

Métodos Eléctricos de Prospecção Geofísica

I — Campo Estacionário

FERNANDO A. MONTEIRO SANTOS

Departamento de Física da F.C.U.L., Centro de Geofísica da Universidade de Lisboa

São conhecidas inúmeras aplicações do campo electromagnético recorrendo, na grande maioria dos casos, ao princípio da transformação da energia. Há, contudo, uma aplicação que não visa o aproveitamento da transformação da energia, mas sim a obtenção de informação; referimo-nos à utilização do campo electromagnético para o conhecimento da estrutura interior do planeta.

Procuraremos, em dois artigos de divulgação, mostrar como se pode utilizar o campo electromagnético, quer para um melhor conhecimento do interior da Terra e pequenas profundidades (de alguns metros a um ou dois quilómetros), quer para obter informação a grandes profundidades (dezenas de km).

Introdução

A Terra é formada por diferentes materiais (rochas) com propriedades físicas e químicas distintas, o que permite que diferentes ramos da ciência contribuam para o seu conhecimento. Interessa realçar aqui as propriedades ligadas aos diferentes ramos da geofísica interna, como a massa específica (o estudo da distribuição desta grandeza está na base da gravimetria), a magnetização (cujo estudo é abrangido pelo magnetismo e paleomagnetismo), as propriedades mecânicas (o facto da velocidade de propagação das ondas sísmicas ser diferente nos diferentes materiais, é utilizado na sismologia) e as propriedades eléctricas. Os métodos geoeléctricos abrangem o estudo destas últimas, dando especial atenção ao modo como varia a condutividade (σ) no subsolo.

A resistividade ($\rho = 1/\sigma$) das rochas depende da resistividade dos minerais que as constituem e da condutividade do fluido existente nos seus poros e fissuras, podendo variar entre valores extremos de 10^{-6} (por exemplo em alguns casos de grafite) a 10^9 Ohm m (para o caso de rochas secas como os quartzitos). A importância relativa daqueles dois factores depende da compactação da rocha (portanto da porosidade, sendo muito importante a interconexão entre os poros), da pressão e da temperatura. Se a rocha é porosa, com fluido intersticial e não havendo a presença de minerais argilosos, a lei de Archie

permite uma boa estimativa da resistividade. De um modo geral, a condutividade das formações rochosas aumenta com a temperatura, não só porque aumenta a mobilidade dos componentes iónicos dos fluidos, como pelo facto de a maioria das rochas e minerais terem um comportamento de semiconductor.

As rochas sedimentares têm geralmente uma resistividade menor que as rochas cristalinas não alteradas, devido à sua porosidade e conteúdo em fluidos; é interessante verificar que, em qualquer dos casos, a resistividade aumenta com a idade da rocha.

A actividade electroquímica depende da composição química das rochas e da composição e concentração dos electrólitos dissolvidos na água existente na formação rochosa, estando na base da existência de algumas correntes eléctricas naturais (telúricas).

A constante dieléctrica, ϵ (grandeza muito sensível à temperatura), é uma medida da capacidade de polarização eléctrica do meio e está, portanto, associada à resposta capacitiva do meio. Para a maioria das rochas $\epsilon = 10\epsilon_0$, sendo ϵ_0 a constante dieléctrica do vazio.

O método da resistividade (assim se designa o método de investigação que utiliza corrente eléctrica contínua-campo eléctrico estacionário-ou corrente variável de muito baixa frequência), como todas as metodologias que referiremos, baseia-se no estudo das alterações do campo eléctrico provocadas pelas variações espaciais da condutividade.

O campo eléctrico é gerado por dois eléctrodos colocados à superfície do terreno ou em profundidade (designados por eléctrodos de corrente ou de injeção, A e B) e com outros dois eléctrodos (de leitura, ou potencial, M e N), procede-se à avaliação do campo eléctrico nas redondezas (Figs. 1-a, 2-a e 3-a), através da medição do gradiente do potencial eléctrico. É, portanto, um método activo, à semelhança da sísmica e ao contrário da gravimetria e magnetismo, que são passivos, dado que não é necessária uma excitação do terreno. As diferentes maneiras de combinar os eléctrodos de corrente e potencial, dão origem a diferentes «dispositivos» com aplicações em situações distintas.

O campo gerado depende, para o mesmo dispositivo, não só das propriedades geoelectricas do meio (das quais a resistividade é a mais importante), mas da intensidade da corrente introduzida no solo, tornando a grandeza «campo eléctrico» imprópria para caracterizar o terreno em estudo. Define-se então uma outra grandeza, que depende unicamente das propriedades geoelectricas do meio e da geometria do dispositivo, a que se chama «resistividade aparente», definida como sendo a resistividade de um meio homogéneo, que teria a mesma resposta à excitação que o meio heterogéneo em estudo (CAIXA 1).

