

UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA MARINHA

**CARACTERIZAÇÃO ELETROMAGNÉTICA DE FORMAÇÕES DA
BACIA DE SÃO FRANCISCO, BRASIL**

Flora Ferreira Solon

NITERÓI, RJ

2010

UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA MARINHA

**CARACTERIZAÇÃO ELETROMAGNÉTICA DE FORMAÇÕES DA
BACIA DE SÃO FRANCISCO, BRASIL**

Flora Ferreira Solon

Monografia de graduação apresentada como requisito para obtenção do Título de Bacharel em Geofísica de Exploração pela Universidade do estado do Rio de Janeiro.

Orientador: Dr. Sergio L. Fontes

Co-orientadora: Dra Eliane da Costa Alves

NITERÓI, RJ

2010

CARACTERIZAÇÃO ELETROMAGNÉTICA DE FORMAÇÕES DA BACIA DE SÃO FRANCISCO, BRASIL

Flora Ferreira Solon

Comissão Examinadora:

Dr. Sergio L. Fontes

Dra. Eliane da Costa Alves

Dr. Cleverson Guizan Silva

Msc. Paulo Buarque de Macedo Guimarães

AGRADECIMENTOS

Primeiramente gostaria de agradecer a minha mãe, pai e irmãs, pelo incentivo, paciência, apoio moral dados durante todos esses anos de faculdade.

Ao meu noivo, que me amou e apoiou nas diversas madrugadas, feriados e fins de semana que fiquei trabalhando nesta monografia.

Ao meu orientador por acreditar em mim, pelas valiosas contribuições para o trabalho, me acompanhar nessa jornada e acima de tudo por estimular o meu interesse pelo conhecimento e pela vida acadêmica.

Ao Dr. Jean Marie Flexor, que contribuiu muito para a realização deste trabalho e sempre esteve presente e acessível para esclarecer as minhas dúvidas.

Aos meus amigos, em especial, Patrícia, Paula, Alex Peçanha, João, Alex Passamani e Richard e por todos os momentos de alegria, incentivo, carinho dedicados nas horas mais importantes.

Aos professores que aceitaram fazer parte da banca pelo tempo cedido para a leitura e correção do trabalho.

Ao Observatório Nacional e à ANP pela liberação dos dados geofísicos necessários a realização deste trabalho.

RESUMO

Métodos eletromagnéticos, e em particular magnetotélúricos (MT), têm sido cada vez mais utilizados em estudos de bacias *onshore* e *offshore* no Brasil. Um dos principais problemas na exploração de petróleo é localizar precisamente zonas de fratura de reservatórios carbonáticos debaixo de uma espessa sobrecarga de rochas sedimentares.

No presente estudo, foram analisadas 60 sondagens MT de duas áreas distintas da Bacia do São Francisco, a primeira em perfis no centro-sul (noroeste do Estado da Bahia) coincidente com várias linhas sísmicas e poço exploratório, onde são observadas emanações sub-comerciais de gás (perfis Remanso do Fogo) e a segunda área, em perfil sem outros dados geofísicos no limite extremo norte da bacia, em terrenos da tríplice divisa entre os Estados da Bahia, Tocantins e Piauí (Perfil Formosa). As sondagens MT foram irregularmente espaçadas nas duas áreas, cobrindo a faixa de frequência 10^{-2} a 10^2 Hz e gerando modelos 2-D da distribuição da resistividade elétrica para os primeiros 5-7 km de profundidade

Foram obtidos atributos EM de várias formações da bacia do São Francisco. Nos perfis do Remanso do Fogo, os modelos geoeletricos 2-D, beneficiados pela informação sísmica e por dados sísmicos, informação geológica e dados de poço, as principais formações do Grupo Bambuí e as rochas carbonáticas reservatórios apresentaram apreciáveis contrastes. No perfil Formosa, o arco de São Francisco, divisor das bacias de São Francisco e Parnaíba apresenta assinatura EM indiscutível e bem pronunciada, estimando limites em profundidade para este arco.

Palavras chave: Magnetotélúrico; MT; Estrutura geoeletrica; Bacia do São Francisco; Arco de São Francisco

ABSTRACT

Electromagnetic, and in particular magnetotelluric (MT), methods have been increasingly used in studies of onshore and offshore basins in Brazil. A major problem in oil exploration is precisely locating basement fracture-zones and heterogeneous carbonate reservoirs underneath thick overburden.

In this study, it has been analyzed 60 MT soundings of two distinct areas of Sao Francisco basin. Firstly, seven profiles in the center-south (north-eastern of Bahia state) coincidentally with several seismic lines and exploration well, where are observed sub-commercial gas emanations (Remanso do Fogo profiles). In the second area, it was analyzed one profile with no other geophysical data, in the far-north of the basin, between the states of Bahia, Piauí and Tocantins (Formosa profile). The MT soundings were irregularly spaced in both areas, covering the frequency range 10-2 to 102 Hz and generating 2-D electrical resistivity distribution models for the first 5-7 km depth.

It was obtained EM attributes from various geological formations of Sao Francisco basin. In the Remanso do Fogo profiles, the 2-D geoelectrical models, benefit from the seismic data and , geological information and well data, the main formations of Bambui Group and carbonate reservoirs showed considerable contrasts. Formosa profile, the Sao Francisco arch, dividing the basins of Sao Francisco and Parnaíba showed well-marked electrical signature, estimating limits in depth for this arc.

Key words: Magnetotelluric; MT; Geoelectric Structure; São Francisco Basin; Sao Francisco Arch

Sumário

1. INTRODUÇÃO.....	8
2. CONTEXTO GEOLÓGICO.....	10
2.1. Embasamento.....	11
2.2. Supersequência Rifte.....	13
2.3. Supersequência Intracratônica.....	13
2.4. Supersequência Intracratônica/Antepaís.....	14
2.5. Supersequência Sanfranciscana	14
3. O MÉTODO MAGNETOTELÚRICO.	17
3.1. Fontes dos campos de indução.	18
3.2 A teoria eletromagnética e as equações de Maxwell.....	21
3.3 Indução numa Terra uni-dimensional.	24
3.4. Indução EM numa estrutura bi-dimensional.....	27
3.5 O tensor impedância, resistividade aparente e fase.....	30
3.6. Deriva estática	32
4. METODOLOGIA.....	32
Tabela 1: Relação dos dados de poço e sísmicos requeridos ao BDEP.	33
4.1. Aquisição	34
4.2. Processamento dos dados MT.....	37
4.2.1 Perfis Remanso do Fogo	38
4.2.2 Perfil Formosa.....	38
4.3. Inversão 1-D.....	42
4.4. Inversão 2-D.....	43
5. IMAGEAMENTO MT E INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS.....	44
5.1 Perfis Remanso do Fogo	44
5.2 Perfil Formosa.....	50
6. DISCUSSÕES.....	52
7. REFERÊNCIAS	55

1.INTRODUÇÃO

O método magnetotelúrico (MT) tem sido amplamente empregado em estudos de bacias sedimentares terrestres e marinhas no Brasil (Porsani, 1991; Lugão e Fontes, 1991; Travassos et al., 1999), Fontes et al. (2009), e em estudos desenvolvidos na Bacia de São Francisco (Porsani & Fontes, 1992; Porsani, 1993), como uma ferramenta de investigação em conjunto com a sísmica de reflexão em diversas campanhas exploratórias. O método MT apresenta um acréscimo substancial de informações onde a sísmica não é eficiente. Em particular, um dos grandes problemas na exploração de petróleo tem sido localizar precisamente reservatórios carbonáticos. O método MT pode identificar zonas de heterogeneidades geoeletricas e dessa forma caracterizar porções intemperizadas ou geoquimicamente alteradas de carbonatos maciços.

No levantamento MT são utilizados os campos elétricos e magnéticos naturais para a caracterização da condutividade elétrica das estruturas em subsuperfície, tornando possível a caracterização geoeletrica de estruturas geológicas profundas, tanto do embasamento quanto das camadas sedimentares subjacentes.

O principal objetivo deste trabalho é investigar a eficácia das respostas de alguns atributos EM para caracterização de estruturas carbonáticas fraturadas e de embasamento granítico na Bacia de São Francisco. Com este trabalho procura-se correlacionar novas interpretações geofísicas com as informações conhecidas sobre a geologia da área, a fim de obter perfis geológico-estruturais mais precisos.

Serão apresentados resultados de dois estudos magnetotelúricos realizados na porção central de bacia de São Francisco (perfis Remanso do Fogo) e no limite entre as bacias de São Francisco e Parnaíba (perfil Formosa), com o objetivo de mostrar as características geoeletricas de rochas fraturadas. As duas áreas estudadas são assinaladas na Figura 1.1.

O Observatório Nacional realizou 43 sondagens MT na porção central da Bacia de São Francisco, na região norte do estado de Minas Gerais, próximo às cidades de Santa Fé de Minas e São Romão. O levantamento foi realizado no início da década de 90 em um programa de exploração, no qual, as sondagens MT perfizeram um total de 7 perfis geoeletricos, ao longo de linhas sísmicas previamente levantadas pela Petrobras.

Os dados MT deste levantamento foram anteriormente processados e interpretados por Porsani e Fontes (1993) e Porsani (1993). A interpretação foi realizada através da inversão 1-D de Occam, que supõe a variação da resistividade elétrica somente em profundidade. Este método consiste em minimizar o grau de irregularidade do modelo através da técnica dos mínimos quadrados. Posteriormente, os dados foram reinterpretados por Rodrigues (2002) utilizando um algoritmo de inversão 2-D (Mackie *et al.*, 1997) que permite observar as mudanças laterais de resistividade elétrica.

O segundo levantamento, também realizado pelo Observatório Nacional consistiu em 17 sondagens MT ao longo de um perfil localizado no limite entre as bacias São Francisco e Parnaíba próximo à cidade de Formosa, na Bahia.

Resultados preliminares deste trabalho foram apresentados anteriormente em Solon *et al.* (2008) e Solon *et al.* (2010).

Os dados MT deste levantamento foram processados no domínio da frequência utilizando a metodologia usual de processamento robusto de Egbert & Eisel (2000). A interpretação foi realizada através da inversão 2-D de Rodi & Mackie (2001).

O método MT deve ser empregado em etapas preliminares de campanhas exploratórias para hidrocarbonetos, pois seu caráter regional permite delimitar áreas mais interessantes para posterior detalhamento sísmico e geralmente representam um acréscimo substancial de informações em locais onde a sísmica não é eficiente. O MT atinge grandes profundidades, permitindo o reconhecimento de áreas com grandes espessuras de sedimentos. O método vem sendo utilizado como uma ferramenta de investigação em diversas campanhas exploratórias ao redor do mundo.

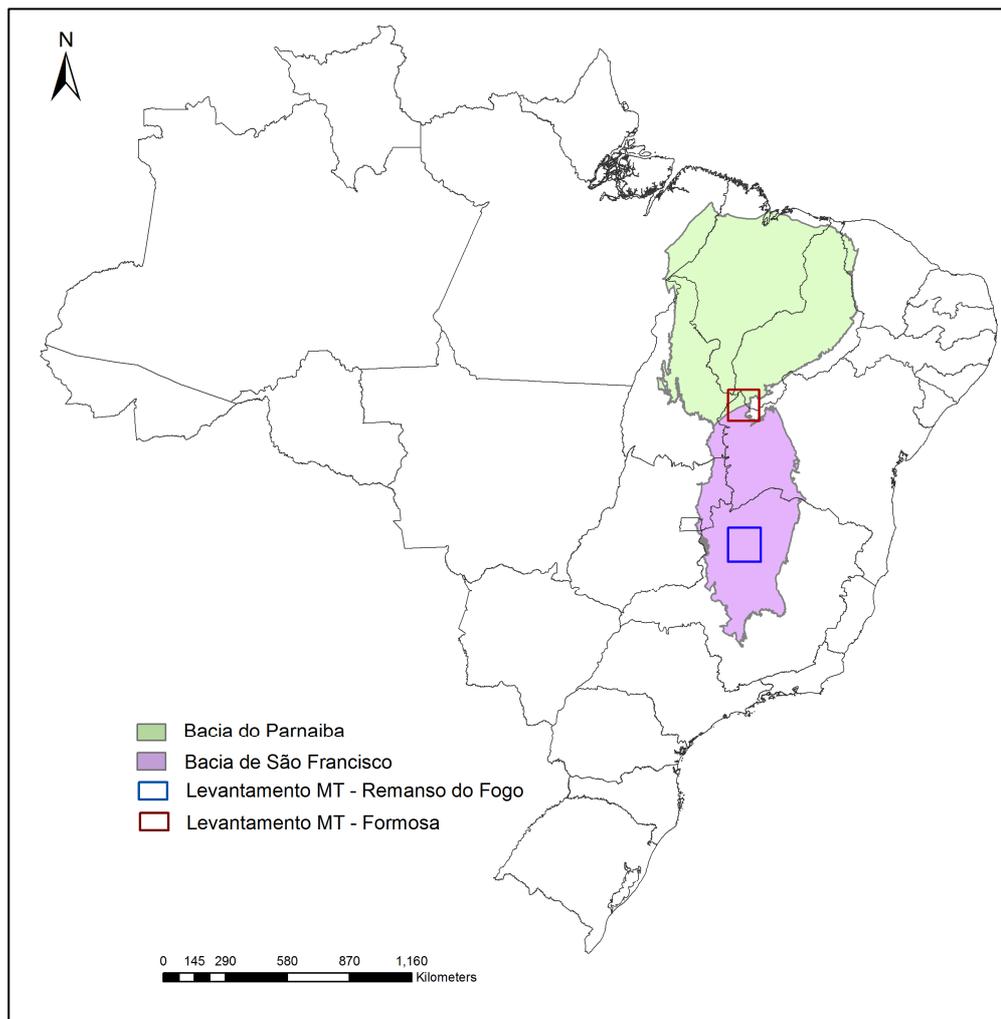


Figura 1.1: Localização dos estudos MT na Bacia de São Francisco .

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

A bacia proterozóica de São Francisco apresenta uma área de 350.000 Km², com espessura sedimentar máxima de cerca de 5.000m. Localiza-se no interior do Brasil, sobre o Cráton do São Francisco, englobando regiões dos estados de Minas Gerais, Bahia, Goiás, Tocantins e Distrito Federal. É uma bacia intracratônica policíclica pouco deformada na parte central e deformada em suas bordas, flanqueadas pelas faixas móveis compressionais Brasília (a oeste) e Araçuaí (a leste) (Zalan & Romeiro-Silva, 2007).

A bacia é preenchida principalmente por rochas sedimentares proterozóicas do Supergrupo Espinhaço e Grupos Arai, Paranoá, Macaúbas e Bambuí, cobertas por sedimentações remanescentes de rochas sedimentares permo-carboníferas do Grupo Santa Fé. Zalán e Romeiro-Silva, (2007) separaram os principais grupos sedimentares em três supersequências, que serão descritas a seguir. A carta estratigráfica da bacia de São Francisco encontra-se no apêndice.

2.1. Embasamento

O embasamento tectônico da Bacia de São Francisco é constituído essencialmente pelo Cráton de São Francisco, formado por rochas arqueanas e paleoproterozóicas que faziam parte da formação do supercontinente Atlântica (Alkmim e Martins-Neto, 2001). Segundo Almeida (1977), o cráton fez parte dos processos orogênicos do Evento Brasileiro. A definição de Romeiro-Silva e Zalán (2005), através da observação de linhas sísmicas regionais, sugerem que o Cráton de São Francisco deve ter como limite faixas dobradas marginais brasileiras (figura 2.1.1).

Nas linhas sísmicas regionais, da Faixa Araçuaí, o embasamento sob a supersequência mais basal apresenta sismo-fácies típicas de rochas cristalinas (Romeiro-Silva e Zalán, 2005). Dessa forma, supõe-se que o embasamento da bacia de São Francisco deve ser constituído por gnaisses, granitos e rochas metamórficas de alto grau, com idades superiores a 1,8 Ga (Alkmim e Martins-Neto, 2001).

Estudos regionais mostram a presença de deformações embasamento crustal da bacia caracterizadas por altos regionais: Arco do Alto Parnaíba reconhecido por diversos autores (Costa 1963, Hasui 1968), marcado por rochas proterozóicas e separa as bacias de São Francisco da Bacia do Paraná; Alto do Paracatu, representado por uma elevação regional do embasamento que segmenta a bacia em duas sub-bacias; e Arco de São Francisco, identificado por Hasui *et al*, 1991 e posteriormente por Martins *et al*, (1993), representa um divisor entre a porção sul da Bacia do Parnaíba e a porção norte da Bacia de São Francisco.

A Bacia de São Francisco é estruturalmente afetada por grandes falhas correlatas ao Ciclo Brasileiro durante o Neoproterozóico (Alvarenga & Dardenne, 1978). Thomaz Filho *et*

al. (1998) propuseram um modelo de evolução geotectônica no qual a sedimentação do Grupo Bambuí é ligada à fase compressiva do Ciclo Brasileiro. A sedimentação teria ocorrido em uma bacia de antepaís, originada a partir de processos orogênicos de compressão da Faixa de Dobramentos Brasília sobre o Cráton do São Francisco, entre 750 e 500 Ma.

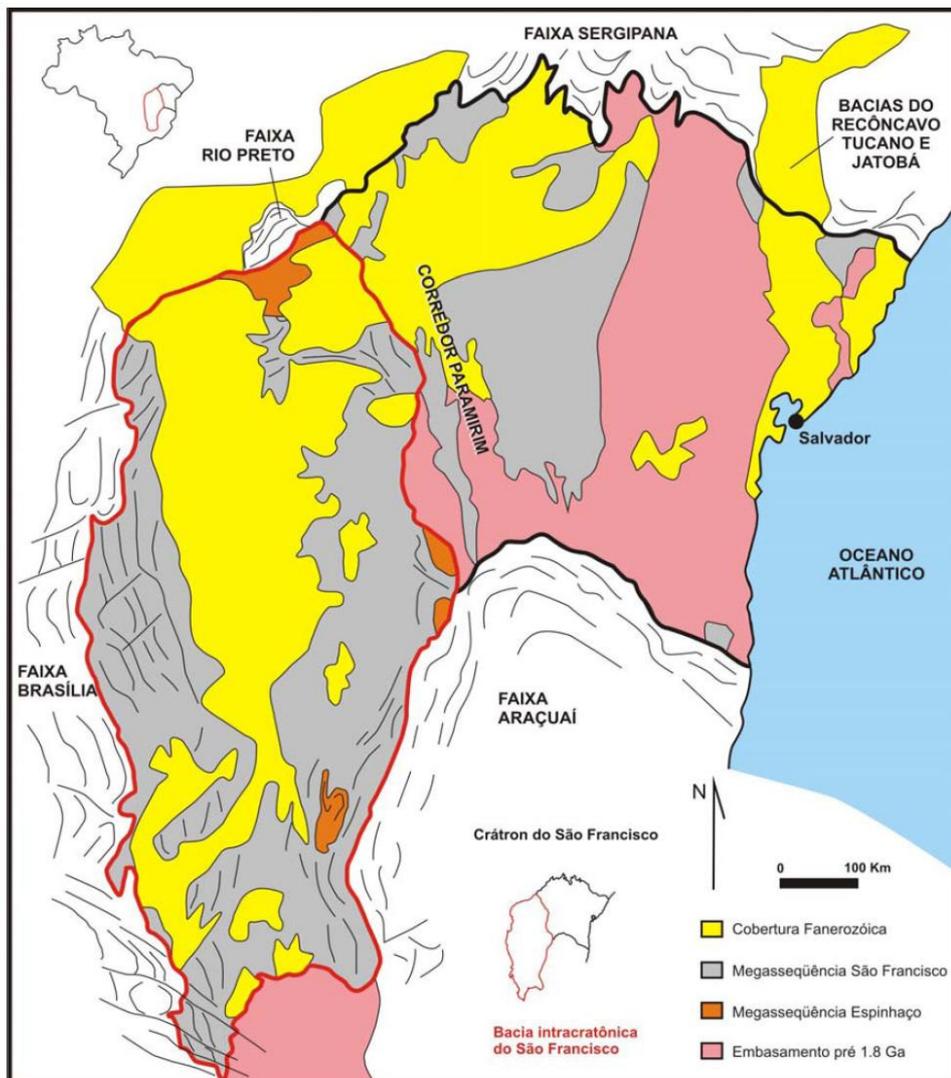


Figura 2.1.1: Bacia do São Francisco no contexto do Cráton de São Francisco com as faixas móveis neoproterozóicas adjacentes, megassequências proterozóicas e coberturas fanerozóicas (Berner *et al.*, 2006 modificado de Alkmin e Martins-Neto, 2001).

2.2. Supersequência Rifte

Durante este estágio, diversos sistemas de rifte se instalaram ao longo da bacia de São Francisco em resposta ao relaxamento crustal que ocorreu durante o evento denominado Tafrogênese Estateriana, reconhecido em escala global entre 1,77 a 1,58 Ga (Pimentel *et al.*, 1999). Durante este período desenvolveu-se a Megassequência Espinhaço, controlada por amplos sistemas fluvio-eólicos, lacustrinos, leques aluviais e *fan* deltas, além de sistemas transicionais de planícies de maré, pequenos deltas e estuários (Martins Neto *et al.*, 2001; Dominguez, 1993). Esses sistemas eram alimentados por blocos altos do embasamento alguns sistemas de grábens e *horsts*. O aporte sedimentar foi reduzido quando houve um aplainamento no relevo durante a fase rifte e afogamento da bacia, no qual o principal controle era dado pelas variações eustáticas. No estágio de *sag basin*, os sistemas deposicionais eram predominantemente marinhos rasos, com sedimentação essencialmente pelítica associada a contribuições carbonáticas (Dominguez, 1993).

A supersequência Rifte é marcada por diversos eventos tectônicos que incluem os processos orogênicos de formação do continente Rodínia e a renovação de esforços distensivos relacionados a plumas mantélicas responsáveis pela fragmentação do super continente Rodínia.

2.3. Supersequência Intracratônica

A supersequência Intracratônica tem início com o desmembramento do supercontinente Rodínia durante a Tafrogênese Toniana entre 1,0 Ga e 950 Ma, onde se formaram amplos sistemas de leques aluviais nas ombreiras dos grábens, tendo como área fonte as rochas sedimentares da megassequência Espinhaço. A deposição do Grupo Macaúbas foi acompanhada de vulcanismos bimodal, sedimentação glacial e desenvolvimento de margem passiva (Alkimim e Martins-Neto, 2001).

