

**ESTUDO DA ESTRUTURA GEO-ELÉTRICA
DA REGIÃO DO JURUÁ, AM, PELO
MÉTODO MAGNETOTELÚRICO**

por

JORGE LUÍS PORSANI

Geólogo (Universidade Federal da Bahia - 1987)

Tese submetida como requisito parcial ao grau de

MESTRE EM CIÊNCIAS

em

GEOFÍSICA

ao

Colegiado do Curso de Pós-Graduação em

Geofísica

da

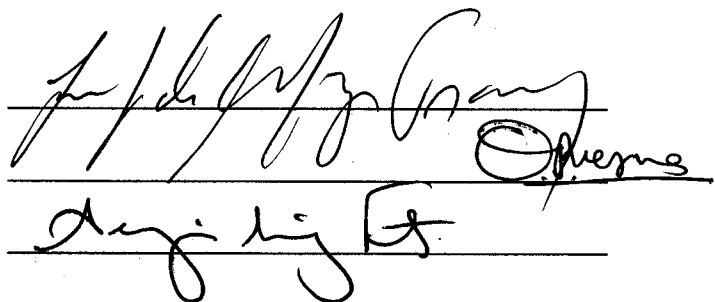
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ

Banca Examinadora :

Dr. Jandyr de Menezes Travassos (Orientador)

Dr. Om Prakash Verma

Dr. Sérgio Luiz Fontes



The image shows three handwritten signatures in black ink, each written over a horizontal line. The first signature is the most prominent and appears to be 'Jandyr de Menezes Travassos'. The second signature is smaller and less legible, possibly 'Om Prakash Verma'. The third signature is also smaller and less legible, possibly 'Sérgio Luiz Fontes'.

Data da Homologação : 25/11/1991

PORSANI, Jorge Luis. Estudo da estrutura geo-elétrica da região do Juruá, AM, pelo método magnetotelúrico. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências, 1991. 104 p. il.

Tese (Mestrado em Geofísica) – Curso de Pós-Graduação em Geofísica, Centro de Geociências, UFPa., 1991.

1. MÉTODO MAGNETOTELÚRICO. 2. SEÇÃO GEOLÉTRICA DA REGIÃO JURUÁ (AM). 3. ESTUDOS GEOFÍSICOS PARA ESTRUTURAS GEOLÓGICAS. I. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências-Departamento de Geofísica. II. Título

SUMÁRIO

Sumário	i
Lista de Ilustrações	iii
Resumo	1
Abstract	2
CAPÍTULO 1. INTRODUÇÃO	3
CAPÍTULO 2. O MÉTODO MAGNETOTELÚRICO	5
2.1 Introdução	5
2.2 O campo magnetotelúrico	5
2.3 Equações de Maxwell	7
2.4 A difusão do campo eletromagnético	9
2.5 Difusão em estruturas 1D	10
2.6 Difusão em estruturas 2D e 3D	14
2.7 Parâmetros usuais MT	15
CAPÍTULO 3. MODELAMENTO UNIDIMENSIONAL	18
3.1 Introdução	18
3.2 Transformações heurísticas	19
3.3 Inversão de Occam	21
3.4 Distorções em modelos 1D	24
CAPÍTULO 4. A BACIA DO SOLIMÕES	27
4.1 Generalidades	27
4.2 Histórico evolutivo e exploratório	29
4.3 Estratigrafia	30

CAPÍTULO 5. RESULTADOS	33
5.1 Aquisição e processamento dos dados	33
5.2 Pseudo-seções	39
5.3 Correções estáticas	47
5.4 Pseudo-seções corrigidas	52
CAPÍTULO 6. INTERPRETAÇÃO	60
6.1 Estudo de perfis de poços	60
6.2 Seções geo-elétricas	67
6.3 Seções geológicas	91
6.3.1 Seção geológica-linha1	91
6.3.2 Seção geológica-linha2	94
6.3.3 Seção geológica-linha3	94
CAPÍTULO 7. CONCLUSÕES	97
AGRADECIMENTOS	99
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	100

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1	Limites geológicos da Bacia do Solimões (<i>Caputo & Silva, 1990</i>)	28
Figura 2	Carta estratigráfica da Bacia do Solimões (<i>Caputo & Silva, 1990</i>)	31
Figura 3	Mapa de localização das estações MT. A localização das três linhas sísmicas (50-RL-137, 50-RL-138 e 50-RL-139) bem como a localização dos poços (1-JR-1-AM, 3-JR-4-AM e 3-JI-4-AM), também estão mostrados na figura (modificado de <i>Geotronics Co., 1982</i>)	34
Figura 4	Arranjo de campo de uma estação magnetotelúrica, modificado de <i>Vozoff (1972)</i>	35
Figura 5	Curvas de resistividade aparente, ρ_a , e fase, φ , versus frequência para estação 3704. A ρ_a é mostrada em escala logarítmica. A φ é mostrada no eixo vertical da figura inferior. A frequência é mostrada numa escala logarítmica no eixo horizontal. As barras de erros de ρ_a e φ representam um intervalo de confiança de dois desvios-padrão. Ambas as direções de medidas estão mostradas, isto é, direção-x (círculos) e direção-y (losangos)	36
Figura 6	Curvas de resistividade aparente, ρ_a , e fase, φ , versus frequência para estação 3808. As convenções são as mesmas da Figura 5	37
Figura 7	Curvas de resistividade aparente, ρ_a , e fase, φ , versus frequência para estação 3907. As convenções são as mesmas da Figura 5	38
Figura 8	Pseudo-seção da resistividade aparente, ρ_a , para linha 1. A ρ_a é mostrada numa escala logarítmica de cores na faixa vertical do lado esquerdo. A frequência é mostrada no eixo vertical do lado direito e está em ordem decrescente, variando de 150 a 0.01 Hz. As estações MT estão localizadas no topo da figura	40
Figura 9	Pseudo-seção da resistividade aparente, ρ_a , para linha 2. As convenções são as mesmas da Figura 8	41
Figura 10	Pseudo-seção da resistividade aparente, ρ_a , para linha 3. As convenções são as mesmas da Figura 8	42

Figura 11	Pseudo-seção da fase, φ , para linha 1. Os valores de φ é mostrada numa escala de cores no eixo vertical do lado esquerdo. As demais convenções são as mesmas da Figura 8	44
Figura 12	Pseudo-seção da fase, φ , para linha 2. As convenções são as mesmas da Figura 11	45
Figura 13	Pseudo-seção da fase, φ , para linha 3. As convenções são as mesmas da Figura 11	46
Figura 14	Curvas empilhadas de resistividade aparente, ρ_a , e fase, φ , versus frequência, para linha 1. As convenções são as mesmas que na Figura 5, porém os pontos individualizados e seus erros não são mostrados	48
Figura 15	Curvas empilhadas de resistividade aparente, ρ_a , e fase, φ , versus frequência, para linha 2. As convenções são as mesmas da Figura 14	49
Figura 16	Curvas empilhadas de resistividade aparente, ρ_a , e fase, φ , versus frequência, para linha 3. As convenções são as mesmas da Figura 14	50
Figura 17	Curvas empilhadas de resistividade aparente, ρ_a , e fase, φ , versus frequência, corrigidas do efeito estático, para linha 1. As convenções são as mesmas da Figura 14	54
Figura 18	Curvas empilhadas de resistividade aparente, ρ_a , e fase, φ , versus frequência, corrigidas do efeito estático, para linha 2. As convenções são as mesmas da Figura 14	55
Figura 19	Curvas empilhadas de resistividade aparente, ρ_a , e fase, φ , versus frequência, corrigidas do efeito estático, para linha 3. As convenções são as mesmas da Figura 14	56
Figura 20	Pseudo-seção da resistividade aparente, ρ_a , corrigida do efeito estático para linha 1. As convenções são as mesmas da Figura 8	57
Figura 21	Pseudo-seção da resistividade aparente, ρ_a , corrigida do efeito estático para linha 2. As convenções são as mesmas da Figura 8	58

Figura 22	Pseudo-seção da resistividade aparente, ρ_a , corrigida do efeito estático para linha 3. As convênções são as mesmas da Figura 8	59
Figura 23	Comparação entre o perfil de eletroresistividade do poço 1-JR-1-AM com o modelamento de Occam da estação 3707. O lado direito corresponde à comparação entre o perfil do poço 1-JR-1-AM (linha cheia) e o modelo obtido pela inversão de Occam para estação 3707 (linha tracejada). A resistividade é mostrada no eixo horizontal e a profundidade é mostrada no eixo vertical, ambos estão em escalas logarítmicas. O lado esquerdo mostra os dados com suas respectivas barras de erros, comparados às curvas de resistividade e fase, obtidas do modelamento direto do poço (linha cheia) e da inversão de Occam (linha tracejada)	61
Figura 24	Comparação entre o perfil de eletroresistividade do poço 3-JR-4-AM com o modelamento de Occam da estação 3808. As convênções são as mesmas da Figura 23	62
Figura 25	Comparação entre o perfil de eletroresistividade do poço 3-JI-4-AM com o modelamento de Occam da estação 3907. As convênções são as mesmas da Figura 23	63
Figura 26	Correlação dos perfis litológicos esquemáticos dos poços 1-JR-1-AM, 3-JR-4-AM e 3-JI-4-AM. As profundidades são mostradas no eixo vertical	64
Figura 27	Seção geo-elétrica obtida pela transformação de Bostick, corrigida do efeito estático, para linha 1. A resistividade é mostrada numa escala logarítmica de cores. A profundidade linear é mostrada no eixo vertical do lado direito, variando de 0.1 a 15 km. A localização das estações MT está mostrada no eixo horizontal	68
Figura 28	Seção geo-elétrica obtida pela transformação de Bostick, corrigida do efeito estático, para linha 2. As convênções são as mesmas da Figura 27	69
Figura 29	Seção geo-elétrica obtida pela transformação de Bostick, corrigida do efeito estático, para linha 3. As convênções são as mesmas da Figura 27	70

Figura 30	Seção geo-elétrica obtida pela inversão de Occam, corrigida de efeito estático, para linha 1. As convenções são as mesmas da Figura 27	71
Figura 31	Seção geo-elétrica obtida pela inversão de Occam, corrigida de efeito estático, para linha 2. As convenções são as mesmas da Figura 27	72
Figura 32	Seção geo-elétrica obtida pela inversão de Occam, corrigida de efeito estático, para linha 3. As convenções são as mesmas da Figura 27	73
Figura 33	Seção geo-elétrica obtida pela inversão de Occam, corrigida de efeito estático, para linha 1. A profundidade logarítmica é mostrada no eixo vertical do lado direito, variando de 0.1 a 15 km. As demais convenções são as mesmas da Figura 27	75
Figura 34	Seção geo-elétrica obtida pela inversão de Occam, corrigida de efeito estático, para linha 2. As convenções são as mesmas da Figura 33	76
Figura 35	Seção geo-elétrica obtida pela inversão de Occam, corrigida de efeito estático, para linha 3. As convenções são as mesmas da Figura 33	77
Figura 36	Valores de χ^2 das inversões de Occam para todas as estações MT da linha 1. Os valores de χ^2 estão no eixo vertical e a localização das estações no eixo horizontal	79
Figura 37	Valores de χ^2 das inversões de Occam para todas as estações MT da linha 2. As convenções são as mesmas da Figura 36	80
Figura 38	Valores de χ^2 das inversões de Occam para todas as estações MT da linha 3. As convenções são as mesmas da Figura 36	81
Figura 39	Perfil geo-elétrico obtido das inversões de Occam, para linha 1. A profundidade está em escala logarítmica no eixo vertical, variando de 0.1 até 60 km. A localização das estações MT estão marcadas no eixo horizontal. A resistividade é logarítmica e está também representada no eixo horizontal. O nível de resistividade de 10 $\Omega.m$ é utilizado como referência para os valores de resistividade como para localização das estações	82

Figura 40	Perfil geo-elétrico obtido da inversão de Occam, para linha 2. As convenções são as mesmas da Figura 39	83
Figura 41	Perfil geo-elétrico obtido da inversão de Occam, para linha 3. As convenções são as mesmas da Figura 39	84
Figura 42	Seção sísmica 50-RL-138. Nesta figura estão assinalados alguns horizontes sísmicos e a falha do Juruá (<i>Porsche, 1985</i>). O tempo em segundos está mostrado no eixo vertical do lado esquerdo da figura. A localização das estações MT da linha 2 está no topo	87
Figura 43	(a) Histograma mostrando a variação da resistividade da camada LCL para 23 estações MT da área do Juruá. (b) Histograma mostrando a variação da resistividade da LCL para 26 dados publicados para regiões tectonicamente estáveis (<i>Shankland & Ander, 1983</i>). Os intervalos de resistividade são mostrados no eixo horizontal. O número de ocorrências é mostrado no eixo vertical	88
Figura 44	(a) Histograma mostrando a variação da temperatura, T, da LCL para 16 dados publicados para regiões tectonicamente estáveis (<i>Shankland & Ander, 1983</i>). (b) Histograma mostrando a variação do fluxo térmico, Φ , da LCL para 15 dados publicados para regiões tectonicamente estáveis (<i>Shankland & Ander, 1983</i>). (c) Histograma mostrando a variação do fluxo térmico, Φ , para 12 localizações diferentes na Bacia do Solimões (<i>Hanza et al., 1989</i>). Os intervalos de valores são mostrados no eixo horizontal. O número de ocorrências é mostrado no eixo vertical	89
Figura 45	Seção geológica esquemática para linha 1. A profundidade é mostrada no eixo vertical e está limitada até o embasamento	92
Figura 46	Seção geológica esquemática para linha 2. As convenções são as mesmas da Figura 44	93
Figura 47	Seção geológica esquemática para linha 3. As convenções são as mesmas da Figura 44	96

ESTUDO DA ESTRUTURA GEO-ELÉTRICA DA REGIÃO DO JURUÁ, AM, PELO MÉTODO MAGNETOTELÚRICO

(TESE DE MESTRADO : Nov. /91)

JORGE LUÍS PORSANI

Orientador : Dr. Jandyr de Menezes Travassos

Departamento de Geofísica – Centro de Geociências /UFPA

Caixa Postal 309 – Belém, PA, Brasil

RESUMO

Utilizando-se dados magnetotelúricos (MT), foi obtida uma imagem geo-elétrica nítida da região do Juruá, Bacia do Solimões, na forma de seções geo-elétricas. Os dados de campo foram registrados ao longo de três linhas de 15 km, espaçadas de 3.5 km, recobrimdo uma área de 100 km². O espaçamento entre as 35 estações é irregular, variando de 400 m a 3500 m. A faixa de frequências utilizada cobriu de 0.001 Hz até 300 Hz, o que permitiu investigar de 100 m até 60 km de profundidade. Os dados apresentam-se afetados pelo efeito de distorção estática. Para corrigir este efeito foi utilizada a mediana da resistividade do primeiro condutor, correspondente à Formação Solimões. Foi utilizado o invariante do tensor MT para interpretar a estrutura geo-elétrica do Juruá. As seções geo-elétricas foram obtidas a partir do agrupamento dos dados resultantes da transformação de Bostick e da inversão 1D de Occam, para cada estação. Foi identificada uma seqüência de camadas condutivas e resistivas, correspondentes ao pacote sedimentar, uma zona de falhas e o topo do embasamento geo-elétrico, caracterizando a Bacia do Solimões. Abaixo do embasamento geo-elétrico foram também identificados uma zona condutora, seguida por uma camada de baixa condutividade, a profundidades iguais ou superiores a 20 km. Esta camada é interpretada como sendo de composição de gabro, estando associada a processos de acreção vertical, intimamente ligados à estabilização crustal e espessamento da litosfera. Os resultados apresentam uma boa concordância com os perfis de resistividade de poços e dados sísmicos de superfície.

STUDY OF THE JURUÁ REGION, AM, GEOELECTRIC STRUCTURE USING THE MAGNETOTELLURIC METHOD

(MASTER THESIS : Nov. /91)

JORGE LUÍS PORSANI

Adviser : Dr. Jandyr de Menezes Travassos

Departamento de Geofísica – Centro de Geociências /UFPA

Caixa Postal 309 – Belém, PA, Brasil

ABSTRACT

A clear geoelectric picture from the Juruá region in the Solimões Basin was obtained using magnetotelluric (MT) data. Field data were recorded along three profiles of 15 km long, spaced 3.5 km, covering 100 km². The spacing between each of the 35 stations was irregular, ranging from 400 m to 3500 m. The frequency range was 0.001 Hz to 300 Hz. This allows investigation depths of 100 m down to 60 km. The data were affected by the so called static effect. To correct that effect the median of the resistivity of the first conductor which corresponds to the Solimões Formation was used. The invariant of the MT tensor was used to interpret the Juruá geoelectric structure. The results are presented in the form of geoelectric sections. The geoelectric sections were obtained using both the Bostick transformation and the 1D Occam inversion at each station. It was possible to identify a sequence of conductive and resistive layers corresponding to the sedimentary sequence, a fault zone and the geoelectric basement characterizing the Solimões Basin. Below the geoelectric basement a conductive zone was also identified, followed by a Low Conductive Layer at depths of 20 km or more. This layer is interpreted as being composed of gabbro, which is associated to processes of vertical accretion, which in turn are linked to both crustal stabilization and lithosphere thickening. The results show a good agreement with resistivity well logs and surface seismic data.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

Em 1982, uma campanha de aquisição de dados magnetotelúricos (MT) foi realizada na região do Juruá, na Bacia do Solimões (*Geotronics Co.*, 1982). Foram levantadas 35 estações MT ao longo de três linhas sísmicas (50-RL-137, 50-RL-138 e 50-RL-139) paralelas entre si, de direção NW-SE. O espaçamento entre as estações foi irregular, variando de 400 até 3500 m aproximadamente. A distância entre os eletrodos foi de 100 m e a variação de frequências foi de 0.001 a 300 Hz.

Os dados do Juruá apresentam-se afetados pelo efeito estático. Este efeito é provocado por mudanças bruscas de resistividades de camadas próximas à superfície (*Larsen*, 1977; *Jones*, 1988). Foi corrigido este efeito, utilizando-se uma técnica estatística modificada da literatura (*Jones*, 1988).

É conhecido das três linhas sísmicas que o pacote sedimentar do Juruá está disposto em camadas subhorizontais, podendo ser representado genericamente por um modelo de Terra 1D, embora, saiba-se que o modelo ideal para descrever a subsuperfície seja 3D.

Neste trabalho, utilizamos o invariante do tensor impedância para analisar a estrutura geo-elétrica de subsuperfície, tendo em vista o modelo regional ser representado por um modelo unidimensional.

Com o objetivo de obter a estrutura geo-elétrica na região do Juruá, na Bacia do Solimões, foi utilizada a transformação de Bostick-Niblett (*Schmucker*, 1987) e o algoritmo de inversão 1D Occam (*Constable et al.*, 1987), para inverter o invariante obtido nas 35 estações magnetotelúricas.

O resultado do agrupamento dos dados obtidos das inversões é mostrado na forma de seções geo-elétricas. Estas seções representam a distribuição da resistividade elétrica das rochas com a profundidade. Com estas seções, temos o comportamento elétrico das rochas de subsuperfície, de modo que as diferentes resistividades podem representar, em primeira aproximação, as formações geológicas com características elétricas diferentes. Dessa forma, o método MT pode fornecer informações sobre o comportamento das seqüências sedimentares, modelamento da seção estrutural,

falhamentos, profundidade do embasamento, bem como fornecer informações à profundidades crustais.

A interpretação final dessas seções é mostrada nas seções geológicas esquemáticas para as três linhas MT. Estas seções correspondem a uma suavização dos horizontes geo-elétricos.

CAPÍTULO 2

O MÉTODO MAGNETOTELÚRICO

2.1 Introdução

O método magnetotelúrico (MT), descrito primeiramente pelo soviético *Tikhonov* (1950) e pelo francês *Cagniard* (1953), tem como objetivo a distribuição da condutividade elétrica de subsuperfície, através da medida das componentes horizontais mutuamente ortogonais dos campos elétrico (E_x, E_y) e magnético (H_x, H_y) naturais sobre a superfície da Terra.

A razão da intensidade do campo elétrico pela intensidade do campo magnético é uma quantidade que tem a unidade de impedância elétrica, sendo esta impedância uma função das propriedades elétricas do meio. Determinando-se a impedância, para uma série de frequências, obtém-se informações sobre o perfil de condutividade elétrica como uma função da profundidade de uma Terra unidimensional. Devido ao efeito “*skin depth*” definido posteriormente, a impedância a altas frequências contém informações sobre as propriedades das camadas mais superficiais; já a baixas frequências, a profundidade de penetração do campo aumenta. Deste modo, o resultado do método MT é análogo a uma sondagem em um ponto de observação.

Em virtude do método magnetotelúrico fazer uso do campo eletromagnético natural, ele oferece uma simplicidade, particularmente eficaz em áreas de difícil acesso onde é penoso o transporte de equipamentos de fontes pesados. A sua aplicação permite obter medidas das propriedades elétricas desde a superfície até a profundidades no manto da Terra. O fato do método MT mapear a distribuição de resistividade elétrica de subsuperfície o torna uma ferramenta importante no estudo de bacias sedimentares (*Vozoff*, 1972), prospecção mineral (*Strangway et al.*, 1973), explorações de petróleo (*Christopherson*, 1991), entre outras. Isto é devido a resistividade depender principalmente da porosidade, permeabilidade, conteúdo de fluidos nos poros, impurezas, fusão parcial, temperatura e outros fatores (*Parkhomenko*, 1967; *Keller & Frischknecht*, 1970, *Shankland & Ander*, 1983; *Hyndman & Shearer*, 1989).

2.2 O campo magnetotelúrico

O campo magnético terrestre pode ser separado em suas componentes externa e inter-

na. O campo externo tem sua origem associada às correntes elétricas, que fluem na ionosfera e magnetosfera como resultado das variações do campo magnético terrestre. Estas são causadas pela atividade solar. Ao campo externo também contribui a atividade das tempestades elétricas que ocorrem nas regiões tropicais. Já os campos de origem interna são gerados por processos magneto-hidrodinâmicos que ocorrem no núcleo externo da terra (Orellana, 1974; Kaufman & Keller, 1981).

O fenômeno de indução caracteriza-se por um campo eletromagnético (EM) primário incidente na Terra. Este campo, por sua vez, induz um campo EM secundário que acopla-se ao primário. Um dos constituintes desse campo secundário são as chamadas correntes telúricas. Deste modo, o campo medido será o campo resultante do acoplamento dos campos indutor e induzido, respeitando o princípio da causalidade.

Segundo Orellana (1974) e Kaufman & Keller (1981), as faixas de frequências que interessam do ponto de vista exploratório no método MT são:

- a) micropulsações (Pc e Pi)– variam entre 0.0015 Hz a 10 Hz;
- b) frequências extra-baixas (ELF)– variam desde 3 Hz a 3 KHz.

Nessa faixa de variação, as frequências acima de 1 Hz, ou seja, as variações do campo EM observado nas faixas de ELF, têm sua origem nas atividades meteorológicas e nas atividades humanas. Quanto às atividades meteorológicas, o sinal origina-se de descargas elétricas, provenientes de tempestades elétricas. Essas descargas atuam como antenas, gerando campos EM. A fração produzida pelo homem é proveniente, geralmente, da rede de distribuição de energia elétrica e geradores. No Brasil, a fração da rede de distribuição está contida numa faixa estreita, em torno de 60 Hz. Sua influência, via de regra, domina o espectro natural nessa faixa de frequências. No entanto, o método MT normalmente utiliza a faixa de frequências variando de 10^{-3} a 10^3 Hz, como veremos posteriormente.

As micropulsações têm origem extra-terrestre, sendo produzidas por interações complexas entre o campo magnético interno da Terra e as flutuações do material lançado pelo sol. Este material, conhecido por vento solar, é composto principalmente por hidrogênio ionizado. Existe, portanto, sob a forma de um plasma, constituído de prótons e elétrons. A medida que o vento

solar interage com o campo magnético da Terra, os prótons e elétrons tendem a se defletir em direções opostas, dando origem às correntes elétricas e conseqüentemente um campo magnético. No local onde ocorre este fenômeno, há praticamente o cancelamento do campo magnético terrestre. Esta fronteira é chamada de magnetopausa, limite superior da magnetosfera. Com a indução de correntes elétricas na ionosfera há um deslocamento de massa. A interação das forças inerciais e magnéticas dá origem às ondas magneto-hidrodinâmicas nas bordas e no interior da magnetosfera, como conseqüência do comportamento do plasma solar. Tais ondas, ao chegarem ao limite inferior da ionosfera, transformando-se em ondas eletromagnéticas, atingem a superfície terrestre induzindo as correntes telúricas (*Kaufman & Keller, 1981*).

2.3 Equações de Maxwell

A teoria eletromagnética é formalizada pelas equações de Maxwell, as quais relacionam os vetores dos campos elétrico e magnético. As quatro equações foram estabelecidas a partir dos experimentos de Coulomb, Ampère e Faraday:

$$\vec{\nabla} \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad (\text{lei de Faraday}) \quad (1)$$

$$\vec{\nabla} \times \vec{H} = \vec{J} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \quad (\text{lei de Ampère}) \quad (2)$$

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{B} = 0 \quad (3)$$

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{D} = \rho_v \quad (\text{lei de Coulomb}) \quad (4)$$

As equações acima não contêm explicitamente nenhuma informação sobre as propriedades elétrica e magnética dos meios onde os campos atuam. Para isso, é necessário introduzir as relações constitutivas do meio,

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} \quad (5)$$

$$\vec{D} = \epsilon \vec{E} \quad (6)$$

$$\vec{B} = \mu \vec{H} \quad (7)$$

onde os parâmetros do meio σ , ϵ e μ são independentes do tempo e dos vetores que descrevem os campos elétrico e magnético.

Neste trabalho, as unidades serão expressas no sistema internacional (SI). As quantidades nas relações de (1-7) são expressas nas unidades de:

$[B]$ = indução magnética em weber/metro quadrado (Wb/m^2).

$[H]$ = intensidade do campo magnético em ampère/metro (A/m).

$[E]$ = intensidade do campo elétrico em volts/metro (V/m).

$[D]$ = indução elétrica em coulomb/metro quadrado (C/m^2).

$[J]$ = densidade de corrente em ampère/metro quadrado (A/m^2).

$[\rho_v]$ = densidade volumétrica de carga em coulomb/metro cúbico (C/m^3).

$[\epsilon]$ = permissividade elétrica em faraday/metro (F/m); permissividade elétrica do vácuo, $\epsilon_0 = 8.854 \times 10^{-12} F/m$.

$[\mu]$ = permeabilidade magnética em henry/metro (H/m); permeabilidade magnética do vácuo, $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} H/m$.

$[\sigma]$ = condutividade elétrica do meio em siemen/metro (S/m).

Na maioria das rochas verifica-se experimentalmente que $\mu = \mu_0$. Do mesmo modo, a permissividade elétrica das rochas praticamente não varia com relação ao valor ϵ_0 . Por outro lado, a condutividade elétrica das rochas apresenta uma variação ampla, na faixa de 10^0 a 10^{-5} siemen/metro (*Parkhomenko, 1967; Keller & Frischknecht, 1970; Orellana, 1974*). Neste trabalho far-se-á uso extensivo do inverso da condutividade, ou seja, a resistividade elétrica, $[\rho]$, expressa em Ohm.metro ($\Omega.m$).

Em algumas situações, as formações geológicas complexas são anisotrópicas. Neste caso, os parâmetros constitutivos σ , ϵ e μ devem ser expressos como tensores. Entretanto, para estudos de indução de correntes elétrica e magnética na Terra, é suposto que:

- i) A Terra é um meio isotrópico, horizontalmente estratificado, com extensão lateral infinita, ϵ e μ são constantes e independentes do tempo, sendo $\mu = \mu_0$ para a maioria das rochas;
- ii) \vec{E} e \vec{B} variam harmonicamente com o tempo e sua dependência pode ser expressa como $e^{i\omega t}$;
- iii) A corrente de deslocamento $\partial\vec{D}/\partial t$ pode ser negligenciada.

Considerando (ii) e as relações (5) e (6), o módulo da razão entre $\partial\vec{D}/\partial t$ e \vec{J} pode ser escrita como

$$\left| \frac{\partial\vec{D}/\partial t}{\vec{J}} \right| = \frac{\omega\epsilon}{\sigma},$$

onde ω é a frequência angular $\omega = 2\pi f$. Como o método trabalha com frequências relativamente baixas $f = 10^{-3} - 10^3 \text{ Hz}$, resulta $\omega\epsilon \ll \sigma$. Note que para $f = 10^3 \text{ Hz}$, temos:

$$\omega\epsilon = 2\pi \times 10^3 \times 8.854 \times 10^{-12} = 5.56 \times 10^{-8} \approx 10^{-9}.$$

Portanto, o processo de indução na Terra é adequadamente descrito por um processo de difusão de campos quase estáticos, expresso pelas relações de 1 a 7, com a relação (2) reescrita como:

$$\vec{\nabla} \times \vec{H} = \vec{J} \quad (8)$$

isto é, somente as correntes de condução serão consideradas.

2.4 A difusão do campo eletromagnético

Aplicando-se o operador rotacional na equação (1) e usando (8) obtemos

$$\vec{\nabla} \times \vec{\nabla} \times \vec{E} = \vec{\nabla} \times (-\partial\vec{B}/\partial t) = -\mu_0\sigma\partial\vec{E}/\partial t$$

e como

$$\vec{\nabla} \times \vec{\nabla} \times \vec{E} = \vec{\nabla}(\vec{\nabla} \cdot \vec{E}) - \vec{\nabla}^2 \vec{E},$$

então

$$\vec{\nabla}(\vec{\nabla} \cdot \vec{E}) - \vec{\nabla}^2 \vec{E} = -\mu_0\sigma \frac{\partial\vec{E}}{\partial t}.$$

Entretanto, como não há acúmulo de cargas em um meio condutor (*Patra & Mallick, 1980*), $\vec{\nabla} \cdot \vec{E} = 0$. Obtemos então a equação de difusão

$$\vec{\nabla}^2 \vec{E} = \mu_0 \sigma \frac{\partial \vec{E}}{\partial t}. \quad (9)$$

Note também que a relação (4) será reescrita como $\vec{\nabla} \cdot \vec{D} = 0$, isto é, não há acúmulo de cargas na superfície de um condutor.

De maneira inteiramente análoga, o campo magnético também obedece a equação da difusão

$$\vec{\nabla}^2 \vec{H} = \mu_0 \sigma \frac{\partial \vec{H}}{\partial t}. \quad (10)$$

Acima da Terra ($\sigma_{ar} = 0$), a equação da difusão se reduz à equação de Laplace:

$$\vec{\nabla}^2 \vec{E} = 0. \quad (11)$$

Deste modo, o campo MT propaga-se de acordo com a difusão de um campo quase estático através da Terra. A seguir, discutiremos a difusão eletromagnética em estruturas unidimensional (1D) e bidimensional (2D).

2.5 Difusão em estruturas 1D

Nesta seção está apresentada a derivação das equações básicas que são utilizadas nos trabalhos práticos com o método MT em estruturas unidimensionais, ou seja, a condutividade elétrica das rochas variando somente com a profundidade, $\sigma = \sigma(z)$. Com relação ao sistema de referência das coordenadas geomagnéticas, o eixo-z é vertical, apontando para o centro da Terra.

O campo eletromagnético primário, função somente de z, é suposto ser gerado por uma lâmina de corrente horizontal na direção-x, localizada acima da Terra. O campo uniforme é caracterizado por uma onda plana, perpendicularmente incidente sobre a superfície terrestre. Este problema requer a solução da equação de difusão, relação (9) na Terra e a equação de Laplace relação (11) no ar. Como não existe acúmulo de carga sobre a interface entre dois meios, o campo elétrico não intercepta limites de regiões com resistividades diferentes (*Patra & Mallick, 1980*), os campos horizontais envolvidos $\vec{E} = (E_x, 0, 0)$ e $\vec{H} = (0, H_y, 0)$, obedecem à condição de contorno: E_x e H_y são contínuos através das interfaces.

Considerando as suposições acima, pode-se determinar \vec{E} e \vec{H} para um semi-espço homogêneo e isotrópico, permitindo-se a variação do campo eletromagnético ao longo do eixo-z. Reescrevendo as equações de Maxwell para este caso, obtém-se:

$$\frac{\partial E_x}{\partial z} = -i\omega\mu H_y \quad (12)$$

$$-\frac{\partial H_y}{\partial z} = \sigma E_x. \quad (13)$$

Explicitando H_y da relação (12) e substituindo-o na relação (13), obtemos a equação da difusão de uma onda 1D, também conhecida como equação homogênea de Helmholtz 1D,

$$\frac{\partial^2 E_x}{\partial z^2} = k^2 E_x \quad (14)$$

onde k é o número de onda do meio, sendo definido por:

$$k = \sqrt{(i\omega\mu\sigma)} = \frac{(1+i)}{\delta(\omega)}$$

onde

$$\delta(\omega) = \sqrt{\frac{2}{\omega\mu\sigma}}$$

é conhecido como “*skin-depth*”. $\delta(\omega)$ é a profundidade para o qual a amplitude do campo é atenuado de $1/e$ do seu valor inicial (Telford et al., 1976). O “*skin-depth*” é expresso em metros.

A solução geral da relação (14) é dada por

$$E_x(z) = Ae^{kz} + Be^{-kz}. \quad (15)$$

Esta solução representa uma onda com uma amplitude A difundindo para o interior da Terra e uma outra onda com amplitude B difundindo para cima. O valor de $H_y(z)$ obtido pela relação (12) é dado por:

$$H_y(z) = -\frac{k}{i\omega\mu} (Ae^{kz} - Be^{-kz}). \quad (16)$$

Na superfície onde ($Z = 0$), a solução para o campo $H_y(0, \omega)$ é dado por:

$$H_y(0, \omega) = -\frac{k}{i\omega\mu} A. \quad (17)$$

Os campos E_x , (15), e H_y , (16), são a soma dos campos primário e secundário causados pelas correntes induzidas. Deste modo, o termo A carrega informações dos campos medidos na superfície, $E(0, \omega)$ e $H(0, \omega)$. A dependência com a amplitude do campo induzido pode ser removida utilizando-se a impedância da onda plana de um meio uniforme,

$$Z_{xy}(0, \omega) = \frac{E_x(0, \omega)}{H_y(0, \omega)} = \sqrt{\frac{\omega \mu}{\sigma}} e^{\frac{i\pi}{4}}. \quad (18)$$

A escolha do par (E_x, H_y) é inteiramente arbitrária. Deste modo, se for escolhido o par (E_y, H_x) , teremos

$$Z_{yx}(0, \omega) = -\frac{E_y(0, \omega)}{H_x(0, \omega)} = -Z_{xy}(0, \omega). \quad (19)$$

A impedância tem unidade de Ohm,

$$[Z] = \frac{[E]}{[H]} = \frac{V/m}{A/m} = \Omega.$$

A generalização para uma Terra parametrizada com n camadas discretas, isto é, com distribuição de condutividade $\sigma = \sigma(z)$, é imediata. Cada camada é caracterizada por sua condutividade, σ_j , e espessura, h_j . Os campos elétrico e magnético numa camada j qualquer, são dados pelo somatório das ondas viajando tanto para baixo quanto para cima.

O modelo em questão é constituído por dois semi-espacos. O primeiro, $z < 0$, contendo o campo magnético incidente, representa o ar, e o segundo, $z \geq 0$, representa o terreno subdividido em n camadas (Keller & Frischknecht, 1970; Kaufman & Keller, 1981; Rijo, 1989). De modo a calcular as componentes dos campos elétrico e magnético no ar e em qualquer camada, a Terra ($z \geq 0$) é subdividida em:

- a) $z \leq z_{n-1}$, o semi-espaco superior, com as camadas acima do substrato e
- b) $z > z_{n-1}$, correspondente ao substrato.

Considerando um meio composto por duas camadas, na primeira região, $z \leq z_{n-1}$, as expressões para calcular as componentes tangenciais dos campos elétrico e magnético para a primeira camada, de acordo com as relações (15) e (16), podem ser escritas como:

2.6 Difusão em estruturas 2D e 3D

Nós continuaremos assumindo as condições (ii), (iii), $\mu = \mu_0$ e uma Terra onde a condutividade é invariante ao longo da direção-x, ou seja, $\sigma = \sigma(y, z)$. Com essas considerações e usando a condição de bidimensionalidade,

$$\frac{\partial}{\partial x} \equiv 0,$$

as equações de Maxwell são desacopladas em dois modos distintos de propagação da onda eletromagnética. Para esta distribuição de condutividade, as componentes dos campos obedecem as seguintes relações:

$$\frac{\partial H_z}{\partial y} - \frac{\partial H_y}{\partial z} = \sigma(y, z)E_x$$

$$E_y = \frac{1}{\sigma(y, z)} \frac{\partial H_x}{\partial z} \quad (29)$$

$$E_z = -\frac{1}{\sigma(y, z)} \frac{\partial H_x}{\partial y}$$

e

$$\frac{\partial E_z}{\partial y} - \frac{\partial E_y}{\partial z} = -i\omega\mu_0 H_x$$

$$H_y = -\frac{1}{i\omega\mu_0} \frac{\partial E_x}{\partial z} \quad (30)$$

$$H_z = \frac{1}{i\omega\mu_0} \frac{\partial E_x}{\partial y}$$

Observando os dois sistemas de equações acima, nota-se que o primeiro conjunto de equações envolve as componentes E_x , H_y e H_z enquanto que no segundo H_x , E_y e E_z . No primeiro conjunto, o campo elétrico é paralelo ao “*strike*” geo-elétrico de uma determinada estrutura 2D, é o modo transversal

elétrico, ou modo TE. O segundo, o campo magnético é paralelo à direção principal da estrutura geo-elétrica, “*strike*”, é chamado de modo transversal magnético, ou modo TM.

