



Universidade de Brasília

Instituto de Geociências

Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas

Modelo Geológico e Estrutural da Zona Externa da Faixa Brasília por Meio da Integração de Dados Geofísicos

João Alberto Cruz Vieira

Dissertação de Mestrado

Orientadora:

Prof^ª. Dr^ª. Roberta M. Vidotti

Brasília, setembro de 2016



Universidade de Brasília

Instituto de Geociências

Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas

Modelo Geológico e Estrutural da Zona Externa da Faixa Brasília por Meio da Integração de Dados Geofísicos

João Alberto Cruz Vieira

Dissertação de Mestrado

Orientador: Prof^ª. Dr^ª. Roberta Mary Vidotti

Membros da Banca Examinadora:

Prof^ª. Dr^ª. Roberta Mary Vidotti (Orientadora) - UnB

Prof^ª. Dr^ª. Joseneusa Brilhante Rodrigues – CPRM

Prof. Dr. Elder Yokoyama – UnB

Prof. Dr. George Sand Leão Sand de França – UnB (Suplente)

Brasília, setembro de 2016

Ficha catalográfica elaborada automaticamente,
com os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

Vm Vieira, João Alberto Cruz
 Modelo Geológico e Estrutural da Zona Externa da
 Faixa Brasília por Meio da Integração de Dados
 Geofísicos / João Alberto Cruz Vieira; orientador
 Roberta Mary Vidotti. -- Brasília, 2016.
 75 p.

 Dissertação (Mestrado - Mestrado em Geociências
 Aplicadas) -- Universidade de Brasília, 2016.

 1. Faixa Vazante. 2. Faixa Bambuí. 3.
 Magnetometria e Gravimetria. 4. Matched Filter. 5.
 Euler3D. I. Vidotti, Roberta Mary, orient. II. Título.

DEDICATÓRIA

BIRL!

AGRADECIMENTOS

Agradeço aos meus pais pela decisão de me terem e por torcerem pelo meu sucesso. Ao meu irmão, pelo imenso companheirismo e idolatria que temos um com o outro. Às minhas namoradas Heloísa, Beatriz e Talitinha (que são a mesma pessoa em épocas diferentes do ano) por me ajudar a segurar essa barra que é gostar dela.

À minha orientadora, Prof^ª. Dr^ª. Roberta Mary Vidotti, pelos ensinamentos, conselhos, convívio, paciência e por ter me aceitado como aluno. Ao Prof. Giuliano Sant'Anna Marotta pela camaradagem e solidariedade. Ao Prof. Dr. Elton Luiz Dantas pelos conhecimentos transmitidos durante as discussões ao longo deste trabalho.

Agradeço à Suzuki e Volkswagen por fabricarem veículos de baixo custo e alta periculosidade. Agradeço ao Cláudio Aldecir, Samuel Gospel, Otávio, Brunão, Andrea Franga, Ari Johnson, Ju Lannes, Optimun Nutrition e Jamiroquai.

Agradeço à minha família pelo grupo no *whatsapp* que me tira a concentração e a paciência. À Belina, Maria Paula, Regiane e Br. Int. Mattos Dourado pelo carinho.

Aos meus colegas de trabalho que me incentivaram e auxiliaram nestes 30 meses de mestrado: Lucas, Magda, Marcelo, Gaúcho, Caio, Jessica, Felipe, Eduardo B2 e Dogão.

Ao meu irmão BH, que ao contrário dos jogos, não me sabotou na reta final.

Agradeço à UnB pela estrutura e dinâmica, que eu sempre gostei e nunca critiquei. À CAPES que me forneceu bolsa para elaboração desta dissertação. Ao Programa de Pós-graduação em Geociências Aplicadas pelos recursos que custearam os trabalhos de campo.

RESUMO

A Zona Externa da Faixa Brasília está situada a na porção central-leste da Província Tocantins, no Brasil Central, limitada ao leste pelo Cráton São Francisco, e é definida como uma sequência de bacias *foreland* Meso-Neoproterozóicas onde sistemas de falhas de empurrões são encontrados. O trabalho focou no conhecimento das relações entre os grupos Canastra, Vazante e Bambuí, assim como suas profundidades usando interpretação de gravimetria terrestre e magnetometria aérea aplicadas ao estudo da compartimentação tectônica na região. Os dados magnéticos foram processados utilizando Sinal Analítico 3D, derivadas *tilt* e *tilt-GHT* para melhorar razão sinal-ruído, obter informações de profundidade e realçar características geológicas e geofísicas da região. Interpretação conjunta da gravimetria, magnetometria e topográfica levou à notar os contatos entre os grupos envolvidos e a compreensão da geometria das rochas em subsuperfície. O método da deconvolução de Euler apontou soluções indicando fontes de anomalias gravimétricas com mais de 10000 metros de profundidade, ao mesmo tempo que a aplicação deste método em dados magnéticos apontou profundidades maiores que 2500 metros. Foi possível individualizar sete domínios estruturais à partir da extração e classificação de lineamentos à partir do mapa do Sinal Analítico 3D. Resultados de *Matched Filter* indicaram profundidades do topo do embasamento e camadas intra-sedimentares (7404 e 1457 metros respectivamente) e mapa de características superficiais através da análise do espectro de potência. Um modelo tectônico foi proposto baseado nas informações obtidas nesta pesquisa, que corrobora modelos anteriores, mostrando dados sobre profundidades não vistas em trabalhos anteriores.

ABSTRACT

The External Zone of Brasília Fold Belt is situated at east-central portion of Tocantins Province, bordered east with São Francisco Craton, and is defined as a Meso-Neoproterozoic foreland basin sequence where thrust faults systems are found. The study was aimed to understand the relationship between Canastra, Vazante and Bambuí groups, as well as their depths, through the interpretation of ground gravimetry and airborne magnetic data. The objective is to provide additional information for a better understanding of the tectonic framework of the region. The magnetic data were processed using 3D Analytic Signal, Tilt depth, and HD-Tilt techniques to reduce signal-to-noise ratio, obtain depth information and enhance geophysical-geological structural features and anomalies. Joint gravimetric, magnetic and topographic interpretation led interpretation of the contacts between the geological groups and comprehends their geometry in depth. Euler deconvolution pointed solutions indicating gravimetric anomalies sources of more than 10 km deep, while for magnetic data solutions showed depths bigger than 2.5 km. It was possible to individualize seven structural domains using lineament extraction and classification analyzing 3D Analytic Signal map. Matched Filter products indicated two main depths, approximately, 7.4 and 1.5 km, the first interpreted as top of basement and intrasedimentary layer. A tectonic model was proposed based on information obtained in this work, which corroborates previous models, giving depths for the layers not observed in previous studies.

ÍNDICE

1.INTRODUÇÃO	1
1.1 Apresentação	1
1.2 Justificativa	1
1.3 Localização	2
1.4 Objetivo	3
1.5 Estrutura da Dissertação	4
2. CONTEXTO GEOLÓGICO	5
2.1 Arcabouço Pré-Cambriano	5
2.2 Província Tocantins	6
2.3 Faixa Brasília	6
2.3.1 Grupo Canastra	10
2.3.2 Grupo Araxá	12
2.3.3 Grupo Vazante	12
2.3.4 Grupo Bambuí	14
3 MATERIAIS E MÉTODOS	16
3.1 SRTM	16
3.2 Gravimetria Terrestre	17
3.2.1 Equipamentos Utilizados	18
3.2.2 Redução dos Dados Gravimétricos	18
3.2.3 Processamento dos Dados Gravimétricos	20
3.3 Aeromagnetometria	21
3.2.1 Processamento dos Dados Magnetométricos	22

Campo Magnético Anômalo	23
Interpolação	23
Nivelamento	23
Micronivelamento	24
Redução Ao Polo	25
Amplitude do Gradiente Total	27
Derivada <i>Tilt</i>	29
<i>Tilt</i> -GHT	31
<i>Matched Filter</i>	33
Deconvolução de Euler	38
4 MAGNETIC AND GRAVIMETRIC INTERPRETATION OF EXTERNAL ZONE OF BRASÍLIA FOLD BELT	43
Abstract	43
Introduction	44
Geological Setting	46
Gravity Method	48
Magnetometric Method	53
Discussions and Conclusions	64
References	66
5 CONCLUSÕES	69
6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	71

Lista de Figuras:

- FIGURA 1.1 – Localização da Província Tocantins (PT) na América do Sul (mapa menor) e mapa político do Brasil com as siglas dos estados, localização da província e da área de estudos. Os limites da PT são de Bizzi *et al.*, (2003).....**3**
- FIGURA 2.1 – Plataforma Sul-americana e as províncias geológicas do Brasil (Bizzi *et al.* 2003): Amazônia Central (AMC); Amazonas (AM); Borborema (BOR); Carajás (CAR); Mantiqueira (MAN); Bacia do Paraná (PAR); Parecis (PIS); Parnaíba (PAB); Rio Negro (RNG); Rondônia-Juruena (ROJ); Cráton São Francisco (SF); Sunsas (SUN); Tapajós-Parima (TPA), Tocantins (TO) e Transamazonas (TRA). Em destaque, a Província Tocantins, localizada no Brasil Central.**5**
- FIGURA 2.2 – Mapa geológico da Faixa de Dobramentos Brasília. Percebe-se a diferença na direção das faixas móveis ao norte e ao sul do paralelo 16°, onde ocorre a Megainflexão dos Pirineus. Retirado de Fuck *et al.*, 1994.**8**
- FIGURA 2.3 – Mapa geológico da área de estudo. Base geológica de Souza *et al.* (2004) e Heineck *et al.* (2004).....**9**
- FIGURA 2.4 – Coluna estratigráfica dos grupos Canastra e Ibiá, descrevendo as formações Serra do Landim, Paracatu, Chapada dos Pilões, Cubatão e Rio Verde. Modificada de Dardenne, 2000.**10**
- FIGURA 2.5 – Coluna estratigráfica do Grupo Vazante, que contém as formações Santo Antônio do Bonito, Rocinha, Lagamar, Serra do Garrote, Serra do Poço Verde, Morro do Calcário e Lapa (Modificada de Dardenne, 2000).**11**
- FIGURA 3.1 – Mapa do SRTM da área de estudo e polígono da área coberta pelo levantamento magnetométrico aéreo.**16**
- FIGURA 3.2 – Localização dos dados geofísicos: Linha de voo do levantamento magnético; estações gravimétricas adquiridas neste trabalho (triângulos verdes) e existentes (triângulos vermelhos) e perfis A-B, C-D e C-E de onde foram extraídos os dados gravimétricos, magnéticos e topográficos que serão exibidos na Figura 4.4.**17**
- FIGURA 3.3 – Fluxograma do processamento dos dados magnéticos deste trabalho, onde CMA é o Campo Magnético Anômalo, dx é a derivada na direção x, dy é a derivada na direção y, dz é a derivada na direção z, AGT é a Amplitude do Gradiente Total, *Tilt* é a Inclinação do Sinal Analítico e *Tilt*-GHT é a derivada *Tilt* aplicada nos produtos de Gradiente Horizontal Total.**22**
- FIGURA 3.4 – Mapas demonstrando os resultados de micronivelamento. (a) Mapa do Campo Magnético Anômalo (CMA) antes do micronivelamento e (b) Mapa do CMA micronivelado, onde foram removidos ruídos no sentido da linha de voo (N60E)....**25**
- FIGURA 3.5 – Mapa da Redução ao Polo Diferencial dos dados magnéticos.**26**

FIGURA 3.6 – Mapa da Amplitude do Gradiente Total 3D.	28
FIGURA 3.7 – Mapa da derivada <i>tilt</i>	30
FIGURA 3.8 – Mapa da Inclinação do sinal analítico do gradiente horizontal total (<i>Tilt-GHT</i>) expresso em radianos.	32
FIGURA 3.9 – Curva do espectro de potência obtido a partir dos dados de aeromagnetometria (verde) e a curva ajustada pelo método <i>Matched Filter</i> (azul).	34
FIGURA 3.10 – Mapa do campo magnético anômalo sombreado após aplicação do filtro passabanda para profundidade média de 388 metros.	35
FIGURA 3.11 - Mapa do campo magnético anômalo sombreado após aplicação do filtro passabanda para profundidade média de 1457 metros.	36
FIGURA 3.12 - Mapa do campo magnético anômalo sombreado após aplicação do filtro passabanda para profundidade média de 7404 metros.	37
FIGURA 3.13 – Mapa das localizações das soluções de Euler separadas em 5 classes e posições dos 12 perfis extraídos.	41
FIGURA 3.14 – Perfis das profundidades das soluções Euler extraídos do mapa da Figura 3.13....	42
FIGURA 4.1 – Location of the Tocantins Province, Brasilia Fold Belt and study area (red rectangle). Source: Dardenne (2000).	45
FIGURA 4.2 – Geological map of study area according Souza <i>et al.</i> (2004) and Heineck <i>et al.</i> (2004), locations of new gravity data (green triangles), existing gravity data (red triangles) and A-B, C-D and C-E profiles shown in Figure 4.4.	47
FIGURA 4.3 – Bouguer anomaly map.	49
FIGURA 4.4 – Bouguer anomaly profile, presenting also magnetic anomaly and topographic elevation profiles.	50
FIGURA 4.5 – Depth solutions of Euler deconvolution for gravimetric data separated in five classes.....	52
FIGURA 4.6 – Map of 3D Analytic Signal of magnetic data.	54
FIGURE 4.7 – Interpretation of lineaments and domains based on 3D analytic signal, light green are main lineaments (A, B, C and D) described in text and Rose Diagram indicating mean direction of 348.6°.	55

FIGURA 4.8 – Magnetic anomaly map for depth of 388 meters obtained from Matched Filtering process and main lineaments interpreted.	58
FIGURA 4.9 - Magnetic anomaly map for depth of 1457 meters obtained from Matched Filtering process and main lineaments interpreted.	59
FIGURA 4.10 - Magnetic anomaly map for depth of 7404 meters obtained from Matched Filtering process and main lineaments interpreted.	60
FIGURA 4.11 – Euler solutions map. Black lines represent profiles shown in Figure 4.12.	61
FIGURA 4.12 – Profiles extracted from Euler solutions map (Figure 4.11). Open circles represent locations that will be discussed in the text.	62
FIGURE 4.13 – Schematic geological profile of tectonic concepts presented in this work. The profile is located at 8090000 northing coordinate, intersecting near Paracatu town..	65

1. Introdução

1.1 Apresentação:

Esta é uma dissertação de mestrado que apresenta resultados de análises geofísicas aplicadas na Faixa de Dobramentos Brasília, localizada na Província Tocantins. Foram utilizados dados de magnetometria aérea e gravimetria terrestre com objetivo de determinar estruturas e domínios geológicos para gerar mapa tectonoestrutural da porção da Zona Externa da Faixa Brasília que recobre a divisa entre os estados de Goiás e Minas Gerais e sudeste do Distrito Federal. A estimativa de profundidade e classificação dos domínios geofísicos encontrados por meio de interpretação de feições apresentadas em perfis e em mapas também são meta deste trabalho.

A aplicação da geofísica é útil para detectar os contatos horizontais entre as rochas siliciclásticas e carbonáticas depositadas nos diferentes períodos geológicos, estimar profundidade do embasamento, compreender a compartimentação tectônica, além de detectar falhas e lineamentos de diversas profundidades e expressões regionais.

1.2 Justificativa:

A Faixa Brasília é uma unidade geológica situada na Província Tocantins, Brasil Central (Dardenne, 2000), que é resultado de convergência e colisão de três grandes blocos continentais: Cráton Amazônico, Cráton São Francisco/Congo e Bloco Paraná. A Faixa Brasília se situa no limite da Província Tocantins com a borda oeste do Cráton São Francisco, com direção aproximadamente N-S e extensão de mais de 1000 km (Dardenne, 2000; Dardenne & Schobenhau, 2001).

A Zona Externa da Faixa Brasília consiste de sequências Meso-Neoproterozoicas de carbonatos, pelitos e siliciclásticos metamorfizados. As rochas

destas sequências apresentam variação de grau metamórfico, de forma que o metamorfismo é quase inexistente próximo ao cráton e aumenta na direção da porção central do cinturão (Costa & Angeiras, 1971; Dardenne, 1978; Fuck *et al.*, 1994; Dardenne, 2000).

Algumas unidades geológicas com muita atividade de mineração estão inseridas na Faixa Brasília (Dardenne, 2000), em especial o Grupo Vazante, que apresenta o maior depósito de zinco do Brasil (Moore, 1956). O Grupo Vazante é constituído por rochas carbonáticas, pelitos e psamitos (em menor proporção) associados a grandes estruturas tectônicas (Dardenne & Schobenhau, 2001) de direção NE-SW – zonas de empurrão no sentido W-E. Dentro desse contexto, situam-se o depósito de chumbo e zinco de Morro Agudo – MG e uma importante mina de zinco em Vazante – MG (Dardenne, 2000).

A densidade dos minerais existentes nas rochas é diferenciável, tornando a gravimetria um método importante para investigação. A deposição dos elementos Au, Pb e Zn acontece por meio de percolação de fluidos ricos nestes elementos entre fraturas das rochas, o que tornaria as estruturas evidentes na magnetometria. A partir da análise qualitativa e quantitativa dos métodos, correlacionando com mapas geológico-estruturais, é possível obter modelos geofísico-geológicos que identificam domínios geológicos e estruturas.

A região foi recoberta por levantamentos aerogeofísicos pela CODEMIG em 2001 (Área 1) para incentivar a prospecção mineral do estado de Minas Gerais, os dados de magnetometria deste levantamento serão utilizados neste trabalho. Dados gravimétricos terrestres foram adquiridos e integrados com outros dados de gravimetria fornecidos por outras instituições de pesquisa (ver Capítulo 3).

1.3 Localização:

A área de estudo está inserida na Faixa Brasília, inclui os grupos Vazante, Bambuí e Canastra. Localizada nos estados de Minas Gerais e Goiás, a área abrange os municípios Paracatu, Unaí e Cristalina. Um mapa com a localização da região é exibido na Figura 1.

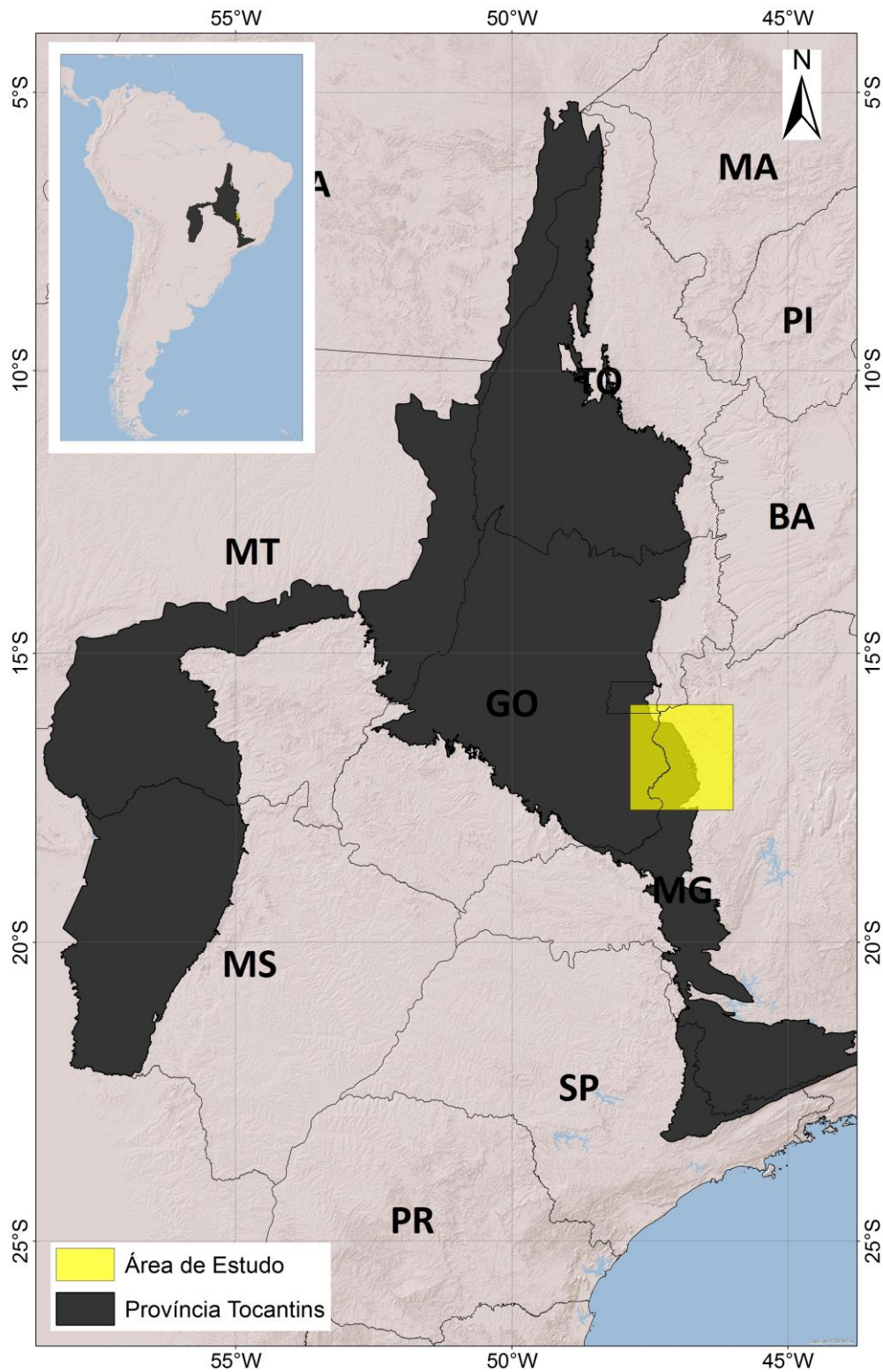


FIGURA 1.1 – Localização da Província Tocantins (PT) na América do Sul (mapa menor) e mapa político do Brasil com as siglas dos estados, localização da província e da área de estudos. Os limites da PT são de Bizzi *et al.*, (2003).

