



Universidade de Brasília
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas

Modelagem geofísica e estruturação da crosta na região de Jequitaí - MG

Cláudia Domingues Teixeira

Orientadora

Prof.^a Dr.^a Mônica Giannoccaro Von Huelsen

Coorientador

Prof. Dr. Farid Chemale Júnior

Brasília
2017

Universidade de Brasília — UnB
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas

Banca examinadora composta por:

Prof.^a Dr.^a Mônica Giannoccaro Von Huelsen (Orientadora) — ObSis/IG/UnB
Prof.^a Dr.^a Adalene Moreira Silva — IG/UnB
Prof. Dr. João Carlos Dourado — UNESP/Rio Claro

Teixeira, Cláudia Domingues.

Modelagem geofísica e estruturação da crosta na região de Jequitaiá -
MG / Cláudia Domingues Teixeira. Brasília : UnB, 2017.

91 p. : il. ; 29,5 cm.

Dissertação (Mestrado) — Universidade de Brasília, Brasília, 2017.

1. Geofísica; métodos potenciais; gamaespectrometria; monitoramento
sismológico; modelagem.

Endereço: Universidade de Brasília
Campus Universitário Darcy Ribeiro — Asa Norte
CEP 70910-900
Brasília-DF — Brasil



Universidade de Brasília
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas

Modelagem geofísica e estruturação da crosta na região de Jequitaiá - MG

Cláudia Domingues Teixeira

Dissertação apresentada ao Instituto de Geociências
da Universidade de Brasília, como requisito parcial
para a obtenção do título de Mestre em Geociências Aplicadas.
Área de concentração: Geofísica Aplicada

Banca Examinadora:

Prof.^a Dr.^a Mônica Giannoccaro Von Huelsen (Orientadora)
ObSis/IG/UnB

Prof.^a Dr.^a Adalene Moreira Silva
IG/UnB

Prof. Dr. João Carlos Dourado
UNESP/Rio Claro

Brasília, 7 de julho de 2017

Dedicatória

À memória de minha avó Maria Augusta Branquinho pelo amor, carinho e dedicação.

Agradecimentos

Primeiramente agradeço aos meus pais, Samuel e Beatriz, e aos meus irmãos, Samuel Jr. e Breno, pelo apoio em todos os caminhos por mim escolhidos e pela compreensão durante as minhas constantes ausências.

A amiga e orientadora professora Mônica Giannoccaro Von Huelsen, pela confiança e dedicação nesses 6 anos em que trabalhamos juntas.

Ao meu coorientador professor Farid Chemale, pelos seus ensinamentos, disponibilidade e incentivos nas horas de desânimo.

Ao amigo e professor Lucas Vieira Barros, pelas criteriosas sugestões que em muito contribuíram para o aprimoramento dessa dissertação.

Aos amigos e geólogos Giuliano Bernardi, Victor Garcia e Marco Caçador pela companhia em campo e pelas sugestões dadas.

Aos amigos e geólogos Iago Guilherme e Vitor Sacramento que sempre estiveram presentes e ajudaram a amadurecer o meu conhecimento.

Aos amigos Matheus Figueiredo, André Nascimento e Juraci pela amizade, sugestões e apoio técnico na utilização de *software* fundamentais para o desenvolvimento desta dissertação.

Aos professores da banca examinadora Adalene Moreira e João Carlos Dourado por terem aceitado o convite à leitura desta dissertação e pelas sugestões dadas para o aperfeiçoamento da mesma.

A toda equipe do Observatório Sismológico, em especial Ana Cláudia, Ana Cristina, Débora e Mikaelle, pelos momentos de distração, pelo acolhimento e prestatividade.

Ao mágico e sismólogo Bruno Collaço pelas valiosas sugestões, conversas e questionamentos.

Resumo

A análise integrada de dados geofísicos e geológicos na região Jequitaiá - Minas Gerais permitiu modelar o arcabouço na região onde serão construídos os reservatórios de Jequitaiá. Estudos desta natureza durante as etapas prévias da construção de grandes empreendimentos hidroelétricos se faz de grande importância, pois de tal forma, a compreensão da geologia regional, associada a dados geofísicos podem contribuir para os construtores tentarem prevenir danos à estrutura física da barragem, o que auxiliará na sua preservação e aumentará a duração da vida útil da estrutura. A utilização de dados geofísicos nos modelos crustais ofereceram informações sobre a estruturação da área e revelou feições até então mapeadas para a região e que podem se prestar a estudos posteriores e que venham a contribuir na compreensão da evolução desta porção da crosta. Os resultados evidenciam a presença de uma região de alta densidade, além de extensos lineamentos que cortam área, tendo sido interpretadas como falhas e diques. A estimativa de profundidade de anomalias através do método de deconvolução de Euler e da análise do Espectro Radial de potência levou a identificar estruturas contínuas até 400 m de profundidade e uma diferença na profundidade do embasamento entre as regiões norte e sul. Modelos geológico-geofísicos foram concordantes com as interpretações baseadas em geologia de superfície, e no sinal gravimétrico e magnético, uma vez que as seções puderam ser modeladas respeitando o sinal e as propostas estruturais pré-existentes.

Palavras-chave: Geofísica; métodos potenciais; gamaespectrometria; monitoramento sísmológico; modelagem.

Abstract

Integrated geophysical and geological data analysis allowed the modeling of the subsurface framework in the region where a reservoir – the Jequitaí reservoir – will be constructed. Studies of this nature during the previous stages of the construction of large hydroelectric projects are highly important, because the regional geology understanding, associated with geophysical data interpretation, can help to prevent damage to the physical structure of the dam, which will aid in its preservation. The use of geophysical data in the crustal models provided information on a framework of the area and revealed features not mapped until now, which may be useful for further studies and can contribute to the understanding of this portion of the crust. The results show the presence of a high density region, besides extensive lineaments that cross the area, interpreted as faults and dykes. Depth estimates of the anomalies, using Euler deconvolution and radially averaged power spectrum, allowed the identification of continuous structures up to 400 m depth, and showed differences in the basement depth along the northern and southern portions of the study area. Geological-geophysical models were consistent with the interpretations based on surface geology and in the gravity and magnetic signal, because the sections could be modeled respecting the signal and the pre-existing structural proposals.

Keywords: Geophysics; potential methods; gammaspectrometry; seismological monitoring; modeling.

Sumário

1	Introdução	1
1.1	Motivação	1
1.2	Objetivos	2
1.3	Localização	2
2	Revisão Bibliográfica	4
2.1	Contexto Geológico	4
2.1.1	Supergrupo Espinhaço	6
2.1.2	Rochas Metabásicas	7
2.1.3	Supergrupo São Francisco	8
2.1.4	Coberturas Fanerozóicas	9
2.1.5	Geologia Estrutural	9
2.2	Geofísica Crustal	10
2.2.1	Considerações iniciais	10
2.2.2	Método gamaespectrométrico	11
2.2.3	Método magnetométrico	12
2.2.4	Método gravimétrico	13
2.3	Histórico de Sismicidade	13
2.3.1	Sismicidade desencadeada por reservatórios	13
2.3.2	Sismicidade no Brasil e no norte de Minas Gerais	15
3	Materiais e Métodos	18
3.1	Levantamento Estrutural	18
3.2	Determinação dos dados de densidade e susceptibilidade magnética	20
3.3	Aerogeofísica	22
3.4	Gravimetria Terrestre	24
3.5	Processamento dos dados geofísicos	27
3.6	Sismologia	28
3.6.1	Monitoramento sismológico	28
3.7	Aerogeofísica	29
3.7.1	Pré-processamento dos dados aerogeofísicos	29
3.7.1.1	Processamento dos dados gamaespectrométricos	30
3.7.1.2	Processamento dos dados magnetométricos	31
3.8	Gravimetria terrestre	32
3.8.0.1	Processamentos dos dados gravimétricos	32

4	Resultados e Interpretações	34
4.1	Gamaespectrometria	34
4.1.1	Domínios Gamaespectrométricos	38
4.2	Magnetometria	40
4.2.1	Feições estruturais e domínios magnetométricos	43
4.2.2	Análise das profundidades magnéticas	46
4.3	Gravimetria	48
4.3.1	Análise das profundidades gravimétricas	52
4.4	Análise Estrutural	56
4.4.1	Análise dos lineamentos estruturais	56
4.4.2	Análise dos dados de campo	57
4.4.3	Interpretação Estrutural	58
4.5	Modelagem dos dados geofísicos e geológicos	61
4.5.1	Modelagem 2D	61
4.5.2	Modelo Geológico	62
4.6	Monitoramento Sismológico	65
5	Conclusões	67
	Referências	70

Lista de Figuras

1.1	Localização da área de estudo (quadrado) em relação ao estado de Minas Gerais e as vias de acesso.	3
2.1	Mapa geológico simplificado do Cráton São Francisco mostrando a extensão das coberturas proterozóicas e das rochas e feições tectônicas do embasamento, além dos segmentos do Supergrupo Espinhaço em relação ao Cráton e a Bacia do São Francisco (modificado de Alkmim and Marshak (1998) in Santos et al. (2004)). A estrela vermelha indica a área de estudo.	5
2.2	Mapa geológico da região de Jequitaiá (Parcial e modificado de Chaves et al. (2006)).	6
2.3	Mapa geológico simplificado da bacia intracratônica do São Francisco, mostrando a distribuição das grandes unidades estratigráficas e as principais feições estruturais (Modificado de Pinto and Martins-Neto (2001)). A estrela vermelha indica a região de estudo.	10
2.4	Bloco diagrama ilustrando o efeito da pressão hidrostática sobre o leito rochoso associado à diminuição da pressão efetiva pelo acréscimo de fluido (Modificado de Veloso (1992)).	14
2.5	Mapa de sismicidade brasileira com discriminação entre eventos naturais e desencadeados. Os triângulos no mapa indicam os reservatórios brasileiros que apresentaram sismicidade desencadeada.	15
2.6	Sismicidade no norte de Minas Gerais. Mecanismos focais publicados para a região norte: Montes Claros - Agurto-Detzel et al. (2014); Manga - Assumpção et al. (1990); Itacarambi - Chimpliganond et al. (2010).	16
3.1	a) Imagens do satélite Landsat-8 (sensor OLI), composição colorida (RGB) das bandas 7, 5 e 3, respectivamente, fusionada com a banda 8 pancromática. b) Imagem de Relevô Sombreado derivada do MDE do Projeto Topodata. Destaque em amarelo para a área em estudo.	19
3.2	Fusão Landsat-RBG(gama) gerada pela transformação IHS e fluxograma de processamento.	20
3.3	Mapa Geológico indicando a localização das amostras coletadas, para determinação das propriedades físicas das rochas que afloram na região.	21
3.4	Localização da área de estudo e área dos dados aerogeofísicos (área 13, retângulo vermelho) dentro do estado de Minas Gerais (contorno azul) e em relação ao Cráton São Francisco.	23

3.5	Imagens geofísicas derivadas do aerolevanteamento da Área 13. O quadrado preto indica a posição da área de estudo. a) Mapa regional do Campo magnético anômalo. b) Mapa regional da contagem total de radiação gama.	24
3.6	Estação base do IBGE(EG8070424) e o Gravímetro Scintrex CG-5 utilizado durante o levantamento.	25
3.7	Mapa da anomalia Bouguer obtida a partir do interpolador krigagem e estações gravimétricas obtidas nessa pesquisa.	26
3.8	Mapa anomalia bouguer regional, gerado a partir da junção dos dados gravimétricos terrestres cedidos pelo IAG-USP e dados obtidos nesta pesquisa. O método utilizado foi o de sutura. A área de estudo é indicada pelo retângulo preto.	27
3.9	Fluxograma simplificado da sequência do processamento dos dados geofísicos.	28
3.10	Antena parabólica com o roteador wireless acoplado b) Painel Solar c) Sismômetro d) Vista externa da estação sismográfica JQT1.	29
3.11	Mapa da anomalia Bouguer obtida a partir do interpolador krigagem e estações gravimétricas obtidas nessa pesquisa.	33
4.1	Imagens dos canais gamaespectrométricos. a) Contagem Total, b) Urânio, c) Potássio e d) Tório.	35
4.2	a) Modelo Digital de Terreno e imagens das razões dos canais gamaespectrométricos b) U/Th, c) U/K, d) Th/K.	36
4.3	Imagens ternárias RGB (K - Red, Th - Green, U - Blue) e CMY (K - Cyan, Th - Magenta, U - Yellow).	37
4.4	Fusão Landsat-8 e RGB-Gama (gerada por transformação IHS, seção 3.1).	37
4.5	Modelo 3D, imagem gamaespectrométrica RGB associadas ao Modelo Digital de Elevação (MDE - Topodata) (exagero vertical 10 vezes).	38
4.6	Mapa de domínios gamaespectrométricos (Mapa litogeofísico, gerado a partir de interpretações realizadas nas imagens ternárias, canais radiométricos individuais e imagem composta Lansdsat/RGB).	39
4.7	a) Mapa do Campo Magnético anômalo; b) Mapa do Campo Magnético Residual; e c) Mapa do Amplitude do Sinal Analítico.	41
4.8	Mapas de derivadas direcionais do campo magnético anômalo: a) derivada horizontal (dx); b) derivada horizontal (dy) e c) derivada vertical (dz).	42
4.9	a) Mapa da derivada <i>Tilt</i> e b) Mapa do Gradiente Horizontal Total.	43
4.10	Lineamentos magnéticos sobre mapa da derivada <i>Tilt</i> .	44
4.11	Domínios Magnéticos gerados pela interpretação da Amplitude do Sinal Analítico.	45
4.12	Espectro radial de potência e estimativa de profundidade das anomalias magnéticas, gerados a partir do mapa do campo magnético anômalo (CMA).	46
4.13	Deconvolução de Euler para os índices estruturais a) 0 (contatos) e b) 1 (sill e diques) e principais feições observadas (linha preta tracejada).	48
4.14	Mapa da anomalia Bouguer regional, indicando a localização da área de estudo em um baixo gravimétrico, conhecido como Baixo de Pirapora. Imagem gerada pelo método de sutura, utilizando dados gravimétricos terrestres cedidos pelo IAG-USP e aqueles adquiridos nessa pesquisa.	49

4.15	Mapa da anomalia Bouguer e estações gravimétricas. utilizadas nessa pesquisa. Os círculos pretos representam dados adquiridos nessa pesquisa e os círculos brancos são referentes aos dados obtidos pelo <i>grid</i> cedido pelo IAG/USP.	51
4.16	Modelo 3D da anomalia Bouguer associadas ao Modelo Digital de Terreno (exagero vertical 5 vezes).	52
4.17	Espectro radial de potência e estimativa de profundidade das anomalias gravimétricas, gerados a partir do mapa do anomalia Bouguer.	53
4.18	Deconvolução de Euler para os índices estruturais 0 (diques e falhas) e 1 (cilindros) e principais feições observadas (linha preta tracejada).	55
4.19	Isosuperfície mostrando o comportamento espacial do corpo intrusivo sobre mapa de Anomalia Bouguer.	55
4.20	Lineamentos Morfoestruturais sobre Modelo Digital de Elevação.	56
4.21	Diagrama de rosetas obtido a partir dos lineamentos morfoestruturais (1182 lineamentos).	57
4.22	Diagrama de rosetas obtido a partir dos lineamentos magnéticos (181 lineamentos).	57
4.23	Diagrama de rosetas de todas as fraturas observadas em campo (629 medidas).	58
4.24	Mapa de domínios estruturais.	59
4.25	Diagramas de rosetas interpretados para cada domínio estrutural.	60
4.26	Distribuição geográfica das seções geológicas modeladas: a) Anomalia Bouguer; b) Campo Magnético Regional; c) Mapa ternário RGB; d) Mapa geológico (modificado de Chaves et al. (2006)) e seções modeladas: e)A-A'; f)B- B'; g)C- C' e h)D-D".	64
4.27	Sismicidade Regional.	66
5.1	Visões 3D para deconvolução de Euler de índice 1, onde observa-se a maior profundidade das fontes magnéticas na região sudoeste.	68

Lista de Tabelas

3.1	Valores médios de densidades e susceptibilidades para amostras coletadas na área de estudo.	22
4.1	Domínios gamaespectrométricos interpretados a partir de imagens ternárias RGB e CMY, os canais individuais K (%), eTh (ppm) e eU (ppm) individuais, além da imagem composta Landsat-RGB.	39
4.2	O índice estrutural (IE) é um fator exponencial correspondente à taxa na qual o campo descrese com a distância, para uma fonte de uma determinada geometria.	47
4.3	O índice estrutural (IE) é um fator exponencial correspondente à taxa na qual o campo descrese com a distância, para uma fonte de uma determinada geometria.	54

Capítulo 1

Introdução

Esta dissertação apresenta os resultados da modelagem da região onde será construído os reservatórios de Jequitaí, norte de Minas Gerais. Foram utilizados dados geofísicos e geológicos regionais com objetivo de ampliar o conhecimento acerca do arcabouço tectônico e estrutural regional. O texto é composto por cinco capítulos. O presente capítulo dedica-se a exposição dos objetivos e motivos que levaram ao desenvolvimento desta pesquisa.

O Capítulo 2 contextualiza os principais aspectos geológicos da região, compreendendo também o histórico de sismicidade e os fundamentos geofísicos empregados nesta pesquisa.

O Capítulo 3 apresenta a metodologia adotada, com o objetivo de aprofundar o entendimento das técnicas de processamento e análise de dados geofísicos, empregadas nas diversas etapas de trabalho.

O Capítulo 4 é relativo a apresentação, interpretação e integração dos resultados alcançados ao longo da pesquisa.

As considerações finais sobre os resultados abordados e modelos geológicos para a região são expostas no Capítulo 5.

1.1 Motivação

Recentemente, o agravamento da crise hídrica que afeta a região norte de Minas Gerais, fez com que a atenção se voltasse para a sustentação do potencial hídrico dos rios da região. Empreendido na região Norte de Minas Gerais, pela Companhia de Desenvolvimento dos Vales do São Francisco e Parnaíba (Codevasf), o Projeto Hidroagrícola Jequitaí, que prevê a implementação de duas barragens, promove o desenvolvimento regional com base no uso múltiplo da água, em que estão previstos: (i) irrigação de 35 mil hectares no Vale do Jequitaí; (ii) geração de 100 mil empregos diretos e indiretos; (iii) revitalização do rio São Francisco; e (iv) a regularização de vazões do rio Jequitaí. Com isso, será permitido um melhor controle de cheias e a geração de energia elétrica, que resultará em um potencial para abastecimento público e desenvolvimento do ecoturismo, recreação e lazer, piscicultura e outros usos.

Obras deste tipo de engenharia podem ter influência significativa na maneira como os esforços crustais são liberados, por exemplo, o enchimento de grandes reservatórios, como o do Projeto Jequitaí, que podem provocar eventos de sismicidade desencadeada, devido às mudanças no campo de tensão em que a crosta rasa se encontra submetida.

Assim, a presente pesquisa tem como estratégia um maior detalhamento geofísico e geológico da região onde serão instalados os reservatórios, a fim de contribuir para a construção e manutenção dos mesmos. Dessa maneira, foram integrados dados de monitoramento sísmológico, aerogeofísicos de gamaespectrometria e magnetometria, e dados de gravimetria terrestre. Estes dados serviram de base para o mapeamento geológico estrutural, que de maneira integrada permitiram uma melhor caracterização do arcabouço estrutural área do projeto, com a descrição das estruturas como, falhas e fraturas geológicas, que possam interferir na sismicidade da região.

Estudos desta natureza durante as etapas prévias da construção de grandes empreendimentos hidroelétricos são de suma importância, visto que subsidiam os construtores destas obras para melhor planejá-las e, ao mesmo tempo, permitem que possam prevenir maiores danos à estrutura física da barragem. Tais dados são fundamentais para a preservação e o aumento da vida útil da estrutura.

1.2 Objetivos

A presente pesquisa é uma contribuição no que diz respeito a dados geofísicos e estruturais, e suas interpretações, para auxiliar na criação de um modelo do arcabouço da subsuperfície na região dos futuros reservatórios Jequitaí. Dentro dessa perspectiva os objetivos específicos são:

- Por meio do processamento e interpretação dos dados aerogeofísicos (gamaespectrometria e magnetometria) e de gravimetria terrestre, contribuir para a evolução do conhecimento do arcabouço tectono-geofísico da região.
- Monitorar a sismicidade antes do enchimento dos reservatórios, para detectar quaisquer atividades sísmicas que possam afetar os reservatórios.
- Comparar os produtos geofísicos com a cartografia geológica-estrutural e interpretação de suas implicações geotectônicas, em busca de um modelo crustal atualizado.

1.3 Localização

A região da pesquisa localiza-se na mesorregião do Norte de Minas Gerais, aproximadamente 414 km a norte da capital do estado, Belo Horizonte. A área abrange todo perímetro dos futuros reservatórios, e corresponde aproximadamente a 900 km². A região compreende parte dos municípios de Jequitaí, Francisco Dumont e Claro dos Poções.

A rede viária para o acesso à área é constituída por rodovias federais e estaduais, dentre as quais se destacam a BR-040 (Belo Horizonte – Brasília). Partindo de Brasília, percorre-se um percurso total de 605 km e o acesso pode ser feito pela BR-040. Durante o trajeto, passa-se pelos municípios de Cristalina, Paracatu e João Pinheiro, em um percurso de 417 km. Logo após, acessa-se a BR-365, na qual se percorre mais 188 km até o município de Jequitaí (Figura 1.1).

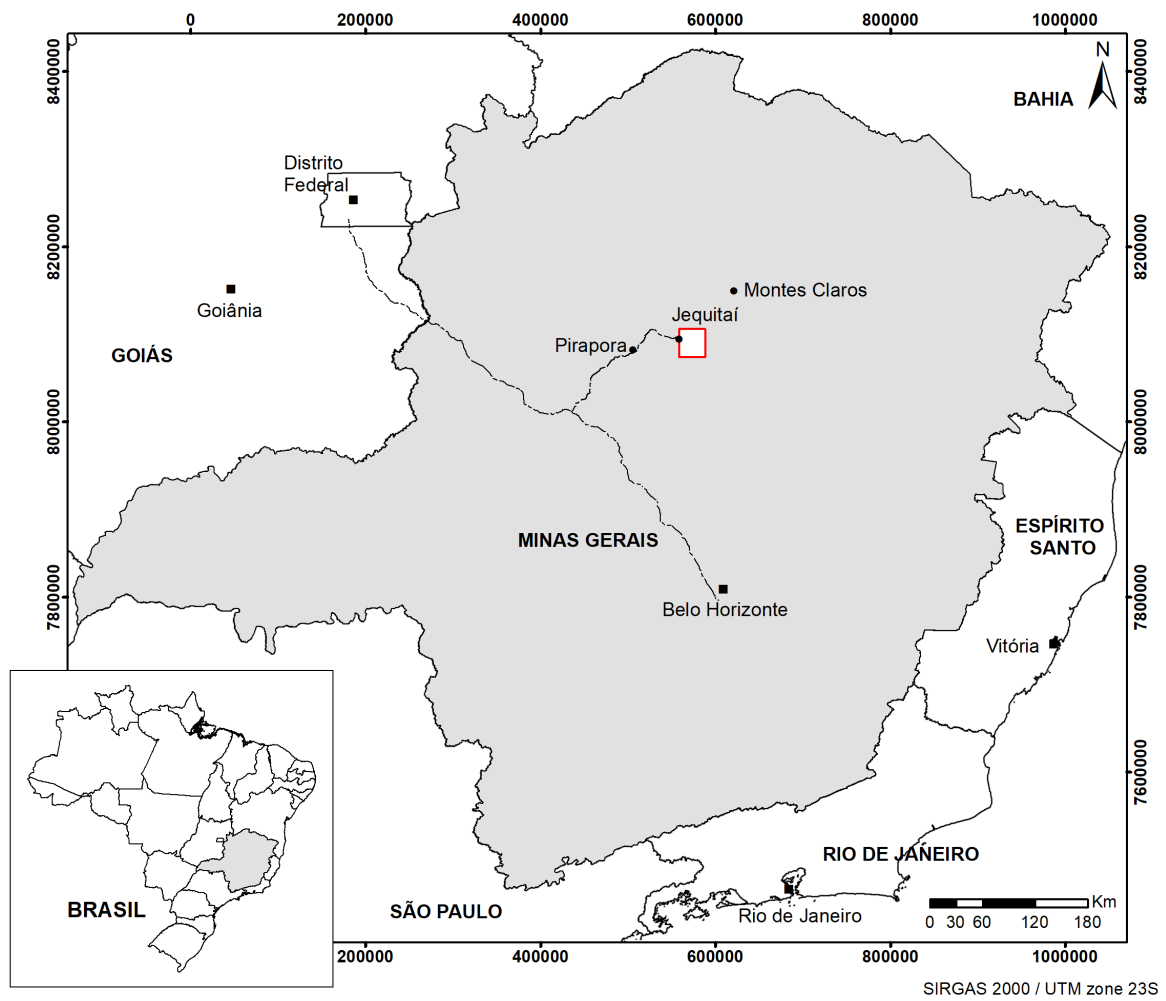


Figura 1.1: Localização da área de estudo (quadrado) em relação ao estado de Minas Gerais e as vias de acesso.

Capítulo 2

Revisão Bibliográfica

2.1 Contexto Geológico

A região de estudo está localizada na porção leste da Bacia do São Francisco, margem sudeste do Cráton do São Francisco, entre o Rio São Francisco e a Serra do Espinhaço e abrange as serras da Água Fria e das Porteiras e o entorno norte da Serra do Cabral. Tais áreas serranas representam estruturas anticlinoriais, constituídas em seus núcleos por unidades do Supergrupo Espinhaço, margeados por metassedimentos de unidades mais recentes (Chaves et al., 2010).

Em termos geotectônicos, tal região está inserida na margem sudeste do Cráton do São Francisco, próxima ao contato com a Faixa de Dobramentos Araçuaí. Esta região corresponde ao domínio metamórfico externo do orógeno neoproterozóico Araçuaí - Congo Ocidental (Alkmim et al., 2007), onde estão expostos os sedimentos que compõem parte dos supergrupos Espinhaço e São Francisco (proterozoicos), bem como os do Grupo Areado (Fanerozoico; Figura 2.1).

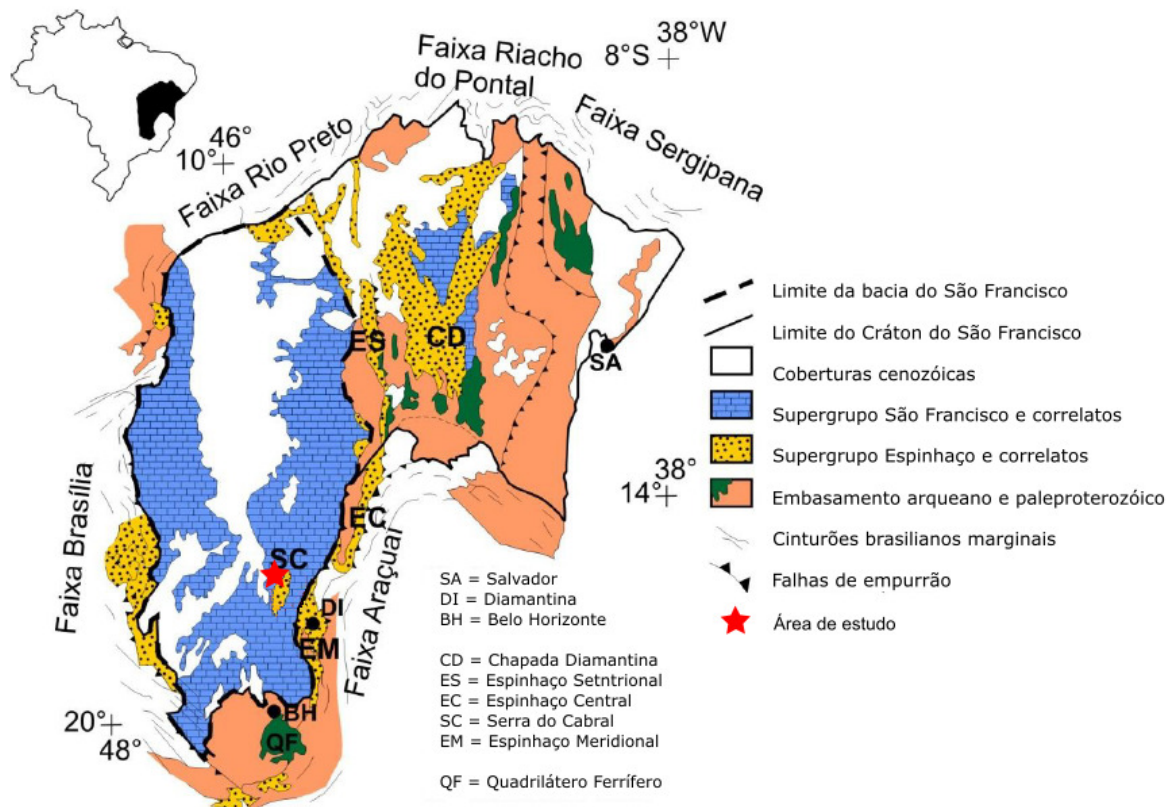


Figura 2.1: Mapa geológico simplificado do Cráton São Francisco mostrando a extensão das coberturas proterozóicas e das rochas e feições tectônicas do embasamento, além dos segmentos do Supergrupo Espinhaço em relação ao Cráton e a Bacia do São Francisco (modificado de Alkmim and Marshak (1998) in Santos et al. (2004)). A estrela vermelha indica a área de estudo.

De acordo com Almeida (1977), o Cráton do São Francisco constitui uma porção pla-taformal Sul-Americana, cujo embasamento se consolidou em tempos arqueanos, servindo assim de antepaís para os dobramentos ocorridos no Evento Brasileiro, responsável pela formação do Orógeno Araçuaí.

Esses dobramentos ocorridos no Brasileiro ocorreram no estágio sin-colisional, onde no intervalo compreendido entre 580 e 560 Ma (Pedrosa-Soares et al., 2001, 2007), a colisão ocorrida nas margens opostas da bacia promoveu a propagação de frentes de empurrão para as zonas cratônicas, bem como o soerguimento da cadeia montanhosa (Alkmim et al., 2006, 2007). Na região, afloram unidade neoproterozóicas dos supergrupos Espinhaço e São Francisco, além de coberturas fanerozóicas pertencentes ao Grupo Areado (Figura 2.2). Ocorrem também depósitos superficiais, na maior parte inconsolidados, que constituem três tipos: detrítico-lateríticos, colúvio-eluviais e aluvionares, todos cenozoicos, além de rochas metabásicas de idade provável pós-Espinhaço (Chaves et al., 2011).

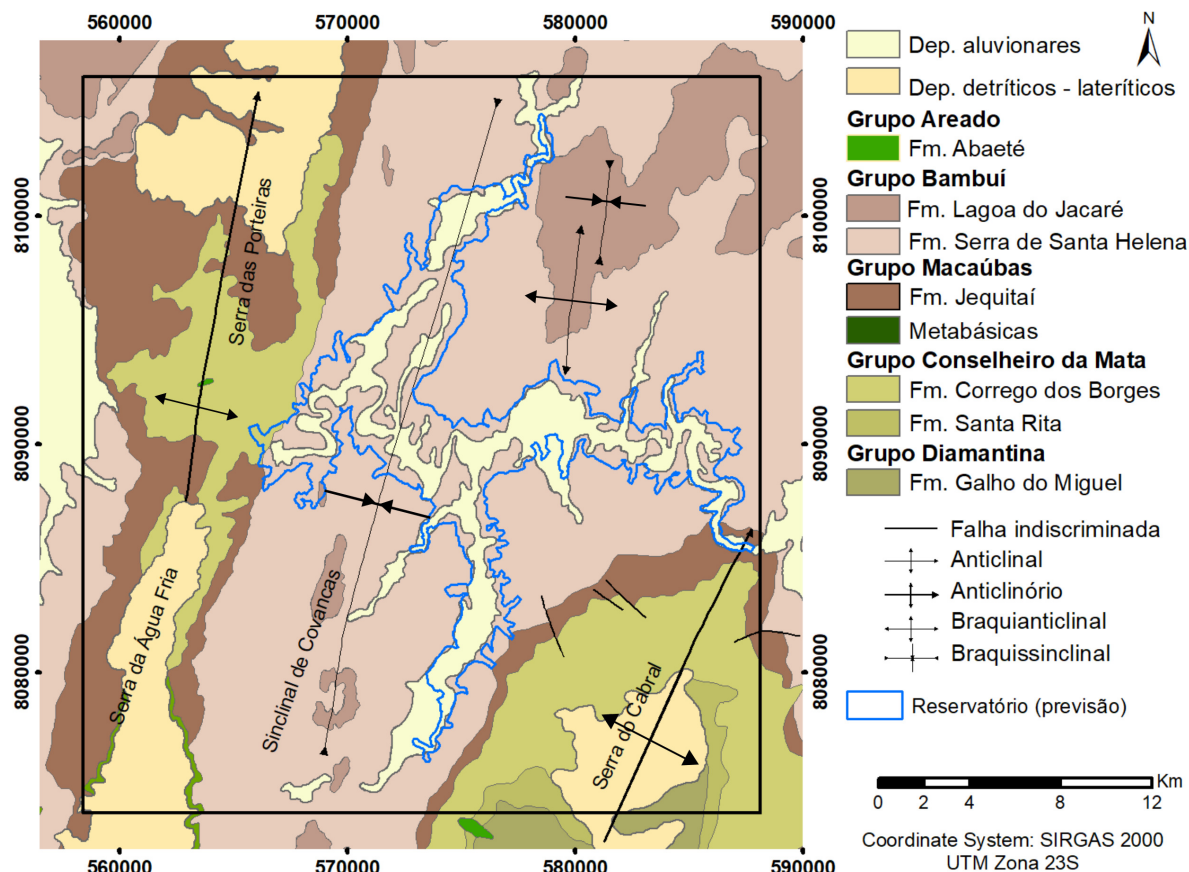


Figura 2.2: Mapa geológico da região de Jequitai (Parcial e modificado de Chaves et al. (2006)).

2.1.1 Supergrupo Espinhaço

O Supergrupo Espinhaço é caracterizado por um pacote de meta-arenitos, meta-pelitos, meta-conglomerados e subordinadamente, meta-calcáreos; atingindo até 5000 metros de espessura (Danderfer et al., *apud* Chemale et al. (2012)). De acordo com a sequência estratigráfica apropriada, o Supergrupo Espinhaço é subdividido em dois grupos e nove formações (Dussin and Dussin, 1995), sendo que as unidades basais foram interpretadas como parte do rifte intracontinental formando durante o Período Estateriano - Paleoproterozóico (Chemale et al., 2012) e as demais formações, ou seja, o Grupo Conselheiro da Mata, provavelmente teriam sido depositas no Período Calymiano – Mesoproterozóico (Chaves et al., 2011).

Na região este grupo aparece em dois domínios geográficos, compondo os núcleos das estruturas anticlinais da Serra do Cabral e da Serra da Água Fria. Onde afloram as formações Galho do Miguel, Santa Rita e Córrego dos Borges (Figura 2.2). A Formação Galho do Miguel constitui a unidade de topo do Grupo Diamantina, enquanto as formações Santa Rita e Córrego dos Borges integram a porção basal do Grupo Conselheiro da Mata.

Grupo Diamantina

A **Formação Galho do Miguel** é representada por uma sequência de quartzitos puros, finos, bem selecionados e esbranquiçados. Estruturas primárias com estratificação cruzadas são abundantes e, localmente, verificam-se ainda marcas onduladas. Essa associação de fácies representa uma sedimentação em ambiente litorâneo, com porções permanentemente expostas, retrabalhadas pelo vento (Chaves et al., 2011; Dossin et al., 1987, 1984; Garcia and Uhlein, 1987).