Eliminando-se H_y e H_z^* do conjunto de polarização TM podemos obter a equação de Helmholtz em termos de E_x ,

$$\frac{\partial^2 E_x}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 E_x}{\partial z^2} - i\omega\mu_0\sigma(y, z)E_x = 0 \quad (31)$$

e repetindo este processo para a polarização TE, obtém-se uma outra equação de Helmholtz em termos de H_x

$$\frac{\partial^2 H_x}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 H_x}{\partial z^2} - \frac{1}{\sigma(y, z)} \left(\frac{\partial\sigma}{\partial y} \frac{\partial H_x}{\partial y} + \frac{\partial\sigma}{\partial z} \frac{\partial H_x}{\partial z} \right) - i\omega\mu_0\sigma(y, z)H_x = 0. \quad (32)$$

O problema consiste em resolver estas duas equações diferenciais que, em geral, não apresentam solução analítica. No entanto, corpos com simetria simples podem ser estudados analiticamente. Por exemplo, modelo de uma falha vertical (*D’Erceville & Kunetz, 1962*), diques (*Rankin, 1962*) tem solução analítica. Para uma configuração arbitrária de condutividade, as relações (31) e (32) só podem ser resolvidas através de métodos numéricos. Existem técnicas que utilizam diferenças finitas ou elementos finitos (*Rijo, 1989*).

Para uma Terra tridimensional, $\sigma(x, y, z)$, as equações de Maxwell não podem ser reduzidas a uma forma simples, não existindo resultados analíticos disponíveis. Novamente, as soluções para as equações diferenciais que regem uma Terra 3D, requerem técnicas numéricas. Neste caso utilizam-se equações integrais, diferenças finitas, elementos finitos e métodos híbridos (*Rijo, 1989*).

2.7 Parâmetros usuais MT

Os parâmetros usuais utilizados em sondagens magnetotelúricas são principalmente a “*resistividade aparente*” e “*fase*”. Existem outros parâmetros tais como “*tipper*”, “*skew*”, “*azimute de rotação*”, etc. (*Vozoff, 1972*).

Para meios com heterogeneidades laterais de resistividade, a impedância \underline{Z} é uma quantidade tensorial complexa. Para uma distribuição arbitrária de resistividade as relações (18) e (19) são escritas como

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad (33)$$

ou em notação matricial compacta

$$\underline{E} = \underline{Z} \cdot \underline{H}.$$

Numa Terra 1D, as componentes secundárias do tensor, $Z_{xx} = Z_{yy} = 0$ e as componentes principais, Z_{xy} e Z_{yx} , têm a mesma magnitude em todas as direções, já que a direção na qual os campos \vec{E} e \vec{H} são medidos é irrelevante. Para uma Terra com distribuição 2D de resistividade, há o desacoplamento da onda eletromagnética nos modos TE e TM, como visto anteriormente. Para uma estrutura 2D onde a direção do “*strike*” coincide com x ou y , as componentes secundárias anulam-se, isto é, $Z_{xx} = Z_{yy} = 0$. Para uma terra 3D todas as componentes do tensor impedância são diferentes.

Para uma Terra 2D, as componentes principais do tensor, Z_{xy} e Z_{yx} , são obtidas através de uma rotação θ ,

$$\underline{Z}(\theta) = \underline{R}(\theta)\underline{Z}\underline{R}^t(\theta) \quad (34)$$

onde

$$\underline{R}(\theta) = \begin{pmatrix} \cos\theta & \sin\theta \\ -\sin\theta & \cos\theta \end{pmatrix}$$

é a matriz de rotação, $\underline{R}^t(\theta)$ a transposta de \underline{R} e θ é a direção do azimute da estrutura.

Do tensor impedância é possível extrair quantidades invariantes com a rotação dos eixos de medidas (Kaufman & Keller, 1981), por exemplo,

$$Z_I = \frac{1}{2}(Z_{xy} - Z_{yx}). \quad (35)$$

Suas propriedades podem ser encontradas na literatura (Rokityansky, 1982).

O uso dos parâmetros do tensor impedância invariante com a rotação tem sido sugerido por vários autores na tentativa de minimizar a influência de heterogeneidades de resistividades 2D e 3D. *Berdichevski et al.* (1980) utilizaram com sucesso a média invariante do tensor para construir o modelo geoeletrico da região do lago Baikal. *Ranganayaki* (1984) mostrou que, para estruturas 2D, o uso do determinante do tensor impedância é bastante útil. *Park & Livelybrooks* (1989),

mostraram que a inversão unidimensional do invariante longe de uma heterogeneidade 3D, produz uma estimativa aproximada da estrutura elétrica abaixo da estação de medida.

Utilizando-se Z_I , relação (35), podemos extrair a resistividade aparente

$$\rho_a(\omega) = \frac{1}{\omega\mu} |Z_I|^2 \quad (36)$$

e a fase

$$\varphi(\omega) = \text{Arctan} \left[\frac{\text{Imag}(Z_I)}{\text{Real}(Z_I)} \right] \quad (37)$$

invariantes sob uma rotação θ .

CAPÍTULO 3

MODELAMENTO UNIDIMENSIONAL

3.1 Introdução

Em termos gerais, o principal objetivo na Geofísica é a extração de informações sobre as propriedades físicas da Terra, a partir dos dados obtidos no campo. Em particular, o estudo de indução eletromagnética, visa mapear a distribuição espacial de parâmetros elétricos que descrevam a estrutura de condutividade da Terra. Isto é realizado com o objetivo do entendimento dos processos geológicos e tectônicos aos quais estas estruturas estão associadas. Neste caso, via de regra, é necessário realizar o modelamento matemático das estruturas estudadas. Para o caso de uma Terra 1D ou 2D o modelo geo-elétrico pode ser obtido por meio de um processo de inversão.

Numa Terra onde a condutividade varia somente com a profundidade, $\sigma = \sigma(z)$, as curvas de sondagens MT podem ser invertidas diretamente. As condições necessárias e suficientes para a existência de um modelo 1D estão descritas na literatura (*Weidelt, 1972; Parker, 1980*).

Os métodos de inversão por meio de inversões aproximadas, são conhecidos como aproximações heurísticas (*Rokityansky, 1982*). Podemos citar as transformadas de Schmucker, Bostick e Niblett. Estas aproximações se constituem numa ferramenta simples e eficaz para interpretar as estruturas 1D. Neste trabalho foi utilizado a transformação de Bostick-Niblett (*Schmucker, 1987*), que será brevemente descrita abaixo.

Há vários algoritmos numéricos de inversão 1D, relatados na literatura. Os modelos derivados destes vários esquemas podem ser divididos em soluções descontínuas (poucas camadas) ou soluções contínuas (muitas camadas ou suaves).

Exemplos de soluções descontínuas têm sido descritos por *Wu (1968)* e *Jupp & Vozoff (1975)*. Estes trabalhos usam a parametrização da Terra em termos de uma série finita de camadas discretas. Este esquema procura iterativamente por um modelo simples, compreendendo um pequeno número de camadas homogêneas. O critério do "misfit", consiste em minimizar as diferenças entre a resposta do modelo e os dados, através do sistema de mínimos quadrados, é utilizado como critério de aceitação dos modelos.

Os esquemas de inversão classificados como soluções contínuas (suaves), são caracterizados por um perfil de resistividade contínuo para a Terra, descrito geralmente por um número elevado de camadas discretas (*Oldenburg, 1979; Constable et al., 1987*). O esquema proposto por *Constable et al. (1987)*, a inversão de Occam, foi utilizado neste trabalho, estando brevemente descrito mais adiante.

No caso de estruturas 2D e 3D, o modelamento somente é realizado por meio de modelos analógicos ou pela solução numérica das equações diferenciais que governam o problema. Os experimentos analógicos são executados em laboratórios com um modelo reduzido da estrutura real estudada. Há soluções analíticas para formas geométricas simples com algum tipo de simetria onde exista uma perfeita separação de corpos com propriedades elétricas diferentes. Por exemplo, diques e falhas (*Rankin, 1962; D'Erceville & Kunetz, 1962; Berdichevsky & Dmitriev, 1976*). Os métodos numéricos mais freqüentemente utilizados para problemas 2D e 3D são: método das diferenças finitas, método dos elementos finitos, método das equações integrais e métodos híbridos, que são uma combinação de elementos finitos e equações integrais (*Rijo, 1989*).

Até o momento, utilizamos a condutividade, σ , como um dos parâmetros que descrevem a Terra, como é usual na literatura pertinente à teoria eletromagnética. No entanto, a resistividade, ρ , é um parâmetro mais utilizado na literatura do método MT. Deste modo, daqui em diante utilizaremos ρ em lugar da condutividade ($\sigma = \rho^{-1}$) no restante deste trabalho.

3.2 Transformações heurísticas

As três técnicas de inversões aproximadas em uso são as transformações de Schmucker, Bostick e Niblett (*Jones, 1983*). Essas técnicas têm sido utilizadas na resolução do problema inverso MT de modelos geo-elétricos 1D, por fornecer uma primeira aproximação da distribuição verdadeira da condutividade da Terra com a profundidade. Outra utilidade é a de fornecer o modelo inicial para um programa de inversão mais sofisticado. As transformações de Schmucker e Bostick são mais utilizadas na Europa Ocidental e América do Norte, enquanto que a transformação de Niblett é mais empregada na Europa Oriental e União Soviética.

As transformações de Niblett e Bostick são equivalentes (*Jones, 1983*). A transformada de Niblett-Bostick faz uso de um modelo geológico de duas camadas com um substrato resistivo.

Adotou-se esta transformação neste trabalho, tendo em vista o embasamento cristalino resistivo da bacia em estudo, a Bacia do Solimões.

A transformação de Bostick (*Schmucker, 1987*) fornece a distribuição da resistividade elétrica da Terra com a profundidade, $\rho_B(h)$, onde h é uma profundidade de penetração em um semi-espaço de resistividade igual à resistividade aparente, $\rho_a(\omega)$, para uma dada frequência, definida por

$$h(\omega) = \sqrt{\frac{\rho_a(\omega)}{\omega\mu_0}}. \quad (38)$$

A aproximação de Bostick, fornece um procedimento simples e direto para o problema inverso. Este esquema de inversão é alcançado se a solução é procurada em termos da condutância, $S(\omega)$ total à profundidade z (*Schmucker, 1987*),

$$S(\omega) = \int_0^{h(\omega)} \{\rho_B(z)\}^{-1} dz \quad (39)$$

então:

$$\rho_B(h) = \frac{dh(\omega)}{dS(\omega)} \quad (40)$$

onde $\rho_B(h)$ é a resistividade Niblett-Bostick e a condutância $S(\omega)$ dado por

$$S(\omega) = \sqrt{\frac{1}{\omega\mu_0\rho_a(\omega)}} \quad (41)$$

(*Kaufman & Keller, 1981, p. 79*).

Diferenciando as relações (38) e (41) com relação à frequência angular, ω , e aplicando a relação (40), temos que a resistividade Niblett-Bostick, $\rho_B(h)$, para uma profundidade h será fornecida por

$$\rho_B(h) = \rho_a(\omega) \frac{1 + m(\omega)}{1 - m(\omega)} \quad (42)$$

onde $m(\omega)$ é o gradiente das curvas de resistividade aparente em um espaço log-log, isto é,

$$m(\omega) = -\frac{d\log(\rho_a(\omega))}{d\log(\omega)} = -\frac{\omega}{\rho_a(\omega)} \frac{d\rho_a(\omega)}{d\omega}.$$

Uma expressão alternativa para calcular a resistividade de Bostick, $\rho_B(h)$, utilizando a fase tem sido usado por outros autores (por exemplo, *Goldberg & Rotstein, 1982*). Esta forma, é dada

por:

$$\rho_B(h) = \rho_a(\omega) \left(\frac{\pi}{2\varphi(\omega)} - 1 \right). \quad (43)$$

Todas as unidades são expressas no sistema internacional de medidas (SI).

A aplicação da relação (43) foi utilizada para realizar a inversão das curvas de resistividade aparente e fase dos dados experimentais.

3.3 Inversão de Occam

A inversão pelo algoritmo 1D Occam, proposta e descrita por *Constable et al.* (1987), foi utilizada neste trabalho. A inversão Occam é caracterizada por um perfil de condutividade contínua para a Terra, $\sigma = \sigma(z)$, e consiste em procurar um modelo mais suave possível no qual o ajuste dos dados dentro de uma certa tolerância de erro, ou “*misfit*”, será considerado aceitável. Este procedimento corresponde a minimizar o grau de irregularidade do modelo, “*roughness*”. O grau de irregularidade é o oposto da suavidade, definido para perfis contínuos de condutividade como uma integral do quadrado da primeira ou segunda derivada da resposta do modelo em relação à profundidade

$$R_1 = \int \left(\frac{dm(z)}{dz} \right)^2 dz, \quad (44)$$

ou

$$R_2 = \int \left(\frac{dm^2(z)}{dz^2} \right)^2 dz \quad (45)$$

onde $m(z)$ é a resposta do modelo, ou seja, resistividade (ρ) ou fase (φ). O esquema minimiza simultaneamente a irregularidade do modelo e o “*misfit*” entre a resposta do modelo e os dados.

Supondo M valores de dados observados representados pelo vetor

$$\mathbf{d} = (d_1, d_2, \dots, d_M),$$

englobando a resistividade e a fase. A Terra é parametrizada pelo modelo

$$\mathbf{m} = (m_1, m_2, \dots, m_N),$$

onde N é um número finito de camadas. O modelamento direto do modelo discreto, \mathbf{m} , permite estimar os valores de resistividade aparente e fase referentes aos dados via o funcional

$$\mathbf{F}[\mathbf{m}] = (F_1[\mathbf{m}], F_2[\mathbf{m}], \dots, F_M[\mathbf{m}]).$$

O funcional $\mathbf{F}[\mathbf{m}]$ exprime a resposta do modelo.

O ajuste entre o modelo obtido pela inversão de Occam e os dados é usualmente fornecido utilizando-se mínimos quadrados ponderados com os erros dos dados

$$X^2 = \sum_{j=1}^m \left(\frac{d_j - F_j[m]}{\eta_j} \right)^2, \quad (46)$$

onde η_j é a estimativa da incerteza (ou erro) associado a cada valor de resistividade aparente para uma determinada frequência considerada.

O problema matemático a ser resolvido na inversão 1D consiste em encontrar um modelo \mathbf{m} , para um conjunto de dados \mathbf{d} e associado às suas incertezas η_j , que minimize R_1 ou R_2 , relações (44) e (45). Isto é feito mantendo X^2 mínimo (relação 46). Este é um problema de otimização não-linear. Devido a não linearidade, não há garantia alguma que m irá tornar X^2 suficientemente pequeno. Supondo que os erros ou incertezas são devido a um processo Gaussiano independente para cada ponto de observação. Os erros η_j estão associados aos desvios-padrão. Neste caso X^2 estará distribuído como chi-quadrado, χ^2 . No caso de aproximações unidimensionais, é suposto que seja sempre possível um bom ajuste para os dados (*Constable et al.*, 1987).

Os modelos correspondentes ao menor χ^2 possível, são representados por camadas infinitamente finas, porém com condutividade finita. Tais modelos são compostos de funções delta, de difícil interpretação geofísica (*Parker*, 1980).

Através de um funcional U , é possível relacionar o grau de irregularidade com o "misfit". Em notação matricial podemos escrever

$$U = \|\underline{\underline{\partial}}\mathbf{m}\|^2 + \gamma^{-1} \{ \|\underline{\underline{W}}\mathbf{d} - \underline{\underline{W}}\mathbf{F}[\mathbf{m}]\|^2 - X_*^2 \}, \quad (47)$$

onde $\|\cdot\|$ denota a norma Euclidiana, $\underline{\underline{\partial}}$ é uma matriz $N \times N$ na qual expressa a relação (44) discretizada, $\underline{\underline{W}}$ é uma matriz diagonal $M \times M$, contendo o inverso da estimativa das incertezas

associada a cada dado e X_*^2 é um valor considerado aceitável, em vista das incertezas. O primeiro termo dentro do parêntesis é o grau de irregularidade e o segundo é o "misfit". Ambos estão multiplicados pelo multiplicador de lagrange (γ^{-1}), utilizado como peso.

O método aplicado por *Constable et al.* (1987) para resolver o problema não-linear consiste em minimizar as relações (44) e (45) supondo uma linearização local de $F[m]$ em torno de um modelo inicial m_I . Este mesmo caminho já foi utilizado por *Jupp & Vozoff* (1975). Deste modo retemos apenas os termos lineares da expansão de Taylor de $F[m_I]$, negligenciando os termos derivativos de ordem 2 em diante. O procedimento iterativo que se segue é adotado como um processo de refinamento.

Com esta aproximação, o modelo parametrizado $m_{k+1}(\gamma)$ relativo à iteração $k + 1$ na qual minimiza U , relação (47) é dado por:

$$m_{k+1}(\gamma) = \left[\gamma \underline{\underline{\partial}}^T \underline{\underline{\partial}} + (\underline{\underline{WJ}}_k)^T \underline{\underline{WJ}}_k \right]^{-1} (\underline{\underline{WJ}}_k)^T \underline{\underline{W}} \hat{d}_k \quad , \quad (48)$$

onde $\underline{\underline{J}}$ é o Jacobiano $M \times N$,

$$J_{ij} = \frac{\partial F_i[m]}{\partial m_j} \quad ,$$

com $i = 1, 2, \dots, M$, $j = 1, 2, \dots, N$, sendo usualmente $M > N$. \hat{d}_k é um vetor de dados modificados

$$\hat{d}_k = d - F[m_k] + \underline{\underline{J}}_k m_k.$$

O verdadeiro "misfit" do modelo $m_{k+1}(\gamma)$

$$X_{k+1}(\gamma) = \| \underline{\underline{W}} d - \underline{\underline{W}} F[m_{k+1}(\gamma)] \| ,$$

é calculado para vários valores de γ até que $X_k(\gamma)$ seja minimizado, isto é, seja igual a um "misfit" requisitado (X_*^2). É possível que mais de um valor de γ possa ser selecionado neste processo.

Pode ser mostrado que caso o esquema convirja, ele resolverá a minimização do funcional e, além disso, proverá um único mínimo, ou seja, proverá a chamada "estrutura mínima" do modelo.

A resposta final será independente do modelo inicial (*Constable et al.*, 1987). Neste trabalho o modelo inicial foi baseado na transformação de Bostick (*Schmucker*, 1987), descrito anteriormente.

3.4 Distorções em modelos 1D

O modelamento unidimensional em MT é um problema resolvido. Há vários algoritmos disponíveis para a inversão das funções-resposta em MT, que fornecem modelos de uma Terra 1D (*Oldenburg*, 1990). Por outro lado, são raros os casos em que a subsuperfície pode ser adequadamente descrita por um modelo 1D. Deste modo, via de regra é necessário recorrer aos modelos 2D ou mesmo 3D. De maneira geral, a Terra apresenta um comportamento 3D.

Neste trabalho, a ênfase do modelamento MT recai sobre o caso de uma bacia sedimentar, a Bacia do Solimões (região do Juruá), onde é conhecido pela sísmica que o pacote sedimentar está disposto em camadas subhorizontais. Esta informação é fornecida pelas linhas sísmicas 50-RL-137, 50-RL-138 e 50-RL-139. No entanto, como será visto adiante, a estrutura de subsuperfície não pode ser adequadamente descrita por um modelo 1D simples. Isto é provavelmente devido a existência de corpos de dimensões finitas, portanto 3D, e zonas de falhamentos, normalmente respondendo como estruturas 2D, que tornam o problema geral 3D.

Embora o modelo ideal que descreva a subsuperfície seja 3D, dois fatores contribuem à simplificação do modelamento, permitindo descrever satisfatoriamente a estrutura geo-elétrica, evitando a complexidade inerente a um modelamento 3D. Primeiro, a informação sísmica indica que até 3.5 km, a estrutura geral da bacia é formada de camadas subhorizontais. Segundo, como o método MT fornece informações provenientes de um volume proporcional à profundidade (*Spies*, 1989, *Jiracek*, 1990), a influência de corpos de pequenas dimensões diminui com a profundidade, tornando a estrutura a ser modelada mais 1D (*Spies*, 1989). Por isto, os trabalhos de modelamento numérico 3D têm se concentrado em modelar corpos de dimensões finitas a pequenas profundidades (*Park*, 1985; *Wanamaker et al.*, 1984).

O efeito de corpos finitos rasos em uma subsuperfície regionalmente 1D é alterar a curva que seria obtida, caso somente um modelo em camadas fosse empregado. A curva alterada não guarda uma relação conhecida com a curva 1D do "background", mas sabe-se que aquela pode diferir desta por meio de dois mecanismos básicos. Ou as funções-respostas diferem da curva 1D

de um modo dependente da frequência, ou então o mecanismo é independente da frequência (*Park*, 1985; *Wanamaker et al.*, 1984; *Jiracek*, 1990). O primeiro mecanismo resulta nos efeitos indutivos, enquanto o segundo dá origem aos efeitos estáticos. Os efeitos estáticos causam um deslocamento paralelo arbitrário das curvas de resistividade aparente em relação a curva 1D do “background” (*Park*, 1985; *Jiracek*, 1990). Como o interesse geralmente é obter o modelo da estrutura regional, em oposição a um modelo de corpos localizados, portanto, partir das funções-resposta da estrutura regional, a qual não é conhecida, alguns autores referem-se aos mecanismos acima como distorções indutivas e estáticas, em relação a curva 1D.

Há vários trabalhos na literatura que descrevem os esforços de, a partir dos resultados MT, obter as funções-resposta de um meio estratificado, minimizando as distorções indutivas e estáticas (*Berdichevsky & Dmitriev*, 1976; *Berdichevsky et al.*, 1980; 1987; *Larsen*, 1977; *Park*, 1985; *Jones*, 1988). Como será visto abaixo, as distorções estáticas devem ser o principal mecanismo presente nos resultados analisados neste trabalho. Deste modo, a ênfase na fase de modelamento, recairá sobre os efeitos estáticos e nas medidas empregadas para minimizá-los.

O modelo de correções estáticas em MT é similar em conceito ao chamado modelo estático na reflexão sísmica. O problema do efeito estático em sondagens MT é caracterizado por um deslocamento paralelo, para cima ou para baixo, nas curvas de resistividade aparente versus frequência. Sua causa está associada às medidas que não representam totalmente as componentes horizontais do campo elétrico, devido à presença de cargas elétricas sobre as superfícies das heterogeneidades laterais da resistividade, próximas à superfície. Em outras palavras, os valores são distorcidos devido a descontinuidade do campo elétrico horizontal.

A condição de fronteira para esta situação é que a densidade de corrente normal, \vec{J} , deve ser contínua através da interface vertical. O campo elétrico está relacionado à densidade de corrente normal através da lei de Ohm, relação (5). A descontinuidade da amplitude do campo elétrico do meio 1, E_1 , para o meio 2, E_2 , isto é, E_1/E_2 através do contato é igual a razão da resistividade ρ_1/ρ_2 , onde está localizada a descontinuidade, portanto, independente da frequência (*Morrison & Torres-Verdín*, 1990).

Consideremos um modelo particular (*Morrison & Torres-Verdín*, 1990) de uma expressão

preenchida com sedimento mais condutivo do que a rocha encaixante. O campo elétrico neste contato mostra bem o efeito de pequenas heterogeneidades próximo à superfície. Ele se reduz uniformemente na heterogeneidade (Figura 2a, in *Morrison & Torres-Verdín*, 1990). Neste caso, a redução no campo elétrico causa na resistividade aparente um decréscimo, relações (33) e (36). Este efeito é constante para todas as frequências, de modo que quando plotada sobre uma escala log-log a curva inteira de resistividade aparente é deslocada para baixo.

Esse modelo ilustra o problema do efeito estático das curvas MT. A variação lateral de amplitude de campo elétrico sobre a superfície da Terra está relacionada com as variações de resistividade próximos à superfície e com a topografia do terreno, que na maioria das regiões são altamente erráticas.

O problema de “*static-shift*” de curvas de resistividade é amplamente discutido na literatura MT (*Berdichevski et al.*, 1980; *Berdichevski et al.*, 1987, *Jones*, 1988; *Morrison & Torres-Verdín*, 1990). Tal discussão está além do alcance deste trabalho, de modo que o leitor deverá consultar a literatura pertinente, caso tenha interesse.

CAPÍTULO 4

A BACIA DO SOLIMÕES

4.1 Generalidades

A Bacia do Solimões situa-se na região norte do Brasil, aproximadamente entre os paralelos de 2° e 8° de latitude Sul e entre os meridianos de 62° e 72° de latitude oeste, ocupando uma área de cerca de 600.000 km², desde a fronteira do Peru-Colômbia até a oeste da cidade de Manaus. Sua forma é de um leque com abertura para oeste. Seu eixo deposicional tem orientação WSW-ENE. Os limites geológicos da Bacia do Solimões são: o Escudo das Guianas ao norte, o Escudo Central Brasileiro ao sul, o Arco de Iquitos a oeste e o arco de Purus a leste (Figura 1).

A Bacia do Solimões está sobreposta às províncias Rio Negro-Juruena e Cinturão Rondoniense (Cordani, 1984), que lhe conferiram três feições morfológicas principais, as quais controlaram a sedimentação paleozóica:

a) Alto de Carauari – alto intrabacia, de orientação NW-SE. Este alto exerceu forte controle na sedimentação ordoviciano-devoniana e, com menor intensidade, na permocarbonífera. Ele divide a Bacia do Solimões nas sub-bacias Juruá e Jandiatuba.

b) Sub-bacia de Juruá – sobreposta à Província Rio Negro-Juruena, apresenta eixo deposicional na direção NE-SW. Seu limite a leste é o Arco de Purus, que a separa da Bacia do Amazonas, e a oeste é o Alto de Carauari, que a separa da sub-bacia do Jandiatuba;

c) Sub-bacia do Jandiatuba – sobreposta ao Cinturão Rondoniense, com orientação E-W de seu eixo deposicional, é limitada a oeste pelo Arco de Iquitos.

A Bacia do Solimões é caracterizada por rochas sedimentares de idades paleozóica, mesozóica e cenozóica, e as rochas intrusivas básicas mesozóicas, perfazendo juntas um total de cerca de 3500 m de espessura.

Segundo Caputo & Silva (1990), ocorreram esforços distensivos na Bacia do Solimões durante o Triássico e o Jurássico, resultando na intrusão de rochas básicas sob a forma de diques e soleiras de diabásio. Ao término deste evento, os esforços passaram a ser compressivos, sendo

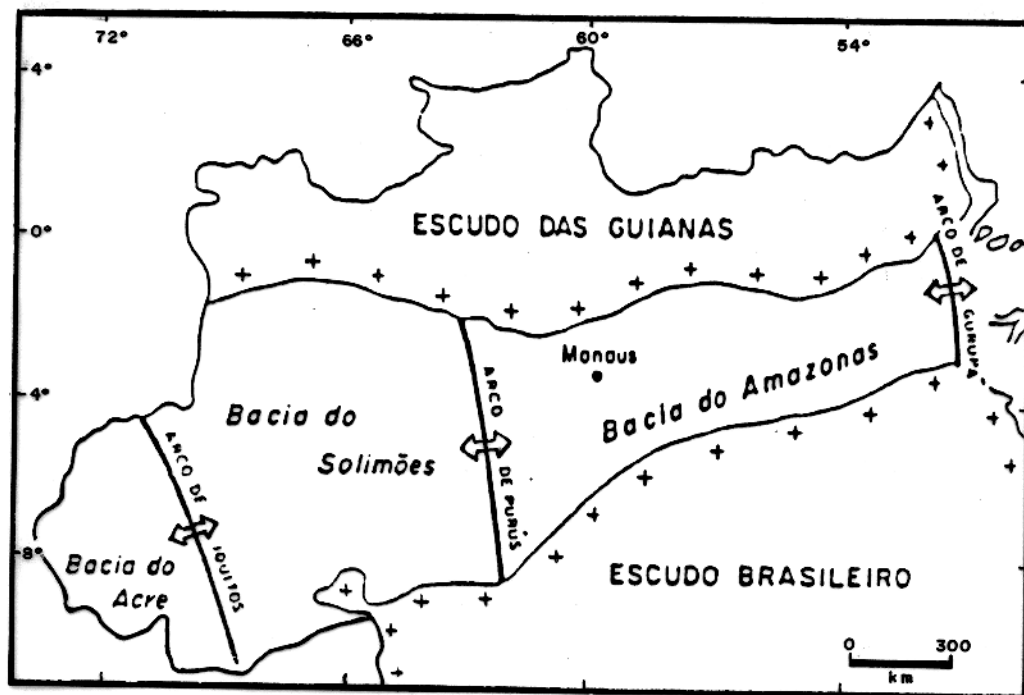


Figura 1. Limites geológicos da Bacia do Solimões (Caputo & Silva, 1990).

responsável pela estruturação da bacia e, conseqüentemente, pela formação de armadilhas.

Segundo *Cordani* (1984), a Bacia do Solimões comporta-se como sinéclise durante todo o Paleozóico, tal como a Bacia do Amazonas, mas apresenta feições estruturais compressivas.

Caputo (1985), analisando as deformações que ocorreram na região do Juruá, mostrou que esforços compressivos atuantes no Neojurássico-Eocretáceo, orientados segundo o sentido $S65^{\circ}E$, geraram um sistema de falhas transcorrentes dextróginas de direção geral $N70^{\circ}-80^{\circ}E$, constituindo o megacisalramento do Solimões com mais de 850 km de comprimento (até onde é conhecido), bem como, o desenvolvimento de dobras, falhas normais, inversas e com rejeito lateral.

4.2 Histórico evolutivo e exploratório

A primeira fase exploratória executada pela Petrobrás na Bacia paleozóica do Solimões, foi desenvolvida entre 1958 e 1960. Esta fase foi caracterizada pela perfuração de poços pioneiros e estratigráficos ao longo dos principais rios da região, com base principalmente, em gravimetria e geologia de superfície, tendo como grande mérito a definição da estratigrafia básica da bacia, revelando a presença de rochas geradoras, selantes e reservatórios.

A partir de 1975, com o avanço tecnológico da sísmica, o processo exploratório na Bacia do Solimões foi retomado. Os levantamentos sísmicos terrestres que se seguiram, permitiram localizar expressiva anomalia estrutural (Alinhamento Estrutural do Juruá), onde perfurou-se, em 1978, o poço pioneiro Juruá-1 (1-JR-1-AM), o qual revelou o primeiro campo de gás com potencial econômico em bacia paleozóica brasileira (*Caputo*, 1986). Esse resultado motivou a perfuração de 98 poços na Bacia do Solimões até 1991 (DENOC/AM, 1991, in comunicação verbal), resultando na descoberta de doze campos de gás.

Em 1986, com a descoberta de petróleo e gás natural pelo poço pioneiro do Rio Urucu (1-RUC-1-AM) na sub-bacia do Juruá, delinhou-se um novo ciclo de investimentos para a Amazônia. Estes resultados mostram claramente que os trabalhos nesta bacia estão em ascendência. Espera-se que, até o final deste século, possa ser encontrado algum campo significativo para exploração de óleo e/ou gás nesta bacia.

4.3 Estratigrafia

A carta estratigráfica da Bacia do Solimões contém rochas que variam, em idade, desde o Ordoviciano até o Terciário, como pode ser visto na Figura 2. A sedimentação na bacia pode ser dividida em sete seqüências deposicionais (Caputo & Silva, 1990). Três transgressões marinhas afetaram as quatro primeiras seqüências deposicionais do Paleozóico (Silva, 1987).

Segundo Caputo & Silva (1990), durante toda a sedimentação paleozóica da Bacia do Solimões, as ingressões marinhas provieram de oeste, com “*onlaps*” costeiros para leste, norte e sul. As seqüências deposicionais são as seguintes:

Seqüência 1 – corresponde à transgressão marinha inicial, e é composta por sedimentos siliciclásticos marinhos da Formação Benjamin Constant do Ordoviciano Inferior, restritos à sub-bacia do Jandiatuba. A fase erosiva que se instalou após a sedimentação desta seqüência, representa um hiato de tempo de cerca de 100 *M.a.*

Seqüência 2 – corresponde à segunda transgressão marinha, e é caracterizado na base por folhelho de origem marinha (Formação Jandiatuba), arenito de origem litorânea (Formação Biá), restritas ainda à sub-bacia do Jandiatuba, e por sedimentos silicosos (silexitos) ricos em espículas de esponja (Formação Uerê). A parte média, é composta por tilitos e folhelhos da Formação Jaraqui (Caputo & Silva, 1990), depositados em condições glaciomarinhas na sub-bacia do Juruá e na porção sul do flanco oeste do Alto de Carauari. No topo, há arenitos-eólicos com granulação variável (Formação Juruá).

Seqüência 3 – é caracterizada pela continentalização parcial da Bacia do Solimões, com a instalação de um processo de desertificação durante a sedimentação da porção superior da Formação Juruá. A retomada de sedimentação marinha na bacia ocorreu de forma pulsativa, depositando o pacote carbonático-evaporítico cíclico da Formação Carauari, com cerca de 1200 *m* de espessura. A fase regressiva do final dessa seqüência foi marcada pelo aumento de clásticos pelíticos avermelhados (Silva, 1987).

Seqüência 4 – é representada pela continentalização total da bacia, com a sedimentação dos “*red beds*” da Formação Fonte Boa. Estes sedimentos estão em grande parte erodidos, ficando

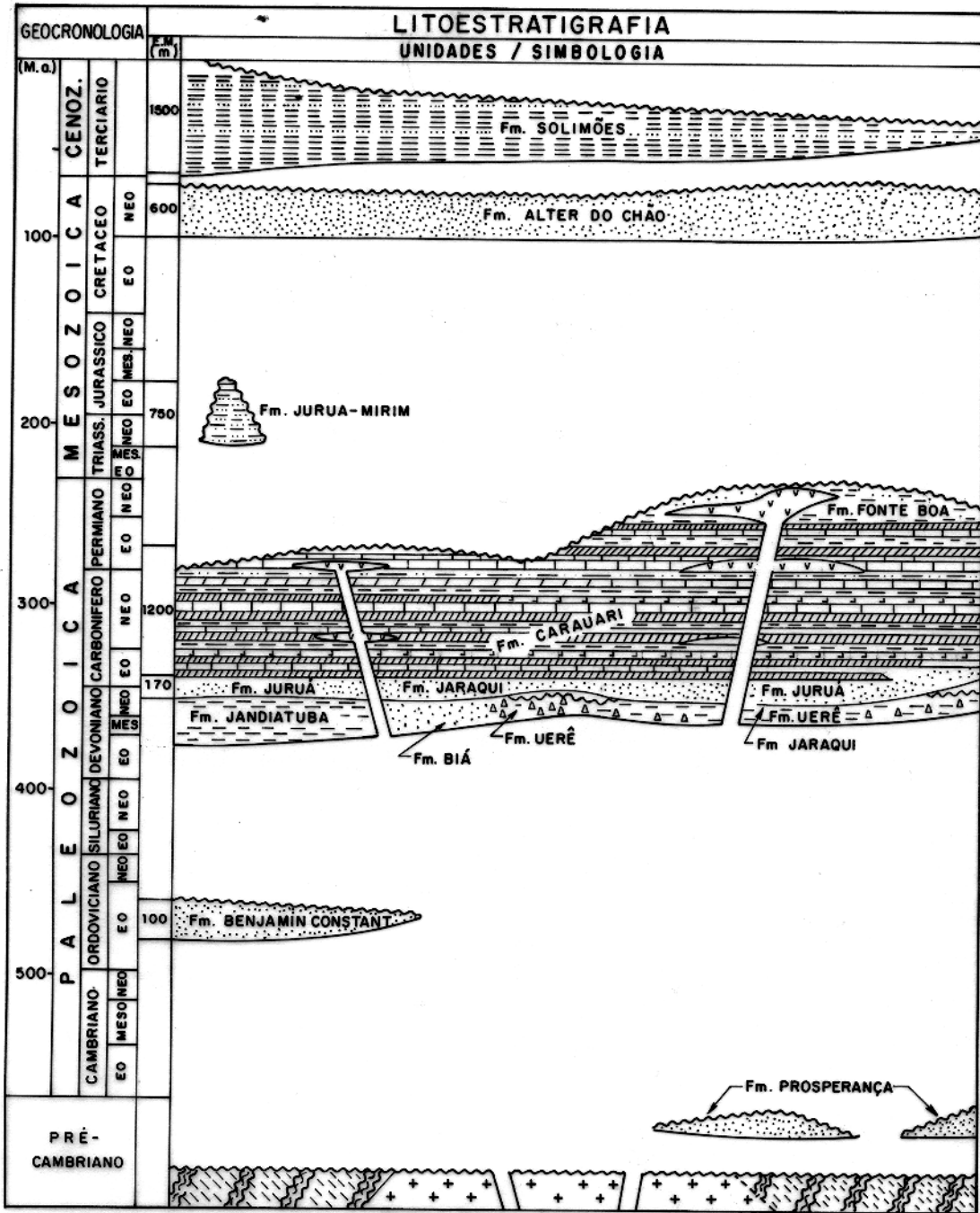


Figura 2. Carta estratigráfica da Bacia do Solimões (Caputo & Silva, 1990).

restritos às porções centrais das sub-bacias do Juruá e Jandiatuba. Esta unidade é correlacionável à Formação Andirá da Bacia do Amazonas (*Caputo & Silva, 1990*).