1.4 Objetivos:

A proposta desta dissertação é desenvolver um estudo geofísico na Zona Externa da Faixa Brasília para sofisticar o conhecimento da evolução e compartimentação tectônica da região. Estimar as profundidades das bacias e do embasamento e identificar estruturas e feições presentes na Zona Externa da Faixa Brasília são os principais focos deste trabalho. Para isso, foram buscadas as seguintes metas:

- a) Processamento de dados aeromagnéticos para estimativa de profundidades e delimitação de fontes de anomalias magnéticas;
- b) Elaboração de perfis gravimétricos para identificação de contatos entre unidades geológicas, falhas, suturas e outras estruturas importantes presentes na região;
- c) Integração dos dados e interpretação conjunta da magnetometria e gravimetria;
- d) Elaboração de um modelo geológico com o arranjo dos blocos geológicos da região.

1.5 Estrutura da Dissertação:

Este trabalho está dividido em 6 capítulos:

No Capítulo 1 é apresentado o projeto e são definidas áreas físicas de pesquisa, justificativa e objetivo do trabalho;

O Contexto Geológico é apresentado no capítulo 2, onde com foco na revisão bibliográfica sobre a geologia da Faixa Brasília e seus blocos;

O capítulo 3 apresenta a teoria e métodos utilizados para processar os dados gravimétricos coletados e pré-existentes utilizados neste trabalho;

A Integração dos Dados e Interpretação que compõe o capítulo 4 foi organizado na forma de um manuscrito submetido à Revista Brasileira de Geofísica. Neste capítulo são apresentados resultados do processamento integrado e são argumentados definições e conceitos;

Finalmente o capítulo 5 apresenta as discussões e conclusões deste trabalho.

2. Contexto Geológico

2.1. Arcabouço Pré-Cambriano

O território brasileiro fica situado na Plataforma Sul-Americana e é dividido em 3 grandes escudos: Guianas, Brasil Central e Atlântico (Schobbenhaus & Brito Neves, 2003). Considerando a natureza do embasamento exposto e da cobertura sedimentar, é possível reconhecer províncias estruturais ao longo do país (Figura 2.1). Estas províncias são grandes áreas que apresentam características peculiares de evolução estratigráfica, tectônica, metamórfica e magmática (Almeida *et al.*, 1981; Schobbenhaus & Brito Neves, 2003; Valeriano *et al.*, 2004; Silva *et al.*, 2011).

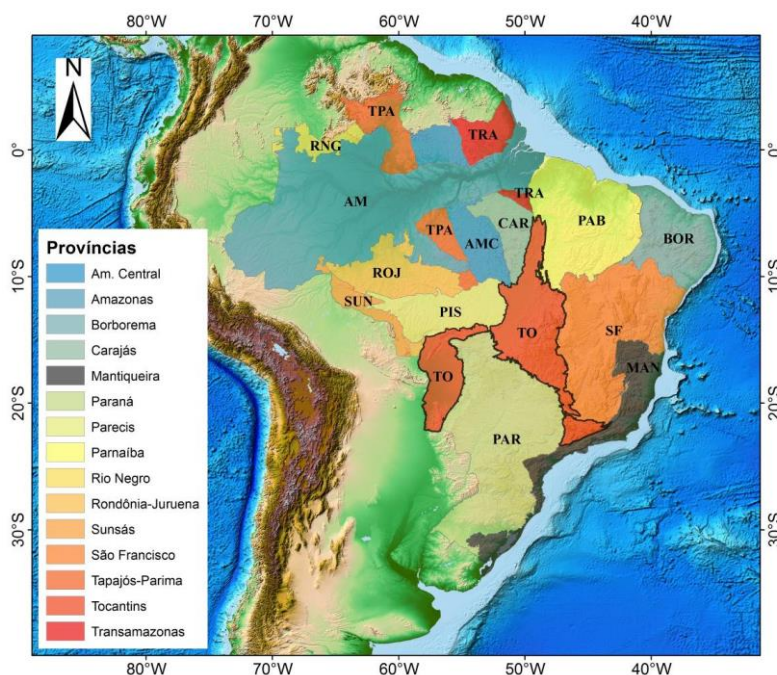


FIGURA 2.1 – Plataforma Sul-americana e as províncias geológicas do Brasil (Bizzi *et al.*, 2003): Amazônia Central (AMC); Amazonas (AM); Borborema (BOR); Carajás (CAR); Mantiqueira (MAN); Bacia do Paraná (PAR); Parecis (PIS); Parnaíba (PAB); Rio Negro (RNG); Rondônia-Juruena (ROJ); Cráton São Francisco (SF); Sunsás (SUN); Tapajós-Parima (TPA), Tocantins (TO) e Transamazonas (TRA). Em destaque, a Província Tocantins, localizada no Brasil Central.

2.2.Província Tocantins

A Província Tocantins está situada entre o Cráton Amazônico (a noroeste) e Cráton São Francisco (a leste), limitada ao norte pela Bacia do Parnaíba e ao sul pela Bacia do Paraná (Almeida *et al.*, 1981; Dardenne, 2000; Pimentel *et al.*, 2001).

Podem ser reconhecidas três distintas regiões estruturais na Província Tocantins: região central (contendo o maciço de Goiás); região oeste - correspondente às faixas Paraguai e Araguaia - e a região leste, compreendendo a Faixa Brasília (Figura 2.2) (Almeida *et al.*, 1981; Fuck *et al.*, 1994; Pimentel *et al.*, 2001). As rochas mais antigas desta província, com idades de cerca de 2600 milhões de anos, constituem a maior parte da região central. Há vários tipos de gnaisses, rochas granulíticas localmente migmatizadas e penetrados por rochas granitoides de diversas idades.

É consensual, na literatura, a existência de um vasto paleoceanos Neoproterozoico - Brasilides. Esse oceano separava os crátons Amazônico e São Francisco-Congo, que à época formavam continentes. As evidências de sua existência são o Arco Magmático de Goiás (Pimentel & Fuck, 1992), *nappes* ofiolíticas na Faixa Araguaia (Teixeira, 1996) e *melanges* ofiolíticas associadas ao Grupo Araxá, na Faixa Brasília (Brod *et al.*, 1991; Seer, 1999).

Intrusões de rochas básicas e ultrabásicas são comuns na região, mineralizadas localmente com sulfetos de cobre e níquel e a maioria serpentinizada e talcificada. (Almeida *et al.*, 1981; Dardenne & Schobbenhaus, 2001; Pimentel, 2016). Maciços ultramáficos-alcálicos de idade cretácea, com mineralização epigenética de níquel, são conhecidos em Iporá, Montes Claros de Goiás e outras localidades.

2.3.Faixa Brasília

A Faixa Brasília se desenvolveu no flanco oeste e sul do Cráton São Francisco durante o ciclo Orogênico Brasileiro (Almeida, 1977; Almeida *et al.*, 1981; Pimentel *et al.*, 2001; Dardenne *et al.*, 2000; Uhlein *et al.*, 2012). Na sua porção norte possui direção aproximadamente N-S e extensão acima de 1100 km e, ao sul, as estruturas mudam significativamente e passam a ter direção E-W (Figura 2.2).

Segundo Pimentel *et al.* (2001), o embasamento da Faixa Brasília é constituído por rochas siálicas retrabalhadas no Paleoproterozoico. Exposto principalmente nas regiões de Almas-Cavalcante e Anápolis, o embasamento é interpretado como a porção mais ocidental do continente São Francisco - que foi envolvido na Orogenia Brasileira (Figura 2.3). Ademais, um exótico bloco continental de rochas de idade arqueana é encontrado na Faixa Brasília (região Crixás – Goiás), além do Arco Magmático de Goiás, que é uma formação vulcano-sedimentar com granodioritos e tonalitos juvenis (Pimentel *et al.*, 2001; Uhlein *et al.*, 2012).

Os litotipos da faixa apresentam variação da intensidade de metamorfismo de leste pra oeste, desde primitivo até fácies granulito. Tal variação permitiu a compartimentação em três zonas metamórficas - Cratônica, Externa e Interna – de leste pra oeste, separadas por falhas orientadas em N-S (Costa & Angeiras, 1971; Dardenne, 1978; Fuck *et al.*, 1994; Dardenne, 2000).

No entanto, a existência da Megainflexão dos Pirineus, situada no paralelo 16°S, identificada por Costa *et al.* (1970), permite também subdividir a Faixa Brasília nos segmentos norte e sul (Araújo Filho, 1980; Marini *et al.*, 1981; Schobbenhaus *et al.*, 1984; Strieder, 1993; Fonseca, 1996; Araújo Filho, 2000) devido a diferença na evolução tectônica.

A evolução geotectônica da Faixa Brasília proposta por Uhlein *et al.* (2012) apresenta distintas deformações de acordo com o nível crustal, predominando o estilo *thin-skin* no domínio externo (que engloba os grupos Canastra, Bambuí e Vazante presentes na área deste trabalho). Por outro lado, no domínio interno aparece o estilo *thick-skin*, que se configura em zonas de deformação dúcteis mais intensas e largas com metamorfismo em fácies mais altas. Este segundo estilo manifesta-se no Grupo Araxá e Sequência Anápolis-Ituaçu.

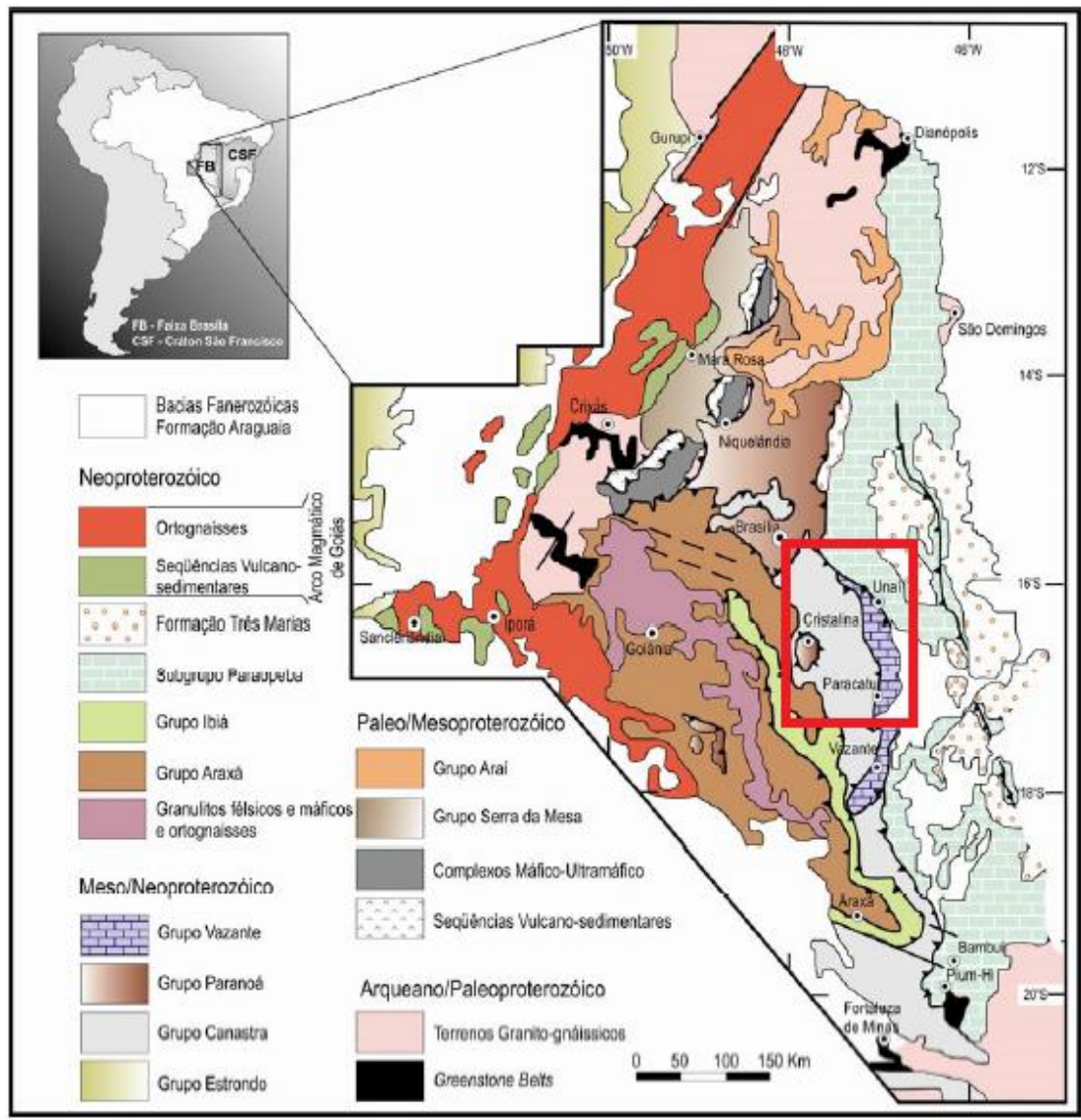


FIGURA 2.2 – Mapa geológico da Faixa de Dobramentos Brasília com a localização da área de estudo (retângulo vermelho). Retirado de Dardenne *et al.*, 2000.

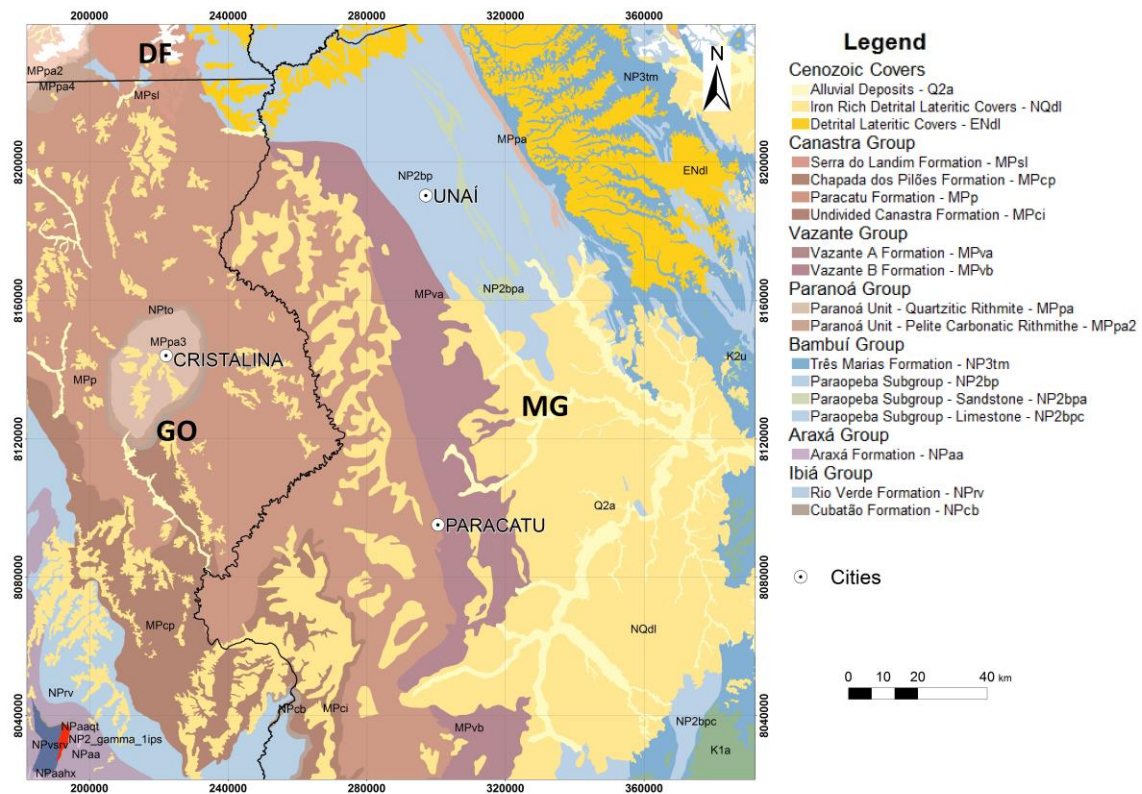


FIGURA 2.3 – Mapa geológico da área de estudo com informações sobre os grupos Canastra, Vazante, Paranoá, Bambuí, Araxá e Ibiá. Base geológica de Souza *et al.* (2004) e Heineck *et al.* (2004).

Os litotipos da faixa apresentam variação da intensidade de metamorfismo de leste pra oeste, desde primitivo até fácies granulito. Tal variação permitiu a compartimentação em três zonas metamórficas - Cratônica, Externa e Interna – de leste pra oeste, separadas por falhas orientadas em N-S (Costa & Angeiras, 1971; Dardenne, 1978; Fuck *et al.*, 1994; Dardenne, 2000).

A maioria dos sedimentos encontrados na porção norte do segmento da Faixa Brasília (região também conhecida como Faixa Brasília Setentrional) apresenta nenhum ou baixo grau metamórfico (Dardenne, 2000; Valeriano *et al.*, 2004). Na região, relações estratigráficas permanecem bem preservadas, permitindo recuperar detalhes de litoestratigrafia e reconstrução da paleogeografia e sistemas deposicionais. Em geral, a vergência da deformação observada no segmento norte indica uma orientação compressiva principal de *strike* NW-SE (Araújo Filho, 1999).

O segmento sul da Faixa Brasília (por vezes chamado de Faixa Brasília Meridional) apresenta distintas características tectônicas comparadas com as características do segmento norte. A deformação e metamorfismo associado foram muito intensos, causando obliteração de relações estratigráficas entre várias unidades. Os grupos Araxá, Canastra, Ibiá e Vazante foram envolvidos em complexo sistema de imbricamento de *nappes* e empurrões, indicando transporte tectônico de grande magnitude (Almeida *et al.*, 1981; Dardenne, 2000; Valeriano *et al.*, 2004).

Ainda no segmento sul, os contatos entre as várias assembleias envolvidas correspondem às zonas de cisalhamento de baixo ângulo. O formato característico arqueado é exibido nestes contatos: desde dobras em bainha até rampas laterais cisalhadas (Araújo Filho, 1999). Em geral, a vergência da deformação inicial observada no segmento sul indica direção preferencial compressiva de SW para NE, seguida por transporte na direção SE marcada por zonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais de mesma orientação (Dardenne, 2000).

Ao longo das últimas décadas, diversas unidades estratigráficas foram reconhecidas, mapeadas e investigadas quanto à organização estratigráfica interna (Pimentel *et al.*, 2001). São elas os grupos Paranoá, Ibiá, Canastra, Araxá, Vazante e Bambuí (Figura 2.3). A área de estudo tratada neste trabalho está situada sobre os quatro últimos grupos e serão detalhados nos próximos itens deste capítulo.

2.3.1 Grupo Canastra

O Grupo Canastra, definido por Barbosa (1955), consiste de associação de metassedimentos psamíticos e pelíticos, frequentemente ricos em carbonatos. Filitos e quartzitos são os metassedimentos mais comuns da unidade. A parte basal do grupo (Formação Serra do Landim: Madalosso, 1980) é formada por calcofilito rico em clorita e/ou calcoxisto. Da base para o topo, as formações Paracatu e Chapada dos Pilões são constituídas por filitos carbonáticos e quartzitos, representando uma sequência de aumento gradual da granulometria formada por megaciclo regressivo e interpretada

como margem continental passiva (Figura 2.4). Esta sequência é constituída de sedimentos de águas profundas, passando à turbiditos depositados em talude continental por correntes gravitacionais, e até depósitos de topo de plataforma com estruturas *hummocky* e estratificação cruzada, indicando transporte de leste para oeste. O contato entre as formações do Grupo Canastra são tectônicos (Dardenne, 2000; Pimentel *et al.*, 2001).

