



MARIA CECILIA SODERO VINHAS

**APLICAÇÃO DE MÉTODOS GEOFÍSICOS EM PONTOS SELECIONADOS NO
ESTUÁRIO RIO ITANHAÉM**

CAMPINAS

2014

i



NÚMERO: 505/2014
UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

MARIA CECILIA SODERO VINHAS

**“APLICAÇÃO DE MÉTODOS GEOFÍSICOS EM PONTOS SELECIONADOS NO
ESTUÁRIO RIO ITANHAÉM”**

ORIENTADOR(A): PROF(A). DR(A). SUELI YOSHINAGA PEREIRA

**TESE DE DOUTORADO APRESENTADA AO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DA UNICAMP PARA OBTENÇÃO DO TÍTULO DE DOUTORA EM CIÊNCIAS
NA ÁREA DE GEOCIÊNCIAS E RECURSOS NATURAIS**

**ESTE EXEMPLAR CORRESPONDE À VERSÃO FINAL DA TESE
DEFENDIDA PELA ALUNA MARIA CECILIA SODERO VINHAS E
ORIENTADA PELOA PROF(A). DR(A). SUELI YOSHINAGA PEREIRA**

CAMPINAS

2014

iii

Ficha catalográfica
Universidade Estadual de Campinas
Biblioteca do Instituto de Geociências
Cássia Raquel da Silva - CRB 8/5752

V759a Vinhas, Maria Cecilia Sodero, 1968-
Aplicação de métodos geofísicos aplicados em pontos selecionados do Estuário do Rio Itanhaém. / Maria Cecilia Sodero Vinhas. – Campinas, SP : [s.n.], 2014.

Orientador: Sueli Yoshinaga Pereira.
Coorientador: Rodrigo de Souza Portugal.
Tese (doutorado) – Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências.

1. Prospecção - Métodos geofísicos. 2. Método sísmico de refração. 3. Sismologia - Processamento de dados. 4. Geofísica. I. Pereira, Sueli Yoshinaga, 1961-. II. Portugal, Rodrigo de Souza, 1971-. III. Universidade Estadual de Campinas. Instituto de Geociências. IV. Título.

Informações para Biblioteca Digital

Título em outro idioma: Application of the geophysical methods in selected places along Itanhaém River Estuary

Palavras-chave em inglês:

Prospecting - Geophysical methods

Seismic refraction method

Seismology - Data processing

Geophysics

Área de concentração: Geologia e Recursos Naturais

Titulação: Doutora em Ciências

Banca examinadora:

Sueli Yoshinaga Pereira [Orientador]

Vagner Roberto Elis

Lucio Carramillo Caetano

Emilson Pereira Leite

Fresia Soledad Ricardi Torres Branco

Data de defesa: 19-12-2014

Programa de Pós-Graduação: Geociências



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS NA
ÁREA DE GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS

AUTORA: Maria Cecília Sodero Vinhas

“Aplicação de Métodos Geofísicos em pontos selecionados no Estuário do Rio Itanhaém.”

ORIENTADORA: Profa. Dra. Sueli Yoshinaga Pereira

Aprovada em: 19 / 12 / 2014

EXAMINADORES:

Profa. Dra. Sueli Yoshinaga Pereira – Presidente

Prof. Dr. Emilson Pereira Leite

Profa. Dra. Fresia Soledad Ricardi Torres Branco

Prof. Dr. Vagner Roberto Elis

Prof. Dr. Lucio Carramillo Caetano

Campinas, 19 de dezembro de 2014.

DEDICATÓRIA

A todos aqueles que lutam por seus sonhos e
não desistem quando encontram obstáculos.

AGRADECIMENTOS

Agradeço aos meus familiares que me apoiaram nos momentos bons e difíceis do desenvolvimento dessa tese, aos meus cachorros Mehiel e Lecabel por sempre me incentivarem através de seus olhares ternos.

À minha orientadora Sueli Yoshinaga Pereira pelo incentivo, confiança e apoio nos momentos mais difíceis e a colaboração no desenvolvimento dessa tese.

À CAPES, pelo financiamento e pela concessão da bolsa de estudos para que eu pudesse me dedicar ao projeto.

Ao seu Antônio, o caseiro do ponto Chácara, de maneira muito especial, pois ele auxiliou em todos os trabalhos de campo realizados, bem como ao proprietário Fábio Branco da Chácara que nos cedeu o uso dela para fazermos os levantamentos de campo.

À Prefeitura Municipal de Itanhaém por permitir fazer os levantamentos nos pontos Country Club, Praia e Lixão.

De maneira especial desejo agradecer ao técnico do IAG/USP Ernande Costa Santos, que fez os levantamentos técnicos comigo, sua ajuda foi muito importante para o levantamento dos dados da tese, e aos alunos da USP que participaram dos trabalhos comigo também.

Também quero agradecer aos professores Vagner Roberto Elis e Renato Luiz Prado, pelas ideias, suportes e orientações como o intuito de me auxiliaram no desenvolvimento da presente tese.

EPIGRAFE

“Somente a pessoa que arrisca é verdadeiramente livre.
Experimente e veja o que acontece.”
(Leo Buscaglia – Vivendo, amando aprendendo)

SÚMULA CURRICULAR

Maria Cecilia Sodero Vinhas

É geógrafa (1996) pela Universidade de São Paulo e mestre em geofísica pela Universidade de Campinas (1998), onde iniciou seus estudos focados em mineração e meio ambiente. Em 2008 iniciou seu doutorado na Universidade Estadual de Campinas abordando o estudo comparativo da aplicação dos métodos geofísicos (eletrorresistividade, sísmica de refração e sismoelétrica), em pontos definidos do Estuário do Rio Itanhaém.

Durante o período de doutorado publicou vários trabalhos em eventos nacionais, internacionais de alto impacto científico. Além disso, recebeu os auxílios à pesquisa da CAPES.



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**APLICAÇÃO DE MÉTODOS GEOFÍSICOS EM PONTOS SELECIONADOS DO
ESTUÁRIO RIO ITANHAÉM**

Tese de Doutorado

Maria Cecilia Sodero Vinhas

RESUMO

Essa pesquisa objetivou a aplicação e o entendimento da relação de três métodos geofísicos: eletrorresistividade, sísmica de refração e sismoelétrica; em pontos selecionados no Estuário do Rio Itanhaém e se eles podem ser validados pelas informações geológicas e hidrogeológicas da região. Os levantamentos foram realizados em duas etapas. A primeira etapa foi o de reconhecimento de campo, realizado no período de 21 a 26 de setembro/2009 que é considerado um período menos chuvoso. Os pontos escolhidos foram denominados de Ponto Praia, Ponto Chácara, Ponto Lixão e Ponto Country Club. A segunda etapa consistiu na coleta de dados propriamente dita nos pontos Chácara, Lixão e Country Club; o ponto Praia foi excluído por estar próximo às grandes torres de transmissão de energia, fazendo com que houvesse interferência nos dados. No ponto Lixão foi verificada a existência de gás metano, na superfície, através das bolhas de ar nas poças de água, no Ponto Country se localizava próximo a dois brejos e um pequeno córrego, e por fim o Ponto Chácara se localizava próximo ao Rio Branco, onde foi possível perceber a influência do aquífero livre na coleta dos dados. O período da segunda etapa dos levantamentos de dados ocorreu entre setembro de 2010 e agosto de 2011. Os levantamentos resultaram em um perfil vertical central, dos pontos selecionados, onde foram encontrados os seguintes materiais: areia, sedimentos arenosos, areia argilosa, argila seca, dois tipos de aquífero (de água doce e de água salobra), além de solos saturados e não saturados, e lixo. Em alguns levantamentos atingiram a rocha sã. Os levantamentos eletrorresistivos foram os que tiveram melhor resultado, os levantamentos de sísmica obtiveram uma camada apenas em quase todos os levantamentos, sendo que em um deles, o segundo campo do Ponto Country Club, se obteve mais de uma camada de material. Os levantamentos sismoelétricos não tiveram seus tratamentos finalizados, pois se percebeu que era necessária a utilização pré-amplificador; sua ausência no levantamento no campo, aliado a presença de linhas elétricas nos locais do levantamento, prejudicou nos resultados dos dados coletados, fato indicado pela presença das linhas harmônicas nos dados, e conseqüentemente não ter finalizado o algoritmo de tratamento desses dados.

Palavras chaves: Eletrorresistividade, sísmica de refração, sismoelétrica, geofísica rasa



**UNIVERSITY OF CAMPINAS
INSTITUTE OF GEOSCIENCE**

TÍTULO DO TRABALHO EM INGLÊS

ABSTRACT

PhD Thesis

Maria Cecilia Sodero Vinhas

This research intended the application and understanding about connexion among three geophysical methods: electrical resistivity, refraction seismic and electrical seismic; in selected places along Itanhaem River Estuary and if they can be accepted by geological and hydrogeological information of the region. The survey was accomplished in two phases. The first one was to recognize field of study, which was realized from 21st to 26th of September 2009, that is considered a less rainy season. The chosen sites were: Praia Point, Chácara Point, Lixão Point and Country Club Point. The second phase was the data collection, at these chosen sites, Chácara, Lixão and Country Club; The Praia Point was excluded because it was very near of large power transmission towers and it was causing interference in the collected information, at the Lixão Point was verified existence of methane, on the surface, through the air bubbles in puddles, in the case of Country Club Point was located near two swamps and a small stream, the Ranch Point was located near the river called Branco, and it was possible to realized the free influence of this aquifer in data collection. The second phase period of data collection, occurred between September 2010 and August 2011. The surveys resulted in a central vertical shape of the selected sites, where the following materials were found sand, sandy sediments, clayey sand, dry clay, two types of groundwater (freshwater and brackish water), and saturated and unsaturated soils and waste. In some surveys reached the bedrock. The electrical resistivity surveys were those who obtained better results, the seismic surveys obtained only a layer in almost all surveys, and in one of them, the second Country Club Point, got more than one layer of material. The electrical seismic surveys were not their treatments finalized, because it was realized the need to use a preamplifier; its absence in the field survey, combined with the presence of power lines in the survey sites, affected the collected data results, condition indicated by the presence of harmonic lines in the data, and consequently have not finalized these data processing algorithm.

Keyword: electrical resistivity, seismic refraction, seismoelectric, Geophysic.

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1 – APRESENTAÇÃO	01
1.1 – Introdução	01
1.2 – Objetivos	04
1.3 - Materiais e Métodos	04
CAPÍTULO II – FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	09
2.1 – Métodos Geométricos	09
2.1.1 – Método da Eletroresistividade	10
2.1.2 – Arranjos dos Eletrodos e Aquisição de Dados	13
2.2 – Métodos Sísmicos	14
2.2.1 – Ondas Sísmicas	15
2.2.2 – Teoria Ondulatória	23
2.2.3- Reflexão de raios sísmicos com incidência oblíqua	24
2.2.3.1 – Lei da Refração	25
2.2.3.1.1 – Partição das ondas em interface	25
2.2.3.1.2 – Refração Crítica	27
2.2.4 – Sísmica da Refração	28
2.3 – Método Sismoelétrico	30
2.3.1 – Teoria Sismoelétrica	31
2.3.2 – Dupla Camada Elétrica	31
2.3.3 – O Fluxo Potencial	35
2.3.4 – Modelo Conceitual para os efeitos sismoelétricos/eletrocinéticos	38
2.3.5 – Revisão de estudos experimentais sismoelétricos	43
2.3.5.1 – Resistividade de Modulação	44

CAPÍTULO 3 – GEOLOGIA REGIONAL DE ITANHAÉM	47
3.1 – Embasamento Cristalino	51
3.2 – Planície Peruíbe- Itanhaém	52
3.3 – Geologia Local: Formação do Estuário	53
3.4 – Compartimentação Geomorfológica	59
CAPÍTULO 4 - RESULTADOS	61
4.1 – Reconhecimento de Campo	61
4.1.1 – Ponto Chácara	61
4.1.2 – Ponto Praia	63
4.1.3 – Ponto Country Club	64
4.1.4 – Ponto Lixão	65
4.2 – Áreas Selecionadas	67
4.2.1 – Ponto Chácara	67
4.2.1.1 – Levantamento Eletorresistivo	67
4.2.1.2 – Levantamento Sísmico	69
4.2.1.3 – Levantamento Sismoelétrico	71
4.2.2 – Ponto Country Club	73
4.2.2.1 – Levantamento Eletorresistivo	73
4.2.2.2 – Levantamento Sísmico	74
4.2.2.3 – Levantamento Sismoelétrico	75
4.2.3 – Ponto Lixão	76
4.2.3.1. – Levantamento Eletorresistivo	76
4.2.3.2 – Levantamento Sísmico	76
4.2.3.3 – Levantamento Sismoelétrico	77

CAPÍTULO 5 – INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS	79
5.1 – Ponto Praia	80
5.1.1 – Levantamento Eletorresistivo	80
5.2 – Ponto Lixão	81
5.2.1 – Levantamentos Eletorresistivos	81
5.2.2 – Levantamentos Sísmicos e Sismoelétricos	82
5.3 – Ponto Country Club	85
5.3.1 – Levantamentos Eletorresistivos	86
5.3.2 – Levantamentos Sísmicos e Sismoelétricos	88
5.4 – Ponto Chácara	93
5.4.1 – Levantamentos Eletorresistivos	96
5.4.2 – Levantamentos Sísmicos e Sismoelétricos	99
CAPÍTULO 6 – CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÃO	105
CAPÍTULO 7 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	107

ÍNDICE DE ANEXOS, APÊNDICE, FIGURAS E GRÁFICOS

ANEXOS

Anexo 1 – Tabela 1 – Tabela levantamento eletrorresistivos	118
Anexo 2 – Tabela 2 – Tabela valores típicos de resistividade	119
Anexo 3 – Tabela 3 – Tabela velocidades de propagação das ondas longitudinais e transversais de alguns materiais e rochas	121

APÊNDICES

Apêndice 01 - Tabela dos dados eletrorresistivos obtidos no ponto 1 – Chacará em 22.09.2009	123
Apêndice 02 -Tabela dos dados eletrorresistivos obtidos no ponto 2 – Praia em 23.09.2009	125
Apêndice 03 - Tabela dos dados eletrorresistivos obtidos no ponto 3 – Country Club em 24.09.2009	127
Apêndice 04 - Tabela dos dados eletrorresistivos obtidos no ponto 4 – Lixão em 25.09.2009	129
Apêndice 05 - Tabela dos dados eletrorresistivos obtidos no ponto 1 – Chacára em 15.09.2010	131
Apêndice 06 — Tabela dos dados eletrorresistivos obtidos no ponto 2 – Country Club em 16.09.2010	133
Apêndice 07 - Tabela dos dados eletrorresistivos obtidos no ponto 3 – Lixão em 17.09.2010	135
Apêndice 08 - Tabela dos dados eletrorresistivos obtidos no ponto 1 – Chacára em 09.08.2011	137
Apêndice 9 - Tabela dos dados eletrorresistivos obtidos no ponto 2 – Country Club em 10.08.2011	139

FIGURAS:

Figura 1.1 – Localização do Estuário de Itanhaém, no Estado de São Paulo	03
Figura 1.2 – Localização de Itanhaém, vista aérea	04
Figura 1.3 – Estuário de Itanhaém e os pontos selecionados para amostragem	06
Figura 1.4 – Disposição dos eletrodos primeiro campo eletrorresistivo nos pontos Chácara e Lixão	06
Figura 1.5 – Disposição dos eletrodos primeiro campo eletrorresistivo nos pontos Praia e Country Club	07
Figura 1.6 – Disposição dos eletrodos para os campos dois e três	07
Figura 1.7 – Disposição dos geofones para os campos dois e três	07
Figura 1.8 - Disposição dos eletrodos e cabos do Geode para os Campos dois e três	08
Figura 2 – Principais Técnicas de campo dos métodos geoeletricos	09
Figura 2.1 – Esquema de um circuito e a Lei de Ohm	10
Figura 2.2 – Esquema de campo para determinação da resistividade	12
Figura 2.3 – Esquema de Arranjo Schlumberger	14
Figura 2.4 – Domínio do Espaço	16
Figura 2.5 – Domínio do Tempo	17
Figura 2.6 – Domínio da Tensão	18
Figura 2.7 – Deformação sofrida pro um cilindro, submetido a uma tensão de tração	19
Figura 2.8 – Módulo Young ou de Elasticidade	20
Figura 2.9 – Módulo de Rigidez ou Cisalhamento	20

Figura 2.10 – Módulo de Volume ou Incompressibilidade	21
Figura 2.11 – Comprimento da Onda	22
Figura 2.12 – Módulo das ondas Love e Rayleigh	23
Figura 2.13 – Geometria dos raios incidentes e refratados para a dedução da lei da Refração	24
Figura 2.14 – Geração de ondas P e S refletidas e refratadas a partir de uma onda P incidente numa interface plana	26
Figura 2.15 – Reflexão Crítica, sub-crítica e sobre crítica	27
Figura 2.16 – Exemplo simplificado de duas camadas de velocidade diferentes	28
Figura 2.17 – Refração de um raio sísmico através das camadas concêntricas	29
Figura 2.18 – Modulo da Dupla Camada Elétrica de Stern-Gouy-Chapman	32
Figura 2.19 – Aparatos para medir o fluxo potencial	36
Figura 2.20 – Onda Sismica Compressional e regiões associadas de compressão e expansão	39
Figura 2.21 – Ilustração conceitual do sinal co-sísmico	40
Figura 2.22 – Ilustração conceitual da distribuição da carga refletida como Uma superposição de dois sinais	41
Figura 2.23 – Ilustração dos registros de tiros esperados para os experimentos de sísmica e sismoelétrica	42
Figura 2.24 – Ilustração dos perfis verticais esperados de sísmica e sismoelétrica	43
Figura 3.1 – Croqui geológico do município de Itanhaém/SP	48
Figura 3.2 – Mapa geológico do município de Itanhaém/SP	50
Figura 4.1 - Ponto 1- Chácara linha de instalação dos eletrodos	61

Figura 4.2 – Aparelho Siscal R2	62
Figura 4.3– Ponto 2- Praia, linha de instalação dos eletrodos	63
Figura 4.4 –Ponto 3 – Country Club, linha de instalação dos eletrodos	65
Figura 4.5 – Ponto 4 – Lixão - linha de instalação dos eletrodos	66
Figura 4.6 – Poço monitoramento – chácara – próximo ao rio	66
Figura 4.7 – Poço monitoramento – chácara – próximo à porteira	68
Figura 4.8– Chácara Disposição do Eletrodos para levantamento	68
Eletrorresistivo	
Figura 4.9 – Equipamento Geode	69
Figura 4.10 – Computador que se conecta ao aparelho Geode	69
Figura 4.11 – Chácara Disposição dos Geofones	70
Figura 5.1 – Coluna Geoelétrica Praia	80
Figura 5.2 – Coluna Geoelétrica Lixão	82
Figura 5.3 – Modelo de Espessura – Lixão	84
Figura 5.4 – Coluna Geoelétrica Country Club 1	87
Figura 5. 5 – Coluna Geoelétrica Country Club 2	87
Figura 5.6 – Coluna Geoelétrica Country Club 3	88
Figura 5.7 – Modelo de Espessura – Country Club segundo campo	90
Figura 5.8 – Modelo de Espessura – Country Club terceiro campo	91
Figura 5.9 – Perfil Esquemático dos poços rasos	94
Figura 5.10 – Perfil Esquemático dos poços profundos	95
Figura 5.11 – Coluna Geoelétrica Chácara 1	98
Figura 5.12 – Coluna Geoelétrica Chácara 2	98
Figura 5.13 – Coluna Geoelétrica Chácara 3	98
Figura 5.14 – Modelo de Espessura Chácara segundo campo	100

GRÁFICOS:

Gráfico 4.1 – Chácara, dados dos levantamento eletrorresistivo	62
Gráfico 4.2 – Praia, dados dos levantamento eletrorresistivo	64
Gráfico 4.3 – Country Club, dados dos levantamento eletrorresistivo	65
Gráfico 4.4 – Lixão, dados dos levantamento eletrorresistivo	66
Gráfico 4.5 – Chácara, dados dos levantamento eletrorresistivo	68
Gráfico 4.6 - Chácara, dados dos levantamento eletrorresistivo	69
Gráfico 4.7 – Chácara, curva sísmica	70
Gráfico 4.8 – Chácara, curva sísmica	71
Gráfico 4.9 – Chácara, curva sismoelétrica	72
Gráfico 4.10 – Chácara, curva sismoelétrica	72
Gráfico 4.11 – Country Club, dados dos levantamento eletrorresistivo	73
Gráfico 4.12 – Country Club, dados dos levantamento eletrorresistivo	73
Gráfico 4.13 – Country Club, curva sísmica	74
Gráfico 4.14 – Country Club, curva sísmica	74
Gráfico 4.15 - Country Club, curva sismoelétrica	75
Gráfico 4.16 – Country Club, curva sismoelétrica	76
Gráfico 4.18 – Lixão, curva sísmica	77
Gráfico 4.19 – Lixão, curva sismoelétrica	80
Gráfico 5.1 – Praia, levantamento eletrorresistivo	81
Gráfico 5.2 – Lixão, levantamento eletrorresistivo	83
Gráfico 5.3 – Lixão, Onda Sísmica segundo campo	83
Gráfico 5.4 – Lixão, Curvas Sísmica segundo campo	84
Gráfico 5.5 – Lixão, Dado sismoelétrico	85
Gráfico 5.6 – Lixão, Resultado dado sismoelétrico	86
Gráfico 5.7 – Country Club levantamento eletrorresistivo primeiro campo	86

Gráfico 5.8 – Contry Club, levantamento eletrorresistivo segundo campo	87
Gráfico 5.9 – Country Club, levantamento eletrorresistivo terceiro campo	87
Gráfico 5.10 – Country Club, onda sísmica primeiro campo	89
Gráfico 5.11 – Country Club, curva sísmica segundo campo	90
Gráfico 5.12 – Country Club, onda sísmica terceiro campo	91
Gráfico 5.13 – Country Club, curva sísmica terceiro campo	92
Gráfico 5.14 – Country Club, dado sismoelétrico segundo campo	92
Gráfico 5.15 – Country Club, dado sismoelétrico terceiro campo	93
Gráfico 5.16 – Country Club, resultado dado sismoelétrico segundo campo	93
Gráfico 5.17 – Country Club, resultado dado sismoelétrico terceiro campo	93
Gráfico 5.18 – Chácara, dados eletrorresistivos primeiro campo	97
Gráfico 5.19 – Chácara, dados eletrorresistivos segundo campo	97
Gráfico 5.20 – Chácara, dados eletrorresistivos terceiro campo	97
Gráfico 5.21 – Chácara, onda sísmica segundo campo	99
Gráfico 5.22 – Chácara, curva sísmica segundo campo	99
Gráfico 5.23 – Chácara, onda sísmica terceiro campo	100
Gráfico 5.24 - Chácara, curva sísmica terceiro campo	101
Gráfico 5.25 – Chácara, dado sismoelétrico segundo campo	101
Gráfico 5.26 – Chácara, dado sismoelétrico terceiro campo	103
Gráfico 5.27 – Chácara, resultado sismoelétrico segundo campo	103
Gráfico 5.28 – Chácara, resultado sismoelétrico terceiro campo	103

CAPITULO 1 - APRESENTAÇÃO

1.1 – INTRODUÇÃO

Conforme a Sociedade Brasileira de Geofísica, a geofísica é o estudo da Terra usando medidas físicas tomadas na sua superfície. Nem sempre é fácil estabelecer uma fronteira entre Geologia e Geofísica. A diferença fica, primariamente, no tipo de dados com os quais se manipula.

A Geologia envolve o estudo da Terra através de observações diretas de rochas que estão expostas na superfície ou de amostras retiradas de poços perfurados com esta finalidade e a conseqüente dedução de sua estrutura, composição e história geológica pela análise de tais observações.

A Geofísica, por outro lado, envolve o estudo daquelas partes profundas da Terra que não podemos ver através de observações diretas, medindo suas propriedades físicas com instrumentos sofisticados e apropriados, geralmente colocados na superfície. Também inclui a interpretação dessas medidas para se obter informações úteis sobre a estrutura e sobre a composição daquelas zonas inacessíveis de grandes profundidades.

De uma maneira geral, a Geofísica fornece as ferramentas para o estudo da estrutura e composição do interior da Terra. Quase tudo o que conhecemos sobre a Terra, abaixo de limitadas profundidades que os poços e as minas subterrâneas atingem, provém de observações geofísicas. A existência e as propriedades da crosta terrestre, do manto e do núcleo foram basicamente determinadas através de observações das ondas sísmicas geradas por terremotos, assim como por medições das propriedades gravitacionais, magnéticas e térmicas da Terra.

Muitas das ferramentas e técnicas desenvolvidas para tais estudos têm sido usadas na exploração de hidrocarbonetos e de minérios. Ao mesmo tempo, os métodos geofísicos usados nas aplicações de prospecção têm sido aplicados em pesquisas mais acadêmicas sobre a natureza do interior da Terra.

Nos últimos dez anos a geofísica tem sido utilizada também como uma ferramenta na caracterização de subsuperfície e em estudos ambientais. Contudo, a utilização de uma única técnica geofísica como ferramenta ao estudo de caso pode levar a erros significativos na

interpretação, principalmente em condições de subsuperfície em ambientes costeiros como os estuarinos.

A presente tese utilizou três métodos geofísicos: eletrorresistividade, sísmica de refração e sismoelétrica (sendo que a aplicação prática da sismoelétrica no Brasil é inédita), no estuário do rio Itanhaém em locais ao longo do rio homônimo.

O estuário do Rio Itanhaém foi escolhido por possuir disponibilidade de informações locais sobre o meio físico (Batista Filho, 2006; Ricardi-Branco et al., 2011), para se averiguar a consistência dos dados levantados pelos três métodos escolhidos.

O estuário do Rio Itanhaém localiza-se no litoral sul do Estado de São Paulo, no município homônimo e é considerado o segundo maior estuário do território paulista, superado apenas pelo estuário de Iguape, também no litoral sul (Lamparelli, 1999) (fig. 1.1).

O rio Itanhaém é formado pelos rios Branco e Preto, principalmente, e pelos rios Mabu, Aguapeú e Guaraú (Camargo et al., 2002).

O curso do rio Itanhaém sofreu modificações ao longo dos anos devido à abertura de um canal ligando os rios Branco e Preto, como também à exploração de areia em inúmeros pontos, muitos já abandonados, onde se formam grandes lagos. As margens deste rio e de seus afluentes são ocupadas pela mata de restinga e em certas áreas localizadas existem matas secundárias e plantações, além da própria vegetação de mangue.

Apesar da variação da maré ser considerada como pequena (menor que 1 metro), essas micromarés influenciam os rios do estuário que possuem uma planície estreita (Giannini et al., 2009). A presença da força da maré é ainda observada no rio Branco e no rio Preto, porém em menor intensidade em relação à invasão da frente salina nas águas destes rios.

O clima da região é classificado como tropical a subtropical úmido, com precipitação média anual de 3.011 mm; não existem estações secas e chuvosas bem definidas, mas a elevada taxa de umidade de 80% é predominante (Camargo et al., 2002).

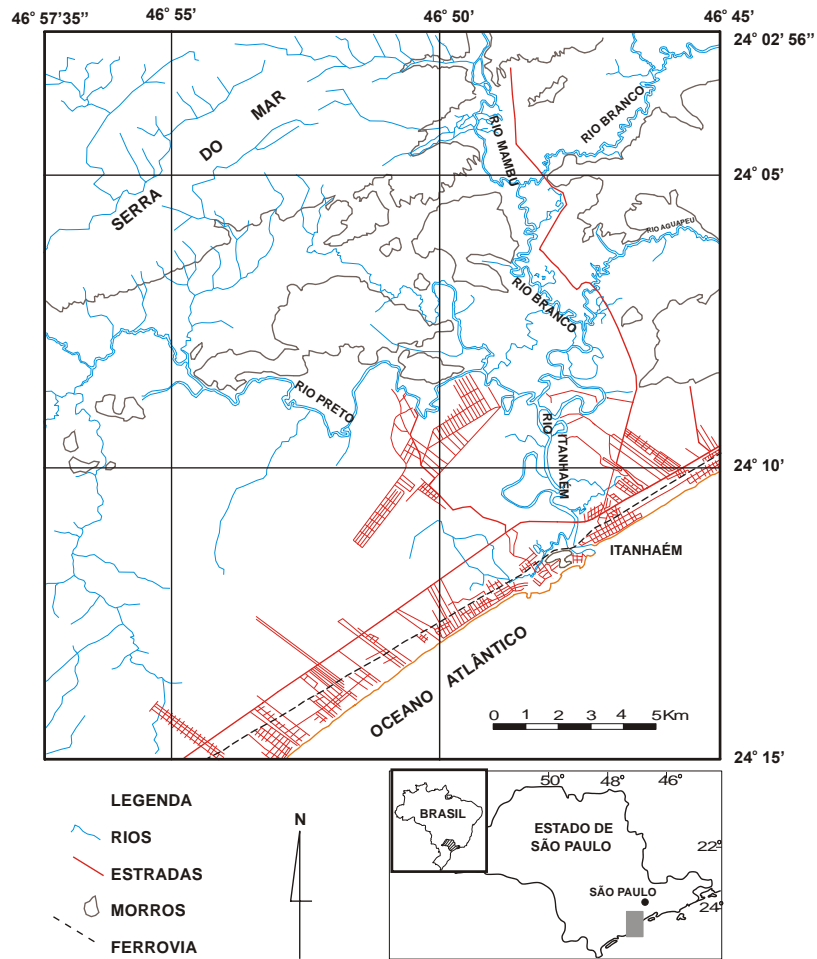


Fig. 1.1 – Localização do estuário do rio Itanhaém no Estado de São Paulo (modificado por Batista Filho, 2006)

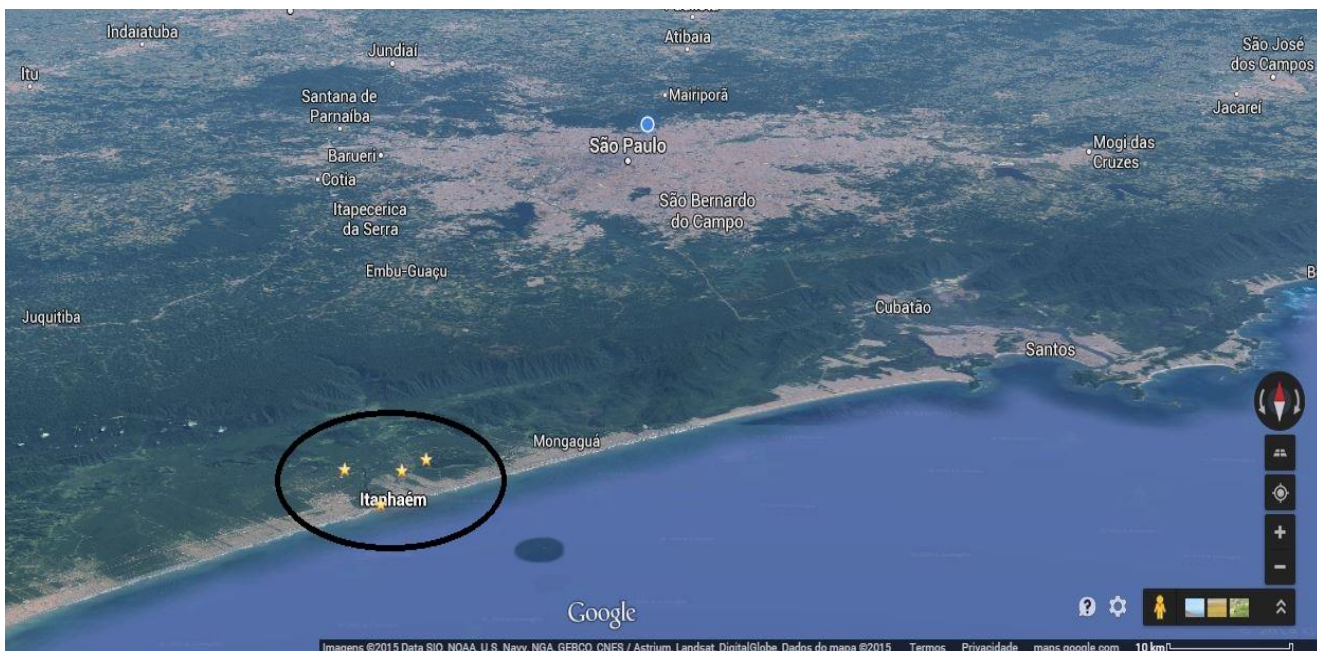


Fig. 1.2 – Localização de Itanhaém, vista aérea. (Google 2014)

1.2 – OBJETIVOS

O objetivo principal da presente tese é a aplicação e o entendimento da relação existente entre os dados dos levantamentos eletrorresistivo, sísmico e sismoelétrico, e se podem ser validados pelas informações da geologia e hidrogeologia de locais selecionados em ambientes estuarinos.

1.3 - MATERIAIS E MÉTODOS

A pesquisa consistiu na aplicação de três métodos geofísicos em pontos do estuário do rio Itanhaém. Os levantamentos foram: eletrorresistivo, sísmico e sismoelétrico.

Os equipamentos para cada método geofísico pertencem ao Instituto de Astronomia e Geofísica da Universidade de São Paulo (IAG USP) e são discriminados abaixo:

- ✓ Eletrorresistividade: o equipamento utilizado foi de marca e modelo Siscal R2, composto de uma fonte controlada de corrente elétrica e uma unidade de recepção para leitura de potencial. O método eletrorresistivo foi a sondagem elétrica Vertical (SEV), modelo Schlumberger.
- ✓ Sísmica: foi utilizado o equipamento Geode com 24 geofones dispostos de 2 em 2m, com amostragem de 0,250 mm, recorde: 01s; *delay*: 0s e empilhamento limite: 50. A tomada dos dados de campo ocorreram com 5, 10, 15 marretadas.

- ✓ Sismoelétrica: nesse método foi utilizado o equipamento Geode com 16 pares de eletrodos dispostos de 2 em 2m, e 4 cm entre os pares conforme fig. 4.25 e 4.26, com amostragem de 0,250mm, recorde: 01s; *delay*: 0s e empilhamento limite: 50. A tomada dos dados de campo ocorreram com 5, 10, 15 marretadas.

A pesquisa apresentou 02 campanhas de campo em períodos distintos. A primeira campanha foi realizada em 21 a 26 de setembro de 2009 em quatro pontos do estuário: (1) ponto Chácara, próximo ao rio Branco; (2) ponto Praia, na área de desaguamento do rio Itanhaém no mar; (3) ponto Country Club, às margens do rio Preto e (4) ponto Lixão, situado em um morro testemunho, que se localiza na bacia do rio Branco.

Para a segunda campanha, houve a seleção de três pontos e assim reordenados como se segue: ponto Chácara; ponto Country Club e ponto Lixão. O ponto Praia foi descartado no segundo levantamento devido às dificuldades técnicas para instalação dos geofones e aos postes de alta tensão próximos do local. A segunda campanha ocorreu nos dias 16-17 de setembro de 2010 e em 9-10 de agosto de 2011.

No tratamento e interpretação dos dados coletados no campo foram utilizados os seguintes softwares: (1) ipi2win (*ID interpretation of VES profile*, disponível em web site - <http://geophys.geol.msu.ru/ipi2win.htm>, acesso 01/12/2011), para interpretação de dados eletrorresistivos; (2) Reflexw 2D (*Sandmeter scientific software*) foi utilizado para tratamento e interpretação sísmica de refração e (3) para o processamento sismoelétrico foi desenvolvido um tratamento inicial no software MATLAB (*Matrix Laboratory*).

Nessa pesquisa foram selecionados para reconhecimento de campo quatro pontos do estuário: um próximo ao rio Branco (denominado ponto Chácara), outro ao lado do Rio Itanhaém na praia (denominado Praia denominado ponto praia), outro próximo a Serra do Mar (Cristalino) às margens do rio Preto (denominado ponto Country Club) e por fim um no antigo lixão (denominado ponto Lixão), em morro testemunho, que se localiza na bacia do rio Branco.

Conforme figura 1.3, esses pontos foram escolhidos numa campanha que utilizou o método eletrorresistivo, com a técnica da sondagem elétrica Vertical (SEV), modelo Schlumberger, sendo denominados nesse projeto como Ponto Chácara, Ponto Praia, Ponto Rio Negro, Ponto Lixão.

O reconhecimento de campo foi realizado no período de 21 a 26 de setembro/2009 que é considerado um período menos chuvoso, porém nesse ano não houve um período de estiagem na região, sendo que nos meses de maio a setembro, considerados menos chuvosos, o índice pluviométrico ficou acima do normal com relação aos anos anteriores.

Em todos os campos foi utilizado o aparelho Siscal R2, composto de uma fonte controlada de corrente elétrica e uma unidade de recepção para leitura de potencial, bem como as colunas geoeletricas montadas foram baseadas no Anexo 2 – Tabela 2 Valores típicos de resistividade de alguns materiais.



Fig.1.3 – Estuário do Rio Itanhaém e os pontos selecionados para primeira amostragem

Os arranjos para os levantamentos eletrorresistivos foram realizados da seguinte forma:

Nos pontos Chácara e Lixão foi aberta uma linha de 300m de comprimento e a base foi montada no centro, deixando 150 m para cada lado, conforme figura 1.4.

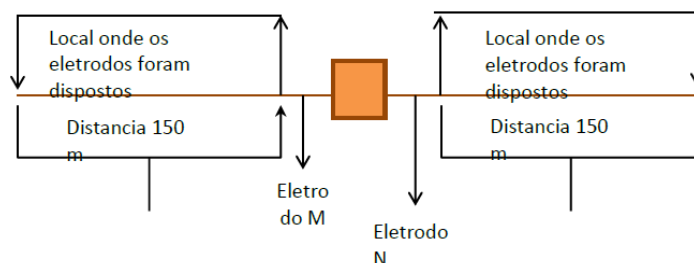


Fig. 1.4 – Disposição dos eletrodos no primeiro levantamento de campo na Chácara e no Lixão.

Para o ponto Country Club, foi aberta uma linha de 400 m de comprimento e a base foi montada ao centro, deixando 200m para cada lado conforme figura 1.5.

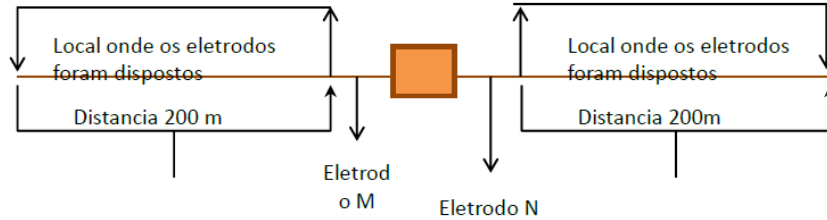


Fig. 1.5 – Disposição dos eletrodos no primeiro levantamento de campo na Praia e no Country Club

Já para o ponto Praia e dois levantamentos de campo seguintes, foi aberta uma linha de 200m de comprimento e a base foi montada ao centro, deixando 100m para cada lado, conforme figura 1.6.

