

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

TESE DE MESTRADO

**COMPARAÇÃO DO DESEMPENHO DOS MÉTODOS
ELETRORESISTIVO E TRANSIENTE
ELETROMAGNÉTICO NUM CASO ESPECÍFICO
DE PROSPECÇÃO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS**

**Autor: Alfredo M. Vallejos Carrasco
Orientador: Prof. Dr. Luis Rijo**



BELÉM

1998

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

**COMPARAÇÃO DOS MÉTODOS ELÉTRICOS E ELETROMAGNÉTICOS
TRANSIENTES NO DOMÍNIO DO TEMPO PARA A PROPECÇÃO DE ÁGUA
SUBTERRÂNEA**

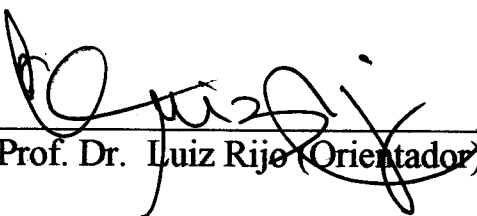
TESE APRESENTADA POR

ALFREDO MOISES VALLEJOS CARRASCO

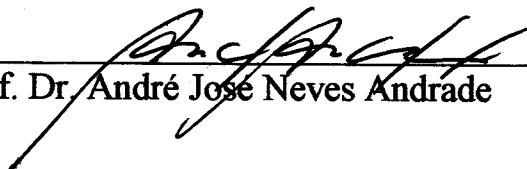
COMO REQUISITO PARCIAL À OBTENÇÃO DE GRAU DE MESTRE EM
CIÊNCIAS NA ÁREA DE GEOFÍSICA

Data da aprovação: 20/11/1998

COMITÊ DE TESE:


Prof. Dr. Luiz Rijo (Orientador)


Prof. Dr. Antônio Abel González Carrasquilla


Prof. Dr. André José Neves Andrade

BELÉM

1998

A meus queridos pais
Sigifredo e Rosa María e
a meus irmãos Ricardo e
Gustavo .

RESUMO

O método eletroresistivo é um dos métodos de prospecção geofísica mais empregados na exploração de água subterrânea. Todavia, ele apresenta a desvantagem de ser de difícil uso em locais habitados. De fato, para realizar sondagens elétricas é necessário, muitas vezes, expandir cabos elétricos até um quilômetro ou mais, dependendo da profundidade que se deseja investigar, o que nem sempre é possível em áreas urbanas. O método transiente eletromagnético no domínio do tempo, é usado também para a exploração de água subterrânea e não apresenta as mesmas desvantagens, porque este método indutivo emprega uma bobina quadrada cujo tamanho não é um impedimento para ser utilizado em locais habitados. Por outro lado, o método eletromagnético é mais sensível a ruídos devido a instalações elétricas.

Para comparar as vantagens e desvantagens dos dois métodos em áreas urbanas foram utilizados programas para a modelagem sintética das sondagens elétricas verticais e das sondagens transientes eletromagnéticas, ambos desenvolvidos por RIJO (1994ab, 1996). Para tal propósito foram considerados dois casos: no primeiro, foram definidos quatro tipos de modelos (H, K, A e Q) com base nos horizontes geoeletricos em Palestina do Pará. No segundo caso, se considerou os modelos obtidos pelas 21 sondagens elétricas verticais tipo Schlumberger da mesma área. Com base nestes modelos, se utilizou um programa de transientes electromagnéticas para gerar as curvas sintéticas das resistividades aparentes.

Como resultado, os valores de resistividades aparentes dados em função do espaçamento de eletrodos (método eletroresistivo) e em função do tempo (método eletromagnético), permitiu obter nos dois casos mencionados uma relação linear em escala bilogaritmica entre o espaçamento (metros) e o tempo (milisegundos). Deste modo é possível inferir a profundidade de investigação desejada em áreas urbanas usando o método eletromagnético, quando a aplicação do método eletroresistivo ficar limitada pela acessibilidade.

AGRADECIMENTOS

Ao meu orientador, Prof. Luiz Rijo, pela orientação e ensinamentos que contribuíram para o aprimoramento deste trabalho de tese.

Aos membros da banca examinadora Profs. Drs. Abel Carrasquilla e André Andrade pelas contribuições dadas neste estudo.

Ao Serviço Alemão de Intercâmbio Acadêmico DAAD, pelo suporte econômico a este programa de Pós-graduação e ao grupo de pessoas que forma parte dela, de maneira especial a Arnold Spitta, Volker Geller e Marília de la Cal.

Ao curso de Pós-graduação em Geofísica da UFPa no nome do coordenador do curso, Prof. Dr. Lourenildo W. B. Leite.

Ao corpo docente e funcionários do curso de pós-graduação em geofísica da Universidade Federal do Pará, em especial ao professor José Geraldo Alves pelas sugestões oferecidas neste trabalho.

À prefeitura de Palestina do Pará pelo apoio prestado no trabalho de campo.

Ao técnico de campo Álvaro Prestes da UFPa, pela ajuda no trabalho de campo.

A todos os amigos do curso de Pós-graduação em Geofísica, pelo companheirismo, em especial ao amigo Edson Cardoso Mointero, geólogo mestrando que me acompanho no transcurso deste trabalho dando importantes sugestões.

Agradeço de maneira especial a Vânia Lúcia Amoêdo Barbosa, pela dedicação e apoio no decorrer deste trabalho.

SUMÁRIO

	p.
DEDICATÓRIA.....	i
AGRADECIMENTOS.....	ii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES.....	v
RESUMO.....	1
ABSTRACT.....	2
1. INTRODUÇÃO.....	3
2. FUNDAMENTOS TEÓRICOS DO MÉTODO ELETRORESISTIVO.....	5
2.1 INTRODUÇÃO	5
2.2 SONDAGEM ELÉTRICA VERTICAL	5
2.3 EQUIPAMENTO	11
2.4 INTERPRETAÇÃO QUANTITATIVA.....	13
2.4.1 Método Direto.....	14
2.4.2 Método Inverso.....	16
3. FUNDAMENTOS TEÓRICOS DO MÉTODO ELETROMAGNÉTICO TRANSIENTE.....	18
3.1 INTRODUÇÃO.....	18
3.2 PRINCÍPIOS BÁSICOS DO MÉTODO TEM.....	18
3.2.1 Principais Modelos Teóricos no desenvolvimento do TEM.....	22
3.2.1.1 Meio Condutivo uniforme.....	23
3.2.1.2 Semi Espaço Condutivo.....	25
3.2.1.3 Lâmina Condutora.....	28
3.2.1.4 Estratificação Horizontal.....	30
3.3 CONFIGURAÇÕES TEM.....	32
3.3.1 Transmissor – Receptor Loop Simples.....	32
3.3.2 Loop com Transmissor – Receptor coincidente	33

3.3.3	Configuração Loop Central (In loop).....	33
3.4	SIROTEM.....	34
3.4.1	Características Principais do SIROTEM.....	36
3.5	INTERPRETAÇÃO QUANTITATIVA.....	38
4.	COMPARAÇÃO DOS MÉTODOS ELETRORESISTIVO E TEM.....	40
4.1	PRINCÍPIOS TEÓRICOS.....	40
4.2	OPERAÇÃO DE CAMPO.....	40
4.3	MODELAGEM NUMÉRICA.....	41
5.	APLICAÇÃO DOS MÉTODOS SEV E TEM	44
5.1	INTRODUÇÃO.....	44
5.2	CARACTERÍSTICAS PRINCIPAIS DA ÁREA.....	44
5.2.1	Localização e Clima.....	44
5.2.2	Geologia Geral.....	46
5.2.3	Estudo Geofísico realizado na área	48
5.2.4	Características hidrogeológicas da área.....	53
5.3	MODELAGEM SINTÉTICA DAS SEV E TEM.....	60
5.3.1	Variação na Espessura da Primeira camada.....	62
5.3.2	Variação na Resistividade da Primeira camada.....	66
5.3.3	Outros efeitos estudados.....	70
5.4	MODELAGEM BASEADA NAS SEÇÕES GEOELÉTRICAS	72
6.	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES.....	77
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	79
	ANEXO – Sondagens Elétricas Verticais realizadas em Palestina do Pará e seus modelos sintéticos transientes eletromagnéticos correspondentes.....	81

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

Figura 2.1	Fluxo de corrente pontual através de um eletrodo.....	7
Figura 2.2	Arranjo de eletrodos tipo Schlumberger.....	10
Figura 3.1	Forma de onda do transmissor de corrente e receptor.....	19
Figura 3.2	Representação de um sistema TEM através de um circuito.....	20
Figura 3.3	Respostas de saída no sistema TEM de bons e maus condutores.....	21
Figura 3.4	Variação de e_x com a profundidade num tempo fixo.....	25
Figura 3.5	Sistema de filamento de corrente equivalente em vários tempos depois da interrupção da corrente no loop transmissor.....	26
Figura 3.6	O uso do conceito de filamento de corrente equivalente no entendimento de comportamento dos campos TEM sobre um semi - espaço condutor.....	27
Figura 3.7	Imagens do filamento de corrente equivalente para uma lâmina condutora delgada em vários tempos depois da interrupção da corrente no loop transmissor.....	29
Figura 3.8a	Transmissor – Receptor tipo loop simples.....	33
Figura 3.8b	Loop com transmissor – receptor coincidentes.....	33
Figura 3.8c	Configuração loop central (In loop).....	33
Figura 3.9	Forma da onda da corrente do equipamento SIROTEM.....	35
Figura 5.1	Mapa de localização e acesso.....	45
Figura 5.2	Mapa de localização das SEV's.....	49
Figura 5.3	Sondagem Transiente N° 56 realizada sobre a SEV N° 06.....	52
Figura 5.4	Sondagem Transiente N° 69 realizada sobre a SEV N° 15.....	52
Figura 5.5	Sondagem Transiente N° 78 realizada sobre a SEV N° 16.....	52
Figura 5.6	Seção Geoelétrica No 1.....	54
Figura 5.7	Seção Geoelétrica No 2	55
Figura 5.8	Seção Geoelétrica No 3.....	56
Figura 5.9	Seção Geoelétrica No 4.....	57
Figura 5.10	Seção Geoelétrica No 5.....	58

Figura 5.11	Seção Geolétrica No 6.....	59
Figura 5.12	Modelo sintético SEV – Tipo H (variação das espessuras da 1ra camada).....	62
Figura 5.13	Modelo sintético TEM – Tipo H (variação das espessuras da 1ra camada).....	62
Figura 5.14	Modelo sintético SEV – Tipo K (variação das espessuras da 1ra camada).....	63
Figura 5.15	Modelo sintético TEM – Tipo K (variação das espessuras da 1ra Camada).....	63
Figura 5.16	Modelo sintético SEV – Tipo A (variação das espessuras da 1ra camada).....	64
Figura 5.17	Modelo sintético TEM – Tipo A (variação das espessuras da 1ra camada).....	64
Figura 5.18	Modelo sintético SEV – Tipo Q (variação das espessuras da 1ra camada).....	65
Figura 5.19	Modelo sintético TEM – Tipo Q (variação das espessuras da 1ra camada).....	65
Figura 5.20	Modelo sintético SEV – Tipo H (variação das resistividades da 1ra camada).....	67
Figura 5.21	Modelo sintético TEM – Tipo H (variação das resistividades da 1ra camada).....	67
Figura 5.22	Modelo sintético SEV – Tipo K (variação das resistividades da 1ra camada).....	68
Figura 5.23	Modelo sintético TEM – Tipo K (variação das resistividades da 1ra camada).....	68
Figura 5.24	Modelo sintético SEV – Tipo A (variação das resistividades da 1ra camada).....	69
Figura 5.25	Modelo sintético TEM – Tipo A (variação das resistividades da 1ra camada).....	69
Figura 5.26	Modelo sintético SEV – Tipo Q (variação das resistividades da 1ra camada).....	70

Figura 5.27	Modelo sintético TEM – Tipo Q (variação das resistividades da 1ra camada).....	70
Figura 5.28	Modelo sintético - Variação no tamanho do loop.....	71
Figura 5.29	Relação (AB/2 – Tempo) Curvas Tipo H, K, A e Q.....	72
Figura 5.30	Relação (AB/2 – Tempo) Seções Geolétricas – Palestina do Pará.....	76

Tabelas

Tabela 5.1.-	Valores de AB/2 e MN utilizados no levantamento com SEV.....	50
Tabela 5.2.-	Resultados das Interpretações das SEV's efetuadas no Município de Palestina do Pará.....	50

ABSTRACT

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

To compare the performance of these techniques in an urban area, we use programs for vertical electric and electromagnetic transient soundings. Both programs were developed by RIJO (1994ab, 1996). In this comparison we consider two cases: in the first, there was defined four types of models (H, K, A and Q), based on the geoelectric sections from Palestina of Pará (MONTEIRO, 1998). In the second, it was considered the 21 vertical electric soundings models carried out in this city using an arrangement type Schlumberger. These models allowed to configure apparent resistivity synthetic curves for the electromagnetic transient soundings.

As a result, the apparent resistivity values given as space function (resistivity method) and given as time function (electromagnetic method), allow to obtain a lineal relationship in bilogaritmik scale between the spacing (meters) and the time (milliseconds). Thus, it is possible to estimate a desired investigation depth in urban areas using the electromagnetic method when the application of the resistivity method is limited by the accessibility.

1. INTRODUÇÃO

O método eletroresistivo é o método de prospecção geofísica mais empregado na exploração de água subterrânea. De fato, segundo Astier apud ORELLANA (1972), 80% dos trabalhos de prospecções geofísicas para hidrogeologia se fazem com os métodos elétricos, nas quais os trabalhos de sondagem elétrica vertical sobressaem dentro dos demais. Isto devido à confiabilidade dos dados obtidos e ao baixo custo operacional.

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

Para isso, usaremos os mesmos dados do trabalho de tese realizado por MONTEIRO (1998) no município de Palestina do Pará, onde foi efetuado um estudo hidrogeológico usando sondagens elétricas verticais. Com base nos modelos geoeletricos das SEVs foram elaborados modelos sintéticos de SEV e TEM para os quatro principais tipos de curvas (H, K, A e Q), visando analisar, de maneira geral, a relação entre as respostas desses dois métodos. Para uma análise mais específica, utilizamos os modelos obtidos da interpretação de 21 SEVs para elaborar modelos sintéticos TEM, analisar a relação das respostas obtidas e correlaciona-as com as características geológicas da área correspondente ao município de Palestina do Pará.

Para um melhor entendimento deste trabalho de tese, a mesma foi dividida em cinco capítulos.

A introdução, no primeiro capítulo, apresenta o objetivo e justificação deste trabalho de tese.

No segundo e terceiro capítulos se encontram os principais conceitos teóricos inerentes aos dois métodos de prospecção estudados (SEV e TEM), que tem como finalidade facilitar a compreensão dos aspectos principais desses métodos.

No quarto capítulo se faz a comparação destes dois métodos no tocante aos princípios básicos, metodologia empregada durante a operação de campo e desenvolvimento da modelagem numérica.

No quinto capítulo se faz a comparação entre as respostas obtidas com estes dois métodos de prospecção. Para isto se tomou como base o estudo hidrogeológico realizado no município de Palestina do Pará (onde foram efetuadas 21 sondagens elétricas verticais), e o resultado das respostas sintéticas das sondagens transientes eletromagnéticas obtidas das interpretações destas sondagens.

Finalmente são apresentadas as conclusões e recomendações na última parte deste trabalho de tese.

2. FUNDAMENTOS TEÓRICOS DO MÉTODO ELETRORESISTIVO

2.1 INTRODUÇÃO

Os métodos mais comuns para medir a resistividade terrestre são aqueles nos quais a corrente é conduzida usando contatos galvânicos. Geralmente, são usados arranjos de quatro eletrodos. A corrente é conduzida através de um par de eletrodos, e o potencial estabelecido no terreno por esta corrente é medido com um segundo par de eletrodos. Uma ampla variedade de arranjos de eletrodos tem sido usada para as medições de resistividade. Essencialmente são agrupados em três tipos:

- Arranjos nos quais se registra a diferença de potencial entre dois eletrodos de corrente amplamente separados.
- Arranjos nos quais se mede o gradiente de potencial ou a intensidade do campo elétrico usando um par de eletrodos de potencial pouco espaçados.
- Arranjos nos quais se mede a curvatura da função potencial usando um par de eletrodos de corrente pouco espaçados, tanto quanto outro par de eletrodos de potencial.

Qualquer um destes arranjos pode ser usado para estudar as variações de resistividade com a profundidade ou com as variações laterais de resistividade. Para a prospecção de água subterrânea, se considera as variações da resistividade com a profundidade. No caso de um meio estratificado, os espaçamentos entre os eletrodos são gradualmente incrementados. Com maiores espaçamentos, o efeito da profundidade do material é mais pronunciado. Este tipo de medição é chamado de sondagem elétrica vertical.

2.2 SONDAGEM ELÉTRICA VERTICAL

Consideremos uma única fonte pontual de corrente na superfície de um meio homogêneo e isotrópico. Se dS é um elemento da superfície e J a densidade de corrente, em A/m^2 , então

corrente que passa através de dS é $J \cdot dS$. A densidade de corrente $\mathbf{J}$ e o campo elétrico $\mathbf{E}$ estão relacionados através da lei de Ohm:

$$\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E}, \quad (2.1)$$

em que $\mathbf{E}$ está em volt/metro e σ é a condutividade do meio em siemen/metro. O campo elétrico é o gradiente do potencial escalar e é dado por:

$$\mathbf{E} = -\nabla U, \quad (2.2)$$

em que U está em volt. Portanto temos:

$$\mathbf{J} = -\sigma \nabla U, \quad (2.3)$$

e também, como se assume que não hajam fontes nem sumidouros de corrente dentro de um volume fechado da superfície A , então se pode escrever:

$$\int_A \mathbf{J} \cdot d\mathbf{A} = 0. \quad (2.4)$$

O teorema de Gauss estabelece que a integral de volume da divergência da corrente através de toda a região estudada é igual à carga total. Então temos que

$$\int_V \nabla \cdot \mathbf{J} \, dV = 0. \quad (2.5)$$

Como essa integral é válida para qualquer volume V e $\mathbf{J}$ é uma função contínua, então temos:

$$\nabla \cdot \mathbf{J} = -\nabla \cdot \nabla(\sigma U) = \nabla \sigma \nabla U + \sigma \nabla^2 U = 0. \quad (2.6)$$

Se σ é constante em todo o meio, o primeiro termo desaparece e temos a equação de Laplace, isto é, o potencial é harmônico, sendo U uma função potencial escalar.

Em coordenadas esféricas, a equação de Laplace é:

$$\frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial U}{\partial r} \right) + \frac{1}{r^2 \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\sin \theta \frac{\partial U}{\partial \theta} \right) + \frac{1}{r^2 \sin^2 \theta} \frac{\partial^2 U}{\partial \varphi^2} = 0. \quad (2.7)$$

Para uma fonte pontual de corrente num meio isotrópico e homogêneo, tem-se uma simetria completa do fluxo de corrente com respeito às direções de θ e φ . Assim, as derivadas tomadas naquelas direções são eliminadas da Equação 2.7:

$$\frac{\partial}{\partial r} \left(r \frac{\partial U}{\partial r} \right) = 0, \quad (2.8)$$

e esta equação é integrada diretamente:

$$r^2 \frac{\partial U}{\partial r} = C,$$

$$U = -\frac{C}{r} + D. \quad (2.9)$$

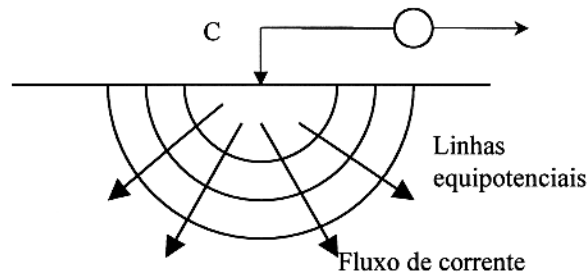


Figura 2.1 Fluxo de corrente pontual através de um eletrodo

Definindo o nível de potencial a uma grande distância da fonte de corrente como zero, a constante de integração, D , torna-se também zero. A outra constante da integração, C , é avaliada

em termos da corrente total, I , proveniente da fonte. Assumindo uma simetria no fluxo de corrente, a densidade de corrente é uniforme através da superfície de uma pequena semi esfera de raio, r_a , criada ao redor da fonte da corrente. A corrente total é expressada como a integral da densidade de corrente sobre esta superfície. Substituindo 2.9, temos:

$$I = \int_S J \cdot ds = \int_S \sigma E \cdot ds = \int_S \frac{C \sigma}{r^2} ds = -2\pi \sigma C, \quad (2.10)$$

em que esta equação é resolvida para a constante de integração C , e este valor substituído de volta na Equação 2.9,

$$U = \frac{\rho I}{2\pi r}. \quad (2.11)$$

Sendo a resistividade ρ o inverso da condutividade σ . As funções potenciais são escalares e por tanto, podem ser adicionadas aritmeticamente. Assim, se existirem muitas fontes de correntes, o potencial total num ponto de observação é calculado pela adição dos potenciais de cada fonte considerada independentemente. Portanto, para n fontes de correntes distribuídas num meio uniforme, o potencial num ponto de observação, M , será:

$$U_M = \frac{\rho}{2\pi} \left[\frac{I_1}{a_1} + \frac{I_2}{a_2} + \dots + \frac{I_n}{a_n} \right], \quad (2.12)$$

em que I_n é a corrente na n ésima posição de uma série de eletrodos de corrente e a_n é a distância correspondente ao eletrodo na qual o potencial está sendo observado.

A expressão 2.12 é de importância prática na determinação das resistividades do terreno. As quantidades físicas medidas na determinação das resistividades de campo são a corrente, I , fluindo entre os eletrodos; a diferença entre potencial ΔU , medida entre dois pontos de observação, M e N , e a distância entre vários eletrodos. Assim, a seguinte equação se aplica para um arranjo de quatro pontos usados em medições da resistividade terrestre:

$$\rho = \left(\frac{U_M - U_N}{I} \right) \frac{2\pi}{\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN}} = K \frac{\Delta U}{I}. \quad (2.13)$$

Os dois sinais negativos dos quatro termos de distâncias recíprocas surge devido a que um dos pólos de corrente num circuito normal de corrente de dois eletrodos tem um sentido negativo no fluxo de corrente.

A Equação 2.13 é usada para calcular a resistividade do terreno somente se a terra for completamente uniforme. Se o meio não for uniforme, esta equação é usada para definir a resistividade aparente do terreno. A relação da resistividade aparente, com os valores reais da resistividade num meio heterogêneo é bastante complexa. Este valor pode ser maior ou menor que qualquer uma das resistividades que compõe o meio. A resistividade aparente depende também da distribuição dos eletrodos de corrente e de potencial. Na superfície do terreno esta contribuição é dada pelo fator geométrico:

$$K = \frac{2\pi}{\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN}}. \quad (2.14)$$

Um tipo de arranjo de eletrodos conhecido como Schlumberger é amplamente usado nas medições da resistividade terrestre em prospecções hidrogeológicas. No arranjo Schlumberger mede-se aproximadamente o gradiente de potencial no centro do arranjo. Dois eletrodos de potencial são colocados na parte central dos eletrodos de corrente, como se mostra na Figura 2.2. O espaçamento dos eletrodos de potencial se considera muito menor do que a distância dos eletrodos de corrente. Usando a Equação 2.14 determinamos o fator geométrico:

$$K = \frac{2\pi}{\frac{1}{a - \frac{b}{2}} - \frac{1}{a + \frac{b}{2}} - \frac{1}{a + \frac{b}{2}} + \frac{1}{a - \frac{b}{2}}} = \pi \left(\frac{a^2}{b} - \frac{b}{4} \right). \quad (2.15)$$

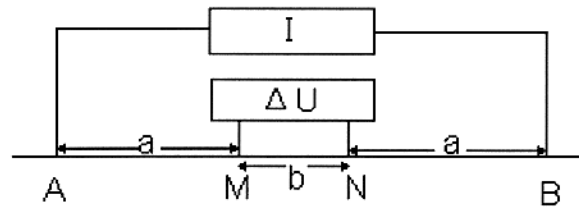


Figura 2.2 Arranjo de eletrodos tipo Schlumberger

O gradiente de potencial não pode ser determinado exatamente, devido a que ele é definido como o limite da taxa de voltagem ao espaçamento. No caso limite de separação zero, nenhuma voltagem é medida. No arranjo Schlumberger, os eletrodos de potencial são distribuídos suficientemente juntos um do outro de modo que a taxa de voltagem da medida e separação de eletrodos seja aproximadamente igual ao gradiente de voltagem no ponto médio da extensão da corrente.

Em concordância com a Equação 2.11, o gradiente de potencial a uma distância a de uma fonte pontual de corrente num semi espaço isotrópico e homogêneo é:

$$E = -\frac{\partial U}{\partial r} = \frac{\rho I}{2\pi r^2}. \quad (2.16)$$

Como o campo elétrico E é vetorial, os campos de diferentes fontes são adicionados vetorialmente. No ponto médio entre duas fontes, o campo elétrico devido a cada fonte tem a mesma magnitude e direção, entretanto como as fontes têm polaridade oposta, o campo elétrico total no ponto médio é exatamente duas vezes o campo elétrico dado pela contribuição de uma fonte pontual:

$$E = \frac{\rho I}{\pi a^2}. \quad (2.17)$$

Finalmente, resolvendo esta expressão para um fator geométrico, tem-se:

$$\rho_a = \frac{\pi.a^2}{I} \frac{\partial U}{\partial r} = \frac{\pi.a^2}{I} \frac{\Delta U}{b},$$

$$K = \frac{\pi.a^2}{b}. \quad (2.18)$$

Esta expressão é muito similar à aquela dada pela Equação 2.15, para a qual o campo elétrico é determinado só aproximadamente (KELLER & FRISCHNECHT, 1970; ORELLANA, 1972; TELFORD et al., 1976; KOEFOED, 1979).

2.3 EQUIPAMENTO

Para as medições da resistividade a instrumentação é simples. Primeiro se necessita de uma fonte de corrente, um medidor de corrente e um de potencial, eletrodos e cabos elétricos. A corrente é geralmente munida por baterias secas ou de automóvel, as quais têm a vantagem da portabilidade. Esta corrente tomará a forma de uma simples tensão de corrente direta, ou pode estar na forma de uma onda quadrada de baixa frequência num sistema de reversão de polaridade, sendo usados para alternar a direção da corrente de fluxo em intervalos de tempo e cuja finalidade é de prevenir a polarização dos eletrodos. As medidas de potencial utilizando corrente contínua recebem contribuições dos potenciais naturais (potencial espontâneo).

Os eletrodos de corrente são geralmente de aço (latão) ou de cobre, colocados umas quantas polegadas dentro do solo. Em áreas secas, o contato é melhorado umedecendo o solo com água e sal. Quando rochas duras estão exposta à superfície, a colocação dos eletrodos é dificultada. Em tais casos, o eletrodo de corrente é colocado numa poça de água e sal ao redor de uma peça de cobre.

Simples estacas podem ter uma resistência de contato variando desde valores tão baixos como 10 ohm num solo argiloso e úmido, até valores tão altos como dezenas de milhares de ohms em solos arenosos secos ou em solos, onde a composição seja principalmente húmus ou material vegetal.

A voltagem é medida com um potenciômetro. Para as medições de corrente são utilizados miliamperímetros, que cobrem uma faixa de variação desde valores inferiores a 1 miliampère até valores superiores a 1 ampère. Uma voltagem tão pequena como 1mV é medida com uma exatidão de um por cento com potenciômetros da melhor qualidade usados nos equipamentos de resistividade terrestre.

Se tem dois tipos de eletrodos, eletrodos de corrente, utilizados para injetar corrente no solo, e eletrodos de potencial, utilizados para a captação das voltagens do subsolo. As necessidades para os eletrodos de potencial no circuito de medidas são diferentes do que os eletrodos da corrente. Os eletrodos de potencial devem ser eletricamente estáveis, particularmente se são usadas baixas taxas de comutação. Quando uma estaca de aço ou cobre é colocada no solo, a diferença de potencial entre o metal do eletrodo e a solução eletrolítica do solo toma alguns minutos para alcançar o equilíbrio. Usando um eletrodo não polarizável obtém-se um eletrodo estável, o qual consiste de uma barra metálica imersa numa solução dentro de um copo de cerâmica. Tais eletrodos são chamados de pote poroso. Normalmente usa-se cobre numa solução de sulfato de cobre, também é usada prata numa solução de nitrato de prata. Se a solução leva um excesso de sal em forma de cristal, ela sempre estará saturada, e se uma corrente passa através do eletrodo, não se terá mudança na concentração do eletrólito, e o eletrodo de potencial permanece essencialmente constante. O copo de cerâmica usado no eletrodo do pote de ponta porosa é o suficientemente permeável para que a solução flua lentamente através dela e manter o contato entre o eletrodo e o solo úmido.

Os cabos usados como conexão dos eletrodos da corrente da fonte de tensão e os eletrodos de corrente no circuito não precisam especiais características. Recomenda-se usar cabos finos, exceto quando são necessárias correntes muito fortes. É importante usar um isolamento de alta qualidade para evitar a fuga de energia, por ser uma das primeiras fontes de erro nas medições de resistividade (GRANT & WEST, 1965; KELLER & FRISCHNECHT, 1970; ORELLANA, 1972; KOEFOED, 1979).

2.4 INTERPRETAÇÃO QUANTITATIVA

A interpretação geofísica é o procedimento que permite a obtenção de informação geológica a partir de medidas geofísicas. A finalidade dos trabalhos de sondagem elétrica vertical (SEV) é a determinação da estrutura geoeétrica do subsolo e uma possível correlação com a geologia da área prospectada. Para chegar a isto, primeiro obtemos a distribuição de resistividades no subsolo e depois procuramos o significado geológico de tais resistividades, isto é, se passa do corte geoeétrico ao corte geológico.

Como primeiro passo da interpretação quantitativa, são selecionadas e agrupadas informações obtidas através de uma interpretação qualitativa de todas as sondagens. Isto tem como objetivo conseguir uma primeira aproximação da estrutura do subsolo em estudo. Aqui não se determinam as espessuras nem as resistividades em valor absoluto, trata-se apenas de estabelecer relações de desigualdade, tais como zona de profundidade máxima ou mínima de um horizonte guia pre determinado, delimitando desta maneira áreas de diferentes condições geológicas. Para isso primeiro classificam-se as curvas SEV com base no tipo característico da curva (K, H, Q, A ou alguma combinação destas) e posição geográfica, delimitando as zonas de SEV com caraterísticas semelhantes, as quais formam zonas de condições geológicas aproximadamente homogêneas.

Depois deste procedimento passa-se à interpretação quantitativa, cuja finalidade é determinar a distribuição espacial das resistividades no subsolo. Para isso tomamos como ponto inicial os dados de resistividade aparente ou de potencial observados na superfície do terreno. Deve notar-se que embora este processo denomina-se de interpretação, o que em realidade se faz é um ajuste das curvas dependente das informações disponíveis (estudos geofísicos ou geológicos realizados anteriormente). Assim, a interpretação não se reduz a um simples ajuste de curvas, dado que inclui a correlação entre os resultados das diferentes SEVs e a identificação geológica das camadas geoeétricas e suas estruturas. Como passo prévio nesta análise, os dados de campo são suavizados para eliminar os ruídos e corrigir as descontinuidades dadas pelas embreagens (diferentes distâncias MN para um mesmo $AB/2$), (ZOHDY, 1978; LUIZ & SILVA, 1983).

