



UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA

GEO213 – TRABALHO DE GRADUAÇÃO

AVALIAÇÃO GEOFÍSICA DOS AQUÍFEROS  
COSTEIROS DA COSTA ATLÂNTICA DE  
SALVADOR - BAHIA

JEFFERSON SWIERCZYNSKI PITOMBO

SALVADOR – BAHIA

NOVEMBRO - 1998

AVALIAÇÃO GEOFÍSICA DOS AqüÍFEROS COSTEIROS  
DA COSTA ATLÂNTICA DE SALVADOR - BAHIA

por

JEFFERSON SWIERCZYNSKI PITOMBO

GEO213 – TRABALHO DE GRADUAÇÃO

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA APLICADA

DO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DA

UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA

Comissão Examinadora

\_\_\_\_\_ Dr. Olivar Antônio Lima de Lima - Orientador

\_\_\_\_\_ Dr. Alberto Brum Novaes

\_\_\_\_\_ Dr. Hédison Kiuity Sato

Data da aprovação: 11 de novembro de 1998

“O amor e o respeito são  
fundamentais em nossas vidas.”

*Jefferson Swierczynski Pitombo*

Dedico esta obra àqueles que nunca  
deixaram de acreditar em mim:  
Gerson Moreno Pitombo e Christina  
A. Swierczynska Pitombo, meus pais

e

Deny, minha esposa.

Também àqueles que vão desfrutar  
mais intensamente de tudo isso,  
Jefferson Swierczynski Pitombo  
Filho e Gabriel Swierczynski  
Pitombo,  
meus herdeiros.

# RESUMO

A faixa litorânea que se estende da ponta de Itapoan ao extremo norte da Praia do Flamengo, teve, nos últimos anos, um desenvolvimento urbano acelerado que redundou num uso intensivo de águas das lagoas e do seu aquífero freático costeiro. Por outro lado, a inexistência de redes de esgotamento sanitário na área acarreta um sério risco de contaminação dessas águas e indiretamente para a saúde de sua população.

Para avaliar a geometria do sistema aquífero costeiro e individualizar seus compartimentos, utilizamos os métodos geofísicos elétrico, eletromagnético e magnético. As potencialidades desse reservatório foram estimadas, assim como identificada a presença da interface água doce/água salgada em zonas próximas à linha de praia. Trata-se de uma contribuição significativa para uma melhor compreensão do sistema aquífero local, possibilitando planejar melhor o seu aproveitamento.

Dados magnéticos de campo total foram adquiridos com um magnetômetro de precessão de prótons, ao longo de 37 linhas com estações espaçadas de 20 m; um total de 9 perfis de Radar Penetrante no Solo foram feitos utilizando um arranjo transmissor-receptor de afastamento constante e 45 sondagens elétricas verticais foram executadas utilizando o arranjo Schlumberger de eletrodos com espaçamento máximo de até 200 m.

Através da análise dos dados magnéticos inferimos, qualitativamente, a topografia do embasamento cristalino. Perfis eletromagnéticos de radar serviram para identificar o nível estático no aquífero bem como o topo do embasamento são. A análise quantitativa dos dados das sondagens elétricas permitiu individualizar os diversos compartimentos geológicos presentes em subsuperfície, isto é, areias quaternárias, embasamento alterado e/ou fraturado saturados com água doce, embasamento são além da presença da interface água doce/água salgada em profundidade.

# ABSTRACT

The coastal zone that extends from ponta de Itapoan to the extreme north of the Flamengo beach had, in the last years, a fast urban development which implied in an intensive use of waters from lagoons and from its coastal freatic aquifer. On the other hand, the inexistence of sewage networks in the area cause a serious risk of contamination of these waters and indirectly to the health of population.

To evaluate the geometry of the aquifer system and to define its compartments, we used electric, eletromagnetic and magnetic geophysical methods. The reservoir potentialities were evaluated, as well as identified the presence of a fresh water / salt water interface close to the beach line. This is a significant contribution for an understanding of the local aquifer system, in order to better plan its use.

Total field magnetic data were acquired with a protons precession magnetometer, along 37 lines with spaced stations of 20 m; a total of 9 profiles of Ground Penetrating Radar was made using a transmitter-receiver array of constant off-set and 45 vertical electric soundings were made using the Schlumberger eletrode array with a maximum AB/2 spacing of up to 200 m.

Through the analysis of the magnetic data we infer the topography of the crystalline basement. Eletromagnetics profiles of radar were useful to identify the static water level in the aquifer as well as the top of the non altered basement. The quantitative analysis of the electric sounding data allow to identify several geologic compartments of the aquifer, that is, quaternary sands, altered / fractured basement altered fractured, fresh basement besides the presence of the fresh water / salt water interface in depth.

# ÍNDICE

RESUMO . . . . .	i
ABSTRACT . . . . .	ii
ÍNDICE . . . . .	iii
ÍNDICE DE TABELAS . . . . .	iv
ÍNDICE DE FIGURAS . . . . .	v
INTRODUÇÃO . . . . .	1
CAPÍTULO 1 ASPECTOS GEOLÓGICOS . . . . .	3
CAPÍTULO 2 BASES TEÓRICAS DAS TÉCNICAS GEOFÍSICAS . . . . .	13
2.1 Magnetometria . . . . .	13
2.2 Radar Penetrante no Solo (RPS) . . . . .	17
2.3 Eletrorresistividade . . . . .	20
CAPÍTULO 3 AQUISIÇÃO E TRATAMENTO DOS DADOS GEOFÍSICOS . . . . .	24
3.1 Magnetometria . . . . .	24
3.2 Radar Penetrante no Solo . . . . .	27
3.3 Eletrorresistividade . . . . .	30
CAPÍTULO 4 INTERPRETAÇÃO DOS DADOS . . . . .	33
4.1 Magnetometria . . . . .	33
4.2 Radar Penetrante no Solo . . . . .	37
4.3 Eletrorresistividade . . . . .	40
CAPÍTULO 5 CONCLUSÕES . . . . .	49
AGRADECIMENTOS . . . . .	50
Referências . . . . .	51
ANEXO I Interpretação das Sondagens Elétricas Verticais . . . . .	53

# ÍNDICE DE TABELAS

2.1	Propriedades elétricas de alguns materiais geológicos a 100 MHz (Davis and Annan, 1989). . . . .	18
-----	--	----

# ÍNDICE DE FIGURAS

1.1	Mapa Geológico da região estudada (modificado de Guimarães, 1978) . . . . .	5
1.2	Esquema da evolução quaternária paleogeográfica da costa atlântica do estado da Bahia, mostrando os principais eventos (modificado de Dominguez et al, 1981) . . . . .	8
1.3	Corte esquemático da linha de costa, detalhando a seqüência deposicional dos sedimentos quaternários. Tb - grupo barreiras, Q <sub>1a</sub> - depósitos de leques coalescentes, Q <sub>e1</sub> - dunas continentais internas, Q <sub>t1</sub> - terraços marinhos pleistocênicos, Q <sub>e2</sub> - dunas continentais externas, Q <sub>t2</sub> - terraços marinhos holocênicos, Q <sub>e3</sub> - dunas litorâneas atuais e NMM - nível médio do mar (modificado de Martin et al, 1980) . . . . .	9
1.4	Mapa da topografia do terreno na área estudada. . . . .	11
1.5	Mapa da drenagem local. . . . .	12
2.1	Relações geométricas entre as componentes do campo geomagnético . . . . .	15
2.2	Representação do momento de dipolo magnético . . . . .	15
2.3	Espectro de resistividade para alguns materiais geológicos (Sumner, 1976) . . . . .	21
2.4	Esquema dos arranjos elétricos mais usuais para sondagens e perfilagens: i) Schlumberger, ii) Wenner e iii) Dipolo-dipolo. . . . .	23
3.1	Mapa de localização das linhas do levantamento magnético. . . . .	26
3.2	Arranjo offset . . . . .	27
3.3	Mapa de localização dos perfis de GPR . . . . .	29
3.4	Mapa de localização dos centros das SEV'S . . . . .	32
4.1	Perfil magnético de campo total da linha 9 (realizada em 14/04/97). . . . .	33
4.2	Perfil magnético de campo total da linha 3 (realizada em 25/02/97). . . . .	34
4.3	Perfil magnético de campo total da linha 6 (realizada em 26/02/97). . . . .	34
4.4	Perfil magnético de campo total da linha 33 (realizada em 08/09/97). . . . .	35
4.5	Mapa do campo magnético total da região de Stella-Maris/Praia do Flamengo (dados interpolados pelo método de Krigging no programa Surfer32, da Golden Software Inc, versão 6.01). . . . .	36
4.6	Radargrama em tempo do perfil 252. . . . .	37
4.7	Radargrama em tempo do perfil 254. . . . .	38
4.8	Radargrama em tempo do perfil 291. . . . .	38
4.9	Radargrama em tempo do perfil 258. . . . .	39

4.10	Radargrama em tempo do perfil 292. . . . .	39
4.11	Sondagem elétrica vertical 03, realizada na zona de praia. Cada ramo está representado por uma simbologia diferente. . . . .	40
4.12	Sondagem elétrica vertical 33, realizada na zona de praia. Cada ramo está representado por uma simbologia diferente. . . . .	41
4.13	Sondagem elétrica vertical 20, realizada no campo de dunas em 12/01/96. Cada ramo está representado por uma simbologia diferente. . . . .	41
4.14	Sondagem elétrica vertical 45, realizada no campo de dunas. . . . .	42
4.15	Sondagem elétrica vertical 06, realizada na zona de praia. . . . .	43
4.16	Mapa do nível freático com dados obtidos através da interpretação das SEV's. . . . .	45
4.17	Perfil construído com os dados obtidos através da inversão 1-D das SEV's 25, 22, 21 e 04. . . . .	46
4.18	Perfil construído com os resultados obtidos através da inversão 1-D das SEV's 21, 27 e 26. . . . .	47
4.19	Perfil construído com os resultados obtidos através da inversão 1-D das SEV's 24, 39 e 23. . . . .	48
I.1	SEV 01 realizada na zona de praia em 06/10/95, constando da curva teórica resultante do refinamento do modelo inicial (sc.dat) e dados de campo originais (EMSE01.DAT). . . . .	53
I.2	SEV 04, realizada na zona de praia em 12/01/96, constando da curva teórica resultante do refinamento do modelo inicial (sc.dat) e dados de campo originais (EMSE04.DAT). . . . .	54
I.3	SEV 06, realizada na zona de praia em 14/02/96, constando da curva teórica resultante do refinamento do modelo inicial (sc.dat) e dados de campo originais (EMSE06.DAT). . . . .	54
I.4	SEV 08, realizada na zona de praia em 27/02/96, constando da curva teórica resultante do refinamento do modelo inicial (sc.dat) e dados de campo originais (EMSE08.DAT). Embasamento sem fraturas estimado a 205,2 m de profundidade. . . . .	55
I.5	SEV 09, realizada na zona de praia em 17/07/96, constando da curva teórica resultante do refinamento do modelo inicial (sc.dat) e dados de campo originais (EMSE09.DAT). . . . .	55
I.6	SEV 11, realizada na zona de praia em 01/03/96, constando da curva teórica resultante do refinamento do modelo inicial (sc.dat) e dados de campo originais (EMSE11.DAT). Embasamento sem fraturas estimado a 122,9 m de profundidade. . . . .	56
I.7	SEV 12, realizada na zona de praia em 01/03/96, constando da curva teórica resultante do refinamento do modelo inicial (sc.dat) e dados de campo originais (EMSE12.DAT). . . . .	56

I.8	SEV 13, realizada na zona de praia em 06/03/96, constando da curva teórica resultante do refinamento do modelo inicial (sc.dat) e dados de campo originais (EMSE13.DAT). . . . .	57
I.9	SEV 15, realizada próximo limite das dunas e com os Terraços holocênicos em 05/03/96, constando da curva teórica resultante do refinamento do modelo inicial (sc.dat) e dados de campo originais (EMSE15.DAT). . . . .	57
I.10	SEV 16, realizada na zona de praia em 06/03/96, constando da curva teórica resultante do refinamento do modelo inicial (sc.dat) e dados de campo originais (EMSE16.DAT). . . . .	58
I.11	SEV 18, realizada próximo ao limite das dunas e com os Terraços holocênicos em 08/07/96, constando da curva teórica resultante do refinamento do modelo inicial (sc.dat) e dados de campo originais (EMSE18.DAT). . . . .	58
I.12	SEV 19, realizada próximo ao limite das dunas e com os Terraços holocênicos em 08/07/96, constando da curva teórica resultante do refinamento do modelo inicial (sc.dat) e dados de campo originais (EMSE19.DAT). . . . .	59
I.13	SEV 21, realizada em cima dos Terraços holocênicos retrabalhados pelo vento em 09/07/96, constando da curva teórica resultante do refinamento do modelo inicial (sc.dat) e dados de campo originais (EMSE21.DAT). . . . .	59
I.14	SEV 22, realizada próximo ao limite das dunas e com os Terraços holocênicos em 09/07/96, constando da curva teórica resultante do refinamento do modelo inicial (sc.dat) e dados de campo originais (EMSE22.DAT). Embasamento sem fraturas estimado a 73,4 m de profundidade. . . . .	60
I.15	SEV 23, realizada em cima dos sedimentos aluviais em 10/07/96, constando da curva teórica resultante do refinamento do modelo inicial (sc.dat) e dados de campo originais (EMSE23.DAT). . . . .	60
I.16	SEV 24, realizada em cima das dunas em 10/07/96, constando da curva teórica resultante do refinamento do modelo inicial (sc.dat) e dados de campo originais (EMSE24.DAT). Embasamento sem fraturas estimado a 139,7 m de profundidade. . . . .	61
I.17	SEV 25, realizada em cima das dunas em 10/07/96, constando da curva teórica resultante do refinamento do modelo inicial (sc.dat) e dados de campo originais (EMSE25.DAT). Embasamento sem fraturas estimado a 109,2 m de profundidade. . . . .	61
I.18	SEV 26, realizada em cima dos Terraços holocênicos retrabalhados pelo vento em 11/07/96, constando da curva teórica resultante do refinamento do modelo inicial (sc.dat) e dados de campo originais (EMSE26.DAT). . . . .	62
I.19	SEV 27, realizada próximo ao limite das dunas e com os Terraços holocênicos em 11/07/96, constando da curva teórica resultante do refinamento do modelo inicial (sc.dat) e dados de campo originais (EMSE27.DAT). . . . .	62

I.20	SEV 29, realizada na zona de praia em 12/07/96, constando da curva teórica resultante do refinamento do modelo inicial (sc.dat) e dados de campo originais (EMSE29.DAT). . . . .	63
I.21	SEV 30, realizada em cima dos Terraços holocênicos retrabalhados pelo vento em 12/07/96, constando da curva teórica resultante do refinamento do modelo inicial (sc.dat) e dados de campo originais (EMSE30.DAT). . . . .	63
I.22	SEV 31, realizada próximo ao limite das dunas e com os Terraços holocênicos em 12/07/96, constando da curva teórica resultante do refinamento do modelo inicial (sc.dat) e dados de campo originais (EMSE31.DAT). . . . .	64
I.23	SEV 34, realizada na zona de praia em 18/07/96, constando da curva teórica resultante do refinamento do modelo inicial (sc.dat) e dados de campo originais (EMSE34.DAT). . . . .	64
I.24	SEV 35, realizada na zona de praia em 18/07/96, constando da curva teórica resultante do refinamento do modelo inicial (sc.dat) e dados de campo originais (EMSE35.DAT). . . . .	65
I.25	SEV 38, realizada em cima das dunas em 23/10/96, constando da curva teórica resultante do refinamento do modelo inicial (sc.dat) e dados de campo originais (EMSE38.DAT). . . . .	65
I.26	SEV 39, realizada próximo ao limite das dunas e com os Terraços holocênicos em 30/10/96, constando da curva teórica resultante do refinamento do modelo inicial (sc.dat) e dados de campo originais (EMSE39.DAT). . . . .	66
I.27	SEV 40, realizada próximo ao limite das dunas e com os Terraços holocênicos em 30/10/96, constando da curva teórica resultante do refinamento do modelo inicial (sc.dat) e dados de campo originais (EMSE40.DAT). . . . .	66
I.28	SEV 43, realizada em cima das dunas em 11/12/96, constando da curva teórica resultante do refinamento do modelo inicial (sc.dat) e dados de campo originais (EMSE43.DAT). . . . .	67
I.29	SEV 44, realizada em cima das dunas em 11/12/96, constando da curva teórica resultante do refinamento do modelo inicial (sc.dat) e dados de campo originais (EMSE44.DAT). . . . .	67
I.30	SEV 45, realizada em cima das dunas em 27/11/97, constando da curva teórica resultante do refinamento do modelo inicial (sc.dat) e dados de campo originais (EMSE45.DAT). . . . .	68

# INTRODUÇÃO

A região de estudo (fig. 1.1) está compreendida entre as coordenadas UTM 570200 e 574600 W, 8567400 e 8572000 N (12° 56' 52.5" S, 38° 21' 15.0" W e 12° 55' N, 38° 18' 07.5" W) na região costeira nordeste de Salvador-Ba, cobrindo uma extensão superficial de 18 quilômetros quadrados. Poucos estudos geológicos foram realizados nesta área. Dentre eles, pode-se destacar os trabalhos de Bittencourt (1971) que conduziu um estudo detalhado da sedimentação recente (quaternária) na costa atlântica de Salvador, de Guimarães (1978) que estudou, com maior detalhe, o campo de dunas e fez algumas datações em amostras usando o método do Carbono-14 e de Moraes (1997) que estudou a hidrologia do Parque das Lagoas e Dunas do Abaeté utilizando métodos geofísicos.

A referência mais significativa sobre os estudos geológicos conduzidos na região litorânea do Estado da Bahia foi publicada pela Coordenação de Produção Mineral (órgão da Secretaria de Minas e Energia do Estado da Bahia), o Mapa Geológico do Quaternário Costeiro do Estado da Bahia e seu texto explicativo (Martin et al, 1980).

O Quaternário foi um período marcado por grandes variações climáticas e do nível dos oceanos, resultando na formação de depósitos sedimentares, como os que são encontrados ao longo de toda a costa do Estado da Bahia. Esses sedimentos foram agrupados em depósitos marinhos, relacionados a eventos transgressivos, e depósitos continentais, relacionados a eventos regressivos. São esses sedimentos que constituem o sistema aquífero estudado, juntamente com o embasamento cristalino alterado e/ou fraturado.

Como a área estudada está num processo de desenvolvimento urbano muito acelerado, a uma taxa bem acima da prevista pelos órgãos públicos municipais, o uso das águas de lagoas e também da água subterrânea pelos moradores tem se tornado muito intenso pois não existe ainda uma rede água tratada que atenda à demanda local. Um outro problema se refere à poluição do meio ambiente pois esse local não possui redes de esgotamento sanitário e o despejo dos efluentes sanitários é feito, em sua maioria, através de fossas sépticas.

Visando caracterizar os diversos compartimentos geológicos presentes em subsuperfície de uma maneira não invasiva e contribuir para um melhor entendimento das potencialidades e fragilidades do sistema aquífero, este projeto foi desenvolvido. Para tanto, foi utilizado o ferramental geofísico disponível no Centro de Pesquisa em Geofísica e Geologia da UFBA.

A caracterização geológico-estrutural da subsuperfície pode ser feita pelos métodos geofísicos com eficiência, baixo custo e relativa rapidez. Devido à ambigüidade inerente aos

métodos geofísicos, é necessário o uso de mais de um método para se chegar a uma geometria mais precisa da estrutura em estudo. Por isso, decidimos combinar três técnicas geofísicas, a eletrorresistividade, o radar penetrante no solo e a magnetometria, com a finalidade de definir a compartimentação geológica, o mapeamento do nível freático e o da topografia do embasamento cristalino.

Este trabalho está apresentado da seguinte forma:

O capítulo 1 trata da caracterização geológica da área estudada, abordando feições regionais e locais, a hidrogeologia local e um breve histórico sobre a evolução quaternária. No capítulo 2 são discutidas as bases físicas e os procedimentos experimentais envolvidos dos métodos geofísicos utilizados.

No capítulo 3, descrevemos os procedimentos de aquisição dos dados com os diferentes métodos e seu tratamento utilizando processos automáticos e manuais. No capítulo 4 é discutida a interpretação desses diversos dados, separadamente. A interpretação conjunta dos dados e as conclusões do trabalho vem dados no capítulo 5 juntamente com as recomendações para estudos posteriores a serem conduzidos na área.

# CAPÍTULO 1

## ASPECTOS GEOLÓGICOS

O estado da Bahia inclui dois grande domínios geológicos:

- O Escudo Oriental da Bahia, que corresponde a uma zona crustal que sofreu deformações durante os eventos geodinâmicos no fim do Proterozóico Inferior, entre 1.9 a 2.1 bilhões de anos. Neste domínio ocorrem rochas Cretácias da Bacia do Recôncavo-Tucano, em uma estrutura de *rift* seguindo um alinhamento aproximado N-S, e;
- A região de Dobramentos Aracuaí, que é limitada por um conjunto de falhas extensionais e sub-verticais (dentre as quais a Falha de Salvador), compreendendo uma faixa móvel marginal (do ponto de vista tectônico) que foi afetada por metamorfismos, magmatismos e deformações durante o Ciclo Brasileiro. O Cinturão Salvador-Esplanada possui rochas cristalinas arqueanas e limita a Bacia Sedimentar do Recôncavo pelas falhas descritas anteriormente. Esse domínio engloba a área estudada.

O Cinturão Salvador-Esplanada é composto por rochas metamórficas de alto grau (granulitos, anfibolitos e gnaisses) e pode ser dividido, em termos lito-estruturais, em: terrenos granulíticos da margem costeira; terrenos gnáissico-migmatíticos e granitóides nas regiões mais internas, e terrenos do fácies xisto-verde, intercalados entre os dois anteriores e ocorrendo subordinadamente (Fujimori, 1968 e Oliveira, 1990). Essas três faixas são sub-paralelas e a sua orientação geral coincide com a linha de costa (Sabaté, 1996). Recobrimo as rochas desse embasamento cristalino, ocorrem sedimentos terciário-quaternários com extensão superficial bastante considerável.

O Terciário no Estado da Bahia é representado, quase na totalidade, pelo grupo Barreiras (Vilas Boas, 1996). Basicamente este grupo é composto por areias finas a grossas, de cores variadas, ferruginosas em geral, pobremente selecionadas e friáveis. Ocorrem sob a forma de tabuleiros com pequena inclinação no sentido da costa.

Os depósitos quaternários constituem excelentes registros da evolução paleoclimática e das oscilações do nível do mar da região costeira da Bahia. Basicamente, foram caracterizadas por Bittencourt (1996), como:

- Depósitos marinhos: terraços holocênicos, terraços pleistocênicos, pântanos e mangues atuais, e;
- Depósitos continentais: leques aluviais coalescentes, depósitos flúvio-lagunares e dunas costeiras.

A área estudada inclui os seguintes compartimentos geológicos (fig. 1.1):

- Áreas de rochas do embasamento cristalino são ou fraturado localmente com o manto de intemperismo aflorante na sua parte oeste e em alguns trechos na linha de praia;
- Sedimentos areno-argilosos aluviais e flúvio-lagunares, e;
- Lençóis arenosos, em cordões litorâneos e dunas continentais.

Esses corpos arenosos incluem (Bittencourt, 1996):

- Terraços marinhos pleistocênicos: esses terraços têm sua origem ligada ao final de uma transgressão pleistocênica e da regressão subsequente. São compostos por areias de coloração branca na superfície, gradando para marrom e preta, em média, 2 m abaixo. Essas areias contêm fósseis de *Ophiomorfa* que atestam a origem marinha. Ocorrem de maneira muito restrita na região e não foram individualizados no mapa da fig. 1.1;
- Terraços marinhos holocênicos: ocorrem na parte externa dos terraços marinhos pleistocênicos, em cotas topográficas mais baixas. Eles se destacam dos primeiros por serem mais finos e possuírem estruturas sedimentares perfeitamente preservadas. Contém restos de conchas e também tubos fósseis de *Ophiomorfa*. São também escassos na parte norte de Salvador. O retrabalhamento desses terraços pelo vento conferiu a área estudada um pequeno campo de dunas litorâneas, mapeadas por Guimarães (1978) como “terraços holocênicos retrabalhados pelo vento”;
- Leques aluviais coalescentes: são encontrados, normalmente, encostados no sopé de elevações, e com topos situados de 15 a 20 m acima do nível do mar. São depósitos de areias brancas, mal selecionadas e contendo seixos de quartzo arredondados a angulosos. Esses depósitos são anteriores à época do máximo da penúltima transgressão, e;
- Dunas continentais: esses depósitos estão restritos ao trecho da costa que vai de Salvador até o extremo norte do Estado. Foram identificadas e mapeadas três gerações de dunas, baseando-se, principalmente, nas características morfosédimentares de suas areias, bem como nas relações de contato com outros depósitos quaternários que ocorrem na região. São elas:

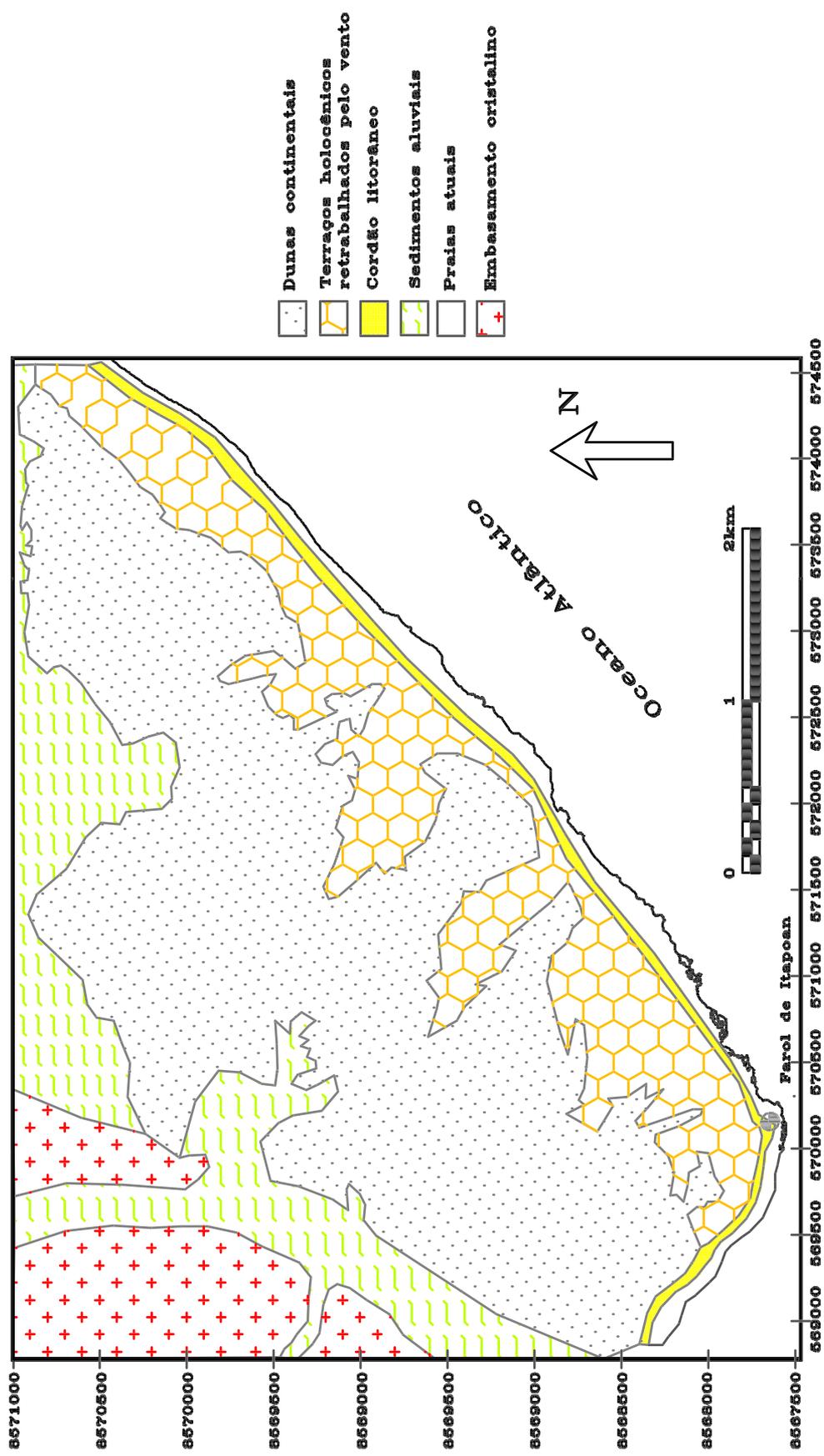


Figura 1.1: Mapa Geológico da região estudada (modificado de Guimarães, 1978)

- dunas internas: elas ocupam grande extensão da área estudada e possuem areias que apresentam uma predominância de grãos angulosos (até 80%). Isso lhes dá uma característica bem diferente daqueles dos terraços arenosos holocênicos e pleistocênicos e das praias atuais. O limite superior de idade dessas dunas é, seguramente, anterior à formação dos terraços relacionados com a Penúltima Transgressão e acredita-se que essas areias sejam de origem continental;
- Dunas externas: essas dunas possuem areias com um grau de arredondamento maior que as anteriores e percebe-se uma proximidade textural com os terraços pleistocênicos. Deste modo, pode-se logicamente pensar que essas dunas se formaram a partir do retrabalhamento das areias dos terraços marinhos pleistocênicos. O limite superior de idade destas dunas está vinculado ao último máximo transgressivo, e;
- Dunas litorâneas atuais: são pequenas dunas que estão localizadas atrás das praias atuais e seus grãos apresentam características muito próximas das areias encontradas nas praias atuais. Isso indica que a praia atual é a fonte de areia para a formação destas pequenas dunas.

