

### UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA DECANATO DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – IG/UnB

# DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 185

# APLICAÇÃO DE ESTUDO GEOFÍSICO COMO CONTRIBUIÇÃO AO CONHECIMENTO DA TECTÔNICA DA SUB-BACIA URUCUIA

MÁRCIO WALCACER TSCHIEDEL

Orientador Prof. Dr. JOSÉ ELOI GUIMARÃES CAMPOS Co-Orientador: Prof. Dr. ROBERTO ALEXANDRE VITÓRIA DE MORAES

BRASÍLIA, maio de 2004.



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA DECANATO DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – IG/UnB

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

# APLICAÇÃO DE ESTUDO GEOFÍSICO COMO CONTRIBUIÇÃO AO CONHECIMENTO DA TECTÔNICA DA SUB-BACIA URUCUIA

MÁRCIO WALCACER TSCHIEDEL

# Orientador Prof. Dr. JOSÉ ELOI GUIMARÃES CAMPOS Co-Orientador: Prof. Dr. ROBERTO ALEXANDRE VITÓRIA DE MORAES

**BANCA EXAMINADORA:** 

Prof. Dr. Raimundo Mariano Gomes Castelo Branco (UFC) Prof. Dr. Carlos José Souza de Alvarenga (UnB)

BRASÍLIA, maio de 2004.



Diz em seu coração: Não serei abalado, porque nunca me verei na adversidade. Salmos 10 – versículo 6



#### **AGRADECIMENTOS**

Agradeço primeiramente a Deus por abençoar e me dar saúde para realização deste trabalho.

Agradeço a minha mãe Alimar Coelho Walcacer e meu pai Dario Afonso Tschiedel (*in memorian*) sem o apoio dos quais não seria possível a realização deste trabalho.

Agradeço ao Orientador Prof. José Eloi Guimarães Campos e ao Co-Orientador Prof. Roberto Alexandre Vitória de Moraes, pelas discussões, aprendizado, enfim, tudo o que diz respeito a este trabalho.

Agradeço a geóloga Márcia Gaspar, que além de me acompanhar no campo, ainda me ajudou com artigos, teses, bibliografia para confecção desta dissertação. Aos colegas de campo: João Pacheco, Mauro, enfim a todos que estiveram presentes durante as atividades de campo e que auxiliaram no levantamento dos dados geofísicos.

Agradeço aos geólogos Heitor Franco e Gustavo Melo por cederem seus equipamentos (computadores, impressoras, programas) e sua atenção durante o tratamento dos dados. Ao professor Eduardo Soares por ceder um artigo pertinente ao trabalho. Agradeço pela ajuda do geólogo Carlos Tadeu com as críticas muito pertinentes a este trabalho. Agradeço ao Leandro, Cabelera, Rodrigo, todos os que me fizeram companhia durante o tratamento dos dados. Aos colegas: Magno, Santino, Manguas e Lara pelo auxílio no manuseio do programa Temix. Agradeço ainda ao geólogo e amigo Evandro Filho pelas discussões e ajuda na confecção da dissertação. Enfim, agradeço a todos que de alguma forma contribuíram para a realização deste estudo.



# SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	IV
SUMÁRIO	V
LISTA DE FIGURAS	V
LISTA DE TABELAS	VII
RESUMO	IX
ABSTRACT	X
1 – INTRODUÇÃO	01
1.1 – Justificativas	01
1.2 – Objetivos	02
1.3 – Métodos	02
1.4 – Localização	03
2 – CONTEXTO REGIONAL	05
2.1 – Solos	
05	
2.2 – Geomorfologia	07
2.3 – Geologia Regional	12
2.3.1 – Embasamento	12
2.3.2 – Bacia Sanfranciscana	19
3 – METODOLOGIA GEOFÍSICA	31
3.1 – O Método Eletromagnético	31
3.2 – Fundamentos Teóricos	32
3.3 – Os Dados Adquiridos	38
4 – PROCESSAMENTO E INTERPRETAÇÃO	43
4.1 – Pré-Processamento dos dados	43
4.2 – Processamento dos dados	47
4.3 – Integração e Interpretação dos dados	58
4.3.1 – Modelos Físicos	58
4.3.2 – Modelos Geológicos	62
5 – DISCUSSÕES E CONCLUSÕES	67



# **6 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**\_\_\_\_\_71

### LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 – Mapa de localização do projeto com as linhas geofísicas realizadas 04
Figura 2.1 - Unidades geomorfológicas da região do oeste da Bahia e adjacências.
Destaque para as unidades Chapadão Central e Patamares do Chapadão. Chapadão Central
(C1.1), Patamares do Chapadão (C1.2) e Vão do Paranã (B1.2). Modificado de Brasil
(1982) 10
Figura 2.2 – Vista da borda oeste da Serra Geral de Goiás, região de São Domingos (GO).
10
Figura 2.3 – Morro do Moleque. Feição destacada no relevo da Serra Geral de Goiás. Vista
da GO -463, região de São Domingos (GO)11
Figura 2.4 - Colunas ruineformes na região de Barreiras (BA), formadas pela ação do
intemperismo e erosão sobre os arenitos do Grupo Urucuia 11
Figura 2.5 – Mapa geológico simplificado com a localização da área de estudo (Adaptado
de CPRM 2002)13
Figura 2.6 – Coluna Estratigráfica do Grupo Bambuí (Dardenne 1978 a) 16
Figura 2.7 – Carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba (Góes & Feijó, 1994) 18
Figura 2.8 – Coluna estratigráfica da Bacia Sanfranciscana (Campos & Dardenne 1997a).
21
Figura 2.9 - Contexto tectônico na região da Bacia Sanfranciscana e áreas adjacentes
(Campos & Dardenne 1997b). SBA – Sub-bacia Abaeté; SBU – Sub-bacia Urucuia; I –
Alto do Paranaíba, II – Alto do Paracatu, III – Arco de São Francisco; 1 – Patos de Minas;
2 - Santa Fé de Minas; 3 - Pirapora; 4 - Posse; 5 - São Domingos e 6 - Gilbués. Traços
Denteados - falhas de empurrão e Traços Contínuos - lineamentos indivisos, contendo a
área de estudo30
Figura 3.1 – Figura mostrando um exemplo de como é realizado o método (ZONGE 1997).
31
Figura 3.2 – Figura ilustrativa do fenômeno de indução magnética (modificado de Grant &
West,1965) 33
Figura 3.3 – Relações das circulações entre os campos elétricos e magnéticos de acordo
com as Leis de Faraday e Ampère. (Apud West & Macnae 1991).
34



Figura 3.4 – Transmissores XMT-30 e GGT-10.	40
Figura 3.5 – Receptor GDP-32 e bobina receptora TEM/3.	_ 40
Figura 3.6 – Gerador ZMG – 7,5 de 7,5 KVA.	_ 40
Figura 3.7 – Configuração de bobina central, quadrada, utilizada no levantan	nento
geofísico.	
	_ 41
Figura 4.1 – Fluxograma do processamento e interpretação dos dados.	_ 43
Figura 4.2 - Gráfico mostrando o comportamento das curvas de resistividade apare	ente e
tensão secundária X tempo. A barra azul mostra a região da curva onde é possí	vel a
realização de modelamento.	44
Figura 4.3 – Mapa mostrando a distribuição das estações ao longo dos p	erfis.
	_ 46
Figura 4.4 - Gráfico mostrando a modelagem dos dados adquiridos no campo (curv	va de
resistividade aparente).	48
Figura 4.5 – Curvas de resistividade aparente medida e calculada (A). Modelo interpre-	etado
para resistividade e profundidade (B).	49
Figura 4.6 – Gráficos de curvas de resistividade aparente e tensão secundária v	ersus
tempo da estação 03 (A) e modelo interpretado (inversão) correspondente gerado no T	`emix
XL (B).	_ 50
Figura 4.7 – Gráficos de curvas de resistividade aparente e tensão secundária v	ersus
tempo da estação 04 (A) e modelo interpretado (inversão) correspondente gerado no T	`emix
XL (B).	_ 51
Figura 4.8 – Gráficos de curvas de resistividade aparente e tensão secundária v	ersus
tempo da estação 07 (A) e modelo interpretado (inversão) correspondente gerado no T	`emix
XL (B).	_ 52
Figura 4.9 - Gráficos de curvas de resistividade aparente e tensão secundária v	ersus
tempo da estação 17 (A) e modelo interpretado (inversão) correspondente gerado no T	`emix
XL (B).	_ 53
Figura 4.10 – Gráficos de curvas de resistividade aparente e tensão secundária v	ersus
tempo da estação 18 (A) e modelo interpretado (inversão) correspondente gerado no T	`emix
XL (B).	54



Figura 4.11 - Gráficos de curvas de resistividade aparente e tensão secundária ver	sus
tempo da estação 26 (A) e modelo interpretado (inversão) correspondente gerado no Ter	nix
XL (B).	55
Figura 4.12 – Gráficos de curvas de resistividade aparente e tensão secundária ver	sus
tempo da estação 27 (A) e modelo interpretado (inversão) correspondente gerado no Ter	nix
XL (B).	56
Figura 4.13 – Gráficos de curvas de resistividade aparente e tensão secundária ver	sus
tempo da estação 28 (A) e modelo interpretado (inversão) correspondente gerado no Ter	nix
XL (B).	57
Figura 4.14 – Modelo físico para o perfil sul-norte com os intervalos de resistivida	ade
indicados ao longo do perfil	59
Figura 4.15 – Modelo físico para o perfil leste-oeste com os intervalos de resistivida	ade
indicados ao longo do perfil	61
Figura 4.16 – Modelo geológico interpretado para o perfil sul-norte.	63
Figura 4.17 – Modelo geológico interpretado para o perfil leste-oeste.	66

#### LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1 - Tabela com os dados adquiridos em campo pelo GDP - 32 da sondag	<u>g</u> em
paramétrica.	39
Tabela 4.1 - Tabela com os dados adquiridos em campo pelo GDP - 32 da sondagem	01 na
freqüência de repetição a razão de 1 Hz.	45
Tabela 4.2 - Tabela com os dados obtidos após inversão no Temix XL para o perfil s	sul-
norte	58
Tabela 4.3 – Tabela com os dados obtidos após inversão no Temix XL para o perfil les	ste-
oeste.	60

ANEXO 1 – Tabelas com os dados de campo de tensão secundária e resistividade aparente.

ANEXO 2 – Gráfico mostrando o modelamento dos dados adquiridos no campo (curvas de resistividade aparente)



#### **RESUMO**

O presente estudo tem como principal objetivo contribuir para o conhecimento da origem, evolução e estruturação tectônica de parte da Bacia Sanfranciscana, utilizando-se de levantamento geofísico. O estudo foi realizado na porção central da bacia, incluindo a maior parte da Sub-bacia Urucuia e os resultados foram estendidos para o restante da bacia. Este estudo é importante na definição de parâmetros que podem ser usados em futuros estudos hidrogeológicos, hidrológicos, de geologia econômica, de geologia estrutural aplicada à evolução da bacia e estudos ambientais. Outra decorrência prática do estudo é a de prover informações do meio físico em uma região com grande aumento de demanda de água para atividades agrícolas.

Foram usadas sondagens eletromagnéticas, feitas no domínio do tempo (TDEM), com uso do equipamento GDP 32 Systems da Zonge Engineering. O estudo consistiu de três etapas, sendo a primeira relacionada aos estudos preliminares da região, a fim de se conhecer a geologia e delimitar as áreas a serem detalhadas. A segunda etapa está representada pelo levantamento geofísico com aquisição dos dados em campo. Foram levantados dois perfis geofísicos, sendo um de direção sul-norte (com início na divisa Goiás-Bahia e término na cidade de Luiz Eduardo Magalhães - BA) e outro de direção leste-oeste (com início a oeste de Barreiras e término próximo a Serra Geral de Goiás). Além das duas seções regionais, foi realizada uma sondagem paramétrica, localizada próximo a Serra Geral de Goiás (estrada de acesso à cidade de São Domingos Goiás). A sondagem paramétrica objetivou verificar as respostas em função de uma geologia conhecida, importante para a fase de interpretação e integração geológica dos dados adquiridos. A última etapa consistiu no tratamento dos dados adquiridos em campo com programas, sendo os resultados utilizados para integração e posterior interpretação, com geração de modelos físicos e suas transcrições geológicas para cada perfil. Na avaliação do método geofísico utilizado, o levantamento eletromagnético se mostrou eficiente, entretanto, deve-se salientar limitações relacionadas a interferências (ruídos culturais estáticos e/ou dinâmicos) que resultou numa baixa densidade de informações geofísicas no final.

Os resultados permitem propor um modelo de origem e evolução de bacia do tipo SAG, definida como uma ampla bacia intracontinental formada por subsidência flexural e acomodação de stress intraplaca com pequena subsidência, estando relacionada ao estágio pós-rifte das bacias da margem continental brasileira. Na evolução da bacia, um estágio neotectônico foi responsável pelo escalonamento de blocos que funcionou como tectônica modificadora da bacia.



#### ABSTRACT

The present study is focused on the contribution to the knowledge of the origin, evolution and tectonic of part of the Sanfranciscana Basin, where an specific geophysical prospecting method has being applied. The study was developed in the central portion of the basin, including most of the Urucuia Sub-basin area. His hopped that it can play an important role on the parameter definition that can be used on future hydrogeology, hydrology, economic geology, applied structural geology and environmental geology studies. Another practical importance is to provide information on an area with increasing demand for water on agricultural activities.

Eletromagnetic sounding (time domain) was used as the geophysical tool, using a Zonge Engineering GDP 32 System. The work consists of three phases. The first is related to the preliminary reconnaisance studies on the area, in order to have a glimpse on the geology, the logistical aspects and the limits of the area to be studied. The second phase was the geophysical field data acquisition. Two geophysical profiles were carried out. The first is a South-North section (beginning in the boundary of Goiás and Bahia States and ending in Luiz Eduardo Magalhães city – Bahia State) and other is the East-West Line (beginning west of Barreiras and ending next to the Serra Geral de Goiás). To help interpret the soundings, a parametric sounding was carried out. It is located close to the border of Serra Geral de Goiás (highway access to the city of São Domingos de Goiás. The last phase was accomplished by processing the acquired data with a specific software, resulting on the generation of the physical and from it the geological model, for each profile. The TDEM sounding method showed to be efficient. Limitations, however, should be pointed out related mainly to eletronic interferences (static and/or dynamic noises), low sounding density for a better evaluation of the proposed problem.

The results allow to indicate a SAG type for basin origin model and basin evolution. This type is defined as a wide intracontinental basin formed by flexural subsidence and accommodation of intraplate stress with small total subsidence, being related to the rifte stage of the Brazilian continental margin basins. In the evolution of the basin, a neotectonic stage was responsible for the in echelon block pattern that functioned as tectonics a modifier of the basin.



## 1 – INTRODUÇÃO

#### 1.1 - Justificativas

A presente dissertação de mestrado é parte integrante de um projeto de pesquisa mais amplo relacionado ao estudo do potencial hídrico da porção centro-norte da Bacia Sanfranciscana, cobertura Fanerozóica do Cráton do São Francisco. Como se trata de um projeto de grande interesse para a gestão de recursos hídricos da Bacia do Rio São Francisco está sendo desenvolvida em associação à presente dissertação de mestrado, uma tese de doutoramento no programa de pós-graduação do IG UnB.

Na literatura já existem trabalhos geológicos disponíveis para a região (ex. Campos & Dardenne 1994, Campos 1996, Campos & Dardenne 1997ab,), entretanto há grande carência de informações sobre as condições hidrogeológicas e de evolução da Bacia Sanfranciscana, como dados de espessura, condicionamento tectônico, neotectônico e informações geofísicas específicas para a região da Bacia Sanfranciscana.

Os dados adquiridos serão utilizados como apoio para o desenvolvimento da tese de doutoramento, sendo estes de fundamental importância no auxílio do cálculo de reserva hídrica e no modelamento hidrogeológico da Bacia. Vale ressaltar, que os dados foram adquiridos apenas na porção central da Sub-bacia Urucuia, sendo extendidos por interpretação e interpolação para toda a Bacia Sanfransciscana.

A região do oeste do Estado da Bahia (área de pesquisa) tem mostrado grande desenvolvimento na área da agricultura com plantações de soja, milho, algodão e frutas para exportação, demandando quantidades consideráveis de água para irrigação, sendo portanto uma justificativa para estudos aplicados para a utilização racional e adequada da água.

A região de estudo apresentou dificuldades no sentido de se selecionar áreas acessíveis com estradas, e principalmente, locais que não tenham redes de alta tensão que interferem no método eletromagnético. A falta de apoio financeiro também é uma grande dificuldade do trabalho, já que o mesmo requer apoio logístico (carro, combustível, comida, hospedagem, baterias, entre outros) e material humano, sendo necessário utilizar o menor tempo possível na aquisição dos dados para melhor aproveitamento do dinheiro disponível.



#### 1.2 – Objetivos

O objetivo geral desta dissertação é estimar a espessura e, se possível, acrescentar informações sobre a tectônica formadora e modificadora da Sub-bacia Urucuia, utilizando-se da integração de dados adquiridos com método geofísico específico.

Outros objetivos foram pretendidos durante a pesquisa, como:

- localização da continuidade em profundidade do nível silicificado observado em superfície e em poços tubulares profundos;
- determinação da presença de falhas, com observação de possíveis rejeitos e associação destas falhas com drenagens retilíneas freqüentes na região de pesquisa;
- determinação do paleorelevo, podendo também auxiliar na determinação de rejeitos de possíveis falhas existentes;
- determinação da zona saturada do aqüífero regional para estudos do potencial hídrico da Bacia Sanfranciscana; e,
- confirmação do desenvolvimento de um possível evento neotectônico impresso na área.

A aplicação de um método geofísico nas investigações estratigráficas deste tipo de bacia, se mostrou pertinente à pesquisa em questão.

#### 1.3 – Métodos

Com o intuito de alcançar os objetivos propostos, foi realizado uma seqüência de trabalhos visando facilitar o andamento do projeto.

Inicialmente, foi realizado um estudo bibliográfico sobre a região, a fim de levantar o conhecimento do meio físico, do meio geológico e do contexto estrutural existente sobre a área. Um reconhecimento preliminar da área do projeto também foi realizado, com intuito de se levantar as condições específicas de uso e ocupação, tais como, presença de redes elétricas de alta tensão, cercas, áreas de plantio, entre outros, para definir a viabilidade de realização dos estudos geofísicos. Essa etapa definiu o grau de "ruídos culturais" na área de pesquisa e eliminou certas áreas com elevado potencial de interferências como a rodovia BA-342 (rede de alta tensão ao longo de toda rodovia).