Regionalmente a Formação Galho do Miguel é interpretada como a fase transicional da Bacia Espinhaço com sedimentação em ambiente de rifte continental que evoluiu para uma bacia intracratônica ensialica, com registro das fases pré-rifte, rifte, transicional e flexural(Dussin and Dussin (1995) *apud* Dossin et al. (1990); Martins-Neto (2000)).

Grupo Conselheiro da Mata

O Grupo Conselheiro Mata é a sequência topo da bacia intracontinental Espinhaço que se desenvolveu na placa Congo-São Francisco. Esta sequência é representada por uma plataforma marinha de águas rasas que experimentou uma fase sag seguida por uma fase rifte no Espinhaço Superior (Dussin and Dussin, 1995; Santos et al., 2015).

Esse grupo é constituído por alternâncias cíclicas de sedimentos arenosos e siltico-argilosos, caracterizando episódios transgressivos e regressivos em ambiente marinho (Dossin et al., 1990).

A **Formação Santa Rita** é a unidade basal do Grupo Conselheiro Mata resultante do progressivo aprofundamento da lâmina d'água na bacia (Dossin et al., 1990). Essa unidade é composta principalmente de siltitos e argilitos laminados e maciços com uma cor cinza-claro que quando intemperizados apresentam coloração vermelha e até amarelo (Santos et al., 2015). A presença de estratificação cruzada *hummocky* nos arenitos da Formação Santa Rita foi descrito no sul da Serra do Espinhaço, o que indica a ação de tempestades na bacia (Dossin et al., 1990). A passagem desta formação para a formação sotoposta é considerada por Dupont (1995) e Espinoza (1996) como gradacional.

A **Formação Córrego dos Borges** é composta por arenitos brancos e beges, conglomerados e brechas sedimentares (Santos et al., 2015). Marcas de ondas simétricas e assimétricas são abundantes sobre esses planos, bem como estratificações cruzadas de pequeno porte e baixo ângulo, em geral tangenciais à base (Chaves et al., 2006).

Segundo Chaves et al. (2006) a formação desse arenito implica na distinção de pelo menos dois ambientes deposicionais, representados pela deposição em águas rasas, na zona de transição entre a parte superior *shoreface* e *foreshore*, e deposição em um ambiente desértico costeiro.

2.1.2 Rochas Metabásicas

Souza Filho (1995) descreve nas proximidades da Serra da Água Fria diques cortando litotipos do Supergrupo Espinhaço. No interior da Serra do Cabral e ao longo do Rio Jequitaiá, (Chaves et al., 2011) também descreveu a ocorrência de rochas básicas. Episódio magmático similar ocorre na região de Diamantina, onde recebe o nome de Suíte Pedro Lessa datado por volta de 930Ma (Machado et al., 1989; Pedrosa-Soares et al., 1992, 1998; Porada, 1989).

Na região do Quadrilátero Ferrífero e Espinhaço Meridional, [Silva et al. \(1995\)](#) apontam a existência de três enxames de diques, sendo o mais antigo com direção N-S, metamorfozado, e relacionado à abertura da bacia Espinhaço, o intermediário, também descrito por [Dussin \(1994\)](#), metamorfozado na maior parte dos afloramentos, com idade de 906Ma ([Machado et al., 1989](#)) e direções NE-SW, e o mais novo, mesozoico (220-170 Ma, [Dussin \(1994\)](#)), que apresenta diques ígneos sem deformação, orientados em todas as direções, com gênese relacionada à separação da América do Sul e África.

Descrições adicionais sobre esses diques são encontrados também em [Souza Filho \(1995\)](#); [Viveiros and Walde \(1976\)](#) e [Chaves et al. \(2006\)](#).

2.1.3 Supergrupo São Francisco

O Supergrupo São Francisco é caracterizado por unidades essencialmente terrígenas, interpretada por muitos autores como glaciogênica, ou glacialmente influenciada, na base, e uma seção superior carbonático-terrígena ([Alkmim et al., 1996](#)). Na região ocorrem por depósitos areno-diamictíticos da Formação Jequitaí – Grupo Macaúbas ([Hercos et al., 2008](#)) e rochas do Grupo Bambuí, formações Serra de Santa Helena e Lagoa do Jacaré, composta por uma sucessão de siltitos na base, siltitos, folhelhos rítmicos e calcários no topo ([Chaves et al., 2011](#)).

Grupo Macaúbas

O Grupo Macaúbas ocorre em discordância sobre as unidades anteriores e marca o início de um segundo evento extensivo, conhecido como Tafrogênese Toniana, responsável pela Formação da Bacia Macaúbas ([Pedrosa-Soares et al., 2007](#)). Este é constituído de depósitos proximais de tilitos e diamictitos, que provavelmente gravam um evento glacial de idade de 850 Ma, embora a sua idade não seja ainda muito clara ([Alkmim et al., 2006](#)).

A **Formação Jequitaí** ocorre nas bordas das serras do Cabral e da Água Fria e marca o domínio “glácio-terrestre” do evento glacial único que cobriu a área cratônica, caracterizado pela associação de feições sedimentares e erosivas marcadas por pavimentos estriados, seixos facetados, *eskers* e varvitos ([Hettich \(1977\)](#), *apud* [Martins \(2006\)](#)).

A principal litologia dessa formação descrita por [Chaves et al. \(2006\)](#) é de um metadiamicrito que, quando se encontra em estado não intemperizado, tem aspecto denso e duro, de coloração cinza-azulada. A matriz da rocha é quartzítica fina, localmente síltica, onde se distribuem de modo caótico clastos de diversas origens, tais como quartzito, quartzo, filito, granito, gnaiss, além de rochas carbonáticas e vulcânicas básicas.

Grupo Bambuí

O Grupo Bambuí ocorre como cobertura sedimentar sobre o cráton. Constitui-se de (meta) sedimentos carbonáticos e pelíticos, interpretados como depósitos de plataforma marinha estável e de bacia de antepaís ([Alkmim and Martins-Neto \(2001\)](#), *apud* ([Martins, 2006](#))).

De acordo com a sequência estratigráfica apropriada, o Grupo Bambuí é subdividido em seis nove formações. Na região afloram rochas das formações basais Serra de Santa Helena e Lagoa do Jacaré, cuja idade de sedimentação do grupo está compreendida no

intervalo aproximado entre 640 Ma da Formação Sete Lagoas, e 580 Ma da Formação Três Marias (Chaves et al., 2011).

A **Formação Serra de Santa Helena**, em geral, encontra-se em adiantado grau de intemperismo, sendo encontrada nas partes topograficamente mais baixas e inclui metassiltitos e metargilitos com intercalações de folhelhos ardosianos e, localmente níveis carbonáticos. O contato com a formação superior, Lagoa do Jacaré, é do tipo transicional.

A **Formação Lagoa do Jacaré** é caracterizada na base por ritmitos placóides formados por lâminas de argilito (mais claras) intercaladas por lâminas milimétricas de calcilutito, o que evidencia, segundo Chaves et al. (2011), mudanças nas condições de sedimentação. Em direção ao topo, os níveis carbonáticos (calcilutitos) tornam-se mais espessos e continuam separados por níveis milimétricos de rochas pelíticas, e ocorrem localmente calcários mais puros no topo.

2.1.4 Coberturas Fanerozóicas

Também ocorrem na região, depósitos continentais da Formação Abaeté unidade basal do Grupo Areado. Essa formação é composta por conglomerados polimíticos, clasto-sustentados, depositados em sistemas fluviais e de leques aluviais (Costa and Gonzaga, 1998), *apud* Hercos et al. (2008); Chaves et al. (2011)) e que repousa em discordância sobre os supergrupos Espinhaço e São Francisco.

Completam a sequência recobrimdo a Formação Abaeté, encontra-se depósitos principalmente inconsolidados, cenozóicos, que formam coberturas detrítico-lateríticas, colúvio-eluviais e aluvionares (Chaves et al., 2011).

2.1.5 Geologia Estrutural

A Bacia do São Francisco é dividida em três compartimentos estruturais segundo Alkmim et al. (1993, 1996): i) compartimento oeste (W), que corresponde ao cinturão de antepaís das faixas Brasília e Rio Preto; ii) compartimento central (C), no qual as rochas encontram-se indeformadas; e iii) compartimento leste (E), que representa o cinturão de antepaís da Faixa Araçuaí (Figura 2.3). Estes compartimentos são condizentes com a deformação sofrida por suas rochas pré-cambrianas, onde nos compartimentos periféricos (W e E) os sedimentos do Grupo Bambuí que compõem os dois cinturões epidérmicos de antepaís de vergências opostas, quase se alcançam na porção central dessa bacia, próximo a cidade de Três Marias.

A região investigada compreende os compartimentos indeformados (C) e deformado de antepaís (E) da porção oriental do Cráton São Francisco (Figura 2.3). Estes compartimentos apresentam estruturas como falhas de empurrões e dobras, em duplex e leques imbricados. Também ocorrem algumas falhas direcionais e persistentes sistemas de juntas, em par conjugado NE/SW e NW/SE. A polaridade de E para W é marcada pela queda progressiva da magnitude da deformação e uma clara vergência das estruturas. Nessa região o embasamento não foi envolvido na deformação da cobertura. O metamorfismo nesses compartimentos é de incipiente a baixo grau, passando a de maior intensidade para leste, chegando a atingir condições de fácies xisto verde com presença abundante de veios de quartzo e calcita (Alkmim and Martins-Neto, 2001).

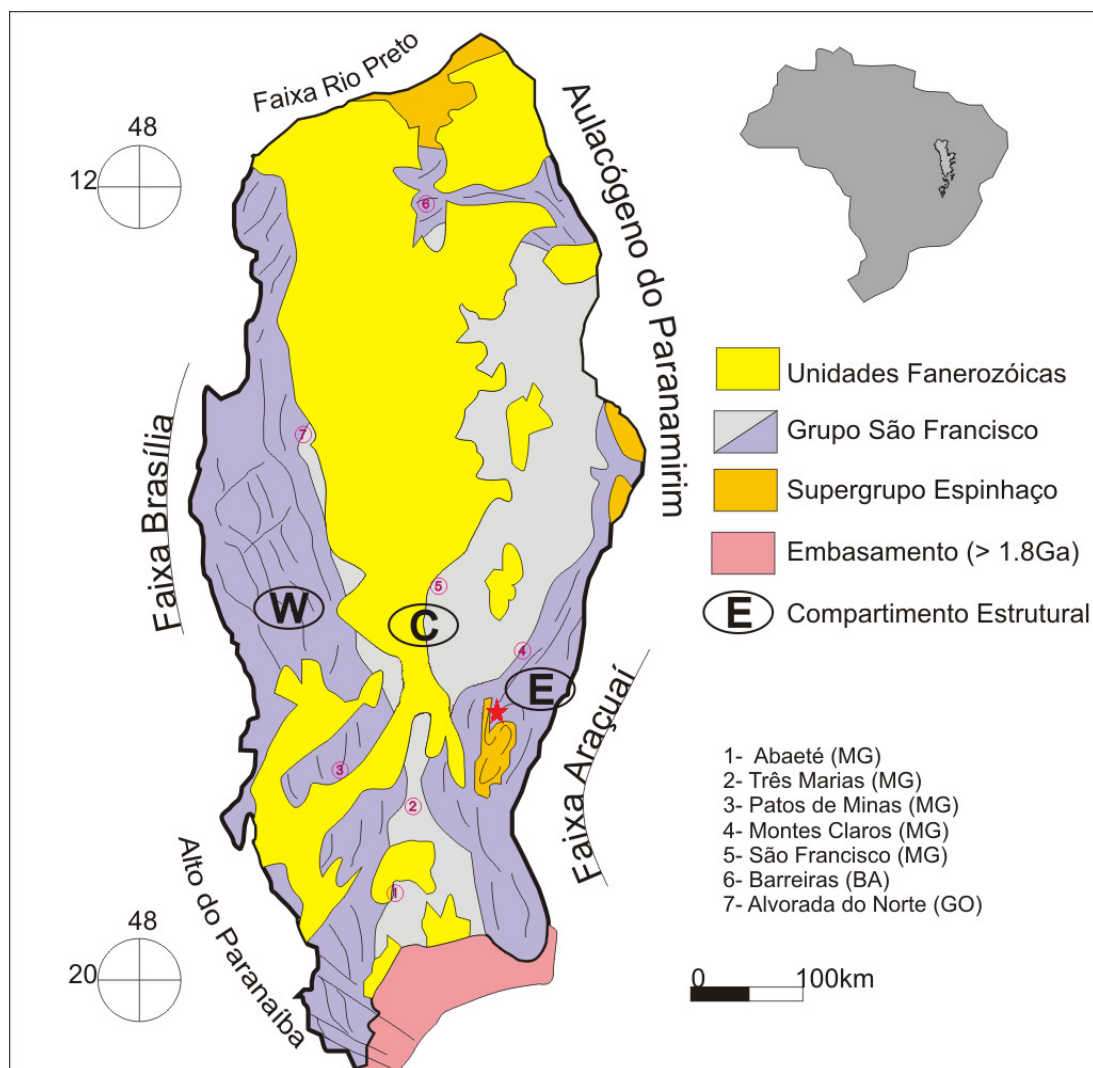


Figura 2.3: Mapa geológico simplificado da bacia intracratônica do São Francisco, mostrando a distribuição das grandes unidades estratigráficas e as principais feições estruturais (Modificado de Pinto and Martins-Neto (2001)). A estrela vermelha indica a região de estudo.

2.2 Geofísica Crustal

2.2.1 Considerações iniciais

A geofísica é uma ciência muito utilizada na interpretação de feições geológicas, já que indica, a partir das diferentes respostas físicas da superfície e subsuperfície, a presença de estruturas e contatos geológicos. Sua integração com dados geológicos possibilita uma melhor interpretação, sendo cada vez mais utilizada como ferramenta para o auxílio no mapeamento geológico e na prospecção mineral.

A geofísica aplicada teve início com estudos sobre as variações no campo magnético da Terra, estudos estes conduzidos por cientistas desde 1843. Os primeiros usos de magnetômetros foram para a localização de depósitos de minério. A publicação de 1876 "*The examination of Iron Ore Deposits by Magnetic Measurements*", de Thalen, foi o primeiro tratado científico que descreve este uso prático (Telford et al., 1990). Durante a

última década, as pesquisas que utilizaram técnicas geofísicas (gravimetria, magnetometria, eletromagnetometria e gamaespectrometria) em plataformas aéreas obtiveram um crescimento sem precedentes, principalmente em estudos de subsuperfícies aplicados para a modelagem e conhecimento da propriedade física e geométrica do alvo em estudo.

Tendo como objetivo a modelagem da subsuperfície onde a região que sofrerá mudanças nos esforços locais, esta pesquisa fará uso de dados gamaespectrométricos e magnéticos aéreos; dados gravimétricos terrestres, coletados durante a pesquisa; e dados de sismologia históricos e obtidos atualmente. A seguir será descrito resumidamente o histórico e as aplicações dos métodos geofísicos que serão utilizados nesse mestrado.

2.2.2 Método gamaespectrométrico

O método gamaespectrométrico fundamenta-se na detecção da radiação gama, emitida devido ao processo de estabilização dos núcleos dos elementos radioativos. A radioatividade, propriedade dos núcleos instáveis que perdem sua massa pela emissão de partículas e/ou radiação eletromagnética, foi descoberta em 1895 por Wilhelm Conrad Roëntgen, e teve grande importância econômica a partir de então, sendo posteriormente suas séries aprimoradas por Henri Becquerel em 1896, e Marie e Pierre Curie em 1898, a partir de minerais de urânio (Telford et al., 1990).

As principais formas de decaimento de um elemento radioativo são por emissão de partículas alfa (α), beta (β) e raios gama (γ). As partículas alfas (α) equivalem a núcleos do átomo de Hélio e possuem energia pouco penetrativa, enquanto que as partículas betas (β) são capazes de ionizar o ar por alguns centímetros e equivalem a elétrons. Raios gama são caracterizados por não possuírem carga nem massa atômica e serem gerados pela energia excedente criada após a formação de um novo núcleo em estado excitado de energia, por meio do decaimento de um radionuclídeo. Os raios gama possuem alta energia de penetração, podendo penetrar aproximadamente 0,5m em rochas e até centenas de metros no ar (Erdi-Krausz et al., 2003).

A gamaespectrometria é amplamente aplicada no mapeamento geológico, prospecção mineral e exploração de petróleo (Erdi-Krausz et al., 2003). No mapeamento de unidades geológicas por gamaespectrometria, o contraste entre radioelementos das unidades é importante para verificar a compartimentação da superfície da área de estudo (rocha, solo e corpos d'água). Por intermédio destes, é possível interpretar os contatos litológicos com base em alguma informação prévia da geologia local, como localização e composição de litotipos validando e auxiliando o traçado dos contatos geológicos, assim como também é possível separar regiões onde o solo ou massas de água não permitem que se tenha informação sobre as rochas abaixo dos mesmos, dado que a radiação captada fornece informação sobre materiais encontrados a centímetros da superfície (Ribeiro et al., 2013). Rochas sedimentares apresentam em geral o conteúdo de radioelementos que reflete a rocha fonte, enquanto que em rochas metamorfozadas não ocorre alteração na concentração dos radioelementos em relação ao protólito (Dickson and Scott, 1997).

Nas décadas de 1970 e 1980, a aplicação direta de pesquisas gamaespectrométricas na prospecção mineral concentrava-se na procura de depósitos de U e Th (Dickson and Scott, 1997). Atualmente, a radiação de raios gama é utilizada na prospecção de diversos

depósitos minerais.

2.2.3 Método magnetométrico

O estudo do magnetismo da Terra é o ramo mais antigo da geofísica. Tem sido conhecido há mais de três séculos que a Terra se comporta como ímã grande e um pouco irregular. Sir William Gilbert (1540-1603) fez a primeira investigação científica do magnetismo terrestre. Ele registrou em *de Magnete* o conhecimento de materiais que orientam-se em direção ao norte devido a presença de fragmentos de magnetita. Gilbert mostrou que o campo magnético da Terra era mais ou menos equivalente à de um ímã permanente em uma direção geral norte-sul, perto do eixo de rotação da Terra (Telford et al., 1990).

De acordo com Nabighian et al. (2005), Sir William Gilbert realizou a primeira investigação do magnetismo terrestre ainda durante o século XVI. No sexto século antes de Cristo, o filósofo grego Thales de Mileto já havia feito observações sobre os princípios magnéticos e os navegantes chineses atingiram a costa leste da Índia, utilizando os princípios da navegação com bússola magnética desde o final do século X.

Karl Frederick Gauss fez extensos estudos de campo magnético da Terra de cerca de 1830-1842, e até hoje a maioria de suas conclusões são válidas. Ele concluiu a partir da análise matemática que o campo magnético provinha do interior da Terra, e notou provável conexão à rotação da Terra. O campo magnético terrestre foi estudado quase continuamente desde o tempo de Gilbert, mas foi apenas em 1843 que von Wrede usou pela primeira vez variações no campo para localizar depósitos de minério magnético (Telford et al., 1990). O desenvolvimento do magnetômetro *fluxgate* teve avanço durante a Segunda Guerra Mundial, quando era utilizado para detectar submarinos a partir de uma aeronave.

Esse método magnético refere-se à propriedade da matéria relacionada à susceptibilidade magnética. Esta depende da quantidade, composição e modo de distribuição dos minerais magnéticos presentes nas rochas, os quais produzem distorções locais nos elementos do campo magnético terrestre (Luiz and Silva, 1995). As variações locais do campo magnético terrestre oferecem informações sobre a superfície e subsuperfície da Terra.

Dados de magnetometria podem guiar à distinção litológica, visto que diferentes rochas possuem distintas assinaturas magnéticas. As rochas ígneas básicas e ultrabásicas possuem as maiores médias de susceptibilidade magnética, enquanto que rochas ígneas ácidas e rochas metamórficas possuem valores intermediários a médios, e rochas sedimentares possuem valores médios a baixos de susceptibilidade magnética (Reynolds, 2011).

Esses dados, sobre bacias sedimentares fornecem informações consideráveis sobre litologias e estruturas, como a presença de anomalias intrasedimentares relacionadas à distribuição de magnetita detrítica e a descrição de processos químicos que podem, a princípio, produzir magnetita e pirrotita na presença de hidrocarbonetos (Clark, 1997). Trabalhos de modelagem crustal baseados em métodos magnetométricos foram desenvolvidos para a Bacia de Santos por Guimarães et al. (1982) e Chang and Kowsmann (1984). Esses dados também têm sido utilizados para verificar a estruturação da crosta baseada nos produtos gerados que possibilitam reconhecer informações sobre a divisão de domínios magnéticos, e a extrair e caracterizar lineamentos magnéticos que podem representar diques, falhas geológicas ou contato entre diferentes litotipos.

2.2.4 Método gravimétrico

A gravimetria teve início a partir de experimentos, sobre os efeitos das atrações e queda dos corpos livres, realizados por Galileo Galilei, por volta de 1589, na tentativa de determinar como o peso afeta a velocidade quando um determinado objeto cai. Mais tarde Sir Isaac Newton (1642-1727) sintetizou e melhorou essas descobertas com os fundamentos básicos das leis da Gravitação Universal. O uso da gravimetria na prospecção iniciou em 1890 na Hungria com o cientista Baron Roland von Eötvös, que aprimorou uma balança de torção e fez a primeira pesquisa da gravidade sobre o gelo do Lago Balaton em 1901. FA Vening Meinesz, em 1923, mediu a gravidade com pêndulos a bordo de um submarino holandês, demonstrou as variações da gravidade nas mais diversas áreas dos oceanos, especialmente os grandes efeitos de gravidade perto da trincheira da Indonésia. Nos anos seguintes os gravímetros foram adaptados (LaFehr (1980) *apud* Telford et al. (1990)) para medições sob a água, a bordo de navios e aeronaves e em perfurações (Telford et al., 1990).

O método gravimétrico envolve medidas do campo gravitacional da Terra, tendo como principal objetivo mapear anomalias causadas por rochas que fornecem respostas devido seus contrastes de densidades em relação às demais circundantes.

Dados gravimétricos são empregados para uma melhor compreensão da compartimentação da crosta local no que diz respeito à variação do campo gravitacional e sua correlação com a geologia e a magnetometria. As imagens oriundas do campo gravimétrico permitem identificar de forma mais precisa a posição horizontal das fontes causadoras do campo medido, demarcar unidades físicas e as estruturas associadas.

2.3 Histórico de Sismicidade

2.3.1 Sismicidade desencadeada por reservatórios

Desde a construção da Barragem Hoover no Rio Colorado (EUA), em 1936, quando ocorreu um sismo de magnitude 5,0 Richter, a sismicidade desencadeada por reservatórios (SDR) foi observada em diversos locais em todo o mundo. Com o passar dos anos, tem se tornado cada vez mais claro, que algumas obras de engenharia podem ter influência significativa na maneira como os esforços crustais são liberados na forma de terremotos. Com isso, constatou-se que o enchimento de grandes reservatórios, a remoção de fluidos na exploração, a exploração de minas subterrâneas, a injeção de fluidos sob alta pressão em poços profundos e os efeitos posteriores a grandes explosões nucleares podem provocar uma categoria de terremotos denominada *terremotos induzidos* (Barros & Fontelene, 2012).

Segundo Talwani (2000), existem duas denominações: *sismicidade induzida*, quando a sismicidade resulta de uma variação substancial nos esforços e/ou na pressão nos poros; e *sismicidade desencadeada (triggered seismicity)*, quando a crosta está próxima do ponto de ruptura devido a processos tectônicos naturais, e portanto, uma pequena variação nos esforços e/ou na pressão nos poros desencadeia os terremotos. Aqui utilizaremos o termo sismicidade desencadeada significando ambos os casos, já que na prática é bastante difícil uma distinção.

Uma das condições para a ocorrência de SDR deve-se a percolação de água a grandes profundidades, em planos de fraqueza das rochas subjacentes ao reservatório, que estejam

submetidas a estados críticos de tensão (ponto de vista hidráulico). Com o aumento das pressões devido a percolação, as forças resistentes são diminuídas, assim as forças de cisalhamento são afetadas, causando um desequilíbrio nas tensões internas das rochas, podendo provocar rupturas que, por sua vez, geram sismos (ponto de vista mecânico). Atividades como injeção direta de fluidos em poços de petróleo, a construção de grandes reservatórios hídricos (Figura 2.4) e a retirada de milhões de toneladas de material rochoso pela atividade mineradora causam estas mudanças nos esforços (Simpson, 1986).

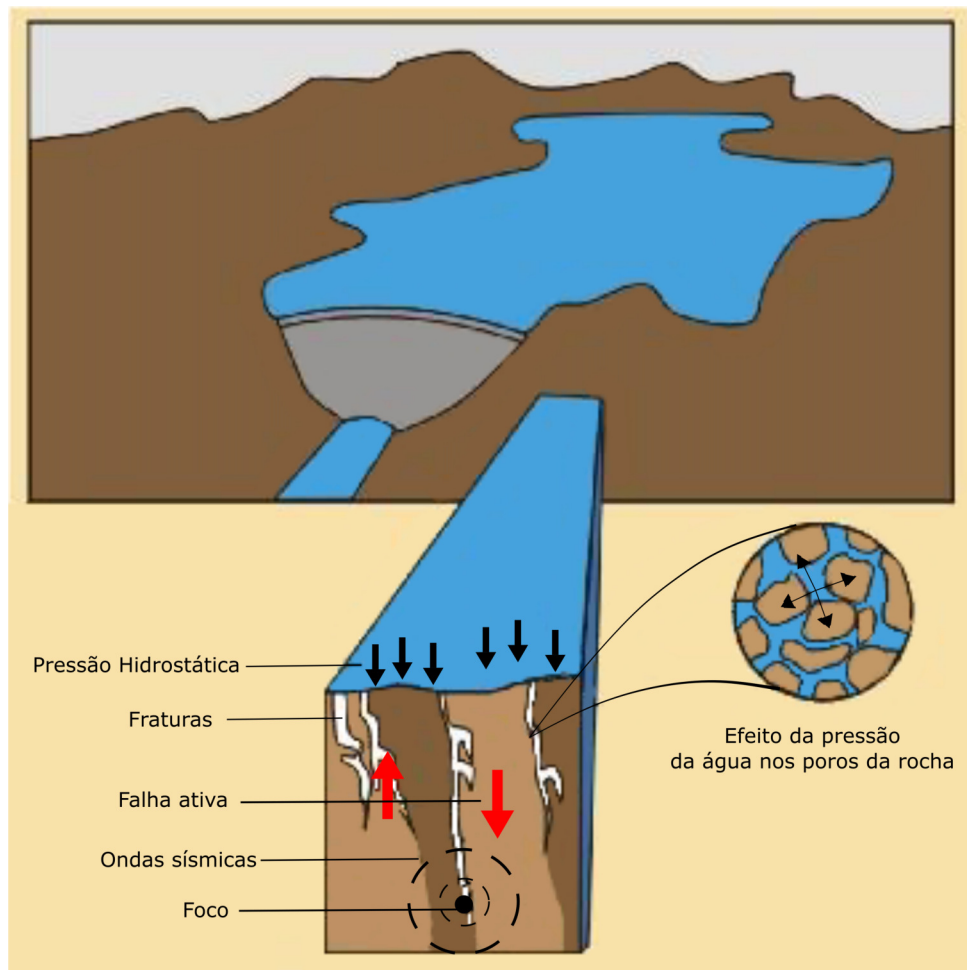


Figura 2.4: Bloco diagrama ilustrando o efeito da pressão hidrostática sobre o leito rochoso associado à diminuição da pressão efetiva pelo acréscimo de fluido (Modificado de Veloso (1992)).

Programas de monitoramento sismológico em regiões com reservatórios, tem como objetivo avaliar a atividade sísmica natural, verificar as mudanças no nível de sismicidade natural e orientar a adoção de eventuais procedimentos futuros em relação à redução dos impactos ambientais, sociais e econômicos decorrentes de sismos significativos. Com o estudo destes dados é possível identificar e estudar os fenômenos de SDR e por meio das polaridades das ondas P e S, e pela análise da forma de onda registrada, é possível atribuir características tectônicas à estrutura causadora dos abalos, assim como localizar a fonte de origem (hipocentros) e sua projeção superficial (epicentros).

No mundo inteiro, já foram registrados oito terremotos induzidos em reservatórios, com magnitude superior ou igual a 5.0 (Gupta, 1992), como é o caso do sismo induzido

pelo reservatório Koyna, Índia em 1967 (magnitude de 6,5), o maior já reportado e que gerou 200 mortos, 1.500 feridos e extensos danos à estrutura da barragem e em cidades vizinhas (Chadha et al., 2008; Gupta, 1992). Por não dispor de informações detalhadas sobre a sismicidade antes do enchimento desses reservatórios não é possível estabelecer as características exatas da variação após a sismicidade causada.

No Brasil, o interesse pela SDR se deu, inicialmente, na década de 70, quando em 1972 um sismo de magnitude M_R 3,7, no Reservatório de Carmo do Cajuru/MG, gerou uma intensidade máxima de VI (MM, Mercalli Modificada) (Veloso et al., 1995; Viotti et al., 1997, 1998). Dois anos depois, em 1974, um sismo de magnitude m_R 4,2, ocorreu nos reservatórios de Porto Colômbia/MG e Volta Grande/SP (Veloso, 1992), sendo este, o maior evento de SDR registrado no Brasil. Casos recentes de SDR foram registrados em todo o Brasil, como exemplo, cita-se as Usinas Hidroelétricas de Tucuruí, Nova Ponte e Miranda (Assumpção et al., 2002), e mais recentemente em outras localidades como de Irapé (Silva et al., 2014), 2014), de Lajeado (OBSIS, 2014); e de Batalha (OBSIS, 2017); Figura 2.5).

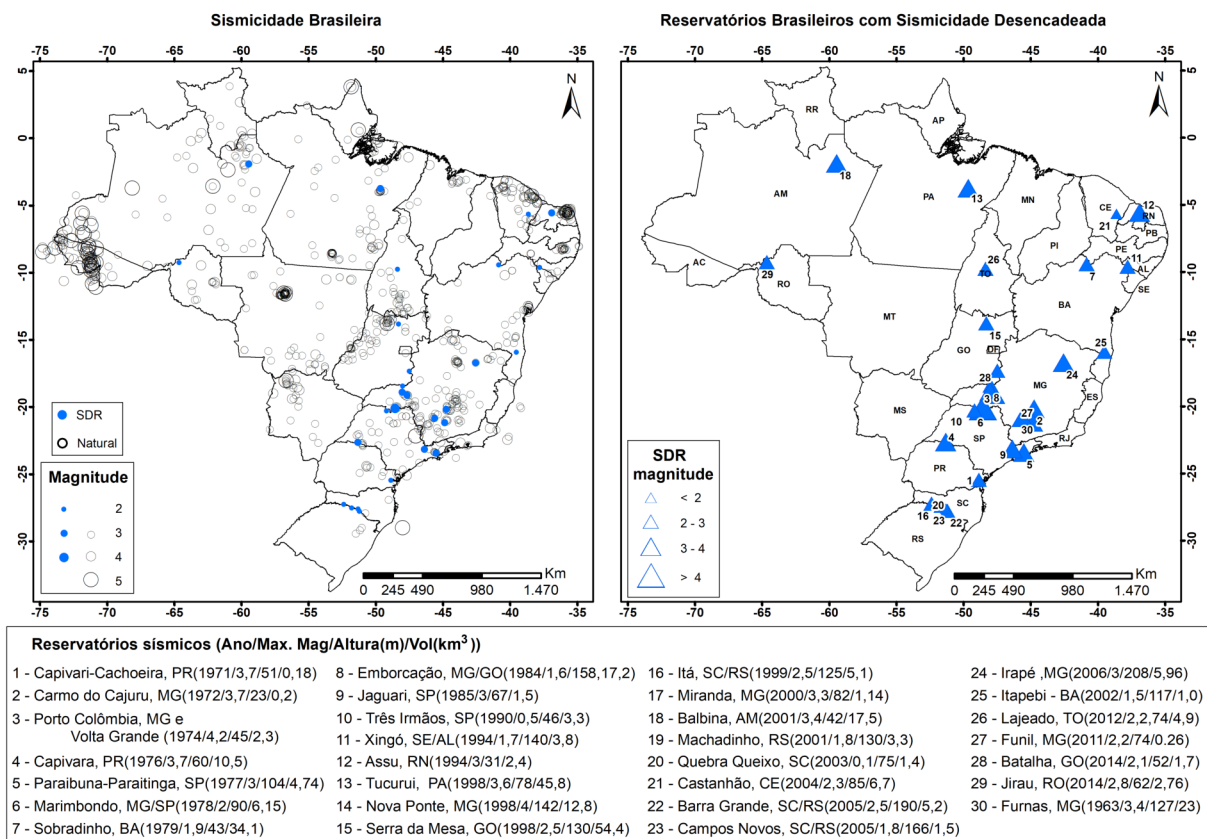


Figura 2.5: Mapa de sismicidade brasileira com discriminação entre eventos naturais e desencadeados. Os triângulos no mapa indicam os reservatórios brasileiros que apresentaram sismicidade desencadeada.

2.3.2 Sismicidade no Brasil e no norte de Minas Gerais

O Brasil, por estar situado no interior da Placa Sul Americana, região tectonicamente estável, tem histórico de baixa atividade sísmica, entretanto, já foram registrados 22

terremotos com magnitude maior ou igual a 5, dois dos quais maiores do que 6 (6,1 e 6,2; Barros et al. (2009)).

Rupturas em zonas de fraquezas preexistentes ou a concentração de esforços causados por diferenças estruturais na litosfera, são as prováveis causas da ocorrência de terremotos e são utilizadas para explicar a sismicidade intraplaca (Kenner and Segall, 2000; Sykes, 1978; Talwani, 1989; Talwani and Rajendran, 1991).

Dentre os vinte e dois terremotos observados no Brasil no último século com magnitude igual ou superior a 5, a metade está localizada próximos à margem continental (Barros et al., 2009), que é uma feição comum em sismicidade intraplaca (Johnson and Kanter, 1990; Schulte and Mooney, 2005) e a outra metade na litosfera.

O mapa da sismicidade brasileira (Figura 2.5) indica que os eventos apresentam distribuição geográfica não-uniforme, com alta densidade de eventos na região central, nordeste e Acre. Já na região norte de Minas Gerais, até os dias de hoje, foram registrados, 227 eventos e três desses eventos tiveram importância significativa para essa região: Manga (1990 - M 3,2), Itacarambi (2007 - M 4,9) e Montes Claros (2012 - M 4,0) (Figura 2.6).

