



Abordagem geofísica em terrenos sedimentares costeiros baseada em técnicas de eletrorresistividade, eletromagnético indutivo e inversões e sua aplicação à prospecção de água subterrânea (Região de Cascavel – Estado do Ceará).

*Luciano Soares da Cunha - x7hmp@ufc.br, Raimundo Mariano Gomes Castelo Branco - mariano@ufc.br
Laboratório de Geofísica de Prospecção e Sensoriamento Remoto – DEGEO/UFC .*

Abstract

Resistivity methods (lateral profile and vertical soundings) were integrated with electromagnetic data derived from EM-34. Also, the combined data inversion (ER+EM) were carry out showing the potentiality of the integrated geophysical techniques to the study of groundwater in coastal regions of the State of Ceará, NE Brazil. A joint interpretation of the above techniques, show that the crystalline structure under the sedimentary cover were the most important zone to the water contribution in several wells in Cascavel region. Several anomalies related to low conductivity zones represent good places for groundwater prospecting.

Introdução

De uma forma geral, o litoral cearense é formado por rochas sedimentares com alto conteúdo de argila o que diminui seu potencial de água subterrânea. No entanto, quando comparado com as áreas interiores de baixo potencial hídrico (75% de área superficial do Estado – rochas cristalinas), a região litorânea passa a ser excelente referência.

Entre os objetivos deste trabalho destacam-se a caracterização dos diferentes tipos de aquíferos e suas respectivas contribuições no volume de água subterrânea explorada na área de captação no Município de Cascavel-CE, identificar os estratos geoeletricos e a morfologia do embasamento cristalino, através de técnicas geofísicas elétricas (ER) e eletromagnéticas (EM) e, verificar a presença de zonas intensamente fraturadas no topo do embasamento cristalino.

A área de pesquisa (CAGECE) está situada no Bairro Pacoti à 2 Km do centro de Cascavel cujo melhor acesso, a partir de Fortaleza, é feito pela rodovia CE-040 (Estrada do Sol Nascente), distando cerca de 60 Km.

Aspectos Geológicos

A área estudada está totalmente inserida em um contexto geológico dominado pelas coberturas sedimentares cenozóicas, representadas pelos litótipos da Formação Barreiras e Coberturas Colúvio-Eluviais.

Nesta pesquisa, adotou-se a definição que melhor represente os depósitos sedimentares terciários que afloram na área em estudo. Brandão (1995), traz a denominação de “Formação Barreiras” para a seqüência constituída de sedimentos areno-argilosos, pouco

litificados, de coloração avermelhada, creme ou amarelada, muitas vezes com aspecto mosqueado, mal selecionados, de granulação variando de fina a média, mostrando horizontes conglomeráticos e níveis lateríticos, sem cota definida, em geral associados à percolação de água subterrânea. A matriz é argilosa caulinitica, com cimento argilo-ferruginoso e às vezes silicoso. Todo esse pacote sedimentar repousa discordantemente sobre o embasamento cristalino em discordância erosiva angular. É capeada na linha da costa pelo cordão litorâneo de dunas, através de discordância e, no interior, passa transicionalmente, em alguns pontos, para os depósitos sedimentares quaternários (Braga et al. 1977; Brandão 1995).

Características Hidrogeológicas

Entre 1989 e 1991 a CAGECE realizou uma campanha de construção de poços tubulares profundos com vistas ao abastecimento público da sede do Município de Cascavel. Na área em enfoque foram construídos 10 poços tubulares profundos com 60m de profundidade sendo, normalmente, os primeiros 30m constituídos por sedimentos e o restante por rochas do embasamento cristalino (inicialmente, alteradas). As vazões variam entre 1,7 e 12 m³/h. Por diversos motivos, hoje estão em operação apenas 6 poços. Destes, 4 são totalmente revestidos na parte sedimentar e os dois restantes possuem 4 e 16m de filtros, respectivamente. A Figura 01 apresenta um balanço atualizado dos dados dos poços tubulares profundos da área de captação, obtidos em março de 2000. Os dados sobre vazão apresentados nesta figura foram obtidos por testes de produção com duração insuficiente de acordo com as metodologias normalmente aceitas e utilizadas. Por isso, os dados apresentados podem estar, de certo modo, superestimados.

Geofísica – Eletrorresistividade

A metodologia adotada foi a do dispositivo Wenner, através de caminhamento com espaçamento entre os eletrodos de 60 metros (a=60m, AB=180) e a sondagem elétrica vertical (SEV) através do arranjo Schlumberger (AB máximo de 300m). O caminhamento apresentado neste trabalho tem uma extensão de aproximadamente 1000m tendo sido realizado de forma paralela à bateria de poços (Rua Otávio Felício Souza). O referido caminhamento encontra-se apresentado na Figura 2 onde se observa o posicionamen-

Abordagem geofísica em terrenos sedimentares...

to dos poços ao longo do referido caminhamento e suas respectivas vazões. Assim, é possível notar que dos poços ali representados, os três com maiores vazões (PT's 01, 02 e 03) estão muito bem individualizados em zonas mais condutoras do que aquelas adjacentes, nestas últimas estão localizados os poços menos produtores.

Poço\Ano	Vazão (m ³ /h)
(PT - 01)	13,0
(PT - 02)	12,0
(PT - 03)	4,6
(PT - 06)	3,0
(PT - 07)	0,7
(PT - 04)	1,0

Figura 01: Vazões de alguns dos poços da área de captação da CAGECE.

O exame da figura permite ainda notar que mesmo os poços com maiores vazões poderiam estar melhor posicionados em termos de anomalias de resistividade/condutividade. Na figura 5 ilustra-se uma das curvas de SEV que foram modeladas. Observa-se a presença de 5 camadas geo-elétricas sendo as duas primeiras associadas a um pacote arenoso insaturado e saturado, a terceira camada associada a um pacote argilo-arenoso saturado, a quarta camada geo-elétrica associada a parte do embasamento cristalino alterado e, a última camada, o embasamento cristalino. Essas camadas geo-elétricas foram usadas como modelo inicial na inversão dos dados EM.

Geofísica – EM-34-3-XL

Os métodos de prospecção por campos eletromagnéticos variáveis podem ser utilizados tanto para estudar a variação das propriedades das rochas no sentido vertical como para investigações no sentido horizontal. O método eletromagnético é influenciado principalmente pelas variações, em subsuperfície, da condutividade dos materiais terrestres. Neste trabalho, foram obtidos todos as três leituras possíveis com o dipolo horizontal (DH) quanto com o dipolo vertical (DV), sendo aqui mostrado somente o perfil do DV40.

De modo análogo ao levantamento ER, o levantamento eletromagnético EM-34 foi conduzido seguindo as considerações acima abordadas. O resultado deste caminhamento ao longo da mesma rua e apenas com o arranjo de DV=40m encontra-se apresentado na Figura 3, com dados já convertidos para resistividade aparente. O exame desta figura permite notar uma forte similaridade interpretativa ao caminhamento ER Wenner, com os poços de maiores

vazões localizados em zonas anômalas de resistividades mais baixas.

A Figura 4 apresenta o resultado da inversão (*software* EMIX34-Plus-Interpex Ltd.) dos dados EM levantados na área dos poços. Nesta inversão preliminar, foram utilizados todos as seis leituras possíveis (DH 10,20, 40 e DV 10,20, 40) e, em cada ponto de inversão, foi introduzido o modelo inicial, buscando-se o melhor ajuste, sempre respeitando a coerência com os dados obtidos nos perfis dos poços e com o resultado da inversão dos dados ER. O modelo final obtido apresenta 5 camadas, mas o modelo aqui apresentado mostra 4 camadas (vide figura), uma vez que não foi feita a individualização do pacote arenoso insaturado e saturado (700-1100 Ohm.m e 250-350 Ohm.m, respectivamente). A terceira camada geo-elétrica associada ao pacote argilo-arenoso possuindo resistividades entre 5-10 Ohm.m está sotoposta ao embasamento cristalino alterado (40-55 Ohm.m) e o embasamento cristalino são apresenta resistividades da ordem de 2000 Ohm.m. O erro RMS obtido para cada estação invertida ficou entre 3-5. Novamente, nestes resultados, os poços de maiores vazões, estão posicionados próximos a zonas anômalas e condutivas em relação às zonas adjacentes, indicando baixos estruturais potencialmente favoráveis à captação de água subterrânea.

Conclusões

Como se pode notar pelos resultados apresentados os poços tubulares profundos da área de captação da CAGECE em Cascavel, Ceará, tem sua produção extremamente relacionada a importantes zonas falhadas/fraturadas no embasamento cristalino. Os caminhamentos EM e ER e as inversões realizadas mostraram-se adequados a detectar tais zonas anômalas, mesmo em regiões com um pacote sedimentar argilo-arenoso. Assim, trabalhos de prospecção geofísica criteriosos e integrados podem sem sombras de dúvidas melhorar a performance do posicionamento de perfurações.

Agradecimentos

Este trabalho contou com a colaboração imprescindível do PADCT III (Projeto Nº 620154/97-7), da Fundação Banco do Brasil, da UFC, da CAGECE e do programa de bolsas MSc da FUNCAP.

Referências Bibliográficas

BRAGA, A. de P.G.; PASSOS, C.A.B.; SOUZA, E.M. de - 1977 - Projeto Fortaleza. Relatório Final. Recife: DNPM/CPRM.v.1.339p.
BRANDÃO,R.L. - 1995 - Mapa geológico da Região Metropolitana de Fortaleza. CPRM. Fortaleza, CE. 32p.

Abordagem geofísica em terrenos sedimentares...

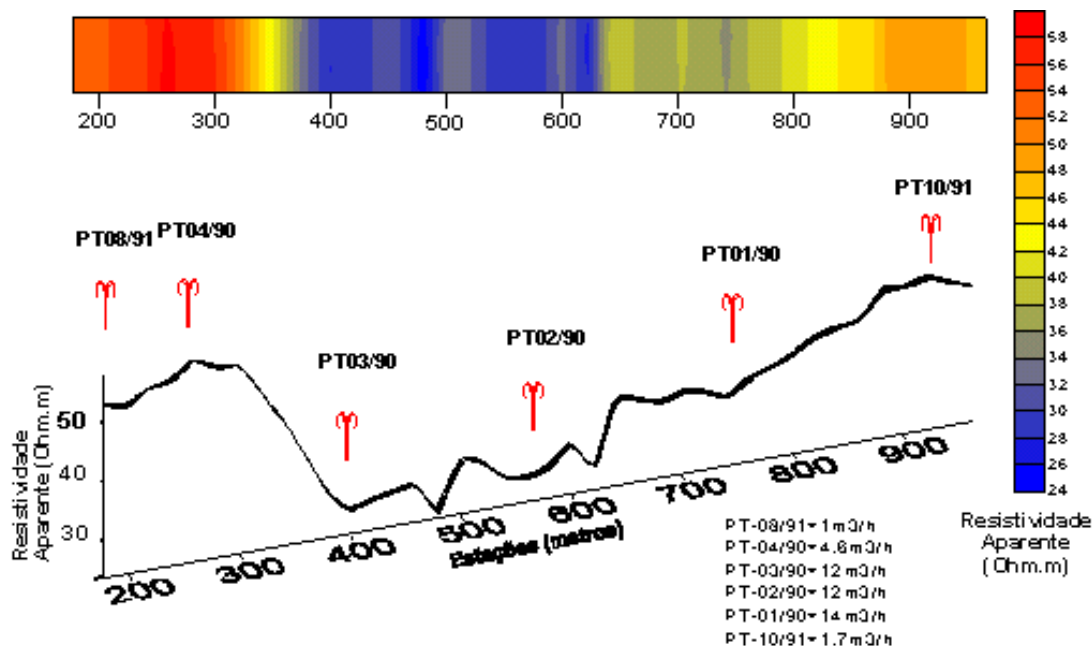


Fig. 2. Caminhamento de eletrorresistividade com arranjo Wenner ao logo da bateria de poços da Rua Otávio Felício de Souza em Cascavel mostrando o posicionamento dos poços e suas respectivas vazões

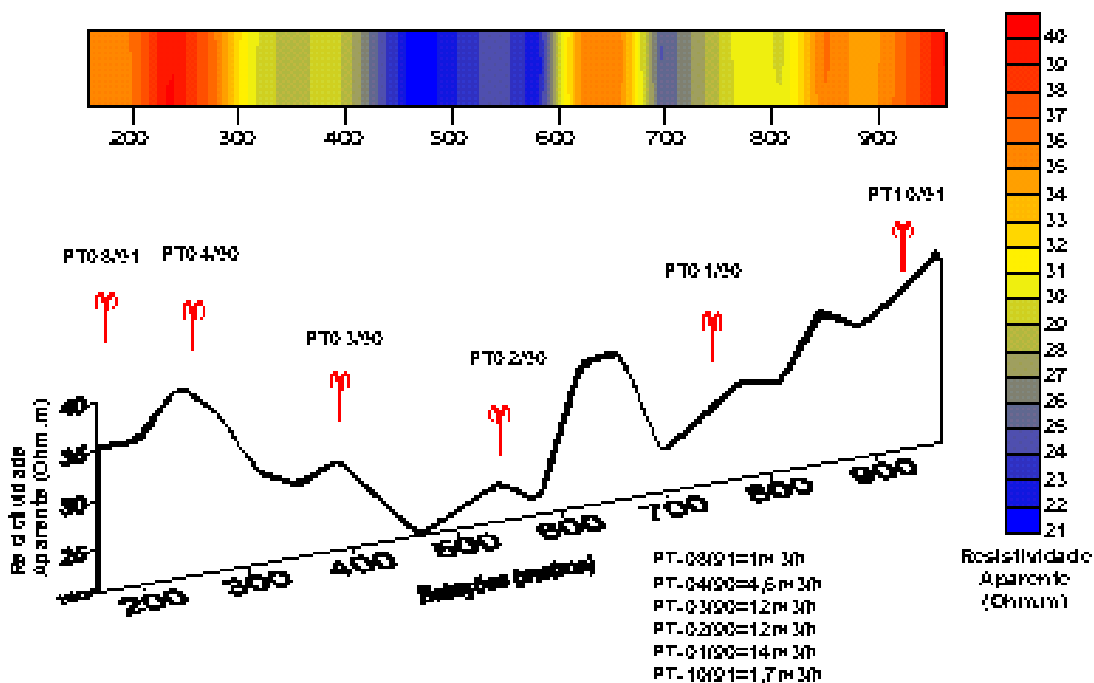


Fig. 3. Caminhamento eletromagnético EM-34 com DV=40m ao logo da bateria de poços da Rua Otávio Felício de Souza em Cascavel mostrando o posicionamento dos poços e suas respectivas vazões.

Abordagem geofísica em terrenos sedimentares...

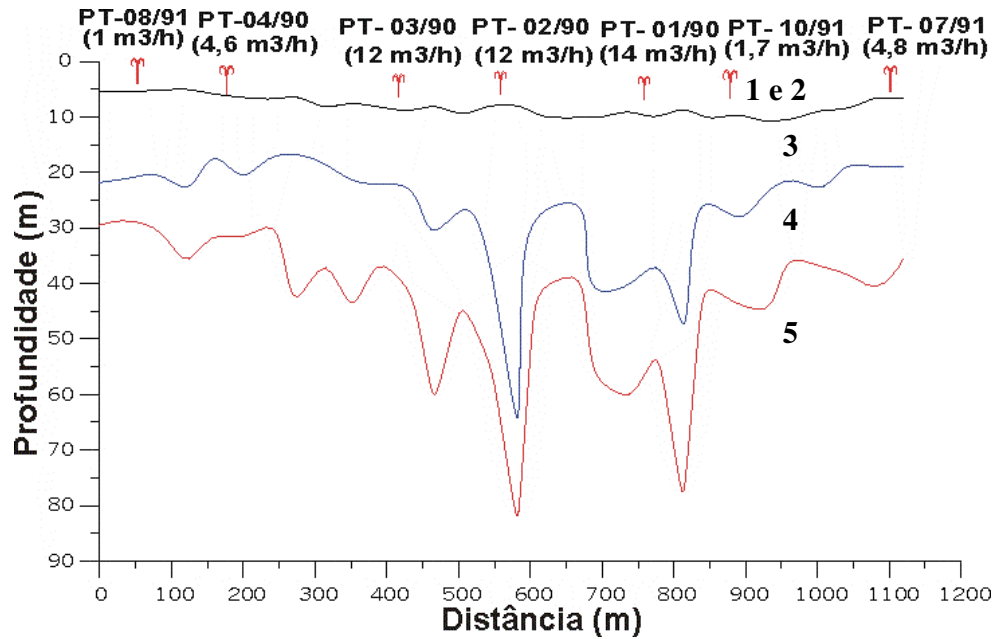


Fig. 4. Modelo de três camadas obtidos pela inversão de dados Em ao logo da bateria de poços da Rua Otávio Felício de Souza em Cascavel mostrando o posicionamento dos poços e suas respectivas vazões.

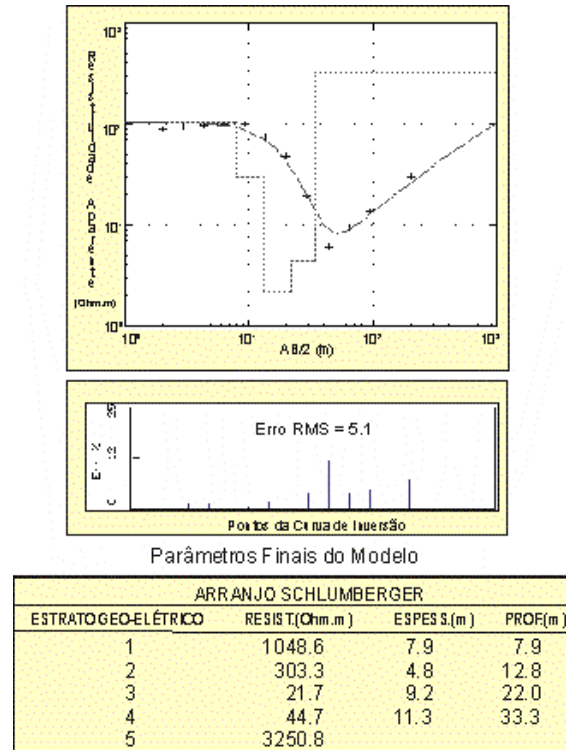


Fig. 5. Modelo de cinco camadas obtidos pela inversão de dados de SEV ao logo da bateria de poços da Rua Otávio Felício de Souza.



Caracterização Isotópica do Aquífero São Sebastião na Região do Pólo Petroquímico de Camaçari – BA

Kátia Frejane Freitas do Nascimento, SRH-BA e CPGG-UFBA, krejane@srh.ba.gov.br, Antônio Expedito Gomes de Azevedo, Instituto de Física e CPGG – UFBA, expedito@ufba.br, Reynaldo Luiz Victória, CENA-USP, reyna@cena.usp.br

Abstract

The groundwater reservoirs from the São Sebastião Formation in the region of Camaçari – Dias D'Ávila are intensively exploited through deep well pumping for industrial and urban uses. The geometry of the reservoirs is defined by sandstones blocks interlayered by shale-siltstone sequences in a geologic context separated by faults. The exit temperature of the water of the production wells allowed to identify the capture zone of water that varied from the superficial part of the aquifer to more than 300 m of depth. The isotopic composition of the groundwater was found very homogeneous and close to the average composition of precipitation in the nearby region of Salvador, indicating a local recharge of these aquifers without participation of transported water from long distance by a regional flow system in the deep layers. The difference between the isotopic composition of surface water (rivers and dams) and monitoring wells with the groundwater indicated no direct connection between these water bodies.

Introdução

A distribuição de isótopos estáveis da água fornece uma ferramenta importante para analisar vários problemas relacionados com o ciclo hidrológico e com a origem e dinâmica do fluxo subterrâneo. A composição isotópica das precipitações foi estudada nos trabalhos clássicos de Craig (1961) e Dansgaard (1964). Nestes trabalhos foram caracterizados a correlação entre as composições isotópicas do hidrogênio e do oxigênio, e avaliados os parâmetros dominantes que controlam essa composição. Para as águas subterrâneas, essas informações devem ser acrescidas com outros parâmetros geológicos, hidráulicos e hidroquímicos para permitir uma melhor estimativa das áreas de recarga e alguns aspectos do fluxo subterrâneo.

O sistema de aquíferos da região de Camaçari se constitui numa importante fonte de água potável, e é intensamente utilizado tanto para uso industrial como urbano, e para exploração comercial como água mineral. Um estudo integrado por vários métodos geofísicos desse sistema de aquíferos, apresentado por Lima (1993), caracterizou a geometria dos pacotes de arenitos intercalados com folhelhos típicos da Bacia do Recôncavo, localizando limites de

descontinuidades laterais devidos ao falhamento da bacia. Na região do Pólo Petroquímico de Camaçari muitos poços profundos de grande produção drenam água em diferentes pacotes de arenito da Formação São Sebastião. Um problema importante nessa região é identificar se os níveis argilosos e as descontinuidades laterais devido às falhas confinam níveis específicos de aquíferos e qual a conexão desses aquíferos com a superfície, onde existem fontes de poluição.

Para estudar este sistema foi feita uma campanha de amostragem de 37 poços profundos, 3 poços de monitorização e 10 pontos na drenagem superficial da região. Nestas amostras foram medidos, na hora da coleta, os valores de temperatura, condutividade elétrica e pH, e posteriormente, a composição isotópica do hidrogênio e do oxigênio.

Área de Estudo

A área estudada se localiza na Bacia Sedimentar do Recôncavo, na região do Pólo Petroquímico da Bahia, com as rochas das Formações São Sebastião, Marizal e Barreiras.

A Formação São Sebastião é constituída por intercalações de espessos bancos de arenito de cor e granulação variadas e de camadas e lentes de folhelhos e siltitos. Segundo (Lima, 1993), a espessura desta formação, no Recôncavo, varia de 30 a 2.800 m, com até 1.000 m de sedimentos saturados de água doce. A Formação Marizal é composta de arenitos brancos, róseos ou amarelos, maciços, granulação grossa com estratificação cruzada e, conforme Viana et al. (1971), sua espessura não é maior que 50 m na região do Recôncavo e aflora em áreas isoladas, nas partes norte e central e a sudeste, próximo de Dias D'Ávila. A Formação Barreiras é formada por areias grosseiras, argilas cinza-avermelhadas, rosas e amareladas e arenitos grosseiros e conglomeráticos. Por causa das suas disposições topográficas nas partes mais elevadas do terreno e por suas pequenas espessuras, essas duas últimas Formações não constituem aquíferos importantes na região (Lima, 1993).

A Figura 1 indica os poços amostrados e as duas falhas geológicas principais da região estudada: a falha de Leandrino na parte oeste da área de estudo e a outra mais a leste, a falha de Camaçari. Essas falhas movimentaram verticalmente os blocos de rochas,

Caracterização Isotópica do Aquífero São Sebastião na Região do Pólo Petroquímico de

Tabela 1 – Dados de água superficial

Amostra	Temp. (°C)	Cond. (μS/cm)	pH	δ ¹⁸ O (‰)	δ D (‰)
Rio Ipitanga	27	102,0	6,53	-0,28	6,6
Rio Joanes-a	27	136,7	7,17	-0,86	7,6
Rio Jacuípe	28	13890	7,25	-0,32	9,3
Rio Imbassaí	28	62,7	6,04	-1,43	6,3
Rp.Joanes 2´	28	123,4	6,90	-0,30	10,0
Rp.Joanes 2’’	28	86,4	6,02	0,64	15,7
Rep.Joanes 1	28	161,0	6,68	-0,48	10,7
PM-CME-11	28	176,0	5,48	-0,85	7,0
PM-CME-01	28	138,4	5,27	-1,27	4,5
PM-CME-10	28	144,5	5,71	-1,22	4,4
Rio Joanes-b	29	7420	7,26	-0,90	6,9
Rio Cap. Gr.	29	93,4	6,38	-0,21	10,4
Rio Cap. Pq.	30	91,2	5,88	0,05	12,4

As zonas de captação mais profundas correspondem às zonas de maior rebaixamento do nível piezométrico do aquífero São Sebastião na área, com a conseqüente redução de alimentação nesses poços de água dos níveis superiores com temperatura menor. Existe uma boa correlação positiva entre a temperatura de extração da água subterrânea e a condutividade, mostrando que nos níveis mais profundos aumenta o total de sólidos dissolvidos na água, provavelmente devido a um contato por mais tempo com as rochas do aquífero.

Os valores da composição isotópica de todas as amostras estão apresentados no diagrama δD-δ¹⁸O da figura 4. Observa-se que os valores para as amostras dos poços de produção são muito homogêneos e estão distribuídos nas faixas $-2,49 \leq \delta^{18}\text{O} \leq -1,79$ e $-2,1 \leq \delta\text{D} \leq 2,7$. Estes valores são compatíveis com a composição isotópica média das precipitações em Salvador. Rozanski et al. (1993), com dados da rede da Agência Internacional de Energia Atômica, indica para Salvador um valor médio ponderado pela quantidade de precipitação de δ¹⁸O igual a $-1,73$ ‰ e de δ D igual a $-2,9$ ‰. A composição isotópica das amostras de poços de monitorização, colhidas no nível superficial do lençol freático do Marizal, são um pouco mais ricas em isótopos pesados, com valores na faixa de $-1,27 \leq \delta^{18}\text{O} \leq -0,85$ e $4,40 \leq \delta\text{D} \leq 7,00$. As amostras de águas superficiais da região, envolvendo os dois reservatórios do Rio Joanes bem como nos rios Joanes, Imbassaí, Jacuípe e Capivara apresentam composição isotópica bem mais enriquecida em isótopos pesados, mostrando o efeito da evaporação, com os valores nas faixas $-1,43 \leq \delta^{18}\text{O} \leq 0,05$ e $6,30 \leq \delta\text{D} \leq 12,4$.

Tabela 2 – Dados de água subterrânea

Amostra	Temp. (°C)	Cond. (μS/cm)	pH	δ ¹⁸ O (‰)	δ D (‰)
CBB-06	27	76,3	6,30	-2,16	0,9
FFV-01	27	44,6	4,57	-2,05	2,7
FFV-02	27	46,8	4,83	-2,14	1,6
LND-01	27	93,6	4,76	-1,67	2,6
CCB-07	27	41,9	5,17	-2,14	1,7
CCB-05	27	49,2	5,08	-1,98	1,6
CCB-02	27	42,6	4,89	-2,15	1,2
EMB-06	27	40,7	4,66	-2,05	1,9
COP-20	27	61,6	5,61	-2,01	0,2
COP-22	27	75,3	6,35	-2,12	-1,8
CPD-02	27	347,0	5,69	-1,98	-1,3
OXT-01	27	65,6	5,54	-2,06	-1,0
MNG-01	28	41,6	5,07	-2,22	0,9
CCB-03	28	46,5	4,99	-2,02	1,3
CCB-04	28	58,5	4,95	-2,23	0,7
CCB-01	28	50,6	5,11	-2,01	1,9
EMB-01	28	79,6	5,77	-2,24	1,8
CME-04	28	70,7	5,65	-2,21	-1,7
CME-05	28	51,4	5,48	-1,99	0,3
COP-18	29	90,5	6,25	-2,30	-0,5
COP-17	29	95,7	6,23	-2,19	-0,5
COP-14	29	115,9	6,01	-1,79	0,7
COP-13	29	102,3	6,11	-2,21	2,6
COP-09	29	64,1	5,63	-2,15	0,2
CCB-08	29	88,6	5,23	-2,11	1,5
EMB-02	29	77,0	5,45	-2,03	0,4
CHF-01	29	52,4	4,78	-2,16	0,4
CME-03	29	100,7	5,49	-2,24	1,6
CME-01	29	129,1	5,97	-2,35	-1,5
COP-11	29	116,6	5,98	-2,30	0,5
COP-08	30	61,8	5,68	-2,24	2,2
COP-10	30	193,0	6,47	-2,46	-0,6
COP-15	30	77,4	6,23	-2,47	-2,1
CBB-04	31	198,0	6,19	-2,60	-0,9
CME-02	31	128,7	6,48	-2,09	-1,3
COP-05	33	155,0	6,50	-2,49	0,9
JOR-01	34	321,0	7,08	-2,06	0,3

No diagrama da figura 4 estão indicadas a reta de regressão linear dos nossos dados que corresponde à equação $\delta\text{D} = 5\delta^{18}\text{O} + 11$, bem como a linha meteórica de Craig (1961), que corresponde à equação $\delta\text{D} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$.

No conjunto de poços amostrados, as diferenças na temperatura e na condutividade da água extraída, bem como o rebaixamento do nível piezométrico na região central, indicam claramente que variam as profundidades de captação. A uniformidade isotópica observada corresponde a uma homogeneidade na composição isotópica das recargas. Como o valor

Caracterização Isotópica do Aquífero São Sebastião na Região do Pólo Petroquímico de

São Sebastião na região. A composição isotópica dos poços de monitorização amostrados na área da Caraíba Metais, similares ao da drenagem superficial do rio Imbassaí em sua vizinhança, indicam alimentação da descarga superficial por água do Marizal, com o intenso bombeamento na área do Pólo Petroquímico suprimindo a alimentação por águas subterrâneas mais profundas do São Sebastião nessa drenagem.

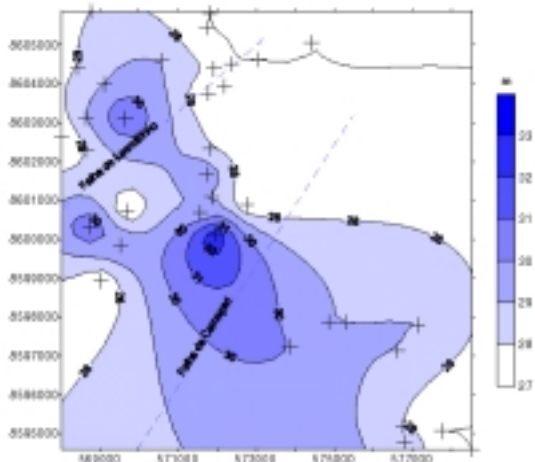


Figura 3 – Mapa de linhas de isotemperatura

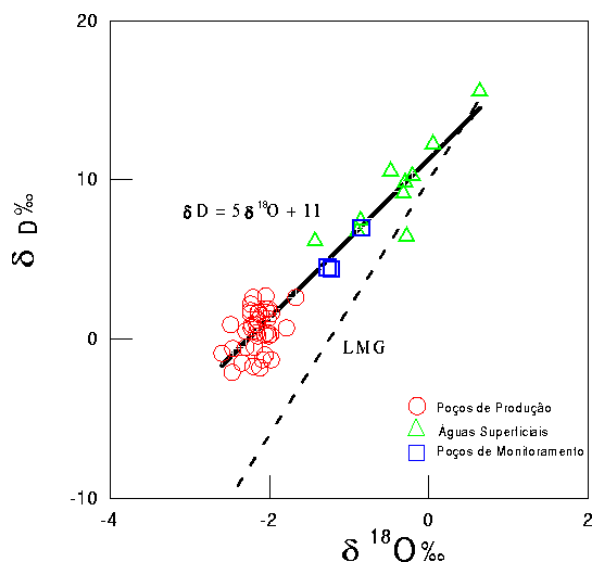


Figura 4 – Composição isotópica das amostras

médio dessa composição é similar ao valor médio das precipitações em Salvador, estes resultados indicam uma recarga local, sem transporte a longa distância no interior da Formação São Sebastião, e sem diferenciação entre os diversos pacotes de arenito separados pelo falhamento na região. Comparando-se a composição isotópica da água dos poços de produção com a das águas superficiais, observa-se a falta de conexão dos reservatórios Joanes I e II, situados nas vizinhanças dos poços amostrados, com o aquífero São Sebastião, indicando que camadas de folhelhos isolam a Formação Marizal da Formação

Conclusões

Os aquíferos da Formação São Sebastião são extensivamente utilizados para abastecimento industrial e urbano, nos municípios de Camaçari e Dias D'Ávila, através de poços profundos de grande produção. As zonas de captação da água subterrânea variam de próximas a superfície até profundidades de cerca de 300 m, em função da geometria das camadas de arenito e do rebaixamento do nível piezométrico. Em contraste com as variações em temperatura e condutividade, que aumentam significativamente com a profundidade de extração, a composição isotópica dessas águas é muito uniforme e similar à composição isotópica média das precipitações na região costeira de Salvador. Isto sugere uma recarga local, sem transporte horizontal a longa distância. A diferença dessa composição isotópica com a das águas superficiais dos reservatórios Joanes I e II indica isolamento entre esses reservatórios e aquífero São Sebastião.

Referências

- Craig, H. (1961) Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133 (3466), 1702-1703.
- Dansgaard, W. (1964) Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 16 (4), 436-468.
- Lima, O. A. L. (1993) Geophysical evaluation of sandstone aquifers in the Recôncavo – Tucano basin, Bahia, Brasil. *Geophysics*, 58, 1689-1702.
- Mascarenhas, J. F. (1974) Plano Diretor do COPEC, Secretaria de Minas e Energia – Governo do Estado da Bahia.
- Rozanski, K., Araguás, L. and Gonfiantini, R. (1993) Isotopic patterns in modern global precipitation. In *Climate Change in Continental Isotopic Records*, Geophysical Monograph, American Geophysical Union.
- Viana, C. F., da Gama Junioer, E. G., de Araújo Simões, I., Moura, J. ^a, dos Reis Fonseca, J. e Alves, R. J. (1971) Revisão estratigráfica da bacia Recôncavo-Tucano, *Boletim Técnico da PETROBRAS*, 14 (3), 157-192.



Comparação do desempenho dos métodos eletroresistivo e transiente eletromagnético num caso específico de prospecção de águas subterrâneas.

Alfredo Moisés Vallejos Carrasco, LENEP-UENF, alfredo@lenep.uenf.br

Luis Rijo, UFPa, rijo@amazon.com.br

Abstract

The resistivity method is the most used geophysical prospecting technique for groundwater exploration. However, it is not easy to use it in inhabited areas due to the necessity to spread electrical wires for more than one kilometer, depending on the desired investigation depth. The time domain electromagnetic (TEM) method, also used for groundwater exploration, does not have this disadvantage, because this inductive method uses a square loop whose dimension is not an obstacle to be used in inhabited places. On the other hand, TEM is more sensible to cultural electrical noises.

To compare the performance of these techniques in an urban area, we simulated and interpreted vertical electric and TEM soundings through programs developed by Rijo (1994ab,1996). In this comparison we considered the 21 vertical electric soundings models using an arrangement type Schlumberger and synthetic curves for TEM.

As a result, from the apparent resistivity values obtained of these methods, we derive a linear relationship, in bilogarithmic scale, between the spacing (meters) and the time (milliseconds). Thus, it is possible to estimate a desired investigation depth in urban areas using the TEM when the application of the resistivity method is limited by the accessibility.

Introdução

O método eletroresistivo é o método de prospecção geofísica mais empregado na exploração de água subterrânea, cujos trabalhos sobressaem dentro dos demais, tanto pela confiabilidade dos dados quanto pelo baixo custo operacional.

O método eletromagnético no domínio do tempo (TEM) também é usado nos trabalhos de prospecção de água subterrânea, porém muito menos do que o de resistividade. O nosso objetivo é avaliar quais são as vantagens, desvantagens e a interrelação entre as respostas de ambos métodos.

Para isso, usaremos os dados correspondentes ao estudo hidrogeológico realizado no município de Palestina do Pará por Monteiro (1998), usando 21 sondagens elétricas verticais (SEVs). Dos modelos

obtidos da interpretação destas SEVs, elaboramos modelos sintéticos TEM, para analisar a relação das respostas obtidas e poder correlacioná-las.

O arranjo utilizado nas SEVs foi o Schlumberger. O equipamento utilizado foi o Geostest, com potência máxima de saída de 100 W e corrente máxima de 500 mA. O espaçamento máximo entre os eletrodos foi de 1000 m. Na interpretação das 21 SEVs se utilizou o programa EGSLIB/SEV1D (método direto) e o programa EGSLIB/ISVES1D (método inverso), ambos desenvolvidos por Rijo (1994ab). O programa de inversão está baseado na técnica Ridge Regression, ou mínimos quadrados amortecidos, para assegurar uma convergência estável e rápida.

No trabalho de campo com o método TEM empregou-se o equipamento Sirotem Mark 3, utilizando uma bobina quadrada de 10 m de lados e uma série de 42 janelas de alta resolução. Os dados obtidos foram descartados por mau funcionamento do aparelho. Por esta razão se utilizaram modelos sintéticos baseados a partir dos modelos obtidos das SEVs. O programa computacional utilizado na modelagem sintética foi o EGSLIB/TDCON1D, desenvolvido por Rijo (1996), o qual trabalha com um limite de 100 camadas.

Comparação dos métodos

Destes dois métodos geofísicos utilizados na prospecção de água subterrânea temos que, no método eletroresistivo, a corrente elétrica contínua é conduzida ao subsolo através de contatos galvânicos. No método TEM, ao contrário, se usa corrente elétrica alternada através de pulsos para induzir correntes no subsolo, o qual gera um campo magnético secundário que é medido no receptor na ausência do campo primário. Assim, no método eletroresistivo se tem um contato galvânico com o meio e no método TEM se usa um procedimento indutivo.

Para alcançar uma maior profundidade de investigação utilizando o método eletroresistivo, incrementa-se gradualmente o afastamento entre os eletrodos de corrente e de potencial, se for necessário, sendo este procedimento algumas vezes pouco prático, devido às baixas razões sinal – ruído, problemas de topografia, etc. No método TEM, por

Desempenho da SEV e TEM

outro lado, para atingir camadas mais profundas utilizar uma maior área do loop. Também no trabalho de campo, os dados são coletados mais rapidamente utilizando método TEM, devido a que o método de eletroresistividades precisa da distribuição previa dos eletrodos antes de cada medida. O custo do equipamento SIROTEM, por outro lado, é muito maior em comparação ao resistivímetro (HENDERSON, 1992).

Nas inversões que utilizam tanto o método eletroresistivo como o método TEM, existe o problema de equivalência em camadas finas. Para camadas condutivas finas o produto condutividade – espessura pode ser estimado mais não a condutividade ou espessura por separado. Quando se realiza uma inversão conjunta TEM – resistividade, uma matriz indica que tanto o produto ρh como a razão h/ρ são resolvidos, portanto, é possível conhecer os valores de ρ (resistividade) e h (espessura da camada). Assim, combinando diferentes conjuntos de medições (SEV e TEM) prévios ao processo de inversão, se permitirá obter respostas mais exatas e, como consequência, se tem uma melhora substancial na resolução das camadas. (RAICHE et al, 1985)

Para comparar as respostas dadas por esses dois métodos de prospecção geofísica, se utilizaram os dados correspondentes ao município de Palestina do Pará. Com referência às seções geoeletricas deste estudo hidrogeológico, se tomaram como base os modelos dados pelas SEVs para elaborar os modelos sintéticos TEM e assim poder correlacionar as respostas dadas pelas principais características geológicas da área.

Características Geológicas da área

O município de Palestina localiza-se na porção Sudeste do Estado do Pará, junto à margem esquerda do rio Araguaia, com uma área de aproximadamente 988.2 Km².

Geologicamente a área abrange parte do cinturão Araguaia e a borda da bacia do Parnaíba (sedimentar). Os sedimentos da Bacia do Parnaíba afloram na parte oriental e norte da área. Esta bacia teve período evolutivo tanto no Paleozóico quanto no Mesozóico. O Paleozóico é representado pelas formações Pimenteiras, Potí, Piauí, Pedra de Fogo e Motuca, com sedimentação a partir de frentes deltaica, fluvial, lacustre e planície de maré.

Para definir a geologia do município de Palestina do Pará em base em critérios litológicos e estratigráficos, a equipe de campo III da UFPa propôs uma coluna litoestratigrafica dividida em 3 unidades, que são: a formação Xambioá, pertencente à Faixa Araguaia corresponde ao embasamento e as formações Potí e Pedra de Fogo correspondem aos sedimentos da Bacia do Parnaíba (Monteiro,1998).

Características hidrogeológicas da área

Baseando-nos nos resultados obtidos através do estudo geofísico, se construíram quatro seções geoeletricas na cidade de Palestina do Pará.

Seções geoeletricas 1 e 2 (Figuras 1 e 2).- Nestas seções se percebe uma camada arenosa possivelmente aflorante, fazendo propicia a captação de águas superficiais devido à recarga existente por causa das chuvas. Na legenda das figuras a seguir temos que C.Ar.Arg significa camada areno-argilosa, C.Arg.Ar é camada argilo-arenosa, C.Ar é a camada arenosa e C.Arg é a camada argilosa. A distância e a profundidade estão expressadas em metros (m).

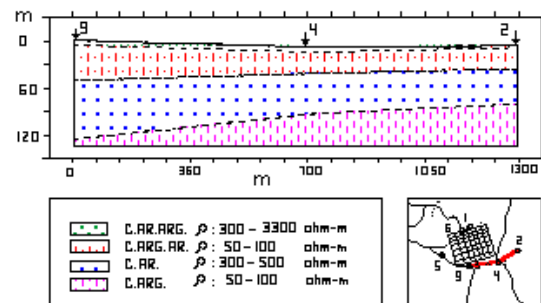


Fig. 1.- Seção geoeletrica 1 - Palestina Pará

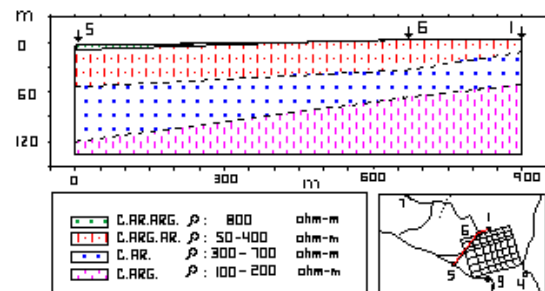


Fig. 2.- Seção Geoeletrica 2 - Palestina Pará

Seções geoeletricas 3 e 4 (Figuras 3 e 4) .- Nestas seções geoeletricas temos que a camada arenosa (aquífero) possui espessuras variando de 20 até 80 m. Também se observa que a base desta camada foi inferida nas SEVs 03, 11, 17, e 10 devido à menor profundidade atingida naquelas sondagens.

Desempenho da SEV e TEM

Magnitudes em 'x' está em Km, e no eixo 'y' está em metros.

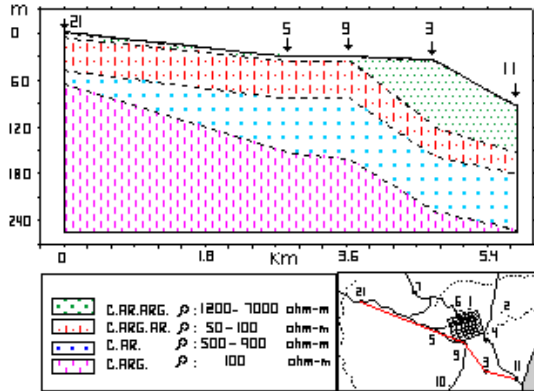


Fig.3.- Seção Geoelétrica 3 - Palestina Pará

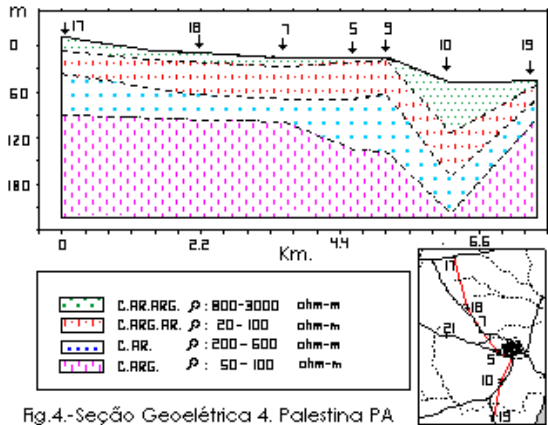


Fig.4.- Seção Geoelétrica 4. Palestina PA

A partir destas seções geoelétricas se podem definir os seguintes horizontes geoeletricos, os quais serão utilizados para simular com sondagens TEM:

- o primeiro correspondente ao solo, lateralmente heterogêneo com espessuras até 3.9m e com altas variações na resistividade (150-14 mil ohm-m);
- o segundo horizonte os valores de resistividades variam de 300–3600 ohm-m e as espessuras de 1– 65 m de profundidade e foi denominada de areno-argilosa e corresponde ao topo da formação Potí;
- o terceiro horizonte as resistividades variam de 20–400 ohm-m e as espessuras até 74m, está relacionado à parte superior da formação Potí e foi denominada de argilo – arenosa;
- o quarto horizonte, com resistividades de 150–800 ohm-m e espessuras de 11–79 m está relacionado à camada arenosa e com características de reservatório de água. As maiores espessuras desta camada estão localizadas dentro da cidade de Palestina;
- o quinto horizonte, com resistividades de 50–200 ohm-m e espessuras de 3–100 m. Representa uma camada argilosa e está relacionado com a parte basal da formação Potí;

- finalmente o sexto horizonte geoeletrico, com altas variações de resistividades de 2100–3500 ohm-m e que corresponde ao embasamento da área formada por um xisto, sendo uma rocha metamórfica da formação Xambioá, unidade constituinte da Faixa Araguaia (Monteiro, 1998; Carrasco, 1998).

Comparação na modelagem Sintética do TEM

Considerando os modelos sintéticos TEM das SEV 01 e SEV 06, temos que a curva das resistividades aparentes mostra somente as duas camadas inferiores do modelo da SEV, localizadas a uma profundidade aproximada de 20 - 40 m.

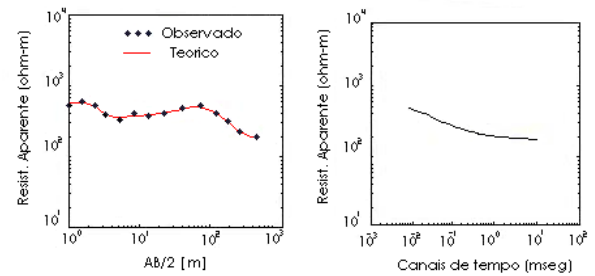


Fig.5.- Curvas da SEV nº 1 e do seu Modelo Sintético Transiente Eletromagnético

Para correlacionar o espaçamento AB/2 e os canais de tempo para esta seção geoelétrica tomaram-se as informações das SEVs 05 e 09, e as SEVs 1 e 6 da seção geoelétrica da Figura 2. A expressão que relaciona estes parâmetros é a seguinte:

$$\log E = 0.549 \log t + 2.478$$

Da Figura 5, para a máxima profundidade de investigação, observamos que com esta expressão, o máximo número de canais (20 ms) corresponde a um valor aproximado de espaçamento de eletrodos de 1600 m. Este relacionamento se pode apreciar através da Figura 6, onde o valor antes mencionado deve ser extrapolado.

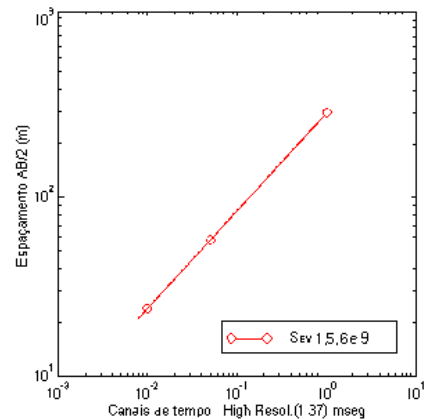


Fig. 6 Relação (AB/2 - Tempo).Sec. Geoelétricas Palestina-Pará

Desempenho da SEV e TEM

Conclusões

Com base na análise feita com os dados de SEV e TEM obtidos no campo e dos modelos sintéticos, pode-se enumerar as principais características que diferenciam ambos os métodos:

* No caso de ter-se problemas de acessibilidade em áreas urbanas durante a aplicação do método eletroresistivo, pode elaborar-se gráficos que relacionem a profundidade de investigação com os canais do tempo de método TEM, para a aplicação deste método. Estes gráficos mostram uma relação linear em escala logarítmica entre os parâmetros geométricos destes.

* O método eletroresistivo registra os valores de resistividades aparentes tanto em camadas condutivas quanto em resistivas, mas perde poder de penetração na presença de camadas resistivas. O método TEM mostra sinais fortes na presença de camadas condutivas e é pouco efetivo quando tem um alto contraste nas resistividades.

* Com respeito ao poder de penetração do método TEM, este investiga camadas mais profundas e tem menores efeitos laterais.

* O equipamento utilizado no método TEM se caracteriza pela facilidade para instalação e rapidez no trabalho de campo.

* O método eletroresistivo tem menor sensibilidade aos ruídos culturais e atmosféricos.

Portanto temos que ressaltar a utilidade das sondagens TEM para investigar camadas mais profundas, e a existência de uma relação entre estes dois métodos que permitam estabelecer parâmetros que outro método não possa determinar, e em conseqüência, o modelo final dependerá menos de cálculos iniciais aproximados.

Referências:

- Carrasco, A. V. 1998. Comparação do desempenho dos métodos eletroresistivo e transiente eletromagnético num caso específico de prospecção de águas subterrâneas. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 102p. (Tese de Mestrado)
- Henderson, R. J. 1992. New Applications with the Sirotem Mark 3 Transient Electromagnetic System. *Geophysics*, 33: 429-433.
- Monteiro, E. C. 1998. Estudo da Hidrogeologia no Município de Palestina do Pará usando o Método de Eletroresistividade. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 72p. (Tese de Mestrado)

Raiche, A. P.; Jupp, D. L. B.; Rutter H.; Vozoff K. 1985. The Joint use of Coincident Loop Transient Electromagnetic and Schlumberger Sounding to Resolve Layered Structures. *Geophysics*, 10: 1618-1627.

Rijo, L. 1994a. SEV 1D – Programa para Modelagem de Sondagem Elétrica Vertical Unidimensional. EGSLIB (Electrical Geophysics Software Library). Belém, DGf/UFPa.

Rijo, L. 1994b. ISVES1D – Programa para Inversão de Sondagem Elétrica Vertical Unidimensional. EGSLIB (Electrical Geophysics Software Library). Belém, DGf/UFPa.

Rijo, L. 1996. TDCON1D – Programa para Modelagem Eletromagnética Unidimensional. EGSLIB (Electrical Geophysics Software Library). Belém, DGf/UFPa.



CONDIÇÕES AQUÍFERAS NO LITORAL NORTE DA REGIÃO METROPOLITANA DE SALVADOR - BAHIA

Olivar A. L. de Lima, Jefferson S. Pitombo, Ricardo C. Santiago e Luiz A. R. dos Santos Filho

CPGG/UFBA, Salvador-Bahia

Abstract

The hidrological characteristics of the coastal water-table aquifer on the northern border of Salvador were studied through the analysis of 93 geoelectrical Schlumberger soundings. The aquifer comprises quaternary sand bodies reaching more than 30m in dune fields, overlaying a deeply altered precambrian basement. The basement rocks are locally densely fractured and may behave as very productive aquifer. The water quality is generally good but the intense urbanization in the area is cause of great concern. Local pollution related to sewage disposal is already recognized in some parts of the area. Resistivity and induced polarization data were useful to map the extent of the aquifer as well as to infer about its water quality. The geoelectrical method was also useful to detect the saline water interface near the beach shores.

Introdução

A Região Metropolitana de Salvador compreende dois domínios geológicos distintos: (i) o Alto Cristalino, constituído por rochas metamórficas pré-cambrianas, com dispersas e delgadas coberturas sedimentares cenozóicas, sobre o qual se estende a maior parte da zona urbana de Salvador; (ii) a bacia sedimentar do Recôncavo, que ocupa as porções a oeste e noroeste do Alto de Salvador.

O trecho do litoral norte, que se estende do farol de Itapoan até a praia de Jauá (figura 4), abriga uma das áreas de maior crescimento da cidade de Salvador. O desenvolvimento acentuado da urbanização nessa área não foi acompanhado da oferta de serviços de suprimento de água e de rede de esgotos. Muitos dos condomínios ali existentes são abastecidos por água subterrânea ou por águas superficiais tratadas, e seus esgotos sanitários são, na grande maioria, realizados por fossas sépticas subterrâneas. Essa combinação de fatores pode colocar em grande risco o abastecimento das populações com a água subterrânea do aquífero explorado.