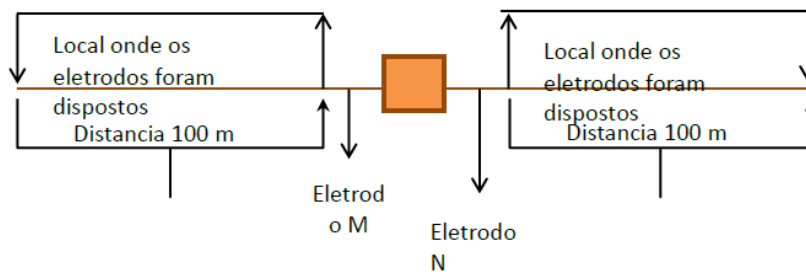


Fig.1.6 - Disposição dos eletrodos Ponto Praia e nos segundo e terceiro levantamentos de campo

Nos levantamentos sísmicos os geofones foram dispostos de dois em dois metros, sendo que o tiro do centro ficou entre os geofones 12 e 13, conforme indica a figura 1.7.

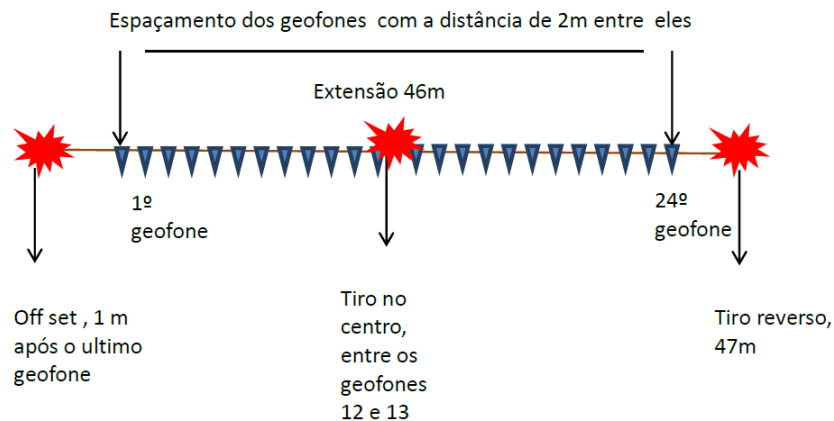


Fig. 1.7 – Disposição dos geofones para levantamento do segundo e terceiro campos

Já nos levantamentos dos dados sismoelétricos os geofones e o par de eletrodos foram dispostos lado a lado, a distância entre cada trio foi de 2m, e a distância entre os par de eletrodos foi de 4cm, conforme mostra a figura 1.8.

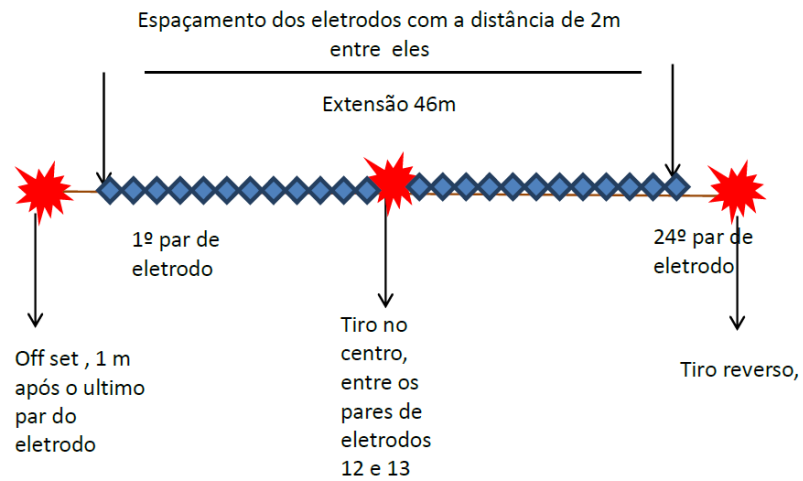


Fig. 1.8 – Disposição dos eletrodos e Geode para o levantamento sismoelétrico

CAPÍTULO 2 – Fundamentação Teórica

2.1 – Métodos Geométricos

A geofísica se fundamenta no contraste entre materiais que ocorre pela variação de uma ou mais propriedades físicas do solo. Além disso, as técnicas geofísicas são indiretas e não destrutivas, sendo úteis, por exemplo, na locação de poços de monitoramento, fornecendo estimativas de área e volume para as atividades de remoção e remediação de solos contaminados.

Uma vez que as rochas em função de suas composições mineralógicas texturas e disposições apresentam propriedades elétricas características tais como: resistividade, permeabilidade magnética, constante dielétrica, etc., uma função geológica pode ser considerada como um meio cujos materiais existentes apresentam diferentes propriedades elétricas.

O contraste da variação entre cada uma destas propriedades físicas em uma determinada área de estudo é que define o método geofísico a ser empregado. Aqui se destacam os métodos geométricos, que se fundamentam nos campos elétricos e eletromagnéticos.

As técnicas de desenvolvimento de campo dos métodos geométricos podem ser de três tipos principais: sondagem vertical, caminhamentos e perfilagens (fig.2).

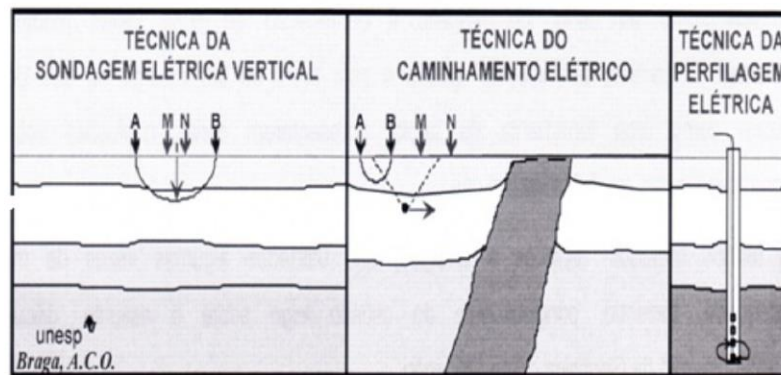


Fig. 2 – Principais técnicas de campo dos métodos Geométricos, Braga (2007).

Nessa tese daremos ênfase ao método da eletrorresistividade, dentre os métodos geométricos, pois se levou em consideração a resistividade de uma rocha que é uma das propriedades físicas mais significantes na prospecção elétrica e mede a dificuldade de transporte de cargas livres pelo meio.

De modo geral, os minerais formadores das rochas apresentam resistência a passagem de corrente elétrica. Na maior parte dos casos, a propagação de corrente elétrica em solos e rochas acontece pelo deslocamento de íons dissolvidos na água contida nos poros e fissuras, normalmente preenchidos com fluídos aquosos eletrolíticos. A quantidade de água nas rochas e sua salinidade exercem grande influência na resistividade, fazendo com que a técnica da eletrorresistividade seja completamente adequada para investigações ambientais e hidrológicas, onde a presença de água na zona saturada e o aumento da quantidade de contaminantes ricos em sais podem ser.

2. 1. 1– Método da Eletrorresistividade

O desenvolvimento e avanço da física no final do século XIX e início do século XX, se refletiu também nos estudos relacionados à estrutura geológica da Terra e ao desenvolvimento da geofísica aplicada como um todo e de maneira particular aos métodos elétricos de exploração.

No século XVIII, o conceito de eletricidade era entendido como o fluxo entre os objetos postos em contato, e essa taxa de fluxo foi denominada corrente elétrica. O estudo das propriedades e efeitos elétricos se tornou possíveis por volta de 1800 quando o físico italiano Alessandro Volta, inventou uma bateria elétrica primitiva, chamada de pilha voltaica, em que a eletricidade era produzida pela ação química.

A relação entre corrente elétrica de um condutor e a tensão da bateria foi estabelecida por Georg Ohm, físico alemão. A lei de Ohm define uma relação empírica entre a corrente fluindo através de um condutor e o potencial de voltagem requerido para conduzir essa corrente (fig. 2.1)

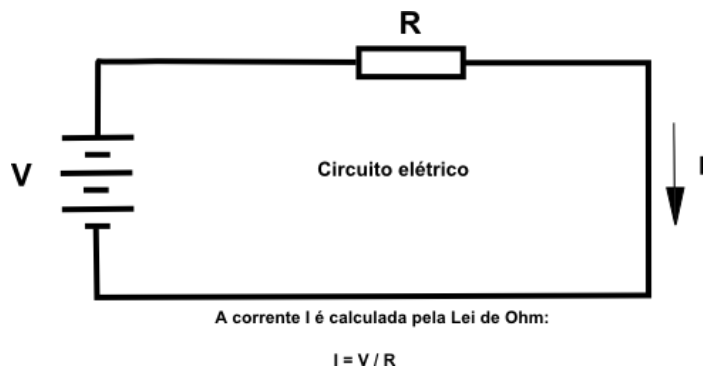


Fig.2.1 – Esquema de um circuito e a Lei de Ohm (Dourado, J.C. – 2001)..

Essa lei estabelece que a corrente (I) é proporcional à voltagem (V) para uma grande classe de materiais ($V= R.I$). A constante de proporcionalidade é denominada de resistência (R) do material e tem como unidades: voltagem (volts) sobre corrente (ampère) ou ohms (Ω).

Se o comprimento do condutor for aumentado, o valor da resistência aumenta, se o diâmetro do condutor diminuir, o valor da resistência aumenta também. Porém, na geofísica se busca definir uma propriedade que descreva a habilidade dos materiais em transmitir corrente elétrica independentemente dos fatores geométricos.

A “quantidade” geometricamente independente utilizada é a resistividade, sendo indicada por ρ . Essa magnitude ρ é um coeficiente que depende da natureza e do estado físico do corpo considerado.

Os efeitos magnéticos produzidos por correntes elétricas foram estabelecidos no sec. XIX por Oersted, Ampère, Faraday e Lenz.

Os levantamentos elétricos visam determinar a distribuição dos valores de resistividade em subsuperfície através de medidas indiretas do solo, que permitam estimar sua resistividade real, pois a resistividade elétrica é caracterizada pela resistência à passagem de corrente elétrica em um determinado meio.

A resistividade elétrica de um ambiente homogêneo (ρ) pode ser calculada através dos valores da corrente estabelecida (I), da geometria da disposição dos eletrodos no terreno (K) e do potencial medido entre os eletrodos (ΔV), conforme a equação 2.1:

$$\rho = K \cdot \frac{\Delta V}{I} \quad (2.1)$$

Conforme a figura 2.2 (Braga, 2007) ao se colocar na superfície do terreno dois eletrodos de corrente (A e B) fechando o circuito e dois eletrodos de potencial (M e N), obteremos a seguinte configuração entre as linhas de fluxo de corrente e as linhas de equipotenciais: a corrente fluindo radialmente a partir dos eletrodos de corrente gera um novo fluxo ao longo de caminhos curvos entre os dois eletrodos.

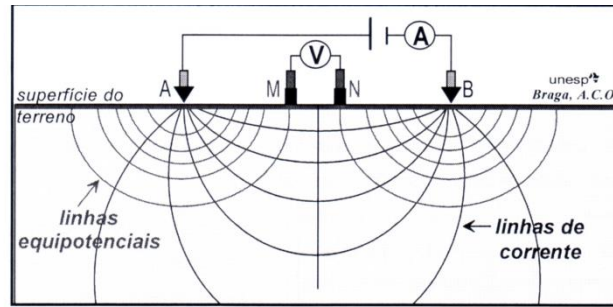


Fig.2.2 - Esquema de campo para determinação da resistividade (Braga, 2007).

A utilização do método da eletrorresistividade no campo é baseada na capacidade do equipamento de introduzir uma corrente elétrica no subsolo a partir de diferentes espaçamentos entre os eletrodos A e B, dispostos na superfície do terreno (diversas profundidades de investigação) e calcular as resistividades dos materiais geológicos a estas profundidades investigadas.

Normalmente os arranjos de campo dos métodos geoelétricos principais constam de quatro eletrodos cravados na superfície do terreno, onde um par de eletrodos serve para introduzir a corrente elétrica no subsolo. O outro par é utilizado para medir a diferença de potencial que se estabelece entre eles como resultado da passagem dessa corrente.

A determinação desse potencial resultante do campo elétrico criado pode ser demonstrada da seguinte forma: a corrente elétrica de intensidade (I) é introduzida no subsolo por meio dos eletrodos A e B e a diferença de potencial (ΔV) gerada é medida por meio dos eletrodos M e N. Supondo-se que o meio investigado é homogêneo e isotrópico tem-se que o potencial no eletrodo M será dado pelas equações 2.2 e 2.3:

$$V_M = \frac{1\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) \quad (2.2)$$

E o potencial em N:

$$V_N = \frac{1\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right) \quad (2.3)$$

A diferença do potencial medida no equipamento para determinada posição dos eletrodos M e N será:

$\Delta V_{MN} = V_M - V_N$, assim desdobrada temos a equação 2.4

$$\Delta V_{MN} = \frac{1\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right) \quad (2.4)$$

Quando se utiliza o mesmo arranjo de eletrodos para efetuar as medições sobre um meio heterogêneo a diferença de potencial observada ΔV será diferente da registrada sobre um meio homogêneo, porque o campo elétrico sofrerá modificações em função da heterogeneidade do meio.

Como o subsolo não pode ser considerado um meio homogêneo, a quantia medida representa uma média ponderada de todas as resistividades verdadeiras em um volume de material em subsuperfície relativamente grande, por conseguinte ao se obter os cálculos pertinentes obtém-se uma resistividade aparente (ρ_a).

Calcula-se então o valor da resistividade ρ_a do meio investigada através da equação 2.5:

$$\rho_a = K \cdot \frac{\Delta V}{I} \quad (2.5)$$

onde temos a Equação 2.6

$$K = 2\pi \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right) \quad (2.6)$$

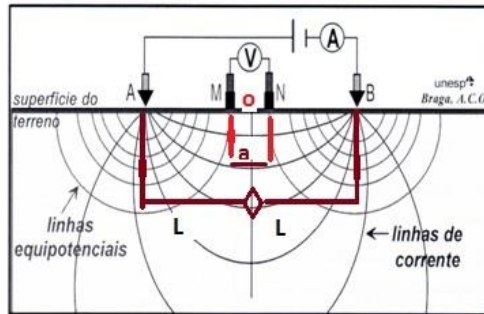
A resistividade aparente (ρ_a) é a variável que expressa os resultados das medições na maioria dos métodos geoeletricos e é a que se toma como base para a interpretação final. As dimensões da resistividade aparente, em virtude de sua definição são as mesmas que para a resistividade e, sua unidade será também ohm.

2.1.2 Arranjos dos Eletrodos e Aquisição de Dados

As técnicas de sondagem elétrica vertical, caminhamento elétrico, tomografia elétrica e levantamentos tridimensionais fazem parte do método da eletrorresistividade.

No caso dessa pesquisa foi utilizada a técnica de sondagem elétrica vertical, com o arranjo de campo Schlumberger (fig. 2.3), onde os eletrodos de corrente A e B apresentam uma separação crescente (L) em relação ao centro do arranjo (o), os eletrodos de potencial M e N permanecem fixos durante o desenvolvimento do ensaio.

A idéia básica desse arranjo é fazer com que a distância “a” que separa os eletrodos M e N tenda a zero em relação à distância crescente A e B. O erro produzido por esse tipo de arranjo, que se reflete nos dados de campo pode ser considerado insignificante, não se traduzindo em desvantagem.



2.3 – Modelo de arranjo Schlumberger (Braga, 2007).

2.2 Métodos Sísmicos

Os métodos sísmicos se baseiam na geração de ondas acústicas e na medição do tempo e amplitude requeridos para que estas ondas se propaguem da fonte de emissão até um conjunto de sensores (geofones ou hidrofones) dispostos em superfície ao longo de um perfil. O sismógrafo, que é um equipamento de registro de dados, capta os sinais recebidos pelos sensores e os armazena em formato digital para posterior processamento e interpretação.

As ondas acústicas, logo que são geradas, podem sofrer refrações ou reflexões nas interfaces entre dois meios em subsuperfície, sendo que os tempos de trânsito (deslocamento) e as velocidades de propagação das ondas nesses meios estão relacionados à densidade, porosidade, composição mineralógica e às propriedades elásticas dos materiais, fornecendo, assim, as informações dos estratos e das estruturas das rochas em profundidade.

Portanto, a sísmica é um método de mapeamento do subsolo, utilizando ondas geradas por fontes artificiais. São medidos os tempos da chegada de eventos atribuídos às ondas sísmicas que tenham sido refletidas em interfaces onde há mudanças na impedância acústica. O objetivo é mapear a profundidade, o mergulho e a direção destas interfaces.

Os explosivos são a principal fonte terrestre de energia, mas há outros tipos de fontes relevantes como o Vibroseis (caminhões com massas acopladas ao solo, que emitem sinais vibratórios), e quedas de peso. Os sensores que registram o retorno da energia emitida são os geofones, no caso terrestre, que convertem a energia sísmica em sinais elétricos, e estes são registrados em formato digital. Estes sinais permitem medir a velocidade de oscilação do terreno, e uma série de outros atributos físicos das camadas subjacentes.

A fonte predominante de energia na sismica marítima é o *airgun* (canhão de ar), mas explosivos e outros tipos de energia também podem ser utilizados. Os hidrofones são sensores sensíveis à pressão, que registram o retorno da energia emitida, sendo montados em longos cabos (*streamers*).

O processamento de dados sísmicos tem o propósito de suprir o intérprete com uma imagem ou um volume o mais próximo possível da geologia de subsuperfície.

2.2.1. – Ondas Sísmicas

As ondas sísmicas são ondas que viajam na Terra e que são produzidas pela liberação instantânea de energia causada naturalmente nas rochas ou induzida por uma fonte sísmica.

As ondas sísmicas se propagam em todas as direções em que possa haver deslocamento, passando prontamente de um meio para outro, como de sólidos para líquidos ou gases e vice-versa.

Elas podem ser mecânicas ou eletromagnéticas. As ondas de vibração mecânica (ex. som, onda sísmica) não se propagam no vácuo, ao contrário daquelas de natureza eletromagnéticas (ex.: luz, raios-X).

Uma fonte origina a movimentação em todas as direções e onde ocorrem as primeiras perturbações gera-se uma frente de onda em material uniforme. Há duas classes principais de ondas sísmicas:

- ✓ **ondas de corpo (ou *body waves*)**: atravessam materiais, onde as mais velozes são denominadas compressivas ou primárias (**ondas P**), elas não se propagam no vácuo e as ondas secundárias ou transversais (**ondas S**) propagam-se com velocidade ligeiramente menores que as ondas P em sólidos;
- ✓ **ondas superficiais**: se propagam apenas próximo ou na interface entre dois meios com propriedades sísmicas distintas, sendo conhecidas por **ondas Love**, que se propagam ao longo das superfícies que limitam meios acamados;
- ✓ e as **ondas Rayleigh** que produzem deslocamento horizontais e verticais no plano vertical de propagação (que contém o raio), ou seja, um ponto na trajetória de uma onda Rayleigh movimenta-se para frente, para trás, para baixo e para cima repetitiva e elípticamente, como as ondas do oceano.

Segundo Miranda et al. (2002) a descrição de ondas sísmicas através de meios heterogêneos é extremamente complexa, por isso, para se obterem equações que descrevam essa propagação adequadamente, se faz necessário admitir condições mais simples, sendo a mais importante das condições é reconhecer que a perturbação sísmica se propaga através de um deslocamento elástico do meio, mesmo que isso não seja verdadeiro nas imediações da fonte sísmica, onde as partículas são deslocadas permanentemente em relação à posição das suas vizinhas, para que se possa gerar uma ruptura. Sendo que a certa distância da fonte se pode admitir que a amplitude da perturbação diminui de maneira que o meio apenas se desloca elasticamente, permitindo a passagem da onda sísmica.

As ondas possuem as características de domínio do espaço (amplitude e comprimento da onda), domínio do tempo (período e frequência) e a velocidade.

Conforme fig.2.4, que representa o domínio do Espaço, a Amplitude (A) é o valor da distância entre picos positivos e negativos, com relação à posição 0, já o comprimento de Onda (λ) é a distância entre dois pontos que se deslocam em fase.

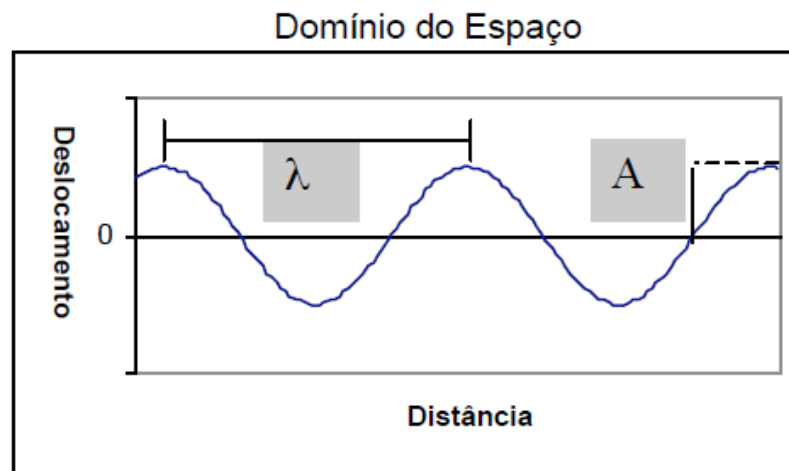


Fig. 2.4– Domínio do Espaço (Dourado, J.C. – 2001).

Conforme fig. 2.5, e equação 2.7 o período (T) é o tempo entre dois pontos em mesma fase e frequência é representa o número de oscilações por unidade de tempo que um ponto é submetido durante a passagem de uma onda.

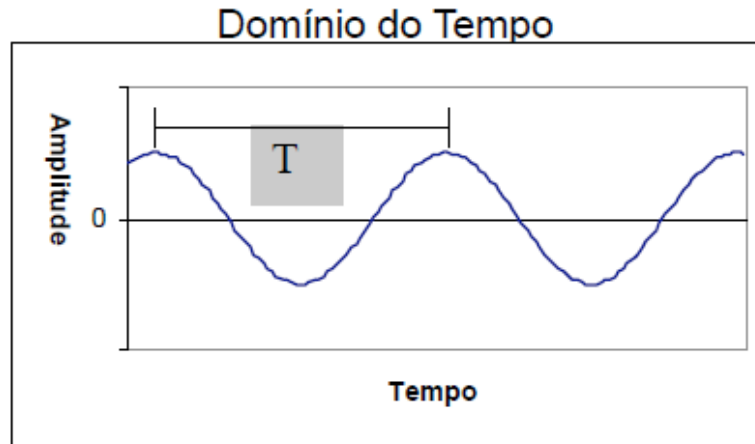


Fig. 2.5– Domínio do Tempo (Dourado, J.C. – 2001).

$$f = \frac{1}{T}. \quad (2.7)$$

A velocidade de propagação das ondas sísmicas vai depender das propriedades elásticas e da densidade do material no qual ela se propaga. Ela é diretamente proporcional à densidade dos corpos, conforme a equação 2.8

$$V = \frac{\lambda}{T} = \lambda \cdot f. \quad (2.8)$$

As mudanças na forma e/ou volume de um corpo são geradas por algum tipo de força em sua superfície. É chamada de elasticidade a propriedade dos corpos de resistirem a essas mudanças e de retornarem à forma e/ou volume inicial após a retirada das forças externas, sendo que é considerado um corpo perfeitamente elástico, aquele que retorna à sua forma original após o fim da força aplicada.

A teoria da elasticidade estuda as relações entre as forças e as mudanças na forma e/ou volume dos corpos com base nos conceitos de tensão e deformação, sendo que a lei de Hooke coloca que as pequenas deformações podem ser consideradas como idealmente elásticas, ou seja, elas desaparecem completamente após o término das tensões que a causaram. As ondas sísmicas utilizadas em técnicas de prospecção são causadoras de pequenas deformações, da ordem de 10^{-3} a $10^{-6}\%$, por conseguinte podem ser classificadas como deformações elásticas. Essas pequenas deformações possuem relações lineares com as tensões.

A tensão (*stress*) é definida como uma força por uma unidade de área, quando a tensão é perpendicular à área em que atua é denominada tensão normal; quando ela é tangencial é denominada de tensão cisalhante.

Telford et al (1990) exemplifica que ao se isolar um paralelepípedo de um corpo no qual existem tensões externas agindo, pode-se verificar os elementos das tensões que atuam em cada uma das seis faces do paralelepípedo de acordo a fig. 2.6, para OABC e DEFG:

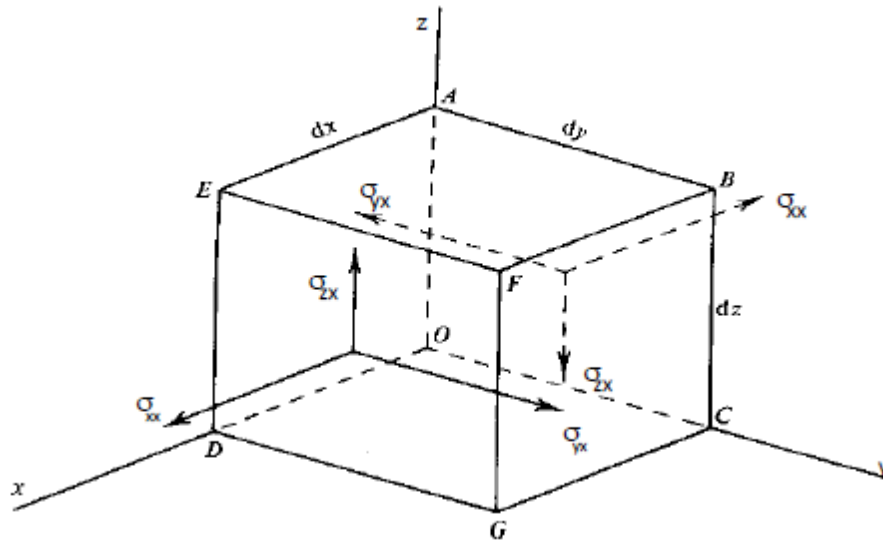


Fig. 2.6 – Componentes da Tensão (Telford et al. 1990)

Sendo que na fig. 2.6, os índices subscritos x , y e z são relativos aos eixos cartesianos x , y e z , onde σ_{xy} indica a tensão paralela ao eixo x e atuando em superfície perpendicular ao eixo y . Quando os índices são iguais como σ_{xx} , a tensão é dita normal, quando os índices são diferentes como σ_{xy} , a tensão é cisalhante.

A deformação (*strain*) é quando um corpo elástico é submetido a algum tipo de tensão, que venha a gerar mudanças em suas formas ou dimensões, sendo que a deformação específica ϵ é definida pela relação dL/L ou dH/H , conforme fig. 2.7, onde um cilindro elástico é submetido à tensão normal de tração.

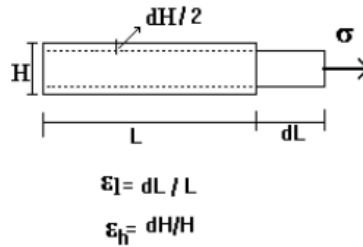


Fig.2.7 – Deformação sofrida por um cilindro elástico, submetido a uma tensão de tração (Dourado J.C., 2001).

Onde:

ϵ_l = deformação de expansão longitudinal do cilindro

ϵ_h = deformação de contração lateral do cilindro.

Ressalta-se aqui, que a deformação normal não modifica a forma do corpo, somente o volume, já a deformação cisalhante modifica a forma, mas não o volume. O coeficiente de Poisson é utilizado como a relação entre a deformação lateral ϵ_h e a deformação de expansão longitudinal do cilindro ϵ_l , como vemos na equação 2.9:

$$\nu = \frac{\epsilon_h}{\epsilon_l} = \frac{\frac{dh}{h}}{\frac{dl}{l}} \quad (2.9)$$

Segundo Dourado J.C (2001), para se fazer as relações tensão x deformação é utilizada a lei de Hooke, que coloca que em determinados corpos as pequenas deformações podem ser consideradas como idealmente elásticas, desaparecendo totalmente ao cessar a tensão. A análise de um corpo homogêneo e isotrópico, é realizada em três módulos:

Módulo de Young – Elasticidade (E)

Módulo de Rigidez – Cisalhamento (G)

Módulo de Volume – Incompressibilidade (K)

O módulo de Young ou de Elasticidade (E) é a relação entre a tensão normal σ_{ii} e deformação que ocorre na direção dessa tensão ϵ_{ii} , conforme equação 2.10 e a fig. 2.8:

$$E = \frac{\sigma_{ii}}{\epsilon_{ii}} \quad (2.10)$$

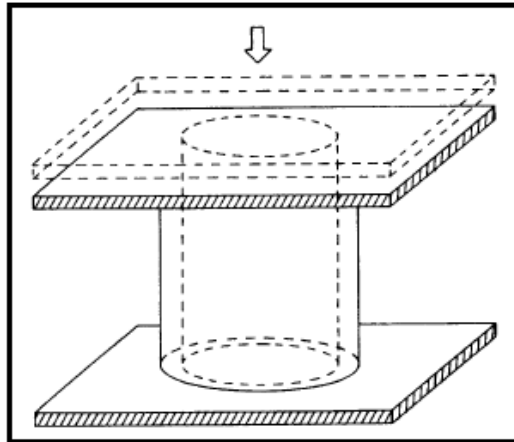


Fig. 2.8 - Módulo de Young ou de Elasticidade (Dourado J.C., 2001).

O módulo de Rigidez ou de Cisalhamento (G) é a relação entre a tensão cisalhante σ_{ij} e a deformação cisalhante ε_{ij} , conforme a equação 2.11 e a fig. 2.9:

$$G = \frac{\sigma_{ij}}{\varepsilon_{ij}} \quad (2.11)$$

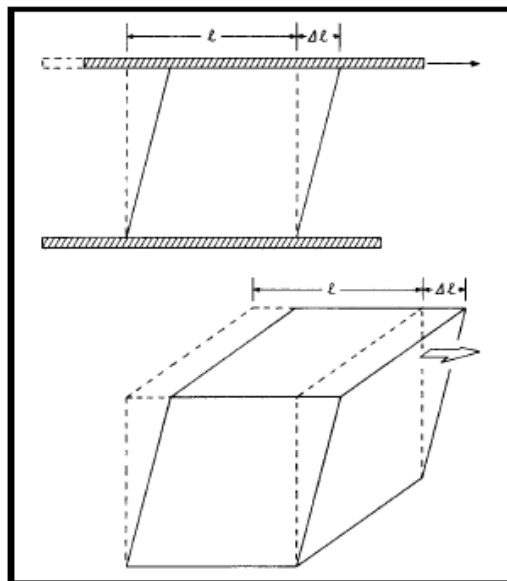


Fig. 2.9 – Módulo de Rigidez ou Cisalhamento (Dourado J.C., 2001).

O módulo de Volume ou de Incompressibilidade (K) é a relação entre a variação da pressão hidrostática dP e a variação do volume do corpo (Δ), conforme equação 2.12 e figura 2.10:

$$K = \frac{dP}{\Delta} \quad (2.12)$$

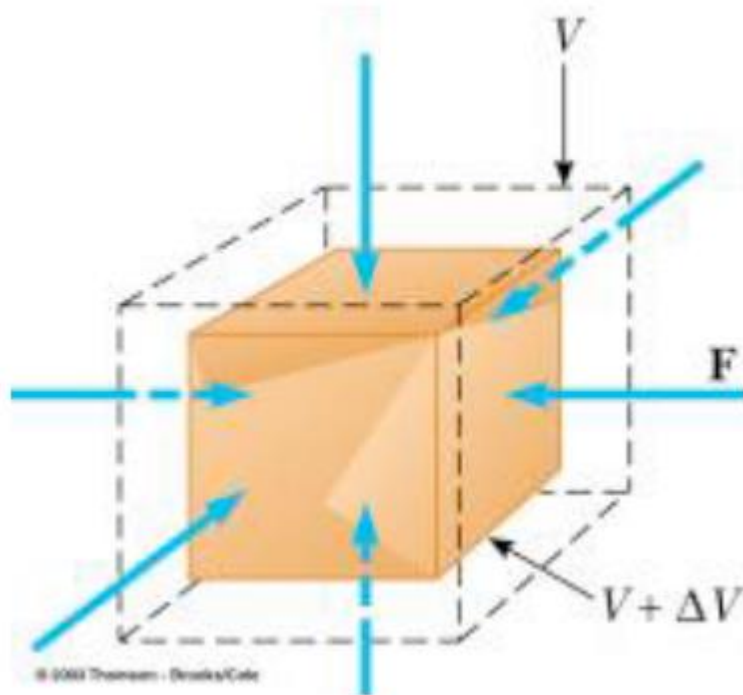


Fig. 2.10 – Módulo de Volume ou Incompressibilidade (K) (Dourado J.C., 2001).

Onde Δ é denominado de coeficiente de dilatação volumétrica e é definido pela equação 2.13:

$$\Delta = \varepsilon_{xx} + \varepsilon_{yy} + \varepsilon_{zz} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z}. \quad (2.13)$$

Quando o equilíbrio estático é rompido há a propagação da tensão e da deformação sobre a forma de ondas elásticas. As ondas sísmicas são ondas mecânicas que se propagam na terra. As ondas sísmicas são classificadas como:

- ✓ Ondas de Corpo: podendo ser ondas longitudinais e ondas transversais
- ✓ Ondas Superficiais: podendo ser ondas Rayleigh e ondas Love

As ondas de corpo (body waves) atravessam materiais e as ondas superficiais se propagam apenas próximo ou na interface entre dois meios com propriedades sísmicas distintas.

As ondas de corpo longitudinais são denominadas de ondas compressoriais ou primárias (são os primeiros eventos a serem detectados após um abalo sísmico). Durante a passagem de

uma onda longitudinal, as partículas do corpo vibram na mesma direção da propagação da onda, conforme figura 2.11.

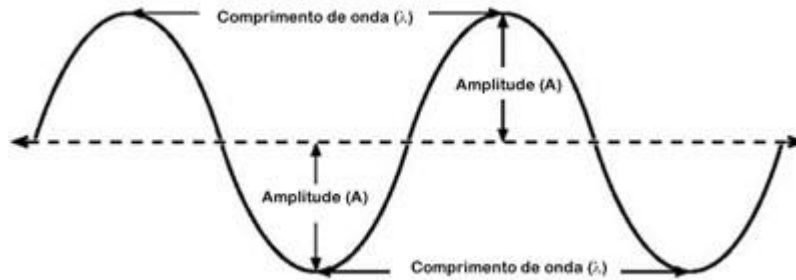


Fig. 2.11 – Comprimento de onda retirado do Google

Onde temos a velocidade de propagação da Onda P definida pela equação 2.14:

$$V_p = \sqrt{\frac{E(1-\nu)}{\rho(1+\nu)(1-2\nu)}} = \sqrt{\frac{k + \frac{4}{3}G}{\rho}} \quad (2.14)$$

Onde:

ρ é a densidade do corpo, V_p é a velocidade da onda longitudinal; E é o módulo de Young ou de Elasticidade; G é o módulo de Rigidez ou Cisalhamento; K é o módulo de Volume ou Incompressibilidade e ν é o coeficiente de Poisson.

As ondas transversais são também denominadas ondas cisalhantes ou secundárias, pois durante a passagem das mesmas, as partículas do corpo vibram perpendicularmente em relação à direção de propagação das mesmas.

Sendo que a equação 2.15 representa a velocidade de propagação da Onda S:

$$V_s = \sqrt{\frac{G}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{\rho} \cdot \frac{1}{2}(1 + \nu)}. \quad (2.15)$$

Onde ρ é a densidade do corpo, V_s é a velocidade da onda transversal; E é o módulo de Young ou de Elasticidade; G é o módulo de Rigidez ou Cisalhamento e ν é o coeficiente de Poisson.

As ondas superficiais são as que se formam na superfície livre da Terra, sendo que a Onda Love faz com que as partículas vibrem horizontalmente e na direção perpendicular ao sentido da propagação da vibração. Já a Onda Rayleigh faz com que as partículas se desloquem verticalmente com uma forma elíptica e retrógrada, conforme mostra a figura 2.12.

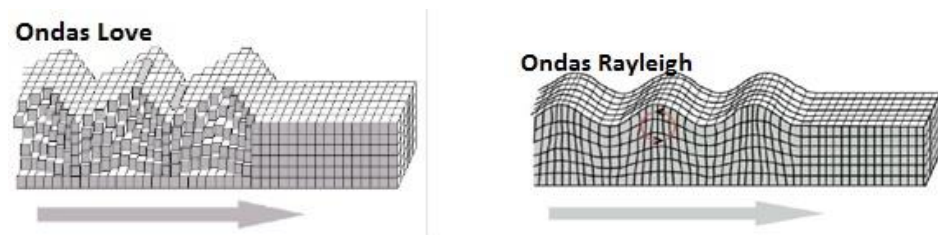


Fig. 2.12- Modelo das ondas Love e Rayleigh (Dourado, 1984).

2.2.2. – Teoria Ondulatória

Quando uma perturbação sísmica se afasta de um local-fonte e do local geométrico dos pontos que definem a perturbação em expansão é denominado frente de onda. Em qualquer ponto de uma frente de onda, a vibração age como uma nova fonte e produz o deslocamento nas posições circundantes. O vetor normal à frente de onda é a direção na qual a onda se propaga.

Quando o limite entre dois meios diferentes é atingido, a energia ondulatória é transmitida, refletida e convertida. As propriedades dos meios e o ângulo de incidência determinam a quantidade de energia refletida pela superfície, refratada pelo material adjacente, transformada em calor ou convertida em outros tipos de ondas.

Uma onda **S** propagando-se por um corpo rochoso, ao se aproximar de um lago, por exemplo, teria uma reflexão do tipo **S**, uma reflexão do tipo **P** e provavelmente uma refração do tipo **P** na água do lago (isso dependerá das propriedades do meio e do ângulo de incidência). Ao se considerar que o limite rocha-água sofra um deslocamento, a energia se transfere para o lago, mas a água não permite a propagação das ondas **S**. Portanto, essas ondas serão refletidas partindo da interface entre os meios, com o mesmo ângulo de incidência em relação à normal.

Uma onda **P** incidente sobre a interface de dois tipos de rochas (com diferentes propriedades elásticas, pode gerar uma pequena conversão para ondas **S**. A lei de Snell fornece os ângulos de reflexão e de refração das ondas **S** e **P**. Na rocha que contém a fonte (número 1), as velocidades são V_{p1} e V_{s1} . No segundo meio (número 2) as velocidades são V_{p2} e V_{s2} . Então para a onda **P** incidente (P_{1i}), a lei de Snell fornece os ângulos de reflexão sobre a rocha número 1 e os de refração na rocha número 2, conforme a equação 2.16:

$$\frac{\text{sen}(\theta)_{p1i}}{V_{p1i}} = \frac{\text{sen}(\theta)_{p1}}{V_{p1}} = \frac{\text{sen}(\theta)_{s1}}{V_{s1}} = \frac{\text{sen}(\theta)_{p2}}{V_{p2}} = \frac{\text{sen}(\theta)_{s2}}{V_{s2}} \quad (2.16)$$

Onde o segundo e terceiro termos da Equação 2.15 são reflexões através do material 1, o quarto e quinto termos são as refrações através do material 2, sendo que nenhum dos ângulos pode exceder a 90 graus, uma vez que nenhum seno pode ser maior que 1.0 e $\theta_{p1i} = \theta_{p1}$.