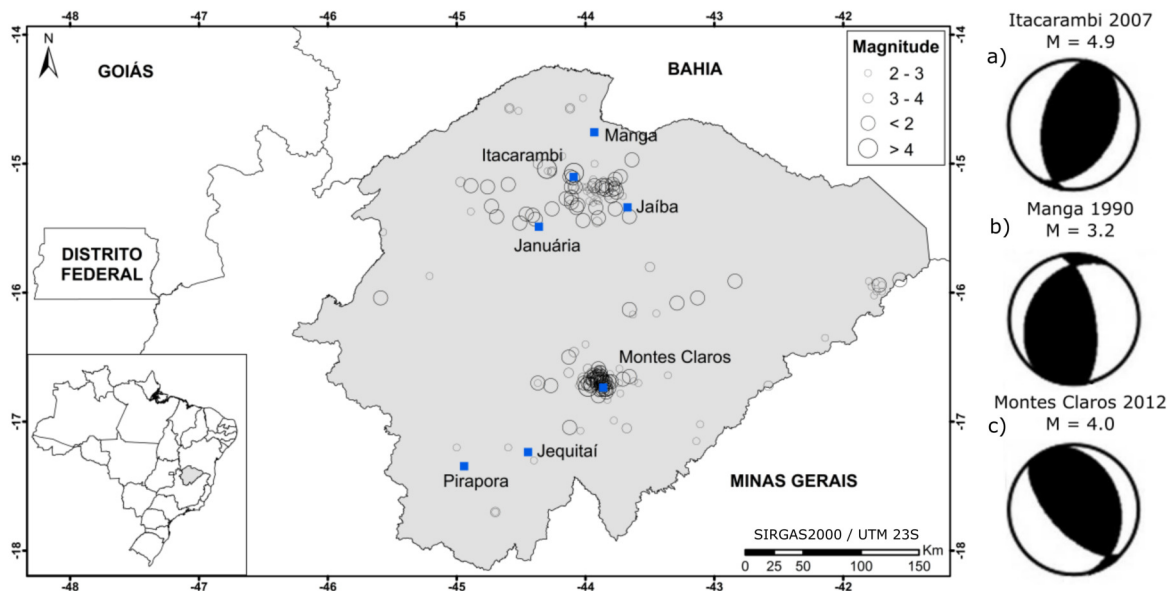


Figura 2.6: Sismicidade no norte de Minas Gerais. Mecanismos focais publicados para a região norte: Montes Claros - Agurto-Detzel et al. (2014); Manga - Assumpção et al. (1990); Itacarambi - Chimpliganond et al. (2010).

Os sismos de Manga

Em 01 de março de 1990, um sismo de magnitude 3,2 m_R , com intensidade máxima IV MM, foi sentido próximo a cidade de Manga, norte de Minas Gerais. Foram registrados pequenos precursoros, cujo número decaiu rapidamente em poucas semanas.

Assumpção et al. (1990), determinou o mecanismo focal para o evento principal de Manga e concluiu que os sismos indicaram uma ruptura de dimensões inferior a 1 km, localizada em um plano de falha de direção N-S e mergulho entre 60° e 75° para leste, a profundidades entre 0,5 a 1,5 km aproximadamente (Figura 2.6 b)). A movimentação da falha inversa revelou esforços compressivos com orientação aproximada E-W.

Os sismos de Caraíbas-Itacarambi

No dia 24 de maio de 2007, um tremor de terra de magnitude 3,5 m_R foi sentido pela população do vilarejo de Caraíbas, localizada a 35 km de Itacarambi. Posteriormente, em 9 de dezembro de 2007, outro tremor de maior magnitude 4,9 m_R e intensidade VII (MM), causou o desmoronamento de algumas residências na Vila de Caraíbas, além de danos em outras residências. A atividade de réplicas persistiu por vários meses, sendo que eventos com magnitudes em torno de 2,0 m_R foram sentidos pela população.

De acordo com [Chimpliganond et al. \(2010\)](#), o mecanismo focal obtido indica um falhamento inverso com direção N30°E, mergulho de 30° e *rake* de 105° (Figura 2.6 a)), assim, a reativação de fraturas e falhas do embasamento do Cráton São Francisco orientadas segundo as direções NE-SW e N-S a NW-SE poderiam explicar as sismicidades observadas em Caraíbas-Itacarambi, em resposta a um esforço compressivo com orientação aproximadamente E-W. Segundo o mesmo autor, a movimentação ao longo de fraturas/falhas preexistente em estruturas do tipo horsts e grabens do embasamento podem ter contribuído para a concentração dos esforços tectônicos ao longo do tempo nessa região.

Os sismos Montes Claros

Em 19 de maio de 2012, um evento de magnitude 4.0 m_R atingiu a cidade de Montes Claros e causou maiores danos (intensidade V-VI MM, ([Albuquerque et al., 2012](#); [Assumpção et al., 2013](#)). A sismicidade perto de Montes Claros não é uma ocorrência nova. O Boletim Sísmico Brasileiro relata atividade sísmica até M 3,7 nesta região já em 1978, onde pequenos sismos com magnitudes de até 3,5 vinham ocorrendo mais frequentemente desde de 1995 ([Agurto and Assumpção, 2013](#)).

A atividade principal recente ($m > 3$) foi detectada desde março de 2011 quando um evento de magnitude 3.3 foi registrado. Em 2014, a atividade sísmica foi reativada, com dois terremotos de m_R 3,3. O terremoto de maio de 2012, m_R 4,0, teve maior magnitude com réplicas de magnitudes inferiores a 2,9.

Um mecanismo focal para este evento foi calculado, onde a melhor solução indica falhas reversas com planos nodais (*strike / dip / rake*) 347°/50°/135° e 110°/57°/50°, e um eixo quase horizontal P a NE-SW. A direção das réplicas concorda com o primeiro destes planos (Figura 2.6 c)), implicando que este é o plano da falha. Assim, a ruptura de choque principal corresponde a uma falha inversa que NNW, que mergulha para leste ([Agurto-Detzel et al., 2014](#)). Segundo o mesmo autor, embora as falhas predominantes e os lineamentos mapeados na área apresentem tendência NE-SW, a estrutura sismogênica encontrada corresponde a um plano de falha de direção NNW-SSE, que poderia ser uma estrutura herdada do Cráton São Francisco e reativada sob o atual regime de estresse compressivo de E-W ([Assumpcao, 1992](#); [Assumpção, 1998](#); [Coblentz and Richardson, 1996](#))).

Capítulo 3

Materiais e Métodos

O presente capítulo apresenta os principais materiais e métodos utilizados. O estudo incluiu a criação da base de dados em ambiente SIG (Sistema de Informações Geográficas), reunindo dados geológicos estruturais e imagens geofísicas, elaboradas após o processamento e aplicação de técnicas de realce de dados magnéticos, gamaespectrométricos, gravimétricos e sismológicos.

3.1 Levantamento Estrutural

Para o levantamento dos dados estruturais foram realizadas medidas de estruturas rúpteis em três etapas de campo, ocorridas nos anos de 2015 e 2016, e financiadas pelo Observatório Sismológico da Universidade de Brasília, além de imagens de satélite que serviram para uma melhor visualização de feições importantes. O principal objetivo do levantamento estrutural é o reconhecimento e descrição das estruturas geológicas primárias e secundárias (tectônicas) que poderiam interferir na sismicidade da área.

Antecedendo as etapas de campo foi realizada a extração dos lineamentos morfoestruturais, utilizando como base imagens do satélite Landsat 8, sensor OLI (*Operation Land Imager*). O sensor OLI fornece as bandas multiespectrais, sendo as bandas 1 a 7 e 9 com resolução espacial de 30 metros e a banda 8 (pancromática), com 15 metros de resolução espacial. As imagens para o estudo foram adquiridas no site do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), referente as cenas LO8-218-072-2016054 e LO8-219-072-2016061 (Figura 3.1) e posteriormente foram processadas utilizando o *software* ENVI 4.7.

Na extração de lineamentos morfoestruturais também foi utilizado o Modelo Digital de Elevação (MDE) fornecido pelo Projeto Topodata (Valeriano, 2008), que consiste numa iniciativa do INPE em reamostrar os dados fornecidos pelo Projeto SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) com dados altimétricos nacionais, fornecendo um MDE com resolução final de 30 metros. Este foi utilizado como base para alguns modelos tridimensionais apresentados e para o desenvolvimento da imagem de Relevô Sombreado. A cena necessária para cobrir a área de estudo denomina-se 17S45.

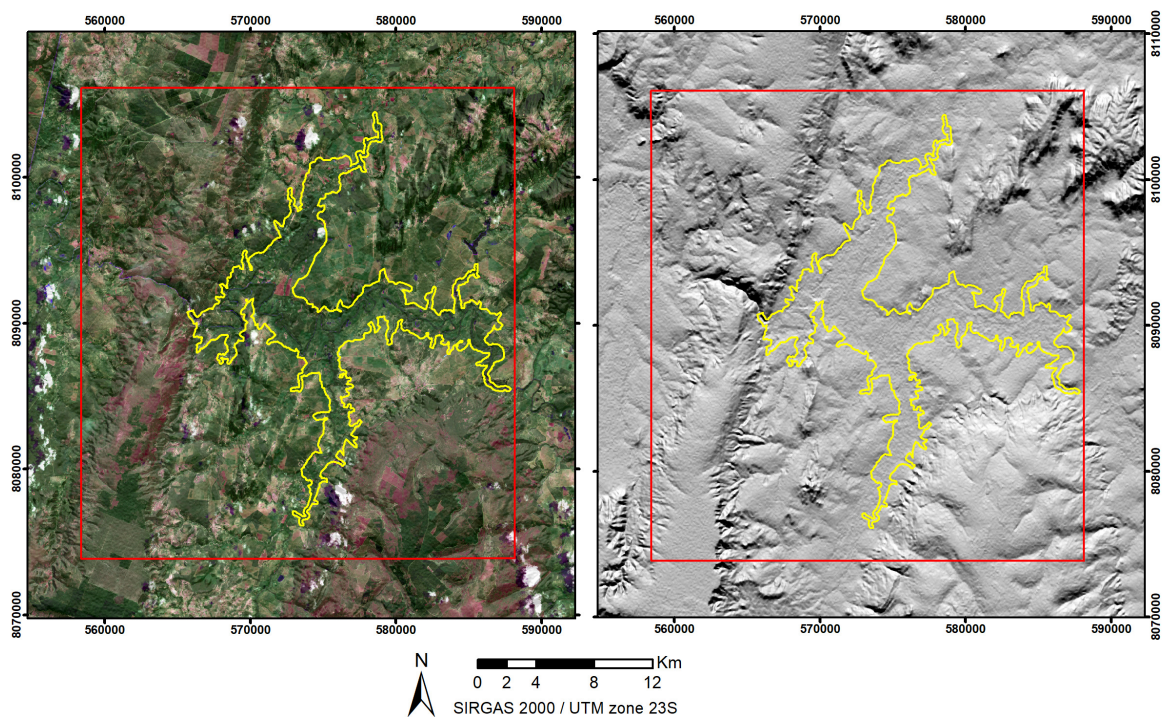


Figura 3.1: a) Imagens do satélite Landsat-8 (sensor OLI), composição colorida (RGB) das bandas 7, 5 e 3, respectivamente, fusionada com a banda 8 pancromática. b) Imagem de Relevo Sombreado derivada do MDE do Projeto Topodata. Destaque em amarelo para a área em estudo.

Para o melhor aproveitamento das informações produzidas por esse sensor, foram aplicadas técnicas de fusão utilizando um modelo de domínio espectral formado pelos processos que realizam uma transformação na imagem multiespectral, resultando num novo conjunto de bandas onde uma delas é correlacionada com a imagem pancromática (Pinho et al., 2005). A transformação HSV (*hue* - matriz, *saturation* - saturação e *value* - intensidade) foi utilizada por ser a mais flexível e que apresenta o melhor desempenho para combinação e integração de dados geológicos multifontes (Harris et al., 1994), nela três bandas espectrais de baixa resolução espacial são transformadas do espaço RGB de cores para o espaço HSV (Figura 3.2). A componente V é substituída pela imagem PAN e é efetuada a operação inversa, retornando para o espaço RGB (Schneider et al., 2003).

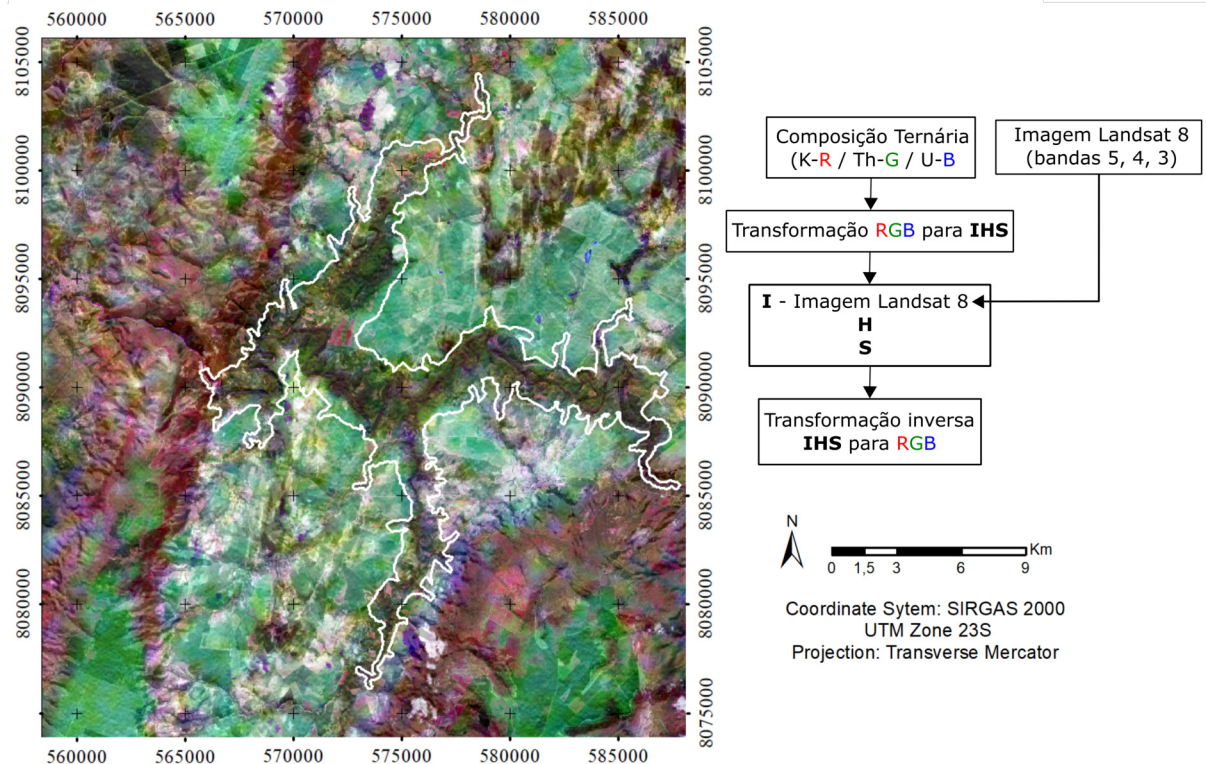


Figura 3.2: Fusão Landsat-RBG(gama) gerada pela transformação IHS e fluxograma de processamento.

A partir dessa fusão, obtém-se características mais relevantes para a interpretação geológica, como feições estruturais fornecidas pela imagem Landsat, representada pelos elementos de relevo e drenagem e os valores radiométricos (RGB) que contribuem na discriminação das unidades litoestruturais.

Durante a etapa de campo, para a obtenção das atitudes das estruturas geológicas, foram utilizadas bússolas do tipo *Brunton*, as medidas presentes neste texto apresentam-se de acordo com a notação da linha de máxima declividade, onde os primeiros três dígitos numéricos representam o azimute da direção do mergulho verdadeiro e os últimos dois dígitos representam o ângulo de mergulho do plano da estrutura com o plano horizontal, separados por uma barra, p. ex. "AZM°/AM°".

3.2 Determinação dos dados de densidade e susceptibilidade magnética

Amostras foram coletadas durante os trabalhos de campo para a realização de medições das propriedades físicas das rochas, afim de representar as principais unidades geológicas da área Figura 3.3. Não foi possível amostrar rochas do embasamento devido o mesmo não aflorar na área de estudo. Posteriormente, esses dados foram incorporadas aos modelos geológicos-geofísicos apresentados.

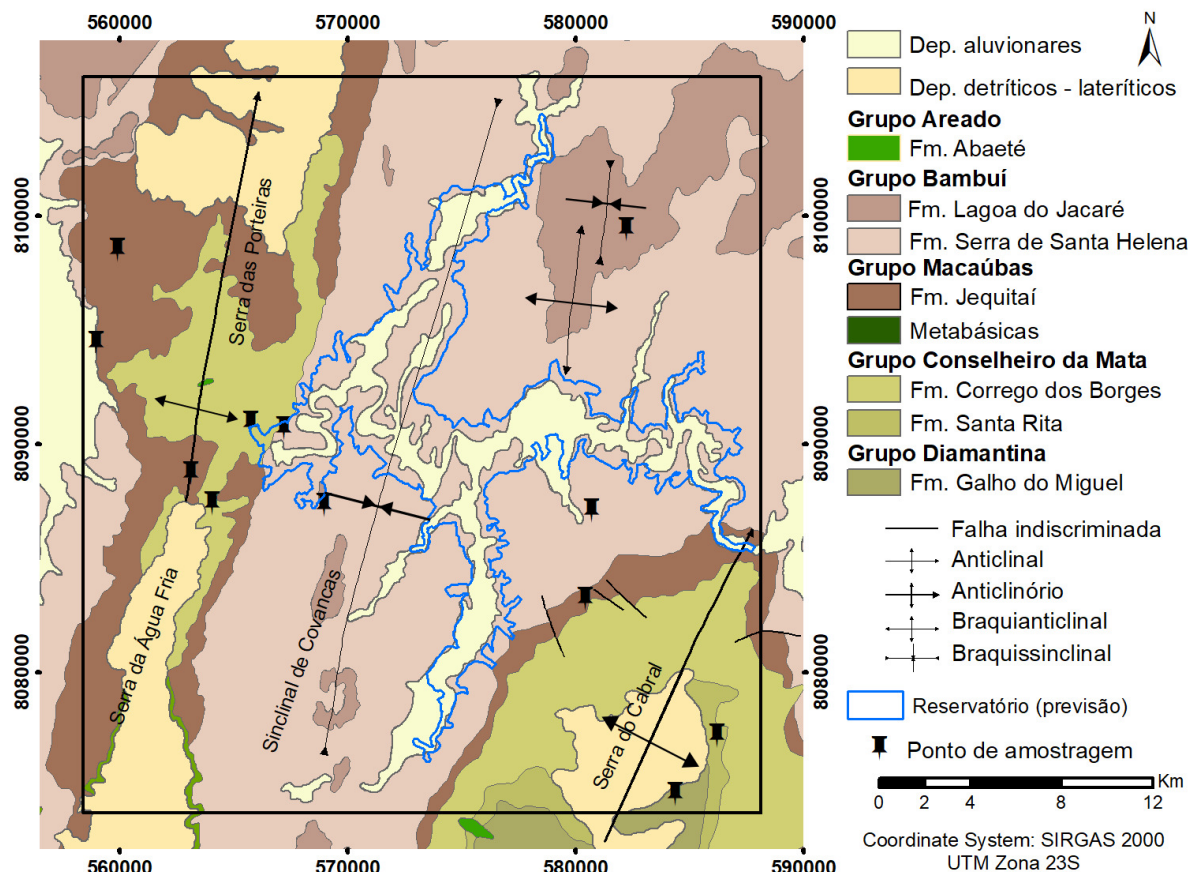


Figura 3.3: Mapa Geológico indicando a localização das amostras coletadas, para determinação das propriedades físicas das rochas que afloram na região.

O ensaio de densidade foi realizado no Laboratório de Geoquímica da Universidade de Brasília (LAGEQ/IG/UnB) com balança de precisão de 0,01g e *becker* graduado com intervalo de 0,1 ml. Previamente ao início do ensaio, as amostras selecionadas foram serradas em forma de cubos de modo que fosse possível inserí-las no *becker*. O procedimento adotado baseia-se no Princípio de Arquimedes (empuxo), que consiste em medir a massa seca da amostra utilizando uma balança analítica, e em seguida medir a massa da amostra imersa em água destilada. As amostras muito porosas foram envolvidas em papel parafina, o qual previamente mediu-se a massa, descontada do resultado final.

As medidas de susceptibilidade magnética foram realizadas utilizando o *Hand-Held Conductivity and Magnetic Susceptibility Meter DDD MPP-EM2S + Multi Parameter Probe (GDD Instrumentation)* pertencentes ao Laboratório de Geofísica Aplicada do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (LGA/IG/UnB). Inicialmente, o aparelho foi calibrado a fim de reduzir o risco da obtenção de medidas erradas. Foram realizadas sete leituras para cada amostra. O sensor reiniciava automaticamente a cada 60 segundos entre cada medida. Após a aquisição de todas as medidas os dados foram transferidos para o computador para análise e subsequente foi gerada uma tabela com os valores médios para cada amostra (Tabela 3.1).

n ^o	Litologia	Densidade média (g/cm ³)	Susceptibilidade magnética (x10 ⁻³)SI	Latitude	Longitude
1	Formação Lagoa do Jacaré: Calcilutitos e calcarenitos	2,68	1,57	-17,2982°	-44,3507°
2	Formação Serra de Santa Helena: Metassiltitos e folhelhos ardiosianos intercalados	2,23	0,84	-17,2659°	-44,3791°
3	Formação Jequitaí: Metadiamicititos	2,49	1,69	-17,1975°	-44,4361°
4	Formação Córrego dos Borges: Quartzometarenitos	2,57	2,31	-17,2977°	-44,3967°
5	Formação Santa Rita: Metassiltitos e metargilitos	2,27	0,63	-17,3887°	-44,1883°
6	Formação Galho do Miguel: Quartzometarenitos	2,36	0,81	-17,4121°	-44,2053°

Tabela 3.1: Valores médios de densidades e susceptibilidades para amostras coletadas na área de estudo.

3.3 Aerogeofísica

Os dados aerogeofísicos utilizados são resultados do Programa de Levantamento Aerogeofísico de Minas Gerais, dados magnetométricos e gamaespectrométricos da Área 13 Ubaí - Pirapora - Joaquim Felício. Este programa foi coordenado pela Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais (CODEMIG) em parceria com o Serviço Geológico do Brasil (CPRM), executados pela *Prospectors Aerolevantamentos e Sistemas LTDA* e cedido à Universidade de Brasília para fins acadêmicos.

A área do levantamento aerogeofísico, ocorrido no ano de 2009, compreendeu parte da região norte do estado de Minas Gerais e consistiu na coleta de informações sistemáticas de magnetometria e gamaespectrometria (Figura 3.4). O intuito desse projeto foi de utilizar informações geofísicas destes métodos para caracterizar e segmentar a crosta rasa local por meio da variação das medidas do campo magnético e radiação gama proveniente do decaimento dos elementos K, Th e U (Minty, 1997).

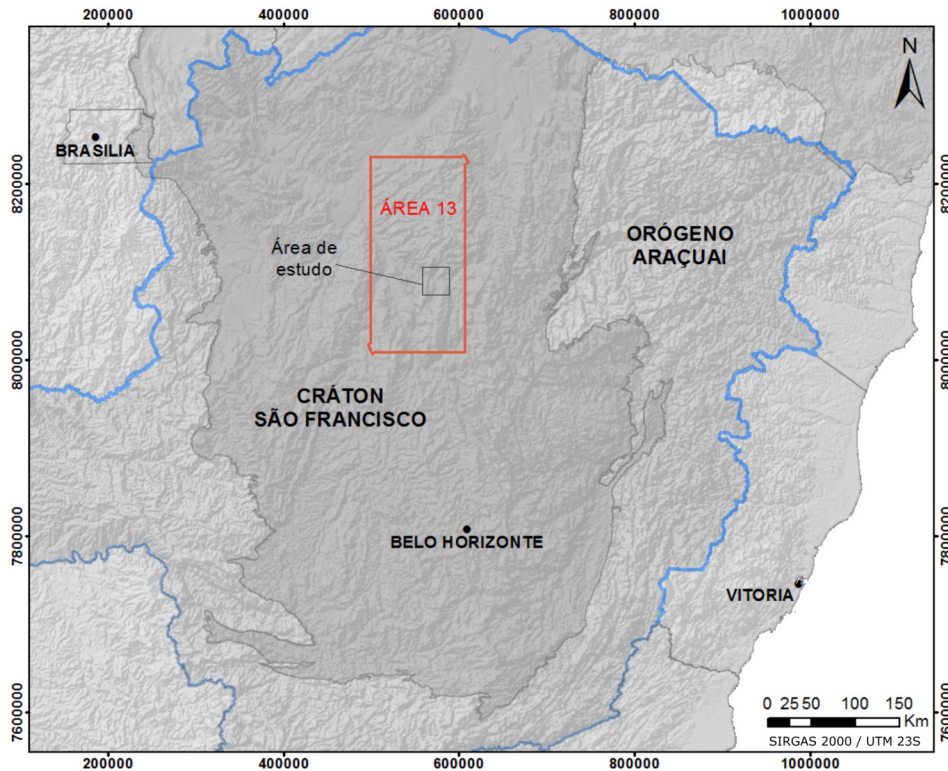


Figura 3.4: Localização da área de estudo e área dos dados aerogeofísicos (área 13, retângulo vermelho) dentro do estado de Minas Gerais (contorno azul) e em relação ao Cráton São Francisco.

O magnetômetro utilizado foi o modelo *Geometrics G822A* (Vapor de Césio) de resolução 0,001 η T (nano tesla) e capacidade de leitura a cada 0,1 segundos (o que equivale a uma leitura a aproximadamente cada 7,5 metros de terreno) e os gamaespectrômetros do modelo *Radiation Solutions RS-500* com capacidade para 256 canais espectrais e leitura de dados a cada segundo (o que equivale a uma leitura a aproximadamente cada 75 metros de terreno, em linha).

Esses dados apresentam alta resolução espacial, tendo sido adquiridos com altura de voo de 100 m, e direção das linhas de voo N25°W, espaçadas em 500 m. Possuem alta precisão instrumental, com intervalo de amostragem de 0,1 s. As linhas de controle possuem direção N65°E estão distanciadas em 10 km.

O pré-processamento dos dados foi desenvolvido pela equipe da *Propectors Aerolevantamentos e Sistemas LTDA*, e envolveu a aplicação de algumas correções, como micronivelamento e normalização de canais de medição radiométrica.

Posteriormente, estes dados foram processados utilizando o programa *Oasis Montaj*, versão 9.1 *Geosoft* TM, e em seguida foi criada uma base de dados utilizando o programa *ArcGis* 10.3, onde estes foram reunidos aos demais dados utilizados no trabalho e realizadas as estruturas finais dos mapas e interpretações

A Figura 3.5 mostra dois produtos aerogeofísicos regionais: Mapa do Campo Magnético Anômalo e Mapa da Contagem Total, respectivamente, que foram gerados com malha regular de 125 metros e posteriormente filtrados para obtenção de melhores resultados.

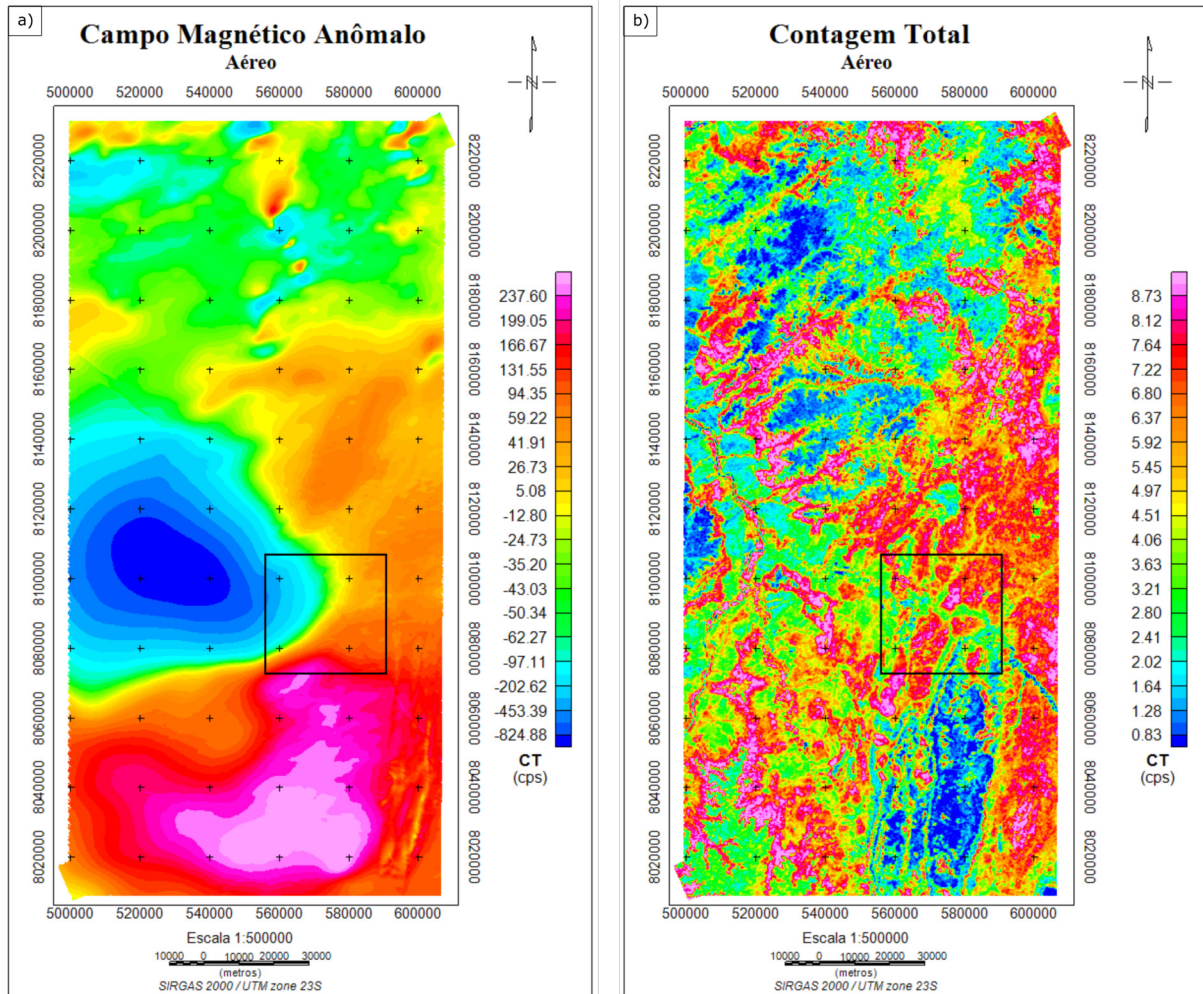


Figura 3.5: Imagens geofísicas derivadas do aerolevanteamento da Área 13. O quadrado preto indica a posição da área de estudo. a) Mapa regional do Campo magnético anômalo. b) Mapa regional da contagem total de radiação gama.

3.4 Gravimetria Terrestre

Os dados de gravimetria terrestre utilizados são resultados de uma campanha que teve duração efetiva de 8 dias, onde foram realizadas 273 medidas gravimétricas na região onde serão construídos os reservatórios. Esse levantamento ocorreu entre os dias de 03 de outubro e 10 de outubro de 2015 e teve como objetivo a coleta in situ e aquisição dos valores da aceleração da gravidade local, para assim se realizar uma análise da variação da densidade das rochas do meio, bem como compreender a isostasia na crosta local. O sistema de projeção UTM foi adotado como referência no levantamento gravimétrico e também para padronização dos demais dados deste trabalho, sendo adotado o datum SIRGAS 2000 zona 23S, como referência.

As medidas foram realizadas espaçadas a cada 0,5 km próximo a área dos futuros reservatórios, e a cada 1km nas áreas mais distantes.

A rotina adotada consistiu em realizar uma medida na base gravimétrica no início e final dos levantamentos diários, intercaladas às medições nos perfis pré-estabelecidos. A estação geodésica/gravimétrica adotada como referência para esse trabalho, foi da rede do

Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) denominada EG8070424, localizada no trevo que dá acesso à cidade de Jequitaiá, na BR-365 com MG-208 (Figura 3.6).

Os equipamentos utilizados foram o gravímetro CG-5 (*Autograv*, fabricação *Scintrex*), pertencente ao LGA/IGD/UnB, de precisão estimada em 0,001 mGal (Figura 3.6). Simultaneamente foram adquiridos dados do posicionamento das estações e os dados altimétricos, utilizando-se um GPS de baixa precisão responsável por fornecer as informações suficientes para a correção de maré (Limited, 2006).



Figura 3.6: Estação base do IBGE(EG8070424) e o Gravímetro Scintrex CG-5 utilizado durante o levantamento.

Durante essa aquisição também foram coletados dados planialtimétricos utilizando um aparelho de sistema de posicionamento global (GPS) Etrex 20x Garmin.

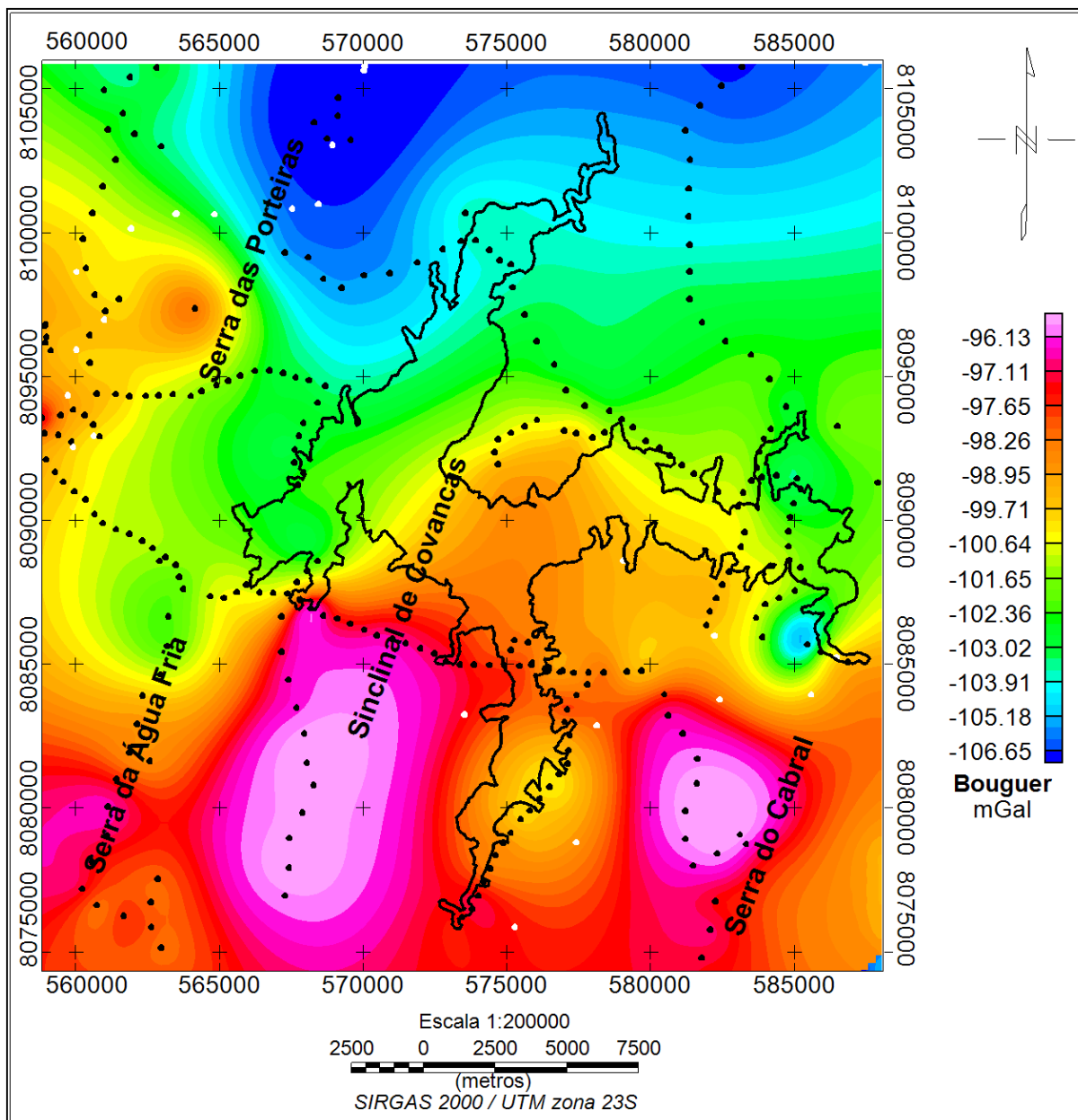


Figura 3.7: Mapa da anomalia Bouguer obtida a partir do interpolador krigagem e estações gravimétricas obtidas nessa pesquisa.

