



**MÉTODOS ELÉTRICOS E
ELETROMAGNÉTICOS NA
AVALIAÇÃO DA
CONTAMINAÇÃO DE
AQUÍFEROS POR ATIVIDADES
DE MINERAÇÃO E
INDÚSTRIA DE CURTUME**

LUIZ FERNANDO JORGE DA CUNHA

SALVADOR – BAHIA
JULHO – 2009

**Métodos Elétricos e Eletromagnéticos na Avaliação da
Contaminação de Aquíferos por Atividades de Mineração e
Indústria de Curtume**

por

LUIZ FERNANDO JORGE DA CUNHA

Bacharel em Engenharia Civil (Universidade Federal de Mato Grosso – 1985)

Mestre em Física Ambiental (Universidade Federal do Mato Grosso – 2005)

TESE DE DOUTORADO

Submetida em satisfação parcial dos requisitos ao grau de

DOUTOR EM CIÊNCIAS

EM

GEOFÍSICA

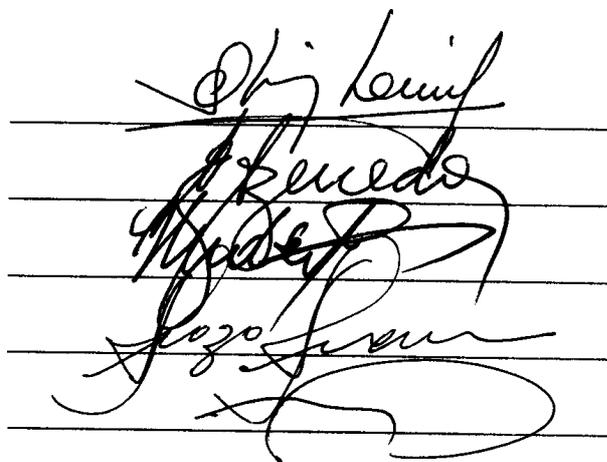
à

Câmara de Ensino de Pós-Graduação e Pesquisa

da

Universidade Federal da Bahia

Comissão Examinadora



Dr. Olivar Antônio Lima de Lima - Orientador

Dr. Antônio Expedito Gomes de Azevedo

Dr. Hédison Kiuity. Sato

Dr. Shozo Shiraiwa

Dr. Vagner Roberto Elis

Aprovada em 7 de julho de 2009

A presente pesquisa foi desenvolvida no Centro de Pesquisa em Geofísica e Geologia da UFBA, com recursos próprios e do CNPq

C972 Cunha, Luiz Fernando Jorge da,

Métodos elétricos e eletromagnéticos na avaliação da contaminação de aquíferos por atividades de mineração e indústria de curtume / Luiz Fernando Jorge da Cunha. — Salvador, 2009.
xii, 116 f.: il.

Orientador: Prof. Dr. Olivar Antonio Lima de Lima
Tese (Doutorado) - Pós-Graduação em Geofísica. Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia, 2009.

1. Prospecção Métodos geofísicos. 2. Eletromagnetismo. 3. Aquíferos. 4. Água - Qualidade - Bahia. I. Lima, Olivar Antonio Lima de. II. Universidade Federal da Bahia. Instituto de Geociências. III. Título.

550.81(813.8)

Ao meu Senhor Jesus que sempre
tem iluminado o meu caminho; à
minha esposa Marcia Maria, a meus
filhos Vinicius e Luiz Felipe;
a meu pai Luiz Jorge (in memoriam)
e a minha mãe Ecila Rondon.

Resumo

Este trabalho apresenta os resultados de imageamentos geofísicos obtidos com a aplicação de métodos elétrico e eletromagnético indutivo (EM34) para descrever a estrutura aquífera e eventual contaminação relacionadas a resíduos da mineração de sulfetos de cobre no distrito de Pilar, no Vale do Curaçá, Bahia, e de resíduos de curtume no município de Várzea Grande, Mato Grosso. Nos trabalhos desenvolvidos na região do Vale do Curaçá, foram empregados o método elétrico de resistividade e polarização induzida e o método eletromagnético indutivo. A área estudada tem uma extensão aproximada de 225ha, com um total de 8,8km de perfis levantados, com a ocupação de 36 sondagens geoelétricas e 1.540 estações de medição EM. O levantamento eletromagnético foi realizado com o sistema EM-34 em linhas que se cruzam nas direções NE-SW e SE-NW. Neste trabalho foram utilizados espaçamentos entre as bobinas de 10, 20 e 40 metros, em condições de investigar profundidade efetiva de 7,5-15-30 e 60 metros, dependendo das configurações de dipolo horizontal DMH e vertical DMV. O levantamento elétrico foi realizado com o arranjo Schlumberger de eletrodos em SEVs, equiespaçadas entre 50 e 100m, com $AB/2$ máximo de 250m. Em estruturas cristalinas, como as observadas no Vale do Curaçá, com uma litologia complexa, onde a presença de água normalmente está associada a fraturas e falhas nas rochas, a identificação de áreas potencialmente contaminadas por metais pesados, usando apenas o método de resistividade poderia ser extremamente dispendioso e de pouco alcance. Dessa forma, a utilização também do método eletromagnético indutivo pode ampliar a área de abrangência do estudo com baixo custo na execução. A interpretação dos perfis e mapas de condutividade/resistividade mostraram a presença de corpos condutivos alongados, que podem estar relacionados com a drenagem ácida proveniente da lagoa de rejeitos dos efluentes líquidos do processo de tratamento mineral. A área estudada em Mato Grosso insere-se regionalmente na denominada Depressão Cuiabana (Migliorini, 1999), compreendendo uma extensa área rebaixada (relevo de planície), com altitudes entre 150 a 200m, entre o Planalto dos Guimarães e a Província Serrana. Nesta região os perfis e mapas de condutividade aparente obtidos com o sistema EM-34 apresentaram valores acentuados, coincidindo com aqueles obtidos por Lannes (2002) realizando análise química da água em relação à presença

de cromo. Os dados foram processados com a utilização dos programas RES2DINV, IPI2Win e SURFER que possibilitaram a geração de pseudo-seções de condutividade/resistividade. Nos dois casos estudados, foram utilizados procedimentos de inversão que possibilitaram identificar corpos condutivos alongados a profundidades que variaram de terreno para terreno. O conjunto de dados elétricos e eletromagnéticos, auxiliado pelas análises de propriedades petrofísicas, aliadas às informações geológicas do local, possibilitaram uma modelagem no sentido de identificar-se direções preferenciais de percolação da contaminação subterrânea dos aquíferos.

Abstract

This work presents the results of a geophysical imaging obtained with the application of electrical and electromagnetic inductive methods (EM-34) to describe the aquifer structures and its possible underground contamination related to wastes from mining of copper sulfides in the district of Pilar, in the Curaçá valley, Bahia, and from tannery residues in the city of Várzea Grande, Mato Grosso. The work done at the Curaçá valley, employed electrical resistivity, induced polarization and electromagnetic inductive methods. The studied area has an extension of approximately 225ha with a total of 8,8km of surveyed profiles. A total of 36 geoelectric sounding and the measurement of 1.540 EM stations. The EM surveys were conducted with the EM-34 electromagnetic system along intersecting lines of directions NE-SW and SE-NW. This work was used spacing between the coils of 10, 20 and 40 meters, capable of investigation and 7,5-15-30 and 60 meters of effective depth, depending on the configurations of dipole DMH horizontal and vertical DMV. The survey electrical was carried out with the vertical electrical sounding (array Schlumberger) and profiling dipole-dipole, spaced from 50 and 100 meters with AB/2 maximum of 250 meters. In crystalline structures such as those seen in the valley of Curaçá, with a lithology complex, where the presence of water normally associated with the fractures and faults in the rocks, the identification of areas potentially contaminated with heavy metals, only through the method of resistivity could be extremely costly and of little reach. Thus the use of inductive electromagnetic method can enlarge the area scope of study with low cost in implementation. The interpretation of the profiles and maps of conductivity/resistivity showed the presence of conductive elongated bodies which may be associated with acid drainage from the waste lake of liquid effluents of the process of mineral processing. The area studied in Mato Grosso falls regionally in the within the so-called Cuiabana Depression, (Migliorini, 1999), including an extensive area lowered (relief plain), with altitude between the Plateau of Guimarães and Mountainous Province. In this region the profiles and maps of apparent conductivity showed high values, coinciding with the values of the chemical analysis of water in relation to the presence of chromium made in previous work (Lannes, 2002). The data were processed using the software RES2DINV, IPI2Win and SURFER, which possibility the generation of pseudo-sections of

conductivity/resistivity. In both cases studied, was used the process of reversal that allowed conductive elongated bodies at depths ranging from ground to ground. The set of electrical and electromagnetic data, aided by the analysis of petrophysical properties together the geological information of the local allowed modeling in order to identify directions preferential pathway to contamination of the aquifers.

Índice

Resumo	iv
Abstract	vi
Índice	i
Índice de Figuras	iii
Introdução	1
1 Caracterização das Áreas Estudadas	5
1.1 Área do Alto Rio Curaçá	5
1.1.1 Características Físico-Climáticas	7
1.1.2 Características Geológicas	8
1.1.3 Modelo de Fluxo Estacionário	15
1.2 Área de Várzea Grande	17
1.2.1 Características Físico- Climáticas	18
1.2.2 Características Geológicas	18
2 Problemas de Contaminação das Águas Subterrâneas	23
2.1 Qualidade e Degradação das Águas	25
2.2 Resíduos e Efluentes de Mineração	29
2.3 Contaminação por Indústria de Curtume	31
2.4 Transporte e Degradação de Contaminantes	32
2.4.1 Dispersão Hidrodinâmica	32
2.5 Interação Solo-Contaminante	34
2.6 Detecção e Monitoramento de Contaminação	36
3 Métodos Geofísicos Empregados	40
3.1 Propriedades Eletromagnéticas	40
3.1.1 Condutividade elétrica	41

3.1.2	Permissividade elétrica	44
3.1.3	Permeabilidade magnética	45
3.2	Bases Físicas do Método Elétrico	46
3.2.1	Fonte Pontual num Meio Homogêneo	47
3.2.2	Fonte Pontual em Meio Multi-Estratificado	48
3.2.3	Medida da Função Resistividade	50
3.2.4	Medida da Polarização Induzida	53
3.3	Bases Físicas do Método Eletromagnético	56
3.3.1	Sistema Eletromagnético EM-34	57
3.3.1.1	Aquisição de dados no campo	60
3.3.1.2	Processamento e Interpretação dos dados	62
4	Resultados dos Experimentos Geofísicos	63
4.1	Região do Alto Rio Curaçá	64
4.1.1	Seções Eletromagnéticas e de IP-resistividade	66
4.1.2	Mapas de Condutividade Aparente EM	86
4.1.3	Condições Hidrológicas Subterrâneas	90
4.2	Região de Várzea Grande	92
4.2.1	Seções Eletromagnéticas	94
4.2.2	Mapas de Condutividade Aparente EM	96
4.2.3	Condições Hidrológicas Subterrâneas	97
5	Conclusões	98
	Agradecimentos	100
	Referências Bibliográficas	102
I	SEVs	108
I.1	Sondagens Elétricas Verticais	108

Índice de Figuras

1.1	Mapa de localização da área situada no vale do Alto Curaçá na Bahia	6
1.2	Modelado do relevo e rede de drenagem da bacia do Curaçá no entorno da região de Pilar, Bahia (Lima, 2006).	8
1.3	Mapa geológico do embasamento cristalino da porção NE do Cráton do São Francisco (Souza et al., 2003).	9
1.4	Imagens de afloramentos mostrando algumas das principais estruturas geológicas (dúcteis) presentes na área de estudo (Correa Gomes, 2006).	11
1.5	Imagens de afloramentos mostrando algumas das principais estruturas geológicas (rúpteis) presentes na área de estudo (Correa Gomes, 2006).	12
1.6	Mapa de contorno do campo magnético total da terra na bacia do Alto Rio Curaçá (Lima, 2006)	13
1.7	Linhas equipotenciais e de corrente num fluxo estacionário bidimensional em aquífero livre, homogêneo e isotrópico (Lima, 2006).	15
1.8	Mapa de localização da área situada em Mato Grosso, no município de Várzea Grande	17
1.9	Filitos laminados sericíticos da Formação Miguel Sutil, de coloração cinza avermelhado, cortados por veios de quartzo sub-concordantes com a foliação e dobrados intensamente (Migliorini, 1999).	19
1.10	Sequências granodécrescentes da Formação Miguel Sutil, dominadas por metaconglomerados oligomíticos na base, arenitos quartzosos na porção média, e no topo, metassiltitos (Migliorini, 1999).	20
1.11	Metadiamicititos da Formação Rio Coxipó, de coloração cinza amarelada, matriz argilosa maciça que sustenta os clastos de composição e tamanho diversos (Migliorini, 1999)	21
2.1	Modelo em corte transversal de célula tipo para resíduos perigosos, Coiado (1999).	36
2.2	Execução de impermeabilização em uma célula tipo para disposição de resíduos industriais perigosos (Cavalcanti, 1999).	37

3.1	Variação de ΔV observado no receptor com o tempo. As linhas pontilhadas verticais indicam os momentos em que se corta a corrente e começa a descarga.	54
3.2	Canal poroso com suas distribuições iônicas características. a) canal não energizado; b) canal energizado com corrente fluindo.	55
3.3	Polarização de eletrodo, ocorre com a presença de minerais metálicos disseminados.	55
3.4	Esquema mostrando o princípio de funcionamento do método eletromagnético, com os campos magnéticos primário e secundário.	57
3.5	Amplitude e fase dos campos magnéticos primário e secundário	58
3.6	Diagrama vetorial mostrando os campos magnéticos e seus respectivos componentes.	59
3.7	Configuração das bobinas nos modos dipolos horizontal e vertical.	61
4.1	Mapa de localização da área.	64
4.2	Mapa de localização das linhas de levantamento eletromagnético-EM e de IP-resistividade.	65
4.3	Detalhe da localização das linhas de levantamento eletromagnético-EM e IP-resistividade. As setas indicam o sentido dos levantamentos realizados.	66
4.4	Seções de condutividade aparente da linha EM-3 indicada no mapa da Figura 4.3	67
4.5	Detalhe da superfície do terreno de parte do levantamento realizado na linha EM-3 entre as estações 1.000 e 1.250 m.	68
4.6	Perfis de condutividade aparente da linha EM-3 obtidos com dipolos horizontais e verticais e cabos de 10, 20 e 40m.	69
4.7	Seções comparativas de EM (Condutividade aparente) e IP-Resistividade da linha EM-3 entre as estações 250 a 500m.	70
4.8	Seções de detalhe da resistividade e polarizabilidade verdadeiras obtidas na linha EM-3 entre as estações 250 a 500m.	71
4.9	Seções de condutividade e resistividade aparentes e modelos invertidos de IP-resistividade para a linha EM-3 entre as posições 500 e 750m.	72
4.10	Seções detalhadas de resistividade e IP verdadeiros da linha EM-3 entre as posições 500 a 750m.	73
4.11	Seções de condutividade aparente da linha EM-6.	74
4.12	Seções de condutividade e de resistividade aparentes da linha EM-2 e modelos geoeletricos bidimensionais invertidos entre as posições 75 e 375m.	75
4.13	Seções de condutividade e de resistividade aparentes da linha EM-2 e modelos geoeletricos bidimensionais invertidos entre as posições 375 e 675m.	76

4.14	Seções de condutividade e de resistividade aparentes da linha EM-2 e modelos geoeletricos bidimensionais invertidos entre as posições 675 e 1075m.	77
4.15	Seção da resistividade verdadeira em subsuperfície ao longo da linha EM-2. . .	78
4.16	Curvas de sondagens elétricas obtidas na linha EM-2	79
4.17	Inversão unidimensional de algumas sondagens elétricas da linha EM-2 entre as estações 375 e 875m.	80
4.18	Seções de condutividade aparente EM-34 obtidas ao longo das linhas 7-8-9 e 10.	81
4.19	Seções de condutividade aparente das linhas 5,4 e 1.	82
4.20	Vista da região de execução das linhas de referência 1 e 2.	83
4.21	Seções de condutividade e de resistividade aparentes e modelos bidimensionais de resistividade e IP da linha de referência 1.	84
4.22	Seções de condutividade e de resistividade aparentes e modelos bidimensionais de resistividade e IP da linha de referência 2.	85
4.23	Mapa da condutividade aparente EM medida ao nível aproximado de 7,5m de profundidade.	86
4.24	Mapa da condutividade aparente EM medida ao nível aproximado de 15m de profundidade.	87
4.25	Mapa da condutividade aparente EM medida ao nível aproximado de 30m de profundidade.	88
4.26	Mapa da condutividade aparente EM medida ao nível aproximado de 60m de profundidade.	89
4.27	Modelo geoeletrico.	90
4.28	Mapa de localização das linhas de levantamento EM e dos poços de monitoramento.	92
4.29	Seções de condutividade aparente obtidas nas linhas longitudinais EM-0, EM-4, EM-5 e EM-6	94
4.30	Seções de condutividade aparente obtidas nas linhas transversais EM-1, EM-2 e EM-3.	95
4.31	Mapas de condutividade aparente obtidas nas linhas transversais EM-1, EM-2 e EM-3	96

Introdução

O início do novo século (e milênio) está sendo marcado internacionalmente pela busca de uma maior eficiência no uso dos recursos hídricos, em respeito aos princípios básicos aprovados na Rio 92. O uso racional das águas é uma questão que tem suscitado grande preocupação aos planejadores, sendo considerado como uma das bases de desenvolvimento da sociedade moderna (Rebouças et al., 2002). Até a década de setenta, a preocupação com os recursos hídricos era incipiente, e sua escassez ocorria, principalmente, por motivos climáticos e não por aumento da densidade demográfica. A partir da década de 70, notadamente após conferências como a de Estocolmo, em 1972 e Rio 1992, é que a preocupação e a conscientização mundial sobre a necessidade de conduzir o desenvolvimento das nações, no sentido de conservar o meio ambiente, têm aumentado consideravelmente. Atualmente existe uma tendência mundial das populações em concentrarem-se cada vez mais em áreas urbanas. Essa concentração populacional e o conseqüente aumento da produção de resíduos domésticos e industriais vêm gerando muitos problemas relacionados à forma de disposição dos resíduos e, conseqüentemente, em relação à contaminação de solos e águas subterrâneas (Elis, 1998).

Um dos maiores problemas ambientais são os rejeitos decorrentes do desenvolvimento tecnológico. Efluentes industriais são, neste contexto, um problema particular, pois a natureza não os absorve facilmente. A poluição e, por conseqüência, a contaminação por metais pesados, de ecossistemas aquáticos e/ou terrestres ocorrem de maneira lenta e, por este motivo, podem não ser avaliadas apropriadamente. Enquanto isso, esses elementos vão se acumulando nos organismos e seus efeitos, muitas vezes, só serão sentidos quando os prejuízos forem irreversíveis (Barros, 2001).

Para que ocorra o desenvolvimento sustentável do Brasil, torna-se necessário que, paralelamente aos projetos de instalações de complexos industriais, seja realizado um monitoramento da poluição causada pela operacionalização dessas plantas industriais. Mais especificamente, no caso dos resíduos advindos de processos industriais, com a possibilidade da poluição do subsolo e da água subterrânea. Ressalte-se, ainda, que muitos destes projetos estão localizados em bacias hidrográficas importantes, podendo estar, indiretamente, comprometendo a qualidade da água disponível para o abastecimento das populações.

No Brasil, a política ambiental começou em 1934 com a adoção dos códigos das águas, florestal e da mineração, e com a criação, em 1937, do Parque Nacional de Itatiaia e a aprovação da legislação de proteção ao patrimônio histórico e artístico nacional (Class e Maia, 1994). O meio ambiente é citado na Constituição da República Federativa do Brasil no Título VIII, da Ordem Social, inserido através do Capítulo VI do Meio Ambiente, Art. 225: “Todos têm direito ao meio ambiente ecologicamente equilibrado, bem de uso comum do povo e essencial à sadia qualidade de vida, impondo-se ao poder público e à coletividade o dever de defendê-lo e conservá-lo para as gerações presentes e futuras”.

Os resíduos industriais sólidos e líquidos constituem problemas de gerenciamento ambiental devido a necessidade de suas remoções das áreas industriais até locais adequados para suas disposições finais. Muitas vezes constata-se situações em que tais resíduos são lançados nos rios ou enterrados no solo de forma inadequada, causando danos ao meio ambiente. Este trabalho tem como objetivo principal apresentar a análise geológico-geofísico integrada de dois “estudos de casos” sobre riscos de contaminação de solos e recursos hídricos, associados à atividade de mineração e à indústria de beneficiamento de couros. O primeiro foi realizado no estado da Bahia, numa região de clima semi-árido, e se concentrou no entorno da Mineração Caraíba, localizada no município de Jaguararí; o segundo, realizado em Mato Grosso, numa região de clima tropical semi-úmido, envolveu área de deposição de rejeitos de curtume de Capão Grande localizado no município de Várzea Grande.

Quase 60% do semi-árido baiano é constituído por terrenos cristalinos Pré-cambrianos do chamado Cráton do São Francisco. Numa grande parcela desses terrenos, a água superficial é escassa e a única alternativa viável e permanente de suprimento humano e animal é através da água subterrânea (Lima et al., 2005). Nessa conjuntura reveste-se de fundamental importância a pesquisa da qualidade da água subterrânea, num centro que teve sua importância econômica elevada pelo pólo de mineração. A mina Caraíba está em atividade desde 1978. Única produtora de concentrado de cobre no Brasil, sua produção vem declinando em função do encerramento da mineração a céu aberto em 1986. Entre 1978 e 1986 a exploração de cobre foi realizada exclusivamente a céu aberto; a partir de 1986 passou a ser explorada através de mineração subterrânea.

Cada vez mais a indústria mineira de metálicos movimentava maiores volumes de minerais, devido à automação dos processos e às novas e mais eficientes técnicas de lavra e de beneficiamento, mas estas também incrementam a quantidade de materiais não desejáveis. A geração destes resíduos (estéreis e rejeitos) ricos em sulfetos, oxidam-se gerando águas ácidas que podem provocar sérios impactos ambientais. Esse processo de oxidação é conhecido como “Drenagem Ácida de Mina” (DAM) ou Drenagem Ácida de Rocha (Souza, 2001).

As drenagens ácidas ocorrem em áreas nas quais o mineral a ser lavrado encontra-se sob a forma de sulfetos ou quando sulfetos estão associados às rochas encaixantes. Os resíduos de minas (estéreis e rejeitos provenientes do beneficiamento) ricos em sulfetos, ao ficarem expostos à água e ao ar, oxidam-se gerando acidez. O mais preocupante é que esses efeitos não se restringem apenas à área minerada, podendo atingir corpos hídricos superficiais e subterrâneos bem distantes do empreendimento. Como fator complicador, ainda, deve-se levar em consideração que as reações químicas envolvidas no processo podem, ainda, ocorrer anos após o esgotamento do depósito mineral. A disposição dos rejeitos sólidos, resultantes da britagem e separação física, é efetuada numa pilha (montanha) acumulada na vizinhança da mina. O rejeito líquido, resultante da concentração por flotação, é despejado numa lagoa de contenção construída com barragens superficiais próximas ao riacho do Januário.

O estado de Mato Grosso tem sua economia baseada na agroindústria. Com o maior rebanho bovino do país, proliferam em todo o estado, indústrias de tratamento do couro, muitas das quais carentes de técnicas apropriadas para tratamento e com compromisso de conservação ambiental. Os resíduos sólidos resultantes do beneficiamento do couro (Classe I) constituem também sério problema de gerenciamento ambiental.

A natureza dos métodos geofísicos, aliados ao baixo custo operacional e à rapidez e facilidade de aplicação dos ensaios, torna-os particularmente adequados para aplicação no estudo de tais problemas como mostrado em vários casos práticos por Ward (1990). Este trabalho tem, como objetivo principal, avaliar a viabilidade da aplicação integrada de métodos elétricos e eletromagnéticos na caracterização de zonas aquíferas e da qualidade das suas águas armazenadas em áreas adjacentes a rejeitos industriais. O trabalho envolve a adequação de procedimentos de aquisição no campo, processamento numérico, interpretação e integração dos dados adquiridos, objetivando não só imagear a geometria tridimensional dos aquíferos, mas também a extensão e a intensidade de suas zonas contaminadas.

A metodologia adotada envolve a análise das características gerais das áreas selecionadas para estudos, tais como clima, vegetação e solo em dois ecossistemas brasileiros bem distintos. Procura-se, assim, testar a aplicação e comparar resultados dos métodos elétricos e eletromagnéticos, tanto no semi-árido do nordeste brasileiro, uma região com expressiva carência de recursos hídricos, quanto no Pantanal Matogrossense, região reconhecida pela grande disponibilidade de recursos hídricos, tanto superficiais quanto subterrâneos. Apesar do enfoque principal ser a integração de métodos geológicos e geofísicos na avaliação e delimitação da contaminação de aquíferos, é necessário abordar conceitos e temas correlatos das ciências da terra, de modo que o trabalho está apresentado da seguinte maneira:

No Capítulo I são apresentadas as características físicas, climáticas, de vegetação e hidrogeológicas do Semi-árido baiano e do úmido Pantanal Matogrossense, buscando caracterizar as especificidades e diferenças encontradas nos dois locais selecionados para estudos.

No capítulo II contém um resumo da fundamentação teórica que embasa a motivação e a execução deste trabalho de tese. Na sessão inicial são analisadas as normas e padrões de qualidade de águas e outros aspectos relevantes da legislação ambiental, tanto a nível federal quanto nos dois estados. Em seguida são consideradas em seis sessões, as condições gerais da circulação natural das águas subterrâneas e os principais mecanismos de suas contaminações por resíduos e processos industriais como aqueles existentes e utilizados nas duas áreas estudadas.

No capítulo III são abordadas as bases físicas para o uso das propriedades elétricas dos materiais geológicos no mapeamento de reservatórios de água subterrânea e na delimitação espacial de eventuais contaminações neles localizadas. As bases físicas dos métodos elétricos e eletromagnéticos, bem como das técnicas e procedimentos usados na aquisição e na interpretação dos dados de campo nas duas áreas estudadas.

No capítulo IV é feita a apresentação e análise dos resultados dos trabalhos desenvolvidos no Alto Curaçá, bem como no Capão Grande, destacando a integração dos métodos na caracterização da contaminação dos aquíferos. Discute-se as especificidades do uso das técnicas empregadas em dois ambientes com características tão diversas como os estudados neste trabalho.

No capítulo V são feitas as abordagens finais, analisando o objetivo do trabalho e os resultados alcançados, além de proposições que possam trazer benefícios ao desenvolvimento de tais técnicas no meio científico.

1

Caracterização das Áreas Estudadas

1.1 Área do Alto Rio Curaçá

Mais da metade da área do estado da Bahia é ocupada por rochas cristalinas pré-cambrianas que constituem o embasamento e parte das coberturas poli-metamorfisadas do Cráton do São Francisco (Lima, 2006). O sistema cristalino do estado da Bahia ocupa uma área de aproximadamente 278.000 km^2 , constituído basicamente por rochas ígneas e metamórficas de alto grau, nas quais o espaço poroso primário é muito pequeno (porosidade inferior a 2% e permeabilidade menor que 0,01 md).

A região do vale do Curaçá (Figura 1.1) corresponde a uma das áreas mais semi-áridas da Bahia. Nela, a precipitação média anual fica abaixo de 500 mm e a evapotranspiração potencial é muito elevada, produzindo um déficit anual líquido de cerca de 300 mm. Poços de extração de água constituem a única solução econômica e permanente para suprimento humano e animal nesta área (Lima, 2006).

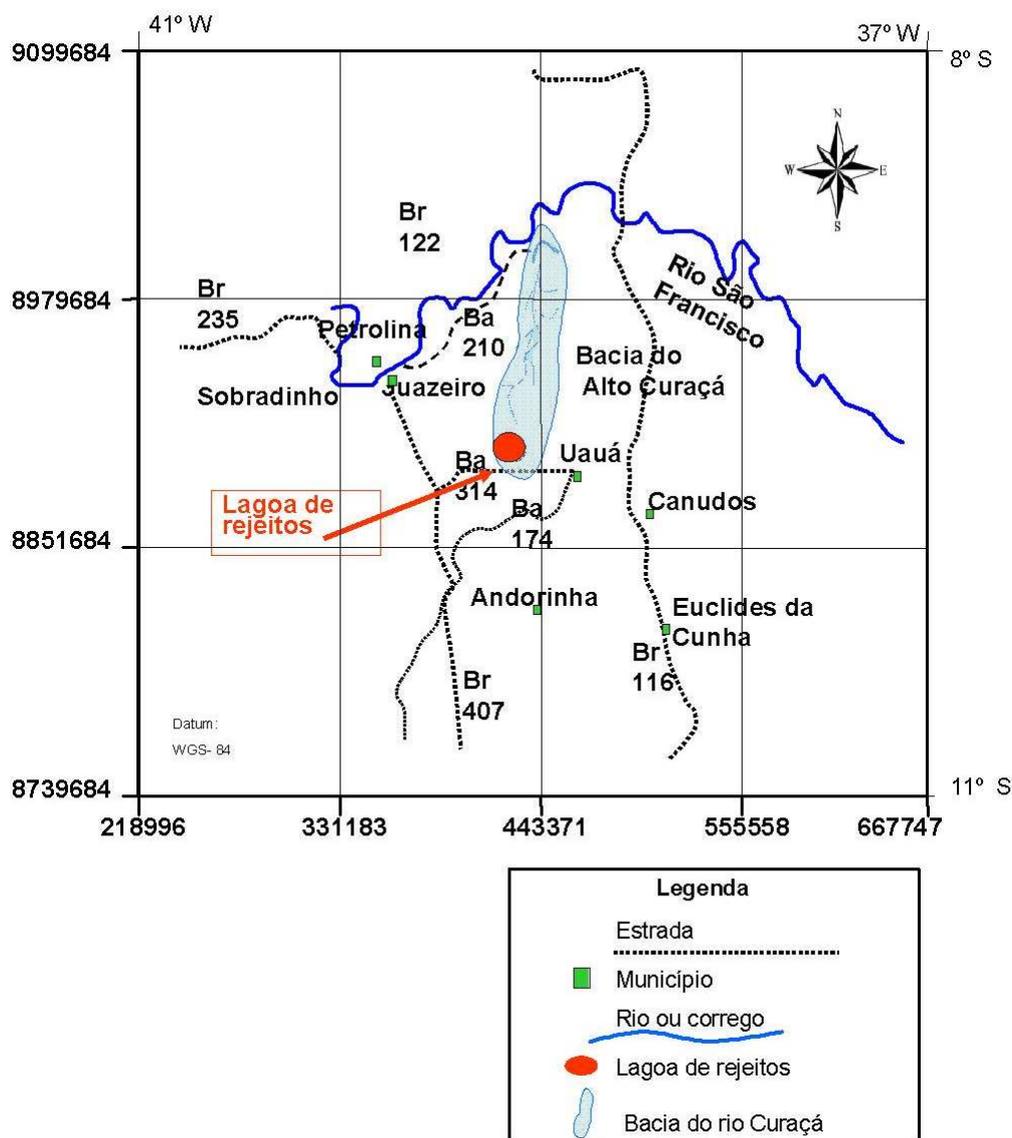


Figura 1.1: Mapa de localização da área situada no vale do Alto Curaçá na Bahia

Esta região é conhecida na literatura geológica por seus depósitos e jazidas de cobre. Nela já foram reconhecidas cerca de 300 corpos máfico-ultramáficos potencialmente portadores de sulfetos de cobre. Dentre eles destacam-se o corpo mineralizado da Mina Caraíba, no município de Jaguarari (Lacerda, 1995). Por causa de condicionamentos geológico estruturais peculiares, os aquíferos de rochas cristalinas são limitados em extensão, localizando-se, normalmente, em faixas relativamente estreitas, sinuosas, interconectadas, que acompanham zonas de falhas e fraturamentos regionais que seccionam tais rochas. Por isso, são heterogêneos e de geometrias complicadas, o que dificulta suas explorações (Lima, 2006).

1.1.1 Características Físico-Climáticas

A área do vale de Curaçá tem clima semi-árido tipo BSH de Koppen e vegetação de caatinga típica do sertão do nordeste brasileiro. Com tipo climático semi-árido, a região está incluída no designado “Polígono das secas”, passível a prolongados períodos de estiagem ou escassez de chuvas. Seus tipos de solos são variados, sendo identificados: planossolos, argissolos e neossolos litólicos eutróficos, neossolos regolíticos e nitossolos distróficos. A vegetação é variada, destacando-se as caatingas arbóreas abertas ou densas. A caatinga é dominada por vegetação com características xerofíticas (formações vegetais secas), que compõem uma paisagem cálida e espinhosa, com estratos compostos por gramíneas, arbustos e árvores de porte baixo ou médio, caducifólias, com grande quantidades de plantas espinhosas entremeadas de outras espécies como as cactáceas e as bromeliáceas.

O sistema de drenagem na bacia é fortemente controlado pelas estruturas geológicas de ruptura nas rochas pré-cambrianas (Figura 1.2). São rios e riachos extensos, de cursos quase retilíneos, com ligeiras deflexões e com tributários laterais de pequena extensão. Esses canais se desenvolvem sobre zonas de fraqueza ao longo de contatos ou de densos fendilhamentos da crosta, associados à falhas e/ou a fraturamentos regionais (Lima, 2006).

Verifica-se, na área de estudo, três regiões de relevos distintos: (i) a superior, que inclui as nascentes dos cursos d’água, na qual o gradiente topográfico é suave e convergente em direção ao rio Curaçá; (ii) o trecho intermediário, onde ocorre uma quebra no relevo e o gradiente topográfico se acentua na forma de rampas, até os limites da planície de inundação inferior; e (iii) a inferior, correspondente à região da extensa planície central, onde o gradiente se torna novamente suave, até o eixo da bacia. Essas três zonas estão separadas pelas linhas brancas do mapa da Figura 1.2.

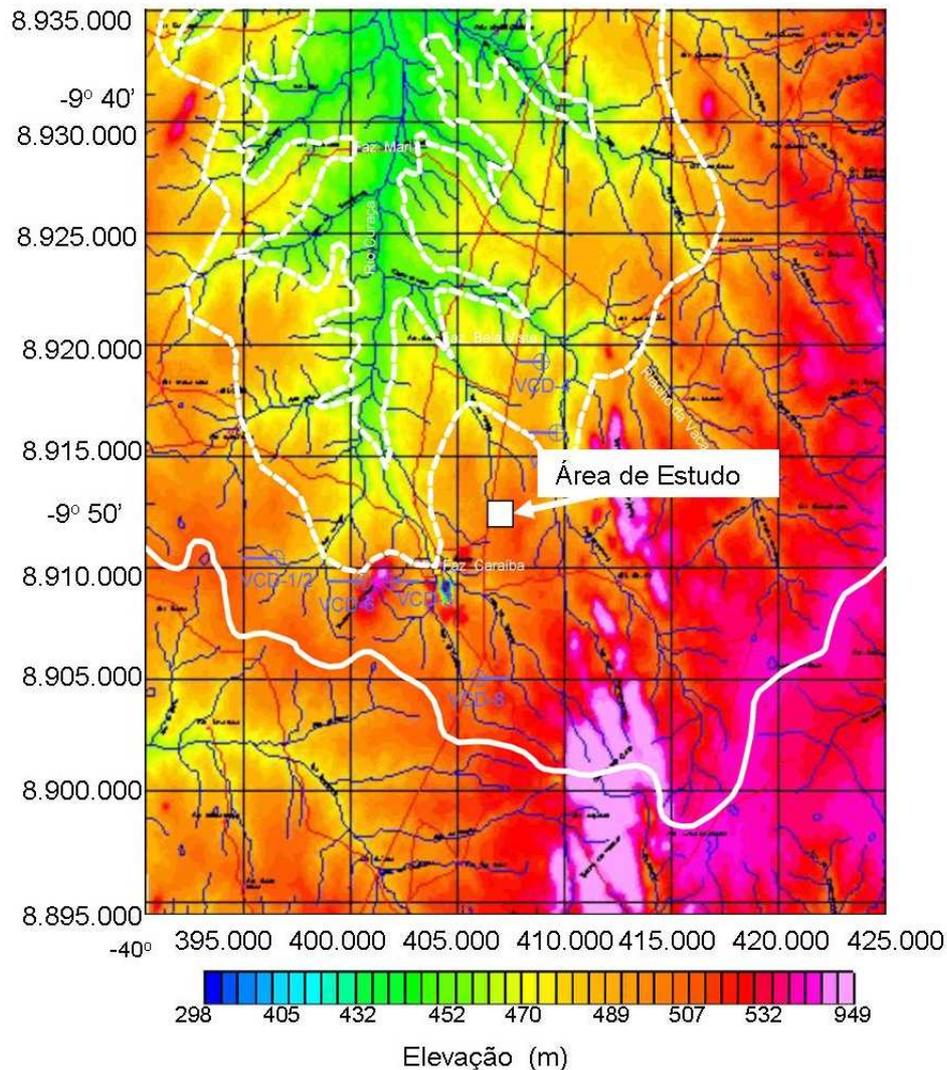


Figura 1.2: Modelado do relevo e rede de drenagem da bacia do Curaçá no entorno da região de Pilar, Bahia (Lima, 2006).

1.1.2 Características Geológicas

A região do Vale do Curaçá localiza-se na confluência de diversos terrenos de histórias geológico-tectônicas bastante distintas (Figura 1.3). De um lado, está incluída na parte norte do orógeno arqueano-paleoproterozóico Itabuna-Salvador-Curaçá, (Barbosa e Dominguez, 1996; Sabaté et al., 1994; Souza et al., 2003). Este é dominado por rochas magmato-metamórficas de alto grau, que vão desde granulitos a granitóides de fusão crustal, passando por complexos máficos-ultramáficos (Complexo Caraíba) nos quais se formaram importantes depósitos de cobre, que são até hoje explorados (Delgado e Souza, 1975; Jardim e Reinhardt, 2003; Oliveira, 1990). De outro lado, a região é bordada a oeste por terrenos do Bloco Lençóis, representados, localmente, pelo complexo granítico-gnáissico-migmatítico de Mairi.

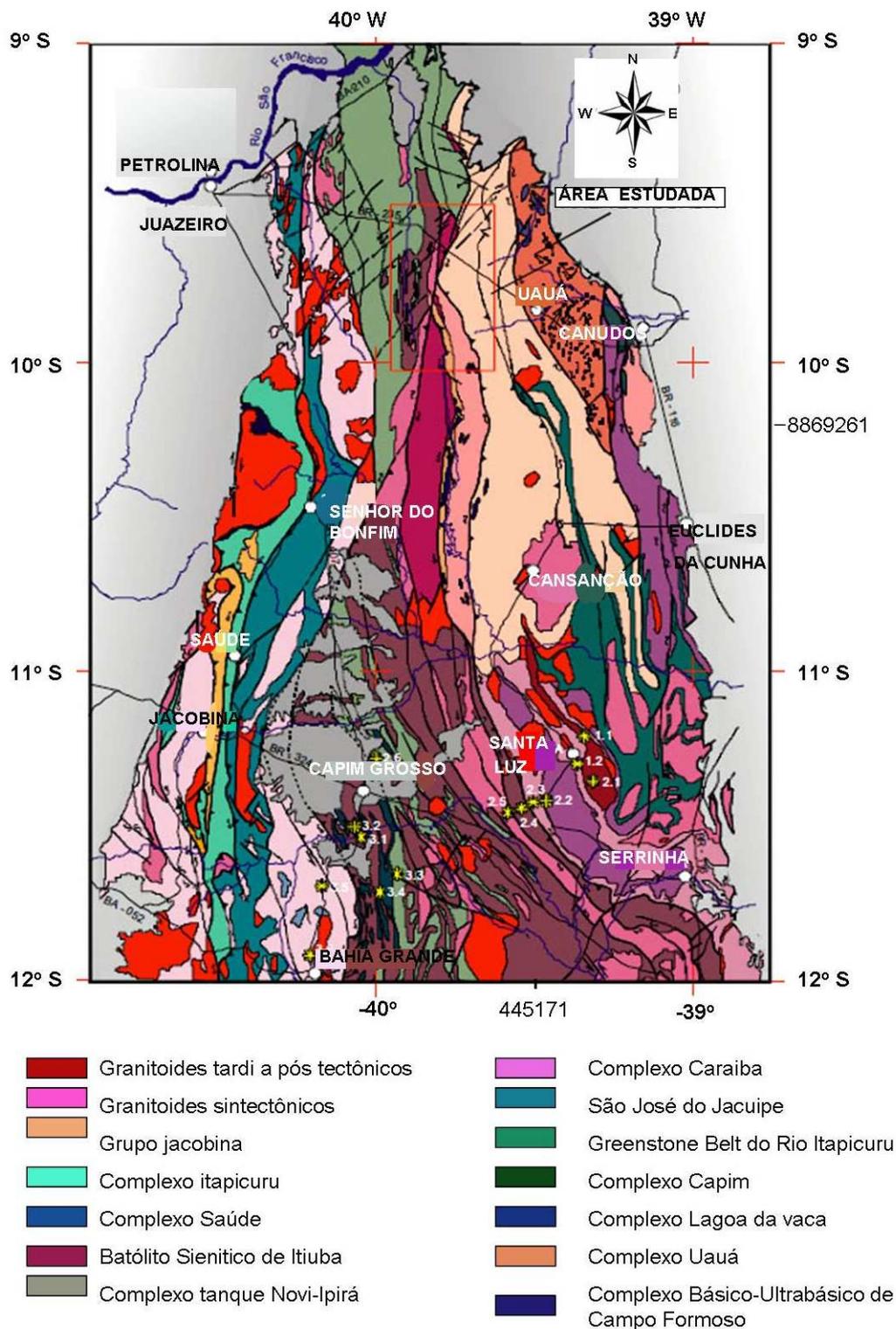


Figura 1.3: Mapa geológico do embasamento cristalino da porção NE do Cráton do São Francisco (Souza et al., 2003).

Nas suas proximidades podem ser encontrados, mais a norte, litotipos gnáissico-migmatíticos, com coberturas de sequências meta-vulcano-sedimentares do Domínio Sobradinho. Mais a leste dominam os terrenos granítico-gnáissico-migmatítico do Complexo Santa Luz e os terrenos granítico-greenstones do Rio Itapicuru, ambos do Bloco Serrinha. A nordeste afloram as sequências metassedimentares arenítico-carbonáticas da faixa Orogenética sergipana, de história neoproterozóica, cuja colisão com o Cráton do São Francisco pode ter causado o alojamento de um enxame de diques alcalinos de orientação NE-SW (Leal, 1992). Merecem, ainda, registros, as marcantes presenças das unidades metassedimentares da Serra de Jacobina e os corpos sieníticos de Itiúba (Figura 1.3).

