



UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA



GEO213 – TRABALHO DE GRADUAÇÃO

ANÁLISE DE DADOS DE SONDAÇÃO
GEOMAGNÉTICA PROFUNDA (GDS) NA REGIÃO
CENTRO-ORIENTAL DO ESTADO DA BAHIA E
ÁREAS VIZINHAS

ALANA ADERNE DOS SANTOS

SALVADOR – BAHIA

Fevereiro – 2010

Análise de Dados de Sondagem Geomagnética Profunda (GDS) na Região
Centro-Oriental do Estado da Bahia e Áreas Vizinhas

por

ALANA ADERNE DOS SANTOS

Orientador: EDSON E. S. SAMPAIO

GEO213 – TRABALHO DE GRADUAÇÃO

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA APLICADA

DO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DA

UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA

Comissão Examinadora

_____ Prof. Dr. Hédison K. Sato (IG/UFBA)

_____ Prof. Dr. Hércules de Souza (Marinha do Brasil)

_____ Prof. Dr. Ícaro Vitorello (DGE/INPE)

Data da aprovação: 26/02/2010

À Andréa,
a quem a vida concedeu-me
a graça de chamar-lhe MÃE.

RESUMO

A análise das variações do campo geomagnético é uma forte ferramenta para determinar a distribuição de condutividade no interior na Terra. O método de Sondagem Geomagnética Profunda (GDS) está entre os mais utilizados para obtenção dessa distribuição, frequentemente associada a eventos geológicos. A aquisição dos dados consistiu da medida dos três componentes do campo magnético, com intervalo de um minuto e por um período superior a trinta dias. Do total de estações de medidas, doze delas, distribuídas na região centro-oriental da Estado da Bahia e áreas vizinhas, foram selecionadas para análise inicial. Os dados, após pré-processamento, foram apresentados na forma de magnetogramas de eventos empilhados. Em seguida, foram elaborados mapas de contorno da série e da transformada de Fourier, além de mapas com os parâmetros do elipsoide de polarização do campo magnético. Os resultados obtidos foram interpretados em conjunto com dados gravimétricos e informações geológicas regionais. Deste modo, foi estabelecido um arcabouço preliminar da litosfera terrestre na área compreendida entre os paralelos 10° a 18° S e os meridianos 38° a 43° W.

ABSTRACT

The analysis of geomagnetic field variations is a powerful tool to determine the conductivity distribution within the Earth. The method of Geomagnetic Deep Soundings (GDS) is among the most used tools to obtain this distribution, frequently associated to geological events. The data acquisition consisted of the measurement of three components of the magnetic field, at an interval of one minute and in a period of more than thirty days. From the total of measurement stations, twelve of them have been selected for analysis. They are distributed along the east-central region of the Bahia state and closer areas. After the initial analysis, the data were pre-processed, and presented as stacked magnetograms. Then, contour maps of the Fourier series and transform of the data, as well as maps with parameters of the polarization's ellipsoid of the geomagnetic field, have been made. The results have been jointly interpreted with gravimetric data and regional geological information. So, a preliminary sketch of the Earth's lithosphere has been made in an area between the geographical coordinates 10° and 18° S and 38° and 43° W.

3.2.4	Mapas da Distribuição dos Parâmetros do Elipsoide de Polarização do Campo Magnético	28
CAPÍTULO 4	Resultados Obtidos na Análise dos Dados de Sondagem Geomagnética Profunda (GDS)	32
4.1	Análise dos Magnetogramas	32
4.2	Análise dos Mapas dos Parâmetros do Elipsoide de Polarização do Campo Magnético	35
4.3	Análise dos Mapas de Contorno da Transformada de Fourier	42
4.4	Análise dos Mapas de Contorno da Série de Fourier	49
4.5	Considerações Parciais	55
CAPÍTULO 5	Conclusões	56
	Agradecimentos	57
	APÊNDICE A Interpolação Spline Cúbica	58
	Referências Bibliográficas	62
ANEXO I	Programas Utilizados	65

ÍNDICE DE FIGURAS

2.1	Posições postuladas dos blocos arqueanos e início da colisão paleoproterozóica. (Barbosa e Sabaté, 2003).	13
2.2	Cráton do São Francisco, com indicação dos seus limites prováveis, coberturas e faixas marginais de dobramentos brasileiros. (Almeida, 2008).	15
2.3	Mapa geológico simplificado da Faixa Sergipana. (D'el-Rey e McClay, 1995).	18
2.4	Mapa gravimétrico Bouguer, do Estado da Bahia, com informações da sua geologia regional, (Barbosa, 2009).	19
2.5	Perfil A-B da geologia associada à interpretação do mapa de anomalia Bouguer do Estado da Bahia, (Barbosa, 2009).	20
2.6	Perfil C-D da geologia associada à interpretação do mapa de anomalia Bouguer do Estado da Bahia, (Barbosa, 2009).	20
2.7	Perfil E-F da geologia associada à interpretação do mapa de anomalia Bouguer do Estado da Bahia, (Barbosa, 2009).	21
2.8	Mapa de anomalia Bouguer da área de estudo. Os pontos em vermelho representam as estações de aquisição de dados de GDS. A legenda para o mapa é a mesma encontrada na Figura 2.4.	22
3.1	Mapa de localização das estações de GDS e divisão geológica da área. As siglas em cada estação correspondem ao município onde as mesmas se encontram: TBA- Tobias Barreto, SAG- São Gabriel, BON- Bonito, IPI- Ipirá, IBT- Ibitiara, IBC- Ibicuí, JAC- Jacaraci, CAM- Camacan, MAZ- Monte Azul, SAL- Salinas, JEQ- Jequitinhonha, TUR- Turmalina.	24
3.2	Legenda da Figura 3.1.	25
3.3	Mapa representativo das seções S1, S2 e S3.	26
3.4	Elipses pertencentes ao elipsoide principal de polarização do campo magnético nos planos XY, XZ e YZ. Os ângulos α_1 , α_2 e α_3 são os respectivos <i>tilt angles</i> de cada elipse.	29
4.1	Magnetograma representativo da seção S1, compreendendo as estações SAG, BON, IBC e CAM.	33
4.2	Magnetograma representativo da seção S2, compreendendo as estações TUR, SAL, JAC, IBT e SAG.	34
4.3	Magnetograma representativo da seção S3, compreendendo as estações MAZ, JAC, IPI e TBA.	34
4.4	Mapa com a distribuição dos parâmetros do elipsoide de polarização do campo magnético para o período de 4 minutos.	37

4.5	Mapa com a distribuição dos parâmetros do elipsoide de polarização do campo magnético para o período de 8 minutos.	38
4.6	Mapa com a distribuição dos parâmetros do elipsoide de polarização do campo magnético para o período de 24 minutos.	39
4.7	Mapa com a distribuição dos parâmetros do elipsoide de polarização do campo magnético para o período de 64 minutos.	40
4.8	Mapa com a distribuição dos parâmetros do elipsoide de polarização do campo magnético para o período de 172 minutos.	41
4.9	Mapas de contorno da TF para o período de 4 minutos.	44
4.10	Mapas de contorno da TF para o período de 8 minutos	45
4.11	Mapas de contorno da TF para o período de 24 minutos.	46
4.12	Mapas de contorno da TF para o período de 64 minutos.	47
4.13	Mapas de contorno da TF para o período de 172 minutos.	48
4.14	Mapas de contorno da SF para os coeficientes a_{10} e b_{10}	50
4.15	Mapas de contorno da SF para os coeficientes a_{20} e b_{20}	51
4.16	Mapas de contorno da SF para os coeficientes a_{60} e b_{60}	52
4.17	Mapas de contorno da SF para os coeficientes a_{180} e b_{180}	53
4.18	Mapas de contorno da SF para os coeficientes a_{360} e b_{360}	54
A.1	Gráficos das variações temporais dos componentes do campo magnético, antes e depois da aplicação da técnica de Spline Cúbica	61

INTRODUÇÃO

O método de Sondagem Geomagnética Profunda (GDS) é uma variante do método eletromagnético (EM) entre os que empregam fonte natural. Os trabalhos pioneiros nesta área foram desenvolvidos por Bartels (1954) e sua equipe, na Alemanha, e por Rikitake (1959a) e Rikitake (1959b), no Japão, que utilizaram esta técnica no início dos anos 50 para investigar a distribuição da condutividade elétrica na Terra. Entretanto, foi Schmucker (1970) o responsável pelo conhecimento teórico e a fundamentação sólida do método.

Os estudos de GDS receberam um estímulo maior com o desenvolvimento de um tipo especial de magnetômetro, portátil e econômico, elaborado por Gough e Reitzel (1967). Assim, muitos arranjos estudados, usando cerca de 20 a 40 magnetômetros, foram realizados em diferentes ambientes geológicos tais como plataformas antigas, zonas de rifteamento, cinturões orogênicos e bacias sedimentares.

Crescentes evidências de que estruturas elétricas mapeadas correlacionam-se com as características tectônicas da área de estudo fizeram com que o GDS se tornasse um dos mais modernos métodos de investigação da litosfera. Alguns dos mais importantes estudos de GDS foram revisados por Hutton (1976); Adam (1980); Singh (1980); Alabi (1983); Gough e Ingham (1983); Hjelt (1988); Gough (1989); Arora (1990a); Brown (1994) entre outros.

Assim como o método Magnetotelúrico (MT), o método de GDS emprega a energia eletromagnética natural da Terra, que se propaga na cavidade entre a superfície e a base da ionosfera terrestres e é espalhada pelos condutores de sua subsuperfície. O procedimento normal do levantamento GDS consiste em estabelecer uma rede de estações ao longo de um perfil ou em uma área. No primeiro caso, obteremos um levantamento 2D, no segundo caso, 3D. O GDS difere do MT por três características principais:

- Mede apenas os três componentes do campo geomagnético: norte-sul, leste-oeste e vertical;
- Adquire dados sucessivos em intervalos maiores de tempo em torno de 60 s e
- A coleta dos dados tem duração temporal mais longa; normalmente por um período superior a quinze dias.

Sendo assim, ele não se presta tão bem para determinar a variação da condutividade elétrica na vertical, nem para determinar as propriedades geo-elétricas da parte mais rasa da

crosta, como é o caso do MT ou de sua variação AMT. Por outro lado, o GDS é particularmente útil para mapear variações laterais da condutividade elétrica da parte intermediária da crosta e de sua base e até da astenosfera em condições favoráveis.

Atualmente, a introdução de magnetômetros do tipo 'fluxgate' tem estendido os estudos magnetovariacionais (MVs) para o assoalho oceânico, realizando-se experimentos na terra em uma escala não atingida décadas atrás. O "Australian Wide Arrays of Geomagnetic Stations" (AWAGS) cobrindo toda a Austrália com 57 estações (Chamalaun e Barton, 1993), um arranjo cobrindo toda Nova Zelândia (Chamalaun e Maknight, 1993) e o experimento EMSLAB (Eletromagnetic Sounding of Lithosphere and Beyond) sob a placa Juan de Fuca (EMSLAB, 1989), Oregon e Washington; USA são exemplos marcantes da nova dimensão dada aos estudos de GDS.

O objetivo principal deste trabalho é obter informações geomagnéticas correlacionadas a eventos geológicos e tectônicos em escala crustal no Estado da Bahia, buscando descrever estruturas grandes e profundas em escala regional. Para tal, dados de Sondagem Geomagnética Profunda (GDS) foram coletados e inicialmente pré-processados. Um levantamento bibliográfico foi realizado com o intuito de identificar produções científicas relacionadas ao método de GDS, bem como definir técnicas mais adequadas para o tratamento dos dados. Além disso, buscando desenvolver uma análise distinta das presentes na literatura foi feito um processamento utilizando Série de Fourier. Esses resultados foram trabalhados de maneira comparativa com os resultados obtidos para Transformada de Fourier.

O capítulo um deste trabalho exhibe uma breve discussão sobre os fundamentos eletromagnéticos e o princípio físico do método de GDS, além de uma abordagem sobre algumas técnicas de processamento de dados mais utilizadas. No capítulo dois é apresentado um apanhado geológico sobre a área de estudo constando de informações gerais sobre o Cráton do São Francisco, a Faixa Araçuaí e a Faixa de Dobramentos Sergipana.

Ainda no segundo capítulo, resultados de um levantamento gravimétrico regional realizado no Estado da Bahia por diferentes instituições e processados na Universidade de São Paulo (USP) estão presentes na forma de um mapa de anomalia Bouguer da região, além da interpretação geológica de três perfis da área feita por pesquisadores da Universidade Federal da Bahia (UFBA) que correlaciona as informações gravimétricas com as geológicas. Ambas as informações auxiliarão na interpretação dos dados de GDS.

O capítulo três consiste da descrição dos dados de Sondagem Geomagnética Profunda e de seu processamento. Esse último inclui processos como a análise de magnetogramas e de mapas de contorno da Transformada e da Série de Fourier (TF), além de mapas da distribuição dos parâmetros do elipsoide de polarização do campo magnético. Todos os resultados estão apresentados e discutidos no capítulo quatro, com a interpretação dos mesmos.

CAPÍTULO 1

Fundamentos eletromagnéticos e o GDS

”O poder que possui a eletricidade de tensão de causar um estado elétrico oposto, em suas vizinhanças, tem sido designado pelo termo genérico Indução; o qual, sob a forma em que foi assimilada na linguagem científica, pode, também ser usado adequadamente, e no mesmo sentido genérico, para designar o poder, que as correntes elétricas podem possuir, de induzir um estado específico na matéria, nas suas vizinhanças imediatas, de outra forma indiferente” (Faraday, 1831).

1.1 As equações de Maxwell

Na década de 1830, Faraday voltou seu olhar para a possibilidade de gerar correntes elétricas por meio da indução magnética. Ele realizou experimentos sobre o assunto e, depois de muita dedicação e várias tentativas, conseguiu chegar à indução eletromagnética.

James Clerk Maxwell mostrou em uma clara e precisa forma matemática o que Faraday já havia apresentado de maneira qualitativa sobre campos. Porém, para chegar a suas descobertas, Maxwell trilhou um grande caminho e envolveu-se em um profundo desafio. O físico conseguiu sintetizar e tornar úteis todas as descobertas anteriores sobre o assunto resumindo-as em quatro equações denominadas de Equações de Maxwell.

Todos os fenômenos eletromagnéticos macroscópicos são governados pelas equações empíricas de Maxwell. Essas encontram-se desacopladas em equações diferenciais lineares de primeira ordem, porém, podem ser acopladas pelas relações empíricas constitutivas, onde o número dos campos vetoriais são reduzidos de cinco para dois. Estas relações, na maioria das aplicações, são escolhidas de forma que representem regiões isotrópicas e homogêneas, cujas propriedades são independentes de temperatura, pressão e tempo.

1.1.1 Equações de Maxwell no Domínio do Tempo

Um campo eletromagnético pode ser definido como o domínio de quatro funções vetoriais \mathbf{e} , \mathbf{b} , \mathbf{d} e \mathbf{h} onde:

- \mathbf{e} é a intensidade do campo elétrico em (V/m),

- o \mathbf{b} é a indução magnética em (T),
- o \mathbf{d} é o deslocamento elétrico em (C/m²) e
- o \mathbf{h} é a intensidade do campo magnético em (A/m)

Essas entidades físicas relacionam-se através das Equações de Maxwell descritas abaixo na forma diferencial e no domínio do tempo:

$$\begin{array}{ll}
 \nabla \cdot \mathbf{d} = \rho, & \text{Lei de Coulomb} \\
 \nabla \cdot \mathbf{b} = 0, & \text{Lei de Gauss (Magnética)} \\
 \nabla \times \mathbf{e} = -\frac{\partial \mathbf{b}}{\partial t}, & \text{Lei de Faraday} \\
 \nabla \times \mathbf{h} = \mathbf{j} + \frac{\partial \mathbf{d}}{\partial t}. & \text{Lei de Ampère- Maxwell}
 \end{array} \tag{1.1}$$

Nelas, \mathbf{j} é a densidade de corrente elétrica em A/m² e ρ é a densidade de carga elétrica em C/m³. As mesmas também podem ser verificadas em sua forma integral:

$$\begin{array}{l}
 \oint \nabla \cdot \mathbf{d} \, dv = Q, \\
 \oint \nabla \cdot \mathbf{b} \, dv = 0, \\
 \oint \mathbf{e} \cdot d\mathbf{l} + \frac{\partial}{\partial t} \int \mathbf{b} \cdot d\mathbf{s} = 0, \\
 \oint \mathbf{h} \cdot d\mathbf{l} - \frac{\partial}{\partial t} \int \mathbf{d} \cdot d\mathbf{s} = \mathcal{I}.
 \end{array} \tag{1.2}$$

Dessas oito equações conclui-se que:

- o Os campos elétricos criados por cargas elétricas são divergentes ou convergentes.
- o O divergente de \mathbf{b} é nulo, isto é, não existem monopolos magnéticos.
- o Campos magnéticos variáveis no tempo geram campos elétricos rotacionais.
- o Campos elétricos variáveis no tempo geram campos magnéticos rotacionais.
- o Correntes elétricas ou cargas em movimento geram campos magnéticos.

1.1.2 Equações de Maxwell no Domínio da Frequência

O par de transformadas de Fourier é:

$$F(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) e^{-i\omega t} dt, \quad (1.3)$$

$$f(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} F(\omega) e^{i\omega t} d\omega.$$

Aplicando a transformada de Fourier definida em 1.3 nas equações 1.1, obtém-se as equações de Maxwell no domínio da frequência:

$$\begin{aligned} \nabla \cdot \mathbf{D} &= \rho, \\ \nabla \cdot \mathbf{B} &= 0, \\ \nabla \times \mathbf{E} &= -i\omega \mathbf{B}, \\ \nabla \times \mathbf{H} &= \mathbf{J} + i\omega \mathbf{D}. \end{aligned} \quad (1.4)$$

1.1.3 Relações Constitutivas

Em física, uma relação constitutiva é uma relação entre duas grandezas físicas que é específica de um material ou classe de materiais, ou de uma substância ou classe de substâncias, e que não segue diretamente de uma lei física. Consideraremos meios isotrópicos e homogêneos, com propriedades elétricas que não variam com o tempo, temperatura e pressão.

Todas as equações descritas anteriormente estão desacopladas em equações diferenciais constituídas por cinco funções vetoriais. Essas podem ser acopladas tanto no domínio do tempo como no domínio da frequência com o uso de relações constitutivas, também em ambos os domínios, com o emprego de propriedades elétricas. A condutividade elétrica (σ), a permeabilidade magnética (μ) e a permissividade dielétrica (ϵ) constituem os parâmetros que descrevem as propriedades eletromagnéticas de um meio (os valores desses parâmetros no vácuo e suas respectivas unidades encontram-se na Tabela 1.1). Assim sendo, as relações constitutivas são dadas por Stratton (1941):

Parâmetro	Valor
μ_0	$4\pi \cdot 10^{-7} \text{ Hm}^{-1}$
ϵ_0	$8,854 \cdot 10^{-12} \text{ Fm}^{-1}$
σ_0	nulo

Tabela 1.1: Parâmetros que descrevem a propagação eletromagnética no vácuo.

$$\begin{aligned}\mathbf{D} &= \epsilon \mathbf{E}, \\ \mathbf{J} &= \sigma \mathbf{E}, \\ \mathbf{B} &= \mu \mathbf{H}.\end{aligned}\tag{1.5}$$

Quando μ , ϵ e σ são constantes com a frequência, aplica-se a função Delta de Dirac e a operação de convolução, para a obtenção das Equações de Maxwell acopladas no domínio do tempo:

$$\begin{aligned}\nabla \cdot \left(\mathbf{e} + \frac{\mathbf{p}}{\epsilon_0} \right) &= \frac{\rho}{\epsilon_0}, \\ \nabla \cdot (\mathbf{h} + \mathbf{m}) &= 0, \\ \nabla \times \mathbf{e} + \mu \frac{\partial \mathbf{h}}{\partial t} &= 0, \\ \nabla \times \mathbf{h} - \epsilon \frac{\partial \mathbf{e}}{\partial t} &= \sigma \mathbf{e}.\end{aligned}\tag{1.6}$$

Transformando as Equações de Maxwell para o domínio da frequência e empregando as relações constitutivas, obtêm-se as seguintes equações acopladas:

$$\begin{aligned}\nabla \times \mathbf{H} - (\sigma + i\epsilon\omega) \mathbf{E} &= 0, \\ \nabla \times \mathbf{E} + i\omega\mu \mathbf{H} &= 0.\end{aligned}\tag{1.7}$$

1.2 Sondagem Geomagnética Profunda (GDS)

1.2.1 Princípio Físico

O GDS é um método eletromagnético de fonte natural utilizado na investigação do interior da Terra em termos da distribuição elétrica da condutividade.

Variações geomagnéticas, em períodos na faixa de minutos até 24 horas, penetram em profundidades adequadas no interior da Terra e fornece ferramentas necessárias para o estudo da condutividade elétrica na crosta e no manto superior. A importância do estudo da distribuição da condutividade está no fato deste prover uma maneira de estimar a temperatura no interior da Terra, particularmente nas camadas citadas acima. Isto ajuda na compreensão de diferentes processos físicos e geológicos, os quais acontecem ou aconteceram no passado.

As variações geomagnéticas transientes são registradas preferencialmente por um arranjo de magnetômetros. Estas variações têm sua origem em correntes elétricas resultantes de uma complexa interação entre a radiação e o fluxo de plasma provenientes do sol e a magnetosfera e ionosfera terrestres. Quando ondas eletromagnéticas associadas com esses sistemas de correntes penetram no interior da Terra, elas sofrem atenuação e induzem correntes de *Foucault*, as quais, por sua vez, irão contribuir para os componentes do campo magnético na superfície da Terra.

O campo magnético na superfície da Terra exibirá um padrão diferente do campo externo devido à ausência de uma subsuperfície terrestre homogênea, responsável pela distribuição não uniforme da condutividade elétrica do meio. Se ambos os campos interno e externo pudessem ser separados (ou aproximadamente identificados), seu relacionamento forneceria, em princípio, a distribuição elétrica de condutividade na Terra. Um parâmetro importante para o controle de profundidade é dado pelo "skin-depth" (δ) de ondas planas expresso, em unidade SI, por:

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\mu\omega\sigma}}, \quad (1.8)$$

onde $\omega = 2\pi f$ é a frequência angular da variação do campo magnético externo, μ é a permeabilidade e σ (S/m) é a condutividade do meio. Em sua forma simplificada δ é dado, em quilômetro, por:

$$\delta = 0.5\sqrt{\rho T}, \quad (1.9)$$

onde ρ é a resistividade em Ω/m e T o período em segundos. Esta relação implica que a profundidade de penetração cresce com $T^{\frac{1}{2}}$, mas o verdadeiro valor da profundidade de penetração depende da distribuição de condutividade elétrica do meio que é desconhecida.

A identificação e isolamento de campos anômalos é facilitado em latitudes médias devido à possibilidade da aproximação em ondas planas. Essa característica de quase uniformidade

dos campos da fonte, permite inferir que todas as variações do campo vertical (Z) podem ser associadas a anomalias de condutividade lateral, sendo o campo normal (Z_n) negligenciado. Conseqüentemente, o efeito de anomalias de condutividade local mostra-se mais evidente no componente vertical. Embora amplitudes comparáveis sejam produzidas nos componentes X e Y , devido ao campo de fundo, as suas contribuições são pequenas e facilmente omitidas.