Para uma análise regional também foram utilizados dados gravimétricos terrestres que representam uma compilação de trabalhos desenvolvidos na região, executados em diferentes épocas e com diferentes graus de precisão, dados estes cedidos pelo Departamento de Geofísica do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG-USP; Figura 3.8).

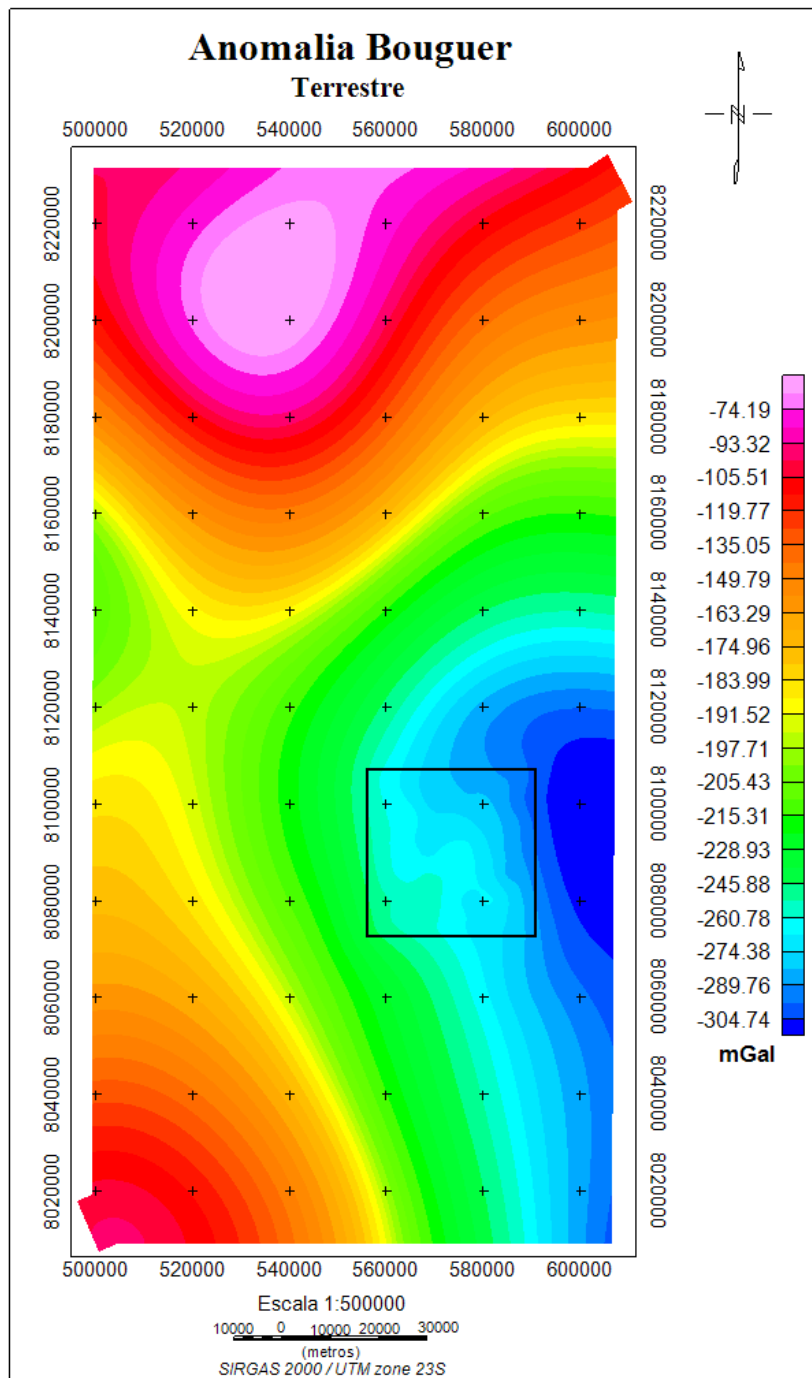


Figura 3.8: Mapa anomalia bouguer regional, gerado a partir da junção dos dados gravimétricos terrestres cedidos pelo IAG-USP e dados obtidos nesta pesquisa. O método utilizado foi o de sutura. A área de estudo é indicada pelo retângulo preto.

3.5 Processamento dos dados geofísicos

O processamento dos dados geofísicos foi realizado com o programa *Oasis Montaj*, versão 9.1 *Geosoft* TM e os principais procedimentos do processamento estão descritos no fluxograma da Figura 3.9.

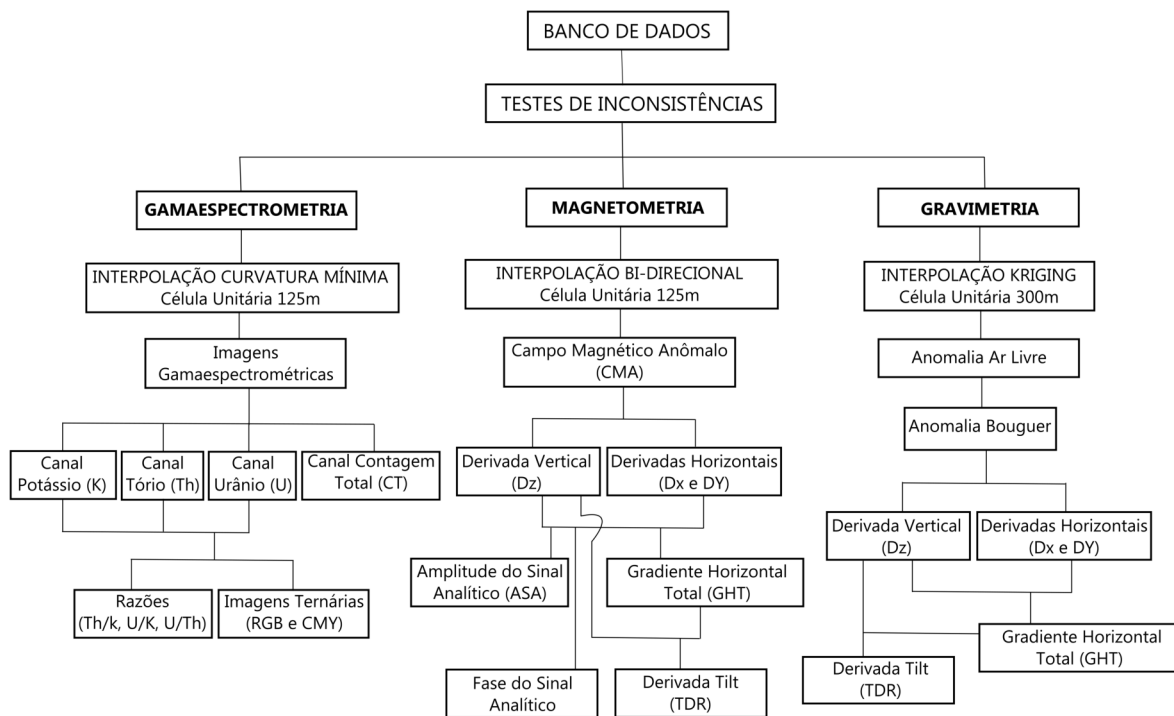


Figura 3.9: Fluxograma simplificado da sequência do processamento dos dados geofísicos.

3.6 Sismologia

3.6.1 Monitoramento sísmológico

O monitoramento sísmológico da área do Projeto Jequitai teve início na fase que antecede a construção das barragens, com a instalação da estação sísmográfica JQT1 em junho de 2015.

O sensor utilizado nesta estação foi um sísmômetro de três componentes de período curto, modelo Guralp 40T-1, acoplado a um digitalizador Guralp DM-24 (100 amostragens por segundo), sendo ambos alimentados por bateria e painel solar instalado fora do abrigo (Figura 3.10).

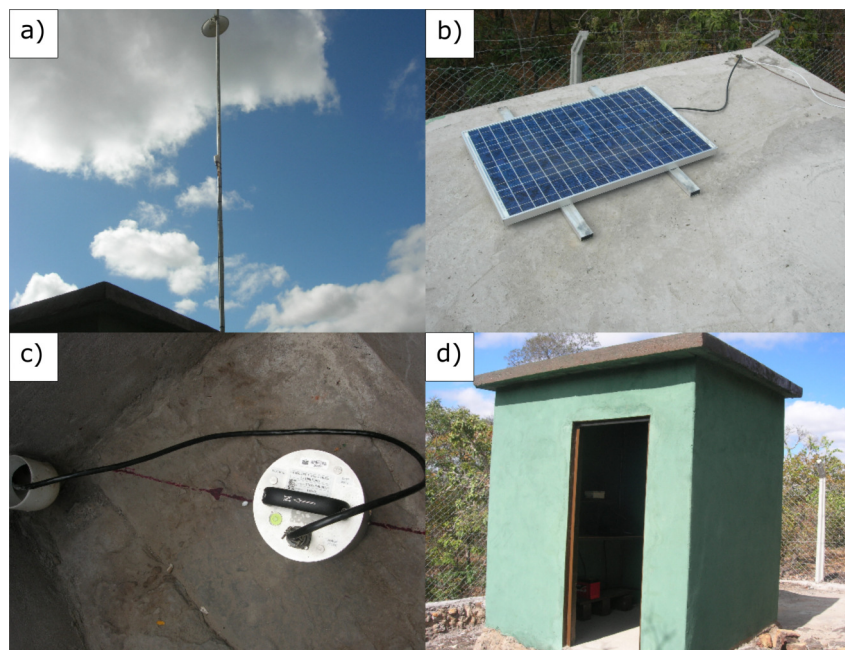


Figura 3.10: Antena parabólica com o roteador wireless acoplado b) Painel Solar c) Sismômetro d) Vista externa da estação sismográfica JQT1.

A análise dos sismogramas digitais foi realizada com o auxílio do *software* SeisComP 3 (SeisComP3.org, 2011). Este *software* fornece módulos para aquisição, processamento e arquivamento de dados sismológicos. A análise consistiu na leitura das chegadas das fases P e S, para que fosse, posteriormente, determinada a localização (epicentro) e a magnitude do evento.

Para a localização epicentral de sismos locais ou regionais, além da estação de Jequitaí, também utilizou-se as estações MC01 (Montes Claros, MG), DIAM (Diamantina, MG), JANB (Januária, MG) além de outras estações da Rede Sismográfica Brasileira (RSBR).

Anteriormente à instalação da estação de JQT1, a área foi monitorada pela estação JANB, instalada em outubro de 2007 na Vila de Caraíbas, município de Itacarambi, a cerca de 230 km com limiar de detecção de aproximadamente $2,5 m_R$.

3.7 Aerogeofísica

3.7.1 Pré-processamento dos dados aerogeofísicos

O pré-processamento dos dados aerogeofísicos consistiu na verificação dos parâmetros utilizados na aquisição dos dados e na avaliação do dado bruto referente à distribuição dos dados e das linhas de voo e à presença de imprecisões, ruído do instrumento e valores negativos nos dados de gamaespectrometria. Estas verificações permitem uma melhor aplicação e definição dos métodos adequados para o processamento.

Posteriormente efetuou-se a escolha do método de interpolação que consiste em estimar valores desconhecidos de uma função a partir de grandezas conhecidas da mesma função, para gerar uma malha de intervalos regulares (*grid*). A escolha da técnica de interpolação mais apropriada é feita em função da natureza dos dados, assim o algoritmo utilizado

deve satisfazer os valores originais e gerar um *grid* onde a superfície seja contínua e suave (Erdi-Krausz et al., 2003).

Foram testados dois métodos para interpolação: curvatura mínima e bi-direcional (ou splines). O primeiro método utiliza polinômios para criar uma superfície que minimize a curvatura da mesma, resultando numa superfície suavizada que passa pelos pontos adjacentes. Este apresenta um processamento rápido e eficiente para um conjunto grande de dados. O algoritmo bi-direcional explora a correlação linha-a-linha de dados de levantamento aerogeofísico por meio da aplicação de interpolação tanto ao longo quanto através das linhas de voo, é ideal em situações em que as linhas são voadas perpendicular a uma direção geológica relativamente constante e predominante.

Segundo Erdi-Krausz et al. (2003), a interpolação de dados gamaespectrométricos por meio do método de curvatura mínima gera resultados de alta qualidade, assim deve ser utilizado preferencialmente ao invés do método bi-direcional, caso não houver uma direção dominante perpendicular à direção de voo. Após testes realizados nos dados aerogeofísicos optou-se por utilizar nos dados magnetométricos a interpolação pelo método bi-direcional, enquanto que nos dados gamaespectrométricos foi aplicado o interpolador de curvatura mínima.

Juntamente com a aplicação do interpolador, foi estabelecido o tamanho da célula unitária a ser utilizada. Blum (1999) recomenda, para que não haja perdas de informação e o aparecimento de erros padrões, os valores para as células unitária seja de 1/4 do espaçamento das linhas de vôo. Assim, o tamanho da célula unitária utilizada foi 125m, ou seja, 1/4 do espaçamento das linhas de voo.

Valores negativos foram encontrados nos canais gamaespectrométricos, estes se devem a erros na correção atmosférica e/ou má calibração dos instrumentos durante a aquisição dos dados. Desta forma, estes valores precisaram ser corrigidos seguindo um método no qual a diferença entre a média dos elementos radiométricos no banco de dados do aerolevante e a média do elemento na crosta terrestre foi somada aos valores gamaespectrométricos medidos no levantamento dos três radioelementos (Erdi-Krausz et al., 2003). E aqueles que ainda assim continuaram negativos foram eliminados (*dummies*). A eliminação dessas concentrações não alterou o processamento e interpretação por constituírem porções insignificantes do banco de dados. Com esse procedimento, as médias dos radioelementos no banco de dados obtiveram valores próximos às médias desses elementos na crosta terrestre, que para os canais de K, eTh e eU são 2,3%, 12ppm e 2,7ppm, respectivamente.

3.7.1.1 Processamento dos dados gamaespectrométricos

No processamento dos dados aerogamaespectrométricos foram geradas imagens dos canais K, eTh, eU e Contagem Total, além das imagens da razão entre os canais (Th/K, U/K e U/Th) e imagens ternários.

Os mapas ternários dos radioelementos são gerados a partir da associação de uma determinada cor a cada um dos radioelementos conforme o padrão de coloração utilizado (RGB ou CMY). O padrão de coloração RGB associa as cores vermelho, verde e azul (*Red, Green, Blue*) ao potássio (em %), tório e urânio (em ppm) respectivamente. O padrão CMY considera as cores ciano, magenta e amarelo (*Cyan, Magenta, Yellow*) para composição da imagem. Os mapas ternários são utilizados para ressaltar contrastes entre áreas

com diferentes concentrações dos três radioelementos, facilitando assim a interpretação dos dados.

Já as razões entre canais são geradas a partir das contagens individuais dos radioelementos e são usadas para realçar o enriquecimento (ou empobrecimento) de um canal em relação ao outro, possibilitando uma melhor visualização da contribuição relativa dos radioelementos.

3.7.1.2 Processamento dos dados magnetométricos

Procedimentos como nivelamento, correção de efeitos diurnos e remoção do *background* do campo magnético terrestre, considerados como pré-processamento por Luyendyk (1997) foram efetuados pela equipe de aquisição, que disponibilizaram o banco de dados contendo o passo a passo utilizado (Lasa Engenharia e Prospecções S/A, 2009).

Os valores medidos para a intensidade do campo magnético (CMT) foram corrigidos originalmente do efeito geomagnético a partir de valores do IGRF (*Internacional Geomagnetic Reference Field* – Campo Geomagnético Internacional de Referência) calculados em pontos específicos da área coberta pelo aerolevanteamento.

$$\text{CMA} = \text{CMT} - \text{IGRF}$$

O valor base do IGRF removido refere-se ao ano de 2010, atualizado para a data em que o aerolevanteamento foi realizado (18 de janeiro de 2010) e calculado para uma altitude média do voo de 100 m.

A remoção do IGRF no campo magnético medido resultam no campo magnético anômalo (CMA), que corresponde a heterogeneidade magnética do meio. O CMA é campo resultante o qual representa as anomalias magnéticas situadas na crosta acima da superfície de Curie, este apresenta superposição de diversas fontes magnéticas, as quais podem representar diferentes profundidades e concentração de material magnético.

Após o micronivelamento do CMA, onde foi retirado qualquer erro residual que possa ter sido gerado em função de ruídos na direção da linha de voo, foi possível definir diferentes profundidades das anomalias magnéticas por meio do espectro de potência.

As descontinuidades na declividade da função espectral possibilitam a separação das fontes causadoras das anomalias de acordo com a sua profundidade, o que é fundamental na configuração das filtragens dos dados magnéticos.

A aplicação de filtros no *grid* do CMA gera produtos que melhoram a visualização das informações originais, realçando as anomalias e as mudanças das propriedades físicas das unidades geológicas. Os produtos obtidos para auxiliar a interpretação foram: Campo Magnético Residual (CMR), Amplitude do Sinal Analítico (ASA), Gradiente Horizontal Total (THDR), Inclinação do Sinal Analítico (Derivada Tilt - TDR), Fase do Sinal Analítico e as Derivadas Vertical (Dz) e Horizontais (Dx e Dy).

As derivadas são utilizadas para realçar os sinais de alta frequência, ou seja, aqueles provenientes de fontes rasas. Deste modo, elimina-se os grandes comprimentos de onda dos efeitos regionais. As anomalias provenientes das derivadas fornecem informações de contatos geológicos, descontinuidades das unidades magnéticas e torna os lineamentos mais aparentes que nas imagens do CMA, tornando-os de mais fácil identificação. As derivadas horizontais Dx e Dy atuam como um filtro passa-alta e são utilizadas com o

objetivo de realçar os gradientes horizontais e, logo, as possíveis fontes das anomalias representadas (Blum, 1999).

A amplitude do sinal analítico (ASA), desenvolvida por (Nabighian, 1972), permite a centralização de corpos magnéticos, fornecendo sua amplitude sobre contatos magnéticos. A amplitude do sinal analítico é dada pela equação abaixo, onde A são os valores do campo magnético anômalo.

$$ASA = \sqrt{\left(\frac{\partial A}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial A}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial A}{\partial z}\right)^2}$$

O gradiente horizontal total (GHT) definida por Cordell and Graunch (1982), pode indicar mudanças laterais abruptas de propriedades físicas, melhorando a visualização de contatos geológicos e estruturas magnéticas. É obtido a partir das derivadas horizontais. O gradiente horizontal total (Blakely, 1996) é calculado a partir da raiz quadrada da soma dos quadrados das derivadas das anomalias (A) em cada direção (x e y).

$$GHT = \sqrt{\left(\frac{\partial A}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial A}{\partial y}\right)^2}$$

A inclinação da sinal analítico ou *Tilt Derivative* (TDR) definido por Miller and Singh (1994), permite a estimativa do mergulho da fonte magnética e o contraste local de susceptibilidade magnética (Thurston and Smith (1997) in Blum (1999)). A imagem TDR realça lineamentos e foliações magnéticas. Sua principal função foi o traçado de direções tais como lineamentos magnéticos.

$$TDR = \arctan \frac{\left(\frac{\partial A}{\partial z}\right)}{\sqrt{\left(\frac{\partial A}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial A}{\partial y}\right)^2}}$$

3.8 Gravimetria terrestre

3.8.0.1 Processamentos dos dados gravimétricos

A magnitude do campo gravitacional depende da latitude, elevação, topografia ao redor do ponto de medida, maré e variação de densidade. Assim, é necessário que sejam feitas as reduções gravimétricas para que todos os dados estejam ajustados a um mesmo referencial. As reduções gravimétricas realizadas são: de latitude, maré, Ar-Livre, Bouguer e de terreno.

O processamento dos dados gravimétricos seguiu a rotina apresentada por Blakely (1996), adotando inclusive os valores das constantes recomendadas para o cálculo teórico da aceleração da gravidade em função da latitude (Fórmula Internacional da Gravidade de 1967) e posteriormente foram obtidos os valores de anomalia bouguer, adotando como densidade média da superfície 2,67 g/cm³.

Utilizando-se do *software Oasis Montaj*, versão 9.1 *Geosoft* TM, foram confeccionados mapas de anomalia ar-livre e anomalia Bouguer total. Os mapas foram obtidos utilizando o método de interpolação *kriging* com espaçamento de célula a cada 300 metros, com extrapolação (*“blanking distance”*) de 5 km e filtragem por convolução móvel tipo *Hanning*.

O mapa de anomalia Bouguer exibe o somatório dos efeitos gravitacionais produzidos por fontes de origem rasa e profunda. As anomalias com grandes comprimentos de

onda estão associadas a fontes de origem profunda e definem as estruturas regionais. As anomalias com pequenos comprimentos de onda são associadas a fontes de origem rasa e definem as heterogeneidades no interior da crosta (Figura 3.11).

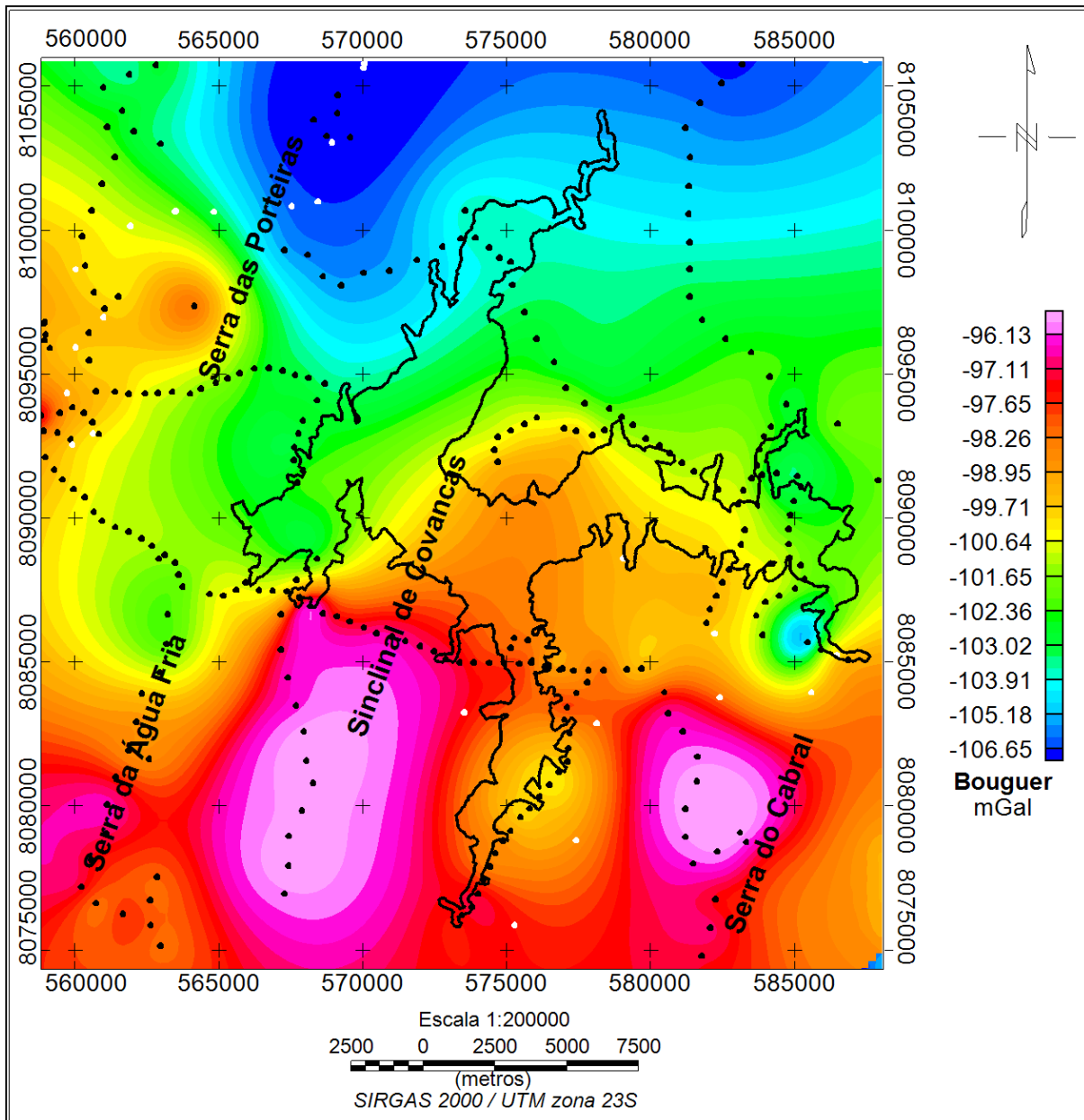


Figura 3.11: Mapa da anomalia Bouguer obtida a partir do interpolador krigagem e estações gravimétricas obtidas nessa pesquisa.

Realizou-se a integração do levantamento gravimétrico local com o *grid* regional cedido pelo IAG-USP, aplicando o método de sutura (Figura 3.8). Esta técnica utiliza uma correção multifrequencial para eliminar as diferenças entre os *grids* ao longo da região, assegurando uma transição suave entre os grids (Geosoft, 1990).

Capítulo 4

Resultados e Interpretações

4.1 Gamaespectrometria

As interpretações dos domínios gamaespectrométricos foram realizadas utilizando diversos produtos gerados, dentre eles, as imagens dos canais de K (%), eTh (ppm), eU (ppm) e CT(cps; Figura 4.1); imagens obtidas pelas razões desses canais Th/K, U/Th e U/Th (Figura 4.2), e imagens resultantes das composições ternárias RGB e CMY (Figura 4.3).

As imagens das razões entre os elementos auxiliaram na discriminação de feições geológicas, não facilmente reconhecíveis ou separáveis pelo exame das imagens dos canais gamaespectrométricos quer individualmente, quer em imagens ternárias.

A razão U/Th foi utilizada para determinar unidades gamaespectrométricas onde ocorrer a lixiviação de urânio, devido à sua maior mobilidade em ambientes superficiais. Essas unidades são demarcadas por concentrações elevadas de U/Th (Figura 4.2(b)), como ocorre principalmente na borda da Serra do Cabral, a sudeste da área. Já no topo das regiões serranas, onde ocorreu a lixiviação do urânio, observa-se uma forte anomalia radiométrica, caracterizada pela maior concentração do tório.

A razão U/K propiciou uma boa discriminação nos litotipos marcando inclusive variações composicionais internas de algumas unidades. As áreas de topografia mais baixa, vales e drenagens, caracterizam-se por uma concentração moderada e baixa, enquanto as áreas topograficamente mais altas, Serras do Cabral e Água Fria, mostram enriquecimento elevado de U/K (Figura 4.2(c)).

A razão entre as concentrações de Th/K foi usada para delimitar zonas onde ocorreu concentração ou depleção de potássio, sem, contudo, ter ocorrido enriquecimento em tório. Considerando que o Th é um elemento pouco móvel e que no ambiente tropical, dentre os três radioelementos, tende a revelar mais adequadamente a geologia superficial, o mapa da razão Th/K (Figura 4.2(d)) permite associar variações abruptas com processos de enriquecimento diferencial, onde altos valores da razão são encontrados nas regiões de topografia mais elevadas.

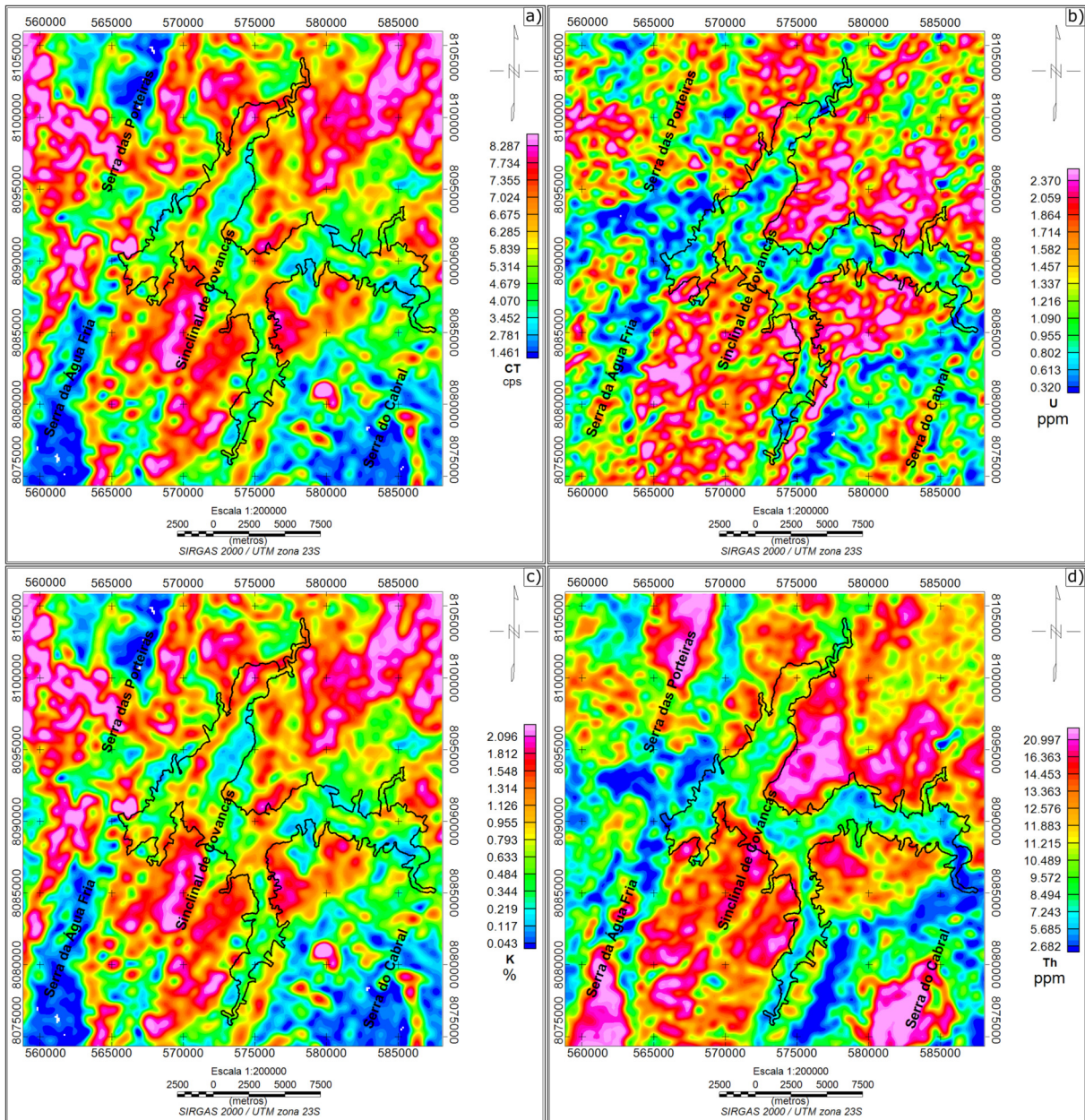


Figura 4.1: Imagens dos canais gamaespectrométricos. a) Contagem Total, b) Urânio, c) Potássio e d) Tório.

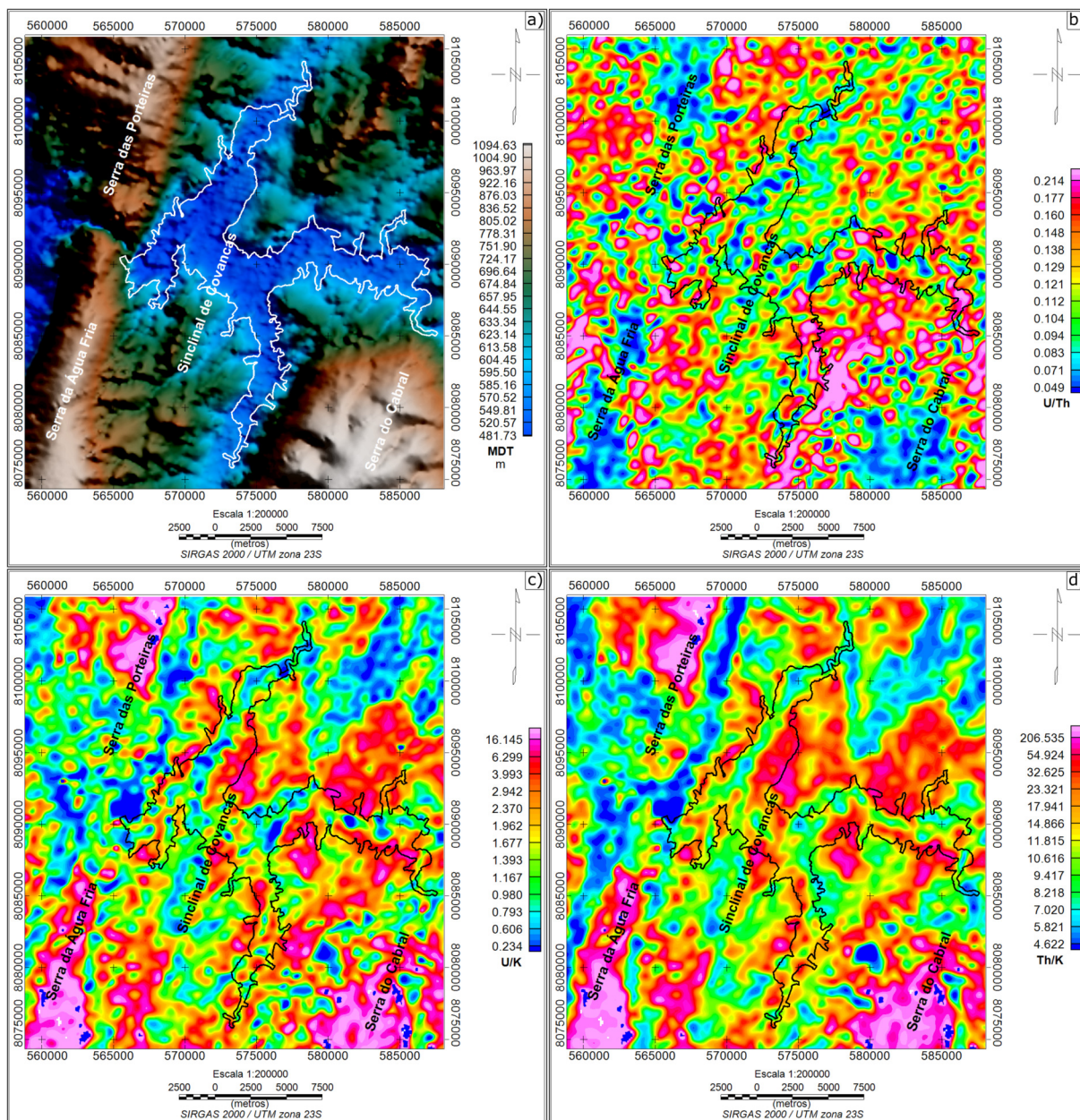


Figura 4.2: a) Modelo Digital de Terreno e imagens das razões dos canais gamaespectrométricos b) U/Th, c) U/K, d) Th/K.

A análise do comportamento dos elementos em relação a topografia, também foi realizada em conjunto com as imagens de composição ternária em cor-falsa RGB e CMY (Figura 4.3), uma vez que estas possibilitam a visualização da contribuição relativa de cada radioelemento. O mapa Landsat/RGB (Figura 4.4) gerado a partir da transformação IHS (seção 3.1), tornou a textura mais acentuada, facilitando a individualização de domínios e estruturas.