O Grupo Macaúbas foi instalado na bacia do São Francisco em um ambiente intracratônico correlatos da margem passiva oriental do cráton. Não apresenta afloramentos expressivos, coincidindo com áreas de afloramentos do Supergrupo Espinhaço (Alkimim e

Martins-Neto, 2001). De acordo com Romeiro-Silva e Zalán (2005), o Grupo Macaúbas atravessa toda a bacia e aflora na borda oeste sob a forma de arenitos do Grupo Paranoá. É constituído de diamictitos, pelitos e arenitos, representando depósitos glácio-continentais proximais e distais (Martins-Neto e Alkimim, 2001). Também são encontrados neste grupo rochas carbonáticas na região de Jequitinhonha. Scholl, (1976) descreveu a presença de rochas estromatólitos no Grupo Macaúbas como um marco de tempo (1000 Ma), para determinar a idade máxima da supersequência intracratônica.

2.4. Supersequência Intracratônica/Antepaís

O estágio de sinéclise intracratônica é resultado do afundamento progressivo da bacia, predominando a subsidência flexural. Zalán e Romeiro-Silva (2007) afirmam que essa fase é marcada pelo Grupo Bambuí e tem sua sedimentação associada a diversas mudanças eustáticas durante esse período. Essas variações eustáticas são evidenciadas pela intercalação de sedimentos glácio-marinhos e carbonáticos.

O sistema de mar alto é marcado pela formação de rampas carbonáticas (Martins-Neto e Alkimim, 2001; Valeriano *et al*, 2004) intedigitadas da base para o topo pelos pelitos, caracterizando a Formação Santa Helena, estromatólitos escuros caracterizando a Formação Sete Lagoas, seguidos de nova intercalação de pelitos da Formação Santa Helena, cobertos por calcarenitos oolíticos da Formação Lagoa do Jacaré (Martins, 1999).

O sistema de mar baixo caracteriza-se por um significativo incremento no conteúdo de sedimentos siliciclásticos terrígenos. Essa fase é caracterizada pela Formação Serra da Saudade, que é seguida pela Formação Três Marias, composta exclusivamente por arenitos arcoseanos arroxeados, impuros, micáceos (Zalán e Romeiro-Silva, 2007).

2.5. Supersequência Sanfranciscana

A sequência sanfranciscana está associada a todo registro sedimentar vulcânico fanerozóico da Bacia de São Francisco, que foi descrito por Sgarbi *et. al.*, (2001). Como

grupo remanescente erosional paleozóico de coberturas intracratônicas (Zalán e Romeiro-Silva, 2007), está o Grupo Santa Fé, constituído por diamictitos, tilitos, fácies tilóides e folhelhos.

Segundo Zalán e Romeiro-Silva (2007), três unidades cretácicas de natureza continental que têm sua formação ligada ao quebramento do Supercontinente Gondwana. Também fazem parte dessa supersequência o Grupo Areado (Eocretáceo), caracterizado por lamitos, arenitos flúvio-deltaicos, fluviais e eólicos. O Grupo Mata da Corda (Neocretáceo) é caracterizado por extrusões de rochas vulcânicas coincidentes com o início do magmatismo alcalino da região sudeste do Brasil (87-52 Ma) (Zalán, 2004). A seguir vem o Grupo Urucuia (Neocretáceo), de natureza predominantemente arenosa. Os estágios de evolução da bacia de São Francisco podem ser bem ilustrados na figura (2.5.1).

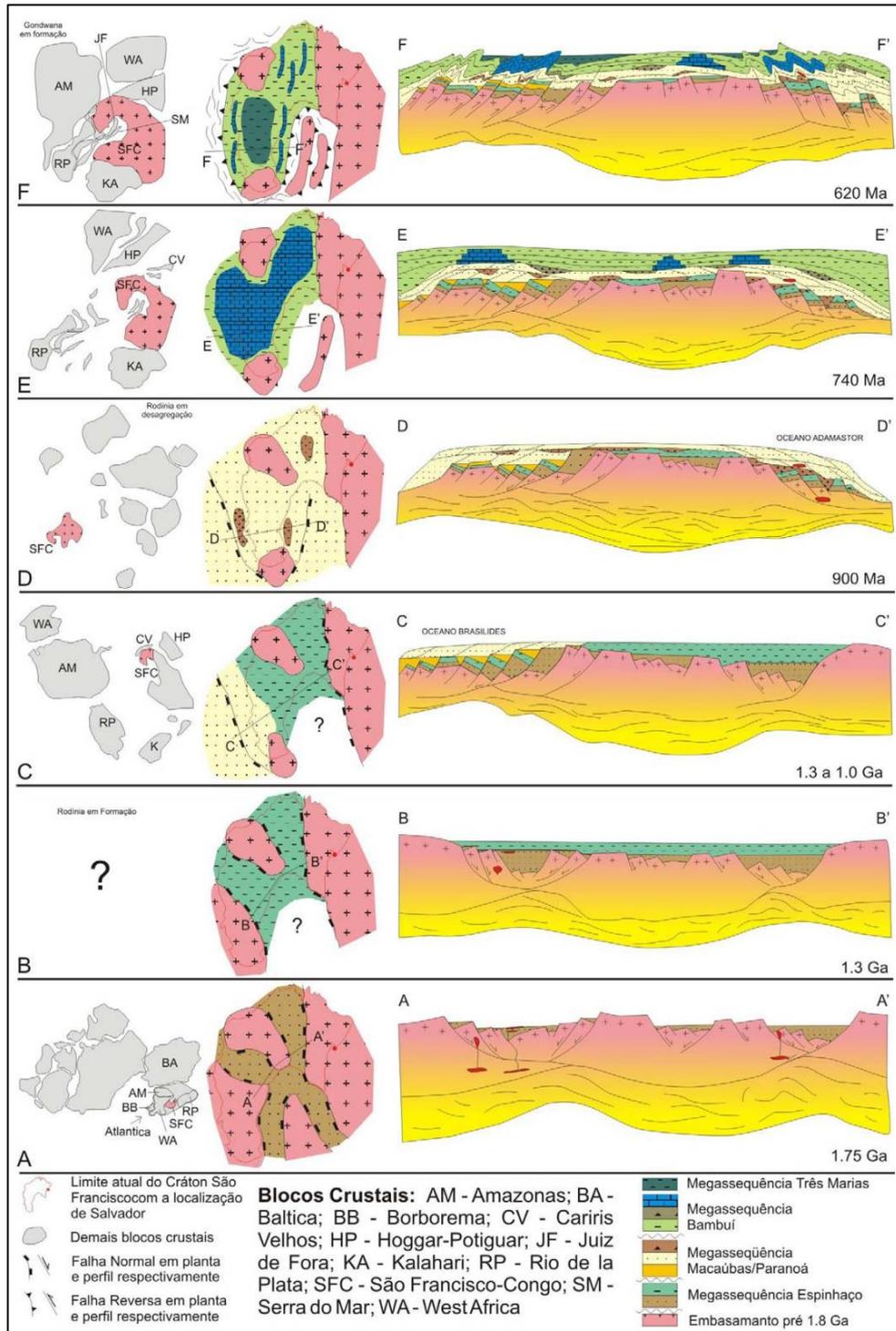


Figura 2.5.1: Representação esquemática da evolução tectono-sedimentar da Bacia do São Francisco entre 1.75 Ga e 620 Ma. A) Ruptura de Atlântida em 1.75 Ga durante a Tafrogênese Estateriana e início da Megassequência Espinhaço em bacia tipo rifte; B) passagem para o estágio de sag basin e término da sedimentação da Megassequência Espinhaço; C) ruptura de Rodínia e formação do Oceano Brasilides com implementação da margem passiva oeste, marcando o início da Megassequência Macaúbas - Paranoá; D) continuação da ruptura continental com abertura diacrônica do Oceano Adamastor e formação da margem passiva leste, término da Megassequência Macaúbas - Paranoá; E) quiescência tectônica e passagem para o estágio de sinéclise da Bacia do São Francisco, marcando o início da Megassequência Bambuí; F) avanço das frentes de empurrão das faixas móveis Brasília, a oeste e Araçuaí, a leste, proporcionando o estágio foreland da bacia, caracterizado pela Megassequência Três Marias. (Berner et al., 2006).

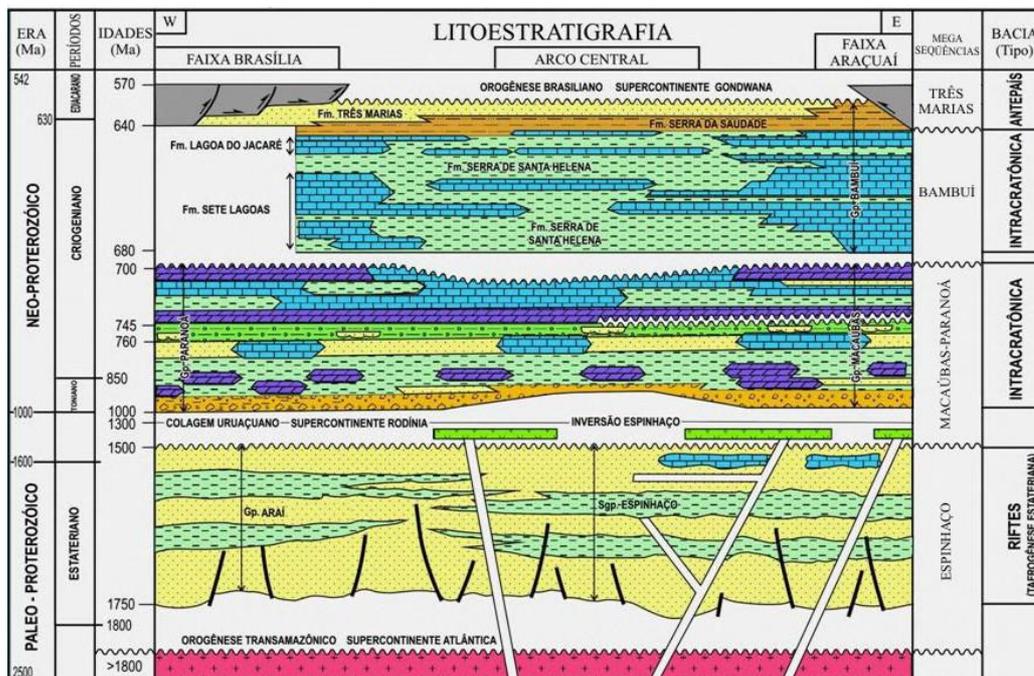


Figura 2.5.2: Arcabouço estratigráfico da bacia do São Francisco (Romeiro-Silva e Zalan, 2007).

3. O MÉTODO MAGNETOTELÚRICO.

O método magnetotelúrico (MT) é uma técnica geofísica utilizada para determinar a distribuição da condutividade elétrica na subsuperfície da Terra. As principais fontes dos sinais utilizadas pelo método são variações de campos eletromagnéticos naturais que se propagam na Terra. Estas variações fazem com que os campos eletromagnéticos penetrem no solo e induzam correntes no interior da Terra. São as chamadas correntes telúricas que, por sua vez, constituem uma fonte de campos magnéticos secundários. Pelo fato de serem geradas na magnetosfera e ionosfera, admite-se que as ondas eletromagnéticas atinjam a superfície da terra na forma de onda plana. Segundo Schmucker (1980), a amplitude do campo indutor não precisa ser perfeitamente constante, mas pode variar linearmente com a posição. Esta condição é quase sempre verificada – exceto em situações especiais onde as fontes são muito localizadas (situação fortemente desviada da condição de onda plana) na forma de linhas de corrente como são os casos do eletrojato polar e do eletrojato equatorial – onde as correntes de deslocamento podem ser desprezadas. Componentes dos campos elétrico e magnético são

então medidas na superfície da Terra. As medidas são efetuadas no domínio do tempo e transformadas no domínio da frequência, onde as relações envolvendo a amplitude e a fase para uma frequência dada entre os campos elétrico e magnético são indicativas da distribuição da condutividade em subsuperfície.

3.1. Fontes dos campos de indução.

As variações naturais do campo geomagnético em que se baseiam os princípios do método MT estão numa faixa típica de frequências de 10^3 a 10^{-4} Hz e são devidas a diversas causas. Um espectro típico das variações do campo geomagnético é apresentado na figura 3.1.1. Observa-se um mínimo ao redor de 1 Hz (a chamada “zona morta”) que divide o espectro em duas regiões. Em frequências acima de 1 Hz, a contribuição principal é devida aos relâmpagos associados a atividade das tempestades elétricas (Fig.3.1.2) que se concentra em regiões equatoriais em três centros principais, com uma estimativa de produção de cerca de 100 relâmpagos por segundo (Volland, 1984). Estes centros estão localizados no Brasil, África central e Malásia e sua distribuição geográfica é tal que em qualquer hora do dia deve haver provavelmente uma tempestade em progresso num destes centros. Os sinais eletromagnéticos assim produzidos propagam-se numa guia de onda formada pela superfície da Terra e pela ionosfera (Fig.3.1.3). A energia destes sinais é refletida diversas vezes nesta guia de onda. A altitude da camada ionizada mais baixa (camada – D) atinge cerca de 60 km durante o dia, desaparecendo à noite. A diferença de altitude desta guia de onda entre o dia e a noite produz uma variação diurna na natureza dos sinais observados a partir de fontes distantes.

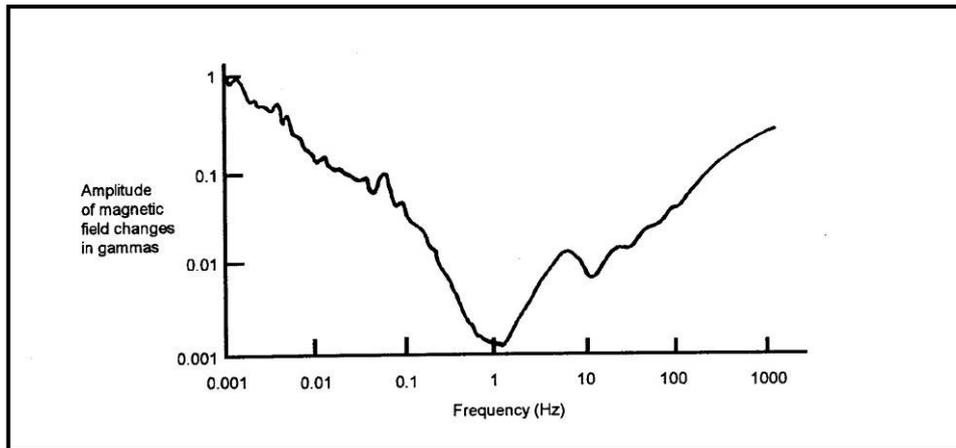


Figura 3.1.1 Espectro de amplitudes típico de flutuações do campo eletromagnético na faixa de frequências extremamente baixas (ULF). Um gama é equivalente a um nanotesla (Kaufman and Keller, 1981).

Em frequências abaixo de 1Hz, as flutuações naturais do campo eletromagnético originam-se a partir de uma interação complexa entre o vento solar e o campo geomagnético principal (Fig. 3.1.4). A variação produzida no interior da Terra, variação secular, é tão lenta que não contribui para a maioria das aplicações MT. O vento solar consiste basicamente de hidrogênio ionizado, sendo assim um plasma de prótons e elétrons (Kaufman and Keller, 1981). A interação do campo principal com partículas ionizadas do vento solar causa variações importantes do campo magnético externo. Estas interações geram sistemas de correntes na magnetosfera e ionosfera que são observados sob a forma de variações geomagnéticas na superfície da Terra, onde as tempestades magnéticas e as pulsações geomagnéticas são de particular importância.

O vento solar é notadamente reforçado em períodos de intensa atividade solar, ocorrendo usualmente uma a duas vezes por mês e persistindo durante diversos dias. Esta é a fonte de intensos efeitos magnéticos chamados de tempestades magnéticas e podem durar alguns dias.

As pulsações geomagnéticas são classificadas em dois grandes grupos: pulsações contínuas (Pc) com um padrão estável de oscilação exibindo um caráter quase senoidal, e pulsações irregulares (Pi), que aparecem como trens de oscilações amortecidas.

Contribuições de origem antrópica para as fontes do espectro do campo eletromagnético total abaixo de 1 Hz são de menor importância. Consistem principalmente de campos criados por linhas de transmissão de energia elétrica e transmissores de rádio e fazem parte do espectro do ruído de fundo.

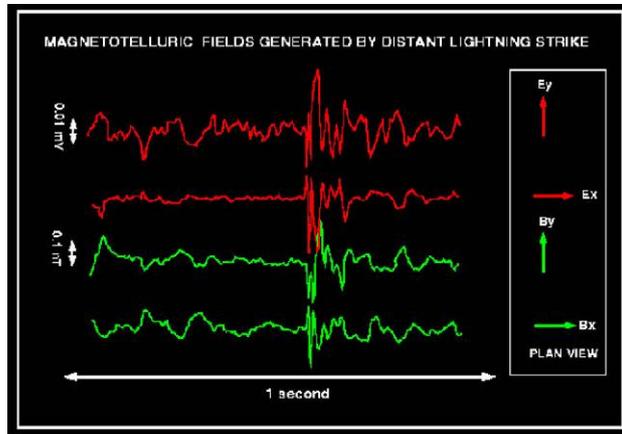


Figura 3.1.2. Variações do campo EM produzidas pela eletricidade atmosférica

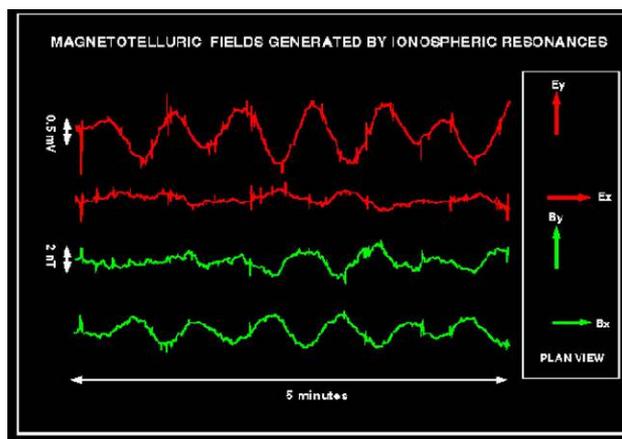


Figura 3.1.3. Campos MT produzidos pelas ressonâncias ionosféricas

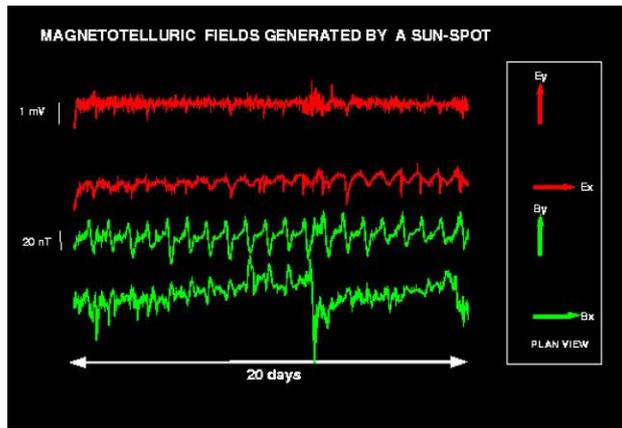


Figura 3.1.4. Campos MT produzidos na magnetosfera pelas modulações da atividade solar.

3.2 A teoria eletromagnética e as equações de Maxwell

A teoria da indução eletromagnética pode ser derivada em termos gerais das equações de Maxwell que são estabelecidas a partir dos resultados experimentais de Coulomb, Ampère e Faraday:

$$\nabla \times \mathbf{E} = - \frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (\text{Lei de Faraday}) \quad (\text{a})$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{j} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} \quad (\text{Lei de Ampere}) \quad (\text{b}) \quad (3.1)$$

$$\nabla \times \mathbf{B} = \mathbf{0} \quad (\text{c})$$

$$\nabla \times \mathbf{D} = \underline{\rho} \quad (\text{Lei de Coulomb}) \quad (\text{d})$$

Deve-se notar que na Eq. 3.1 – d , $\underline{\rho}$ representa cargas aplicadas. Se ao invés de $\underline{\rho}$ fosse colocado $\underline{\rho}_t$ para as cargas totais (as aplicadas mais as induzidas), \mathbf{D} deveria ser substituído por \mathbf{E} nesta equação. Em outras palavras, o campo elétrico \mathbf{E} é produzido pela soma de todas as cargas enquanto que o campo de deslocamento \mathbf{D} é o campo que seria produzido se somente as cargas aplicadas estivessem presentes. As equações 3.1 (a) - (d) acima são escritas em unidades SI, onde:

B – indução magnética em tesla [T],

H – intensidade do campo magnético em ampères por metro [A/m],

D - campo de deslocamento elétrico em coulombs por metro quadrado [C/m²],

J – densidade de corrente em ampères por metro quadrado [A/m²]

$\underline{\rho}$ - densidade de carga aplicada em coulombs por metro cúbico [C/m³].

Para resolver as Eq. de Maxwell é preciso assumir relações adicionais entre os campos (relações constitutivas):

$$\mathbf{D} = \epsilon \mathbf{E} \quad (\text{a})$$

$$\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E} \quad (\text{b}) \quad (3.2)$$

$$\mathbf{B} = \mu \mathbf{H} \quad (\text{c})$$

onde as grandezas nas Eqs 3.1 (a) - (c) são:

ϵ = permissividade elétrica em faraday por metro [F/m]; no vácuo a permissividade elétrica é $\epsilon_0 = 8,854 \times 10^{-12}$ F/m.

μ = permeabilidade magnética em Henry por metro [H/m]; no vácuo a permeabilidade magnética é $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$ H/m

σ = condutividade do meio em siemens por metro [S/m]. Costuma-se também utilizar a resistividade $\rho = \frac{1}{\sigma}$.

A Terra é um corpo extremamente complexo. Entretanto para estudos de indução eletromagnética admite-se a validade das condições abaixo:

(1) A Terra é um meio contínuo isotrópico onde ϵ e μ são constantes escalares independentes da frequência e efeitos magnéticos (magnetização) são usualmente ignorados, i.e. $\mu = \mu_0$.