Todos esses terrenos, de história arqueano-paleoproterozóica, compõem um amálgama de litotipos que resultaram de colisões, docagens e colapsos de orógenos (Barbosa e Dominguez, 1996). Para entender como se organiza, em sub-superfície, o arcabouço tectônico desta bacia, foram realizados trabalhos de detalhe no campo da geologia estrutural. O estudo de estruturas com potencial para armazenamento de águas subterrâneas se concentrou em dois tipos e suas inter-relações: as dúcteis e as rúpteis. Num trabalho realizado pelo geólogo César Gomes, (Correa Gomes, 2006) foram investigados 33 afloramentos distribuídos na região do Vale do Curaçá, nos quais foram tomadas 45 medidas de planos de foliação e 1.834 medidas de planos de falhas e fraturas (Lima, 2006). Convém destacar que as estruturas dúcteis (bandeamentos ou foliações), orientadas praticamente na direção N-S, foram repetidamente reativadas e mobilizadas como estruturas rúpteis.

Além disso, a região passou por sucessivos episódios de tectônicas compressivas e extensionais, essas últimas abrindo fissuras pré-existentes que contribuíram em muito para aumentar o armazenamento das águas subterrâneas. As observações geológicas realizadas permitiram reconhecer a existência de dois terrenos geologicamente distintos na região estudada, os quais estão separados pela zona de falha Morro do Serrote e pelos corpos sieníticos de Itiúba: (i) A oeste, na região do Vale do Curaçá, ocorre o domínio dos litotipos granitóides, migmatitos e gnáisses foliados a bandeados, tonalíticos a granodioríticos, com enclaves máficos-ultramáficos (Figura 1.4).



Figura 1.4: Imagens de afloramentos mostrando algumas das principais estruturas geológicas (dúcteis) presentes na área de estudo (Correa Gomes, 2006).

O terreno de oeste inclui as mineralizações de cobre em complexos norito-piroxeníticos exploradas até o momento e que possibilitaram a construção da cidade de Pilar; (ii) O terreno de leste apresenta litotipos de uma história geológica relativamente mais simples. Nele as estruturas planares estão principalmente orientadas segundo $N120^{\circ}$ - $N150^{\circ}$, tendendo a um paralelismo com a sutura N-S que facilitou o alojamento dos sienitos de Itiúba. Nos terrenos do oeste, a ordem de deformação é revelada pela presença de estruturas

planares relíquias, anteriores à foliação principal, originalmente sub-horizontais, com lineações de estiramento-crescimento mineral ao longo do mergulho, ora normais ora reversas. Tais superfícies foram dobradas de modo isoclinal, resultando em planos axiais verticalizados com lineações tectônicas sub-horizontais e direcionais que correspondem a orientação da foliação principal. Essas estruturas planares apresentam direções próximas a N-S e mergulham sub-verticalmente, tanto para leste quanto para oeste, com ligeira preferência para esta última (Figura 1.4). O resultado da sobreposição de foliações aparece na forma de figuras de interferência do tipo bumerangue, domo e bacia. Estas estruturas planares foram, posteriormente, seccionadas por zonas de cisalhamentos dúcteis, subverticais, com cinemática ora sinistral, ora dextral. A estruturação plástica final é aproximadamente N-S com orientações subordinadas NE-SW e NW-SE. Digno de nota é a presença, nos granitóides estudados, de enclaves de rochas máfico-ultramáficas ricas em anfibólios, bordejados por hiperstênios. A passagem posterior de ortopiroxênio para anfibólio e a presença de veios pegmatíticos ricos em ortopiroxênio, indicam que os litotipos envolvidos passaram por uma história de hidratação-desidratação muito complexa, tendo havido, localmente, oscilações de nível crustal entre as fácies granulito e anfibolito. Tais enclaves podem estar estirados, dobrados e boudinados, com claras evidências de terem sido afetados por processos de fusão parcial em, pelo menos, três etapas, intimamente relacionadas a fases deformacionais dúcteis ou de fluxos viscosos.

Em termos de deformações rúpteis (Figura 1.5), as 1.834 fraturas medidas em campo



Figura 1.5: Imagens de afloramentos mostrando algumas das principais estruturas geológicas (rúpteis) presentes na área de estudo (Correa Gomes, 2006).

mostram uma ampla dispersão direcional, que é comandada por orientações azimutais entre N 50° -80°, com clara tendência a mergulhar para NW, e N 130°-140° com mergulho para SE. Estas orientações são consistentes com aquelas observadas no mapa aeromagnético da área (Figura 1.6). Registra-se, também, a presença de pequenas fraturas com orientação paralela, a da foliação dos gnaisses. É importante salientar a existência de uma grande quantidade de fraturas e falhas com cinemática normal, indicativas de que importantes eventos extensionais aconteceram na região, quando a mesma se encontrava em níveis crustais mais rasos.

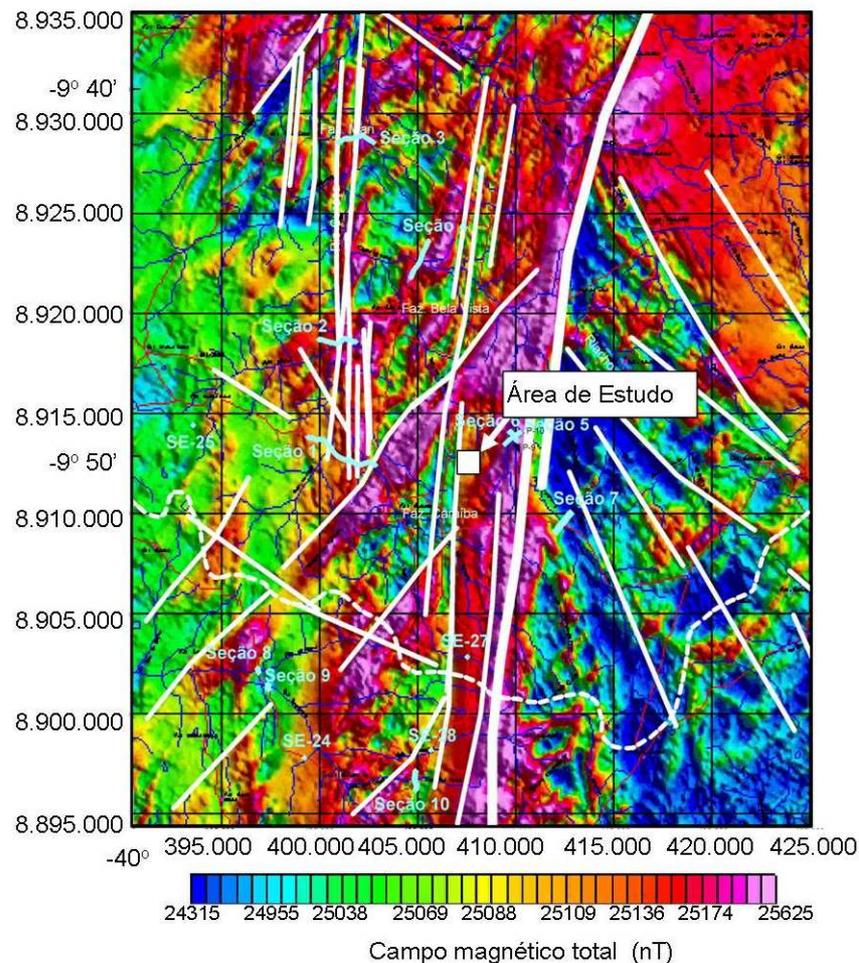


Figura 1.6: Mapa de contorno do campo magnético total da terra na bacia do Alto Rio Curaçá (Lima, 2006)

Nos terrenos de leste foram notadas evidências de apenas duas fases deformacionais, correspondentes às duas últimas fases observadas nos terrenos de oeste. Isso indica que esses terrenos ou são mais jovens, ou a fase de deformação mais antiga neles foi intensamente obliterada pelas fases mais novas. Além de se tratarem de litotipos de aspectos granitóides mais homogêneos como hornblenda e biotita, não foi observada a presença de ortopiroxênios nestes litotipos. Deste modo, essas unidades ocuparam níveis crustais mais rasos que as do oeste, chegando apenas ao fácies anfíbolito.

O detalhe que chama a atenção, neste caso, é o encurvamento da foliação principal ao se aproximar dos sienitos de Itiúba, indicando a presença de uma dobra de arrasto de cinemática dextral. Isto é confirmado por marcadores cinemáticos locais, por deslocamentos entre corpos sieníticos e pela presença de uma faixa de mais de 200m de largura, composta de ultramilonitos da zona de falha Morro do Serrote. O deslocamento mínimo entre sienitos, observado no mapa geológico da Figura 1.3, chega a mais de 20km. Cortando ambos os terrenos, aparecem, com orientação N45°, inúmeros diques alcalinos de idades neo-proterozóicas correlacionados à colisão da Faixa Sergipana com o Cráton do São Francisco. Estes geram pequenos morrotes alinhados em função do baixo intemperismo químico. É interessante notar que essas fraturas não têm grande representatividade no campo, o que pode sugerir seguirem planos de quebraamentos longos e espaçados, implicando em que os mesmos sejam melhor observados em imagens de satélite do que em afloramentos.

O conjunto de dados estruturais na bacia do Alto Curaçá demonstra claramente a complexa evolução geológica regional. O terreno do vale apresenta, pelo menos, três fases de formacionais, com soerguimentos e afundamentos de blocos evidenciados pelas presenças de ortopiroxênio e hornblenda, típicas de ambientes colisionais. O terreno do Bloco de Serrinha apresenta duas fases, não sendo observada a presença de ortopiroxênio em seus litotipos. Todas as estruturas observadas no campo indicam que, durante suas formações, as rochas envolvidas apresentavam um estágio mecânico de alta plasticidade. Contrastando com isto, subindo no nível crustal e avançando para estágios menos plásticos, aparece a zona de falha do Morro do Serrote com cinemática dextral. As evidências geológicas de campo mostram que, ao final da história deformacional da região, eventos extensionais tiveram papel importante na abertura, mesmo de rupturas que anteriormente se encontravam seladas. Os principais elementos estruturais, associados a planos promissores para armazenamento e transmissão de água subterrânea, são: (i) estruturas dúcteis, representadas pelas foliações onde não é rara a observação em campo, de cacimbas ou escavações em lajedos, acompanhando o arranjo dúctil planar das rochas. Desta maneira, a estrutura dúctil N-S pode representar uma importante via de transporte de fluidos, principalmente porque ela mergulha tanto para leste quanto para oeste, criando faixas de convergência de planos; (ii) estruturas híbridas, dúctil-rúptil, representadas por zonas de cisalhamento e veios pegmatíticos e graníticos com relações de contato festonadas com as encaixantes. Em campo se observou que estes contatos são posteriormente retomados como planos abertos, nas fases extensionais que afetaram a área estudada; (iii) estruturas rúpteis, representadas por falhas, fraturas e veios com contatos abruptos e planares com as encaixantes, sendo que os principais planos abertos aparecem nas direções entre N40° e N80°, como atestam as orientações dos diques alcalinos e as fraturas mais frequentes observadas no Vale do Curaçá.

1.1.3 Modelo de Fluxo Estacionário

Além das características do sistema de relevo e drenagem da bacia, as características geomorfológicas também exercem forte influência nos padrões da circulação subterrânea das águas. Em sistemas aquíferos predominantemente livres, tem sido demonstrado que a superfície freática tende a acompanhar, com muita regularidade, as oscilações da topografia do terreno. Para condições de fluxo subterrâneo saturado de longa duração (dezenas de anos), é viável supor que um equilíbrio estável tenha se estabelecido entre a recarga anual, através das chuvas, e as descargas, favorecidas pela evapo-transpiração.

Desse modo, pode-se descrever as condições de fluxo nesses aquíferos como estacionárias, e dadas por uma solução da equação de Laplace para o potencial hidráulico que satisfaz as condições de contorno do sistema considerado. Para um fluxo subterrâneo bidimensional, em um meio fraturado homogêneo e isotrópico (predominantemente paralelo a uma corrente superficial), pode-se tomar a superfície freática como descrita pela soma de funções cosenoidais, cujas amplitudes e extensões se ajustam às descritas para as três zonas de relevo apresentadas na Figura 1.2.

Usando estas funções para especificar as condições de contorno, no topo e na base do modelo do aquífero considerado, foi computada a distribuição do potencial hidráulico e das linhas de corrente no interior do trecho reservatório considerado. As soluções analíticas para este problema de fluxo estão descritas em Gustafsson et al. (1968). A Figura 1.7 ilustra a distribuição das superfícies equipotenciais e das linhas de corrente computadas para um aquífero livre, suposto homogêneo e isotrópico, simulando uma porção de um sistema cristalino fraturado sob condição de equilíbrio hidrológico secular (Lima, 2006).

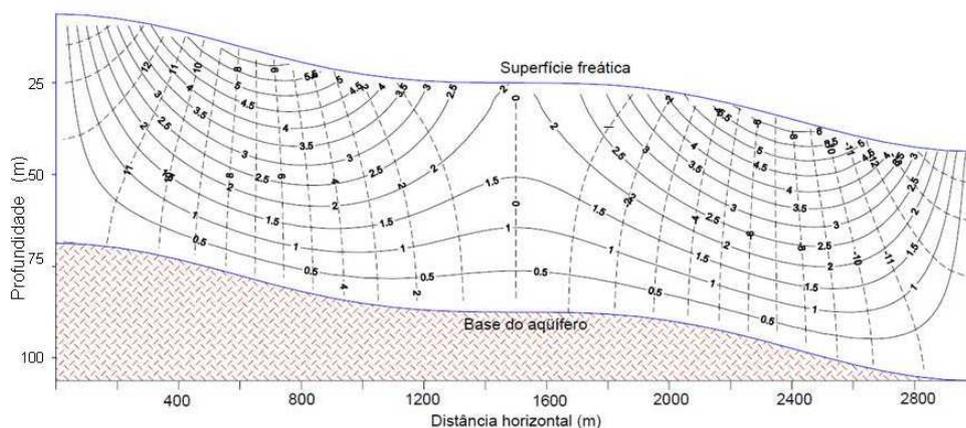


Figura 1.7: Linhas equipotenciais e de corrente num fluxo estacionário bidimensional em aquífero livre, homogêneo e isotrópico (Lima, 2006).

Duas funções cosenoidais de diferentes amplitudes foram usadas para especificar as condições de contorno do fluxo hidrodinâmico. Pode-se verificar, nessa figura, a existência de duas células de fluxo mais superficial, que delimitam as principais áreas de recarga e de descarga do aquífero. As recargas ocorrem preferencialmente nas regiões de menor gradiente topográfico, enquanto as descargas se concentram nas rampas de gradiente mais forte. Se as zonas de descarga forem associadas à extração pura da água por evapo-transpiração, a condição imposta pelo fluxo irá provocar um aumento da salinidade da água com o afastamento das zonas de recarga. Desse modo, o sistema dinâmico tende a criar zonas superficiais onde a salinidade da água aumenta no sentido do fluxo hidrodinâmico. A Figura 1.7 mostra, também, a existência de células de circulação mais profundas, nas quais a água está mais protegida dos efeitos da evapo-transpiração. Nessa condição dinâmica, é possível encontrar água de menor salinidade em maiores profundidades no aquífero. Tal condição pode ser ainda mais favorecida se, no sistema aquífero real, ocorrerem zonas de menor permeabilidade hidráulica separando as duas regiões de circulação apontadas. Essas condições parecem prevalecer em vários trechos da bacia do alto rio Curaçá, conforme mostrado pela interpretação de um grande número de sondagens elétricas realizadas na área (Lima, 2006).

1.2 Área de Várzea Grande

O município de Várzea Grande, no estado de Mato Grosso, ocupa uma extensão superficial de 938.057 km². Localiza-se entre as coordenadas geográficas de 15° 35' 56'' Latitude Sul e 56° 06' 01'' de longitude Oeste e altitude de 176m. Este município engloba parte do divisor das águas superficiais das Bacias Amazônica e Platina. Entre os principais rios dessas duas redes hidrográficas estão o Cuiabá e o das Mortes. O Rio Cuiabá, que corta a cidade, limita dois municípios: Cuiabá e Várzea Grande.

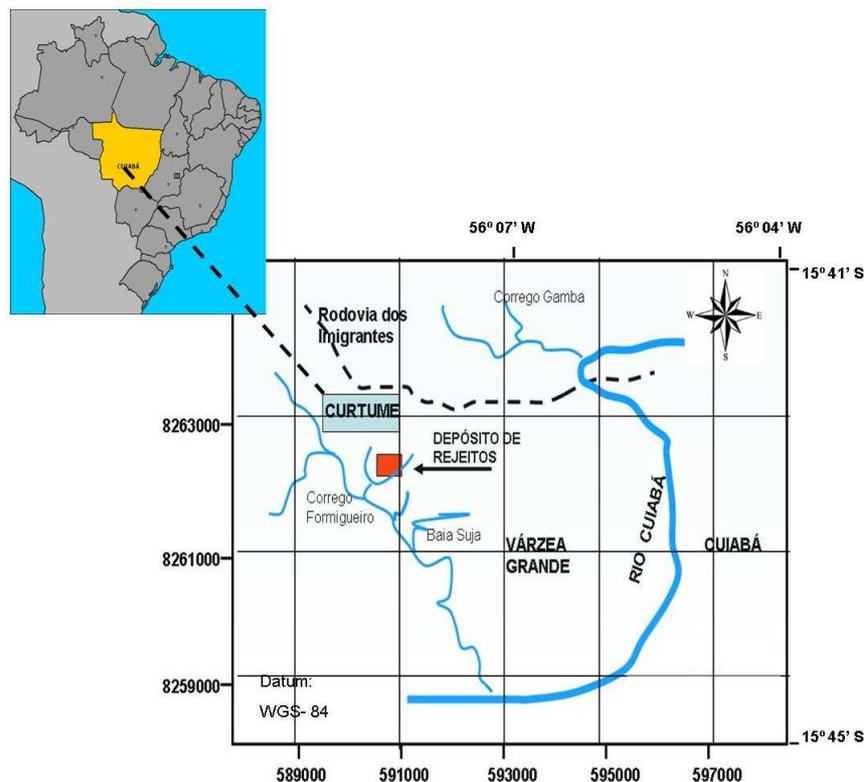


Figura 1.8: Mapa de localização da área situada em Mato Grosso, no município de Várzea Grande

As principais rodovias que dão acesso à área estudada são: BR 364, BR 163 e BR 070. A área de estudo em Várzea Grande localiza-se no distrito de Capão Grande (Figura 1.8), a aproximadamente 4km de uma indústria de curtume denominada VIPOSA. Esta área foi utilizada por mais de 10 anos para disposição dos resíduos (lodo) da estação de tratamento de efluentes do curtume. Esses resíduos foram depositados em valas de aproximadamente 2,5m de largura por 2,5m de profundidade e comprimento não determinado. O fundo das valas eram recobertos com uma lona de 0,3mm de espessura para impermeabilização. A área encontra-se, atualmente, interdita pela FEMA-MT (Fundação Estadual de Meio Ambiente de Mato Grosso).

1.2.1 Características Físico- Climáticas

A área estudada insere-se regionalmente na denominada Depressão Cuiabana (Migliorini, 1999). Compreende uma extensa área rebaixada (relevo de planície), com altitudes entre 150 e 200m, entre o Planalto dos Guimarães e a Província Serrana. Limita-se ao sul com o Pantanal Matogrossense, a oeste, noroeste e norte com a província Serrana. O Planalto dos Guimarães constitui seu limite leste. O clima da região Cuiabá-Várzea Grande se inclui na categoria AW da classificação de Köppen, definido como tropical semi-úmido. Caracteriza-se por apresentar duas estações bem definidas: a seca que vai de abril a outubro, e a chuvosa que vai de novembro a março. Sua pluviometria média anual é de 1.350mm, com sazonalidade marcada por dois períodos bem distintos: no verão se verificam os maiores índices pluviométricos, que oscilam entre 1.000 e 1.500mm; na estação seca a precipitação chega a ser quase nula (Migliorini, 1999). Segundo o Projeto RadamBrasil (1982), a vegetação da região pertence à zona fitoecológica da savana, correspondente ao que é regionalmente chamado de cerrado.

1.2.2 Características Geológicas

Do ponto de vista geotectônico, a área estudada situa-se no domínio interno da Faixa de Dobramentos Araguaia-Paraguai, implantada na borda do Cráton Amazônico, durante o Ciclo Orogênico Brasileiro do Neoproterozóico (Almeida, 1984). As principais contribuições ao conhecimento geológico, desta porção da Faixa Paraguai, são representadas pelo mapeamento geológico na escala 1:50.000, realizadas pelo Projeto Coxipó (Luz et al., 1980), e os trabalhos de cunho regional desenvolvidos por (Barros et al., 1982; Almeida, 1984; Alvarenga, 1985) e os trabalhos de cunho mais local realizados por (Migliorini, 1999).

Grupo Cuiabá - Esta unidade litoestratigráfica, descrita inicialmente por Evans (1984) como Ardósias Cuiabá, constitui, juntamente com os granitóides do tipo São Vicente, o domínio tectônico interno do Cinturão de Dobramentos Paraguai. Essa unidade é caracterizada como um expressivo conjunto metassedimentar, constituído por metarenitos, metargilitos, metadiamictitos, metarcósios, filitos sericíticos, filitos carbonosos, além de formações ferríferas, calcários e margas. Toda a seqüência está regionalmente metamorfisada no fácies xisto-verde (Luz et al., 1980). Na região de Cuiabá e Várzea Grande, o Grupo Cuiabá expõe-se sob a forma de uma anticlinal invertido com caimento para NE. Isso define uma estruturação na qual os contatos entre os diversos litotipos, as foliações plano-axiais dos dobramentos e as falhas relacionadas às dobras, desenham uma orientação preferencialmente

N30° - 40°E. A seguir, são descritas as litofácies, ou conjuntos litológicos, que correspondem à proposta de Migliorini (1999) para o Grupo Cuiabá na área estudada.

Formação Miguel Sutil - Essa unidade corresponde a Sub-unidade 5 do Projeto Coxipó (Luz et al., 1980). Aflora praticamente em toda a porção central e norte das cidades de Cuiabá e Várzea Grande, constituindo o núcleo do anticlinal invertido que descreve o arcabouço estrutural da região (Migliorini, 1999). Com base na constituição litológica e nas estruturas sedimentares presentes, foram individualizados dois conjuntos faciológicos que correspondem às unidades de mapeamento representadas por Migliorini (1999): (i) **Litofácies Pelítica** - Metargilitos ou filitos de cor cinza esverdeada a marrom-avermelhada, normalmente sericíticos. São frequentes as laminações plano-paralelas centimétricas a milimétricas, indicadoras de mudanças de granulometria ou de composição dos sedimentos (Figura 1.9). Metapelitos maciços são mais raros e ocorrem intercalados aos níveis laminados. São comuns intercalações de camadas tabulares de arenitos finos a médios, de cor branca com tons róseos, principalmente quartzosos, em contatos abruptos com os pelitos laminados ou maciços. A espessura máxima dos pacotes arenosos não ultrapassa 20cm. Sua forma tabular, contínua e as estratificações plano-paralelas sugerem mudança na intensidade do fluxo subaquoso marinho em uma ampla área de abrangência (Migliorini, 1999);



Figura 1.9: Filitos laminados sericíticos da Formação Miguel Sutil, de coloração cinza avermelhado, cortados por veios de quartzo sub-concordantes com a foliação e dobrados intensamente (Migliorini, 1999).

(ii) **Litofácies argilo-areno-conglomerática** - Essa unidade corresponde a sequências cíclicas (ritmitos) granodecrescentes, que descrevem arranjos lenticulares, principalmente segundo a direção N30°-40°E. Este conjunto faciológico, formado por lentes métricas a quilométricas (Figura 1.10), faz contato do tipo abrupto e irregular com a litofácies pelítica, sendo comum fragmentos de filitos, desta, aparecerem com constituintes de seus níveis conglomeráticos basais (Migliorini, 1999).



Figura 1.10: Sequências granodecrescentes da Formação Miguel Sutil, dominadas por metaconglomerados oligomíticos na base, arenitos quartzosos na porção média, e no topo, metassiltitos (Migliorini, 1999).

Cada exposição dessa litofácies constitui-se de sequências cíclicas granodecrescentes, compostas, na base, por metaconglomerados oligomíticos quartzosos, com seixos e grânulos de quartzo leitoso, levemente arredondados, dispostas numa matriz de areia grossa a microconglomerática, também quartzosa. Bandas finas e irregulares, de um material caulínico, definem uma foliação principal nestas rochas, e sugerem a atuação de dissolução por pressão seguida pela neocristalização dos feldspatos ao longo dos planos de foliação. Na porção intermediária de cada ciclo, dominam arenitos quartzosos, algo feldspáticos, que gradam de areias grossas a médias até porções de areia fina ou silte arenoso. As estratificações plano-paralelas são as estruturas reliquiares mais comuns, associadas obviamente, à gradação normal decrescente. Em contato abrupto, com a porção psamítica intermediária, completam o ciclo os filitos sericíticos, laminados ou maciços, de cor cinza chumbo (Migliorini, 1999). Cada ciclo (conglomerado-arenito-argilito) tem espessura entre 1 a 10m, e sua seção basal é definida por uma superfície irregular que sugere o processo de escavação e preenchimento, muito comuns às sequências depositadas por correntes de turbidez em ambientes subaquosos.

A estrutura interna de cada ciclo, em muitos casos, não apresenta a porção pelítica de topo, que pode ser o resultado da não-deposição ou de erosão das porções superiores de ciclos mais antigos, pelos fluxos turbidíticos mais jovens. Essa possibilidade é reforçada pelo registro freqüente de intraclastos de filitos laminados e sericíticos, constituindo os conglomerados basais do ciclo turbidítico mais jovem. Portanto, as melhores condições de armazenamento e circulação de água subterrânea estão na litofácies argilo-areno-conglomerática (Migliorini, 1999).

Formação Rio Coxipó - Essa unidade, que corresponde à Sub-unidade 06 de Luz et al., (1980), sobrepõe-se à Formação Miguel Sutil, através de contatos transicionais e tectônicos e aflora, principalmente, na porção sul das cidades de Cuiabá e Várzea Grande. Em função do arranjo estrutural local, sua exposição restringe-se ao flanco invertido da dobra anticlinal invertida com caimento para NE. O mapeamento sistemático, realizado por Migliorini (1999), permitiu a individualização de duas associações litológicas principais: a dos metadiamicititos com matrizes argilosas, maciços, com raras intercalações de areia fina a média e a dos metadiamicititos, com matrizes arenosas, intercalados a arenitos quartzosos grossos e médios.

Litofácies de Matriz Argilosa - Predomina em volume e área de exposição. Mantém contatos por falhas inversas ou transicionais com a Formação Miguel Sutil e corresponde a metadiamicititos maciços, cinza-esverdeados a amarelados (Figura 1.11), com matriz argilo-siltosa, micácea, em parte feldspática.



Figura 1.11: Metadiamicititos da Formação Rio Coxipó, de coloração cinza amarelada, matriz argilosa maciça que sustenta os clastos de composição e tamanho diversos (Migliorini, 1999)

Essa matriz suporta fragmentos centimétricos a métricos, de composição muito diversificada (granitos, xistos, quartzitos, anfíbolitos, gnaisses, arenitos, filitos, etc.) e formato prolato, resultante do achatamento regional provocado pela deformação. Uma marcante fissilidade, conferida principalmente pela foliação penetrativa do tipo xistosidade, caracteriza esses diamictitos. Camadas tabulares e lentes de metarenitos quartzosos, de granulação fina a média, de cor cinza esbranquiçada, com estratificação plano-paralela e maciços, ocorrem intercaladas nos metadiamictitos. Suas ocorrências são mais raras e menos espessas (1 a 3m), na porção sudoeste da área estudada. Tornam-se mais comuns e espessos, (acima de 50m), nas imediações da zona periclinal do anticlinal, setor NE da área estudada, onde definem um relevo de cristas alongadas segundo a direção nordeste (Migliorini, 1999).

Litofácies de Matriz Arenosa - Expõe-se apenas em raros cortes de estrada, principalmente na região do Parque Industrial e no Pascoal Ramos, em Cuiabá. Um espesso manto laterítico, desenvolvido nessa região, impede o afloramento destes litotipos, dificultando a sua descrição. Além de diferenças texturais marcantes, os metassedimentos da Formação Miguel Sutil mostram uma diferença marcante na instalação de fraturas e veios de quartzo, entre as litofácies pelítica e as litofácies argilo-areno-conglomerática. Enquanto a primeira apresenta uma baixa intensidade de fraturas e de veios de quartzo, a segunda mostra-se altamente diaclasada, com diferentes famílias de juntas e potentes veios de quartzo de várias gerações. Este quadro resulta da diferença de comportamento mecânico das duas litofácies quando submetida aos esforços tectônicos. A litofácies pelítica apresenta um comportamento mais dúctil (foliação e dobras), enquanto a litofácies argilo-areno-conglomerática comporta-se de forma rúptil, sofrendo rupturas e deslocamentos das falhas. Pela composição litológica, observa-se que as melhores condições aquíferas na formação Rio Coxipó estão localizadas na segunda associação, isto é, nos metadiamictitos de matriz arenosa (Migliorini, 1999).

As principais superfícies de descontinuidades estruturais (falhas e fraturas) e os veios de quartzo do Grupo Cuiabá relacionam-se às fases de dobramentos que afetaram a região. Na primeira fase de dobramento, foram geradas superfícies de foliação, afetando todas as unidades, com direção preferencial N40°-50°E e mergulho de 50° - 60°, principalmente para NW. Essas superfícies penetrativas são fechadas e não favorecem a infiltração de água subterrânea (Migliorini, 1999). Os esforços trativos, associados ao primeiro evento de dobramento, foram responsáveis pela implantação de fraturas extensionais, e veios de quartzo perpendiculares a orientação regional. Esses conjuntos de fraturas e veios, com atitude média N 40-50 W e mergulhos elevados (70-90), respondem pelo principal fraturamento regional. As diáclases ocorrem mais intensamente nos metadiamictitos da Formação rio Coxipó e nos metapelitos da Formação Miguel Sutil, enquanto os veios de quartzo são predominantes nos litofácies pelito-areno-conglomeráticos da Formação Miguel Sutil (Migliorini, 1999).

2

Problemas de Contaminação das Águas Subterrâneas

Os recursos hídricos subterrâneos, em sua maioria, originam-se da precipitação de água atmosférica, a qual, ao se infiltrar pelo sub-solo, adquire características físico-químicas particulares, em função da composição mineralógica das formações geológicas onde ela circula. As águas superficiais são menos protegidas da poluição do que as subterrâneas, porém os aquíferos, se contaminados, têm maior dificuldade em retornar a seu estado original, dada a baixa velocidade do fluxo que os caracteriza.

Embora as águas subterrâneas sejam naturalmente mais bem protegidas dos agentes contaminantes do que os rios, elas, muitas vezes, são alvos de vazamentos de tanques de armazenamento, barragens, derrames de compostos poluentes no solo, além de vários outros riscos de poluição devido aos impactos da produção industrial e da agroindústria. A água subterrânea tem sua composição química normalmente influenciada pelo material geológico do aquífero. Portanto, é de se esperar uma variação na concentração natural de metais e outros compostos entre diferentes aquíferos. De modo geral, os grandes aquíferos, tanto no Brasil quanto em outros países, não têm apresentado problemas de potabilidade devido à composição de suas rochas. Mas, sofrem os efeitos da presença de produtos de origem antropogênica, relacionados às atividades urbanas, como a geração/emissão de efluentes/poluentes de origem doméstica e industrial e às atividades agrícolas, como a geração/emissão de poluentes à partir dos insumos utilizados.

A água subterrânea tem importância econômica e social vital para as populações urbanas do mundo em desenvolvimento. Apesar de não haver estatísticas precisas a respeito do volume de água utilizado para abastecimento público, proveniente de captações ou fontes

subterrâneas, estima-se que seja algo em torno de 50% de toda a água urbana consumida (Clark et al., 1995). A compreensão e a concepção de um modelo conceitual da circulação dos sistemas hídricos subterrâneos de uma região é fruto da integração de conhecimentos de geologia, geofísica e hidrologia. Somente com a utilização integrada dessas ciências é que se pode planejar o uso racional dos recursos hídricos e se obter sucesso na identificação de potenciais focos de poluição, informações básicas para a definição da política de conservação dos sistemas aquíferos. A água subterrânea é um recurso natural menos suscetível às alterações das atividades antrópicas, comparativamente aos mananciais superficiais. Porém, há dois problemas que podem afetar sua qualidade e suprimento: a contaminação e a superexploração. A contaminação ocorre pelo uso inadequado de uma área, sem considerar sua vulnerabilidade: isto é, a capacidade do solo de degradar as substâncias tóxicas nele introduzidas. Ela se dá por fugas de fossas sépticas e negras; infiltrações de efluentes industriais e de aterros sanitários e lixões; fugas de redes de esgotos e de galerias de águas pluviais; vazamentos de postos de serviços e uso indevido de fertilizantes e pesticidas na agricultura; e contaminação por água salina advinda do mar em aquíferos costeiros. A superexploração ocorre quando a extração de água subterrânea é desordenada e ultrapassa os limites de produção ótima do aquífero, provocando danos ao reservatório e ao próprio recurso. Normalmente, isso leva a um aumento nos custos de bombeamento, redução no suprimento de água, indução da invasão de águas contaminadas e problemas geotécnicos de subsidência (compactação diferencial do terreno, causando o colapso de construções civis).

As crescentes expansões da urbanização e da industrialização têm causado alterações profundas nos aquíferos em áreas urbanas. Estas alterações estão intrinsecamente ligadas à extração de água potável e à prática da disposição de efluentes em grandes sistemas superficiais. A disposição de esgotos urbanos no sub-solo e o aumento de práticas inadequadas de saneamento trazem também, alterações no comportamento dos fluxos hidráulicos dos aquíferos e na qualidade da água subterrânea. Nas regiões rurais, a contaminação das águas subterrâneas ocorre mais por meio de infiltrações de pesticidas e fertilizantes extensivamente utilizados na agricultura.

2.1 Qualidade e Degradação das Águas

Ao escoar na superfície do terreno, a água faz uma lavagem dos solos, carreando substâncias orgânicas, sólidos particulados, microorganismos e outros materiais que encontra no caminho. Ao se infiltrar no sub-solo, ela é filtrada pelas diversas camadas do terreno. Por isso, em princípio, as águas subterrâneas são potáveis e de melhor qualidade para consumo. Contudo, elas podem também sofrer contaminação ou conter concentrações excessivas de substâncias minerais dissolvidas. Como a qualidade das águas naturais é muito variável, elas devem ser avaliadas por meio de análises físico-químicas e bacteriológicas que irão determinar seus índices de qualidade e de potabilidade. A poluição de corpos d'água, associada aos processos de industrialização e urbanização, é bastante conhecida. As formas que despertam mais atenção, e são alvos de uma maior vigilância, são as decorrentes de lançamentos de esgotos domésticos não tratados e de efluentes industriais. Mais recentemente, vem crescendo a preocupação com relação às formas de poluição associadas às precipitações e a escoamentos superficiais sobre áreas impermeabilizadas, sobre áreas em processo de consolidação, sobre depósitos de lixo ou aterros e sobre depósitos de resíduos industriais. A poluição gerada por escoamentos superficiais é dita ser difusa, pois provém de atividades que acumulam poluentes de forma esparsa sobre a área de contribuição da bacia hidrográfica. As principais características da poluição difusa são: (i) lançamentos intermitentes, relacionados à precipitação e (ii) poluentes de várias espécies que provêm de extensas áreas, sendo praticamente difícil definir as origens exatas dos mesmos. Por estas características, o controle da poluição deve incluir ações mitigadoras nas áreas de geração.

Devido, também, à grande variabilidade da carga poluidora, torna-se difícil o estabelecimento de padrões de qualidade. A classificação mundial das águas, feita com base nas suas características naturais, designa como água doce aquelas que apresentam teores de sólidos totais dissolvidos (STD) inferiores a 1.000 mg/L. As águas com STD entre 1.000 e 10.000 mg/L são classificadas como salobras e aquelas com mais de 10.000 mg/L são consideradas salgadas. Vale ressaltar que a legislação ambiental vigente no Brasil (resolução CONAMA nº 20/86) classifica as águas do território brasileiro, usando unidades de concentração em massa expressa em porcentagem: água doce (salinidade inferior ou igual a 0,5 %), salobra (salinidade entre 0,5 e 30 %) e salina (salinidade superior a 30 %). Além da carga mineral dissolvida, um outro sério problema de qualidade das águas naturais diz respeito às concentrações de nitratos, de metais pesados, de compostos orgânicos e de micro-organismos. A falta de esquemas adequados e permanentes para monitorar solo, subsolo e águas em torno de centros urbanos, de pólos industriais e agrícolas e de regiões costeiras, colocam em sérios

riscos os mananciais hídricos disponíveis para suprimento humano e da biota dessas regiões. Segundo Santos (2002), a qualidade dos corpos hídricos pode ser avaliada em função de indicadores físicos, químicos e biológicos ou ecotoxicológicos. Os indicadores físicos mensuram as características organolépticas da água: cor, odor, turbidez, sólidos em suspensão e temperatura. Os indicadores químicos avaliam a demanda bioquímica de oxigênio (DBO), demanda química de oxigênio (DQO), oxigênio dissolvido (OD), pH, e as medidas de concentração de diversas substâncias (metais, cloretos, fluoretos, nutrientes, óleos e graxas, pesticidas, micropoluentes orgânicos, etc.). Os indicadores biológicos incluem a composição bacteriológica. O Ministério da Saúde estabeleceu, por meio da portaria nº518/2004, os valores máximos permissíveis para produtos químicos que podem ser nocivos à saúde humana (Tabela 2.1).

Tabela 2.1: Padrão de potabilidade de água estabelecidos pelo Ministério da Saúde para substâncias inorgânicas perigosas. Fonte: Ministério da Saúde (2004).

Parâmetro	Unidade	Vmp *
Antimônio	mg/L	0,005
Arsênio	mg/L	0,01
Bário	mg/L	0,7
Cádmio	mg/L	0,005
Cianeto	mg/L	0,070
Chumbo	mg/L	0,01
Cobre	mg/L	2
Cromo	mg/L	0,05
Mercúrio	mg/L	0,001
Nitrato(como N)	mg/L	10
Nitrito(como N)	mg/L	1
Selênio	mg/L	0,01

* Vmp = Valor máximo permitido.

Níveis de oxigênio dissolvido (OD) abaixo de 5 mg/L causam problemas à vida animal, sendo este um dos principais indicadores de qualidade da água de um corpo hídrico (Santos, 2002). O principal efeito ecológico da poluição orgânica em um curso d'água é o decréscimo dos teores de oxigênio dissolvido. Torna-se fundamental o fornecimento de oxigênio para que os microorganismos possam realizar os processos metabólicos para estabilização da matéria orgânica. A diminuição das concentrações de oxigênio, podendo chegar até mesmo a sua ausência total, proporciona atividades anaeróbicas, normalmente com a exalação de fortes odores. Tanto a DBO, quanto a DQO medem o consumo de oxigênio dissolvido, diferenciando-se na metodologia de realização dos testes. O teste para a determinação da DBO ocorre por meio da oxidação bioquímica com a estabilização da matéria orgânica, sendo

realizada por microorganismos. O teste da DQO ocorre com a oxidação química da matéria orgânica, realizada por um oxidante em meio ácido.

Em geral, a água subterrânea é menos vulnerável, física e biologicamente, do que a água superficial. Contudo, quando acontece a contaminação, seu tratamento de remediação torna-se muito mais difícil e oneroso. É possível até tornar-se irreversível, devido ao lento movimento da água, principalmente em camadas de materiais de granulação fina (Feitosa, 2000). A depender da abundância relativa, os constituintes dissolvidos nas águas são denominados de maiores, menores e traços. Um constituinte é denominado maior ou principal quando está presente na água em teores superiores a 5 mg/L. Quando os teores ficam entre 5 e 0,01 mg/L, os constituintes são chamados de menores. Quando os teores dos constituintes são inferiores a 0,01 mg/L, estes são considerados traços ou micropoluentes. Os metais pesados, outros metais tóxicos e os constituintes orgânicos sintéticos estão presentes nas águas em teores muito baixos que, regra geral, enquadram-nos como elementos menores ou traços (Rebouças et al., 2002).

O aterro de resíduos sólidos urbanos é o método de disposição mais difundido em todo o mundo por ser a solução mais econômica quando comparada a outros procedimentos de tratamento do lixo. Denomina-se percolado o fluido efluente da massa de resíduos aterrados após infiltração de águas da precipitação e da própria decomposição dos resíduos. Um aterro de resíduos, normalmente, favorece a geração de percolados com elevadas concentrações de espécies químicas que podem contaminar as águas superficiais e subterrâneas, na área de seu entorno. Dentre as substâncias que entram no solo, nas águas continentais e nos oceanos, com os produtos de rejeitos (por descuido ou de maneira proposital), os metais pesados são os mais problemáticos. Isso ocorre não somente porque eles se acumulam em organismos e percorrem cadeias tróficas, mas também porque eles permanecem nos ecossistemas em concentrações perigosas, por longos períodos de tempo (Larcher, 2000). A absorção de metais pelas células, particularmente pelas raízes das plantas, é facilitada por mecanismos próprios de transporte e acumulação, pois vários deles são realmente necessários como micronutrientes. No entanto, as plantas não podem evitar a entrada, por esses mecanismos, de elementos tóxicos. Os metais pesados exercem efeito tóxico, principalmente devido as suas interferências nos transportes eletrônicos envolvidos na respiração e na fotossíntese, assim como na inativação de enzimas vitais (Larcher, 2000).

A instalação de um empreendimento minerador numa região, usualmente, proporciona à comunidade, localizada em sua área de influência, o aumento da oferta de emprego e renda, da disponibilidade de bens e serviços, da arrecadação de impostos e a melhoria da qualidade de vida. Em contrapartida pode, também, significar alterações indesejáveis na paisagem e

nas condições ambientais (Borma, 1998). Face aos elevados investimentos necessários para a aquisição de equipamentos adequados, os processos de lavra das minas brasileiras foram sendo modernizados gradativamente, convivendo-se por longos períodos, com equipamentos inadequados. Muitos também foram os casos de empresas que contrataram operações de mina, a céu aberto, com empreiteiras, às quais era dada ampla liberdade de aplicar os equipamentos que mais lhe conviessem, muitas vezes inadequados, mas que atendessem à concorrência de preços na exploração.