O modelo básico da evolução paleogeográfica costeira do Estado da Bahia durante o Quaternário é condicionado, fundamentalmente, por dois grandes episódios transgressivos. O primeiro evento, denominado por Bittencourt et al (1978, 1979 a,b) de Penúltima Transgressão, alcançou um nível de  $8 \pm 2$  m acima do nível do mar. Um outro episódio transgressivo, holocênico, foi denominado por Bittencourt et al (1978, 1979 a,b), de Última Transgressão, tendo alcançado um máximo de 5 m acima do nível médio atual do mar. Pode-se esquematizar seis eventos mais importantes, a partir do máximo da Transgressão Mais Antiga (Bittencourt, 1996) com mostram as figuras 1.2 e 1.3. São eles:

#### Evento I

Durante a Transgressão Mais Antiga, no Pleistoceno, o mar erodiu os sedimentos do grupo barreiras, esculpindo falésias. Ao mesmo tempo, os baixos cursos dos rios da região foram afogados, constituindo estuários. O registro dessas falésias encontra-se preservado apenas na região de Itacimirim (próximo a Salvador) pois o restante desta feição foi retrabalhada pela Penúltima Transgressão.

#### Evento II

Com a regressão subsequente à Transgressão Mais Antiga, o clima tornou-se semi-árido, com chuvas esparsas e violentas. Esse clima propiciou a formação de leques aluviais coalescentes no sopé das falésias pré-esculpidas anteriormente. Nessa época, a ação eólica sobre a superfície desses depósitos teria construído o campo de dunas internas que ainda são encontradas na região de Salvador.

### Evento III

Esse evento corresponde ao máximo da Penúltima Transgressão (120 mil anos). Nesse período, o mar erodiu os leques aluviais coalescentes, ficando registrados alguns testemunhos isolados no sopé do grupo barreiras. Grande parte das falésias foram retrabalhadas e houve um novo afogamento dos baixos cursos dos rios, transformando-os, mais uma vez, em estuários.

### Evento IV

Terraços marinhos pleistocênicos foram construídos no decorrer da regressão subsequente à Penúltima Transgressão, tendo como fonte de sedimento as falésias do grupo barreiras e os remanescentes dos depósitos de leques aluviais coalescentes. Uma rede de drenagem foi formada com o rebaixamento do nível de base. A ação dos ventos sobre os terraços marinhos pleistocênicos teria ocasionado a construção do campo de dunas externas que ainda podem ser vistos em Salvador.

### Evento V

A subida do nível do mar durante a Última Transgressão, com o nível máximo atingido em torno de 5.1 mil anos, ocasionou a erosão parcial dos terraços marinhos pleistocênicos e, em alguns locais, chegou a retrabalhar mais uma vez as falésias do grupo barreiras. Houve um novo afogamento dos rios e apareceu uma série de lagunas na região costeira. Essas lagunas foram construídas ou a partir do afogamento da parte inferior dos vales entalhados no grupo barreiras e de sua rede de drenagem instaladas nos terraços marinhos pleistocênicos durante o evento anterior, ou mediante a formação de ilhas-barreira que represaram o corpo lagunar, balizado internamente pelos restos dos terraços marinhos pleistocênicos.

### Evento VI

A última regressão modelou a costa para sua atual configuração. Durante essa fase foram construídos os terraços marinhos holocênicos, dispostos externamente aos terraços pleistocênicos. Pântanos foram formados quando as lagunas perderam sua comunicação com o mar, onde se formaram depósitos de turfa. Desenvolveu-se uma terceira geração de dunas, em sua quase totalidade ainda móveis, ao longo do litoral norte de Salvador.

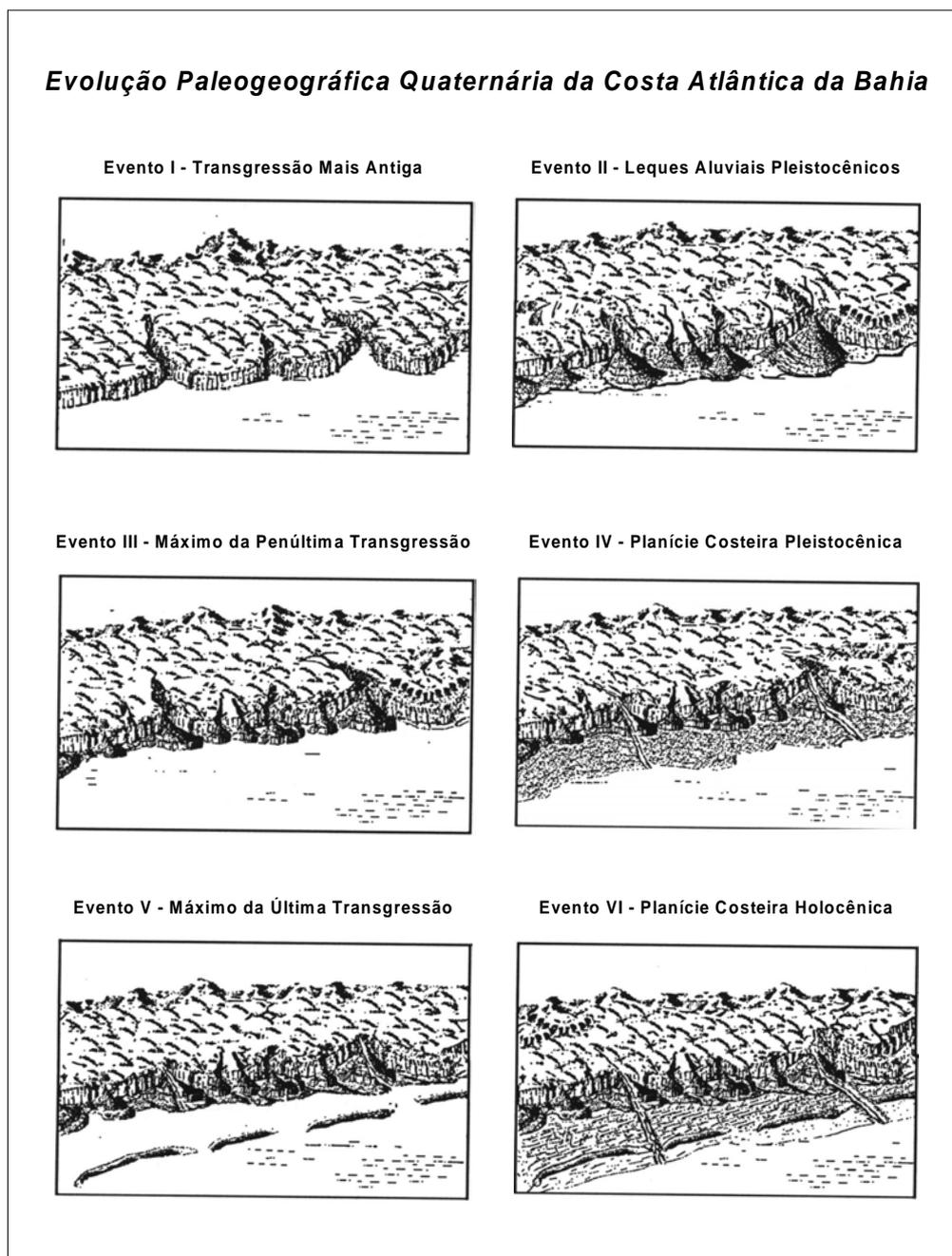


Figura 1.2: Esquema da evolução quaternária paleogeográfica da costa atlântica do estado da Bahia, mostrando os principais eventos (modificado de Dominguez et al, 1981)

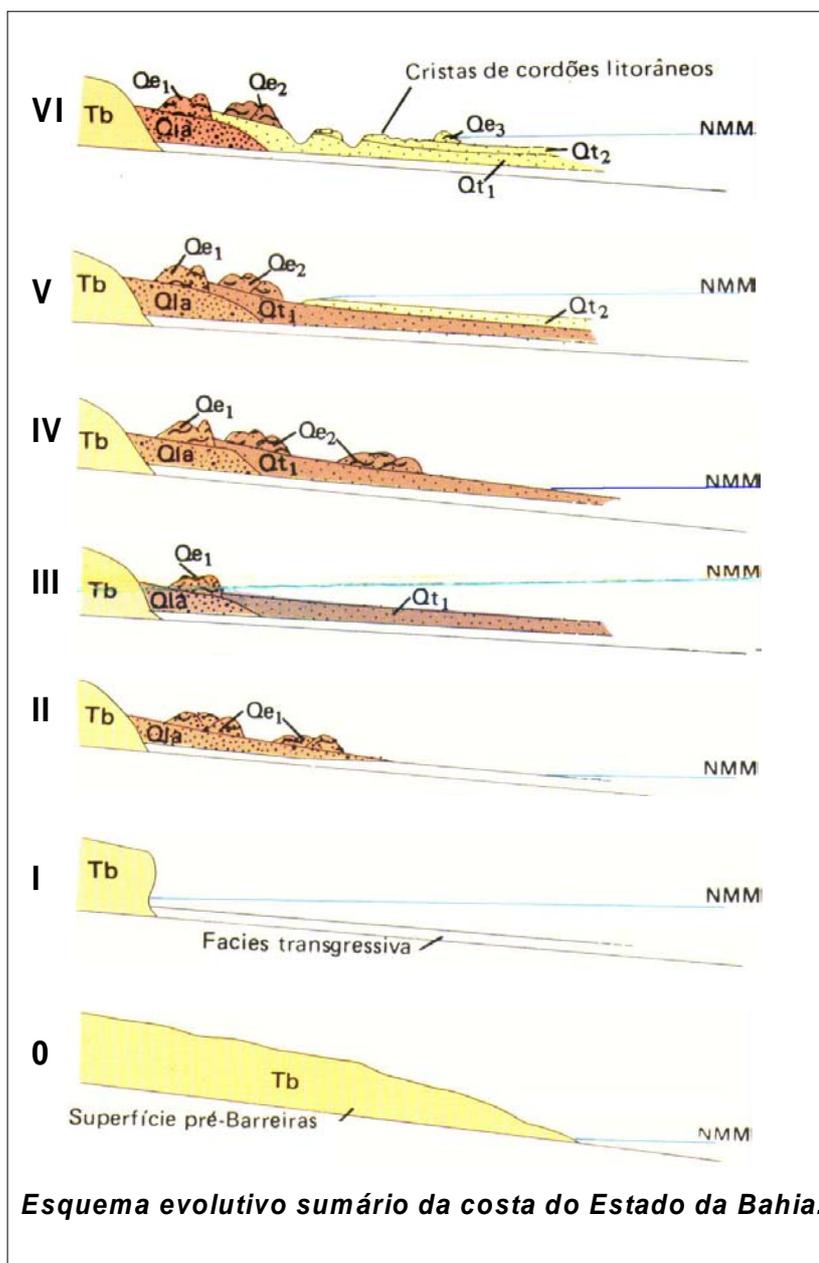


Figura 1.3: Corte esquemático da linha de costa, detalhando a seqüência deposicional dos sedimentos quaternários. Tb - grupo barreiras, Qla - depósitos de leques coalescentes,  $Q_{e1}$  - dunas continentais internas,  $Q_{t1}$  - terraços marinhos pleistocênicos,  $Q_{e2}$  - dunas continentais externas,  $Q_{t2}$  - terraços marinhos holocênicos,  $Q_{e3}$  - dunas litorâneas atuais e NMM - nível médio do mar (modificado de Martin et al, 1980)

## Hidrogeologia Local

O sistema aquífero da região é composto pelo acoplamento hidráulico das areias de dunas, dos terraços marinhos e do embasamento cristalino fraturado. O embasamento cristalino sem fraturas ou com fraturas fechadas constitui a base impermeável do sistema aquífero. Podem existir barreiras de permeabilidade neste sistema representadas por sedimentos argilo-arenoso de origem fluvial e flúvio-lagunar. Este aquífero é do tipo livre e seu topo é relativamente raso, chegando a aflorar em vários pontos da área. A infiltração da água da chuva nas dunas segue uma trajetória quase vertical e rapidamente atinge o nível estático. Portanto, o fluxo hidráulico acontece, preferencialmente, na horizontal e é bastante controlado pela distribuição das heterogeneidades de permeabilidade presentes em subsuperfície.

A principal zona de recarga deste aquífero está localizada na região das dunas que são predominantes na área estudada. Essas dunas avançam em direção ao continente, afogando algumas lagoas e terrenos alagados, possuindo cristas que chegam a atingir mais de 60 m acima do nível do mar. O mapa topográfico da região estudada foi gerado a partir de dados altimétricos disponíveis na área (interpolados pelo método de Krigging no programa Surfer32, da Golden Software Inc, versão 6.01) é visto na fig. 1.4.

Percebe-se, das fig. 1.4 e 1.5, que a rede de drenagem superficial, mesmo sendo muito escassa, é controlada por essa topografia. Apresenta apenas um rio perene e alguns córregos intermitentes. Muitas lagoas são encontradas nas partes mais baixas do campo de dunas, denunciando o nível estático aflorante. O fluxo geral das águas subterrâneas é dirigido para o mar.

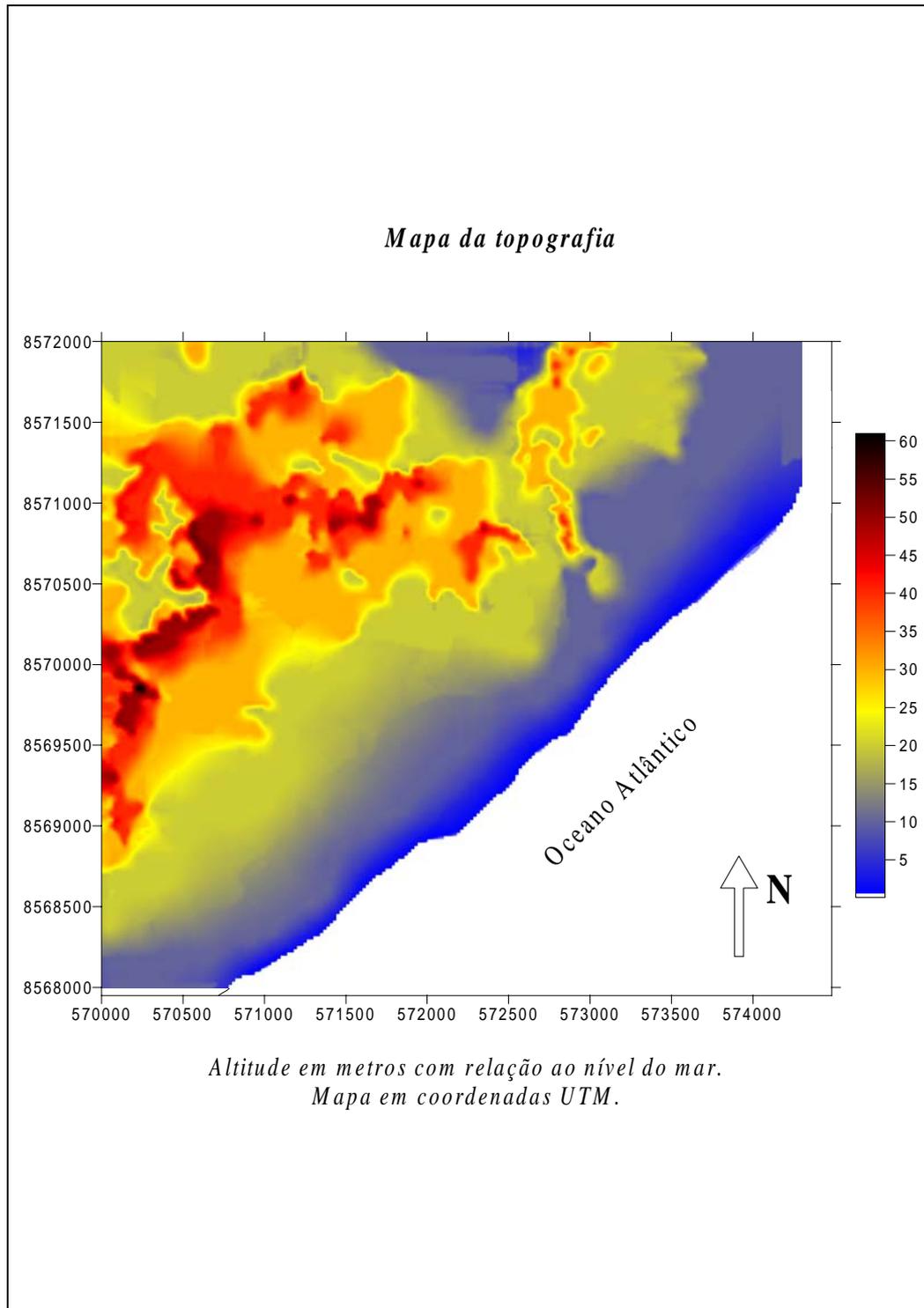


Figura 1.4: Mapa da topografia do terreno na área estudada.

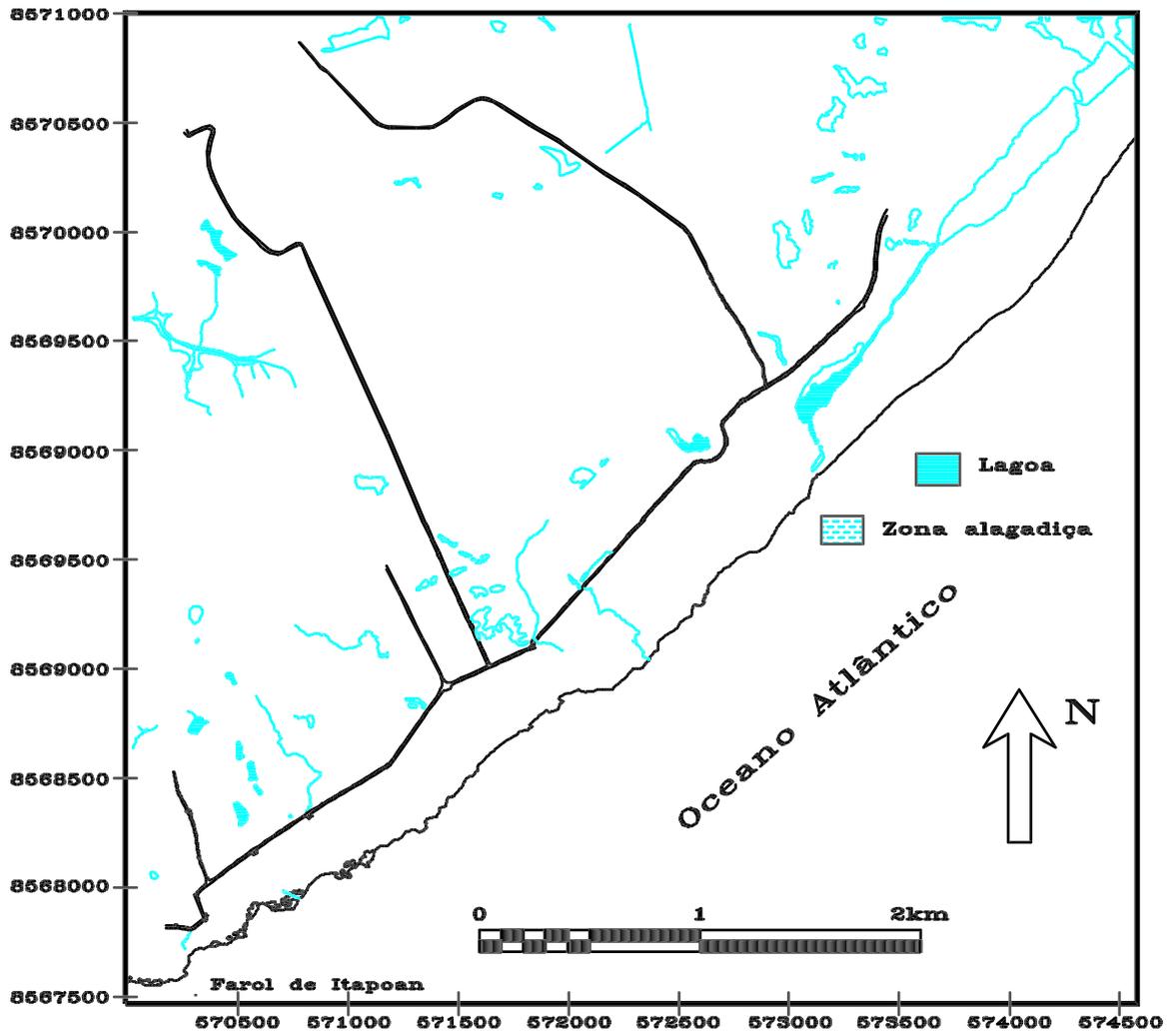


Figura 1.5: Mapa da drenagem local.

## CAPÍTULO 2

# BASES TEÓRICAS DAS TÉCNICAS GEOFÍSICAS

Diversos métodos geofísicos podem ser usados na pesquisa de água subterrânea procurando estruturas favoráveis para o acúmulo e/ou circulação da mesma. Classicamente, os métodos mais utilizados em áreas sedimentares são o da sísmica de refração e o da eletrorresistividade, enquanto em terrenos cristalinos os métodos indutivos são os mais utilizados.

Após uma primeira análise da área estudada decidiu-se pelo emprego de três técnicas: a magnetometria a nível de reconhecimento e o Radar Penetrante no Solo e a eletrorresistividade a nível de detalhe. Uma descrição de cada uma dessas técnicas é feita à seguir.

### 2.1 Magnetometria

O estudo do magnetismo terrestre é, historicamente, o tema mais antigo abordado pela geofísica. Os chineses provavelmente foram os primeiros a observar o comportamento magnético dos diversos materiais terrestres. A noção de que a própria Terra comporta-se como um gigantesco ímã foi apresentada por Willian Gilbert em 1600 (Luiz, 1990).

A teoria de que a Terra comporta-se como um magneto é a mais aceita atualmente mas o porquê disso ainda não está completamente esclarecido. Porém, se conhece com grande detalhe o comportamento e configuração do seu campo magnético. Ele pode ser aproximado pelo campo de um dipolo com pólos geomagnéticos localizados em (78°30'N, 69°W) e (78°30'S, 111°E), eixo inclinado de 11°30' em relação ao eixo N-S geográfico e centro deslocado de 300 km do centro geométrico do planeta. Os pólos magnéticos verdadeiros (onde a agulha da bússola orienta-se verticalmente) não coincidem com os pólos geomagnéticos, estando nas posições (75°N, 101°W) e (67°S, 143°E).

O uso de medidas magnéticas na exploração geofísica baseia-se no fato de que concentrações de minerais magnéticos nas rochas produzem distorções locais nos elementos do campo magnético da Terra. Esses elementos são sua intensidade, declinação e inclinação. Os registros mais antigos datam de 1640, na Suécia, quando a observação da declinação magnética foi utilizada para a exploração de jazimentos de ferro.

As primeiras observações da declinação magnética foram feitas usando bússolas náuticas. Posteriormente, em 1870, foram construídos instrumentos capazes de medir as variações da componente horizontal e vertical do campo magnético e sua inclinação. Atualmente, os magnetômetros medem, com muita precisão, os componentes do campo magnético e sua intensidade. Essas medidas podem ser feitas na superfície do terreno, em galerias, em poços, por aeronaves, embarcações e satélites.

Existem duas grandes aplicações dos levantamentos magnéticos para o estudo de águas subterrâneas: (a) o estudo de aquíferos de rochas magnéticas, principalmente basaltos e (b) a determinação da configuração do embasamento cristalino que é subjacente às rochas sedimentares, consolidadas ou não.

Os aquíferos mais comuns estão localizados em rochas sedimentares, sendo que, a maioria delas, são essencialmente não magnéticas. As rochas ígneas e metamórficas geralmente possuem uma grande quantidade de minerais magnéticos (magnetita e pirrotita, por exemplo) gerando, portanto, anomalias magnéticas locais.

O campo geomagnético é caracterizado em qualquer ponto da superfície terrestre pelos componentes horizontal ( $\vec{H}_h$ ), vertical ( $\vec{H}_v$ ), ângulo azimutal ou declinação ( $D$ ) e ângulo de inclinação ( $i$ ). A figura (2.1) mostra as relações espaciais entre os componentes do campo geomagnético.

Da figura (2.1), pode-se escrever as seguintes relações entre as componentes:

$$H_h^2 = H_x^2 + H_y^2 \quad (2.1)$$

$$H_t^2 = H_h^2 + H_z^2 \quad (2.2)$$

$$H_x = H_h \cos D \quad (2.3)$$

$$H_y = H_h \sin D \quad (2.4)$$

$$H_h = H_t \cos i \quad (2.5)$$

$$H_z = H_t \sin i \quad (2.6)$$

$$D = \arctan \left( \frac{H_y}{H_x} \right) \quad (2.7)$$

$$i = \arctan \left( \frac{H_z}{H_h} \right) \quad (2.8)$$

Campos magnéticos podem ser observados sempre que correntes elétricas fluem através de um condutor (um cabo elétrico, por exemplo). Essa parece ser a única fonte de campos magnéticos, já que os pólos magnéticos não são observados na natureza. A unidade magnética fundamental  $\vec{m}$  (denominada de momento de dipolo magnético) é definida, para uma corrente elétrica de intensidade  $I$  circulando numa espira de área  $a$ , como sendo:

$$\vec{m} = \frac{Ia}{\sqrt{\mu_0 \epsilon_0}} \hat{n} \quad (2.9)$$

### Componentes do campo geomagnético

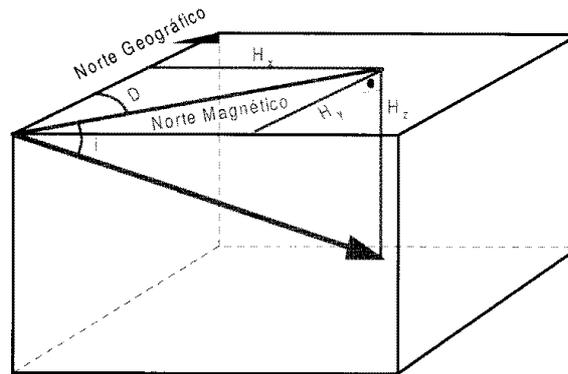


Figura 2.1: Relações geométricas entre as componentes do campo geomagnético

onde  $\hat{n}$  é um vetor normal à área limitada pela espira e indica a orientação do dipolo em relação ao circuito elétrico (veja figura 2.2).

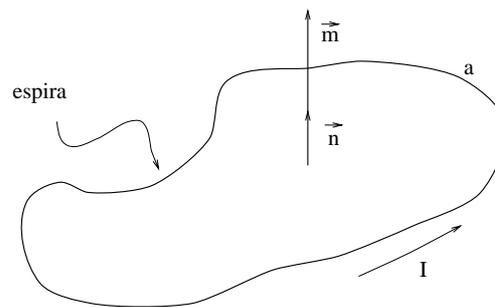


Figura 2.2: Representação do momento de dipolo magnético

Mesmo sem existir pólos magnéticos isolados, vamos assumir que eles existam para que seja facilitado o desenvolvimento da teoria magnética. Dessa forma, pode-se definir a força magnética como se define a força de atração gravitacional. Então a força que atua sobre dois pólos magnéticos de intensidade  $p_1$  e  $p_2$  e separados por uma distância  $r$  é dada por:

$$\vec{F}_m = \frac{1}{\mu} \frac{p_1 p_2}{r^3} \hat{r} \quad (2.10)$$

onde  $\mu$  é a permeabilidade magnética do meio homogêneo e isotrópico que envolve os pólos, e  $\hat{r}$  é o vetor na direção  $r$ , orientado de  $p_1$  para  $p_2$ .