(2) O campo elétrico \mathbf{E} e o campo magnético \mathbf{H} variam periodicamente com o tempo. A dependência temporal é geralmente expressa sob a forma $\exp(i\omega t)$, de modo que

$$\begin{aligned}\mathbf{E} &= \mathbf{E}e^{i\omega t} & (a) \\ \mathbf{H} &= \mathbf{H}e^{i\omega t} & (b)\end{aligned}\tag{3.3}$$

(3) Na Eq. (3.3) – (b) as correntes de deslocamento $\partial\mathbf{D}/\partial t$ são desprezíveis em comparação com as correntes de condução \mathbf{J} . Com a dependência temporal dada pela condição (2), a razão entre os dois tipos de correntes é dada por

$$\frac{\epsilon\partial\mathbf{E}/\partial t}{\sigma\mathbf{E}} = \frac{\omega\epsilon\mathbf{E}e^{i\omega t}}{\sigma\mathbf{E}e^{i\omega t}} = \frac{\omega\epsilon}{\sigma}$$

onde ω é a frequência angular $\omega=2\pi/T$ onde T é o período. Estudos MT utilizam comumente frequências entre 10^3 e 10^4 Hz, enquanto que a condutividade da Terra varia de alguns S/m (por exemplo, a água do mar, 4 S/m) a 10^{-5} S/m. Assim, dentro destes limites sempre temos $\omega\epsilon \ll \sigma$, i.e., condições quase estáticas.

Para a indução eletromagnética (EM) da Terra, as correntes de deslocamento são geralmente ignoradas e assume-se a lei de Ohm em sua forma mais simples com uma condutividade elétrica escalar local e real, i.e. $\mathbf{J} = \sigma\mathbf{E}$. Com a predominância das correntes de condução, a indução na Terra se reduz a um processo de difusão de campos quase estacionários, com

$$\nabla \times \mathbf{H} = \sigma\mathbf{E}\tag{3.4}$$

Para obter as equações de difusão procede-se como segue:

$$\begin{aligned}\nabla \times \nabla \times \mathbf{E} &= -\nabla \times \frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} = -\mu_0 \nabla \times \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t}, \\ -\mu_0 \nabla \times \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} &= -\mu_0 \sigma \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t}.\end{aligned}$$

O resultado é uma expressão em que a variável \mathbf{H} foi eliminada:

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{E} = -\mu_0 \sigma \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t}\tag{3.5}$$

Aplicando a identidade vetorial

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

à Eq. (3.5) obtém-se

$$\nabla(\nabla \cdot \mathbf{E}) - \nabla^2 \mathbf{E} = -\mu_0 \sigma \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} \quad (3.6)$$

Já que não há acumulação de cargas num meio condutor homogêneo durante a passagem da corrente, o termo $\nabla \cdot \mathbf{E}$ se anula e a Eq. (3.6) se reduz à equação de difusão

$$\nabla^2 \mathbf{E} = \mu_0 \sigma \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} \quad (3.7)$$

Pode se mostrar que, de maneira análoga, a indução magnética também obedece à equação de difusão

$$\nabla^2 \mathbf{B} = \mu_0 \sigma \frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (3.8)$$

É importante notar que a Eq. (3.8) é válida somente no caso especial em que σ é constante. Caso contrário escreve-se como

$$\nabla^2 \mathbf{B} = \mu_0 \mathbf{E} \times \nabla \sigma + \mu_0 \sigma \frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t}$$

Os campos MT são campos quase estáticos, que difundem no interior da Terra de modo semelhante a um processo de difusão térmica.

3.3 Indução numa Terra uni-dimensional.

Uma Terra uni-dimensional (1 – D) apresenta uma distribuição de condutividade elétrica que varia somente com a profundidade, i.e., não há variações laterais. Adota-se um sistema de coordenadas onde z aponta para baixo, x para norte e y para leste. Neste sistema de referência considere-se uma corrente horizontal na direção x numa fina camada acima da superfície da Terra. Já que não existe uma quantidade apreciável de corrente que flui na interface terra-ar, somente campos que se propagam verticalmente podem estar no interior de uma Terra condutora. A camada de corrente produz um campo EM indutor uniforme onde $\mathbf{E} = (E_x, 0, 0)$ e $\mathbf{H} = (0, H_y, 0)$. Este campo superficial se comporta como se uma onda plana tivesse incidido na interface ar e terra (1 – D).

No interior da Terra, o campo é atenuado e se propaga segundo a equação de difusão (3.7) com as condições de contorno para E_x e H_y que devem ser contínuos nas interfaces. Aplicando as condições (1) - (3), a equação de difusão é expressa como

$$\frac{\partial^2 E_x}{\partial z^2} = i\omega\mu_0\sigma E_x \quad (3.9)$$

cuja solução geral é dada por

$$E_x(z) = Ae^{-ikz} + Be^{ikz} \quad (3.10)$$

onde

$$k = (-i\omega\mu_0\sigma)^{1/2} = (1-i)\left(\frac{\omega\mu_0\sigma}{2}\right)^{1/2} \quad (3.11)$$

representa o número de onda. A e B são constantes que são determinadas pelas condições de continuidade das componentes tangenciais das componentes elétrica e magnética através das interfaces. A solução da Eq. (3.10) representa uma combinação de ondas planas difundindo para cima e para baixo com amplitudes Ae^{-ikz} e Be^{-ikz} , respectivamente. Incluindo a dependência temporal dos campos MT (condição 2), obtém-se

$$E_x(z) = (Ae^{-ikz} + Be^{ikz})e^{i\omega t} = Ae^{-i(\omega t - kz)} + Be^{i(\omega t + kz)} \quad (3.12)$$

A variação periódica do campo elétrico produz um campo magnético com a mesma frequência. Numa geometria 1-D, a Eq. de Maxwell 3.1- a pode ser reescrita como

$$\frac{\partial E_x}{\partial z} = -i\omega\mu_0 H_y \quad (3.13)$$

de modo que

$$H_y(z) = \frac{k}{\omega\mu_0} (Ae^{-ikz} - Be^{ikz})e^{i\omega t} \quad (3.14)$$

Os campos MT (Eqs. 3.12 e 3.14) são a soma de campos de uma onda EM se propagando para cima e para baixo. A razão entre as intensidades do campo elétrico e do campo magnético é a impedância da onda ou simplesmente, a impedância do meio. No caso da difusão de ondas planas, esta razão depende somente da frequência e das propriedades elétricas do meio abaixo do ponto de observação. Esta impedância pode ser escrita como

$$Z(z, \omega) = \frac{E_x}{H_y} = \frac{\omega\mu_0}{k} \frac{Ae^{-ikz} + Be^{-ikz}}{Ae^{-ikz} - Be^{-ikz}} \quad (3.15)$$

No sistema SI, as unidades de impedâncias são dadas por ohms(Ω).

A eliminação das constantes A e B na Eq. (3.15) leva para uma relação recursiva para a impedância $Z(0, \omega)$ na superfície de uma terra de n camadas:

$$Z(0, \omega) = (\omega\mu_0 / k_1) \coth\{k_1 h_1 + \coth^{-1}[(k_1 / k_2 \coth(k_2 h_2 + \coth^{-1}(k_2 / k_3 L L + \coth^{-1}((k_{n-2} / k_{n-1}) \coth(k_{n-1} h_{n-1} + \coth^{-1}(k_{n-1} / k_n)))L))] \} \quad (3.16)$$

onde os h_n são as espessuras das camadas.

O semi-espaço homogêneo corresponde à estrutura 1 – D mais simples. Neste caso, a intensidade da componente E_x do campo elétrico se anula para $z \rightarrow \infty$, de modo que $\mathbf{B} = 0$ nas Eqs. (3.12), (3.14) e (3.15), de modo que as expressões para as intensidades do campo elétrico e do campo magnético se reduzem a

$$E_x(z) = Ae^{-ikz} e^{i\omega t} = Ae^{i(\omega t - kz)} \quad (a)$$

$$H_y(z) = \frac{k}{\omega\mu_0} Ae^{-ikz} e^{i\omega t} = \frac{k}{\omega\mu_0} Ae^{i(\omega t - kz)} \quad (b) \quad (3.17)$$

Enquanto que a impedância de um semi-espaço homogêneo pode ser escrita como

$$Z(0, \omega) = \frac{E_x}{H_y} = \frac{\omega\mu_0}{k} \quad (3.18)$$

E substituindo o número de onda k (Eq 3.11), vem

$$Z(0, \omega) = \left(\frac{\omega\mu_0}{2\sigma} \right)^{1/2} e^{i\pi/4} \quad (3.19)$$

A impedância de um semi-espaço homogêneo independe da profundidade.

O número de onda k depende somente da frequência e das propriedades elétricas do meio, i.e. a condutividade σ . É um número complexo cuja parte real representa a natureza oscilatória e cuja parte imaginária controla a atenuação da amplitude da onda ao longo de sua trajetória. A expressão para o campo elétrico (Eq 3.17 – a) pode ser escrita como

$$E_x(z) = Ae^{-z/\delta} e^{iz/\delta} e^{i\omega t} \quad (3.20)$$

onde $e^{-z/\delta}$ é o decaimento exponencial da intensidade do campo. A “profundidade pelicular” (“skin-depth”)

$$\delta = \left(\frac{2}{\omega \mu_0 \sigma} \right)^{1/2} \quad (3.21)$$

é definida como sendo a profundidade onde a amplitude do campo é atenuada em 1/e do valor na superfície, uma redução de 63,2%. O termo $e^{iz/\delta}$ representa a variação da fase. Após atravessar uma profundidade equivalente a “uma profundidade pelicular”, a fase varia de 1 radiano. A profundidade de penetração do campo MT diminui com a raiz quadrada da frequência e da condutividade. Pode se dizer também que a profundidade de penetração aumenta com a raiz quadrada do período e da resistividade.

3.4. Indução EM numa estrutura bi-dimensional.

Apesar de sua importância no desenvolvimento teórico e prático dos conceitos envolvidos em estudos de indução EM, modelos 1 – D não representam adequadamente a maioria das feições geológicas. É por isso que modelos bi-dimensionais (2 – D) proporcionam um progresso substancial na representação da distribuição da condutividade elétrica da Terra em subsuperfície. Assim, por exemplo, modelos 2 – D constituem aproximações adequadas para muitas estruturas geológicas tais como diques, bordas de bacias, falhas, sinclinais, anticlinais, grábens, etc. É o que ocorre no presente trabalho, onde foi proposto realizar um perfis MT atravessando a Bacia do São Francisco um modelo 2 – D das estruturas atravessadas pelo levantamento MT torna-se necessário para um melhor delineamento da sua compartimentação geológica.

Uma estrutura é considerada bi-dimensional quando sua extensão numa direção – chamada de direção de “strike” (geoeletrico) – é maior do que a profundidade pelicular (“skin-depth”) do campo externo. A direção de strike de um modelo 2 – D corresponde, no sistema de coordenadas adotadas neste relatório, à direção do eixo x . Ao longo desta direção, a condutividade é constante *i.e.* todos os perfis perpendiculares ao strike são idênticos, $\sigma = \sigma(y, z)$. O problema 2 – D consiste então em obter uma solução das equações de

Maxwell para uma distribuição de condutividade que seja invariante na direção x . Desprezando as correntes de deslocamento as eq. de Maxwell se reduzem a

$$\nabla \times \mathbf{E} = -i\omega\mu_0\mathbf{H} \quad (3.22)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \sigma(y, z)\mathbf{E} \quad (3.23)$$

que podem ser separadas em dois modos distintos envolvendo somente E_x , H_y e H_z ou somente E_y , E_z e H_x .

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

$$\frac{\partial E_x}{\partial y} = i\omega\mu_0 H_z \quad (b) \quad (3.24)$$

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

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

$$\frac{\partial H_x}{\partial z} = \sigma E_y \quad (b) \quad (3.25)$$

$$\frac{\partial H_x}{\partial y} = -\sigma E_z \quad (c)$$

O primeiro conjunto de equações (Eqs 3.24 – a – c) representa o modo TE (transverso elétrico) e envolve as componentes do campo (E_x , H_y e H_z) observadas quando as correntes estão fluindo paralelamente à direção do “strike” da estrutura (geralmente o lineamento geológico da região). O modo TE é descrito pelos vetores do campo EM $\mathbf{E} = (E_x, 0, 0)$ e $\mathbf{H} = (0, H_y, H_z)$. O problema consiste em resolver a equação escalar de Helmholtz em termos de E_x

$$\frac{\partial^2 E_x}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 E_x}{\partial z^2} - i\omega\mu_0\sigma E_x = 0 \quad (3.26)$$

O segundo conjunto de equações (Eqs 3.25 – a – c) representa o modo TM (transverso magnético), que relaciona as componentes do campo (H_x , E_y e E_z) quando as correntes

fluem perpendicularmente à estrutura. Neste caso temos $\mathbf{H} = (H_x, 0, 0)$ e $\mathbf{E} = (0, E_y, E_z)$. De modo análogo, a componente H_x satisfaz a equação de Helmholtz

$$\frac{\partial^2 H_x}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 H_x}{\partial z^2} + \frac{1}{\sigma} \left(\frac{\partial \sigma}{\partial y} \frac{\partial H_x}{\partial y} + \frac{\partial \sigma}{\partial z} \frac{\partial H_x}{\partial z} \right) - i\omega\mu_0\sigma H_x = 0 \quad (3.27)$$

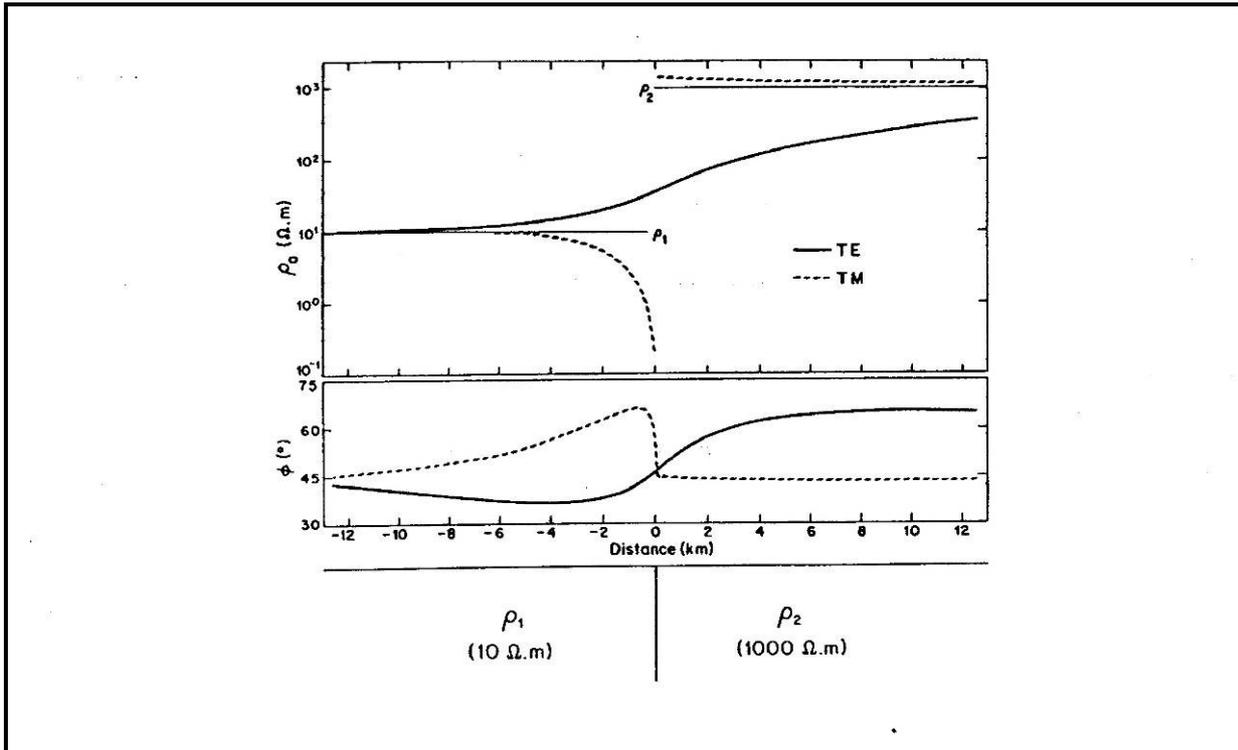


Figura 3.4.1 Resistividade aparente e fase para o modelo que divide o semi-espaco em duas regiões semi-infinitas. As respostas do modo TE (linha s3lida) e a fase do modo TM s3o cont3nuas atrav3s da interface das estruturas, enquanto que a resistividade aparente do modo TM 3e descont3nuua na interface (Kaufman and Keller, 1981).

Com as correntes fluindo perpendicularmente à direç3o do strike no modo TM, pode ocorrer acumulac3o de cargas nas interfaces de descontinuidade da condutividade que provocam variaç3es nos campos conhecidas como efeitos galvânicos. Este fato introduz perturbaç3es durante as sondagens MT onde o campo el3trico n3o 3e medido diretamente. De fato mede-se usualmente uma diferenç3a de potencial numa dist3ncia, tipicamente, de cerca de 50 m, onde se obt3m um valor m3dio do campo que pode mascarar o efeito que est3 sendo

estudado. Em contraste com processos indutivos, este efeito independe da frequência. Entretanto, logo acima da superfície ($z \cong 0_-$) a condutividade na camada de ar se anula e o campo magnético independe de y e z , com H_x constante, o que simplifica bastante o modo – TM (Weaver, 1963).

Um modelo 2-D bastante elucidativo consiste numa falha vertical com dois semi-espacos de resistividades diferentes justapostos (Fig 3.4.5) As respostas do modo – TE (linhas sólidas) são contínuas ao longo do perfil do modelo.

A teoria eletromagnética requer a continuidade da corrente elétrica $\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E}$ (Eq. 3.2 – b) na interface, e se $\sigma = \frac{1}{\rho}$ for descontínua, então o mesmo deverá ocorrer com \mathbf{E} afim de assegurar a continuidade de \mathbf{J} . Por outro lado, a curva da resposta da resistividade aparente correspondente ao modo – TM (linha tracejada) é descontínua. Isto significa que as respostas do modo – TM a variações laterais na condutividade têm maior resolução do que as respostas do modo – TE (Schneeg et al. 1983)

3.5 O tensor impedância, resistividade aparente e fase.

As relações envolvendo a amplitude e a fase entre as componentes horizontais do campo elétrico $\mathbf{E}(\omega)$ e o campo magnético $\mathbf{H}(\omega)$ para uma frequência dada ω estão associadas à distribuição da condutividade em subsuperfície. No caso mais geral de uma estrutura tridimensional, ambos os campos horizontais $\mathbf{E}(\omega)$ e $\mathbf{H}(\omega)$ apresentam uma dependência linear (Cantwell and Madden, 1960):

$$E_x(\omega) = Z_{xx}(\omega)H_x(\omega) + Z_{xy}(\omega)H_y(\omega) \quad (3.28)$$

$$E_y(\omega) = Z_{yx}(\omega)H_x(\omega) + Z_{yy}(\omega)H_y(\omega) \quad (3.29)$$

ou em notação tensorial:

$$\mathbf{E}(\omega) = \underline{\mathbf{Z}}(\omega)\mathbf{H}(\omega) \quad (3.30)$$

com

$$\underline{Z}(\omega) = \begin{pmatrix} Z_{xx}(\omega) & Z_{xy}(\omega) \\ Z_{yx}(\omega) & Z_{yy}(\omega) \end{pmatrix} \quad (3.31)$$

Resultados MT são comumente apresentados em termos de resistividades aparentes ρ_a e fases ϕ , que são grandezas derivadas das razões entre as intensidades do campo elétrico e do campo magnético, conhecidas como impedância superficial do meio (Eq. 3.15). Os elementos do tensor impedância podem ser expressos em termos das resistividades aparentes e fases

$$\rho_{a,ij}(\omega) = 1/\omega\mu_0 |Z_{ij}| \quad (3.32)$$

$$\phi_{ij}(\omega) = \arg(Z_{ij}(\omega)) = \arctan[\text{Im} Z_{ij}(\omega)/\text{Re} Z_{ij}(\omega)] \quad (3.33)$$

onde $i, j = x, y$. Nos procedimentos de campo Z_{ij} é calculado em termos das componentes E_i expressas em mV/km e $B_j = \mu_0 H_j$ expressas em nT. Z_{ij} é então expressa em ohms e a expressão seguinte é utilizada para as resistividades aparentes numa estação de sondagem MT

$$\rho_{a,ij} = 0.2T |Z_{ij}(\omega)|^2 \quad (3.34)$$

$T = 2\pi/\omega$ é o período em segundos e a unidade SI da resistividade aparente é Ωm . Nos levantamentos MT é mais a partir das resistividades aparentes e das fases, funções do período (ou da frequência) do que das componentes da impedância superficial Z_{ij} , que se tenta construir o modelo da estrutura que está sendo estudada.

Para o caso mais simples de semi-espço homogêneo, o tensor impedância se reduz a um escalar de argumento constante e a resistividade aparente é idêntica à resistividade real. Para uma dependência temporal da forma $\exp(+i\omega t)$ a fase tem valor constante $\pi/4$ rad ou 45° (ver Eq. 3.19). Por outro lado, devido à convenção adotada para o sinal, a razão entre as componentes horizontais E_y e H_x produz uma fase de -135° para o semi-espço, i.e. $Z_{yx} = -Z_{xy}$.

Para estruturas 1 - D em geral, o tensor é um escalar. Um valor de fase $\phi_{xy} > 45^\circ$ ($\phi_{yx} > -135^\circ$) indica uma camada inferior de condutividade mais elevada, enquanto que $\phi_{xy} < 45^\circ$ ($\phi_{yx} < -135^\circ$) revela uma camada menos condutora em profundidade.

A resistividade aparente e a fase não são quantidades independentes, mas são de fato relacionadas entre si. A curva de variação da fase pode ser deduzida a partir da curva de

variação da resistividade aparente enquanto que, reciprocamente, somente a forma da curva de resistividade aparente pode ser deduzida a partir da curva de fase.

