

MÉTODOS ELÉTRICOS E ELETROMAGNÉTICOS

1. Métodos elétricos
 - 1.1. Método de resistividade
 - 1.2. Método da Polarização Induzida (IP)
 - 1.2.1. Definição
 - 1.2.2. Tipos de polarização
 - 1.2.3. Polarização Induzida no domínio do tempo
 - 1.2.4. Polarização Induzida no domínio da frequência
 - 1.2.5. Resistividade complexa
 - 1.2.6. Fator metálico
 - 1.2.7. Aquisição de dados
 - 1.2.8. Instrumentação
 - 1.3. Potencial Espontâneo (PS)
 - 1.3.1. Origem
 - 1.3.2. Aplicações
 - 1.3.3. Fenômenos básicos
 - 1.3.3.1. Potencial eletrocinético
 - 1.3.3.2. Potencial de difusão
 - 1.3.3.3. Potencial de membrana
 - 1.3.4. Exemplos de aplicações
 - 1.3.4.1. PS em poço de petróleo
 - 1.3.4.2. Potencial de mineralização
 - 1.3.4.3. PS em sulfetos
2. Métodos eletromagnéticos
 - 2.1. Ondas eletromagnéticas
 - 2.2. Equações de Maxwell
 - 2.3. Fontes de energia
 - 2.4. Campo primário e secundário
 - 2.5. Espetros de amplitude e fase
 - 2.6. Polarização elíptica
 - 2.7. Métodos a fontes distantes
 - 2.7.1. Métodos VLF
 - 2.7.2. Método AFMAG
 - 2.7.3. Método MT
 - 2.8. Métodos a fontes próximas
 - 2.9. Métodos aéreos
 - 2.10. Métodos input
 - 2.11. GPR = Ground Penetrating Radar

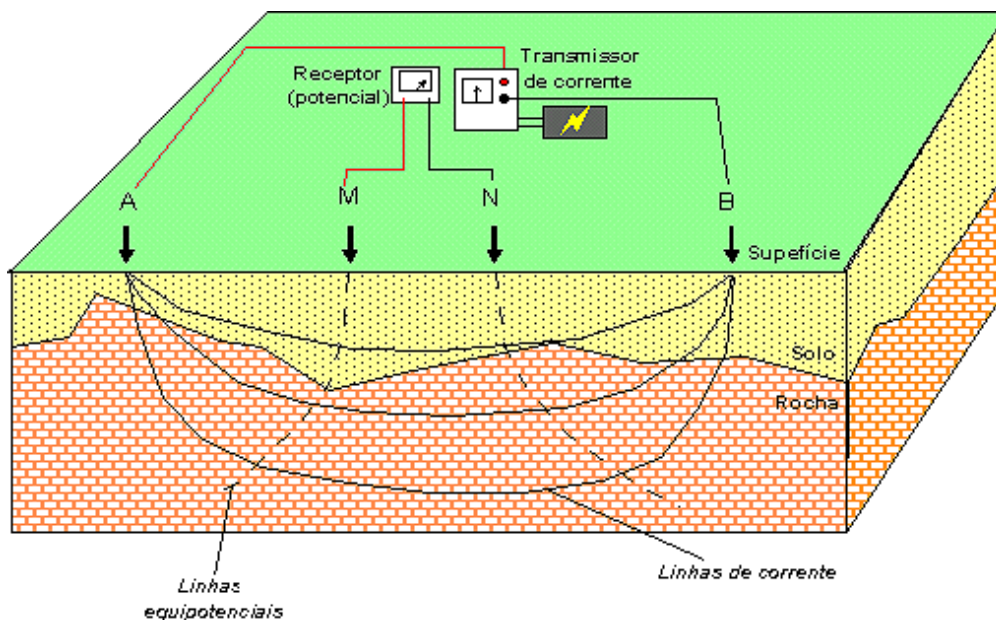
MÉTODOS ELÉTRICOS E ELETROMAGNÉTICOS

1. Métodos elétricos

Os métodos elétricos de prospecção geofísica utilizam parâmetros elétricos de solos e rochas, como condutividade, resistividade, potencial espontâneo, polarização, para investigar a geologia de subsuperfície. Compreendem o método da resistividade, o método da Polarização Induzida (IP), o método do Potencial Espontâneo (SP) e os métodos Eletromagnéticos.

1.1. Método de resistividade

O método da resistividade é o mais utilizado em geofísica aplicada. Esse método emprega uma corrente elétrica artificial que é introduzida no terreno através de dois eletrodos (denominados de A e B), com o objetivo de medir o potencial gerado em outros dois eletrodos (denominados de M e N) nas proximidades do fluxo de corrente, permitindo assim calcular a resistividade real ou aparente em subsuperfície.



Esquema simplificado do princípio do método da resistividade elétrica

O parâmetro resistividade é o inverso da condutividade elétrica, e depende da natureza e estado físico do material. A resistividade elétrica (e seu inverso, a condutividade elétrica) relaciona-se aos mecanismos de propagação de corrente elétrica nos materiais, sendo que condutividade em solos e

rochas pode ser devida à presença de minerais metálicos e grafita (condutores) em sua matriz, o que é denominado de condutividade eletrônica, ou devido ao deslocamento de íons dissolvidos na água contida nos poros e fissuras dos solos e rochas, o que é denominado de condutividade eletrolítica.

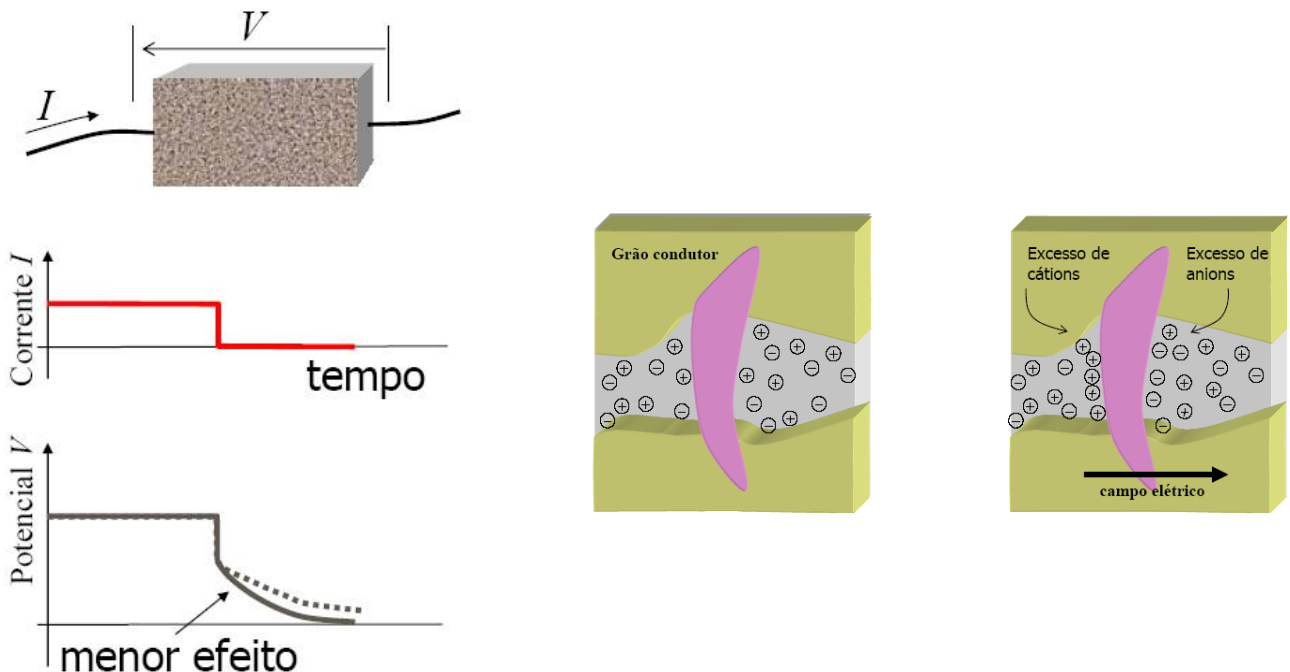
Em geral, a condutividade é eletrolítica, pois apenas em casos específicos os minerais condutores ocorrem em rochas em quantidades suficientes para aumentar sua condutividade global, sendo a resistividade afetada principalmente pela composição mineralógica, porosidade, teor em água e quantidade e natureza dos sais dissolvidos.

Os métodos elétricos são considerados dos mais versáteis dentro da geofísica aplicada, sendo extensamente aplicados em prospecção mineral, prospecção de águas subterrâneas, estudos de geologia de engenharia e estudos ambientais.

1.2. Método da Polarização Induzida (IP)

1.2.1. Definição

Após a interrupção de uma corrente elétrica contínua, observa-se que o potencial elétrico não decai instantaneamente para zero, sugerindo o armazenamento de cargas, como um capacitor. A polarização induzida é um fenômeno que ocorre em rochas contendo minerais metálicos disseminados ou minerais com capacidade de promover a troca iônica em contacto com a solução eletrolítica preenchendo os póros. Nos póros das rochas, devido a presença de minerais metálicos ou argilas e eletrólito, surgem regiões eletricamente mais carregadas que outras durante a passagem da corrente, sugerindo um armazenamento de cargas, como um capacitor, ou seja uma polarização elétrica induzida.



1.2.2. Tipos de polarização

Polarização de superfície

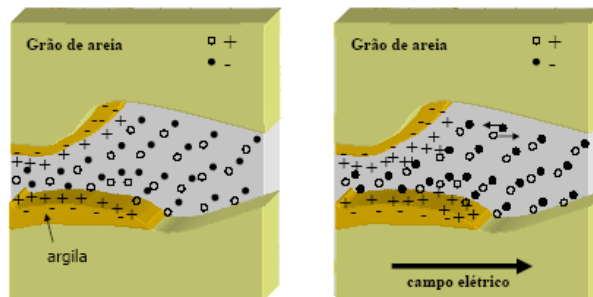
O processo contínuo de redução do íon positivo (M^{n+}) no catodo pode ser dividido em três estágios:

- Transferência dos íons, por difusão, da solução para a camada adjacente ao eletrodo;
- Seguida da transferência de elétrons do metal para o íon, reduzindo os íons ($M^{n+} + ne^- \rightarrow M$);
- Convecção (migração) para sedimentos estáveis.

O mais lento destes processos determina o desempenho geral.