Seqüência 5 – é composta por sedimentos correlacionáveis à Formação Juruá Mirim, e datados, em relação ao vulcanismo básico da Bacia do Acre, como Neotriássico (*Caputo & Silva, 1990*).

Seqüências 6 e 7 – Estas seqüências eocretácica e terciária são representadas por arenitos e siltitos (Formação Alter do Chão) com cerca de 600 m de espessura e por folhelhos vermelhos (Formação Solimões) com aproximadamente 1500 m de espessura. Ambos são depositados em ambiente fluvial.

Durante o Triássico e Jurássico, ocorreu na região magmatismo básico sob a forma de diques e da intrusão de três soleiras de diabásio nos sedimentos da seqüência permocarbonífera, totalizando uma espessura máxima de 1200 m no centro da bacia (*Porsche, 1985*). Ainda segundo *Porsche (1985)*, elas são denominadas informalmente de 1ª, 2ª e 3ª soleiras, de acordo com o nível stratigráfico em que ocorrem, do topo para a base. A 1ª ocorre na porção média da Formação Fonte Boa. A 2ª e 3ª encontram-se intrudidas dentro da seqüência carbonática da Formação Carauari.

Segundo *Silva (1987)*, os níveis de intrusão dos diabásios são concordantes com os estratos das camadas sedimentares. Os diabásios ocupam hoje as camadas de sal pré-existentes. Estas camadas, durante a intrusão, serviram como dutos vulcânicos, que por sua vez foram removidas ou assimiladas pelo magma básico.

CAPÍTULO 5

RESULTADOS

5.1 Aquisição e processamento dos dados

Em 1982, uma campanha de aquisição de dados magnetotélúrico (MT) foi realizada na região sedimentar do Juruá, Bacia do Solimões (*Geotronics Co.*, 1982), com o objetivo de avaliar a aplicabilidade do método MT, bem como, enriquecer o acervo de conhecimento geológico e geofísico da Bacia do Solimões. A seleção da área do Juruá para levantamento MT baseou-se no fato de ser geologicamente bem conhecida e de possuir um bom acervo de dados sísmicos, gravimétricos, aeromagnéticos e de poços que pudessem servir de comparação aos dados obtidos pelo MT. Isto forneceria um meio de avaliação da aplicabilidade do método em outras áreas similares. Foram levantadas 35 estações MT ao longo de três linhas sísmicas (50-RL-137, 50-RL-138 e 50-RL-139) paralelas entre si e de direção geral NW-SE, conforme pode ser visto na Figura 3. As três linhas MT serão denominadas neste trabalho de linha 1, linha 2 e linha 3, respectivamente. O espaçamento entre as estações é irregular, variando de 400 a 3500 m.

Para cada estação MT a distância utilizada para separar os dois eletrodos foi de 100 metros. O sensor elétrico E_x e o magnetômetro H_x , são paralelos à direção norte-sul, enquanto que E_y e H_y são paralelos à direção leste-oeste. Os sensores elétricos estão dispostos formando um ângulo de 90° e os três magnetômetros são mutuamente perpendiculares. Esse conjunto caracteriza o arranjo básico de uma estação MT e pode ser visto na Figura 4. A variação de frequência utilizada foi de 0.001 a 300 Hz, suficiente para investigar até uma profundidade de uma centena de quilômetros.

O processamento seguiu o procedimento usual de trabalhar no domínio da frequência (*Geotronics Co.*, 1982). Este procedimento pode ser facilmente encontrado na literatura (*Vozoff*, 1972 e *Kaufman & Keller*, 1981). O espectro obtido para cada segmento foi suavizado, utilizando-se originalmente 10 faixas de frequências por década. A estimativa espectral final passou por um processo de edição, objetivando retirar os valores que apresentaram espalhamento em relação às estimativas vizinhas. Este processo reduziu o número de pontos para até sete pontos por década.

As Figuras 5, 6 e 7 mostram os resultados de resistividade aparente e fase, bem como as suas

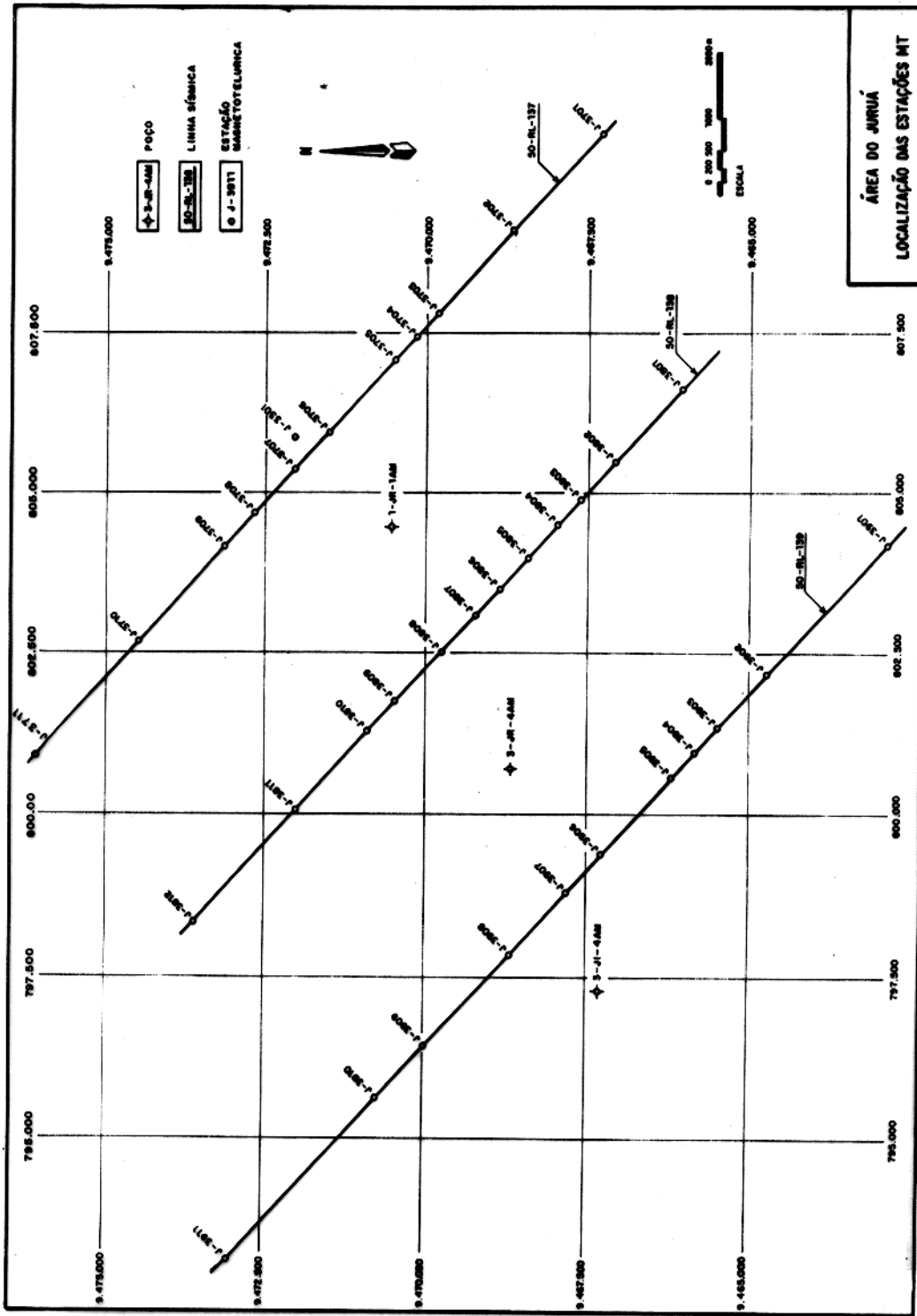


Figura 3. Mapa de localização das estações MT. A localização das três linhas sísmicas (50-RL-137, 50-RL-138 e 50-RL-139) bem como a localização dos poços (1-JR-1-AM, 3-JR-4-AM e 3-JI-4-AM), também estão mostrados na figura (modificado de Geotronics Co., 1982).

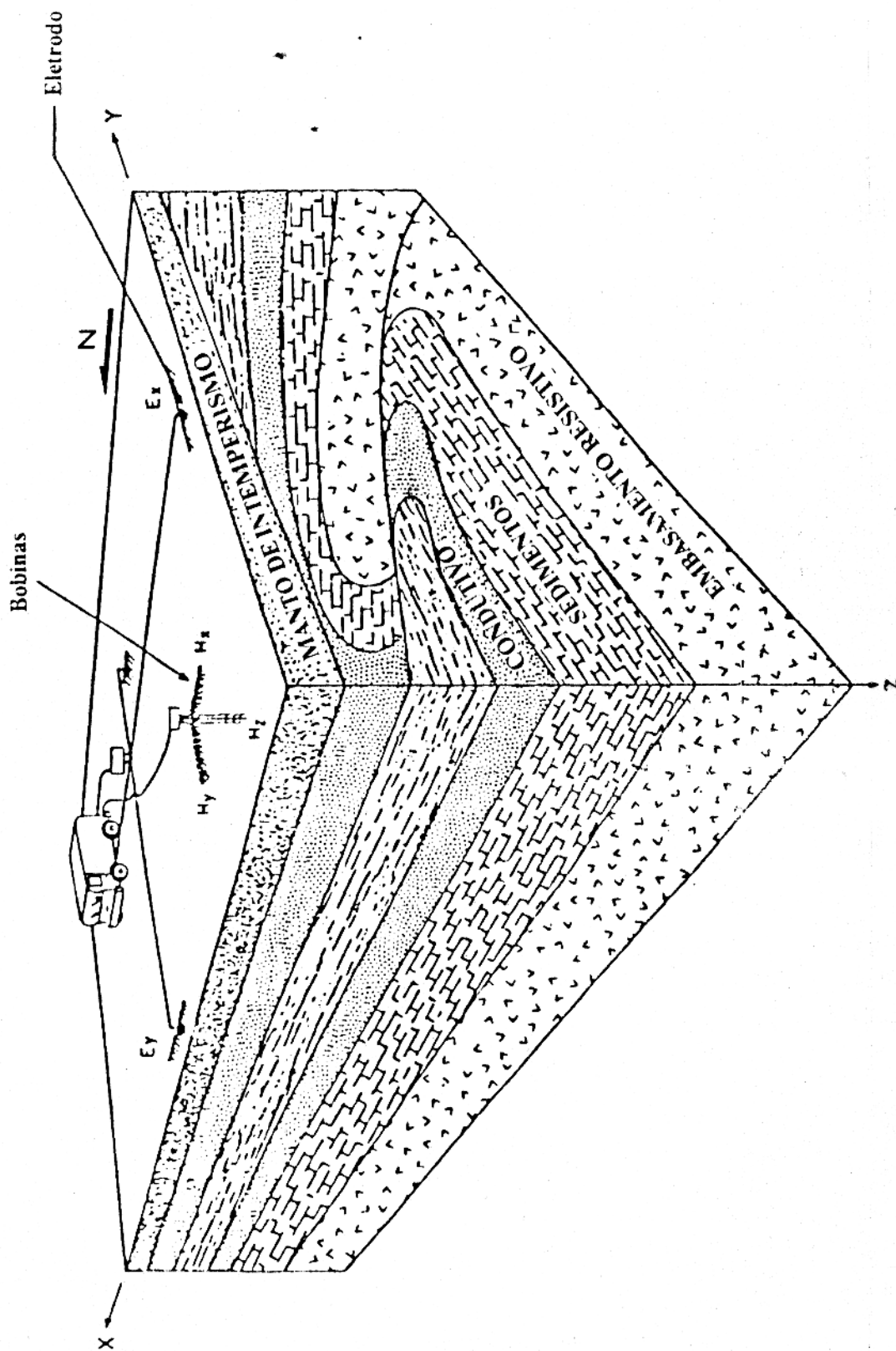


Figura 4. Arranjo de campo de uma estação magnetotelúrica, modificado de Vozoff (1972).

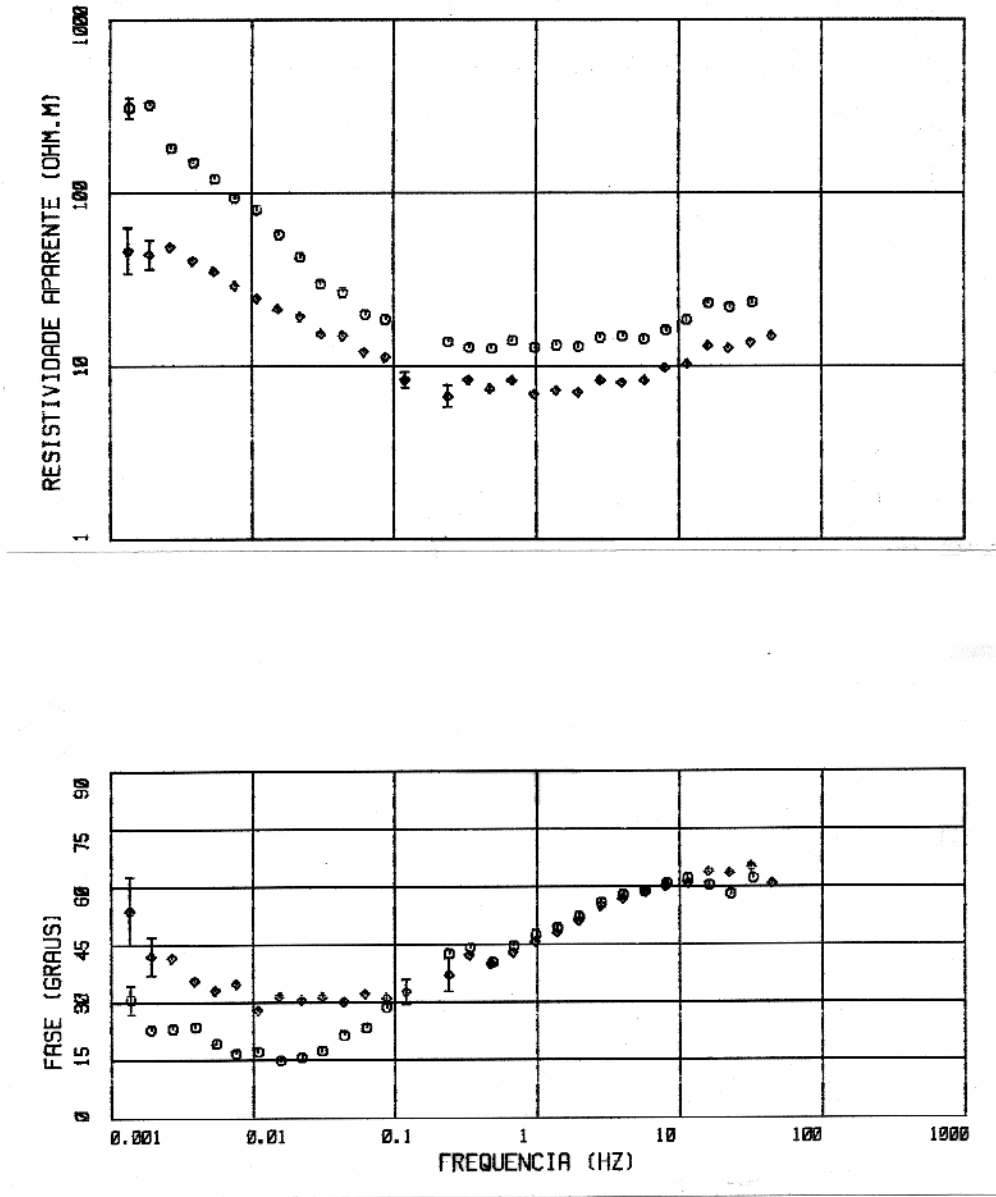


Figura 5. Curvas de resistividade aparente, ρ_a , e fase, φ , versus freqüência para estação 3704. A ρ_a é mostrada em escala logarítmica. A φ é mostrada no eixo vertical da figura inferior. A freqüência é mostrada numa escala logarítmica no eixo horizontal. As barras de erros de ρ_a e φ representam um intervalo de confiança de dois desvios-padrão. Ambas as direções de medidas estão mostradas, isto é, direção-x (círculos) e direção-y (losangos).

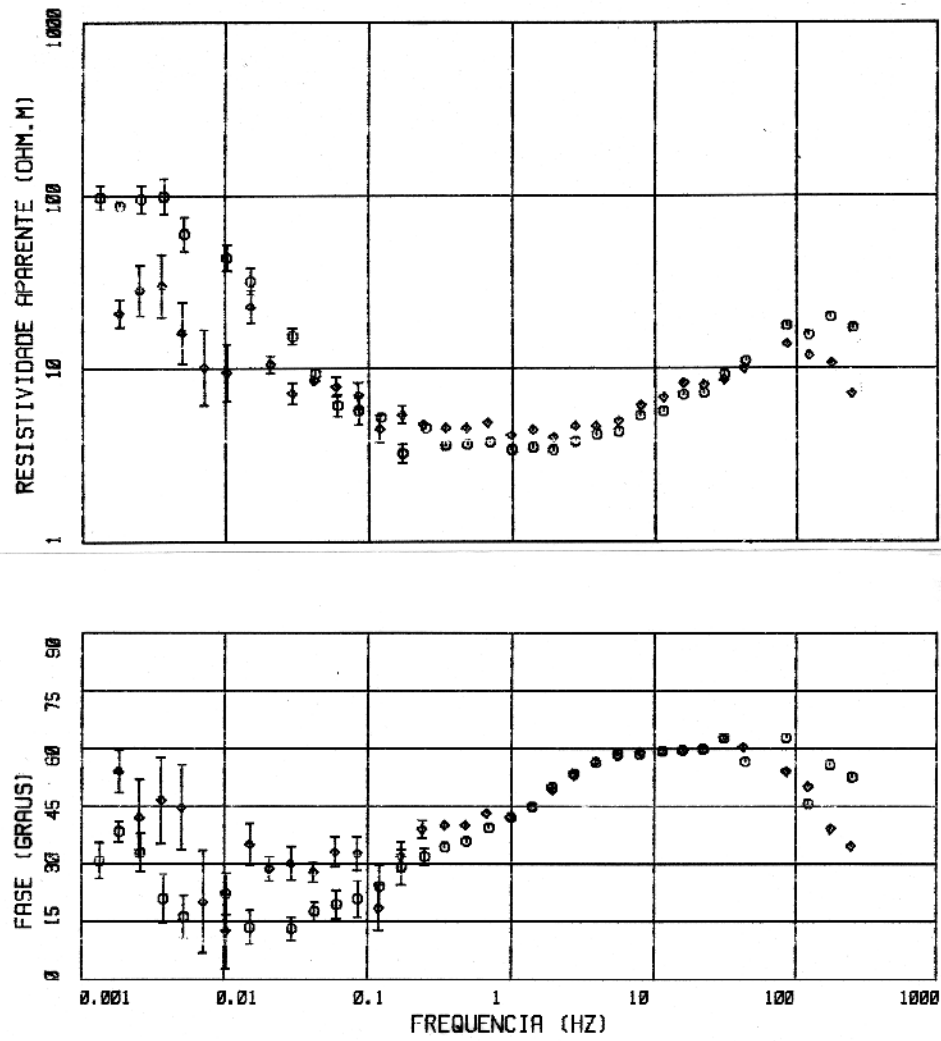


Figura 6. Curvas de resistividade aparente, ρ_a , e fase, φ , versus freqüência para estação 3808. As convenções são as mesmas da Figura 5.

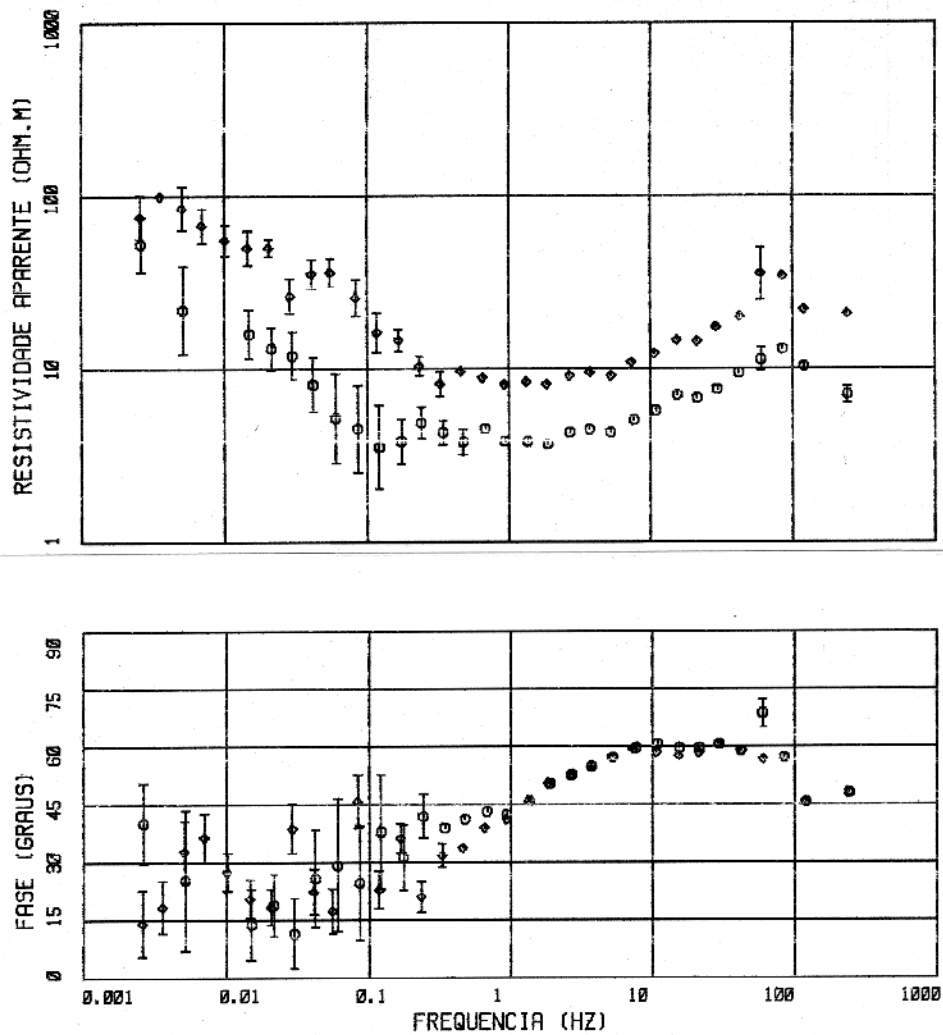


Figura 7. Curvas de resistividade aparente, ρ_a , e fase, φ , versus frequência para estação 3907. As convenções são as mesmas da Figura 5.

barras de erros associadas. Estas representam um intervalo de confiança de dois desvios-padrão. As estações MT (3704, 3808 e 3907) estão localizadas nas linhas 1, 2 e 3, respectivamente. Como pode ser visto nestas figuras, as barras de erro são significativamente maiores para frequências mais baixas, ou seja, para $f \leq 0.1 \text{ Hz}$. Este comportamento foi observado para a maioria das estações analisadas.

5.2 Pseudo-seções

Os resultados apresentados abaixo foram obtidos do invariante do tensor MT, relação (35). Isto porque a geologia da área do Juruá pode ser representada por um modelo regional de Terra 1D, com um pacote sedimentar disposto em camadas tabulares subhorizontais, com influências localizadas de heterogeneidades 3D. Segundo vários autores (*Berdichevsky et al.*, 1980; *Rokityansky*, 1982; *Ranganayaki*, 1984; *Park & Livelibrooks*, 1989), o estudo do invariante fornece uma boa aproximação para a estrutura geo-elétrica da Terra onde existe tal tipo de influências.

Os resultados MT de resistividade e fase são apresentados na forma de pseudoseções geo-elétricas. Esta forma é muito útil e prática para apresentar os resultados das várias sondagens ao longo dos perfis. As pseudoseções representam a distribuição de resistividade aparente ou fase em função da frequência ao longo de uma linha. Nas pseudoseções, a variação de frequência utilizada é de 0.01 a 150 Hz, e está em ordem decrescente no eixo vertical, ou seja, da maior frequência para a menor. As localizações das estações MT estão assinaladas nas figuras.

Os dados foram “gridados” pelo processo de mínimos quadrados, de modo a gerar curvas de contorno. Depois, foi utilizado um código de cores para representar os valores da resistividade correspondentes a estas curvas. Os valores das resistividades nas pseudo-seções é mostrado através de um código de cores em escala logarítmica.

As Figuras 8, 9 e 10 mostram as pseudo-seções geo-elétricas da resistividade para as linhas 1, 2 e 3 respectivamente. Note que, para as altas frequências, as três linhas apresentam uma camada superficial resistiva, seguida por um espesso condutor, representando o pacote de sedimentos mais condutivos. Estes sedimentos abrangem quase toda a faixa de frequências utilizada. Também podemos ver nestas figuras um pacote mais resistivo, abaixo dos sedimentos, associado ao embasamento geo-elétrico. Este pacote resistivo pode ser facilmente identificado nas Figuras 8, 9 e 10.

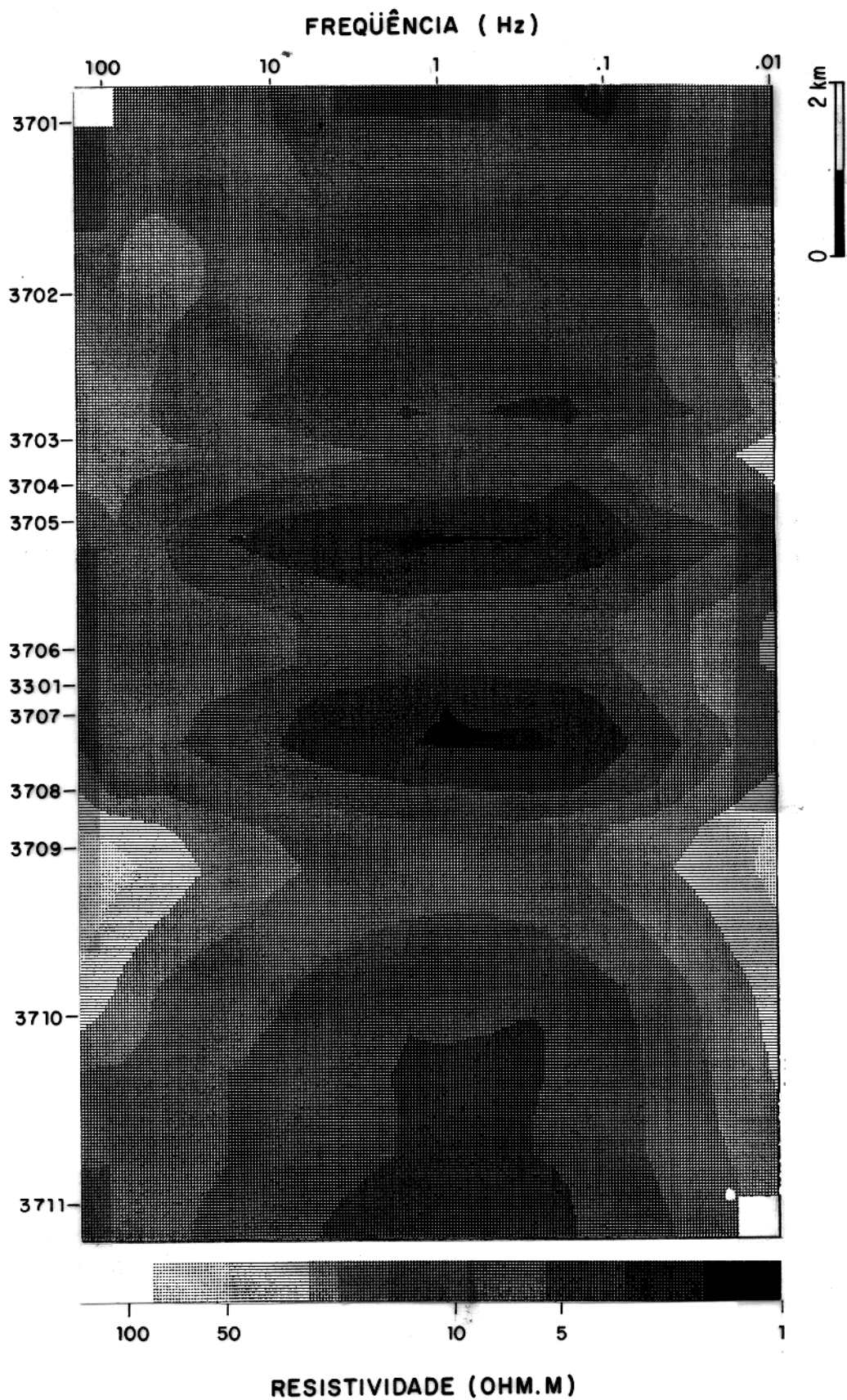


Figura 8. Pseudo-seção da resistividade aparente, ρ_a , para linha 1. A ρ_a é mostrada numa escala logarítmica de cores na faixa vertical do lado esquerdo. A frequência é mostrada no eixo vertical do lado direito e está em ordem decrescente, variando de 150 a 0.01 Hz. As estações MT estão localizadas no topo da figura.

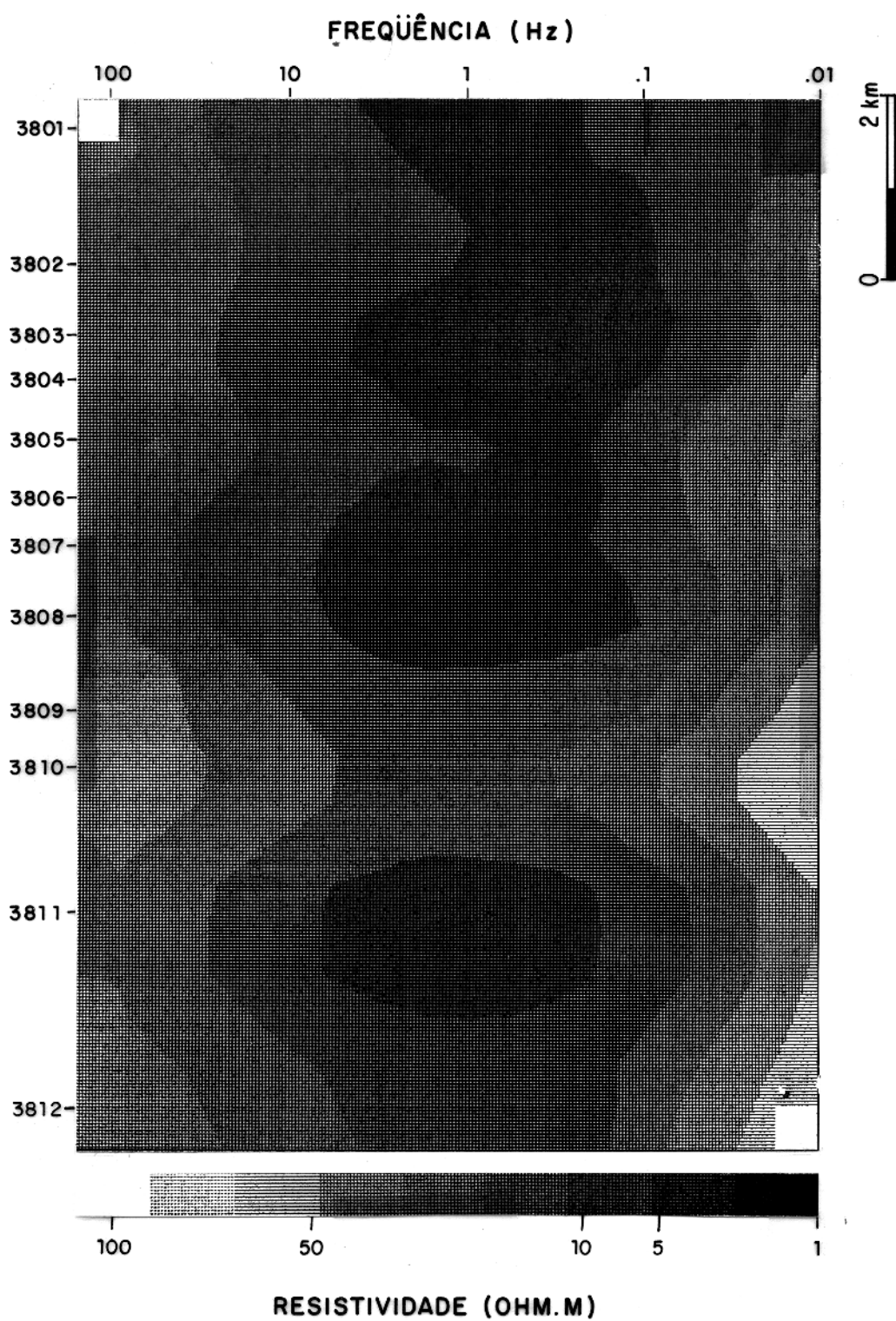


Figura 9. Pseudo-seção da resistividade aparente, ρ_a , para linha 2. As convenções são as mesmas da Figura 8.

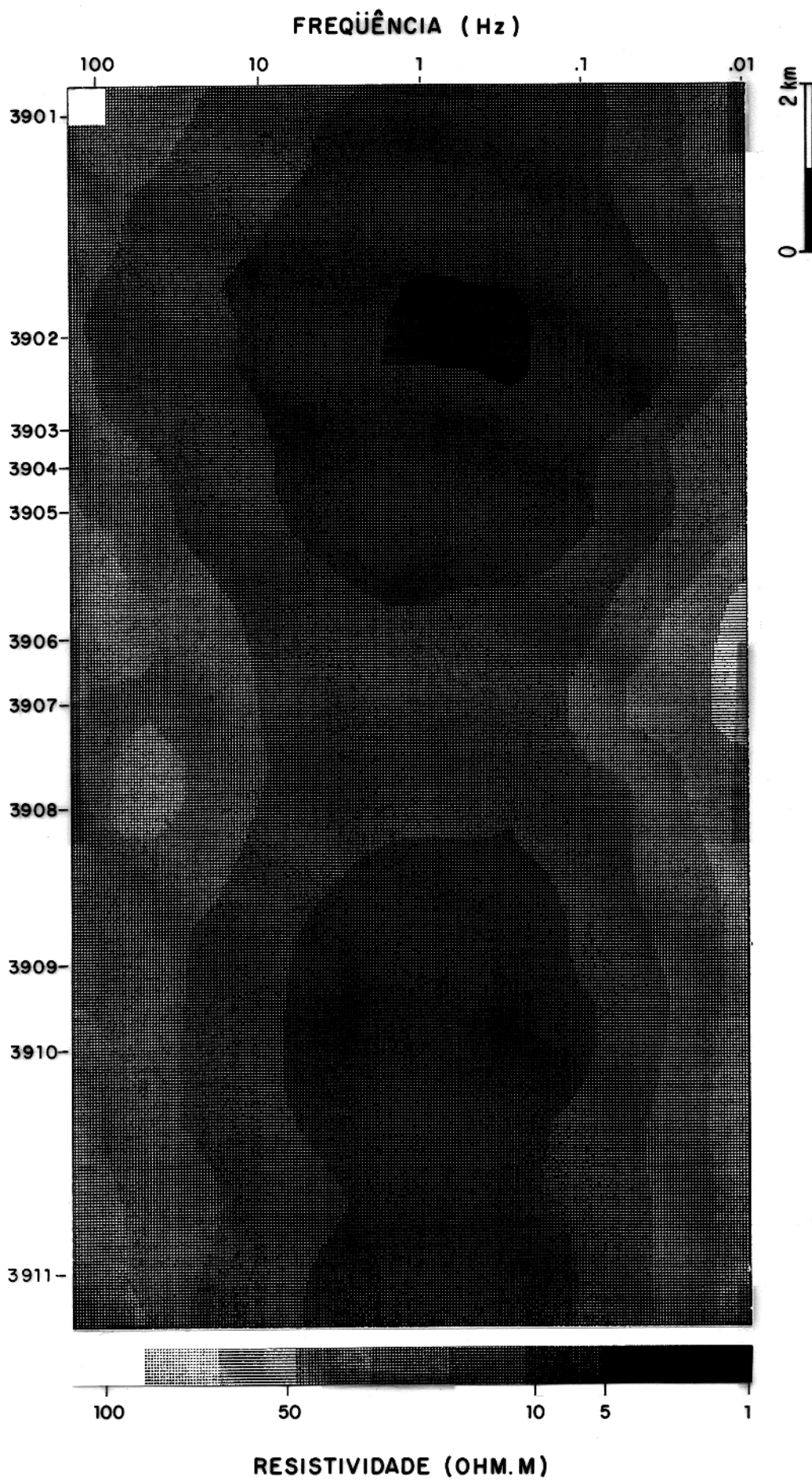


Figura 10. Pseudo-seção da resistividade aparente, ρ_a , para linha 3. As convenções são as mesmas da Figura 8.

Entretanto, não é possível determinar sua profundidade verdadeira a partir das pseudo-seções, pois a presença de mais de uma frequência e valores de resistividade, complica a relação entre a resistividade e o "skin-depth".

A Figura 8 mostra um quadro com uma movimentação de grande amplitude da resistividade no sentido vertical do perfil. Este fato é acentuado entre as estações 3708 e 3710, podendo ser facilmente identificado na figura. As Figuras 9 e 10 também apresentam essa movimentação vertical-lateral de resistividade, porém com amplitude menor do que a anterior. Esta característica é uma indicação de que os dados do Juruá podem estar afetados por efeito estático.