Ressalta-se que para o entendimento da Equação 2.15, deve-se ter em mente que a rocha número 1 tem um velocidade menor que a rocha número 2, portanto, $V_{p1} < V_{p2}$, onde se pode deduzir *que* $\sin(\theta_{p2}) > \sin(\theta_{p1i})$ e o ângulo refratado θ_{p2} são maior que do que θ_{p1i} (ângulo de incidência).

Dessa maneira, o $\sin(\theta_{p2})$ não pode ser maior que 1.0. O ângulo de incidência crítico faz com que a refração ocorra à direita e ao longo da interface de 90 graus em relação à normal da superfície. O ângulo crítico é um ângulo particular de incidência em que o $\sin(\theta_{p2}) = 1.0$ ou $\theta_{p2} = 90^\circ$.

Outra consideração a ser feita é que qualquer ângulo de incidência maior que o ângulo crítico em relação à normal produzirá reflexão total para o meio-fonte, uma vez que o seno de um ângulo não pode ser maior que 1.0. Conseqüentemente, toda a energia das ondas **P** ficará retida no meio número 1.

2.2.3.- Reflexão de raios sísmicos com incidência oblíqua

2.2.3.1 – Lei de Refração

Ao se fazer uma aproximação semelhante para determinar a lei da refração entre dois meios com velocidades de propagação α_1 e α_2 , onde $\alpha_1 < \alpha_2$, conforme figura 2.14:

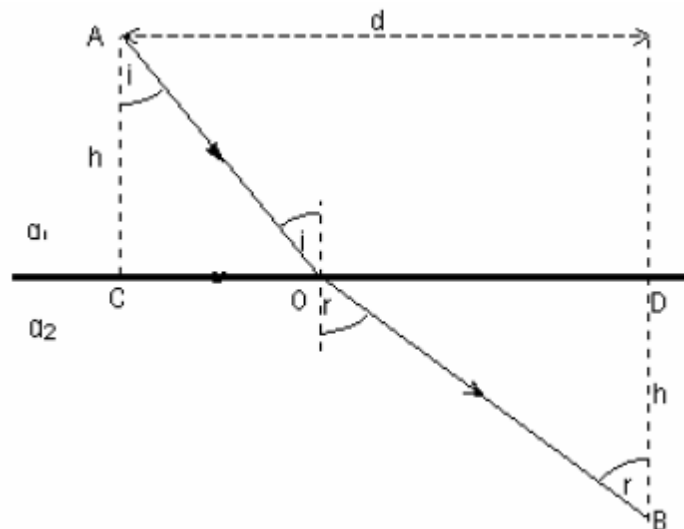


Fig.2.13 – Geometria dos raios incidente e refletido para a dedução da lei de refração (Miranda et al, 2002).

O tempo do percurso t que deve ser minimizado é dado pela equação 2.17:

$$t = \frac{AO}{\alpha_1} + \frac{OB}{\alpha_2} = \frac{\sqrt{h^2+x^2}}{\alpha_1} + \frac{\sqrt{h^2+(d-x)^2}}{\alpha_2}. \quad (2.17)$$

Diferenciando essa Equação em ordem a x e igualando o resultado a zero obtemos a condição para que t seja um mínimo, conforme a equação 2.18:

$$\frac{x}{\alpha_1 \sqrt{h^2+x^2}} - \frac{d-x}{\alpha_2 \sqrt{h^2+(d-x)^2}} = 0 \quad (2.18)$$

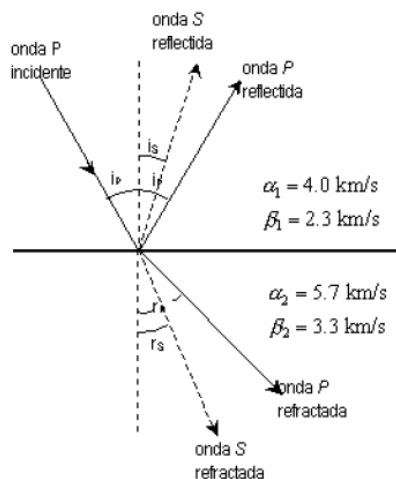
Verifica-se que para a figura 2.15, se poderá escrever essa Equação em termos dos ângulos de incidência i e de refração r , conforme equação 2.19:

$$\frac{\sin i}{\alpha_1} = \frac{\sin r}{\alpha_2} \quad (2.19)$$

Nesse exemplo, ao admitir que $\alpha_1 < \alpha_2$ verifica-se que o raio sísmico se afasta da normal quando passa de um meio onde a velocidade de propagação é menor para outro onde ela é maior, sendo o ângulo de refração r maior que o ângulo de incidência i . Na situação oposta, onde $\alpha_1 > \alpha_2$, o raio refratado aproxima-se da normal e o ângulo de refração é menor que o ângulo de incidência, $r < i$.

2.2.3.1.1 – Partição das ondas em interfaces

Em uma interface entre meios com características elásticas distintas deve-se garantir que certo número de condições se verifiquem, ou seja, que existem as condições fronteiras. As componentes normais e tangenciais da tensão e da deformação têm que ser contínuas através da interface. Por conseguinte, uma onda P incidente numa interface induz o movimento das partículas em ambos os lados da fronteira, a partir do ponto de incidência. O resultado é que a energia da onda P incidente é repartida entre ondas P e S que são refletidas pela camada subjacente, como demonstra a figura 2.14, sendo a razão pelo que isso ocorre, verifica-se analisando o movimento das partículas que é induzido na interface.



2.14 – Geração de ondas P e S refletidas e refratadas a partir de uma onda P incidente numa interface plana (Miranda et al, 2002).

O movimento das partículas provocado por uma onda P incidente é paralelo à direção de propagação. Na interface, a vibração das partículas da camada inferior poderá ser decomposta numa componente perpendicular à interface e noutra paralela à direção da propagação (a onda P refratada) e uma componente perpendicular a ela, no plano vertical, é a onda S refratada (ou melhor, uma onda SV). Devido às condições de continuidade na interface, são induzidas vibrações semelhantes na camada superior que correspondem, respectivamente às ondas P e SV refletidas.

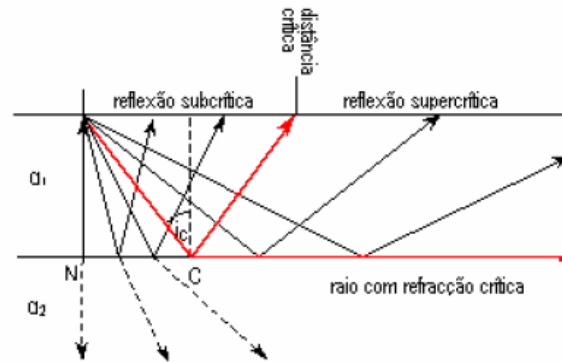
Sendo que i_p e i_s são ângulos entre a normal à interface e os raios sísmicos das ondas P e S no meio 1 e r_p e r_s os correspondentes no meio 2 (fig. 2.14). Aplicando a lei de Snell às ondas P e S refletidas e refratadas, obtemos a equação 2.22:

$$\frac{\text{sen } i_p}{\alpha_1} = \frac{\text{sen } i_s}{\beta_1} = \frac{\text{sen } r_p}{\alpha_2} = \frac{\text{sen } r_s}{\beta_2}. \quad (2.20)$$

Com uma lógica semelhante pode-se concluir que uma onda SV incidente também gera vibrações que têm correspondentes normais e paralelas à interface e, portanto, aparecerão ondas P e SV refletidas e refratadas. A situação se diferencia no caso da onda incidente ser do tipo SH, a qual não possui componente do movimento na direção normal à interface, sendo criadas apenas ondas refletidas e refratadas do tipo SH.

2.2.3.1.2 – Refração Crítica

Ao se considerar o que ocorre com os raios sísmicos que partem de um ponto 0, situado próximo da superfície de uma camada horizontal, espessa e homogênea, sendo velocidade das ondas P é α_1 e que se assente sobre outra camada onde a velocidade das mesmo as ondas é α_2 , conforme figura 2.15.



2.15 – Reflexão crítica, subcrítica e sobre crítica (Miranda et al (2002)).

Verifica-se que os raios atingem a interface com uma grande variedade de ângulos de incidência. O mais simples é o raio que viaja na vertical e atinge a fronteira no ponto N com um ângulo de incidência 0. Esse raio de incidência normal é parcialmente refletido de volta pelo trajeto que percorreu e parcialmente transmitido pelo segundo meio e sem mudança de direção. Com o aumento do ângulo de incidência, o ponto onde os raios incidem desloca-se progressivamente de N para C. Os raios transmitidos, conforme a Lei de Snell, sofrem progressivamente uma mudança de direção. O raio que incide em C não resulta nenhuma transmissão através do meio inferior e por isso esse raio é designado como raio crítico. Ele atinge a interface com o ângulo de incidência crítico. O raio refratado correspondente tem um ângulo de refração de 90° com a normal à fronteira. Como resultado, ele se desloca ao longo da interface dos dois meios, mas com a velocidade α_2 da camada inferior. O seno do ângulo de refração do raio crítico é igual a 1 e, aplicando a lei de Snell. Calcula-se o ângulo crítico de incidência, conforme equação 2.21:

$$\text{sen } i_c = \frac{\alpha_1}{\alpha_2}. \quad (2.21)$$

Miranda et al (2002), coloca que o raio crítico é acompanhado por uma reflexão crítica que atinge a superfície à distância crítica x_c a partir de 0. As reflexões que chegam dentro da

distância crítica são denominadas de reflexões subcríticas. Os raios que possuem uma incidência mais oblíqua que o ângulo crítico são quase completamente refletidos. Essas reflexões são denominadas de supercríticas ou de grande ângulo (wide-angle), são capazes de viajar longas distâncias a partir da fonte porque perdem pouca energia para a refração e são registradas com fortes amplitudes em sismogramas diferentes.

2.2.4 – Sismica de Refração

A sismica da refração é aplicada em uma grande variedade problemas científicos e técnicos que vão desde investigações geotécnicas até experiências de larga escala desenhadas para estudar a estrutura interna da Terra. Aqui será focado o aspecto que se prende a refração das ondas sísmicas através de um meio com variação contínua de velocidade.

A figura 2.16, apresenta uma situação simples de duas camadas horizontais com velocidades diferentes, sendo a camada inferior mais “rápida” do que a superior.

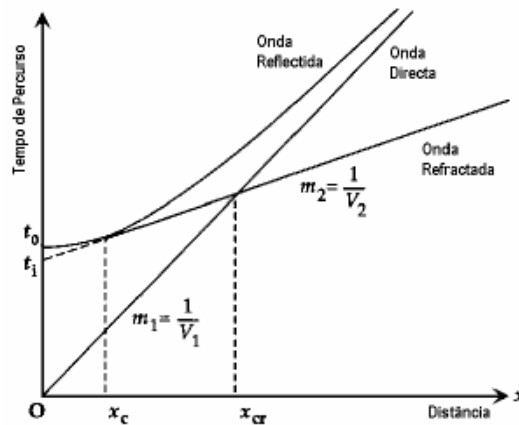


Fig. 2.16 - Exemplo simplificado de duas camadas de velocidades diferentes (Miranda et al, 2002)

As ondas direta, refletida e a refratada que são observadas ao longo de uma linha sísmica e a forma que assumem os tempos de percurso das ondas direta e refletidas são dadas pelas equações 2.22 e 2.23. O tempo de percurso da onda refratada crítica pode ser obtido somando a contribuição dos ramos ascendente e descendente percorrido com a velocidade v_1 , com o ramo percorrido sobre a interface com a velocidade v_2 .

$$t = \frac{2d}{v_1 \cos i_c} + \frac{x - 2d \tan i_c}{v_2} \quad (2.22)$$

Que ao se introduzir a lei de Snell, se obtêm:

$$t = \frac{x}{v_2} + \frac{2d}{v_1} \cos i_c \quad (2.23)$$

A Equação 2.23 representa uma reta cujo declive é a “lentidão” da camada subjacente e cuja ordenada na origem permite calcular diretamente a profundidade da interface.

Ao se imaginar que a Terra é composta por uma sequência de numerosas camadas horizontais, cada qual é caracterizada por uma velocidade sísmica constante que aumenta progressivamente com a profundidade (fig. 2.17).

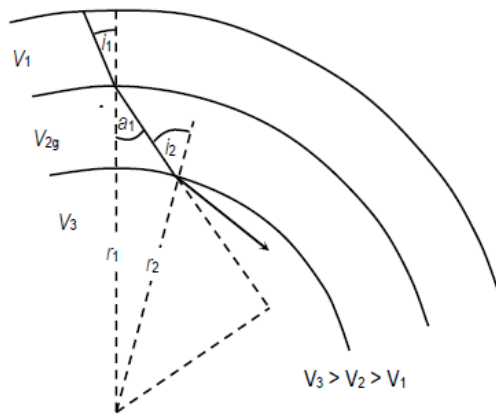


Fig. 2.17 – Refração de um raio sísmico através das camadas concêntricas da Terra (Miranda et al., 2002)

Um raio sísmico que parte da superfície com um ângulo i_1 vai ser refratado em cada interface até finalmente atingir o ângulo crítico e depois acaba por emergir à superfície com o mesmo ângulo i_1 . A lei de Snell será aplicada a cada refração sucessiva (equação 2.24):

$$\frac{\text{sen } i_1}{V_1} = \frac{\text{sen } i_2}{V_2} = \dots = \frac{\text{sen } i_n}{V_{n1}} = \text{constante} = p \quad (2.24)$$

A constante p é conhecida por parâmetro do raio. Se V_m for a velocidade da camada mais profunda, ao longo da qual o raio eventualmente sofra a refração crítica ($\text{sen } i_m = 1$), então o valor de p deverá ser igual a $1/V_m$.

Quando se aumenta o número das camadas e se diminui a espessura de cada uma delas, tende-se para uma situação em que a velocidade aumenta de forma contínua com a profundidade e cada raio descreve um percurso com uma curvatura suave. Se o aumento de velocidade for linear com a profundidade, as trajetórias dos raios serão arcos de círculos.

Conforme Miranda et al (2002), a passagem de ondas volúmicas através da Terra, considerando-a como sendo constituída por uma série de camadas esféricas, pode ser tratada,

numa primeira aproximação, como se as interfaces entre as diversas camadas fossem horizontais. Pode-se representar a estrutura radial da velocidade subdividindo a Terra numa série de calotes concêntricos, onde a velocidade das ondas sísmicas aumenta em direção ao centro (fig. 2.17). A lei de Snell aplica-se nas interfaces entre cada par de calotes.

A constante p é de novo designada por parâmetro do raio, apesar de ter uma dimensão diferente da equação 2.21, para as camadas horizontais planas. Aqui o raio sísmico é uma linha reta em cada camada esférica com velocidade constante. Se a velocidade aumentar continuamente com a profundidade, o raio sísmico é refratado de um modo contínuo e a sua forma é curva com concavidade virada para cima. Ele atinge o ponto mais profundo quando $\sin i = 1$, o raio é r_0 e a velocidade é V_0 ; estes parâmetros estão relacionados pela Equação 2.25:

$$\frac{r \sin i}{v} = \frac{r_0}{V_0} = p. \quad (2.25)$$

A determinação do parâmetro do raio é fundamental para se obter a variação da velocidade sísmica no interior da Terra. O acesso ao interior da Terra é obtido pela análise dos tempos de percurso das ondas sísmicas que atravessaram as várias regiões internas e voltaram a emergir a superfície, onde foram registradas. O tempo de percurso do raio sísmico até uma distância epicentral conhecida Δ pode ser invertido matematicamente de modo a se obter a velocidade V_0 do ponto mais profundo do percurso. A teoria aplica-se tanto às ondas S como às P, devendo a velocidade genérica V ser substituída pela velocidade apropriada α e β respectivamente.

2.3. – Método Sismoelétrico

Os primeiros efeitos sismoelétricos foram observados no final de 1930 e permanecem um assunto de interesse científico para pesquisadores e universidades. Esse interesse advém do potencial de seus efeitos para fornecer informações sobre as rochas de material poroso e características do fluido dos poros, que são difíceis e caros de serem obtidos com as tradicionais técnicas geofísicas.

O potencial do método sismoelétrico identifica as mudanças na porosidade, permeabilidade e fluido dos poros na resolução dos métodos sísmicos, através das propriedades eletrocinéticas dos solos e têm impulsionado o desenvolvimento dessas técnicas.

As propriedades eletrocinéticas de solos obtidos com experimentos sismoelétricos podem auxiliar os engenheiros e cientistas a desenvolver campanhas de remediação eletro-osmótica para determinar os contaminantes do solo ou de desaguamento e estabilizar os terrenos.

Há dois tipos diferentes de sinais sismoelétricos: o co-sísmico e os sinais interfaciais.

2.3.1 – Teoria Sismoelétrica

Ivanov (1940) foi o primeiro a observar os sinais de origem sismoelétricas e eletrocinéticas. Ele expõe que a dupla camada elétrica que se forma entre a fase sólida e a líquida, proposta pela equação de Helmholtz-Smoluchowski, onde ele a deriva para descrever fenômenos eletrocinéticos de eletro-osmose e o potencial de fluxo em um capilar, para explicar como a translocação do fluido do poro e do sólido pode gerar um campo elétrico.

A hipótese de que a dupla camada elétrica e acoplamento eletrocinético estão na origem dos fenômenos sismoelétricos observados em meios porosos, permanecendo atual e tem sido apoiada por muitas investigações teóricas e experimentais.

2.3.2 – Dupla Camada Elétrica

O conceito da dupla camada elétrica na interface de um sólido foi proposto por Helmholtz (1853). O modelo mostrado na fig. 2.20, ilustra a dupla camada elétrica proposta por Helmholtz (1853) e os aperfeiçoamentos propostos por Gouy (1910) e Chapman (1913) com a adição do uso de uma zona de difusão que se encontra além do plano Stern proposto por Stern (1924).

A carga da superfície de um sólido pode ser causada por pelo menos seis mecanismos de acordo com Everett (1988):

- ✓ **Ionização de grupos superficiais:** se os grupos ácidos são dissociados da superfície, isso resulta em uma carga de superfície negativa, enquanto a dissociação dos grupos básicos de uma superfície a deixará positiva. A tendência para a dissociação pode ser modificada alternando o pH e, portanto, a ionização de superfície pode ser reduzido à zero.
- ✓ **Solução diferencial dos íons na superfície de cristais pouco solúveis:** para ilustrar esse exemplo Everett (1988), propõe um exemplo de cristais de iodeto de prata Ag^+I^- . Ele ressalta que os íons Ag^+ se dissolvem, portanto a superfície do cristal torna-se negativa.
- ✓ **Substituição isomórfica:** Everett (1988) exemplifica com uma argila intercalada ou estrutural, que pode trocar o íon com uma valência menor e que produz uma superfície

carregada negativamente. Outro exemplo é o do alumínio, Al, que tem valência três, substituindo Si, que tem uma valência quatro, no tetraédrico de uma camada de argila.

- ✓ **Cristal de superfície carregada:** isso pode ocorrer quando um cristal é quebrado, expondo novas superfícies com elos instáveis.
- ✓ **Adsorção de íons específicos:** este pode ser o caso quando os íons são adsorvidos especificamente. Um tensoativo catiônico leva a uma superfície positiva, enquanto que um tensoativo aniônico leva para uma carga de superfície negativa.

Os mecanismos de desenvolvimento responsáveis mais prováveis encontrados nos solos são de substituição isomórfica, superfícies de cristal carregado e especificações de adsorção de íons. Ele também comenta que os cátions mais comuns nos solos sedimentares residuais e não marinhos são em ordem decrescente de importância: cálcio, magnésio, sódio e potássio. Enquanto que nas argilas marinhas e solos salinos, o sódio é o cátion dominante. Quanto às fontes de ânions no solo, ele sugere que o sulfato, cloreto, nitrato e fosfato são os mais comuns de serem encontrados.

Na fig.2.18 a superfície do sólido tem uma carga negativa e os cátions do eletrólito são atraídos para a superfície por forças eletrostáticas.

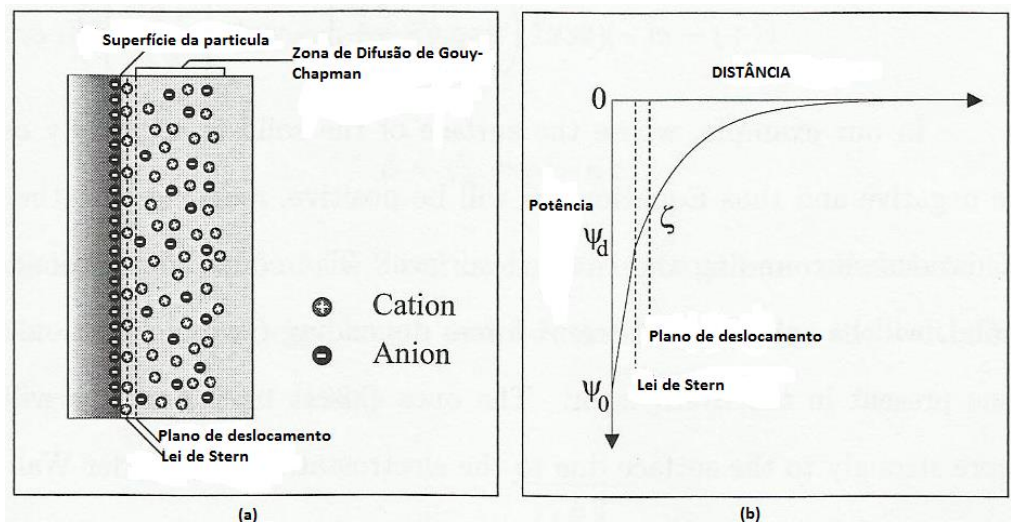


Fig.2.18 - Modelo da Dupla Camada Elétrica de Stern-Gouy-Chapman (Dupois,2008)

O regime de taxas na fig. 2.18 é simplista e não ocorre na realidade, uma vez que a força eletrostática não é a única que atua sobre o sistema. O movimento térmico, que existe em cada sistema em temperaturas acima de 0° K fará com que o contraíon a ser distribuído siga a lei de

distribuição de Boltzman, que se refere a probabilidade das partículas estarem em um determinado ponto em uma dada energia, ou em energia livre dado um ponto de referência (por exemplo, o zero absoluto) (Everett,1988).

A concentração de cátions ($c(+)$) e ânions ($c(-)$) de uma região em uma solução eletrolítica a uma temperatura T próxima do ponto onde há um potencial elétrico é dado por:

$$c (+) = c^0 \exp \left\{ \frac{-z_+ e \psi}{kT} \right\} \quad (2.26)$$

e

$$c (-) = c^0 \exp \left\{ \frac{+z_- e \psi}{kT} \right\}. \quad (2.27)$$

Onde z_+ é a valência do íon positivo, z_- é a valência do íon negativo, e é a carga (protônica) elementar, k é a constante de Boltzmann e c^0 é a concentração de íons na região onde $\psi=0$.

Um exemplo para os íons monovalentes (ex. $z_+=z_-=1$) em um ponto onde $\psi \neq 0$, a diferença na concentração dos íons positivos e negativos pode ser escrita como na form.2.28:

$$c (+) - c (-) = c^0 \left(\exp \left\{ \frac{-e \psi}{kT} \right\} - \exp \left\{ \frac{+e \psi}{kT} \right\} \right). \quad (2.28)$$

Nesse exemplo, onde a superfície do sólido é carregada negativamente, ψ será negativo e, portanto, a Equação será positiva, o que significa que há um excesso de cátions em torno da superfície carregada. O contraíon entre essa taxa perturbada será objeto de diferentes forças em função de sua posição aos íons presentes na camada de Stern. Os mais próximos à superfície serão atraídos mais fortemente à superfície devido à eletroestática e as forças de Van der Wall.

Essas forças são suficientes para que os contraíons superem a agitação térmica e formem uma camada adsorvida na superfície do sólido, que é denominada de Plano de Stern.

Ressalta-se aqui que um contraíon é um íon que acompanha uma espécie iônica de maneira a manter a neutralidade elétrica. Ex: sal de cozinha (cloreto de sódio), onde o cátion sódio é o contraíon do ânion cloro e vice-versa.

A camada de Stern pode ser dividida em duas subcamadas adicionais, aos quais eles denominaram camadas interna e externa de Helmholtz.

A distinção entre essas duas camadas é a hidratação do contraíon para fazer contato com qualquer sólido descoberto ou sólido hidratado. Dentro da camada interior de Helmholtz, as possíveis variações do potencial da superfície (ψ_0) para a camada potencial de Stern (ψ_d), estão

demonstradas na fig.2.18 (b) Shaw (1980) expõe que o valor de ψ_d depende da natureza dos íons adsorvidos e assim é possível ter ψ_d uma polaridade oposta à ψ_0 .

Dado um ambiente químico em estado estacionário, os íons que formam a camada de Stern permanecerão adsorvidos na superfície. Assim para explicar o acoplamento eletrocinético entre campos sísmicos e campos elétricos, devemos considerar outra região da dupla camada elétrica.

A zona de difusão de Gouy-Chapman é encontrada além da camada de Stern e contém contraíons mais fracos que são submetidos às forças atrativas do que os contraíons da camada de Stern.

Dentro dessa zona de difusão, a uma pequena distância da camada de Stern, há um plano de deslizamento para além do qual os contraíons poderão ser cortados fora da dupla camada de movimento relativo entre o sólido e o eletrólito. O potencial da zona de difusão de Gouy-Chapman é dado por Everett (1988), conforme form.2.29:

$$\psi = \psi_d \exp\{-kx\} \quad (2.29)$$

Onde ψ_d é o potencial da camada de Stern, k^{-1} é chamada, às vezes, de dupla camada ou comprimento de Debye e x é a distancia da parede. O comprimento de Debye é dado por Everett (1980):

$$k^{-1} = \sqrt{\frac{\epsilon_f kT}{e^2 \sum c_i z_i^2}} \quad (2.30)$$

Onde K é a constante de Boltzmann, T é a temperatura em graus Kelvin, e é a carga elementar (protônica) e $\sum c_i z_i^2$ é a soma da concentração de íons (c_i) (íons/m³) e da valência iônica (z_i) por espécie i .

Para um dado eletrólito, a espessura da camada dupla irá variar proporcionalmente com a raiz quadrada da temperatura e inversamente proporcional à raiz quadrada da concentração do eletrólito.

O potencial na camada de deslizamento é denominado de potencial ζ . Esse parâmetro é importante na determinação das características dos fluxos eletrocinéticos medidos, tem sido associado em diversos sedimentos geológicos e com vários eletrólitos, por Ishido Mizutani e Morgan (1981), para o pH variando entre 2 e 12.

Os valores apresentados para o potencial ζ estão na faixa de -10mV a -100mV, para a maioria dos sedimentos geológicos saturados de água e com relações empíricas derivadas do quartzo de da salmoura(NaCl e KCl) realizadas por Pride e Morgan (1991) e Wurmstich e Morgan (1994), para pH variando entre 5 e 7.

Revil et al (1999) derivaram uma equação analítica para o potencial ζ com base em reações químicas de sedimentos poroso de sílica dominante, preenchidos por eletrólitos binários simétricos (como o NaCl, KCl, e KNO₃). As especificações da formação da dupla camada elétrica para sílica estão bem explicadas em Revil et al.(1999). Eles explicam que para a sílica existem dois diferentes tipos de grupos de superfície. O primeiro grupo é chamado siloxal (Si₂O) e o segundo de silonal (SiOH). A protonação do grupo siloxal é extremamente baixa e, portanto, é geralmente aceito que este grupo pode ser considerado inerte, tal como sugerido por Van Riemsdijk e Hiemstra (1990) (Revil et al., 1999). Para o pH na faixa de 6-8, a reação da superfície mineral na superfície silonal em contato com um eletrólito 01:01 produz três situações diferentes de superfície. As duas primeiras, SiOH e SiOMe (onde o Me representa um cátion de metal na solução eletrolítica Na, isto para NaCl) são eletroneutrais. A terceira, SiO⁻ é única superfície carregada do grupo e é responsável pela carga superficial do mineral. A carga de superfície é obtida pela soma dos locais de SiO⁻ sobre a superfície do mineral. Com este resultado e a expressão derivada da densidade de carga da camada de difusão, Revil et al.(1999), derivaram uma expressão analítica para o potencial de Stern, que equivale ao potencial ζ , para evitar o uso de um parâmetro livre ajustável. O modelo obtido concorda bem com as medidas encontradas na literatura.

2.3.3 – O Fluxo Potencial

O equilíbrio estacionário entre a parte interna e externa das instalações elétricas de dupla camada pode ser alterado pelo fluxo do fluido através do espaço dos poros, o que leva ao que se conhece como correntes potenciais.

Para compreender como o fluxo de fluido gera potenciais de corrente, podemos considerar um experimento simples concebido para medir o potencial ζ descrito em Evans e Wennerstrom (1999). Isso também permite obter a equação de Helmholtz-Smoluchowski que relaciona a queda de pressão do fluido (Δp) para a diferença de potencial ($\Delta\psi$) ao longo do tubo capilar (fig. 2.19).

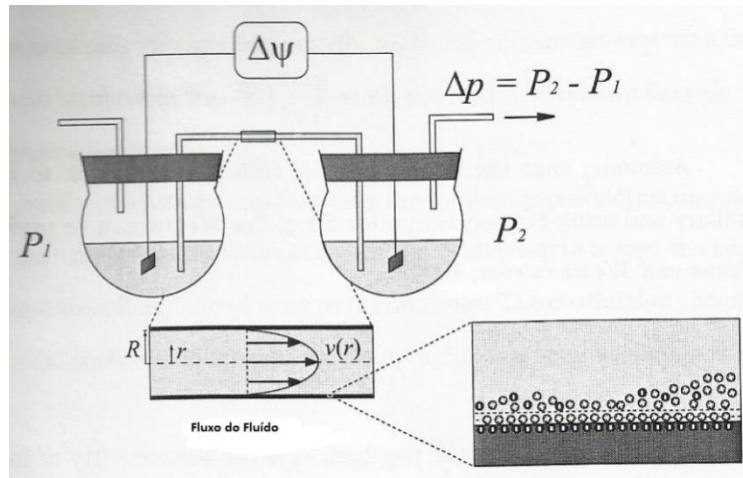


Fig. 2.19 - Aparatos para medir o fluxo potencial (Dupois, 2008).

A pressão do ar é maior ao lado esquerdo do frasco que faz com o fluxo líquido no capilar vá em direção ao frasco da direita. Portanto, o fluxo no capilar é laminar (ex.: a velocidade não é alta o suficiente para criar turbulência) e, conseqüentemente a lei de Poiseuille é aplicável. A velocidade do fluido v no raio r e o comprimento causado por um gradiente de pressão de Δp é descrito como (Evans e Wennerstrom 1999):

$$v = \frac{\Delta p}{4\eta l} (R^2 - r^2). \quad (2.31)$$

A corrente elétrica dI_s , associada ao fluxo do fluido, pode ser calculada considerando a densidade da carga q através da seção transversal do capilar $dA = 2\pi r dr$ com velocidade do fluido η , conforme form.

$$dI = qv dA = \frac{q\Delta p}{4\eta l} (R^2 - r^2) 2\pi r dr. \quad (2.32)$$

Considerando que a dupla camada é fina em comparação ao raio do capilar e utilizando a equação de Poisson para q , a integral pode ser realizada, conforme abaixo (Evans e Wennerstrom 1999):

$$I_s = \frac{\pi \epsilon_f \epsilon_0 \Delta p R^2 \zeta}{\eta l}. \quad (2.33)$$

Onde ϵ_f é a permeabilidade do fluido, ϵ_0 é a permissividade do espaço livre e ζ é o potencial para o deslizamento descrito anteriormente.

O fluxo de corrente origina uma diferença potencial entre os dois frascos e essa diferença potencial gera um fluxo de corrente para trás denominado condução de corrente. Supondo que as

paredes do capilar são não condutoras, essa corrente deve viajar através da solução, portanto é descrita pela lei de Ohm:

$$I_c = \pi R^2 \sigma_f \frac{\Delta\psi}{\ell} \quad (2.34)$$

Onde σ_f é a condutividade do fluído. Para a conservação da carga, a corrente conduzida à I_c é igual a fluxo de corrente, porém ela flui na direção oposta (ou seja, $I_s + I_c = 0$). Combinando as equações 2.33 e 2.34 se obtém a equação de Helmholtz-Smoluchowski:

$$\frac{\Delta\psi}{\Delta p} = \frac{\epsilon_f \zeta}{\eta \sigma_f} \quad (2.35)$$

A importância do potencial ζ e da condutividade do líquido σ_f , ambas as funções estando em concentração de eletrólitos em solução, é evidenciada na form. 2.35. O pressuposto de que apenas a solução contribui para a condução da corrente foi removido pelos termos geométricos e, portanto, o raio e o comprimento do capilar não influenciam o acoplamento eletrocinético.

O pressuposto de que apenas a solução é condutora nem sempre é verdadeiro e nos casos em que a concentração de eletrólito é baixa, a condutividade de superfície pode desempenhar um papel importante. A condução de corrente flui ao longo da superfície de um capilar sólido cilíndrico I_{cs} assumindo espessura desprezível é:

$$I_{cs} = 2\pi R \sigma_s \frac{\Delta\psi}{\ell} \quad (2.36)$$

Onde σ_s é condutância da superfície, form. 2.38, pode ser modificado, assumindo que o fluxo de corrente flui no sentido oposto ao das correntes de condução (ou seja, $I_s + I_{cs} + I_c = 0$) tornando-se a equação:

$$\frac{\Delta\psi}{\Delta p} = \frac{\epsilon_f \zeta}{\eta \left(\sigma_f + \frac{2\sigma_s}{R} \right)} \quad (2.37)$$

Em adição para que as potencialidades do fluxo que existem em sedimentos totalmente saturados, tornar-se possível haver a transmissão dos fluxos potenciais nos sedimentos que são apenas parcialmente saturados.

Recentemente, Revil et al.(2007) estendeu o modelo proposto por Revil e Linde (2006) para a transmissão dos potenciais incluindo materiais porosos insaturados sob duas fases de condução do fluxo. Em sua derivação, presumiu-se que o espaço poroso é preenchido com um umedecimento e uma fase não molhante, ambos dos quais estão sendo assumidos na escala contínua de um volume elementar representativo do meio poroso.

Enquanto a fase de molhamento em seu modelo foi assumida como água, a fase não-molhante foi assumida como isolamento e miscível (ex.: ar ou óleo). Revil et al.(2007) deviram as equações macroscópicas que regem o volume médio da Lei Àmpère antes, juntamente com o Nerst-Plank e Stokes, escrita na escala dos poros.

Os resultados da simulação numérica com base neste modelo apresentado por Revil et al. (2007) demonstra que o coeficiente potencial relativo do fluxo de acoplamento, que é o coeficiente do fluxo de acoplamento em uma zona de saturação, é dividido pelo coeficiente do fluxo de acoplamento, sendo suficientes na saturação completa, dependendo da saturação de água, as propriedades do material e da história de saturação do meio. Revil et al.(2007) também compara as previsões feitas com esse modelo para experiências de laboratório realizadas em quatro amostras.

2.3.4 – Modelo Conceitual para os efeitos sismoelétricos / eletrocinéticos

O fluxo de correntes descritos anteriormente explica como um potencial elétrico é gerado, quando um gradiente de pressão faz com que o fluxo do fluído perturbe a dupla camada elétrica que se forma na interface sólido/líquido em um capilar. Esse é um bom ponto de partida para entender como os sinais sismoelétricos e eletrocinéticos são gerados em meios porosos, mas algumas distinções devem ser feitas.

O fluxo de correntes descritos acima são aqueles sistemas em estado estacionário, que é a diferença de potencial gerada por um fluxo constante de fluído através de um capilar. Este não é o caso dos sinais sismoelétricos/eletrocinéticos, uma vez que um pulso de pressão transitória é aplicado ao sistema. Para tanto vamos considerar uma onda compressional, também denominada de onda P. Como demonstra a fig. 2.20 (a), a onda sísmica tem regiões de expansão máxima separadas por comprimento de onda sísmica. O sólido e a fase líquida sofrem alterações diferentes no gradiente de pressão e, portanto, as duas fases podem se mover em relação uma à outra. Se o fluído é acelerado em uma taxa diferente da do que o sólido (ou seja, $\ddot{u}_f \neq \ddot{u}_s$, fig. 2.22(b)) existirá menos líquido no volume de referência definida e, portanto, haverá menos contraíons para equilibrar a carga da superfície do sólido, que domina na região. O inverso ocorre na região de expansão, que se torna mais rica em contraíons e, portanto dominada por contraíons carregados.

Os campos elétricos perpendiculares à frente da onda interna e a onda sísmica surgem a partir desta separação de cargas que por sua vez origina a condução as correntes.

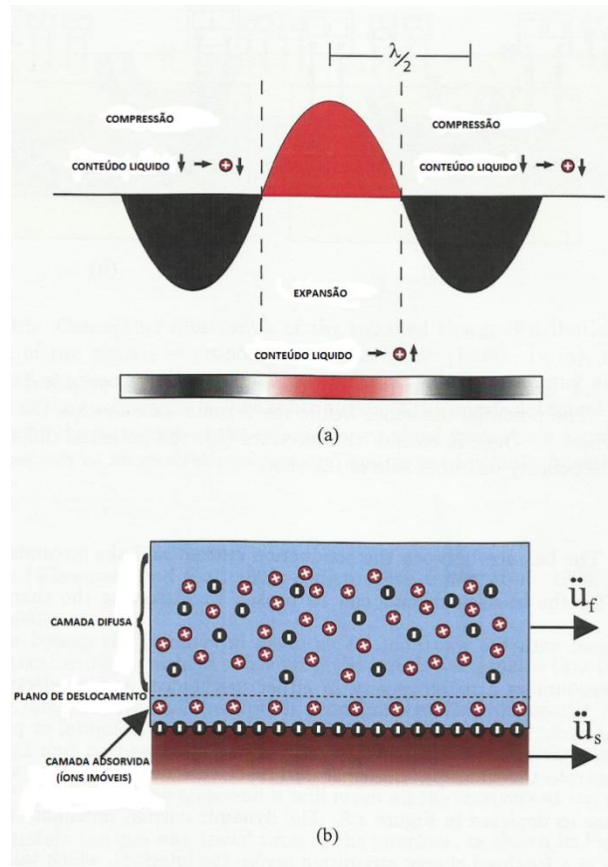


Fig. 2.20 – Onda sísmica compressional (a), e regiões associadas de compressão e expansão que causa, em escala de poros(b), a aceleração diferencial, entre os fluídos dos poros(\ddot{u}_f) e os grãos sólidos (\ddot{u}_s) (Dupois, 2008).