O levantamento geofísico foi realizado com eletromagnetometria no domínio do tempo usando-se o sistema GDP 32 da Zonge Engineering, pertencente ao Laboratório de Geofísica Aplicada (LGA) do Departamento de Geoquímica e Recursos Minerais da Universidade de Brasília. Para a aquisição dos dados com o método eletromagnético foram realizadas 2 perfis geofísicos com sondagens usando uma bobina de seção quadrada de 350 metros de lado. O primeiro perfil foi de direção aproximadamente norte/sul com estações espaçadas de 10 em 10 km, abrangendo uma extensão perfilada de 200 km. Um segundo perfil, de direção aproximada leste/oeste, foi realizado com estações espaçadas de 5 em 5 km, correspondendo a uma estação total de 100 km. No início do levantamento foi realizada uma sondagem paramétrica (figura 1.1), próxima a borda da Serra Geral de Goiás (acesso a São Domingos – GO), com o intuito de parametrizar os dados e possibilita uma otimização da aquisição e no processamento (figura 1.1).

O tratamento dos dados foi realizado no *software* Temix-XL (da Interpex Limited), usado na interpretação dos dados das sondagens eletromagnéticas, por meio do modelamento com a inversão dos dados adquiridos em sondagens tipo bobina receptora central (TCI). Este *software* é pertencente ao Laboratório de Geofísica Aplicada do Departamento de Geoquímica e Recursos Minerais, da Universidade de Brasília.

A última etapa, referiu-se à interpretação e posterior integração dos dados invertidos, com intuito de gerar modelos geológicos a partir de modelos físicos para cada perfil.

#### 1.4 – Localização

A área estudada corresponde à porção centro-norte da Bacia Sanfranciscana incluindo o oeste do Estado da Bahia, tendo como referências as cidades de Luis Eduardo Magalhães (BA), Barreiras (BA) e São Domingos (GO), e os rios Correntina, Arrojado, Roda Velha, de Ondas, entre outros.

A localização da área do projeto com os perfis geofísicos realizados encontra-se na figura 1.1. Esta mesma figura apresenta também as principais toponímias citadas ao longo de todo o texto.





Figura 1.1 – Mapa de localização do projeto com perfis geofísicos realizados.



## 2 – CONTEXTO REGIONAL

#### 2.1 - Solos

Os solos do oeste baiano apresentam grande homogeneidade, sendo geralmente, bastante intemperizados. Na fração argila predominam minerais de estrutura 1:1 e óxidos de ferro e alumínio (goetita e gibsita). Os solos mais freqüentes por ordem de extensão territorial são: latossolo vermelho-amarelo textura média ( $L_{VAm}$ ), areias quartzosas (RQ), associações entre  $L_{VAm}$  e RQ, latossolo vermelho-amarelo textura argilosa ( $L_{VAa}$ ) e pequenas áreas de gleissolos húmicos e neossolos litólicos (Verdésio 1986).

Estudos realizados em áreas mais restritas contribuem para um melhor entendimento dos solos presentes no oeste baiano. Um exemplo é a área localizada no sudoeste baiano, margem direita do rio Corrente, entre as cidades de Santa Maria da Vitória e Bom Jesus da Lapa, ambas no estado da Bahia (Muggler 1996). Os solos mapeados são latossolos vermelho-amarelos álicos e distróficos de textura média e areias quartzosas distróficas, ocorrendo também em razoáveis extensões podzólicos vermelho-amarelos eutróficos de textura média/argilosa; secundariamente ocorrem latossolos vermelho-escuros, cambissolos e neossolos litólicos (EMBRAPA 1976; Brasil 1982). Já nas áreas de várzea são encontrados solos aluviais e hidromórficos, com caráter vértico e/ou plíntico (Curi *et al.* 1986).

Um outro estudo sobre os solos foi realizado na área de chapada da Fazenda Jatobá, localizada entre o rio Arrojado e rio Veredãozinho no sudoeste baiano, desenvolvido pela FUNATURA (1991). Os critérios utilizados para definição dos solos foram: tipo de horizonte B, percentagem de saturação de bases, atividade das argilas, tipo de horizonte A e classe textural, sendo as classes subdivididas em fases quanto à vegetação, relevo e pedregosidade.

Os solos presentes são provenientes dos arenitos do Grupo Urucuia, que possuem como mineral predominante o quartzo na fração areia. O relevo é plano (chapada), com vegetação de aspectos variáveis numa gradação que vai do Campo Sujo de Cerrado (graminoso) ao Capão de Mata, com vegetação densa de árvores e arbustos.

De acordo com a classificação da EMBRAPA SOLOS na antiga classificação (3ª aproximação) foram identificados os solos: Latossolos, Solos Podzólicos e Areias Quartzosas. No entanto, de acordo com a nova classificação brasileira de solos (EMBRAPA 1999), estes solos são enquadrados nas seguintes classes: Latossolos, Argissolos e Neossolos Quartzarênicos, respectivamente.



#### Latossolos

Os Latossolos foram classificados como Latossolos Vermelho-Amarelo Álico, A moderado, textura média, fase cerrado, relevo plano; substrato arenito (FUNATURA 1991). No novo sistema brasileiro de classificação de solos (EMBRAPA 1999) esses solos estão enquadrados como Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico (até o 3° Nível Categórico - Grandes Grupos).

Esses solos possuem textura franco arenosa na maior parte do perfil, e nos primeiros centímetros franco argilo arenosa. A estrutura em geral é em blocos subangulares. Apresentam ainda evidências de translocação biológica no perfil do solo, presença de carvão nos horizontes BA e Bo1 e nos horizontes BA e B1. É observado também galeria de cupins no topo do horizonte BA. Em condições naturais, apresentam baixa soma de bases (S entre 0,3 e 0,8), baixo teor de fósforo, em torno de 0,5 ppm. Apresentam ainda forte saturação de alumínio, teores muito baixos de cálcio e magnésio e pH fortemente ácido variando de 4,5 a 5,8 (FUNATURA 1991).

#### Podzólico (Argissolo)

O relatório da FUNATURA (1991) classificou os solos Podzólicos como Podzólico Vermelho-Amarelo Latossólico Tb Álico, de acordo com a antiga classificação da EMBRAPA (1997b). Entretanto, de acordo com o novo sistema brasileiro de classificação de solos (EMBRAPA 1999) esses solos estão enquadrados na classe dos Argissolos, descritos a seguir:

Argissolo Vermelho-Amarelo Distrófico Latossólico (até o 4º Nível Categórico – Subgrupos): classificação atual do "Podzólico Vermelho-Amarelo Latossólico Tb Álico, A moderado, textura média, fase Cerrado/fase Escrube-e-Árvores (Capão da Mata); relevo plano; substrato arenito.

Argissolo Vermelho-Amarelo Distrófico Típico (até o 4° Nível Categórico – Subgrupos): classificação atual do "Podzólico Vermelho-Amarelo Tb Álico, A moderado, textura média, fase Cerrado Típico; relevo plano; substrato arenito.

Esses solos caracterizam-se por apresentar um horizonte A moderadamente desenvolvido, com intensa atividade biológica, espessura em torno de 15 cm, seguidos por um horizonte eluvial (E) ligeiramente descolorido, e um horizonte Bt de cores vivas (vermelho amarelado) em torno de 1,5 m. Apresentam textura média, com variações discretas do teor de argila de um perfil para outro (FUNATURA 1991). São ainda descritos no relatório citado como solos fortemente ácidos, álicos, de argila de atividade baixa, com carência generalizada de

nutrientes. Foram incluídos na classe dos Podzólicos, pela antiga classificação, em função do acentuado gradiente textural do horizonte A para o B.

Têm ainda como características a granulometria dominada pela fração areia, cores superficiais bruno amarelado escuro, bruno acinzentado muito escuro e subsuperficiais vermelho amarelado. Apresentam estrutura normalmente em pequenos blocos subangulares. Em um dos perfis apresentados verificou-se a presença de horizontes mosqueados.

#### Areia Quartzosa (Neossolo Quartzarênico)

Esses solos foram classificados como: Areias Quartzosas Álicas, A moderado, textura arenosa, fase Campo Sujo, relevo plano, substrato arenito (FUNATURA 1991). Entretanto, de acordo com a nova classificação brasileira de solos (EMBRAPA, 1999) estes se enquadram em Neossolos Quartzarênicos (até o 2° Nível Categórico – subordens).

São solos de textura areia ou areia franca, com pouca diferenciação ao longo do perfil. A estrutura é muito fraca, pequena granular ou em pequenos blocos subangulares, com aspecto de maciça e grãos simples. A coloração é bastante variável, predominando na área cores vermelhas amareladas. São fortemente ácidos, álicos com elevada saturação de alumínio e baixa percentagem de matéria orgânica, com valores baixos de soma de bases (S= 0,2 a 0,7), saturação de bases (V= 11 a 29%) e CTC (T= 1,8 a 3,5) (FUNATURA 1991).

#### 2.2 – Geomorfologia

Com base nas variedades estruturais e diversidades de formas topográficas, foram distintas as seguintes unidades geomorfológicas no oeste baiano (Jacomime *et al.* 1976).

#### Terraços Aluviais

São trechos às margens do Rio São Francisco e alguns de seus afluentes, cujo material, principalmente arenoso, é de origem colúvio-aluvial e de deposição recente (Holoceno). São terrenos planos onde podem ocorrer microrrelevos possuindo cotas altimétricas entre 350 a 400 m.

### Planalto Ocidental

Constitui um grande planalto que ocupa praticamente a metade de toda a área estudada, onde se distingue os três seguintes aspectos:

➢ Plataforma aplainada - representa o grande núcleo elevado (Espigão Mestre) com relevo predominantemente plano, compreendendo altitudes de 700 a 900 metros. ➢ Baixadas - constituem áreas rebaixadas com altitudes entre 450 e 700 metros, em forma de calhas suaves que recortam o planalto do Espigão Mestre.

Encostas de Planaltos - abrange as superfícies irregulares, por vezes bastante erodidas, que fazem parte do contorno do Planalto nos seus limites orientais, ou penetrando um pouco pelos seus vales. O relevo nessas áreas é bastante variável, ocorrendo desde escarpas muito íngremes até áreas suavemente onduladas, onduladas e forte onduladas. Suas altitudes oscilam entre 500 e 700 metros.

#### Planície Oriental

Assim pode ser designada uma grande superfície aplainada, compreendida entre a frente oriental do Planalto Ocidental e o Rio São Francisco. O relevo nessas áreas é predominantemente plano com algumas partes suaves onduladas. Compreende desde o sopé do Planalto até o conjunto das serras do Boqueirão, Muquém, Ponta do Morro e o Rio São Francisco. Com variação altimétrica de 400 aos 600 metros.

#### Planícies e Pediplanos Setentrionais

Foi assim considerada a área mais estreita que se estende para o norte, abrangendo o que se pode chamar de uma planície irregular intermontana com setores pediplanados, situandose entre as serras que limitam a Planície Oriental e os limites da área de estudo.

#### Serras e Incelbergs

Constituem os maciços residuais elevados, apresentando relevo que varia de predominantemente ondulado a montanhoso. No entanto, podem ser encontradas superfícies aplainadas, no topo de alguma serra. Suas altitudes variam de 500 a 800 metros.

Na região da área de estudo são caracterizados dois domínios geomorfológicos (Brasil 1982) denominados "Domínio dos Planaltos em Estruturas Sedimentares Concordantes" e "Domínios das Depressões Pediplanadas".

O Domínio dos Planaltos em Estruturas Sedimentares Concordantes é dividido em duas regiões geomorfológicas, que formam o Planalto do Divisor São Francisco-Tocantins, e o Planalto Goiás-Minas. No entanto, como a área enquadra-se na região do Planalto Divisor São Francisco-Tocantins, o Planalto Goiás-Minas não será aqui abordado. O Planalto Divisor São Francisco-Tocantins por sua diversidade subdivide-se em duas unidades: *Chapadão Central* (C1.1) e *Patamares do Chapadão* (C1.2). Este domínio geomorfológico é o mais importante da região, por apresentar maior extensão espacial e por relacionar-se diretamente à ocorrência das

rochas do Grupo Urucuia, que compõem a área em estudo.

O Domínio das Depressões Pediplanadas é representado na região pelo *Vão do Paranã* (B1.2), que é uma depressão posicionada entre os relevos mais altos representado pelos Patamares do Chapadão e Chapadão Central à leste, e Planalto Central Goiano à oeste. Nessa região predominam as rochas carbonáticas do Grupo Bambuí. As altitudes variam entre 400 e 600 metros (figura 2.1).

No Chapadão Central o relevo é mais plano e elevado, sendo bordejado a leste e a oeste pelos Patamares do Chapadão. Possui uma inclinação de 5° no sentido oeste-leste, com altitudes médias variando de 520 metros no borda leste e 920 metros na oeste. Possui desníveis associados às bordas assimétricas das veredas dos rios no plano norte-sul.

A unidade Patamares do Chapadão corresponde a estreitas faixas que bordejam a Serra Geral de Goiás, no contato das rochas do Grupo Urucuia com as do Bambuí e nos médios cursos dos rios Corrente, Formoso e Arrojado. As litologias presentes fazem parte dos grupos Urucuia e Bambuí e em áreas mais restritas de rochas do embasamento granito-gnáissico. Essa unidade limita-se a leste e a oeste por meio de escarpas; e, a norte, divide-se dos domínios geomorfológicos da Bacia do Parnaíba, por escarpa de falha (IBGE 2003).

A principal feição geomorfológica da região é a Serra Geral de Goiás, com aproximadamente 400 km de extensão. Constitui um divisor geográfico entre os estados da Bahia e Goiás e Goiás e Tocantins com desnível de até 200 metros (Campos 1996). Possui escarpas abruptas, bem visualizadas da região de São Domingos – GO (figura 2.2).

Algumas feições pouco freqüentes são destacadas no relevo da região como o Morro do Moleque (figura 2.3), sustentado por arenitos silicificados do Grupo Urucuia (Campos 1996). Outras feições típicas são colunas ruineformes presentes na região do aeroporto de Barreiras (BA) (figura 2.4) e nas proximidades do rio Pau D'óleo às margens da rodovia BR-020, no estado da Bahia.





**Figura 2.1** - Unidades geomorfológicas da região do oeste da Bahia e adjacências. Destaque para as unidades Chapadão Central e Patamares do Chapadão. *Chapadão Central* (C1.1), *Patamares do Chapadão* (C1.2) e *Vão do Paranã* (B1.2). Modificado de Brasil (1982).



Figura 2.2 - Vista da borda oeste da Serra Geral de Goiás, região de São Domingos (GO).





**Figura 2.3** - Morro do Moleque. Feição destacada no relevo da Serra Geral de Goiás. Vista da GO -463, região de São Domingos (GO).



**Figura 2.4** - Colunas ruineformes na região de Barreiras (BA), formadas pela ação do intemperismo e erosão sobre os arenitos do Grupo Urucuia.

#### 2.3 – Geologia Regional

A geologia da área de estudo diz respeito ao Grupo Urucuia, que representa a seção Neocretácea da Bacia Sanfranciscana, cobertura sedimentar fanerozóica do Cráton do São Francisco, sendo pertinente o estudo das unidades de seu embasamento.

A Bacia Sanfranciscana faz limites a norte com a Bacia do Parnaíba; a sul com a Bacia do Paraná, à oeste e à leste respectivamente com as bordas externas das faixas Brasília e Araçuaí/Espinhaço Setentrional (Campos & Dardenne 1997b).

Para um melhor entendimento do contexto geológico regional é apresentado o mapa da figura 2.5 que apresenta a geologia da área de forma simplificada. Utilizou-se como base os arquivos do mapeamento geológico do Brasil da CPRM (2002). Entretanto, as descrições e as subdivisões são provenientes de diversos autores.

#### 2.3.1. Embasamento

A Bacia Sanfranciscana tem como embasamento na porção sul rochas Proterozóicas do Alto Paranaíba. Na porção central o embasamento é representado por rochas do Grupo Bambuí e, ainda, por rochas xistosas, graníticas ou gnáissicas arqueanas/proterozóicas que afloram na região de Coribe-Correntina/BA e São Domingos/GO, sendo caracterizadas como embasamento granito-gnáissico. Na porção norte da bacia o embasamento é representado por rochas da Bacia do Parnaíba até o extremo sul do estado do Piauí. As rochas do embasamento serão descritas conforme sua cronoestratigrafia.

#### Embasamento granito-gnáissico

As rochas granito-gnáissicas ocorrem de forma restrita como janelas de embasamento e encontram-se aflorantes na área apenas nas regiões de Coribe-Correntina/BA e São Domingos/GO. Na região de Correntina foi descrita a presença de sienitos (Rosa *et al.*, 1996), os quais se referem a essas rochas como "Sienitos de Correntina". O sienito é descrito como *hipersolvus*, avermelhado, de granulação média e com estrutura gnáissica. As relações de contato são abruptas com rochas gnáissicas do Complexo Santa Isabel. Este complexo é caracterizado por uma faixa de rochas polideformadas e metamorfisadas, constituído de rochas intermediárias com termos básicos e ultrabásicos subordinados. Os sienitos de Correntina possuem o diopsídio como principal mineral máfico, sendo comum a presença de hastingsita e flogopita (Conceição 1990 *in* Rosa *et al.* 1996). Ocorrem como minerais acessórios: quartzo associado ao anfibólio, juntamente com zircão, apatita e esfênio tardio. Foi realizada datação das rochas sieníticas, sendo atribuída a idade de 2,0 Ma (Mascarenhas & Garcia 1987 *in* Rosa *et al.* 1996).





**Figura 2.5** - Mapa geológico simplificado com a localização da área de estudo (Adaptado de CPRM 2002).



Na região de São Domingos o embasamento é Arqueano e Paleoproterozóico. O embasamento arqueano consiste de rochas granito-gnáissicas, com fácies calciossilicática e metabasitos localizados. As rochas Paleoproterozóicas estão caracterizadas como a seqüência vulcano-sedimentar de São Domingos, com filitos e xistos de origem pelítica, tufácea, vulcânicas ácidas e metagrauvacas geralmente hornfélsicas, sendo ainda catalogado a presença de um corpo ultramáfico, tonalitos e granito róseo, geralmente porfirítico com pegmatitos estaníferos associados (Silva *et al.* 1983).

#### Grupo Bambuí

O Grupo Bambuí é representado por uma seqüência pelito-carbonatada com sedimentos siliciclásticos no topo, de idade Neoproterozóica, a qual recobre o Cráton São Francisco na região do Brasil Central. As exposições do Grupo Bambuí ocorrem nos estados de Goiás, Minas Gerais, Bahia e Tocantins.

Eschwege (1817) propôs a primeira descrição de caráter geológico para o Grupo Bambuí, denominando esta unidade de "Formação de Transição" (Eschwege 1817; *in: Chiavegatto* 1997). Derby (1880, *in:* Dardenne 1978) chamou de "Série São Francisco" os sedimentos carbonatados e argilosos aflorantes no vale do Rio São Francisco (Dardenne 1978). Esta denominação proposta anteriormente foi modificada por Rimann (1917, *in:* Dardenne 1978) para "Série Bambuí".

A primeira seqüência litoestratigráfica do Grupo Bambuí foi proposta por Branco & Costa (1961) e considerava um conglomerado basal (Formação Carranca), calcários e mármores da Formação Sete Lagoas, seguido de uma espessa seqüência pelito-carbonatada da Formação Rio Paraopeba (Dardenne 1978).