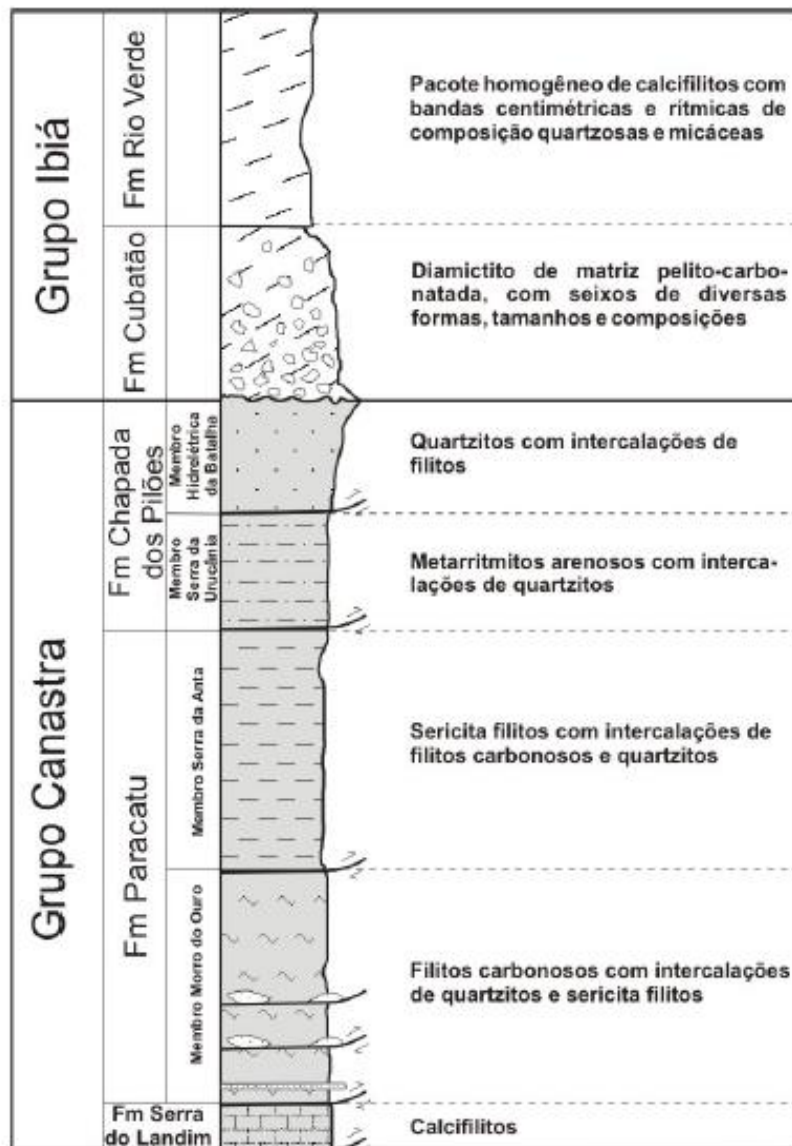


FIGURA 2.4 – Coluna estratigráfica dos grupos Canastra e Ibiá, descrevendo as formações Serra do Landim, Paracatu, Chapada dos Pilões, Cubatão e Rio Verde. Modificada de Dardenne, 2000.

2.3.2 Grupo Araxá

O Grupo Araxá é formado de quartzitos micáceos e micaxistos - incluindo calcoxistos, clorita-muscovita xistos, granada-biotita xistos, estaurólita xistos, xistos feldspáticos - com poucas intercalações de paragnaisses e mármore. Na base destas unidades de xisto, paragnaisses com biotita e hornblenda são observados. Lentes de mármore calcítico e/ou dolomítico são encontradas localmente. A estratigrafia interna do grupo é pouco conhecida devido à intensa deformação com desenvolvimento de estruturas de empurrão de baixo ângulo (Dardenne, 2000; Pimentel *et al.*, 2001).

Rochas vulcânicas (anfíbolitos, metandesitos e riólitos) associadas aos micaxistos do Araxá são observadas em diversas áreas (Dardenne, 2000).

2.3.3 Grupo Vazante

O Grupo Vazante é constituído por sequência pelito-carbonática marinha exposta em uma estreita faixa de 250 km no sentido N – S entre as cidades de Unai e Vazante, em contatos tectônicos com o Grupo Canastra (a oeste), e o Grupo Bambuí (no leste). O grupo é dividido em sete formações (da base para o topo): Retiro, Rocinha, Lagamar, Serra do Garrote, Serra do Poço Verde, Morro do Calcário e Lapa (Dardenne *et al.*, 1998; Dardenne, 2000; Pimentel *et al.*, 2001).

A Formação Retiro (considerada a parte basal) é constituída por quartzito, conglomerado, diamictito e ardósia. O diamictito representa depósito de fluxo detrítico em ambiente glacial marinho, em águas relativamente profundas, sob circunstâncias de influência de correntes gravitacionais (Dardenne *et al.*, 1998; Pimentel *et al.*, 2001). Ascendentemente, a Formação Rocinha apresenta sequência pelítica e arenosa rítmica. No topo, há fina sequência de ardósia e metassiltito que evolui para xistos de carbonatos e piritas rolados com camadas fosfáticas. Na Formação Lagamar são encontradas unidades psamo-pelíticas (Dardenne *et al.*, 1998), além de conglomerados, quartzitos, metassiltitos e ardósias, seguidos de brechas dolomíticas e dolomitas estromatolíticas. A Formação Serra do Garrote é constituída principalmente por ardósias com finas intercalações de quartzito (Dardenne, 1978, Dardenne & Schobbenhaus, 2001). As formações Morro do Calcário e Poço Verde são predominantemente carbonáticas com

fáceis dolarenito oolítico e oncolítico. A Formação Lapa é formada por filitos carbonáticos, metassiltitos carbonáticos, lentes de dolomitos e camadas de quartzitos. A coluna estratigráfica está representada na Figura 2.5.

Há controvérsias sobre a idade do Grupo Vazante. Os estromatólitos do tipo *conophyton* indicam intervalo de tempo muito largo (1,35 a 0,9 bilhões de anos: Dardenne *et al.*, 1976), sugerindo correlação com o Grupo Paranoá. Por outro lado, a ocorrência de diamictitos na base da sequência favorecem correlação com o Grupo Bambuí (Pimentel *et al.*, 2001).

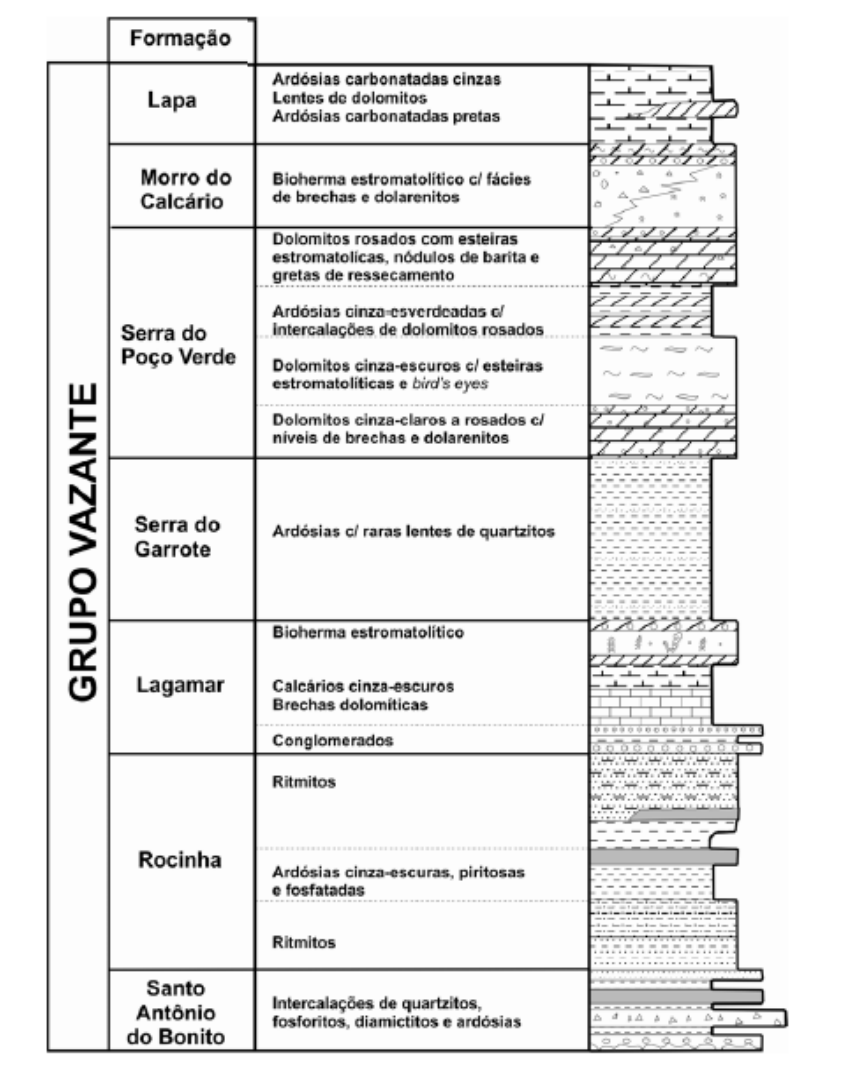


FIGURA 2.5 – Coluna estratigráfica do Grupo Vazante, que contém as formações Santo Antônio do Bonito, Rocinha, Lagamar, Serra do Garrote, Serra do Poço Verde, Morro do Calcário e Lapa (Modificada de Dardenne, 2000).

Os mais importantes depósitos de Pb e Zn do Brasil, minas Vazante e Morro Agudo, estão localizados nas rochas dolomíticas do Grupo Vazante. Outras ocorrências conhecidas estão sendo estudadas (por exemplo, Biboca, Ambrósio e Fagundes). O depósito de Vazante é associado com uma importante estrutura conhecida: Falha Vazante. Esta falha tem extensão de aproximadamente 12 km, com *strike* N50E e mergulho entre 60° e 70° NW. A falha é interpretada como syn-sedimentar, muitas vezes reativada durante o evento Brasileiro. Inicialmente, foi uma falha inversa e transcorrente durante regime compressivo, e lateralmente uma falha normal ao final do Ciclo Brasileiro (Dardenne *et al.*, 1998).

A mineralização é composta por willemita (Zn_2SiO_4), associada com hematita, zincita, esfalerita e galena. Intensa alteração hidrotermal acompanha a mineralização, consistindo de silicificação e sideritização da dolomita hospedeira, enquanto as fraturas abertas e veios na dolomita são preenchidos por siderita/ankerita e jásper vermelho (Dardenne, 2000).

2.3.4 Grupo Bambuí

O Grupo Bambuí representa uma sequência pelítica e carbonática que ocupa a porção leste da Faixa Brasília e cobre grandes áreas do Cráton São Francisco. O grupo repousa em discordâncias entre os grupos Araí e Paranoá assim como o embasamento granito-gnáissico (Pimentel *et al.*, 2001). A sequência sedimentar é representada por três megaciclos regressivos, todos começando com transgressão marinha rápida de amplitude regional associada com a subsidência repentina da bacia, que é evidenciada por fácies pelíticas de mar profundo passando para fácies de plataforma rasa e de supratidais. As características dos megaciclos, da base para o topo são:

- Megaciclo 1 – pelítico-carbonático, correspondente à Formação Sete Lagoas, mostrando sequência de granulometria ascendente (calcilutita cinzenta na base até calcário e dolomita no topo).
- Megaciclo 2 – pelítico-carbonático, gerado na Formação Serra de Santa Helena, essencialmente pelítica, indicando subsidência abrupta e regional da bacia, que é seguida pela Formação Lagoa do Jacaré, dominada por

calcário de plataforma marinha depositados sob influência de correntes de maré e tempestades.

- Megaciclo 3 – pelítico-arenoso, representado por sedimentos pelíticos da Formação Serra da Saudade, depositados em ambiente profundo, e pela formação Três Marias, dominada por arcócio de plataforma rasa e siltito feldspático.

A idade de deposição do Grupo Bambuí é controversa, com idades entre 900 a 600 Ma. (Thomaz Filho *et al.*, 1998 *apud* Pimentel *et al.*, 2001). Entretanto, a recente descoberta de assembleias de fósseis de *Cloudina sp.* e zircões do Ediacarano, respectivamente, em carbonatos e em rochas siliciclásticas da Formação Sete Lagoas, sugere idades mais jovens, <550 milhões de anos (Paula-Santos *et al.*, 2015, Reis & Alkmim, 2015).

As principais estruturas encontradas na Faixa Brasília são dobras e empurrões associados com estruturas duplex acoplado à zona de separação regional. Falhas de tendência NW e NE tipo *strike-slip* afetam estruturas precedentes respectivamente nos setores meridional e setentrional da faixa (Uhlein *et al.*, 2012; Reis & Alkmim, 2015).

A partir de análises sísmicas 2D, interceptada pelo poço 1-RF-1-MG, Martins (1999) e Martins e Lemos (2007) individualizaram a Megassequência Paranoá como depósitos de margem passiva. Alvarenga *et al.* (2012) descreveram a estratigrafia obtida a partir de dados de superfície na borda ocidental da Bacia do São Francisco e utilizou como base o perfil sísmico para auxiliar na interpretação da sequência estratigráfica.

3. Materiais e Métodos

3.1. SRTM

O SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) foi estudado para compreensão detalhada da geomorfologia da área de estudo. A comparação de feições fotogeológicas interpretadas à partir do SRTM permite obter informações sobre estruturas e relevo que são usadas em diversas etapas deste trabalho. O mapa do SRTM está apresentado na Figura 3.1.

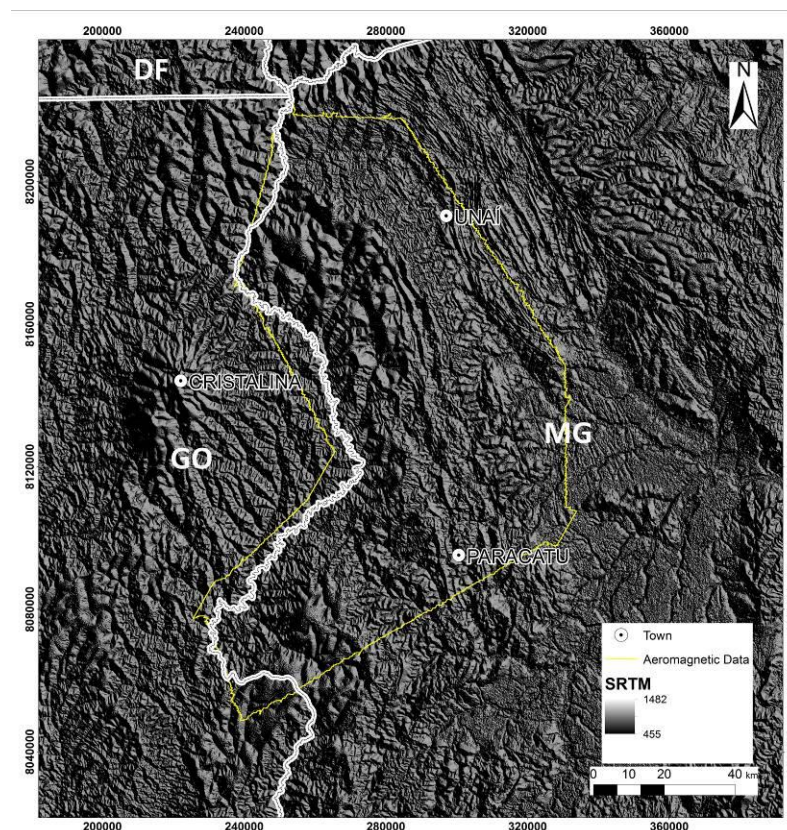


FIGURA 3.1 – Mapa do SRTM da área de estudo e polígono da área coberta pelo levantamento magnetométrico aéreo.

3.2. Gravimetria Terrestre

A gravimetria terrestre foi um dos primeiros métodos geofísicos utilizados para investigação da subsuperfície terrestre, sendo considerada um método primário para exploração mineral e mapeamento geofísico e geológico. O baixo custo de aquisição e facilidade na dinâmica de coleta de dados gravimétricos são incentivos para utilização deste método para trabalhos de geofísica aplicada (Telford *et al.*, 1976).

Foram levantadas estações gravimétricas na direção aproximadamente E-W, com a intenção de seccionar as estruturas descritas no Capítulo 2. Na Figura 3.2 estão exibidas imagens aéreas com as localizações das estações gravimétricas adquiridas neste trabalho.

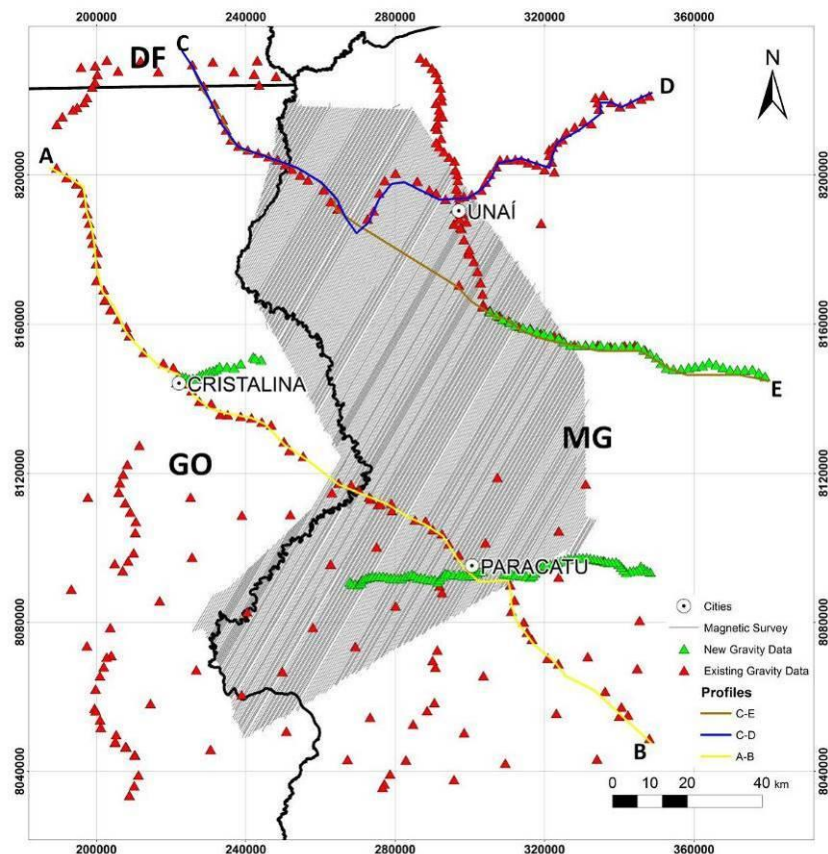


FIGURA 3.2 – Localização dos dados geofísicos: Linha de voo do levantamento magnético; estações gravimétricas adquiridas neste trabalho (triângulos verdes) e existentes (triângulos vermelhos) e perfis A-B, C-D e C-E de onde foram extraídos os dados gravimétricos, magnéticos e topográficos que serão exibidos na Figura 4.4.

3.2.1. Equipamentos Utilizados

Para aferição do campo gravimétrico foram utilizadas bases gravimétricas com valor de gravidade conhecido e um gravímetro relativo CG-5 Autograv, fabricado pela Scintrex LTD. (Scintrex, 2009). As bases utilizadas foram Paracatu “C” Código 022477 e Cristalina “B” Código 021777 levantadas pelo Observatório Nacional e Estação Unai 8071355 levantada pelo IBGE.

Para posicionamento GNSS (*Global Navigation Satellite System*), foi utilizado receptor Trimble R4, que comunica com sistemas de satélites NAVSTAR-GPS (*Navigarion Satelite with Time and Ranging Position System*), GLONASS (*Globalnaya Navigatsionnaya Sputnikovaya Sistema*), Galileo e outros (Trimble, 2011). O modo de aquisição em campo foi Ponto Preciso, ou seja, para cada estação, foi utilizado tempo de aquisição de 5 minutos no modo estático, sendo que a primeira medida durou 15 minutos. Durante o deslocamento entre os pontos de aquisição de gravimetria, o receptor GNSS permuta para o modo cinemático (Monico, 2000).