Ainda admitindo a existência de pólos magnéticos, pode-se definir o campo magnético  $\vec{H}$  no pólo  $p_2$ , produzido por  $p_1$  como sendo:

$$\vec{H} = \lim_{p_2 \rightarrow 0} \vec{F}_m = \lim_{p_2 \rightarrow 0} \frac{1}{\mu} \frac{p_1 p_2}{r^3} \hat{r} = \frac{1}{\mu} \frac{p_1}{r^3} \hat{r} \quad (2.11)$$

Quando um material qualquer é submetido ao efeito do campo  $\vec{H}$ , ele adquire uma intensidade de magnetização ou imantação  $\vec{M}$ , proporcional ao campo, dada por:

$$\vec{M} = \kappa \vec{H} \quad (2.12)$$

onde  $\kappa$  é a susceptibilidade magnética do material.

Sendo o campo magnetostático conservativo, pode-se adotar uma função potencial magnético  $U$  tal que:

$$\vec{H} = -\nabla U \quad (2.13)$$

$$U(\vec{r}) = \int_v \frac{\vec{M}(\vec{r}_0) \cdot d\vec{r}_0}{|\vec{r} - \vec{r}_0|} dV \quad (2.14)$$

onde  $\vec{M}(\vec{r}_0)$  é a magnetização.

No caso de um meio material, pode-se definir a magnetização como:

$$\vec{M} = \vec{M}_i + \vec{M}_r \quad (2.15)$$

onde  $\vec{M}_i$  é a magnetização induzida e  $\vec{M}_r$  é a magnetização remanente.

A magnetização de um material por um campo externo se faz através do alinhamento dos momentos de dipolos internos do material. Esse alinhamento provoca o aparecimento de um campo adicional que, somado ao campo externo  $\vec{H}$ , produz um campo conhecido por indução magnética  $\vec{B}$ . Ele pode ser expresso da seguinte forma:

$$\vec{B} = \mu \vec{H} \quad (2.16)$$

onde  $\mu = 1 + 4\pi\kappa$  (CGS).

Os materiais podem ser classificados, basicamente, em três categorias principais, no tocante às suas propriedades magnéticas: diamagnéticos, paramagnéticos e ferromagnéticos.

No diamagnetismo as substâncias adquirem uma magnetização fraca no sentido oposto ao campo indutor, sendo o pequeno valor da susceptibilidade magnética dessas substâncias o responsável pela fraca intensidade da magnetização induzida. Minerais como a grafita, anidrita, feldspatos e quartzo são exemplos de minerais diamagnéticos.

No paramagnetismo a magnetização também é fraca, novamente devido ao pequeno valor da susceptibilidade magnética, porém no mesmo sentido do campo indutor. Gnaisses e sienitos são exemplos de rochas paramagnéticas e a pirita, piroxênio e biotita são exemplos de minerais paramagnéticos.

No ferromagnetismo a magnetização é muito forte e no mesmo sentido do campo indutor, mostrando que a susceptibilidade magnética assume valores bem mais altos quando comparados aos valores encontrados em substâncias paramagnéticas e diamagnéticas. Dentre os minerais ferromagnéticos podemos citar a magnetita.

Podemos classificar a magnetização observada nas rochas em dois tipos: magnetização induzida e magnetização remanente. A magnetização induzida é provocada pelo campo atual da Terra e possui campo magnético interno proporcional à intensidade de magnetização. A magnetização remanente é adquirida ao longo da história geológica e, de acordo com os processos de formação da rocha, podem ser: termorremanente, isotérmica, química, deposicional, viscosa e piezorremante.

## 2.2 Radar Penetrante no Solo (RPS)

A técnica do radar penetrante no solo (Ground Penetrating Radar - GPR) é análoga à técnica da sísmica de reflexão. Basicamente, consiste na emissão de um pulso eletromagnético de alta frequência (entre 10 MHz e 1 GHz) por uma antena transmissora e no registro desse pulso por uma antena receptora, após interagir com a subsuperfície. Cada antena transmissora possui um padrão próprio de emissão de energia. Sempre que essa energia atinge a interface entre dois meios com propriedades elétricas distintas, ocorrem reflexões, refrações e/ou difrações.

Os dados de RPS consistem de uma matriz 3-D resultante do registro do pulso emitido e recebido para cada posição de medida. Esta matriz é composta de posição espacial, tempo e amplitude.

Essa técnica investiga até cerca de 50 metros de profundidade sob condições favoráveis, empregando baixas frequências (em torno de 10 MHz). Ela possui uma sensibilidade muito grande ao conteúdo de água no meio. Isso pode ser explicado com o auxílio da tabela 2.1 que mostra uma grande variação dos valores (condutividade, velocidade da onda e atenuação  $\alpha$ ) da água e dos demais materiais geológicos com diferentes teores em água.

Com relação a capacidade de resolução dessa técnica, tem-se que o valor teórico ideal é de  $\lambda/4$ , onde  $\lambda =$  comprimento da onda  $= v/f$ . Valores encontrados na prática estão em torno de  $\lambda/2$  a  $\lambda/4$  pois existem uma série de incertezas quanto às velocidades e forma da onda nos meios atravessados (Beres and Haeni, 1991).

As equações de Maxwell governam a propagação das ondas eletromagnéticas em qualquer meio material ou no vácuo. No domínio do tempo são dadas por:

$$\nabla \times \vec{e} + \frac{\partial \vec{b}}{\partial t} = 0 \quad (2.17)$$

$$\nabla \times \vec{h} + \frac{\partial \vec{d}}{\partial t} = \vec{j} \quad (2.18)$$

$$\nabla \cdot \vec{b} = 0 \quad (2.19)$$

$$\nabla \cdot \vec{d} = \rho \quad (2.20)$$

onde  $\vec{e}$ ,  $\vec{b}$ ,  $\vec{h}$ ,  $\vec{d}$  e  $\vec{j}$  são os vetores campo elétrico, indução magnética, campo magnético, deslocamento elétrico e densidade de corrente, respectivamente.

Material	K	$\sigma$ (mS/m)	$v$ (m/ns)	$\alpha$ (dB/m)
Ar	1	0	0.30	0
Água destilada	80	0.01	0.033	$2 \times 10^{-3}$
Água pura	80	0.5	0.033	0.1
Água do mar	80	$3 \times 10^4$	0.01	$10^3$
Areia seca	3-5	0.01	0.15	0.01
Areia saturada	20-30	0.1-1.0	0.06	0.03-0.3
Calcáreo	4-8	0.5-2	0.12	0.4-1.0
Folhelho	5-15	1-100	0.09	1-100
Silte	5-30	1-100	0.07	1-100
Argilas	5-40	2-1000	0.06	1-300
Granito	4-6	0.01-1.0	0.13	0.01-1.0
Gelo	3-4	0.01	0.16	0.01

Tabela 2.1: Propriedades elétricas de alguns materiais geológicos a 100 MHz (Davis and Annan, 1989).

Aplicando o rotacional ( $\nabla \times$ ) nas duas primeiras equações de Maxwell (Lei de Faraday e Ampère, respectivamente) no domínio da frequência e usando as relações constitutivas ( $B = \mu H$  e  $D = \epsilon E$ ) chega-se às equações da onda para um meio heterogêneo e anisotrópico, incluindo termos da fonte:

$$\nabla^2 \vec{E} + \kappa^2 \vec{E} = \nabla(\nabla \cdot \vec{E}) \quad (2.21)$$

$$\nabla^2 \vec{H} + \kappa^2 \vec{H} = \nabla(\nabla \cdot \vec{H}) \quad (2.22)$$

onde  $\kappa^2 = \mu\epsilon\omega^2 - \sqrt{-1}\mu\sigma\omega$  é conhecido como número de onda.

Para um meio desprovido de fontes, o segundo termo da igualdade 2.29 assume o valor zero. Como as frequências de operação do RPS são altas, os parâmetros de polarização predominam sobre os de condução. Deste modo, a constante dielétrica complexa assume um papel importante na descrição do meio:

$$K^* = K + \sqrt{-1}K'' \quad (2.23)$$

com  $K$  equivalente a parte real da constante dielétrica ( $\epsilon/\epsilon_0$ ) e  $K''$  representando a parte imaginária, relacionada aos termos de atenuação:

$$K'' = K'(\omega) + \frac{\sigma}{\omega\epsilon_0} \quad (2.24)$$

na qual  $K'(\omega)$  representa o termo associado ao fenômeno de relaxação da polarização do meio (dependente da frequência) e o  $\sigma$  representa a condutividade em corrente contínua ( $\omega = 0$ ).

A partição de energia em uma interface dielétrica separando o  $i$ -ésimo meio do  $(i+1)$ -ésimo meio abaixo, para uma condição não atenuante, é regida pelo coeficiente de reflexão:

$$r_i = \frac{\sqrt{K_i} - \sqrt{K_{i+1}}}{\sqrt{K_i} + \sqrt{K_{i+1}}} \quad (2.25)$$

Pode-se provar que a condição de dispersão do meio está relacionada aos termos de atenuação da onda eletromagnética. Assumindo a solução harmônica da onda plana em um meio homogêneo e isotrópico, propagando-se na direção vertical, temos:

$$E(z, t) = E_0 e^{i(\pm \kappa z + \omega t)} \quad (2.26)$$

na qual  $E_0$  é a amplitude do sinal inicial. Considere o número de onda dado como  $\kappa = a - ib$ . Analisando mais detalhadamente, pode-se encontrar  $a$  e  $b$ :

$$a = \omega \left\{ \frac{\mu \epsilon}{2} \left[ \sqrt{1 + \frac{\sigma^2}{\epsilon^2 \omega^2}} + 1 \right] \right\}^{1/2} \quad (2.27)$$

$$b = \omega \left\{ \frac{\mu \epsilon}{2} \left[ \sqrt{1 + \frac{\sigma^2}{\epsilon^2 \omega^2}} - 1 \right] \right\}^{1/2} \quad (2.28)$$

Considere agora uma expansão em série de Taylor para a função  $f\left(\frac{\sigma}{\epsilon \omega}\right) = \sqrt{1 + \frac{\sigma^2}{\epsilon^2 \omega^2}}$ :

$$f\left(\frac{\sigma}{\epsilon \omega}\right) = \sum_{n=0}^{\infty} \frac{f^n(0) \left(\frac{\sigma}{\epsilon \omega}\right)^n}{n!} = 1 + \frac{1}{2} \left(\frac{\sigma}{\epsilon \omega}\right)^2 + \dots \quad (2.29)$$

Quando  $\frac{\sigma}{\epsilon \omega} \ll 1$ , podemos obter as seguintes aproximações para  $a$  e  $b$ :

$$a = \omega \sqrt{\mu \epsilon} \quad (2.30)$$

$$b = \frac{\sigma}{2} \sqrt{\frac{\mu}{\epsilon}} \quad (2.31)$$

o que justifica fazer  $b \simeq 0$ .

Substituindo esses resultados na equação 2.26, e tomando uma frente de onda (fase constante,  $\kappa z + \omega t = cte$ ), temos:

$$(\omega \sqrt{\mu \epsilon})z + \omega t = cte \quad (2.32)$$

$$(\omega \sqrt{\mu \epsilon})dz + \omega dt = 0, \text{ logo:} \quad (2.33)$$

$$v = \frac{dz}{dt} = \frac{1}{\sqrt{\mu \epsilon}} = \frac{c}{\sqrt{K}} \quad (2.34)$$

A atenuação pode ser estimada utilizando-se a seguinte aproximação:

$$\alpha = \frac{1690 (\sigma + \omega K' \epsilon_0)}{\sqrt{K}} dB/m \quad (2.35)$$

Existem dois fenômenos que controlam a penetração do sinal de radar no subsolo. Um é o espalhamento da energia, que ocorre sempre que há camadas com espessuras próximas do comprimento de onda. O outro efeito é o de relaxação molecular da água, interferindo na propagação da onda eletromagnética, apesar dela ocorrer próximo à frequência de 10 GHz.

## 2.3 Eletrorresistividade

As propriedades elétricas das rochas próximas à superfície terrestre dependem, fundamentalmente, da quantidade de água existente em seus espaços vazios, da composição química dessa água e da textura da rocha. Resistividades menores são encontradas em rochas saturadas com água quando comparadas com rochas não saturadas. Quanto maior for a porosidade da rocha saturada menor a sua resistividade. Pode-se notar, também, que um aumento na salinidade da água na rocha diminui a resistividade da mesma, bem como a presença de argilas na matriz porosa.

Levantamentos por resistividade em estudos de água subterrânea podem fornecer informações hidrológicas importantes, tais como: mapeamento da superfície piezométrica, a presença de zonas argilosas, o mapeamento da interface água doce/água salgada, o delineamento da poluição nos aquíferos e de paleocanais soterrados. Esses levantamentos também podem ser utilizados em estudos geológicos de terrenos sedimentares e na prospecção de alguns minérios condutivos.

A distribuição da resistividade elétrica em sub-superfície pode ser estudada por duas técnicas principais: (a) Sondagem Elétrica Vertical (SEV) e (b) caminhamento elétrico ou perfilagem elétrica. A técnica de caminhamento elétrico é utilizada para se obter variações laterais na resistividade do terreno. É utilizada frequentemente para prospectar heterogeneidades locais e rasas, tais como, contatos geológicos, cavidades, paleocanais e zonas fraturadas.

O método da eletrorresistividade, na técnica de sondagem elétrica, se desenvolve a partir de duas hipóteses básicas: (a) o sistema é, em geral, quadripolar, ou seja, os eletrodos são em número de quatro (dois de corrente e dois de medida de potencial) e (b) os eletrodos são considerados pontuais, ou seja, são de dimensões reduzidas em comparação às distâncias envolvidas em seus espalhamentos no terreno.

Este método consiste na injeção de uma corrente elétrica contínua ou de baixa frequência, através de um par de eletrodos e na medida de uma diferença de potencial com um outro par de eletrodos, geometricamente distribuídos. O valor expresso pela razão entre a diferença de potencial ( $\Delta V$ ) observada e a intensidade de corrente elétrica (I) injetada no terreno é conhecido como resistência mútua ou de acoplamento entre os eletrodos de potencial e os eletrodos de corrente, na presença de um meio condutor. Desse modo, pode-se definir a

função resistividade aparente como sendo a resistência mútua multiplicada por um fator  $K$ , que depende unicamente do arranjo geométrico dos eletrodos. A expressão matemática é escrita como:

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I} \quad (2.36)$$

A variação da resistividade aparente como função da posição e afastamento entre os eletrodos permite a interpretação de feições em subsuperfície. E ela é dita aparente pois, na realidade, as rochas em subsuperfície não constituem um meio homogêneo e isotrópico.

Os materiais geológicos possuem faixas de valores de resistividade elétrica específicas, fazendo com que o método da eletrorresistividade discrimine bem cada material geológico em subsuperfície. Os valores de resistividade elétrica podem variar desde décimos até milhões de  $\Omega.m$ , como ilustra a figura 2.3.

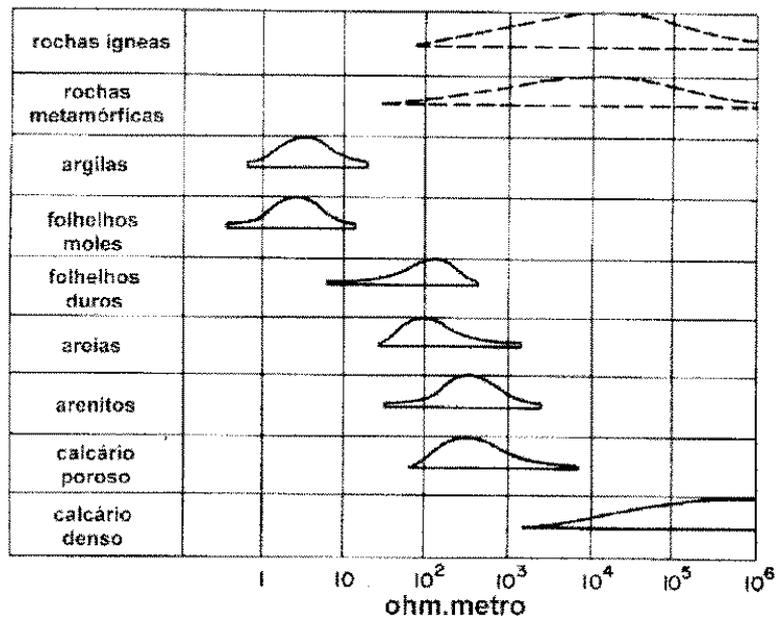


Figura 2.3: Espectro de resistividade para alguns materiais geológicos (Sumner, 1976)

A lei de Ohm relaciona o vetor densidade de corrente elétrica  $\vec{J}$  em qualquer ponto de um meio condutor com o vetor campo elétrico  $\vec{E}$ , naquele ponto, isto é:

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} \quad (2.37)$$

onde o  $\sigma$  é a constante de proporcionalidade chamada de condutividade elétrica. Em termos de resistividade elétrica ( $\rho$ ), pode-se reescrever a Lei de Ohm como:

$$\vec{J} = \frac{1}{\rho} \vec{E} \quad (2.38)$$

Para um meio homogêneo e isotrópico a condutividade,  $\sigma$ , é representada como uma grandeza escalar. Para meios anisotrópicos, essa propriedade é de natureza tensorial. Admitindo um volume de material homogêneo  $v$ , desprovido de fontes, pode-se utilizar a condição de divergência ( $\nabla \cdot \vec{J} = 0$ ) para analisar o comportamento do potencial elétrico. Usando a lei de Ohm (equação 2.37), tem-se que:

$$\begin{aligned} \nabla \cdot \vec{J} = 0 \quad \text{e} \quad \nabla(\sigma \vec{E}) = 0 \quad \text{e para meios homogêneos:} \\ \nabla \sigma = 0 \\ \sigma \nabla \cdot \vec{E} = 0, \quad \text{então} \end{aligned}$$

como, por hipótese,  $\sigma \neq 0$ :

$$\nabla \cdot \vec{E} = 0, \quad \text{mas} \quad \vec{E} = -\nabla V$$

então:

$$\nabla^2 V = 0 \tag{2.39}$$

A equação de Laplace pode ser usada para a obtenção de potenciais elétricos. A resolução desta equação diferencial tem sua complexidade controlada pela geometria escolhida (condições de contorno). Para um semi-espaco homogêneo e isotrópico, de resistividade  $\rho$ , o potencial  $V$ , avaliado a uma distância  $r$  de uma fonte de corrente com intensidade  $I$ , é dada por:

$$V = \frac{\rho I}{2\pi r} \tag{2.40}$$

Uma grande variedade de arranjos geométricos tem sido usada, sendo os arranjos colineares Schlumberger, Wenner e dipolo-dipolo os mais freqüentes, seja em perfilagens seja em sondagens elétricas (ver fig. 2.4).

O fator geométrico, para um arranjo de quatro eletrodos, é dado por:

$$K = \frac{2\pi}{\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN}} \tag{2.41}$$

No presente trabalho foi utilizado o arranjo Schlumberger de eletrodos. O fator geométrico deste arranjo é dado por:

$$K = \pi \left( \frac{a^2}{b} - \frac{b}{4} \right) \tag{2.42}$$

onde  $a$  é a separação entre os eletrodos de corrente e  $b$  é a separação dos eletrodos de potencial.

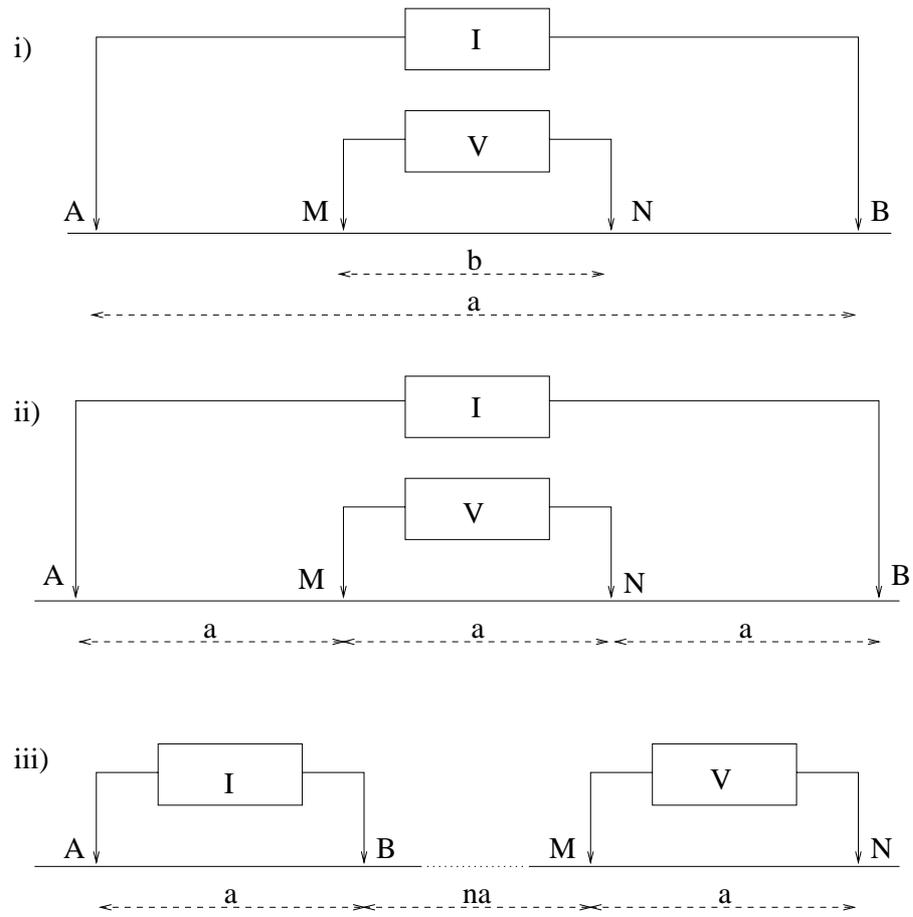


Figura 2.4: Esquema dos arranjos elétricos mais usuais para sondagens e perfilagens:  
 i) Schlumberger, ii) Wenner e iii) Dipolo-dipolo.

## CAPÍTULO 3

# AQUISIÇÃO E TRATAMENTO DOS DADOS GEOFÍSICOS

### 3.1 Magnetometria

Os levantamentos magnéticos são os mais baratos e rápidos dentre os diversos métodos geofísicos. A aquisição dos dados magnéticos podem ser feitos no mar, no ar e em terra firme.

As rochas do embasamento apresentam um conteúdo de minerais magnéticos muito superior ao dos sedimentos quaternários que as recobre. Isso confere àquele uma maior susceptibilidade magnética quando comparado aos valores encontrados nos sedimentos. Com base nessa característica, o método magnético foi utilizado para avaliar qualitativamente a topografia do embasamento cristalino na área estudada.

O levantamento magnético foi executado medindo-se a componente total do campo magnético terrestre local com o equipamento modelo *Magvision*, da *Bison Instruments*. É um equipamento portátil, digital e de operação muito fácil, sendo apenas uma pessoa requerida no processo de coleta de dados. O processo de transferência dos dados para um computador pessoal é também muito simples, bastando, para isso, seu acoplamento via cabo e um programa para gerenciar esse processo.

Basicamente, o aparelho consiste em um sensor (contendo uma fonte de prótons) e um contador eletrônico. O sensor é submetido a um campo magnético artificial muito mais forte que o campo magnético terrestre, polarizando, assim, os prótons contidos no mesmo. Quando o campo é cortado bruscamente, os prótons irão se orientar com relação ao campo magnético terrestre, girando em torno dele com uma frequência angular dada por:

$$\omega = \gamma_p F_0 \quad (3.1)$$

onde  $\gamma_p = 26751.3 \text{ rad/s.oersted}$  é a razão giromagnética do próton e  $F_0$  é a intensidade do campo magnético terrestre total. A frequência de precessão dos prótons é medida com um contador eletrônico e, conhecendo sua razão giromagnética, pode-se calcular a intensidade do campo magnético total.

As medidas do campo magnético total foram feitas ao longo de 37 linhas, estrategicamente escolhidas, e totalizaram 1435 estações, espaçadas de 20 em 20 m. As linhas estão indicadas no mapa da figura 3.1.

Na aquisição dos dados utilizou-se uma estação base, que era reocupada em intervalos de no máximo 3 horas ou sempre que se iniciava uma nova linha.

Valores magnéticos espúrios foram observados sob as redes elétricas presentes em alguns locais. Para minimizar esse problema as linhas escolhidas foram relativamente afastadas das linhas de transmissão. Um cuidado adicional na aquisição dos dados em campo foi a suspensão dos trabalhos em períodos chuvosos ou que estivessem sob a influência de tempestades magnéticas solares.

Como o interesse principal no uso desse método foi de caráter qualitativo não houve preocupação em efetuar correções diurnas e topográficas. Oscilações de até 30 nT foram aceitas no estaqueamento de várias medidas em cada estação. O levantamento magnético da área estudada foi interpretado com base em mapas de imagens do campo magnético total, conforme apresentado no capítulo seguinte.

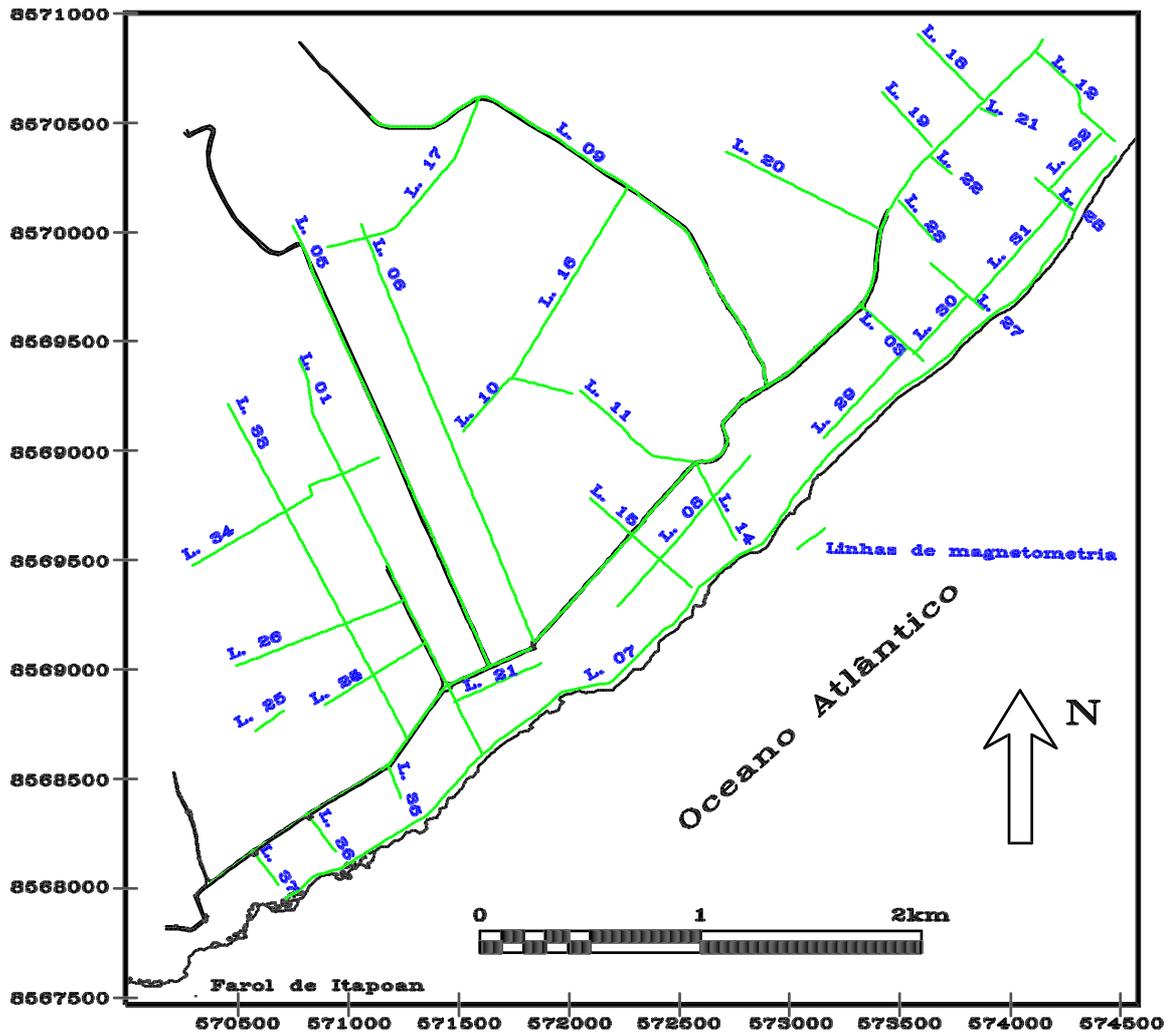


Figura 3.1: Mapa de localização das linhas do levantamento magnético.