A condução de corrente em meios homogêneos equilibra exatamente o fluxo de corrente e, portanto, os campos magnéticos existentes, sendo o campo elétrico local a sísmica, conforme fig. 2.21. Isso também pode ser demonstrado considerando-se um par de placas esféricas carregadas para que o campo esteja inteiramente confinado entre as placas. No instante após o tiro, representado na fig. 2.21(a), a onda sísmica e o campo elétrico co-sísmico associado não atingiram ainda os receptores e, portanto, a diferença do potencial medido é zero. Em um momento posterior imediato, representado pela fig. 2.21(b), a onda sísmica e o campo co-sísmico atingem os receptores e os receptores no campo do não-zero e de polaridade opostos nos dois lados do tiro.

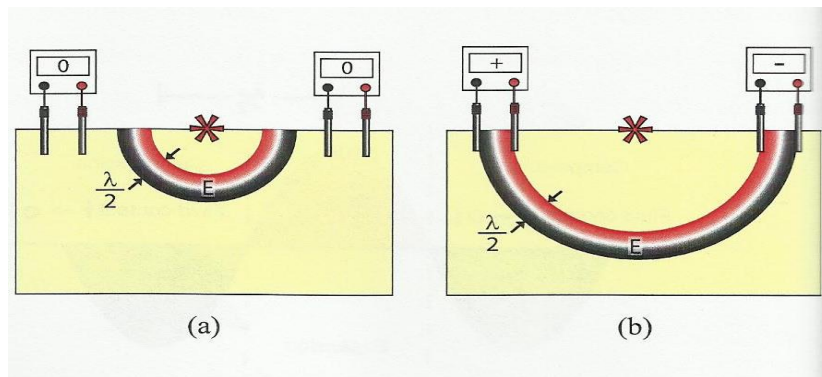


Fig.2.21- ilustração conceitual do sinal co-sísmico proposto por Butler et al.(1996). A diferença do potencial antes que a onda sísmica atinja os receptores (a) está em toda parte 0. Uma vez que a onda sísmica atinge os receptores (b), a diferença do potencial terá polaridade oposta em cada lado do tiro. (Dupois, 2008).

No lado esquerdo do tiro, a parte positiva e negativa do campo co-sísmico, coincidem com os eletrodos positivos e negativos do receptor, respectivamente, o que leva a parte positiva do campo co-sísmico a coincidir com os eletrodos de polaridade oposta fazendo com que a tensão medida seja positiva. No lado direito da ilustração, parte positiva e negativa do campo co-sísmico, coincidem com os eletrodos de polaridade oposta de tal forma que a tensão que está sendo medida é negativa.

O equilíbrio entre a condução da corrente e a corrente do fluxo que existe para que a onda co-sísmica possa ser quebrada pela distribuição da taxa de distorção está associada com a frente da onda. Essa quebra de simetria é originada quando a frente de onda encontra uma heterogeneidade em qualquer mecânica e/ou propriedades elétricas (ex.: a condutividade da impedância acústica, a permeabilidade, o potencial ζ ou o tipo de fluido no poro).

Butler et al.(1996), considerou um perfeito refletor de interface sísmica como demonstrado na fig. 2.22. O desequilíbrio dinâmico da corrente na interface resulta em uma carga localizada na separação entre a interface, que se configura como frente de onda contínua a invadir a interface. Conforme Garambois e Dietrich (2002), a fonte na zona de interface corresponde ao primeiro refletor de Fresnel, sendo esta região em forma de lente representada na fig.2.22, constituindo uma resposta multipolar que tem um forte momento de dipolo, muitas vezes dominado a resposta do campo.

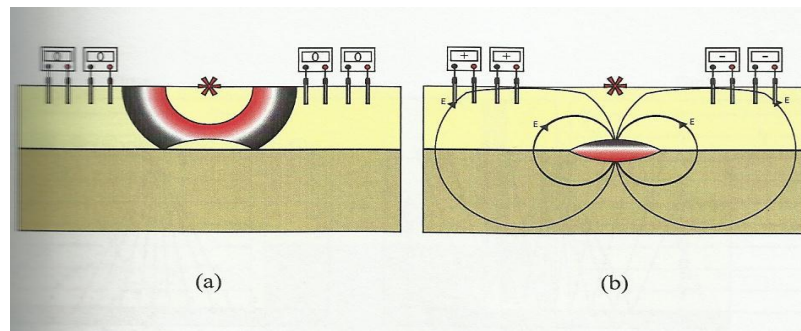


Fig. 2.22 – Ilustração conceitual da distribuição da carga refletida como uma superposição de dois sinais como proposto por Butler et al. (1996). Em (a), o sinal co-sísmico não atingiu ainda os receptores e, portanto, a diferença do potencial medido a partir do co-sísmico é 0. A contribuição do sinal interfacial formado na interface pela distorção do campo de ondas co-sísmicas gera um sinal que chega simultaneamente em todas as posições do receptor e tem polaridade invertida em ambos os lados do tiro.

Outro atributo distinto do sinal interfacial é que ele não é abrigado dentro de uma onda sísmica e, portanto, ele propaga a velocidade eletromagnética. Para todos os efeitos, o tempo de viagem para esse sinal é, portanto, insignificante em termos da escala de tempo sísmico e vai chegar a todos os receptores ao mesmo tempo, aproximadamente o tempo de viagem para a interface como demonstrado na fig. 2.23..

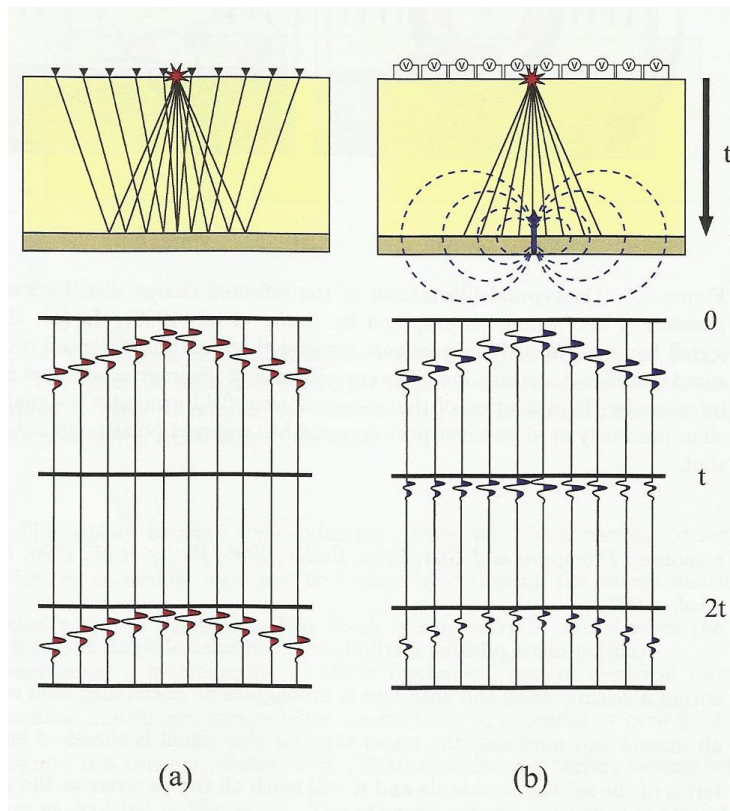


Fig. 2.23- Ilustração dos registros de tiros esperados para os experimentos de sísmica (a) e sismoeétrica (b)

O último atributo do sinal interfacial é a inversão de polaridade em ambos os lados da ilustração, semelhante ao sinal co-sísmico discutido anteriormente. Essa polaridade de inversão acontece porque o campo elétrico medido em ambos os lados estão polarizados em direções opostas.

Os registros sismoeétricos se tornam os dois componentes que contribuem, a co-sísmica e o sinal interfacial e, portanto, um sinal composto pode ser obtido pela adição de ambas as contribuições.

As figs. 2.23 e 2.24 fazem comparações entre os registros sismoeétricos e sísmicos idealizados e o tiro que seria esperado com receptores na superfície e em um poço, respectivamente. Ambos apresentam sinais co-sísmicos e interfaciais.

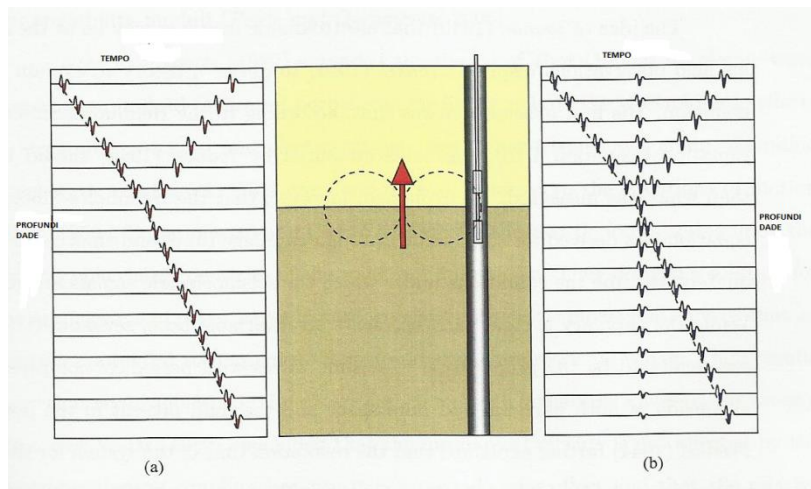


Fig.2.24 – Ilustração dos perfis verticais esperados de sísmica (a) e sismoelétrica (b).

2.3.5 – Revisão de estudos experimentais sismoelétricos

Segundo Russell et al.(1997), desde 1930 pelo menos quatro mecanismos distintos de conversão foram identificados, abrindo-se um leque sobre o termo sismoelétrico, a saber:

- ✓ - a modulação pelo estresse sísmico; de resistividade em volume de terra firme através da qual passa o fluxo de correntes;
- ✓ - a sísmica induz efeitos eletrocinéticos análogos ao fluído potencial;
- ✓ - os efeitos piezoelétricos e
- ✓ - os processos não lineares altos que geram alto áudio e respostas impulsivas de frequência de rádio nos sulfetos.

Ressalta-se que os sinais sismoelétricos que trataremos são do segundo tipo (origem eletrocinéticos).

Na literatura mais antiga, o termo sismoelétrica e eletrossísmica são frequentemente utilizados alternadamente. Este fato pode ser uma das fontes de confusão e, portanto, se faz necessário esclarecer a evolução das técnicas e manter esse fato em mente, ao pesquisar a literatura sobre os métodos sismoelétricos. Para maior clareza, utilizaremos a convenção de nomeação que indica que os sinais sismoelétricos são aqueles que surgem a partir da conversão de uma onda sísmica em campos EM. Os sinais eletrossísmicos serão indicados para a conversão dos campos EM em ondas sísmicas. Essa convenção de nomeação surgiu de forma lenta na literatura mais recente e parece que há um consenso crescente entre os pesquisadores que essa terminologia auxilia a fazer a distinção entre os dois diferentes métodos de excitação.

2.3.4.1 – Resistividade de Modulação

O primeiro método sismoelétrico a ser proposto foi a modulação da constante de tensões na Terra por estresse sísmico, que é também conhecido como J-efeito, na literatura russa (Ivanov, 1949).

Thompson (1936) foi o primeiro a relatar tais medições em sismoelétrica na literatura científica. A bateria conectada ao enrolamento primário de um transformador é utilizada para injetar uma corrente constante para o chão através de dois eletrodos de aterramento. O transformador foi utilizado para separar o sinal de modulação da corrente aplicada para os eletrodos. Uma vez que o sinal modulado é dependente do tempo, ele é sentido pelo enrolamento secundário do transformador, enquanto a corrente da bateria não induz uma resposta (uma vez que o núcleo do transformador não é levado à saturação). Thompson(1936) descobriu rapidamente que os ruídos limitam a capacidade das fontes para obter as medições sismoelétricas. As duas fontes de ruído que ele identifica são:

- ✓ - a impedância de contato, que se resolve parcialmente molhando o solo com uma solução de sal e;
- ✓ - possíveis correntes telúricas, que se protege com um arranjo de três eletrodos.

Ele observou também que o sinal modulado é, em grande parte, gerado no local onde o gradiente elétrico é maior (ou seja, nos eletrodos) e, portanto, não integra a atividade sísmica de maneira uniforme. Posteriormente, Thompson (1939), utilizou o carregamento indutivo em um circuito de teste para demonstrar que o sinal é gerado pela modulação da resistividade e não apenas pelos efeitos da superfície dos eletrodos.

É interessante observar que as correntes telúricas são frequentemente discutidas como uma fonte potencial para a produção de sinais sismoelétricos devido à modulação da resistividade.

Na prática as experiências relatadas na literatura sempre utilizam uma fonte de corrente aplicada à terra através de eletrodos de terra. A possibilidade de modular fortes correntes telúricas ainda existe, mas não tem sido relatada na literatura, exceto por Dupois et al. (2007), onde se pode explicar o forte sinal não inversor simultâneo observado, por vezes, no início do tiro. Também é interessante notar, que nos experimentos relatados, os sinais sismoelétricos estão relacionados com a modulação por sísmica de stress das correntes de terra associadas à rede de

energia, que constituem uma fonte de ruído forte na tomada de elétricas. É possível que estas correntes possam ser moduladas e produzam sinais sismoelétricos. A polaridade do sinal simultâneo observado para os registros individuais de tiro seria semelhante ao que se espera para as correntes telúricas (ou seja, não inversora em ambos os lados do tiro), mas depende da fase de corrente elétrica no instante em que são moduladas pelo stress sísmico. Como as fontes sísmicas geralmente não são sincronizadas à rede elétrica, o instante no tempo quando o stress sísmico é aplicado deve modular diferentes partes da corrente alternada que flui no solo.

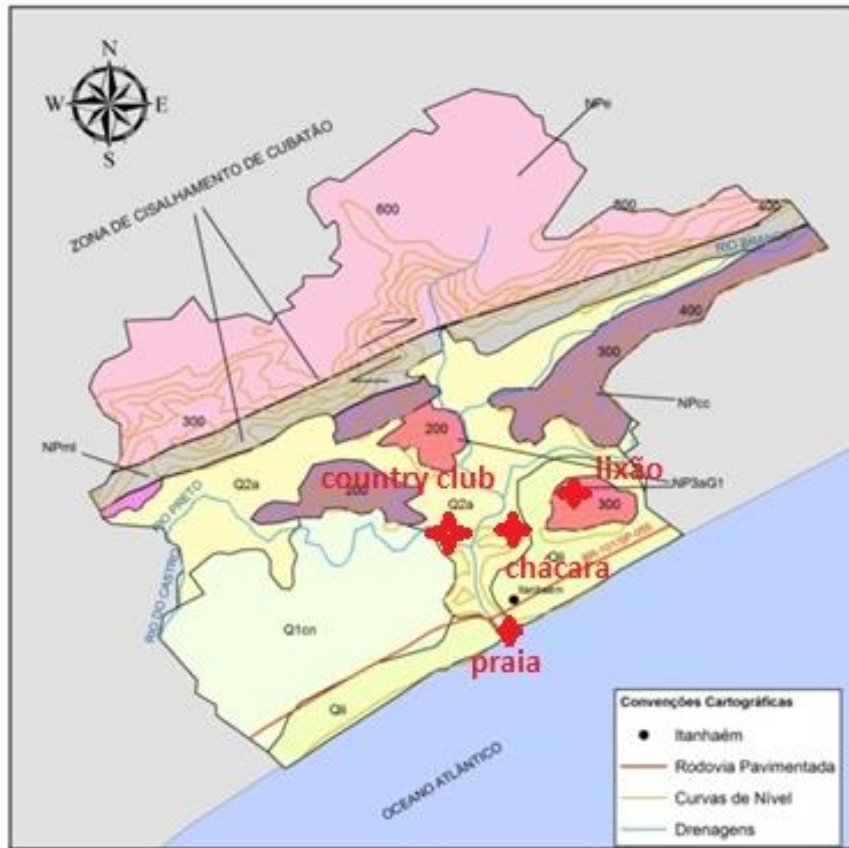
A última investigação sistemática de modulação de resistividade foi relatada por Long e River (1975), que utilizaram um arranjo Wenner para tentar gerar sinais de camadas mais profundas. Eles observaram que os sinais medidos lembravam mais as ondas compressãois e as de Rayleigh.

CAPÍTULO 3 - GEOLOGIA DA REGIÃO DE ITANHAÉM

Conforme Batista Filho (2006), a geologia da região de Itanhaém apresenta as seguintes litologias:

- Embasamento Cristalino, que compõe as regiões da serra do mar, e constitui a base de deposição dos sedimentos do estuário de Itanhaém.
- O estuário propriamente dito, compostos por sedimentos de idade Quaternária e Terciária da planície litorânea de Peruíbe – Itanhaém.

O croqui geológico da região é apresentado na figura 3.1 (contêm os pontos da pesquisa) onde estão discriminadas as principais estruturas e grupos de rochas. Interessante notar a quebra de relevo brusca entre a planície costeira de Itanhaém e o domínio cristalino da Serra do Mar onde se encontram rochas milonitizadas e a Zona de Cisalhamento de Cubatão.



Qli	Depósitos Litorâneos	NPe	Complexo Embu - xistos e ortognaisses
Qdi	Coberturas Detríticas	NPccgm	Complexo Costeiro - granitos, gnaisses e migmatitos
Q2a	Depósitos Aluvionares	NPcc	Complexo Costeiro - gnaisses bandados
Q1cn	Formação Cananéia	NP3aG1	Complexo Granítico
NPml	Rochas Miloníticas		

Figura 3.1. - Croqui geológico do município de Itanhaém, contendo os pontos da pesquisa. É discriminado o sistema de falhas dextrais da Zona de Cisalhamento de Cubatão. Fonte: Modificado de Salvador *et al.* (2004) e Leite *et al.* (2004)

Na fig. 3.2, o mapa geológico destaca os sedimentos da planície. Os sedimentos continentais (colúvios) se localizam a base do embasamento cristalino ("sopé da serra") e os sedimentos de mangue (na porção final do rio Itanhaém); no geral são considerados sedimentos indiferenciados do Holoceno. A Formação Santos, constituída por sedimentos flúvio-lagunares e costeiros ocorrem em grande parte na porção interna da planície próximos a afloramentos do embasamento cristalino e sedimentos coluvionares, já os sedimentos costeiros estão presentes na porção externa em contato com o mar; esses sedimentos são também holocênicos. Na região ocorrem sedimentos de idade pleistocênica, da Formação Cananéia, e abrange grande área do estuário são sedimentos costeiros predominantemente arenosos.

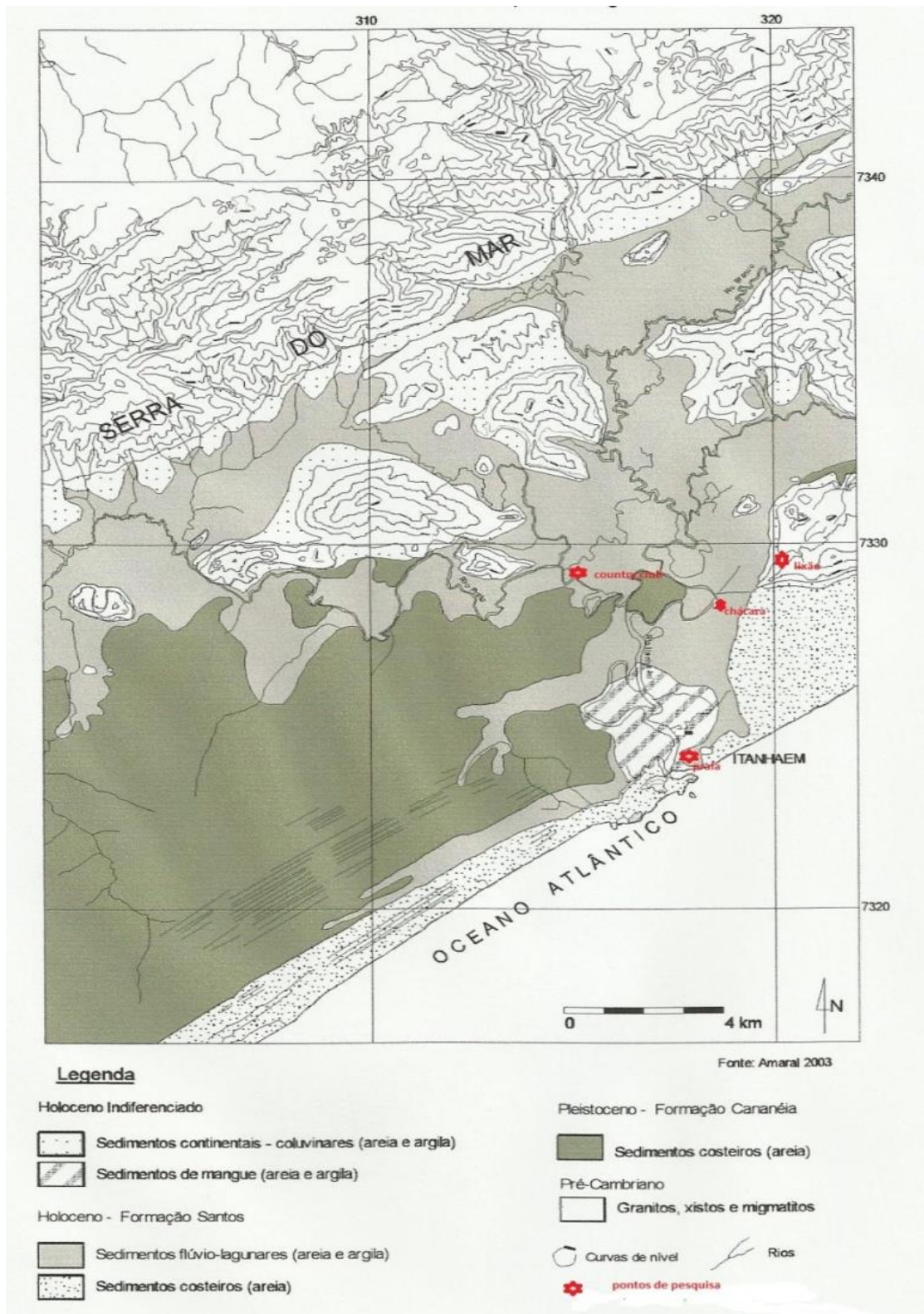


Fig. 3.2 – Mapa Geológico (Batista Filho, 2006), com os pontos da pesquisa.

3.1 - EMBASAMENTO CRISTALINO

As rochas do embasamento cristalino que circundam a área estudada, importantes áreas-fonte para o estuário de Itanhaém, são divididas em 4 grupos, de acordo com Suguio e Martin (1978b).

- Granitos foliados, com granulação fina a média, contatos concordantes;
- Xistos variados: quartzo-mica xistos, biotita-quartzo xistos, muscovita-quartzo xistos, clorita e sericita-xistos do Grupo Açungui;
- Migmatitos heterogêneos com estruturas variadas e paleossoma xistoso do Complexo Embu e
- Migmatitos de estruturas variadas, paleossoma xistoso e/ou gnáissico do Complexo Costeiro.

Silva *et al.* (1977 e 1978) relatam rochas metassedimentares do Grupo Açungui na fronteira nordeste da planície Peruíbe-Itanhaém.

Nos flancos do vale do Rio Branco, afluente do Rio Itanhaém, encaixado na Falha de Cubatão de direção SW-NE, afloram principalmente xistos, como granada-biotita-quartzo xistos, muscovita xistos e clorita-muscovita xistos.

Conforme Batista Filho (2006), a SW, junto à margem norte do Rio Preto (Itanhaém), predominam os metarenitos de granulação fina e cor cinza, relativamente fraturados, que adquirem cor avermelhada e aspecto xistoso quando alterados.

Segundo Giannini (1987), as rochas graníticas e afins sin-a tardi-cinemáticas brasileiras são representadas na região pelo maciço autóctone do Caepepu, que tem contato direto com os sedimentos pleistocênicos na região das cabeceiras do Rio Preto de Itanhaém.

Para Ulbrich e Gomes (1981), existem diques de tinguaito de Itanhaém que são contemporâneos as demais intrusões alcalinas da região, como Juquiá, Piedade e Jacupiranga, à exceção do maciço de Cananéia, este pertencente ao segundo episódio magmático, com idade de 82 milhões de anos.

3.2 - PLANÍCIE PERUÍBE-ITANHAÉM

Giannini (1987) expõe que a cobertura sedimentar aflorante da planície de Peruíbe-Itanhaém pode ser dividida em três grandes unidades de sedimentos regressivos arenosos, dispostos ao longo de faixas paralelas à costa:

➤ Unidade pleistocênica: depositada no evento regressivo posterior ao auge transgressivo mundial de 120.000 anos A.P. (Antes do Presente), com largura variável, porém sempre superior as outras duas faixas mais externas – Formação Cananéia;

➤ Unidade holocênica interior: formada na fase de nível do mar pouco variável após o auge transgressivo holocênico (Formação Santos), em 5.500 anos A.P., com até 1,5 km de largura;

➤ Unidade praial recente: depositada no decorrer de suave declínio do nível relativo do mar, entre 3.000 e 1.800 anos A.P. e retrabalhada intensivamente nos últimos 1.800 anos, com 50 a 100m de largura.

A Formação Cananéia, de idade pleistocênica, compreende sedimentos arenosos marinhos litorâneos retrabalhados em superfície, paleodunas, e sedimentos arenosos marinhos litorâneos.

A Formação Santos, de idade holocênica, compreende sedimentos flúvio-lagunares formados por areias e argilas e sedimentos marinhos litorâneos de composição arenosa.

O Holoceno indiferenciado localizado nas encostas da Serra do Mar composto por sedimentos continentais elúvio-colvionares compostos por areias e argilas. Também fazem parte deste grupo os sedimentos de mangue e pântano compostos por areias e argilas.

O rio Itanhaém está erodindo sedimentos da Planície Costeira homônima, que não chegam a atingir o pé da zona serrana, dela se separando por sedimentos coluviais e, eventualmente, por zonas pantanosas presentes nos vales de drenagem dos rios Branco e Preto, em Itanhaém (Sugio e Martin 1978a e Fulfaro e Ciantelli Júnior 1979).

Giannini (1987) descreve a cor escura das águas do Rio Preto e o alto teor de matéria orgânica e material coloidal encontrado em seus sedimentos, e faz supor que a grande quantidade de material em suspensão não se deva apenas à contribuição de argilas continentais, mas também à matéria argilo-orgânica formada em ambiente redutor, como mangues e pântanos.

Sugio e Martin (1978a) sugerem que este rio atravessasse sedimentos flúvio-lagunares pré-existent.

O rumo da paleocorrente de deriva litorânea, no setor de costa entre Peruíbe e Itanhaém, permaneceu, durante os últimos 120.000 anos, semelhante ao que se observa hoje, ou seja, de SW para NE (Giannini 1987).

3.3. FORMAÇÃO DO ESTUÁRIO

O estuário retrata evidências acerca das variações climáticas acontecidas no Quaternário, onde ocorreram períodos glaciais e interglaciais durante o Pleistoceno, que podem ser detectados através de estudos paleopalínológicos, sedimentares e estratigráficos.

De acordo com Crowley e North (1996), Ledru e Mourguiart (2001) e Stanley (1998), durante o Quaternário houve grandes oscilações na temperatura da superfície terrestre, as quais modificavam drasticamente o clima, a vegetação e conseqüentemente as feições geomorfológicas do planeta, desde as costas litorâneas até o interior dos continentes.

Essas variações da temperatura ou glaciações tiveram duração de cerca de 100.000 anos durante o Pleistoceno. No final deste período e prolongando-se até o Holoceno, esses intervalos glaciais foram de menor duração, entre 1.500 anos, no máximo e, 100 anos no mínimo.

Essas mudanças climáticas geraram grandes modificações ambientais na superfície terrestre.

O período Pleistoceno teve início desde 1,72 milhões de anos AP (Antes do Presente) até 10.000 anos AP, e segundo Crowley e North (1996) e Stanley (1998), existiram quatro épocas glaciais bem distintas, duradouras e marcantes neste período.

Os períodos glaciais foram marcados por aumento das calotas polares, diminuição do CO₂ na atmosfera, diminuição da umidade (e conseqüentemente diminuição das chuvas). A extensão dos glaciares nas regiões montanhosas (como Alpes e os Andes) atingiu cotas mais baixas, com extinções de animais e de vegetais (Crowley e North 1996, Ledru e Mourguiart 2001, Stanley 1998).

Nas regiões tropicais as florestas ficaram distribuídas em faixas mais estreitas, uma vez que teve uma diminuição global da umidade. Nos trópicos, essa alteração atingia menor intensidade do que nos polos (Crowley e North 1996, Ledru e Mourguiart 2001).

Os quatro principais e mais marcantes períodos glaciais do Pleistoceno duraram longos intervalos, entre 50.000 a 100.000 anos. A partir do mais antigo (550.000 anos AP) para o mais

jovem (100.000 anos AP), foram esses denominados como: Günz, Mindel, Riss e Würm (Crowley e North 1996).

As causas dessas alterações climáticas globais ainda são muito discutidas e, podem ser ocasionadas pela soma de vários fatores:

- ✓ Vulcanismos simultâneos na crosta terrestre, aumentando os vapores, fumaças e cinzas vulcânicas, provindos das chaminés vulcânicas, espalhando-as pela atmosfera e impedindo também a incidência de raios solares sobre a superfície da terra (Stanley 1998);
- ✓ Sequestro de Carbono na superfície terrestre (Stanley 1998);
- ✓ Mudanças na inclinação do eixo da terra (Crowley e North, 1996);
- ✓ A outra possibilidade mais aceita é a da precessão dos equinócios, que são alterações no eixo de rotação da terra, que já foram comprovadamente estudados e que ocorrem constantemente em ciclos de 23, 41 e 100 mil anos, os quais também podem afastar a terra em relação ao sol por causa de seu movimento elíptico em volta deste (Crowley e North, 1996).

No final do Pleistoceno ainda ocorreram períodos glaciais de intensidade bem menores que os mencionados anteriormente, durando intervalos de 100 a 1.500 anos. Seus efeitos foram menos catastróficos, mas de grande importância para a evolução da vida do planeta, pois provocaram a extinção de muitas espécies e a adaptação de outras. Sobre esses períodos glaciais de menor duração existem evidências claras a partir de 16.000 anos AP.

Segundo Ledru e Mourguiart (2001), estudos no Atlântico Norte constata grande variação climática em curtos intervalos de tempo entre períodos de frio e de calor, classificados assim:

- Dryas Mais Velho ou “OldestDryas” (15.500 a 14.500 anos AP), - *Dryas* é um gênero de vegetal característico de zona temperada, por isso usado para denominar os períodos glaciais do final do Pleistoceno;
- Dryas Velho ou “OlderDryas” (14.100 a 14.000 anos AP);
- Período Frio Inter-Allerød (período interglacial de 14.000 até 12.700 anos AP) e,
- Dryas Jovem: 12.700 a 11.000 anos AP.

Ledru e Mourguiart (2001) fazem uma de compilação bibliográfica de vários trabalhos e autores e indicam que as datações desses períodos foram obtidas por método de radiocarbono e por estudos palinológicos, desde o Alaska até a Tierra Del Fuego, incluindo a costa dos oceanos Pacífico e o Atlântico. Ledru e Mourguiart (2001) concluíram que a variação da temperatura foi global e afetou tanto áreas costeiras quanto continentais, inclusive o Brasil.

O Holoceno prolonga-se desde 10.000 AP até os dias de hoje e pode ser considerado como um período interglacial. Neste período ocorreram oscilações da temperatura, variações do nível relativo do mar, que trazem como consequência recuos e avanços de comunidades vegetais, e ainda algumas extinções animais e vegetais.

Mais recentemente, aconteceram períodos de frio intenso, com menor intensidade que os pré-holocênicos, não causando extinções.

Esses períodos de diminuição da temperatura, mais recentes, foram registrados por Stanley (1998) na seguinte ordem:

- ✓ 5.800 a 4.900 anos A.P., marcado pela migração de uma espécie de *Pinus*, adaptada ao frio, que migrou de terras do norte para o leste da América do Norte, observado através de registros de polens.
- O segundo intervalo seria de 3.300 a 2.400 anos AP.
- O terceiro intervalo nos anos de 1.300 a 1.100 anos AP.

São também considerados como pequenas idades de gelo, as ocorridas durante o ano de 1575, que teve uma extensão de 200 anos, o qual afetou principalmente regiões do Hemisfério Norte.

As variações relativas do nível do mar são constatadas e evidenciadas por estudos sedimentológicos e estratigráficos, e são correlacionadas aos períodos glaciais e interglaciais.

No início do Holoceno, o mar subiu aproximadamente 100m, afetando os recifes da Flórida e do Caribe em 7.600 anos A.P. com a subida brusca do nível do mar, além de inundar áreas costeiras e aumentar o material em suspensão (Stanley 1998).

Este evento contribuiu para a geração de estuários, alagando canais de alguns rios, como por exemplo: Chesapeake, Delaware e a Baía de Móbile, todos nos EUA (Stanley 1998). Também são incluídos neste caso, estuários brasileiros, como o de Itanhaém-SP.

Como consequência dessa elevação no nível do mar, houve um incremento da sedimentação nas zonas costeiras, aumentando o aporte de sedimentos nas drenagens, causando, assim, assoreamento de algumas regiões, formação de deltas, estuários e até ilhas barreiras (restingas), dependendo das condicionantes geológicas, geomorfológicas e climáticas de cada local.

Esses eventos proporcionaram diferentes feições de linha costa, bem como diferentes ambientes.

Nos períodos glaciais o nível relativo do mar (NRM) recua, no momento em que a regressão marinha atinge o máximo, estimado o máximo glacial.

Esse recuo do NRM pode ser devido há:

- ✓ aumento da espessura das calotas polares por causa do resfriamento global e
- ✓ soerguimentos da costa por eventos tectônicos.

Ambos os processos podem estar associados também (Stanley 1998).

Após os períodos glaciais, acontece elevação da temperatura, marcados por derretimento das calotas e conseqüentemente o NRM volta a subir.

Esses fenômenos são globais, e podem ser detectados também através de sondagens nas calotas polares, obtendo-se registros de isótopos estáveis de oxigênio, sensíveis às variações climáticas e, de carbono, para datação.

No Pleistoceno, houve glaciação entre 140.000 anos e 150.000 anos AP, em seguida houve um interglacial, no qual, o NRM alcançou 6 m acima do atual (Crowley e North, 1996).

A última glaciação ocorreu há 14.000 anos A.P. e a deglaciação começou a partir daí até 11.000 anos AP. Segundo Crowley e North (1996) os efeitos mais diretos dessas mudanças climáticas globais foram:

- ✓ Mudança na temperatura terrestre;
- ✓ Mudanças na cobertura de gelo e da neve; as calotas polares aumentavam em espessura e territorialmente, na medida em que a temperatura abaixava.
- ✓ Mudanças da precipitação; durante épocas glaciais a umidade diminuía, impedindo a formação de nuvens, ocorrendo períodos de estiagem e de seca,

- ✓ Influência nos trópicos; as variações da temperatura foram maiores nas altas latitudes. Nos trópicos os efeitos foram menores, mas acentuados, a chegada de frentes frias, e correntes de águas frias, diminuiu a temperatura e a umidade, causando extinções
- ✓ Mudança na circulação atmosférica; foram afetadas a intensidade e os padrões de circulação atmosférica das frentes de ar frias e quentes.
- ✓ Mudança na Temperatura da Superfície dos Oceanos (TSO); foi modificado o habitat de muitos seres vivos, como os corais, aconteceram mudanças ou variações expressivas na quantidade de nutrientes nos oceanos, variando a concentração dos produtores primários.
- ✓ Mudança no nível relativo do nível do mar (NRM): este fenômeno afetou especialmente as comunidades bentônicas de águas rasas.

No Brasil, Martin *et al.*(1993) analisando alguns locais costeiros, perceberam similaridades quanto às variações do NRM, através de estudos em sedimentos pleistocênicos e holocênicos nos seguintes locais: Salvador (BA), Ilhéus (BA), Caravelas (BA), Angra dos Reis (RJ), Santos (SP), Cananéia-Iguape (SP), Paranaguá (PR) e Itajaí-Laguna (SC).

Embora os registros não sejam muitas vezes completos, estudos aerofotográficos, sedimentológicos e de datações em sambaquis evidenciaram que os intervalos glaciais e interglaciais influenciaram o clima da costa atlântica brasileira, modificando a vegetação, a deposição e a configuração ou feição geomorfológica (Martin *et al.* 1993).

Angulo & Lessa (1997) não concordam com a metodologias de datação por sambaquis. Defenderam o uso de vermetídeos encontrados *in situ*, que possuem um melhor controle temporal dos paleoníveis marinhos.

As interpretações de Martin *et al.* (1993) e Angulo e Lessa (1997), mostram um declínio gradual do NRM nos últimos 2.000 anos AP.

Para a reconstrução da vegetação e por consequência das variações climáticas durante o Holoceno e o Pleistoceno no Brasil, também são utilizados estudos palinológicos, os quais têm contribuído, enormemente.

Amaral (2003) estudou sedimentos do manguezal no rio Itanhaém, local propício para a deposição de polens, que resumem parte da evolução da vegetação costeira na região. A partir de testemunho, o estudo palinológico indicou que o ecossistema manguezal foi abundante na região

cerca de 300 anos atrás, e a partir daí amplia-se sua área. A presença de polens de Rhizophora aparece em sedimentos mais antigos em pouca quantidade, sugerindo-se que as áreas de manguezal eram bem menores que as atuais ou estavam localizadas mais próximas da foz do rio.

Conforme Batista Filho (2006), muitos estuários são formados decorrentes das variações do NRM, mas na região de Itanhaém-SP, a tectônica também tem influenciado sua morfologia.

Na Baixada Santista a falha de Cubatão contribuiu para o rebaixamento de terrenos próximos à costa, favorecendo o alagamento dos mesmos e gerando um estuário, como em Itanhaém-SP.

Batista Filho (2006), expõe que Nybakken (2001) classifica os estuários da seguinte forma:

- ✓ Estuário de planície costeira,
- ✓ Baía semi-fechada ou lagoa,
- ✓ Estuários tectônicos,
- ✓ Fjords, que ocorrem em ambientes glaciais.

Segundo a classificação de Nybakken (2001) e de Fairbridge (1980), podemos classificar o estuário estudado como um estuário de planície costeira, com características de estuário tectônico.

Os estuários são influenciados por marés, rios, precipitação, evapotranspiração, geologia, geomorfologia, ventos, vegetação e solos. São também classificados quanto à salinidade das águas: em dominados pelas marés ou pelas águas doces dos rios.

Os estuários comportam grande biodiversidade de algas e vegetais, tornando-se um ambiente rico em matéria orgânica e nutrientes. E mesmo que a mudança constante da salinidade acarrete um ambiente altamente estressante, muitas comunidades encontram-se adaptadas a essas mudanças.