— 1 —

Resistividade aparente

Se se considerar num meio homogéneo e infinito de resistividade ρ uma fonte de corrente contínua de intensidade I , o potencial eléctrico V terá simetria esférica, e num ponto à distância r da fonte, será dado por

$$V = \frac{I\rho}{4\pi r}$$

No caso que nos interessa, o meio não é infinito mas limitado por uma superfície plana (semi-meio infinito), e os dois pontos de injeção estão à superfície. Assim, a diferença de potencial medida entre os pontos M e N, será dada por

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

sendo a resistividade aparente definida por

$$\rho_a = 2\pi \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)^{-1} \frac{\Delta V}{I}$$

e só coincide com a resistividade real em meios homogéneos.

Pela distribuição dos valores da resistividade aparente é possível detectar a existência de heterogeneidades de resistividade que se destacam do meio ambiente, e combinando informações diversas, dar-lhes significado geológico (podem corresponder a falhas, mineralizações, zonas de circulação de água, etc.).

Dispositivo de Schlumberger

A Fig. 1-a mostra o dispositivo de Schlumberger, provavelmente o mais vulgarizado dos dispositivos geoelectricos. Neste caso, os eléctrodos de leitura, M e N, são mantidos fixos e colineares com os de injeção, A e B, que vão sendo afastados, obtendo-se valores da resistividade aparente para cada valor de $AB/2$ (Fig. 1-e).

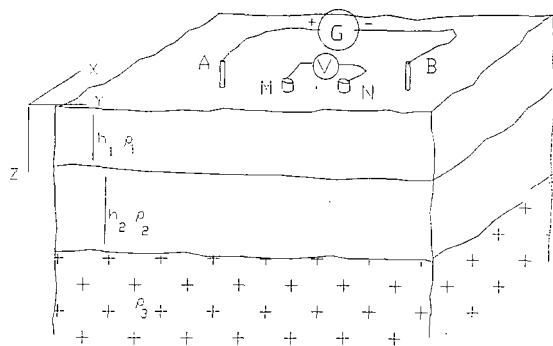


Fig. 1-a — O dispositivo de Schlumberger num meio de três camadas caracterizadas pelas respectivas espessuras (h) e resistividade (ρ)

Na Fig. 1-b está representado um corte vertical das superfícies equipotenciais, para o caso de

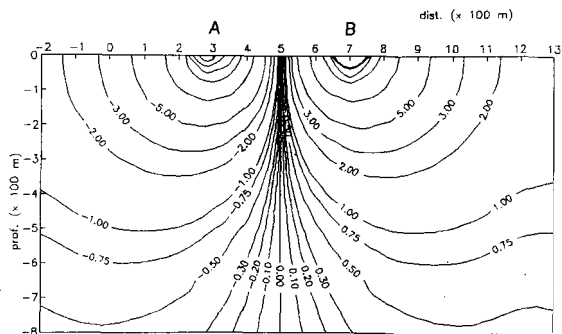


Fig. 1-b — Distribuição das equipotenciais num semi-meio infinito homogéneo para o dispositivo de Schlumberger ($\rho = 100\Omega m$, $I = 1$ A e isolinhas em V).

Distorção das linhas de corrente devido ao contraste de resistividades

Para se ter uma ideia do que acontece quando existem heterogeneidades, vejamos o caso simples de dois meios homogêneos em contacto através de uma superfície plana (Fig. 5).

Se se utilizar a grandeza densidade de corrente \vec{J} , as condições de fronteira são expressas por

$$\rho_1 J_{y1} = \rho_2 J_{y2}$$

(que traduz a continuidade das componentes do campo eléctrico, paralelas à superfície de separação), e por

$$J_{x1} = J_{x2}$$

(que expressa a continuidade da componente normal da densidade de corrente). Da geometria da figura, tem-se

$$\rho_1 \operatorname{tg}(\theta_1) = \rho_2 \operatorname{tg}(\theta_2)$$

A análise desta equação mostra que se $\rho_1 > \rho_2$, $\theta_1 < \theta_2$ e que $\theta_1 > \theta_2$ se $\rho_1 < \rho_2$.

um terreno homogêneo e na Fig. 1-c um corte das equipotenciais para o caso de um terreno estratificado (caso típico de bacias sedimentares). Podem observar-se as deformações produzidas pela existência de uma camada mais resistiva no seio do meio homogêneo e como essas deformações atingem a superfície.

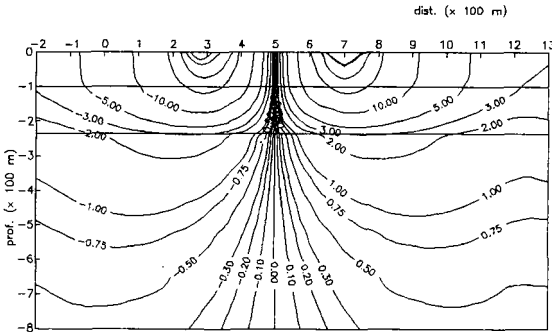


Fig. 1-c — Distribuição das equipotenciais num meio estratificado de três camadas ($h_1 = 100$ m, $h_2 = 135$ m, $\rho_1 = 100\Omega m$, $\rho_2 = 500\Omega m$, $\rho_3 = 100\Omega m$, $I = 1$ A e isolinhas em V).