Para avaliar as potencialidades hídricas dessa área e seu grau de vulnerabilidade a uma eventual

poluição por despejos e rejeitos urbanos, foram executadas 93 sondagens elétricas usando o arranjo Schlumberger de eletrodos. Nos vários centros ocupados foram medidas a resistividade e a carga-bilidade aparentes em função do espaçamento dos eletrodos. As sondagens foram invertidas usando softwares disponíveis no CPGG/UFBA e seus resultados são apresentados na forma de mapas e sessões transversais.

Aspectos geológicos

O embasamento cristalino é composto por rochas metamórficas de alto grau, classificadas como granulitos e gnaisses migmatíticos (Fujinuma, 1968). Sofreram repetidos estágios de deformação quebradiça na forma de falhas e densos fraturamentos. As principais orientações desses fraturamentos são: (i) sistema longitudinal, que acompanha a estrutura de bandeamento ou foliação metamórfica regional; (ii) fraturamentos conjugados de cisalhamento, causado por um esforço compressivo de componente maior orientada quase leste-oeste; e (iii) sistemas transversais de fraturas extensionais sub-verticais e perpendiculares ao bandeamento. Essa estruturação e o clima tropical úmido favoreceram uma profunda alteração dessas rochas. Muitas dessas fendas correspondem hoje a vales da rede de drenagem que caracteriza a região (figura 4).

O manto de alteração do cristalino é bastante espesso, podendo ultrapassar 30m. A rocha sã ou totalmente alterada é recoberta por depósitos terciários da Formação Barreiras e/ou pelos sedimentos marinhos e continentais do Quaternário. Na forma de tabuleiros, os arenitos argilosos da Formação Barreiras constituem os testemunhos de leques aluviais pleistocênicos que foram depositados desordenadamente sobre o embasamento cristalino. Os terraços marinhos arenosos e os campos de dunas depositados sobre o embasamento durante o Quaternário fletem as influências climáticas e do nível do Domini (1992). Esses depósitos arenosos podem atingir de 40m de espessura.

O sistema aquífero da região é composto pe-

lo acoplamento hidráulico das areias de dunas, dos terraços marinhos e do embasamento cristalino fraturado. O embasamento cristalino sem fraturas ou com fraturas fechadas constitui a base impermeável do sistema. Podem existir barreiras de permeabilidade neste sistema representadas por sedimentos argilo-arenosos de origem fluvial e flúvio-lagunar. O aquífero é do tipo livre e seu topo é relativamente raso, chegando a aflorar em vários pontos da área.

A zona de recarga desse aquífero está localizada, principalmente, na região das dunas que predominam na área e avançam em direção ao continente afogando algumas lagoas. Suas descargas ocorrem nas amplas zonas de drenagem superficial e no mar ao longo da linha de praia.

A rede de drenagem superficial é bastante influenciada pela topografia e estruturalmente controlada por zonas fraturadas. Muitas lagoas são encontradas nas partes mais baixas do campo de dunas, denunciando o nível estático aflorante. O fluxo geral das águas subterrâneas é dirigido para o mar.

Resultados geofísicos

A técnica da sondagem elétrica vertical permite uma avaliação quantitativa da geologia de subsuperfície, fornecendo os valores de resistividade, cargeabilidade e espessura de cada camada. O trecho aquífero, bem como o embasamento são e outros níveis em subsuperfície, foram individualizados com base nos valores de resistividade. No mapa da figura 4 são mostrados os centros de todas as sondagens elétricas verticais executadas na área.

Noventa e três sondagens foram realizadas e suas interpretações revelam um modelo geológico para a subsuperfície composto de:

- Areias subsaturadas com resistividades entre 900 e 7000 $\Omega.m$;
- Areias saturadas com resistividades entre 0,65 e 920 $\Omega.m$ (os valores mais baixos representam saturação com água salgada);
- Embasamento alterado e/ou fraturado, com resistividades entre 12 e 3800 $\Omega.m$; e
- Embasamento sem fraturas, com resistividades acima de 4000 $\Omega.m$.

Sondagens centradas próximas à linha de praia revelam a presença de uma interface água doce - água salgada que invade a área costeira. Normalmente, essa interface situa-se na rocha cristalina

fraturada e parcialmente alterada (resistividade entre 0,65 e 1,4 $\Omega.m$), até uma profundidade de 35m.

Seções geoeletricas transversais, representativas da estruturação do aquífero freático na área, são mostradas nas figuras 1, 2 e 3. Elas revelam uma topografia ondulada para o topo da rocha cristalina não-alterada, que representa a base impermeável do aquífero. Essa superfície pode estar subaflorante conforme mostram as figuras 1 e 2, ou em grande profundidade, como mostra a figura 3. As zonas onde a rocha cristalina está mais profunda correspondem a zonas mais densamente fraturadas e alteradas. A combinação de areias quaternárias espessas (acima de 10m) com o embasamento alterado resulta num aquífero de alta produtividade (vazões acima de 10m³/h). Esta combinação pode ser facilmente identificada por sondagens elétricas verticais. Observa-se um alto grau de correlação entre a configuração do lençol freático e o relevo topográfico da área (figuras 1, 2, 3 e 5).

Em geral, a água subterrânea tem boa qualidade, com baixos teores de sais dissolvidos. Os resultados das sondagens elétricas estudadas não permitiram avaliar a ocorrência de eventuais contaminações na área. Todavia, os riscos potenciais são altos, pela própria forma como os terrenos vêm sendo ocupados e utilizados. Por isso, é importante que poços de extração na área sejam química e biologicamente monitorados, e que um perímetro de proteção seja definido em torno de cada obra de captação.

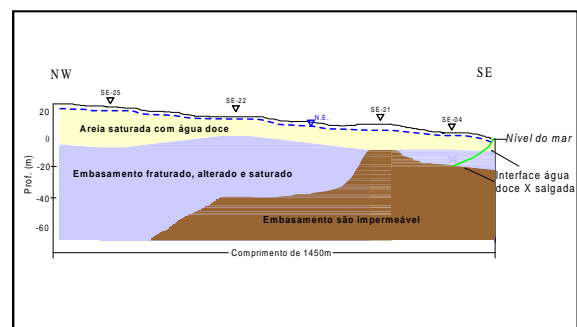


Figura 1: Perfil construído com os dados obtidos através da inversão 1-D das SEV's 25-P, 22-P, 21-P e 04-P (Pitombo (1998)).

Conclusões

A técnica da sondagem elétrica vertical mostrou-se muito útil na avaliação das características hidráulicas do sistema aquífero freático da região

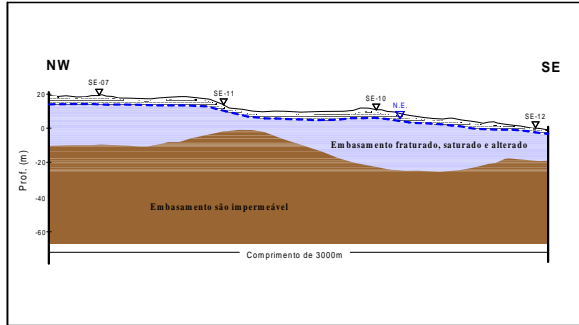


Figura 2: Perfil construído com os dados obtidos através da inversão 1-D das SEV's 07-S, 11-S, 10-S e 12-S.

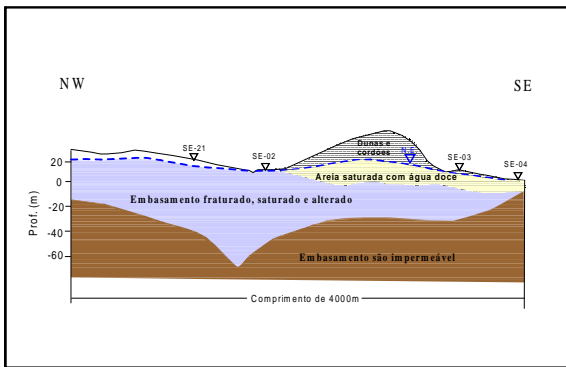


Figura 3: Perfil construído com os dados obtidos através da inversão 1-D das SEV's 25-SF, 22-SF, 21-SF e 04-SF(Santos (2000)).

costeira de Salvador. Os resultados mostram ser possível determinar não só a configuração de substrato do aquífero, como também localizar as áreas mais favoráveis em termos de acoplamento entre as areias quaternárias e o manto de alteração. Os dados também foram úteis para reconhecer a presença da intrusão da água do mar nesse sistema aquífero costeiro.

Agradecimentos

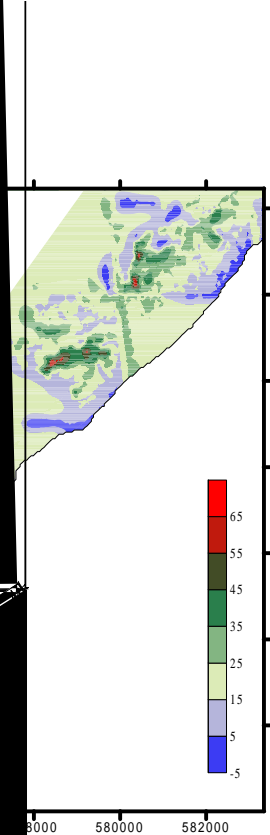
Os autores agradecem ao CNPq e ao convênio CPRM/CERB/UFBA/FAPEX pelo suporte através da concessão de bolsas de iniciação científica e de produtividade em pesquisa para os autores, e pelo apoio financeiro à execução dos trabalhos.

Referências

- Dominguez, J. M. L., 1992, Controls on Quaternary coastal evolution of the east-northeast coastal of Brazil: Roles of sea level history, trade winds and climate: *Sed. Geol.* , 80: 213-232.
- Fujimori, S., 1968, Granulitos e charnockitos de Salvador, Bahia: *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 181-202.
- Pitombo, J. S., 1998, Avaliação geofísica dos aquíferos costeiros da Costa Atlântica de Salvador, Bahia. Universidade Federal da Bahia.
- Santos, L. A. R., 2000, Avaliação dos aquíferos costeiros da Área Rio Joanes-Jauá. Universidade Federal da Bahia.



578000 580000 582000 584000



8572000
8570000

58000 582000



CONTRIBUIÇÃO DA SONDAGEM ELÉTRICA VERTICAL À HIDROGEOLOGIA DA BACIA DO PARANÁ NO MUNICÍPIO DE JUSCIMEIRA-MT.

Alterêdo Oliveira Cutrim/UFMT, alteredo@cpd.ufmt.br; Shozo Shiraiwa/UFMT, shozo@cpd.ufmt.br;
Alexandrino Leite Nascimento/UFMT.

ABSTRACT

This study was done in four areas of Juscimeira's municipal (MT) Brazil and it was used the Vertical Electrical Sounding method to determine the vertical dimensions of the geologic units that form the Parana's Basin. The study allowed to know the depth of the top and the thickness of Furnas/Ponta Grossa Formations and Furnas/Ponta Grossa Transition. These information will guide the drilling of deep wells whose objective is the exploitation of Furnas' aquifer. The knowledge of the thickness of Furnas' aquifer is an important prerequisite to the determination of the reserves of water at this aquifer, while the thickness of the others units have a relevant role at the studies of the vulnerability to the contamination of Furnas' aquifer.

INTRODUÇÃO

Este trabalho foi realizado no município de Juscimeira, localizado no sul do estado de Mato Grosso (figura 1). Nesse município, a espessura e a profundidade do topo das unidades geológicas que constituem a Bacia do Paraná são pouco conhecidas, tornando assim, a construção de poços tubulares para exploração do aquífero Furnas uma atividade de grande incerteza. Existe um número relativamente alto de poços secos, construídos com profundidades de até 450m e que não atingiram o aquífero Furnas. Esses poços secos consomem vultuosos volumes de recursos financeiros e deixam grande parte das comunidades urbanas e rurais sem água para atender as suas necessidades básicas. Com a finalidade de contribuir para a resolução desse problema, e com outros estudos hidrogeológicos este trabalho buscou estimar a espessura e a profundidade das unidades geológicas dessa área.

GEOLOGIA DA ÁREA

A geologia da área é composta por rochas devonianas da Formação Furnas, da Transição Furnas/Ponta Grossa e da Formação Ponta Grossa, pertencentes à bacia sedimentar do Paraná.

Formação Furnas

Segundo Barros et al. (1982) a Formação Furnas é constituída principalmente por sedimentos essencialmente arenosos, esbranquiçados, avermelhados, com camadas expressivas contendo notáveis estratificações cruzadas acanaladas, constituídas por arenitos grosseiros, médios e finos, níveis de arenitos e lentes conglomeráticas, feldspáticos, argilosos, micáceos, ortoquartzíticos localmente, com seixos esparsos de quartzo leitoso; conglomerado basal oligomítico, ocorrências petromíticas restritas, matriz arenosa grossa, feldspática e argilosa, com intercalações para o topo da sequência de siltitos e argilitos vermelhos e micáceos. Os níveis e lentes conglomeráticas são conspícuos a sua porção basal.

Segundo PETROBRAS(1965) a base da Formação Furnas, com uma espessura variando entre 5m e 150m, é constituída por conglomerados, arenitos médios, grossos a muito grossos e arenitos conglomeráticos. Os arenitos apresentam cor branca e rósea. Nas porções média e superior a formação é composta por um pacote com espessura entre 150m e 200m de arenitos médios, finos e muito finos, ocasionalmente intercalados com lentes silticas e/ou argilosas. Logo acima da parte basal ocorre uma camada, com espessura entre 10m e 20m, de arenito de granulação média e nas proximidades do topo grada para arenitos finos a muito finos, com cores branca, rósea e vermelho-escuros. Em direção ao topo aumenta a ocorrência de intercalações com finas camadas silticas e argilosas, comumente micáceas.

Transição Furnas/Ponta Grossa

Essa zona de transição é caracterizada pela interdigitação de finas camadas de arenitos de textura fina a muito fina, siltitos e folhelhos silticos com bastante mica. Essa passagem é caracterizada pela redução da espessura das camadas de areia e aumento das camadas de siltitos e folhelhos e não pelo tamanho dos grãos (PETROBRÁS, 1965). Estas rochas estão sobrepostas à Formação Furnas e o seu contato com esta Formação é de forma gradacional. Já o contato do topo destas rochas com a Formação Ponta Grossa é gradacional.

Formação Ponta Grossa

Esta unidade, do Devoniano Inferior a Superior, segundo Barros, et al. (1982) é constituída por arenitos finos a muito finos, finamente estratificados, cores cinza-esverdeado a amarelado, formando muitas vezes bancos com 3 a 5 m de espessura, intercalados com siltitos cinza-esverdeado, argilosos, finamente estratificados, e folhelhos cinza, micromicáceos, físsil e localmente síltico. Os arenitos apresentam maior frequência nas partes mais basais e os folhelhos em direção ao topo da sequência.

Segundo PETROBRAS(1965) a formação Ponta Grossa é composta principalmente por siltitos com porções subordinadas de folhelhos e arenitos muito finos. A cor dos siltitos e arenitos varia de cinza a violáceo. Em todas as rochas dessa unidade é abundante a ocorrência de micas.

Essa unidade se encontra sobreposta à Transição Furnas/ Ponta Grossa, e o seu contato inferior se faz de maneira gradacional e concordante ou por falhamentos de gravidade.

METODOLOGIA

Neste estudo foi aplicado o método SEV (sondagem elétrica vertical) (Bhattacharya, & Patra, 1968). Foram realizadas oito SEVs em quatro localidades. Duas na cidade de Juscimeira com aberturas máximas de AB/2 de 600m e 1500m; duas no povoado São Lourenço de Fátima com AB/2 máximas de 600m, 1000m; duas no povoado Santa Elvira com AB/2 máximas de 600m e 2000m e duas na localidade Sucuri com AB/2 máximas de 800m e 1000m. A diferença de abertura de AB/2 deve-se à falta de espaço com condições adequadas para estender os fio de injeção de corrente elétrica.

Na coleta dos dados usou-se o arranjo Schlumberger e um eletroresistivímetro com voltagens de 100, 200, 400 e 800V e com uma potência de 250 W. O controle da resistência de contato nos eletrodos foi feita com uso de água salgada. A interpretação dos dados foi feita através do método *ridige regression*.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Cidade de Juscimeira

Os resultados obtidos pela SEV realizada nesse local estão apresentados nas figuras 2 e 3. As primeiras 4 camadas referem-se à cobertura pedológica com espessura média em torno de 6m. As variações de resistividade, nesse meio, refletem as suas diferenças de material e teor de água. As camadas 5 e 6 correspondem à Formação

Ponta Grossa, cuja espessura está em torno de 240m. A variação de resistividade, nessa formação, é reflexo da sua variação litológica. A sétima camada, com espessura em torno de 92m e resistividade de 4851Ω.m, pode ser a Zona de Transição Furnas/Ponta Grossa e parte da porção superior da Formação Furnas. A similaridade litológica dessas duas unidades dificulta a definição do término de uma e o início da outra. A oitava camada com resistividade de 4870 Ω.m e espessura indefinida (última camada), corresponde à Formação Furnas. Nesse local estima-se que a profundidade do topo das Formações Furnas e Ponta Grossa e da Transição Furnas/Ponta Grossa são respectivamente 280m, 6m e 240 metros.

São Lourenço de Fátima

Os resultados da SEV efetuada nesse local estão contidos nas figuras 4 e 5. As primeiras 3 camadas referem-se à cobertura pedológica com uma espessura média em torno de 1,5m. As variações de resistividade, nesse meio, são decorrentes das suas diferenças de material e da quantidade de água. As seis camadas seguintes correspondem à Formação Furnas, cuja espessura está em torno de 325m. As variações de resistividade, nessa unidade, refletem a sua variação litológica e quantidade de água.

Sucuri

Os resultados da SEV dessa localidade estão apresentadas nas figuras 6 e 7. As primeiras 3 camadas correspondem à cobertura pedológica, cuja espessura média é de 3,20m. As variações de resistividade, nesse meio, refletem as diferenças de material e teor de água. As camadas 4, 5 e 6 correspondem à Formação Ponta Grossa, com espessura em torno de 143m. A variação de resistividade nessa formação, é função da sua variação litológica. A sétima e última camada corresponde à Transição Furnas/Ponta Grossa e parte da porção superior da Formação Furnas, cuja espessura não foi possível determiná-la por se tratar do substrato. A similaridade da litologia dessas duas unidades dificulta a definição do término de uma e o início da outra. A profundidade do topo da Formação Furnas está em torno de 280 metros.

Santa Elvira

Os resultados obtidos com a SEV realizada nesse local estão apresentados nas figuras 8 e 9. As primeiras 3 camadas referem-se à cobertura pedológica, com espessura média em torno de 2,70m. As variações de resistividade, nesse meio, refletem as suas diferenças de

material e teor de água. As camadas 4 e 5 correspondem à Formação Ponta Grossa, cuja espessura está em torno de 158m. A variação de resistividade, nessa formação, é reflexo da sua variação litológica. A camada seis, com espessura em torno de 210m pode ser a Zona de Transição Furnas/Ponta Grossa e parte da Formação Furnas. A similaridade litológica dessas duas unidades dificulta a definição do término de uma e o início da outra. A sétima camada com espessura indefinida (última camada), corresponde à Formação Furnas. A profundidade do topo da Formação Furnas está em torno de 280 metros.

CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES

Na cidade de Juscimeira a espessura da Formação Ponta Grossa pode atingir até 240m; a espessura da Transição Furnas/Ponta Grossa em torno de 45 metros e a profundidade do topo da Formação Furnas é de aproximadamente 280 metros.

Em São Lourenço de Fátima a Formação Furnas aflora e a sua espessura não foi possível definir, no entanto, ela é superior a 300 metros.

Em Sucuri foi estimada uma espessura em torno de 145m para a Formação Ponta Grossa; uma espessura de aproximadamente 35m para a Transição Furnas/Ponta Grossa e uma profundidade do topo em torno de 180m para a Formação Furnas.

Em Santa Elvira foi estimada uma espessura para a Formação Ponta Grossa em torno de 160m; uma espessura da Transição Furnas/Ponta Grossa de aproximadamente 45m e uma profundidade do topo para a Formação Furnas em torno de 205 metros.

Em todos esses locais não foi possível determinar a espessura da Formação Furnas, no entanto pode-se presumi-la superior a 300 metros. Essa impossibilidade está relacionada, principalmente às distâncias de AB/2 utilizadas.

Estas informações são de grande utilidade para elaboração de projetos de poços tubulares, para estimar as reservas de água do aquífero Furnas e para estudo de vulnerabilidade à contaminação desse aquífero.

REFERÊNCIAS

Barros, L. C., Cardoso, O. R. F. A., Freire, F. A., Souza Júnior, J. J., Rivetti, M.; Luz, D. S., Palmeira, R. C. B. & Tassinari, C. C. G. 1982. Geologia da folha SE-21. Corumbá. Projeto RADAMBRASIL, V. 27. Rio de Janeiro, RJ. 448 p.

Bhattacharya, P.K. & Patra, H.P. 1968. Direct Current Geoelectric Sounding. Elsevier Publishing Company. New York. 135p.

PETROBRÁS. Estratigrafia e Estruturas da Região de Rondonópolis-MT. Relatório DEBSP N° 302, 1965.

Agradecimentos

Ao ICET/UFMT pelo apoio logístico.



Figura 1 – Mapa de localização do município de Juscimeira.

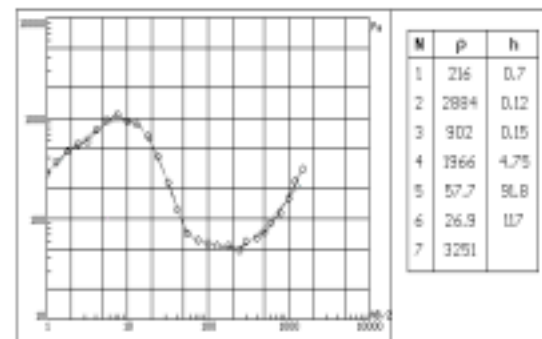


Figura 2 – Perfil geoeletrico da SEV da cidade de Juscimeira.

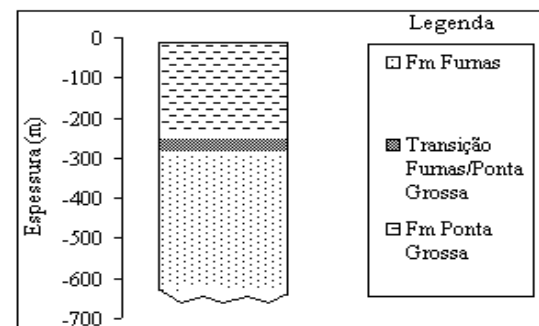


Figura 3 – Perfil geológico produzido pela SEV da cidade de Juscimeira.

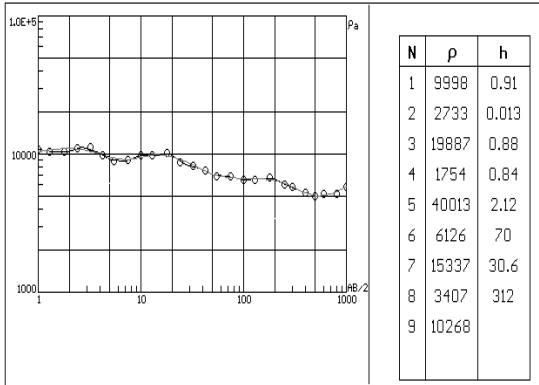


Figura 4 – Modelo geoeétrico da SEV de São Lourenço de Fátima.

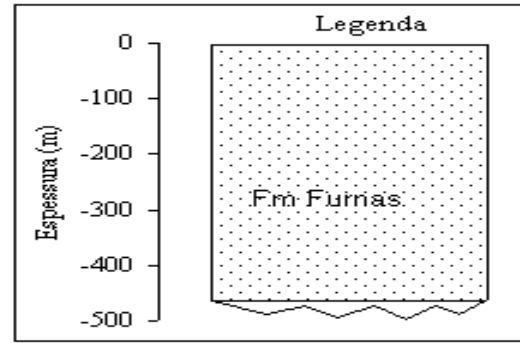


Figura 5 – Perfil geológico produzido pela SEV de São Lourenço de Fátima.

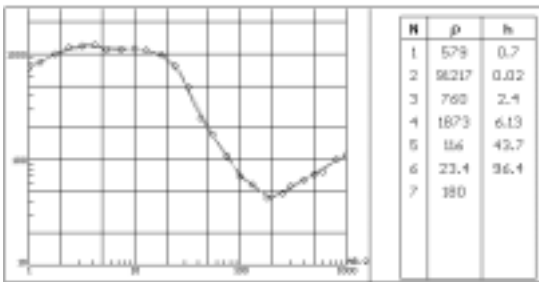


Figura 6 – Perfil geoeétrico da SEV de Sucuri.

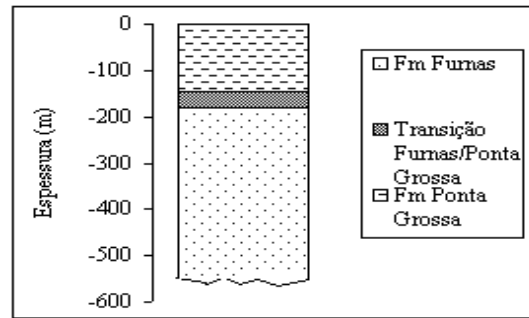


Figura 7 – Perfil geológico produzido pela SEV de Sucuri.

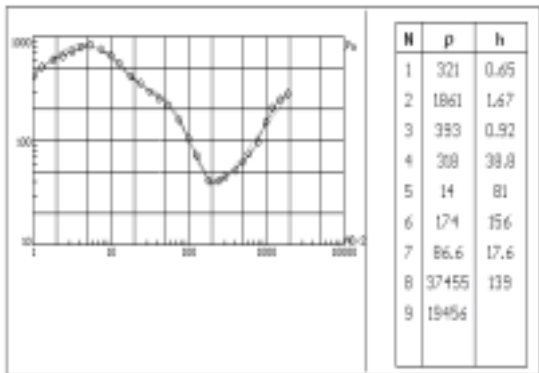


Figura 8 – Perfil geoeétrico da SEV de Santa Elvira.

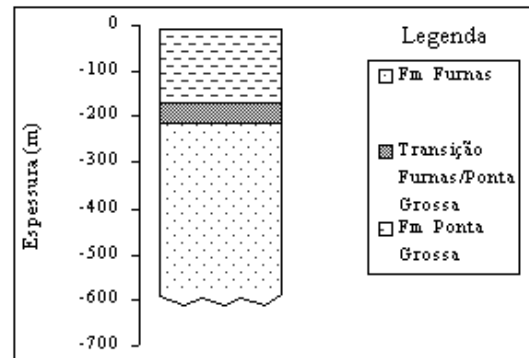


Figura 9 – Perfil geológico produzido pela SEV de Santa Elvira.



CORRELATION OF ELECTRICAL AND HYDRAULIC CONDUCTIVITIES OF POROUS AQUIFER – A CRITIQUE

Sri Niwas and O. A.L. de Lima, CPGG/UFBA, Salvador

Abstract

This paper recollects the most important existing equations derived for electrical and hydraulic effects by considering simple aquifer models – non-shaly and shaly sands. A critique about the possible correlation between electrical and hydraulic conductivity is presented, vis-à-vis estimation of the later from the former with a requisite confidence. Only the relations developed mathematically are chosen for discussion and empirical relations are left out. A more plausible general aquifer model based equations are presented to show that the relationship is direct only in electrolyte (conductance) dominated aquifer case and inverse in matrix (resistance) dominated aquifer. Few data points published already are analyzed to show the efficacy of the equations.

Introduction

There is greater need to balance the equation of demand and supply of water resources. It is indeed alarming that human use of water has increased more than 35 folds over the past three centuries. It can be projected that majority of developing countries would be unable to feed their people without importing food and with rapid industrialization, substantial portion of the world's fresh surface water supply would be too polluted to drink. Fortunately, huge amount of water is concealed in the porous rocks and it is required to maintain the balance by exploration, conservation and management of this resource.

Geoelectrical methods are widely accepted as powerful means for groundwater exploration. The stochastic framework based simulation and modeling - a useful technique for groundwater management - requires extensive hydraulic conductivity data for proper implementation. The classical process of acquiring hydraulic data by pumping tests is costly and time consuming. The possible additional application of geoelectrical data to estimate the hydraulic data also is fast emerging, on global scale, to minimize the cost/information ratio. Conceptually, the electrical method is based on the general conservation of charges and Ohms law. Interestingly, the hydrodynamics in a porous medium is also based on similar conservation principles and Darcy's law of laminar flow. Hence some interrelationship between resistivity and permeability is expected to exist if medium is the same. Logically, the aquifer properties can be estimated from geoelectrical data with

reasonable success. We are presenting a rapid review of the existing model based equations to compute electrical and hydraulic effects of a porous aquifer (clean as well as shaly) and a critique of the interrelation between the two effects, vis-à-vis estimation of hydraulic parameter from geoelectrical data.

Critique

Natural porous media are generally not homogeneous nor are they uniformly random. The electrical properties of aquifers estimated from surface measurements are macroscopic averaged properties. Their use in estimating hydraulic properties should be viewed in the right perspective, and very high confidence level should not be expected, unless we establish practical procedure to relate macroscopic properties with microscopic one.

The model based theoretical investigations have not yet completely satisfied the field observations. There are satisfactory agreements in clean, loose sands, saturated with brine. However, in slightly/heavily consolidated sediments, sedimentary rocks of secondary porosity, and shaly formation there is considerable confusion. It is not the question of low regression coefficient between observed and estimated parameters, but of more basic physical insight. The case of shaly sand saturated with fresh water is a bit complicated on microscopic scale. For this, one has to consider four well-defined geometrical parameters characteristic of the pore space. These are the tortuosity of the free pore space, the tortuosity near the internal boundary surface, and two length parameters that measures the relevant dimensions associated with pore and surface transport. The effect of these parameters can be best understood by properly conducted laboratory experiments in a focused manner.

Most of the studies conducted to estimate the hydraulic conductivity from geoelectrical measurements are statistical, and mathematical relations are a few. Pfannkuch (1969) provided the theoretical basis for the correlation between the two processes through the apparent formation factor. However, he was unable to derive an explicit relation between hydraulic conductivity and apparent formation factor. He argued that, in a porous medium saturated with fresh water, the surface

Electrical and Hydraulic Conductivities

conductance becomes the dominant electrical transport mechanism. This means that, in addition to porosity and tortuosity, there is a mutual dependence of the apparent formation factor and hydraulic conductivity, on the internal surface area, and hence on the grain size. Kelly (1977), while explaining his empirical relation, emphasized that it is the apparent formation factor rather than the true formation factor that is related to the specific surface. Since the apparent formation factor varies with the water resistivity, relation between apparent formation factor and hydraulic conductivity must also depend on the groundwater resistivity. Sri Niwas and Singhal (1981) derived two separate equations, however, without properly explaining the causes for their existence. Worthington (1977) attempted seriously to clear the confusion but remained confined to qualitative explanation. Purvance and Andricevic (2000) tried to give mathematical support to the model of Worthington (1977) but were only partially successful. Lima and Sri Niwas (2000) attempted to develop mathematical equations but remained confined to the case where the electrolyte conduction is dominant. Worthington (1977), as well as Purvance and Andricevic (2000), implicitly established the direct relationship between electrical and hydraulic conductivities for the electrolyte dominant conductivity, and inverse relationship for surface dominant conductivity. They have developed a class of aquifer having electrolyte and surface conductivities that were assumed to be equal, and for that there is no relation at all. It is to be argued that these two main conductivities act in a parallel combination and, unless the formation is pure shale having bound water, no- relationship concept is untenable.

Proposed model

As per definition of aquifer there has to be an impervious substratum to prevent vertical hydraulic flow and keep the hydraulic flow direction predominantly lateral. However, this impervious layer may be electrically conductive (clays) or resistive (hard rock). It is natural that the current flow directions would also be governed by these structural controls. Recently our group has suggested a more general aquifer model and equations based on it to estimate hydraulic conductivity with physical justification (Lima and Sri Niwas, 2001a, 2001b, Sri Niwas and Lima, 2001a, 2001b). We are proposing that in case of matrix dominated shaly sand aquifer one should consider a dominantly serial resistor model, and in case of electrolyte dominated aquifer a parallel conductor model is more justified. This gives

proper physical explanation to the two equations derived by Sri Niwas and Singhal (1981, 1985). The relationship works well for macroscopic measurements. But if microscopic measurements are available it is hoped that these concepts will be justified there too.

The aquifer is a prism of unit cross-section, thickness H , electrical resistivity ρ ($= 1/\sigma$), and hydraulic conductivity K . The combination of Ohm's and Darcy's laws gives in the (i) conductance dominated flow as

$$\begin{Bmatrix} \sigma \\ K \end{Bmatrix} = \begin{Bmatrix} C_e \frac{1}{H} \\ C_h \frac{1}{H} \end{Bmatrix},$$

and in (ii) resistance dominated flow as,

$$\begin{Bmatrix} \rho \\ K \end{Bmatrix} = \begin{Bmatrix} R_e \frac{1}{H} \\ C_h \frac{1}{H} \end{Bmatrix},$$

where C_e is the longitudinal electrical conductance, C_h is the hydraulic transmissivity, and R_e is the transverse electrical resistance of the aquifer model. In case (i) the constant of proportionality is the ratio of two conductivities $[(K/\sigma) = \alpha]$, whereas in case (ii) it is the product of two conductivities $(K\sigma = \beta)$.

Discussion and Conclusion

Many field results from diverse geographical locations and geological conditions are reported (Sri Niwas and Singhal, 1985; Yadav et al., 1993; Yadav, 1995; Yadav and Abolfazli, 1998; Singhal et al. 1998; Onuoha and Mbazi, 1988; Mbonu et al., 1991; Marinho, 1997) justifying case (ii) by applying the analytical equation developed by Sri Niwas and Singhal (1981). We are presenting the values of β computed from published data in Table 1, and were greatly encouraged to find approximately constant values in a particular study. However, the values given must be taken as average ones.

The theoretical developments, laced with physical explanations, are demonstratively powerful to give deeper insight regarding anatomy of the two type of relationship between K and σ , as shown by different equations. These equations are based on macroscopically measured parameters in the field and can be used only approximately for hydraulic conductivity estimation from aquifer resistivity, with a provision that, with additional inputs, the estimated

Electrical and Hydraulic Conductivities

Investigation by	Country	β
Kelly (1977)	USA	1.6
Heigold et al. (1979)	USA	1.5
Kosinky and Kelly (1981)	USA	1.1
Sri Niwas and Singhal (1985)	UP, India	
	Banda District	1.13
	Varanasi District	1.00
	Saharanpur District	0.66
Singhal et al. (1998)	Saharanpur District, India	0.50
Yadav and Abolfazali (1998)	Rajasthan, India	0.71

Table 1 – Values of β estimated for different aquifers in the world.

values can be further improved. As a caution we must recall that the impervious substratum may be electrically conductive (clays) or resistive (hard rock). It is natural that the current flow directions in the aquifer would also be governed by these boundaries. This needs to be properly investigated in different field conditions to monitor case (i) and case (ii) to clear the picture.

References

- Kelly, W.E., 1977, Geoelectric sounding for estimating aquifer hydraulic conductivity. *Groundwater*, 15, 420-425.
- Lima, O. A.L., and Sri Niwas, 2000, Estimation of hydraulic parameters of shaly sandstone aquifers from geoelectrical measurements. *Jour. Hydrol.*, 235, 12-26.
- Lima, O. A.L., and Sri Niwas, 2001a, Electrical resistivity/ formation factor and the hydraulic conductivity relations in porous aquifers. *Jour. Appl. Geophys.* (submitted).
- Lima, O. A.L., and Sri Niwas, 2001b, On the correlation between electrical and hydraulic properties of porous aquifer. *Water Resour. Res.* (submitted).
- Pfannkuch, H.O., 1969. On the correlation of electrical conductivity properties of porous systems with viscous flow transport coefficients. *Proc. IAHR 1st. Int. Symp. "Fundamentals of transport phenomena in porous media"* Haifa, 42-54.
- Purvance, D. T., and R. Andricevic, 2000, On the electric-hydraulic conductivity correlation in aquifers. *Water Resour. Res.*, 36(10), 2905-2913.
- Sri Niwas, and D. C. Singhal, 1981, Estimation of aquifer transmissivity from Dar-Zarrouk parameters in porous media. *Jour. Hydrol.*, 50, 393-399.
- Sri Niwas, and D. C. Singhal, 1985, Aquifer transmissivity of porous media from resistivity data. *Jour. Hydrol.*, 82, 143-153.
- Sri Niwas, and O.A.L. de Lima, 2001a, Estimation of aquifer parameter from surface geoelectrical measurements – an appraisal. *Groundwater* (submitted).
- Sri Niwas, and O.A.L. de Lima, 2001b, On correlation aspects of geoelectrical and geohydraulic transport properties of porous aquifers. *Geophysics* (submitted).
- Worthington, P.F., 1977, Influence of matrix conduction upon hydrogeophysical relationships in arenaceous aquifers. *Water Resour. Res.*, 13, 87-92.

Acknowledgments

We wish to thank the Brazilian Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico for the support to this project through our Research Productivity and Visiting Researcher Fellowships.



Deep electromagnetic mapping of the Serra Grande aquifer for optimum groundwater development on the eastern margin of Parnaíba basin, Piauí state, Brazil.

A. K. Mohamed⁺, P. M. Abreu⁺⁺, M. A. Meju⁺, S. L. Fontes⁺⁺, E. F. La Terra⁺⁺ and C. R. Germano⁺⁺

⁺Department of Geology, University of Leicester, Leicester LE1 7RH, UK. mxw@le.ac.uk

⁺⁺Observatorio Nacional-MCT, Rio de Janeiro, Brazil. sergio@on.br

Abstract

A combined TEM-AMT survey was recently carried out along three east-west transects at the eastern margin of Parnaíba basin for hydrogeological purposes. The MT data have been processed using conventional tensorial analysis technique and corrected for static shift using dual-mode TEM data. Two-dimensional regularised inversion of the TE and TM MT data revealed distinct geoelectric patterns for the three profiles. The contact between the sedimentary and crystalline basement rocks was clearly imaged in all the profiles. Graben-like structures are present in all cases and are best developed about 20-30 km away from the basin margin in the Monsenhor Hipólito and Itainópolis transects. The graben structures are considered to be the best places for drilling for groundwater in this region. The 2-D resistivity model for the Monsenhor Hipólito profile also appears to define the position of a major fault herein interpreted as the Picos fault, which may have implications for groundwater development in the area.

Introduction

Previous regional TEM-MT studies in southern parts of Piauí state, within the Parnaíba basin, detected zones of anomalously thickened conductive materials interpreted as possible grabens east of Picos (see Fig. 18, Meju et al., 1999) and north of São Raimundo Nonato (see Fontes et al., 1997). One of these anomalous graben structures was recently drilled down to 970m and found to contain a prolific aquifer; it now serves as a major water source for São Raimundo Nonato, 35 km away. Based on these studies, the Piauí state government embarked in 2000 on a programme to map out potential future sources of groundwater for the urban populations near the eastern margin of Parnaíba basin. The area is semi-arid and the rainfall rate is low (<400mm per year). In the case of Monsenhor Hipólito (MH) and environs, it was decided that deep EM tracking of the previously suggested graben near Picos should be undertaken to confirm its existence and along-strike continuity to aid groundwater resource evaluation.

The geology is made up of sequences of sedimentary rocks resting on crystalline

basement. The sedimentary rocks outcropping in the study area are shown in Figure 1. The Serra Grande group rests on the Precambrian crystalline basement. This group consists successively of the Jaicos, Ipu and Tianguá formations. The Jaicos formation is the dominant member and the target aquifer in the area. The Serra Grande group is overlain by the Pimenteiras formation, which is the main aquifer. It is overlain in turn by the Cabeças formation outside the area of study.

Data acquisition, processing and interpretation

Joint TEM and AMT soundings were carried out in 2000 in the eastern part of Piauí State. The survey consisted of three east-west lines, as shown in Figure 1. Monsenhor Hipólito profile (line 1) is 64 km long with ten stations and average spacing of 6.4 km. Jaicós profile (line 2) is 23 Km long, consisting of nine stations and with an average spacing of 2.5 Km. Itainópolis profile (line 3) is 40 Km long with ten stations spaced about 4 Km apart. Central-loop and single-loop TEM data were acquired at all sites using either 50 or 100 m-sided transmitter loops. The Sirotem MK3b system was used for the TEM soundings. The MT measurements employed the EMI MT-1 field equipment with 100m telluric dipoles.

The MT data have been processed using a robust estimation technique (Egbert and Booker, 1986) and the relevant interpretative parameters were computed for the sounding frequency range 336 to 0.14 Hz. Distortion decomposition and structural dimensionality were determined for the various sites using the Groom & Bailey (1989) technique. The computed azimuths at some selected frequencies suggest that there is a dominant strike for each of these profiles. For the MH profile, it is nearly north-south and is consistent with the main geological trend. Subsequently, the MH data were rotated 30° from the measurement direction (the declination is 23° west of geographic north) yielding the TE and TM modes along approximately north-south and east-west directions, respectively. The other two profiles were rotated 70° and are in accord with the trend of major faults. The TM and TE mode apparent resistivity curves were respectively

corrected for static shift using the single-loop and central-loop TEM data (cf. Meju et al., 1999, Fig. 6).

A conjugate gradient 2D non-linear inversion program (Mackie et al., 1997) has been applied to the corrected MT (TM and TE) data. The 2D inversion results are described below.

Monsenhor Hipólito Profile

The 2-D model (Figure 2) suggests the presence of strong lateral changes in resistivity in the top 4.5 Km of the subsurface. The basement rock units are generally highly resistive and a value of 200 ohm-m appears to be appropriate for them. These units outcrop on the surface east of position 55Km. The relatively conductive zone near the surface at positions 55-59km may thus indicate the presence of highly weathered basement rocks. The basement appears to be of irregular topography and is overlain by thickened sedimentary cover at positions 0-7Km and 14-27Km. The contact between the basement and its sedimentary cover may be traced westward along the profile starting at position 53Km (in agreement with the basement-sediment contact on the geological map shown in Fig.1). The Serra Grande group aquifer (dominantly the Jaicos formation in this study area) outcrops at positions 14-48Km and is well imaged by the resistivity inversion model. This part of the transect is the recharge area. The Pimenteiras formation forms the aquitard west of this recharge zone. There appears to be a shallow resistive sill-like intrusive body at positions 0-7Km in agreement with previous MT models of the area (see Meju et al., 1999).

The 2-D model also shows other interesting geological features. A major fault is suggested near position 5Km and extends vertically into the basement. The fault appears as a highly conductive zone and may represent the margin of a major graben structure. This is in accord with the results from previous studies in the area. The smaller graben suggested at positions 15-25Km agrees with that seen on the Jaicos-Picos line (Ulugergerli, 1998). This particular graben appears to contain thick sedimentary materials, possibly of the Serra Grande Group. We recommend that the possible graben at positions 15-25Km has the optimum potential for drilling for groundwater; the deeper graben-like zone at positions 0-5Km may contain highly saline groundwater.

Jaicós Profile

This short transect would correspond to a segment of MH line (positions 37-60 km). The 2D model (Figure 3) suggests a minor

graben at position 6-14Km (positions 8-10Km being the deepest part).

Itainópolis Profile

The 2-D model (Figure 4) show appreciable lateral resistivity changes and a graben structure near the centre of the profile (position 12-19Km), which is certainly the most appropriate area for drilling for groundwater.

Conclusion

Based on the present results, it would appear that the MT method is an effective technique for deep structural and stratigraphic mapping in this region. It has been shown that possible grabens and the contact between the basement and its sedimentary cover can be clearly delineated. The 2D inversion models allowed the selection of the graben-like zones in two of the MT profiles that have the best potential for development for major water supply by deep boreholes. We suggest that the recharge areas for the main aquifer can be mapped and used to control land use pattern in the area of study.

Acknowledgements

This work was supported by Secretaria de Meio Ambiente e Recursos Hídricos do Piauí, PROAGUA project.

References

- Egbert, G.D. and Booker, J.R., 1986, Robust estimation of geomagnetic transfer functions, *Geophys. J.R.astr. Soc.*, 87, 173-194.
- Fontes, S.L., Meju, M.A., Lima, J.P.R., Carvalho, R.M., La-Terra, E.F., Germano, C.R., and Metelo, M., 1997, Geophysical investigation of Major structural controls on groundwater distribution, North of Sao Raimundo Nonato, Piauí. 5th International Congress of the Brazilian Geophys. Soc., Sao Paulo, Expanded Abstract, Vol.2, 766-769.
- Groom, R.W., and Bailey, R.C., 1989, Decomposition of magnetotelluric impedance tensors in the presence of local three-dimensional galvanic distortion, *J.Geophys. res.*, 94, 1913-1925.
- Mackie, R.L., 1997, Two-dimensional inversion of magnetotelluric data, software, internet site: MTNET:nazca.cg.emr.ca/mtnet/mtnet.htm."
- Meju, M.A., Fontes, S.L., Oliveira, M.F.B., Lima, J.P.R., Ulugergerli, E.U., Carrasquilla, A.A., 1999, Regional aquifer mapping using combined VES-TEM/EMAP methods in the semiarid eastern margin of Parnaíba Basin, Brazil, *Geophysics*, 64, 337-356.
- Ulugergerli, E.U., 1998, Development and application of 2-D magnetotelluric inversion in complex domain, PhD thesis, University of Leicester, UK.

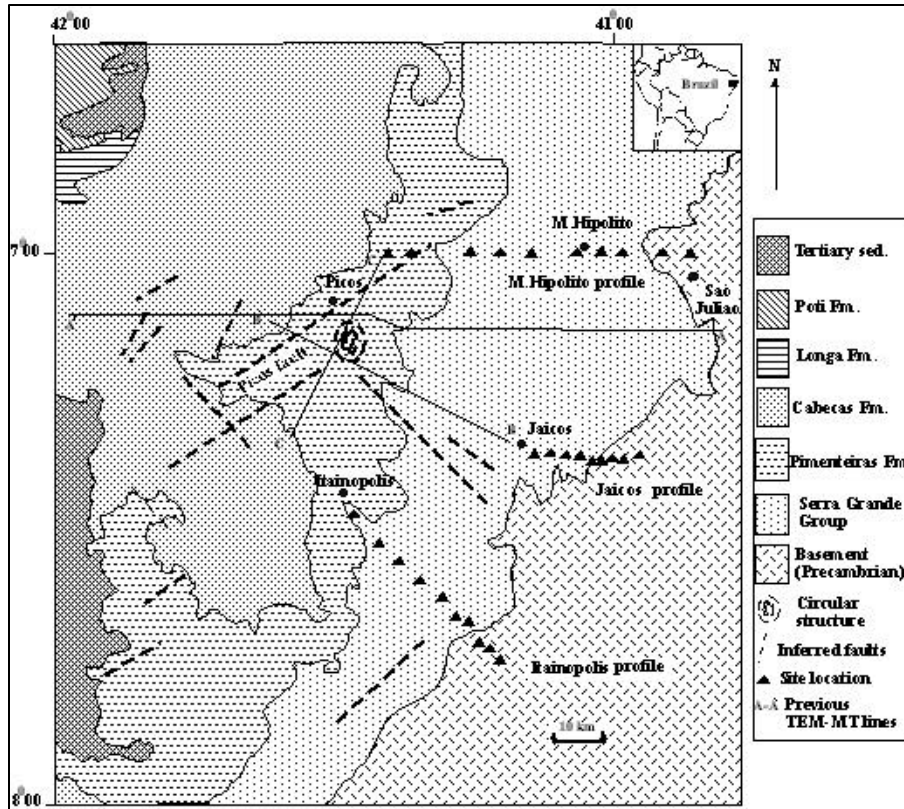


Figure 1. Geological map of the area of study showing the TEM-MT site locations.

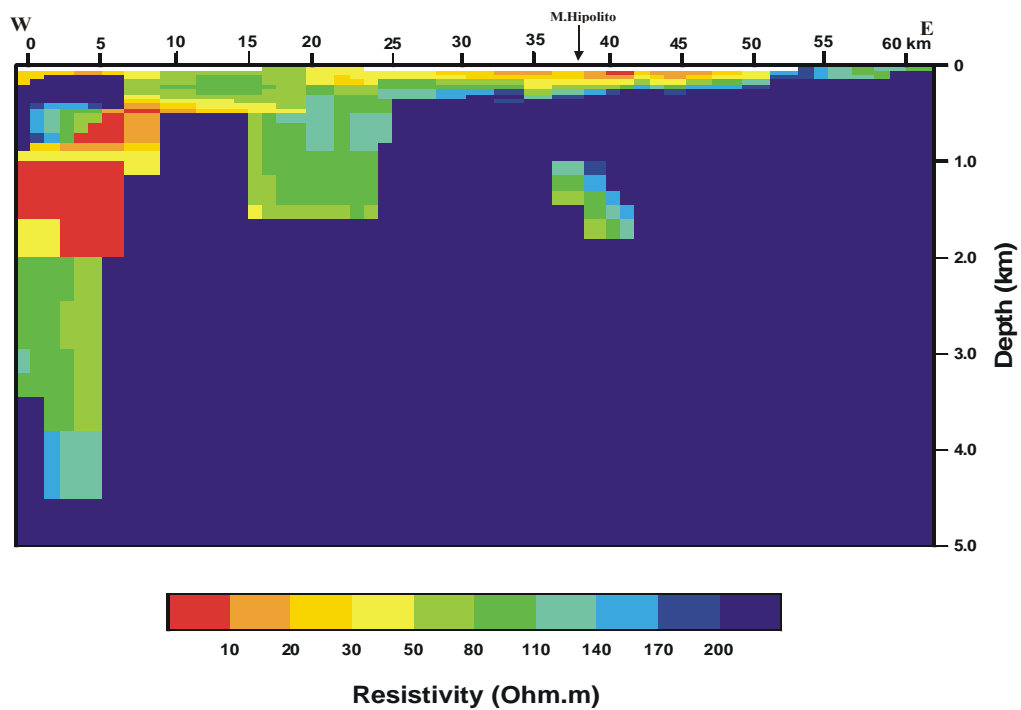


Figure 2. West-east 2D resistivity structure for the Monsenhor Hipólito profile.

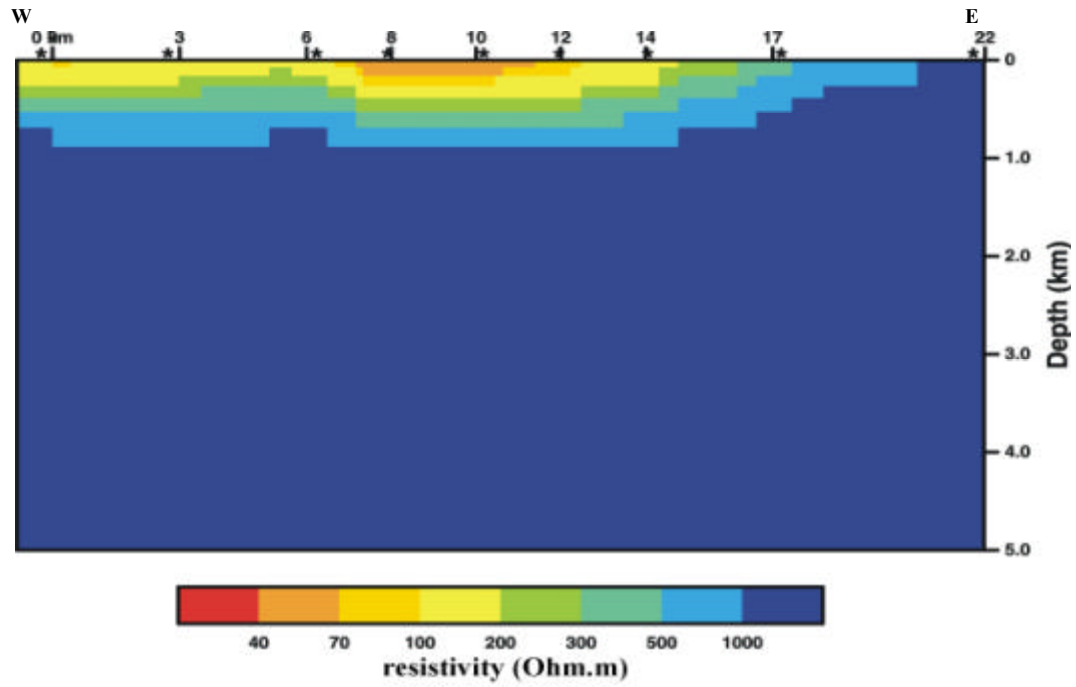


Figure 3. West-east 2D resistivity structure for the Jaicós profile.

