geofísica que investigue, a essas profundidades, com precisão.

A Figura 1, ilustra duas situações distintas.

- área de estudo-1: localizada em rochas sedimentares - meio estratigráfico, cujo aquífero é constituído por camadas arenosas, de certo modo, plano paralelas à superfície do terreno, com objetivos de determinar as espessuras e características das camadas geológicas em subsuperfície.
- área de estudo-2: localizada em rochas cristalinas (no caso, granitos), cujo aquífero é constituído por falhas e/ou fraturas nas rochas, apresentando um mergulho desde vertical até subvertical, não paralelas à superfície do terreno, cujo objetivo principal é o de posicionar os falhamentos e/ou fraturamentos em superfície, indicando o sentido de mergulho.

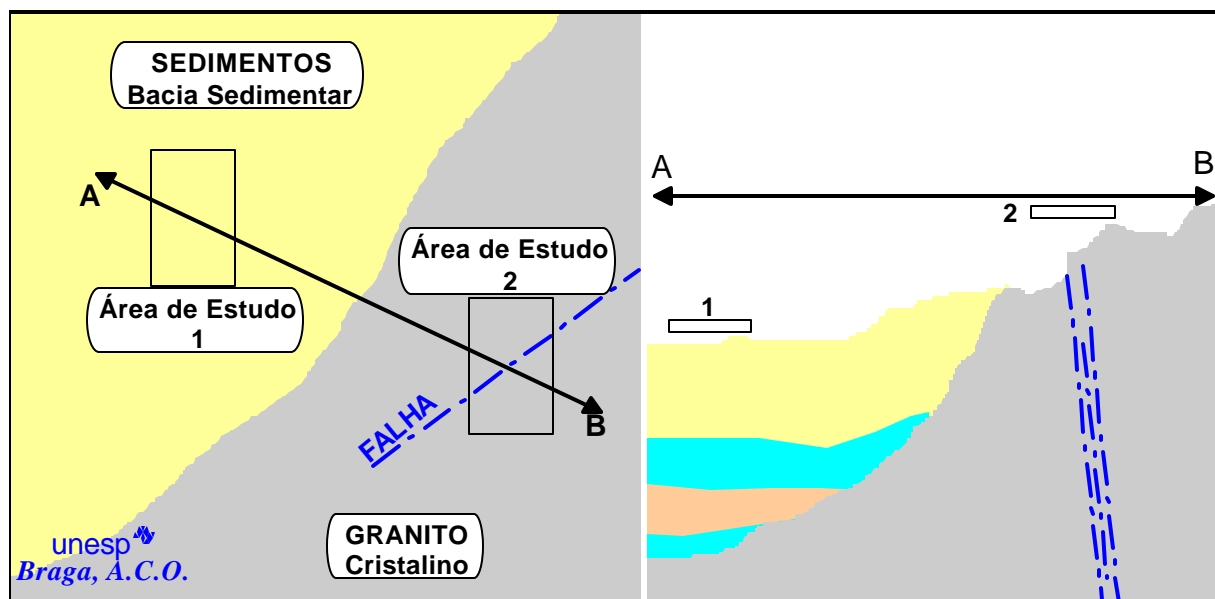


Figura 1 – Escolha da metodologia geofísica adequada - Geologia.

No primeiro caso, a técnica indicada é a da **sondagem elétrica vertical**, cujas informações são pontuais e em profundidade. No segundo caso, a técnica indicada é a do **caminhamento elétrico**, cujas informações são horizontais, investigando uma faixa do terreno (seção). No desenvolvimento dessas técnicas, utiliza-se dos métodos da eletrorresistividade e polarização induzida (métodos geométricos).

Em estudos ambientais, envolvendo, principalmente, o lençol freático, as profundidades requeridas, são rasas, envolvendo, portanto, equipamentos menos potentes e metodologias geométricas mais simples. Neste caso, a caracterização do fluxo subterrâneo e a delimitação de prováveis plumas de contaminantes, constitui-se nos principais objetivos.

As origens da contaminação de solos e águas subterrâneas são diversificadas, tais como, atividades domésticas, industriais, agrícolas e de exploração mineral (artificiais) e intrusões salinas (naturais - induzidas). A vulnerabilidade dos aquíferos à poluição, depende, das características das estruturas geológicas e de suas características hidrogeológicas e das condições de uso e ocupação do solo.

Os aquíferos sedimentares são mais vulneráveis à poluição (na sua maior área de exposição), embora o processo de infiltração seja lento. Já, os aquíferos fissurados cristalinos, são mais protegidos (exposição limitada pela cobertura do manto de

intemperismo). Entretanto, zonas de falha ou fraturamento intenso, são verdadeiras portas de entrada dos poluentes de superfície e com tempos de trânsito relativamente reduzidos.

Portanto, em estudos hidrogeológicos, visando a captação de água subterrânea ou controle ambiental, os principais fatores, que condicionam a escolha da metodologia geofísica, podem ser sintetizados:

<ul style="list-style-type: none"> • profundidade de investigação a ser atingida 	<p>Estudos envolvendo o uso e ocupação do solo (questões ambientais): <i>métodos/técnicas geofísicas de estudos rasos.</i></p> <p>Estudos visando a captação de água subterrânea: <i>métodos/técnicas geofísicas de estudos relativamente profundos.</i></p>
<ul style="list-style-type: none"> • espessura e forma do corpo a ser prospectado 	<p>Um corpo com pequena espessura, localizado estratigraficamente a uma grande profundidade em relação à superfície do terreno, pode não ser detectado dependendo da técnica utilizada.</p> <p>Corpos planos paralelos à superfície do terreno sugerem técnicas de investigação diferentes de corpos verticais ou subverticais às upefície do terreno.</p>
<ul style="list-style-type: none"> • tipos e contrastes de propriedades físicas entre o corpo a ser prospectado e o meio encaixante 	<p>Dependendo do tipo de materiais geológicos, determinados métodos não apresentam contrastes de propriedades físicas (método).</p>
<ul style="list-style-type: none"> • poder de resolução, custo e rapidez 	<p>Os métodos/técnicas a serem utilizados devem aliar a capacidade de atingir os objetivos propostos em um trabalho, aliando os custos e prazos.</p>
<ul style="list-style-type: none"> • topografia e área de estudo 	<p>Topografias muito acidentadas e áreas ocupadas podem inviabilizar determinadas técnicas, necessitando o emprego de técnicas não muito precisas mas adequadas à situação.</p>

QUALIDADE DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS

Nos estudos hidrogeológicos, envolvendo o lençol freático ou aquíferos profundos, visando o controle da qualidade das águas subterrâneas – Figura 2 (aterros, vazamentos, despejos, intrusões salinas, etc.), o método da eletrorresistividade assume papel de fundamental importância.

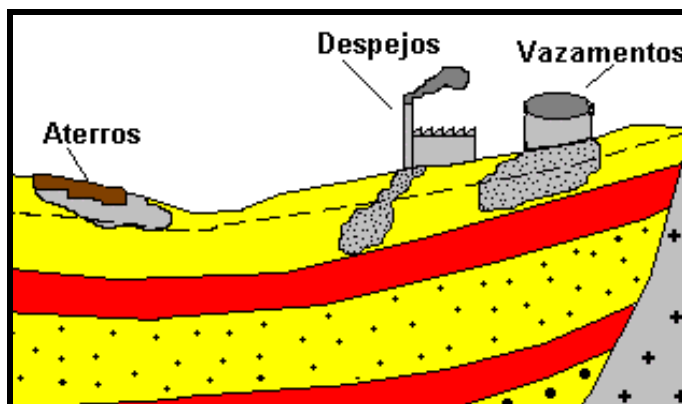


Figura 2 – Tipos de contaminação das águas subterrâneas.

Recomenda-se, no caso dos estudos de aterros e vazamentos de um modo geral, envolvendo o lençol freático, a utilização conjunta das técnicas da SEV e do CE, dimensionadas para pequenas profundidades de investigação.

A SEV, deve ser empregada visando, principalmente, determinar as características dos materiais em subsuperfície, identificando as litologias, seus contatos, a profundidade do nível d'água e as direções e sentidos do fluxo subterrâneo – mapa potenciométrico. A técnica do CE, tem como objetivos, identificar, principalmente, a pluma de contaminação, avaliando suas extensões lateralmente e em profundidade.

Os métodos geométricos podem, portanto, ser aplicados tendo os seguintes objetivos:

- implantação e controle de aterros de resíduos sanitários e industriais;
- auxílio à locação de poços de monitoramento;
- questões envolvendo vazamentos de combustíveis e outros tipos de contaminantes do subsolo;
- determinação da profundidade do nível d'água e mapeamento do fluxo subterrâneo – mapa potenciométrico (discutido no próximo item);
- identificação e caracterização litológica; determinação do topo rochoso, zonas de fraturamentos e/ou falhamentos;
- avaliação das camadas geológicas quanto ao grau de proteção frente à percolação de poluentes; e,
- mapeamento da pluma de contaminação.

Estudos hidrogeológicos em áreas costeiras, onde a ocorrência de água salgada pode “contaminar” os aquíferos utilizados para captação, para fins de abastecimento, serão discutidos neste item, como alterações da qualidade da água subterrânea.

Nas captações de água subterrânea em zonas litorâneas, o conhecimento das características hidráulicas dos aquíferos e a posição da cunha salina são fundamentais (Figura 3). A super exploração de água doce pode levar a uma contaminação devido ao avanço da cunha.

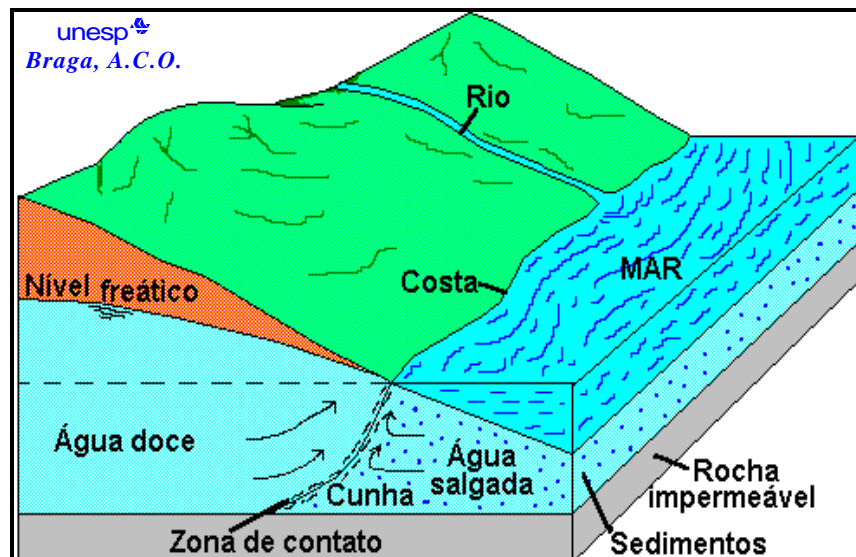


Figura 3 – Estudos em áreas litorâneas.

Nesses estudos, os métodos geométricos, através da SEV (eletrorresistividade e polarização induzida) podem auxiliar na:

- identificação e caracterização litológica dos sedimentos, e determinação do topo rochoso (cristalino);
- estimativa da porosidade, transmissividade e permeabilidade dos sedimentos;
- profundidade do contato água doce/salgada, e o limite planimétrico água doce/salgada;
- variações de salinidade da água;
- canais de contaminação; e, fontes submarinas; etc.

Constitui-se, ainda, em dados úteis para a locação de novos poços para a captação, auxiliando a seleção de áreas que sugerem as melhores fontes possíveis de suprimento de águas subterrâneas, e na averiguação de áreas de permeabilidades mais favoráveis.

De um modo geral, a instalação de poços de monitoramento e/ou coleta de resíduos líquidos, tais como chorume, são efetuadas sem o conhecimento prévio real do fluxo d'água subterrâneo principal.

Determinadas condições de heterogeneidades dos materiais de subsuperfície, tais como falhamentos e/ou fraturamentos, sedimentos mais permeáveis, etc.; podem alterar as direções e/ou sentidos do fluxo, não acompanhando a tendência da topografia do terreno.