A indução eletromagnética em heterogeneidades laterais perturba o fluxo das correntes induzidas produzindo anomalias locais. A detecção e interpretação do campo magnetovariacional anômalo conduz ao mapeamento das anomalias de condutividade lateral. Essa é a base física e o objetivo da Sondagem Geomagnética Profunda (GDS).

1.2.2 Aquisição

As informações obtidas a partir do método GDS estão relacionadas com variações em um padrão, sendo as estruturas reveladas pela correlação de dados de um arranjo de magnetômetros, geralmente do tipo "fluxgate", operando simultaneamente sobre a região de interesse. Os arranjos utilizados podem ser lineares (1-D) com estações colocadas ao longo de uma linha através da direção de estruturas geológicas, ou em duas dimensões (2-D), cobrindo uma área virgem.

As entidades físicas medidas no GDS são as variações no tempo do campo magnético nos componentes norte (ΔH) e leste (ΔD) geomagnéticas e na direção vertical descendente (ΔZ). Os componentes horizontais são frequentemente resolvidas para o norte (Δx) e leste (Δy) geográficos, assim a notação é usualmente simplificada retirando o símbolo de variação (Δ) de modo que as componentes do campo magnetovariacional (MV) são referidas como H , D (X, Y) e Z .

1.2.3 Técnicas de Processamento

A análise de dados é o processo de preparo dos dados observados por diferentes métodos matemáticos e estatísticos, de maneira apropriada, para obter informações relacionadas ao campo externo induzido e às estruturas geológicas. Essa corresponde a uma seqüência de operações ou processamentos que limitam uma faixa de frequência a ser investigada.

Várias são as técnicas utilizadas no processamento de dados de GDS: Análise de Magnetogramas Empilhados, Mapas de Transformada de Fourier, Polarização do Campo Horizontal, Separação do Campo Magnetovariacional em Parte Normal e Anômala, Funções de Transferência, Vetores de Indução e Vetores de Perturbação, Pseudoseções Z/H . Dentre essas técnicas o trabalho abordará a Análise de Magnetogramas, Mapas da Transformada de Fourier e a Polarização do Campo Horizontal. Também serão analisados os mapas dos coeficientes da Série de Fourier de forma comparativa com os valores da transformada. Todas

essas técnicas estão descritas mais detalhadamente a seguir.

Análise de Magnetogramas Empilhados

Uma idéia da distribuição da condutividade em uma área investigada pode ser obtida pela análise de magnetogramas de eventos de perturbações no domínio do tempo. Ele constitui o primeiro passo da análise de dados. O que não pode ser visto através deles, poderá ser visto através de técnicas mais refinadas.

O modelo mais básico para ser levado em consideração na interpretação de anomalias de variação magnética é aquele de uma linha de corrente fluindo ao longo de uma estrutura linear anormalmente condutora, além de outros modelos associados a bordas de estruturas planas, simulando camadas sedimentares espessas ou camadas condutoras estendidas. Esses modelos têm diferentes respostas. O primeiro provoca uma inversão das flutuações magnéticas verticais entre estações de correntes transzonais e o segundo provoca um máximo na direção do campo magnético vertical, sem reversão. A componente horizontal transversal à corrente é alterada nas estações acima. Já a componente horizontal paralela à corrente não se altera.

A inspeção visual fornece informações muito úteis a respeito das estruturas geológicas. Por exemplo, a falta de uma variação do campo vertical implica que a Terra é horizontalmente estratificada Cagniard (1953) e que as camadas são condutoras. Isto acontece devido a natureza da indução eletromagnética em um substrato condutor, onde a componente do campo horizontal induzido e o campo indutor reforçam-se e as componentes verticais subtraem-se. A presença da componente vertical no magnetograma indicará a orientação de uma estrutura unidimensional. Outro tipo de observação mostra uma forte relação entre a variação do campo horizontal e vertical em latitudes médias. Acredita-se que o campo vertical anômalo é induzido pelo campo horizontal nessas zonas.

Embora magnetogramas sozinhos não produzam resultados quantitativos, é importante examiná-los no estágio inicial do processo de interpretação, porque eles mostram características, mesmo que grosseiras, das estruturas e qualquer modelo final deve levar em conta sua análise Gough e Ingham (1983).

Mapas da Transformada de Fourier

O espectro de Fourier de estações isoladas em estudos de variações geomagnéticas, onde são utilizadas baixas frequências e, portanto, têm-se informações de grandes profundidades, não fornece a verdadeira informação sobre as estruturas em subsuperfície. Assim, é mais apropriado apresentar as componentes do espectro com arranjos bidimensional (2D) em um diagrama de contorno, especialmente para períodos determinados.

A grande vantagem de arranjos 2D é que permitem um único evento ser mapeado por sobre todo o arranjo sob condições idênticas de fonte. O mapeamento pode ser realizado com valores do campo em instantes selecionados no domínio do tempo ou com parâmetros de Fourier em períodos definidos no domínio da frequência. O processo de indução é dependente da frequência. Logo, o isolamento do campo em frequências definidas implica em uma profundidade de penetração particular e mapas para vários períodos contêm informações a respeito da profundidade do condutor. A transformada para o domínio da Fourier tem sido realizada de acordo com a expressão:

$$F(\omega) = \sum_{-T}^T f(t)e^{-i\omega t} \quad (1.10)$$

A técnica da Transformada de Fourier (FT) requer seis mapas para uma representação completa de um evento em uma frequência única. Esses mostram amplitude e fase ou cosseno e seno do evento em X,Y e Z. Tais mapas foram primeiramente introduzidos por Reitzel et al. (1970) em uma aplicação desta técnica para um arranjo de dados no Noroeste da Índia. Lylley et al. (1981) introduziu mapas adicionais correspondentes à direção total do campo horizontal

$$P_{amp} = \sqrt{X_{Amp}^2 + Y_{Amp}^2} \quad (1.11)$$

Em mapas de FT, o efeito de concentração de correntes induzidas em um condutor alongado é visto como o máximo na componente horizontal transversal nas estações localizadas diretamente acima da concentração da corrente. Em comparação, o caminho da concentração de corrente é marcada pelo zero-Z com os extremos opostos localizados em ambos os lados. A melhor forma de refletir estas características no mapa de FT depende da disposição das estações em relação à posição do condutor, ainda desconhecido, na fase de concepção dos magnetogramas.

Quando a contribuição de mais de um condutor é superposta torna-se difícil localizar com precisão o local exato do limite entre eles em mapas de apenas uma componente de campo. Entretanto, as várias assinaturas isoladas observadas em mapas de diferentes componentes de campo podem ser apresentadas juntas para identificar estruturas de diferentes orientações presentes na área de estudo.

Polarização do Campo Horizontal

Desde que a indução em meios com heterogeneidades laterais de condutividade é dada principalmente pelos componentes horizontais do campo incidente, as quais são muito maiores do que a componente vertical, um importante parâmetro controlador das induções é a

polarização característica dos campos horizontais.

A indução em uma estrutura alongada seria mais forte para o campo horizontal polarizado perpendicular à direção do condutor. Desde que as transformadas de Fourier são por definição sinusoides de extensão infinita, a componente horizontal em qualquer frequência traçará uma elipse perfeita ao longo de um ciclo. As características da polarização, a forma, orientação e sentido de rotação da elipse definidas pelos componentes horizontais do campo podem ser calculadas, seguindo o procedimento descrito por (Dey e Ward, 1970), que será abordado adiante neste trabalho.

Sabendo da importância dada aos parâmetros de polarização no processo de indução, tornou-se uma prática comum ilustrar a elipse de polarização junto com o mapa de anomalia da FT. Se as elipses de polarização para cada estação são plotadas juntas aos mapas da FT, elas podem ser usadas para demonstrar a presença de qualquer anomalia de campo horizontal, pela sua mudança na direção ou forma de um lugar para o outro. A seleção de eventos para a representação da FT é baseada em seu conteúdo de frequência e faixa de polarizações do campo horizontal, para maximizar a indução em um condutor de orientação desconhecida bem como avaliar a dependência de frequência da anomalia.

CAPÍTULO 2

Geologia e Análise Gravimétrica Regional

2.1 Cráton do São Francisco (CSF)

O Cráton do São Francisco é uma grande unidade tectônica que compreende a maior parte do Estado da Bahia e se estende até regiões vizinhas de Minas Gerais, Sergipe, Pernambuco e Goiás. Seu embasamento consolidou-se ao término do ciclo Transamazônico, após o que somente sofreu deformação de natureza paratectônica. Sua cobertura compreende dois complexos: o mais antigo correlativo de uma faixa de dobramentos desenvolvida durante a primeira metade do Pré-Cambriano Superior e o mais novo, Brasileiro, responsável por metade de sua área.

Barbosa e Sabaté (2003) reexaminaram as subdivisões tectonoestratigráficas existentes no CSF nos seguintes seguimentos : antigos complexos de TTGs, o Bloco de Gavião, o Contendas-Mirante e sequências semelhantes vizinhas, o Grupo Jacobina, o Complexo Jequié, o Cinturão Itabuna, o Núcleo Serrinha, o bloco Mairi, além dos *Greenstone Belts* do Rio Itapicuru e do Capim. A partir dessa análise pode ser verificado que o embasamento do cráton ocupa cerca de 50% da área total da Bahia, composto quase que exclusivamente por rochas metamórficas de alto a médio grau.

A análise de novos dados também possibilitou o agrupamento das unidades citadas acima em quatro seguimentos crustais: Gavião, Jequié, Itabuna-Salvador-Curaçá e Serrinha, de idade arqueana. Evidências geológicas, com destaque para dados estruturais, metamórficos e radiométricos sugerem que estes seguimentos colidiram no Paleoproterozóico, um período com significativa produção de rochas metamórficas e granitóides associados, resultando na formação de uma importante cadeia de montanha denominada de Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. Os traços dessa colisão são evidenciados também pelo resultado de estudos de rochas paleoproterozóicas, pré e sintectônicas, presentes nos seguimentos crustais Arqueanos, com destaque àqueles dos Blocos Gavião, Itabuna-Salvador-Curaçá e Serrinha.

2.1.1 Colisão Paleoproterozóica

A colisão paleoproterozóica ocorreu com movimento de quatro blocos no sentido NW-SE (Figura 2.1), identificada pela presença de falhas de empurrão e zonas transcorrentes. As transcorrências tiveram uma cinemática em geral sinistral (Alves da Silva e Barbosa, 1997). A convergência do Bloco Serrinha em direção ao Bloco Gavião promoveu um importante encurtamento crustal ao longo de um eixo, identificado pela vergência centrípeta dos granulitos situados ao norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. A continuação desse orógeno pode ser verificada no oeste do Gabão, África (Ledru, Cocherie, Barbosa, Johan e Onstott, 1993).

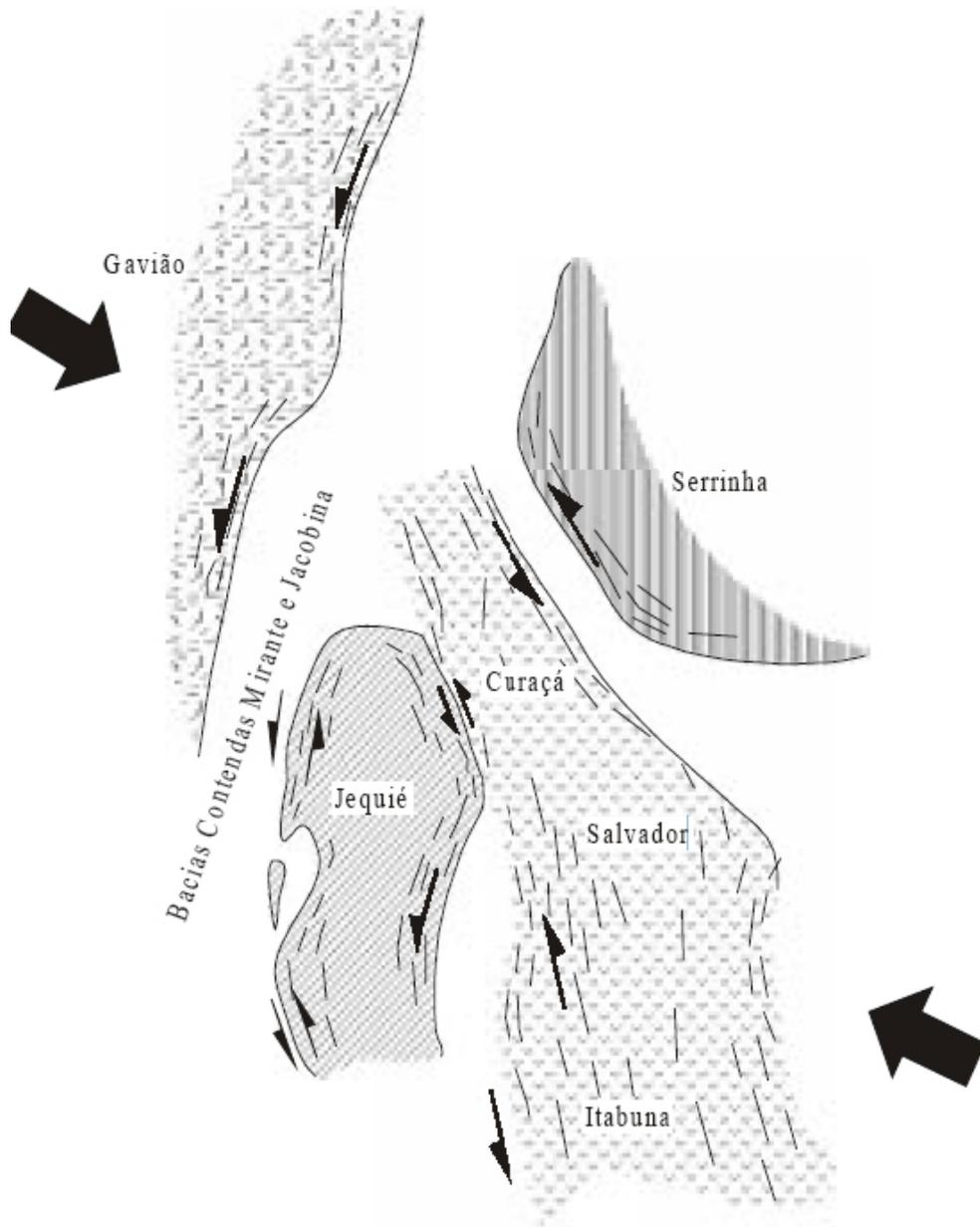


Figura 2.1: Posições postuladas dos blocos arqueanos e início da colisão paleoproterozóica. (Barbosa e Sabaté, 2003).

Nas etapas iniciais desta colisão, rampas frontais, com tectônica tangencial resultaram na sobreposição tectônica do Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá no Bloco Jequié e ambos no Bloco Gavião. Dobras recumbentes com vergência para oeste, coaxialmente redobradas e exibindo formas isoclinais são encontradas algumas vezes nestes terrenos metamórficos de alto grau atestando a existência de relíquias estruturais da fase reversa Alves da Silva e Barbosa (1997). Nos gnaisses de alto grau do Orógeno, algumas evidências sugerem alívio de pressão. Isto reforça a ocorrência de colisão onde grandes *thrusts* trouxeram blocos de rochas mais profundas para partes mais rasas da crosta.

Segundo Barbosa e Sabaté (2003), apesar dos estudos permitirem explicar razoavelmente a evolução geotectônica dos terrenos metamórficos em questão, grandes dificuldades ainda permanecem quando tentamos estabelecer os limites físicos e temporais entre o Arqueano e o Paleoproterozóico no Cráton do São Francisco na Bahia.

2.1.2 Limites do Cráton

Segundo (Almeida, 2008) o Cráton do São Francisco é circundado por faixas de dobramento desenvolvidas durante o Ciclo Brasileiro, que apresentam estruturas geralmente paralelas às suas bordas, mas cortam em variados ângulos as estruturas pré-brasilianas do seu embasamento. É desconhecida a existência no CSF de grandes descontinuidades crustais em suas bordas, sendo seus limites do tipo gradativo. As faixas brasileiras que envolvem o cráton apresentam dobramentos lineares e grandes falhas, num conjunto estrutural que manifesta vergência em direção a ele. Falhas inversas de grande e pequeno ângulo, como ocorrem em Sergipe, nordeste da Bahia, Goiás e Minas Gerais, resultaram desse transporte tectônico em direção ao cráton. Adota-se como limites convencionais do cráton, as falhas mais externas das faixas de dobramento.

O limite norte do CSF é determinado pelo Riacho do Pontal e Rio Preto. A nordeste, ele é limitado pela presença da Faixa Sergipana, que será abordada com mais ênfase posteriormente. A sul, o CSF é limitado pela Faixa Araçuaí, que também será abordada posteriormente. Por fim, limita-se a oeste pela Faixa Brasília (Figura 2.2).

2.1.3 Coberturas

As coberturas pré-cambrianas existentes sobre o CSF compreendem dois complexos sedimentares separados por discordância angular. O mais antigo expõe-se amplamente na

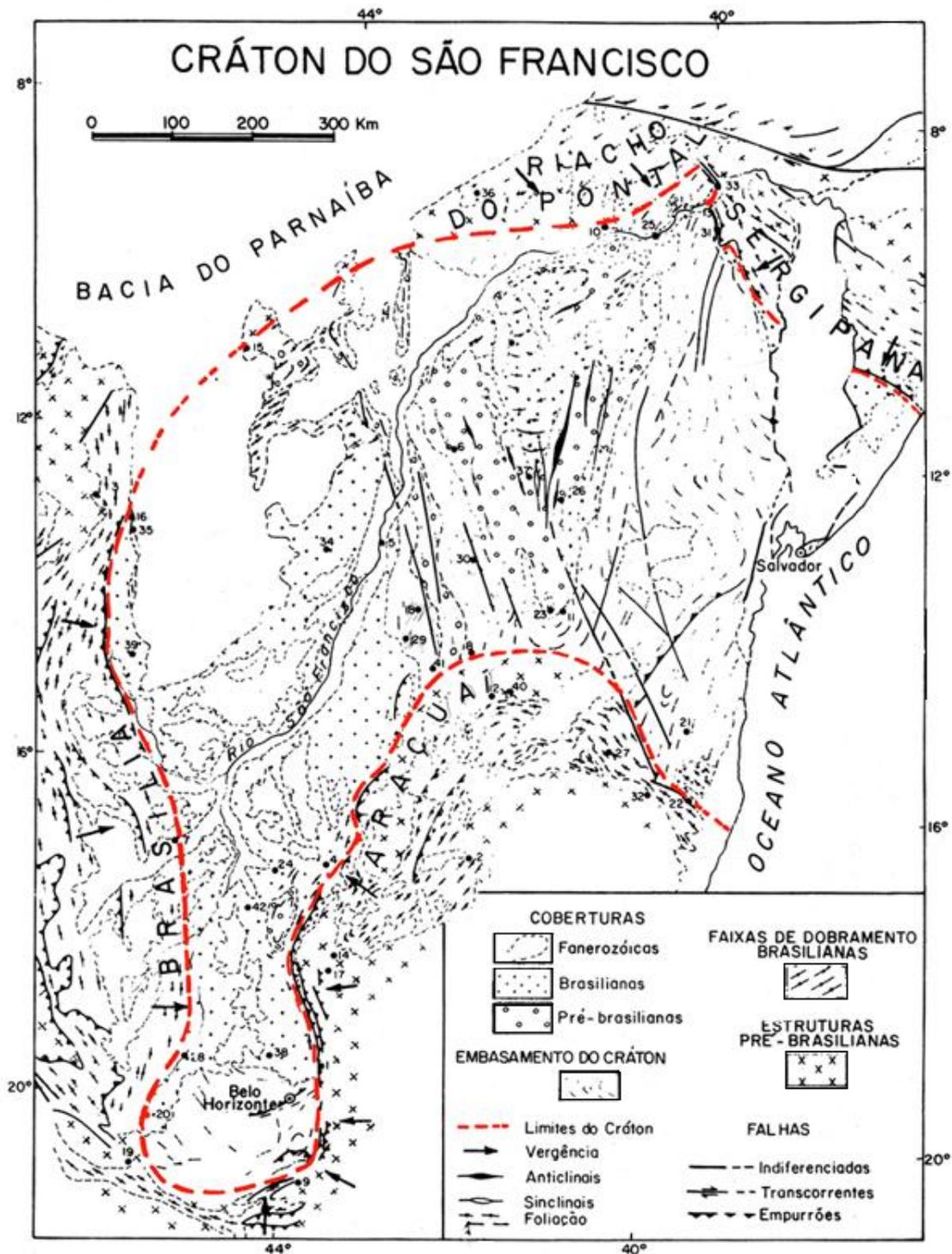


Figura 2.2: Crátón do São Francisco, com indicação dos seus limites prováveis, coberturas e faixas marginais de dobramentos brasilianos. (Almeida, 2008).

Chapada Diamantina da Bahia, da qual toma o nome (Brito Neves, 1967). Possui natureza essencialmente clástica e inclui, localmente, rochas vulcânicas de natureza ácida a intermediária. É pertencente ao Grupo Espinhaço, do interior da faixa de dobramentos exposta

na Serra do Espinhaço. A espessura dessa cobertura, na Chapada Diamantina, cresce rapidamente para oeste, ao passar a faixa de dobramentos do Espinhaço. Na região de transição, no oeste da Chapada, onde possui milhares de metros de espessura, a cobertura apresenta-se muito deformada e pouco metamorfisada (SBG, 1969). A ocidente da faixa de dobramentos, o complexo de cobertura mais antigo não está evidente.

O complexo superior da cobertura cratônica compreende a Formação Jequitaí, em Minas Gerais, a Formação Bebedouro, na Bahia, o Grupo Bambuí, a Formação Três Marias, os grupos Estância e Rio Pardo e camadas correlativas. A formação Jequitaí e suas correlativas testemunharam um episódio climático que ocorreu do desenvolvimento do estágio estrutural inferior nos geossinclíneos marginais aos crátons do São Francisco e Guaporé, que se achavam em maior parte emersos. Geleiras continentais da grande glaciação ocorrida em muitas regiões do mundo, no final do Pré-Cambriano, depositaram sobre ambos verdadeiros tilitos, que se incluem em sedimentos flúvio-glaciais e glácio-lacustres (Almeida, 1977). Depósitos similares, ainda pouco investigados, expõem-se sobre o cráton na região de Jaborandi, no oeste da Bahia (Ponçano e Paiva Filho, 1975) assim como na Chapada Diamantina, onde constituem a Formação Bebedouro.

Segundo Almeida (2008), o Grupo Bambuí e as formações relacionadas sobre o CSF representam a sedimentação marinha resultante de sua submersão quase total, por ocasião de desenvolvimento do segundo estágio estrutural nos geossinclíneos marginais. Os depósitos glaciais subjacentes haviam sido grandemente erodidos e em muitos lugares, como no extremo sul do cráton, o Grupo Bambuí recobre diretamente o embasamento cristalino. A Formação Três Marias, em Minas Gerais e Bahia, e o Grupo Estância, em Sergipe, representam o estágio molássico, mais novo, do Ciclo Brasileiro sobre a plataforma. Esses apresentam-se em discordância, geralmente pouco acentuada, sobre o Grupo Bambuí sendo deformados pelos derradeiros movimentos do ciclo. Devem ter originalmente coberto grandes extensões do cráton e sido posteriormente erodidos.