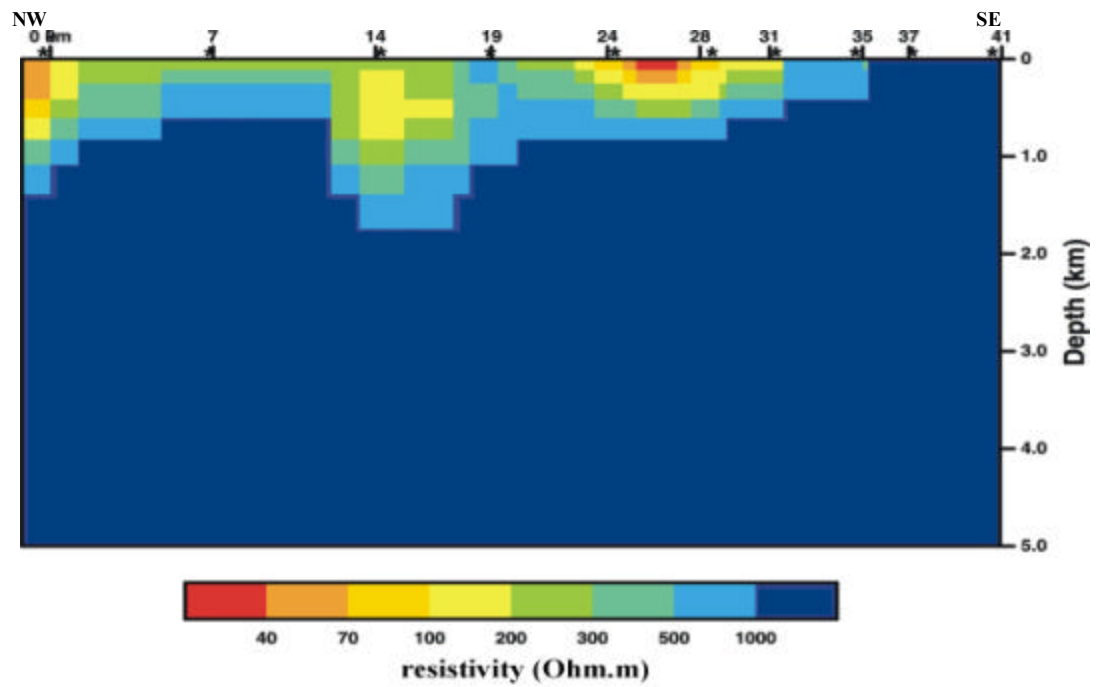


Figure 4. NW-SE 2D resistivity structure for the Itainópolis profile.



Desempenho do método VLF na locação de poços em terrenos cristalinos de uma área do agreste do Estado de Pernambuco, Brasil

Irabson Mota Cavalcante, Universidade Federal do Ceará, Brasil

José Márcio Lins Marinho, Universidade Federal do Ceará, Brasil

Walber Cordeiro, COGERH, Ceará, Brasil

Sônia Maria Silva Vasconcelos, Universidade Federal do Ceará, Brasil

Resumo

Este trabalho trata da aplicação do método geofísico VLF à prospecção de água subterrânea em terrenos cristalinos do Agreste Meridional do Estado de Pernambuco, Brasil, totalizando uma superfície de 323km², compreendendo parte dos municípios de Jupi, Lajedo e Calçado, sendo a área delimitada pelas coordenadas geográficas 8°38'52" e 8°48'09" de latitude sul ; 36°16'27" e 36°26'45" W. Gr. O equipamento utilizado foi o *Wadi*, fabricado pela ABEM. Foram executados cerca de 75km de perfis VLF transversais às estruturas fraturadas, normalmente orientadas NW-SE, tendo sido locados e perfurados 146 poços profundos durante o período compreendido entre 1998 e meados de 2000. Os resultados das locações através da técnica VLF comparados com 91 locações usando critérios variados, na mesma área e período desta pesquisa, mostraram um melhor desempenho da metodologia aqui utilizada no que se refere às vazões médias obtidas. A vazão média obtida com a metodologia VLF foi de 3635L/h, enquanto que com outros critérios foi de 1595L/h. Além do mais, a percentagem de poços secos (vazão inferior a 500L/h) foi de 4% para a locação com a ferramenta VLF, enquanto que com outras ferramentas foi de 17%.

Introdução

As águas subterrâneas representam aproximadamente 97% do volume de água doce líquida do planeta, que significa um volume 67 vezes maior que os volumes acumulados em rios e lagos. Em termos de abastecimento público, os recursos hídricos subterrâneos cumprem, hoje, um papel de suma importância em nível mundial, sendo a única fonte de abastecimento em algumas regiões da Terra. No Brasil, estima-se que cerca de 61% da população brasileira se abastece com águas subterrâneas. O Estado do Pernambuco, apesar de ser classicamente considerado como de vocação hidrogeológica baixa, em função de apresentar cerca de 70% de sua superfície em terrenos cristalinos, as águas subterrâneas vêm sendo gradualmente utilizadas, sendo responsável atualmente, em função da seca que assolou a região nos últimos anos, pelo abastecimento de 50% das localidades do agreste meridional do Estado.

Os terrenos cristalinos são considerados impermeáveis, com a porosidade primária próxima a zero. Nestes ambientes, a água circula e é acumulada através de uma porosidade secundária represen-

tada por fraturas e fissuras, portanto, as condições de condutibilidade hidráulica não estão associadas à porosidade primária da rocha, como é o caso dos aquíferos clásticos, e sim aos efeitos secundários a partir dos componentes estruturais. Entretanto, estes componentes apresentam superfícies de descontinuidade sem características permanentes ao longo do meio, conferindo-lhe um comportamento anisotrópico e heterogêneo.

Em função destas características, a prospecção de água subterrânea em terrenos cristalinos torna-se uma atividade de extrema dificuldade, tendo hidrogeólogos e instituições técnico-científicas recorrido a vários métodos diferenciados (fotografias aéreas, análise estrutural, geofísica, etc.) para detecção de zonas fraturadas. Diversos trabalhos, como os de Ferreira (1995), Lousada (1999) e Cordeiro (2000), que trabalharam em áreas de cristalino de Pernambuco, Distrito Federal e Ceará, respectivamente, mostram um ganho relativo com o emprego integrado de métodos de prospecção, se comparados à poços perfurados sem critério técnico apurado. Apesar de todos estes empreendimentos até agora não se determinou um critério preciso, sendo bastante comum a ocorrência de poços com baixas vazões.

Nos últimos anos, em função da estiagem que assolou a região do agreste Pernambucano, procurou-se viabilizar a captação de águas do subsolo para mitigar a falta d'água, a partir de quando decidiu-se sobre a perfuração de novos poços tubulares profundos. No início deste período, os poços eram locados apenas com utilização de métodos convencionais de prospecção, mas a frequência de poços improdutivos fez com que as empresas de perfuração buscassem melhores alternativas na pesquisa dos mananciais subterrâneos. Começou-se então a se empregar o método eletromagnético de prospecção VLF (*Very Low Frequency*).

O presente trabalho versa sobre o emprego do método VLF na prospecção de água subterrânea em terrenos cristalinos do Agreste Meridional do Estado de Pernambuco, compreendendo uma área de 323 km², encerrando parte dos municípios de Jupi, Lajedo e Calçado.

Fisiografia/Geologia

Há pequena diferenciação fisiográfica na área estudada com relação ao relevo e ao clima. As altitudes variam entre 600m, no sudeste da área, até 930m próximo a cidade de Jupi. Os rios Canhotinho e da Chata são os principais canais de drenagem da área

Desempenho VLF

pesquisada, seccionando-a por inteiro em sua porção central, no sentido NW-SE. A distribuição da pluviometria entre os anos de 1963 e 1989 foi irregular, apresentando uma média anual em torno de 750mm, sendo a máxima de 1920mm em 1974 e a mínima de 468mm em 1983.

A área pesquisada está inserida em terrenos cristalinos do pré-cambriano. Os litótipos que ocorrem na área são migmatito, granito, gnaiss e quartzito. Os migmatitos estão presentes em quase toda a área. Já os quartzitos ocorrem em áreas isoladas, nos arredores da cidade de Jupí e ao sul da cidade de Lajedo. Uma característica marcante dos quartzitos é o intenso fraturamento e, associado aos mesmos, a ocorrência de um manto de intemperismo mais espesso, atingindo na área cerca de 20m.

As feições estruturais dúctil e frágil estão presentes na área, sendo essa última preponderante e condicionante das ocorrências de água subterrânea através de fraturas, objetivo desse trabalho.

Metodologia VLF

O princípio de prospecção eletromagnética baseia-se, fundamentalmente, em uma fonte, na qual circula uma corrente alternada (corrente primária), que cria um campo indutivo alternado. O método geofísico VLF (*Very Low Frequency*) faz uso de campos eletromagnéticos gerados a partir de estações militares construídas para fins de comunicação com submarinos.

Neste trabalho, foi utilizado o equipamento Wadi, fabricado pela ABEM, Suécia, que opera no modo inclinação. Os levantamentos foram executados em caminhamentos que cruzaram as estruturas, as quais foram, preliminarmente, identificadas através de outros recursos: foto-geologia, mapas topográficos, base de dados de poços já perfurados

e investigação local. A profundidade de investigação com esta técnica nesse ambiente geológico é da ordem de 60m. Foram executados cerca de 75km de caminhamentos VLF nessa pesquisa (Cavalcante, 2000).

As estruturas de direção NW-SE representam as zonas de fraturas com interesse hidrogeológico, por tratarem-se de estruturas 'abertas'. Essa direção facilitou o uso da estação transmissora NAA (Cutler, Estados Unidos, 24,0 kHz), que emite ondas neste quadrante, sendo então os caminhamentos VLF realizados na direção NE-SW. Porém, quando possível o caminhamento foi realizado sobre o cruzamento de estruturas NE e NW, identificados nas fotografias aéreas, procurando assim obter o máximo de produtividade na captação do aquífero fissural.

A interpretação dos perfis VLF foi realizada com o auxílio do programa *Sector*, produzido pela ABEM.

Desempenho do método VLF

Os dados aqui apresentados são de 237 poços perfurados entre 1998 e meados de 2000. A Figura 1 mostra os percentuais das vazões obtidas com o uso do método VLF comparativamente aos obtidos com outros métodos (convencionais, eletrorresistividade, radiestesia, ausência de critério). As vazões médias obtidas foram de 3635L/h para os 146 poços locados com VLF e de 1595L/h para os 91 poços locados com outros critérios.

A percentagem de poços com vazão nula locados com o método VLF foi de 4%, enquanto que com outros métodos foi de 17%. Vale salientar que nos poços de vazão nula ou muito baixa, no primeiro caso, as fraturas foram identificadas.

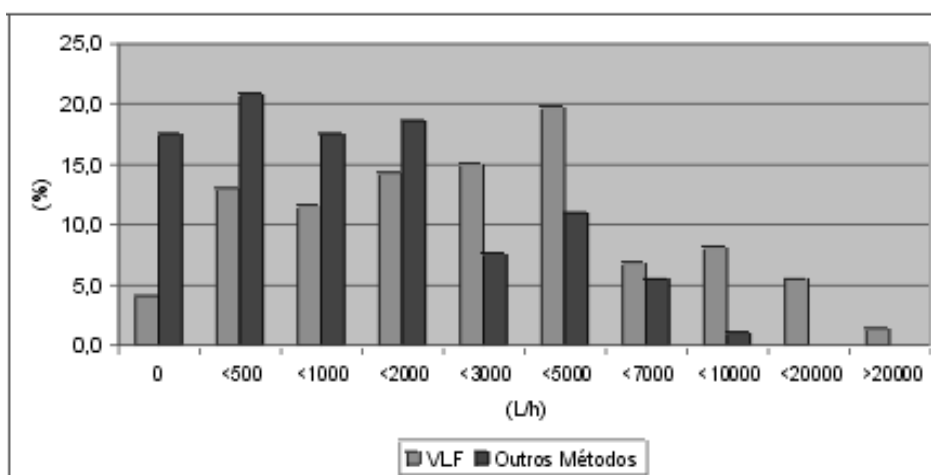


Figura 1 – Frequência relativa por intervalo de vazão dos poços localizados com o uso do método VLF (dados de 146 poços) e com a utilização de outros métodos (eletrorresistividade, radiestesia e convencional) (dados de 91 poços).

Estudo de casos

Caso 1

Foi realizada no sítio Lagoa das Balas, Lajedo-PE uma prospecção VLF num terreno gnáissico de 4ha onde, primeiramente, tinha sido perfurado um poço tubular profundo com 60m de profundidade no local de preferência do proprietário, o qual apresentou uma vazão de 400L/h. Posteriormente, foi contratado um geólogo, o qual identificou a zona fraturada em fotografia aérea e marcou o poço a 70m do poço perfurado anteriormente, a nordeste do mesmo, onde foi perfurado um poço tubular de 72m de profundidade. A vazão obtida foi menor ainda que a do primeiro, cerca de 300L/h.

Com análise das fotografias aéreas era realmente possível inferir que naquele local passava uma estrutura de direção NW-SE, permitindo assim, achar que havia possibilidade da perfuração de um terceiro poço.

Realizou-se o caminhamento VLF perpendicularmente à estrutura, passando exatamente no local do segundo poço, onde identificamos uma anomalia centralizada a 25m do segundo poço, a sudoeste deste, e localizada entre os dois poços já perfurados. Este trabalho culminou com a perfuração de um terceiro poço tubular profundo (60m) apresentando uma vazão de 4500L/h. A Figura 2 mostra um croqui com a posição dos três poços perfurados. A Figura 3 mostra uma fotografia dos poços 2 e 3, e a seção vertical da componente real da anomalia VLF indicando a locação do terceiro poço.

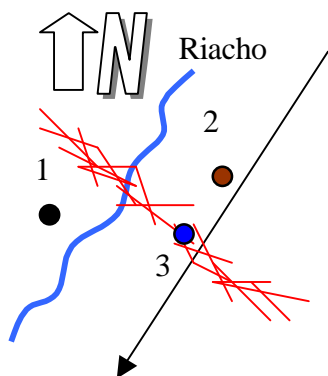


Figura 2 – Croqui de localização dos poços no Sítio Lagoa das Balas, Lajedo-PE.

Caso 2

No sítio Prata, em Lajedo-PE, foi perfurado um poço tubular profundo com 50m de profundidade, em rocha quartzítica, no leito de um pequeno riacho que corta a área com feição retilínea, na direção NW-SE. Este poço foi locado obedecendo o conceito de riacho-fenda (Siqueira, 1963), que preconiza a coincidência da drenagem superficial com zonas fraturadas do embasamento rochoso e considera ainda o potencial de recarga pela associação hidro-

grafia-geologia. A produtividade do poço foi de 600L/h.

Certo da ocorrência de uma zona fraturada na área, identificada a partir da observação da carta plani-altimétrica (escala 1:100000) e confirmada com a interpretação foto-aérea (escala 1:70000) e acreditando também que a escolha do local do poço poderia estar equivocada, já que a heterogeneidade do ambiente cristalino não permite que se aceite o conceito acima citado como dogma, propôs-se a realização de um levantamento VLF com a finalidade de se detectar, com precisão, o lugar onde estaria passando a tal zona fraturada.

Foi realizado o caminhamento VLF, perpendicularmente ao riacho e passando exatamente no local do poço inicialmente perfurado, onde identificou-se o centro de um corpo condutivo (zona fraturada) a 85m deste, e o que é mais impressionante, em um ponto do terreno com desnível topográfico de 25m acima da cota de onde está localizado o primeiro o poço (Figura 4).

Este trabalho culminou com a perfuração de um segundo poço tubular profundo na área com 72m de profundidade. A vazão obtida foi de 12000L/h.

Conclusões

A metodologia VLF utilizada nessa pesquisa, associada à recursos de fotografias aéreas, de mapas topográficos e de GPS(*Global Positioning System*), mostrou-se perfeitamente aplicável à prospecção de água subterrânea em terrenos cristalinos, corroborando com outros trabalhos de utilização desta metodologia.

Houve um ganho significativo na produtividade dos poços locados com esta metodologia em relação aos poços locados com outras metodologias.

Uma análise superficial mostrou que os poços locados nos quartzitos foram os que apresentaram maiores vazões, independentemente da metodologia aplicada.

Referências

- Cordeiro, W., 2000, Aplicação do método geofísico VLF (*Very Low Frequency*) na prospecção de água subterrânea em diversos tipos litológicos fraturados nas bacias hidrográficas metropolitanas no Estado do Ceará, Dissertação de Mestrado, UFC/DEGEO, Fortaleza-CE, 112p.
- Cavalcante, I.M., 2000, Hidrogeologia, hidroquímica e geofísica (método VLF) de aquíferos fissurais em uma porção da folha Garanhuns, Agreste Meridional do Estado de Pernambuco, Dissertação de Mestrado, UFC/DEGEO, Fortaleza-CE, 116p.
- Ferreira, J.A., 1995, Estudos hidrogeológicos e hidroquímicos da região de Alagoinha-PE – Aplicação de novos critérios para a locação de po-

Desempenho VLF

ços no aquífero fissural. UFPE/Centro de Tecnologia e Geociências. Dissertação de Mestrado. Recife-PE, 210p.

Lousada, E.O, 1999, Estudos geológicos e geofísicos aplicados à locação de poços tubulares profundos em aquíferos fraturados na região do Distrito Federal. UNB/Instituto de Geociências. Dissertação de Mestrado. Brasília-DF, 107p.

Siqueira, L., 1963, Contribuição da geologia à pesquisa de água subterrânea no cristalino: Rev. Água Subterrânea, p. 1-29, Recife-PE.

Agradecimentos

Agradecemos à Universidade Federal do Ceará pelo apoio dado ao desenvolvimento desse trabalho.

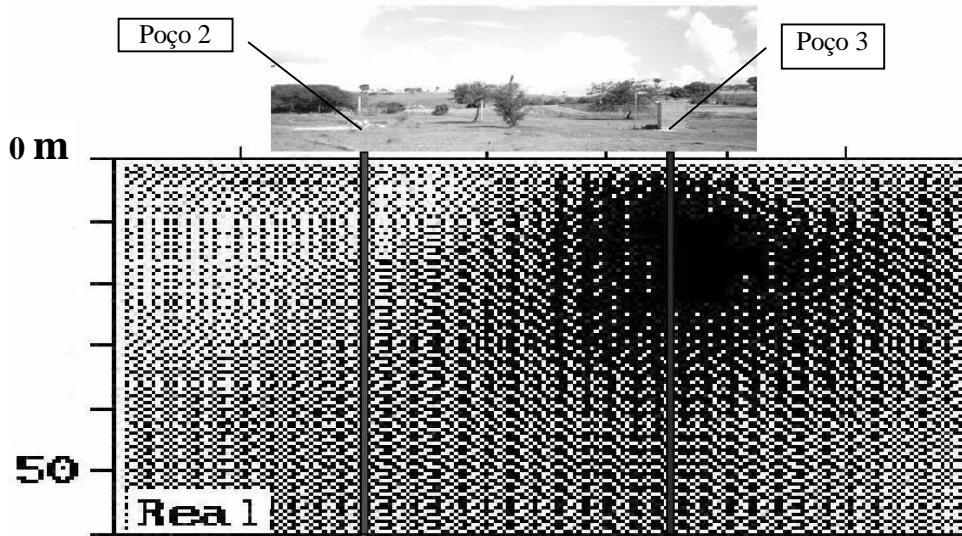


Figura 3 – Fotografia dos poços e seção vertical mostrando a anomalia VLF em Lagoa das Balas, Lagedo-PE.

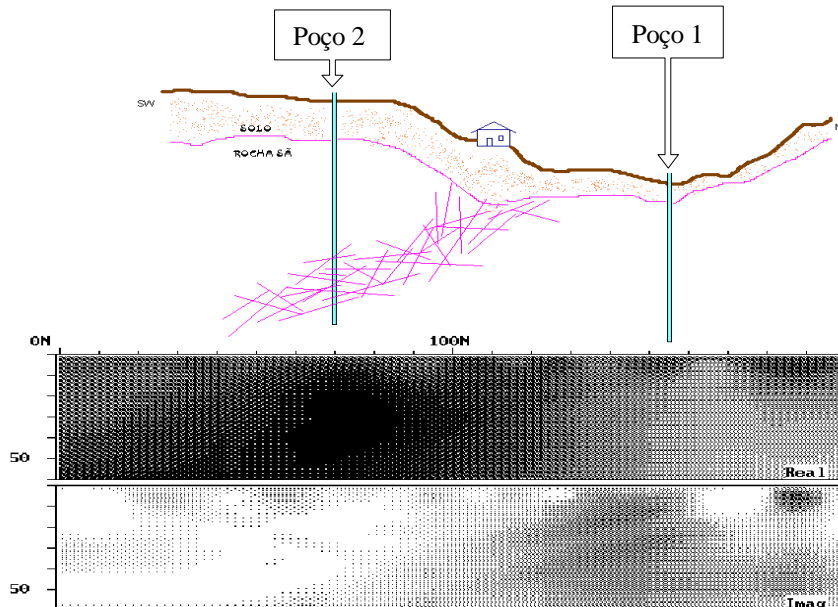


Figura 4 –Croqui do corte do terreno e seção vertical mostrando a anomalia VLF, Sítio Prata, Lagedo-PE.

Efeito de Pequenas Distâncias Entre os Eletrodos de Corrente em Perfis Elétricos com Arranjo Gradiente

Fernando César M. de Andrade, Funceme, Brasil.

Abstract

Over the years Gradient Arrays have been used in resistivity profiling surveys over hard rocks in order to locate fracture zones in both efficient and inefficient ways, for groundwater prospecting. Many of the unsuccessful applications are due to small current electrode distance (**AB**). In this paper we study the depth of investigation for the gradient array and perform some numerical examples to show the effect of the use of such small distance in the obtained profiles. We see that when a small **AB** distance is used, as soon as the location of the potential electrodes changes, the depth of investigation of the array is also changed, and so, a *profile/sounding* curve is obtained, leading many times, in a misinterpretation of the profile curves.

Introdução

Caminhamentos elétricos com arranjo gradiente têm sido amplamente utilizados por geólogos no Estado do Ceará para locação de poços tubulares em áreas de rochas cristalinas. O objetivo deste trabalho é o de fazer um estudo sobre a profundidade de investigação de tal método mostrando as limitações do mesmo e possíveis erros de interpretação que podem advir de um uso inadequado deste tipo de arranjo.

O Arranjo Gradiente

A Figura 1 mostra um esquema da configuração dos eletrodos num arranjo gradiente, também chamado por alguns de *Schlumberger offset variado*. No processo de aquisição dos dados, os eletrodos **A** e **B** são mantidos fixos e os eletrodos **M** e **N**, separados por uma distância fixa, são movidos ao longo da linha **A-B**. Alternativamente pode-se também mover os eletrodos **M** e **N** em linhas paralelas à linha **A-B**.

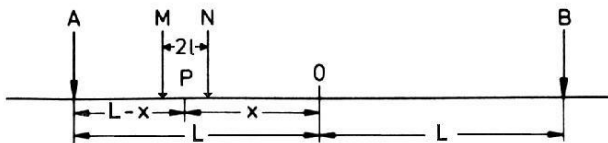


Figura 1 – O Arranjo Gradiente

A resistividade aparente ρ_a para o arranjo gradiente é calculada através da fórmula geral:

$$\rho_a = \frac{2\pi \Delta V}{G I} \quad (1)$$

com

$$G = \frac{1}{AB} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \quad (2)$$

onde ΔV é a diferença de potencial medida entre os eletrodos **M** e **N** e I é a corrente elétrica medida entre os eletrodos **A** e **B**. Segundo Parasnis (1986) as medições devem ser evitadas à distâncias de **A** ou de **B** menores do que 10 vezes a distância entre **M** e **N**, isto é, $AM > 10MN$ ou $NB > 10MN$, para que a profundidade de investigação seja mais ou menos uniforme em todas as medições. Se utilizarmos o critério acima podemos calcular a resistividade aparente através da fórmula a seguir como uma boa aproximação:

$$\rho_a = \frac{\pi (L^2 - x^2)^2 \Delta V}{2l (L^2 + x^2) I} \quad (3)$$

Como um dos objetivos deste trabalho estudaremos a profundidade de investigação deste tipo de arranjo e analisaremos o efeito da não utilização da recomendação acima nas curvas obtidas em campo.

Profundidade de Investigação

A profundidade de investigação foi definida por Evjen (1938) como a profundidade à qual uma camada fina horizontal (paralela à superfície da terra) contribui com a máxima quantidade para o sinal total medido na superfície da terra. Usando a definição acima Bhattacharya e Dutta (1982) fizeram um estudo da profundidade de investigação para arranjos gradientes generalizados utilizando fonte pontual (eletrodos), linear finita e linear infinita sobre semi-espacos homogêneos e isotrópicos. Seguindo o trabalho acima citado estudaremos aqui a profundidade de investigação para um arranjo gradiente como mostra a Figura 1 onde **MN** estão sempre alinhados com **AB**, com fontes pontuais (eletrodos). Neste sistema duas fontes pontuais de corrente são postas em **A(+I)** e **B(-I)** separados por uma distância $2L$. A diferença de potencial é medida através de um par de eletrodos **M** e **N** separados por uma distância 2λ . Seguindo o mesmo trabalho, verificamos que a contribuição de uma camada fina horizontal de espessura dz à uma profundidade z , também chamada de Característica de Profundidade de Investigação (DIC) é dada por:

Efeito de Pequenos ABs em Perfis Elétricos com Arranjo Gradiente

$$DIC = \frac{2\rho I}{\pi} z dz \left\{ \frac{1}{[(L+a_1)^2 + 4z^2]^{3/2}} - \frac{1}{[(L-a_1)^2 + 4z^2]^{3/2}} - \frac{1}{[(L+a_2)^2 + 4z^2]^{3/2}} - \frac{1}{[(L-a_2)^2 + 4z^2]^{3/2}} \right\} \quad (4)$$

com $a_1 = x - \lambda$ e $a_2 = x + \lambda$. Integrando DIC com respeito a z de zero até o infinito obteremos a contribuição total do semi-espaco (TC),

$$TC = \int_{z=0}^{\infty} DIC = \frac{\rho I}{2\pi} \left\{ \frac{1}{L+a_1} - \frac{1}{L-a_1} - \frac{1}{L+a_2} + \frac{1}{L-a_2} \right\} \quad (5)$$

e dividindo a equação (4) pela equação (5) e multiplicando por 100 obteremos a Característica de Profundidade de Investigação Normalizada Percentual ($NDIC$), que nos diz com qual percentual uma camada de espessura dz à uma profundidade z contribui para o sinal total medido na superfície. Assim temos que a área sob a curva $NDIC$ x profundidade nos dá o valor de 100 (%). Vemos então que a *profundidade de investigação* de um certo arranjo de eletrodos é o valor da profundidade (z) a qual $NDIC$ é máximo.

Podemos ver analisando a equação (4) que a profundidade de investigação para um caminhamento elétrico com arranjo gradiente varia de acordo em que se vai variando a posição dos eletrodos **M** e **N**. A seguir faremos uma análise desta variação utilizando para isto arranjos bastantes utilizados por geólogos do Estado do Ceará em investigações de campo. Assim traçaremos gráficos da característica $NDIC$ para dois tipos de arranjo (Gonçalves, 2000): *a*) **AB=200m**, **MN=20m** e x variando de 0 até 40m; *b*) **AB=300m**, **MN=20m** e x variando de 0 até 50m. Na verdade os caminhamentos são executados com x variando de -40 a 40m e -50 a 50m, mas devido a simetria os valores de $NDIC$ são iguais para valores de x simétricos, isto é por exemplo, $NDIC(x=30) = NDIC(x=-30)$. Na Figura 2 mostramos as funções $NDIC$ para o arranjo *a* e na Figura 3 para o arranjo *b*.

Como podemos ver nos gráficos, os valores máximos de cada curva de $NDIC$ são diferentes, isto é, as profundidades de investigação são diferentes para cada valor de x . Nas figuras 4 e 5 mostramos valores de $NDIC$ para arranjos parecidos com os anteriores só que, seguindo a orientação de Parasnis (1986) de que $AM > 10MN$, utilizamos **AB=520m** e 1000m respectivamente.

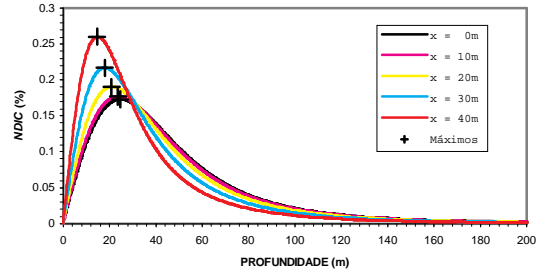


Figura 2 - $NDIC$ para vários valores de x , para **AB=200m** e **MN=20m**.

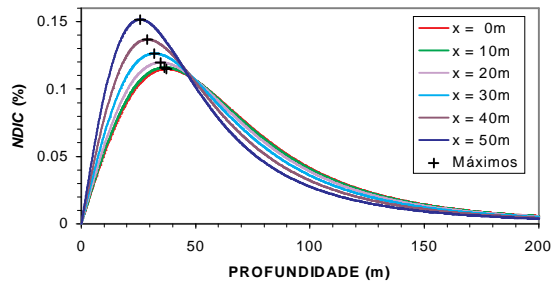


Figura 3 - $NDIC$ para vários valores de x , para **AB=300m** e **MN=20m**.

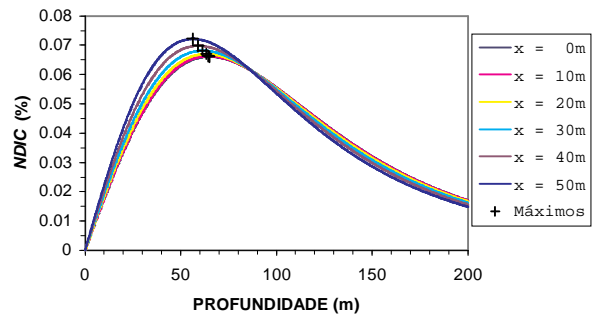


Figura 4 - $NDIC$ para vários valores de x , para **AB=520m** e **MN=20m**

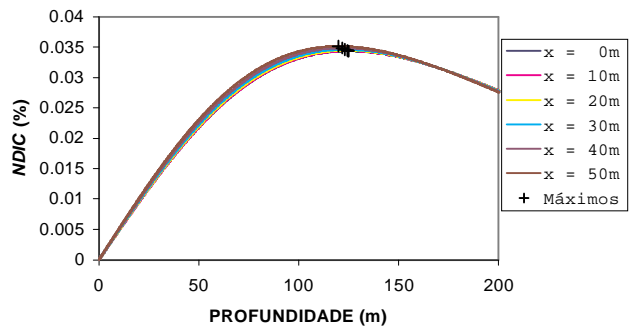


Figura 5 - $NDIC$ para vários valores de x , para **AB=1000m** e **MN=20m**

Efeito de Pequenos ABs em Perfis Elétricos com Arranjo Gradiente

Podemos ver, examinando as figuras 2, 3, 4 e 5, que para o arranjo de $AB=200\text{m}$ a profundidade de investigação varia em até 40.1% da profundidade para $x=0$. Para $AB=300\text{m}$ esta variação cai para 31.1%, para $AB=520\text{m}$ a variação é de 13.4% e para $AB=1000\text{m}$ ela não passa de 3.8%. Daí podemos concluir que quando se usa distâncias AB muito curtas os caminhamentos farão investigação tanto lateralmente quanto em profundidade.

Modelamento Numérico

Para ilustrarmos esta limitação do arranjo gradiente faremos uso do modelamento numérico para simular curvas de *resistividade aparente x distância* para modelos geológicos simples sem fraturas e com fraturas medidas por meio deste tipo de arranjo.

O modelamento numérico foi feito através do programa *freeware* RES2DMOD de autoria de M. H. Loke (Loke, 1999) que calcula pseudo-seções de resistividade aparente para modelos de subsuperfície 2-D definidos pelo usuário. O usuário pode escolher o método de diferenças finitas (Dey e Morrison, 1979) ou o método de elementos finitos (Silvester e Ferrari, 1990) para calcular os valores de resistividade aparente. No programa a subsuperfície é dividida em um grande número de pequenas células retangulares.

No primeiro exemplo consideramos um modelo de geologia típica de cristalinos com uma primeira camada com resistividade de $150\ \Omega\text{m}$ com 3 m de espessura seguida por uma camada com resistividade de $30\ \Omega\text{m}$ e espessura de 2 m sobrepostas ao embasamento cristalino com resistividade de $4000\ \Omega\text{m}$. A primeira camada pode representar o solo seco ou ligeiramente úmido enquanto a segunda pode representar o solo saturado ou zona intemperizada do cristalino. Na Figura 6 mostramos o resultado do modelamento numérico utilizando um arranjo com $AB=200\text{m}$, $MN=20\text{m}$, distância entre estações de 10m. Podemos ver que existe uma variação lateral na resistividade de $655\ \Omega\text{m}$ até $866\ \Omega\text{m}$, causada pelas diferentes profundidades de investigação, o que não é desejável já que o que buscamos em caminhamentos elétricos são mudanças laterais de resistividade e não mudanças verticais.

No segundo exemplo utilizamos o mesmo modelo do exemplo anterior só que mudando o arranjo gradiente para um $AB=300\text{m}$ e fazendo medições entre as estações -50m até 50m . Na Figura 7 mostramos os resultados, onde verificamos que existe uma variação lateral na resistividade aparente de $576\ \Omega\text{m}$ a $707\ \Omega\text{m}$, ainda indesejável. Como era de se esperar esta variação é menor pois neste arranjo a distância AM mínima é de 150m (7.5 vezes maior que MN), já próxima ao recomendado (10 vezes).

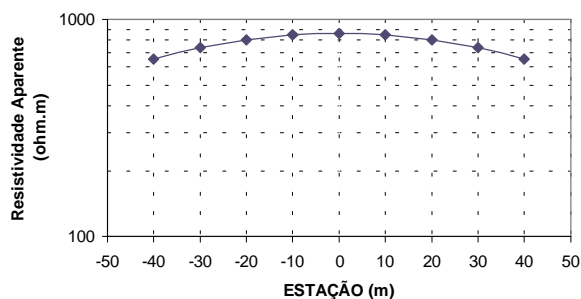


Figura 6 – Modelamento numérico de um caminhamento elétrico sobre um modelo geológico de três camadas, arranjo gradiente, $AB=200\text{m}$, $MN=20\text{m}$.

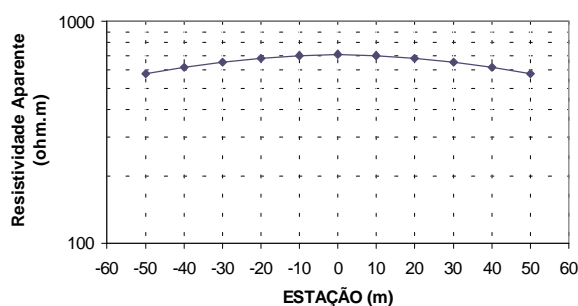


Figura 7 – Modelamento numérico de um caminhamento elétrico sobre um modelo geológico de três camadas, arranjo gradiente, $AB=300\text{m}$, $MN=20\text{m}$.

Como último exemplo consideraremos um modelo também típico de cristalino fraturado: uma primeira camada com resistividade de $150\ \Omega\text{m}$ e espessura de 5 m sobreposto ao embasamento cristalino com resistividade de $4000\ \Omega\text{m}$. Na altura da estação $x=0\text{m}$ colocamos uma zona fraturada com resistividade de $30\ \Omega\text{m}$ de 2.5m de largura com profundidade variando de 5 a 40m. Na Figura 8 são mostrados os resultados para um arranjo gradiente com $AB=200\text{m}$, $MN=20\text{m}$.

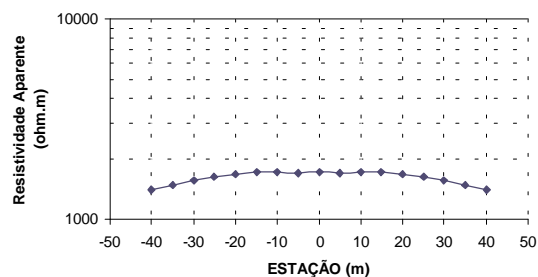


Figura 8 – Modelamento numérico de um caminhamento elétrico sobre um modelo geológico de duas camadas com fratura em $x=0$, arranjo gradiente, $AB=200\text{m}$, $MN=20\text{m}$.

Efeito de Pequenas ABs em Perfis Elétricos com Arranjo Gradiente

Podemos ver o efeito negativo do tipo de arranjo escolhido onde a anomalia causada pela fratura é quase que totalmente mascarada pela mudança na profundidade de investigação, podendo assim ser negligenciada pelo intérprete. Na Figura 9 são mostrados os resultados para um arranjo gradiente com $AB=300m$, $MN=20m$. Novamente vemos que a anomalia é mascarada e que os valores de resistividade aparente são quase constantes com variações dentro dos limites normalmente considerados como ruído.

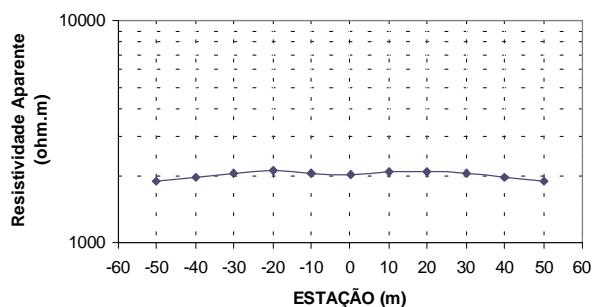


Figura 9 – Modelamento numérico de um caminhamento elétrico sobre um modelo geológico de duas camadas com fratura em $x=0$, arranjo gradiente, $AB=300m$, $MN=20m$

A título de comparação mostramos na Figura 10 o resultado de modelamento numérico feito sobre o mesmo modelo utilizando um arranjo dipolo-dipolo linear com $AB=10m$, $BM=20m$ e $MN=10m$ onde podemos ver claramente a anomalia causada pela fratura.

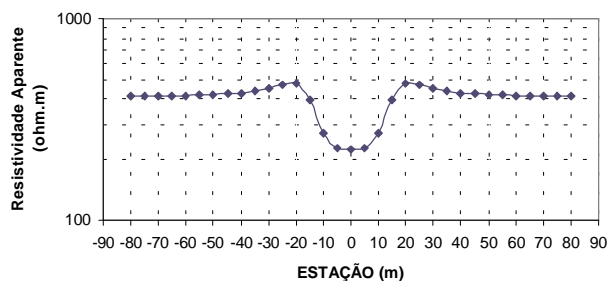


Figura 10 – Modelamento numérico de um caminhamento elétrico sobre um modelo geológico de duas camadas com fratura em $x=0$, arranjo dipolo-dipolo, $AB=10m$, $MN=10m$ e $BM=20m$.

Conclusões

Analisando os resultados obtidos com o estudo de profundidade de investigação e de modelamento numérico podemos concluir que a profundidade de investigação para um caminhamento elétrico com

arranjo gradiente varia a medida em que se vai variando a posição dos eletrodos M e N ao longo da linha AB , conseqüentemente, os caminhamentos elétricos feitos com arranjos gradiente, normalmente utilizados no Estado do Ceará, em meios onde a resistividade muda somente com a profundidade (meios unidimensionais) mostram uma variação lateral fictícia na resistividade aparente, podendo levar o intérprete a posicionar anomalias onde as mesmas não existem. Esta variação lateral nas resistividades aparentes, devido a variação na profundidade de investigação, pode também mascarar verdadeiras anomalias laterais na resistividade de subsuperfície, fazendo com o intérprete perca locações que poderiam ser bastantes proveitosas.

De modo geral, concluímos então que o arranjo gradiente, do ponto de vista teórico, já que quanto à praticidade e velocidade de execução é superior aos demais, não é o arranjo mais apropriado para caminhamentos elétricos onde se buscam variações laterais de resistividade em subsuperfície, quando utilizado nas configurações normalmente utilizadas no Estado do Ceará, já que o mesmo pode levar a identificação de anomalias onde elas não existem e por outro lado podem mascarar anomalias que poderiam ser detectadas se o caminhamento fosse realizado com outro arranjo.

Referências

- Bhattacharya, B.B e Dutta, I., 1982, Depth of investigation studies for gradient arrays over homogeneous isotropic half-space: Geophysics, v. 47, p. 1198-1203.
- Dey, A. e Morrison, H. F., 1979, Resistivity modelling for arbitrary shaped two-dimensional structures: Geophysical Prospecting v. 27, p. 1020-1036.
- Evjen, H. M., 1938, Depth factor and resolving power of electrical measurements: Geophysics, v. 3, p. 78-95.
- Gonçalves, F. S., 2000, Perfis elétricos, um modelo positivo: Anais do I Congresso Mundial Integrado de Águas Subterrâneas, em CD-ROM, ABAS-ALHSUD-IAH, Fortaleza.
- Loke, M. H., 1999, Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies – A practical guide to 2-D and 3-D surveys, 5, Cangkat Minden Lorong 6, Miden Heights, 11700 Penang, Malaysia.
- Parasnis, D. S., 1986, Principles of Applied Geophysics (4th ed.), Chapman and Hall, London.
- Silvester, P. P. e Ferrari, R. L., 1990, Finite elements for electrical engineers (2nd. Ed.). Cambridge University Press.



Electromagnetic studies of the Região dos Lagos in Rio de Janeiro State - Brazil: tectonic framework and groundwater prospects

Alan F. Machado, Sergio L. Fontes, Emanuele F. La Terra, Carlos R. Germano and Carlos A.F. Pinheiro
Observatório Nacional – MCT – Brazil; alan@dge1.on.br

Abstract

This work presents results of a geophysical survey employing electromagnetic (magnetotelluric -MT and time domain electromagnetics-TEM) techniques to probe the upper crustal geoelectric structure aiming at contributing to the geophysical knowledge of a poorly understood area in southeastern Brazil. The survey was carried out in *Região dos Lagos* - “The Lakes Region” of Rio de Janeiro State, Brazil. A total of 34 MT-TEM soundings were located along two profiles 18 Km and 27 Km long both in the SE-NW direction crossing orthogonally the observed regional faults known from surface geology, aeromagnetic and remote sensing images of the area.

The region is characterized by rocks predominantly of pre-Cambrian age, fractured and altered gneisses and sedimentary covers of quaternary age, described as current and sub current sediments deposited in flood plains and close to the coastal region. Two-dimensional geoelectrical models of the two profiles evidenced some groundwater prospects at shallow depths associated with quaternary sediments and fracture zones. Anomalous conductive block at depths between 3 and 6 Km may be related to magmatic materials.

Objectives

This study aimed at contributing mainly to the knowledge of the hydrogeologic potential and the crustal geological structures of the subsurface at *Região dos Lagos* in Rio de Janeiro- south-east Brazil, employing joint MT-TEM electromagnetic techniques. The total area of investigation comprehended 691 km². The Northern limit is the Municipal districts of Casimiro de Abreu and Silva Jardim, to the South the Atlantic Ocean; Eastern limit - Municipal districts of Iguaba Grande, Cabo Frio, São Pedro da Aldeia and Arraial do Cabo and the Western limit - Municipal districts of Rio Bonito and Saquarema (Figure 1). The climate in the study area is tropical (i.e. hot, with rainy summer) with an average temperature of 23°C, a predominantly Northeast wind always present and a very high evaporation rate along the coastal region. The annual rainfall is 791 mm/yr. Ocean resurgence phenomenon known to occur in the area is responsible by the relatively small annual rainfall when compared to neighbouring areas in Rio de Janeiro, thereby affecting the recharge of the existing aquifers.

The coastal region is prone to saline contamination of its aquifers due to excessive exploitation, especially during the summer season, when over a million people spend their holidays in the area, multiplying by five times the normal population.

Geology of the area

The geology of the area is constituted predominantly by Pre-cambrian units, as seen on the geologic map of Fig. 1. The MT-TEM profiles cross three geologic complexes of southeastern continental margin of Brazil (the Região dos Lagos complex, the Paraíba do Sul Complex and the Búzios Complex) and quaternary sediments near the coast, with intrusive dikes occurring to the northwest. The study area is within the well known Ribeira Fold Belt. The entire region presents a group of faults trending in the NE-SW direction. As most of the study area is on crystalline terrains, the largest concentration of water resources in subsurface is primarily confined in existing faults and fractures.

Data acquisition & processing

The survey was carried out employing jointly the MT and TEM methods. MT measurements were made at both magnetic north -XY (-21° W in the field area) and magnetic east -YX directions with about a 100 m for electrode spacing, using two EMI broadband MT systems. TEM measurements employed a SIROTEM MK3 system in both single-loop and in-loop 50m-100m side configurations. In the first profile, between Araruama and Rio Bonito towns, 14 MT-TEM soundings were carried out with an average spacing of 1.5 Km along the profile 1 (about 20 km long) trending in the SE-NW direction. For the second profile (Iguaba - Silva Jardim towns), 19 MT-TEM stations were measured with an average spacing of 1.5 Km along the profile 2 (30 km long) running in the SE-NW direction as well and therefore approximately parallel to profile 1 (Figure 1). The frequency range covered by the two methods spanned from 10 KHz down to 0,01 Hz.

MT data processing was performed with a robust code developed by G. Egbert and collaborators (Egbert and Livelybrooks, 1996; Egbert and Eisel, 2000). TEM data in both configurations were used for static-shift corrections of TE and TM modes (Meju and Fontes, 1993; Meju, 1996). Groom and Bailey (1989) impedance decomposition technique was used for the determination of the geoelectric strike, which was estimated to be about N40E, in good agreement

Electromagnetic studies of the Região dos Lagos in Rio de Janeiro State - Brazil

with the geologic strike observed at the surface. Geoelectric sections for the corrected data for the strike directions (two profiles) are shown in Fig. 2. The 2D geoelectrical models for the two profiles employed Mackie et al. (1997) code and their results are discussed in the next section.

Results discussion

The geoelectric models of Figs. 2 and 3 present the electric resistivity as a function of depth for each profile. The Araruama - Rio Bonito profile (Figs. 2a-b), displays appreciable lateral resistivity variation for depths up to 2 km (Fig. 2a), with predominantly moderate values of resistivities possibly associated to the quaternary sediments and/or local fractures along the profile. The observed resistivity values suggest that some groundwater accumulation may occur at shallow depths (up to 200-300m) along the profile, especially below the MT-TEM sites 12 and 13 (see also Fig. 1 for geologic information). A more resistive block underlies the entire profile and is related to the Precambrian rocks predominant in the area. One can also observe a decrease of the resistivity at depths above 6-8 Km, more prominent at the centre of the profile (Fig. 2b), which seems associated to a upper crust conductor observed elsewhere in the southeastern region (Fontes et al. 2000). Profile 2 Iguaba – Silva Jardim (Figs. 3a-b) exhibits a more pronounced lateral variation in resistivity than Profile 1 for the top 2 Km (Fig. 3a) with better groundwater prospects, especially between MT-TEM sites 10 to 17. A very conspicuous conductive block (resistivities between 30-100 $\Omega\cdot\text{m}$) with depth ranging from 3 Km to 10 Km on its NW portion (below soundings 14 to 19) is clearly seen in Fig. 3b. For a possible explanation for the existence of this conductive block, let's recall that during the Mesozoic/Cenozoic period there was a tectonic movement in SE Brazil, which caused the observed NE - SW direction faulting system. This event is related with the Ribeira fold belt that is more ductile and compressive than the surrounding lithological units. A tectonic reactivation during the Mesozoic /Cenozoic age that is related to the Gondwana and basaltic magmatic movement.. The structural high in Cabo Frio that separates the Campos and Santos basins in two parts is associated to this reactivation (Heilbron et al. 2000; Thomaz Filho et al. 2000). The highly conductive block might therefore be relics of magmatic material that escaped through a deep fault zone but could not reach the surface. Geothermal evidence gathered from geochemical data also show anomalously high heat flux in the same area (Hamza, 2001, personal communication).

Conclusion

The results to date suggest that groundwater can be sparsely accumulated in specific areas of the two MT-TEM profiles. A correlation of our geophysical results with the water wells yield distribution is being presently undertaken to help understanding the regional hydrogeological pattern.

The highly conductive block seen clearly on the Iguaba – Silva Jardim profile is possibly related to magmatic material at 3-10 Km depth, as suggested by the tectonic history of the area. We expect to carry out further geophysical work (e.g. more MT-TEM, geothermics, magnetics and gravity) as to confirm the geoelectrical anomaly evinced by this study as well as to ascertain its cause.

Acknowledgments

This work was funded by a PADCT III project under CNPq (62.0035/97.8 – GTM).

References

- Egbert, G.D. and Eisel, M., 2000. EMTF: Programs for robust single station and remote reference analysis of magnetotelluric data. Internal report Oregon State University, 16p.
- Egbert, G.D. and Livelybrooks, D.W. 1996. Single station magnetotelluric impedance estimation: coherence weighting and the regression M-estimate. *Geophysics*, 64, 964-970.
- Fontes, S.L., Figueiredo, I., Brito, P.M.A., Vitorello, I. and Padilha, A.L., 2000. Mid crustal conductivity of the Ribeira Fold Belt, SE Brazil. 31st International Geologic Congress, Rio de Janeiro.
- Groom, R. W. and Bailey, R., 1989. Decomposition of magnetotelluric impedance tensors in the presence of local three-dimensional galvanic distortion. *J.G. R.*, 94, B2, 1913-1925.
- Gamble, T.D., Goubau, W.M., Miracky, R. and Clarke, J., 1982. Magnetotelluric regional strike. *Geophysics*, 47, 6, 932-937.
- Heilbron, M., Mohriak, W.U., Valeriano, C.M., Milani, E. J., Almeida, J. and Tupinamba, M. 2000. From collision to extension: The roots of the southeastern continental margin of Brazil. *Geophysical Monograph of American Geophysical Union* 115, 1-32.
- Mackie, R., Rieven, S. and Rodi, W. 1997. User manual and software documentation for two-dimensional inversion of magnetotelluric data. 13p.
- Meju, M.A., 1996. Joint inversion of TEM and distorted MT soundings: Some effective practical considerations. *Geophysics*, 61, 56-65.

Electromagnetic studies of the Região dos Lagos in Rio de Janeiro State - Brazil

Meju, M. A. and Fontes, S.L., 1993. An investigation of static shift in MT data from Parnaíba basin using central-loop TEM data. Expanded abstracts 3rd International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Rio de Janeiro, V2, 1474-1479.

Thomaz Filho, A., Mizusaki, A. M. P and De Cesero, P., 2000. Rifting and magmatism associated with the South America and Africa breakup. Brazilian Journal of Geosciences, Vol. 30,1, 17-19.



Fig. 1 – Geologic map and MT-TEM site locations. Profile 1 in yellow (Araruama - Rio Bonito profile). Profile 2 in blue (Iguaba - Silva Jardim profile).