Segundo Nabighian *et al.* (2005a), é recomendável que as correções de gravidade sejam aplicadas ao valor gravitacional teórico calculado no elipsoide ou geoide de referência a fim de levantar o valor teórico à elevação da medida antes de subtrair as correções do valor medido. Desta maneira, é interessante obter um modelo geoidal de referência muito preciso, para que os valores de anomalia sejam bem definidos nas localizações medidas. O modelo de referência utilizado foi o *Geodetic Reference System* de 1980 - GRS80 (Moritz, 1980). Este modelo é utilizado por diversos *data*, inclusive WGS84.

3.2.2. Redução dos Dados Gravimétricos

A redução dos dados começa na própria aquisição, quando se sincroniza o relógio do gravímetro com a hora do sistema de posicionamento. Esta sincronia é

necessária para correção de maré e da deriva instrumental dinâmica, uma vez que para cada estação gravimétrica adquirida é associada a hora da aquisição (Scintrex, 2009).

Leituras de gravidade são influenciadas predominantemente por 5 fatores: latitude, elevação, topografia do terreno circundante, maré terrestres e variações de densidade em subsuperfície. Conseqüentemente, é necessária correção para reduzir as leituras gravimétricas para valores que seriam obtidos num *datum* de superfície equipotencial como o geoide (ou alguma superfície paralela ao geoide).

A rotação da Terra e a aceleração centrífuga geram o achatamento da Terra que produz um aumento na gravidade em função da latitude (Telford *et al.*, 1990). A aceleração centrífuga - que se orienta no sentido oposto à aceleração gravitacional - é máxima no equador e nula nos polos, enquanto o achatamento da Terra aumenta a gravidade nos polos, trazendo-os mais próximos ao centro de massa da Terra. A correção de latitude g_{θ} é obtida pela equação (3.1):

$$g_{\theta} = 978,03267715 \left[\frac{1 + 0,0019131851353 \sin^2(\theta)}{\sqrt{1 - 0,0066943800229 \sin^2(\theta)}} \right] \text{ Gal} \quad (\text{Eq.:3.1})$$

onde θ = latitude. A correção é máxima na latitude 45° - aproximadamente 0,8144 mGal/km - e igual a zero no equador e nos polos. A correção é adicionada à g quando se move na direção do equador (Hinze *et al.*, 2013).

A correção ar-livre pode ser definida como correção de efeitos de altitude. A *International Gravity Formula* - IGF (modelo de referência da equação 3.1) é válido somente no ajuste da elipsoide com a superfície terrestre (Hinze *et al.*, 2013). Em outras palavras, o IGF está sendo corrigido pelo fato da observação não se situar na elipsoide da Terra. A partir de parâmetros de esfericidade e campo gravimétrico da Terra (raio = 6378,137 m e $g_e = 978032,67715$ mGal), obtém-se a equação de correção ar-livre (*e.g.* Hinze *et al.*, 2013):

$$g_h = 0,3086 \times h \text{ mGal} \quad (\text{Eq.:3.2})$$

A correção Bouguer subtrai o efeito de uma placa uniforme com determinada densidade e espessura igual à elevação da estação. Portanto, esta correção leva em conta

atração gravitacional do material existente na Terra entre a estação e o *datum*. Esta correção gera anomalias Bouguer simples, que têm todos os efeitos de elevação primários removidos e são populares para construção de mapas de anomalia gravimétrica em solo (Nabighian *et al.*, 2005a). A correção de Bouguer é dada pela equação:

$$g_B = 0,04192 \rho \times h \text{ mGal}, \quad (\text{Eq.:3.3})$$

onde ρ é a densidade assumida para a massa entre a estação e o elipsoide e h é a elevação em metros.

A correção do Terreno leva em conta a variação topográfica das regiões adjacentes ao ponto de observação e acréscimo da curvatura da Terra. O terreno representa desvios locais uniformes da placa da correção Bouguer simples e adiciona uma capa esférica para correção de curvatura. Um excesso de massa devido ao terreno acima da estação reduz a gravidade observada comparada à uma deficiência de massa do terreno abaixo (Nabighian *et al.*, 2005; Hinze *et al.*, 2013). A partir desta correção são geradas as anomalias Bouguer completa.

Para as correções de terreno, foi utilizado *grid* SRTM, com resolução espacial de 1 arco-segundo, e aplicados no *software* Oasis Montaj® da Geosoft®.

3.1.3 Processamento dos Dados Gravimétricos

Os dados adquiridos nas campanhas de campo deste trabalho foram somados à outros dados existentes provenientes do banco de dados do IBGE (www.ibge.gov.br) e uma compilação de dados disponíveis no IG/UnB proveniente de diversas instituições tais como UnB (Universidade de Brasília) e USP (Universidade de São Paulo). Estes dados contêm apenas as coordenadas e anomalias Ar-livre e Bouguer simples, impossibilitando recalcular as anomalias pela falta dos dados de gravidade observados. Desta forma, estes dados foram analisados em conjunto com os dados adquiridos durante este trabalho (anomalias Ar-livre e Bouguer simples) e ajustados de forma a

deixar a variância e média dos valores das anomalias como se fossem todos obtidos de uma mesma população estatística. Também foram aplicados filtros polinomiais para remoção de *trends*.

Foram selecionados três perfis a partir dos dados integrados, que interceptavam diversas unidades geológicas, a fim de obter informações provenientes das variações de densidade das rochas. Em cada perfil, na mesma posição das estações gravimétricas, foram obtidos valores de magnetometria e topografia.

Os dados integrados de gravimetria foram interpolados, de modo a fornecer mapa de anomalia Bouguer simples da região. Foi utilizada interpolação pelo método de mínima curvatura com tamanho de célula igual à 3 km. O *grid* será exibido e discutido no Capítulo 4.

3.3. Aeromagnetometria:

Os dados magnéticos utilizados neste trabalho são oriundos de levantamentos realizados por aeronaves de asa fixa na borda do Cráton São Francisco pela Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais (CODEMIG) - Secretaria de Estado de Minas e Energia do Governo de Minas Gerais (SEME), que cedeu os dados à Universidade de Brasília para uso acadêmico. O levantamento ocorreu entre agosto e dezembro de 2000 e foram executados pela LASA Engenharia e Prospecções S.A.. O alvo foi dividido em dois blocos. O Bloco Norte, que foi utilizado neste trabalho, foi voado com linhas de produção em N30E com espaçamento de 250 metros e linhas de controle em na direção N60W e espaçamento entre as linhas de 2500 m. A altura de voo foi projetada em 100 m acima do nível do terreno e velocidade nominal de voo de 200 km/h (Lasa-Engenharia, 2001). O mapa das linhas de voo utilizadas neste trabalho é exibido na Figura 3.2.

O posicionamento das aeronaves foi realizado por um sistema GPS/Picodas e pós-processado para aplicação da correção diferencial. Esta correção é baseada na utilização de uma estação terrestre fixa de monitoramento, mantida continuamente

ligada durante os voos rastreando os mesmos satélites que a estação móvel detecta a bordo da aeronave. As coordenadas obtidas a bordo foram convertidas do sistema WGS84 para o esferoide SAD69 (Lasa-Engenharia, 2001).

O magnetômetro utilizado foi o *stinger* Scintrex CS-2 (sensor de vapor de céσιο montado na cauda da aeronave) com resolução de 0,001 nT e alcance na faixa entre 20.000 a 95.000 nT. Este equipamento foi acoplado ao sistema Picodas (PDAS 1000) para aquisição/compensação aeromagnética. A taxa de amostragem do magnetômetro foi configurada para 10 amostras por segundo (Lasa-Engenharia, 2001).

3.3.1. Processamento dos Dados magnetométricos:

Os dados mangéticos foram processados utilizando o *software* Oasis Montaj® da Geosoft ®. As etapas de processamento deste trabalho estão exibidas no fluxograma da Figura 3.3.

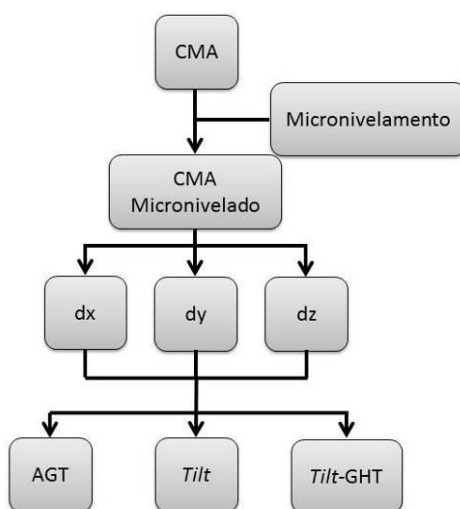


FIGURA 3.3 – Fluxograma do processamento dos dados magnéticos deste trabalho, onde CMA é o Campo Magnético Anômalo, dx é a derivada na direção x, dy é a derivada na direção y, dz é a derivada na direção z, AGT é a Amplitude do Gradiente Total, *Tilt* é a Inclinação do Sinal Analítico e *Tilt-GHT* é a derivada *Tilt* aplicada nos produtos de Gradiente Horizontal Total.

Campo Magnético Anômalo

O campo magnético terrestre é a soma de diversas componentes magnéticas, com origem tanto interna quanto externa à Terra. O Campo Magnético Principal, gerado por correntes eletromagnéticas no núcleo externo da Terra, apresenta cerca de 98% da intensidade do campo geomagnético. Há também atuação dos campos magnéticos externos, que são causados pela interação dos campos magnéticos alheios aos fenômenos terrestres (Campbell, 2003). Sobrepostos a estes campos magnéticos há efeitos estáticos relativamente menores provenientes de contrastes de magnetização da subsuperfície, que são de interesse de estudos de exploração (Hinze *et al.*, 2013). Estes efeitos geram o Campo Magnético Anômalo.

Interpolação

Os dados do Campo Magnético Anômalo (CMA), correspondente à subtração do Campo Magnético Terrestre Principal pelo IGRF, foram interpolados com o método *Grid* Bidirecional. Segundo Reeves (2005), a dimensão da interpolação comumente utilizada é de 20% a 25% do espaçamento entre as linhas (respeitando a frequência de *Nyquist*). Entretanto, por meio de tentativa e erro, observou-se que os tamanhos de célula entre 50 e 62,5 m, correspondentes a 1/4 e 1/5 do espaçamento de 250 m, apresentaram sérios problemas de nivelamento, tornando-se latente ainda no procedimento de micronivelamento. Para melhores resultados, o tamanho de célula utilizado foi de 100 m (correspondente à 40% do espaçamento das linhas de voo).

Nivelamento

A aquisição de linhas de controle tem como objetivo remover efeitos do campo externo e efeitos de variação diurna do campo magnético (Nabighian *et al.*, 2005b). Para aplicação dos dados das linhas de controle, é necessário realizar procedimentos de nivelamento e, se necessário, micronivelamento (caso ainda haja presença marcante da

direção da linha de voo nos dados sem correlação com características geológicas) (Nabighian *et al.*, 2005b e Luyendyk, 1997).

O nivelamento consiste na normalização das diferenças das medidas do campo magnético nas interseções das linhas de voo de aquisição com as linhas de controle (Nabighian *et al.*, 2005b). O método utilizado para a normalização foi dos mínimos quadrados. Este processo, em geral, retorna resultados satisfatórios, notando-se ausência de marcas do sentido das linhas de voo. Entretanto, este processo foi realizado pela empresa que adquiriu os dados (Lasa-Engenharia, 2001) mas não apresentou o efeito esperado e, portanto, foi utilizada técnica de micronivelamento .

Micronivelamento

O procedimento utilizado para micronivelar os dados foi a decorrução, tendo base notas técnicas do *software* Oasis Montaj. A técnica consiste na subtração do *grid* nivelado por um *grid* de ruídos. O *grid* de ruídos é composto pela extração de pequenos comprimentos de onda na direção da linha de voo através dos filtros *highpass* e cosseno direcional (Minty, 1991). O modelo de filtragem foi definido com frequência de corte passa-alta de 2000 metros, de segunda ordem, e a direção do cosseno de 330°, seguindo ângulos azimutais das linhas de voo (Figura 3.4).

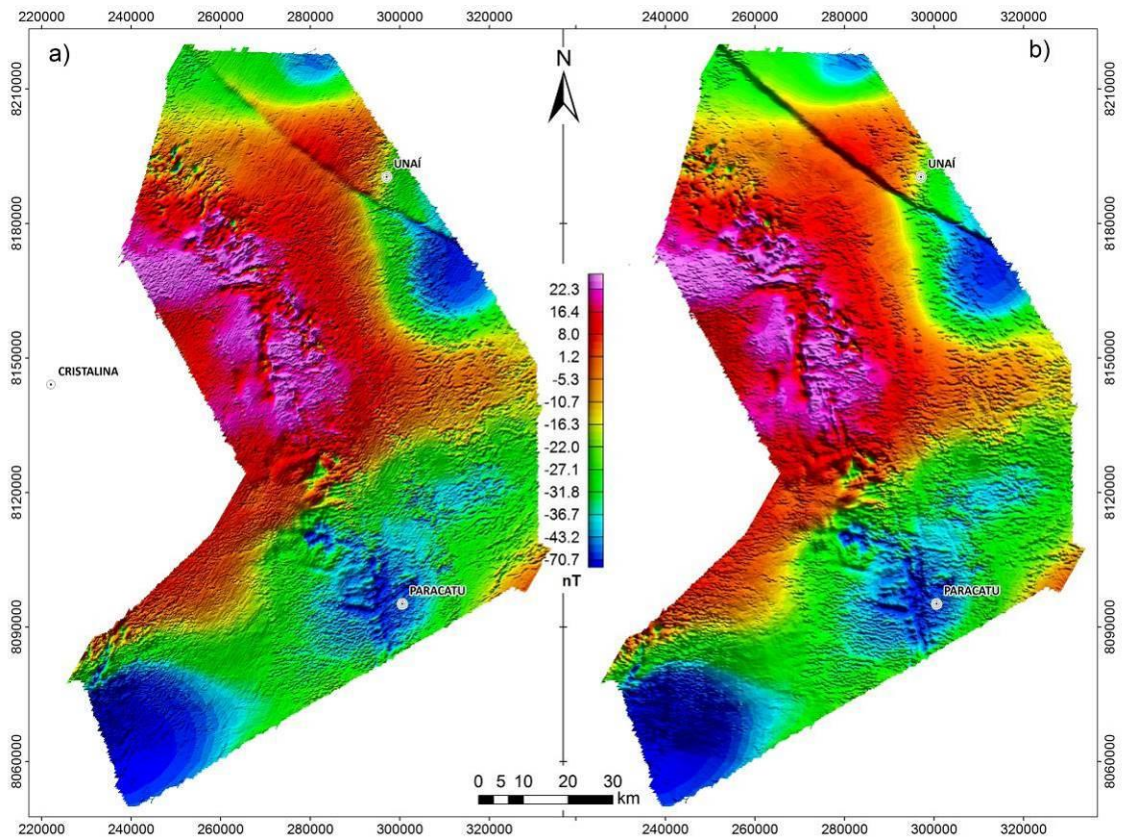


FIGURA 3.4 – Mapas demonstrando os resultados de micronivelamento. (a) Mapa do Campo Magnético Anômalo (CMA) antes do micronivelamento e (b) Mapa do CMA micronivelado, onde foram removidos ruídos no sentido da linha de voo (N60E).

Redução ao Polo

As anomalias magnéticas em mapa dependem da forma da anomalia, de sua inclinação e declinação, além de inclinação e declinação do campo magnético (Nabighian *et al.*, 2005b). Esta dependência dificulta interpretações dos mapas magnéticos e aeromagnéticos. Para simplificar a interpretação, Baranov (1957) criou a Redução ao Polo (RTP), que foi aperfeiçoado por Baranov e Naudy (1964).

A RTP é uma simulação de uniformização das inclinações do campo magnético para onde as linhas de campo sejam ortogonais à superfície (Baranov, 1957), e os locais onde o campo magnético se comporta desta forma são nos polos. Para esta transformação, são necessários operadores numéricos que transformam os dados de

campo magnético em pseudogravimétrico, utilizando séries com base na proporcionalidade dos potenciais magnético e de Newton.

Após efetuar o RTP, observavam-se ruídos nas bordas superior e inferior dos mapas. Para a minimização destes artifícios, eram aplicados filtros direcionais e filtros de frequência, que conseqüentemente limavam dados de baixa amplitude dos mapas (Li & Oldenburg, 1996). Visando a melhora da técnica, foi criada Redução ao Polo Diferencial (DRTP), apresentada por Arkani-Hamed (1988). A DRTP é basicamente uma expansão das séries de Taylor da RTP convencional e transformação de domínio de frequência para domínio do espaço.

Os coeficientes das séries do cálculo da RTP não se estabilizam quando as latitudes são baixas (Baranov, 1957). Na Figura 3.5, é exibido o mapa da Redução ao Polo Diferencial.

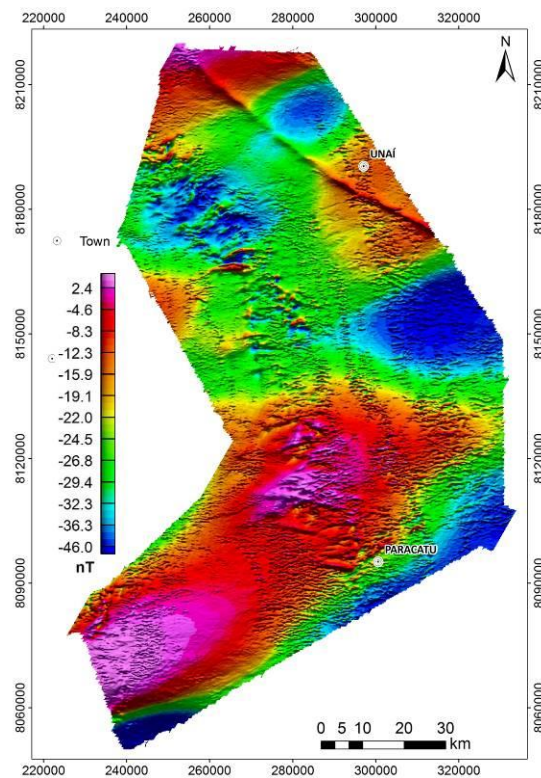


FIGURA 3.5 – Mapa da Redução ao Polo Diferencial dos dados magnéticos.

Amplitude do Gradiente Total

Nabighian (1972, 1974) propôs o conceito de sinal analítico 2D, uma ferramenta de realce de fontes magnéticas bidimensionais rasas, independentemente de direções de magnetização das fontes. Roest *et al.* (1992) aprimorou a técnica para aplicações em malhas tridimensionais com finalidade de investigar geometria e profundidade das fontes magnéticas. A equação do gradiente total 3D apresenta-se em função das derivadas horizontais e vertical na seguinte forma:

$$|A(x, y, z)| = \sqrt{\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial z}\right)^2} \quad (\text{Eq. 3.4}),$$

onde $\partial M/\partial x$, $\partial M/\partial y$ e $\partial M/\partial z$ são as derivadas de primeira ordem do campo magnético M nas direções x , y e z , respectivamente (Roest *et al.*, 1992).

O principal objetivo ao utilizar o Sinal Analítico 3D é destacar os limites das anomalias magnéticas, além de centralizar o posicionamento de cada anomalia em relação às fontes de magnetização, principalmente em baixas inclinações geomagnéticas. Portanto a técnica pode ser utilizada como alternativa à redução ao polo. Entretanto, isso é válido para fontes relativamente rasas, ou seja, quando a razão da profundidade da anomalia pela sua extensão horizontal tende a zero (Li, 2006). O resultado da amplitude do gradiente total está exibido no mapa da Figura 3.6.