As Figuras 11, 12 e 13 apresentam as pseudo-seções da fase para as linhas 1, 2 e 3. A fase é o indicador mais sensível às mudanças do regime da resistividade, isto é, às passagens de condutor a resistor e vice-versa. Os valores da fase são também mostrados através de um código de cores. Como podemos observar, a fase se apresenta bastante subhorizontal, contrastando com a resistividade dada pelas Figuras 8, 9 e 10, que mostram variações laterais bruscas. Note que a fase para as três linhas mostram o comportamento geral do pacote sedimentar, bem como o embasamento geológico. Como pode ser visto nas figuras, a fase indica que a estrutura geo-elétrica deve estar próxima a uma estrutura em camadas. Sabe-se que a fase não é afetada significativamente pelos efeitos estáticos (Larsen, 1977; Jones, 1988). Isto está ligado ao fato de que para uma Terra 1D, a fase é a derivada logarítmica da resistividade (Weidelt, 1972), isto é, sua forma não é afetada pelo efeito estático. Deste modo, a análise comparativa entre as Figuras 8, 9 e 10 e as Figuras 11, 12 e 13, é mais uma indicação de que o comportamento observado nos dados é provavelmente causado pela existência de heterogeneidades laterais de resistividades rasas ao longo dos perfis.

O fato das pseudo-seções da fase serem subhorizontais reforça a idéia da unidimensionalidade da área do Juruá. Apesar da fase ser subhorizontal, a linha 2 (Figura 12) mostra-se com uma descida na fase no lado direito da figura. Isto indica que a passagem do condutor para o resistor deve ser mais profunda. Como será visto adiante, isto concorda com uma zona de falhas, localizada pela sísmica (linha 2).

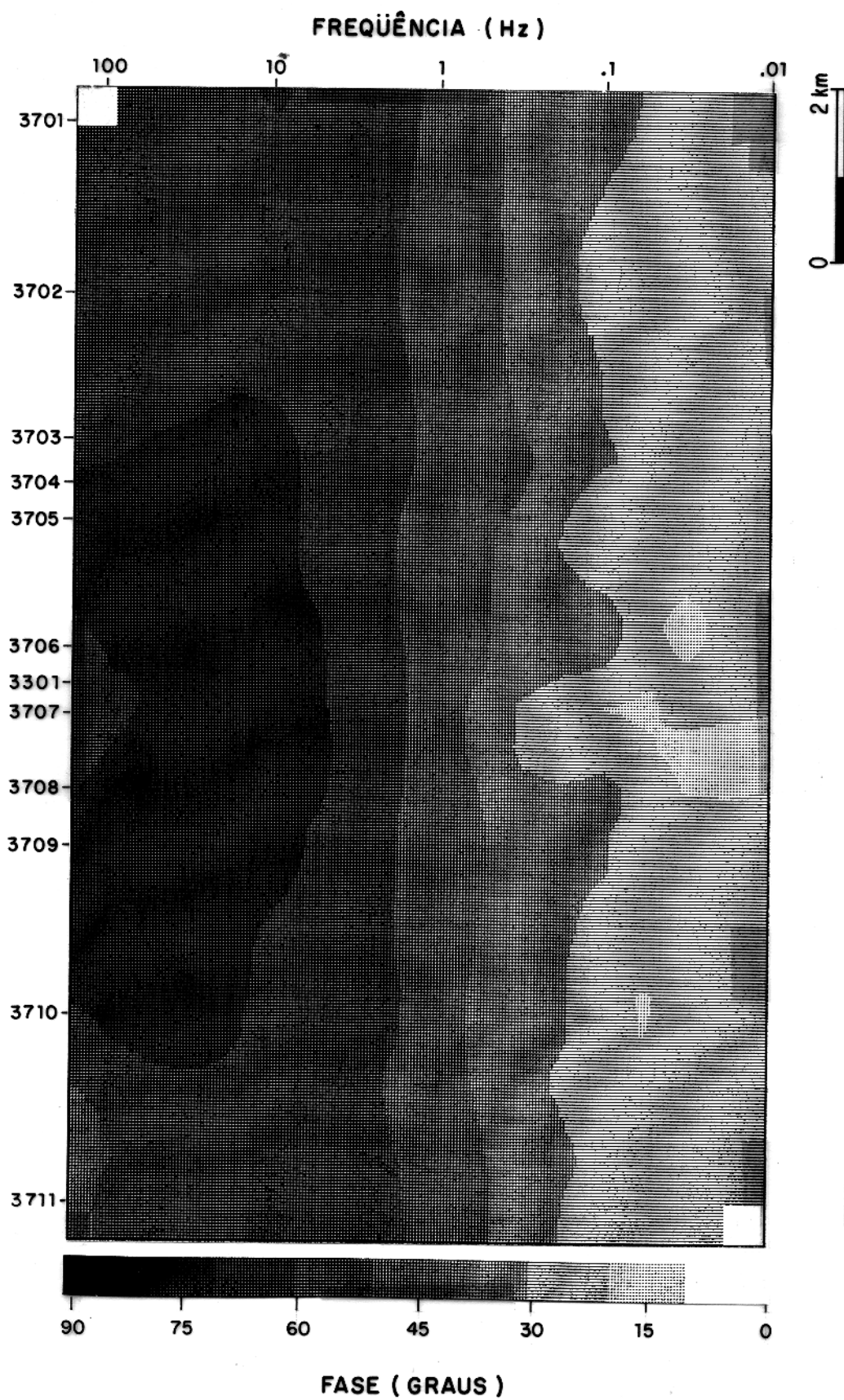


Figura 11. Pseudo-seção da fase, φ , para linha 1. Os valores de φ é mostrada numa escala de cores no eixo vertical do lado esquerdo. As demais convenções são as mesmas da Figura 8.

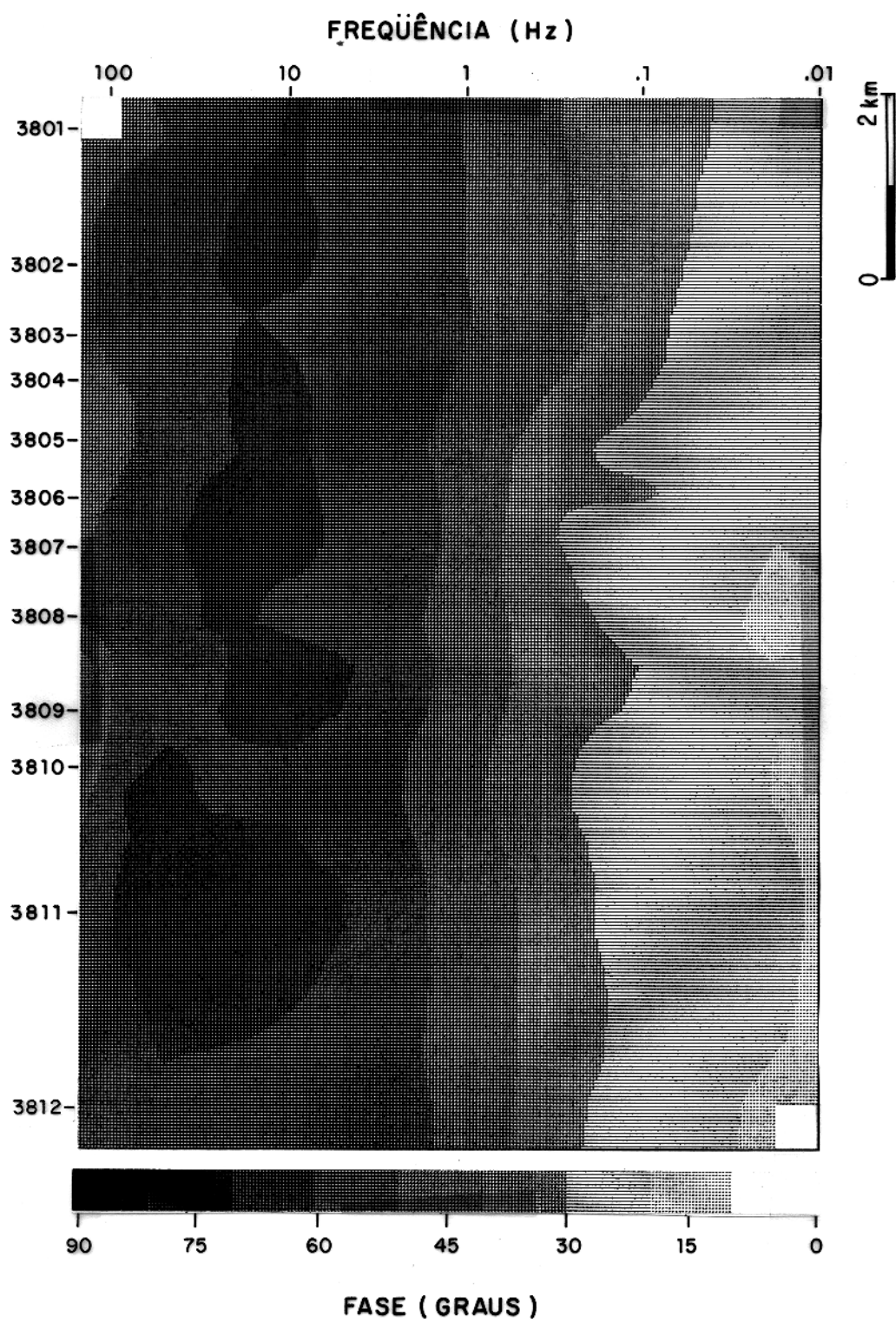


Figura 12. Pseudo-seção da fase, φ , para linha 2. As convenções são as mesmas da Figura 11.

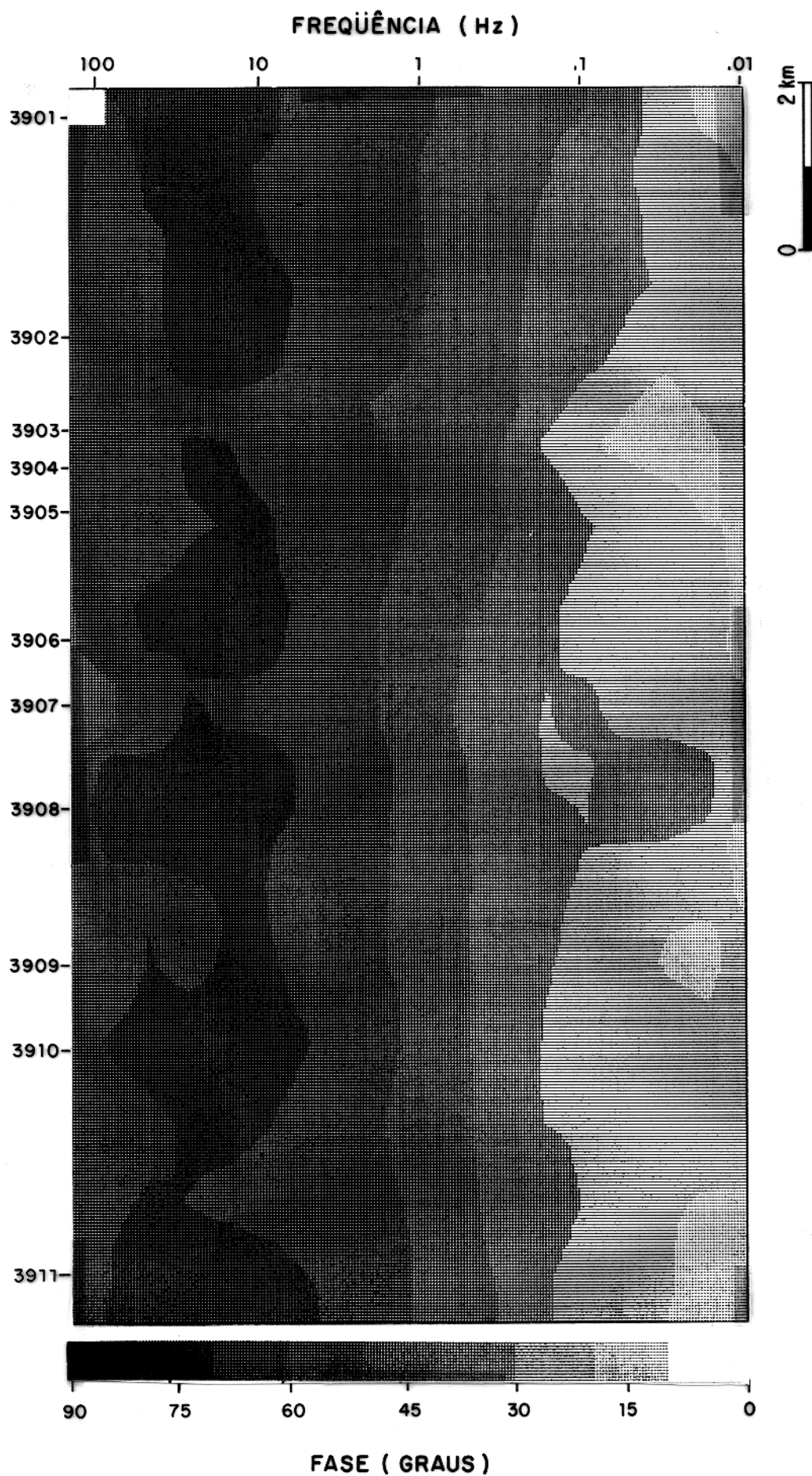


Figura 13. Pseudo-seção da fase, φ , para linha 3. As convenções são as mesmas da Figura 11.

5.3 Correções estáticas

Conforme foi discutido acima, é provável que os dados do Juruá possam estar afetados por efeito estático e, por conseguinte, devem ser corrigidos, para minimizar as distorções observadas nos dados.

Como é sabido, o efeito estático causa nas curvas de resistividade aparente um deslocamento paralelo arbitrário para cima ou para baixo, conforme descrito no Capítulo 3. De modo a oferecer evidência da ocorrência deste efeito, foram empilhadas as curvas de resistividade aparente e fase versus frequência, para todas as estações MT, ao longo de cada uma das três linhas MT. As sondagens empilhadas são simplesmente a justaposição das curvas de resistividade aparente e fase, sobre um mesmo gráfico. As Figuras 14, 15 e 16 mostram as sondagens empilhadas para resistividade aparente e fase para as linhas 1, 2 e 3, respectivamente. Como podemos ver nas figuras, as resistividades aparentes empilhadas para as três linhas mostram-se claramente paralelas entre si, apresentando-se espalhadas, enquanto a fase apresenta valores aproximadamente iguais. Estas figuras permitem uma outra visualização do fato de que os dados do Juruá devem estar afetados pelo efeito estático.

Existem várias técnicas de remoção do efeito estático em dados MT. As técnicas mais usuais são: técnicas de migração aplicada a problemas EM; utilização de fonte controlada; arranjo de muitos pares de eletrodos simultâneos [ElectroMagnetic Array Profiling ou EMAP] e aplicação de técnicas estatísticas (Oldenburg, 1990).

A técnica estatística de correção do efeito estático utilizado neste trabalho foi modificada da literatura (Jones, 1988). A premissa básica desta técnica é que exista uma camada dentro do pacote sedimentar cuja resistividade elétrica varie suficientemente pouco, lateralmente, de maneira que sua resistividade elétrica possa ser parametrizada. Esta condição é perfeitamente satisfeita na área do Juruá, onde a geologia, conhecida a priori pela sísmica, correspondendo a um modelo genérico de camadas subhorizontais.

Para cada estação MT a resistividade e a profundidade verdadeiras para a base da j -ésima camada são representadas por $\rho_j(x, y)$ e $d_j(x, y)$. A estimativa para os parâmetros $\rho_j(x, y)$ e $d_j(x, y)$

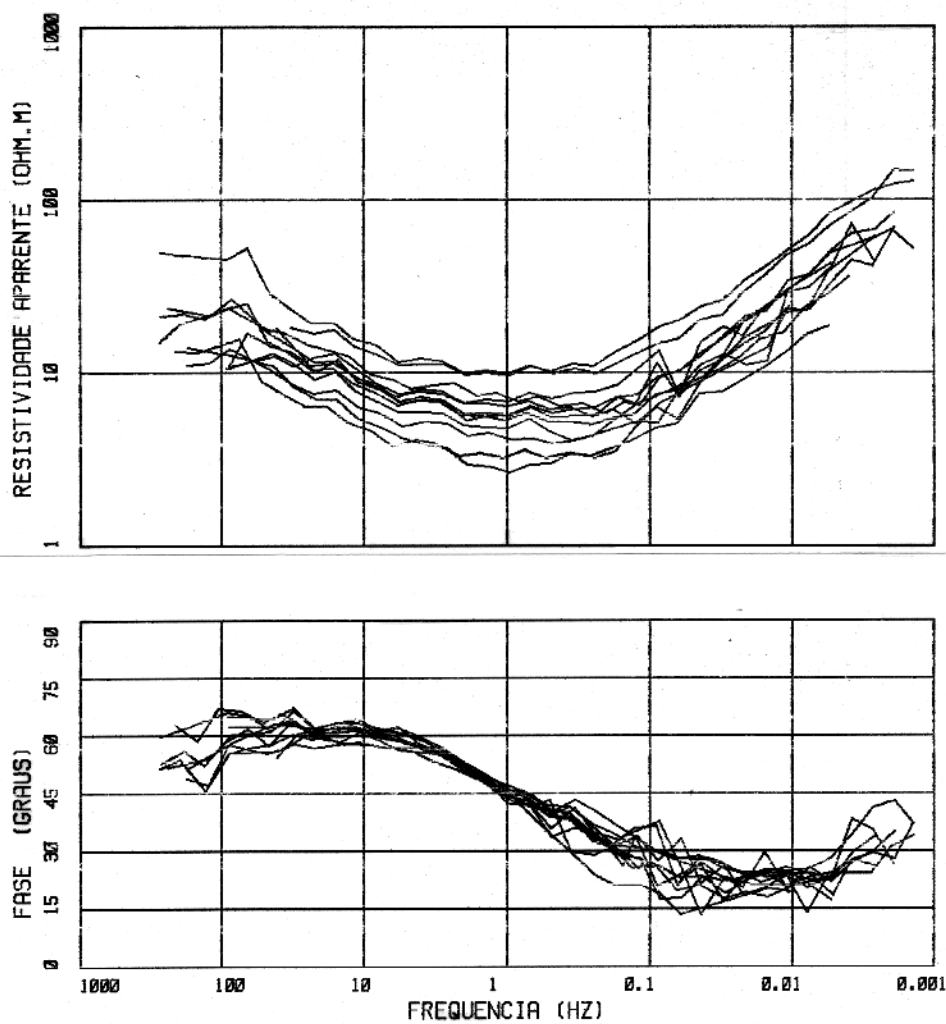


Figura 14. Curvas empilhadas de resistividade aparente, ρ_a , e fase, φ , versus frequência, para linha 1. As convenções são as mesmas que na Figura 5, porém os pontos individualizados e seus erros não são mostrados.

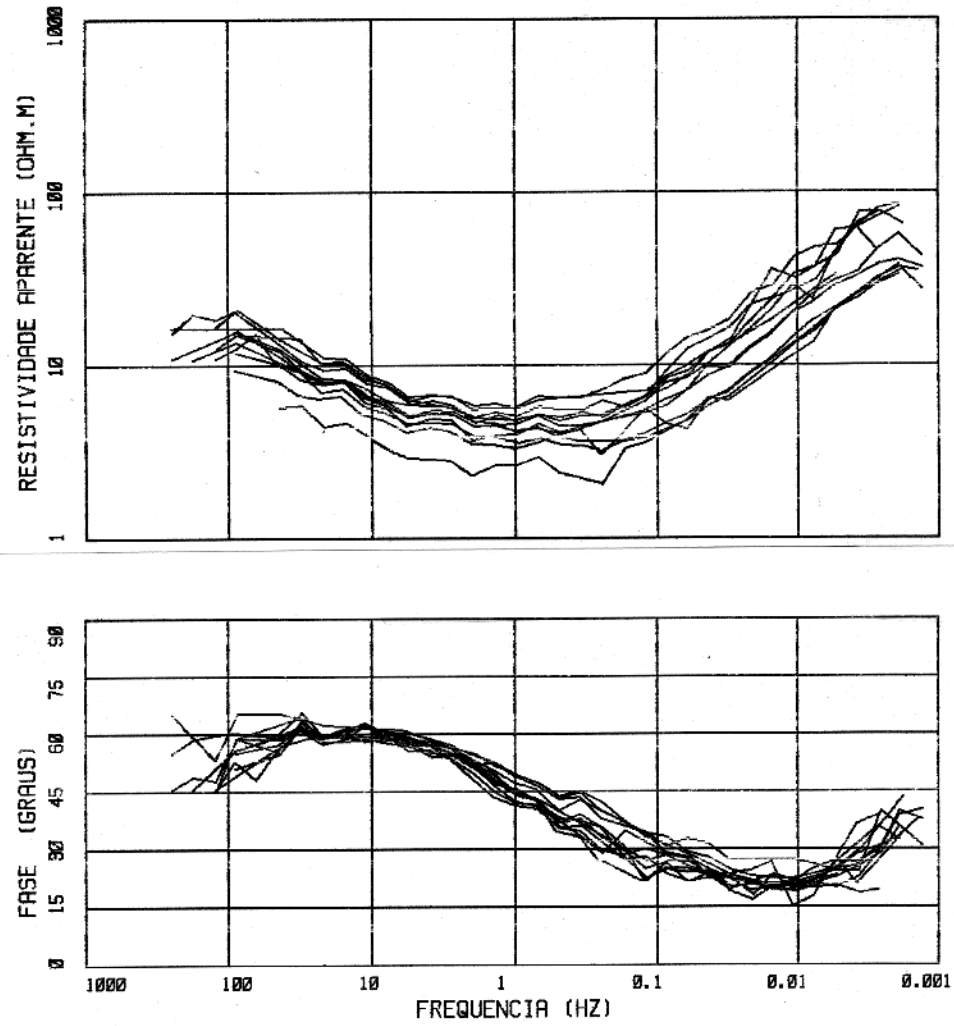


Figura 15. Curvas empilhadas de resistividade aparente, ρ_a , e fase, φ , versus frequência, para linha 2. As convenções são as mesmas da Figura 14.

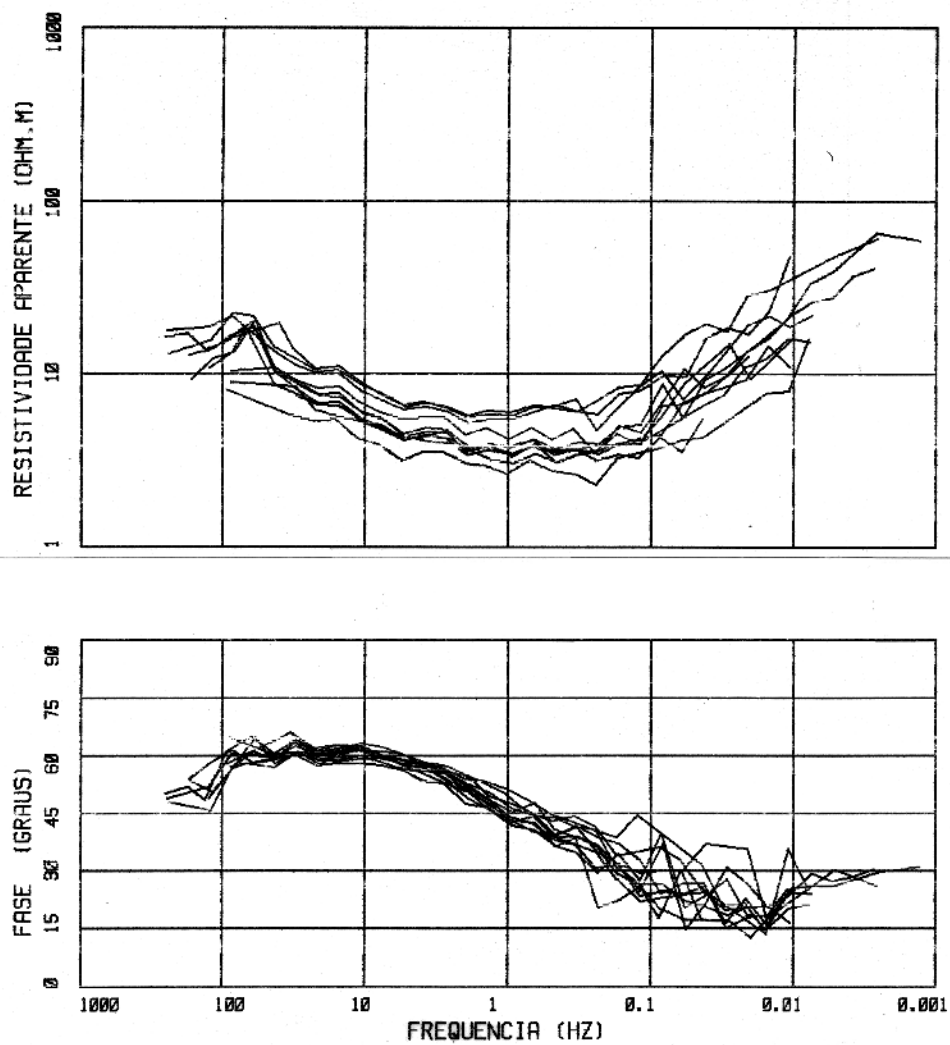


Figura 16. Curvas empilhadas de resistividade aparente, ρ_a , e fase, φ , versus frequência, para linha 3. As convenções são as mesmas da Figura 14.

serão fornecidos por:

$$\rho_{I,j}(x,y) = \rho_j(x,y)D^{-2}(x,y) \quad (49)$$

$$d_{I,j}(x,y) = d_j(x,y)D^{-1}(x,y), \quad (50)$$

onde $D(x,y)$ é o fator de “static-shift” (Larsen, 1977) para a localização (x,y) . O índice “I” em ρ e d , indica que as estimativas foram obtidas invertendo as resistividades aparente e fase para o invariante fornecido pela relação (35). Como estas estimativas foram obtidas pela inversão do invariante, elas estão distorcidas pelo efeito estático.

O fator de “static-shift”, $D(x,y)$ foi calculado utilizando-se os valores obtidos da inversão de Occam para a resistividade do 1º condutor, representado pela Formação Solimões, para todas as 35 estações. O valor real (desconhecido) de $\rho_1(x,y)$ foi estimado utilizando-se a resistividade mediana, $\hat{\rho}_1(x,y)$ das resistividades invertidas para a 1ª camada. Foi suposto aqui que os valores de $\rho_{I,1}(x,y)$ e $d_{I,1}(x,y)$, devem estar distribuídos de uma maneira estatística em torno dos valores verdadeiros. A escolha da mediana foi devido ao seu valor ser estatisticamente robusto, isto é, sua relativa insensibilidade a erros grosseiros. A moda também foi analisada, porém a mediana apresentou melhores resultados. O valor estimado, segundo a mediana, para a resistividade de $\rho_1(x,y)$ foi $\hat{\rho}_1(x,y) = 1.76 \Omega.m$.

A escolha da resistividade do 1º condutor foi devido a sua nítida assinatura nas inversões 1D, próximas à superfície, onde a resolução do método é melhor. Note-se que o método MT responde mais rapidamente a um condutor (Schmucker, 1987). O parâmetro melhor resolvido em uma inversão MT 1D é a condutância de uma camada condutora. Entretanto, para o caso do Juruá, após tentar vários parâmetros, o que melhor resultado forneceu foi a resistividade do primeiro condutor.

Substitui-se $\hat{\rho}_1(x,y)$, que é o valor da resistividade mediana, no lugar de $\rho_j(x,y)$ e cada valor de $\rho_{I,1}(x,y)$ pela estimativa do valor da resistividade do 1º condutor, obtida do algoritmo de Occam. Deste modo, obtém-se 35 fatores de “static-shift”, $D(x,y)$. Com estes fatores corrige-se a resistividade aparente observada.

A resistividade aparente corrigida é fornecida por:

$$\rho_{a,I}^c = \rho_{a,I} D^2, \quad (51)$$

onde $\rho_{a,I}^c$ é a resistividade aparente corrigida do efeito estático, e $\rho_{a,I}$ é a resistividade aparente original. Isto é feito para todas as frequências em cada estação. Evidentemente, a inversão dos dados corrigidos de “*static-shift*” deverá produzir um modelo no qual o primeiro condutor terá uma resistividade aproximadamente igual à estimativa fornecida pelo valor mediano.

As Figuras 17, 18 e 19 mostram os valores de resistividade aparente e fase empilhados, corrigidos do efeito estático para as linhas 1, 2 e 3. Nas Figuras 17 e 19, o espalhamento das curvas de resistividade descritos anteriormente foi diminuído significativamente, indicando que a correção utilizada foi efetiva. A Figura 18 mostra que a correção aplicada não alterou significativamente para a linha 2. Note que, pelo menos a correção não piorou o espalhamento e a distribuição das curvas de resistividade parece mais uniforme na faixa de 0.1 a 300 Hz.

No caso particular da área sedimentar do Juruá, existem dados de perfis de eletroresistividade dos poços 1-JR-1-AM, 3-JR-4-AM e 3-JI-4-AM, como será visto adiante. O valor da resistividade mediana utilizado para a correção estática está dentro da faixa de variação de resistividade da Formação Solimões, observada nos três poços. Isto é mais uma indicação do bom resultado do procedimento utilizado.

5.4 Pseudo-seções corrigidas

Como a fase não é afetada pelo efeito estático, não será corrigida. Somente as pseudo-seções da resistividade necessitam ser corrigidas. As Figuras 20, 21 e 22 mostram as pseudo-seções da resistividade aparente corrigidas do efeito estático para as três linhas.

Podemos perceber que os movimentos verticais bruscos observados nas Figuras 8 e 10 foram bastante suavizados após a correção. Entretanto, a Figura 21 mostra que a correção estática não suavizou significativamente o mostrado na Figura 9. Note que isto é compatível com o observado na Figura 18. Note, no entanto, que a camada superficial resistiva, juntamente com o espesso pacote de sedimentos, passaram a ter um comportamento mais subhorizontal. Isto parece ser mais compatível com a geologia da área e com a fase. Daqui em diante serão utilizados somente os dados

corrigidos do efeito estático.

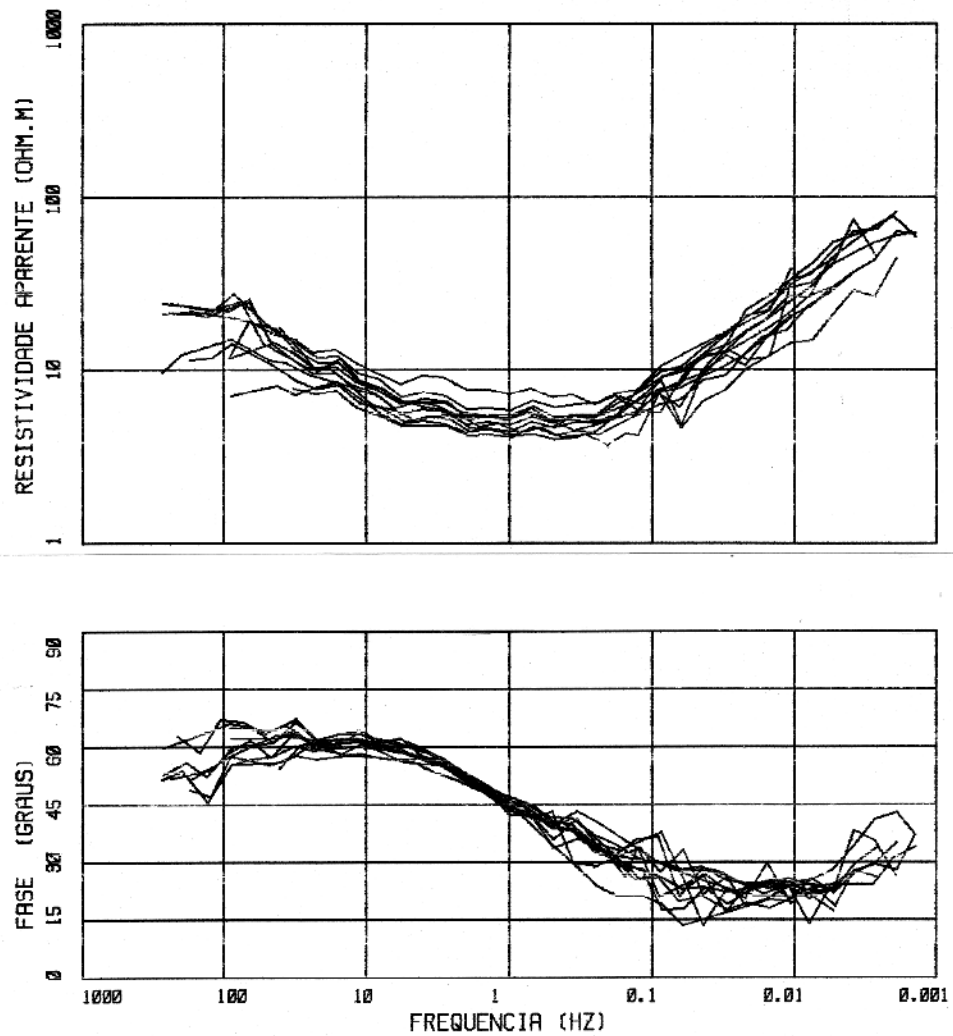


Figura 17. Curvas empilhadas de resistividade aparente, ρ_a , e fase, φ , versus frequência, corrigidas do efeito estático, para linha 1. As convenções são as mesmas da Figura 14.

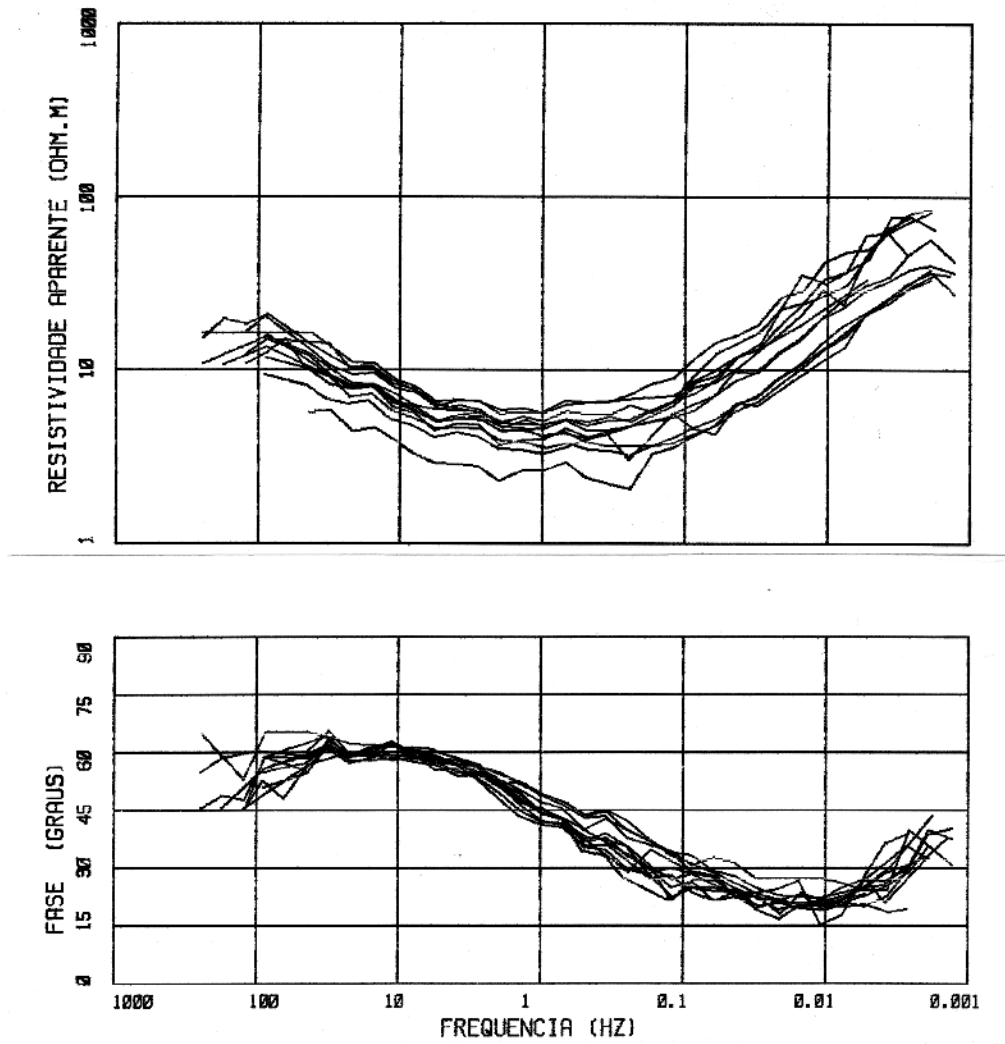


Figura 18. Curvas empilhadas de resistividade aparente, ρ_a , e fase, φ , versus frequência, corrigidas do efeito estático, para linha 2. As convenções são as mesmas da Figura 14.