Na interpretação quantitativa usamos principalmente dois métodos, o método direto e o método inverso.

2.4.1 Método direto

Para o cálculo da resistividade aparente com um arranjo Schlumberger se assume uma separação de eletrodos de potencial MN muito pequena com respeito à separação dos eletrodos de medida, tal que a diferença de potencial dividido pelo espaçamento MN represente o campo elétrico na metade da separação dos eletrodos A e B. Quando se incrementa o espaçamento dos eletrodos MN a causa das embreagens realizadas no campo, permanece uma pequena descontinuidade nas resistividades aparentes mesmo colocando no programa computacional a restrição $MN < AB/5$. Este efeito se incrementa quando aparecem fortes variações verticais na resistividade. Assim, para calcular os efeitos do espaçamento finito MN, se consideram os valores de resistividade aparente teórica provenientes dos potenciais nos pontos M e N e não do ponto meio do campo elétrico. Desta maneira, o problema direto se duplica em lentidão computacionalmente, mas se incrementa na versatilidade das medições do campo, devido a que MN pode estender-se num valor maior que $AB/5$. Também tem a vantagem adicional de incrementar os níveis de voltagem.

O potencial $U(r, \mathbf{p})$ medido numa distancia 'r' a partir de uma fonte de corrente pontual numa superfície de uma camada estratificada é dado por:

$$U(r, \mathbf{p}) = \frac{I}{2\pi} \int_0^{\infty} R(\lambda, \mathbf{p}) J_0(\lambda r) d\lambda, \quad (2.19)$$

em que $J_0(\lambda r)$ é a função de Bessel de ordem zero do primeiro tipo, e $R(\lambda, \mathbf{p})$ é a função Kernel do vetor de parâmetros $\mathbf{p}$, constituído pelos parâmetros que descrevem as resistividades e espessuras na subsuperfície estratificada. A resistividade aparente Schlumberger agora é expressada como

$$\rho_a = \frac{k}{I} [U(r_1, \mathbf{p}) - U(r_2, \mathbf{p})], \quad (2.20)$$

em que $r_1 = AB/2 - MN/2$, $r_2 = AB/2 + MN/2$ e

$$k = 2\pi \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)^{-1}. \quad (2.21)$$

A Equação 2.20 contém duas integrais que computacionalmente torna mais lento o processo de avaliação das resistividades aparentes, em comparação com a seguinte (Stefanescu et al. apud RIJO et al. 1977).

$$\rho_s = \rho_1 \left[1 + 2L^2 \int_0^\infty \lambda \theta_n(\lambda) J_1(L\lambda) d\lambda \right], \quad (2.22)$$

que não inclui os efeitos do espaçamento finito de MN .

INMAN (1975) para avaliar esta expressão usou um algoritmo desenvolvido por Mooney apud RIJO et al. (1977), mas o custo computacional foi alto. Usando um método similar para avaliar a expressão 2.20 se eleva em dobro o custo devido à presença de duas integrais. Em consequência se usou um método diferente que emprega um filtro digital para a avaliação das integrais.

Muitos investigadores Kunetz, Ghosh, Koefoed et al., Anderson apud RIJO et al. (1977) demonstraram que a integral da expressão 2.19 pode ser escrita como uma integral de convolução. Assim, substituímos $e^{-y} = \lambda$ e $e^x = r$ na Equação 2.19, a qual torna-se:

$$U(r, \mathbf{p}) = \frac{-I}{2\pi r} \int_{-\infty}^{\infty} R(y, \mathbf{p}) e^{x-y} J_0(e^{x-y}) dy. \quad (2.23)$$

O termo $R(y, \mathbf{p})$ é considerado como uma função de 'entrada' e o termo $e^x J_0(e^x)$ como a resposta ao impulso de um filtro estacionário. Se discretizamos $R(y, \mathbf{p})$ para n pontos, a expressão 2.23 é aproximada por

$$U(r, \mathbf{p}) = \frac{I}{2\pi r} \sum_{j=1}^n c_j R(\ln r - \eta_j, \mathbf{p}), \quad (2.24)$$

em que η_j são as abscissas dos coeficientes do filtro estacionário c_j .

Para avaliar a expressão 2.24 se usa um filtro determinado por Anderson apud RIJO et al. (1977) o qual determina os coeficientes das integrais em 2.19 e em 2.22.

2.4.2 Método Inverso

A primeira modificação no método de regressão 'Ridge' foi concernente ao valor ponderado. Devido ao erro nas medições na resistividades aparentes (ρ_a), se considera o logaritmo da ρ_a para eliminar o vetor de valor ponderado requerido em cada ponto. Outro resultado útil ao considerar o logaritmo das espessuras e das resistividades em vez das espessuras e resistividades no processo de inversão, e a exclusão de valores negativos de espessura e resistividades como possíveis soluções.

Seja G o logaritmo das resistividades aparentes e P os logaritmos dos parâmetros, então relacionando P e G através de uma expressão linear temos

$$\Delta G = A \Delta P + \varepsilon, \quad (2.25)$$

sendo a matriz A igual a

$$A_{ij} = \left. \frac{\partial G_i}{\partial P_j} \right|_{P_0} \quad (2.26)$$

A expressão ΔP pode ser considerada como

$$\Delta P = (A^T A)^{-1} A^T \Delta G, \quad (2.27)$$

denotando os índices T e -1 como a transposta e inversa, respectivamente. A expressão 2.27 é rápida quando converge, mas instável, e precisa de valores iniciais quase exatos para a convergência. Para assegurar uma convergência com valores iniciais aproximados deixamos ao lado a velocidade computacional e modificamos a expressão 2.27 como:

$$\Delta P = (A^T A + k I)^{-1} A^T \Delta G, \quad (2.28)$$

sendo I a matriz identidade e k uma quantidade positiva segundo Levenberg, Foster, Marquardt apud RIJO et al. (1977). Se k é muito grande a expressão 2.28 é lenta mas converge, se k é muito pequeno a expressão 2.28 se aproxima à 2.27, isto é, aumenta em rapidez mas pode divergir. Esta técnica na qual se altera o valor de k durante o processo de inversão é conhecida como regressão Ridge e foi criada para assegurar uma convergência estável e rápida.

O programa computacional EGSLIB/ISVES1D desenvolvido por RIJO (1994 b), está baseado na técnica dos mínimos quadrados amortecidos (Ridge Regression) como algoritmo de inversão, o qual se comporta como o método de gradiente, mas permite a mudança do valor do estimador durante o processo de inversão para assegurar estabilidade e rápida convergência, com maior precisão tanto do ajuste dos ruídos nos dados como dos parâmetros das camadas do modelo. Este método de inversão permite estabelecer modelos mais representativos do subsolo através de um número determinado de interações e o nível de exatidão nas respostas dependerá da concordância entre o modelo inicial dado através do método direto e a geologia da área investigada (INMAN, 1975; RIJO et al, 1977).

3. FUNDAMENTOS TEÓRICOS DO MÉTODO ELETROMAGNÉTICO TRANSIENTE

3.1 INTRODUÇÃO

No método prospectivo eletroresistivo descrito, se utilizam correntes contínuas (constante com o tempo). Por outro lado, nos métodos eletromagnéticos se usam correntes elétricas variáveis com o tempo, seja sinusoidais (alternadas) ou descontínuas (pulsos).

No método de prospecção eletromagnética no domínio da frequência (FEM), o terreno é energizado passando uma corrente alternada (ac) através de uma bobina (loop) colocada na superfície. O campo primário do loop induz correntes nos materiais presentes no subsolo. Estas correntes induzidas geram um campo eletromagnético secundário que, junto ao campo EM primário, são registrados no receptor em vários pontos. De modo geral, o campo EM secundário que contém toda a informação dos materiais do subsolo, é de ordem de magnitude muito baixa com respeito ao campo primário. Nestas condições a separação do campo elétrico total, em suas partes primária e secundária é difícil. Este fato motivou a realização de medições eletromagnéticas no domínio do tempo (TEM), freqüentemente conhecido como técnicas de transiente EM. Nas medições TEM, uma corrente direta (dc) se passa através de um 'loop' e num tempo $t = 0$ esta corrente é abruptamente interrompida. Então o campo secundário devido às correntes induzidas no subsolo podem ser medidas com um receptor na ausência do campo primário (Figura 3.1).

No circuito receptor se registra o transitório correspondente, o qual representa o processo de relaxação do campo eletromagnético num estado estacionário.

3.2 PRINCÍPIOS BÁSICOS DOS MÉTODOS TEM

Uma bobina circular ou quadrangular é energizada pela passagem de uma corrente constante (dc). Depois de um tempo limitado, a corrente (dc) é interrompida (excitação função degrau). Em concordância com a lei de indução de Faraday, uma rápida mudança no campo

primário do transmissor induzirá correntes nas proximidades do condutor. Em virtude da aproximação quase-estática (GRANT & WEST, 1965), estas correntes induzidas inicialmente são confinadas na superfície do condutor (correntes superficiais). A magnitude e direção destas correntes são tais que a componente normal do campo magnético primário preexistente na superfície do condutor seja mantida segundo Weaver apud NABIGHIAN (1989). Isto é equivalente a dizer que num tempo $t = 0$, o campo magnético dentro do condutor permanecerá sem mudanças e não se terá fluxo de corrente inducido interiormente. Na terminologia TEM, isto é a etapa tempo cedo (early-time) do processo transiente.

Como resultado de perdas ôhmicas as correntes induzidas começaram a dissipar-se. Nas proximidades do condutor se terá um campo magnético decrescente, e assim as correntes induzidas pelo condutor começam a fluir através dele. Este processo é repetido sucessivamente no interior do condutor, sendo descrito como uma difusão interna da corrente, embora as correntes induzidas não fluam de fato ao interior. Na terminologia TEM trata-se da etapa de tempo intermediário (intermediate time) do processo transiente.

Uma vez que este processo esteja completo, a configuração da distribuição de correntes induzidas é aproximadamente invariante com o tempo. A indutância e resistência têm alcançado valores assintóticos. Na terminologia TEM trata-se do tempo tardio (late time) do processo transiente.

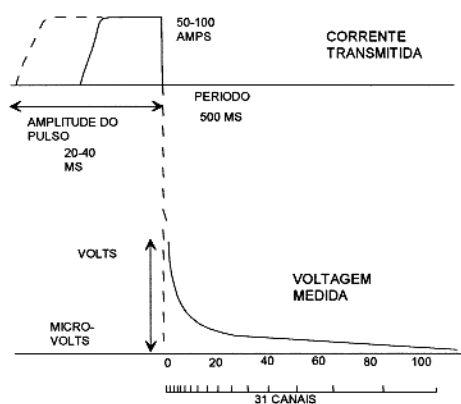


Figura 3.1 Formas de onda do Transmissor de corrente e Receptor

A interpretação física num sistema TEM dos efeitos transientes são compreendidos pela comparação de um simples circuito elétrico teórico com três acoplamentos, sendo um deles aquele que simula o efeito de um horizonte condutor, como se amostra a continuação (Figura 3.2):

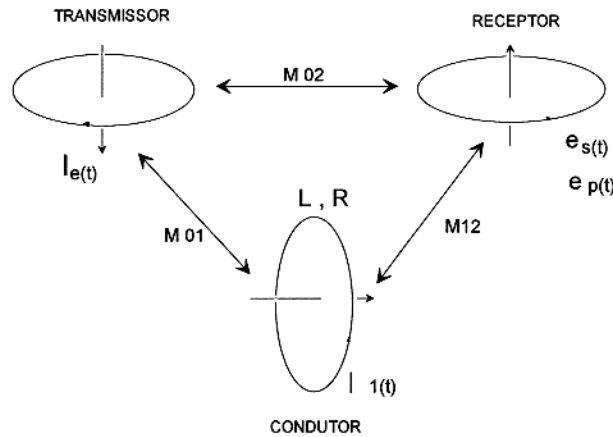


Figura 3.2 Representação de um sistema TEM através de um circuito

Seja M_{ij} a indutância mútua entre os loops i e j , e R e L a resistência e indutância do alvo condutor, então para uma função degrau (step) gerada na bobina transmissora se mostra que o fluxo de corrente no condutor é dado por:

$$I(t) = \frac{M_{01}I_0}{L} e^{-t/\tau} \quad t > 0, \quad (3.1)$$

em que I_0 é a corrente do transmissor e $\tau = L/R$ é a constante do tempo do circuito. Em outras palavras, uma clara discontinuidade na corrente do transmissor criará instantaneamente uma corrente no circuito do subsolo o qual decai exponencialmente com uma constante de tempo τ . Num tempo $t = 0$, a amplitude da corrente inicial dependerá do fluxo do campo primário através do circuito de subsolo ($I_0 M_{01}$) e do tamanho do condutor (L), sendo independente da conductância ($1/R$).

A bobina receptora de voltagem de saída $e_s(t)$ é proporcional à taxa do tempo do campo magnético secundário criado pelas correntes do subsolo, sendo escrita como:

$$e_s(t) = M_{12} \frac{\partial I}{\partial t} = I_0 \frac{M_{01} M_{12}}{L} \left[\delta(t) - \frac{e^{-t/\tau}}{\tau} \right], \quad t \geq 0 \quad (3.2)$$

em que $\delta(t)$ é a unidade pulso ou função delta.

A expressão 3.2 inclui as principais características dos campos transientes. Para maus condutores (pequenos τ) as voltagens iniciais são maiores, mas o campo decai mais rapidamente. Para bons condutores (alto valor de τ) as voltagens iniciais são menores mas o campo decai mais lentamente. Assim temos um simples critério para reconhecer e diferenciar os efeitos de vários condutores (Figura 3.3).

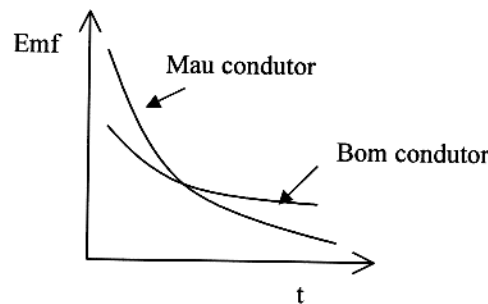


Figura 3.3 Respostas do voltagem de saída no sistema TEM dos condutores

No domínio do tempo, as componentes do campo EM satisfazem a equação de difusão numa parte homogênea da terra:

$$\nabla^2 \begin{Bmatrix} e \\ h \end{Bmatrix} = \sigma \mu \frac{\partial}{\partial t} \begin{Bmatrix} e \\ h \end{Bmatrix}, \quad (3.3)$$

em que σ e μ são a condutividade elétrica e a permeabilidade magnética do meio respectivamente.

No ar ($\sigma = 0$) a equação de difusão acima se reduz à equação de Laplace

$$\nabla^2 \begin{Bmatrix} e \\ h \end{Bmatrix} = 0, \quad (3.4)$$

embora essa expressão não inclua nenhum termo das derivadas do tempo, tanto e quanto h são dependentes do tempo.

Uma importante consequência da Equação 3.4 é que o campo magnético devido à distribuição de corrente presente no subsolo é calculado diretamente usando a lei de Biot-Savart, e o campo magnético medido é determinado exatamente em qualquer ponto no ar.

3.2.1 Principais Modelos Teóricos no desenvolvimento do TEM

Nesta parte vamos apresentar uma breve descrição das respostas de meios físicos simples que levam ao desenvolvimento de um meio com camadas horizontais, mais próximo da realidade geológica. Estes modelos são:

- Meio condutivo uniforme
- Semi- espaço condutivo
- Lâmina condutora
- Estratificação horizontal

Nos nossos cálculos assumimos que a condutividade e permeabilidade magnética dos modelos sejam independentes da frequência.

Dois termos são comumente usados nos métodos TEM para descrever as respostas do sistema. O termo mais comum assume uma fonte com forma de onda função degrau (step-off) e se refere às medições como 'campo magnético', 'emf', 'voltagem' ou 'medições $\partial b / \partial t$ '. O outro

termo usa terminologia de engenharia como as medições emf das fontes da função degrau (step-off) é conhecida como a 'resposta pulso' e as medições do campo magnético como 'resposta degrau'.

3.2.1.1 Meio Condutivo Uniforme

Embora seja um modelo altamente simplificado o estudo de um meio condutivo uniforme leva a um importante conceito o qual facilita o entendimento dos métodos TEM.

No domínio da frequência as componentes do campo eletromagnético numa região homogênea, nas aproximações quase estáticas, satisfazem a equação diferencial parcial

$$\nabla^2 \begin{Bmatrix} E \\ H \end{Bmatrix} - i\omega\sigma\mu \begin{Bmatrix} E \\ H \end{Bmatrix} = 0. \quad (3.5)$$

Para o caso mais simples, com campos unidimensionais, esta equação muda para

$$\frac{\partial^2}{\partial z^2} \begin{Bmatrix} E \\ H \end{Bmatrix} - i\omega\sigma\mu \begin{Bmatrix} E \\ H \end{Bmatrix} = 0. \quad (3.6)$$

No domínio da frequência, a solução da Equação 3.6 nos leva ao clássico problema da profundidade superficial (skin depth). Para as componentes do campo magnético E_x e H_y temos segundo Ward & Hohmann apud NABIGHIAN (1989):

$$E_x(z,t) = E_{x0} e^{-iz/\delta} e^{-z/\delta} e^{i\omega t}, \quad (3.7)$$

e

$$H_y(z,t) = E_{x0} \sqrt{\frac{\sigma}{\mu\omega}} e^{-i\pi/4} e^{-iz/\delta} e^{-z/\delta} e^{i\omega t}, \quad (3.8)$$

em que $\delta = \sqrt{2/\sigma\mu\omega}$ é o 'skin depth'. Como pode-se perceber na Equação 3.8, a uma profundidade $z = \delta$ o campo EM se reduz em amplitude num fator de '1/e', enquanto a fase muda em 1 radian.

Para uma função degrau (step) com magnitude de H_0 estabelecido no tempo $t = 0$, o transiente do campo é dado por

$$e_x(z, t) = \frac{2H_0}{\sigma} \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \sqrt{\frac{\sigma\mu}{2t}} e^{-\left(\frac{\sigma\mu}{2t} \cdot \frac{z^2}{2}\right)}, \quad (3.9)$$

e

$$h_y(z, t) = H_0 \operatorname{erfc}\left(\sqrt{\frac{\sigma\mu}{2t}} \frac{z}{\sqrt{2}}\right), \quad (3.10)$$

em que $\operatorname{erfc}(z)$ é a função erro complementar.

Mantendo o valor de 'z' fixo na Equação 3.10 e igualando a zero a derivada de $e_x(z, t)$ com respeito ao tempo, se tem que o campo transiente elétrico alcança um máximo quando

$$t = \frac{\sigma\mu z^2}{2}, \quad (3.11)$$

ou equivalentemente

$$z = \sqrt{\frac{2t}{\sigma\mu}} = d. \quad (3.12)$$

A quantidade ' d ' é o comprimento de difusão e representa a profundidade na qual o campo elétrico local alcança um máximo valor para um tempo dado (Figura 3.4). Assim, neste ponto máximo a velocidade de difusão está dada por

$$v = \frac{1}{\sqrt{2\sigma\mu t}}, \quad (3.13)$$

É perceptível a similaridade entre a profundidade de difusão ' d ' e o skin depth ' δ '. No domínio da frequência, a penetração é proporcional a $1/\sqrt{\omega}$ enquanto no domínio do tempo é proporcional a $\sqrt{t}$.

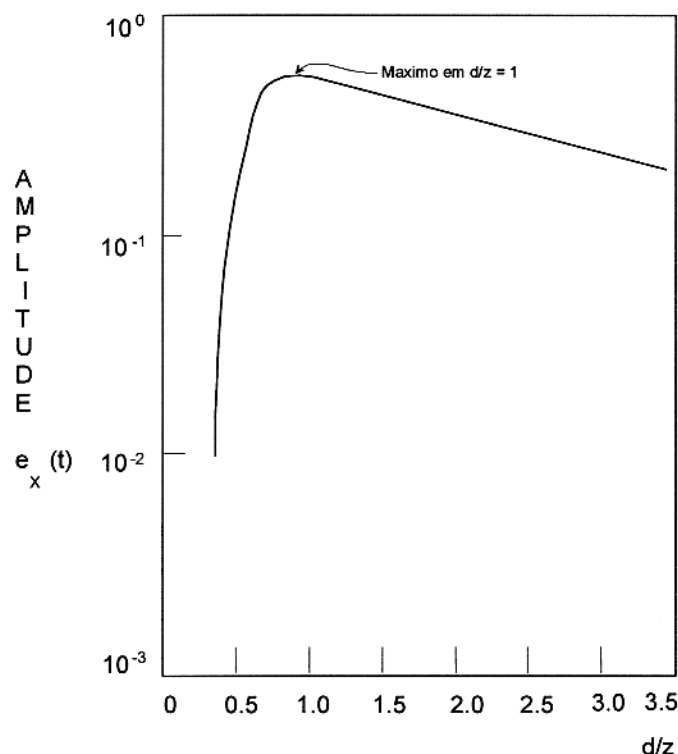


Figura 3.4 Variação de $e_x(t)$ com a profundidade num tempo fixo

3.2.1.2 Semi espaço Condutivo

Um loop horizontal de corrente sobre um semi-espaco condutivo homogêneo e isotrópico (ou camadas horizontais isotrópicas) produz apenas o modo TE, isto é, as correntes induzidas serão paralelas à superfície horizontal. Este resultado é uma consequência direta de um forte contraste em condutividades na interface ar-terra, que leva à total cancelação do campo elétrico vertical devido às cargas elétricas induzidas sobre ela. Em outras palavras, não importa a forma da fonte do loop horizontal no ar, as correntes induzidas no subsolo fluirão em planos horizontais.

No tempo $t = 0$, quando a corrente no loop transmissor é desligada, as correntes superficiais induzidas são primeiramente localizadas na vizinhança do loop transmissor.

Com o transcorrer do tempo, as correntes iniciais começam a propagar-se dentro da terra. Enquanto o sistema de corrente se propaga e cai em intensidade, estes se movimentam para fora e para baixo. O modelo de expansão da corrente pode ser descrito como um sistema de anéis de fumaça (smokes rings) cujo máximo, depois de um curto período de tempo inicial, se movimenta para baixo com um ângulo de aproximadamente de 30 graus (NABIGHIAN, 1989). Devido a que o sistema de correntes induzidas muda e se desloca com o tempo, existe uma significativa diferença na resposta do campo magnético superficial e a derivada deste campo com respeito ao tempo. Como foi mostrado por Spies apud Mc NEILL (1990), as medições de dB/dt têm menos sensibilidade numa estrutura condutiva numa determinada profundidade do que as medições de 'B'.

NABIGHIAN (1989) mostrou que, o efeito combinado de todas as correntes induzidas no subsolo é aproximado pelo efeito de um simples filamento de corrente da mesma forma do que o loop transmissor (Figura 3.5) com uma velocidade dada por:

$$v = \frac{2}{\sqrt{\pi\sigma\mu t}}, \quad (3.14)$$

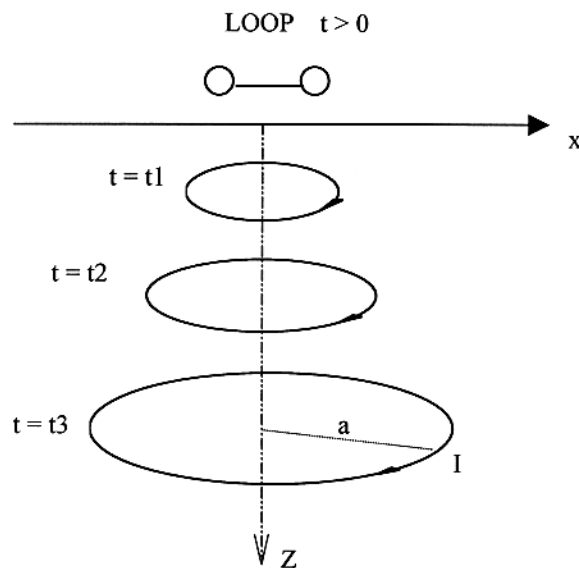


Figura 3.5 Sistema de filamento de corrente equivalente em vários tempos depois da interrupção de corrente no loop transmissor

e incrementa suas dimensões horizontais proporcionalmente à profundidade de difusão $\sqrt{2t/\sigma\mu}$. O movimento para baixo deste filamento de corrente equivalente acontece num ângulo de aproximadamente 47 graus, isto é, mais inclinado do que os 30 graus correspondentes às correntes induzidas reais. A intensidade de corrente do filamento de corrente equivalente varia de forma inversamente proporcional com o tempo.

A máxima componente horizontal do campo magnético acontece quando o filamento da corrente equivalente está situado aproximadamente debaixo da estação do loop transmissor: quanto mais condutivo o subsolo, ou mais distante da estação, mais tempo toma ao filamento de corrente equivalente alcançar esta posição (Figura 3.6).

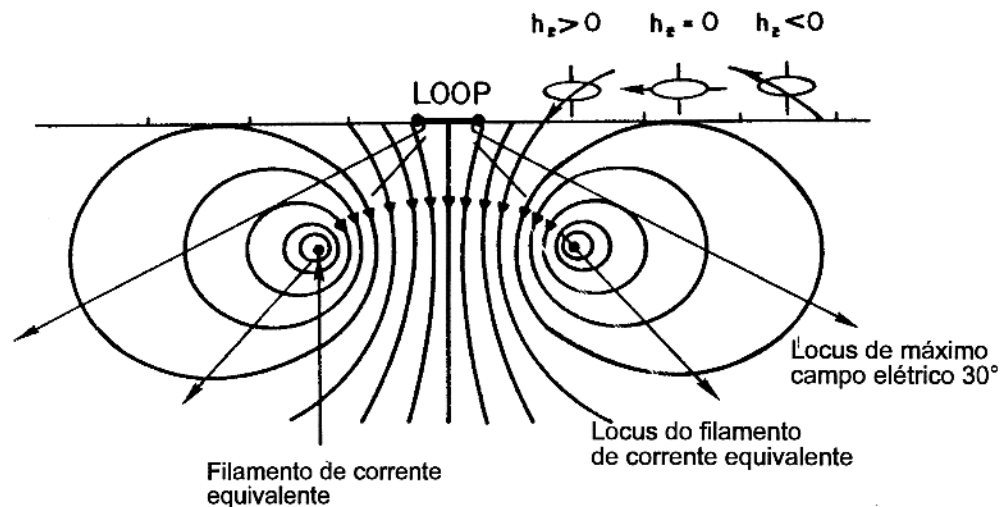


Figura 3.6 O uso do conceito de filamento de corrente equivalente no entendimento do comportamento dos campos TEM sobre um semi-espaço condutor

Nos tempos tardios o campo chega a ser vertical e sua taxa de decaimento é mais baixa do que o campo horizontal. Nos tempos tardios as expansões assintóticas do campo transiente sobre um semi espaço é escrito como

$$b_z(t) \cong O\left(\frac{1}{t^{1.5}}\right), \quad (3.15)$$

$$b_h(t) \cong O\left(\frac{1}{t^2}\right), \quad (3.16)$$

em que $b_z(t)$ e $b_h(t)$ são as componentes verticais e horizontais do campo eletromagnético transiente. Caso se meça a voltagem induzida numa bobina no lugar do campo magnético, as expressões acima serão

$$\text{emf}_z(t) \cong O\left(\frac{1}{t^{2.5}}\right), \quad (3.17)$$

e

$$\text{emf}_h \cong O\left(\frac{1}{t^3}\right). \quad (3.18)$$

Para um sistema TEM de single loop, um simples exame dos modelos 'smoke rings' no subsolo mostraram que o sinal medida não muda no tempo. Consequentemente, as expansões assintóticas no tempo tardio 3.16 e 3.18 serão as mesmas.

3.2.1.3 Lâmina Condutora

Um outro modelo para o qual se tem uma solução muito simples é uma lâmina infinitamente extensa e condutora. Tal lâmina tem uma espessura ' d ' muito pequena, e com uma condutividade σ tão grande que o produto $S = \sigma d$ tem um valor finito mesmo que a espessura ' d ' seja muito pequena. Se assume que não se tem variação no fluxo de corrente através da lâmina.

Maxwell mostrou (GRANT & WEST, 1965) que para uma fonte indutiva cuja corrente é abruptamente interrompida num tempo $t = 0$, às correntes induzidas começam aparecer a cada lado da lâmina, dando uma imagem exata do lado oposto, como uma imagem espelho com uma velocidade uniforme $v = 2/S\mu$ (Figura 3.7)

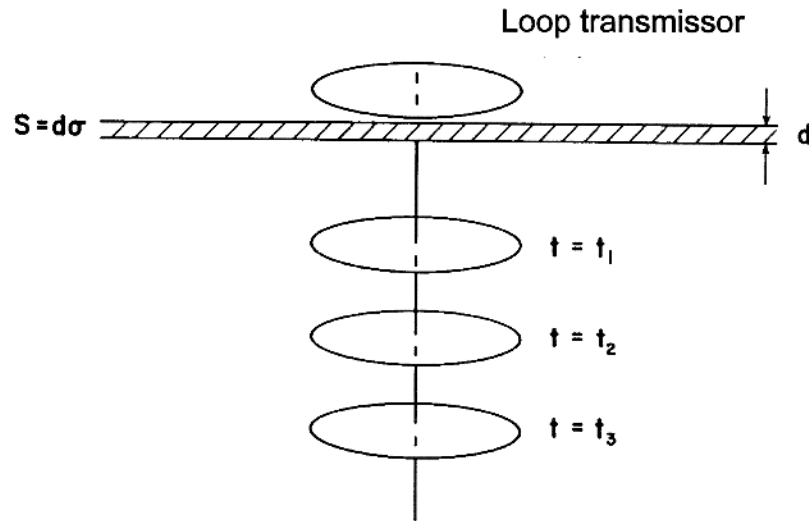


Figura 3.7 Imagens do filamento de corrente equivalente para uma lâmina delgada em vários tempos depois da interrupção da corrente no loop transmissor

Assim, embora as correntes induzidas estão confinadas no plano da lâmina, elas podem migrar para fora. A imagem do filamento da corrente equivalente se movimenta afastando-se da localização das correntes reais. O tamanho e intensidade do filamento de corrente equivalente permanecerá invariável, igual à intensidade de corrente do loop transmissor, em contraste do caso de semi-espaço. O campo magnético sobre o loop circular de radio R , é dado por

$$B_z = \frac{\mu I}{2R} \frac{1}{\left[1 + \left(\frac{z}{R}\right)^2\right]^{3/2}}, \quad (3.19)$$

e para o campo transiente devido às correntes induzidas na lâmina para uma função de excitação degrau (step), a expressão é escrita como

$$b_z(t) = \frac{\mu I}{2R} \frac{1}{\left[1 + \left(\frac{z + vt}{R}\right)^2\right]^{3/2}}. \quad (3.20)$$

Para tempos tardios, a expressão acima se aproxima a uma assíntota de $1/t^3$ (ou $1/t^4$ para o emf).