2.2 Faixa de Dobramentos Araçuaí

Almeida (2008) e Almeida e et al (1978) denominaram de Araçuaí a faixa de dobramentos considerados brasileiros, adjacentes às bordas sul e sudeste do CSF, no nordeste de Minas Gerais e na área limdeira com a Bahia. Almeida e et al (1978) admitem que, por tratar-se de região profundamente erodida, as rochas expostas na região baiana são principalmente pré-brasilianas, mostrando o metamorfismo e a ação desse ciclo em suas estruturas. O limite norte da faixa Araçuaí é, segundo Inda e Barbosa (1978), bastante impreciso e foi traçado tentativamente ao longo das áreas supostamente influenciadas pelo ciclo Brasileiro, o limite leste é a margem continental atlântica.

A faixa de dobramentos Araçuai tem a forma de um arco com a concavidade voltada para SE cujas estruturas afetam possivelmente os grupos Macaúbas e Rio Pardo, assim como outras mais antigas do supergrupo Espinhaço e de complexos metamórficos transamazônicos e arqueanos, presentes na área mais externa da faixa. Os dados geocronológicos existentes mostram que o aquecimento brasileiro afetou tanto as rochas do embasamento dessa faixa, como rochas xistosas que a compõem. Esses xistos são cortados por granitos com idade de 513 ± 7 Ma, indicando a influência do ciclo Brasileiro nessa faixa dobrada.

Segundo Almeida e et al (1978), o grupo Macaúbas representaria o equivalente à sedimentação geossinclinal do ciclo Brasileiro, quase totalmente erodido no vale do rio Pardo. O principal metamorfismo regional que teria afetado essa geossinclinal tomou lugar perto de 650 Ma, afetando todas as rochas em intensidade crescente em direção à parte interna da faixa dobrada, onde alcançaram grau elevado. Os dobramentos brasileiros mostram superimposições que podem ser atribuídas a, pelo menos, três fases, a mais velha das quais é impressa no embasamento mais antigo.

2.3 Faixa de Dobramentos Sergipana

A faixa de dobramentos Sergipana tem sido bastante estudada, desde Hartt, no ano de 1870, até os dias atuais (Inda e Barbosa, 1978). Ela se situa na região Nordeste do estado da Bahia e engloba além desse os estados de Sergipe e Alagoas. Possui formato aproximadamente triangular de direção geral NW-SE e está compreendida entre os gnaisses e granitos do Maciço Pernambucano-Alagoas, e o embasamento do Cráton do São Francisco.

Devido à complexidade da área, é raro encontrar na literatura geológica interpretações iguais para diferentes autores. Alguns autores como Bruni (1976), Inda e Barbosa (1978), D'el-Rey Silva (1985), D'el-Rey e McClay (1995), Alkmin, Brito Neves e Alves (1993), entre outros possuem destaques em trabalhos que tratam da síntese regional da área. A descrição que segue leva em consideração a configuração estrutural e litoestratigráfica da faixa de dobramentos Sergipana conforme o mapa de Inda e Barbosa (1978), com modificações propostas pelo PLGB-Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (CPRM/DNPM) e D'el-Rey e McClay (1995).

A faixa Sergipana é apresentada como sendo formada pelos grupos Estância indiviso, Miaba, Simão Dias, Macururé e Marancó e pelo Complexo Canindé (Figura 2.3). O Grupo Estância Indiviso é constituído por grauvacas, conglomerados, filitos e dolomitos. Esta unidade ocorre em uma faixa estreita a noroeste da cidade de Rio Real e abrange, partes do Grupo Estância e do Grupo Simão Dias (D'el-Rey e McClay, 1995). O Grupo Miaba, também incluído na faixa, é formado pelos carbonatos das formações Jacoca e Itabaiana que afloram no limite com Sergipe (região de Parapiringa) e a norte de Euclides da Cunha. O

grupo Simão Dias, definido por D'el-Rey e McClay (1995), é representado na Bahia pelos metassiltitos da Formação Frei Paulo, os quais ocorrem na região de Paripiranga, associados com os metassedimentos Miaba e Vaza-Barris.

O Grupo Macureré, ainda pouco estudado, ocupa a maior parte da Faixa Sergipana. É formado por xistos, filitos e siltitos de águas profundas, além de vulcânicas. O Complexo Marancó, definido pelos trabalhos do PLGB, aflora na região de Jeremoabo-Pedro Alexandre, sendo constituído por filitos, metassiltitos, metarenitos, vulcânicas, máficas e ultramáficas, agrupadas por Santos et al. (1988) nas unidades Monte Azul, Belém, Monte Alegre, Morro do Bugi e Minuim. Por fim, o complexo Canindé, localizado ao norte de Santa Brígida, é formado pelas unidades Mulungu, Garrote e Novo Gosto. A suíte intrusiva Canindé, constituída sobretudo por gabros tardi a pós-tectônicos, está situada próxima da cidade de Canindé de São Francisco, não chegando a aflorar no território baiano.

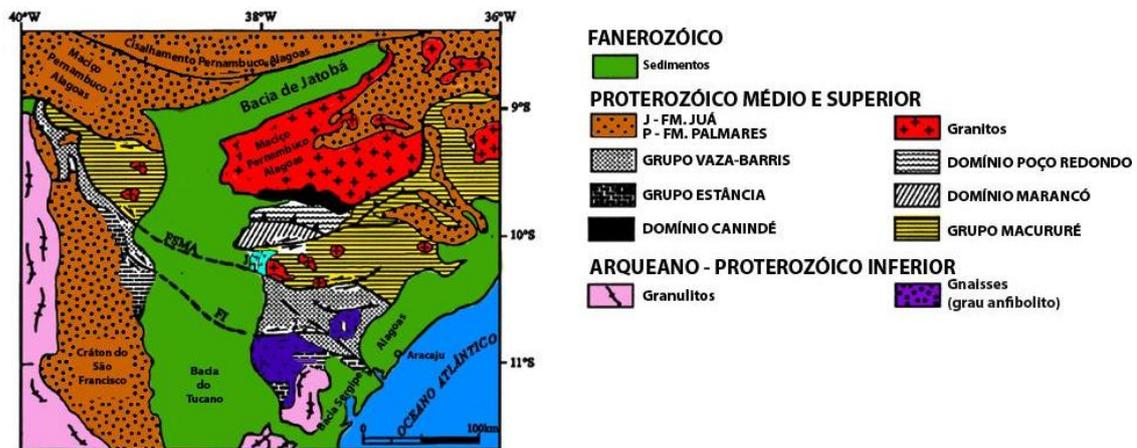


Figura 2.3: Mapa geológico simplificado da Faixa Sergipana. (D'el-Rey e McClay, 1995).

2.4 Gravimetria da Área de Estudo

O trabalho desenvolvido compreende a área a leste do meridiano de 43°W no Estado da Bahia e áreas vizinhas, assim a descrição regional abordada anteriormente é relativa a algumas principais feições geológicas presentes no Estado da Bahia, as quais incluem o Cráton do São Francisco, a Faixa de Dobramentos Araçuaí e a Faixa de Dobramentos Sergipana.

O Departamento de Geofísica do Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo (DG/IAG/USP) possui uma série de dados gravimétricos, coletados por diferentes instituições, obtidos de mais de 45.000 estações gravimétricas. Essas cobrem uma área compreendida entre as longitudes de 54-32°W e latitudes de 8-24°S, que englobam a região

do Cráton do São Francisco, seus cinturões de dobras marginais e margens continentais próximas, além de bacias oceânicas. Estão disponíveis uma série de mapas gerados a partir desses dados, mapas de anomalias Bouguer e de Ar-livre. Será apresentado nesta seção, uma adaptação do mapa de anomalia Bouguer, com informações relativas não só da gravimetria da área, mas também uma breve explanação da relação desta última com a geologia.

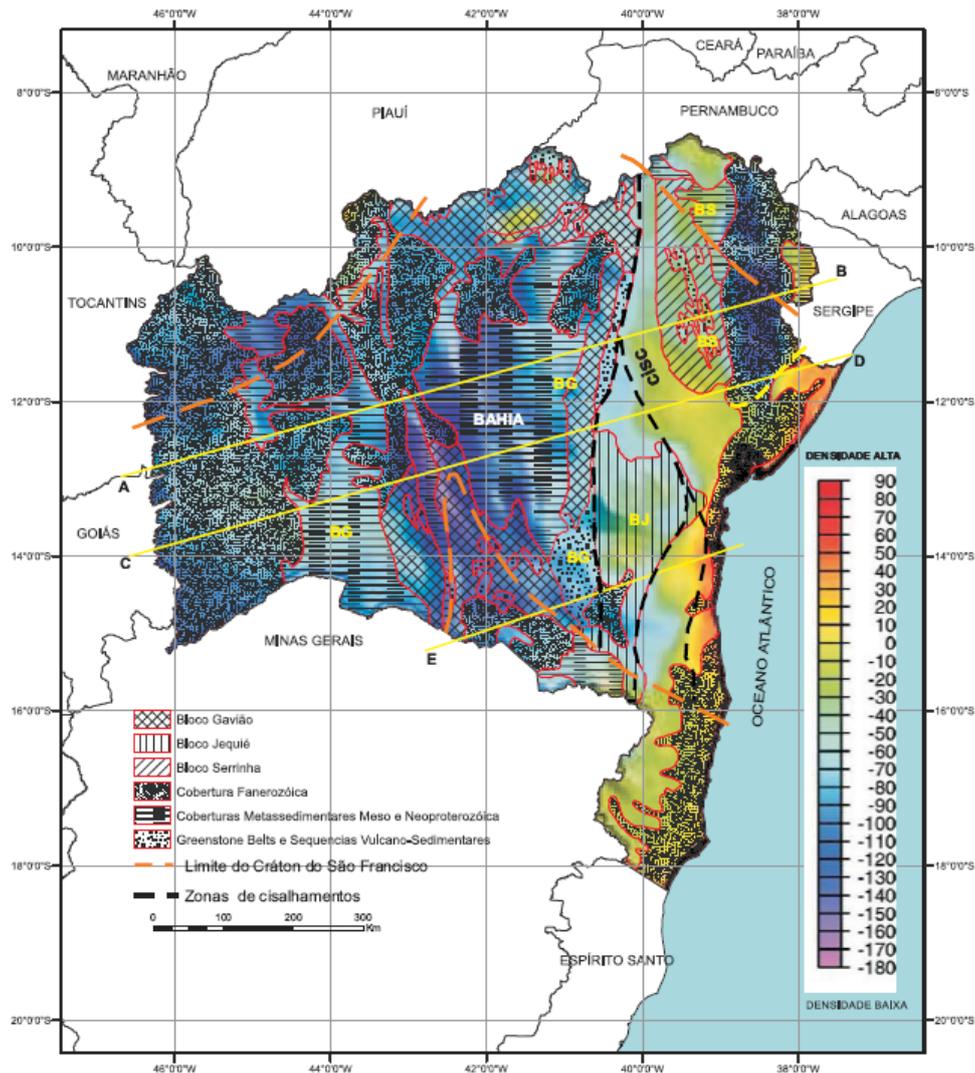


Figura 2.4: Mapa gravimétrico Bouguer, do Estado da Bahia, com informações da sua geologia regional, (Barbosa, 2009).

O mapa de anomalia Bouguer da Figura 2.4 foi devidamente adaptado em um trabalho realizado por pesquisadores da Universidade Federal da Bahia, em uma das atividades realizadas no Projeto Rifte, financiado pela Petrobras. Ele foi representado sobre o contorno do mapa da Bahia, onde também estão presentes os principais limites geológicos. Três perfis foram escolhidos para análise e serão brevemente discutidos.

O perfil A-B cruza o bloco Gavião, o Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá (CISC) e o bloco Serrinha, respectivamente. É notório através da análise do mapa Bouguer o aumento da densidade do material da região no sentido de A para B, o que pode estar associado a um afinamento crustal neste sentido, que coloca o manto de material mais denso, mais próximo da superfície. Um desenho explicativo dessa situação (Figura 2.5) é apresentado no perfil 1 Barbosa (2009).

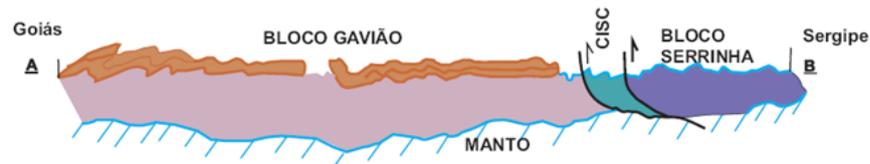


Figura 2.5: Perfil A-B da geologia associada à interpretação do mapa de anomalia Bouguer do Estado da Bahia, (Barbosa, 2009).

O perfil C-D atravessa os blocos Gavião e Jequié e o CISC. No sentido de C para D também é verificado um aumento na densidade da região, além de pontos com densidades muito baixas nas regiões intermediárias do perfil. Esse perfil também nos sugere um afinamento crustal no sentido da costa, com uma região intermediária possuidora de grande espessura da crosta associada ao bloco Paramirim, existente na região Barbosa (2009). Um desenho explicativo dessa situação (Figura 2.6) é apresentado no perfil 2 Barbosa (2009).

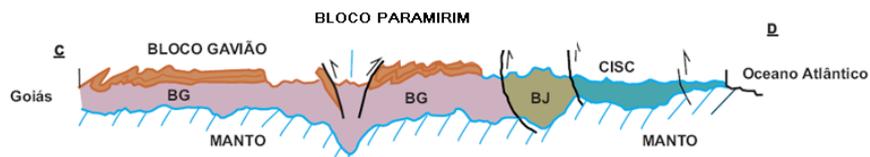


Figura 2.6: Perfil C-D da geologia associada à interpretação do mapa de anomalia Bouguer do Estado da Bahia, (Barbosa, 2009).

Por fim, o perfil E-F também atravessa os blocos Gavião e Jequié, além do CISC. É verificado um aumento da densidade da região no sentido de E para F, o que também é associado a um afinamento crustal e conseqüente ascensão do manto de material mais denso. Um desenho explicativo (Figura 2.7) também é mostrado no perfil 3 Barbosa (2009).

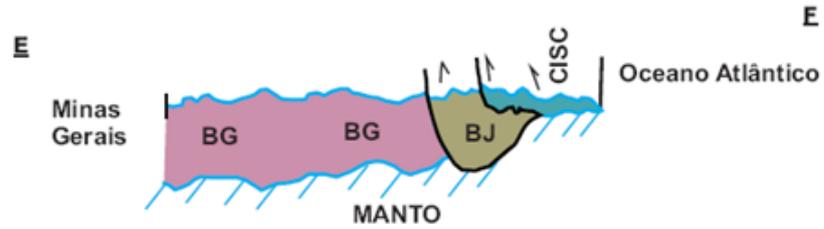


Figura 2.7: Perfil E-F da geologia associada à interpretação do mapa de anomalia Bouguer do Estado da Bahia, (Barbosa, 2009).

As informações presentes nessa seção servirão de complemento para a análise dos dados de Sondagem Geomagnética Profunda (GDS). A análise dos resultados será feita levando em consideração não só o processamento e interpretação dos dados de GDS, mas também a observação da geologia e de dados gravimétricos da área. A Figura 2.8 representa o mapa de anomalia Bouguer, base para a interpretação integrada com os dados de GDS.

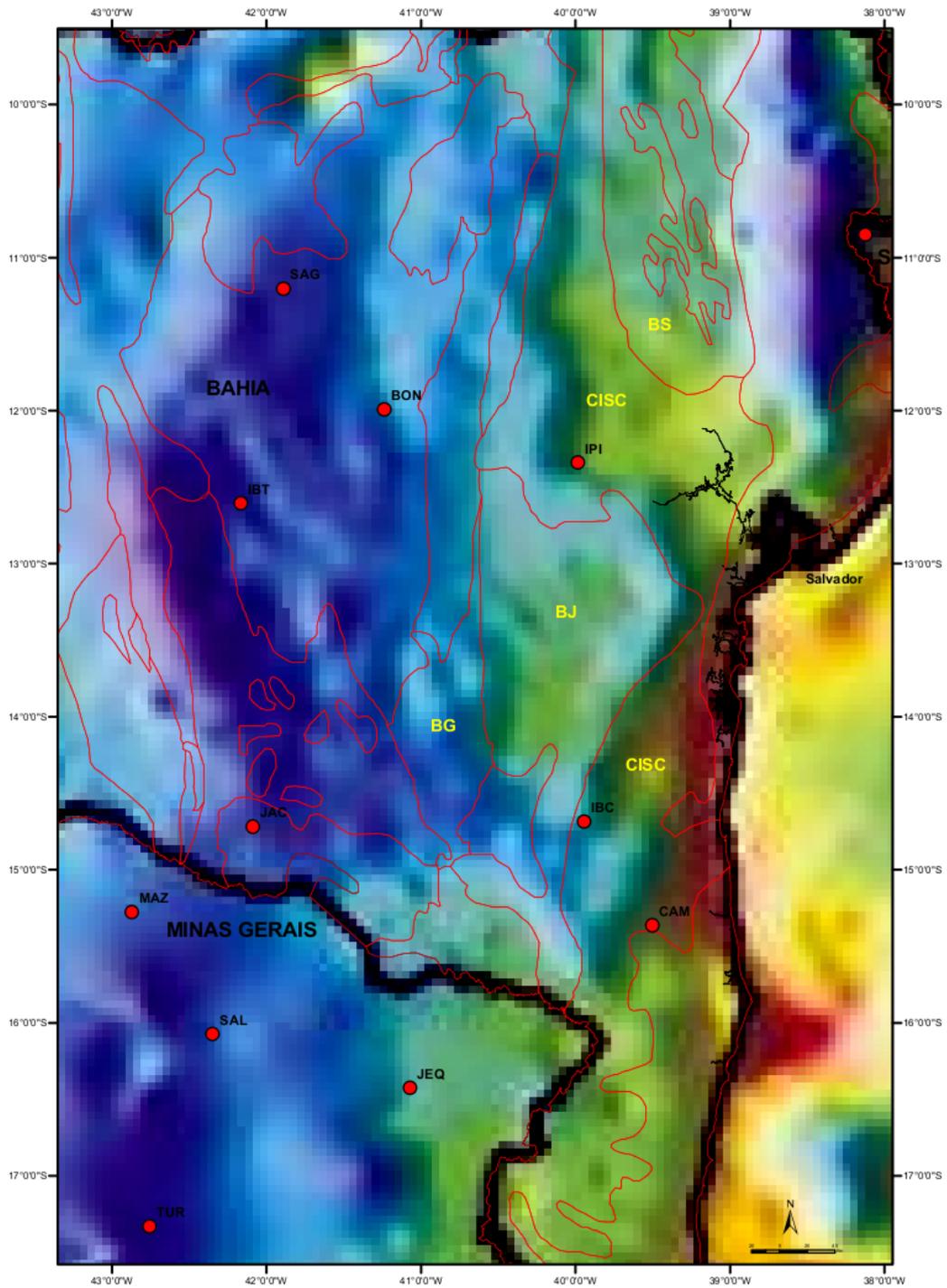


Figura 2.8: Mapa de anomalia Bouguer da área de estudo. Os pontos em vermelho representam as estações de aquisição de dados de GDS. A legenda para o mapa é a mesma encontrada na Figura 2.4.

CAPÍTULO 3

Descrição e Processamento dos Dados de Sondagem Geomagnética Profunda (GDS)

3.1 Descrição dos dados de GDS

Dados de Sondagem Geomagnética Profunda (GDS) são a base de estudo deste trabalho. A aquisição dos dados foi realizada pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) atendendo as necessidades do Projeto Rifte, financiado pela Petrobras, que tem como objetivo o "Estudo Geodinâmico das Bacias Sedimentares 'on shore' do Jequitinhonha, Estado da Bahia, até Jatobá, Estado de Pernambuco e dos seus Embasamentos Cristalinos", e está em exercício na Universidade Federal da Bahia (UFBA).

O levantamento realizado tem caráter regional e abrange uma área aproximada entre os meridianos de 43-38°W e os paralelos de 10-18°S. Do total, selecionamos 12 estações compreendidas entre os Estados de Sergipe (1 estação), Minas Gerais (4 estações) e, em sua maioria, Bahia (7 estações), conforme ilustram as Figuras 3.1 e 3.2. Cada estação fornece a variação temporal dos três componentes X (H), Y (D) e Z do campo magnético da Terra, como já foi discutido no princípio físico do método, que foram coletados com a utilização de um magnetômetro do tipo *fluxgate* em períodos muito longos de até 60 dias.

Todos os pacotes de dados passaram por uma pré-seleção visual, onde foram analisados gráficos de todos os componentes do campo para cada estação versus o tempo. Após essa análise foi escolhido um período de 1440 min (24 horas) para ser trabalhado em todos os processos quantitativos, isso se deu devido à observação de que os componentes do campo magnético da Terra mantinham, em sua maioria, uma periodicidade a cada intervalo de tempo igual ao descrito acima. Todos os processos quantitativos e qualitativos realizados neste trabalho serão descrito na próxima seção.

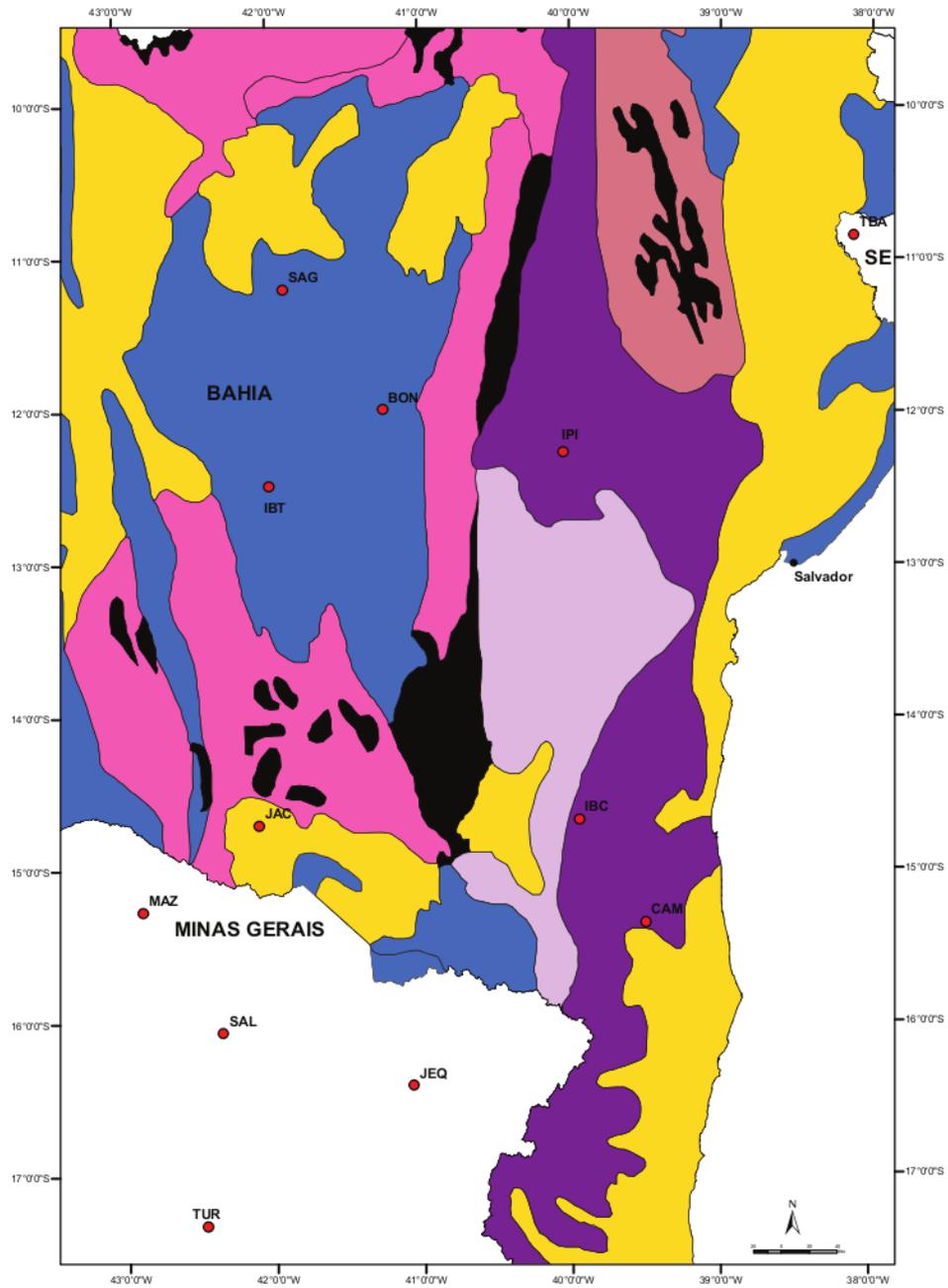


Figura 3.1: Mapa de localização das estações de GDS e divisão geológica da área. As siglas em cada estação correspondem ao município onde as mesmas se encontram: TBA- Tobias Barreto, SAG- São Gabriel, BON- Bonito, IPI- Ipirá, IBT- Ibitiara, IBC- Ibicuí, JAC- Jacaraci, CAM- Camacan, MAZ- Monte Azul, SAL- Salinas, JEQ- Jequitinhonha, TUR- Turmalina.