Electromagnetic studies of the Região dos Lagos in Rio de Janeiro State - Brazil

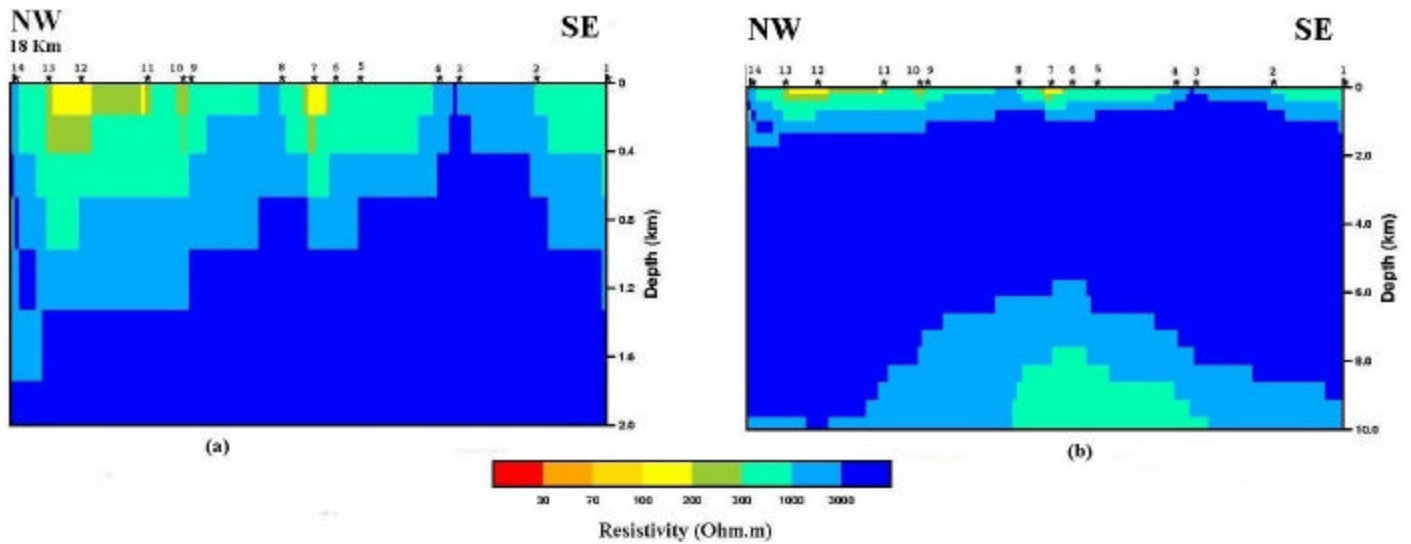


Fig. 2 2D Geoelectrical model for the Araruama – Rio Bonito profile (a) top 2Km (b) 0-10Km

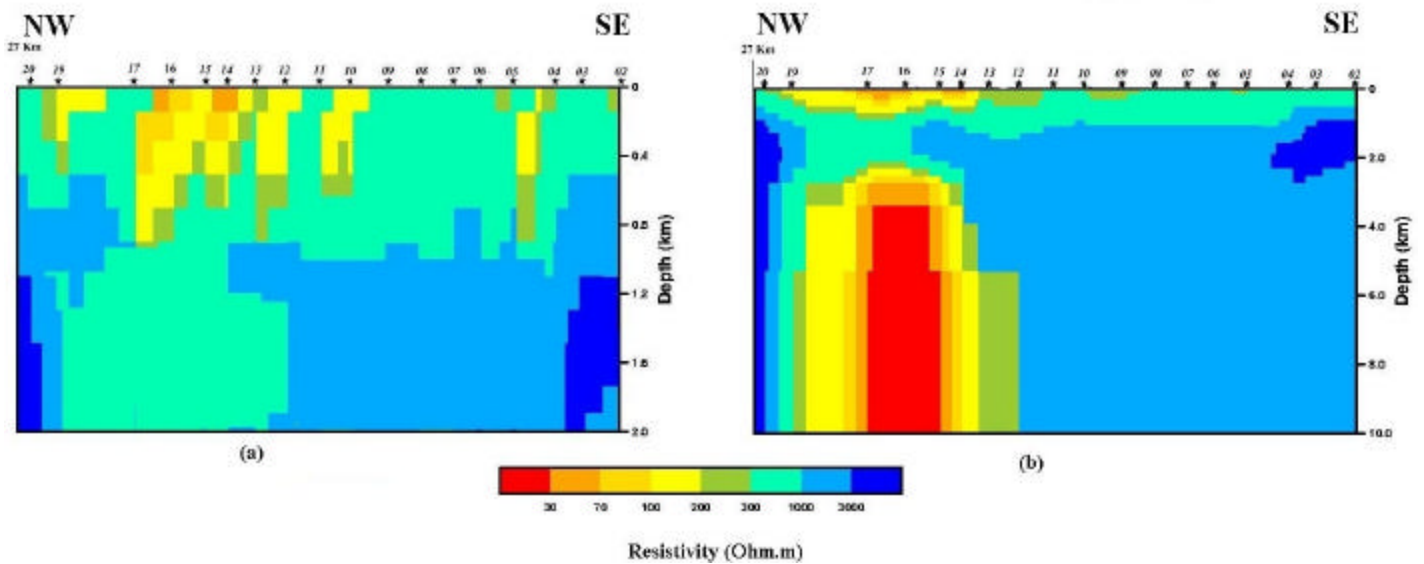


Fig. 3 2D Geoelectrical model for the Iguaba Silva Jardim profile (a) top 2Km (b) 0-10Km



Ensaio de Resistividade Aplicados em Estudos Hidrogeológicos em Maceió, Alagoas - Brasil

Vagner Roberto Elis¹, Carlos Maurício Rocha Barroso² & Chang Hung Chiang³

¹ Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo - Email: porsani@iag.usp.br

² Centro de Ciências Naturais da Universidade Federal de Alagoas - Email: cmrb@fapeal.br

³ Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista - Email: chang@rc.unesp.br

A s r a

The characterization of Barreiras/Marituba Aquifer System, major source of water supply of Maceió City, Alagoas State, Brasil, is an important way to subsidy a sustainable usage and management of groundwater. The tectonic and stratigraphical framework that was built using well logs and surface geological information propose a model with a series of grabens and horsts structures. To check and calibrate this geological model were applied geoelectrical surveys. Based on data obtained from dipole-dipole electrical profiling and vertical electrical sounding it was possible to identify fault zones and important stratigraphical characteristics, that confirms the proposed geological model.

In r

A urbanização e o desenvolvimento agrícola e industrial, aliados a escassez de recursos hídricos superficiais, resultou no uso cada vez maior das águas subterrâneas pela cidade de Maceió, Estado de Alagoas, Brasil. A exploração desordenada das águas subterrâneas tem causado problemas de contaminação e salinização. Esse quadro mostra a necessidade de estudo e determinação das características do aquífero, para orientar e racionalizar sua exploração. A sistematização de dados disponíveis em perfis de poços perfurados e as informações existentes sobre a geologia local sugerem um forte controle estrutural para o sistema, com a existência de blocos escalonados formando grabens e horsts. No entanto, para a elaboração de um modelo mais preciso e confiável, com a confirmação da existência e definição das posições das estruturas, pode-se utilizar a geofísica, através do método da eletrorresistividade, uma ferramenta versátil e de baixo custo. Nesse trabalho, a utilização de ensaios de sondagem elétrica e caminhamento elétrico possibilitou a obtenção de informações sobre a estratigrafia e posição da zona saturada em locais com carência de informações diretas e a confirmação da existência de zonas de falha delimitando blocos estruturais.

C n e H r e

A cidade de Maceió está localizada no nordeste brasileiro e apresenta um baixo potencial hídrico de superfície, agravado pela condição das drenagens serem utilizadas como corpos receptores de lixo e efluentes sanitários. A área da cidade está inserida na Bacia Sedimentar de Sergipe - Alagoas, de idade Paleozóica, que se estende na faixa costeira desses dois estados na direção NE/SW. De acordo com Feijó (1994) é uma bacia marginal do tipo margem passiva relacionada a abertura do Oceano Atlântico e tem uma história geológica que engloba quatro fases tectônicas-sedimentares, de forma que uma forte atividade tectônica afetou a área desde o começo da separação entre América do Sul e África, com o desenvolvimento de uma série de semi-grabens resultantes de um sistema de falhas normais de direção NE-SW. De acordo com Cavalcante et al (1996) quatro unidades lito-estratigráficas que ocorrem nessa área constituem aquíferos: Formação Maceió, Formação Marituba, Formação Barreiras (estas três pertencentes a Bacia de Sergipe-Alagoas) e os sedimentos de praia e aluviões quaternários. Os principais aquíferos estão relacionados as formações Marituba e Barreiras. A Formação Marituba é constituída por arenitos médios a grosseiros cinzentos com ocorrência, quase sempre no topo, de argila cinza a esverdeada. Ocorre apenas em subsuperfície na área, tendo uma espessura estimada em 400 metros, e caracteriza um aquífero confinado em alguns locais por camadas de sedimentos argilosos. A Formação Barreiras encontra-se sobreposta a Formação Marituba e é constituída por sedimentos clásticos arenosos com intercalações de argilas e siltes de colorações variadas depositados já em ambiente continental no final do Terciário e início do Quaternário. Essa unidade aflora em quase toda a área e tem espessura máxima de 130 metros ao norte. Caracteriza um aquífero livre limitado na base por uma camada argilosa do topo da Formação Marituba.

A **F ra 1** apresenta a localização da área, a geologia de superfície, as posições de poços tubulares existentes e dos ensaios geofísicos executados.

Me a

Com base em informações obtidas em dados relativos a 198 poços existentes na área de estudo (vide **F ra 1**) foi possível estudar a estratigrafia de subsuperfície, o comportamento do nível estático no sistema aquífero e, através da sistematização e cruzamento dessas informações, estabelecer um modelo estrutural do sistema. O estudo dos dados obtidos através dos perfis de poços existentes sugere um controle estrutural importante no Sistema Aquífero Barreiras/Marituba, com um conjunto de falhas normais que conferem ao local um sistema de grabens e horsts. Nesse caso, a aplicação de metodologia geofísica pode se caracterizar como uma ferramenta importante para confirmar esse modelo, buscando evidências para localizar as zonas de falha e também fornecer dados sobre a estratigrafia e profundidade da zona saturada em áreas onde não existem informações diretas. Essas informações podem ser obtidas com o método da eletrorresistividade, através de ensaios de sondagem elétrica e caminhamento elétrico, metodologia geofísica utilizada nesse trabalho.

Ensaio e Resultados

Os ensaios de sondagem elétrica vertical foram realizados com arranjo Schlumberger e abertura AB máxima de 500 metros. Esses ensaios possibilitaram o estudo da estratigrafia e da posição do aquífero livre em alguns pontos com carência de informação de poços (SEVs 2, 3 e 4), bem como estudar a existência de salinização do aquífero nas proximidades da Lagoa Mundaú (SEV 1). Essas informações foram importantes na caracterização do arcabouço estrutural do aquífero, auxiliando na interpretação dos ensaios de caminhamento elétrico.

A SEV 1, executada nas proximidades da Lagoa Mundaú, foi interpretada como um modelo de cinco camadas, sendo as duas mais superficiais representadas por sedimentos arenosos e matéria orgânica (139 a 380 ohm.m). A 1,3 metros de profundidade ocorre a zona saturada (38 ohm.m), e em seguida, a 4,7 metros de profundidade, a resistividade diminui para 8,9 ohm.m mostrando a presença de intrusão salina na zona saturada. Abaixo, a 9,9 metros de profundidade, ocorre um estrato mais resistivo (707 ohm.m) que pode ser representativo de sedimentos carbonáticos que ocorrem como lentes dentro da Formação Barreiras.

As SEVs 2, 3 e 4 foram executadas em partes topograficamente mais altas. Esses ensaios apresentaram modelos geoeletricos de 6 a 7 camadas, nos quais são observadas sucessões de camadas arenosas (1005 a 4500 ohm.m) e predominantemente argilosas (18,6 a 205 ohm.m) acima da zona saturada. Abaixo dessa sucessão de camadas ocorre um estrato geoeletrico com valores de resistividade entre 101 e 358 ohm.m, interpretado como sedimentos arenosos

com maior teor de umidade (zona de capilaridade), e abaixo a zona saturada, com resistividades de 25 a 125 ohm.m.

Os ensaios de caminhamento elétrico foram realizados com o arranjo dipolo dipolo, espaçamento de 20 metros, investigando 5 níveis. As linhas de ensaio foram executadas em locais onde havia a suspeita da presença de falhas, de acordo com a interpretação morfoestrutural. Das oito linhas de ensaio executadas, 6 mostraram anomalias condutivas que podem ser relacionadas a zonas de falha, uma mostrou uma zona condutora pouco marcada e uma não mostrou anomalia que pudesse caracterizar alguma estrutura. As seções obtidas mostram zonas condutoras com valores de resistividade aparente inferiores a 600 ohm.m em um *background* com valores de resistividade aparente superiores a 2000 ohm.m. As linhas de ensaio mostraram anomalias condutoras que concordam com o modelo estabelecido, com as anomalias relacionadas a falhas nos limites entre blocos estruturais.

A interpretação através de modelagem 2D por suavização ou *smooth* (Loke, 1999; INTERPEX, 1999) mostra com mais clareza o tipo de estrutura presente. A seção modelada da Linha C1 é apresentada na **F ra 2** onde pode-se observar uma anomalia condutora relacionada a existência de uma falha normal. Utilizando-se uma camada mais condutora (camada com maior teor em argila) existente em duas SEVs executadas em lados opostos da estrutura pode-se estimar o rejeito da falha em cerca de 10 metros.

Dessa forma, os ensaios geofísicos confirmaram a presença de falhas e auxiliaram na determinação dos limites dos blocos estruturais. Com a integração de todas as informações disponíveis, foi possível estabelecer o modelo estrutural para a área, caracterizado por um série de grabens e horsts. Um bloco diagrama do topo da Formação Marituba (**F ra 3**) possibilita a visualização desse modelo.

Conclusões

Os efeitos da exploração desordenada dos recursos hídricos subterrâneos na Cidade de Maceió apontaram para a necessidade de um estudo das características dos aquíferos Barreiras e Marituba, que são os mais importantes da área. As informações geológicas, estruturais e perfis estratigráficos de poços tubulares existentes sugerem um forte controle estrutural para a área, que exerce influência no fluxo das águas subterrâneas.

Os resultados dos ensaios de caminhamento elétrico confirmam a existência de zonas mais condutoras, com anomalias características da presença de estruturas verticais a subverticais, que caracterizam zonas de falhas normais delimitando os blocos estruturais. Os ensaios de sondagem elétrica, além de fornecer informações sobre a estratigrafia do

local em pontos com baixa densidade de dados diretos, foram importantes para auxiliar no processo de interpretação das seções de resistividade aparente.

A integração das informações geológicas e estruturais com os resultados dos ensaios geofísicos possibilitaram o ajuste e o estabelecimento de um modelo estrutural para a área, com vários blocos escalonados, onde a sucessão de camadas sedimentares com variações nos teores de areia e argila, juntamente com a presença de falhas determinando as posições dessas camadas dentro do perfil estratigráfico, influenciam de forma marcante o comportamento das águas subterrâneas.

Referências

CAVALCANTE, A.T.; SANTOS, R.C. de A.L. & WANDERLEY, P.R.M. Contribuição ao conhecimento dos aquíferos da região litorânea de Alagoas. *IX Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, Anais...*, ABAS, Recife – PE, 1996.

FEIJÓ, F.J. Bacias de Sergipe e Alagoas. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, v. 8, 1994.

INTERPEX LIMITED. *RESIX IP2DI v4 – Resistivity and Induced Polarization Data Interpretation Software. User's Manual*. INTERPEX Limited, Golden, Colorado, U.S.A., 1999, 296 p.

LOKE, M.H. *RES2DMOD ver. 2.2. – Rapid 2D resistivity forward modelling using the finite-difference and finite-element methods*. M.H. Loke Software User's Manual, 1999, 22p.

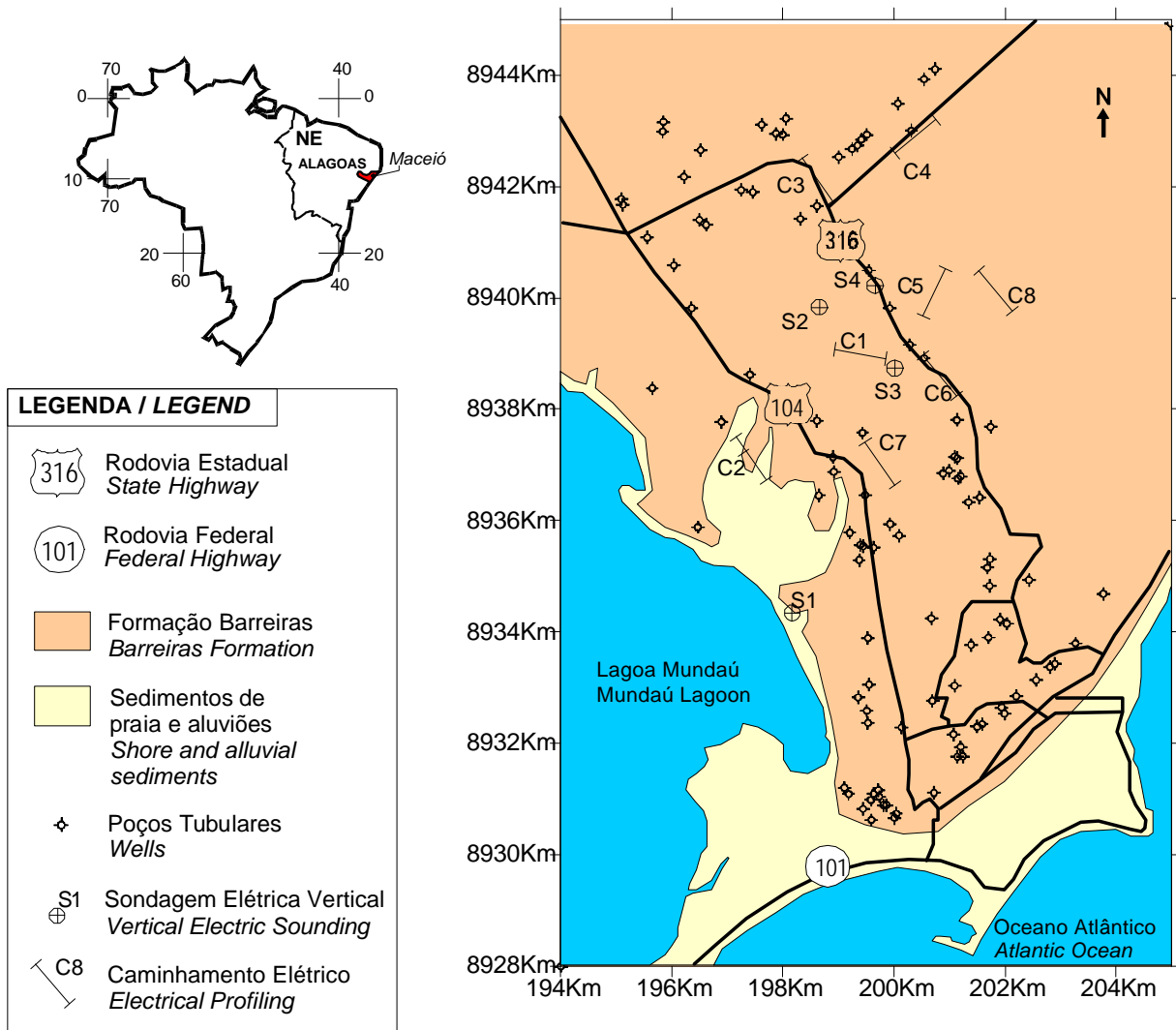


Figura 1 – Mapa da área, com a geologia, os poços e os ensaios geofísicos.

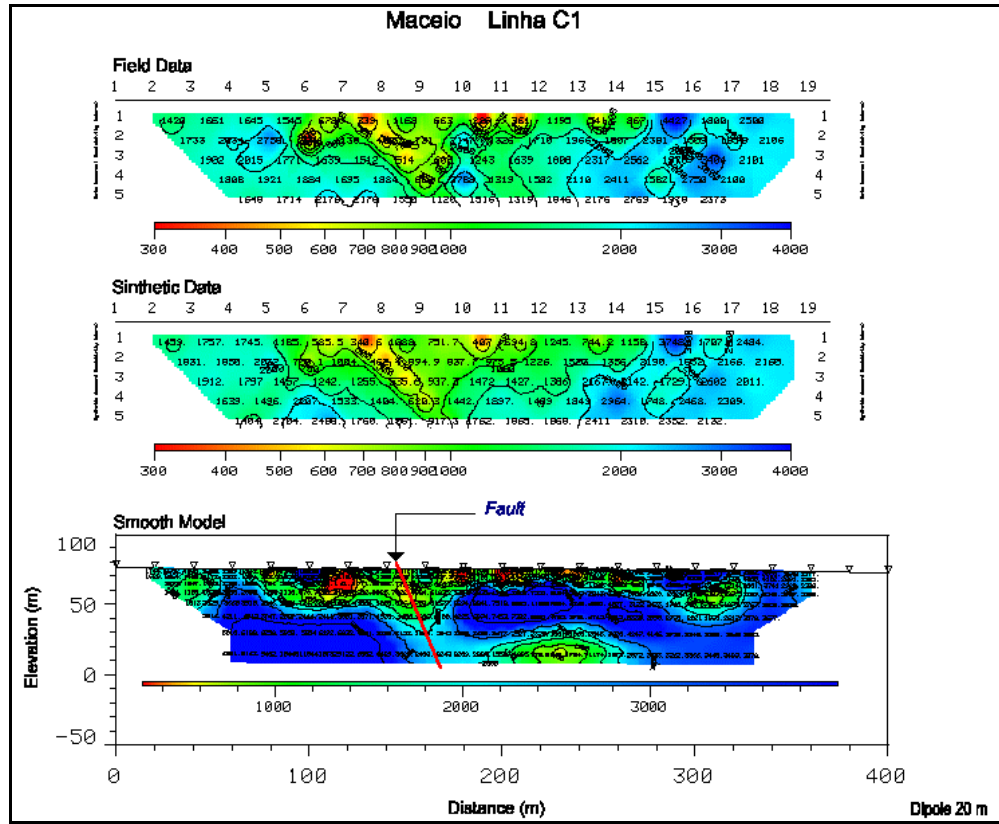


Figura 2 - Modelo 2D suavizado da Linha C1.
 Figure 2 - 2D smooth model of Line C1.

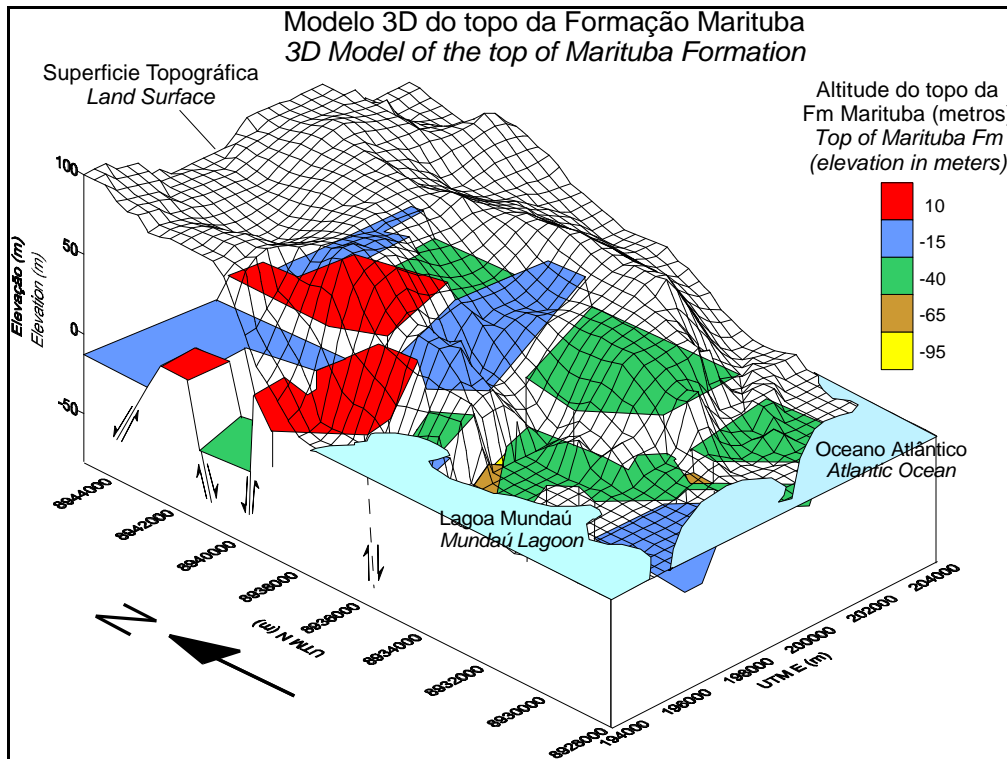


Figura 3 - Modelo 3D da Formação Marituba, mostrando uma série de grabens e horsts.
 Figure 3 - 3D model of Marituba Formation, showing a series of grabens and horsts.



Estudio de los acuíferos de la zona de Arrecifes (Pcia. De Bs. As., Argentina) mediante sondeos eléctricos verticales.

Claudia M. Sainato¹, B. N. Losinno¹, A. M. Landini¹, M. C. Pomposiello², H. Malleville¹

¹Cátedra de Física, Fac. de Agronomía. UBA. Av. San Martín 4453 (1417)Buenos Aires, Argentina ² INGEIS-CONICET. Argentina.

Abstract

The aquifers of the northern zone of Buenos Aires Province (Argentina) were generally studied through well data, at a regional scale. However, it is necessary to know their features at each basin, particularly for agricultural purposes. Well data are very limited and geophysical surveys are very scarce.

We previously carried out some vertical electrical soundings (VES) at the Pergamino zone and in this work the survey was continued with eight more soundings at the Arrecifes area. Great differences were encountered, mainly in the depth of the top of the salty aquifer, a limiting factor for a drilling project.

Models obtained from VES showed an interface fresh-salty water which deepens towards the SE along the Pergamino rivulet, also having a greater depth at the left margin. Results were compared with conductivity of water samples and well data. It was concluded that there is a deterioration of water quality below 50 m depth at Pergamino zone and below 100 m near Arrecifes.

Introducción

La zona norte de la provincia de Bs.As. (Argentina) perteneciente a la Pampa Ondulada carece de una exhaustiva información de perforaciones o estudios geofísicos que permitan conocer detalladamente los recursos hídricos subterráneos a pesar de tratarse de una zona importante desde el punto de vista agropecuario.

Las características hidrogeológicas de esta región fueron estudiadas por algunos autores (Santa Cruz, 1987; Salas y Rojo, 1994; Usunoff, 1994), entre otros. Estos trabajos abarcan áreas muy amplias, sin profundizar los estudios para cada cuenca hidrogeológica en particular y no están basados en estudios geofísicos previos. Hace algunos años, Sainato et al. (1997) comenzaron a realizar en la zona de la cuenca del arroyo Pergamino, estudios geofísicos tendientes a mejorar el conocimiento de los acuíferos. En una primera etapa se llevaron a cabo 17 sondeos eléctricos verticales (SEV) que se complementaron con 10 sondeos más, ampliando la

zona de estudio hacia el este (Sainato et al., 2000a, 2000b).

El objetivo de este trabajo es completar el estudio de la cuenca en la zona de Arrecifes (Pcia. de Bs. As.), realizando otros sondeos y obtener una descripción integral de la morfología de los acuíferos y su continuidad areal. Otro aspecto relevante es determinar la profundidad de la interfase agua dulce-agua salada, limitante para las perforaciones utilizadas en la obtención de agua para riego.

Geología e hidrogeología

La zona de estudio se muestra en la Figura 1 y un mapa de las cuencas hidrogeológicas se observa en la Figura 2.

En esta región según Sala y Rojo (1994), entre otros, el Precámbrico, está constituido por rocas graníticas, metamórficas y areniscas del Paleozoico a grandes profundidades. El Mesozoico está representado por basaltos y areniscas, que por su reducida extensión areal o su posición estratigráfica, tienen poca importancia hidrogeológica. Apoyada sobre el basamento, se encuentra una serie de areniscas y arcillitas rojizas correspondientes al Terciario, con intercalaciones de cenizas y un alto porcentaje de yeso, denominadas "Mioceno Rojo". Sobre esta secuencia, una ingresión marina depositó un conjunto de arcillas grises azuladas y verdosas, con arenas intercaladas, que es el "Mioceno Verde". Estas formaciones son portadoras de aguas muy salinas en la zona de estudio, siendo las profundidades y espesores poco conocidos en esta zona.

Apoyada sobre la anterior, la formación Puelches es considerada como Pliocena, aunque según trabajos más recientes podría ser de edad Pleistocena; son arenas cuarzosas, maduras, de grano fino a mediano, con intercalaciones de gravas o limos. En la zona de estudio se han registrado espesores del Puelches entre 10 y 25 m con techos que varían entre 50 y 100 m de profundidad aproximadamente, con aguas salinas (Santa Cruz y Silva Busso, 1995).

Los sedimentos pampeanos, se encuentran por encima de la formación Puelches, integrados por limos con fracciones subordinadas de arena y arcilla. Son frecuentes las intercalaciones calcáreas en forma de nódulos o bancos continuos (tosca) y las facies con

predominio de arena fina a muy fina con fracciones subordinadas de limo y arcilla a distintas profundidades. Los bancos de tosca muestran la presencia de doble porosidad, una menor propia de su

composición y otra de mayor importancia por fisuración. El Pampeano contiene al acuífero freático

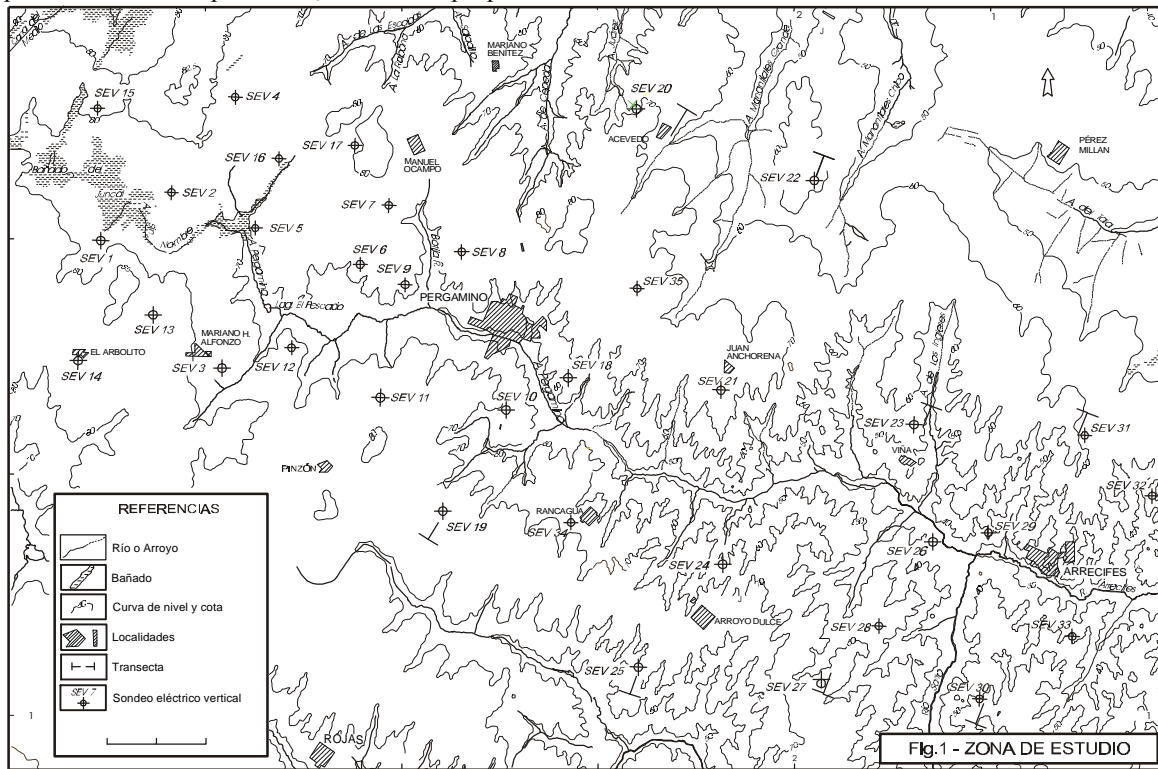


Figura 1. Zona de estudio y ubicación de los sondeos eléctricos verticales . Se indican las transectas utilizadas en las secciones eléctricas.

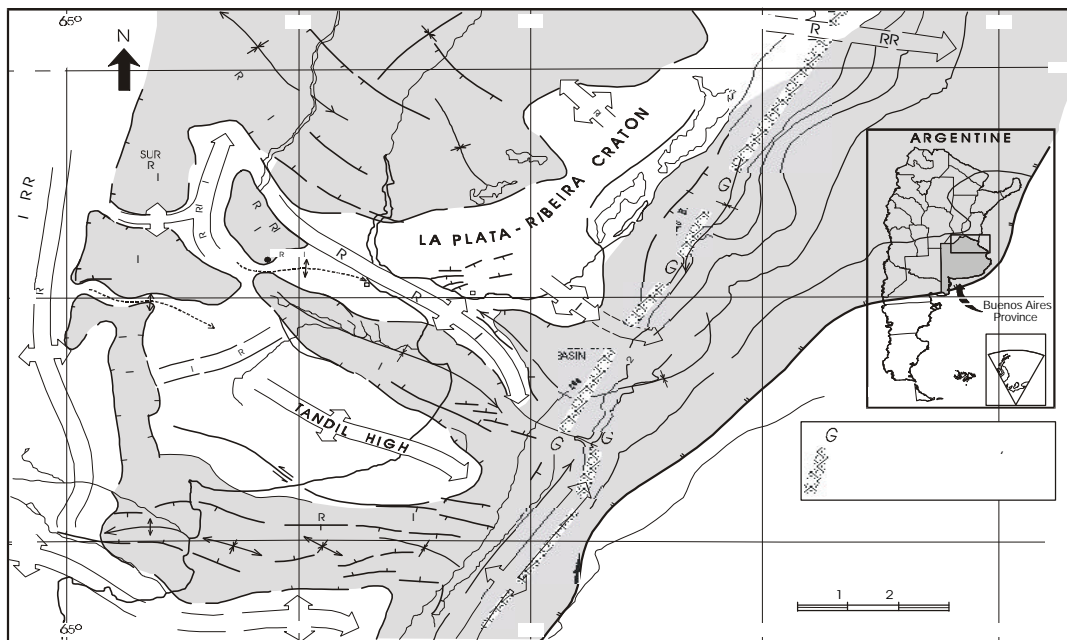


Figura 2. Mapa estructural y cuencas sedimentarias

o libre y también otros a mayor profundidad, con carácter de semiconfinados o semilibres, agrupados como un acuífero múltiple o multiunitario.

Sondeos eléctricos verticales.

Se efectuaron 8 sondeos (SEV28 al SEV35) que se muestran, junto con los realizados con anterioridad (SEV1-SEV27), en la Figura 1.

Se utilizó la configuración Schlumberger con distancias máximas entre electrodos de 1000m, utilizando un generador de potencia de 1.5 kW. Se obtuvieron modelos de resistividad eléctrica unidimensionales en cada sitio de sondeo mediante la inversión de los datos de resistividad aparente (Cooper, 1992).

Con anterioridad, Sainato et al (2000a) determinaron modelos de la distribución de resistividad eléctrica sobre las transectas AA' y BB', señaladas en la Figura 1.

En este trabajo se obtuvieron modelos de resistividad eléctrica en función de la profundidad en dos transectas perpendiculares al arroyo Pergamino, indicadas como CC' y DD' en la Figura 1, con los modelos 1D obtenidos en cada sitio. Los resultados se pueden observar en la Figura 3.

En cuanto al acuífero libre contenido dentro del llamado Pampeano, su techo o nivel freático a lo largo de las transectas estudiadas está a una profundidad que varía entre los 4m y los 7m.

En ambas transectas se observa una primer capa con resistividades que oscilan entre los 7 y 20 ohm m que se desarrolla hasta el techo de una capa más conductora. La secuencia estratigráfica de una perforación en el sitio del SEV29, indica la presencia de sedimentos areno-limosos seguidos por limo arcillosos y arena fina (asignados al acuífero Pampeano). A los 56 m se indica la profundidad del techo de las arenas Puelches y la profundidad de extracción del agua alcanza los 70 m con buena calidad. Por lo tanto, la primer capa de los modelos corresponde a los acuíferos Pampeano y Puelches.

El techo de la capa más conductora en el modelo representa la interfase agua dulce-agua salada. El aumento de la conductividad puede atribuirse entonces fundamentalmente a un deterioro en la calidad del agua más que a un cambio en el tipo de sedimentos. La profundidad de esta interfase depende del sitio, manteniéndose una tendencia a incrementarse al atravesar el cauce del arroyo Pergamino hacia el NE, es decir sobre la margen izquierda.

De la comparación de las profundidades de esta interfase con las obtenidas a partir de las transectas realizadas con anterioridad se puede afirmar que para

las transectas AA' y BB' existe una diferencia de profundidades entre la margen derecha y la izquierda que es del orden de los 30 m. Para las transectas CC' y DD' estas diferencias se acentúan, siendo de 60m y 50m, respectivamente.

En cuanto a la continuidad de esta capa conductora en sentido longitudinal sobre la margen izquierda

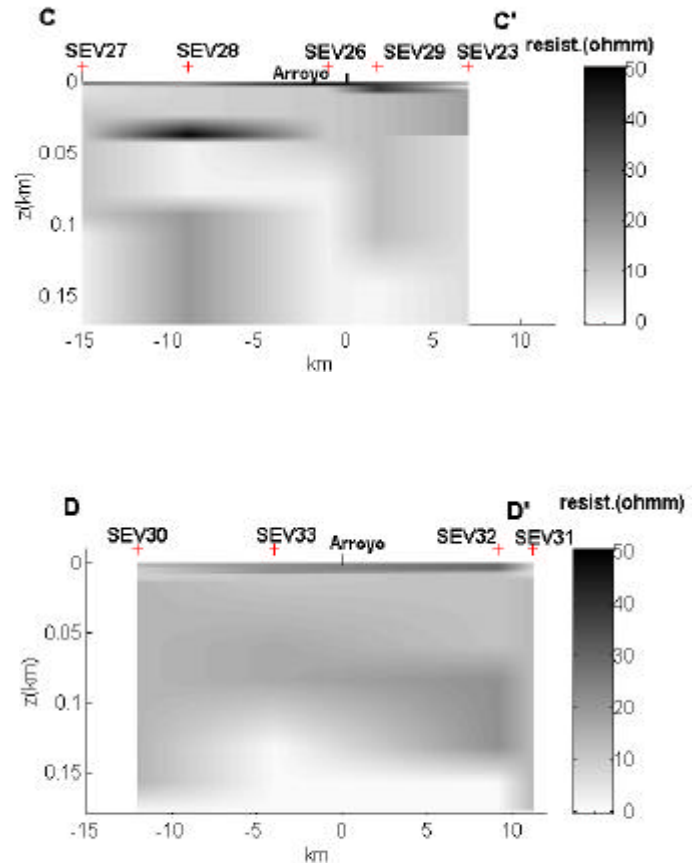


Figura 3. Modelos obtenidos en la inversión 1D en cada sitio a lo largo de las transectas CC' y DD'.

(paralelo al arroyo) se observa también una profundización de su techo hacia el SE en un amplio rango que va entre los 28 m (SEV5) hasta los 140 m (SEV29). El sistema de fallas presente en la región (ver Figura 2) puede haber afectado las Formaciones más recientes que alojan los acuíferos explotables. Irigoyen (1975) ha estudiado secciones en toda la Provincia y ha encontrado fallas que afectan las formaciones del Mioceno y la Epiparaniana.

En el SEV 28 y en el SEV34 se observa, por debajo del acuífero salino, una capa más resistiva.

Se extrajeron muestras de agua de perforaciones preexistentes en la zona de estudio determinándose su conductividad eléctrica *in situ*, tres de las cuales se utilizaron para comparar con los resultados de los sondeos más próximos. En el sitio del SEV23, teniendo en cuenta la profundidad a la que se extrajo

la muestra de agua cuya conductividad es de 1315 S/cm, la capa productora está representada en el modelo obtenido para dicho sitio con una conductividad de 1587 S/cm. En el caso del SEV29 la conductividad del agua es de 800 S/cm, siendo la del modelo de 787 S/cm, mientras que, para el SEV 32, estos valores son 680 S/cm y 802 S/cm, respectivamente. Se observa entonces una concordancia entre los resultados SEV y los obtenidos en las muestras.

Conclusiones

A partir de los resultados del estudio geoelectrico realizado en la zona de Arrecifes se ha contribuido a mejorar el conocimiento de las características de los acuíferos Pampeano y Puelches.

Los modelos obtenidos permitieron definir la ubicación del nivel freático entre los 4 y 7 m, obteniendo valores de resistividad para el acuífero Pampeano y Puelches acordes con los sedimentos que lo componen y con buena calidad de agua. La conductividad del agua de las perforaciones se aproxima a los valores obtenidos en los modelos geoelectricos. Estos modelos determinaron la profundidad máxima para el desarrollo de una perforación de explotación, dado que por debajo se encuentra una capa conductora correspondiente a niveles salinizados del Mioceno Verde.

Comparando con resultados anteriores el espesor del acuífero de buena calidad potencialmente explotable es mayor en la zona de Arrecifes que en la de Pergamino, llegando a incluir a la Formación Puelches.

Esto se corrobora al detectar que existe profundización de la capa conductora asociada con la interfase agua dulce-agua salada hacia el SE de la región y hacia la margen izquierda del arroyo Pergamino. El sistema de fallas presente en la región puede haber afectado las Formaciones más recientes que alojan los acuíferos explotables.

Referencias

- Cooper, G.R. 1992. Forward modeling and inversion for Schlumberger resistivity sounding, Dpt. of Geophysics, Univ. of Witwatersrand, South Africa. Comunicación personal
- Irigoyen, M. 1975. Geología del subsuelo y plataforma continental. Relatorio de la Pcia. De Bs. As., VI Congreso Geológico Argentino, B. Blanca, 139-169.
- Sainato, C.; Pomposiello, M.C.; Galindo, G.; Malleville, H. 1997. Estudio geoelectrico

aplicado a la evaluación de recursos hídricos subterráneos en la cuenca del arroyo Pergamino (Pcia. de Bs. As.). Actas del 5º Congreso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica. San Pablo. Brasil., 1, p.435.

- Sainato C., Losinno B., Landini A., Galindo G., Pomposiello M.C. 2000 a. Prospección de los acuíferos subterráneos de la zona de Pergamino-Arrecifes, Provincia de Buenos Aires, mediante sondeos geoelectricos. Actas del XVII Congreso Argentino de la Asociación de Ciencia del Suelo, CD-ROM, Com. IV-51, Mar del Plata,
- Sainato C., de Abelleira D., Losinno B. 2000 b. El rendimiento específico del agua subterránea para riego en la cuenca del arroyo Pergamino a partir de resultados geofísicos. Actas del XVII Congreso Argentino de la Asociación de Ciencia del Suelo, CD-ROM, Com. IV-52, Mar del Plata,
- Salas J. M.; Rojo, M. 1994. Pasado, presente y futuro de la hidrología subterránea en la Provincia de Buenos Aires, Rep. Arg. En: Temas actuales de la hidrología subterránea. Consejo Federal de Inversiones. Universidad Nacional de Mar del Plata.
- Santa Cruz, J. 1987. Caracterización del recurso hídrico subterráneo con miras al riego suplementario en la región NNE-maicera típica- de la Pcia. de Bs. As. Informe del Instituto Interamericano de Cooperación para la Agricultura en convenio con Secretaría de Agricultura, Ganadería y Pesca. Documento de trabajo N°15. 161 p.
- Santa Cruz, J.; Silva Busso, A. 1995. Informe final de Disponibilidad del agua subterránea para riego complementario en las Provincias. de Bs. As., E. Ríos, Córdoba y Santa Fe. Programa de Servicios Agrícolas provinciales. Secretaría de Agricultura, Ganadería y Pesca.
- Usunoff, E. 1994. Técnicas de estudio en llanuras. En Temas actuales de hidrología subterránea. Consejo Federal de Inversiones. Universidad Nacional de Mar del Plata.

Agradecimientos

Este trabajo fue financiado por la Universidad de Buenos Aires. Los autores agradecen al Lic. Picicelli por su colaboración en las tareas de campo y a la Srta. Amalia González por la realización de los mapas.



Geophysical studies of groundwater contamination in Ile-Ife area, southwestern Nigeria

Adekunle. A. Adepelumi, Observatorio Nacional-CNPq, Brazil, Bankole. D. Ako and Taiye. R. Ajayi, OAU, Ife, Nigeria

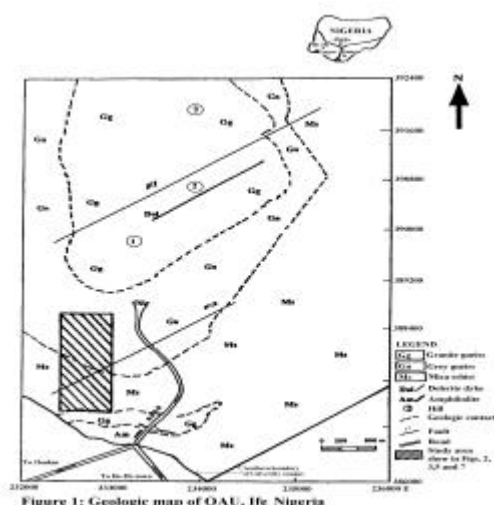
Abstract

Hydrogeophysical studies were carried out at the sewage-disposal site of OAU campus, Ile-Ife, Nigeria. The objective of the survey was to determine the reliability of the electrical-resistivity method in mapping pollution plumes in a bedrock environment. Fifty stations were occupied with the ABEM SAS 300C Terrameter using the Wenner array. The electrical-resistivity data were interpreted by a computer-iteration technique. Water samples were collected at a depth of 5.0 m in 20 test pits and analyzed for quality. The concentrations of Cr, Cd, Pb, Zn, and Cu are moderately above the World Health Organisation recommended guidelines. Plumes of contaminated water issuing from the sewage ponds were delineated. The geoelectric sections reveal four subsurface layers comprising lateritic clay, clayey sand/sand, and weathered/fractured bedrock, and fresh bedrock. Layers 3 and 4 constitute the main aquifer, which has a thickness of 3.1-67.1 m. The distribution of the elements in the sewage effluent confirms a hydrological communication between the disposal ponds and groundwater. The groundwater is contaminated, as shown by sampling and the geophysical results. Thus, the results demonstrate the reliability of the direct-current electrical-resistivity geophysical method in sensing and mapping pollution plumes in a crystalline bedrock environment.

Introduction

The study area is located on the northern outskirts of the University campus situated at 7°30'N latitude and 4°30'E longitude (Fig. 1). It lies within the tropical rain forest. The area is subdivided into two main physiographic units, inselbergs and dissected pediments. The inselbergs constitute the prominent hills with an average altitude of 400 m above sea level. The relatively low-lying gently undulating pediments (within the grey-gneiss, Fig.1) have altitude ranging from 250-300 m and are dissected by several river valleys. The objective of the study was to determine the reliability of the electrical-resistivity geophysical method in mapping pollution plumes in a bedrock environment (Donaldson 1984; Nixon and Murphy 1998; and Subba et al. 1997); to evaluate the extent of groundwater contamination; and to correlate subsurface geologic structures with geophysical properties.

Groundwater contamination by toxic chemicals resulting from sewage disposal is an environmental problem. Trace metals are common constituents of sewage effluents and are used for the evaluation of toxicity in the environment (Richard and Richard 1977). Chromium (Cr), cadmium (Cd), lead (Pb), zinc (Zn), and copper (Cu) are potentially toxic and they can affect biota at a water-soluble concentration of less than 1ppm. Groundwater becomes polluted when these undesirable metals become dissolved in water and move down by percolation and leach into the aquifer.



Geologic Setting

The Obafemi Awolowo University campus and the entire Ile-Ife area are located within the Ife-Ilesha schist belt, which is predominantly a migmatite gneiss-quartzite complex. Rahaman and Ocan (1978) classified the rocks of Ife-Ilesha schist belt into the migmatite gneiss-quartzite complex, slightly migmatized to non-migmatized metasedimentary and meta-igneous rocks, and members of the older granite suite. The geology at the campus is shown in Fig. 1. The study area is underlain by the regional grey gneiss and mica schist and a sequence of lateritic clay (aquifers), clayey sand/sand, and weathered /fractured bedrock. The clayey sand/sand and weathered/fractured bedrock constitute the main aquifer located within a bedrock depression that is the catchment area for the region. Subsurface ridges and depressions in the bedrock surface control the groundwater flow pattern, as described by Okhue and Olorunfemi (1992). The direction of groundwater flow follows the sub-surface topography of the area. The water level is at a depth of

4-11 m. Groundwater occurs under water table conditions in the clay sand/sand aquifer as well as under semi-confined to confined conditions in the weathered zone.

Electrical-Resistivity Method

Vertical electrical-resistivity soundings were conducted using the Wenner array in the vicinity of the sewage ponds (Fig. 1). Fifty vertical electrical-sounding stations were occupied using the ABEM SAS 300C Terrameter with an electrode separation (a) of 1-48 m. The resulting sounding curves were interpreted by partial curve-matching (Orellana and Mooney 1966), using two-layer model curves with the corresponding auxiliary curves and computer-iteration technique of Ghosh (1971).

Chemical Analyses

Twenty test pits coinciding with some of the VES stations (Fig. 2) were dug manually for the purpose of obtaining groundwater samples for chemical analyses. The pits were not cased. Depths of the bored pits range from 5.0–20.0 m bgl (below ground level), with an average diameter of 1.5 m. All pits extend below the water table. Pit locations are shown in Fig. 2. Water samples from the test pits were taken regularly beginning at week zero with a sampling frequency of every four weeks during 1998 and 1999, for a total of 2 samples per pit. The samples were kept in 500-mL plastic containers for 24 hours prior to chemical analysis. Samples of raw sewage effluent were obtained from the sewage pond B. The sewage and water samples were analysed for their Cr, Cd, Pb, Zn, and Cu contents by the atomic absorption method. These elements were selected because of their measured high concentration in the sewage wastes and because of their relatively low abundance in the granitic and gneissic rocks around the sewage site. Analysis of the raw sewage effluents and the water samples were carried out following the methods described in APHA, AWWA, and WPCF (1975) using the Perkin Elmer model 306 Atomic Absorption Spectrophotometer.

Results and Discussion

On the basis of the VES results, four distinct geologic layers were identified: (1) Top soil (laterite in most places), (2) Clayey sand/sand, (3) Weathered/fractured bedrock, and (4) Fresh bedrock. Figure 2 is an isopach map of the overburden obtained from test pits and from VES thicknesses. The overburden includes the topsoil, clayey sand/sand or sandy clay/clay, and the weathered/fractured basement, whose thickness ranges from 3.1–94.2 m, as partially confirmed by the bored pits.

The isopach map reveals areas with relatively thick overburden; these are marked T₁, T₂, and T₃ (30m) and correspond to the depressions in the basement. The areas with relatively thin overburden, marked S₁, S₂, and S₃ (10m), correspond to the basement highs (Fig. 2).

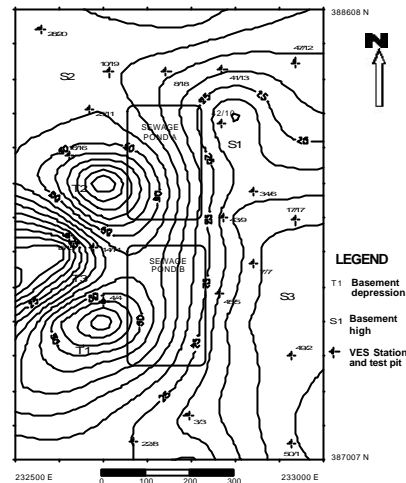


Figure 2: Isopach map of the overburden at the study area

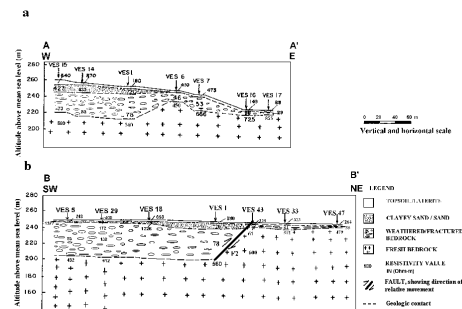


Figure 3: Geoelectric sections obtained at the study area

Figures 3a and 3b show geoelectric sections A – A' and B – B' section of (Fig. 2) using the results obtained from the vertical electrical soundings. The sections provide insight into the subsurface sequence and the structural conditions in and around the sewage ponds. The geoelectric sections show a maximum of four subsurface layers. The deepest layer is composed of fresh bedrock and has a mean and standard-deviation resistivity of 646.8 ± 274.2 Ohm-m. Layer 4 was probably too deep for VES to detect at sounding points 14, 15, and 27, because of the maximum electrode spacing of 1–48 m used during the survey. The next deepest layer (Layer 3) is composed of highly weathered/fractured bedrock, and has a resistivity of

77.5 ± 38.8 Ohm-m. The generally low resistivity values of this layer are probably due to the inflow of sewage effluents from the oxidation pond. Its thickness ranges from 2.5-16.4 m. The top two layers consist of dry sand and laterite (Layer 1) and of clayey sand/sand (Layer 2). These are more resistive layers (88–2030 Ohm-m), and, depending on moisture content and the relative amounts of sand and clayey sand in Layer 2, either one may be more resistive than the other. At many of the sounding points, these two layers could not be distinguished effectively using resistivity. The thrust fault (F2) was effectively delineated around VES 43 on section B-B'. This fault zone/lithological boundary likely serves as a medium through which the sewage effluent flows into the surrounding groundwater, because of the relatively high concentration of Cu, Pb, and Zn observed in pits 6 and 9 that were sited directly on the fault. Also, this zone is extremely wet/marshy compared to the surrounding area.