Como pode-se notar da Equação 3.20, o princípio de equivalência se aplica para lâminas condutoras. Em outras palavras, a resposta TEM de uma lâmina condutora dependerá do produto condutividade – espessura antes que a condutividade σ e espessura ' d ' separadamente (Mc. NEILL, 1990; NABIGHIAN, 1989).

3.2.1.4 Estratificação Horizontal

Uma típica resposta sobre uma estratificação de duas camadas tem um comportamento similar ao caso obtido no semi- espaço.

Hoversten e Morrison apud NABIGHIAN (1989) publicaram alguns resultados para um campo elétrico induzido dentro de uma seção geoeletrica de dois e três camadas. Os cálculos foram feitos para um pulso de corrente repetitivo no transmissor e cuja taxa de repetição foi o bastante baixa para ser considerado como uma função degrau. Para uma camada condutora na seção, a corrente se concentra dentro desta camada e se movimenta lateralmente, similar ao caso do modelo laminar. Para solução deste problema se utiliza o conceito de filamento de corrente equivalente o qual se movimenta para baixo e fora com uma velocidade dependente das diferentes fronteiras em cada camada. O comportamento no tempo tardio (late times) é descrito usando a lei de potências inversa, isto é

$$b_z(t) \cong O\left(\frac{1}{t^{1.5}}\right), \quad (3.21)$$

$$b_h(t) \cong O\left(\frac{1}{t^2}\right). \quad (3.22)$$

Os modelos da lâmina delgada e do semi- espaço representam casos particulares de modelo de estratificação horizontal. Para arranjos localizados na superfície de um meio

estratificado, a resposta transiente sobre uma camada estratificada é obtida através de vários caminhos tomando a transformada inversa de Laplace ou de Fourier. A relação no domínio da frequência, entre o campo transiente num instante em que uma fonte de corrente é desligada tem a seguinte expressão, função das resistividades e espessuras da seção (KAUFMAN & KELLER, 1983):

$$E_{\phi} = \frac{2}{\pi} \int_0^{\infty} \ln E_{\phi}(\omega) \frac{\sin \cdot \omega \cdot t}{\omega} d\omega, \quad (3.23)$$

$$\frac{\partial B_z}{\partial t}(t) = \frac{2}{\pi} \int_0^{\infty} Q \cdot B_z(\omega) \sin \cdot \omega \cdot t \cdot d\omega, \quad (3.24)$$

$$\frac{\partial B_r}{\partial t}(t) = \frac{2}{\pi} \int_0^{\infty} Q \cdot B_r(\omega) \sin \cdot \omega \cdot t \cdot d\omega, \quad (3.25)$$

$$E_{\phi}(\omega) = \frac{M}{4\pi} \rho_1 k_1^2 \int_0^{\infty} m \cdot D_1 J_1(mr) dm, \quad (3.26)$$

$$B_z(\omega) = \frac{M\mu}{4\pi} \int_0^{\infty} m^2 \cdot D_1 J_0(mr) dm, \quad (3.27)$$

$$B_r(\omega) = -\frac{M\mu}{4\pi} \int_0^{\infty} m^2 \cdot D_1 J_1(mr) dm, \quad (3.28)$$

sendo M o momento dipolar, e J_0 e J_1 as funções de Bessel. A integral D_1 está relacionada às propriedades da seção geoeletrica. O termo 'In' é a componente em fase e 'Q' a componente em quadratura.

Como exemplo para uma sequência de três camadas temos:

$$D_1 = 1 - \frac{m_{10} - P e^{-2m_1 H_1}}{1 - m_{10} \cdot P e^{-2m_1 H_1}} \quad (3.29) \quad \text{sendo} \quad P = \frac{m_{12} + m_{23} \cdot e^{-2m_2 H_2}}{1 + m_{12} m_{23} \cdot e^{-2m_2 H_2}}; \quad m_{10} = \frac{m_1 - m}{m_1 + m};$$

$$m_{12} = \frac{m_1 - m_2}{m_1 + m_2}; \quad m_{23} = \frac{m_2 - m_3}{m_2 + m_3}; \quad m_1 = \sqrt{m^2 - k_1^2}; \quad m_2 = \sqrt{m^2 - k_2^2}; \quad m_3 = \sqrt{m^2 - k_3^2},$$

sendo k_1, k_2, k_3 os números de onda ($k_n^2 = i \sigma_n \mu \omega$), H_1 e H_2 são as espessuras da primeira e segunda camadas, respectivamente (KAUFMAN & KELLER, 1983).

Os cálculos diretos das respostas TEM sobre camadas horizontais são realizados usando algoritmos de tempo da função degrau segundo Goldman & Fitterman apud NABIGHIAN (1989). Usando a Equação 3.27 ou uma equivalente dela, é possível derivar a condutividade estimada registrando a difusão para baixo de uma ou mais fontes de corrente equivalente. Este conceito tem sido utilizado para criar imagens aproximadas da condutividade em seções profundas do subsolo por Macnae & Lamontagne, Nekt, Eaton & Hohmann apud NABIGHIAN (1989).

3.3 CONFIGURAÇÕES TEM

Nesta parte se menciona as principais configurações ou arranjos de loop destinadas à prospecção de água subterrânea para efetuar as medições transientes eletromagnéticas (TEM). Em teoria os loop consideram-se circulares, mas na prática se empregam geometricamente como quadrados.

Dependendo da configuração transmissor -receptor os arranjos mais comuns são:

3.3.1 Transmissor – Receptor loop simples (single loop)

Esta configuração, usada principalmente na ex-União Soviética, utiliza um simples loop tanto como transmissor e receptor (Figura 3.8a). O loop age como transmissor quando a corrente está fluindo. Uma vez que a corrente é desligada, os terminais do loop são conectados ao receptor e a sinal transiente é medida. Os loops podem ser de forma quadrada ou retangular com as longitudes dos lados variando entre 5 e 200m.

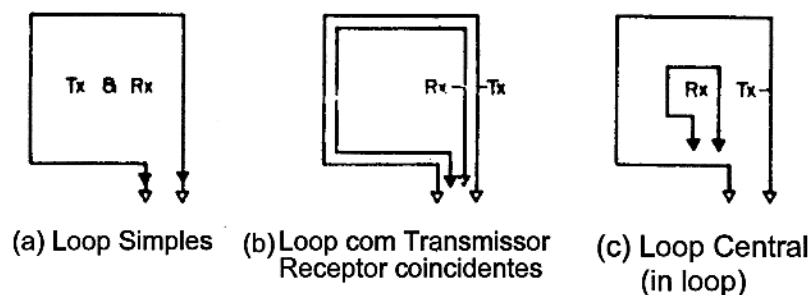


Figura 3.8 Configurações TEM

As vantagens do loop simples são as seguintes:

- Maiores níveis de sinal que qualquer configuração devido a que o receptor está colocado no lugar de mais forte transmissão.
- Segura boa profundidade prática de penetração.

3.3.2 Loop com transmissor – receptor coincidente

Este arranjo tem a mesma geometria e resposta da configuração loop simples exceto que o transmissor e receptor são loops diferentes embora espacialmente coincidentes. Na prática, cada um está conectado ao transmissor e receptor respectivamente (Figura 3.8b).

3.3.3 Configuração loop central (In-Loop)

Este arranjo é uma variante do arranjo transmissor – receptor coincidente, na qual usa uma bobina receptora de muitos giros localizados no centro do loop transmissor (Figura 3.8c). A bobina receptora é pequena (50 cm^2) com centenas de voltas (300-2500) para reter adequados níveis de sinais.

As vantagens são melhor resolução e manejo.

As desvantagens são que precisa um fio especial para o receptor e é mais sensível às heterogeneidades locais (MINERAL CONTROL INSTRUMENTATION, 1995; NABIGHIAN, 1989).

3.4 SIROTEM

O SIROTEM (BUSELLI et al., 1985) é um equipamento utilizado para efetuar sondagens transientes eletromagnéticas e na qual se registram as resistividades dos materiais no subsolo por meio da emissão de pulsos elétricos ao longo do fio do loop colocado na superfície do terreno. Quando se envia uma corrente estável no loop e depois esta corrente é desligada rapidamente, se gera um campo magnético (primário) variante com o tempo. Este campo magnético induz correntes nos materiais do subsolo. O campo magnético secundário associado com estas correntes decrescentes é detectada por um receptor.

A forma da onda da corrente do transmissor consiste de pulsos negativos e positivos. Entre os pulsos se tem um “off-time” (tempo onde a corrente é igual a zero), durante a qual o sinal recebida é medida (Figura 3.9). O “off-time” sempre é igual ao “on-time” (tempo onde a corrente é diferente de zero). A duração da sondagem é determinada pelo número de janelas selecionadas. A borda principal (leading edge) do pulso de corrente tem um tempo de subida finito e a borda auxiliar (trailing edge) também tem um tempo ‘turn-off’ definido. Os valores destes dois fatores depende da indutância e resistência do loop transmissor.

O sinal recebido é medido em intervalos de tempo chamados janelas. O comprimento do intervalo define-se pela seleção das series de tempo e número de janelas. As janelas são dobradas progressivamente em comprimento enquanto o transiente está decaindo. Os sinais devido aos pulsos positivos e negativos consecutivos são ponderados e considerados como uma medição para cancelar o ruído comum. O pulso transmitido é repetido muitas vezes durante as medições.

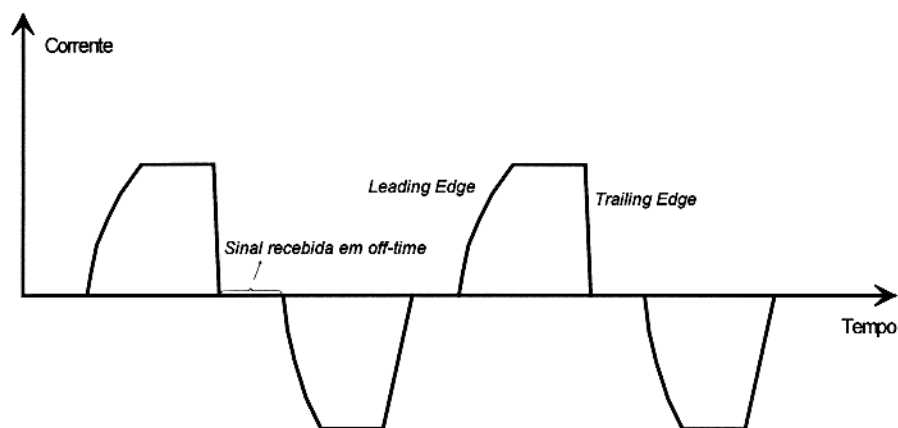


Figura 3.9 Forma da onda da corrente do equipamento SIROTEM

Para eliminar as perturbações no sinal recebido causados pelos efeitos atmosféricos devido aos relâmpagos (sferics), o SIROTEM incorpora um sistema de rejeição de ruído para reduzir os sinais causados por eles.

O SIROTEM tem como principais características um maior número de janelas, registra materiais altamente condutivos, o receptor é suficientemente sensível para captar magnitudes de um nano-volt por ampere, e tem um baixo nível de ruído.

Um número de configurações diferentes de loop são possíveis para as medições TEM, alguma delas mais apropriadas do que outras para situações geológicas e alvos específicos. Os tipos de configurações que utiliza são: loop simples, loop com transmissor e receptor separados uma distância fixa, pequenos receptores 'multi-turn', loop com transmissor fixo e receptor móvel.

O cálculo da resistividade aparente no SIROTEM para configurações loop coincidente e in-loop está baseado na formula assintótica, que relaciona as respostas dos voltagens através da seguinte expressão:

$$\rho_a = 6.32 \times 10^{-12} A^{2/3} b^{4/3} (V / I \times 10^{-9})^{-2/3} (t \times 10^{-3})^{-5/3} \quad (3.30)$$

Em que ρ_a = resistividade aparente (ohm-metros)

A = Área efetiva (produto área x turns) do loop receptor ou bobina (m^2).

b = Longitude do lado do loop transmissor (m)

V/I = Resposta da transiente (Volt/Amp)

t = Tempo de retardo (delay time) desde o começo da caída da transiente (segundos)

3.4.1 Características principais do SIROTEM

- *Series de janela*

Seleciona-se uma das quatro series amostradas:

- *Series Composite*: O mais comumente usado. Varia a partir de 50 microsegundos na janela 1 até 1.84 segundos na janela 53.
- *Series 'Early times'*: Varia desde os 50 microsegundos na janela 1 até 384 milisegundos na janela 53.
- *Series 'Standard Times'*: Varia desde os 487 microsegundos na janela 1 até 1.94 segundos na janela 50.
- *Series 'High Resolution' (Alta resolução)*: Usado para alvos muito superficiais ou investigações de alta resistividade. Varia desde os 8 microsegundos até 92 milisegundos na janela 53.

- Níveis de ruído

O ruído é caracterizado nas respostas pelas altas leituras em comparação com os valores contíguos nas previas janelas, valores negativos, ou muito menores do que o valor estatístico mostrado. Possíveis fontes que causam respostas erradas devem ser evitadas, tais como grandes objetos metálicos nas proximidades do loop, linhas de alta tensão, etc.

- Esféric

O sistema de rejeição de ruído do SIROTEM corrige os efeitos provocados pelas perturbações atmosféricas nas respostas. Deve fazer-se um dimensionamento numa determinada escala de rejeição de ruídos (esféric) para encontrar o fator de escala apropriado antes de começar o trabalho de prospecção e se recomenda que este processo seja repetido cada quatro horas no trabalho do campo. A determinação de escala de esféric proporciona um índice da quantidade de ruído presente, sendo importante para assegurar leituras exatas.

- Valor de Empilhamento (Stack)

O valor de empilhamento (stack) é um parâmetro que indica a razão entre a quantidade de leituras requeridas para produzir uma boa razão sinal- ruído e o tempo para uma leitura. Valores que variam entre 256 e 2048 são normalmente utilizados e alguma experimentação previa deve ser feita para determinar o melhor valor em cada área. O número de empilhamentos disponíveis varia de 1 até 9999. Devido a um circuito interpolador usado para melhorar a resolução, se tem uma ligeira vantagem em escolher uma potência de 2 (tais como 128, 256, 512,...).

- Área do loop

O valor da área do loop transmissor aceito pelo equipamento varia na faixa de 1-1000 metros quadrados. O valor da área é importante quando se trabalha com um determinado número de espiras. O valor da área considerada neste caso é igual à área do loop multiplicada pelo número de espiras utilizada.

- Corrente do loop

A corrente de loop transmissor medida durante cada transmissão é usada para calcular os dados normalizados em nV/A. A corrente do loop utilizada deve estar na faixa de 0.01 a 999.99 amp.

- Visualização dos resultados

Os resultados são mostrados automaticamente depois de ter-se efetuado a sondagem. Eles são mostrados como tabelas e como gráficos. Nas tabelas se amostram a razão potencial – corrente em nVolt/Amp medido e as resistividades aparentes calculadas através da formula 3.30 em ohm-m para cada janela de tempo. Nos gráficos, o eixo horizontal sempre amostra o tempo e o eixo vertical amostra a voltagem e resistividade. O número de décadas pode ser selecionado e a escala dos eixos depende do número de janelas escolhido (BUSELLI et al., 1985; MINERAL CONTROL INSTRUMENTATION, 1995).

3.5 INTERPRETAÇÃO QUANTITATIVA

Na interpretação quantitativa dos dados do SIROTEM, primeiro se procura eliminar as informações provenientes do ruído geológico para poder avaliar desta maneira a informação disponível. Para isso descartam-se os valores anômalos que correspondem às estruturas rasas e se dá preferência àqueles valores correspondentes a tempos tardios, que correspondem às estruturas profundas. A ferramenta mais útil na interpretação provem dos perfis do tempo de retardo.

Para sistemas de loop grande, as anomalias nas respostas de rocha encaixante (semi - espaço, camadas estruturais, etc.) são caracterizadas por curvas com forma de campainha sem nenhum cruzamento em zero na componente vertical e com a correspondente anomalia na componentes horizontais.

As soluções para a modelagem direta unidimensional no domínio do tempo são dadas através da transformada de Fourier quando os resultados são obtidos no domínio da frequência ou em intervalos de tempo caso de trabalhar no domínio do tempo. As soluções das equações diferenciais explícitas são importantes porque não se precisa de inversão de matrizes grandes.

A apresentação para o cálculo das resistividades aparentes nos dados do SIROTEM tem sido estudados através de um algoritmo descrito por Raiche e Spies apud BUSELLI et al. (1985).

Nem sempre é possível determinar um valor confiável da resistividade aparente dos dados transientes, especialmente na presença de fortes efeitos de acanalamento de corrente. As resistividades aparentes e espessuras são determinados usando um algoritmo tipo Marquardt segundo Barnett apud Mc NEILL (1990) ou com uma aproximação ensaio – erro.

Um número de programas por computadores foram desenvolvidos para a interpretação dos dados transientes eletromagnéticos pelo Grupo Geofísico Matemático da Divisão CSIRO de Física Mineral. Isto inclui programas de modelagem direta unidimensional (programas CLRTEM e RECTEM) e de inversão (programa GRENDL). O programa CLRTEM é útil na modelagem direta para um número de camadas menor de 20 baseado na técnica ensaio - erro. O programa GRENDL (Amira/Csiro) é usado também assumindo um número de camadas menor do que 20, este programa é usado para a inversão das sondagens elétricas verticais ou na inversão conjunta das sondagens elétricas verticais e das transientes electromagnéticas (BUSELLI et al., 1985).

Dentro dos programas computacionais para a modelagem direta temos também o EGSLIB/TDCON1D versão 1.0, desenvolvido por RIJO (1996), programa que trabalha até com um limite de 100 camadas.

Se assumimos uma estratificação em duas camadas os resultados podem ser interpretados usando curvas padrão, publicadas no ano 1981 por Raiche e Spies apud BUSELLI (1985). Estas curvas proporcionam os resultados através de um modelo com condutividade σ_1 e espessura 'd', localizado acima de um embasamento com condutividade σ_2 . Cada um dos gráficos representa uma diferente razão de condutividades σ_2/σ_1 , valor assumido inicialmente num processo de ensaio – erro. Nestes gráficos o eixo da abscissa representa o tempo normalizado, $T = t/(\sigma_1 A_1)$, sendo A_1 a área do loop transmissor em m^2 . O eixo das ordenadas apresenta as condutividades aparentes σ_a , em termos de σ_a/σ_1 . Estes dois eixos estão relacionados através de um conjunto de curvas com diferentes razões R/d , sendo R o raio equivalente do loop transmissor e 'd', como já se mencionou, a espessura da primeira camada.

4. COMPARAÇÃO DOS MÉTODOS ELETRORESISTIVO E TEM

4.1 PRINCÍPIOS TEÓRICOS

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

No estudo teórico do método eletroresistivo se assume um meio homogêneo, isotrópico, para o cálculo das resistividades. Como o meio não é uniforme se faz uso do conceito da resistividade aparente. Esta resistividade aparente depende dos valores reais da resistividade num meio heterogêneo e da distribuição dos eletrodos de corrente e de potencial na superfície do terreno. O cálculo das voltagens é realizado através do campo elétrico criado em cada fonte. Por outro lado, como vimos no capítulo anterior, no estudo teórico das transientes eletromagnéticas fizemos a análise de modelos como o: meio condutivo uniforme, semi-espaço condutivo, lâmina condutiva e estratificação horizontal. A resposta sobre um meio estratificado se obtém através de transformada inversa de Laplace ou de Fourier de uma expressão função das resistividades e espessuras do meio.

4.2 OPERAÇÃO DE CAMPO

Para a prospecção de águas subterrâneas o método eletroresistivo é constituído de uma fonte de corrente, um medidor de corrente e um de potencial, eletrodos e cabos elétricos e o arranjo mais utilizado destes dispositivos é conhecido como Schlumberger. Para alcançar uma

maior profundidade de investigação com este método, incrementa-se gradualmente o afastamento entre os eletrodos de corrente e de potencial, se for necessário, sendo este procedimento algumas vezes pouco prático devido às baixas razões sinal – ruído, problemas de topografia, etc. A diferença do método eletromagnético, para atingir camadas profundas não é preciso deslocar nenhum dispositivo durante a medição, mas deve considerar-se que utilizando uma maior área do loop, a profundidade de investigação será maior. Entre os arranjos mais apropriados para a prospecção de água subterrânea se têm o loop simples, loop coincidente e loop central.

No trabalho de campo, se utiliza o método eletroresistivo e os dados são coletados em voltagens e depois transformados em resistividades aparentes, para posteriormente ser multiplicado pelo fator geométrico e dividido entre a corrente utilizada. Esta informação é anotada e desenhada manualmente numa planilha de trabalho para avaliar o andamento do trabalho. Este procedimento, em comparação com o método TEM, é lento. Usando o SIROTEM, toda esta informação é mostrada na tela do equipamento logo depois de efetuada a sondagem e a duração de tempo de cada sondagem vai depender da configuração inicial dos parâmetros como: tipo de janelas utilizadas, número de janelas, número de empilhamento, etc. No SIROTEM as voltagens medidas e as resistividades aparentes calculadas são apresentadas através de tabelas e gráficos logo acabada a sondagem.

O custo do equipamento SIROTEM nas medições eletromagnéticas é muito maior em comparação ao resistivímetro utilizado nas sondagens elétricas verticais, quando o objetivo é a prospecção de águas subterrâneas (HENDERSON, 1992).

4.3 MODELAGEM NUMÉRICA

Na interpretação quantitativa do método eletroresistivo se usam principalmente dois métodos, o método direto e o método inverso. No método direto se utiliza o método de ajuste e erro, e no método inverso se trabalha com uma modificação no método de regressão 'Ridge', que

corresponde a uma mudança do valor do estimador para uma rápida e maior precisão na convergência dos resultados.

Quanto ao método direto de prospecção eletromagnética, para calcular a resposta TEM de uma subsuperfície estratificada para uma configuração loop coincidente ou simples, se usa o método de Knight e Raiche apud RAICHE et al. (1985). Basicamente, o método consiste em encontrar a resposta no domínio da frequência em termos da transformada de Hankel. O método de Gaver-Stehfest usa a transformada inversa de Laplace e depois um filtro adaptado por Anderson para avaliar a transformada inversa de Hankel. Desta maneira, se evita o desperdício de tempo por erros provocados pela combinação dos métodos analíticos e numéricos requeridos, quando se efetua a transformada inversa de Hankel e depois a transformada inversa de Fourier ou de Laplace, para um sistema de loop coincidente ou simples (RAICHE et al., 1985).

No método de inversão eletromagnético, Jupp & Vozoff apud RAICHE et al. (1985) usam um algoritmo de mínimos quadrados Marquardt iterativo de segunda ordem. Neste processo, como os parâmetros podem variar muito em magnitude, se usam ajustes logarítmicos para melhorar as condições do problema e restringir os resultados a valores positivos. Na inversão Golub e Reinsch apud RAICHE et al. (1985) se faz uso de uma decomposição de valores singulares empregando matrizes contendo auto – valores. Para evitar grandes variações nestes parâmetros que possa afetar o valor dos resultados, se usa uma correção dada por um fator de dispersão chamado método Marquardt de segunda ordem, o qual assegura maior estabilidade na variação dos auto parâmetros.

No processo de inversão, novos parâmetros são usados para calcular o novo modelo e o novo vetor erro. As iterações continuam até que:

- O erro calculado está por debaixo de um valor mínimo aceitável.
- O erro é relativamente pequeno, em consequência melhores estimações não podem ser feitos.
- O número de iterações especificadas pelo usuário é alcançada.

Nas inversões que utilizam tanto o método eletroresistivo como o método eletromagnético, existe o problema de equivalência em camadas finas. Para camadas condutivas finas o produto condutividade – espessura pode ser estimado mais não a condutividade ou espessura por separado. Para camadas resistivas finas o produto resistividade – espessura pode ser também estimado, mas não a resistividade ou espessura separadamente.

No processo de inversão define-se uma matriz $\underline{V}$ como a relação dos auto valores Q_j aos parâmetros físicos P_j através da expressão:

$$\underline{P} = \underline{V} \underline{Q} . \quad (4.1)$$

Esta expressão é uma das ferramentas mais usadas na resolução de parâmetros dos modelos. V_{ij} é a medida relativa dos parâmetros P_i a Q_i . Assim, cada coluna de $\underline{V}$ correspondente a um auto valor Q_j usado como combinação linear dos parâmetros físicos P_i . Fazendo uma inversão dos dados dc numa estrutura que contém uma camada condutiva fina, se encontrará que o valor Q_j é $[\ln(h)-\ln(\rho)]$, ou seja, o produto condutividade espessura, sendo h a espessura e ρ a resistividade da camada fina. Este parâmetro é resolvido perfeitamente. Um outro parâmetro consiste em $[\ln(h) + \ln(\rho)]$, isto é, o produto resistividade por espessura. Este parâmetro seria resolvido imperfeitamente. Assim, a matriz $\underline{V}$ ajudaria a determinar a razão h/ρ , mas não ditos parâmetros separadamente.

Quando se realiza uma inversão conjunta TEM – dc, a matriz $\underline{V}$ indica que tanto ph como h/ρ são resolvidos, portanto se conheceriam os valores de ρ e h . Assim, combinando diferentes conjuntos de medições (SEV e TEM) como um conjunto unitário prévio ao processo de inversão, se permitirá obter respostas mais exatas e, como consequência, se tem uma melhora substancial na resolução das camadas. Este processo não deve ser utilizado como um parâmetro de comparação entre técnicas de inversão isoladas (RAICHE et al, 1985).

5. APLICAÇÃO DOS MÉTODOS ELETRORESISTIVO E TEM

5.1 INTRODUÇÃO

Para comparar as respostas dadas por esses dois métodos de prospecção geofísica, se utilizaram os dados do trabalho de tese de mestrado realizado por Monteiro (1998) no município de Palestina do Pará, onde foi efetuado um estudo hidrogeológico empregando o método eletroresistivo com 21 SEVs utilizando o arranjo Schlumberger.

Baseando-se nas características hidrogeológicas da área, se elaboraram modelos sintéticos SEV e TEM para os quatro tipos de curvas principais (H, K, A e Q). Posteriormente, com referencia às seções geoeletricas deste estudo hidrogeológico, se tomaram como base os modelos dados pelas SEVs para elaborar os modelos sintéticos TEM e assim poder relacionar as respostas dadas pelas principais características geológicas da área.

Cabe mencionar que foram executadas também 51 sondagens eletromagnéticas no domínio do tempo, parte delas nos mesmos pontos onde se empregou o método eletroresistivo, utilizando o equipamento SIROTEM Mark 3, mas lamentavelmente o equipamento mostrou valores de resistividades erradas, possivelmente causadas por algum defeito, motivo pelo qual se utilizaram modelos sintéticos. A intenção era usar dados reais, mas infelizmente não foi possível. Este problema será ilustrado na seção 5.2.3 correspondente aos estudos geofísicos realizados na área.

5.2 CARACTERÍSTICAS PRINCIPAIS DA ÁREA

5.2.1 Localização e Clima

O município de Palestina localiza-se na porção Sudeste do Estado do Pará, junto à margem esquerda do rio Araguaia, entre as coordenadas geográficas 5°41'-5°47' de latitude sul e

48°27'-48°18' de longitude oeste WGr, com uma área de aproximadamente 988.2 Km² (Figura 5.1). Tem um clima dos tipos Am (tropical úmido ou monção) e Aw (tropical úmido) em

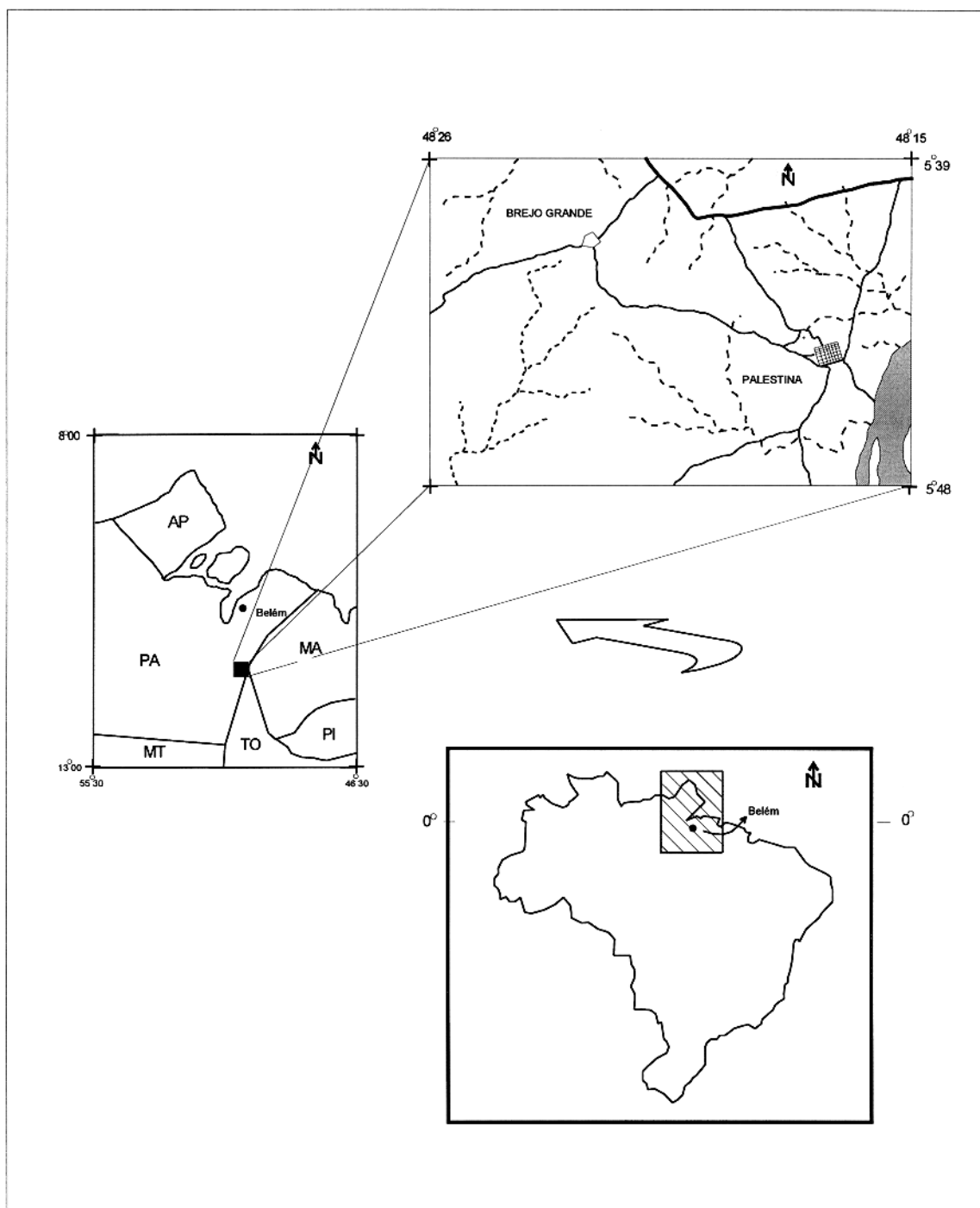


Figura 5.1 MAPA DE LOCALIZAÇÃO e ACESSO

concordância com a classificação de Köppen (Rosatelli et al. apud MONTEIRO, 1998) baseado principalmente nas medições pluviométricas e na temperatura ambiental.