Segundo Germani (2002), no Brasil, é comum a cessão do decreto de lavra por arrendamento a terceiros. Nessas situações, persistem algumas práticas inadequadas na condução de várias operações que, muitas vezes, são depois paralisadas e abandonadas sem maiores preocupações ambientais. A produção de cobre começa com a extração do mineral em óxidos e/ou sulfetos da rocha hospedeira a céu aberto ou em galerias subterrâneas. A rocha mineralizada, extraída por métodos mecânicos, é triturada, obtendo-se um pó que contém, no caso do cobre, usualmente menos de 1% de minério. Este deverá ser enriquecido, ou concentrado, obtendo-se uma pasta com aproximadamente 15% de minério que, posteriormente, é secada. A partir deste ponto são utilizados métodos físico-químicos para extração do cobre. De acordo com Alexandre e Krebs (1995), a ação das águas de chuvas sobre os rejeitos gerados nas atividades de lavra e beneficiamento efetuadas em minas, altera a qualidade dos corpos hídricos superficiais e/ou subterrâneos. Nos entornos das áreas de acumulação dos resíduos, as águas adquirem baixos pH (menor que 3), altos valores de ferro total, sulfato total e outros elementos tóxicos que impedem a sua utilização para qualquer uso e contribuem para destruir a flora e a fauna aquáticas.

Os valores de pH abaixo de 4 e elevadas concentrações de metais (100-3000 mg/L) são considerados os componentes mais críticos de uma DAM (Maree et al., 1999). Eles aceleram reações de oxi-redução, aumentam a toxicidade no entorno das áreas afetadas e atuam como veneno para a fauna aquática e do sub-solo. As concentrações de zinco (Zn), Cádmio (Cd) e Cobre (Cu) são tóxicas em quantidades inferiores 1 mg/L e cooperam para suprimir o crescimento da flora. A precipitação de hidróxidos desses metais, além de diminuir o oxigênio, aumentam a turbidez, formando flocos e sólidos suspensos (100- 3000 mg/L) que envenenam os alimentos dos peixes.

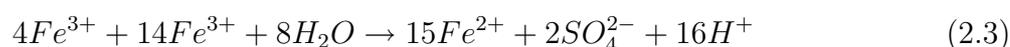
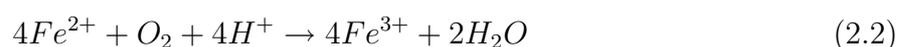
2.2 Resíduos e Efluentes de Mineração

Resíduos sólidos constituem problemas de gerenciamento nas indústrias pela necessidade de sua remoção da área industrial para local adequado de disposição final. Muitas vezes constata-se situações em que tais resíduos foram lançados nos rios ou enterrados no solo de forma inadequada, causando danos ao meio ambiente. Resíduos sólidos, contendo sulfetos produzidos em instalações de mineração e beneficiamento, quando dispostos de forma inadequada, podem gerar drenagens ácidas de mina (DAM). Cada vez mais a indústria mineira movimentava maiores volumes de minerais, devido a automatização dos processos e às novas técnicas capazes de obter maior eficiência na lavra e no processamento, incrementando também a quantidade de materiais não desejáveis. Nas mineralizações sulfetadas, a geração de resíduos (estéreis e rejeitos) ainda ricos em outros sulfetos não utilizados, oxidam-se gerando águas ácidas que podem provocar sérios impactos ambientais (Souza, 2001). A oxidação de sulfetos, que pode dar origem a uma DAM, é um processo acelerado pela movimentação dos materiais sólidos, característica dos processos de lavra e de beneficiamento. As atividades de escavação e desmonte de rochas alteram as condições de permeabilidade do meio, facilitando o contato do oxigênio com a superfície do material reativo. O rebaixamento do lençol d'água em minas superficiais e subterrâneas tem efeito semelhante, uma vez que expõem à penetração de oxigênio em áreas que anteriormente encontravam-se inundadas (Ritchie, 1994).

Os resíduos sólidos gerados nas operações de lavra e processamento mineral podem ser classificados como estéreis e rejeitos. Estéreis são materiais de cobertura, camadas intermediárias ou circundantes do mineral de interesse, extraídos fisicamente através do uso de explosivos ou escavadeiras e, muitas vezes, dispostos em pilhas sem estruturas de contenção. As pilhas destes resíduos são, em geral, de granulometria bastante variada e, na ausência de compactação, apresentam elevada porosidade, o que facilita a penetração de oxigênio gasoso e de águas pluviais em seu interior. Rejeitos são resíduos sólidos resultantes das operações de beneficiamento e de metalurgia extrativa. Uma vez que estas implicam cominuição e classificação do minério, os rejeitos apresentam distribuição granulométrica pouco dispersa e usualmente mais fina que os estéreis. São frequentemente depositados em áreas confinadas (barragens ou bacias) dotadas de estruturas de contenção. A precipitação pluviométrica, que não evapora e nem escoam superficialmente, e infiltra-se e percola através dos resíduos, constituindo-se no principal veículo de transporte de substâncias químicas para fora da área de disposição. Em climas úmidos, a quantidade de percolação e a subsequente formação do percolado são importantes para a prevenção e mitigação da formação de drenagens ácidas. As drenagens ácidas ocorrem em áreas nas quais o mineral a ser lavrado encontra-se sob forma

de sulfetos ou quando sulfetos estão associados às rochas encaixantes. Fator de preocupação adicional é que os impactos da acidificação não se restringem apenas à área minerada, mas podem, muitas vezes, atingir corpos hídricos superficiais e subterrâneos distantes do empreendimento. Como fator complicador, ainda deve-se levar em consideração que as reações químicas envolvidas no processo podem, ocorrer anos após esgotado o depósito mineral. Além de ocorrerem em pilhas e depósitos de barragens de resíduos, drenagens ácidas em instalações de mineração podem também se dar em galerias de minas subterrâneas, pilhas de lixiviação, pilhas de estoque de minério e cavas de mina a céu aberto.

As reações abaixo resumem o processo de oxidação química e bacteriana da pirita, na geração de drenagens ácidas.



O ácido produzido na oxidação pode ser consumido em reações com outros componentes naturais eventualmente presentes no resíduo, tais como os carbonatos e mesmo aluminossilicatos (Hutchinson e Ellison, 1992). A matéria orgânica, eventualmente presente nos estéreis e rejeitos, tem também potencial para retardar a DAM. Além de competir com os sulfetos pelo consumo de oxigênio, a matéria orgânica, ao se oxidar, produz gás carbônico (CO_2), que tende a expulsar o oxigênio dos poros do resíduo.

A partir dessas características é que devem ser dimensionadas as estruturas de retenção dos contaminantes e as obras de engenharia que visam a redução da produção de percolado. Em climas semi-áridos e áridos, estes cuidados tornam-se menos importantes. Contudo é fundamental a realização de um balanço hídrico na área do empreendimento como parte do projeto de disposição de resíduos. A prevenção, minimização e tratamento das DAMs requerem um sistema de gestão que estabeleça critérios para a escolha do local e a forma da disposição. Estes critérios são estabelecidos a partir da análise de fatores tais como: (i) tipo de resíduo, suas características físicas, químicas e mineralógicas e seu potencial de geração de ácidos; (ii) aspectos específicos da área de disposição tais como clima, geologia, distância em relação aos cursos d'água, etc. Essa análise condiciona a necessidade da implantação de obras de engenharia para redução de percolado de estruturas de retenção de contaminantes para proteção dos recursos hídricos na área do empreendimento (Ritcey, 1989).

O material geológico sobrejacente ao aquífero e subjacente ao depósito de resíduo pode reter naturalmente alguns dos constituintes solúveis. Esta retenção pode ser de natureza hidráulica e/ou química. A retenção hidráulica é proporcionada por formações de baixa permeabilidade (tipicamente menor ou igual a 10^{-6} cm/s) que limitam o fluxo descendente da água através do resíduo. A retenção química, também chamada atenuação, ocorre quando a concentração de contaminantes presentes na água é reduzida, no fluxo descendente, por processos químicos, físico-químicos e/ou biológicos (Hutchinson e Ellison, 1992). A distância entre a área de disposição dos resíduos geradores de ácido e o ambiente aquático receptor (corpos hídricos superficiais e/ou subterrâneos) é importante na determinação da vulnerabilidade das águas à contaminação. Águas superficiais, localizadas próximas à área de disposição, são mais facilmente alcançadas pelos efluentes, estando mais expostas à contaminação. Da mesma forma águas subterrâneas que se encontram a pequenas profundidades são mais sujeitas à contaminação.

2.3 Contaminação por Indústria de Curtume

Os parâmetros da poluição de uma indústria de couros acabado, tipo vaqueta, por tonelada de peles processadas são: 75 a 90kg de DBO; 200 a 260kg de DQO; 140kg de sólidos em suspensão; 12,6kg de Nitrogênio total; 9,0kg de Sulfetos; 5,0kg de Cromo total e 55 m³ de águas residuárias (Koetz et al., 1995). Segundo Chericaro (2000), num curtume ainda se obtém, por tonelada de pele, cerca de 100kg de resíduos sólidos contendo cerca de 4kg de Cromo. Despejos que contém Cromo devem ser avaliados com pensamento crítico. São resíduos perigosos, tendo em conta especialmente o comportamento desta substância no subsolo abaixo dos depósitos de rejeitos. Estima-se que, em ambientes alcalinos, os cromatos permanecem estáveis por até 50 anos. Além disso, são capazes de atravessar solos compactos e migrar até o lençol freático.

A capacidade de prever o movimento do Cromo no solo e seu potencial de contaminar águas subterrâneas é um pré-requisito importante no manejo da disposição dos resíduos. A mobilidade desse elemento e, portanto, seu potencial de poluir aquíferos é inversamente proporcional à capacidade adsorptiva do metal no solo. Cada solo possui uma capacidade intrínseca de adsorver metais pesados. Se essa capacidade for ultrapassada, os metais podem ser lixiviados através do solo, podendo atingir as águas subterrâneas. Muitas interações entre metais e solos são ainda pouco conhecidas, assim como a sua retenção e mobilidade. Todavia, os principais fatores controladores são o pH, a quantidade de matéria orgânica, a capacidade de troca catiônica, a quantidade e tipo de argilo-minerais e a competição iônica. O pH influi diretamente na solubilidade e na mobilidade dos metais.

No caso do Cromo, o aumento do pH diminui tanto sua solubilidade quanto sua mobilidade. O pH se destaca como o atributo do solo que mais influi na regulação da solubilidade de metais e atua, direta ou indiretamente, em vários outros processos no solo. Os resíduos de curtumes, após tratamentos, vêm sendo descartados em aterros sanitários nem sempre preparados para essa disposição. Algumas vezes, tais resíduos têm sido usados na agricultura como nutrientes. Tal alternativa tem se tornado corrente e atrativa tanto do ponto de vista econômico quanto do ponto de vista da reciclagem de nutrientes. O uso de resíduos de curtumes, em áreas agrícolas, tem trazido tanto benefícios, quanto preocupações, devido a presença de cromo e do acúmulo de nitrato na água e no solo (Costa, 2001).

2.4 Transporte e Degradação de Contaminantes

A migração de contaminantes em meios porosos ocorre por mecanismos de transporte associados a processos físicos, físico-químicos, químicos e bioquímicos. Os processos físicos e físico-químicos envolvem os fenômenos de advecção, difusão e dispersão. Os químicos se relacionam às interações que ocorrem entre os solos e os poluentes, em função de reações bio-químicas que ocorrem nesses materiais. Os processos de acúmulo e transporte de contaminantes em solos dependem do contaminante e da natureza e textura do solo. A composição e as propriedades dos resíduos são fatores determinantes, da interação com os materiais do solo e do sub-solo. Dessa forma, as propriedades físico-químicas dos contaminantes e as características físicas dos solos são essenciais para se compreender melhor seu transporte subterrâneo. Em subsuperfície, o transporte de poluentes é função do regime de fluxo local (advecção) e de várias reações e processos entre poluentes e solos (adsorção, precipitação, difusão molecular). A retenção de metais no solo, por seu turno, é muito dependente da interação de seus componentes minerais como o fluido poluente. Essa interação se deve a vários processos físico-químicos e, entre esses, a adsorção e a desorção são os mais significativos (Elbacha, 1989).

2.4.1 Dispersão Hidrodinâmica

Os mecanismos pelos quais um contaminante solúvel se propaga num meio poroso é denominado de dispersão hidrodinâmica. Entre estes se incluem os processos da advecção e da difusão molecular. Na advecção, a dispersão de um soluto ou poluente é causada pelo próprio fluxo hidráulico no meio. Com o deslocamento dos fluidos os contaminantes ou traçadores neles presentes se movem ao longo das linhas de correntes, com velocidade igual à velocidade

média macroscópica do fluido. Nessa condição a frente de contaminação (inicialmente uma interface abrupta entre os fluidos nativos e invasor) se dispersa com a velocidade média dos fluidos, variando sua largura e concentração ao longo do espaço e do tempo (Bear, 1972). Na difusão molecular o movimento de um soluto ou traçador é governado por gradientes de concentração ou potencial físico-químico entre as duas soluções. Por este mecanismo as espécies iônicas ou moleculares dissolvidas se movem no fluido intersticial, indo das zonas mais concentradas para as mais diluídas, mesmo na ausência de fluxo hidrodinâmico (Freeze e Cherry, 1979).

Na advecção pura, uma frente de contaminação avança com a mesma velocidade do fluido, sem alterar sua concentração na solução. Na dispersão hidrodinâmica, os íons e/ou moléculas transportadas se movem tanto na direção das linhas de correntes quanto transversais a elas. Em consequência disso, ocorre um espalhamento e diminuição da concentração do traçador à medida que a frente de contaminação avança continuamente (Freeze e Cherry, 1979). A dispersão hidrodinâmica, portanto, é o resultado macroscópico dos movimentos de moléculas e íons dissolvidos nos fluidos através dos poros, e de vários fenômenos físicos e químicos que ocorrem no interior dos mesmos, resultantes dos efeitos combinados de mistura mecânica e de difusão molecular (Bear, 1972). A mistura mecânica é resultante de variações locais na velocidade de fluxo no meio. Tais variações se devem, principalmente, a heterogeneidades nos canais irregulares do meio (Domenico e Schwartz, 1994). Numa escala microscópica, a mistura mecânica resulta de três mecanismos básicos: (i) variações de velocidade devidas a rugosidade nas paredes dos canais porosos. Num canal representativo, as moléculas ou íons transportados no centro do canal sofrem menos influência de atrito do que aquelas transportadas mais próximas das paredes do canal; (ii) diferenças nos tamanhos de poros ao longo de uma trajetória de fluxo. Estas irregularidades fazem com que a área de contato fluido-sólido varie, de modo tal que, diferentes canais têm velocidades médias diferentes; (iii) variações na trajetória de partículas fluidas devido à tortuosidade dos canais. Ao longo de uma trajetória de fluxo, as interligações entre vazios formam canais tortuosos que fazem com que algumas partículas se movam neles mais rápido do que outras. A dispersão na direção do fluxo é chamada dispersão longitudinal e a perpendicular é chamada dispersão transversal.

2.5 Interação Solo-Contaminante

Conforme discutido na sessão anterior, a migração de contaminantes em meios porosos é governada por diversos processos físicos e químicos. Contudo, na maioria das vezes, esses processos são alterados por reações químicas e bioquímicas entre a solução e a matriz sólida do solo e sub-solo. As reações químicas que alteram a concentração de um soluto num fluido percolante podem ser agrupadas em seis categorias: adsorção-dessorção, dissolução-precipitação, ácido-base, oxidação-redução, complexação e síntese microbiótica. Contaminantes radioativos são afetados também por reações de decaimento radioativo. As reações químicas de interação solo-polvente podem ocorrer inteiramente na fase líquida ou através da transferência de solutos para as fases sólidas do solo, ou para a fase gasosa, no caso da zona não-saturada. Os processos de interação que merecem maior atenção são aqueles que resultam no acúmulo do poluente no solo, via transferência do fluido para a fase sólida, por um dos seguintes processos: (i) adsorção superficial ao sólido; (ii) absorção na estrutura cristalina; (iii) precipitação na superfície sólida; (iv) ou particionamento na matéria orgânica do solo (Sposito, 1989).

As reações de adsorção-dessorção e de precipitação-dissolução são as mais importantes na transferência de poluentes entre as fases líquida e sólida do material geológico. Outros processos podem afetar a disponibilidade de poluentes para transferência ou alterar o poluente, aumentando ou diminuindo seus efeitos (Nobre, 1987). Durante um fluxo de massa, de soluto do fluido para a matriz do meio, reduz-se a velocidade da frente de contaminação em relação àquela do fluido percolante, resultando num fenômeno denominado de *retardamento*. Numa interpretação clássica, o retardamento que ocorre durante a migração de poluentes é totalmente atribuído aos processos de sorção. Estes incluem a adsorção, a sorção química, a absorção e a troca iônica. Na adsorção ocorre a adesão de moléculas ou íons às superfícies sólidas do meio, especialmente argilominerais e matéria orgânica. A sorção química ocorre quando o soluto é incorporado à superfície do material rochoso através de uma reação química. A absorção ocorre quando as partículas do meio são porosas e o soluto se difunde nelas sendo sorvido nos seus microporos (Wood et al., 1990).

As forças de ligação nesses processos decorrem das cargas desequilibradas nas superfícies minerais, resultantes de imperfeições ou substituições iônicas nas suas estruturas cristalinas ou da quebra de ligações nas estruturas moleculares. Uma partícula de mineral argila é negativamente carregada por causa de substituições isomórficas de Si_{+4} por Al_{+3} . Para equilibrar essa carga superficial, é necessário a adesão de cátions em volta da superfície da carga. Esses cátions formam ao redor da partícula, quando umedecida, uma dupla camada

elétrica. A quantidade de cátions necessária para neutralizar as cargas nas partículas de argila de um solo é chamada de sua capacidade de troca catiônica (CTC). A fração granulométrica argila contém sólidos cristalinos e outros materiais não cristalinos tais como sesquióxidos (óxidos de alumínio e ferro hidratados) e matéria orgânica (Fetter, 1993). Em geral, a capacidade de troca catiônica aumenta com o pH do fluido intersticial. Isto se deve ao aumento da dissociação da água com as hidroxilas (OH^-) sendo retidas nas extremidades e nas superfícies das argilas, aumentando a carga líquida negativa das argilas. Para soluções ácidas ($pH < 7$) a alta concentração do íon H^+ bloqueia a substituição por outros cátions, resultando numa menor troca catiônica em relação às soluções alcalinas ($pH > 7$) (Borges, 1996).

Ao contrário dos cátions, a adsorção de ânions é geralmente estimulada em ambientes ácidos. Para valores de pH maiores que oito, a capacidade de troca catiônica é consideravelmente maior, enquanto que, para valores abaixo de quatro, a troca aniônica pode ser significativa (Bonaparte, 1982; Elbacha, 1989). Durante a adsorção há uma diminuição na concentração de poluentes na fase aquosa, com retardamento no transporte dos mesmos.

De forma natural, os solos têm habilidades limitadas para reter substâncias. Para uma fonte de contaminação de alimentação constante, a taxa de retenção tende a diminuir com o tempo, podendo até se anular. Coelho (2003) afirma que, quando um solo alcança este ponto ele atinge sua capacidade de retenção de partículas. Dessa forma, a quantidade de substâncias que se mantem dissolvida na água infiltrante aumenta à medida que a quantidade acumulada no solo se aproxima da sua capacidade de retenção.

A interação solo-contaminante é também fortemente influenciada pelo fenômeno de expansão/contração das duplas camadas elétricas. A substituição de cátions monovalentes por cátions bivalentes nas superfícies de partículas argilosas tende a aumentar os espaços entre as partículas, aumentando a condutividade hidráulica do meio e o avanço do fluido percolante. Por outro lado, se a troca iônica facilitar a contração das duplas camadas, ocorrerá o contrário, ou seja, a condutividade hidráulica tende a diminuir e o avanço do fluido é retardado.

O fenômeno de precipitação ocorre quando existem condições de supersaturação na solução dos poros. Nesse caso, a concentração do soluto na solução é tão alta que seu grau de solubilidade é excedido. Assim, a precipitação consiste na deposição de substâncias inicialmente dissolvidas na solução. De outra forma, se a concentração for bem menor que o grau de solubilidade, o inverso irá ocorrer, ou seja, a dissolução de substâncias precipitadas (Borges, 1996). Segundo Borges, a solubilidade de uma substância na água varia com a temperatura e com o pH da solução. Em meios alcalinos a maioria dos metais se precipita como hidróxidos.

É também comum a precipitação de metais como sulfetos e carbonatos (Hamidi, 2000). Os efeitos da precipitação são mais importantes em casos de contaminação por metais pesados e de transição.

2.6 Detecção e Monitoramento de Contaminação

Além do choroume, a infiltração de água de chuva em aterros sanitários produz vários tipos de gases, por decomposição bioquímica de matéria orgânica. Em aterros situados sobre materiais permeáveis, como por exemplo, areias, cascalhos ou rochas fissuradas, a migração do choroume, após algumas décadas, produz contaminações de águas subterrâneas com extensões muito maiores do que a área ocupada com resíduos. Existem comprovações que, em regiões úmidas, infiltrações de chuvas em aterros produzem choroume por, pelo menos, os primeiros 30 ou 40 anos de sua existência. Aterros sanitários da época do Império Romano ainda hoje estão produzindo choroume (Feitosa, 2000).

Segundo as normas brasileiras NBR-8418 (1983) e NBR-10157 (1987) os resíduos da Classe 1 (perigosos) devem ser depositados em aterros sanitários, com especificações para atender maior controle ambiental, tais como: (i) capas de fundo impermeabilizantes mais fortes e seguras; (ii) compartimentalização e dreno sentinela; (iii) drenagem superficial das águas; (iv) eliminação da emanção de gases e da geração de choroume. Na base das células devem ser colocadas camadas de solo praticamente impermeável (argilas) e, mais abaixo, areias grossas na qual se instalam drenos ligados a caixa de inspeção nas laterais das células, Figura 2.1 (Coiado, 1999).

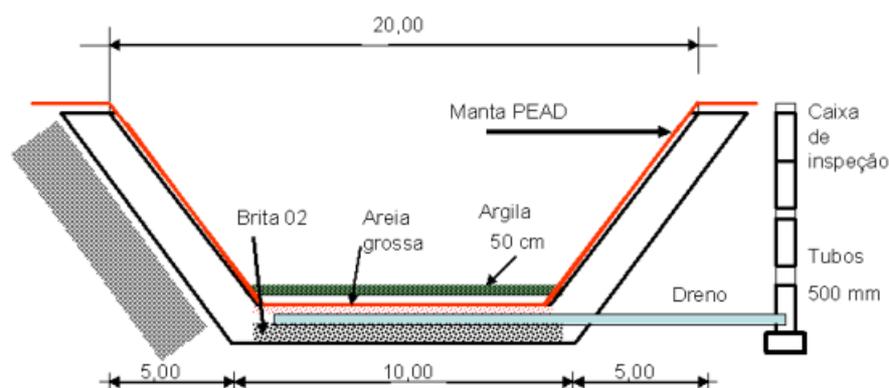


Figura 2.1: Modelo em corte transversal de célula tipo para resíduos perigosos, Coiado (1999).

Sistemas adicionais de impermeabilização (Figura 2.2) podem garantir a estanqueidade, durabilidade, resistência mecânica, resistência a intempéries e compatibilidade com os resíduos aterrados.



Figura 2.2: Execução de impermeabilização em uma célula tipo para disposição de resíduos industriais perigosos (Cavalcanti, 1999).

Ainda de acordo com a NBR-10157 (1987) estas áreas devem dispor de um plano de encerramento (pós-fechamento das células com aterro), com um ajardinamento com plantas de pequeno porte, para evitar danos a camada de impermeabilização superior do depósito.

O uso de solos com alto teor de argila tem interesse particular por apresentar baixa permeabilidade hidráulica, para atuar como verdadeiras barreiras limitando o escape dos contaminantes (Cavalcanti, 1999). Dessa forma, na fase de projeto e implantação, é de fundamental importância que se opte por uma base de assentamento estável, por uma melhor técnica de impermeabilização e, principalmente, pela execução de uma proteção eficiente quanto aos esforços mecânicos e às intempéries. O monitoramento das águas subterrâneas tem se tornado uma prática comum, em função dos históricos de vazamentos nas indústrias e de práticas inadequadas de armazenamento de matérias prima e produtos resultantes de processos industriais.

Uma das metodologias mais utilizadas para detectar e monitorar fluxos de contaminantes em subsuperfície é através da aplicação de métodos geofísicos, sendo os mais indicados na detecção de plumas condutivas, os métodos elétricos e eletromagnéticos. Uma das principais vantagens da aplicação das técnicas geofísicas em relação aos métodos convencionais de investigação da subsuperfície, como, por exemplo, as perfurações, é a rapidez na avaliação de grandes áreas, com custo relativamente menor. Além disso, os levantamentos geofísicos propiciam a execução de perfis e mapas, possibilitando a identificação, com maior precisão, das variações laterais decorrentes de mudanças litológicas ou originadas pela presença da contaminação subterrânea. No diagnóstico geoambiental de áreas contaminadas, a realização de levantamentos geofísicos tem por objetivo básico a identificação da presença da contaminação subterrânea, além da definição das feições geológicas e hidrogeológicas dos locais investigados. A aplicação de dois ou mais métodos geofísicos combinados aumenta a confiabilidade das interpretações, sendo que a natureza dos contaminantes e a geologia local são os fatores decisivos na seleção das técnicas geofísicas a serem utilizadas. Métodos elétricos e eletromagnéticos têm sido aplicados com sucesso em várias etapas da avaliação ambiental de áreas comprometidas por atividades urbanas e industriais (Lima, 1999). Na fase de diagnóstico, eles permitem dimensionar as características geométricas, litológicas e petrofísicas do aquífero e dos materiais de seus contornos, e caracterizar a natureza dos fluidos contidos neles e suas variabilidades espaciais. Com isso, torna-se possível orientar melhor a perfuração de poços de monitoramento e definir procedimentos de remediação, quando for o caso. Trabalhos geofísicos adicionais podem ser realizados para avaliar a eficiência dos processos de descontaminação e da recuperação da qualidade original do reservatório.

Para caracterização da qualidade ambiental de áreas já degradadas por aterros ou lagoas de resíduos são necessárias coletas de águas superficiais, assim caracterizadas como provenientes de rios e riachos, lagoas e açudes, canais, afloramentos existentes internamente e nas adjacências dos sítios. Coletas de águas subterrâneas, provenientes de poços rasos e profundos, fontes, piezômetros construídos em locais definidos e coletas de amostras de líquidos percolados, provenientes de diferentes pontos de acumulação e drenagem. No período operacional de um aterro, por exemplo, além da manutenção do monitoramento das águas e líquidos percolados, são também necessários amostras dos resíduos aterrados em diferentes profundidades e de biogás, como métodos de verificação dos estágios e da estabilidade dos processos de degradação anaeróbica dos resíduos sólidos. A partir da construção de estações para tratamento dos líquidos percolados nos próprios aterros, o monitoramento expande suas atividades no sentido de manter permanentemente a avaliação das condições de operação dos sistemas e de suas eficiências. As características do contaminante e dos solos argilosos podem ou não atuar como uma barreira geológica à ação do contaminante. A atenuação pode

ser caracterizada como um processo no qual a concentração de vários contaminantes do lixiviado que atravessa o solo é reduzida a um limite aceitável. Diversos são os mecanismos que atuam no processo de atenuação e cada mecanismo pode atuar retendo completamente ou apenas parte dos elementos contaminantes.

Existem inúmeras técnicas disponíveis para a recuperação de solos e de águas subterrâneas contaminadas. A seleção da técnica apropriada constitui um processo complexo, envolvendo considerações detalhadas das características do local e do poluente, e um estudo da viabilidade técnico-econômica de aplicação das várias alternativas para o local específico (Campos, 1994). Enquanto que na etapa de investigação confirmatória o objetivo principal é confirmar a presença de contaminação na área suspeita, na etapa de investigação detalhada o objetivo é quantificar a contaminação, isto é, avaliar detalhadamente as características da fonte de contaminação e dos meios afetados, determinando-se as dimensões das áreas ou volumes afetados, os tipos de contaminantes presentes e suas concentrações. Da mesma forma devem ser definidas as características das plumas de contaminação, como seus limites e sua taxa de propagação. A investigação detalhada deve buscar a compreensão dos seguintes aspectos: a geologia e a hidrogeologia regional e local; a natureza e a extensão da contaminação; a evolução da contaminação no espaço e no tempo, as rotas de migração de contaminantes e as vias de exposição e receptores de risco.

A investigação detalhada serve ainda à autoridade competente e à pessoa responsável ou agente executor da remediação, como base para a tomada de decisão quanto aos possíveis cenários de remediação a serem aplicados numa determinada área contaminada. A localização das sondagens a serem executadas para amostragem e análise de solos deverá ser orientada com base em dados históricos relativos a: manipulação, estocagem e armazenamento de matérias primas, substâncias químicas auxiliares de processo, produtos, resíduos e efluentes; episódios históricos de vazamentos, derramamentos, descarte inadequado de resíduos e infiltração de substâncias químicas.

3

Métodos Geofísicos Empregados

Neste estudo de avaliação hidrogeológica e de comparação da contaminação de aquíferos localizados em dois ecossistemas bem distintos, como são os casos do Pantanal Matogrossense e do semi-árido do nordeste brasileiro, por meio de métodos geofísicos, foram executadas pesquisas experimentais, respectivamente, na bacia do rio Cuiabá, e na bacia do Alto Curaçá. Esses trabalhos de caracterização geológica e hidrológica de solos e subsolos foram efetuados por via indireta através dos métodos galvânicos de eletrorresistividade, polarização induzida no domínio do tempo e eletromagnético indutivo.

A resistividade (e seu inverso, a condutividade) de solos e rochas depende fortemente da quantidade e da salinidade da água contida nos poros, o que permite a aplicação de métodos elétricos e eletromagnéticos em estudos ambientais e hidrogeológicos, sendo a presença de água e de substâncias contaminantes facilmente detectadas e discriminadas.

3.1 Propriedades Eletromagnéticas

O campo eletromagnético que se propaga na subsuperfície depende das propriedades elétricas e magnéticas das rochas. Os meios geológicos se comportam eletricamente como condutores, semicondutores ou dielétricos (isolantes). Estes materiais podem ser caracterizados por três propriedades: a) condutividade elétrica (σ); b) permissividade dielétrica (ε); e c) permeabilidade magnética (μ).

3.1.1 Condutividade elétrica

Em meios isotrópicos e lineares, a condutividade elétrica de um material relaciona univocamente a densidade de corrente de condução (\mathbf{J}) ao campo elétrico (\mathbf{E}) em cada ponto do condutor e representa a primeira relação constitutiva referida como lei de Ohm,

$$\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E} \quad (3.1)$$

onde σ é uma grandeza escalar.

A unidade de condutividade elétrica no Sistema Internacional (SI) designa-se Siemens por metro, ou abreviadamente por S/m. O inverso da condutividade denomina-se de resistividade com unidade SI Ohm.metro (Ωm). Uma rocha é um material heterogêneo, geralmente constituído por uma fase sólida (matriz) e por fases líquidas e/ou gasosas que preenchem seus poros. O comportamento elétrico das rochas depende da condutividade elétrica de sua matriz de sólidos, da porosidade, da textura e da quantidade e condutividade elétrica do fluido intersticial. Além disso, são importantes os processos que ocorrem nas superfícies de contato entre a matriz rochosa e as fases fluidas.

Existem duas principais formas de condução elétrica nas rochas: a eletrolítica e a eletrônica. A condução eletrônica realiza-se através do movimento de elétrons livres dos metais na matriz da rocha, na presença de um campo elétrico. Nesta situação, o modo de agregação dos minerais na textura da rocha é o fator determinante. No caso da condução eletrolítica, o principal mecanismo de condução realiza-se através da lenta movimentação de íons na solução aquosa. Quando um sal se dissolve na água, os íons (positivos e negativos) que o constituem separam-se ficando livres para se movimentar no líquido. Na ausência de campo elétrico esse movimento é aleatório, e a solução é eletricamente neutra. Na presença de um campo elétrico, os cátions se deslocam no sentido do campo aplicado e os ânions no sentido oposto, possibilitando a passagem de corrente elétrica. Depois de removido o campo elétrico, as cargas elétricas retornam ao movimento browniano (Telford et al., 1990). A velocidade final das cargas (mobilidade) depende da viscosidade do líquido. A mobilidade depende também da temperatura e da concentração de sais. O aumento da temperatura diminui a viscosidade e contribui para o aumento da mobilidade. O aumento da concentração iônica contribui para diminuir a mobilidade, uma vez que o movimento de íons será prejudicado pela presença de outros nas proximidades.

A relação empírica entre a condutividade elétrica e temperatura é expressa pela seguinte função (Keller e Frischnecht, 1966).

$$\sigma(T) = [1 + \alpha(T - 18)] \sigma(18) \quad (3.2)$$

onde $\sigma(T)$ é a condutividade elétrica à temperatura T , α é um coeficiente experimental cujo valor típico para soluções de NaCl é $0,025 \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$, T é a temperatura ambiente e $\sigma(18)$ é a condutividade a $18 \text{ } ^\circ\text{C}$.

Para um arenito sem argila, a Lei de Archie fornece a relação entre a condutividade elétrica da formação e a condutividade de sua água intersticial. A Lei de Archie (1942), formulada através de uma série de experimentos com amostras de arenitos, revelou que a resistividade da rocha (ρ) varia diretamente com a resistividade da água (ρ_w) e inversamente com a porosidade (ϕ) e o índice de saturação (S_w) na forma

$$\rho = \rho_w \phi^{-m} S_w^{-n} \quad (3.3)$$

onde os expoentes m e n são parâmetros experimentais que dependem do material.

Archie (1942) trabalhou com rochas granulares isentas de argila, mas não mencionou o tipo de porosidade de suas amostras (total, efetiva, fissural etc). Presume-se que ela seja referente às zonas porosas interligadas, no caso a porosidade efetiva (Lima et al., 2005). O valor de (n), expoente de saturação, situa-se próximo de 2 enquanto o de (m), índice de cimentação, depende da textura da rocha e varia entre 1,3 e 2,5. Archie, definiu a razão

$$F = \frac{\rho}{\rho_w} \quad (3.4)$$

como fator de formação. Archie, também definiu a razão entre a resistividade da amostra parcialmente saturada (ρ_p) e a da amostra 100% saturada de água (ρ), como índice de resistividade (I).

A interação das soluções eletrolíticas com os argilominerais produz um efeito adicional de condução superficial, pelo qual a condutividade elétrica das formações argilosas se torna bem aumentada. Na maioria das rochas, a água é o único constituinte que tem condutividade significativa. Em rochas argilosas, a argila é considerada muitas vezes um condutor mineral, embora necessite de água para que o processo de condução ocorra (Waxman e Smits, 1968). Para esses casos, a Lei de Archie não pode ser aplicada. Mcneill (1983) apresenta uma forma de se levar em conta os efeitos da argila através de uma modificação da Lei de Archie.

Para formações 100% saturadas tem a forma

$$\sigma = \phi^m \sigma_w + \sigma_a \quad (3.5)$$

onde σ é a condutividade da formação saturada, σ_a é a condutividade devido ao efeito argila, e σ_w é a condutividade da água intersticial.

O comportamento elétrico dos minerais permite a seguinte classificação: (a) grupo dos minerais metálicos em que predomina a condução eletrônica e a resistividade varia entre 10^{-7} a $10^{-9}\Omega\text{m}$; (b) grupo dos minerais semi-condutores, que inclui materiais bons condutores tal como a covelita e maus condutores como alguns silicatos. Nesse grupo, a condutividade é fortemente influenciada pela temperatura, aumentando sensivelmente quando a temperatura aumenta; (c) o terceiro grupo, formado pelos minerais isolantes apresentando valores de resistividade superiores a $10^7\Omega\text{m}$. Normalmente, os materiais terrestres com $\rho < 10^{-5}\Omega\text{m}$ são considerados condutores, enquanto que os com $\rho > 10^7\Omega\text{m}$ são considerados isolantes.

As rochas sedimentares são caracterizadas por possuírem condutividades elétricas elevadas, quando comparadas com outros tipos de rochas, apesar de existirem rochas sedimentares de condutividades muito baixas. As argilas normalmente, apresentam condutividade elétrica elevada devido ao efeito combinado da condução eletrolítica e da polarização superficial das partículas de argila.

As rochas ígneas e metamórficas possuem baixos valores de condutividade elétrica devido às suas baixas porosidades. Contudo, a condutividade pode aumentar com o fraturamento das rochas. Algumas exceções incluem a presença de grafita, pirrotita e outros minerais metálicos que conduzem eletronicamente, aumentando, em consequência a a condutividade elétrica das rochas hospedeiras (Keller e Frischnecht, 1966).

De acordo com Keller (1987), a condutividade elétrica, das rochas em geral, precisa ser representada como uma grandeza complexa dependente da frequência do campo eletromagnético aplicado. Desse modo a resistividade elétrica complexa ρ^* é dada como

$$\rho^*(\omega) = \rho_R(\omega) + i \rho_I(\omega) \quad (3.6)$$

onde $\omega = 2\pi f$ é a frequência angular e $i = \sqrt{-1}$

Segundo Borner e Schon (2004), os componentes real e imaginário da resistividade elétrica são muito sensíveis à presença de contaminação.

Park e Dickey (1989) e Lima et al. (2005) apresentam evidências de que o componente imaginário apresenta também sensibilidade significativa à presença de argila. Contudo, em muitos casos práticos, principalmente para os estudos geoeletromagnéticos, a resistividade elétrica pode ser representada como um escalar real.

Portanto, a resistividade elétrica das rochas compõe um dos grupos de propriedades físicas mais diagnosticáveis e de amplo uso na exploração geofísica por métodos elétricos e/ou eletromagnéticos. De modo geral, os minerais formadores de rochas são isolantes elétricos, de modo que a condução eletrônica neles é praticamente desprezível. Todavia, quase sempre, as rochas contêm em seus poros ou vazios, uma certa quantidade de água mineralizada de forma interconectada, de modo que nelas a condução de corrente se deve ao transporte dos íons livres em solução (Keller e Frischnecht, 1966).

Quatro fatores controlam a resistividade elétrica dos materiais geológicos: (i) a porosidade que constitui uma medida da proporção de vazios no material; (ii) o índice de saturação ou fração de vazios ocupada pela água; (iii) a salinidade ou quantidade de sais dissolvidos nessa água; e (iv) a composição litológica da matriz em termos da presença e proporção de minerais argilosos que são portadores de uma condução iônica superficial, em adição àquela do fluido intersticial.

3.1.2 Permissividade elétrica

Em meios isotropicos e lineares, a segunda relação EM constitutiva relaciona o vetor deslocamento \mathbf{D} ao campo elétrico \mathbf{E}

$$\mathbf{D} = \varepsilon \mathbf{E} \quad (3.7)$$

sendo ε a permissividade elétrica do material.

O deslocamento das cargas é caracterizado pela movimentação de elétrons, núcleos e/ou moléculas polares das suas posições de equilíbrio devido à influência de um campo elétrico externo. A corrente de deslocamento $\partial\mathbf{D}/\partial t$ representa variação na densidade de momentos de dipolos do meio. Com a polarização das cargas ocorre uma variação na quantidade de energia EM armazenada no material. Cessado o campo elétrico, as cargas tendem a voltar à posição de equilíbrio original liberando a energia EM acumulada na forma de calor. Este tipo de comportamento é característico do funcionamento de um capacitor (Annan, 1992). Microscopicamente, as moléculas dos dielétricos têm suas cargas separadas, produzindo um momento de dipolo elétrico que pode se alinhar com o campo externo.

Devido à polarização elétrica, aparece no interior de dielétricos um campo denominado de deslocamento elétrico, expresso por

$$\mathbf{D} = \varepsilon_0 \mathbf{E} + \mathbf{P} \quad (3.8)$$

onde ε_0 é a permissividade elétrica do vácuo e \mathbf{P} o vetor polarização elétrica. Usualmente, utiliza-se a permissividade dielétrica relativa, ou constante dielétrica (k), definida como

$$k = \frac{\varepsilon}{\varepsilon_0} \quad (3.9)$$

onde ε é a permissividade dielétrica do material (Faraday/m). Para a maioria dos valores de condutividade elétrica (σ) encontrados em depósitos minerais e rochas e no intervalo de frequência (ω) utilizado na prospecção com métodos eletromagnéticos, $\sigma \gg \omega \varepsilon$, de tal modo que nesses problemas as correntes de deslocamento podem ser desprezadas. Dessa forma a constante dielétrica passa a ter papel secundário na condução a não ser em frequências muito elevadas ($> 1 \text{ MHz}$). Para frequências entre 1 MHz e 1 GHz, o conteúdo em água governa as propriedades dielétricas dos materiais, uma vez que o valor da permissividade relativa da água é igual a 85 (cerca de 20 vezes maior que a permissividade da matriz da rocha).

3.1.3 Permeabilidade magnética

A terceira relação constitutiva é representada pela permeabilidade magnética (μ), que relaciona o campo de indução magnética \mathbf{B} ao campo magnético aplicado \mathbf{H} . A magnetização do material pelo campo externo, faz-se através do alinhamento de momentos de dipolos magnéticos internos, que provocam um campo adicional que se soma ao campo externo \mathbf{H} e gera um campo conhecido por indução magnética \mathbf{B} . O campo indução magnética é relacionado ao campo externo \mathbf{H} da seguinte forma:

$$\mathbf{B} = \mu \mathbf{H} \quad (3.10)$$

No ambiente geológico, na maioria dos problemas eletromagnéticos, os valores da permeabilidade magnética do meio podem ser considerados iguais à permeabilidade magnética do espaço livre ($\mu_0 = 4 \pi \cdot 10^{-7}$ H/m).

3.2 Bases Físicas do Método Elétrico

O método elétrico por resistividade fundamenta-se na determinação da distribuição do potencial elétrico associado as fontes pontuais de correntes elétricas contínuas ou de baixas frequências, localizadas na superfície terrestre ou em profundidades no interior de poços. Dessas distribuições de potenciais pode-se inferir a estrutura geológica da subsuperfície em termos da geometria e das resistividades elétricas de suas diferentes regiões (Kunetz, 1969; Ward, 1990).