3.6. Deriva estática

A heterogeneidade presente nas camadas da Terra é responsável por um dos problemas mais comuns observados nos dados MT. Acontece quando as medidas apresentam valores distorcidos de resistividade devido a pequenos contrastes de condutividade. Um exemplo de deriva estática aparece quando se obtém uma profundidade de penetração em uma estação MT de 3500 km para um período de apenas uma hora. (Simpson & Bahr, 2005). Neste tipo de efeito a medida apresenta valores mais altos de resistividade aparente, mas a deriva também pode ocorrer no sentido oposto, mostrando valores mais baixos de resistividade aparente do que o esperado. Berdichevsky & Dmitriev (1976) classificaram esses efeitos como:

- Efeito Galvânico: causado por um excesso de cargas produzidas por um campo elétrico primário em limites distintos ou transições contínuas onde existem variações na condutividade. Esse excesso gera um campo elétrico galvânico secundário que é adicionado ao campo primário.
- Efeito Indutivo: ocorre quando a derivada temporal do campo magnético primário produz um excesso de correntes que fluem em circuitos fechados produzindo campos magnéticos secundários (Lei de Faraday). Esses campos magnéticos secundários são adicionados ao campo primário.
- Efeito Indutivo-Galvânico: gerado quando correntes induzidas pelo campo magnético secundário associado a correntes secundárias do efeito galvânico.

4. METODOLOGIA

Para a realização deste trabalho foram integrados dois estudos magnetotelúricos realizados na bacia de São Francisco com o âmbito de apresentar o potencial de investigação do método MT para localizar rochas fraturadas do embasamento abaixo de uma espessa

sobrecarga de sedimentos, e identificar as principais formações geológicas da bacia de São Francisco.

O primeiro estudo, referenciado aqui como Remanso do Fogo, foi realizado anteriormente por Porsani & Fontes (1992) e posteriormente por Rodrigues (2002), que apresentou os resultados de inversões 2-D em conjunto com a interpretação de uma linha sísmica. Para este trabalho, pretende-se reinterpretar os dados MT, a luz de novas técnicas de processamento e inversão, interpretar as demais seções sísmicas disponíveis e correlacioná-las com os demais perfis geoeletricos. Para o segundo estudo, identificado como Formosa foi cumprido todas as etapas de processamento de dados MT, levando-se em conta inclusive a direcionalidade dos dados. Foi realizada também inversão 2-D. A seguir, serão descritas as etapas realizadas em ambos os estudos, desde a aquisição até as etapas finais de inversão e interpretação dos resultados. Além dos dados magnetotelúricos, foram utilizados neste trabalho dados sísmicos e dados de poço. A tabela 1 mostra uma relação dos dados geofísicos utilizados.

POÇO EXPLORAÇÃO	
1RF 0001 MG	
SÍSMICA 2-D	
NOME DO LEVANTAMENTO	SEGMENTO
0240_SAO_FRANCISCO_45	0240-0060
0240_SAO_FRANCISCO_45	0240-0061
0240_SAO_FRANCISCO_45	0240-0062
0240_SAO_FRANCISCO_45	0240-0063
0240_SAO_FRANCISCO_45	0240-0064
0240_SAO_FRANCISCO_45	0240-0068

Tabela 1: Relação dos dados de poço e sísmicos requeridos ao BDEP.

4.1. Aquisição

O levantamento dos dados MT na porção central da bacia de São Francisco (Perfis Remanso do Fogo) foi realizado na década de 90 pelo Observatório Nacional em convênio com a Petrobras, através do Setor de Geofísica de Centro de Pesquisas Leopoldo A. Miguez de Mello – CENPES/SEGEF. As sondagens magnetotelúricas foram levantadas na parte central da bacia sedimentar de São Francisco, região norte do estado de Minas Gerais (figura 4.1.1), totalizando quarenta e três estações ao longo de oito seções. A localização das estações MT foi baseada em um levantamento sísmico realizado anteriormente do qual consistia em dez linhas sísmicas, cobrindo uma área de 11.000 Km².

O segundo levantamento (figura 4.1.2) dos dados MT foi realizado no ano de 2005 também pelo Observatório Nacional na porção noroeste do estado da Bahia, exatamente no limite norte/sul das bacias de São Francisco e Parnaíba. Foram 17 sondagens MT ao longo de um perfil geoeletrico de direção NW/SW. O espaçamento entre as sondagens foi irregular e a frequência utilizada variou entre 10⁻² a 10² Hz, permitindo uma investigação de até 15 Km de profundidade.

A aquisição de ambos os levantamentos foi realizada com um equipamento de fabricação americana da EMI (Electromagnetic Instruments), atualmente pertencente à Schlumberger. O equipamento é composto por quatro módulos: elétrico, magnético, aquisição e computação (figura 4.1.3).

O módulo elétrico é formado pelos eletrodos (sensores elétricos), formando os canais EX e Ey; e por um condicionador de sinal de campo elétrico-EFSC (pré-amplificador telúrico), que consente ganhos entre 10 e 40 dB para os canais Ex e Ey. O EFSC possui filtros do tipo passa-alta com uma janela de frequências de 1 a 20 Hz, e do tipo passa-baixa com uma janela de 0,0008 a 3000Hz.

O módulo magnético é composto por três bobinas de indução eletromagnética (sensores magnéticos) que ficam dispostos nas direções x (norte magnético), y (leste) e z. A faixa de frequência que as bobinas operam varia entre 0,003 e 500Hz. Possuem amplificadores internos calibrados para uma sensibilidade de 15mV/nT.

O módulo de aquisição MT1 é responsável pela aquisição dos dados. Esta unidade recebe os sinais elétricos e magnéticos dos sensores e realiza as ampliações, filtragens e a conversão analógico-digital.

O módulo de computação é composto por computador tipo *notebook* que contém os *softwares* de aquisição e processamento. Este módulo permite definir alguns parâmetros como banda de frequência, seleção de filtros, quantidade de dados na banda selecionada, comprimento das séries temporais, etc.

O tempo de aquisição dos dados de cada estação variou entre 8 e 9 horas, e a frequência variou entre 0,001 até 400Hz, permitindo uma investigação de até 60Km de profundidade.

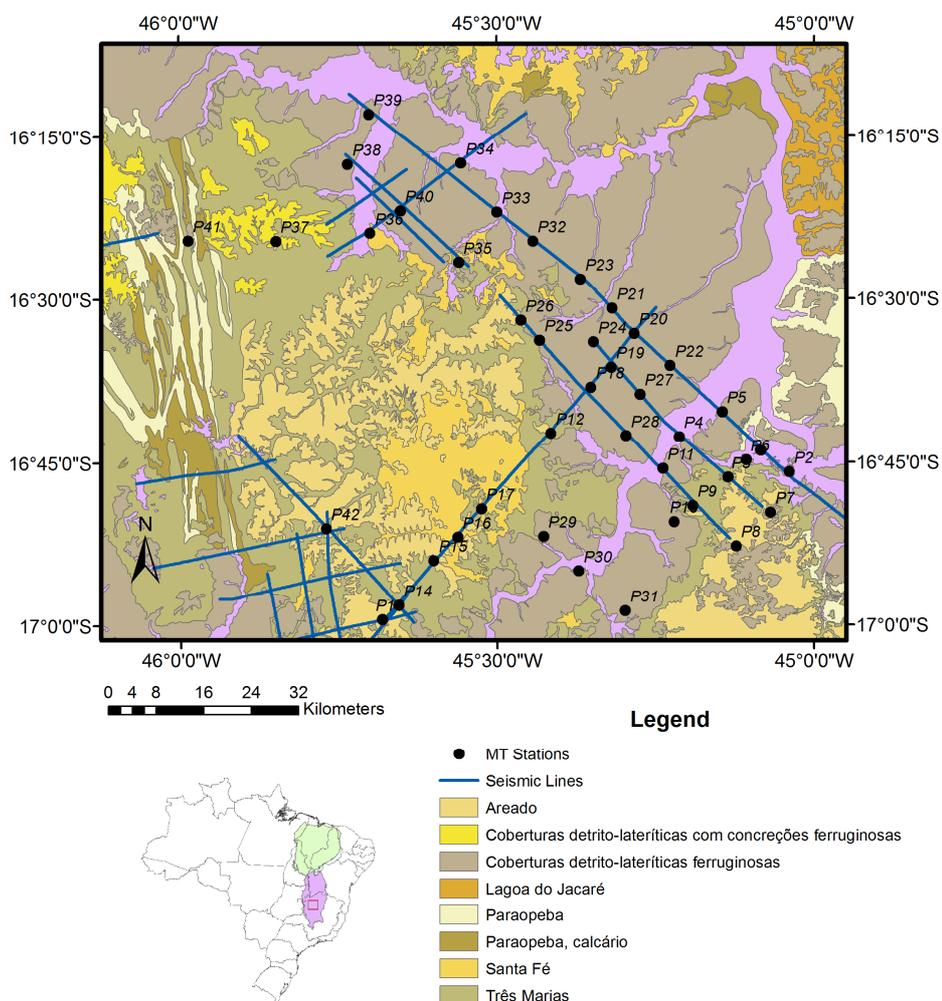


Figura 4.1.1: Mapa de Localização do levantamento MT do Estudo 1 – Perfis Remanso do Fogo, bacia de São Francisco – Remanso do Fogo

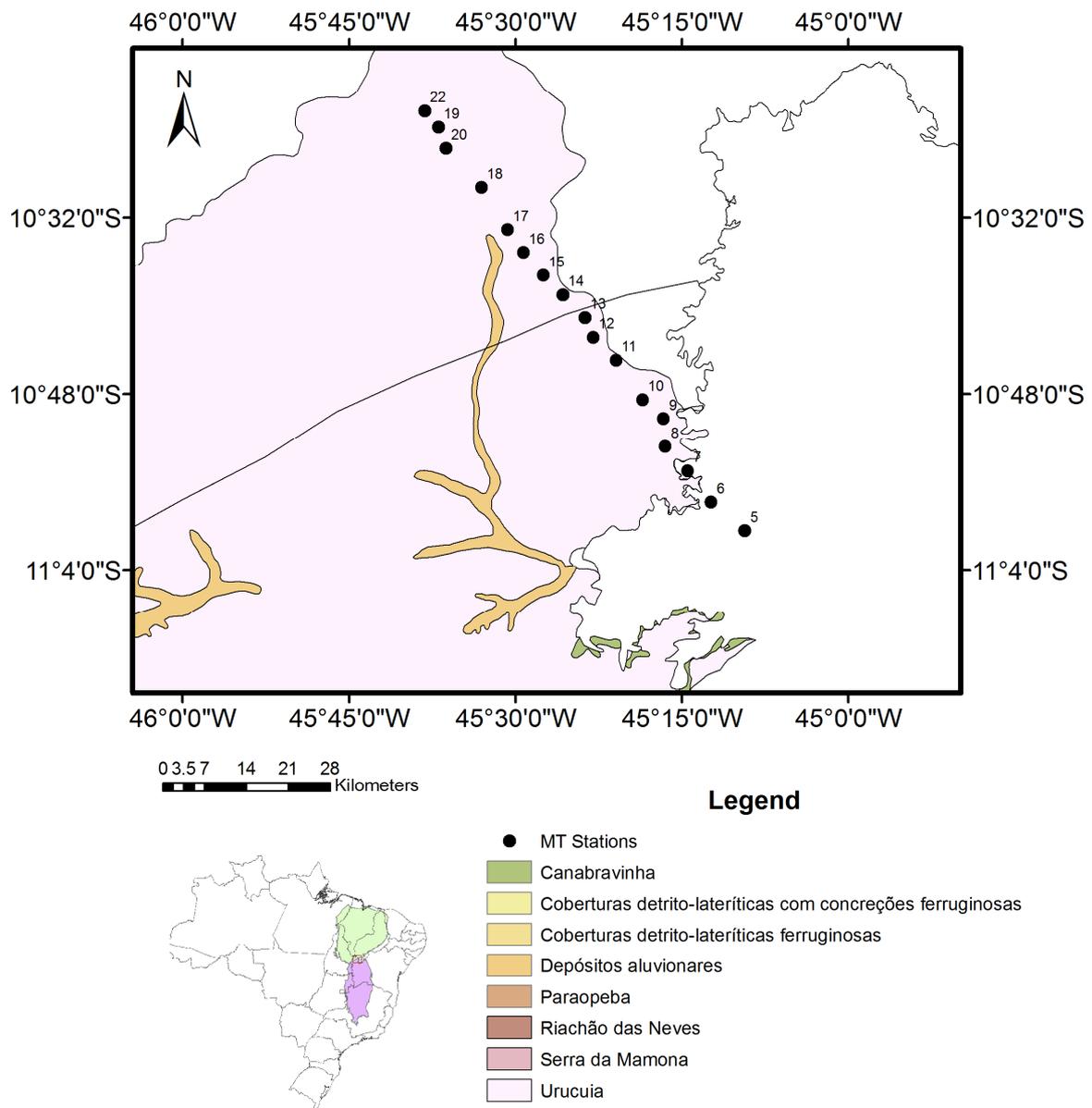


Figura 4.1.2: Mapa de Localização do levantamento MT do Estudo 2 (Perfil Formosa) na borda das bacias de São Francisco e Parnaíba.



Figura 4.1.3: Equipamento de aquisição eletromagnética Banda Larga - MT24HF (www.emiinc.com)

4.2. Processamento dos dados MT

As variações temporais das componentes horizontais do campo eletromagnético são registradas no domínio do tempo, formando as séries temporais. O processamento de dados MT é realizado no domínio da frequência utilizando-se a transformada rápida de Fourier (FFT), onde as respostas serão analisadas, modeladas e invertidas. Alguns estudos realizados por Kunetz (1972) mostraram respostas para o processamento de dados MT no domínio do tempo, através de funções de impulso.

Primeiramente, as séries temporais são pré-condicionadas e depois transformadas para o domínio da frequência. Uma vez transformadas, os elementos do tensor de impedância e as curvas de resistividade aparente e fase são obtidas através de procedimentos do processamento robusto de Egbert & Eisel (2000).

As impedâncias e os strikes geolétricos são calculados pela remoção de distorções causadas por um tensor real que independe da frequência associados a feições locais 3D. Esse

tipo de fenômeno gera uma mistura de fases que representam estruturas regionais 2-D esperadas. Para resolver esse problema utiliza-se o algoritmo de decomposição Groom-Bailey (1989).

4.2.1 Perfis Remanso do Fogo

O processamento dos dados de São Francisco, perfis Remanso do Fogo foi realizado através do software da EMI, que utiliza o procedimento descrito por Gamble *et al.* (1979). A estimativa dos erros é baseada em Pedersen (1982). As curvas de resistividade foram analisadas por Porsani (1993), que mostra que as curvas sofreram efeito de deriva estática. A técnica utilizada para corrigir esse efeito foi modificada de Jones (1988), onde se utilizou a mediana na resistividade do primeiro condutor, identificado em todas as estações invertidas pelo algoritmo 1-D de Occam.

Para este estudo, não se encontravam disponíveis as séries temporais das sondagens realizadas no levantamento. Desta forma, só puderam ser analisadas as curvas de resistividade e fase (figura 4.2.1), impedindo a aplicação de técnicas de decomposição do tensor de impedância de Groom & Bailey (1989), para remoção de heterogeneidades, e técnicas de processamento robusto de Egbert (2000).

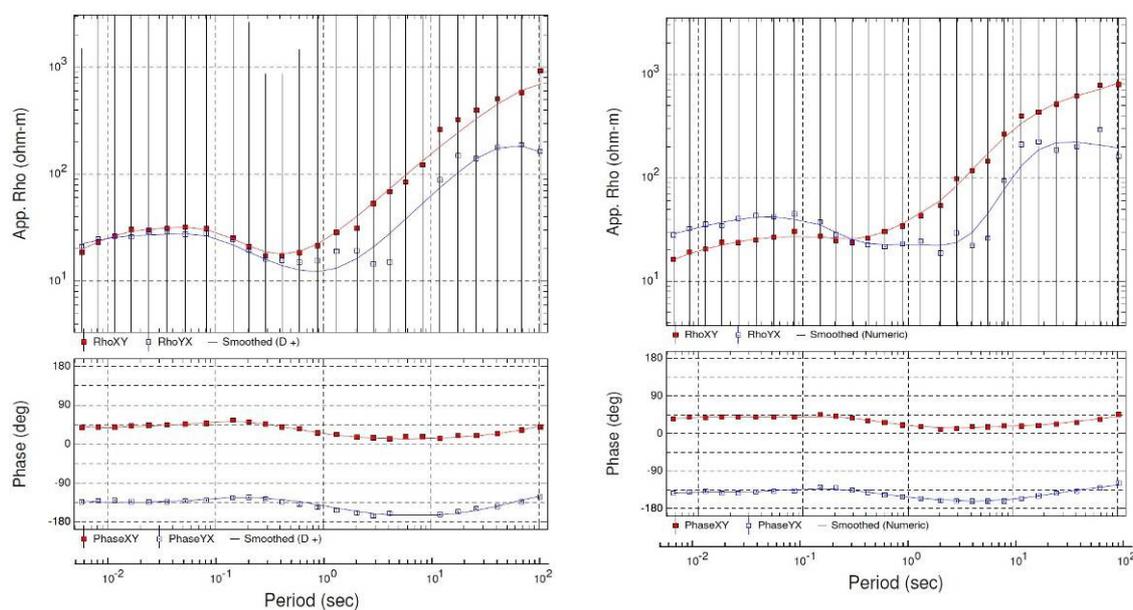


Figura 4.2.1: Curvas típicas de resistividade aparente e fase do primeiro levantamento – Remanso do Fogo – estações 32 e 33.

4.2.2 Perfil Formosa

Os dados MT foram processados no domínio da frequência utilizando os procedimentos usuais de processamento robusto de Eisel & Egbert (2000). Para se determinar o strike geolétrico (Swift, 1967) utiliza-se o método convencional de rotacionar o tensor de impedância por um ângulo tal que simultaneamente minimize e maximiza os elementos da diagonal principal e secundária, respectivamente. A metodologia utilizada nesse trabalho, e mais usual, é a proposta por Groom & Bailey (1989), e o programa utilizado, *Strike*, foi escrito por Gary W McNeice e Alan G. Jones (McNeice & Jones 2001). Este programa permite efetuar a decomposição Groom-Bailey em cada estação MT individualmente, como também efetuar a decomposição simultânea para obter um strike representativo de todos os dados.

A direcionalidade dos dados é obtida através desse procedimento restringindo os parâmetros de distorção (*shear*, *twist* e *strike*) (McNeice & Jones, 2001). Estes procedimentos dão duas direções possíveis para o strike com uma ambigüidade $\pi / 2$, que pode ser resolvida utilizando informações independentes como strike geológico ou o vetor de indução, dado também como tipper. O tipper é um parâmetro MT que depende da componente vertical da indução magnética B_z , que dá uma relação entre B_z e as componentes de indução magnética horizontais.

Seguindo os procedimentos descritos acima, foram estimados valores de *twist*, *shear* e *strike* independentes da frequência para as 17 estações para este estudo. Foram aplicados quatro passos: i) uma decomposição sem restrições, onde os parâmetros de distorção foram possibilitados variar livremente ($-45^\circ < shear < 45^\circ$), ($-60^\circ < twist < 60^\circ$) e ($-360^\circ < strike < 360^\circ$) (figura 4.2.2a), ii) condicionamento do ângulo de *twist* para o valor médio para uma faixa de frequência de interesse e repetição do procedimento de decomposição (Figura 4.2.2b), iii) o *twist* restringido mostra geralmente uma maior estabilidade no *shear*; depois restringi-se o ângulo do *shear* em seu valor médio em uma faixa de frequência de representação e repete-se o processo de decomposição (figura 4.2.2c), iv) se a restrição do *shear* e *twist* resultam em uma estabilidade no ângulo de *strike* em uma faixa de período representativo pode-se agora restringir o valor do *strike* em seu valor médio e repete-se o processo de decomposição, finalmente obtendo os ângulos de *strike* para cada estação MT (figura 4.2.2-D).

A figura 4.2.3 ilustra o agrupamento do strike obtido com a decomposição do tensor de impedância e o tipper. A da ambigüidade do strike pode ser eliminada através de

informações geológicas ou geofísicas independentes, como os vetores de indução. Nota-se que em toda faixa de períodos determinadas como de interesse, entre 0.1 e 10s, vários vetores de indução apontam quase que perpendicularmente às barras diretoras de strike, eliminando a ambigüidade dada pela decomposição do tensor de impedância. Curvas de resistividade aparente e fase típicas são mostradas na figura 4.2.4. A figura 4.2.4a mostra a estação 6, localizada na bacia de São Francisco, a figura 4.2.4b mostra a estação 16, localizada na bacia do Parnaíba.

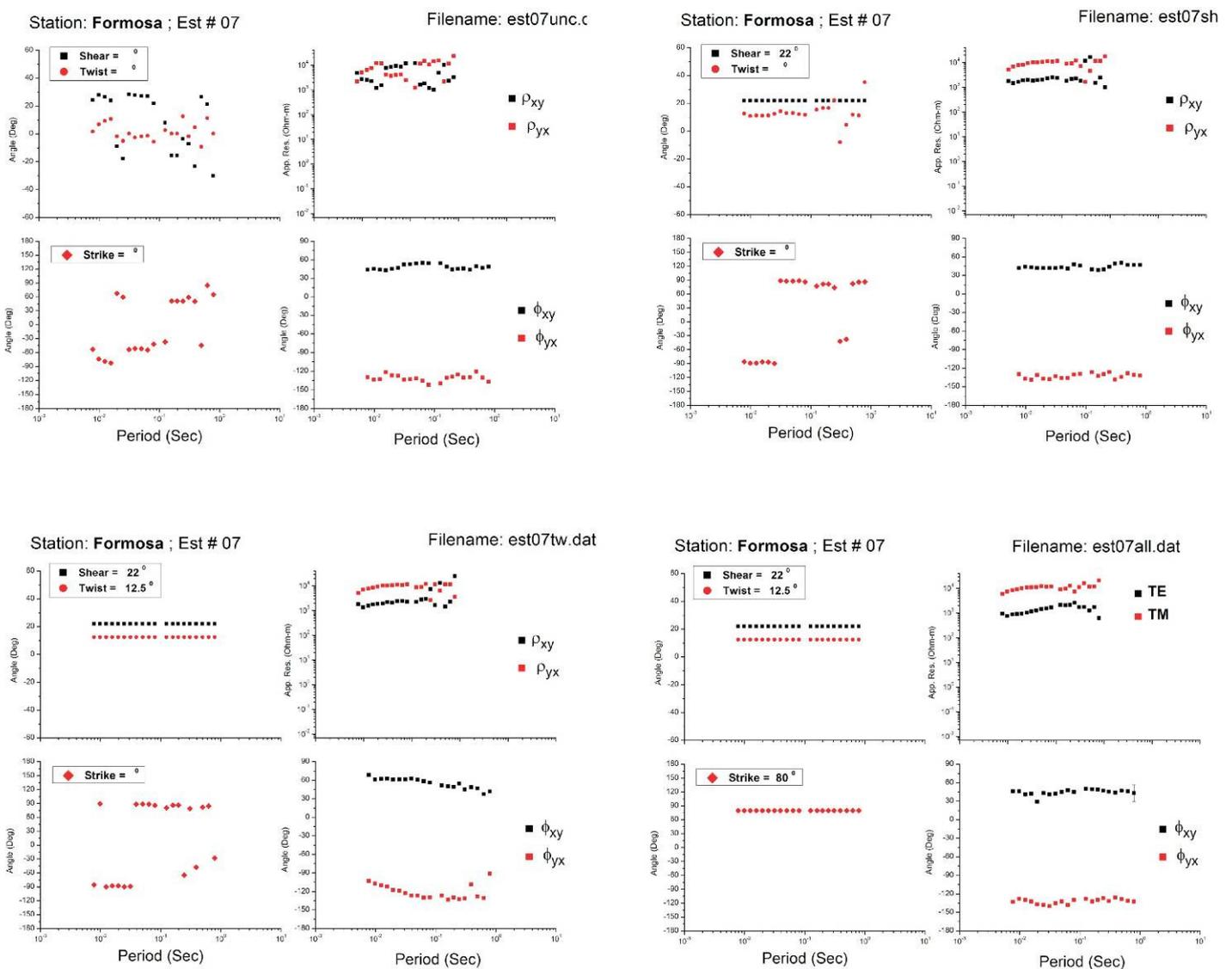


Figura 4.2.2: Um exemplo dos procedimentos sequenciais de restringir os parâmetros de distorção (*twist*, *shear* e *strike*) (Mc Neice & Jones A.G., 2001). a) após a decomposição sem restrições, b) após a restringir o ângulo de *twist*, após restringir o *twist* e *shear*; d) após restringir todos os parâmetros de distorção.