Dardenne (1978) propôs a seguinte divisão estratigráfica para o Grupo Bambuí, composto, da base para o topo, pelas seguintes formações (figura 2.6):

Formação Jequitaí

Compõe-se de um paraconglomerado polimítico com matriz esverdeada, onde flutuam seixos, blocos e matacões de quartzitos, calcários, dolomitos, *chert*, gnaisses, micaxistos, granitos e rochas vulcânicas. Essa unidade repousa discordantemente sobre as rochas do embasamento cristalino e representa um evento de glaciação em escala continental que ocorreu no Neoproterozóico (Almeida 1964; 1967).

Formação Sete Lagoas

Compõe-se de uma sequência de rochas margosas e pelíticas, com intercalações de lentes com dimensões variadas de calcários e dolomitos que apresentam estruturas



estromatolíticas. Walde & Dardenne 1979 *in Chiavegatto* 1997 definem o contato concordante com a Formação Jequitaí, mesmo considerando a presença de um hiato deposicional expressivo entre as formações.

#### Formação Serra de Santa Helena

Compreende siltitos e folhelhos, cinza a cinza-esverdeados, com intercalações de arenitos finos e lentes de calcários cinza escuro. O contato com a Formação Sete Lagoas é concordante, comumente gradacional, porém quando siltitos e arenitos recobrem a formação inferior observa-se um contato abrupto.

#### Formação Lagoa do Jacaré

Esta unidade é representada pela alternância de siltitos e margas com lentes de calcários oolíticos e pisolíticos, cinza escuros, fétidos e cristalinos. O contato com a Formação Serra de Santa Helena é concordante e gradacional.

#### Formação Serra da Saudade

Seqüência pelítica composta de folhelhos, argilitos e ritmitos finos de coloração verde que gradam para siltitos feldspáticos ou arcoseanos em direção ao topo da unidade. Apresentam também lentes de fosforitos, carbonatos e margas. Alvarenga & Dardenne (1978), com base em estudos realizados na Serra de São Domingos, invertem o posicionamento estratigráfico da Formação Serra da Saudade (Branco & Costa 1961) colocando esta formação abaixo dos sedimentos siliciclásticos da Formação Três Marias.

Formação Três Marias

Unidade siliciclástica que representa o topo do Grupo Bambuí, sendo composta por arcóseos e siltitos de coloração verde escura a marrom, que se sobrepõem concordantemente à seqüência pelítica inferior.

Dardenne (1978a) relaciona os ambientes deposicionais do Grupo Bambuí a condições de mar epicontinental, em domínio de plataforma estável.

Um megaciclo regressivo controla a sedimentação das formações: Sete Lagoas e Lagoa do Jacaré. Os ambientes deposicionais são francamente marinhos ou de sub-maré, e, mais ao topo passam para sedimentos de inter-maré/supramaré (Chiavegatto 1997).



 LITOLOGIA	FORMAÇÃO	AMBIENTE DE SEDIMENTAÇÃO	
Arcóseo esverdeado em bancos maciços siltito-arcoseano esverdeado	Três Marias	Ambiente merinho raso a continental	
Siltitos-argilosos margosos esverdeados com calcário cinza na base. No topo, Bancos de arcóseo esverdeado	Serra Da Saudade	Ambiente sublitorâneo com águas tranquilas a francamente marinho	3° CICLO
Siltitos-argilosos intercalando bancos ou lentes de calcário preto oolítico, fétido. Níveis margosos constantes	Lagoa do Jacaré	Periodicamente, um retorno à sedimenta- ção sublitorânea, com águs rasas agitadas e pelas correntes de maré	CLO
Argilito com lentes de calcário cinza- escuro e níveis de margas	Santa Helena	Ambiente sublitorâneo relativamente profundo cam águas calmas	2° CIO
Calcário cinza-escuro, localmente oolítico Dolomitos laminados, brechas dolomíti- cas e dolarenitos Calcário argiloso cinza-escuro bem laminado	Sete Lagoas	Ambiente sublitorâneo Ambiente litorâneo Ambiente sublitorâneo	1° CICLO
Argilito com lentes de dolomito, bege bem laminado Paraconglomerado polimítico Complexo basal, xistos Araxá (?), Quartzito:	<b>Jequita</b> í s Araí	Ambiente litorâneo Sedimentos glaciais	
			-

Figura 2.6 – Coluna Estratigráfica do Grupo Bambuí (Dardenne 1978a).

Um afogamento lento e gradual de plataformas carbonáticas, com adição progressiva de siliciclásticos à bacia marinha, são evidenciados pelas pasSAGens gradacionais e transicionais entre as formações: Sete Lagoas/Serra de Santa Helena e Lagoa do Jacaré/Serra da Saudade. A Formação Três Marias corresponde a uma plataforma dominada por tempestades, com presença de estruturas tipo *hummockys* (Chiavegatto 1997).

O Grupo Bambuí é caracterizado por megaciclos transgressivos e regressivos, marcados pela alternância entre as unidades siliciclásticas e carbonáticas. A deposição de sedimentos arcoseanos da Formação Três Marias fecha o ciclo deposicional.



#### Bacia do Parnaíba

A Bacia do Parnaíba localiza-se na porção oeste da região nordeste do Brasil, abrangendo parte dos estados do Piauí, Maranhão, Tocantins, Pará, Ceará e Bahia. Ocupa uma área de 600.000 km<sup>2</sup>, com uma sucessão sedimentar de até 3.500 metros de espessura no seu depocentro (Milani & Thomaz Filho 2000).

O substrato da Bacia do Parnaíba é composto por rochas metamórficas oriundas de processos tectonomagmáticos do Mesoproterozóico, sobre os quais se superpõem grabens (Góes *et al.* 1992) preenchidos no Neoproterozóico e no Cambro-Ordoviciano.

A bacia é constituída por seqüências sedimentares depositadas do Siluriano ao Cretáceo, sendo de natureza siliciclástica, ocorrendo subordinadamente calcário, anidrita e sílex, além de diabásio e basalto, representativos de eventos magmáticos do Neotriássico ao Eocretáceo (Góes & Feijó 1994). A seqüência estratigráfica engloba os grupos Serra Grande, Canindé, Balsas, Mearim e o conjunto formado pelas formações Grajaú, Codó, Itapecurú, Urucuia e Areado. Entretanto, segundo a base cartográfica geológica utilizada neste trabalho têm-se como unidades vizinhas e em contato direto com a Bacia Sanfranciscana apenas os grupos Serra Grande, Canindé (formações Pimenteiras, Cabeças, Longá e Poti), Balsas (formações Piauí, Pedra de Fogo e Sambaíba), a Formação Mosquito e alguns depósitos de sedimentos recentes (figura 2.7).

O conjunto que engloba as formações Grajaú, Codó, Itapecuru, Urucuia e Areado que ocorrem no domínio físico da Bacia do Parnaíba (Góes & Feijó, 1994). Sendo que estas unidades constituem um único ciclo deposicional, distribuídos em dois sistemas distintos, que se equivalem cronoestratigraficamente: o sistema Grajaú-Codó-Itapecuru na porção norte da bacia e o Urucuia-Areado na porção sul da bacia.

Os grupos Urucuia e Areado serão apresentadas na geologia da Bacia Sanfranciscana a seguir.





Figura 2.7 – Carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba (Góes & Feijó, 1994).

#### 2.3.2. Bacia Sanfranciscana

O termo Bacia Sanfranciscana (Sgarbi 1989) ou Bacia Alto Sanfranciscana tem sido utilizado em substituição à denominação original de Bacia do São Francisco (Sad *et al.* 1971) para designar a depressão na qual se acumularam as coberturas fanerozóicas sobre o Cráton do São Francisco.

A Bacia Sanfranciscana corresponde aos sedimentos fanerozóicos da porção oeste do Cráton São Francisco. A norte é limitada pelas rochas da Bacia do Parnaíba, à oeste pelas formações do Grupo Bambuí e pela Faixa de Dobramentos Brasília (zona externa), e a sul e à leste pelas demais unidades do Cráton São Francisco.

A bacia possui uma área aproximada de 150.000 km<sup>2</sup>, estende-se para norte até o extremo sul do estado do Piauí (Campos & Dardenne 1997a). Diferenças tectônicas, estratigráficas e ambientais, proporcionaram a divisão da bacia em Sub-bacia Abaeté, a sul e Sub-bacia Urucuia, no centro-norte; separadas pelo Alto do Paracatu na porção meridional, no vale do rio homônimo (Campos & Dardenne 1997b).

#### Estratigrafia

A Bacia Sanfranciscana é dividida, atualmente, da base para o topo, em: Grupo Santa Fé (Neopaleozóico) como unidade basal, seguido do Grupo Areado (Cretáceo Inferior), Grupo Mata da Corda (Cretáceo Superior), Grupo Urucuia (Cretáceo Superior) e a Formação Chapadão (cobertura Cenozóica). Alguns autores não concordam com essa divisão, considerando o Grupo Areado como a unidade basal (Sgarbi 1989, Sgarbi 1991 e Kattah 1991). Entretanto, Campos & Dardenne (1994) descreveram as rochas do Grupo Santa Fé, atribuídas à glaciação Permo-Carbonífera, preservada em vales escavados no embasamento na porção meridional da Bacia Sanfranciscana, considerando-a como unidade basal da bacia. A coluna estratigráfica com suas respectivas subdivisões é mostrada na figura 2.8 (Campos & Dardenne 1997a).

#### Grupo Santa Fé (Neopaleozóico)

Este grupo é representado por rochas de origem glaciogênica de idade Permo-Carbonífera correlatas a unidades neopaleozóicas da Bacia do Paraná (Campos & Dardenne 1994). Foram observados pavimentos estriados próximo à Santa Fé de Minas, confirmando a origem glacial destas rochas (Dardenne *et al.* 1991). Uma discordância regional marca o contato do Grupo Santa Fé com o embasamento.



O contato basal do Grupo Santa Fé sobre o embasamento caracteriza a primeira discordância regional da Bacia Sanfranciscana. Os registros atuais do Grupo Santa Fé, são representados por escassas áreas de afloramentos, evidenciando que esta sucessão sedimentar após sua deposição sofreu intensos retrabalhamentos por sucessivos ciclos erosivos. Tais sedimentos encontram-se preservados apenas localmente em paleo-depressões do embasamento as quais representam prováveis paleo-vales glaciais.

Embora apresente pequenos volumes e extensões restritas de afloramentos, o Grupo Santa Fé possui registros em toda a área da Bacia Sanfranciscana, tendo sido cartografado ou observado desde a Fazenda Califórnia no Vale do Rio São Francisco na porção sul, até a região de Posse/GO. Além das regiões citadas, em todas as áreas detalhadas e inúmeras outras regiões foram encontrados os registros dos sedimentos glaciais do Paleozóico Superior (Campos & Dardenne 1997a).

O Grupo Santa Fé tem espessura variando de 60 a 80 metros, chegando a 180 metros na região de Santa Fé de Minas, é composto pelas formações Floresta e Tabuleiro (Campos & Dardenne 1994).. A Formação Floresta é dividida em três membros: Brocotó, Brejo do Arroz e Lavado, os quais se relacionam por contatos laterais interdigitados. A Formação Tabuleiro recobre os membros da Formação Floresta além de ocorrer diretamente sobre o Grupo Bambuí. <u>Formação Floresta</u>

Os três membros que constituem a Formação Floresta são: Brocotó, Brejo do Arroz Lavado. O Membro Brocotó é constituído essencialmente por diamictitos de coloração vermelho tijolo. Estes conglomerados são geralmente desorganizados e apresentam variações nas proporções de matriz (de 30 a 80%). A fácies de tilitos verdadeiros é representada por diamictitos, maciços, com blocos e calhaus angulosos e estriados, enquanto que na fácies de tilóides, os diamictitos são estratificados e possuem clastos mais arredondados. A matriz de coloração vermelha mostra granulometrias variáveis, desde argilosa a arenosa, sendo mais comumente argilo-síltica-carbonática. Representa uma farinha de rochas resultante da moagem pela abrasão nas bases das geleiras, onde o carbonato é certamente originado a partir do Grupo Bambuí. Apresenta um típico padrão detrital com um aspecto sujo oxidado. É responsável pela coloração avermelhada dos tilitos e tilóides, indicando se tratar de cor primária. O Membro Brocotó tem seu sistema deposicional atribuído às bases de morainas, com geração de rochas mal selecionadas, acompanhada de importante feição erosional, de abrasão do embasamento pelas bases das geleiras, sendo denominado de "Fácies de tilitos" (Campos & Dardenne 1994). Os vales em "U" foram interpretados como a expressão em escala regional do que se observa nos pavimentos estriados do tipo ondulado.





**Figura 2.8** - Coluna estratigráfica da Bacia Sanfranciscana modificado de Campos & Dardenne (1997a).

O Membro Brejo do Arroz é caracterizado por folhelhos vermelhos, rosados ou ocres bem laminados, contendo clastos caídos. Os clastos caídos: seixos, blocos e calhaus (*dropstones*) ocorrem em proporções variáveis, apresentando desde grandes quantidades (e.g. regiões de Canabrava e Santa Fé de Minas/MG) até pequenas proporções, sendo ausentes em outras regiões (e.g. região de Urucuia - São Francisco/MG). Os clastos caídos são originados de vários tipos de rochas (arcóseos, metassiltitos, calcários, granitos variados, gnaisses, milonitos, xistos, filitos, quartzitos, metaconglomerados, itabirito, quartzo de veio e hematita maciça), possuem formas irregulares, mas sempre com uma face achatada, às vezes estriada, mal selecionados. O Membro Brejo do Arroz representa uma deposição lacustre ligada diretamente à glaciação, denominada "*Fácies glácio-lacustres e turbidíticas*" (Campos & Dardenne 1994). O preenchimento dos lagos é processado pela deposição de argila por gravidade e os clastos caídos (seixos, calhaus e matacões) representam materiais soltos pelos *icebergs* que flutuavam nos lagos; e, a deposição turbidítica seria gerada pela chegada das geleiras carregadas de sedimentos perturbando a estabilidade deposicional dos lagos.

O Membro Lavado é constituído por arenitos heterogêneos vermelhos e secundariamente por diamictitos de matriz arenosa, microconglomerados e conglomerados intraformacionais. Os arenitos são finos, médios ou grossos, argilosos ou puros, sempre cimentados por calcita, sendo localmente o cimento do tipo sintaxial. Os diamictitos e conglomerados indicam retrabalhamentos, pois são principalmente compostos por fragmentos arredondados dos próprios arenitos. O sistema deposicional do Membro Lavado foi denominado como "*Fácies flúvio-glaciais*" consistentes com os sistemas fluviais do tipo *braided* (Campos & Dardenne 1994). A grande distribuição horizontal desta fácies indica um sistema fluvial com muitos tributários com canais migrantes lateralmente.

#### Formação Tabuleiro

Esta unidade possui uma morfologia de relevo bastante característica, definindo formas geomorfológicas de tabuleiros típicos, onde comumente se destacam *canyons* desenvolvidos ao longo de planos de fraturamento/falhamentos. É formada por arenitos homogêneos, vermelhos, rosados e brancos e maciços com delgadas intercalações argilosas. Apresenta-se em bancos horizontais com estratificação plano-paralela, estratificações cruzadas de pequeno e médio porte. O arenito exibe alta maturidade textural e mineralógica, excelente selecionamento, sendo classificado como quartzo arenito médio calcífero (Campos & Dardenne 1994). Essa formação recobre todas as unidades anteriores, inclusive o embasamento, sendo o contato com a Formação Floresta de forma gradacional. O sistema deposicional é denominado de "*Fácies periglacial eólica*" representa a deposição em um ambiente de deserto periglacial com transporte e

deposição de areia eólica em lagos pós-glaciais (Campos & Dardenne 1997a).

A área fonte do Grupo Santa Fé foi interpretada como a região cratônica do Estado da Bahia a sudoeste da Chapada Diamantina (Campos 1992, Campos & Dardenne 1994). Sendo, que podem ser também considerados como fontes, as rochas do Grupo Bambuí, atribuídas como o caminho percorrido pelas geleiras.

Os icnogêneros descritos nos folhelhos do Membro Brejo do Arroz (*Isopodichnus* e *Diplichnites*) (Campos & Dardenne 1994) são típicos de ambientes lacustrinos periglaciais e datam a glaciação permo-carbonífera (Carbonífero Médio-Permiano Superior).

A evolução histórica indica que após a chegada das frentes glaciais e deposição do Grupo Santa Fé no Neopaleozóico, houve um extenso hiato deposicional no Mesozóico, com retrabalhamento desse grupo (Campos 1992, Campos & Dardenne 1994).

#### **Grupo** Areado

O Grupo Areado encontra-se distribuído por toda a extensão da Bacia Sanfranciscana, aflorando continuamente na Sub-Bacia Abaeté e descontinuamente na Sub-Bacia Urucuia. No depocentro da Sub-Bacia Abaeté o Grupo Areado apresenta espessuras superiores a 200 metros e rápido adelgaçamento lateral, enquanto que para norte as espessuras desta unidade não ultrapassam algumas dezenas de metros (Campos & Dardenne 1997a).

O Grupo Areado é a unidade da Bacia Sanfranciscana com maior variação lateral de litofácies. As mudanças laterais são principalmente função da atuação simultânea de diversos ambientes deposicionais, entre os quais leques aluviais, fluviais entrelaçados, fluvio-deltáicos, lacustres, campo de dunas e interdunas.

Alguns autores consideram o Grupo Areado como a unidade basal da Bacia Sanfranciscana (Kattah 1991 e Sgarbi 1989), talvez pela restrita ocorrência das rochas do Grupo Santa Fé, caracterizado como unidade basal da bacia (Campos 1992, Campos & Dardenne 1994 e Spigolon & Alvarenga 2002).

O Grupo Areado é dividido, da base para o topo, em três unidades: Formação Abaeté (fácies Carmo e Canabrava) (Sgarbi 2000), Formação Quiricó e Formação Três Barras.

#### Formação Abaeté

A Formação Abaeté possui ampla distribuição horizontal, sobretudo na porção meridional da bacia, e encontra-se preservada em paleo-depressões, com espessuras que variam desde centímetros até 30 metros. A formação é dividida em duas porções de sedimentação distintas, uma na porção sul da bacia, caracterizada por conglomerados imaturos, mais



desorganizados, com abundância de matriz e fragmentos achatados e alongados; e nas demais porções da bacia, conglomerados monomíticos, maturos com menor quantidade de matriz (Campos & Dardenne 1997a). Posteriormente foi sugerida outra divisão da formação em duas fácies: *Carmo e Canabrava*, que também se baseia nas diferenças de ambientes e tipos de rochas gerados na porção sul e demais áreas na bacia (Sgarbi 2000).

#### Formação Quiricó

A Formação Quiricó possui espessura máxima de 60 metros com sedimentos de origem lacustre, ricos em estruturas deposicionais e deformações diagenéticas (Sgarbi 2000).

