

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
CENTRO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA

TESE DE MESTRADO

**ESTUDO GEOFÍSICO PARA A CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E
HIDROGEOLÓGICA DA SUBSUPERFÍCIE RASA EM ÁREA DE DEPOSIÇÃO DE
REJEITOS SÓLIDOS NO MUNICÍPIO DE BARCARENA-PA.**

ANAPAUOLA VILAS BOAS NEVES



BELÉM - PARÁ
2002

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
CENTRO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA

**ESTUDO GEOFÍSICO PARA A CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E
HIDROGEOLÓGICA DA SUBSUPERFÍCIE RASA EM ÁREA DE DEPOSIÇÃO DE
REJEITOS SÓLIDOS NO MUNICÍPIO DE BARCARENA-PA.**

TESE APRESENTADA POR

ANAPAULA VILAS BOAS NEVES

COMO REQUISITO PARCIAL À OBTENÇÃO DE GRAU DE MESTRE EM
CIÊNCIAS NA ÁREA DE GEOFÍSICA

Data da aprovação: / /

Nota:

COMITÊ DE TESE:

Prof. Dr. José Gouvêa Luiz (Orientador)

Prof. Dr. Om Prakash Verma

Prof. Dr. José Márcio Lins Marinho

BELÉM

2002

Ao Hânderson, com quem ainda pretendo
dividir muitas outras conquistas.

AGRADECIMENTOS

À Deus.

Ao Hânderson, pelo imprescindível apoio, amor e compreensão.

Ao Paulo César e Ana Lúcia, meus pais, pelo amor e incentivo que nunca me faltaram.

Betânia e Cristiane, D. Figeninha e Sr. Antônio que mesmo de longe torciam pela concretização desta conquista.

Ao professor Dr. José Gouvêa Luiz, meu orientador, pela competência, seriedade, dedicação e apoio dispensados à mim durante o desenvolvimento deste trabalho.

Ao Marcos e à Regina pela amizade, cumplicidade e pela ajuda prestada durante todas as etapas do mestrado.

Ao corpo docente do curso de Pós Graduação em Geofísica pela minha formação acadêmica.

A Prof. Dra. Eliene pelas sugestões que ajudaram a aprimorar o trabalho.

Ao Paulo Magalhães e Afonso Quaresma pelo auxílio nos trabalhos de campo.

Aos funcionários e colegas do CG pelo companheirismo e cooperação.

A CAPES pela concessão de bolsa de estudo.

A ALBRAS por ter colocado à disposição a A.D.R.S. para a realização do trabalho de campo e pelo apoio logístico.

SUMÁRIO

	P.
DEDICATÓRIA	i
AGRADECIMENTOS	ii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	v
RESUMO	1
ABSTRACT	2
1 – INTRODUÇÃO	3
2 – CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA	5
2.1 – LOCALIZAÇÃO E ACESSO.....	5
2.2 – FISIOGRAFIA.....	5
3 – GEOLOGIA REGIONAL E HIDROGEOLOGIA	7
3.1 - GEOLOGIA LOCAL.....	8
3.2 – HIDROGEOLOGIA.....	8
4 - CONCEITOS BÁSICOS SOBRE GEOFÍSICA	9
4.1 - MÉTODO DA ELETRORRESISTIVIDADE.....	9
4.2 - MÉTODO DO POTENCIAL ESPONTÂNEO.....	12
4.3 - MÉTODO SLINGRAM.....	13
5 – LEVANTAMENTOS GEOFÍSICOS	15
5.1 - MÉTODO DO POTENCIAL ESPONTÂNEO.....	15
5.1.1 - Operação de campo	16
5.1.2 – Resultados	17
5.2 - MÉTODO DA ELETRORRESISTIVIDADE.....	18
5.2.1 - Estudo do fluxo subterrâneo por imageamento elétrico	18
5.2.1.1-Operação de campo.....	18
5.2.1.2 – Resultados.....	21

5.2.2 - Estudo da distribuição vertical da resistividade por SEV.....	31
5.2.2.1 - Operação de campo.....	31
5.2.2.2 – Resultados.....	33
5.2.2.2.1 – SEV P4.....	33
5.2.2.2.2 – SEV P9.....	35
5.3 - MÉTODO ELETROMAGNÉTICO.....	37
5.3.1 – Operação de campo.....	37
5.3.2 – Apresentação dos dados eletromagnéticos.....	38
5.3.3 – Resultados.....	39
5.3.3.1 - Perfis.....	39
5.3.3.2 - Sondagens Eletromagnéticas (SEM).....	40
5.3.3.3 - Mapas de contorno.....	42
6 - CONCLUSÕES	46
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	48

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURAS	p.
Figura 1 - Arranjo Schlumberger.....	11
Figura 2 - Arranjo Wenner.....	11
Figura 3 - Arranjo Dipolo-Dipolo.....	11
Figura 4 - Mapa de localização da área de estudo na ADRS da ALBRAS.....	15
Figura 5 - Operação de campo com o Método do Potencial Espontâneo.....	16
Figura 6 - Resultados obtidos com o Método do PE.....	17
Figura 7 - Poços rasos utilizados para a injeção de água salina.....	19
Figura 8 - Unidade de chaveamento manual.....	20
Figura 9 - Operação com o Método da Eletrorresistividade para o estudo da infiltração.....	20
Figura 10 - Média dos 3 perfis de medida realizados antes de iniciar a injeção da solução..	22
Figura. 11: Imageamento elétrico da subsuperfície obtido 60 minutos após o início da infiltração.....	23
Figura 12 - Imageamento elétrico da subsuperfície obtido 177 minutos após o início da infiltração.....	23
Figura 13 – Imageamento elétrico da subsuperfície obtido 297 minutos após o início da infiltração.....	24
Figura 14 - Imageamento elétrico da subsuperfície obtido 1222 minutos após o início da infiltração.....	24
Figura 15 - Imageamento elétrico da subsuperfície obtido 1430 minutos após o início da infiltração.....	25
Figura 16 - Imageamento elétrico da subsuperfície obtido 5704 minutos após o início da infiltração.....	25
Figura 17 - Imageamento elétrico da subsuperfície obtido 5814 minutos após o início da infiltração.....	26

Figura 18 - Imageamento elétrico da subsuperfície obtido 8520 minutos após o início da infiltração.....	26
Figura 19 - Imageamento elétrico da subsuperfície obtido 8629 minutos após o início da infiltração.....	27
Figura 20 - Imageamento elétrico da subsuperfície obtido 11395 minutos após o início da infiltração.....	27
Figura 21 - Imageamento elétrico da subsuperfície obtido 11501 minutos após o início da infiltração.....	28
Figura 22 - Imageamento elétrico da subsuperfície obtido 15751 minutos após o início da infiltração.....	28
Figura 23 - Imageamento elétrico da subsuperfície obtido 15858 minutos após o início da infiltração.....	29
Figura 24 - Imageamento elétrico da subsuperfície obtido 18625 minutos após o início da infiltração.....	29
Figura 25 - Imageamento elétrico da subsuperfície obtido 18743 minutos após o início da infiltração.....	30
Figura 26 - Operação com o método da eletrorresistividade para o estudo das propriedades geoeletricas da subsuperfície.....	32
Figura 27 – Sondagem Elétrica Vertical P4.....	34
Figura 28 – Comparação entre o perfil raios gama do poço 2 e o modelo interpretativo da SEVP4.	35
Figura 29 - Sondagem Elétrica Vertical P9.....	36
Figura 30 - Comparação entre o perfil raios gama do poço 9 e o modelo interpretativo da SEVP9.....	37
Figura 31 - Operação de campo com o Método Eletromagnético (Slingram).....	38
Figura 32 - Componentes em fase e em quadratura do campo magnético secundário.....	40
Figura 33 - Representação dos dados eletromagnéticos na forma de SEM na linha 25N.....	41
Figura 34 - Representação dos dados eletromagnéticos na forma de SEM na linha 50N.....	42
Figura 35 - Representação dos dados eletromagnéticos na forma de SEM na linha 75N.....	42

Figura 36 - Mapa de contorno da intensidade do campo magnético secundário para as frequências de 110 e 220 Hz.....	43
Figura 37 - Mapa de contorno da intensidade do campo magnético secundário para as frequências de 440 e 880 Hz.....	44
Figura 38 - Mapa de contorno da intensidade do campo magnético secundário para as frequências de 1760 e 3520 Hz.	44
Figura 39 - Mapa de contorno da intensidade do campo magnético secundário para as frequências de 7040 e 14080 Hz.....	45

RESUMO

Este estudo foi realizado na Área de Depósito de Rejeitos Sólidos (ADRS) da ALBRAS (Alumínio Brasileiro S.A.), localizada no município de Barcarena, Estado do Pará. Os resultados alcançados permitiram estabelecer um padrão de caracterização da subsuperfície, a partir de medidas geofísicas, fornecendo informações sobre as camadas geológicas e sobre parâmetros hidrogeológicos, tais como direção e velocidade do fluxo subterrâneo.

Na realização do trabalho foram utilizados três métodos geofísicos: os métodos elétricos (Potencial Espontâneo e Eletrorresistividade) e eletromagnético (Slingram).

A distribuição dos potenciais medidos através do Método do Potencial Espontâneo indicaram o sentido do fluxo subterrâneo local.

Durante o estudo, foi montado um experimento de infiltração de solução salina no solo e seu efeito foi monitorado através de imageamento elétrico. Esse experimento permitiu que se estimasse a velocidade e o sentido do fluxo subterrâneo local ao longo da linha de imageamento.

Os modelos interpretativos obtidos através da inversão de dados de resistividade aparente obtidos em sondagens elétricas verticais apresentaram uma boa correlação com perfis de raios gama corridos em poços tubulares da área de estudo. Estas Sondagens Elétricas Verticais permitiram que se detalhasse as unidades litológicas rasas através da estimativa de seus valores de resistividade e espessura.

A interpretação dos dados eletromagnéticos através da análise de perfis de medidas, sondagens eletromagnéticas e mapas de contornos permitiu identificar a presença de zonas mais condutivas (material argiloso) e zonas mais resistivas (material arenoso). Além disso, observou-se que o mapa de contornos para a frequência de 14080 Hz apresentou uma boa correlação com o mapa de contornos do Potencial Espontâneo referente a mesma área.

ABSTRACT

This geophysical study was carried out in the ALBRAS Solid Refuse Deposition Area located in Barcarena, State of Pará. The results allowed to characterize the subsurface, giving information on the geological layers and hidrogeological parameters like direction and velocity of underground flow.

Three geophysical methods were used in the study: Spontaneous potential, dc-resistivity, and electromagnetic (slingram).

During the study, an experiment of infiltration of salty water in the ground was performed and monitored through electrical imaging.

Spontaneous potential gave information on the direction of local underground flow of water.

Electrical imaging allowed to estimate the velocity and the direction of underground flow along the imaging profile.

The models obtained from the inversion of vertical electrical sounding apparent resistivity data showed a good correlation with gamma ray logging run in wells in the studied area. The interpreted resistivity and thickness of the models provided detailing for the shallow lithological units.

Analysis of electromagnetic data on profiles, soundings, and contouring maps lead to the identification of conductive zones (clayed material) and resistive zones (sandy material). Besides, a good correlation among 14080 Hz electromagnetic contouring map and spontaneous potential map was observed.

1 – INTRODUÇÃO

Nos últimos anos, os problemas causados ao meio ambiente pelo homem têm sido objeto de muita discussão na busca de soluções para contorná-los. O homem, no afã de melhorar a sua condição de vida, iniciou uma série de procedimentos que interferem no meio ambiente, contaminando-o ou contribuindo para a sua degradação física e biológica. Os processos industriais, que sustentam boa parte da civilização moderna, constituem uma das fontes de interferência no meio ambiente, mas não podem ser interrompidos, restando, portanto, continuá-los, exercendo-se porém um controle da sua interferência de modo a evitar, por exemplo, contaminações. Nos estudos sobre controle da contaminação do meio ambiente, a Geofísica tem uma grande parcela de contribuição, principalmente quando a fonte de contaminação é química. A contaminação por compostos químicos modifica algumas das propriedades físicas da água subterrânea e, dependendo da quantidade de poluente, pode ser detectada através de medidas geofísicas realizadas na superfície do terreno. Como a propriedade física da água subterrânea que mais se modifica com a presença de poluentes químicos é a resistividade (condutividade) elétrica, os métodos geofísicos mais indicados para esses estudos de contaminação são os elétricos e eletromagnéticos.

Diversos trabalhos de Geofísica aplicada ao estudo da contaminação do meio ambiente, usando os métodos elétricos e eletromagnéticos, são encontrados na literatura. Dentre eles tem-se, por exemplo:

Lima et al. (1994), que utilizaram medidas de resistividade elétrica com o objetivo de investigar as condições da água subterrânea contaminada por atividades industriais na área do Centro Petroquímico de Camaçari, Bacia do Recôncavo, Bahia, Brasil. O estudo inclui casos de plumas eletricamente condutivas geradas por infiltrações de efluentes inorgânicos e plumas resistivas contendo hidrocarbonetos contaminantes.

Barker (1990), que mostra o uso de técnicas elétricas no estudo de contaminações relacionadas ao aumento da salinidade da água subterrânea provocado tanto por intrusão da água do mar, como por água que percola rochas evaporíticas e água contaminada por aterros sanitários e rejeitos de minas.

Cahyna et al. (1990), que usaram o Método da Polarização Induzida para determinar a extensão da contaminação provocada por rejeito de fundição contendo complexos de cianeto.

Ross et al. (1990), que realizaram medidas de resistividade com o arranjo Dipolo–Dipolo a fim de estudar a contaminação proveniente de rejeitos químicos (petróleo e solventes) e de lixo doméstico e outros materiais depositados no solo. A contaminação estava causando problemas para a água usada na irrigação no norte de Utah, EUA.

O estudo, aqui apresentado, foi desenvolvido visando estabelecer um padrão de caracterização da subsuperfície rasa, a partir de medidas geofísicas, que possa fornecer informações sobre as camadas geológicas e sobre seus parâmetros hidrogeológicos, tais como direção de fluxo e velocidade do movimento da água subterrânea. Esse conhecimento permitirá prever o comportamento de plumas poluentes futuras, visando o seu controle, bem como a prevenção da contaminação das águas subterrâneas da região. Essa preocupação é pertinente pois, estudos realizados pelo IPT (1984) sugerem a possibilidade de infiltração das águas dos aquíferos mais rasos para os aquíferos mais profundos. As medidas geofísicas foram realizadas utilizando os métodos elétricos (Potencial Espontâneo e Eletroresistividade) e eletromagnético (Slingram).

Durante o estudo, foi montado um experimento de infiltração de solução salina no solo e seu efeito foi monitorado através de imageamento elétrico. Esse experimento permitiu que se calculasse a velocidade de fluxo da solução na subsuperfície.

O trabalho foi realizado na Área de Depósito de Rejeitos Sólidos (ADRS) da ALBRAS (Alumínio Brasileiro S.A.), localizada no município de Barcarena, Estado do Pará. Os ADRS são locais onde são depositados os rejeitos sólidos provenientes do processamento de alumina para obtenção de alumínio industrial. Esses rejeitos são ricos em compostos químicos (principalmente sulfato e fluoreto) que, quando passam para o solo, podem poluir a água subterrânea dos aquíferos rasos e chegar ao homem causando-lhe problemas de saúde.

2 – CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA

2.1 - LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área de estudo localiza-se no município de Barcarena, à 30 km SW de Belém, a capital do estado do Pará. É delimitada pelos paralelos de latitude $01^{\circ} 34' 18,6''$ S e $01^{\circ} 35' 22,58''$ S e pelos meridianos de longitude $048^{\circ} 42' 56,08''$ W e $048^{\circ} 46' 11,74''$ W.