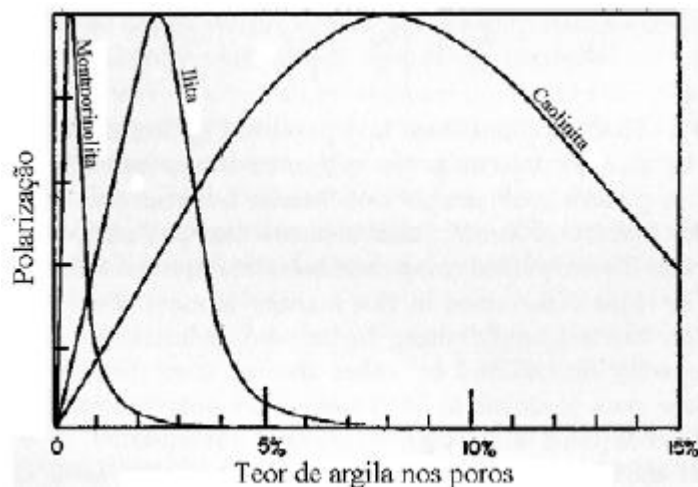
Polarização de membrana

A polarização de membrana é a ação do campo elétrico na distribuição das cargas semi-ancoradas.

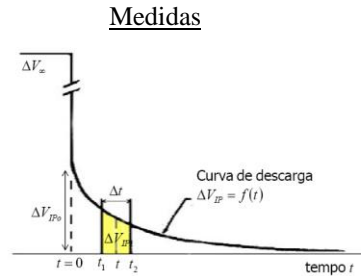
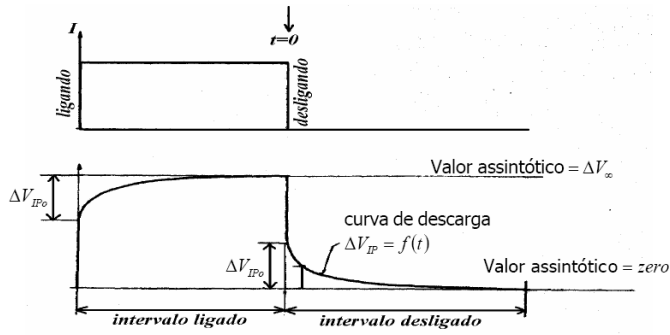


O Processo de IP é tipicamente superficial. Entretanto, quando medido, a medição representa o efeito do volume amostrado. O efeito da polarização induzida em rochas com mineralização disseminada é a soma das polarizações superficiais de cada partícula mineralizada.

As argilas são um caso particular onde o efeito da polarização devido às argilas não cresce continuamente com os teores, mas é função do tipo de argila.



1.2.3. Polarização Induzida no domínio do tempo



Amostragem
Polarizabilidade

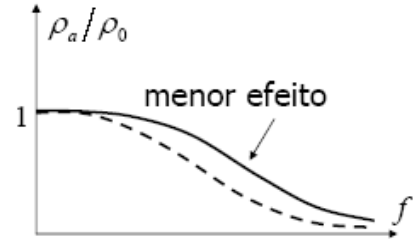
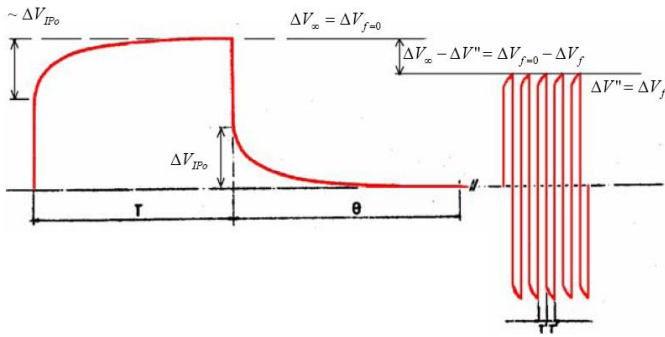
$$P_t = \frac{\Delta V_{IPt}}{\Delta V} \approx \frac{\Delta V_{IPt}}{\Delta V_\infty}$$

$$P_o = \frac{\Delta V_{IPo}}{\Delta V}$$

Área
Chargeability

$$M_{t_1, t_2}^T = \frac{1}{\Delta V} \int_{t_1}^{t_2} \Delta V_{IPt} dt$$

1.2.4. Polarização Induzida no domínio da frequência



A resistividade pode variar com o aumento da frequência, geralmente reduzindo de valor. Este fenômeno reflete-se na eletro-resistividade feita com diversas frequências.

1.2.5. Resistividade complexa

A resistividade se torna mais complexa quando se trata de corrente alternada. Considerando $I_0 \cos \omega t$, a corrente nos eletrodos A e B, a voltagem produzida nos eletrodos M e N tem a sua amplitude e fase ϕ variando com a frequência $\omega/2\pi$. Pode-se definir a resistividade aparente em corrente alternada, tal como se usa definir com corrente contínua, porém da forma complexa:

$$\rho_a(\omega) = |\rho_a(\omega)| \exp(i\phi) = K \frac{V}{I}$$

O efeito aparente (percentual) em frequência é dado:

$$EF = \frac{\rho_f - \rho_F}{\sqrt{\rho_f \rho_F}}$$

onde ρ_f e ρ_F representam resistividades aparentes medidas em frequências f e F , sendo $f < F$, com os eletrodos de correntes potencial em posições inalteradas.

Na prática, são usados:

$$EF = \frac{\rho_f - \rho_F}{\rho_F}, EF = \frac{\rho_f - \rho_F}{\rho_f}, EPF = \frac{\rho_f - \rho_F}{\rho_F} \times 100\%.$$

Como o resultado é função da frequência, é importante especificar os valores de frequências f e F .

1.2.6. Fator metálico

O fator metálico é dado:

$$FM_{f,F} = A \frac{\rho_f - \rho_F}{\rho_f \rho_F} = A \left(\frac{1}{\rho_F} - \frac{1}{\rho_f} \right) = A(\sigma_F - \sigma_f)$$

sendo A uma constante, alguma vezes igual a 10^5 . O FM não é propriamente uma medida de IP, mas uma corrente do IP como uma função de resistividade. O FM se aplica também com as medidas no domínio do tempo. De forma geral, pode ser definida como a quantidade de IP dividida pela resistividade aparente:

$$FM = IP / \rho_a, \quad \text{onde } IP \text{ seria } P_t, M_{n,t_2}^T \text{ ou } EF_{f,F}.$$

1.2.7. Aquisição de dados

Distinguem-se os sistemas aterrados e não aterrados (EM) bem como equipamentos específicos para medidas no domínio de tempo e no domínio da frequência.

Para os sistemas aterrados (AMNB):

- Domínio do tempo: mede-se o potencial nos eletrodos MN, após a interrupção da corrente em AB, para se obter a condutividade, a “cargabilidade” (*chargeability*) ou a polarizabilidade.
- Domínio de frequência: para diversas frequências. Mede-se a condutividade complexa na forma de amplitude e fase.
- Uso de eletrodos não polarizável e imprescindível.

1.2.8. Instrumentação

SYSCAL R2

- ✂ Unidade transmissor e receptor: controla e mede a intensidade da corrente elétrica e do potencial.
- ✂ Realiza medidas simultâneas de eletrorresistividade, polarização elétrica induzida e potencial espontâneo.



Receptor SIP

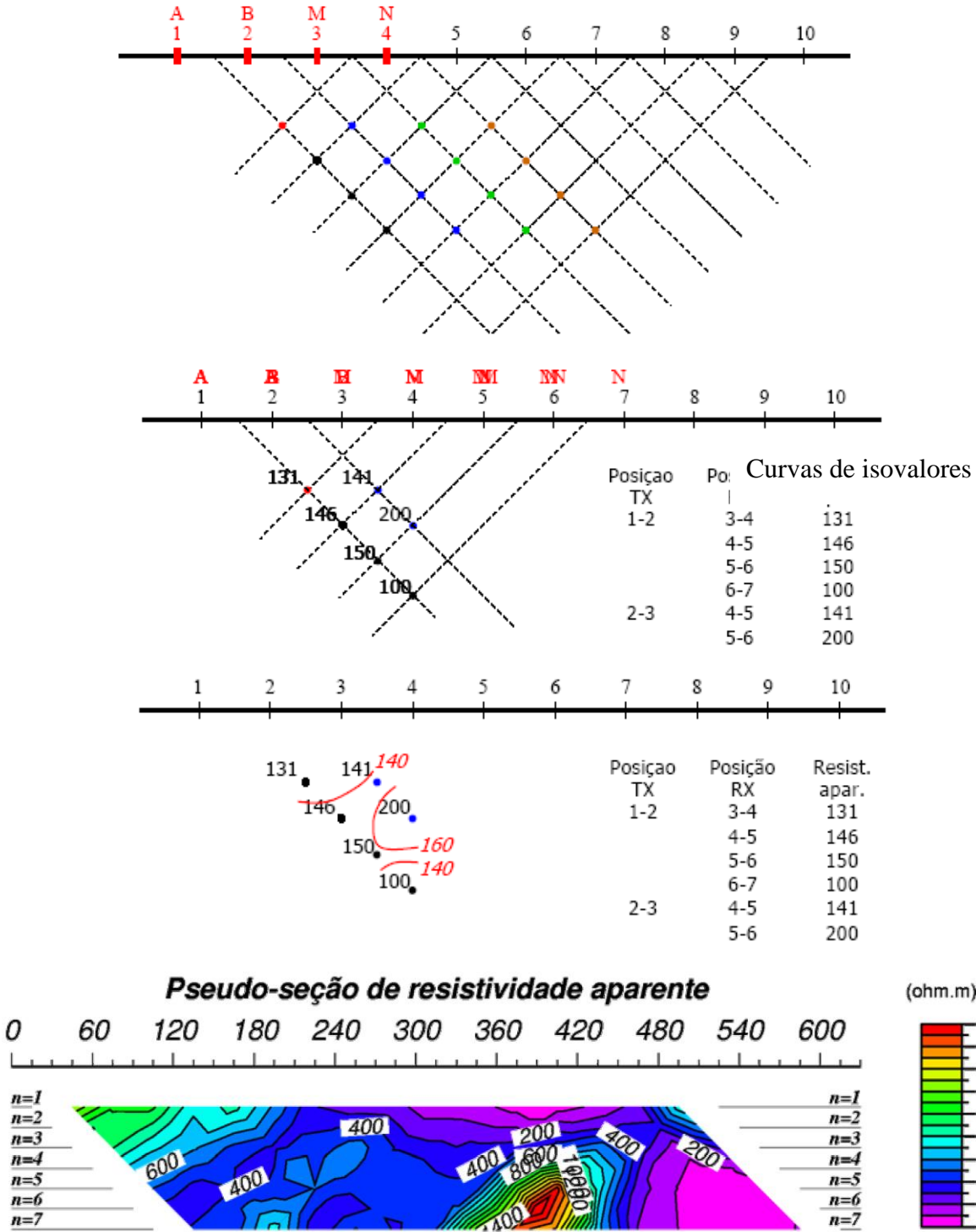
- ✂ Faz medidas da resistividade complexa, para diversas frequências: 0,25, 0,5, 1,0, ..., 512 Hz