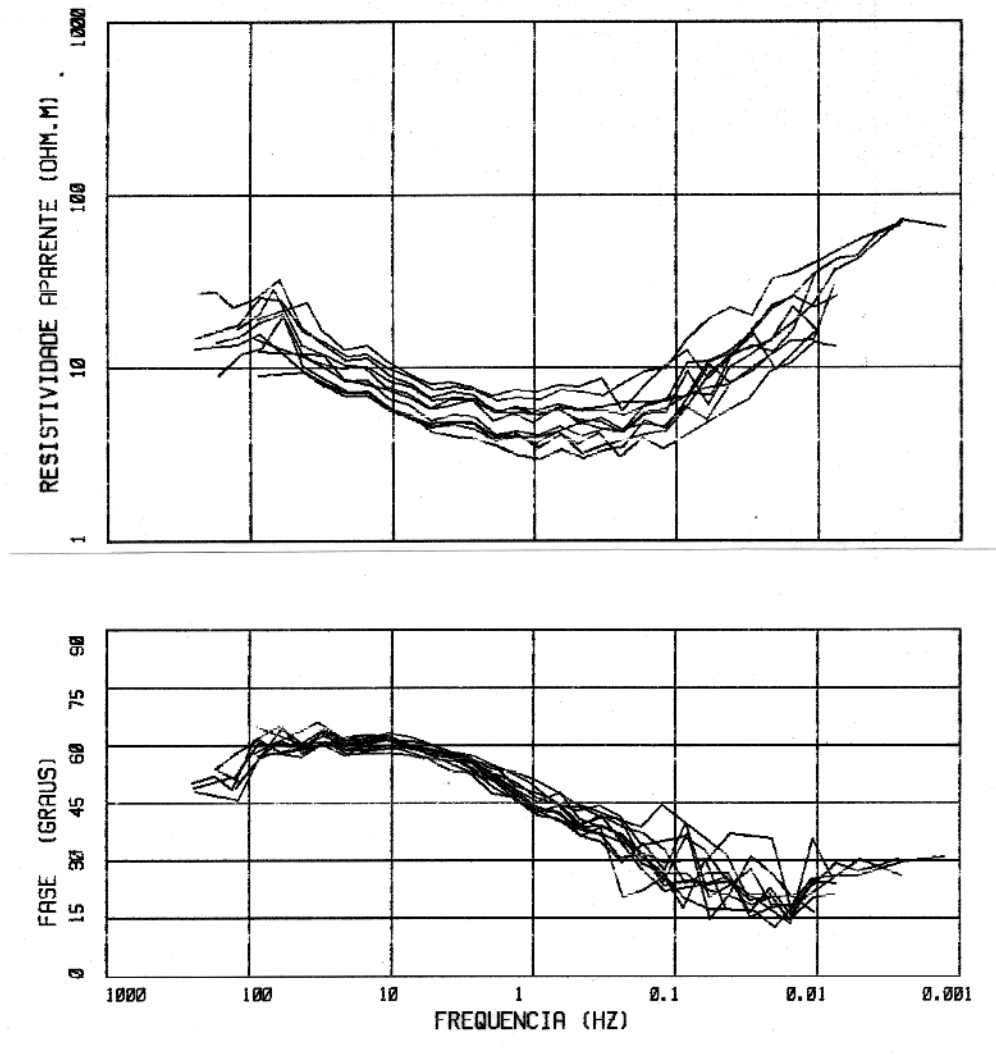


Figura 19. Curvas empilhadas de resistividade aparente, ρ_a , e fase, φ , versus frequência, corrigidas do efeito estático, para linha 3. As convenções são as mesmas da Figura 14.

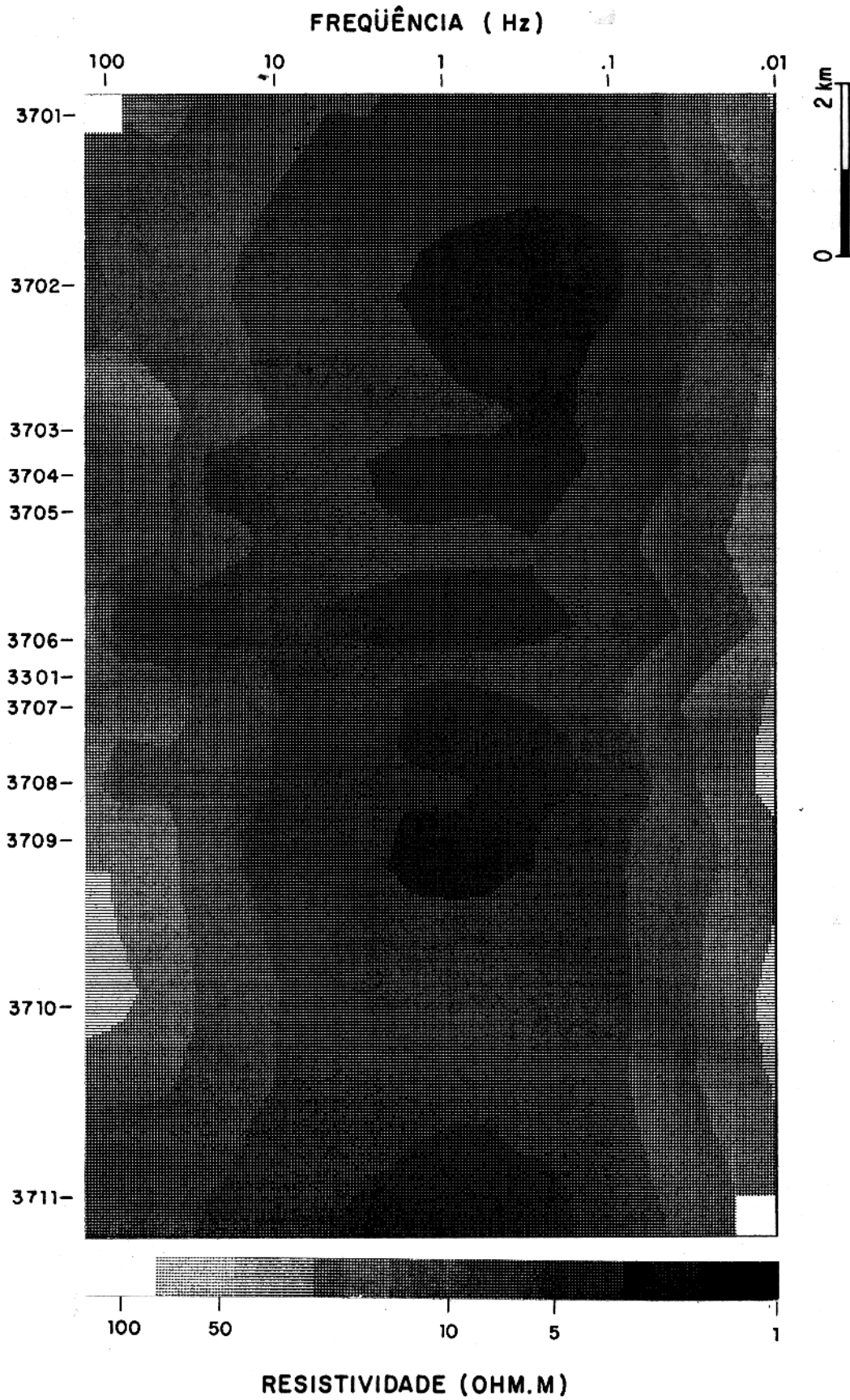


Figura 20. Pseudo-seção da resistividade aparente, ρ_a , corrigida do efeito estático para linha 1. As convenções são as mesmas da Figura 8.

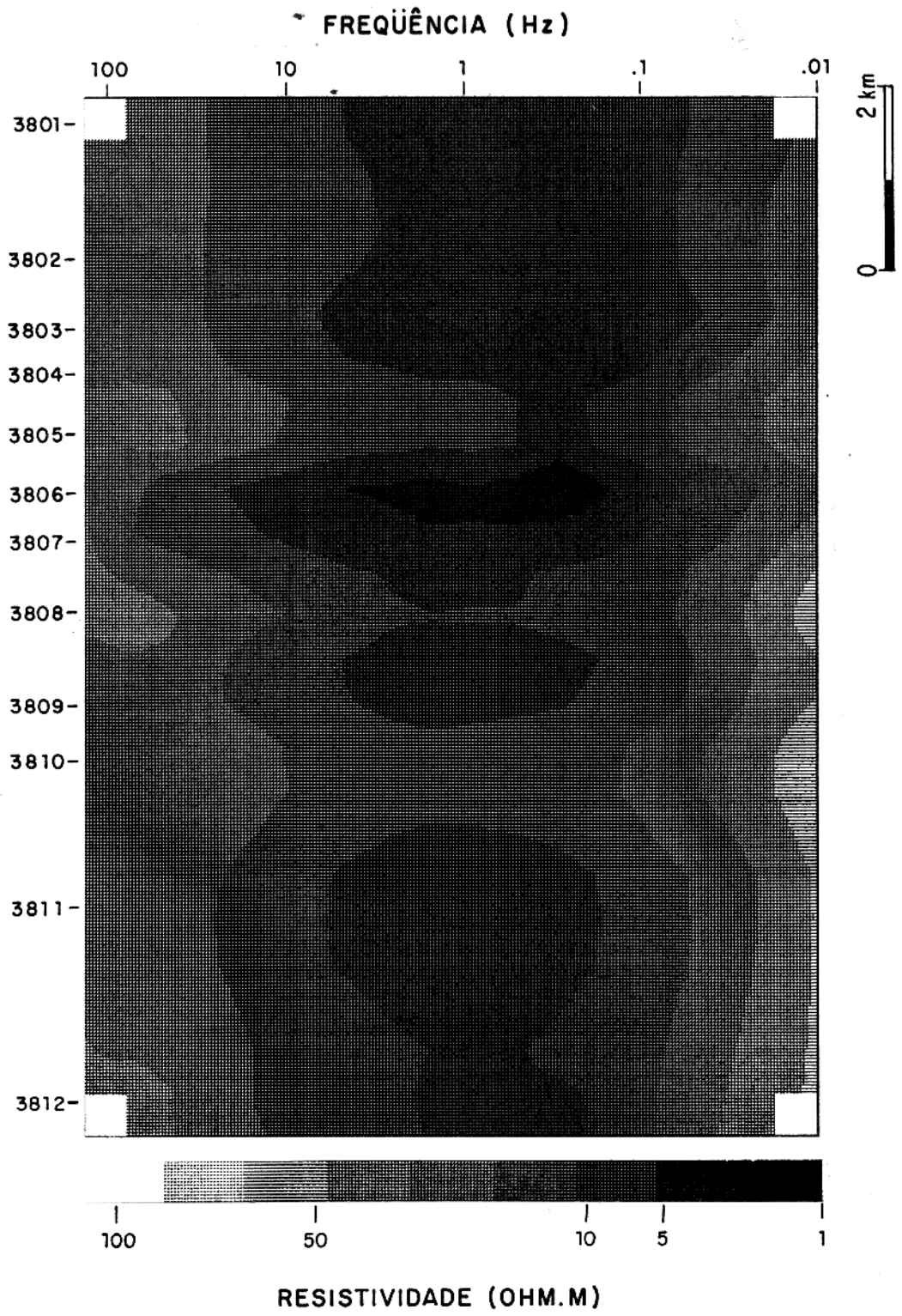


Figura 21. Pseudo-seção da resistividade aparente, ρ_a , corrigida do efeito estático para linha 2. As convenções são as mesmas da Figura 8.

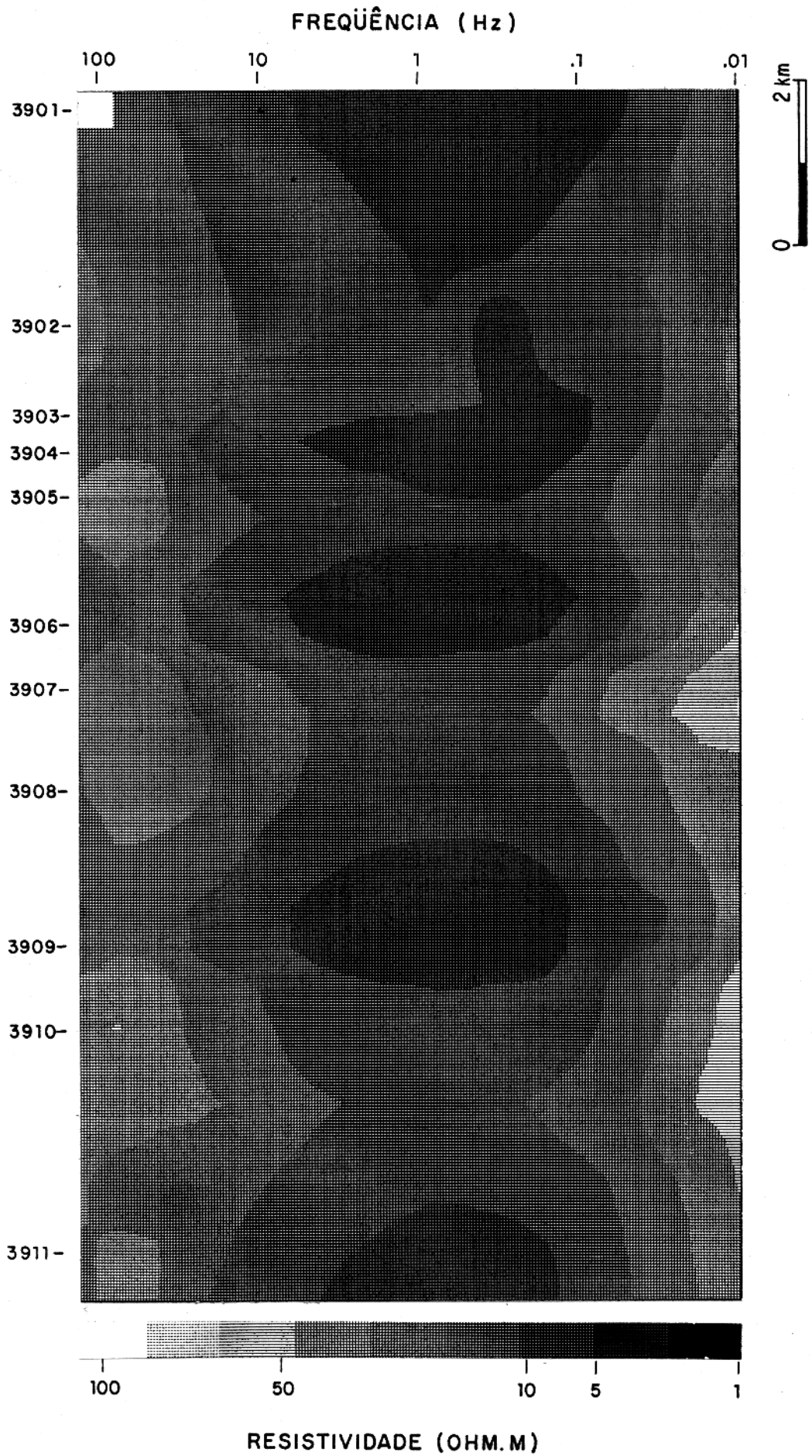


Figura 22. Pseudo-seção da resistividade aparente, ρ_a , corrigida do efeito estático para linha 3. As convenções são as mesmas da Figura 8.

CAPÍTULO 6

INTERPRETAÇÃO

6.1 Estudo de perfis de poços

O estudo de perfis de eletroresistividade de poços mostrou que o valor da mediana das resistividades do primeiro condutor utilizado para a correção do efeito estático está dentro da variação da resistividade encontrada nos poços. Além disso, permitiu identificar as seqüências condutivas e resistivas obtidas através do método MT, correlacionando os horizontes conhecidos. Este tipo de correlação foi utilizada neste trabalho, na interpretação dos resultados MT.

As Figuras 23, 24 e 25 mostram os resultados das inversões de Occam (linha tracejada) para as estações 3707, 3808 e 3907, corrigidas do efeito estático, comparadas com os perfis de eletroresistividade dos poços 1-JR-1-AM, 3-JR-4-AM e 3-JI-4-AM (linha cheia), existentes na área de trabalho. Estes perfis foram suavizados por média rolante de 11 pontos. Note que do lado esquerdo das figuras estão os dados MT com suas respectivas barras de erros. As curvas de resistividade e fase, resultantes da inversão de Occam (linha tracejada), são comparadas aos dados. Podemos ver também as curvas obtidas do modelamento direto dos perfis de eletroresistividade dos poços (linha cheia) comparadas aos dados e ao resultado de Occam.

A comparação entre o poço 1-JR-1-AM e a estação 3707 está na Figura 23. O poço está localizado cerca de 2000 m a sudoeste da estação, conforme mostra a Figura 3. Este poço atingiu a Formação Prosperança, a qual é muito condutiva (em torno de $10 \Omega.m$).

É conhecido dos perfis litológicos dos poços da região, que existem quatro discordâncias, conforme pode ser visto na Figura 26. A primeira ocorre a cerca de 400 m de profundidade e está relacionada ao contato entre as Formações Solimões e Alter do Chão. A segunda discordância, correspondente ao topo da primeira soleira de diabásio, está a 750 m de profundidade. A terceira é representada pela base da Formação Monte Alegre e ocorre a cerca de 2600 m de profundidade. A quarta discordância está a 2900 m de profundidade e corresponde ao topo da Formação Prosperança.

Como pode ser visto na Figura 23, a resposta MT obtida da inversão do Occam para a estação 3707 (linha tracejada), apresenta uma concordância muito boa com o perfil de eletroresis-

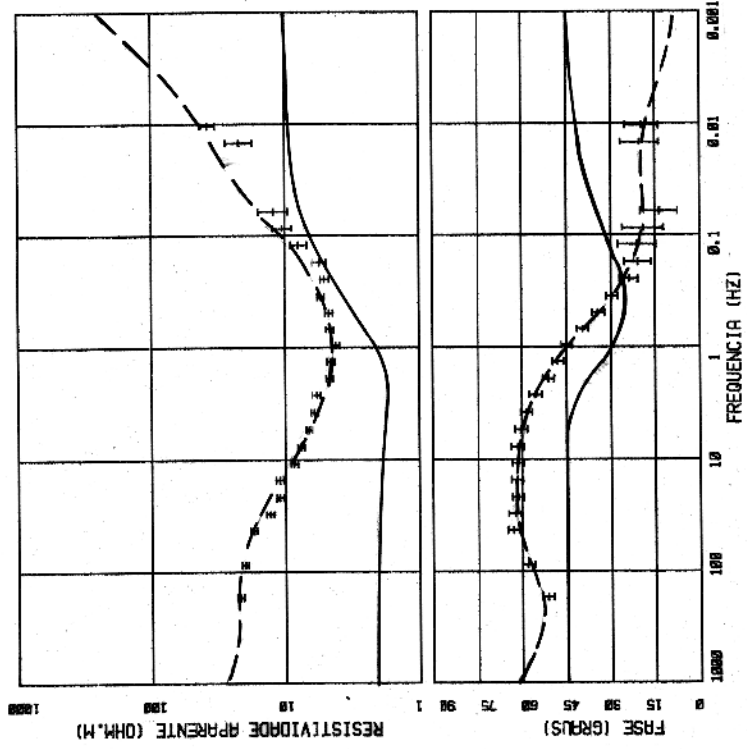
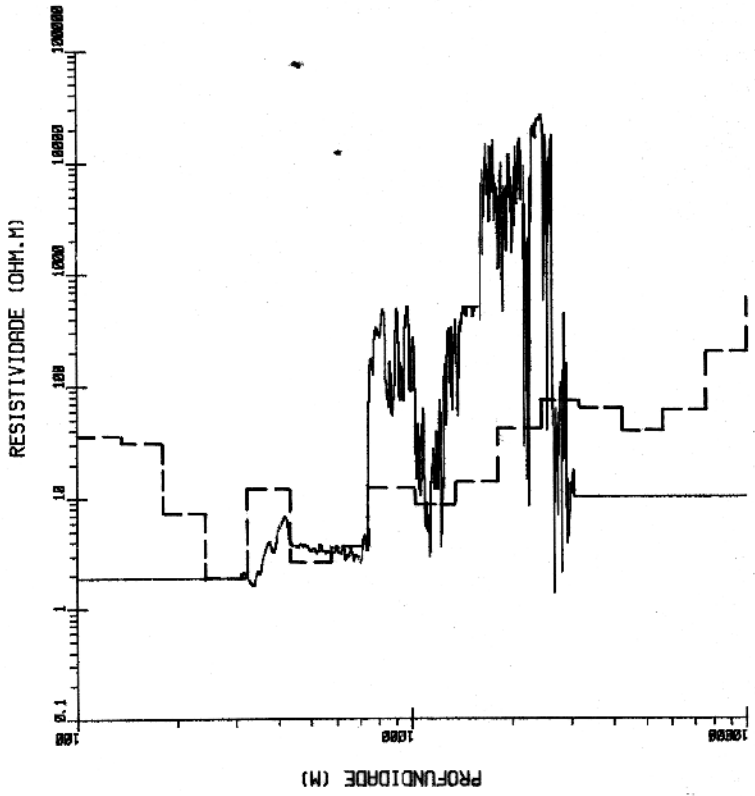


Figura 23. Comparação entre o perfil de eletroresistividade do poço 1-JR-1-AM com o modelamento de Occam da estação 3707. O lado direito corresponde à comparação entre o perfil do poço 1-JR-1-AM (linha cheia) e o modelo obtido pela inversão de Occam para estação 3707 (linha tracejada). A resistividade é mostrada no eixo horizontal e a profundidade é mostrada no eixo vertical, ambos estão em escalas logarítmicas. O lado esquerdo mostra os dados com suas respectivas barras de erros, comparados às curvas de resistividade e fase, obtidas do modelamento direto do poço (linha cheia) e da inversão de Occam (linha tracejada).

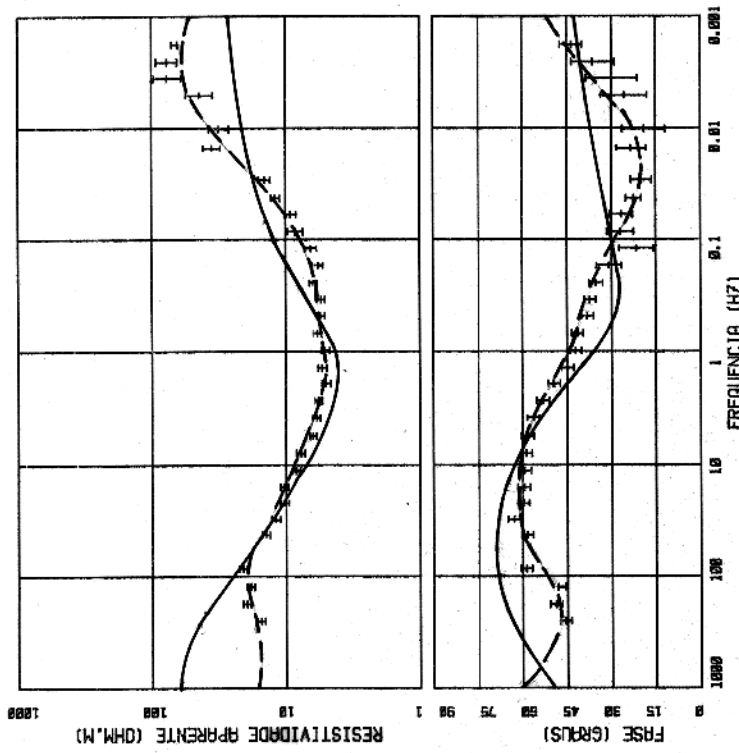
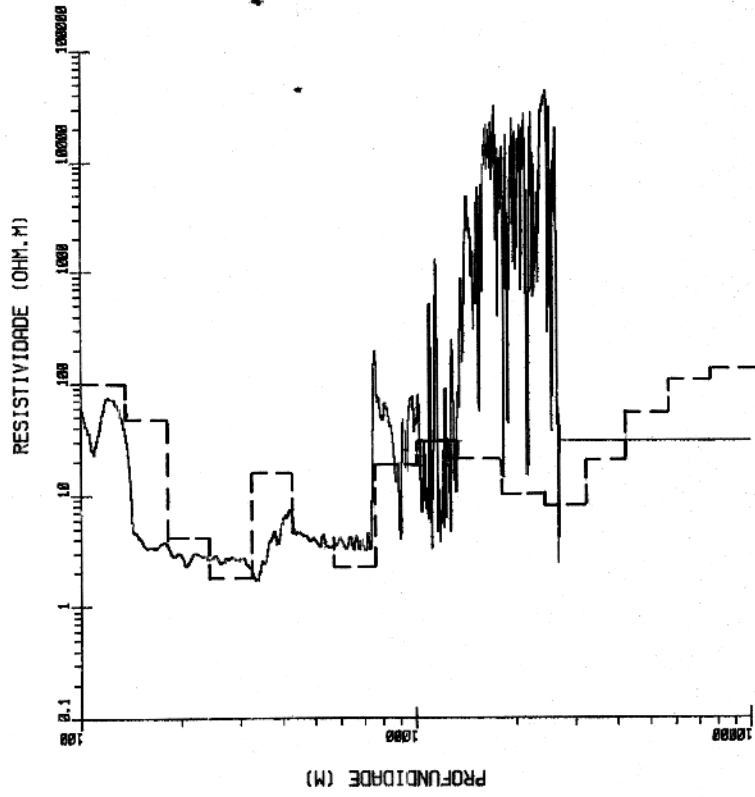


Figura 24. Comparação entre o perfil de eletroresistividade do poço 3-JR-4-AM com o modelamento de Occam da estação 3808. As convenções são as mesmas da Figura 23.

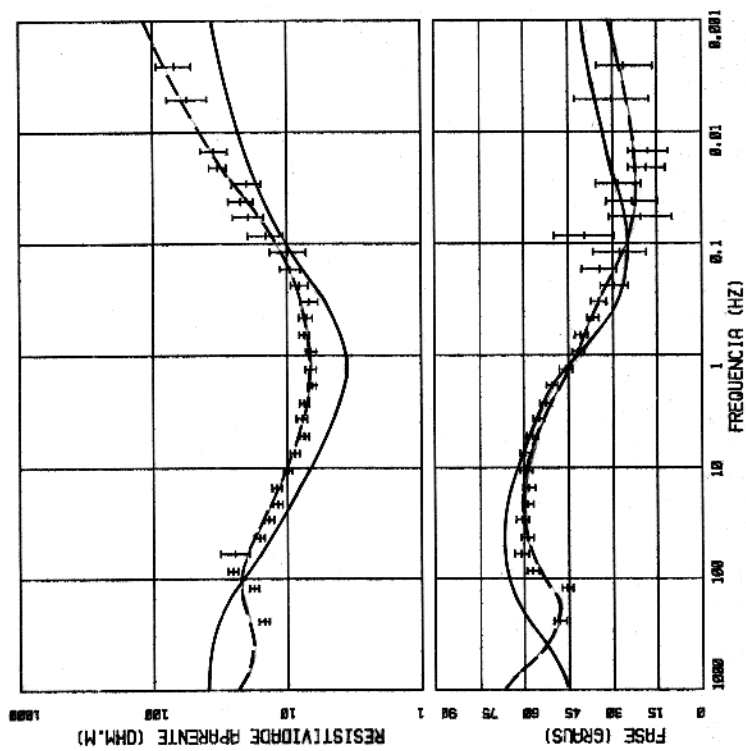
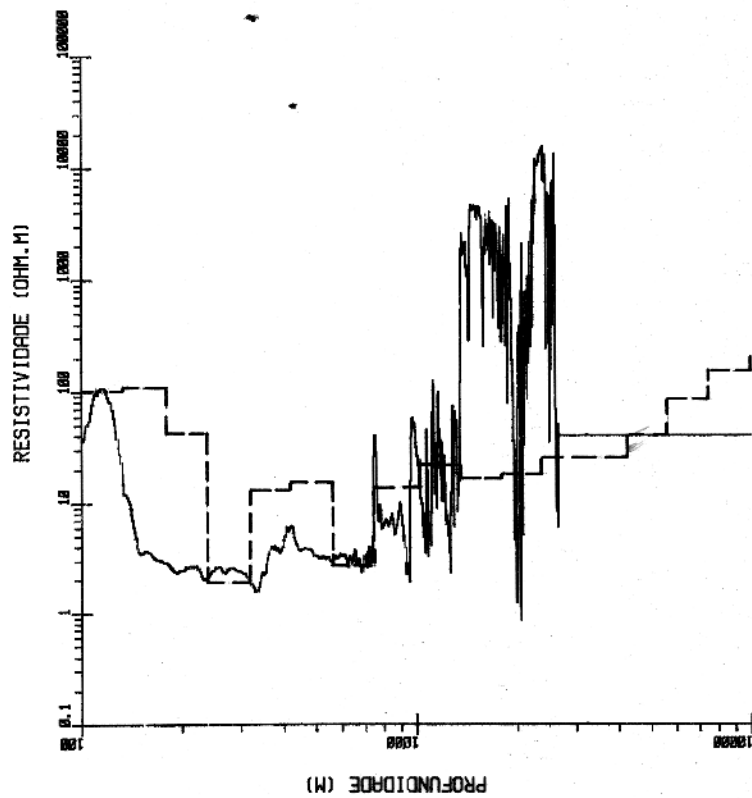


Figura 25. Comparação entre o perfil de eletroresistividade do poço 3-JI-4-AM com o modelamento de Occam da estação 3907. As convenções são as mesmas da Figura 23.

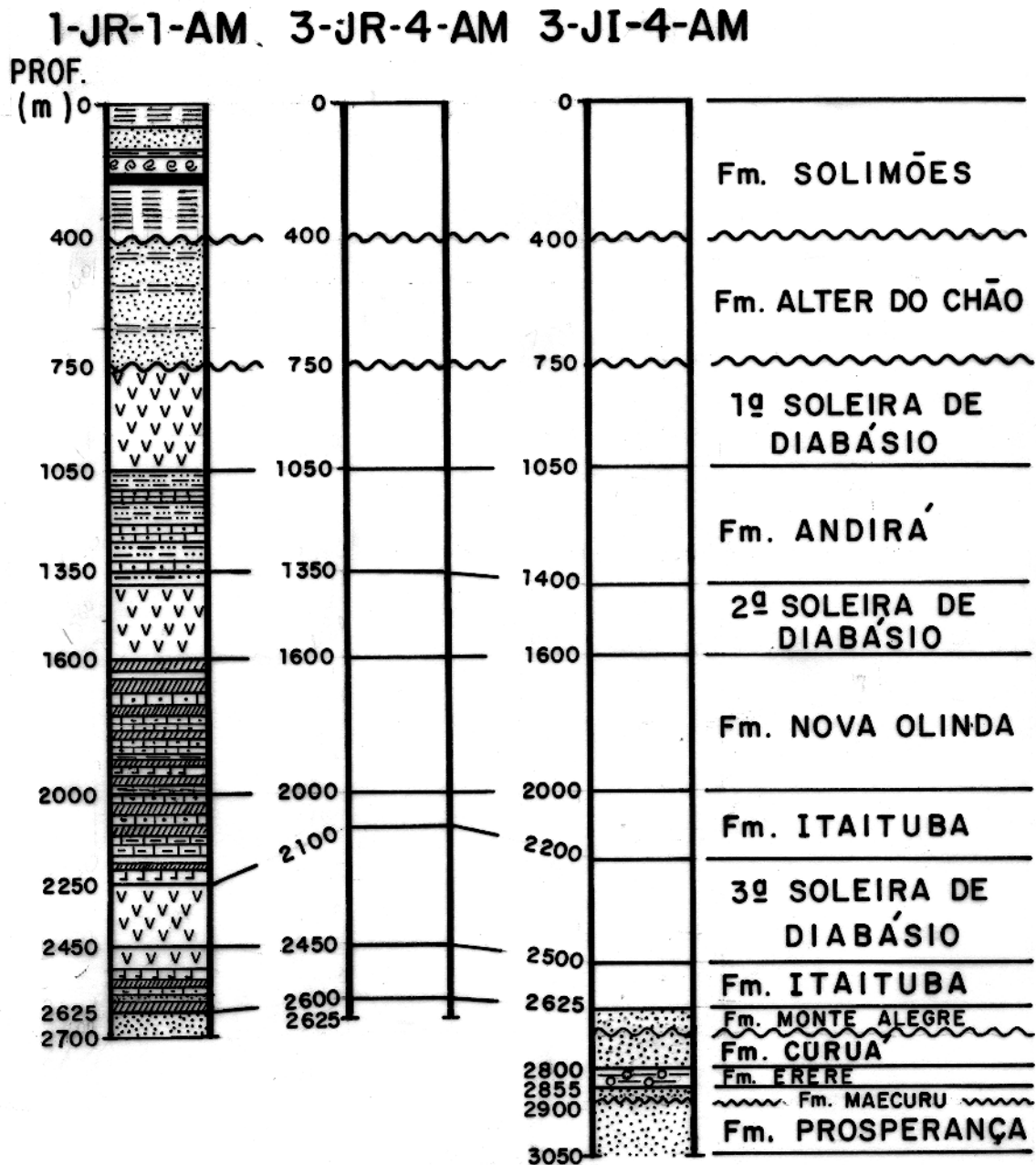


Figura 26. Correlação dos perfis litológicos esquemáticos dos poços 1-JR-1-AM, 3-JR-4-AM e 3-JI-4-AM. As profundidades são mostradas no eixo vertical.

tividade do poço (linha cheia). Esta forma de apresentar os dados é útil, porque permite que os horizontes geo-elétricos, possam ser correlacionados aos horizontes geológicos conhecidos.

A comparação entre os modelos obtidos das inversões de Occam e o perfil do poço 1-JR-1-AM (Figura 23), permitiu identificar os seguintes horizontes geo-elétricos: primeiro resistor (R1), relacionado ao contato entre as Formações Solimões e Alter do Chão; segundo condutor (C2), relacionado à Formação Alter do Chão; segundo resistor (R2), relacionado ao topo da 1ª soleira de diabásio; terceiro condutor (C3) está relacionado ao topo da Formação Fonte Boa (ou Formação Andirá, como é mais conhecida); terceiro resistor (R3), relacionado à 2ª soleira de diabásio; e o quarto resistor (R4), correspondendo ao topo da Formação Carauari (ou Formação Itaituba), junto com a 3ª soleira de diabásio. Note que todos esses horizontes identificados pelo MT ocorrem às profundidades bastante semelhantes a do poço. Em particular, a inversão dos dados fornece uma profundidade de 750 m para a primeira soleira de diabásio, exatamente o mesmo valor fornecido pelo poço. Isto é resultado das características elétricas da região em estudo. Entretanto, é necessário ressaltar aqui que em geral as profundidades encontradas pelo MT para os horizontes geo-elétricos não correspondem necessariamente às profundidades dos horizontes geológicos.

Esta comparação mostrou que com apenas uma estação MT (estação 3707), é possível construir uma coluna estratigráfica, associada aos parâmetros elétricos do meio. Embora o método MT não tenha conseguido diferenciar a 3ª soleira de diabásio dos evaporitos da Formação Carauari, já que não há contraste suficiente de resistividade entre estas rochas, o resultado obtido pela comparação desta estação com o perfil do poço, é muito bom. Este resultado também pode ser observado para as estações 3703, 3705 e 3709.

Note que o poço 1-JR-1-AM não possui informações até 300 m de profundidade. Do lado esquerdo da Figura 23, podemos ver que as curvas MT obtidas através do modelamento direto do perfil do poço (linha cheia) não se ajustam tão bem aos dados de campo. Isto é devido a falta de informações do perfil do poço para profundidades rasas, isto é, altas frequências. Por outro lado, do lado direito da figura, as curvas obtidas da inversão de Occam (linha tracejada) apresentam um bom ajuste para os dados. O "misfit" é fornecido pela Figura 36.

A segunda comparação é entre o poço 3-JR-4-AM e a estação 3808, conforme pode ser

visto na Figura 24. Este poço está localizado cerca de 2000 m a sudoeste da estação, apresentando informações superficiais. Como pode ser visto nesta figura, a seqüência sedimentar é capeada por um resistor próximo à superfície até uma profundidade aproximada de 200 m. Esta feição é observada na resposta MT para todas as 35 estações, apesar de estar no limite superior de resolução dos dados, podendo ser vistas nas Figuras 20, 21 e 22.

Nesta comparação, as correlações R1, C2 e R2, descritas anteriormente, continuam sendo válidas para este poço. Adicionalmente, podemos ver na Figura 24 o primeiro condutor (C1) relacionado à Formação Solimões, o quarto condutor (C4), que provavelmente está relacionado ao topo da Formação Juruá (ou Formação Monte Alegre, como é mais conhecida), que ocorre a cerca de 2600 m de profundidade, e o 5º resistor (R5), que corresponde ao embasamento ge-elétrico e ocorre a cerca de 4000 m de profundidade. Nesta figura, podemos ver que abaixo do topo da 1ª soleira de diabásio há um pacote de rochas altamente resistivas (ver Figura 24). Neste pacote encontram-se as formações sedimentares dominadas por evaporitos e outras duas soleiras de diabásio, conforme observados nos perfis litológicos dos poços (Figura 26). Não há diferenciação dessas soleiras, devido a falta de contraste de resistividade elétrica entre as rochas. É importante ressaltar que não utilizamos nenhum dado de poço para impor vínculo a nenhum dos nossos modelos geo-elétricos. Note-se do lado direito da Figura 24, que a comparação também apresenta uma excelente concordância entre o resultado da inversão MT (linha tracejada) e o perfil do poço (linha cheia). Em contraste com a figura anterior, no lado esquerdo, as curvas MT obtidas do perfil se ajustam muito bem aos dados de campo, bem como ao resultado obtido da inversão de Occam, cujo "misfit" é fornecido na Figura 37. Isto ocorre porque o poço foi perfilado desde a superfície, assim como a estação 3808 forneceu informações de resistividade para as altas freqüências, isto é, para profundidades rasas.

A estação 3907 é comparada ao poço 3-JI-4-AM, conforme pode ser visto na Figura 25. O poço está localizado cerca de 2000 m a sudoeste da estação. Note que este poço também apresenta informações de resistividades das rochas desde a superfície. A concordância entre o resultado MT e o perfil do poço é excelente. Esta figura permitiu identificar claramente os seguintes horizontes ge-elétricos: o 1º condutor (C1), o 1º resistor (R1), o 2º condutor (C2) e o 2º resistor (R2). Entretanto, abaixo da 1ª soleira de diabásio não foi possível diferenciar os outros horizontes ge-elétricos, pelas

mesmas razões apresentadas para o poço 3-JR-4-AM e a estação 3808. Por outro lado, o ajuste das curvas MT obtidas do perfil do poço também se ajustam muito bem aos dados, bem como aos resultados obtidos da inversão de Occam. O “*misfit*” é fornecido pela Figura 38.