5.2.2 Geologia Geral

No tocante à geologia regional (Folha Marabá SB.22-X-D apud MONTEIRO (1998)), destacam-se três unidades geotectônicas que compreendem os cinturões Itacaiúna, Araguaia e a Bacia do Parnaíba (Marinho, Almeida et al. apud MONTEIRO, 1998). A área localiza-se na porção sudeste da folha, abrangendo parte do cinturão Araguaia e a bacia do Parnaíba.

O município mais próximo do Palestina é Brejo Grande. Estes dois municípios estão situados em dois ambientes geológicos distintos, Palestina na borda da bacia de Parnaíba (sedimentar) e Brejo na parte correspondente ao Cinturão Araguaia no contato da borda com o embasamento (metamórfico). O Cinturão Araguaia é resultado de um regime compressivo cavalgante de baixo ângulo do bloco Porangatu sobre o bloco Araguacema. A movimentação preferencial se deu de SE para NW. Zonas transcorrentes com orientação WNW-SSE são interpretadas como rampas laterais. (Marinho, Hasui & Costa, apud MONTEIRO, 1998). Na folha, o Cinturão Araguaia é representado pelas formações Xambioá, Pequizeiro e Couto Magalhães, com rochas apresentando uma gradação progressiva na granulação e uma composição mineralógica em forma crescente de oeste para leste.

A rocha que compõe o embasamento é representada pela formação Xambioá (Abreu apud MONTEIRO, 1998). Em geral estas rochas apresentam um avançado grau de alteração, adquirindo uma coloração rosa avermelhado. As porções mais preservadas são representadas por cloritas xistos com coloração cinza esverdeada. A formação Xambioá é constituída por um conjunto uniforme de rochas metassedimentares cuja paragénese mineral é indicativa de metamorfismo nas fácies xisto-verde médio a alta.

A formação Pequizeiro (Guerreiro & Silva apud MONTEIRO, 1998) está composta por rochas essencialmente de quartzo, clorita, muscovita e biotita, e com uma coloração cinza

esverdeado de granulação de media a alta.

A formação Couto Magalhães (Hasui apud MONTEIRO, 1998) está composta por uma sequência pelítica de filitos e ardósias, com intercalações menores de quartzitos, cherts, metassiltitos, metargilitos, metagrauvacas e calcários.

A Bacia de Parnaíba apresenta um arcabouço estrutural fortemente influenciado por estruturas da faixa Araguaia. Os sedimentos da Bacia do Parnaíba afloram nas partes oriental e norte da área. Esta bacia teve período evolutivo tanto no Paleozóico quanto no Mesozóico. O Paleozóico é representado pelas formações Pimenteiras, Potí, Piauí, Pedra de Fogo e Motuca, com sedimentação a partir de frentes deltaica, fluvial, lacustre e planície de maré.

As rochas que compõem a bacia do Parnaíba foram divididas em cinco seqüências deposicionais denominadas: siluriana, devoniana, permo-carbonífera, jurássica e cretácea, separadas por discordância regionais e correlacionáveis a eventos orogenéticos de caráter global (Góes & Feijo apud MONTEIRO, 1998). A formação Pimenteiras está constituída de arenitos de cor cinza, com intercalações de pelitos. A formação Potí é constituída de arenitos com coloração cinza a arroxeado e pelitos esverdeados. A formação Piauí é composta por arenitos avermelhados, as vezes arcossianos com cimento calcífero, pelitos e folhelhos avermelhados localmente com níveis de calcarenito. Small apud MONTEIRO (1998) definiu ela como uma seqüência arenosa separada por intercalações de folhelhos, siltito e sílex. A formação Pedra de Fogo é caracterizada por uma seqüência de siltitos, folhelhos e calcários. E por último a formação Motuca, que designa os arenitos e folhelhos intercalados com calcários e anidrita na parte central da bacia.

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

5.2.3 Estudo geofísico realizado na área

O método geofísico de prospecção empregado para descrever as principais características hidrogeológicas foi o método eletroresistivo com o arranjo Schlumberger. O número de sondagens elétricas verticais foram 21, sendo efetuadas ao longo das ruas não pavimentadas da cidade de Palestina do Pará e dos principais caminhos de acesso tanto de Brejo Grande como de Palestina, com preferência em locais onde não se apresentou muito desnível topográfico (Figura 5.2). O equipamento utilizado foi o Geostest, com potência máxima de saída de 100 W e corrente máxima de 500 mA.

Os espaçamentos dos eletrodos de medida e de potencial estão na Tabela 5.1, na qual o espaçamento mínimo dos eletrodos de corrente é igual a 2 m ($AB/2=1$) e a máxima separação entre eles foram 1000 m.

Na interpretação dos dados das sondagens o que se procura são estruturas e camadas aquíferas através da diferenciação das características elétricas das camadas do subsolo. As interpretações de cada uma das 21 sondagens foram realizadas correlacionando cada uma delas, usando o menor número de camadas nos modelos, e tendo sempre em conta a informação geológica disponível.

Na interpretação das 21 sondagens realizadas se utilizou o programa EGSLIB/SEV1D (método direto) e o programa EGSLIB/ISVES1D (método inverso), ambos desenvolvidos por RIJO (1994 ab). No método direto se parte de um modelo teórico e através da variação da espessura e resistividade das camadas se faz um ajuste visual das curvas. Com o método inverso, se parte do modelo alcançado no método direto e, usando uma regra de regressão múltipla no programa citado, se terá uma máxima convergência entre os dados de campo e o modelo teórico.

Os resultados se apresentam na Tabela 5.2, onde se mostram as resistividades aparentes (ohm-m), as espessuras das camadas, a espessura total das camadas (esp. tot.), profundidade da base do aquífero (bas. aq.), topo do aquífero (top. aq.) e do embasamento (top. emb). Baseando-

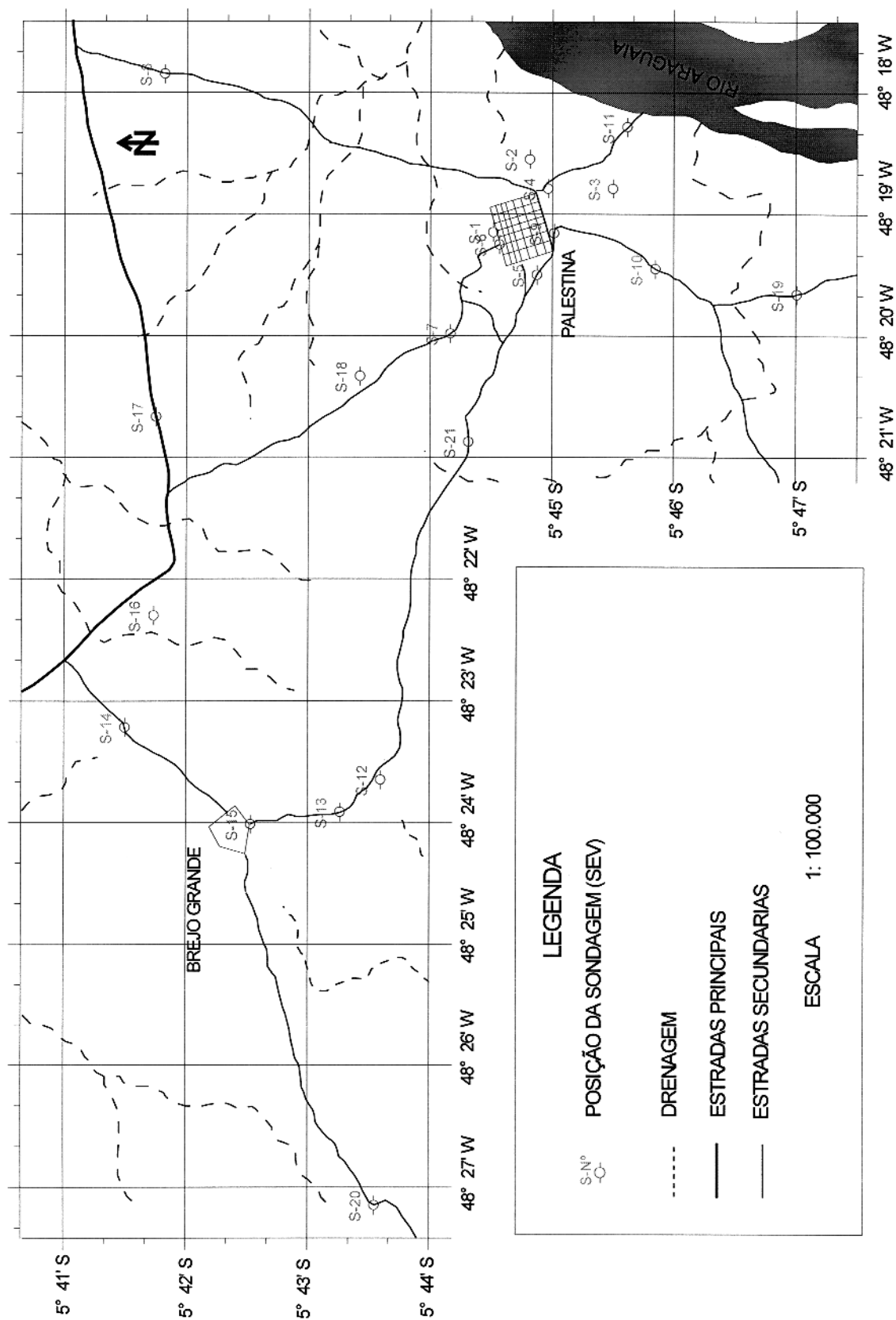


Figura 5.2 MAPA DE LOCALIZAÇÃO DAS SEV's

Tabela 5.1 Valores de AB/2 e MN utilizados no levantamento com SEV

AB/2 MN	1,0	1,3	1,8	2,4	3,2	4,2	5,6	7,5	10,0	13,3	17,7	23,7
0,5	x	x	X	x	x	X	x	x	x	x	x	x
2,0						X	x	x	x	x	x	x
5,0												x

AB/2 MN	31,6	42,2	56,2	75,0	100,0	133,4	177,8	237,1	300,0	500,0
2	x	X	x	x						
5	x	X	x	x	x	x	x	x		
20				x	x	x	x	x	x	
50								x	x	x

Tabela 5.2 Resultados das interpretações das SEVs efetuadas
no Município de Palestina do Pará

Nº SEV	Resist. Aparente (ohm-m)						Espessuras (m.)					esp. tot(m)	bas. aq.	top. aq.	topo emb.
	r1	r2	r3	r4	r5	r6	h1	h2	h3	h4	h5				
1	149	837	374	697	175		0,1	0,6	16	39		55,7	55	20	
2		2544	325	43	301		0,7	3,7	41			45,4	100	30	
3	4491	1182	111	529			6	86	38			130,0	195	60	
4	696	346	127	584	61		2,4	6	23	53		84,4	86	40	
5	560	812	47	512	97		0,4	5,4	48	65		118,8	122	55	
6		1247	171	243	82			1,2	39	31		71,2	72	40	
7	14136	855	67	414			13	13	40			66,0	115	60	
8	225	275	65	145			0,5	3	55			58,5		90	
9	995	3350	57	575	97		0,4	5,2	49	79		133,6	140	60	
10	5681	1213	23	231			4	52	74			130,0	130	105	
11	334	778	56	947			2,5	93	28			123,5	200	120	
12	6121	2859	71	375	66	2671	3,9	11	4	10	4,8	33,7	83	20	33,7
13	1912	2467	84	268	89	3126	1,9	18	2	10,8	3	35,7	38	20	35,7
14	4982	2513	51	252	65	2821	3,9	14	5	19	65	106,9	44	25	106,9
15	5806	2418	85	286	87	2888	1	16,4	2	28	3	50,4	47	20	50,4
16	8968	3650	61	203	54	2132	3,4	15	9	22	108	157,4	55	35	157,4
17	8752	1102	82	243			2,8	15,8	52			70,6	100	60	
18	4614	813	55	478	50		7	9	45	34		95,0	91	60	
19	5656	1547	57	368	51		1,6	3,8	19	17		41,4	53	30	
20															
21		7178	46	850				6,7	39	19		64,7	65	45	

nos neste fato, se construíram seis seções geoeletricas (MONTEIRO, 1998).

As curvas sintéticas geradas pelos modelos, as curvas de campo e os modelos obtidos como resultado da interpretação das 21 sondagens elétricas verticais se apresentam como anexo neste trabalho de tese.

Também se efetuaram 51 sondagens eletromagnéticas no domínio do tempo, utilizando o SIROTEM Mark 3. Se empregou para tal finalidade uma bobina quadrada de 10 m de lado, e uma serie de 42 janelas de alta resolução. Lamentavelmente se obtiveram valores de resistividades aparentes erradas.

A continuação apresenta-se três sondagens transientes eletromagnéticas realizadas com o SIROTEM nos mesmos pontos onde se efetuaram as SEVs. Os modelos teóricos TEM correspondem aos obtidos como resultado da interpretação das SEVs. Os pontos de sondagens selecionados provém de três áreas com diferentes características geológicas. A SEV 01 realizou-se na cidade de Palestina do Pará, a SEV 15 na cidade de Brejo Grande e SEV 16 num ponto intermediário destas cidades (Figura 5.2). Como pode-se observar nos seguintes gráficos os valores das respostas dadas pelo equipamento SIROTEM reporta resistividades aparentes muita baixas (0.01 até 1 ohm-m) com referência ao modelo teórico TEM em todas as sondagens efetuadas como se nota nestes três pontos de sondagens selecionados (Figuras 5.3, 5.4 e 5.5), do mesmo modo acontece com a forma destas curvas, as quais apresentam uma linearidade descendente, fato que não concorda com o modelo observado. Na Figura 5.3 as duas curvas são descendentes mas com diferente inclinação, na Figura 5.4, o modelo teórico tem forma ascendente, caso contrário acontece com os dados observados, e finalmente, a Figura 5.5, correspondente à SEV 16, cuja curva no modelo teórico apresenta um valor mínimo aproximadamente no ponto médio, o qual não aparece na curva dos dados.

As sondagens TEM 56 e 69 (Figura 5.3 e 5.4) foram realizadas nas cidades de Palestina e Brejo Grande, respectivamente, e a sondagem TEM 78 (Figura 5.5) fora da cidade. Sendo pouca a diferença entre estas respostas, tem-se que a influência dos elementos culturais não foi um fator relevante nas respostas obtidas. Igualmente considerando a hora do dia em que foram realizadas

(manha e tarde), também não se obteve melhores respostas. Portanto, os fatores externos foram descartados e se considerou como possível causa a uma falha na estrutura do equipamento.

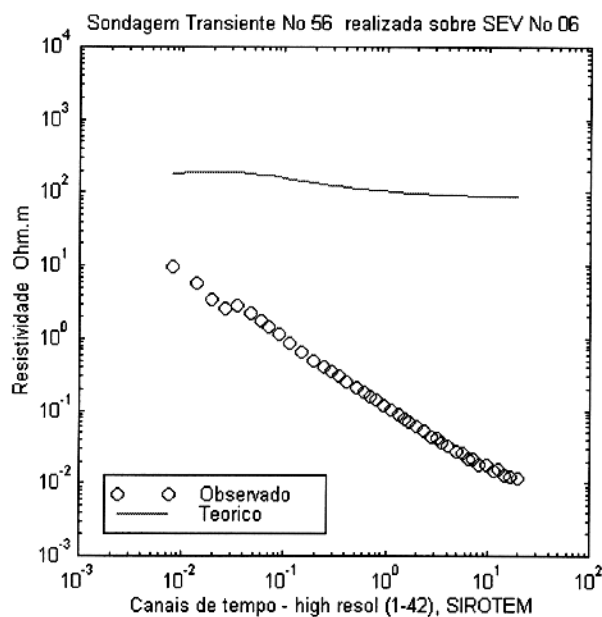


Figura 5.3

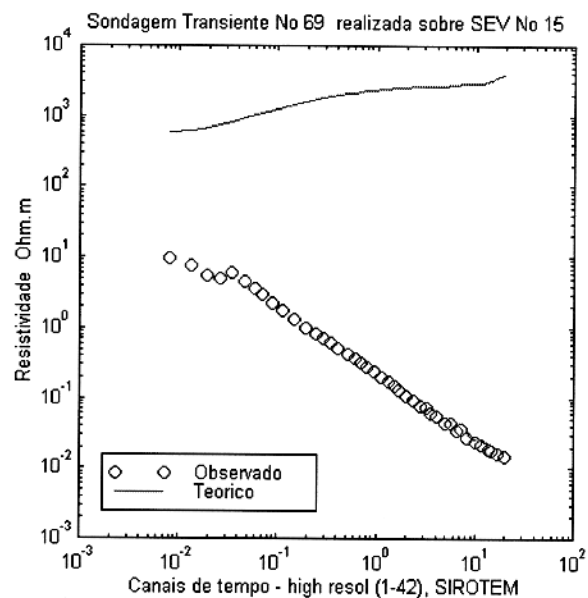


Figura 5.4

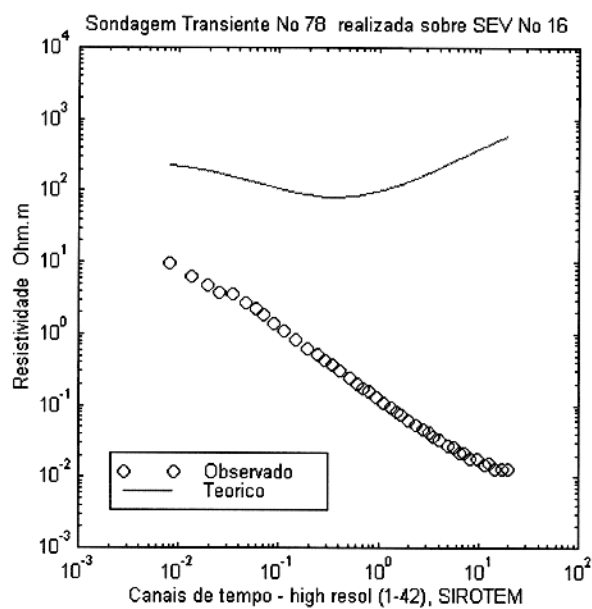


Figura 5.5

5.2.4 Características hidrogeológicas da área

Baseando-nos nos resultados obtidos através do estudo geofísico, se construíram seis seções geoeletricas cujas características principais se menciona a continuação:

- Seções geoeletricas 1 e 2 - Cujas SEVs localizadas nas proximidades da cidade de Brejo Grande estão caracterizadas pela presença do embasamento (xisto), o qual apresenta uma variação de resistividades de 2100 - 3100 ohm-m. O alto valor de resistividade na SEV 13 da seção geoeletrica 2 pode ser interpretado geologicamente como uma lente de Sílex (Figuras 5.6 e 5.7).
- Seções geoeletricas 3 e 4 - Cujas SEVs estão localizadas nas proximidades da cidade de Palestina do Pará. Na seção 4 se pode perceber que a camada arenosa possivelmente estará aflorando, fazendo propicia a captação de águas superficiais devido à recarga existente por causa das chuvas (Figuras 5.8 e 5.9).
- Seções geoeletricas 5 e 6 - Nestas seções geoeletricas temos que a camada arenosa (aquífera) possui espessuras variando de 19 até 79 m. Também se observa que a base desta camada foi inferida nas SEVs 03, 11, 17, 07 e 10 devido à menor profundidade atingida naquelas sondagens (Figuras 5.10 e 5.11).

A partir destas seções geoeletricas se podem definir os seguintes horizontes geoeletricos:

- O primeiro horizonte correspondente ao solo, caracterizado por ser lateralmente heterogêneo com espessuras atingindo valores de 3.9 e com altas variações de resistividades de 150- 14000 ohm-m.
- O segundo horizonte geoeletrico está presente em todas as sondagens, com exceção da SEV 20. Os valores de resistividades variam de 270 – 3650 ohm-m e as espessuras de 1 – 65 m de profundidade. Esta camada foi denominada de areno-argilosa e corresponde ao topo da formação Potí. A resistividade de 28000 ohm-m na SEV 13 é interpretada como uma lente de Sílex.