Na prática, são usados diversos arranjos de fontes e sorvedouros de correntes para energizar a terra, na forma de eletrodos em contatos galvânicos com ela. Nas medidas dos potenciais elétricos gerados são usados também eletrodos aterrados. A medida física realizada é a da impedância resistiva resultante do acoplamento dos eletrodos com o semi-espaço rochoso condutor. O valor medido dessa impedância é função da distribuição de resistividade no subsolo e da distância relativa entre os diferentes eletrodos do arranjo utilizado.

A lei física fundamental do método elétrico é a Lei de Ohm (equação 3.1) que governa o fluxo de corrente no interior de um meio condutor. Na prática geofísica, usa-se mais frequentemente a resistividade ρ , que é o inverso da condutividade ($\rho = 1/\sigma$). Para um fluxo de corrente contínua, num meio condutor, o campo elétrico é irrotacional ($\nabla \times \mathbf{E} = 0$) de acordo com a equação de Maxwell (Lei de Faraday). Este resultado implica que o campo é conservativo e derivável de um potencial escalar U , que se relaciona ao campo aplicado através da expressão

$$\mathbf{E} = -\nabla U \quad (3.11)$$

A condição de continuidade do fluxo de cargas elétricas no meio requer que a divergência de \mathbf{J} seja nula ($\nabla \cdot \mathbf{J} = 0$) num volume representativo do meio, exceto em pontos onde existam fontes ou sorvedouros de cargas. Substituindo a relação constitutiva (equação 3.1) e a condição (3.11) na equação da continuidade, se obtém

$$\nabla \cdot \mathbf{J} = \nabla \cdot (\sigma \nabla U) = 0 \quad (3.12)$$

Dessa forma, o potencial elétrico deve satisfazer a seguinte equação geral

$$\nabla\sigma.\nabla U + \sigma\nabla^2 U = 0 \quad (3.13)$$

A maioria dos problemas geoeletricos são resolvidos analiticamente pela obtenção de funções potenciais U que satisfaçam a equação (3.13) e as condições de contorno apropriadas. Se a região em análise apresentar condutividade constante (meio homogêneo) e diferente de zero, $\nabla\sigma = 0$, o potencial será harmônico e a equação 3.13 se reduz à equação de Laplace

$$\nabla^2 U = 0 \quad (3.14)$$

A geometria admitida para o modelo adotado para a geologia (condições de contorno) é que controlará a complexidade na solução desta equação diferencial.

3.2.1 Fonte Pontual num Meio Homogêneo

Uma fonte pontual de corrente elétrica é uma abstração física para representar uma fonte ideal de dimensões nulas. Na prática, são usados como fontes, hastes ou placas metálicas enterradas na terra, que se consideram como fontes pontuais quando a distância de observação (r) é muito maior que a dimensão característica do eletrodo ℓ_0 ($r \gg \ell_0$) (Daknov, 1965).

Uma única fonte pontual de corrente localizada na superfície de um meio semi-infinito, homogêneo e isotrópico, de resistividade ρ gera uma distribuição de potencial esférica e simétrica. O potencial elétrico a uma distância (r) do eletrodo fonte é dado por (Keller e Frischnecht, 1966)

$$V(r) = \frac{I\rho}{2\pi r} \quad (3.15)$$

A equação (3.15) é a relação fundamental da prospecção elétrica. Em situações em que se usa mais de um eletrodo fonte ou de observação, é aplicado o princípio da superposição, pelo qual o potencial total é obtido como a soma dos potenciais individuais criados pelas fontes em cada eletrodo de observação do potencial. Para um arranjo genérico de 4 eletrodos (dois de corrente denominados A e B e dois de potencial M e N), aplicando o princípio da superposição, obtém-se

$$\Delta V_{MN} = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{\overline{AM}} - \frac{1}{\overline{BM}} - \frac{1}{\overline{AN}} + \frac{1}{\overline{BN}} \right) \quad (3.16)$$

onde \overline{AB} , \overline{BM} , \overline{AN} e \overline{BN} são, respectivamente, as distâncias das fontes aos pontos de observação de potencial. Assim, a resistividade elétrica do meio investigado pode ser calculada pela equação

$$\rho = \frac{\Delta V}{I} K \quad (3.17)$$

onde

$$K = 2\pi \left(\frac{1}{\overline{AM}} - \frac{1}{\overline{BM}} - \frac{1}{\overline{AN}} + \frac{1}{\overline{BN}} \right)^{-1} \quad (3.18)$$

é denominado de fator geométrico do arranjo, pois depende unicamente da disposição relativa dos quatro eletrodos no terreno. Para o caso do arranjo Schlumberger, utilizado neste trabalho, o fator geométrico é

$$K = \pi \left(\frac{a^2}{b} - \frac{b}{4} \right) \quad (3.19)$$

onde $a = AB/2$ e $b = MN$

Em meios estruturalmente heterogêneos e/ou anisotrópicos, a equação (3.17) é utilizada para computar uma função matemática (ρ_a) que é denominada de função resistividade aparente. Esta função não representa, necessariamente, a resistividade de qualquer elemento particular da subsuperfície, nem tampouco, equivale a uma média de resistividades envolvidas. Contudo é usada correntemente na geofísica elétrica e eletromagnética para estabelecer, por inversões matemáticas, os parâmetros elétricos e geométrico estruturais que caracterizam a seção geológica de uma área investigada (Ward, 1990).

3.2.2 Fonte Pontual em Meio Multi-Estratificado

O problema geoeletrico mais geral, para modelos unidimensionais de terrenos, constituídos por camadas limitadas por superfícies planas e paralelas à superfície, nos quais a resistividade elétrica pode variar como uma função especificada da profundidade, foi resolvido por (Sato, 1996).

Para um meio com camadas de resistividade constante se tem: (i) a sub-superfície consiste de um número finito de camadas separadas por planos horizontais, sendo que a espessura

da última camada se estende ao infinito e as outras camadas têm espessuras finitas; (ii) o campo é gerado por uma fonte pontual de corrente localizada na superfície da terra; (iii) cada uma das camadas é eletricamente homogênea e isotrópica; (iv) a fonte emite corrente contínua.

As expressões V_1, V_2, \dots e V_n do potencial em cada camada, devido a fonte pontual de corrente, deve satisfazer a Equação de Laplace $\nabla^2 U = 0$. As soluções para esta equação contêm constantes arbitrárias, as quais são determinadas pelas condições de contorno: (i) o potencial deve ser contínuo em cada fronteira da subsuperfície; (ii) o componente normal do vetor densidade de corrente deve ser nulo na superfície, exceto nas proximidades da fonte; (iii) o componente normal da densidade de corrente é contínuo em cada fronteira; (iv) próximo à fonte de corrente o potencial diverge como $1/r$; e (v) o potencial é nulo a distâncias infinitas da fonte. Dessa forma, o potencial na superfície terrestre criado por eletrodo pontual de corrente num meio de n-camadas é (Sunde, 1949; Ward, 1990)

$$V_1 = \frac{I\rho_1}{2\pi} \int_0^\infty T_1(\lambda) J_0(\lambda r) d\lambda \quad (3.20)$$

onde λ é a variável de integração (dimensão inversa do comprimento), I é a intensidade de corrente emitida pela fonte, $J_0(\lambda r)$ é a função de Bessel de primeira espécie e ordem zero, $T(\lambda)$ é a impedância elétrica observada na superfície, referida como função transformada da resistividade e dependente dos parâmetros (ρ_i, h_i) e do espaçamento r (Koefoed, 1979). A função transformada da resistividade $T(\lambda)$ é obtida pelas relações recursivas

$$T_1(\lambda) = \rho_1 [1 + K(\lambda)] \quad (3.21)$$

$$T_i(\lambda) = \frac{T_{i+1} + \rho_i \tanh(\lambda h_i)}{1 + [T_{i+1} \tanh(\lambda h_i)]/\rho_i}; \quad T_n = \rho_n \quad (3.22)$$

onde i é um índice genérico para a identificação das camadas geoeletricas, e $K(\lambda)$ é função característica. Por isso, $T_1(\lambda)$ tem a mesma dimensão de ρ_1 . A função transformada da resistividade tem o mesmo comportamento assintótico da função resistividade aparente. Geralmente o efeito de aumento em $(1/\lambda)$ na função transformada é equivalente ao aumento do espaçamento dos eletrodos na função resistividade aparente. Considerando o arranjo Schlumberger de eletrodos, utilizado neste trabalho, a função resistividade aparente observada sobre a terra como um modelo de n-camadas plano-horizontais, será então dada pela expressão

$$\rho_{a,s}(a) = a^2 \int_0^{\infty} T_1(\lambda) J_1(\lambda a) \lambda d\lambda \quad (3.23)$$

A integral na expressão (3.23) é avaliada numericamente usando a teoria da filtragem linear digital (Koefoed, 1979).

3.2.3 Medida da Função Resistividade

As técnicas de levantamentos de campo incluem, basicamente, a sondagem elétrica vertical e a perfilagem elétrica lateral, que podem ser executadas com uma grande variedade de arranjos de eletrodos, o que confere ao método elétrico uma grande versatilidade. Normalmente, as sondagens elétricas são aplicadas quando se deseja informações sobre a variação vertical da resistividade numa dada área. A perfilagem é usada quando o interesse é o estudo da variação lateral da resistividade. Em situações em que se busca descrever, em detalhe, as distribuições verticais e laterais de resistividade na sub-superfície se usa um esquema de multi-sondagens equi-espaciaadas ao longo de linhas de perfis.

O arranjo de campo mais utilizado para sondagens elétricas verticais é o arranjo Schlumberger que utiliza quatro eletrodos alinhados e simetricamente distribuídos a partir do centro da sondagem. Os dois eletrodos externos (A e B) são usados para injetar a corrente na terra. Os dois eletrodos internos (M e N) são usados para medir a diferença de potencial ΔV . A característica principal desse arranjo é a de que a distância MN deve ser bem pequena comparada com AB para que se possa aproximar a medida $\Delta V_{MN}/b$ ao valor do campo elétrico medido no centro do arranjo. Para $b < a/2$, o erro desta aproximação é inferior a 3% (Keller e Frischnecht, 1966). Outros arranjos comumente utilizados são os arranjos de Wenner e dipolo-dipolo. Uma discussão sobre as características e as vantagens operacionais desses arranjos pode ser obtida em Leite e Macedo (1982) e em textos de geofísica elétrica (Koefoed, 1979; Ward, 1990; Keller e Frischnecht, 1966).

O resultado de uma sondagem é representado na forma de um gráfico em que, na abscissa, representa-se o espaçamento entre os eletrodos de corrente e, na ordenada, a resistividade aparente medida. Estes gráficos são habitualmente representados em escala bi-logarítmicas.

Nesse trabalho, as seções geoeletricas bidimensionais foram obtidas com multi-sondagens usando o arranjo Schlumberger de eletrodos, com o espaçamento entre os eletrodos de corrente (AB/2) variando até 250m.

O equipamento utilizado, nas medidas de campo, foi um resistivímetro SYSCAL R-2 fabricado pela Íris Instruments, o qual dispõe de uma unidade acoplada transmissor e

receptor totalmente digital. Com ele é possível estudar as variações da resistividade com a profundidade, bem como as variações laterais da resistividade ao longo de multiperfis geoeletricos. A forma de onda é quadrada, a largura do sinal ajustável entre 250 e 10.000ms, com opção de período de repouso (corrente = 0) ou não. A alimentação é realizada com uma bateria comum de automóvel (12 V), conectada a um conversor DC-DC de 250 W, com voltagem de saída variável de 100 a 800 V. Armazena até 1.022 registros em uma memória interna, possibilitando conexão com um computador pessoal.

Na interpretação de uma SEV, é feita a suposição de que a terra é formada por um número finito de camadas isotrópicas e homogêneas, separadas na subsuperfície por planos horizontais. Contudo, estas considerações são aproximadas, pois as rochas no subsolo apresentam também variações laterais de resistividade. Apesar de não ocorrer na prática esta situação idealizada e das interfaces apresentarem mergulhos suaves, ainda assim boas aproximações podem ser realizadas com o modelo de n-camadas (Parasnis, 1997).

A forma de uma curva de SEV guarda uma estreita relação com a seção geoeletrica que ela representa. Dessa forma, a classificação e associação de tipos de curvas de SEV facilita o processo de interpretação de um conjunto grande de sondagens. Na interpretação de uma SEV, há sempre a necessidade de se relacionar o modelo geoeletrico obtido com a geologia local. Entretanto, nem sempre as fronteiras geológicas correspondem a fronteiras geoeletricas. Os limites geoeletricos correspondem a variações de resistividade elétrica que podem ter diferentes origens: textura, conteúdo de água, porosidade e qualidade do eletrólito.

As SEVs são classificadas, com base nas formas usuais para curvas de 3 camadas, da seguinte forma: (i) tipo A ou ascendente quando $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$; (ii) tipo Q ou descendente quando $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$; (iii) tipo H ou de mínimo quando $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$; e (iv) tipo K ou de máximo quando $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$. Após a análise morfológica das curvas de resistividade aparente, procede-se a análise quantitativa dessas curvas usando modelos unidimensionais de terra e procedimentos de ajuste não linear por mínimos quadrados (Koefoed, 1979).

A interpretação de uma curva de SEV é feita por sucessivas modelagens numéricas e comparações de seus ajustes aos dados geoeletricos observados. Este processo iterativo de inversão é realizado, na maioria das vezes, partindo-se de um modelo inicial de camadas estratificadas fornecido pelo intérprete. Este procedimento pode ser feito usando-se uma técnica aproximada de compor o modelo a partir de inversão direta da curva experimental com um modelo de um grande número de camadas de pequena e constante espessura (Gupta et al., 1997). A inversão final é realizada até se alcançar um limite de um erro de ajuste prefixado.

A complexidade do processo de inversão reside no fato de que, qualquer que seja o meio utilizado para a obtenção do modelo geoeletrico final a partir dos valores das resistividades aparentes observadas, este deve fornecer não só um pequeno erro de ajuste, mas também ser compatível com as informações disponíveis da geologia da área. Este cuidado deve ser tomado porque, em grande parte dos trabalhos, as curvas de campo normalmente admitem diversas soluções, de maneira que se deve escolher, dentro das margens de variações possíveis, o melhor conjunto de soluções que tenha maior probabilidade de representar a estrutura verdadeira do local estudado.

O procedimento de ajuste realizado pelo software IPI2Win, utilizado neste trabalho, usa uma variante do algoritmo de Newton para o número fixado de camadas, com ajuste regularizado por uma aproximação de Tikhonov para reduzir a ambigüidade da inversão. A idéia básica desta metodologia é a de calcular, entre as possíveis soluções da inversão, aquela que seja mais “robusta”. A escolha desta solução é feita usando-se um funcional $S(m)$ designado por funcional estabilizador. A solução é obtida impondo-se que este funcional S seja mínimo, e que cumpra a condição de que a resposta do modelo esteja em conformidade com as observações.

Neste trabalho, os dados obtidos, tanto de resistividade como de IP no dominio do tempo, foram processados em 1D através do software IPI2Win, e em 2D através do software RES2DINV e Surfer 8, da ABEM Instruments (1988) e Golden Software, respectivamente. O Surfer 8 trabalha com a interpolação dos dados, usando geoestatística, enquanto que o RES2DINV é um programa de inversão para resistividade e polarização induzida. O RES2DINV, adota uma técnica rápida e eficiente para inversão de dados de resistividade e IP, desenvolvida por Loke e Barker (1996) e Groot-Hedlin e Constable (1990), que se baseia no método dos mínimos quadrados e suavização restringida (smoothness-constrained). Teoricamente é produzido um modelo 2D livre das distorções verificadas na pseudo-seção de resistividade aparente, motivadas pela geometria do arranjo de eletrodos empregados. A modelagem 2D consiste na divisão da subsuperfície em blocos retangulares para os quais são calculados as resistividades e suas posições relacionadas aos pontos das pseudo-seções. Os parâmetros são os valores de resistividade dos blocos do modelo, enquanto que os dados são os valores de resistividade aparente medidos. O emprego deste método de otimização diminui a diferença entre os valores de resistividade calculados e medidos, fazendo o ajuste entre os blocos. Os resultados da inversão 2D, obtidos através do RES2DINV, foram exportados na forma de arquivos XYZ e interpolados pelo SURFER 8, através do método de krigagem, visando uma apresentação de melhor qualidade dos dados obtidos.

3.2.4 Medida da Polarização Induzida

É um fato experimental observado que em alguns materiais condutores terrestres, quando a corrente é desligada, o campo elétrico, neles, não decai instantaneamente a zero, mas sim de um modo inicial abrupto, seguido de um decaimento bem mais lento. De modo semelhante quando a corrente é ligada, verifica-se que ela tem um aumento inicial súbito e depois bem mais lento no tempo até um nível de estabilização. Tudo como se o material atuasse também como um capacitor, armazenando cargas elétricas, ou se tornando eletricamente polarizado. Este fenômeno é chamado Polarização Elétrica Induzida.

A Polarização Induzida é um fenômeno elétrico estimulado por correntes, que é observado nos materiais naturais, como uma resposta de voltagem retardada no tempo (Summer, 1976). Seus efeitos podem ser observados no domínio do tempo ou no domínio da frequência.

A avaliação do I.P. no domínio do tempo envolve medidas discretas do decaimento da voltagem no tempo após a corrente ter sido desligada. O parâmetro medido é chamado de cargabilidade aparente (m), sendo definido pela área sob a curva de decaimento, compreendida num certo intervalo de tempo Δt , normalizada pela ΔV_e (potencial de estabilização no meio antes da corrente ser desligada) (Roy e Poddar, 1981). Dessa forma o parâmetro de IP medido pode ser expresso pela integração da curva de descarga durante um intervalo de tempo $\Delta t = t_2 - t_1$ (Figura 3.1):

$$m = \frac{1}{\Delta V_e \cdot \Delta t} \int_{t_1}^{t_2} \Delta V_{ip}(t) dt \quad (3.24)$$

onde ΔV_e é a voltagem de estabilização na situação com $t \leq t_0$, $[t_1, t_2]$ é o intervalo da amostragem e ΔV_{ip} é a função transiente do potencial elétrico no meio.

Como a voltagem residual é bem menor que a primária, os valores de cargabilidade são apresentados em milivolts por volts (mV/V). Considerações teóricas e experiências de laboratório indicam que a energia elétrica é armazenada nas rochas, sobretudo por processos eletroquímicos, de dois modos: por polarização de membrana e por polarização metálica ou de eletrodo.

A passagem de uma corrente elétrica através das rochas ocorre, normalmente, por fluxos eletrolíticos através de poros cheios de fluido. Todavia, alguns minerais da matriz sólida das rochas (minerais de argila) possuem uma distribuição superficial de cargas resultante de defeitos em suas redes cristalinas. Essas cargas superficiais são naturalmente compensadas por íons de sinais contrários obtidos da solução com a qual o mineral entrou em equilíbrio, passando a fazer parte de sua estrutura. Quando a rocha é seca, esses íons ficam fortemente

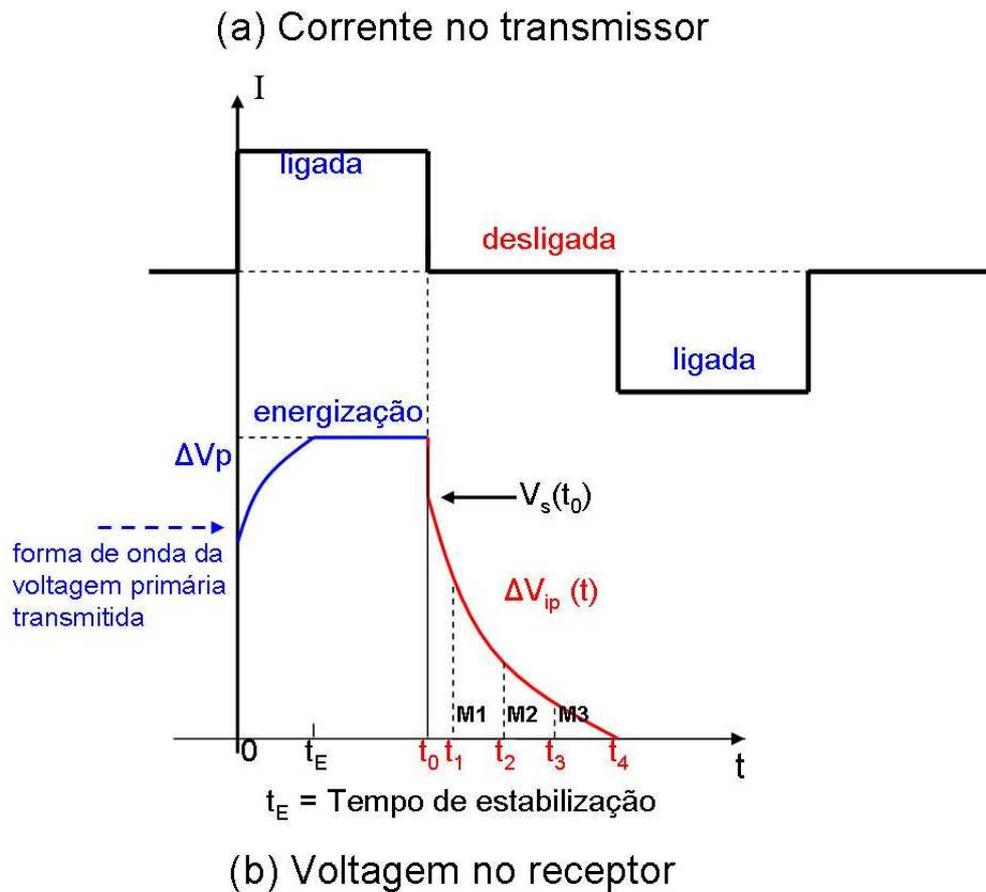


Figura 3.1: Variação de ΔV observado no receptor com o tempo. As linhas pontilhadas verticais indicam os momentos em que se corta a corrente e começa a descarga.

ligados à superfície e são difíceis de se moverem por um campo elétrico. Se esta rocha entra em contato com um novo eletrólito, esses íons formam uma dupla camada de cargas em torno da superfície da argila e são mais fáceis de se moverem contribuindo para uma condutividade superficial nesses minerais.

Quando a corrente é aplicada, as zonas de barreiras seletivas formada em frente aos minerais de argila permitem a passagem dos cátions da solução, mas restringem a dos ânions. Com isso criam-se áreas de concentração de cátions e de ânions dos lados opostos do canal em relação à partícula argilosa (Figura 3.2). Quando a corrente é desligada os íons separados em dipolos retornam às suas posições originais de equilíbrio ao fim de um período de tempo finito, denominado tempo de relaxação da polarização, provocando assim, um decaimento gradual da voltagem no tempo.

Se a rocha contém minerais metálicos disseminados, estabelece-se um percurso eletrônico por onde a corrente deve fluir num poro bloqueado como o da (Figura 3.3)

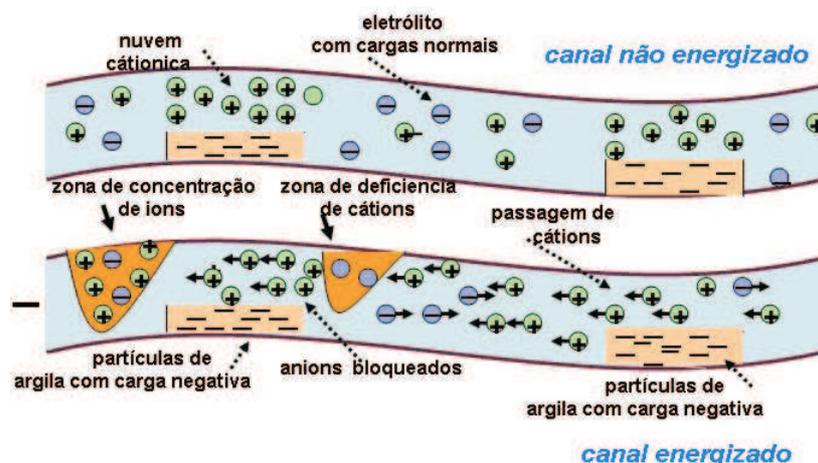


Figura 3.2: Canal poroso com suas distribuições iônicas características. a) canal não energizado; b) canal energizado com corrente fluindo.

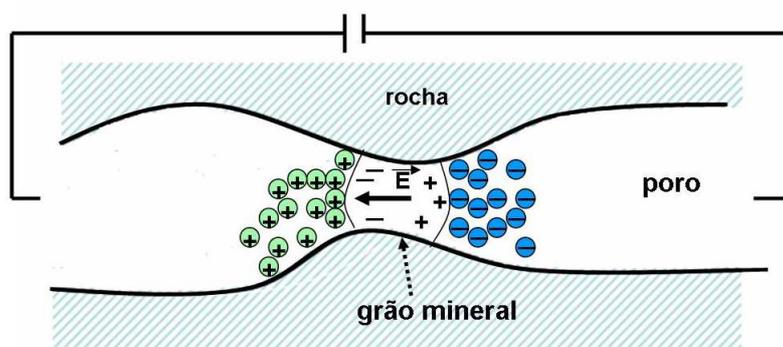


Figura 3.3: Polarização de eletrodo, ocorre com a presença de minerais metálicos disseminados.

Quando se aplica uma diferença de potencial a esse poro, cargas positivas e negativas são induzidas nos lados opostos do grão metálico, em consequência disso, acumulam-se íons positivos e negativos em ambos os lados do grão em busca de liberar ou capturar os elétrons conduzidos através dos grãos. Quando a corrente é removida os íons difundem-se lentamente para as suas posições originais, provocando um decaimento da voltagem. Este efeito é designado de polarização metálica ou de eletrodo. A magnitude deste efeito depende da intensidade da corrente e da concentração de minerais metálicos. Ele diminui com o aumento da porosidade já que, neste caso, há mais percursos alternativos para a condução iônica (que é a mais eficiente).

3.3 Bases Físicas do Método Eletromagnético

Em algumas situações experimentais, como por exemplo quando as rochas estão capeadas por coberturas de elevadas resistividade, torna-se difícil executar sondagens elétricas de boa qualidade. Além disso os levantamentos com métodos resistivos são mais caros e exigem normalmente uma logística e um planejamento mais cuidadoso. Com o objetivo de superar algumas dessas limitações, principalmente com as elevadas resistências de contato, foram desenvolvidos os métodos indutivos de prospecção eletromagnética. Estes métodos, classificados como de fonte controlada, utilizam-se dos fenômenos de indução eletromagnética, não necessitando de acoplamentos galvânicos com a terra. O equipamento EM é constituído por um transmissor (Tx) e um receptor (Rx) que são colocados sobre a superfície do terreno, ou a uma certa altitude deste, como no caso dos métodos aero-eletromagnéticos. Os métodos eletromagnético indutivos são classificados em função de serem operados no domínio da frequência ou no domínio do tempo.

A aquisição e interpretação dos dados eletromagnéticos baseiam-se na aplicação de fundamentos da teoria eletromagnética. Os fenômenos eletromagnéticos são governados por um conjunto de equações vetoriais, chamadas de Equações de Maxwell (Ward e Hohmann, 1991).

Uma onda eletromagnética é descrita por equações diferenciais parciais no tempo e no espaço para seus dois campos, o elétrico e o magnético. Em geral, para simplificar o tratamento supõe-se que os meios geológicos são homogêneos, lineares e isotrópicos, isto é, suas propriedades condutividade elétrica (σ), permissividade elétrica (ε) e permeabilidade magnética (μ), em uma certa frequência, são consideradas constantes escalares, independentes das intensidades dos campos. Num meio material, a propagação eletromagnética é especificada por cinco funções vetoriais, dependentes da posição e do tempo: o campo elétrico \mathbf{E} , o deslocamento elétrico \mathbf{D} , o campo magnético \mathbf{H} , a indução magnética \mathbf{B} e a densidade de corrente de condução \mathbf{J} . As Equações de Maxwell relacionam esses cinco campos vetoriais

$$\nabla \times \mathbf{E} = - \frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad ; \quad \text{Lei de Faraday} \quad (3.25)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = - \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} + \mathbf{J} \quad ; \quad \text{Lei de Ampère} \quad (3.26)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = \rho \quad ; \quad \text{Lei de Gauss - Eletrostática} \quad (3.27)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad ; \quad \text{Lei de Gauss - Magnetostática} \quad (3.28)$$

onde ρ é a densidade volumétrica de cargas livres no meio.

As Equações de Maxwell não contém, explicitamente, nenhuma informação sobre as propriedades elétricas e magnéticas dos meios onde os campos atuam. Para isso, é necessário introduzir as relações constitutivas dadas nas equações (3.1), (3.7) e (3.10), da seção 3.1.

3.3.1 Sistema Eletromagnético EM-34

O sistema eletromagnético indutivo no domínio da frequência EM-34 faz parte dos métodos considerados de fonte controlada, que usam o fenômeno de indução eletromagnética. O equipamento é constituído por um transmissor (Tx) e um receptor (Rx) que são deslocados na superfície do terreno. A corrente que circula na bobina transmissora cria um campo magnético denominado de campo magnético primário. Este campo primário dá origem a um fluxo de correntes secundárias, conhecidas como “eddy currents” nos condutores presentes na subsuperfície. As correntes secundárias, por seu turno, dão origem a um campo magnético denominado de campo magnético secundário. É este campo secundário que, em combinação com o campo primário, é medido pela bobina receptora Figura (3.4).

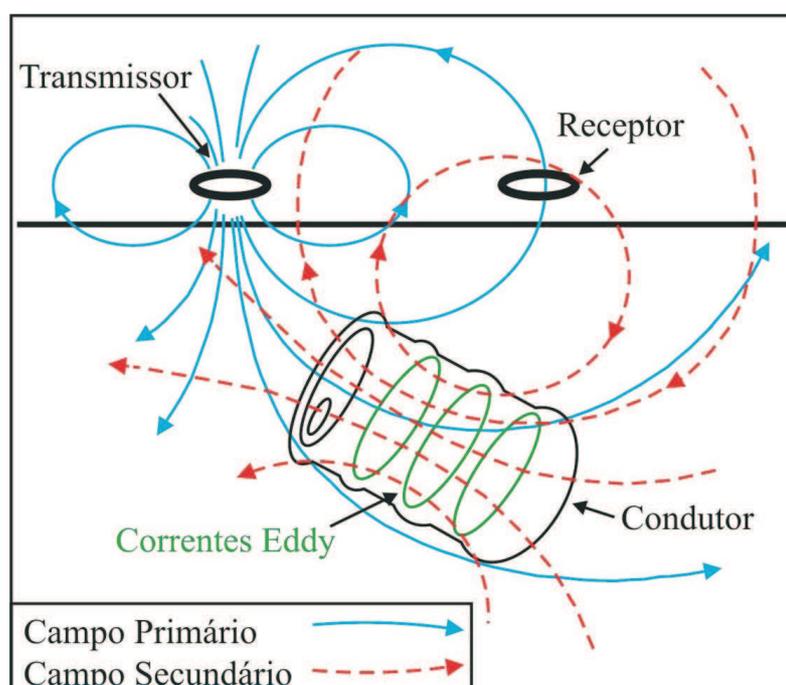


Figura 3.4: Esquema mostrando o princípio de funcionamento do método eletromagnético, com os campos magnéticos primário e secundário.

Por causa dos efeitos de propagação no subsolo, a resposta medida do campo magnético secundário é diferente, tanto em fase quanto em amplitude, em relação ao campo magnético primário. O grau em que esses componentes diferem pode revelar importantes informações sobre a geometria, tamanho e propriedades elétricas de um condutor na subsuperfície. A Figura (3.5), é um exemplo onde se mostra que, apesar do campo secundário ter a mesma frequência do campo primário, eles diferem em fase e em amplitude. A Figura 3.5-a mostra o comportamento do campo primário gerado no transmissor. Na Figura 3.5-b mostra-se que a corrente induzida num condutor da subsuperfície, em consequência do campo primário, é atrasada de $\pi/2$ rd. Em bons condutores este atraso é maior, enquanto em maus condutores, o atraso é menor. Na figura (3.5-c) o campo magnético secundário torna-se mais atrasado ainda, agora de $\pi/2 + \alpha$. Na figura (3.5-d) o campo resultante da composição do campo primário com o campo secundário apresenta um atraso de fase de ϕ .

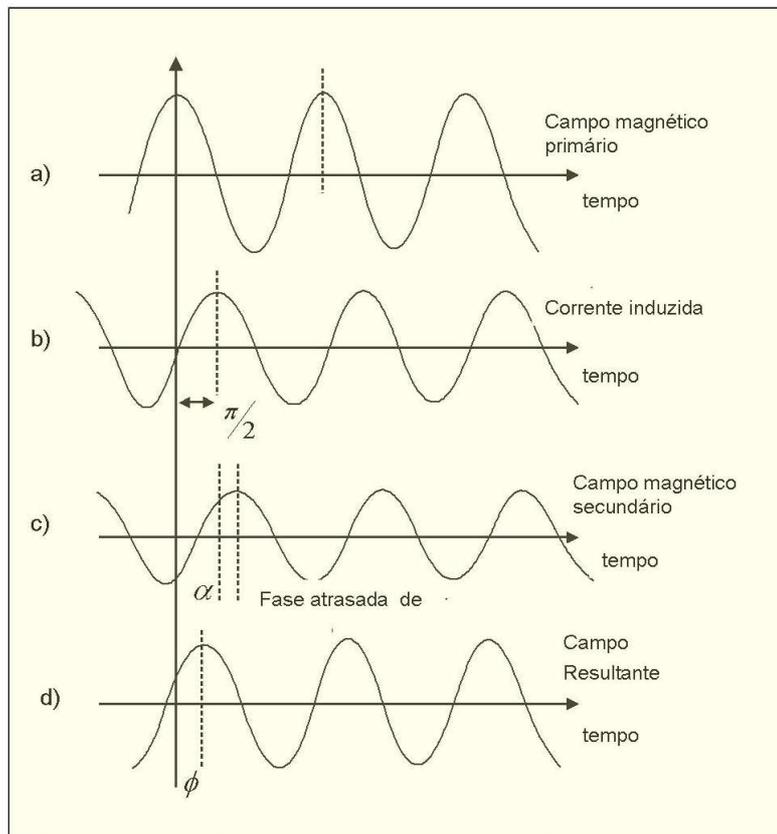


Figura 3.5: Amplitude e fase dos campos magnéticos primário e secundário

$$\phi = \frac{\pi}{2} + \alpha \quad (3.29)$$

No diagrama vetorial da figura 3.6, é apresentado o relacionamento entre os campos primário, secundário e resultante. O campo primário é designado por (P) e o campo secundário por (S). P e S variam com o tempo. O campo resultante (R) é obtido pelo fechamento do triângulo. O componente real ou em fase do campo secundário é obtido como a projeção de (S) no eixo x ($= S \cdot \text{sen } \alpha$). O componente imaginário ou fora de fase, ou em quadratura do campo magnético secundário, é obtida pela projeção de (S) no eixo y ($= S \cdot \text{cos } \alpha$).

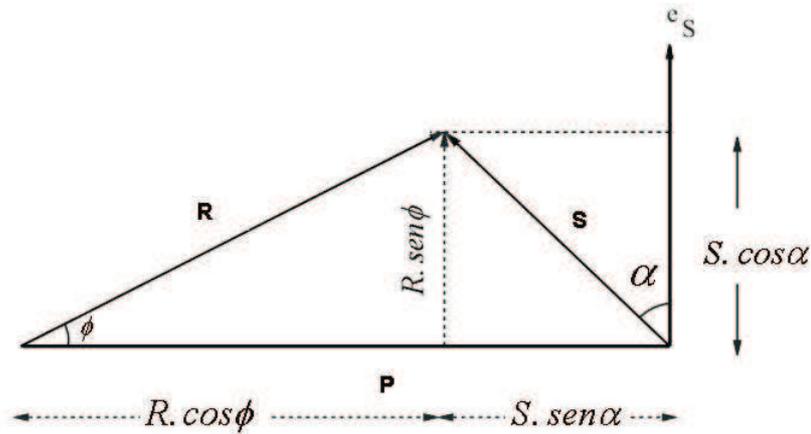


Figura 3.6: Diagrama vetorial mostrando os campos magnéticos e seus respectivos componentes.

A razão entre o campo magnético secundário H_s e o campo magnético primário H_p é dado através das equações (McNeill,1980)

$$\left(\frac{H_s}{H_p}\right)_v = \frac{2}{(\gamma s)^2} \{9 - [9 + 9\gamma s + 4(\gamma s)^2 + (\gamma s)^3] e^{-\gamma s}\} \quad (3.30)$$

$$\left(\frac{H_s}{H_p}\right)_H = 2 \left[1 - \frac{3}{(\gamma s)^2} + [3 + 3\gamma s (\gamma s)^2] \frac{e^{-\gamma s}}{(\gamma s)^2}\right] \quad (3.31)$$

onde $\gamma = \sqrt{i\omega\mu_0\sigma}$, ω é a frequência angular, μ_0 permeabilidade magnética do espaço livre, $i = \sqrt{-1}$ e s é o espaçamento entre as bobinas.

Estas equações (3.30) e (3.31) são funções complexas envolvendo as variáveis frequência e condutividade. Entretanto, sob certas condições elas podem ser simplificadas. Conhecendo-se as características de um semi-espaço homogêneo e as características dadas pelo skin depth

(δ), definida como a profundidade em que a propagação da onda tem sua amplitude atenuada em $1/e$ (aproximadamente 37%)

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\omega \mu_o \sigma}} = \frac{\sqrt{2i}}{\gamma} \quad (3.32)$$

$$\gamma s = \sqrt{2i} \frac{s}{\delta} \quad (3.33)$$

onde $B = s/\delta$ é definido como número de indução

$$\gamma s = \sqrt{2i} B \quad (3.34)$$

De acordo com McNeill (1980), quando $B \ll 1$, e por conseguinte $\gamma s \ll 1$, considerado baixos valores de indução, então as equações (3.30) e (3.31) podem ser reduzidas a

$$\left(\frac{H_s}{H_P}\right)_v \simeq \left(\frac{H_s}{H_P}\right)_H \simeq \frac{i \omega \mu_o s^2}{4} \quad (3.35)$$

Como a razão entre H_s e H_p é linearmente proporcional a condutividade do terreno, o equipamento EM-34 mede a condutividade utilizando-se dessa razão

$$\sigma_a = \frac{4}{\omega \mu_o s^2} \left(\frac{H_s}{H_P}\right) \quad (3.36)$$

3.3.1.1 Aquisição de dados no campo

As linhas de investigação foram planejadas de forma a obter dados de condutividade do entorno da lagoa de depósito de rejeitos de mineração no vale do Alto Curaçá e sobre as possíveis localizações das valas de rejeitos de curtumes próximos à bacia hidrográfica do rio Cuiabá. Foram investigados 8,8km de perfis com a realização de 36 sondagens geolétricas e 1.540 estações de medição no vale do Alto Curaçá. Na área destinada a depósito de rejeitos de curtume no Estado de Mato Grosso foram executadas 1,2km de perfis com execução de 21 sondagens geolétricas e 210 estações de medição.

O equipamento EM-34, desenvolvido pela Geonics é constituído por duas bobinas portáteis, uma usada como transmissor e outra como receptor, conectadas por um cabo de referência.

O EM-34 mede os componentes em fase e em quadratura. A condutividade da terra é medida somente pelo componente em quadratura. As leituras de condutividade obtidas são expressas diretamente em milisiemens por metro. A investigação dos perfis foi realizada por caminhamentos, com o deslocamento simultâneo das bobinas emissora e receptora, mantendo-se fixa a distância entre as mesmas. Elas foram utilizadas em duas combinações: (i) Bobinas coplanares horizontais, constituindo um dipolo magnético vertical (Figura 3.7a) e (ii) Bobinas coplanares verticais, constituindo um dipolo magnético horizontal (Figura 3.7b).

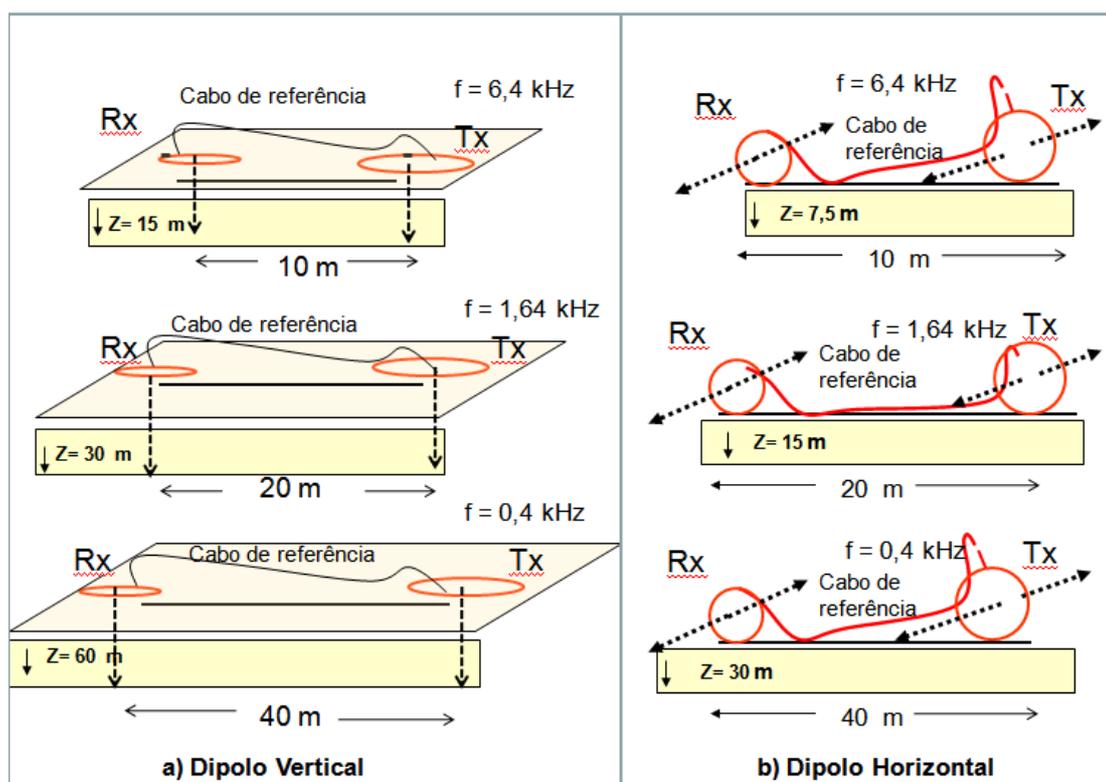


Figura 3.7: Configuração das bobinas nos modos dipolos horizontal e vertical.

Em cada configuração de bobinas, estas foram colocadas em três distâncias diferentes ($r = 10, 20, 40$ m) o que permite alcançar quatro diferentes profundidades de investigação especificadas como aproximadamente 7,5 , 15 , 30 e 60 m (Tab. 3.1).