É composta na base do pacote sedimentar por sedimentos pelíticos, com folhelhos e siltitos esverdeados, rosados, ocres, violáceos ou avermelhados, que ocorrem interestratificados entre si, apresentando rápidas variações de cores. Subordinadamente ocorrem intercalações de arenitos finos, médios e grossos, sendo mais comuns no topo da unidade. De forma restrita, ocorrem calcários micríticos associados aos pelitos. A presença de vários níveis centimétricos de arenitos, compostos de grânulos e grãos de areia, em meios aos pelitos, caracteriza a influência eólica nessa sedimentação lacustre, confirmando a deposição simultânea de pelitos no lago e a migração e retrabalhamento de dunas em suas adjacências (Campos & Dardenne 1997a).

De uma forma geral, as litologias pelíticas predominam na base da unidade, enquanto as intercalações arenosas se situam na porção mediana da seção, sendo mais comuns para o topo. Os calcários e folhelhos betuminosos estão restritos à porção superior do depocentro da Sub-Bacia Abaeté.

Análises paleontológicas baseadas na presença de pólens, ostracodes e peixes confirmaram característica continental ao chamado Lago Quiricó, típico de clima árido, com idade entre o Barremiano ao Aptiano (Sgarbi 1997).

#### Formação Três Barras

Esta unidade do Grupo Areado apresenta a maior diversidade litológica, o maior volume de rochas e a mais ampla área de ocorrência. As principais diferenças em termos petrográficos são observadas nas variações dos tipos de arenitos. Os vários tipos de arenitos são diferenciados em função de sua granulometria, da cor, da presença ou ausência de matriz/cimento, do selecionamento e principalmente das estruturas sedimentares presentes.

As espessuras máximas alcançam 150 metros na Sub-Bacia Abaeté. Em direção ao norte, a unidade se adelgaça rapidamente, apresentando espessuras da ordem de 20 a 40 metros. Na Sub-Bacia Urucuia, esta formação ocorre apenas na forma de morros testemunhos isolados,



com espessuras da ordem de 10 a 15 metros. No extremo norte da bacia (região de Monte Alegre - Gilbués/PI), a Formação Três Barras ocorre em extensa área, recobrindo as unidades paleozóicas da Bacia do Parnaíba. A Formação Três Barras possui espessuras variando de 10 a 150 metros ao longo da bacia, sendo constituída por arenitos originados de sistemas fluviais, flúvio-deltáicos e desérticos (Campos & Dardenne 1997a).

#### Grupo Mata da Corda

O Grupo Mata da Corda, de idade Neocretácea, é constituído por rochas vulcânicas alcalinas efusivas e piroclásticas, plutônicas alcalinas e sedimentares epiclásticas. Estratigraficamente se coloca a sul da bacia (ao sul do paralelo 19°30') sobre os sedimentos do Grupo Areado, e a norte, sobre os arenitos do Grupo Urucuia, sendo sua ocorrência restrita a Sub-Bacia Abaeté (Campos & Dardenne 1997a). É dividido nas formações Patos e Capacete, que ocorrem interdigitadas.

A Formação Patos é formada por rochas máficas a ultramáficas, alcalinas potássicas de origem efusiva, e principalmente, piroclástica (Sgarbi 2000, Campos & Dardenne 1997a). A presença de crateras e caldeiras, diques, *plugs* e *necks*, bem como bombas, blocos, cinzas, lavas maciças e basanitos vesiculares são atribuídos a esta formação (Leonardos *et al.* 1993). Na Formação Patos ocorre uma espessa canga laterítica brechóide de cor ocre/amarelada distinta das coberturas lateríticas desenvolvidas sobre outras unidades (Campos & Dardenne 1997a).

A Formação Capacete é formada por rochas epiclásticas (argilitos, arenitos líticos, *wackes* líticos e conglomerados vulcânicos), que representam o produto do retrabalhamento das rochas vulcânicas da Formação Patos (Campos & Dardenne 1997a).

A sedimentação da Formação Capacete é fluvial sendo atribuída a um sistema de leques aluviais distais, transicionando para fácies fluviais entrelaçadas. A presença de grãos de quartzo esféricos e polidos mostra influência eólica na sedimentação na sua porção distal.

#### **Grupo Urucuia**

O Grupo Urucuia, de idade neocretácea, aflora continuamente nas cabeceiras do Rio Corrente, ao longo das escarpas da Serra Geral de Goiás e em morros testemunhos, isolados em meio ao embasamento Proterozóico. As rochas deste grupo afloram por uma extensa região da Bacia Sanfranciscana, ocorrendo desde o paralelo 17°00' até o sudeste do estado do Piauí. Estas rochas representam uma unidade homogênea, com pouca variedade de litotipos. Ocorrem de forma contínua na Sub-bacia Urucuia (Góes & Feijó 1994), e descontínua na parte sul (Sub-



Bacia Abaeté), na forma de mesetas e morros testemunhos, ou às vezes, confundida com a própria Formação Capacete alterada (Seer *et al.* 1989).

Esta unidade é composta por predominantemente por arenitos, que chegam a alcançar mais de 200 metros de espessura, tendo sido subdividida (Campos, 1996 e Campos & Dardenne, 1997a) nas formações Posse (com as Fácies 1 e 2) e Serra das Araras (figura 1), respectivamente interpretadas como depósitos eólicos de campos de dunas secas, fluvial entrelaçado depositado em canais e fluvial entrelaçado sedimentado em lençóis de areia e cascalho. Contudo, em função da escala aqui adotada optou-se por se referir a unidade de forma indivisa, sob a denominação de Grupo Urucuia.

Grossi Sad *et al* (1971) consideraram as rochas atribuídas a esta sucessão como pertencentes à *fácies Urucuia* (arenitos argilosos com conglomerados esporádicos) de sedimentação mais distal da Formação Mata da Corda. Sgarbi (1991) coloca a mesma composição, entretanto, considerando-o como *Membro Urucuia* (arenitos argilosos com contribuição vulcânica). Este último autor em 2000 considera Formação Urucuia como sendo o mesmo Grupo Areado, com características litológicas, geomorfológicas e de sedimentação semelhantes.

Na região sul do paralelo 18°00' é observado o contato dos arenitos vulcânicos (Grupo Mata da Corda) interdigitados com as rochas do Grupo Urucuia (Campos & Dardenne 1997a). A espessura do Grupo Urucuia varia desde 25 metros a sul até algumas centenas de metros no depocentro da bacia (Chang *et al.* 1992).

O Grupo Urucuia é dividido em formações Posse e Serra das Araras. A Formação Posse representa a unidade basal, subdividida nas fácies 1 e 2, e recoberta pela Formação Serra das Araras (Campos & Dardenne 1997a).

#### Formação Posse

Fácies 1 – é constituída por arenitos muito finos, finos, médios, bimodais, com boa maturidade textural e mineralógica, geralmente apresentando bom selecionamento. Lâminas com gradação inversa e estruturas de adesão de grãos são localmente observadas. Ocorrem lentes e níveis de conglomerados médios a finos, com seixos do próprio arenito, quartzo de veio e quartzitos associados a uma cimentação silicosa. As características desta fácies como a presença de estratos cruzados de grande porte, com planos de estratificação menor com altos ângulos (25-30°) e pequenos ângulos na porção basal, ótimo selecionamento, bimodalidade dos grãos, ausência de matriz argilosa detrítica, estruturas de deslizamentos de grãos na porção frontal das dunas, presença de *red beds*, entre outras características, classifica esta fácies como um sistema eólico de campos de dunas.
Fácies 2 – é constituída por arenitos brancos, ocres, finos, argilosos ou não, bem selecionados e menos maturos que os da fácies 1. O material argiloso compõe a matriz detrítica verdadeira e a cimentação de sílica é restrita a bancos horizontais. São comuns estratificações cruzadas tabulares e tangenciais de pequeno porte (até 30 cm) e estratos plano-paralelos mais raros. Interpretada como produto da sedimentação em sistema fluvial entrelaçado psamítico e com influência eólica. O Rio Nilo, nas regiões onde secciona campos de dunas no norte da África, pode ser visto como um sistema análogo atual da sedimentação da Fácies 2.

# Formação Serra das Araras

É formada por arenitos, argilitos e conglomerados com coloração avermelhada, intercalados em bancos plano-paralelos de 0,5 a 2 metros. Os arenitos são polimodais, silicificados, vermelhos com níveis amarelados. Apresentam estratificações cruzadas acanaladas de pequeno porte e, mais comumente estratos planos paralelos. Os conglomerados formam níveis de até 50 cm na base de níveis de arenitos. São vermelhos com seixo de quartzo, quartzitos, arenitos e feldspatos caolinizados. Ocorrem níveis pelíticos, vermelhos e geralmente oxidados na porção superior da formação (Campos & Dardenne 1997a).

Representa uma sedimentação fluvial desenvolvida em amplas planícies, com grande variação do regime e carga de fluxo. A deposição foi dominada por processos de fluxos aquosos com tração e subordinadamente por suspensão. A contribuição eólica é indicada pela presença de grãos esféricos e polidos, isolados no arcabouço dos arenitos e flutuantes nos níveis pelíticos (Campos & Dardenne, 1997a).

Estudos mais recentes atribuíram dois sistemas de deposição para a seqüência sedimentar, o sistema eólico (depósito de campo de dunas) e sistema flúvio-eólico (depósito de planícies arenosas), compreendendo sete litofácies distintas: Spe: arenitos com estratificação cruzada de grande porte; She: arenitos com estratificação horizontal; Sle: arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo; Sm: arenitos maciços; Gms: conglomerados maciços matriz-suportados; Gm: conglomerados maciços clasto-suportados; e, Fm: argilitos siltosos maciços (Spigolon & Alvarenga 2002).

A fácies Sm é considerada pelos autores uma referência de separação entre o sistema eólico e o fluvial-eólico, que marca o início de períodos mais úmidos, que implicam na flutuação do nível de base e no padrão de sedimentação.



#### Formação Chapadão

A Formação Chapadão compreende todas as coberturas recentes, Terciárias/Quaternárias, da Bacia Sanfranciscana. Essas coberturas são classificadas como aluvionares, coluvionares e eluvionares (Campos & Dardenne 1997a):

Coberturas aluvionares: são associadas à planície de inundação das maiores drenagens. São representadas por depósitos resultantes do retrabalhamento fluvial recente de materiais detríticos diversos, podendo alcançar espessuras de 10 metros;

Coberturas coluvionares: São resultantes de pequenos retrabalhamentos das unidades fanerozóicas e da regressão de formas de relevo tabular elevado (mesetas, tabuleiros, Serra Geral de Goiás). São constituídas por areias vermelhas ou esbranquiçadas onde a fração argilosa normalmente alcança 30%, sendo constituída quase exclusivamente por caolinitas expansíveis;

Coberturas eluvionares: Correspondem às areias inconsolidadas, que se desenvolvem a partir dos arenitos pertencentes às diversas unidades fanerozóicas. São representadas por depósitos *in situ* ou pouco retrabalhados, que atingem espessuras da ordem de 20 a 30 metros. Se distribuem nas extensas chapadas de cotas superiores a 800 metros. A fração argilosa varia de 14 a 23%, sendo constituída por caolinita de alto grau de cristalinidade.

#### Contexto tectônico

Os estudos da origem e evolução estrutural são escassos para a Bacia Sanfranciscana. Apenas alguns autores discutem a tectônica formadora da bacia, sendo enfatizada a Sub-Bacia Abaeté, a sul da Bacia Sanfranciscana (Hasui *et al.* 1991 e Sawasato 1995).

A borda oeste das bacias Sanfranciscana e Parnaíba, na região norte da Bacia Sanfranciscana, são caracterizadas por falhas normais de direções submeridianas e inclinadas para leste, controladas pela estruturação do embasamento cristalino, representados pelos cinturões orogenéticos Araguaia e Brasília, condicionando a sedimentação dessas bacias sem, contudo, esclarecer que tipo de condicionamento essas estruturas poderiam ter imposto à sedimentação (Costa *et al.* 1991).

Devido a forma alongada da bacia na direção norte/sul e seu paralelismo com o aulacógeno do Recôncavo-Tucano-Jatobá, pode-se sugerir a origem da Bacia Sanfranciscana como associada a um rifte relacionado à evolução da margem continental brasileira. No entanto, estudos detalhados dos aspectos tectônicos da bacia permitem propor um modelo de preenchimento de calha tipo SAG, ou seja, uma ampla bacia intracontinental com pequena subsidência, afetada localmente por incipientes processos tafrogênicos (Campos & Dardenne



1997b).

Foram estudadas a origem e a evolução tectônica dessa bacia como um todo, enfatizando a compartimentação tectônica com a apresentação de seis estágios evolutivos para a história tectônica da bacia (Campos & Dardenne, 1997b). As principais feições tectônicas são o Arco do Alto Paranaíba, Alto do Paracatu e Arco de São Francisco (figura 2.9):

Arco do Alto Paranaíba – se trata de um alto do embasamento que expõe rochas proterozóicas e separa a Bacia Sanfranciscana da Bacia do Paraná. Influenciou na sedimentação dos grupos Canastra e Ibiá (mesoproterozóico) e funcionou como barreira para a sedimentação da Bacia do Paraná. Sofreu uma reativação no Meso/Neoproterozóico chamado de Soerguimento do Alto Paranaíba, causando efeitos na reativação da sedimentação cretácea superior (Hasui *et al.*, 1991). As características do arco sugerem que este soerguimento seria resultado de um megadomeamento, provocado por aquecimento mantélico (Campos & Dardenne 1997b).

Alto do Paracatu – representa uma elevação regional do embasamento, responsável pela segmentação da Bacia Sanfranciscana nas sub-bacias Urucuia e Abaeté. Mecanismos de reequilíbrios flexurais da litosfera em resposta a sobrecarga lateral associada à tectônica Brasiliana podem explicar a origem desse alto (Campos & Dardenne 1997b).

Arco de São Francisco – representa um divisor entre a porção sul da Bacia do Parnaíba e norte da Bacia Sanfranciscana. Outros autores caracterizam o arco como um bloco alto que separa as duas bacias (Hasui *et al.* 1991).

Os seis estágios de evolução tectônica da bacia incluem as seguintes fases e respectivas características (Campos & Dardenne 1997b):

Paleozóico – fase pouco pronunciada, com acúmulo de sedimentos glaciogênicos do Grupo Santa Fé. A movimentação vertical seria de pequena amplitude, conseqüência de rearranjos isostáticos e flexurais e de uma pequena subsidência térmica originada pelo lento resfriamento do núcleo cratônico;

Neopaleozóico/Eomesozóico – fase com relativa estabilização tectônica, com movimentação epirogênica, seguida de intensa erosão. Fase de reequilíbrios isostáticos pósglaciais;

Final do Eocretáceo – fase extensiva de abertura do Atlântico sul, responsável pela implantação da Sub-Bacia Abaeté;

Mesocretáceo – marca a passagem da fase rifte para a fase pós-rifte na margem continental, ocorrendo a inversão tectônica da bacia, responsável pela geração da Sub-Bacia Urucuia;

Neocretáceo – corresponde à fase denominada margem passiva da evolução das



bacias costeiras, com influências das falhas oceânicas em zonas de fraqueza continentais e estágio de implantação do vulcanismo na Sub-Bacia Abaeté;

Cenozóico – fase neotectônica responsável pela implantação do padrão paralelo de drenagem na Sub-Bacia Urucuia.



**Figura 2.9** – Contexto tectônico na região da Bacia Sanfranciscana e áreas adjacentes (Campos & Dardenne 1997b). SBA – Sub-bacia Abaeté; SBU – Sub-bacia Urucuia; I – Alto do Paranaíba, II – Alto do Paracatu, III – Arco de São Francisco; 1 – Patos de Minas; 2 – Santa Fé de Minas; 3 - Pirapora; 4 – Posse; 5 – São Domingos e 6 – Gilbués. Traços Denteados – falhas de empurrão e Traços Contínuos – lineamentos indivisos, contendo a área de estudo.



# 3 – METODOLOGIA GEOFÍSICA

# 3.1- O Método Eletromagnético

Neste estudo foram realizados ensaios com sondagens eletromagnéticas, medindo-se a componente vertical do fluxo magnético secundário  $(\partial B_z / \partial t)$  no centro de uma bobina transmissora de seção quadrada (*Transient Central Induction - TCI*).

O método utilizado foi o TEM (*Transient Electromagnetic*), com pulsos repetidos a razão de 0,25; 0,5; 1; 2 e 8 Hz. Nas medidas eletromagnéticas no domínio do tempo, a tensão possui um ciclo ligado e outro desligado. Os pulsos são ainda estabelecidos com polaridade alternada. As medidas no receptor são feitas durante o ciclo desligado, quando somente o campo secundário está presente (ZONGE 1997). As medidas são realizadas em janelas discretas de tempo, após a interrupção da corrente, denominado de *ramp time* (Tx Delay), a seguir é mostrado um exemplo de como é realizado este método (figura 3.1).



Figura 3.1 – Figura mostrando um exemplo de como é realizado o método (ZONGE 1997).



O *ramp time* (*TxDelay*) calculado para este trabalho foi de 190  $\mu$  s, já considerando uma margem do valor obtido pela seguinte fórmula (ZONGE 1997).

$$TxDelay = \frac{2 \cdot L^{1,25}}{5+R} \Longrightarrow \frac{2 \cdot 350^{1,25}}{5+12} \cong 178 \mu s$$

Onde L é o lado da bobina, e o R é a resistência (ohms) medida na bobina.

A escolha de técnicas de medição do fenômeno da indução eletromagnética no domínio do tempo (TEM) teve por finalidade explorar a maior profundidade de penetração e a amostragem espectral mais ampla, comparativamente àquelas comumente obtidas em medições no domínio da freqüência.

A utilização do fenômeno da indução magnética pelos métodos eletromagnéticos (EM) não requer contatos galvânicos com o terreno na investigação da subsuperfície (Luiz & 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 1998).

Há uma série de aplicações dos métodos eletromagnéticos onde a distribuição dos litotipos em subsuperfície pode ser considerada como aproximadamente estratificadas.

O objetivo deste trabalho foi construir um modelo geoelétrico que traduzisse, com a melhor fidelidade possível, o quadro geológico local e que servisse como base para o melhor entendimento da litoestrutura local.

#### 3.2 – Fundamentos Teóricos

Os métodos de prospecção eletromagnética usando fontes artificiais operam, de uma maneira geral, da seguinte forma (figura 3.1): (i) estabelece-se um campo magnético variável com o tempo (lei de Ampère) passando-se uma corrente alternada em uma bobina (dipolo magnético) ou em um condutor aterrado em suas extremidades (dipolo elétrico); (ii) este campo magnético variável, induz, por sua vez, um campo elétrico, igualmente variável com o tempo nos condutores existentes em subsuperfície (lei de Faraday); (iii) este campo elétrico estabelece outro campo magnético secundário no condutor; e (iv) o campo magnético secundário é captado no receptor, normalmente uma bobina, conectada a um sistema eletrônico, que contém controles e registradores (Moraes & Parro 2001).