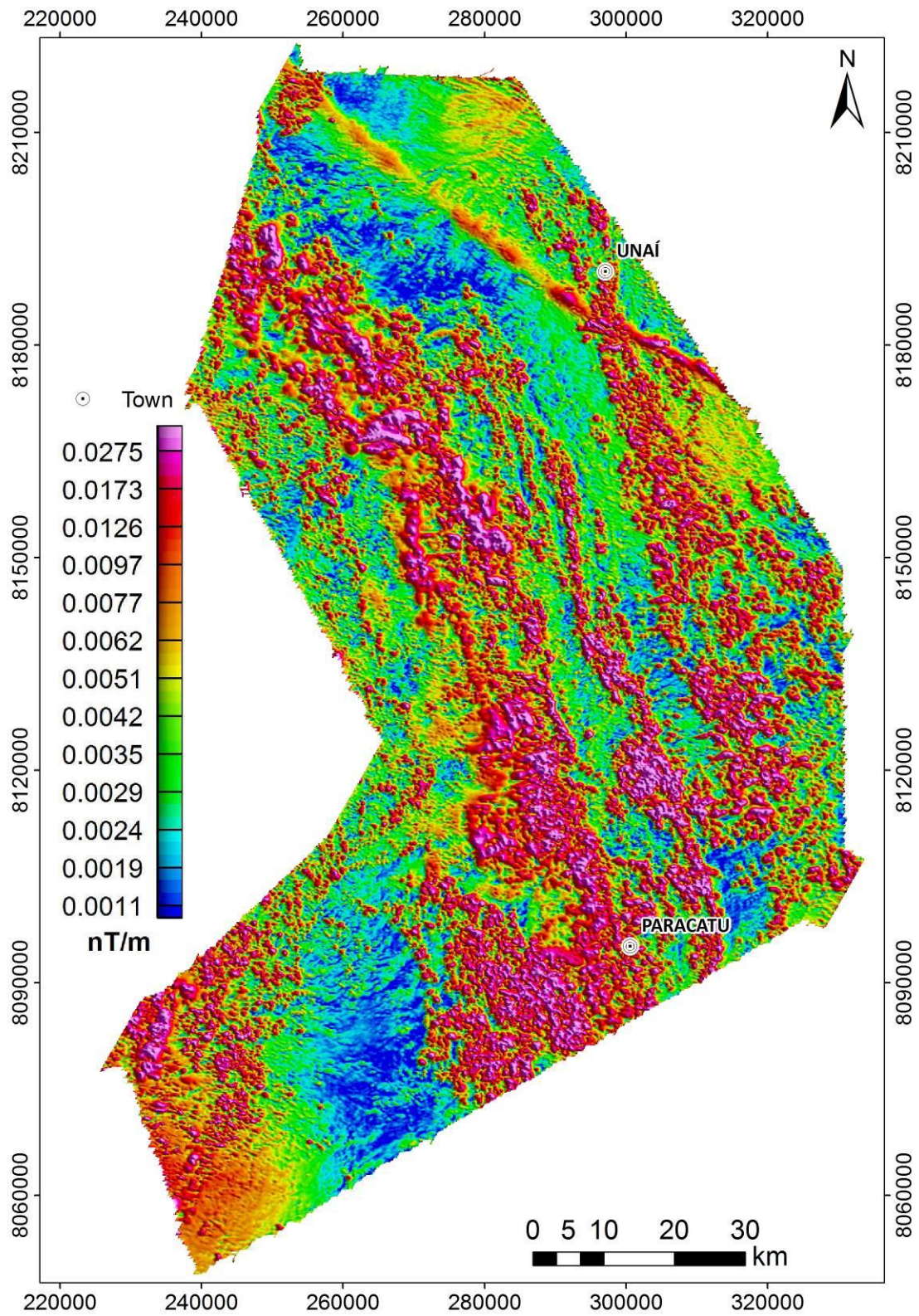


FIGURA 3.6 – Mapa da Amplitude do Gradiente Total 3D.

Derivada *tilt*

A derivada *tilt*, também conhecida como ângulo *tilt* ou inclinação do sinal analítico (ISA) é uma técnica de realce de anomalias magnéticas (Fairhead *et al.*, 2005) e é dada pela seguinte equação:

$$\theta = \arctan \left[\frac{\frac{\partial M}{\partial z}}{\sqrt{\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y}\right)^2}} \right] \quad (\text{Eq. 3.5}),$$

onde $\partial M/\partial x$, $\partial M/\partial y$ e $\partial M/\partial z$ são as derivadas de primeira ordem do campo magnético M nas direções x , y e z , respectivamente.

O objetivo do *tilt* é indicar a localização dos contatos das fontes magnéticas e, para isto, é necessário reduzir ao polo (Salem *et al.*, 2007). A função *Tilt* num campo reduzido ao pólo não contém informação da magnetização induzida das fontes de anomalia, o que significa que a resposta da função será a mesma para corpos fracamente ou fortemente magnetizados (Fairhead *et al.*, 2005).

Os valores resultantes do arco-tangente são restritos à -90° e $+90^\circ$ (ou $-\pi/2$ e $+\pi/2$ radianos) e, por consequência, as fontes magnéticas de diferentes profundidades e amplitudes são representadas com mesma intensidade (Miller e Singh, 1994). Portanto este produto é interessante para mostrar fontes rasas e profundas, sendo que sua diferença de profundidade será marcada pelo comprimento de onda das anomalias. A Figura 3.7 apresenta o mapa com resultado da derivada *tilt*.

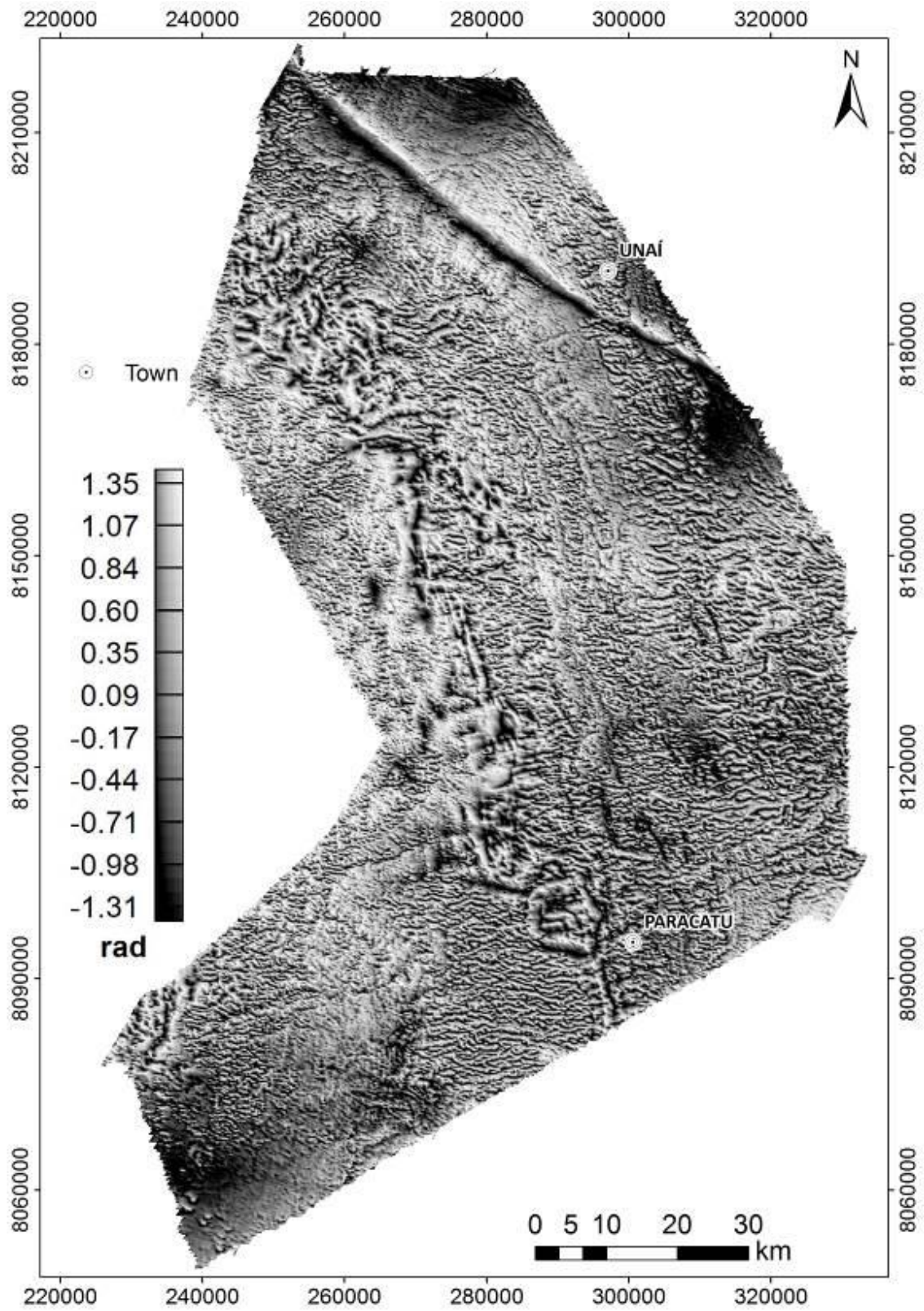


FIGURA 3.7 – Mapa da derivada *tilt*.

Tilt-GHT

Verduzco *et al.* (2004) introduziram a técnica da inclinação do sinal analítico aplicado na amplitude do gradiente horizontal total (Figura 3.8). Conhecida também como ISA-GHT, a Inclinação do sinal analítico do gradiente horizontal total pode ser definida a partir da equação:

$$ISA_{GHT} = \operatorname{tg}^{-1} \frac{\frac{\partial GHT}{\partial Z}}{\sqrt{\left(\frac{\partial GHT}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial GHT}{\partial y}\right)^2}} \quad (\text{Eq. 3.6})$$

onde GHT é

$$GHT = \sqrt{\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y}\right)^2} \quad (\text{Eq. 3.7})$$

Segundo Verduzco *et al.* (2004), o fato da função arco-tangente resultar em valores entre $-\pi/2$ e $+\pi/2$ torna o *Tilt-GHT* similar à aplicação de filtro AGC (*automatic gain control*). As vantagens de empregar o *Tilt-GHT* são:

- a) O valor da função é igual a zero próximo às bordas das anomalias nos campos reduzidos ao pólo;
- b) A fase do *Tilt-GHT* é controlada pela derivada vertical;
- c) A ação similar ao AGC apresenta performance melhor que derivada vertical de um campo reduzido ao pólo.

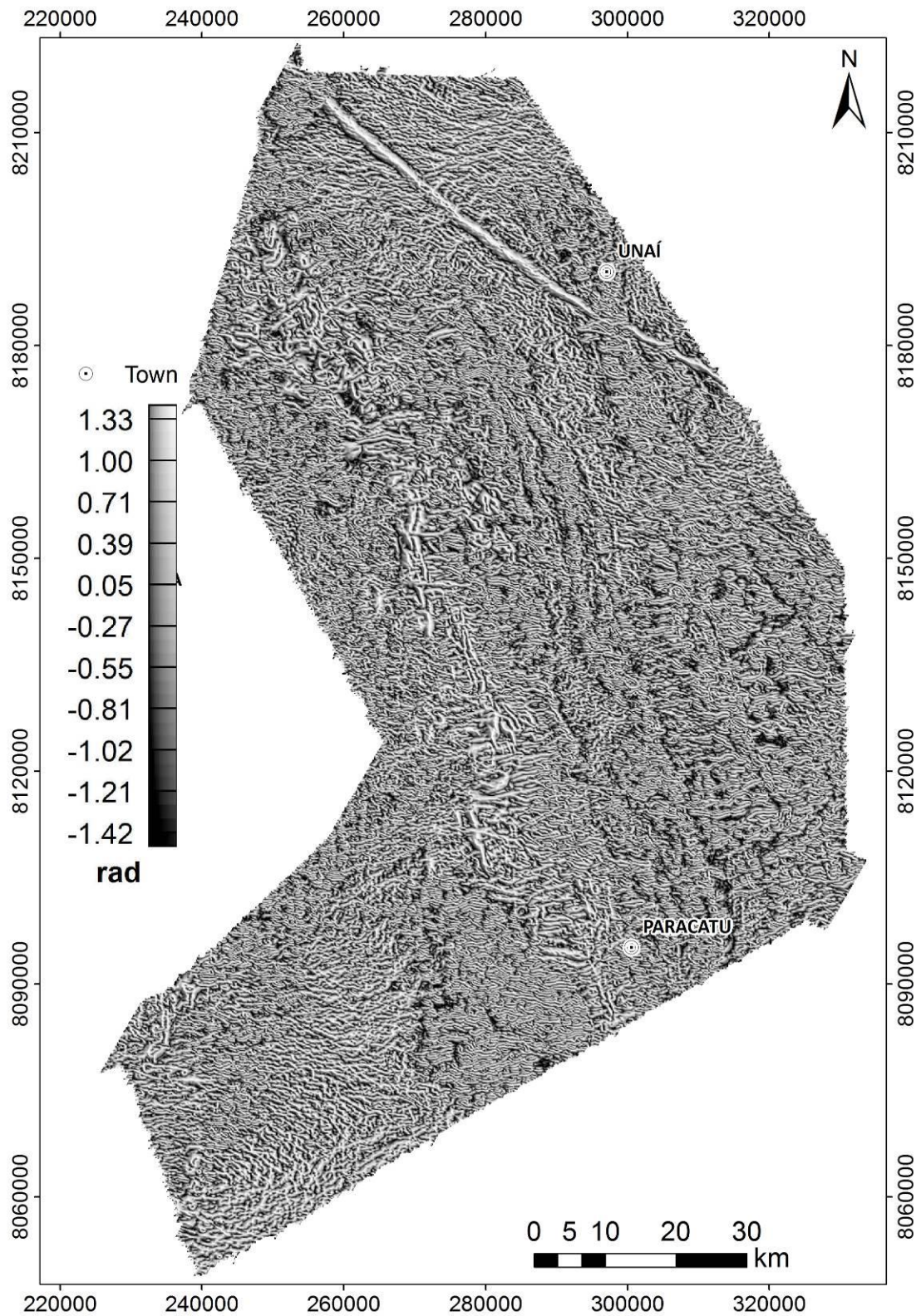


FIGURA 3.8 – Mapa da Inclinação do sinal analítico do gradiente horizontal total (*Tilt-GHT*) expresso em radianos.

Matched Filter

O *matched filter* (MF) é um método de filtragem que utiliza parâmetros do espectro de potência do sinal de modo a separar fontes de anomalias superficiais de fontes de anomalias profundas e detecção de ruído heterogêneo que contamina o sinal à partir da Transformada de Fourier utilizando o logaritmo natural (Syberg 1972; Cordell & Grauch, 1985; Cowan & Cowan, 1993; Sheinker *et al.* 2007).

Fontes de anomalias profundas são representadas por sinais de baixa frequência, enquanto fontes de anomalias rasas apresentam alta frequência (Spector & Grant, 1970). A partir da análise espectral, são definidas retas, de onde a inclinação simboliza o dobro da profundidade média (Spector & Grant, 1970). Neste trabalho, o MF será aplicado para separar anomalias de diferentes profundidades para posterior interpretação como embasamento ou cobertura sedimentar.

Spector & Grant (1970) mostraram, através de fontes idealizadas, que o espectro de potência logarítmico radial de dados magnéticos em *grid* contém segmentos com inclinações constantes decorrentes de amostras estatísticas de fontes magnéticas ou camadas de fontes equivalentes em diferentes profundidades. O MF compreende o filtro de ajuste que maximiza a assinatura do alvo e suprime a resposta do *background*, proporcionando o discernimento de assinaturas de diferentes fontes de anomalia (Phillips, 1997).

O funcionamento do MF realizado por meio da transformada de Fourier e da análise espectral do sinal e, por meio de determinadas faixas de frequência, eliminam-se frequências indesejadas do sinal (Sheinker *et al.* 2007). A operação do MF é dada pela equação:

$$|F(k_x, k_y)| = |F(|k|)| = B|k|^n e^{-|k|z} \quad (\text{Eq. 3.8}),$$

onde k_x e k_y são os números de onda nas direções preferenciais dos vetores unitários \mathbf{i} e \mathbf{j} , $|k| = [(k_x)^2 + (k_y)^2]^{1/2}$ e B é uma constante proporcional à amplitude de ruído de magnetização ou contraste de densidade dentro da camada.

Para a execução do algoritmo, algumas suposições são definidas:

1 – Um modelo estatístico constituído de prismas com lados verticais (Spector & Grant, 1970);

2 – O decaimento exponencial da profundidade (o termo $e^{-|k|z}$) é dominante no espectro de potência, enquanto tamanho e espessura são negligenciados nesta equação, mas podem influenciar no espectro de potência. A estimativa de profundidade deve ser tomada como qualitativa.

Na Figura 3.9 estão exibidas curvas do espectro de potência original e ajustada fornecidas pela extensão *Matched Filter*, parte do algoritmo USGS (Philips, 1997).

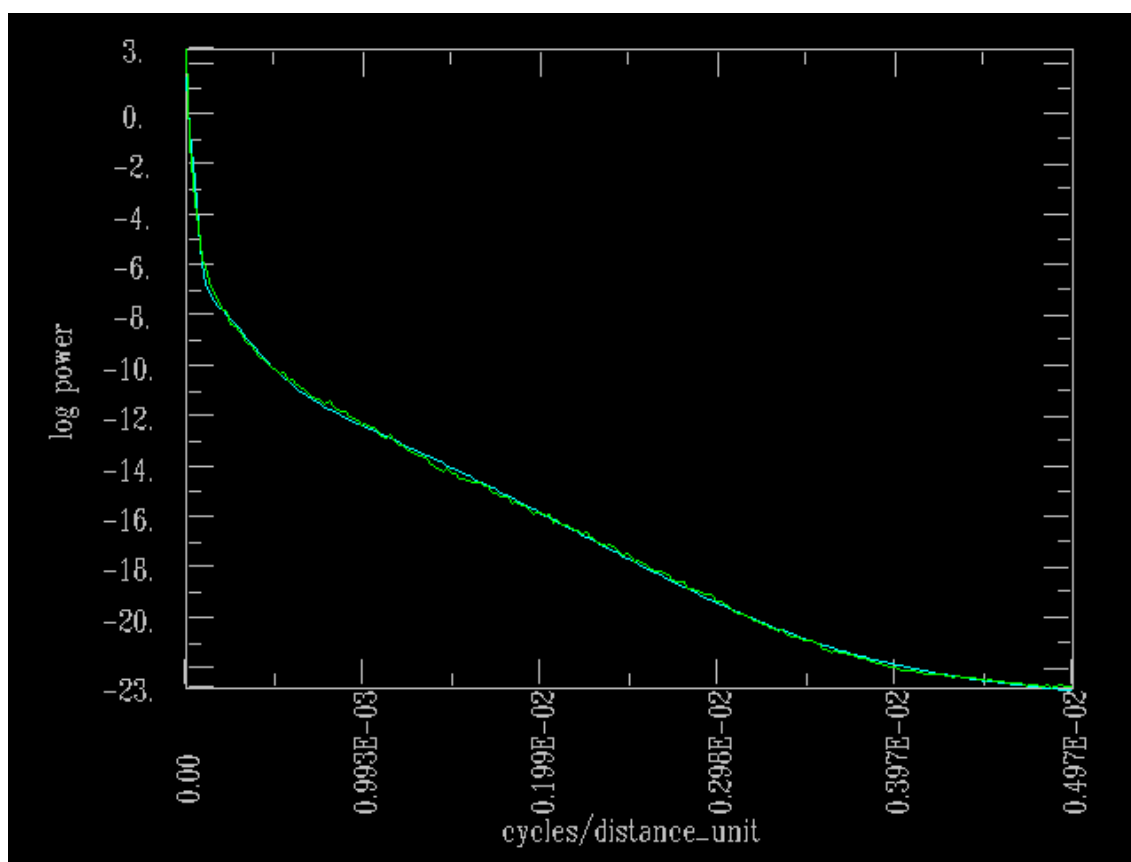


FIGURA 3.9 – Curva do espectro de potência obtido a partir dos dados de aeromagnetometria (verde) e a curva ajustada pelo método *Matched Filter* (azul).

A aplicação dos filtros passa-banda (*bandpass*) gerados a partir dos ajustes da curva do espectro de potência forneceu *grids* com fontes de anomalia de diferentes comprimentos de onda (interpretados como diferentes profundidades). O *grid* mais

superficial apresentou profundidade de 67 m e foi descartado por se tratar de ruído (esta altura é menor que a altura de voo). Em seguida, o segundo filtro apontou profundidade de 388 m, o terceiro apontou 1457 m e o último (e mais profundo) apontou 7404 m. Os *grids* gerados a partir da aplicação dos filtros estão exibidos nas figuras 3.12, 3.13 e 3.14, referindo-se as profundidades 388, 1457 e 7404 metros, respectivamente.