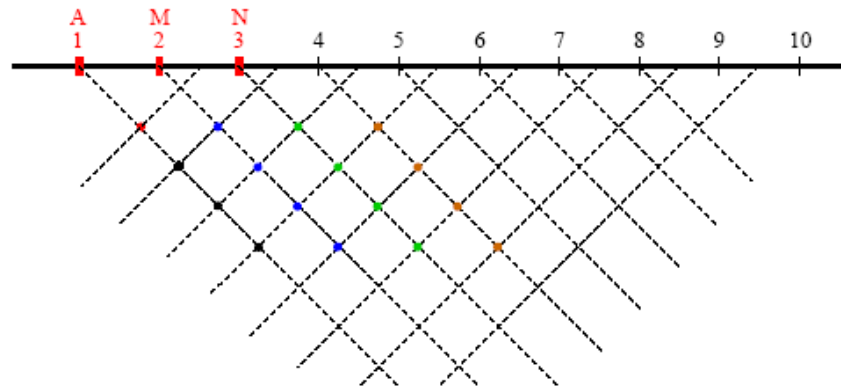
Eletrodo não polarizável

Os eletrodos não polarizáveis são fundamentais para as medições de potencial espontâneo e polarização elétrica induzida. Usa-se pote poroso e uma solução saturada de sulfato de cobre com um fio de cobre mergulhando.

Exemplo com o arranjo dipolo-dipolo:



Exemplo de arranjo pólo-dipolo:



1.3. Método do Potencial Espontâneo (SP)

1.3.1. Origem

Os potenciais elétricos naturais e espontâneos (PS) que ocorrem naturalmente no interior das rochas devem-se a:

- Atividade bioelétrica da vegetação;
- Variação de concentração dos eletrólitos;
- Fluxo de fluidos e íons;
- Fluxo de calor.

Portanto a investigação com PS tem sido usada na localização e delimitação das fontes associadas com tais fluxos.

1.3.2. Aplicações

Os métodos PS foram inicialmente aplicados extensivamente na exploração mineral. Hoje o método tem sido usado nos estudos geotérmicos, de problemas de engenharia e de meio ambiente. Por oferecer rapidez e baixo custo, o método é adequado no reconhecimento preliminar, precedendo os estudos mais intensivos usando outras técnicas geofísicas e geotécnicas. O PS é uma medida usual em perfuração de poços e, embora natural, é a consequência do processo de perfuração e permite a investigação em poços.

Os métodos de PS têm igualmente aplicações no domínio de mapeamento de vazamentos associados com barragens, diques, reservatórios subterrâneos e outras estruturas para armazenamento. Permitem estudar os fluxos de água subterrânea e delimitação dos seus padrões nas vizinhanças de encostas, poços, falhas, estruturas de drenagem, poços, túneis e sumidouros. Têm aplicações nos

estudos geotérmicos para o mapeamento das frentes de fluxo de vapor e incêndio em minas de carvão. Em meio ambiente, os métodos PS permitem determinar os gradientes de concentração química associados a contaminação em superfície.

1.3.3. Fenômenos básicos

1.3.3.1. Potencial eletrocinético

O potencial eletrocinético ocorre quando uma solução de resistividade ρ e viscosidade η é forçada através de um meio poroso ou capilar. A diferença de potencial entre as extremidades da passagem é dada por:

$$E_k = -\frac{\phi \Delta P \varepsilon \rho}{4\pi\eta}$$

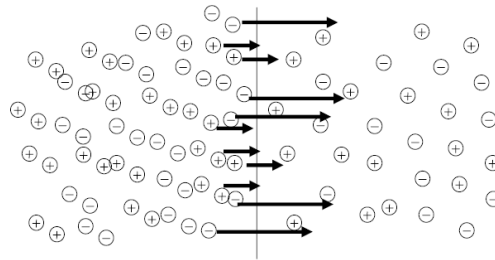
onde:

ϕ = potencial de adsorção da dupla camada (sólido-líquido) entre o sólido e a solução

ΔP = diferença de pressão

ε = constante dielétrica da solução

1.3.3.2. Potencial de difusão



Supondo que os íons sejam Cl^- e Na^+ , a mobilidade do Cl^- é superior a do Na^+ . O potencial de difusão (junção líquida) resulta da diferença entre as mobilidades dos íons:

$$E_d = -\frac{RT}{Fn} \frac{(I_a - I_c)}{(I_a + I_c)} \ln(C_1/C_2)$$

onde:

R = constante dos gases (8,31 J/°C)

F = constante de Faraday (9,65x10⁴ C/mol)

T = temperatura absoluta

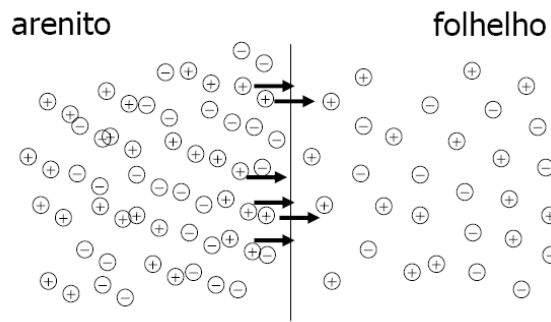
n = valência

I_a, I_c = mobilidade dos anions e cátions

C₁, C₂ = concentrações das soluções

Nas soluções de NaCl, I_a/I_c = 1,49. Assim E_d = -11,6.log₁₀(C₁/C₂) mV a 25°C.

1.3.3.3. Potencial de membrana



Supondo íons Cl^- e Na^+ , o folhelho é impermeável ao Cl^- . Por se carregarem negativamente, as argilas por exemplo, inibem a penetração dos anions. O potencial de membrana (potencial de folhelho ou Nernst) é dado:

$$E_s = \frac{RT}{Fn} \ln(C_1/C_2).$$

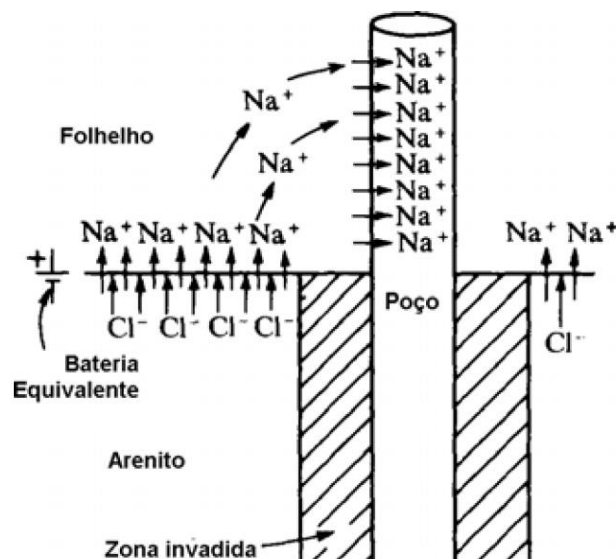
Quando $n = 1$ (caso do NaCl) e $T = 25^\circ\text{C}$, o potencial fica:

$$E_s = 59,1 \cdot \log_{10}(C_1/C_2) \text{ mV}.$$

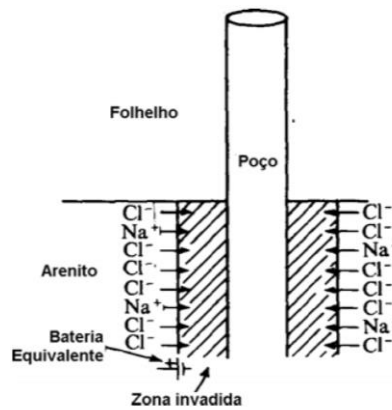
1.3.4. Exemplos de aplicações

1.3.4.1. PS em poço de petróleo

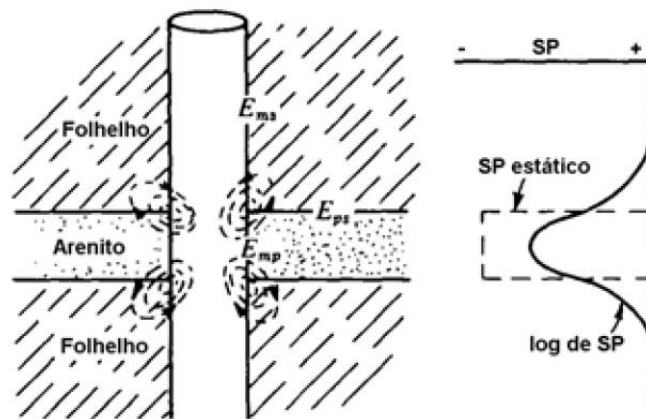
Nos poços de petróleo o PS tem geralmente origem nas interfaces dos folhelhos e particularmente entre folhelho-areia. Os folhelhos são permeáveis aos cátions Na^+ e praticamente impermeáveis aos anions Cl^- . Assim um potencial é estabelecido quando Na^+ sai do eletrólito das areias para dentro dos folhelhos, seguindo da entrada na água da lama.



Também, um potencial de difusão desenvolve-se na interface entre o filtrado na zona invadida e a água salgada da formação, como resultado de grande mobilidade do Cl^- em relação ao Na^+ , produzindo um balanço líquido em favor do Cl^- para dentro da zona invadida.

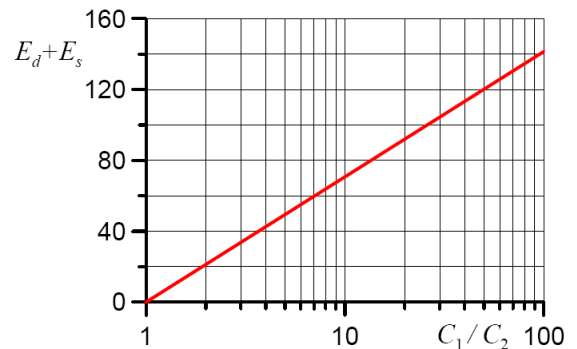


Desses fenômenos resulta a formação de células de PS dentro das camadas de sedimento. O potencial medido do interior da areia para o poço através do folhelho tem o sinal contrário quando passa através da zona invadida.