Portanto, em estudos do lençol freático, os métodos geométricos podem ser aplicados tendo os seguintes objetivos principais:

- Identificação e caracterização litológica, determinação do topo rochoso;
- Determinação do nível d'água;
- Mapeamento da direção e sentido preferencial do fluxo d'água - Mapas Potenciométricos;
- Estimativa da porosidade, transmissividade e permeabilidade dos sedimentos;
- Qualidade da água: identificação e mapeamento da pluma de contaminantes.

AQUÍFEROS EM BACIAS SEDIMENTARES

Nos estudos em bacias sedimentares, onde os aquíferos são do tipo granular, deve-se determinar a profundidade do nível d'água, os diferentes tipos litológicos, suas espessuras e características hidráulicas.

Neste caso, deve-se empregar uma metodologia geofísica, cujas informações quantitativas, sejam atribuídas de maneira pontual (Figura 5). Como já comentado anteriormente, a técnica de campo adequada é a da SEV.

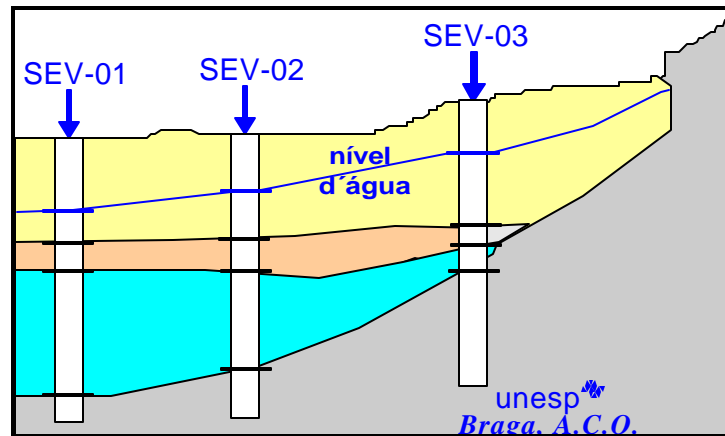


Figura 5 – Aquíferos sedimentares – SEV.

Como principais objetivos, a geofísica pode ser executada, visando a:

- identificação e caracterização litológica (sedimentos predominantemente arenosos ou argilosos, cascalhos, aluviões, etc.);
- determinação do topo rochoso;
- localização de falhas e/ou fraturas, contatos geológicos e intrusivas básicas;
- determinação do nível d'água e a direção do fluxo;
- estimativa da porosidade, permeabilidade e transmissividade de aquíferos;
- volume do reservatório e da reserva de águas;
- determinação da profundidade e espessura de derrames basálticos;
- determinação de cavidades vazias ou cheias em solos – Zoneamento de Risco (abatimento).

AQÜÍFEROS CÁRSTICOS

Neste tipo de aquífero, um caso particular de bacias sedimentares, é importante, tanto a caracterização dos materiais de maneira pontual (SEV), como a caracterização de estruturas descontínuas a superfície do terreno (CE), como no caso de falhamentos.

Como principal, tem-se a técnica do CE, a qual pode identificar com precisão os carstes. A técnica da SEV, pode ser utilizada para determinar o topo das camadas, nível d'água, etc. A Figura 6, ilustra esses tipos de aquífero.

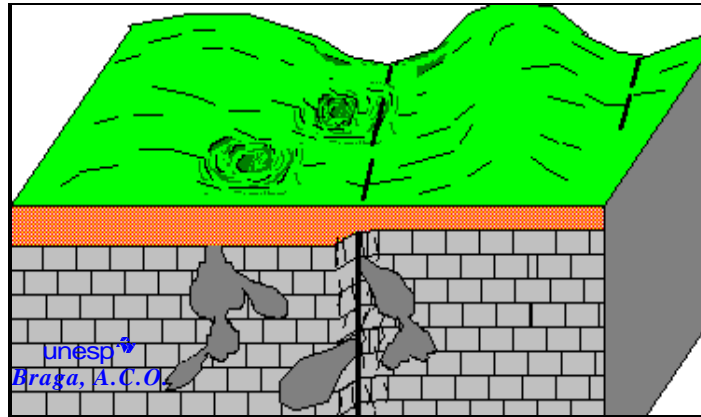


Figura 6 – Aquíferos Cársticos.

Como principais objetivos, a geofísica pode ser executada, visando a:

- identificação e caracterização litológica, determinação do topo rochoso;
- localização de falhas e/ou fraturas e contatos geológicos;
- estimativa do mergulho de falhas e/ou fraturas;
- determinação de cavidades vazias ou cheias;
- zoneamento de risco - abatimentos.

AQUÍFEROS ALUVIONARES

Nos estudos dos aquíferos aluvionares (Figura 7), a determinação da espessura total dos aluviões e das profundidades do nível d'água, bem como a identificação e caracterização dos horizontes arenosos e argilosos, é fundamental.

Para atingir esses objetivos, a técnica ideal é a da SEV – métodos da eletrorresistividade e polarização induzida. Através da resistividade dos materiais, pode-se estimar a porosidade do aluvião e ainda da porção arenosa (BRAGA, 1997).

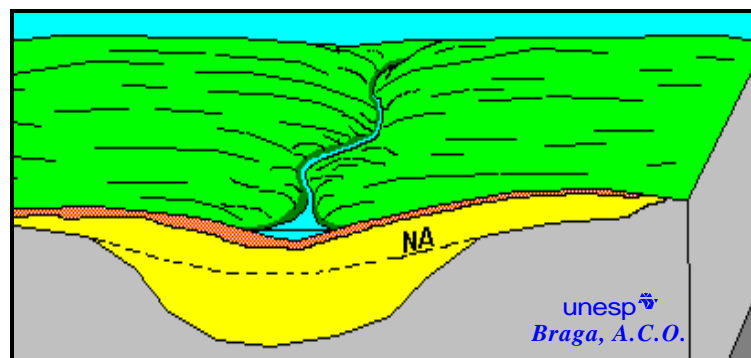


Figura 7 – Aquíferos Aluvionares.

Como principais objetivos, a geofísica pode ser executada, visando a:

- identificação e caracterização litológica (siltes, cascalhos, areias, argilas);
- espessura das argilas;
- profundidade do lençol freático;
- profundidade e natureza do substrato rochoso (alteração, fraturamento);
- volume do reservatório e da reserva de águas;
- estimativa da porosidade, permeabilidade e transmissividade do aquífero.

AQUÍFEROS CRISTALINOS

Neste tipo de aquífero (Figura 8), na determinação de falhamentos e/ou fraturamentos nas rochas cristalinas e estimar a direção de mergulho das estruturas (importante), a técnica do CE adquiri papel importante.

Através do CE, pode-se posicionar, em superfície, a zona de anomalia condutora (associada a falhamentos e/ou fraturamentos saturados), bem como estimar o mergulho da estrutura identificada.

Recomenda-se nesse caso, a utilização do arranjo dipolo-dipolo, com espaçamento de 40 metros e, no mínimo, cinco níveis de investigação, os quais atingiram a uma profundidade total de 120 metros, satisfatória para se identificar anomalias significativas.

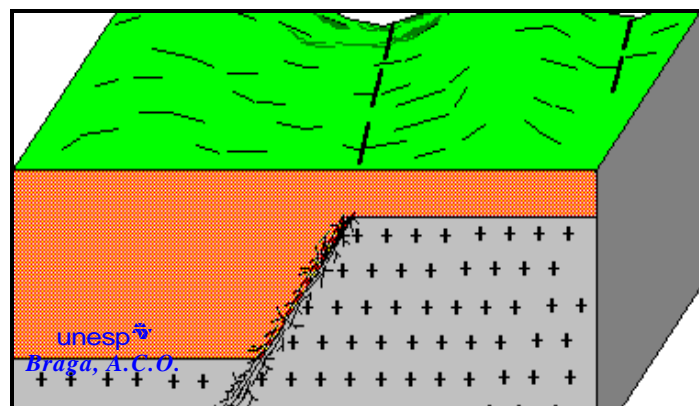


Figura 8 – Aquíferos Cristalinos.

A Figura 9, ilustra uma situação de campo, na qual, a zona de falha, foi identificada no CE, com os flancos condutores. Nessa seção, a anomalia condutora pode ser

associada ao falhamento, e ainda, a um contato geológico (a gama de valores entre as estacas -10 e 0, é bem mais elevada que a gama entre as estacas 2 e 8. 9).

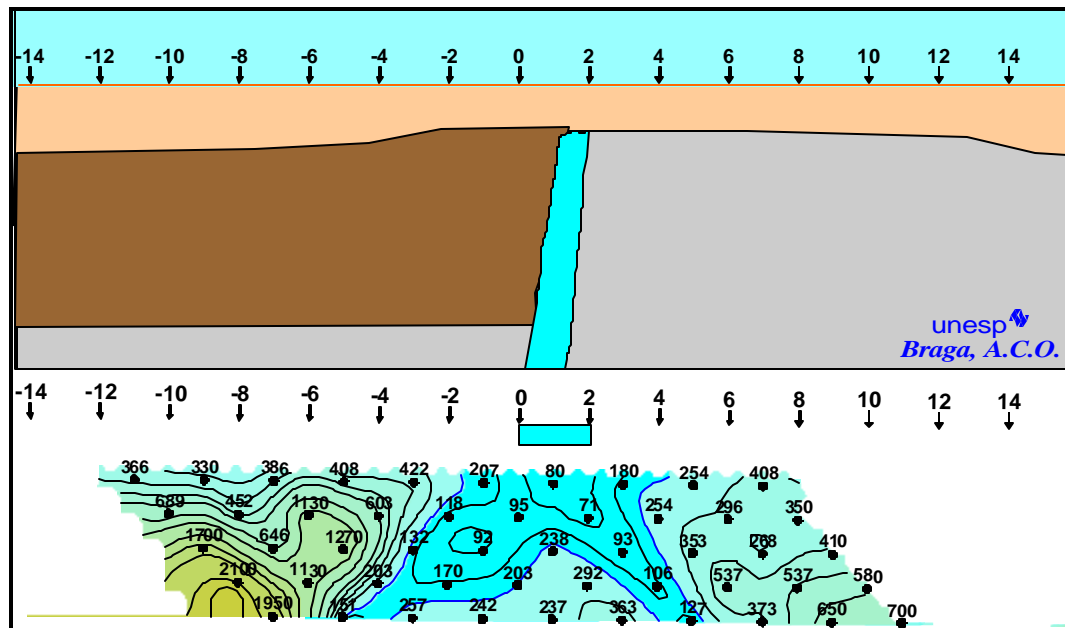


Figura 9 – Aplicação do CE na identificação de zonas de falhamento.

Como principais objetivos, a geofísica pode ser executada, visando a:

- identificação e caracterização litológica, determinação do topo rochoso;
- localização de falhas e/ou fraturas e contatos geológicos;
- estimativa do mergulho de falhas e/ou fraturas;
- avaliação de materiais de preenchimento (mineralizações, saturada ou não).

BIBLIOGRAFIA BÁSICA

Recursos Hídricos

- AZEVEDO, A.A.; ALBUQUERQUE FILHO, J.L. Águas Subterrâneas. In: OLIVEIRA, A.M.S.; BRITO, S.N.A. (Eds). Geologia de Engenharia. São Paulo: ABGE, 1998. cap. 8, p 111-130.
- BENITEZ, A. - Capacitacion de aguas subterraneas. 2 ed. Madrid, Editorial Dossat, S.A., 1972, 619 p.
- BNH/ABES/CETESB - Água subterrânea e poços tubulares; tradução da primeira edição do original em inglês publicado pelo UOP Johnson Division Saint Paul, Minnesota. 2 ed. rev., São Paulo, CETESB, 1974. 392 p. Título do original: "Ground water and wells".
- CASTANY, G. - Traité pratique des eaux souterraines. Paris, S.A. Dunod, 1963, 657 p.
- CASTANY, G. - Prospection et exploration des eaux souterraines. Paris, S.A. Dunod, 1868, 660 p.
- CERSTROM, D.J. - Água subterrânea - uma introdução. USAID - Brasil, Rio de Janeiro, 1964, 280 p.
- CUSTODIO, E. & LLAMAS, M.R. - Hidrogeologia Subterrânea, Barcelona, Ediciones Omega, S.A., 1976, t.1, 1157 p.
- DAVIS, S.N. & DE Wiest, R.J.M. - Hydrogeology. New York, John Wiley & Sons, Inc. - 1961, 453 p.
- FETTER, C.W. 1994. *Applied Hydrogeology*. University of Wisconsin, Oshkosh, third edition. Editora Prentice-Hall, Inc., ISBN 0-02-336490-4, 691 p.
- IPT. 1988. Manual de métodos para interpretação de ensaios de aquífero. São Paulo. (IPT - Relatório, 25699).
- WALTON, W.C. - Groundwater resources evaluation. New York - Hill Book Company. 1979, 664 p.
- YASSUDO, B.R. et al., - Poços profundos. Faculdade de Higiene e Saúde Pública da Universidade de São Paulo, 1965. 180 p.