The distribution of apparent resistivity of the main aquifer, layers 2 and 3 combined shows that, a general trend of low resistivities persists in the central part of the study area toward the eastern side; toward the north, south, and west, the values increase continuously. This low-resistivity trend is probably due in part to a band of weathered schist (low resistivity) surrounded by gneisses (higher resistivity). It is assumed that the leachates and seepages help to contribute to these low values. Groundwater from within the low-resistivity trend (pits 1, 2, 5, 6, 7, 9, 10, 12, 13, and 17) tend to have relatively high toxic-metal contents (see next section). The lateral decrease of the resistivity eastward coincides with the presumed migration path of the contaminated groundwater plume. The movement of the groundwater and the contaminants follows the topography of the area. The low-resistivities in the centre (<60 m) of the study area that trend NE are inferred to indicate the influence of the contact between the granite gneiss-grey gneiss-mica schist and the polluted area. The sewage site is bounded by basement highs in the northern, southern, and western sectors with the east-central sector forming a basement depression. The groundwater flow pattern follows essentially the basement lows toward the east and southeast. The high topography and the presence of the thick laterite prevent the lateral and vertical flow of the sewage effluents toward the west. The lateritic hard pan is very thin or completely absent in the eastern flank of the sewage-site.

Lithologic logs of the pits delineate four major geologic layers. The top layer is composed of dry sand and laterite; the second layer is composed of wet clayey

sand/sand; the third layer, which was encountered in all the pits, consists of highly weathered/fractured basement; and the fourth layer consists of fresh bedrock, consisting of mica schist to grey gneiss, which was observed in the pits in the eastern sector. The VES-derived thickness compares well with the thicknesses observed in the pits. The two sets of thicknesses generally agree to within 10%. Pit depths could not exceed 20 m because the site is water-logged.

Table 1 gives the results of the chemical analyses of Cr, Cd, Zn, Cu, and Pb obtained from the pit samples. Concentrations of all analyzed toxic elements substantially exceed WHO standards. Samples from neutral point (pit 20) 200 m northwest of from the sewage-pond A (Fig. 2) confirmed that the neutral-point area is not affected by sewage effluent in the area. This site is at a higher elevation and thus upgradient of the sewage disposal site, and a thick lateritic clay occurs there.

Table 1: Results of chemical analyses of water samples obtained from pits around the sewage ponds

Pit Number ^a	CONCENTRATION (mg/L)				
	WEEK 1				
	Cd	Cr	Cu	Pb	Zn
1	10.00	20.00	51.00	1.00	10.00
2	7.80	15.00	789.00	130.00	216.00
3	20.00	56.00	305.00	91.00	530.00
4	1.00	0.00	64.00	0.00	340.00
5	3.00	4.00	138.00	203.00	240.00
6	10.00	12.00	206.00	270.00	370.00
7	10.00	0.00	202.00	0.00	120.00
8	4.00	0.00	255.00	94.00	180.00
9	0.01	0.00	136.00	79.00	630.00
10	3.00	16.00	78.00	98.00	420.00
11	2.00	0.00	193.00	0.00	360.00
12	0.06	2.10	106.00	144.00	280.00
13	1.00	0.00	53.00	0.00	270.00
14	1.00	40.00	300.00	0.00	84.00
15	1.00	38.00	206.00	0.00	80.00
16	8.00	10.00	181.00	0.10	100.00
17	3.00	0.00	180.00	0.10	80.00
18	3.00	46.00	22.20	9.00	41.00
19	2.00	34.00	19.10	8.40	38.00
20 ^b	0.00	1.00	1.50	0.10	10.00

^a Locations of pits shown in Fig. 2 and 4

^b The neutral point that is 200 m upgradient (west) of the sewage pond A.

The highest values are east and southeast of the sewage ponds, whereas the lowest values occur on the northwestern and southwestern flanks, where the thick lateritic clay occurs. A very low level of pollution was detected upgradient of the sewage-pond, in the western sector (pits 4, 14, 15, 16, and 25), which has a relatively high topography.

Figure 4 shows two major contamination plumes (P1 and P2) north and east of the sewage-sites. Based on the pattern of the contour, arrows depict the flow direction of the contaminants, probably along the existing fault(F2)/lithological boundaries (Figs.1). Figures 3 and 4 both indicate that the contaminants around the sewage ponds flow in two principal directions, that is, SW to NE and W to E. Areas labelled U1 and U2 are largely unaffected by the sewage effluents.

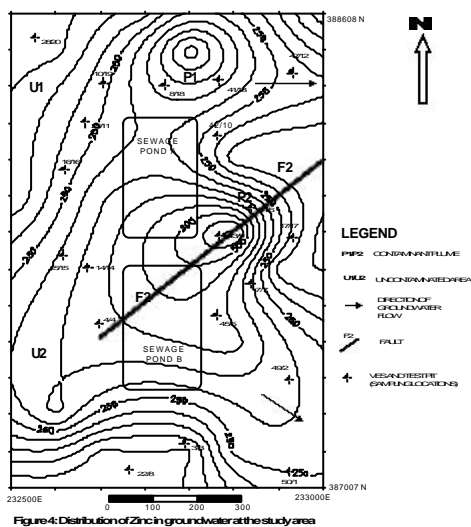


Figure 4: Distribution of Zinc in groundwater at the study area

Conclusions

The results of the geoelectrical soundings delineate swells and swales in the surface of the crystalline bedrock, which is overlain by about ~50 m of surficial deposits (sandy clay/sand layer underlain by weathered/fractured basement) in a tropical rainforest setting. The soundings also identified plumes of contaminated water issuing from the sewage ponds. The result of the geophysical mapping was corroborated by the geologic logging of the pits and the chemical analyses carried out on the water samples obtained from them. The toxic elements Cr, Cd, Zn, Cu, and Pb occur in

groundwater in excess of the WHO (1983) recommended guidelines, due to the impact of the sewage-pond effluents. The results of the study demonstrate the reliability of the direct-current electrical-resistivity method in sensing and mapping pollution plumes in a crystalline bedrock environment.

References

- APHA, AWWA, and WPCF (1975) Standard methods for the examination of water and waste water. 14th edn. APHA Inc, New York
- Donaldson JS (1984) Electrical Methods of detecting contaminated groundwater at the Strin gfellow Waste Disposal Site, Riverside County, California. *Environmental Geology* 6: 11-20
- Ghosh DP (1971) The application of linear filter theory to the direct interpretation of geoelectrical resistivity sounding measurements. *Geophysical Prospecting* 19: 192-217
- Nixon WB, Murphy RJ (1998) Waste site hazard assessment: a taxonomy of current methods and criteria. *Journal of Environmental and Engineering Policy* 1: 59-74
- Okhue ET, Olorunfemi MO (1992) Electrical resistivity investigation of a typical basement complex area. *Journal of Mining and Geology* 2: 63-68
- Orellana E, Mooney HM (1966) Master tables and curves for vertical electrical soundings over layered Structures. Interscience, Madrid
- Rahaman MA, Ocan OO 1978, On relationship in the Precambrian migmatitic gneiss of Nigeria. *Journal of Mining Geology* 15: 23-30
- Richard AG and Richard AM (1977) Trace metals in sediments of Ravitan Bay. *Marine Pollution Bulletin* 8: 188- 192
- Subba Rao NS, Gurunadha Rao VVS, Gupta CP (1997) Groundwater pollution due to discharge of industrial effluents in Venkatapura area, Visakhapatnam, Andhra Pradesh, India. *Environmental Geology* 33: No. 4, 289-294
- WHO (1983) International standard for drinking water. 3rd edn. WHO, Geneva.



INDUCED POLARIZATION MEASUREMENT AS A COMPLIMENTARY MEANS TO EVALUATE AQUIFER TRANSPORT PROPERTIES

Sri Niwas, O.A L. de Lima, and Ben Clennell, CPGG/UGBA, Salvador, Brazil

Abstract

This paper briefly reviews the current state of the art in time domain and frequency domain Induced Polarization measurements for aquifer evaluation, with special reference to shaly sandstone aquifers. We provide mathematical foundation to some of the empirical observations described in this respect. Then, the general conceptual aquifer model proposed earlier for shaly granular aquifer, is extended to Induced Polarization as a possible means for fast estimation of the aquifer hydraulic conductivity, complimentary to the values estimated from resistivity data.

Introduction

Stochastic framework based simulation and modeling are useful for groundwater management but require extensive conductivity data for their implementation. The application of geoelectrical data to estimate the hydraulic conductivity is fast emerging to minimize the cost/information ratio. This needs an effective model and equations that are consistently in agreement with field observations. In the case of shaly sands saturated with low salinity water there is hardly a satisfactory model. It is not possible to identify the aquifer shalyness uniquely from surface resistivity measurements. Fortunately, the Induced Polarization (IP) method, primarily based on membrane polarization in non-metallic environments, can be used as a possible estimator of shalyness.

The IP in a saturated formation is attributed to ionic concentration gradients induced across constituent clay membranes whose strengths are controlled by the ion exchange properties of clays themselves (Keller and Frischknecht, 1966; Lynam, 1972), and as such is a potentially useful indicator of shalyness and, implicitly, of hydraulic conductivity also (Latishova, 1953; Schoeppel and Thrasher, 1966; Worthington and Collar, 1982; Pape et al., 1987; Borner et al., 1996; Lima and Sri Niwas, 2000).

Background

On the basis of electrical investigations on surface conduction, the deformation of ionic diffuse double layers is attributed as the causative factor

for IP (Gennadinik, 1968). The 'excess conductivity', through which the double-layer manifests electrically, builds up as the electrolyte conductivity (σ_w) is increased from low values (Waxman and Smits, 1968).

A conceptual model of parallel conductors is most frequently used in modeling the electrical response of shaly reservoirs (of conductivity σ_0) under conditions of full water saturation with an electrolyte of conductivity σ_w (Winsauer and McCardell, 1953; Waxman and Smits, 1968; Clavier, et al., 1977; Johnson and Sen, 1988; Lima and Sharma, 1990; Revil et al., 1998). It is possible to represent all the equations in the form

$$\sigma_0 = \bar{\sigma}_0 + \alpha \sigma_e / F, \quad (1)$$

where α is an arbitrary constant, F is the intrinsic formation factor, determined by the effective porosity (ϕ_e) of the sandstone as $F = \phi_e^{-n}$ (n is the Archie's cementation exponent), $\bar{\sigma}_0 = \sigma_w / F$ is the ideal conductivity of a saturated clean equivalent sandstone (Archie, 1942), and σ_e is an excess conductivity contributed by the clay. Designating the difference ($\sigma_0 - \bar{\sigma}_0$) as a shale conductivity effect (SCE) we can write $\sigma_e = F \cdot SCE / \alpha$.

Experimental Observations

One can refer the empirical results of Worthington and Collar (1982) showing the relationship between intergranular permeability and chargeability determined under conditions of full water saturation, for three representative electrolyte conductivities $\sigma_w = 5.5$ S/m, 0.22 S/m and 0.025 S/m (Figure 1). Note that the IP-permeability relationship is inverse at $\sigma_w = 5.5$ S/m, direct at $\sigma_w = 0.025$ S/m and is non-existent at $\sigma_w = 0.22$ S/m. They have summarized these results using hypothetical representative relationship that shows a maximum IP response for some intermediate permeability (called the optimum permeability) with IP data distribution for low σ_w falling left (direct relationship), for intermediate value of σ_w in the center (no relationship), and for higher σ_w lying to the right (inverse relationship). They have constructed a semi-empirical equation and tested its validity with Triassic Sherwood sandstone data taken from a well site in northern England

Induced Polarization in Aquifer Evaluation

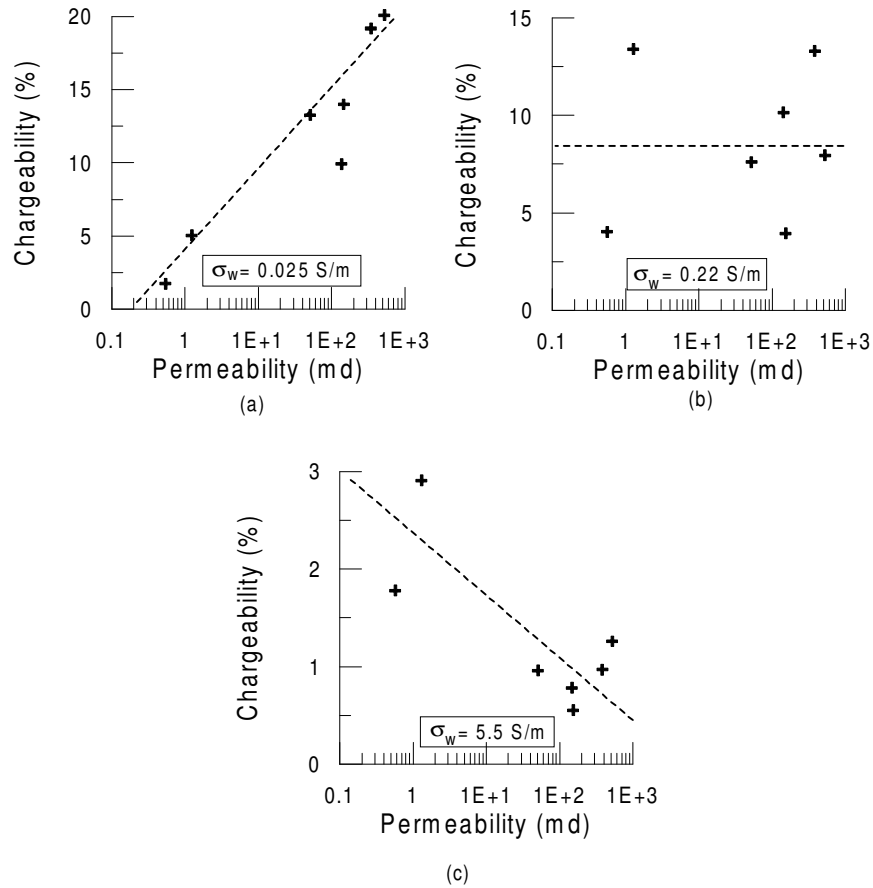


Figura 1 – Permeability-chargeability relationship in shaly sandstones (Experimental data from Worthington and Collar, 1982).

(Worthington and Collar, 1982).

In an apparent bid to evaluate shalyness of reservoirs, Worthington and Collar (1982) have tried also to find relationship between IP response and the excess conductivity σ_e . They have found IP- σ_e relationship of inverse nature for $\sigma_w = 0.025 \text{ S/m}$, of direct nature at $\sigma_w = 5.5 \text{ S/m}$, and of no relation for $\sigma_w = 0.22 \text{ S/m}$. However, all said and done, for practicability one should be confined to two linear equations, one for low σ_w and other for high σ_w and both meet at $\sigma_w = 1 \text{ S/m}$.

Borner et al., (1996) attempted to evaluate transport and storage properties of an aquifer from frequency domain IP measurements based on the determination of the pore-space parameters S_p (specific surface) and F . They have used the PARIS equation (Pape et al., 1987), derived as a modified Kozeny-Carman equation (valid for consolidated sedimentary rocks) by recognizing the fractal

character of the internal surface. This can be represented by a more general equation as

$$k = \frac{\alpha_0}{FS_p^c}, \quad (2)$$

where k is the permeability, α_0 is a shape factor of the pore space and c is an empirical constant found to be in the range of 2.8 to 4.6. They argued that in the case of constant water composition and slightly varying formation factor, specific surface S_p may be empirically determined by $S_p = a \sigma_{0,I}$, where $\sigma_{0,I}$ is the imaginary component of the complex conductivity measured, and a was found experimentally to be on the order of $8.6 \times 10^4 \text{ mS}/\mu\text{m}$. The other necessary parameter, F , can also be computed as where $\sigma_{0,R}$ is the real component of frequency domain IP measurements, and l varies

Induced Polarization in Aquifer Evaluation

$$F = \frac{\sigma_w}{\sigma_{0,R} - \sigma_{0,I} / l}, \quad (3)$$

between 0.01 and 0.15 and can be fixed at 0.1 for unconsolidated sediments.

Lima and Sri Niwas (2000) have shown, using rigorous mathematical treatment based on the Bruggeman-Hanai equation for the electrical conductivity and a Kozeny-Carman type equation for the intrinsic permeability, that better estimate of permeability of shaly sandstone aquifer can be made using the following equation

$$k = \alpha_0 \left[\frac{F^{n-1} / qn}{1 + \delta \sigma_s} \right]^q, \quad (4)$$

where the characteristic length scale α_0 has a topological dimension L^2 , δ is a lithologic parameter dependent on the particle size distribution for sands and clays, σ_s is the equivalent matrix conductivity and the exponent q is expected to depend on particle shape and packing structure. We recall that $\alpha_0 / (1 + \delta \sigma_s)^q$ gives an electrical estimative of S_p . F can be computed from

$$F = \frac{\sigma_w - \sigma_{0,I} \frac{n}{\lambda_q}}{\sigma_{0,R} - \sigma_{0,I} \frac{n}{\lambda_q}}, \quad (5)$$

where λ_q is a non-dimensional parameter, and σ_s from

$$\sigma_s = \frac{SCE}{n(1 - F^{-1})}. \quad (6)$$

A Meaningful Proposal

Seigel (1959) introduced a dynamic dipole theory of IP effects by postulating that the secondary response due to dipolar charge is represented as that due to volume density of dipolar sources. The current from this distribution must obey the normal steady current flow boundary conditions at discontinuities in conductivity. He theoretically established that the volume distribution of current dipoles is mathematically equivalent to a volume distribution of current sources of density equal to $-div M$ and a surface distribution of strength M_n . M is the volume current moment of strength $M = -mJ$ and m is the medium chargeability. Thus the vector $J(1-m)$ in the presence of the dipolar distribution plays the role of J in the absence of such dipoles. If

the impressed current density vector is J and the observed electric field in the presence of dipoles is E_p and in its absence is E_0 , then from Ohm's law we can write (Seigel, 1959)

$$\vec{E}_p = \frac{\vec{J}}{\sigma_0(1-m)}; \quad \text{and} \quad \vec{E}_0 = \frac{\vec{J}}{\sigma_0}, \quad (7)$$

where $\vec{E} = -gradU$. Obviously, in a situation when the current is turned off, the electric flow would follow Ohm's law, and we can represent it as $\vec{J} = \sigma' \vec{E}' = \vec{E}' / \rho'$ where the 'IP Effects', are $E' = E_p - E_0$; $\sigma' = \sigma_0 / m$; and $\rho' = m\rho_0$. In deriving these relations we have utilized the fact that $m \ll 1$ (or of the order of 10^{-2}). Now, if we take equation (1) and equate the SCE approximately to IP effect (σ_0/m) we can derive that

$$k \cong \bar{k}_0 \frac{1}{m} \frac{\sigma_0}{\sigma_e}, \quad (8)$$

where $\bar{k}_0 = \alpha_0 / S_p^c$.

For fresh water saturation, we have enough ground (Sri Niwas and Singhal, 1981; Lima and Sharma, 1990; Lima and Sri Niwas, 2001, Sri Niwas and Lima, 2001) to put forward a complimentary serial resistance model to derive that

$$k = \bar{k}_0 m \frac{\rho_0}{\rho_e}. \quad (9)$$

Discussion and Conclusion

Equations (8) successfully explains the observations of Worthington and Collar (1982) that the IP effect and the 'excess conductivity' are directly related, and permeability is in inverse relationship with the IP effect in case of high salinity electrolyte ($\sigma_w \gg 1 S/m$). On the other hand equation (9) support the observations of inverse relation between IP effect and 'excess conductivity', and direct relationship between permeability and IP effect, respectively, in case of saturation with low salinity electrolyte ($\sigma_w \ll 1 S/m$). Instead of a single empirical non-linear equation proposed by Worthington and Collar (1982) we are proposing two linear mathematical expressions suitable for high and low σ_w with cross over at $1 S/m$.

However, for a gross macroscopic estimation of the aquifer hydraulic conductivity (K) from IP

Induced Polarization in Aquifer Evaluation

measurements we refer to the general aquifer model (Lima and Sri Niwas, 2001, Sri Niwas and Lima 2001). Taking into consideration a prism of unit cross section and thickness, we can derive through Darcy equation and equations (8) and (9) that in case of high σ_w ,

$$K = \beta \frac{\sigma_0}{m} \quad (10)$$

and in case of low σ_w ,

$$K = \gamma m \rho_0, \quad (11)$$

where β and γ are constant of proportionality. The K and k are related using Nutting's equation (Hubbert, 1940) as $K = kdg/\eta$, where η is the dynamic viscosity of the fluid, d is the fluid density, and g is the acceleration due to gravity. It is hoped that equation (10) and (11) would be helpful in estimating the hydraulic conductivity of shaly sandstone aquifer from IP data in conjunction with dc resistivity more accurately.

References

- Borner, F.D., Schopper, J.R. and Weller, A., 1996, Evaluation of transport and storage properties in the soil and groundwater zone from induced polarization measurements. *Geophys. Prosp.*, 44(4), 583-602.
- Clavier, C., Coates, G., and Dumanoir, R., 1977, The theoretical and experimental bases for the "dual-water" model for the interpretation of shaly sands. In: 52nd Ann. Fall Tech. Conf. And Exhib., *Soc. Pet. Eng.* vol. 1, pp. 167-180, San Antonio.
- Gennadinik, B.I., 1968, Some interpretations of the phenomenon of induced polarization in ion-conducting rocks. *Vyssh. Ucheb. Zavedenii Izv., Geologiya I Razved.* (2), 96-99.
- Hubbert, M.K., 1940, The theory of groundwater motion. *Jour. Geol.*, 48, 785-944.
- Johnson, D.L. and Sen P.N., 1988, Dependence of the conductivity of a porous medium on electrolyte conductivity. *Phys. Rev.*, B37, 3052.
- Keller, G.V. and Frischknecht, F.C., 1966, Electrical methods in geophysical prospecting. *Pergamon Press, Oxford*, 517pp.
- Latishova, M.G., 1953, Relationship between induced polarization and the permeability of sands. *Trudi MNE*, 12, Gostoptekizdat.
- Lima, O. A.L. and Sharma, M.M., 1990, A grain conductivity approach to shaly sandstones, *Geophysics*, 55(10), 1347-1356, 1990.
- Lima, O. A.L., and Sri Niwas, 2000, Estimation of hydraulic parameters of shaly sandstone aquifers from geoelectrical measurements. *Jour. Hydrol.*, 235, 12-26.
- Lima, O. A.L., and Sri Niwas, 2001, Electrical resistivity/ formation factor and the hydraulic conductivity relations in porous aquifers. *Jour. Appl. Geophys.* (submitted).
- Lynam, J.T., 1972, On the electrochemical nature of I.P. *Aust. Soc. Expl. Geophys. Bull.*, 3(2), 19-36.
- Pape, H., Riepe, L., and Schopper, J.R., 1987, Theory of self-similar network structures in sedimentary and igneous rocks and their investigation with microscopical and physical methods. *Jour. Microscop.*, 148, 121-147.
- Revil, A., Cathles III, L.M., Losh, S., Nunn, J. A., 1998, Electrical conductivity in shaly sands with geophysical applications. *Jour. Geophys. Res.* B103, 23925-23936.
- Schoeppel, R.J. and Thrasher, J.E., 1966, Laboratory study of induced polarization in sandstone rocks with varying salinity and shalyness. *Trans. SPWLA 7th Ann. Logging Symp.*, T1-42.
- Seigel, H.O., 1959, Mathematical formulation and type curves for induced polarization. *Geophysics*, 24(3), 547-565.
- Sri Niwas, and D. C. Singhal, 1981, Estimation of aquifer transmissivity from Dar-Zarrouk parameters in porous media. *Jour. Hydrol.*, 50, 393-399.
- Sri Niwas, and O.A.L. de Lima, 2001, On correlation aspects of geoelectrical and geohydraulic transport properties of porous aquifers. *Geophysics* (submitted).
- Waxman M.H. and Smits, L.J.M., 1968, Electrical conductivities in oil-bearing shaly sands. *Jour. Soc. Pet. Eng.*, 8, 107-122.
- Winsauer, W.O. and McCardell, W.M., 1953, Ionic double-layer conductivity in reservoir rock. *Trans. AIME*, 198, 129-134.
- Worthington, P.F. and Collar, F.A., 1982, The relevance of induced polarization to quantitative formation evaluation. 23rd Ann. *SPWLA Logging Symp., Paper U*, 42p.

Acknowledgements

Authors are thankful to CNPq and to the Cooperation Program between the Servico Geologico do Brasil (CPRM), the Companhia de Engenharia Rural da Bahia (CERB) and UFBA for providing financial assistance for this study.



Integração de métodos geofísicos (ER, EM-34, VLF) e dados geológicos aplicados à pesquisa de água subterrânea em terrenos cristalinos da região do Fumo (Irauçuba), Estado do Ceará, Nordeste do Brasil.

Raimundo Mariano Gomes Castelo Branco, Luciano Soares da Cunha, David Lopes de Castro - Laboratório de Geofísica de Prospecção e Sensoriamento Remoto – UFC - mariano@ufc.br - x7hmp@ufc.br - david@ufc.br, Oderson Antônio de Souza Filho, José Alberto Ribeiro, Fernando Antônio Carneiro Feitosa – CPRM – Fortaleza.

Abstract

The aim of this paper is to present an integrated geophysical study (ER, EM, VLF) with field structural geology and the interpretation of aerial photographs applied in the region of Fumo, Irauçuba municipality, NW State of Ceará, Brazil. This area is characterized by scarcity on hydrogeological resources. It was identified an anomalous tubular well for the area, presenting a production of 8m³/h, greater than the average production for the crystalline aquifer that is around 1,7m³/h. The results around the well show the perfect adaptation of the adopted techniques showing important anomalies in all the geophysical sensor used in the area, justifying that the well was placed in a conductive zone.

Introdução

A localidade de Fumo está situada no município de Irauçuba, cerca de 160 km para oeste da cidade de Fortaleza, podendo o acesso ser feito através da BR.222. Esta região é caracterizada por ser uma das mais secas do Estado do Ceará. Por se tratar de uma região geologicamente problemática em termos de recursos hídricos subterrâneos e, pelo fato de apresentar um poço tubular profundo com vazão destoante dos demais, resolveu-se investigar com métodos geofísicos integrados (ER, EM, VLF) aquela área do município de Irauçuba. Investigações geológicas e estruturais de detalhe também foram levadas a efeito como forma de dar suporte aos caminhamentos geofísicos.

Aspectos Geológicos

Observa-se o predomínio de rochas do embasamento cristalino de idade pré-cambriana, constituídas fundamentalmente por granitos, gnaisses e migmatitos. Sobre esse substrato repousam coberturas aluvionares, de idade recente.

Morfologicamente a área do Fumo é plana com lajedos de até 1,5 m de altura e com cobertura coluvionar. Raros afloramentos ultrapassam 10 m². Litologicamente, foram observados ortoderivadas, migmatitos, granitos de granulação grossa, granitos róseos e branco, deformado, de granulação média a fina, sem biotita. Estruturalmente, observa-se foliação milonítica/bandamento metamórfico: WNW-ESE (Az 280/50 E). Os afloramentos alinham-se segundo a estrutura-

ção local aproximadamente WNW-ESE. Os corpos ígneos intrusivos (granito-gnáissico e diabásio) estruturam-se também na direção Az 300. As principais direções de fraturas medidas em afloramentos foram, estão no geral, orientadas para NE e para NW (Az.40, Az. 300) apresentando mergulhos sub-verticalizados.

Observações em fotografias aéreas, escala 1: 25.000, da região mostram escassos lineamentos até 500 m em torno do poço. Lineamentos NNE com 100 m de comprimento e N60W com 280 m de comprimento, além de lineamento N25W com 250 m de extensão. Num raio de 500 m do poço, apenas 5 lineamentos foram reconhecidos. Importante feixe de lineamentos N50-60E, conjugados com feixes menores E-W, ocorre a 250 m a SE do poço, seguindo a estruturação regional. O feixe NE estende-se por 2000 m, possuindo lineamentos com 200 m a 350 m de comprimento.

A Figura 1 apresenta a cartografia geológica da área em torno do poço do Fumo com os principais litótipos regionais e estruturações geológicas.

Características Hidrogeológicas

As rochas cristalinas predominam na área e representam o que é denominado de "aquífero fissural", assim os reservatórios são aleatórios, descontínuos e de pequena extensão. Dentro deste contexto, as vazões produzidas pelos poços são em geral pequenas e, em função da falta de circulação e dos efeitos do clima semi-árido a água é, na maior parte das vezes, salinizada. O levantamento realizado pela CPRM em 1999 no município de Irauçuba registrou a presença de 73 poços, dos quais 65 do tipo tubular e 8 do tipo amazons. Com relação à distribuição desses poços por domínios hidrogeológicos, foi verificado que todos são do tipo tubular e encontram-se no domínio das rochas cristalinas. Dos 73 poços tubulares cadastrados em 1998 pela CPRM apenas 28 têm vazão inferida que chega a uma média de 2,7m³/h, portanto, um pouco acima para o domínio das rochas cristalinas, uma vazão média de 1,7 m³/h, resultado de uma análise estatística de mais de 3.000 poços no cristalino do estado do Ceará (Möbus et al., 1998).

Integração de métodos geofísicos.....

Geofísica - Eletrorresistividade

A metodologia adotada foi a do dispositivo Schlumberger, com espaçamento dos eletrodos de corrente (AB) de 100m, de potencial (MN) de 5m e os deslocamentos foram de 20 em 20 metros. São dois perfis principais centralizados no poço tubular da referida localidade (Figura 1), nas direções norte-sul e oeste-leste, com 1.000 m em cada direção. Além desses, mais quatro perfis secundários localizados a 200 m do poço em cada uma das direções norte, sul, oeste e leste, com aproximadamente 400 m de extensão em cada direção.

Nos dois perfis principais, notadamente no de direção W-E (Figura 3), evidencia-se um comportamento mais resistivo da posição do poço para oeste e menos resistivo da posição do poço para leste. No perfil transversal (N-S), o comportamento é mais heterogêneo alternando valores de maior e menor resistividade, sugerindo que o perfil foi realizado no limite entre as duas zonas principais do perfil anterior. Quanto aos perfis secundários, naquele a norte do poço os valores da resistividade são variados enquanto no perfil a sul nota-se com mais clareza uma zona de alta e outra de baixa resistividade. Nos perfis secundários de direção N-S, os valores da resistividade são mais baixos, principalmente no perfil leste, caracterizando uma zona de baixa resistividade relativa.

Geofísica – EM-VLF

A principal direção de sintonia de sinal VLF para esta região foi adotada (24 kHz). Desta forma, um dos caminhamentos VLF aqui apresentado é aquele realizado na direção aproximada Az. 292 e que se encontra mostrado na Figura 2. A observação deste caminhamento sob a forma de pseudo-seção vertical de densidade de corrente, permite denotar a presença de uma forte e extensa anomalia VLF na estação de leitura de coordenada 305, estando a posição do poço produtor, na coordenada 315. Esta situação é igualmente marcante quando se observam os dados real e imaginário filtrados.

Geofísica – EM-34-3-XL

Objetivando a equiparação de metodologias eletromagnéticas, bem como a tentativa de melhoria da acuidade geofísica, o levantamento EM-34 foi conduzido nas mesmas direções do levantamento VLF, com quatro arranjos inter-bobinas diferentes (DV e DH 40, DV e DH 20) o que permitiu diferentes profundidades de investigação. Na Figura 4, observa-se que os dipolos horizontais (DH20 e DH40), mesmo sendo pouco sensíveis a variações laterais de resistividade, identificaram uma larga zona de baixa resistividade associada ao poço produtor (190-240m). Já os dipolos verticais (DV20 DV40), sensíveis às varia-

ções laterais de resistividade, delinearão a zona de baixa resistividade de forma mais precisa, reduzindo a sua extensão quando comparada com a resposta encontrada com os dipolos horizontais. Como se pode observar pela Figura 4 as profundidades atingidas pelos arranjos DV e DH de 40 metros permitem, analogamente aos levantamentos anteriores, a constatação de faixas anômalas resistivas e condutoras, alternadamente. Nesta situação, novamente, o poço produtor encontra-se inserido numa zona mais condutora que aquelas adjacentes, inclusive, mostrando contrastes de resistividade bastante similares àqueles observados com o método de eletrorresistividade.

Conclusões

A integração dos métodos de eletrorresistividade e os eletromagnéticos EM-34 e VLF sob a forma de caminhamentos, geologia e fotointerpretação permitiram a constatação de que o poço tubular profundo da área do Fumo está posicionado em uma zona anômala, caracterizada por apresentar uma maior condutividade em relação às zonas adjacentes. A referida zona está bem caracterizada em ambos os sensores utilizados mostrando a aplicabilidade dos trabalhos integrados de prospecção geofísica em terrenos cristalinos e, justificando, assim, a vazão relativamente alta de 8m³/h para aquele poço em relação aos demais poços da região de Irauçuba. Os dados de geologia estrutural encontram-se, igualmente em conformidade, uma vez que as orientações seguidas para os caminhamentos geofísicos, tiveram por base o cruzamento de estruturas determinadas em campo e na fotointerpretação. Outra conclusão que merece destaque é o fato da aplicação de métodos geofísicos integrados que melhoram sensivelmente a acuidade interpretativa em trabalhos de prospecção de água subterrânea em terrenos cristalinos.

Agradecimentos

Este trabalho contou com a colaboração imprescindível do PADCT III (Projeto Nº 620154/97-7), da Fundação Banco do Brasil, da UFC e da CPRM, através do Projeto Brasil Canadá..

Referências Bibliográficas

CPRM – 1999 – Atlas dos Recursos Hídricos Subterrâneos do Ceará.

MÖBUS, G., SILVA, C. M. S. V., FEITOSA, F. A. C. Perfil estatístico de poços no cristalino cearense. *In: SIMPÓSIO DE HIDROGEOLOGIA DO NORDESTE*, 3, 1998, Recife. **Anais do...** Recife: ABAS, 1998. p. 184-192.

Integração de métodos geofísicos.....

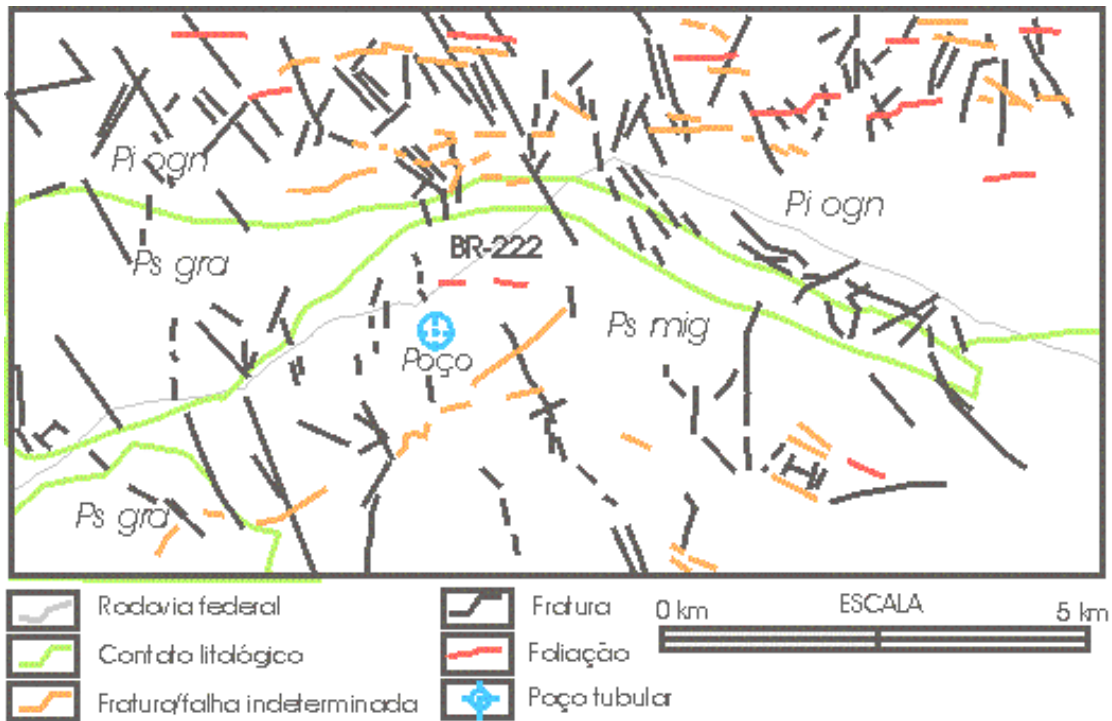


Fig. 1. Cartografia geológica da área em torno do poço do Fumo em Irauçuba, Ceará. P: Pré-Cambriano, Pi ogn: ortognaisses, Ps gra: granitos, Ps mig: migmatitos.

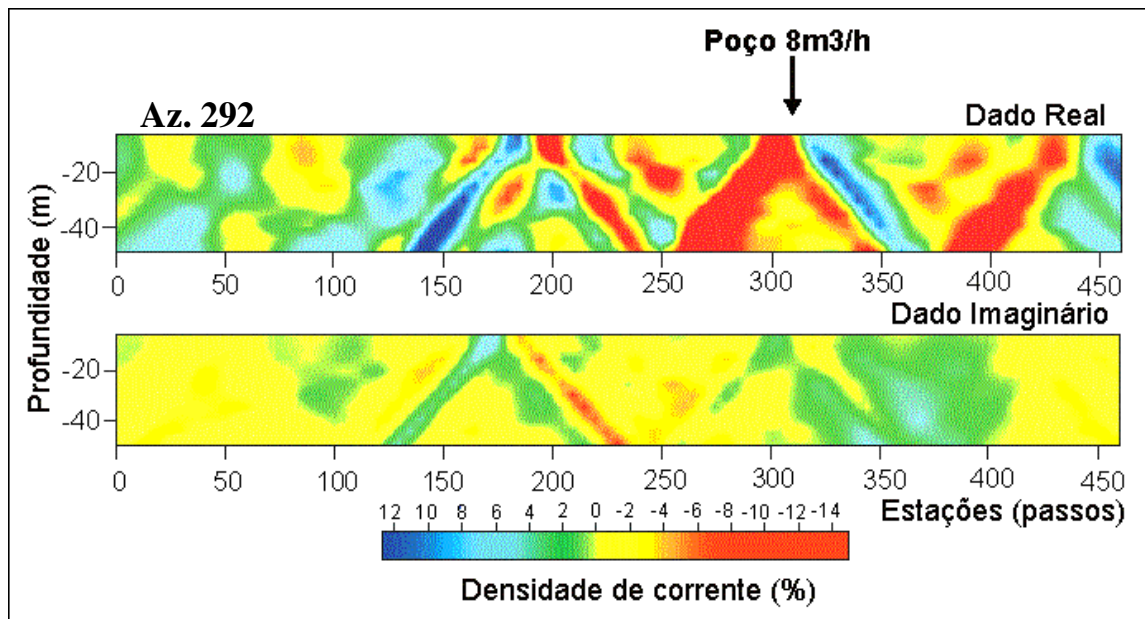


Fig. 2. Caminhamento eletromagnético VLF cruzando o poço profundo da localidade de Fumo em Irauçuba – Ceará na direção Az. 292. A figura ilustra a posição do poço bem como alternâncias entre zonas resistivas e condutoras.

Integração de métodos geofísicos.....

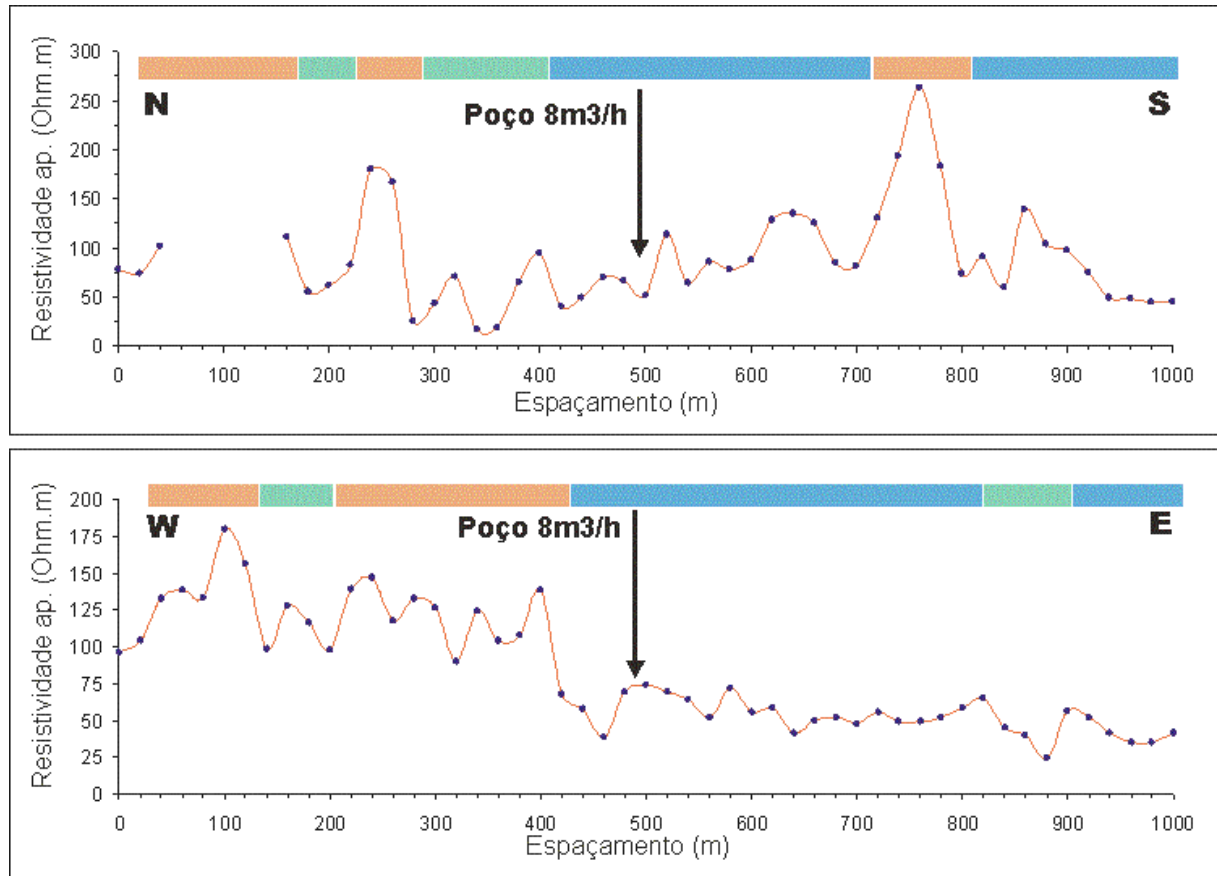


Fig. 3. Caminhamentos de eletrorresistividade com arranjo Schlumberger cruzando o poço profundo da localidade de Fumo em Irauçuba – Ceará nas direções NS e EW. A figura ilustra a posição do poço bem como intercalações e alternâncias entre zonas resistivas e condutoras (Relativo: amarelo: resistivo, azul: condutor, verde forte condutor).

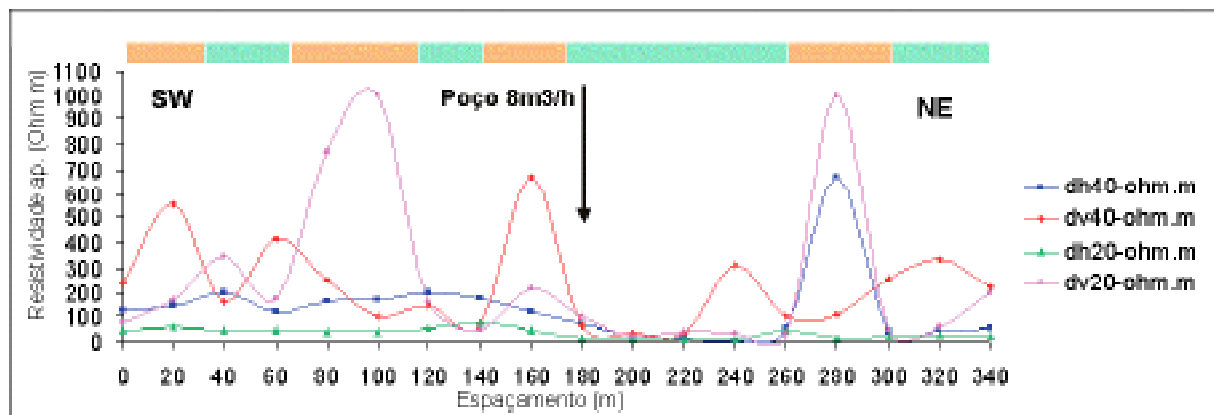


Fig. 4. Caminhamentos eletromagnético indutivo EM-34 cruzando o poço profundo da localidade de Fumo em Irauçuba – Ceará na direção SW-NE A figura ilustra a posição do poço bem como intercalações e alternâncias entre zonas resistivas e condutoras (Relativo: amarelo: resistivo, verde: condutor).



Investigações Geofísicas em Rochas Graníticas no Município de Itu, São Paulo – Brasil

Jorge Luís Porsani¹, Francisco Yukio Hiodo¹ & Vagner Roberto Elis¹

¹ Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da USP – Email: porsani@iag.usp.br

A s r a

Geophysical investigations was realized on the Granitic Suite of Itu, located near to Itu City, State of São Paulo - Brazil, with the objective to find fractures zones in granitic rocks and determine the depth of top of fresh rock, through of integration of GPR - Ground Penetrating Radar and Resistivity Methods. The geophysical profiles were realized on a same line for a comparative study between these two methodologies, inside of philosophy of integrated interpretation. One GPR profile of 80m was acquired with 50, 100 and 200MHz antennas and two electric profiles with dipole of 2 and 10m. Analysis of geophysical profiles allowed to identify two strong dip reflectors: one about 10m depth, interpreted as fractures filled with water and the other between 12 and 17m depth that correspond to one resistive region dipping after of 15m depth, interpreted as the top of granitic fresh rock. Besides, two anomalous regions were identified: one about 50m and the other about 80m. In GPR profiles, these regions are characterized for one *shadow zone*, because the high attenuation of electromagnetic waves. In electric profiles, these regions correspond to the conductive regions that can be related with the presence of one sub-vertical fracture zone.

In r

Este trabalho tem como objetivo localizar zonas de fraturas em rochas graníticas e determinar a profundidade do topo da rocha sã, através da integração dos métodos GPR – “Ground Penetrating Radar” (Porsani, 1999) e resistividade elétrica com arranjos dos eletrodos do tipo dipolo-dipolo (Elis, 1999). Os perfis geofísicos foram realizados sobre uma mesma linha visando um estudo comparativo entre estas duas metodologias, dentro da filosofia de interpretação integrada. Os levantamentos de campo foram realizados sobre a Suíte Granítica de Itu, situada numa área de proteção ambiental localizada na Fazenda da Serra, município de Itu, Estado de São Paulo. Nessa região, as principais fontes de água de superfície estão bastante contaminadas e o abastecimento de água potável para a comunidade é realizado através da exploração de água subterrânea por meio de poços tubulares. Portanto, a aplicação de métodos geofísicos, visando a localização de zonas de fraturas em rochas cristalinas para a exploração de água subterrânea é de grande importância para a região.

Ge a a Área e Es

A Suíte Granítica de Itu está localizada a aproximadamente 60km da cidade de São Paulo, e abrange uma área de aproximadamente 400km². Segundo Pascholati (1990) a área compreende uma região de transição entre os terrenos Pré-Cambrianos do Estado de São Paulo e a Bacia Sedimentar do Paraná.

As rochas encaixantes são principalmente gnáisses com intercalações de xistos, quartzitos, anfíbolitos e granulitos pertencentes ao Complexo Piracaia. O limite ao Sul da Suíte coincide parcialmente com a Falha de Jundiuvira.

Devido à escassez de afloramentos e à cobertura por unidades geológicas mais recentes, as exposições dos contatos dos corpos granitóides com as rochas encaixantes são raras e onde observados podem ser tectônicos ou intrusivos.

Os contatos são caracterizados principalmente por zonas de cisalhamentos. As estruturas geológicas mais marcantes da Suíte Granítica de Itu são os lineamentos que correspondem às zonas de falhas curvadas, sub-paralelas ou convergentes à zona de falha de Jundiuvira. Essas zonas coincidem parcialmente com a orientação das principais drenagens da região, por exemplo, os rios Tietê, Pirai e da Fonte.

Os lineamentos retilíneos mais importantes que afetam os corpos granitóides apresentam orientação segundo os quadrantes NE e NW, onde são abundantes as direções preferenciais de N20-30E e N45-50W. Esses lineamentos representam geologicamente as zonas de falhas/fraturas, que são importantes estruturas para a exploração de águas subterrâneas em rochas graníticas. A **F ra 1** mostra um mapa de localização esquemático da área de estudos.

A s e Pr essa en s Da s Ge s s

O posicionamento do perfil geofísico foi realizado com base nas facilidades logísticas, como a topografia, e na direção dos lineamentos geológicos encontrados na região. O local dos trabalhos é caracterizado por um relevo bastante acidentado. Desta forma, procurou-se uma posição no terreno em que o perfil geofísico ficasse sub-horizontal, portanto, não foi necessário fazer uma correção topográfica.

Quanto ao critério geológico, a direção do perfil foi escolhida de maneira que o perfil cruzasse os lineamentos estruturais. Sendo assim, os perfis geofísicos foram orientados segundo a direção de N45E.

É importante ressaltar que os levantamentos geofísicos foram realizados após um período de cerca de 20 dias de chuvas na região. Como estávamos em busca da localização de zonas de fraturas, esperava-se encontrar bons refletores nos perfis GPR, devido ao elevado contraste entre a constante dielétrica da água presente nas fraturas e da rocha encaixante. Além disso, onde o solo de alteração da rocha fosse mais espesso, esperava-se que ele estivesse saturado. Portanto, no caso do GPR esperava-se uma ausência de sinal, ou seja, uma forte atenuação da onda eletromagnética, provocando uma “zona de sombra” no radargrama. Por outro lado, no caso do caminhamento elétrico dipolo-dipolo esperava-se um aumento na condutividade elétrica, caracterizando uma região anômala que poderia ser facilmente mapeada.

As medidas geofísicas foram realizadas ao longo de um perfil de 80 metros de comprimento. Foram utilizados os métodos: GPR e Eletorresistividade. Com o método GPR, adquiriu-se um perfil de reflexão com afastamento constante, utilizando-se antenas com frequências centrais em 50, 100 e 200MHz. Os perfis foram realizados sobre uma mesma linha, visando obter boa penetração e boa resolução, pois os resultados obtidos com as antenas diferentes se complementam. Para as antenas de 50 e 100MHz o espaçamento entre as medidas foi de 0,5m e para as antenas de 200MHz o espaçamento foi de 0,25m. Neste trabalho apresentaremos somente o perfil obtido com as antenas de 100MHz, conforme mostra a **Figura 2**.

Sobre o perfil GPR também foram adquiridas três sondagens de velocidade com as mesmas antenas, utilizando-se a técnica de aquisição WARR – “Wide Angle Reflection and Refraction”. A análise das sondagens de velocidade permitiu calcular uma velocidade de propagação da onda eletromagnética em subsuperfície de 0,12m/ns, que é compatível com rochas graníticas. Esta velocidade foi utilizada para a conversão de tempo em profundidade.

Os dados GPR foram adquiridos com o equipamento Sueco Ramac (Mala - GeoScience) pertencente ao Departamento de Geofísica do IAG/USP. Tanto os perfis de reflexão quanto as sondagens de velocidade foram processados utilizando-se o software Gradix (Interpex). O processamento básico utilizado consistiu das seguintes etapas: i) aplicação de filtro dc (correção do *wow*, que é um ruído de baixa frequência), ii) correção do tempo zero, iii) aplicação de ganhos no tempo (filtro do tipo SEC - *spherical exponential*

compensation, linear, constante e programado), iv) aplicação de filtro do tipo passa banda e v) aplicação de filtro espacial *moving average* (3 traços).