### 3.2 Radar Penetrante no Solo

A técnica do RPS é relativamente nova e tem grande aplicação no estudo de aquíferos e em obras de engenharia civil. Uma excelente característica deste método está no seu desempenho em locais altamente resistivos adequando-se muito bem às características da área estudada.

Perfis de radar penetrante no solo foram feitos em locais previamente escolhidos com o objetivo de complementar e auxiliar a interpretação das SEV's. O equipamento é de operação simples, sendo um técnico e dois auxiliares suficientes para os trabalhos de campo.

No processo de aquisição dos perfis de RPS foi utilizado um equipamento da marca *SIR SYSTEM 2*. Esse equipamento consiste de uma CPU (microcomputador 486), pares de antenas de múltiplas frequências (80, 40, 32, 20 e 16 MHz), que variam a depender do comprimento dos elementos empregados (120, 240, 360, 480 e 600 cm, respectivamente), uma unidade transmissora e outra receptora de pulsos eletromagnéticos e um odômetro para disparos automáticos.

Um total de 9 perfis foi adquirido com a técnica do afastamento constante, perfazendo cerca de 6,6 km. Nessa técnica, o conjunto transmissor/receptor é mantido com uma separação fixa ao longo de todo perfil. A fig. 3.2 ilustra a disposição no terreno do conjunto transmissor/receptor e a trajetória teórica de um raio eletromagnético (em um meio homogêneo e isotrópico) quando sai da unidade transmissora, se reflete em uma interface plano-paralela e atinge a unidade receptora.

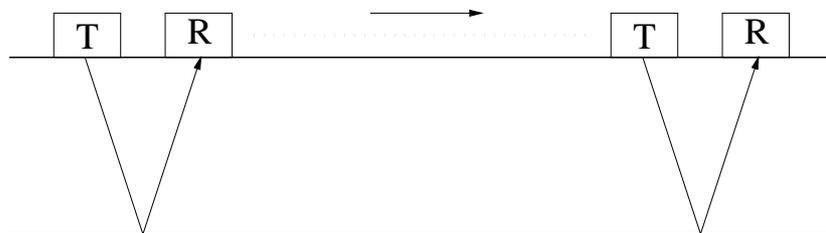


Figura 3.2: Arranjo offset

O arranjo (transmissor/receptor) era deslocado ao longo de uma linha reta com uma velocidade pequena. A aferição da distância percorrida é feita com o auxílio de uma roda de serviço e sua calibração era muito importante. Quando havia a mudança da pavimentação de uma linha para outra, uma nova calibração tornava-se necessária. Na área estudada, os perfis foram adquiridos em cima de pavimentação asfáltica, terrenos com aterros argilosos areias de praia e duna.

O comprimento dos perfis variou de acordo com a necessidade da investigação. Perfis muito extensos implicam em arquivos que ocupam muita memória no computador e também em um maior tempo para o processamento dos dados. Por esse motivo, optou-se pela aquisição

de perfis mais curtos.

Os dados adquiridos foram acompanhados em tempo real e avaliados quanto a sua qualidade e continuidade. Havendo algum problema, os trabalhos eram interrompidos e a linha era refeita.

A maior parte dos perfis foi executado em locais planos, evitando a necessidade de correções topográficas. Como as antenas estão “suspensas” no ar, as reflexões em carros e postes são, eventualmente, registradas e não devem ser consideradas como feições relativas à geologia em subsuperfície. Um mapa contendo a localização de todos os perfis de RPS pode ser visto na fig. 3.3.

Como os dados de RPS foram adquiridos com o objetivo de fornecer uma primeira imagem (em tempo) da subsuperfície para auxiliar na interpretação das SEV's, dispensaram-se maiores processamentos. Basicamente, a rotina de trabalho com os dados foi a seguinte:

- Transformação dos arquivos “file.dzt” em arquivos “file.su”;
- impressão dos perfis; e
- identificação das interfaces mais importantes.

Os pontos da rotina de trabalho foram executadas com o pacote de programas *CWP* (desenvolvidos pela *Colorado School of Mines*), sendo criadas rotinas para otimizar esses procedimentos. A impressão final das seções com várias interfaces damarcadas foi feita usando o programa *XFIG*.

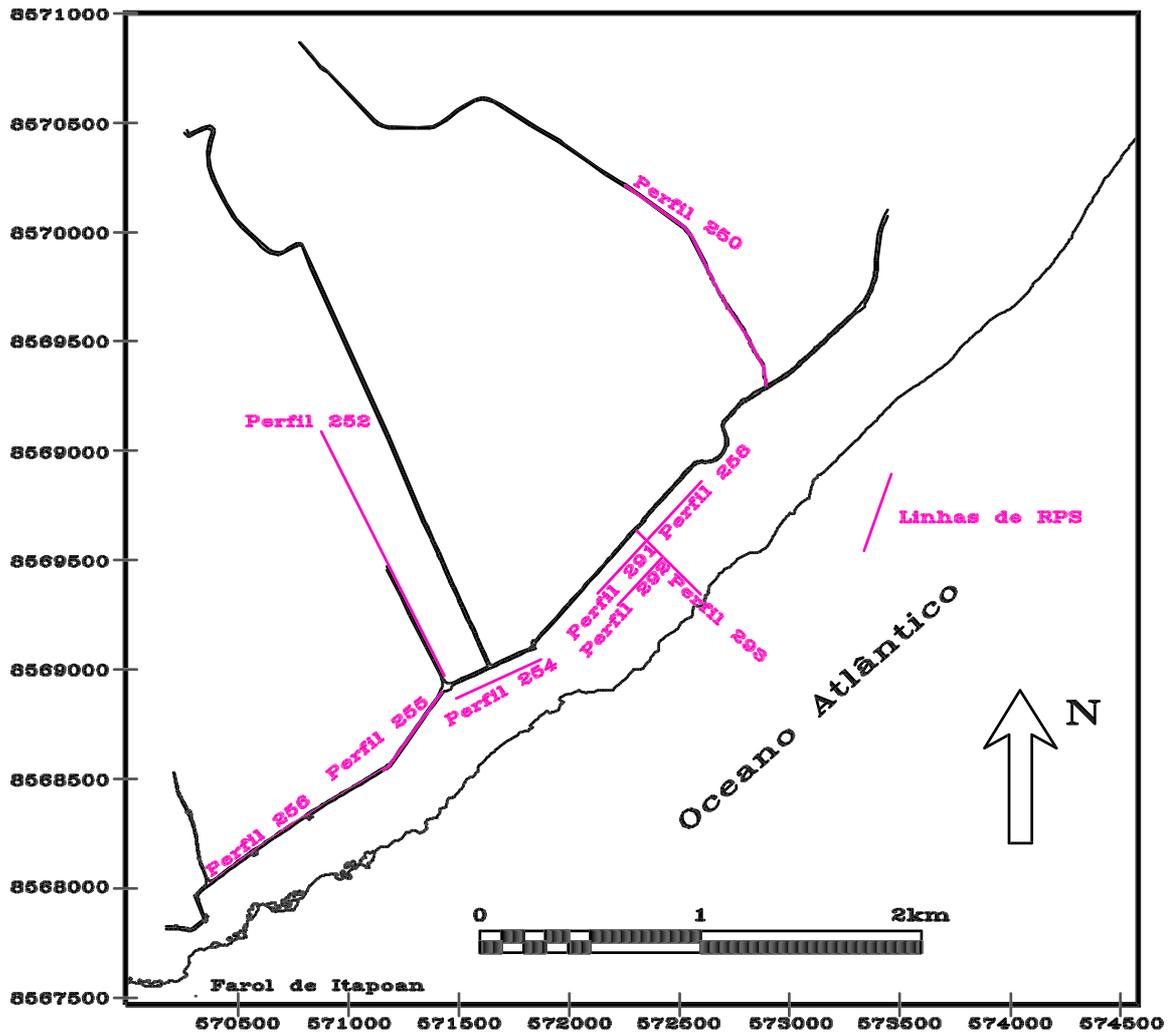


Figura 3.3: Mapa de localização dos perfis de GPR

### 3.3 Eletrorresistividade

Os trabalhos realizados utilizando o método da eletrorresistividade possibilitaram uma investigação mais profunda do subsolo em comparação ao RPS. Essa técnica permite uma avaliação quantitativa da geologia de subsuperfície fornecendo os valores de resistividade e espessura de cada camada. O aquífero da região estudada, bem como o embasamento não fraturado e outros níveis em subsuperfície foram individualizados com base nos valores de resistividade.

O método é relativamente rápido e barato. Basicamente, a equipe de campo é constituída de 3 auxiliares para a mudança do espaçamento entre os eletrodos de corrente e de potencial, além de um operador para o equipamento.

Na aquisição dos dados foi usado o arranjo Schlumberger de eletrodos, fig. 2.4. A função resistividade aparente para esse arranjo é definida como:

$$\rho_a = \frac{\Delta V}{I} \pi \left( \frac{a^2}{b} - \frac{b}{4} \right) \quad (3.2)$$

O arranjo Schlumberger de eletrodos foi escolhido pela rapidez na execução dos trabalhos em campo e, principalmente, por ser possível corrigir efeitos de variação lateral da resistividade próximo à superfície.

Quarenta SEV's foram realizadas com o equipamento *Terrameter 5310*, fabricado pela *ABEM*. É um equipamento analógico que consiste em uma unidade transmissora e uma receptora. A unidade transmissora é alimentada por um conjunto de 56 baterias de 1.5 V (tamanho grande) e permite o ajuste da voltagem de saída em 100, 200 ou 400 V.

Cinco SEV's foram executadas com o equipamento *SYSCAL R-2*, fabricado pela *Iris Instruments*. É um equipamento digital que também possui uma unidade transmissora e uma receptora. A unidade transmissora é alimentada por uma bateria de 12 V e permite o ajuste da voltagem de saída entre 100 e 800 V. A unidade receptora possui um microcomputador interno que armazena até 1022 registros. Esse equipamento realiza, também, medidas de polarização induzida no domínio do tempo e de potencial espontâneo. Um mapa contendo a localização dos centros de todas as Sondagens Elétricas Verticais pode ser visto na fig. 3.4.

Na técnica da SEV, arranjo Schlumberger, a distância AB é aumentada em passos simétricos em torno do centro de sondagem, enquanto os eletrodos de potencial, M e N, estão alinhados próximo ao centro da sondagem. A medida que a distância AB é aumentada, a voltagem  $\Delta V$  entre os eletrodos de potencial pode tornar-se tão pequena que não possa ser medida com precisão. Quando isso acontece, a distância MN deve ser aumentada para se obter uma diferença de potencial maior. É muito importante obter leituras de recobrimento, usando-se duas distâncias consecutivas MN para uma mesma distância AB.

As separações máximas entre os eletrodos de corrente variaram entre 80 e 400 m, dependendo do local escolhido e da qualidade das medidas. Os eletrodos utilizados foram hastes de cobre. Os eletrodos eram enterrados o mais profundamente possível no terreno nas grandes aberturas AB, resguardando-se, assim, as aproximações para fontes pontuais de corrente.

Alguns problemas na aquisição foram enfrentados e solucionados, completa ou parcialmente:

- Fugas de corrente: um fio descapado em contato com o solo “funcionava” como um outro eletrodo. Esse problema era agravado nos levantamentos efetuados em terrenos alagadiços e/ou em dias chuvosos. A verificação dos cabos e o isolamento dos pontos desprotegidos eliminava este problema;
- Partição de cabos: eventualmente aconteciam “embaraços” no fio, ocasionando o quebraimento do mesmo. Isso ocorreu em locais de movimentação humana ou animal muito intensa. Esse problema era solucionado com o reparo imediato do fio e orientando as pessoas que transitavam no local; e
- resistência de contato elevada: em certos locais, a areia limpa e seca das dunas dificultava o contato dos eletrodos com o terreno, e conseqüentemente, a passagem da corrente. Isso foi minimizado molhando-se com água salgada o local onde iam ser fixados os eletrodos, diminuindo a resistência de contato para valores entre 1000 e 2000 $\Omega$ .

Os valores de resistividade aparente foram plotados contra a metade do espaçamento entre eletrodos de corrente ( $AB/2$ ) em um gráfico  $\log \times \log$ . Um tratamento prévio dos dados de campo é necessário para facilitar a interpretação. Por exemplo, o descarte de pontos anômalos isolados e a suavização com correções de deslocamentos de ramos causados por variações laterais.

A inversão dos dados de eletrorresistividade consistiu de duas etapas: a determinação de um modelo inicial e refinamento numérico deste modelo inicial.

Na primeira fase, utilizou-se o método do ponto auxiliar para determinar o modelo de subsuperfície sob cada centro de expansão de eletrodos. O método do ponto auxiliar é uma técnica gráfica que envolve a superposição parcial da curva obtida em campo com curvas padrões e gráficos auxiliares (Zohdy, 1965).

A segunda fase consistiu no refinamento do modelo inicial de cada SEV, utilizando um programa desenvolvido no CPGG/UFBa. Para a geração da curva teórica a partir do modelo final ajustado, foi utilizado um programa desenvolvido na disciplina Métodos Elétricos ministrada pelo Prof. Hédison K. Sato.

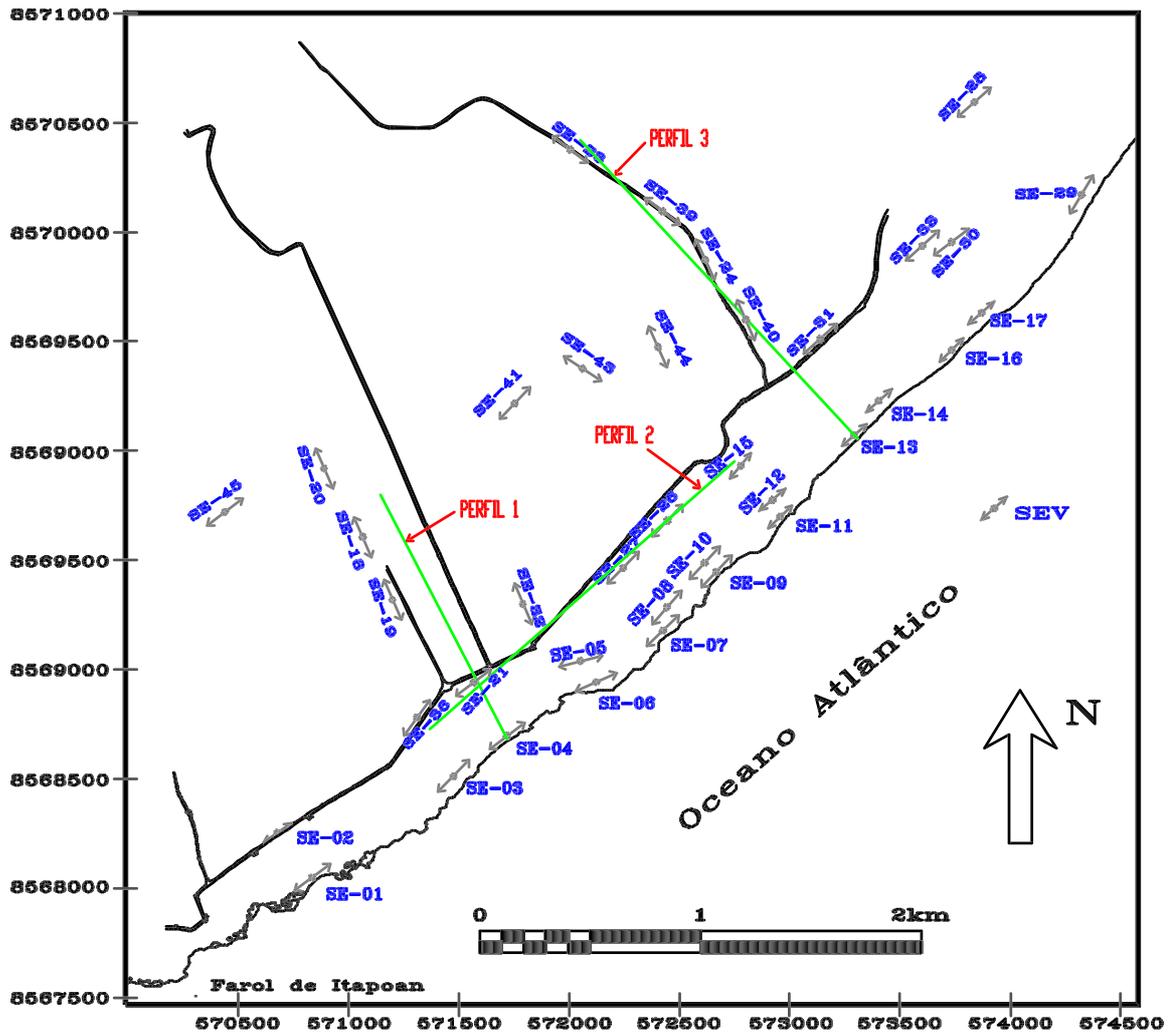


Figura 3.4: Mapa de localização dos centros das SEV'S

## CAPÍTULO 4

# INTERPRETAÇÃO DOS DADOS

### 4.1 Magnetometria

O campo magnético terrestre na região de Salvador está em torno de  $24800 \text{ nT}$  (IGRF 1995). Esse valor concorda com os dados adquiridos no decorrer dos trabalhos de campo.

Os perfis magnéticos, em sua maioria, apresentam um padrão bem comportado. Em alguns dias de tempestade, todavia, os dados se apresentaram muito irregulares. Pode-se ilustrar esses fatos com as figs. 4.1 e 4.2, respectivamente. Na primeira não existem variações muito grandes no valor do campo magnético total medido em cada estação, refletindo numa curva relativamente suave. A figura 4.2, por seu turno, apresenta um comportamento irregular com oscilações abruptas do campo medido, com amplitudes de até  $500 \text{ nT}$ .

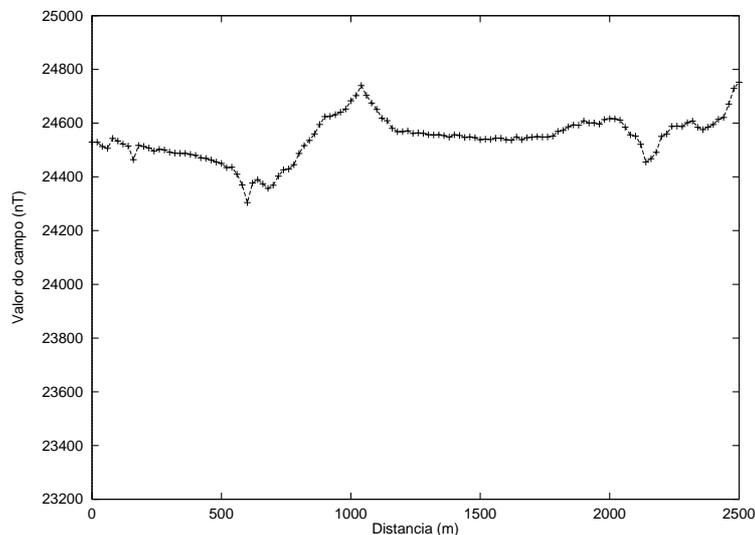


Figura 4.1: Perfil magnético de campo total da linha 9 (realizada em 14/04/97).

Oscilações locais de grandes amplitudes também refletem a presença de ruídos relacionados à linhas de transmissão elétrica e à tubulações enterradas. No caso da linha 6 (fig. 4.3) o primeiro trecho do perfil apresenta valores do campo total oscilando em até  $200 \text{ nT}$  de estação a estação, fato que não acontece no restante do perfil. A presença de cabos energizados, edificações, tubulações metálicas enterradas e carros estacionados ao longo da linha,

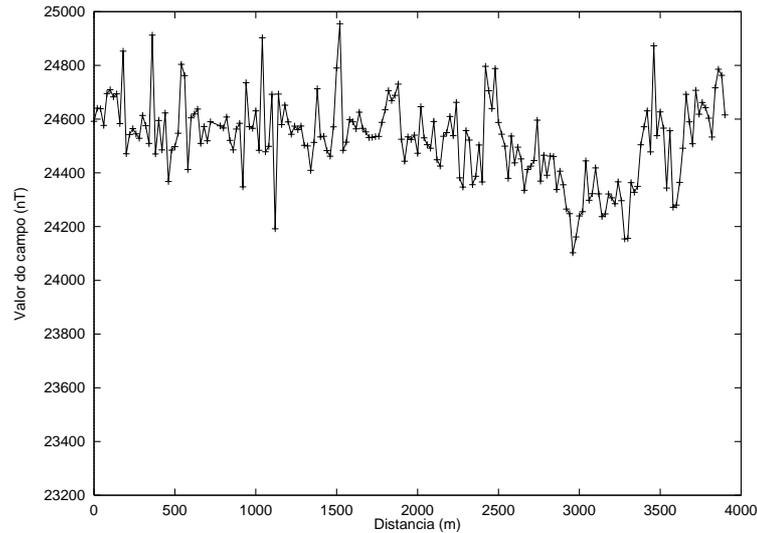


Figura 4.2: Perfil magnético de campo total da linha 3 (realizada em 25/02/97).

seguramente, afetou os dados. Isso pode ser confirmado pela ausência desse comportamento no segundo trecho, desprovido de fontes de ruído, que forneceu dados de melhor qualidade e confiabilidade. O perfil 33, ilustrado pela fig. 4.4, nos últimos 400 m, mostra ruídos associados à cabos energizados e tubulações metálicas enterradas.

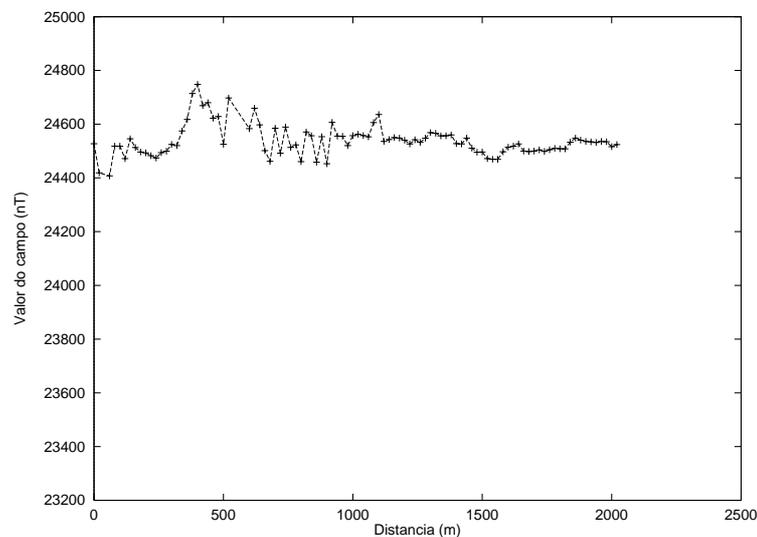


Figura 4.3: Perfil magnético de campo total da linha 6 (realizada em 26/02/97).

O mapa magnético de campo total da área estudada, mostrado na fig. 4.5, foi construído admitindo-se que o campo magnético terrestre local oscila entre 24000 e 25000  $nT$ . Analisando-o, pode-se associar a presença do embasamento cristalino mais próximo à superfície em locais que apresentam valores mais altos do campo magnético. Locais onde o embasamento encontra-se numa cota mais profunda estão associados a valores do campo

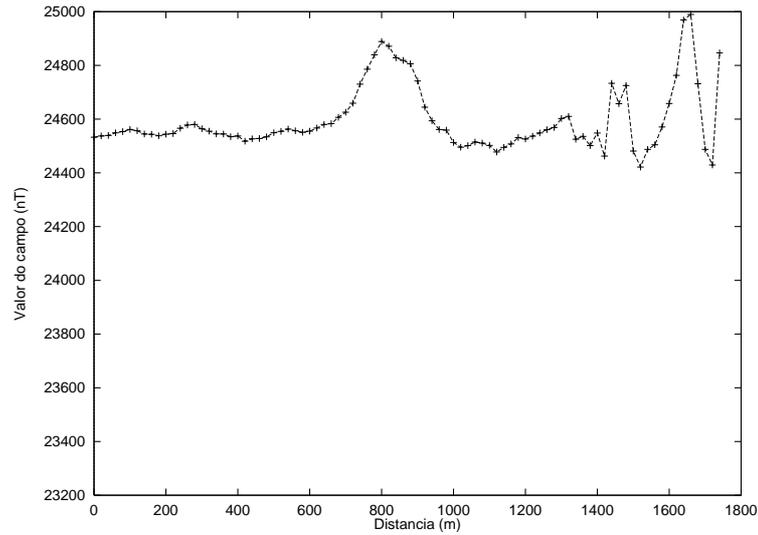


Figura 4.4: Perfil magnético de campo total da linha 33 (realizada em 08/09/97).

mais baixo. Essa correlação é confirmada quando comparamos a fig. 4.5 com o mapa contendo os dados geológicos da região (fig. 1.1, no capítulo 1). Nota-se que no quadrante superior esquerdo da fig. 4.5 encontram-se valores altos para o campo magnético total que podem ser diretamente relacionados com o embasamento cristalino presente na fig. 1.1.

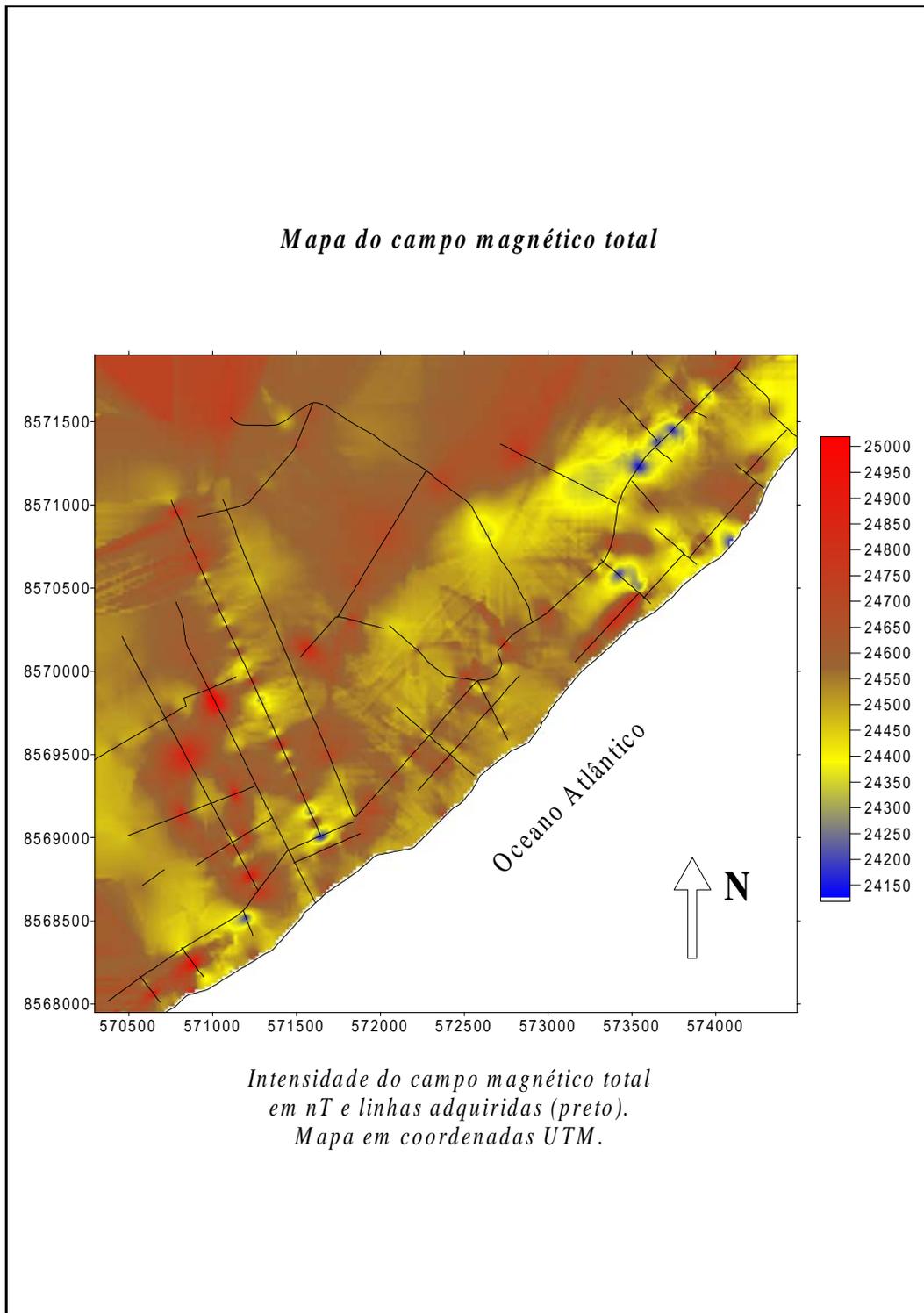


Figura 4.5: Mapa do campo magnético total da região de Stella-Maris/Praia do Flamengo (dados interpolados pelo método de Krigging no programa Surfer32, da Golden Software Inc, versão 6.01).