ANEXO A

DICAS DE CAMPO TÉCNICAS DA SONDAGEM ELÉTRICA VERTICAL E CAMINHAMENTO ELÉTRICO

SONDAGEM ELÉTRICA VERTICAL

Programação dos Trabalhos de Campo

Uma campanha por SEV depende do tipo de investigação a ser efetuada, ou seja, quais são os objetivos propostos do trabalho (tipos geológicos a serem estudados, profundidade a ser atingida, etc.).

Os objetivos solicitados à geofísica, devem estar claros e bem definidos. Não tem sentido uma solicitação, por exemplo, querendo água; deve-se especificar quais as formações e/ou estruturas geológicas a serem investigadas.

Para a programação de uma campanha por SEV, é fundamental, além de uma visita prévia, dispor de dados sobre a área a ser estudada, tais como: mapas topográficos, mapas e seções geológicas, informações de subsuperfície (poços, cacimbas, etc.), geologia em detalhe e outras informações sobre a infra-estrutura, tais como: vias de comunicação, clima, presença de instalações industriais, redes de energia elétrica, rios, etc. Os mapas devem ser em escala adequada ao trabalho a ser executado e os dados de poços devem ser confiáveis.

Outra condição para a utilização adequada de uma SEV diz respeito à topografia. Se esta apresenta uma inclinação muito acentuada, os dados podem ser imprecisos e até inviabilizar os trabalhos. Ressalta-se que pequenas depressões no terreno, podem influenciar SEV's curtas, mas não SEV's longas. Portanto, qualquer destas condições adversas ao desenvolvimento de uma SEV, deve ser considerada em função de suas dimensões em relação aos espaçamentos dos eletrodos utilizados.

A programação de uma campanha de SEV inclui, além das questões de organização, logística, infra-estrutura, etc., a escolha da densidade das medições, situação dos locais dos centros das SEV's, direções das linhas AMNB, e ainda, a determinação do espaçamento final, ou seja, quando dar por encerrada uma SEV?

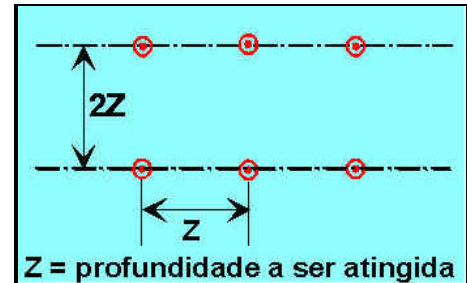
Densidade dos Ensaios

A distância entre os centros de SEV's contínuas, depende, de um lado, do caráter e fase da investigação, e de outro, das estruturas geológicas existentes. Para que os modelos geométricos, resultantes das interpretações das SEV's, tenham uma

correlação satisfatória, recomenda-se que a distância máxima de separação entre os locais de investigação seja igual a duas vezes a profundidade (Z) do objetivo a ser atingido.

O ideal, porém muitas vezes inviável economicamente, é manter a separação igual a Z .

Na medida do possível, deve-se iniciar por um levantamento de caráter regional e posteriormente detalhar os locais de maior interesse.



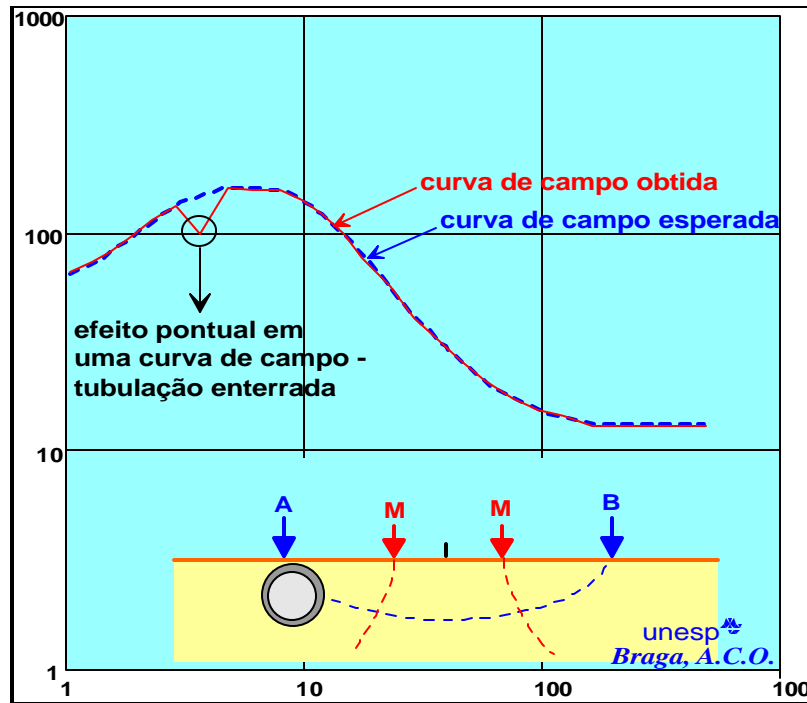
Densidade dos ensaios – SEV.

Entretanto, a programação de uma campanha por SEV, deve aliar, principalmente: qualidade e segurança dos resultados, prazos disponíveis e custos.

Escolha do Local do Centro da SEV e Direção da Linha AMNB

A escolha do local do centro da SEV (ponto de atribuição dos resultados) é de fundamental importância. Deve-se proceder a um reconhecimento prévio, procurando evitar situações em possam interferir na qualidade dos resultados, tais como: encanamentos e tubulações, formigueiros com grandes dimensões, caixas de alta tensão, etc..

Tais ocorrências, situadas entre os eletrodos de potencial MN, podem provocar uma distorção do campo elétrico, alterando os resultados de maneira contínua, afetando grande parte da curva de campo. Já, próximas dos eletrodos de corrente AB, apresentam distorções pontuais, podendo ser desprezadas, não prejudicando a curva final de campo.



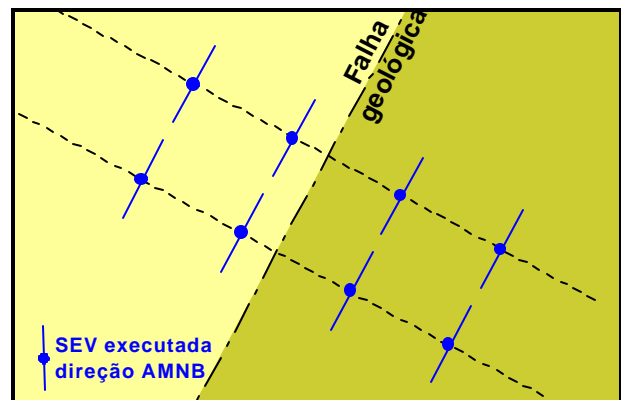
Efeitos nos eletrodos de corrente em uma curva de SEV.

Situações naturais, tais como: depressões acentuadas no terreno, variações litológicas, etc., também podem resultar em imprecisões nas leituras de campo.

Portanto, o centro de uma SEV deve atender uma melhor aproximação das condições de homogeneidade lateral, atendendo a teoria dos meios estratificados.

A direção da linha AMNB deve se manter paralela às estruturas geológicas (contatos, falhas, etc.) e de modo que a superfície topográfica apresente a mínima variação na direção escolhida. Os eletrodos de corrente AB, preferencialmente, não devem cruzar falhamentos e/ou contatos geológicos.

Ilustração de uma malha ideal de SEV, em uma situação de falhamento associado a contato geológico. Pode-se observar que as SEV's foram locadas em perfis perpendiculares à falha/contato, entretanto, as direções das linhas AMNB se mantêm paralelas à estrutura.



Localção de uma campanha de SEV.

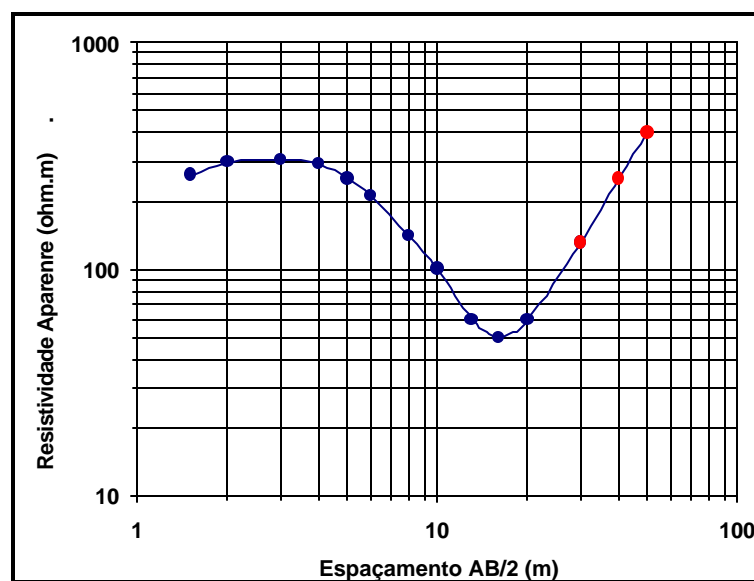
Espaçamento AB Final

Qual é o espaçamento AB final de uma SEV para se atingir os objetivos propostos?

A resposta a esta pergunta, não é uma questão simples, pois se deve considerar o conceito de penetração prática ou profundidade interpretável. Em função da teoria e de experiências práticas de campo, pode-se tomar a relação **AB/4** como sendo a profundidade teórica atingida.

Na prática pode-se seguir alguns procedimentos para escolher sobre o AB final:

- basear-se em resultados de campanhas anteriores realizadas na área ou em áreas geologicamente semelhantes;
- efetuar algumas SEV's de ensaio em pontos estratégicos da área ou junto a poços que contenham descrições confiáveis; e,
- tomar como mínima a relação AB/4 e prosseguir as leituras, até se obter, no mínimo, três pontos na curva de campo após atingir o objetivo esperado, ou seja: se o objetivo é determinar o topo de uma camada com resistividade elevada localizada, estratigraficamente, abaixo de uma camada condutora (por exemplo, o topo de um granito com cobertura de solo de alteração condutor), deve-se efetuar a leitura de três pontos na subida da curva.



Espaçamento AB final - SEV.

SEV's de Calibração

Este tipo de SEV é importante na definição do modelo geométrico final. Consiste na execução de SEV's: executadas próximas a furos de sondagens que contenham descrições geológicas confiáveis (paramétricas) e/ou em afloramentos (medidas de resistividade "real"). No primeiro tipo, o modelo resultante, devidamente correlacionado com o perfil geológico do poço, pode ser tomado como padrão para a área, considerando as devidas variações locais. No segundo tipo, as resistividades "reais" definidas nos afloramentos, podem ser tomadas como referência para as demais SEV's.

Espaçamentos Utilizados

Os espaçamentos dos eletrodos AB e MN, a serem utilizados em um levantamento de SEV são importantes e muitas vezes fundamentais. Dependendo do espaçamento, pode ocorrer que uma camada de pequena espessura, pode não ser identificada em uma curva de campo. Como já ressaltado, a identificação das camadas geométricas em uma curva de campo de SEV, depende, além da existência de contrastes entre as propriedades físicas da camada com as adjacentes, da relação de sua espessura com a profundidade em que esta camada ocorre.

Uma camada geométrica de pequena espessura (por exemplo: 2 metros), localizada a pequena profundidade (10 metros), pode ser identificada em uma curva de SEV; entretanto, esta mesma camada localizada a uma maior profundidade (por exemplo: 100 metros), provavelmente não será identificada. Portanto, o espaçamento ideal para os eletrodos AB, deve apresentar um bom detalhamento, sem, entretanto, serem exagerados.