Com o método da eletorresistividade foram adquiridos dois perfis de caminhamento elétrico com arranjo dos eletrodos do tipo dipolo-dipolo: um perfil com espaçamento dos dipolos de 2m e o outro com espaçamento de 10 metros. O perfil de caminhamento elétrico com dipolo de 2m é de 50m de comprimento. Nesse perfil, fez-se 4 níveis de medidas, o que permitiu investigar até cerca de 5m de profundidade. O perfil de caminhamento com dipolo de 10m é de 100m de comprimento. Nesse perfil, fez-se 5 níveis de medidas, permitindo investigar as características elétricas da subsuperfície até cerca de 30m de profundidade. Ambos os perfis de caminhamento elétrico foram adquiridos sobre os perfis GPR. A **Figura 3** mostra o perfil de caminhamento elétrico com dipolos de 10m.

D **s** **s** **s** **Res** **a** **s**

As análises, dos perfis GPR e de caminhamento elétrico dipolo-dipolo, permitiram obter informações da subsuperfície até cerca de 30 metros de profundidade.

Os perfis GPR permitiram obter imagens claras de alguns fortes refletores inclinados ao longo dos perfis. A tendência de mergulho também pode ser observada no perfil de caminhamento elétrico com dipolo de 10m, através das linhas de isovalores de resistividade elétrica.

Os refletores vistos nos perfis GPR são descontínuos e os dois refletores observados entre 30 e 47m: um em torno de 10m e o outro em torno de 17m de profundidade, ambos estão interrompidos ao redor da posição de 50m. O primeiro refletor, em torno de 10m de profundidade, é provável que esteja relacionado com a presença de uma fratura inclinada preenchida com água. Esta hipótese é sustentada pela elevada amplitude do refletor, que é típico de um forte contraste entre a constante dielétrica da água e do granito. Este refletor não tem correspondência com os perfis de caminhamento elétrico dipolar.

Por outro lado, o segundo refletor observado entre as posições de 30 e 47m que está em torno de 17m de profundidade, parece ter continuidade para o início do perfil. Note que o nítido refletor que aparece entre as posições de 0 e 5m e à profundidade em torno de 12m tem a mesma tendência de mergulho e amplitude do refletor anterior, sugerindo ser um único refletor, embora não seja contínuo. É provável que este refletor esteja relacionado com o topo da rocha granítica, pois a partir deste refletor não observa-se mais refletores, sendo um indicativo da chegada ao topo da rocha. Este refletor tem correspondência com

os perfis de caminhamento elétrico dipolar, e pode ser visto através de um aumento na resistividade elétrica nas curvas de isovalores. No início do perfil com dipolo de 10m, ou seja, entre 15 e 55m, observa-se claramente uma região resistiva inclinada a partir dos 15m de profundidade, seguindo a mesma tendência de mergulho dos refletores GPR, corroborando com a hipótese de topo da rocha granítica sã.

No perfil de caminhamento com dipolo de 10m, nota-se uma região resistiva com tendência sub-vertical na posição entre 55 e 65m, ocorrendo desde os 20m até cerca de 7m de profundidade. Esta feição parece estar relacionada com uma estruturação sub-vertical na rocha granítica sã. Os trechos com resistividades anômalas são os mesmos e têm correspondência com os perfis GPR, onde observa-se uma maior penetração do sinal eletromagnético, corroborando com a hipótese de rocha granítica menos alterada próximos à superfície.

A região anômala que ocorre nos perfis GPR em torno da posição de 50m, também aparece no final dos perfis em torno da posição de 80m. Esta região é caracterizada por uma ausência de reflexão, conhecida como “zona de sombras”. Estas regiões também têm correspondência com os perfis de caminhamento elétrico dipolar, sendo caracterizadas por regiões de alta condutividade, facilmente mapeáveis. No perfil com dipolo de 10m, novamente observam-se duas regiões anômalas condutivas: uma entre 40 e 60m e a outra no final do perfil apresentando uma clara indicação de mergulho entre as posições de 70 e 85m. É provável que estas regiões possam estar relacionadas a uma zona de fraturas sub-verticais, onde a presença de água nessas zonas aceleram o processo de alteração da rocha, aumentando a condutividade elétrica, conseqüentemente, cria-se uma “zona de sombra” nos perfis GPR devido à elevada atenuação do sinal do radar.

C n s es

As investigações geofísicas obtidas com os métodos GPR e eletrorresistividade permitiram imagear a subsuperfície até cerca de 30 metros de profundidade.

Com os perfis GPR foi possível identificar fortes refletores inclinados em torno de 10m de

profundidade, que são provavelmente fraturas inclinadas preenchidas com água.

Foram identificadas duas regiões anômalas: uma em torno de 50m e a outra em torno de 80m. Nos perfis GPR, estas regiões são caracterizadas por uma “zona de sombra”, devido a elevada atenuação das ondas eletromagnéticas. Nos perfis de caminhamento dipolo-dipolo, estas regiões correspondem à regiões condutivas. Estas regiões podem estar relacionadas com a presença de uma zona de fratura sub-vertical.

No perfil de caminhamento com dipolo de 10m, nota-se uma região resistiva com tendência sub-vertical na posição entre 55 e 65m, ocorrendo desde os 20m até cerca de 7m de profundidade. Esta feição pode estar relacionada com uma estruturação na rocha granítica sã.

A análise dos perfis GPR permitiu identificar claramente um segundo refletor inclinado, que embora descontínuo, ele aparece no início dos perfis (entre 0 e 5m) à profundidade em torno de 12m e entre 30 e 47m aparece em torno de 17m de profundidade. No perfil de caminhamento com dipolo de 10m observa-se uma região resistiva inclinada a partir dos 15m de profundidade, seguindo a mesma tendência de mergulho do refletor GPR. É provável que este refletor esteja relacionado com o topo da rocha granítica sã.

Re er n as B r as

Elis, V.R., 1999. Avaliação da aplicabilidade de métodos elétricos de prospecção geofísica no estudo de áreas utilizadas para disposição de resíduos, Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Câmpus de Rio Claro – SP, 264p.

Pascholati, E. M., 1990. Caracterização Geofísica da Suíte Intrusiva de Itu. Tese de Doutorado, Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, 135p.

Porsani, J.L., 1999. *Ground Penetrating Radar - GPR: Proposta Metodológica de Emprego em Estudos Geológico – Goetécnicos nas regiões de Rio Claro e Descalvado – SP.* Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Câmpus de Rio Claro – SP, 145p.



Figura 1. Mapa de localização esquemático da área de estudos no Estado de São Paulo.

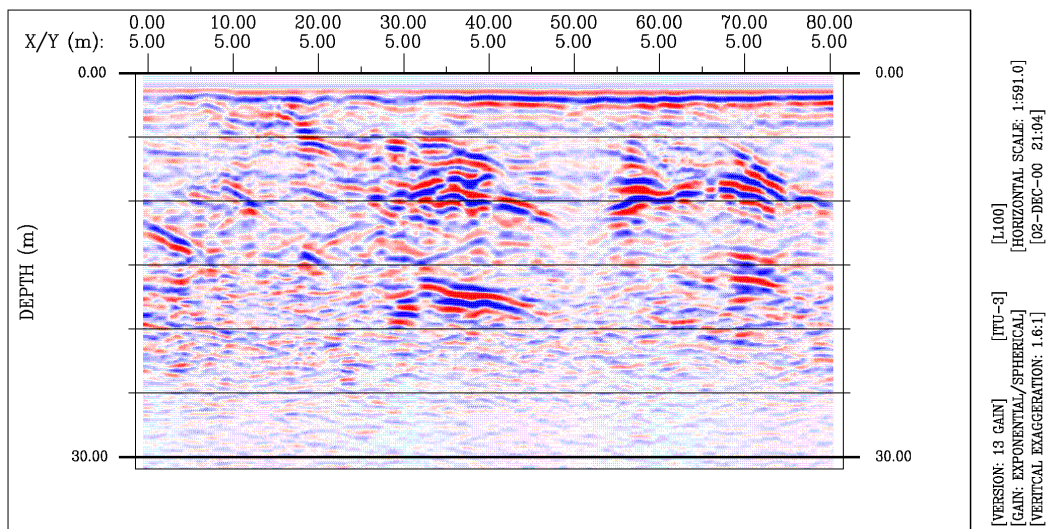


Figura 2. Perfil de reflexão em profundidade obtido com as antenas de 100MHz.

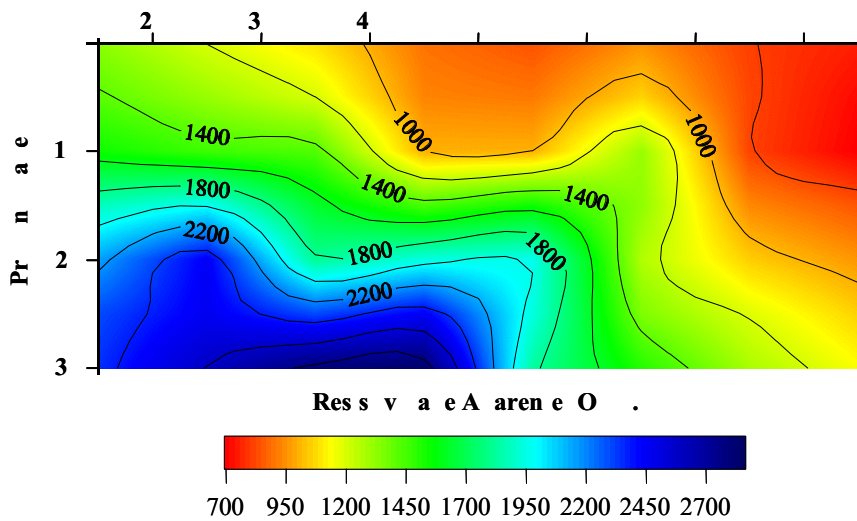


Figura 3. Perfil de caminhamento elétrico com dipolos de 10m.

Laboratory Methods for Relating Electrical and Hydraulic Properties of Shaly Sandstones: Example of the Sherwood Sandstone Aquifer (Triassic, England).

M. Ben Clennell & Olivar A.L. de Lima, CPGG-UFBA, Salvador, Brazil

Abstract

We highlight recent developments in laboratory electrical properties methods in the domains of time and frequency, with particular attention to quality control. We present data from Sherwood Sandstone (Triassic, England), an important shaly sand aquifer.

Electrical Impedance Spectra (EIS) were collected over the range 1 mHz to 1 MHz, for nominally fresh water (conductivity 0.02 S/m), 0.1 M NaCl brine (0.98 S/m) and 1.0 M brine (7.6 S/m). Dispersion of real and imaginary parts of the rock conductivity reveal significant low frequency polarizations. Induced polarization data in the time domain using stepped pulses in current and in potential yield d.c. resistivity, capacitance and integrated chargeability. Polarization / chargeability is confirmed to be much stronger in fresh water, decreasing markedly with salinity. We compare the response of 2 electrode and 4 electrode methods, and identify pitfalls that can arise from incorrect sample and electrode preparation.

Permeability measurements made at constant flow rate and with a constant head show that hydraulic conductivity decreases over time, by up to one order of magnitude. We ascribe this to structural changes in the clays. These time-dependent effects, which are quite typical of shaly sands, obscure any simple relationship between permeability and salinity. Finally, we report some preliminary data on streaming potential measurements acquired while the 0.1 M NaCl brine was passed through the sample.

Introduction

Laboratory measurement of electrical properties on porous rocks has long been considered something of a "black art", particularly in materials such as shaly sands, where surface conductivity and very low frequency polarizations are significant (Olhoeft, 1985). There are two key problems. Firstly, the clays in the rock are sensitive to changes in the type and concentrations of ions, and to pH. Exposed to fluids other than those with which they equilibrated *in situ*, clays may swell, clump, detach, or change morphotype, and undergo cation exchange reactions (Fertl, 1987). Sample equilibration and testing is time consuming. The second problem relates to instrumentation: low frequency impedance data requires four electrodes, of a non-polarizable type such as Ag/AgCl, while higher frequency data suffer from distortions and inductive coupling effects unless the test leads are very short. The result is that many models for shaly sand resis-

tivity and permeability hinge on very few published studies (e.g. Vinegar and Waxman 1984).

Validation of petrophysical models requires good quality data collected on a range of rocks under conditions of fluid composition, saturation and temperature relevant to field conditions. At the Laboratory of Physical Properties of Rocks at the Centre for Research in Geophysics and Geology of UFBA we employ a range of equipment for electrical and hydraulic properties measurements. To test our methods we obtained samples of Sherwood Sandstone, from Hatfield, Yorkshire, England (West et al., 2000). The Sherwood Group forms the main aquifers of northern and central England, and also hosts major oil and gas fields. The typical red shaly sandstones (Fig. 1) have been studied in great detail for petrophysical properties. Sherwood sandstone is a good analogue for aquifers and oil/gas reservoirs of the Recôncavo- Tucano Basin in Bahia (e.g. Sergi Formation).

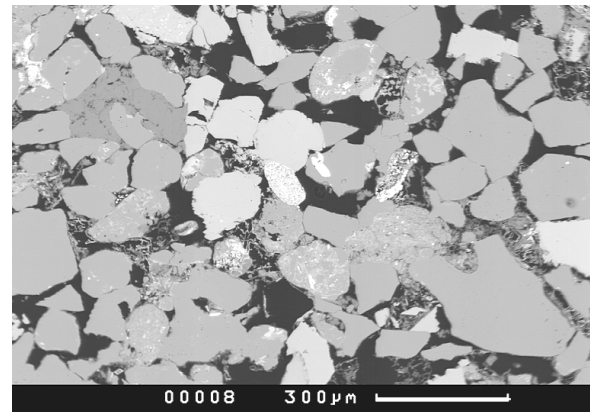


Fig. 1. Electron micrograph of Sherwood sandstone. Consists of quartz (mid grey), feldspars and carbonate (light grey), kaolinite and illite (dark grey).

Laboratory set-up and methods

Electrical measurements are based around a Zahner Elektrik IM6 electrochemical workstation. The device is designed primarily for Electrical Impedance Spectroscopy (EIS) over the range 0.01 mHz to 8 MHz, using 2 or 4 electrodes. In the time domain, real and imaginary parts of the impedance can be measured as a function of time at a single ac frequency, or a path of dc current or voltage settings can be programmed in. For example a current step can be used to acquire Induced Polarization (IP) measurements. The Zahner instrument is controlled by PC and has channels for recording temperature at two points, and inputs for

Laboratory Electrical Properties of Shaly Sands

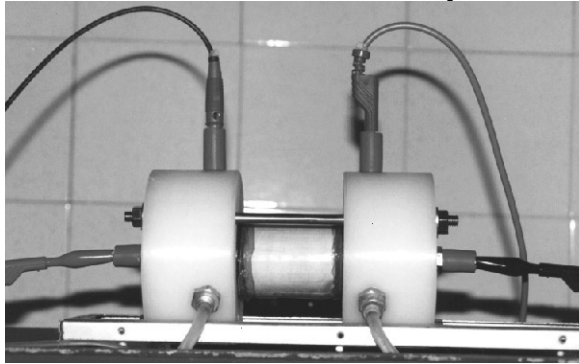


Fig. 2. Test cell with 4 electrodes and fluid ports.

two analogue signals e.g., from a pH meter or other external device outputting a ± 5 V signal.

Electrical measurements were made in a custom made cell (Fig 2). Current is injected via silver discs at either end of the sample chamber, and the potential measured via two rings of silver wire located close to the sample ends. All four electrodes were made non-polarising by coating with silver chloride (Wong, 1999). Note that electrodes will malfunction if *any wetted part* of the assembly is not pure silver-e.g., if a copper wire or solder spot contacts the test solution. The cell containing the freshly prepared electrode was kept filled with the test solution for a few days prior to the measurements. We collected spectra on the water filled cell before running samples saturated with the same fluid. Electrodes were considered stable when the rest potential (with no current flow) between was < 5 mV; drift was monitored in all tests. This is an important quality control step: corrosion of the electrodes and contamination are easily detected.

The sample was cut to size (50 mm diameter and 50 or 70 mm in length), and wrapped in several layers of PTFE tape so that it fits tightly into an acrylic sleeve. The sleeve containing the sample is then sealed between the plastic end chambers of the sample holder with o-rings. Two pairs of fluid ports at either end of the sample holder enabled the cell to be filled with test fluid, different fluids to be circulated at either end, or fluid to be passed through the sample for permeability and streaming potential measurement. We measured the conductivity of fluid at both ends of the cell periodically, recharging with new solution and re-coating electrodes with AgCl when necessary.

We saturated the Sherwood samples initially with a fresh mineral water compositionally close to but fresher than the *in situ* fluid (pH 6, 0.07 S/m) reported by Thornton *et al.* (2000). We added a small amount of bleach to kill bacteria, making original conductivity ~ 0.01 S/m and the pH ~ 9 . However,

after equilibrating for several weeks in the electrical sample holder the conductivity of the fluid was 0.02 S/m and the pH buffered at 8.

Permeability was measured in the electrical properties cell using a constant flow rate and constant head methods. The constant flow rate was established using a syringe infusion pump (KD systems model 210, USA), and the resultant pressure drop measured with a differential pressure transducer. The constant head used a filler tank located two metres above the sample holder, with outflow to a beaker on a balance. The former method is much faster and more precise for point values of permeability. The latter method allows many pore volumes of fluid to be passed through the sample, necessary when the fluid composition is being changed. We monitored pH and conductivity of the inflow and outflow fluids using standard bench meters calibrated with known solutions.

Streaming potential was measured with a PC-controlled Keithley 2000 multimeter connected across the ring electrodes while fluid was flowed through the sample. The streaming potential coefficient K_p is the ratio between electrical potential and pressure drop (units of $\mu\text{V}/\text{kPa}$, Wong, 1999).

Induced polarisation parameters in the time domain were measured using the “PVI” module of the Zahner to program in step changes of either current or potential. When the program is executed, potential and current are measured at sampling rates up to 5 KHz, while the potentiostat or galvanostat enforces the desired waveform of potential or current. We used a current step of 250 μA and a potential step of 100 mV, each of 20 seconds duration recording for 30 s after shut off.

Bacterial and algae growth is problematic during storage of samples in the test solutions. To avoid biological fouling water was boiled prior to use. Chlorine bleach is effective but generates high pH, while formulations with surfactants also interfere with the mineral/fluid interactions we wish to study. We therefore changed to iodine tincture, an effective biocide in very low concentration.

Presentation and Discussion of Results

Impedance Spectra

Fig 3 shows the Real and Imaginary parts of the impedance spectrum for Sherwood sandstone saturated with nominally fresh water (0.02 S/m). With two electrodes the low frequency part of the spectrum is dominated by electrode polarization effects, *even using Ag/AgCl electrodes*. The Real part of the 2 electrode impedance is greater than that of the 4 electrode impedance by about 200 ohms at 100 kHz.

Laboratory Electrical Properties of Shaly Sands

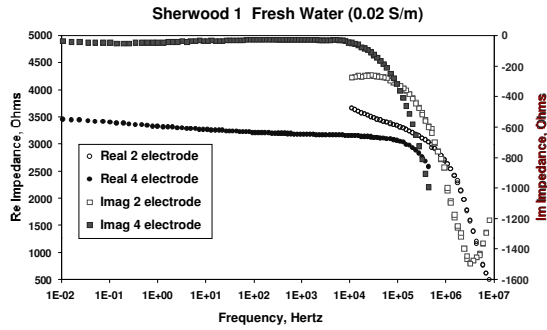


Fig. 3. EIS of Sherwood Sandstone with Fresh Water.

This represents the blocking resistance of the electrode. As salinity increases (Fig 4), the resistance magnitude of the sample decreases in line with the increased water conductivity. However, the phase starts to decrease at salinity values higher than about 0.1 M NaCl (or 1 S/m), the point where surface conductivity becomes only a small fraction of the total.

Fig 5 shows part of the EIS spectrum for Sherwood saturated with dilute NaCl brine (0.98 S/m). The phase spectrum clearly shows inductive coupling effects at higher frequencies. Indeed, the pattern spectral peaks from 5-100 kHz are similar to a blank test with the cell filled with water. The two electrode method, with short test leads, gives better results at frequencies greater than 3 kHz. Linearity and drift were verified using a Kramers-Kronig transform (MacDonald, 1987).

Induced polarization

We conducted measurements at 1.0 M and 0.1 M NaCl solutions. 1.0 M NaCl gave negligible IP signal. For 0.1 M NaCl after the step voltage of 100mV was turned off, integrating the full curve of current during

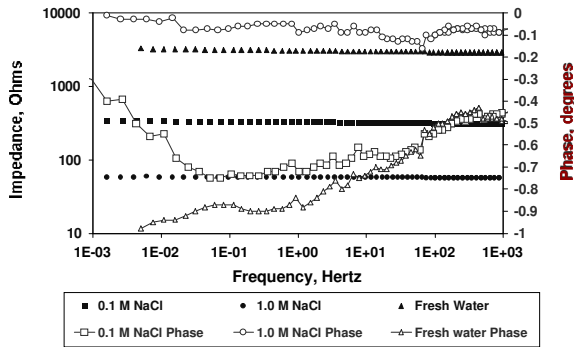


Fig. 4. Low frequency resistance magnitude and phase of Sherwood sample saturated with fluids of three different compositions (4 electrodes).

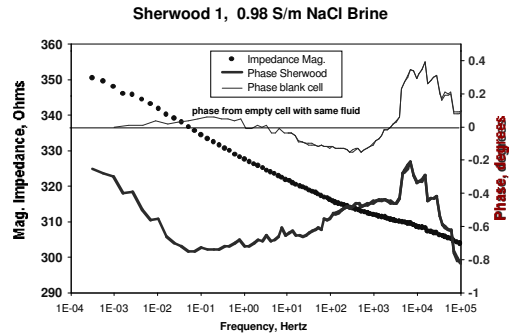


Fig. 5. Raw EIS data for Sherwood Sandstone saturated with weak NaCl brine solution. Phase response of blank cell with same fluid also shown. 4 Electrode.

voltage discharge gives a value of 0.345 mF for the DC capacitance of the rock. We analysed the current step data in the recording window 0.16 to 1.74 seconds, in order to obtain IP parameters consistent with Lesmes and Frye, (2001). We obtained a value of integral chargeability (M) of 28 mV/V. DC resistivity of 315 ohms was calculated from the steady current and potential values at the end of the charging periods. This is in good agreement with the trend of resistance at the low frequency end of the impedance spectrum.

Permeability

Fig 6 shows a time series of permeability values calculated using Darcy's law from 28 constant head and constant flow rate tests. Data to the left of the diagram were measured with the original saturating water (approx. 0.02 S/m, pH 8), which was replaced with slightly fresher water used as permeant (0.01 S/m, pH 8). Data to the centre and right show measurements during the replacement of the first permeant with 0.98 S/m brine (pH 8), and continued flushing with > 20 pore volumes of this fluid. The sample permeability is not a fixed value, but rather varies

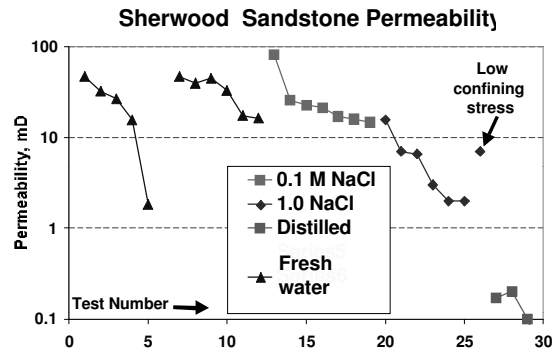


Fig. 6. Permeability data summary.

Laboratory Electrical Properties of Shaly Sands

with the parameters of salinity, flow rate and time. This precludes the measurements being exactly repeatable. The phenomenon of decreasing permeability over time, which is almost ubiquitous in shaly sands, is known as *formation damage*. It is usually attributed to clay swelling and/or detachment and migration of particles (Fertl, 1987). Clay swelling is noted in the Sherwood tests but permeability reduction also occurs at high salinity, when the clays would be expected to contract. Reversing flow direction produced a recovery in permeability, but we do not think that particle migration is the whole answer, as the changes are smooth. We intend to devote a research project to formation damage in aquifers and oil/gas fields.

Streaming potentials

With 0.1 M NaCl solution (0.98 S/m) we measured a K_S of approximately $-47 \mu\text{V}$ per kPa of differential pressure. The SP took about 30 seconds to develop fully when flow conditions were changed. Streaming potential values are small ($500 \mu\text{V}$) and subject to significant drift. We also noted the transient nature of current and potential when pressure is suddenly changed at one or other boundary of the sample. We are now developing a system to acquire streaming potential and electro-osmosis measurements using alternating flow, since this allows us direct control over time dependency and offers an independent measure of permeability (Pengra et al., 1999).

Conclusions

1. Time and frequency domain measurements of electrical properties give complimentary information of conductivity and polarisation behaviour of rocks such as shaly sands as a function of salinity and pH. These are the raw data for predictive models of surface conductivity, pore structure and permeability.
2. Laboratory electrical measurements are not simple to carry out because of the exigencies of electrode preparation and maintenance, and the possibilities of slow changes in the sample over time. We should recognise the same problems in the less controlled environment of the field.
3. Control parameter information (pH, fluid conductivity, temperature, etc) should be recorded systematically. Anomalies and untoward events should be described and investigated, as real physical processes are occurring, either in the electrodes, or in the sample. Where appropriate these data must be reported along with desired data.
4. Physical properties measurements on rocks, even when conducted carefully and following prescribed procedures, are not necessarily repeatable. Changes in salinity can provoke *irreversible* changes in clays and

other minerals with sensitive structure. Flow itself interferes with permeability in rock types susceptible to formation damage. Some types of rock do not have a single "permeability". This fact must guide how we devise models for shaly sand permeability based on electrical measurements (e.g. Lima and Niwas, 2000).

References

- Fertl, J, 1987, Log-derived evaluation of shaly clastic reservoirs. *Journal of Petroleum Technology*, 54, 175-194.
- Lesmes, D.P., and Frye, K.M. 2001, Influence of pore fluid chemistry on the complex conductivity and induced polarization responses of Berea sandstone, *Journal of Geophysical Research*, 106, 4079-4090.
- Lima, O.A.L. & Niwas, S., 2000, Estimation of hydraulic parameters of shaly sandstone aquifers from geoelectrical measurements. *J. Hydrogeology*, 235, 12-26.
- Macdonald, J.R. (ed.), 1987, *Electrical Impedance Spectroscopy*, John Wiley, NY, 346 pp.
- Olhoeft, G.R. 1985, Low frequency electrical properties, *Geophysics*, 50, 2492-2503.
- Pengra, D.B., Li, S.X. and Wong, P.-Z. 1999, Determination of rock properties by low frequency ac electrokinetics. *Journal of Geophysical Research*, 104, 29485-29508.
- Reiger, P.H., 1987, *Electrochemistry*. Prentice-Hall. 508 pp.
- Thornton, S.F., Tellam, J.H. and Lerner, D.N., 2000, Attenuation of landfill leachate by UK Triassic aquifer materials 1. Fate of inorganic pollutants in laboratory columns, *Journal of Contaminant Hydrology*, 43, 327-354.
- Vinegar, H.J. & Waxman, M.H. 1984 Induced polarization of shaly sands. *Geophys.* 49, 1267-1287.
- West, L.J., Huang, Y, & Handley, K., 2001, Dependence of sandstone dielectric properties on lithology. *Proceedings, SAGEEP 15*.
- Wong, P.-z., ed. 1999, *Physics of Porous Media, Experimental Methods in the Physical Sciences*, vol. 35, (Academic Press, San Diego, 1999).

Acknowledgements

This study is part of "Development of methods for estimating permeability of tight gas sands" FINEP/CTPETRO/CPGG-UFBA 1999 in association with Petrobras CENPES-Profex. Dr. Jared West and Kirk Handley provided Sherwood sandstone samples. Magdeline Pokar provided SEM photos and some permeability data. Drs. Paul Glover, David Pengra, André Revil and Erik Spangenberg gave advice on theory and practice of electrical measurements.



Mathematical Modeling and Simulation of Electrical Current Density Distributions in Porous Aquifer Settings

O. A. L. de Lima, H. K. Sato and Sri Niwas
CPGG/UFBA, Salvador

Abstract

We are presenting in this paper the relative distributions of horizontal and vertical components of current density in a vertical section of synthetic aquifer simulating different geoelectrical settings. These computations are made using a recently derived general equation for potential field due to a direct current source arbitrarily located in a non-uniform layered medium. On the basis of comparative analysis of computed data we conclude that in case of fresh water saturation, the horizontal current density within the aquifer is greater than the vertical component, for a substratum of resistive nature, and vice-versa for a substratum of conductive nature.

Introduction

Aquifer characterization through surface geophysical measurement is gaining momentum along with usual aquifer location. There are numerous field results showing statistical direct correlations between bulk resistivity of aquifer ($\rho = 1/\sigma$) and hydraulic conductivity (K) and transmissivity (Ungemach et al., 1969; Duprat et al., 1970; Kelly, 1977; Mazac and Landau, 1979; Yadav, 1995; Yadav and Abolfazali, 1998). However, some statistical relations having inverse correlation are also reported. Sri Niwas and Singhal (1981) derived two analytical equations linking Aquifer Transmissivity-Longitudinal Conductance and Aquifer Transmissivity-Transverse Resistance by combining Darcy's law and Ohm's law. However, the physical condition of the applicability of these equations is explained clearly only recently (Lima and Sri Niwas, 2001a, 2001b, Sri Niwas and Lima, 2001a, 2001b). The useful equations of Lima and Sharma (1990) as high salinity and low salinity asymptotes of more general Bruggeman-Hanai equation (Bussian, 1983) can be explained on the equivalent parallel conductor model and serial resistance model of shaly sandstone aquifers, respectively. In fact these equations, on microscopic scale, and equations of Sri Niwas and Singhal (1981), on macroscopic scale, can be physically claimed to be synonymous. The fact that these set of equations are developed independently give credence to their applicability depending on geo-hydrologic conditions.

Sri Niwas and Lima (2001a) examined the equations of Sri Niwas and Singhal more closely and found that for a prismatic section of aquifer of unit cross-section, thickness H , and transmissivity (C_h) is directly pro-

portional to (i) Longitudinal Conductance (C_e), and (ii) Transverse Resistance (R_e), respectively, in the conductance dominant and resistance dominant medium, given by

$$\left\{ \begin{matrix} \sigma \\ K \end{matrix} \right\} = \left\{ \begin{matrix} C_e \frac{1}{H} \\ C_h \frac{1}{H} \end{matrix} \right\} \quad \text{and} \quad \left\{ \begin{matrix} \rho \\ K \end{matrix} \right\} = \left\{ \begin{matrix} R_e \frac{1}{H} \\ C_h \frac{1}{H} \end{matrix} \right\}$$

In case (i) the constant of proportionality (α) is the ratio K/σ and in case (ii) this constant (β) is the ratio K/ρ . These equations are derived considering the facts that in case (i) the lateral component of current density (J_x) is dominant whereas in case (ii) the vertical component of current density (J_z) that is dominant. The aquifer rest over an impervious substratum to prevent vertical hydraulic flow. However, this may be electrically conducting (clays) or resistive (compact rock). It is natural to be sure whether the different settings influence the current density distributions, differently. For this purpose one needs computations of potential distributions in entire aquifer zone over any horizontal plane as well as in vertical section. These simulations generally are possible only by mathematical modeling based on numerical techniques such as Finite Difference (FDM), Finite Element (FEM) or Integral Equation Methods (IEM). However, due to computational limitations one gets only responses due to the line current placed on the surface. Recently Sato (2000) derived extremely useful equations to compute potential fields anywhere in the layered subsurface due to a point current source located anywhere within a horizontally layered earth. These equations are developed for the case where resistivity varies exponentially with depth in each layer. We propose to simulate the vertical and horizontal current density distributions in different synthetic aquifers by modifying the equations of Sato (2000) for uniform resistivity in each layer in this research.

Potential Field Equations

For detailed derivations of equation of the potential and the recurrence relations can be found in Sato (2000). However, we are briefly describing the system for sake of completeness. Sato (2000) derived two potential equations for one-dimensional earth system sliced by n parallel horizontal planes assuming (i) a cylindrical coordinate system (r, z), thus

Current density simulation

planes defined as $z=z_0, z=z_1, \dots, z=z_{n-1}$, (ii) a current source with intensity I located at $(0, z_c)$ in the m^{th} layer, (iii) measuring point located at (r, z) , and (iv) electrical resistivity of i^{th} layer, ρ_i was taken as exponential function of z . Thus the layers are numbered as $0, 1, 2, \dots, \bar{m}, \underline{m}, \dots, n-1, n$, with \bar{m} representing the portion of the m^{th} layer bounded by the planes $z=z_{m-1}$ and $z=z_c$, and \underline{m} its complementary portion bounded by planes $z=z_c$ and $z=z_m$. He defined two equations of potentials, one where the observation point lies above the source and the other for potential below the source. Obviously he introduced an artificial interface ($z = z_c$) dividing the layer m in two, one above the source and one below the source. The equations, after necessary modification for uniform resistivities, are given as, for $z \leq z_c$, (remembering that, $z_i = z_c$ when $i = \bar{m}$)

$$U_i = \frac{I}{2\pi\sigma_c} \int_0^\infty \frac{1 - g_i \exp[-2\lambda(z - z_{i-1})]}{1 - g_i G_i \exp[-2\lambda(z_i - z_{i-1})]} \times e^{-\lambda(z_i - z)} R_i J_0(\lambda r) d\lambda, \quad (1)$$

where J_0 is the zero-order Bessel function, λ is the integration variable, g_i is obtained from stage 1 downward recurrence formula, G_i and R_i are obtained from stage 2 upward recurrence formulae given by Sato (2000), and for $z \geq z_c$ (remembering that $z_{i-1} = z_c$ when $i = \underline{m}$),

$$U_i = \frac{I}{2\pi\sigma_c} \int_0^\infty \frac{1 - G_i \exp[-2\lambda(z_i - z)]}{1 - g_i G_i \exp[-2\lambda(z_i - z_{i-1})]} \times e^{-\lambda(z - z_{i-1})} r_i J_0(\lambda r) d\lambda, \quad (2)$$

where G_i is obtained from stage 1 upward recurrence formula, g_i and r_i are obtained from stage 2 downward recurrence formulae given by Sato (2000).

It is to be mentioned that equations (1) and (2) can be successfully used for forward computations for surface as well as subsurface geoelectrical measurements. The efficacy of these equations has already been demonstrated by Sato (2000) by comparing with that of Kim and Lee (1996) and computing synthetic well log data. In the present paper we have used only equation (2) for computations of potentials and its horizontal as well as vertical gradients by placing the source and sink of currents at $z=0$.

Numerical Results

We have chosen a synthetic aquifer layer model having resistivity 500 ohm.m (simulating clean aquifer saturated with fresh water) embedded between a resistive cover (resistivity 1000 ohm.m) and a resistive substratum of resistivity 10,000 ohm.m (Model I). These figures are geologically relevant vis-à-vis the São Sebastião aquifer in Bahia, Brazil. We have com-

puted the potential developed due to the impressed current in the layered earth via a source and a sink at the surface. We have taken the thickness in terms of normalized units of 1 for overburden and 6 for aquifer layer. The weighting factor $I/(2\pi\sigma_c)$ is taken as unity. Then we have computed the current density $J_x = \sigma(\partial U/\partial x)$, $J_z = \sigma(\partial U/\partial z)$ and $\mathbf{J} = \mathbf{i}J_x + \mathbf{k}J_z$.

It is observed that in the central part of aquifer zone between two current electrodes the direction of the vector \mathbf{J} is dominantly horizontal in Model I and is dominantly vertical in model II. To make picture more clear, the J_x and J_z of respective models are given as the prominent contour in vertical section is presented in Figure 1a and 1b. By comparison, it is clear that the J_x is dominantly more in comparison to J_z . In the next model (Model II) we have changed only the resistivity of the substratum to 10 ohm.m to simulate the conducting nature keeping other input data the same as of Model I. In this case we find that J_z is dominant in comparison to J_x (Figure 2a and 2b). Next we have extended the simulation process to four more general aquifer models having resistivity distribution of top layer, aquifer layer and substratum as Model III: 500 ohm.m, 100 ohm.m, 2000 ohm.m, Model IV: 500 ohm.m, 25 ohm.m, 2000 ohm.m, Model V: 500 ohm.m, 100 ohm.m, 5 ohm.m, Model VI: 500 ohm.m, 25 ohm.m, 5 ohm.m. Models III and V simulate clean aquifer where as Models IV and VI simulates shaly aquifers, however, all saturated with fresh water. It is significant to note that, in models V and VI, the J_z component is predominant in comparison to J_x and in models III and IV, it is J_x predominant in comparison to J_z .

Conclusions

These simulations data clearly demonstrates that the nature of the substratum significantly alter the relative current density distribution in horizontal and vertical directions. It is the resistive nature of the substratum that accounts for dominant J_x in comparison to J_z and its resistive nature that accounts for dominant J_z in comparison to J_x . Therefore it is justified to estimate the hydraulic conductivity of the aquifer from resistivity data based on relations developed for case (i) and (ii), respectively, by taking the nature of substratum in account.

Acknowledgement

Authors are thankful to CNPq and to the Cooperation Program between the Serviço Geológico do Brasil (CPRM), the Companhia de Engenharia Rural da Bahia (CERB) and UFBA for providing financial assistance for this study in some way or other.

Current density simulation

References

- Bussian, A. E., 1983. Electrical conductance in a porous medium. *Geophysics*, **48**, 1258-1268.
- Lima, O. A. L., Sharma, M.M., 1990. A grain conductivity approach to shaly sandstone. *Geophysics*, **55**, 1347-1356.
- Dupart, A., Simler, L., Ungemach, P., 1970. Contribution of geoelectrical surveys in researches upon the hydrodynamic characteristics of an underground aquifers. *CGG report DC-70-03*, 20.
- Kelly, W. E., 1977. Geoelectric sounding for estimating aquifer hydraulic conductivity. *Groundwater* **15**, 420-425.
- Kim, H., and Lee, K., 1996, Response of a multi-layered earth with layers having exponentially varying resistivities. *Geophysics*, **61**, 180-191.
- Lima, O. A. L., and Sri Niwas, 2001a, Electrical resistivity/ formation factor and the hydraulic conductivity relations in porous aquifers. *Jour. Appl. Geophys.* (submitted).
- Lima, O. A. L., and Sri Niwas, 2001b, On the correlation between electrical and hydraulic properties of porous aquifer. *Water Resour. Res.*(submitted).
- Mazac, O. and Landau, I. 1979. On determination of hydraulic conductivity and transmissivity of granular aquifers by vertical electrical sounding. *Jour. Geol. Sci. (Czech.)*, **16**, 123-139.
- Sato, H. K., 2000, Potential fields from a dc current source arbitrarily located in a non-uniform layered medium. *Geophysics*, **65**(6), 1726-1732.
- Sri Niwas, and D. C. Singhal, 1981, Estimation of aquifer transmissivity from Dar- Zarrouk parameters in porous media. *Jour. Hydrol.*, **50**, 393-399.
- Sri Niwas, and O. A. L. de Lima, 2001a, Estimation of aquifer parameter from surface geoelectrical measurements – an appraisal. *Groundwater* (submitted).
- Sri Niwas, and O. A. L. de Lima, 2001b, On correlation aspects of geoelectrical and geohydraulic transport properties of porous aquifers. *Geophysics* (submitted).
- Ungemach, P., Mostaghimi, F. and Duprat, A., 1969, Essais de determination du coefficient d'emmagasinement en nappe libre application a la nappe alluvial du Rhin. *Bull. Int. Assoc. Sci. Hydrol.*, **14**(3), 169-190.
- Yadav, G. S., 1995, Relating hydraulic and geoelectric parameters of the Jayant aquifer, India: *Jour. Hydrol.*, **167**, 23-38.
- Yadav, G. S., and Abolfazli, H., 1998, Geoelectrical soundings and their relationship to hydraulic parameters in semi-arid regions of Jalore, North-western India: *Jour. Appl. Geophys.*, **39**(1), 35-51.

Current density simulation

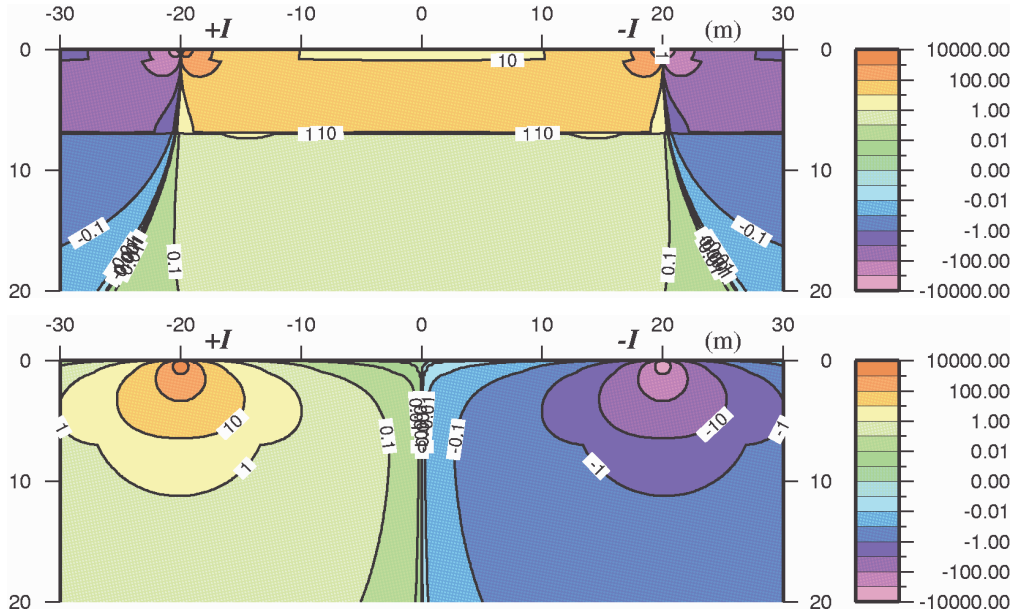


Figure 1- Electrical current density ($\times 10^6$). (a) Components J_x and (b) J_z .
 Model: $\rho_1=1000$ ohm.m, $h_1=1$ m, $\rho_2=500$ ohm.m, $h_2=6$ m, $\rho_3=10000$ ohm.m

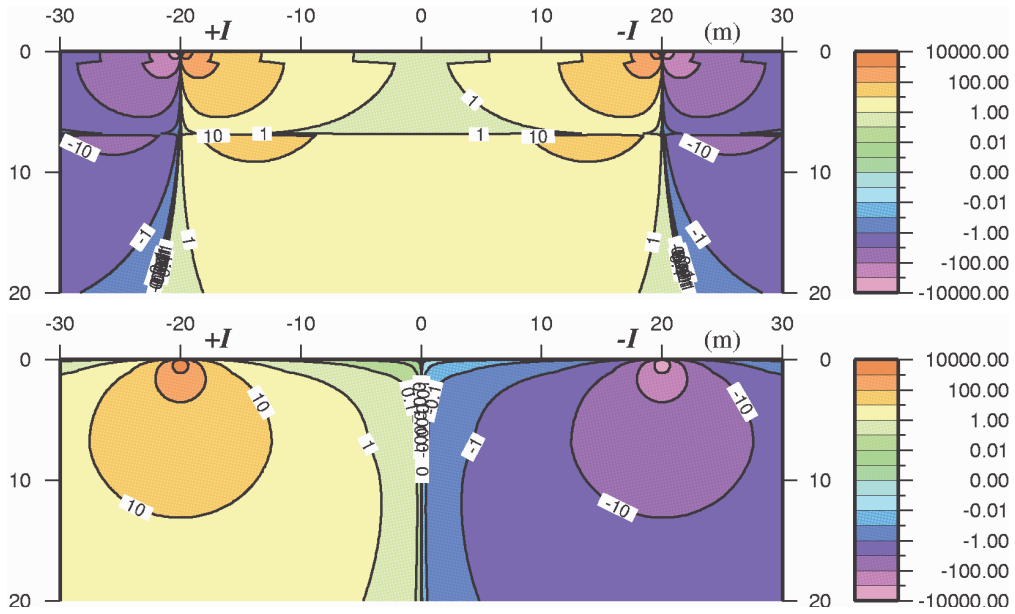


Figure 2- Electrical current density ($\times 10^6$). (a) Components J_x and (b) J_z .
 Model: $\rho_1=1000$ ohm.m, $h_1=1$ m, $\rho_2=500$ ohm.m, $h_2=6$ m, $\rho_3=10$ ohm.m



Medidas Elétricas na Ilha de Algodual, Estado do Pará

José Gouvêa Luiz, Departamento de Geofísica/UFPA, gouvea@ufpa.br

Edison Massato Nishimura, Curso de Pós-Graduação em Geofísica/UFPA, villaoeste@uol.com.br

Cristiane Silva de Sousa, Curso de Especialização em Hidrogeologia/UFPA, crisousa@bol.com.br

Michael Heimer, Curso de Pós-Graduação em Geofísica/UFPA, mheimer@receita.fazenda.gov.br

Resumo

Os moradores da Vila de Algodual, localizada na Ilha de Algodual, no nordeste do Estado do Pará, têm experimentado problemas para a obtenção de água doce, devido, neste ambiente de ilha oceânica, a cunha salina da água do mar contaminar os poços que são escavados para a retirada de água do primeiro lençol subterrâneo.

No presente estudo, tentou-se delimitar a interface que separa a água doce da água salgada, a fim de orientar a profundidade máxima a ser escavada na construção de poços. O estudo foi desenvolvido usando-se os métodos da eletrorresistividade (SEV e Caminhamentos Elétricos) e potencial espontâneo. Foram também tomadas medidas da condutividade elétrica da água de poços usados no abastecimento doméstico da Vila.

Os resultados obtidos sugerem uma zona alongada na direção NW-SE, localizada na porção central da área investigada, como a melhor região para locação de poços e a profundidade máxima de 6 m para sua escavação.

Introdução

As áreas costeiras são ambientes nos quais os recursos hídricos subterrâneos podem ser facilmente contaminados pela salinidade marinha. A contaminação da água doce subterrânea pela água do mar é causada pelo avanço da cunha salina do oceano em direção ao continente.

Na Vila de Algodual, localizada nesse tipo de ambiente, a maioria dos moradores retira a água para seu consumo de poços escavados (tipo Amazonas, com diâmetro médio de 1 m e profundidade de até 5 m), que alcançam o primeiro lençol freático. Dependendo do local onde são cavados e da sua profundidade, os poços podem fornecer água doce, salobre ou salgada.

O objetivo deste estudo é mapear a interface entre a água doce e a água salgada na Vila de Algodual, usando metodologia geofísica, para identificar zonas potenciais à locação, perfuração e captação dos recursos hídricos subterrâneos, potáveis, do primeiro aquífero. O estudo, portanto, servirá para indicar aos moradores da Vila de Algodual a profundidade máxima que eles devem escavar para retirar água doce do subsolo.

O estudo foi desenvolvido numa área da Vila que engloba as 5 ruas transversais à linha de praia,

que se localizam mais a norte. As medidas geofísicas foram realizadas na superfície do terreno com os métodos da eletrorresistividade e do potencial espontâneo. Durante o trabalho, foram também realizadas medidas da condutividade elétrica da água de diversos poços escavados na área. As medidas elétricas foram escolhidas para o estudo, pois as propriedades dos materiais da subsuperfície, que controlam a resposta geofísica dos métodos usados, são bastante afetadas pela salinidade da água contida nos poros das rochas e sedimentos presentes no subsolo.

Dos métodos empregados no estudo, apenas o método do potencial espontâneo não aparece na literatura com o tipo de aplicação aqui apresentada.

Geologia Local

A Ilha de Algodual está localizada no litoral nordeste do Estado do Pará (Figura 1), sendo constituída por depósitos holocênicos, dispostos sobre os sedimentos terciário-quaternários da Formação Barreiras e do Pós-Barreiras.

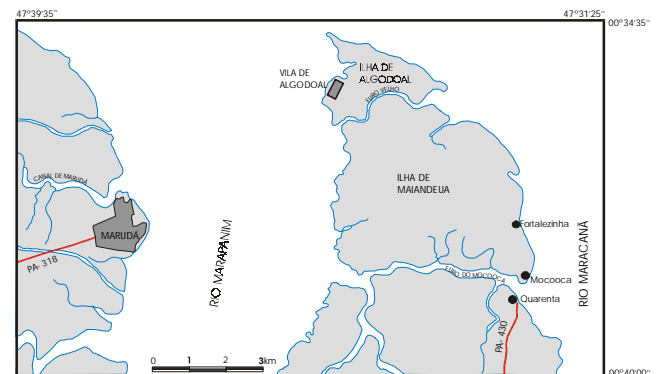


Figura 1 – Mapa de localização da Vila de Algodual.

Na subsuperfície rasa da Vila de Algodual encontra-se uma alternância de sedimentos arenosos e argilosos, provavelmente correlacionáveis aos sedimentos do Pós-Barreiras, conforme ilustrado no perfil litológico mostrado na Figura 2. Esse perfil foi construído a partir da interpretação de perfis geofísicos Raios Gama corridos em 7 poços tubulares que distam 5 a 10 m entre si. Os poços são usados na forma de “bateria”, para abastecimento de parte da Vila.

Medidas Eléctricas na Ilha de Algodal

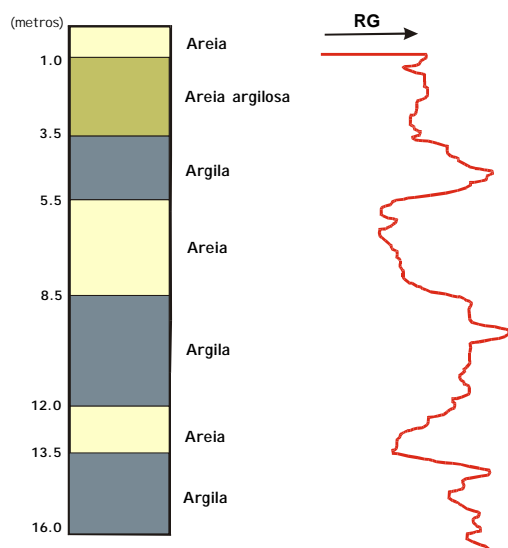


Figura 2 – Perfil litológico construído a partir de perfis Raios Gama corridos em 7 poços tubulares rasos da Vila de Algodal.

Metodologia Geofísica

Para mapear a interface água doce-água salgada foram realizadas, na Vila de Algodal, medidas de resistividade aparente através de sondagens eléctricas verticais (SEV) e caminhamentos eléctricos (CE), perfis de potencial espontâneo e medidas de condutividade eléctrica na água de poços. A área do levantamento geofísico é mostrada no mapa da Figura 3.

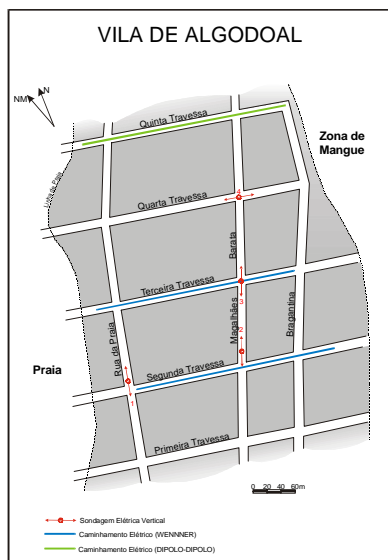


Figura 3 – Mapa de localização do levantamento geofísico na Vila de Algodal.

As SEV foram realizadas com o arranjo Schlumberger em 4 pontos, conforme mostrado na Figura 3. As medidas de resistividade aparente nos CE foram tomadas com o arranjo Wenner nas ruas Segunda Travessa e Terceira Travessa e com o arranjo dipolo-dipolo (separação dos dipolos = 10 m) na rua Quinta Travessa (Figura 3). As medidas de potencial espontâneo foram obtidas ao longo das 5 ruas (Primeira a Quinta Travessa) mostradas na Figura 3. As medidas de condutividade da água foram realizadas em 34 poços escavados, cuja localização aparece na Figura 7, e na água proveniente da bateria de poços tubulares (poço 22 na Figura 7), cuja perfilagem permitiu a construção do perfil litológico da Figura 2.