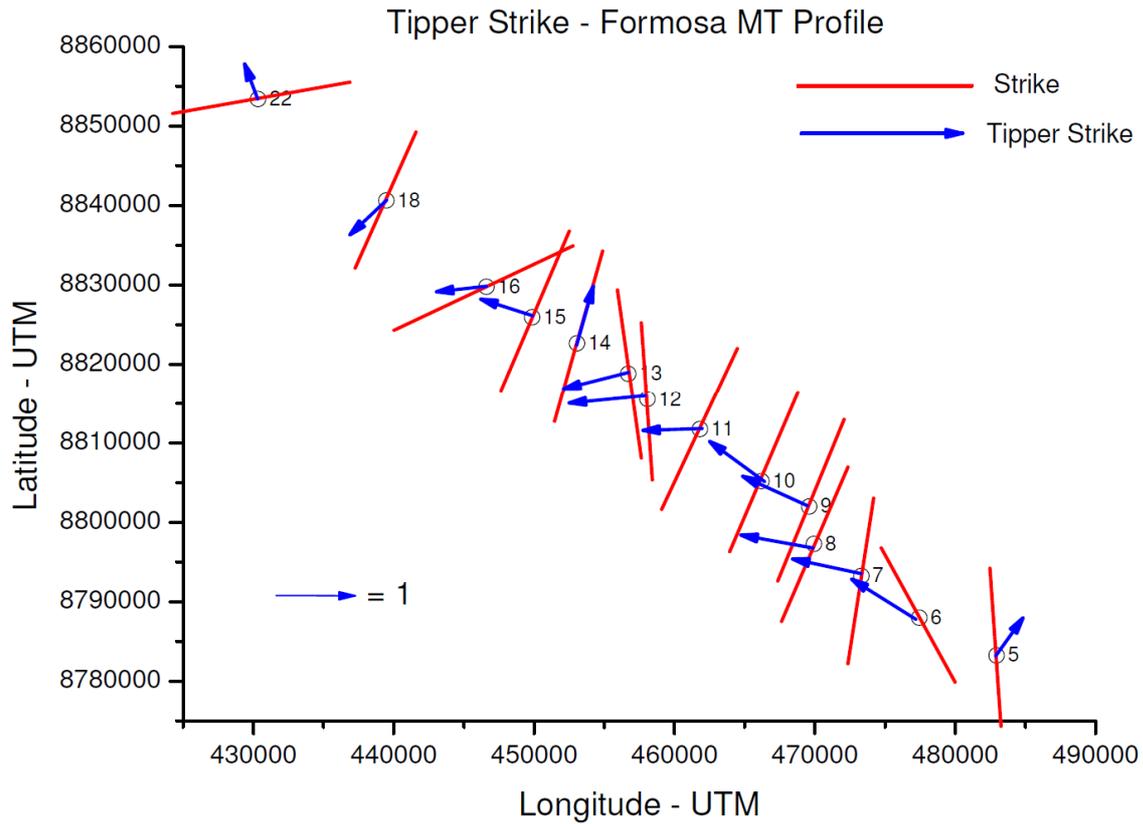


Figura 4.2.3: Azimute do strike geoeletrico obtido através da decomposição do tensor de impedância em vermelho, e os vetores de indução (*tipper*) em azul, para resolver a ambigüidade do *strike*.

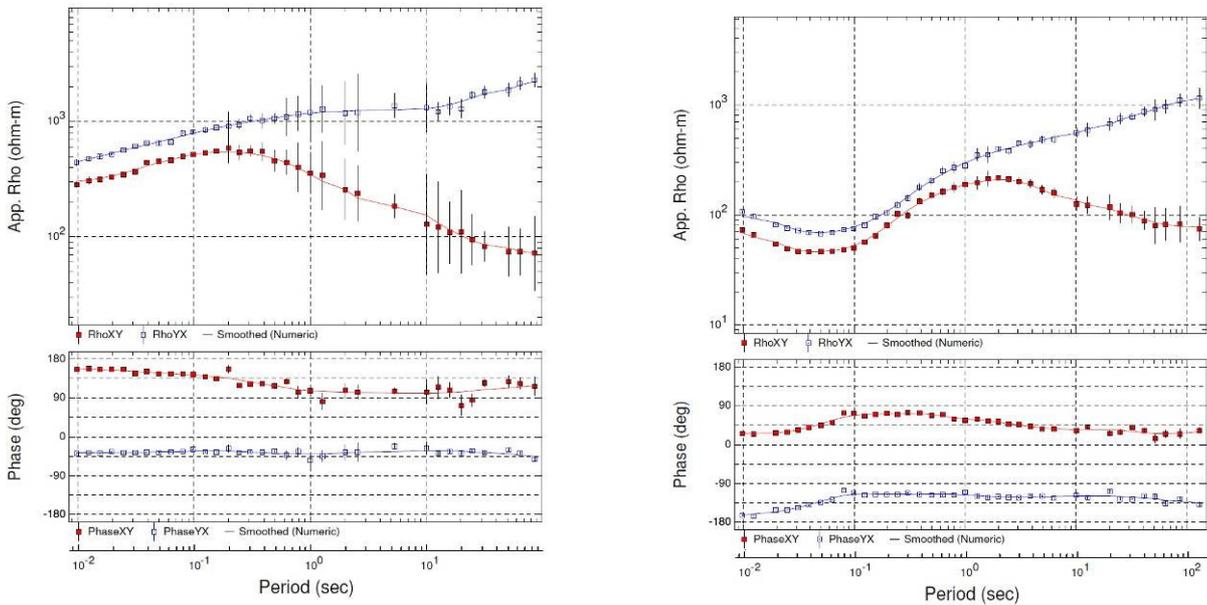


Figura 4.2.4: Curvas de resistividade aparente e fase obtidas através do processamento robusto de Eisel & Egbert (2000), e rotacionadas com os ângulos obtidos com a decomposição do tensor de impedância.

4.3. Inversão 1-D

A inversão de dados geofísicos é a técnica mais utilizada para interpretação dos dados de campo e para a simulação de resposta que um determinado método apresenta em uma área de estudo. É definida como problema inverso, no qual se utiliza um modelo teórico para derivar valores de um conjunto de parâmetros que mostram a realidade, ou seja, as observações no campo.

A inversão é um processo computacional iterativo, no qual altera-se alguns parâmetros para se obter o melhor resultado. Algumas informações são essenciais para o processo de inversão de dados MT, como valores iniciais da distribuição de resistividade em subsuperfície. Com essas informações, estima-se o modelo de Terra que melhor se ajusta aos dados de campo. Através dos dados observados durante o levantamento e a formulação do fenômeno físico relacionados a esses dados, obtém-se a propriedade física da Terra desejada. No método MT, a inversão consiste em alterações controladas nos valores de resistividades iniciais, de forma a se obter curvas de resistividade calculadas iguais às curvas observadas, dentro de uma precisão pré-estabelecida.

Na inversão 1-D assume-se que a condutividade elétrica da Terra varia apenas com a profundidade. Dessa forma, a Terra é parametrizada em uma sucessão de camadas de resistividade ρ_1 e espessura h_1 que são utilizadas na inversão em forma de grandezas logarítmicas.

Diferentes técnicas de inversão 1-D já foram apresentadas na literatura: Parker (1970, 1977, 1980, 1981, 1982), Jupp & Vozzof (1978), Constable et al. (1987), Meju (1992, 1994). Porsani (1993) aplicou o Algoritmos de Occam (Constable et al., 1987), o qual consiste em minimizar o grau de irregularidade do modelo, ou seja, introduzir suavidade no modelo através da técnica dos mínimos quadrados.

4.4. Inversão 2-D

Na inversão 2-D dos dados MT procura-se estimar a estrutura geoeétrica ao longo dos perfis levantados

A rotina de inversão 2-D utilizada foi desenvolvida por Randy Mackie (2001). Esta rotina encontra soluções regularizadas (regularização Tikhonov) para o problema inverso bidimensional de dados magnetotelúricos usando o método de gradientes conjugados não-lineares. As simulações apresentadas são calculados através de equações de diferenças finitas geradas através de equações análogas as equações de Maxwell. O programa inverte para uma malha 2-D de blocos de resistividade definida pelo usuário, estendendo-se lateralmente e para baixo, e incorporando topografia.

Devem ser alterados os valores dos campos nos modos transversos elétrico (TE) e transversos magnético (TM), que correspondem respectivamente ao modo de propagação da onda eletromagnética que se dá perpendicularmente ao campo elétrico (modo TE) e perpendicularmente ao campo magnético (modo TM).

Para a execução do programa, alguns parâmetros devem se estabelecidos:

- A inversão realizada com a combinação dos modos TE e TM;
- Erro RMS (Root-Mean-Square): constitui a raiz quadrada da média dos quadrados das diferenças de uma série de valores. Se o erro for atingido antes do número máximo de interações definidas, o programa finalizará a inversão;
- Tau (τ): parâmetro de regularização que controla o ajuste dos dados e fidelidade do modelo. Os valores típicos utilizados para a inversão de dados MT variam entre 3 e 300;
- *Damping Factor*: fator de amortecimento do algoritmo de inversão Gauss-Newton nos estágios preliminares não lineares da inversão. Este parâmetro é reduzido quando o problema torna-se mais linear;
- *Noise Floor*: constitui o ruído de fundo dos dados. Recomenda-se valores maiores que 1;

Como procedimento de inversão, adotou-se o semi-espço com valor fixado de resistividade igual a 100 ohm.m. O modelo resultante foi utilizado como modelo de partida para novas inversões, visando obter um modelo final que apresentasse a melhor resolução possível.

5. IMAGEAMENTO MT E INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS

5.1 Perfis Remanso do Fogo

Para o primeiro estudo, nos restringimos a inversão 2-D utilizando informações de perfis de poço. Algumas células foram preenchidas e fixadas com os valores extraídos do perfil de resistividade (LLD). Os valores do perfil de resistividade do poço 1-RF-1-MG, perfurado pela PETROBRAS, foram adotados como referência para a inversão. A interpretação do perfil de raios gama (GR) e neutrônico (NPHI) ajudaram na localização em profundidade das rochas carbonáticas e calcáreas. O método de avaliação consistiu nas seguintes etapas. 1) Usar a resistividade do poço para a construção de uma estrutura 1-D e dados de sísmica de reflexão para construir um modelo 2-D; 2) Usar o perfil GR e NPHI para identificar estruturas de carbonato e calcário, 3) Executar a inversão 2-D. A figura 5.1.1 mostra uma análise comparativa dos perfis de resistividade, GR e NPHI com a coluna estratigráfica do poço 1-RF-1-MG. O perfil GR nos permite distinguir os folhelhos e/ou argilas de outros tipos de rochas. Reflete a proporção da camada de folhelho ou de argila, podendo usá-lo com um indicador do conteúdo destes materiais nas rochas (VSHGR). Rochas carbonáticas resultam do desenvolvimento de material esquelético de animais marinhos, o que torna a radioatividade esperada mais baixo possível.

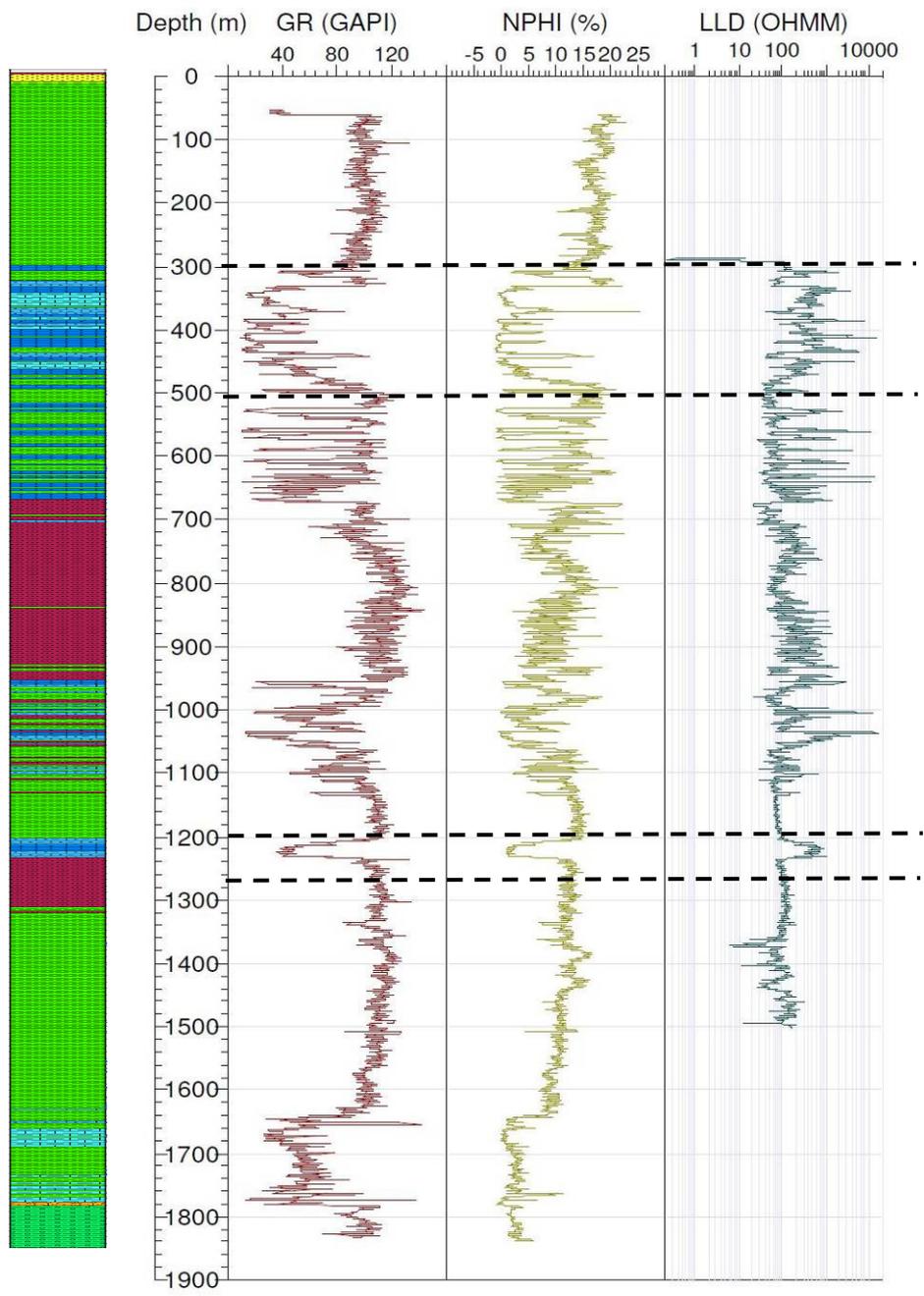
O perfil NPHI indica a porosidade das rochas. Quando o NPHI e GR apresentam baixos valores de leitura, podem ser inferidas a presença de rochas calcáreas e/ou carbonáticas.

O perfil LLD mostra que essas regiões com baixos valores GR e NPHI (entre 300 e 500m e 1200m) apresentam resistividade que variam entre 500 e 600 ohm.m, com alguns *spikes*. Essa região corresponde a uma camada de calcarenitos, calcissiltitos e calcilitos. Entre os limites destas duas zonas, há uma espessa camada com valores extremamente

variáveis de porosidade, radioatividade e resistividade. Essa zona coincide com uma zona de argilitos intercalada com siltitos e folhelhos. A Figura 5.1.2 mostra o resultado da inversão 2-D do perfil MT1 que passa próximo do poço 1-RF-1-MG.

Para identificar os nomes das formações geológicas associadas com os horizontes geoeletricos obtidos através da inversão 2-D foi realizada uma comparação entre o modelo MT1 e as informações do poço. A interpretação sísmica nos dá somente a posição dos principais horizontes. Para relacionar os horizontes sísmicos e geoeletricos com as formações geológicas foi preciso correlacionar com informações disponíveis na bibliografia. O processo de comparação é apenas qualitativo. A figura 5.1.3 apresenta a seção sísmica, 0240-0060, coincidente com o perfil MT1. Ambas as seções possuem 96 km de comprimento. Importantes feições foram mapeadas, horizontes geoeletricos coincidem em profundidade com os limites entre os principais grupos estratigráficos mapeados pelo método de sísmica de reflexão. Comparando o modelo gerado pela inversão MT 2-D e seção sísmica interpreta é possível ver uma correlação entre os horizontes marcados pela sísmica e os horizontes geoeletricos marcados pelo MT. As demais seções sísmicas também foram interpretadas e comparadas com cada modelo MT. No que se refere à interpretação dos horizontes sísmicos, todas as seções apresentam as mesmas características da seção 0240-0060. O comportamento dos horizontes identificados nesta seção se repete para as demais e são mostrados no apêndice, juntamente com os modelos MT de inversão 2-D correspondentes.

Well name: 1RF 0001 MG



Litologia / Lithology			
	conglomerado/conglomerate		calcirudito/calcirudite
	arenito/sandstone		calcarenito/calcarenite
	siltito/siltstone		coquina/coquina
	argilito/mudstone		calcissiltito/calcisiltite
	folhelho/shale		calcilito/calcilitite
			marga/marl
			calcáreo/limestone
			dolomita/dolomite
			sal/salt
			halita/halite
			carnalita/carnallite
			anidrita/anhydrite
			silvinita/sylvinite
			diabásio/diabase
			basalto/basalt
			tufo/tuff
			rochas metamórficas metamorphic rocks
			ígneas/igneous rocks
			brechas/breccia
			tilito/tillite
			diamictito/diamictite

fonte: PETROBRAS
escala 1:2000

Figura 5.1.1: Análise comparativa entre os perfis de resistividade (LLD), raios gama (GR) e neutrônico (NPHI) do poço 1-RF-1-MG com indicação das rochas carbonáticas.

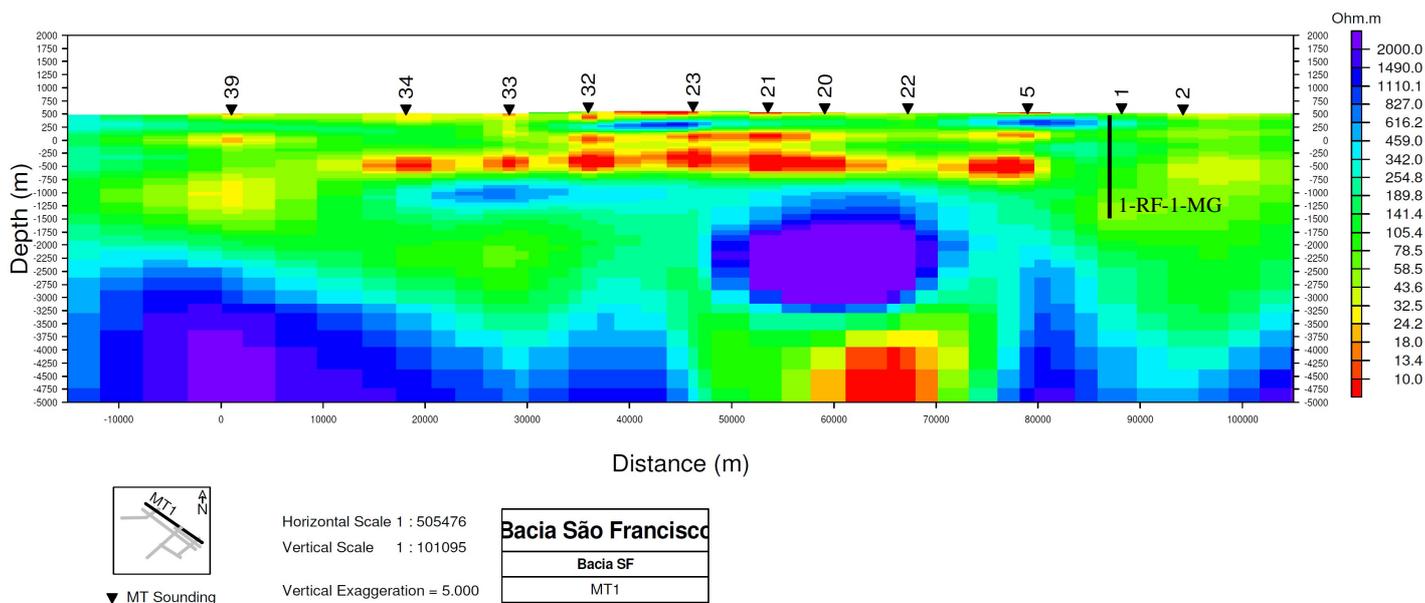


Figura 5.1.2: Modelo MT1 obtido com a inversão 2-D com a posição do poço 1-RF-1-MG.