O potencial de membrana combinado com o de difusão é:

$$E_c = -59,1 \log_{10}(C_1/C_2) - 11,6 \log_{10}(C_1/C_2) - 70,7 \log_{10}(C_1/C_2) \quad (\text{mV})$$



Entretanto em poços é mais conveniente a seguinte formulação que considera também a temperatura:

$$E_c = -70,7 \left(\frac{298}{273 + T} \right) \log_{10} (\rho_{mf} / \rho_w) \quad \text{mV}$$

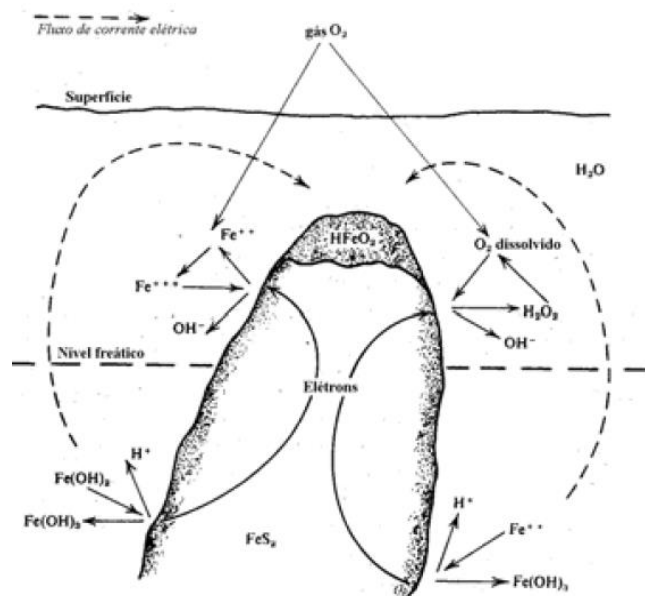
onde:

ρ_{mf} = resistividade do filtrado da lama

ρ_w = resistividade da água original da formação

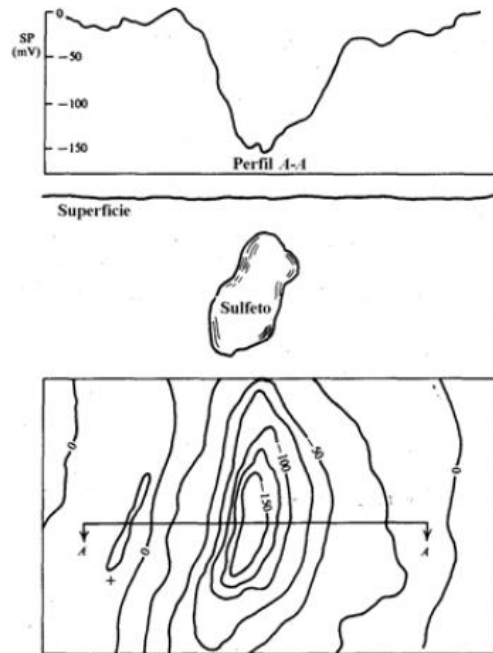
1.3.4.2. Potencial de mineralização

O potencial de mineralização em sulfeto foi estudado por métodos de PS por Sato e Mooney (1960) que propuseram um modelo baseado em duas células com reações eletroquímicas de sinais opostos: uma catódica (acima do nível do freático) e outra anódica (em profundidade) . Na célula anódica ocorre a oxidação do corpo metalico enquanto que na célula catódica ocorre redução química das substancias em solução.



Apesar do avanço em relação a outros modelos, esta teoria ainda falha (Telford et al., 1978). Sato e Mooney (1960) estimam potenciais máximos para a grafita (0,78 V), pirita (0,73 V) e galena (0,33 V), mas potenciais da ordem de 1,5 V, no campo, têm sido observados sobre zonas grafitosas. Resultados anômalos tão expressivos são atribuídos à combinação das anomalias de zonas mineralizadas adjacentes, ou ao destaque provocado pela coincidência com potenciais elétricos regionais.

O valor máximo negativo do PS ocorre sobre o corpo de sulfeto. Quando a topografia não for plana, o centro se desloca. Usando os conceitos de eletrostática, pode-se estimar modelos com cargas elétricas localizadas.



2. Métodos Eletromagnéticos

Os métodos eletromagnéticos envolvem a propagação de campos eletromagnéticos de baixa frequência e baseiam-se nos fenômenos físicos de eletricidade e magnetismo. Quando uma corrente elétrica passa por um fio, é gerado um campo magnético nas vizinhanças desse fio. Conseqüentemente, quando se estabelece uma corrente AC, por exemplo, num fio colocado sobre a superfície do terreno, fluem correntes elétricas nos condutores subsuperficiais. Esse processo é conhecido como indução eletromagnética. A corrente AC fluindo na bobina cria um campo eletromagnético primário nas proximidades da bobina, que causa o fluxo de correntes secundárias em condutores em subsuperfície. As correntes secundárias ao fluírem pelo condutor criam um novo campo, o campo magnético secundário, que traz consigo informações sobre o condutor.

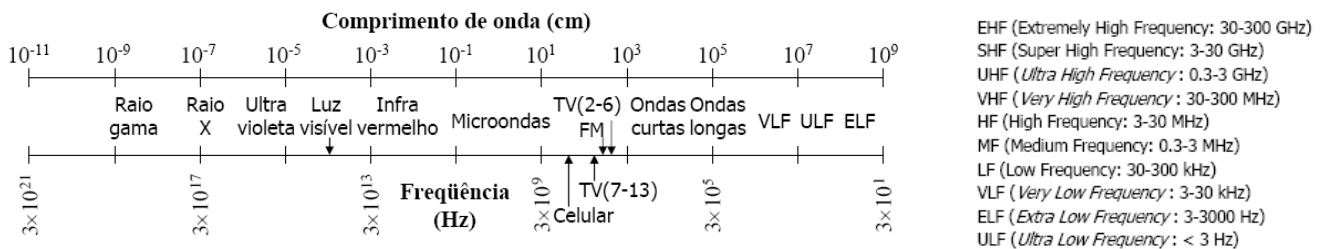
O campo secundário altera o primário e como conseqüência disso tem o campo resultante, que nada mais é do que uma composição do primário com o secundário. O campo resultante, assim como o secundário, traz informações sobre o condutor.

Os equipamentos EM contam com um sistema de transmissão e outro de recepção. Do sistema de transmissão faz parte um gerador-alternador ou um oscilador transistorizado. Ligada a fonte de alimentação existe uma bobina ou um cabo longo aterrado. As bobinas podem ter núcleo de ar ou de ferrite. Do sistema de recepção faz parte uma outra bobina, inteiramente portátil, composta de muitas espiras de fio fino, que pode ter núcleo de ar ou de ferrite e cujo sinal segue para um amplificador. Essa bobina é sintonizada a frequência da fonte.

Existem vários métodos EM, classificados de acordo com o parâmetro que é determinado pelo equipamento: métodos que medem a inclinação do campo resultante, métodos que medem as componentes do campo e métodos que medem diretamente a condutividade ou resistividade elétrica. Nesse último grupo estão os métodos mais utilizados atualmente - o Eletromagnético Indutivo e Eletromagnético Domínio do Tempo, bastante utilizados em geologia ambiental e hidrogeologia. Além dessas áreas de aplicação, os métodos eletromagnéticos também são consagrados do mineral, especialmente de metais.

2.1. Ondas eletromagnéticas

A teoria eletromagnética representa a extensão e o entendimento de que os fenômenos elétricos e magnéticos são interligados. Além das fontes naturais, o campo EM é gerado, controlado e usado num intervalo largo em frequência. Da mais alta para a mais baixa são a radiação gama, raio X, luz ultravioleta, luz visível, infravermelho (calor irradiado), microonda, telefonia celular, comunicação em UHF, televisão/FM (VHF=very high frequency), radio difusão de longo e curto alcance, VLF (very low frequency). As ondas EM podem ser irradiadas em diversas direções (caso das TV, lâmpadas...) e concentradas através de antenas parabólicas ou literalmente entubadas (caso das fibras ópticas).



2.2. Equações de Maxwell

Alguns métodos geofísicos usam ondas EM, isto é o método radiométrico (radiação gama) e o método eletromagnético, que usa UHF e VHF no método GPR e VLF e ULF nos métodos eletromagnéticos clássicos.

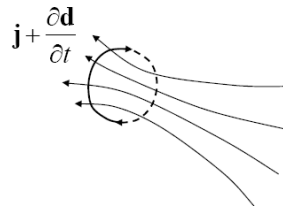
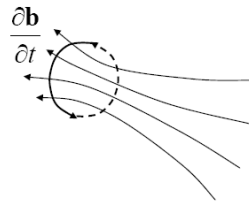
Nestes métodos, denotam-se:

- O campo elétrico por $e(x,y,z,t)$
- O campo magnético por $h(x,y,z,t)$
- O vetor densidade do fluxo magnético por $b(x,y,z,t)$
- O vetor deslocamento elétrico por $d(x,y,z,t),e$
- O vetor densidade da corrente elétrica por $j(x,y,z,t)$.

As evidencias experimentais demonstram que:

$$\nabla \times \mathbf{e} = -\frac{\partial \mathbf{b}}{\partial t}$$

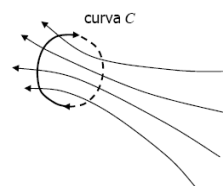
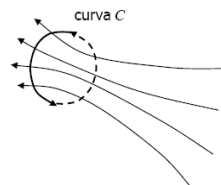
$$\nabla \times \mathbf{h} = \mathbf{j} + \frac{\partial \mathbf{d}}{\partial t}$$



Na forma integral, as equações de Maxwell ficam:

$$\oint_C \mathbf{e} \cdot d\mathbf{l} = -\frac{\partial}{\partial t} \left(\int_S \mathbf{b} \cdot d\mathbf{s} \right)$$

$$\oint_C \mathbf{h} \cdot d\mathbf{l} = \int_S \mathbf{j} \cdot d\mathbf{s} + \frac{\partial}{\partial t} \left(\int_S \mathbf{d} \cdot d\mathbf{s} \right)$$



Das equações anteriores e usando o principio da conservação de carga elétrica:

$$\nabla \cdot \mathbf{j} = -\frac{\partial q}{\partial t}$$

pode-se demonstrar que:

$$\nabla \cdot \mathbf{d} = q \quad \text{e} \quad \nabla \cdot \mathbf{b} = 0$$

onde q é a densidade de carga elétrica.

Para meios lineares e isotrópicos, tem-se:

$$\mathbf{b} = \mu \mathbf{h}$$

onde μ é a permeabilidade magnética ($\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$ H/m)

$$\mathbf{d} = \epsilon \mathbf{e}$$

sendo ϵ a permissividade elétrica ($\epsilon_0 = 8,85 \times 10^{-12}$ F/m)

$$\mathbf{j} = \sigma \mathbf{e}$$

sendo σ a condutividade elétrica.