O fenômeno de indução descrito anteriormente é governado pelas equações de Maxwell, as quais relacionam os quatro campos vetoriais (**B**, **H**, **E** e **D**) que descrevem o campo eletromagnético. A estes se junta outro (**J**), que especifica o movimento das cargas livres. Os nomes destes campos vetoriais e suas unidades (Sistema Internacional de unidades, SI; Moraes & Parro 2001) são:

- **B** = indução magnética em webers por metro quadrado;
- H = intensidade do campo magnético em ampères por metro;
- **E** = intensidade do campo elétrico em volts por metro;
- D = densidade de fluxo elétrico em Coulomb por metro quadrado; e
- $\mathbf{J}$  = densidade de corrente elétrica em ampères por metro quadrado.



**Figura 3.2** – Figura ilustrativa do fenômeno de indução magnética (modificado de Grant & West, 1965).

Estes cinco vetores estão relacionados, em parte, pelas equações de Maxwell:

$$\nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t}$$
$$\nabla \times \vec{H} = \vec{J} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t}$$



A primeira delas é, justamente, a formulação matemática da lei de Faraday, que diz: circulando ( $\nabla \times$ ) ao redor de qualquer campo magnético variando com o tempo ( $\partial \vec{B} / \partial t$ ), existe um campo elétrico ( $\vec{E}$ ) para o qual a força eletromotriz gerada em qualquer percurso fechado é proporcional ao negativo da variação do fluxo magnético interceptado por este ( $-\partial \vec{B} / \partial t$ ). A segunda equação mostra que ao redor de qualquer campo de corrente, circula um campo magnético de modo que em qualquer percurso fechado ele é proporcional a corrente total (condução **J** e de deslocamento **D**) que o atravessa (figura 3.2; Moraes & Parro 2001).



**Figura 3.3** – Relações das circulações entre os campos elétricos e magnéticos de acordo com as Leis de Faraday e Ampère. (Apud West & Macnae 1991).

Estas equações podem ser combinadas a outras e descrevem a natureza e origem destes campos vetoriais ( $\nabla \cdot \vec{B} = 0$ ;  $\nabla \cdot \vec{J} = -\partial \rho / \partial t$ ;  $\nabla \cdot \vec{J} = \rho$ ; onde  $\rho$  é a densidade de cargas elétricas). As equações constitutivas descrevem as inter-relações entre estes campos vetoriais:

$$\vec{B} = \mu \vec{H}$$
  
 $\vec{D} = \varepsilon \vec{E}$   
 $\vec{J} = \sigma \vec{E}$ .

Nelas  $\mu$ ,  $\varepsilon$  e  $\sigma$  são, respectivamente, a permeabilidade magnética, a permissividade dielétrica e a condutividade elétrica, propriedades físicas do meio em investigação expressas por grandezas tensoriais, ou mais simplesmente, por constantes, quando o meio em consideração é considerado homogêneo e isótropo. São ditas equações constitutivas e são de suma importância



quando se deseja informações sobre as propriedades do meio a partir do conhecimento dos campos (Moraes & Parro 2001).

Vale salientar que nas condições geralmente encontradas nos levantamentos geofísicos, onde o meio geológico tem condutividade finita, as cargas elétricas atingem quase que instantaneamente seu estado de equilíbrio (dado por:  $t \approx \mathcal{E}/\sigma$ , que é da ordem de milionésimos de segundo) comparativamente ao tempo de energização (da ordem de um segundo). Isto implica em que as cargas elétricas não se acumulam apreciavelmente durante tempo e, por conseguinte, a densidade volumétrica de cargas é nula, ou seja:  $\rho = 0$ . Isto origina o que se chama de regime estacionário o qual rege as condições de medições que serão abordadas (Moraes & Parro 2001).

Neste regime, estas relações permitem obter as equações:

$$\nabla^2 \frac{\vec{E}}{\vec{H}} = \mu \varepsilon \frac{\partial^2}{\partial t^2} \begin{pmatrix} \vec{E} \\ \vec{H} \end{pmatrix} + \mu \sigma \frac{\partial}{\partial t} \begin{pmatrix} \vec{E} \\ \vec{H} \end{pmatrix} \qquad \text{domínio do tempo, e}$$

$$\nabla^2 \frac{\vec{E}}{\vec{H}} = \left(\mu \varepsilon \overline{\omega}^2 + i\mu \sigma \overline{\omega} \right) \left( \frac{\vec{E}}{\vec{H}} \right) = k^2 \left( \frac{\vec{E}}{\vec{H}} \right) \qquad \text{domínio da freqüência, com}$$
$$k^2 = \left(\mu \varepsilon \overline{\omega}^2 + i\mu \sigma \overline{\omega} \right)$$

Nestas, as expressões para  $\mathbf{E} \in \mathbf{H}$  no domínio da freqüência constituem as equações de onda conhecidas como equações de Helmholtz.

Quando as freqüências envolvidas estão abaixo de aproximadamente 100 kHz o meio em estudo tem condutividade finita,  $\mu\varepsilon\sigma^2 \ll \mu\sigma\sigma$ . Com isto, a componente da corrente devida ao deslocamento (**D**= $\varepsilon$  **E**) pode ser negligenciada (Ward & Hohmamm 1991 *in* Moraes & Parro 2001), o que permite chegar a:

$$\nabla^{2} \frac{\vec{H}}{\vec{E}} = \sigma \mu \frac{\partial}{\partial t} \begin{pmatrix} \vec{H} \\ \vec{E} \end{pmatrix}$$
 domínio do tempo, e  
$$\nabla^{2} \frac{\vec{H}}{\vec{E}} = i \sigma \mu \overline{\sigma} \begin{pmatrix} \vec{H} \\ \vec{E} \end{pmatrix}$$
 domínio da freqüência



que são as equações vetoriais da difusão, controladoras do fenômeno da indução eletromagnética em meios como os formados pelos materiais geológicos.

O comportamento regido pelas equações da difusão responde pela falta de resolução dos métodos eletromagnéticos em baixas freqüências (abaixo de 100 kHz) quando comparados àqueles cuja propagação é regida pela equação de onda (como é o caso do radar de penetração no solo, entre os eletromagnéticos, e dos sísmicos, entre os elásticos).

Em regiões não condutoras (como o ar), transformam-se em:

$$\nabla^2 \frac{\vec{H}}{\vec{E}} = 0,$$

que são equações de Laplace, e permitem o estudo dos campos em regiões fora das fontes que os criaram (como na superfície onde são feitas as medidas; Grant & West 1965 *in* Moraes & Parro 2001).

A solução da equação da difusão, que é uma equação linear de segunda ordem, em termos de uma dependência senoidal com o tempo, fornece:

$$\nabla^2 \frac{\vec{H}}{\vec{E}} = \begin{pmatrix} \vec{H}_0^+ \\ \vec{E}_0^+ \end{pmatrix} e^{-i\alpha z} e^{-\beta z} e^{-iwt},$$

onde os coeficientes: (i)  $e^{-i\alpha z}$ , mostra que a onda varia senoidalmente com a profundidade (supostamente positiva para baixo); (ii)  $e^{-i\sigma t}$  que varia senoidalmente com o tempo e (iii)  $e^{-\beta z}$  que ela se atenua com a profundidade. Quando a condução (função de $\sigma$ ) domina sobre as correntes de deslocamento (função de $\varepsilon$ ), como é o caso das técnicas usadas no presente levantamento, os coeficientes de atenuação ficam:  $\alpha = \beta = \left(\frac{\mu \sigma \omega}{2}\right)^{1/2}$ .



Quando este fator é tal que a amplitude da onda se reduz de l/e (e = base dos logaritmos naturais), para um dado meio, seu inverso produz a profundidade de penetração útil (*skin depth*)

que é: 
$$\delta = \left(\frac{2}{\mu\sigma\omega}\right)^{1/2} = 503 \left(\frac{1}{f\sigma}\right)^{1/2}$$
, onde *f* é a freqüência do sinal envolvido.

Há dois modos de se medir o fenômeno da indução magnética, a saber: (i) no domínio da freqüência, dito FDEM *frequency domain electromagnetic* e (ii) no domínio do tempo, o TDEM *time domain electromagnetic*.

No primeiro caso, o sinal que origina o fenômeno (campo primário) é gerado por uma corrente senoidal, estabelecida em freqüências escolhidas. No receptor é medida a resposta (campo secundário) em termos de suas componentes em fase e fora de fase, comparativamente ao primário, ou dos demais elementos que descrevem o comportamento da resultante da composição entre os campos primário e secundário (elipse de polarização). É importante considerar que nestes casos é comum se dispor de poucas freqüências para o estabelecimento do processo e, conseqüentemente, o comportamento da indução é estudado com poucas amostras. Além disso, as medições são feitas em presença do campo primário, em geral, bem mais evidente que o secundário o que, de certa forma, tem influência na resolução do sinal medido.

No segundo caso (TDEM), é estabelecido um pulso de corrente no transmissor (transiente) e após este, mede-se a tensão de decaimento do campo secundário em função do tempo. É comum realizar medidas da tensão em várias janelas ao longo do tempo (Moraes & Parro 2001).

# 3.3 – Os Dados Adquiridos

# <u>Aquisição</u>

O procedimento inicial de campo resumiu-se à configuração do equipamento. Incluiu a seleção do método, da energização em termos da freqüência de repetição dos pulsos, do tempo de decaimento (*ramp time*), da configuração de campo para a bobina transmissora e receptora e o valor de L (lado da bobina). Os dados adquiridos foram armazenados em computador, como arquivos com extensão **raw**.

Em todos os casos foram realizadas medições em cinco condições de energização para cada estação (freqüências de repetição de pulsos: 0,25 Hz, 0,5 Hz, 1 Hz, 2 Hz e 8 Hz), totalizando 215 medidas.

O equipamento usado foi o Zonge GDP-32, composto por um sub-sistema de transmissão constituído pelo gerador ZMG – 7,5 de 7,5 KVA, acoplado ao transmissor GGT-10 com controlador XMT-30. O sub-sistema de medição esteve formado pela bobina TEM/3 que  $\partial^2 \vec{B}$ 

mediu a componente vertical da variação do campo magnético secundário  $(\frac{\partial^2 \vec{B}}{\partial z \partial t})$ , com momento magnético igual a 10.000 A/m<sup>2</sup> (ver figuras 3.4 a 3.6).

O GDP - 32 consiste de um microprocessador de 32 bits (Intel 80386 XL com processador matemático 80307 XL) capaz de gerenciar a aquisição de dados elétricos e eletromagnéticos simultaneamente em até 16 canais. Neste levantamento apenas um canal foi utilizado, pois a única componente medida foi a componente vertical do campo magnético secundário  $\partial B_z / \partial t$ , através da tensão secundária gerada no receptor. A seguir é apresentado os dados adquiridos pelo GDP – 32 da sondagem paramétrica (Tabela 3.1). Os demais dados estão contidos em anexo (anexo 1).



# ESTAÇÃO PARAMÉTRICA (freqüência de repetição de pulso: 0,25 Hz)

janelas	tempo médio (s)	tensão secundária (V/A)	resistividade aparente (ohm.m)
01	0,0005356	0,00017117	664,72
02	0,001024	0,000095466	333,16
03	0,001512	0,000060299	236,28
04	0,002	0,000039601	196,16
05	0,002489	0,000026385	178,68
06	0,002977	0,000020736	155,66
07	0,0037	0,000012958	148,22
08	0,004679	7,8706E-06	139,76
09	0,005657	4,8848E-06	139,99
10	0,006864	3,0049E-06	140,19
11	0,008333	0,00002689	109,29
12	0,01025	9,405E-07	155,84
13	0,01293	7,469E-07	123,48
14	0,01609	8,256E-07	80,183
15	0,01997	0,00000473	81,118
16	0,02483	4,888E-07	55,206
17	0,03111	1,493E-07	83,589
18	0,03935	2,554E-07	39,491
19	0,04956	1,283E-07	42,541
20	0,06217	1,037E-07	33,614
21	0,07795	1,434E-07	18,572
22	0,09804	3,99E-08	29,747
23	0,124	1,943E-07	70,426
24	0,155	2,031E-07	46,791
25	0,195	1,926E-07	33,148
26	0,245	9,72E-08	35,632
27	0,309	6,22E-08	32,712
28	0,388	1,122E-07	15,055
29	0,489	1,073E-07	10,559
30	0,615	6,72E-08	0,9837
31	0,775	4,31E-08	0,9009

Tabela 3.1 - Tabela com os dados adquiridos em campo pelo GDP - 32 da sondagem

paramétrica.





**Figura 3.4** – Transmissores XMT-30 e GGT-10.



Figura 3.5 – Receptor GDP-32 e bobina receptora TEM/3.



**Figura 3.6** – Gerador ZMG – 7,5 de 7,5 KVA.



As medições das sondagens verticais foram feitas no centro de uma bobina formada por uma espira de fio distribuída ao longo de um quadrado de 350 m de lado, com um dos lados paralelo à direção das linhas de amostragem e centrado na estação que lhe serve de referência, local onde se situou o receptor (figura 3.7). A dimensão da bobina foi escolhida em função da profundidade média estimada para o alvo das pesquisas que foi de 800 metros.

Para identificar as estações no campo usou-se uma sigla formada pelo número do ponto e sua respectiva freqüência de repetição de pulso.



Figura 3.7 - Configuração de bobina central, quadrada, utilizada no levantamento geofísico.

#### <u>Ruídos</u>

As fontes de erro nos levantamentos com uso do TDEM são principalmente três categorias: (a) erros geométricos nas posições do conjunto transmissor-receptor e efeitos topográficos (a área é praticamente plana, sendo descartado o efeito topográfico); (b) ruídos culturais estáticos; (c) ruídos culturais dinâmicos (Moraes & Parro 2001).

Os ruídos culturais estáticos surgem pela presença de encanamentos, cabos e cercas metálicas ou outros materiais metálicos na área de levantamento. Alguns destes materiais servem como canalizadores de corrente e podem causar distorções nos dados coletados. Cabos de distribuição de eletricidade causam efeitos distintos a certas freqüências, mas esta interferência pode ser removida tentativamente pela aplicação de um filtro seletivo (notch filter) centrado na freqüência da rede de transmissão.

Os ruídos culturais dinâmicos são causados por um grande número de fontes. Com uso de freqüências menores que 1 Hz, as fontes de erro são sinais eletromagnéticos com origem na



ionosfera terrestre. Nas freqüências 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. No caso, as freqüências de repetição de pulso a razão de 1, 2 e 8 Hz, utilizadas neste trabalho, podem sofrer com estas interferências.

No caso do presente estudo que foi realizado ao longo de estradas federais, o trânsito de veículos também pode ser considerado como uma fonte de erro interpretado como ruído cultural dinâmico.

A maior fonte de ruídos observada, porém, foi à devida às linhas de transmissão presentes acompanhando as estradas ao logo das quais os perfis foram realizados. Infelizmente, por mais que se procurasse colocar o dispositivo de medição longe destas linhas de transmissão, os dados ainda se mostravam de má qualidade. Mesmo com todo o esforço desprendido para evitar o problema com as linhas de transmissão, boa parte das sondagens realizadas foram perdidas, apesar dos cuidados tomados no posicionamento do sistema de medidas (Tx e Rx) e da seleção dos pulsos e filtros apropriados.

Com isso, grande parte dos dados obtidos foram considerados de má qualidade, comprometendo as fases seguintes, processamento e interpretação destes dados, mesmo assim os dados que restaram foram aproveitados, sendo possível o processamento e interpretação dos mesmos, cumprindo alguns dos objetivos propostos para este trabalho.



# 4 – PROCESSAMENTO E INTERPRETAÇÃO

Para um melhor entendimento desta fase do trabalho, é mostrado a seguir um fluxograma do desenvolvimento das etapas que culminam com a interpretação dos dados e sua modelagem (figura 4.1).



Figura 4.1 – Fluxograma do processamento e interpretação dos dados.

#### 4.1- Pré-Processamento dos dados

Na fase de pré-processamento foram preparados arquivos digitais com as médias das medidas tomadas em cada estação usando rotinas residentes no próprio GDP-32 (estaqueamento), isto porque o sistema foi programado por três vezes para cada medida.

O sistema de processamento automático do equipamento calcula ainda uma resistividade aparente para cada janela de tempo selecionada (programa RAMPRES de Sandberg) para sondagens tipo bobina central (TCI).



Nesta fase foram gerados gráficos com *curvas de resistividade aparente e tensão* secundária versus tempo de todos os dados adquiridos em campo, com intuito de selecionar os dados melhores para futuras modelagens. Estes gráficos foram gerados no programa *Grapher* da *Golden Software*. No caso, a estação paramétrica serviu como base para o início das modelagens (figura 4.2). A tabela 4.1 mostra um exemplo de dado que foi considerado de má qualidade.



**Figura 4.2** – Gráfico mostrando o comportamento das curvas de resistividade aparente e tensão secundária X tempo. A barra azul mostra a região da curva onde é possível a realização de modelagem.



janelas	tempo (s)	tensão secundária (V/A)	resistividade aparente (ohm.m)
1	0,0002193	0,00061702	1252,4
2	0,0003414	0,00039189	810,64
3	0,0004634	0,00027706	613,65
4	0,0005855	0,00027706	829,7
5	0,0007076	0,00016519	427,89
6	0,0008296	0,000059072	651,44
7	0,00101	0,000059047	469,16
8	0,001255	0,000017418	737,6
9	0,0015	0,000024903	432,01
10	0,001801	0,000016756	414,42
11	0,002169	0,000061374	594,27
12	0,002648	0,000046499	512,45
13	0,003317	0,000045214	358,78
14	0,004108	0,00002069	422,98
15	0,005078	0,00001156	438,06
16	0,006292	4,104E-07	611,12
17	0,007862	1,026E-07	1062,2
18	0,009923	7,906E-07	184,75
19	0,01248	4,023E-07	197,93
20	0,01563	2,65E-08	833,75
21	0,01957	1,038E-07	230,5
22	0,02459	9,4E-09	780,06
23	0,03097	6,018E-07	33,25
24	0,03886	4,546E-07	27,463
25	0,04879	2,405E-07	28,727
26	0,0614	1,592E-07	25,785
27	0,07723	8,5E-09	124,03
28	0,09717	1,343E-07	13,439
29	0,122	4,074E-07	43,684
30	0,154	8,31E-08	86,018
31	0,194	1,88E-08	15,781

**Tabela 4.1 –** Tabela com os dados adquiridos em campo pelo GDP – 32 da sondagem 01 na freqüência de repetição a razão de 1 Hz.

A análise destes gráficos mostrou que os dados adquiridos em freqüências de repetição de pulso de 0,5 a 8 Hz, não ficaram no padrão exponencióide esperado, possivelmente por problemas com o TxDelay (ver capítulo 3.1) selecionado, em função da resistência oferecida ao fio que compõe a bobina. Com isso, somente alguns dados obtidos na freqüência de repetição de pulso com 0,25 Hz foram aproveitados (estações: paramétrica, 03, 04, 07, 17, 18, 26, 27 e 28). Os dados usados para a confecção dos gráficos estão no anexo 1. A seguir, é mostrado um mapa com a distribuição das estações ao longo dos perfis realizados em coordenadas UTM (figura 4.3).