Batista Filho (2006) na Bacia Hidrográfica do Rio Itanhaém, expõe que Oliveira (1999) constata que as espécies de foraminíferos se restringem a ambientes com predominância de água salgada a salobra, e algumas espécies de tecamebas são reduzidas em ambiente de influência marinha e são abundantes em regiões de água doce.

Segundo Camargo *et al.* (2004), estudos limnológicos nesse estuário (do rio Itanhaém-SP), registram diferentes tipos de águas: salobra, preta, clara e branca, além de águas poluídas e

afirmam que essas variações na classificação, está intimamente associada às características geológicas da região.

3.4 – COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA

Unidades Morfoestruturais e Morfoesculturais

De acordo com Ab'Saber (1970) a região apresenta duas Unidades Morfoestruturais e Morfoesculturais, a saber:

Cinturão Orogênico do Atlântico: tem sua formação vinculada a vários ciclos de dobramentos acompanhados de metamorfismo regionais, falhamentos e extensas intrusões.

As diversas fases orogênicas do Pré-Cambriano foram sucedidas por ciclo de erosão. O processo epirogenético pós-Cretáceo que perdurou pelo menos até o Terciário Médio gerou o soerguimento da Plataforma Sul Americana. Compreende as seguintes unidades morfoesculturais:

- Planalto Atlântico: que segundo Ab'Saber (1970) esta inserido no domínio de Mares de morros, apresentando um modelado de formas de topos convexos, com elevada densidade de canais e vales profundos, com índices altimétricos superiores a 700 metros.
- Planaltos Residuais: que possui altimetria próxima dos morros residuais, e um padrão de drenagem dendrítico sem qualquer tipo de orientação
- Morros Residuais: são caracterizadas pela presença de morros com baixos índices altimétricos, não passando do patamar de 300 metros, sustentados por uma litologia composta basicamente por embasamentos cristalinos, possuindo um alinhamento SW-NE, indicando um processo de afastamento da linha costa, ocorrido pelo desgaste e erosão do embasamento cristalino, deixando alguns morros testemunhos. Este compõe a unidade morfoescultural dos Morros Residuais, como o espigão de Santo Amaro e o Monte Serrat.
- Serra do Itatins: possui um relevo predominantemente serrano em forma de espigão com altimetria até os 800 m.
- Escarpas Retilíneas: apresenta-se por grandes espigões subparalelos, com topos angulosos, vertentes com perfis retilíneos, drenagem com alta densidade com um padrão subparalelo com vales fechados. Essa unidade foi encontrada nos municípios de Itanhaém, Bertioga e São Vicente.

- Escarpas Festonadas: um subdomínio da unidade morfoestrutural do Cinturão Orogênico, foi identificada em duas áreas (a primeira entre os municípios de Santos e Cubatão, e a segunda está localizada nos municípios de Praia Grande e Mongaguá), que segundo IPT (1981) são caracterizadas por serem escarpas abruptas e festonadas, desenvolvendo-se ao longo de anfiteatros sucessivos, separados por espigões, localizados nas bordas do Planalto Atlântico e das baixadas litorâneas.

Bacias Sedimentares Cenozoicas: são constituídas principalmente por sedimentos continentais e costeiros datados do período Cenozoico. Compreende as seguintes unidades morfoesculturais:

- Planície de Bertioga: formada por terrenos planos e de pouca extensão, com sedimentos flúvio-marinhos, tendo padrão de drenagem meândrico.
- Planície de Itanhaém-Peruíbe: é a planície de maior extensão, situada ao sul.
- Planície Santista e Planície Praia Grande: localizadas na região central, são caracterizadas pela presença de mangues e estuários apresentando baixa altitude (no máximo 20 metros), Gleissolos e Espodossolos Hidromórficos, declividade baixa (inferior a 2%) e, sobre a litologia, encontram-se sedimentos marinhos e fluviais inconsolidados (areias, argilas e cascalhos).

CAPÍTULO 4 - RESULTADOS

Nesse trabalho foram selecionados para reconhecimento de campo quatro pontos do estuário, um próximo ao rio Branco (denominado ponto Chácara), outro ao lado do Rio Itanhaém na praia (denominado praia denominado ponto Praia), outro próximo a Serra do Mar (Cristalino) às margens do rio Preto (denominado ponto Country Club) e por fim um no antigo lixão (denominado ponto Lixão), em morro testemunho, que se localiza na bacia do rio Branco conforme figura 1.3.

4.1.- Reconhecimeto de Campo

4.1.1 – Ponto Chácara (fig. 4.1)

O arranjo de SEV utilizado para o levantamento eletrorresistivo foi o Schlumberger. Foi aberta uma linha de 300 metros de comprimento; a base foi montada no centro dessa linha, deixando 150 m para cada lado, conforme figura 1.4. Os eletrodos foram cravados a 2, 3, 4, 5, 6, 8, 10, 12, 15, 20, 30, 40, 50, 60, 80, 100 e 150 metros do lado direito e do lado esquerdo da base dos equipamentos, os aparelhos utilizados foram Siscal R2, composto de uma fonte controlada de corrente elétrica e uma unidade de recepção para leitura de potencial (fig. 4.2). A coleta dos dados foi realizada no dia 22.09.2009.



Fig. 4.1 – Ponto Chácara - Linha de abertura para a instalação dos equipamentos (em vermelho) (Google Maps 2014)



Fig.4.2 – Aparelho Siscal R2, composto de uma fonte controlada de corrente elétrica e uma unidade de recepção para leitura de potencial.

Os dados do AB/2; MN/2 e Rho_a encontram-se no apêndice 1. Abaixo, o gráfico 4.1, o modelo da tabela utilizada para os levantamentos de eletrorresistividade se encontram no apêndice 1.

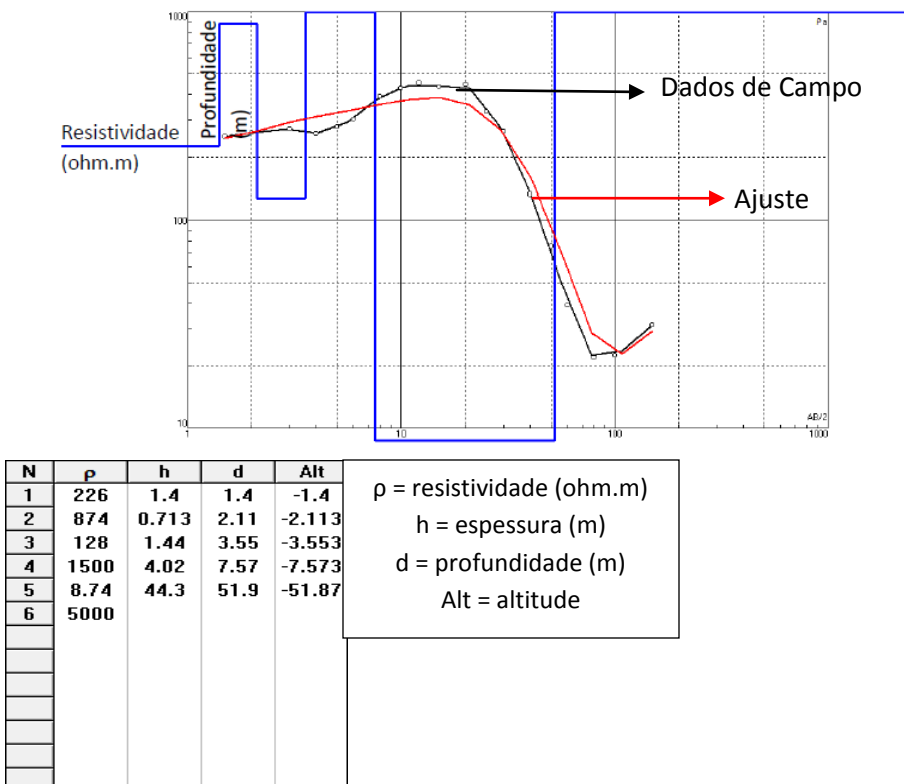


Gráfico 4.1 –Ponto Chacára, dados obtidos no levantamento eletrorresistivo

4.1.2 - Ponto Praia (fig. 4.3)

O arranjo de SEV utilizado para o levantamento eletrorresistivo foi o Schlumberger. Foi aberta uma linha de 200 metros de comprimento; a base foi montada no centro dessa linha, com 100 m para cada lado, conforme figura 1.6. Foram cravados eletrodos a 1.5, 2, 3, 4, 5, 6, 8, 10, 12, 15, 20, 30, 40, 50, 60, 80 e 100 metros do lado direito e do lado esquerdo da base dos equipamentos, os aparelhos utilizados foram Siscal R2. A coleta dos dados foi realizada no dia 23.09.2009.



Fig.4.3 – Ponto - Praia Linha de abertura para a instalação dos equipamentos (em vermelho) (Google Maps)

Abaixo o gráfico 4.2, os dados do AB/2; MN/2 e Rho_a encontram-se no apêndice 2.



Fig.4.4 – Ponto Country Club, Linha de abertura para a instalação dos equipamentos (em vermelho) (Google Maps)

Abaixo o gráfico 4.3, os dados do AB/2; MN/2 e Rho_a encontram-se no apêndice 3.

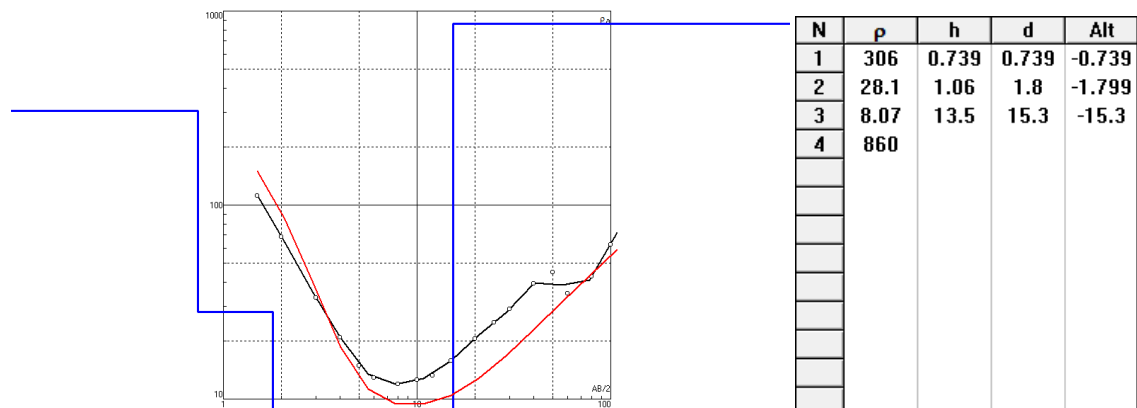


Gráfico 4.3 – Ponto Country Club, dados obtidos no levantamento eletroresistivo.

4.1.4 – Ponto Lixão (fig.4.5)

O arranjo de SEV utilizado para o levantamento eletroresistivo foi o Schlumberger. Foi aberta uma linha de 300 metros de comprimento; a base foi montada no centro dessa linha, deixando 150 m para cada lado, conforme figura 1.4, e foram cravados eletrodos a 1,5, 2, 3, 4, 5,

6, 8, 10, 12, 15, 20, 30, 40, 50, 60, 80, 100 e 150 metros do lado direito e do lado esquerdo da base dos equipamentos. Os aparelhos utilizados foram Siscal R2. A coleta dos dados foi realizada no dia 25.09.2009.



Fig.4.5 – Ponto Lixão, Linha de abertura para a instalação dos equipamentos (em vermelho) (Google Maps)
 Abaixo o gráfico 4.4, os dados do AB/2; MN/2 e Rho_a encontram-se no apêndice 4.

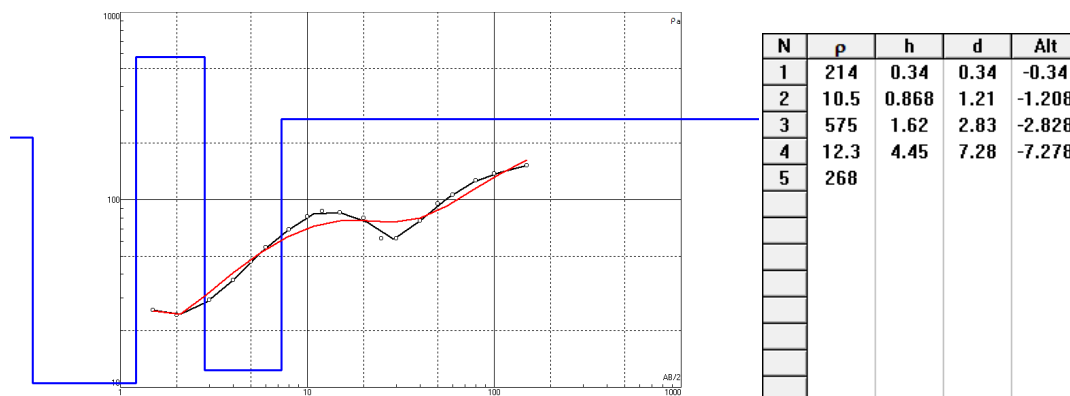


Gráfico 4.4 – Ponto Lixão, dados obtidos obtido no levantamento eletroresistivo.

Foi levado em consideração o fato de que no dia da medição, a água empossada borbulhava, indicando a presença do gás metano, que se localiza no Lixão.

4.2 – ÁREAS SELECIONADAS

Após o reconhecimento de campo realizado em setembro de 2009, optou-se pela manutenção de três pontos, a saber: ponto– Chácara; ponto Country Club e ponto Lixão.

4.2.1 – Ponto Chácara

A chácara possui poços de monitoramento de água subterrânea; no dia 16.09.2010 foi feita medição do nível de água, em dois poços um próximo ao rio e o outro próximo à porteira da chácara. No primeiro poço (fig. 4.5) o nível de água se encontrava a 1,47 m de profundidade, já no segundo poço (fig.4.6) a 1,59 m de profundidade.

Já no dia 10.08.2011, no primeiro poço (fig. 4.5) o nível de água se encontrava a 1,36 m de profundidade, no segundo (fig.4.6) a 1,52 m de profundidade.



Fig.4.5 poço monitoramento próximo ao rio



Fig. 4.6- poço monitoramento próximo à porteira

O nível de água do aquífero estava a 1,75m, em 10.08.2011.

4.2.1.1 – Levantamento Eletrorresistivo (SEV)

O arranjo de SEV utilizado para o levantamento eletrorresistivo foi o Schlumberger. Foi aberta uma linha de 200 metros de comprimento; a base foi montada no centro dessa linha, deixando 100 m para cada lado, conforme figs. 1.6 e 4.7, e foram cravados eletrodos a 2, 3, 4, 5, 6, 8, 10, 12, 15, 20, 30, 40, 50, 60, 80 e 100 metros do lado direito e do lado esquerdo da base dos equipamentos. Os aparelhos utilizados foram Siscal R2, composto de uma fonte controlada de corrente elétrica e uma unidade de recepção para leitura de potencial (fig. 4.2).



Fig. 4.7 – Disposição dos eletrodos para o levantamento eletrorresistivo

A coleta dos dados de eletrorresistividade foi nos dias 16.09.2010 e 10.08.2011. Abaixo os gráfico 4.5 e 4.6, os dados do AB/2; MN/2 e Rho_a encontram-se nos apêndices 5 e 8.

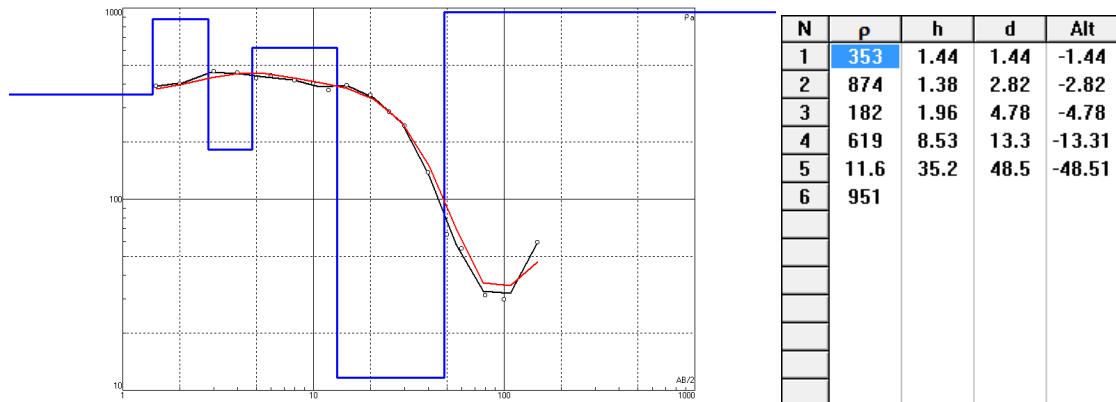


Gráfico 4.5 – Ponto - Chácara, dia 16. 09.2010, dados resultantes do levantamento eletrorresistivo

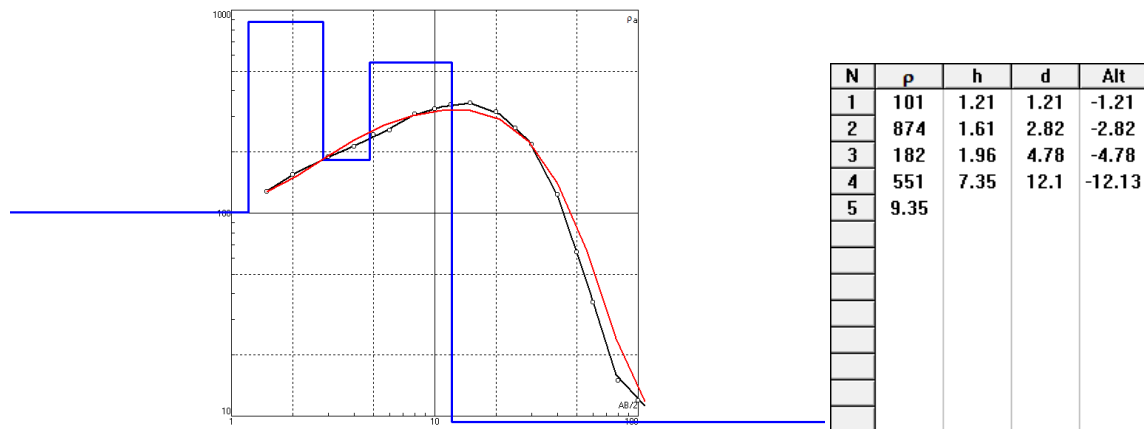


Gráfico 4.6 – Ponto 1- Chácara, dia 10.08.2011, e dados obtidos no levantamento eletrorresistivo.

4.2.1.2 – Levantamento Sísmico

Foram realizados dois levantamentos sísmicos, nos dias 16.09.2010 e 10.08.2011; foi utilizado o equipamento Geode (figs. 4.8 e 4.9) com 24 geofones dispostos de 2 em 2m, conforme figuras 4.10 e 1.7, com amostragem de 0,250 mm; recorde: 01s; *delay*: 0s e empilhamento limite: 50. A tomada dos dados de campo ocorreu com 5, 10, 15 marretadas.



Fig. 4.8 - Equipamento Geode



Fig. 4.9 - Computador que se conecta com o aparelho e possui o programa de sísmica



Fig.4.10 – Disposição dos geofones

O gráfico 4.7 mostra a curva sísmica obtida em 16.09.2010 e o gráfico 4.8 mostra a linha sísmica obtida em 09.08.2011

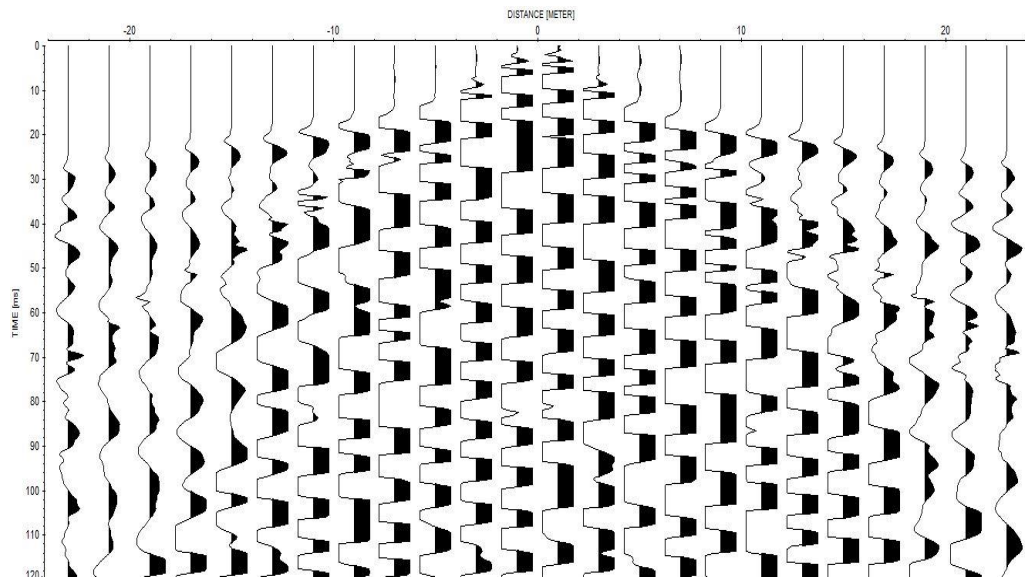


Gráfico 4.7 – Linha sísmica obtida em 16.09.2010

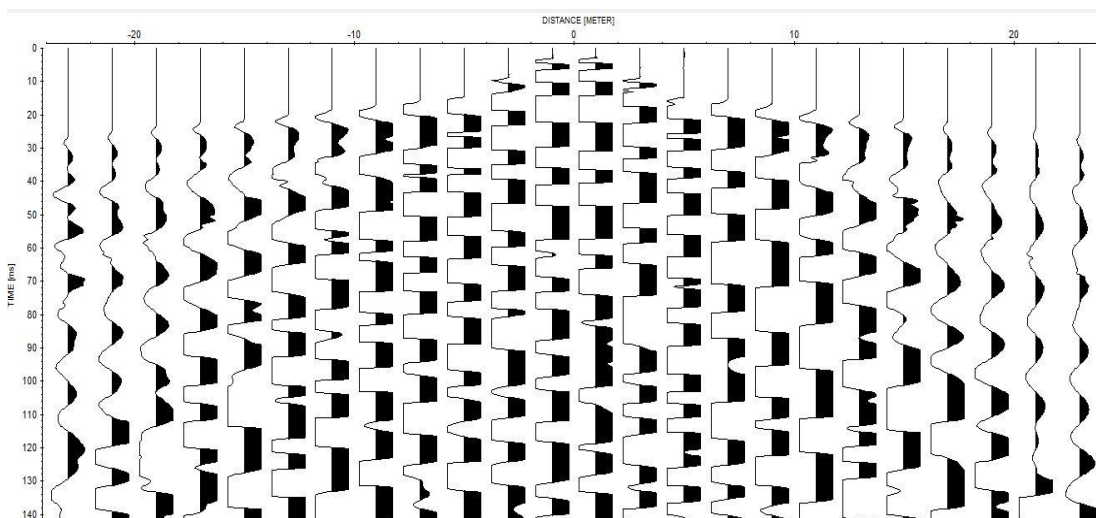


Gráfico 4.8 – Curva sísmica obtida em 10.08.2011

4.2.1.3 – Levantamento Sismoelétrico

Foram realizados dois levantamentos sismoelétricos, nos dias 16.09.2010 e 10.08.2011. Foi utilizado o equipamento Geode (figs. 4.8 e 4.9) com 16 pares de eletrodos dispostos de 2 em 2m, e 4 cm entre os pares conforme fig. 1.8 e 4.11, com amostragem de 0,250ms, recorde: 01s; *delay*: 0s e empilhamento limite: 50. A tomada dos dados de campo ocorreu com 5, 10, 15 marretadas.



Fig. 4.11 – Eletrodos dispostos para levantamento sismoelétrico

O gráfico 4.9 mostra a curva sismoelétrica obtida em 16.09.2010 e o gráfico 4.10 mostra a curva sismoelétrica obtida em 10.08.2011.

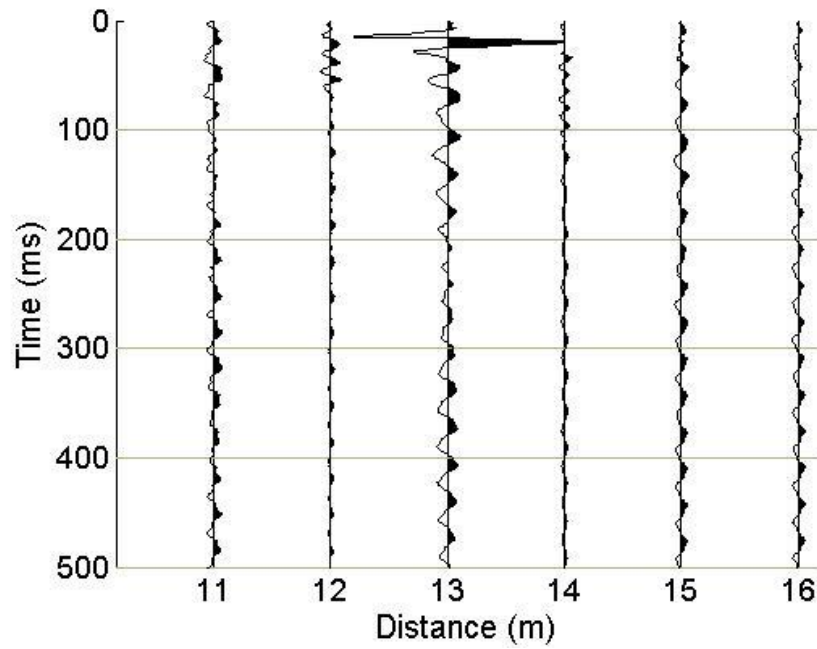


Gráfico 4.9 – Curva sismoelétrica obtida em 16.09.2010.

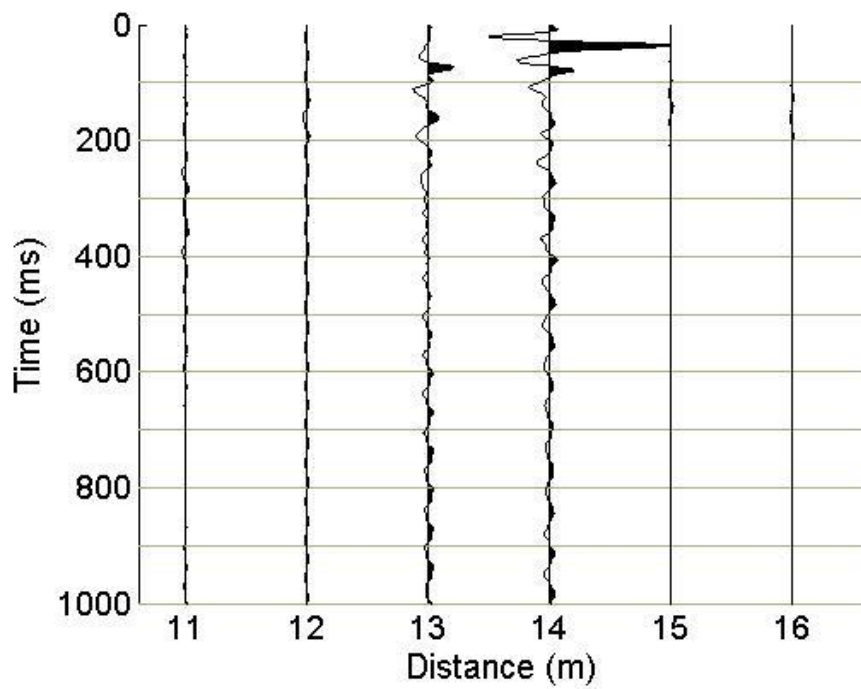


Gráfico 4.10 – Curva sismoelétrica obtida em 10.08.2011

4.2.2 – Ponto Country Club

O nível freático estava a 1,50m, nesse ponto, no dia 09.08.2011.

4.2.2.1 – Levantamento Eletorresistivo

O arranjo de SEV utilizado para o levantamento eletorresistivo foi o Schlumberger. Foi aberta uma linha de 200 metros de comprimento, a base foi montada no centro dessa linha, deixando 100 m para cada lado, conforme figura 1.6, foram cravados eletrodos a 1,5m, 2, 3, 4, 5, 6, 8, 10, 12, 15, 20, 30, 40, 50, 60, 80 e 100 metros do lado direito e do lado esquerdo da base dos equipamentos, os aparelhos utilizados foram Siscal R2.

A coleta dos dados de eletorresistividade foi realizada nos dias 17.09.2010 e 09.08.2011. Abaixo os gráficos 4. 11 e 4.12, os dados do AB/2; MN/2 e Rho_a encontram-se no apêncides 6 e 9.

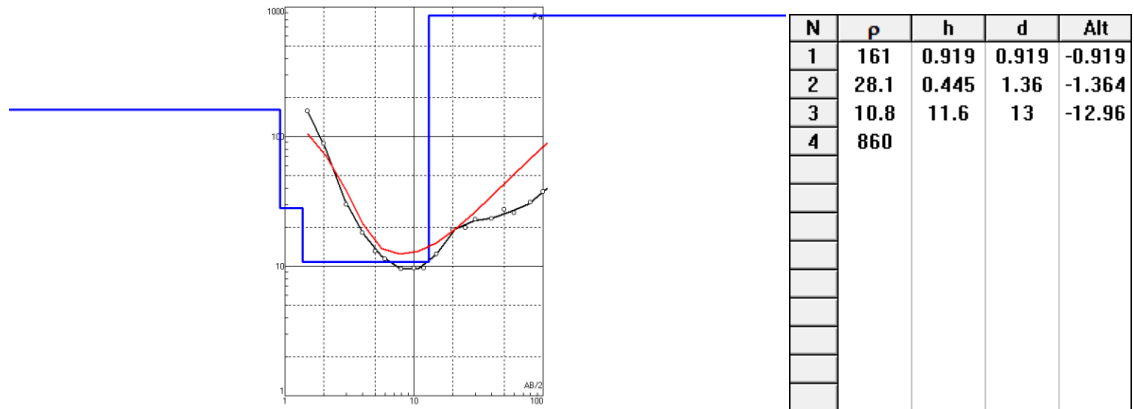


Gráfico 4.11 – Ponto Country Club, dia 17.09.2010, dados obtidos no levantamento eletorresistivo.

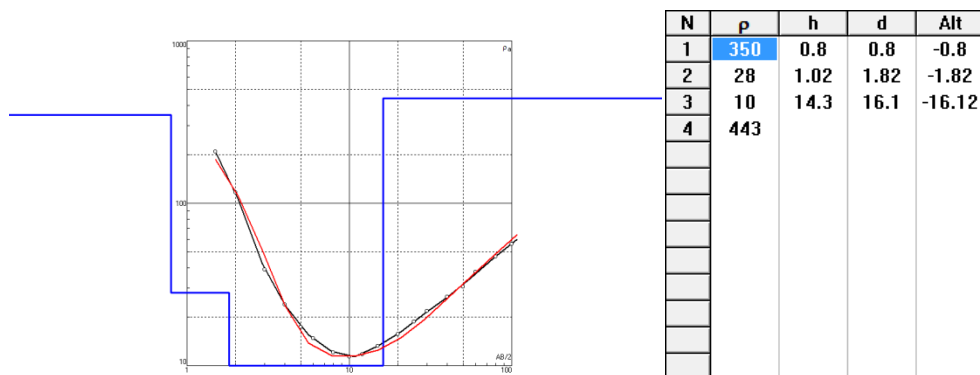


Fig. 4.12- Ponto - Country Club, dia 09.08.2011, dados obtido no levantamento eletorresistivo.

4.2.1.2 – Levantamento Sísmico

Foram realizados dois levantamentos sísmicos, nos dias 17.09.2010 e 09.08.2011.

Foi utilizado o equipamento Geode (figs. 4.8 e 4.9) com 24 geofones dispostos de 2 em 2m, conforme fig. 1.7 e fig. 4.4, com amostragem de 0,250ms, recorde: 01s; *delay*: 0s e empilhamento limite: 50. A tomada dos dados de campo ocorreu com 5, 10, 15 marretadas.

O gráfico 4.13 mostra a curva sísmica obtida em 17.09.2010 e o gráfico 4.14 mostra a linha sísmica obtida em 09.08.2011.

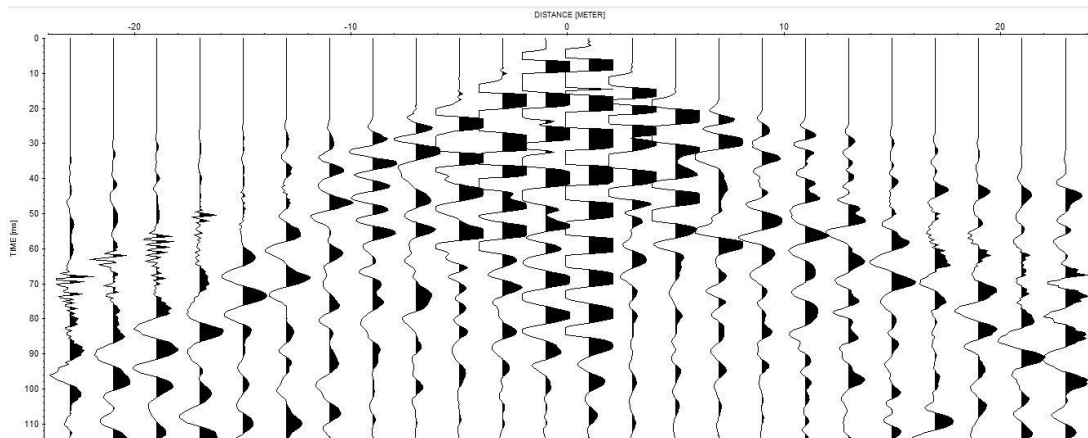


Gráfico 4.13 – Linha sísmica obtida em 17.09.2010

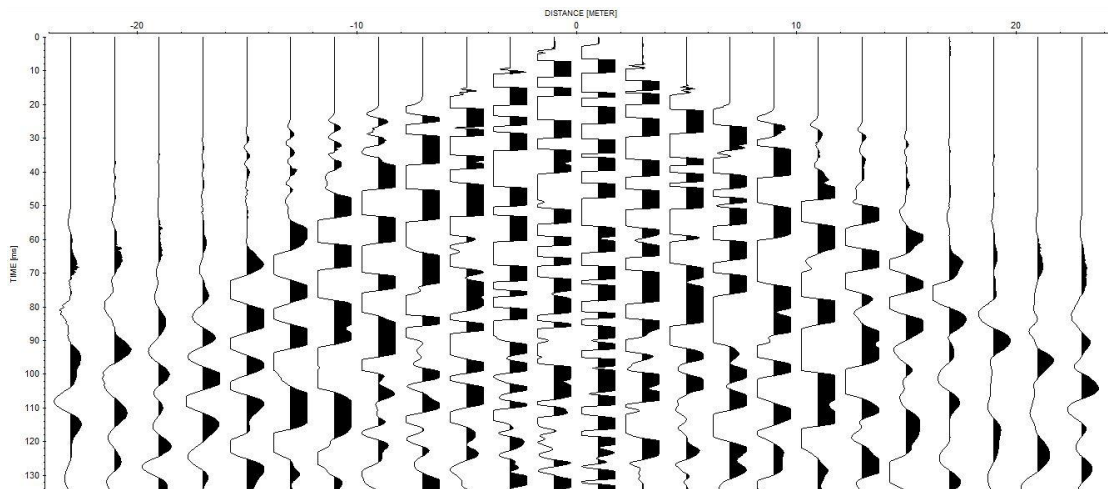


Gráfico 4.14 – Linha sísmica obtida em 09.08.2011

4.2.2.3 – Levantamento Sismoelétrico

Foram realizados dois levantamentos sismoelétricos, nos dias 16.09.2010 e 09.08.2011. O equipamento Geode foi utilizado (figs. 4.8 e 4.9) com 16 pares de eletrodos dispostos de 2 em 2m, e 4 cm entre os pares conforme figs. 1.8 e 4.4, com amostragem de 0,250ms, recorde: 01s; *delay*: 0s e empilhamento limite: 50. A tomada dos dados de campo ocorreu com 5, 10, 15 marretadas.

O gráfico 4.15 mostra a curva sismoelétrica obtida em 17.09.2010 e o gráfico 5.16 mostra a curva sismoelétrica obtida em 09.08.2011.

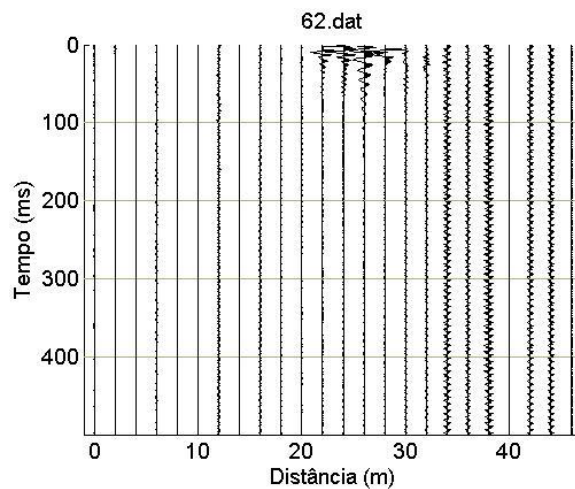


Gráfico 4.15 – Linha sismoelétrica obtida em 17.09.2010

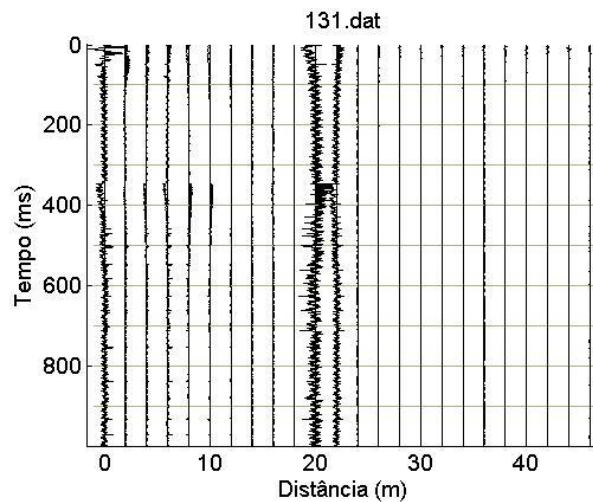


Gráfico 4.16 – Linha sismoelétrica obtida em 09.08.2011

4.2.3 – Ponto Lixão

4.2.3.1 – Levantamento Eletroresistivo

O levantamento realizado em 17/09/2010, porém apresentou resultados dúbios, por isso foi optado não apresentá-lo.

4.2.3.2 – Levantamento Sísmico

Foi realizado um levantamento sísmico, no dia 17.09.2010. Foi utilizado o equipamento Geode (figs. 4.8 e 4.9) com 24 geofones dispostos de 2 em 2m conforme figs. 1.7 e 4.5, com amostragem de 0,250mm, recorde: 01s; *delay*: 0s e empilhamento limite: 50. A tomada dos dados de campo ocorreu com 5, 10, 15 marretadas. O lixão foi reativado, e esse fato impossibilitou o levantamento de dados no terceiro campo.