Quando se «passa» de um meio menos resistivo para um meio mais resistivo as equipotenciais ficam menos espaçadas, isto é, há um aumento do gradiente do potencial eléctrico, diminuindo este quando a «passagem» se efectua de um meio mais resistivo para um menos resistivo. A regra anterior pode ser formulada em termos das linhas de corrente, do seguinte modo: quando a corrente passa de um meio menos resistivo para um mais resistivo as linhas de corrente aproximam-se da normal, à superfície de separação, e afastam-se da normal quando a corrente passa de um meio mais resistivo para um de menor resistividade (CAIXA 2). Nas Figs. 1-b e 1-c, pode observar-se, ainda, que no centro do dispositivo o campo é predominantemente horizontal.

Na Fig. 1-d estão representadas as distribuições do quociente E_x / E_o (componente horizontal do campo eléctrico/componente horizontal do campo à superfície), em função da profundidade normalizada z/AB , no ponto central do dispositivo, para as três distribuições de resistividade indicadas na figura. Como se pode verificar há um decaimento do campo com a profundidade, ficando a maior parte restrito à zona superficial.

Se se definir a «profundidade efectiva» como

sendo a profundidade a que o campo tem valor de e^{-1} do seu valor à superfície (cerca de 35% de E_o), concluiremos que:

- a) para um meio homogêneo a profundidade efectiva é aproximadamente metade da distância AB;
- b) quando o meio é heterogêneo o valor dessa profundidade diminui;

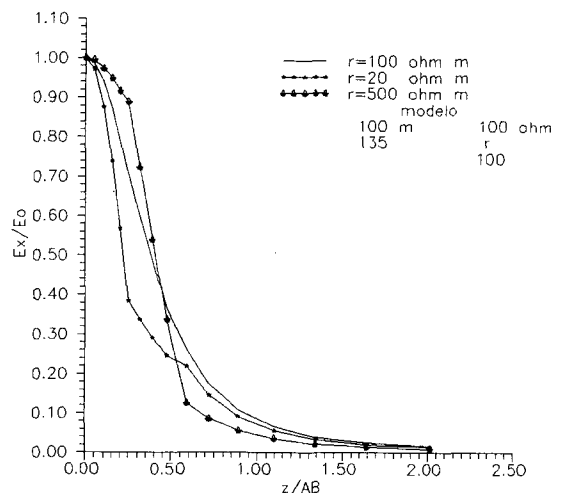


Fig. 1-d — Distribuição da componente horizontal do campo eléctrico (normalizada) em profundidade, no centro do dispositivo de Schlumberger, para três valores da resistividade da segunda camada.

c) verifica-se um aumento relativo do campo quando há transição de um meio mais condutor para um menos condutor. Este facto é particularmente notório para pequenos valores de z/AB (na Fig. 1-c, note-se o aumento do gradiente do potencial eléctrico junto à superfície).

As conclusões anteriores querem dizer que, com pequenos valores de AB , apenas se obtêm informações da parte superficial do terreno. Se se pretender atingir grandes profundidades, deverão ter-se grandes valores de AB .

Na Fig. 1-e, estão representadas, em escala bilogarítmica, as curvas de resistividade aparente para os dois modelos de terreno que temos estado a considerar. A «assinatura» das três camadas é visível, tendendo as curvas, assintoticamente, para as resistividades da primeira e última camadas. O facto da componente do campo eléctrico, paralela à descontinuidade, ser contínua, traduz-se num perfil de resistividades aparentes com variações suaves.

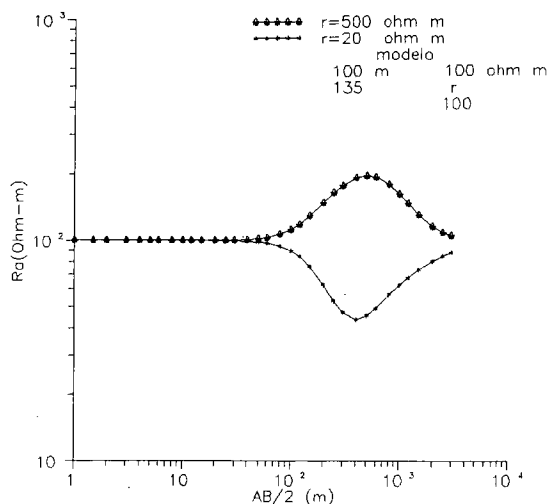


Fig. 1-e — Curvas de resistividade aparente para um meio estratificado.

São curvas semelhantes a estas que se obtêm em trabalhos de campo e cuja interpretação, em termos de modelo geoelectrico⁽¹⁾, permite ao geofísico concluir a estrutura do terreno.

Dispositivo dipolo-dipolo

O dispositivo de Schlumberger, que acabamos de descrever, é um dispositivo «especializado» na obtenção de informação em terrenos

estratificados, isto é, meios onde predominam os contrastes verticais de condutividade. Para terrenos mais complexos é frequente a utilização de outros dispositivos que permitam uma melhor percepção das variações espaciais da resistividade.