O acesso por transporte urbano é feito a partir de Belém através de travessia por lancha ou barco até a vila de São Francisco, no município de Barcarena, seguindo-se, a partir daí, em ônibus pelas rodovias PA – 481 e 483. O acesso por automóvel é feito a partir de Belém por balsa até o porto do Arapari, seguindo-se então pelas rodovias PA – 151 e 483.

2.2 – FISIOGRAFIA

A região de Barcarena possui o clima quente e úmido, classificado de acordo com o método de Köppen, como clima de floresta tropical úmida, do tipo Afi (A – clima tropical úmido, com temperatura média do mês mais frio superior a 18° C; f – ocorrência de precipitação durante todo o ano, tendo o mês de menor precipitação, em média, superior a 60 mm; i – sem variação sensível entre as estações, tendo em vista que as temperaturas médias mensais oscilam entre os meses, com valores menores que 1° C. A temperatura média anual é de $25,9^{\circ}$ C. A umidade relativa média anual fica em torno de 85% (Radam, 1974).

A média anual de precipitação é de 2580,6 mm. A precipitação distribue-se por um período chuvoso iniciado em dezembro e indo até o mês de maio; por um período de transição envolvendo os meses de junho, julho e agosto e um período menos chuvoso que vai de setembro a novembro. O mês de menor precipitação é o de outubro, com 77,8 mm e o de maior precipitação, o de março, com 395,2 mm.

A região de Barcarena, por ser quente e úmida é de muita instabilidade atmosférica, com forte convecção e precipitação na forma de pancadas.

A vegetação do município é predominantemente constituída por: floresta densa; vegetação de várzea e por florestas secundárias, denominadas de “capoeira”. Nos baixos cursos dos rios e

igarapés encontram-se florestas ciliares, bem como a ocorrência da vegetação de mangue, margeando os rios e as ilhas adjacentes (RADAM, 1974).

São encontrados predominantemente 3 tipos de solos na região: (a) Concrecionário Laterítico que consiste em solos argilosos ou argilo-arenosos, com presença de concreções ferruginosas, medianamente espessos, formados em superfícies planas ou suavemente onduladas e sob floresta densa; (b) Latossolo Amarelo Distrófico, resultante da Formação Barreiras, formado em relevo plano sob floresta densa; e (c) Podzol Hidromórfico constituído por sedimentos arenosos, predominantemente do Quaternário, bem drenados e com ausência de materiais primários de decomposição (RADAM, 1974).

3 - GEOLOGIA REGIONAL E HIDROGEOLOGIA

Ocorrem na região sedimentos terciários representados pelas Formações Pirabas (Oligoceno superior ao Mioceno inferior) e Barreiras (Mioceno inferior a médio), e sedimentos quaternários (Pleistoceno) denominados Sedimentos Pós-Barreiras (Rossetti, 2001).

A Formação Pirabas é constituída por margas e calcários ricamente fossilíferos, incluindo calcários maciços cinza amarelados intercalados com folhelhos cinza escuro e arenitos calcíferos (Góes et al., 1990). Seu ambiente deposicional é composto por águas marinhas, rasas, límpidas, quentes e pouco agitadas, contendo porções de mar aberto, lagunares, estuarinas e mangues em suas adjacências. A formação possui estratificação horizontal, com espessura bastante variável, sem perturbações tectônicas, e subordinadas às depressões das rochas subjacentes. Os sedimentos da Formação Pirabas ocorrem sotopostos às camadas da Formação Barreiras, geralmente em contato discordante (Ferreira et al, 1978).

A Formação Barreiras é constituída por uma sequência sedimentar composta de associações faciológicas caracterizadas por: (a) sedimentos conglomeráticos, geralmente maciços, que apresentam localmente estratificações inclinadas; (b) sedimentos arenosos com intercalações de areia e argila e estruturações; (c) sedimentos predominantemente argilosos com laminações plano-paralelas (Rossetti et al., 1989). Frequentemente, também ocorrem níveis descontínuos de um arenito ferruginoso em blocos soltos, irregulares e de tamanhos variados, denominado de Grês do Pará. Segundo Soares (1998), a Formação Barreiras é encontrada a profundidades superiores a 12 metros.

Os Sedimentos Pós-Barreiras sobrepõem-se aos depósitos terciários por um contato erosivo, ressaltado por blocos de arenito ferruginoso (Sá, 1969). A unidade é representada por sedimentos areno-argilosos, de coloração avermelhada e amarelada, inconsolidados, sem estruturação, onde encontram-se, ainda, seixos e blocos rolados ou pouco movimentados de arenito ferruginoso (Rossetti et al., 1989).

3.1 - GEOLOGIA LOCAL

A geologia da subsuperfície rasa no local do estudo é representada por sedimentos aluvionares quaternários (Sedimentos Pós-Barreiras) sobrepostos aos sedimentos terciários da Formação Barreiras.

Estudos realizados em poços indicam que os sedimentos aluvionares quaternários ocorrem até profundidades de aproximadamente 12 metros e são caracterizados por sedimentos areno-argilosos, argilo-arenosos, silte-areno-argilosos, de coloração esbranquiçada, amarelada e avermelhada (Rodrigues, 1999). Observam-se, ainda, em torno de 6 m de profundidade, níveis de concreções lateríticas e, à cerca de 8 m de profundidade, seixos concrecionários (Rodrigues, 1999).

3.2 – HIDROGEOLOGIA

Estudos feitos pelo Instituto de Pesquisas Tecnológicas (IPT) do Estado de São Paulo, concluíram que na região de Barcarena existem dois sistemas aquíferos: um, superior (livre com cobertura), com matriz arenosa fina a média e de espessura variável; e outro, inferior (semi-confinado), com matriz arenosa grosseira e heterôgenea, apresentando espessura relativamente constante. Os estudos indicaram que o bombeamento do aquífero inferior pode ocasionar uma infiltração vertical descendente das águas do aquífero superior através da camada semi-confinante que, por sua vez, tende a restabelecer os volumes bombeados. Em tal situação, tanto o aquífero inferior, como o superior, estariam sujeitos ao aporte de água por drenança vertical descendente (IPT, 1984).

Os aquíferos livres da região de Barcarena são constituídos pelos sedimentos aluvionares quaternário (Pós-Barreiras) e pelos sedimentos terciários da Formação Barreiras. Os primeiros são compostos por areias, areias argilosas, argilas arenosas e siltes, ocorrendo até 10 metros de profundidade.

Na área do presente estudo, o topo do aquífero livre é encontrado entre 5,5 e 9 m de profundidade (Rodrigues, 1999). Os aquíferos mais superficiais da Formação Barreiras possuem espessuras máximas de 15 m e pequena continuidade lateral, estando localmente cobertos por camadas de argila, silte, argila arenosa e areia argilosa, (IPT, 1984; Tancredi, 1996).

4 - CONCEITOS BÁSICOS SOBRE GEOFÍSICA

4.1 - MÉTODO DA ELETRORRESISTIVIDADE

A operação com o método da eletroresistividade consiste em injetar corrente contínua (ou de baixa frequência) através de contato galvânico em dois pontos do terreno (universalmente denominados de pontos A e B ou eletrodos de corrente) e medir a diferença de potencial entre dois outros pontos, também através de contato galvânico (denominados M e N ou eletrodos de potencial).

O método da eletroresistividade baseia-se fundamentalmente na Lei de Ohm. O conhecimento da corrente contínua injetada (I), da diferença de potencial (ΔV) e das posições relativas dos pontos A, B, M e N permite que se calcule o valor da resistividade (ρ) dos materiais que se encontram abaixo da superfície dos terrenos. Esse valor, para um meio homogêneo e isotrópico, é dado por:

$$\rho = \frac{\Delta V}{I} K \text{ (}\Omega\cdot\text{m)}, \quad (1)$$

sendo

$$K = \frac{6,28}{\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN}} \text{ (m)} \quad (2)$$

o fator geométrico do arranjo de eletrodos (Luiz & Silva,1983).

Sobre um meio homogêneo basta realizar uma medida para se conhecer a sua resistividade. Entretanto, o ambiente geológico não é homogêneo. Ele apresenta uma distribuição de resistividade que pode variar vertical e lateralmente. Devido a não homogeneidade do meio geológico, os valores de resistividade obtidos não representam os valores das resistividades verdadeiras das camadas, muito embora estejam relacionados a eles. O que se obtém são valores de resistividade aparente.

Durante a operação de medida com o método da eletroresistividade, se os pontos A e B de injeção de corrente estão muito próximos (distância AB muito pequena), a corrente fluirá em subsuperfície a uma profundidade pequena e produzirá uma resposta que será influenciada quase

que exclusivamente pelo material superficial. Se o objetivo é obter a resposta de materiais mais profundos, devemos aumentar a distância AB. A profundidade a ser atingida pode ser estimada empiricamente como sendo 1/10 a 1/3 do valor da distância AB (Luiz & Silva, 1983).

Dois procedimentos são comumente empregados nas medidas de resistividade aparente: Sondagem Elétrica Vertical (SEV) e Caminhamento Elétrico (Orellana, 1972).

Na SEV, os eletrodos de corrente quase sempre são deslocados simetricamente em relação a um ponto central. Este procedimento permite que se conheça a distribuição da resistividade com a profundidade. À medida que os eletrodos de corrente estiverem mais separados, obteremos a resposta elétrica, em termos de resistividade, dos materiais mais profundamente enterrados.

No Caminhamento Elétrico, normalmente, todos os eletrodos são deslocados lateralmente mantendo-se constante a distância entre eles. Este procedimento mostra a variação lateral da resistividade a uma determinada profundidade, que depende, em parte, do valor de AB.

As figuras 1, 2 e 3 mostram as posições relativas dos pontos A, B, M, N mais utilizadas, que caracterizam os arranjos de eletrodos. As posições em que $MN \ll AB$ caracterizam o arranjo Schlumberger (Figura 1) enquanto, $AM=MN=NB$ configura o arranjo Wenner (Figura 2). No arranjo dipolo-dipolo (Figura 3), os eletrodos podem ser colocados em várias posições relativas entre si, sendo entretanto mais utilizada a axial, em que os eletrodos A, B, M e N são colineares. As distâncias AB e MN neste arranjo devem ser feitas muito pequenas quando comparadas com a distância que separa seus centros (Figura 3). Essa separação é geralmente tomada como igual ou inferior a 1/5 da distância que separa o centro dos eletrodos AB e MN. Existe uma variação do arranjo dipolo-dipolo denominada bipolo-bipolo na qual as distâncias AB e MN são da mesma ordem de grandeza da distância que separa os seus centros. Os fatores geométricos para os arranjos Schlumberger, Wenner e Dipolo-dipolo são dados respectivamente por:

$$K_s = \pi \left(\frac{a^2}{b} - \frac{b}{4} \right), \quad (3)$$

sendo $a = AB/2$ e b a separação entre os eletrodos de potencial ;

$$K_w = 2\pi a, \quad (4)$$

sendo $a = AB/3$ o espaçamento entre dois eletrodos adjacentes quaisquer;

$$K_d = \pi \left(\frac{a}{b^2} - a \right), \quad (5)$$

sendo a o espaçamento entre o centro dos eletrodos AB e MN e b o espaçamento entre os eletrodos AB, tomado igual à separação entre os eletrodos MN (Luiz & Silva, 1983).

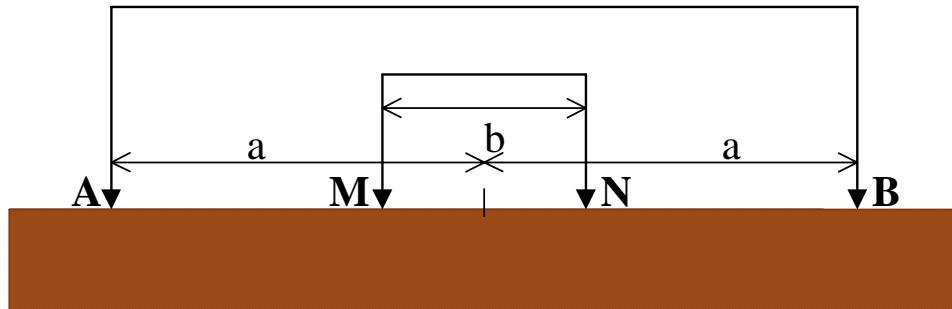


Figura 1: Arranjo Schlumberger.

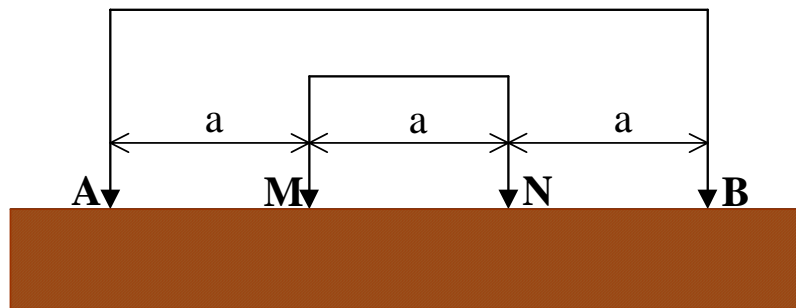


Figura 2: Arranjo Wenner.

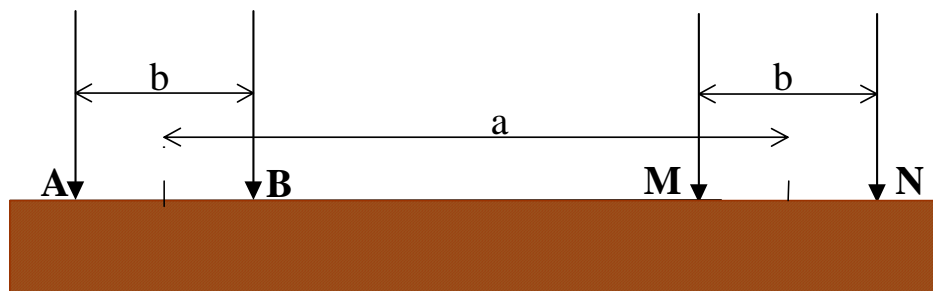


Figura 3: Arranjo Dipolo-Dipolo.

4.2 - MÉTODO DO POTENCIAL ESPONTÂNEO.

A operação com o método do potencial espontâneo (PE) consiste na medição da diferença de potencial entre dois pontos do terreno, através de contato galvânico obtido com eletrodos. Estes potenciais são associados a correntes elétricas que fluem na subsuperfície principalmente como resultado de processos eletroquímicos e eletrocinéticos.

O potencial espontâneo originado de processos eletroquímicos pode ser classificado como: potencial de membrana e potencial de difusão.

Quando uma camada de argila separa soluções que contêm diferentes concentrações, os íons positivos movem através da argila, da solução de maior concentração para a solução de menor concentração, enquanto os ânions são barrados pela argila. Este movimento de íons é uma corrente elétrica e a força que o provoca representa um potencial através da argila. Visto que as argilas só permitem a passagem de cátions, elas constituem uma membrana seletiva e o potencial desenvolvido é chamado de potencial de membrana (Luiz & Silva, 1983).

O potencial de difusão ou de concentração (potencial de junção de líquido) surge quando nos poros das rochas existem diferentes eletrólitos em contato ou quando um mesmo eletrólito mostra diferentes concentrações. Como íons de natureza e sinal diferentes possuem diferentes mobilidades, aqueles com maior velocidade de migração apresentam difusão mais rápida, concentrando-se longe dos de menor velocidade de migração formando-se, portanto, duas zonas distintas (Orellana, 1972). Os íons Cl^- , por exemplo, têm maior mobilidade que os íons Na^+ , resultando em um fluxo de cargas negativas que migram da solução de maior concentração para a solução de menor concentração. Isto é equivalente a uma corrente convencional em direção oposta. A corrente fluindo através da junção de soluções de diferentes salinidades é produzida por uma força eletromotriz chamada de potencial junção de líquido.

O potencial espontâneo de origem eletrocinética é conhecido como potencial de fluxo, eletrofiltração ou potencial eletrocinético. Este é o potencial resultante do movimento da água subterrânea.