Abaixo o gráfico 4.17 mostra a curva sísmica obtida

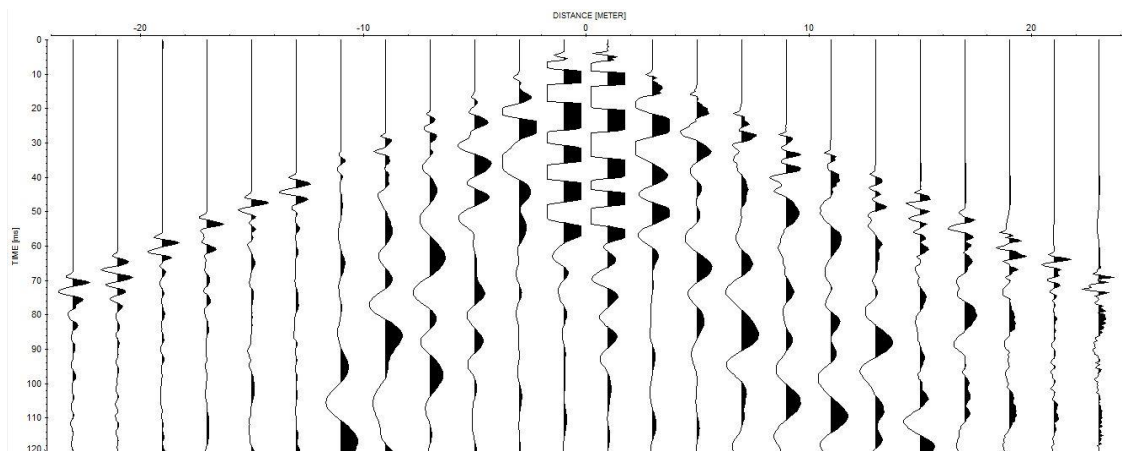


Gráfico 4.17 – Linha sísmica obtida em 17.09.2010

4.2.2.3 – Levantamento Sismoelétrico

Foi realizado um levantamento sísmico, no dia 17.09.2010, e utilizado o equipamento Geode (figs. 4.8 e 4.9), com 16 pares de eletrodos dispostos de 2 em 2m, e 4 cm entre os pares conforme figs. 1.8 e 4.5, com amostragem de 0,250mm, recorde: 01s; *delay*: 0s e empilhamento limite: 50. A tomada dos dados de campo ocorreu com 5, 10, 15 marretadas.

Abaixo o gráfico 4.18 mostra a curva sismoelétrica obtida.

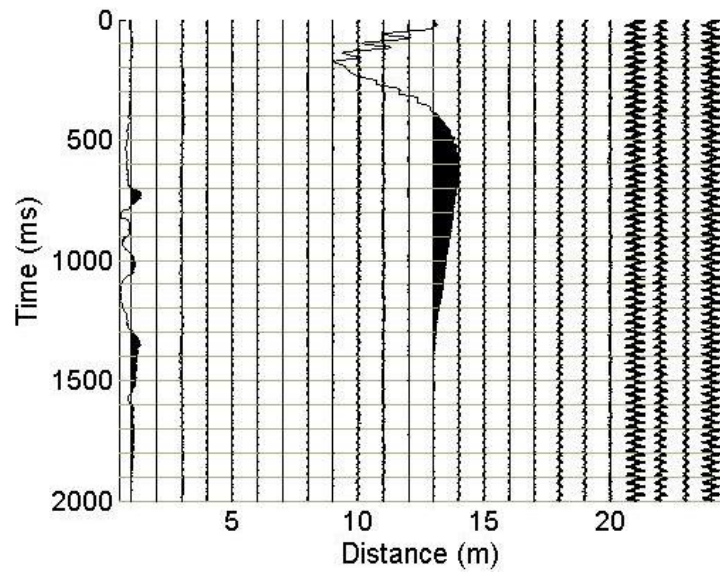


Gráfico 4.18 – Linha sismoelétrica obtida em 17.09.2010

CAPÍTULO 5 – INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS

A análise dos dados obtidos nos levantamentos de eletrorresistividade demonstrou que a quantidade de água nas rochas e sua salinidade exercem grande influência na resistividade. A interpretação dos dados eletrorresistivos apresentou a identificação das descontinuidades mais proeminentes, identificando com baixos valores de resistividade da água subterrânea em contraposição a rocha sã, sem descontinuidades, com valores maiores de resistividade.

O processamento dos dados sísmicos demonstram as quebras das curvas indicando onde se localizam as ondas refratadas e as ondas diretas, os exemplos mostrados nos resultados foram trabalhados através do Programa Reflex, os dados obtidos foram trabalhados em planilhas do excel®, foram utilizadas as equações 2.21; 2.22; 2.23e 2.24 para se obter as curvas sísmicas apresentadas (gráficos 5.4; 5.11; 5.13; 5.22 e 5.24).

O processamento dos dados sismoelétricos gerou um primeiro espectro com os pontos de 60, 120 e 180 hertz, que são as linhas harmônicas que produzem ruído e necessitam serem retirados, porém não se foi obtido sucesso na filtragem, devido ao fato de não ter sido encontrado um algoritmo adequado para retirada das linhas harmônicas. Todavia, serão apenas apresentados os primeiros espectros com as respectivas linhas harmônicas obtidos em cada um dos pontos selecionados. Os tiros foram realizados da mesma forma que da sísmica. O software utilizado para o tratamento inicial dos dados foi o desenvolvido por meio do software Matlab 12.

O índice pluviométrico diário foi obtido através do endereço eletrônico do INPE: <http://sinda.crn2.inpe.br/PCD/SITE/novo/site/index.php>. do posto pluviométrico de Itanhaém (posto 30889-SP, Estação Itanhaém) e de uma consulta direta ao INPE via e-mail, onde foram fornecidos os dados de agosto e setembro de 2010.

No mês de setembro de 2009, a precipitação total mensal foi de 3.000 mm, sendo que a média diária foi de 300 mm, um índice elevado mesmo sendo na região de Itanhaém.

No mês de agosto de 2011, a precipitação total mensal foi de 2.049 mm, sendo que a média diária foi de 300 mm, sendo que a média diária foi de 66 mm.

Os resultados obtidos serão analisados conforme a maior quantidade de dados obtidos nos levantamentos de campo, portanto a ordem será: 1 - praia; 2 – lixão; 3 – country club e 4 – chácara.

5.1 - PONTO PRAIA

5.1.1 – Levantamento Eletrorresistivo

Abaixo o gráfico 5.1 e sua coluna geoeétrica correspondente figura 5.1. Os dados do AB/2; MN/2 e Rho_a encontram-se no apêndice 3, esse ponto só teve um levantamento, no dia 23.09.2009.

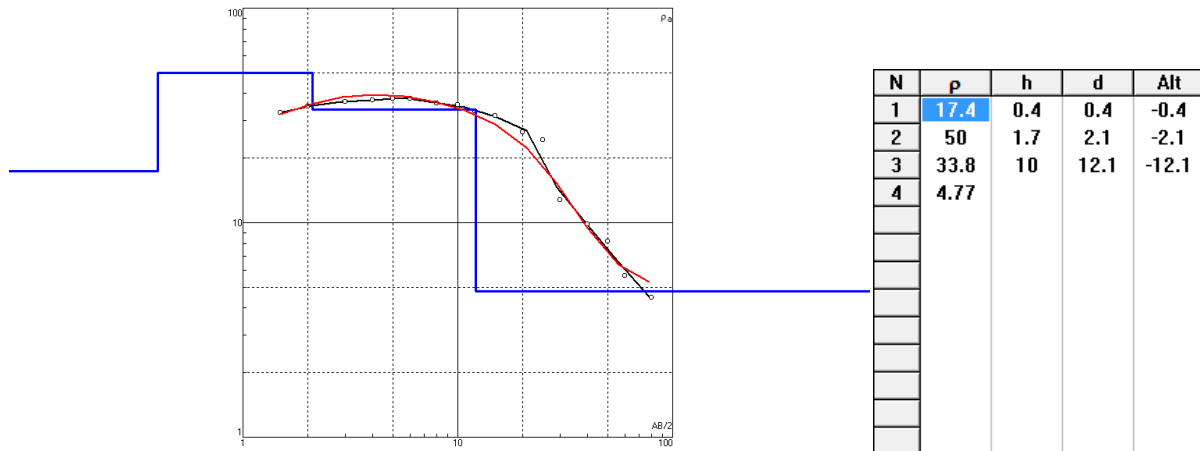


Gráfico 5.1 – Ponto 2 Praia, dados obtidos no levantamento eletrorresistivo.

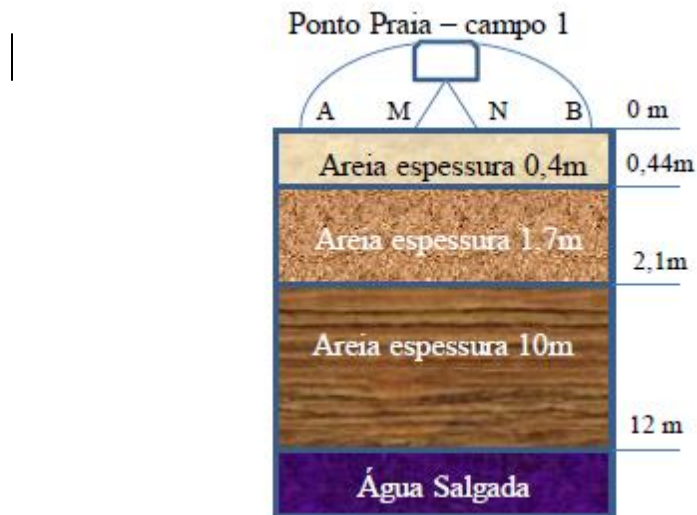


Fig. 5.1. Coluna geoeétrica correspondente ao levantamento de dados de 23.09.2009.

Ressalta-se que foi necessário elevar a corrente elétrica em sua potência máxima (800 V) para conseguir algum resultado nos pontos 60, 80 e 100m da base. A pluviosidade diária na data da coleta dos dados, 23.09.2009, foi de 204,6mm.

Na praia, próximo à desembocadura do rio, provavelmente as areias encontravam-se saturadas, seja pela água do rio quanto a do mar, ou mesma das chuvas (devido à elevada taxa de precipitação); para as águas em subsuperfície (que são rasas) os valores de resistividade das três primeiras camadas podem representar essa saturação das areias, com uma mistura das águas de chuvas, do rio e do mar, ao se comparar esses dados com o mapa geológico (fig. 3.2) e o croqui geológico (fig. 3.1) se notará que os dados são validados.

Os dados coletados são compatíveis com a área uma vez que foram realizados na desembocadura do Rio Itanhaém com o mar.

5.2 - PONTO LIXÃO

A primeira coleta foi realizada no dia 25.09.2009, onde o índice diário pluviométrico foi de 180 mm. A área de estudo situava-se em um lixão desativado, e no dia da medição, a água empoçada borbulhava, indicando a presença do gás metano no local.

Na segunda coleta realizada no dia 17.09.2010, o índice pluviométrico diário foi de 190 mm.

5.2.1 – Levantamento eletrorresistivo

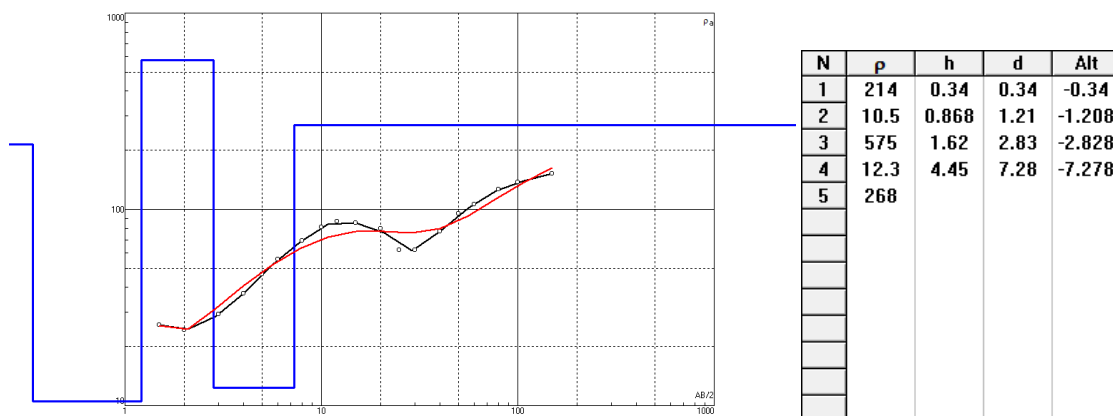


Gráfico 5.2. - Lixão, dados obtidos obtida no levantamento eletrorresistivo de 20.09.2009.

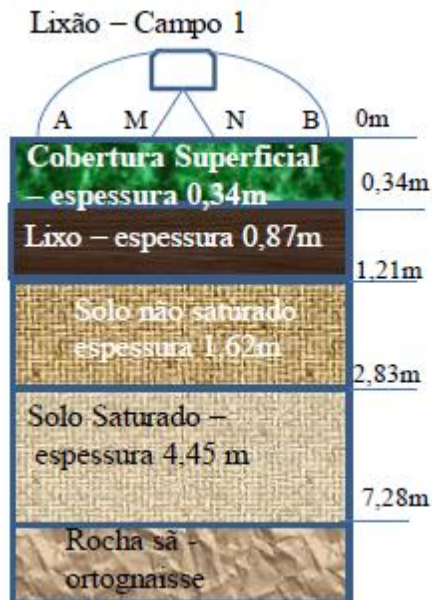


Fig. 5.2. Coluna geológica obtida no levantamento eletrorresistivo de 20.09.2009

Os resultados obtidos são compatíveis com o local, e o levantamento atingiu, tanto a cobertura superficial, quanto os solos não-saturados e saturado com baixa resistividade (possível lixiviado do Lixão) e a rocha sã a uma profundidade de oito metros; o segundo levantamento realizado em 17.09.2010 não apresentou resultados confiáveis, por isso foi optado não apresentá-lo. O índice pluviométrico diário foi de 100 mm

5.2.2. – Levantamentos sísmico e sismoelétrico.

Os dados sísmicos e sismoelétricos foram realizados somente na data de 17.09.2010, pois o lixão foi reativado no início de 2011 e não pôde acessar ao local para fazer o segundo levantamento, em 10.08.2011.

Os resultados dos dados sísmicos são mostrados a seguir; eles são compostos pela curva sísmica principal, e os dados analisados, bem como o perfil encontrado. Os resultados obtidos foram baseados no anexo 2 - Tabela 3 – Velocidades de propagação das ondas longitudinais e transversais de alguns materiais e rochas bem como a mesma tabela foram utilizadas para os pontos Chácara e Country Club.

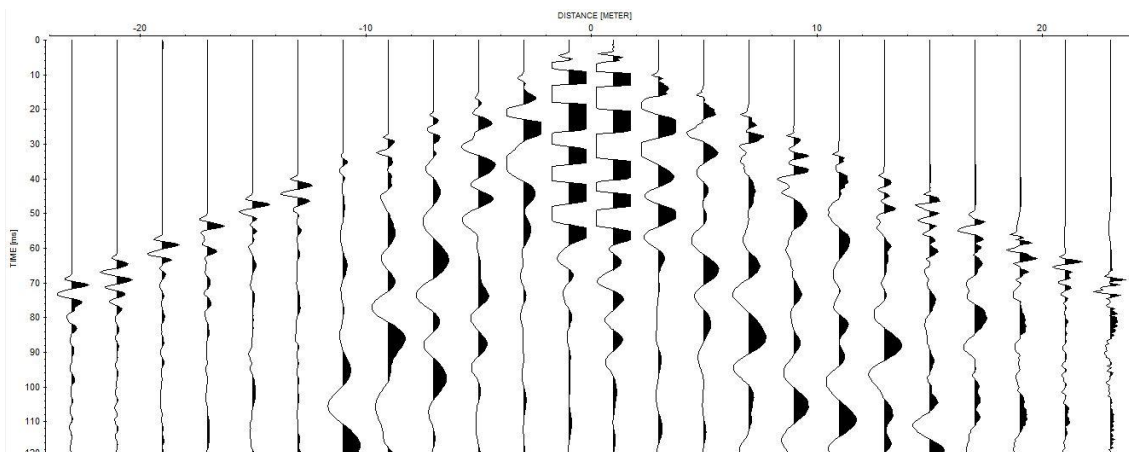


Gráfico 5.3 – Onda sísmica obtida em 17.09.2010

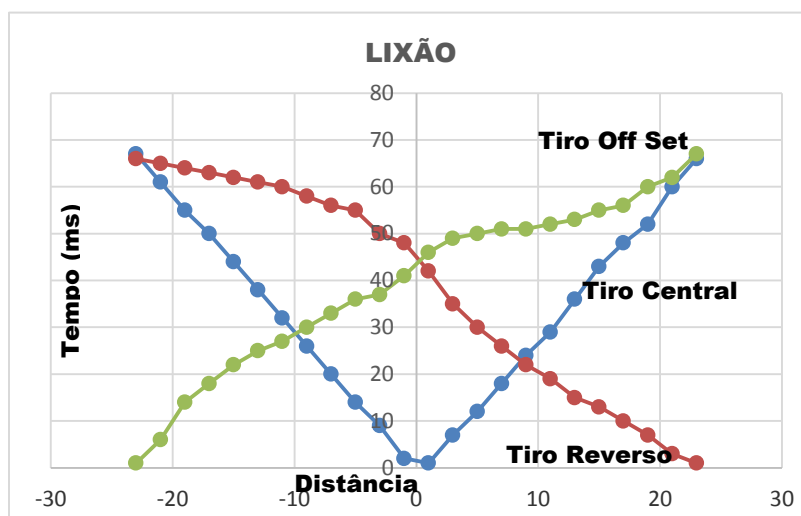


Gráfico 5.4 – Curvas sísmicas obtidas em 17.09.2010

Devido aos dados das curvas foi necessário trabalhar com *slope* para se obter as velocidades, sendo que $V_1 = 925 \text{ m/s}$ e $V_2 = 1841 \text{ m/s}$; aqui se obteve o $T_1 = 45,191\text{ms}$. A estrutura que foi definida como da argila saturada, com a espessura de 21m. Essa definição foi baseada pelas características do local. O modelo obtido é apresentado na figura 5.3. Mesmo sendo diferenciado do resultado da eletrorresistividade, ele é compatível com a geologia local.

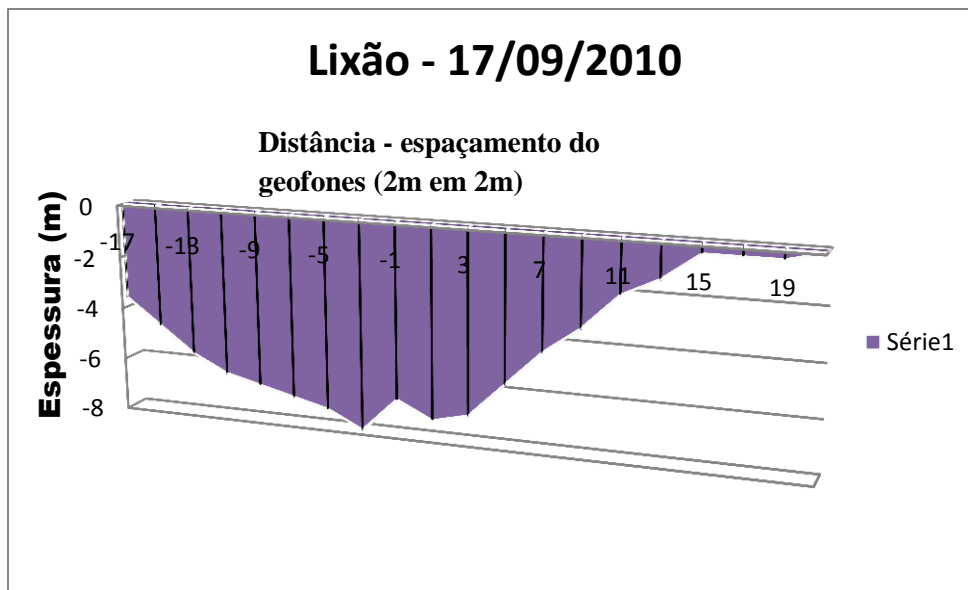


Fig. 5.3 – Modelo da espessura da argila saturada

Os dados sismoelétricos obtidos são apresentados a seguir, lembrando que não se conseguiu encontrar o algoritmo para eliminar as interferências das linhas harmônicas. Os resultados também foram levantados em 17.09.2010.

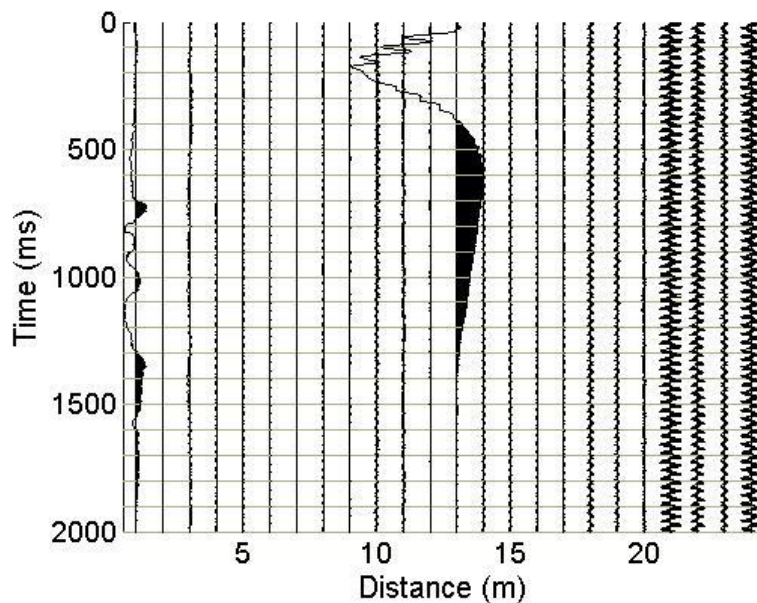


Gráfico 5.5 – Resultados do levantamento sismoelétrico de 17.09.2010

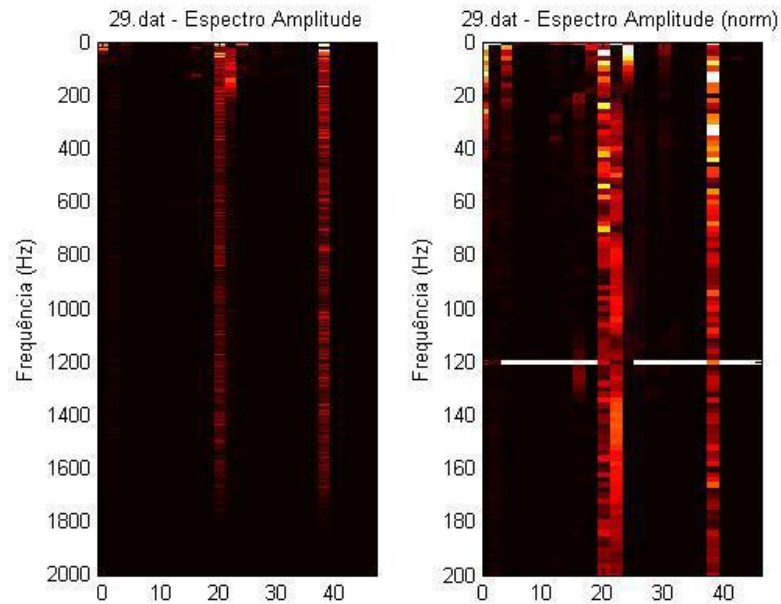


Gráfico 5.6 – Resultados do levantamento de dados sismoelétricos mostrando as linhas harmônicas. Quanto mais clara a aparência do dado maior probabilidade de se encontrar dados de um material

Não é possível obter alguma resposta desses dados, mas os mesmo foram deixados na tese, para mostrar como o levantamento foi realizado.

5.3 - PONTO COUNTRY CLUB

Nesse ponto foram realizados 3 levantamentos eletrorresistivos, sendo que o primeiro foi para a escolha dos locais onde seriam aplicados os métodos sísmico e sismoelétrico.

Os levantamentos ocorreram nos dias nos dias 24.09.2009 (somente eletrorresistividade), 17.09.2010 e 09.08.2011.

Os índices pluviométricos diários foram 204 mm (24.09.2009); 189 mm (17.09.2010) e 99 m (09.08.2011).

Estudos anteriores apresentam detalhamento em subsuperfície próximos ao ponto de estudo. Ricardi-Branco et al. (2009 e 2011) apresentam descrição em subsuperfície de alguns pontos às margens do Rio Preto. Em um testemunho há a descrição de um furo com 1,30 m de profundidade, onde descrevem de camadas sedimentos arenosos e acumulações de folhas (Ricardi-Branco et al., 2009). Ricardi-Branco et al. (2011), descrevem outro testemunho (1,03 m de comprimento), coletado também nas proximidades do Country Club. Nesse testemunho,

camadas de silte fino e acumulações de folhas são descritas, com intercalações de argilas orgânicas pretas e argilas arenosas, e sedimentos são característicos de meandro do rio.

5.3.1 – Levantamentos Eletrorresistivos

Os resultados do levantamento eletrorresistivos são apresentados nos gráficos 5.7 a 5.9.

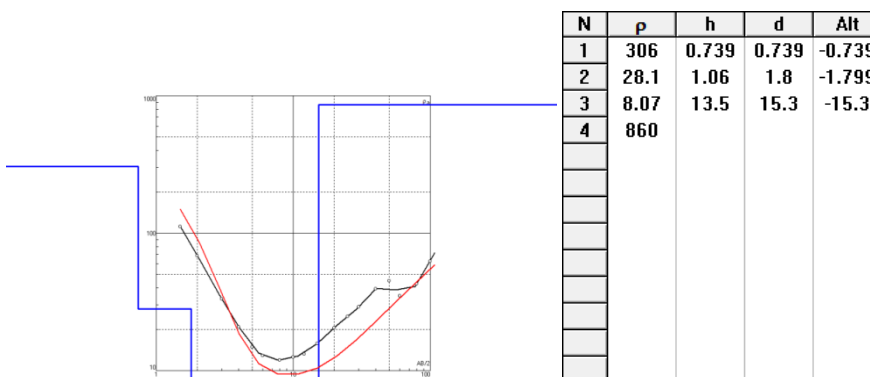


Gráfico 5.7 – Resultados dos dados eletrorresistivos obtidos em 24.09.2009, com nível pluviométrico diário de 204 mm.

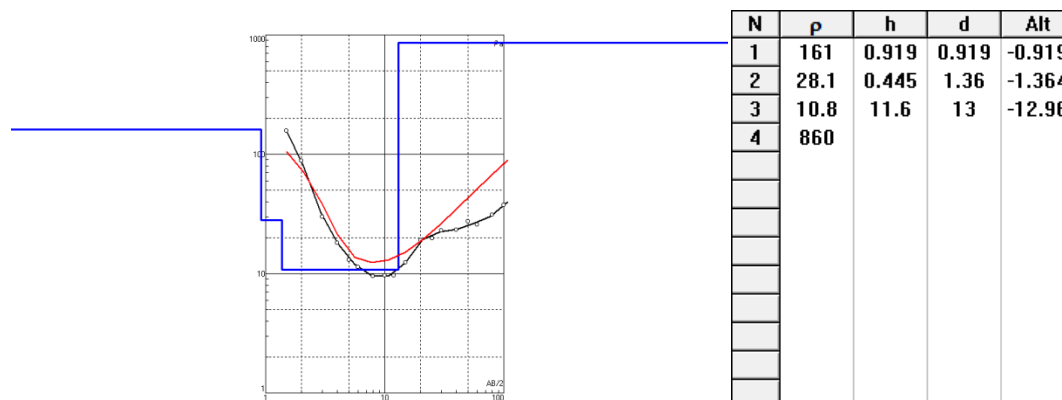


Gráfico 5.8 – Resultados dos dados eletrorresistivos obtidos em 17.09.2010, com nível pluviométrico diário de 189mm.

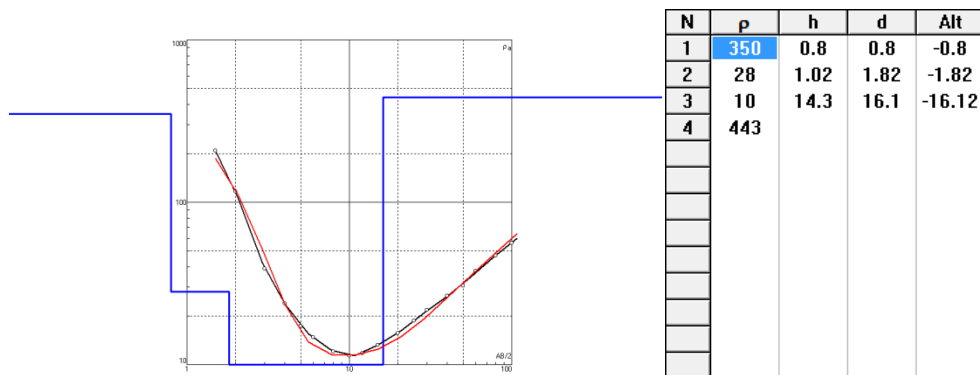
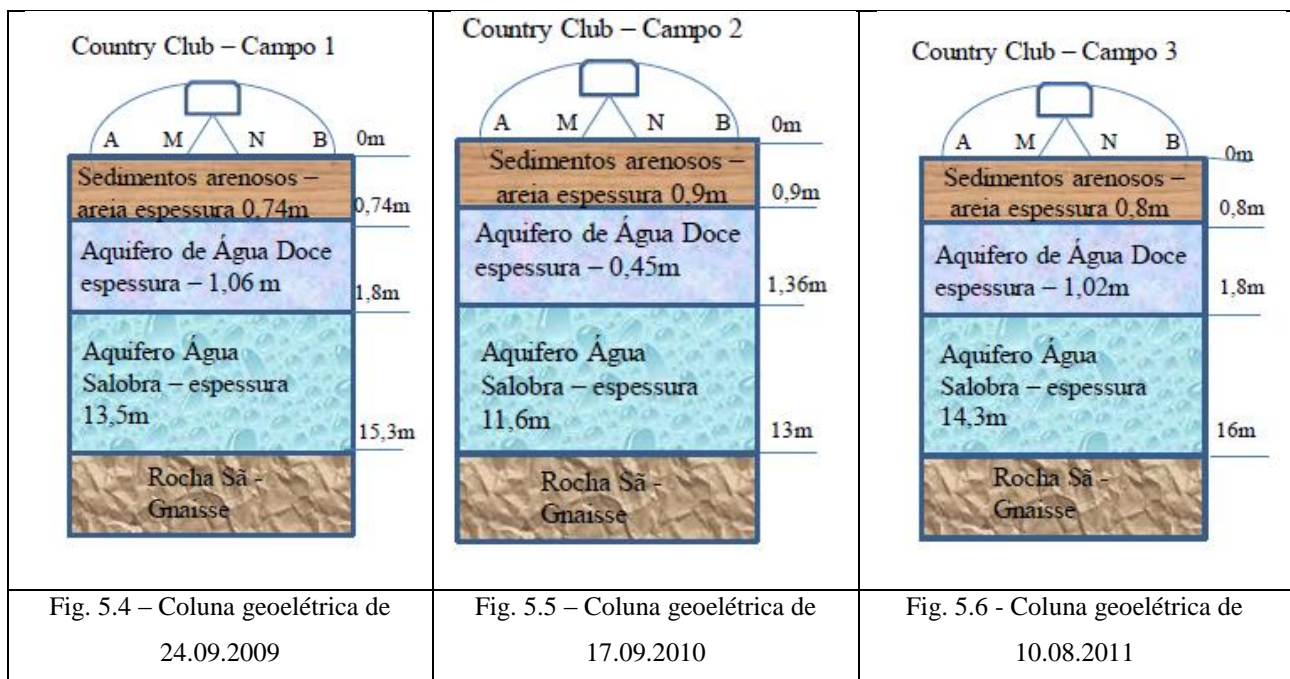


Gráfico 5.9 – Resultados dos dados eletrorresistivos obtidos em 10.08.2011, com nível pluviométrico diário de 99 mm.

Os gráficos são semelhantes entre si e os resultados obtidos, como mostram as figuras 5.4, 5.5 e 5.6 também tiveram resultados semelhantes.



Nos três resultados obtidos nota-se uma flutuação nas camadas, porém todas foram registradas nos três levantamentos. A água subterrânea ocorre em baixas profundidades (de 0,74 a 1,80 metros de profundidade) e entre abaixo dessa ocorrência, a influência das águas marinhas sobre as águas fluviais é percebida. O local da coleta de dados se encontra próxima ao Rio Preto, afluente do Rio Itanhaém. A proximidade do rio indica que o nível freático é raso, os sedimentos são aluvionares e apesar da distância do mar, existem águas salobras em maior profundidade. A proximidade da Serra do Mar nesse ponto também corrobora a presença de rocha sã abaixo de aproximadamente 16 metros de profundidade, ao se comparar esses dados com o mapa geológico (fig. 3.2) e o croqui geológico (fig. 3.1) se notará que os dados são validados.

5.3.2 Levantamentos sísmicos e sismoelétricos

Os dados sísmicos e sismoelétricos são compostos pelas ondas sísmicas obtidas no centro do arranjo, nos dados analisados, bem como nos perfis encontrados. O primeiro gráfico (gráfico 5.10) foi elaborado com os resultados do levantamento realizado em 17.09.2010.

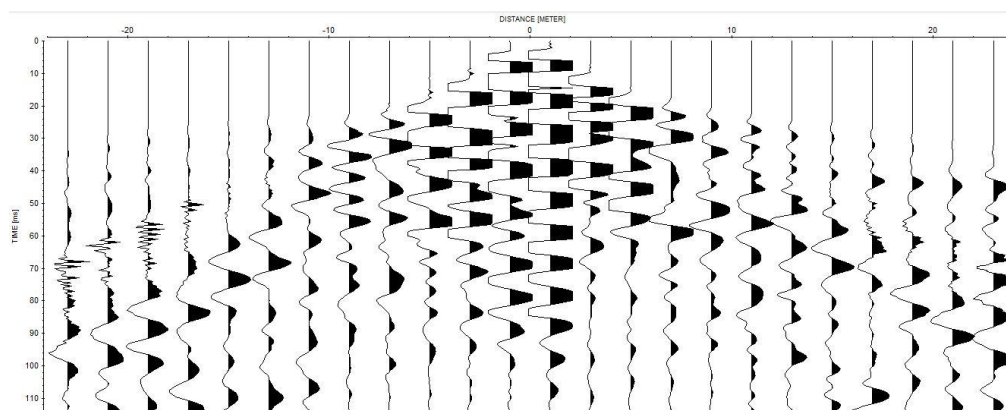


Gráfico 5.10 – Onda sísmica obtida em 17.09.2010

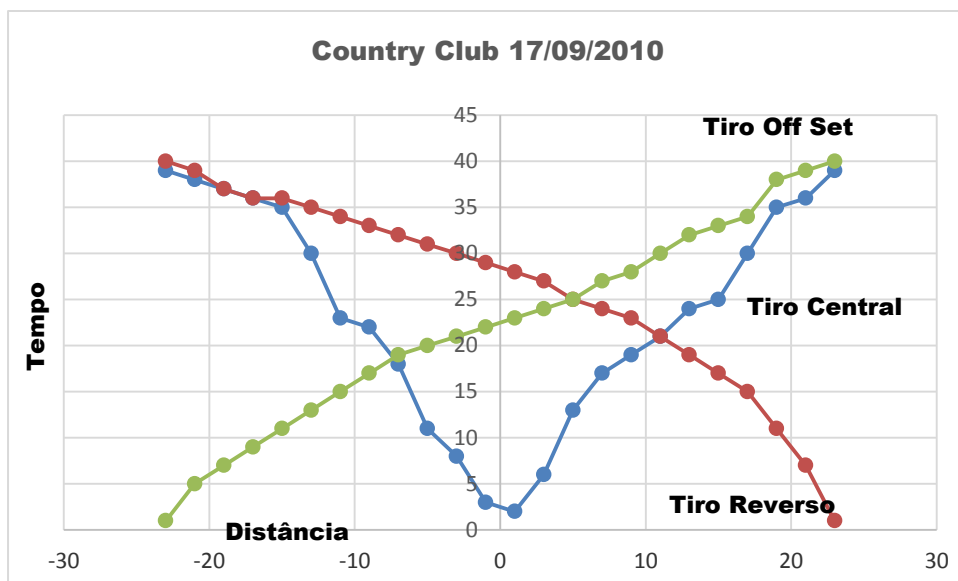


Gráfico 5.11 – Curvas sísmicas após o processamento dos dados de 17.09.2010

No gráfico 5.11, após o seu processamento, foram obtidas as velocidades $V_1=380$ m/s (onda direta), $V_2= 1320$ m/s (onda refratada) e o tempo total, $T_t = 40$ ms. A estrutura encontrada foi a da areia saturada, o que confere com as características do local, indicando que o nível pluviométrico de 189 mm e a proximidade do rio, também contribuiu para o resultado obtido. No perfil obtido na figura 5.7 foram utilizados os dados obtidos entre os geofones -7 e 13, por problemas de ruídos altos nos outros geofones (-23 a -9 e 15 a 23).

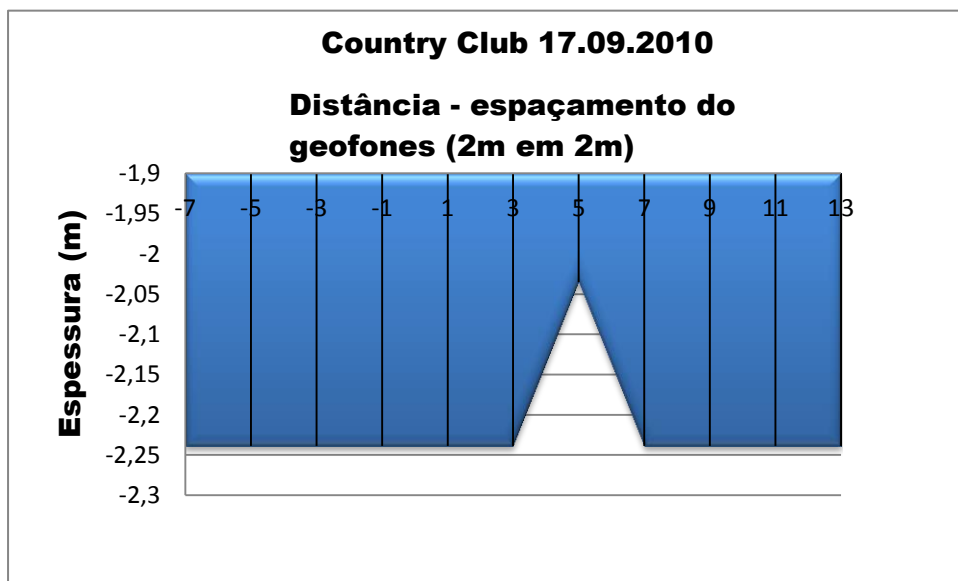


Fig. 5.7 – Perfil da areia saturada e sua espessura

O segundo gráfico (gráfico 5.12) foi obtido no levantamento de 09.08.2011.