## 4.2 Radar Penetrante no Solo

Perfis de Radar Penetrante no Solo foram adquiridos na área estudada para auxiliar na interpretação dos dados de eletrorresistividade. O RPS é uma ferramenta muito útil para a investigação rasa da subsuperfície, principalmente quando aplicada ao estudos de aquíferos.

O perfil 252 (fig. 4.6) revela pelo menos três refletores em subsuperfície. O refletor mais superficial (em azul) é, seguramente, o topo do nível freático uma vez que ele é sub-aflorante no local e acompanha a topografia. O segundo nível (em verde) é interpretado como sendo o topo do embasamento fraturado e/ou alterado, mostrando que o aquífero de areia fica mais espesso para noroeste. O embasamento cristalino pouco alterado está marcado em vermelho e revela uma elevação entre as posições 670 e 850, confirmado no mapa magético (fig. 4.5). Nota-se, também, que ele está bem mais elevado para sudeste que para noroeste. No perfil 254 (fig. 4.7), adquirido perpendicularmente ao anterior, também pode-se ver os três níveis anteriores, mostrando coerência e continuidade entre eles.

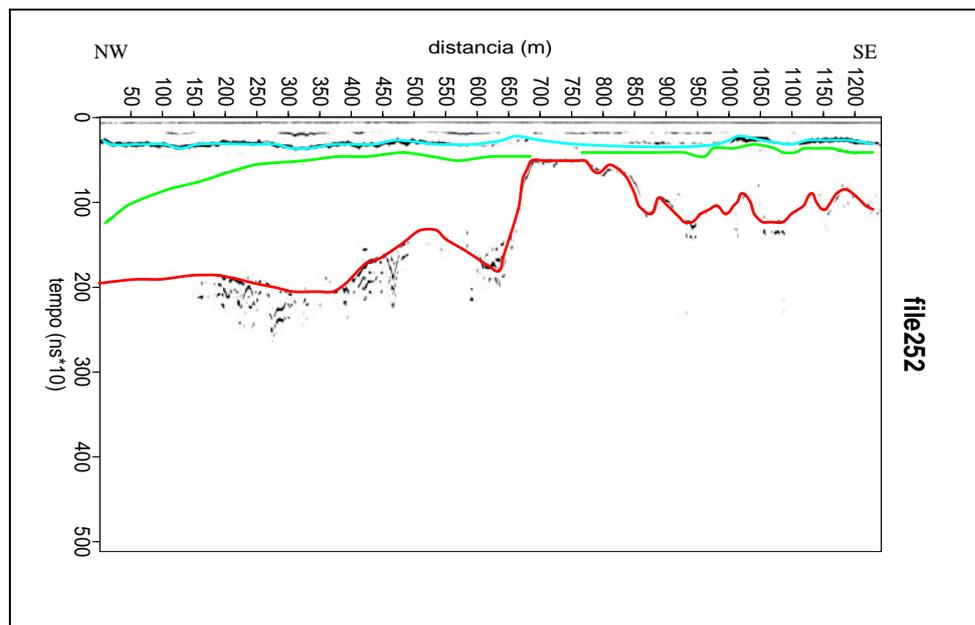


Figura 4.6: Radargrama em tempo do perfil 252.

Aquisições feitas paralelamente à linha de praia (figs. 4.8 e 4.9) revelam uma interface a mais (em amarelo) separando dois níveis arenosos de diferentes porosidades. No perfil 258 tem-se a presença do embasamento sem fraturas que mergulha para sudoeste, não aparecendo sob os perfis 291 e 292 (fig. 4.10), paralelo ao perfil 291 e mais próximo da linha de praia.

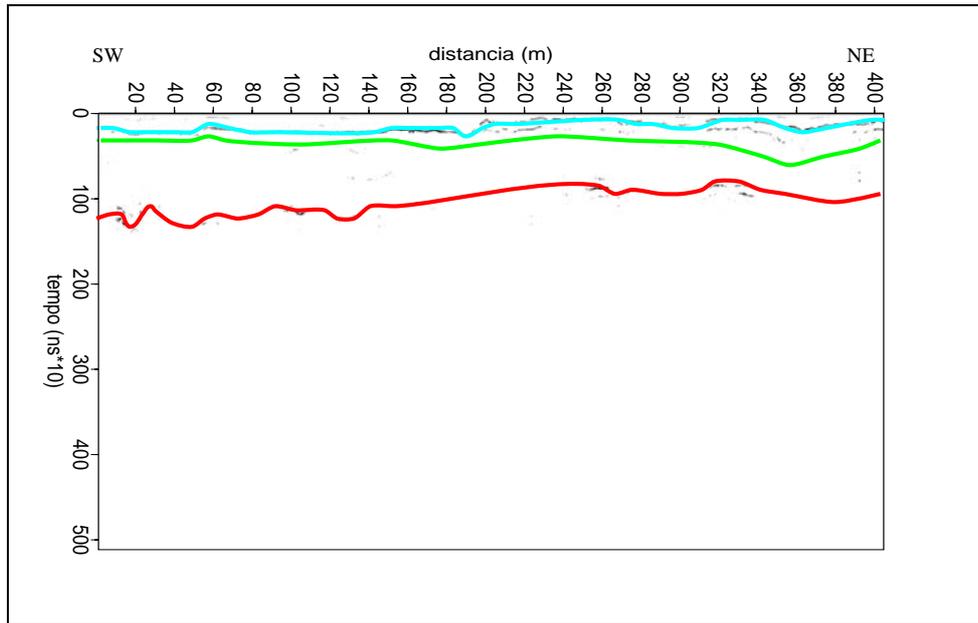


Figura 4.7: Radargrama em tempo do perfil 254.

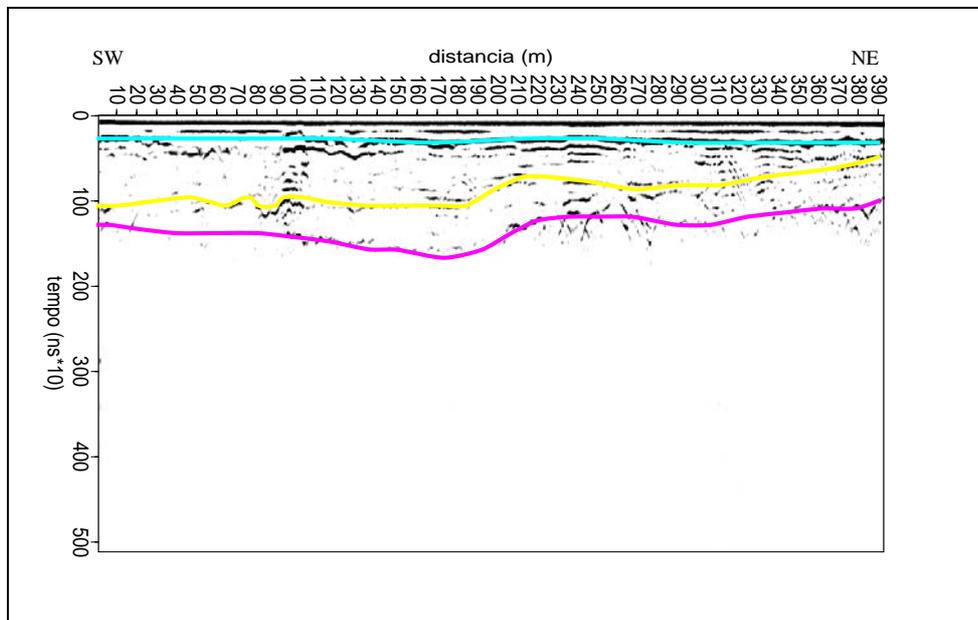


Figura 4.8: Radargrama em tempo do perfil 291.

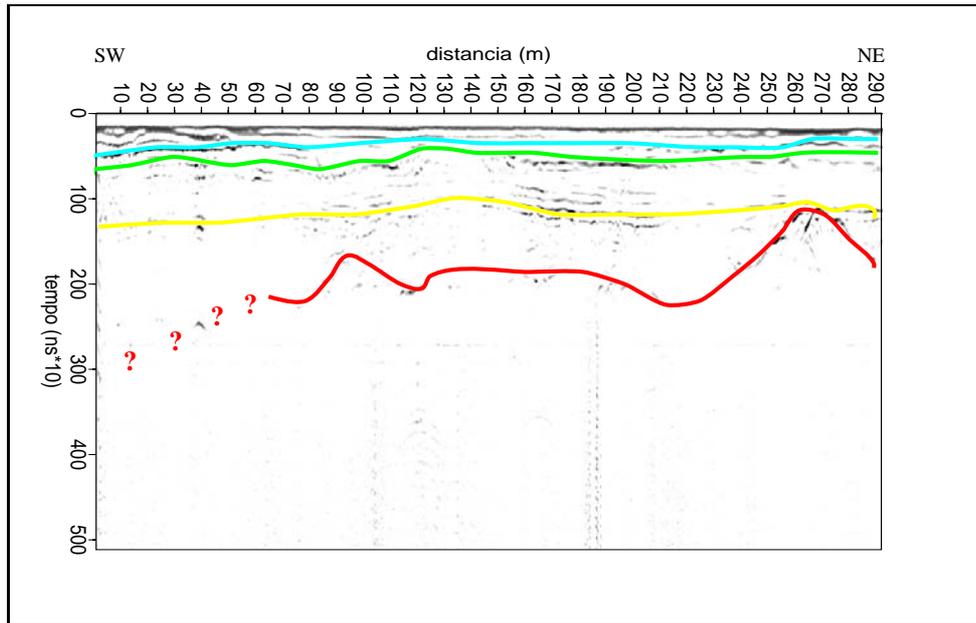


Figura 4.9: Radargrama em tempo do perfil 258.

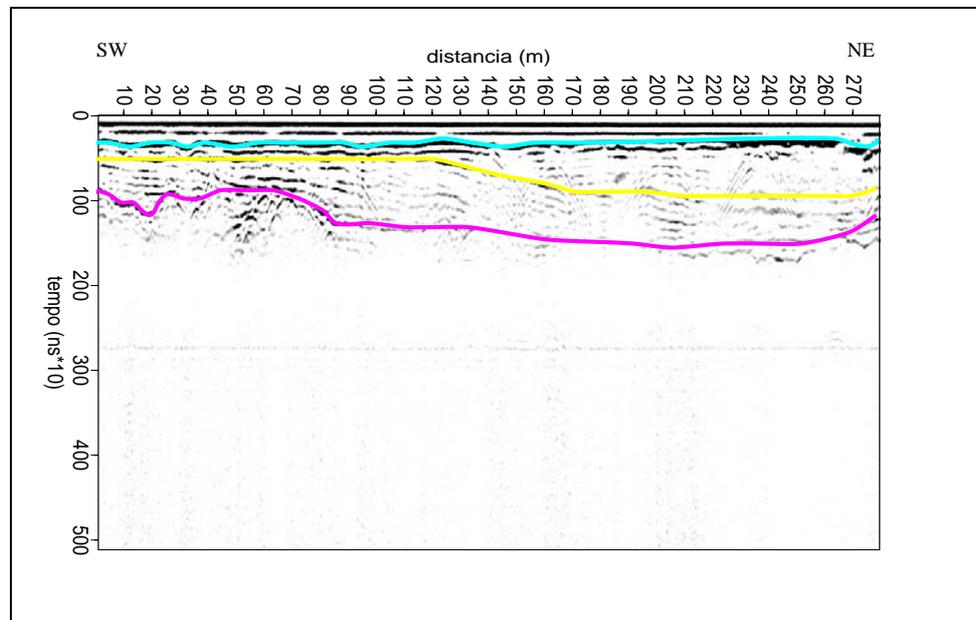


Figura 4.10: Radargrama em tempo do perfil 292.

### 4.3 Eletrorresistividade

Basicamente, as SEV's foram executadas em terrenos arenosos, constituídos por terraços holocênicos retrabalhados pelo vento e dunas continentais, com eventuais coberturas argilosas provenientes de aterros feitos pelo homem.

Grande parte das SEV's apresentam curvas de resistividade aparente bem comportadas e foram facilmente interpretadas. Outras SEV's, porém, apresentaram dados não interpretáveis no caso unidimensional, devendo ser suavizadas para sua interpretação (figs. 4.11 e 4.12). Na fig. 4.11 pode-se ver que a curva de resistividade aparente sobe com uma inclinação maior que  $45^\circ$  a partir do segundo ramo. A fig. 4.12 também não apresenta uma curva bem comportada, além do seu ramo terminal apresentar a subida da curva a mais de  $45^\circ$ . Fontes de erro, que geram deslocamentos verticais entre os segmentos da curva de resistividade aparente são devidas a existência de heterogeneidades laterais rasas, próximas aos eletrodos de potencial, não percebidas na superfície do terreno.

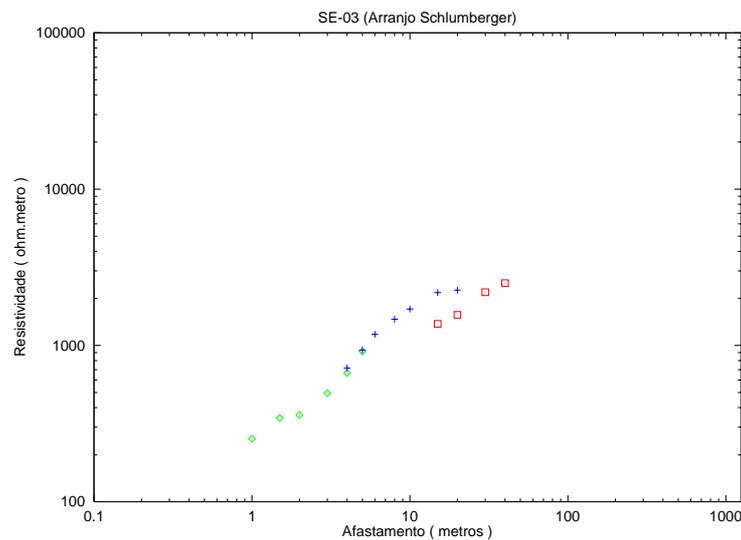


Figura 4.11: Sondagem elétrica vertical 03, realizada na zona de praia. Cada ramo está representado por uma simbologia diferente.

Algumas sondagens realizadas no campo de dunas apresentam problemas quando executadas com um resistímetro de baixa potência, como por exemplo a impossibilidade na leitura do valor da resistividade aparente nos pontos mais próximos ao centro de expansão do arranjo. Quando comparamos dados de SEV's vizinhas, dentro de um mesmo campo de dunas efetuadas com equipamentos diferentes, percebemos esse fato. Vejamos as SEV's 20 e 45, ilustradas nas figs. 4.13 e 4.14, respectivamente. A SEV 45 necessita da suavização de apenas dois pontos no ramo terminal para ser perfeitamente interpretável, indicando a presença de areia limpa e seca na primeira camada, a zona saturada logo abaixo vem assentada no embasamento cristalino, não existindo problemas com as embreagens. A SEV 20 também

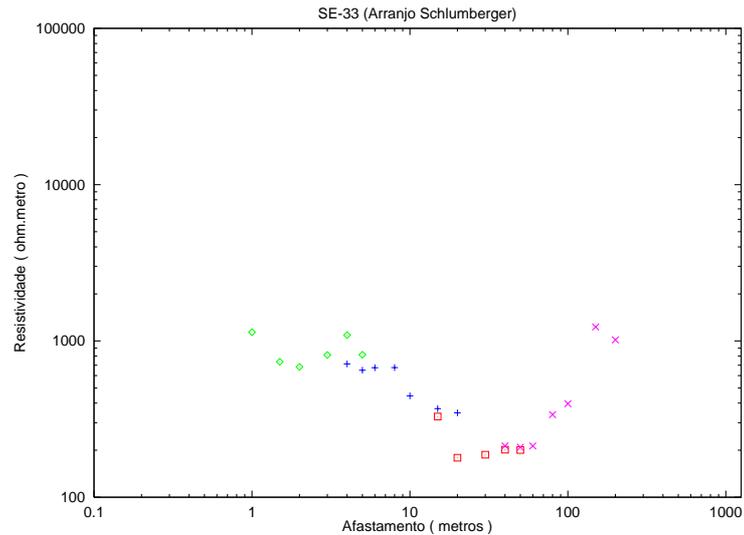


Figura 4.12: Sondagem elétrica vertical 33, realizada na zona de praia. Cada ramo está representado por uma simbologia diferente.

indica a presença de uma zona muito resistiva na superfície mas, a partir do segundo ramo da curva, apresenta deslocamentos verticais muito grandes nas embreagens (entre 5000 e 20000  $\Omega.m$ ), obrigando a suavização de praticamente todos os pontos da curva para que a interpretação fosse feita. A SEV 20 foi executada com o *Terrameter 5310* e a SEV 45 com o equipamento *SYSCAL R-2*.

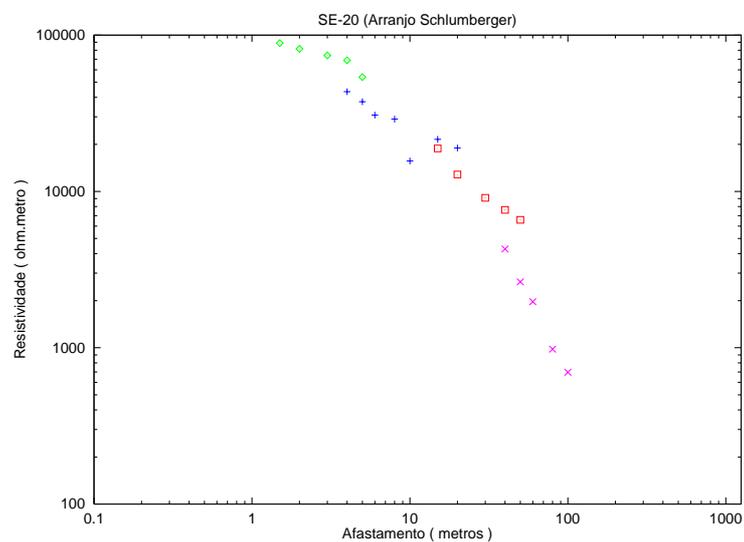


Figura 4.13: Sondagem elétrica vertical 20, realizada no campo de dunas em 12/01/96. Cada ramo está representado por uma simbologia diferente.

Trinta SEV's foram devidamente interpretadas e revelam um modelo para subsuperfície composto de:

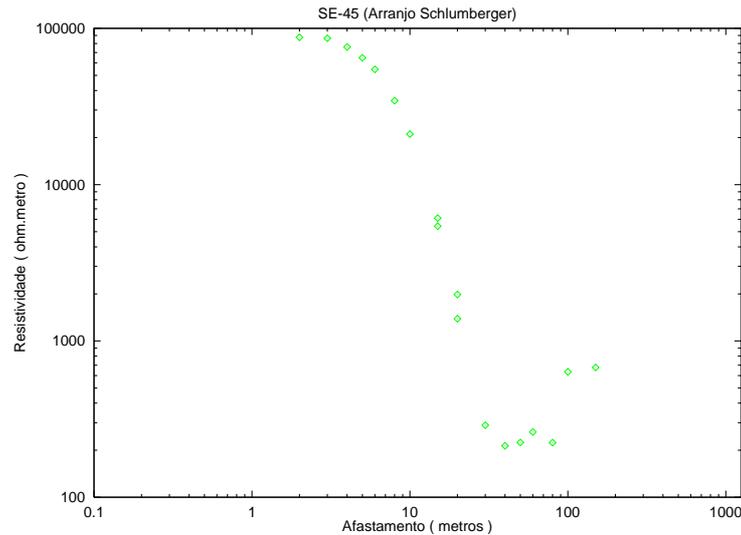


Figura 4.14: Sondagem elétrica vertical 45, realizada no campo de dunas.

- Areia seca com resistividades entre 1000 e 74600  $\Omega.m$ ;
- Areia saturada com resistividades entre 0,65 e 920  $\Omega.m$ ;
- Embasamento alterado e/ou fraturado com resistividades entre 16,1 e 3650  $\Omega.m$ , e
- Embasamento sem fraturas com resistividades acima de 5800  $\Omega.m$  .

Sondagens próximas a linha de praia revelaram a presença de uma interface entre a água doce e a água salgada. Isso é percebido pela redução dos valores de resistividade na curva em mais de 20 vezes (ver fig. 4.15). Nessas SEV's foi observado que a interface está limitada à zonas do embasamento cristalino com fraturamento e alteração. Valores típicos de resistividade para esse caso variam entre 16 e 200  $\Omega.m$ , diferindo bastante dos valores encontrados em sondagens realizadas na beira da praia atribuídos a água salgada na areia (0,65 e 1,4  $\Omega.m$ ).

Com base nas interpretações das SEV's, calculou-se as elevações referenciadas ao nível do mar da topografia do nível estático, abaixo de cada SEV. Um mapa da topografia do nível estático está representado na figura 4.16 e foi construído com os dados advindos das SEV's e cotas de nível d'água presentes no mapa da CONDER (dados interpolados pelo método de Krigging no programa Surfer32, da Golden Software Inc, versão 6.01). Pode-se notar que o nível d'água acompanha a topografia da região (fig. 1.4) em uma cota de até 21 metros acima do nível do mar.

Alguns perfis geológicos foram construídos usando informações de SEV's alinhadas e não muito distantes (centros de expansão separados de 500 metros, em média). O perfil da fig. 4.17 associa as SEV's 25, 22, 21 e 04, disposto perpendicularmente à linha de praia. Nele, nota-se a presença do embasamento sem fraturas abaixo da SEV 21 em sua cota mais alta,

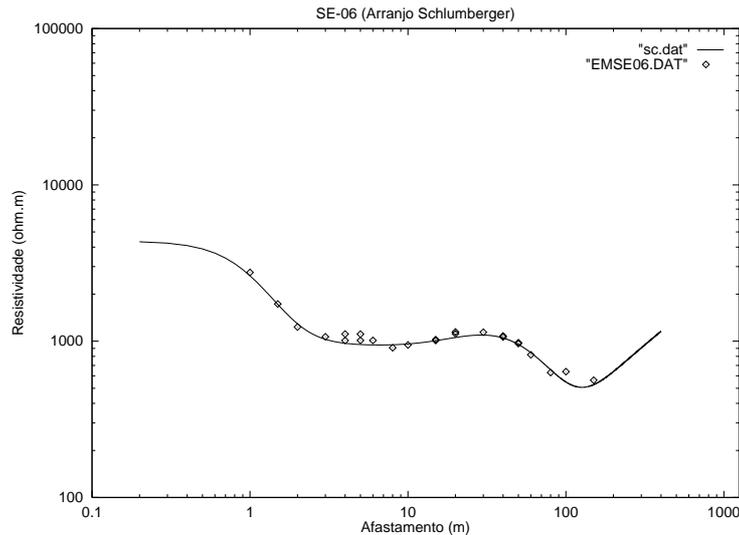


Figura 4.15: Sondagem elétrica vertical 06, realizada na zona de praia.

não sendo registrada sua presença em mais nenhuma SEV pertencente ao perfil. Estima-se o embasamento sem fraturas sob as SEV's 22 e 25 a 47,8 e 92,3 m (abaixo do nível do mar), respectivamente, indicando uma depressão em direção ao continente que é confirmada pelo mapa magnético (fig. 4.5) e pelos dados de radar (fig. 4.6). Acima deste nível encontra-se o embasamento alterado e/ou fraturado e areias, ambos saturados com água doce. Observa-se, também, o crescimento da resistividade no aquífero de areia, mostrando que a areia está mais limpa em direção ao continente.

Sob a SEV 04 encontramos uma feição muito interessante que, pelos valores de resistividade, deve estar associada a um nível areno-argiloso. Na cota 31,9 m (abaixo do nível do mar) percebe-se uma mudança brusca de resistividades e infere-se a presença de água salgada saturando o meio, fato que essa sondagem localiza-se muito próxima a linha de praia.

O perfil mostrado na fig. 4.18 dispõe-se paralelamente a linha de costa e associa as SEV's 36, 21, 27, 26 e 15. Nele podemos notar, de cima para baixo, a presença do aquífero de areia saturado com água doce e o embasamento sem fraturas. Pode-se notar uma grande depressão ou paleovale localizada sob a sondagem 27, chegando a quase 60 m de profundidade (abaixo do nível do mar,) e sob a SEV 36. Essa feição do embasamento pode ser vista no mapa magnético (fig. 4.5), bem como a primeira depressão nos perfis 291 e 258 (figs. 4.8 e 4.9). Um fato que nos chamou atenção foi a presença de três níveis de resistividade dentro de um mesmo pacote arenoso sob as sondagens 26, 27 e 36, mostrando diferenças entre os teores de argila e porosidade de cada nível.

O perfil da fig. 4.19 associa as SEV's 23, 39, 24, 40 e 13, que estão dispostas perpendicularmente à linha de costa. No perfil fica evidente quatro níveis em subsuperfície: o aquífero de areia e no embasamento alterado e/ou fraturado saturados com água doce, aquífero no

embasamento alterado e/ou fraturado saturado com água salgada e o embasamento sem fraturas. Este encontra-se bem mais raso (cerca de 0,7 m) embaixo das SEV's 23 e 39, a 67,6 m sob a SEV 40 e bem mais profundo sob a sondagem 24 (estimado em 109,6 m, sendo as cotas referenciadas ao nível do mar). Essa feição do embasamento cristalino sem fraturas pode ser confirmado no mapa magnético (fig. 4.5), inclusive a depressão sob a SEV 24. Percebe-se novamente a presença da interface água doce/água salgada abaixo da SEV 13, mostrando concordância com o perfil 1.

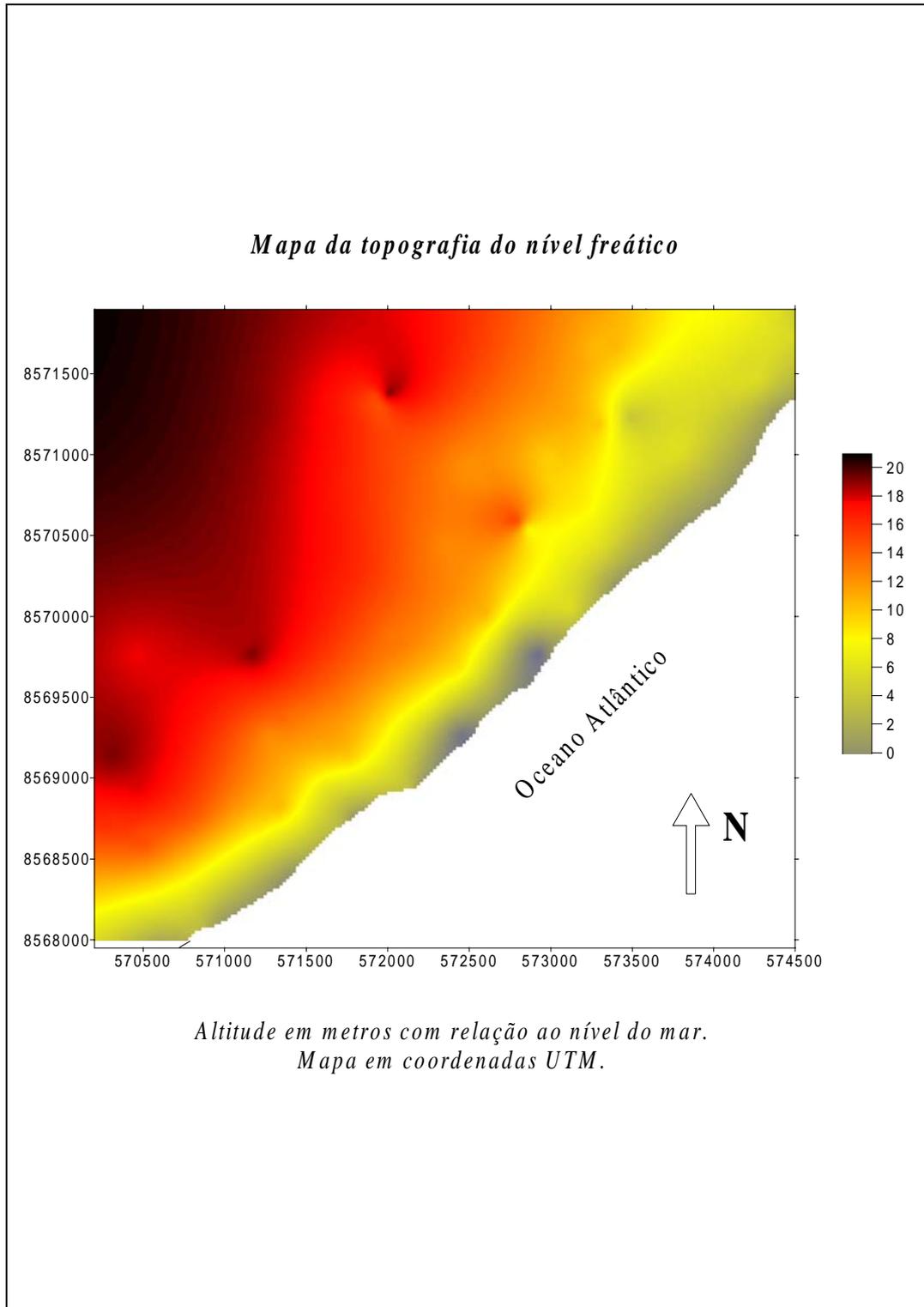


Figura 4.16: Mapa do nível freático com dados obtidos através da interpretação das SEV's.