Tabela 3.1: Profundidade teórica de investigação do EM-34 em relação à distância entre as bobinas, à configuração dos dipolos, e às frequências utilizadas pelo equipamento EM-34.

Distância entre as bobinas T-R (m)	Frequência Hz	Dipolo Horizontal Prof.(m)	Dipolo Vertical Prof. (m)
10	6.400	7,5	15
20	1.600	15	30
40	400	30	60

3.3.1.2 Processamento e Interpretação dos dados

Os mapas de isovalores de condutividade aparente foram trabalhados com o software SURFER, por meio de interpolação. A estimativa utilizada para a interpolação foi a Krigagem ordinária, em que é considerada a média móvel em toda a extensão da área, servindo para estimar um valor desconhecido. Neste processo de interpolação por médias móveis, os pesos atribuídos às amostras são determinados a partir de uma análise de dependência no espaço, determinada por um variograma amostral, usando valores de variáveis distribuídas no espaço a partir de valores adjacentes. Através de uma série de técnicas de análise de regressão, procura-se minimizar a variância estimada a partir de um modelo prévio (Sturaro et al., 2000). Na construção das pseudo-seções de condutividade aparente também se utilizou da Krigagem ordinária, com os pontos plotados em quatro profundidades médias de respectivamente 7,5, 15, 30, e 60m.

4

Resultados dos Experimentos Geofísicos

Neste trabalho foram realizados dois importantes experimentos geofísicos relacionados com problemas geoambientais. O primeiro foi executado no sertão semi-árido da Bahia e envolveu a avaliação hidrogeológica de uma área de rochas cristalinas, adjacente à bacia de decantação da lama de rejeito da extração e beneficiamento do minério de cobre, realizada no distrito de Pilar, município de Jaguarari, Bahia. Envolveu a execução de levantamentos elétricos por resistividade e polarização induzida no domínio do tempo, em combinação com perfisagens eletromagnéticas indutivas no domínio da frequência.

O segundo foi realizado numa área meta-sedimentar do Pantanal Matogrossense, nos arredores de uma disposição superficial de rejeitos de um curtume, no distrito de Capão Grande, no município de Várzea Grande, MT. Neste segundo experimento apenas o método eletromagnético induzido foi empregado e os resultados interpretados são comparados com dados de avaliações hidrogeoquímicas do aquífero local.

4.1 Região do Alto Rio Curaçá

Os levantamentos geofísicos foram realizados no entorno da lagoa de deposição dos rejeitos líquidos resultantes do beneficiamento do minério de cobre da Mineração Caraíba, no vale do Alto Curaçá. A Figura 4.1 contém um mapa de localização da área estudada, incluindo a área da mineração de cobre e os principais riachos, afluentes do rio Curaçá, que drenam o entorno da área da Mineração Caraíba. É importante salientar que na ocasião dos levantamentos o leito do rio Curaçá encontrava-se totalmente seco. A lagoa de decantação do rejeito foi construída em forma de barragens de terra ou diques efetuadas no curso do riacho do Januário e de seus afluentes (Figura 4.1).

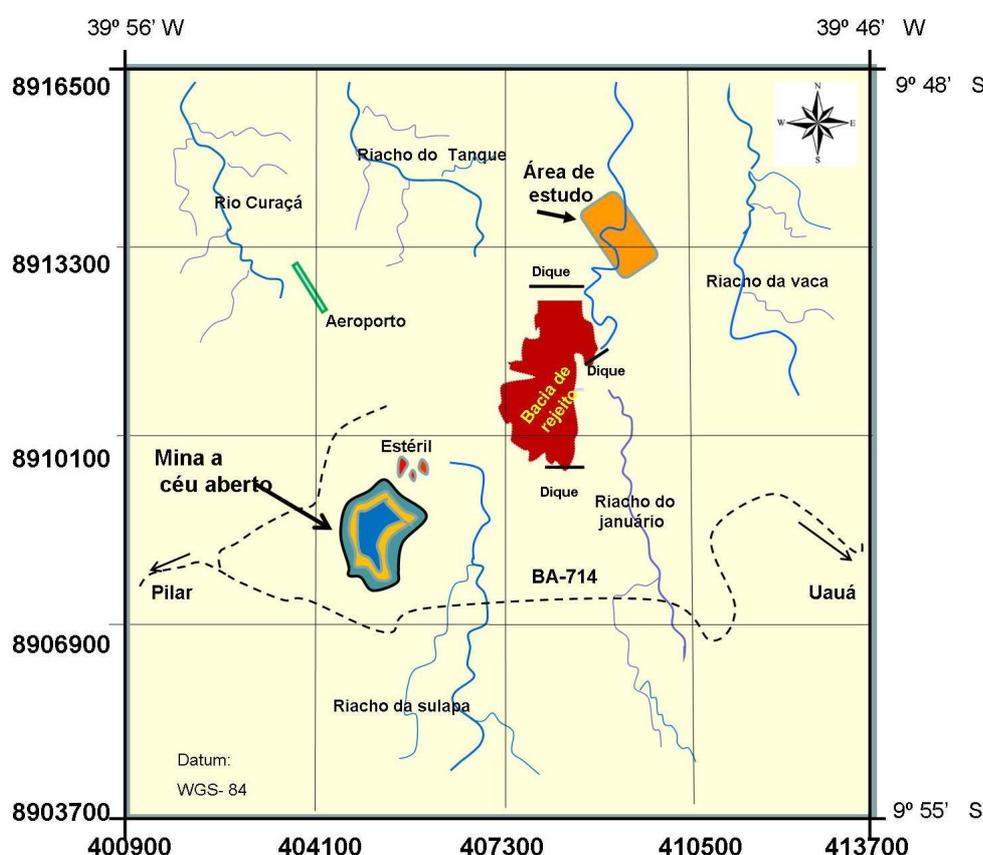


Figura 4.1: Mapa de localização da área.

A disposição das linhas de investigação foram planejadas em malha (retangular) visando obter o melhor recobrimento da área de modo a interceptar fraturas das mais variadas orientações. O posicionamento destas linhas também obedeceu ao estudo geológico-estrutural realizado na área (Correa Gomes, 2006) que forneceu informações sobre direções de foliação e direções dos esforços tectônicos que causaram as fraturas.

Na área à jusante da barragem dos rejeitos, foram executados cinco seções eletro-

magnéticas longitudinais, alinhadas segundo a orientação estrutural da área (NW-SE) e cinco seções transversais de orientação perpendicular. A denominação, as dimensões e as orientações dessas linhas de perfis estão mostradas nos mapas das Figuras 4.2 e 4.3. Em várias delas foram também executadas multiperfilagens de IP-resistividade.

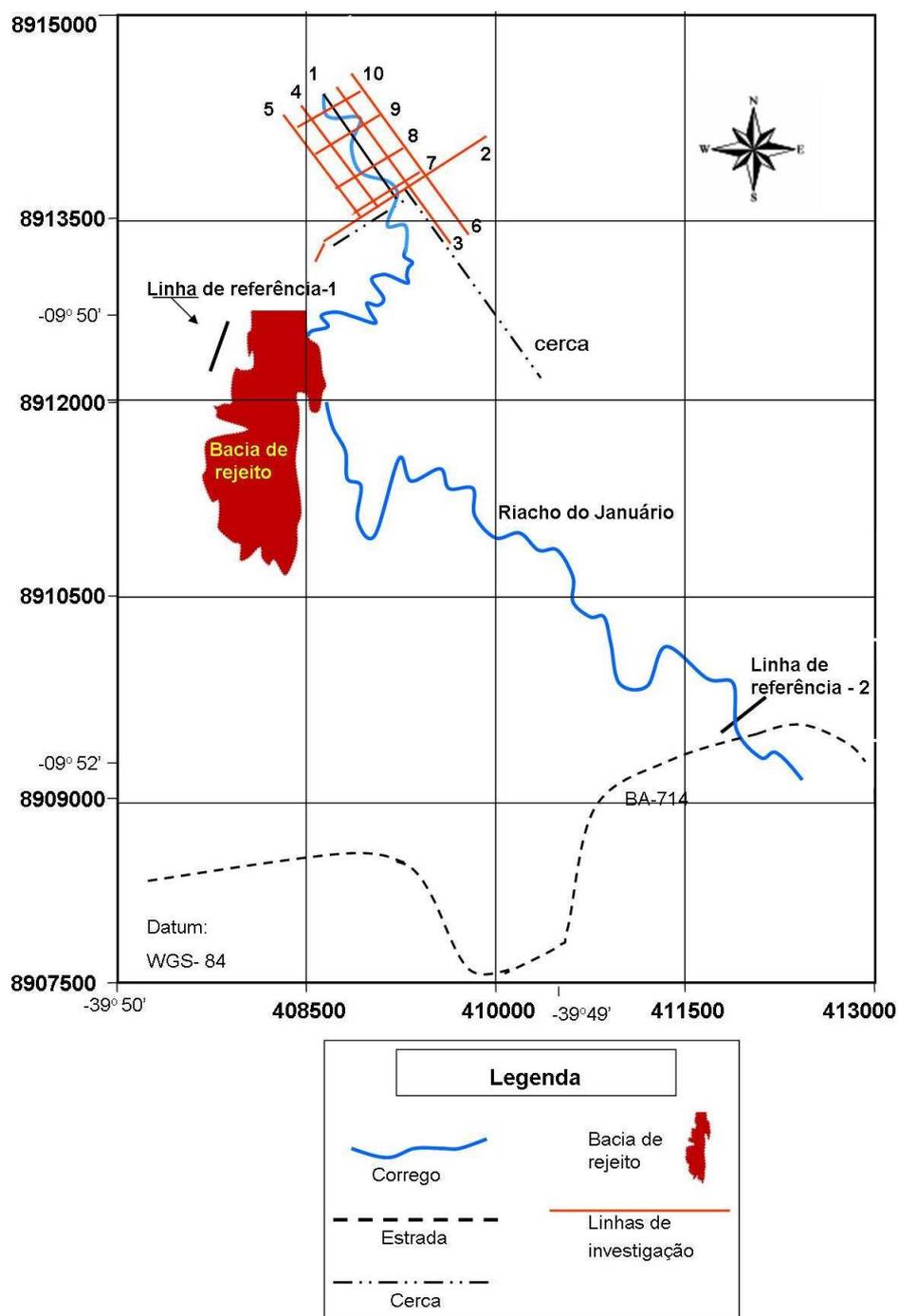


Figura 4.2: Mapa de localização das linhas de levantamento eletromagnético-EM e de IP-resistividade.

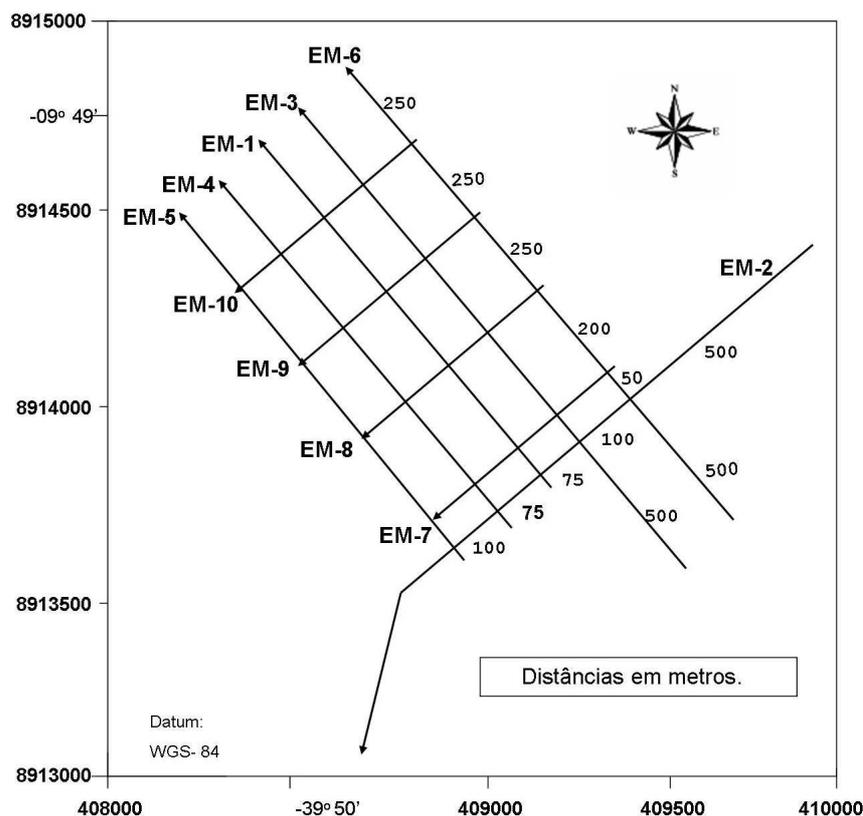


Figura 4.3: Detalhe da localização das linhas de levantamento eletromagnético-EM e IP-resistividade. As setas indicam o sentido dos levantamentos realizados.

4.1.1 Seções Eletromagnéticas e de IP-resistividade

Para facilitar a apresentação e comparação dos resultados, principalmente os das linhas longitudinais, as seções eletromagnéticas e de IP-resistividade foram seccionadas em intervalos de 250m e 500m de extensão.

A Figura 4.4 apresenta as seções parciais de condutividade aparente obtidas na linha longitudinal EM-3 mais próxima ao vale do riacho do Januário. Tais seções foram construídas usando o SURFER 8.0, da Golden Software, e os dados do levantamento EM obtidos com as três distâncias e as duas configurações de bobina descritas no capítulo 3. Os primeiros 500m de EM-3 foram levantados paralelo e a 5m de distância da cerca de arame galvanizado que delimita a área de propriedade da Mineração Caraíba (Figura 4.2).

No trecho inicial dos 500 m, observa-se um acentuado aumento da condutividade aparente com a profundidade, a partir do valor aproximado de 30m. Além disso, nessas profundidades as curvas de isocondutividade mostram um forte paralelismo com a horizontal,

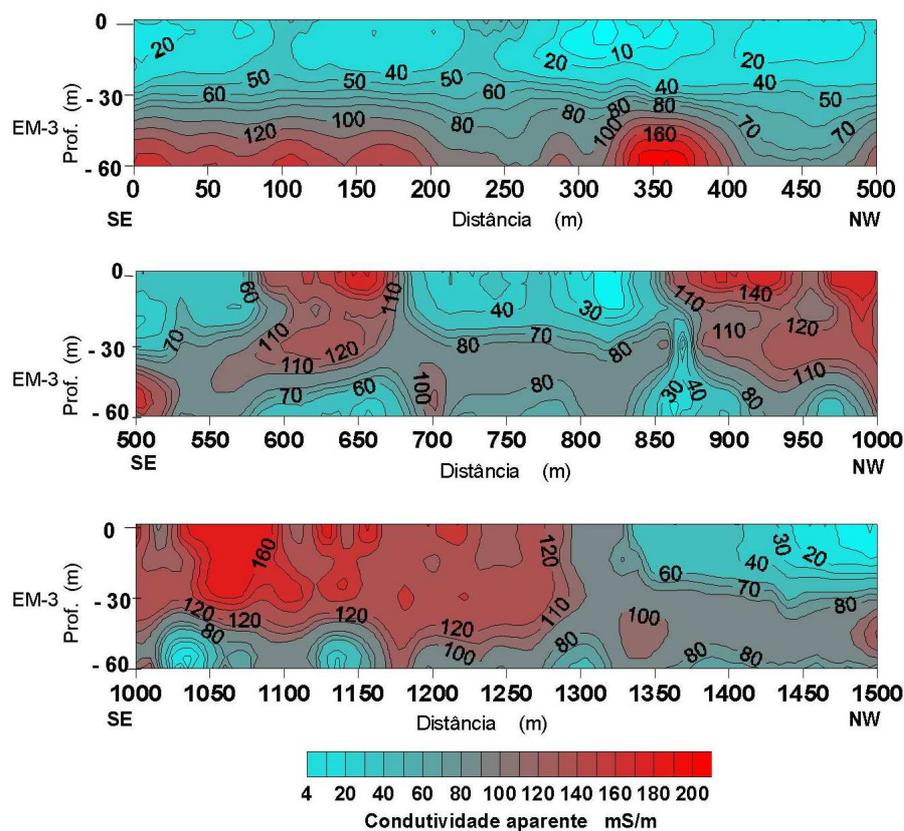


Figura 4.4: Seções de condutividade aparente da linha EM-3 indicada no mapa da Figura 4.3

padrão que não é tão aparente nos demais trechos de seção da linha EM-3. O comportamento diferencial dessa seção inicial da Figura 4.4 levantou a suspeita da existência de efeitos de ruídos induzidos pela cerca de nove fios de arames que acompanha esse trecho do perfil.

Nas demais seções de condutividade aparente da linha EM-3, observou-se uma alta concentração de zonas de condutividades elevadas, em sua maioria com valores superiores a 70mS/m, intercaladas com zonas ainda mais condutoras próximo da superfície onde atinge valores de até 200mS/m (Figura 4.4). Esses resultados refletem os efeitos da infiltração de fluidos muito salinos através de solos e zonas de fraturas que controlam o curso do riacho do Januário.

As características do terreno ao longo da linha EM-3, nas proximidades da estação 1000, estão ilustradas nas fotos da Fig. 4.5.



Figura 4.5: Detalhe da superfície do terreno de parte do levantamento realizado na linha EM-3 entre as estações 1.000 e 1.250 m.

Nota-se a ocorrência de um material esbranquiçado e pulverulento (sal no solo) no leito e nas margens do riacho do Januário. Essas feições estão presentes em vários trechos ao longo do riacho e, normalmente, coincidem com as anomalias de condutividade mais elevadas.

Visando dirimir dúvidas e garantir a confiabilidade nos resultados eletromagnéticos foi realizado um experimento adicional com o EM-34, que consistiu em levantar os 500m iniciais da linha EM-3 à 2,5 e a 10m de distância da cerca. Os resultados obtidos, na forma de perfis de condutividade aparente, estão mostrados na Figura 4.6.

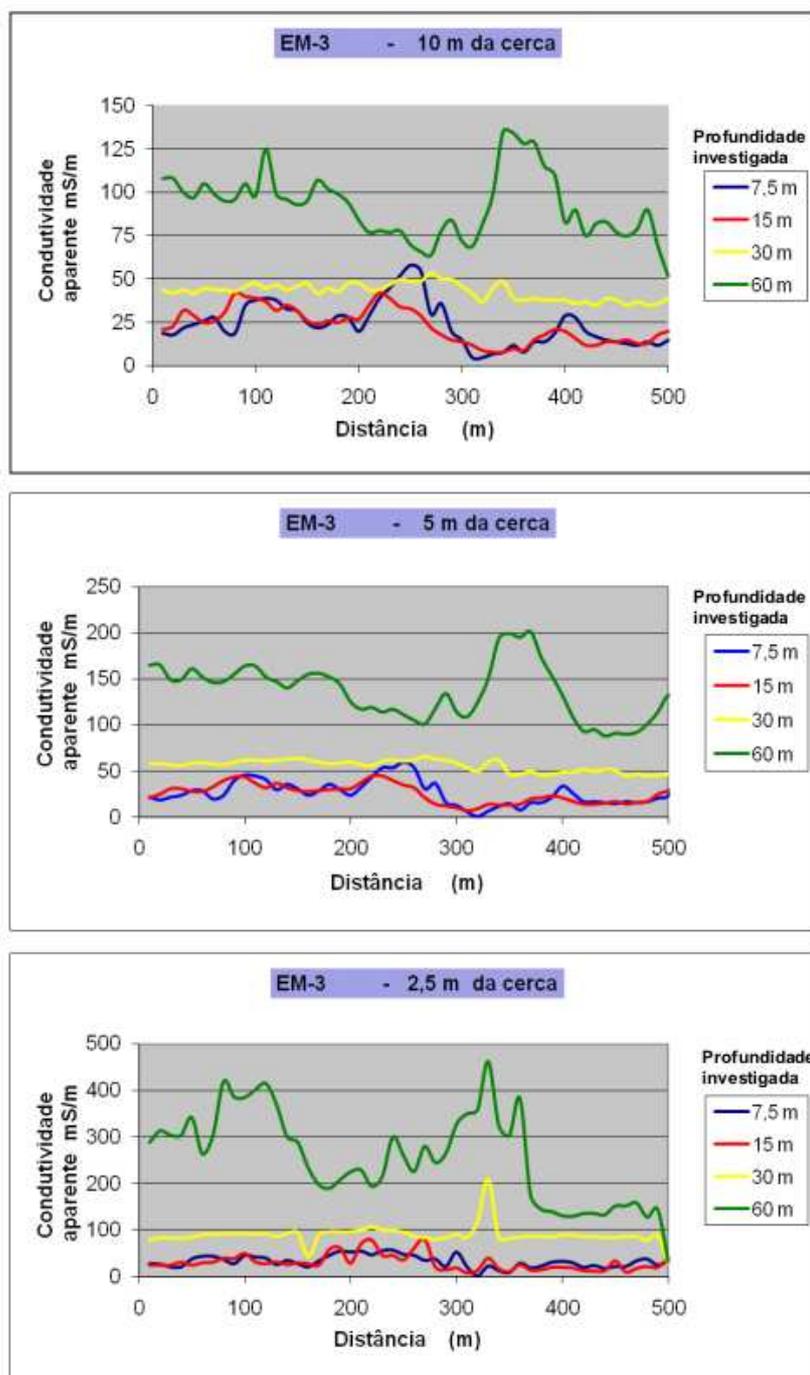


Figura 4.6: Perfis de condutividade aparente da linha EM-3 obtidos com dipolos horizontais e verticais e cabos de 10, 20 e 40m.

Os valores de condutividade aparente obtidos para as profundidades aproximadas de 7,5m (bobinas verticais espaçadas de 10m) e de 15m (Bobinas verticais espaçadas de 20m) aparentemente não mostram distorções causadas pela cerca, pois os valores medidos não variam sensivelmente com a distância da cerca. Todavia, os valores observados para as profundidades aproximadas de 30m (Bobinas verticais espaçadas de 40 m) e de 60m (bobinas horizontais espaçadas de 40 m) são anômalas e mostram amplas variações com a distância. Objetivando confirmar a existência do ruído EM da cerca e obter informações da geologia de sub-superfície no trecho inicial da linha EM-3 foi efetuado um levantamento com IP-resistividade entre as estações 250 e 500m. As pseudo-seções de condutividade EM-34 e das resistividades aparentes, assim como os resultados das inversões geolétricas da resistividade e cargabilidade efetuadas com o pacote RES2DINV v.3.1 da Geotomo Softwares estão mostrados na Figura 4.7.

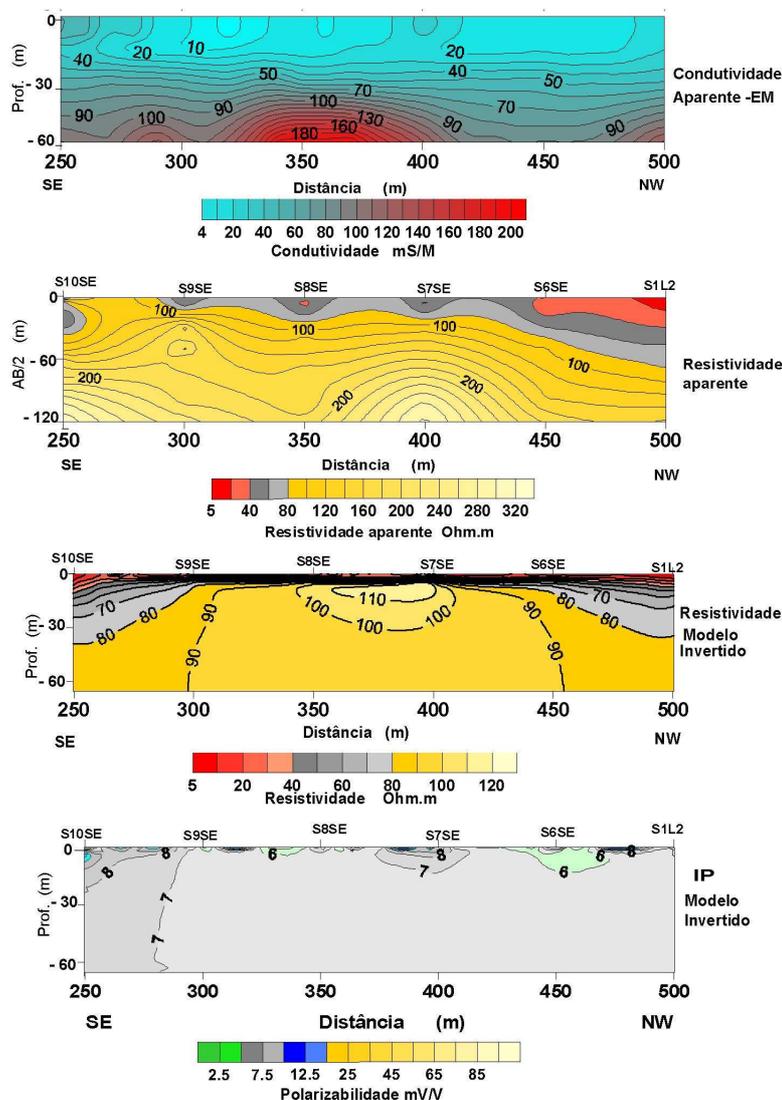


Figura 4.7: Seções comparativas de EM (Condutividade aparente) e IP-Resistividade da linha EM-3 entre as estações 250 a 500m.

Salienta-se que os gráficos das funções condutividade e resistividade aparentes medidas não mostram a reciprocidade esperada da definição das duas propriedades elétricas. Isso confirma que a anomalia na seção de condutividade é um efeito lateral da cerca. A sessão geolétrica invertida mostra que, abaixo de um solo mais condutivo com cerca de 10m de espessura e resistividade entre 10 e 20 Ohm.m, ocorrem rochas cristalinas com resistividade verdadeira da ordem de 100 Ohm.m, delimitadas por ombreiras laterais ligeiramente mais condutoras, que podem representar zonas de mais densos fraturamentos.

Para detalhar o que ocorre eletricamente na zona mais superficial do terreno, realizou-se o processamento de inversão dos dados de resistividade e polarizabilidade aparentes usando apenas as separações AB/2 de 1m até 20m (Fig 4.8).

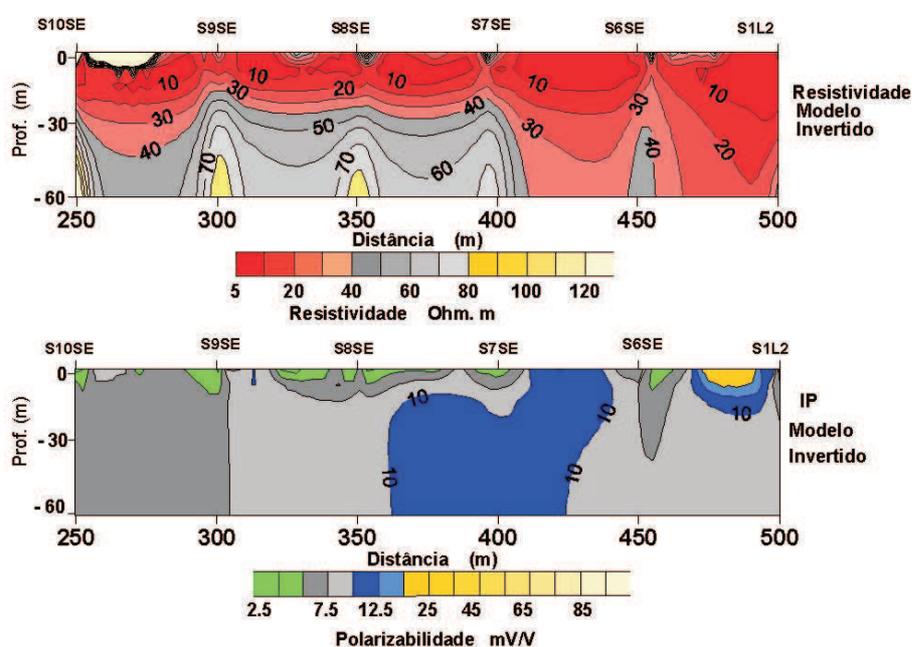


Figura 4.8: Seções de detalhe da resistividade e polarizabilidade verdadeiras obtidas na linha EM-3 entre as estações 250 a 500m.

Verifica-se a existência de uma camada sub-superficial de baixa resistividade (10-20 Ohm.m) e baixa polarizabilidade ($< 5mV/V$), provavelmente como resultado de um alto conteúdo de sais na água de saturação dessa zona. Abaixo de 10m de profundidade a resistividade aumenta gradativamente, alcançando valores próximos de 100 Ohm.m abaixo dos 20m de profundidade. As ombreiras laterais também se destacam, especialmente aquela do lado NW. Os valores de IP aproximadamente centrados na estação 400 situam-se entre 10 e 15 mV/V e devem resultar de efeitos de minerais metálico ou de grafita disseminados nos gnaisses da área.

De outro lado, entre as estações 500 e 750m da linha EM-3, os valores de condutividade aparente EM estão totalmente compatíveis com os da seção geoeletrica realizada entre as mesmas posições. A zona de condutividade aparente superior a 100 mS/m, detectada entre as estações 575 e 675m, da superfície até a profundidade aproximada de 30m, está compatível com os valores de resistividade determinados no intervalo de 10 a 40 Ohm.m (Figura 4.9).

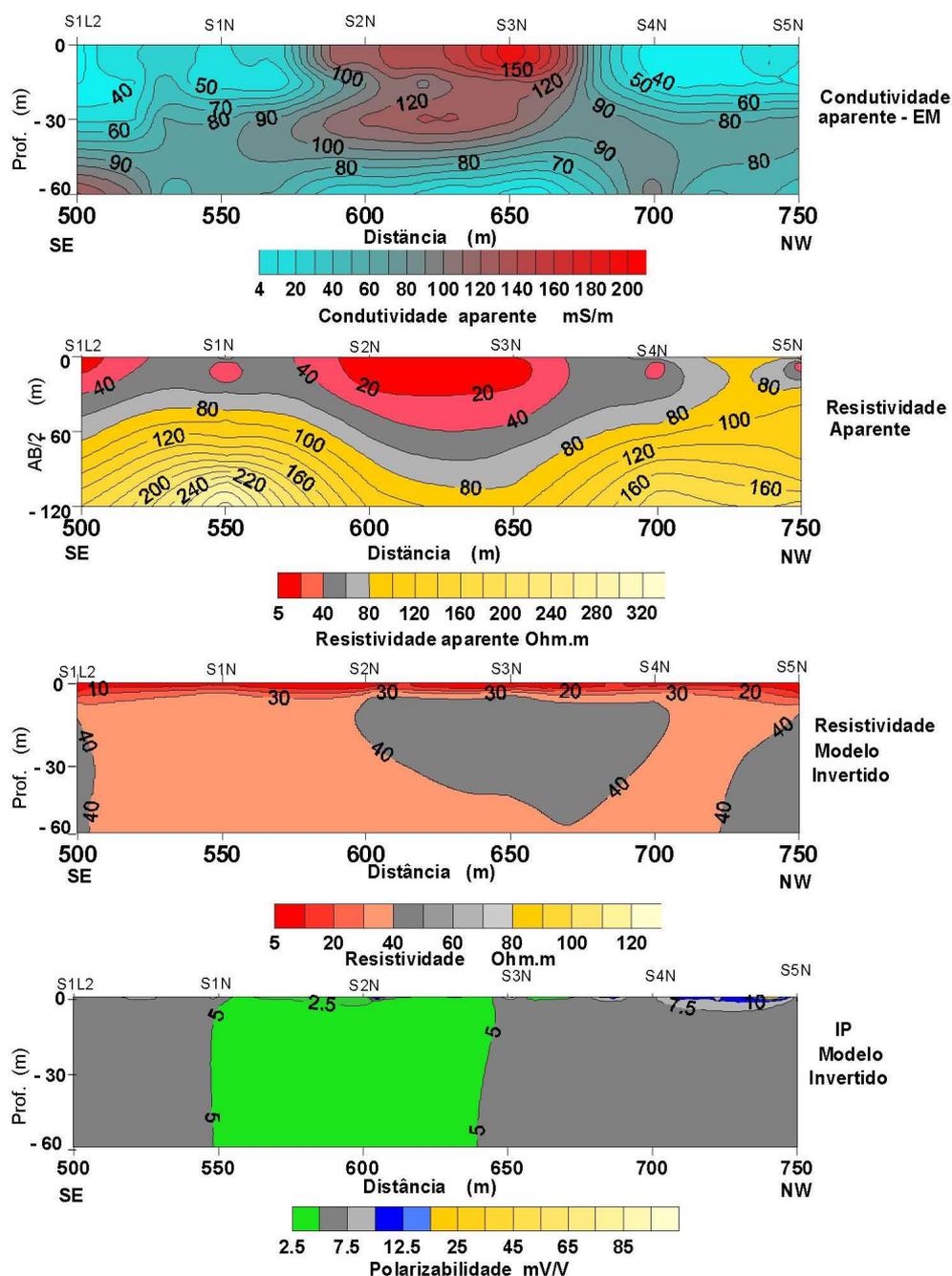


Figura 4.9: Seções de condutividade e resistividade aparentes e modelos invertidos de IP-resistividade para a linha EM-3 entre as posições 500 e 750m.

O modelo bidimensional invertido da resistividade aparente mostra valores baixos de resistividade (10 Ohm.m) até 10m de profundidade. Abaixo de 10m a resistividade cresce para a faixa de 20 a 40 Ohm.m. Os valores de IP nesse trecho, em sua maioria, não ultrapassam 10 mV/V, sugerindo uma menor mineralização nos gnaisses e rochas-básicas associadas. Entre as estações 550 e 650m os valores de IP em profundidade não ultrapassam 5 mV/V, possivelmente acompanhando os baixos valores de resistividade verificados nessas posições. Os valores mais elevados de IP são registrados na parte mais superficial, especialmente na extremidade NW da seção. A análise mais detalhada dos dados dos primeiros 20 m de AB/2 desse mesmo trecho vem mostrada na Figura 4.10.

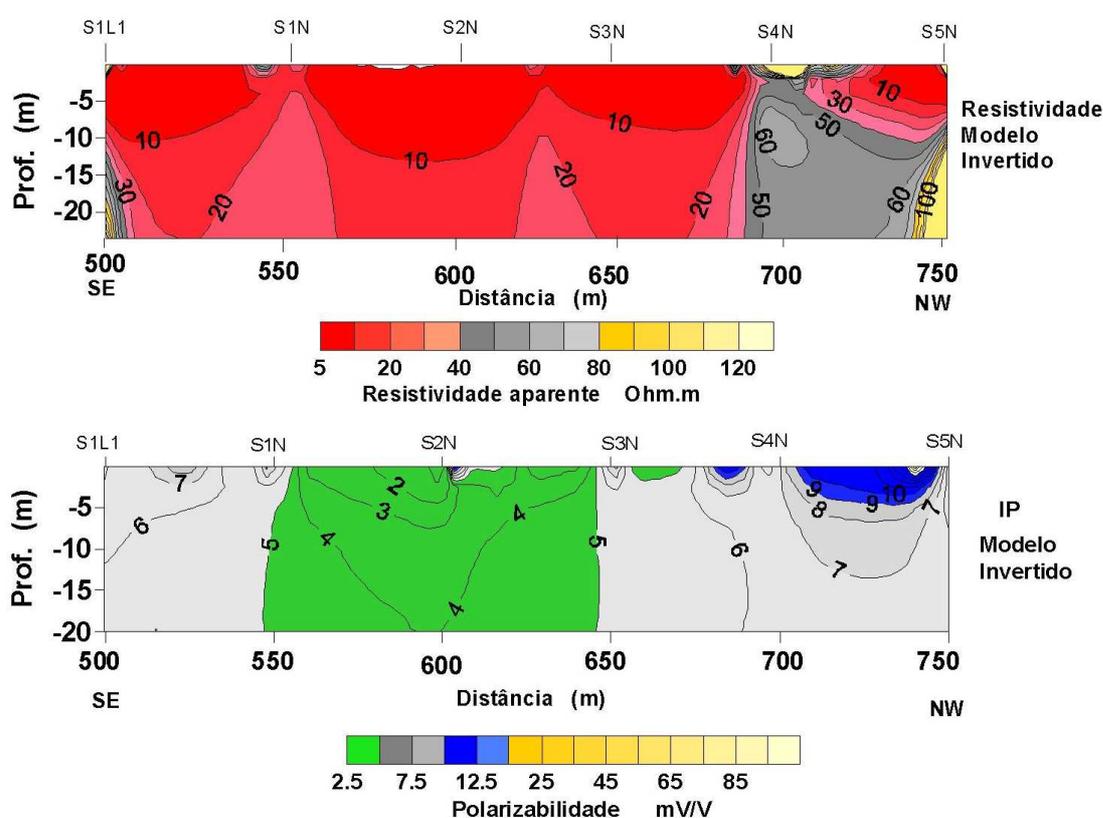


Figura 4.10: Seções detalhadas de resistividade e IP verdadeiros da linha EM-3 entre as posições 500 a 750m.

É notável a natureza muito condutora da camada de solo até 10m de profundidade e seu crescimento gradual em profundidade. Entre as estações 700 e 750m ocorre uma variação lateral mais forte que deve estar relacionada a uma redução na densidade de fraturamento.

Na Figura 4.11 estão apresentadas as seções de condutividade aparente referentes à linha EM-6, localizada na parte nordeste da área estudada, separada de 100m da linha EM-3. Esta linha se situa numa região topograficamente mais elevada com respeito ao eixo do vale do riacho do Januário. A primeira seção de condutividade EM da linha EM-6 pode ser tomada como representativa das condições normais da hidrologia subterrânea na bacia do riacho de Januário. Os valores de condutividade aparente decrescem tanto com a profundidade quanto lateralmente com o aumento da distância à bacia de decantação. Este decréscimo de condutividade com a profundidade resulta, provavelmente de uma redução no conteúdo de água e de sais no aquífero livre cristalino local.

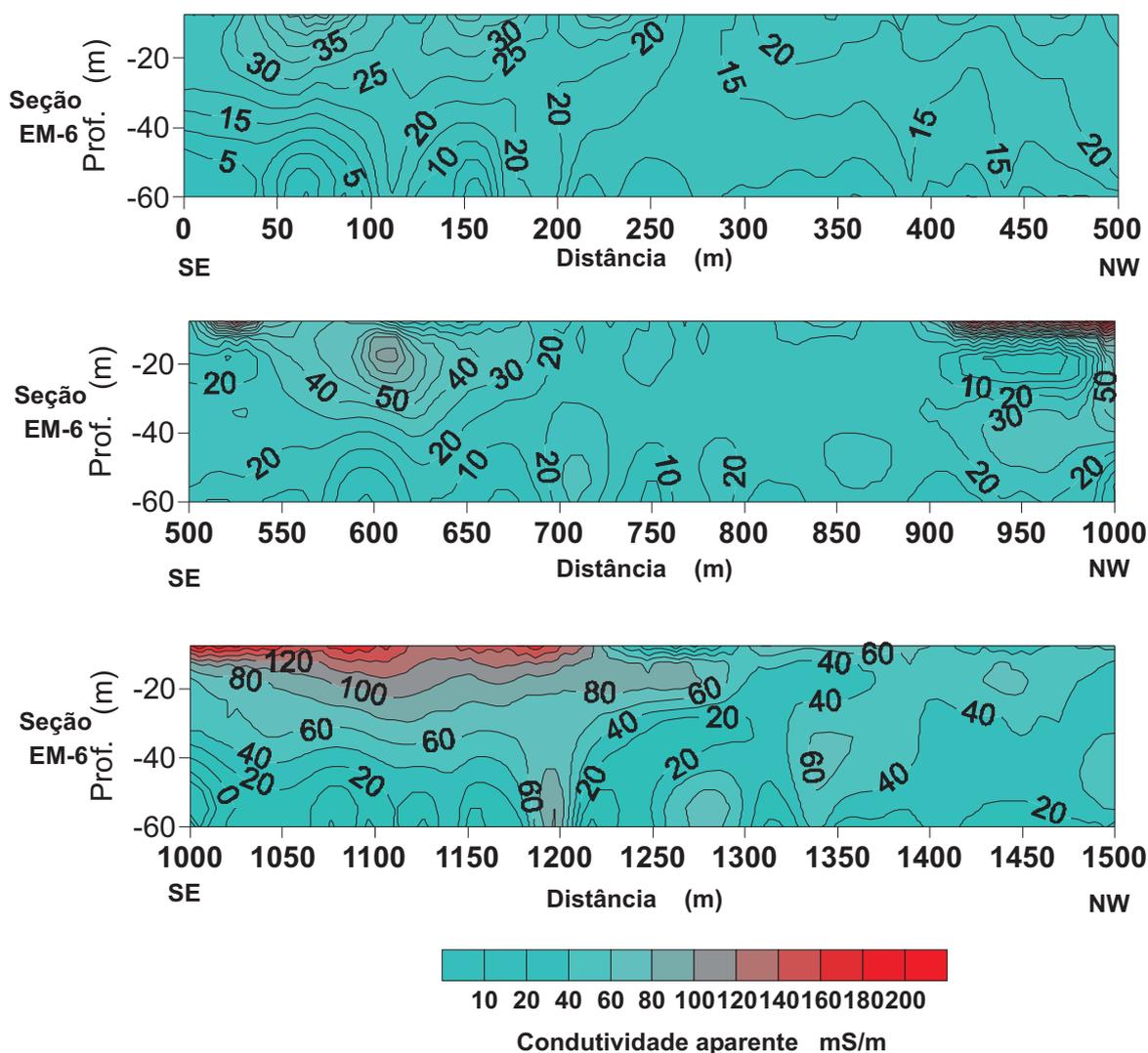


Figura 4.11: Seções de condutividade aparente da linha EM-6.

As demais seções representadas na Fig 4.11 mostram também a presença de zonas de condutividade mais elevadas (> 70 mS/m) próximas da superfície, que sugerem a existência de um fluxo lateral de água salinizada entre as estações 1000 e 1200 alimentado, de forma intermitente, pelo fluxo do riacho do Januário.

A linha EM-2 tem extensão de mais de 1.000m e cruza o riacho do Januário na posição 575m. Os levantamentos EM e de IP-resistividade foram iniciados no lado nordeste da área, a aproximadamente 1.200 m de distância da barragem da bacia de rejeitos. Para facilitar a apresentação dos resultados foi sub-dividida em três seções mostradas nas figuras 4.12 a 4.14. Os resultados representados na figura 4.12 mostram que, nos locais mais elevados e mais distantes da barragem, não há anomalias elétricas significativas.