Na Fig. 2-a é mostrada uma possível combinação de eléctrodos, conhecida como dipolo-dipolo. Neste dispositivo, os eléctrodos são mantidos colineares, permitindo a recolha de informação numa secção de terrenos (Fig. 2-e).

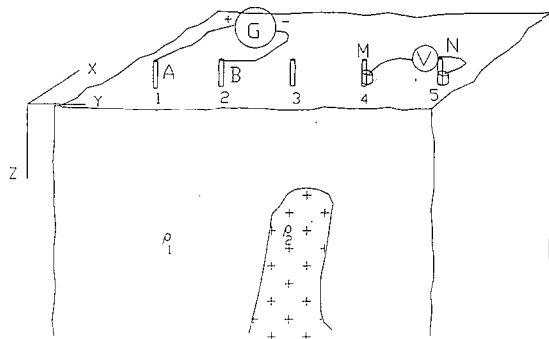


Fig. 2-a — Dispositivo dipolo-dipolo.

Nas Figs. 2-b e 2-c, apresentam-se os cortes das superfícies equipotenciais para um meio homogéneo e para o caso de existir um corpo de resistividade mais elevada (modelo geoelectrico de um dique resistivo)⁽²⁾. As alterações obser-

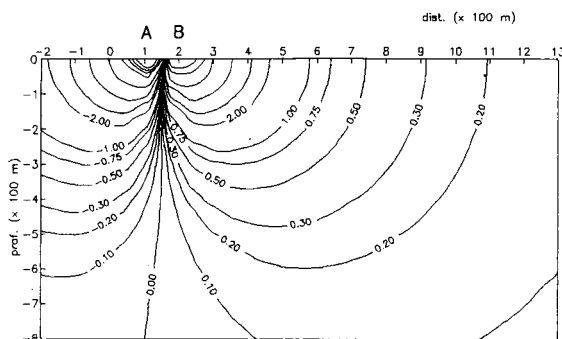


Fig. 2-b — Distribuição das equipotenciais num semi-meio infinito homogéneo para o dispositivo de dipolo-dipolo ($\rho = 100\Omega m$, $I = 1 A$ e isolinhas em V).

(1) O modelo geoelectrico é definido pelo número de camadas e respectivas resistividades e espessuras.

(2) Neste exemplo, faz-se uso da aproximação 2D, isto é, considera-se que o meio é formado por «blocos» homogéneos de dimensão infinita na direcção x. Trata-se de uma hipótese válida em muitas situações reais.

vadas nas equipotenciais são mais intensas na zona da heterogeneidade, principalmente à superfície.

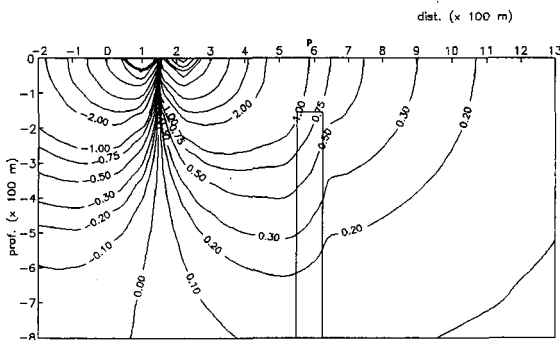


Fig. 2-c — Distribuição das equipotenciais num meio em que existe um dique resistivo ($\rho_{\text{dique}} = 2000 \Omega m$, $I = 1 \text{ A}$ e isolinhas em V). A vertical onde se calculam as componentes do campo eléctrico passa pelo ponto P.

Na Fig. 2-d estão representadas as componentes horizontal (normalizada) e vertical do campo eléctrico em profundidade, na zona do dique. Ressalta de imediato a descontinuidade da componente vertical do campo. De facto, a condição de fronteira que impõe a continuidade da componente normal da densidade de corrente, obriga a que haja uma descontinuidade na respectiva componente do campo.

As linhas de corrente tendem a «contornar» os objectos mais resistivos (diminuição de E_z e aumento de E_x , relativamente ao caso de meio homogéneo, na zona entre o corpo e a superfície), e tendem a concentrar-se nos corpos mais condutores (aumento de E_z e diminuição de E_x). Este facto leva, em qualquer dispositivo, a um aumento ou diminuição da resistividade aparente, como se pode verificar nas Figs. 1-e e 2-e.

Na Fig. 2-e apresenta-se um exemplo de uma pseudo-secção de resistividades aparentes para o dispositivo dipolo-dipolo. Nela está contida a informação referente às variações laterais e verticais da condutividade do meio em estudo. A «assinatura» do corpo resistivo é bem nítida e traduzida pela zona em que os valores da resistividade aparente são mais elevados.