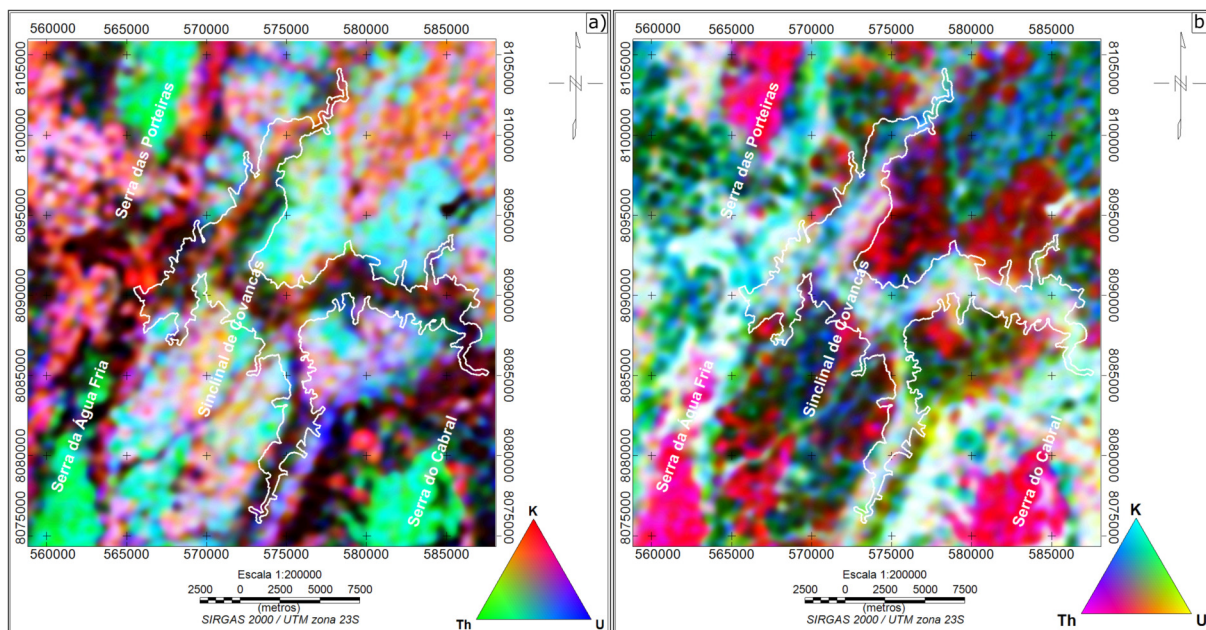


Figura 4.3: Imagens ternárias RGB (K - Red, Th - Green, U - Blue) e CMY (K - Cyan, Th - Magenta, U - Yellow).

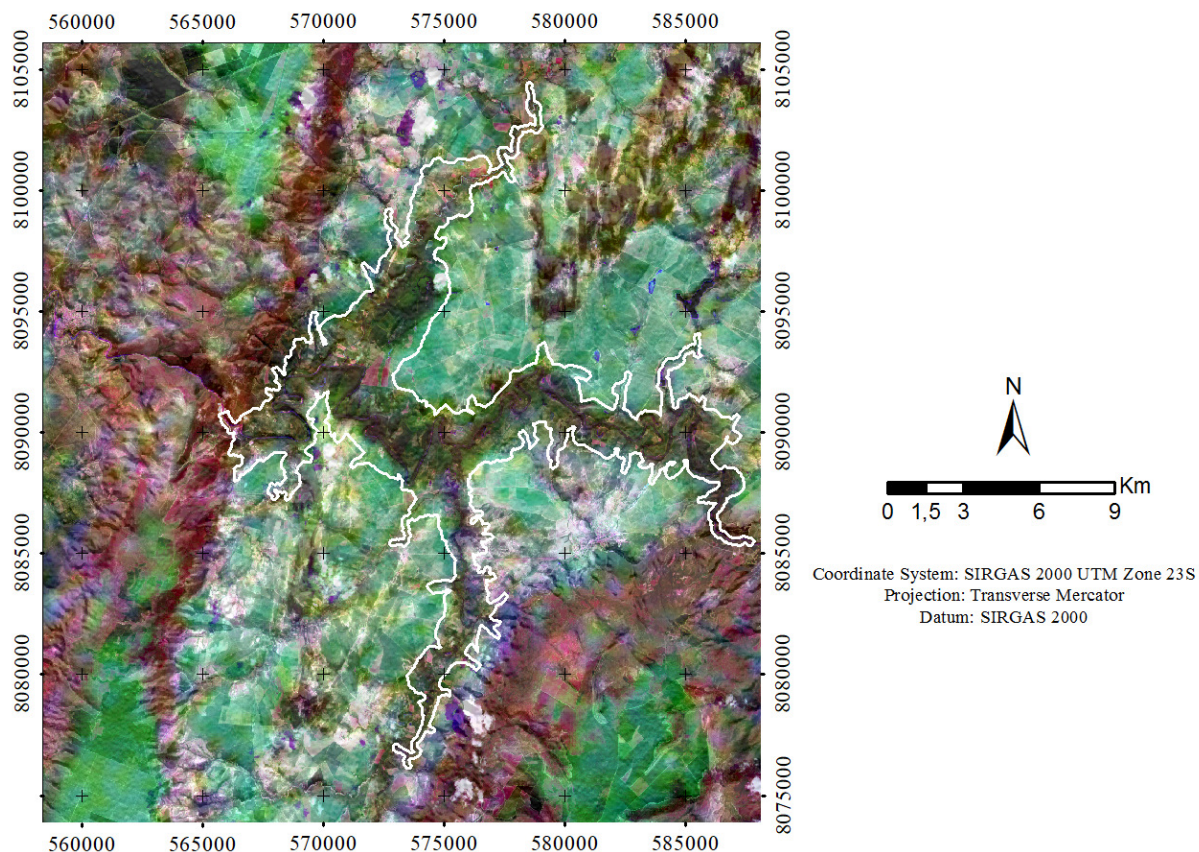


Figura 4.4: Fusão Landsat-8 e RGB-Gama (gerada por transformação IHS, seção 3.1).

O mapa RGB foi sobreposto ao Modelo Digital de Terreno (MDT; Figura 4.2) e contribuiu de forma eficaz na definição das unidades gamaespectrométricas, oferecendo mais

subsídios à separação de domínios devido a melhor visualização do comportamento dos radioelementos com relação à topografia(Figura 4.5).

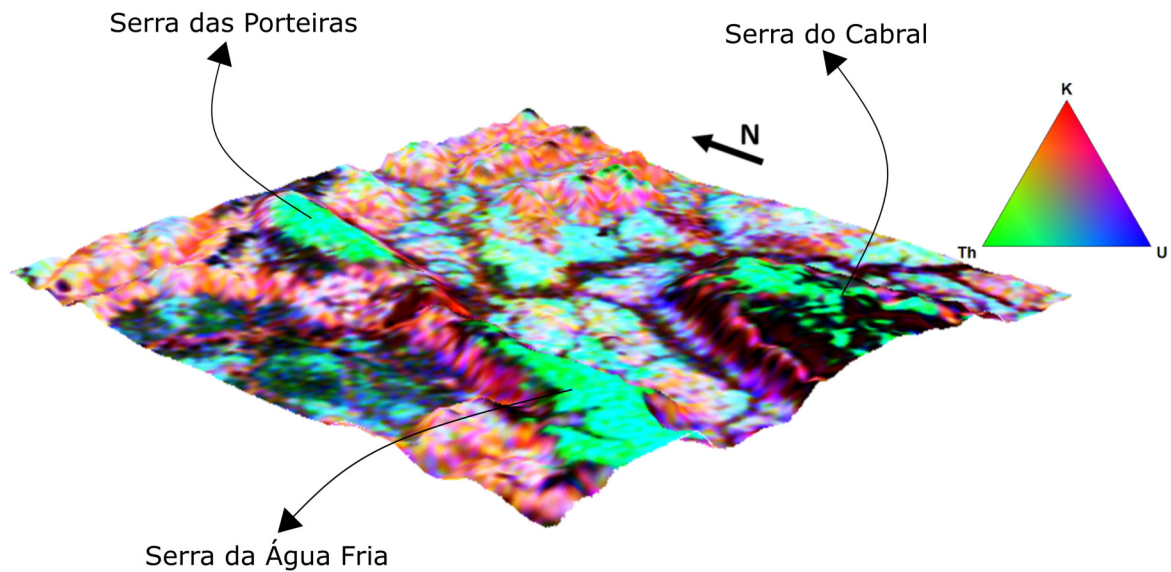


Figura 4.5: Modelo 3D, imagem gamaespectrométrica RGB associadas ao Modelo Digital de Elevação (MDE - Topodata) (exagero vertical 10 vezes).

4.1.1 Domínios Gamaespectrométricos

A Figura 4.6 representa o mapa litogeofísico da região e foi gerada como resultado da análise dos diversos produtos gamaespectrométricos. Esse mapa consiste principalmente na identificação de áreas com diferentes concentrações dos elementos radiométricos em baixo(b), moderado(m) e alto(a), de acordo com suas contribuições nas imagens ternárias, canais radiométricos individuais e imagem composta Lansdsat/RGB; e discriminação destas a partir de uma legenda de cores. Para a análise dos domínios também levou-se em conta a geologia, o relevo e os processos pedogenéticos que ocorrem na área.

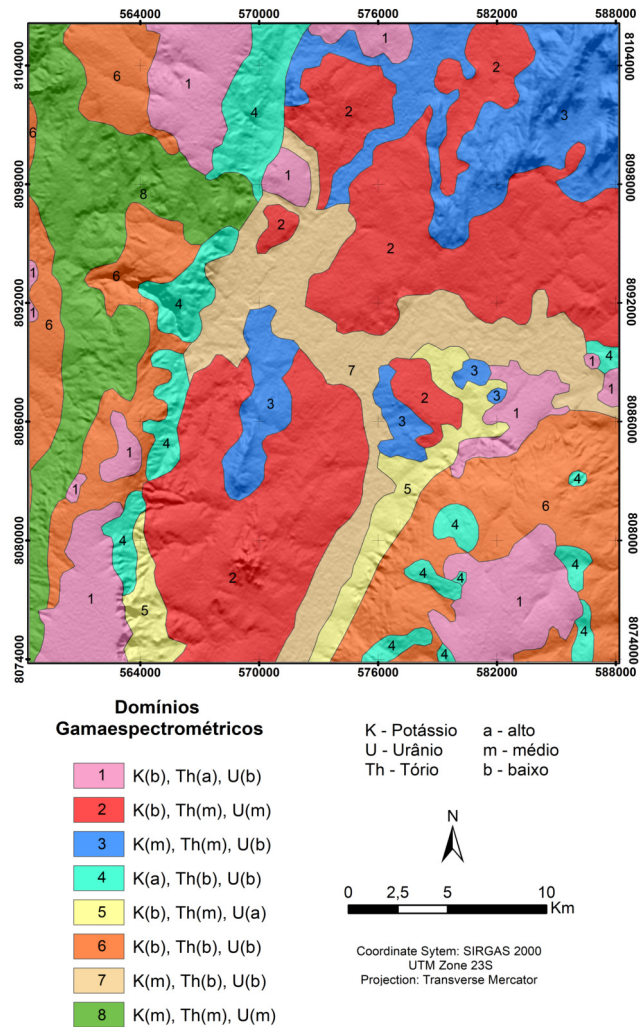


Figura 4.6: Mapa de domínios gamaespectrométricos (Mapa litogeofísico, gerado a partir de interpretações realizadas nas imagens ternárias, canais radiométricos individuais e imagem composta Landsat/RGB).

	Teor Gamaespectrométrico	Litologia
1	Teor alto de eTh e teores baixos para eU e K	Depósitos detrítico-lateríticos
2	Teores moderados de eU e eTh e baixo de K	Grupo Bambuí – Formação Serra de Santa Helena: Metassiltitos e folhelhos ardósianos intercalados, em geral bastante intemperizados
3	Teores moderados de K e eTh, baixo de eU	Grupo Bambuí – Formação Lagoa do Jacaré: Calcilitos e calcarenitos predominante
4	Teor alto de K e teores baixos para eU e eTh	Grupo Conselheiro da Mata – Formação Santa Rita: Metassiltitos e metargilitos, com delgadas intercalações de quartzo-metarenitos finos, em geral bastante intemperizados
5	Teor baixo para K, moderado para eTh e alto para eU	Grupo Macaúbas – Formação Jequitaí: Metadiamicititos cinza-escuros, altamente compactados
6	Teores muito baixos para os três radioelementos	Grupo Conselheiro da Mata – Formação Córrego dos Borges: finos a médios, laminados, imaturos, localmente micáceos.
7	Teor moderado a baixo de K e teores baixos de eU e eTh	Depósitos aluvionares. Sedimentos inconsolidados com predomínio de areias e cascalhos formados por seixos de quartzo arredondados
8	Teores moderados para os três radioelementos	Grupo Macaúbas – Formação Jequitaí: Metadiamicititos altamente compactados

Tabela 4.1: Domínios gamaespectrométricos interpretados a partir de imagens ternárias RGB e CMY, os canais individuais K (%), eTh (ppm) e eU (ppm) individuais, além da imagem composta Landsat-RGB.

É notável a coincidência entre o mapa geológico da área (Figura 2.2; Chaves et al. (2006)) e o mapa litológico a partir de dados gamaespectrométricos, visto que esses dados apresentam uma excelente qualidade de aquisição.

O mapa litogeofísico (Figura 4.6) representou uma importante ferramenta durante a fase de campo, visto que a maior grandeza de detalhe, facilitou a localização de pontos de maior interesse.

Neste contexto, foi possível correlacionar as informações coletadas em campo, sobre os litotipos de cada unidade mapeada, com o mapa litogeofísico gerado pelas respostas radiométricas apresentadas nos mapas de composições ternárias. A figura 4.6 mostra os oito domínios gamaespectrométricos individualizados e denominados de 1 a 8, além da sua correlação com a geologia.

Pode-se observar que os maciços montanhosos da região, Serras da Água Fria, das Porteiras e do Cabral, consistem em regiões competentes que atuam como área fonte de sedimentos, dado que o relevo nesses maciços, apresenta entre 900 e 1300 metros de altitude. Devido à natureza móvel do potássio e do urânio em ambiente oxidante, o único radioelemento fixado nestas regiões é o tório, que se destaca por uma coloração esverdeada no mapa RGB e que corresponde ao domínio gamaespectrométrico de número um.

A partir de informações coletadas em campo sobre os litotipos de cada unidade observada, pode-se relacionar que nas porções montanhosas os quartzitos do Supergrupo Espinhaço apresentam baixos valores relativos de potássio, tório e urânio, indicado pela coloração preta no mapa RGB e domínio gamaespectrométrico de número seis.

A umidade do solo ou a presença de água fresca não-radioativa, pode diminuir as medições gamaespectrométricas para quase zero, como pode-se observar nas regiões próximas ao Rio Jequitáí que corta a área. Assim, essas regiões impedem que este método forneça maiores detalhes sobre a compartimentação litológica local, dado que a radiação captada, por esse método, fornece informações sobre os materiais encontrados a centímetros da superfície. Assim, nota-se nessa região, valores razoavelmente baixos para os três radioelementos representado pelo domínio gamaespectrométrico de número sete.

4.2 Magnetometria

A interpretação dos dados magnéticos baseou-se na análise qualitativa da compartimentação da crosta local por meio da variação das medidas magnéticas. As anomalias magnéticas terrestres representam mudanças locais do campo magnético, resultantes da contribuição dos minerais magnéticos que formam as rochas da subsuperfície terrestre.

O estudo do campo magnético anômalo (Figura 4.7 a)) foi auxiliado por suas transformações lineares, devido a sua difícil delimitação horizontal das fontes anômalas. Utilizando o filtro gaussiano, foram removidas as anomalias com comprimento de onda acima de 5000 m, obtendo-se como resultado o mapa do campo magnético residual (Figura 4.7 b)). A amplitude do sinal analítico também foi obtida e resultou em uma melhor visualização das posições horizontais dos contatos ou bordas de corpos magnéticos, independente da geometria ou efeitos remanentes, e além disso, contribuiu na definição de feições lineares (Figura 4.7 c)).

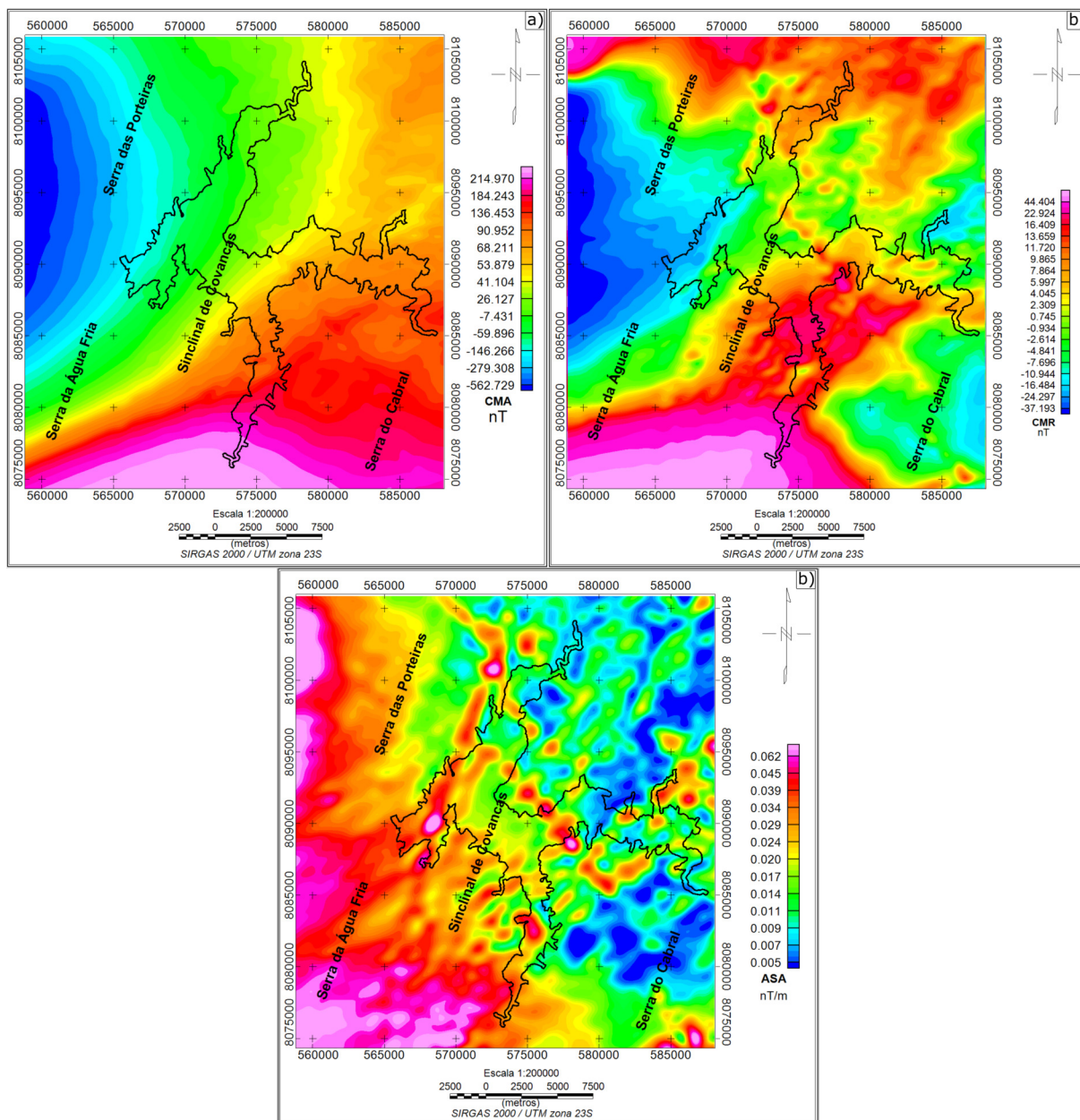


Figura 4.7: a) Mapa do Campo Magnético anômalo; b) Mapa do Campo Magnético Residual; e c) Mapa do Amplitude do Sinal Analítico.

A utilização das derivadas, principalmente a derivada vertical, auxiliou na compreensão das posições espaciais relativas das fontes, enquanto as derivadas horizontais ajudaram na delimitação das fontes em mapa. Estas imagens resultantes são utilizadas como excelentes técnicas para a interpretação, pois tendem a realçar as bordas das anomalias e acentuar os traços superficiais, já que destaca os sinais de alta frequência, ou seja, os provenientes de fontes rasas, eliminando os efeitos regionais de grandes comprimentos de onda (Figura 4.8).

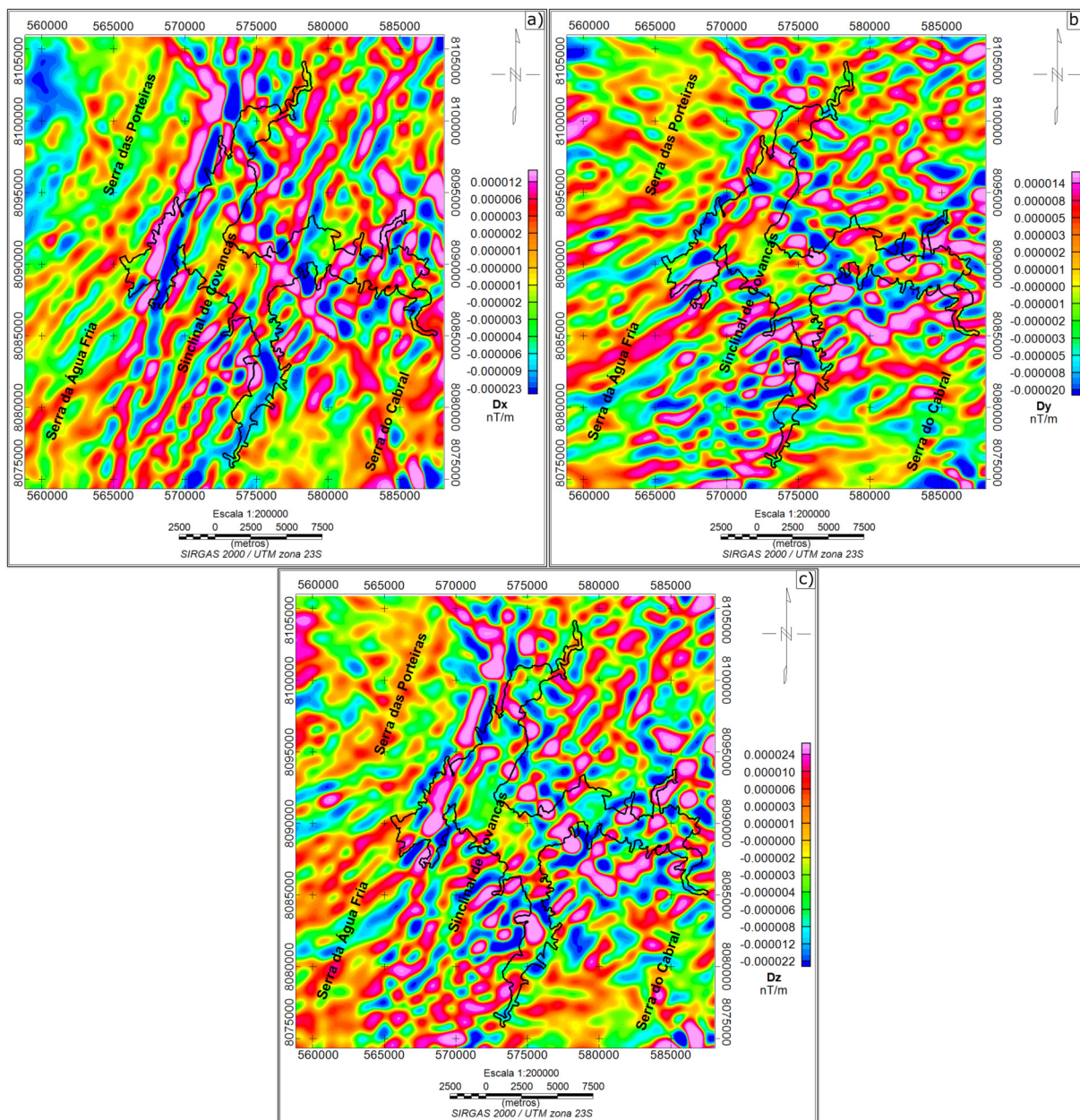


Figura 4.8: Mapas de derivadas direcionais do campo magnético anômalo: a) derivada horizontal (dx); b) derivada horizontal (dy) e c) derivada vertical (dz).

A derivada tilt (TDR) também foi aplicada para auxiliar na extração de estruturas lineares e sua textura foi utilizada para delimitar os domínios magnéticos. O gradiente horizontal total(GHT) juntamente com a amplitude do sinal analítico auxiliou nas localizações espaciais das fontes bidimensionais, melhorando a visualização de contatos e estruturas magnéticas (Figura 4.9).

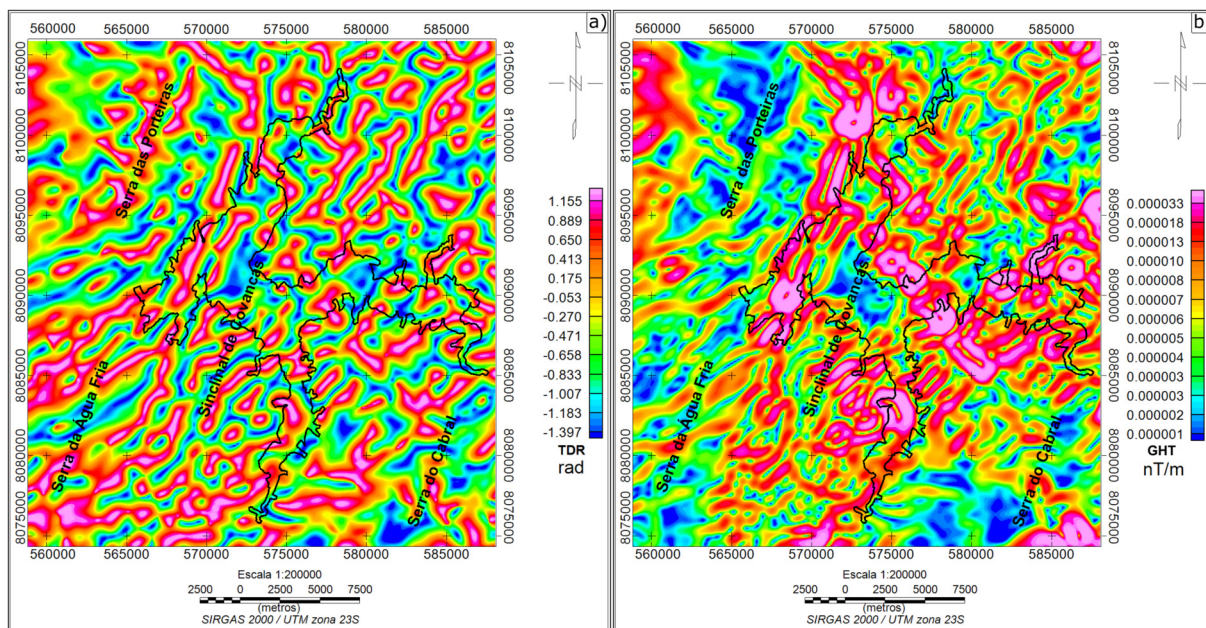


Figura 4.9: a) Mapa da derivada *Tilt* e b) Mapa do Gradiente Horizontal Total.

4.2.1 Feições estruturais e domínios magnetométricos

A interpretação qualitativa dos mapas magnéticos foi realizada com a extração dos lineamentos magnéticos, gerados principalmente, a partir do mapa derivada *tilt*. Os lineamentos consistem em traços magnéticos lineares, sendo que essas feições podem representar diversas estruturas geológicas como diques, falhas ou contato entre diferentes litotipos. Com base na informação dos lineamentos magnéticos, obtêm-se direcionamento preferencial por domínios, e tem-se informações sobre o controle estrutural em subsuperfície.

O uso desses diversos produtos facilitou a identificação da continuidade de lineamentos, também observados em imagens de satélite e no mapa do modelo digital de terreno, que apresentam continuidade em subsuperfície (Figura 4.10).

A Figura 4.10 mostra as atitudes principais dos lineamentos magnéticos sendo os lineamentos dominantes orientados $N40^{\circ}-50^{\circ}E$ e lineamentos subordinados na direção $N40^{\circ}-50^{\circ}W$ que correspondem as estruturas Riedel do sistema de empurrão da Faixa Araçuaí, com transporte de E para W. Fortes orientações nas direções NE e SW foram observadas e associadas aos enxames de diques que ocorrem na região Silva et al. (1995). Essas orientações também foram observadas no dados gravimétricos, apresentados na seção 4.3 e refletem estruturas do embasamento cristalino, representando zonas de fraquezas preexistentes.

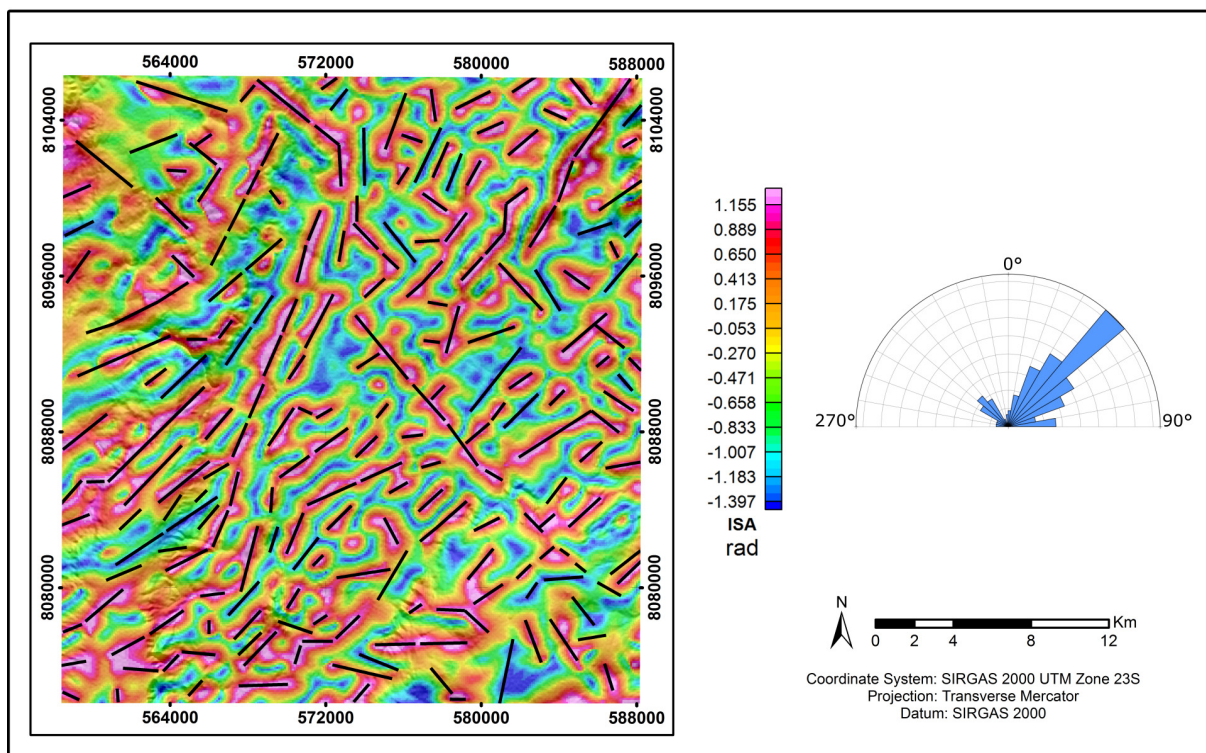


Figura 4.10: Lineamentos magnéticos sobre mapa da derivada *Tilt*.

A partir das imagens magnetométricas foram identificados 3 domínios magnéticos estruturais principais, associados a amplitudes magnéticas baixas, médias e altas (Figura 4.11). Os domínios magnéticos estruturais foram determinados principalmente, com base no mapa ASA. A imagem ASA apresenta uma amplitude de valores que variam de 0,005 a 0,062 nT/m.

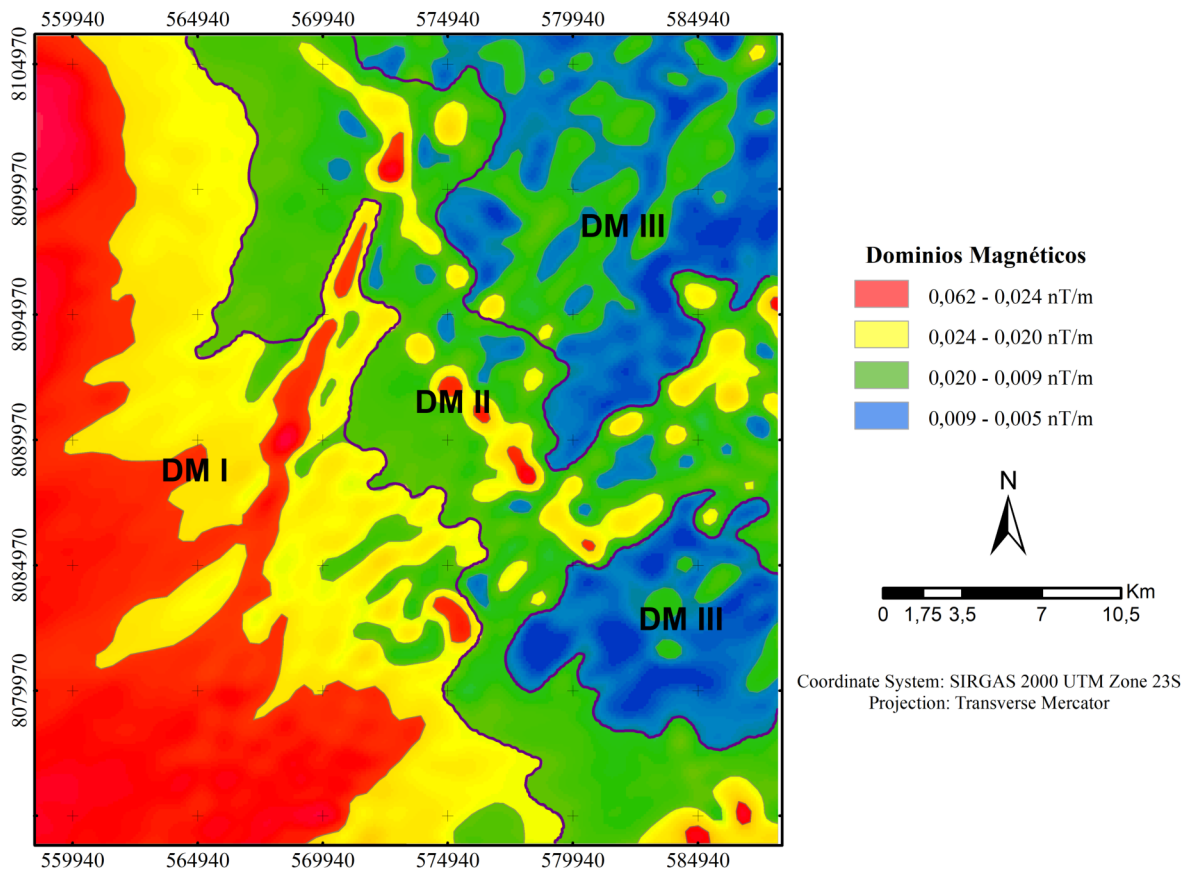


Figura 4.11: Domínios Magnéticos gerados pela interpretação da Amplitude do Sinal Analítico.

Os domínios foram determinados baseando-se nos critérios de assinatura magnética, contraste de geometria e frequência de surgimento de pequenas anomalias. Após a separação por esses critérios, tentou-se fazer as correlações com as informações geológicas.