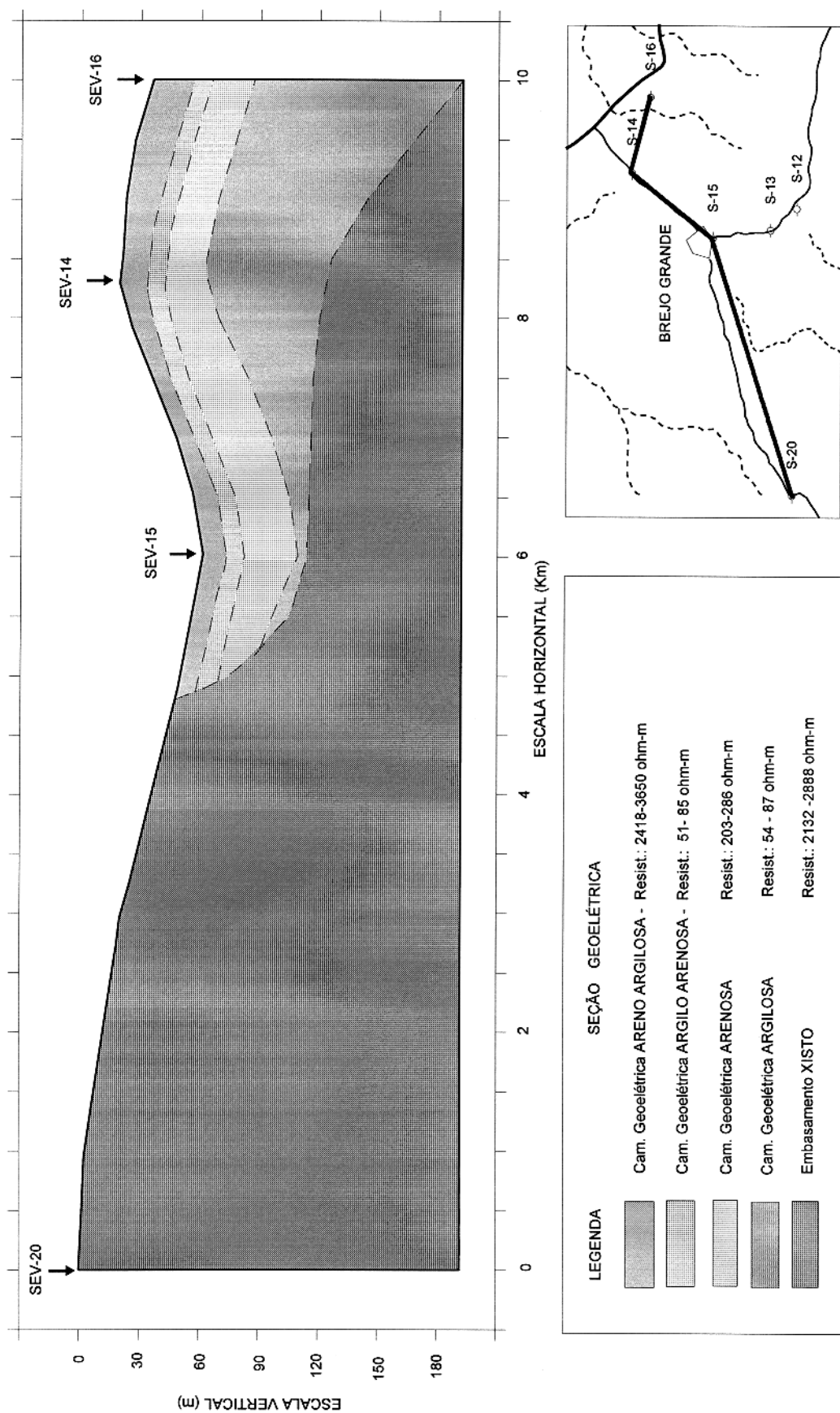


Figura 5.6 SEÇÃO GEOELÉTRICA Nº 1

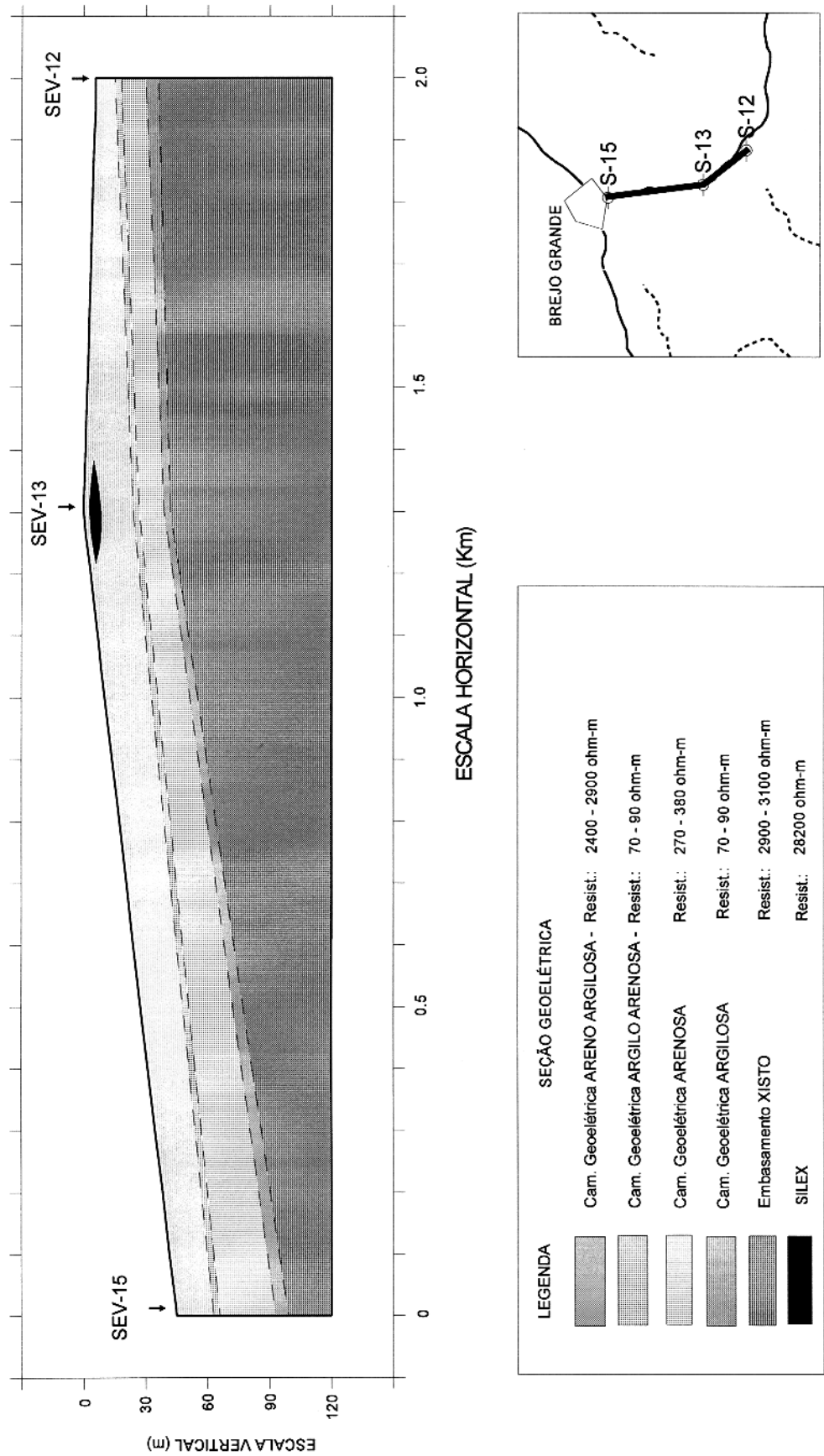


Figura 5.7 SEÇÃO GEOELÉTRICA N° 2

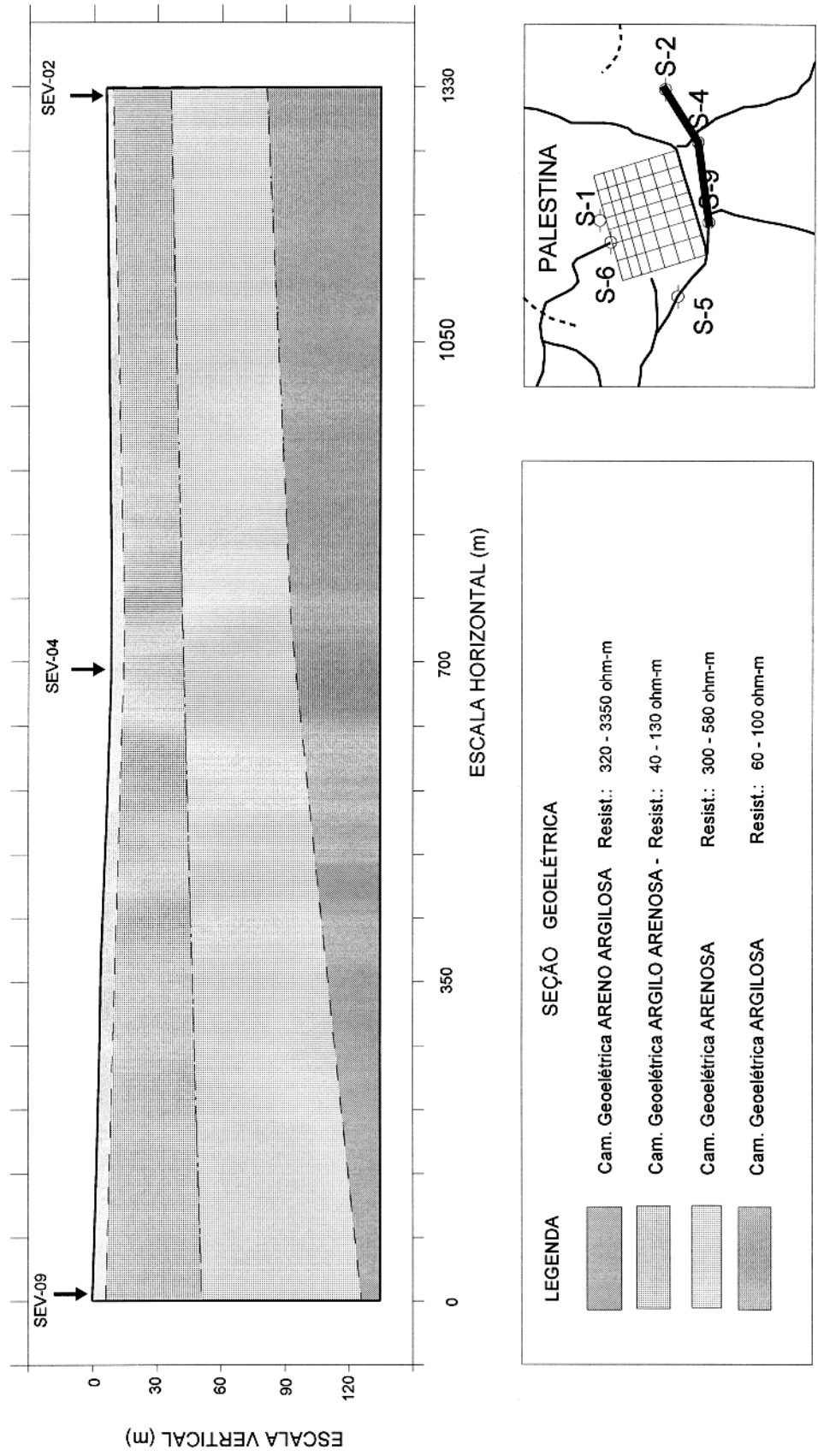


Figura 5.8 SEÇÃO GEOELÉTRICA N° 3

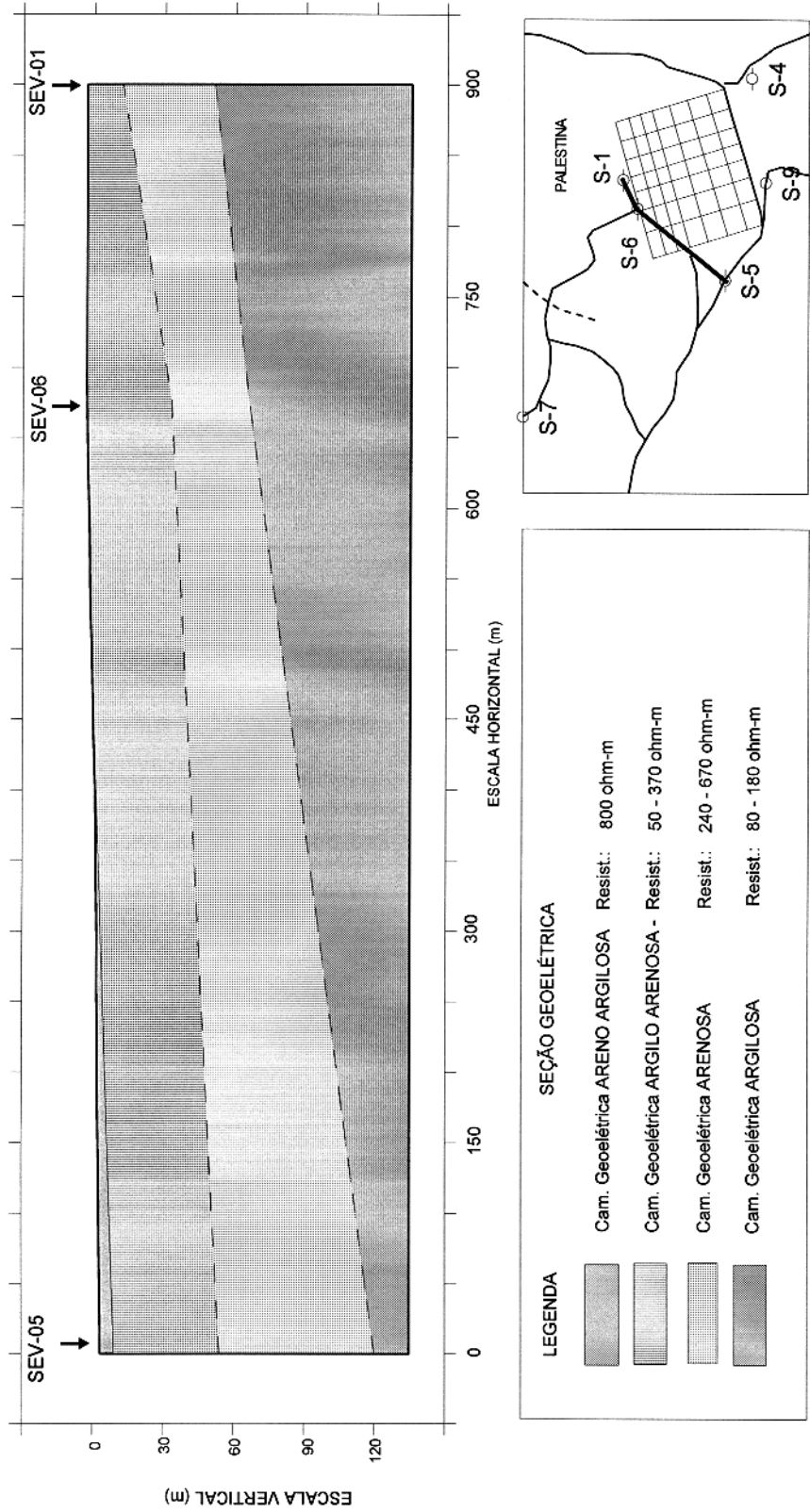


Figura 5.9 SEÇÃO GEOELÉTRICA N° 4

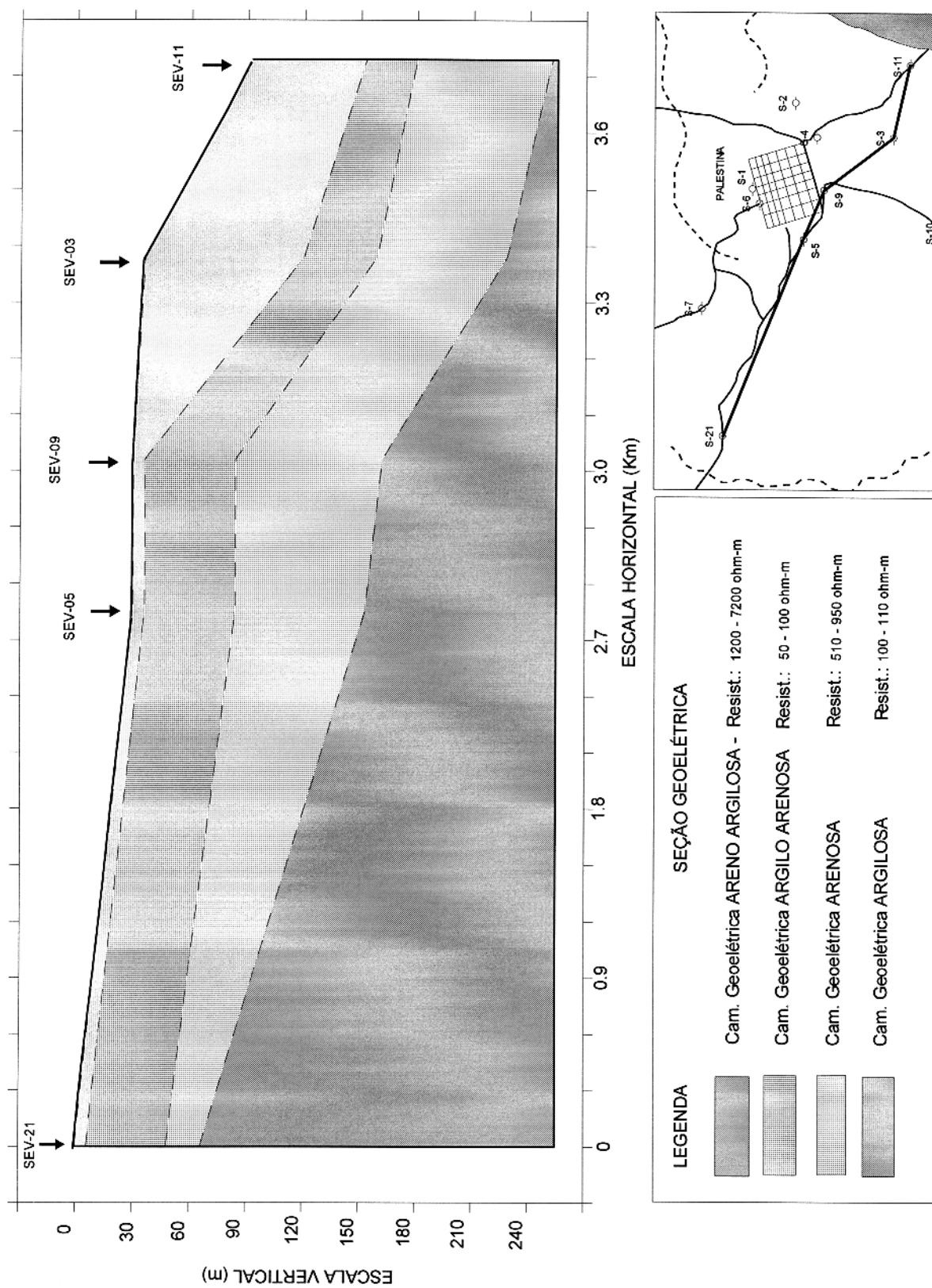


Figura 5.10 SEÇÃO GEOELÉTRICA N° 5

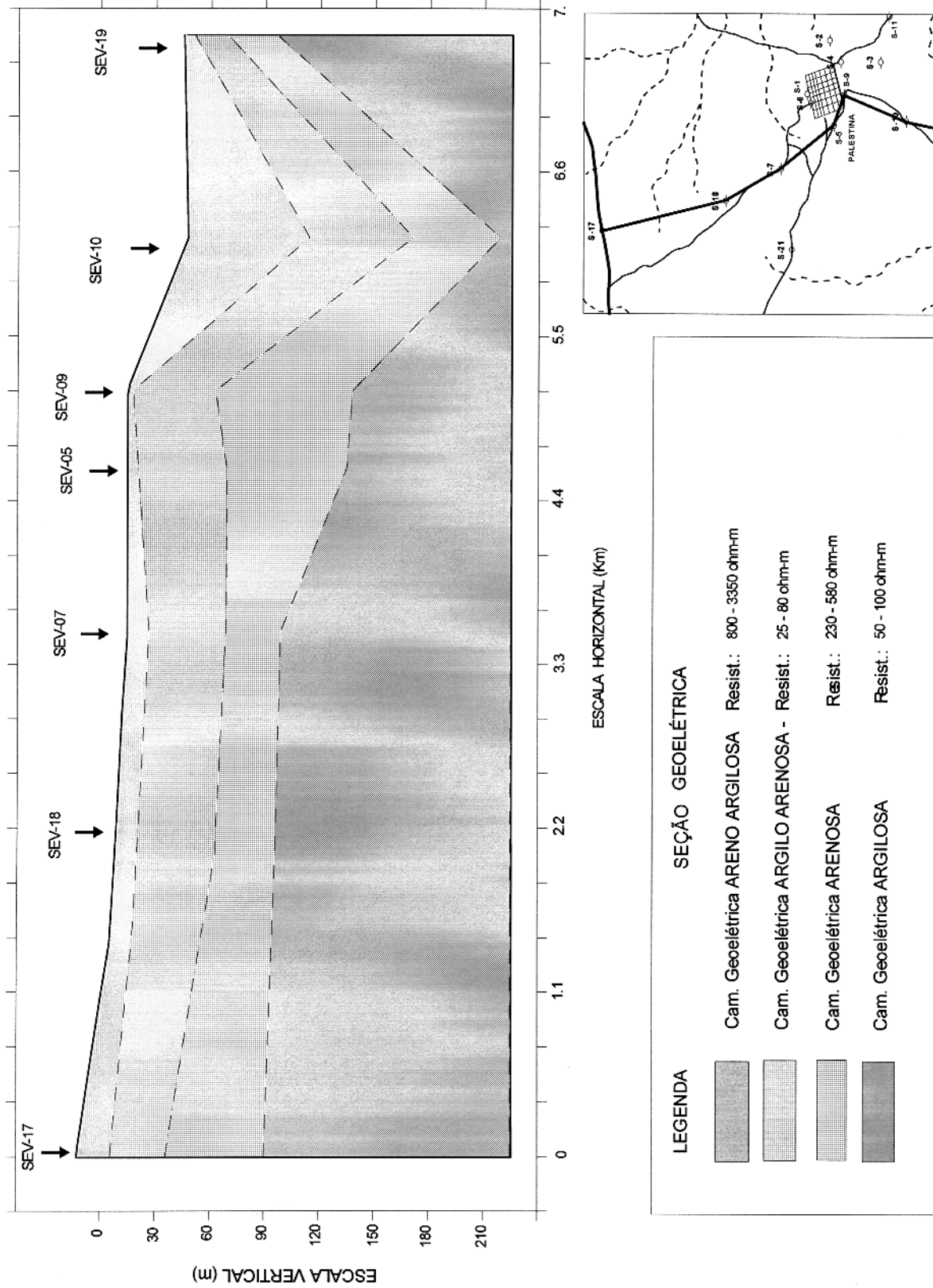


Figura 5.11 SEÇÃO GEOELÉTRICA N° 6

- O terceiro horizonte geoeletrico está presente também em todas as sondagens, com exceção da SEV 20. Os valores de resistividades variam de 23 – 370 ohm-m e as espessuras de 2 – 74 m. Este horizonte está correlacionado à parte superior da formação Potí e foi denominada de argilo – arenosa.
- O quarto horizonte geoeletrico, com valores de resistividades de 145 – 850 ohm-m e espessuras de 11 – 79 m está relacionado à camada arenosa e com características de reservatório de água. As maiores espessuras desta camada estão localizadas dentro da cidade de Palestina.
- Quinto horizonte geoeletrico, com variações de resistividades de 50 – 175 ohm-m e espessuras de 3 – 108 m. Representa uma camada argilosa e está correlacionado com a parte basal da formação Potí.
- Sexto horizonte geoeletrico, com altas variações de resistividades de 2100 – 3500 ohm-m. A SEV 20 é a única que contém esse horizonte aflorando. Este horizonte corresponde ao embasamento da área formada por um xisto, sendo uma rocha metamórfica da formação Xambioá, unidade constituinte da Faixa Araguaia (MONTEIRO, 1998).

5.3 MODELAGEM SINTÉTICA DAS SEV E TEM.

Nesta parte da tese, se utilizou a modelagem de camadas horizontais uniformes para representar as estruturas terrestres favoráveis à acumulação de água. Para a prospecção hidrogeológica tradicionalmente se utilizam as sondagens elétricas verticais (SEV) com o arranjo Schlumberger. Como se mencionou no capítulo anterior, o emprego do método eletromagnético também forma parte dos métodos utilizados na prospecção hidrogeológica.

Devido a que aplicando diferentes métodos de prospecção numa área determinada, deve obter-se respostas mais ou menos equivalentes, se utilizou a informação obtida da modelagem dos dados eletroresistivos, para calcular modelos sintéticos com o método TEM. Para esta finalidade foram empregados os programas EGSLIB/SEV1D e EGSLIB/TDCON1D versão 1.0, ambos desenvolvidos por RIJO (1994 a, 1996).

O caso de uma simples camada é frequentemente inadequado para descrever problemas reais no campo. Os modelos estão representados por duas camadas, cobrindo um tipo de rocha resistiva chamada de embasamento, e são representativos de situações geológicas possíveis de serem encontradas na área de estudo. Nestes modelos se considerou camadas homogêneas e isotrópicas com variações das propriedades físicas ao longo de uma direção (profundidade), isto é, modelos unidimensionais (1D).

Existem quatro tipos de modelos usados por conveniência, os quais vão ser usados para correlacionar as respostas dos modelos das SEV e as respostas das sondagens TEM. Primeiro, se analisou os modelos básicos seguintes:

- Curva tipo H, que indica a presença de uma seqüência de três camadas com as razões de resistividades variando como $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$, também chamado do tipo mínimo.
- Curva tipo K, cuja curva de valores mostra um máximo, $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$.
- Curva tipo A, mostrando uma curva cujas resistividades se incrementam uniformemente $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$ ou tipo duplamente ascendente.
- Curva tipo Q, para uma curva cujas resistividades estão decrescendo uniformemente $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$ ou tipo duplamente descendente.

Na modelagem das SEVs se considerou um $AB/2$ de 500 m, que foi o espaçamento máximo utilizado no trabalho de campo, e para a modelagem das respostas TEM se considerou uma serie de janelas correspondente a alta resolução (high resolution), usadas para alvos superficiais ou investigações de resistividade alta, com uma variação em tempo que vai desde os 8 microsegundos até 20 milisegundos e um número de janelas igual a 37. As dimensões da bobina (loop) considerada foi de um quadrado de 10m de lado.

Para efeito de análise se utilizaram os diversos casos referentes a cada tipo de curva com a seguinte variação de parâmetros:

- Espessura da primeira camada
- Resistividade da primeira camada

Na modelagem se utilizaram três camadas para perceber melhor a influência dos diferentes parâmetros. Estes efeitos seriam mais difíceis de observar nos modelos de quatro camadas ou mais, como se apresenta na realidade no campo.

5.3.1 Variação na espessura da primeira camada

- Modelo tipo H

Primeiro se considerou como parâmetro de variação a espessura da primeira camada. Para definir os parâmetros de resistividades e espessuras do modelo de curva tipo H se utilizaram as interpretações obtidas das 21 SEVs realizadas no município de Palestina do Pará. Para isso se tomou como referência o segundo, quarto e sexto horizonte geoeletrico correspondentes às camadas areno-argilosa, arenosa (reservatório de água) e xisto (embasamento), cujas resistividades e espessuras mostradas correspondem a uma média dos valores dos horizontes geoeletricos.

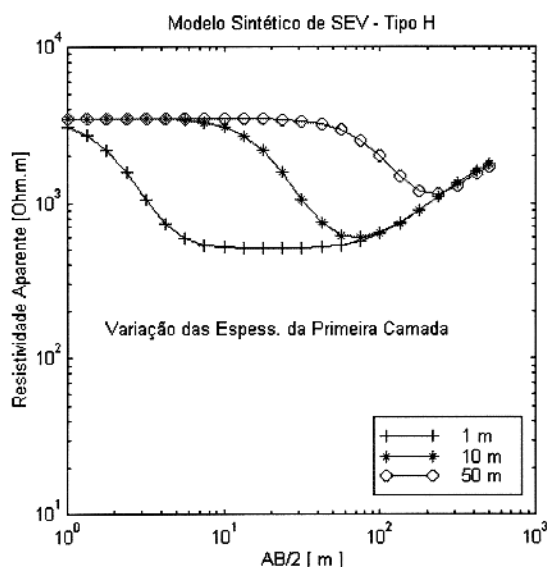


Figura 5.12

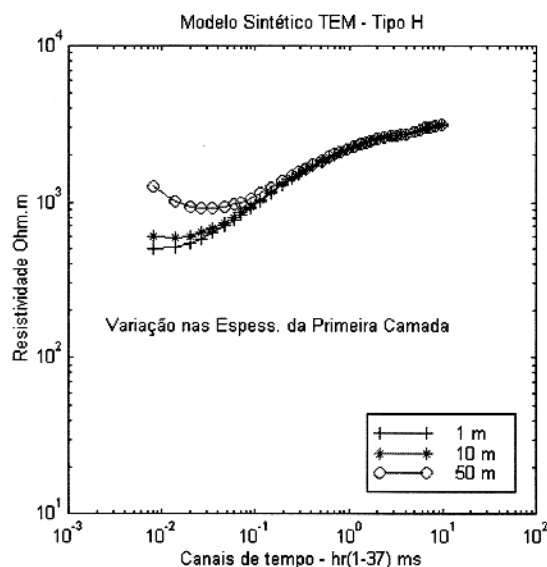


Figura 5.13

3500 ohm-m	$\Delta h = 1-10-50 \text{ m}$
500 ohm-m	$h = 80 \text{ m}$
3500 ohm-m	

Neste modelo nota-se que quando incrementamos a espessura da primeira camada o valor da resistividade aparente da segunda é modificado (Figura 5.12), mostrando valores de resistividade maiores de 500 ohm-m. Como pode-se observar nesta figura, existe uma continuidade na forma das curvas. A medida que se incrementa a espessura da primeira camada no modelo da SEV, se faz necessário incrementar o espaçamento $AB/2$ para notar a presença da terceira camada na curva. No modelo eletromagnético, a presença da primeira camada passa despercebida quando $h = 1$ m ou se manifesta suavemente quando $h = 10$ m (Figura 5.13). A segunda camada se manifesta com valores de resistividade aparente superiores a 500 ohm-m quando está localizada a 50 m de profundidade. Na mesma figura, nota-se também que todas as curvas atingem um mesmo valor de resistividade quando alcançam o substrato. As resistividades aparentes mostradas pelos modelos sintéticos das respostas TEM mostram um valor mais baixo com respeito as curvas do modelos sintético das SEV. Este fato se deve a que as transientes eletromagnéticas têm uma maior sensibilidade nas camadas condutivas.

- Modelo tipo K

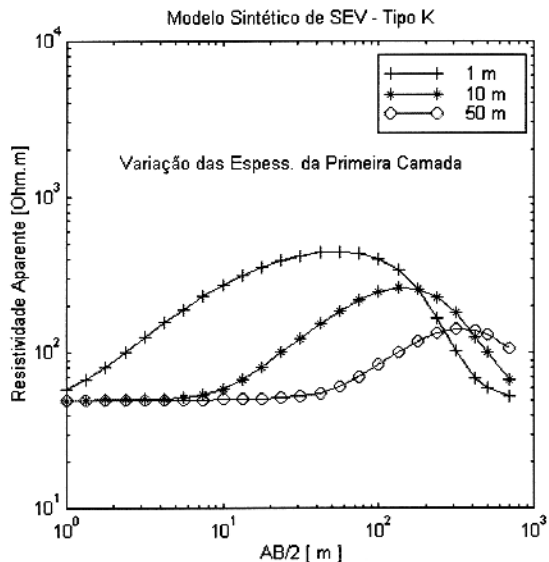


Figura 5.14

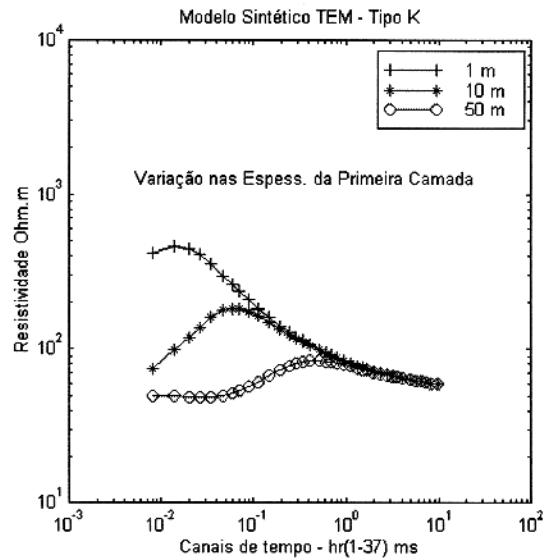


Figura 5.15

50 ohm-m	$\Delta h = 1-10-50$ m
500 ohm-m	$h = 80$ m
50 ohm-m	

Este modelo foi estabelecido considerando os horizontes geoeletricos 3, 4 e 5 correspondentes a uma camada arenosa localizada entre duas camadas argilo-arenosas, onde se assume que o embasamento não foi atingido.

Quando se incrementa a espessura da primeira camada condutiva no modelo sintético deste tipo de SEVs, a resistividade aparente mostra na curva valores inferiores a 500 ohm-m, comportamento inverso no caso do modelo tipo H. Como no caso anterior, para atingir a terceira camada se faz preciso incrementar o espaçamento $AB/2$ num valor maior de 500 m (Figura 5.14). No modelo sintético TEM, a primeira camada começa manifestando-se na curva quando atingem valores superiores a 10 m de espessura (Figura 5.15). Nesta figura nota-se também que todas as curvas atingem um mesmo ponto correspondente à ultima camada de 50 ohm-m. Como no caso anterior, tem-se que as camadas mais condutivas vão influir a camada mais resistiva fazendo que o valor do ponto máximo da curva seja menor quando se incrementa a espessura da primeira camada.

- Modelo tipo A

Consideramos os horizontes geoeletricos 3, 4 e 6 correspondentes a uma camada argilo-arenosa, arenosa e xistosa na definição dos parâmetros do modelo sintético.

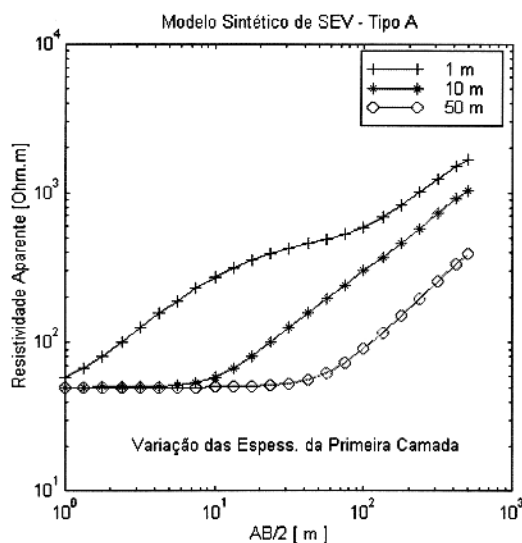


Figura 5.16

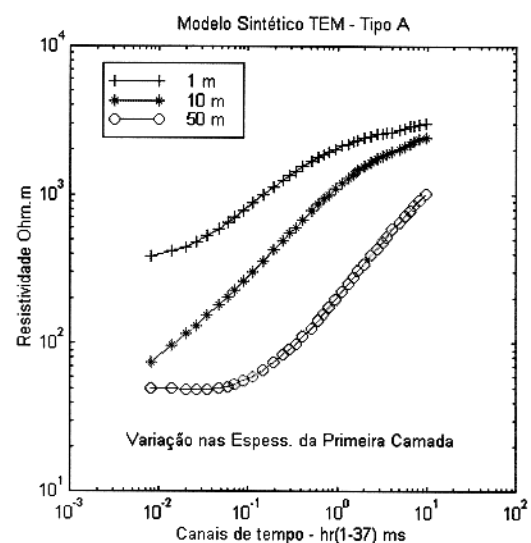


Figura 5.17

50 ohm-m	$\Delta h = 1-10-50 \text{ m}$
500 ohm-m	$h = 80 \text{ m}$
3500 ohm-m	

Como nos casos anteriores nota-se a existência de uma continuidade na forma das curvas para cada variação na espessura da primeira camada. A influência das camadas condutivas sobre as resistivas é mais sutil, tendo como resultado uma maior suavização da curva para atingir as camadas mais profundas, ou em outras palavras, a camada 2 praticamente desaparece (Figura 5.16). No modelo sintético TEM, a primeira camada, a mais condutiva, se percebe quando a espessura dela é superior a 10m. (Figura 5.17).

- Modelo tipo Q

Os horizontes geoeletricos considerados no modelo tipo Q são aqueles designados com os números 2, 4 e 5, correspondentes às camadas areno-argilosa, arenosa e argilosa, utilizados para estabelecer os parâmetros de espessuras e resistividades do modelo sintético.

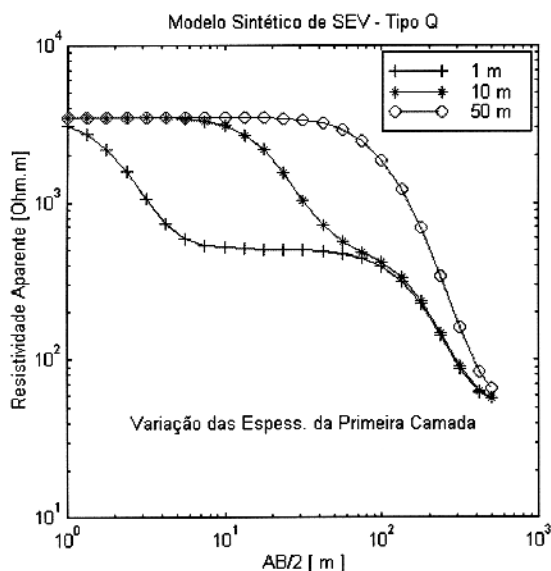


Figura 5.18

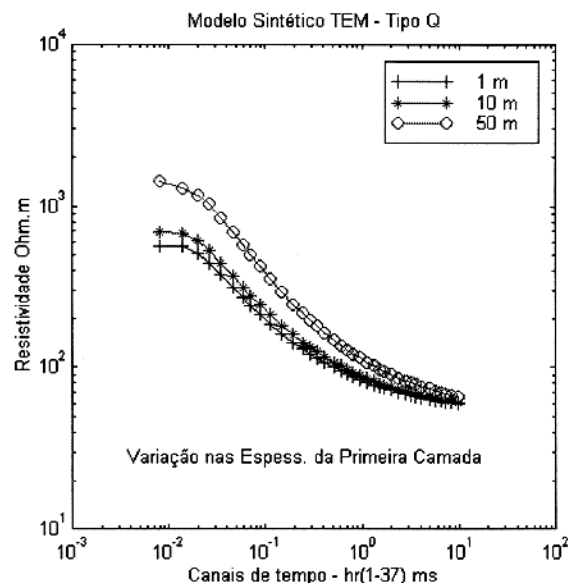


Figura 5.19

3500 ohm-m	$\Delta h = 1-10-50 \text{ m}$
500 ohm-m	$h = 80 \text{ m}$
50 ohm-m	

No modelo tipo Q, a segunda camada vai tornando-se imperceptível quando se aumenta a espessura da primeira até 50 m. (Figura 5.18). No modelo sintético TEM a camada com maior resistividade se manifesta suavemente a partir de 50 m de espessura e a diferença do modelo tipo A, atinge a camada mais profunda por ser mais condutiva (Figura 5.19).

Para cada caso de espessura de camada considerada, se confirma também a existência de uma continuidade na forma das curvas entre ambos modelos sintéticos (SEV e TEM).

5.3.2 Variação na resistividade da primeira camada

Neste caso vamos considerar como parâmetro de variação a resistividade da primeira camada, para analisar o relacionamento da resposta destes dois métodos em estudo.

- Modelo tipo H

Para a variação das resistividades, se empregou o intervalo de resistividades aparentes dos horizontes geoeletricos considerados na primeira parte desta análise.

Na Figura 5.20, nota-se que variando as resistividades da primeira camada, a segunda camada, a mais condutiva, é atingida modificando o valor da resistividade aparente na curva. Observando as Figuras 5.20 e 5.21, se percebe também uma continuidade na forma das curvas para cada resistividade selecionada. O modelo sintético das respostas transientes eletromagnéticas mostra uma maior sensibilidade em captar as camadas mais condutivas. Assim, temos que as curvas mantêm aproximadamente a mesma forma (Figura 5.21).

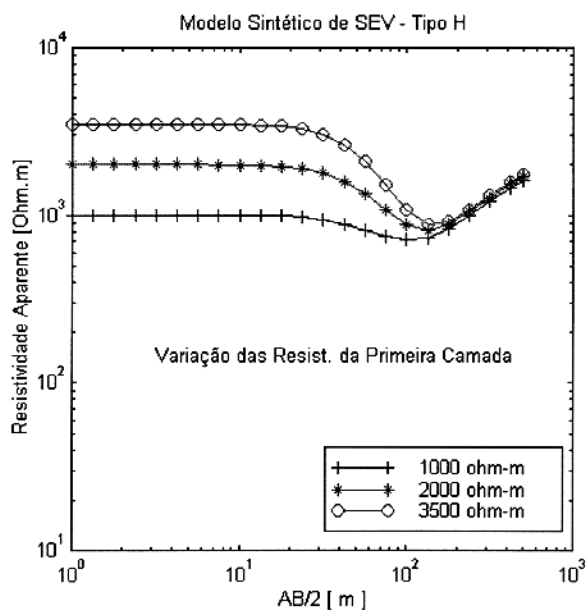


Figura 5.20

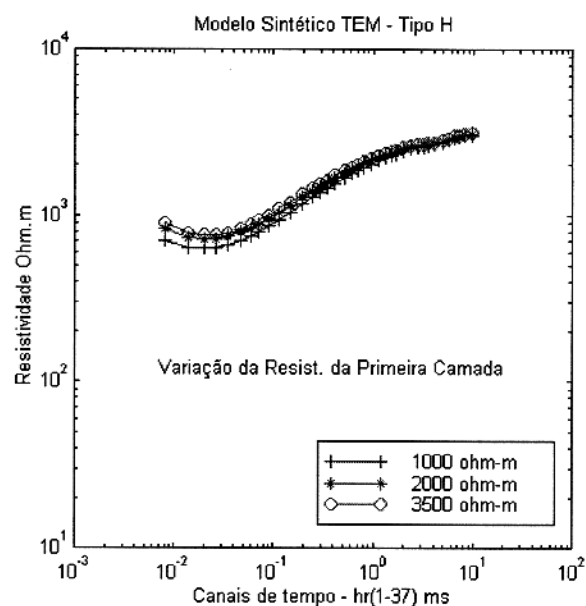


Figura 5.21

1000-2000-3500 ohm-m	h = 30 m
500 ohm-m	h = 80 m
3500 ohm-m	

- Modelo tipo K

Quando se incrementa a condutividade da primeira camada, o valor da resistividade aparente da segunda camada, mostrado na curva do modelo sintético TEM (Figura 5.23), é menor que a curva gerada pelo modelo sintético da SEV (Figura 5.22), mostrando desta maneira a maior sensibilidade do método TEM nas camadas condutivas sobre as resistivas. Todas estas curvas alcançam o mesmo ponto correspondente à terceira camada condutiva.