Vimos duas das técnicas (que empregam o campo eléctrico estacionário), mais usado para se conhecer «alguma coisa» das zonas mais

superficiais da crosta terrestre. Estes conhecimentos têm aplicações tão diversas como estudos geológicos, prospecção mineira, petrolífera

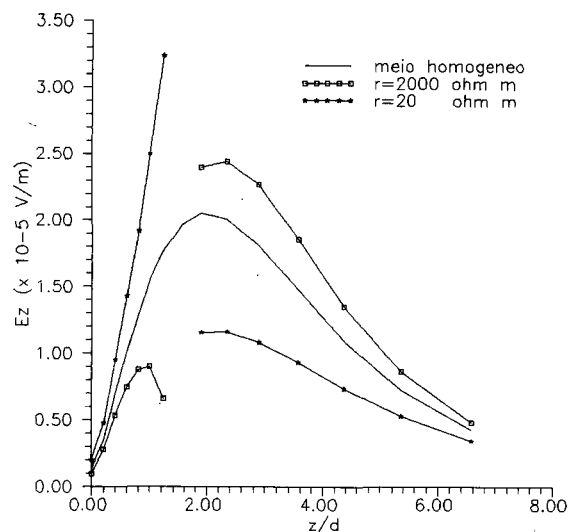
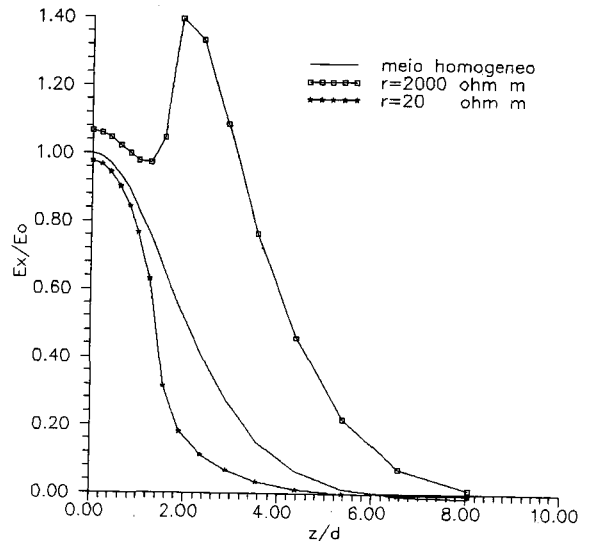


Fig. 2-d — Distribuição da componente horizontal do campo eléctrico E_x (normalizada) em profundidade, na zona do dique (ponto P da Fig. 2-c), e distribuição da componente vertical do campo na mesma vertical, para três valores da resistividade do dique (r).

ou geotérmica, estudos hidrogeológicos e de poluição de aquíferos, estudos de interface água doce-água salgada, etc..

No entanto, uma vez que nos dispositivos de Schlumberger e dipolo-dipolo as leituras são realizadas à superfície, os corpos em profundidade

só são detectáveis se as alterações de campo, por si geradas, forem suficientemente intensas para «sobressairem» das alterações causadas pelos corpos mais superficiais. Este facto é traduzido pelo limite de resolução de cada um dos dispositivos, o que não será abordado, por estar fora do âmbito deste artigo.

que a obtida por qualquer dos métodos considerados anteriormente.

Na Fig. 3-a apresenta-se o resultado obtido com um corpo resistivo ($\rho = 150 \Omega m$) num meio homogéneo ($\rho = 100 \Omega m$), localizado entre os furos de leitura BB' e injeção AA'. As curvas são isolinhas de resistividade aparente e, apesar

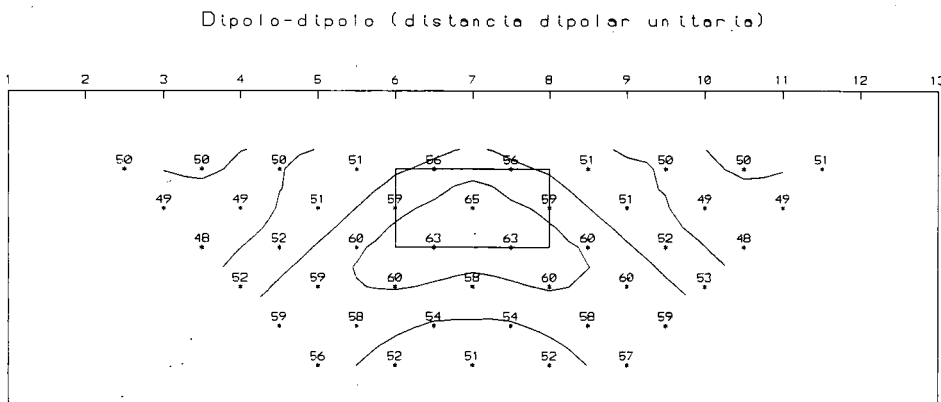


Fig. 2-c — Pseudo-seção de resistividades aparentes, para o caso de um corpo resistivo ($\rho = 200 \Omega m$) em meio homogéneo. Isolinhas e valores em Ωm . A secção recta do corpo está desenhada a traço contínuo.

Dispositivo «hole-to-hole»

Há ainda uma terceira possibilidade, de grande interesse na avaliação de reservas minerais, em pesquisa de hidrocarbonetos e no controlo de infiltrações, pois permite uma «visualização» mais nítida das estruturas em profundidade, atenuando o efeito dos corpos mais superficiais. Nas aplicações mais completas permite um conhecimento tridimensional do terreno. Limitar-nos-emos, contudo, a um exemplo bidimensional dessa técnica conhecida por «hole-to-hole».