6.2 Seções geo-elétricas

As resistividades corrigidas do efeito estático e as fases para as três linhas foram invertidas segundo a transformação de Bostick e pelo algoritmo de inversão do Occam. O resultado foi mostrado utilizando-se um código de cores, em seções geo-elétricas. As seções que seguem apresentam a profundidade em escala linear, variando de 0.1 a 15 *km* em ordem crescente para baixo. As resistividades são mostradas numa escala logarítmica de cores, semelhante a utilizada nas pseudo-seções anteriores. Embora as seções geo-elétricas aqui apresentadas, estejam limitadas até uma profundidade máxima de 15 *km*, as frequências utilizadas permitem investigar profundidades até uma centena de quilômetros. A principal razão para impor este limite está relacionada à forma de apresentação das seções geo-elétricas. Como correlacionamos as inversões, interpolando-as lateralmente pelo processo de mínimos quadrados, é razoável limitar a profundidade ao comprimento dos perfis. Por outro lado, 15 *km* são suficientes para descrever a bacia e seu embasamento.

As Figuras 27, 28 e 29 mostram as seções geo-elétricas obtidas da transformação de Bostick, enquanto as Figuras 30, 31 e 32 mostram as seções obtidas da inversão de Occam para as linhas 1, 2 e 3, respectivamente.

Como podemos ver nas Figuras 27, 28 e 29, a transformação de Bostick apresenta um bom resultado para a área do Juruá. Estas seções mostram o comportamento geo-elétrico geral do pacote sedimentar. Note que também os horizontes geo-elétricos para as três seções apresentam-se contínuos com caimentos suaves para sudeste. Este caimento, que aparece do lado direito destas figuras, provavelmente indica um espessamento dos sedimentos. Este é um indício da ocorrência de falhamentos na área.

Os resultados de Occam, vistos nas Figuras 30, 31 e 32, também mostraram um bom resultado. Como podemos ver nestas figuras, a estruturação, tanto dos sedimentos quanto do embasamento geo-elétrico, é mais nítida que nas seções de Bostick. No entanto, as características apresentadas pelas seções de Bostick (Figuras 27, 28 e 29) são completamente compatíveis às seções

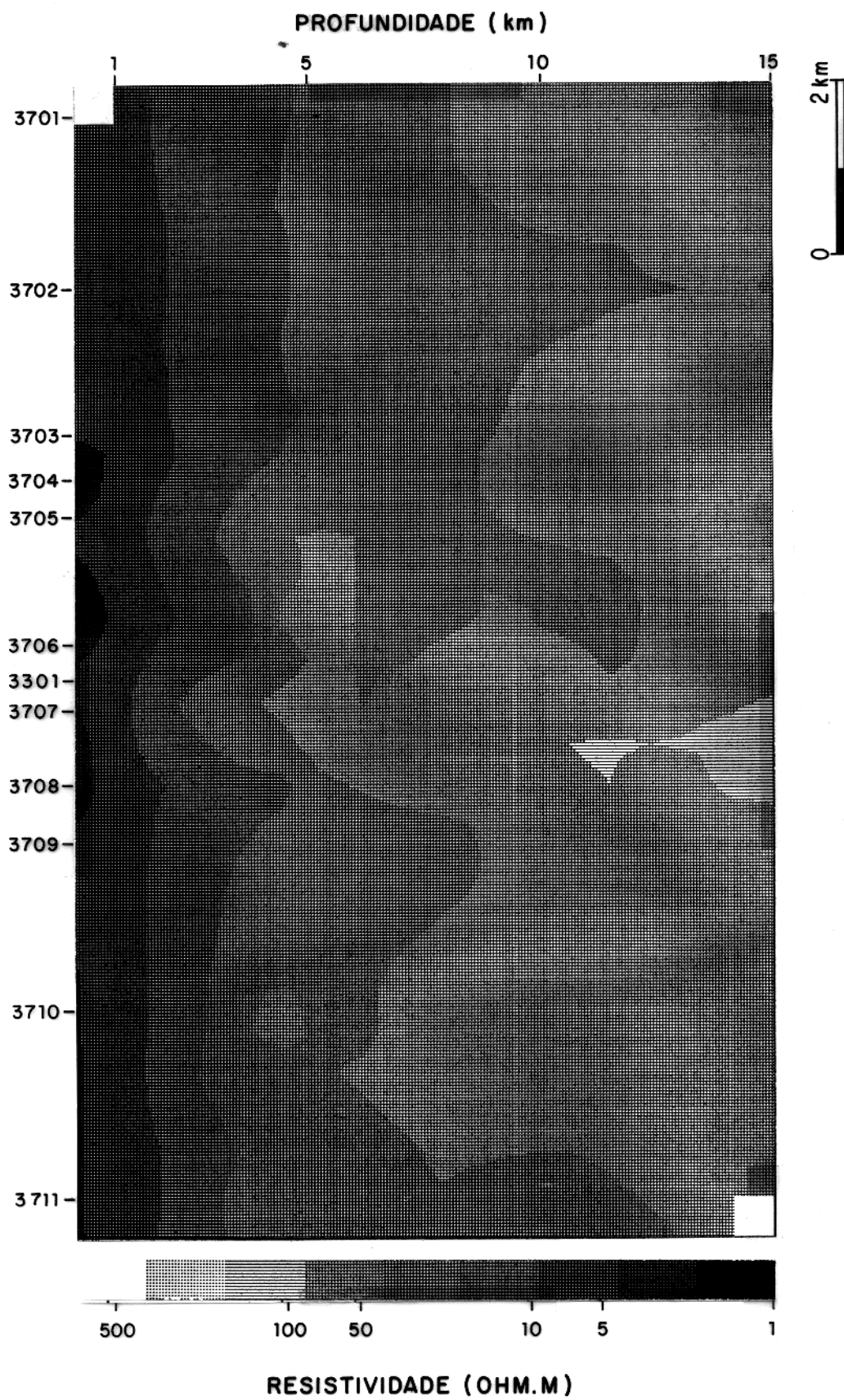


Figura 27. Seção geo-elétrica obtida pela transformação de Bostick, corrigida do efeito estático, para linha 1. A resistividade é mostrada numa escala logarítmica de cores. A profundidade linear é mostrada no eixo vertical do lado direito, variando de 0.1 a 15 km. A localização das estações MT está mostrada no eixo horizontal.

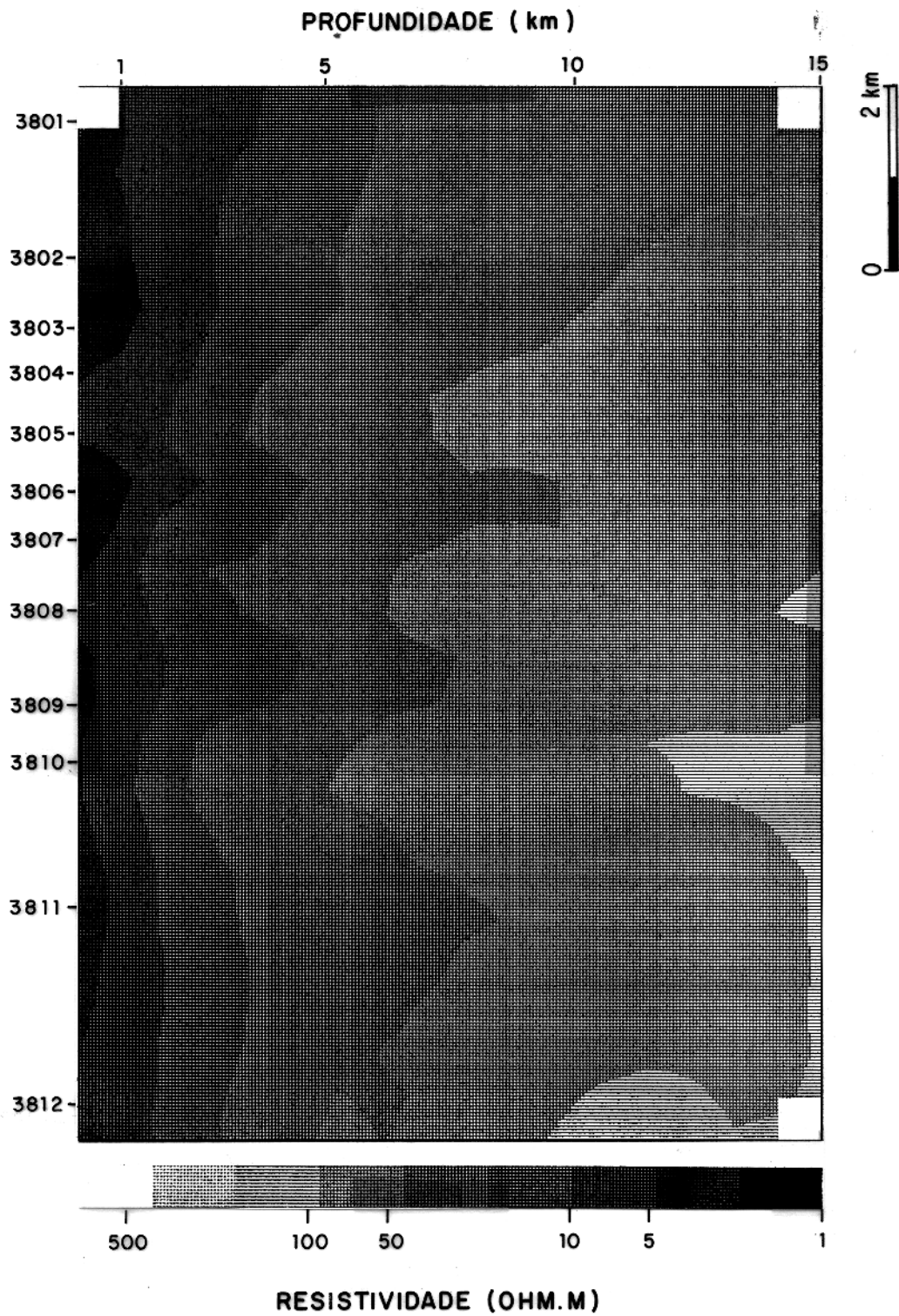


Figura 28. Seção geo-elétrica obtida pela transformação de Bostick, corrigida do efeito estático, para linha 2. As convenções são as mesmas da Figura 27.

PROFUNDIDADE (km)

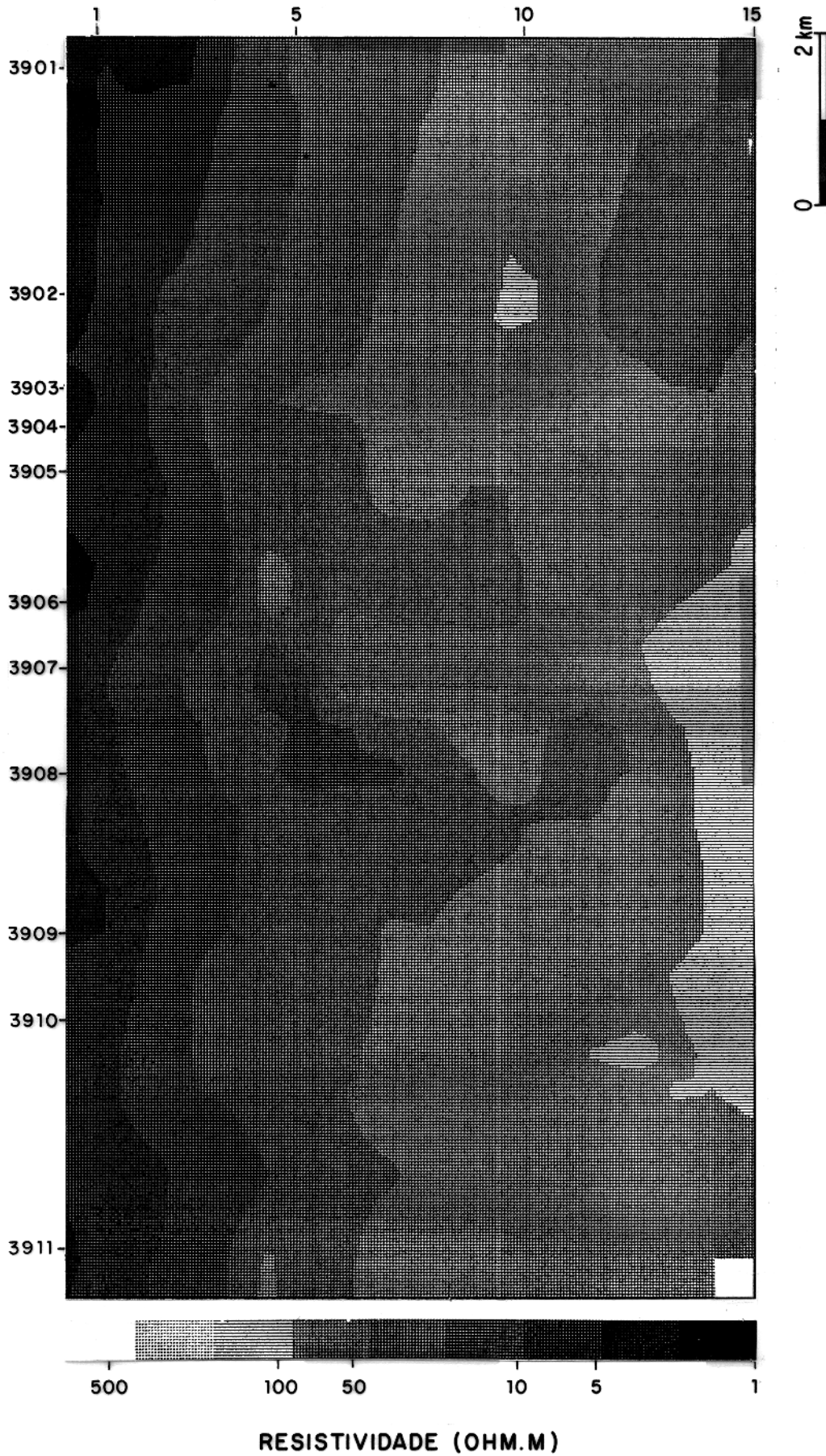


Figura 29. Seção geo-elétrica obtida pela transformação de Bostick, corrigida do efeito estático, para linha 3. As convenções são as mesmas da Figura 27.

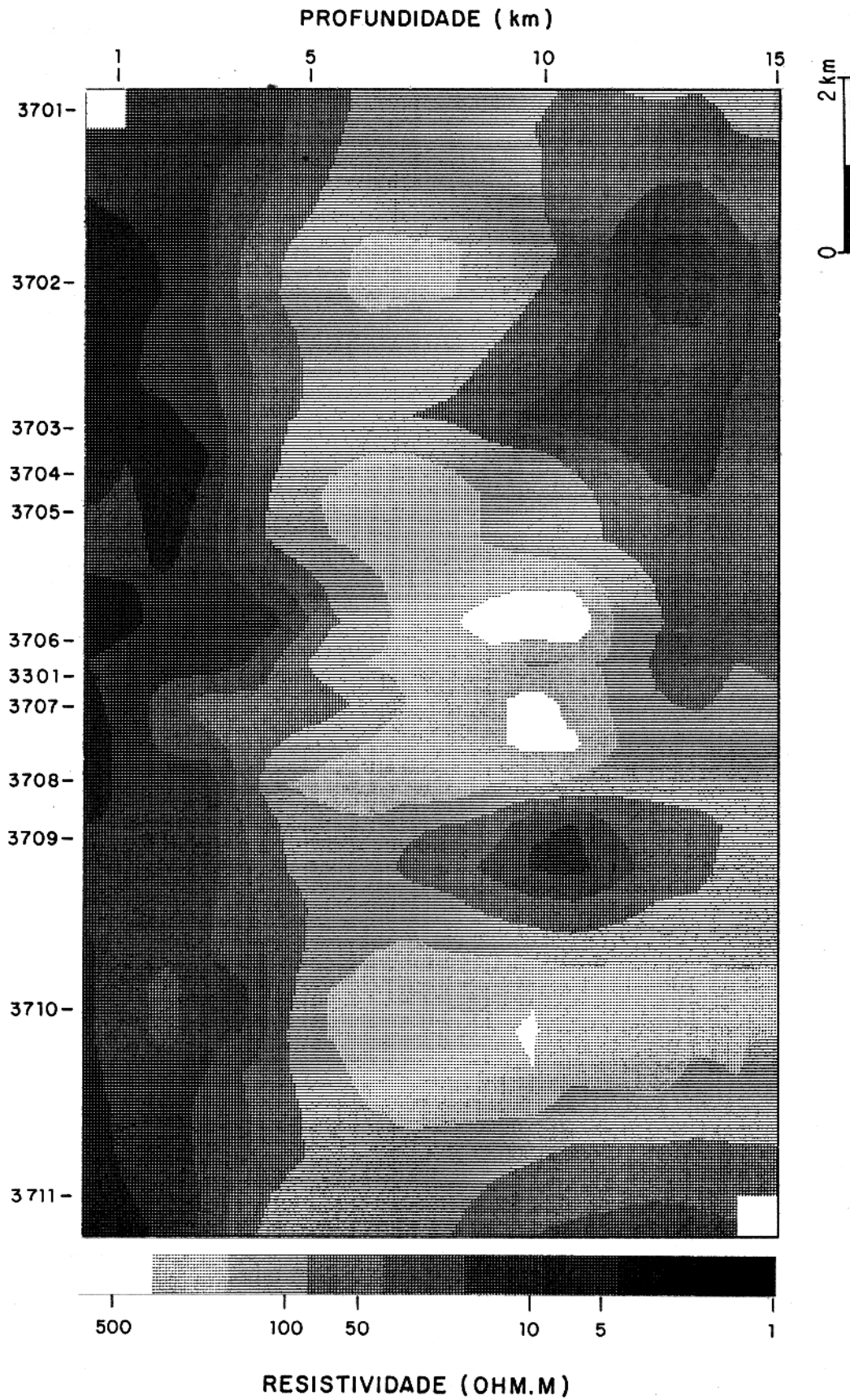


Figura 30. Seção geo-elétrica obtida pela inversão de Occam, corrigida de efeito estático, para linha 1. As convenções são as mesmas da Figura 27.

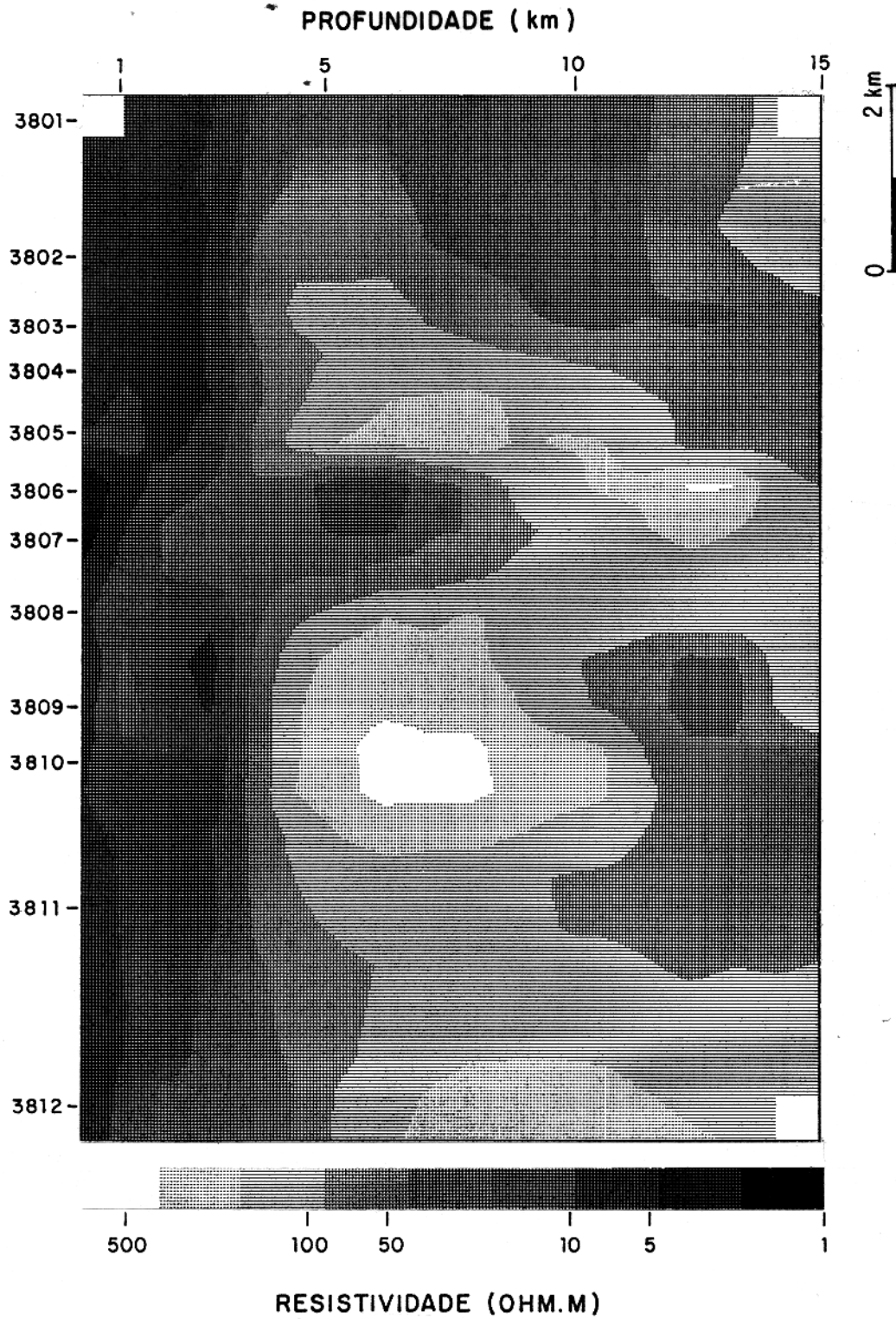


Figura 31. Seção geo-elétrica obtida pela inversão de Occam, corrigida de efeito estático, para linha 2. As convenções são as mesmas da Figura 27.

PROFUNDIDADE (km)

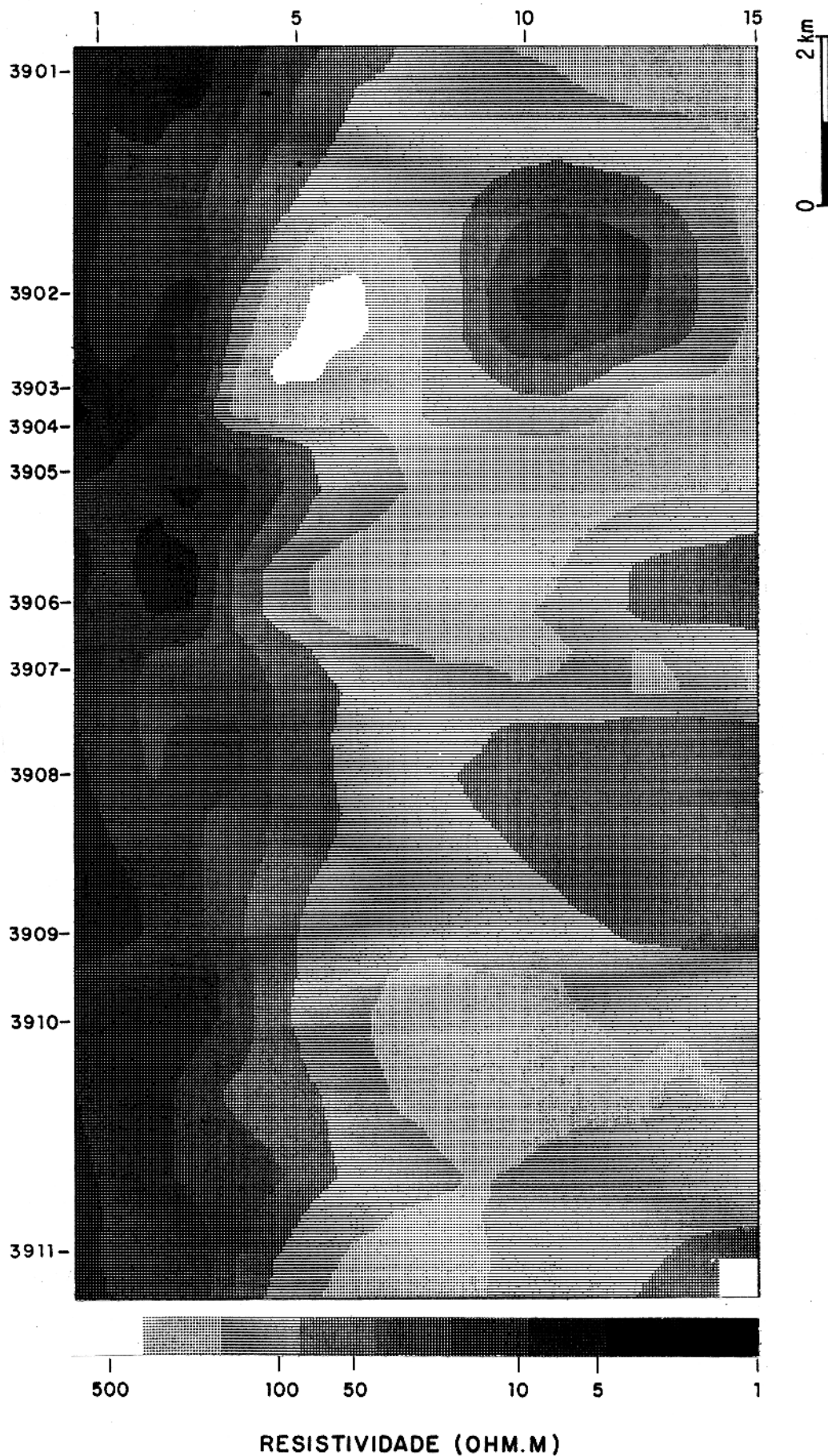


Figura 32. Seção geo-elétrica obtida pela inversão de Occam, corrigida de efeito estático, para linha 3. As convenções são as mesmas da Figura 27.

de Occam. Entretanto, esta inversão não apresenta uma boa nitidez para as camadas sedimentares, próximas à superfície. Neste trabalho, verificou-se que as duas inversões são complementares.

Adicionalmente, as três linhas mostraram corpos condutores profundos para além do topo do embasamento geo-elétrico. As estações que mostram sua assinatura apresentam uma resistividade que varia de 15 a 120 $\Omega.m$. Estes possíveis corpos condutores localizados podem ser devidos a erros associados aos dados, ou serem resultado do processo de "gridagem" a que os dados foram submetidos. Por outro lado, estes corpos podem estar realmente associados às variações de resistividade de subsuperfície.

As Figuras 33, 34 e 35 apresentam as inversões de Occam para as linhas 1, 2 e 3, porém apresentando a profundidade em escala logarítmica. O objetivo destas seções é de ampliar as camadas sedimentares mais superficiais. Nestas figuras podemos ver claramente que todo o pacote sedimentar é capeado por uma camada resistiva, até uma profundidade de cerca de 200 m. Os sedimentos apresentam-se subhorizontais até uma profundidade em torno de 1000 m e, a partir dessa profundidade, apresentam-se com caimentos suaves para SE. As estruturas nos sedimentos e no embasamento estão evidenciadas nestas figuras. O embasamento geo-elétrico ocorre a uma profundidade que varia entre 3 e 4 km. Lembre-se aqui que a profundidade do embasamento geo-elétrico não corresponde necessariamente à profundidade do embasamento geológico. O espessamento dos sedimentos no lado sudeste sugere a presença de falhamentos para estas seções, o que será posteriormente comentado.

As Figuras 27 a 35 apresentam resultados compatíveis entre si e com a geologia da área. Esta pode ser representada por camadas tabulares subhorizontais, como visto anteriormente. Dessa forma, o pacote sedimentar é todo mapeado pelo método MT, fornecendo um quadro nítido do comportamento geo-elétrico da área do Juruá até 15 km de profundidade.

Um ajuste aceitável entre a resposta do modelo e os dados deve ter valores de chi-quadrado obedecendo a relação

$$\chi^2 < M + 2\sqrt{2M},$$

onde M é o número de dados independentes. Esta relação é válida supondo que os erros ou

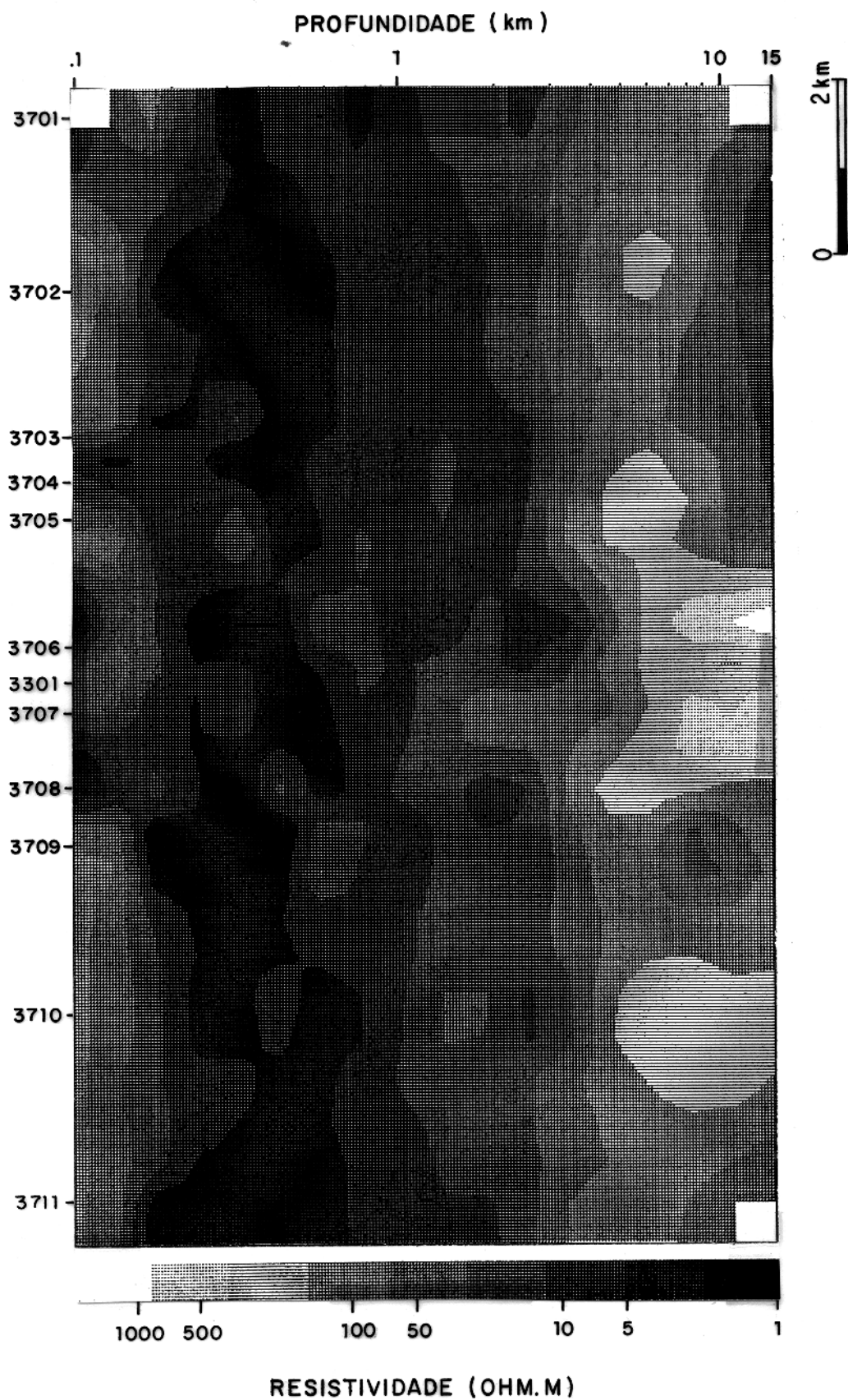


Figura 33. Seção geo-elétrica obtida pela inversão de Occam, corrigida de efeito estático, para linha 1. A profundidade logarítmica é mostrada no eixo vertical do lado direito, variando de 0.1 a 15 km. As demais convenções são as mesmas da Figura 27.

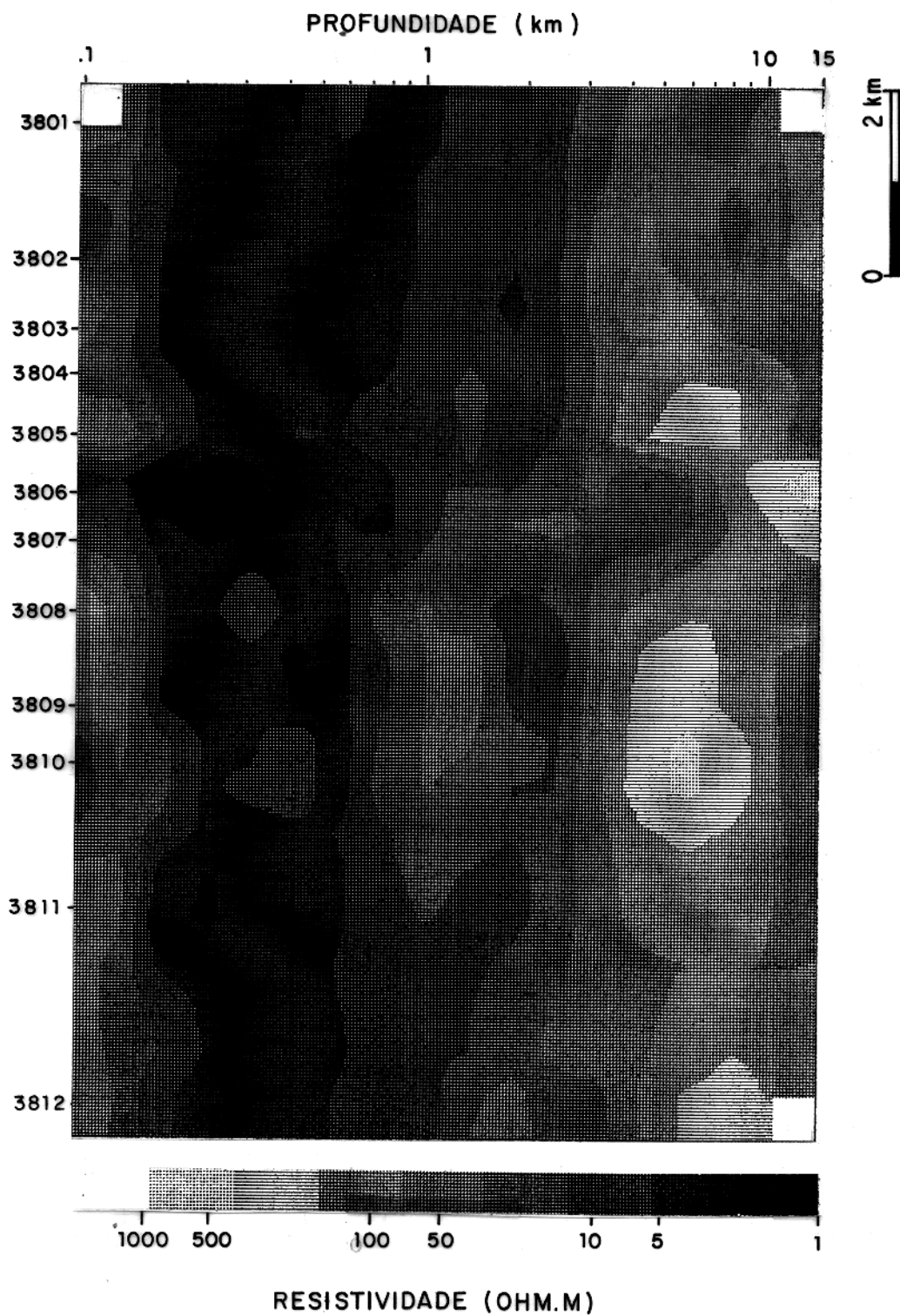


Figura 34. Seção geo-elétrica obtida pela inversão de Occam, corrigida de efeito estático, para linha 2. As convenções são as mesmas da Figura 33.