As rochas devido a porosidade podem ser consideradas como um rede de capilares através dos quais infiltram-se os eletrólitos (água subterrânea com sais dissolvidos). As paredes dos capilares são formadas por grãos minerais que adsorvem cargas, geralmente ânions, que por sua vez atraem cargas de sinal oposto, geralmente cátions, formando-se uma camada elétrica dupla.

Os ânions permanecem fixos enquanto os cátions são arrastados pela marcha do eletrólito, concentrando-se junto a saída dos capilares, resultando numa diferença de potencial entre os extremos dos capilares conhecida com potencial de fluxo ou eletrocinético (Orellana, 1982).

Existem dois tipos de potencial de fluxo: *per descensum* e *per ascensum* (Orellana, 1982). O primeiro é gerado pela infiltração das águas de chuvas, enquanto o segundo é gerado pela subida das águas devido à evaporação.

Nas medidas de PE, os eletrodos comumente utilizados são os não polarizáveis, devido este tipo de eletrodo minimizar os efeitos de polarização que ocorrem quando uma barra metálica é colocada em contato direto com o solo para o estabelecimento do contato galvânico .

Dois procedimentos podem ser utilizados para realizar as medidas de PE: o método de potenciais e o método de gradientes. O método de potenciais consiste na determinação da diferença de potencial em relação a um ponto de referência. Durante as medidas, um eletrodo é mantido fixo enquanto o outro eletrodo é deslocado a intervalos constantes ao longo de uma linha de levantamento. Com o método de gradientes, ambos os eletrodos são móveis. Mede-se as diferenças de potencial e divide-se seu valor pela distância que separa os eletrodos. Neste caso, cada leitura é atribuída ao ponto médio entre os eletrodos (Luiz & Silva, 1983).

4.3 - MÉTODO SLINGRAM.

A operação básica com o método eletromagnético consiste em circular uma corrente alternada em uma bobina transmissora; a essa corrente se associa um campo magnético primário que se propaga na subsuperfície, induzindo correntes nos condutores presentes. Essas correntes induzidas, por sua vez, criam um campo magnético secundário. Uma bobina receptora, separada da bobina transmissora por uma distância pré-determinada, recebe o campo magnético secundário induzido, bem como o campo primário. O campo magnético secundário, fornece informações sobre as características elétricas dos meios que constituem a subsuperfície do terreno. Como os enrolamentos das bobinas transmissora e receptora tem área pequena elas podem ser tratadas teoricamente como dipolos magnéticos (Orellana, 1974).

O Slingram é um dos mais empregados métodos eletromagnéticos. Na operação com o método podem ser usadas diversas frequências, o que possibilita a investigação em vários níveis

de profundidade. As menores frequências permitem investigar maiores profundidades. A separação entre as bobinas também contribui para a profundidade de investigação, que aumenta com o aumento da separação.

Embora existam várias configurações geométricas para as bobinas transmissora e receptora no método Slingram, a mais comumente utilizada é aquela denominada sistema horizontal coplanar em que ambas as bobinas situam-se em um mesmo plano horizontal. Por isto, o método Slingram é comumente conhecido como HLEM (Horizontal Loop Eletromagnético).

Durante as medidas com o Slingram são amostrados os valores das componentes em fase e quadratura do campo magnético secundário induzido na bobina receptora, tomados como percentagem do campo primário (Keller & Frischknecht, 1966). As medidas são realizadas a intervalos pré determinados ao longo de perfis e são representadas no ponto médio entre as bobinas transmissora e receptora. Com o uso de diversas frequências, o método Slingram permite que se mapeie a seção geológica de um meio estratificado (Mc Neill, 1990; Silva, 2002).

5.1.1 - Operação de campo

O levantamento de dados com o Método do Potencial Espontâneo foi realizado nos dias 17 e 18 do mês de setembro de 2001. As medidas foram realizadas ao longo das linhas transversais e da linha base.

O equipamento utilizado nas medidas do PE foi construído no Departamento de Geofísica da UFPA. Os eletrodos usados nas medidas foram do tipo não polarizável, com haste de cobre mergulhada em solução de sulfato de cobre. Antes das medidas, os eletrodos foram deixados conectados e imersos em solução de sulfato de cobre por um período superior a 12 horas, com a finalidade de equilibrarem o seu potencial.

O método adotado para medir os valores de ΔV foi o Método dos Potenciais, que consiste em manter um dos eletrodos fixo enquanto o outro é deslocado nas picadas. Em cada picada, o eletrodo fixo foi colocado na sua interseção com a linha base. Depois de realizadas as medidas estas foram referenciadas a uma única posição localizada na interseção da linha base com a linha 25N. A Figura 5, ilustra a operação de campo.



Figura 5: Operação de campo com o Método do Potencial Espontâneo.

5.1.2 - Resultados

As medidas obtidas com o Método do PE estão representadas na forma de contornos de isovoltagens na Figura 6. Observa-se na figura que os valores apresentam uma distribuição uniforme aumentando em direção à parte sul da área investigada. Considerando os potenciais medidos na área como o resultado de processos eletrocinéticos, a sua distribuição indica um fluxo subterrâneo no sentido sul, conforme indicado pelas setas na Figura 6. O sentido do fluxo observado neste mapa de PE contraria, entretanto, o sentido do fluxo global da região da ADRS, determinado através da configuração de linhas de equipotenciais construídas por Rodrigues (1999) a partir de medidas da profundidade do nível freático em poços. Devido Rodrigues (1999) não apresentar dados detalhados de direção de fluxo na área onde foram realizadas as medidas de PE, explica-se a discrepância por: (a) mudança localizada na direção de fluxo causada pela presença de um divisor de água localizado a nordeste da área do estudo, ou (b) acomodamento das camadas devido a massa de material depositado nos valos; nesse caso, o peso do material depositado provocaria uma declividade nas camadas em direção aos valos, condicionando localmente o fluxo para uma direção contrária à do fluxo global.

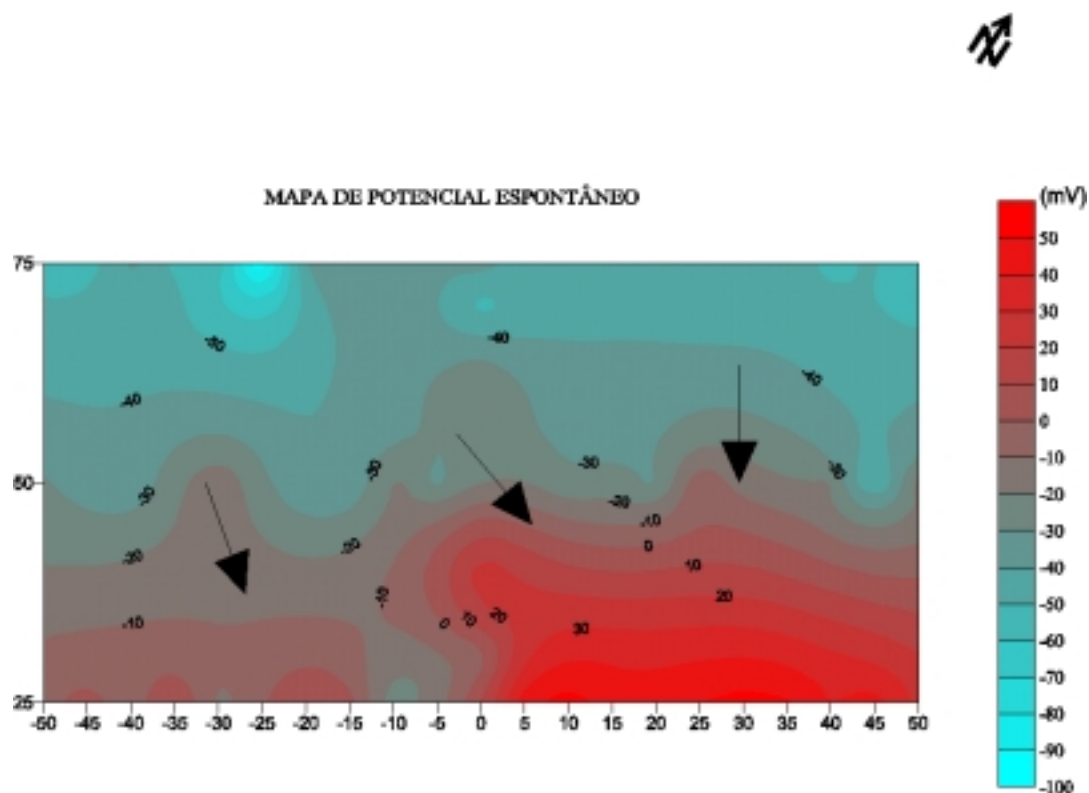


Figura 6: Resultados obtidos com o Método do PE.

5.2 - MÉTODO DA ELETRORRESISTIVIDADE

O levantamento com o Método da Eletorresistividade consistiu de medidas de resistividade aparente tomadas em sondagens elétricas verticais e em caminhamentos elétricos.

As posições das SEV's e dos caminhamentos elétricos foram distribuídas na área de depósito de rejeitos sólidos da ALBRAS, conforme ilustrado na Figura 4.

Com o método da eletorresistividade foram realizados dois estudos: o primeiro teve como objetivo obter a direção e a velocidade do fluxo de água subterrânea e foi executado na parte sul da ADRS da ALBRAS através de imageamento elétrico, que envolve caminhamento e investigação vertical. O segundo, para avaliar a distribuição vertical da resistividade, foi executado através de SEV em dois pontos da ADRS (Figura 4).

O equipamento utilizado para a coleta dos dados foi o resistivímetro GEOTEST, pertencente ao Departamento de Geofísica da UFPA, que permite obterem-se os valores da corrente (I) e da diferença de potencial (ΔV) para o cálculo da resistividade aparente da subsuperfície.

5.2.1 - Estudo do fluxo subterrâneo por imageamento elétrico

5.2.1.1 - Operação de campo

Para a realização deste estudo foi montado um experimento em que foram infiltrados no subsolo 360 litros de solução salina contendo 56 g/l de cloreto de sódio.

Para o experimento de infiltração foi estabelecida uma linha de levantamento de direção N20° onde foram enterrados 20 eletrodos metálicos espaçados de 2 m. O eletrodo mais a norte (último eletrodo) foi colocado a uma distância de 26 m (medidos segundo a direção N80°) do poço de monitoramento P4 (Figura 4).

Para injeção da solução salina foram cavados 2 poços rasos ao longo da linha do levantamento. O primeiro entre os eletrodos 8 e 10, situados, respectivamente a 8 m e 10m ao longo da linha de levantamento, com 70 cm de profundidade e diâmetro de 25 cm e o segundo entre os eletrodos 22 e 24, situados, respectivamente a 22 m e 24 m ao longo da linha de levantamento, com 50 cm de profundidade e diâmetro de 25 cm (Figura 7). Em cada poço foram injetados 180 litros da solução.

Os 20 eletrodos enterrados na linha de levantamento foram usados para a realização de medidas de resistividade, com o objetivo de acompanhar as variações provocadas pela injeção da solução salina e, assim, monitorar a sua distribuição na subsuperfície.



Figura 7: Poço utilizado para a injeção de solução salina.

As medidas de resistividade foram realizadas com o arranjo bipolo-bipolo, usando-se bipolos de 2 m e 5 níveis de investigação. Com o objetivo de facilitar a operação de coleta de dados, uma unidade de chaveamento manual (Figura 8), fabricada no laboratório de Prospecção Geofísica da UFPA, foi acoplada ao resistivímetro GEOTEST e conectada aos 20 eletrodos metálicos enterrados no solo. A unidade de chaveamento permitiu ao operador selecionar, a cada medida, quatro eletrodos: dois deles para injeção de corrente (bipolo de corrente) e os outros dois para medir a diferença de potencial (bipolo de potencial). A Figura 9 ilustra a configuração da operação de campo.



Figura 8: Unidade de chaveamento manual.



Figura 9: Operação com o Método da Eletrorresistividade para o estudo da infiltração.

A operação de campo com o arranjo bipolo-bipolo permitiu investigar a variação vertical e lateral da resistividade (imageamento) da subsuperfície. Para a obtenção da variação vertical, as medidas foram tomadas aumentando-se gradativamente (5 níveis) a distância entre o bipolo de corrente e o de potencial. Para se conhecer a variação lateral da resistividade, o procedimento de

campo consistiu no deslocamento lateral do conjunto dos quatro eletrodos sem modificar as suas distâncias relativas. Durante a operação, cada vez que o bipolo de corrente era deslocado para uma nova posição, os eletrodos eram umedecidos com uma solução de água salgada a fim de melhorar o seu contato com o solo.

Antes de iniciar a injeção foram realizados 3 perfis de medida para obter-se a distribuição normal da resistividade ao longo do perfil. As medidas de monitoramento da injeção foram realizadas (a) durante a infiltração a intervalos de 2 horas; e (b) após injetados os 360 l de solução, em dias alternados, quando foram realizados 2 perfis de medidas espaçados de 2 horas. Durante a amostragem de cada perfil foram executadas 75 medidas de resistividade. O experimento foi realizado no período de 17 a 31 de outubro de 2001, período em que choveu somente um dos dias (26/10/01).

5.2.1.2 - Resultados

As medidas de resistividade aparente obtidas no imageamento elétrico foram interpretadas através da técnica de inversão automática a fim de obterem-se modelos interpretativos bidimensionais que mostram a distribuição de resistividade na subsuperfície. Esse procedimento foi realizado com o programa Res2dinv.

Os modelos interpretativos, obtidos no processo de inversão, estão representados na parte inferior das Figuras 10 a 25. Nessas figuras também estão representados, na forma de pseudo-seções (Telford et al., 1976), os valores de resistividade aparente medidos (parte superior das figuras) e aqueles calculados para os modelos interpretativos (parte mediana das figuras). Quando as pseudo-seções dos valores medidos e as dos valores calculados apresentam uma boa correlação (semelhança), confirma-se que o modelo interpretativo pode ser aceito como uma boa representação da distribuição da resistividade na subsuperfície.

A distribuição normal da resistividade ao longo dos perfis de imageamento, antes de iniciar-se a injeção de solução salina, foi obtida a partir da média aritmética de 3 perfis de medida. O modelo para a subsuperfície para essa média é ilustrado na Figura 10. Esse modelo é a referência para observação dos efeitos causados na distribuição de resistividade pela injeção da solução salina.

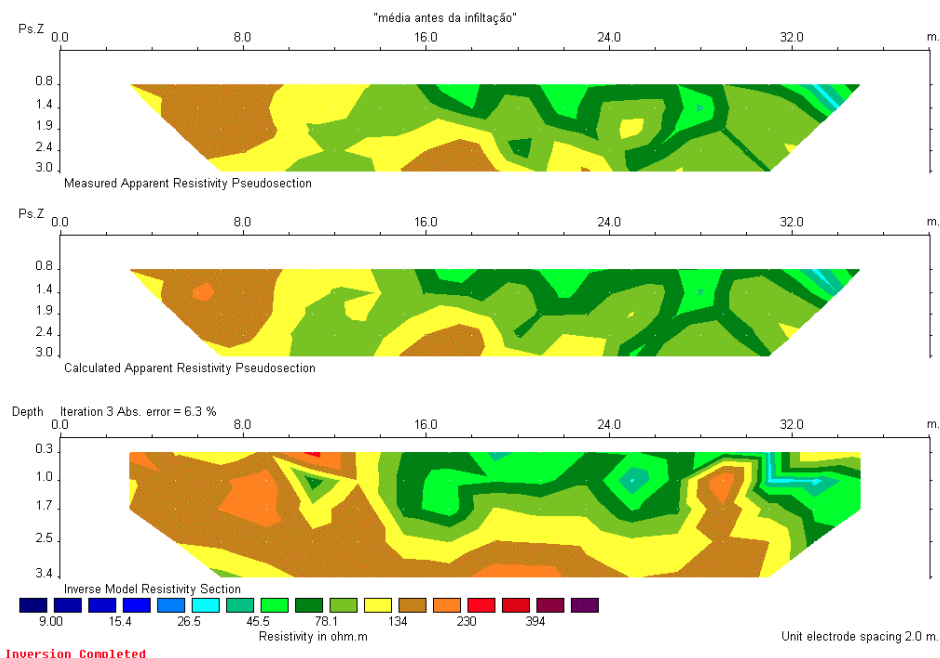


Figura 10: Média dos 3 perfis de medida realizados antes de iniciar a injeção da solução.