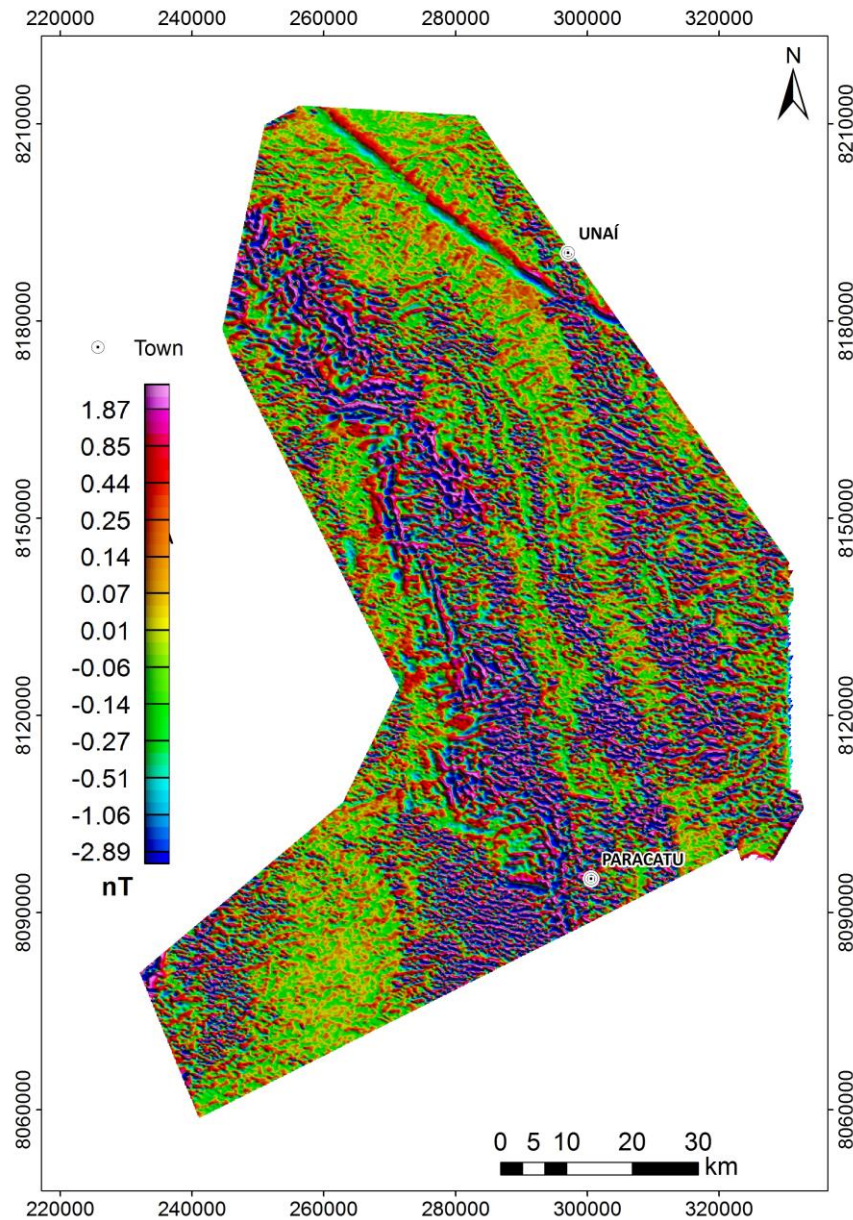


FIGURA 3.10 – Mapa do campo magnético anômalo sombreado após aplicação do filtro passabanda para profundidade média de 388 metros.

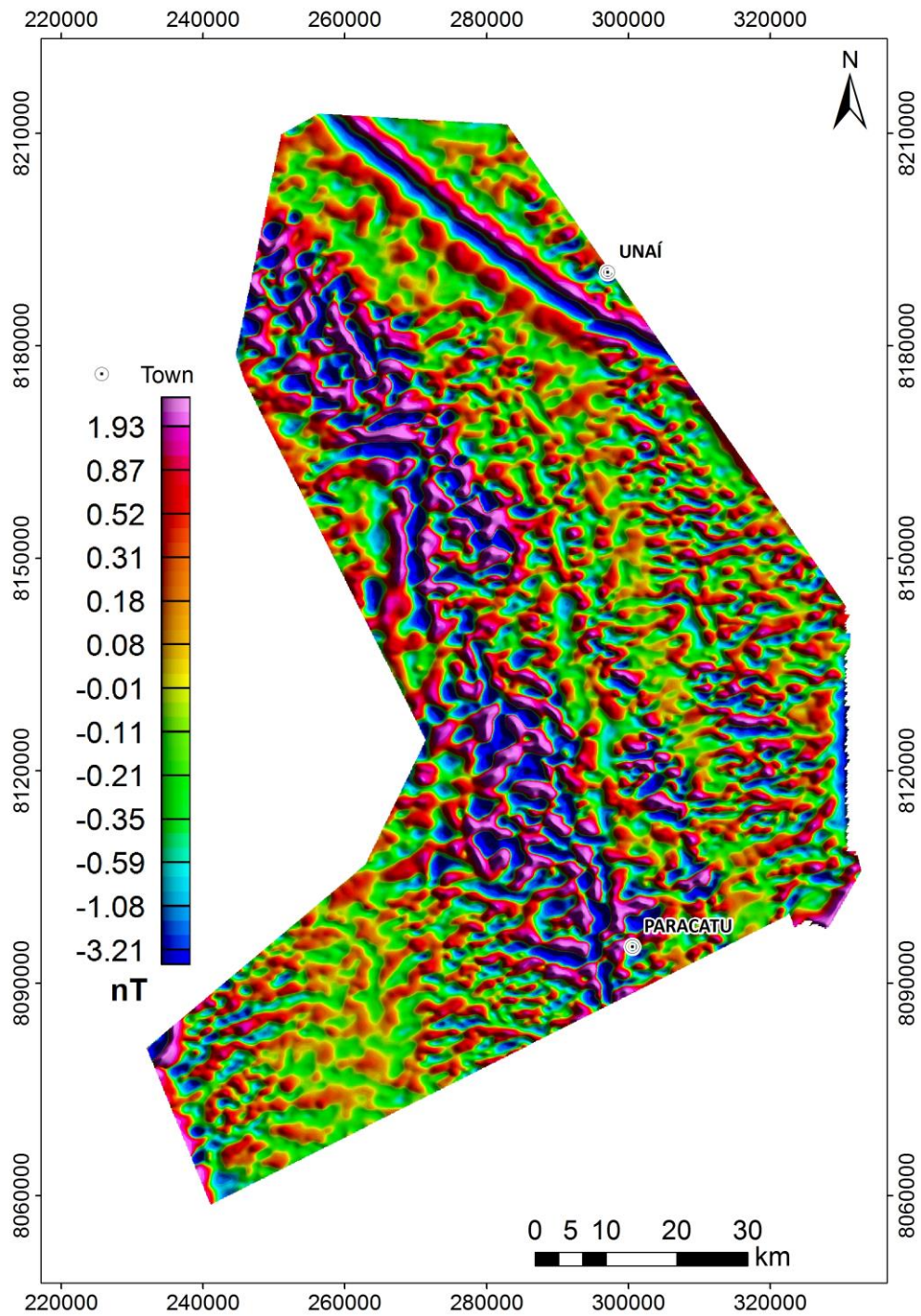


FIGURA 3.11 - Mapa do campo magnético anômalo sombreado após aplicação do filtro passabanda para profundidade média de 1457 metros.

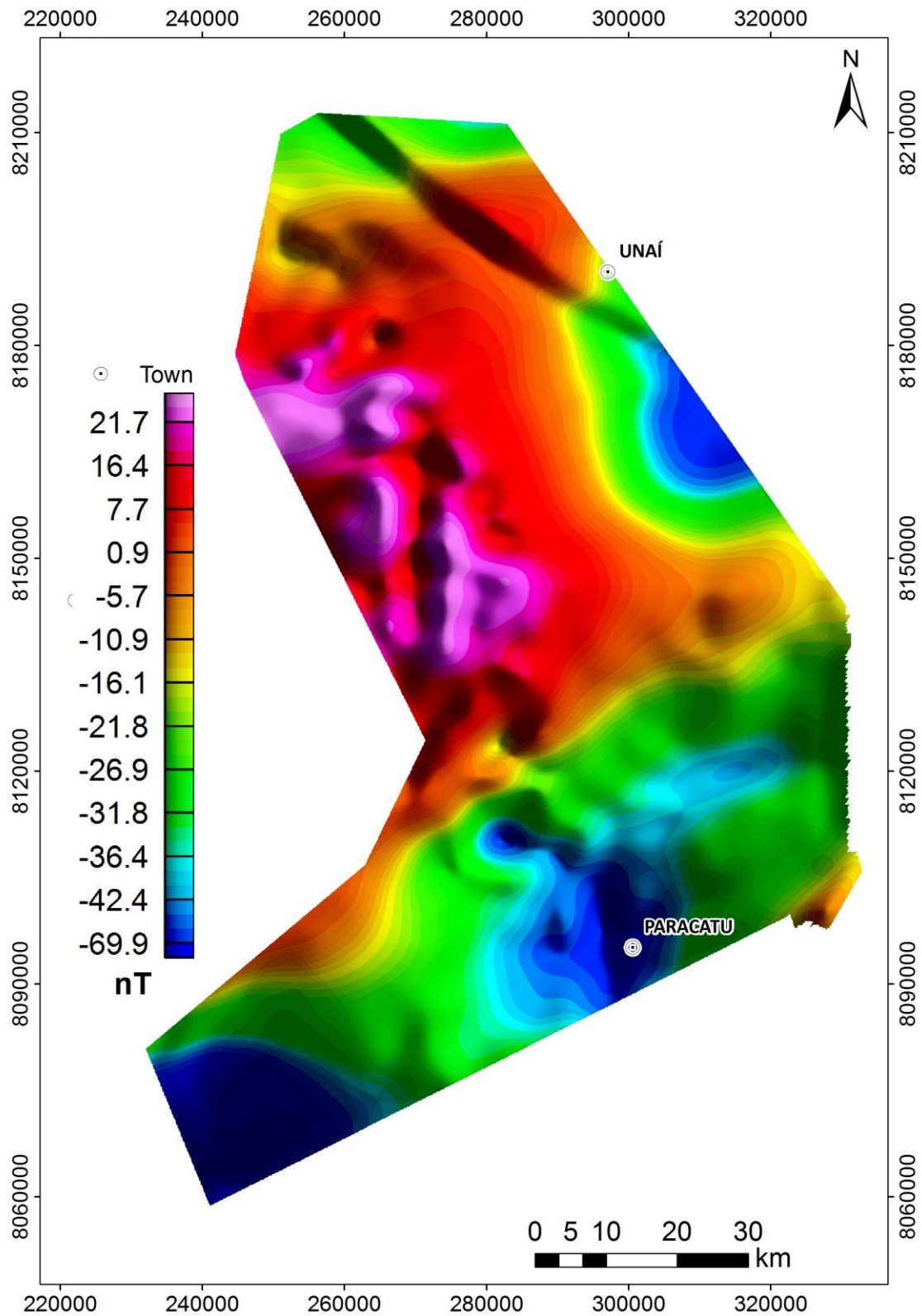


FIGURA 3.12 - Mapa do campo magnético anômalo sombreado após aplicação do filtro passabanda para profundidade média de 7404 metros.

Deconvolução de Euler

A deconvolução de Euler é comumente aplicada a problemas de interpretação magnética e gravimétrica (Reid et al., 2014). O processo assume que o campo obedece a relação de homogeneidade de Euler:

$$f(tv) = t^n f(v) \quad (\text{Eq.3.9}),$$

onde $v = (v_1, v_2, v_3, v_4, \dots, v_K)$ é o arranjo dos componentes e t é a escala real (Reid *et al.*, 2014). A anomalia magnética de campo total $T = T(x, y, z)$ não corrigida de um campo regional aditivo constante e produzida por uma fonte pontual tridimensional (3D) situada nas coordenadas x_0, y_0, z_0 satisfaz a equação homogênea de Euler 3D:

$$(x - x_0)(\partial T / \partial x) + (y - y_0)(\partial T / \partial y) + (z - z_0)(\partial T / \partial z) = -\eta T \quad (\text{Eq. 3.10}),$$

onde η é o índice estrutural, sendo uma medida da taxa de decaimento da anomalia magnética com a distância entre a fonte e o ponto de medida (Barbosa e Silva, 2005). Para cada valor de η definido e para cada janela móvel de dados, a deconvolução de Euler padrão estima as coordenadas de localização da fonte anômala e o nível base (b) (Barbosa e Silva, 2005). Na Tabela 3.1 encontram-se valores de η e os significados geométricos magnetométricos e gravimétricos associados segundo Reid *et al.* (1990).

Índice Estrutural (η)	Magnetométrico	Gravimétrico
0	Contatos e falhas	Soleiras e diques
1	Soleiras e diques	Cilindros
2	Corpos 2D, cilindros e <i>pipes</i> verticais	Esferas
3	Corpos 3D e esferas	-

TABELA 3.1 – Relação dos índices estruturais com geometrias.

Cada estimativa aceita e relacionada com uma dada janela de dados é considerada como uma possível solução para localizar a fonte da anomalia no plano em profundidade (Barbosa e Silva, 2005 e Reid *et al.*, 2014).

A janela móvel, outro parâmetro a ser determinado no processo de deconvolução de Euler padrão, deve ser grande suficiente para incluir as fontes de anomalias magnéticas alvos da investigação, mas não tão grande de modo que anomalias adjacentes contaminem o sinal (Reid *et al.*, 1990). Vale ressaltar que o tamanho da janela configurado na rotina do *Oasis Montaj* é um fator que multiplica o tamanho de célula do *grid*.

Segundo Reid *et al.* (2014), para a deconvolução de Euler ter significado geológico, alguns cuidados devem ser tomados para a escolha dos parâmetros:

- 1 – O problema da interpretação deve ser expresso em termos de estruturas simples com índice estrutural inteiro e apropriado à fonte geológica e geofísica;
- 2 – O campo deve ser amostrado adequadamente, sem falseamento de sinal significativo (também conhecido como *aliasing*);
- 3 – O intervalo da malha da interpolação deve se adequar aos dados e ao problema;
- 4 – O dado gradiente requerido (medido ou calculado) deve ser válido, com pouco ruído, representação adequada de comprimentos de onda necessários e sem efeito de borda;
- 5 – O tamanho da janela da deconvolução deve ser pelo menos o dobro do espaçamento dos dados originais e mais que a metade da profundidade de investigação desejada;
- 6 – Os sprays onipresentes de soluções hipotéticas devem ser reduzidos ou eliminados por sensatez através de critérios de agrupamento e de confiabilidade, ou então reconhecidos e ignorados durante a interpretação;
- 7 – O processo deve ser realizado utilizando coordenadas Cartesianas se o software é uma implementação Cartesiana do algoritmo da deconvolução de Euler.

Caso estas regras não sejam aderidas, é provável que o processo leve a resultados enganosos. Levando-as em consideração, foram encontradas soluções Euler 3D padrões para os dados magnéticos (Figura 3.13). Foram testados diferentes valores de tamanho de célula pro *grid* de entrada, índice estrutural e tamanho da janela móvel. Os dados foram que interpolados com tamanho de célula de 300 metros, janelamento de 6000 metros e índice estrutural 0 apresentaram melhores produtos (soluções menos esparsas e mais concentradas nas feições geológicas). A partir dos resultados, foram extraídos 12 perfis paralelos na direção E-W com finalidade de observar as soluções de profundidade nos diferentes segmentos. Os perfis estão apresentados na Figura 3.14.

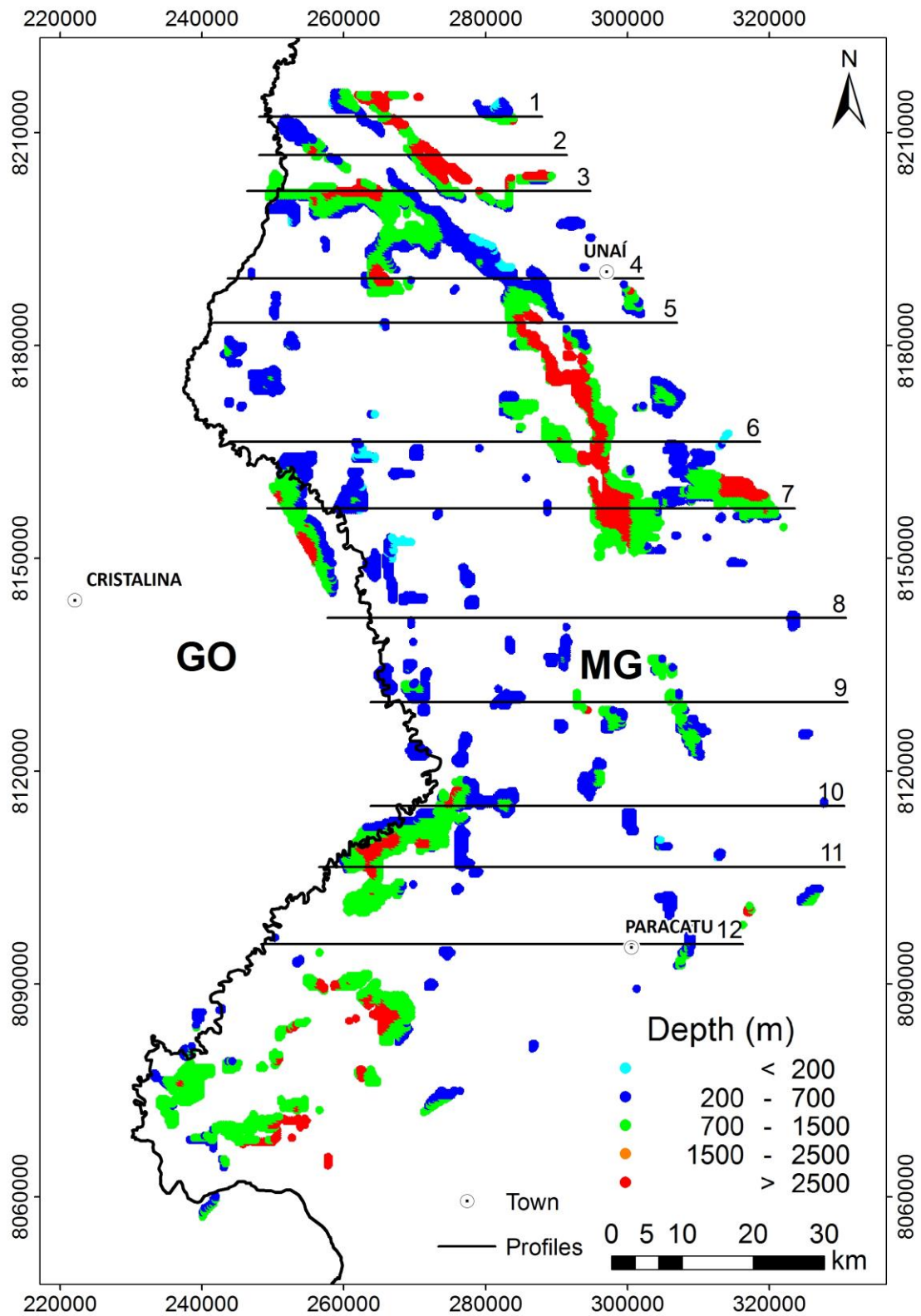


FIGURA 3.13 – Mapa das localizações das soluções de Euler separadas em 5 classes e posições dos 12 perfis extraídos.