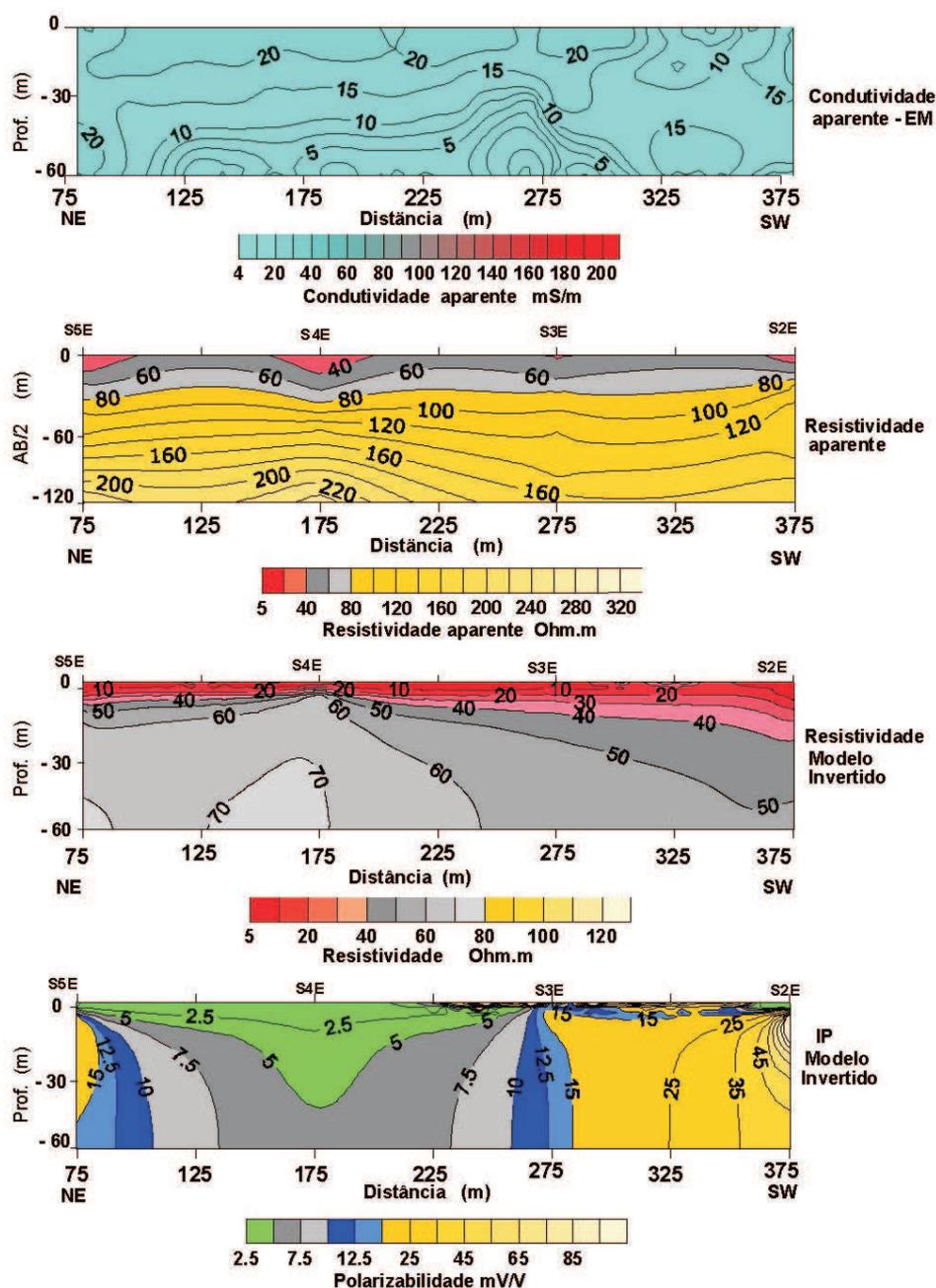


Figura 4.12: Seções de condutividade e de resistividade aparentes da linha EM-2 e modelos geoeletricos bidimensionais invertidos entre as posições 75 e 375m.

Os valores de condutividade aparente variam entre menos de 10 e um pouco mais de 20 mS/m e decrescem com a profundidade, enquanto os da resistividade aparente variam entre 50 e 200 Ohm.m e aumentam com a profundidade. Todavia, os dados geoeletricos invertidos indicam a presença em toda a seção de uma camada superficial condutora (10-40 Ohm.m) e uma expressiva anomalia de IP, entre as estações 275 e 375m, com valores variando de 15 a mais de 45 mV/V. Na Figura 4.13 registra-se uma expressiva anomalia condutora (> 80 mS/m) e de IP-resistividade na vizinhança do riacho do Januário.

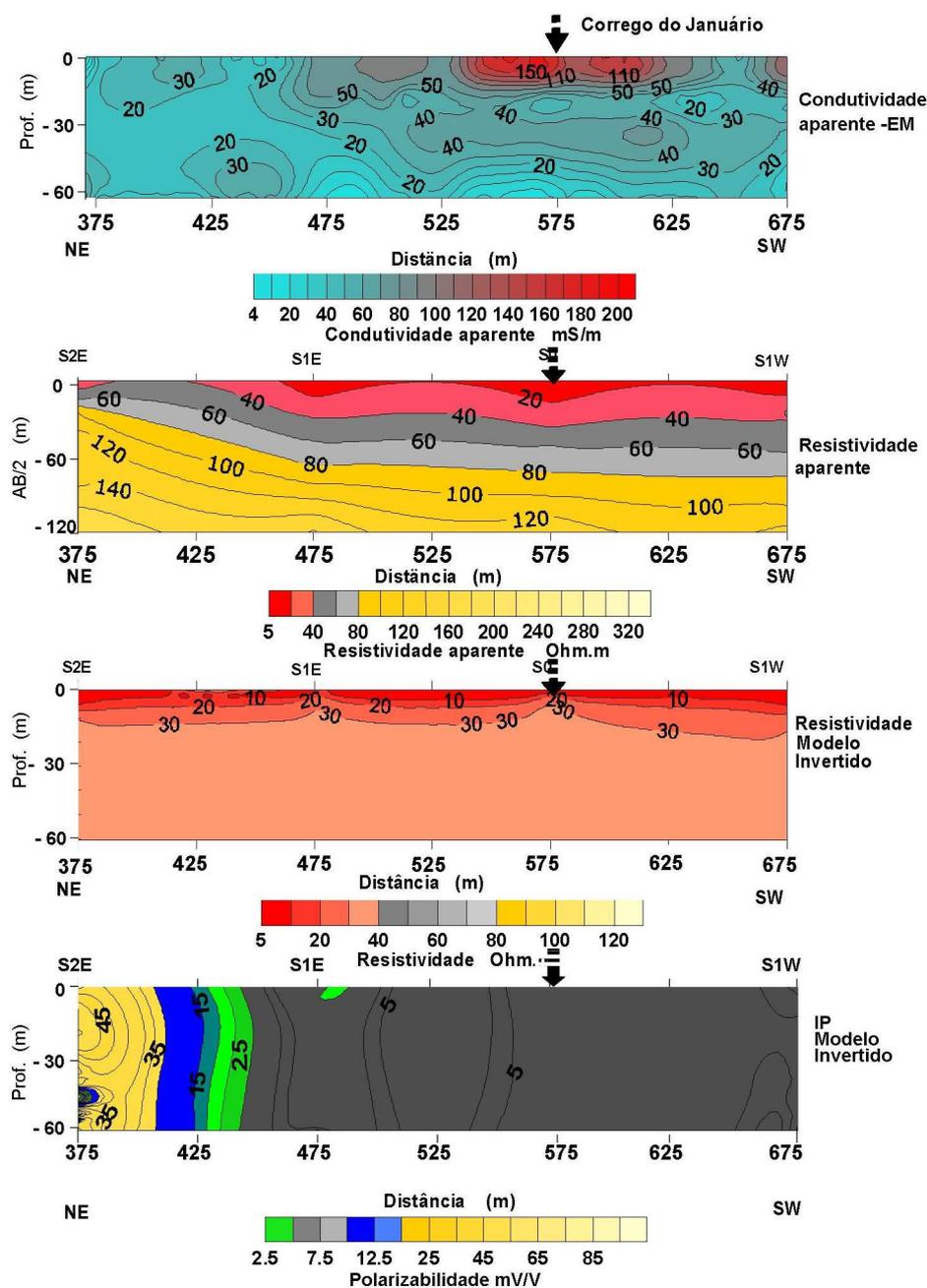


Figura 4.13: Seções de condutividade e de resistividade aparentes da linha EM-2 e modelos geoeletricos bidimensionais invertidos entre as posições 375 e 675m.

Os dados geoeletricos invertidos confirmam a presença da camada superficial condutora (10- 30 Ohm.m) obtida na seção anterior da mesma linha e com os valores de IP nesse trecho em sua maioria não ultrapassando 5,0 mV/V.

Os dados e resultados representados na Figura 4.14 mostram novamente a existência de uma zona superior muito condutora ($> 10 - 40$ Ohm.m) que se estende entre as estações 825 e 975m, até profundidades da ordem de 20m .

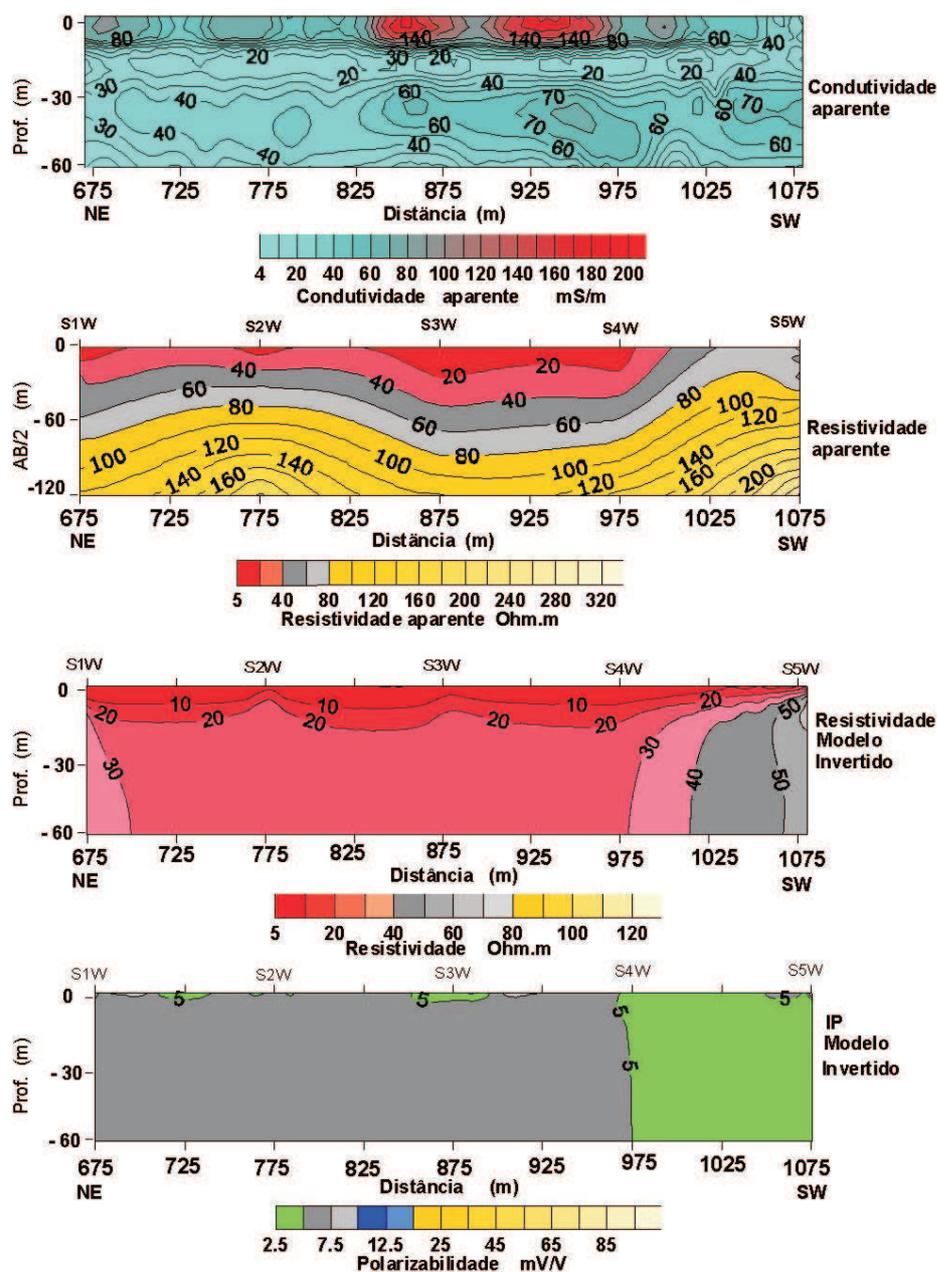


Figura 4.14: Seções de condutividade e de resistividade aparentes da linha EM-2 e modelos geoeletricos bidimensionais invertidos entre as posições 675 e 1075m.

Esta zona se sobrepõem a um embasamento cristalino cuja resistividade aumenta gradativamente com a profundidade. O modelo bidimensional invertido de resistividade aparente continua mostrando os mesmos baixos valores de resistividade superficialmente (10-20 Ohm.m) até 20m de profundidade. Após a estação 1.000m os valores de resistividade começam a crescer. Os valores de IP nesse trecho quase não apresentam grandes alterações com pequena variação de 5 para 2,5 mV/V após a estação 1.000m.

A Figura 4.15 contém o modelo geoeétrico bidimensional da linha EM-2 completa, obtido através da inversão dos dados de resistividade aparente sem levar em conta os efeitos da topografia do terreno. A seção transversal mostra a configuração estrutural e hidrológica das principais estruturas aquíferas da área. Destaca-se: (i) a presença de uma camada de baixa resistividade (< 20 Ohm.m), que se estende até 10m de profundidade, interpretada como constituída por solo residual, rochas cristalinas intemperizadas (saprólitos) e aluviões dos riachos. Os baixos valores de resistividade indicam que esses materiais estão saturados com águas muito salinizadas ou são muito argilosos.

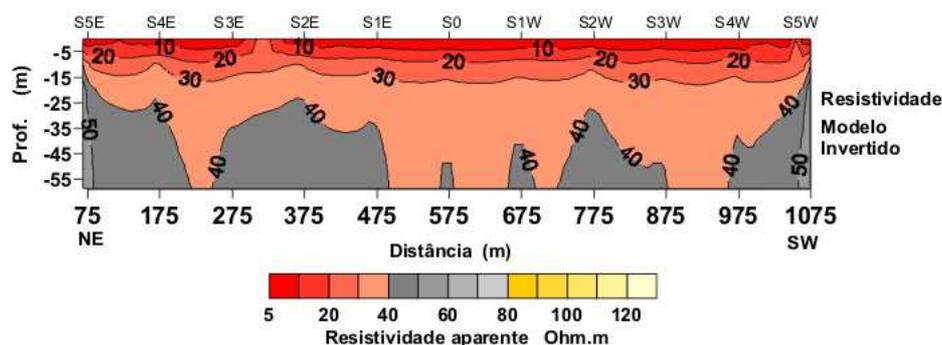


Figura 4.15: Seção da resistividade verdadeira em subsuperfície ao longo da linha EM-2.

A rocha cristalina fraturada subjacente é descrita por um perfil serrilhado, indicativo da existência de zonas densamente fraturadas que atingem profundidades superiores a 55m, a máxima profundidade explorada geoeletricamente. Valores mais elevados de resistividade dessas zonas sugerem águas de melhor qualidade abaixo de 25m de profundidade.

Algumas das curvas de sondagens elétricas realizadas ao longo da linha EM-2 estão representadas na Figura 4.16 para ilustrar o comportamento das variações de resistividade aparente com a separação AB/2. A inversão unidimensional destas sondagens usando o pacote IPI2Win, apresentada na Figura 4.17, indica novamente a existência de dois intervalos aquíferos na área. O primeiro de resistividade e polarizabilidade baixas (6,0 Ohm.m, na

SE-0, entre 1 e 5,0m de profundidade), ocorre imediatamente abaixo da camada de solo intemperizado, de pequena espessura e subsaturada de água (zona vadosa). Esse intervalo é constituído por rochas cristalinas bastante intemperizadas (saprólitos) e pode se estender até profundidades próximas a 10m (Figura 4.17). Sua constituição pode variar de material predominantemente areno-argiloso sobre os gnaisses, até um material francamente argiloso sobre rochas de composição mais básicas.

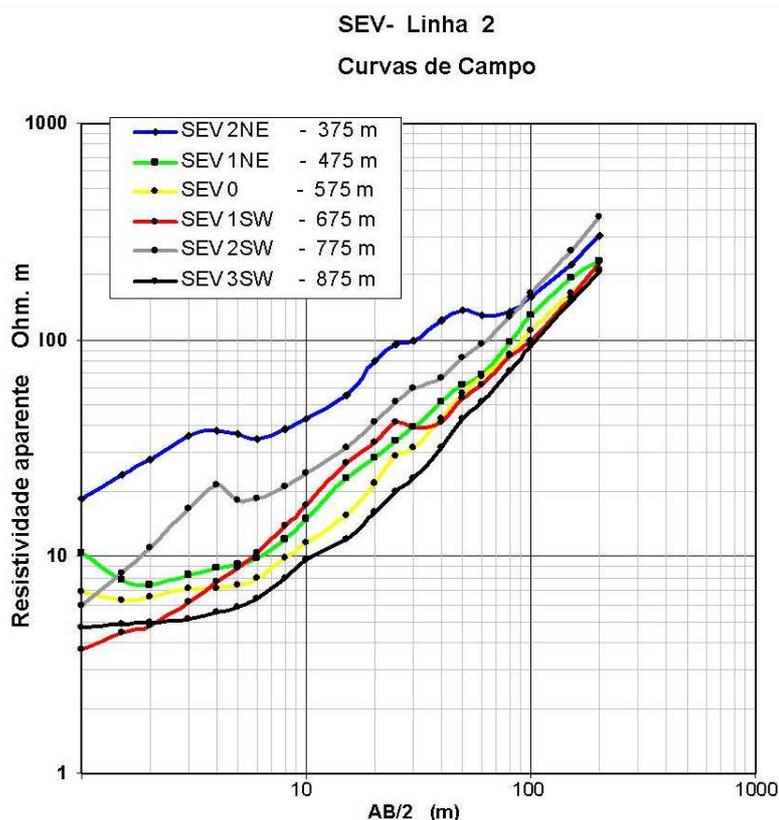


Figura 4.16: Curvas de sondagens elétricas obtidas na linha EM-2

O segundo intervalo é representado por uma zona de rocha cristalina bastante fraturada (resistividade de 45 Ohm.m entre 7 e 20m de profundidade em SE-1SW e resistividade de 70 Ohm.m entre 20 e 50m de profundidade em SE-2NE), podendo alcançar valores bem maiores. A zona subjacente de resistividade mais elevada é interpretada como constituída pela rocha cristalina sã, com menos fraturamentos ou com fraturas fechadas. Destaca-se que, nas seções geoeletricas bidimensionais anteriormente analisadas, mostrou-se haver uma zona de transição elétrica de espessura variável entre os dois intervalos aquíferos apontados. Voltar-se-á a examinar essa estrutura aquífera mais adiante, no final do capítulo 4.

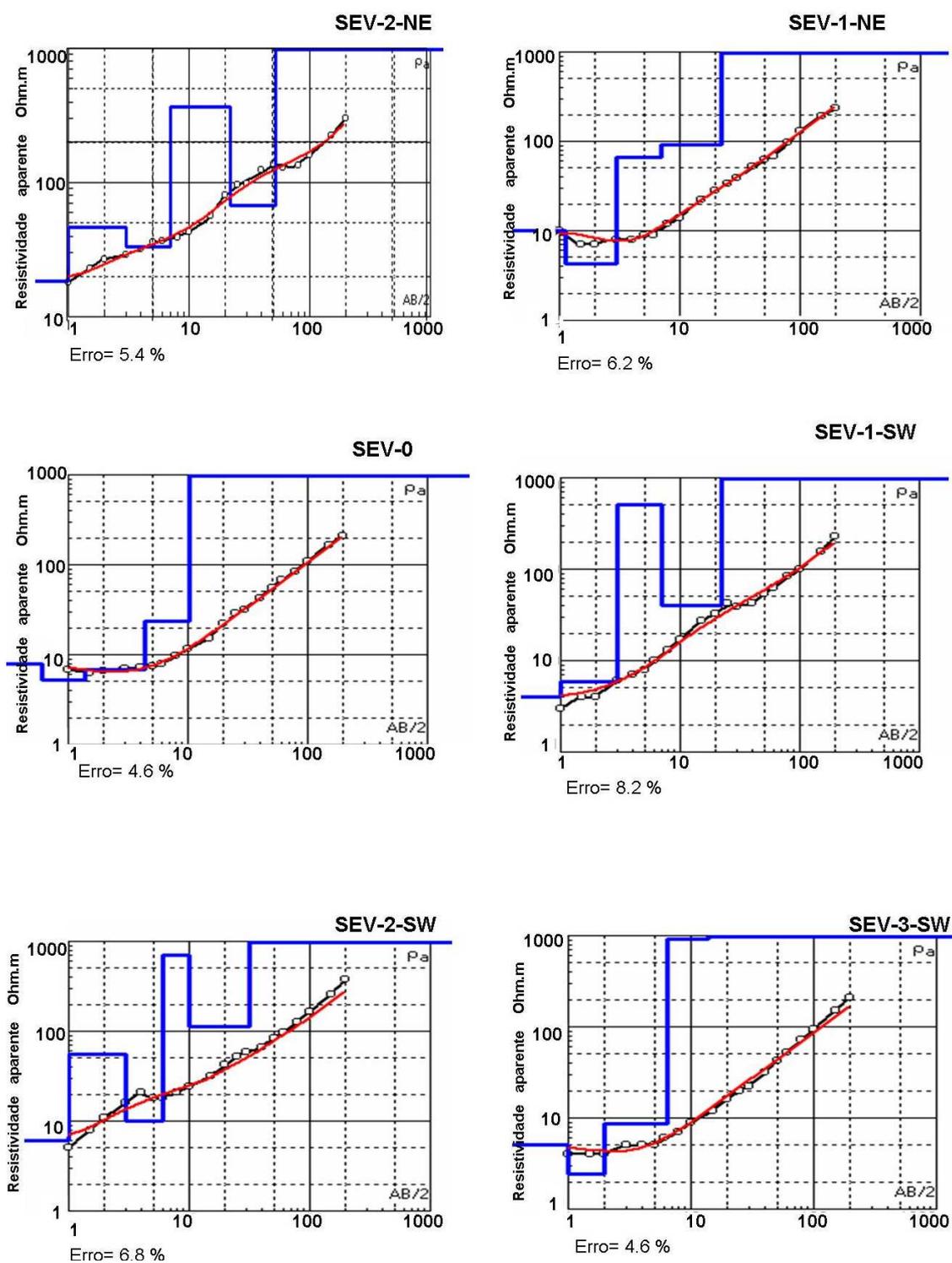


Figura 4.17: Inversão unidimensional de algumas sondagens elétricas da linha EM-2 entre as estações 375 e 875m.

As linhas de levantamento EM, transversais ao riacho do Januário ($EM - 7$ a $EM - 10$), cruzam o leito do riacho nas posições aproximadas indicadas nas seções de condutividade aparente da Figura 4.18. Observa-se que, ao longo do curso do riacho, há uma grande concentração de zonas com altos valores de condutividade aparente (> 70 mS/m), especialmente entre as estações 150 e 300m das linhas EM-8, EM-9 e EM-10 que se correlacionam com as estações 750 a 1.250 da linha EM-6.

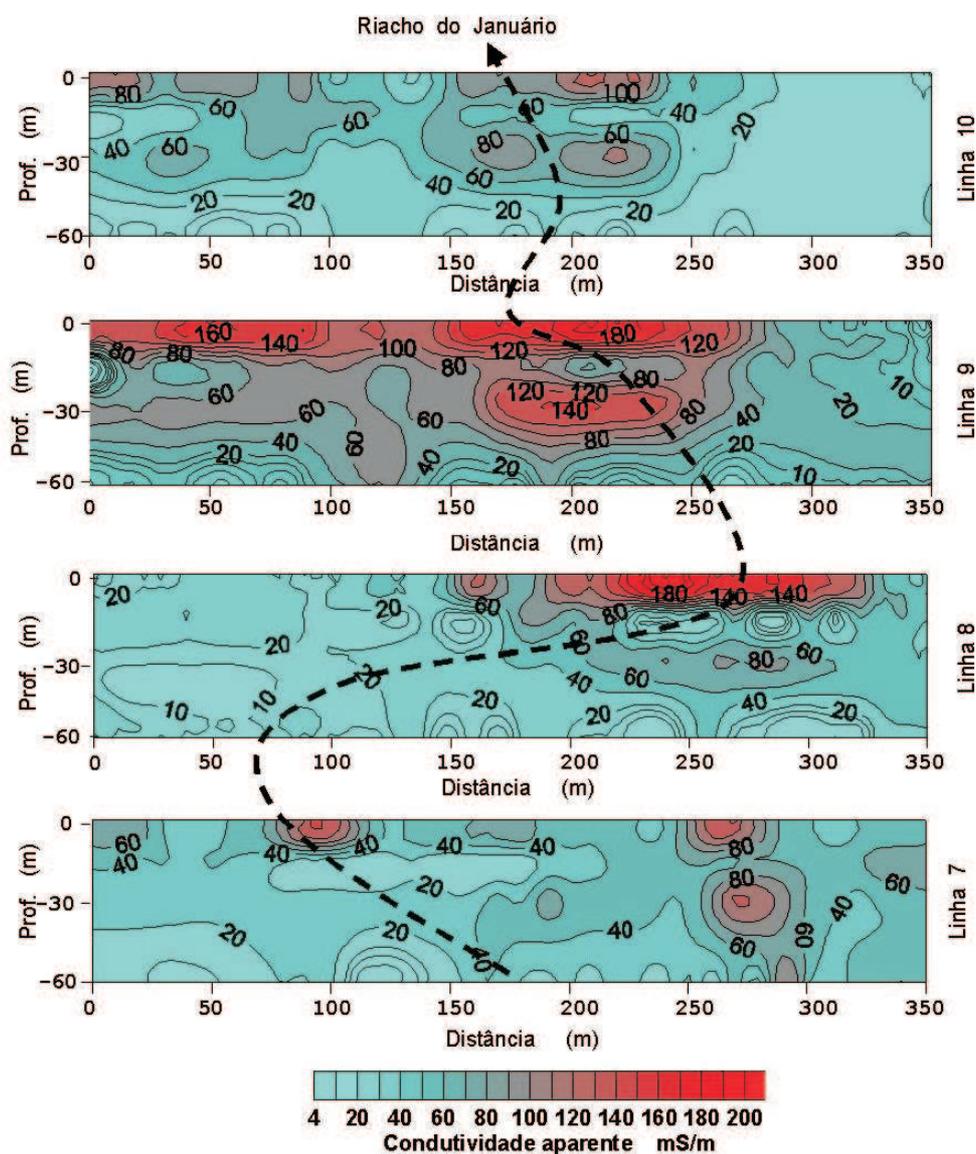


Figura 4.18: Seções de condutividade aparente EM-34 obtidas ao longo das linhas 7-8-9 e 10.

As pseudo-seções das linhas longitudinais EM-1, EM-4 e EM-5 estão mostradas na Figura 4.19. Nas linhas EM-4 e EM-5 observou-se zonas de condutividades anômalas entre as estações 50 e 400m no trecho mais próximo da barragem, mas a maior parte das seções mostra o comportamento normal das zonas de topografias mais elevadas. A linha EM-1, localizada a 75m de EM-3, mostra um padrão de distribuição mais difuso de anomalias condutivas com valores menores que os das demais seções.

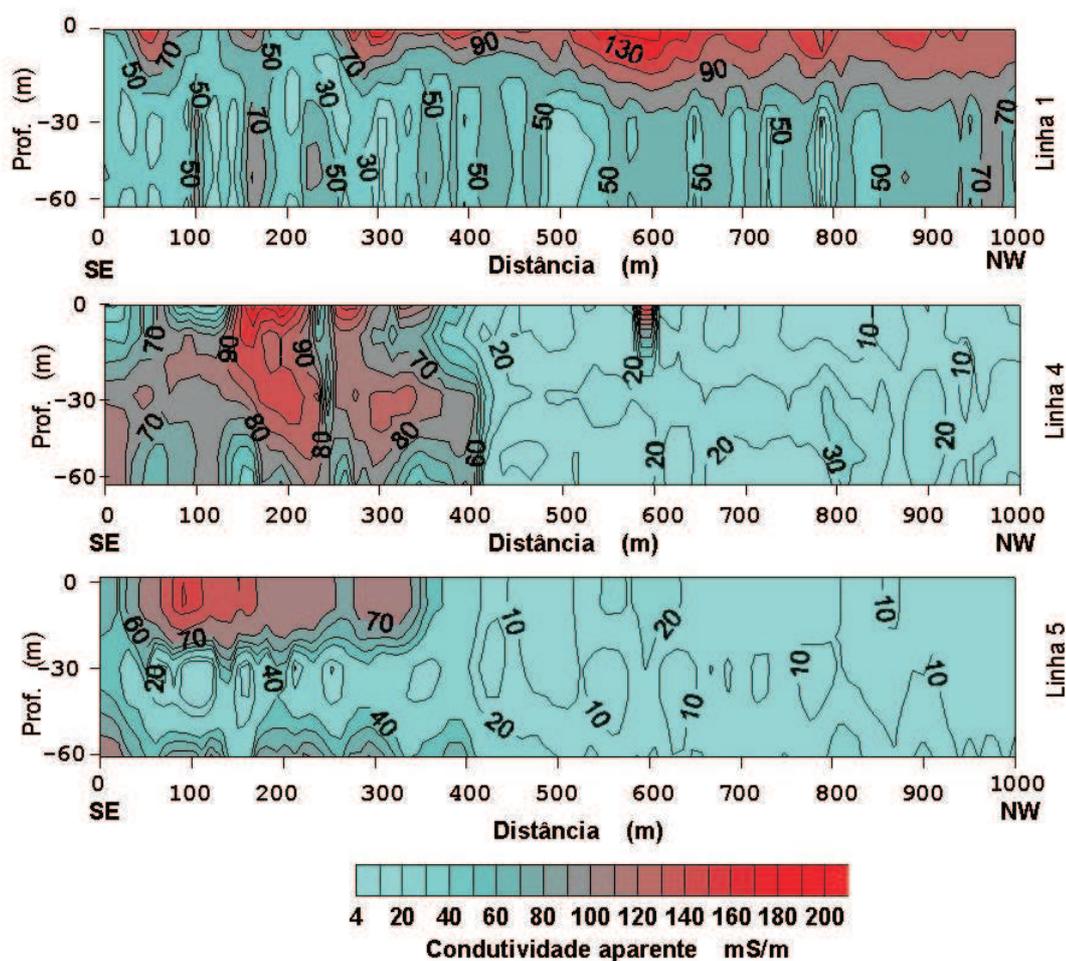


Figura 4.19: Seções de condutividade aparente das linhas 5,4 e 1.

Além das seções geolétricas descritas, foram efetuados levantamentos EM e de IP-resistividade em duas outras linhas, tomadas como de referência para caracterização dos aquíferos em locais sem a influência ou com pouca influência da bacia de rejeitos. A primeira, com 400m de extensão, situou-se próximo à lateral da barragem. A segunda, também de 400m de extensão, situou-se no cruzamento do riacho do Januário com a estrada BA-714, que liga Uauá a Pilar, numa posição acima da lagoa.

As localizações dessas duas linhas de referência vem indicadas no mapa da Figura 4.2 (vide Fotos da Fig. 4.20a-b).



Figura 4.20: Vista da região de execução das linhas de referência 1 e 2.

As seções dessas duas linhas vêm mostradas nas Figuras 4.21 e 4.22. Observa-se nelas que os valores observados de condutividade aparente são baixos e tem correspondência com os de resistividade aparente medida, via contatos diretos com o terreno.

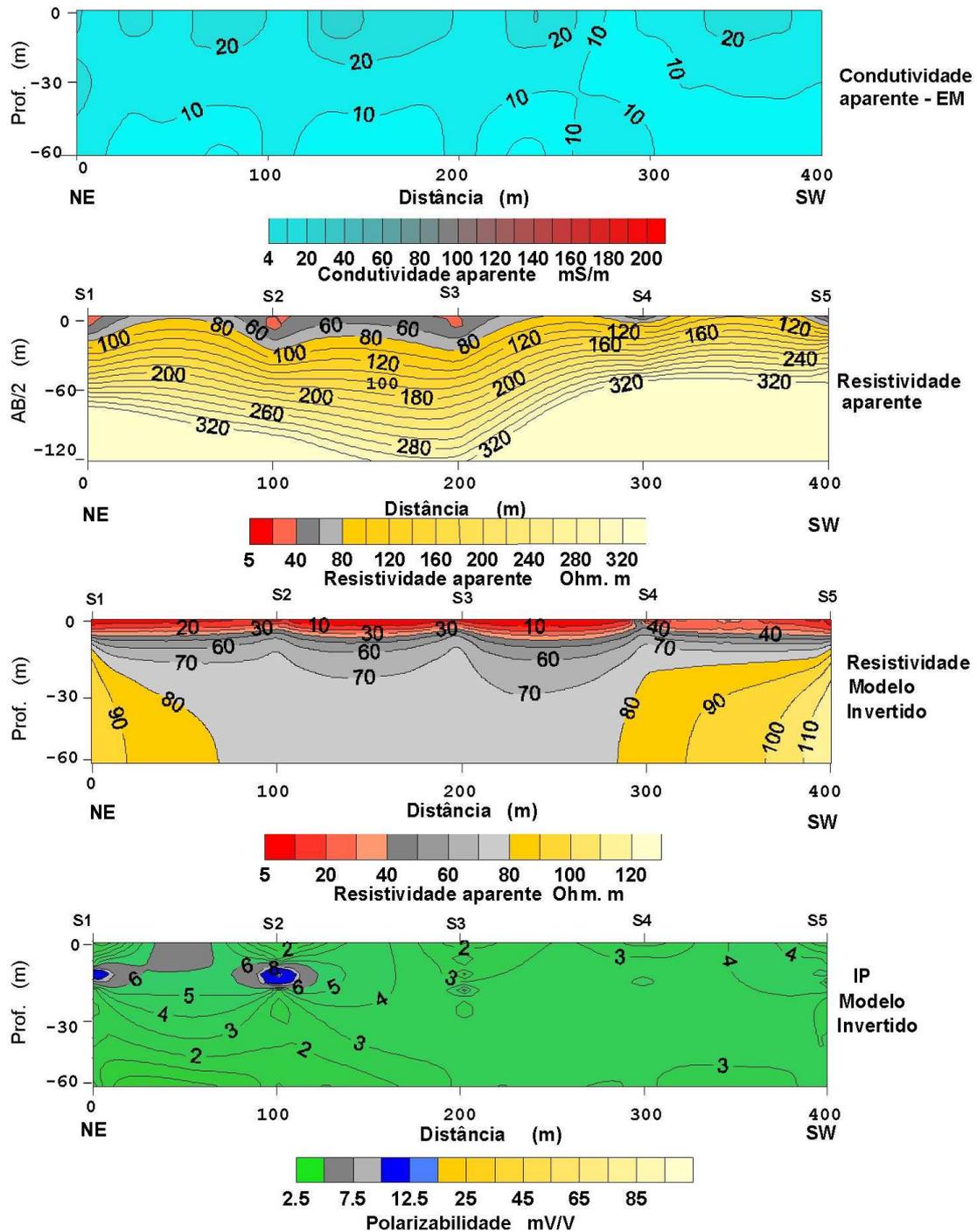


Figura 4.21: Seções de condutividade e de resistividade aparentes e modelos bidimensionais de resistividade e IP da linha de referência 1.

Os modelos invertidos para resistividade e IP mostram claramente a presença de dois intervalos aquíferos: um superficial mais condutivo (20 – 40 Ohm.m) e outro mais profundo, (> 50m) com 70 Ohm.m de resistividade.

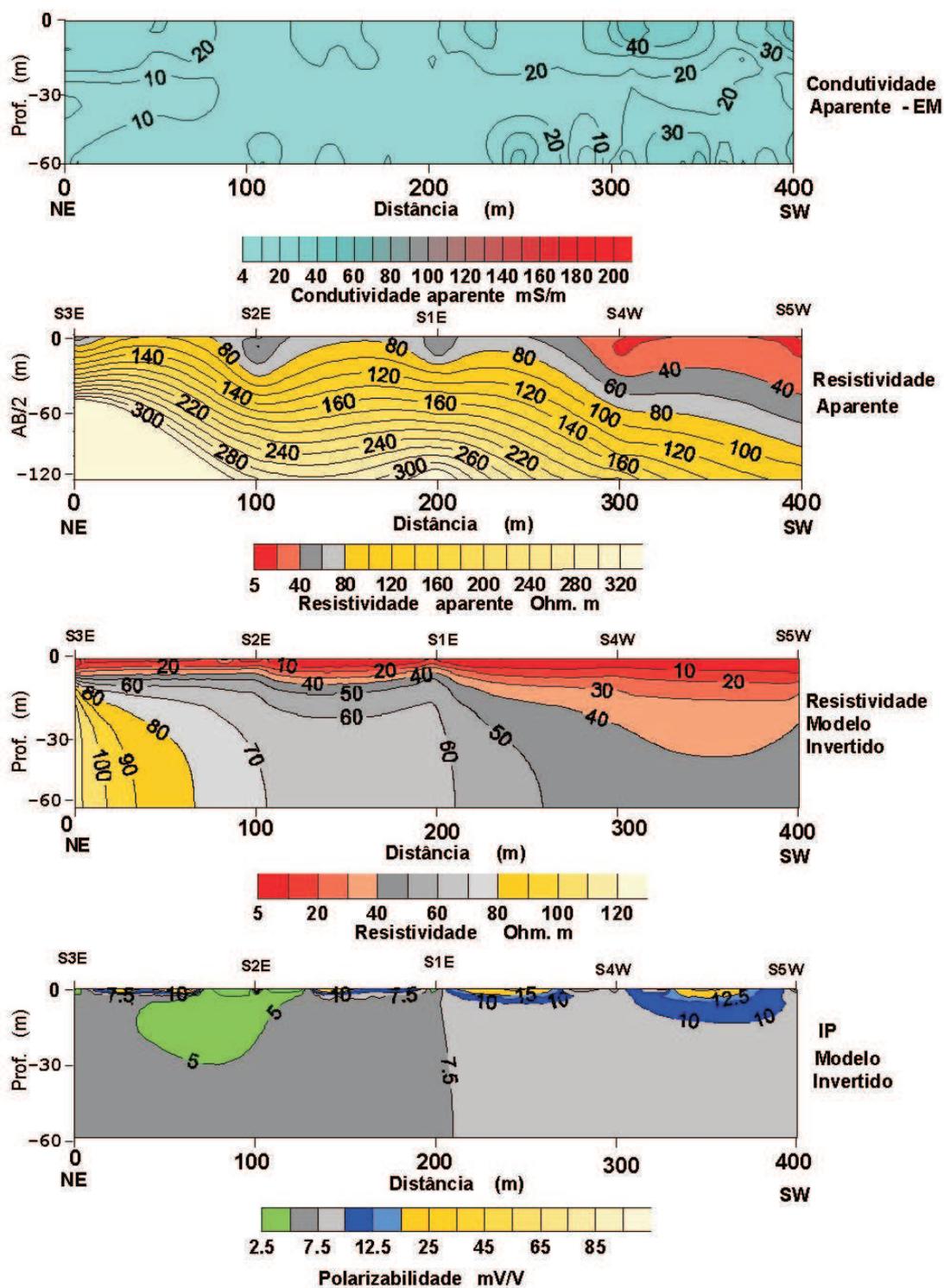


Figura 4.22: Seções de condutividade e de resistividade aparentes e modelos bidimensionais de resistividade e IP da linha de referência 2.

4.1.2 Mapas de Condutividade Aparente EM

Para visualização da distribuição espacial da condutividade aparente EM em níveis de profundidades aproximadas de 7,5m, 15m, 30m e 60m, foram construídos mapas de isocontornos de condutividade usando SURFER v.8.0. Neles foi possível avaliar melhor o padrão de distribuição da pluma de água salinizada no sistema aquífero local. Considerando as áreas delimitadas por isocontornos maiores que 70 mS/m como anomalias, pode-se observar que a expansão lateral da pluma está bem mais acentuada (com valores superiores a 100 mS/m) nos níveis sub-superficiais correspondentes a 7,5 e 15m de profundidade (Figs 4.23 e 4.24).

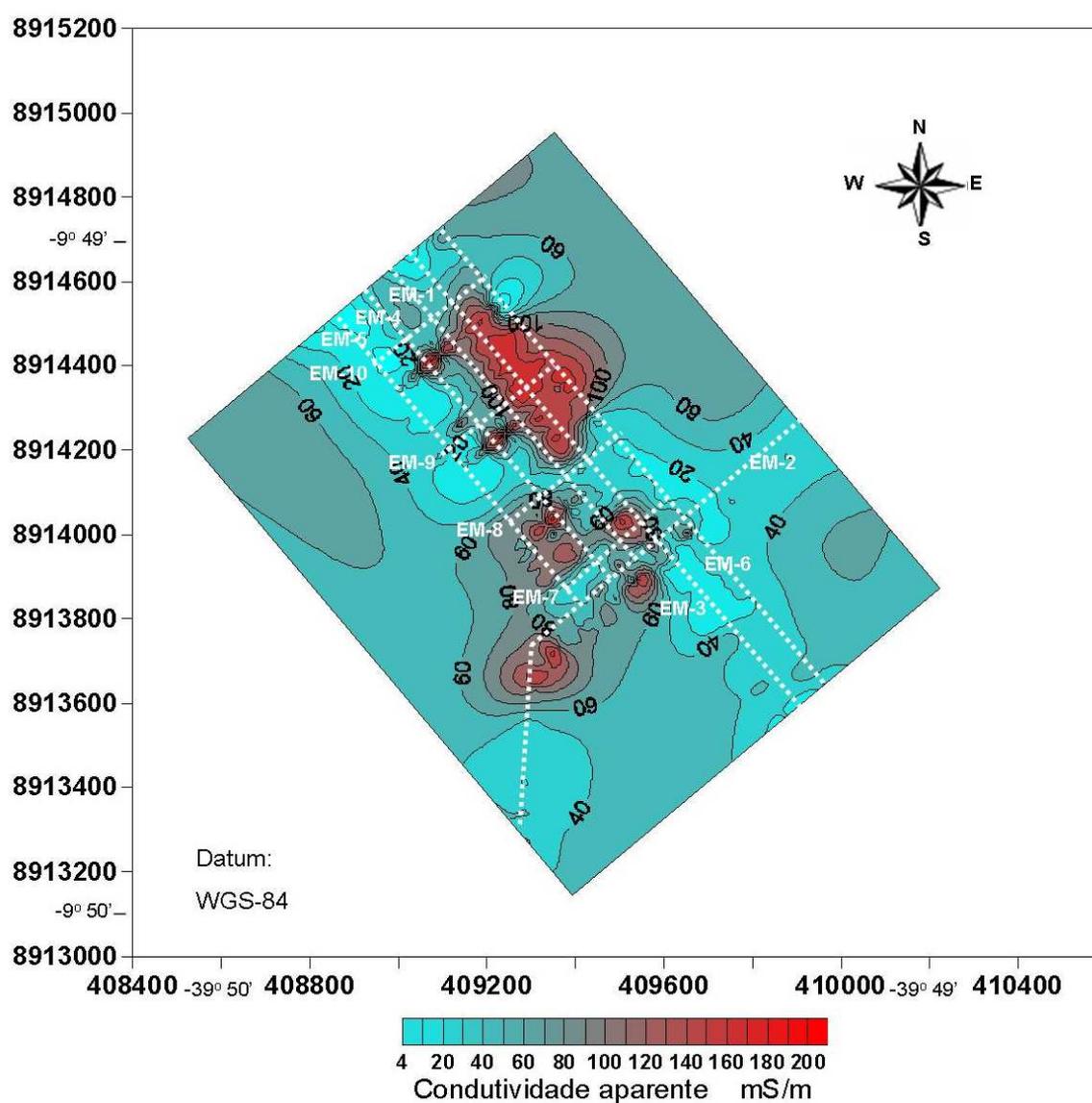


Figura 4.23: Mapa da condutividade aparente EM medida ao nível aproximado de 7,5m de profundidade.