PROFUNDIDADE (km)

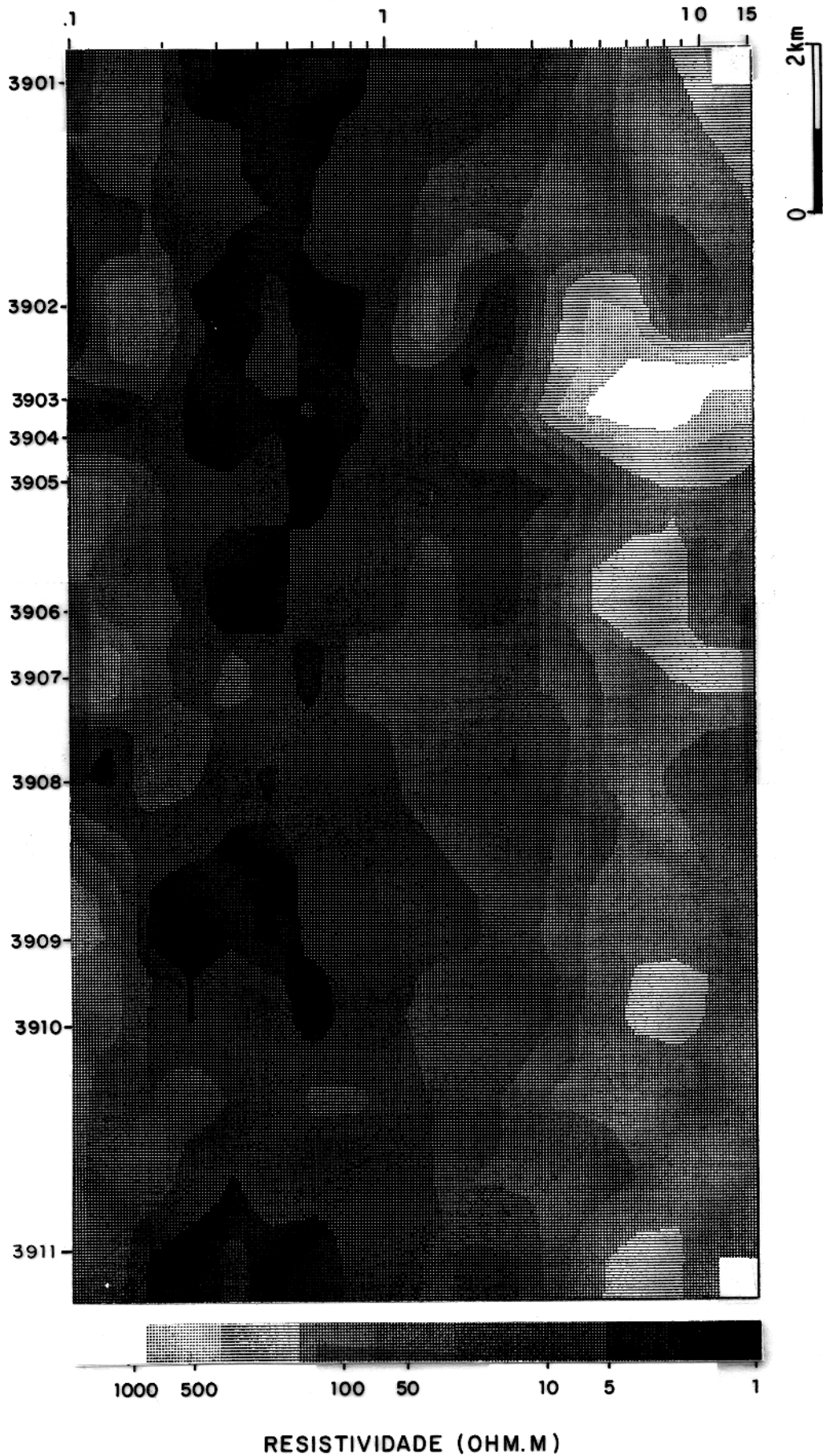


Figura 35. Seção geo-elétrica obtida pela inversão de Occam, corrigida de efeito estático, para linha 3. As convenções são as mesmas da Figura 33.

incertezas são devidos a um processo Gaussiano, independente para cada ponto de observação. Os erros estão associados aos desvios-padrão.

A qualidade das inversões de Occam pode ser visualizadas nas Figuras 36, 37 e 38. Estas figuras mostram o excelente ajuste de chi-quadrado (χ^2) para todas as estações MT. Para os dados do Juruá, tem-se, em média, sete frequências por década, um total de cinco décadas, perfazendo 35 frequências. Como para cada frequência temos ρ e φ independentes, obtemos $\chi^2 < 94$. A totalidade das inversões apresentou valores de χ^2 abaixo do valor esperado. A Figura 38 mostra que apenas duas estações ultrapassaram o valor de χ^2 esperado. Com isto, é possível estar seguro que, dentro da teoria linear, nossas inversões são confiáveis até o limite imposto de profundidade (Parker, 1982). Isto ilustra os excelentes ajustes obtidos, entre a resposta dos modelos obtidos pelo algoritmo do Occam e os dados.

Os horizontes geo-elétricos podem ser melhor visualizados colocando-se os resultados da inversão de Occam (log-resistividade-log-profundidade) ao longo das três linhas. Lembre-se que antes as profundidades estavam limitadas a 15 km. Agora, como não estamos mais interpolando lateralmente, permitimos as profundidades atingir até 60 km, como o limite inferior de penetração dos dados. É evidente que, ainda devido ao comprimento dos perfis MT, só é possível detectar-se interfaces planas abaixo de 15 km. Estas seções foram interpretadas com ajuda de perfis dos poços e dados sísmicos de superfície. As seções podem ser vistas nas Figuras 39, 40 e 41. Alguns horizontes geo-elétricos próximos à superfície não foram assinalados em algumas estações que não apresentaram informações para as altas frequências. Alguns horizontes profundos também não foram assinalados, devido a falta de nitidez associada aos erros presentes nas frequências baixas.

É importante lembrar que as Figuras 39, 40 e 41 correspondem a uma outra forma de apresentar os dados das seções geo-elétricas anteriores. Neste tipo de representação, fica mais fácil visualizar como se comportam os horizontes geo-elétricos. Portanto, até 15 km, estas figuras devem corresponder exatamente às Figuras 33, 34 e 35.

As discontinuidades laterais desses horizontes podem ser devidas à erosão, à não deposição, mudanças na porosidade e/ou litologia, acavalamento, afinamento ou espessamento de camadas, falhamentos, ou mesmo devido às distorções estáticas não completamente corrigidas.

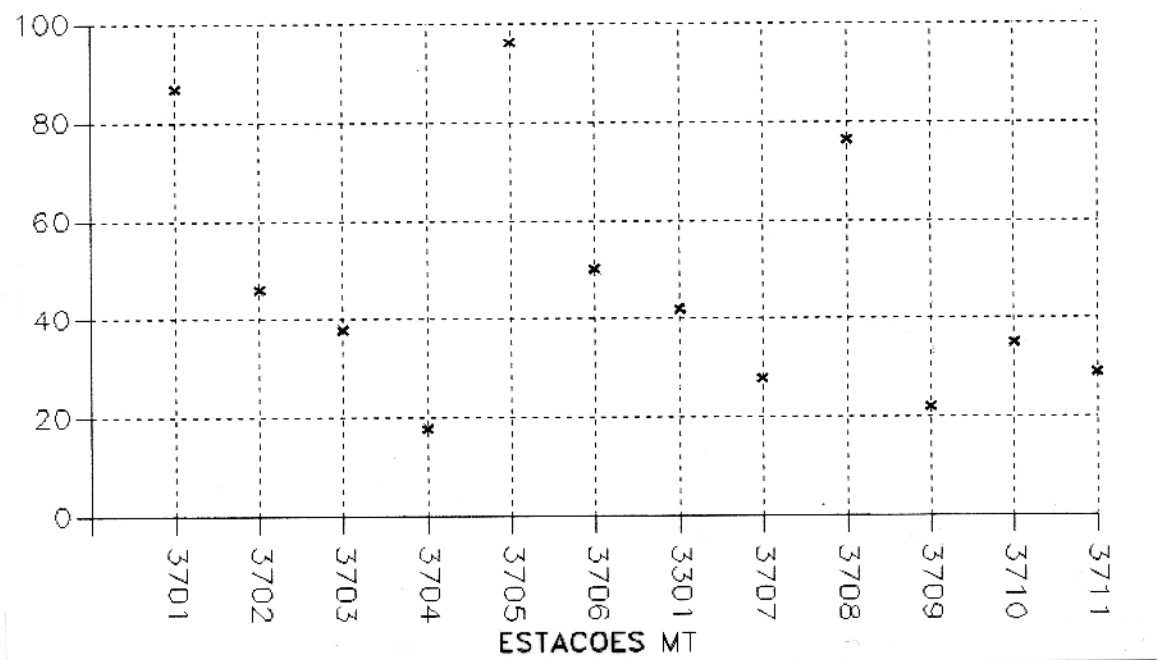


Figura 36. Valores de χ^2 das inversões de Occam para todas as estações MT da linha 1. Os valores de χ^2 estão no eixo vertical e a localização das estações no eixo horizontal.

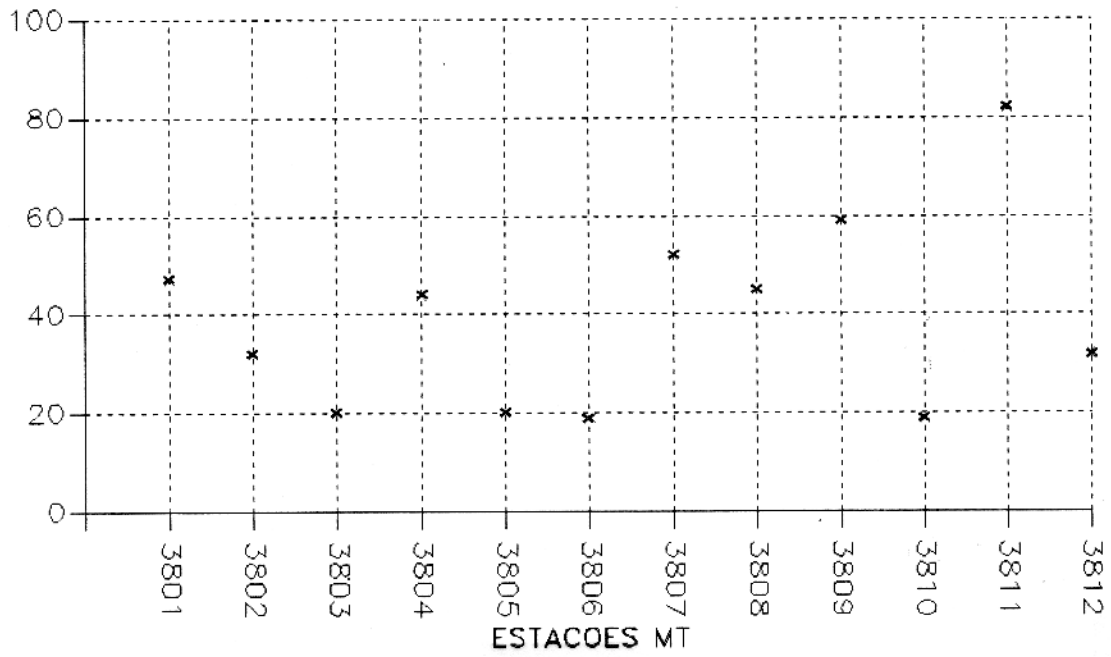


Figura 37. Valores de χ^2 das inversões de Occam para todas as estações MT da linha 2. As convenções são as mesmas da Figura 36.

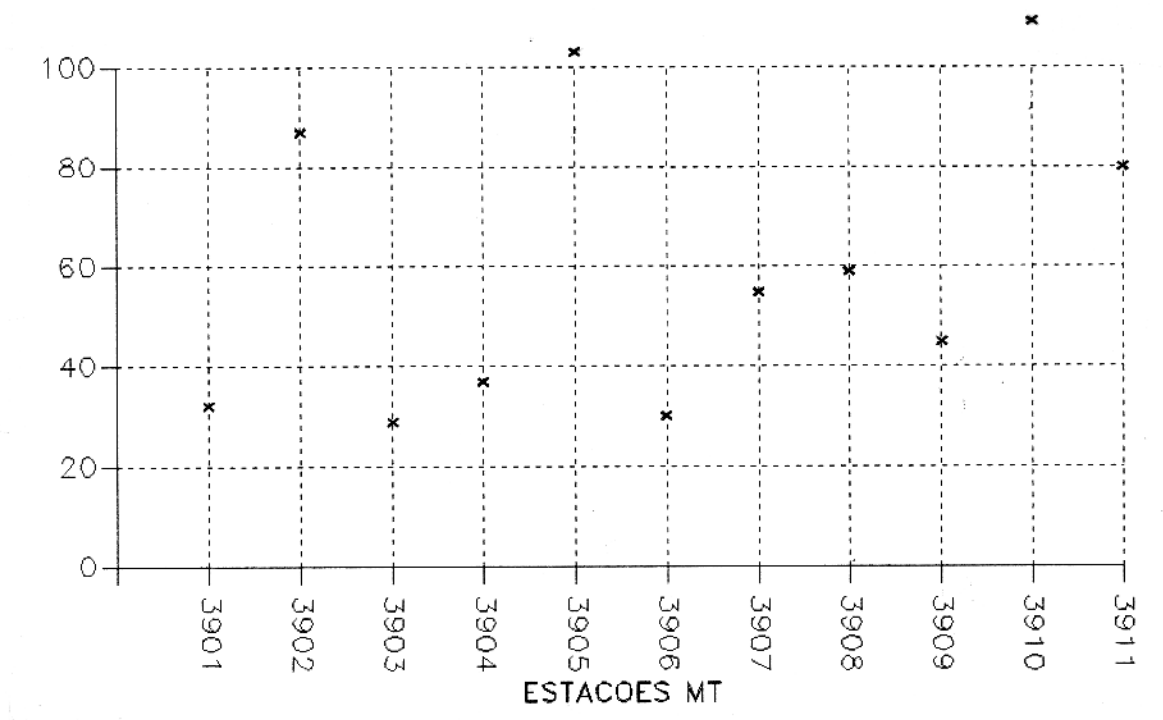


Figura 38. Valores de χ^2 das inversões de Occam para todas as estações MT da linha 3. As convenções são as mesmas da Figura 36.

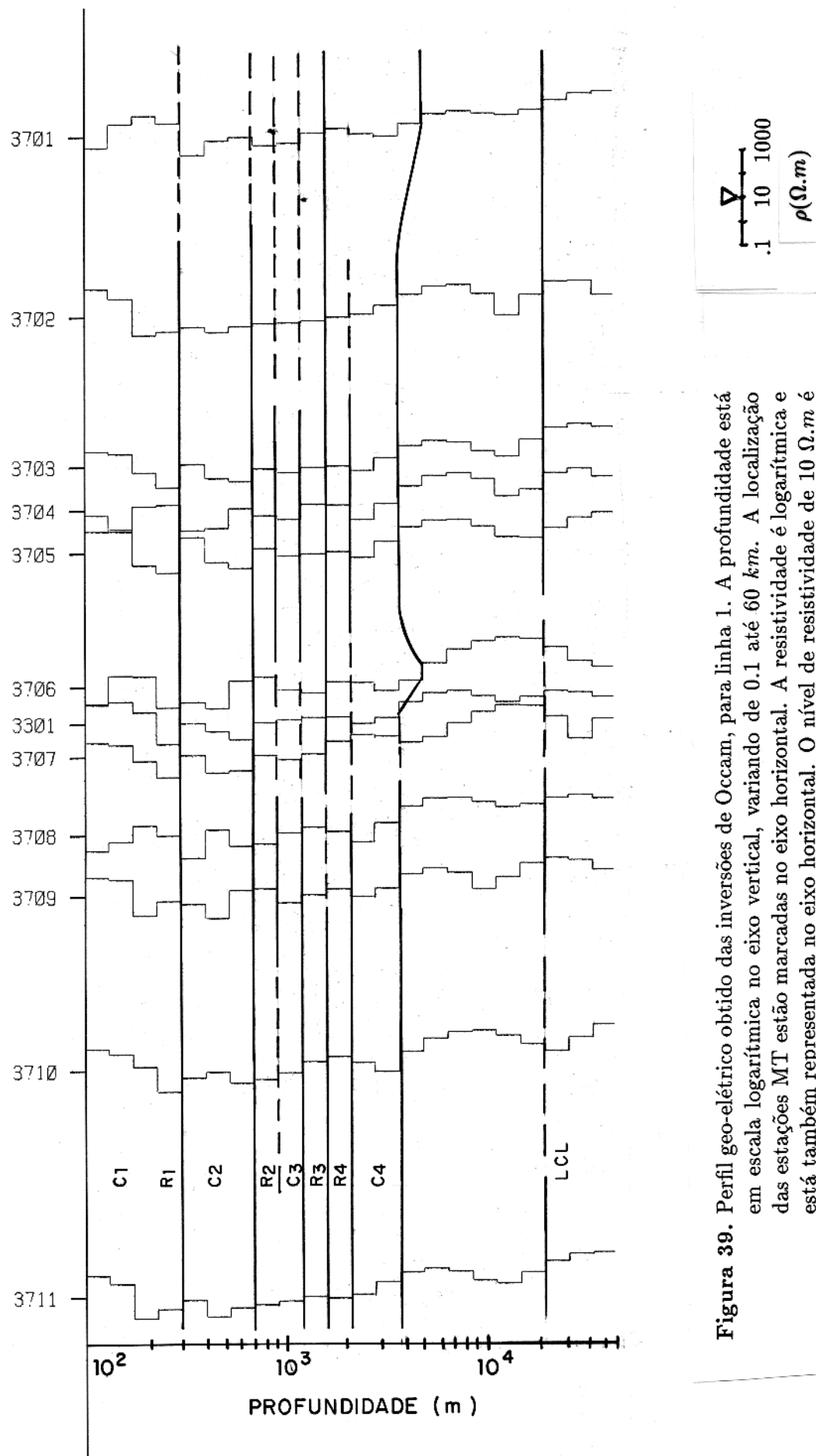


Figura 39. Perfil geo-elétrico obtido das inversões de Occam, para linha 1. A profundidade está em escala logarítmica no eixo vertical, variando de 0.1 até 60 km. A localização das estações MT estão marcadas no eixo horizontal. A resistividade é logarítmica e está também representada no eixo horizontal. O nível de resistividade de 10 $\Omega \cdot m$ é utilizado como referência para os valores de resistividade como para localização das estações.

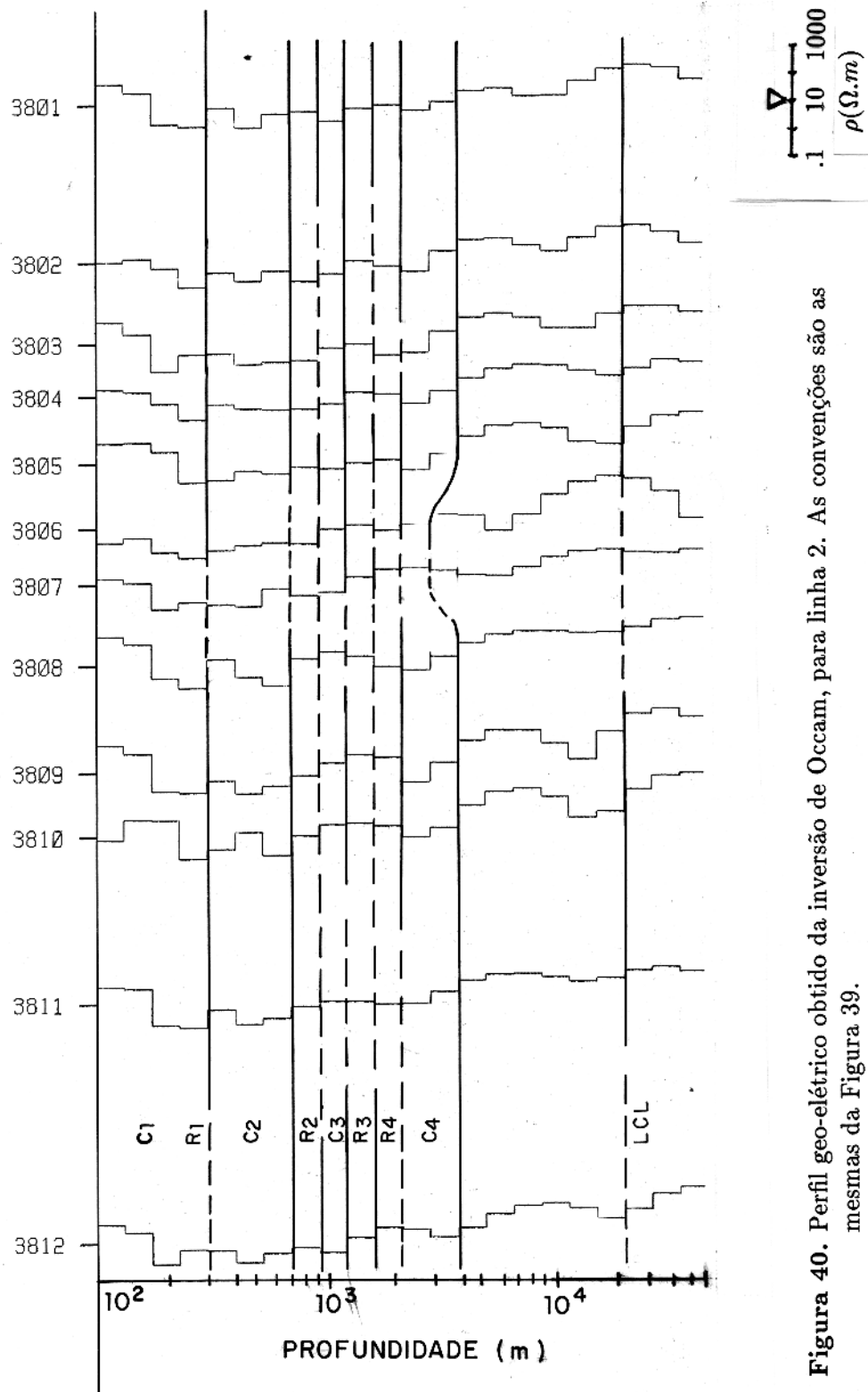


Figura 40. Perfil geo-elétrico obtido da inversão de Occam, para linha 2. As convenções são as mesmas da Figura 39.

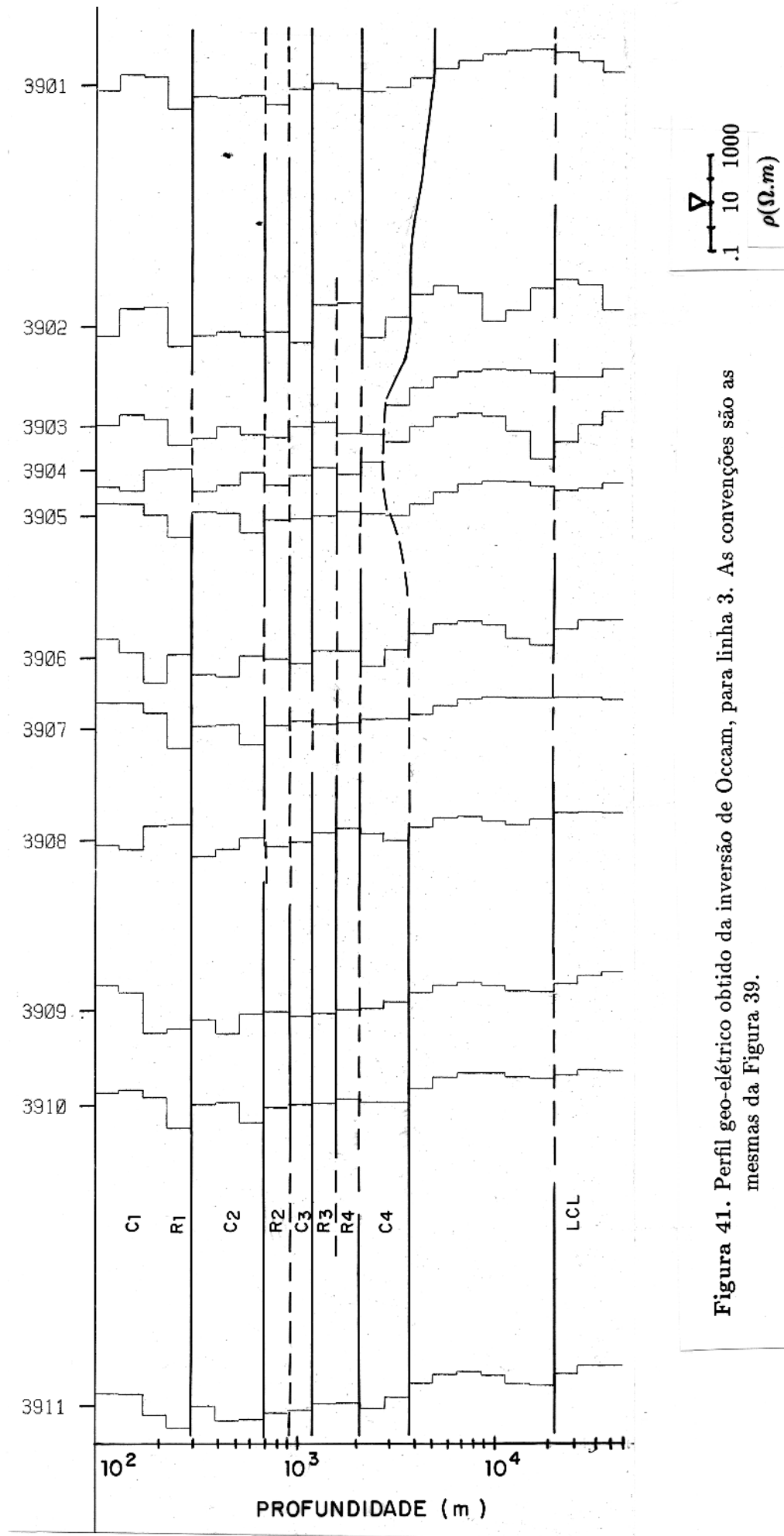


Figura 41. Perfil geo-elétrico obtido da inversão de Occam, para linha 3. As convenções são as mesmas da Figura 39.

Baseado no estudo comparativo entre os resultados MT e os perfis dos poços, bem como as três linhas sísmicas, os horizontes geo-elétricos correspondem aqueles discutidos anteriormente, e estão assinalados nas Figuras 39, 40 e 41. Além disso, foi assinalado uma camada de baixa condutividade, "Low Conductivity Layer" (LCL), identificada à profundidade igual ou superior a 20 *km*. A maioria das estações MT da linha 3 (Figura 41) apresenta frequências baixas somente até 0.01 *Hz*. Isto significa que a profundidade da camada de baixa condutividade (LCL), identificada para esta linha, é menos confiável do que as obtidas nas linhas 1 e 2. Apesar disso, ela foi assinalada para todas as estações desta linha, baseando-se na mudança de regime de condutor para resistor, e na associação à LCL identificada nas outras linhas.

O condutor (C4) ocorre a uma profundidade cerca de 2600 *m* para a estação 3808, como foi visto na Figura 24. Nas Figuras 39, 40 e 41 podemos ver que a maioria das estações apresenta horizontes condutivos próximos a esta profundidade. Esta assinatura está provavelmente relacionada ao topo da Formação Monte Alegre. A maioria dos horizontes geo-elétricos são contínuos. Entretanto, as três linhas sísmicas, mostram que há um falhamento nestas linhas. A Figura 42 mostra a seção sísmica da linha 50-RL-138, que corresponde a linha 2. Segundo a seção sísmica, o rejeito da falha é aproximadamente de 300 *m* (linhas 1, 2 e 3). Esta zona de falhas não é observada nestas figuras. Isto é devido, não só ao pequeno rejeito vertical, como também à discretização do modelo, que está em escala logarítmica. Estas informações podem ser encontradas nas Figuras 23, 24 e 25, complementadas pelas Figuras 33, 34, 35, 39, 40 e 41.

Os resistores R1, R2 e R3 correspondem às 1ª, 2ª e 3ª interfaces refletoras vistas nas seções sísmicas, conforme pode ser visto na Figura 42. Isto está associado às características da região em estudo, já que em geral as feições elétricas não têm que concordar necessariamente com as feições sísmicas; é igualmente possível a condutividade variar lateralmente dentro de uma unidade que aparece sísmicamente uniforme.

Abaixo do embasamento geo-elétrico para as três linhas (Figuras 39, 40 e 41), há indicação de uma zona condutora. Esta região mais condutiva, abaixo do embasamento, ocorre à profundidades superiores à 10 *km* e possui resistividades variando entre 15 e 120 $\Omega.m$. Esta região não se encontra bem definida, sendo provavelmente muito fina, em relação a discretização do modelo de Occam, a qual é de 3 a 6 *km* entre as profundidades de 10 a 20 *km*. Devido a sua pouca definição,

pouco se pode inferir. É bem possível que sua resistividade seja inferior às variações encontradas, já que a determinação de sua resistividade está certamente influenciada pelas camadas mais resistivas que a circundam. Note que a essas profundidades os poros das rochas estão quase totalmente fechados, e a condutividade elétrica se dá principalmente pela presença de solução iônica livre permeando na rede cristalina dos minerais. Embora também seja possível a condução superficial através de filmes de grafite que circundam os minerais (*Shankland & Ander, 1983; Hyndman & Shearer, 1989*).

A região condutora marca claramente a passagem para uma região de resistividades mais elevadas. Esta camada de baixa condutividade (LCL) está situada à profundidades ≥ 20 km, conforme mostrado nas Figuras 39, 40 e 41. Como, em termos de "skin depth", esta camada está situada no limite inferior das frequências $f < 0.01$ Hz, só podemos inferir informações sobre sua resistividade utilizando critérios estatísticos. A variação da resistividade da camada LCL, pode ser vista no histograma da Figura 43a, onde foram contabilizados um total de 23 valores de resistividade. Neste total, só foram incluídos estações com alcance suficiente de frequências para investigar tais profundidades. Note-se que sua resistividade é 120-400 $\Omega.m$. Uma tal camada foi registrada por diversos autores que desenvolveram trabalhos em regiões tectonicamente estáveis (*Jones, 1981; Shankland & Ander, 1983; Haak & Hutton, 1986*). Deste modo, podemos inferir uma série de conclusões a respeito da camada LCL na Bacia do Solimões. A Figura 43b, mostra a distribuição dos valores de resistividades já registrados (*Shankland & Ander, 1983*). Foram compilados 26 valores publicados, apenas os referentes a regiões tectonicamente estáveis, como é o caso presente.

Alguns autores concordam com a LCL encontrada na região do Juruá (*Jones, 1981; Shankland & Ander, 1983*). Entretanto, estudos mais recentes sobre a resistividade elétrica da crosta continental inferior em regiões estáveis, mostram que é comum encontrar valores de resistividade entre 100-1000 $\Omega.m$ em tais regiões (*Haak & Hutton, 1986*). Isto está de acordo com uma crosta continental seca, ou seja, baixo conteúdo de fluidos, cerca de 0.1-0.01 % do volume de rocha (*Haak & Hutton, 1986*). Apesar disso, a variação da resistividade da LCL do Juruá está localizada na porção inferior do intervalo apresentado por *Haak & Hutton (1986)*.

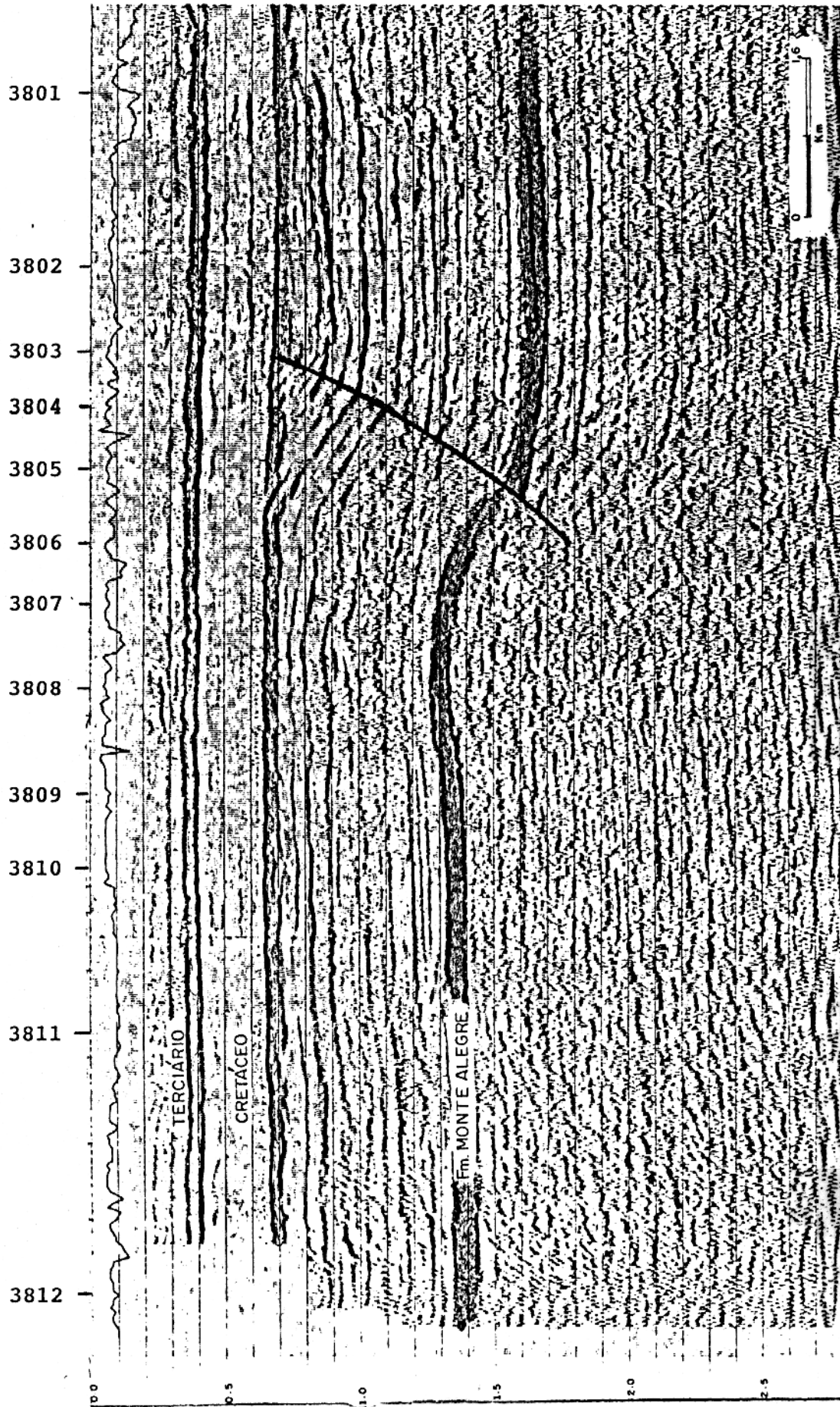


Figura 42. Seção sísmica 50-RL-138. Nesta figura estão assinalados alguns horizontes sísmicos e a falha do Juruá (Porsche, 1985). O tempo em segundos está mostrado no eixo vertical do lado esquerdo da figura. A localização das estações MT da linha 2 está no topo.

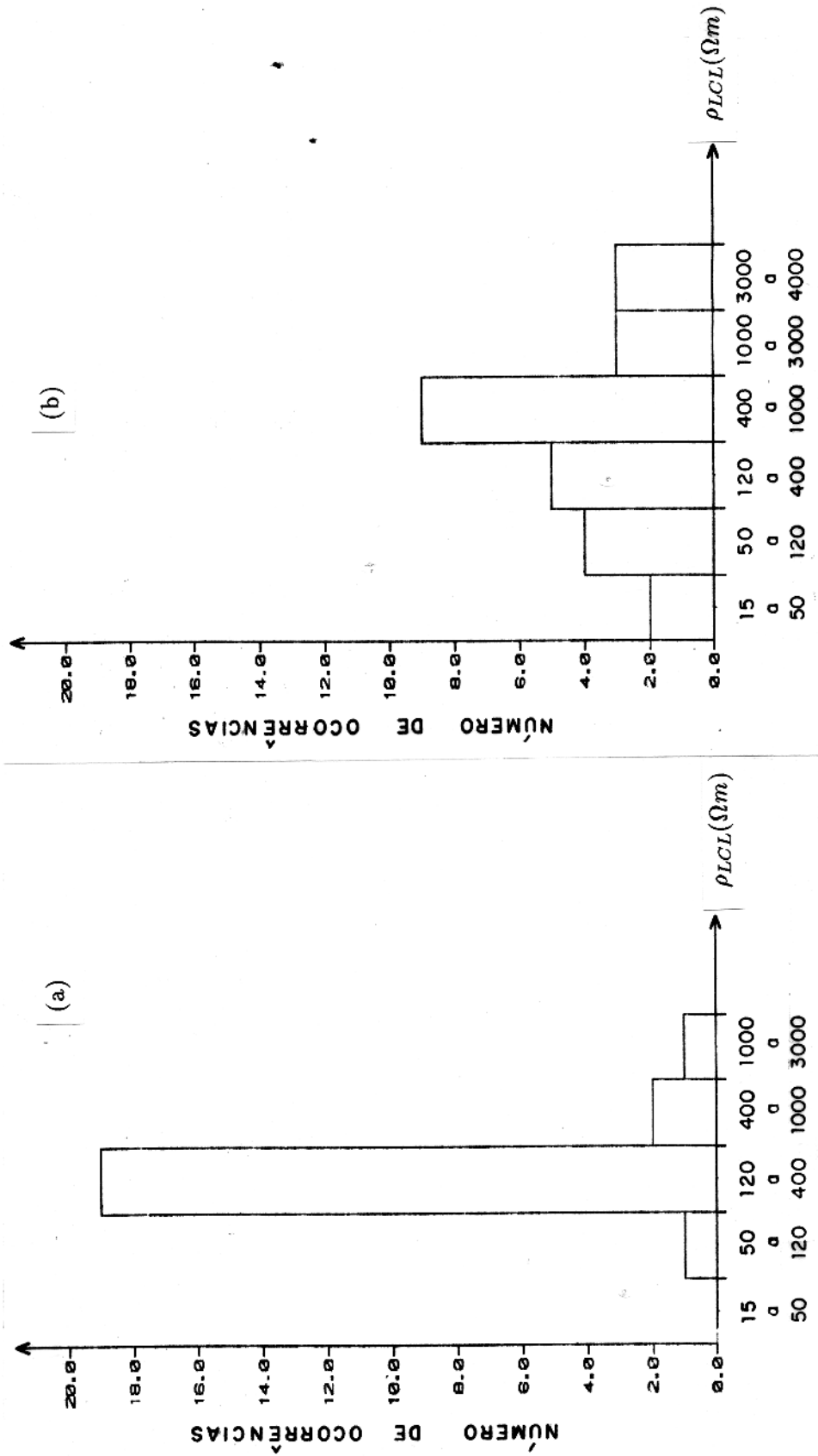


Figura 43. (a) Histograma mostrando a variação da resistividade da camada LCL para 26 estações MT da área do Juruá. (b) Histograma mostrando a variação da resistividade da LCL para 26 dados publicados para regiões tectonicamente estáveis (Shankland & Ander, 1983). Os intervalos de resistividade são mostrados no eixo horizontal. O número de ocorrências é mostrado no eixo vertical.

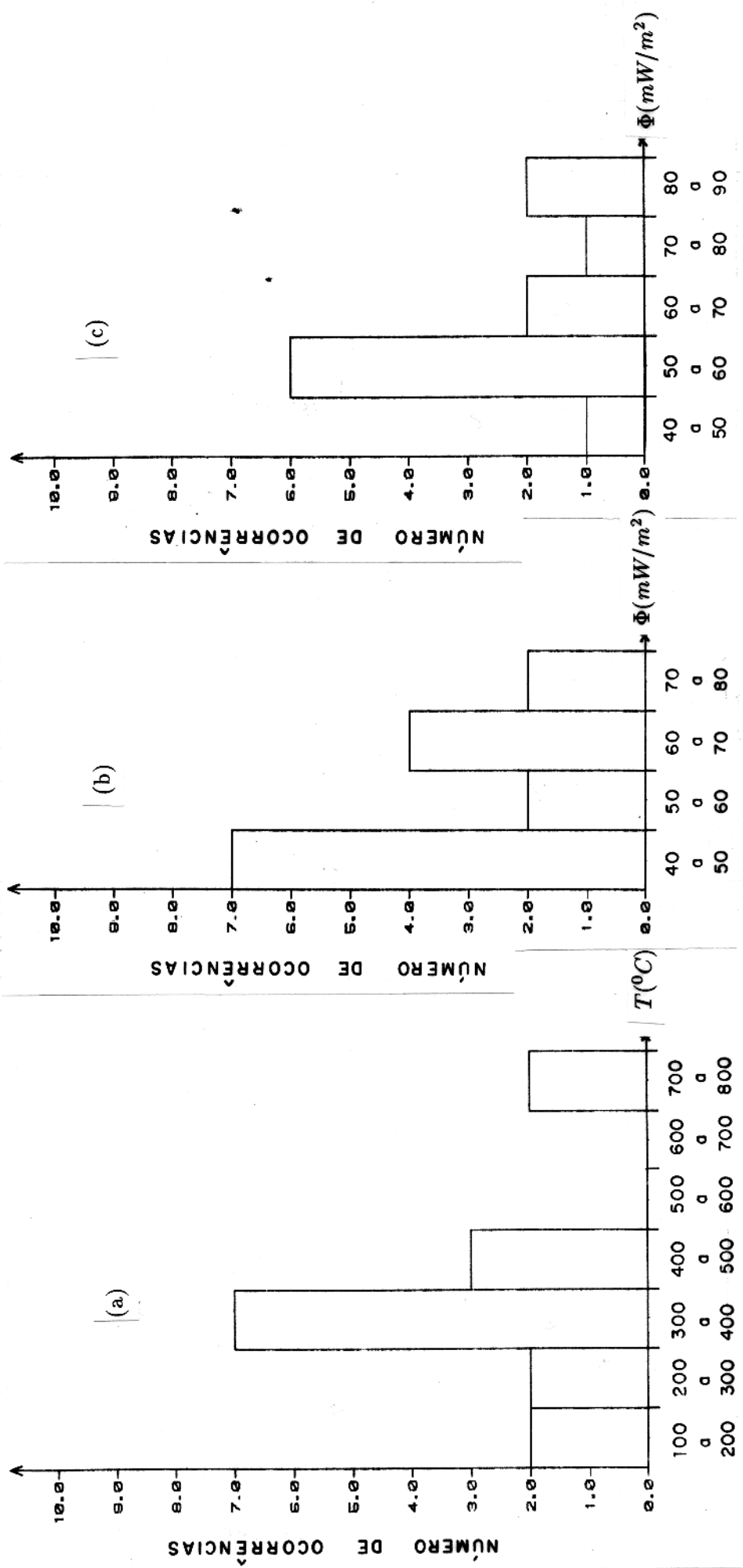


Figura 44. (a) Histograma mostrando a variação da temperatura, T, da LCL para 16 dados publicados para regiões tectonicamente estáveis (Shankland & Ander, 1983). (b) Histograma mostrando a variação do fluxo térmico, Φ , da LCL para 15 dados publicados para regiões tectonicamente estáveis (Shankland & Ander, 1983). (c) Histograma mostrando a variação do fluxo térmico, Φ , para 12 localizações diferentes na Bacia do Solimões (Hanza *et al.*, 1989). Os intervalos de valores são mostrados no eixo horizontal. O número de ocorrências é mostrado no eixo vertical.

A comparação das Figuras 43a e 43b mostra que a camada LCL, encontrada na região do Juruá, é compatível com as LCL encontradas em outras partes do planeta. A profundidade de sua ocorrência de $\geq 20 \text{ km}$, é também compatível com os dados já publicados (*Shankland & Ander, 1983; Haak & Hutton, 1986*). Basicamente, a camada LCL pode ser classificada como tipo-II ou intermediária (*Jones, 1981*). Deste modo, é possível estimar a velocidade de ondas compressoriais $V_p = 6.7 \text{ a } 7.2 \text{ km/s}$ (*Jones, 1981*). Outros parâmetros da camada LCL podem ser também inferidos utilizando valores publicados. A Figura 44a mostra a distribuição da temperatura estimada para LCL em 16 regiões de escudo (*Shankland & Ander, 1983*). Podemos inferir desta figura que a maior parte das LCL tem temperaturas entre $300\text{-}400 \text{ }^\circ \text{C}$. É razoável supor que provavelmente a temperatura da LCL encontrado no Juruá, esteja dentro desta faixa. A Figura 44b apresenta a distribuição de 15 valores de fluxo térmico encontrados na literatura (*Shankland & Ander, 1983*). Como podemos deduzir o fluxo térmico da região do Juruá estaria provavelmente entre $40\text{-}70 \text{ mWatts/m}^2$. Esta faixa pode ser restrita utilizando-se valores de fluxo térmico para a região norte do Brasil. A Figura 44c apresenta a distribuição de 12 valores de fluxo térmico obtidos na região Amazônica (*Hanza et al., 1989*). Podemos ver que provavelmente o fluxo térmico da região do Juruá estará entre $50\text{-}70 \text{ mW/m}^2$.

A existência da LCL na crosta inferior é esperado para regiões de escudo (*Hyndman & Shearer, 1989*). Sua composição deverá ser gabróica ou anfibólica (*Shankland & Ander, 1983; Jones, 1981*). Como há ocorrência de extensas intrusões de soleiras diabásicas nos primeiros 3 km da seqüência sedimentar do Juruá, é de se esperar que haja a ocorrência do mesmo evento intrusivo a profundidades crustais, porém com muito mais intensidade (*Peter Szatmari, 1991, in comunicação verbal*). Este evento, conhecido como “*crustal underplating*”, está associado processos de acreção vertical (ou espessamento), que resultaram em uma transferência massiva de material jovem do manto para a base da crosta, bem como por intermédio da diferenciação magmática que ocorre nos níveis mais elevados da crosta (*Kroner, 1984*). Estes processos estão intimamente ligados à estabilização crustal (cratonização) e ao espessamento da litosfera (*Kroner, 1984*).

As características da LCL, resistividades de $120\text{-}400 \text{ } \Omega.m$ e profundidade $\geq 20 \text{ km}$, associadas as características observadas em outras LCL (*Shankland & Ander, 1983; Haak & Hutton, 1986*), indicam uma composição de gabro para a LCL do Juruá. Note-se que a resistividade da LCL

é perfeitamente compatível com as resistividades encontradas para as soleiras de diabásio dentro do pacote sedimentar da região do Juruá. Isto reforça a idéia de intrusões à profundidades crustais, discutidas anteriormente, como uma possível causa da LCL. Acrescente-se a isto o fato de que a camada LCL deve ser bastante espessa, já que foi detectada apesar de estar no limite de resolução da faixa de frequências utilizadas. Como a discretização do modelo à profundidades ≥ 20 km está em torno de 10 km e o "skin-depth", $\delta \geq 50$ km para $f \leq 0.01$ Hz e $\rho \geq 100$ $\Omega.m$, é razoável supor que a zona de influência do evento de "underplating" tenha uma espessura superior a uma dezena de quilômetros. Esta estimativa apesar de grosseira, pode ser considerada como sub-avaliação, já que espessuras muito maiores que estas podem ser esperadas (Kroner, 1984).

6.3 Seções geológicas

Os resultados do estudo integrado das inversões MT para as 35 estações, juntamente com as seções geo-elétricas, perfis litológicos e de eletroresistividade dos poços, e as três linhas sísmicas, permitiram a elaboração de três seções geológicas esquemáticas para a área do Juruá. As seções geológicas serão limitadas ao embasamento geo-elétrico da bacia. Desta forma, as camadas mais profundas não estão representadas.

6.3.1 Seção geológica—linha 1

Os horizontes geo-elétricos estão assinalados e correlacionados, conforme discutido nas seções anteriores. As resistividades são lateralmente contínuas através do perfil, como é observado na Figura 39. Nas seções (Figuras 27, 30 e 33), os sedimentos mais condutivos apresentam-se mais espessos do lado direito da figura, com caimentos suaves para sudeste, em direção à estação 3701. Como visto anteriormente, este fato pode ser indicativo de falhamentos na área.

A seção geológica esquemática para a linha 1 (Figura 45), mostra uma imagem geo-elétrica para a geologia de subsuperfície da área. Os horizontes geológicos são uma suavização interpretativa dos horizontes geo-elétricos.

Uma zona de falhas foi inferida ocorrer entre as estações 3705 e 3706, coincidindo com o prolongamento da estruturação do embasamento. Esta interpretação é baseada nas mudanças laterais de resistividade mostrada nas seções geo-elétricas (Figuras 30 e 33), bem como a ocorrência

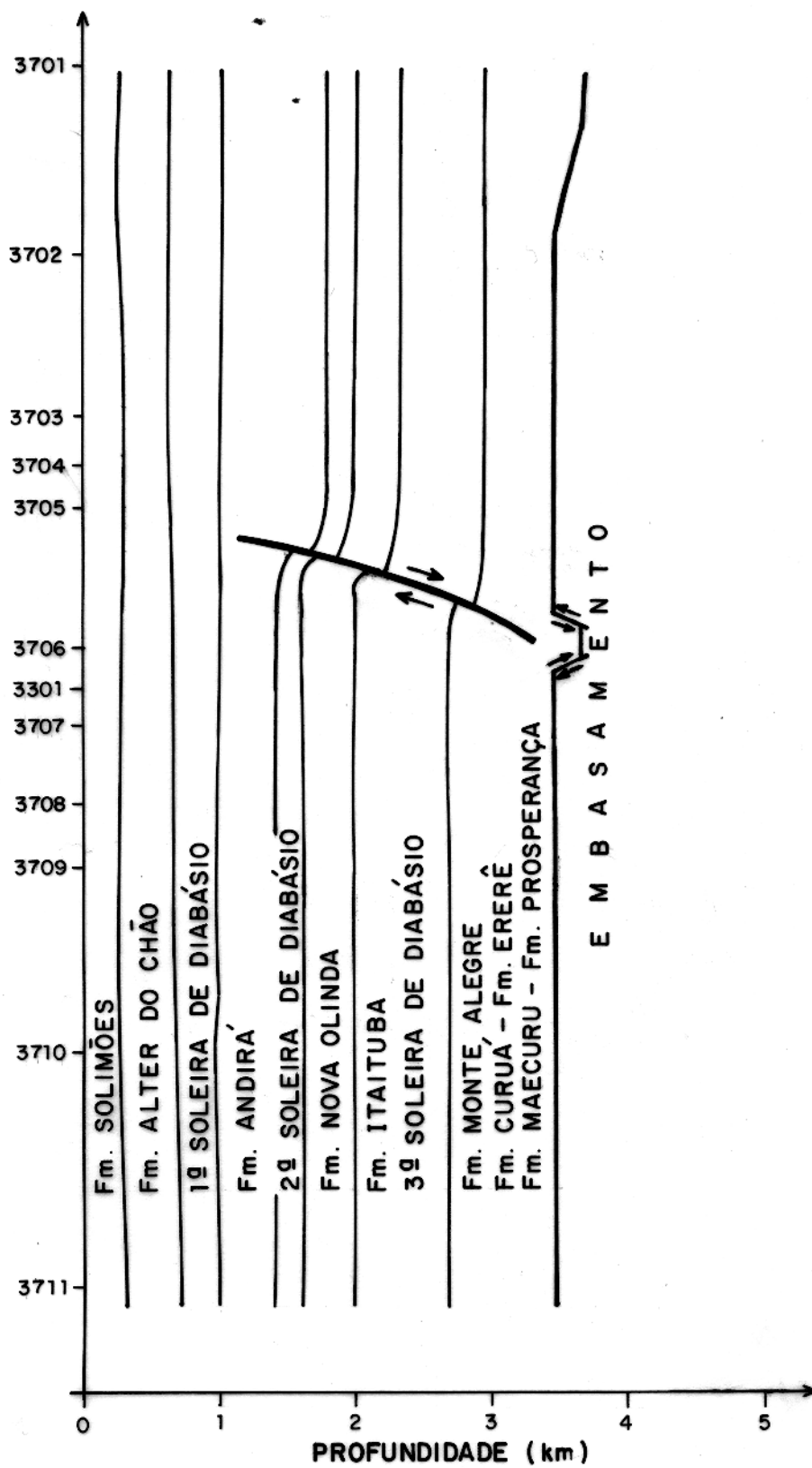


Figura 45. Seção geológica esquemática para linha 1. A profundidade é mostrada no eixo vertical e está limitada até o embasamento.

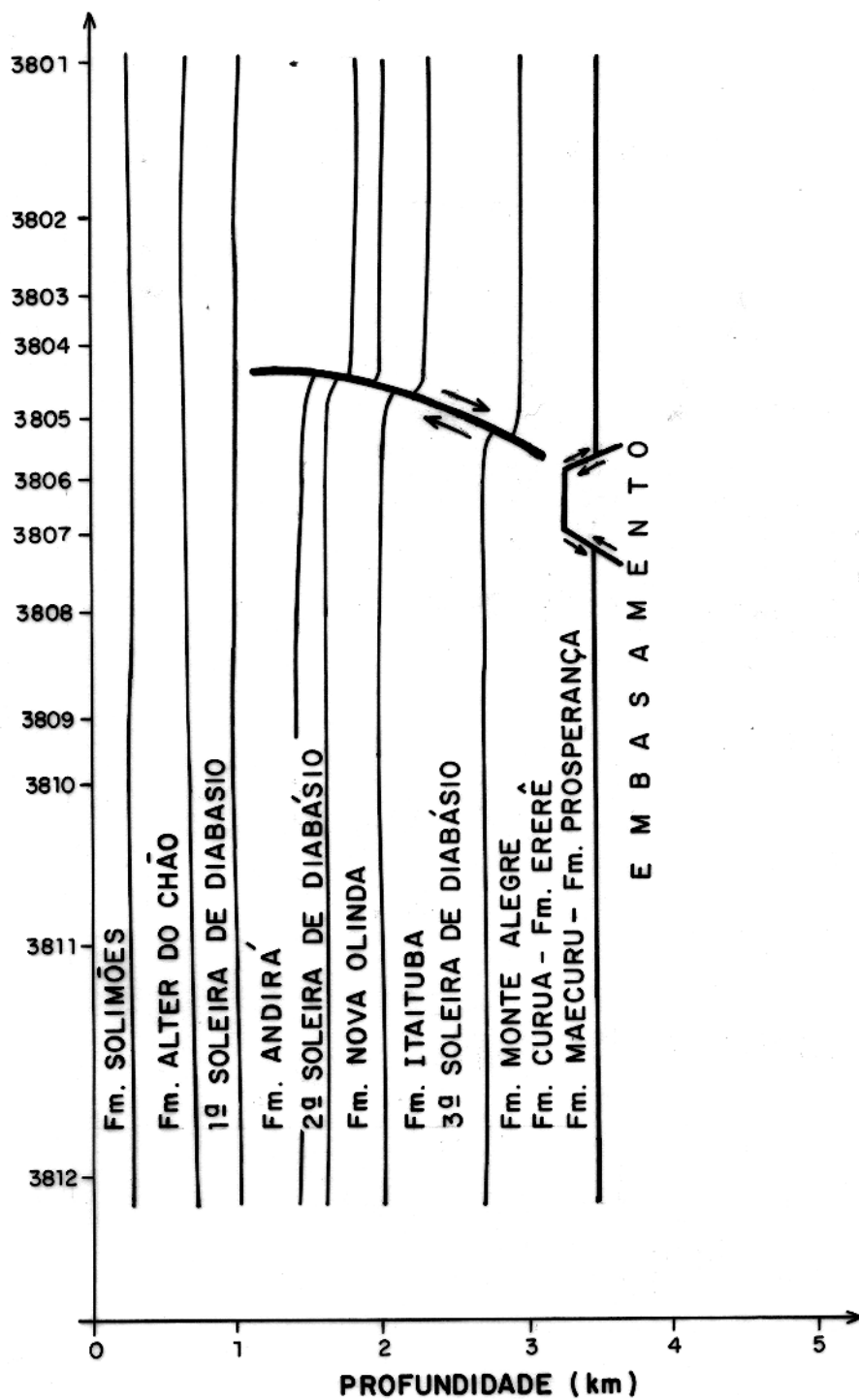


Figura 46. Seção geológica esquemática para linha 2. As convenções são as mesmas da Figura 44.

do caimento dos horizontes geo-elétricos entre estas estações, isto é, pelo aparente espessamento dos sedimentos do lado direito destas figuras. Em adição, foi utilizado a seção sísmica (linha 1) para localizar a falha. Muitas das feições vistas nesta seção aparecem nas outras duas, o que apoia sua existência.

6.3.2 Seção geológica—linha 2

A Figura 46 mostra a seção geológica esquemática para a linha 2, baseada nas informações disponíveis para esta linha. Os horizontes geológicos correspondem a uma suavização dos horizontes geo-elétricos, como discutidos anteriormente.

Os resultados também mostram um espessamento dos sedimentos mais condutivos associado a um caimento para sudeste, em direção à estação 3801. Este fato pode ser visto claramente nas Figuras 28, 31 e 34. Isto pode ser atribuído a existência de falhamentos, embora os horizontes geo-elétricos não apresentem deslocamentos bruscos.

Esta seção sugere uma feição alta do embasamento, ocorrendo sob as estações 3806 e 3807, o que parece estar relacionado com o alto observado na linha 3, conforme visto na Figura 41.

A zona de falhas do Juruá inferida entre as estações 3805 e 3806, resulta do estudo das variações laterais de resistividade, vistas nas Figuras 31 e 34 e do caimento brusco dos horizontes geo-elétricos entre estas estações, associado ao espessamento dos sedimentos para SE. Aqui também foi utilizado a seção sísmica da linha 2 para sua localização (Figura 42). Esta zona também está relacionada com o prolongamento da estruturação do embasamento.

6.3.3 Seção geológica—linha 3

A Figura 47 mostra a seção geológica esquemática para esta linha. As continuidades dos horizontes geo-elétricos, vistos na Figura 41, indicam as mesmas feições observadas nas outras linhas. A correlação dos horizontes geo-elétricos mostram um alto na área, que parece corresponder aquele visto na linha 2. Este alto ocorre sob as estações 3903 e 3904.

O espessamento associado ao caimento para sudeste dos sedimentos mais condutivos, em direção à estação 3901, também pode ser visto nesta linha (Figuras 29, 32 e 35). Esta resposta da

variação lateral de resistividade novamente sugere o falhamento na área.

A zona de falhas do Juruá foi inferida ocorrer entre as estações 3903 e 3902, e também coincide com o prolongamento da estruturação do embasamento. Isto é baseado nos contrastes de resistividade como visto nas Figuras 32 e 35. A seção sísmica da linha 3 foi utilizada para localizar a zona de falhas. De um modo geral, a localização da zona de falhas pode ser inferida próximo das estações 3903, 3805 e 3705.

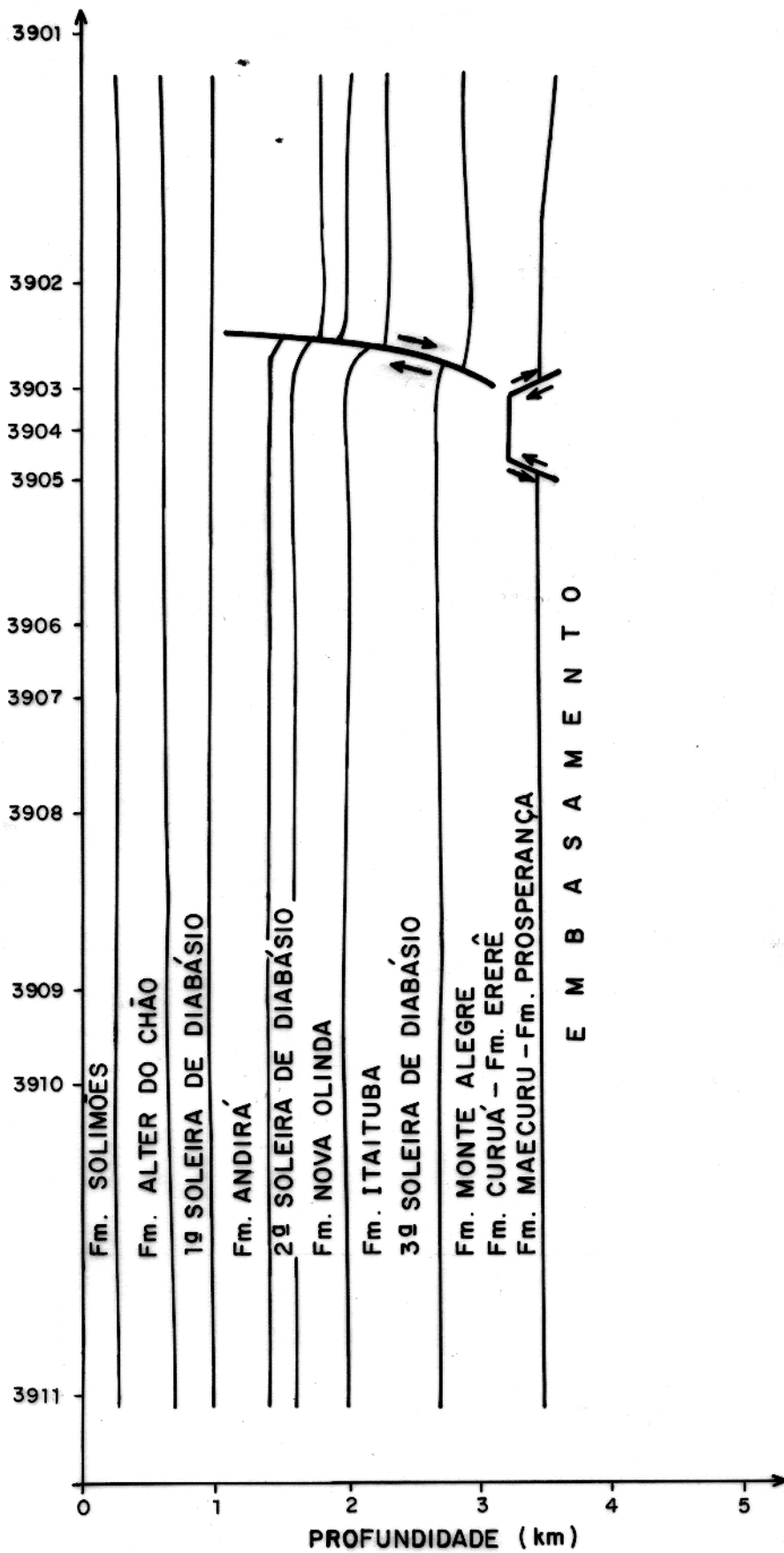


Figura 47. Seção geológica esquemática para linha 3. As convenções são as mesmas da Figura 44.

CAPÍTULO 7

CONCLUSÕES

A inversão unidimensional dos dados MT revelou a estrutura geo-elétrica da área do Juruá, Bacia do Solimões, desde 100 *m* até 60 *km* de profundidade.

Os resultados permitiram definir os seguintes horizontes geo-elétricos: o primeiro condutor (C1), corresponde à Formação Solimões, a qual foi utilizada para correção estática; o primeiro resistor (R1), que ocorre a cerca de 400 *m* de profundidade e é o contato entre as Formações Solimões e Alter do Chão; o segundo condutor (C2), que corresponde à Formação Alter do Chão; o segundo resistor (R2), que está a aproximadamente 750 *m* de profundidade, correspondendo ao topo da primeira soleira de diabásio; o terceiro condutor (C3), que corresponde à Formação Andirá e ocorre a cerca de 1000 *m* de profundidade; o terceiro resistor (R3), que corresponde à 2ª soleira de diabásio e ocorre cerca de 1400 *m* de profundidade; o quarto resistor (R4), que corresponde aos evaporitos da Formação Carauari, junto com a 3ª soleira de diabásio e que ocorre cerca de 1600 *m* de profundidade.

Adicionalmente, os resultados forneceram subsídios à identificação do provável topo da Formação Monte Alegre, que ocorre cerca de 2600 *m* de profundidade, além de modelar o embasamento geo-elétrico da bacia. Os resultados das inversões sugerem a localização do embasamento geo-elétrico entre 3 e 4 *km* de profundidade.

O método não diferenciou a 3ª soleira de diabásio intrudida dentro do pacote de evaporitos, por não haver contraste suficiente de resistividade entre essas rochas.

Também foi possível definir uma zona de falhas. A definição desta zona foi baseada no estudo das variações laterais da resistividade, e no espessamento e caimento dos horizontes geo-elétricos. Esta zona de falhas está associada ao prolongamento do embasamento geo-elétrico. Para auxiliar na localização da zona de falhas, foram utilizadas as três linhas sísmicas presentes na área em estudo.

Uma zona condutora foi identificada ocorrendo abaixo do embasamento geo-elétrico, profundidades superiores a 10 *km*. Sua resistividade varia de 15 a 120 $\Omega.m$. Embora esta região não

se encontre bem definida, sua assinatura é evidente para algumas estações MT.

O método permitiu identificar também uma camada de baixa condutividade (LCL) a profundidades crustais. Sua resistividade varia de 120-400 $\Omega.m$ e ocorre a uma profundidade igual ou superior a 20 km. Sua composição deve ser gabrítica, tendo uma espessura que deve ser superior a uma dezena de quilômetros.

Este trabalho demonstrou que é indispensável a correção dos efeitos estáticos que afetam os dados MT da área do Juruá.

A excelente qualidade dos resultados obtidos e em particular na identificação do provável topo da Formação Monte Alegre, rocha reservatório da bacia, coloca o método MT como um método auxiliar na exploração de hidrocarbonetos nessa bacia paleozóica.

Os resultados aqui obtidos ilustram como o método MT pode ser utilizado para diversas finalidades, tais como para estudo de bacias sedimentares e para investigar profundidades crustais.

É recomendado um estudo mais detalhado das frequências mais baixas para melhor definir tanto a zona condutora como a LCL, ambas localizadas abaixo do embasamento geo-elétrico, assim como, sugere-se um modelamento 2D, utilizando como modelo geo-elétrico inicial obtido pelo invariante.

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao CPGG/UFPA e a todo o corpo docente, técnico e administrativo. Em particular ao Prof. Dr. Carlos A. Dias pelo apoio e presteza no atendimento aos pós-graduandos.

À PETROBRAS pela bolsa de estudo. Aos atuais chefes da DIVEX/CENPES Francisco Nepomuceno Filho e do SEGEF/CENPES Fernando Barbosa da Silva, pelas facilidades concedidas no aproveitamento da infraestrutura daquele órgão que permitiu a realização deste trabalho.

Ao Dr. Jandyr de Menezes Travassos, orientador deste trabalho, pelo estímulo, discussões, sugestões, revisão crítica do texto e pela amizade surgida neste período de estudos.

Aos membros da banca examinadora, Dr. Sérgio Luiz Fontes e Dr. Om Prakash Verma, pelas proveitosas críticas e sugestões.

Ao Dr. Peter Szatmari pela discussão sobre a geologia estrutural da área em estudo.

À Dra. Maria Helena Hessel pela leitura crítica do texto.

Ao amigo Wietze Eckhardt pelas sempre válidas discussões, críticas e sugestões, bem como pelo apoio computacional.

Ao pesquisador Roberto A. V. de Moraes pelas valiosas discussões e sugestões.

Agradeço também a todos os técnicos do SEGEF pela freqüente boa vontade em nos ajudar nas questões computacionais.

À Fátima Schuindt Ribeiro pela constante boa vontade e disposição dispensada nas programações extras para lanche e transporte.

Aos técnicos do DENOC pelas discussões e sugestões que contribuíram significativamente para o fechamento da tese.

Finalmente, eu agradeço a todos os colegas do CPGG (BELÉM) e do SEGEF (RIO DE JANEIRO) pelo companheirismo que garantiram um promissor ambiente de trabalho.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BERDICHEVSKY, M.N. & DMITRIEV, V.I. 1976. Distortion of magnetic and electrical fields by near-surface lateral inhomogeneities. *Acta. Geodaet., Geophys. et Montanist. Acad. Sci. Hungary*, 11: 447-483.
- BERDICHEVSKY, M.N.; VANYAN, L.L.; KUZNETSOV, V.A.; LEVADNY, V.T.; MANDELBAUM, M.M.; NECHAEVA, G.P.; OKULESSKY, B.A.; SHILOVSKY, P.P.; SHPAK, I.P. 1980. Geoelectrical model of the Baikal region. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 22: 1-11.
- BERDICHEVSKY, M.N.; VANYAN, L.L.; DMITRIEV, V.I. 1987. Methods used in U.S.S.R. to reduce near-surface inhomogeneity effects on deep magnetotelluric sounding. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 53: 194-206.
- CAGNIARD, L. 1953. Basic theory of the magnetotelluric method of geophysics prospecting. *Geophysics*, 18: 605-635.
- CAPUTO, M.V. 1985. Origem do alinhamento estrutural do Juruá - Bacia do Solimões. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 2, Belém, 1985. Anais... Belém, SBG. p. 242-258.
- CAPUTO, M.V. 1986. Exploração de petróleo na região amazônica. *Brasil Mineral*, 4 (36): 108-130.
- CAPUTO, M.V. & SILVA, O.B. 1990. Sedimentação e tectônica da Bacia do Solimões. Origem e Evolução de Bacias Sedimentares. Rio de Janeiro, PETROBRÁS, 169-193.
- CHRISTOPHERSON, K.R. 1991. Applications of magnetotellurics to petroleum exploration in Papua New Guinea: A model for frontier areas. *The Leading Edge*, 10 (4): 21-27.
- CONSTABLE, S.C.; PARKER, R.L.; CONSTABLE, C.G. 1987. Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, 52: 289-300.

- CORDANI, U.G. 1984. Bacia do Amazonas. Estudo preliminar de integração do Pré-cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. *Ciência Técnica Petróleo*, (15): 27-34.
- D'ERCEVILLE, I. & KUNETZ, E. 1962. The effect of a fault on the earth's natural electromagnetic field. *Geophysics*, 27: 651-665.
- GEOTRONICS CORPORATION. 1982. Levantamento geofísico pelo método magnetotelúrico na área do Juruá. Rio de Janeiro, PETROBRAS. n. 66.009/83 (Rel. Final).
- GOLDBERG, S. & ROTSTEIN, Y. 1982. A simple form of presentation of magnetotelluric data using the Bostick transform. *Geophysical Prospecting*, 30: 211-216.
- HAAK, V. & HUTTON, R. 1986. Electrical resistivity in continental lower crust. In the nature of the lower continental crust. *Geological Society Special Publication*, (24): 35-49.
- HAMZA, V.M.; FRANGIPANI, A.; BECKER, E.A.; MIOTO, J.A. 1989. Mapas geotermiais do Brasil. São Paulo, IPT. n. 27069 (Relatório).
- HYNDMAN, R.D. & SHEARER, P.M. 1989. Water in the lower continental crust: modelling magnetotelluric and seismic reflection results. *J. Geophys. J. Int.*, 98: 343-365.
- JIRACEK, G.R. 1990. Near-surface and topographic distortions in electromagnetic induction. *Surveys in Geophysics*, 11: 163-203.
- JONES, A.G. 1981. On a type classification of lower crust layers under precambrian regions. *J. Geophys.*, 49: 226-233.
- JONES, A.G. 1983. On the equivalence of the Niblett and Bostick transformations in the magnetotelluric method. *Journal of Geophysics.*, 53: 72-73.
- JONES, A.G. 1988. Static shift of magnetotelluric data and its removal in a sedimentary basin environment. *Geophysics*, 53: 967-978.
- JUPP, D.L.B. & VOZOFF, K. 1975. Stable iterative methods for the inversion of geophysical data. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 42: 957-976.

- KAUFMAN, A.A. & KELLER, G.V. 1981. The magnetotelluric sounding method. Amsterdam, Elsevier. 595 p. (Methods in Geochemistry and Geophysics, 15).
- KELLER, G.V. & FRISCHKNECHT, F.C. 1970. Electrical methods in geophysical prospecting. Oxford, Pergamon Press, 517 p.
- KRONER, A. 1984. Evolution, growth and stabilization of the precambrian lithosphere. In: Pollack, H. N.; Murphy, V. R. Structure and evolution of the continental lithosphere. Oxford, Pergamon Press, p. 69-106.
- LARSEN, J.C. 1977. Removal of local surface conductivity effects from low frequency mantle response curves. Acta Geodaet., Geophys. et Montanist. Acad. Sci. Hungary, 12: 183-186.
- MORRISON, H.F. & TORRES-VERDÍN, C. 1990. Magnetotellurics with electromagnetic array profiling (EMAP). A review (December 1990). Berkeley, Engineering Geoscience University of California. 47 p.
- OLDENBURG, D.W. 1979. One-dimensional inversion of natural source magnetotelluric observation. Geophysics, 44: 1218-1244.
- OLDENBURG, D.W. 1990. Inversion of electromagnetic data: An overview of new techniques. Geophysics, 11: 231-270.
- ORELLANA, E. 1974. Prospeccion geoelectrica por campos variables. Madri, Paraninfo, 561 p.
- PARK, S.K. 1985. Distortion of magnetotelluric sounding curves by three-dimensional structures. Geophysics, 50: 785-797.
- PARK, S.K. & LIVELYBROOKS, D.W. 1989. Quantitative interpretation of rotationally invariant parameters in magnetotellurics. Geophysics, 54: 1483-1490.
- PARKER, R.L. 1980. The inverse problem of electromagnetic induction: existence e construction of solutions based on incomplete data. J. Geophys. Res., 85: 4421-4428.
- PARKER, R.L. 1982. The existence of a region inaccessible to magnetotelluric sounding. J. Geophys. Res., 68: 165-170.

- PARKHOMENKO, E.I. 1967. Electrical properties of rocks. New York, Plenum Press. 314 p.
- PATRA, H.P. & MALLICK, K. 1980. Geosounding Principles, 2, Time-varying geoelectric soundings. Amsterdam, Elsevier, 419 p. (Methods in Geochemistry and Geophysics. 14 B).
- PORSCHÉ, E. 1985. Tectônica da faixa de dobramentos do Juruá, Bacia do Alto Amazonas. Brasil. Ouro Preto, 124 p. (Tese de Mestrado, Univ. Fed. de Ouro Preto).
- RANGANAYAKI, R.P. 1984. An interpretive analysis of magnetotelluric data. *Geophysics*, 49: 1730-1748.
- RANKIN, D. 1962. The magnetotelluric effect of a dike. *Geophysics*, 27: 666-676.
- RIJO, L. 1989. "Teoria dos métodos elétricos e eletromagnéticos I e II". Notas de aulas do curso de pós-graduação em geofísica. Belém, UFPa.
- ROKITYANSKY, I.I. 1982. Geoelectromagnetic investigation of the earth's crust and mantle. Berlin, Springer-Verlag, 381 p.
- SCHMUCKER, U. 1987. Substitute conductors for electromagnetic response estimates. *Pa. Geoph.* 125: 341-367.
- SHANKLAND, T.J. & ANDER, M.E. 1983. Electrical conductivity, temperatures, and fluids in the lower crust. *Journal of Geophysical Research*, 88: 9475-9484.
- SILVA, O.B. 1987. Análise da Bacia do Solimões (Revisão Litoestratigráfica, Magmatismo e Geoquímica). Ouro Preto, 177 p. (Tese de Mestrado da Univ. Fed. de Ouro Preto).
- SPIES, B.R. 1989. Depth of investigation in electromagnetic sounding methods. *Geophysics*, 54: 872-888.
- STRANGWAY, D.W.; SWIFT JR., C.M.; HOLMER, R.C. 1973. An application of audio frequency magnetotelluric (AMT) to mineral exploration. *Geophysics*, 38: 1159-1175.
- TELFORD, W.M.; GELDART, L.P.; SHERIFF, R.E.; KEYS, D.A. 1976. Applied geophysics. Cambridge, Cambridge University Press, 860 p.

- TIKHONOV, A.N. 1985. On determining electrical characteristics of the deep layers of the Earth's crust. In: VOZOFF, K. & LEVIM, F. K. eds. Magnetotelluric methods. Tulsa, Society Exploration Geophysicists. p. 2-3. (Geophysics Reprint Series, 5.)
- VOZOFF, K. 1972. The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins. *Geophysics*, 37: 98-141.
- WANNAMAKER, P.E.; HOHMANN, G.W.; WARD, S.H. 1984. Magnetotelluric response of three-dimensional bodies in layered earths. *Geophysics*, 49: 1517-1533.
- WEIDELT, P. 1972. The inverse problem of geomagnetic induction. *Zeitschrift fur Geophysik*, 38: 257-289.
- WU, F.T. 1968. The inverse problem of magnetotelluric sounding. *Geophysics*, 33: 972-979.