Na Fig. 3-a está esquematizada uma das possibilidades de realização do dispositivo. Os furos A, B e C, são utilizados quer para fazer injeção de corrente, quer para realizar leituras a diferentes profundidades. Para cada injeção, à profundidade z e num dado furo, são realizadas leituras a diferentes profundidades nos outros furos (e por vezes à superfície). O processo é repetido, alternando-se os furos de injeção e de leitura. A informação assim obtida, correspondente à zona «varrida» pelo campo eléctrico, é mais detalhada

do corpo ser resistivo, a sua presença é assinalada por uma «anomalia negativa», isto é, de valores da resistividade aparente mais baixos que os correspondentes ao meio ambiente. A inexistência de simetria, na anomalia, é devida ao facto do corpo estar mais próximo do furo AA'.

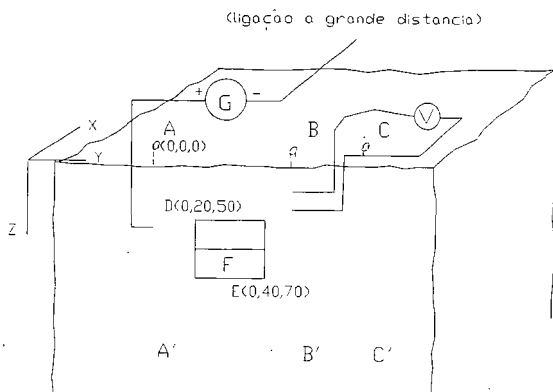


Fig. 3-a — Dispositivo hole-to-hole.

Suponhamos que, em virtude de um fenómeno qualquer, a metade F do corpo sofre uma diminuição de resistividade. Na Fig. 3-c,

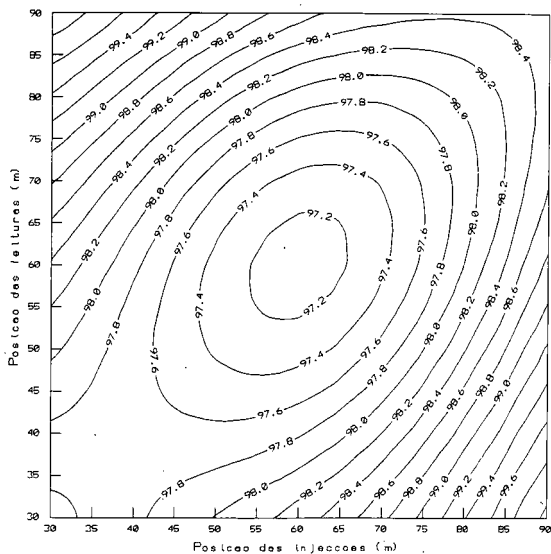


Fig. 3-b — Representação dos valores de resistividade aparente para injeção de corrente no furo AA' e leituras no furo BB', Isolinhas em Ωm .

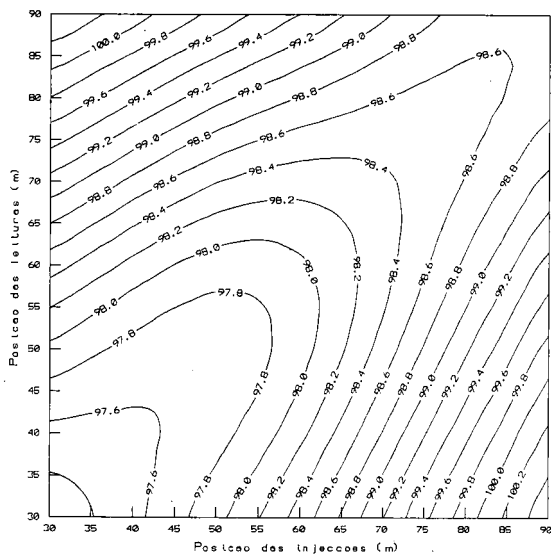


Fig. 3-c — Representação dos valores de resistividade aparente para injeção de corrente no furo AA' e leituras no furo BB', sendo a resistividade do sector F de $80\Omega m$. Isolinhas em (Ωm).

apresentam-se as isolinhas de resistividade aparente, quando o sector F apresenta uma resistividade $\rho = 80 \Omega m$. Como se pode observar há uma mudança de posição da anomalia.