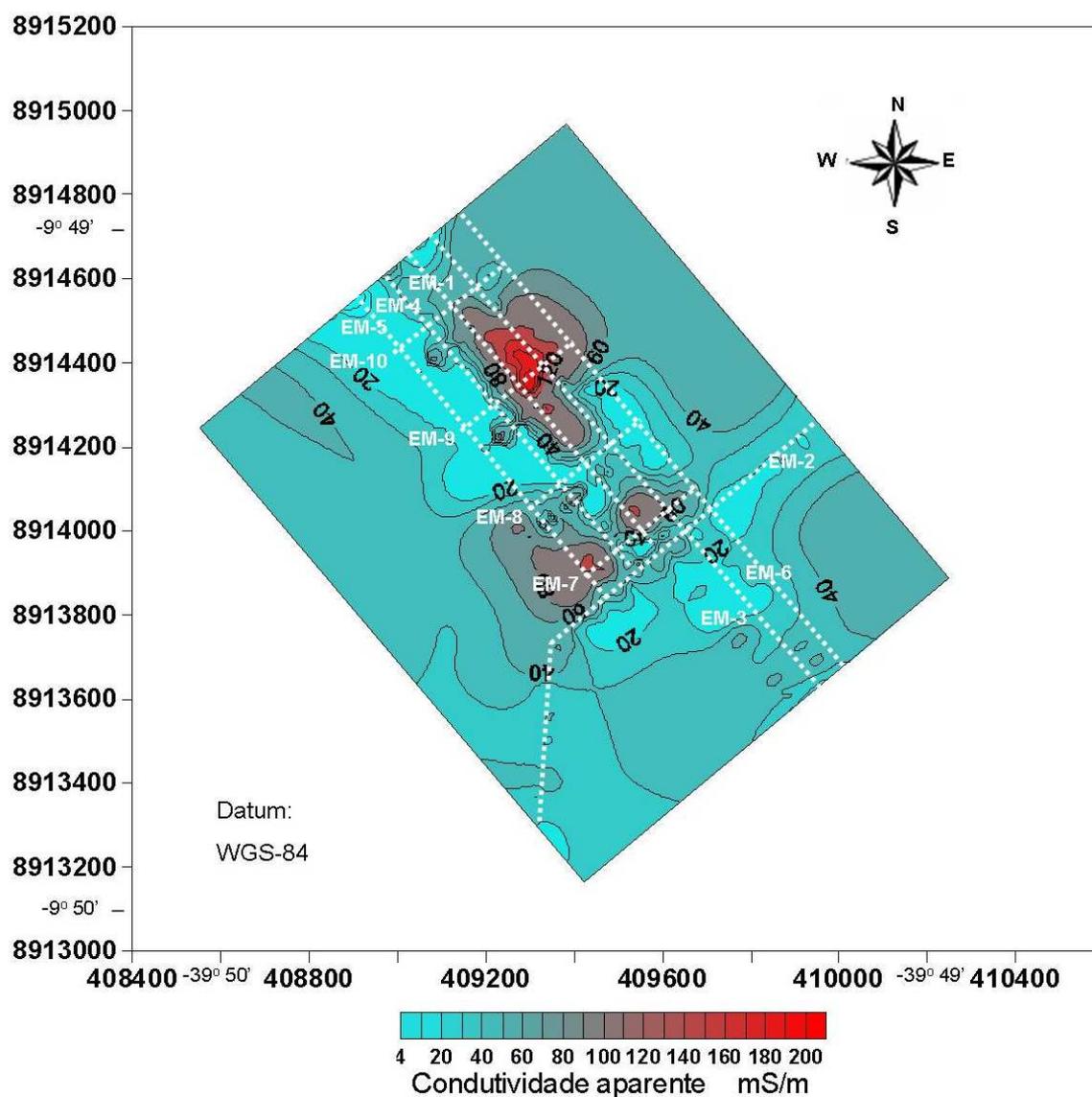


Figura 4.24: Mapa da condutividade aparente EM medida ao nível aproximado de 15m de profundidade.

Ao nível aproximado de 30m há uma redução sensível nos valores de condutividade aparente, observando-se valores superiores a 100 mS/m apenas no setor NE da área, acima das estações numeradas de 1.000 m nas linhas EM-1, EM-3 e EM-6 (Fig 4.25).

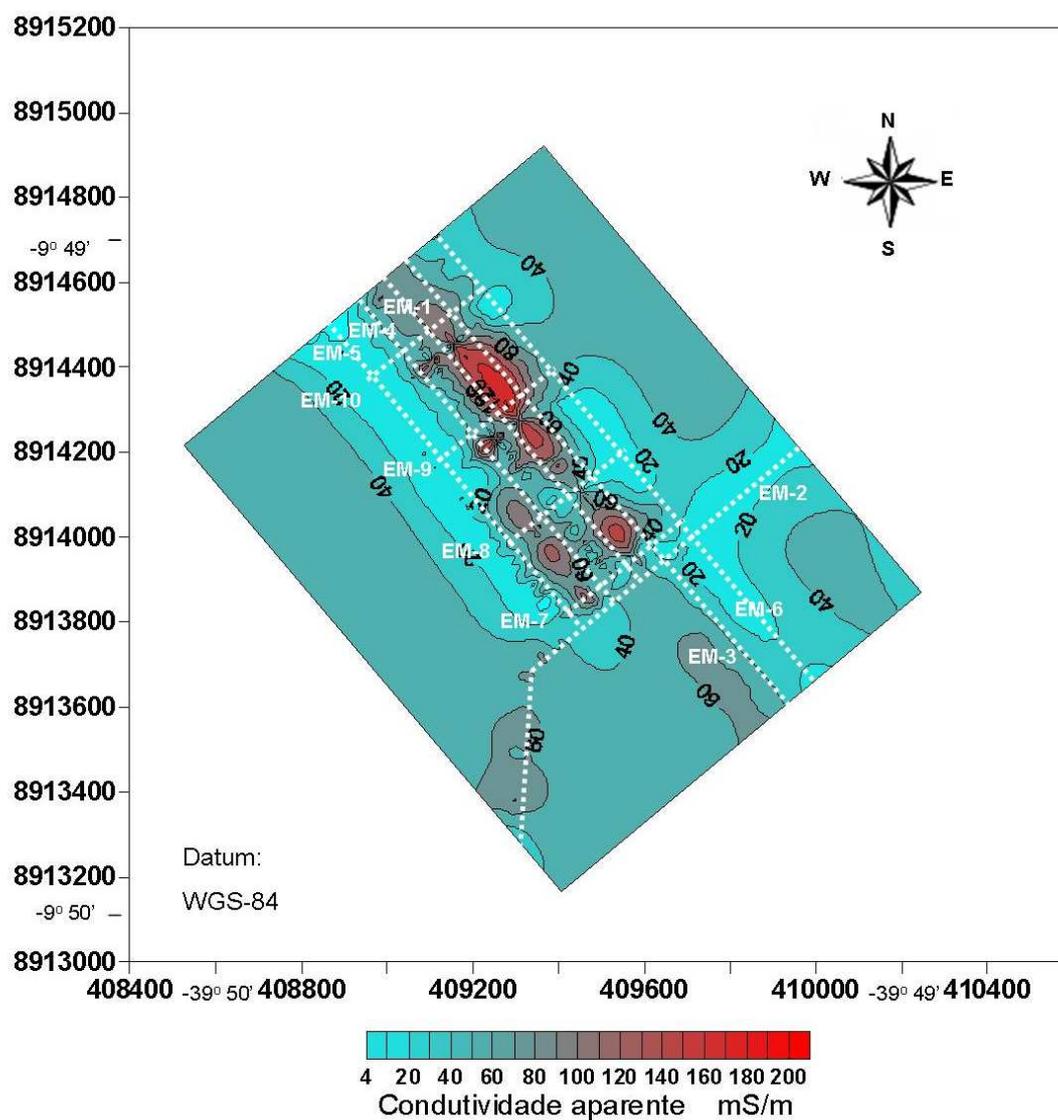


Figura 4.25: Mapa da condutividade aparente EM medida ao nível aproximado de 30m de profundidade.

Na profundidade aproximada de 60m a condição do aquífero é quase normal em sua maior extensão, havendo apenas pequenas manchas ligeiramente mais condutoras acompanhando zonas de maior densidade de fraturamento (Fig 4.26).

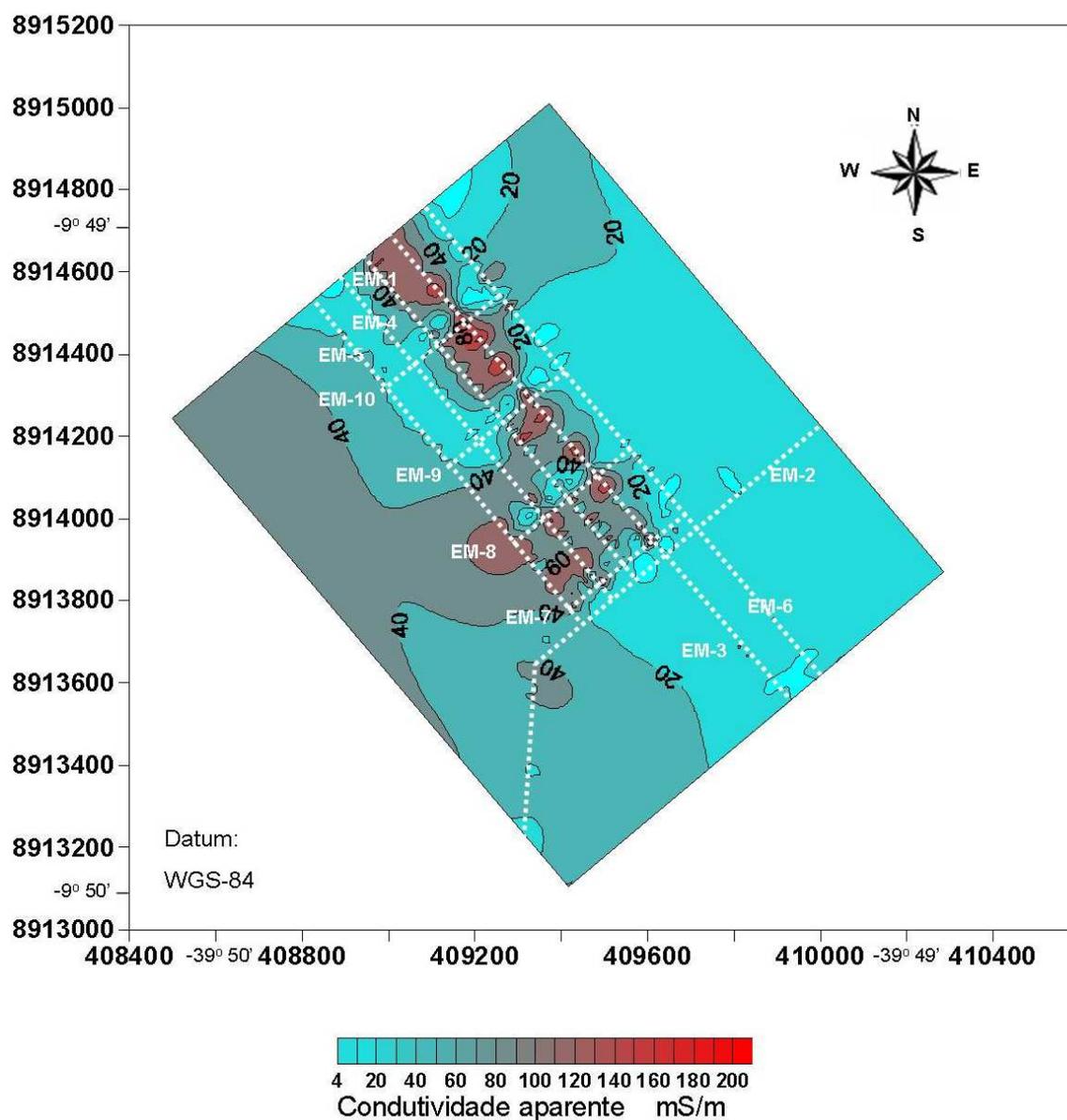


Figura 4.26: Mapa da condutividade aparente EM medida ao nível aproximado de 60m de profundidade.

4.1.3 Condições Hidrológicas Subterrâneas

Os dados geofísicos levantados com EM indutivo e com IP-resistividade sugerem, fortemente, a existência de dois intervalos aquíferos em profundidade, com distintas propriedades hidráulicas e águas de salinidades diferentes: (i) Um intervalo superior, estendendo-se até uma profundidade da ordem de 10m, tem condutividades elétricas verdadeiras entre 50 e 200 mS/m. Nesse intervalo, a resposta condutiva é proveniente dos saprólitos desenvolvidos imediatamente abaixo da zona vadosa do sistema aquífero local (Figura 4.27). O material geológico desse intervalo comporta-se como um meio poroso granular que retém maior quantidade de água salina; (ii) um segundo intervalo se estende abaixo de 20m de profundidade e tem condutividades elétricas verdadeiras entre 10 e 50 mS/m.

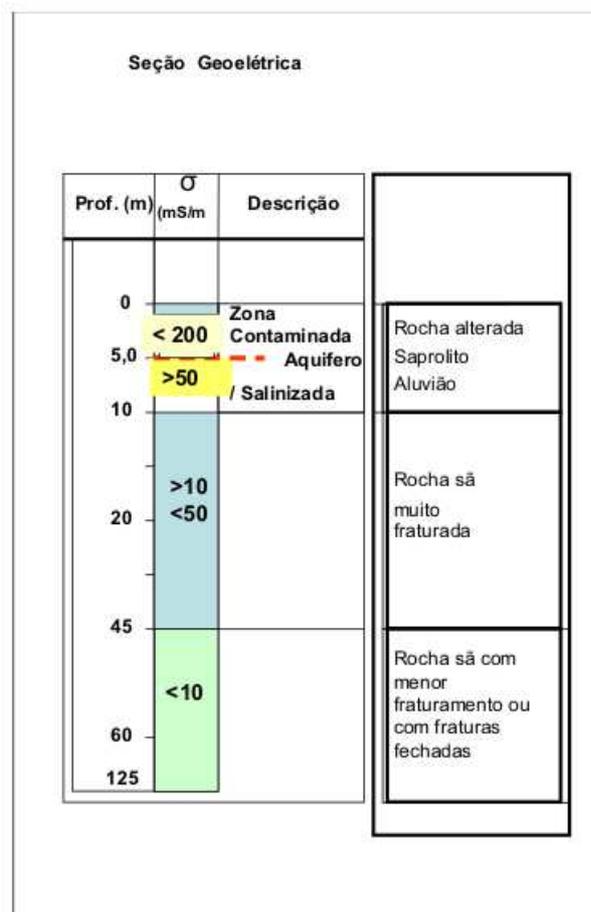


Figura 4.27: Modelo geolétrico.

A resposta elétrica desse intervalo é proveniente de zonas de fraturamentos cuja densidade varia lateralmente penetrando nas rochas cristalinas locais. Dados geoeletricos regionais levantados no vale do Curaçá sugerem que esse intervalo pode atingir profundidades superiores a 200m (Lima, 2007). Portanto, o intervalo aquífero inferior se comporta como um meio cristalino de porosidade fissural. A diminuição nos valores de condutividade elétrica nesse intervalo se deve a uma sensível redução de volume do espaço poroso acompanhada, possivelmente, de uma redução na salinidade da água. Os efeitos de IP elevados observados em algumas das seções geoeletricas se devem à disseminação de minerais metálicos ou de grafita nas rochas metamórficas da área e não são adequados para caracterização do aquífero local.

A condição de sobreposição de uma zona de água salgada sobre um nível de menor salinidade é gravitacionalmente instável num meio poroso homogêneo, isotrópico e horizontal. Todavia, havendo diferenças topográficas e contrastes de propriedades de transporte e armazenamento entre dois aquíferos, uma condição dinâmica meta-estável, pode se estabelecer conforme mostrado por Lima (2007).

4.2 Região de Várzea Grande

Os levantamentos eletromagnéticos foram realizados com o sistema EM-34 no entorno da área utilizada na disposição superficial de resíduos de um curtume localizado no município de Várzea Grande, Mato Grosso (Figura 4.28).

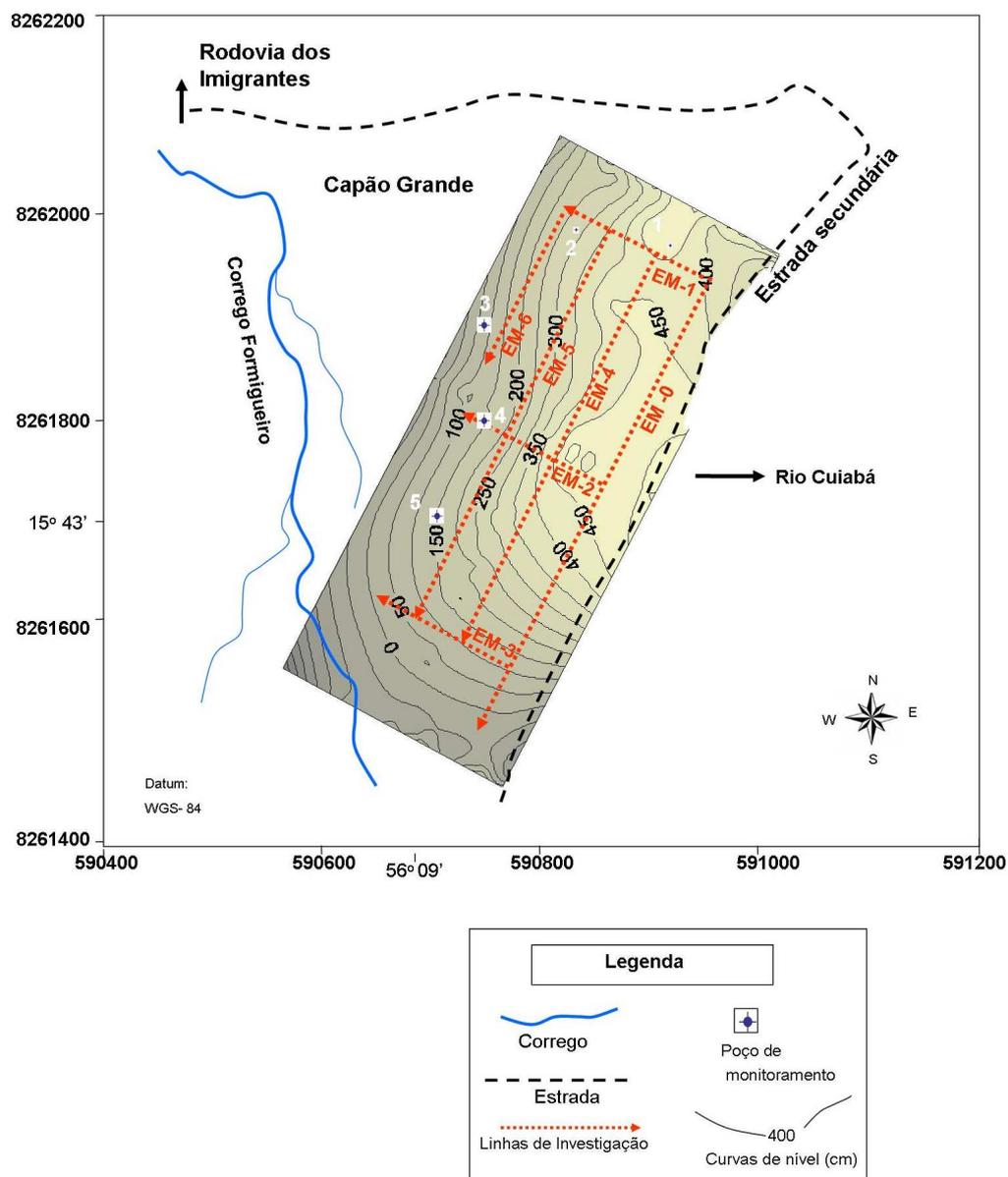


Figura 4.28: Mapa de localização das linhas de levantamento EM e dos poços de monitoramento.

A área trabalhada pertence ao curtume Viposa e se encontra interdita, há vários anos, pela FEMA (Fundação Estadual do Meio Ambiente-MT). A referida área serviu de local de depósitos dos rejeitos sólidos resultantes dos processos de industrialização das peles por, aproximadamente, 10 anos. A área, em torno do curtume Viposa, foi estudada hidrogeologicamente no trabalho de mestrado de Lannes (2002). Seus dados hidroquímicos obtidos em amostras de água de cinco poços de monitoramento são aqui citados para avaliar a sensibilidade dos estudos geofísicos realizados.

O planejamento do levantamento de campo foi estabelecido visando mapear a maior extensão possível das valas de resíduos utilizadas pelo curtume, assim como para verificar a possibilidade de se determinar as direções de fluxo de fluidos contaminados no material aquífero subjacente. Por informações obtidas junto a técnicos do curtume e pela verificação local, as valas se situaram numa faixa de cerca de 50m de largura na direção SE-NW, em paralelo a estrada que margeia a área do curtume (Figura 4.28).

Foram definidas quatro linhas longitudinais denominadas EM-0, EM-4, EM-5 e EM-6. Três linhas transversais foram dispostas perpendicularmente à estrada (EM-1, EM-2 e EM-3).

4.2.1 Seções Eletromagnéticas

As seções de condutividade aparente EM, construídas para as quatro linhas longitudinais, vêm mostradas na Figura 4.28. Na linha EM-0, localizada na estrada, os valores de condutividades aparentes são considerados anômalos (entre 20 e 70 mS/m) entre as estações 70 e 230m, conforme delineado pelas linhas tracejadas na Figura 4.29.

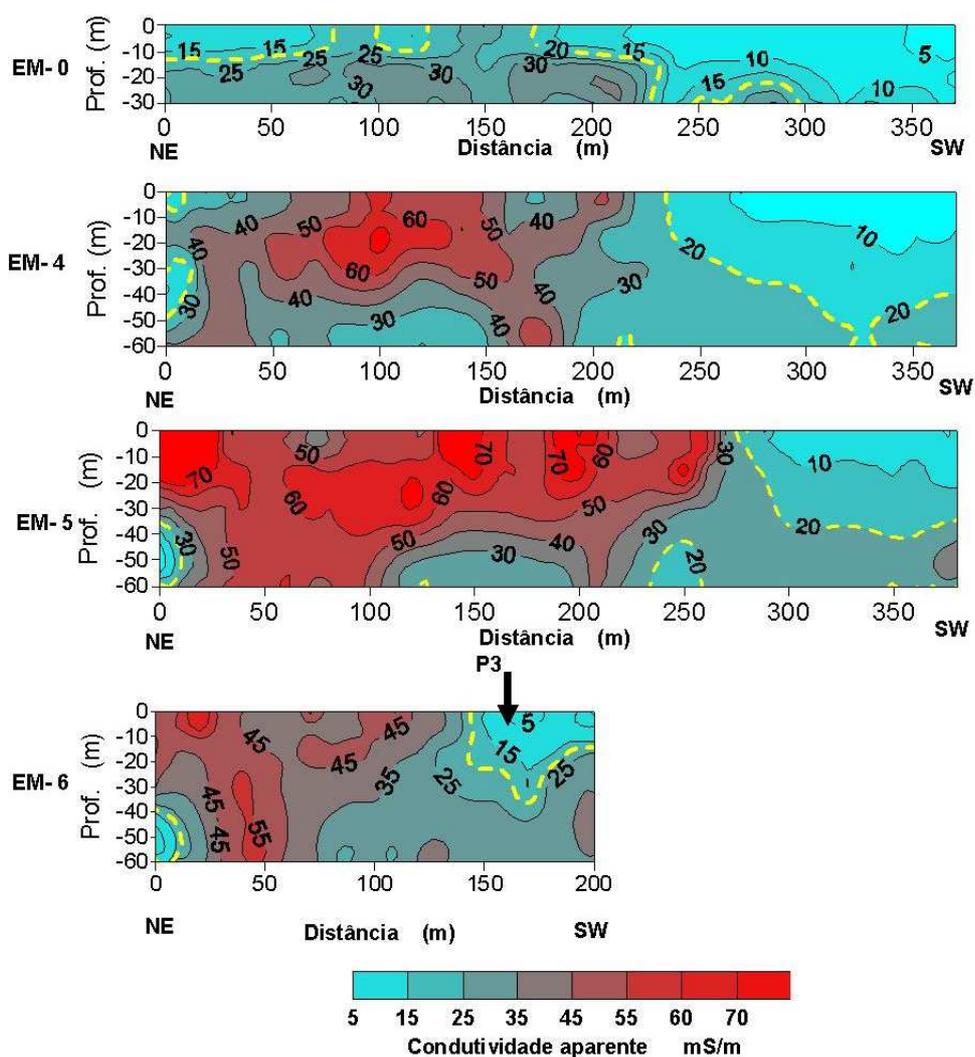


Figura 4.29: Seções de condutividade aparente obtidas nas linhas longitudinais EM-0, EM-4, EM-5 e EM-6

A exceção da seção EM-5, (situada em sua maior extensão sobre uma das valas de disposição), a invasão de fluidos contaminantes (condutividades acima de 20 mS/m) concentrou-se, preferencialmente, nos 250m da origem das linhas levantadas. Na seção EM-5, os valores anômalos de condutividade aparente se estenderam até a estação 300m, alcançando a profundidade aproximada de 30m.

As três seções transversais com extensões de 100m estão mostradas na Figura 4.30. Nas linhas EM-1 e EM-2, a zona anômala de contaminação se estende até a profundidade aproximada de 40m. A sessão EM-3 caracteriza o comportamento elétrico normal do aquífero local.

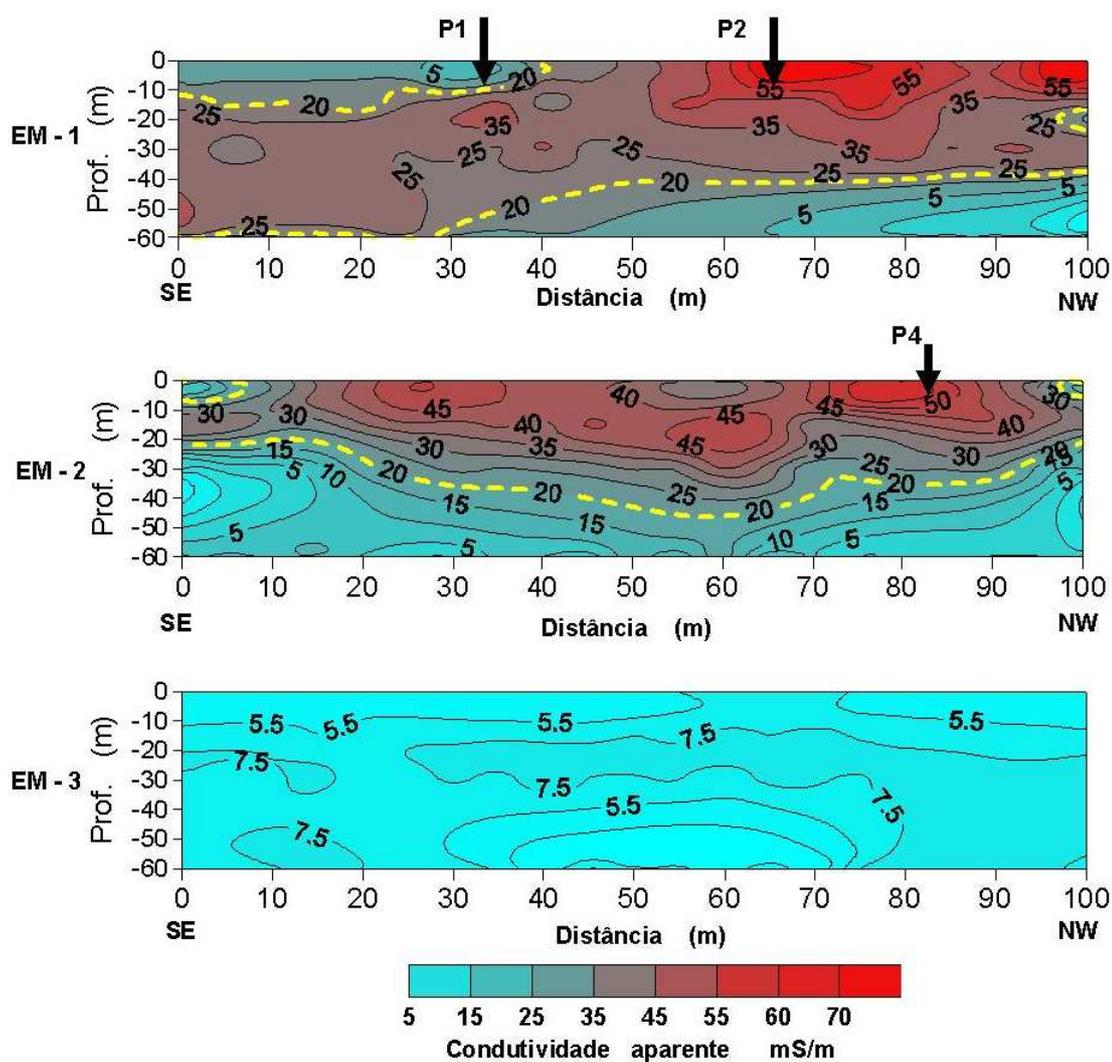


Figura 4.30: Seções de condutividade aparente obtidas nas linhas transversais EM-1, EM-2 e EM-3.

4.2.2 Mapas de Condutividade Aparente EM

Os mapas das condutividades aparentes EM, medidas na área do curtume nos níveis das profundidades aproximadas de 7,5m, 15m, 30m e 60m estão mostrados conjuntamente na Figura 4.31.

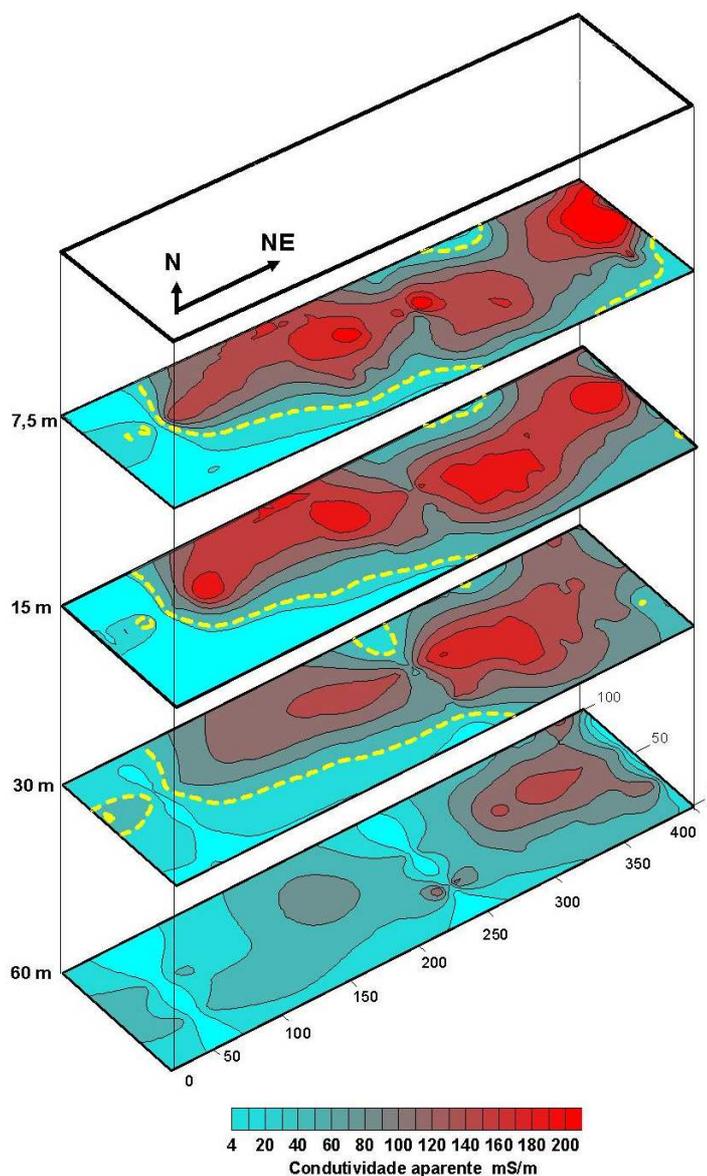


Figura 4.31: Mapas de condutividade aparente obtidas nas linhas transversais EM-1, EM-2 e EM-3

Conforme se observa nos mapas da Figura 4.31, a pluma de contaminação se estende por quase toda a área do levantamento, atingindo uma profundidade superior a 60m, no extremo nordeste da área mapeada. Externamente às linhas tracejadas nesses mapas, sugere-se que o aquífero está em suas condições ambientais de qualidades normais.

4.2.3 Condições Hidrológicas Subterrâneas

Os dados geofísicos levantados com EM indutivo na área do curtume indicam que o aquífero local apresenta, hoje, uma pluma de contaminação derivada da infiltração de águas das chuvas através do local utilizado para disposição de resíduos de curtume. A geometria das zonas anômalas, em diferentes profundidades, sugere o predomínio de um regime de fluxo predominantemente vertical na área, com um componente horizontal de menor velocidade, de orientação nordeste para sudoeste. Isso pode significar que a área utilizada pelo curtume, situa-se na área de recarga do aquífero mais regional, composto de flitos dobrados e muito fraturados. Os dados hidroquímicos das águas dos poços de monitoramento (Tabela 4.1), permitem avaliar a interpretação sobre a extensão superficial da pluma.

Tabela 4.1: Resultados de análises descritivas das variáveis nos poços Pm1, Pm2, Pm3, Pm4(Lannes, 2002).

	Poço	N	Média *	Mediana *	Desvio Padrão	Mínimo	Máximo
Cromo	P1	6	2,9767	2,2950	2,6956	1,01	8,32
Cromo	P2	8	1,9950	1,8300	1,0804	1,07	4,42
Cromo	P3	11	1,5427	1,3100	0,5453	0,92	2,41
Cromo	P4	12	5,4483	1,4600	13,309	0,91	47,65

* (mg/L)

O poço de monitoramento P-4, localizado na extremidade da seção EM-2, apresentou água com o mais alto teor médio de cromo de 5,44 mg/L (Lannes, 2002), exatamente onde os valores de condutividade aparente atingem os máximos valores de 50 mS/m. Infelizmente, o poço de monitoramento P-5 apresentou-se seco de modo que não houve condição de avaliar quimicamente a qualidade da água normal do aquífero.

Os poços de monitoramento P-1 e P-2, situados próximos às estações 40 e 67m da linha EM-1, forneceram concentrações médias de cromo de 2,97 e 1,99 mg/L, respectivamente, que não podem ser considerados normais uma vez que o limite aceitável para cromo em águas naturais é de 0,05 mg/L. No poço P-3 o nível médio de concentração de cromo na água subterrânea foi de 1,54 mg/L.

5

Conclusões

Os experimentos geofísicos desenvolvidos nesta pesquisa mostram as complexidades e incertezas das avaliações geoambientais de aquíferos de natureza tão diversa quanto os terrenos metassedimentares da região úmida de Capão Grande em Mato Grosso, e os das rochas cristalinas fraturadas do semi-árido do vale do Curaçá, no estado da Bahia.

Na região do vale do Curaçá, a integração dos métodos elétricos e eletromagnéticos foi dirigida para avaliar os efeitos da bacia de disposição de rejeitos da Mineração Caraíba na deterioração da qualidade da água subterrânea em seu entorno. Tal integração foi fundamental para definir e mapear a estrutura geológica da área e caracterizar as condições hidrogeológicas operantes na subsuperfície. Além disso, foi útil para constatar e reduzir os efeitos de ruídos de naturezas antropogênica e geológica presentes nos dados geofísicos.

Nesta região destaca-se a definição da existência de dois componentes aquíferos superpostos: (i) um do tipo livre e de porosidade predominantemente intergranular, com espessura variando de poucos metros até cerca de 10m, conforme definido pelas inversões bidimensionais de IP-resistividade. Corresponde à zona de intemperismo das rochas cristalinas (saprólitos), onde se concentram as zonas mais contaminadas na sub-bacia estudada (Riacho do Januário). Nessas zonas em geral, a condutividade elétrica EM é superior a 70 mS/m, enquanto a do aquífero normal varia entre 20 e 50 mS/m; (ii) o segundo de natureza fissural pode estar parcialmente sob condição de confinamento e se estende até a profundidades superiores a 80m na área estudada. Corresponde a zonas densamente fraturadas nas rochas cristalinas da área e parece conter águas menos salinas que as do componente superior. Esses dois componentes aquíferos parecem estar em equilíbrio hidrodinâmico meta-estável em função do clima, da topografia do terreno e de suas próprias características hidráulicas.

Infelizmente, não se dispõem de dados de poços e de resultados hidroquímicos para ajustar as interpretações geofísicas realizadas. Todavia, em função dos resultados apresentados no capítulo 4, torna-se urgente a realização de um estudo hidrogeológico adequado dessa área com base na perfuração de poços de monitoramento e na amostragem de água dos dois componentes aquíferos apontados.

Na área de Várzea Grande, empregou-se apenas o método eletromagnético indutivo na caracterização geoambiental de uma área de disposição dos resíduos de um curtume. Devido a característica bem mais úmida dessa área e a natureza mista (granular-fissural) do aquífero livre local, os valores de condutividade elétrica das regiões anômalas, consideradas como contaminadas, são praticamente equivalentes ao da condição normal do aquífero cristalino de Curaçá. No entanto, a existência de dados de poços e de análises hidroquímicas garantiram a interpretação semi-quantitativa dos dados EM.

Dois pontos se destacam na comparação dos resultados dos dois experimentos reportados. O primeiro se relaciona a versatilidade, a rapidez e ao baixo custo dos levantamentos eletromagnéticos indutivos, comparados ao de um levantamento geoeletrico convencional. O segundo advém do fato de que essas vantagens são restringidas por dois outros importantes fatores: a maior sensibilidade da técnica EM aos efeitos de ruídos de várias espécies (naturais ou criados pelo homem) e a natureza semi-quantitativa e aproximada da interpretação de mapas e pseudo-seções de condutividade elétrica aparente. Nesse aspecto os métodos geoeletricos são superiores, tanto na redução de ruídos quanto na interpretação quantitativa através de inversões uni e bidimensional dos parâmetros medidos (resistividade e parâmetro de polarização induzida).

Portanto a integração e otimização dessas duas técnicas, programadas para atingir custos aceitáveis e resultados quantitativos mais confiáveis, pode se tornar a combinação mais apropriada para avaliações geoambientais de áreas contaminadas. Isso implica em realizar levantamentos EM como técnica de reconhecimento em áreas maiores em torno de possíveis fontes de contaminação e o detalhamento das principais anomalias de condutividade com multi-perfilagens de IP-resistividade.

Agradecimentos

Agradeço a Deus em primeiro.

A meus pais, Luiz Jorge da Cunha (in memorian), Ecila Rondon Jorge da Cunha, que souberam me alicerçar no caminho do conhecimento com a educação necessária para atingir todos os objetivos da minha vida.

A minha esposa Marcia Maria Segatto Jorge da Cunha e meus filhos Vinicius e Luiz Felipe que souberam entender a minha dedicação ao estudo durante todo esse período.

Ao meu orientador, Prof. Dr. Olivar Antonio Lima de Lima, pela disponibilidade, dedicação e atenção em todo o processo de desenvolvimento desta tese.

Aos membros da banca examinadora, Prof. Dr. Hédison Kiuity Sato, Prof. Dr. Shozo Shiraiwa, Prof. Dr. Antonio Exedito Gomes de Azevedo, Prof. Dr. Vagner Roberto Elis, pela atenção e revisão do trabalho.

Aos Professores da Pós Graduação em Geofísica da Universidade Federal da Bahia, que de uma forma ou outra, contribuíram para o desenvolvimento deste trabalho.

Aos professores da Universidade Federal de Mato Grosso, Dr. Shozo Shiraiwa, Dr. José de Souza Nogueira, Mc. Mário José Pereira, Dr. Renato Blatt Migliorini, Dr. Alteredo de Oliveira Cutrim, pelo ambiente de coleguismo, amizade e pelas valiosas orientações no desenvolvimento da pesquisa em Mato Grosso.

A Universidade Federal de Mato Grosso, na pessoa do professor, Dr. Shozo Shiraiwa que cordialmente facilitou o empréstimo do equipamento EM-34 a Universidade Federal da Bahia, para a realização dos trabalhos de campo, envolvendo o método Eletromagnético Indutivo.

Ao colega da pós graduação na UFBA em Salvador, Mc. Joelson da Conceição Batista, alunos da graduação em geofísica, Fernanda Darclé Silva Freitas, Lucas Lima Navarro de Andrade que também ajudaram na coleta de dados na região do Vale do Alto Curaçá.