	360000	380000	400 00 0	420000	440000	460000	480 00 0
866 00 00 -	+	41 40 39 <sup>38</sup> 42	37 36 35 34	•33 21 3 <del>2</del> 31	30 29 28 27	26 25 24 <sub>2322</sub>	+ #66.00.00
8640000 -	+	+	+ 1 <u>9</u>	20 • +	+	+	↓ ¥640000
8620000 -	+	+	18 +17	+	+	+	+ #620000
860 00 00 -	÷	+	16 15	÷	+	+	+ *600000
858 00 00 -	÷	+	14 13 +	+	+	+	+ \$580000
856 00 00 -	+	+	12 11 + 0	+	+	+	+ \$5600.00
8540000 -	÷	+ 9	+	+	Estações que realizadas as Estações per	foram inversões. Hidas devido	+ #540000
8520000 -	para +	amétrica <mark>+</mark> <sup>8</sup> +7	+	+	problemas co +	m interferência +	as + ₩520000
850 00 00 -	+	6 5 4	+	+	+	+	+ #500000
8480000 -	+	<b>∔</b> ≩ +	+	+	+	+	+ #4800.00
8460000 -	360000	2 1 380000	400000	420000	440000	460000 metros	480000

Figura 4 3 – Mapa mostrando a distribuição das estações ao longo dos perfis.

Posteriormente, os arquivos selecionados com extensão **raw** foram renomeados para serem reconhecidos pelo programa Temix XL. No caso, para cada extensão renomeada é rodado um programa específico (Shred.exe e Temavg.exe) em ambiente do programa MS-DOS. Neste caso, a seqüência das extensões é:  $raw \rightarrow txt \rightarrow fld \rightarrow avg \rightarrow log \rightarrow dat \rightarrow z$ , sendo a última (z), a reconhecida pelo Temix XL (Interpex Limited 1996).

# 4.2 - Processamento dos dados

Os arquivos de extensão z gerados no pré-processamento foram utilizados para processamento no programa Temix XL. O primeiro processamento realizado no Temix XL gerou dois tipos de arquivos: um com extensão tx3 e outro com extensão tem.

Os arquivos do tipo **tx3** apresentam os dados medidos em campo pelo equipamento, assim como as alterações inseridas durante o processamento (janela Data Set), tais como: nome do projeto, localização, tamanho do arranjo, coordenadas da sondagem eletromagnética (em UTM), entre outros dados.

Os arquivos do tipo **tem** representam os dados de campo que sofreram a inversão, transformando resistividade aparente em resistividade real e do tempo em profundidade, promovida automaticamente pelo programa depois de inserido um modelo de uma única camada com 100 ohms de resistividade (processamento do tipo *Conductivity Depth image – CDI*).

O segundo processamento feito no Temix XL, inversão dos dados, utiliza os arquivos tipo **tx3** gerados no primeiro processamento e oferece a possibilidade de gerar os resultados finais na forma de Modelos Suavizados, cujos arquivos têm a extensão **img** ou como Modelos Interpretados, cujos arquivos têm a extensão **mdl**. Neste trabalho, os resultados que foram utilizados são os arquivos **mdl**, que informam os valores de resistividade modelada ( $\Omega$ .m) e profundidade (metros) para cada estação medida.

O programa Temix XL foi desenvolvido a partir dos algoritmos criados por Walter L. Anderson, do USGS (Anderson 1981 e 1984 *in* Interpex Limited 1996).

As figuras a seguir mostram os modelos gerados durante o processamento no programa Temix XL da estação paramétrica (figuras 4.4 e 4.5).





**Figura 4.4** – Gráfico mostrando a modelagem dos dados adquiridos no campo (curva de resistividade aparente).

O tratamento repetitivo dos dados no programa Temix XL permite estabelecer um limite de erro na modelagem (% ERROR, no gráfico acima) de 10%. Foram descartadas as estações, cujos erros dos dados foram maiores que 10%. Este erro está associado à adequação da curva de resistividade modelada aos dados medidos em campo (pontos na figura 4.4). As linhas retilíneas pontilhadas representam as camadas inseridas para a modelagem, sendo estas, também responsáveis pelo aumento ou diminuição do erro (mais ou menos camadas inseridas dificultam a adequação da curva de resistividade aos dados).

Na modelagem foi escolhido um modelo estratificado com três camadas de diferentes valores de resistividade, sendo conhecida a geologia do local onde foi realizada a sondagem paramétrica (ver capítulo 4.3.2).

Em anexo são mostrados os demais gráficos, apresentando a modelagem dos dados adquiridos em campo relacionados as demais estações (anexo 2).





**Figura 4.5** – Curvas de resistividade aparente medida e calculada (A). Modelo interpretado para resistividade e profundidade (B).

A seguir são mostrados os gráficos de *curvas de resistividade aparente e tensão* secundária versus tempo dos dados de campo e seus correspondentes após a inversão no Temix XL das demais sondagens realizadas. (figuras 4.6 a 4.13).



**Figura 4.6** – Gráficos de *curvas de resistividade aparente e tensão secundária versus tempo* da estação 03 (A) e modelo interpretado (inversão) correspondente gerado no Temix XL (B).

As linhas pontilhadas no gráfico 4.6 (B) representam a variação da resistividade e da profundidade em função daquela em traço sólido adotada como a melhor estimativa destes parâmetros automaticamente pelo usuário no programa Temix durante o processo de inversões, para o modelo físico. Logo, quanto menor for esta variação melhor será a confiabilidade do modelo obtido na inversão dos dados. Possivelmente, esta variação deve estar relacionada com variações tanto composicionais, quanto de teor de umidade no Grupo Urucuia.





**Figura 4.7 –** Gráficos de *curvas de resistividade aparente e tensão secundária versus tempo* da estação 04 (A) e modelo interpretado (inversão) correspondente gerado no Temix XL (B).





**Figura 4.8** – Gráficos de *curvas de resistividade aparente e tensão secundária versus tempo* da estação 07 (A) e modelo interpretado (inversão) correspondente gerado no Temix XL (B).





**Figura 4.9** – Gráficos de *curvas de resistividade aparente e tensão secundária versus tempo* da estação 17 (A) e modelo interpretado (inversão) correspondente gerado no Temix XL (B).





**Figura 4.10** – Gráficos de *curvas de resistividade aparente e tensão secundária versus tempo* da estação 18 (A) e modelo interpretado (inversão) correspondente gerado no Temix XL (B).





**Figura 4.11 –** Gráficos de *curvas de resistividade aparente e tensão secundária versus tempo* da estação 26 (A) e modelo interpretado (inversão) correspondente gerado no Temix XL (B).





**Figura 4.12 –** Gráficos de *curvas de resistividade aparente e tensão secundária versus tempo* da estação 27 (A) e modelo interpretado (inversão) correspondente gerado no Temix XL (B).





ESTAÇÃO 28

**Figura 4.13 –** Gráficos de *curvas de resistividade aparente e tensão secundária versus tempo* da estação 28 (A) e modelo interpretado (inversão) correspondente gerado no Temix XL (B).

# 4.3 - Integração e interpretação dos dados

Nesta etapa, os dados do processamento no programa Temix XL (extensão **mdl**) foram colocados em tabelas no programa Excel 2000 da *Microsoft* para confecção de perfis. Os perfis foram gerados no programa *Grapher* da *Golden Software*, com interpretação digitalizada no programa *Corel Draw* 8.0 da Corel Inc.

# 4.3.1 – Modelos Físicos

Nesta etapa do trabalho foram confeccionados perfis (sul-norte e leste-oeste) contendo as estações e seus respectivos perfis obtidos do processamento (resistividade x profundidade). Estes gráficos são aqui denominados de modelos físicos.

O intuito do modelo físico foi encontrar o modelo acamadado revelado pela modelagem dos dados das sondagens, facilitando assim, a visualização das camadas com o mesmo grupo de resistividades para futura interpretação em modelos geológicos.

# Perfil sul-norte

Neste perfil são mostrados os dados referentes às estações: 03, 04, 07, 17 e 18. Também está inclusa neste perfil a estação paramétrica, realizada com o objetivo de otimizar e servir como base para as outras sondagens do trabalho (tabela 4.1).

A sondagem paramétrica foi realizada próximo à Serra Geral de Goiás, onde se tem a possibilidade de verificar o perfil geológico do Grupo Urucuia sobre o embasamento (Grupo Bambuí). Neste perfil foi possível verificar as variações litológicas, a espessura da seção sedimentar fanerozóica, a presença de níveis silicificados, além da caracterização do embasamento, cujo modelo serviu para caracterização do modelo físico.

		Coordenadas (metros)		1º camada		2º camada		3º camada	
	UTM		cota inicial	resistividade	espessura	resistividade	espessura	resistividade	espessura
Estação	(N)	UTM (E)	(metros)	1	1	2	2	3	3
				1500,61	316,8	66,943	135,8	215,751	
03	8479038	374810	800	ohm.m	metros	ohm.m	metros	ohm.m	Infinita
				1355,65	400,2	29,4657	85,9	474,752	
04	8489866	377086	800	ohm.m	metros	ohm.m	metros	ohm.m	Infinita
				1700,11	478,1	32,9863	47,8	688,732	
07	8517628	382855	800	ohm.m	metros	ohm.m	metros	ohm.m	Infinita
				2005,53	662,3	31,7484	204,5	202,466	
17	8616896	403095	800	ohm.m	metros	ohm.m	metros	ohm.m	Infinita
				1339,63	600,9	26,73	200,2	118,607	
18	8626926	405095	800	ohm.m	metros	ohm.m	metros	ohm.m	Infinita
				2415,51	396,6	17,7886	78,17	140,869	
paramétrica	8528028	380038	800	ohm.m	metros	ohm.m	metros	ohm.m	Infinita

Tabela 4.2 – Tabela com os dados obtidos após inversão no Temix XL para o perfil sul-norte.





Figura 4.14 – Modelo físico para o perfil sul-norte com os intervalos de resistividade indicados ao longo do perfil.



O modelo físico para o perfil sul-norte mostra três camadas, cada qual com seu intervalo de resistividade. A primeira camada (resistividade 1) varia de 1300 a 2500  $\Omega$ .m. A segunda (resistividade 2) varia de 15 a 70  $\Omega$ .m. A terceira (resistividade 3) varia de 120 a 700  $\Omega$ .m. Assim, o modelo físico define um conjunto de três camadas, com a seguinte variação dos valores de resistividade real:resistividade 1 > resistividade 2 < resistividade 3 (figura 4.14).

#### Perfil leste-oeste

Neste perfil são mostrados os dados referentes apenas às estações: 26, 27 e 28 (tabela 4.2).

		Coordenadas							
		(metros)		1º camada		2° camada		3º camada	
			cota inicial	resistividade	espessura	resistividade	espessura	resistividade	espessura
Estação	UTM (N)	UTM (E)	(metros)	1	1	2	2	3	3
				1700,83	279	45,0043	311,7	350,864	
26	8664204	449901	800	ohm.m	metros	ohm.m	metros	ohm.m	Infinita
				1894,80	109,3	29,4381	87,7	571,046	
27	8665028	444461	800	ohm.m	metros	ohm.m	metros	ohm.m	Infinita
				2374,45	811,6	21,2192	800,5	392,448	
28	8665740	439687	800	ohm.m	metros	ohm.m	metros	ohm.m	Infinita

Tabela 4.3 – Tabela com os dados obtidos após inversão no Temix XL para o perfil leste-oeste.

No modelo físico para o perfil leste-oeste também foi possível distinguir três camadas de diferentes intervalos de resistividade. A primeira camada (resistividade 1) varia de 1700 a 2400  $\Omega$ .m. A segunda (resistividade 2) varia de 20 a 50  $\Omega$ .m. A terceira (resistividade 3) varia de 350 a 600  $\Omega$ .m. Da mesma forma que no caso anterior, admite-se um modelo físico onde: resistividade 1 > resistividade 2 < resistividade 3 (figura 4.15).

Os modelos físicos apresentados para os perfis mostram variação nos seus valores intervalares de resistividade ( $\Omega$ .m), provavelmente influenciados por diversos parâmetros. Por exemplo, a composição, estratificação, temperatura, composição e concentração dos sais dissolvidos nas águas (Kindermann & Campagnolo 1998) são alguns dos fatores que podem exercer tal influência. Entretanto, mesmo considerando as variações nos intervalos de resistividade, a diferença em cada intervalo possibilita marcar as quebras bruscas em cada camada geoelétrica.





Figura 4.15 – Modelo físico para o perfil leste-oeste com os intervalos de resistividade indicados ao longo do perfil.



## 4.3.2 – Modelos Geológicos

Os modelos geológicos foram confeccionados a partir da interpretação dos modelos físicos. Para servir como referência, a estação paramétrica foi a primeira integração geológica realizada dos resultados geofísicos, já que a geologia do local é conhecida (Alvarenga & Dardenne 1978, Campos & Dardenne 1997, Spigolon & Alvarenga 2002). Esta é constituída por rochas do Grupo Urucuia (arenitos eólicos com pequenas intercalações de pelitos e conglomerados) sobre o Grupo Bambuí (pelitos, folhelhos e calcários), sendo que o Grupo Urucuia, no local, apresenta 320 metros de espessura.

Os modelos físicos interpretados a partir das modelagens realizadas, apresentam três camadas geoelétricas distintas (resistividades 1, 2 e 3). O cruzamento dos modelos físicos com a geologia da região mostra ser somente possível a interpretação de duas camadas geológicas. A primeira camada geoelétrica (resistividade 1), mais resistiva das três, é atribuída ao Grupo Urucuia, composto por arenitos eólicos intercalados por pelitos e conglomerados. Para este tipo de material, que é dominado por areias essencialmente, deve-se esperar valores altos de resistividade. As camadas geoelétricas 2 e 3 (resistividades 2 e 3), não tinham significado geológico em separado, então se optou por unificar estas duas em uma única camada geológica, no caso, o Grupo Bambuí, composto por pelitos, folhelhos e rochas carbonáticas.

Outro modelo foi discutido levando em consideração três camadas geológicas, assim a saber: Grupo Urucuia relacionado a camada geoelétrica 1 (resistividade 1), Grupo Bambuí relacionado a camada geoelétrica 2 (resistividade 2) e Embasamento Granito-gnáissico a camada geoelétrica 3 (resistividade 3). Este modelo não foi adotado devido a alguns argumentos:

- A camada geoelétrica 2, atribuída ao Grupo Bambuí, possui espessura média em torno de 200 metros. Na área de estudo, região de Barreiras – BA, São Desidério – BA, por exemplo, esta espessura ultrapassa os 400 metros, sendo incompatível com as espessuras adquiridas neste trabalho para a camada geoelétrica 2;
- So valores de resistividade encontrados para a camada geoelétrica 3 (máximo de 700 Ω.m) são incoerentes para rochas do Embasamento Granito-gnáissico, que são esperados valores maiores que 1000 Ω.m (Kindermann & Campagnolo 1998).

O modelo geológico para a estação paramétrica está inclusa no modelo geológico para o perfil sul-norte mostrado a seguir (figura 4.16).


Figura 4.16 - Modelo geológico interpretado para o perfil sul-norte.

63

Modelo geológico para o perfil sul-norte

Foi gerado um modelo geológico para o perfil sul-norte, usando de informações como as espessuras dos conjuntos litológicos, intervalos de resistividade e posicionamento de possíveis falhas. A interpretação considerada para o modelo geológico sul-norte mostra dois conjuntos litológicos distintos (figura 4.16). A camada inferior foi interpretada como representativa de rochas pertencentes ao Grupo Bambuí e a superior foi interpretada como o conjunto Fanerozóico, amplamente dominado pelos arenitos do Grupo Urucuia (designada na figura 4.16 como cobertura Fanerozóica do Cráton São Francisco). Ao analisar o seu modelo físico (figura 4.14), pode-se ainda aferir valores de resistividade para o Grupo Bambuí variando de 15 a 700  $\Omega$ ·m e para o Grupo Urucuia, variando de 1300 a 2500  $\Omega$ .m.

A posição das falhas sugeridas no modelo geológico foi corroborada pelos traços dos cursos fluviais, que apresentam padrão retilíneo e retangular com direção geral N60-70E (figura 1.1).

O intuito deste modelo é dar idéia do comportamento tectônico do Grupo Urucuia em profundidade, demarcando falhas e o contato litológico com seu embasamento, que no caso se trata do Grupo Bambuí (figura 4.16).

Analisando o modelo geológico do perfil sul-norte (figura 4.16) é possível interpretar dois conjuntos litológicos, considerados como os grupos Bambuí e Urucuia (cobertura Fanerozóica do Cráton São Francisco). O Grupo Urucuia tem espessuras variando de aproximadamente 300 a 720 metros de espessura sobre as rochas do Grupo Bambuí. As falhas sugeridas possuem rejeitos variando de 100 a 135 metros aproximadamente (figura 4.16). Estudos realizados na bacia do Rio das Fêmeas, afluente do Rio Grande, com métodos de sondagens elétricas de resistividade e polarização induzida (IP) no domínio do tempo, apresentaram valores de profundidade variando de 100 a 400 metros para o Grupo Urucuia, com falhas normais de rejeitos da ordem de 140 metros (Nascimento 2003).

Estudos preliminares realizados no Grupo Urucuia (região próxima a Posse-GO, sul da área deste trabalho), com utilização de sísmica profunda, identificou um pacote sedimentar com espessura da ordem de 600 metros (Soares *et al.* 2003). Este estudo teve como objetivo específico à caracterização da crosta continental, mas de qualquer forma mostra resultados compatíveis.

Estudos recentes realizados na região norte de Minas Gerais, porção central do Cráton do São Francisco, com método magnetotelúrico, apresentaram grandes variações dos valores de



resistividade de 50  $\Omega$ .m a 1.000  $\Omega$ .m nas rochas do Grupo Bambuí (Porsani & Fontes 2001), estudando a variação litológica deste grupo.

O cruzamento de informação das falhas sugeridas com feições fisiográficas da região, feições estas relacionadas a drenagens retilíneas (rios e afluentes) que ocorrem na direção N60°E e N70°E, mostram peculiaridade. As falhas demarcadas no modelo geológico coincidem com as drenagens retilíneas (vide figura 1.1), este fato aliado a estudos já realizados (Campos & Dardenne 1997), pode sugerir a formação destas falhas devido a uma neotectônica impressa na região. Por vezes, no campo, estas drenagens retilíneas são identificadas apenas por baixadas localizadas.

#### Modelo geológico (perfil leste-oeste)

O modelo geológico do perfil leste-oeste foi confeccionado da mesma forma do modelo do perfil sul-norte, sendo realizado a partir do cruzamento de informações (profundidades das litologias, intervalos de resistividade e sugestão de falhas) do modelo físico para o perfil leste-oeste. Sendo que para este modelo geológico foi usada apenas a interpretação de três estações: 26, 27 e 28 (figura 4.17).