A injeção foi iniciada às 09:53 horas do dia 18/10/01 e, após 1 hora, foi realizado o primeiro perfil de medidas, cujos valores e modelo interpretativo estão representados na Figura 11. Observa-se na figura que inicialmente ocorre uma diminuição dos valores da resistividade nas posições entre os eletrodos 8 e 10 e entre os eletrodos 22 e 24, em relação à imagem inicial (Figura 10), diretamente abaixo dos pontos de injeção da solução salina (9 m e 23 m, respectivamente ao longo da linha de levantamento). Com o passar do tempo (Figuras 11 a 25), observa-se um espalhamento desses valores mais baixos de resistividade na direção norte entre os eletrodos 8 e 10 e na direção sul entre os eletrodos 22 e 24 indicando que esses são os sentidos do fluxo subterrâneo no local. O espalhamento dos valores mais baixos de resistividade é mais visível entre os eletrodos 22 e 24 do que entre os eletrodos 8 e 10 o que sugere uma maior permeabilidade do material depositado nas proximidades dos eletrodos 8 e 10.

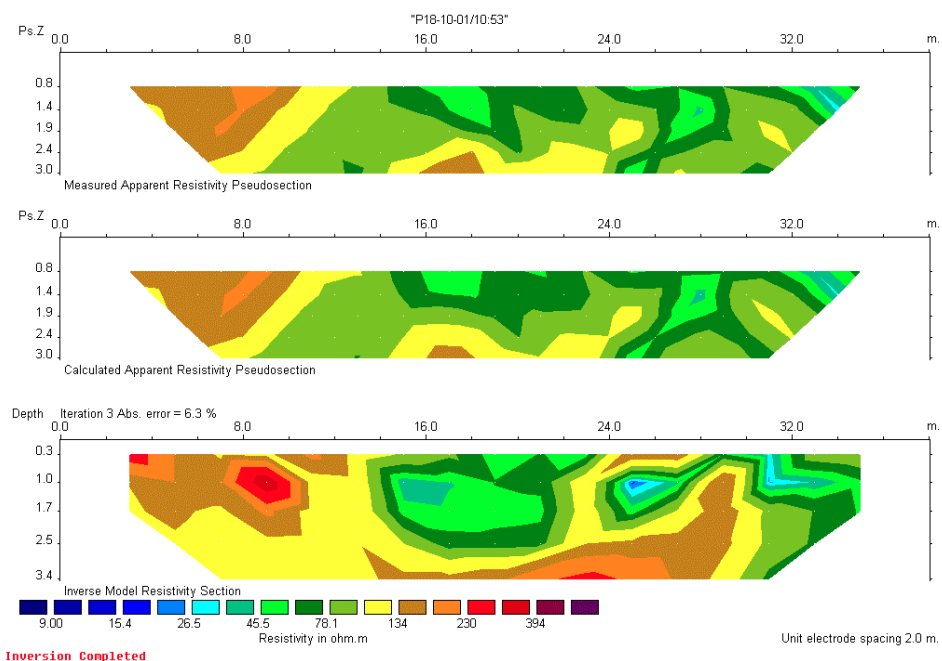


Figura 11: Imageamento elétrico da subsuperfície obtido 60 minutos após o início da infiltração.

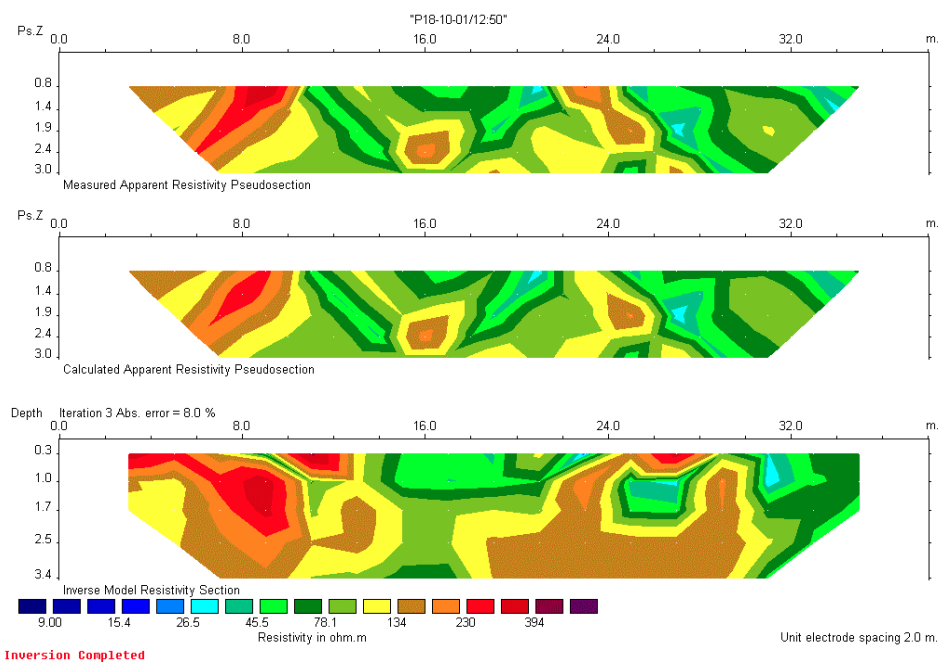


Figura 12: Imageamento elétrico da subsuperfície obtido 177 minutos após o início da infiltração.

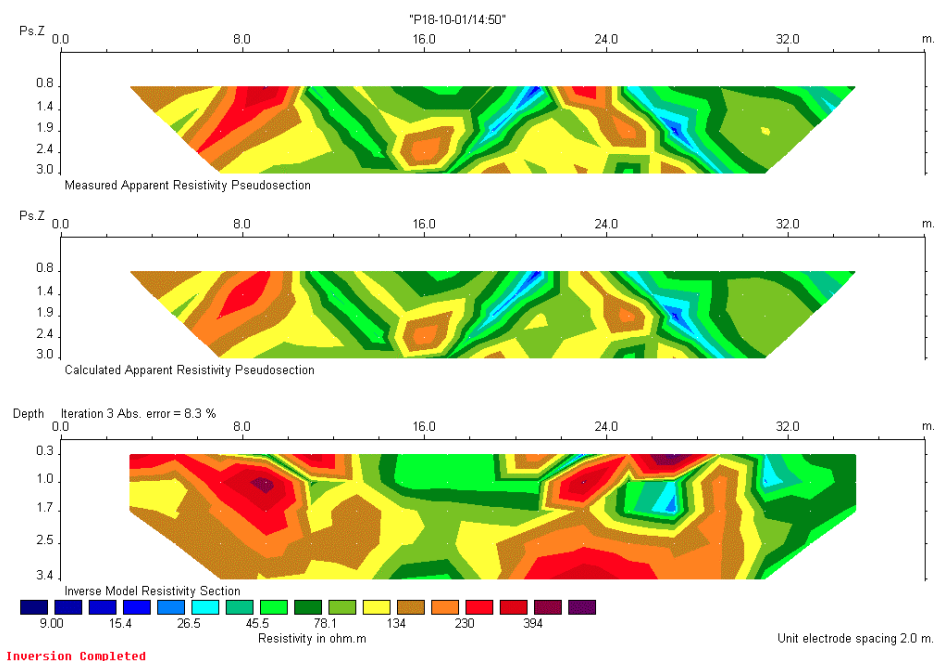


Figura 13: Imageamento elétrico da subsuperfície obtido 297 minutos após o início da infiltração.

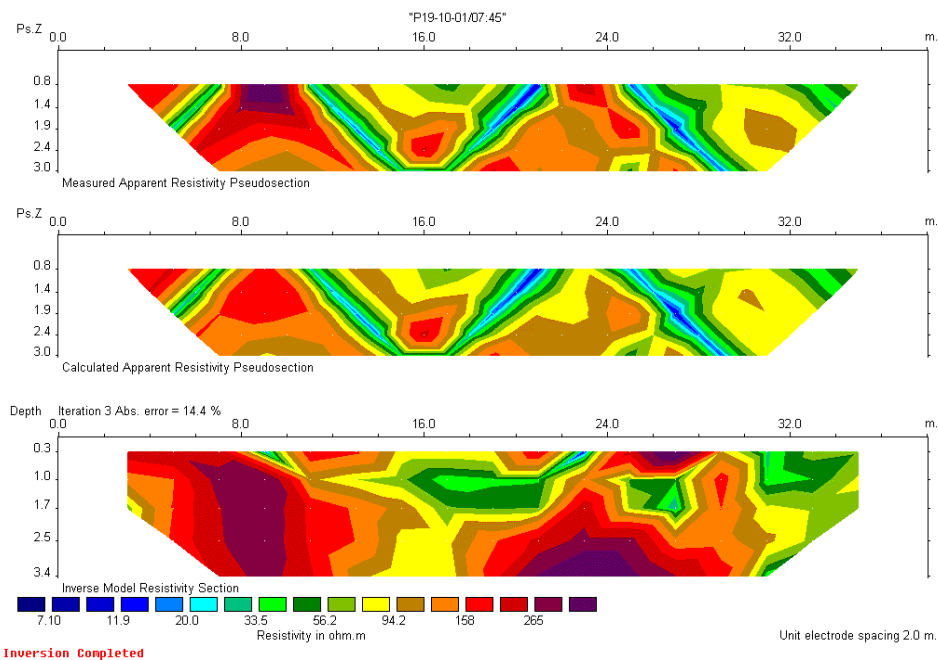


Figura 14: Imageamento elétrico da subsuperfície obtido 1222 minutos após o início da infiltração.

Na Figura 15, 823 minutos após ter sido encerrada a injeção, observou-se ainda uma movimentação da pluma condutiva, a partir daí, ocorreu um retorno às condições normais da subsuperfície (Figura 16 a 25).

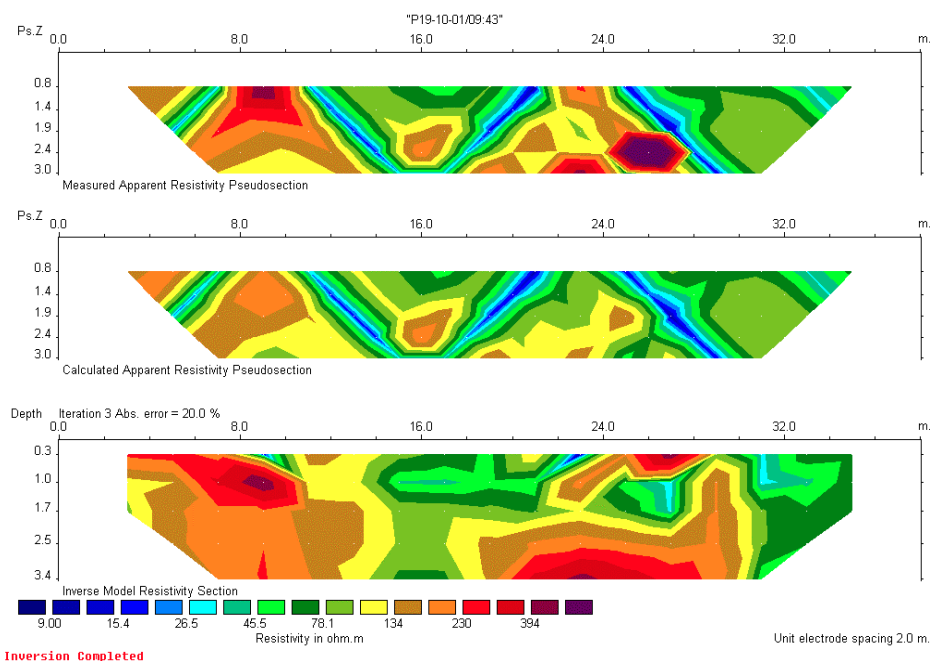


Figura 15: Imageamento elétrico da subsuperfície obtido 1430 minutos após o início da infiltração.

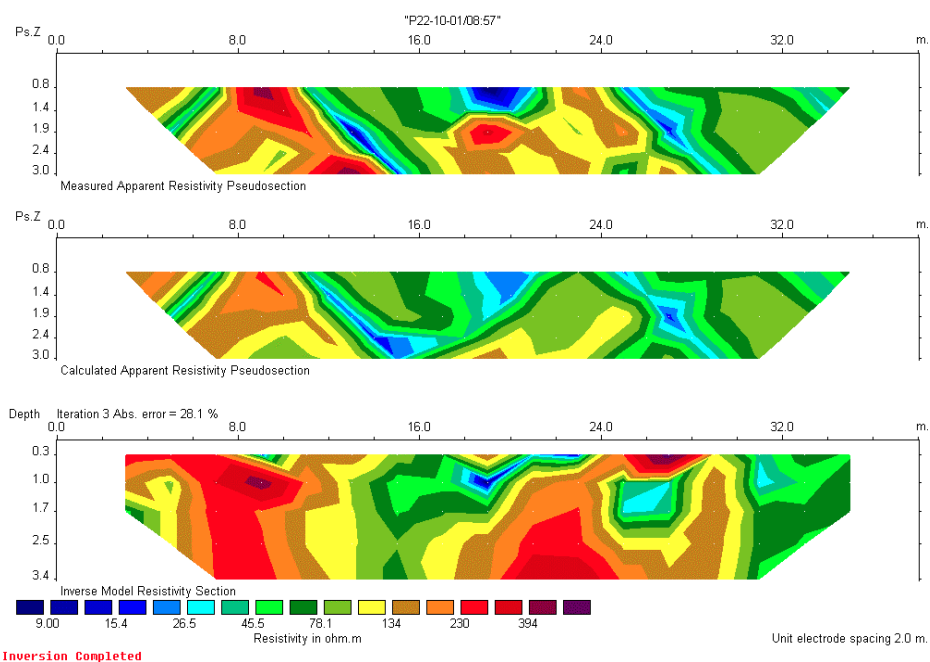


Figura 16: Imageamento elétrico da subsuperfície obtido 5704 minutos após o início da infiltração.

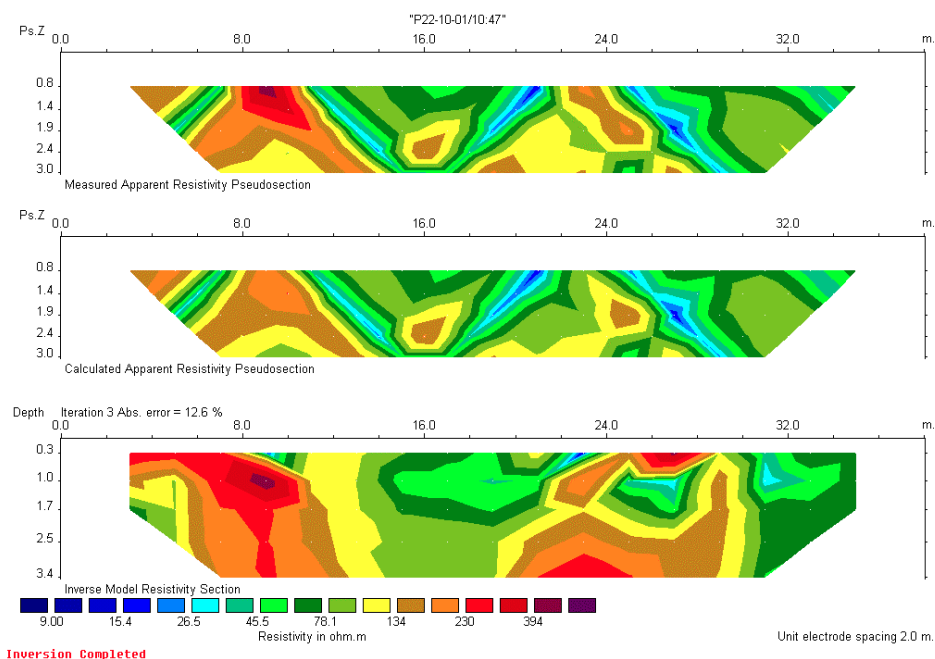


Figura 17: Imageamento elétrico da subsuperfície obtido 5814 minutos após o início da infiltração.