Figura 3.2: Legenda da Figura 3.1.

3.2 Processamento dos Dados de GDS

Com base na análise visual, citada na seção anterior, foi verificada a presença de pontos espúrios nos dados. Esses pontos podem estar relacionados tanto a um erro no próprio aparelho de medição como também a algum problema no meio durante a aquisição: presença de animais, condições climáticas ou até mesmo de natureza humana, visto que algumas estações localizam-se dentro de fazendas ou até mesmo próximas a zonas urbanas.

Esses pontos foram ajustados através de um método matemático de interpolação conhecido como Spline Cúbico, onde foi gerada uma função que melhor descreve os pontos distribuídos de maneira discreta. A partir de então foram calculados novos valores para os pontos que estavam fora do esperado. A técnica reproduziu novos valores para os pontos espúrios com uma boa aproximação do valor desejado. Foi elaborado um programa de computador (Anexo 1) em linguagem FORTRAN90 para o cálculo dos coeficientes da função gerada e a substituição dos pontos espúrios por pontos de valores desejados. Esse processo é descrito com mais detalhes no Apêndice A deste trabalho.

A seguir estão descritos, de forma detalhada, todos os processos qualitativos e quantitativos realizados. Fazem parte desses processos, a análise de magnetogramas e mapas de contorno dos coeficientes da série de Fourier no domínio do tempo e a análise de mapas de contorno da transformada de Fourier e mapas da distribuição dos parâmetros do elipsoide de polarização do campo magnético no domínio da frequência. Os resultados obtidos de tais

aplicações só serão apresentados no próximo capítulo.

3.2.1 Magnetogramas

Os magnetogramas são construídos de maneira a analisar qualitativamente a variação dos componentes do campo magnético no tempo. Para tal, as 12 estações de GDS foram subdivididas em três seções a serem analisadas separadamente, conforme ilustra a Fig.3.3, cada qual com a distribuição de seus componentes de campo.

O período analisado, como já dito, é de 1440 minutos. Como só estamos interessados em saber a variação temporal dos componentes, uma média dos valores de cada estação foi subtraída dos dados, restando apenas a parte oscilante. Todos os gráficos possuem a mesma escala, o que foi possível de obter a partir da remoção dos máximos e mínimos globais dos dados para cada seção. Os magnetogramas, assim como sua análise qualitativa serão apresentados no próximo capítulo.

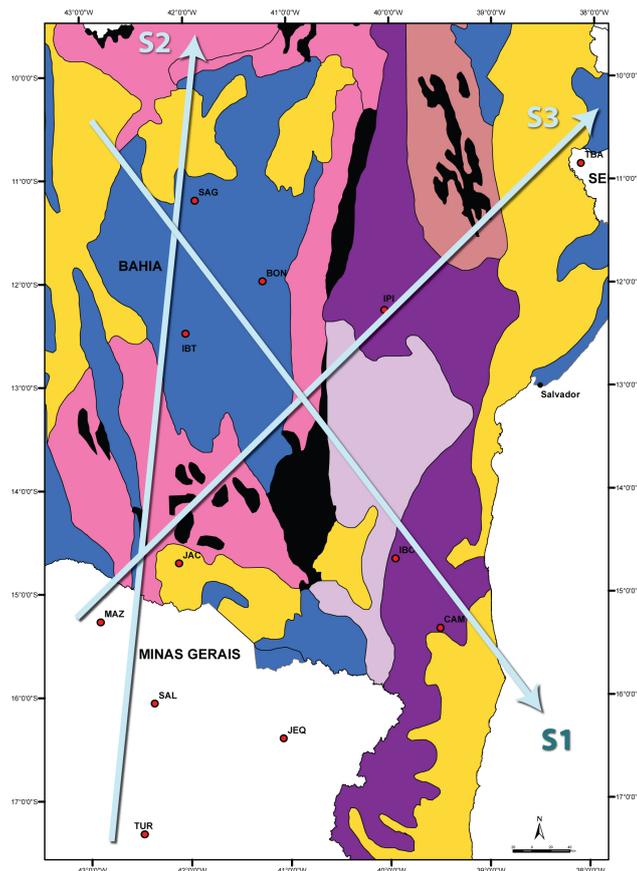


Figura 3.3: Mapa representativo das seções S1, S2 e S3.

3.2.2 Mapas de Contorno da Amplitude dos Coeficientes da Série de Fourier

Representar uma função através de uma expansão em série é obter o valor desta função em qualquer ponto de maneira numérica. A vantagem de uma expansão em Série de Fourier (SF) é que esta admite a representação de uma função descontínua.

Seja $f(x)$ uma função definida dentro do intervalo $(-L, L)$ e fora deste intervalo por $f(x + 2L) = f(x)$: $f(x)$ tem o período $2L$. A Série de Fourier ou Expansão de Fourier correspondente à $f(x)$ é a série trigonométrica dada por:

$$f(x) = \frac{a_0}{2} + \sum_{n=1}^{\infty} a_n \cos\left(\frac{n\pi x}{L}\right) + b_n \sin\left(\frac{n\pi x}{L}\right), \quad (3.1)$$

onde os coeficientes de Fourier, a_n e b_n , são dados por (Boas, 2005):

$$a_n = \frac{1}{L} \int_{-L}^L f(x) \cos\left(\frac{n\pi x}{L}\right) dx \quad \text{e} \quad b_n = \frac{1}{L} \int_{-L}^L f(x) \sin\left(\frac{n\pi x}{L}\right) dx. \quad (3.2)$$

Na construção dos mapas de contorno dos coeficientes da SF foi utilizado a amplitude e fase dos coeficientes, que pode ser extraída tomando como base o coeficiente complexo da Série de Fourier c_n , definidos por (Iório, 2007):

$$c_n = \frac{a_n - ib_n}{2}, \quad (3.3)$$

com $i = \sqrt{-1}$. Obtemos então a formulação para a amplitude dos coeficientes:

$$|c_n| = \frac{1}{2} \sqrt{a_n^2 + b_n^2} \quad (3.4)$$

e a fase é:

$$\text{Arg}(c_n) = -\arctan\left(\frac{b_n}{a_n}\right) \quad (3.5)$$

Os mapas de contorno foram gerados para as amplitudes e fases dos coeficientes da série obtidos a partir dos componentes X, Y e Z do campo magnético. Eles foram elaborados para cinco diferentes frequências em um total de trinta mapas subdivididos em conjuntos de seis (amplitude e fase de X, Y e Z). A escolha das frequências foi feita de maneira a preencher uma série de requisitos, tais como: diferentes profundidades de investigação, valores que estivessem dentro do período escolhido para a série e valores que pudessem se aproximar ao

máximo dos mesmos escolhidos para a geração dos mapas de contorno da Transformada de Fourier, permitindo assim, que ambos possam ser analisados de forma comparativa.

Os coeficientes escolhidos foram: a_{10} e b_{10} , a_{20} e b_{20} , a_{60} e b_{60} , a_{180} e b_{180} , a_{360} e b_{360} , e correspondem aos períodos de 144, 72, 24, 8 e 4 minutos, respectivamente. Cada mapa contém curvas que expressam os valores da amplitude dos coeficientes da série para todas as estações em uma mesma frequência. Os coeficientes da SF foram calculados a partir da elaboração de um programa de computador (Anexo1) em linguagem FORTRAN90. O programa calcula os valores dos coeficientes desejados para uma função de período igual a 1440 minutos. Os mapas de contorno e seus resultados serão apresentados no próximo capítulo.

3.2.3 Mapas de Contorno da Transformada de Fourier

Representar uma função através da Série de Fourier é escrevê-la como combinação linear de uma série de senos e cossenos harmonicamente relacionados. Quando uma função não é periódica isso não é possível. No entanto, torna-se apropriado representar essa função como uma combinação de todos os senos e cossenos existentes utilizando todas as frequências. Dessa maneira é que se aplica a Transformada de Fourier (TF) que irá realizar este processo. A TF contínua e unidimensional é representada por um par, já descrito no capítulo um, que pode escrever uma função temporal em relação à frequência (TF Direta), assim como realizar o processo inverso (TF Inversa). Esse procedimento foi utilizado neste trabalho para escrever os dados no domínio da frequência.

A análise de seis mapas de contorno para TF é comumente encontrada na literatura do método de GDS. São eles amplitudes e fases dos componentes do campo magnético X, Y e Z. Assim como nos mapas da SF, cinco frequências foram utilizadas, obedecendo aos mesmos requisitos, onde as mesmas se aproximam ao máximo das da série e correspondem aos períodos de 4, 8, 24, 64 e 172 minutos. Foram elaborados mapas da amplitude e fase de cada componente, em cada frequência, em um total de trinta mapas também subdivididos em conjuntos de seis. Os mapas e seus resultados serão apresentados no próximo capítulo.

3.2.4 Mapas da Distribuição dos Parâmetros do Elipsoide de Polarização do Campo Magnético

Devido à variação na fase, o campo magnético total não é linearmente polarizado. Assim, a extremidade do vetor define um elipsoide no espaço com o passar do tempo (Sampaio, 2006). Na análise de dados geofísicos é comum apresentar parâmetros das três elipses ortogonais entre si pertencentes ao elipsoide de polarização ilustrado na Figura 3.4. São eles:

- O ângulo entre um dos eixos principais da elipse e um dos eixos coordenados. Se a elipse encontra-se na vertical (nos planos XZ e YZ), esse ângulo é denominado de *Tilt Angle*, se a elipse encontra-se na horizontal (no plano XY), o ângulo é denominado Azimute; e
- A elipticidade que compreende a razão entre a magnitude dos dois eixos principais de uma elipse.

Ambos os parâmetros podem ser calculados através das equações que serão desenvolvidas abaixo.

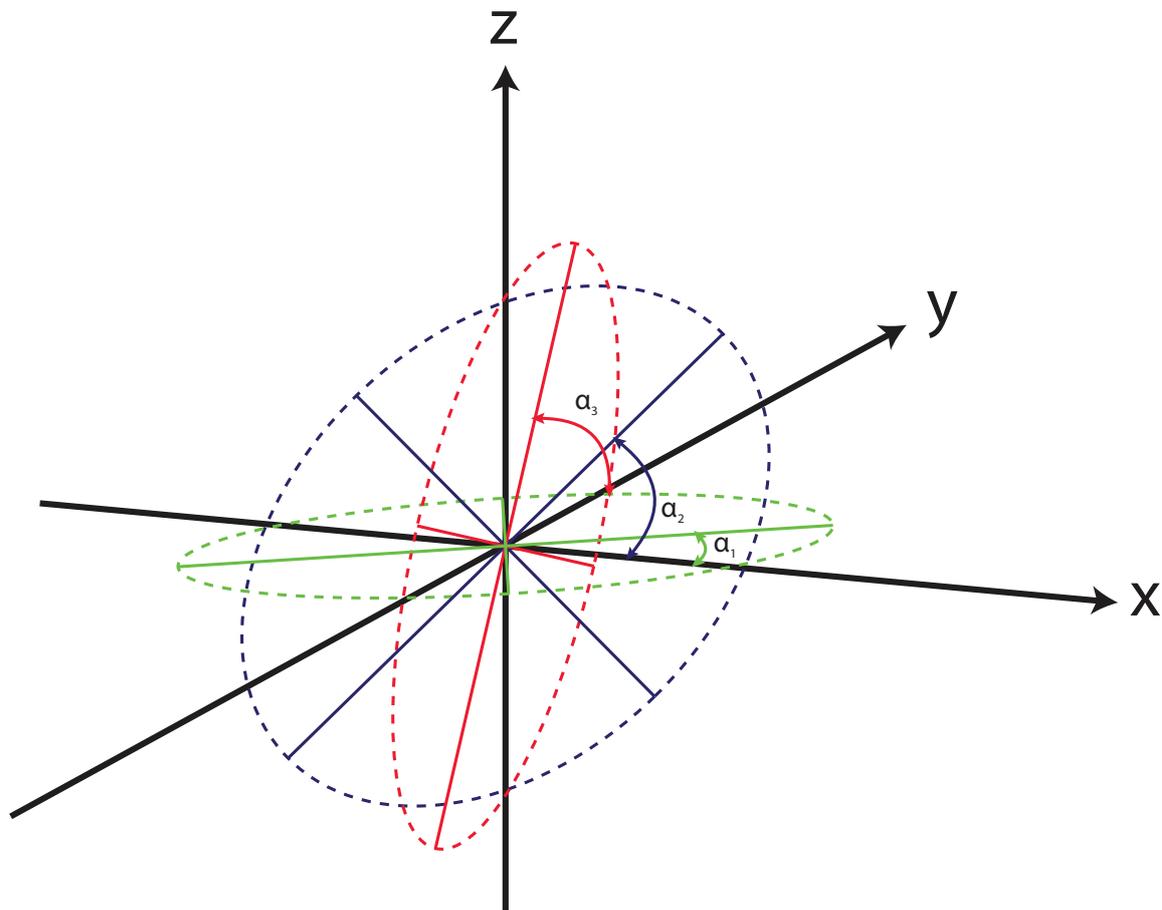


Figura 3.4: Elipses pertencentes ao elipsoide principal de polarização do campo magnético nos planos XY, XZ e YZ. Os ângulos α_1 , α_2 e α_3 são os respectivos *tilt angles* de cada elipse.

Segundo Smith e Ward (1974) o *tilt angle* é dado por:

$$\tan(2\theta) = \frac{2H_z/H_x \cos \Delta\phi}{1 - (H_z/H_x)^2}, \quad (3.6)$$

onde H_x e H_z são os módulos dos componentes X e Z do campo magnético e $\Delta\phi$ a diferença de fase entre eles. A $\tan(2\theta)$ também pode ser dada por:

$$\tan(2\theta) = \frac{2 \tan \theta}{1 - \tan^2 \theta}. \quad (3.7)$$

Portanto, desenvolvendo a equação 3.6, substituindo o valor da $\tan(2\theta)$ de equação 3.5 na última e fazendo um pequeno desenvolvimento matemático chegamos ao seguinte resultado:

$$t_1 = \arctan \left[\frac{H_z^2 - H_x^2}{2H_z H_x \cos \Delta\phi} + \sqrt{\left(\frac{H_z^2 - H_x^2}{2H_z H_x \cos \Delta\phi} \right)^2 + 1} \right], \quad (3.8)$$

$$t_2 = \arctan \left[\frac{H_z^2 - H_x^2}{2H_z H_x \cos \Delta\phi} - \sqrt{\left(\frac{H_z^2 - H_x^2}{2H_z H_x \cos \Delta\phi} \right)^2 + 1} \right]. \quad (3.9)$$

Ambos os arcotangentes das equações acima são representativos do *tilt angle* e serão utilizados para definir também os eixos maiores e menores das elipses. Esses são dados por:

$$r_1 = \sqrt{[\Re(H_x) \cos t_1 + \Re(H_z) \sin t_1]^2 + [\Im(H_x) \cos t_1 + \Im(H_z) \sin t_1]^2} \quad (3.10)$$

$$r_2 = \sqrt{[\Re(H_x) \cos t_2 + \Re(H_z) \sin t_2]^2 + [\Im(H_x) \cos t_2 + \Im(H_z) \sin t_2]^2} \quad (3.11)$$

Após o cálculo dos parâmetros acima, a elipticidade será calculada com base na comparação entre eles. Essa, como dito, é sempre a razão entre os eixos menores e os eixos maiores das elipses, logo se r_1 for maior do que r_2 ela será dada por ϵ_1 e o *tilt angle* será t_1 , caso contrário, ela será dada por ϵ_2 e o *tilt angle* será dado por t_2 , sendo:

$$\epsilon_1 = \frac{r_2}{r_1} \quad \text{e} \quad \epsilon_2 = \frac{r_1}{r_2}. \quad (3.12)$$

Neste trabalho, foram determinados os parâmetros das três elipses pertencentes ao elipsoide principal de polarização. Esses foram calculados com a utilização de um programa de computador em linguagem FORTRAN90 adaptado de Sampaio, 1977 que utiliza essa formulação descrita acima.

As elipses calculadas correspondem às obtidas a partir dos pares XZ, YZ (*tilt* e elipticidade) e XY (azimute e elipticidade). Foram elaborados mapas com a indicação desses

parâmetros distribuídos pela área de estudo para cinco diferentes frequências, as mesmas utilizadas para a Transformada de Fourier. Todos os mapas serão apresentados e descritos no próximo capítulo.

CAPÍTULO 4

Resultados Obtidos na Análise dos Dados de Sondagem Geomagnética Profunda (GDS)

A descrição que segue tem como base a análise dos dados de GDS. Devido à pequena quantidade de estações distribuídas na área, é notória a dificuldade em esclarecer algumas questões com mais precisão, mesmo assim, foi possível inferir alguns resultados.

4.1 Análise dos Magnetogramas

As estações de GDS foram subdivididas em três seções e os magnetogramas que seguem são correspondentes a elas. Algumas características são esperadas ao analisar esse tipo de configuração, como o comportamento específico dos componentes X e Z do campo magnético. Apesar desse tipo de análise ser tipicamente qualitativa é importante observar com cuidado suas características e tentar encontrar um padrão semelhante com a análise quantitativa, ou ainda um padrão complementar.

O comportamento específico citado acima tem explicação com base na propagação de uma onda plana eletromagnética. Imaginando a propagação da onda em subsuperfície é de se esperar que quando essa atravessar um condutor, nesse exemplo agora linear, o componente vertical do campo magnético circundará o corpo ocasionando a inversão do componente, enquanto os horizontais descreverão um comportamento máximo ou mínimo (com presença de inversão) a depender da posição em que se encontra o condutor (Arora,1997).

Isso é exatamente o que ocorre no magnetograma da seção um S1 (Figura 4.1), que compreende as estações de SAG, BON, IBC e CAM. É perceptível a inversão do componente Z e Y do campo e um máximo no componente X, entre as estações BON e IBC.

Como as estações que apresentam o comportamento descrito acima para o magnetograma da S1 exibem uma distância geográfica considerável, é muito provável que o possível condutor ou região condutora esteja associado não a um corpo, mas ao limite entre blocos ou domínios geológicos distintos. Esse comportamento anômalo também pode ser verificado no mapa de anomalia Bouguer da área (capítulo 2) que exhibe, exatamente entre essas estações e em uma região localizada a NW do Bloco Jequié, uma densidade mais elevada. Sabendo que

o Bloco Jequié possui uma grande espessura crustal, essa anomalia pode estar associada a uma ascensão local do manto, mais denso e condutor, nessa região ou ainda a uma litologia diferenciada.

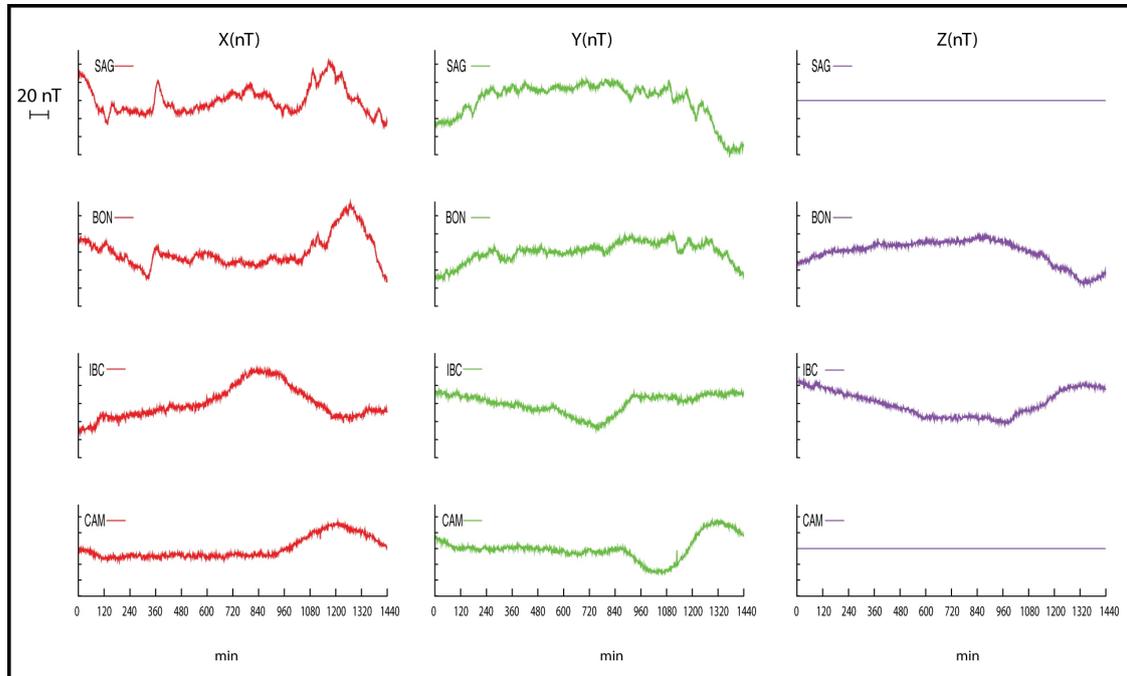


Figura 4.1: Magnetograma representativo da seção S1, compreendendo as estações SAG, BON, IBC e CAM.

O magnetograma da seção S2 (Figura 4.2) apresenta entre as estações JAC e IBC um comportamento também característico da presença de um condutor linear. Um máximo é observado no componente X, uma inversão está presente no componente Y e no componente Z. Diferente do magnetograma da seção S1, as amplitudes dos componentes aparecem de maneira mais sutil e pode estar associado a um condutor em maiores profundidades.

Um comportamento interessante também pode ser verificado no magnetograma da seção S3 (Figura 4.3). Nas duas primeiras estações é verificado um máximo no componente X, um mínimo no Y, assim como um máximo, mesmo que sutil no componente Z. Isso pode estar associado a um outro padrão conhecido para propagação de ondas planas em subsuperfície. Quando essa encontra um condutor plano, camadas com estratigrafias distintas por exemplo, máximos e mínimos são exibidos nos componentes horizontais, além de um máximo também no componente vertical Arora (1997).