O domínios I (DM I) foi interpretado com base na ocorrência de expressivas anomalias de alta intensidade. Nessa região observamos a borda de uma grande anomalia, conhecida como Anomalia de Pirapora, recoberta por rochas neoproterozóicas do Grupo Bambuí que não justificam essa alta intensidade (Figura 4.7a)). Este domínio apresenta lineações de intensidades expressivas com direção geral para NE (Figura 4.10). O lineamento mais marcante nesse domínio, apresenta direção aproximada N-S. Esse aparece segmentando e deslocando lineamentos de maior expressão do DM II e direção N40°-50°E, o que indica sua idade mais jovem.

O domínio magnético II (DM II) está localizado na região central da área e foi interpretado como a região de amplitudes intermediárias. Nesse domínio ocorre expressivas anomalias estiradas ao longo da direção NW/SE. Essas anomalias alongadas e de valores mais altos, compõem um lineamento regional que apresenta similaridade a enxames de diques máficos, descritos mais ao sul do Cráton do São Francisco por Machado et al. (1989) e Chaves et al. (2011). Essas anomalias na direção NW, ocorrem segmentadas por anomalias orientadas a NE descritas no domínio I (Figura 4.11). Esse domínio ocorre sobre rochas das formações Lagoa do Jacaré e Serra de Santa Helena, calcarenitos e metassiltitos, respectivamente.

O domínio III (DM III) é localizado na região leste da área de estudo e é individualizado por apresentar as mais baixas intensidades magnéticas e a pouca presença de anomalias com frequência moderada. Apresenta lineações orientadas preferencialmente NE-SW e NW-SE.

4.2.2 Análise das profundidades magnéticas

A análise do espectro radial de potência visa compreender a variação das fontes magnéticas com respostas em diferentes níveis da crosta, conforme o número de onda ou a frequência espacial ($1/\lambda$). Sua análise permite estimar as profundidades onde sinais de alta frequência, representam fontes magnéticas rasas e aqueles com baixa frequência representam as fontes profundas. Com base na informação da frequência, pode-se definir filtros e procedimentos para melhorar a qualidade dessas imagens.

As profundidades das fontes magnéticas são determinadas por intermédio das grandes discontinuidades observadas no espectro, as quais representam as variações do sinal magnético. Quanto menor o número de onda, maior a profundidade da fonte magnética.

O espectro de potência radial médio permitiu diminuir o intervalo de número de ondas adequado para a separação das fontes em rasas e profundas. Assim foi possível visualizar três discontinuidades, identificando três topos de fontes magnéticas principais. Os resultados encontrados para as fontes mais profundas possuem 9 km e número de onda até $0,1\text{km}^{-1}$, seguida por fontes com 2,5 km e $0,15\text{ km}^{-1}$ de profundidade, responsáveis por sinais magnéticos de número de onda de $0,3$ a $1,7\text{km}^{-1}$, e $1,9$ a 2km^{-1} , respectivamente (Figura 4.12).

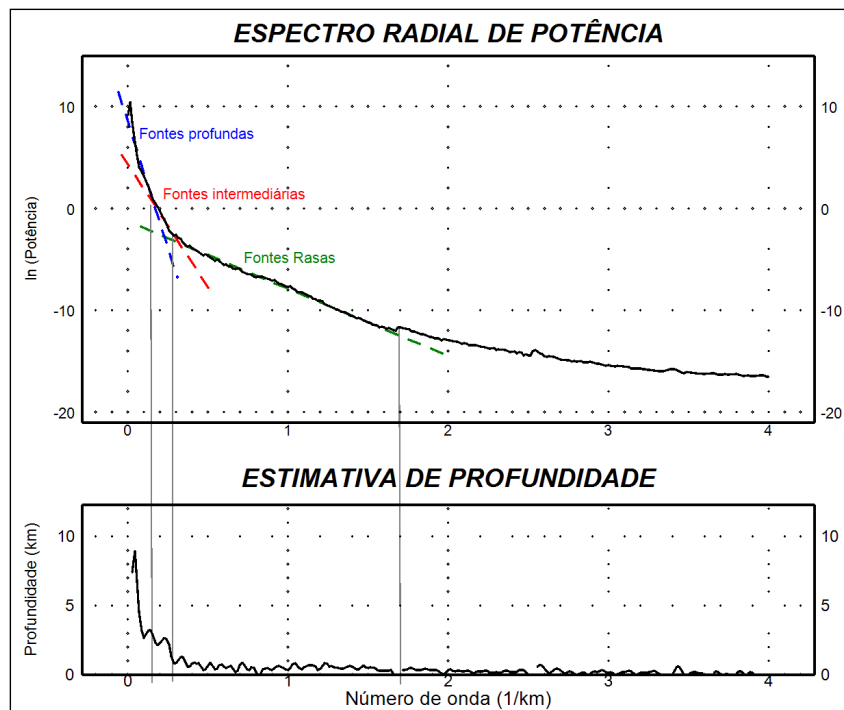


Figura 4.12: Espectro radial de potência e estimativa de profundidade das anomalias magnéticas, gerados a partir do mapa do campo magnético anômalo (CMA).

O método de deconvolução de Euler foi utilizado neste trabalho como a principal ferramenta de estimativa de profundidade de fontes de anomalias. Consiste em um método automático de análise que elimina a ambiguidade dos dados de campos potenciais através da escolha de uma geometria imposta pelo analista (Reid et al., 1990; Thompson, 1982).

A deconvolução de Euler pode ser aplicada tanto a dados magnéticos (Reid et al., 1990; Thompson, 1982), como em dados gravimétricos (Marson and Klingele, 1993), com o objetivo de uma melhor caracterização em profundidade das anomalias analisadas. A técnica padrão de Euler utiliza os valores desses dados e de seus respectivos três gradientes ortogonais (Dx, Dy e Dz), para determinar profundidades e localização das fontes (Reid et al., 1990). A equação básica da deconvolução de Euler é

$$(x - x_0) \frac{\partial T}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial T}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial T}{\partial z} = \eta T$$

Onde as variáveis (x_0, y_0, z_0) indicam a posição de uma fonte, cuja anomalia magnética de campo total no ponto (x, y, z) é T e η é a média da taxa de variação de um campo com a distância entre a fonte e o ponto de medida. Essa variável, denominada de índice estrutural (IE), assume diferentes valores para diferentes tipos de fontes, como exposto na Tabela 4.2.

IE	Campo Magnético
0	Contato / Falha
1	Sill / Dique
2	Cilindro / Pipe
3	Corpo tridimensional

Tabela 4.2: O índice estrutural (IE) é um fator exponencial correspondente à taxa na qual o campo descrece com a distância, para uma fonte de uma determinada geometria.

Os resultados da deconvolução de Euler apresentados são referentes ao método aplicado na malha do campo magnético anômalo para os parâmetros de janela com tamanho 20 e índice estrutural de 0 (contatos; Figura 4.13 a)) e 1 (sill e diques; Figura 4.13 b)).

Deve-se destacar que foram realizados diversos testes com a malha do campo magnético anômalo, variando o percentual máximo de tolerância em profundidade e o tamanho da janela espacial, até se chegar aos resultados que se encontram a seguir.

A melhor parametrização obtida veio das diferentes combinações de índices estruturais, tamanho de janelas e tolerâncias de erros. Esta parametrização levou em consideração os seguintes critérios:

- a grande quantidade de soluções obtidas na janela com os demais valores, resultaram em imagens com difícil visualização e interpretação dos resultados obtidos;
- associação diretamente proporcional do tamanho da janela com a profundidade investigada, ou seja, quanto maior o número associado a janela mais profunda são as soluções encontradas;
- distribuição uniforme das soluções encontradas em relação a profundidade.

Os resultados mostram nuvens de soluções no intervalo de 100 a 7000 m de profundidade para o índice 0, e 100 a 5600 m para o índice estrutural 1 (Figura 4.13). Na porção central da área foi possível observar uma tendência NW-SE, descrita no domínio magnético II (Figura 4.11). Nessa região as profundidades são relativamente rasas, atingindo no máximo 400 m. Já o lineamento principal de orientação NE do domínio I, apresenta profundidades maiores, principalmente na extensão sul, atingindo em torno de 1000 m.

As características mais marcantes observadas são fortes orientações NE-SW na porção sudoeste, especificamente das fontes superiores a 2000 metros de profundidade. Comparando-se a distribuição espacial das fontes com a geomorfologia da imagem de relevo sombreado (Figura 3.1), constata-se que a orientação das fontes magnéticas não reflete as feições estruturais em superfície. Tais fontes estariam relacionadas a descontinuidades ou falhamentos mais profundos no embasamento cristalino que não são refletidos na superfície. Nota-se também, que as profundidades das fontes, em geral, diminuem em direção a nordeste (Figura 4.13).

A Figura 4.13 mostra um aumento da profundidade das soluções magnéticas de Euler para a porção sudoeste da área, sugerindo uma diferença na profundidade do embasamento, visto que na região nordeste ocorrem soluções até aproximadamente 500 m, enquanto que a sudoeste da área, essas profundidades podem atingir em torno de 7000 m.

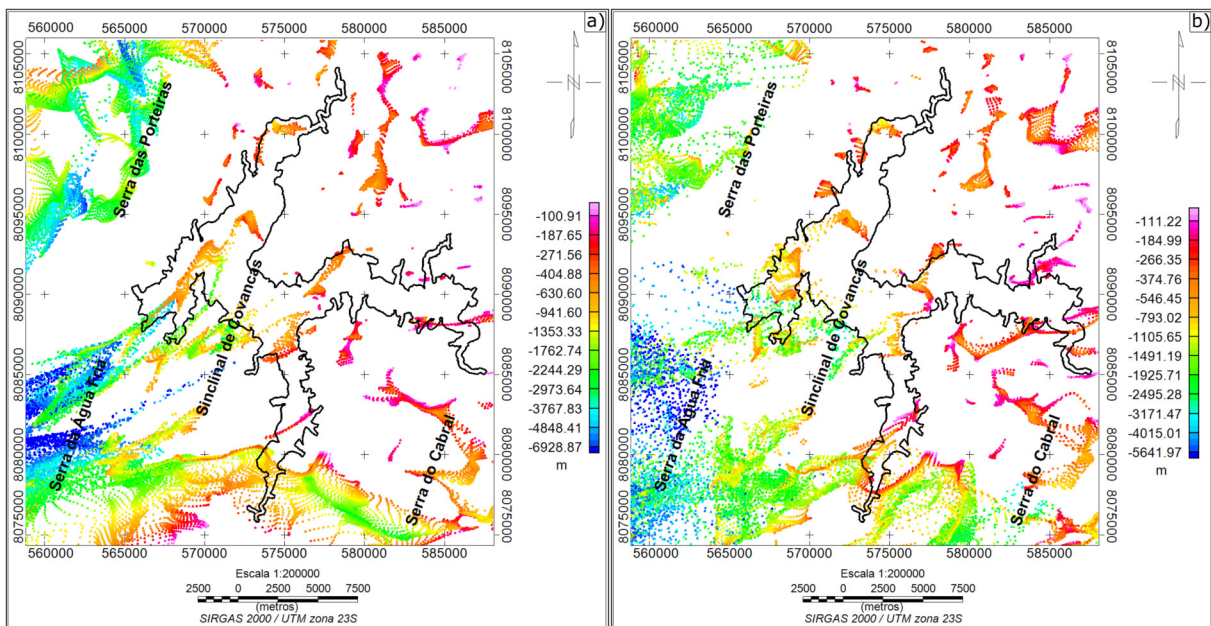


Figura 4.13: Deconvolução de Euler para os índices estruturais a) 0 (contatos) e b) 1 (sill e diques) e principais feições observadas (linha preta tracejada).

4.3 Gravimetria

Uma análise mais regional a partir do mapa Bouguer, gerado pela integração dos dados adquiridos nessa pesquisa e aqueles cedidos pelo IAG-USP, constata mais detalhadamente, que a área de estudo situa-se na porção central de uma compartimentação tectônica, denominada Saliência de Pirapora (Figura 4.14). Alkmim and Martins-Neto (2001) descrevem a existência de grandes altos e baixos no substrato do Bacia do São Francisco, dentre eles,

o Alto de Sete Lagoas, o Baixo de Pirapora, o Alto de Januária. Hercos et al. (2008), definem esse compartimento tectônico como sendo uma região onde houve a participação do embasamento da cobertura (tectônica *thick-skinned*), favorecendo o alçamento do embasamento e exumação de unidades mais antigas, como ocorrem nas Serras da Água Fria e do Cabral, onde são expostas unidades basais do Supergrupo Espinhaço.

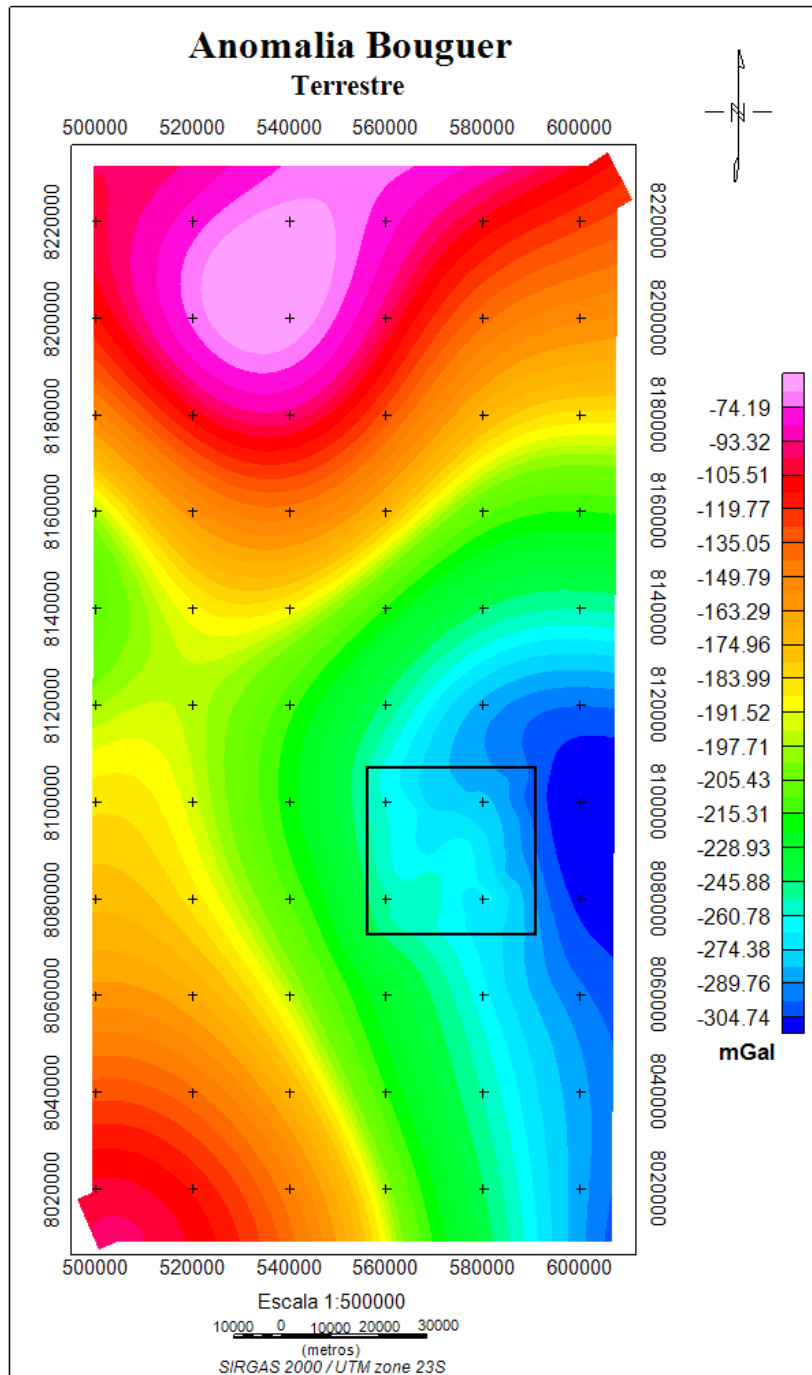


Figura 4.14: Mapa da anomalia Bouguer regional, indicando a localização da área de estudo em um baixo gravimétrico, conhecido como Baixo de Pirapora. Imagem gerada pelo método de sutura, utilizando dados gravimétricos terrestres cedidos pelo IAG-USP e aqueles adquiridos nessa pesquisa.

A Figura 4.15 mostra o mapa de anomalias Bouguer local resultante da interpolação dos dados citados. Observa-se no mapa zonas gravimétricas distintas que se correlacionam diretamente com as feições tectônicas, como o alto do embasamento cristalino para as áreas das Serras da Água Fria e do Cabral.

A figura 4.16 mostra uma noção de dimensionalidade das anomalias existentes na área, devido à visualização 3D do mapa Bouguer com o relevo. As anomalias mais marcantes estão localizadas na porção sul da área, onde um alto gravimétrico a sudeste estaria relacionado ao alto estrutural do embasamento cristalino. Um segundo alto gravimétrico, localizado na porção centro-sul no interior da sinclinal de Covancas, estaria relacionado a existência de um corpo intrusivo, apresentando densidade mais alta do que a cobertura sedimentar e provavelmente um pouco mais alta do que a densidade do próprio embasamento, sem feições aparentes em superfície. É possível que os morros testemunhos constituídos de calcilitos e metargilitos da Formação Lagoa do Jacaré, que apresenta a maior densidade dentre as litologias da cobertura sedimentar (Tabela 3.1), também contribuam com o alto gravimétrico medido, mesmo esses morros não ultrapassando 50 m de altura (Chaves et al., 2011).

O alto gravimétrico situado a sudoeste coincide com o começo da Serra da Água Fria e foi também interpretado como alto estrutural do embasamento. Como a anomalia gravimétrica apresentou valores maiores na região da Serra do Cabral do que na Serra da Água Fria, admite-se que o embasamento esteja situado mais raso na porção da primeira serra. Segundo Hercos et al. (2008) esta porção experimentou um soerguimento de maior magnitude, provavelmente por ter sofrido um maior encurtamento, em resposta a tectônica compressiva. Esse soerguimento que decresce para oeste, teria ocasionado um menor encurtamento na região da Serra da Água Fria, e conseqüentemente um menor soerguimento.

A interpretação dos produtos gravimétricos também ocorreu a partir da análise do espectro radial de potência, em que se investigou os resultados regionais da anomalia Bouguer distinguindo assim feições rasas daquelas feições mais profundas.

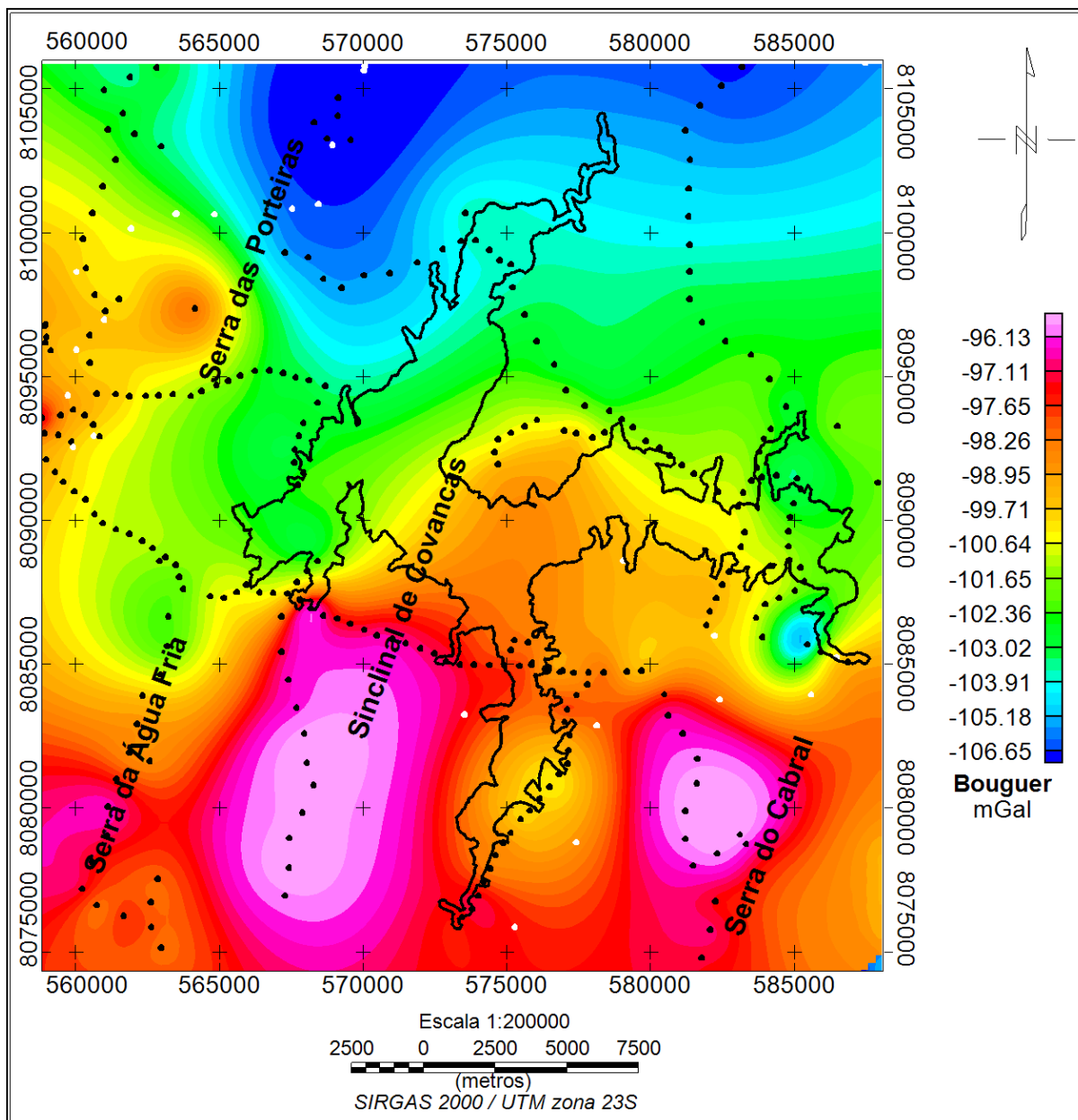


Figura 4.15: Mapa da anomalia Bouguer e estações gravimétricas. utilizadas nessa pesquisa. Os círculos pretos representam dados adquiridos nessa pesquisa e os círculos brancos são referentes aos dados obtidos pelo *grid* cedido pelo IAG/USP.

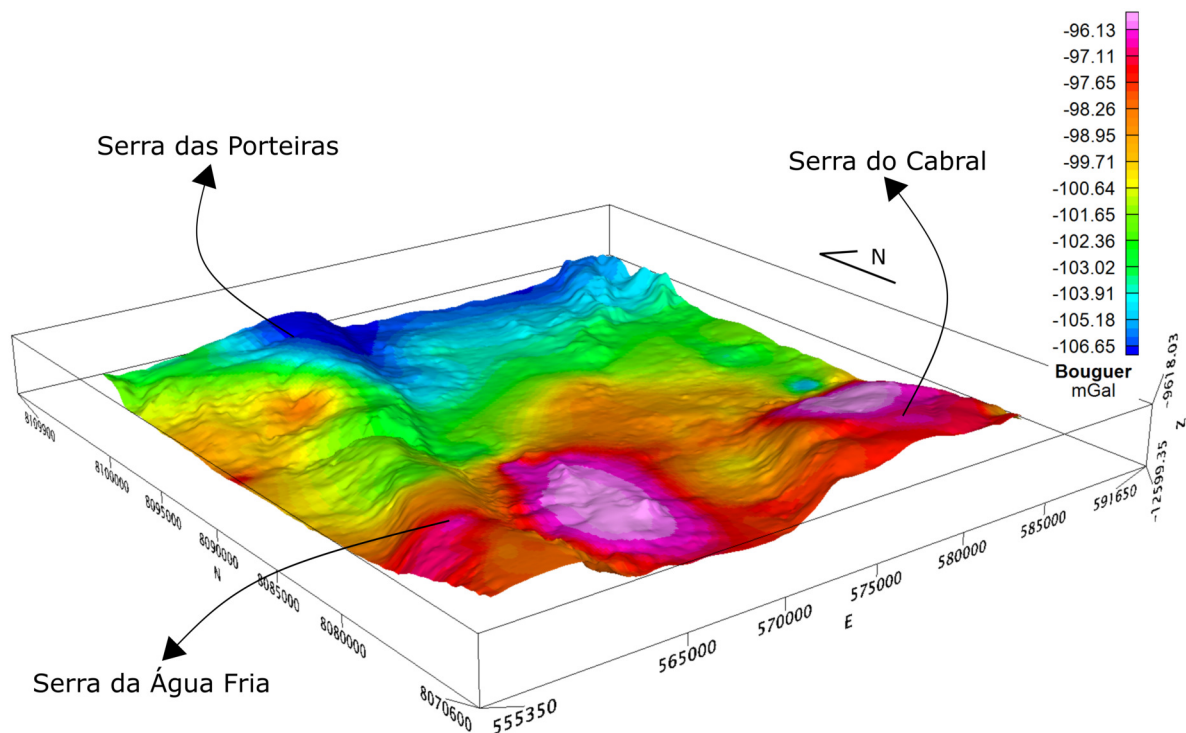


Figura 4.16: Modelo 3D da anomalia Bouguer associadas ao Modelo Digital de Terreno (exagero vertical 5 vezes).

4.3.1 Análise das profundidades gravimétricas

A análise das profundidades das fontes gravimétricas foi realizada utilizando dois métodos: o Espectro de Potência Radial e a deconvolução de Euler.

A análise do espectro radial de potência permitiu a determinação do intervalo de números de onda adequados para a separação das componentes em profundidades distintas, segundo a técnica de (Spector and Grant, 1970). Como o número de onda está associado às profundidades dos corpos, as baixas frequências espaciais estão associadas às fontes mais profundas e altas frequências espaciais às fontes intermediárias a rasas.

No espectro foram identificados dois conjuntos de fontes em diferentes profundidades da anomalia Bouguer (Figura 4.17). Fontes profundas apresentam valores entre 2,5 km a pouco menos de 3 km. Fontes intermediárias e rasas apresentam profundidades de poucos quilômetros à valores inferiores a 2 km.

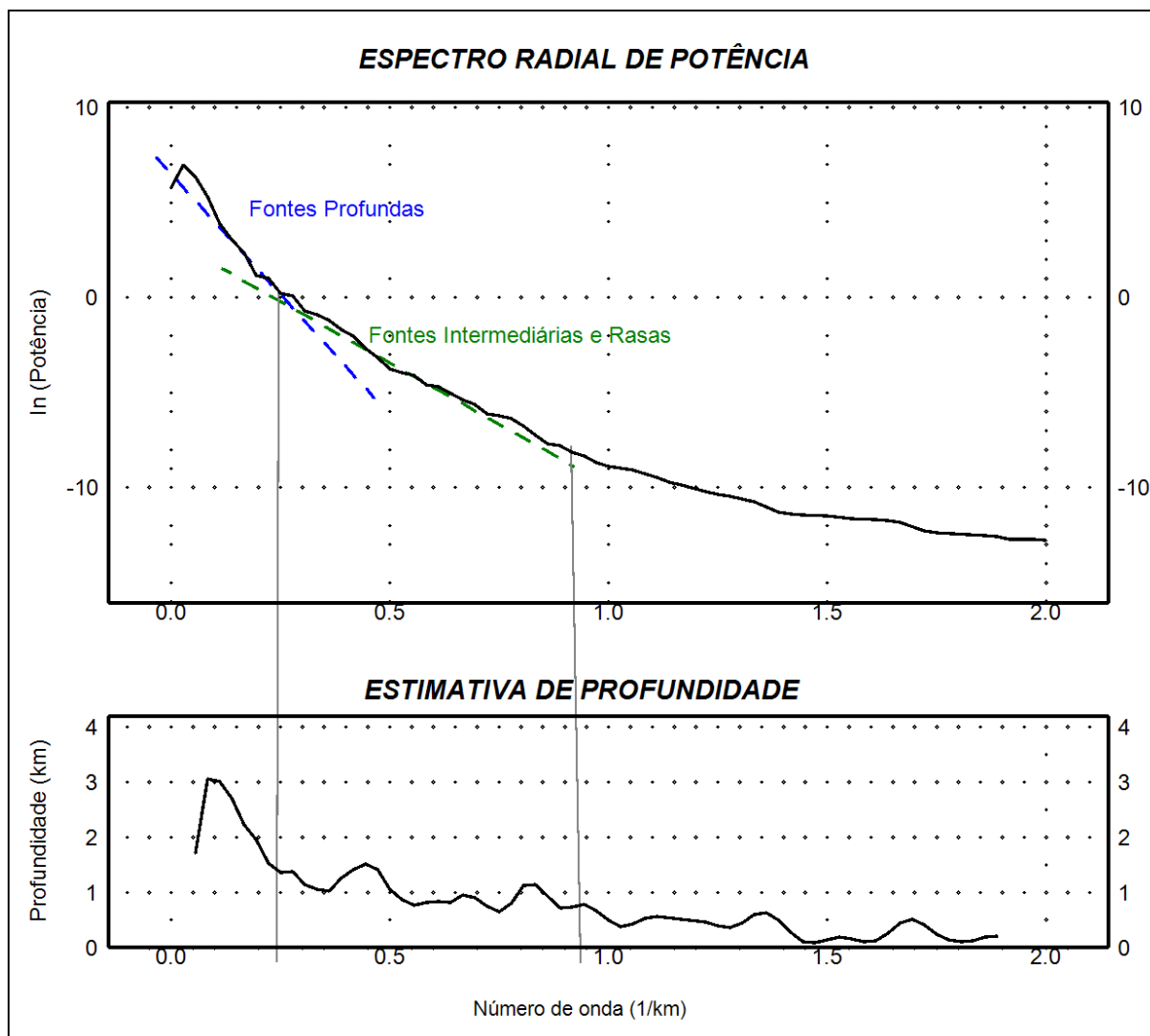


Figura 4.17: Espectro radial de potência e estimativa de profundidade das anomalias gravimétricas, gerados a partir do mapa do anomalia Bouguer.

A análise das profundidades gravimétricas por deconvolução de Euler (Nabighian, 1984; Reid et al., 1990; Thompson, 1982), realizada sobre o mapa de anomalia Bouguer (Figura 4.15) revelou informações sobre a porção superior da crosta terrestre. Como já descrito anteriormente, este método depende de variáveis como a posição da fonte e do índice estrutural (IE), que corresponde à taxa de decaimento da anomalia magnética com a distância entre a fonte e o ponto de medida, indicando a forma geométrica da fonte (Barbosa and Silva, 2005). A tabela 4.3 mostra a complexidade ou geometria das fontes gravimétricas e seus índices estruturais:

IE	Campo Gravimétrico
0	Sill / Dique / Falha
1	Cilindro / Pipe
2	Corpo tridimensional

Tabela 4.3: O índice estrutural (IE) é um fator exponencial correspondente à taxa na qual o campo descrece com a distância, para uma fonte de uma determinada geometria.

Outro parâmetro inserido no cálculo é o tamanho da janela espacial que leva à localização de determinada fonte. Os índices estruturais 0 (sill, dique e falha; Figura 4.18 a)) e 1 (cilindro e pipe; Figura 4.18 b)) foram os que melhores representaram os dados da área, para uma janela espacial de 10 e o percentual máximo de tolerância em profundidade de 10%. Estes parâmetros foram definidos de forma iterativa, analisando os resultados obtidos conforme com a mudança desses parâmetros (Figuras 4.18 e 4.19).

Os resultados mostram nuvens de soluções no intervalo de 750 a 5300 m de profundidade para o índice 0, e 500 a 8800 m para o índice 1. Essas respostas refletem, principalmente, estruturas mais profundas posicionadas abaixo do pacote sedimentar do Grupo Bambuí (Figura 4.18).

Na região central, soluções alinhadas na direção NE-SW se assemelham a feições observadas nas soluções magnéticas (Figuras 4.18 (a)), localmente, relacionados a ocorrência de diques, quando associadas aos lineamentos magnéticos (Figura 4.10).

Caracterizada por um alto gravimétrico, a região centro-sul apresenta fortes soluções orientadas paralelamente N-S, tendo sido interpretada como descontinuidades/falhas que estariam em profundidade delimitando corpos intrusivos que apresentam maior densidade que as rochas circundantes (Figuras 4.18 (a) e 4.19). Essas soluções apresentam um leve aumento de profundidade para o centro da anomalia, interpretadas como estruturas rasas de 1ª ordem que compõem a geometria da Sinclinal de Covancas (Figura 4.18(b)). Já para a porção sudeste soluções Euler foram observadas marcando a geometria de dobra de 1ª ordem na região da Serra do Cabral, apresentando também profundidades rasas.

Esses corpos, localizados no interior da sinclinal de Covancas, apresentam-se alinhados na direção N-S, apresentando dimensões de aproximadamente 3km de diâmetro máximo e valores baixos a intermediários de susceptibilidade magnética. Assim, sugere-se a hipótese de que se trata de um corpo alojado e encaixado em rochas do embasamento local, sem nenhuma feição aparente em superfície.

Com base nessa suposição, realizou-se uma tentativa de descobrir o formato aproximado desses corpos (Figura 4.19). Os corpos assemelham-se a cilíndricos deformados, sendo o mais espesso norte. Esse estaria localizado a aproximadamente 2 km abaixo da superfície e se estenderia por 4 km de profundidade. Já corpo localizado mais a sul se estenderia a profundidades inferior, atingindo aproximadamente 2 km. Devido ao fato desses corpos estarem alojados apenas na porção sul da sinclinal, e não apresentarem continuidade para o norte da área, acarretando uma brusca variação gravitacional nessa direção, presume-se a existência de uma falha nesse limite, que justificaria essa variação na densidade. Fortes orientações NE-SW observadas nas soluções de deconvolução Euler magnéticas, destacadas no interior de elipse (Figura 4.13 a)), apresentam profundidades coerentes com a desses corpos e um aumento da profundidade para NW.

Adicionalmente, soluções de deconvolução de Euler gravimétricas mostram um aumento significativo das profundidades em direção ao norte, evidenciando que o embasamento estaria relativamente mais profundo (Figura 4.18).

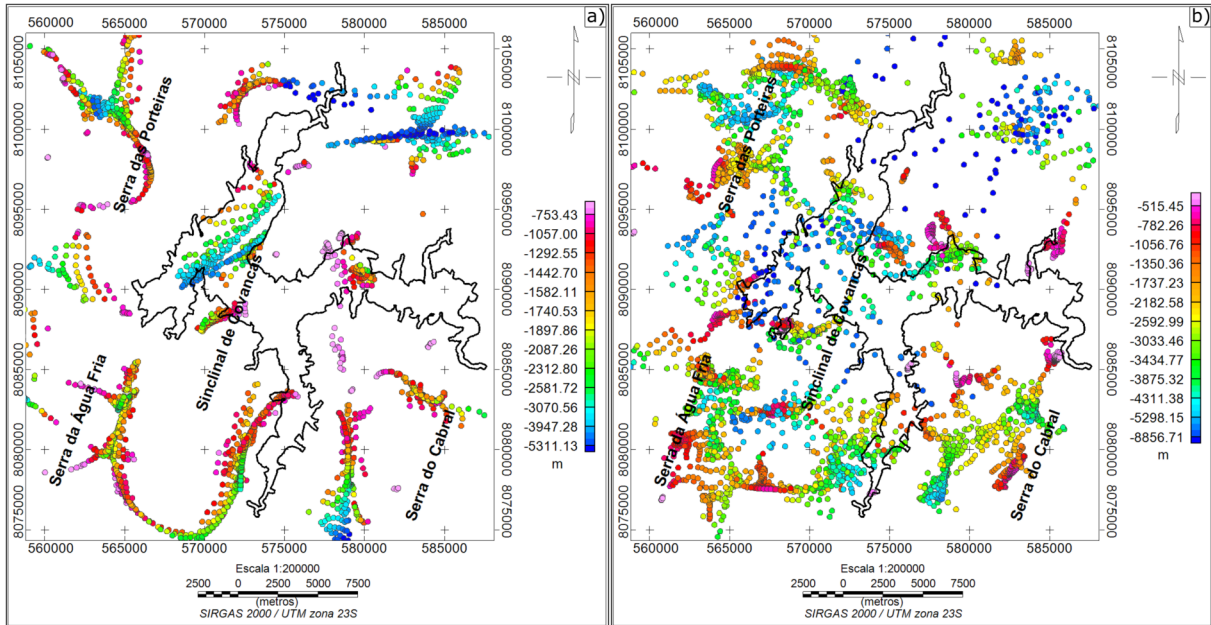


Figura 4.18: Deconvolução de Euler para os índices estruturais 0 (diques e falhas) e 1 (cilindros) e principais feições observadas (linha preta tracejada).