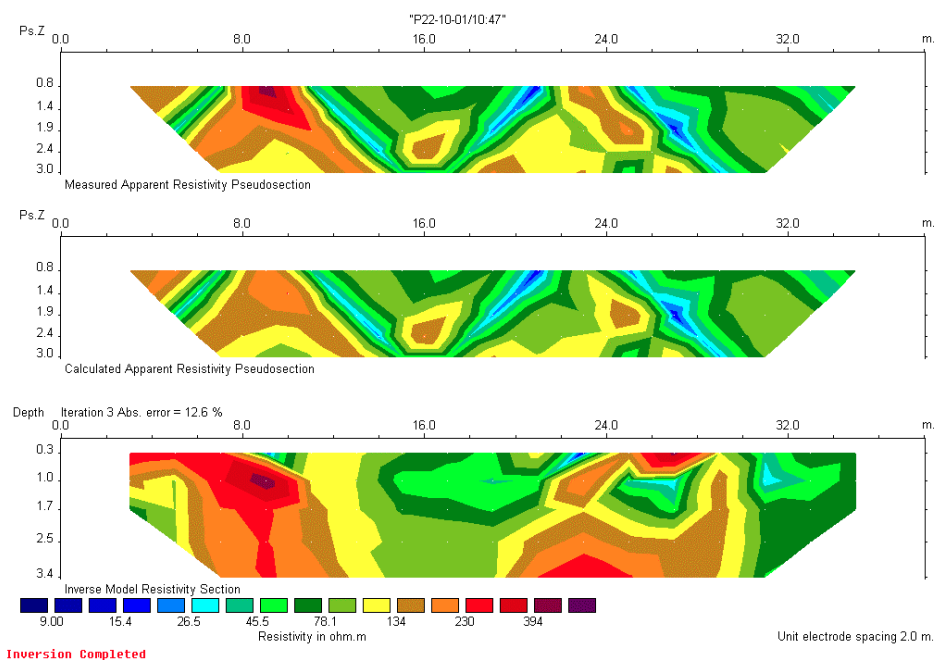


Figura 18: Imageamento elétrico da subsuperfície obtido 8520 minutos após o início da infiltração.

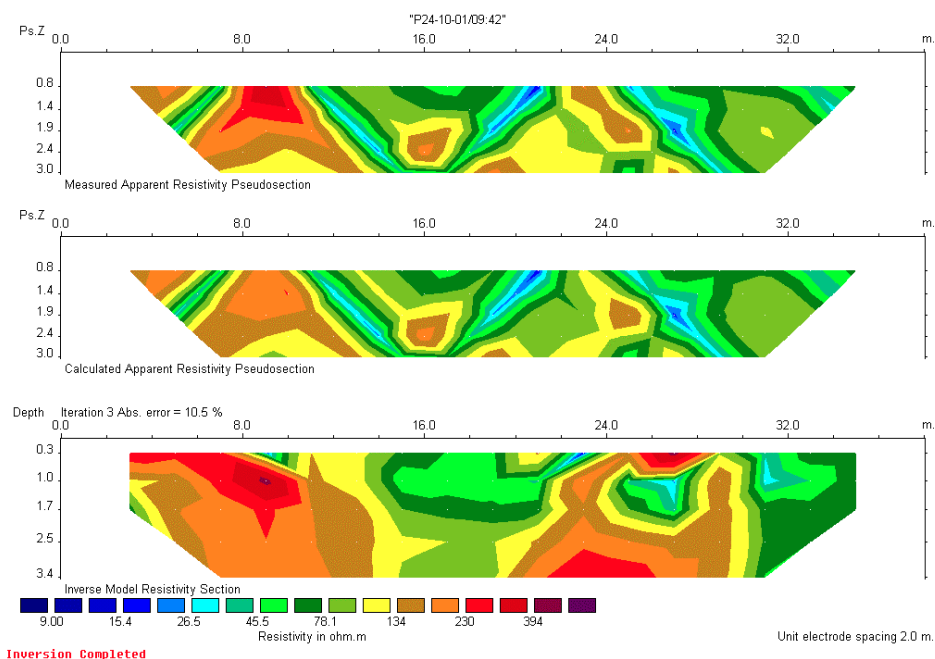


Figura 19: Imageamento elétrico da subsuperfície obtido 8629 minutos após o início da infiltração.

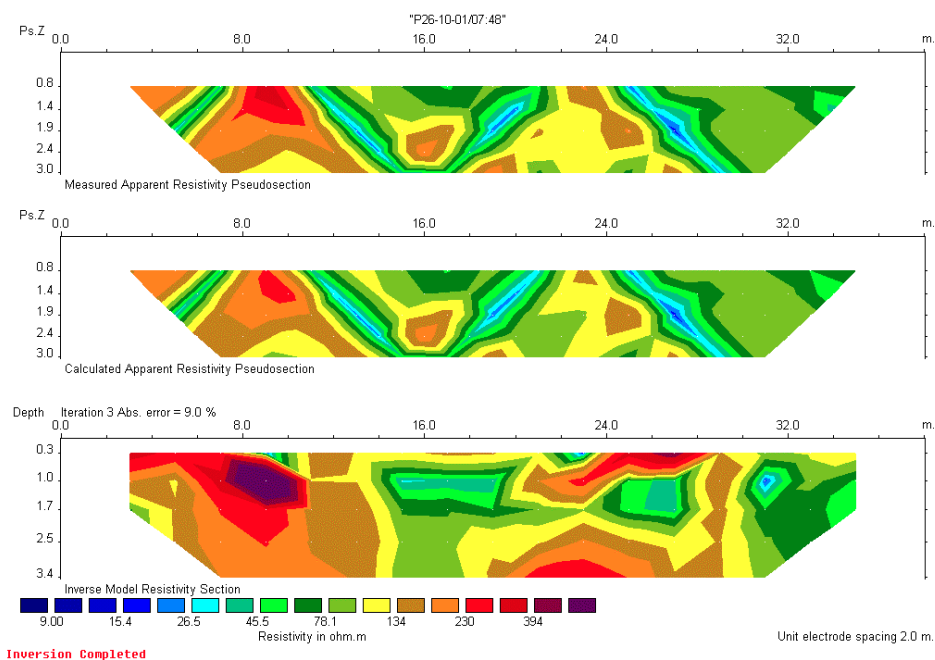


Figura 20: Imageamento elétrico da subsuperfície obtido 11395 minutos após o início da infiltração.

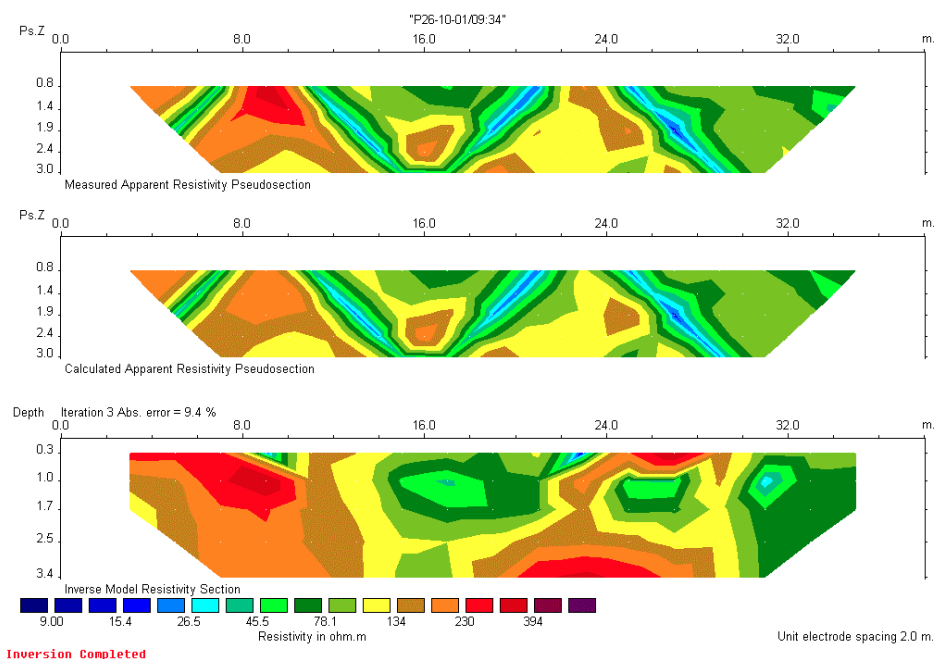


Figura 21: Imageamento elétrico da subsuperfície obtido 11501 minutos após o início da infiltração.

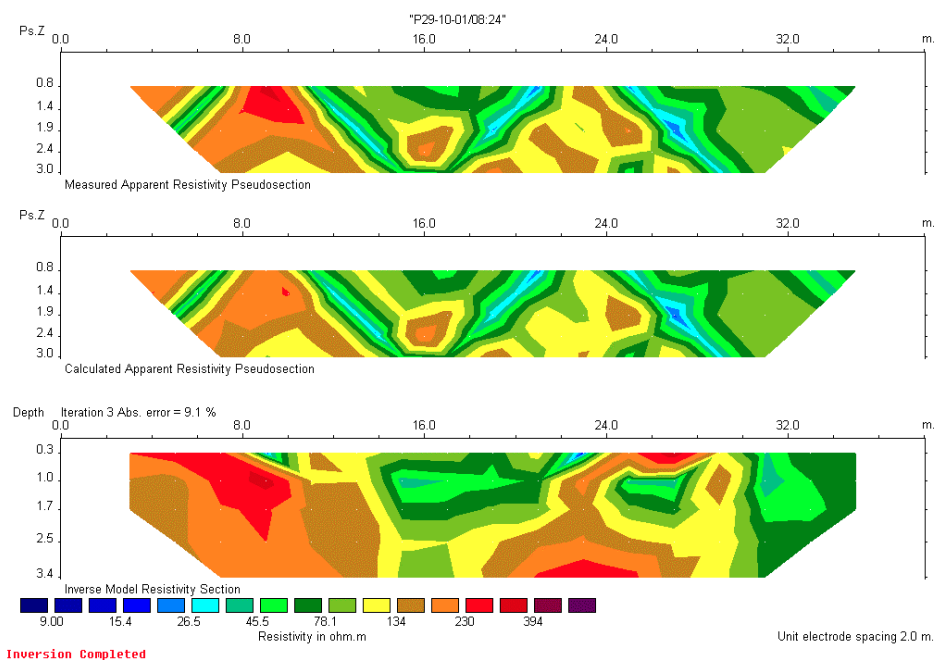


Figura 22: Imageamento elétrico da subsuperfície obtido 15751 minutos após o início da infiltração.

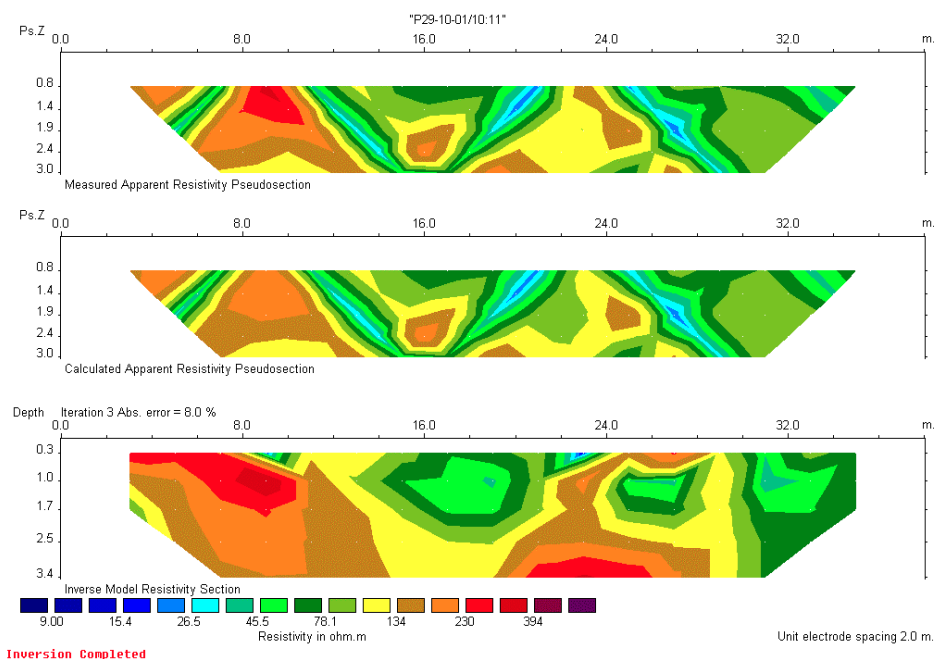


Figura 23: Imageamento elétrico da subsuperfície obtido 15858 minutos após o início da infiltração.

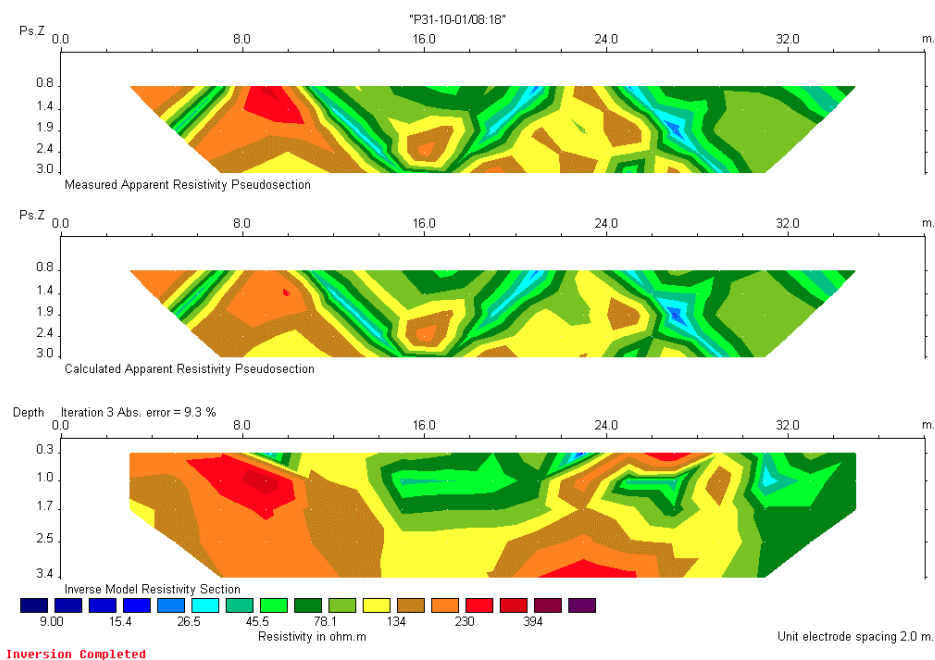


Figura 24: Imageamento elétrico da subsuperfície obtido 18625 minutos após o início da infiltração.