Exemplo de um caso real

O método da resistividade foi usado na detecção de circulação de águas subterrâneas

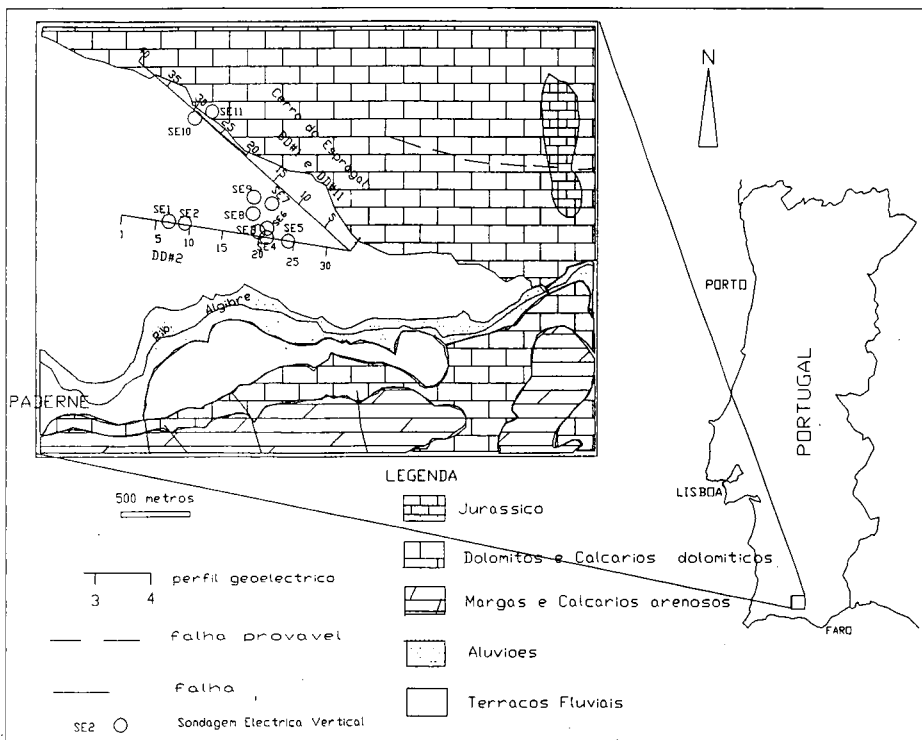


Fig. 4-a — Principais aspectos da geologia (segundo Manuppella) e localização dos dispositivos na zona da ribeira de Algre.

numa área situada a norte da ribeira do Algi-bre, na região de Pademe, Algarve (Andrade Afonso *et al*, 1991). Naquela zona a circulação de águas subterrâneas faz-se sobretudo em zonas carsificadas das formações jurássicas

como se observa na Fig. 4-a, atravessa a zona de terraços e termina nas formações dolomíticas. Esta pseudo-secção apresenta gradientes de resistividade aparente, verticais e laterais, muito marcados, principalmente até ao pólo 16, asso-

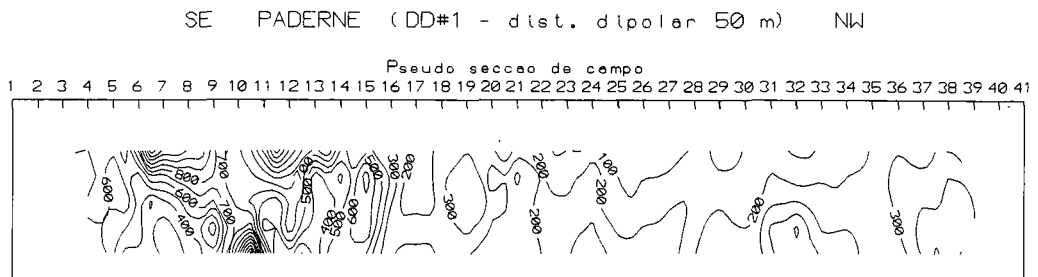


Fig. 4-b — Pseudo-secção de resistividades aparentes.

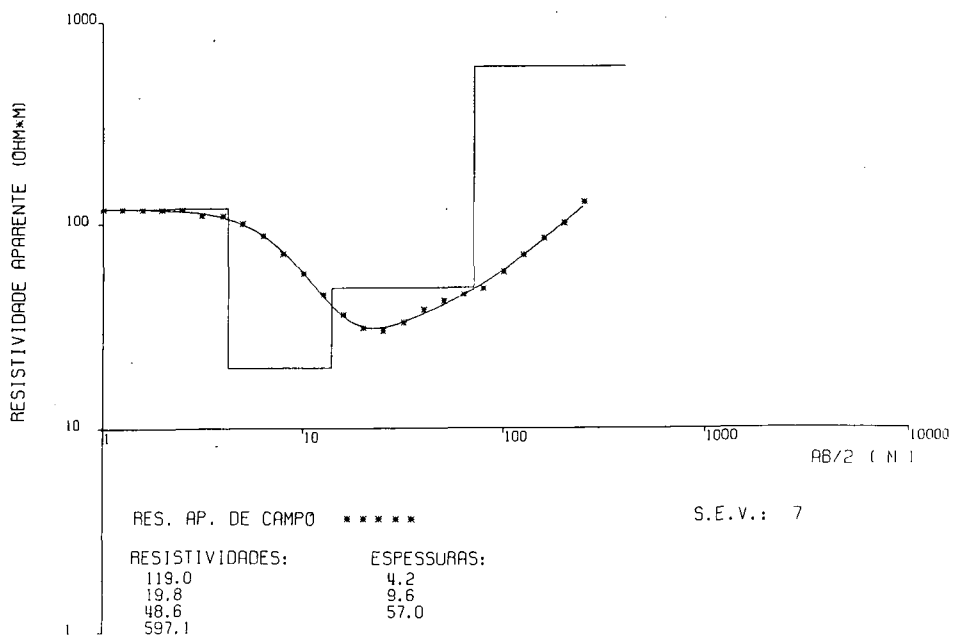


Fig. 4-c — Curva de resistividades aparentes (Schlumberger).