Da mesma forma que a S1 as duas primeiras estações da S3 estão geograficamente distantes das duas últimas. Por isso, a diferença no padrão exibido por elas. As duas últimas estações não apresentam nenhum comportamento especial, apenas uma pequena variação temporal comum ao campo magnético.

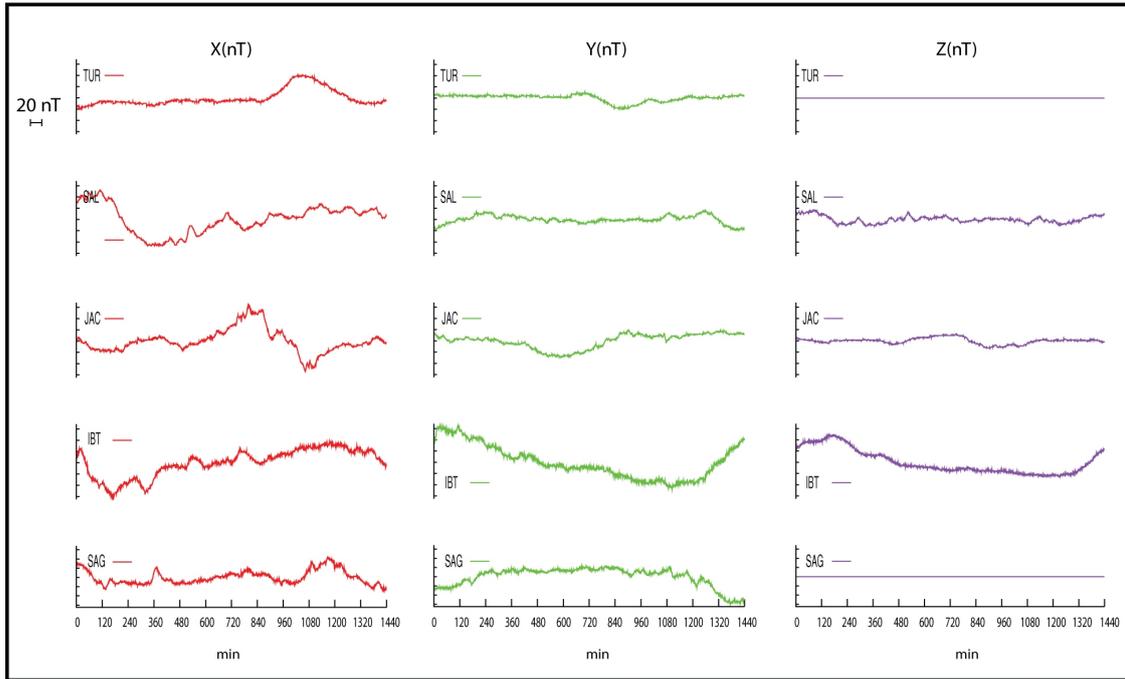


Figura 4.2: Magnetograma representativo da seção S2, compreendendo as estações TUR, SAL, JAC, IBT e SAG.

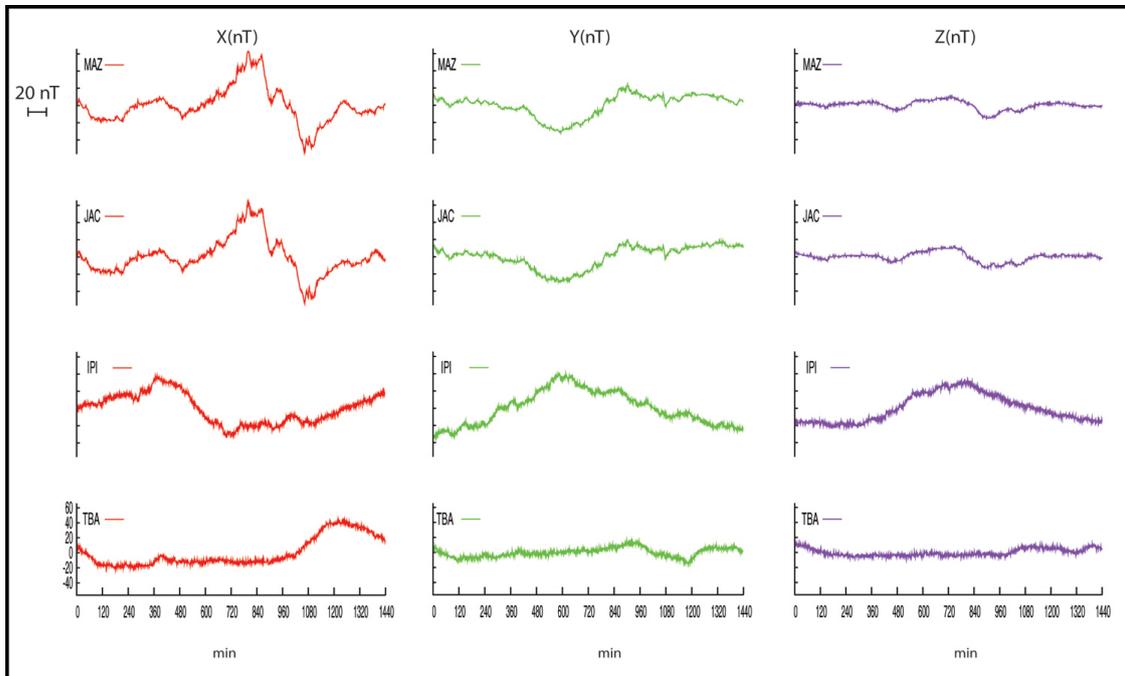


Figura 4.3: Magnetograma representativo da seção S3, compreendendo as estações MAZ, JAC, IPI e TBA.

4.2 Análise dos Mapas dos Parâmetros do Elipsoide de Polarização do Campo Magnético

A análise dos mapas dos parâmetros do elipsoide de polarização do campo magnético foi feita de maneira mais intuitiva, devido à pouca quantidade de dados. Foram utilizados como auxílio os mapas das Funções de Transferência gerados de dados de GDS Vitorello (2009).

É importante descrever os parâmetros existentes no mapa. As setas em amarelo indicam a direção do azimute de uma elipse contida no plano XY assim como a elipticidade da mesma. O comprimento dessas setas pode transmitir uma primeira impressão de que, quanto maior a seta, mais bem representada está a direção do campo magnético naquele sentido. Porém, não é isso o que acontece. Quanto maior a magnitude da seta, mais o eixo menor da elipse iguala-se ao eixo maior, fazendo com que seja perdido o caráter elíptico da polarização. Quando a magnitude é pequena, o eixo menor da elipse é bem menor que o eixo maior, dando um caráter elíptico a polarização e portanto, fornecendo uma direção mais exata do campo magnético na região.

Os valores escritos em azul e laranja são indicativos do *tilt angle* e elipticidade para as outras duas elipses pertencentes ao elipsoide nos planos XZ e YZ, respectivamente. O fato de serem apresentados mapas em diferentes frequências indica características de condutores existentes em diferentes profundidades. Porém, é válido observar que, em um mesmo mapa, pode ocorrer a existência de informações relativas a profundidades distintas devido à composição heterogênea da subsuperfície o que implicará na maior ou menor absorção da onda eletromagnética. É importante observar que as setas amarelas sempre apontam na direção perpendicular ao fluxo de corrente e é com base nisso que serão interpretados os mapas a seguir.

Fazendo uma análise dos mapas de uma maneira mais global é perceptível a existência de um fluxo de corrente próximo ao limite do Estado da Bahia (BA) e Minas Gerais (MG), este fluxo pode ser percebido nos mapas de período igual a 4 (Figura 4.4), 8 (Figura 4.5) e 24 (Figura 4.6) minutos, mostrando que esse se estende até uma certa profundidade. Esse comportamento pode estar associado à presença da Faixa de Dobramentos Araçuaí presente no nordeste de MG na região vizinha com a BA. Esse mesmo fluxo pode ser observado nos mapas de Funções de Transferência do relatório desenvolvido pelo INPE, para diferentes frequências. Parte dessa faixa de dobramentos também pode ser observada no mapa de anomalia Bouguer da região (capítulo 2).

As setas das estações localizadas próximas a costa não apresentam um comportamento padrão para serem analisadas, tanto para inferir possíveis características da área como até mesmo a presença do “efeito de costa”. Porém, a estação IPI exibe um comportamento

interessante. No mapa para o período de 4 minutos sua direção encontra-se um pouco confusa, o que pode estar associado à perda do comportamento elíptico para o elipsoide dessa estação, que pode ser verificado na grande magnitude de sua seta. A partir do período de 8 minutos essa estação começa a exibir uma direção preferencial que acompanha, apesar de pequenas mudanças na inclinação, a direção das outras estações mais próximas que parecem indicar um fluxo de corrente na região norte e superior da área. Esse fluxo é mais evidenciado quando observamos os mapas para os períodos de 64 (Figura 4.7) e 172 (Figura 4.8) minutos. Esse, por sua vez, pode estar relacionado à presença de Bacias Sedimentares na região, como as Bacias do Reconcavo e a de Tucano-Jatobá, implicando a existência de falhas profundas que estariam relacionadas ao estruturamento das bacias e trariam consigo, material mais condutor.

Toda essa análise é feita de maneira, como dito anteriormente, muito intuitiva e suas idéias podem, ou não, serem reforçadas pela análise dos mapas de contorno da Série e Transformada de Fourier que seguem nas próximas seções.

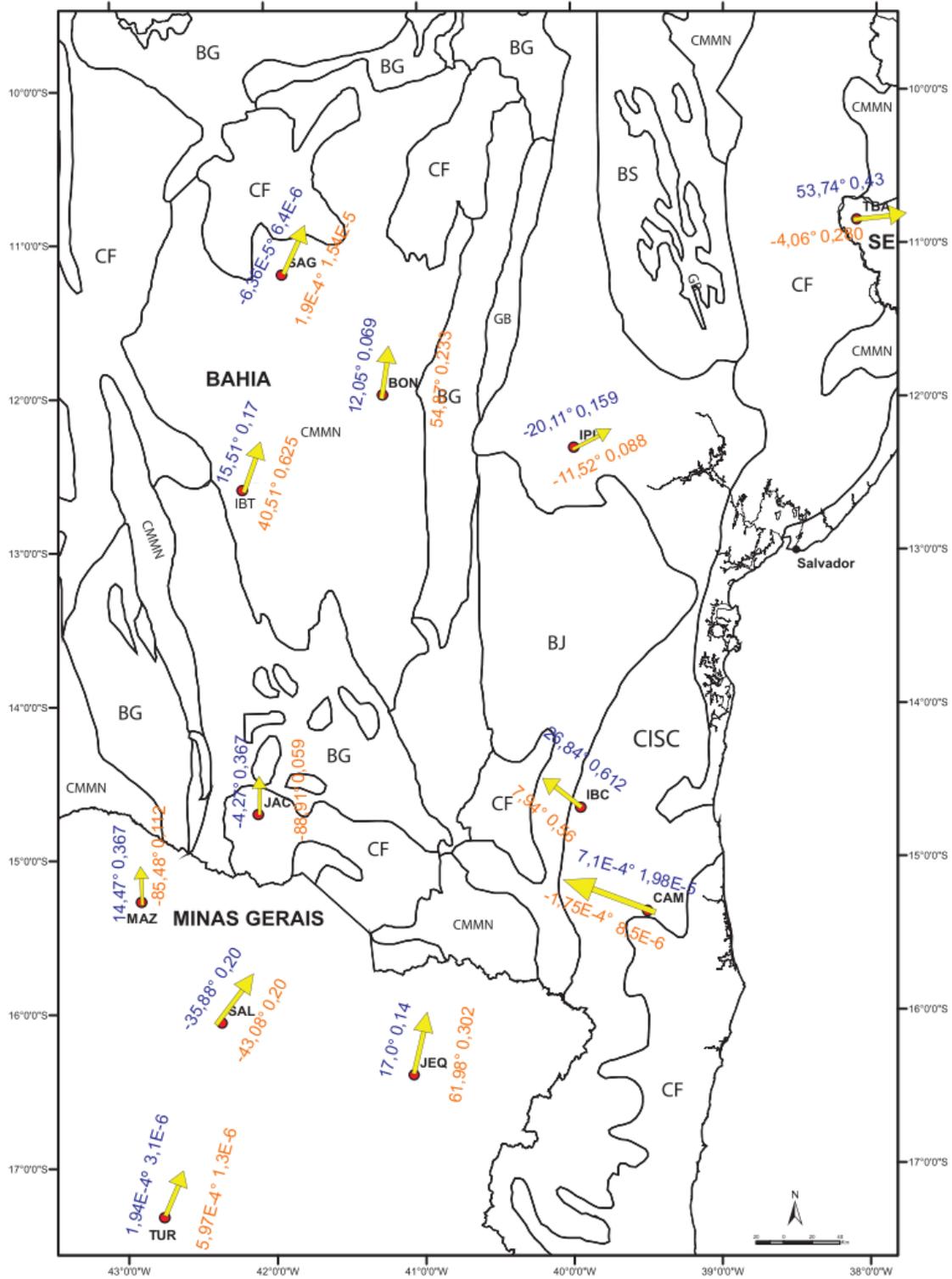


Figura 4.5: Mapa com a distribuição dos parâmetros do elipsoide de polarização do campo magnético para o período de 8 minutos.

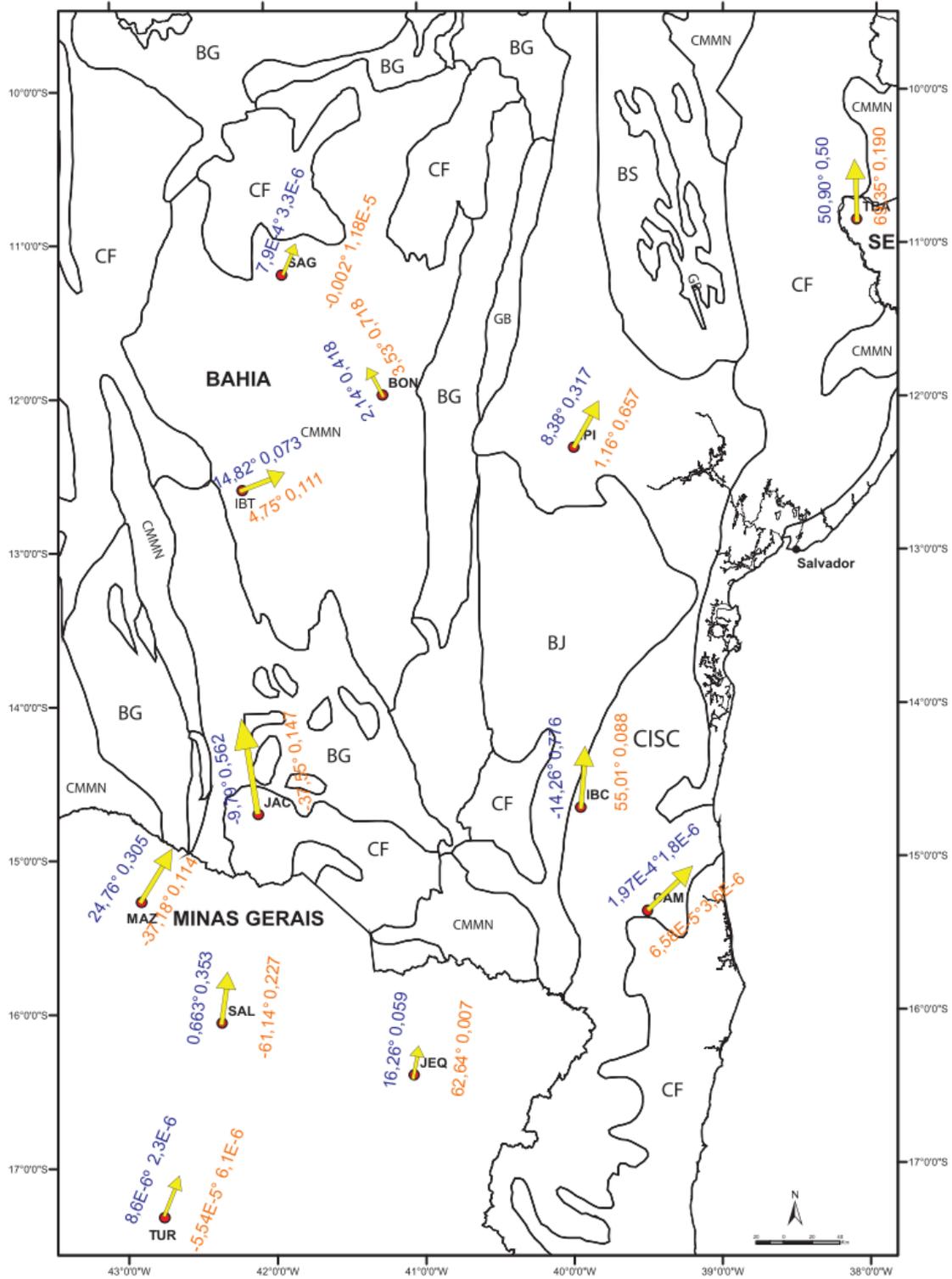


Figura 4.6: Mapa com a distribuição dos parâmetros do elipsoide de polarização do campo magnético para o período de 24 minutos.

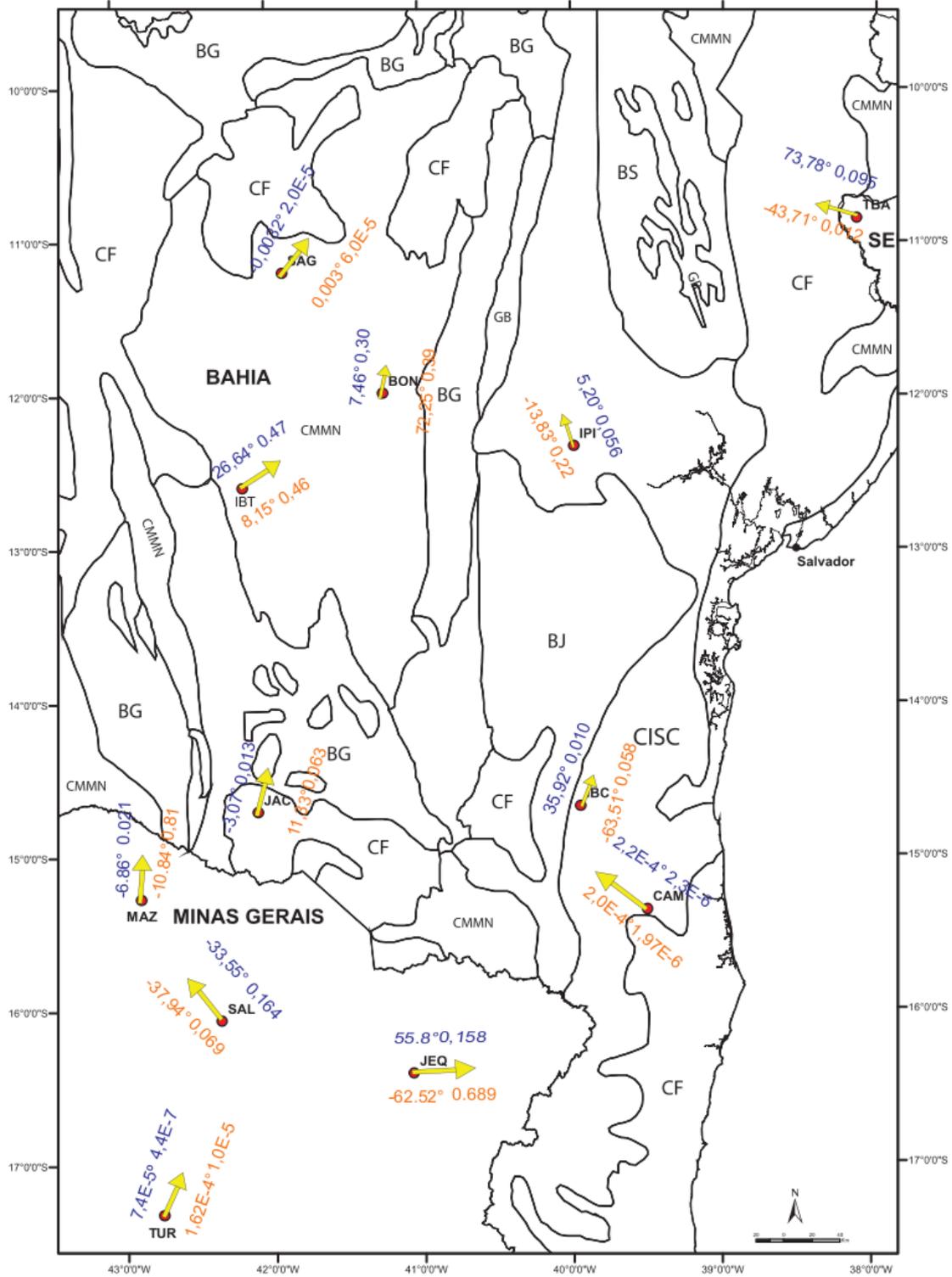


Figura 4.8: Mapa com a distribuição dos parâmetros do elipsoide de polarização do campo magnético para o período de 172 minutos.

4.3 Análise dos Mapas de Contorno da Transformada de Fourier

Os mapas de contorno da Transformada de Fourier (TF) foram elaborados conforme descrito no capítulo três. Eles são apresentados em sua forma global e algumas características da região puderam ser inferidas. É importante salientar que os mapas para a fase dos componentes X, Y e Z do campo magnético estão presentes nessa seção, mas não serão levados em consideração durante a análise devido à complexidade dos mesmos.

Com base em uma análise do tipo "residual" é observado, nos mapas para o período de 4 minutos (Figura 4.9), um comportamento muito parecido com o verificado no magnetograma da S1. O componente vertical Z do campo magnético sofre inversão na região compreendida entre as estações BON e CAM, além de serem observados máximos nos componentes horizontais X e Y correspondentes à mesma área.

Para os mapas com o período de 8 minutos (Figura 4.10), a inversão do componente Z é facilmente observada entre as estações BON e CAM, além de uma máximo no X e um mínimo no Y nesta mesma região. A alternância de máximos e mínimos entre X e Y é explicada devido ao posicionamento do condutor. Sua posição implicará em valores máximos para X, mínimos para Y e vice-versa.

Os mapas para o período de 24 minutos (Figura 4.11) também exibem uma inversão na amplitude do componente Z do campo, além de máximos e respectivos mínimos nos componentes X e Y. Por fim, os mapas para os períodos de 64 (Figura 4.12) e de 172 (Figura 4.13) minutos também apresentam o mesmo comportamento descrito acima entre as estações BON e CAM, além de outra inversão em Z entre as estações SAG e BON.

É importante salientar que, para os cinco períodos que foram gerados os mapas de contorno, é observado um condutor de direção principal SW-NE. Esse condutor ou região condutora também é realçado no mapa de anomalia Bouguer da área (capítulo 2), que exhibe um aumento de densidade nessa direção. Esse aumento pode estar relacionado a uma litologia mais densa ou a um afinamento crustal e conseqüente proximidade do manto. Essa faixa condutora pode estar associada ao Cinturão-Itabuna-Salvador-Curaçá, como pode ser verificado no mapa de domínios geológicos da região (capítulo 3). É importante observar que esse Cinturão predomina até uma certa profundidade, visto que a região condutora é observada em todos os períodos.