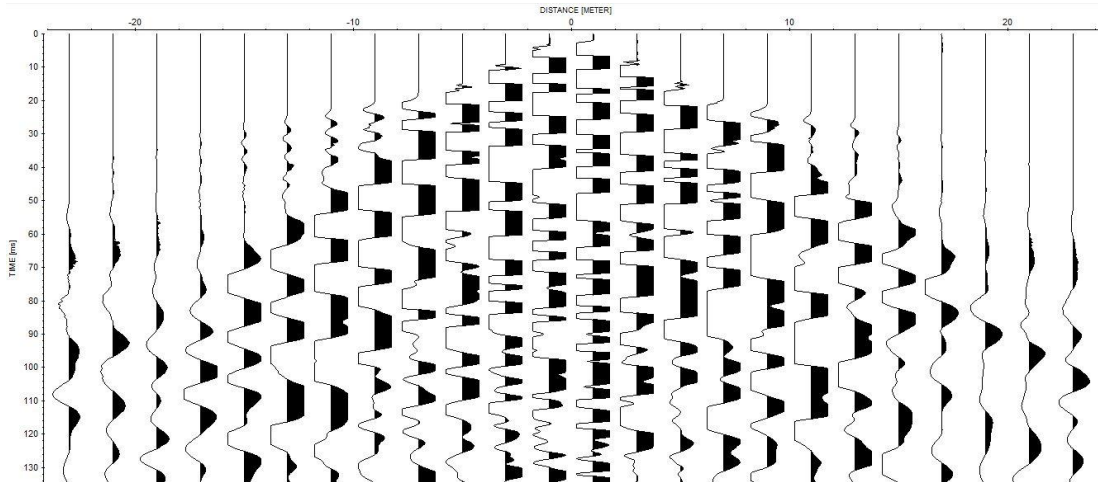


Gráfico 5.12 – Onda sísmica obtida em 10.08.2011.

O processamento dos dados do gráfico 5.12 gerou o gráfico 5.13.

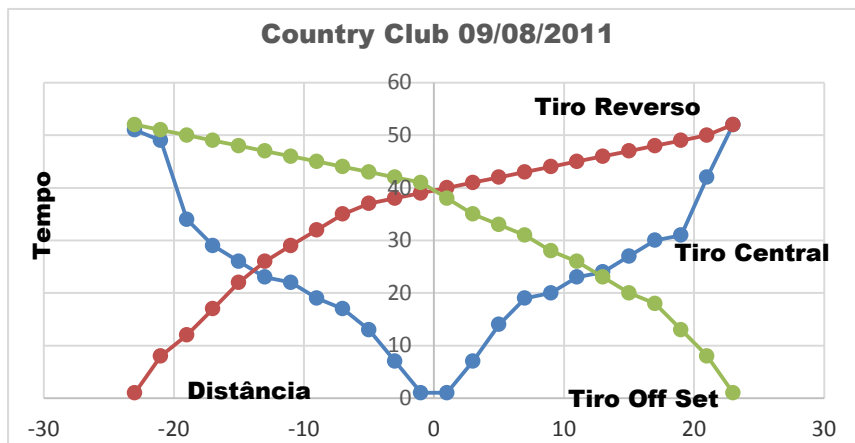


Gráfico 5.13 - Curvas sísmicas obtidas após processamento dos dados de 10.08.2011

Após o processamento dos dados dos gráficos 5.13, foram obtidas três velocidades: $V_0= 470$ m/s; $V_1= 205$ m/s e $V_2 = 384$ m/s; esse fato indica que existem dois tipos de estruturas encontradas. A primeira foi a areia seca e a segunda solo, originando o perfil, figura 5.8, mostrado a seguir:

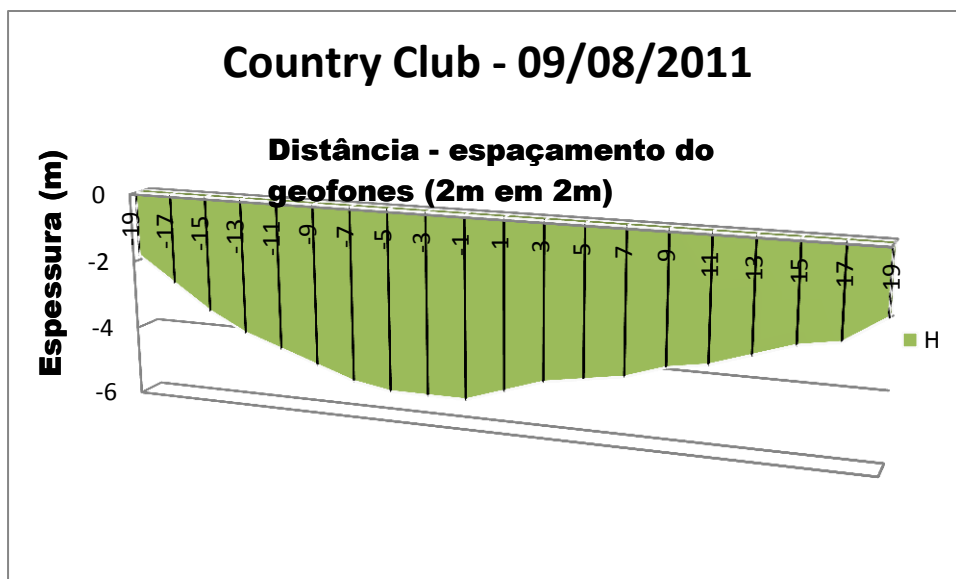


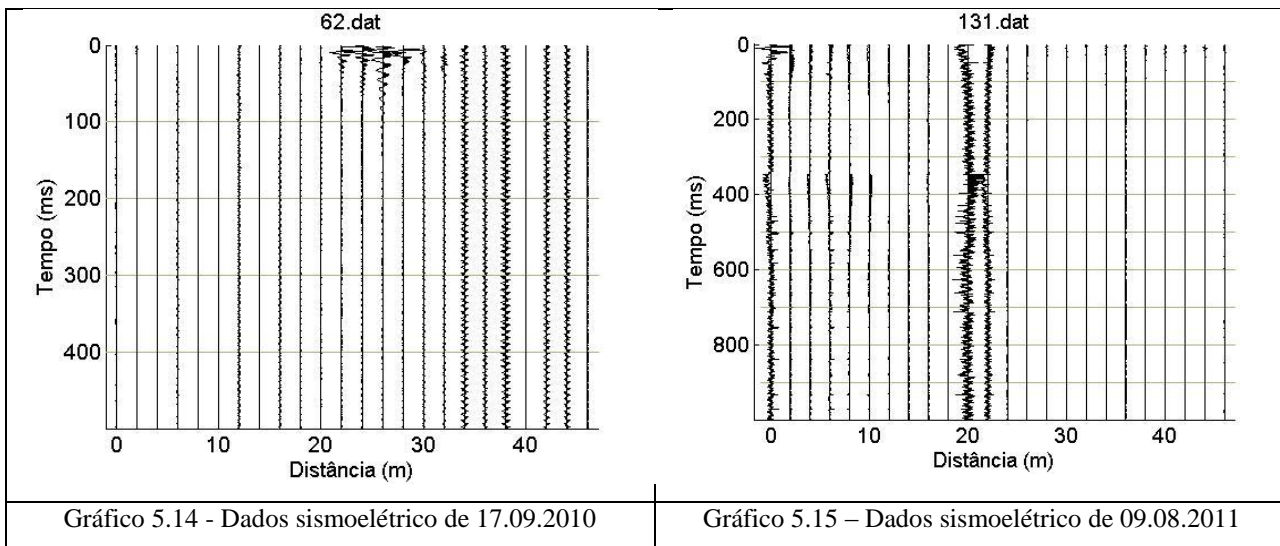
Fig. 5.8 – Perfil da areia seca e da área do solo, e suas espessuras, onde o solo é o perfil que vai do geofone 13 ao 23.

Novamente se percebe a influência da pluviometria, pois nesse dia o índice pluviométrico registrado foi de 99 mm.

Os dados obtidos na eletrorresistividade são mais amplos e detalhados, porém os dados obtidos na sísmica coincidem com a primeira camada obtida pela eletrorresistividade. Pela eletrorresistividade, a profundidade do nível de água encontra-se entre 1,4 a 1,8 metros de profundidade. Nos resultados da sísmica os valores de areia seca e solo variaram entre 2,0 a 2,2 metros e 3,0 a 4,0 metros.

Os dados sismoelétricos são apresentados com as linhas harmônicas, porém como já foi dito anteriormente eles não foram processados por não ter sido possível encontrar o algoritmo para amenizar os efeitos das linhas harmônicas (gráficos 5.14 e 5.15).

Os levantamentos foram realizados nos dias 17.09.2010 e 09.08.2011.



Esses dados sismoelétricos geraram os seguintes espectros (gráficos 5.16 e 5.17)

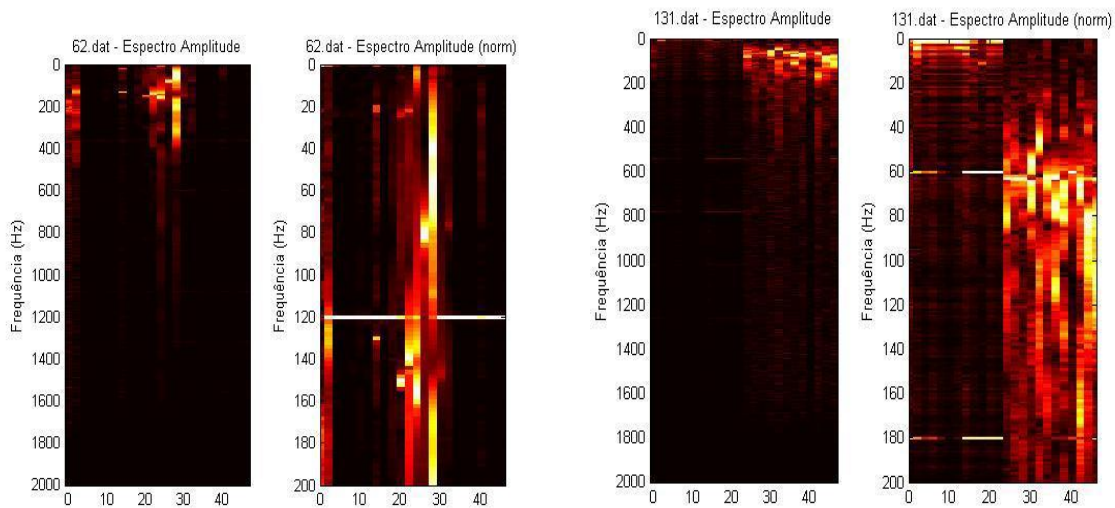


Gráfico 5.16 – Resultados do dado em 17.09.2010

Gráfico 5.17 – Resultados do dado obtido em 09.08.2011

Quanto mais clara a aparência do dado maior probabilidade de se encontrar dados de um material

5.4 - PONTO CHÁCARA

Nesse ponto foram realizados 3 levantamentos eletrorresistivos, sendo que a primeira campanha visou à escolha dos locais onde seriam aplicados os métodos sísmico e sismoelétrico.

Os levantamentos ocorreram nos dias nos dias 22.09.2009 (somente eletrorresistividade); 16.09.2010; 10.08.2011.

Os índices pluviométricos diários foram: 204,3mm (24.09.2009); 190,4 mm (16.09.2010) e 100 mm (10.08.2011).

A chácara possui poços de monitoramento, e no dia 16.09.2010 foi feita medição do nível de água em dois poços: um próximo ao rio e o outro próximo à porteira da chácara. Conforme relatado no capítulo anterior no primeiro (fig. 4.5) o da água subterrânea se encontrava a 1,47 m de profundidade e no segundo (fig.4.6) a 1,59 m de profundidade.

Batista Filho (2006), elabora o perfil de desses postos de monitoramento e são apresentados na fig. 5.9 e na fig. 5.10.

Os poços mostram um metro de espessura de solo (orgânico e arenoso amarelo), sedimentos arenosos de textura média até 3,5 metros de profundidade, e uma camada de areia média com matéria orgânica onde se encontra o filtro (seis metros de profundidade). No poço mais profundo são descritos, abaixo da profundidade de seis metros, uma camada de areia fina (um metro), areia média cinza claro até a profundidade de 19 metros e areia média com conchas calcárias entre 19 e 20,5 metros de profundidade. Esse poço encontra na base uma camada de silte argiloso.

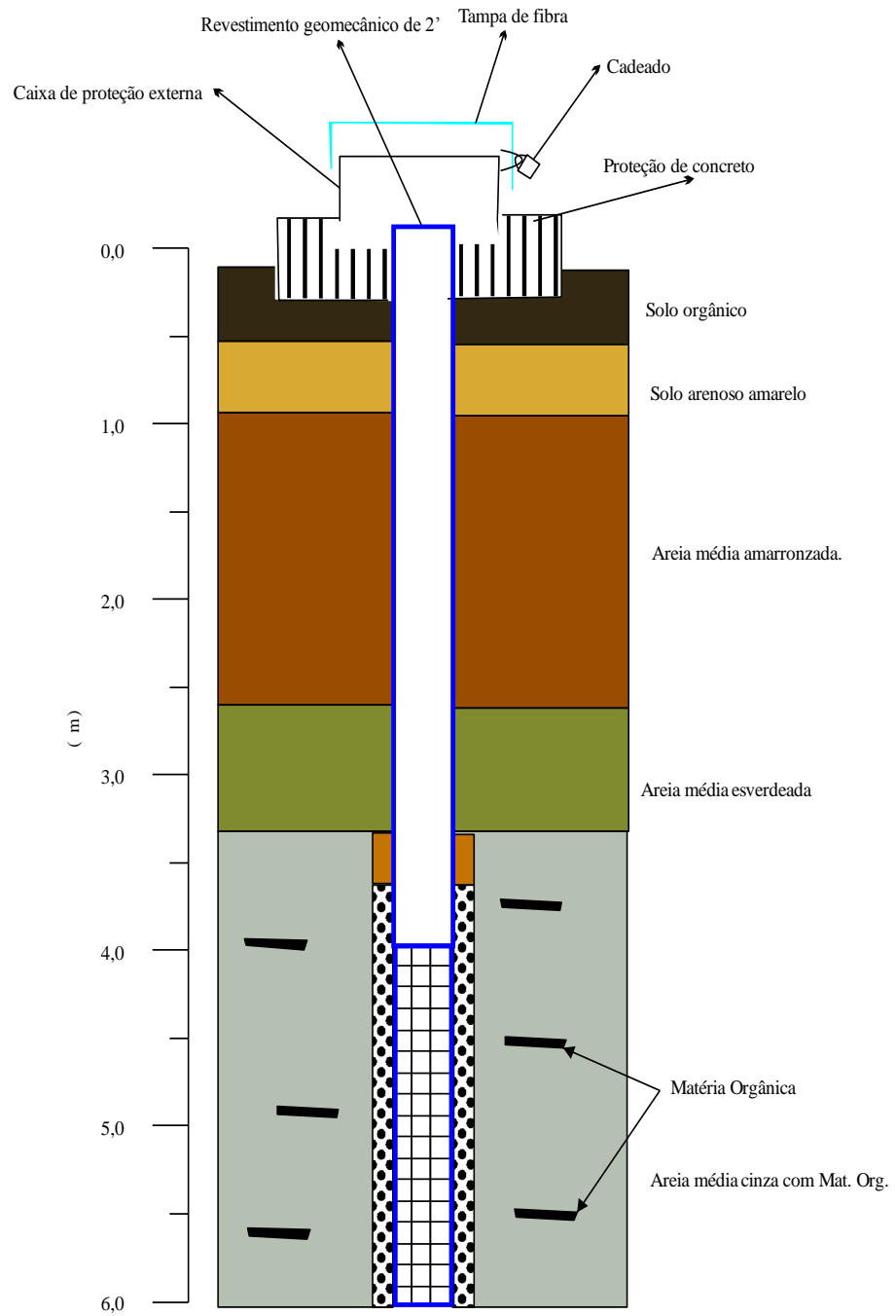


Fig. 5.9 – Perfil esquemático dos poços rasos da Chácara (Batista Filho, 2006).

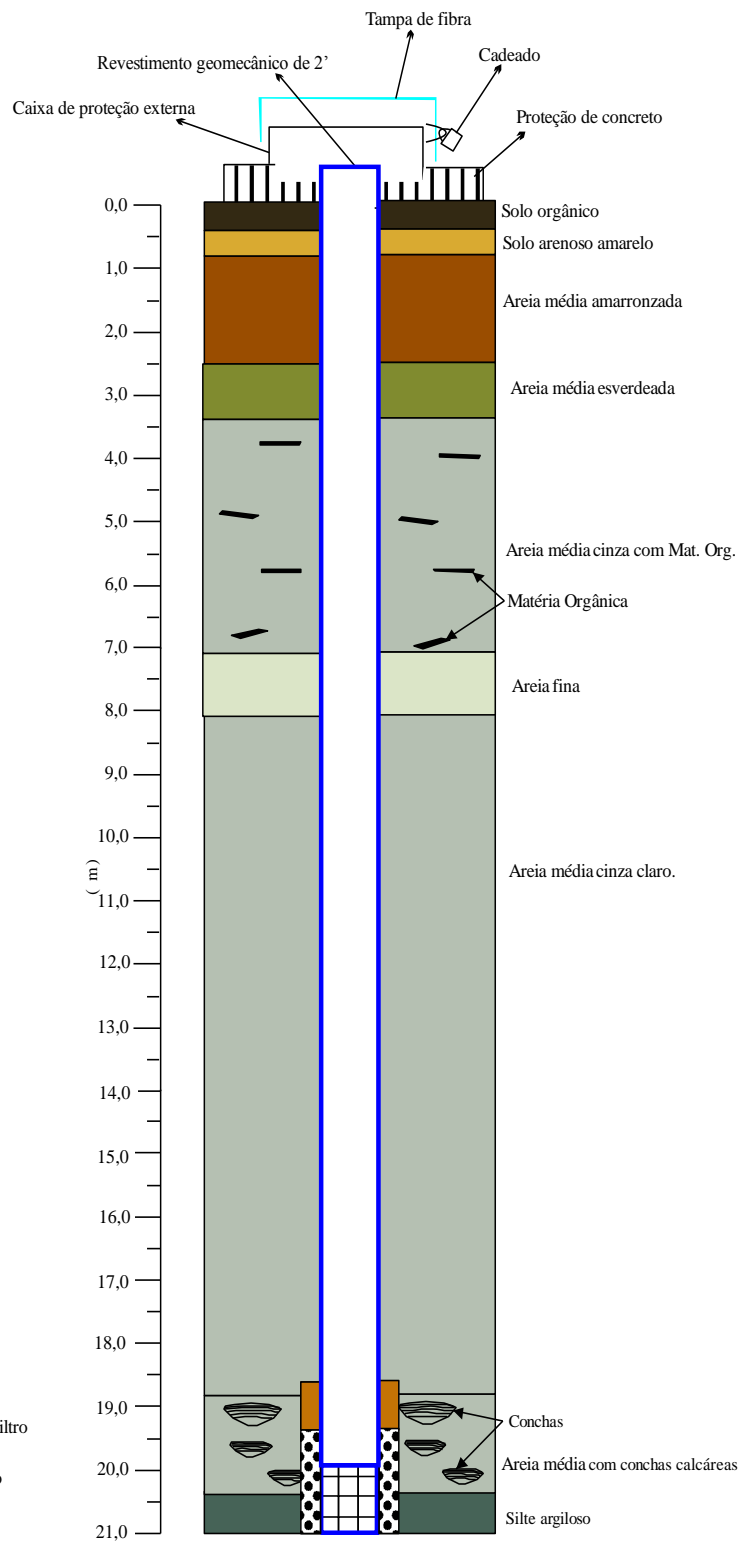


Fig. 5.10 – Perfil esquemático dos poços profundos da Chácara (Batista Filho, JJ, 2006).

A chácara possui 7 poços de monitoramento, sendo 4 poços com profundidade de 6 metros, e 3 outros mais profundos, com 21 metros. As medições dos poços realizadas em 16.09.2010 foram nos postos 3 e 4 da tabela 5.1.

Tabela 5.1–Localização e descrição dos poços de monitoramento

Poços	Localização	UTM	Cota do poço 'boca'(m)	Profundidade (m)	Aquífero
P-1	Sítio de Pesquisa	318.586,559 m E 7.328.526,086 m S	2,522	6	livre
P-2	Sítio de Pesquisa	318.605,042 m E 7.328.535,458 m S	2,174	6	livre
P-3	Sítio de Pesquisa	318.599,320 m E 7.328.515,858 m S	2,754	6	livre
P-4	Sítio de Pesquisa	318.618,529 m E 7.328.514,479 m S	2,425	6	livre
PII-1	Sítio de Pesquisa	318.624,943 m E 7.328.524,493 m S	2,629	21	confinado
PII-2	Sítio de Pesquisa	318.653,726 m E 7.328.499,838 m S	2,475	21	confinado
PII-3	Sítio de Pesquisa	318.592,496 m E 7.328.501,607 m S	2,152	21	confinado

De acordo com Batista Filho (2006) a diferença de nível de água subterrânea, da baixa maré para a alta é de 0,12 a 0,17 m para os poços rasos, e nos profundos, entre 0,13 a 0,28 cm aproximadamente. A maior oscilação encontra-se nos poços mais próximos do rio, independentemente do aquífero. Essas oscilações estão condicionadas a dinâmica da maré que atinge a área, por meio das pressões de entrada da água do mar no rio Itanhaém; essas oscilações atingem a área como também interfere nas águas subterrâneas diariamente.

5.4.1 Levantamentos eletrorresistivos

Os dados obtidos na eletrorrestividade dos dias 22.09.2009, 16.09.2010 e 10.08.2011 são apresentados nos gráficos 5.18; 5.19 e 5.20, com suas respectivas colunas geoeletricas, figuras 5.11; 5.12 e 5.13.

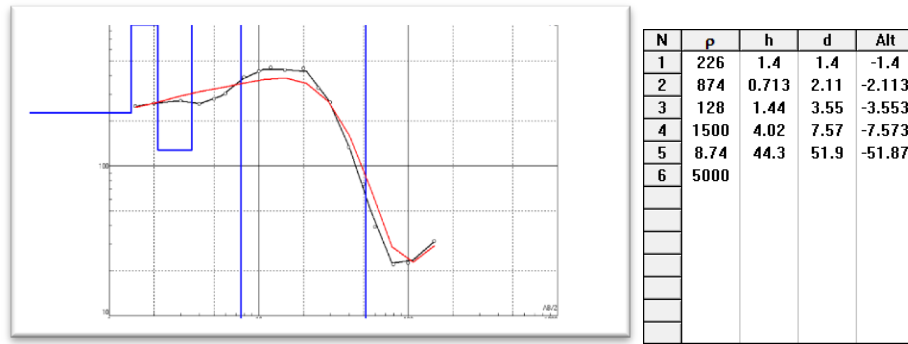


Gráfico 5.18 - Dados eletrorresistivos obtidos em 22.09.2009, com índice pluviométrico diário de 204,3mm.

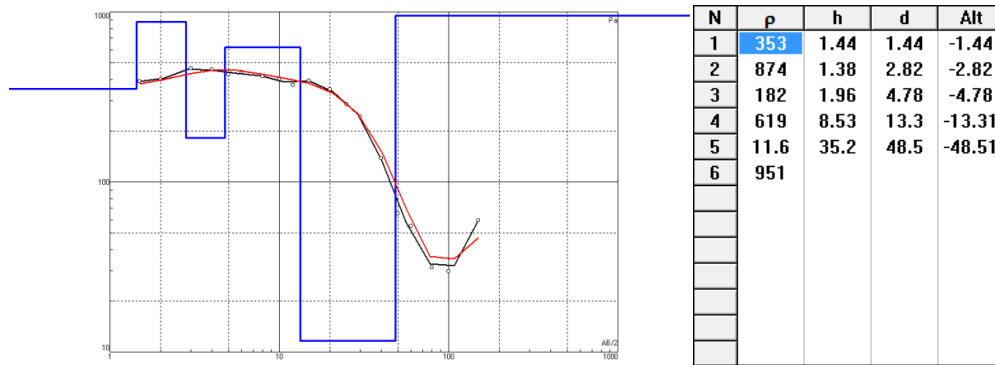


Gráfico 5.19 - Dados eletrorresistivos obtidos em 16.09.2010, com índice pluviométrico diário de 191mm.

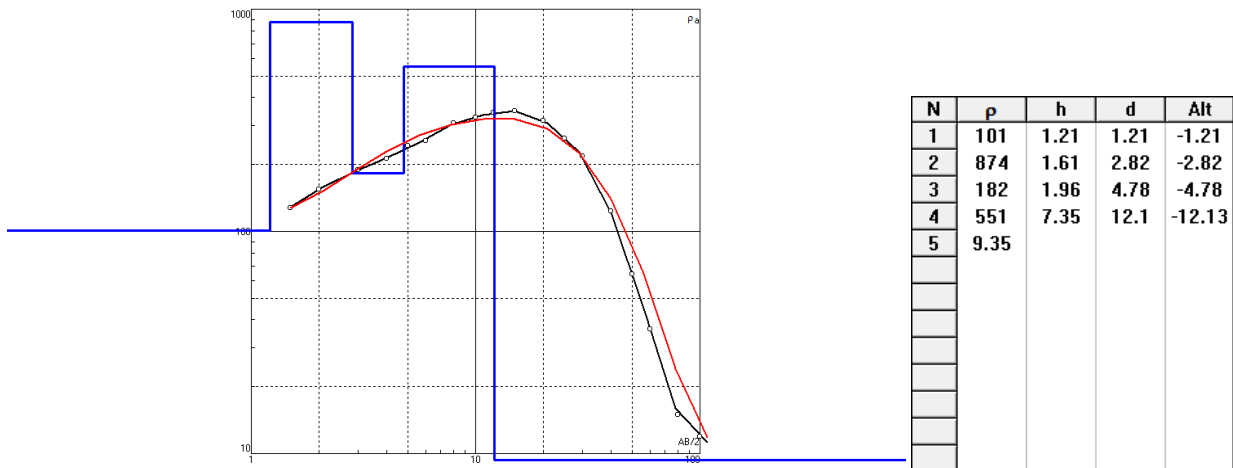
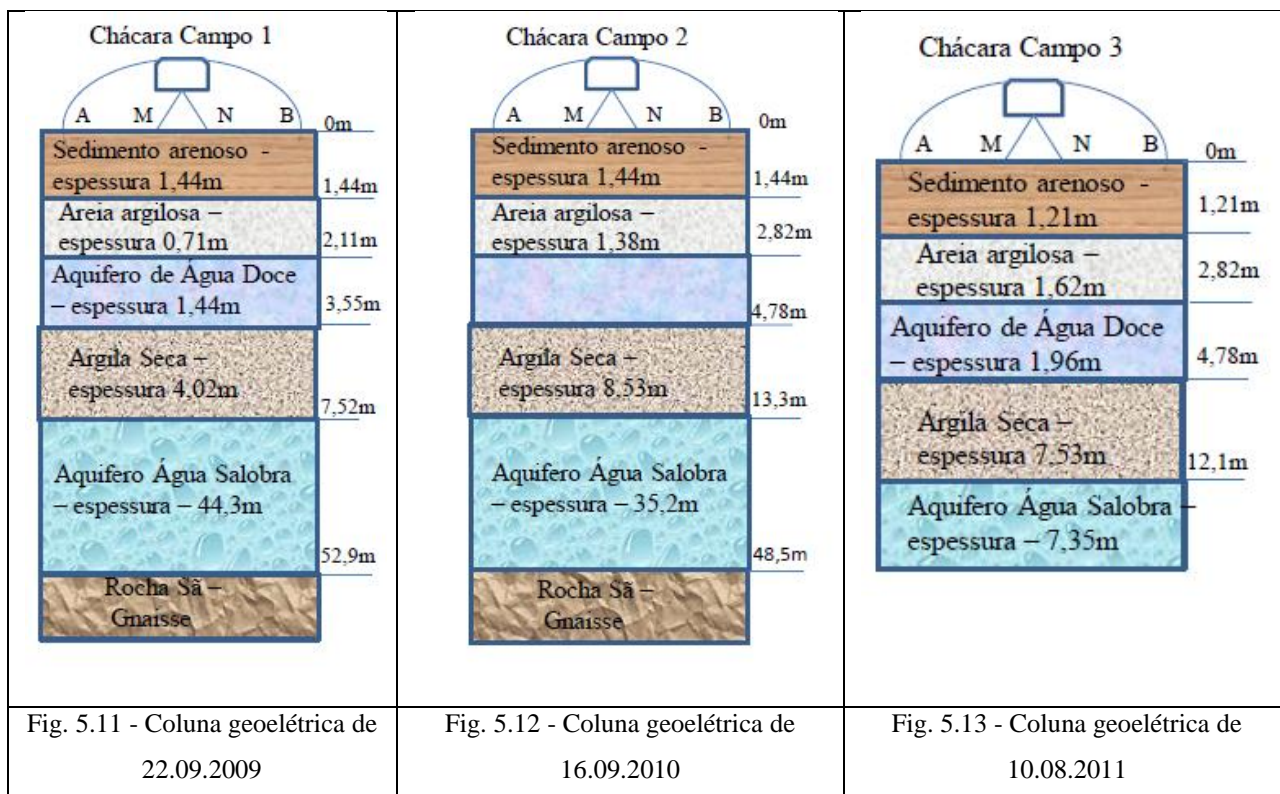


Gráfico. 5.20 - Dados eletrorresistivos obtidos em 10.08.2011, com índice pluviométrico diário de 100mm.



Há flutuação nas camadas nos três resultados. As camadas identificadas foram de sedimentos arenosos, areia argilosa, aquífero suspenso, uma camada de argila seca e água salobra (no terceiro levantamento). Os resultados desse levantamento corroboram a descrição de Batista Filho (2006). Aqui se percebe a influência das águas marinhas sobre as águas fluviais, uma vez que o local da coleta de dados se encontra próxima ao Rio Branco, que é um afluente do Rio Itanhaém. Tanto os perfis dos poços (figs. 5.9 e 5.10) quanto à tabela dos poços que identifica os lençóis livres e profundos (Tabela 5.1) corroboram com os resultados obtidos através da eletrorresistividade. É interessante destacar que segundo informações verbais de Yoshinaga-Pereira (comunicação verbal), a camada argila seca foi detectada durante a perfuração dos poços, e confina o aquífero salobro. A água proveniente do aquífero raso sumiu quando a perfuração atingiu essa camada de argila seca em todos os poços da chácara; segundo o perfurador (que era da região) essa camada de argila seca ocorre com muita frequência nessa profundidade. Ao se comparar esses dados com o mapa geológico (fig. 3.2) e o croqui geológico (fig. 3.1) se notará que os dados são validados

5.4.2 Levantamentos sísmicos e sismoelétricos

A seguir serão apresentados os dados sísmicos e sismoelétricos, Os dados são compostos pelas ondas sísmicas obtidas no centro do arranjo, os dados analisados, bem como os perfis encontrados. O primeiro gráfico (gráfico 5.21) foi do levantamento realizado em 16.09.2010, e gerou o gráfico 5.22.

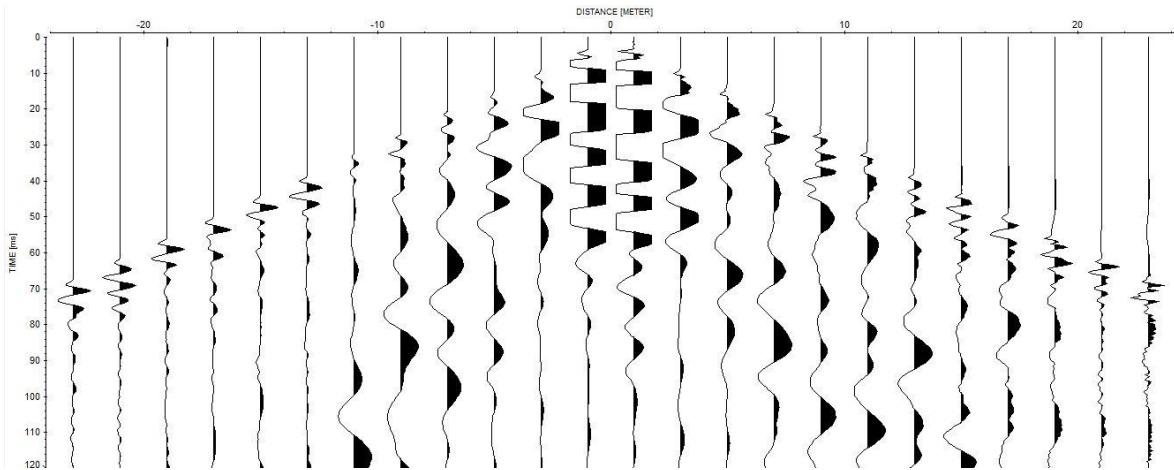


Gráfico 5.21 – Onda sísmica obtida em 16.09.2010

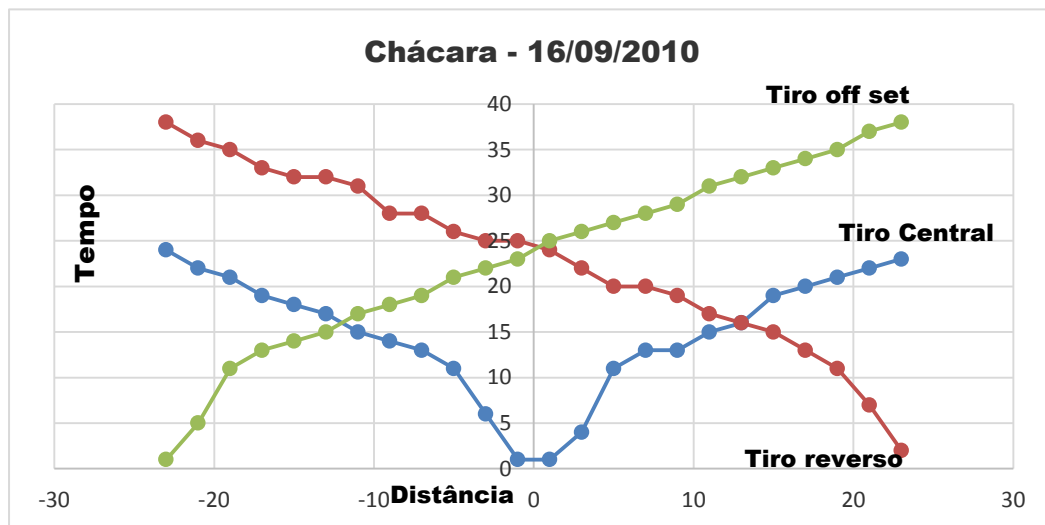


Gráfico 5.22 – Curvas sísmicas obtidas após processamento dos dados de 16.09.2010

Através da análise do gráfico 5.26 foi possível obter as velocidades $V_1 = 350\text{m/s}$ que é a velocidade da onda direta e $V_2 = 1590\text{m/s}$ que é a velocidade da onda refratada, o tempo total,

$$T_t = (38).$$

Após a análise dos dados processados, o elemento resultante foi a areia saturada com água, em uma espessura que varia de 1,4 a 1,9 m, conforme o perfil obtido, figura 5.14.

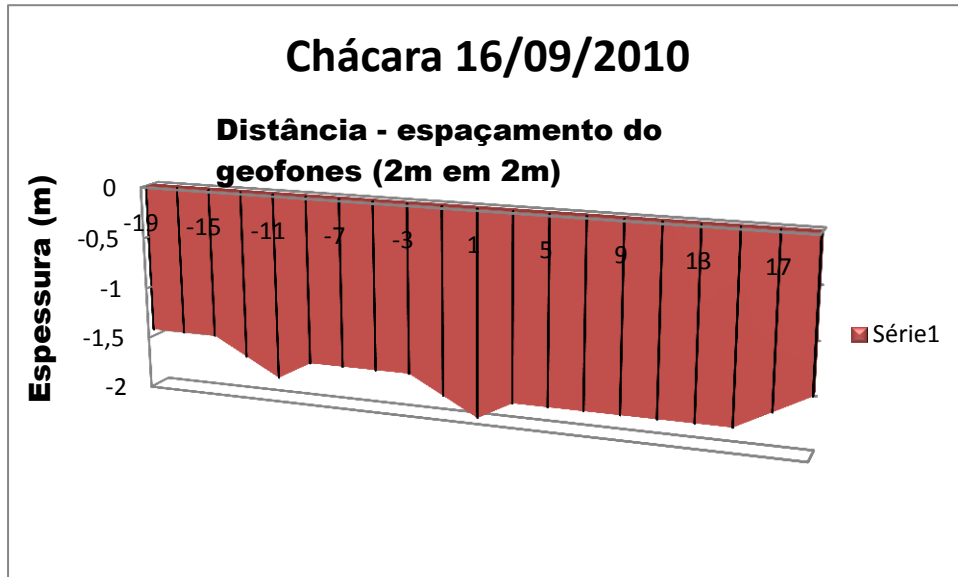


Fig. 5.14 - Perfil da areia saturada de água e suas espessuras; o solo é o perfil que vai do geofone -19 ao 19.

O segundo gráfico (gráf. 5.23) foi obtido em 10.08.2011 e gerou o gráfico 5.28.

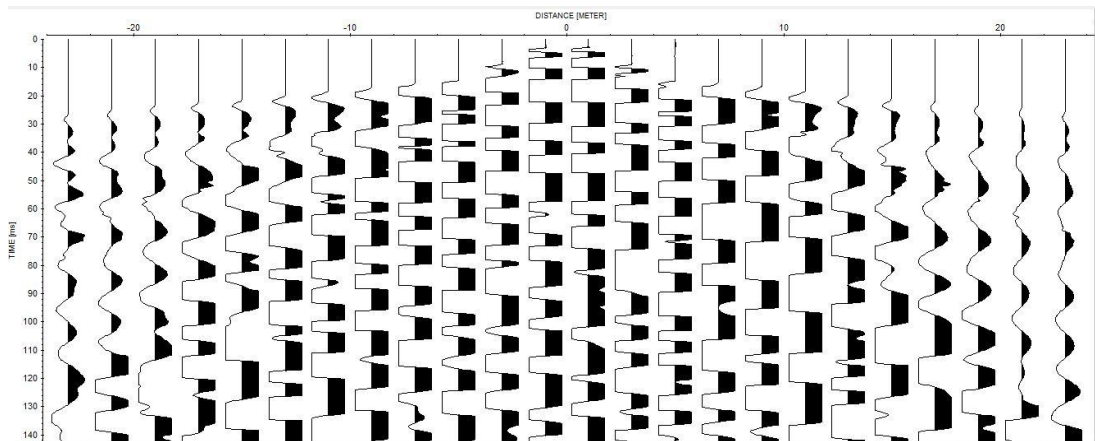


Gráfico 5.23 – onda sísmica obtida em 16.09.2010

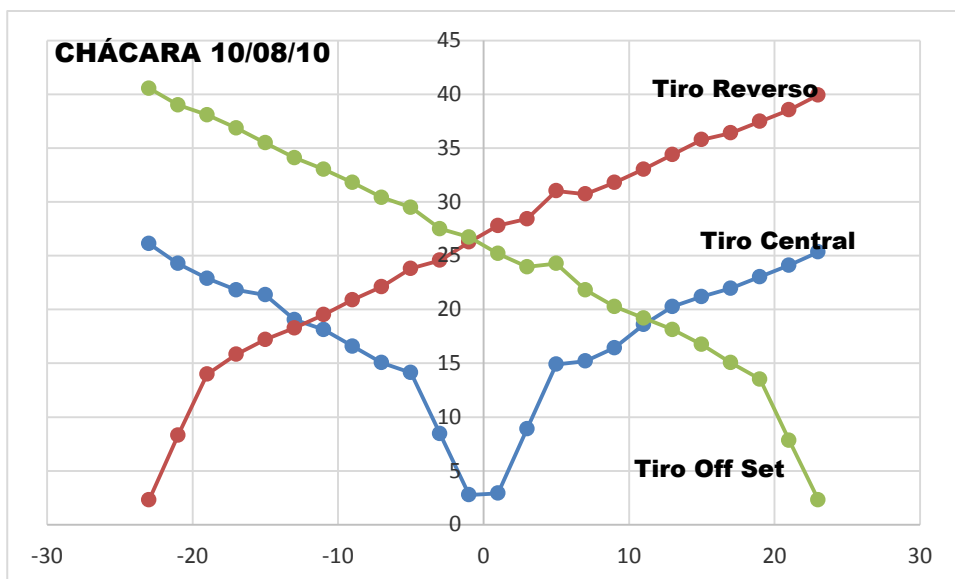


Gráfico 5.24 – Junção das curvas do tiro central, reverso e off set do levantamento de 10.08.2010.