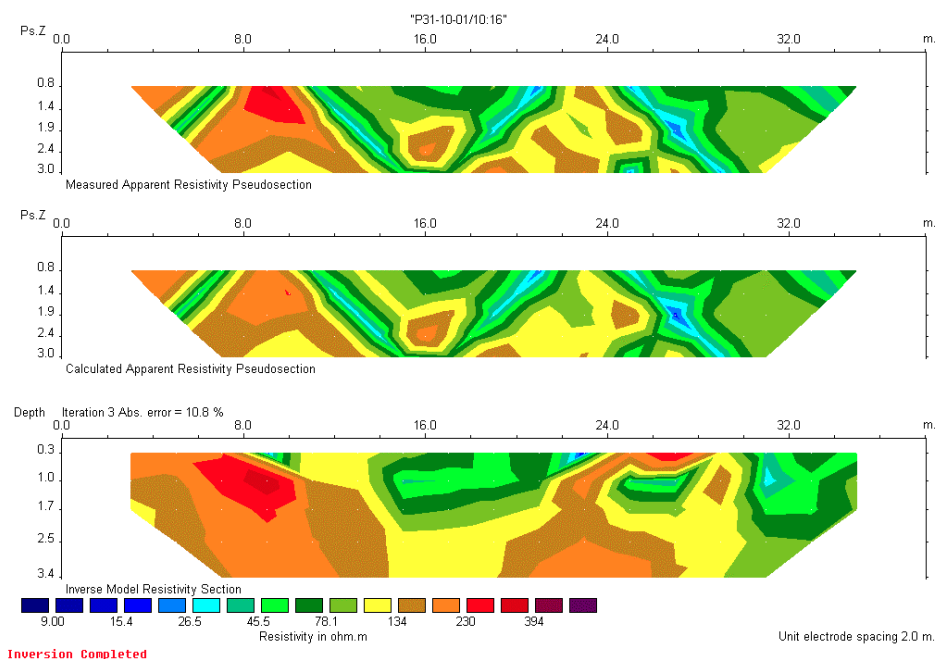


Figura 25: Imageamento elétrico da subsuperfície obtido 18743 minutos após o início da infiltração.

A partir de imagens obtidas em tempos diferentes foi feita uma estimativa da velocidade com que a zona condutora causada pela solução salina se movimentou na subsuperfície, a fim de obter-se a velocidade do fluxo subterrâneo na zona não saturada. Para isso, foram medidas, nas imagens elétricas dos modelos interpretativos, as distâncias entre o ponto de injeção e posições da zona condutora ao longo do tempo, usando a escala de profundidade fornecida pelos modelos interpretativos. A variação temporal foi obtida através da diferença entre o tempo inicial (anterior a injeção) e o tempo necessário para atingir determinada posição. O valor médio da velocidade de movimentação da zona condutora foi então calculado dividindo a distância pelo tempo. O procedimento foi realizado nas imagens obtidas durante a infiltração e naquelas em que ainda era observada a movimentação da pluma condutiva, mesmo após a infiltração ter sido encerrada (Figura 11 a Figura 15). A velocidade média entre os eletrodos 8 e 10 foi estimada em $2,56 \times 10^{-3}$ cm/s e, entre os eletrodos 22 e 24 foi estimada em $5,11 \times 10^{-3}$ cm/s. Esses cálculos permitiram que se estimasse a velocidade média do fluxo subterrâneo em $3,83 \times 10^{-3}$ cm/s.

Segundo Araújo (2001) o valor da porosidade média da zona não saturada, para sedimentos similares aos que ocorrem em nossa área de estudo, é igual a 0,19. Por sua vez, Rodrigues (1999), através de ensaios de permeabilidade do solo na ADRS da ALBRAS, estimou em $1,83 \times 10^{-4}$ cm/s o valor da condutividade hidráulica média na zona não saturada. Dividindo-se a condutividade hidráulica pela porosidade obtém-se uma estimativa de $0,96 \times 10^{-3}$ cm/s para o valor da velocidade média do fluxo subterrâneo na área.

Existe uma discrepância entre as duas estimativas aqui apresentadas, que pode ser devida o valor obtido a partir de ensaios de permeabilidade ter levado em conta um fluxo essencialmente vertical (Rodrigues, 1999), diferente do observado no imageamento elétrico. Além disso, os valores de porosidade usados no seu cálculo são também aproximados, pois não foram determinados para os sedimentos da área da ADRS. Pode-se, portanto, concluir que a estimativa de velocidade do fluxo subterrâneo através de imageamento, produz resultados satisfatórios.

5.2.2 - Estudo da distribuição vertical da resistividade por se

5.2.2.1 - Operação de campo.

O levantamento de dados para o estudo da distribuição vertical da resistividade subsuperfície foi executado nos dias 18 e 19 de setembro de 2001. As medidas foram realizadas em pontos distribuídos na ADRS, conforme representado na Figura 4.

Para a execução das medidas foi empregado o arranjo Schlumberger com distância mínima entre os eletrodos de corrente igual a 2 m e distância máxima igual a 110 m. Entre os eletrodos de potencial as distâncias mínima e máxima foram respectivamente 0,5 m e 5 m.

Cada vez que os eletrodos de corrente eram deslocados para uma nova posição, os eletrodos eram umedecidos com uma solução de água salgada a fim de melhorar o seu contato com o solo e facilitar a penetração da corrente elétrica.



Figura 26: Operação com o método da eletrorresistividade para o estudo das propriedades geelétricas da subsuperfície.

Embora teoricamente com o arranjo Schlumberger, usado no levantamento, não seja necessário aumentar a distância entre os eletrodos de potencial, na prática essa distância precisou ser aumentada quando os valores da diferença de potencial se tornaram tão pequenos, que não era possível medí-los com precisão.

Durante a operação de campo, após cada medida, o valor era representado em papel bilogarítmico, com a resistividade aparente no eixo vertical versus a separação entre os eletrodos ($AB/2$) no eixo horizontal. Através da observação destes gráficos pode-se detectar a presença de erros operacionais nas medições e imediatamente corrigi-los.

5.2.2.2 – Resultados

Os resultados de duas SEV serão apresentados aqui: da SEV P4 e da SEV P9. Tentou-se também realizar uma outra SEV no local onde foram realizados os levantamentos de PE e EM, às proximidades de SEV P9, não sendo obtidas medidas satisfatórias devido a parte superficial do subsolo conter muito ar nos poros o que não permitiu um bom contato dos eletrodos com o solo, dificultando a penetração da corrente elétrica no terreno.

Os valores de resistividade aparente medidos nas SEV P4 e P9 foram suavizados e posteriormente invertidos para obtenção de modelos geoeletricos da subsuperfície usando programa computacional do Departamento de Geofísica da UFPA. Durante o procedimento de inversão, alguns valores de espessura foram mantidos fixos. Esses valores foram obtidos a partir de perfilagens de raios gama realizados em poços tubulares localizados próximos das posições das SEV. Os modelos obtidos apresentam uma boa correlação com os perfis litológicos obtidos por Rodrigues (1999) com base em análises granulométricas de material retirado de poços da área de estudo. Esses perfis litológicos permitiram que se desse uma conotação geológica aos modelos geoeletricos, conforme descrito abaixo para cada uma das SEV.

As SEV P4 e P9 estão representadas nas Figuras 27 e 29. Nessas figuras, os dados de campo estão representados por quadrados pequenos enquanto as curvas calculadas para os modelos geoeletricos aparecem em linha cheia.

5.2.2.2.1 - SEV P4

A SEV P4 foi realizada no local do imageamento elétrico, às proximidades do poço de monitoramento 4 (Figura 4), e seus resultados são apresentados na Figura 27.

O modelo geoeletrico que explica os dados é constituído de 5 camadas repousando sobre um substrato, assim distribuídas: primeira camada com 0,42 m de espessura e resistividade igual a 71 Ω .m; segunda camada de 2,37 m de espessura e 30 Ω .m de resistividade; terceira camada com 0,84 m de espessura e 155 Ω .m de resistividade; quarta camada com 26 Ω .m de resistividade e 2,01 m de espessura; quinta camada com resistividade igual a 298 Ω .m e 1,17 m de espessura; e, finalmente, o substrato com 38 Ω .m de resistividade.

O perfil de raios gama corrido no poço de monitoramento P4 mostra uma boa correlação com o modelo. Esse perfil, quando correlacionado com a análise granulométrica apresentada por Rodrigues (1999) permite que associe as camadas geoeletricas aos seguintes tipos litológicos: primeira camada = silte arenoso; segunda camada = silte; terceira camada = silte arenoso; quarta camada = silte; quinta camada = areia. O limite da quinta camada com o substrato é provavelmente o nível freático, que, segundo Rodrigues (1999), ocorre na área entre as profundidades de 5,81 e 7,17 m.

ADRS-Albras
19/09/01
SEU P4

Camad	Resist	Espes
1:	71.00	0.42
2:	30.00	2.37
3:	155.00	0.84
4:	26.00	2.01
5:	298.00	1.17
6:	38.00	

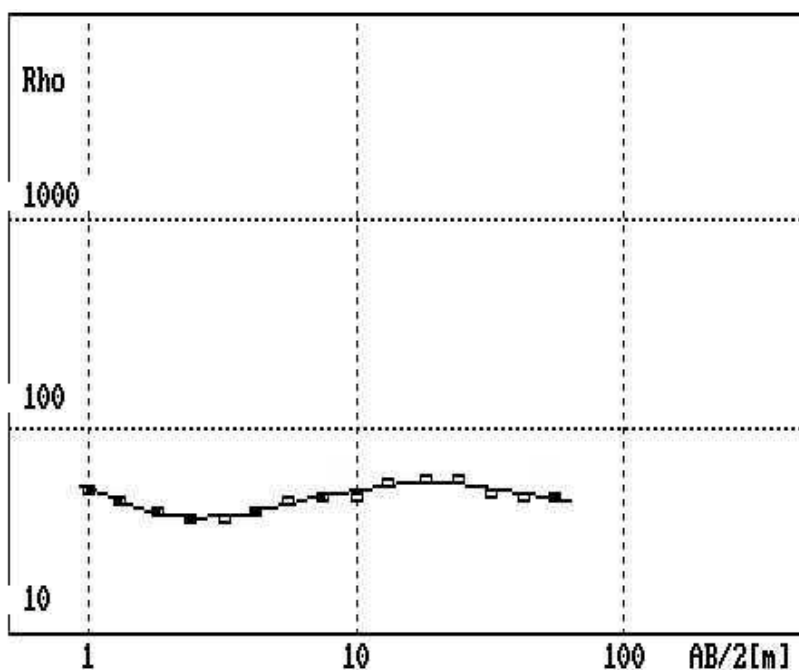


Figura 27: Sondagem Elétrica Vertical P4.

A Figura 28 apresenta a comparação entre o perfil raios gama do poço 2 e o modelo interpretativo das SEV P4.

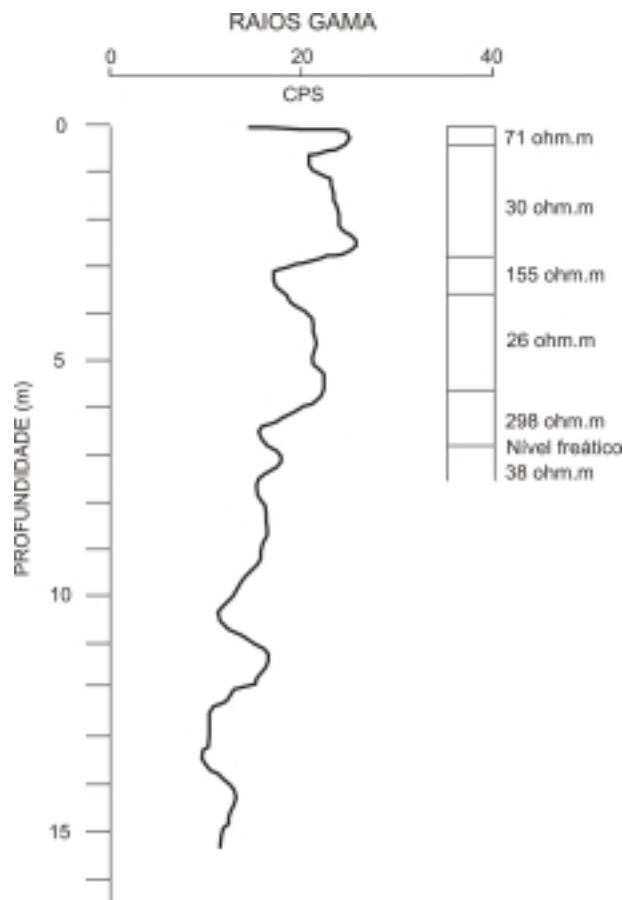


Figura 28: Comparação entre o perfil raios gama do poço 2 e o modelo interpretativo da SEV P4.

5.2.2.2.1 - SEV P9

A SEV P9 foi realizada no local do imageamento elétrico, próximo ao poço de monitoramento 9 (Figura 4). Na Figura 29 estão representados os resultados da SEV P9.

O modelo geológico é constituído por 4 camadas sobre um substrato, assim distribuídas: camada superficial com 0,8 m de espessura e resistividade igual a 1401 Ω .m ; segunda camada de 1,50 m de espessura e 2382 Ω .m de resistividade; terceira camada com 1,99 m de espessura e 311 Ω .m de resistividade; quarta camada com 2,37 m de espessura e 818 Ω .m de resistividade e, finalmente, o substrato com resistividade igual a 188 Ω .m.

O perfil de raios gama corrido no poço de monitoramento P9 mostra uma boa correlação com o modelo. Esse perfil, quando correlacionado com a análise granulométrica apresentada por Rodrigues (1999) permite que associe as camadas geológicas aos seguintes tipos litológicos: primeira camada = silte arenoso; segunda camada = silte; terceira camada = silte argiloso; quarta camada = areia. O limite da quarta camada com o substrato é provavelmente o nível freático.

ADRS-Albras
18/11/99
SEV P9

Camad	Resist	Espes
1:	1401.00	0.80
2:	2382.00	1.50
3:	311.00	1.99
4:	818.00	2.37
5:	188.00	

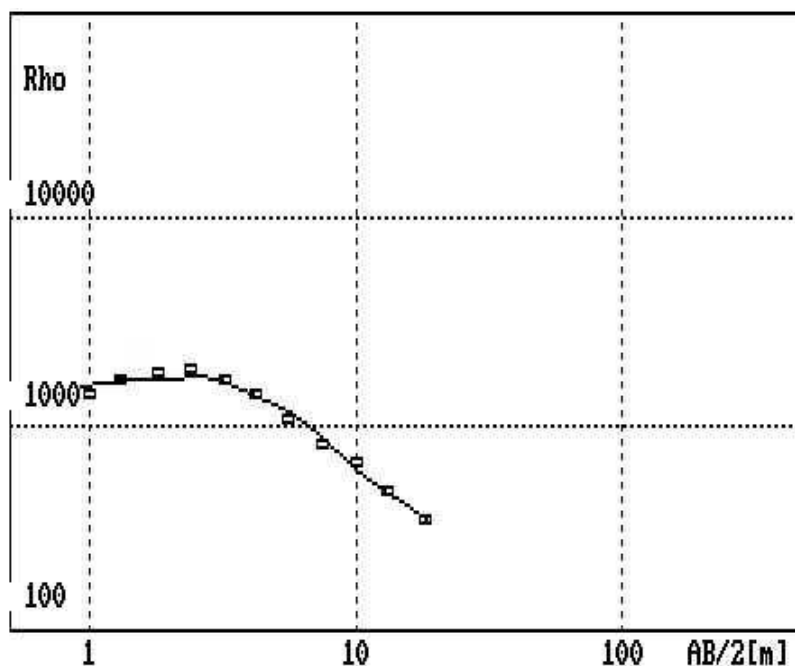


Figura 29: Sondagem Elétrica Vertical P9.

A Figura 30 apresenta a comparação entre o perfil raios gama do poço 9 e o modelo interpretativo das SEVP9.