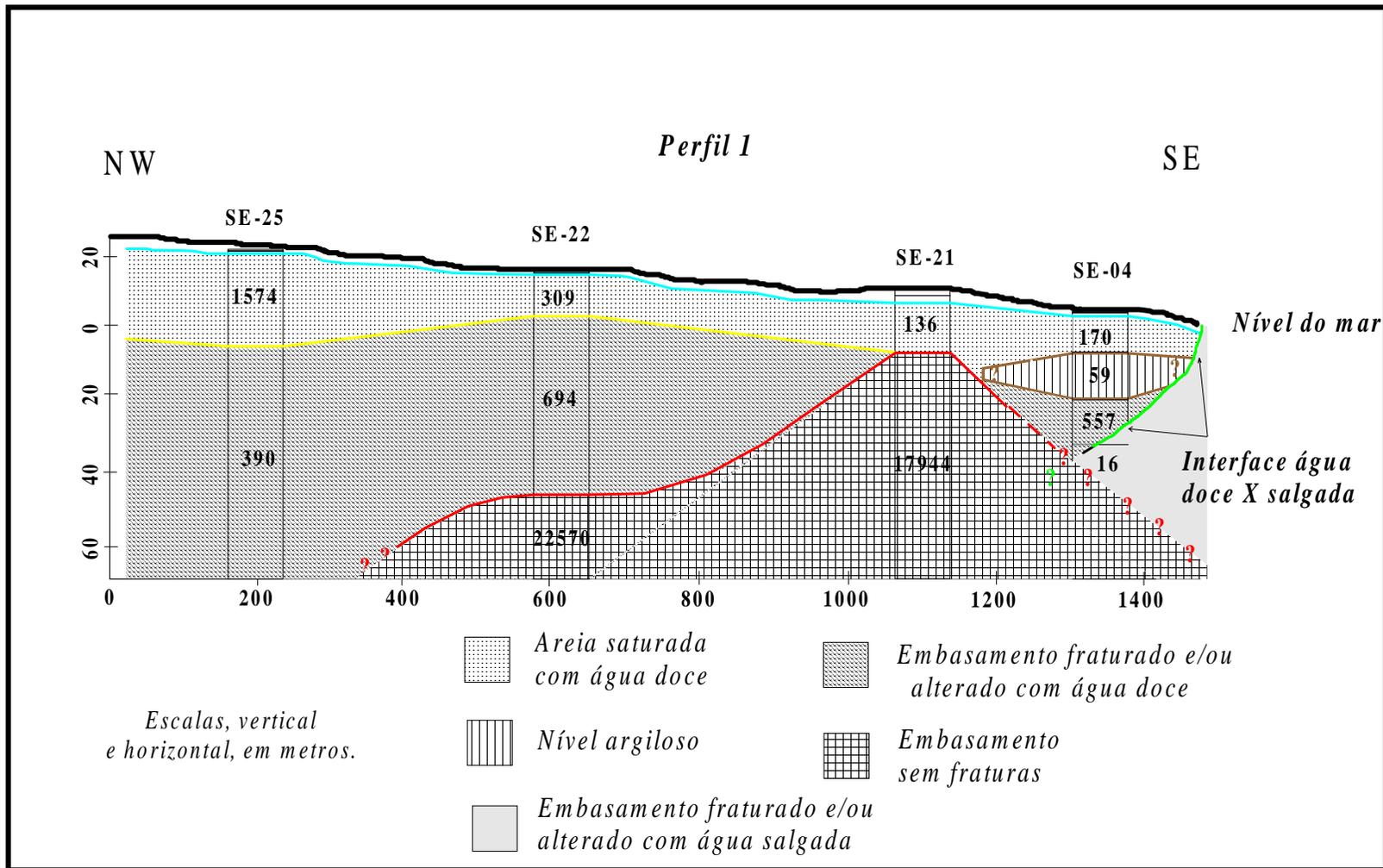


Figura 4.17: Perfil construído com os dados obtidos através da inversão 1-D das SEV's 25, 22, 21 e 04.

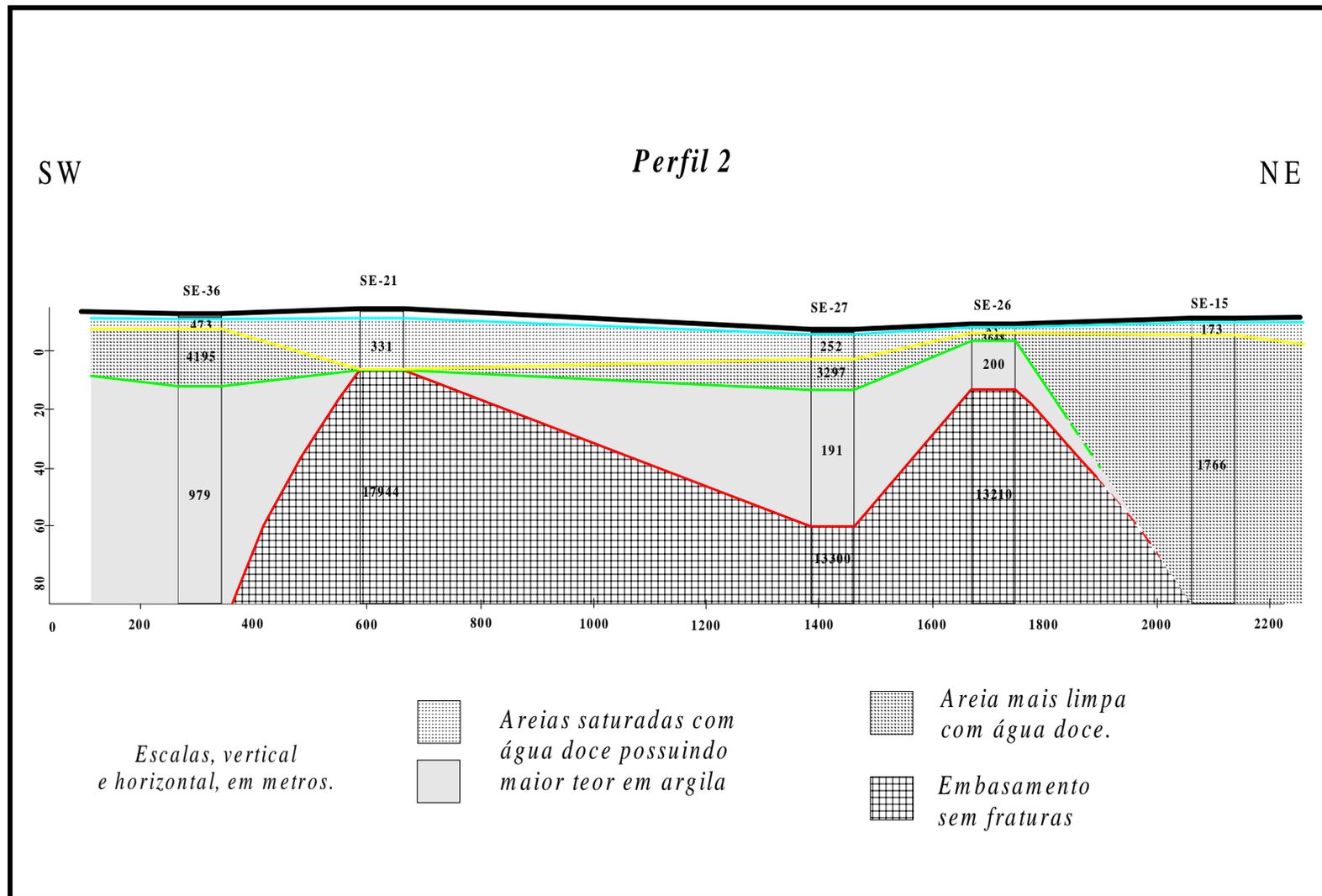


Figura 4.18: Perfil construído com os resultados obtidos através da inversão 1-D das SEV's 21, 27 e 26.

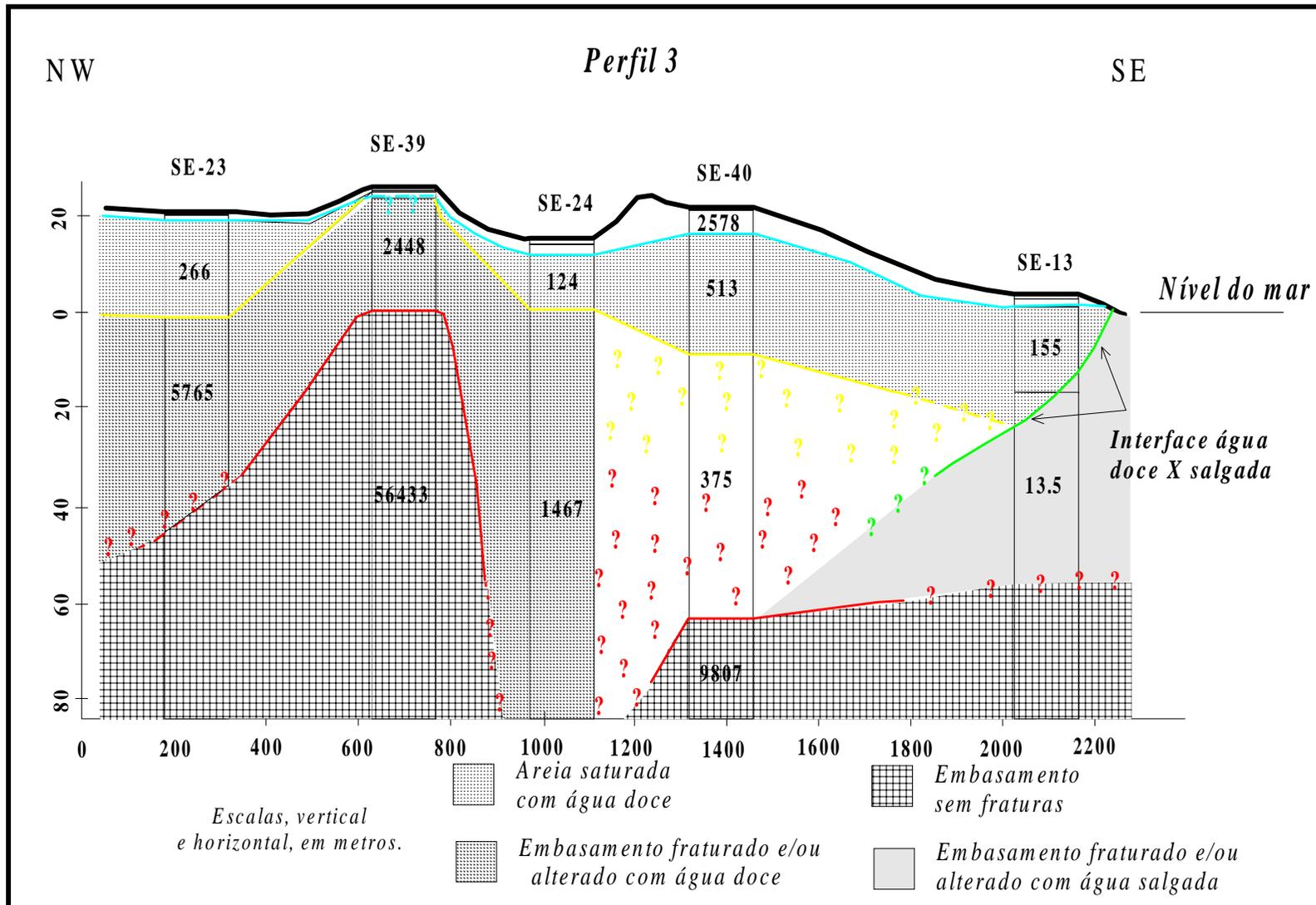


Figura 4.19: Perfil construído com os resultados obtidos através da inversão 1-D das SEV's 24, 39 e 23.

# CAPÍTULO 5

## CONCLUSÕES

Os dados de GPR fornecem imagens muito boas da subsuperfície, demarcando as principais interfaces presentes em profundidades médias de até 20 metros no caso do topo das dunas (Moraes, 1997). Localmente é suficiente para a delimitação do topo do nível freático em grande parte da área estudada e algumas vezes do topo do aquífugo. Como o método foi utilizado no caráter qualitativo, auxiliou a interpretação das SEV's confirmando o modelo proposto pelas mesmas.

Os dados de magnetometria fornecem claras indicações de zoneamentos magnéticos que estão associados com a topografia do embasamento presente no local. Nota-se também, na fig. 4.5, um comportamento coincidente para valores baixos do campo magnético com a zona de drenagem superficial. Os poucos rios, o grande número de lagoas e zonas alagadiças encontram-se, em sua maioria, nas zonas de baixos magnéticos. No quadrante inferior esquerdo da fig. 4.5 existe um alinhamento dos baixos magnéticos no eixo de um rio encravado no meio das dunas, próximo ao Hotel Sofitel.

Também pode-se observar um alinhamento de baixos ao longo da linha 34 sem continuidade para NE, desaparecendo antes de cruzar a linha 33. Esses fatos consolidam a afirmação que existe duas zonas de permeabilidade nas proximidades do referido hotel que seriam, provavelmente, paleocanais (Moraes, 1997) do suposto "rio Abaeté" (Avanzo, 1988) que foram soterrados pelas areias de dunas que estão em freqüente movimentação nessa região costeira.

No quadrante superior direito também tem-se a presença de muitas lagoas distribuídas entre as dunas, seguindo um padrão definido por baixos magnéticos. Isso indica que, coincidentemente, essas lagoas estão em locais onde o embasamento está mais profundo e o nível estático está aflorando.

A pesquisa com eletrorresistividade revelou níveis resistivos em subsuperfície que foram identificados como aquíferos e aquífugo. Nas proximidades da linha de praia percebe-se a presença da interface água doce/água salgada, sendo esta uma informação de fundamental importância para os moradores do local. O desconhecimento desse fato poderá, num futuro próximo, causar surpresas desagradáveis àqueles que tenham poços tubulares e façam uso desta água ou a quem venha furar um novo poço no local. Mostrou que o embasamento cristalino sem fraturas em alguns pontos que está muito profundo, não sendo identificado em alguma das SEV's executadas na área estudada.

# AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar, agradeço ao meu pai, minha mãe e minha avó Zofia (em memória) pelos valores que me ensinaram, pelo amor que sempre tiveram por mim e total apoio em qualquer das minhas decisões.

Em segundo lugar a Deus, ser supremo que sempre me acompanhou em todas situações de minha vida e nunca me abandonará!

Ao prof. Olivar A. L. de Lima que confiou um projeto de Iniciação Científica a um aluno que estava dando os primeiros passos na vida acadêmica. Agradeço tanto pela orientação que me foi dada nos trabalhos de campo e escritório quanto pelas críticas que me ajudaram a crescer no lado pessoal e profissional. Principalmente pelo apoio em um dos momentos mais importantes na vida de um homem, o nascimento de um filho. Muito obrigado Mestre!

Ao prof. Marco A. B. Botelho pelo seu incentivo, apoio e amizade nos momentos finais do curso.

Meu agradecimento especial está endereçado ao prof. Edson E. S. Sampaio, a quem aprendi a admirar e respeitar.

À banca examinadora, profs. Hédison K. Sato e Alberto B. Novaes.

Agradeço, também, ao prof. e ator Carlos Petrovich, aos profs. Maria Tereza Rocha, Elinalva, Graça Luzia, Joaquim Xavier, Telésforo e Otávio que contribuíram muito para minha formação profissional.

Não posso esquecer dos funcionários que me deram suporte nos trabalhos de campo e de escritório. Valeu Lene, Luis Medeiros, Mota, Ana D'O e Joaquim Lago!

Aos meus companheiros de curso e amigos Atahebson B. Santos (criatura) e Emerson A. do Carmo (teitor) pelas dicas importantes e ensinamentos que me transmitiram durante essa jornada acadêmica.

Ao colega de curso Jander W. O. de Moraes pela valiosa ajuda nos com o radar e Ricardo C. Santiago (Clementino) com o magnetômetro. Ao Gustavo R. Gomes pelas companhias nos “viotes” e “mesmos esquemas...”. O resto da macacada eu não esqueci, valeu galera e *pra vocês que fica...*

Ao CNPq, pela concessão da bolsa de Iniciação Científica durante o tempo necessário para a realização dessa pesquisa.

## Referências

- Avanzo, P. E. (1988) Importância dos estudos de impacto ambiental: Abaeté, um exemplo. EDUFBA. Salvador, Ba.
- Barbosa, J. S. F. e Dominguez, J. M. L. (coordenadores) (1996) Geologia da Bahia: texto explicativo para o mapa geológico ao milionésimo. Superintendência de Geologia e Recursos Minerais - Secretaria da Indústria, Comércio e Mineração. Salvador, Ba.
- Beres, M. and Haeni, F. P. (1991) Application of ground penetrating radar methods in hidrogeologic studies: *Ground Water*, 375-385.
- Bittencourt, A. C. S. P. (1971) Alguns aspectos da sedimentação recente na costa atlântica de Salvador: Monografia de Mestrado, Universidade Federal da Bahia. Salvador, Ba.
- Bittencourt, A. C. S. P., Vilas Boas, G. S., Flexor, J. M. e Martin, L. (1978) Excursão sobre as formações quaternárias do litoral do Estado da Bahia: Simpósio Internacional sobre a Evolução Costeira no Quaternário - Livro-guia. Programa de Pesquisa e Pós-Graduação em Geofísica. Universidade Federal da Bahia. São Paulo, SP.
- Bittencourt, A. C. S. P., Vilas Boas, G. S., Flexor, J. M. e Martin, L. (1979) Geologia dos depósitos quaternários no litoral do Estado da Bahia: Geologia e Recursos minerais do Estado da Bahia - Textos Básicos, vol1, 1-21, SME/CPM. Salvador, Ba.
- Bittencourt, A. C. S. P., Vilas Boas, G. S., Flexor, J. M. e Martin, L. (1979) Quaternary marine formations of the coastal of the state of Bahia (Brazil): Proceedings of the "1978 International Symposium of Coastal Evolution in the Quaternary". K. Suguio, T. Fairchild, L. Martin & J. M. Flexor (editores), 232-253. São Paulo. SP.
- Bittencourt, A. C. S. P. (1996) As coberturas terciárias e quaternárias do interior e da zona costeira. In: "Geologia da Bahia: texto explicativo para o mapa geológico ao milionésimo." Superintendência de Geologia e Recursos Minerais - Secretaria da Indústria, Comércio e Mineração, 171-181. Salvador, Ba.
- Davis, J. L. and Annan, A. P. (1989) Ground penetrating radar for high resolution mapping of soil and rock stratigraphy: *Geophysical Prospecting*, 37, 531-551.
- Dominguez, J. M. L., Bittencourt, A. C. S. P. e Martin, L (1981) Esquema evolutivo da sedimentação quaternária nas feições deltáicas dos rios São Francisco (SE/AL), Jequitinhonha (BA) e Paraíba do Sul (RJ): *Rev. Bras. Geoc.*,11(4), 227-237.
- Fujimori, S. (1968) Granulitos e chernockitos de Salvador, Bahia: *Anais... Academia Brasileira de Ciências* , 40, 181-202.

- Guimarães, M. M. M. (1978) Evolução quaternária da costa atlântica de Salvador: Monografia de Mestrado, Universidade Federal da Bahia. Salvador, Ba.
- Luiz, J. G. e Costa e Silva, L. M. da (1990) Geofísica de Prospecção: EDUFPA. Belém, Pa.
- Martin, L., Bittencourt, A. C. S. P. e Flexor, J. M. (1980) Mapa geológico do Quaternário costeiro do Estado da Bahia - 1:250000 - texto explicativo. SME/CPM. Salvador, Ba.
- Moraes, J. W. O. de (1997) Avaliação geofísica do sistema aquífero na área do parque das lagoas e dunas do Abaeté: Monografia de Graduação, Universidade Federal da Bahia. Salvador, Ba.
- Oliveira, E. P. (1990) Pretogenesis of mafic-ultramafic rocks from Precambrian Curaçá terrane, Brazil: Tese de Doutorado. Universidade de Leicester. GB.
- Sabaté, P. (1996) Estruturas e tectônica do embasamento arqueano/proterozóico inferior do Estado da Bahia. In: "Geologia da Bahia: texto explicativo para o mapa geológico ao milionésimo." Superintendência de Geologia e Recursos Minerais - Secretaria da Indústria, Comércio e Mineração, 226. Salvador, Ba.
- Sumner, J. S. (1976) Principles of induced polarization for geophysical exploration: Elsevier Scientific Publishing Company, New York, USA.
- Vilas Boas, G. S. (1996) Sedimentos Terciários : In "Geologia da Bahia: texto explicativo para o mapa geológico ao milionésimo". Superintendência de Geologia e Recursos Minerais - Secretaria da Indústria, comércio e Mineração, 165-167. Salvador, Ba.
- Zohdy, A. A. R. (1965) The auxiliary point method of electrical sounding interpretation, and its relationship to Dar Zarrouk parameters: Geophysics, **30**, no. 4, 644-660.

# ANEXO I

## Interpretação das Sondagens Elétricas Verticais

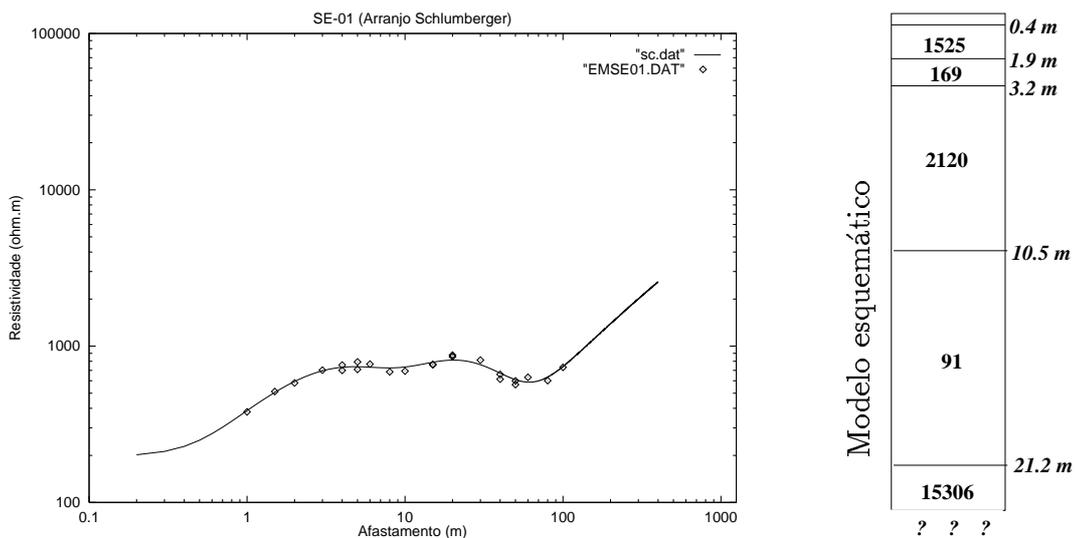


Figura I.1: SEV 01 realizada na zona de praia em 06/10/95, constando da curva teórica resultante do refinamento do modelo inicial (sc.dat) e dados de campo originais (EMSE01.DAT).

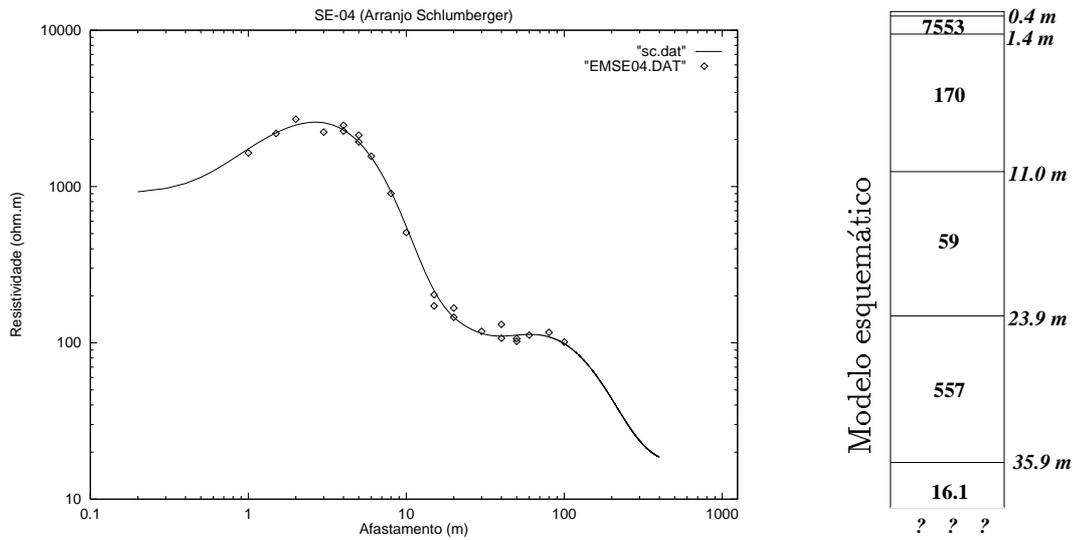


Figura I.2: SEV 04, realizada na zona de praia em 12/01/96, constando da curva teórica resultante do refinamento do modelo inicial (sc.dat) e dados de campo originais (EMSE04.DAT).

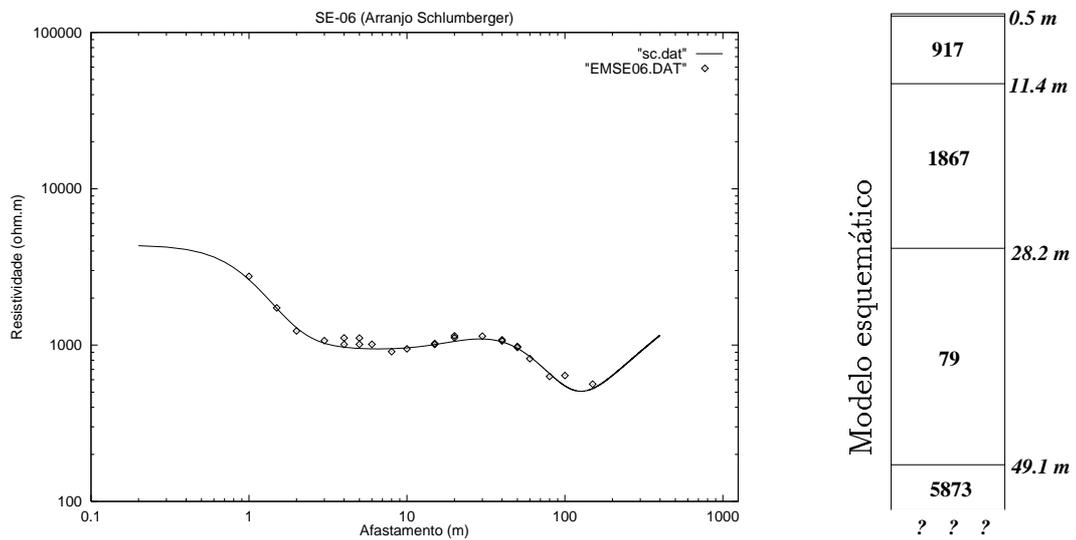


Figura I.3: SEV 06, realizada na zona de praia em 14/02/96, constando da curva teórica resultante do refinamento do modelo inicial (sc.dat) e dados de campo originais (EMSE06.DAT).