Analisado de uma maneira global, os mapas do componente vertical Z apresentam para os três últimos períodos um núcleo positivo localizado mais ou menos sobre o limite entre os estados da Bahia e de Minas Gerais. Esse núcleo aumenta sua intensidade à medida que o período cresce, indicando que o possível condutor responsável por essa configuração encontra-se em níveis mais profundos. Isso pode estar associado ao mesmo padrão verificado nos mapas dos parâmetros do elipsóide de polarização.

Nos mapas do período de 4 minutos é verificado nos componentes X, Y e Z do campo magnético um crescimento em direção à costa. Isso se deve ao fato de as zonas próximas da costa serem mais condutoras devido a presença de correntes elétricas no mar e do conhecimento de que nessa região a crosta continental é menos espessa e o manto encontra-se mais próximo da superfície. Essa característica também pode ser observada no mapa de anomalia Bouger da área (capítulo 2).

Apesar da pouca quantidade de dados analisados, os mapas de contorno da Transformada de Fourier puderam indicar algumas anomalias e padrões existentes na área, associados ou não, a estruturas geológicas da região. Na seção 4.4 será feita uma análise de forma comparativa com mapas de contorno das amplitudes dos coeficientes da Série de Fourier.

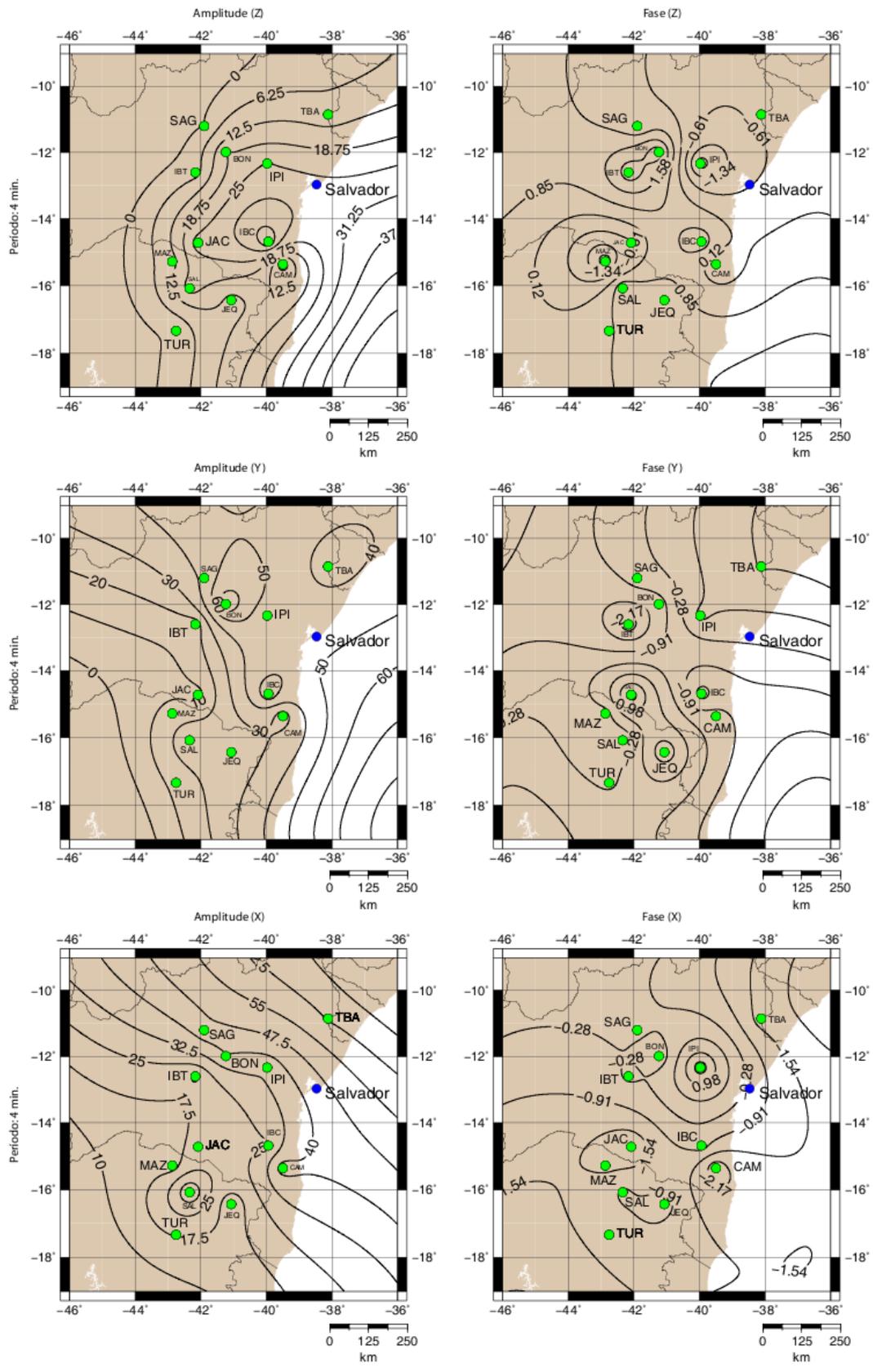


Figura 4.9: Mapas de contorno da TF para o período de 4 minutos.

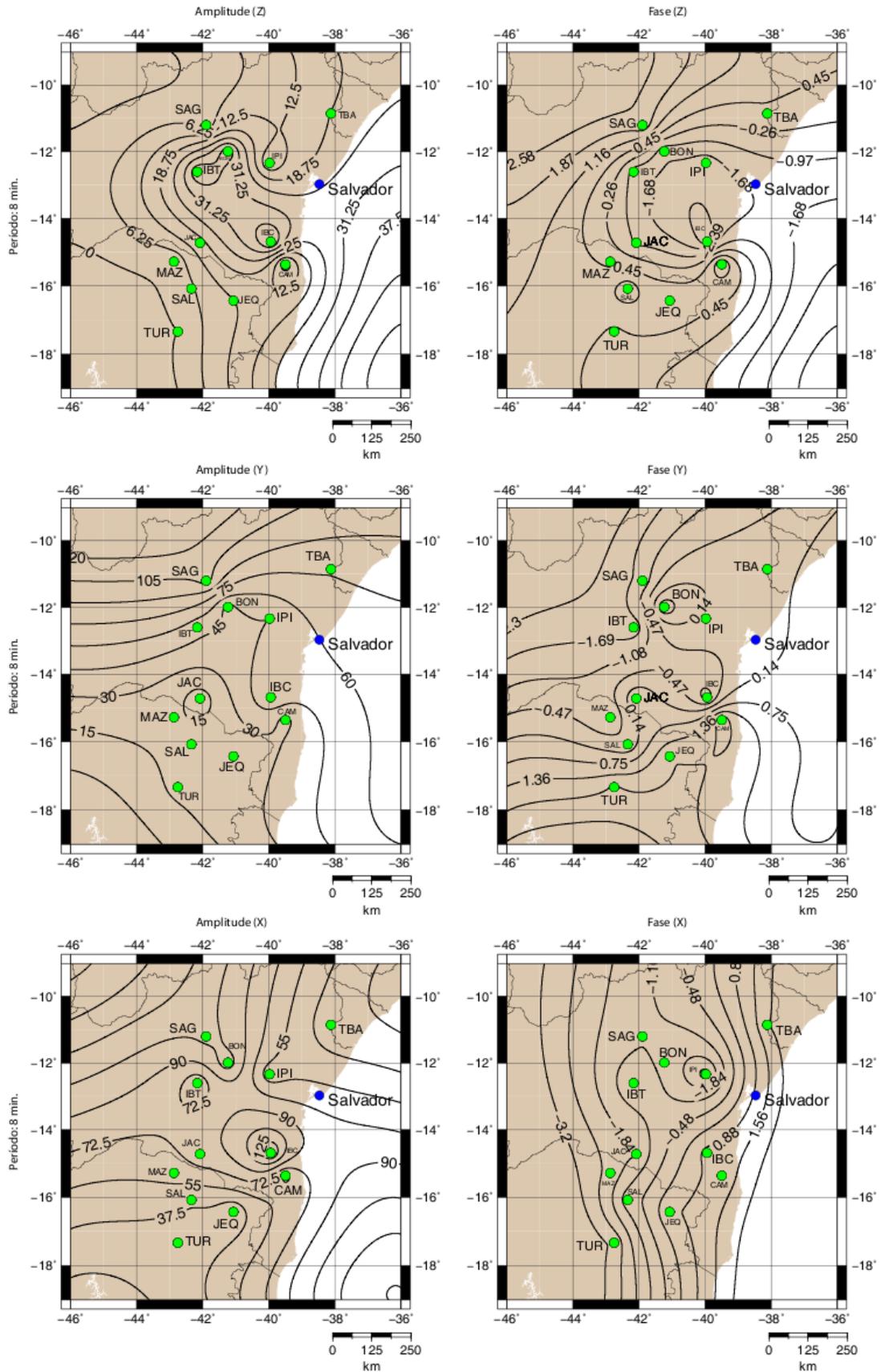


Figura 4.10: Mapas de contorno da TF para o período de 8 minutos

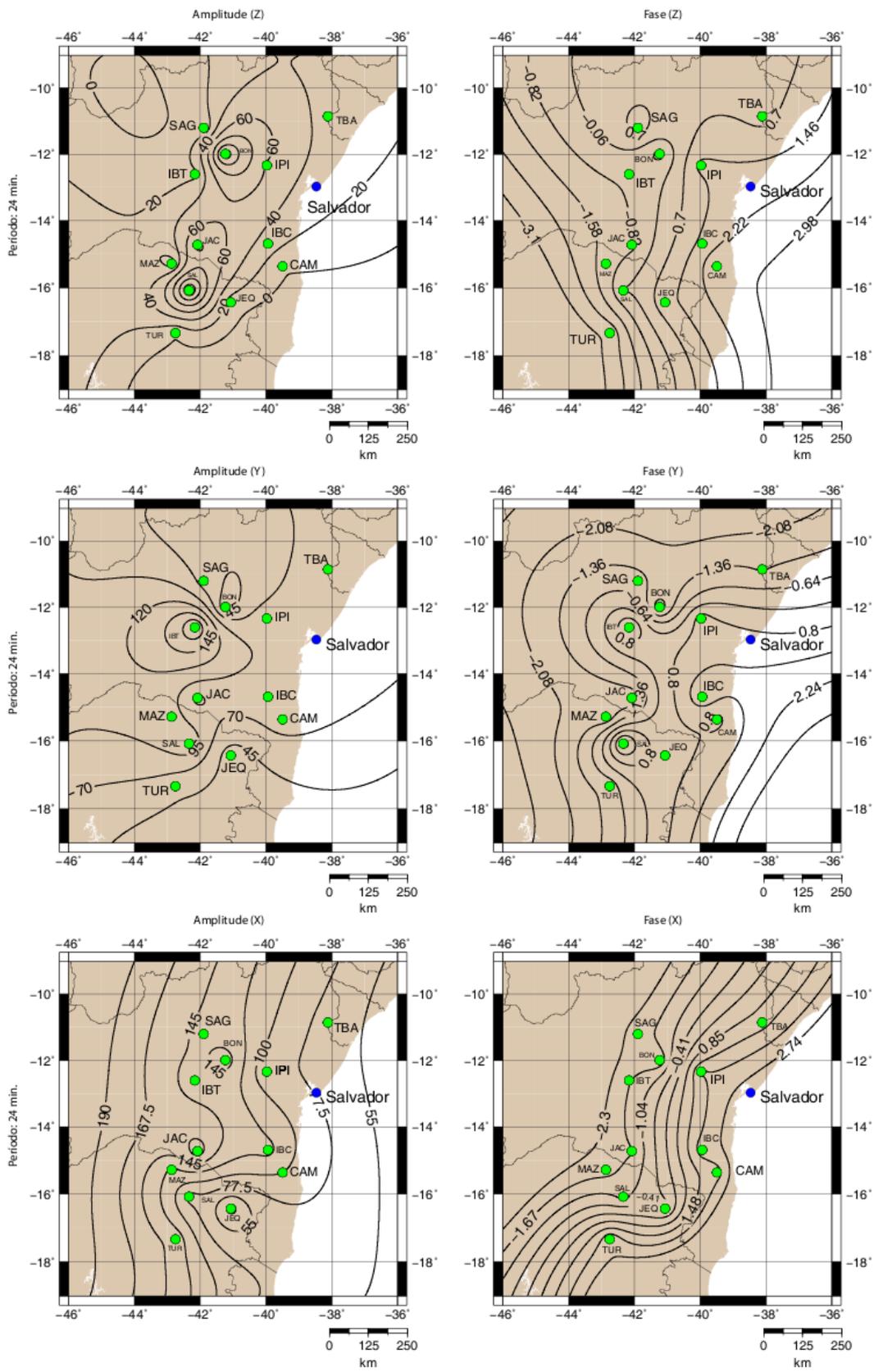


Figura 4.11: Mapas de contorno da TF para o período de 24 minutos.

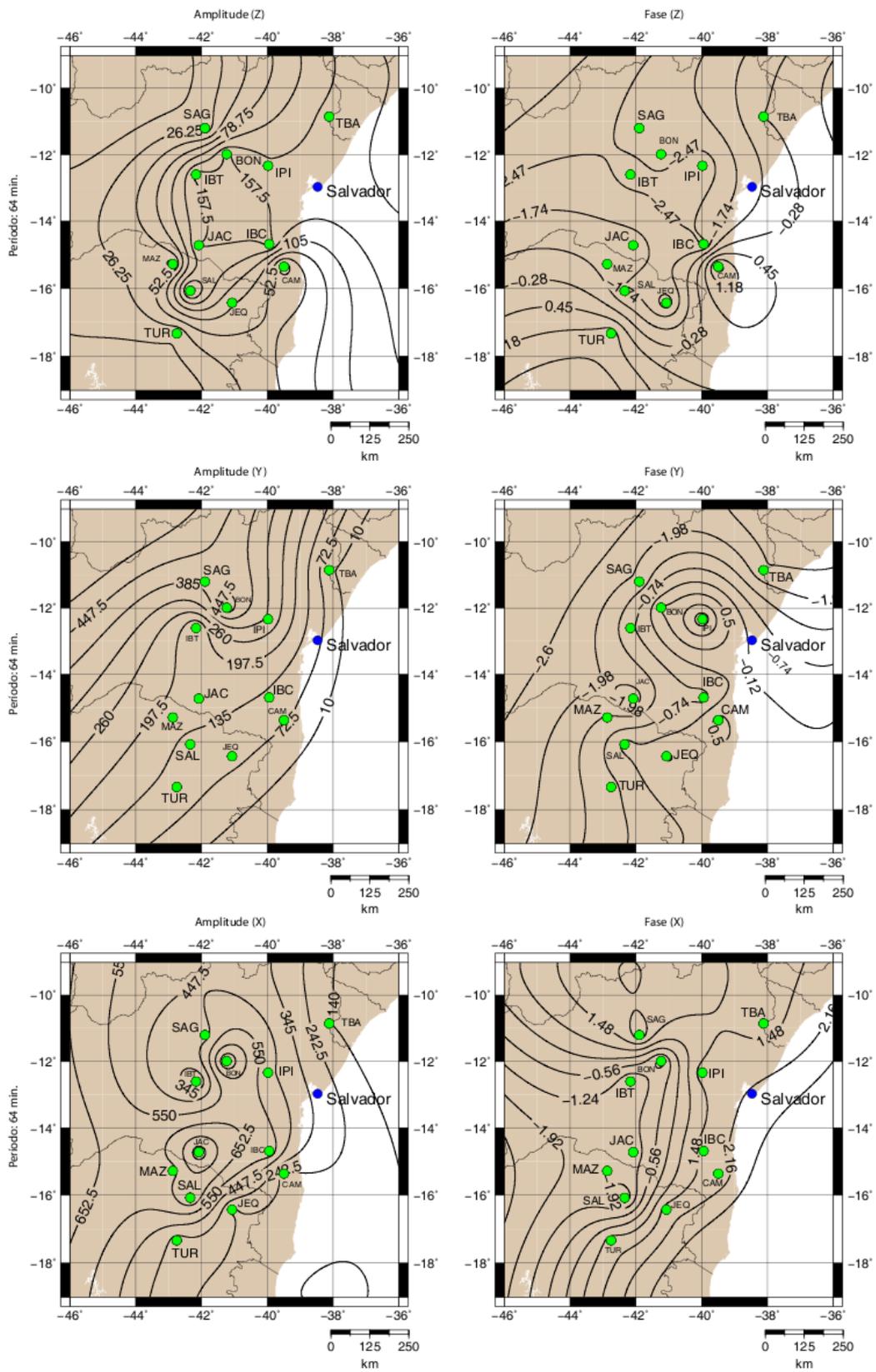


Figura 4.12: Mapas de contorno da TF para o período de 64 minutos.

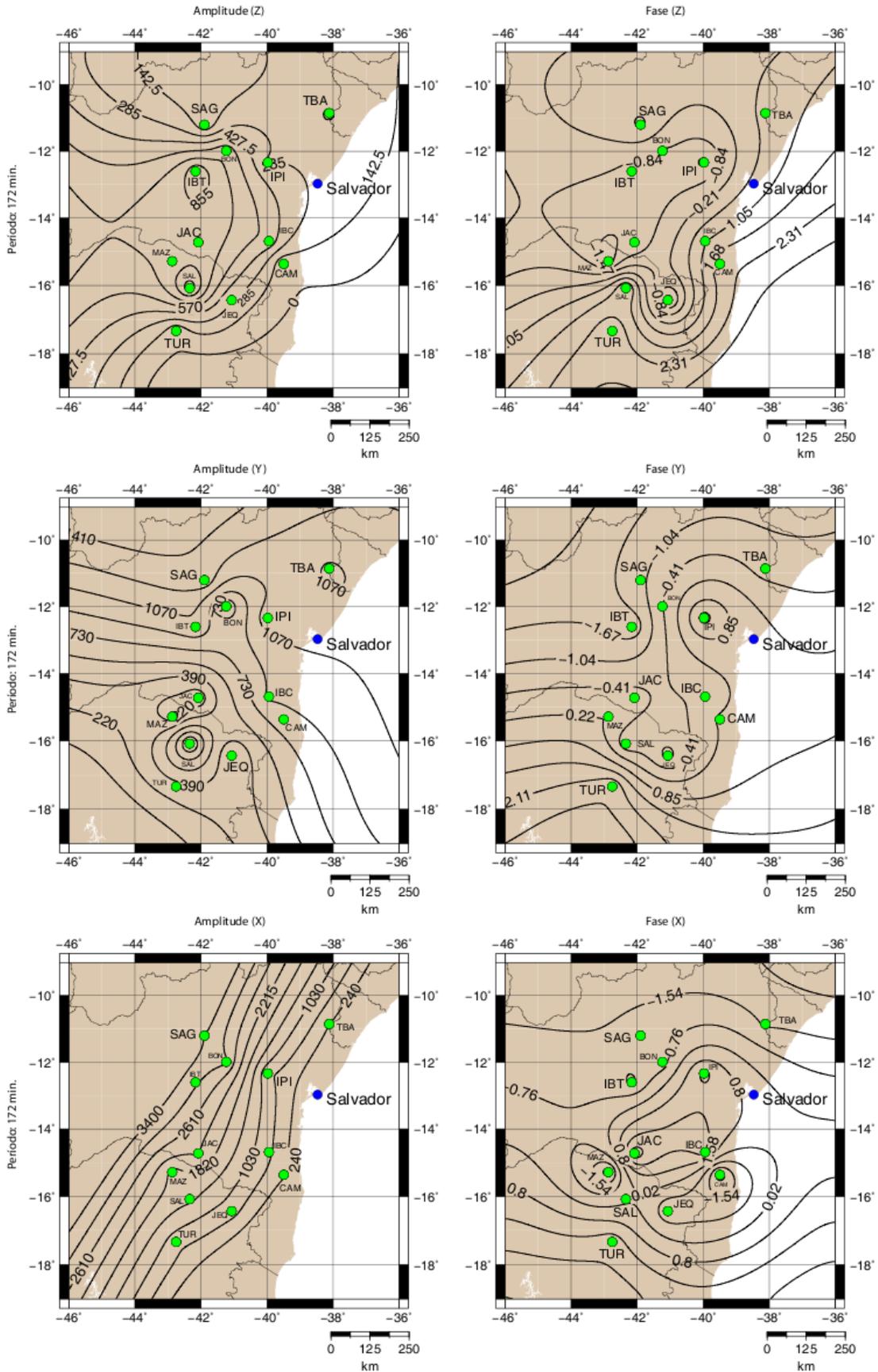


Figura 4.13: Mapas de contorno da TF para o período de 172 minutos.

4.4 Análise dos Mapas de Contorno da Série de Fourier

Apesar de não termos encontrado na literatura de GDS, análise com o emprego de mapas de contorno dos coeficientes da Série de Fourier (SF), consta nesta seção uma análise comparativa dos mesmos com os mapas de contorno da Transformada de Fourier (TF). O objetivo deste estudo é verificar se ambas as representações podem ser feitas para análise dos dados de GDS, se existe uma representação mais satisfatória, ou ainda se existem características melhor observadas em uma do que na outra.

Da mesma forma que nos mapas da TF, os mapas para SF também identificam, com uma inversão dos componentes Z e Y e um máximo no componente horizontal X, um condutor linear entre as estações BON e CAM nos mapas para todos os coeficientes analisados: a_{10} e b_{10} (Figura 4.14), a_{20} e b_{20} (Figura 4.15), a_{60} e b_{60} (Figura 4.16), a_{180} e b_{180} (Figura 4.17) e a_{360} e b_{360} (Figura 4.18). Vale ressaltar que esses coeficientes são correspondentes aos valores de frequência mais próximos dos períodos utilizados para a TF.

O mesmo núcleo positivo observado, no limite entre os estados da Bahia e de Minas Gerais, para o componente Z nos três últimos períodos dos mapas da TF também é observado nos mapas da SF nos três primeiros coeficientes, correspondentes aos primeiros períodos da TF. A diminuição da amplitude do componente Z nos núcleos também é observada à medida que o período aumenta. Também é verificado, para os mapas dos coeficientes de ordem 360, o mesmo para os mapas de período igual a 4 minutos: uma aumento das amplitudes do componente em direção à costa, comportamento como já dito, esperado.

Uma pequena minoria das características observadas nos mapas da TF não são observadas nos mapas da SF, logo este, apesar de não constar na literatura, poderia também ser utilizada para análise dos dados de GDS no domínio do tempo.