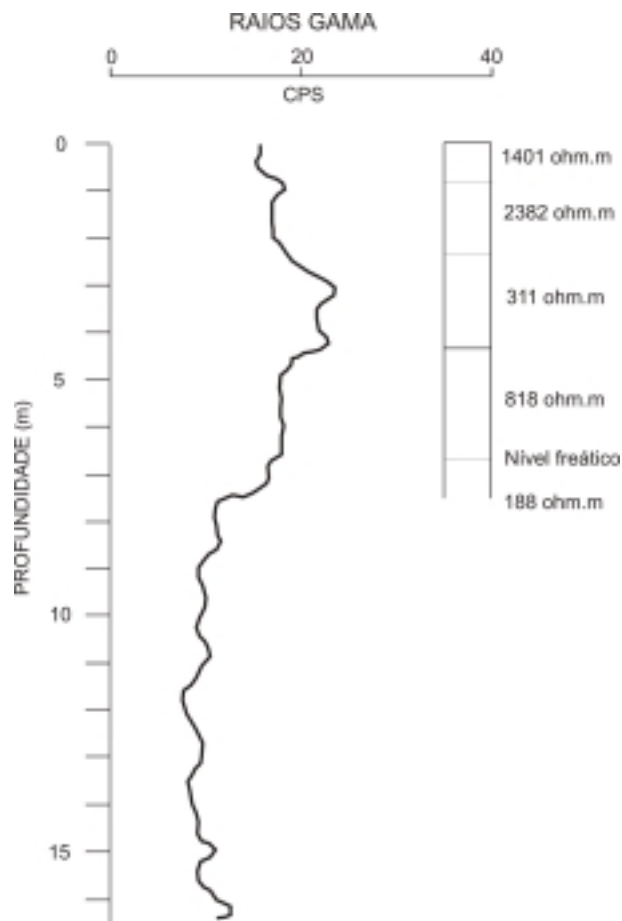


Figura 30: Comparação entre o perfil raios gama do poço 9 e o modelo interpretativo da SEV P9.

5.3 - MÉTODO ELETROMAGNÉTICO

O levantamento de campo com o Método Eletromagnético foi realizado no mesmo local da área de depósito de rejeitos sólidos da ALBRAS onde foram realizadas as medidas com o Método do Potencial Espontâneo (Figura 4). Neste levantamento foi empregado o Método Slingram; sendo usado o sistema horizontal coplanar como configuração geométrica das bobinas transmissora e receptora.

5.3.1 - Operação de campo

O levantamento de dados com o Método Eletromagnético foi realizado nos dias 17 e 18 de setembro.

O equipamento utilizado para as medidas foi o MaxMin-2, que permite obter os valores das componentes em fase e quadratura do campo eletromagnético secundário tomadas como percentagem do campo primário. As leituras das componentes em fase e quadratura foram realizadas em 8 frequências: 110, 220, 440, 880, 1760, 3250, 7040 e 14080 Hz. A separação entre as bobinas foi de 25m e as leituras foram realizadas a cada 10 m ao longo das linhas 25N, 50N, 75N e da linha base (Figura 4). A Figura 31 ilustra a operação de campo.



Figura 31: Operação de campo com o Método Eletromagnético (Slingram).

5.3.2 - Apresentação dos dados eletromagnéticos

Os dados eletromagnéticos foram representados graficamente na forma de perfis, na forma de sondagens e na forma de mapas de contorno. Os perfis mostram os valores das componentes em fase (linhas cheias na Figura 32) e em quadratura (linhas tracejadas na Figura 32) do campo magnético secundário para as 8 frequências usadas no levantamento. Nas sondagens (Figuras 33

a 35), para cada posição de medida foram representados os valores da intensidade do campo magnético secundário contra o período. Os mapas de contorno (Figuras 36 a 39), por sua vez, foram construídos com os valores da intensidade do campo magnético secundário. Foi construído um mapa para cada uma das 8 frequências da amostragem.

5.3.3 – Resultados

5.3.3.1 - Perfis

Os valores das componentes em fase e em quadratura do campo magnético secundário medidos ao longo das linhas estão representados na Figura 32. Observa-se nos perfis que entre as posições 5 e 35 m da linha 75N, 15 e 40m da linha 50N e entre 5 e 50 m da linha 25N m existe um aumento dos valores das componentes em fase indicando a presença de uma zona mais resistiva. Também é observada a presença de zona resistiva entre as posições -15 e -5 m na linha 50N e entre -25 e -15 m da linha 25N, indicada pelo suave acréscimo nos valores da componente em fase. A zona mais resistiva pode ser correlacionada à material mais arenoso.

O comportamento das curvas da componente em fase entre -50 e 5 m da linha 75N, -50 e -15 m da linha 50N é similar à anomalia provocada por corpos condutivos. Essa zona pode portanto estar correlacionada aos materiais argilosos abundantes na área investigada. Entre as posições 25 e 35 m da linha 25N ocorre uma suave diminuição nos valores das componentes em fase que deve ter sido causada por um desnível na topografia do terreno, observada durante a realização das medidas.

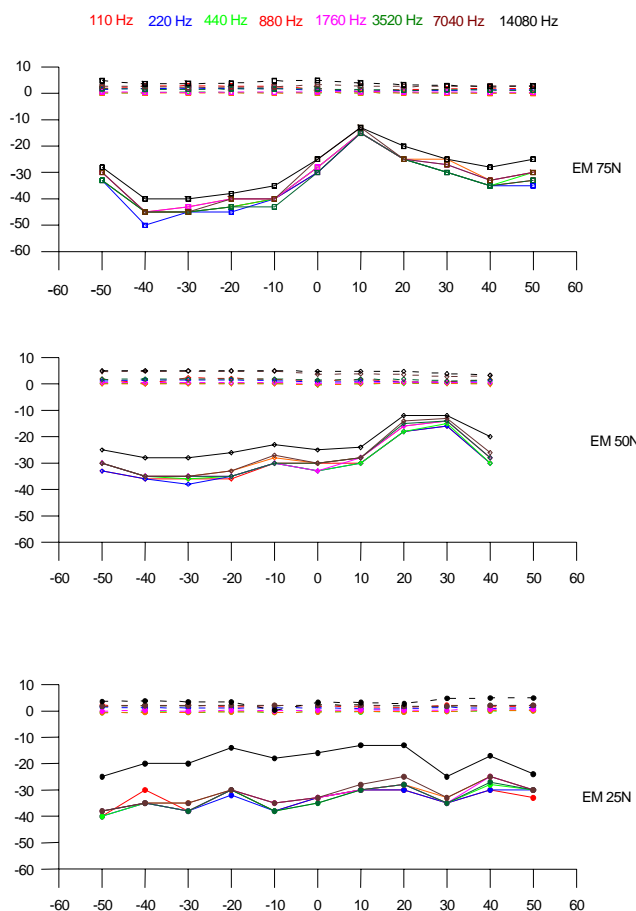


Figura 32: Componentes em fase e em quadratura do campo magnético secundário.

5.3.3.2 - Sondagens Eletromagnéticas (SEM)

Nas Figuras 33 a 35, as medidas eletromagnéticas realizadas nas linhas 25N a 75N estão representadas na forma de sondagens eletromagnéticas (SEM), com os valores da intensidade do campo magnético secundário no eixo horizontal e o período (inverso da frequência) no eixo vertical. A intensidade do campo foi calculada a partir dos valores das componentes em fase e quadratura medidos.

Esse tipo de representação permite visualizar o comportamento do ambiente em profundidade nas posições de medida, devido ao crescimento do valor do período estar associado à resposta geofísica proveniente de profundidades cada vez maiores.

Observa-se que nas posições 50 m, 30 m e 10 m da linha 25N (Figura 33) as SEM apresentam o valor da intensidade do campo próximo de 40 para os períodos abaixo de 9×10^{-2} s (maiores profundidades) e que esses valores se tornam mais baixos entre os períodos $9,5 \times 10^{-3}$ s e 3×10^{-4} s (mais superficialmente). Essa variação está relacionada à variação litológica em profundidade, refletindo ambientes mais condutivos (argilas) e mais resistivos (areias). De acordo com os resultados alcançados por Silva (2002) os valores mais baixos refletem ambientes resistivos (material arenoso) e os mais elevados refletem ambientes condutivos (material argiloso).

Na linha 50N (Figura 34), nas posições 30 m e 20 m, para os períodos abaixo de 9×10^{-2} s, as SEM apresentam valores da intensidade do campo próximo de 40 indicando a presença de material condutivo (argiloso); já entre as posições -20 m e -30 m, o valor da intensidade do campo é menor que 20 indicando a presença de material mais resistivo (arenoso). Como acontece na linha 25N, entre os períodos $9,5 \times 10^{-3}$ s e 3×10^{-4} s, os valores da intensidade do campo se tornam mais baixos para todas as posições indicando a presença de ambientes resistivos.

Na linha 75N (Figura 35) as SEM têm comportamento semelhante às SEM da linha 50N; para os períodos abaixo de 9×10^{-2} s, nas posições 40 m, 30 m e 20 m, o valor da intensidade do campo é maior que 40, o que sugere a existência de material argiloso, enquanto entre as posições -10 m e -20 m o seu valor está próximo de 20, indicando a presença de material arenoso e, entre os períodos $9,5 \times 10^{-3}$ s e 3×10^{-4} s, para todas as posições seu valor é menor, sugerindo a presença de material arenoso.

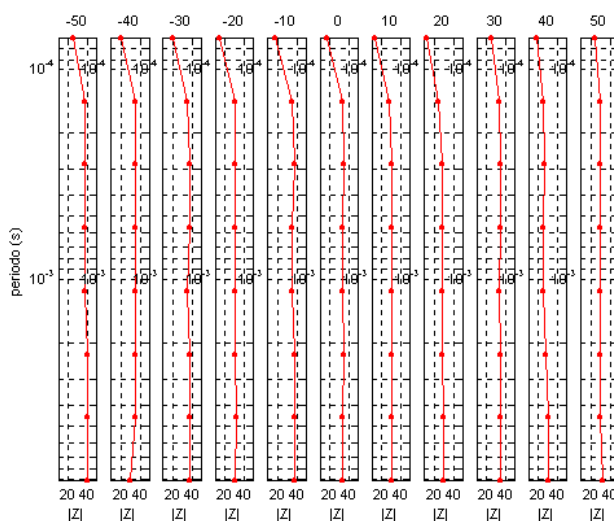


Figura 33: Representação dos dados eletromagnéticos na forma de SEM na linha 25N.

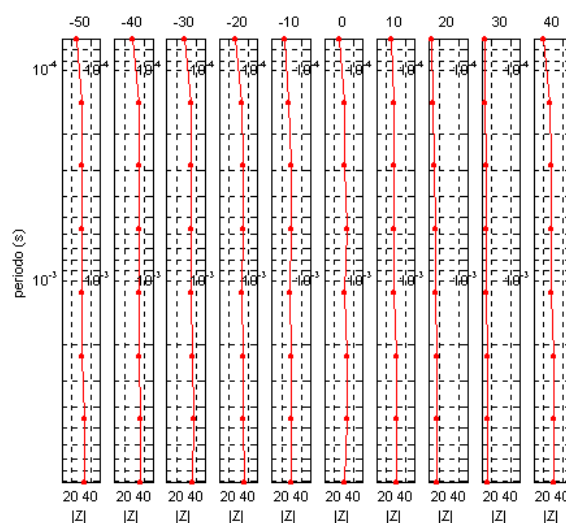


Figura 34: Representação dos dados eletromagnéticos na forma de SEM na linha 50N.

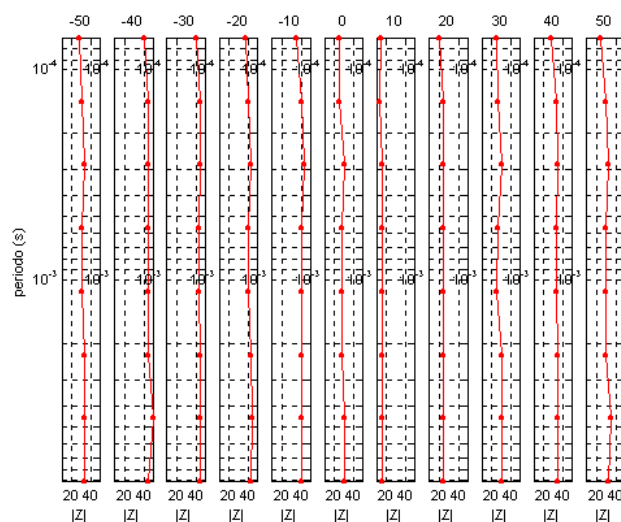


Figura 35: Representação dos dados eletromagnéticos na forma de SEM na linha 75N.

5.3.3.3 - Mapas de contorno

Os mapas de contorno foram construídos a partir dos valores calculados da intensidade do campo magnético secundário, para cada frequência de medida. Os mapas refletem a distribuição da litologia em planos à diversas profundidades, de acordo com a frequência de medida.

Nas figuras 36 a 39 observa-se que os valores mais baixos da intensidade do campo se encontram entre as posições 10 m e 50 m para as frequências abaixo de 14080 Hz, o que sugere a

presença de corpos mais resistivos nessa parte da área. Esse comportamento está relacionado à presença de material arenoso. Para a frequência de 14080Hz (Figura 39) ocorre um “espalhamento” desses menores valores em direção à posição -50 m das linhas 25N e 50N, sugerindo que nas proximidades da superfície do terreno o ambiente se torna mais arenoso.

É interessante notar que o mapa de contornos da intensidade do campo para a frequência de 14080 Hz (Figura 39) apresenta boa correlação com o mapa de contornos do Potencial Espontâneo (Figura 6). Isto é devido a investigação geofísica através do método PE atingir somente pequenas profundidades e que, para a área investigada, são, provavelmente, da mesma ordem de grandeza das profundidades atingidas com a frequência de 14080 Hz. Essa correlação sugere que as medidas de PE podem ter contribuição da variação litológica, além do movimento (fluxo) dos íons em subsuperfície. Neste caso, se a contribuição da variação litológica para as medidas de PE for superior a contribuição de fluxo dos íons, o sentido do fluxo pode não ser o indicado no mapa da Figura 6.

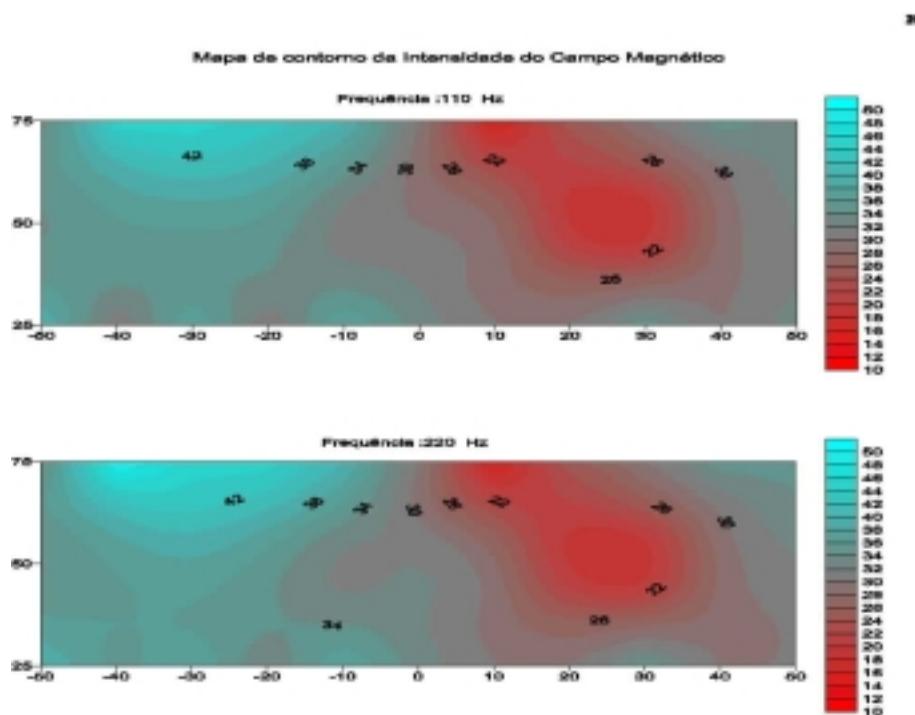


Figura 36: Mapa de contorno da intensidade do campo magnético secundário para as frequências de 110 e 220 Hz.