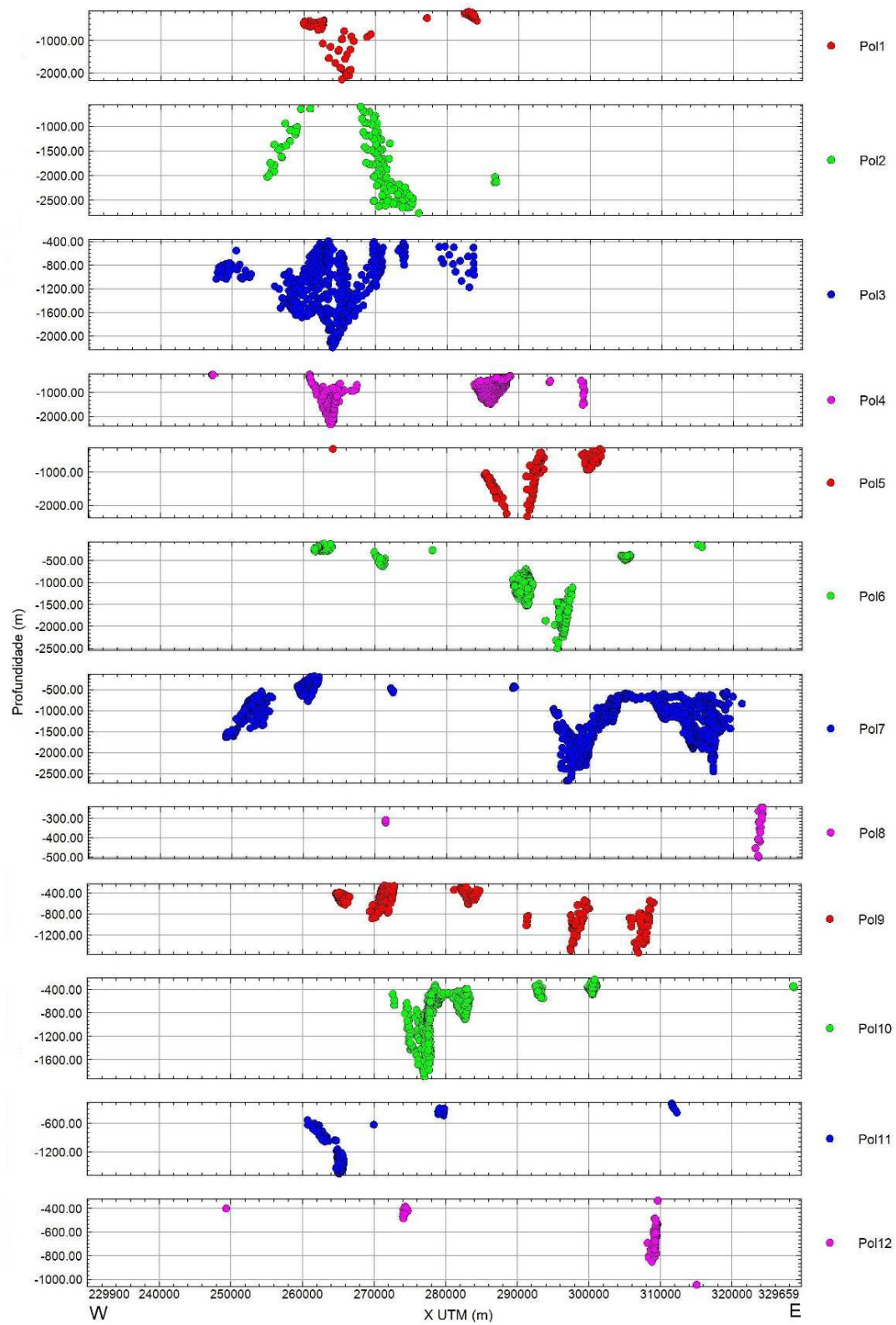


FIGURA 3.14 – Perfis das profundidades das soluções Euler extraídos do mapa da Figura 3.13.

4. Magnetic and Gravimetric Interpretation of External Zone of Brasília Fold Belt

Abstract

The External Zone of Brasília Fold Belt is situated at east-central portion of Tocantins Province, bordered east with São Francisco Craton, and is defined as a Meso-Neoproterozoic foreland basin sequence where thrust faults systems are found. The study was aimed to understand the relationship between Canastra, Vazante and Bambuí groups, as well as their depths, through the interpretation of ground gravimetry and airborne magnetic data. The objective is to provide additional information for a better understanding of the tectonic framework of the region. The magnetic data were processed using 3D Analytic Signal, Tilt depth, and HD-Tilt techniques to reduce signal-to-noise ratio, obtain depth information and enhance geophysical-geological structural features and anomalies. Joint gravimetric, magnetic and topographic interpretation led interpretation of the contacts between the geological groups and comprehends their geometry in depth. Euler deconvolution pointed solutions indicating gravimetric anomalies sources of more than 10 km deep, while for magnetic data solutions showed depths bigger than 2.5 km. It was possible to individualize seven structural domains using lineament extraction and classification analyzing 3D Analytic Signal map. Matched Filter products indicated two main depths, approximately, 7.4 and 1.5 km, the first interpreted as top of basement and intrasedimentary layer. A tectonic model was proposed based on information obtained in this work, which corroborates previous models, given depths for the layers not observed in previous studies.

Introduction

The Tocantins Province is result of convergence and collision of Amazon Craton, São Francisco/Congo Craton and Paraná Block during the Brazilian Orogeny, which affected several terrains in Central Brazil region. The province is divided into 3 fold and thrust belts: Araguaia, Paraguay and Brasília (Almeida *et al.*, 1977; Almeida *et al.*, 1981; Dardenne *et al.*, 2000; Pimentel *et al.*, 2001).

The Brasília Fold Belt is a sedimentary sequence interpreted of continental margin with sialic Paleoproterozoic basement. Situated eastern of Tocantins Province and southwestern of São Francisco Craton, the Brasília Fold Belt presents thin detrital sedimentation, followed by psamites with dolomites and intercalated limestone (Almeida *et al.*, 1977; Pimentel *et al.*, 2001).

The rocks of Brasília Fold Belt present metamorphic intensity variation from east to west, since primitive until granulite facies. This metamorphic variation allowed segregating the belt into three zones: Cratonic, External and Internal – from east to west, separated by N-S oriented faults (Costa & Angeiras, 1971; Dardenne, 1978; Fuck *et al.*, 1994; Dardenne, 2000).

According to Dardenne (2000), the External Zone of Brasilia Fold Belt consists of a Meso-Neoproterozoic sequence of carbonate rocks and metamorphosed silicates formed during passive margin deposition of west portion of São Francisco craton represented by Canastra, Vazante, Paranoá and Bambuí groups (Figure 4.1).

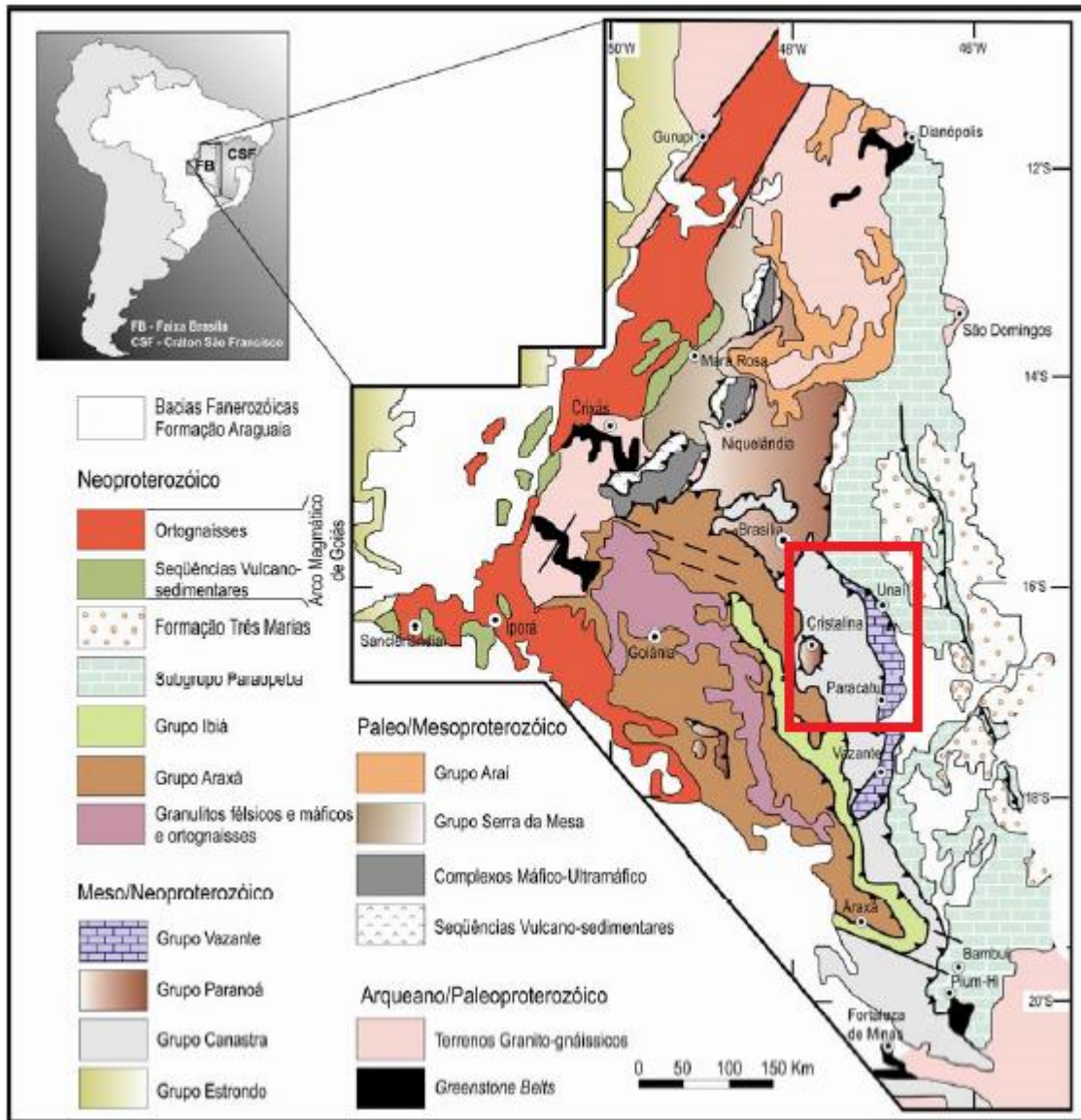


FIGURE 4.1 – Location of the Tocantins Province, Brasília Fold Belt and study area (red rectangle). Source: Dardenne (2000).

The study area hosts important Pb and Zn deposits in Brazil (e.g. Morro Agudo and Vazante mines) and Au deposit found in Paracatu, Minas Gerais. The geophysical methods contribute the comprehension of geological maps and metallogenetic models in zones where mineral activity is present. There are airborne geophysical data available for research purpose in Goiás and Minas Gerais states, but the mineral study evolution in the area is outdated. Except phosphate deposit found in Tocantins, the deposits where

transformed in mines there over 20 years (Dardenne, 2000; Dardenne & Schobbenhaus, 2001).

The main objective of the study is to estimate depths of basement, sedimentary and metasedimentary rocks thickness, identify and characterize features present in External Zone of Brasília Fold Belt and, consequently, improve tectonic evolution knowledge of the region.

Geological Setting

The Brasília Fold Belt (BFB) is a fold and thrust belt developed in the west and south flank of São Francisco Craton during Brasiliano Orogeny. The sedimentary cover in the External Zone of Brasília Fold Belt presents continental margin characteristics, beginning with thin detritic deposition, followed by psamites and dolomitic pelites and limestone incidences (Almeida, 1977; Almeida *et al.*, 1981; Pimentel *et al.*, 2001; Dardenne *et al.*, 2000; Uhlein *et al.*, 2012). These lay over a sialic basement interpreted as western portion of São Francisco continent evolved in the Brazilian Orogeny (Pimentel *et al.*, 2001).

The external zone of BFB, which contains moderate metamorphic facies rocks, presents deformation style known as thin-skin (epidermic belt). The groups Araxá, Canastra, Ibiá and Vazante were involved in a complex interweaving system of nappes and thrusts, indicating high magnitude tectonic transport (Araújo Filho, 1999). The contacts of the involved assembly correspond to low angle shear zones. In general, the observed initial deformation vergence on the south of BFB indicates preferential compression in SW to NE direction, followed by transport in SE direction marked by sinistral transcurrent shear zones in the same direction (Dardenne, 2000).

The stratigraphy in External Zone of Brasília Fold Belt presents several geological units. The study area comprises Canastra, Araxá, Vazante and Bambuí groups are located in area of this work (Figure 4.2).

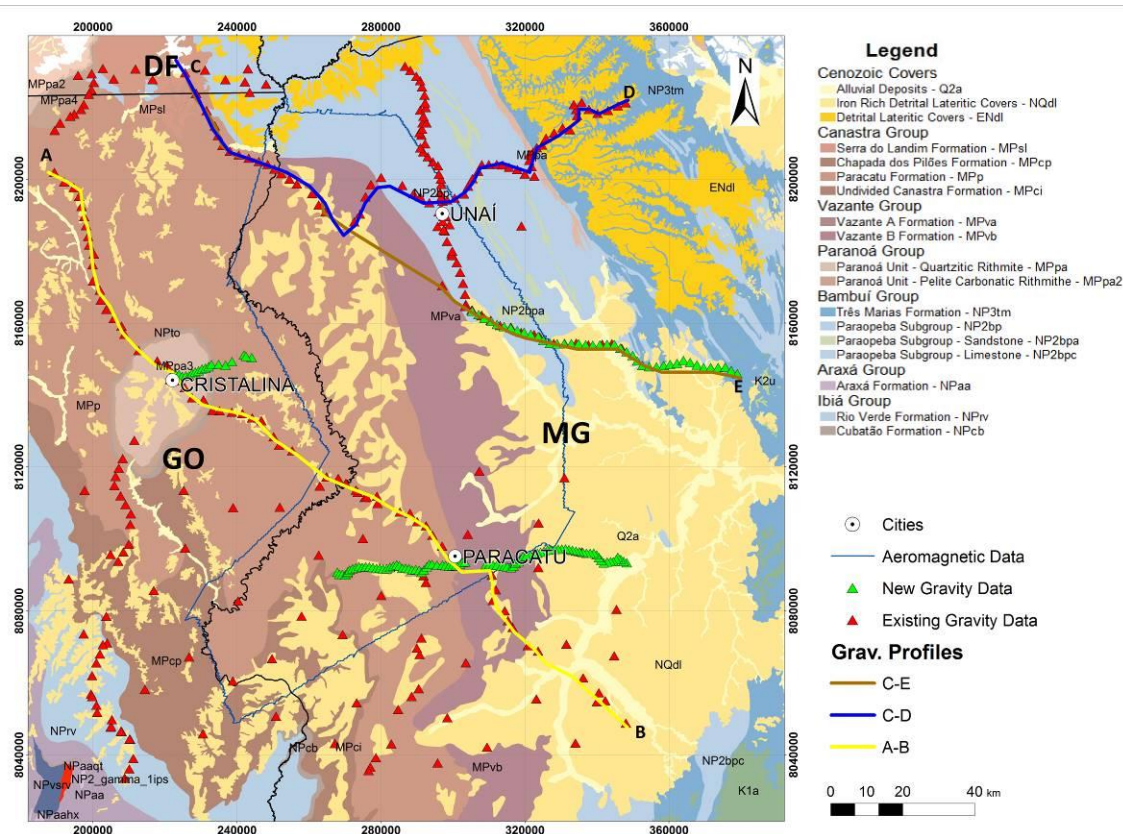


FIGURE 4.2 – Geological map of study area according Souza *et al.* (2004) and Heineck *et al.* (2004), locations of new gravity data (green triangles), existing gravity data (red triangles) and A-B, C-D and C-E profiles shown in Figure 4.4.

The Canastra Group is formed by pelitic and psamitic metasediments (mainly phyllite and quartzite), often carbonate rich. A gradual increase of granulometry formed by regressive megacycle, constituted by deep water sediments and crossbedding are present, which indicate passive continental margin (Dardenne, 2000; Pimentel *et al.*, 2001). All rocks in the region have suffered green schist metamorphism (Dardenne, 1998). There are evidences of crustal shortening derived from compressive tectonic stress in the south of the area, meanwhile, in the north, the average depth of the sequence considerably varies, achieving 2000 meters of sediments (Pereira, 1992). The contact between Canastra Group formations are tectonics (Dardenne, 2000), and

The Vazante Group is a deep clay-dolomite sequence. The group is composed by seven formations, among them, detrital sediments deposited in comparatively average

depth in the basement, carbonates and shale sequences, and even stromatolites framing with variable depth (100 to 200 m in the south and 650m in the north). The top of the group presents dolomites lenses and quartzite layers (Dardenne, 2000).

Considered to be a cover of São Francisco Craton, the Bambuí Group represents association of biochemical and siliciclastic facies expressed by platform sediments deposited in an extense epicontinental sea (Dardenne, 2000). The thickness of Bambuí Group is highly variable along the basin, being controlled by faults in the basement, sometimes 1000 meters deep.

Gravity Method

More than 150 gravimetric stations were set up in this project (green triangles in Figure 4.2). Instrumental drift, latitude and tidal correction were made for data reduction during the acquisition stage automatically by the CG-5 AUTOGRAV gravimeter. Terrain correction was done using SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) with 1 arc-second dataset. Information from other gravimetric networks from University of São Paulo (USP) and University of Brasília (UnB) was gathered to improve gravity field sample in the area.

The complete Bouguer correction was made according to Hinze *et al.* (2013) using density of 2,67 g/cm³. Therefore, a map of regional Bouguer anomaly was made using Minimal Curvature and cell size of 3 km (Figure 4.3). Highest gravity values are in east portion of the map and in the center (near Paracatu), suggesting the crust is thinning eastward. Lowest gravity values are found in Cristalina dome, at Paranoá Unit, which is constituted by shale, clay, sandstones and quartzites.

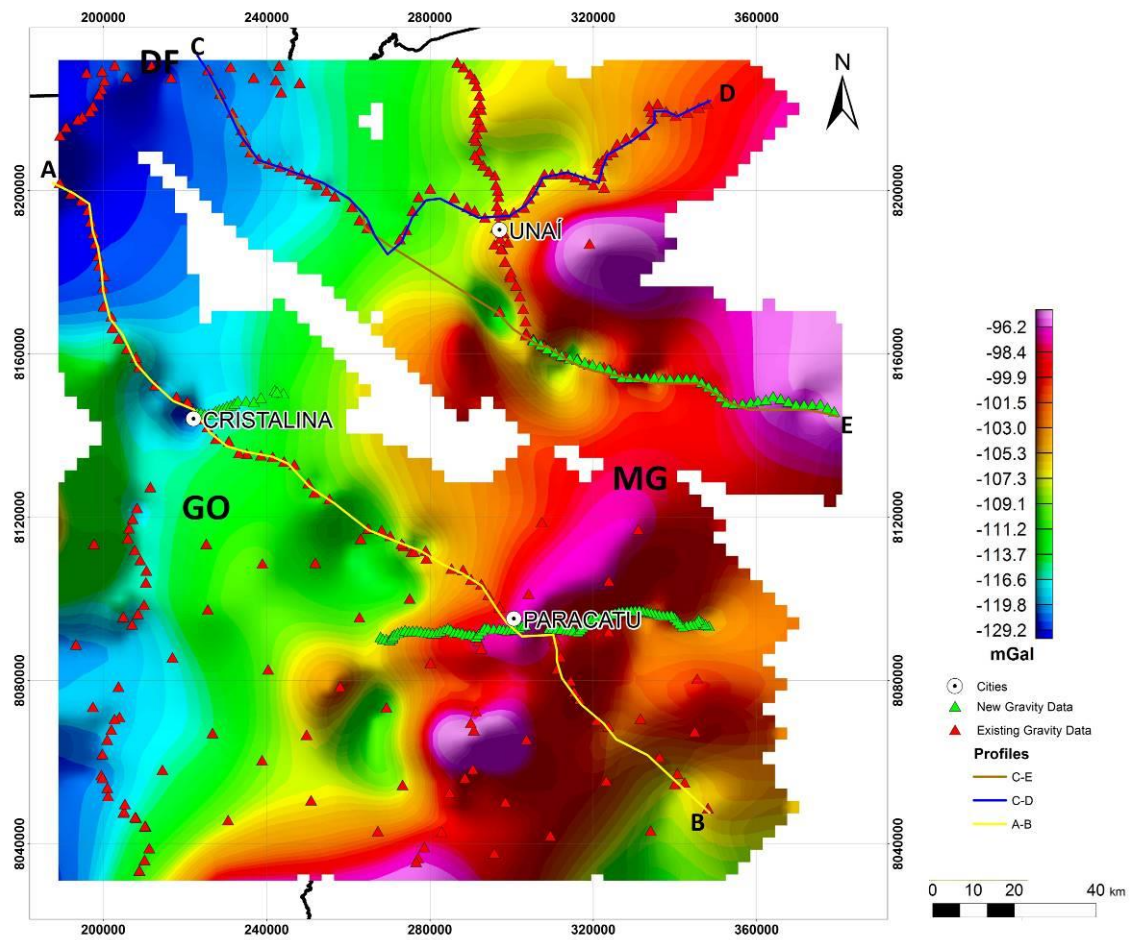


FIGURE 4.3 – Bouguer anomaly map.

Three gravimetric profiles were extracted to observe the variation of gravity signature of the different geological units (Figure 4.4).