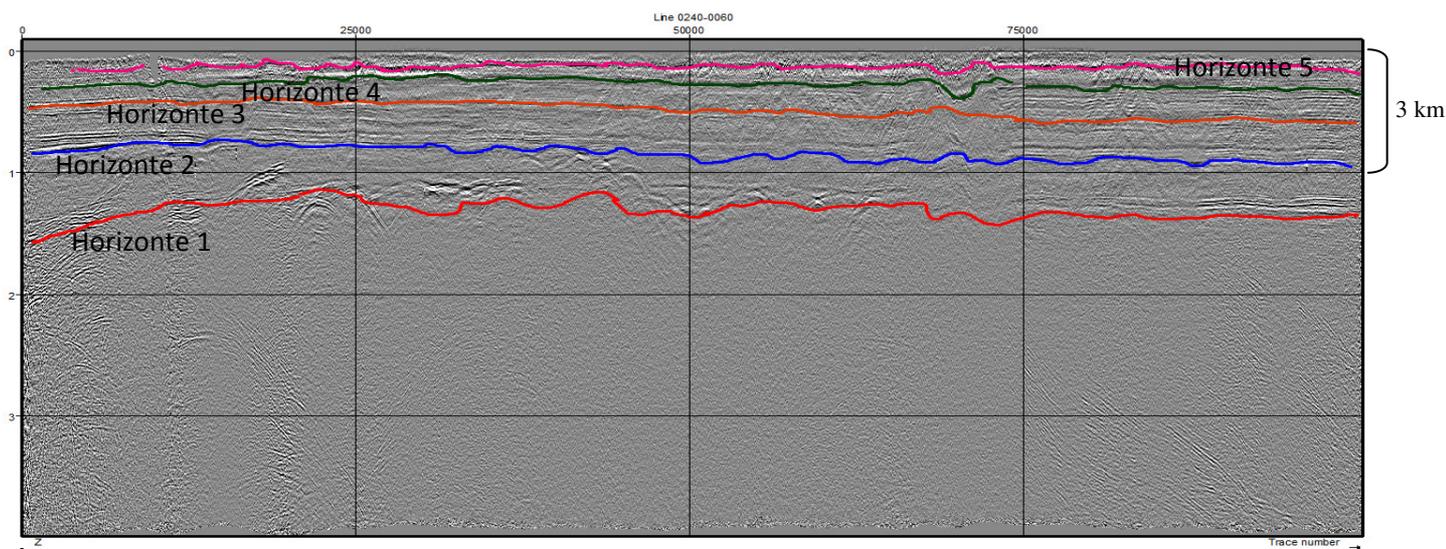


Figura 5.1.3: Seção sísmica 0240-0060 em segundos, coincidente com o perfil MT1. Os horizontes coloridos indicam a interpretação das principais reflexões sísmicas.

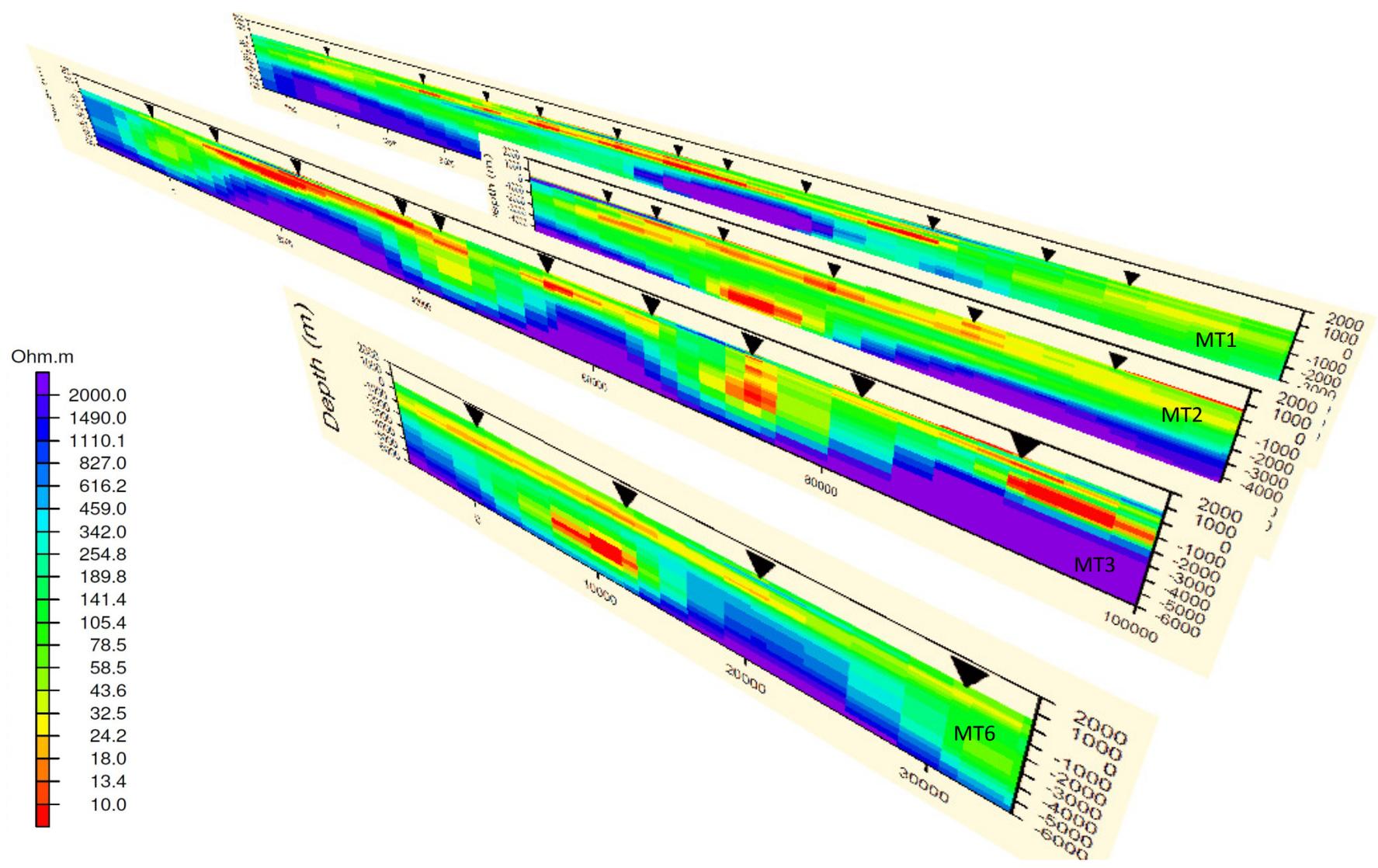


Figura 5.1.4: Perfis MT1, MT2, MT3 e MT6 posicionados geograficamente.

A primeira inversão mostra dois horizontes geoeletricos bastante resistivos (500 a 600 ohm.m). O primeiro em uma profundidade de 300 a 500m, e o segundo a 1200m. Apesar do MT sofrer de *aliasing* espacial e resolução vertical limitada das estruturas geológicas, a sua força está no mapeamento de mudanças laterais e estruturas especialmente íngremes. Uma característica importante da figura 5.1.2 e 5.1.3 é que os horizontes resistivos coincidem com os horizontes sísmicos e com grupos estratigráficos mapeados em poços e mostrados na tabela estratigráfica. O marcador de resistividade superior coincide com a Formação Lagoa do Jacaré do Grupo Bambuí. O topo deste marcador geoeletrico coincide na sísmica com o horizonte 5. O segundo marcador de resistividade coincide com o horizonte 3 na sísmica e com a Formação Sete Lagoas. Entre as fronteiras desses dois marcadores de resistividades podemos ver duas grandes zonas mais condutivas, que coincide com o horizonte 4 na sísmica e com a Formação Serra de Santa Helena, ainda do Grupo Bambuí.

Os modelos de inversão mostram o comportamento do Grupo Bambuí e suas principais formações geológicas. Podemos ver que, nos três perfis adjacentes e paralelos (figura 5.1.4), MT2, MT3 e MT6 a formação Lagoa de Jacaré ainda é marcada em profundidades de cerca de 300 - 500m, mas não é contínua em todas as estações. Isso mostra uma mudança lateral no valor da resistividade da camada em questão, mas isso não significa necessariamente uma descontinuidade na formação geológica.

Nos perfis perpendiculares (mostrados no apêndice), MT4 e MT7 também podemos ver esses valores notáveis de resistividade na camada superior, exceto no perfil MT5, que apresenta uma zona menos resistiva mudando para uma zona mais condutiva nas profundidades especificadas. A camada condutora abaixo, no entanto, é notável em todos os perfis. A resistividade aparente nesta região varia de 10-18 ohm.m, não muito diferente do registro de resistividade no poço. Ela está relacionada na coluna estratigráfica do poço com a Formação Serra de Santa Helena, que é formada principalmente por siltitos e folhelhos.

Outra zona muito fina e condutiva pode ser vista no topo do modelo de inversão MT1, acima do horizonte resistivo. Este horizonte geoeletrico pode não estar correlacionado com o Grupo Bambuí, mas com um Grupo mais jovem, Três Marias. Não é possível, com este modelo, identificar os horizontes geoeletricos e suas formações correlacionados deste grupo.

5.2 Perfil Formosa

Para o segundo estudo, cada curva foi rotacionada com o ângulo obtido através da decomposição do tensor de impedância e depois executada a inversão 2-D.

O resultado da inversão 2-D é mostrado na figura 5.2.2 para uma linha que atravessa o alto estrutural entre as duas sub-bacias da bacia do São Francisco. A característica mais marcante do modelo 2-D é uma zona de alta resistividade localizado entre as sondagens 11 e 13. Esta zona termina abruptamente para o sul e para o norte. Existem duas zonas caracterizadas por valores de baixa resistividade que foram associados com as duas sub-bacias da bacia do São Francisco. Esses resultados demonstram um exagero em profundidade para a bacia. Os métodos EM tem baixa acurácia para profundidades elevadas, por isso é importante para avaliar a sensibilidade do modelo em profundidade. Por este motivo, assumiu-se uma investigação em profundidade de 5.000 metros e associados alta resistividade para profundidades superiores a 5.000 m. A figura 5.2.1 mostra as pseudo seções no modo TE e TM. Nota-se uma boa similaridade entre os valores observados e os calculados para a resistividade aparente para os dois modos.

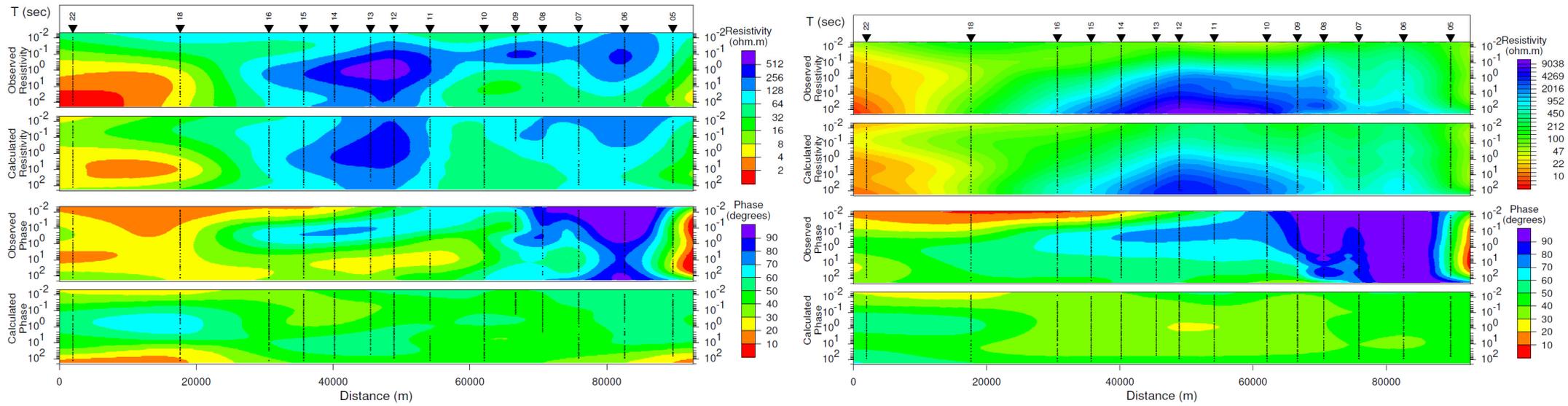


Figura 5.2.1: Pseudo seções, a) modo TE; b) modo TM

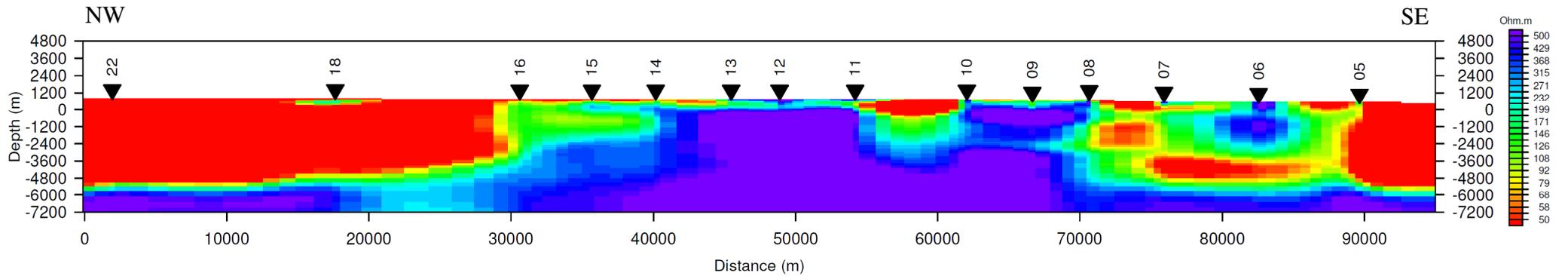


Figura 5.2.2: Modelo de resistividade elétrica resultante da inversão 2-D.

6. DISCUSSÕES

As bacias de São Francisco e Parnaíba se desenvolveram sob o cráton de São Francisco. Estão inseridas no contexto de bacias interiores Proterozóicas e Paleozóica. A bacia de São Francisco é compartimentada em sub-bacias que assinalam as diferenças na deposição sedimentar da bacia como um todo. A bacia do Parnaíba também é compartimentada. Essa compartimentação confere uma idéia de que a bacia sanfranciscana não pode ser generalizada quando estudamos apenas uma porção dela. É preciso obter o maior tipo de informações de diferentes regiões para que se possa entender a bacia como um todo.

A geometria atual da bacia é definida por seu formato alongado N-S, limitada pelas faixas neoproterozóicas Brasília, Araçuaí e Riacho do Pontal (Alkmin *et al.*, 1993). Estas faixas apresentam vergências que convergem para o interior do Cráton do São Francisco, que funcionou como bloco estável durante a Orogênese Brasileira. A nordeste a bacia é limitada pelo Corredor do Paramirim. Nas porções adjacentes ao Cráton do São Francisco, o grau de metamorfismo das faixas dobradas não ultrapassa fácies xisto-verde baixo, podendo ser ausente. Já a deformação é bem caracterizada em ambas as margens (Alkmin e Martin-Neto, 2001). Internamente a bacia pode ser subdividida em três compartimentos estruturais: oeste, leste e central, estando o último consideravelmente preservado dos efeitos da deformação brasileira (Alkmin *et al.* 2001). A tectônica transcorrente sinistral imposta sobre a margem sudoeste da bacia, reflete os últimos pulsos do Ciclo Brasileiro, responsáveis pela edificação do extremo sul da Faixa Brasília. Tal pulso deforma as estruturas geradas nos episódios anteriores, instalando um feixe de falhas transcorrentes de direção NW. No compartimento central as rochas foram preservadas da deformação brasileira, sendo seu registro marcado apenas pela reorientação da fábrica magnética em carbonatos do Grupo Bambuí (Raposo *et al.* 2006).

O imageamento eletromagnético 2-D em Formosa conseguiu especialmente mostrar a caracterização geolétrica do Arco de São Francisco, no limite entre as bacias de São Francisco e Parnaíba. Esta caracterização traduz-se por alguns atributos geolétricos. A noroeste da estrutura muito resistiva caracterizada como o Arco de São Francisco observa-se um horizonte geolétrico muito espesso e condutivo. Essa região compreende a porção sul da bacia do Parnaíba, formada pela sub-bacia Espigão Mestre. A Bacia Espigão Mestre possui

depósitos predominantemente flúvioeólicos do Grupo Areado e Formação (Figueiredo & Gabaglia, 1986; Góes & Feijó, 1994). Ao contrário da porção sul do perfil, que mostra feições bastante heterogêneas que compreendem a região norte da bacia de São Francisco. Essa região abrange a sub-bacia Urucuia, que se separa da sub-bacia Abaeté, a sul. Esses dois compartimentos da bacia de São Francisco são separados pelo Alto de Paracatu na porção meridional da bacia. A formação Urucuia é principalmente formada por arenitos, conglomerados e rochas pelíticas.

O embasamento geológico apresenta-se estruturado, mostrando regiões mais altas, e foi identificado ocorrer entre 1.0 e 1.2 Km de profundidade na sua parte mais rasa e 5.0 km na parte mais profunda. Apresenta resistividade da ordem de 1000ohm.m, valor este associado ao embasamento geológico. Note a estrutura de um alto do embasamento sob as sondagens 11 e 13.

Na porção meridional da bacia, região do Remanso do Fogo, observa-se outro tipo de sedimentação, basicamente formada por rochas sedimentares neoproterozóicas clásticas e carbonáticas do Grupo Bambuí. Ao contrário do que se observa no limite entre as duas bacias, na porção central da bacia do São Francisco é possível identificar feições do embasamento debaixo de uma espessa sobrecarga de rochas sedimentares. Diferentes tipos de rochas sedimentares, carbonáticas ou areníticas do grupo Bambuí, são muito bem qualificadas nesta região, com respeito aos seus atributos geológicos.

O imageamento geológico 2-D realizado nessa porção da bacia mostra que é possível identificar horizontes bastante condutivos e resistivos. Considerando as informações obtidas através da interpretação dos perfis de poço, GR, LLD e NPHI, observa-se entre 300 e 500m de profundidade a presença de rochas carbonáticas e calcárias seguida de uma camada formada por intercalações de folhelhos e arenitos. Nos modelos MT, as rochas carbonáticas são caracterizadas por horizontes geológicos mais resistivos, enquanto as intercalações com folhelhos apresentam horizontes mais condutivos. A inversão 2-D marcou muito bem a presença dessas rochas em todos os 7 perfis. Todos estes horizontes identificados pelo MT ocorrem a profundidades semelhantes à do poço, estão bem marcados também na sísmica. Em particular, a inversão do perfil MT1 fornece uma profundidade de 500 m para a base do primeiro resistor, que corresponde à Formação Lagoa do Jacaré, exatamente o valor fornecido pelo poço. A formação Lagoa do Jacaré é constituída por calcarenitos, predominantes na área central da bacia, principalmente no estafo de Goiás, com estratificação cruzada do tipo

hummocky, e calcários argilosos escuros bem laminados, representando alternâncias de águas rasas e águas pouco profundas.

Para a Formação Serra de Santa Helena, o modelo de inversão 2-D estimou uma profundidade de aproximadamente 550m do topo da formação. Apresenta valores bem menores de resistividade, em torno de 10 a 20 Ohm.m, e é constituída de constituída de siltitos e folhedos pretos calcários. Esta formação é seguida no modelo MT por um horizonte mais resistivo, caracterizado através do poço pela presença de calcarenitos e calcissiltito. Dessa forma, correlaciona-se com a Formação Sete Lagoas.

Os resultados do estudo integrado das inversões 2-D para as 43 sondagens MT, juntamente com as informações do perfil litológico e de eletrorresistividade do poço, permitiram estimar que o embasamento geométrico da bacia na sua porção central varia de 5.0 a 6.0 km de profundidade, estando mais profundo para Noroeste e Sul da área estudada.

A excelente qualidade dos resultados obtidos, em particular, na identificação da base da Formação Lagoa do Jacaré, rocha considerada geradora e reservatório da bacia (Braun et al., 1990), bem como na localização de altos do embasamento, ressalta uma vez mais a importância da aplicação do método magnetotélmico no estudo de bacias sedimentares, em especial quando integrado a outros métodos geofísicos.

7. REFERÊNCIAS

ALKMIM, F. F.; MARTINS-NETO, M. A. **A bacia intracratônica do São Francisco: arcabouço estrutural e cenários evolutivos.** Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais. Cap. II, p. 9-30, 2001

ALKMIM, F.F., **ARCABOUÇO TECTÔNICO Do Cráton Do São Francisco. Tectônico.** In: Dominguez, J.M.L. & Misi, A. Eds. O Cráton Do São Francisco. Salvador, Ba. Sbg Ba-Se / Sgm / Cnpq. 215p. 1993. Cap. Iv, P.45-62; 1993.

ALMEIDA, F. F. M. **O Cráton do São Francisco.** Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v. 7, p. 285-295, 1977.

ALVARENGA, C. J. S.; DARDENNE, M. A.; **Geologia dos Grupos Bambuí e Paranoá na Serra de São Domingos, MG.** Congresso Brasileiro de Geologia, 30. Recife Anais... Recife: SBG, v.2, p. 546-556, 1978

ARAÚJO, V. C.; **Província Mineral Bambuí.** In: Projeto São Francisco, Círculo Do Livro, São Paulo, 1989, 79p.; 1989.

BERDICHEVSKIY, M.N.; DIMITRIEV, V.I.; **Distortion of Magnetic and Electrical Fields by Near-Surface Lateral Inhomogeneities.** Acta Geodaet., Geophys. and Mountanist. Acad. Sci. Hung., v.11. p. 4-483, 1976.

BERNER, A.; MIRANDA, F. S.; PESSOA, V. C. O.; RODRIGUES, L.; SANT'ANA, F. C., **Tectônica, Sedimentação e Sistemas Petrolíferos da Bacia do São Francisco** Dissertação (Graduação em Geologia), UERJ, Rio de Janeiro, 2006

BRAUN, O. P. G.; MELLO, U.; DELLA PIAZZA, H. **Bacias Proterozóicas Brasileiras Com Perspectivas Exploratórias Para Hidrocarbonetos.** In: Raja Gabaglia, G.P; E. (Coord.). *Origem E Evolução De Bacias Sedimentares.* Rio De Janeiro, Gávea;. Petrobras/Serec, P. 115-132:1990.