Em função da prática adquirida, recomenda-se adotar o seguinte espaçamento AB/2 e MN/2, na curva bilogarítmica:

AB/2 1,5 - 2,0 - 3,0 - 4,0 - 5,0 - 6,0 - 8,0 - 10,0 - 15,0 (ou, 13,0 e 16,0) - 20,0 - (e, 25,0 - melhor detalhe) - 30,0 - 40,0 - 50,0 - 60,0 - 80,0 - 100,0 - 150,0 - 200,0.....

MN/2 0,30 - 2,0 - 5,0 - 10,0 - 20,0 - 40,0 - 60,0 - 80,0.....

Recomenda-se ainda, que os espaçamentos AB/2 e MN/2 utilizados, deva manter o limite da relação $MN \leq AB/5$, pois, desta maneira, iremos trabalhar com potenciais mais elevados, reduzindo os efeitos perturbadores dos potenciais indesejáveis.

A tabela a seguir, apresenta uma relação ideal entre os espaçamentos AB/2 e MN/2 (respectivamente , até 500 e 60 metros) – mantendo sempre a relação $MN \leq AB/5$, com seus respectivos coeficientes geométricos (K) calculados.

AB/2	MN/2=0,3	MN/2=2,0	MN/2=5,0	MN/2=10,0	MN/2=20,0	MN/2=40,0	MN/2=60,0
1,5	11,31						
2,0	20,47						
3,0	46,65						
4,0	83,30						
5,0	130,43						
6,0	188,02						
8,0	334,63						
10,0	523,13	75,40					
13,0	884,41	129,59					
(15,0)	1.177,63	173,57					
16,0	1.339,94	197,92					
20,0	2.093,92	311,02					
25,0	3.272,02	487,73	188,50				
30,0	4.711,91	703,72	274,89				
40,0	8.377,10	1.253,50	494,80				
50,0	13.089,49	1.960,35	777,54	376,99			
60,0	18.849,07	2.824,29	1.123,12	549,78			
80,0	33.509,82	5.023,41	2.002,77	989,60			
100,0	52.359,36	7.850,84	3.133,74	1.555,09	753,98		
(130,0)	88.487,65	13.270,09	5.301,44	2.638,94	1.295,91		
150,0	117.809,15	17.668,32	7.060,73	3.518,58	1.735,73		
(160,0)	134.040,70	20.103,05	8.034,62	4.005,53	1.979,20		
200,0	209.438,86	31.412,78	12.558,52	6.267,48	3.110,18	1.507,96	
(250,0)	327.248,49	49.084,24	19.627,10	9.801,77	4.877,32	2.391,54	
300,0	471.238,03	70.682,69	28.266,48	14.121,46	7.037,17	3.471,46	2.261,95
400,0	837.756,86	125.660,56	50.257,63	25.117,03	12.534,95	6.220,35	4.094,54
500,0	1.308.995,36	196.346,40	78.531,96	39.254,20	19.603,54	9.754,65	6.450,74

Obs.: (*): espaçamento opcional. Em destaque (azul): os espaçamentos MN/2 recomendados para se manter um sinal de potencial confiável (dependendo da potência do equipamento transmissor de corrente).

Cravação dos Eletrodos

Uma questão importante diz respeito à cravação dos *eletrodos de corrente e recepção* no solo. Devido a resistências de contato elevadas, o trabalho pode até ser

inviabilizado. Estas resistências afetam, tanto o circuito de emissão de corrente, como o circuito de recepção de potencial.

Circuito de Emissão:

Este circuito consiste basicamente, de: uma fonte de alimentação; dois eletrodos de barras de aço inoxidável (A e B); de um amperímetro (ou miliamperímetro) para as medidas de I; e, dois cabos e elementos de conexões necessários.

A partir da equação: $\rho_a = K \cdot \frac{\Delta V}{I}$, sendo $K = \text{cte}$, tem-se que

ΔV é proporcional a I. Tomando um esquema equivalente

(Figura b) ao de campo (Figura a), pode-se denominar: $R_F =$ resistência da fonte; $R_C =$ resistência ôhmica dos cabos, R_A e $R_B =$ resistência de contato eletrodos/solo; e, $U =$ f.e.m. do gerador.

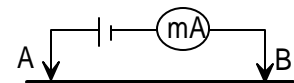
Como R_F e R_C (linhas curtas) são pequenos, I só depende de R_A e R_B . Ressalta-se que U é limitado por razões práticas e de segurança. Portanto, conclui-se que, as resistências de contato entre eletrodos/solo, são fatores que limitam na prática o valor da intensidade I

Desse modo, em locais com resistências de contato altas, há que se recorrer de alguns procedimentos práticos visando atenuar esses efeitos, tais como: aprofundar os eletrodos no solo, saturar o local com água salgada ou ainda conectar mais eletrodos (três) formando uma rede triangular, etc

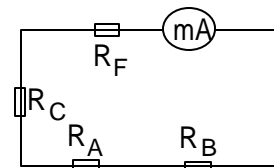
Circuito de Recepção:

Para este circuito, tem-se: $R_i =$ resistência do equipamento; R_M e $R_N =$ resistência de contato eletrodos/solo. Disso, resulta:

O $\Delta V'$ é o potencial lido no equipamento, que é menor que o potencial criado. Isto se deve à R_M e R_N , as quais produziram uma queda de tensão na leitura do equipamento. Como R_M e R_N não podem ser diminuídos além de um certo limites, é melhor que R_i seja muito maior que estas, ou seja, deve-se

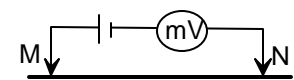


a) esquema prático

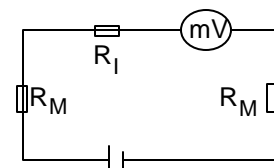


b) esquema equivalente

$$I = \frac{U}{R_F + R_C + R_A + R_B}$$



a) esquema prático

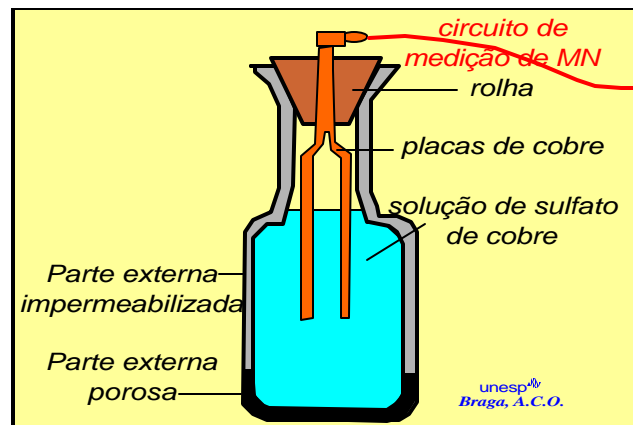


b) esquema equivalente

empregar um equipamento de impedância de entrada muito grande.

Ressalta-se que na utilização de eletrodos metálicos para medidas do potencial (M e N), o fenômeno da polarização que ocorre entre estes e o solo (ORELLANA, 1972), normalmente induz a erros nas leituras do potencial analisado, principalmente, na polarização induzida (cargabilidade), na qual os valores são muitos baixos.

Visando minimizar estes efeitos de polarização do solo, recomenda-se a utilização de eletrodos impolarizáveis do tipo pote de cerâmica, parcialmente saturados, com solução aquosa de sulfato de cobre, conectado à linha de medição através de placas de cobre eletrolítico.



Eletrodo de recepção impolarizável.

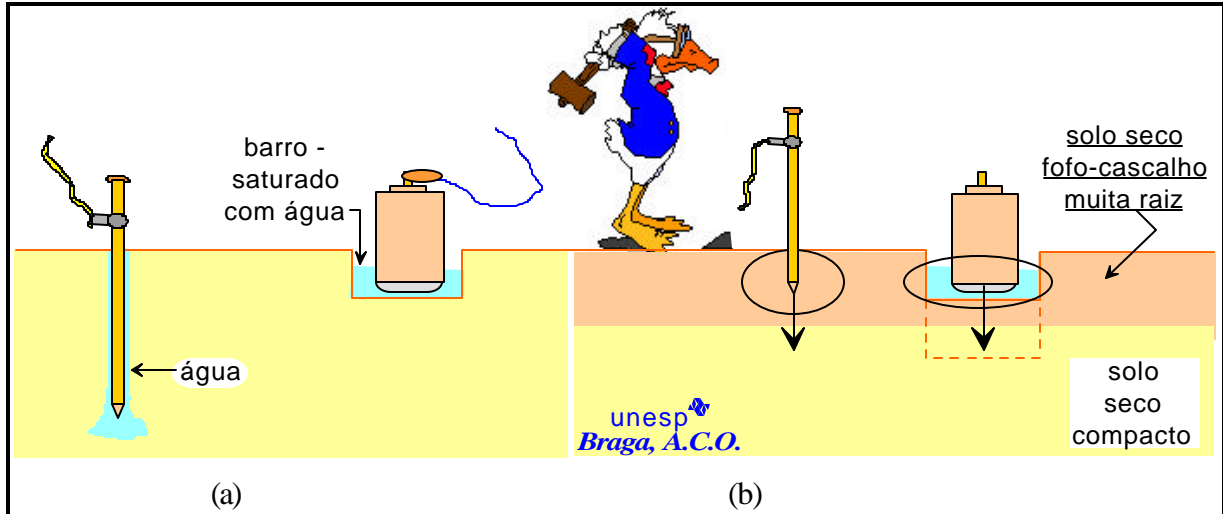
A solução de CuSO_4 , entra em contato com o solo, através de uma parte inferior porosa do eletrodo. Deste modo, se consegue que essas polarizações sejam iguais em ambos eletrodos e se anulem.

A Figura (a), a seguir ilustra a maneira correta de cravação dos eletrodos AB e MN no solo. Os eletrodos A e B devem ter dimensões razoáveis (por exemplo: 80 cm; ideal = 1,5 m), e serem introduzidos no solo, cerca de 2/3 de seu comprimento; é recomendável a saturação com água (de preferência salgada).

Para os eletrodos M e N, quando se utilizam barras de ferro (só para medidas de resistividade), o procedimento é o mesmo que para os eletrodos AB (obs.: água não salgada). Entretanto, quando se desenvolve o método da polarização induzida, os eletrodos impolarizáveis tipo potes devem ser colocados no terreno de maneira que suas bases tenham um bom contato, e se mantenham em posição vertical, evitando o vazamento da solução.

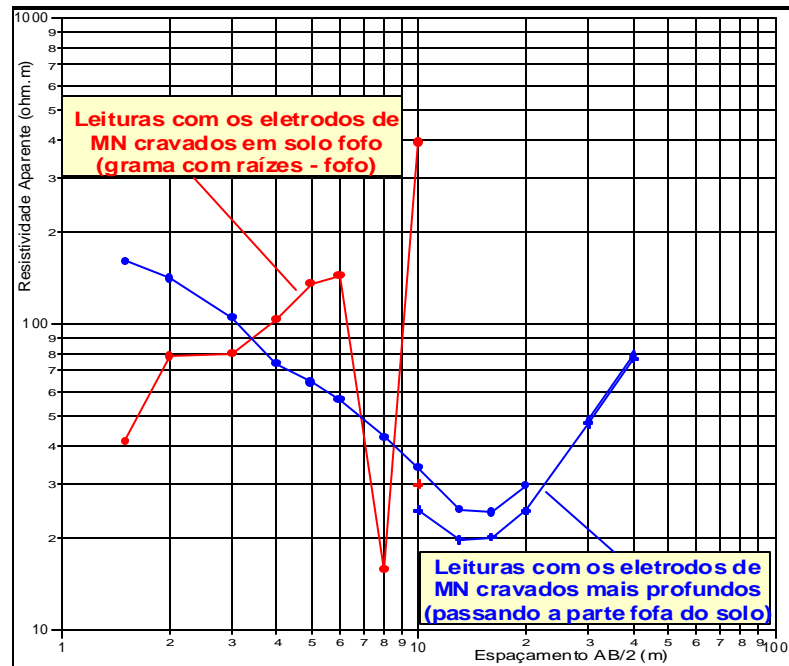
A Figura (b) ilustra uma situação, na qual pode-se ter problemas com as leituras. Para os eletrodos M e N, recomenda-se que a porção superficial do solo deve ser

retirada, extraindo qualquer tipo de material, tais como: raízes, blocos de rochas, etc., que possa dificultar o contato. Para os eletrodos A e B, na maioria das vezes, um cravamento mais profundo pode resolver a situação, melhorando o contato.



Cravação dos eletrodos de corrente e recepção.

Exemplo de campo de eletrodos MN cravados indevidamente e suas conseqüências. Inicialmente, os eletrodos de potencial (MN=0,30 e 2,0), foram cravados em um solo fofo com muitas raízes, posteriormente, estes eletrodos (incluindo o MN=5,0), foram cravados mais profundamente no solo, até ultrapassarem este porção fofo.



Exemplo de situação irregular na instalação dos eletrodos.

Pode-se perceber que a curva de campo mudou totalmente sua tendência. Isto mudou por completo o modelo geométrico do local.

Desenvolvimento dos Trabalhos de Campo

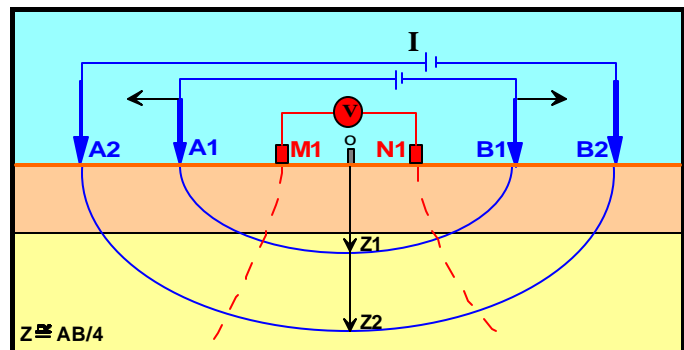
O desenvolvimento de campo de uma SEV inicia-se pela escolha do local exato do centro da linha AMNB, considerando o exposto anteriormente; neste local coloca-se uma estaca identificando o número da sondagem.

A partir desta estaca, mantendo a direção da linha AMNB de acordo com o programado, esticam-se duas trenas, uma para cada lado, previamente demarcadas com os espaçamentos a serem utilizados.

As trenas podem ter o comprimento de 100 metros com as devidas marcas dos espaçamentos, o que facilita muito o início do ensaio, tornando-o mais rápido. A partir de 100 metros, as marcas (podem ser de 50 em 50 metros) devem ser fixadas nos próprios cabos das bobinas, sendo controladas pelo operador.

Ao aumentar-se a distância entre os eletrodos de corrente A e B, o volume total da subsuperfície incluída na medida também aumenta, permitindo alcançar camadas cada vez mais profundas.

Os resultados sucessivos estarão, portanto, ligados com as variações das resistividades aparentes e/ou cargas aparentes com a profundidade.



Desenvolvimento de uma SEV – arranjo Schlumberger.

Os dados destes parâmetros físicos, assim obtidos em cada SEV, são representados por meio de curvas bilogáritmicas em função das distâncias entre os eletrodos correspondentes. Para o arranjo Schlumberger, as ρ_a (ohm.m) e M_a (mV/V) são plotadas em ordenadas, e no eixo das abscissas, as separações $AB/2$ em metros.

A utilização destas curvas bilogármicas, para representação e interpretação dos dados de campo, se dá por que, nestes tipos de curvas, as variações das estruturas geométricas representativas são realçadas, além de reduzirem os cálculos teóricos para o traçado das curvas modelos, usadas na interpretação.

Profundidade de Investigação

A profundidade de investigação, como já comentado, de uma SEV é governada, principalmente, pelo espaçamento entre os eletrodos de corrente AB, podendo ser tomada como = **AB/4**.

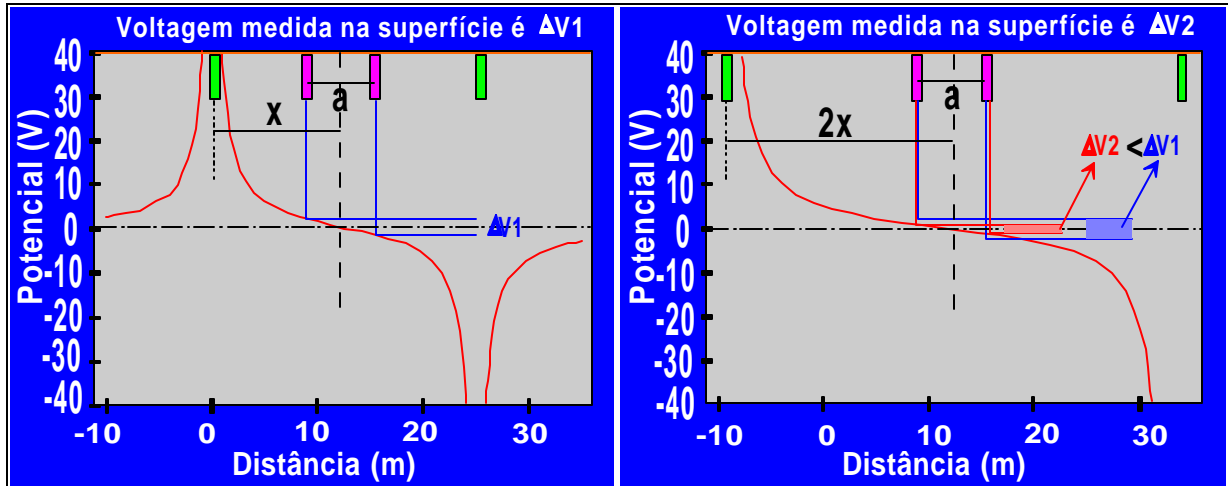
É definida como uma profundidade teórica investigada, pois, dependendo dos contrastes entre, por exemplo, as resistividades das camadas geométricas, na prática, esta relação pode ser alterada.

Em uma seção geométrica de três camadas tipo: $\rho_1 \ll \rho_2 \gg \rho_3$, as linhas de corrente, próximas ao contato entre as duas primeiras camadas (segunda camada com alta resistividade), sofrem uma deformação (achatamento), sendo necessário um AB maior do que o normal para se atingir a terceira camada. A situação inversa ($\rho_1 \gg \rho_2 \ll \rho_3$) também se aplica a condição exposta anteriormente.

Operação "Embreagem"

No desenvolvimento de uma SEV (arranjo Schlumberger), ao aumentar-se o espaçamento entre os eletrodos AB (MN = fixo), o valor de ΔV diminui rapidamente, podendo atingir valores imprecisos. Uma das maneiras de se manter o ΔV com valor razoável, seria através do aumento da intensidade da corrente I, entretanto, existe um limite, tanto devido às características técnicas do equipamento em uso, como devido a problemas de segurança.

Como exemplo, na Figura a seguir, pode-se observar que nesta configuração, o valor medido da diferença de potencial (ΔV_2), correspondente ao espaçamento $2x$, é menor que o valor ΔV_1 , correspondente ao espaçamento x . Dependendo da gama de valores do equipamento, pode ocorrer de não conseguir-se obter a leitura de ΔV_2 .



Queda no potencial de uma SEV.

Visando melhorar as leituras de potenciais, uma operação utilizada, em conjunto com o aumento da intensidade de corrente (I), é a chamada operação "embreagem".

Esta operação consiste, em aumentar o valor de ΔV , aumentando a separação entre os dois eletrodos de potencial, mantendo-se fixos os dois eletrodos de corrente. Para isto, com o espaçamento AB fixo, realiza-se duas leituras da diferença de potencial: uma com o espaçamento MN inicial; e, outra com um espaçamento MN maior.

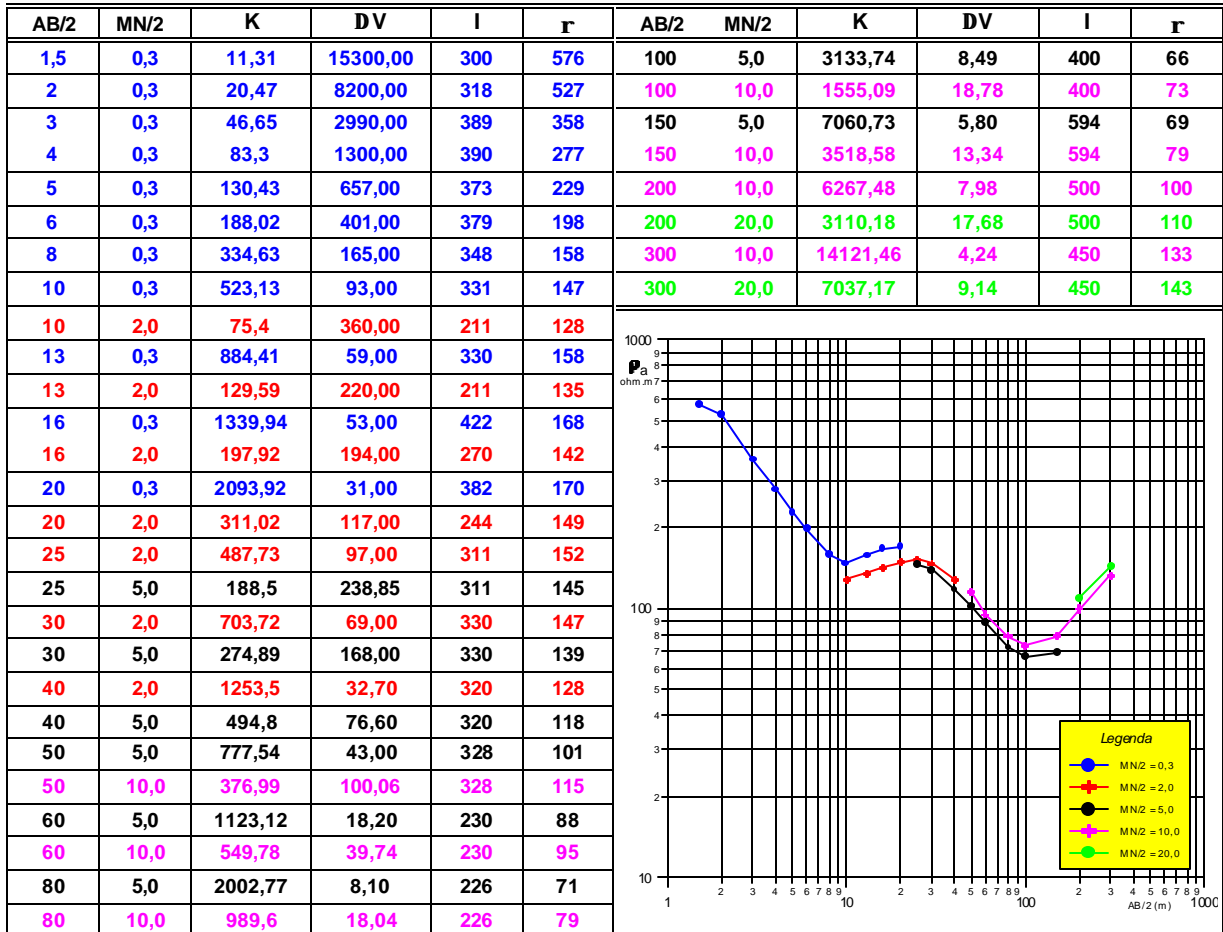
Após estas duas leituras, passa-se para o espaçamento AB seguinte, no qual, novamente, realiza-se duas leituras de potencial, com os mesmos espaçamentos de MN anteriores. Teremos, portanto, vários segmentos de curva plotados no gráfico.

Recomenda-se que, esta operação deva ser efetuada até o final do ensaio, pois, além de manter as leituras das diferenças de potenciais dentro de uma gama aceitável, pode-se controlar a qualidade dos resultados obtidos.

A comprovação da qualidade dos dados se deve ao paralelismo esperado entre os segmentos de curvas referentes a cada espaçamento MN utilizado.

A seguir, é apresentada uma curva de campo típica, com suas resistividades aparentes, calculadas para cada espaçamento $MN/2$ utilizado.

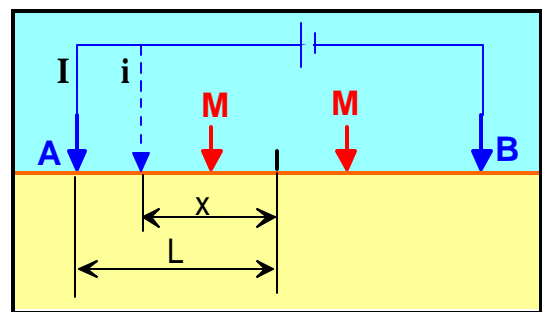
Exemplo na obtenção dos dados de campo – Folha de Campo – SEV



Fugas de Corrente

Uma das causas de erro mais freqüente e grave nas medidas de campo, consiste no aparecimento das chamadas "fugas de corrente" no circuito de emissão.