(cerca de 150 milhões de anos), encontrando-se estas cobertas por sedimentos (terraços fluviais).

O modelo geoelectrico previsível associado às zonas de circulação, com discontinuidades laterais da resistividade muito marcadas, impôs a utilização do dispositivo de Schlumberger para determinação da espessura dos terraços.

A Fig. 4-a mostra a zona estudada e a localização dos dispositivos usados. Na Fig. 4-b apresenta-se a pseudo-secção do perfil DD#1, que

ciados a zonas de carsificação das formações dolomíticas. Entre os pólos 22 e 34 as resistividades aparentes mostram a existência de uma formação superficial constituída por terraços fluviais essencialmente argilosos.

A curva de resistividades aparentes da Fig. 4-c corresponde a uma sondagem de Schlumberger realizada junto a um furo produtivo. A interpretação desta curva conduziu a um modelo de quatro camadas. As primeiras camadas correspondem a formações de argila com areia,

aumentando o teor de humidade com a profundidade. A terceira camada está associada à circulação de água na zona. Esta zona de circulação está também ligada à área de baixas resistividades entre os pólos 11 e 13 do perfil DD#1. A cerca de 70 m de profundidade encontra-se a formação mais impermeável, correspondente a dolomitos e calcários dolomíticos.

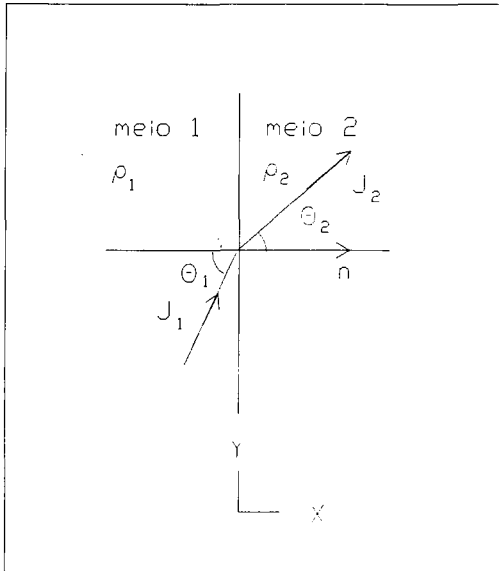


Fig. 5 — Alteração das linhas de corrente na fronteira de dois meios homogêneos com resistividades diferentes.

Conclusões

A existência de heterogeneidades na camada superior da crosta terrestre pode ser revelada pelo estudo das variações do campo eléctrico, a

partir de observações feitas à superfície da terra ou no seu interior. Para realizar esse objetivo, os geofísicos desenvolveram técnicas específicas, aplicáveis a diferentes situações geológicas, três das quais foram sucintamente analisadas (Schlumberger, dipolo-dipolo e hole-to-hole).

A importância económica e social dos conhecimentos adquiridos pelo uso de tais técnicas é indiscutível, se se atender às diferentes aplicações em que têm sido usados: desde a prospecção de recursos naturais à protecção do ambiente.

Agradecimentos

O autor agradece ao Prof. Doutor A. R. Andrade Afonso as sugestões dadas ao longo da elaboração do presente trabalho bem como a cedência dos dados referentes a Paderne.

BIBLIOGRAFIA

- ANDRADE AFONSO, A. R., SANTOS, F. A. M., (1991) — *O método da resistividade na pesquisa de águas subterrâneas a norte de Paderne - Algarve*. V Simpósio de Hidrogeologia, Espanha.
- DEY, A., MEYER, W. H., MORRISON, H. F. and DOLAN, W. M., (1975) — *Electrical field response of two-dimensional inhomogeneities to unipolar and dipolar electrode configurations*. Geophysics, V. 40, n.º 4 pp. 630-640.
- DOBRIN, M. B., (1985) — *Introduction to Geophysical Prospecting*. 3rd edition, McGraw-Hill Inc.
- POIRMEUR, C. and VASSEUR, G. (1988) — *Three-dimensional modeling of a hole-to-hole electrical method: Application to the interpretation of a field survey*. Geophysics, V. 53, n.º 3, pp. 402-414.
- RHO, L., (1977) — *Modelling of electric and electromagnetic data* Ph. D. dissertation, Univ. of Utah.

II Reunião Ibérica do Vácuo e suas Aplicações

e

1st European Topical Conference on Hard Coating

Facultad de Ciencias, Universidad de Alicante, Alicante, España

12-15 Julho 1993

Organizado por: Asociación Española del Vacío y sus Aplicaciones (ASEVA)
Sociedade Portuguesa de Vácuo (Sopornac)

2.ª circular e solicitação de trabalhos: 1 Fevereiro 1993

Informações: Instituto de Ciencia de Materiales (Sede A), CSIC
Serrano, 144 ; E-28006 Madrid, España