Aos funcionários da Pós Graduação, em nome das secretarias, Zenilda e Lene o meu agradecimento pela presteza e gentileza no atendimento, com o sentido de tornar os nossos caminhos dentro da UFBA mais gratificantes. Ao técnico Luiz Medeiros dos Santos, ao motorista José da Mota Paz da UFBA, pelo apoio no desenvolvimento do trabalho de campo no Vale do Alto Curaçá, num trabalho em condições adversas no semi-árido nordestino.

Aos colegas da Pós Graduação, Andréa Fontes, Bruno Henrique, Carlos Claudino, Alessandra Boligon, Izaías Martins, pela convivência saudável, não só no interior da UFBA, mas também durante aqueles anos que estivemos residindo juntos na cidade de Salvador.

Referências Bibliográficas

- Alexandre, N. e Krebs (1995) Estudo da qualidade das águas superficiais do município de Criciúma, SC, CPRM,v.6.
- Almeida, F. (1984) A Província Tocantins - Setor Sudeste. In: Almeida, F. Coords. O Pré-Cambriano do Brasil, Edgard Blucher, São Paulo.
- Alvarenga, C. (1985) Evidências de fácies turbidíticas grosseiras no grupo Cuiabá, **30**:256–266.
- Annan, A. (1992) Ground penetration radar, workshop notes, Inc. Sensors e Software, Canadá.
- Archie, G. (1942) The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics, Institute of Mining and Metallurgical Engineers, **146**:54–62.
- Barbosa, J. e Dominguez, J. (1996) Mapa Geológico do Estado da Bahia- Texto Explicativo, Secretaria da Indústria, Comércio e Mineração- Superintendencia de Geologia e Recursos Minerais, Salvador,BA.
- Barros, M.; Machado, N. e Aguiar, E. (1982) Levantamento de Recursos Naturais, Folha SD-21-SG, Radambrasil, Rio de Janeiro, RJ.
- Barros, S. (2001) Avaliação da qualidade da água subterrânea na área de disposição do lodo proveniente da estação de tratamento do Curtume Berto, Várzea Grande-MT, Relatório Técnico-UFMT.
- Bear, J. (1972) Dynamics of Fluids in Porous Media, In: Environmental Science Series, American Elsevier Publishing Company, Inc.764pp., New York,NY.
- Bonaparte, R. (1982) Hazardous waste, soil interactions, Woodward-Clyde Consultants.
- Borges, A. (1996) Avaliação dos mecanismos de transporte de Hexaclorociclohexano (HCH) no solo da Cidade dos Meninos, Duque de Caxias, Dissertação de Mestrado, Departamento de Engenharia Civil, PUC, Rio de Janeiro, RJ.
- Borma, L. (1998) Acidificação e liberação de metais pesados em sedimentos dragados ricos em sulfetos de FE, Tese de Doutorado, COPPE- UFRJ, Rio de Janeiro,RJ.

- Borner, F. e Schon, J. (2004) Low frequency complex conductivity measurements of micro-crack properties, *Geophysical Prospecting*, **41**:83–98.
- Campos, T. (1994) Geotecnia ambiental, Relatório Técnico, PUC/RJ.
- Cavalcanti, S. (1999) Hidrologia subterrânea na área do aterro sanitário de Salvador usando métodos geofísicos elétricos, Dissertação de Mestrado, UFBA, Salvador, BA.
- Chernicaró, C. (2000) Tratamento de efluentes de curtumes através de filtros anaeróbios seguidos por biofiltros aerados, 21 Congresso Brasileiro de Engenharia Sanitaria e Ambiental, João Pessoa-PB.
- Clark, R.; Lawrence, A. e Foster, S. (1995) *Groundwater- A Threatened Resource*, UNEP Environmental Library, New York.
- Class, I. e Maia, R. (1994) Manual básico de resíduos industriais de curtume, SENAI, Porto Alegre, RS.
- Coelho, H. (2003) Estudo preliminar da contaminação por metais pesados na área do aterro de disposição de resíduos sólidos urbanos do município de Catas Altas- MG, Congresso Brasileiro de Geotecnia Ambiental.
- Coiado, M. (1999) Caracterização e disposição final dos resíduos sólidos gerados em curtume, Associação Brasileira de Engenharia Sanitaria e Ambiental, **7**:1–11.
- Correa Gomes, L. (2006) Geologia estrutural, In: Lima, O.L.L. Ciclo hidrológico e quantificação das reservas hídricas subterrâneas na bacia do Alto Curaçá, Bahia, Relatório Técnico UFBA.
- Costa, A. (2001) Efeito da adição de lodos de curtume sobre as alterações químicas do solo, rendimento de matéria seca e absorção de nutrientes em soja, *Revista Brasileira de Agrociências*, **7**:189–191.
- Daknov, V. (1965) *Geophysical well logging*, Colorado School of Mines, Colorado.
- Delgado, I. e Souza, J. (1975) Projeto Cobre-Curaçá : Geologia Econômica do Distrito Cuprífero do Rio Curaçá - Bahia - Brasil, CPRM/DNPM, Salvador, BA.
- Domenico, P. e Schwartz, F. (1994) *Physical and Chemical Hydrogeology*, Second Edition: John Wiley e Sons, Inc, 506p., New York.
- Elbacha, A. (1989) Estudo da influência de alguns parâmetros no transporte de massa em solos argilosos, Dissertação de Mestrado, Departamento de Eng. Civil, PUC/RJ, Rio de Janeiro.
- Elis, V. (1998) Avaliação da aplicabilidade de métodos elétricos de prospecção geofísica no estudo de áreas utilizadas para disposição de resíduos, Tese de Doutorado, IAG-USP.

- Evans, J. (1984) The geology of Mato Grosso -Particulary the region drained by the upper Paraguay, Journal Soc. London.
- Feitosa, F. (2000) Hidrogeologia, Conceitos e Aplicações, CPRM/REFO, LABHID-UFPE, Recife,PE.
- Fetter, C. (1993) Contaminant Hidrogeology, Macmillan Publishing Company,U.S, New York.
- Freeze, A. e Cherry, J. (1979) Groundwater, Prentice Hall, Inc U.S., New Jersey.
- Germani, D. (2002) A Mineração no Brasil- Relatório ao Programa das Nações Unidas para o Desenvolvimento, Ministério da Ciência e Tecnologia, Relatório Técnico.
- Groot-Hedlin, C. e Constable, S. (1990) Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models form magnetotelluric data, Geophysics, **55**:1613–1624.
- Gupta, P.; Niwas, S. e Gaur, V. (1997) Straightforward inversion of vertical electrical sounding data, Geophysics, **62**:775–785.
- Gustafsson, Y.; Erikson, E. e Nilson, K. (1968) The influence of topography on ground water formation, Pergamon Press, Londres.
- Hamidi, A. (2000) Groundwater and Surface Water Pollution e Subsurface Site Investigation in Groundwater and Surface Water Pollution, Lewis Publisher, U.S.A.
- Hutchinson, I. e Ellison, R. (1992) Mine Waste Management, Lewis Publisher, U.S.A.
- Jardim, S. e Reinhardt, M. (2003) Aspectos metodológicos da prospecção mineral no vale do Rio Curaçá, Bahia, Simpósio Brasileiro Sobre Técnicas Exploratórias Aplicadas À Geologia, Anais. SBGF .
- Keller, G. (1987) Rock and mineral properties, In: M.N. Nabighian, ed., Electromagnetic Methods in Applied Geophysics- Theory, vol.1., Society of Exploration Geophysicists.
- Keller, G. e Frischnecht, F. (1966) Electrical Methods in Geophysical Prospecting, Pergamon Press Inc., Colorado.
- Koefoed, O. (1979) Resistivity Sounding Measurements -Geosounding Principles- Methods in Geochemistry and Geophysics, Elsevier, Amsterdam.
- Koetz, P.; Faria, O. e Nunes, W. (1995) Tratamento de efluentes homogeneizados de curtume por digestão anaeróbia em reatores de fluxo ascendente, Revista Brasileira de Agrociência, v.1 N 1, **1**(1).
- Kunetz, G. (1969) Principles of direct current resistivity, Prospecting Gebruder Borntraeger, Berlim.

- Lacerda, C. (1995) Contribuição a genese da mineralização de cobre de Caraíba: Relações estruturais e paragenéticas, Instituto de Geociências Unicamp, Campinas, SP.
- Lannes, S. (2002) Avaliação da qualidade da água subterrânea na área de disposição do lodo proveniente da estação de tratamento do curtume Berto- Várzea Grande-MT, Dissertação de Mestrado, Inst. de Saúde Coletiva, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, MT.
- Larcher, W. (2000) *Ecofisiologia Vegetal*, Rima, São Carlos, SP.
- Leal, L. (1992) Geocronologia Rb-Sr e K-Ar, evolução isotópica e implicações tectônicas dos enxames de diques máficos de Uauá e vale do Rio Curaçá, Bahia, Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Leite, J. e Macedo, J. (1982) Estudo comparativo dos arranjos Wenner e Schlumberger aplicados à sondagem elétrica vertical, *Revista Brasileira de Geociências*, **12**(4):536–540.
- Lima, O. (1999) Detalhamento elétrico de uma pluma de contaminação no bloco aquífero Caraíba usando eletrodos enterrados, Universidade Federal da Bahia, Tese de concurso para professor titular da UFBA, Salvador, BA.
- Lima, O. (2006) Ciclo hidrológico e quantificação das reservas hídricas subterrâneas na bacia do Alto Curaçá, Bahia, Relatório Técnico, CPGG-UFBA, Salvador, BA.
- Lima, O.; Clennell, M.; Nery, G. e Niwas, S. (2005) A volumetric approach for the resistivity response of freshwater shaly sandstone, *Geophysics Journal International*, **70**:1–10.
- Loke, M. e Barker, R. (1996) Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudo-sections by a quasi-newton method, *Geophysical Prospecting*, **44**:131–152.
- Luz, J.; Oliveira, A.; Motta, J.; Tanno, L. e Carmo, L. (1980) Projeto Coxipó, Relatório Técnico, DNPM/CPRM, Goiânia, GO.
- Maree, J.; Strydom, W. e De Beer, M. (1999) Integrated iron (II) Oxidation and Limestone, Neutralization of Acid Mine Water, International Assoc. on Water Quality (IAWQ), Specialised Conf. on Chemical Process Industries and Environmental Management, Water Science and Technology.
- Mcneill, J. (1983) Em-34-3 survey interpretation techniques, Technical Note TN-8, Geonics Ltd, Ontário, Canadá.
- Migliorini, R. (1999) Hidrogeologia em meio urbano. Região de Cuiabá e Várzea Grande-MT, Tese de Doutorado, Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo.
- NBR-10157 (1987) Aterros de resíduos perigosos- critérios para projeto, construção e operação, ABNT, Rio de Janeiro.
- NBR-8418 (1983) Apresentação de projetos de aterros de resíduos industriais perigosos, ABNT, Rio de Janeiro.

- Nobre, M. (1987) Estudo experimental do transporte de poluentes em solos argilosos compactados, Dissertação de Mestrado, Departamento de Eng. Civil, PUC/RJ.
- Oliveira, E. (1990) The Cu-rich Caraiba and Cu-rich Medrado Mafic-ultramafic Complexes, Bahia, Brazil: U-Pb and Nd isotope constrains for archean lithospheric mantle remobilization in the paleoproterozoic, Salvador-Curaçá Orogen, In: Anais, SBG, Congr. Brasileiro de Geologia, **39**:48.
- Parasnis, D. (1997) Principles of Applied Geophysics, Chapman e Hall, New York.
- Park, S. e Dickey, K. (1989) Accurate estimation of conductivity of water from geoelectrical measurements- a new way to correct for clay, Institute of Geophysics Planetary Physics and Department of Earth Sciences, University of California, Ground Water, **27**:786–792.
- Rebouças, A.; Braga, B. e Tundisi, J. (2002) Águas Doces no Brasil, Capital Ecológico, Uso e Conservação, Escrituras, São Paulo, SP.
- Ritcey, G. (1989) Tailings management problems and solutions in the mining industry, Elsevier, Amsterdam.
- Ritchie, A. (1994) Sulfide oxidation mechanisms: Controls and rates of oxygen transport, The Environmental Geochemistry of Sulfide Mine-Waste, Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook, **22**:210–245.
- Roy, A. e Poddar, M. (1981) A simple derivation of seigels time domain induced polarization formula, Geophysical Prospecting, **29**:432–437.
- Sabaté, P.; Peucat, J. e Melo, R. (1994) Datação Pb-evaporação de monozircão em ortognaisse do complexo Caraiba: Expressão do crescimento crustal transamazônico do cinturão Salvador-Curaçá, Cráton do São Francisco, Bahia, In: Congresso Brasileiro de Geologia, Camboriú, SC.
- Santos, M. (2002) O Impacto da cobrança pelo uso da água no comportamento do usuário, Tese de Doutorado, COPPE- Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, RJ.
- Sato, H. (1996) Fonte de corrente elétrica no interior de camadas horizontais cujas condutividades variam potencialmente com a profundidade, Tese de Doutorado, Universidade Federal da Bahia, Salvador.
- Souza, J.; Kosin, M.; Melo, R. e Oliveira, E. (2003) Geologia do segmento norte do orógeno itabuna- salvador- curaçá, Revista Brasileira de Geociências, **33**:27–32.
- Souza, V. (2001) Formação de barreira geoquímica para abatimento de drenagens ácidas de pilhas de esteril piritoso, Tese de Doutorado, Escola Politécnica, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP.

- Sposito, G. (1989) *The Chemistry of Soils*, Oxford University Press, New York.
- Sturaro, J.; Landim, P. e Riedel, P. (2000) O emprego da técnica geoestatística da krigagem indicativa em geotecnia ambiental, *Revista Solos e Rochas*, **23**:157–164.
- Summer, J. (1976) *Principles of induced polarization for geophysical exploration*, Elsevier, Amsterdam.
- Sunde, E. (1949) *Earth conduction effects in transmission systems*, Dover Publications Inc, New York.
- Telford, W.; Geldart, L. e Sheriff, R. (1990) *Applied geophysics*, Cambridge University Press.
- Ward, S. (1990) *Resistivity and Induced Polarization Methods*, vol. 5, Geotechnical and Environmental Geophysics-Society of Exploration Geophysicists, Tulsa- Oklahoma, 2o Ed.
- Ward, S. e Hohmann, G. (1991) *Electromagnetic theory for geophysical applications*, *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics-Theory*, vol. 1, M.N. Nabighian- Society of Exploration Geophysicists, Tulsa.
- Waxman, M. e Smits, L. (1968) Electrical conductivities in oil-bearing shaly sands, *Society of Petroleum Engineers Journal*, **243**:107–119.
- Wood, W.; Kramer, T. e Hearn, P. (1990) Intergranular diffusion: An important mechanism influencing solute transport in clastic aquifers, *Science*, **247**:1569–1572.

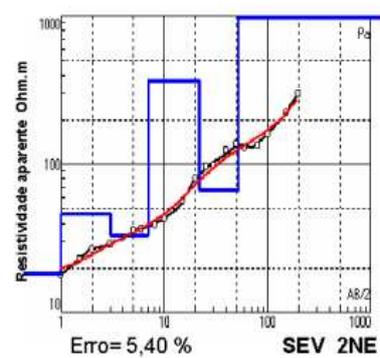
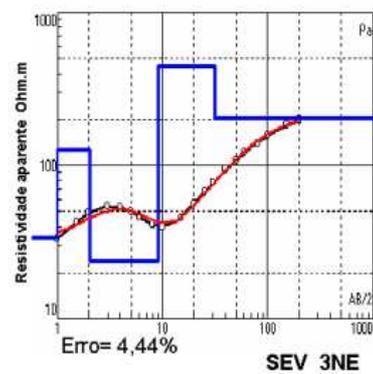
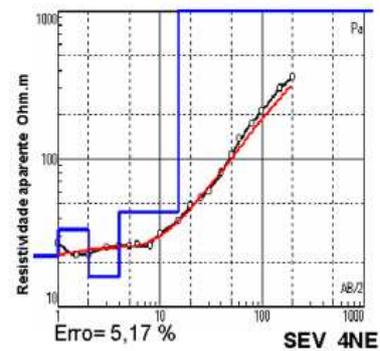
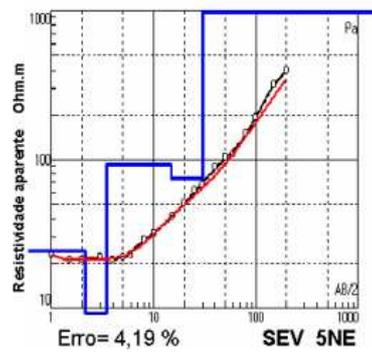
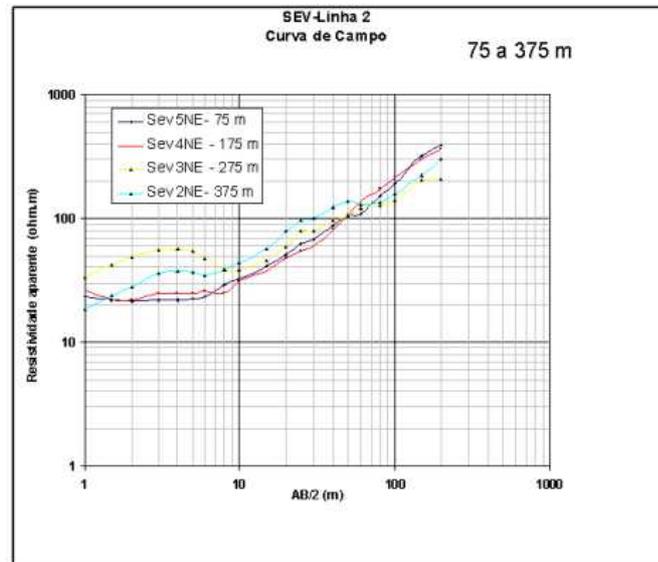


SEVs

I.1 Sondagens Elétricas Verticais

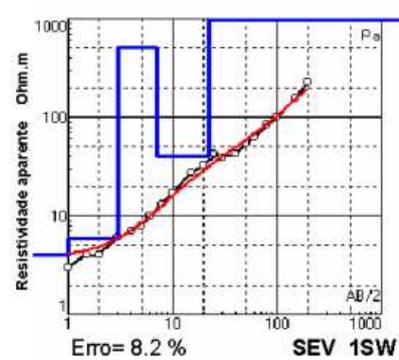
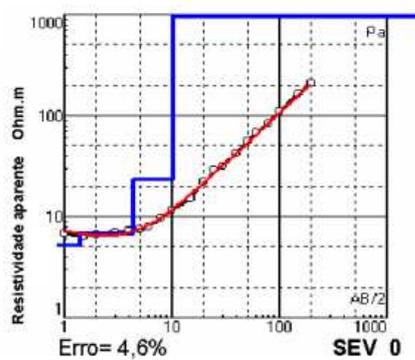
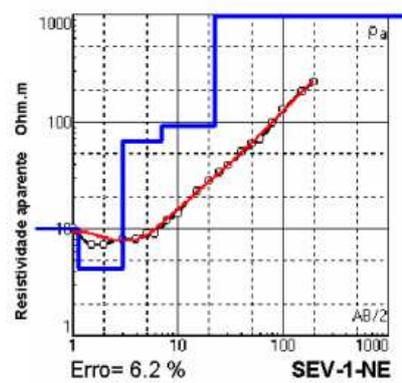
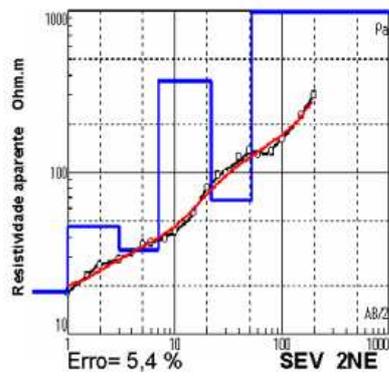
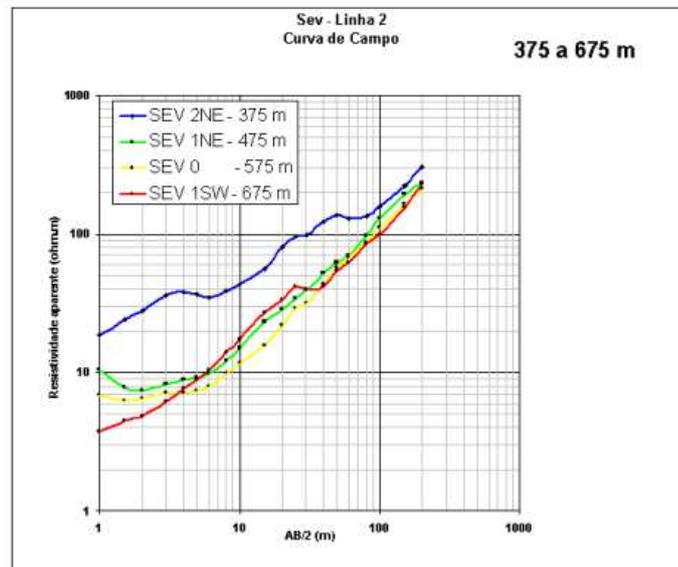
Este apêndice contém as sondagens elétricas verticais interpretadas. As figuras apresentam os dados de campo (resistividade elétrica aparente), a curva teórica obtida após a inversão com o Software IPI2Win e o modelo final em termos de resistividade elétrica e espessura de camadas.

Linha 2- 75 a 375 m



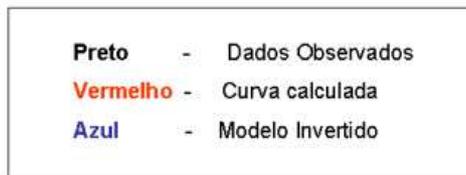
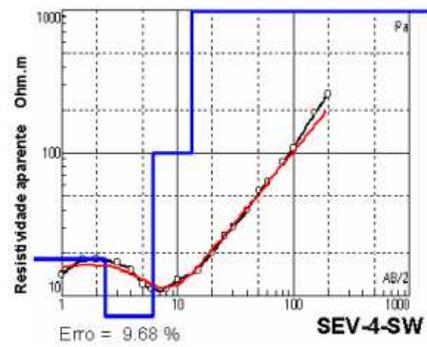
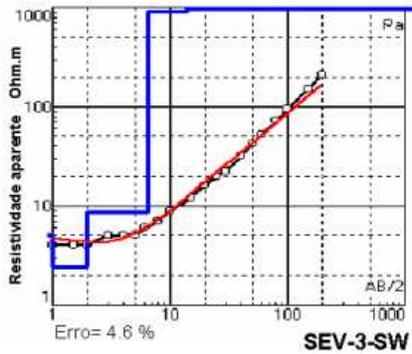
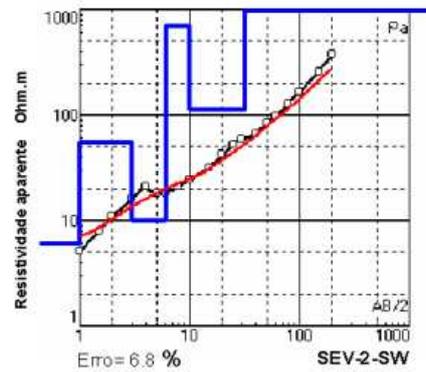
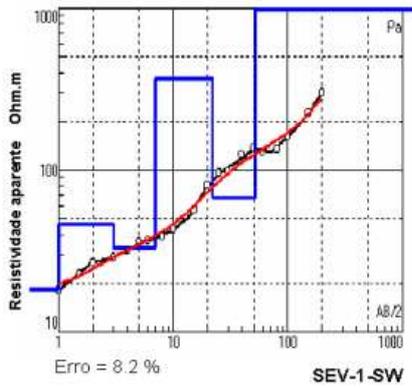
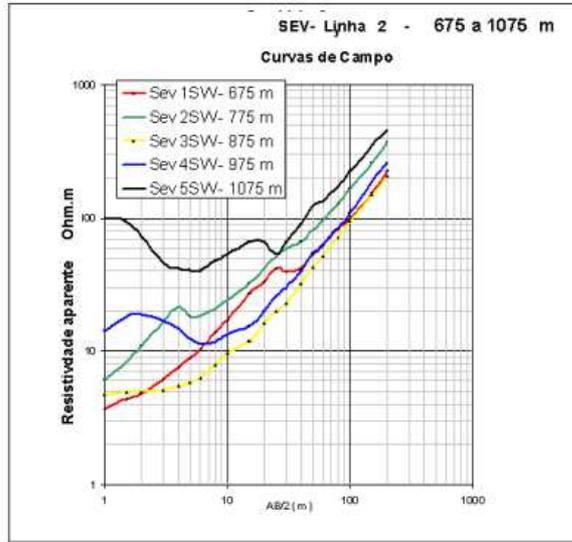
Preto - Dados Observados
Vermelho - Curva calculada
Azul - Modelo Invertido

Linha 2
375 a 675 m

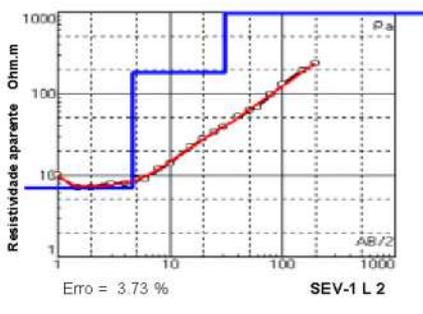
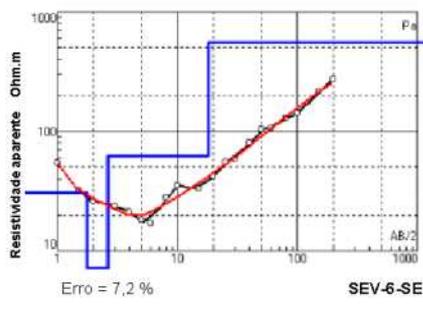
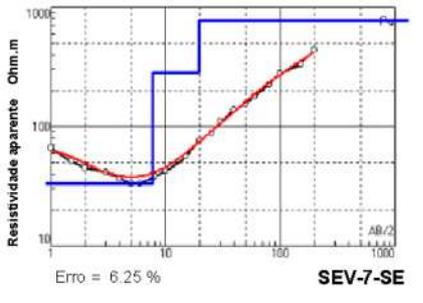
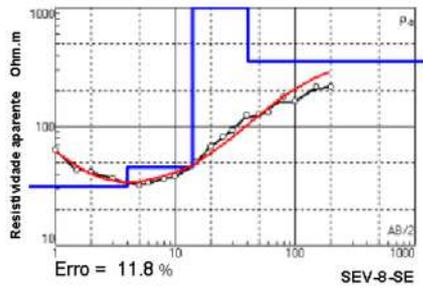
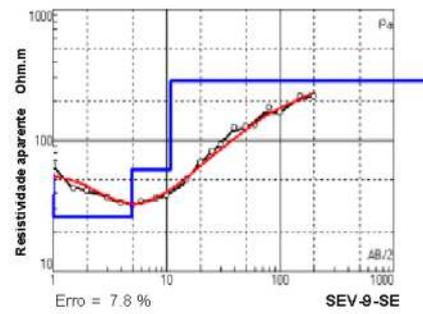
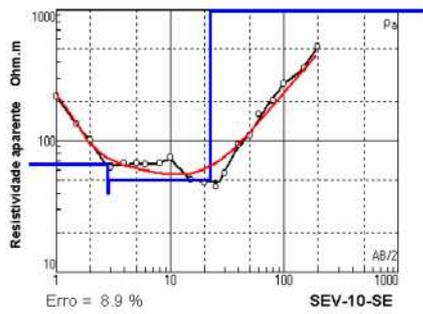
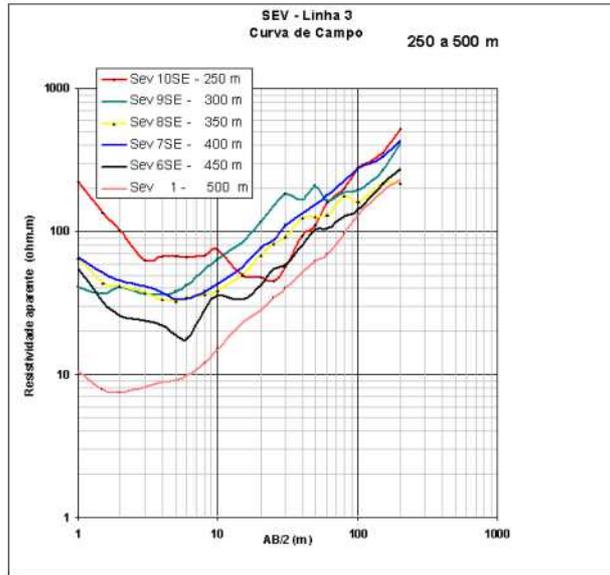


Preto - Dados Observados
Vermelho - Curva calculada
Azul - Modelo Invertido

Linha 2- 675 a 1075 m

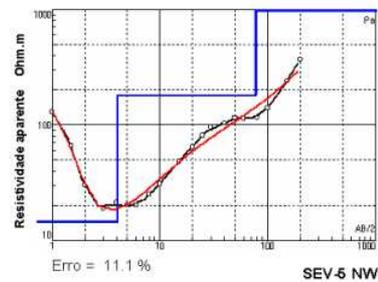
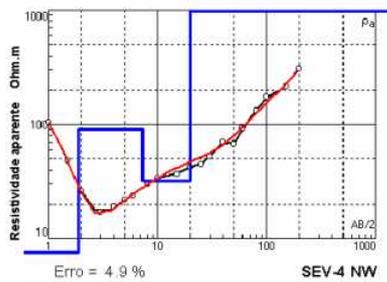
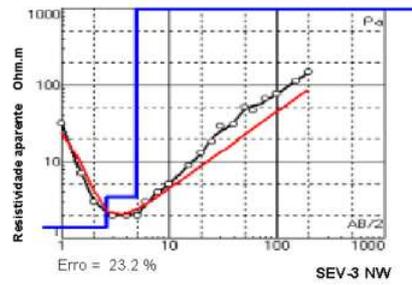
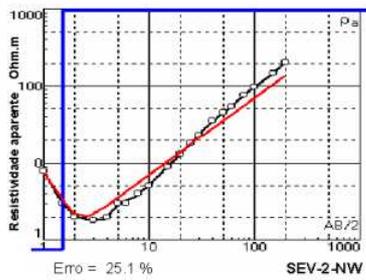
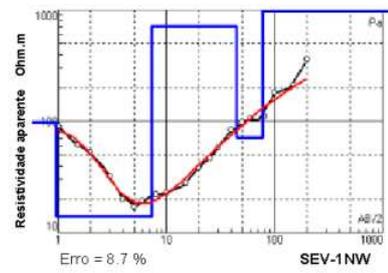
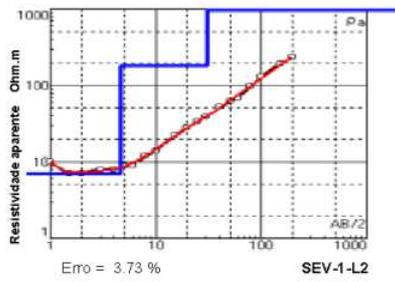
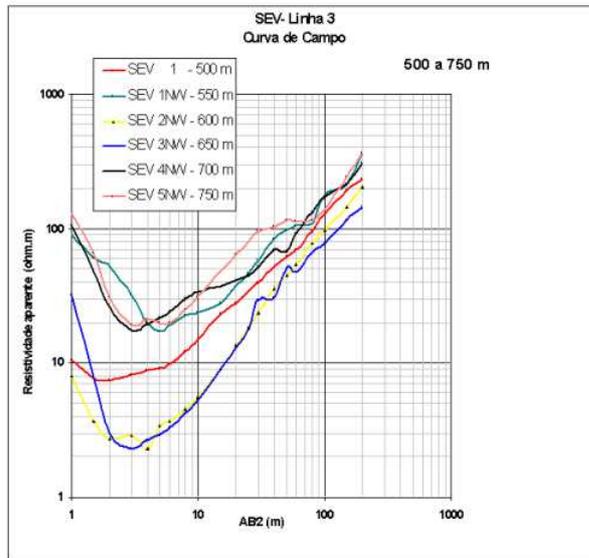


Linha 3- 250 a 500 m



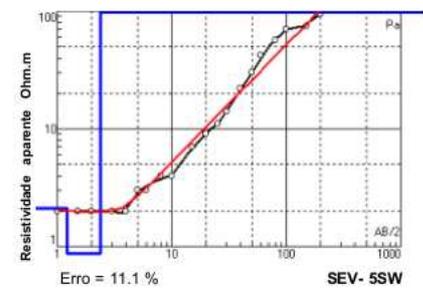
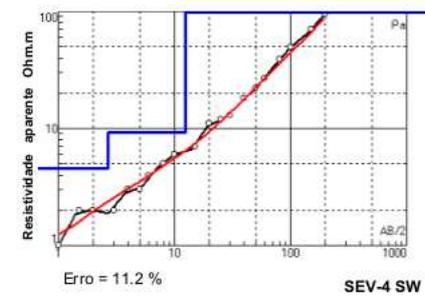
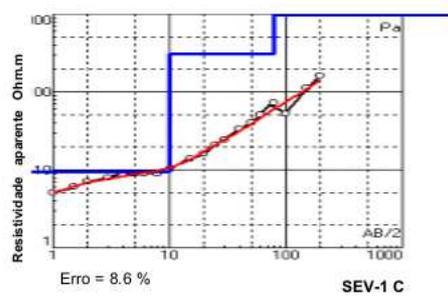
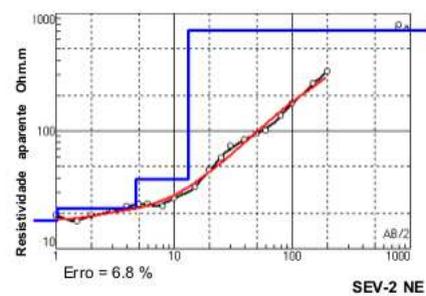
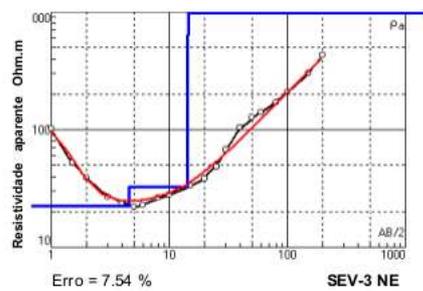
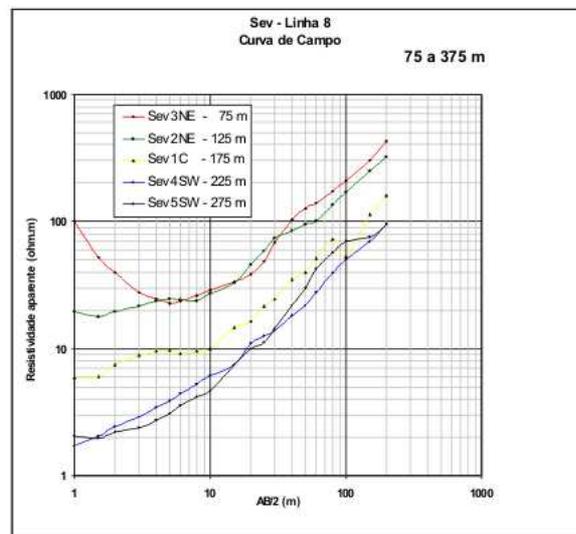
- Preto - Dados Observados
- Vermelho - Curva calculada
- Azul - Modelo Invertido

Linha 3
500 a 750 m



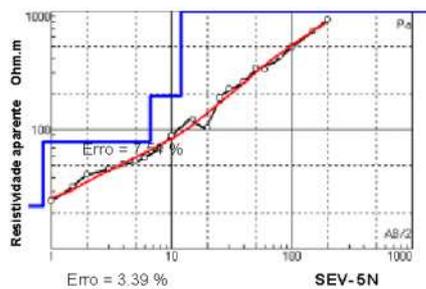
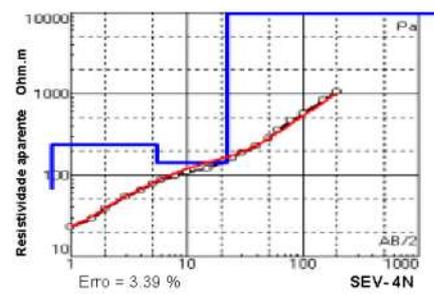
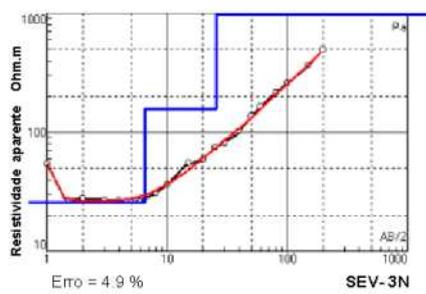
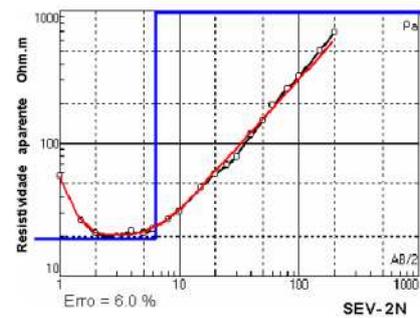
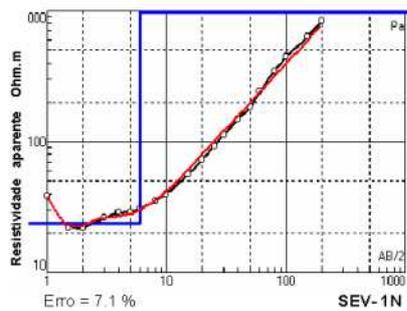
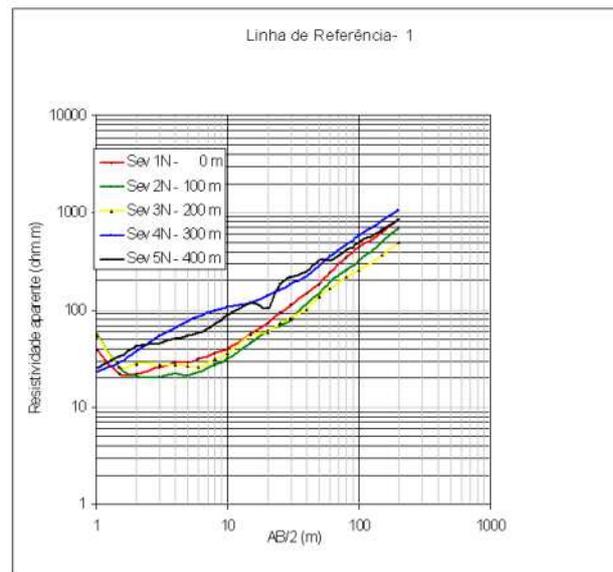
Preto - Dados Observados
 Vermelho - Curva calculada
 Azul - Modelo Invertido

Linha 8
75 a 375 m



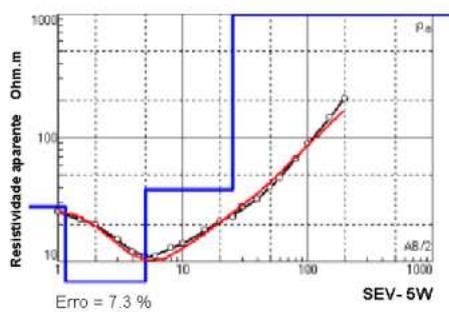
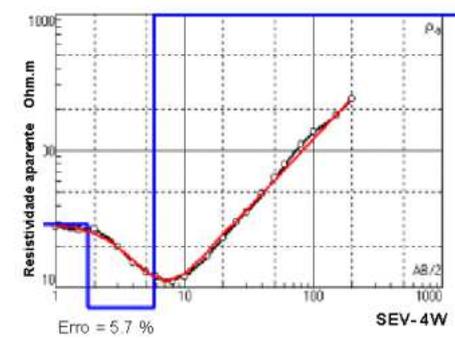
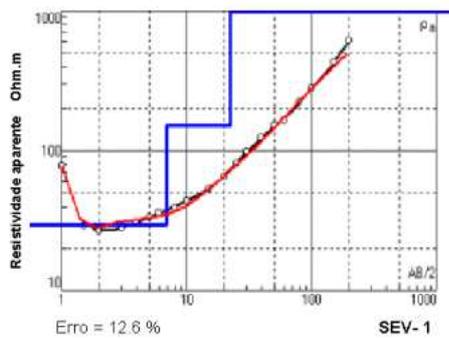
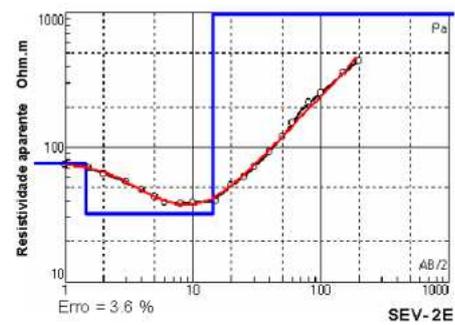
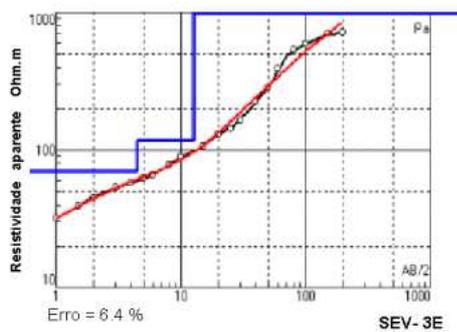
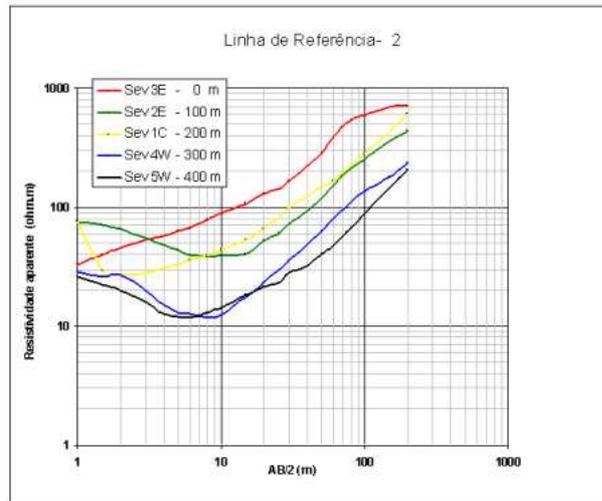
Preto - Dados Observados
Vermelho - Curva calculada
Azul - Modelo Invertido

Linha de Referência-1
0 a 400 m



Preto - Dados observados
Vermelho - Curva calculada
Azul - Modelo Invertido

Linha de Referência-2
0 a 400 m



Preto - Dados Observados
Vermelho - Curva calculada
Azul - Modelo Invertido