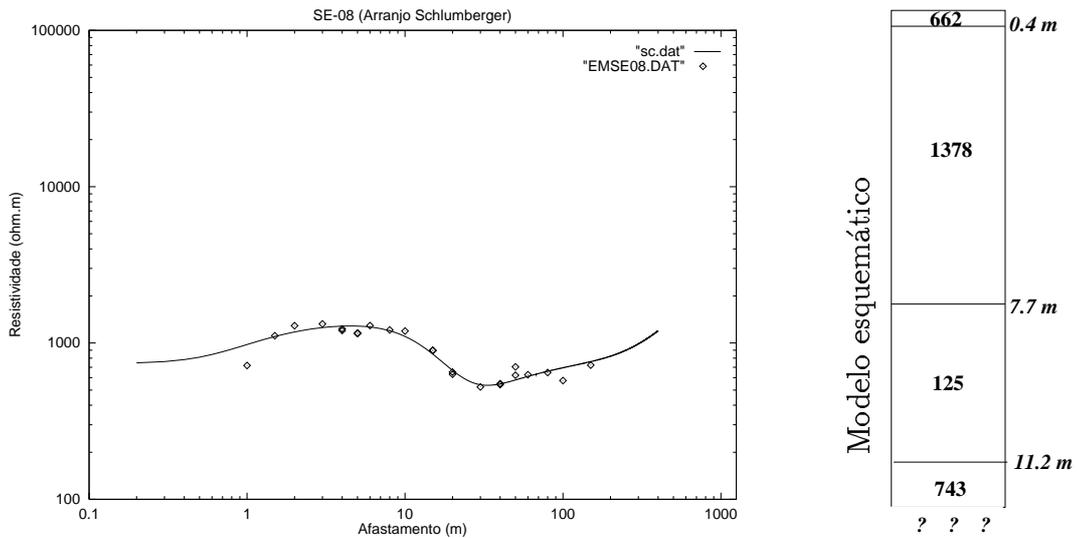


Figura I.4: SEV 08, realizada na zona de praia em 27/02/96, constando da curva teórica resultante do refinamento do modelo inicial (sc.dat) e dados de campo originais (EMSE08.DAT). Embasamento sem fraturas estimado a 205,2 m de profundidade.

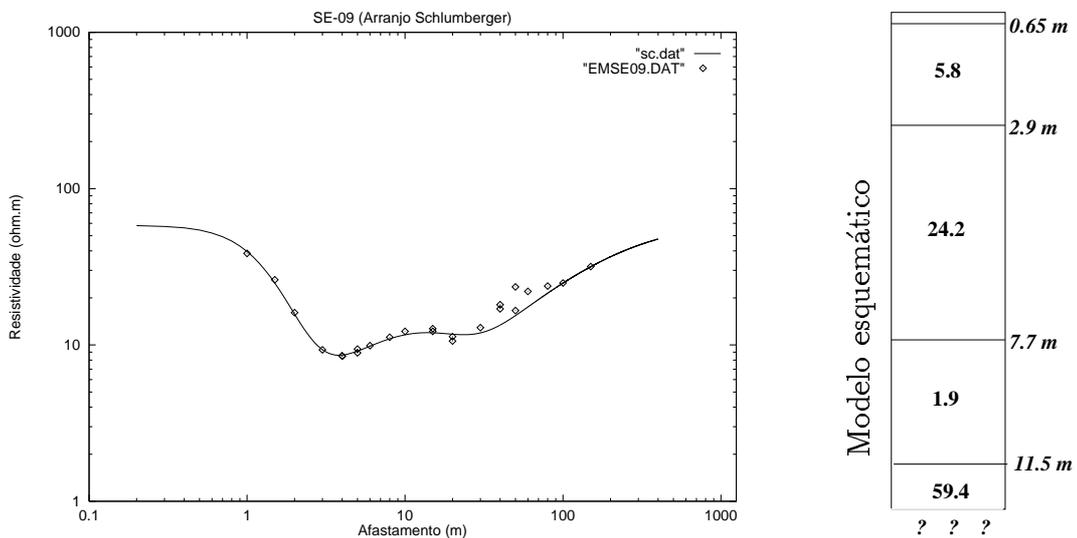


Figura I.5: SEV 09, realizada na zona de praia em 17/07/96, constando da curva teórica resultante do refinamento do modelo inicial (sc.dat) e dados de campo originais (EMSE09.DAT).

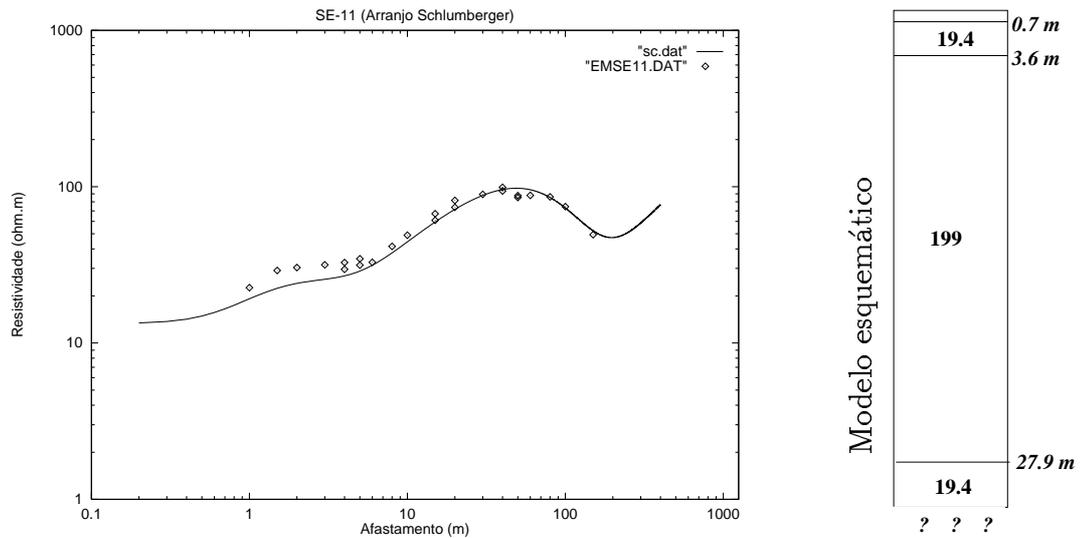


Figura I.6: SEV 11, realizada na zona de praia em 01/03/96, constando da curva teórica resultante do refinamento do modelo inicial (sc.dat) e dados de campo originais (EMSE11.DAT). Embasamento sem fraturas estimado a 122,9 m de profundidade.

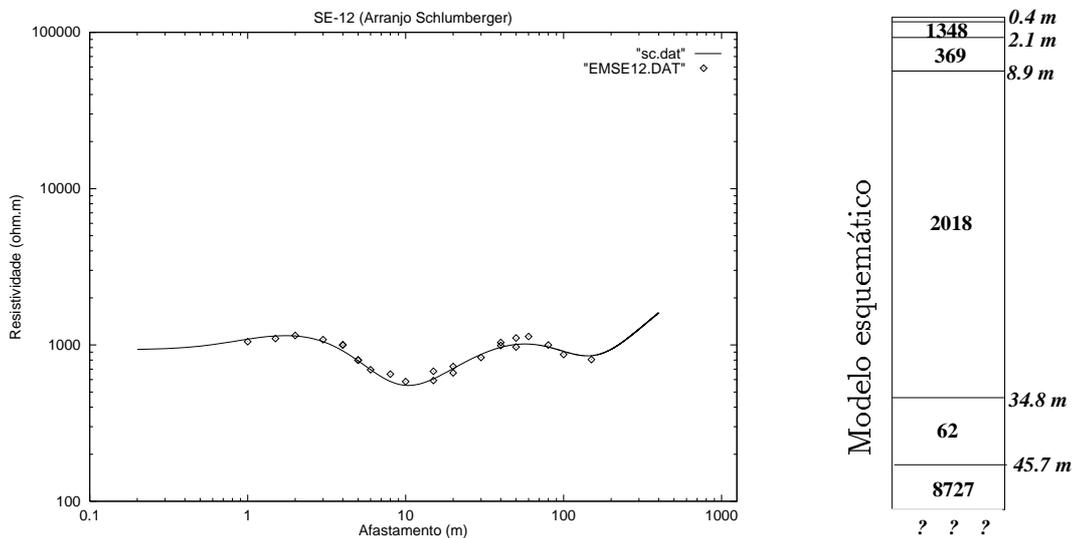


Figura I.7: SEV 12, realizada na zona de praia em 01/03/96, constando da curva teórica resultante do refinamento do modelo inicial (sc.dat) e dados de campo originais (EMSE12.DAT).

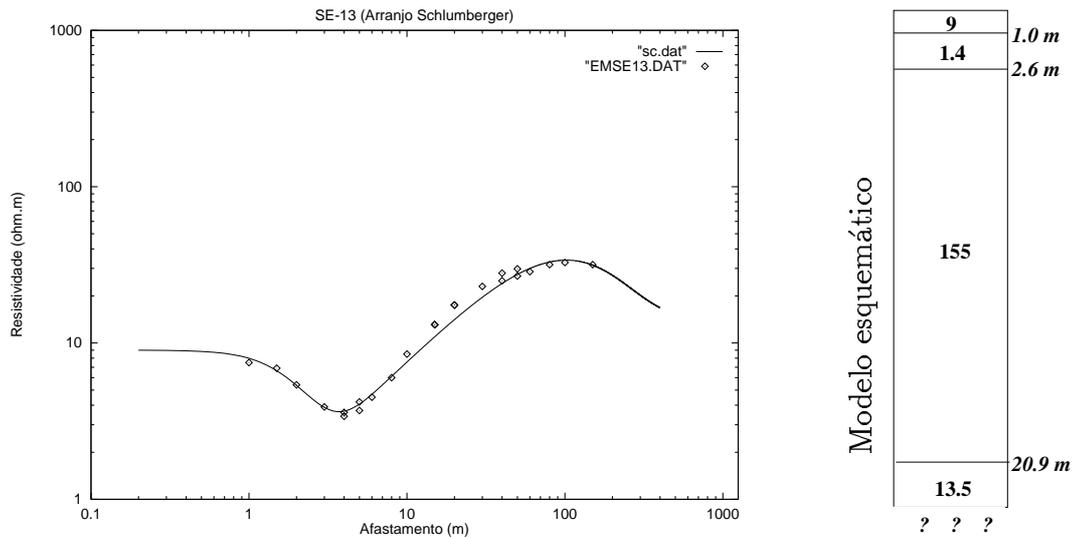


Figura I.8: SEV 13, realizada na zona de praia em 06/03/96, constando da curva teórica resultante do refinamento do modelo inicial (sc.dat) e dados de campo originais (EMSE13.DAT).

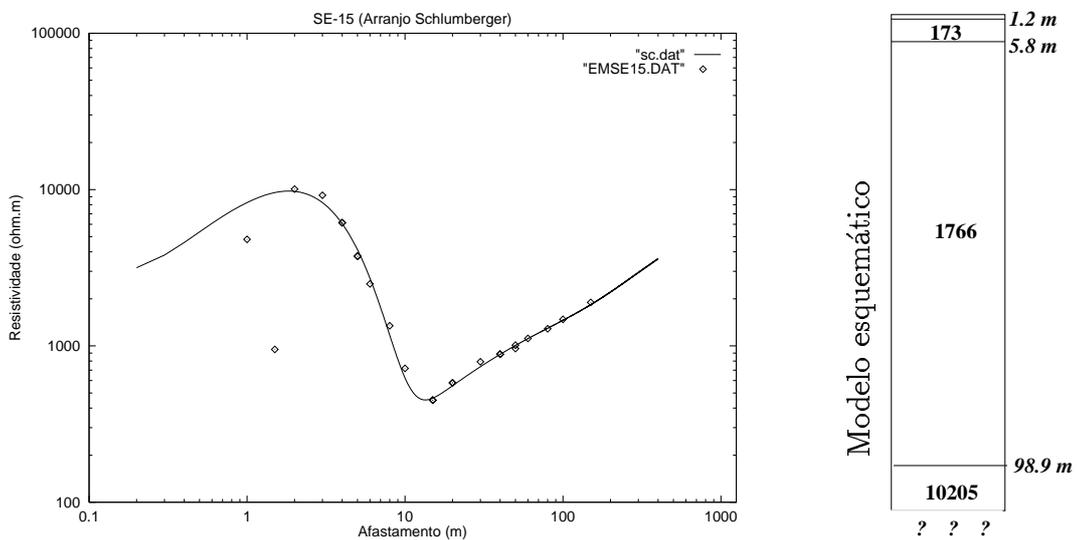


Figura I.9: SEV 15, realizada próximo limite das dunas e com os Terraços holocênicos em 05/03/96, constando da curva teórica resultante do refinamento do modelo inicial (sc.dat) e dados de campo originais (EMSE15.DAT).

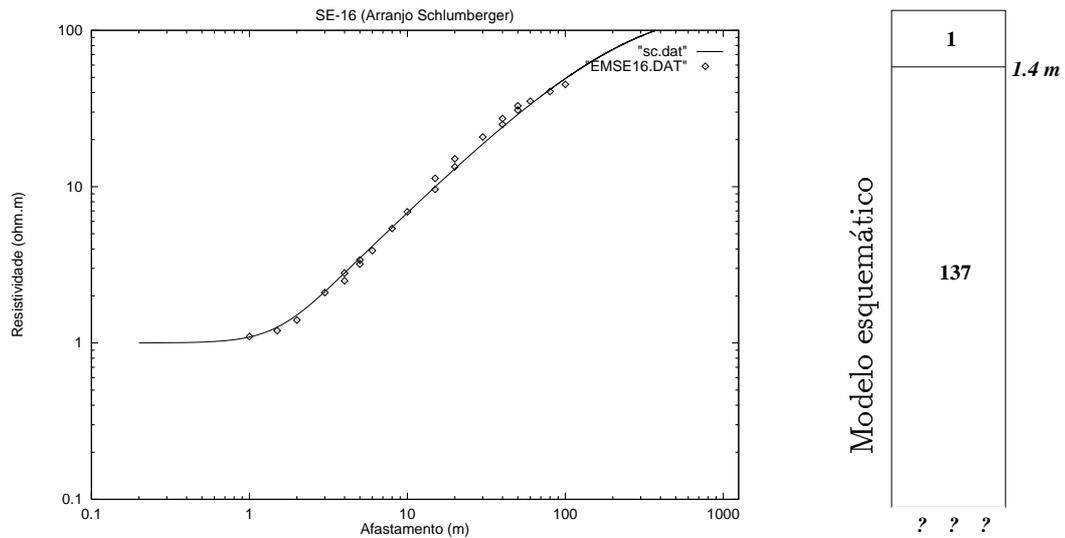


Figura I.10: SEV 16, realizada na zona de praia em 06/03/96, constando da curva teórica resultante do refinamento do modelo inicial (sc.dat) e dados de campo originais (EMSE16.DAT).

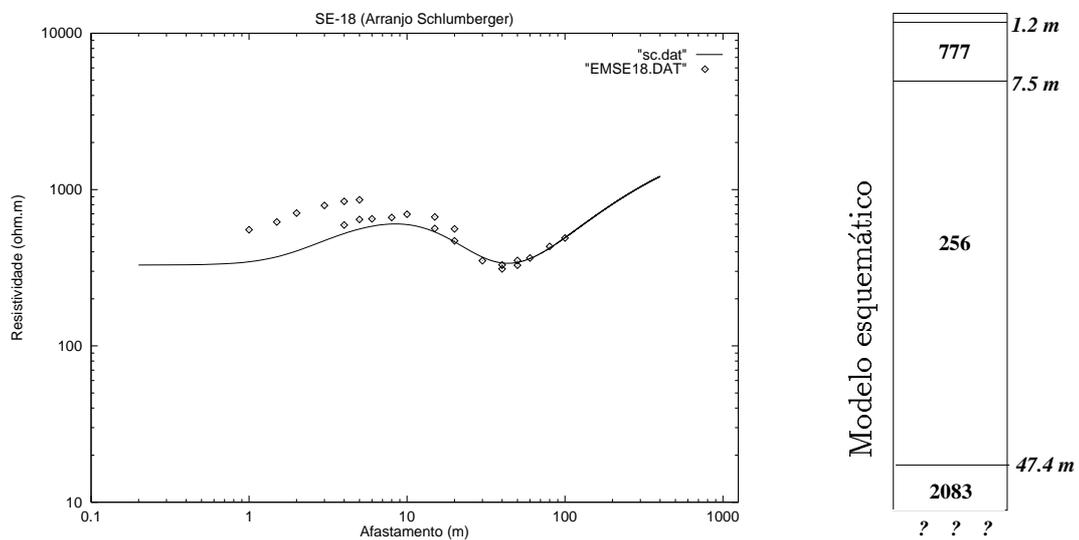


Figura I.11: SEV 18, realizada próximo ao limite das dunas e com os Terraços holocênicos em 08/07/96, constando da curva teórica resultante do refinamento do modelo inicial (sc.dat) e dados de campo originais (EMSE18.DAT).

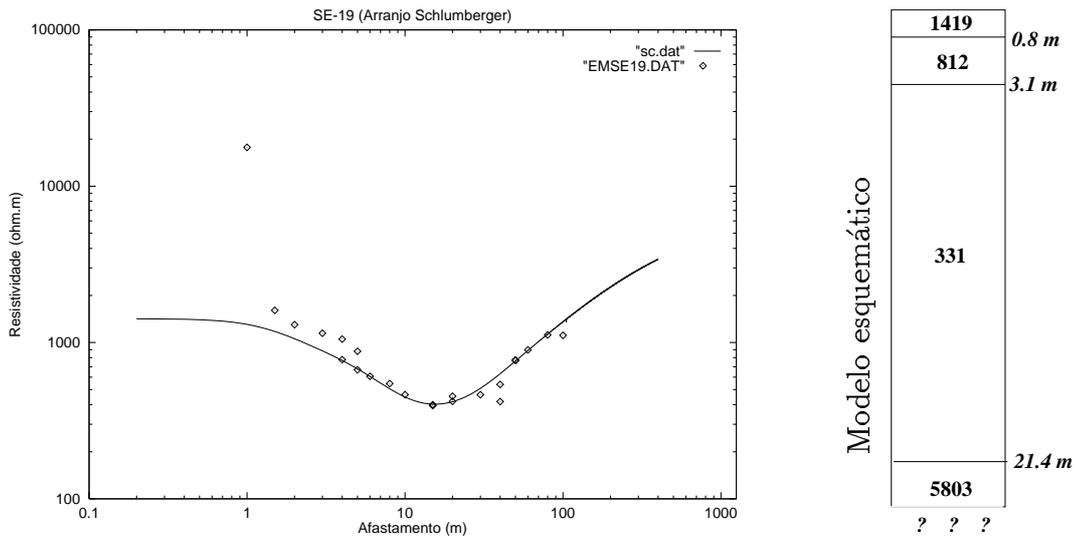


Figura I.12: SEV 19, realizada próximo ao limite das dunas e com os Terraços holocênicos em 08/07/96, constando da curva teórica resultante do refinamento do modelo inicial (sc.dat) e dados de campo originais (EMSE19.DAT).

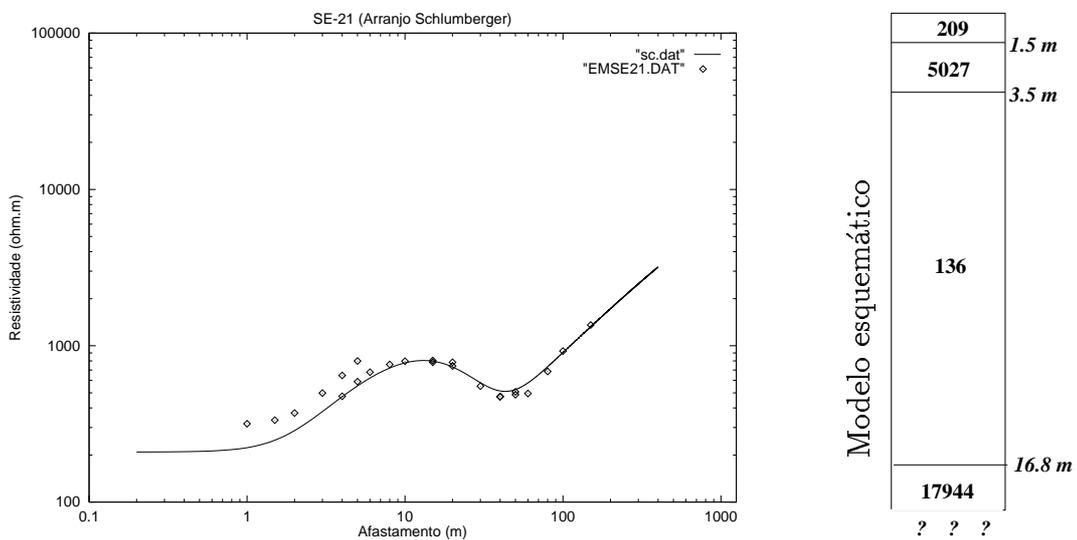


Figura I.13: SEV 21, realizada em cima dos Terraços holocênicos retrabalhados pelo vento em 09/07/96, constando da curva teórica resultante do refinamento do modelo inicial (sc.dat) e dados de campo originais (EMSE21.DAT).

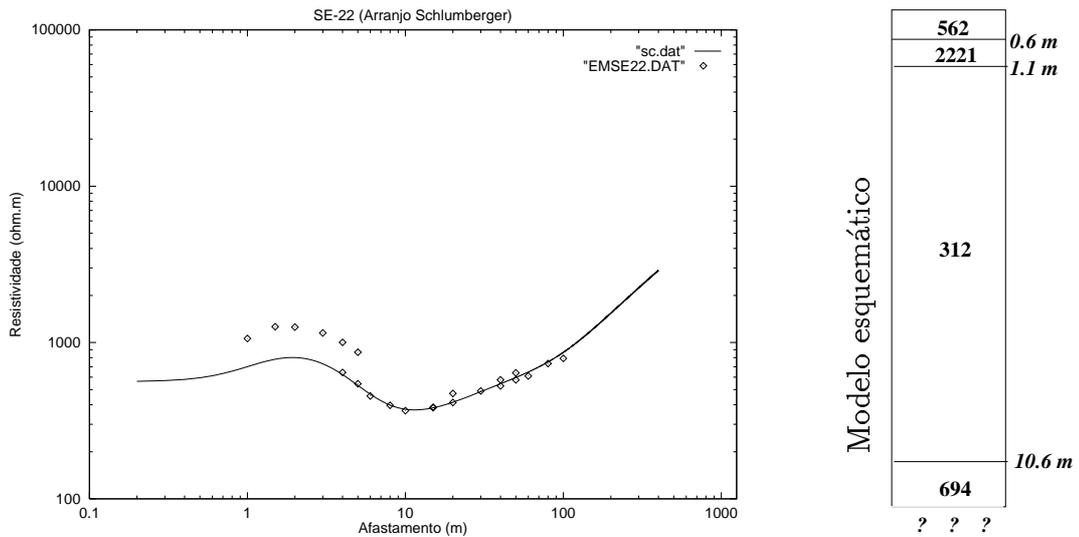


Figura I.14: SEV 22, realizada próximo ao limite das dunas e com os Terraços holocênicos em 09/07/96, constando da curva teórica resultante do refinamento do modelo inicial (sc.dat) e dados de campo originais (EMSE22.DAT). Embasamento sem fraturas estimado a 73,4 m de profundidade.

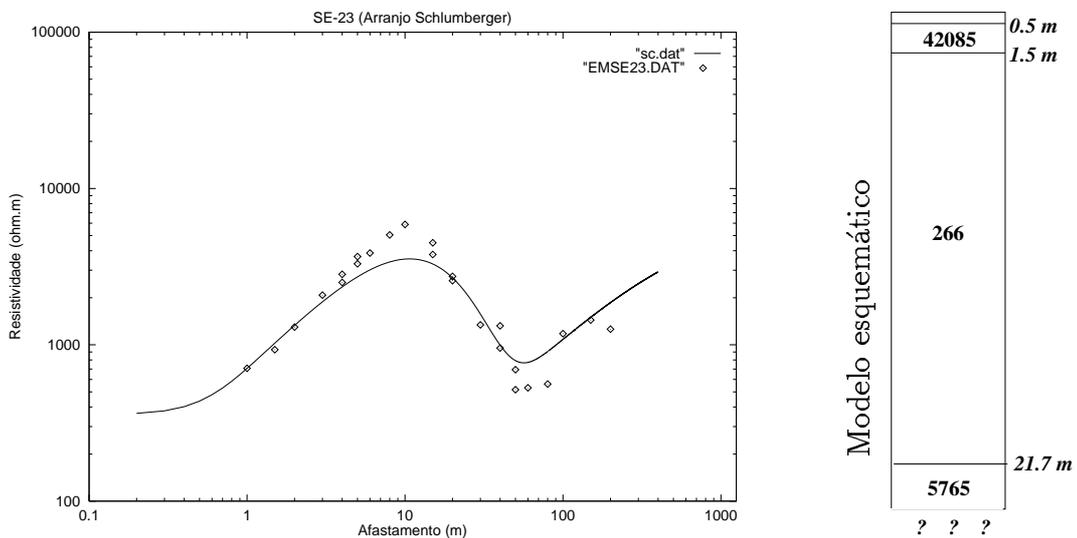


Figura I.15: SEV 23, realizada em cima dos sedimentos aluviais em 10/07/96, constando da curva teórica resultante do refinamento do modelo inicial (sc.dat) e dados de campo originais (EMSE23.DAT).

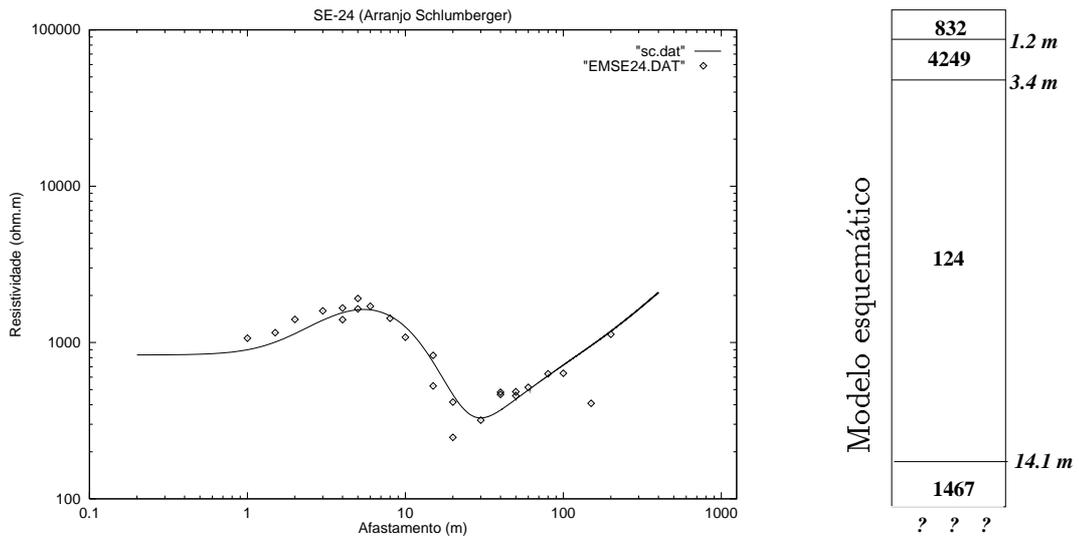


Figura I.16: SEV 24, realizada em cima das dunas em 10/07/96, constando da curva teórica resultante do refinamento do modelo inicial (sc.dat) e dados de campo originais (EMSE24.DAT). Embasamento sem fraturas estimado a 139,7 m de profundidade.