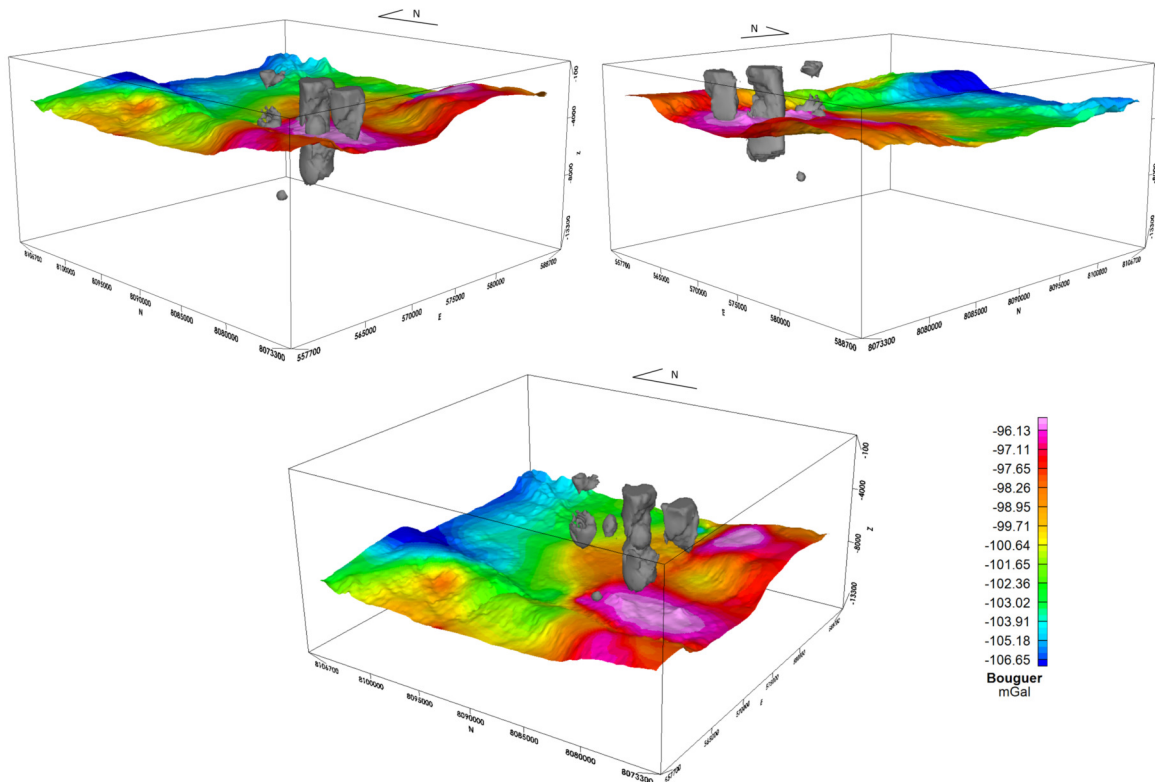


Figura 4.19: Isosuperfície mostrando o comportamento espacial do corpo intrusivo sobre mapa de Anomalia Bouguer.

4.4 Análise Estrutural

A análise estrutural baseou-se em descrever e identificar as feições reconhecidas em imagens de sensores remotos, de geofísica e em campo, a fim de correlacionar estas feições, para melhor interpretar o arcabouço estrutural da área de estudo. Essa interação compreende a análise de lineamentos morfoestruturais, utilizando imagens de sensores remotos (Landsat-8) e análise de feições rúpteis medidas em campo.

4.4.1 Análise dos lineamentos estruturais

Imagens SRTM, com resolução de 30 metros, foram utilizadas para gerar o mapa de relevo sombreado que auxilia na identificação de feições morfoestruturais por meio de contrastes na superfície. Após o tratamento destas imagens foram geradas mapas com quatro pseudoiluminações com direções azimutais 0° , 45° , 90° e 315° e inclinação de 45° , que realçaram as feições do terreno (Figura 4.20).

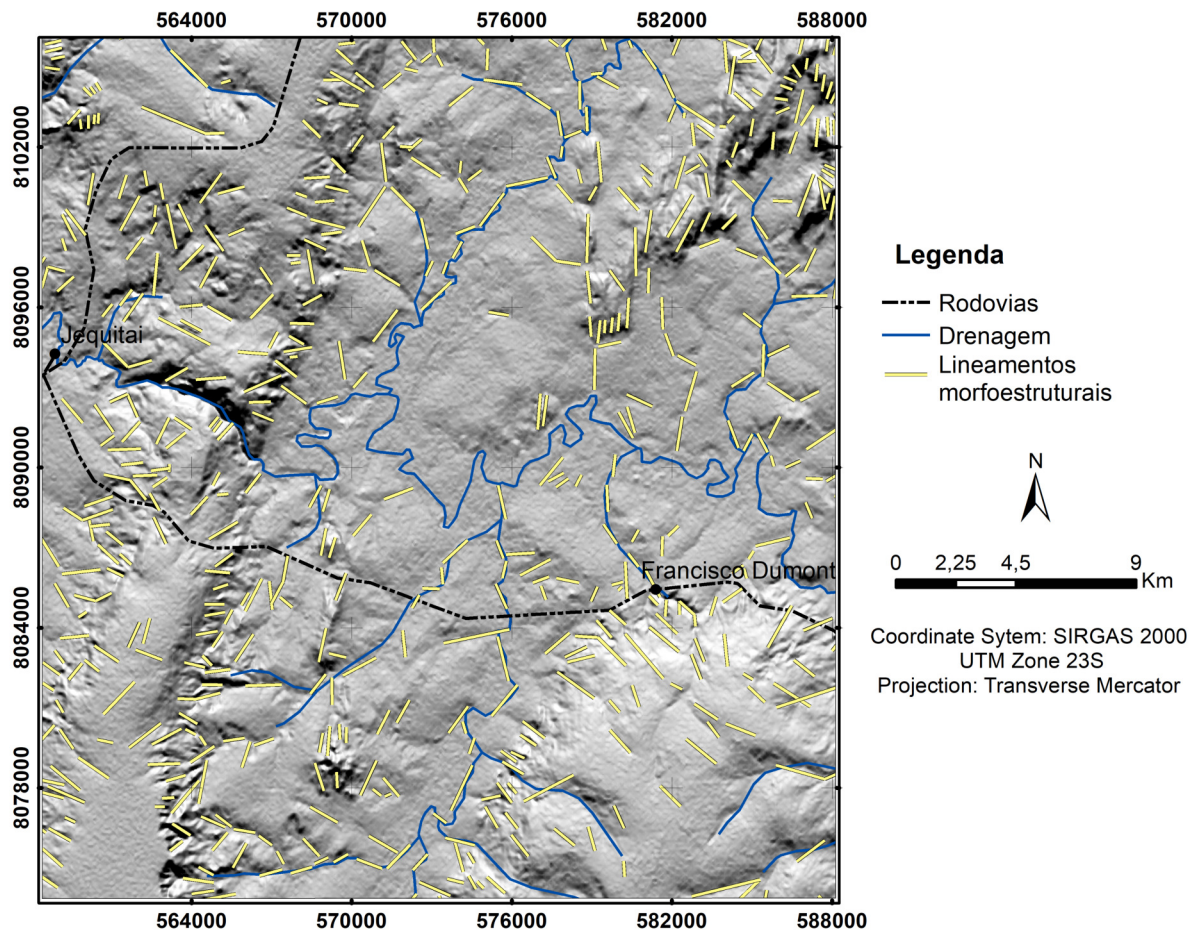


Figura 4.20: Lineamentos Morfoestruturais sobre Modelo Digital de Elevação.

Para o traçado dos lineamentos morfoestruturais, adotou-se como critério o reconhecimento de feições positivas e negativas, principalmente as negativas, que no presente caso coincidem com vales e/ou segmentos de drenagem alinhados, ou seja, alinhamentos de

relevo que indicam a possível presença de estruturas tectônicas rúpteis (juntas e falhas). Com esses lineamentos vetorizados, foram gerados diagramas de rosetas para frequências acumuladas utilizando o programa *OpenStereo*. Essas rosetas serviram para uma melhor análise estatística da orientação dos traçados. Essa mesma ferramenta também foi utilizada para a análise estatística dos lineamentos magnéticos, extraídos dos produtos gerados a partir do campo magnético anômalo e para as medidas obtidas em campo.

Os lineamentos obtidos a partir do mapa de relevo sombreado, permitiram realizar uma análise geral das direções preferenciais do arcabouço morfoestrutural da área. Foram gerados 1182 lineamentos e que posteriormente foram interpretados por meio do diagrama geral de frequência dos traçados. Apesar dos dados apresentarem grande dispersão, pode-se notar uma maior frequência nas direção N40°- 80°W e direções secundárias N0°- 30°W e 90°E (Figura 4.21).

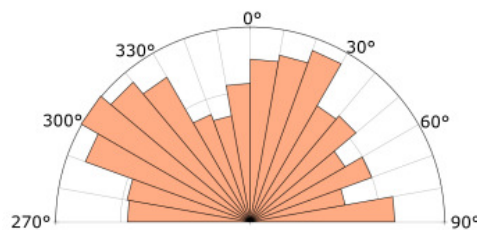


Figura 4.21: Diagrama de rosetas obtido a partir dos lineamentos morfoestruturais (1182 lineamentos).

A análise da roseta gerada a partir dos 181 lineamentos magnéticos, mostra uma direção principal N30°- 60°E e orientações secundárias N30°- 60°W (Figura 4.22). As estimativas de profundidade das fontes magnéticas, por meio da deconvolução de Euler magnética (Figura 4.13), possibilitou a correlação desses lineamentos com as profundidades das fontes magnéticas, sendo interpretado que a maioria das fontes atingem entre 400 e 1000 metros de profundidade.

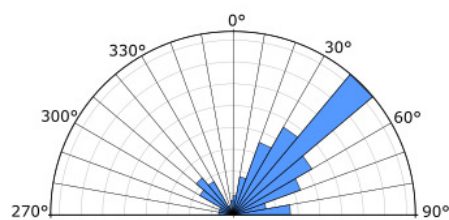


Figura 4.22: Diagrama de rosetas obtido a partir dos lineamentos magnéticos (181 lineamentos).

4.4.2 Análise dos dados de campo

A análise estrutural foi elaborada com o intuito de descrever as estruturas e correlacioná-las com os demais dados interpretados. As principais feições estruturais reconhecidas, descritas e medidas em campo foram de natureza rúptil (principalmente fraturas), formadas sob condições de baixas temperaturas e baixas pressões confinantes, encontradas em profundidade rasa da crosta, favorável a deformação por ruptura ou fraturamento.

Com base nos domínios litológicos definidos a partir dos dados gamaespectrométricos, foram realizadas medidas 629 atitudes de fraturas com intensidades variadas na maioria dos afloramentos. Essas fraturas foram descritas conforme sua geometria, espaçamento, abertura, preenchimento, indicadores cinemáticos e também foram realizadas o reconhecimento da estratigrafia e petrografia das rochas em cada um desses domínios.

Esta avaliação permitiu verificar a direção e o sentido de movimentação nos planos de falhas a partir de indicadores cinemáticos. Um banco de dados foi confeccionado para organização dos dados estruturais coletados em campo, com suas respectivas cinemáticas para facilitar a geração de diagramas de rosetas. A projeção de todas fraturas em diagrama de rosetas sugere tendências principais nas direções N30°- 40°W e N30°- 40°E. Secundariamente, destacam-se as direções WNW e N60°- 80°E (Figura 4.23).

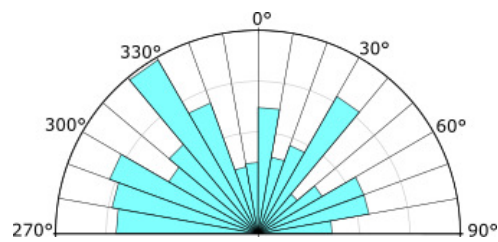


Figura 4.23: Diagrama de rosetas de todas as fraturas observadas em campo (629 medidas).

4.4.3 Interpretação Estrutural

A partir da integração dos dados geofísicos, de campo e das feições morfoestruturais observadas nas imagens de satélite, foi possível dividir o segmento estudado em três domínios estruturais: Ocidental, Central e Oriental, conforme disposto na Figura 4.24. Esses três domínios estruturais (Figura 4.24) foram definidos com base no decréscimo de intensidade tectônica, que ocorre de leste para oeste.

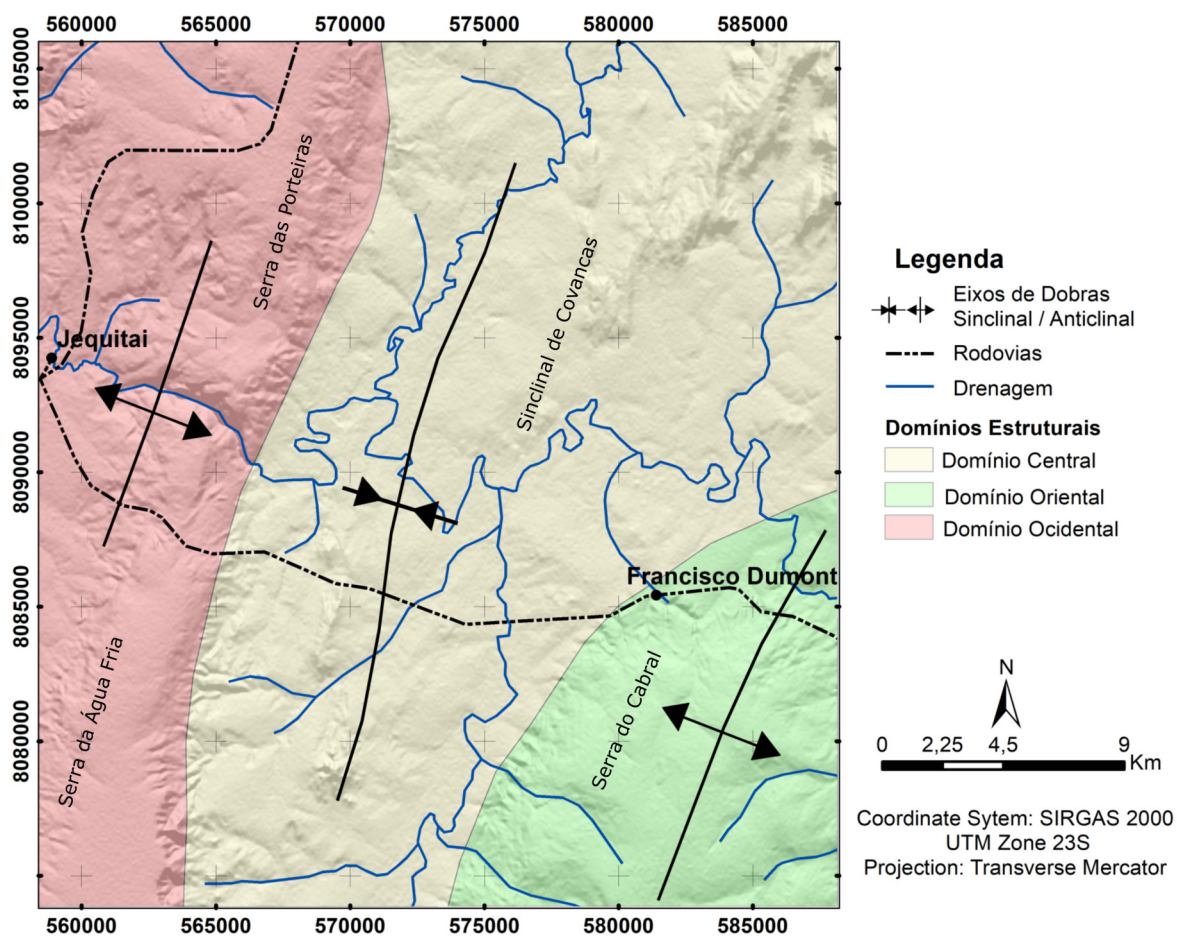


Figura 4.24: Mapa de domínios estruturais.

Uma comparação entre os lineamentos magnéticos e morfoestruturais (Figura 4.25) levou à constatação de que eles nem sempre estão associados espacialmente. Em geral, boas correspondências nestes dados foram observadas nos domínios ocidental e oriental. Sobre a sinclinal, os lineamentos morfoestruturais estão bastante dispersos, e muitos deles não correspondem exatamente com os demais. No entanto, há setores onde os dados magnéticos exibem boa correspondência com lineamentos morfoestruturais e do levantamento de campo.

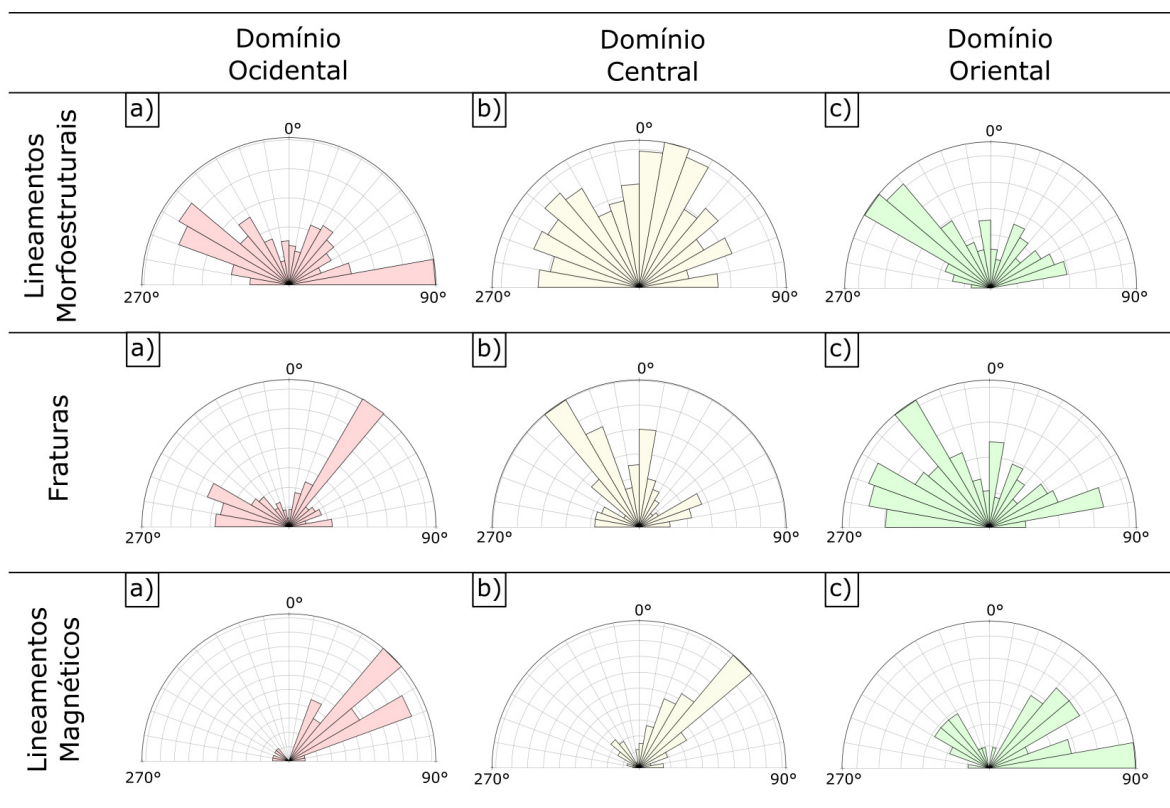


Figura 4.25: Diagramas de rosetas interpretados para cada domínio estrutural.

Um fato a se considerar sobre a presença de lineamentos magnéticos que não correspondem diretamente com os demais dados apresentados, pode estar relacionada a: (i) estruturas profundas que não chegam a afetar as unidades sedimentares; e / ou (ii) as estruturas profundas podem ter gerado diferentes estilos de deformação sobre a cobertura sedimentar, o que poderia ter atenuado o seu efeito em pequenas profundidades por meio de formação de estruturas menores que não estão, necessariamente, posicionadas no mesmo ponto na superfície. Os lineamentos magnéticos são reflexos de estruturas mais profundas relacionadas a estruturas de 1ª ordem. Já os lineamentos morfoestruturais e principalmente os referentes aos dados obtidos em campo, registram os campos de tensões locais ou as estruturas de 3ª e 4ª ordem.

O Domínio Ocidental foi marcado por direções aproximadamente N60°W e N30°E. Além disso, regiões de forte sinal analítico acompanham esses lineamentos ressaltando direções N40°-N70°E (Figura 4.25 (a)) - Domínio Ocidental).

As orientações obtidas no Grupo Bambuí, Domínio Central, tiveram direções bastante dispersas em superfície. Já as orientações das faturas e dos lineamentos magnéticos apresentaram tendências N30°W e N40°E; e direções subordinadas N10°E (Figura 4.25 (b)) - Domínio Central).

No geral, padrões estruturais interpretados a partir da imagem de satélite estão relacionados principalmente com os contornos das montanhas e o próprio padrão de drenagem da região. Os padrões N80°W e N20°E possuem direções próximas a dos padrões de drenagens que cortam a área e as serras presentes na região.

No Domínio Oriental as medidas de fraturas exibem correspondência com lineamentos morfoestruturais e magnéticos, apresentando direções entre $N30^{\circ}$ - 70° W (Figura 4.25 (c)) - Domínio Oriental).

Nos domínios Ocidental e Oriental, onde ocorre sedimentos predominantemente quartzíticos, observa-se padrões diversos, devido a maior variedade e complexidade de estruturas (3ª e 4ª ordem). Pares conjugados de fraturas de cisalhamento (332° / 18° e 033° / 86°), falhas normais de direção 083° / 20° e falhas inversas foram feições descritas nesses anticlinórios, causadas por tensões regional da crosta de E para W.

4.5 Modelagem dos dados geofísicos e geológicos

A integração dos dados geofísicos e dados geológicos de superfície possibilitou a criação de quatro modelos geológicos ao longo da área. O arranjo litoestrutural em subsuperfície mostra blocos com propriedades físicas pouco distintas (densidade e susceptibilidade), cujas descontinuidades laterais e verticais estão relacionadas aos limites e contatos entre as unidades geológicas em superfície e sua continuidade em subsuperfície.

Nos perfis gerados para a modelagem da área, foram realizadas as deconvoluções de Euler, utilizando o *software Oasis Montaj*, versão 9.1 *Geosoft* TM a fim de estimar a profundidade das principais fontes gravimétricas e magnéticas. Esses perfis foram obtidos junto ao mapas da anomalia magnético residual (CMR; Figura 4.7 b)) e mapa da anomalia Bouguer (Figura 4.15).

4.5.1 Modelagem 2D

A modelagem foi realizada utilizando o *software* GM-SYS (NGA, 2004), desenvolvido por Talwani (1964); Talwani et al. (1959). Este permite criar e modificar de forma interativa os modelos geológicos 2D, levando ao ajuste entre as curvas dos dados gravimétricos e magnetométricos, calculadas e observadas. O modelo inicial foi fundamentado em informações bibliográficas (Chaves et al., 2011; Hercos et al., 2008), dados de geologia de superfície (litologia e estrutural) e na deconvolução de Euler dos dados magnéticos e gravimétricos. As densidades e medidas de susceptibilidade foram determinadas com base em ensaios realizados em laboratório e em bibliografia existente para as principais unidades litoestratigráficas presentes na área (Chaves et al., 2011; Telford et al., 1990).

A geometria estrutural predominante observada no nível superficial da área são as dobras de diferentes magnitudes e que, em geral, estão relacionadas a falhas localizadas em profundidade. Essas dobras são caracterizadas pela presença de dobramentos em diferentes escalas, desde megadobras que são visíveis em imagens de satélite até dobras em menor ordem, vistas em afloramentos, apresentando comprimentos de onda decamétricos a centimétricos. As megadobras possuem linhas de charneira de direção NNE-SSW em duplo caimento e são dobras abertas, geralmente assimétricas e com vergência para oeste (Hercos et al., 2008).

Segundo Alkmim and Martins-Neto (2001), a Serra do Cabral está localizada sobre uma calha estrutural, definida como um braço abortado do sistema de riftes Espinhaço. Tal estrutura divide o alto de Sete Lagoas, a sul, do alto de Januária, a norte. Linhas sísmicas, a sul e a nordeste da Serra do Cabral, mostram a compartimentação do emba-

samento no interior desta calha em horsts e grabens (Coelho et al., 2008; Hercos et al., 2008).

Com base em dados de subsuperfície, Hercos et al. (2008) sugeriu a existência de duas megassequências deposicionais na região, uma basal de caráter extensional que constitui o preenchimento de grábens e horsts, representado pelas unidades do Supergrupo Espinhaço e parte do Grupo Macaúbas, e uma superior com estratos paralelos a subparelos recobrimo as demais, formada por unidades da fase flexural do Grupo Macaúbas e Grupo Bambuí. Estas estariam limitadas entre si por uma discordância de caráter regional.

Foram modeladas quatro seções tomadas em direções representativas das estruturas geológicas principais e domínios geofísicos, objetivando uma interpretação do *background* geológico da área.

Para uma melhor representação foi inserido um número de blocos compatível com a geologia regional e medidas de densidade e susceptibilidade de amostras coletadas nas etapas de campo. Tais medidas foram obtidas por meio de ensaios realizados em laboratórios, apresentados do seção 3.2. Para o bloco de embasamento na crosta superior, foi adotado densidade de 2,75 g/cm³.

4.5.2 Modelo Geológico

A modelagem compreendeu a construção de quatro seções envolvendo a crosta no nível superficial. A Figura 4.26 mostra a distribuição geográfica das seções assim como seus resultados.

Hercos et al. (2008) sugere um grande aumento do relevo estrutural na região da Serra do Cabral em relação ao relevo estrutural medido para a região central da bacia. Esse soerguimento do relevo estrutural estaria a cerca de 2500 metros. Esses altos do relevo estrutural foram representados nos perfis A-A', C-C' e D-D' (Figura 4.26 - e), g), h), respectivamente) e configuram as regiões serranas. As falhas que controlam essa estrutura foram posteriormente reativadas como falhas reversas durante a inversão da bacia no evento compressional Brasileiro, que ocasionaram em um maior soerguimento de altos estruturais já existentes. Estas seriam as falhas que estariam relacionadas às megadobras das coberturas proterozóicas, como proposto por Hercos et al. (2008) geradas a partir de uma tectônica *thick-skinned*.

Esse mesmo autor, por meio de uma seção sísmica, descreve uma diferença nos padrões entre a porção superior e inferior. Esse fato foi observado pelos dados obtidos por meio da deconvolução de Euler para os perfis A-A', C-C' e D-D' (Figura 4.26 - e), g), respectivamente), onde na porção superior desses perfis, padrões de soluções magnéticas horizontais são adotados como horizontes de referência para a interpretação da geometria estrutural, principalmente dobras e falhas. Já na porção inferior observa-se por meio de deconvoluções de Euler gravimétrica, elevações e depressões que foram interpretadas como estruturas em horsts e grabens.

Na região sudoeste, Serra do Água Fria, onde observa-se altos valores de gravimétricos, foi interpretada uma estrutura em horsts que representa um alto do embasamento cristalino contendo alguma cobertura sedimentar.

Regiões de altas densidades indicam a ocorrência local de intrusões não aflorantes, estruturadas entre as rochas metassedimentares no interior da sinclinal de Covancas. Esses corpos foram demarcados pela deconvolução de Euler gravimétrica para os perfis A-A' e

B-B'(Figura 4.26 e), f)). A norte desses corpos ocorre uma conspícua queda nos valores de densidade, que levou a hipótese de existência de uma falha nessa região, observada em resultados da deconvolução de Euler e modelada pelo ajuste das curvas nos perfis A-A' e B-B', onde nos dados observados ocorre um perturbação causada por essa falha (Figura 4.26 e, g)).

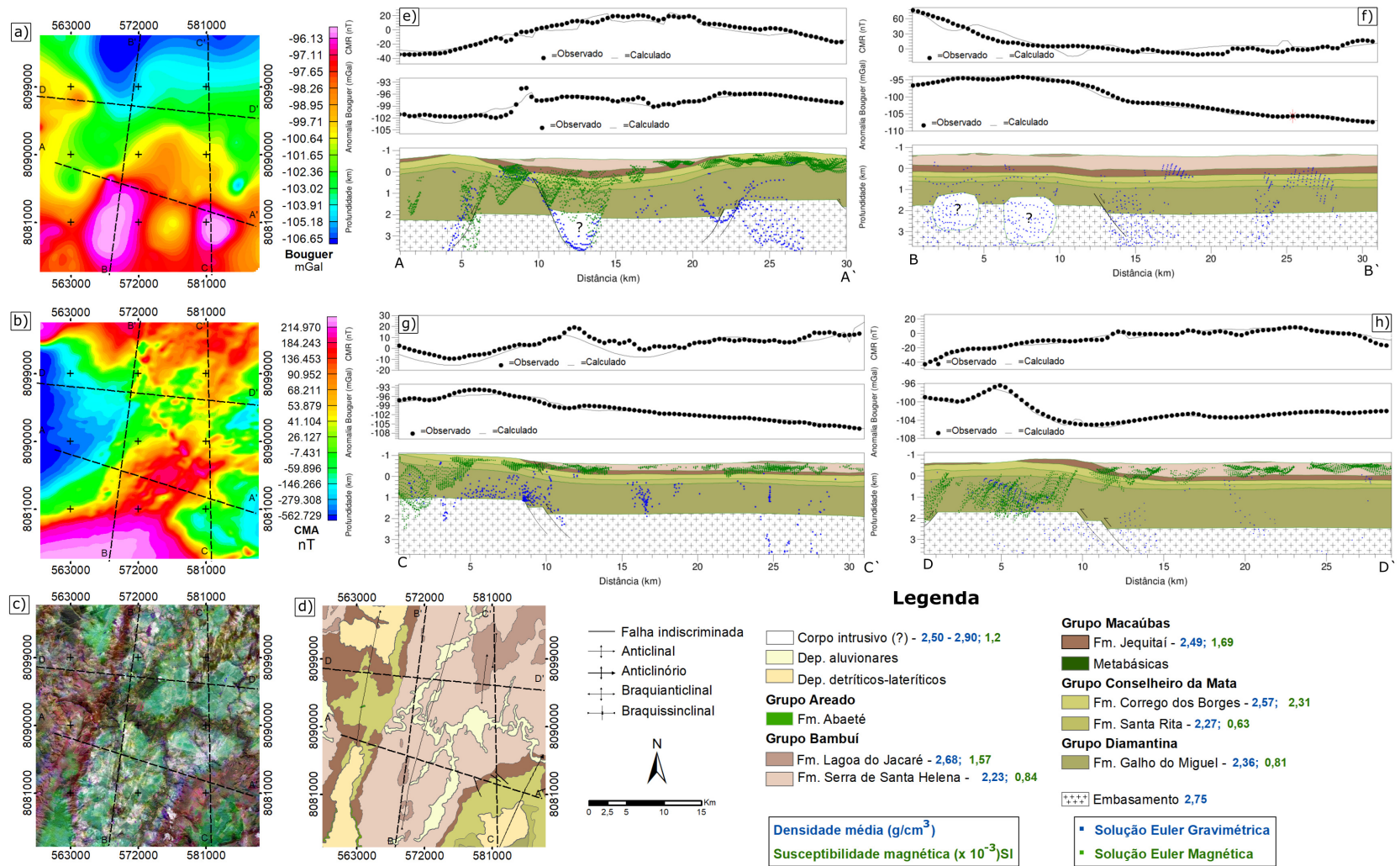


Figura 4.26: Distribuição geográfica das seções geológicas modeladas: a) Anomalia Bouguer; b) Campo Magnético Regional; c) Mapa ternário RGB; d) Mapa geológico (modificado de Chaves et al. (2006)) e seções modeladas: e)A-A'; f)B- B'; g)C- C' e h)D-D".

4.6 Monitoramento Sismológico

Na fase que antecede ao enchimento dos reservatórios o monitoramento sismológico é importante para caracterizar a atividade sísmica local e regional, além de orientar a adoção de eventuais procedimentos futuros, no que diz respeito à redução dos impactos ambientais, sociais e econômicos decorrentes de sismos com epicentros na sua área de influência.

Os registros analisados nesta pesquisa abrangem o período de operação da estação JQT1, que é compreendido de 1 de junho de 2015 e 5 de novembro de 2016, com a desativação da estação. Após essa data utilizou-se dados das estações MC01, DIAM, JANB além de outras estações da Rede Sismográfica Brasileira (RSBR).

No período de monitoramento foram registrados 680 eventos sísmicos no Brasil, dentre eles, 98 ocorreram no norte de Minas Gerais e 51 foram registrados pela estação JQT1. Os eventos mais próximos de Jequitaiá estão localizados a 75 km, a sudeste de Montes Claros (Figura 4.27).

A análise temporal e espacial da atividade sísmica em diferentes períodos, permitiu caracterizar de modo preliminar, o nível de estabilidade para região de Jequitaiá. A ausência de registros sísmicos locais até a data de operação da estação, como pode-se observar na figura 4.27, indica que o ambiente geológico apresenta um comportamento assísmico.