Tomando as equações de Maxwell:

$$\nabla \times \mathbf{e} = -\frac{\partial \mathbf{b}}{\partial t} \quad \nabla \times \mathbf{h} = \mathbf{j} + \frac{\partial \mathbf{d}}{\partial t}$$

podemos aplicar o rotacional aos dois lados da equação. Além disso, supondo as relações constitutivas:

$$\mathbf{b} = \mu \mathbf{h}, \quad \mathbf{d} = \varepsilon \mathbf{e} \quad \mathbf{j} = \sigma \mathbf{e},$$

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{e} + \nabla \times \frac{\partial(\mu \mathbf{h})}{\partial t} = 0 \quad \nabla \times \nabla \times \mathbf{h} - \nabla \times (\sigma \mathbf{e}) - \nabla \times \frac{\partial(\varepsilon \mathbf{e})}{\partial t} = 0$$

Invertendo a ordem das diferenciações e supondo que o meio é homogêneo:

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{e} + \mu \frac{\partial}{\partial t} (\nabla \times \mathbf{h}) = 0 \quad \nabla \times \nabla \times \mathbf{h} - \varepsilon \frac{\partial}{\partial t} (\nabla \times \mathbf{e}) - \sigma \nabla \times \mathbf{e} = 0$$

Relembrando as equações de Maxwell:

$$\nabla \times \mathbf{e} = -\frac{\partial \mathbf{b}}{\partial t} \quad \nabla \times \mathbf{h} = \mathbf{j} + \frac{\partial \mathbf{d}}{\partial t},$$

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{e} + \mu \frac{\partial}{\partial t} \left(\mathbf{j} + \frac{\partial \mathbf{d}}{\partial t} \right) = 0 \quad \mathbf{e}$$

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{h} + \varepsilon \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial \mathbf{b}}{\partial t} \right) + \sigma \left(\frac{\partial \mathbf{b}}{\partial t} \right) = 0.$$

Repetindo o uso das relações constitutivas:

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{e} + \mu \frac{\partial}{\partial t} \left(\sigma \mathbf{e} + \frac{\partial(\varepsilon \mathbf{e})}{\partial t} \right) = 0 \quad \mathbf{e}$$

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{h} + \varepsilon \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial(\mu \mathbf{h})}{\partial t} \right) + \sigma \frac{\partial(\mu \mathbf{h})}{\partial t} = 0$$

Rearrmando os termos e ordens de diferenciação:

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{e} + \mu \varepsilon \frac{\partial^2 \mathbf{e}}{\partial t^2} + \mu \sigma \frac{\partial \mathbf{e}}{\partial t} = 0$$

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{h} + \mu \varepsilon \frac{\partial^2 \mathbf{h}}{\partial t^2} + \mu \sigma \frac{\partial \mathbf{h}}{\partial t} = 0$$

Utilizando a identidade vetorial, válida para coordenadas cartesianas:

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{a} = \nabla \nabla \cdot \mathbf{a} - \nabla^2 \mathbf{a}$$

e o fato que $\nabla \cdot \mathbf{e}$ e $\nabla \cdot \mathbf{h}$ se anulam em regiões homogêneas com condutividades finitas, pode-se escrever:

$$\nabla^2 \mathbf{e} - \mu \varepsilon \frac{\partial^2 \mathbf{e}}{\partial t^2} - \mu \sigma \frac{\partial \mathbf{e}}{\partial t} = 0$$

$$\nabla^2 \mathbf{h} - \mu \varepsilon \frac{\partial^2 \mathbf{h}}{\partial t^2} - \mu \sigma \frac{\partial \mathbf{h}}{\partial t} = 0$$

Em meios não condutores (no vácuo) as equações reduzem-se a:

$$\nabla^2 \mathbf{e} - \mu\epsilon \frac{\partial^2 \mathbf{e}}{\partial t^2} = 0 \quad \mathbf{e} \quad \nabla^2 \mathbf{h} - \mu\epsilon \frac{\partial^2 \mathbf{h}}{\partial t^2} = 0$$

que são equações de onda com velocidade de fase $v = 1/\sqrt{\mu\epsilon}$. Se consideramos o vácuo ($\mu_0=4\pi \times 10^{-7}$ H/m; $\epsilon_0 = 8,85 \times 10^{-12}$ F/m), assim $v = 299863$ km/s.

Em meios condutores, naqueles em que: $\mu\epsilon\omega^2 \ll \mu\sigma$, as equações de onda reduzem-se às equações de difusão:

$$\nabla^2 \bar{e} - \mu\sigma \frac{\partial \bar{e}}{\partial t} = 0 \quad \mathbf{e} \quad \nabla^2 \bar{h} - \mu\sigma \frac{\partial \bar{h}}{\partial t} = 0$$

Na versão 1-D (dependência com z), a solução para o campo elétrico pode ser escrita como:

$$\bar{e} = \bar{e}_0^+ \exp(-\beta z) \cos(\omega t - \alpha t)$$

onde:

$$\alpha = \beta = \sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}}$$

$$\bar{e} = \bar{e}_0^+ e^{-i\alpha z} e^{-\beta z} e^{i\omega t} \quad \mathbf{e} \quad \bar{h} = \bar{h}_0^+ e^{-i\alpha z} e^{-\beta z} e^{i\omega t}$$

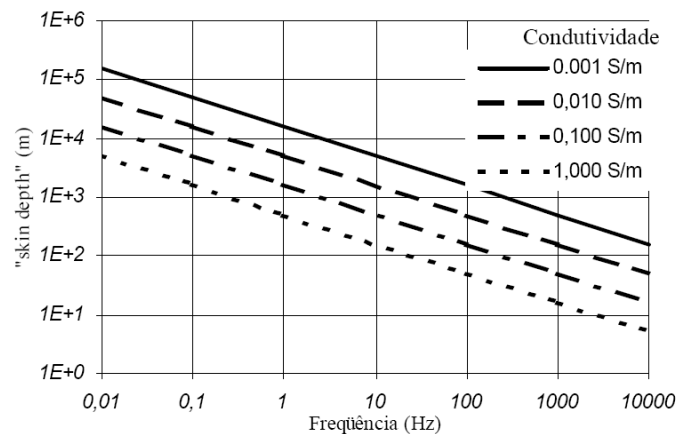
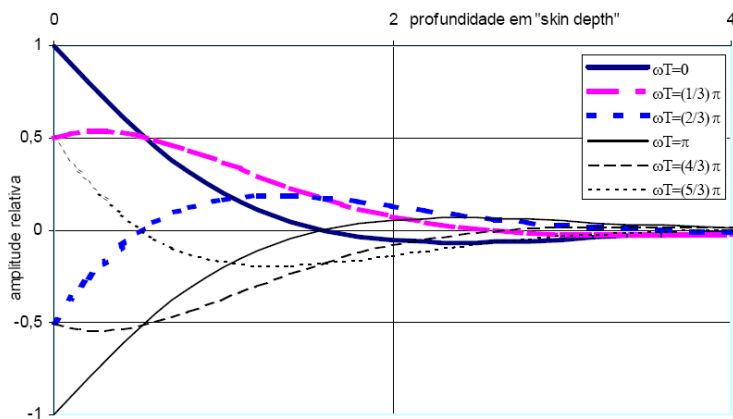
como β é positivo, $e^{-\beta z}$ diminui à medida que z aumento e representa uma atenuação. A atenuação é de 1/e a cada intervalo:

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\omega\mu\sigma}} = 503 \sqrt{\frac{1}{f\sigma}} \quad (\text{"skin depth"})$$

Além disso, como:

$$e^{-i\alpha z} = \cos(\alpha z) - i \sin(\alpha z) \quad \mathbf{e} \quad e^{i\omega t} = \cos(\omega t) + i \sin(\omega t)$$

a onda varia senoidalmente com a profundidade z e com o tempo t.



A profundidade de exploração depende de alguns fatores e, entre eles, a frequência é fundamental. Quanto menor a frequência, maior a penetração da onda EM. Na geofísica, tem-se aplicados os intervalos UHF, VHF (GPR) e VLF, ELF e ULF (métodos eletromagnéticos clássicos).

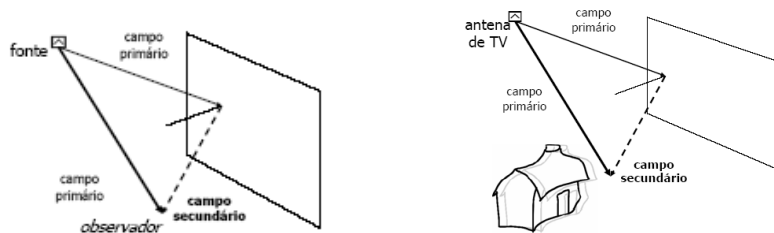
2.3. Fontes de energia

Dentro das fontes de energia de origem natural, para frequências acima de 1 Hz, predominam as ondas irradiadas a partir dos relâmpagos que ocorrem durante as tempestades (concentradas na regiões equatoriais), que se propagam a grande distancias. Para frequências abaixo de 1 Hz, predominam as ondas irradiadas a partir do sistema de correntes elétricas que se desenvolvem na magnetosfera terrestre, subordinada à atividade solar.

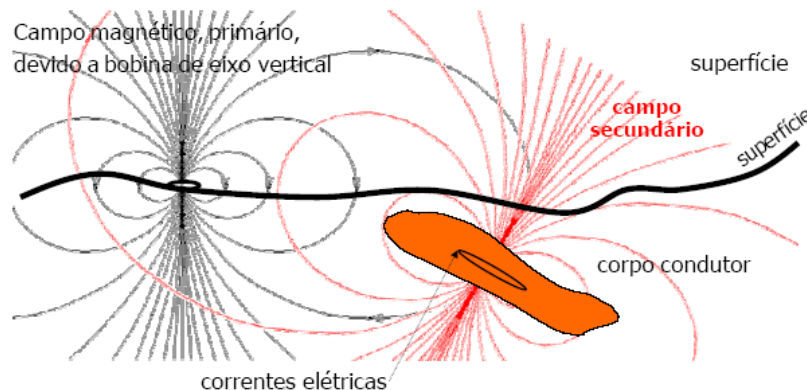
Para fontes de energia magnéticas artificiais são utilizadas bobinas para a geração de campos magnéticos primários, cujas áreas podem variar de alguns cm² a milhares de m² (retângulo com 100m x 400m) ou mais.