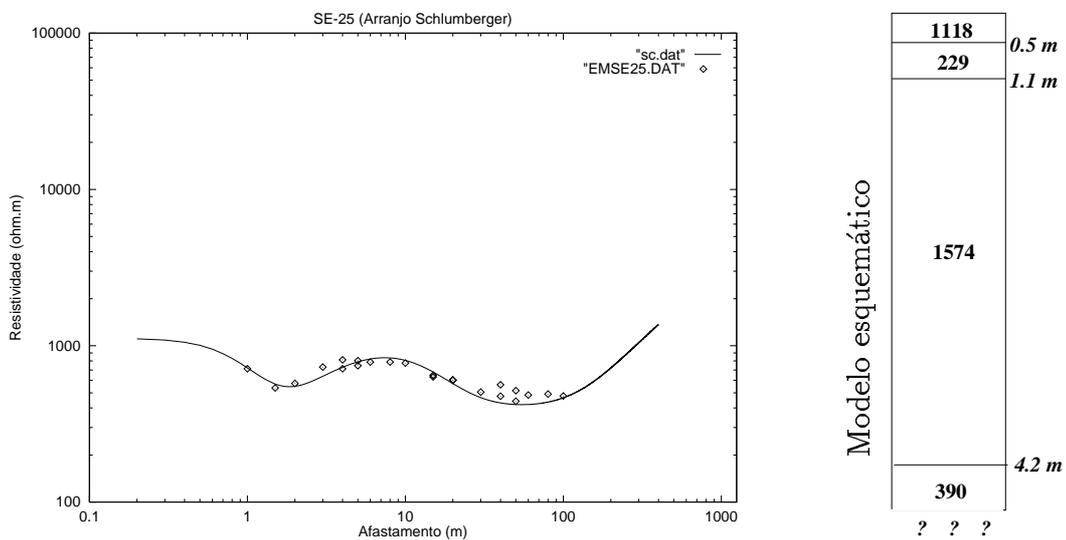


Figura I.17: SEV 25, realizada em cima das dunas em 10/07/96, constando da curva teórica resultante do refinamento do modelo inicial (sc.dat) e dados de campo originais (EMSE25.DAT). Embasamento sem fraturas estimado a 109,2 m de profundidade.

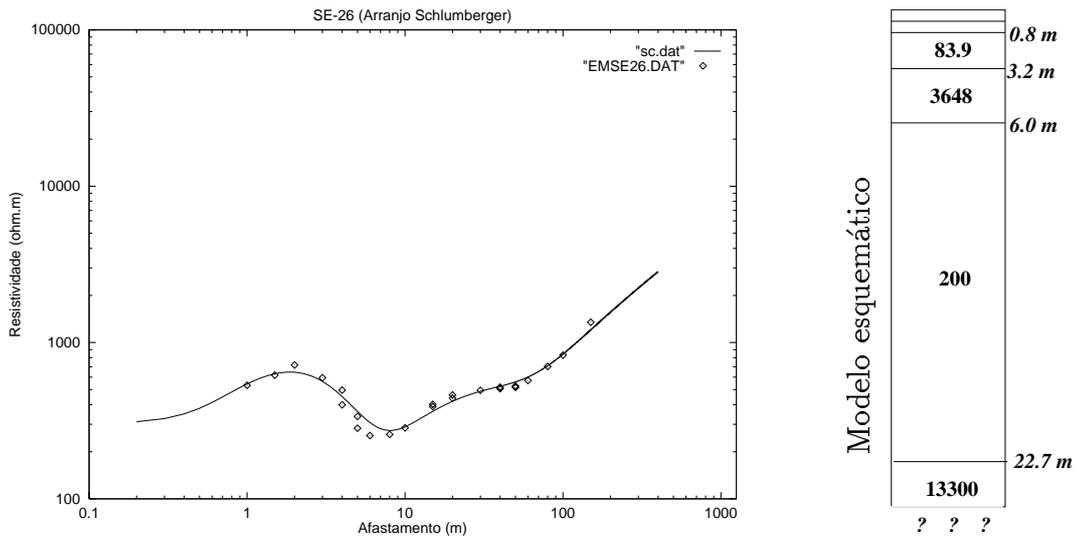


Figura I.18: SEV 26, realizada em cima dos Terraços holocênicos retrabalhados pelo vento em 11/07/96, constando da curva teórica resultante do refinamento do modelo inicial (sc.dat) e dados de campo originais (EMSE26.DAT).

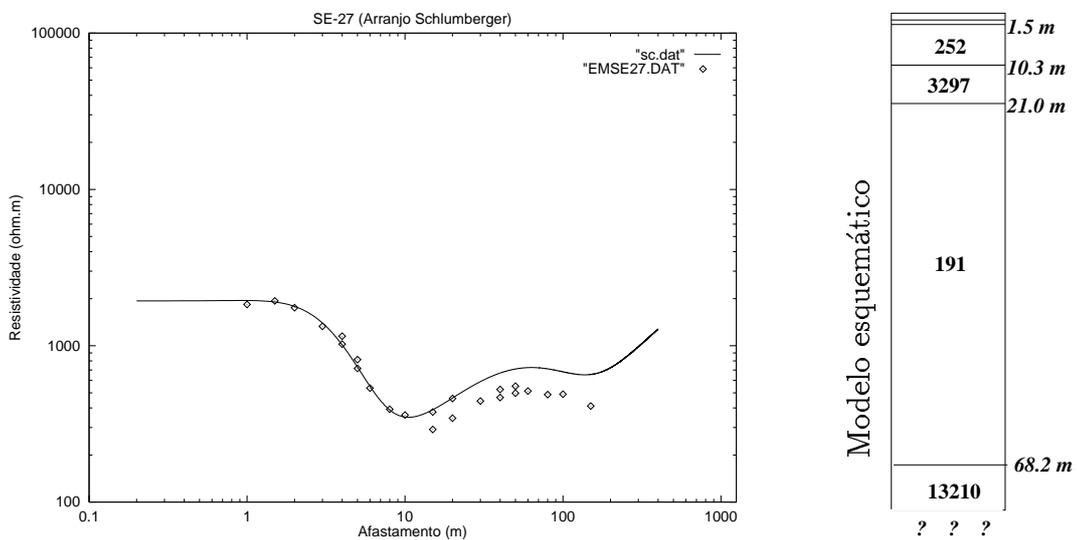


Figura I.19: SEV 27, realizada próximo ao limite das dunas e com os Terraços holocênicos em 11/07/96, constando da curva teórica resultante do refinamento do modelo inicial (sc.dat) e dados de campo originais (EMSE27.DAT).

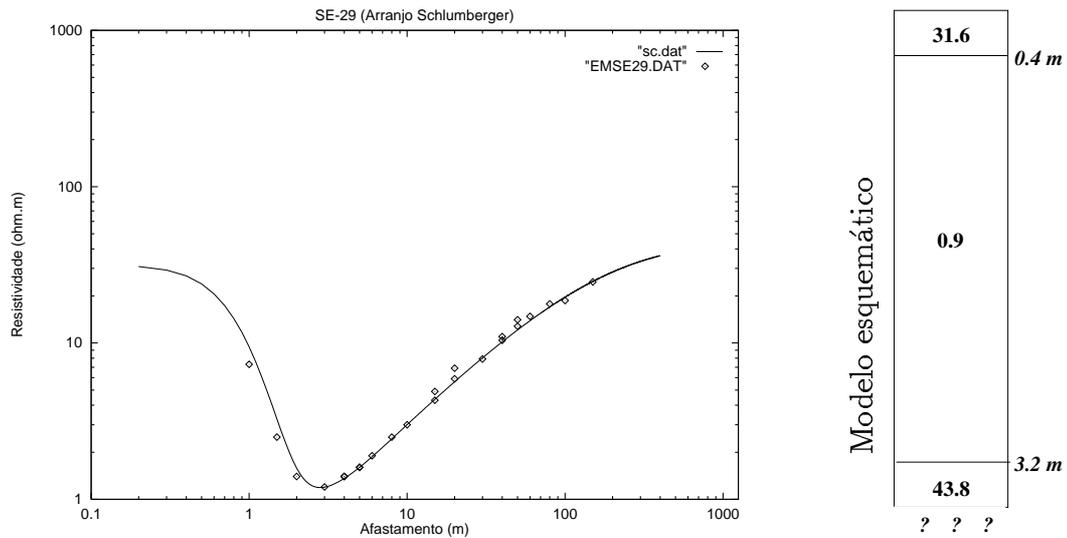


Figura I.20: SEV 29, realizada na zona de praia em 12/07/96, constando da curva teórica resultante do refinamento do modelo inicial (sc.dat) e dados de campo originais (EMSE29.DAT).

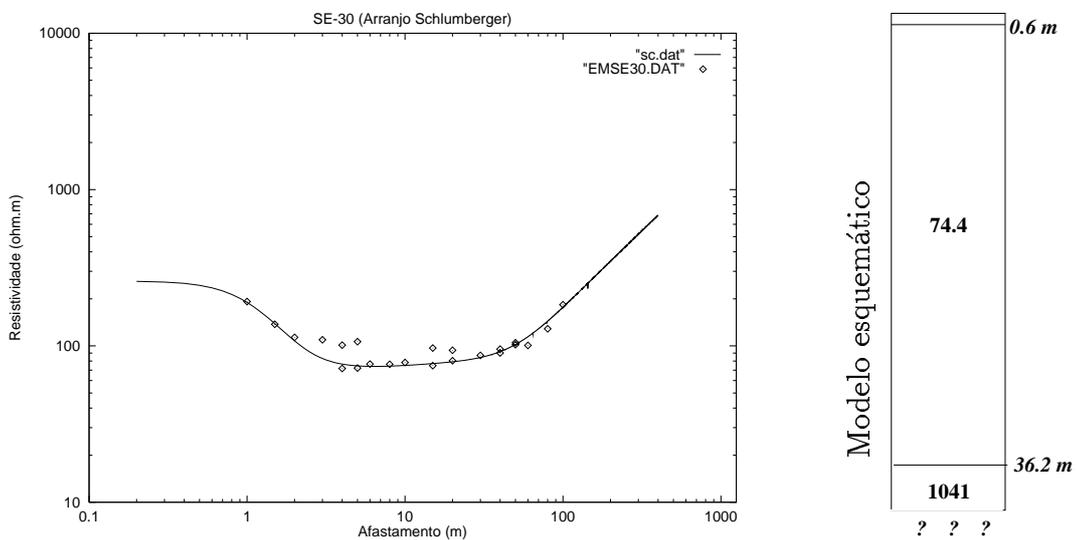


Figura I.21: SEV 30, realizada em cima dos Terraços holocênicos retrabalhados pelo vento em 12/07/96, constando da curva teórica resultante do refinamento do modelo inicial (sc.dat) e dados de campo originais (EMSE30.DAT).

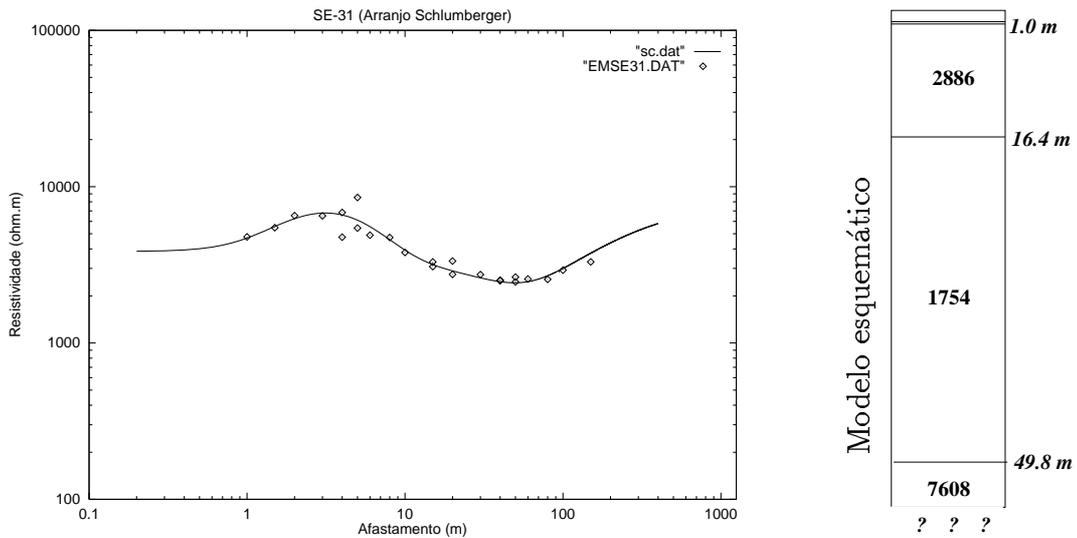


Figura I.22: SEV 31, realizada próximo ao limite das dunas e com os Terraços holocênicos em 12/07/96, constando da curva teórica resultante do refinamento do modelo inicial (sc.dat) e dados de campo originais (EMSE31.DAT).

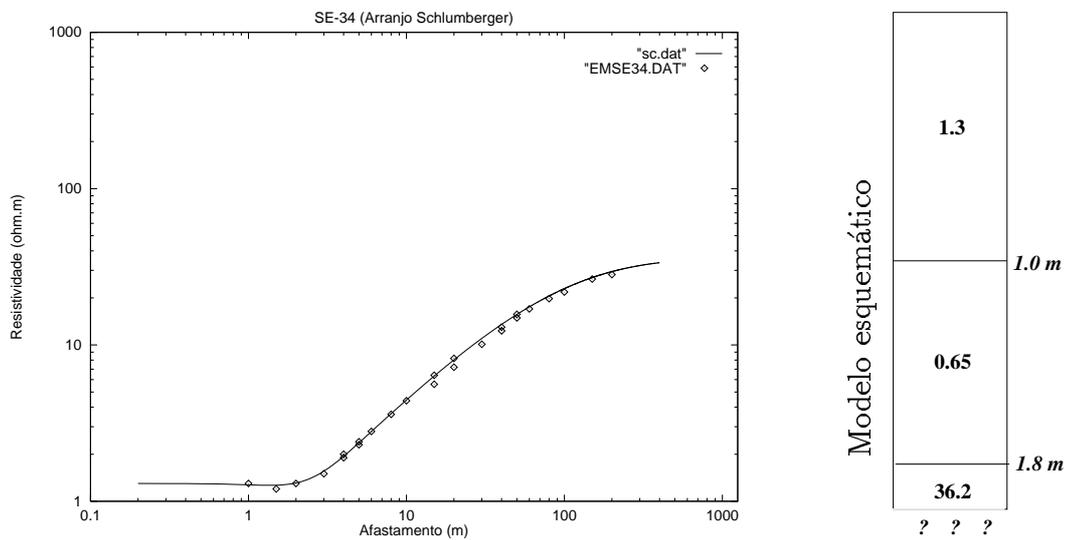


Figura I.23: SEV 34, realizada na zona de praia em 18/07/96, constando da curva teórica resultante do refinamento do modelo inicial (sc.dat) e dados de campo originais (EMSE34.DAT).

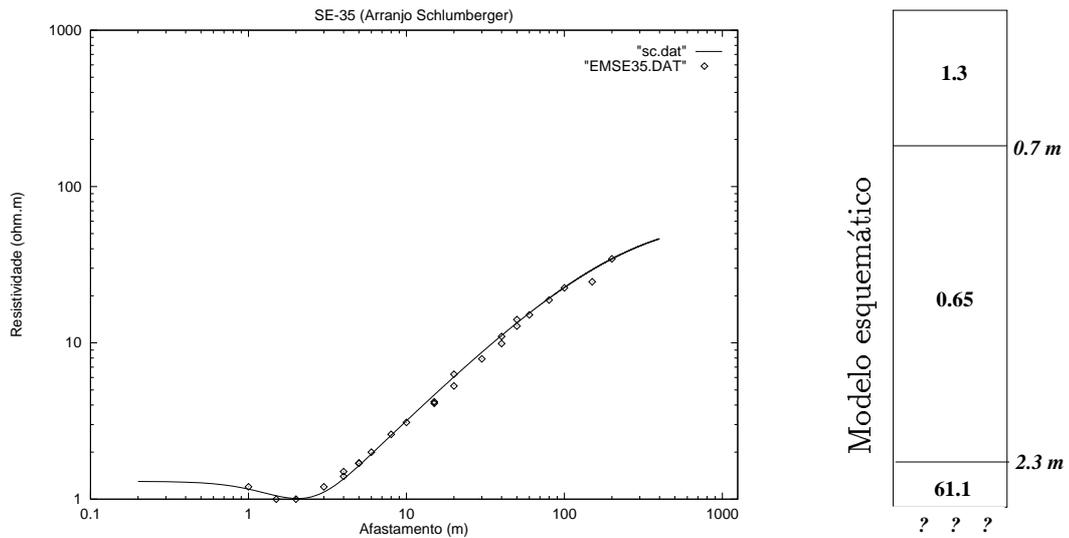


Figura I.24: SEV 35, realizada na zona de praia em 18/07/96, constando da curva teórica resultante do refinamento do modelo inicial (sc.dat) e dados de campo originais (EMSE35.DAT).

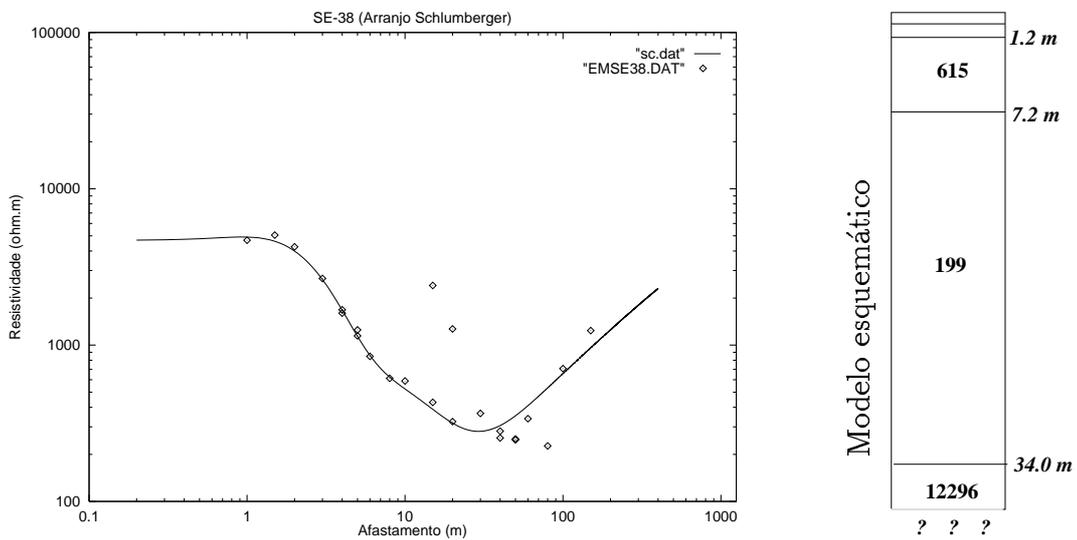


Figura I.25: SEV 38, realizada em cima das dunas em 23/10/96, constando da curva teórica resultante do refinamento do modelo inicial (sc.dat) e dados de campo originais (EMSE38.DAT).

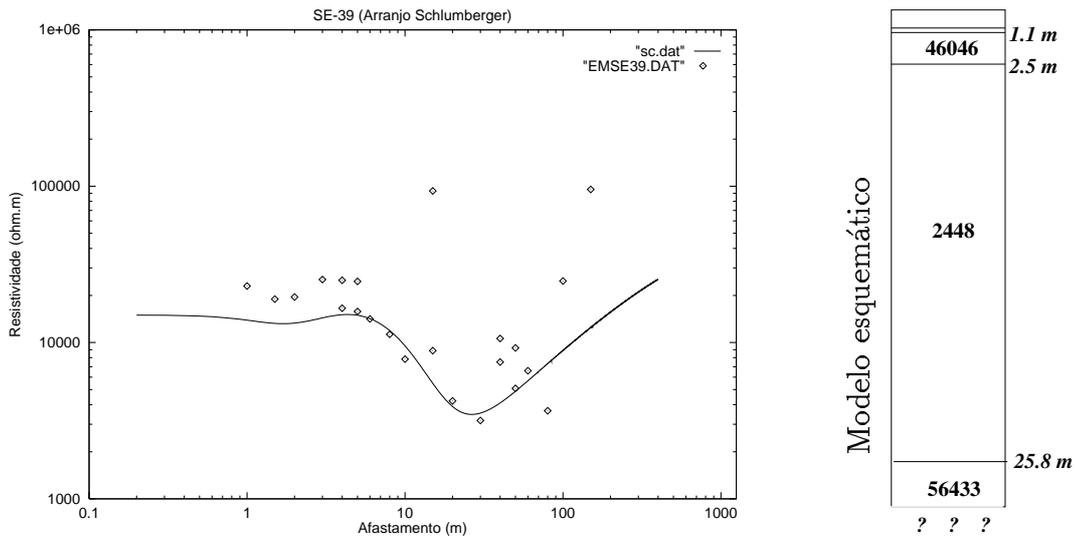


Figura I.26: SEV 39, realizada próximo ao limite das dunas e com os Terraços holocênicos em 30/10/96, constando da curva teórica resultante do refinamento do modelo inicial (sc.dat) e dados de campo originais (EM-SE39.DAT).

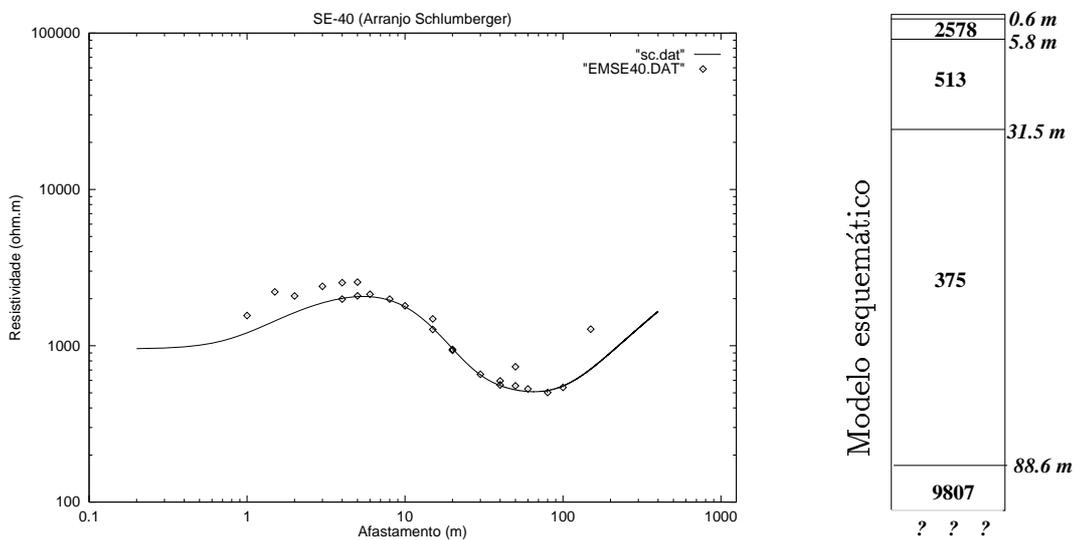


Figura I.27: SEV 40, realizada próximo ao limite das dunas e com os Terraços holocênicos em 30/10/96, constando da curva teórica resultante do refinamento do modelo inicial (sc.dat) e dados de campo originais (EM-SE40.DAT).

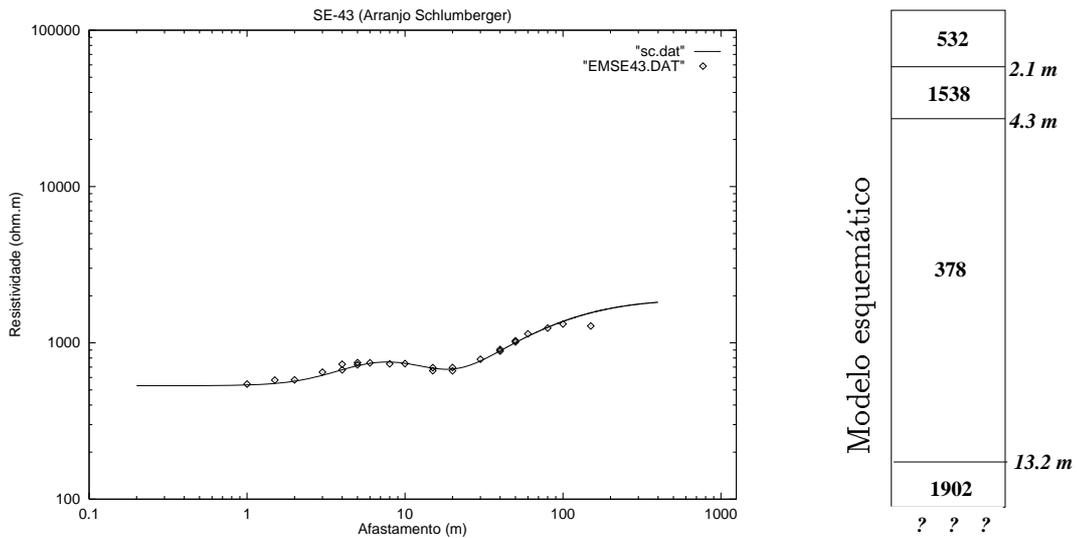


Figura I.28: SEV 43, realizada em cima das dunas em 11/12/96, constando da curva teórica resultante do refinamento do modelo inicial (sc.dat) e dados de campo originais (EMSE43.DAT).

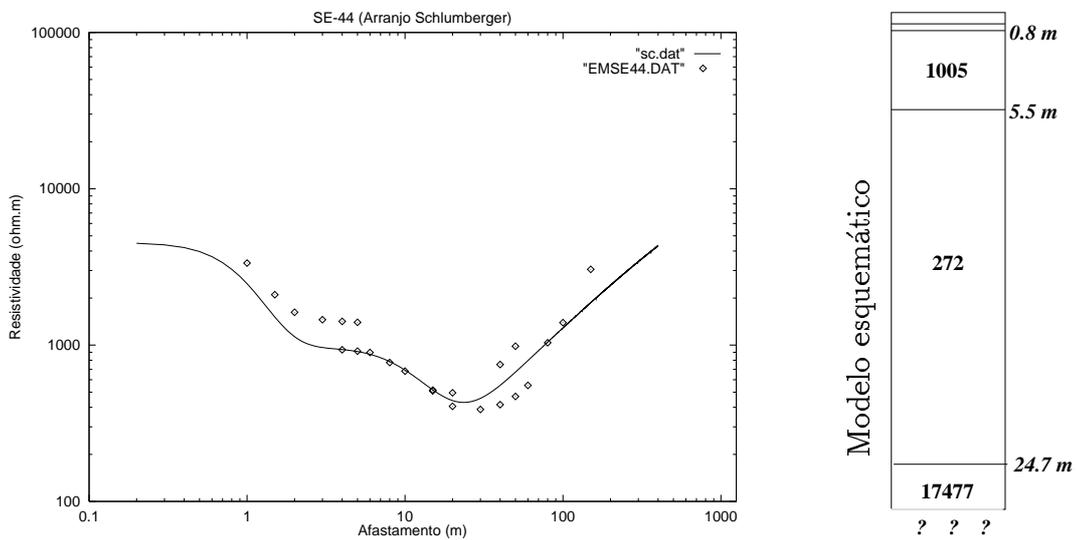


Figura I.29: SEV 44, realizada em cima das dunas em 11/12/96, constando da curva teórica resultante do refinamento do modelo inicial (sc.dat) e dados de campo originais (EMSE44.DAT).

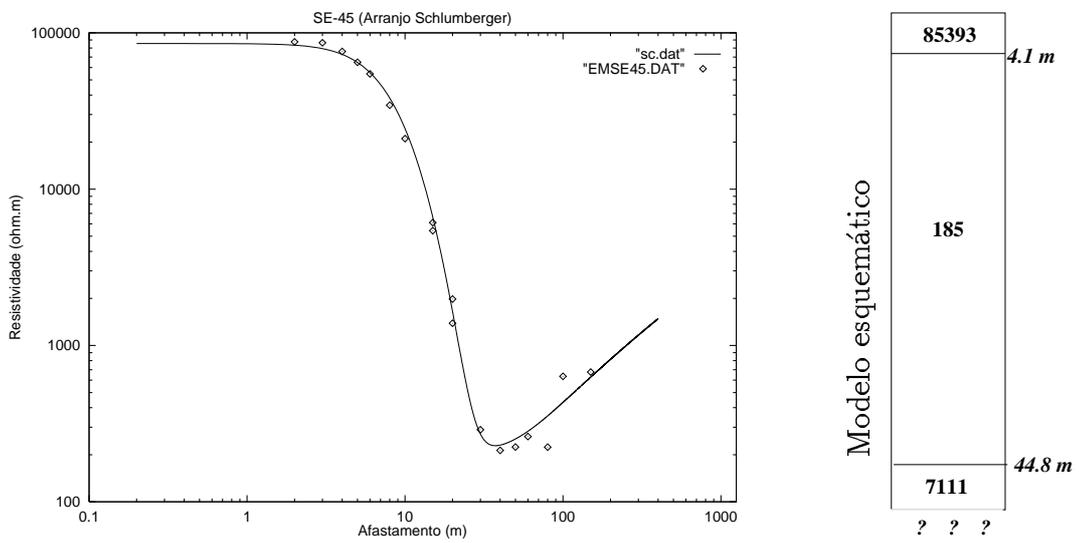


Figura I.30: SEV 45, realizada em cima das dunas em 27/11/97, constando da curva teórica resultante do refinamento do modelo inicial (sc.dat) e dados de campo originais (EMSE45.DAT).