CANTWELL T., AND MADDEN T.R., **Preliminary report on crustal magnetotelluric measurements.** *J. Geophys. Res.* 65, n.12, 4202:4205, 1960.

CONSTABLE, S.C.; PARKER, R.L.; CONSTABLE. C.G. **Occam's Inversion: A Practical Algorithm for Generating Smooth Models from Electromagnetic Sounding data.** *Geophysics*, 52, p. 289-300, 1987.

COSTA, M. T. **Estrutura geológica dos cerrados.** Departamento de Pesquisas Agropecuárias, MIN. AGRIC, Bol. 15, 1963

CONSTABLE, S.C., ORANGE A., HOVERSTEN G.M. AND MORRISON H.F., **Marine Magnetotellurics for petroleum exploration. Part 1: A sea-floor equipment system.** *Geophysics* 63, 816-825. 1998

DOMINGUEZ, J. M. L. **As coberturas do Cráton do São Francisco: uma abordagem do ponto de vista da análise de bacias.** In: DOMINGUEZ, J. M. L. E MISI, A., Eds *O Cráton do São Francisco.* Salvador, SBG/BA-SE, SGM/BA, p. 137-159, 1993.

EGBERT, G.D.; EISEL, M., **Programs for Robust Single station and Remote reference analysis of Magnetotelluric data: Unix (and PC)** Disponível em: www.cg.nrcan.gc.ca/_mtnet. 2000

FISCHER G. AND SCHNEGG P.-A., 1980. **The dispersion relations of the magnetotelluric response and their incidence on the inversion problem.** *Geophys. J.R. astr. Soc.*, 62, 661-673.

GAMBLE, T.D.; GOUBAU, W.M.; CLARKE, J. **Magnetotellurics with a Remote Magnetic Reference**. *Geophysics*, 44, p. 53-68, 1979.

GÓES, A.M., FEIJÓ, F.J. **Bacia Do Parnaíba**. *Boletim De Geociências Da Petrobras*, Rio De Janeiro, 8(1):57-67. 1994.

GROOM, R.W.; R.C. BAILEY, **Decomposition of magnetotelluric impedance tensors in the presence of local three-dimensional galvanic distortion**. *J. Geophys. Res.*, 94B, p. 1913-1925. 1989.

HASUI, Y. **A Formação Uberaba**. Congresso Brasileiro de Geologia, 22. Belo Horizonte. Resumo das Comunicações. SBG. p. 167-170, 1968

HASUI, Y.; SENA COSTA, J. B.; BORGES, M. S.; ASSIS, J. F. P.; PINHEIRO, R. V. L.; BARTORELLI, A.; PIRES NETO, A. G.; MIOTO, J. A. **A borda sul da Bacia do Parnaíba no Mesozóico**. Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. 3. Boletim Resumos Expandidos... Rio Claro, SBG p. 93-98, 1991

INGEROV, O.; FOX, L., **Introduction to Magnetotellurics (MT) with Examples**. Presented at Solution Mining Research Institute Spring Meeting, Banff, Alberta, Canada, 23p. 2002.

JONES, A.G., **Static shift of magnetotelluric data and its removal in a sedimentary basin environment**. *Geophysics*, 53: 967-978. 1988.

JUPP, D.L.B.; VOZOFF, K. **Estimation of Magnetotelluric Impedance Function**. In: *Phys. Earth Planet Int.*, v. 17, p. 75-82, 1978.

KAUFMAN, A.A.; KELLER, G.V. **The magnetotelluric sounding method**. In *Methods in Geochemistry and Geophysics*, 15, Elsevier Scientific Publ., Amsterdam, 583pp. 1981

KELLER, G.V.; FRISCHKNECHT, F.C. **Electrical methods in geophysical prospecting**. Pergamon Press, Oxford, 517pp. 1970

KUNETZ, G. **Processing and Interpretation of Magnetotelluric soundings**. *Geophysics* **37**: 1005-1021, 1972.

LAZAETA, P., **Distortion Analysis and 3-D Modeling of Magnetotelluric Data in the Southern Central Andes**. Tese de Dissertação de Doutorado, Universidade de Berlin, 195p. 2001.

LUGÃO, P.; FONTES, S.L. **Magnetotellurics in the Recôncavo Basin, Bahia, Brazil**. In: 2^o. Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica. Salvador, BA, Resumo Expandido, 1991.

MACKIE, R.; RIEVEN, S.; RODI, W., **User Manual and Software Documentation Two-Dimensional Inversion of Magnetotelluric Data**. MIT, Cambridge, USA, 1997.

MARTINS, M. **Análise estratigráfica das seqüências mesoproterozóicas (borda oeste) e neoproterozóicas da Bacia do São Francisco**. 214 p. Tese (Mestrado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1999.

MARTINS, M.; TEIXEIRA, L. B.; BRAUN, O. P. G. **Bacia do São Francisco: uma fronteira exploratória na pesquisa de petróleo do Brasil**. Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 7. Ouro Preto, SBG. p. 55-57, 1993

MARTINS-NETO, M. A.; ALKMIN, F. F. **Estratigrafia e Evolução tectônica das bacias neoproterozóicas do paleocontinente São Francisco e suas margens: registro da quebra de Rodínia e colagem de Gondwana**. Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais. Cap. III: 31-54, 2001.

MARTINS-NETO, M. A.; PEDROSA-SOARES, A. C.; LIMA, S. A. A. **Tectonic-sedimentary evolution of sedimentary basins from Late Paleoproterozoic to Late Neoproterozoic in the São Francisco Craton and Araçuaí fold belt, eastern Brazil.** *Sedimentary Geology*, p343-370, 2001

MCNEICE, G.W. AND A.G. JONES, **Multisite, Multifrequency Tensor Decomposition Of Magnetotelluric Data.** *Geophysics*, 66, 158-173; 2001.

MEJU, M.A. **An Effective Ridge Procedure for Resistivity Data Inversion.** In: *Computers & Geosciences*, v.18, n.2/3, p. 99-118, 1992.

MEJU, M.A. **Geophysical Data Analysis: understanding Inverse Problem Theory and Practice.** In: *Course Notes Series*, v.6, SEG, 1994.

PARKER, R. L. **The Inverse Problem of Electrical Conductivity in the Mantle.** In: *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, v. 22, p. 121-138, 1970.

PARKER, R. L. **The Fréchet Derivative for the One-dimensional Electromagnetic Induction Problem.** In: *Geophysics. J. R. Astr. Soc.*, v.49, p. 543-547, 1977.

PARKER, R. L. **The inverse problem of electromagnetic induction: Existence and construction of solutions based upon incomplete data.** *J. Geophys. Res.*, 85, p. 4421-4428, 1980.

PARKER, R. L.; WHALER, K., **Numerical methods for establishing solutions to the inverse problem of electromagnetic induction.** *J. Geophys. Res.*, 86, p.9574-9584, 1981.

PARKER, R. L., **The magnetotelluric inverse problem**, Review paper for 6th Induction Workshop, Aug 1982, Univ. of Victoria, Victoria, B. C. Canada. *Geophysical Surveys* 8, p. 5-25, 1982.

PARKER, R. L., **The Magnetotelluric Inverse Problem**. In: *Geophysical Surveys*, v.6, p.5-25, 1983.

PEDERSEN, L.B., 1982. **The Metotelluric Impedance Tensor – Its Random And Bias Errors**. *Geophys. Prosp.* 30, P. 188-210;

PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; BOTELHO, N. F. **Granites and the geodynamic history of the Neoproterozoic Brasilia belt, Central Brazil: a review**. *Lithos*, v.46 p. 463-483, 1999

PORSANI, J.L., **Estudo Magnetotelúrico na Bacia do São Francisco. Relatório Final I**. Cenpes/Susep/Segef, 57p. 1993.

PORSANI, J.L.; FONTES, S.L. **O método Magnetotelúrico aplicado a Bacia do São Francisco, Minas Gerais**. *Brasilian Journal of Geophysics*, vol. 19 (2), p. 145-154, 2001

PORSANI, J.L.; FONTES, S.L., **Estudo Magnetotelúrico na Bacia do São Francisco**. Relatório de Progresso. Cenpes/Susep/Segef, 90p. 1992.

RAPOSO, M. I. B.; MCREATH, I.; D'AGRELLA-FILHO, M. S. **Magnetic Fabrics, Rock Magnetism, Cathodoluminescence And Petrography Of Apparently Undeformed Bambui Carbonates From São Francisco Basin**. (Minas Gerais State, Se Brazil): *An Integrated Study. Tectonophysics*, 418: 111-130:2006.

RODRIGUES, A. L. **Geoeletoestratigrafia Bi-dimensional da Porção Central da Bacia do São Francisco** Dissertação (Mestrado em Geofísica) – ON/MCT, Rio de Janeiro. 2005.

ROMEIRO-SILVA, P. C.; ZALÁN, P. V. **Contribuição da sismica de reflexão na determinação do limite do Cráton do São Francisco.** III Simpósio sobre o Cráton do São Francisco. p. 283-286, 2005

SCHÖLL, W.U. **Sedimentologia e geoquímica do Grupo Bambuí na parte sudeste da Bacia do São Francisco.** In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29., 1976, Ouro Preto. Anais. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, v. 2, p. 207-231, 1976

SGARBI, G. N. C.; SGARBI, P. B. A.; CAMPOS, J. E. G. C.; DARDENNE, M. A.; PENHA, U. C. **Bacia Sanfranciscana: o registro fanerozóico da Bacia do São Francisco.** In: PINTO, C. P.; MARTINS-NETO, M. A. (Ed.). Bacia do São Francisco: geologia e recursos naturais. Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 93-138, 2001

SCHMUCKER U., **Induktion in geschichteten Halbräumen durch inhomogene Felder, Protokoll Kolloquium Elektromagnetische Tiefenforschung,** Berlin Lichtenrade, 197:210. 1980.

SCHNEGG P.-A., LE QUANG B.V., FISCHER G., WEAVER J.T., **Audio-magnetotelluric study of a structure with a reverse fault.** J. Geomag. Geoelectr., 35, 653:671. 1983.

SILVA, H.T.F. **elementos hierárquicos em bacias em bacias rifte intracontinentais: proposição de um modelo de seqüência.** In: Sbg, Simpósio De Geologia Do Nordeste, 15, Natal, *Resumos*, 362- 263. (Boletim, 13). 1993.

SIMPSON, F.; BAHR, K. **Practical Magnetotellurics.** Cambridge University Press Cambridge, United Kingdom, 254p. 2005

SOARES, P.C., LANDIM, P.M.B., FÚLFARO, V.J. **Tectonic Cycles And Sedimentary Sequences In The Brazilian Intracratonic Basins.** *Geol. Soc. Am. Bull.* 89:181-191. 1978.

SOLON, F. F.; MELGAÇO, P.; FONTES, S. L.; FLEXOR, J. M. **Assinatura geométrica do Arco de São Francisco: encontro das bacias de Parnaíba e São Francisco.** 11 CISBGf, 2009

SOLON, F. F.; FONTES, S. L.; FLEXOR, J. M. MEJU, M.A.. **Geoelectric Characterization of onshore basement and carbonate structures from Sao Francisco Basin, Brazil**, 20th IAGA WG 1.2 Workshop on Electromagnetic Induction in the Earth, abstract 4p. Giza, Egypt, 2010

TRAVASSOS, J.M. **Geoelectric Structure Beneath Limestones of the Sao Francisco Basin, Brazil.** In: Earth Planet Space, 151, p-1047-1058, 1999.

UNIVERSITY OF WASHINGTON, **Magnetotelluric Research Overview**
Disponível em <<http://www.geophys.washington.edu/SolidEarth/Magnetotellurics.html>>
Acesso em: 20 jun 2010

VALERIANO, C. M.; DARDENNE, M. A.; FONSECA, M. A.; SIMÕES, L. S. A.; SEER, H. J. **A evolução tectônica da faixa Brasília.** In: MANTESSO-NETO, V.;

BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO NEVES, B. B. (Ed.). **Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.** São Paulo: Beca, p. 575-592. 2004.

VOLLAND H. **Atmospheric electromagnetics.** Springer, Berlin. 1984

VOZZOF, K., **The Magnetotelluric Method in the Exploration of Sedimentary Basins.** *Geophysics*, 37, p. 98-141, 1972.

VOZOFF, K. **The Magnetotelluric Method, in Electromagnetic Methods in Applied Geophysics**, edited by M.N. Nabighian, Society of Exploration Geophysicists, 1991

WEAVER J.T.,. **The electromagnetic fields within a discontinuous conductor with reference to geomagnetic micropulsations near a coastline.** Can. J. Phys., 41, 484-495. 1963

ZALÁN, P. V. **Evolução fanerozóica das bacias sedimentares brasileiras.** In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO NEVES, B. B. (Ed.). **Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.** São Paulo: Beca. p. 595-612, 2004

ZALÁN, P. V.; ROMEIRO-SILVA, P. C. **Bacia do São Francisco.** Boletim de Geociências da Petrobras. v. 15, n.2, p. 561-571, maio/Nov. 2007

ZALÁN, P. V.; ROMEIRO-SILVA, P. C. **Carta Estratigráfica do São Francisco.** Boletim de Geociências da Petrobras. v. 15, n.1, (no prelo): 2007

12. Seções Sísmicas e Modelos de inversão MT

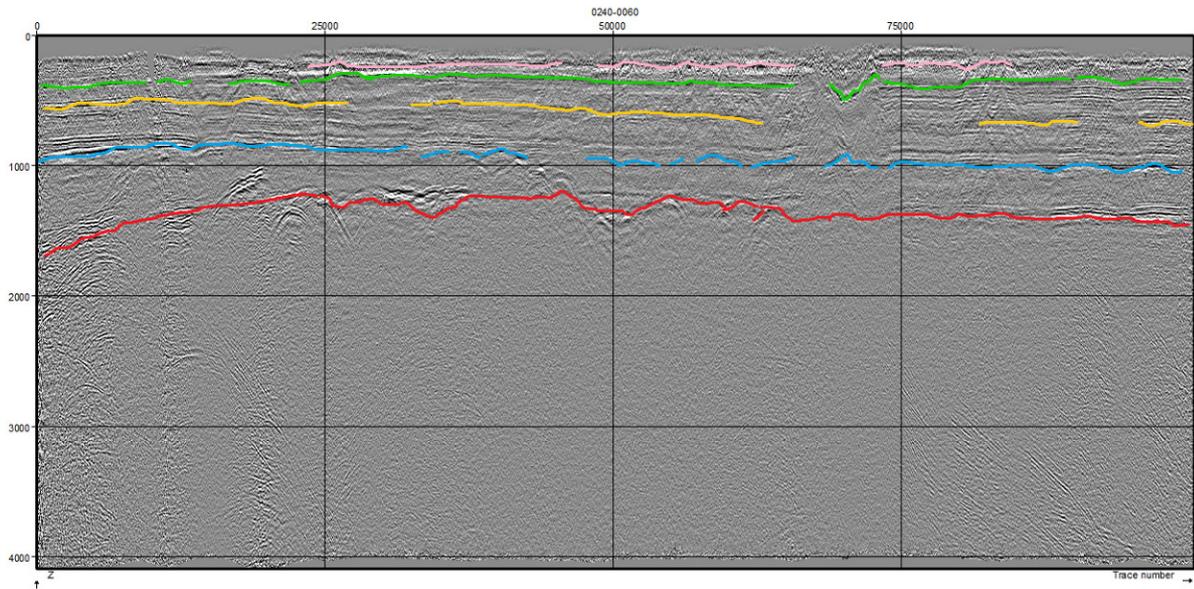


Figura 2.1: Seção sísmica interpretada 0240-0060.

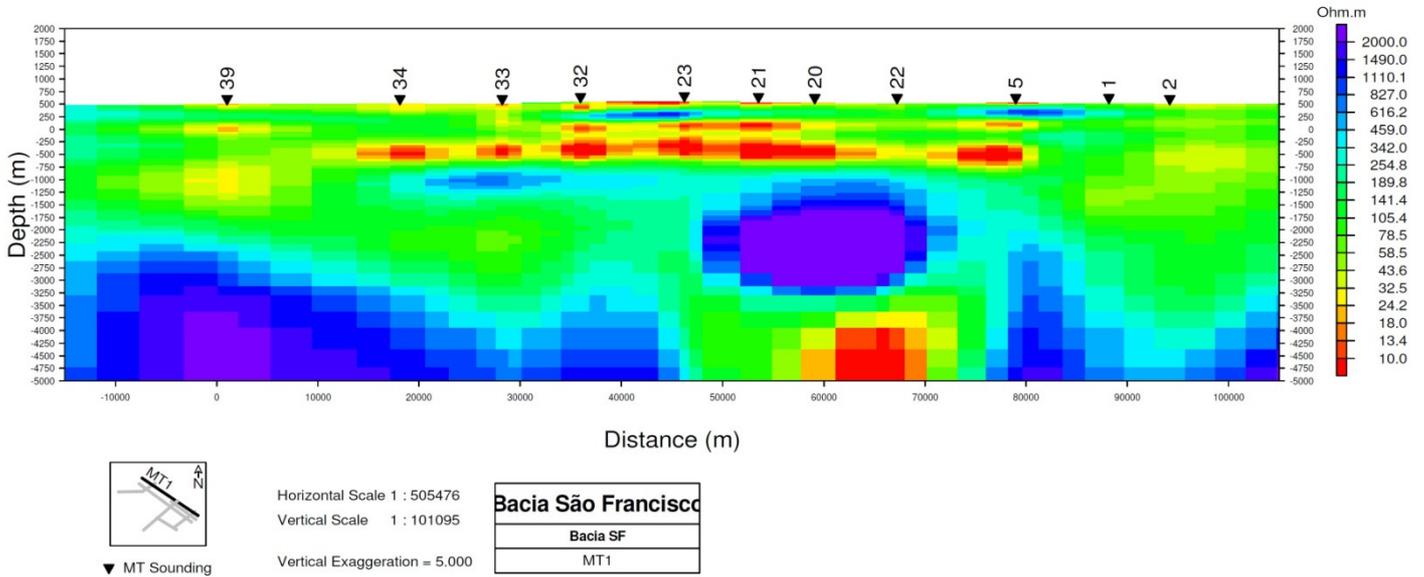


Figura 2.2: Modelo de inversão coincidente com a seção 0240-0060.

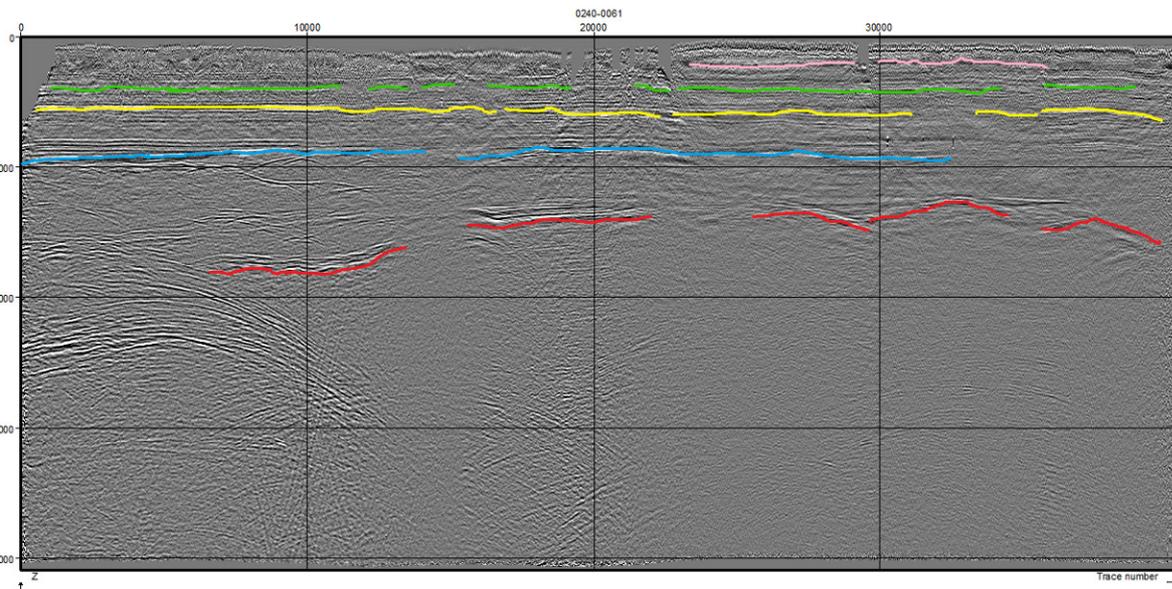


Figura 2.3: Seção sísmica interpretada 0240-0061.

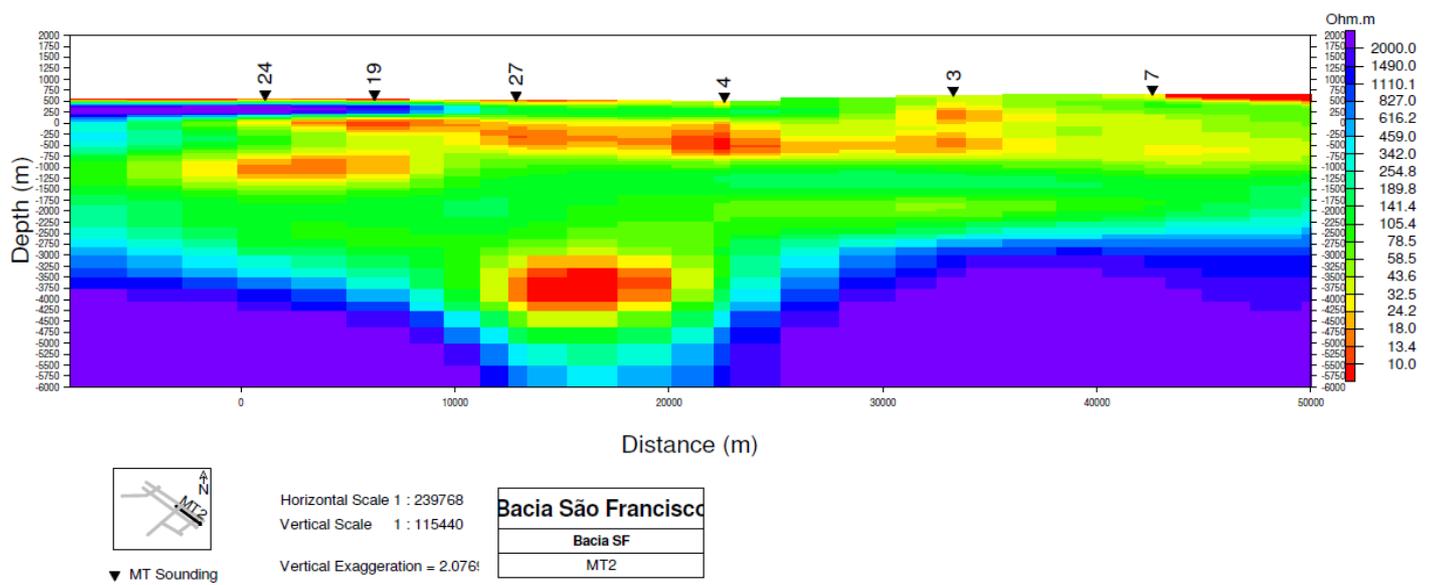


Figura 2.4: Modelo de inversão MT2, coincidente com a seção 0240-0061.