2.4. Campo primário e secundário

A noção de campo primário e secundário é um conceito fundamental em geofísica. O campo primário é o campo EM devido à fonte geradora. Na realidade não existem ondas planas, mas são consideradas como quando a fonte encontra-se distante. O campo EM secundário é aquele gerado por um corpo condutor quando esta sob a ação de um campo primário. O campo secundário pode ser comparado à luz refletida por um espelho. A imagem “fantasma” no receptor de TV é uma reflexão indesejada em obstáculos (edifícios).

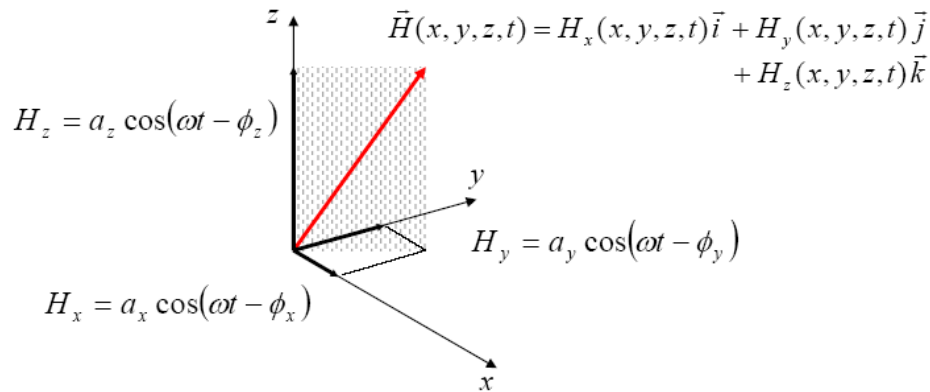


Exemplo de um corpo condutor em um ambiente condutivo:



2.5. Espectros de amplitude e fase

Quando se tem um campo vetorial variável (e.g. campo magnético) cada componente é descrita por sua amplitude e fase, além da frequência $\omega = 2\pi f$.

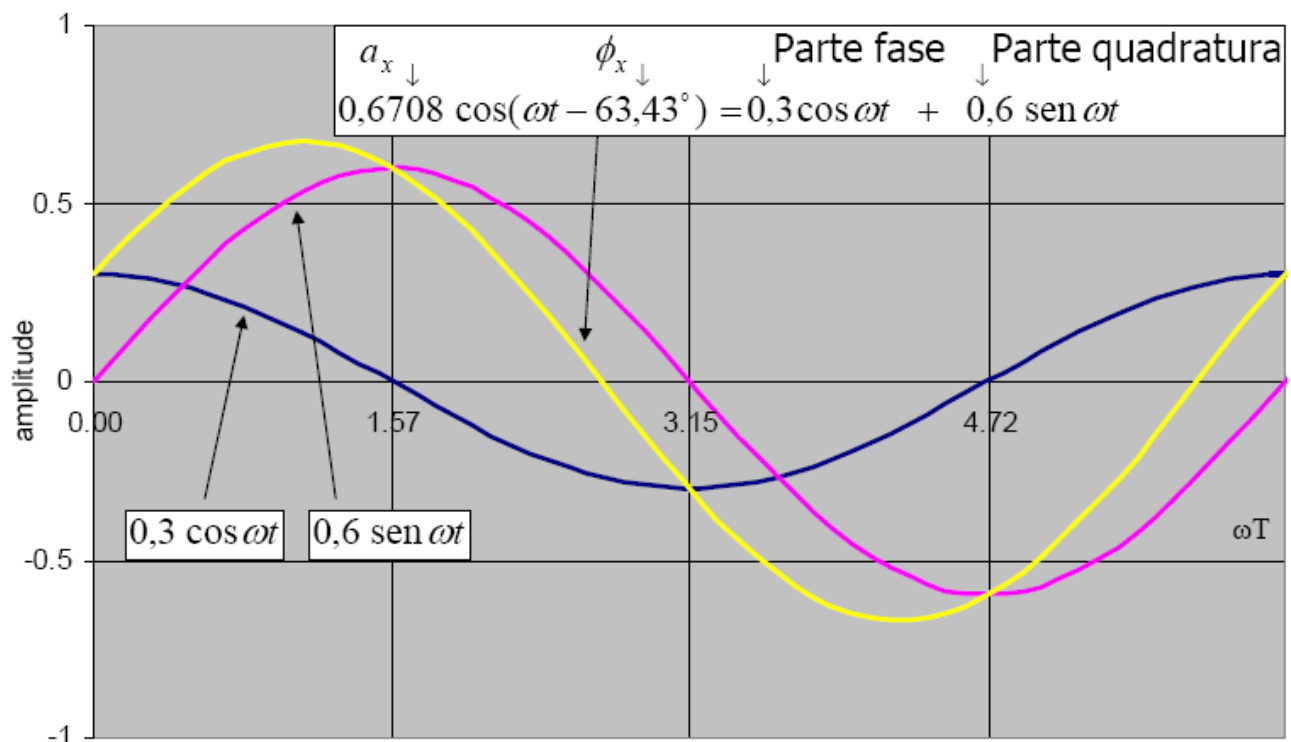


Considerando a componente x do campo magnético $H_x = a_x \cos(\omega t - \phi_x)$, ela pode ser escrita como:

$$H_x = a_x \cos \phi_x \cos \omega t + a_x \sin \phi_x \sin \omega t$$

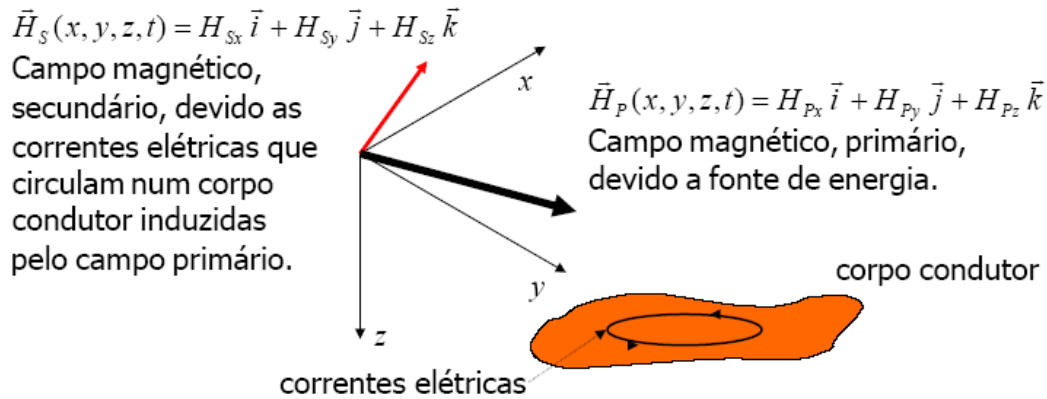
ou seja, como a soma de dois sinais cossenoidais de amplitudes distintas e defasados de $\pi/2$.

Isto significa que o sinal (H_x) pode ser descrito tanto por sua amplitude (a_x) e fase (ϕ_x), como por sua “parte em fase” ($a_x \cos \phi_x$) e “parte em quadratura” ($a_x \sin \phi_x$).



2.6. Polarização elíptica

A polarização elíptica ocorre como combinação de dois campos que apontam em diferentes direções e fases distintas.



Exemplo:

$$E_{Px} = a_{Px} \cos(\omega t - \phi_{Px}) \quad \text{e} \quad E_{Sy} = a_{Sy} \cos(\omega t - \phi_{Sy})$$

Para facilitar a análise, consideramos:

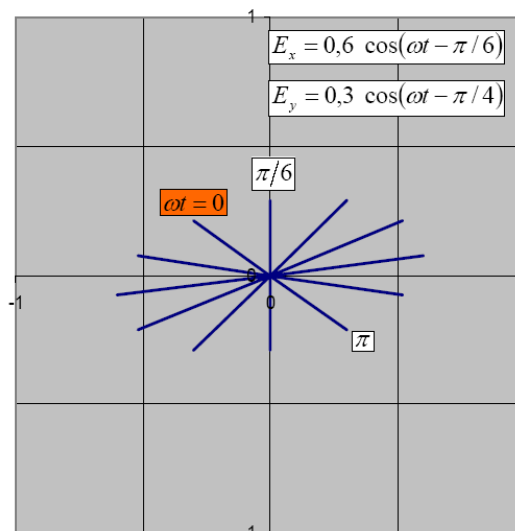
$$E_{Px} = a \cos(\omega t) \quad \text{e} \quad E_{Sy} = b \cos(\omega t - \pi/2) = b \sin(\omega t)$$

Observamos que a amplitude do campo total varia com o tempo que nunca se anula:

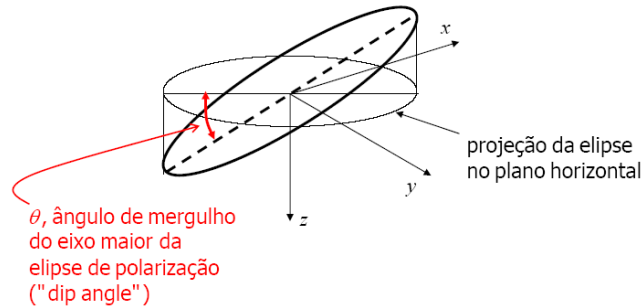
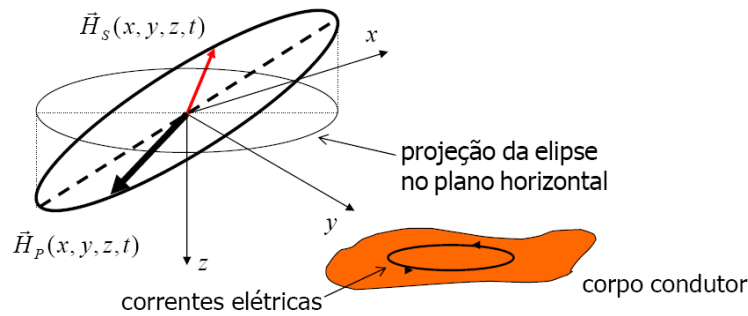
$$\sqrt{E_{Px}^2 + E_{Sy}^2} = \sqrt{a^2 \cos^2(\omega t) + b^2 \sin^2(\omega t)}$$

Removendo o tempo, obtém-se a equação de uma elipse:

$$(E_{Px}/a)^2 + (E_{Sy}/b)^2 = 1$$



Mergulho do eixo maior da elipse de polarização



No plano vertical contendo o eixo maior da elipse de polarização, o ângulo de mergulho deste eixo em relação ao plano horizontal e a elipcidade são dados por:

$$\tan(2\theta) = \frac{2(H_z/H_x)\cos\phi}{1 - (H_z/H_x)^2} \quad \text{e} \quad \varepsilon = \frac{b}{a} = \frac{H_z H_x \sin\phi}{|H_z e^{i\phi} \sin\theta + H_x \cos\theta|^2}$$

considerando que o campo horizontal é dado por H_x e o campo vertical por $H_z e^{i\phi}$.