Estas "fugas" se dão em função de um "escape" de corrente (i), gerada pelo transmissor, em um ponto do circuito diferente das posições dos eletrodos A e B (I).



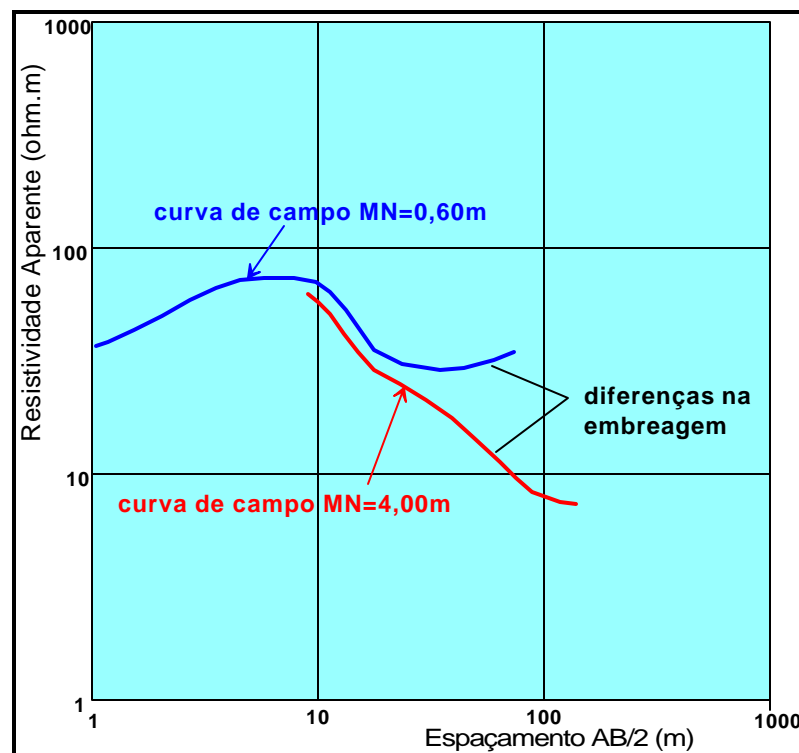
Esquema de ocorrência de uma fuga de corrente no circuito de campo.

Isto pode ocorrer devido a problemas de isolamento dos cabos, tal como pedaços de fios descascados, situados em solo muito úmido e/ou fios submersos em poças

d'águas, rios, etc., ou ainda, nas próprias bobinas do circuito AB. A presença destas fugas equivaleria ao de um eletrodo suplementar, que produziria uma diferença de potencial adicional no circuito.

Estas fugas podem ser percebidas durante a plotagem dos valores calculados da resistividade aparente na curva de campo. As embreagens, que deveriam manter um paralelismo, começam, de maneira suave, a se distanciar.

Situação de fuga próxima do eletrodo de potencial referente ao espaçamento $MN = 0,60$ m. Este ramo da curva apresenta uma falsa tendência de indicar a presença de uma camada geométrica de resistividade elevada. Estas fugas, como pode ser deduzido, são mais acentuadas quanto mais próximas dos eletrodos de potencial.



Exemplo de fuga de corrente em uma curva de campo.

Uma maneira de comprovar sua existência, é executar o "teste de fuga":

- 1) desconectar o cabo de um dos eletrodos A ou B, mantendo sua extremidade isolada;
- 2) enviar corrente pelo equipamento;
- 3) se as leituras não são nulas, existem fugas deste lado do circuito.

Este procedimento deve ser efetuado para o outro segmento do circuito. Comprovada sua existência, deve-se proceder a uma verificação dos cabos, procurando localizar trechos expostos e efetuar o devido isolamento, ou ainda, providenciar o isolamento das bobinas. Este teste deve ser efetuado com cuidado, evitando possíveis choques no pessoal braçal.

Interpretação

Obtenção e Suavização dos Dados

Como já comentada na operação embreagem, os dados obtidos no desenvolvimento de uma SEV, são anotados e plotados (gráfico bilogarítmico) em planilhas de campo.

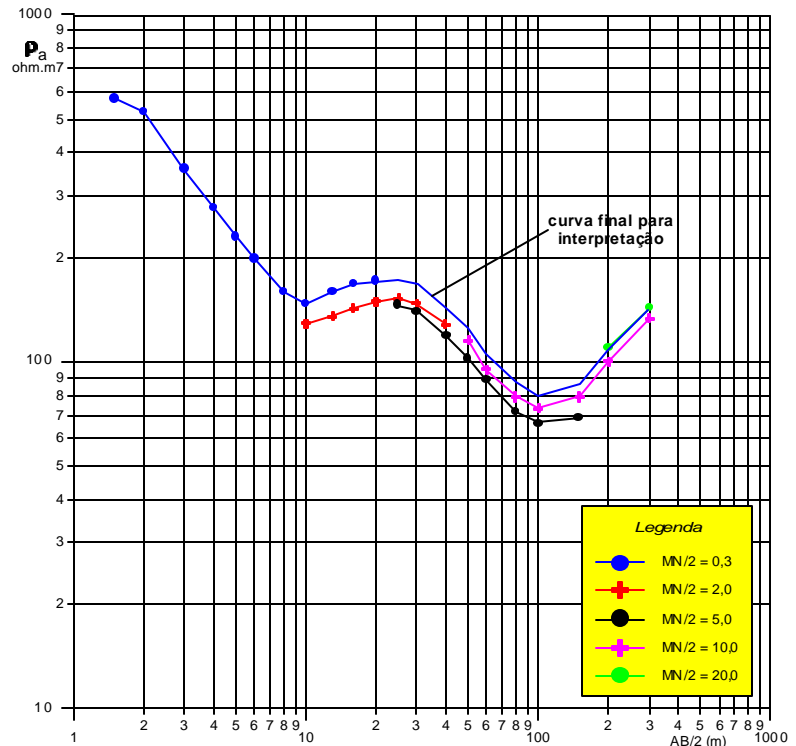
Os espaçamentos $AB/2$ e as respectivas ρ_a obtidas, são plotados no gráfico na forma de vários segmentos de curvas, cada um correspondendo ao espaçamento $MN/2$ utilizado (embreagem – já comentado anteriormente).

Deve-se ressaltar a importância nas anotações das leituras de campo, com os valores das resistividades aparentes calculadas e plotadas, no gráfico bilog, em função do espaçamento $AB/2$ utilizado. Os valores das leituras da diferença de potencial - DV e intensidade de corrente - I e/ou cargabilidades aparentes - M_a , são importantes para o controle de qualidade dos dados obtidos.

Para as leituras do método IP, recomenda-se a análise de no mínimo três janelas: M_1 – M_2 e M_3 ; as quais deverão apresentar uma queda dos valores (curva de descarga). As curvas de r_a e M_a devem manter o paralelismo.

A curva final (suavizada), tomada para interpretação, deve ser construída tomando-se o segmento correspondente ao menor $MN/2$ utilizado, sendo que os demais segmentos são rebatidos (paralelamente).

Neste caso, tomou-se a curva referente ao espaçamento: $MN/2 = 0,30$; sendo que o restante da curva final, mantendo o paralelismo, foi traçada rebatendo os vários segmentos, conforme destacado no gráfico.



Análise Morfológica

Uma questão importante na interpretação das SEV's, é a familiaridade com a morfologia das curvas de campo e a relação que suas variações têm com as seções geométricas que representam. As seções geométricas correspondem às distribuições verticais das resistividades e/ou cargabilidades dentro de um volume determinado do subsolo.

Estas seções podem ser classificadas segundo seu número de camadas geométricas, isto é, de uma (difícil na prática), duas, três, quatro camadas, etc.. Em função do número de camadas identificadas, as seções de resistividade podem ser denominadas de:

- para duas camadas: Tipo ascendente ($\rho_1 < \rho_2$) ou descendente ($\rho_1 > \rho_2$).
- para três camadas, Tipos:

$$\mathbf{K} (\rho_1 < \rho_2 > \rho_3) - \mathbf{H} (\rho_1 > \rho_2 < \rho_3) - \mathbf{A} (\rho_1 < \rho_2 < \rho_3) - \mathbf{Q} (\rho_1 > \rho_2 > \rho_3).$$

- para quatro camadas, Tipos: **KH** ($\rho_1 < \rho_2 > \rho_3 < \rho_4$), **QH** ($\rho_1 > \rho_2 > \rho_3 < \rho_4$), etc..

Definição do Modelo Geométrico Inicial

Depois de efetuada a análise morfológica e conseqüente entendimento do modelo da área estudada, procede-se a quantificação desse modelo, o qual resultará no modelo geométrico inicial. Para isso, existem dois métodos possíveis de serem utilizados.

O primeiro, utilizado no início dos trabalhos de SEV e praticamente em desuso nos dias atuais, devido aos processos de manuseio trabalhosos, é o denominado método da *superposição e ponto auxiliar*. O segundo, amplamente utilizado nos dias de hoje, é o processo da *inversão automática*, efetuada por meio de softwares para computadores PC, constituindo-se em um método preciso e rápido.

• Métodos da Superposição e Ponto Auxiliar

O método da superposição, adotado, no início, pelos geofísicos franceses da escola Schlumberger, consiste basicamente na comparação da curva de campo com curvas teóricas de catálogos existentes, até encontrar uma que coincida perfeitamente com a de campo.

Uma limitação desta metodologia diz respeito ao fato de que, apesar da utilização de escalas logarítmicas reduzirem os parâmetros da seção, a quantidade de casos possíveis leva à necessidade de uma derivação deste método para outro denominado de método do ponto auxiliar (KOEFOED, 1979), entre os quais destacamos o método de Ebert.

O método de Ebert consiste em reduzir artificialmente o número de camadas da curva de campo, substituindo as duas primeiras por uma só equivalente a elas, e assim sucessivamente, o que permite aplicar o método da superposição com uma coleção de curvas teóricas de duas ou três camadas para seções geométricas de várias camadas.

Considerações sobre a utilização desses métodos de interpretação e uma coleção de curvas teóricas podem ser encontradas nas obras de ORELLANA & MOONEY (1966), Compagnie Generale de Geophysique (1963) e RIJKSWATERSTAAT (1969).

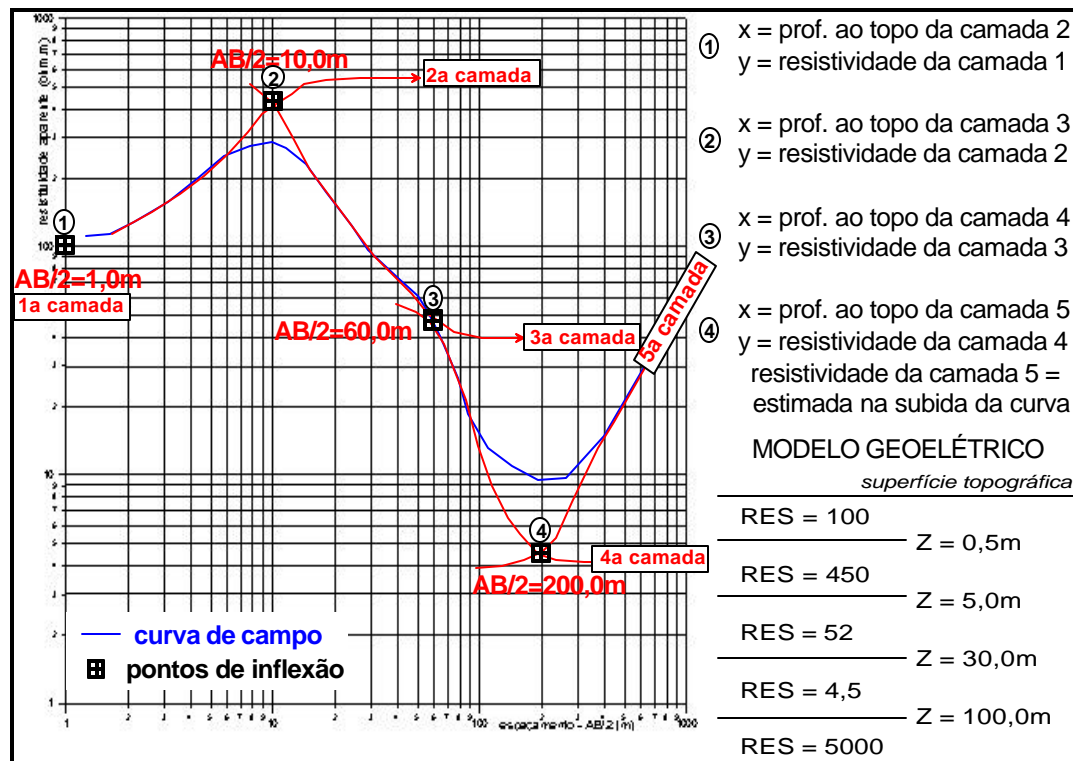
Utilizando-se estes métodos, ou o método da análise morfológica (descrito anteriormente), determina-se o modelo geométrico inicial, o qual deverá ser refinado através de métodos de inversão automática.