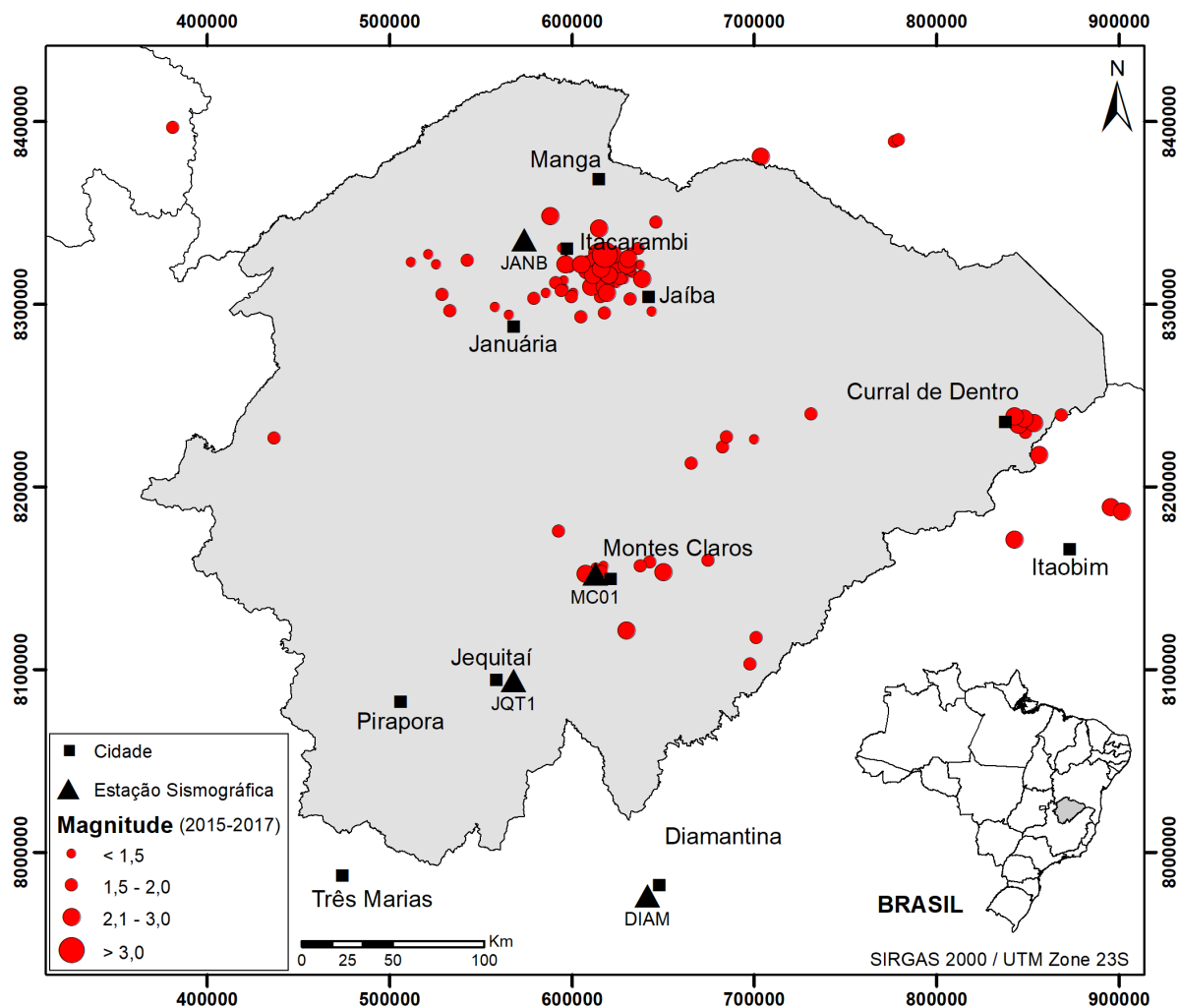


Figura 4.27: Sismicidade Regional.

Devido a área de estudo ser muito próxima as zonas sismogênicas de Montes Claros e Jaíba, cerca de 90 e 340 km respectivamente, é importante que o monitoramento sismológico seja contínuo da região para se ter um controle sobre o comportamento sismológico na área.

O período mais crítico para o monitoramento sismográfico, com o objetivo de monitorar SDR, é exatamente durante e logo após o enchimento do lago. Desta forma, está programada uma rede de três estações sismográficas.

Estudos utilizando registros de telessismos da estação JQT1, estão sendo realizados para determinar a profundidade da Moho sob a estação. Utilizando a técnica de função do receptor são utilizados registros telessísmicos com distâncias epicentrais situadas entre 30° e 90° em relação da estação. A profundidade (H) é calculada diretamente pela da diferença de tempo de chegada entre a onda P direta e a fase Ps (P convertida em S), revelando detalhes sobre a estrutura crustal nessa região. Análises preliminares obtidas neste trabalho, mostram que a profundidade da Moho nessa região se encontra a 44 ± 3 km e a razão $V_p/V_s = 1,64 \pm 0,04$.

Capítulo 5

Conclusões

Esta dissertação assumiu como objetivo principal a modelagem do arcabouço da sub-superfície na região dos futuros reservatórios de Jequitaiá. Para isso, utilizou-se técnicas distintas para visualizar a compartimentação tectônica e a distribuição de planos mecânicos descontínuos que possam influenciar na estrutura dos reservatórios. Pretendo aqui tecer algumas considerações finais, principalmente no que diz respeito aos resultados alcançados.

Primeiramente, as premissas e objetivos pretendidos no trabalho foram alcançados. As análises e os processamentos realizados nos dados foram capazes de fornecer informações regionais e de detalhe acerca do arcabouço estrutural na região. A integração dos dados geofísicos e geológicos mostrou uma excelente correlação, e auxiliou no mapeamento de feições estruturais importantes na porção oriental do Cráton São Francisco. Os resultados aqui apresentados mostraram que dados geofísicos são importantes recursos para produção de mapas base que podem contribuir para o mapeamento geológico. Estes dados indicam pontos de interesse, auxiliando na definição dos melhores perfis a serem mapeados.

Os processamentos dos dados geofísicos utilizados foram eficientes na geração das imagens magnéticas, gravimétricas e gamaespectrométricas da área estudada. Estas imagens contribuíram para a caracterização geológica da área a partir da geração de um mapa litogeofísico. Este apresentou boa correlação com o mais recente mapa geológico publicado para a região (Chaves et al., 2006).

A utilização de dados geofísicos nos modelos crustais ofereceram informações sobre a possível estruturação da área e revelou feições até então não abordadas para a região e que podem se prestar a estudos posteriores e que venham a contribuir na compreensão da evolução desta porção da crosta.

Os dados magnéticos, os mapas interpretativos e a integração de todas as informações obtidas serviram para identificar estruturas, lineamentos e domínios de caráter local e regional que contribuem para o avanço do conhecimento do arcabouço estrutural da região. Durante a aquisição e processamento dos dados gravimétricos foram validadas as configurações adotadas (espaçamentos de amostragem e localização das estações) foram adequadas, apresentando resultados satisfatórios. Nesta etapa foi possível definir e aprimorar os limites de anomalias, principalmente as anomalias localizadas ao sul da área de estudo. O padrão e forma da anomalia gravimétrica sugere que as rochas do embasamento estão dispostas em blocos escalonados limitados por falhas (grábens e horsts) e a presença

de corpos intrusivos de densidade mais alta que as rochas circundantes e pouco magnético, limitado a NW por uma falha.

A partir das profundidades obtidas nas deconvoluções de Euler magnéticas e gravimétricas, foi possível concluir: (i) que o embasamento na porção norte é diferente do embasamento na porção sul, onde observa-se um aumento da profundidade para a porção sudoeste da área; e (ii) a continuidade dos lineamentos magnéticos apresentados neste trabalho a profundidades rasas na porção centro e nordeste atingindo no máximo 500 m, e a maiores profundidades na porção sudoeste atingindo até 7 km (Figura 5.1). Estes resultados corroboram observações anteriores desenvolvidas por [Hercos et al. \(2008\)](#), que propõem para essa região um compartimento tectônico que constitui uma protuberância dentro da zona de antepaís, denominada de “Saliência de Pirapora”, onde o embasamento foi envolvido na deformação das rochas da cobertura, que configura uma tectônica *thick-skinned*, em oposição ao modelo de deformação corrente.

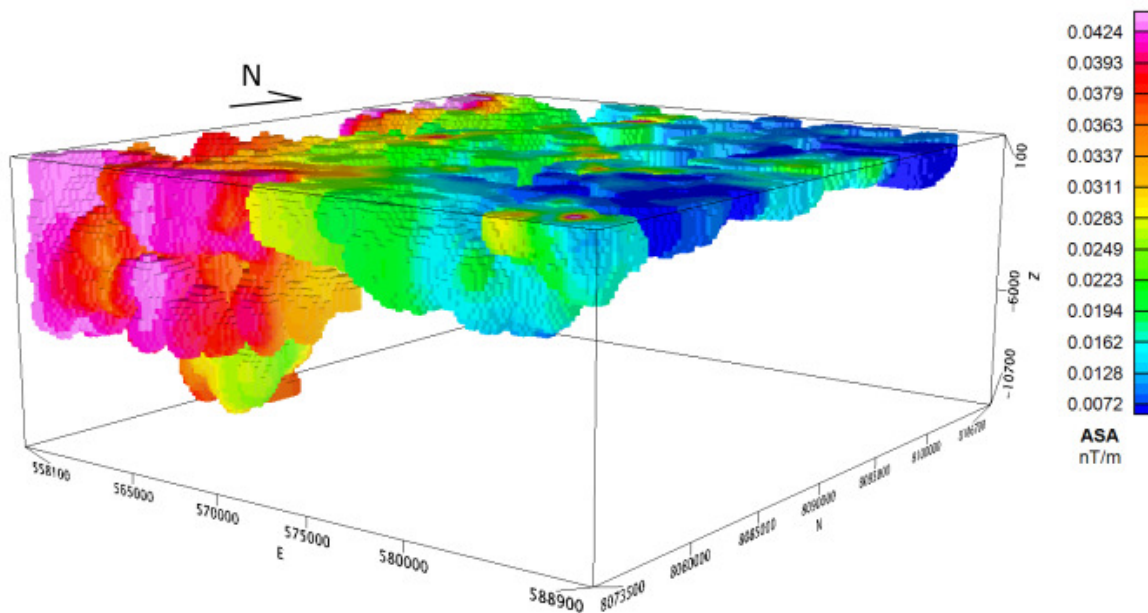


Figura 5.1: Visões 3D para deconvolução de Euler de índice 1, onde observa-se a maior profundidade das fontes magnéticas na região sudoeste.

Os dados estruturais forneceram informações sobre estruturas de 3ª e 4ª ordem, que apresentaram orientação geral N30° - 40°W. No entanto, se tratando por domínios, tem-se uma variação na orientação indicando um decréscimo de intensidade tectônica, que ocorre de leste para oeste.

Os mecanismos focais determinados para as principais áreas sísmicas localizadas na região norte do Estado de Minas Gerais (Montes Claros - [Agurto-Dezsel et al. \(2014\)](#); Manga [Assumpção et al. \(1990\)](#); Caraíbas-Itacarambi - [Chimpliganond et al. \(2010\)](#)), indicam falhas inversas mobilizadas por esforços compressivos que apresentam a mesma orientação do esforço E-W descrita neste trabalho. Segundo esses autores, a movimentação ao longo de fraturas/falhas preexistente em estruturas do tipo horsts e grabens, existentes no embasamento e herdadas do Cráton São Francisco, teriam sido reativadas sob o atual

regime de esforço compressivo E-W, e assim contribuído para a concentração dos esforços tectônicos ao longo do tempo nessas regiões. No entanto, devido à ausência de sismicidade na região de Jequitaiá, não se pode determinar a orientação das tensões locais atuantes. Entretanto, como a contribuição maior para o campo de esforços tectônicos na intraplaca brasileira é de origem regional, por exemplo, devido às forças de borda de placas (empurrão da cadeia e forças de resistência a este movimento), e devido a proximidade da área dos futuros reservatórios de Jequitaiá das áreas de esforços conhecidos, podemos admitir que os esforços tectônicos na área de estudo também tem orientação E-W.

De acordo com Assumpção et al. (2002), os estudos sobre sismicidade desencadeada por reservatórios (SDR) no mundo têm mostrado que somente uma pequena porcentagem de reservatórios geram SDR. A existência de reservatórios em todo o mundo que não têm causado sismicidade indica que a probabilidade de um reservatório induzir sismicidade é muito baixa e, além disto, que condições especiais são necessárias para a ocorrência de SDR. No entanto, no Brasil, a probabilidade de ocorrência de SDR é expressiva, especialmente em se tratando de grandes reservatórios (altura maior que 100 m), cuja probabilidade é cerca de 50% de chance ((Barros et al., 2016)).

Considerando um raio de 100 km a partir dos futuros reservatórios de Jequitaiá notamos que a sismicidade local natural é ínfima, apenas 12 (doze) eventos foram detectados sendo todos microtremores. Contudo, baixa sismicidade natural não significa menor probabilidade de eventos desencadeados.

Devido à dificuldade de ordem prática em se conhecer os parâmetros chaves responsáveis pela ocorrência de SDR, como esforços locais, taxa de crescimento dos esforços, orientação das falhas existentes em relação ao campo de esforços atuantes, e a permeabilidade de um grande volume de rochas localizadas abaixo da superfície, não é possível prever se um dado reservatório vai apresentar ou não sismicidade. No entanto, é clara a relação entre tamanho do reservatório e o potencial de induzir sismicidade. Uma análise dos casos de SDR ocorridos no Brasil (Figura 2.5), levando-se em consideração a altura e o volume de água, mostram que a magnitude dos eventos em reservatórios de pequenas dimensões, como será o caso dos reservatórios de Jequitaiá (41 metros de altura e – colocar o volume e não a área), podem desencadear sismos de magnitude em torno de $3 M_R$. Neste aspecto, compilações completas de casos de sismicidade mundiais ocorridos, bem como a caracterização geológica e geofísica de estruturas crustais na região, podem contribuir para uma melhor avaliação do risco sísmico de futuros reservatórios.

Sobre os modelos geológico-geofísicos, pode-se considerar que a modelagem da crosta, pelo sinal gravimétrico, foi concordante com as interpretações baseadas em geologia de superfície, uma vez que as seções puderam ser modeladas respeitando o sinal e as propostas estruturais pré-existentes, consolidando estes modelos de estruturação do ponto de vista da gravimetria.

Dessa forma, estudos que caracterizam o arcabouço regional em área que terão grandes obras implementadas, são indispensáveis para caracterizar a existência de mecanismos atuantes da sismicidade e seus riscos. A continuidade do monitoramento irá fornecer subsídios para uma melhor caracterização da área em termos de risco sísmico e sua correlação com a geologia, que por meio da identificação das feições estruturais, como falhas, fraturas, foliação e lineamentos estruturais, que podem representar zonas favoráveis a sismicidade.

Referências

- Agurto, H. and Assumpção, M. (2013). Seismotectonic characterization of the 2012 Montes Claros, Brazil, aftershock sequence. In *13th International Congress of the Brazilian Geophysical*, pages 1833–1836. Society of Exploration Geophysicists and Brazilian Geophysical Society. 17
- Agurto-Detzel, H., Assumpção, M., Ciardelli, C., Albuquerque, D. F., Barros, L. V., and França, G. S. (2014). The 2012–2013 Montes Claros earthquake series in the São Francisco Craton, Brazil: new evidence for non-uniform intraplate stresses in mid-plate South America. *Geophysical Journal International*, 200(1):216–226. vii, 16, 17, 68
- Albuquerque, D. F., Assumpção, M., França, G. S., Von Huelsen, M. G., Barbosa, J. R., and Galhardo, L. (2012). Estudos preliminares da sismicidade registrada em Montes Claros, Minas Gerais. In *V Simpósio Brasileiro de Geofísica*. 17
- Alkmim, F. F., Brito Neves, B. d., and Alves, J. C. (1993). Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco-uma revisão. *O Cráton do São Francisco*, 1:45–62. 9
- Alkmim, F. F., Chemale Jr, F., and Endo, I. (1996). A deformação das coberturas proterozóicas do Cráton do São Francisco e o seu significado tectônico. *Revista da escola de Minas*, 49(1):22–38. 8, 9
- Alkmim, F. F. and Marshak, S. (1998). Transamazonian orogeny in the Southern São Francisco craton region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research*, 90(1):29–58. vii, 5
- Alkmim, F. F., Marshak, S., Pedrosa-Soares, A. C., Peres, G. G., Cruz, S. C. P., and Whittington, A. (2006). Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian research*, 149(1):43–64. 5, 8
- Alkmim, F. F. and Martins-Neto, M. (2001). A bacia intracratônica do São Francisco: Arcabouço estrutural e cenários evolutivos. *A bacia do São Francisco. Geologia e recursos naturais: SBG/Núcleo MG, SBG/Núcleo MG*, pages 9–30. 8, 9, 48, 61
- Alkmim, F. F., Pedrosa-Soares, A. C., Noce, C. M., and Cruz, S. C. P. (2007). Sobre a evolução tectônica do orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. *Geonomos*, 15(1):25–43. 4, 5
- Almeida, F. F. M. d. (1977). O cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7(4):349–364. 5

- Assumpcao, M. (1992). The regional intraplate stress field in South America. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B8):11889–11903. 17
- Assumpção, M. (1998). Seismicity and stresses in the Brazilian passive margin. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(1):160–169. 17
- Assumpção, M., Barbosa, J. R., Galhardo, L., Farrapo, D., Moreira, M. F., Huelsen, M., França, G. S., Barros, L., Silva, F. F., and Leite, M. (2013). The 2012 Montes Claros earthquake sequence in the São Francisco craton: another evidence of inverse faulting and compressional stresses in Eastern Brazil. In *13th International Congress of the Brazilian Geophysical*, pages 1786–1789. Society of Exploration Geophysicists and Brazilian Geophysical Society. 17
- Assumpção, M., Marza, V., Barros, L., Chimpliganond, C., Soares, J. E., Carvalho, J., Caixeta, D., Amorim, A., and Cabral, E. (2002). Reservoir-induced seismicity in Brazil. *Pure and applied geophysics*, 159(1):597–617. 15, 69
- Assumpção, M., Veloso, J. A., Barbosa, J., Blum, M., Carvalho, J., Neves, E., and Bassini, A. (1990). The Manga earthquakes, MG, March of 1990. In *XXXVI Brazilian Congress of Geology*, pages 2154–2159. vii, 16, 68
- Barbosa, V. C. and Silva, J. B. (2005). Deconvolução de Euler: passado, presente e futuro-um tutorial. *Revista Brasileira de Geofísica*, 23(3):243–250. 53
- Barros, L., Assumpção, M., Ribotta, L. C., and Ferreira, V. M. (2016). Sismicidade Induzida por Reservatório (SIR): casos brasileiros. *Boletim Sociedade Brasileira de Geofísica*, 96:16–21. 69
- Barros, L. V., Assumpção, M., Quintero, R., and Caixeta, D. (2009). The intraplate Porto dos Gaúchos seismic zone in the Amazon cráton—Brazil. *Tectonophysics*, 469(1):37–47. 16
- Blakely, R. J. (1996). *Potential theory in gravity and magnetic applications*. Cambridge University Press. 32
- Blum, M. (1999). Processamento e interpretação de dados de geofísica aérea no Brasil central e sua aplicação à geologia regional e à prospecção mineral. 1999. 229 p. 30, 32
- Chadha, R., Kuempel, H.-J., and Shekar, M. (2008). Reservoir Triggered Seismicity (RTS) and well water level response in the Koyna–Warna region, India. *Tectonophysics*, 456(1):94–102. 15
- Chang, H. and Kowsmann, R. (1984). Subsidência térmica e espessura crustal na Bacia de Santos. *Congr. Bras. Geol., XXXIII*, pages 110–121. 12
- Chaves, M., Benitez, L., Egger, V. A., Henrique, L., Magalhães, G., Silva, C. J. E., and Andrade, K. W. (2006). Folha Jequitai 1: 100.000. *Brasília, Programa Geologia do Brasil, Convênio CPRMIGC/UFMG, Relatório Final*, 45p. vii, ix, 6, 7, 8, 40, 64, 67

- Chaves, M. L. d. S. C., Andrade, K. W., and Benitez, L. (2011). Geologia integrada das Folhas Jequitaiá, Bocaiúva e Montes Claros (1: 100.000), norte de Minas Gerais. *Revista Geonomos*, 19(2). 5, 6, 7, 8, 9, 45, 50, 61
- Chaves, M. L. d. S. C., Guimarães, J. T., and Andrade, K. W. (2010). Litofácies glaciomarinhas na Formação Jequitaiá: possíveis implicações na redistribuição de diamantes a oeste da Serra do Espinhaço (MG). *Revista Brasileira de Geociências*, 40(4):516–526. 4
- Chemale, F., Dussin, I. A., Alkmim, F. F., Martins, M. S., Queiroga, G., Armstrong, R., and Santos, M. N. (2012). Unravelling a Proterozoic basin history through detrital zircon geochronology: the case of the Espinhaço Supergroup, Minas Gerais, Brazil. *Gondwana Research*, 22(1):200–206. 6
- Chimpliganond, C., Assumpção, M., Von Huelsen, M., and França, G. S. (2010). The intracratonic Caraíbas–Itacarambi earthquake of December 09, 2007 (4.9 mb), Minas Gerais State, Brazil. *Tectonophysics*, 480(1):48–56. vii, 16, 17, 68
- Clark, D. (1997). Magnetic petrophysics and magnetic petrology: aids to geological interpretation of magnetic surveys. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, 17:83–104. 12
- Coblentz, D. D. and Richardson, R. M. (1996). Analysis of the South American intraplate stress field. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B4):8643–8657. 17
- Coelho, J. C. C., Martins-Neto, M. A., and Marinho, M. S. (2008). Estilos estruturais e evolução tectônica da porção mineira da bacia proterozóica do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(2 suppl):149–165. 62
- Cordell, L. and Graunch, V. (1982). Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan Basin, New Mexico. In *SEG Technical Program Expanded Abstracts 1982*, pages 246–247. Society of Exploration Geophysicists. 32
- Costa, K.V. and Penha, U. and Gonzaga, G. (1998). Dados preliminares sobre os sedimentos cretáceos na região de Jequitaiá/MG. In *SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, volume 40, page 274. 9
- Dickson, B. and Scott, K. (1997). Interpretation of aerial gamma-ray surveys-adding the geochemical factors. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, 17:187–200. 11
- Dussin, I. A., Dussin, T. M., and Chaves, M. L. D. S. C. (1990). Compartimentação estratigráfica do supergrupo espinhaço em Minas Gerais-os grupos Diamantina e Conselheiro Mata. *Brazilian Journal of Geology*, 20(1):178–186. 7
- Dussin, I. A., Garcia, A., Uhlein, A., Dardenne, M., and Dussin, T. M. (1987). Facies eólica na Formação Galho do Miguel, Supergrupo Espinhaço-MG. *Simp. Sistem. Depos. Precambr., Anais, SBG/MG, Bol*, 6:85–96. 7
- Dussin, I. A., Uhlein, A., and Dussin, T. M. (1984). Geologia da Faixa Móvel Espinhaço em sua porção meridional, MG. *XXXIII Cong. Bras. Geol., Anais*, 7:3118–3134. 7

- Dupont, H. (1995). O Grupo Conselheiro Mata no seu quadro paleogeográfico e estratigráfico. *Boi. Soe. Brás. Geol., Núcleo Minas Gerais*, 13:9–10. 7
- Dussin, I. A. (1994). *Evolution structurale de la région de l'Espinhaço méridional, bordure sud-est du Craton São Francisco Brésil; Tectoniques Superposées au Protérozoïque*. PhD thesis. 8
- Dussin, I. A. and Dussin, T. M. (1995). Supergrupo Espinhaço: modelo de evolução geodinâmica. *Revista Geonomos*, 3(1). 6, 7
- Erdi-Krausz, G., Matolin, M., Minty, B., Nicolet, J., Reford, W., and Schetselaar, E. (2003). *Guidelines for radioelement mapping using gamma ray spectrometry data*. International Atomic Energy Agency (IAEA). 11, 30
- Espinoza, J. (1996). Sistemas deposicionais e relações estratigráficas da Tectonossequência Conselheiro Mata, na borda leste da Serra do Cabral, Minas Gerais, Brasil. 7
- Garcia, A. and Uhlein, A. (1987). Sistemas deposicionais do Supergrupo Espinhaço na região de Diamantina (MG). *Simpósio Sistemas Depositionais no Pré-Cambriano, Ouro Preto, Núcleo Minas Gerais, Boletim*, 6:113–136. 7
- Geosoft (1990). *Montaj geophysics v7.1 Tutorial and user guide*. 33
- Guimarães, P., Almeida, H. d., Kowsman, R., Costa, M., and Boa Hora, M. (1982). Modelagem gravimétrica na porção sul do platô de são paulo e suas implicações geológicas. In *SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, volume 32, pages 1570–1575. 12
- Gupta, H. K. (1992). *Reservoir induced earthquakes*, volume 64. Elsevier. 14, 15
- Harris, J., Bowie, C., Rencz, A., and Graham, D. (1994). Computer-enhancement techniques for the integration of remotely sensed, geophysical, and thematic data for the geosciences. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 20(3):210–221. 19
- Hercos, C. M., Neto, M. A., and Danderfer Filho, A. (2008). Arcabouço estrutural da Bacia do São Francisco nos arredores da Serra da Água Fria (MG), a partir da integração de dados de superfície e subsuperfície. *Revista Brasileira de Geociências*. 8, 9, 49, 50, 61, 62, 68
- Hettich, M. (1977). A glaciação proterozóica no centro-oeste de Minas Gerais. *Brazilian Journal of Geology*, 7(2):87–101. 8
- Johnson, A. and Kanter, L. R. (1990). Earthquakes in stable continental crust. *Scientific American;(United States)*, 262(3). 16
- Kenner, S. J. and Segall, P. (2000). A mechanical model for intraplate earthquakes: Application to the New Madrid seismic zone. *Science*, 289(5488):2329–2332. 16
- LaFehr, T. (1980). Gravity method. *Geophysics*, 45(11):1634–1639. 13
- Lasa Engenharia e Prospecções S/A (2009). Relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos. *Levantamento Aerogeofísico de Minas Gerais, Área, 2*. 31

- Limited, S. (2006). CG-5 Scintrex autograv system operation manual. 25
- Luiz, J. and Silva, L. (1995). Geofísica de prospecção. *Editora Universitária*. 12
- Luyendyk, A. (1997). Processing of airborne magnetic data. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, 17:31–38. 31
- Machado, N., Noce, C., Oliveira, O. d., and Ladeira, E. (1989). Evolução geológica do Quadrilátero Ferrífero no Arqueano e Proterozóico Inferior, com base em geocronologia U-Pb. *Simpósio de Geologia de Minas Gerais*, 5:1–5. 7, 8, 45
- Marson, I. and Klingele, E. (1993). Advantages of using the vertical gradient of gravity for 3-D interpretation. *Geophysics*, 58(11):1588–1595. 47
- Martins, M. S. (2006). Geologia dos diamantes e carbonados aluvionares da Bacia do Rjio Macaúbas (MG). *Unpublished PhD dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, Brazil*. 8
- Martins-Neto, M. A. (2000). Tectonics and sedimentation in a paleo/mesoproterozoic rift-sag basin (Espinhaço basin, southeastern Brazil). *Precambrian Research*, 103(3):147–173. 7
- Miller, H. G. and Singh, V. (1994). Potential field tilt—a new concept for location of potential field sources. *Journal of Applied Geophysics*, 32(2-3):213–217. 32
- Minty, B. R. S. (1997). Fundamentals of airborne gamma-ray spectrometry. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, 17:39–50. 22
- Nabighian, M. N. (1972). The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: Its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics*, 37(3):507–517. 32
- Nabighian, M. N. (1984). Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized hilbert transforms: Fundamental relations. *Geophysics*, 49(6):780–786. 53
- Nabighian, M. N., Grauch, V., Hansen, R., LaFehr, T., Li, Y., Peirce, J., Phillips, J., and Ruder, M. (2005). The historical development of the magnetic method in exploration. *Geophysics*, 70(6):33ND–61ND. 12
- NGA (2004). GM-SYS - Gravity/Magnetic Modeling Software: User's Guide version 4.9. *Northwest Geophysical Associate*, page 101. 61
- OBSIS (2012 - 2014). Relatório interno: UHE Luis Eduardo Magalhães. *Observatório Sismológico da Universidade de Brasília - Contrato INVESTICO S.A/CDT, (n°08 a 20)*. 15
- OBSIS (2014 - 2017). Relatório interno: Batalha. *Observatório Sismológico da Universidade de Brasília - Contrato FUB/FURNAS, (n°19 a 30)*. 15

- Pedrosa-Soares, A., Noce, C., Vidal, P., Monteiro, R., and Leonardos, O. (1992). Toward a new tectonic model for the late proterozoic Araçuaí (SE Brazil)-West Congolian (SW Africa) belt. *Journal of South American Earth Sciences*, 6(1-2):33–47. 7
- Pedrosa-Soares, A. C., Noce, C., Wiedemann, C., and Pinto, C. P. (2001). The Araçuaí-West-Congo Orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. *Precambrian research*, 110(1):307–323. 5
- Pedrosa-Soares, A. C., Noce, C. M., de Alkmim, F. F., da Silva, L. C., Babinski, M., Cordani, U., and Castañeda, C. (2007). Orógeno Araçuaí: síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977. *Revista Geonomos*, 15(1). 5, 8
- Pedrosa-Soares, A. C., Vidal, P., Leonardos, O. H., and de Brito Neves, B. B. (1998). Neoproterozoic oceanic remnants in eastern Brazil: further evidence and refutation of an exclusively ensialic evolution for the Araçuaí–West Congo Orogen. *Geology*, 26(6):519–522. 7
- Pinho, C. M. D. d., Rennó, C. D., and Kux, H. J. H. (2005). Avaliação de técnicas de fusão aplicadas à imagem Quickbird. *XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Anais*, pages 4224–4232. 19
- Pinto, C. P. and Martins-Neto, M. A. (2001). Bacia do São Francisco: geologia e recursos naturais. *SBG, Núcleo MG. Belo Horizonte*, 349p. vii, 10
- Porada, H. (1989). Pan-African rifting and orogenesis in southern to equatorial Africa and eastern Brazil. *Precambrian Research*, 44(2):103–136. 7
- Reid, A. B., Allsop, J., Granser, H., Millett, A. t., and Somerton, I. (1990). Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics*, 55(1):80–91. 47, 53
- Reynolds, J. M. (2011). *An introduction to applied and environmental geophysics*. John Wiley & Sons. 12
- Ribeiro, V. B., Louro, V. H., and Mantovani, M. S. (2013). Geophysical study of the Sertãozinho, Rio Aguapeí and Nova anomalies (SW of Mato Grosso, Brazil). In *13th International Congress of the Brazilian Geophysical Society & EXPOGEF, Rio de Janeiro, Brazil, 26–29 August 2013*, pages 705–710. Society of Exploration Geophysicists and Brazilian Geophysical Society. 11
- Santos, M. N. d., Chemale, F., Dussin, I. A., Martins, M. d. S., Queiroga, G., Pinto, R., Santos, A., and Armstrong, R. (2015). Provenance and paleogeographic reconstruction of a mesoproterozoic intracratonic sag basin (Upper Espinhaço Basin, Brazil). *Sedimentary Geology*, 318:40–57. 7
- Santos, R. V., de Alvarenga, C. J. S., Babinski, M., Ramos, M. L. S., Cukrov, N., Fonseca, M. A., da Nóbrega Sial, A., Dardenne, M. A., and Noce, C. M. (2004). Carbon isotopes of Mesoproterozoic–Neoproterozoic sequences from Southern São Francisco craton and Araçuaí Belt, Brazil: Paleographic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 18(1):27–39. vii, 5

- Schneider, M. J., Bellon, O. R. P., and Araki, H. (2003). Experimentos em fusão de imagens de alta resolução. *Boletim de Ciências Geodésicas*, 9(1). 19
- Schulte, S. M. and Mooney, W. D. (2005). An updated global earthquake catalogue for stable continental regions: reassessing the correlation with ancient rifts. *Geophysical Journal International*, 161(3):707–721. 16
- Silva, A. M., Chemale Jr, F., Kuyumjian, R. M., and Heaman, L. (1995). Mafic dyke swarms of Quadrilátero Ferrífero and Southern Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 25(2):124–137. 8, 43
- Silva, G. F. d., Araújo Filho, J. O., Von Huelsen, M. G., Chimpliganond, C. N., and França, G. S. (2014). Influência de estruturas brasileiras na sismicidade desencadeada por reservatório na Usina Hidrelétrica de Irapé, Minas Gerais. *Brazilian Journal of Geology*, 44(3). 15
- Simpson, D. (1986). Triggered earthquakes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 14(1):21–42. 14
- Souza Filho, R. (1995). Arcabouço estrutural da porção externa da Faixa Araçuai na Serra do Cabral (MG) e o contraste de estilos deformacionais entre os Supergrupos Espinhaço e São Francisco. 7, 8
- Spector, A. and Grant, F. (1970). Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 35(2):293–302. 52
- Sykes, L. R. (1978). Intraplate seismicity, reactivation of preexisting zones of weakness, alkaline magmatism, and other tectonism postdating continental fragmentation. *Reviews of Geophysics*, 16(4):621–688. 16
- Talwani, M. (1964). Computation of magnetic anomalies caused by two dimensional structures of arbitrary shape. *Computers in the mineral industries*, 1:464–480. 61
- Talwani, M., Worzel, J. L., and Landisman, M. (1959). Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. *Journal of Geophysical Research*, 64(1):49–59. 61
- Talwani, P. (1989). Characteristic features of intraplate earthquakes and the models proposed to explain them. In *Earthquakes at North-Atlantic passive margins: Neotectonics and postglacial rebound*, pages 563–579. Springer. 16
- Talwani, P. (2000). Seismogenic properties of the crust inferred from recent studies of reservoir-induced seismicity—Application to Koyna. *Current Science*, pages 1327–1333. 13
- Talwani, P. and Rajendran, K. (1991). Some seismological and geometric features of intraplate earthquakes. *Tectonophysics*, 186(1-2):19–41. 16
- Telford, W. M., Telford, W., Geldart, L., and Sheriff, R. E. (1990). *Applied geophysics*, volume 1. Cambridge university press. 10, 11, 12, 13, 61

- Thompson, D. (1982). EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics*, 47(1):31–37. 47, 53
- Thurston, J. B. and Smith, R. S. (1997). Automatic conversion of magnetic data to depth, dip, and susceptibility contrast using the SPI (TM) method. *Geophysics*, 62(3):807–813. 32
- Valeriano, M. (2008). TOPODATA: guia para utilização de dados geomorfológicos locais. São José dos Campos: Inpe, 2008. 72 p. Technical report, INPE-15318-RPE/818. 18
- Veloso, J., Barros, L., and Carvalho, J. (1995). Progress in reservoir monitoring technology for induced seismicity in Brazil. *Proc. ISORIS*, 95:304–312. 15
- Veloso, J. A. V. (1992). Terremotos induzidos pelo homem. *Ciência hoje*, 14(81):67–72. vii, 14, 15
- Viotti, C., Veloso, J., and Gomide, L. (1997). Induced Seismicity at Cajuru Reservoir, Minas Gerais, Brazil. *Proc. 19th Int. Congr. on Large Dams, (Florence, Italy) pp*, pages 1211–1225. 15
- Viotti, C. B., Gomide, L., and Brito, S. (1998). Induced Seismicity in CEMIG’s Reservoir Minas Gerais - brazil. pages 205–212. 15
- Viveiros, J. F. M. and Walde, D. (1976). Geologia da Serra do Cabral, Minas Gerais, Brasil. *Münsterische Forschungshefte Geologie und Palaeontologie*, 38(39):15–27. 8



Cláudia Teixeira <claudiadx@gmail.com>

Successfully received: submission Gravity and magnetic field modeling in the future reservoir of Jequitaí, Minas Gerais, Brazil for Journal of Applied Geophysics

1 message

Journal of Applied Geophysics <EvisSupport@elsevier.com>
Reply-To: appgeo-eo@elsevier.com
To: claudiadx@gmail.com

Tue, Sep 19, 2017 at 7:32 PM

This message was sent automatically. Please do not reply.

Ref: APPGEO_2017_441

Title: Gravity and magnetic field modeling in the future reservoir of Jequitaí, Minas Gerais, Brazil

Journal: Journal of Applied Geophysics

Dear Miss. TEIXEIRA,

Thank you for submitting your manuscript for consideration for publication in Journal of Applied Geophysics. Your submission was received in good order.

To track the status of your manuscript, please log into EVISE® at: http://www.evise.com/evise/faces/pages/navigation/NavController.jsp?JRNL_ACR=APPGEO and locate your submission under the header 'My Submissions with Journal' on your 'My Author Tasks' view.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Journal of Applied Geophysics

Have questions or need assistance?

For further assistance, please visit our [Customer Support](#) site. Here you can search for solutions on a range of topics, find answers to frequently asked questions, and learn more about EVISE® via interactive tutorials. You can also talk 24/5 to our customer support team by phone and 24/7 by live chat and email.

Copyright © 2017 Elsevier B.V. | [Privacy Policy](#)

Elsevier B.V., Radarweg 29, 1043 NX Amsterdam, The Netherlands, Reg. No. 33156677.