No modelo sintético TEM, uma pequena variação nas condutividades da primeira camada, se mostra de maneira evidente na curva (Figuras 5.22 e 5.23). A diferença do modelo tipo H,

uma grande variação nas resistividades da primeira camada mostram curvas de formas semelhantes, considerando para ambos modelos uma mesma espessura nas camadas (Figuras 5.20 e 5.21).

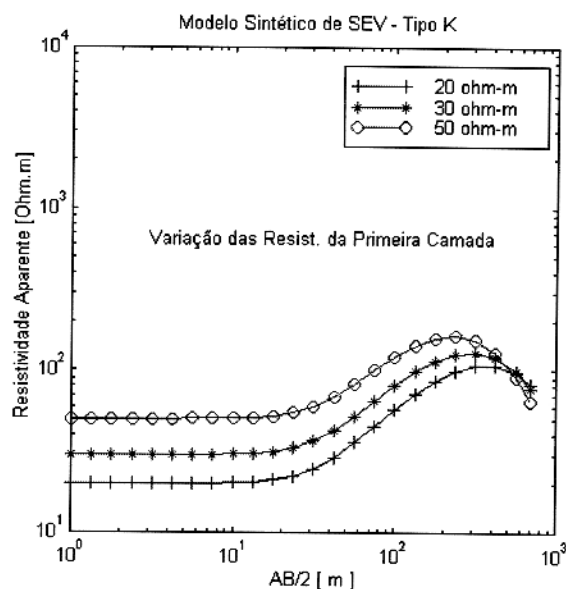


Figura 5.22

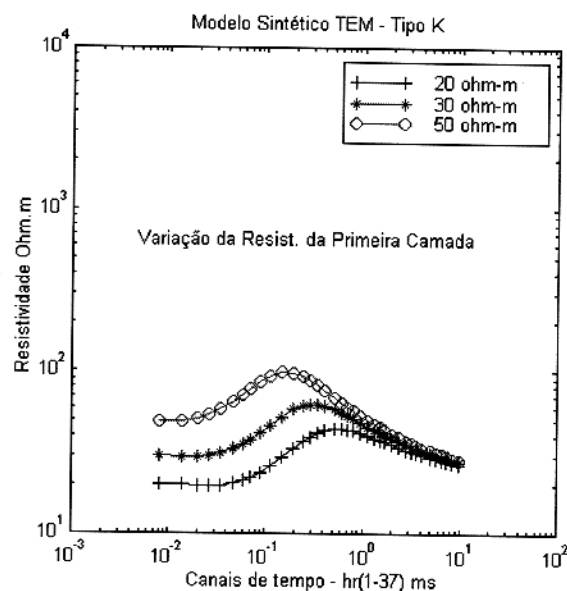


Figura 5.23

20 - 30 - 50 ohm-m	$h = 30 \text{ m}$
500 ohm-m	$h = 80 \text{ m}$
20 ohm-m	

- Modelos tipo A

Variando as resistividades da primeira camada, tem-se que as curvas apresentam uma maior sensibilidade às camadas mais condutivas (Figura 5.24). Uma vez mais, nota-se uma continuidade na forma das curvas e a maior sensibilidade das camadas mais condutivas no modelo sintético TEM. As curvas no modelo sintético TEM atingem o embasamento (Figura 5.25) quando a resistividade da primeira camada seja maior, mostrando a forte influência das camadas condutivas sobre a resistiva.

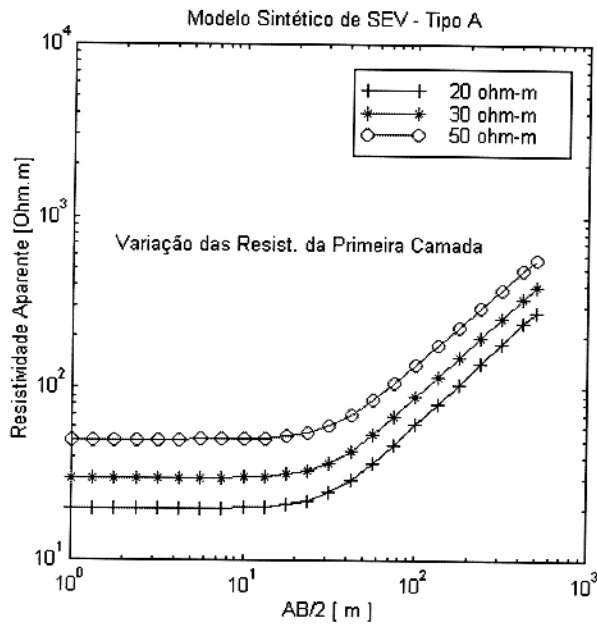


Figura 5.24

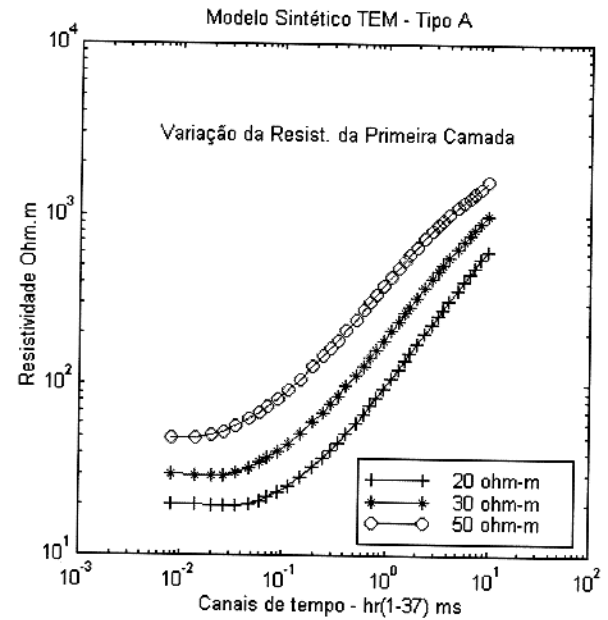


Figura 5.25

20 - 30 - 50 ohm-m	$h = 30 \text{ m}$
500 ohm-m	$h = 80 \text{ m}$
3500 ohm-m	

- Modelo Tipo Q

No modelo tipo Q do transiente eletromagnético, uma grande variação nas resistividades da primeira camada não é impedimento para que as camadas mais condutivas sejam atingidas com maior facilidade (Figuras 5.26 e 5.27). Referente ao modelo sintético do transiente eletromagnético, particularmente na Figura 5.27, se nota uma superposição de curvas a partir dos 5×10^{-2} ms, caso contrario acontece no modelo tipo A, onde as curvas se comportam paralelamente com pequenas variações nas resistividades da primeira camada.

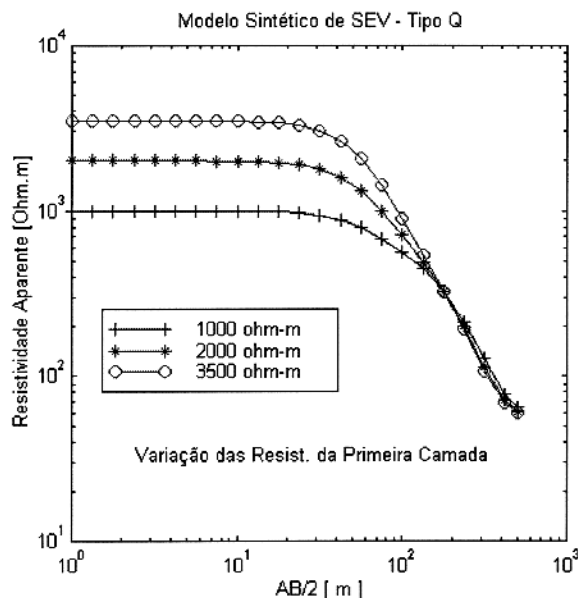


Figura 5.26

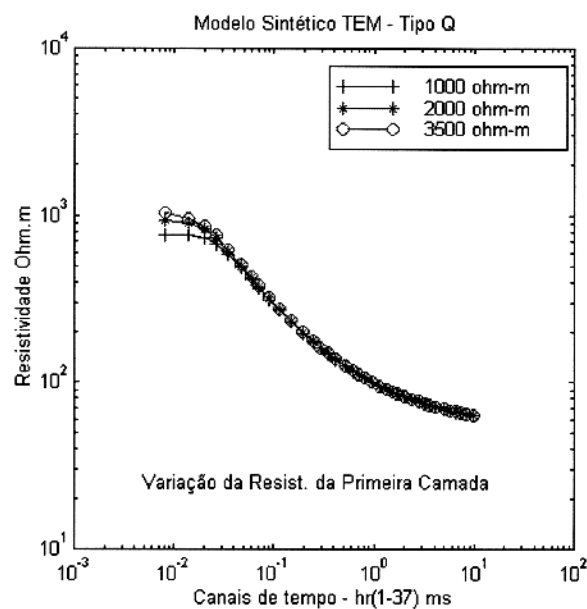


Figura 5.27

1000-2000-3500 ohm-m	h = 30 m
500 ohm-m	h = 80 m
50 ohm-m	

5.3.3 Outros efeitos estudados

Adicionalmente a todos estes casos, apresentamos como parâmetro de variação o tamanho do loop no modelo sintético TEM.

A respeito à variação do tamanho do loop dentro do programa TDCON1D, se simulou as respostas para um tamanho do loop quadrado de 10 e 100 m de lado dadas pelos quatro tipo de modelos estudados: H, K, A e Q. Considerou-se a espessura da primeira camada de 50 m, sendo os dois casos quase coincidentes devido à utilização de uma serie de janelas para alvos superficiais. Este fato está em concordância com as dimensões correspondentes a um loop pequeno. O uso de uma serie de janelas que não corresponda ao tamanho do loop, poderia gerar respostas com certo nível de erro. Maior tamanho do loop, maior será a profundidade atingida pelo campo induzido (Figura 5.28).

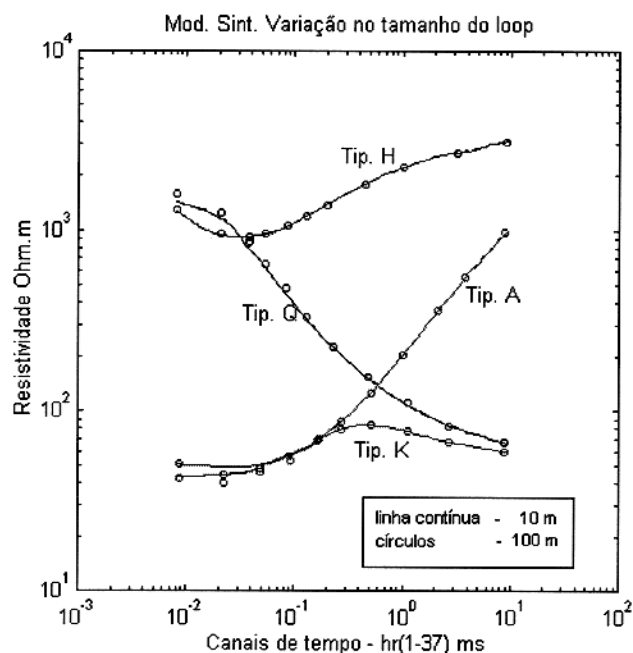


Figura 5.28 Variação no tamanho do loop

Para todos estes casos, tem-se que no método eletromagnético a profundidade na qual começam a registrar-se as respostas depende das espessuras e resistividades das primeiras camadas.

Considerando novamente o caso das variações nas espessuras na primeira camada, pode-se relacionar a profundidade da segunda camada utilizando o método eletroresistivo com os canais do tempo do TEM. Para o modelo tipo H no modelo sintético TEM, o valor da resistividade aparente da segunda camada vai ser perceptível numa profundidade de 50 m, aproximadamente, quanto que o tipo K, com a primeira camada mais condutiva, a profundidade de percepção acontece aos 10 m. Nos modelos tipo A e Q, nota-se também o relacionamento. Portanto, tem-se uma maior facilidade nas leituras das camadas condutivas quando usamos o método eletromagnético (Figuras 5.12 e 5.13, 5.14 e 5.16).

Para relacionar o espaçamento $AB/2$ do método eletroresistivo com os canais do tempo do método TEM, se consideraram os modelos anteriores (H, K, A e Q) referente à variação da espessura da primeira camada. Deste modo, relacionam-se os pontos máximo e mínimo da cada

curva para cada variação de espessuras em cada modelo para atingir a segunda camada. Desta maneira, obtém-se uma relação linear em escala logarítmica, que é também dependente da resistividade do meio (Figura 5.29).

Assim, neste gráfico verifica-se que ao incrementar o número de canais do tempo no TEM, maior será o espaçamento de eletrodos requerido usando SEVs, portanto maior a profundidade de penetração. A maior pendência da reta indica a presença de camadas superiores com alta resistividade. Tomando como exemplo o modelo tipo H, tem-se que o canal de tempo correspondente a 4×10^{-2} ms está relacionado a um espaçamento de 200 m. Estes valores correspondem à curva cuja primeira camada tem 50 m de espessura, como se observa nas Figuras 5.12 e 5.13.

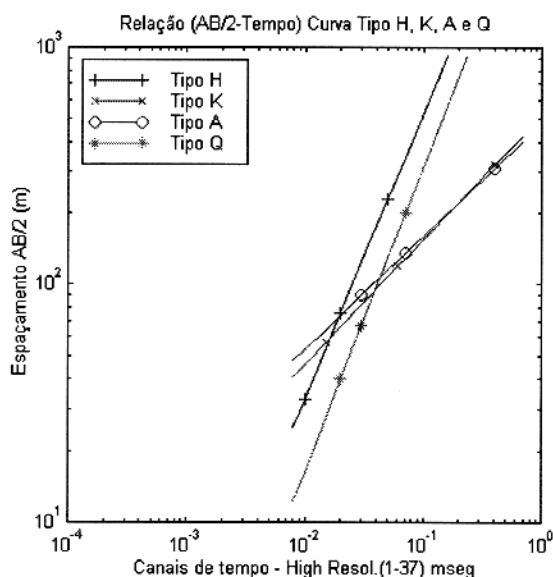


Figura 5.29 Relação (AB/2 – Tempo) Modelos Tipo H, K, A e Q

5.4 MODELAGEM BASEADO NAS SEÇÕES GEOELÉTRICAS

Para uma aplicação prática dos diversos modelos estudados, se tomaram os resultados dos modelos das 21 SEVs realizadas no município de Palestina do Pará. Assim, se consideraram as

sondagens agrupadas nas diferentes seções geoeletricas. Para a modelagem sintética das SEVs se considerou uma serie de janelas de alta resolução (high resolution) com 37 canais de tempo num arranjo de loop quadrado simples de 10 m de lado.

Como primeiro caso, tomam-se os modelos das SEVs da seção geoeletrica 1 (Figura 5.6), isto é, as SEVs 20, 15, 14 e 16, para ser correlacionadas com os modelos sintéticos eletromagnéticos. Como pode notar-se nas figuras apresentadas no Anexo, as SEVs começam a registrar as resistividades aparentes desde a superfície e as sondagens eletromagnéticas a partir de uma determinada profundidade. Esta profundidade atingida vai depender tanto da resistividade das camadas superiores quanto da espessura delas.

Os modelos sintéticos TEM das SEVs 15 e 20 (Páginas 96 e 101 do Anexo) são semelhantes devido ao fato delas estarem localizadas sobre o embasamento com altas resistividades. A curva de resistividades aparentes do modelo sintético TEM da SEV 15 mostra no inicio os valores das camadas mais condutivas com influência do embasamento (400 ohm-m), em comparação com a resistividade mostrada na curva da SEV (500 ohm-m), também que a espessura das camadas superiores mais resistivas alcança um valor aproximado a 17 m, verificando-se desta maneira a resposta obtida do modelo sintético tipo H (Figura 5.13). Da mesma forma acontece com a SEV 20, na qual os valores de resistividades aparentes começam a observar-se a partir de 10 m de profundidade aproximadamente, na camada mais condutiva.

Nas SEVs 20 e 15 correlacionou-se as magnitudes do espaçamento de eletrodos AB/2 do método eletroresistivo com os canais do tempo do TEM, baseando-se nas resistividades aparentes mostradas na seção geoeletrica. Para isto, seleccionam-se três pontos diferentes de cada curva das SEVs 20 e 15 e toma-se como parâmetros de referência as mesmas resistividades atingidas com cada método. Assim, obtém-se uma equação que vai relacionar o espaçamento AB/2 dos eletrodos de medida (E) em metros, com os canais do tempo em milisegundos (ms) dado pelo símbolo t:

$$\log E = 0.5648 \log t + 2.77 . \quad (5.1)$$

Como se observou na Figura 5.29, obteve-se uma relação linear em escala log-log para os diferentes modelos (H, K, A, Q), característica que se conserva quando se trata do mesmo tipo de curva. Se substituímos o tempo inicial da medição, neste caso 0.008 milisegundos, tem-se que o espaçamento AB/2 é equivalente em 38 m, e a profundidade alcançada de 30 m aproximadamente tomando como referência o perfil onde está a SEV 15. Com esta equação, podemos inferir também a máxima profundidade de investigação substituindo o valor máximo dos canais empregados na equação para esta serie de janelas, dando como resultado um valor aproximado de 1060 m para um espaçamento de eletrodos de medida de 3200 m.

As SEVs 14 e 16 (Figuras das paginas 95 e 97 do Anexo) também são semelhantes porque estão geoelectricamente na mesma área como se mostra na seção geoeletrica 1 (Figura 5.6). Nos modelos sintéticos TEM das SEVs 14 e 16, as curvas de resistividades aparentes mostram uma maior influência das camadas superiores e inferiores mais resistivas sobre as condutivas, dando como resultado um valor aproximado a 100 ohm-m. A maior influência das camadas mais resistivas superiores se deve a que a profundidade da camada condutiva está localizada aproximadamente a 45 m de profundidade. Esta curva é semelhante àquela do modelo sintético tipo H com 50 m espessura na primeira camada (Figura 5.13).

Com as SEVs 14 e 16 se fez um cálculo similar ao anterior obtemos a seguinte relação:

$$\log E = 0.226 \log t + 2.418 \quad . \quad (5.2)$$

Nesta equação se substituem os valores do primeiro e último canal do tempo, 0.008 e 20 ms respectivamente, e se obtém um espaçamento AB/2 de 72 m, valor correspondente a uma profundidade de penetração aproximada de 35 m segundo o perfil onde está a SEV 14. A máxima profundidade aproximada inferida foi de 190m para um espaçamento de 580m.

Observando os modelos sintéticos TEM das SEVs correspondentes à seção geoeletrica 5 (Figura 5.10), tem-se que a parte final das curvas definem as camadas inferiores e para canais de tempo maiores, a curva mostra um comportamento assintótico dado pela influência da última camada do modelo, que em muitos casos não corresponde à realidade. No caso de ter-se

trabalhado com informações de campo corretas com o método TEM, a informação destas curvas complementaria aquela que não se conseguiu captar com a SEV, como aconteceu nas SEVs 17, 07 e 10, onde a informação das camadas inferiores foram inferidas.

Considerando os modelos sintéticos TEM das SEV 01 e SEV 06, nota-se que a curva corresponde ao modelo sintético tipo Q (Figura 5.19). Assim, os valores mostrados na curva de resistividades aparentes do modelo sintético TEM pertence às duas camadas inferiores, localizadas a uma profundidade aproximada de 16 e 40 m das SEV 01 e 06 respectivamente.

Para correlacionar o espaçamento $AB/2$ e os canais de tempo para esta seção geoeétrica tomaram-se as informações das SEVs mais próximas (SEVs 05 e 09), e complementou-se com as SEVs 1 e 6 da seção geoeétrica 4 (Figura 5.6), por encontrar-se nas proximidades da cidade de Palestina do Pará. A equação que relaciona a distância $AB/2$ com os canais do tempo para este caso é:

$$\log E = 0.549 \log t + 2.478 . \quad (5.3)$$

Assim, um canal de tempo inicial de 0.008 ms corresponde a um $AB/2$ de 21 m e uma profundidade aproximada de 6 m segundo a SEV 5. A máxima profundidade teórica de investigação para o máximo número de canais (20 ms) deu um valor aproximado de 520 m para um espaçamento de eletrodos de medida de 1600 m. Este relacionamento entre estas duas magnitudes se pode apreciar através da Figura 5.30.

Não se incluíram as demais seções geoeétricas porque a SEV 9 forma parte das seções geoeétricas 3 e 6 (Figuras. 5.8 e 5.11) e a SEV 5 da seção geoeétrica 6 (Figura 5.11). Igualmente a SEV 15 forma parte das seções geoeétricas 1 e 2 (Figuras 5.6 e 5.7).

Dependendo da profundidade que se deseja investigar, e no caso que o método eletroresistivo fique limitado pela acessibilidade como acontece em áreas urbanas, com este tipo de gráficos pode-se determinar aproximadamente a profundidade de investigação que será

atingida usando o método eletromagnético TEM, permitindo selecionar a serie de janelas e os canais do tempo apropriados, antes de realizar a sondagem eletromagnética.

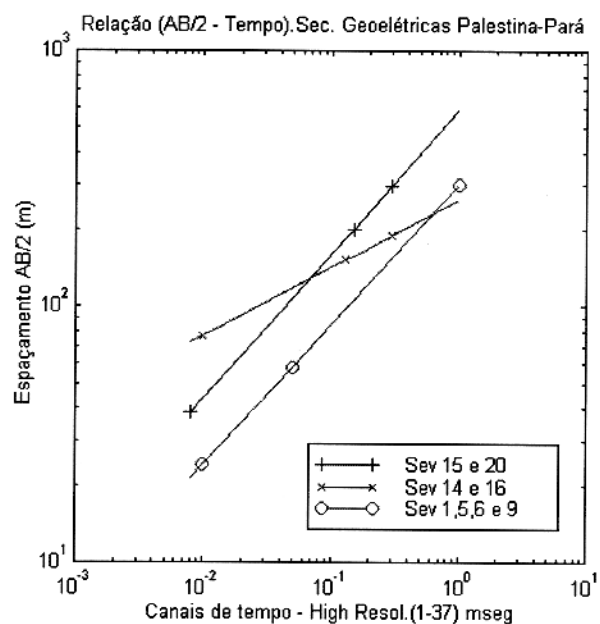


Figura 5.30 Relação (AB/2- Tempo) Seções Geolétricas – Palestina do Pará

6. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

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

- * No método eletroresistivo a fonte de energia utiliza correntes contínuas, quanto que a fonte do método eletromagnético utiliza correntes descontinuas em forma de pulsos elétricos. Com respeito a este ponto, tem-se que considerar que isto constitui uma vantagem no método eletromagnético, devido a que para investigar camadas mais profundas não se precisa de uma fonte de corrente maior, mais cara e pesada. Também, não se precisa deslocar os dispositivos do terreno durante a medição e não se tem o problema da acessibilidade em locais habitados a causa da expansão de cabos elétricos como acontece com o método eletroresistivo, dependendo este fato da profundidade que se deseja investigar.

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

- * Na SEV se tem um contato direto por meio dos eletrodos e o TEM se caracteriza por ser um método indutivo. Isto constitui uma vantagem do TEM devido a que se evita o ruído nos dados de levantamento causados pelas variações nas condições dos contatos nos eletrodos.

- * O método eletroresistivo registra os valores de resistividades aparentes tanto em camadas condutivas quanto em resistivas, mas perde poder de penetração na presença de camadas resistivas. Isto pode perceber-se nas SEVs 2, 12, 13, 15 e 19 onde a máxima profundidade atingida por elas tem uma média de 44 m e uma resistividade media na primeira camada de 58 ohm-m. O método TEM mostra sinais fortes na presença de camadas condutivas e quando tem um alto contraste nas resistividades, sendo pouco efetivo em camadas resistivas.

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

* O equipamento utilizado no método TEM se caracteriza pela facilidade para instalação e rapidez para fazer as leituras dando respostas na tela do aparelho em voltagens e resistividades, tanto numérica como graficamente.

* O método eletroresistivo tem menor sensibilidade aos ruídos culturais e atmosféricos, mostrando leituras negativas (valores errados) devido às proximidades de linhas de alta tensão.

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

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

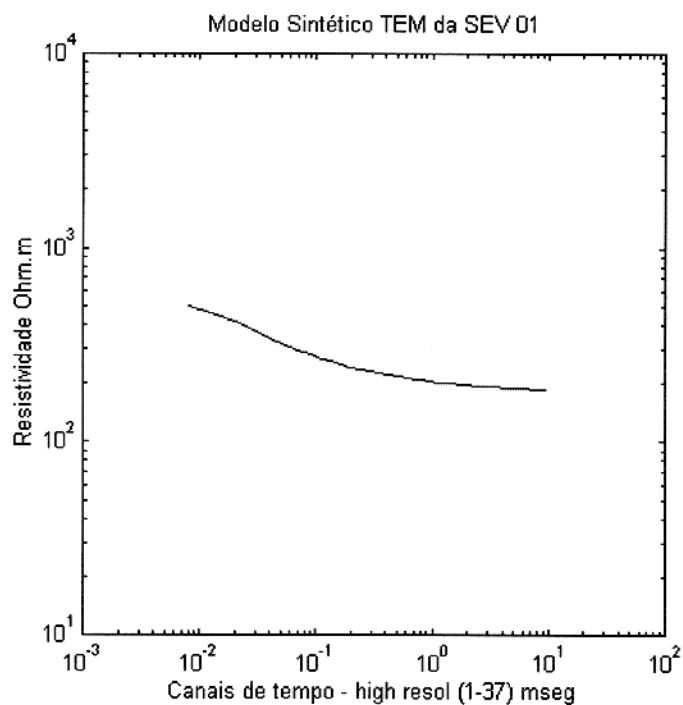
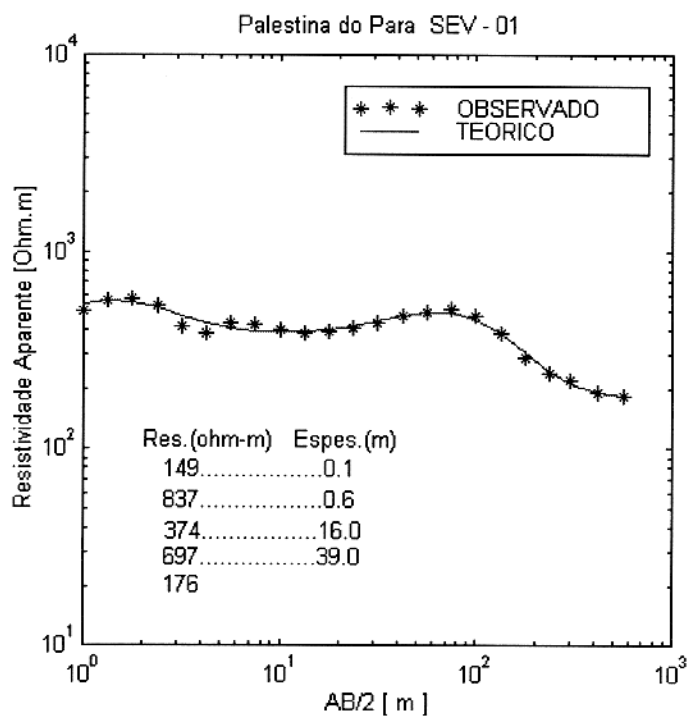
- BUSELLI, G.; McCracken, K. G.; RUTTER, H. 1985. *Manual for Sirotem Field Procedures and Data Interpretation*. CSIRO Division of Mineral Physics and Mineralogy, Warramunga. 238p.
- GRANT, F. S. & WEST, G. F. 1965. *Interpretation Theory in Applied Geophysics*. New York, McGraw-Hill Book Company. 584p.
- HENDERSON, R. J. 1992. New Applications with the Sirotem Mark 3 Transient Electromagnetic System. *Geophysics*, **33**: 429-433.
- INMAN, J. R. 1975. Resistivity Inversion with Ridge Regression. *Geophysics*, **40**: 789-817.
- KAUFMAN, A. A. & KELLER, G. V. 1983. *Frequency and Transient Soundings*. Amsterdam, Elsevier. 685p.
- KELLER, G. V. & FRISCHNECHT, F. C. 1970. *Electrical Methods in Geophysical Prospecting*. Oxford, Pergamon Press. 517p.
- KOEFOD, O. 1979. *Geosounding Principles I, Resistivity Sounding Measurements*. Amsterdam, Elsevier. 276p.
- LUIZ, J. G. & SILVA, L. M. da C. 1983. *Curso de Geofísica de Prospeção*. Belém, UFPa. Centro de Geociências. 263p.
- McNEILL, J. D. 1990. *Use of Electromagnetic Methods for Groundwater Studies. Geotechnical and Environmental Geophysics*. Tulsa, Society of Exploration Geophysics. p.191-218.
- MINERAL CONTROL INSTRUMENTATION LTD. 1995. *Sirotem 3 (Operators Manual, version: 21 Apr. 1995)*. Sidney, Geo Instruments Pty. Ltd. 88p.
- MONTEIRO, E. C. 1998. *Estudo da Hidrogeologia no Município de Palestina do Pará usando o Método de Eletroresistividade*. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 72p. (Tese de Mestrado)
- NABIGHIAN, M. N. 1989. *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*. Oklahoma, Society of Exploration Geophysicists. 972p. V.2, pt. A e B.
- ORELLANA, E. 1972. *Prospección Geoelectrica en Corriente Continua*. Madrid, Paraninfo. 523p.

- RAICHE, A. P.; JUPP, D. L. B.; RUTTER H.; VOZOFF K. 1985. The Joint use of Coincident Loop Transient Electromagnetic and Schlumberger Sounding to Resolve Layered Structures. *Geophysics*, **10**: 1618-1627.
- RIJO, L. 1994 a. SEV 1D – *Programa para Modelagem de Sondagem Elétrica Vertical Unidimensional*. EGSLIB (Electrical Geophysics Software Library). Belém, DGf/UFPa.
- RIJO, L. 1994 b. ISVES1D – *Programa para Inversão de Sondagem Elétrica Vertical Unidimensional*. EGSLIB (Electrical Geophysics Software Library). Belém, DGf/UFPa.
- RIJO, L. 1996. TDCON1D – *Programa para Modelagem Eletromagnética Unidimensional*. EGSLIB (Electrical Geophysics Software Library). Belém, DGf/UFPa.
- RIJO, L.; PELTON, W.H.; FEITOSA, E. C.; WARD, S. H. 1977. Interpretation of Apparent Resistivity Data from Apodi Valley, Rio Grande do Norte, Brasil. *Geophysics*, **42**: 811-812.
- TELFORD, W. M.; GELDART, L. P.; SHERIFF, R. E.; KEYS, D. A. 1976. *Applied Geophysics*. Cambridge, University Press. 860p.
- ZOHDY, A. R. 1978. Total Field Resistivity Mapping and Sounding over Horizontally Layered Media. *Geophysics*. **43**: 748-766.