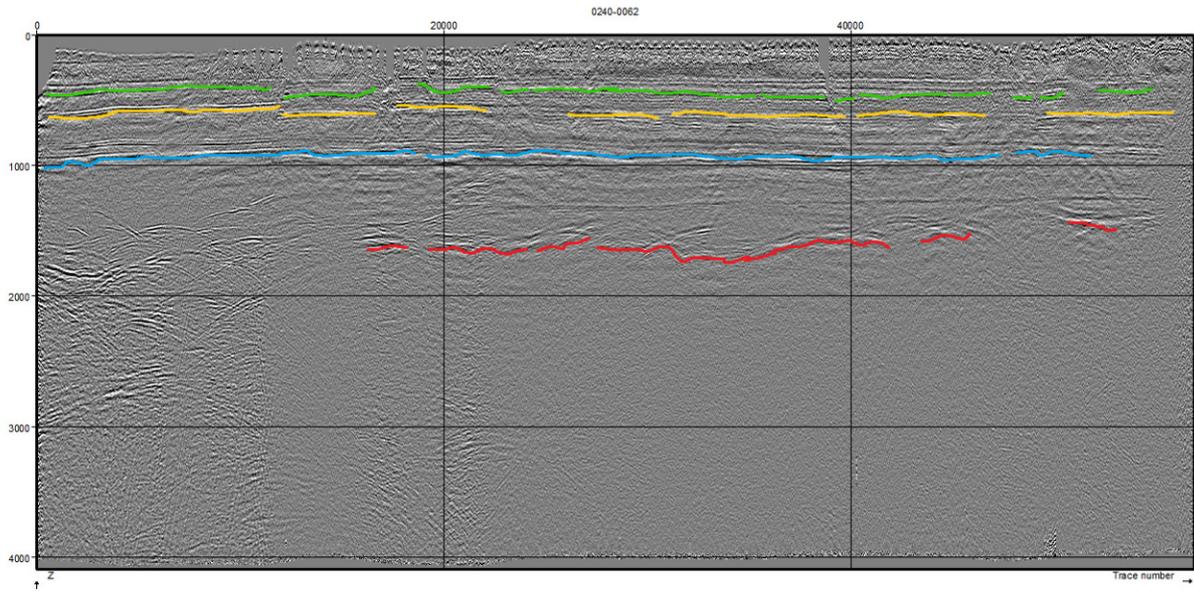


Figura 2.5: Seção sísmica interpretada 0240-0062.

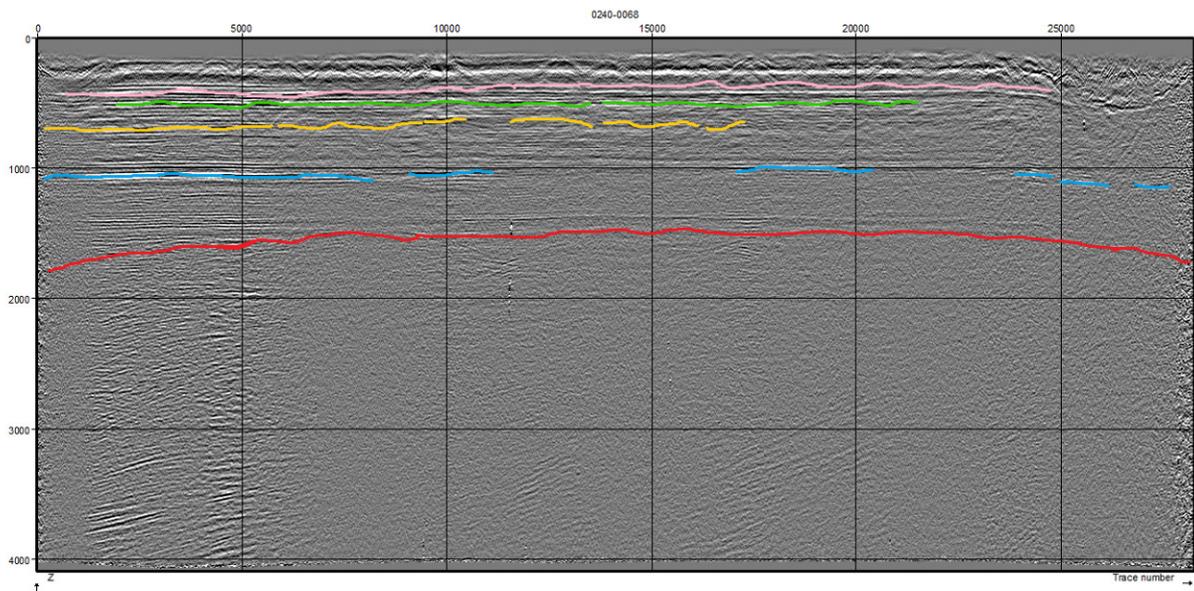


Figura 2.6: Seção sísmica interpretada 0240-0068.

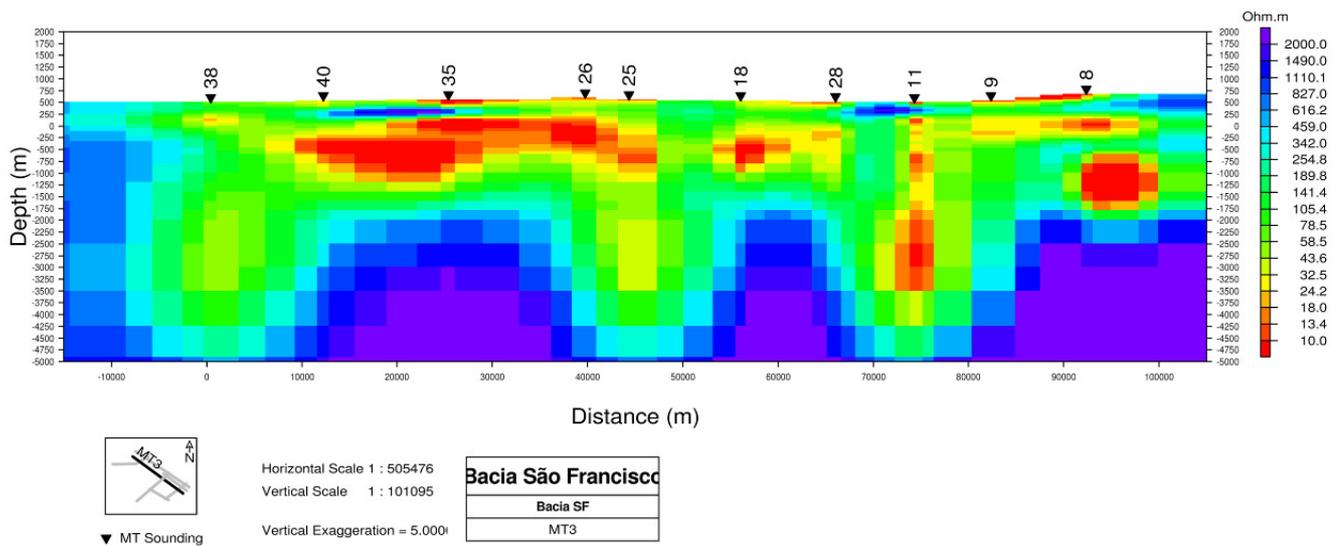


Figura 2.7: Modelo de inversão MT3, coincidente às seções 0240-0062 e 0240-0068

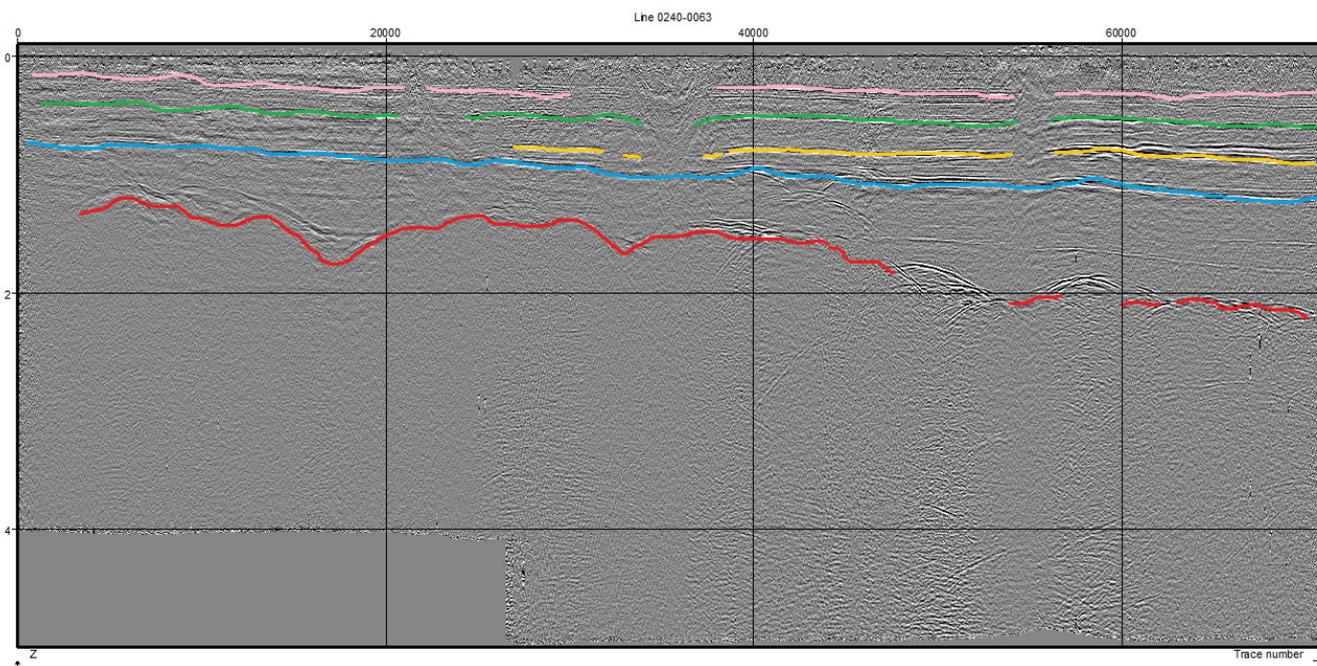


Figura 2.8: Seção sísmica interpretada 0240-0063.

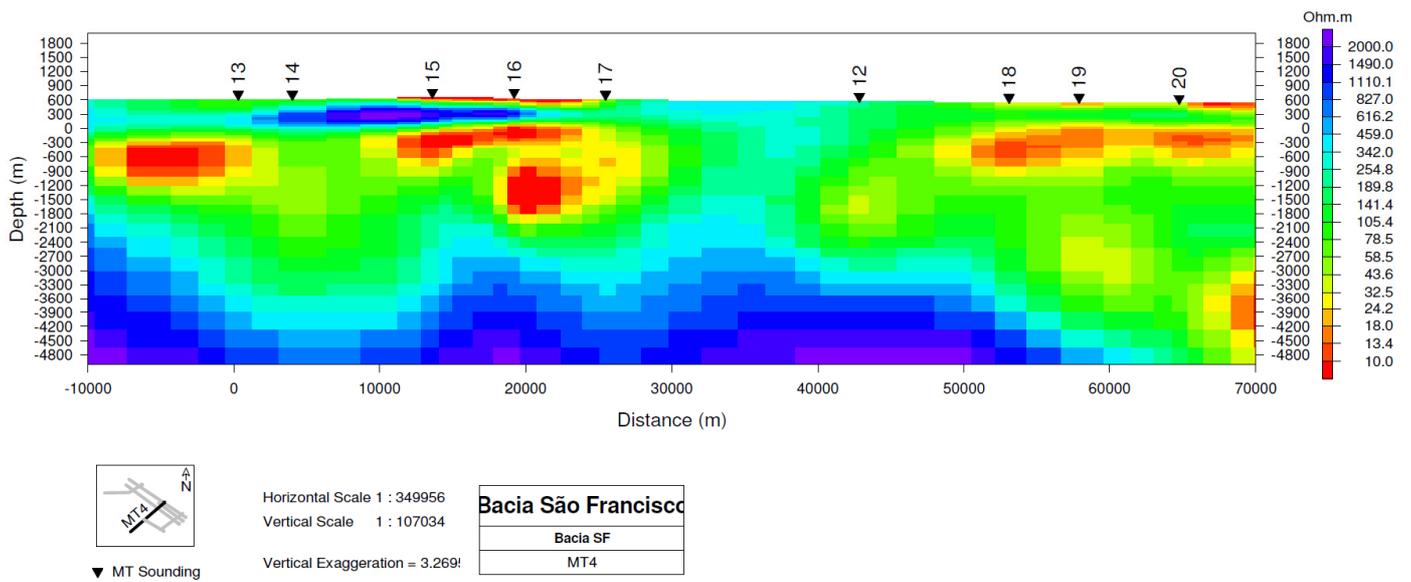


Figura 2.9: Modelo de inversão MT4, coincidente com a seção 0240-0063.

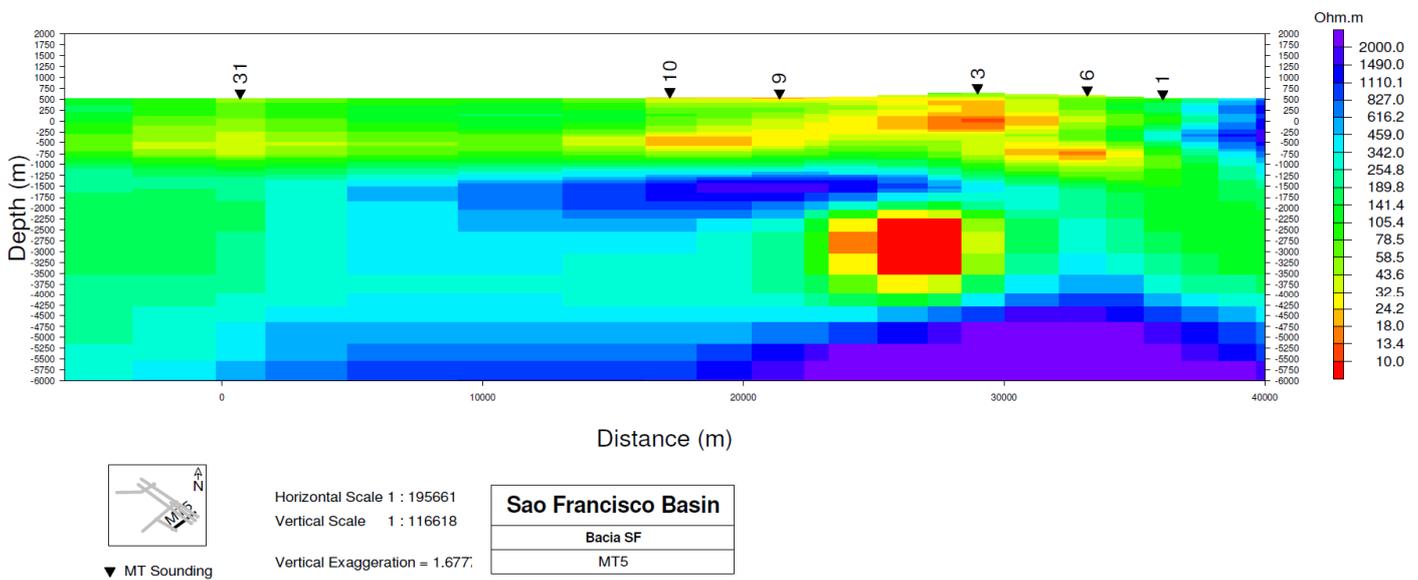


Figura 2.10: Modelo de inversão MT5.

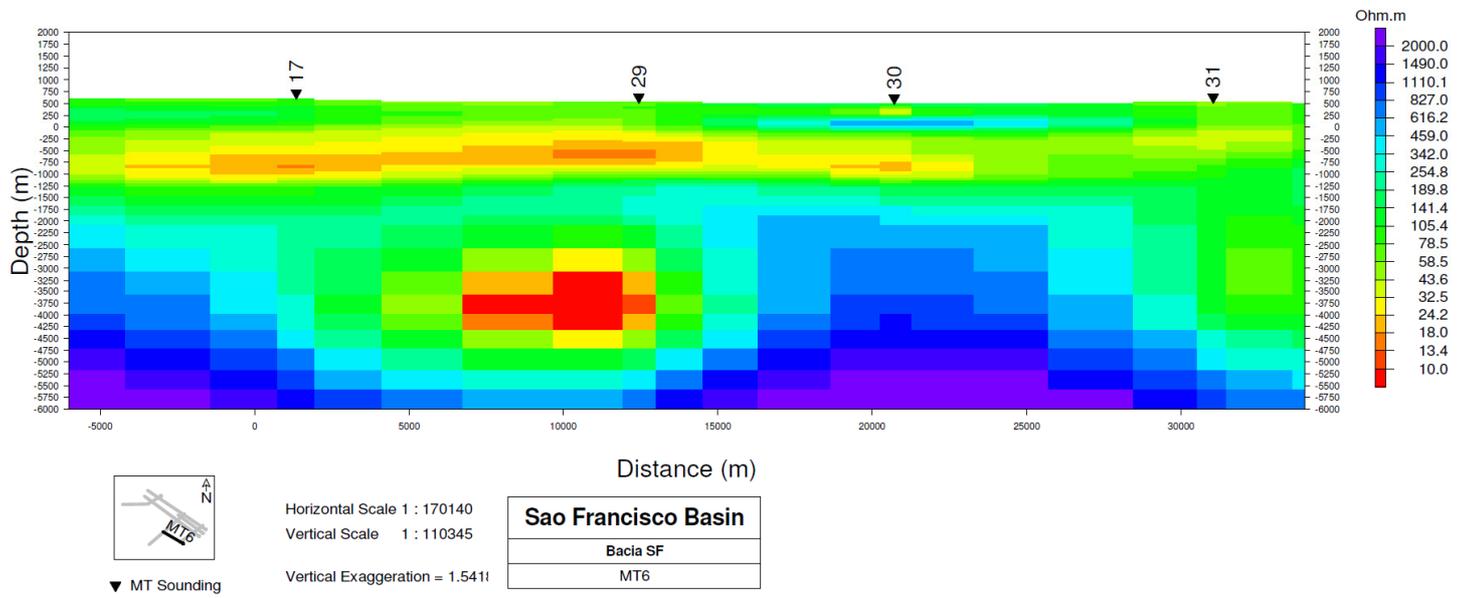


Figura 2.11: Modelo de inversão MT6.

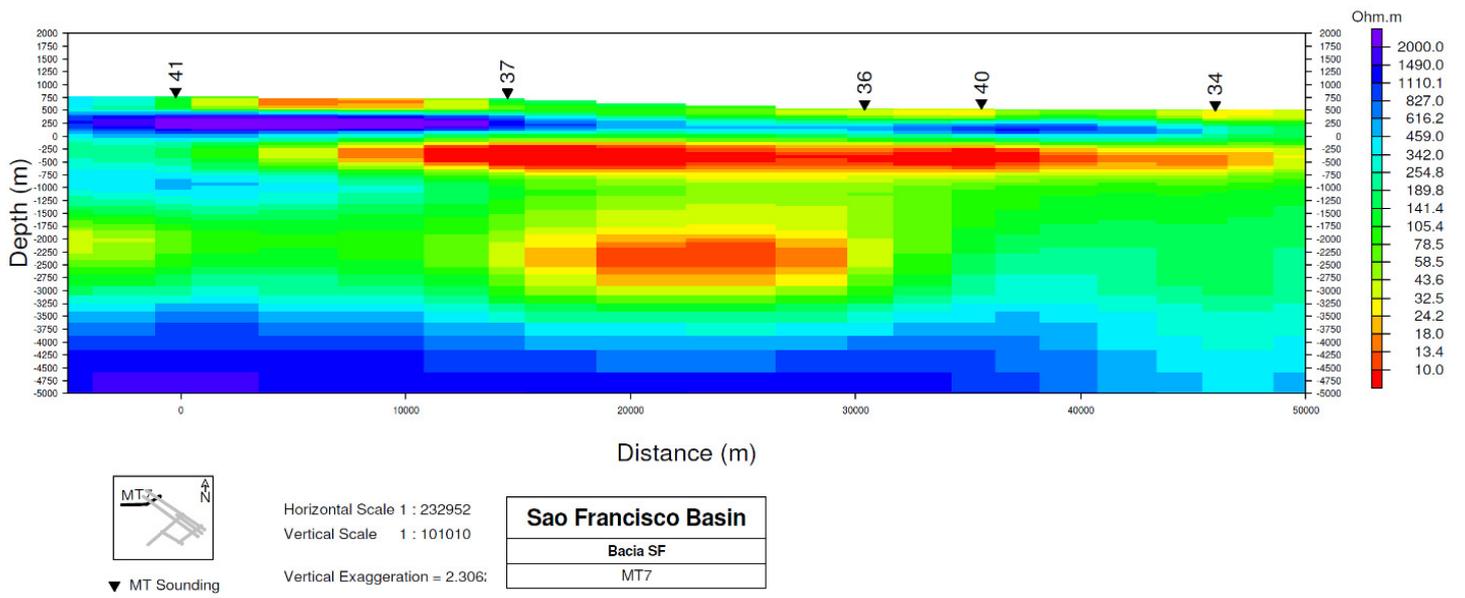


Figura 2.12: Modelo de inversão MT7.