No modelo geológico do perfil leste-oeste (figura 4.17) é possível distinguir duas litologias: Grupo Bambuí e Grupo Urucuia, respectivamente, em ordem estratigráfica da base para o topo. O Grupo Urucuia varia de aproximadamente 300 a 380 metros de profundidade na sua porção mais profunda sobre as rochas do Grupo Bambuí. Não foram sugeridas falhas para este modelo, devido à restrita quantidade de informação de campo consideradas passíveis de inversão, ou pelo fato simplesmente de não existirem falhas no local.

O Grupo Bambuí apresenta valores de resistividade variando de 30  $\Omega$ .m a 600  $\Omega$ .m, os valores mais baixos de resistividade (até 100  $\Omega$ .m) seriam atribuídos aos folhelhos ricos em matéria orgânica, os valores médios (100 a 300  $\Omega$ .m) estariam relacionados aos pelitos intercalados com calcários e os valores mais altos seriam atribuídos aos arcóseos, mostrando a grande variedade litológica do Grupo Bambuí, Por. O Grupo Urucuia apresenta valores que variam de 1700  $\Omega$ .m a 2400  $\Omega$ .m (figura 4.15), sendo coerente com outros trabalhos realizados na região (Nascimento 2003), estes valores de resistividade são correspondentes a arenitos, que predominam na região de estudo. Os valores de resistividade encontrados seguem o padrão apresentado pelo modelo geológico do perfil sul-norte.







Figura 4.17 Modelo geológico interpretado para o perfilleste-oeste.

66

### 5 – DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

O método eletromagnético utilizado neste trabalho foi eficiente na identificação de alguns dos objetivos propostos. No estudo foi possível se determinar estimativas das espessuras e sugerir algumas falhas na Sub-bacia Urucuia, contribuindo para uma proposta evolutiva para a Bacia Sanfranciscana.

Entretanto, não foi possível localizar a continuidade em profundidade do nível silicificado observado em superfície e em poços tubulares profundos. Também não foi determinada a posição do nível d'água do aqüífero regional e não se conseguiu detalhar variações faciológicas dentro do Grupo Urucuia.

Algumas hipóteses foram levantadas, a fim de tentar explicar os problemas observados durante o trabalho, podendo-se citar:

- alta densidade de interferências (ruídos culturais estáticos e/ou dinâmicos) aos quais a metodologia é sensível. Devido a essas interferências, muitos dados não foram aproveitados, não sendo possível realizar a modelagem e o processamento dos dados para a interpretação. No caso, devido a interferências (principalmente rede elétrica) foram aproveitadas somente a estação paramétrica e as estações: 03, 04, 07, 17, 18, 26, 27 e 28, dificultando a interpretação da tectônica da Bacia Sanfranciscana.
- baixo contraste de condutividade entre a zona saturada e não saturada, uma vez que a água apresenta baixa concentração iônica, dificultando a detecção por meio do método eletromagnético. A determinação do nível d'água regional seria facilitada se a água de saturação apresentasse maior mineralização (totais de sólidos dissolvidos);
- grande distância entre as estações, sendo apenas possível marcar as grandes unidades geológicas e as estruturas mais evidentes;

Para otimizar futuros levantamentos propõe-se a utilização de distâncias menores entre as estações (5 km), como também a realização de levantamentos em várias sub-bacias, a fim de se detalhar o conhecimento geológico e do contexto tectônico da Sub-bacia Urucuia. Áreas que não possuam rede elétrica ou qualquer outra fonte potencial de interferência, são melhores para o funcionamento do método eletromagnético, sendo os dados de melhor qualidade e mais confiáveis. A execução de levantamentos de detalhe em pontos espalhados pela bacia pode alcançar um resultado mais efetivo. Os resultados destes levantamentos poderão ser integrados para toda a Bacia Sanfranciscana.



Para monitorar a qualidade dos dados, sugere-se que durante a aquisição dos dados, os resultados adquiridos no campo sejam analisados no local da própria aquisição, de forma que a aquisição possa ser repetida, ou até mesmo que a estação seja deslocada para uma condição mais favorável. Pode-se afirmar que o tempo adicional gasto neste procedimento representa um aumento de eficiência que é justificável.

A partir do modelo geológico dos perfis sul-norte e o leste-oeste foi possível sugerir duas sucessões sedimentares caracterizadas como Grupo Bambuí (seção neoproterozóica de topo do Cráton São Francisco na região) e Grupo Urucuia (cobertura Fanerozóica do Cráton). Esta interpretação é coerente uma vez que o Grupo Bambuí aflora na maior parte das bordas leste e oeste da bacia e que em toda a área é aflorante, o Grupo Urucuia é a única unidade observada ao longo dos vales das drenagens que recortam todo o chapadão do oeste baiano.

Nos modelos geológicos interpretados o Grupo Urucuia apresenta espessuras variando de 300 a 720 metros no perfil sul-norte e de 300 a 380 metros no perfil leste-oeste. Considerando os extremos aflorantes da bacia, o Grupo Urucuia apresenta em média 200 metros espessura no extremo oeste e 100 metros de espessura na borda leste. É importante salientar que a espessura obtida na seção paramétrica é coerente com os dados de espessura estimada na região, que foi de 320 metros.

Ao analisarmos a variação de espessura na Sub-bacia Urucuia para todo o levantamento eletromagnético, que mostra valores de 300 metros em sua porção mais rasa (estações 3 e 4), chegando a espessura de 700 metros (estações17 e 18) em sua porção mais profunda e, voltando a decrescer na direção nordeste (estações 26, 27 e 28) para 300 metros, pode-se sugerir que esta área, onde a espessura chega a 700 metros, se trata do depocentro da Sub-bacia Urucuia.

As falhas demarcadas no perfil sul-norte sugerem rejeitos variando de 100 a 135 metros, possivelmente não são observados estes rejeitos em superfície, devido a grande espessura dos solos na região (latossolos, principalmente) aliado a ação da geomorfologia que suaviza o relevo em chapadas. Estas estruturas são coincidentes com drenagens retilíneas (sistema retangular de drenagem) de direção N60°E e N70°E, sugerindo uma reativação neotectônica. Estas falhas são condicionadas por reativação, no Terciário, de zonas de fraqueza (falhas, fraturas) preexistentes no embasamento (Grupo Bambuí e faixas graníticas). Esta estruturação é bastante evidente quando se analisam os lineamentos marginais à bacia (Campos & Dardenne 1997).



#### Dissertação de Mestrado - TSCHIEDEL, M.W. - Discussões e Sugestões

A indagação com relação a grande variação dos valores de resistividade (15 a 700  $\Omega$ .m) que abrange um imensa gama de diferentes tipos de rochas, atribuída neste trabalho para o Grupo Bambuí, é justificado pela grande variação litológica deste grupo. Os valores mais baixos de resistividade (até 100  $\Omega$ .m) seriam atribuídos aos folhelhos ricos em matéria orgânica, os valores médios (100 a 300  $\Omega$ .m) estariam relacionados aos pelitos intercalados com calcários e os valores mais altos seriam atribuídos aos arcóseos. Comparando com outros trabalhos realizados sobre áreas de exposição do Grupo Bambuí (ex. Porsani & Fontes 2001), que apresentam valores de resistividade que podem chegar a 1.000  $\Omega$ .m, os valores de resistividade obtidos para o Grupo Bambuí neste trabalho se mostram coerentes. As variações obtidas para o Grupo Urucuia também são coerentes quando se compara com os resultados de outros trabalhos em rochas similares (Nascimento 2003).

Os resultados adquiridos neste trabalho como a espessura da bacia no máximo de 720 metros, sendo que nas bordas não passa da ordem de 200 metros de espessura, falhas de rejeito pequeno a médio (máximo de 135 metros), aliados aos estudos realizados por outros autores (Nascimento 2003 e Soares *et al.* 2003), que obtiveram resultados semelhantes, contribuem para propor um modelo de origem e evolução do tipo *SAG*. Este tipo de bacia é descrita como uma ampla bacia intracontinental formada por subsidência flexural e acomodação de stress intraplaca com pequena subsidência, estando relacionada ao estágio pós-rifte das bacias costeiras brasileiras, sendo a Bacia Sanfranciscana originada como reflexo do rifteamento que culminou com o evento sul atlântico (Campos & Dardenne 1997b).

O modelo de bacia do tipo *SAG* sugerido é incompatível com a evolução do tipo rifte proposta por Bonfim & Gomes (2002) que reinterpretaram os dados de gravimetria do Projeto de Levantamento Gravimétrico do Estado da Bahia, enfocando a espessura dos sedimentos do Grupo Urucuia, propondo falhas com rejeitos superiores a 500 metros, que não são observadas neste e em outros trabalhos (Nascimento 2003). Além do mais, outro autor (Usami 1993) mostra um mapa de anomalia b*ouguer* no qual não são observadas anomalias que pudessem caracterizar um modelo de evolução do tipo rifte para a região da Bacia Sanfranciscana.

Ainda contrariando a idéia da evolução da bacia ser do tipo rifte (Bonfim & Gomes 2002), estudos anteriores mostram outros argumentos para tal proposição (Campos & Dardenne 1997b), como por exemplo: ausência de conglomerados de bordas falhadas, espessura sedimentar reduzida e falhas de pequenos rejeitos (sugeridos neste trabalho), razão comprimento/largura da ordem de 3 (em riftes clássicos esta razão é superior a 6), ausência de antiformes, rotação de blocos, falhas inversas, entre outros.



Apesar de todos os problemas ocorridos desde a aquisição (problemas com interferências) até a interpretação (insucesso no modelamento de algumas estações), o método eletromagnético realizado se mostrou eficiente para este tipo de estudo, enfatizando a rapidez com que são adquiridos os dados, sendo de grande utilidade em estudos geológicos e tectônicos regionais. Assim, conclui-se que o presente trabalho contribuiu com o conhecimento da Bacia Sanfranciscana e sugere-se que novos levantamentos sejam realizados na região de forma a completar os resultados que não foram alcançados.

### 6 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDERSON, W. L., 1981. Calculation of transient soundings for a central induction loop system: USGS Open File Report 81-1309.
- ANDERSON, W. L., 1984. Programs Trans\_HCLoop and Trans\_HZWire: Calculation of the transient Horizontal coplanar loop soundings and transient wire-loop soundings: USGS Open File Report 79-590.
- ALMEIDA, F. F. M. 1964. Geologia do Centro-Oeste Matogrossense. DNPM: Rio de Janeiro. Bol. 215. 137 p.
- ALMEIDA, F. F. M. 1967. Origem e Evolução da Plataforma Brasileira. Rio de Janeiro DNPM (DGM). Bol 241.
- ALVARENGA, C. J. S. & DARDENNE, M. A. 1978. Geologia dos Grupos Bambuí e Paranoá na Serra de São Domingos. MG. An. 30º Congr. Bras. Geol. Recife PE. p. 546-556.
- BONFIM, L. F. C. & GOMES, R. A. A. D. 2002. Seções esquemáticas da Formação Urucuia no oeste da Bahia, baseadas no Projeto de Levantamento Gravimétrico do Estado da Bahia – CPRM, 1980.
- BRASIL. 1982. Ministério de Minas e Energia. Secretaria-Geral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SD-23 Brasília; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra, vol. 29, 660p. Rio de janeiro.
- BRANCO, J. J. R.; COSTA, M. T. 1961. Roteiro de Excursão Belo Horizonte-Brasília. In: Congr. Bras. Geol. 14. Belo Horizonte. Anais... Belo Horizonte: SBG. 258 p.
- CAMPOS, J. E. 1992. A glaciação Permo-Carbonífera nas regiões de Canabrava e Santa Fé de Minas/MG. Dissertação de Mestrado-IG\_Unb. Brasília. 104 p.
- CAMPOS, J. E. & DARDENNE, M. A. 1994. A carta estratigráfica da Bacia Sanfranciscana. Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Camboriú, Boletim de Resumos, p. 54-56.
- CAMPOS, J. E. G. 1996. Estratigrafia, Sedimentação, Evolução Tectônica e Geologia do Diamante da porção centro-norte da Bacia Sanfranciscana. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília (DF), Tese de Doutoramento, 204p.
- CAMPOS, J. E. & DARDENNE, M. A. 1997a. Estratigrafia e Sedimentação da Bacia Sanfranciscana: Uma Revisão. Revista Brasileira de Geociências, 27 (3): 269-282.



- CAMPOS, J. E. & DARDENNE, M. A. 1997b. Origem e Evolução Tectônica da Bacia Sanfranciscana. Revista Brasileira de Geociências, 27 (3): 283-294.
- CHANG, H. K.; BENDER, A. A. & KOWSMANN, R. O. 1992. O papel das tensões intraplaca na evolução de bacias sedimentares: exemplo da Formação Urucuia. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 37. São Paulo. Anais... São Paulo. SBG. Vol. 2. 568 e 569.
- CHIAVEGATTO, J. R. S. 1997. Sedimentologia e Estratigrafia do Grupo Bambuí, nas regiões norte de Minas Gerais, leste de Goiás e sudoeste da Bahia. Exame de Qualificação de Doutorado. Instituto de Geociências – Universidade de Brasília. 66 p.
- COSTA, J. B. S.; IGREJA, H. L. S.; BORGES, M. S. & HASUI, Y. 1991. Tectônica Mesozóico-Cenozóica da Região Norte do Brasil. In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos tectônicos, 3. Resumos....Rio Claro. p. 108-110.
- CPRM. SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. 2002. Nova Carta ao Milionésimo do Brasil. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Sistema de Informações Geográficas – SIG. CD-ROOM.
- CURI, N.; CARMO, D. N. ; SANTANA, D. P. 1986. Levantamento pedológico e aptidão agrícola das terras da Fazenda Porto Alegre, Bom Jesus da Lapa (BA). (S. l.: s.n.). 103 p.
- DARDENNE, M. A. 1978a. Síntese sobre a Estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. Anais 30. Congr. Brás. Geol. Recife. PE. SBG. Vol. 2. p. 597-610.
- DARDENNE, M. A.; GONZAGA, G. M. & CAMPOS, J. E. G. 1991. The diamond-bearing Cretaceus conglomerates of the Canabrava área. Minas Gerais, Brazil. 5th International Kimberlite Conference. Field Guide Book. Araxá. CPRM. P. 83-88..
- DERBY, O. A. 1880. Reconhecimento Geológico do Vale do Rio São Francisco. Rel. Comm. Hidrog. do São Francisco. Anexo 1. Rio de Janeiro. p. 1-24.
- EMBRAPA. 1976. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos (Rio de Janeiro, RJ). Levantamento exploratório; reconhecimento de solos da margem esquerda do Rio São Francisco. Recife. Boletim Técnico 38. 404 p.
- EMBRAPA. 1997b. Centro Nacional de Pesquisa de Solos (Rio de Janeiro, RJ). Sistema Brasileiro de Classificação de Solos: 4ª aproximação. Rio de janeiro. 169p.
- EMBRAPA. 1999. Centro Nacional de Pesquisa de Solos (Rio de Janeiro, RJ). Sistema Brasileiro de Classificação de Solos: 5ª aproximação. Rio de janeiro. 412p.

- FIORI, A. P. & CARMIGNANI, L. 2001. Fundamentos de mecânica dos solos e das rochas: aplicações na estabilidade de taludes. Editora da UFPR. Curitiba-PR. 550p.
- FUNATURA. 1991. Caracterização dos solos da área de Chapada da fazenda Jatobá, no Município de Correntina (BA). Brasília (relatório interno).
- GÓES, A. M. O.; TRAVASSOS W. A. & NUNES, K. C. 1992. Projeto Parnaíba Reavaliação da bacia e perspectivas exploratórias. Belém. Petrobrás. Rel. interno.
- GÓES, A. M. O. & FEIJÓ, F. J. 1994. Bacia do Parnaíba. Boletim de Geociências da Petrobrás, **8** (1): 57-67.
- GRANT, F. S. E WEST, G. F. 1965. Interpretation theory in applied geophysics: EUA, McGraw-Hill.
- GROSSI SAD, J. H.; CARDOSO, R. N. & DA COSTA, M. T. 1971. Formações Cretácicas em Minas Gerais: Uma Revisão. Revista Brasileira de Geociências, (1): 1-13.
- HASUI, Y.; COSTA, J. B. S.; BORGES, M. S.; ASSIS, J. F. P.; PINHEIRO, R. V. L.; BARTORELLI, A. PIRES NETO, A. G. & MIOTO, J. A. 1991. A Borda Sul da Bacia do Parnaíba no Mesozóico. In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos tectônicos, 3, Resumos....Rio Claro, pág. 93-95.
- IBGE Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 2003. Mapa de Unidades de Relevo do Brasil. Escala: 5.000.000, Rio de Janeiro.
- INTERPEX LIMITED. 1996. Temix XL/Temix TM V.4 User's Manual Transient Eletromagnetic Data Interpretation Software. Colorado. U.S.A.
- JACOMIME, P.K.T et al. 1976. Levantamento exploratório-reconhecimento de solos da margem esquerda do rio São Francisco, estado da Bahia. Recife : EMBRAPA; Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos. 404 p. (Boletim Técnico, 38 ; Divisão de Recursos Renováveis, 7).
- KATTAH, S. S. 1991. Análise Faciológica e Estratigráfica do Jurássico/Cretáceo Inferior da Porção Meridional da Bacia do São Francisco, Oeste do Estado de Minas Gerais. Dissertação de Mestrado. UFOP. Ouro Preto. 213p. (inédita).
- KINDERMANN, G. & CAMPAGNOLO, J. M. 1998. Aterramento Elétrico. Editora Sagra Luzzato, Porto Alegre. 4ª Edição. 214P.
- LEONARDOS, O. H.; GIBSON, S. A.; THOMPSON, R. N.; MOREIRA FILHO, R. D. & MAGALHÃES, A. C.1993. Geoquímica da intrusão ultramáfica ultrapotássica da



Bocaina, Minas Gerais/Goiás: mais um exemplo de rocha sem classificação na província magmática do Alto Paranaíba. *In*: Simpósio Brasileiro da Geologia do Diamante. 1. Anais... Cuiabá. UFMT Publ. Esp. 2/93. p.129-140.