• Método da Inversão Automática

Como os métodos de inversão automática se baseiam em ajustes, de um modelo inicial qualquer, com a curva de campo, é necessário obter-se uma estimativa inicial dos parâmetros resistividades e/ou cargabilidades e espessuras das camadas geométricas, identificadas na análise morfológica.

A seguir, é dado um exemplo, de como esse modelo pode ser estimado, através do **método da análise morfológica**.

Após identificar o número de camadas geométricas visíveis, marca-se os pontos de inflexão na curva conforme a Figura, os quais vão corresponder, de maneira teórica, às resistividades (e/ou cargabilidades) e profundidades ao topo destas camadas (coordenadas x e y). Ressalta-se que a profundidade teórica deve corresponder ao $(AB/2)/2$.



Método de análise morfológica.

O refinamento desse modelo estimado, é então efetuado por meio de "softwares" para computadores PC; tais como: RESIX-IP - Versão 2.00 - 1993, produzido pela Interpex Limited (USA). Este software efetua o ajuste da interpretação das sondagens IP/Resistividade, resultando em modelos quantitativos 1D, por meio da inversão dos dados de resistividades e cargabilidades aparentes, obtidos nos ensaios de campo. As curvas de resistividades são calculadas usando filtros lineares e as curvas de cargabilidades com filtros digitais.

Os programas de interpretação das SEV's, baseados na inversão dos dados de campo, partem de um modelo inicial, modificando-o, sucessivamente, até que se encontre um modelo perfeitamente ajustado à curva de campo. Ressalta-se que este ajuste, deve ser controlado pelo geofísico intérprete, como por exemplo, fixando-se alguns parâmetros do modelo inicial (ex.: tal como a profundidade de alguma camada geológica conhecida, passível de identificação nas sondagens elétricas); e, considerando as informações sobre a geologia local

Outro software disponível no mercado, de boa precisão, é o IPI2win - Versão 1.0./1998, desenvolvido pela Moscow State University. É um programa de interpretação com inversão automática e manual das curvas de SEV. A grande vantagem deste programa, reside no fato de que a interpretação de várias SEV's, ao longo de um perfil, pode ser efetuada quase que simultaneamente, permitindo uma visualização imediata da seção geométrica.

O refinamento desse modelo geométrico inicial, correlacionado e ajustado com a geologia, permite o estabelecimento do **modelo geométrico final**.

Deve-se ressaltar que, uma das dificuldades que o intérprete dos dados de uma SEV encontra, diz respeito à **ambigüidade** na obtenção do modelo final, uma vez que as curvas de campo podem admitir muitas soluções. Entre estas, o intérprete têm que escolher, dentro das margens de variações possíveis, aquele conjunto de soluções que tenham maior probabilidade de representar a seqüência geológica real da área.

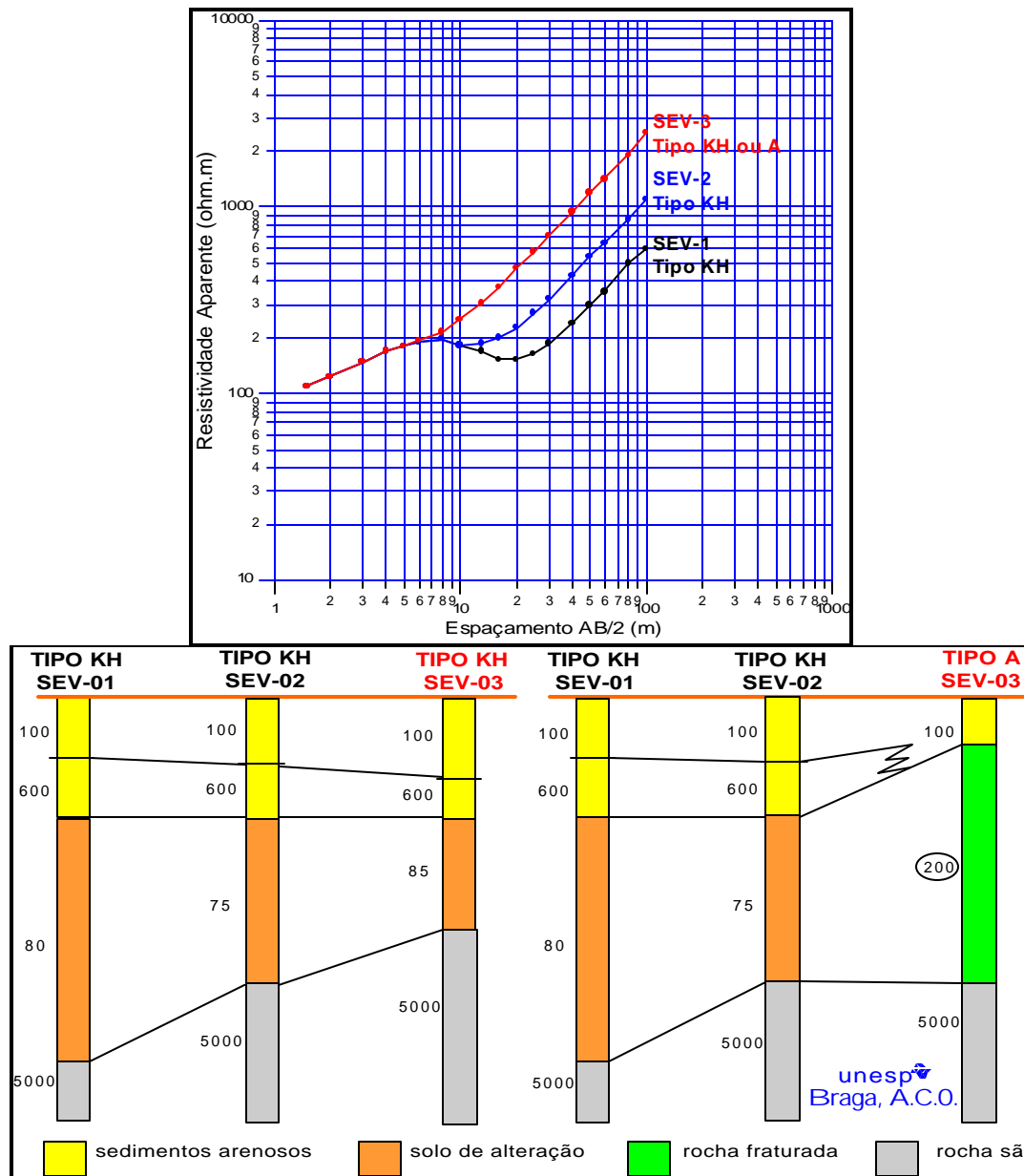
Nesta ambigüidade, dois efeitos são importantes e fundamentais na interpretação: (1) supressão de camadas; e, (2) equivalência.

1. supressão de camadas: Uma camada relativamente delgada, em relação à sua profundidade de ocorrência, cuja resistividade é intermediária entre as das

camadas que a delimitam, pode influir muito pouco na curva de campo, tornando-se difícil sua visualização; e,

2. equivalência: Baseado no fato de que diferentes seções geométricas podem corresponder a curvas de campo muito semelhantes entre si, resultante das relações entre as espessuras e resistividades das camadas existentes.

Um exemplo de supressão de camadas é dado a partir de três SEV's executadas em um perfil.



Supressão de camadas em uma curva de SEV.

Pode-se observar que a SEV-03 (curva em vermelho), analisada individualmente (seção geométrica abaixo), admitiria um modelo tipo A (ou seja: $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$), resultando numa interpretação final conforme modelo apresentado abaixo (seção à direita). Modelo, que ao ser associado as SEV's 1 e 2, poderia sugerir variações na geologia, não muito prováveis.

Entretanto, ao se analisar as três SEV's em conjunto, o modelo correto e coerente com as demais SEV's, seria tipo KH: ($\rho_1 < \rho_2 > \rho_3 < \rho_4$) - seção à esquerda. Pode-se observar que neste modelo, a camada geométrica de resistividade 85 ohm.m da SEV-03, com espessura reduzida, em relação à sua profundidade de ocorrência, fica pouco visível na curva de campo. Esta camada, neste caso, só foi possível de ser identificada, devido às demais SEV's executadas próximas.

Para a redução destas ambigüidades, existem certos procedimentos que podem ser obedecidos, quais sejam:

- o mínimo de SEV's que devem ser executadas e a boa qualidade dos dados de campo;
- conhecimento geológico da área estudada;
- familiaridade e experiência do intérprete com os princípios teóricos básicos do método e técnica utilizados; e,
- execução de SEV's de calibração (já comentadas anteriormente).

Identificação e Caracterização Geométrica da Geologia – Modelo Geométrico Final

Conforme já discutido no método da eletrorresistividade, o parâmetro resistividade apresenta uma faixa de variação nos seus valores para um mesmo tipo litológico. As resistividades das rochas dependem de vários fatores para que se possa atribuir um só valor para um determinado tipo litológico.

As rochas de mesma natureza, ou seja, mesma litologia, apresentam suas resistividades influenciadas pelas condições locais de conteúdo em água, condutividade desta, tamanho dos grãos, porosidade, metamorfismo, efeitos tectônicos, etc.

Para se efetuar uma correlação adequada com a geologia, em uma determinada área de estudo, é fundamental a localização geográfica e o entendimento da geologia local em termos estratigráficos. Entretanto, para a interpretação dos dados do método da eletrorresistividade, alguns critérios para efetuar a associação resistividade/litologia podem ser observados e seguidos:

1. Em uma área estudada, as margens de variação são bem mais reduzidas e em geral podem identificar as rochas em função das resistividades;
2. A partir de dados coletados previamente (SEV's paramétricas, perfilagens elétricas, mapeamento geológico, perfis geológicos de poços confiáveis, etc.), o modelo final pode ser determinado;

- Quanto à saturação

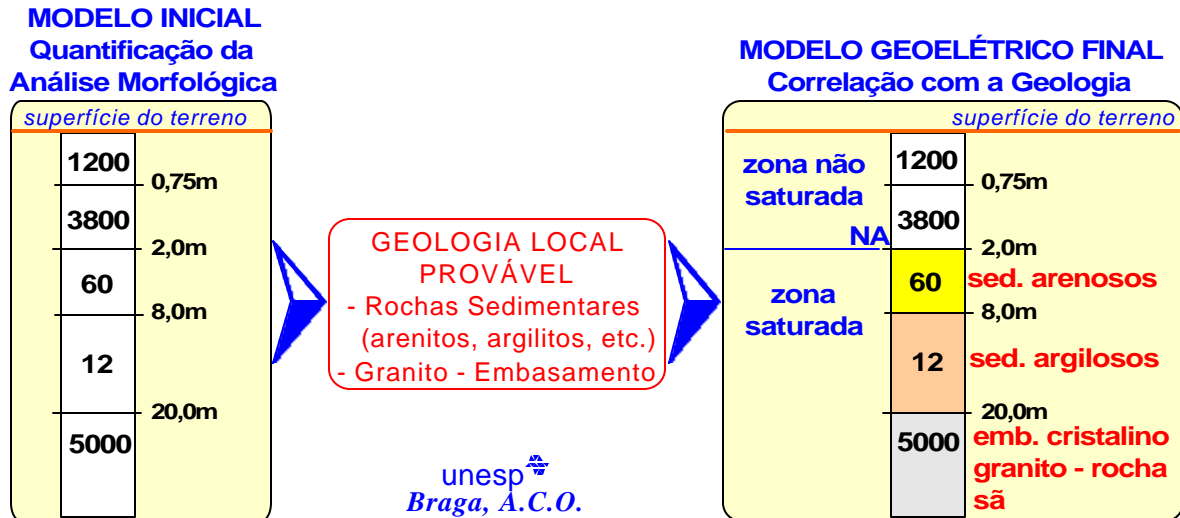
zona não saturada: valores variam aleatoriamente, não podem ser associados a nenhum tipo litológico. Entretanto, normalmente, obtém-se para as camadas geométricas superficiais, uma curva de campo tipo "KQ", onde: $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3 > \rho_4$. Conforme DAVINO (1970), estas camadas geométricas corresponderiam à repartição das águas nos solos, ou seja, respectivamente, às zonas de evapotranspiração (ρ_1), retenção (ρ_2), capilar (ρ_3) e de saturação (ρ_4).

zona saturada: valores caracterizam as rochas (obedecendo, por exemplo, a ordem crescente nos valores de resistividades: argilito – arenito – basalto – granito).