Sondagens Eléctricas Verticais

As SEV foram interpretadas com o auxílio do perfil litológico mostrado na Figura 2. As curvas das SEV (Figura 4) mostram um padrão de 4 camadas (SEV 1 e 2) e 5 camadas (SEV 3 e 4), enquanto o perfil litológico evidencia 7 camadas nos primeiros 16 m de profundidade. A correlação com o perfil litológico permitiu, então, que se pudesse empregar um número maior de camadas no modelo das SEV, embora esse número não esteja evidente nas curvas.

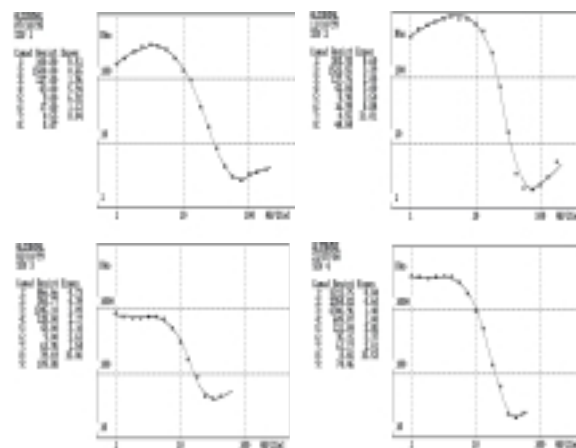


Figura 4 – Sondagens Eléctricas Verticais (SEV) realizadas na Vila de Algodal.

Para a obtenção do modelo inicial usado na inversão dos dados da SEV 2, foi usado como informação a priori, as espessuras das camadas obtidas do perfil litológico da Figura 2. Esse procedimento foi adotado porque os poços que permitiram a construção do perfil localizam-se muito próximo da posição dessa SEV. Os valores de

Medidas Eléctricas na Ilha de Algodal

resistividade do modelo geoelectrico obtido da inversão dos dados da SEV 2 foram usados como referência para a interpretação das outras SEV. A Figura 4 mostra os dados medidos nas 4 SEV e a resposta calculada para os modelos obtidos. A quarta camada eléctrica das SEV 1 e 2 e a quinta camada das SEV 3 e 4, provavelmente correspondem à zona arenosa que fornece água doce nos poços escavados, enquanto a baixa resistividade da camada que se segue deve ser devido à influência da cunha salina.

Caminhamentos Eléctricos

A figura 5 mostra a interpretação dos dados obtidos com o arranjo dipolo-dipolo ao longo da rua Quinta Travessa, na extremidade norte da área investigada. Na parte superior da figura aparecem os valores de resistividade aparente medidos, enquanto na parte central estão representados os valores de resistividade aparente calculados para o modelo de distribuição de resistividade, que é mostrado na parte inferior da figura. O modelo foi obtido a partir da inversão dos dados medidos.

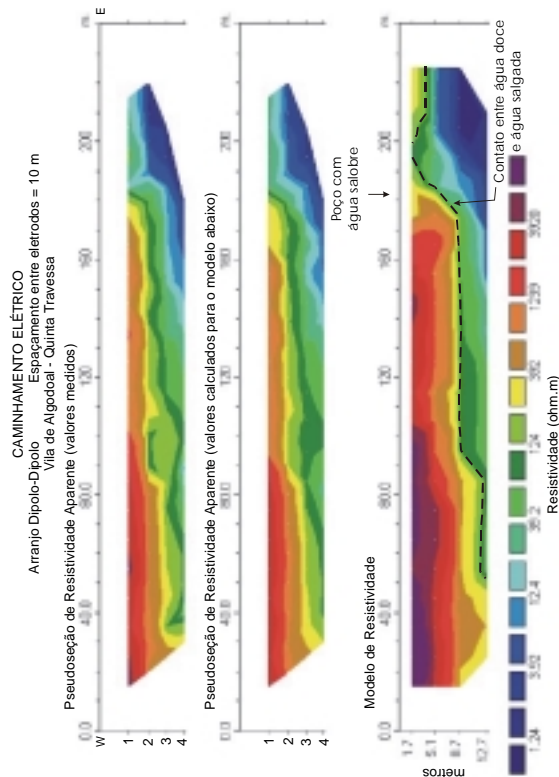


Figura 5 – Caminhamento eléctrico com arranjo dipolo-dipolo realizado na Quinta Travessa.

Tomando-se como limite superior de resistividade para a água salobra o valor de 20 Ωm (500 $\mu\text{S}/\text{cm}$) e uma porosidade de 25% para o

material da subsuperfície (areias), estima-se através da Fórmula de Archie (Astier 1975), o valor de 125 Ωm para a resistividade da subsuperfície, abaixo do qual os valores de resistividade são indicativos de que o material tem os poros preenchidos com água salobra a salgada. Esse valor, que está representado pela linha tracejada na parte inferior da Figura 5, é, portanto, a estimativa do contato água doce – água salgada ao longo do perfil.

Na Figura 6 estão representados os dados de resistividade aparente coletados com o arranjo Wenner ao longo da Segunda Travessa (parte inferior da figura) e da Terceira Travessa (parte superior da figura). Na Segunda Travessa foi usado espaçamento entre eletrodos $a=AM=MN=NB=30\text{ m}$, enquanto que na Terceira Travessa foi usado o espaçamento $a=20\text{ m}$.

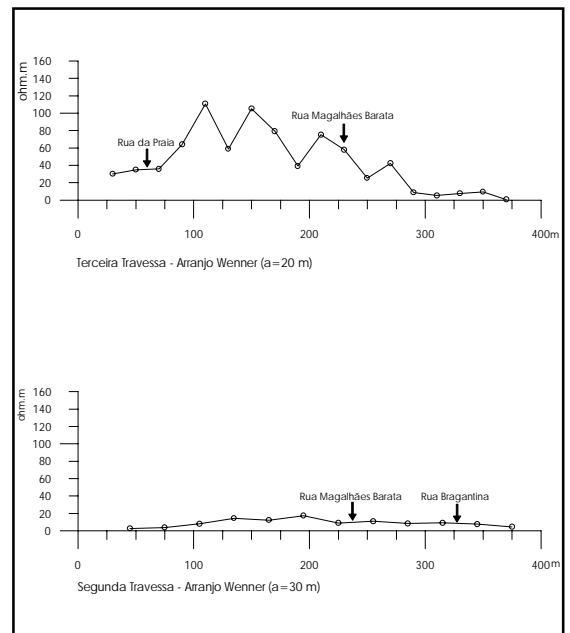


Figura 6 – Caminhamentos eléctricos com arranjo Wenner.

Observa-se na Figura 6 que os valores medidos em toda a extensão do perfil da Segunda Travessa são muito mais baixos do que aqueles medidos na Terceira Travessa. Isso deve-se, provavelmente, à maior profundidade de investigação nessa travessa, que possibilitou alcançar a zona abaixo da interface água doce/água salgada. Na Segunda Travessa, a profundidade de investigação foi empiricamente estimada em 9 m (10% da separação AB), enquanto na Terceira Travessa essa profundidade empírica foi estimada em 6 m.

Medidas Eléctricas na Ilha de Algodal

Medidas de Condutividade Eléctrica

As medidas de condutividade eléctrica, tomadas na água de 35 poços na Vila de Algodal (34 em poços escavados tipo amazonas e 1 em bateria de poços tubulares rasos), estão representadas no mapa de contornos da Figura 7.

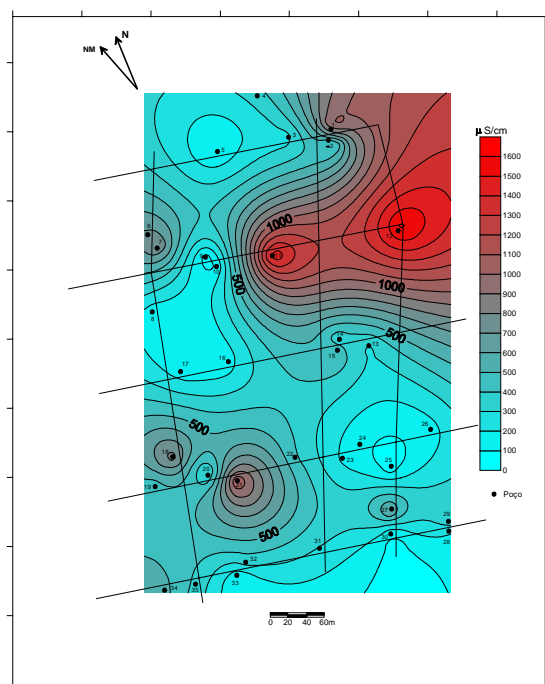


Figura 7 – Mapa de condutividade eléctrica da água de poços rasos da Vila de Algodal.

No mapa, observa-se que os valores mais baixos estão distribuídos principalmente ao longo de uma faixa central com direção NW-SE.

A distribuição dos valores mais altos de CE indica que os poços nessas zonas atingiram o lençol salinizado. Considerando-se que os poços do tipo amazonas são construídos a profundidades aproximadamente iguais, pode-se inferir que, nos locais de elevado valor de condutividade, o contato água doce/água salgada encontra-se mais próximo da superfície do terreno.

A distribuição dos valores de condutividade, mostrada na Figura 7, sugere como área promissora para cavar-se poços do tipo amazonas, as áreas onde ocorrem isolinhas de valor inferior a 300 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

Método do Potencial Espontâneo

As medidas de potencial espontâneo foram tomadas ao longo de 5 ruas (Primeira Travessa a Quinta Travessa) perpendiculares à linha de praia (Figura 8). Durante as medidas, um dos eletrodos permanecia

fixo na extremidade leste de cada rua, enquanto o outro eletrodo era deslocado a intervalos de 20 m. Para que as medidas obtidas pudessem ser correlacionadas entre si, fez-se uma amarração das posições dos eletrodos fixos de cada perfil em relação a um único eletrodo fixo, localizado na extremidade leste da Primeira Travessa (rua na porção sul da Figura 8).

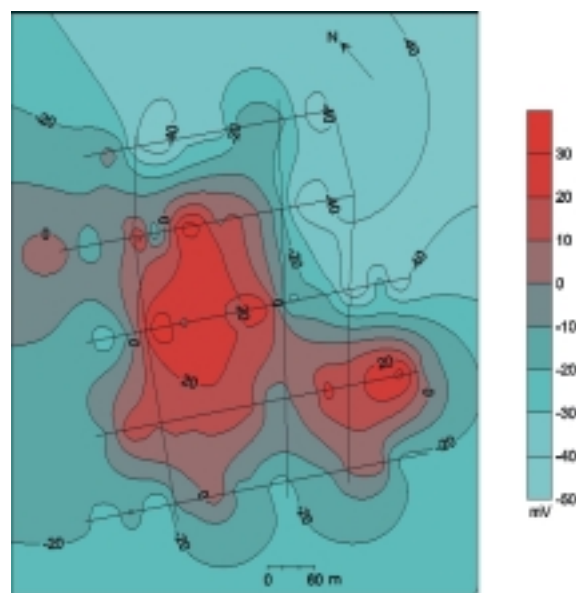


Figura 8 – Mapa de isovoltagens obtidas com o Método do Potencial Espontâneo .

A distribuição dos valores mais altos de potencial espontâneo na área (Figura 8), apresenta uma boa correlação com os valores mais baixos de condutividade eléctrica da água (mostrada na Figura 7). Essa correlação sugere que as regiões limitadas pelas isolinhas de 10 mV (em vermelho no mapa) são as áreas onde há maior probabilidade de que os poços escavados do tipo amazonas não atinjam o lençol salgado.

Conclusões

A correlação entre os resultados do levantamento geofísico na Vila de Algodal sugere a faixa central de direção NW-SE da área investigada, como o melhor local para escavar poços rasos e obter água sem contaminação salina. Essa faixa coincide, no mapa da Figura 7, com a região em que os contornos são menores do que 300 $\mu\text{S}/\text{cm}$ e com a região, no mapa da Figura 8, que define valores maiores que 10 mV. De acordo com as SEV e CE, a profundidade da interface que separa água doce de água salgada, nessa faixa, parece estar a profundidades superiores a 6 m.



Propagation of hydraulic disturbances along fault systems in the region of Caldas Novas (GO)

Luiz E.T. Ferreira and Valiya M. Hamza, Observatório Nacional, Rio de Janeiro, Brazil

Abstract

Propagation of thermo-hydraulic disturbances along large-scale fault systems in the region of Caldas Novas (GO) has been studied using analytical and numerical methods. A finite difference scheme was used for two-dimensional mapping of hydraulic disturbances in heterogeneous media that takes into consideration channeling effects of the existing fault systems. The results obtained indicate that, under favorable permeability conditions, infiltration of cold surface water may take place preferentially along the SE – NW trending fault systems that run between the area of impounded surface water and the main zone of thermal springs. Estimated times for penetration of the ‘cold front’ may reach values of several tens of years, depending on the permeability distribution of the flow paths. A major source of uncertainty in model calculations arises from the limited knowledge of the degree of interconnectivity of the fault systems in subsurface layers. Model results indicate that the presence of surface water reservoirs close to areas of large-scale extraction of thermal resources may increase the potential risk of infiltration and cooling.

Introduction

The municipalities of Caldas Novas and Rio Quente, in the southeastern part of the state of Goiás are well known for the occurrences of thermal water, with high flow rates. A number of geological and geophysical investigations have been carried out over the last few decades in this area (Braun, 1970; Campos et al, 1980; Haralyi, 1978; Veneziani e Anjos, 1976; Anjos e Veneziani, 1977). In spite of detailed hydro-geological investigations in this area (see for example Campos et al, 1980) there is considerable uncertainty about the nature of the main subsurface circulatory system. In the Caldas Novas area, substantial lowering of the piezometric head of aquifers has taken place as a consequence of the large-scale extraction of thermal water in the last few decades. Thus the geothermal aquifer system in this area has become vulnerable to cold-water contamination from the surface.

Another important development in this context has been the installation of Corumbá-2 hydroelectric reservoir along the eastern border of the geothermal area. This has been a major concern, because of the possibility of infiltration of cold water into the geothermal area through the existing fault and fracture systems (Andrade and Hamza, 1997). In this earlier work semi-analytical methods were employed in assessing the flow of cold water, along confined aquifers. Nevertheless, few attempts have so far been

made to assess the influence of fault systems in the propagation of hydraulic disturbances generated in surface layers. In the present work a finite difference method is used for two-dimensional mapping of hydraulic disturbances in heterogeneous media that take into consideration channeling effects of the existing fault systems in the region of Caldas Novas. The objective is to assess the risk of possible infiltration of cold surface water into the locally depleted geothermal aquifer system.

Site Characteristics

The region of Caldas Novas is situated at the southeastern part of the state of Goiás, within the highland area of eastern Brazil. The local rock types are mainly Precambrian mica-schist and quartzite of the Araxá Group and gneisses and granites of the Goiano Complex. The regional elevation is in the range of 600 – 700 meters. The two rivers, Corumbá in the east and Piracanjuba in the west, form important segments of the local drainage pattern. Episodes of uplift and erosion have contributed to prominent topographic features, such as the elliptical shaped ‘Serra de Caldas’ plateau, with a 1000-meter elevation.

Regional geologic studies have identified several large fault systems with over-thrust movements (Braun, 1970; Drake Jr., 1980; Gimenez Filho, et al, 1993). The mica schist and quartzite rocks of the Araxá Group are believed to be host rocks of the thermal aquifers. In the Rio Quente area, west of Serra de Caldas, thermal water, with temperature 30 to 42°C, issues from a large network of fractures and faults, its flow rate estimated at more than 2000m³/h. In the Caldas Novas region the aquifer is at a deeper level and thermal water is pumped through tube wells. Here most of the surface manifestations have temperatures within 35 and 50°C.

A sketch of the regional geologic setting is presented in figure (1). The area outlined in this figure corresponds to that selected for model simulations and has dimensions of about 36 x 42 km. It lies between latitudes 17° 37' 30" and 17° 50' 30" and longitudes 48° 32' and 48° 42'. There are several fault and fracture systems in this area, the main direction being southeast–northwest. The two major faults, shown in figure (1), run between the western edge of the area covered by the Corumbá–2 reservoir and the northeastern border of Serra de Caldas. This area is also believed to be part of the original discharge zone of thermal water (Sondotécnica, 1986). However, large-scale exploitation of thermal water has inverted this situation, making it currently a zone with potential risk of infiltration of cold water.

Propagation of hydraulic disturbances in Caldas Novas

Models of Hydraulic Disturbances

In this work two major lines of investigation have been adopted. The first one makes use of semi-analytic methods for evaluating flow in porous media, the details of which have been outlined by Javandel et al (1984). Andrade and Hamza (1997) used this approach to evaluate the flow pattern arising from mixing of cold surface water with deeper geothermal fluids. The second one is based on numerical simulation of fluid flows through the network of fault and fracture systems. It allows two-dimensional contouring of hydraulic disturbances in heterogeneous media with permeability contrasts. Brief outlines of the theory behind these methods are presented before going ahead with the discussion of the results of model simulations.

In the absence of sources and sinks, the energy equation for systems involving conductive and advective heat transport is:

$$\frac{\partial T}{\partial t} + V \frac{\partial T}{\partial x_i} = D \frac{\partial^2 T}{\partial x_i^2}$$

where T is temperature, t the time, x the distance and V and D are respectively the velocity of fluid flow and thermal diffusivity of the fluid-filled porous matrix. If the effect of solid state conduction through the rock matrix can be neglected the equation can be written as (Pan et al, 1990):

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \beta |\nabla \phi|^2 \frac{\partial T}{\partial \phi} = 0$$

where ϕ is the velocity potential and β is the ratio between heat capacities of the fluid and the rock formation given by:

$$\beta = \frac{n\rho_l C_l}{[(1-n)\rho_r C_r + n\rho_l C_l]}$$

In the above equation ρC is the heat capacity and n the porosity. The subscripts r and l refer to the solid and liquid phases respectively. The techniques, discussed by Lauwerier (1955), Da Casta and Bennet (1960), Gringarten and Sauty (1975) and Javandel et al (1984), allow the determination of fluid flow and thermal regimes associated with the cold-water infiltration. Following methods outlined by Javandel et al (1984) it is possible to compute the thermal energy acquired along fluid flow paths between the recharge and discharge zones. The major disadvantage of the semi-analytic method is the difficulty in accounting for the permeability contrasts in the media.

An alternative approach to the problem is to consider the propagation of hydraulic head disturbances. The basic theory in this case has close similarities with

problems in transient heat flow. Thus the continuity equation for head distribution in two dimensions is:

$$S \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[K_x \frac{\partial h}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[K_z \frac{\partial h}{\partial z} \right]$$

where t is the time and K_x and K_z are the hydraulic conductivities in the x and z directions. For complex conductivity distributions the solution for the above equation can more easily be obtained using numerical methods. In this case an explicit finite difference approximation (see for example Ozicik, 1980; Lee and Wolf, 1998) was employed.

The finite difference approximation for the head distribution is:

$$h_{i,j}^{n+1} = A_{i,j} h_{i,j-1}^n + B_{i,j} h_{i-1,j}^n + C_{i,j} h_{i+1,j}^n + D_{i,j} h_{i,j+1}^n + E_{i,j} h_{i,j}^n$$

where A, B, C, D, E are the coefficients of the finite difference scheme, the subscripts i, j refer to the nodal points and the superscript n refer to the time step. Choosing appropriate values for the coefficients specifies the conductivity variations.

Results of Numerical Simulations

In model simulations, it is assumed that the main zone of infiltration occurs along the eastern border of the study area. Thus attention is focused on westward propagation in subsurface layers of hydraulic disturbances generated by impounded surface water.

The results obtained using semi-analytic methods are presented in figure (2). It illustrates the pattern of mixing cold and warm fluids on a local scale, under the assumption that the infiltration is concentrated within a small area and fluid flow is essentially horizontal. Andrade and Hamza (1997) estimated that the cold front travel time have values between 5 and 50 years, depending on the permeability characteristics of the fluid flow paths.

The results using finite difference approximation of the continuity equation are illustrated in figures (3a) and (3b) for the study area outlined in figure (1). The locations of the two major fault systems in this area are indicated as hatched lines. The area with shaded oval pattern on the western part indicates the location of the Serra de Caldas plateau. The surface water infiltration is assumed to take place along a line on the eastern edge, from 13 to 20km away from its lower left corner, which is the area, covered by the Corumbá-2 reservoir. The fault zones are assumed to have hydraulic conductivities ten times higher than that of the surrounding areas. The contours in figure (3) represent fractional values of hydraulic disturbance at the source region. The first part of this figure (figure-3a) illustrates the short

Propagation of hydraulic disturbances in Caldas Novas

period situation of the fluid flow regime, where the time elapsed since the beginning of infiltration is set at 10 years. It is fairly simple to note that the head distribution has become asymmetric and distorted. This is a consequence of the channeling effects of fluid flows along the two oblique fault systems. The results indicate that the fluid flow pattern within the thermal area of Caldas Novas will be perturbed by 10 to 20% of the hydraulic head induced by the reservoir.

The second part of this figure (figure-3b) illustrates the long period situation of the fluid flow regime, where the time elapsed since the beginning of infiltration is set to 100 years. This may be considered as the near equilibrium situation under the presence of infiltration along the eastern border. In this case the head distribution over the entire area east of the Serra de Caldas plateau has been affected by disturbances ranging from 20 to 25%. The disturbance in the western parts, such as those in the Rio Quente area may reach values from 10 to 15%.

Conclusions

Results of numerical simulations, which allow channeling effects of fluid flows along existing fault systems, indicate that the Caldas Novas thermal area is vulnerable to disturbances arising from infiltration of cold surface water. The major uncertainties in model simulations arise from the limited information on permeability contrasts and the unknown degree of subsurface interconnectivity of the fault and fracture systems.

References

- Andrade, C.E.S. e Hamza, V.M., 1997, Modelamento do aquífero geotermal na região de Caldas Novas (Goiás). Congresso Bras. Geofísica, São Paulo, p.
- Anjos, C.E. e Veneziani, P., 1977, Aplicação de sensoriamento remoto nos estudos de anomalias geotermiais no município de Caldas Novas - Goiás, Relatório No. INPE - 1129-TPT/070.
- Barbosa, O., Baptista, M.D., Dyer, R.C., Braun, O.P.G., Fratin, H. E Meneghesso, G., 1970, Projeto Goiânia. Rio de Janeiro, Prospec/DNPM (Relatório), 75p.
- Braun, O.P.G., 1970, Geologia da área de Caldas Novas, Ipameri e arredores no estado de Goiás. In Anais do Congresso Bras. Geologia, Brasília, 24.
- Campos, E. C., Costa, J. F. G.; Marques, J. M. M., 1980, Projeto estudo hidrogeológico da região de Caldas Novas, Goiás. In: Cong. Bras. De Águas Subterrâneas, 1. Anais. Recife, ABAS, v.1, p. 401-414.
- Drake, Jr., A. A., 1980, The Serra de Caldas window, Goiás. Geological Survey Professional Paper

1119-A. Washington, U.S. Government Printing Office (Tectonic studies in the Brazilian Shield), 11p.

- Da Costa, J.A., and Bennett, R.R 1960. The pattern of flow in the vicinity of a recharging and discharging pair of a wells in an aquifer having regional parallel flow. Int. Ass. Sci. Hydrol. Publ. 52, pp, 1-536.
- Gringarten, A.C. and Sauty, J.P., 1975, A theoretical study of heat extraction from aquifers with uniform regional flow. J. Geophys. Res, v.80 (35), 4956-4962.
- Haralyi, N. L. E., 1978, Carta Gravimétrica do oeste de Minas Gerais, sudeste de Goiás e norte de São Paulo. São Paulo, IG/USP. Tese de Doutorado.
- Javandel, I., Doughty, C. And Tsang, C.F., 1984, Groundwater Transport: Handbook of Mathematical Models, American Geophysical Union, Washington, D.C., pp. 228.
- Lee, M. and Wolf, L.W., 1998, Analysis of fluid pressure propagation in heterogeneous rocks: Implications for hydrologically induced earthquakes. Geophysical Research Letters, v.25, 2329-2332.
- Lauwerier, H.A, 1955, The transport of heat in an oil layer caused by the injection of her fluid, Appl. Sci. Res. Sect., A, 5, 145.
- Ozicik, M.N., 1980, *Heat Conduction*. Wiley, New York.
- Pan, H., Bullivant, D.P., Sullivan, M.J.O. and Freeston, D.H, 1990, Computer Modeling of a production/injection doublet system. Proc. of. 12th New Zealand Geothermal Workshop, pp. 63-70.
- Sondotécnica, 1986, Estudo das anomalias termiais da região de Caldas Novas (Relatório Final).
- Veneziani, P. and Anjos, C. E., 1976, Projeto Caldas Novas. INPE/GOIASTUR, 81p.

Acknowledgments

The present work is being carried out as part of a project for assessment of geothermal resources in Goiás and Tocantins states. The first author is recipient of scholarship granted by Fundação Amparo à Pesquisa do Estado de Rio de Janeiro – FAPERJ. Geothermal research programs did not receive adequate institutional support by Observatório Nacional, during the period 1999-2000. Thus the present work was completed using research funds provided by Fundação Amparo à Pesquisa do Estado de Rio de Janeiro – FAPERJ (Proc. No. E-26 / 150.954 / 99).

Propagation of hydraulic disturbances in Caldas Novas

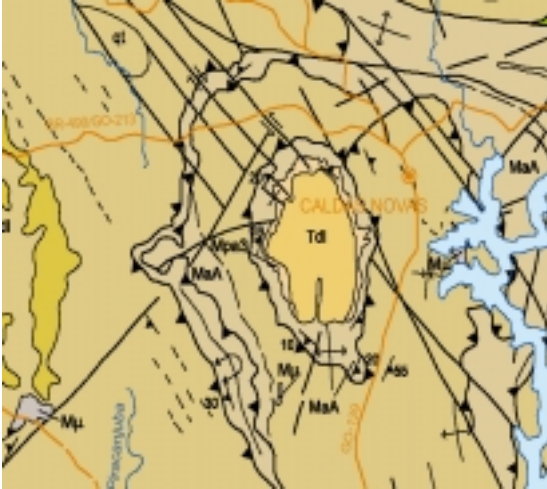


Figure (1) Geologic Map of the region of Caldas Novas indicating the area selected for numerical simulation of the subsurface fluid flow disturbance in the presence of infiltration of impounded surface water along the eastern border.

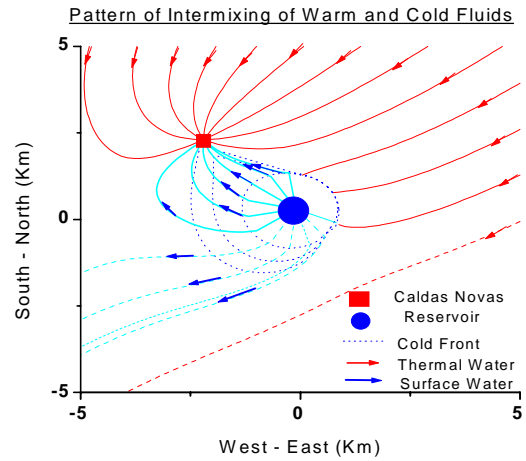


Figure (2) Local pattern of intermixing of warm and cold fluids generated using semi-analytic methods.

Hydraulic Front Propagation in the Presence of Faults

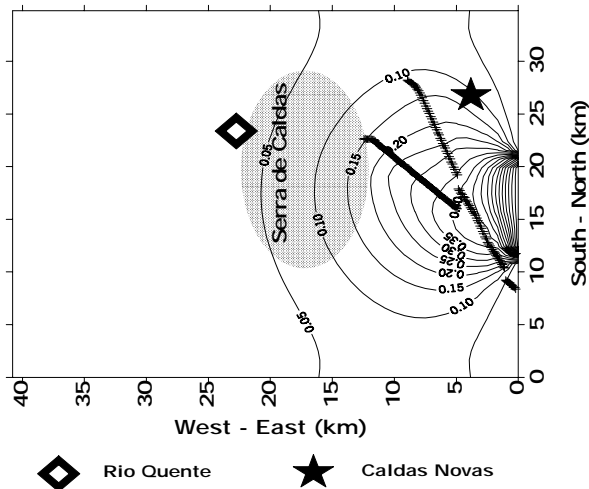


Figure (3a) Hydraulic front distribution after a lapse time of 10 years.

Hydraulic Front Propagation in the Presence of Faults

100-year simulation

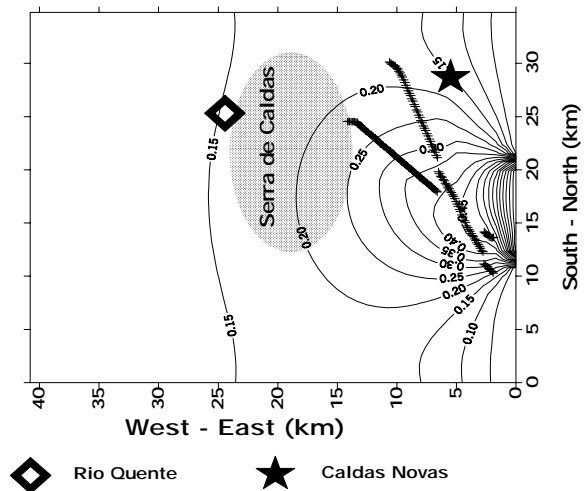


Figure (3b) Hydraulic front distribution after a lapse time of 100 years.



PROSPECÇÃO DE ÁGUA SUBTERRÂNEA NO KARST DO NORTE DE MINAS GERAIS, USANDO OS MÉTODOS GEOFÍSICOS VLF E RESISTIVIDADE D.C. UM CASO HISTÓRICO.

Ruy Bruno Bacelar de Oliveira e Ernesto C. Bacelar;
ENGEIO, Brasil.
engeio@engeio.com.br

ABSTRACT

Geophysical methods can be helpful in mapping potential areas of groundwater. Electrical resistivity and very low-frequency electromagnetic induction (VLF) surveys were carried out at a site in the state of Minas Gerais. The electrical resistivity and VLF data correlate well, and vertical cross-sections generated from these data helped map cavities in limestones.

The results of an improved technique to interpret VLF data are presented.

INTRODUÇÃO

Em regiões calcárias é uma tarefa difícil a localização de cavidades. Nela a água subterrânea ocorre em espaços porosos secundários denominados na literatura geológica de canais, cavidades de solução ou cavernas.

Qual a origem destas cavidades? Elas são formadas pela circulação de água subterrânea ao longo de fraturas, zonas de cisalhamento e outros planos de fraqueza. As cavidades e cavernas geralmente aparecem em profundidades pequenas, logo abaixo do lençol freático.

Na maioria das vezes armazenam grandes quantidades de água subterrânea. De modo que sua prospecção em regiões calcárias é de importância muito grande, principalmente em locais onde a água subterrânea é usada para irrigação.

A distribuição lateral errática, devido a solubilidade variável da rocha, circulação e nível de base muda através do tempo geológico, por isto mesmo as condições hidrogeológicas são amplas e complexas.

As técnicas geofísicas usadas para detecção de estas cavernas apresentam resultados de interpretação difícil, cujos dados são mascarados pelas condições geológicas, como preenchimentos por argilas, areias e cavidades marginais.

No Karst do norte de Minas, o suprimento de água superficial é escasso, as secas são periódicas, entretanto existem locais em que a quantidade de água subterrânea é muito grande, chegando a produzir poços

de 400.000 l/h. São principalmente cavidades e cavernas.

A delimitação destas cavidades tem sido um trabalho intensivo do autor nos últimos 10 anos usando diversas técnicas geofísicas.

Karst é uma topografia típica em áreas cobertas por rochas solúveis como calcários. No norte do Estado de Minas Gerais, o Grupo Bambuí, constituído principalmente de calcários, siltitos e ardósias apresenta 1000 Km na direção norte-sul e mais de 500 Km na direção leste-oeste. Todo este conjunto pertence a bacia Sanfranciscana. Os sedimentos cretácios são constituídos pelas seguintes formações, de baixo para cima: Areado, Urucuia, Patos e Capacete.

METODOLOGIA

Através do método de convolução foi desenvolvido um filtro baseado na expressão de Karous e Jelt:

$I(\omega) = K(-AH_1 + B H_2 CH_1 + DH_1 E H_2 + FH_3)$ onde K é uma constante que depende da distância entre pontos, (dx). (Karous e Hjelt, 1983). H_i é o i-ésimo ponto de medida atrás (-) ou em frente (+).

As constantes A, B, C, D, E e F possuem valores diversos dependendo do nível de ruído e do comprimento do filtro a ser usado.

O valor de saída deste filtro é a densidade de corrente em uma certa profundidade na terra, para a componente real e a componente imaginária, cujos resultados são apresentados no caso histórico a seguir.

Um segundo filtro foi desenvolvido que transforma os valores da densidade de corrente em resistividades aparentes, bastante semelhantes, tanto em magnitude como em comprimento de onda aquelas obtidas através da sondagem elétrica D.C.

A transformação foi realizada através das relações:

$$\rho_{J+1/2}^{1/2} = -(\omega\mu)^{1/2} \Delta Y R_J + \rho_{J-1/2}^{1/2} \quad J=1, \eta$$

$$\rho_{J+1/2}^{1/2} = -(\omega\mu)^{1/2} \Delta Y I_J + \rho_{J-1/2}^{1/2} \quad J=1, \eta$$

R_J e I_J são as partes correspondentes as componentes real e imaginária (in phase e out of phase).

μ é a permeabilidade magnética
 ΔY intervalo de amostragem
 $\rho_{J-1/2}^{1/2}$ resistividade aparente superficial
 $\rho_{J+1/2}^{1/2}$ resistividade aparente transformada

Foram desenvolvidos os programas de computador JELTP9 e INVVLF para a obtenção das resistividades aparentes transformadas e inversa das mesmas pelo método dos mínimos quadrados.

CASO HISTÓRICO

Perfil 8400 E Capitão Enéas, Minas Gerais

A Figura 1 mostra o residual do sexto grau da densidade de corrente da componente in phase do filtro para os dados VLF, com espaçamento de 10 metros, processados até 120 metros.

O skin depth é aproximadamente 130 metros.

Um conjunto de cavidades conforme indicado na figura 1 aparece com valores altos de densidade de corrente mais elevados que o cálculo circunjacente.

A figura 2 representa a inversa para as resistividades transformadas do VLF, através do método dos mínimos quadrados. As estruturas interpretadas como cavernas calcárias apresentam-se com resistividades altas.

As anomalias residuais na figura 1 do in phase e as anomalias dos valores de resistividades transformadas invertidos na figura 2 podem ser um conjunto de cavernas calcárias preenchidas com materiais detríticos como areia e argila, saturados com água mineralizada.

O conjunto de cavernas calcárias estende-se até 120 metros e aparece com disposição espacial vertical ou mergulhado em ângulo aproximado de 45 graus.

A figura 3 representa as componentes real e imaginária filtradas para uma profundidade de 30 metros.

A figura 4 mostra a curva interpretada de resistividade elétrica.

As resistividades mais altas do VES-1 coincidem com as zonas das figuras 1 e 2 onde existem cavernas calcárias.

A variação do coeficiente de anisotropia das resistividades do cálculo na área, para o VES-1, na figura 5 mostra as seguintes zonas anisotrópicas: 10-16m, 16-50, 50-100m, 100-200m.

Os intervalos acima correspondem com as zonas de cavernas detectadas anteriormente.

A direção de permeabilidade anisotrópica é aproximadamente NORTE-SUL, coincidindo com a direção do sistema de fraturas.

A perfuração do ponto VES-1 confirmou a interpretação geofísica, produzindo um poço com vazão de 200000 l/h até profundidade de 200 metros.

CONCLUSÕES

1. A área estudada é do ponto de vista geológico constituída de cavernas verticais e cavidades sub-verticais com água em seu interior. Em alguns casos estas cavernas possuem interligações profundas (após 50 metros). A forma espacial é bem diversificada.
2. O cálculo potencial para água subterrânea nesta região situa-se com resistividades verdadeiras abaixo de 200 Ohm-m, que são os valores encontrados nas zonas de cavernas.
3. O uso das resistividades transformadas dos dados VLF, no programa de inversa o INVVLF mostra bem a disposição espacial das cavernas. As anomalias detectadas coincidem com as da seção interpretada da densidade de corrente dos residuais in phase.
4. Os resultados confirmam a eficiência do método VLF na detecção de cavernas calcárias. Além de ser mais econômico e rápido que as técnicas convencionais dos métodos elétricos, ele fornece mais detalhes.
5. Na maioria dos casos o filtro produz perfis de resistividades muito semelhantes, tanto em magnitude e comprimento de onda a aqueles que seriam obtidos usando medidas de resistividade elétrica d.c. Isto entretanto vai depender:
 - a) qualidade dos dados VLF
 - b) complexidade da geologia
 - c) valor inicial da resistividade superficial
 - d) qualidade dos dados de resistividade elétrica d.c.

BIBLIOGRAFIA

1. Karous, M., and Hjelt, S.E., 1983. Linear-filtering of VLF dip angle measurements: Geophys. Prosp., 31, 782-894.
2. McNeill, J.D., 1990, Use of electromagnetic methods for groundwater studies, in Ward, S.H., Ed., Geotechnical and environmental geophysics, volume 1: Soc. of Expl. Geophys., 191-218.
3. Oliveira, R. B. B., 1997. Prospecção VLF, Usando Pseudoseções de Densidade de Corrente e Resistividade Elétrica no Karst do Norte de Minas.
4. Roger Guerin and Yves Beneritter. 1995. Shallow Karst exploration using MT-VLF and DC resistivity methods. Geophysical Prospecting, 1995 43, 635-653.

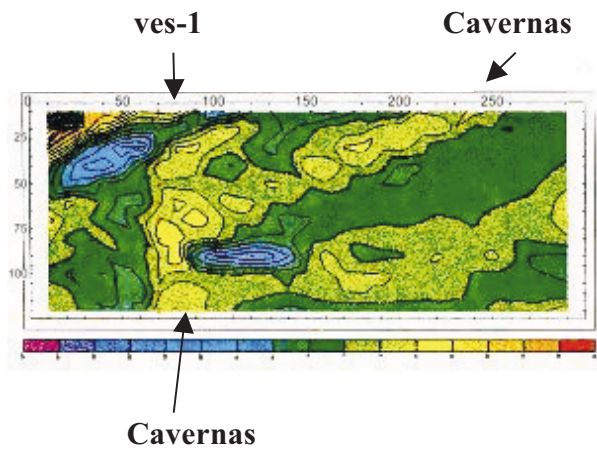


Fig. 1. Residual de grau 6 da densidade de corrente (Real)

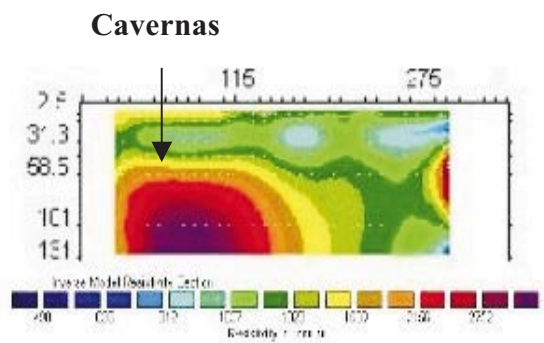


Fig. 2. Inversão para as resistividades transformadas VLF, através dos mínimos quadrados.

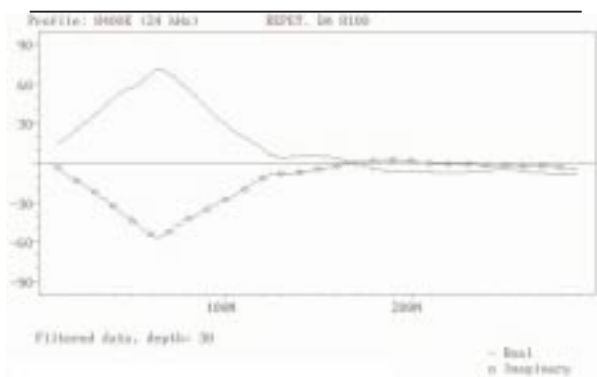


Fig. 3. Real e Imaginaria filtradas. (Prof. 30m)

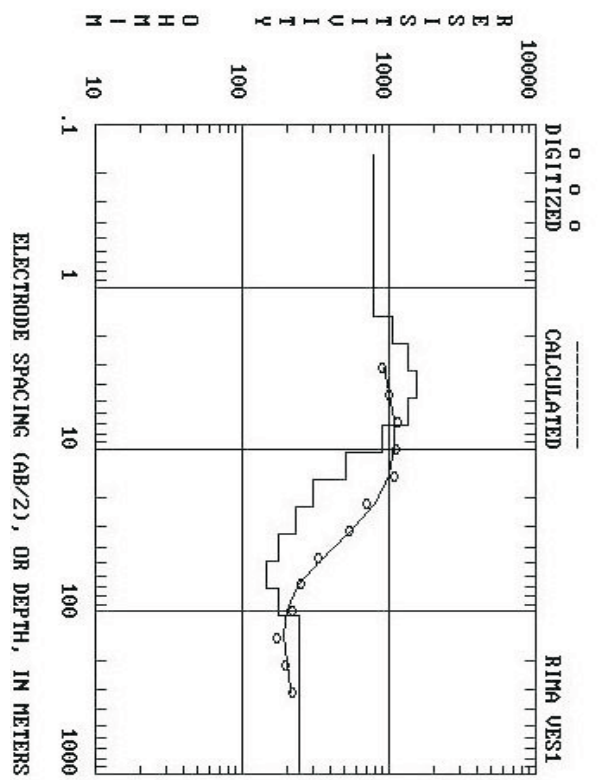


Fig. 4. Interpretação do Ves-1 (Sondagem Elétrica)

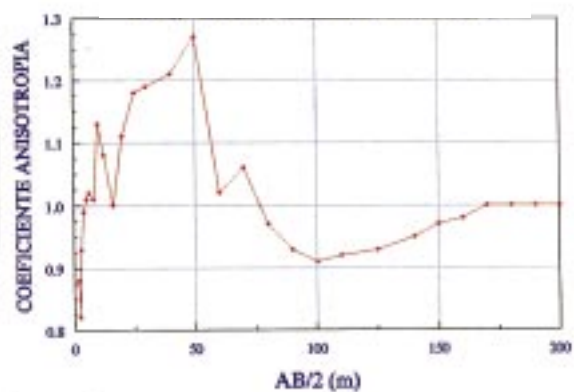


Fig. 5. Variação do coeficiente de anisotropia



Reavaliação de Poços Revestidos para Água Subterrânea

Darlindo M^a P. Veloso F^o, CEFET-Pa/UFPA, darlindo.veloso@cefetpa.br

André Andrade, UFPA, aandrade@ufpa.br

Resumo

Um dos objetivos na captação de água subterrânea é a produção de água de qualidade para o consumo humano. Muitas vezes nos reservatórios há ocorrência de substâncias, como o sal e o ferro, que contaminam o poço, impossibilitando a sua utilização, sendo assim este trabalho apresenta uma nova abordagem para as ferramentas de potencial espontâneo (SP) e resistência (RE), que identifica com clareza a localização do filtro, a posição do nível d'água do poço e a ocorrência de um aquífero de boa qualidade em um poço contaminado.

Com essa nova abordagem estas ferramentas, poderão no futuro ser empregada para a reavaliação dos poços inativos com água contaminada com sal ou ferro.

A avaliação desta metodologia foi realizada em um poço localizado na região metropolitana de Belém.

Introdução

O objetivo mais nobre para a execução de um poço tubular raso é o de produzir água para o abastecimento doméstico (consumo humano, higiene pessoal, etc...). Para isso, a água requer as seguintes qualidades: isenção de substâncias químicas prejudiciais à saúde, ausência de micro e macrorganismos, baixa agressividade e dureza, agradabilidade estética (baixa turbidez, cor, sabor, odor).

No nordeste brasileiro, em especial na região do Salgado, no nordeste do estado do Pará, o problema de poços rasos com produção de água salobra é comum e normalmente solucionado com a utilização de dessalinizadores, para a potabilização da água, o que torna oneroso o seu custo de produção com a implantação e manutenção deste equipamento. Além do que, o resíduo desta operação é a salmoura, a qual é altamente prejudicial ao meio ambiente.

Na região de Belém, os filtros, muitas vezes, localizam-se nos horizontes referentes à formação barreiras, onde os níveis arenosos armazenadores de água subterrânea acham-se intercalados de maneira irregular com horizontes argilosos, constituindo aquíferos com espessuras muito variáveis e com a distribuição parcial confusa. Intercalados entre as areias e argilas encontram-se níveis lateríticos formados pela migração de ferro para a superfície, fazendo com que os aquíferos desta formação forneçam água com teores de ferro acima do permitido pela legislação vigente (Sauma Filho, 1996). O que geralmente exige a construção de

aeradores - dispositivos que visam criar condições propícias à rápida transferência de oxigênio a água para produzir a precipitação do ferro.

Em virtude destes eventos, buscou-se estudar a possibilidade de reavaliação de poços revestidos com material isolante (revestimento geomecânico) através dos perfis convencionais da geofísica de poço, aplicada à água subterrânea, como os perfis de potencial espontâneo (SP) e resistência elétrica (RE), os quais são sensíveis às propriedades elétricas do fluido, no sentido de verificar a existência de um sinal realístico frente aos intervalos dos filtros e sensível ao tipo de água contida no poço e na formação. Reporta-se aqui, o experimento realizado em um poço revestido localizado na cidade de Belém, o qual possui uma completa descrição litológica e apenas um único filtro. De tal sorte que, podemos com convicção afirmar que nos perfis obtidos pode-se identificar o nível d'água no interior do poço e que a anomalia registrada no SP posiciona a profundidade do filtro e é indicativa da condutividade da água no poço.

As potenciais aplicações deste experimento, dar-se-ão nos casos de poços contaminados por sal ou ferro, os quais alteram as propriedades elétricas da água, possibilitando a verificação da existência de aquífero fonte desta contaminação. Sendo assim, o investimento feito neste poço poderá ser recuperado ao mapear-se as profundidades dos reservatórios de boa qualidade, possibilitando a proposição de um novo projeto dos filtros. Para a produção apenas dos aquíferos de qualidade.

Metodologia

A investigação da possibilidade da realização de uma perfilagem elétrica em um poço com revestimento geomecânico (PVC) deu-se com a utilização dos perfis de SP e RE, uma vez que estes perfis são sensíveis às propriedades elétricas da água.

Iniciaremos a descrição do experimento apresentando um breve resumo dos princípios fundamentais dos perfis utilizados e finalizaremos com a descrição do experimento.

Segundo Ellis(1987), Girão(1990) e Schumberger(1989), o potencial espontâneo ocorre a partir do registros das pequenas diferenças de potencial elétrico entre dois eletrodos. Esses dois eletrodos estão assim localizados: um no interior do poço e outro estacionário na superfície. Este potencial é desenvolvido pelo contato entre o filtrado do fluido de perfuração, os folhelhos ou argilas e as águas das formações permeáveis, atravessadas pelo poço. Resumidamente, o que gera uma diferença de

Reavaliação de Poços Revestidos

potencial (ddp) vista no SP provém de dois tipos de fenômenos: um eletrocinético (E_k) e outro eletroquímico.

O potencial eletrocinético (E_k) ocorre quando um eletrólito flui através de um meio poroso, permeável e não metálico. Este processo se dá quando o filtrado da lama é forçado a penetrar nas formações devido a uma grande diferença de pressão durante a perfuração ou a água é forçada para o interior do poço.

O potencial eletroquímico divide-se em:

- Potencial de junção líquida (E_j);
- Potencial de membrana (E_m).

O potencial de junção líquida (E_j) é gerado pelo contato de dois líquidos com salinidades diferentes. Sendo assim, quando duas soluções com concentrações diferentes entram em contato, os íons fluem da solução mais salina para a menos salina, fazendo com que surja uma força eletromotriz que irá existir até que ocorra o equilíbrio salino, pois neste momento cessará a movimentação iônica, deixando também de existir a diferença de potencial criado por tal movimentação.

O potencial de membrana (E_m) é produzido pela junção água da formação/folhelho, pois um folhelho é composto de 60% de grãos de argilominerais. Os argilominerais, por sua vez são compostos de tetraedros de sílica (SiO_4) e octaédros de alumina (Al_2O_3) intercalados entre si, formando extensas lâminas, onde serão permeáveis aos cátions Na^+ , porém, impermeáveis aos ânions Cl^- . Desta forma, só os cátions Na^+ (cargas positivas) podem mover-se através da solução de NaCl mais concentrada para a menos concentrada. Esta observação com referência ao NaCl deve-se à sua grande ocorrência no meio geológico.

Perfil de Resistência Elétrica

Segundo Feitosa & Manoel Filho (1997) e Keys (1989), os perfis monoelrodos medem a resistência à passagem da corrente elétrica através de um pacote de rochas, localizado entre um eletrodo que se desloca dentro do poço e outro estacionário na superfície.

A corrente que é enviada pelo eletrodo emissor pode ser mantida constante, então o que se registra no eletrodo receptor é a diferença de potencial que será convertida em resistência elétrica através do lei de Ohm.

A resistência elétrica oferecida pelo pacote de rochas que está situado entre os dois eletrodos, está em série com uma bateria e o medidor de voltagem.

Aplicação em Poços Revestidos

A determinação das camadas com excesso de sal ou de ferro, ou seja, reservatório contaminados

com estes produtos, poderão ser identificados através do perfil de SP, já que este é o registro de pequenas diferenças de potencial entre dois eletrodos. Estes potenciais podem ser: potencial eletrocinético (E_k) e potencial de junção líquida (E_j) (o fluxo iônico será maior quando as concentrações da água do poço e do reservatório forem diferentes) e tanto o sal como o ferro influenciam o fluxo iônico. Dos potenciais existentes, apenas o potencial de membrana (E_m) não existirá, pois o poço está revestido com material isolante (PVC).

O experimento reportado neste trabalho, trata-se de uma modificação do arranjo original de eletrodos, que apresentou-se com os melhores resultados. O novo arranjo de eletrodos, tanto para a ferramenta de SP, quanto para RE acopla o segundo eletrodo à ferramenta, que se movimentava no poço. A distância ótima encontrada foi de 1m de separação entre os eletrodos, como mostrado na Figura 1.

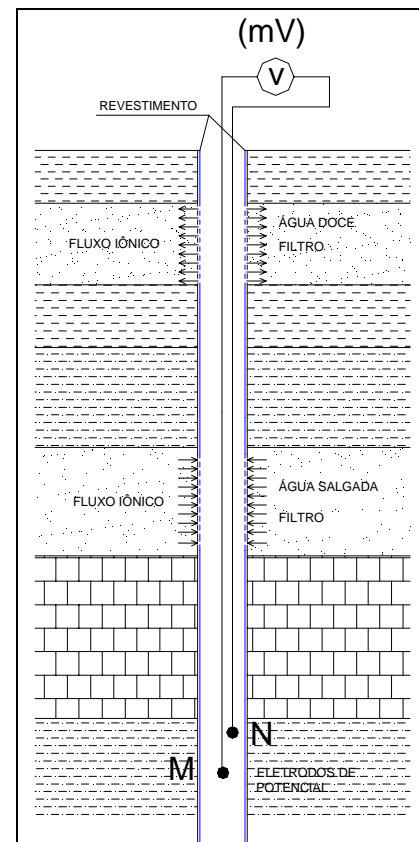


Figura 1: Arranjo modificado com espaçamento de 1 m entre os eletrodos.

O sinal do SP gerado pela ferramenta é proveniente da abertura que há entre o revestimento e os reservatórios.

Reavaliação de Poços Revestidos

O perfil de resistência é sensível à água no poço. A ocorrência de sinal significará que o poço contém água salgada ou contaminada com ferro, do contrário o poço conterà de água doce ou pouco condutiva, neste caso não teremos sinal da ferramenta de RE.

Resultados

A aquisição dos dados com uma combinação dos SP e RE, para o desenvolvimento do trabalho, foi feita com o equipamento do tipo WIDCO 1200 analógico, com capacidade de perfilar até 400 m. O perfilador WIDCO 1200 usa duas sondas separadas, uma para raios gama e suscetibilidade magnética (não usado) e outra para SP-RE. Este perfilador pertence ao Departamento de Geofísica da Universidade Federal do Pará (UFPA).