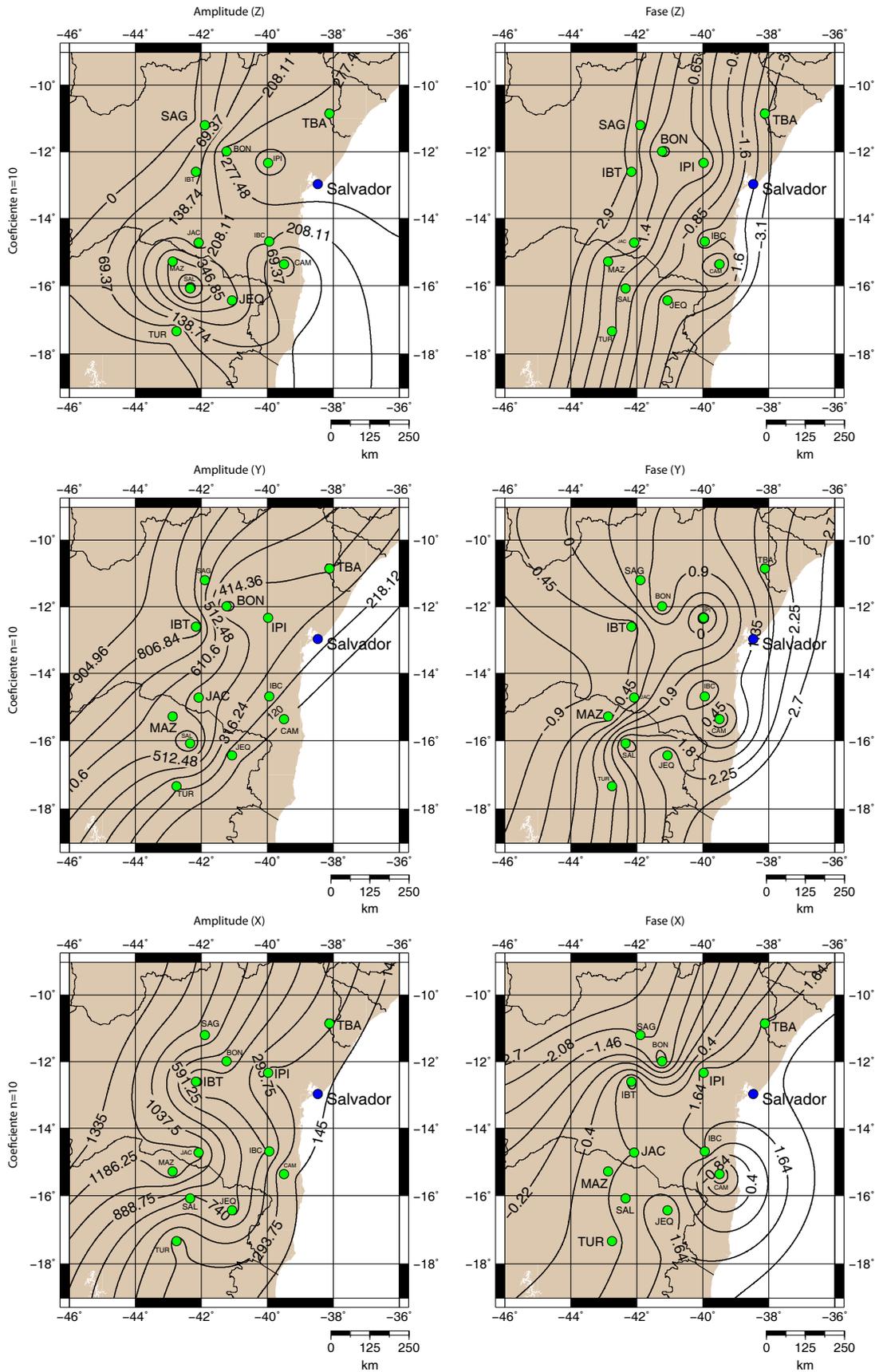


Figura 4.14: Mapas de contorno da SF para os coeficientes a_{10} e b_{10} .

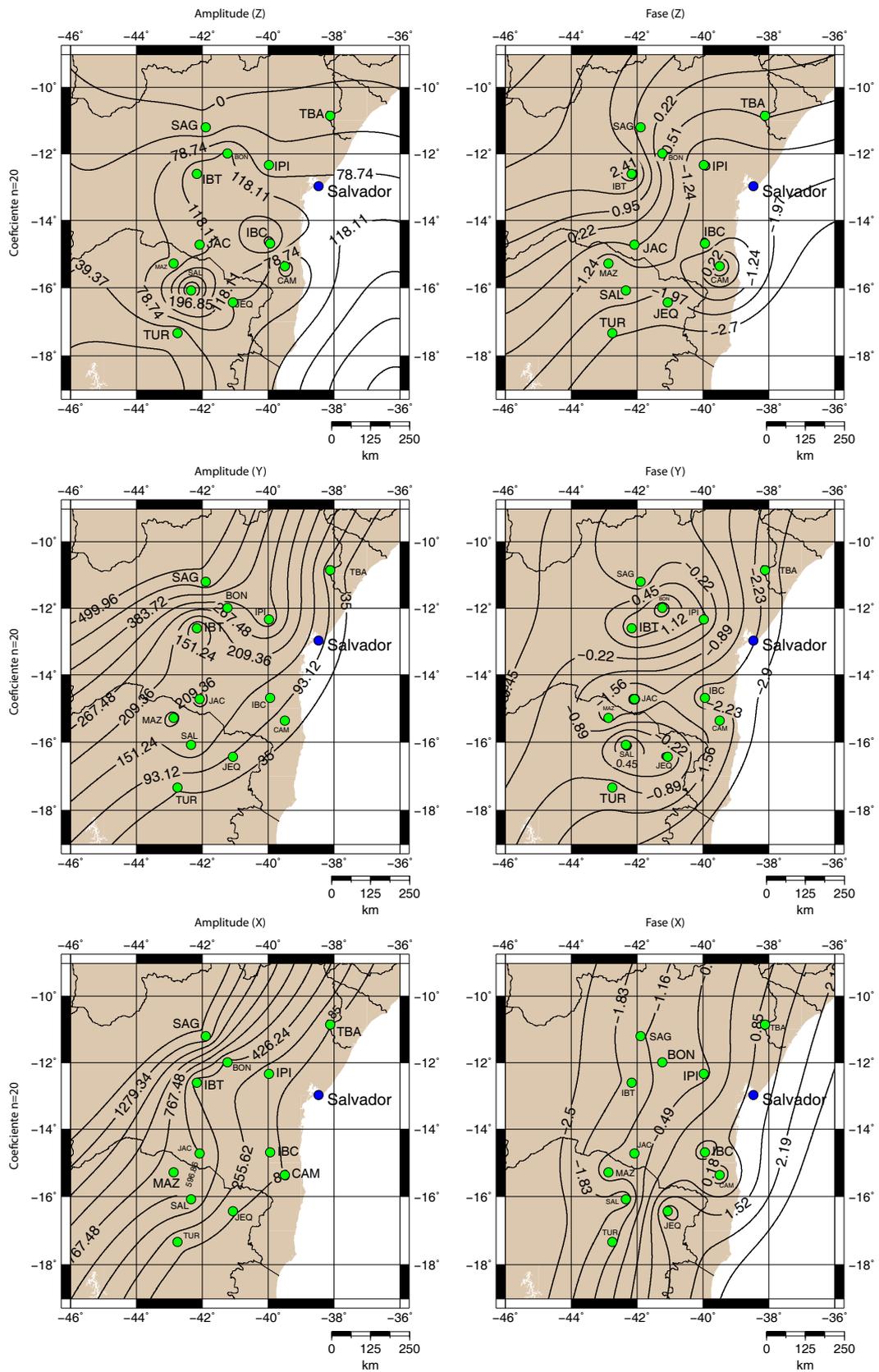


Figura 4.15: Mapas de contorno da SF para os coeficientes a_{20} e b_{20} .

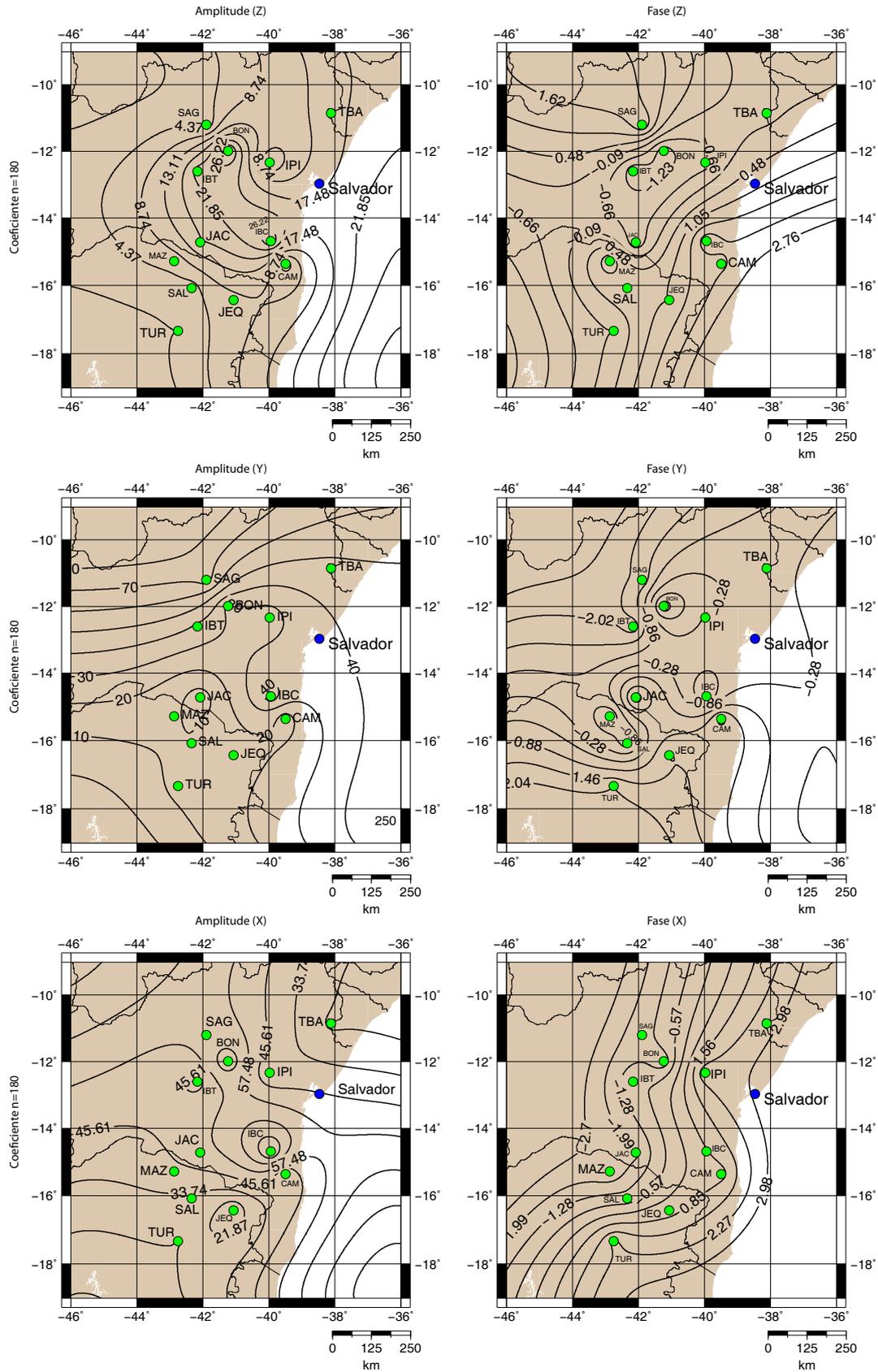


Figura 4.17: Mapas de contorno da SF para os coeficientes a_{180} e b_{180} .

4.5 Considerações Parciais

As incertezas existentes na interpretação dos dados decorrem de dois fatores principais. O primeiro é a pequena quantidade de estações, 12, em uma área superior a 400.000 Km². O segundo é que ele carece de uma análise de modelos quantitativos tri-dimensionais, necessários para atacar um problema tão complexo em termos de geologia, tectônica e propriedades físicas. Apesar disso, estabelecemos algumas características novas e confirmamos outras para o modelo da litosfera da área.

Foi possível identificar estruturas, tais como o contato entre o Cráton do São Francisco e a Faixa de Dobramentos Araçuai em mapas com longos períodos, supondo, portanto, que esse contato se estenda até grandes profundidades. Uma estrutura de direção SW-NE foi verificada em todos os mapas de contorno gerados, evidenciando assim uma região condutora nesta direção.

Por fim, a presença de uma estrutura condutora em subsuperfície na região Nordeste do Estado da Bahia também pôde ser observada. Vale ressaltar, que ela pode ser a mesma já definida por Souza e Sampaio (1993). Nele, um modelo de cinco camadas foi observado para subsuperfície da área de estudo, no sudoeste da Bacia de Tucano, onde a resistividade diminuía com o aumento da profundidade. Este comportamento foi associado a falhas existentes em subsuperfície.

CAPÍTULO 5

Conclusões

Inferir a distribuição de condutividade no interior da terra é algo bastante complexo devido não só às heterogeneidades nela encontradas, mas também à grande variedade de interpretações para um mesmo conjunto de dados. Com a análise dos dados de Sondagem Geomagnética Profunda (GDS) foi possível inferir direções principais de estruturas condutoras, além de núcleos de concentração de material condutor.

A análise dos magnetogramas nos permitiu observar características próprias da presença de condutores lineares e planos verificados através da variação temporal dos componentes X, Y, Z do campo magnético. Os mapas da distribuição dos parâmetros do elipsoide de polarização, evidenciaram, mesmo que de forma intuitiva, algumas direções principais de regiões condutoras, ora associadas, provavelmente, à existência de suturas profundas, ora associadas ao contato entre domínios geológicos distintos.

Os mapas de contorno da Transformada de Fourier também foram essenciais na visualização de estruturas na região de estudo, como uma estrutura claramente definida entre as estações de GDS, BON e CAM, de direção preferencial SW-NE. Os mapas de contorno para as amplitudes dos coeficientes da série de Fourier também se mostraram eficientes na detecção de tais estruturas. Apesar de não termos encontrado tal análise na literatura do GDS, seus resultados apresentam-se satisfatórios e possibilita mais um tipo de análise no domínio do tempo.

Apesar da pequena quantidade de dados utilizados foi possível obter um arcabouço preliminar da litosfera da área investigada. Os períodos longos utilizado nos forneceram informações de grandes profundidades, característica essa do método de GDS. É possível que estejamos falando até mesmo de base da litosfera, além da própria astenosfera. Isso nos remete à observação de que estruturas, até então conhecidas em profundidades mais rasas, podem estender-se a grandes profundidades nos dando uma idéia da evolução e dinâmica do substrato da Terra, no Estado da Bahia.

Agradecimentos

Agradeço a tudo que é Divino! Pelos obstáculos superados, pelas graças concedidas, pelos momentos de vida...

Agradeço com muito amor:

À Andréa, minha mãe, e à Clara e Lilian, minhas irmãs. Vocês são as mulheres da minha vida;

A todos os meus familiares, tias, tios, avôs, avós, primos e primas... Amo todos vocês;

A todos os meus amigos, de todas as horas, em especial Diego, por todos os momentos vividos juntos, Isaac, pelas longas conversas, Lua e Tássia, por todos os momentos de alegria, Mercedes, por toda amizade e carinho, Alan, por todo apoio e dedicação na etapa final desse trabalho, Lua (presidenta), por todos os momentos de descontração e Thaís, Thiago, Vinícius e Felipe, que tornaram todos esses anos de faculdade muito mais fáceis;

A todos do projeto Rifte, que me receberam muito bem e que sempre me ajudaram no que foi necessário...em especial a Franciane, Emerson, Bruno, Leila, Idney e Joelson.

Agradecimentos sinceros:

Ao Projeto Rifte e todos os seu coordenadores, Johildo Barbosa, César Gomes e Edson Sampaio, por todo apoio e estrutura fornecida para realização deste trabalho;

Ao meu orientador Edson Sampaio, por toda dedicação, esclarecimento, boa vontade, paciência nas minhas horas de dificuldade e principalmente por todo conhecimento transmitido;

A todos os professores que fizeram parte da minha vida acadêmica, em especial ao Prof. César Gomes, meu primeiro orientador, com quem dei meus primeiros passos e a Jacira Freitas, coordenadora do curso e eterna “queridinha”;

A todos presentes na minha banca, Prof. Hédison Sato, Prof. Hércules Souza e Prof. Ícaro Vitorello, por aceitarem o convite.

Enfim, agradeço também a todos que aqui não citei, mas que direta ou indiretamente fizeram parte de mais essa etapa concluída na minha vida.

APÊNDICE A

Interpolação Spline Cúbica

O termo *spline* é usado para se referir a uma ampla classe de funções que são utilizadas para interpolação ou suavização de dados. A interpolação utilizando splines cúbicas consiste no ajuste de funções contínuas, sendo cada uma dessas funções um polinômio de terceiro grau. Essas funções são obtidas de forma a interpolar os dados nos pontos estabelecidos, pontos esses, onde as mesmas tenham primeira e segunda derivadas contínuas.

Nesse apêndice, será mostrado que o sistema de equações que segue, sujeito a restrições nas suas primeira e segunda derivadas, pertencem à classe de funções citadas acima. Essa formulação matemática foi desenvolvida para elaboração de um programa que calculasse os coeficientes das funções do sistema e atribuísse novos valores aos pontos indesejados nos dados.

Tomam-se as seguintes equações:

$$y_1(x_1) = a_1 + b_1x_1 + c_1x_1^2 + d_1x_1^3, \quad (\text{A.1a})$$

$$y_2(x_2) = a_2 + b_2x_2 + c_2x_2^2 + d_2x_2^3, \quad (\text{A.1b})$$

$$y_3(x_3) = a_3 + b_3x_3 + c_3x_3^2 + d_3x_3^3. \quad (\text{A.1c})$$

Para os casos particulares onde $x_1 = x_2 = x_3 = 0$ e $x_1 = x_2 = x_3 = 1$, tem-se:

$$a_1 = y_1(0), \quad y_1(1) - y_1(0) = b_1 + c_1 + d_1, \quad (\text{A.2a})$$

$$a_2 = y_2(0), \quad y_2(1) - y_2(0) = b_2 + c_2 + d_2, \quad (\text{A.2b})$$

$$a_3 = y_3(0), \quad y_3(1) - y_3(0) = b_3 + c_3 + d_3. \quad (\text{A.2c})$$

Verificamos que existe uma certa redundância entre os coeficientes.

$$\text{Redundantes} \quad \begin{cases} y_1(1) = y_2(0) \Rightarrow y_1(0) + b_1 + c_1 + d_1 = a_2, \\ y_2(1) = y_3(0) \Rightarrow y_2(0) + b_2 + c_2 + d_2 = a_3. \end{cases} \quad (\text{A.3})$$

As derivadas desses polinômios podem ser dadas nos pontos 1 e 0 por:

$$y_1'(1) = y_2'(0) \Rightarrow b_1 + 2c_1 + 3d_1 = b_2, \quad (\text{A.4a})$$

$$y_1'(0) = b_1, \quad (\text{A.4b})$$

$$y_1''(1) = y_2''(0) \Rightarrow 2c_1 + 6d_1 = 2c_2, \quad (\text{A.4c})$$

$$y_1''(0) = 2c_1, \quad (\text{A.4d})$$

$$y_2'(1) = y_3'(0) \Rightarrow b_2 + 2c_2 + 3d_2 = b_3, \quad (\text{A.4e})$$

$$y_3'(1) = b_3 + 2c_3 + 3d_3, \quad (\text{A.4f})$$

$$y_2''(1) = y_3''(0) \Rightarrow 2c_2 + 6d_2 = 2c_3, \quad (\text{A.4g})$$

$$y_3''(1) = 2c_3 + 6d_3. \quad (\text{A.4h})$$

Admite-se no processo de interpolação as seguintes condições de contorno (splines naturais):

$$\begin{cases} y_1''(0) = 0 \\ y_3''(1) = 0 \end{cases} \quad (\text{A.5})$$

Utilizando as equação (4d) e (4c) obtemos:

$$y_1''(0) = 2c_1 = 0 \Rightarrow c_1 = 0 \quad c_2 = 3d_1 \quad (\text{A.6})$$

Agora utilizando a segunda condição de contorno:

$$y_3''(1) = 2c_3 + 6d_3 = 0 \Rightarrow c_3 = -3d_3 \quad (\text{A.7})$$

Reescrevendo as equações acima:

$$y_1(1) - y_1(0) = b_1 + d_1 \quad (\text{A.8a})$$

$$y_2(1) - y_2(0) = b_2 + 3d_1 + d_2 \quad (\text{A.8b})$$

$$y_3(1) - y_3(0) = b_3 - 3d_3 + d_3 = b_3 - 2d_3 \quad (\text{A.8c})$$

$$b_1 - b_2 + 3d_1 = 0 \quad (\text{A.8d})$$

$$b_2 - b_3 + 6d_1 + 3d_2 = 0 \quad (\text{A.8e})$$

$$d_1 + d_2 + d_3 = 0 \quad (\text{A.8f})$$

Subtraindo a equação (8a) da (8d):

$$b_2 - 2d_1 = y_1(1) - y_1(0) \quad (\text{A.9})$$

Agora subtraíndo a equação (8c) da (8f):

$$b_2 + 6d_1 + 3d_2 - 2d_3 = y_3(1) - y_3(0) \quad (\text{A.10})$$

Reorganizando:

$$b_2 + 3d_1 + d_2 = y_2(1) - y_2(0) \quad (\text{A.11a})$$

$$d_1 + d_2 + d_3 = 0 \quad (\text{A.11b})$$

$$b_2 - 2d_1 = y_1(1) - y_1(0) \quad (\text{A.11c})$$

$$b_2 + 6d_1 + 3d_2 - 2d_3 = y_3(1) - y_3(0) \quad (\text{A.11d})$$

O resultado é o sistema de equações lineares que segue, resolvido para os coeficientes b_2, d_1, d_2, d_3 .

$$\begin{bmatrix} 1 & 3 & 1 & 0 \\ 0 & 1 & 1 & 1 \\ 1 & -2 & 0 & 0 \\ 1 & 6 & 3 & -2 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} b_2 \\ d_1 \\ d_2 \\ d_3 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} y_2(1) - y_2(0) \\ 0 \\ y_1(1) - y_1(0) \\ y_3(1) - y_3(0) \end{bmatrix} \quad (\text{A.12})$$

Esse sistema é então resolvido utilizando a regra de Cramer, aplicada ao seguinte sistema $Ax = b$. Com A, x e b definidos da seguinte forma:

$$A = \begin{bmatrix} 1 & 3 & 1 & 0 \\ 0 & 1 & 1 & 1 \\ 1 & -2 & 0 & 0 \\ 1 & 6 & 3 & -2 \end{bmatrix} \quad x = \begin{bmatrix} b_2 \\ d_1 \\ d_2 \\ d_3 \end{bmatrix} \quad b = \begin{bmatrix} y_2(1) - y_2(0) \\ 0 \\ y_1(1) - y_1(0) \\ y_3(1) - y_3(0) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} x \\ 0 \\ y \\ z \end{bmatrix} \quad (\text{A.13})$$

Obtemos então como solução:

$$b_2 = \frac{-7[y_1(1) - y_1(0)] + 2[y_3(1) - y_3(0)] - 10[y_2(1) - y_2(0)]}{-15} \quad (\text{A.14a})$$

$$d_1 = \frac{4[y_1(1) - y_1(0)] - 5[y_2(1) - y_2(0)] + [y_3(1) - y_3(0)]}{-15} \quad (\text{A.14b})$$

$$d_2 = \frac{2[y_2(1) - y_2(0)] - [y_1(1) - y_1(0)] - [y_3(1) - y_3(0)]}{-3} \quad (\text{A.14c})$$

$$d_3 = \frac{-5[y_2(1) - y_2(0)] + [y_1(1) - y_1(0)] + 4[y_3(1) - y_3(0)]}{-15} \quad (\text{A.14d})$$

Calculados os coeficientes tem-se as funções desejadas que foram utilizadas para o cálculo dos novos pontos. A Figura A.1 ilustra os gráficos de GDS para a estação IBC antes, gráficos superiores, e depois, gráficos inferiores, da aplicação da técnica de Spline Cúbica. Após o tratamento dos dados dessa estação, foi possível observar melhor as variações sofridas pelas componentes do campo magnético no tempo. Vale ressaltar, que apesar da visível melhoria, um tratamento posterior foi realizado em uma pequena parte dos dados utilizados.