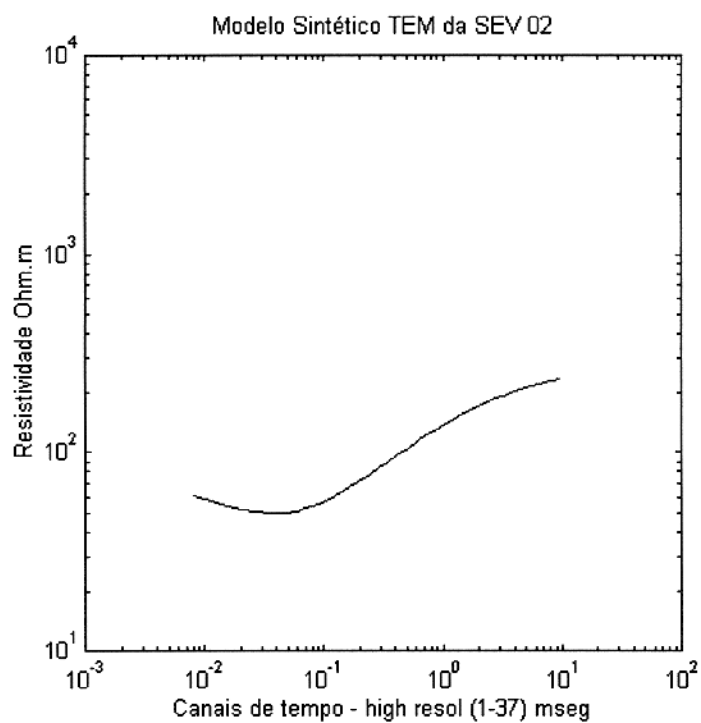
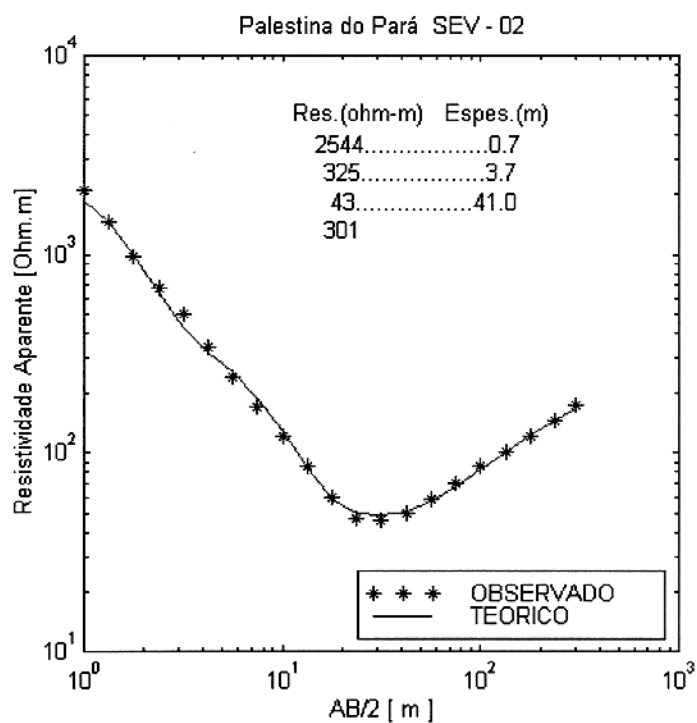
ANEXO

Para facilitar futuros trabalhos de geofísica na área de Palestina de Pará, seguem os diagramas de todas as 21 SEVs devidamente interpretadas e as correspondentes sondagens TEM calculadas com base nos modelos das sondagens elétricas.

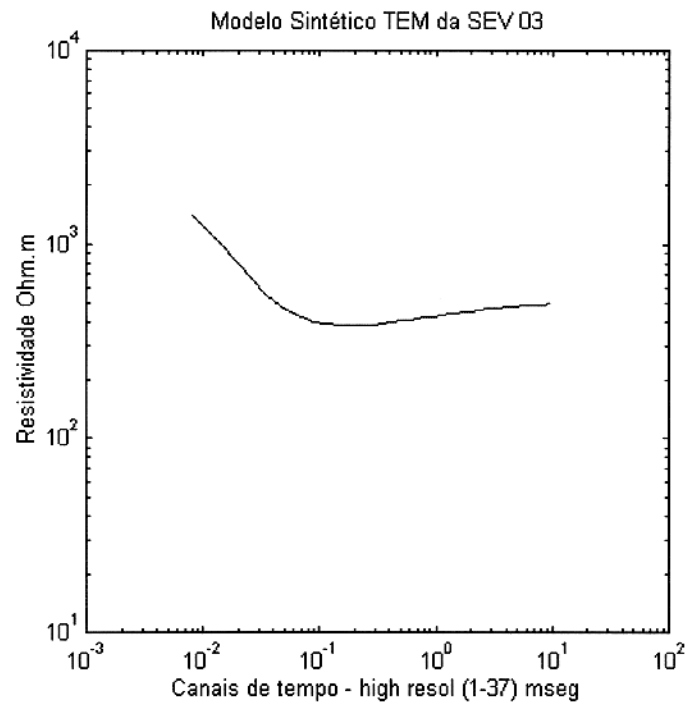
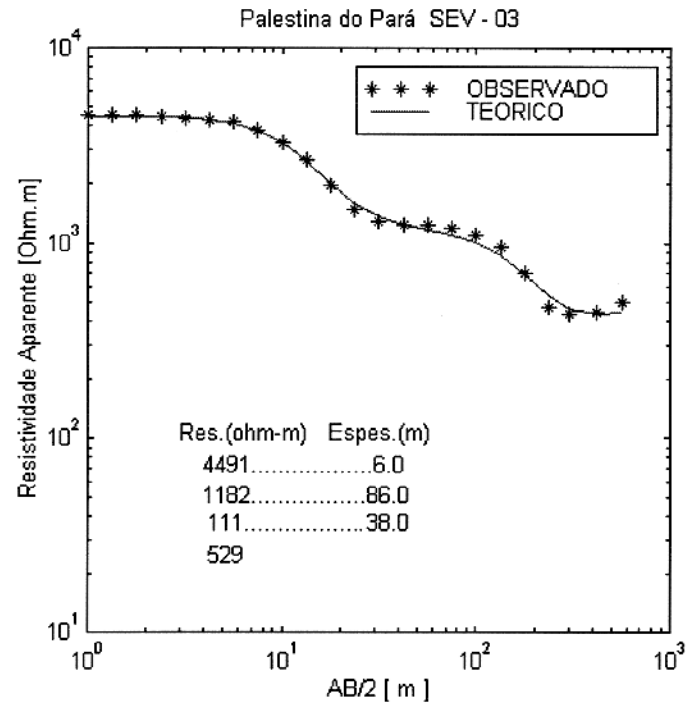
Sondagem Elétrica Vertical 01 e seu Modelo Sintético Transiente



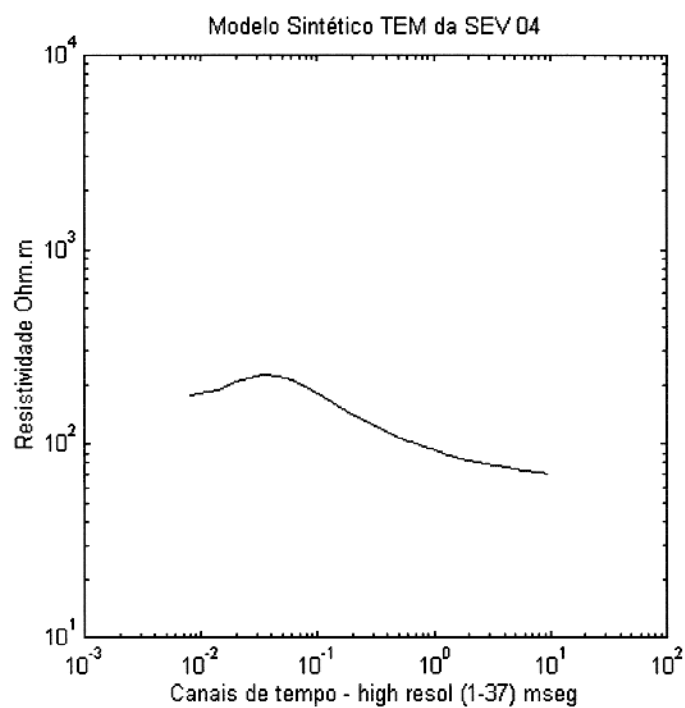
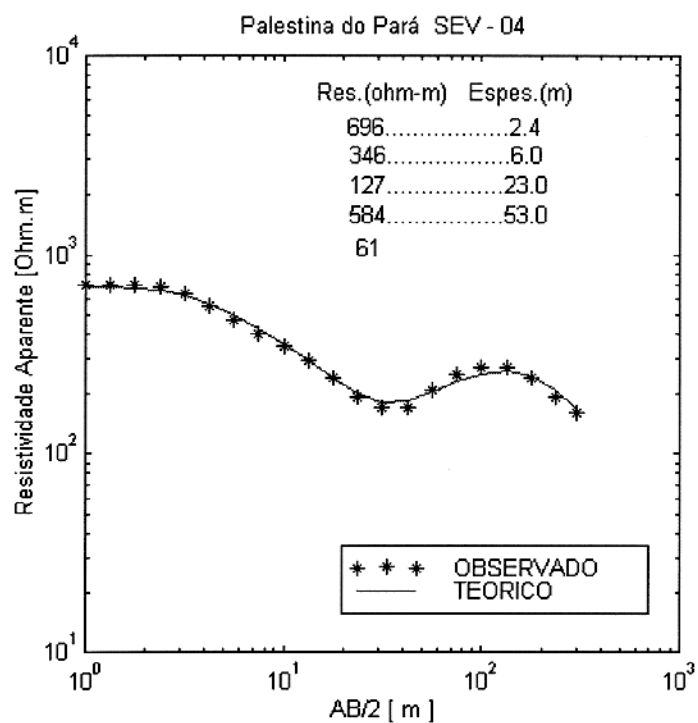
Sondagem Elétrica Vertical 02 e seu Modelo Sintético Transiente



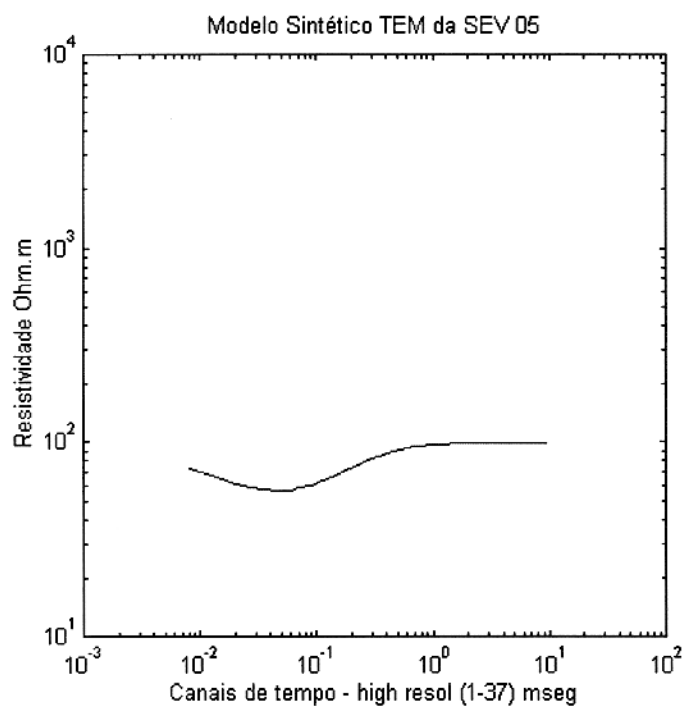
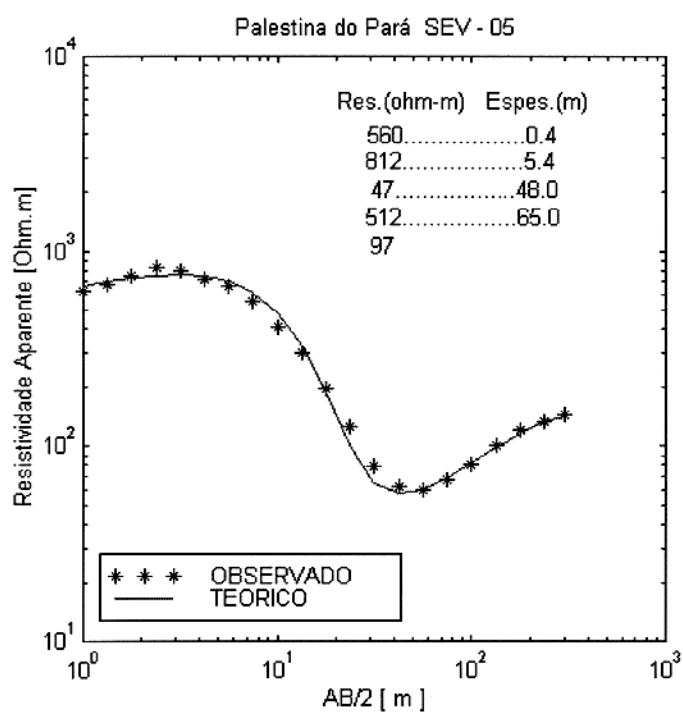
Sondagem Elétrica Vertical 03 e seu Modelo Sintético Transiente



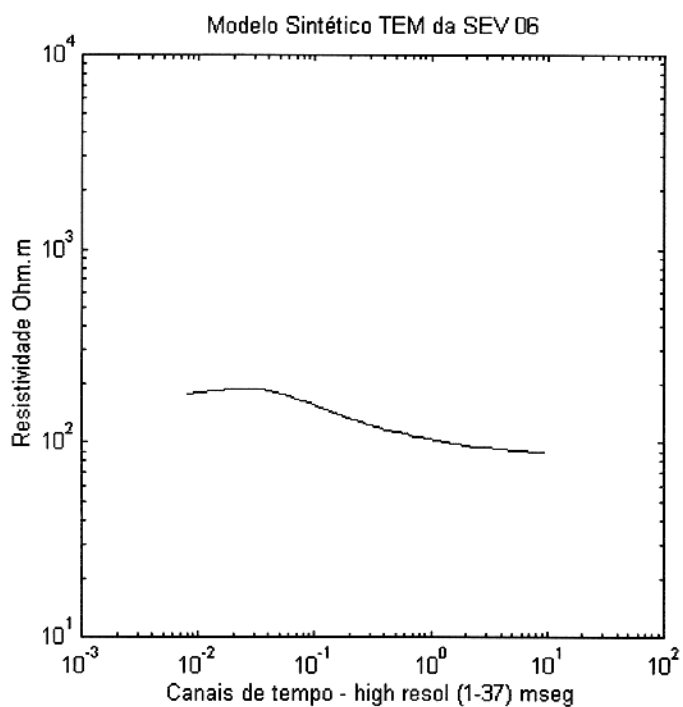
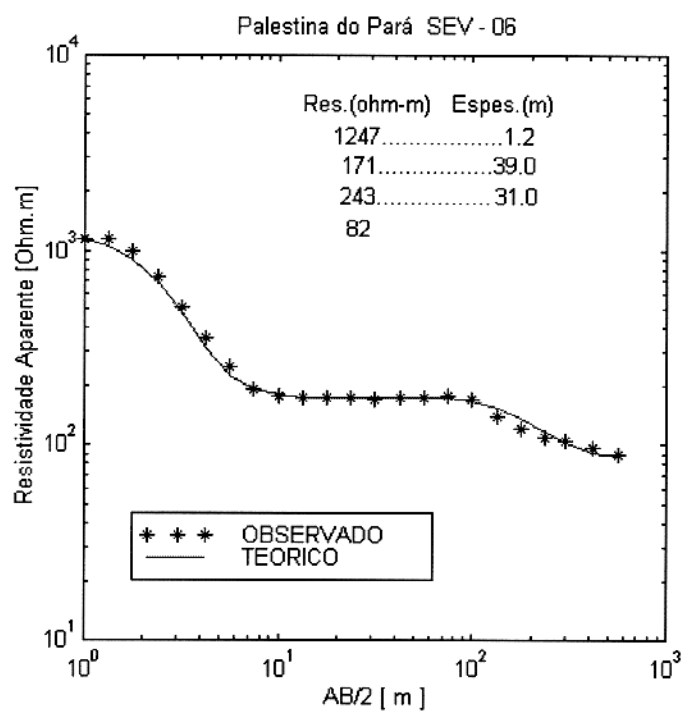
Sondagem Elétrica Vertical 04 e seu Modelo Sintético Transiente



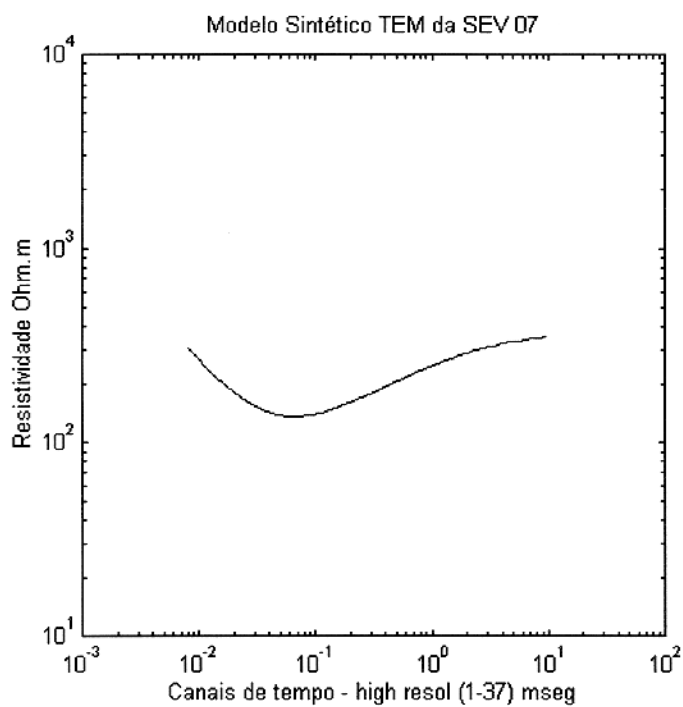
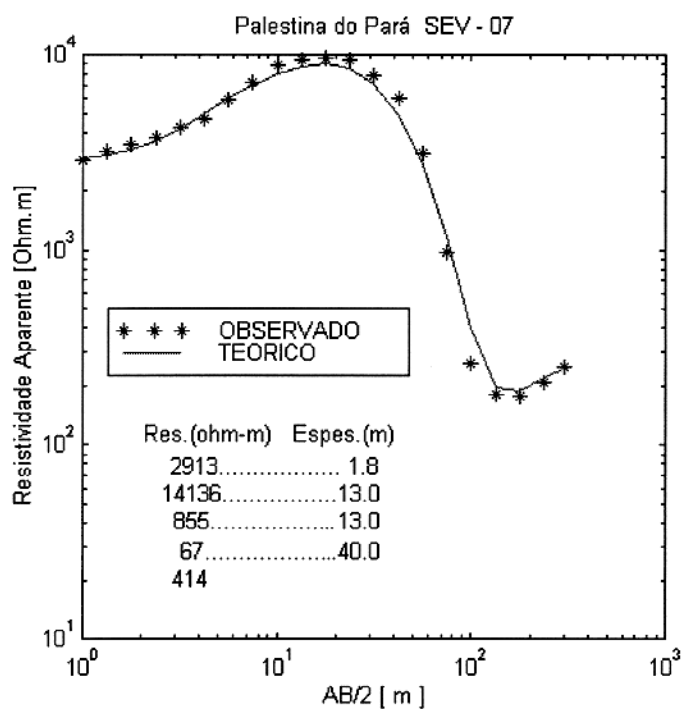
Sondagem Elétrica Vertical 05 e seu Modelo Sintético Transiente



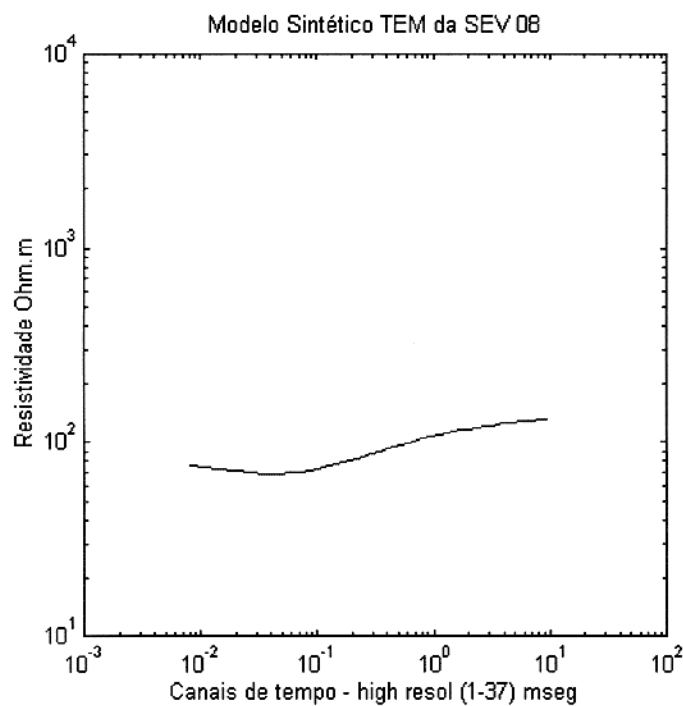
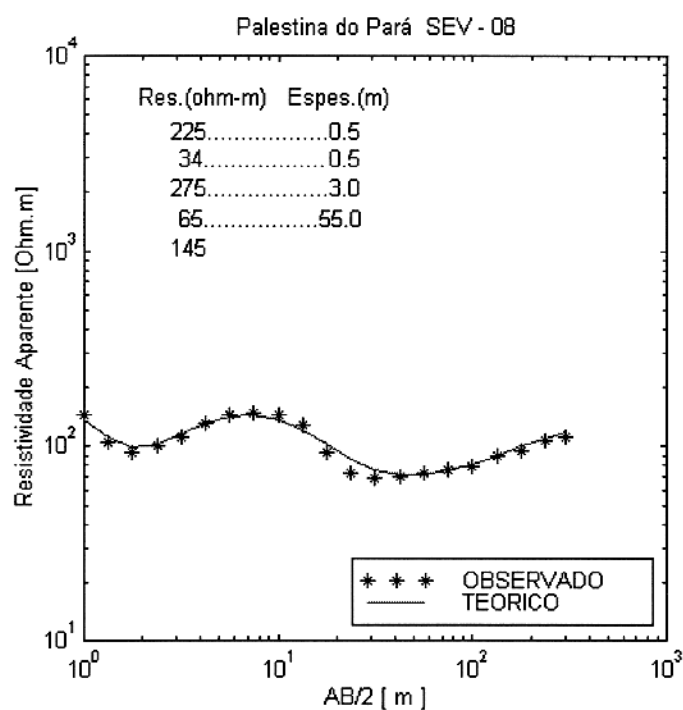
Sondagem Elétrica Vertical 06 e seu Modelo Sintético Transiente



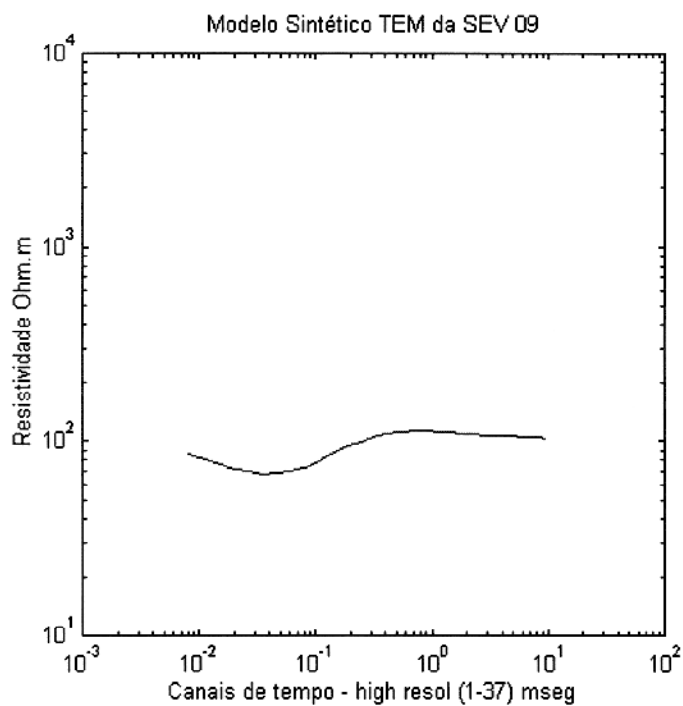
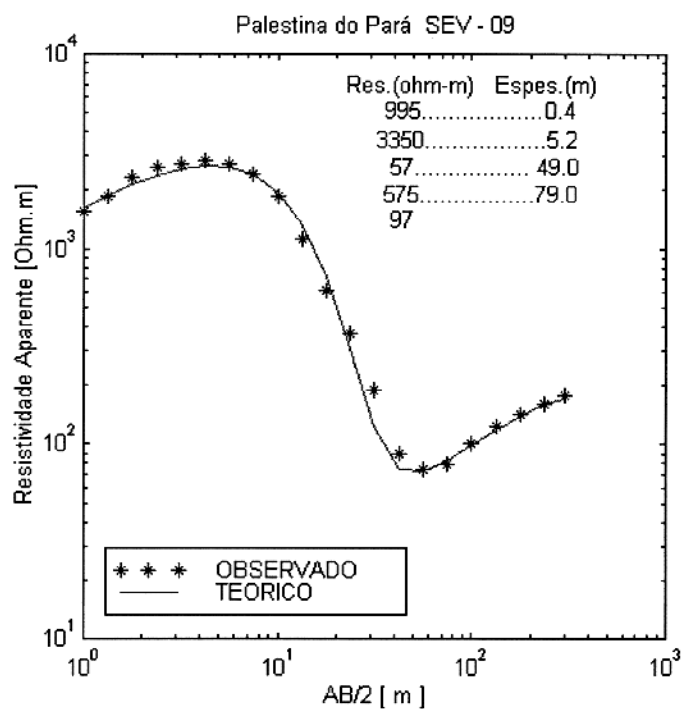
Sondagem Elétrica Vertical 07 e seu Modelo Sintético Transiente



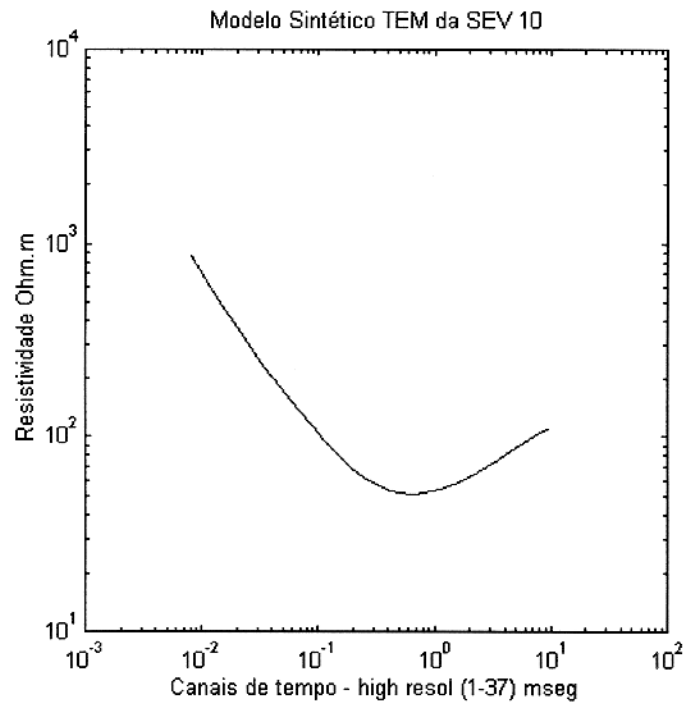
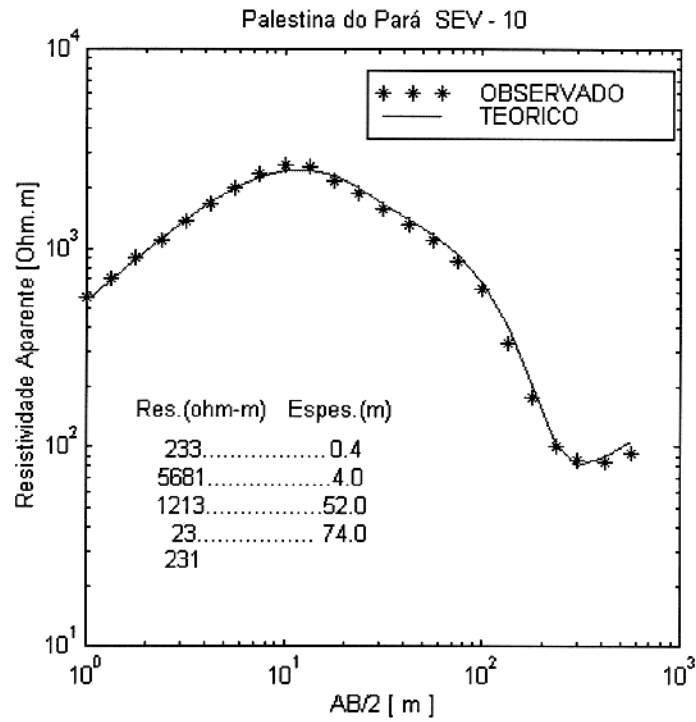
Sondagem Elétrica Vertical 08 e seu Modelo Sintético Transiente