- LUIZ, J. G. & COSTA E SILVA, L. M. 1995. Geofísica de Prospecção. Editora CEJUP Ltda. 311p.
- MILANI, E. J. & THOMAZ FILHO, A. 2000. The Sedimentary Basins of South America. In: SBG, International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro, CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAS FILHO, A. & CAMPOS, D. A. Tectonic Evolution of South America, p. 389-449.
- MORAES, R. A. V. & PARRO, P. S. 2001. Ensaios com perfilagens e sondagens eletromagnéticas de superfície no Projeto Morro Agudo, Companhia Mineira de Metais, MG. Relatório Final de Projeto Hgeo para a CMM. 10 p.
- MUGGLER, C. C. 1996. Características pedológicas de ambientes agrícolas nos chapadões do rio Corrente, sudoeste da Bahia. Pesq. Agropec. Bras. Brasília. v. 31. n. 3. p. 221-232.
- NASCIMENTO, K. R. F. (COORDENAÇÃO) 2003. Uso Conjunto das Águas Superficiais e Subterrâneas da Sub-Bacia do Rio das Fêmeas – BA. Relatório Final (Subprojeto 3.2-Projeto de Gerenciamento Integrado das Atividades Desenvolvidas em Terra na Bacia do São Francisco ANA/GEF/PNUMA/OEA). In: www.ana.gov.br/gefsf.
- PORSANI, J.L. & FONTES, S.L. 2001. O método magnetotelúrico aplicado à Bacia do São Francisco, Minas Gerais. Brazilian Journal of Geophysics. Vol. 19 (2). pp. 145-154.
- REYNOLDS, J. M. 1998. An introduction to applied and environmental geophysics. p. 630-653.
- ROSA, M.L.S.; CONCEIÇÃO, H.; PAIM, M.M.; SANTOS, E.B.; ALVES, F.C.; DA SILVA, G.A.S.L. & BASTOS LEAL, L.R. 1996. Magmatismo potássico/ultrapotássico pós a tardi orogênico (associado a subducção) no oeste da Bahia: batólito monzo-sienítico de Guanambi-Unambi e os sienitos de Correntina. Revista Geochimica Brasiliensis. Vol. 10. nº 1. pp. 27-42.
- SAD, J.H.G.; CARDOSO, R.N. & COSTA, M.T. 1971. Formações Cretáceas em Minas Gerais: uma revisão. **RBG**, 1(1):2-13.

- SAWASATO, E. Y. 1995. Estruturação da porção meridional da Bacia Alto-Sanfranciscana Cretáceo do oeste de Minas Gerais. Dissertação de Mestrado. UFOP. Ouro Preto. 127 pp.
- SEER, H. J.; MORAES, L. C. & FOGAÇA, A. C. C. 1989. Roteiro geológico para a região de Lagoa Formosa-Chumbo-Carmo do Paranaíba, MG. SBG. Núcleo Minas Gerais. Belo Horizonte. Bol. 9. 58pp.
- SGARBI, G. N. C. 1989. Geologia da Formação Areado. Cretáceo Inferior a Médio da Bacia Sanfranciscana, Oeste do estado de Minas Gerais. Dissertação de mestrado. Rio de Janeiro (UFRJ). 324p (inédita).
- SGARBI, P. B. C. 1991. Petrografia e geoquímica da Fm. Mata da Corda na região de Carmo do Paranaíba, oeste de Minas Gerais. Dissertação de mestrado, UFRJ, 214p.
- SGARBI, G. N. C. 1991. Arenitos eólicos da Formação Areado (Bacia Cretácea do São Francisco): caracterização, diagênese e aspectos químicos. Revista Brasileira de Geociências, 21 (4): 342-354.
- SGARBI, G. N. C. 1997. Aspectos Paleogeográficos e Sedimentológicos do Mesozóico no Oeste do Estado de Minas Gerais. Tese de Doutorado. Brasília (UnB). 224p (inédita).
- SGARBI, G. N. C. 2000. The Cretaceus Sanfranciscan Basin, eastern plateau of Brazil. Rev. bras. Geociências, 30 (3): 450-452.
- SILVA, A. B. E.; MENDONÇA JÚNIOR, T.; OLIVEIRA, T.; ANCHESCHI, W. J.; CRUZ,
  A. S. DE J.; GIACOMETI. A. N.; ARRUDA, G.A.; DAOUD, W.E. K.; SANTOS, R.
  V.; BIZZI, L. A.; CARVALHO JÚNIOR, A. L. P.; PEREIRA, S. P.; FERREIRA, A.
  M.; COLELA JÚNIOR, O.; BANHOS, S. S.; ROSA, J. W. C.; ABDALLAH, S.;
  SERRADOURADA, H. P.; AZEVEDO, G. C.; SANTOS, R. B.; MARTINEZ, J. E. A.
  & PONTES, C. S. 1983. Geologia da Região de São Domingos GO. Trabalho Final de
  Graduação, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.
- SOARES, J.E.P.; BERROCAL, J & FUCK, R.A. 2003. Seismic crustal structure em central Brazil. SBGf. 8<sup>th</sup> Int. Cong. Braz. Geoph. Soc. Rio de Janeiro.
- SPIGOLON, A. L. D. & ALVARENGA, C. J. 2002. Fácies e elementos arquiteturais resultantes de mudanças climáticas em um ambiente desértico: Grupo Urucuia (Neocretáceo), Bacia Sanfranciscana. Revista Brasileira de Geociências, **32** (4): 579-586.

- USSAMI, N. & SÁ, N.C. 1993. Digital (10' X 10') gravity maps of the São Francisco Cráton and marginal fold/thrust belts. In: Simpósio do Cráton do São Francisco 2. Anais... Salvador. SBG. Pp. 137-139.
- USSAMI, N. 1993. Estudos geofísicos no Cráton do São Francisco: estágio atual e perspectivas. In: DOMINGUEZ, J.M.L. & MISI. Reunião Preparatória do II Simp. Sobre o Cráton do São Francisco. Pp. 35-43.
- VERDÉSIO, J. J. 1986. Os cerrados do oeste da Bahia: descrição física e potencial de uso agrícola. Salvador, SEPLANTEC/CAR, 78p.
- ZONGE. 1997. GDP-32 Multifuncion receiver Operation Manual: EUA, Zonge Engineering and Research Organization.
- WARD, S. H. E HOHMAMM, G. W. 1991. Electromagnetic theory for geophysical applications: *in* Electromagnetic methods in applied geophysics – applications, part a and part b; Editor: Misac M. Nabighian; Soc. of Expl. Geophysicists (SEG), 131-311.
- WEST, G. F., E MACNAE, J. C. 1991. Physics of the electromagnetic induction exploration methods: *in* Electromagnetic methods in applied geophysics – applications, part a and part b; Editor: Misac M. Nabighian; Soc. of Expl. Geophysicists (SEG), 131-311.





Tabelas com os dados de campo de tensão secundária e resistividade aparente



janelas	tempo médio (s)	tensão secundária (V/A)	resistividade aparente (ohm.m)
01	0,0005456	0,00023464	522,3
02	0,001034	0,00088676	344,33
03	0,001522	0,000043581	290,17
04	0,00201	0,000026226	256,04
05	0,002499	0,000015576	252,22
06	0,002987	0,000011471	229,69
07	0,00371	7,1101E-06	220,16
08	0,004689	3,1252E-06	257,78
09	0,005667	2,6449E-06	210,11
10	0,006874	1,9125E-06	189,01
11	0,008343	2,4487E-06	116,09
12	0,01026	2,384E-07	388,45
13	0,01294	1,3924E-06	81,418
14	0,0161	2,69E-08	785
15	0,01998	1,1371E-06	45,164
16	0,02484	7,674E-07	40,84
17	0,03112	7,055E-07	29,669
18	0,03936	9,513E-07	16,43
19	0,04957	5,646E-07	15,841
20	0,06218	6,629E-07	97,551
21	0,07796	1,1145E-06	47,328
22	0,09805	9,277E-07	36,5
23	0,124	1,2579E-06	20,268
24	0,155	7,896E-07	18,925
25	0,195	1,0104E-06	10,977
26	0,245	1,0085E-06	0,7488
27	0,309	8,599E-07	0,5679
28	0,388	9,326E-07	0,3668
29	0,489	9,533E-07	0,2462
30	0,615	7,889E-07	0,1905
31	0,775	4,382E-07	0,192

# ESTAÇÃO 03 (freqüência de repetição de pulso: 0,25 Hz)



~			
ESTAÇAO	04 (freqüência	de repetição de	e pulso: 0,25 Hz)

janelas	tempo médio (s)	tensão secundária (V/A)	resistividade aparente (ohm.m)
01	0,0005456	0,00019097	599,18
02	0,001034	0,000089594	341,97
03	0,001522	0,000049904	265,11
04	0,00201	0,00002916	238,57
05	0,002499	0,000018341	226,19
06	0,002987	0,000011777	225,7
07	0,00371	7,5976E-06	210,64
08	0,004689	4,2333E-06	210,57
09	0,005667	2,8996E-06	197,62
10	0,006874	1,8838E-06	190,92
11	0,008343	4,662E-07	350,76
12	0,01026	0,00000356	297,32
13	0,01294	0,00000491	163,12
14	0,0161	3,19E-08	701,16
15	0,01998	6,4E-09	1421
16	0,02484	3,681E-07	66646
17	0,03112	8,32E-08	123,37
18	0,03936	3,82E-08	140,13
19	0,04957	0,00000035	101,08
20	0,06218	4,39E-08	59,592
21	0,07796	2,06E-08	67,808
22	0,09805	2,24E-08	43,673
23	0,124	2,53E-08	27,409
24	0,155	7,56E-08	90,419
25	0,195	1,407E-07	40,863
26	0,245	2,258E-07	20,306
27	0,309	1,502E-07	18,173
28	0,388	0,00000138	13,111
29	0,489	1,577E-07	0,8168
30	0,615	1,082E-07	0,7162
31	0,775	1,453E-07	0,4008



janelas	tempo médio (s)	tensão secundária (V/A)	sistividade aparente (ohm.m)
01	0,0005456	0,00010717	880,69
02	0,001034	0,000042087	565,91
03	0,001522	0,000020888	473,8
04	0,00201	0,000011946	432,5
05	0,002499	0,00007545	408,93
06	0,002987	4,4631E-06	430,98
07	0,00371	3,2424E-06	371,6
08	0,004689	1,7188E-06	384,01
09	0,005667	7,996E-07	466,46
10	0,006874	6,667E-07	381,6
11	0,008343	0,00000399	389,13
12	0,01026	2,286E-07	358,45
13	0,01294	1,238E-07	408,8
14	0,0161	1,012E-07	324,64
15	0,01998	2,489E-07	124,34
16	0,02484	1,83E-08	492,33
17	0,03112	1,566E-07	80,939
18	0,03936	4,45E-08	126,57
19	0,04957	1,86E-08	154,21
20	0,06218	7,45E-08	41,871
21	0,07796	4,35E-08	41,133
22	0,09805	5,72E-08	23,378
23	0,124	1,74E-08	35,219
24	0,155	3,67E-08	14,651
25	0,195	1,16E-08	21,57
26	0,245	1,88E-08	10,667
27	0,309	8,4E-09	12,382
28	0,388	3,67E-08	31,675
29	0,489	5,68E-08	16,13
30	0,615	4,14E-08	13,592
31	0,775	3,11E-08	11,206

# ESTAÇÃO 07 (freqüência de repetição de pulso: 0,25 Hz)



ESTACÃO 17 (freqüência de rep	eticão de pulso: 0.25 Hz)

janelas	tempo médio (s)	tensão secundária (V/A)	resistividade aparente (ohm.m)
01	0,0005456	0,000032441	1953,4
02	0,001034	0,000019684	939,23
03	0,001522	0,000015079	588,77
04	0,00201	0,000011382	446,67
05	0,002499	8,5066E-06	377,5
06	0,002987	6,4857E-06	335,93
07	0,00371	0,000005445	263,02
08	0,004689	3,2621E-06	250,52
09	0,005667	2,1731E-06	239,52
10	0,006874	2,0912E-06	178,08
11	0,008343	1,0074E-06	209,87
12	0,01026	1,0319E-06	146,26
13	0,01294	6,1E-09	3051,6
14	0,0161	4,014E-07	129,55
15	0,01998	8,002E-07	57,086
16	0,02484	1,1454E-06	31,27
17	0,03112	1,0719E-06	22,448
18	0,03936	9,502E-07	16,442
19	0,04957	0,00000627	14,772
20	0,06218	7,92E-08	40,225
21	0,07796	1,2445E-06	43,427
22	0,09805	4,325E-07	60,707
23	0,124	7,54E-08	13,239
24	0,155	0,00000427	28,51
25	0,195	4,86E-08	83,01
26	0,245	2,539E-07	18,78
27	0,309	2,721E-07	12,23
28	0,388	2,142E-07	0,9779
29	0,489	6,77E-08	14,352
30	0,615	1,45E-08	27,359
31	0,775	2,916E-07	0,2519



ESTACÃO	18	(freqiiência	de	reneticão	de	nulso	0.25	H7)
Longho	10	Incquencia	uc	repetição	uc	puiso.	0,40	114)

janelas	tempo médio (s)	tensão secundária (V/A)	resistividade aparente (ohm.m)
01	0,0005456	0,000047978	1504,9
02	0,001034	0,000024907	802,84
03	0,001522	0,000018376	516,04
04	0,00201	0,000014096	387,32
05	0,002499	0,000011818	303,19
06	0,002987	8,6783E-06	276,65
07	0,00371	7,0579E-06	221,24
08	0,004689	5,4023E-06	178,97
09	0,005667	3,6487E-06	169,55
10	0,006874	0,00002475	159,16
11	0,008343	2,3378E-06	119,73
12	0,01026	1,3244E-06	123,84
13	0,01294	8,768E-07	110,82
14	0,0161	9,046E-07	75,367
15	0,01998	9,533E-07	50,795
16	0,02484	5,071E-07	53,832
17	0,03112	0,00000443	40,458
18	0,03936	4,747E-07	26,115
19	0,04957	1,925E-07	32,461
20	0,06218	2,619E-07	18,118
21	0,07796	2,697E-07	12,188
22	0,09805	2,486E-07	87,817
23	0,124	1,628E-07	79,222
24	0,155	7,69E-08	89,426
25	0,195	2,47E-08	13,036
26	0,245	2,294E-07	20,098
27	0,309	2,022E-07	14,909
28	0,388	1,822E-07	10,893
29	0,489	1,372E-07	0,8964
30	0,615	0,00000057	10,986
31	0,775	9,01E-08	0,5513



janelas	tempo médio (s)	tensão secundária (V/A)	resistividade aparente (ohm.m)
01	0,0005356	0,0003701	397,53
02	0,001024	0,00011529	293,77
03	0,001512	0,000060705	235,22
04	0,002	0,000035668	210,32
05	0,002489	0,000022128	200,92
06	0,002977	0,000014201	200,34
07	0,0037	8,2344E-06	200,53
08	0,004679	4,3725E-06	206,81
09	0,005657	2,2562E-06	234,28
10	0,006864	1,6426E-06	209,69
11	0,008333	6,001E-07	297,05
12	0,01025	7,88E-08	813,85
13	0,01293	1,16E-08	1978,8
14	0,01609	0,00000302	156,78
15	0,01997	3,73E-08	441,42
16	0,02483	3,107E-07	74,666
17	0,03111	0,00000073	134,64
18	0,03935	4,254E-07	28,109
19	0,04956	3,102E-07	23,62
20	0,06217	3,215E-07	15,806
21	0,07795	1,397E-07	18,897
22	0,09804	1,195E-07	14,31
23	0,124	1,182E-07	98,096
24	0,155	5,87E-08	10,709
25	0,195	0,0000012	45,437
26	0,245	1,507E-07	26,59
27	0,309	6,28E-08	32,514
28	0,388	5,13E-08	25,367
29	0,489	3,2E-09	11,091
30	0,615	0,00000065	10,066
31	0,775	4,272E-07	0,189



ESTACÃO 27	(freqüência	de repetição	de pulso:	0.25 Hz)
	(II equencia	ue repençuo	ac puiso.	<b>0,20</b> II <i>L</i> )

janelas	tempo médio (s)	tensão secundária (V/A)	resistividade aparente (ohm.m)
01	0,0005356	0,00033156	427,77
02	0,001024	0,00013547	263,83
03	0,001512	0,000068385	217,26
04	0,002	0,000038101	201,27
05	0,002489	0,000023993	190,37
06	0,002977	0,000016204	183,47
07	0,0037	8,6592E-06	193,92
08	0,004679	5,0982E-06	186,68
09	0,005657	2,4576E-06	221,3
10	0,006864	2,2524E-06	169,89
11	0,008333	9,171E-07	223,88
12	0,01025	9,497E-07	154,82
13	0,01293	2,469E-07	258,27
14	0,01609	8,13E-08	375,92
15	0,01997	1,523E-07	172,65
16	0,02483	3,377E-07	70,642
17	0,03111	1,61E-08	369,54
18	0,03935	2,303E-07	42,312
19	0,04956	2,69E-08	120,45
20	0,06217	6,82E-08	44,457
21	0,07795	8,86E-08	25,601
22	0,09804	1,753E-07	11,088
23	0,124	1,11E-08	47,506
24	0,155	4,52E-08	12,747
25	0,195	1,484E-07	39,445
26	0,245	4,55E-08	59,091
27	0,309	8,46E-08	26,656
28	0,388	3,91E-08	30,37
29	0,489	1,361E-07	0,9011
30	0,615	0,00000033	15,825
31	0,775	5,48E-08	0,7681



ESTAÇÃO 28	(freqüência	de repetição	de pulso:	0,25 Hz)
------------	-------------	--------------	-----------	----------

janelas	tempo médio (s)	tensão secundária (V/A)	resistividade aparente (ohm.m)
01	0,0005356	0,00028226	476,24
02	0,001024	0,00012868	273,03
03	0,001512	0,000069757	214,4
04	0,002	0,000041945	188,78
05	0,002489	0,000026535	178,01
06	0,002977	0,000017821	172,2
07	0,0037	9,4735E-06	182,64
08	0,004679	0,00006272	162,6
09	0,005657	3,0724E-06	190,7
10	0,006864	2,7562E-06	148,5
11	0,008333	1,4748E-06	163,1
12	0,01025	5,746E-07	216,45
13	0,01293	8,431E-07	113,91
14	0,01609	6,153E-07	97,545
15	0,01997	6,657E-07	64,591
16	0,02483	2,814E-07	79,763
17	0,03111	1,303E-07	91,512
18	0,03935	3,235E-07	33,74
19	0,04956	3,601E-07	21,384
20	0,06217	3,383E-07	15,279
21	0,07795	1,563E-07	17,536
22	0,09804	1,532E-07	12,13
23	0,124	1,447E-07	85,706
24	0,155	3,263E-07	34,111
25	0,195	2,613E-07	27,043
26	0,245	2,581E-07	18,578
27	0,309	2,648E-07	12,454
28	0,388	2,604E-07	0,8586
29	0,489	4,017E-07	0,438
30	0,615	0,00000367	0,3173
31	0,775	1,543E-07	0,385





Gráficos mostrando o modelamento dos dados adquiridos no campo (curvas de resistividade aparente)





## ESTAÇÃO 03



ESTAÇÃO 07



ESTAÇÃO 17



DEPTH:

600.963



ESTAÇÃO 26

--INF-

808.1141





ESTAÇÃO 28





Point cursor a	at segment - hol	d left butto	n and move RES:	DEP :
+ add layer -	delete layer re	Plot Quit ed	iting	
LAYER #:	1	2	3 NEXT LYR	
RESIST.:	2374.4497	21.2192	392.4475	
DEPTH :	332.9754	398.6833	INF-	