Através da análise desse gráfico foi possível obter encontrar as velocidades $V_1 = 350\text{m/s}$ que é a velocidade da onda direta e $V_2 = 1600\text{m/s}$ que é a velocidade da onda refratada, o tempo total, $T_t = 40\text{ms}$.

Após a análise dos dados processados, o elemento encontrado foi a areia saturada com água, em uma espessura que varia de 1,9 a 2,5m, conforme o perfil obtido, na figura 5.15.



Fig. 5.15 - Perfil da areia saturada de água e suas espessuras; o solo é o perfil que vai do geofone -15 ao 17.

Foram excluídos os geofones -23 a -17 e 19 a 23, pois os mesmos estavam mostrando ondas diretas, e a análise é feita sobre as ondas refratadas.

O resultado obtido nesse perfil é semelhante ao do primeiro perfil e também corrobora com os dados obtidos na eletrorresistividade e nas descrições dos perfis dos poços (fig. 5.9 e 5.10)

Os dados sismoelétricos são apresentados com as linhas harmônicas, porém como já foi dito anteriormente eles não foram processados por não ter sido possível encontrar o algoritmo para amenizar os efeitos das linhas harmônicas. Os dados originais são mostrados nos gráficos 6.25 e 6.26; os que mostram os espectros são os gráficos 5.27 e 5.28.

Os levantamentos foram realizados nos dias 16.09.2010 e 10.08.2011.

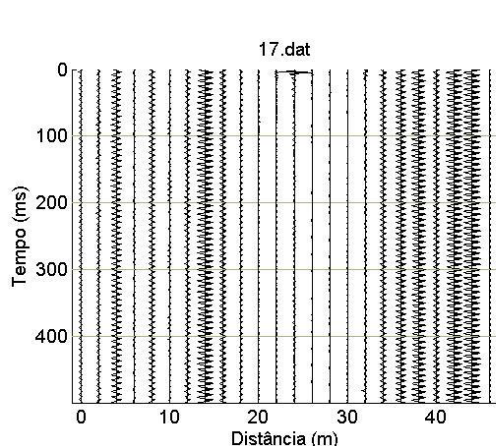


Gráfico 5.25 - Dado sismoelétrico de 16.09.2010

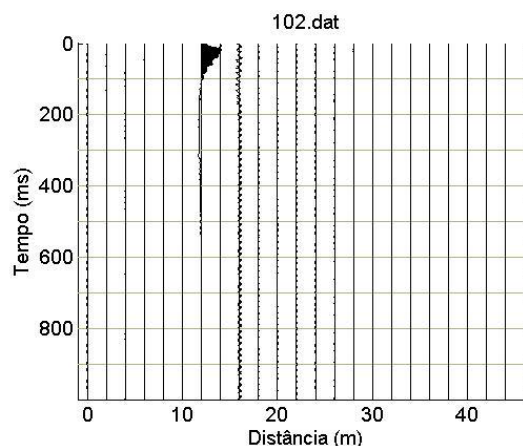


Gráfico 5.26 – Dado sismoelétrico de 10.08.2011

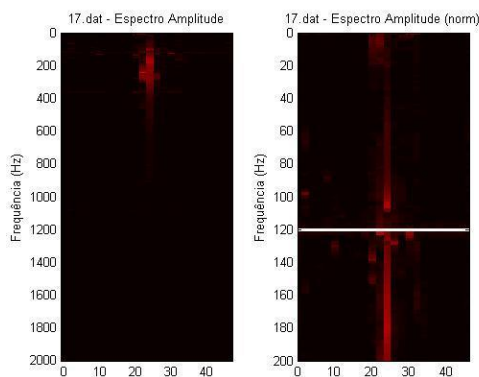


Gráfico 5.27 – Resultados do dado em 16.09.2010

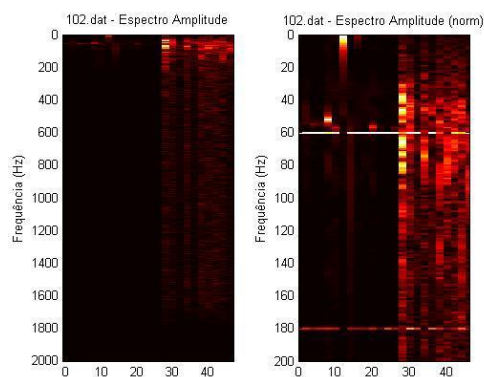


Gráfico 5.28 – Resultados do dado 10.08.2011

Quanto mais clara a aparência do dado maior probabilidade de se encontrar dados de um material.

CAPÍTULO 6 – CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

Os resultados dos métodos eletrorresistivos e sísmicos apresentaram boa resolução ao se comparar com dados físicos de campo (como testemunhos e descrição de poços de monitoramento).

Os aspectos climatológicos (chuvas) influenciaram diretamente na variação do aquífero e na obtenção dos resultados, conforme se pode notar nos levantamentos eletrorresistivos bem como no levantamento dos dados sísmicos e sismoelétricos, que tiveram que passar um tratamento mais minucioso que o da eletrorresistividade.

Outro fator importante também é que a região possui tanto em seu solo quanto em seus rios grande quantidade de gás metano, como o relatado no lixão, pelo fato de ser uma região de mangue e isso pode acabar interferindo na coleta dos dados.

O método eletrorresistivo foi o mais eficiente na qualidade e obtenção das camadas geológicas, seus resultados coincidiram com dos dados geológicos e hidrogeológicos da região conhecidos.

O método sísmico, apesar dos ruídos e da interferência da quantidade de chuva, apresentou uma camada geológica que também foi compatível com a da eletrorresistividade e das camadas geológicas e hidrogeológicas já estudadas na região.

O tratamento dos dados sismoelétricos não puderam ser finalizados, pois se percebeu que era necessário a utilização pré-amplificador; sua ausência no levantamento no campo pode ter prejudicado nos resultados dos dados coletados, além das presenças de linhas elétricas nos locais do levantamento, que causaram a presença das linhas harmônicas nos dados, e conseqüentemente não ter finalizado o algoritmo de tratamento desses dados.

A comparação entre os métodos é validada pela similaridade de uma camada da sísmica com uma da camada da eletrorresistividade.

Ressalta-se assim que a tese teve seu objetivo cumprido, os métodos eletrorresistivos e sísmicos obtiveram camadas geológicas compatíveis com as já conhecidas na região. O método sismoelétrico foi aplicado pela primeira vez no Brasil e mesmo não apresentando resultados, deixa evidenciado sua importância e espera-se a sua continuidade em outros projetos, aperfeiçoando o sistema de coleta desses dados.

CAPÍTULO 7 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ab'Saber, A.N., **Um conceito de geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o Quaternário**, Geomorfologia n° 18, IG-USP, 1969.
- Ab'Saber, A.N. , **Províncias geológicas e domínios morfo-climáticos no Brasil**. São Paulo: IGEOG/USP. 26p. (Geomorfologia, 20). 1970.
- Afonso, C. A., **A paisagem da Baixada Santista: urbanização, transformação e conservação**, São Paulo, EDUSP, 2006
- Amaral P.G.C. **Contribuição palinológica ao estudo da evolução do manguezal do rio Itanahém, litoral sul de São Paulo**.. Dissertação de Mestrado. Programa de pós graduação em Geologia Sedimentar. IG/USP, 71p, 2003.
- Angulo R.J. & Lessa G.C.-. **The Brazilian sea-level curves: a critical review with emphasis on the curves from the Paranaguá and Cananéia regions**. Marine Geology, 40: 141-166, 1997
- Andrade, M.A.B.; Lamberti, A. **A Vegetação**: In: Azevedo, A. (ed.) A Baixada Santista. São Paulo, Universidade de São Paulo, 1965
- Batista Filho, J.J.**A dinâmica das águas subterrâneas no estuário do rio Itanhaém, litoral sul do Estado de São Paulo**. Dissertação de Mestrado. IG/UNICAMP; 2006
- Biot, M.A.– **Theory of propagation of elastic waves in fluid-saturated porous solid I, in low frequency range**, Journal of the Acoustical Society of America, 28 (2) – 168-178, doi 10.1121/1-1908239; 1956a.
- Biot, M.A. – **Theory of propagation of elastic waves in fluid-saturated porous solid II, in higher frequency range**, Journal of the Acoustical Society of America, 28 (2) – 179-191, doi 10.1121/1-1908241; 1956b
- Block, I.B., and J.G.Harris – **Conductivity dependence of seismoelectric wave phenomena in fluid-saturated sediments**, Journal of Geophysical Research – 111 (B1), doi: 10.1029/2005JB003798; 2006.

- Borges, W.R., **Investigações Geofísicas na Borda da Bacia Sedimentar de São Paulo, Utilizando-Se GPR e Eletrorresistividade**. Tese (Mestrado em Geofísica) - Universidade de São Paulo (USP), 2002.
- Braga, A.C.O., **Métodos Geométricos Aplicados: Módulo: Hidrogeologia**, Apostila da Universidade Estadual Paulista – Campus Rio Claro/Instituto de Geociências e Ciências Exatas/Departamento de Geologia Aplicada, 2007.
- Butler, K.E.– **Seismoelectric effects of electrokinetic origin**- Ph.D. thesis, University of British Columbia, Vancouver, BC ; 1996.
- Butler, K.E., R.D. Russell, A.W.Kepic, and M. Maxwell – **Mapping of a stratigraphic boundary by its seismoelectric response** – in 7th Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems, pp.689-699 – Environmental and Engineering Geophysical Society; 1994.
- Butler, K.E., S.W. Fleming and R.D. Russel– Field test for linearity of seismoelectric conversions – Canadian Journal of Exploration Geophysics – 35 (1-2), 20-21; 1999.
- Camargo, A.F. M.; Pereira, L.A. & Pereira A.M.M. – **Ecologia da Bacia Hidrográfica do Rio Itanhaém** – Schiavetti, A. & Camargo, A.F.M. (eds) – Conceitos de bacias Hidrográficas, Editus, Ilheús, p.239-256; 2002.
- Carcione, J.M; Ursin, B; Nordskog, N., **Cross-property relations between electrical conductivity and the seismic velocity of rocks**. Geophysics, vol 72 ,№ 5, September-October 2007.
- Chapman, D. L. - **A contribution to the theory of electrocapillarity**, Philosophical Magazine, 25, 475-481, 1913.
- Chen, B and Y.Mu - **Experimental studies of seismoelectric effects in fluid –saturated porous media**, Journal of Geophysics and Engineering,2 (3), doi 10.1088/1742-2132/2/3/006; 2005
- Christofolletti, A., **Geomorfologia**, Editora Edgar Blücher, 2002.

- Crowley T.J. & North G.R. - ***Paleoclimatology***. 1^a ed. Oxford University. Press. Oxford, 349p.
Cap. 3-Reconstructing climate of the last 20.000 yers 47-70p. Cap. 6-Temporal trends in pleistocene climates 110-131p. Cap.7-Times series analysis of Paleoclimate records 132-151p, 1996.
- Cunha, S. B; Guerra, A.T, (orgs) **Geomorfologia do Brasil**, Editora Bertrand do Brasil, 2003
- Dourado, J.C. – **Geofísica – Métodos Sísmicos** (Apostila Curso de geofísica – Métodos Sísmicos) – UNESP – Rio Claro, 2001
- Dupuis, J.C, and K. E Butler – **Vertical seismoelectric profiling in a borehole penetrating glaciofluvial sediments** – Geophysical Research Letters, 33 (16) – doi 10.1029/2006GL026385; 2006.
- Dupuis,J.C., Butler,K.E. & Kepic, A.W., 2007, **Seismoelectric imaging of the vadose zone of a sand aquifer**. Geophysics,Vol. 72, No. 6, .November-December 2007
- Dupois, J.C– **Field Measurements and analyses of electrokinetic seismoelectric signals generated in sedimentary environments** - Ph.D. thesis, University of New Brunswick – New Brunswick, BC; 2008
- Elis,V.R. ; Zuquette,L.V., **Caracterização Geofísica de Áreas Utilizadas para Disposição de Resíduos Sólidos Urbanos**. Revista Brasileira de Geociências. Vol.32, p.119-134, 2002.
- EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 2^a Edição. Brasília: Embrapa Produção de Informação; Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2006. 306p.
- Evans, D.F., and Wennerström - **The colloidal domain: where physics, chemistry, biology and technology meet**, Wiley – VHC, 1999.
- Everett, D.H. – **Basic principles of colloid science**, Royal Society of Chemistry, 1988

- Fairbridge R.W.-. **The Estuary: Its definition and Geodynamic cycle**. In: Olausson, E. & Cato, I. (eds). *Chemistry and biochemistry of Estuaries*. New York, Wiley, 1-35pp, 1980
- Frenkel, J. – **On the theory of seismic and seismoelectric phenomena in moist soil**, Journal of Physics, 3(4), 230-241, 1944
- Fúlfaro V.J. & Ciantelli Junior C.A.-. **A Planície de Itanhaém, SP**. In: SBG, Simp. Regional Geol.,2, *Atas*, v.1:279-290 p, 1979
- Garambois, S., Dietrich, M.– **Full wave numerical simulations of seismoelectromagnetic wave conversions in fluid-saturated stratified porous media** – Journal of Geophysical Research – 107 (B7), doi:10.1029/2001JB000316; 2002
- Giannini P.C.F. **Sedimentação quaternária na Planície costeira de Itanhaém-Peruibe (SP)**. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo-USP, 104p, 1987.
- Giannini, P.C.F.;Guedes, C.C.F.; Nascimento JR., D.R.; Tanaka, A.P.B.; Angulo, R.J.; Assine; M.L.; Souza, M.C. – **Sedimentology and morphologic evolution of the Ilha Comprida Barrier System southern São Paulo Coast** – In: Dillenberg, S.R. & Hesp, P. (eds.) – *Geology of the Brazilian Coastal Barriers – Lecture Notes in Earth Sciences*, Springer-Verlag – 2009.
- Gouy, G. – **Sur la constitution de la charge électrique à la surface d'un électrolyte**, Journal de Physique, 4 (9), 457-468, 1910.
- Haines, S.S.; Guitton, A., Biondi, B., **Seismoelectric data processing for surface surveys of shallow targets**, Geophysics, vol. 72, № 2, march-april 2007.
- Helmholtz, H. - **Über einige gesetze der vertheilung elektrischer ströme in körperlichen leitern, mit anwendung auf die thierisch-elektrischen versuche**, Poggendorffs Annalen der Physik und Chemie, 89, 211-233, 1853

- Hunt, C.W. and Worthington, M.H. – **Borehole electrokinetic responses in fracture dominated hydraulically conductive zones**, *Geophysical Research Letters*, 27(9), 1315-1318, 2000
- Ishido, T., Mizutani, H. - **Experimental and theoretical basis for electrokinetic phenomena in rock-water systems and its application to geophysics**, *Journal of Geophysical Research*, 86 (B3), 1763-1775, doi: 10.1029/JB086iB03p01763, 1981
- Ivanov, A. G - **Effect the electrization of earth layers by elastic waves passing through them**, *Comptes Rendus (Doklady) de l'Academie des Sciences de l'URSS*, 24(1), 42-45, English translation, 1939.
- Ivanov, A. G– **The seismoelectric effect of the second kind** – *Izvestiya Akademii Nauk, SSSR, seriya geograficheskaya* – 4- 699-727; 1940
- Ivanov, A. G – **On the seismic electric effect of the first kind (J) in the region near the electrode**, *Doklady Akademii Nauk, URSS*, 68, 53-56, 1949
- Lamparelli, C.C. (coord), **Mapeamento dos ecossistemas costeiros do Estado de São Paulo**. Secretaria do Meio Ambiente/CETESB, São Paulo, 1999.
- Ledru M.P. & Mourguiart P.. *Late Glacial vegetation records in the Americas and Climatic Implications. In: Interhemispheric Climate Linkages. Academic Press.* 371-320, 2001
- Long, L.T., and Rivers, W.K. – **Field measurements of the electroseismic response**, *Geophysics*, 40(20), 233-245, doi: 10.1190/1.1440521, 1975
- Lowrie, W - **Fundamentals of Geophysics** – Cambridge University Press, Second Edition , 2007
- Martin L., Suguio K., Flexor J.M.-. **As flutuações do nível do mar durante o Quaternário superior e a evolução geológica de “deltas” brasileiros**. *Boletim IG-USP. Publicação especial*, 15:173pp, 1993
- Martner, S.T.; Sparks N.R. - **The Electroseismic Effect**. *Geophysics*, vol. 24, № 2, 297-308, april 1959

- Mikhailov, O.V., Haarstsen, W.M., and Toksöz – **Electroseismic investigation of the shallow subsurface: Field measurements and numerical modeling** – Geophysics, 62(1), 97 – 105, doi:10.1190/1.1444150, 1997a
- Mikhailov, O.V., Queen, J. and Toksoz, M. N. – **Using borehole electroseismic measurements to detect and characterize fracture (permeable) zones**, in 67th Annual International Meeting, 1981-1983, Society of Exploration Geophysicists, doi 10.1190/1.1885835, 1997b
- Mikhailov, O. V., M. W. Haartsen, and M. N. Toksöz,- , **Electroseismic investigation of the shallow subsurface: Field measurements and numerical modeling**: Geophysics, 62, 97–105, 1997.
- Mikhailov, O. V., J. Queen, and M. N. Toksöz,- , **Using borehole electroseismic easurements to detect and characterize fractured (permeable) zone**: Geophysics, 65, 1098–1112, 2000
- Miranda, J.M.; Costa, P.T.; Luis, J.F.; Matias, L.; Santos F. M – **Fundamentos da Geofísica . Cap. 2** – 2002; retirado do site:
moodle-arquivo.ciencias.ulisboa.pt/.../0/Cap2_Sismologia2012.pdf?...
- Miranda Neto, M.I., **Investigação Geoambiental em Área de Mangue na Baía de Guanabara Contaminada com Resíduos Industriais**. 2002. Tese (Mestrado em Ciências em Engenharia Civil) – Programa de Pós-Graduação em Engenharia, Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), 2002.
- Mota, S.U.S., **Caracterização Hidrogeológica do Setor Oriental do Pólo Industrial de Camaçari Utilizando Geofísica Elétrica**. Tese (Mestrado em Ciências em Geofísica) – Programa de Pós-Graduação em Geofísica, Universidade Federal da Bahia, 2004.
- Nascimento, C.T.C.; Pires, A.C.B.; Moraes, R.A.V., **Reconhecimento de Solos por Meio de Resistividade Elétrica e Radiação Gama**. Revista Brasileira de Geociências. Vol. 34, p.383-392, setembro de 2004.
- Neishtadt, N. M.; Eppelbaum, L.V.; Levitski,**Application of piezoelectric and seismoelectronkinetic phenomena in exploration geophysics: Review of Russian and Israeli experiences**. Geophysycs, Vol. 71, № 2, march-april 2006
- Neev, J., and Yatts F.R. (1989) - **Electrokinetic effects in fluid-saturated poroelastic media**, Physical Review B, 40(13), 9135-9141, doi 10.1103/PhysRevB.40.9135, 1989.

- Nybakken J.W.-. **Marine biology. An ecological approach.** 5^aed. Benjamin Cummings. San Francisco, 516pp. Cap. 8-Estuaries and Salt marshes 329-347p. Cap.9-Tropical communities 416-425, 2001
- Nunes, J. O. R.. **Uma contribuição metodológica ao estudo da dinâmica da paisagem aplicada a escolha de áreas para construção de aterro sanitário em Presidente Prudente** 2002 211f. Tese (doutorado). - UNESP, Faculdade de Ciência e Tecnologia, Presidente Prudente.
- Oliveira D.-. **Análise ambiental dos canais da Bacia Hidrográfica do rio Itanhaém-SP, Brasil, com base em tecamebas e foraminíferos.** Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista – Unesp/Rio Claro, 79 p, 1999
- Parkhomenko, E.I., and I.V.Gaskarov **Borehole and laboratory studies of the seismoelectric effect of the second kind in rocks** – Izvestiya Academy Sciences USSR, Physics of the Solid Earth, - 7 , 663-666, English Translation by American Geophysical Union; 1971
- Pride, S. R., and F. D. Morgan - **Electrokinetic dissipation induced by seismic waves,** Geophysics, 56 (7), 914-925, doi:10.1190/1.1443125, 1991,
- Pride, S. - **Governing equations for the coupled electromagnetics and acoustics of porous media:** Physics Review B, 50,15678–15696, 1994
- Pried, S. R. and M.W. Haartsen– **Electroseismic wave properties** – Journal of the Acoustical Society of America – 100 (3), 1301-1315, doi: 10.1121/1.416018; 1996
- Pride, S.R. and S.Garambois – **The role of Biot slow waves in electroseismic wave phenomena** – Journal of the Acoustical Society of America – 111 (2), 697-706, doi: 10.1121/1.143066; 2002
- Pride, S.R. and S.Garambois– **Electroseismic wave theory of Frenklet and more recent developments** – Journal of Engineering Mechanics – 131 (9), 808-907, doi: 10.1061/(ASCE)0733-9399(2005)131:9(908) ; 2005

- Ramos, M.C; Martinez-Casasnovas, J.A., **Erosion rates and nutrient losses affect by composted cattle manure application in vineyard soils of NE Spain**, págs. 177-185. Revista Catena 68, 2006
- Revil, A and N.Linde– **Chemico-eletromechanical coupling in microporose media** – Journal of Colloid and Interface Science, 302(2), 682-694, doi: 10.1016/j.jcis.2006.06.051; 2006
- Revil, A, Linde, N., Cerepi, A., Jougnot, D., Matthäi, S. and Finsterle, S. - **Electrokinetic coupling in unsaturated porous media**, Journal of Colloid and Interface Science, 313 (1), 315-327, doi: 10.1016/j.jcis.2007.03.037, 2007
- Reynolds, J. M., **An Introduction to Applied and Environmental Geophysics**. John Wiley and Sons, New York, NY. 1997.
- Richardson, K.; Carling, P.A.,**The hydraulics of a straight bedrock channel: insights from solute dispersion studies**, págs. 98-125 Geomorphology 82, 2006.
- Ricardi-Branco, F.; Branco, F.; Garcia, R.J.F.; Faria, R.S.; Pereira, S.; Portugal, R.; Pessenda, L. C.; Pereira, P.R.B. – **Plant Accumalitions Along the Itanhaém River basin, Southern Coast of São Paulo State, Brazil** - – Palaios Emphasizing the impact of life on Earth's history – Volume 24, 416/424, 2009.
- Ricardi-Branco, F.; Ianniruberto, M.; Silva, A. M.,Branco, F. – **Plant Devris Accumulations int the Preto River subbasin, Itanhaém, São Paulo, Brazil: Insigth From Geotechnology** – Palaios Emphasizing the impact of life on Earth's history – Volume 26, 264-274; 2011.
- Rocha, P.L.F, **Aplicações de Técnicas Geofísicas na Parte Emersa da Baía de Guanabara: uma Revisão Bibliográfica**. Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ. Volume 26 / 2003.
- Russell, R. D., K. E. Butler, A. W. Kepic, & M. Maxwell, **Seismoelectric exploration: The Leading Edge**, 16, 1611–1615, 1997.
- Ruthe, R.V., **Bachkground and preparation – geomorphology – geomorphic process and supercial geology**, Houghton Mifflin, USA, 1975.
- Schrott, L. & Sass, B, 2007, **Application of field geophysics in geomorphology: Advances and limitations exemplified by case studies**. Geomorphology, doi:10.1016/j.geomorph.2006.12.024.
- Shaw, D.J. – **Introduction to colloid and surface chemistry**, Butterworth &Co Ltd., 1980

- Silva A. T. S. F., Chiodi Filho C., Chiodi D. K., Pinho Filho W. D.-. **Projeto Santos-Iguape**, São Paulo, DNPM/CPRM, 3 vol; 1977
- Silva A. T. S. F., Chiodi Filho C.; Chiodi D. K., Algarte J. P.-. **Geologia Integrada das Folhas Cananéia e Iguape**. In: SBG, Congr. Bras. de Geol., 30, *Anais*, 1978. v.1, p. 208-221, 1978
- Sotkes, M; Nash, D.; Harvey, A.M.; **Calcrete “Fossilisation” of alluvial fans in SE Spain: The roles of groundwater, pedogenic process and fan dynamics in calcrete development**, pags. 63-84 *Geomorphology* 85, 2007.
- Stanley S.M.-. **Earth system history**. W.H. Freeman and Company. USA. 615p. Cap. 19- The Neogene World, 519-558p e Cap. 20 – The Holocene, 559-583p, 1998
- Stern, O. – **Zur theorie der electrolytischen doppelschicht**, *Zeitschrift für Elektrochemie*, 30(9), 508-516, 1924
- Suguió K. & Martin L.. **Mapas geológicos da Planície costeira do Estado de São Paulo e sul do Rio de Janeiro** (1:100.000). DAEE/ Secretaria de Obras e do Meio Ambiente, Governo do Estado de São Paulo, 1978b
- Suguió, K.; Martin, L.; Bittencourt, A. C. S. P.; Dominguez, J. M. L.; Flexor, J. M. & Azevedo, A. E. G. **Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira**. *Revista Brasileira de Geociências*, (56): 273-286, 1985
- Telford, W.M, Geldart, L.P., Sheriff, R.E, - **Applied Geophysics** – Cambridge University Press – Second Edition, 2004
- Thompson, R.R. - **The Seismic Electric Effect**, *Geophysics*, 1(3), 327-335, doi:10.1190/1.1437119, 1936
- Thompson, R.R. - **The Seismic Electric Effect**, *Geophysics*, v. 4, 1939.
- Thompson, A. H., and G. A. Gist– **Geophysical of electrokinetic conversion** – *The Leading Edge* – 12(12), 1169-1173, doi:10.1190/1.1436931; 1993
- Twaidale, C.R.; Bourne, J.A.; Vidal Romani, J.R., **Beach etching and shore platforms**, págs.47-61 – *Geomorphology* 67, 2005.

Zhu, Z, M.W.Haartsen, and M.N.Toköz– **Experimental studies of electrokinetic conversions in fluid-saturated borehole models** – Geophysics, 64(5), 1349-1356 – doi: 10.1190/1.1444639, 1999

Wurmstich, B., and F. D. Morgan - **Modelling of streaming potential responses caused by oil well pumping**, Geophysics, 59 (1), 46{56, doi:10.1190/1.1443533, 1994

ANEXOS

ANEXO 1 Tabela de utilizada para o levantamento de dados eletroresistivos

IAG - USP
Departamento de Geofísica

Local:
Data:

SEV - Schlumberger

MEH	SEV	AB/2	MN/2	EQUIP	K	ΔV	Projeto	Rho	M	Observações
	1,5	0,5	6,28							
	2	0,5	11,78							
	3	0,5	27,48							
	4	0,5	49,48							
	5	0,5	77,75							
	8	0,5	112,31							
	8	1	64,98							
	8	0,6	200,16							
	8	1	89,91							
	10	0,6	313,35							
	10	1	158,43							
	12	1	224,51							
	16	1	361,89							
	18	2	178,57							
	20	1	828,75							
	20	2	311,01							
	28	2	487,73							
	30	2	703,71							
	40	2	1283,49							
	40	8	484,8							
	60	2	1980,35							
	60	8	777,54							
	60	6	1123,11							
	80	10	548,77							
	80	8	2020,7							
	80	10	889,1							
	100	5	3133,74							
	100	10	1565,09							
	180	5	7080,72							
	200	10	3519,99							
	200	5	12568,51							
	200	10	6287,47							

Curva de Campo

$K = \frac{\pi}{2} \cdot \frac{(AB/2)^2 - (MN/2)^2}{MN/2}$

ANEXO 2 – Tabela 2 Valores típicos de resistividade de alguns materiais - Fonte: Locke (2000)

Material	Resistividade ($\Omega.m$)
Basalto	$10^3 - 10^6$
Granito	$5.10^3 - 10^6$
Areia	$8 - 4.10^3$
Argila	1 - 100
Solo com 40% de argila	8
Solo com 20% de argila	33
Argila seca	50 - 150
Argila arenosa/ Arenito argiloso	30 - 215
Argila, areia, silte	25 - 150
Areia com argila	50 - 300
Areia, cascalho em água subterrânea	200 - 400
Areia, cascalho, seco	800 - 5000
Aluvião	10 - 800
Água subterrânea	10 - 100
Água do mar	0.2
Resíduos	
Lixo doméstico	12 - 30
Lodo industrial	40 - 200
Pluma contaminada por churume	1 - 10

Anexo 3 - Tabela 3 – Velocidades de propagação das ondas longitudinais e transversais de alguns materiais e rochas.(Dourado, J.C. – 2001)

Tipo de material	Onda P (m/s)	Ondas S (m/s)	Densidade (g/cm ³)
Solos	300-700	100-300	1,7-2,4
Areia seca	300-1200	100-500	1,5-1,7
Areia Saturada	1500-2000	400-600	1,9-2,1
Argila Saturada	1100-2500	200-800	2,0-2,4
Arenito Saturado	2000-3500	800-1800	2,1-2,4
Calcáreo	3500-6000	2000-3300	2,4-2,7
Sal	4500-5500	2500-3100	2,1-2,3
Granito	4500-6000	2500-3300	2,5-2,7
Basalto	5000-6000	2800-3400	2,7-3,1
Gnaisse	4400-5200	2700-3200	2,5-2,7
Água	1450-1500	-----	1
Gelo	3400-3800	1700-1900	0,9
Óleo	1200-1250	-----	0,6-0,9

APÊNDICES

Apendice 1 – Tabela dos dados eletrorresistivos obtidos no ponto 1 – Chacar em 22.09.2009

AB/2	MN/2	Rho_a
2	0.5	427.2
3	0.5	438.6
4	0.5	511.0
5	0.5	499.0
6	0.5	468.3
6	1	496.1
8	0.5	430.8
8	1	448.5
10	0.5	423.8
10	1	439.3
12	1	409.1
15	1	370.7
15	2	392.6
20	1	355.2
20	2	350.5
25	2	314.0
30	2	256.3
40	2	216.9
40	5	154.5
50	2	140.3
50	5	89.1
60	5	53.7
60	10	53.7
80	5	64.4
80	10	27.8
100	5	40.2
100	10	18.3
150	5	79.6
150	10	38.5

GPS

-24° 08' 4.6"

-46° 47' 3.1"

Apendice 2 – Tabela dos dados eletrorresistivos obtidos no ponto 2–Praia em 23.09.2009

AB/2	MN/2	Rho_a	GPS
1.5	0.5	40.3	-24° 11' 4.9"
2	0.5	43.0	-46° 47' 1.8"
3	0.5	45.4	
4	0.5	46.2	
5	0.5	47.0	
6	0.5	46.1	
6	1	49.0	
8	0.5	44.2	
8	1	46.0	
10	0.5	45.3	
10	1	43.6	
12	1	41.7	
15	1	40.4	
15	2	39.4	
20	1	49.8	
20	2	34.4	
25	2	30.9	
30	2	16.2	
40	2	12.0	
40	5	10.3	
50	2	11.6	
50	5	07.4	
60	5	06.8	
60	10	06.0	
80	5	21.7	
80	10	08.2	
100	5	67.8	
100	10	468.4	

Apendice 3 – Tabela dos dados eletrorresistivos obtidos no ponto 3–Country Club em 24.09.2009

1.5	0.5	217.4	GPS
2	0.5	120.5	-24° 08' 40.6"
3	0.5	47.7	-46° 49' 12.8"
4	0.5	28.2	
5	0.5	19.2	
6	0.5	16.0	
6	1	14.6	
8	0.5	13.7	
8	1	12.3	
10	0.5	13.7	
10	1	11.8	
12	1	12.4	
15	1	13.8	
15	2	11.7	
20	1	18.9	
20	2	14.2	
25	2	16.9	
30	2	19.6	
40	2	24.0	
40	5	22.8	
50	2	27.9	
50	5	28.4	
60	5	30.9	
60	10	29.9	
80	5	39.5	
80	10	38.1	
100	5	54.4	
100	10	51.4	
150	5	54.2	
150	10	52.7	
200	5	122.9	
200	10	154.9	

Apendice 4 – Tabela dos dados eletrorresistivos obtidos no ponto 4–Lixão em 25.09.2009

AB/2	MN/2	Rho_a	GPS
1.5	0.5	26.3	-24° 07' 49"
2	0.5	24.9	-46° 46' 10."
3	0.5	29.8	
4	0.5	38.0	
5	0.5	47.8	
6	0.5	56.4	
6	1	56.4	
8	0.5	71.2	
8	1	69.7	
10	0.5	83.1	
10	1	81.3	
12	1	87.3	
15	1	85.1	
15	2	86.7	
20	1	81.1	
20	2	79.3	
25	2	62.7	
30	2	62.6	
40	2	77.1	
40	5	77.2	
50	2	95.6	
50	5	95.7	
60	5	107.8	
60	10	104.2	
80	5	127.8	
80	10	125.1	
100	5	137.1	
100	10	137.0	
150	5	151.4	
150	10	153.3	

Apendice 5 – Tabela dos dados eletrorresistivos obtidos no ponto 1–Chacára em 15.09.2010

AB/2	MN/2	Rho_a	GPS
1.5	0.5	219.8	
2	0.5	228.1	-24° 08' 4.6"
3	0.5	238.0	-46° 47' 3.1"
4	0.5	227.7	
5	0.5	243.9	
6	0.5	267.5	
6	1	247.4	
8	0.5	343.0	
8	1	317.7	
10	0.5	376.1	
10	1	348.6	
12	1	370.0	
15	1	353.3	
15	2	346.0	
20	1	363.6	
20	2	358.3	
25	2	262.7	
30	2	211.3	
40	2	122.0	
40	5	115.4	
50	2	69.2	
50	5	65.7	
60	5	33.7	
60	10	35.8	
80	5	15.1	
80	10	15.0	
100	5	14.3	
100	10	14.6	

Apendice 6 – Tabela dos dados eletrorresistivos obtidos no ponto 2–Country Club em 16.09.2010

AB/2	MN/2	Rho_a	GPS
1.5	0.5	139.5	-24° 08' 40.6"
2	0.5	85.5	-46° 49' 12.8"
3	0.5	41.3	
4	0.5	25.9	
5	0.5	18.4	
6	0.5	15.9	
6	1	15.3	
8	0.5	14.8	
8	1	14.1	
10	0.5	15.6	
10	1	14.6	
12	1	15.6	
15	1	18.6	
15	2	17.4	
20	1	24.2	
20	2	22.6	
25	2	27.3	
30	2	32.1	
40	2	41.3	
40	5	41.3	
50	2	49.9	
50	5	45.1	
60	5	35.27	
60	10	38.5	
80	5	45.4	
80	10	44.8	
100	5	83.3	ponto com alta resistência de contato, próximo ao brejo
100	10	52.1	

Apendice 7 – Tabela dos dados eletrorresistivos obtidos no ponto 3–Lixão em 17.09.2010

AB/2	MN/2	Rho_a	GPS
2	0.5	25.1	-24° 07' 6.1"
3	0.5	26.1	-46° 46' 2.2"
4	0.5	27.6	
5	0.5	34.4	
6	0.5	37.3	
6	1	31.4	
8	0.5	60.3	
8	1	45	
10	0.5	61	
10	1	60	
12	1	65.3	
15	1	80.3	
15	2	65.3	
20	1	122	
20	2	97	
25	2	144.6	
30	2	115.8	
40	2	119.1	
40	5	104.1	
50	2	138.7	
50	5	117.5	
60	5	136.6	
60	10	120.8	
80	5	155.6	
80	10	136.7	
100	5	183	
100	10	159.8	

Apendice 8 – Tabela dos dados eletrorresistivos obtidos no ponto 1–Chacára em 09.08.2011

AB/2	MN/2	Rho_a	GPS
1.5	0.5	133.8	
2	0.5	162.3	-24° 08' 4.6"
3	0.5	198.0	-46° 47' 3.1"
4	0.5	223.2	até os 8 m utilizou-se 100 v, após foi necessário aumentar para 200v
5	0.5	253	
6	0.5	273.8	
6	1	256.8	
8	0.5	310.5	
8	1	600.6	
10	0.5	347.2	
10	1	327.2	
12	1	350.7	
15	1	358.6	
15	2	339.5	
20	1	320.7	
20	2	309.6	
25	2	257.4	
30	2	212	
40	2	124.6	
40	5	119	
50	2	64.9	
50	5	61.6	
60	5	34.3	
60	10	37.4	
80	5	13.9	
80	10	15.6	
100	5	11.7	
100	10	11.8	

Apendice 9 – Tabela dos dados eletrorresistivos obtidos no ponto 2–Country Club em 10.08.2011

AB/2	MN/2	Rho_a
1.5	0.5	256.5
2	0.5	143.7
3	0.5	48.2
4	0.5	29.3
5	0.5	21.3
6	0.5	18.4
6	1	15.9
8	0.5	14.7
8	1	13.9
10	0.5	16.4
10	1	13.0
12	1	13.5
15	1	15.3
15	2	14.1
20	1	30.3
20	2	16.8
25	2	19.9
30	2	23.1
40	2	20.4
40	5	26.7
50	2	33.0
50	5	22.7
60	5	25.8
60	10	25.9
80	5	30.8
80	10	31.7
100	5	36.7
100	10	38.6

GPS
 -24° 08'
 0.6"
 -46° 49'
 2.8"

foi necessário se colocar
 sal em todos os eletrodos
 devido à alta resistência