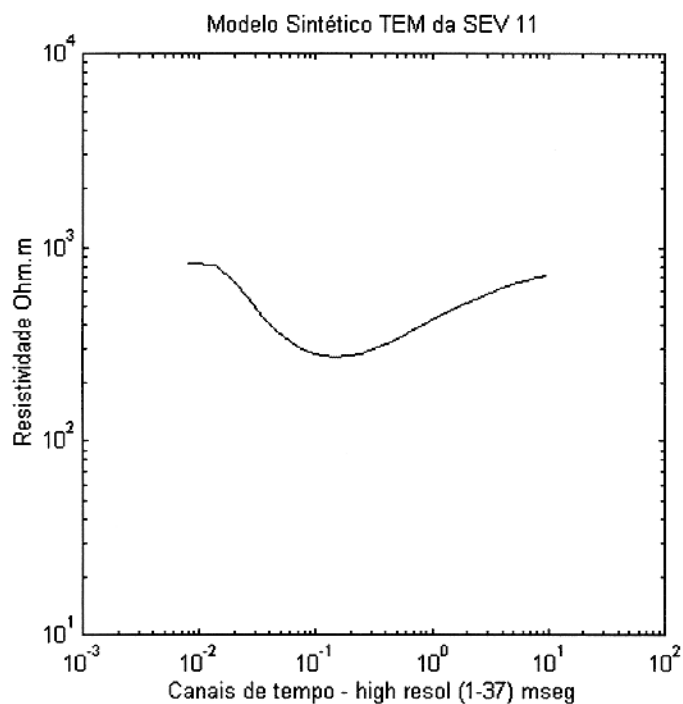
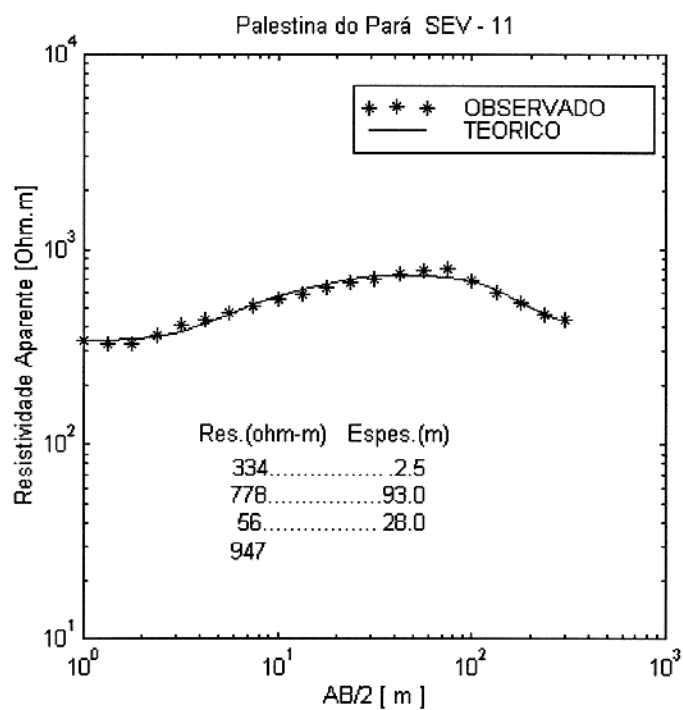
Sondagem Elétrica Vertical 09 e seu Modelo Sintético Transiente



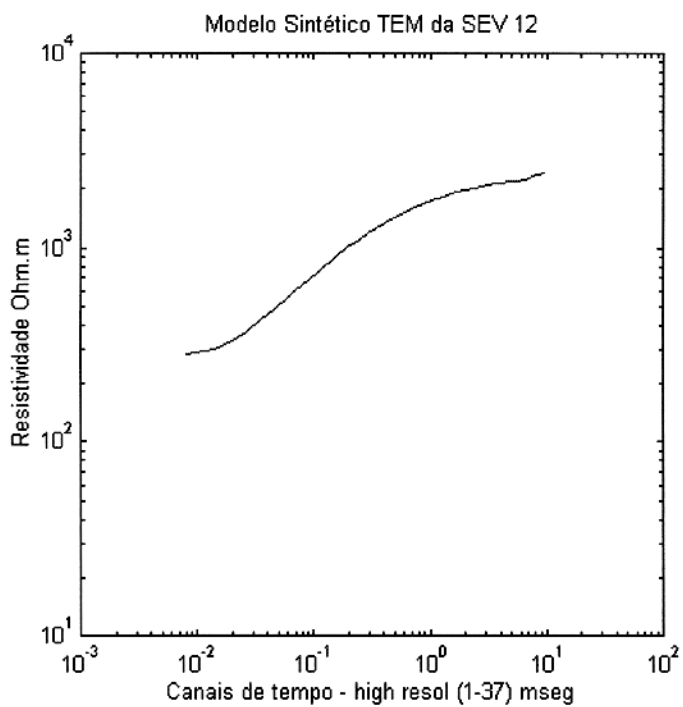
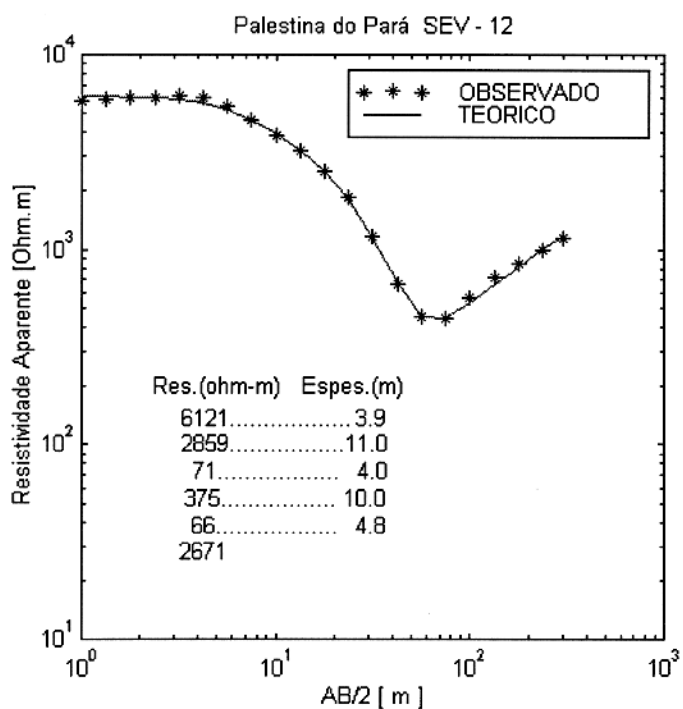
Sondagem Elétrica Vertical 10 e seu Modelo Sintético Transiente



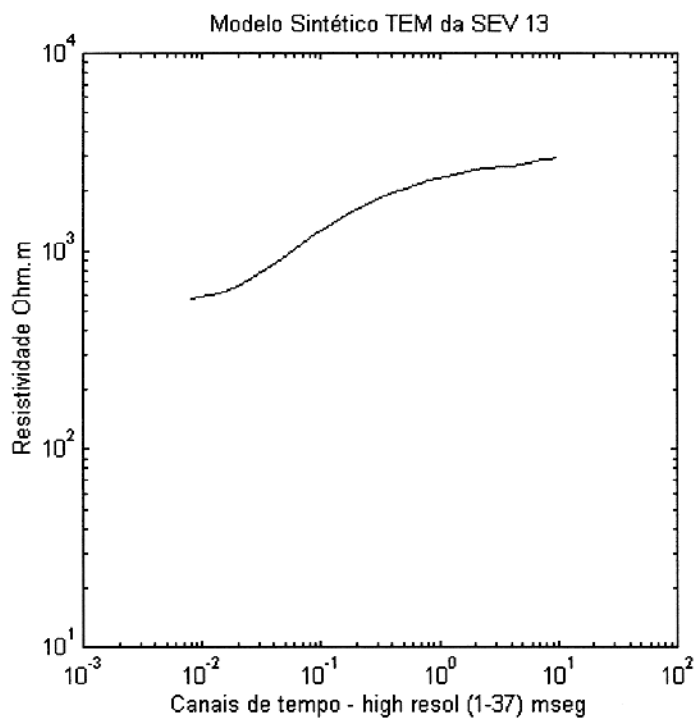
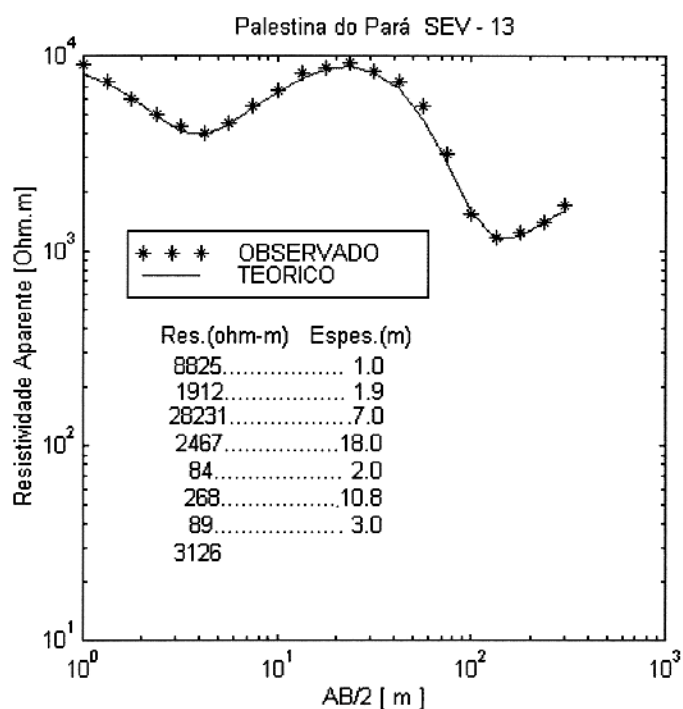
Sondagem Elétrica Vertical 11 e seu Modelo Sintético Transiente



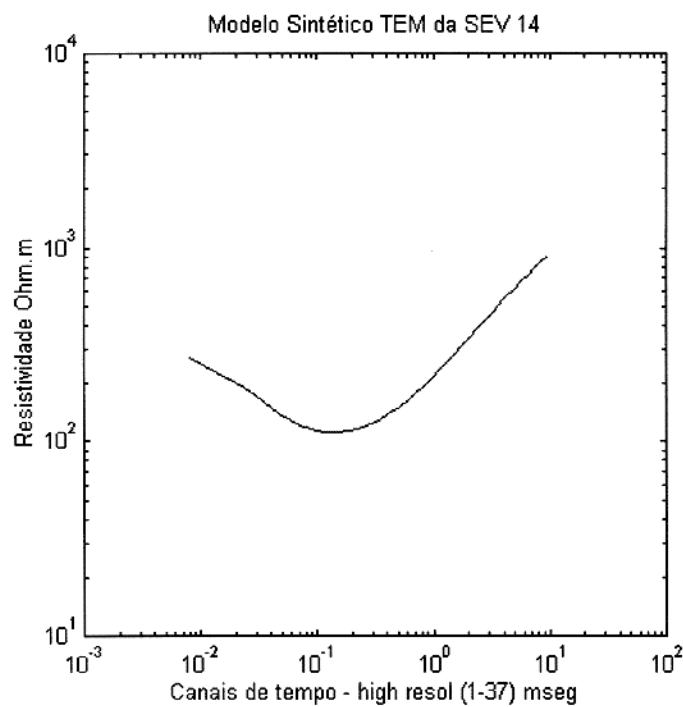
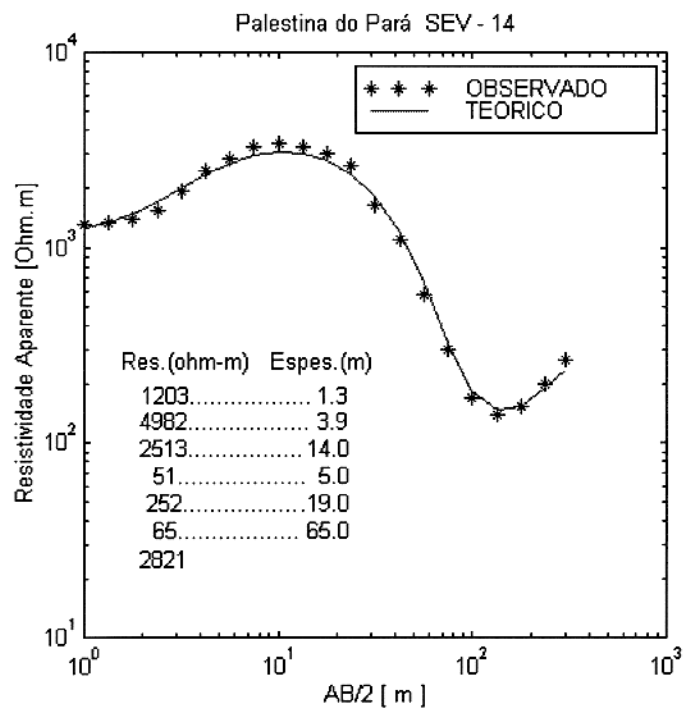
Sondagem Elétrica Vertical 12 e seu Modelo Sintético Transiente



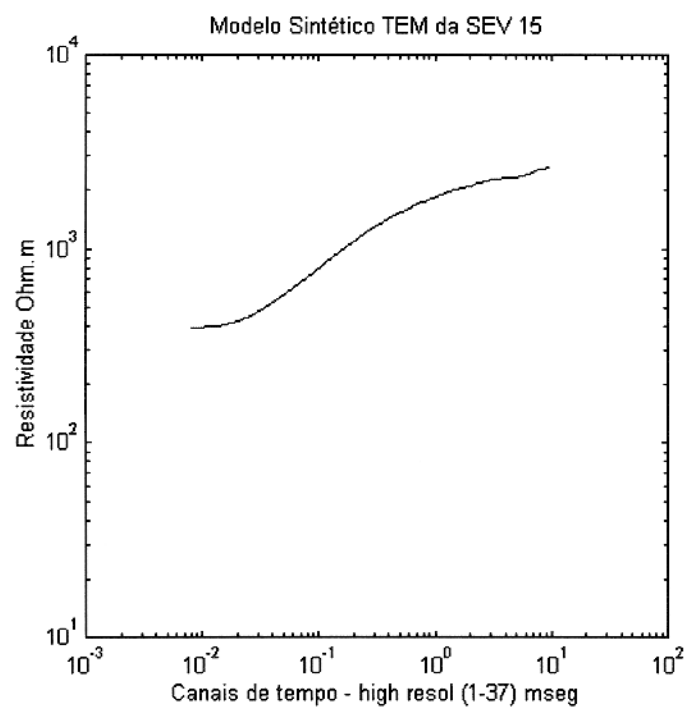
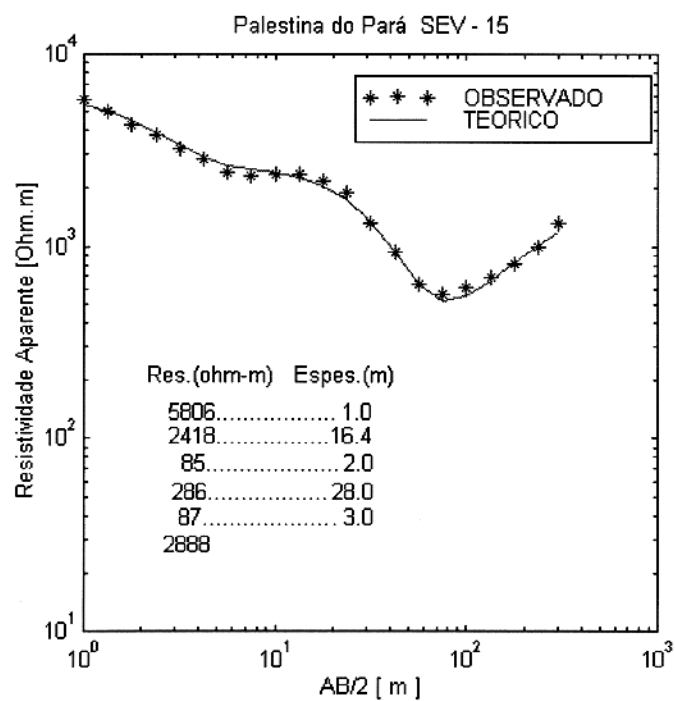
Sondagem Elétrica Vertical 13 e seu Modelo Sintético Transiente



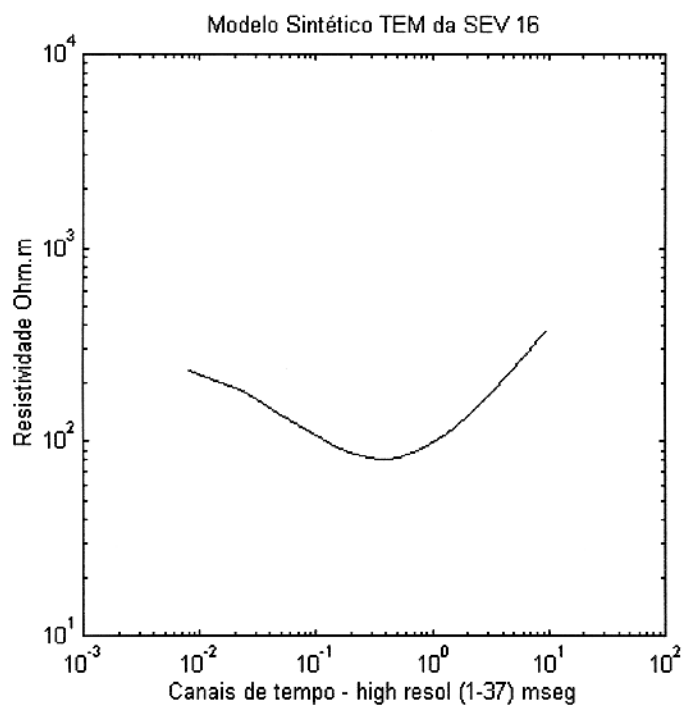
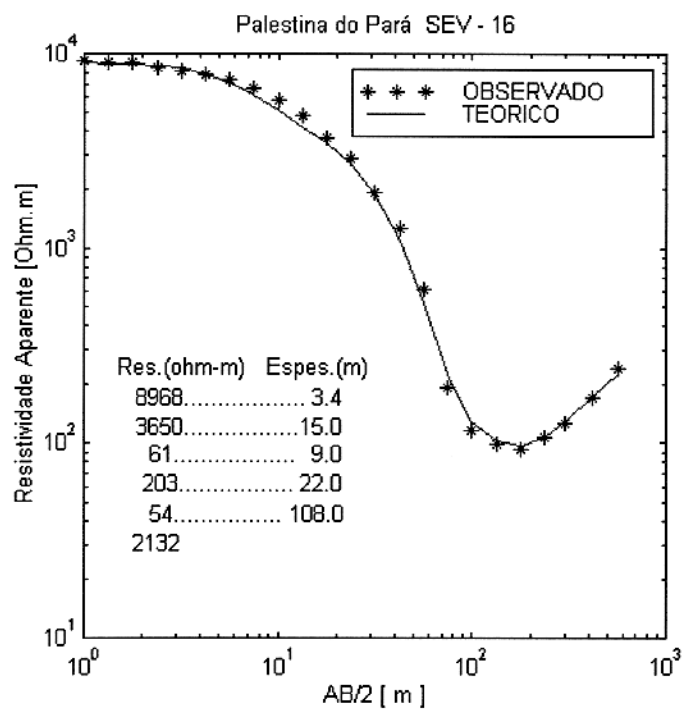
Sondagem Elétrica Vertical 14 e seu Modelo Sintético Transiente



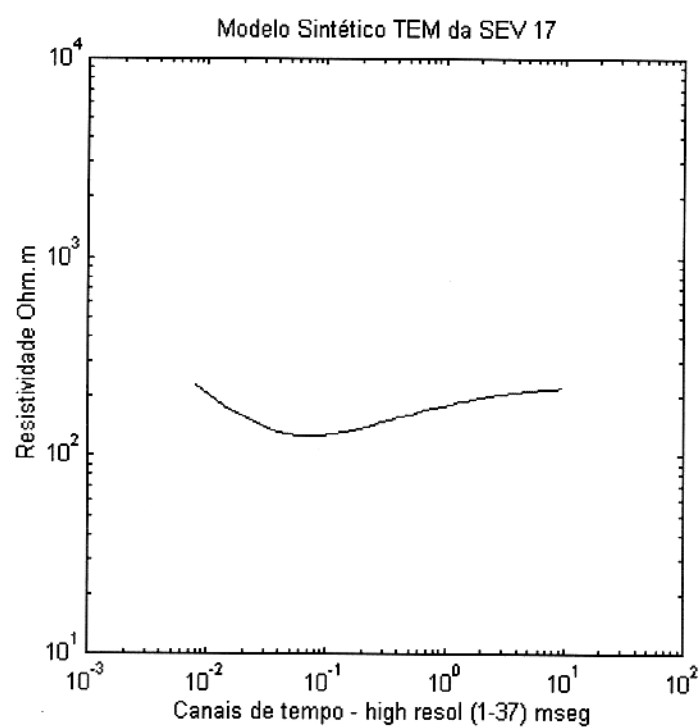
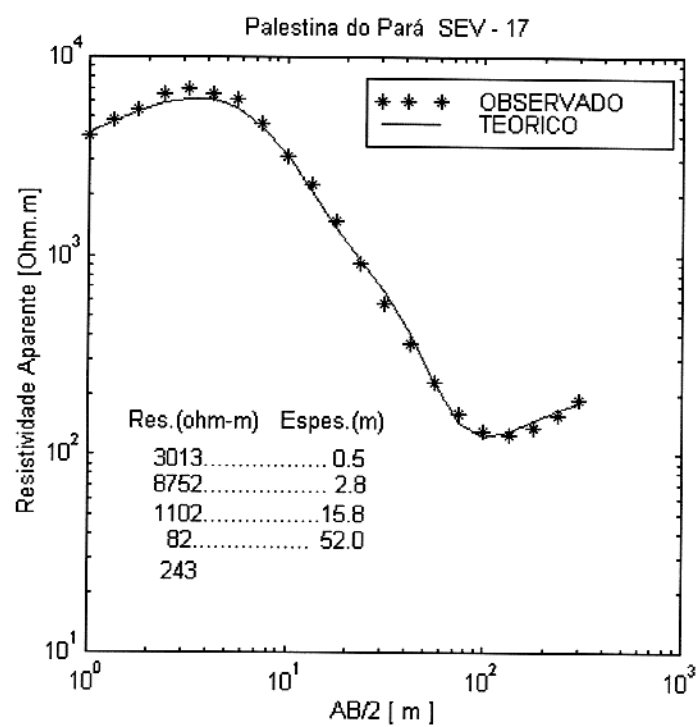
Sondagem Elétrica Vertical 15 e seu Modelo Sintético Transiente



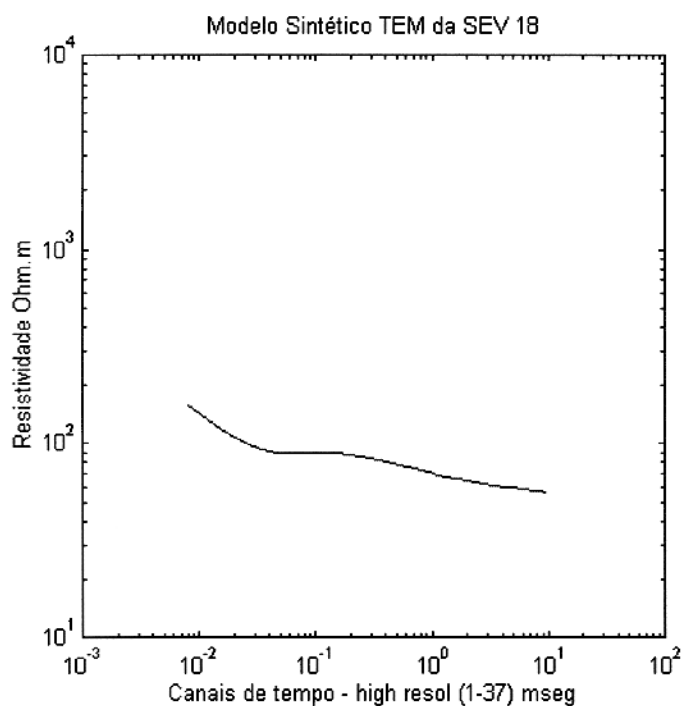
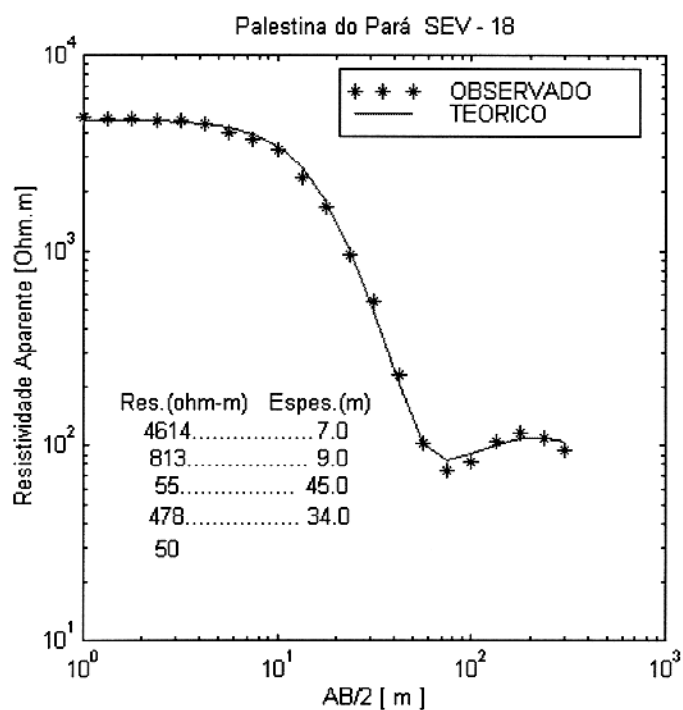
Sondagem Elétrica Vertical 16 e seu Modelo Sintético Transiente



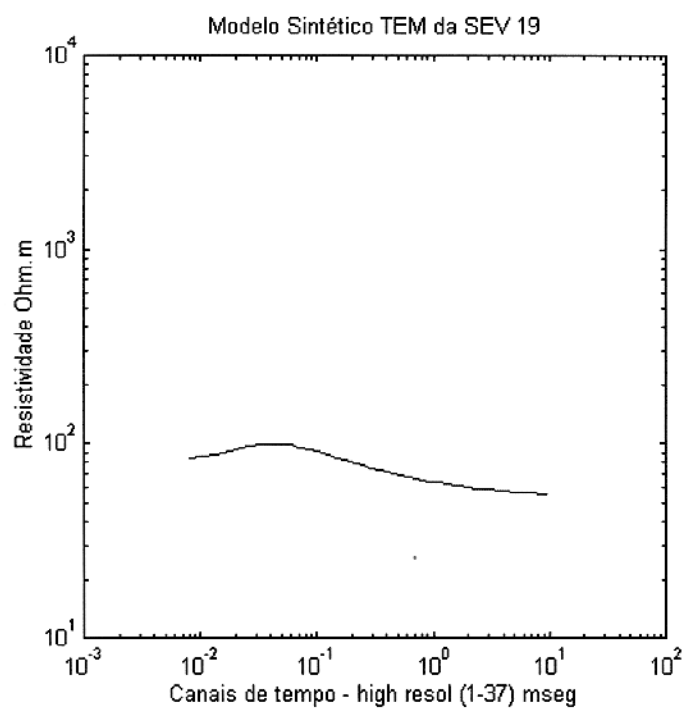
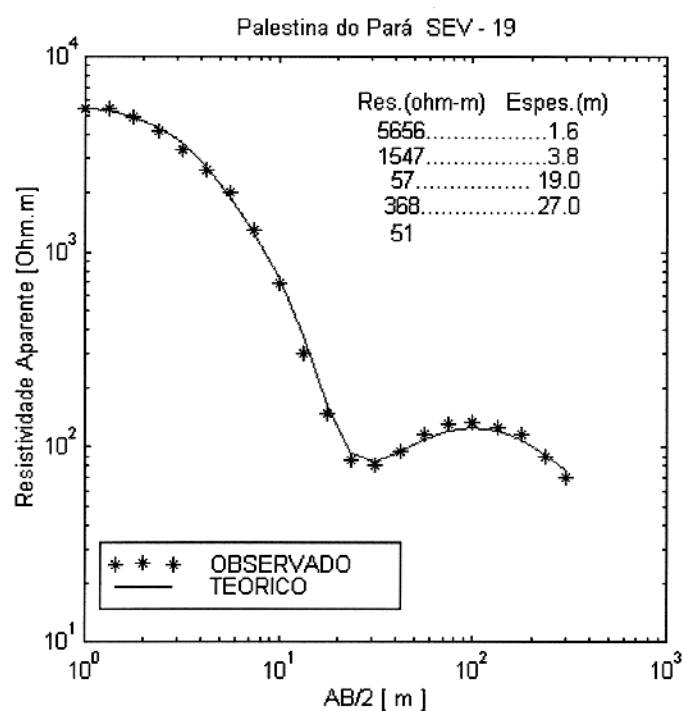
Sondagem Elétrica Vertical 17 e seu Modelo Sintético Transiente



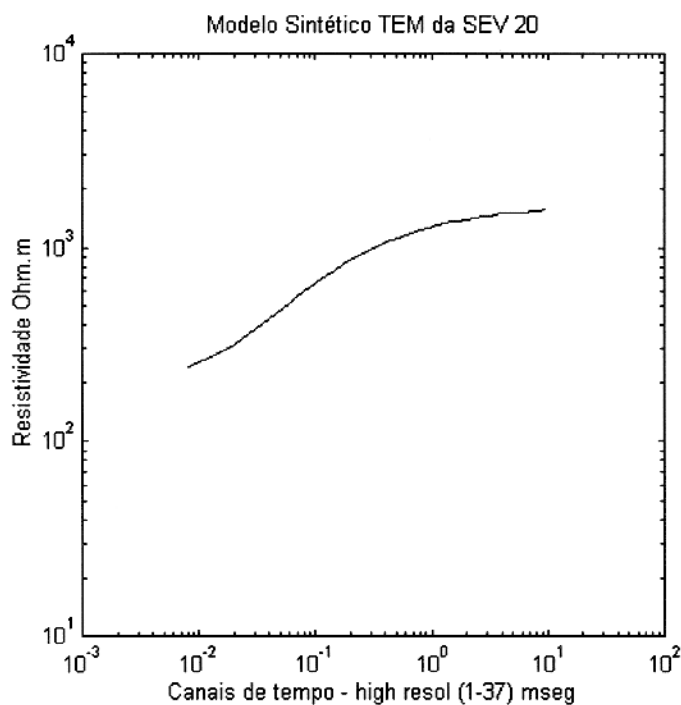
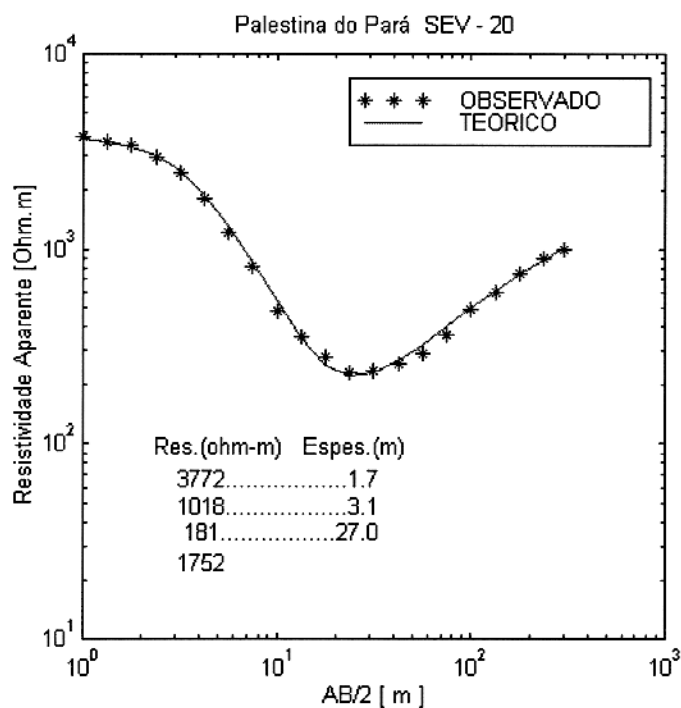
Sondagem Elétrica Vertical 18 e seu Modelo Sintético Transiente



Sondagem Elétrica Vertical 19 e seu Modelo Sintético Transiente



Sondagem Elétrica Vertical 20 e seu Modelo Sintético Transiente



Sondagem Elétrica Vertical 21 e seu Modelo Sintético Transiente