O poço avaliado se encontra na cidade de Belém, possuindo 29m de profundidade, conforme mostra a figura 2.

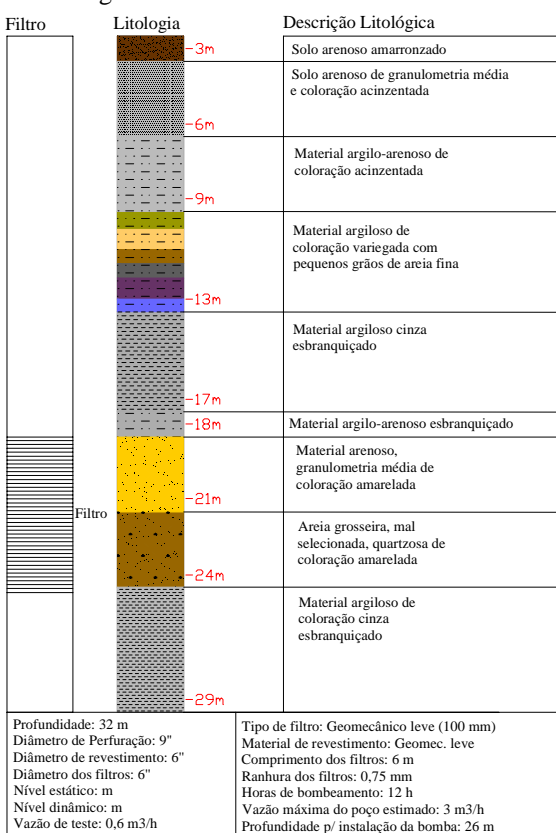


Figura 2: Ficha resumo do poço.

Devido a localização do poço ser em área urbana, tivemos que tomar certas preocupações para evitar que a curva de SP sofresse interferência.

Tomadas tais preocupações, deu-se início à coleta dos dados, da seguinte maneira:

No primeiro experimento foi feita a perfilagem no poço com o arranjo do SP e RE normal, ou seja, um eletrodo correndo dentro do poço e outro estacionário na superfície a 18m da boca do poço, com esse tipo de arranjo não se obteve resposta, para as ferramentas usadas.

No segundo experimento, realizou-se duas perfilagens com arranjo de eletrodos aqui apresentado, no primeiro caso procedeu-se a perfilagem mantendo-se inalteradas as propriedades elétricas da água no poço. No segundo caso procedeu-se a adição de NaCl a água do poço de modo a simular a situação da existência de algum aquífero contaminante.

Na situação original da água do poço não ocorreu nenhum registro da ferramenta RE. O perfil medido pela ferramenta de SP é mostrado na Figura 3, onde a partir da cota do fundo do poço iniciou-se as medições. Observa-se que os primeiros valores registrados estão contaminados pela influência do material argiloso do fundo do poço, uma vez que não existe tamponamento de fundo no revestimento.

Considerando o movimento ascensional da ferramenta, vê-se um aumento do potencial nas proximidades da localização do filtro. Este aumento se deve à continuidade existente entre a água no poço e a água na formação. Da interpretação do perfil, considerando ser esta feição representativa do posicionamento do filtro tem-se que as posições de topo e base do filtro, são vistas deslocadas no perfil de aproximadamente meio metro e que o tamanho do filtro é corretamente registrado pelo perfil.

Os valores registrados acima do filtro até a correta determinação da cota do nível d'água no interior do poço (1,5m) são inferiores aos registrados frente ao filtro e se deve unicamente ao movimento da ferramenta.

No caso onde adicionou-se sal à água do poço, alterando suas propriedades elétricas e simulando a situação da presença de algum aquífero contaminante, os resultados das medidas realizadas são mostrados na Figura 4. Onde observa-se a ocorrência do registro da ferramenta de RE uma vez que agora o meio entre os dois eletrodos é condutivo, a partir da profundidade de 24m onde provavelmente se encontrava a frente salina. O perfil de SP mostra agora o efeito da salinidade na água do poço. Analizando apenas as profundidades contaminadas pelo sal, observa-se que a anomalia referente ao filtro se mostra agora reduzida em relação aos valores de potencial devido ao movimento da ferramenta em um meio condutivo, no entanto, constata-se a possibilidade da identificação de uma formação com água mais resistiva, o que é o indicativo necessário para a qualificação dos aquíferos de boa qualidade.

Reavaliação de Poços Revestidos

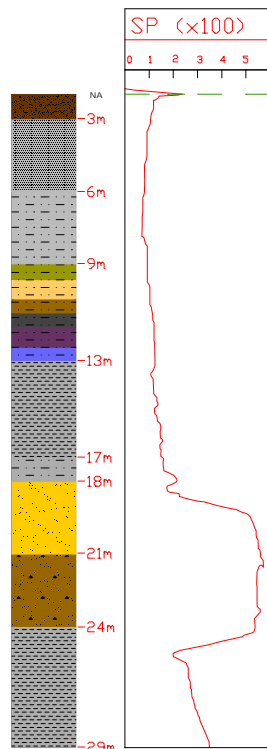


Figura 3: Perfil litológico e Perfil de SP com espaçamento entre os eletrodos de 1 m.

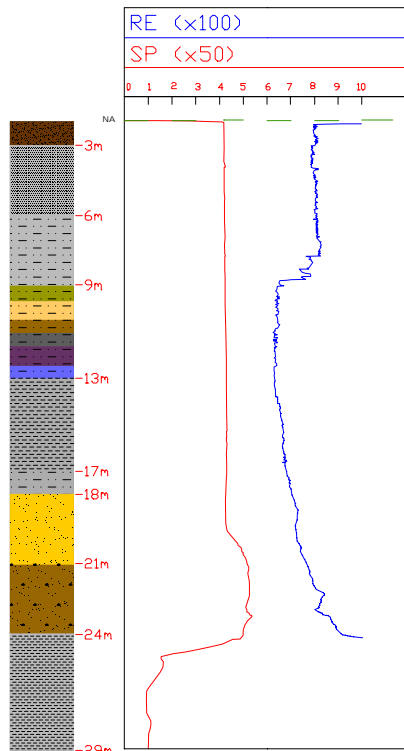


Figura 4: Perfil litológico e perfis de SP e Re com espaçamento entre os eletrodos de 1m, e poço contendo NaCl.

Conclusões

O procedimento para a reavaliação de poços com revestimento geomecânico para água subterrânea mostra-se eficiente para a identificação dos aquíferos de boa qualidade, no posicionamento dos filtros e na determinação do nível d'água no interior do poço.

Este trabalho continua em desenvolvimento e espera-se que possa, de algum modo, contribuir para a solução do problema de fornecimento de água potável para as populações.

Agradecimentos

Os autores expressam seus agradecimentos aos Professores José Gouvêa Luiz e Geraldo Alves, ao Geólogo Mádio Amaral, na obtenção dos dados de campo, ao Geólogo Alexandre Santos e ao Desenhista Árlido Pinheiro, na produção das figuras, ao Centro Federal de Educação Tecnológica do Pará (CEFET/PA) pela oportunidade dada para a realização deste trabalho e ao convênio de infraestrutura ANP/FINEP/UFPa.

Referências

- Ellis, Darwin V., 1987, *Well Logging for Earth Scientist*, Elsevier, New York, Amsterdam, London.
- Feitosa, Fernando Antônio C. & Filho, João Manoel, 1997, *Hidrogeologia*, CPRM/LBHID-UFPE, Fortaleza.
- Keys, W. Scott, 1989, *Borehole Geophysics Applied to Ground-water Investigations*, National Water well Association, Dublin.
- Nery, Geraldo Girão, 1990, *Petrobrás*, Salvador.
- Sauma Filho, Michel, 1996, *As águas subterrâneas de Belém e adjacências: influência da formação pirabas e parâmetros físico-químico para medidas de qualidade*, Universidade Federal do Pará – Centro de Geociências, Belém.
- Schlumberger, 1989, *Principios/Aplicaciones de la Interpretación de Registro*, Schlumberger Educational Services, Houston, Texas.



Recent Developments In Groundwater Geophysics

Ron Barker, School of Earth Sciences, University of Birmingham, Birmingham B15 2TT, UK

Geophysical survey techniques have developed rapidly over the past ten to twenty years. Although many might think that we use the same old techniques – gravity, magnetic, seismic and resistivity – recent advances in electronics and computing have resulted in significant changes in the way we collect and process geophysical data. Table 1 summarises the changes we have seen in the many geophysical techniques available to us for use in groundwater investigations.

<i>technique</i>	<i>advances</i>
seismic refraction	refraction tomography
seismic reflection	minor advance over the last few years
magnetic	development of high precision magnetometers (<0.01 nT)
gravity	microgravity surveys with detailed terrain modelling
electromagnetic: slingram	ground conductivity surveys - improved instrumentation
electromagnetic: TEM	shallower surveys
resistivity	electrical tomography
NMR	development of first commercial instrument
seismo-electric	development of first commercial instrument
spectral IP	improvements in instrument design
ground penetrating radar	many instrument developments

Table 1 Recent advances in geophysical techniques

One of the techniques which has seen rapid acceptance as a standard survey technique is electrical imaging. The rise of this technique has been so meteoric that it has all but replaced resistivity sounding as the ‘must do’ electrical survey technique (Fig 1)

Electrical imaging (tomography) involves measuring a series of constant separation traverses along the same line but with the electrode spacing being increased with each successive traverse. Since increasing separation leads to greater depth penetration, the measured apparent resistivities may

be used to construct a vertical contoured section displaying the variation of resistivity both laterally and vertically over the section.

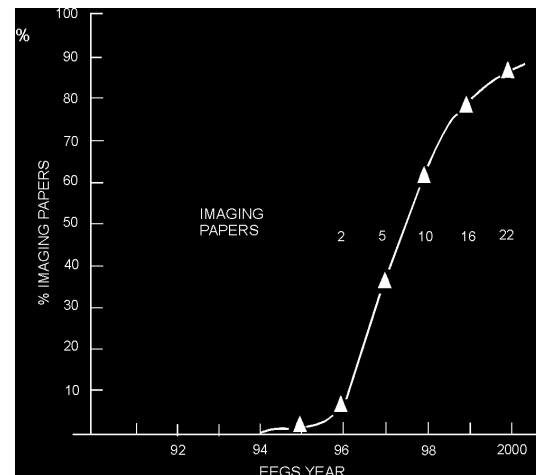


Fig 1. The rise of electrical imaging. Number of papers presented at the Annual Meeting of the European Section of the Environmental and Engineering Geophysical Society.

Modern field systems use a multicore cable to which 64 or more electrodes are connected at takeouts moulded on at predetermined equal intervals. Such a cable is very much like a seismic cable and is used in a similar way. The cable is connected to a switching module and to an earth resistance meter and computer through an RS232 port (Figure 2).

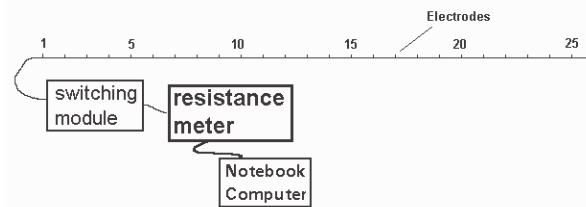


Figure 2. The basic instrument system employed in computer controlled electrical imaging

With these systems, any electrodes may be switched to act as either current or voltage electrodes and so any electrode arrangement can be employed. In practice either the two-electrode (pole-pole), Wenner, pole-dipole or dipole-dipole arrays are employed.

The first stage in the production of an electrical image is the construction of a pseudosection, an initial very approximate 'image' produced by plotting each apparent resistivity on a vertical section at a point below the centre of the four measuring electrodes and at a depth that is equivalent to the median depth of investigation (Barker 1989) of the array employed. This depth is referred to as the pseudo-depth. The data are contoured to form a pseudo depth-section that qualitatively reflects the spatial variation of resistivity in cross-section.

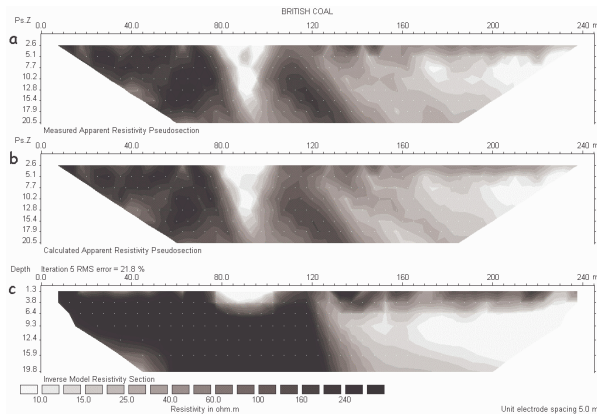


Figure 3. Electrical image over contaminated Carboniferous sandstone. (a) is observed data plotted as a coloured pseudosection (Ps.Z = pseudo-depth), (b) is the pseudosection computed from the model and (c) is the image or model showing true depth and true formation resistivity.

In order to remove geometrical effects from the pseudosection, the observed data must be inverted (Loke and Barker 1995, 1996) to provide a contoured image of true depth and true formation resistivity. An acceptable model is normally arrived at within 5 iterations and the whole process can be carried out in the field on a modern colour notebook computer in less than a minute.

Figure 3 shows the results of such an inversion. Note that the resulting image of Figure 3c shows that the disturbing effects of near-surface changes in resistivity have been migrated back to near their correct locations. Such images consistently show good agreement with drilling results.

The principles and field techniques are now well developed and the technique has found widespread application in most parts of the world. Imaging has been applied in the study of a variety of shallow site investigation problems, including studies of landfill sites and groundwater contamination, as well as in

investigations of gravel (Figure 4) and other resources, and deeper geological structure. Where greater precision in interpretation is required, surveys may be carried out in three dimensions, although the gains are often not offset by the considerable increase in time required for data collection and processing.

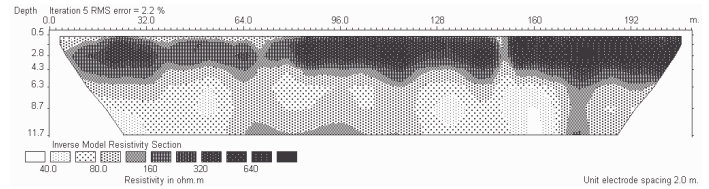


Figure 4. Electrical image showing variation in the nature of sand and gravel overlying low resistivity Triassic marl.

Time-lapse imaging, often referred to as 4D imaging, in which images are collected at the same location at intervals from a few minutes to several days, is also becoming popular. The differences between the models indicate the change in structure with time and are useful in monitoring fluid movement in the subsurface. Recent experiments have involved electrical imaging while carrying out borehole pumping tests and landfill drainage (Barker and Moore 1999).

Although electrical imaging has developed rapidly only during the last few years, it has reached worldwide application at the stage where little major advance is likely for some time. Meanwhile, the extension of imaging into seismic refraction and spectral induced polarisation is being researched and it is possible that these advances, together with developments in NMR, EM and GPR, will increase the general reliability and acceptance of geophysical tools in the future.

References

- Barker, R.D. 1989 Depth of investigation of a generalised colinear 4-electrode array. *Geophysics*, 54, 1031-1037.
- Barker, R.D. and Moore, J. 1998 The application of time-lapse electrical tomography in groundwater studies. *The Leading Edge*, 17, 1454-1458.
- Loke, M.H. and Barker, R.D. 1995 Least-squares deconvolution of apparent resistivity pseudosections. *Geophysics*, 60, 1682-1690.
- Loke, M.H. and Barker, R.D. 1996 Rapid least squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting*, 44, 131-152.



Rn^{222} e Ra^{226} em águas subterrâneas no Estado da Bahia.

Alexandre Barreto Costa e Antônio Expedito Gomes de Azevedo, Instituto de Física e CPGG - UFBA, abc@ufba.br e expedito@ufba.br

Abstract

The ^{222}Rn and ^{226}Ra concentrations in groundwater from three regions in the State of Bahia with different geological characteristics was measured. 15 samples were collected from wells open in the Sedimentary Basin of Recôncavo in the region of the Petrochemical Complex of Camaçari, 25 samples from wells in the cristaline basement in the Ipirá County and 9 samples from the region of the uraniferous complex of Lagoa Real. The activity concentration measured for ^{222}Rn averaged 7.2 Bq/l (varying from 3.5 to 13.4 Bq/l) in Camaçari, 74.1 Bq/l (varying from 16.1 to 200.9 Bq/l) in Ipirá and 580.3 Bq/l (varying from 41.3 to 3330.5 Bq/l) in Lagoa Real. For ^{226}Ra , only two samples from Camaçari presented detectable activity concentration of 0.06 and 0.10 Bq/l, in Ipirá twelve samples had activities above the limiar of detection varying from 0.08 to 0.69 Bq/l, and in Lagoa Real four samples had detectable activities varying from 0.26 to 1.00 Bq/l. In Ipirá and Lagoa Real was measured activity concentrations well above the limits for potability established by the american environmental protection agency of 11.11 Bq/l (300 pCi/l) for ^{222}Rn and 0.11 Bq/l (3 pCi/l) for ^{226}Ra .

Introdução

Os derivados das séries radioativas naturais do urânio e do tório, estão dissolvidos na água como resultado de sua interação com os solos e rochas, e servem para indicar características geológicas dos aquíferos. Em particular, as concentrações do U^{238} , e de seus descendentes radioativos Ra^{226} e Rn^{222} , estão relacionadas com a natureza física do aquífero e com o conteúdo de urânio das formações envolvidas (Asikainen, 1981). O radônio está sempre presente em toda água subterrânea oriunda de fontes naturais, como consequência do decaimento de rádio que pode estar contido na água, na rocha e/ou solo (Jacomino et. al. 1996). O radônio é um gás que possui boa solubilidade em água. Ele possui 2 isótopos de maior importância, Rn^{222} ($T_{1/2} = 3,825$ dias) que é resultante do decaimento alfa do Ra^{226} da família do U^{238} e o Rn^{220} ($T_{1/2} = 54,5$ segundos) resultante do decaimento alfa do Ra^{224} da família do Th^{232} . O radônio, inicialmente, foi utilizado como uma ferramenta auxiliar na prospeção de minérios de

urânio (Barretto et. al., 1976). A partir daí ele começou a ser empregado em diversos tipos de estudos, sendo utilizado como traçador; indicando recentes contatos de massas de ar com os continentes (Heimann, 1990) e como traçador na água subterrânea e oceanos (Burnett et al., 1997), para detectar falhas e fraturas, sendo que a emissão de radônio em falhas também tem sido estudada como um possível indicativo de terremotos através do monitoramento da variação da sua concentração. As variações na concentração de Rn^{222} nos aquíferos cristalinos têm sido usadas para identificar características do fraturamento e da abertura hidráulica nas fraturas (Folger et al., 1996). O radônio também vem sendo utilizado como traçador natural de fluxos com o objetivo de medir a descarga de água subterrânea que penetra nas águas superficiais (Kraemer et al., 1998). Estudos vem sendo desenvolvidos usando o rádio como um traçador químico sendo que num estágio menos avançado do que o radônio (Kraemer et al., 1998). Atualmente, estudos na área ambiental e de saúde constataram que a inalação de radônio no ar é o segundo maior causador de câncer no pulmão nos E.U.A, perdendo apenas para o cigarro, segundo os dados da Agência de Proteção Ambiental dos Estados Unidos (U.S.E.P.A). Além disso, a ingestão de águas subterrâneas com altos teores de rádio e/ou radônio também são prejudiciais à saúde. Estudos sugerem que a ingestão crônica de rádio e radônio, irão resultar num acréscimo do número de cânceres de ossos, cabeça e estômago, respectivamente (Jacomino et. al., 1996). A agência ambiental dos Estados Unidos (U.S.E.P.A.) estabeleceu como limite de potabilidade as concentrações de 0,11 Bq/l para o Ra^{226} e 11,11 Bq/l para o Rn^{222} .

Neste trabalho são reportadas as concentrações de Rn^{222} e Ra^{226} em amostras de águas subterrâneas do Estado da Bahia e analisados alguns aspectos da correlação destas concentrações com as características litológicas e físicas dos aquíferos. Também, são discutidos como estes teores se distribuem com respeito aos índices de potabilidade.

Áreas de estudo

As amostras foram coletadas em três regiões indicadas na Figura 1. A região do Pólo Petroquímico de Camaçari está situada na Bacia sedimentar do

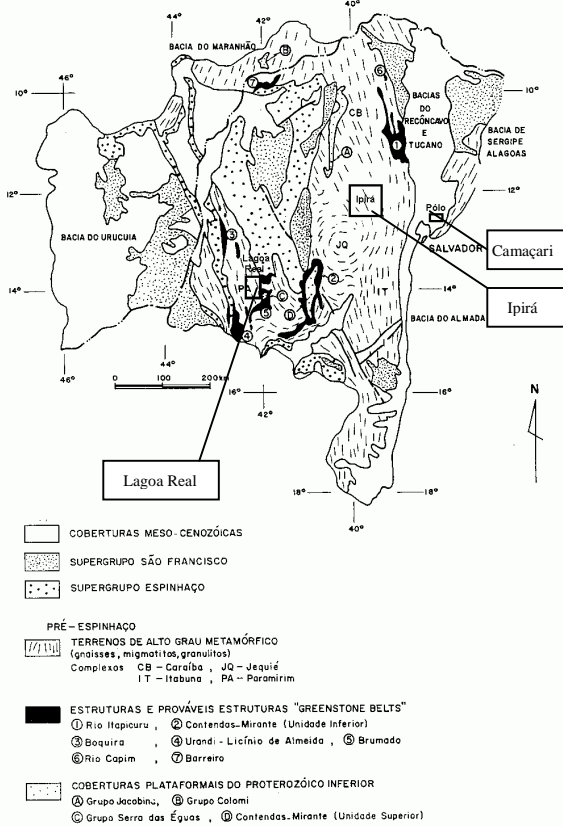


Figura 1 - Localização das regiões estudadas no contexto geológico do estado da Bahia (modificado de Silva et al., 1997)

Recôncavo no estado da Bahia. Esta região se caracteriza pela presença de aquíferos sedimentares do tipo semi-confinado, com espessas camadas de arenito intercaladas com folhelhos, constituído pelas formações Marizal e São Sebastião, sendo que a parte explorada são os pacotes de arenito da formação São Sebastião. Quanto à ocorrência de água subterrânea nesta região, ela apresenta um grande potencial hidrogeológico que é intensamente explorado, tanto para o uso da população como para fins industriais. As amostras desta região foram coletadas de poços de grande produção (cerca de 50 m³.h⁻¹), com profundidades de cerca de 300 m, drenando níveis na Formação São Sebastião. Na região de Ipirá e de Lagoa Real, os aquíferos amostrados foram do tipo de zonas fraturadas do embasamento cristalino, em poços de profundidade de até 60 m, e geralmente com pequena produção. Nestas regiões são encontradas rochas metamórficas, geralmente descritas como formando um complexo gnaissico-migmatítico. Nesse tipo de litologia as zonas de fratura tem o potencial de criar acumulações de radônio em função da alta permeabilidade e da emanção de radônio das rochas com maior concentração de urânio. Na região de Ipirá

não há registro de concentrações anômalas de urânio, a não ser em pequenas ocorrências de apatita onde a concentração desse elemento pode ultrapassar 20 ppm. Na região de Lagoa Real esse complexo metamórfico é similar ao de Ipirá, mas com gneisses ricos em albíta-oligoclásio que são rochas hospedeiras de mineralização de urânio. Nessa região foram amostrados poços próximos às zonas de anomalia de urânio, com rochas apresentando concentrações desse elemento até superiores a 5000 ppm. As águas subterrâneas de Ipirá possuem alto teor salino, sendo necessário a utilização de dessalinizadores para que a água fique potável.

Aspectos metodológicos

As medidas de radônio foram realizadas utilizando-se um sistema portátil para a detecção de radônio RD-200, em conjunto com um sistema de degasamento RDU-200, da EDA Instruments, que usa células de cintilação de ZnS(Ag). Em todas as amostras, a determinação de Rn²²² foi realizada junto ao poço, imediatamente após a coleta da amostra. A concentração de Ra²²⁶ foi feita através da medida do Rn²²², em amostras que foram mantidas em frascos fechados por pelo menos 30 dias, de forma a se estabelecer o equilíbrio radioativo entre a Ra²²⁶ e o Rn²²² dissolvidos na água. A maioria das amostras foi coletada com os poços em operação ou sendo colocados em operação por algum tempo para que depois fosse feita a coleta. Em Ipirá alguns deles não continham sistema de bombeamento. A coleta de água superficial foi feita em Lagoa Real no Rio São João.

A verificação da calibração do sistema de contagem de Rn²²² foi feita utilizando-se padrões de água com concentração conhecida, a partir de soluções do padrão de Urânio (RGU-1) da Agência Internacional de Energia Atômica, onde toda a família de decaimento do U²³⁸ está em equilíbrio radioativo. Foram preparadas duas soluções com concentrações calculadas de 4,89 ± 0,01 Bq/l e 24,4 ± 0,2 Bq/l. Após um período superior a 30 dias necessário para garantir o equilíbrio de atividade do Rn²²², esses padrões foram medidos como amostras, tendo sido obtidos os valores de 4,56 ± 0,37 Bq/l e 25,4 ± 1,6 Bq/l, indicando uma boa calibração.

Resultados e Discussão

Observa-se que as amostras da região do Pólo Petroquímico de Camaçari, indicados na Tabela 1, possuem concentrações baixas, com o teor de Rn²²² variando de 3,48 à 13,4 Bq/l e com teores detectáveis de Ra²²⁶ obtidos apenas em 2 poços, com

Costa, A. B. e Azevedo, A.E.G., - Rn²²² e Ra²²⁶ em águas
concentrações de 0,06 e 0,10 Bq/l. A menor
concentração de Rn²²² nesta região foi a de um poço

- 3 -

concentração de Rn²²² com a profundidade da zona de
captação de água.

Tabela 1- Rn²²² e Ra²²⁶ em Camaçari

Amostra	Rn ²²² (Bq/l)	Ra ²²⁶ (Bq/l)
COP-05	6,5	<LD*
COP-09	9,3	0,06
COP-10	4,8	<LD
COP-13	13,4	0,10
COP-14	11,9	<LD
COP-22	9,0	<LD
JOR-01	11,1	<LD
CME-02	4,7	<LD
CME-03	6,4	<LD
CME-04	5,0	<LD
CME-05	5,7	<LD
PMCME-01	5,1	<LD
PMCME-03	6,0	<LD
PMCME-06	3,5	<LD
PMCME-11	5,8	<LD

<LD = Menor que o limite de detecção

Tabela 2- Rn²²² e Ra²²⁶ em Ipirá

Amostra	Rn ²²² (Bq/l)	Ra ²²⁶ (Bq/l)
IP-01	39,6	0,41
IP-02	41,0	0,34
IP-03	108,0	<LD
IP-04	34,0	0,18
IP-05	62,8	0,34
IP-06	117,6	<LD
IP-07	115,8	<LD
IP-08	32,6	0,69
IP-09	188,7	0,51
IP-10	200,9	0,29
IP-11	40,9	<LD
IP-12	50,4	<LD
IP-13	49,8	<LD
IP-14	22,8	<LD
IP-15	58,0	0,27
IP-16	110,2	<LD
IP-17	47,9	0,08
IP-18	16,1	<LD
IP-19	117,5	0,37
IP-20	148,5	0,13
IP-21	59,0	0,11
IP-22	53,5	<LD
IP-23	46,0	<LD
IP-24	34,3	<LD
IP-25	62,5	<LD

de monitoramento e a maior em um poço de captação
profunda, indicando um possível aumento da

Na região de Ipirá, cujos resultados estão
apresentados na Tabela 2, foram observadas
concentrações bem maiores do que as do Pólo, sendo
que os teores de Rn²²² variaram entre 16,1 e 200,9
Bq/l, e os teores de Ra²²⁶, detetados em 12 dos 25
poços analisados, variaram de 0,08 à 0,69 Bq/l.

Os resultados para a região de Lagoa Real estão
apresentados na Tabela 3, onde foram observados
teores muito altos. As concentrações de Rn²²² nas
amostras de água subterrânea variaram entre 83,90 e
3330,5 Bq/l. Na amostra de água superficial coletada
no Rio São João, foi determinada uma concentração
de Rn²²² de 41,3 Bq/l, o que representa um teor
anômalo para águas superficiais, mostrando a
influência da mineralização de urânio nessas águas. O
Ra²²⁶ foi detetado em 4 das 9 amostras coletadas com
teores que variaram entre 0,26 e 1,0 Bq/l. Em dois
poços dessa região foram encontradas concentrações
extremamente anômalas de Rn²²² com teores de
3330,5 Bq/l e 978,8Bq/l, sugerindo que estas águas
estão em contato com rochas fraturadas que possuem
alto teor de urânio.

Tabela 3 – Rn²²² e Ra²²⁶ em Lagoa Real

Amostra	Rn ²²² (Bq/l)	Ra ²²⁶ (Bq/l)
PC-01	3330,5	1,00
PC-05	111,9	0,96
PC-16	118,0	<LD
PC-33	83,9	<LD
PC-34	91,6	<LD
PC-74	197,1	<LD
Maniaçu	978,8	1,00
São Timóteo	135,0	0,26
Rio São João	41,3	<LD

O Rn²²² transportado pela água, é o principal agente
de contaminação humana, nas águas subterrâneas
imediatamente consumidas. Através das
concentrações obtidas tanto para o Rn²²² quanto para
o Ra²²⁶ nos aquíferos da região do Pólo não foram
encontrados teores elevados de radioatividade, e
apenas duas amostras de águas subterrâneas
apresentaram concentrações de Rn²²² marginalmente
acima dos limites estabelecidos pela U.S.E.P.A. Nas
regiões de Ipirá e Lagoa Real todas as amostras de
água subterrânea apresentaram concentração de
radônio acima dos limites permitidos para consumo
humano. Em termos de Ra²²⁶, nas 12 amostras em que
foram detectadas a presença de Rádio em Ipirá,
apenas 2 tiveram o teor de Ra²²⁶ abaixo do limite

máximo permitido. As 10 amostras restantes, apresentaram teores de Ra²²⁶ maiores do que o permitido pela U.S.E.P.A. Em Lagoa Real, das 9 amostras coletadas, 4 apresentaram teores de Ra²²⁶ acima do limite máximo permitido.

O problema da diminuição dos níveis de Rn²²² nas águas subterrâneas foi discutido em Alabdula'aly (1999) onde técnicas como aeração, filtração e osmose reversa podem eliminar até 96,5% do radônio dissolvido na água. Nos poços de Ipirá onde são usados dessalinizadores, esse tratamento minimiza o problema dos altos teores de radônio da água.

Conclusões:

Na área de mineralização de urânio em Lagoa Real foram obtidas maiores concentrações de Rn²²² e Ra²²⁶. As águas subterrâneas de Ipirá, onde os aquíferos são zonas fraturadas em rochas metamórficas, obteve-se uma média de concentrações de Rn²²² e Ra²²⁶ intermediária. Na região do Pólo, foram obtidos os menores teores de Rn²²² e Ra²²⁶. Assim, a composição mineral das rochas que constituem os aquíferos dominam, em caráter regional, as concentrações de Rn²²² e Ra²²⁶ de suas águas.

Com relação ao conteúdo de Rn²²² e Ra²²⁶ dissolvido na água, foi observado que as águas de Camaçari são próprias, em termos de radioatividade, para consumo humano. Nas outras 2 regiões, as concentrações médias de Rn²²² e Ra²²⁶ foram superiores aos limites estabelecidos pela U.S.E.P.A. Assim, essas águas devem passar por algum tipo de tratamento para se tornarem próprias para consumo humano.

Referências Bibliográficas:

Alabdula'aly, Abdullrahman I.(1999) – Occurrence of radon in the central region groundwater of Saudi Arabian. *Journal of Environmental Radioactivity*, 44, 85-95.

Asikainen, M. (1981) - State of disequilibrium between U-238, U-234, Ra-226 and Rn-222 in groundwater from bedrock. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 45, 201-206.

Barretto, P.M, Smith, A . Y., Pourns, S. (1976) - Radon methods in uranium exploration . *Exploration for uranium ore deposits* , IAEA, Vienna , 185-211.

Burnett, Willian C., Cobertt, D. Reide, Cable, Peter H., Clark, Sue B. (1997) - Radon tracing of

groundwater input into Par Pond Savannah River Site . *Journal of Hydrology* , 203, 209-227.

E.P.A(1991) - Nation primary drinking water regulations , radionuclides : Proposed rule . *Federal register* . V.56 , 33050-33127.

Folger, P.F., Poeter, E., Wanty, R.B., Frishman, D. and Day, W. (1996) - Controls on Rn-222 variations in a fractured crystalline rock aquifer evaluated using aquifer tests and geophysical logging. *Ground Water*, 34, 250-261.

Heiman, M., Monfray, P., Pollian, G. (1990) - Modelling of the long-range transport of Rn-222 to Subantartic and Antarctic areas . *Tellus* , 42B , 83-99 .

Jacomino, V. F. ; Bellitani, S.A.; Oliveira, J. ; Mazzilli, B. P. ; Fields, D. E. ; Sampa, M. H. and Silva, B. (1996) – Estimates of cancer mortality due to the ingestion of mineral spring waters from a highly natural radioactive region of brazil. *Journal of Environmental Radioactivity*, vol 33, No 3, 319 – 329.

Kraemer, Thomas F. and Genereux, David P. (1998) – Applications of Uranium- and Thorium- series radionuclides in Catchment Hydrology Studies. *Isotope Tracers in the Sea*, chapter 20, elsevier Science.

Silva, E. F. A. da; Moraes, A. M. V. de; Neto, R. A. ; Vieira, A. R. ; Sá, V. R. de; Santos, O. A. dos.(1997) – Projeto estudo do domínio granulítico na região de Itaberaba – Cruz das Almas, CBPM.



Técnicas Nucleares Usadas na Localização de Fraturas em Granitos e Itebas -SP

Francisco Yukio Hiodo¹, Jorge Luís Porsani¹ & Vagner Roberto Elis¹

¹ Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo

Email: francisc@iag.usp.br

Abstract

Nowadays there are many geophysical techniques of rock fractures mapping as GPR, electromagnetic and dipole-dipole geoelectrical sounding. These methods don't give information about the content of fracture zone, that can be fullfilled of clay. Using nuclear methods as gamma spectrometry and radon emanometry become possible to identify the nature of mineral composition of fracture material and to study the freshwater circulation using the radon transport by water. In this work the integration of nuclear, GPR and geoelectric techniques in Itu granitic intrusives became very interesting because it was possible to find and identify fracture in granitic rock with clay and freshwater content.

Introduction

Atualmente existem várias técnicas geofísicas de mapeamento de fraturas de rochas preenchidas com algum constituinte mineral. Estes métodos tais como o radar de penetração no solo (GPR), métodos geoeletricos: polo-dipolo, dipolo-dipolo, localizam a fratura com água, mas não trazem nenhuma informação sobre seu grau de circulação no subsolo, podendo a fratura estar totalmente preenchida com argila, com baixo conteúdo de água livre.

Em muitos casos, as técnicas nucleares podem trazer alguma informação adicional da circulação de água nas zonas de fraturas, apesar da penetração limitada dos fótons gama dos decaimentos radioativos naturais. O solo resultante do intemperismo meteórico da rocha do embasamento tem alguma correlação com os minerais presentes no corpo cristalino. Também o gás radioativo Rn das séries do U e do Th pode decair antes de escapar para a atmosfera, deixando halos de Po que podem decair para ²¹⁴Bi e ²⁰⁸Tl, e então ser detectado por espectrometria gama.

Methodology

Os métodos nucleares baseiam-se na presença de anomalias de concentração de elementos-filho das séries dos radioelementos naturais ²³⁸U e ²³²Th, e também do isótopo natural ⁴⁰K, ao longo de uma linha cruzando transversalmente a zona de fratura investigada. Outro método usa a emanometria do gás radônio ²²²Rn, de meia vida 3,62 dias, resultante do decaimento alfa do ²²⁶Ra, da série do ²³⁸U. A água

circulante percola a rocha, arrastando o gás radioativo, que pode percorrer dezenas de metros antes de escapar por alguma fratura, rumo a superfície, mesmo considerando a meia vida pequena deste gás. O escape para a atmosfera é proporcionado por um mecanismo de transporte denominado difusão, menos eficiente que o arraste.

Geology of the Area

A Suíte Granítica de Itu está localizada a aproximadamente 60km da cidade de São Paulo, cobrindo aproximadamente 400km². A área compreende uma região de transição entre os terrenos Pré-Cambrianos do Estado de São Paulo e a Bacia Sedimentar do Paraná (Pascholati, 1990).

As rochas encaixantes são principalmente gnáisses com intercalações de xistos, quartzitos, anfíbolitos e granulitos pertencentes ao Complexo Piracaia. O limite ao Sul da Suíte coincide parcialmente com a Falha de Jundiuvira.

Os contatos são caracterizados principalmente por zonas de cisalhamentos. As estruturas geológicas mais marcantes da Suíte Granítica de Itu são os lineamentos que correspondem às zonas de falhas curvadas, sub-paralelas ou convergentes à zona de falha de Jundiuvira. Essas zonas coincidem parcialmente com a orientação das principais drenagens da região, como por exemplo os rios Tietê, Piraí e da Fonte.

Os lineamentos retilíneos mais importantes que afetam os corpos granitóides, apresentam orientação segundo os quadrantes NE e NW, onde são abundantes as direções preferenciais de N20-30E e N45-50W. Esses lineamentos representam geologicamente as zonas de fraturas, que são importantes estruturas para a exploração de águas subterrâneas em rochas graníticas.

Gamma Spectrometry

Medidas de espectrometria gama foram feitas com o detector Geofyzika GS512 portátil de NaI(Tl) de volume de 0,33 litros, dotado de analisador multicanal de 512 canais. As constantes de calibração do sistema de detecção foram obtidas de medidas feitas sobre 8 blocos de cimento contendo concentrações conhecidas de radioelementos K, U e Th, do Instituto de Radioproteção e Dosimetria – IRD do CNEN. Estes parâmetros permitiram subtrair o ruído de Compton e a interferência entre janelas

(stripping), e finalmente converter contagens por minuto obtidas no campo, em valores de concentração dos radioelementos. As medidas foram feitas a cada 5m e, os espectros de energia entre 700 KeV e 3 MeV foram acumulados na memória do detector. Após tratamento dos dados, onde foram subtraídos o ruído regional e as interferências entre janelas, pôde-se comparar as medidas nas janelas do K, U e Th.

Para a detecção do gás radioativo Rn são usados tubos de acumulação de PVC de 40 cm e 10 cm de diâmetro, estando a extremidade superior selada e a inferior aberta para a entrada do gás contendo ^{222}Rn e o elemento-filho Po, provenientes do subsolo. Estes tubos são enterrados totalmente no solo por determinado tempo, para a captura o gás antes do escape para a atmosfera. Após completado o tempo de acumulação são feitos 2 orifícios na tampa superior para estabelecer-se um circuito fechado através de um filtro, uma bomba de diafragma de fluxo controlado e um detector alfacintilométrico de Lucas. Um sistema de circulação forçada de ar de fluxo controlado por um circuito de *feedback* foi desenvolvido para este propósito. O ar é arrastado da câmara até a célula de Lucas através da bomba de diafragma de fluxo controlado por um sistema de realimentação formado de um rotâmetro, um dispositivo optoeletrônico infravermelho e um circuito de servocontrole PID, que controla automaticamente o fluxo de um circuito fechado de ar. A medida do Rn é feita por 5 minutos dentro da célula de Lucas, em todos os furos para comparação da taxa emanométrica de todos os furos. O tempo de acumulação/integração de todas as câmaras é a mesma, para eliminar-se os efeitos das flutuações de pressão atmosférica.

A taxa de desintegração alfa é medida através de uma célula de Lucas do detector alfacintilométrico SCINTREX RD-200, de volume 0,10 litros, cuja parede interna é revestida de ZnS(Ag). Ao interagir com a partícula ionizante alfa, este fósforo emite uma radiação luminosa quase na faixa do ultravioleta, que é convertido num pulso elétrico por uma válvula fotomultiplicadora. Um circuito contador controlado por um temporizador ajustável, permite determinar o número de eventos ocorridos no intervalo pré-determinado.

D s s s Res a s

A área de estudo localiza-se na fazenda do Chocolate, na borda do batólito de granito de Itu. Neste local o granito encontra-se bastante fraturado, e a circulação de água é maior em épocas de chuva. Atualmente com a retirada intensiva de água, muitas destas fraturas já estão com a circulação d'água comprometida. Medidas de emissão de Rn feitas

em vários anos consecutivos mostram a mudança das taxas de emissão relacionadas com o problema de recarga das fraturas por águas meteóricas.

Na distância de 50 m da linha de espectrometria gama (Figs 1 e 2) foram identificados claramente picos de concentração de K e Th, da ordem de 2 vezes o nível regional, indicando a presença de uma fratura preenchida com material argiloso. O Th que é insolúvel em H_2O , após separar-se da rocha, foi transportado até a fratura por modos mecânicos e, o K por dissolução. Na ausência de argila, normalmente ocorre um empobrecimento de K e pequeno enriquecimento de U, devido a ascensão do gás Rn, cujo elemento-filho ^{214}Bi proporciona contagens na janela usada para detecção do U. Esta anomalia corresponde à zona de reflexão nula (zona de sombra) no radargrama da Fig.4, caracterizada pela presença de material argiloso, que é um excelente atenuador de ondas eletromagnéticas. Esta zona corresponde à região de baixa resistividade elétrica aparente observada no perfil de caminhamento dipolo-dipolo (Fig.5). Também no perfil de espectrometria gama (Figs 1 e 2) nota-se uma pequena zona de fratura contendo argila, na distância de 34 m, evidenciada pelos picos de K e Th.

Na Fig 3, obtida por emanometria do gás Rn, nota-se um pico de emissão 5 vezes maior que o nível regional, na distância de 70m. Neste mesmo ponto (Figs 4 e 5), o radargrama e o perfil de caminhamento mostram uma zona muito fraturada, de baixa resistividade elétrica aparente (Porsani et. al., 2001). O perfil de emissão do Rn permite concluir que as fraturas detectadas podem estar preenchidas com água em circulação.

Re er n as B r as

- Elis, V.R., 1999. Avaliação da aplicabilidade de métodos elétricos de prospecção geofísica no estudo de áreas utilizadas para disposição de resíduos, Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Câmpus de Rio Claro – SP, 264p
- Hiodo, F.Y., Mane, M.A. & Yamabe, T.H., 1999. Uso de emanometria do gás radioativo ^{222}Rn da série do ^{238}U , para detecção de fraturas em rochas. 6º Congr Inter. da SBGF, Rio de Janeiro, RJ, SBGF 23199.
- Pascholati, E. M., 1990. Caracterização Geofísica da Suíte Intrusiva de Itu. Tese de Doutorado, Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, 135p.
- Porsani, J.L, Hiodo, F.Y & Elis, V.R., 2001. Investigações Geofísicas em Rochas Graníticas no Município de Itu, São Paulo – Brasil. 7º Congr. Inter. da SBGF, Salvador, BA.

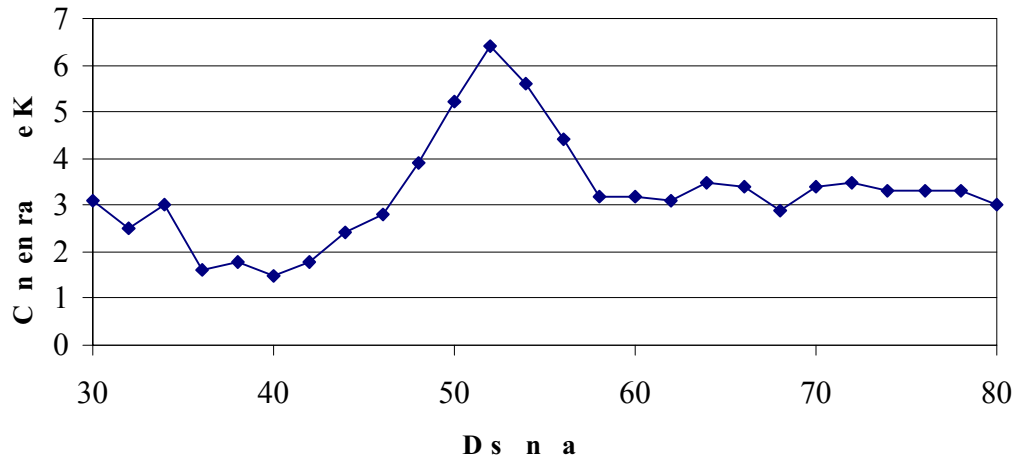


Fig 1. Perfil gama de concentração de Potássio.

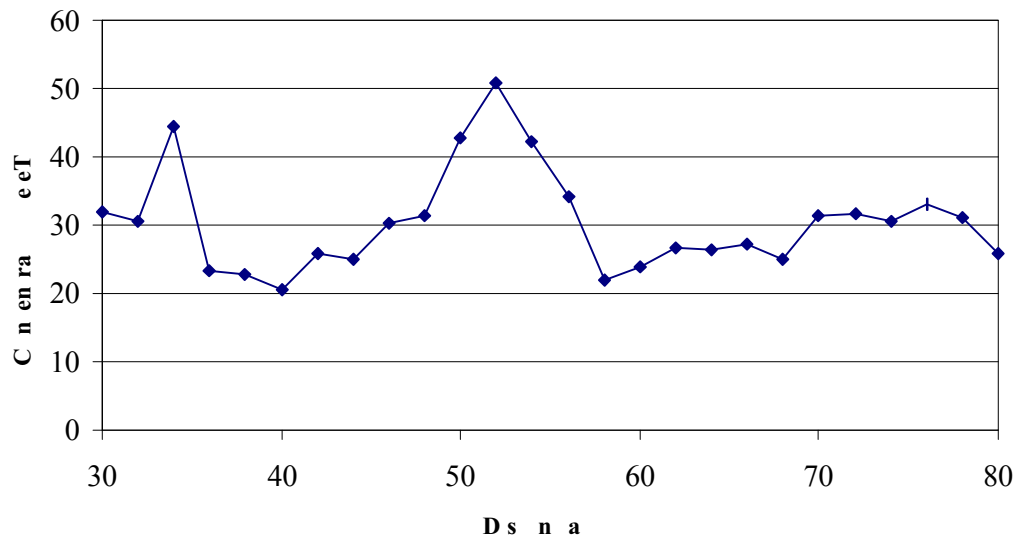


Fig 2. Perfil gama de concentração de eTh.

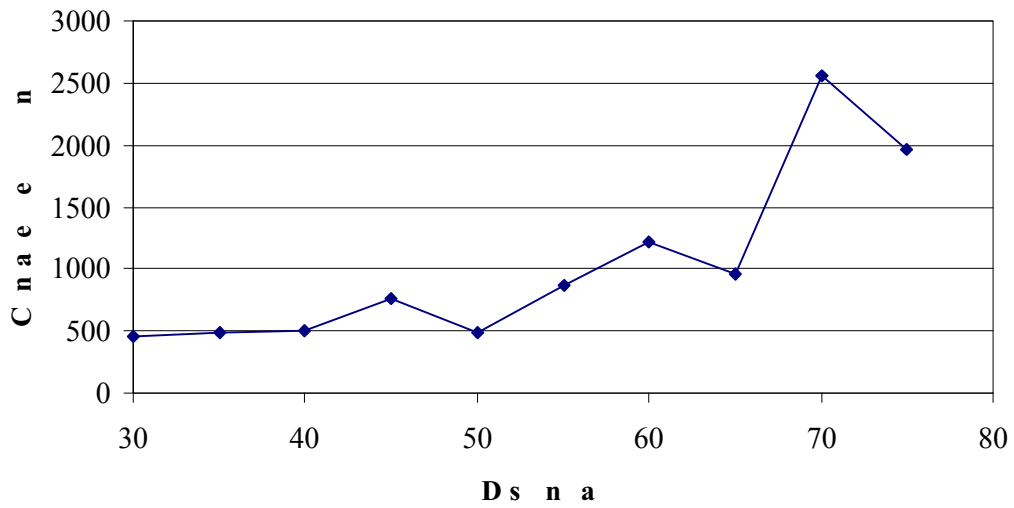


Fig 3. Perfil de emanção de Radônio.

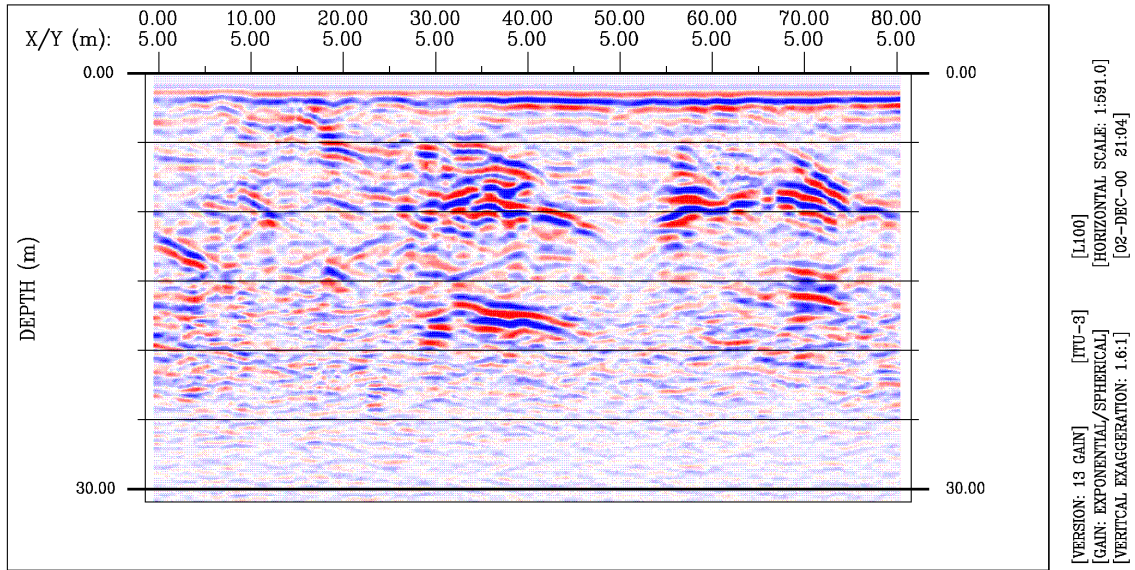


Fig 4. Perfil de reflexão em profundidade obtido com as antenas de 100MHz.

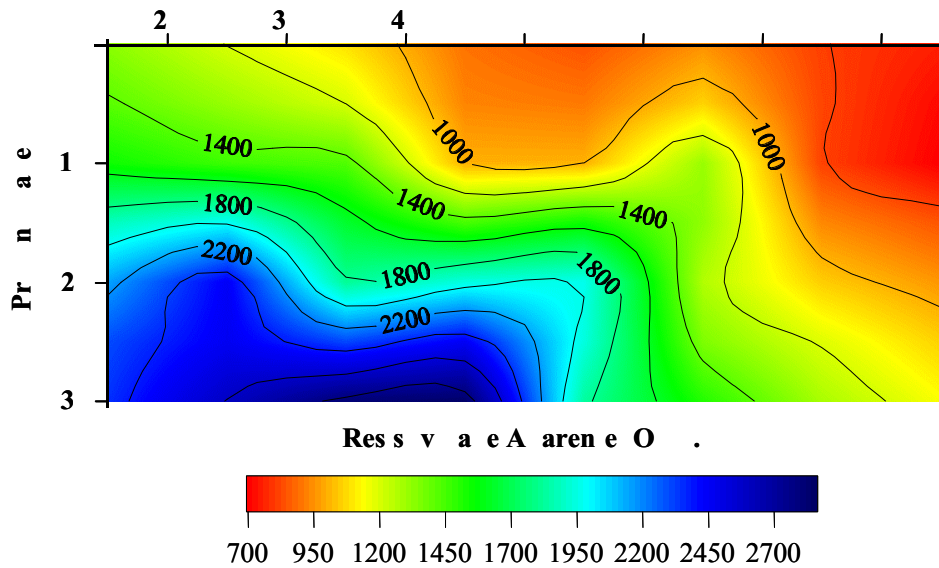


Fig 5. Perfil de caminhamento elétrico com dipolos de 10m.