2.7. Métodos a fontes distantes

Nos métodos EM magnéticos de fontes distantes, considera-se a aproximação de ondas planas quando a fonte de energia EM encontra-se bastante afastada da zona de pesquisa. É o caso dos métodos VLF, AFMAG (Áudio Frequency MAGnetic) e MT (Magneto Telúrico).

2.7.1. Métodos VLF

Os métodos VLF são potentes transmissores cuja função básica é a comunicação com submarinos submersos. Eles podem atingir potências de até 1 MW e a estrutura das antenas transmissoras desses sinais estendem-se por áreas de até 2,5 km².

Para medidas VLF usa-se um sensor, interligado a um controle de medição e armazenamento de dados, que mede a inclinação do eixo maior da elipse de polarização do campo magnético e a resistividade aparente com a medição do campo elétrico.

2.7.2. Método AFMAG

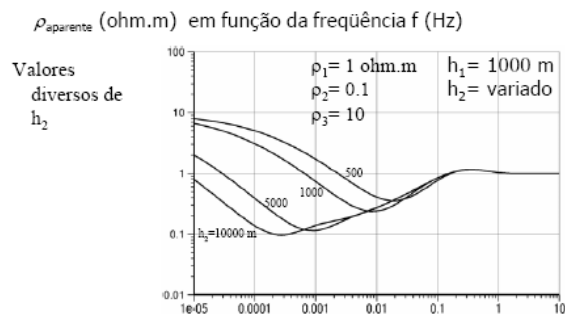
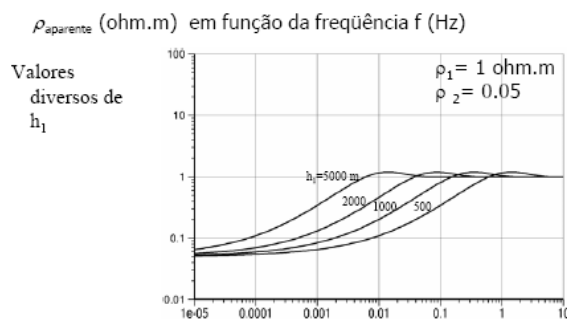
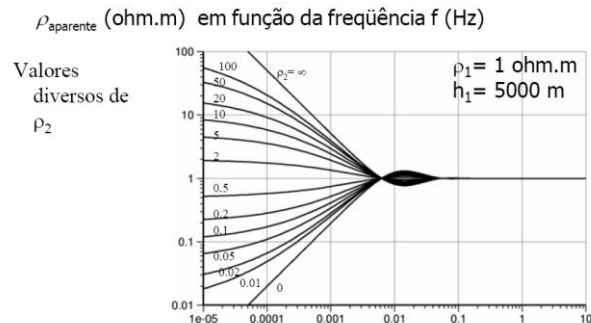
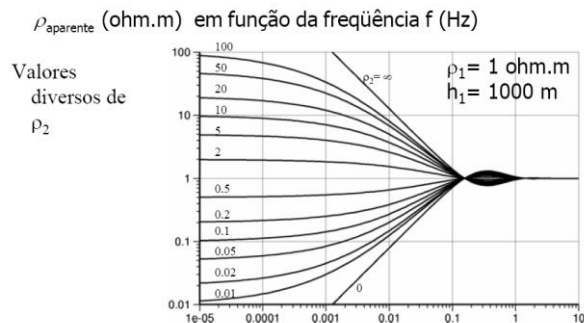
O método AFMAG (Áudio Frequency MAGnetic) utiliza os campos EM naturais gerados principalmente pelas descargas elétricas (relâmpagos) que predominam nas regiões equatoriais. A técnica apresenta medições mais estáveis quando a área de trabalho encontra-se afastada das principais fontes. As principais zonas geradas são as regiões Amazônica e Filipinas.

2.7.3. Método MT

O método MT (Magneto Telúrico) usa ondas EM de baixa frequência que penetram intensamente no interior da Terra. A resistividade aparente é dada pela fórmula:

$$\rho_{xy} = \frac{1}{\mu\omega} \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2$$

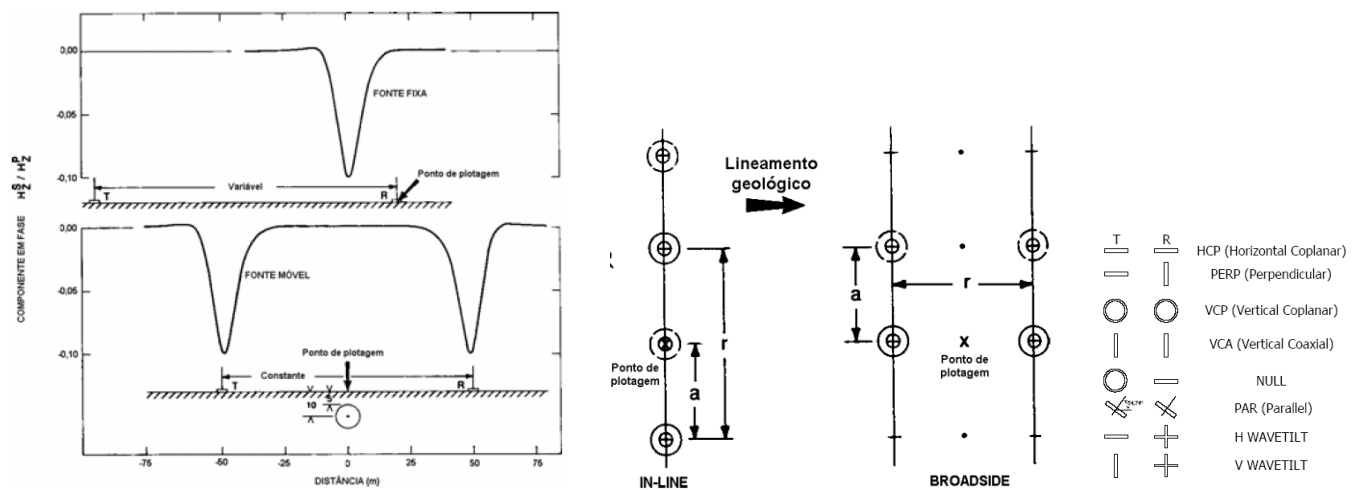
que deduz-se dos campos elétrico e magnético, normais entre si, medidos na superfície da Terra. O campo elétrico é medido com dois eletrodos aplicados no solo, enquanto o campo magnético é medido por meio de uma bobina.



2.8. Métodos a fontes próximas

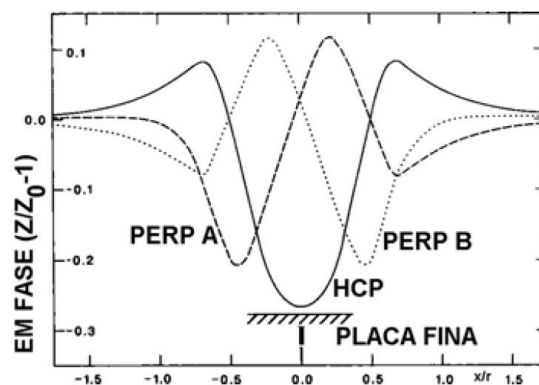
No método de fontes próximas, determina-se a fase de um ou mais componentes espaciais em relação a corrente na bobina transmissora. Duas componentes espaciais são, simultaneamente, captadas e os resultados expressos como a razão entre as magnitudes dos componentes e a diferença de fase, ou os parâmetros da elipse de polarização. O mergulho e, algumas vezes, a direção horizontal do campo são medidos através da rotação da bobina receptora à procura do sinal mínimo. Determinam-se as diferenças entre as mesmas componentes para duas ou mais frequências.

Quando a fonte é fixa, a medida é associada à posição do receptor. Quando a fonte é móvel a medida é associada ao ponto médio entre as posições do transmissor e do receptor.



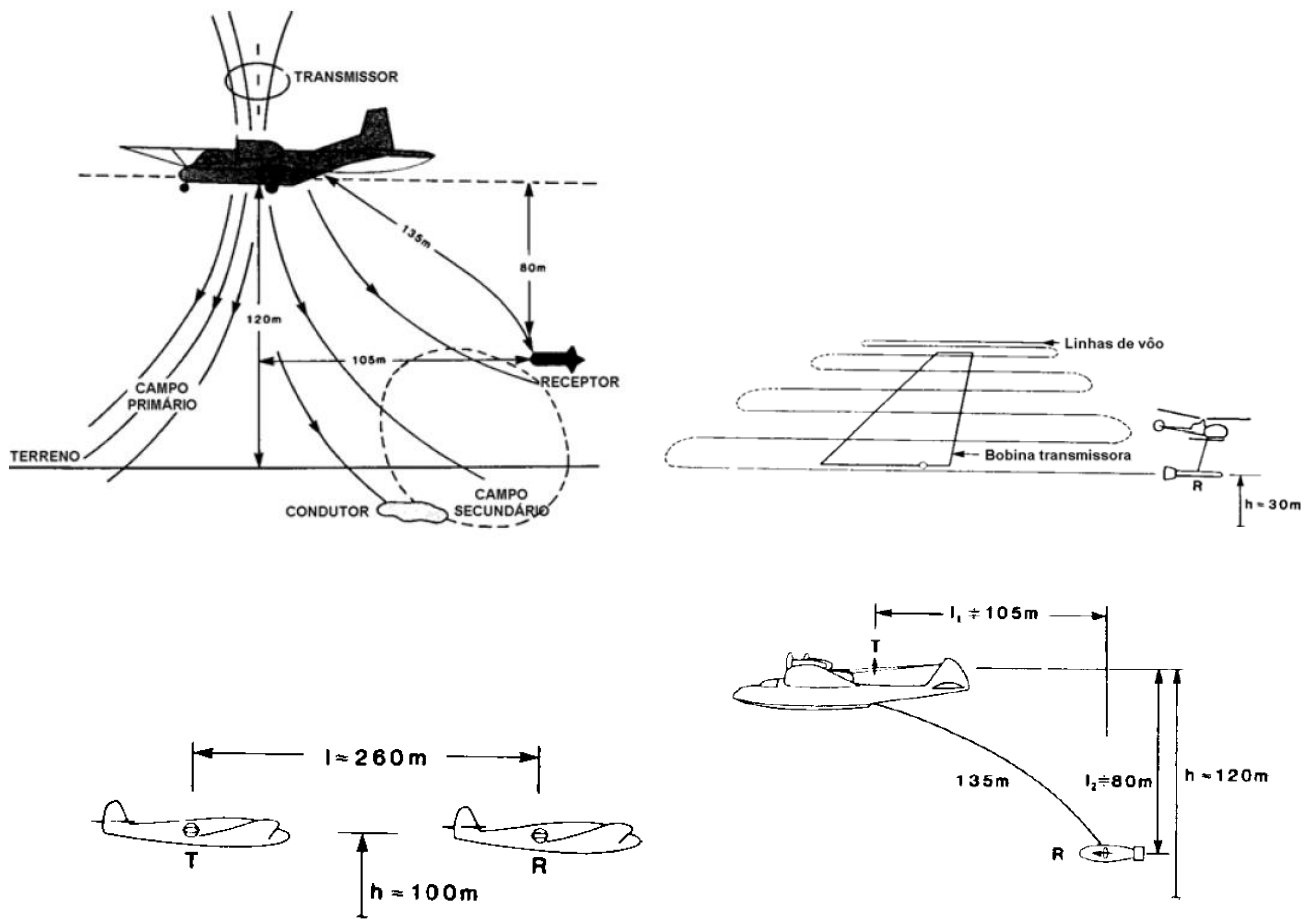
Usam-se dois tipos de dispositivos: o dispositivo “in-line” e “broadside”. Em linha T (Transmissor) e R (receptor) caminham ao longo de uma mesma linha. No dispositivo broadside, T e R são situados em linhas paralelas. Na maioria dos casos produz anomalias mais estreitas.