As resistividades de solos e rochas (saturados), permitem obter a identificação litológica e caracterização de alteração e/ou fraturamento.

- Modelo Geométrico - Variações em Função da Geologia e Localização da Área de Trabalho

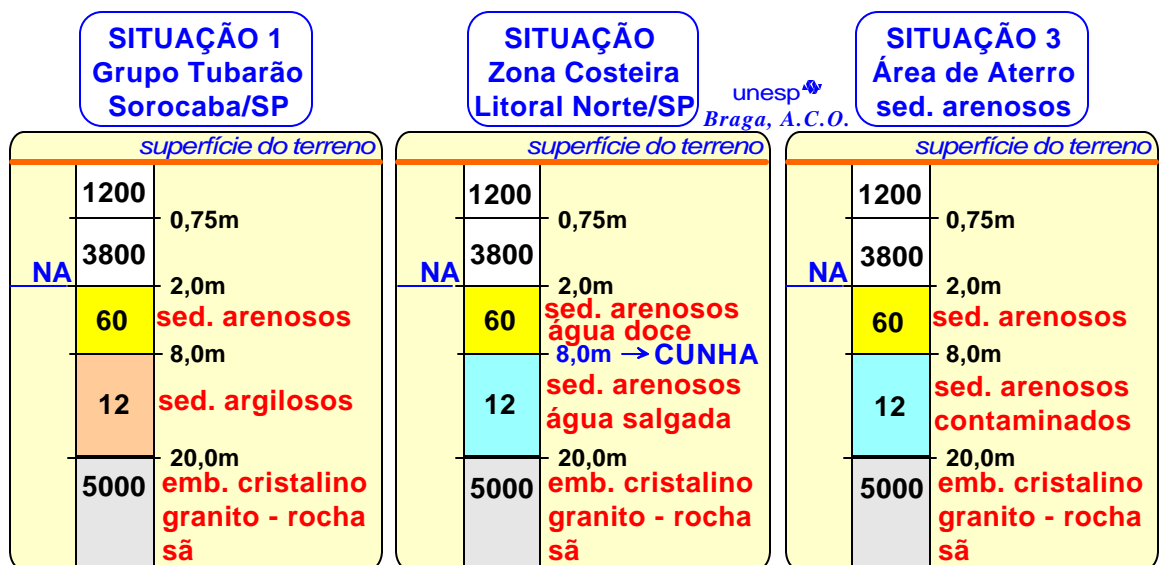
No exemplo a seguir, após a quantificação da análise morfológica das curvas de campo de uma SEV, o modelo inicial foi correlacionado com a geologia esperada para o local. Neste modelo foram determinados: as resistividades reais das camadas geométricas e as profundidades do nível d'água, topo dos sedimentos arenosos e argilosos e topo do embasamento cristalino.



Modelo geoeletrico obtido e a geologia estudada.

Entretanto, este modelo geoeletrico final pode ser modificado em função da localização geográfica do trabalho executado. A seguir são citadas três situações distintas:

- Situação 1> geologia: rochas sedimentares; local de trabalho: interior do Est. S. Paulo. Modelo Final mantido.
- Situação 2> geologia: rochas sedimentares; local de trabalho: litoral do Est. S. Paulo, presença da cunha salina (água salgada).
- Situação 3> geologia: rochas sedimentares; local de trabalho: interior do Est. S. Paulo, área de aterro sanitário, presença de chorume (pluma de contaminação).



Variações no modelo em função da geologia estudada.

Portanto, o estrato geométrico ($\rho = 12 \text{ ohm.m}$), definido inicialmente como sedimentos argilosos saturados (situação 1), foi alterado para sedimentos arenosos saturados de *água salgada* (situação 2) e sedimentos arenosos *contaminados com chorume* proveniente do aterro (situação 3).

Estas variações, no modelo geométrico final de uma SEV, foram apresentadas de maneira simples, procurando chamar atenção para situações distintas de campo; entretanto, deve-se considerar casos típicos locais.

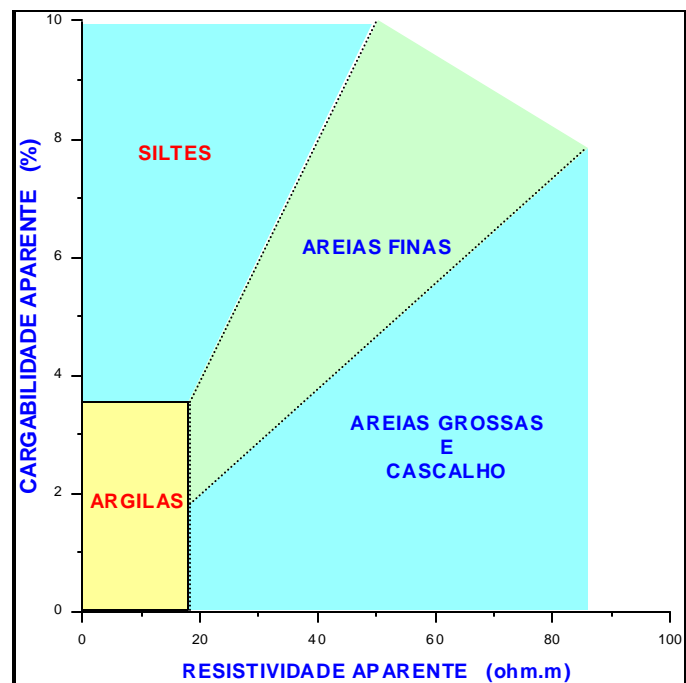
A interpretação conjunta dos parâmetros resistividade e cargabilidade, além de reduzirem as ambigüidades no modelo geométrico, permitem uma perfeita identificação das litologias presentes, principalmente, na presença de argilas.

A seguir, são apresentadas algumas considerações nesta associação com a geologia:

- camadas argilosas: baixa resistividade e cargabilidade;
- camadas siltosas: resistividade intermediária e alta cargabilidade; e,
- camadas arenosas: alta resistividade e cargabilidade intermediária, mostrando um aumento no valor de cargabilidade conforme aumento da fração argilosa.

DRASKOVITS et al. (1990), estudando a correlação da resistividade e cargabilidade com a litologia de materiais geológicos, a partir das técnicas da sondagem elétrica vertical e perfilagem elétrica, apresentaram os seguintes resultados.

BRAGA (1997), aplicando estes resultados em área da Bacia do Paraná – Est. S. Paulo, pode detalhar melhor, as diferentes litologias, perfeitamente adaptadas a esse gráfico.



Variações da resistividade e cargabilidade com a litologia (modificado de DRASKOVITS et al. ,1990).

TÉCNICA DO CAMINHAMENTO ELÉTRICO

Arranjo Dipolo-Dipolo

Programação dos Trabalhos de Campo

O espaçamento x a ser utilizado (dipolos AB e MN) deve ser determinado em função dos objetivos do trabalho e da profundidade máxima de investigação a ser atingida, controlada pelo número de níveis a serem investigados.

Os levantamentos devem ser executados em linhas topográficas paralelas entre si, devidamente estaqueadas, mantendo, de preferência, uma distância entre elas de 2 vezes o espaçamento dos dipolos. As linhas devem manter uma direção perpendicular às estruturas de interesse, por exemplo:

No caso de zonas de fraturamento e/ou falhamento, as linhas devem ser locadas perpendiculares às estruturas de interesse - Figura (a), de modo a interceptar as prováveis falhas. Neste caso sugere-se o espaçamento de 30 ou 40 metros para os dipolos e no mínimo cinco níveis de investigação.

No caso de mapeamento de plumas de contaminação (aterros, vazamentos, etc.) as linhas devem ser locadas paralelas ao aterro - Figura (b), acompanhando as curvas de nível (topografia do terreno), e perpendiculares à provável direção da pluma. Neste caso, o espaçamento entre os dipolos pode ser o de 10 metros, com no mínimo cinco níveis de investigação.

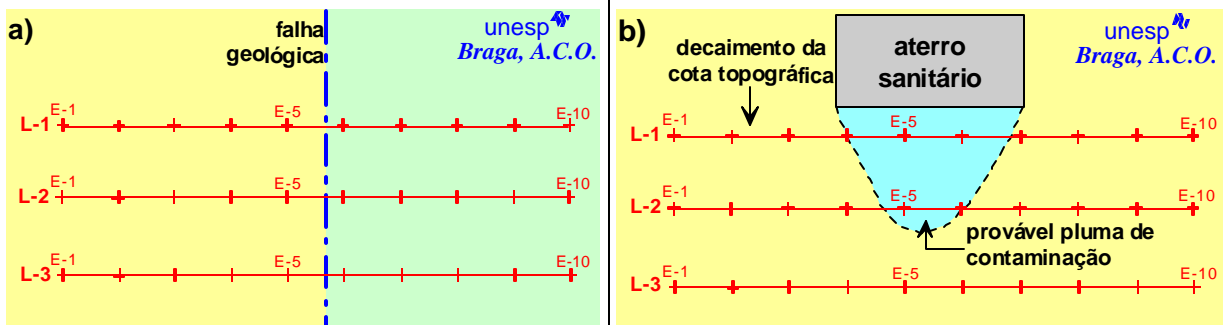


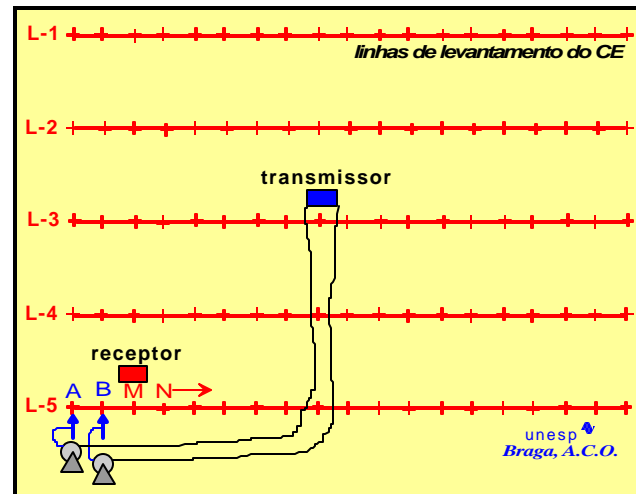
Figura (a) e (b) – Locação das linhas do CE.

Desenvolvimento dos Trabalhos de Campo

O desenvolvimento do CE - arranjo dipolo-dipolo, ao longo de um perfil. Ressalta-se que para agilizar os trabalhos de campo, recomenda-se deixar **um** eletrodo de

potencial a mais no final do arranjo, pois, depois de efetuada a mudança para a estaca seguinte, enquanto os braçais estão levando o primeiro eletrodo de potencial (M_1) para o final do arranjo, o operador já está efetuando as leituras pertinentes da nova mudança.

No levantamento de vários perfis, sugere-se que a fonte transmissora, fixa no centro da malha a ser estudada, seja ligada aos terminais das bobinas transmissoras, as quais devem acompanhar a equipe de recepção. Este procedimento, além de economizar fios, facilita a operação de desenrolar e enrolar as bobinas.



Esquema da disposição dos equipamentos geofísicos no campo.

O ideal é manter um ajudante braçal em cada bobina transmissora, e de três a cinco (dependendo do espaçamento dos dipolos) no arranjo MN. A comunicação entre o transmissor e receptor deve ser perfeita, evitando, principalmente, riscos de choques elétricos no pessoal braçal.