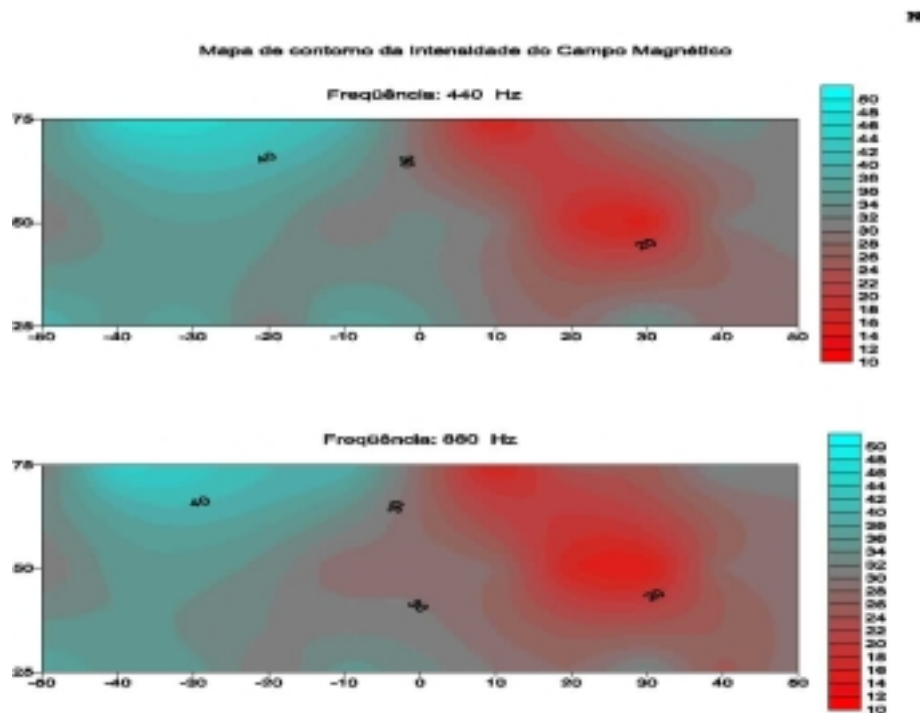


Figura 37: Mapa de contorno da intensidade do campo magnético secundário para as frequências de 440 e 880 Hz.

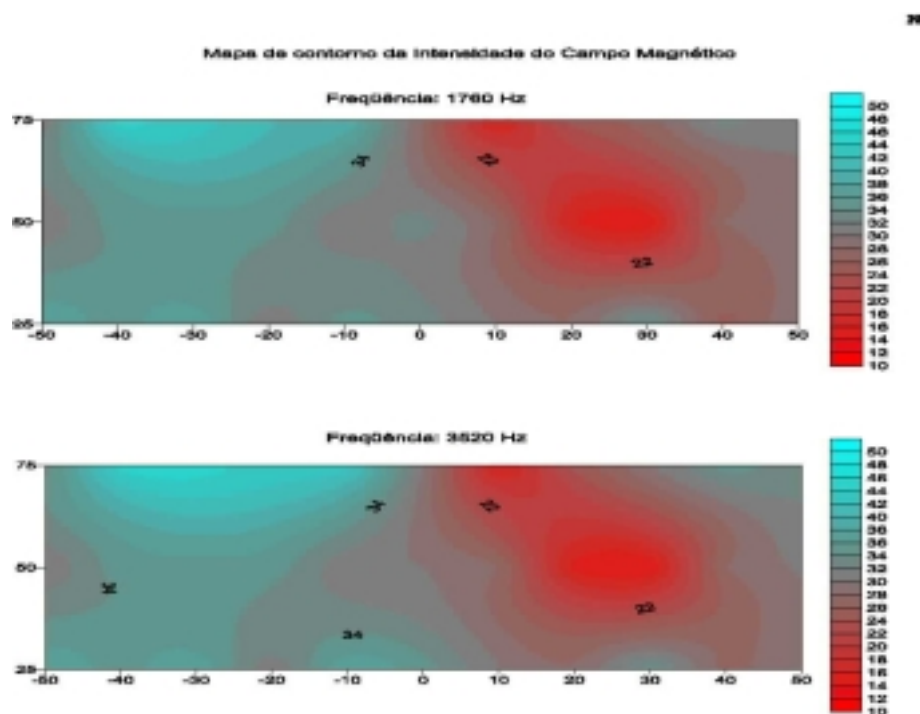


Figura 38: Mapa de contorno da intensidade do campo magnético secundário para as frequências de 1760 e 3520 Hz.

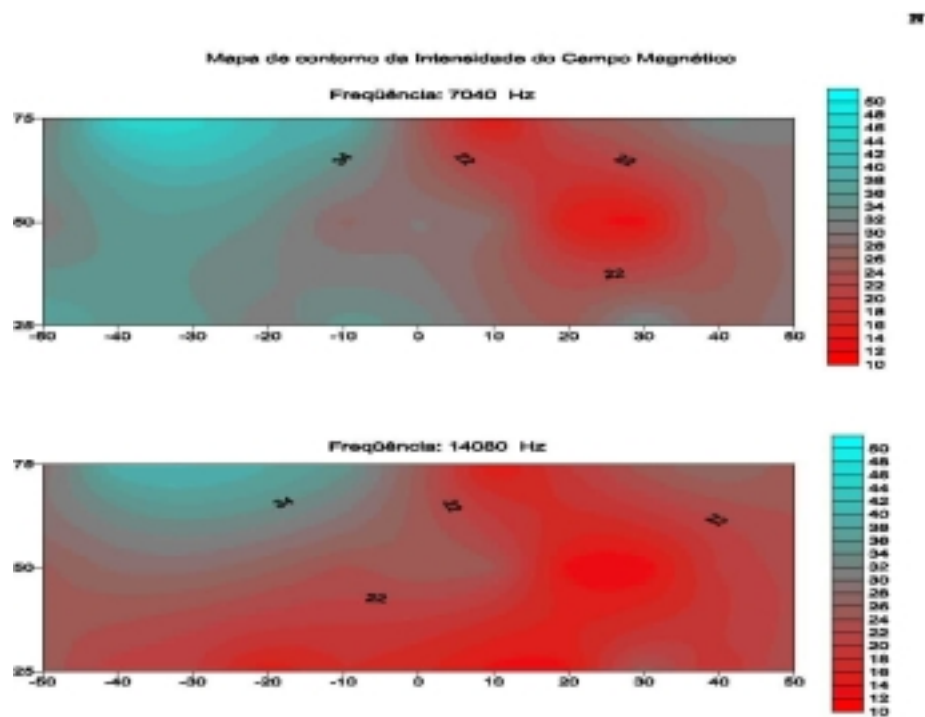


Figura 39: Mapa de contorno da intensidade do campo magnético secundário para as frequências de 7040 e 14080 Hz.

6 – CONCLUSÕES

Neste trabalho, a partir da interpretação conjunta de dados geofísicos, estabeleceu-se um padrão de caracterização da subsuperfície rasa fornecendo informações sobre as camadas geológicas e sobre parâmetros hidrogeológicos na ADRS da ALBRAS.

Foram utilizados os métodos elétricos (Potencial Espontâneo e Eletrorresistividade) e eletromagnético (Slingram), que permitiram a obtenção dos resultados abaixo.

A distribuição dos potenciais medidos com o Método do PE nas linhas de levantamento 25N, 50N, 75N e linha base (Figura 4), indicaram um fluxo subterrâneo local no sentido sul (Figura 6), que se contrapõe à direção de fluxo sugerida por medidas da profundidade do nível freático realizadas em uma escala menos detalhada.

A partir dos modelos interpretativos obtidos no imageamento elétrico (Figuras 10 a 25), estimou-se a velocidade média local do fluxo na subsuperfície em $3,83 \times 10^{-3}$ cm/s. Também foi possível observar, através do movimento da pluma condutiva, um sentido do fluxo subterrâneo local entre os eletrodos 8 e 10 na direção norte e entre os eletrodos 22 e 24 na direção sul. Além disso, observou-se que esse movimento foi mais visível entre os eletrodos 22 e 24 do que entre os eletrodos 8 e 10, sugerindo uma maior permeabilidade do material depositado nas proximidades dos eletrodos 22 e 24. O valor da velocidades média do fluxo nas proximidades dos eletrodos 8 e 10 foi estimada em $2,56 \times 10^{-3}$ cm/s, enquanto entre os eletrodos 22 e 24 ela foi estimada em $5,11 \times 10^{-3}$ cm/s.

O contato físico dos eletrodos com o solo foi fator limitante para o emprego das SEV's na região de floresta densa. Entretanto, os resultados dos modelos interpretativos obtidos através do processo de inversão das SEV's P4 e P9 apresentaram uma boa correlação com os perfis de raios gama (Figuras 28 e 30) e se mostraram eficientes para estabelecer os valores de resistividade e espessura da subsuperfície onde foram executadas (Figuras 27 e 29).

A representação dos dados eletromagnéticos na forma de perfis dos valores das componentes em fase e em quadratura do campo magnético secundário (Figura 32) permitiu identificar a presença de zonas mais condutivas correlacionadas aos materiais argilosos abundantes na área investigada e a presença de zona mais resistiva sugerindo a existência de material arenoso. Essas zonas ficaram bem caracterizadas em profundidade com a representação dos dados eletromagnéticos na forma de sondagens eletromagnéticas (SEM) apresentadas nas Figuras 33 a

35. Nas SEM, os altos valores da intensidade do campo magnético refletem ambientes mais condutivos (material argiloso) e os valores mais baixos da intensidade do campo magnético refletem ambientes mais resistivos (material argiloso).

Também, a representação dos dados eletromagnéticos na forma de mapas de contornos da intensidade do campo (Figuras 36 a 39) refletem a distribuição da litologia em planos à diversas profundidades, de acordo com a frequência de medida.

Pode-se ainda observar que o mapa de contornos para a frequência de 14080 Hz (Figura 39) apresentou uma boa correlação com o mapa de contornos do Potencial Espontâneo (Figura 6), indicando que as profundidades atingidas pelo método do Potencial Espontâneo na área investigada são da mesma ordem de grandeza das profundidades atingidas com a frequência de 14080 Hz. Da mesma forma que nas SEM, em todos os mapas de contornos (Figuras 36 a 39), os baixos valores da intensidade do campo sugerem a presença de corpos mais resistivos (material arenoso) e altos valores da intensidade do campo sugerem a presença de corpos mais condutivos (material argiloso).

O conhecimento da localização dos corpos mais arenosos é importante pois nesses corpos a permeabilidade é maior, o que os transforma nos dutos principais para a migração de quaisquer contaminantes que escapem das zonas de deposição de rejeitos.

Finalmente, a metodologia geofísica aqui utilizada mostrou-se adequada à investigação da geologia superficial e do fluxo de água subterrânea na ADRS da ALBRAS.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARAÚJO, P.P. 2001. *Variações sazonais dos componentes nitrogenados, em aquífero livre na zona urbana de Santa Izabel do Pará, nordeste do estado do Pará*. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 113p. (Dissertação de Mestrado).
- BARKER, R.D. 1990. Investigation of groundwater salinity by geophysical methods. In: WARD, S.H. (ed.) *Geotechnical and Environmental Geophysics*. Tulsa, Society of Exploration Geophysicists.v.2, p. 201-211.
- CAHYNA, F.; MAZÁC, O.; VENHODOVÁ, D. 1990. Determination of the extent of cyanide contamination by surface geoelectrical methods. In: WARD, S.H. (ed.) *Geotechnical and Environmental Geophysics*. Tulsa, Society of Exploration Geophysicists. v.2, p. 97-99.
- FERREIRA, C.S.; MACÊDO, A.C.M.; ASSIS, J.F.P. 1978. A Formação Pirabas no Pará. Novo registro de subsuperfície Belém (Furo 4BE-01-PA, CPRM). *Anais Acad. Brasileira de Ciências*. 80 (3): 427.
- GÓES, A.M.; ROSSETTI, D.F.; NOGUEIRA, A.C.R.; TOLEDO, P.M. 1990. Modelo deposicional preliminar da Formação Pirabas no nordeste do Estado do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, Belém, **2**: 3-15. Série Ciências da Terra.
- IPT- Instituto de Pesquisa Tecnológica do Estado de São Paulo. 1984. *Estudo hidrogeológico para a definição da possibilidade de captação de água subterrânea na Usina de Alumínio da ALBRAS em Barcarena – PA* (Relatório n ° 21-381).
- KELLER, G.V. & FRISCHKNECHT, F.C. 1966. *Electrical methods in geophysical prospecting*. Oxford, Pergamon. 519p.
- LIMA, O.A.L.; SATO, H.K.; PORSANI, M.J. 1994. Imaging industrial contaminant plumes with resistivity techniques. *Journal of Applied Geophysics*, **34**: 93-108.
- LUIZ, J.G. & SILVA, L.M. da C. 1983. *Curso de Geofísica de Prospecção*. Belém, UFPa. Centro de Geociências , 276p.

- Mc NEILL, J.D. 1990. Use of Electromagnetic Methods for groundwater studies. In: WARD, S.H. (ed.) *Geotechnical and environmental geophysics; Review and tutorial*. Tulsa, Society of exploration geophysicists. p. 191-218.
- ORELLANA, E. 1972. *Prospeccion geoeletrica en corriente continua*. Madrid, Paraninfo. 560p.
- ORELLANA, E. 1974. *Prospeccion geoeletrica por campos variables*. Madrid, Paraninfo. 571p.
- RADAM, 1974. Departamento Nacional de Produção Mineral. *Folha SA-22. Belém – PA; Geologia, geomorfologia, solos, vegetais e uso potencial*, Rio de Janeiro.
- RODRIGUES, S.F.S. 1999. *Vulnerabilidade do aquífero livre na área de lançamento de rejeitos sólidos da ALBRAS e avaliação preliminar dos seus riscos de contaminação*. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 66p. (Trabalho de Conclusão de Curso).
- ROSS, H.P.; MACKELPRANG, C.E.; WRIGHT, P.M. 1990. Dipole –dipole electrical resistivity surveys at waste disposal study sites in northern Utah. In: WARD, S.H. (ed.) *Geotechnical and Environmental Geophysics*. Tulsa, Society of Exploration Geophysicists. v. 2, p. 145-152.
- ROSSETTI, D.F. 2001. Late Cenozoic sedimentary evolution in northeastern Pará, Brazil, within the context of sea level changes. *Journal of South American Earth Sciences* . **14**: 77-89.
- ROSSETTI, D.F.; TRUCKENBRODT, W.; GÓES, A.M. 1989. Estudo paleoambiental e estratigráfico dos sedimentos Barreiras e Pós-Barreiras na Região Bragantina, Nordeste do Pará . *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, Belém, 1: 25-74. Série Ciências da Terra.
- SÁ, J.H.S. 1969. Contribuição à geologia dos sedimentos terciários e quaternários da Região Bragantina, Estado do Pará. IG/UFRJ. *Boletim Geociências*, 3: 21-37.
- SILVA, R.C.S. 2002. *Aplicação dos métodos geofísicos elétrico e eletromagnético na determinação de unidades sedimentares costeiras tropicais em Bragança. Nordeste do Pará*. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 52p. (Dissertação de Mestrado).
- SOARES, J.A. 1998. *Vulnerabilidade do aquífero livre na região de Barcarena –PA*. Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 70p. (Trabalho de Conclusão de Curso).

TANCREDI, A.C.F.N.S. , 1996. *Recursos hídricos subterrâneos de Santarém – Fundamentos para uso e proteção*. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 153p. (Tese de Doutorado)

TELFORD, W.M.; GELDART, L.P.; SHERIFF, R.E.; KEYS, D.A. 1976. *Applied Geophysics*. London, Cambridge University. 860 p.