T e R podem ser trocados nos arranjos simétricos e a anomalia é simétrica quando o corpo é simétrico em relação ao arranjo. Geralmente arranjos assimétricos produzem anomalias espelhadas ao se permutar T e R sobre um corpo simétrico.



2.9. Métodos aéreos

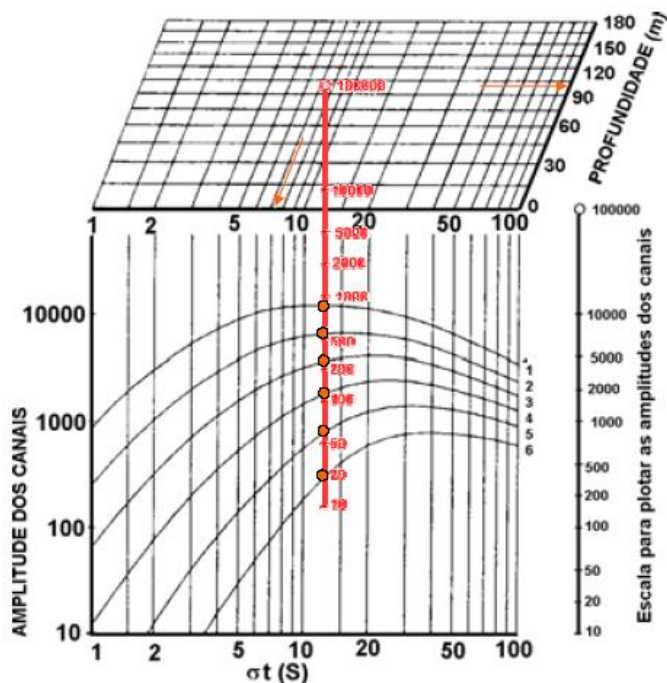
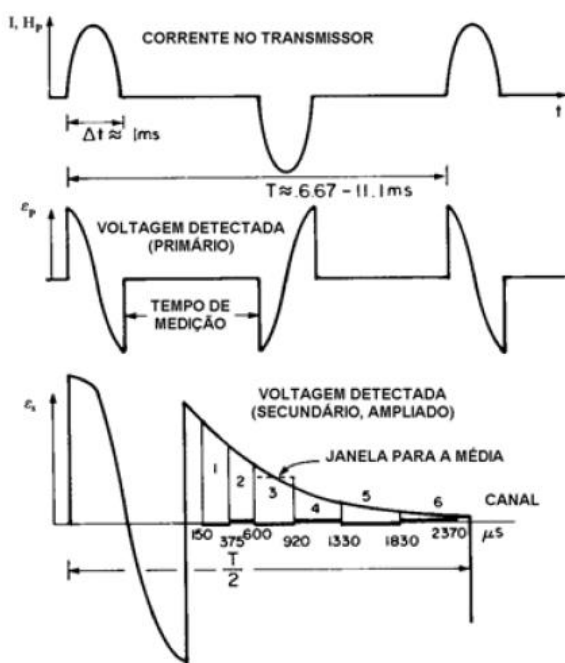
O princípio de funcionamento usa um campo primário artificial com uma bobina transmissora instalada na asa do avião. No método de transmissor fixo, a bobina fica montada diretamente sobre o terreno e são feitos sobrevoos com o receptor. No método de transmissor móvel, o sistema usa duas aeronaves sendo que a maior dificuldade é de manter a distancia entre as duas. Usa-se igualmente no sistema de transmissor móvel um receptor com reboque (towed bird).



2.10. Métodos input

Os métodos input utilizam transmissor móvel no domínio do tempo. As medidas são feitas durante os intervalos de tempo em que a corrente no transmissor inexistente, ou seja, sem a presença de campo primário.

Usa-se ábaco para obtenção da condutividade e profundidade do topo de um semiplano vertical condutor. As amplitudes dos picos da anomalia são representadas num papel transparente usando a escala da figura abaixo. Os pontos são transladados até ajustar suas respectivas curvas e a marca 10 000 indicara a condutância e profundidade.



2.11. GPR = Ground Penetrating Radar

O Radar de Penetração no Solo (Ground Penetrating Radar - GPR) é um equipamento recente, que originou uma nova metodologia para a caracterização de propriedades das rochas e estruturas a pequenas profundidades com uma grande resolução. Os métodos GPR são bastante usado em geofísica, geologia, hidrogeologia, mineração, engenharia civil e arqueologia. Foi desenvolvido principalmente para localizar objetos enterrados ou interfaces geológicas abaixo da superfície da Terra.

O GPR é um método eletromagnético que emprega ondas de rádio em altas frequências, normalmente entre 10 e 1000 MHz, para localizar estruturas e feições geológicas rasas. A metodologia consiste em obter uma imagem de alta resolução através da emissão de um curto pulso de altas frequências para gerar ondas eletromagnéticas que são irradiadas para a subsuperfície por uma antena transmissora colocada na superfície. A propagação do sinal depende da frequência do sinal transmitido e das propriedades elétricas dos materiais, no caso, condutividade elétrica e permissividade dielétrica, que dependem muito do conteúdo de água no solo. Enquanto nos demais método EM, a permissividade elétrica é desprezada e é ela quem desempenha o papel importante na partição da energia nas interfaces no GPR, devido as altas frequências usadas.

A resolução do método aumenta com a frequência do sinal, enquanto a penetração diminui. A profundidade de penetração típica varia de 1 a 40 metros. As mudanças nas propriedades elétricas em subsuperfície fazem com que parte do sinal seja refletido. As ondas refletidas e difratadas em

diferentes interfaces são recebidas por uma antena receptora colocada na superfície do terreno. A energia refletida é registrada em função do tempo de percurso, sendo amplificada, digitalizada e gravada em um microcomputador portátil para posterior processamento, cujo resultado final é uma imagem de alta resolução que permite identificar as diversas interfaces presentes no local.

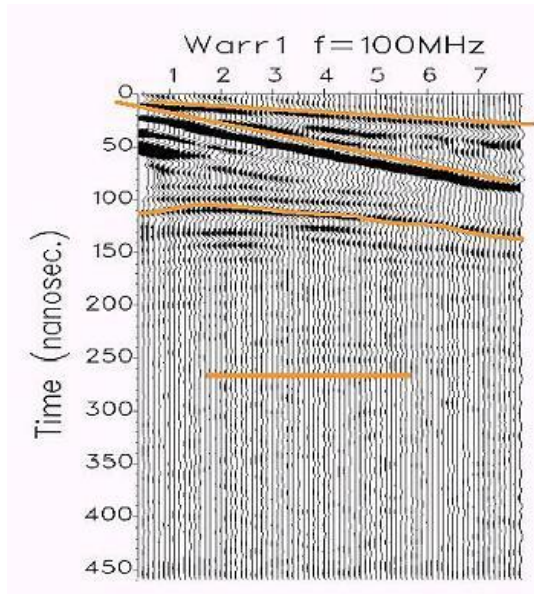
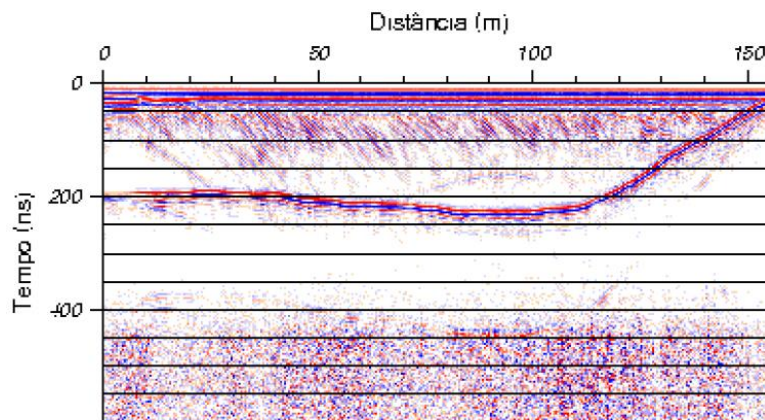
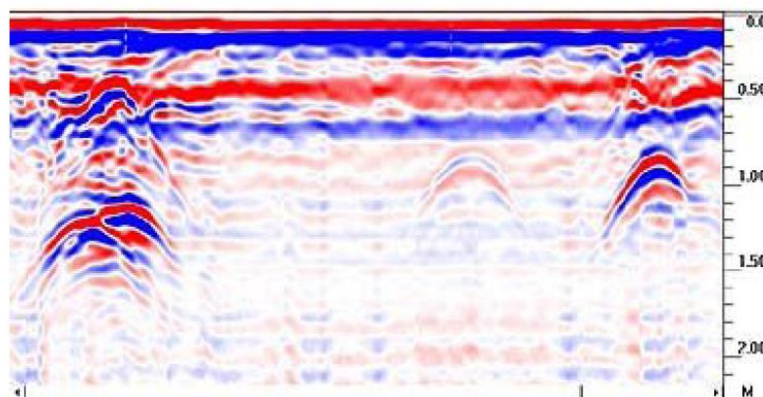


Imagem processada obtida na Cidade Universitária - USP, com o uso do método GPR.

Exemplo do perfil às margens da Lagoa de Abaeté:



Dois canos sob uma laje de concreto:



Contaminação em um posto de gasolina:

