

CAPÍTULO VI

GEOFÍSICA

6.1 ESTUDOS ANTERIORES

Os estudos geofísicos realizados na área do Sistema Aquífero Urucuia consistem de levantamentos recentes voltados para a obtenção de informações a respeito da espessura dos arenitos do Grupo Urucuia, visto que nenhuma perfuração de poço na área efetiva do sistema ultrapassou até então a espessura total dessas rochas, ou seja, não chegaram a atingir o embasamento da bacia.

São basicamente cinco os trabalhos desenvolvidos na região: Bonfim & Gomes (2004), que utilizaram o método gravimétrico; Tschiedel (2004), trabalhou com o método da sondagem eletromagnética; Amorim Jr. & Lima (2003), Amorim Jr. (2003) e Lima (2000), empregaram a sondagem elétrica vertical (SEV) e a polarização induzida (IP), nas bacias do rio das Fêmeas e do rio dos Cachorros, respectivamente.

Bonfim & Gomes (2004), utilizaram informações do levantamento gravimétrico de escala regional do estado da Bahia, na escala 1: 1.000.000. Os autores reinterpretaram esses dados, com a finalidade de focalizar na investigação da topografia do embasamento da Bacia Sanfranciscana, ou seja, a espessura dos sedimentos do Grupo Urucuia. Observaram as informações de três perfis esquemáticos na região do oeste baiano: o perfil AA', submeridional, e os outros dois perfis BB' e CC', de direção NW-SE, localizados na parte central da bacia, região de Barreiras (figura 6.1).

Os conjuntos de litotipos foram diferenciados por meio do contraste entre as respectivas densidades. Para o conjunto do Grupo Urucuia a densidade média foi de 1,95 g/cm³, para o embasamento do Grupo Bambuí obteve-se o valor médio de 2,3 g/cm³ e, para o embasamento granito-gnáissico, valores entre 2,7 a 2,75 g/cm³.

A espessura dos arenitos do Grupo Urucuia, segundo a interpretação dos autores, chega a atingir cerca de 1,5 Km de espessura, dispostos ora sobre as rochas do Grupo Bambuí ora sobre o embasamento cristalino, numa estruturação interpretada na forma de grabens. Segundo Bonfim & Gomes (2004), a estruturação em grabens permite que seja levantada a hipótese de que nem todos os sedimentos pséfíticos, psamíticos e pelíticos considerados como do Grupo Urucuia, sejam realmente pertencentes a essa unidade. Podem ser mais antigos, relacionados, por exemplo, às unidades paleozóicas da Bacia do Parnaíba.

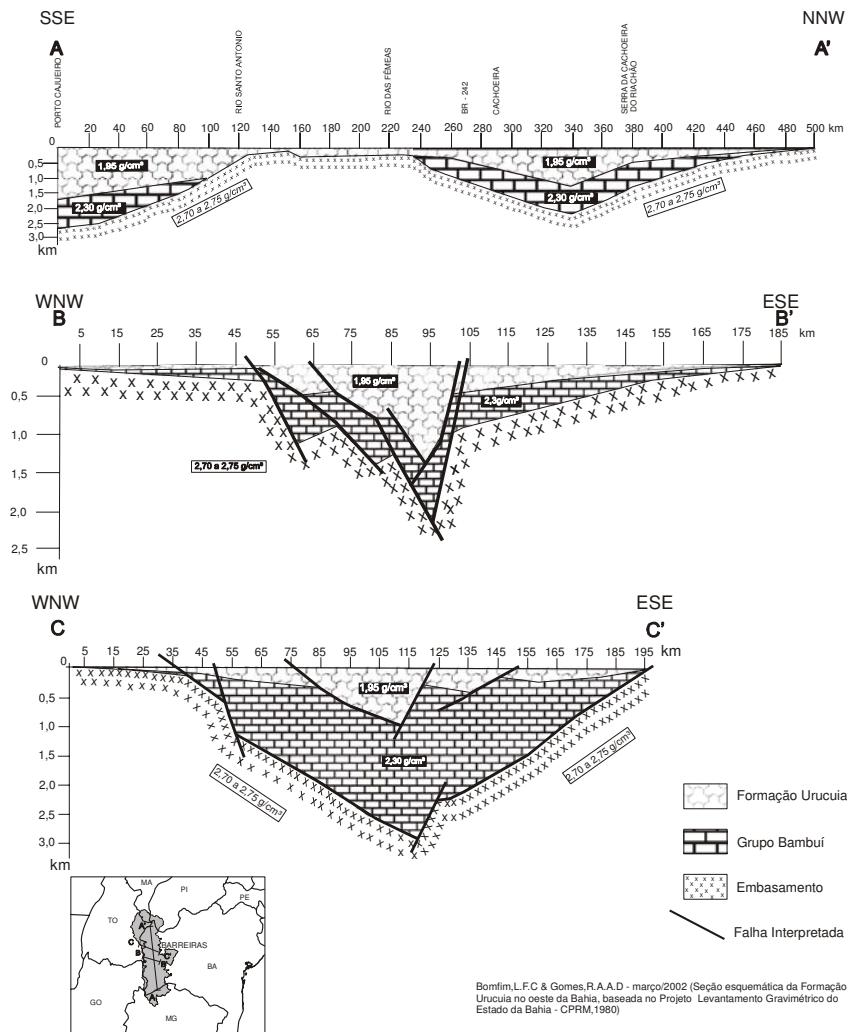


Figura 6.1 - Perfis AA', BB' e CC', interpretados por Bonfim & Gomes (2004), baseados no projeto do levantamento gravimétrico do estado da Bahia, CPRM de 1980.

Tschiedel (2004), por sua vez, realizou um levantamento de escala regional sobre as rochas do Grupo Urucuia, por meio da execução de dois perfis: um ao longo da BR-020, de direção NNE e outro nas adjacências da BR-242, aproximadamente EW, entre LEM e Barreiras. Os arenitos do Grupo Urucuia, segundo o autor, apresentaram espessuras da ordem de 300 a 600 metros.

Amorim Jr. & Lima (2003), Amorim Jr. (2003), desenvolveram um estudo geofísico na bacia do rio das Fêmeas, afluente do Rio Grande com o emprego dos métodos de sondagem elétrica vertical (SEV) e polarização induzida (IP) no domínio do tempo. O levantamento consistiu de 80 estações, com espaçamento médio de 6 km entre os centros das SEV's (figura 6.2). O arranjo utilizado foi do tipo Schlumberger, com espaçamento máximo AB/2 de 1.000 metros.

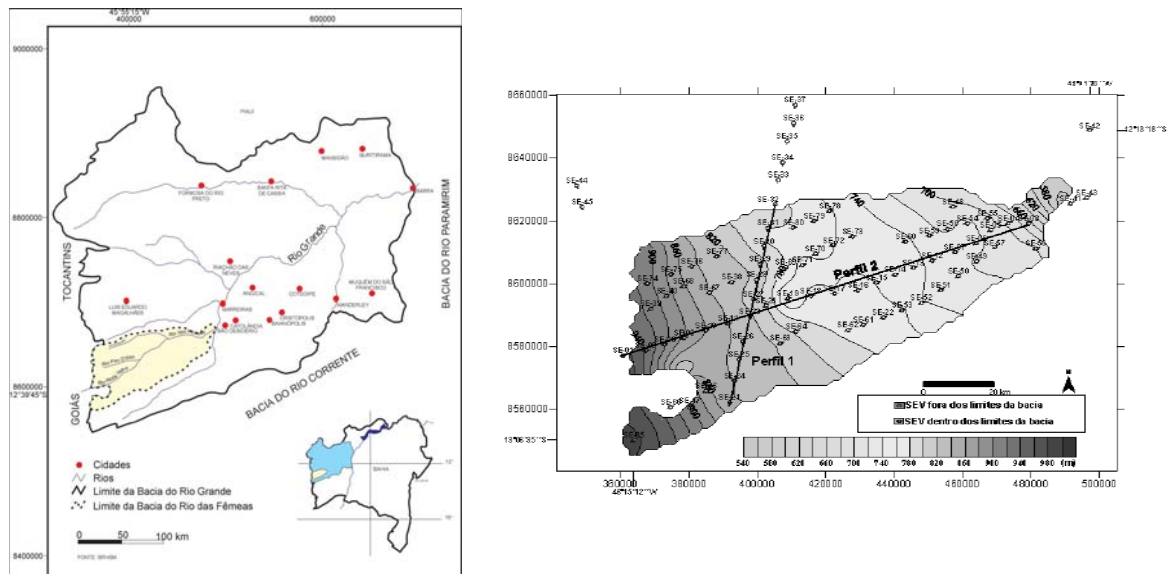


Figura 6.2 – Localização da bacia do rio das Fêmeas. Centro das SEV's. Fonte: Amorim Jr. (2003).

A interpretação dos autores considerou a presença de uma zona superficial, zona não saturada do aquífero, com resistividades (ρ) entre 1.000 e 43.700 $\Omega\cdot\text{m}$, que pode alcançar até mais de 100 metros de espessura; a zona saturada do sistema aquífero, com resistividades entre 4.000 e 23.000 $\Omega\cdot\text{m}$. Segundo os autores os altos valores poderiam estar associados à presença de níveis silicificados e os menores à presença de argilosidade nos arenitos. O substrato observado no estudo apresentou resistividade de cerca de 100 $\Omega\cdot\text{m}$, representativo das rochas pelito-carbonatadas do Grupo Bambuí. Amorim Jr. (2003) também obteve em algumas sondagens fora dos limites da bacia valores de resistividades de 1.700 a 1.900 $\Omega\cdot\text{m}$.

Os autores detectaram ainda a existência de um eixo divisor de fluxo subterrâneo na parte ocidental da bacia, onde os níveis estáticos ultrapassam os 200 metros de profundidade; a partir desse ponto o fluxo passa a ser de leste para oeste.

Lima (2000) realizou 50 estações de SEV e IP (domínio do tempo) na bacia do rio dos Cachorros, afluente do rio de Janeiro, este afluente do rio Grande. O arranjo utilizado foi do tipo Schlumberger, com abertura máxima entre os eletrodos de 1.000 metros. Os valores de resistividades obtidos foram entre 4.000 e 30.000 $\Omega\cdot\text{m}$ na zona não-saturada do aquífero Urucuia, que atinge na área investigada até 20 metros de profundidade e valores entre 2.000 e 5.000 $\Omega\cdot\text{m}$ na zona saturada do aquífero. Os perfis gerados nesse trabalho mostram espessuras de até 370 metros para as rochas do Grupo Urucuia na bacia estudada.

6.2 FUNDAMENTOS TEÓRICOS

Os estudos geofísicos no âmbito desta pesquisa buscaram principalmente a obtenção da espessura das rochas do Grupo Urucuia, com vistas ao cálculo das reservas hídricas subterrâneas do sistema aquífero. Utilizou-se para este fim, uma avaliação do modelo geoeletrico, expresso em termos dos valores de resistividade representativas da geologia na área de estudo. Esta expectativa esteve fundamentada no contraste desta propriedade física esperada entre um pacote predominantemente arenoso, mais resistivo, do Grupo Urucuia, sobre um substrato menos resistivo, formado pelas rochas pelito-carbonatadas, do Grupo Bambuí e embasamento granítico.

O método empregado nesta pesquisa na caracterização deste modelo geoeletrico foi o eletromagnético (EM), que se encontra atualmente com crescente utilização nas pesquisas de águas subterrâneas, como aquelas desenvolvidas por Silva (2005) e Taylor *et al.* (1992).

Os métodos eletromagnéticos são classificados de acordo ao modo de medição como técnicas nos domínios do tempo (TDEM, *Time-Domain* ou *TEM*, *Transient EletroMagnetic*) ou da frequência (FDEM, *Frequency-Domain ElectroMagnetic*). Esses métodos podem ter seus sensores e transmissores colocados em plataformas aéreas – levantamentos aéreos – ou terrestres. São denominados ativos, quando utilizam fontes artificiais em busca do fenômeno da indução magnética; ou passivos, quando fazem o uso de fontes naturais (Reynolds 1997).

A utilização do fenômeno da indução magnética pelos métodos eletromagnéticos (EM) não requer contatos galvânicos com o terreno na investigação da subsuperfície (Gouveia & Costa e Silva 1995). Essa característica é uma das vantagens desses métodos, uma vez que os levantamentos são mais rápidos e ágeis do que um levantamento equivalente feito com uso de métodos elétricos, por exemplo, que necessitam de eletrodos fincados no solo (Reynolds 1997). Este fator foi explorado nesta pesquisa, dado a dificuldade que se teria em estabelecer contatos galvânicos na superfície arenosa.

O fenômeno da indução magnética é governado por equações complexas que relacionam campos vetoriais que descrevem as inter-relações entre os campos magnético e elétrico e suas fontes. No espaço os campos magnético e elétrico podem ser descritos tanto em termos de vetores de intensidade de campo \mathbf{E} (V/m) e \mathbf{H} (A/m) quanto em termos de vetores de densidade de fluxo \mathbf{D} (C/m²) e \mathbf{B} (Wb/m² ou tesla)¹. Esses campos são, em geral, funções da posição espacial (x, y, z) e também da frequência f (hertz) ou do tempo t (s) (West & Macnae 1991).

Nesta pesquisa aplicou-se o método eletromagnético com medições no domínio do tempo (TEM) ao qual será dada ênfase neste embasamento teórico.

¹Onde: \mathbf{B} - densidade de fluxo magnético; \mathbf{D} - densidade de fluxo elétrico; \mathbf{H} - intensidade do campo magnético; \mathbf{E} - intensidade do campo elétrico.

Segundo Nabighian & Macnae (1991) as técnicas de investigação no domínio do tempo têm se desenvolvido usando-se duas formas de medição: a sondagem eletromagnética e o caminhamento ou perfilagem eletromagnética. A primeira técnica utilizada normalmente para delinear estruturas acamadadas – de interesse geológico nas explorações de água subterrânea e óleo, explorando-se as variações verticais na condutividade elétrica enquanto a segunda é aplicada para localizar variações laterais nesta propriedade física, como é o caso na pesquisa por depósitos de sulfetos maciços a grandes profundidades.

Nos levantamentos de campo terrestres no modo TEM uma corrente alternada de baixa frequência é aplicada numa bobina transmissora, disposta na superfície do terreno, comumente denomina de "loop". A corrente gera um campo magnético primário, que se propaga em subsuperfície, e ao encontrar um meio condutor induz-lhe contra-correntes (*eddy currents*). Essas correntes, por sua vez, geram outro campo magnético, o secundário (Reynolds 1997) (Figura 6.3). Num tempo ($t = 0$) a corrente aplicada na bobina transmissora é bruscamente interrompida e pode-se medir o campo secundário no receptor, na ausência do primário (Nabighan & Macnae 1991).

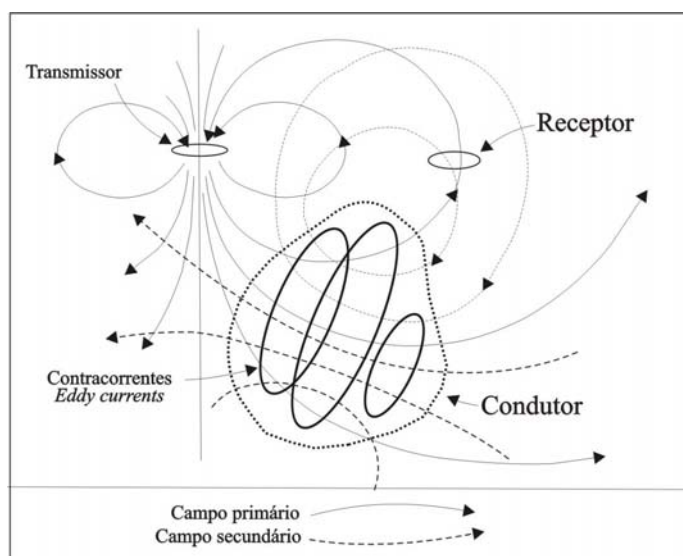


Figura 6.3 - Esquema generalizado do princípio utilizado nos levantamentos dos métodos eletromagnéticos. Modificado de Reynolds (1997).

Nas medidas eletromagnéticas no domínio do tempo, a corrente possui um ciclo ligado e outro desligado, com pulsos de polaridade invertida (geralmente ondas quadradas, retangulares, triangulares ou semi-senoidais). As medidas no receptor são feitas durante o ciclo desligado, quando somente o campo secundário está presente (Nabighian & Macnae 1991) em janelas discretas de tempo, a partir de tempo ($t = 0$) denominado de *ramp time* ou *Tx Delay* (Figura 6.4).

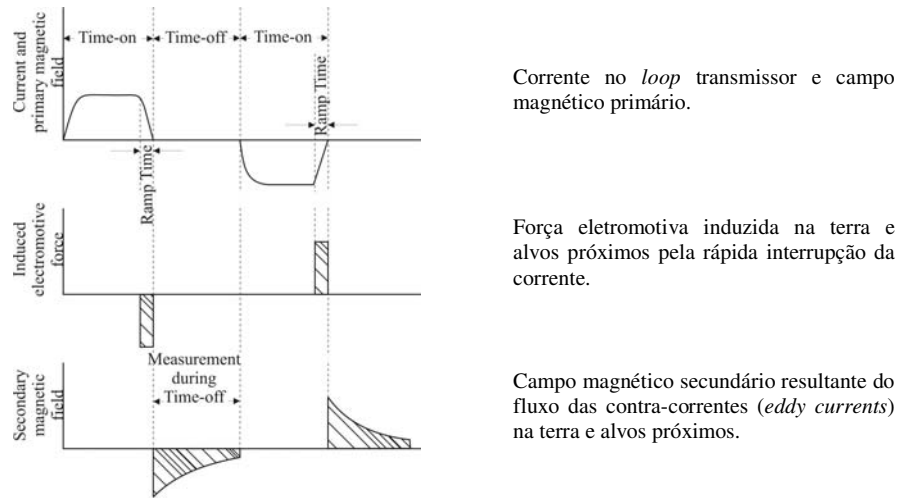


Figura 6.4 – Formas de onda no TEM. Fonte: McNeil (1990).

Após a interrupção da corrente, com a finalização do campo magnético primário, rapidamente as contra-correntes (*eddy currents*) são geradas próximas ao fio transmissor para manter o campo magnético na terra no valor que existiu imediatamente antes da interrupção. Essas contra-correntes propagam-se a grandes profundidades com o passar do tempo (Mills *et al.* 1988) (Figura 6.5). As medições do decaimento do campo magnético no centro do *loop* em função do tempo são equivalentes às medidas de resistividade em função da profundidade (McNeil 1990).

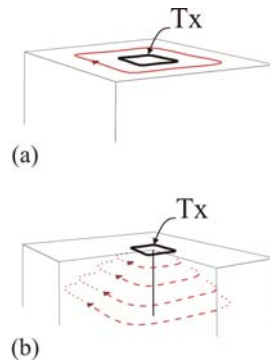


Figura 6.5 – Ilustração esquemática do fluxo das contra-correntes (*eddy currents*): (a) imediatamente após a interrupção da corrente, (b) algum tempo depois. Modificado de McNeil (1990).

No arranjo *in loop*, utilizado nesta pesquisa a bobina receptora é disposta no centro do *loop*, onde registra a variação temporal do campo de indução eletromagnética $\partial B / \partial t$, ou seja, seu decaimento em intervalos discretos do tempo, arranjados logaritmicamente, e a resistividade aparente do meio rochoso.

A resistividade elétrica de uma substância é a medida da dificuldade com que uma corrente elétrica flui através dela, ou seja, a sua resistência à passagem de uma corrente. A maioria dos solos e rochas é isolante elétrico e tem com alta resistividade (McNeill 1980). Entretanto, a presença de substâncias metálicas, matéria orgânica, água podem ocasionar uma diminuição nos valores dessa propriedade (Telford *et al.* 1990). A tabela 6.1 apresenta exemplos de variações de resistividades de alguns tipos de rochas.

Tabela 6.1 – Resistividades de alguns tipos de rochas. Fonte: Telford *et al.* 1990

Rocha	Resistividade ($\Omega\cdot m$)
Granito	$3 \cdot 10^2 - 10^6$
Basalto	$10 - 1,3 \cdot 10^7$ (seco)
Xisto	$20 - 10^4$
Grafita xisto	10-100
Gnaisse	$6,8 \cdot 10^4$ (úmido) – $3 \cdot 10^6$ (seco)
Mármore	$100 - 2,5 \cdot 10^8$ (seco)
Quartzito	$10 - 2 \cdot 10^8$
Arenito	$1 - 6,4 \cdot 10^8$
Calcário	$50 - 10^7$
Argilito	10-800

Nas sondagens eletromagnéticas a profundidade de investigação (D , em metros) é aproximadamente $D = 28 \cdot \sqrt{\rho_a \cdot t}$, onde ρ_a é a resistividade aparente ($\Omega\cdot m$) e t é o tempo (*late time*), em milissegundos. Não há limite teórico para a máxima profundidade de investigação; entretanto, na prática o limite é ditado pela magnitude do menor sinal detectável. O tamanho do *loop*, a corrente usada, a sensibilidade do sistema receptor, e o *background* do ruído do ambiente, e as características físicas do local, todos contribuem para ditar a máxima profundidade de exploração (Zonge 2005).

Taylor *et al.* (1992) obtiveram 100 metros em profundidade de investigação numa configuração do *loop* transmissor de 50x50 metros, com corrente de 3 a 4 A e receptor disposto na parte central do *loop*. Nas áreas de baixas resistividades dos locais estudados, entretanto, a profundidade de exploração foi reduzida para menos de 20 metros. Mills *et al.* (1988), por sua vez conseguiram investigar aquíferos com profundidade média de 55 e 120 metros de profundidade com *loops* de 100 x 100 metros e 200 x 200 metros, respectivamente.

A relação entre a profundidade de exploração e a resistividade do meio foi representada por McNeill (1980) (Figura 6.6). Esse gráfico apresenta a profundidade de ocorrência da máxima intensidade das contra-correntes em função do tempo para diferentes valores de

resistividade do meio. O gráfico aponta que nos ambientes com altas resistividades há uma maior profundidade de difusão das correntes, e o contrário nos meio menos resistivos.

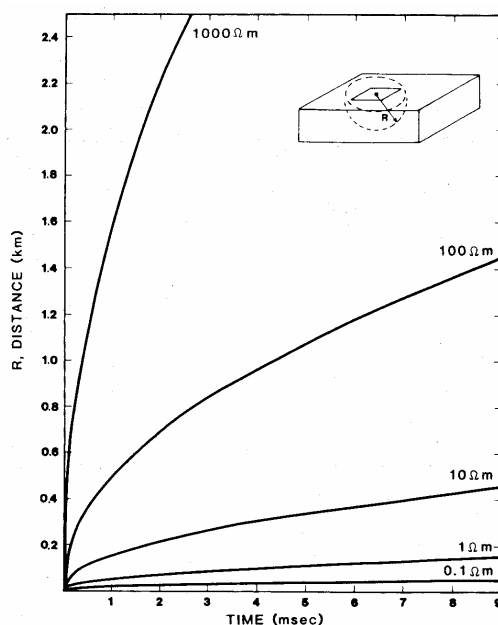


Figura 6.6 – Comportamento da "taxa de difusão" da máxima intensidade de corrente para um meio uniforme, a diferentes valores de resistividade. Fonte: McNeil (1980) apud Mills et al. 1988.

No que tange às fontes de erro teóricas nos levantamentos com uso do TEM são principalmente devidas a três fontes principais (Nabighian & Macnae 1991):

- (a) erros geométricos nas posições do conjunto transmissor-receptor e efeitos topográficos;
- (b) ruídos culturais estáticos;
- (c) ruídos culturais dinâmicos.

No primeiro caso essas fontes incluem erros na montagem da bobina transmissora e modificações em seu plano devidas à topografia do terreno.

Os ruídos culturais estáticos surgem pela presença de encanamentos, cabos e cercas metálicas ou outros materiais metálicos na área de levantamento. Alguns desses materiais servem como canais de corrente que podem causar distorções nos dados coletados.

Os ruídos culturais dinâmicos são causados por um grande número de fontes. Para frequências menores que 1 Hz, as fontes de erro são sinais geomagnéticos da ionosfera terrestre, enquanto que para frequências acima de 1 Hz, entre 6 e 10 Hz, por exemplo, os sinais gerados por uma descarga elétrica de um raio produzem interferências que são fontes eletromagnéticas naturais.

6.2.1 Aplicações em hidrogeologia

Os métodos eletromagnéticos têm-se demonstrado importantes ferramentas de investigação hidrogeológica desde a década de 70 (Reynolds 1997).

Fitterman & Stewart (1986) apresentaram a aplicação da sondagem eletromagnética em quatro tipos de investigações hidrogeológicas: mapeamento de zonas preenchidas com cascalhos e aluviões; mapeamento de lentes de areia e cascalho em tilitos; detecção da interface entre água salgada e água doce; e aplicação em hidroestratigrafia, sendo esta última apresentada como modelo de aplicação hipotética para o Aquífero Botucatu (denominado atualmente de Sistema Aquífero Guarani), de extensão regional (Gilboa *et al.* 1976). Nesse estudo os autores destacaram a necessidade de contraste entre as resistividades das rochas/feições investigadas e a espessura mínima necessária para assegurar a detecção, que é variável em função da profundidade de investigação.

Mills *et al.* (1988) utilizaram com resultados satisfatórios a técnica de sondagem eletromagnética para mapear a intrusão salina em Monterey, na Califórnia (EUA). O estudo contou com a execução de 100 sondagens, com *loops* de 100 x 100 metros, para investigações de um aquífero com profundidade média de 55 metros e de 200 x 200 metros, para investigar o aquífero com profundidade de 121 metros.

McNeil (1990) apresentou como estudo de caso aplicação da sondagem eletromagnética em estudo de mapeamento da qualidade das águas subterrâneas.

Taylor *et al.* (1992), por sua vez, demonstraram a utilidade do uso de sondagens eletromagnéticas pouco espaçadas para caracterizar a hidrogeologia local e definir áreas favoráveis à exploração de águas subterrâneas em ambiente árido. Nesse trabalho o autor utilizou os resultados modelados em conjunto com pseudo-seções (tempo versus ρ_a) para determinar locais favoráveis para perfurações exploratórias.

Silva (2005) utilizou dados de sondagem aeromagnéticos como auxílio para traçar o sistema de falhas e fraturas e na visualização da geologia de subsuperfície para investigação hidrogeológica, no *Greenstone Belt* de Mundo Novo, no estado da Bahia.

Segundo Fitterman & Stewart (1986) as técnicas de sondagem eletromagnética não têm sido extensivamente utilizadas em estudos hidrogeológicos como os métodos elétricos, devido aos altos custos dos equipamentos e ao grande tempo necessário no processamento dos dados.

6.3 RESULTADOS

6.3.1 Aquisição dos dados

Os levantamentos de campo nesta pesquisa consistiram, primeiramente, num teste para aferição dos diversos parâmetros pertinentes ao levantamento e às condições geoeletricas locais, como frequências, tamanho do loop, *ramp time*, e presença de ruídos. A rotina de campo consistiu na execução de 2 ou 3 pontos ao dia, duração de aproximadamente duas horas para montagem e desmontagem do loop e aquisição dos dados. As dificuldades inerentes aos trabalhos de campo deveram-se aos deslocamentos diários de cerca de 100 km, sendo a maioria em estrada não-pavimentada, pelo ambiente aquisição muitas vezes de cerrado fechado, pela carga pesada dos equipamentos utilizados e pelas dificuldades logísticas da região.

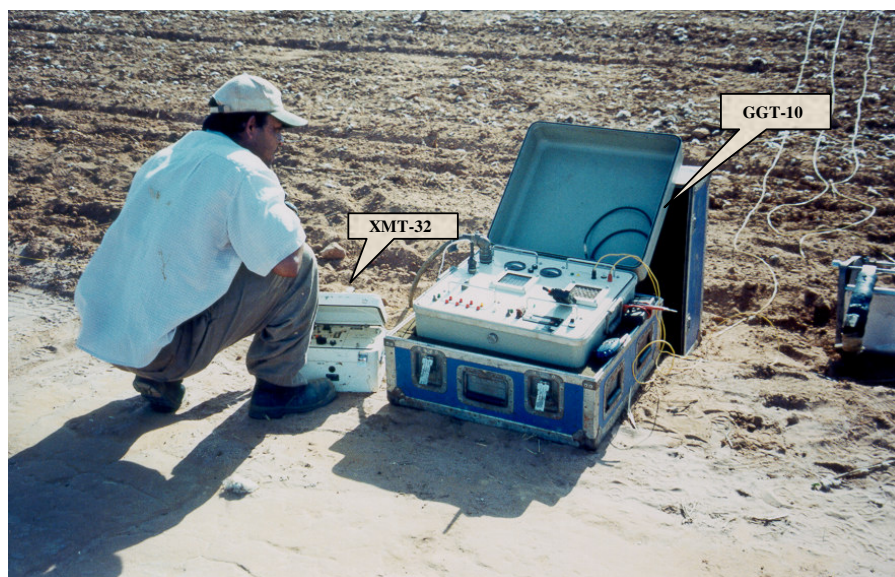
Utilizou-se nesse primeiro ensaio 5 frequências diferentes: 0,25; 0,5; 1; 2 e 8 Hz e um *ramp time* (*TxDelay*) médio de 190 μ s, com algumas variações. Os testes realizados quanto ao tamanho do lado das bobinas transmissoras (*loops*) de seção quadrática foram testados nas seguintes configurações: 200 x 200m; 350 x 350m e 700 x 700m. A técnica de medição usada foi a de sondagens eletromagnéticas verticais com o receptor sempre no centro da espira da bobina transmissora, ou arranjo *in loop*.

Esse levantamento preliminar foi seguido de um tratamento dos dados obtidos com a variação de diversas componentes do levantamento para aferi-las para a aquisição final.

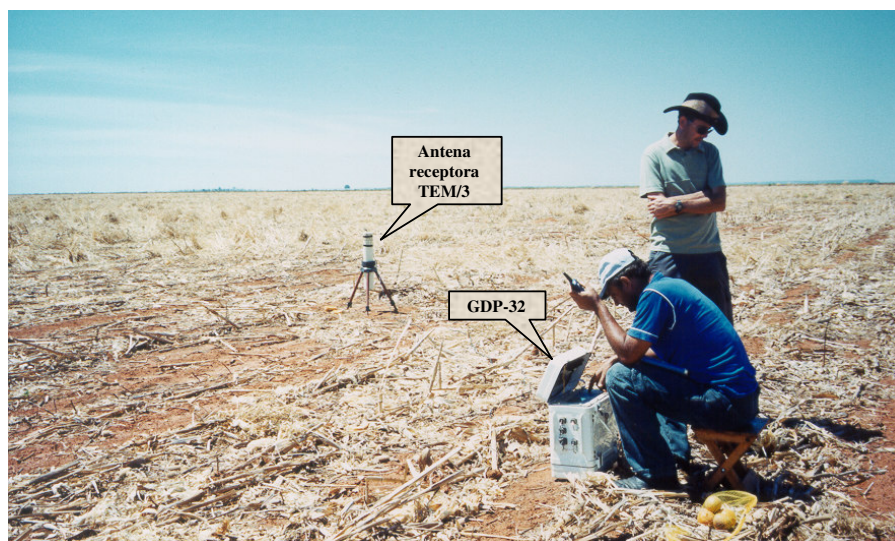
A aquisição final dos dados, no levantamento definitivo, onde todos os parâmetros foram previamente aferidos, consistiu na utilização de bobinas com 350 metros de lado, com frequências de 0,5; 1 e 2 Hz. A corrente utilizada foi em média de 15A e *ramp time* de 180 μ s. O cálculo do *ramp time* foi feito a partir da seguinte relação: $TxDelay = \frac{2 \cdot L^{1,25}}{5+R} \Rightarrow \frac{2 \cdot 350^{1,25}}{5+12} \cong 178\mu s$, onde: L é o tamanho do lado do loop (m) e R é a resistência medida no loop (Ω) (Zonge 1997).

O sistema transmissor utilizado no teste e no levantamento final foi composto pelo módulo GGT-10, fonte de corrente, controlado pelo módulo XMT-32 (Figura 6.7a) e alimentado por um conjunto motor-gerador de 7,5KVA. Utilizou-se fio condutor de cobre para montar no terreno uma bobina quadrada (*loop*), onde as extremidades desse condutor foram conectadas ao transmissor de modo que fosse possível circular um corrente de cerca de 15A pela bobina.

O sistema receptor, por sua vez, foi composto por uma antena magnética, modelo TEM/3, conectada ao módulo GDP-32, responsável pela leitura e armazenamento dos dados de campo (Figura 6.7b). Todos esses equipamentos são de fabricação da *Zonge Engineering & Research Organization Inc.* (EUA) e pertencentes à Universidade de Brasília (UnB).



(a)



(b)

Figura 6.7 – Equipamentos utilizados na aquisição geofísica. (a) Sistema transmissor (GGT-10 e XMT-32); (b) Sistema receptor (antena TEM/3 e GDP-32).

Consistiu, assim, de uma bobina transmissora simples, disposta sobre a superfície do solo em forma de quadrado, e uma antena receptora localizada na parte central do arranjo, também denominado de "centro da bobina" ou *In Loop* (Figura 6.8).

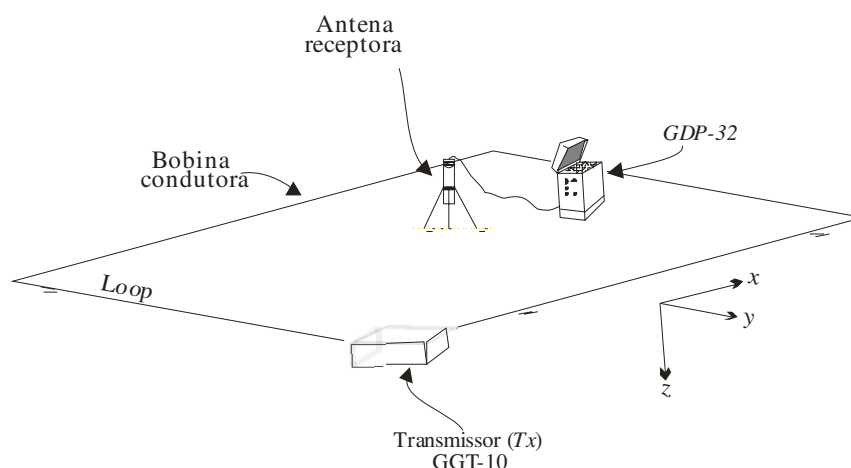


Figura 6.8 – Configuração esquemática do arranjo in loop, quadrado de 350 x 350 metros, com a bobina receptora centralizada, utilizada no levantamento geofísico.

No que tange aos possíveis ruídos nos levantamentos realizados nesse trabalho, tem-se que, os ruídos relativos à geometria da bobina transmissora foram controlados pela distribuição cuidadosa da espira com auxílio de GPS. Os possíveis erros relativos aos efeitos topográficos foram descartados devido a topografia plana da área de aquisição.

Os ruídos culturais estáticos na área de levantamento foram efetivamente controlados evitando-se, principalmente, cercas metálicas que delimitam as propriedades rurais na região. Observou-se que os ruídos ocasionados pela existência de cercas ou outros materiais metálicos eram intensificados caso estivessem associados à presença de redes de transmissão de energia elétrica. Nesse ambiente ruidoso observou-se que o distanciamento de cerca de 6 km destas fontes extinguiu tal interferência.

Dentre os ruídos culturais dinâmicos perceptíveis em campo, os mais comuns foram o tráfego de veículos nas estradas e vias de acesso, que foram evitadas. O trânsito de tratores nas lavouras próximas aos locais de aquisição dos dados também foi evitado.

A aquisição de dados nos levantamentos geofísicos deste trabalho consistiu na execução de 27 estações (*loops*), sendo 24 do levantamento final e três aproveitadas dos levantamentos de teste. Estas estações foram distribuídas ao longo da área do SAU, desde a bacia do rio Formoso, na parte sul, até a bacia do rio Preto, no município de Formosa do Rio Preto (BA) (Figura 6.9). Alguns *loops* foram coincidentes ou próximos de locais onde foram realizados levantamentos com o método de sondagem elétrica vertical e polarização induzida, desenvolvido por Amorin Jr. (2003), com o objetivo de comparar os valores de resistividade e profundidade com o uso de diferentes métodos.

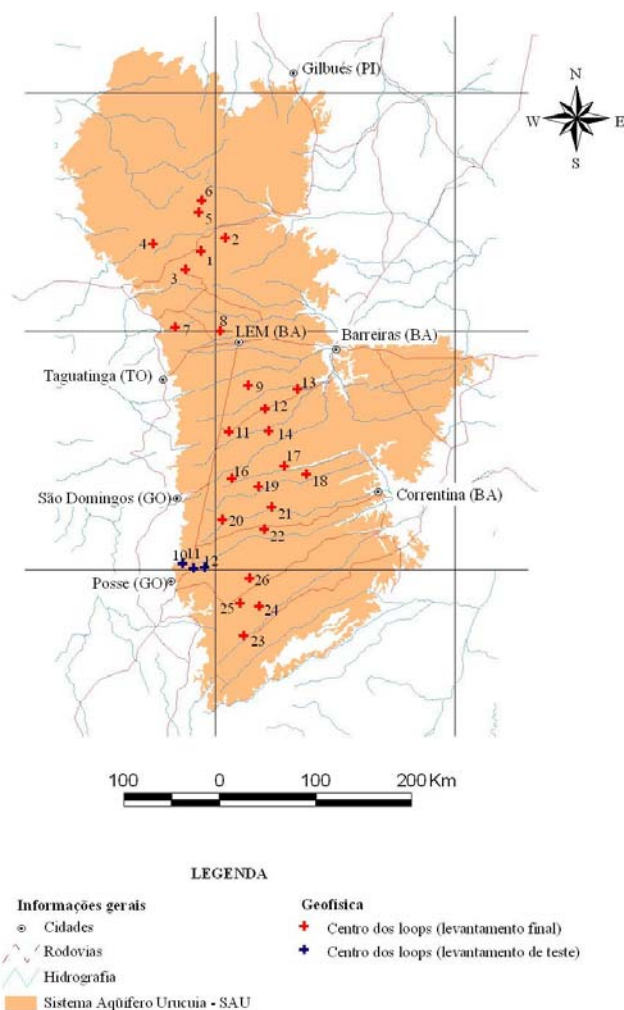


Figura 6.9 - Mapa de localização das estações geofísicas.

6.3.2 Tratamento e interpretação dos dados

Os dados coletados em campo foram extraídos do GDP-32 na forma bruta de coleta, (arquivos .raw) onde são apresentados na forma de planilhas que contém todas as informações do levantamento, como as dimensões do *loop* e a posição da bobina receptora, as frequências utilizadas, o tempo de rampa (*ramp time*), a resistividade aparente (ρ_a) e a tensão de decaimento do campo secundário em função dos tempos centrais de cada janela de amostragem usada.

O tratamento inicial dos dados consistiu na confecção de gráficos bilogarítmicos do tempo versus tensão de decaimento do campo secundário da média de três leituras feitas pelo receptor. Esses gráficos são importantes na visualização de ruídos no levantamento ou dos limites impostos pela configuração instrumental utilizada.

A partir da observação dos gráficos brutos, onde todas as leituras realizadas em campo estão plotadas, verificou-se que os dados obtidos com 2,0 Hz de frequência apresentavam menos ruídos do que aqueles com 0,5 Hz e 1,0 Hz. A figura 6.10 apresenta três exemplos de gráficos brutos de campo.

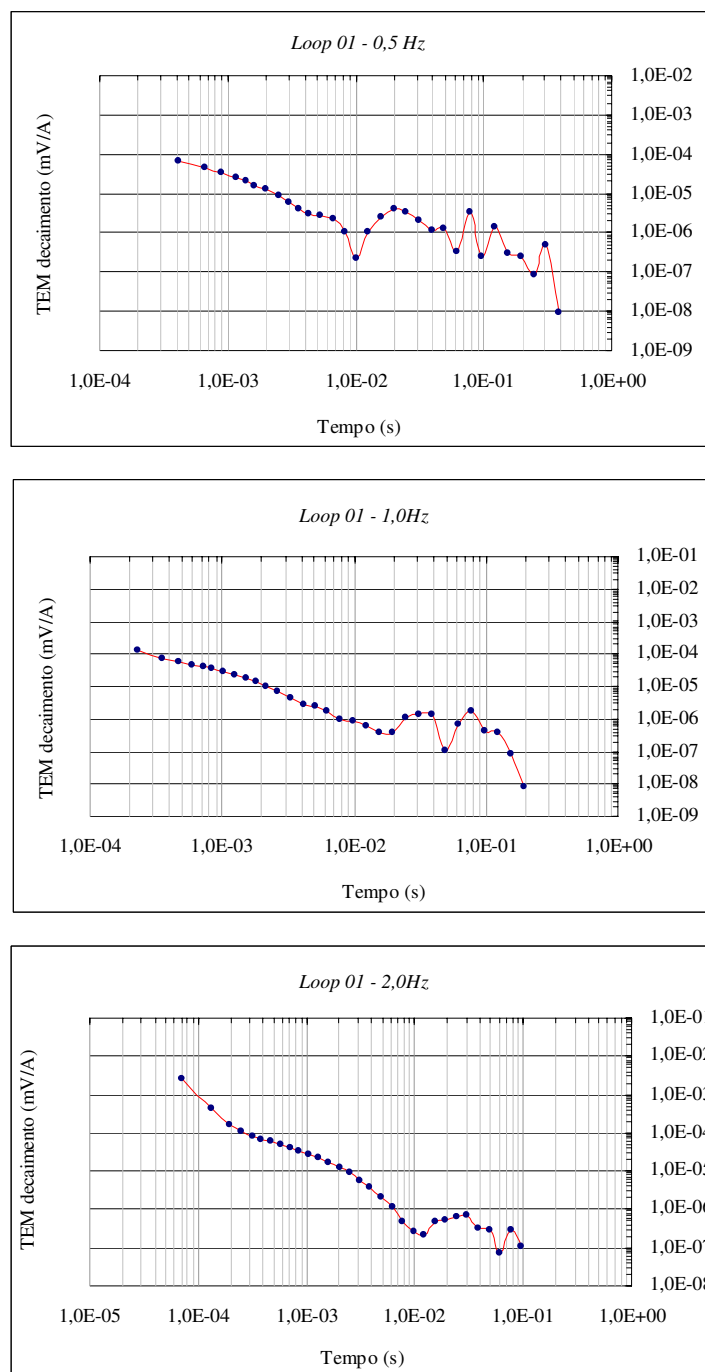


Figura 6.10 – Exemplos de gráficos brutos de campo, com frequência de 0,5; 1,0 e 2,0 Hz.

Com base nessa observação optou-se em utilizar apenas os dados adquiridos com frequência de 2,0 Hz. De todos os gráficos brutos adquiridos com 2,0 Hz de frequência foram excluídos os pontos considerados ruidosos, conforme exemplo apresentado na figura 6.11. Os gráficos e planilhas de todos os pontos estão apresentados em anexo.

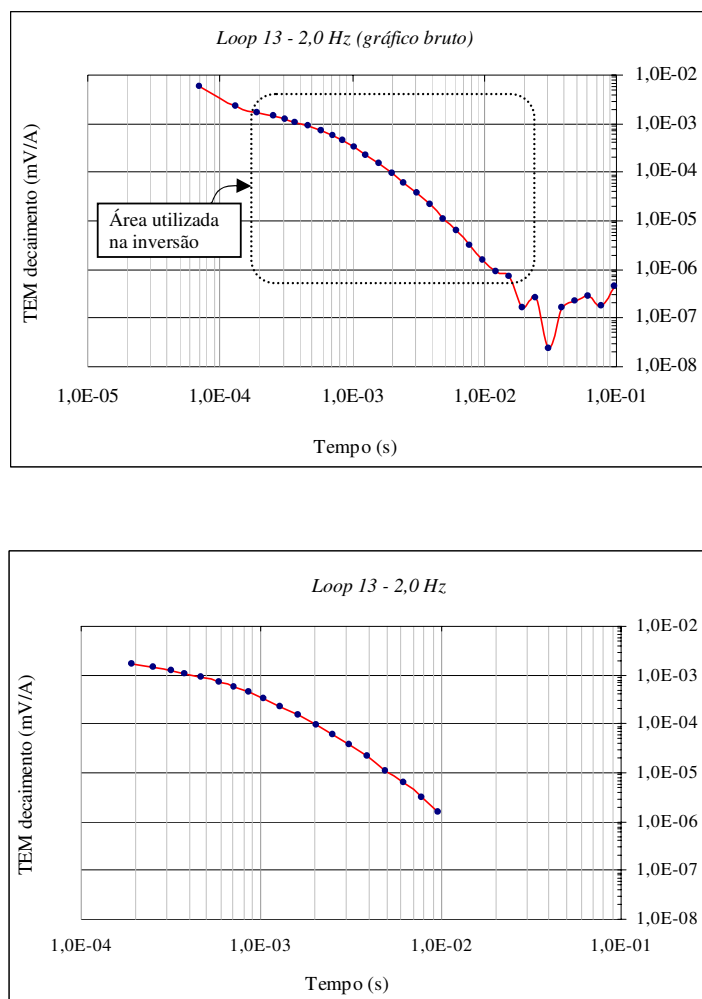


Figura 6.11 – Exemplos de gráficos brutos e modificações feitas, com indicação da área utilizada no tratamento final.

Ainda no tratamento inicial dos dados confeccionou-se pseudo-seções, onde foram plotados dados de resistividade aparente versus tempo (10.000 vezes o \log_{10}), para compatibilizar as escalas. As seções foram confeccionadas pela integração de duas ou mais sondagens próximas e/ou alinhadas entre si. Esse procedimento evita a introdução de incertezas causadas por equivalências (Mallick & Verma 1979), e segundo Taylor *et al.* (1992) muitas feições estratigráficas e estruturais são facilmente discriminadas nas pseudo-seções antes mesmo de convertê-las em seções de profundidade e resistividade.

As pseudo-seções apresentam a integração dos valores de resistividade aparente em profundidade e lateralmente, facilitando a visualização das variações ao longo da bacia. A figura 6.12 apresenta alguns exemplos de pseudo-seções confeccionadas, com *loops* dispostos na direção aproximadamente leste-oeste. A tendência observada releva uma diminuição progressiva da resistividade aparente com o tempo e uma diminuição também desses valores para a parte mais a leste da bacia.

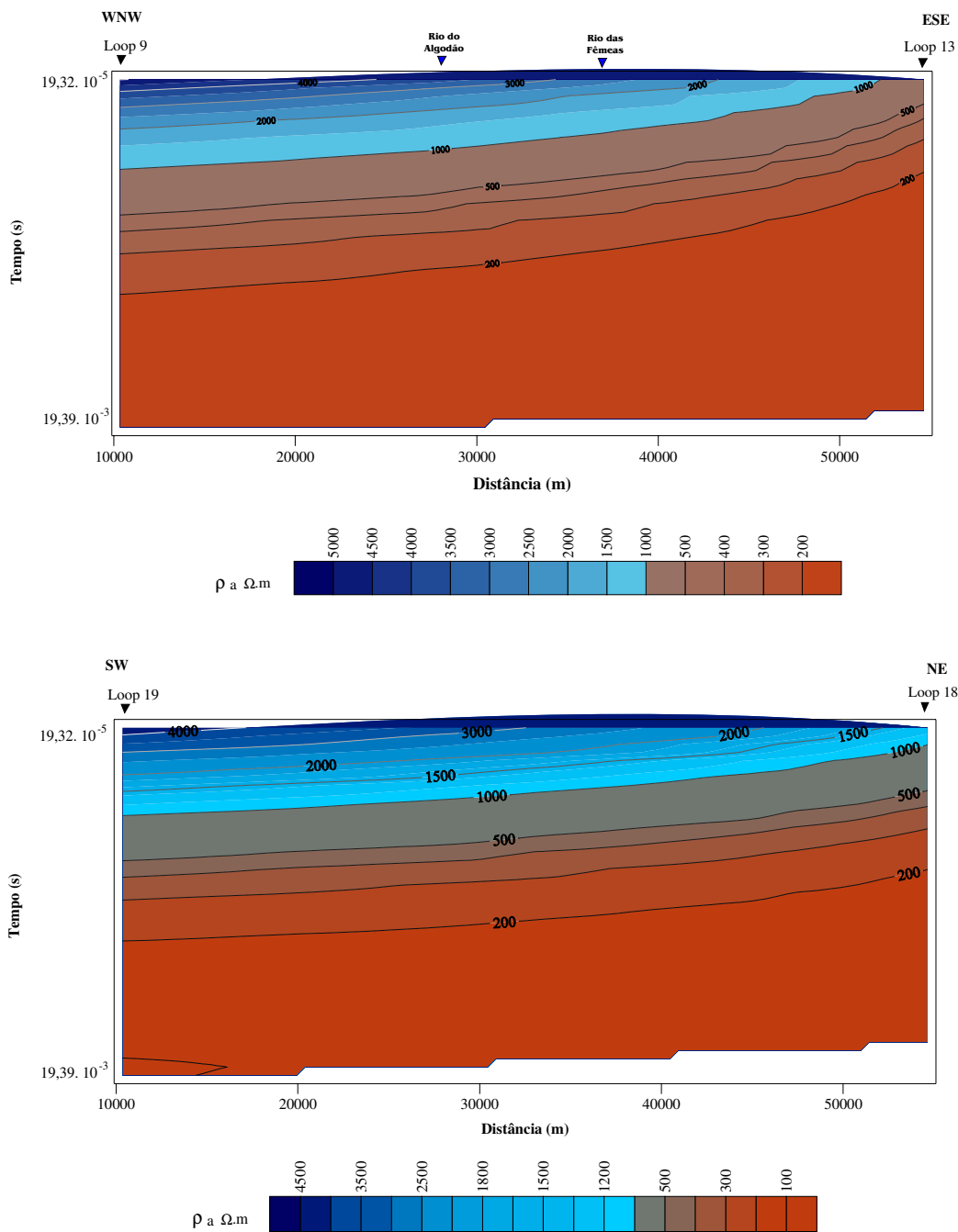


Figura 6.12 – Exemplos de pseudo-seções de loops alinhados aproximadamente na direção leste-oeste.

Outra seção confeccionada com um maior número de pontos, mostra uma visão mais integrada da bacia. A figura 6.13 apresenta a pseudo-seção formada pelos loops 17, 21, 22, 25 e 26, compondo uma seção com mais de 130 Km de extensão. Também exhibe uma tendência de diminuição dos valores de resistividades aparentes com o decorrer do tempo.

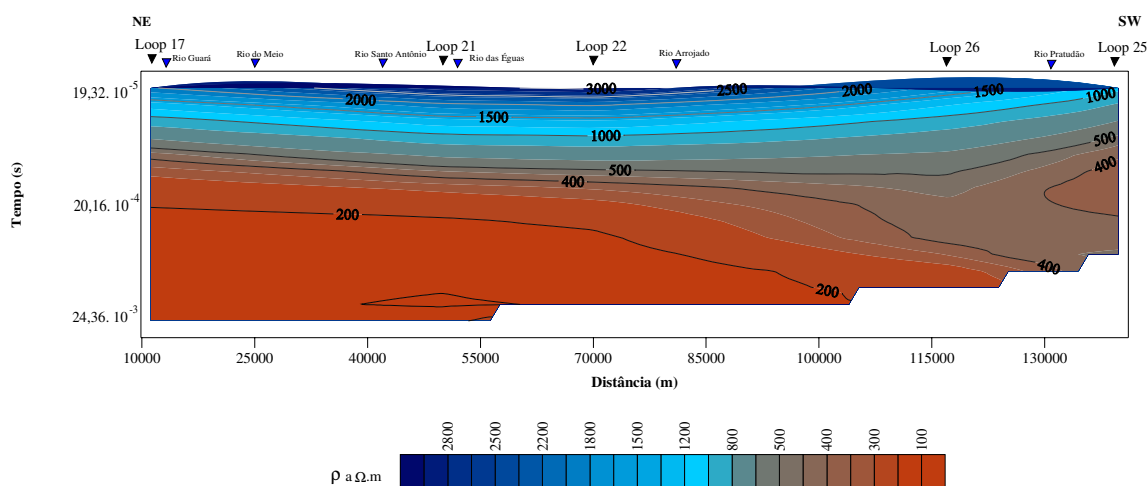


Figura 6.13 – Pseudo-seção integrada dos loops 17, 21, 22, 25 e 26.

A interpretação dos dados adquiridos em campo foi feita no *software TEMIX XL*[®], da *Interprex Limited*, programa executado em sistema operacional DOS, que executa a modelagem assistida por técnicas de minimização – inversão.

Este programa modela os dados da função de decaimento do campo magnético secundário ($\partial B_z / \partial t$) em termos de modelos geoeletricos, expressos em função de espessura *versus* resistividade, para os níveis com diferentes resistividades discriminados.

Um dos problemas comuns no processamento de dados de sondagens eletromagnéticas é a equivalência, que representa um fenômeno de solução ambígua, onde vários modelos podem representar a resposta "certa" para os dados experimentais.

Tendo um conjunto de modelos igualmente consistentes com os dados (modelos equivalentes), deve-se então fazer a pergunta crucial: qual modelo é o real ou o mais aplicado ao caso em estudo? A resposta é fortemente dependente da quantidade e confiabilidade de informações independentes disponíveis (p. ex.: geológicas) e da habilidade de manipulação dessas informações pelo intérprete (Goldman *et al.* 1994). Segundo esses autores uma alternativa popular atualmente é o uso de mais de um método numa mesma área de investigação. Uma alternativa seria utilizar sondagens paramétricas onde já se têm informações dos parâmetros do meio investigado.

Tabarovsky *et al.* (1985) *apud* Goldman *et al.* (1994) consideraram dois tipos de equivalências, uma relacionada ao modelo inicial utilizado e uma relacionada aos dados experimentais, tais como ruídos externos e acurácia instrumental.

O *software TEMIX XL*[®] disponibiliza uma função que testa automaticamente mudanças nos parâmetros (resistividade e espessura) indicados na matriz de resolução e encontra vários modelos equivalentes, o que possibilita observar variações nos parâmetros e/ou modelos equivalentes referente a um dado obtido. A solução final consta de um modelo físico ideal do meio geológico investigado, apresentado no software como uma curva de resistividade aparente versus tempo e modelo final associado com as possibilidades de equivalências.

A interpretação final foi focada primeiramente nas sondagens que coincidiram com os locais de realização das SEV's de Amorim Jr. (2003) ou localizadas próximas a estas, na bacia do rio das Fêmeas, com vistas a utilizá-las como referência.

6.3.3 Apresentação dos resultados finais

Dentre as 26 sondagens eletromagnéticas executadas na aquisição final e as 12 do teste, em apenas 27 executou-se a interpretação final, as demais foram excluídas devido a presença de ruídos. Os resultados estão apresentados na forma de curvas interpretadas no *software TEMIX XL*[®], mapa de isópacas regional e perfis geoeletricos confeccionados pela integração de sondagens próximas. Alguns gráficos e curvas interpretadas serão apresentados neste capítulo, de forma ilustrativa, enquanto os demais produtos estão apresentados em anexo.

As curvas de resistividade aparente obtidas em campo exibem sempre um meio com altas resistividades que representa os arenitos eólicos do Grupo Urucuia, seguido de resistividades mais baixas que retratam o embasamento da bacia (figura 6.14).

O modelo geral obtido consistiu de quatro camadas, sendo que apenas as duas primeiras serão associadas a um perfil geoeletrico da área, haja vista os objetivos do levantamento e as profundidades de investigação para cada sondagem. A profundidade de investigação teórica (D) das sondagens variou entre cerca de 900 a 2.000 metros, de acordo com Zonge (2005), conforme relacionado na tabela 6.2.

Os modelos obtidos do processamento são apresentados na forma de dois gráficos, um com pequenos quadrados que representam os dados de campo e uma linha contínua que representa a curva teórica ajustada na interpretação, e um segundo gráfico com o modelo de quatro camadas gerado representado por uma linha contínua e linhas pontilhadas que representam os modelos equivalentes. Nos gráficos estão apresentados os valores de

resistividade e profundidade das camadas, assim como os erros médios quadráticos do modelo. A figura 6.15 exibe dois gráficos da parte norte da bacia; na figura 6.16 apresentam-se gráficos da parte central, enquanto que na figura 6.17 têm-se as apresentações de gráficos da parte sul.

Os valores de resistividade obtidos para a primeira camada, atribuídos às rochas do Grupo Urucua apresentaram variações da ordem 15.000 a 60.000 $\Omega\cdot m$, sendo os menores valores situados na parte leste do SAU. O embasamento da bacia apresentou resistividades variadas ao longo da extensão da bacia.

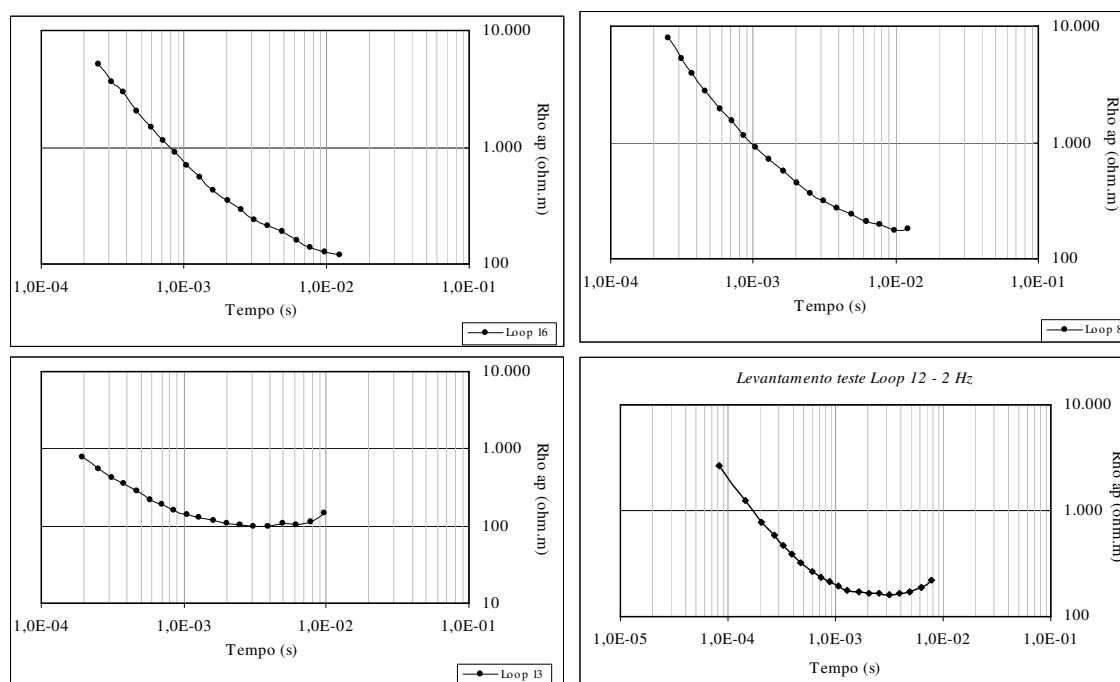


Figura 6.14 - Exemplos de curvas de resistividade aparente ($\Omega\cdot m$) versus tempo (s).

Tabela 6.2 – Profundidade de investigação teórica investigadas,segundo $D = 28 \cdot \sqrt{\rho a \cdot t}$ (Zonge 2005).

N° Loop	D (m)	N° Loop	D (m)
Loop 01	1.234	Loop 14	950
Loop 02	1.462	Loop 15	-
Loop 03	1.028	Loop 16	1066
Loop 04	1.570	Loop 17	997
Loop 05	1.156	Loop 18	1.207
Loop 06	1.844	Loop 19	1.040
Loop 07	1.180	Loop 20	1.144
Loop 08	1.323	Loop 21	897
Loop 09	1342	Loop 22	1.066
Loop 10	-	Loop 23	2.016
Loop 11	1.130	Loop 24	1.556
Loop 12	952	Loop 25	1.550
Loop 13	1046	Loop 26	1.229

Na parte norte valores da ordem de 8.000 a 24.000 $\Omega\cdot\text{m}$, onde os maiores valores podem ser atribuídos às rochas da bacia do Parnaíba, as quais são nessa latitude da bacia provavelmente recobertas pelas rochas cretáceas da Bacia Sanfranciscana, enquanto as resistividades da ordem de 8.000 $\Omega\cdot\text{m}$ podem ser atribuídas ao embasamento granítico. Na parte central a resistividade média do embasamento é de 9.600 $\Omega\cdot\text{m}$, também atribuída ao embasamento granítico, enquanto que na porção sul, a resistividade do embasamento apresentou um valor médio de cerca de 400 $\Omega\cdot\text{m}$, atribuída nestes casos às rochas carbonáticas e pelíticas do Grupo Bambuí.

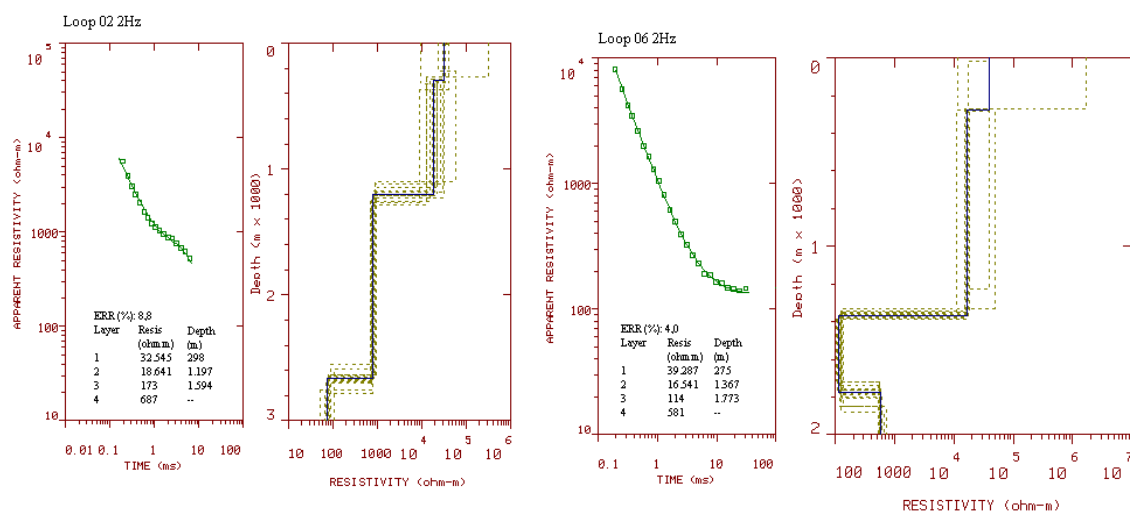


Figura 6.15 - Curvas interpretadas e modelos dos loops 02 e 06, Formosa do rio Preto (BA).

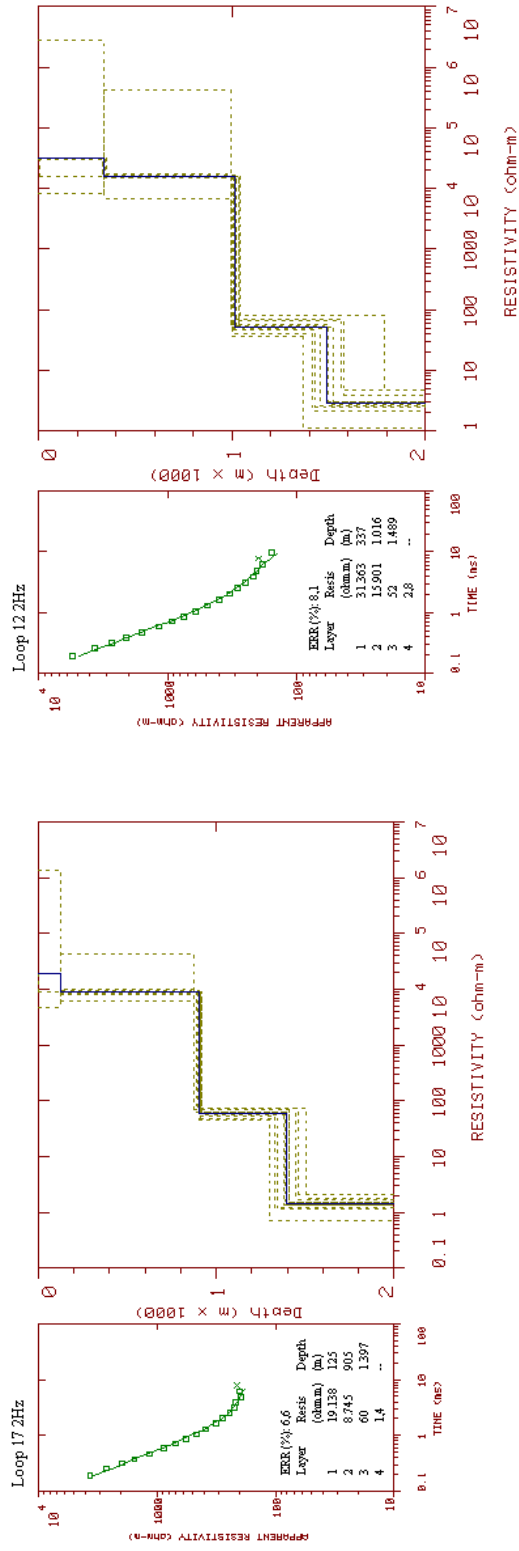


Figura 6.16 - Curvas interpretadas e modelos dos loops 12 e 17, município de São Desidério (BA), parte central da área.

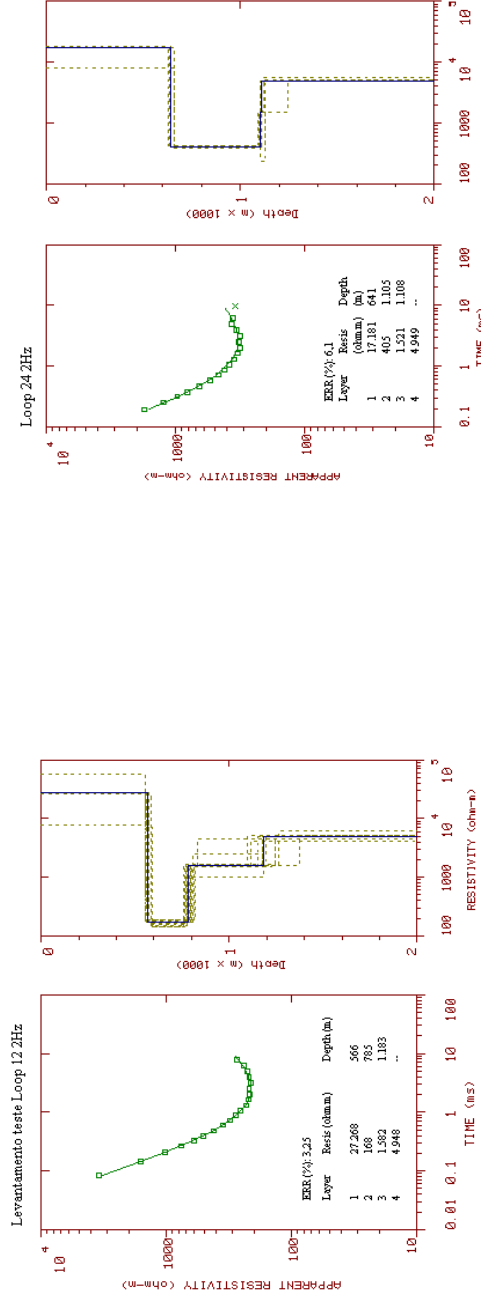


Figura 6.17 - Curvas interpretadas e modelos dos loops 12 (teste) e 24, município de Jaborandi (BA), parte sul da área.

O mapa de isópacas da figura 6.18 apresenta isolinhas de espessuras das rochas do Grupo Urucuia na sub-bacia Urucuia, com espaçamento de 50 metros. O mapa foi confeccionado a partir das informações do levantamento geofísico deste trabalho e de informações do levantamento de Amorin Jr. (2003), utilizando-se do método IDW (*Inverse Distance Weighted*), o qual assume que cada ponto tem uma influência local, que diminui com a distância.

O referido mapa exhibe espessuras menores na parte leste da bacia, de cerca de 50 a 100 metros; valores estes atestados nos perfis dos poços tubulares perfurados pela CERB nessa região. As espessuras maiores das rochas estão na parte oeste da sub-bacia, com valores acima de 450 metros.

Na parte sul do mapa a bacia apresenta um depocentro, onde as espessuras atingem mais de 600 metros, sendo estes valores também atestados por estudos de sísmica de refração na região. As limitações do mapa notadas principalmente na parte norte da sub-bacia Urucuia deve-se à ausência de informações das espessuras dessas rochas nessa área.

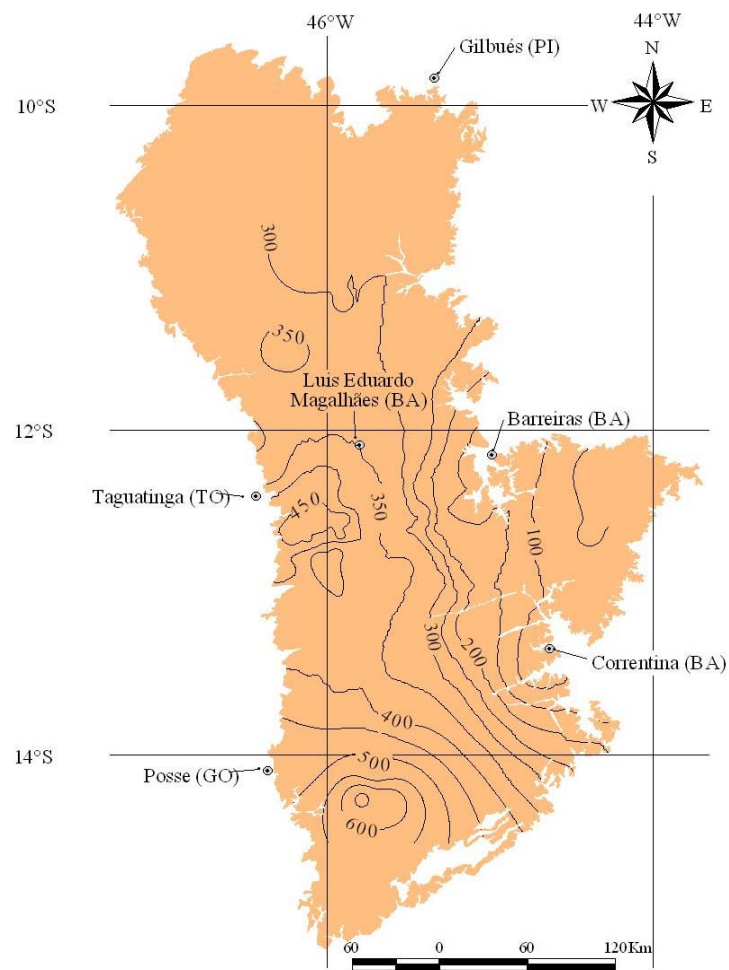


Figura 6.18 - Mapa de isópacas das rochas do Grupo Urucuia, na sub-bacia Urucuia, parte norte da Bacia Sanfranciscana.

Dois perfis geoeletricos de direção EW e NNW-SSE são apresentados na figura 6.19, onde há a integração dos resultados de *loops* adjacentes e alinhados, com as correlações com as unidades geológicas da região. A espessura das rochas do Grupo Urucuia varia da ordem de 100 a 600 metros. Observa-se no perfil de direção EW uma diminuição progressiva da espessura das rochas de oeste para leste, acompanhado também neste sentido da diminuição das resistividades obtidas. As resistividades das rochas do embasamento nesse perfil são típicas de natureza granito-gnáissica.

No perfil de direção NNW-SSE tem-se uma seção com disposição das espessuras dos arenitos do Grupo Urucuia e as respectivas unidades de embasamento. Esse perfil exhibe um depocentro na parte sul da bacia, onde os arenitos atingem cerca de 600 metros, valores atestados por estudos de sísmica de refração realizados naquela região (Soares *et al.* 2006 inf. verbal).

No que tange às resistividades do embasamento da bacia, houve nos resultados deste levantamento a predominância de resistividades típicas de rochas graníticas. Embora haja evidências da presença de rochas do Grupo Bambuí na bacia, pelos resultados alcançados por Amorim Jr (2003), pelo mapeamento geológico e pela presença de poços de abastecimento perfurados em rochas calcáreas; algumas razões podem explicar a ausência e/ou inobservância de resistividades típicas dessas rochas.

É provável que em alguns locais da bacia a espessura dessas rochas seja pequena ou até mesmo que estejam ausentes em alguns trechos da bacia. Na região compreendida entre as cidades de São Domingos (GO) e Correntina (BA), nota-se no mapeamento geológico que as rochas do Grupo Urucuia estão em parte em contato direto com o embasamento cristalino, o que poderia indicar até mesmo a ausência das rochas do Grupo Bambuí na região central da bacia. Nessa mesma área têm-se no cadastro de poços da CERB alguns poços situados próximos aos *loops* 17 e 18 que explotam água diretamente das rochas cristalinas, e na região de Correntina poços que apresentam em seus perfis litológicos rochas calcáreas sobrejacentes a rochas do embasamento cristalino. Essas evidências podem indicar a espessura reduzida das rochas Grupo Bambuí em algumas áreas ou até mesmo a ausência destas na parte central da bacia.

Embora Amorim Jr. & Lima (2003) tenham apresentado como substrato da bacia as rochas do Grupo Bambuí é sabido que o levantamento não investigou a espessura dessas rochas. Em Amorim Jr. (2003) constata-se que nas sondagens entre as cidades de Barreiras e São Desidério e próximo à Taguatinga as resistividades obtidas de cerca de 1.700 e 1.900 $\Omega\cdot m$ para o substrato são típicas do embasamento granítico. Nessa região o mapeamento geológico aponta ocorrência das rochas do Grupo Bambuí, mas pode-se pensar na possibilidade desta ocorrência ter espessuras pequenas.

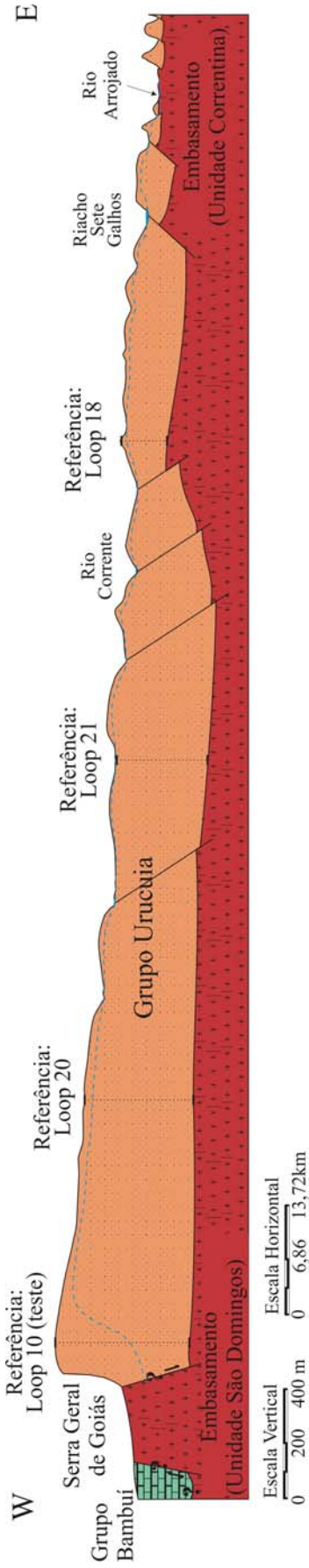
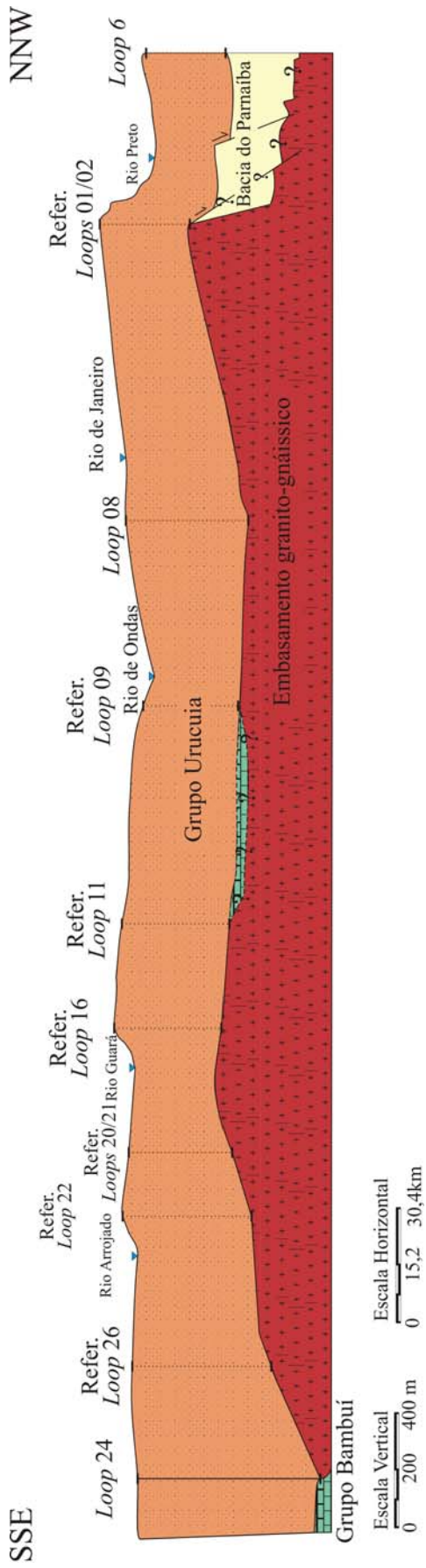


Figura 6.19 – Perfis geológicos integrados pelos resultados da investigação geofísica.

É provável também que o presente estudo não tenha detectado pequenas espessuras de rochas do embasamento atribuídas ao Grupo Bambuí, uma vez que as configurações utilizadas (tamanho do *loop*, frequência, etc.) não foram eficientes para tal objetivo. Fitterman & Stewart (1986) citaram a necessidade de uma espessura mínima das camadas de acordo com a profundidade investigada, para assegurar a sua detecção. De qualquer forma no perfil NNW-SSE inferiu-se a presença de rochas do Grupo Bambuí na bacia do rio das Fêmeas, uma vez que foi detectada por outros autores.

Na investigação realizada nesta pesquisa não foi possível mapear a profundidade do nível d'água no SAU, provavelmente devido ao baixo contraste resistivo entre o meio aquífero e a água doce armazenada nas rochas, que apresenta baixos valores de condutividade elétrica, ou seja, poucos íons dissolvidos. Algumas medidas de condutividade elétrica da água de poços apontaram valores de 7 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Aquino et al. (2002) obtiveram um valor médio de 6,73 $\mu\text{S}/\text{cm}$ para a condutividade elétrica medida em poços na sub-bacia do rio do cachorro, ao norte da cidade de Luis Eduardo Magalhães.

Do mesmo modo, com os estudos geofísicos não foi possível mapear a presença de aquitardes, representado no pacote rochoso principalmente por níveis de arenitos silicificados, fato atribuído à inexistência de contraste resistivo, ou ainda devido às restritas espessuras desses níveis.