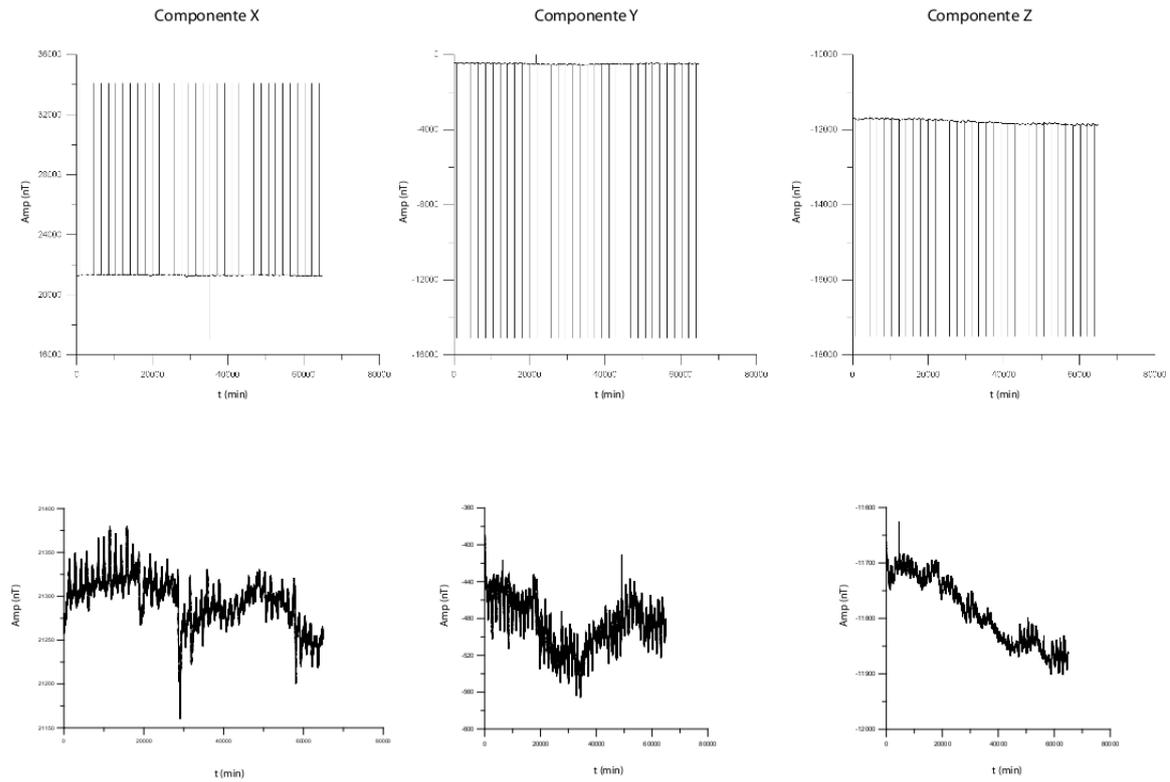


Figura A.1: Gráficos das variações temporais dos componentes do campo magnético, antes e depois da aplicação da técnica de Spline Cúbica

Referências Bibliográficas

- Adam, A. (1980) The change of electrical structure between an orogenic and the ancient area (carpathians and russian platform, J. Geomagn. Geoelectr.
- Alabi, A. O. (1983) Magnetometer array studies, Geophys. Surv.
- Alkmin, F. F.; Brito Neves, B. B. e Alves, J. A. C. (1993) Arcabouço tectônico do cráton do São Francisco: uma revisão, In: A. Misi e J. M. L. Dominguez, eds., *O Cráton do São Francisco*, pp. 45–62, Sociedade Brasileira de Geociências.
- Almeida, F. F. M. (1977) O cráton do São Francisco, Revista Brasileira de Geociências.
- Almeida, F. F. M. (2008) O cráton do São Francisco, In: *Geologia da Bahia, 50 anos de contribuição*, CBPM.
- Almeida, F. F. M. e et al (1978) Tectonic map of South America 1:500,000 exploratory note, Rel. Téc., DNP/CGMW/UNESCO.
- Arora, B. (1997) Geomagnetic deep soundings. Natural Source Electromagnetic Induction in the Earth, New Age International, Limited Publishers, New Delhi.
- Arora, B. R. (1990a) Magnetometer array studies in India: Present status, data interpretation and assessment of numerical modeling results, Proc. Ind. Acad. Sci.
- Barbosa, J. S. F. (2009) Comunicação pessoal.
- Barbosa, J. S. F. e Sabaté, P. (2003) O Cráton do São Francisco: Uma síntese, Revista Brasileira de Geociências.
- Bartels, J. (1954) Erdmagnetische erschliessbare lokale inhomogenitäten der elektrischen leitfähigkeit im untergrund, Math. Phys.
- Boas, M. L. (2005) Mathematical Methods in the Physical Sciences, Wiley, New York.
- Brito Neves, B. B. (1967) Geologia das folhas de Ipamerim e Morro do Chapéu, BA, Rel. Téc., CONESP.
- Brown, C. (1994) Tectonic interpretation of regional conductivity anomalies, Surv. Geophys.
- Bruni, M. (1976) Texto explicativo para a carta geológica do Brasil ao milionésimo, DNPM.
- Cagniard, L. (1953) Basic theory of magnetotelluric method of geophysical prospecting, Geophysics.
- Chamalaun, F. M. e Barton, C. E. (1993) The large scale electrical conductivity structure of Australia, J. Geomagn. Geoelectr.

- Chamalaun, F. M. e Maknight, J. D. (1993) A new zeland wide magnetometer array study, J. Geomagn. Geoelectr.
- D'el-Rey, L. J. H. e McClay, K. R. (1995) Stratigraphy of the southern sergipano fold belt, northwestern brazil: Tectonic implications, Prec. Research.
- D'el-Rey Silva, L. J. H. (1985) Geologia e controle estrutural do depósito cuprífero de Caraíba- Vale do Curaçá, SME/CPM.
- Dey, A. e Ward, S. H. (1970) Inductive sounding of a layered earth with a horizontal magnetic dipole, Geophysics.
- Gough, D. I. (1989) Magnetometer array studies, earth structure and tectonic process, Res. Geophys.
- Gough, D. I. e Ingham, M. R. (1983) Interpretation methods for magnetometer arrays, Rev. Geophys. Space Phys.
- Gough, D. I. e Reitzel, J. S. (1967) A portable three-component magnetic variometer, J. Geomagn. Geoelectr.
- Hjelt, S. E. (1988) Regional em studies in the 80's, Surv. Geophys.
- Hutton, V. (1976) The electrical conductivity of the earth, Rep. Prog. Phys.
- Inda, H. A. V. e Barbosa, J. S. F. (1978) Mapa geológico do estado da bahia, texto explicativo, Rel. Téc., Secretaria das minas e energia.
- Iório, V. (2007) EDP, Um curso de Graduação, IMPA, Rio de Janeiro.
- Ledru, P.; Cocherie, A.; Barbosa, J. S. F.; Johan, V. e Onstott, T. (1993) âge du métamorphisme granulitique dans le craton du são francisco (brésil). implications sur la nature de l'orogène transmazonien, C. R. Acad. Sci Paris.
- Lylley, F. E. M.; Arora, B. R.; Srivastava, B. J.; Prasad, S. N. e Sloane, M. N. (1981) A magnetometer array study in northwest india, Phys. Earth.
- Ponçano, W. L. e Paiva Filho, A. (1975) Diamictitos pré-cambrianos do cráton do são francisco, Rel. Téc., Inst. Pesq. Tecnol.
- Reitzel, J. S.; Gough, D. I.; Porath, H. e Anderson, C. W. (1970) Geomagnetic deep sounding and upper mantle structure in the western united states, Geophys. J.R. astr. Soc.
- Rikitake, T. (1959a) Anomaly of geomagnetic variation in japan, Geophys. J.
- Rikitake, T. (1959b) The anomalous behavior of geomagnetic variations of short period in japan and its relationship to the subterranean structure, Bull. Earthquake Res. Inst, Univ. Tokyo.
- Sampaio, E. E. S. (2006) Campo eletromagnético devido a uma linha de dipolos elétricos em um meio condutor, EDUFBA, Salvador.

- Santos, R. A.; Menezes Filho, N. R. e Souza, J. D. (1988) Mapa geológico da folha de Carira (SC24-Z-A-III) Estados de Sergipe e Bahia, 1:100.000.
- SBG, ed. (1969) Mapa Geológico preliminar da região setentrional da serra do Espinhaço, Bahia Central (Brasil), SBG.
- Schmucker, U. (1970) Anomalies of geomagnetic variations in the south-western united states, Bull. Scripps Inst. Oceanogr.
- Alves da Silva, F. C. e Barbosa, J. S. F. (1997) Evolução do cinturão granítico do se bahia; o exemlo da região de ipiau, In: *Simpósio Nacional de Estudos tectônicos*, pp. 241–243.
- Singh, B. P. (1980) Geomagnetic sounding of conductivity anomalies in the lower crust and upper most mantle, Geophysical Surv.
- Smith, B. D. e Ward, H. (1974) On the computation of polarization ellipse parameters, Geophysics.
- Souza, H. e Sampaio, E. E. S. (1993) Construção de um sistema para aquisição e análise de dados magnetotelúricos, Pesquisa Naval, **6**:215–230.
- Stratton, J. A. (1941) Electromagnetic Theory, McGraw Hill book company, New York.
- Vitorello, I. (2009) Dados de indução eletromagnética, para o projeto rifte bahia, Rel. Téc. 02, DGA/INPE.

ANEXO I

Programas Utilizados

Neste trabalho foi necessário o desenvolvimento de alguns programas:

Programa	Finalidade
tratamento.f90	Pré-processamento do dado, utilizando o método de interpolação spline-cúbica.
fourier_dft.f90	Obtenção da transformada de fourier do dado.
serie_fourier.f90	Obtenção de alguns coeficientes da expansão em série de fourier do dado.

Tabela I.1: Nome dos programas em anexo e finalidade dos mesmos.

Os programas foram desenvolvidos em linguagem fortran (Fortran90). Os mesmos foram compilados com sucesso nos seguintes compiladores Gfortran 4.4 (Linux) e Force2.0 (Windows). Os resultados obtidos com os programas foram utilizados na confecção dos gráficos e mapas presentes no trabalho.

```

=====
!Programa: tratamento.f90
!Proposito: pre-processamento do dado
!Desenvolvido por Alana Aderne
!
=====
program DADOS
  implicit none
  integer i,it(64867)
  real*8 x(64867), y(64867), z(64867)
  real*8 y10, y20, y30, y31, a1, b1, c1, d1, a2, b2, c2, d2, a3
  real*8 b3, c3, d3

  open( unit =7, file='dados/leiar10.txt', status='old')
  do i = 1,64864
    read( 7, '(i8,e13.5,e13.3,e13.5)' ) it(i), x(i), y(i), z(i)
  end do
  close (unit=7)

  do i=4, 64864 !(n-3)

    if(abs(x(i)-x(i-1)).lt.1000) then
      x(i)=x(i)
    else
      y10= x(i-3); y20= x(i-1); y30= x(i+1); y31= x(i+3)
      a1= y10; a2= y20; a3= y30

      b2= (7*(y20-y10) + 2*(y31-y30) + 10*(y30-y20))/15
      d1= ((-4)*(y20-y10) + 5*(y30-y20) - (y31-y30))/15
      d2= (4*(y20-y10) - 8*(y30-y20) + 4*(y31-y30))/15
      d3= ((y10-y20) + 5*(y30-y20) - 4*(y31-y30))/15
      c1= 0
      c2= 3*d1
      c3= (-3)*d3
      b1= y20-y10-d1
      b3= y31-y30+(2*d3)
      x(i)= a2+ (b2*0.5)+ (c2*(0.5**2))+ (d2*(0.5**3))
    endif
  end do

  do i=4, 64864 !(n-3)

    if( abs(y(i)-y(i-1)).lt.1000) then
      y(i)=y(i)
    else
      y10= y(i-3); y20= y(i-1); y30= y(i+1); y31= y(i+3)
      a1= y10; a2= y20; a3= y30

      b2= (7*(y20-y10) + 2*(y31-y30) + 10*(y30-y20))/15
      d1= ((-4)*(y20-y10) + 5*(y30-y20) - (y31-y30))/15
      d2= (4*(y20-y10) - 8*(y30-y20) + 4*(y31-y30))/15
      d3= ((y10-y20) + 5*(y30-y20) - 4*(y31-y30))/15
      c1= 0
      c2= 3*d1
      c3= (-3)*d3
      b1= y20-y10-d1
      b3= y31-y30+(2*d3)
      y(i)= a2+ (b2*0.5)+ (c2*(0.5**2))+ (d2*(0.5**3))
    endif
  end do

```

```

do i=4, 64864 !(n-3)
  if( abs(z(i)-z(i-1)).lt.1000)then
    z(i)=z(i)
  else
    y10= z(i-3); y20= z(i-1); y30= z(i+1) ;y31= z(i+3)
    a1= y10; a2= y20; a3= y30

    b2= (7*(y20-y10) + 2*(y31-y30) + 10*(y30-y20))/15
    d1= ((-4)*(y20-y10) + 5*(y30-y20) - (y31-y30))/15
    d2= (4*(y20-y10) - 8*(y30-y20) + 4*(y31-y30))/15
    d3= ((y10-y20) + 5*(y30-y20) - 4*(y31-y30))/15
    c1= 0
    c2= 3*d1
    c3= (-3)*d3
    b1= y20-y10-d1
    b3= y31-y30+(2*d3)
    z(i)= a2+ (b2*0.5)+ (c2*(0.5**2))+ (d2*(0.5**3))
  endif
end do

open(unit = 8, file='dados/tratados_ara10.txt', status='replace')
write (8,'(i8,e13.5,e13.3,e13.5)') it(1), x(1), y(1), z(1)
write (8,'(i8,e13.5,e13.3,e13.5)') it(2), x(2), y(2), z(2)
write (8,'(i8,e13.5,e13.3,e13.5)') it(3), x(3), y(3), z(3)
do i= 4, 64864
  write (8,'(i8,e13.5,e13.3,e13.5)') it(i), x(i), y(i), z(i)
enddo
write (8,'(i8,e13.5,e13.3,e13.5)') it(64865), x(64865),&
  &y(64865),z(64865)
write (8,'(i8,e13.5,e13.3,e13.5)') it(64866), x(64866),&
  &y(64866), z(64866)
write (8,'(i8,e13.5,e13.3,e13.5)') it(64867), x(64867), &
  &y(64867),z(64867)
end program DADOS

```

```

=====
!Programa: fourier_dft.f90
!Proposito: Obtencao da transformada de Fourier dos componentes
!do campo magnético
!Adaptado de Sampaio, 2009.
=====
program fourier_dft
  implicit none
  integer,parameter:: nt = 1440 !numero de pontos utilizados
  integer,parameter:: nw = 720 !numero de frequencias utilizado
  real*8,parameter:: pi=3.14159260d0 !valor de pi
  real*8:: xt(nt), yt(nt), zt(nt), t(nt), w(nw) !vetores de trabalho
  real*8:: xwr(nw), xwi(nw)
  real*8:: ywr(nw), ywi(nw)
  real*8:: zwr(nw), zwi(nw)
  real*8 mx, my, mz
  integer it,iw !contadores
  real,parameter:: dw=1.0/float(nt) !incremento de frequencia

  !abre arquivo que contem os dados

  open(10, file="tmp",status="old",action="read")

  !Calcula a media e subtrai a mesma do sinal

  !Calculo da media
  mx=0.0; my=0.0; mz=0.0
  do it=1,nt
    read(10,*) t(it), xt(it), yt(it), zt(it)
    mx = mx + xt(it)
    my = my + yt(it)
    mz = mz + zt(it)
  enddo

  mx = mx / real(nt)
  my = my / real(nt)
  mz = mz / real(nt)

  !Subtrai a media do sinal
  do it=1,nt
    xt(it) = xt(it) - mx
    yt(it) = yt(it) - my
    zt(it) = zt(it) - mz
  enddo

  !Valores de frequencia usados na transformada
  do iw=1,nw
    w(iw) = iw*dw
  enddo

  !Transformada de Fourier, X
  call dft(xt,nt,nw,xwr,xwi,w,t)
  !Transformada de Fourier, Y
  call dft(yt,nt,nw,ywr,ywi,w,t)
  !Transformada de Fourier, Z
  call dft(zt,nt,nw,zwr,zwi,w,t)

  !Imprime em arquivos os seguintes valores numericos:
  !frequencia, RE(fw), IM(fw), |fw|, ARG(fw)
  do iw=1,nw
    !Componente Horizontal X

```

```

write(20,*) w(iw),xwr(iw),xwi(iw), sqrt(xwr(iw)**2+xwi(iw)**2),&
&atan2(xwi(iw),xwr(iw))
!Componente Horizontal Y
write(21,*) w(iw),ywr(iw),ywi(iw), sqrt(ywr(iw)**2+ywi(iw)**2),&
&atan2(ywi(iw),ywr(iw))
!Componente Vertical Z
write(22,*) w(iw),zwr(iw),zwi(iw), sqrt(zwr(iw)**2+zwi(iw)**2),&
&atan2(zwi(iw),zwr(iw))
!Arquivo utilizado para a obtenção dos valores
!da elipse de polarizacao
write(23,*) w(iw),xwr(iw),xwi(iw),ywr(iw),ywi(iw),zwr(iw),zwi(iw)
enddo

contains
  subroutine dft(ft,nt,nw,fwr,fwi,w,t)
  !=====
  !Subrotina: dft
  !Proposito: Calcula a transformada de Fourier de um sinal utilizando a
  !transformada discreta de Fourier (DFT):
  !
  ! Entrada:
  ! nw, nt          ->numero de frequencias (nw) e amostras (nt)
  ! ft(nt), t(nt)  ->vetor de entrada amostras (ft) e tempo (t)
  !
  ! Saida:
  ! fwr(nw),fwi(nw),w(nw)->vetores transformados parte real (fwr) e
  !                          imaginaria (fwi). Vetor de frequencia (w)
  !=====
    integer iw, it
    integer nw, nt
    real*8 ft(nt), t(nt)
    real*8 fwr(nw),fwi(nw),w(nw)
    do iw = 1,nw
      fwr(iw) = 0.0d0
      fwi(iw) = 0.0d0
      do it = 1,nt
        fwr(iw) = fwr(iw)+ft(it)*DCOS(2.0d0*pi*w(iw)*t(it))
        fwi(iw) = fwi(iw)-ft(it)*DSIN(2.0d0*pi*w(iw)*t(it))
      enddo
    enddo
  end subroutine dft
end program fourier_dft

```

```

=====
!Programa: serie_fourier.f90
!Proposito: Obtencao de alguns dos coeficientes da expansao em serie de
!Fourier do sinal de entrada.
!Desenvolvido por Alana Aderne
!
=====
program serie_fourier
  implicit none
  integer,parameter:: nt=1440 !numero de amostras
  integer,parameter:: n=5 !numero de termos calculados
  integer,parameter:: m=n !numero de termos calculados
  integer i !contador
  real*8 x(nt),y(nt),z(nt),ax(n) !vetores de trabalho
  real*8 bx(n),ay(n),by(n),az(n),bz(n) !vetores de trabalho
  real*8 aox,aoy,aoz !A_0's
  real,parameter:: w=2.0*3.141592/real(nt-1) !frequencia base
  integer terms(m),tmp

  !Sera calculados os seguintes coeficientes
  !da serie de fourier n=10,20,60,180,360
  terms(5)=360; terms(4)=180; terms(3)=60; terms(2)=20; terms(1)=10

  !Abre arquivo de entrada de dados e atribui ao vetor dado
  open (unit =7, file='tmp', status='old')

  !ler o arquivo: tempo, X, Y, Z
  do i=1,nt
    read (7,*) tmp,x(i), y(i), z(i)
  enddo

  !calcula os coeficientes
  do i=1,n
    call fourier_coef_mod (terms(i),nt,x,aox,ax(i),bx(i))
    call fourier_coef_mod (terms(i),nt,y,aoy,ay(i),by(i))
    call fourier_coef_mod (terms(i),nt,z,aoz,az(i),bz(i))
  enddo
  !
  !Escreve arquivos dos coeficientes da expansao em
  !serie de fourier, assim como a amplitude e fase dos
  !mesmos. Utilizando a seguinte definicao
  !C_n = [A_n - jB_n]/2; j=0+1i
  !|C_n| = 0.50*sqrt[A^2_n + B^2_n]
  !Arg(C_n) = Atan(-B_n/A_n)=-Atan(B_n/A_n)
  !

  !Componente X
  write(2,*) aox
  do i=1,n
    write(2,*) terms(i),ax(i), bx(i),&
      &500*sqrt(ax(i)**2+bx(i)**2),-atan2(bx(i),ax(i))
  enddo

  !Componente Y
  write(3,*) aoy
  do i=1,n
    write(3,*) terms(i),ay(i),by(i),&
      &500*sqrt(ay(i)**2+by(i)**2),-atan2(by(i),ay(i))
  enddo

  !Componente Z
  write(4,*) aoz

```

```

do i=1,n
  write(4,*) terms(i),az(i),bz(i),&
    &500*sqrt(az(i)**2+bz(i)**2),-atan2(bz(i),az(i))
enddo

contains

  subroutine fourier_coef_mod(term,nt,x,ao,a,b)
  !=====
  !Subrotina: fourier_coef_mod
  !Proposito: Calcula os coeficientes de uma expansao em series de fourier
  !
  !*Os termos dos extremos (f_1 e f_N) são divididos por 2 para
  !aplicar as condicoes de Dirichlet
  !
  ! Entrada:
  ! term    ->n-esimo coeficiente de fourier a ser calculado
  ! nt      ->numero de amostras (nt)
  ! x(nt)   ->vetor de entrada amostras (ft) e tempo (t)
  !
  ! Saida:
  ! A_0     -> Coeficiente A_0 da expansao em serie de fourier
  ! A_n     -> N-esimo coeficiente, A_n
  ! B_n     -> N-esimo coeficiente, B_n
  !=====
    integer nt    !numero de amostras do sinal
    integer term !n-th calculado
    real*8 x(nt) !sinal de entrada
    real*8 a, b  !a_n e b_n
    real*8 ao    !primeiro termo da expansao
    integer i,j  !contadores
    real*8,parameter:: w=2.0*3.141592/(1439*1.0) !frequencia base

    !----- Cálculo de ao -----!
    ao=0.0d0
    do i=1,nt
      if ( i.eq.1 .or. i.eq.nt ) then
        ao= ao + x(i)/2.0d0
      else
        ao= ao + x(i)
      endif
    enddo
    ao= ao/(nt-1)

    j = term !calcula o n-esimo coeficiente da expansao
           !em serie de fourier

    !----- Cálculo de a(j-th) e b(j-th)-----!
    a = 0.0d0
    b = 0.0d0
    do i=1,nt
      if ( i.eq.1 .or. i.eq.nt ) then
        a= a + ((x(i)-Ao)*cos(j*w*(i-1)))/2.0d0
        b= b + ((x(i)-Ao)*sin(j*w*(i-1)))/2.0d0
      else
        a = a +((x(i)-Ao)*cos(j*w*(i-1)))
        b = b +((x(i)-Ao)*sin(j*w*(i-1)))
      endif
    enddo
    a = 2.0d0*a/(nt-1)
    b = 2.0d0*b/(nt-1)
  end subroutine fourier_coef_mod

```

```
end subroutine fourier_coef_mod  
end program serie_fourier
```