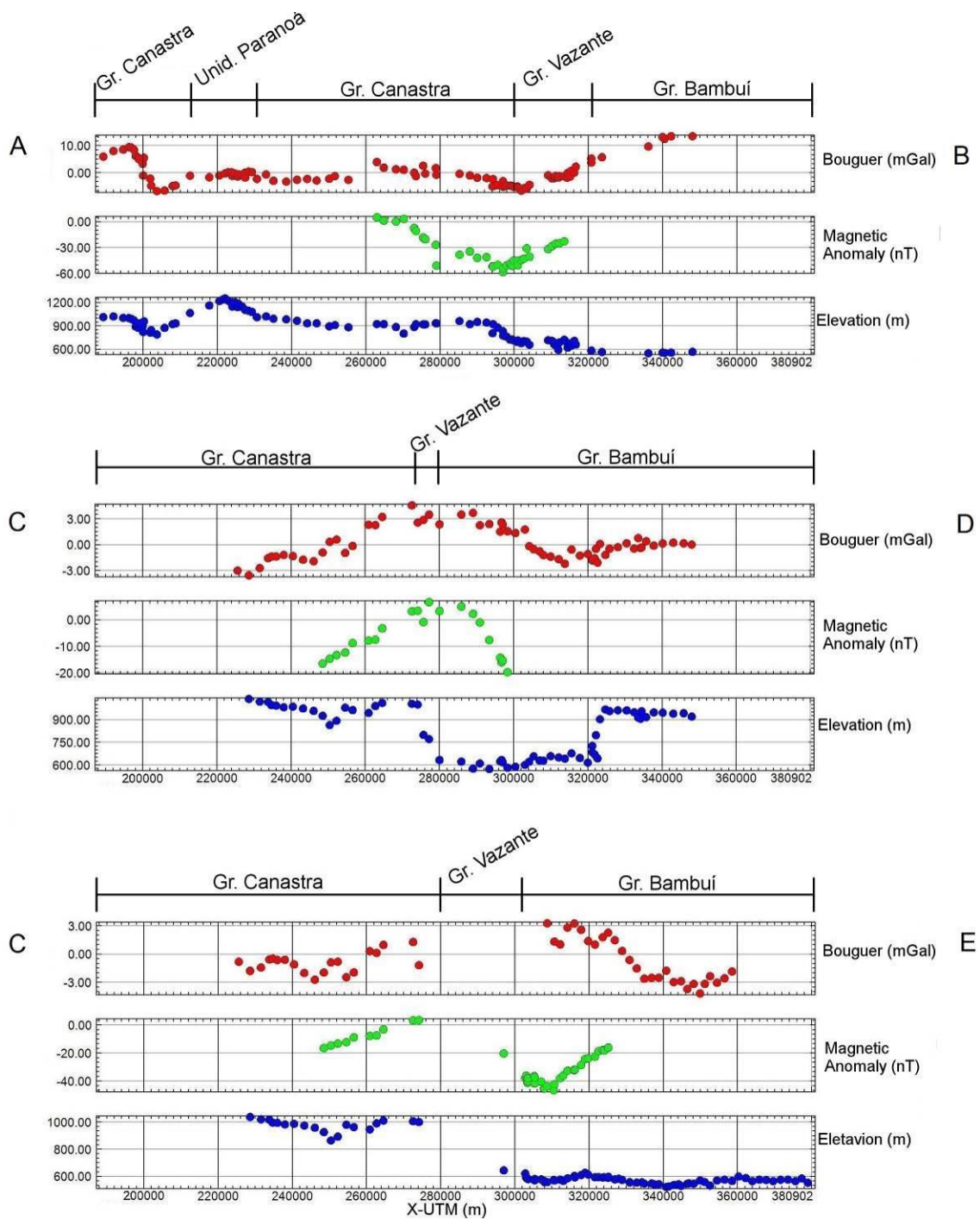


FIGURE 4.4 – Bouguer anomaly profile, presenting also magnetic anomaly and topographic elevation profiles.

The A-B Profile in Figure 4.3 shows that the topography is practically the inverse of Bouguer profile. When going through Paracatu, Vazante and Bambuí groups, the gravity profile exhibit variations when crossing the boundaries of the blocks as well as magnetic aspect. The Paranoá Group, which is considered the basement of Canastra, Vazante and Bambuí groups, is intercepted by A-B profile and shows low gravity values at Cristalina Dome as well. The gravity signature in Vazante group has high amplitude, as well as the topography and magnetic profiles. Magnetic and dense content are present in the group.

The C-D gravimetric profile transects Unaí Ridge-Valley Province, situated at Bambuí Group. The profile presents high gravimetric values and magnetic signal presents low amplitude variation while high variation of topographic altitude is observed. The detrital-lateritic cover in western suggests low charge density, facilitating the elevation of masses when thrust is applied to the block.

The C-E Profile passes through alluvial cover at western over Canastra Group. The topography in the region is flat and the gravimetric profile shows slight variations, which can also be result of crust thickness changing due to thrusts and tectonic activity in area.

The Euler deconvolution method (Reid *et al.*, 1990) was applied to gravimetric data to obtain information of source depth. Euler window size of 6 km and structural index is 1 were used. Results of gravimetric Euler deconvolution are presented at Figure 4.5.

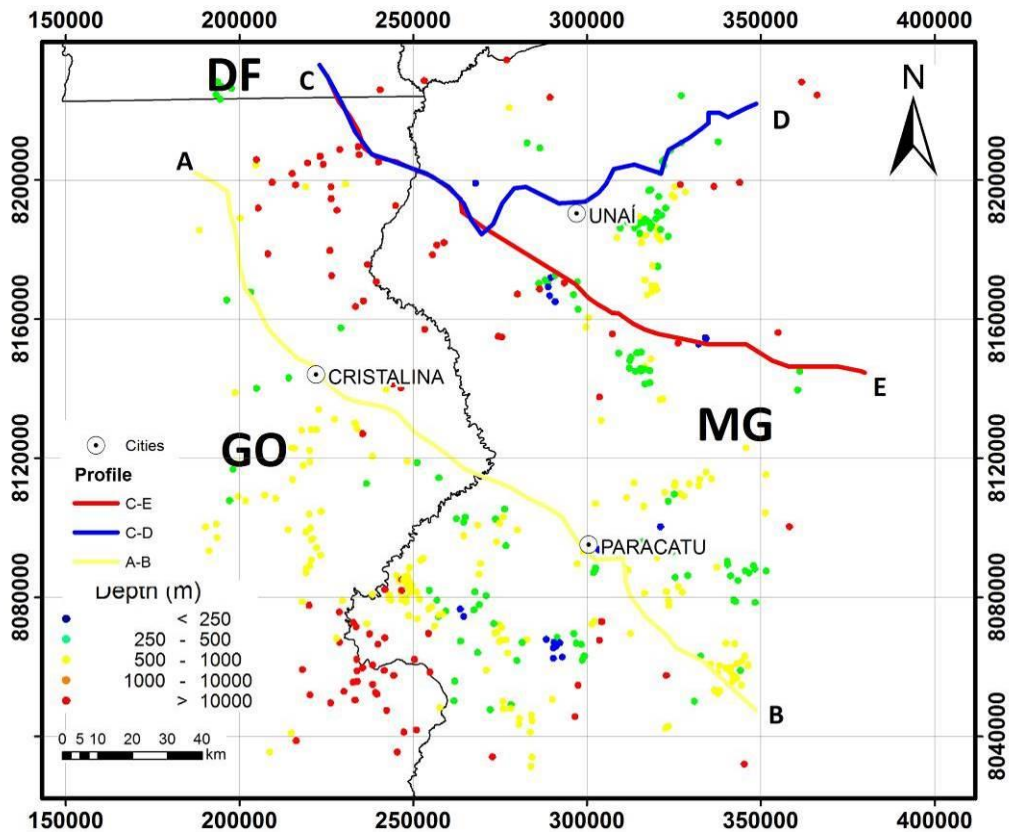


FIGURE 4.5 – Depth solutions of Euler deconvolution for gravimetric data separated in 5 classes.

Comparing Euler solutions, gravimetric profiles (Figure 4.3), Bouguer anomaly map (Figure 4.4) and magnetic products, the difference of physical characteristics of the rocks underneath the area is notable.

Euler solutions of gravimetric sources depth (figure 4.5) indicate presence of deeper solutions in the west portion of the area. The map shows thickening trend of solutions from E to W, suggesting that basement and sediments are dipping in this direction, which corroborates geologic models from Coelho *et al.* (2008), Uhlein *et al.* (2012) and Matos (2016).

Magnetometric Method

The dataset utilized in this work was released for research by SEME (Secretaria de Estado de Minas e Energia do Governo de Minas Gerais). The survey is a part of a program of geophysical airborne survey in Minas Gerais state held in year 2000 (Lasa-Engenharia, 2001). The area of interest of this work is inserted in the northern block of the Area 1 of the project.

The database was gridded using bidirectional method with cell size of 100 meters and comprises an area of approximately 8316 km². The database was homogenized and geographic position informations were standardized for the whole project as UTM planimetric coordinates, in zone 23 south using WGS84 datum.

The microlevelling process was used to reduce characteristic noise from magnetic anomaly map. The decorrugation method using Fast Fourier Transform, described in Urquhart (1988), generates a noise map and then subtracts from the original grid.

The concept of 3D Analytic Signal was introduced by Roest *et al.* (1992) as a three-dimensional vector which contains the horizontal and vertical derivatives and their Hilbert transform, providing the analytic signal amplitude in a horizontal plane.

Associated to Reduction to Pole, 3D Analytic Signal is an edge detection tool (Li, 2006). Therefore, bodies of the anomalies could be investigated by map expressions (Isles & Rankin, 2013).

According to Dentith (1995), one edge detection tool is enough to make a good interpretation. The excess of information generated by interpretation of many maps may lead the interpreter to confusion. Lineaments were obtained from 3D Analytic Signal map (Figure 4.6) at 1:100.000 scale.

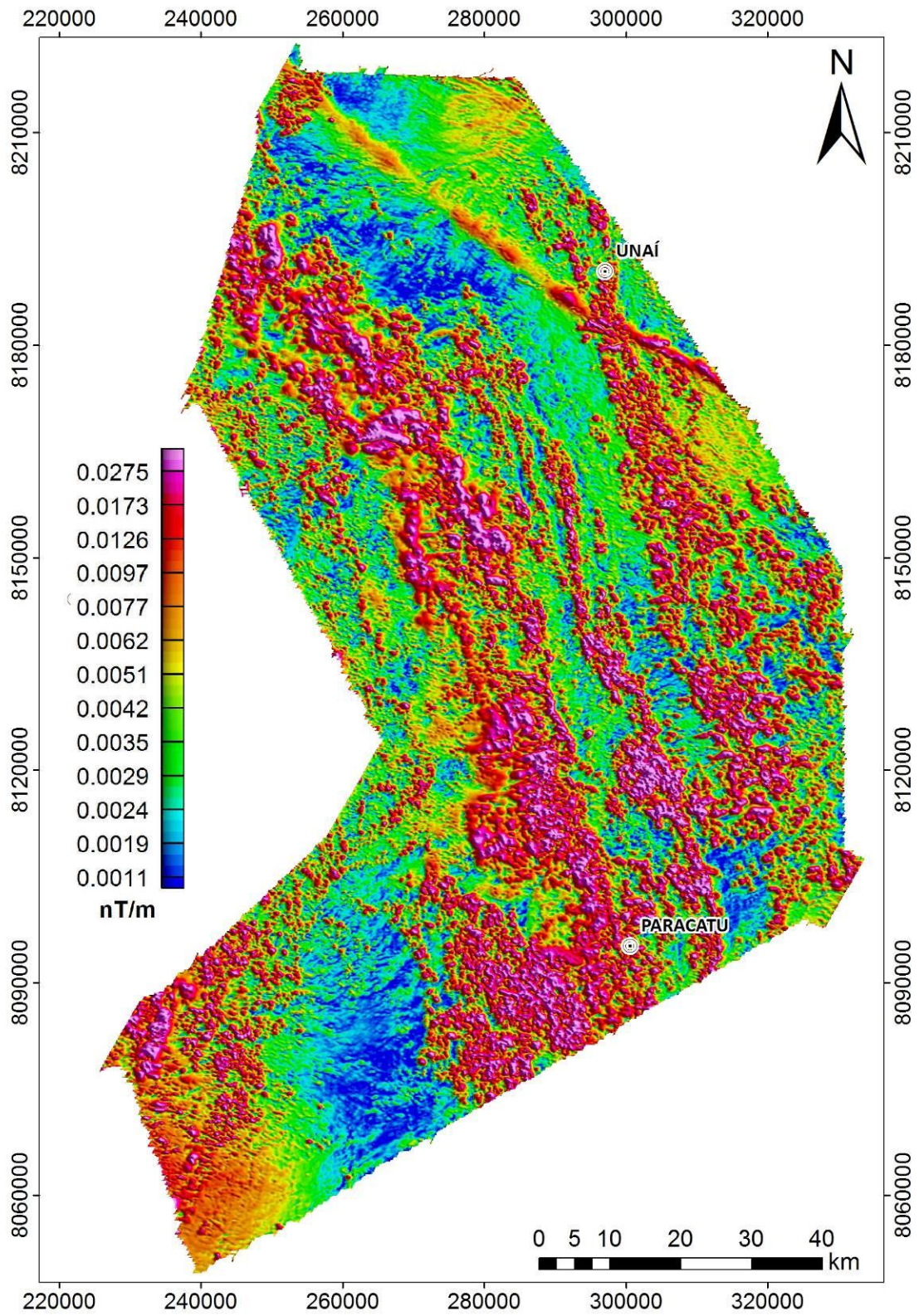


FIGURE 4.6 – Map of 3D Analytic Signal of magnetic data.

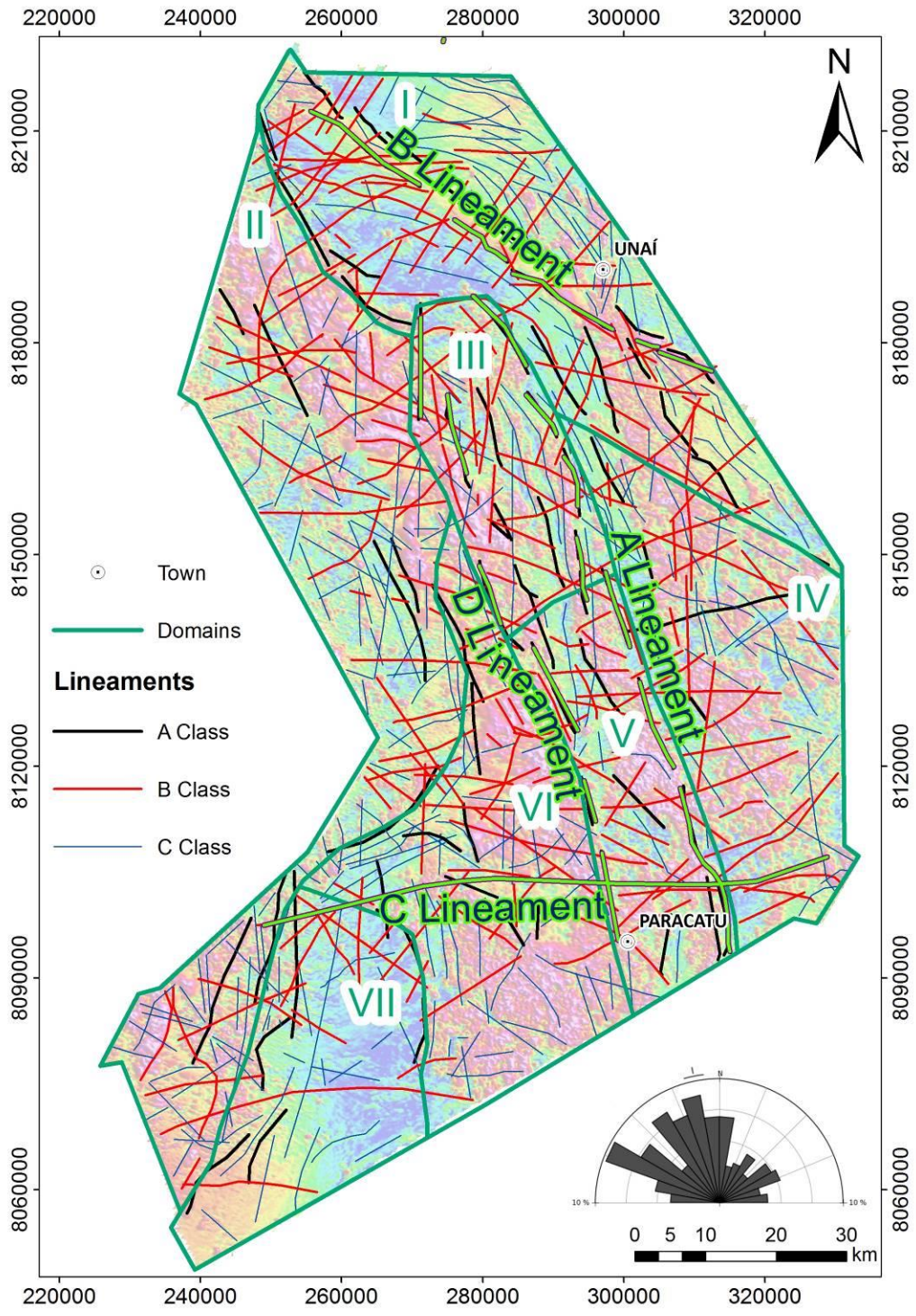


FIGURE 4.7 – Interpretation of lineaments and domains based on 3D analytic signal, light green are main lineaments (A, B, C and D) described in text and Rose Diagram indicating mean direction of 348.6°.

The lineaments were categorized considering characteristics, such as density, length, shape of lineaments and expressiveness in map. Then, three classes of lineaments were conceived: a) lineaments that separate magnetic domains; b) lineaments that pass through different domains or boundaries and c) lineaments that express internal structure of a domain (Figure 4.7). Analyzing the lineaments and magnetic signature, seven domains were discriminated:

The Domain I contains curved and long internal lineaments. These lineaments are situated in Unaí Valley-Ridge Province, which comprises NNW-oriented folds trains in association with WSW-dipping thrusts. The Bambuí and older sand-dominated strata are also affected, and rock layers are, sometimes, presented in vertical frame due to strong thrust imposed by collisional processes (Reis and Alkmim, 2015).

The Domain II presents low density of lineaments, short straight lineaments internal lineaments and intercepted by many class B lineaments in N60W direction. Located on Paracatu formation, the coverage is mostly detrital-lateritic ferruginous (Lacerda Filho *et al.*, 1999).

The domain III lies over the Vazante group. The internal lineaments are slightly bent, evidencing thrust marks. It presents high density of lineaments and it's limited by parallel segments NNW-oriented. The existence of these lineaments is probably caused by the hydrothermal activity (Monteiro, 1997, 2002).

The Domain IV is characterized by few lineaments and is also the most homogeneous features in the map. The area lies on detrital-lateritic ferruginous sediments and alluvial deposits over the Bambuí formation (Lacerda Filho *et al.*, 1999) This domain is separated from domain III by the difference of orientation of C-class lineaments and presence of B-class lineaments.

The domain V also lies over Vazante group, but the C-class lineaments are more scarce and straight than in domain III. Also, this domain is crossed by B-class lineaments mostly in E-W direction.

The Domain VI represents Canastra group. The low density of C-class lineaments and nearly absence of B-class lineaments leads to the conclusion that the rock magnetic features are weak or homogeneous.

The low density of lineaments in Domain VII could be associated to the lateritic coverage of Canastra group. The lineaments are short and their expression in map is smooth, such as size and amplitude. The domain is bounded in west portion to Paracatu formation, which is the lithology represented by Domain II.

Matched Filter (Phillips, 2001) and Euler deconvolution methods were used to provide information about magnetic anomalies source depth. This method produced three magnetic source depths: 388 m (Figure 4.8), 1457 m (Figure 4.9) and 7404 m (Figure 4.10). Therefore, structures were identified and highlighted for each depth.

Indeed, the amount of lineaments decreases as depth increases. Analyzing the map of deepest magnetic sources, it's noticed that structures ("A" Lineament) that used to separate domains III of IV (Vazante and Bambuí groups) no longer exist. This is evidence that the structure is shallower than 7404 meters depth and deeper than 1457 meters. The "A" Lineament is interpreted the east boundary of Vazante group.

Otherwise, few lineaments gained more expressivity when depth increased. The "B" Lineament, in the shallow map is represented more intensely in at 1457 m. This lineament represents a huge structure that hasn't geology expression in field observation at this area. The lineament also delimitates Domain I.

The "C" Lineament changes its position. This lineament is present in domains IV, V, VI, and VII and is present in all depth maps, which means it's deeper than 7404 meters.

Another important lineament observed from maps, the "D" Lineament. This lineament represents the west limit of Vazante group and it's seen in all depth maps. The fact that the lineament is present in all depths suggests the "A" Lineament is a listric fault and converges toward west until meet "D" Lineament. The depth of the "D" Lineament is deeper than 7404 meters.

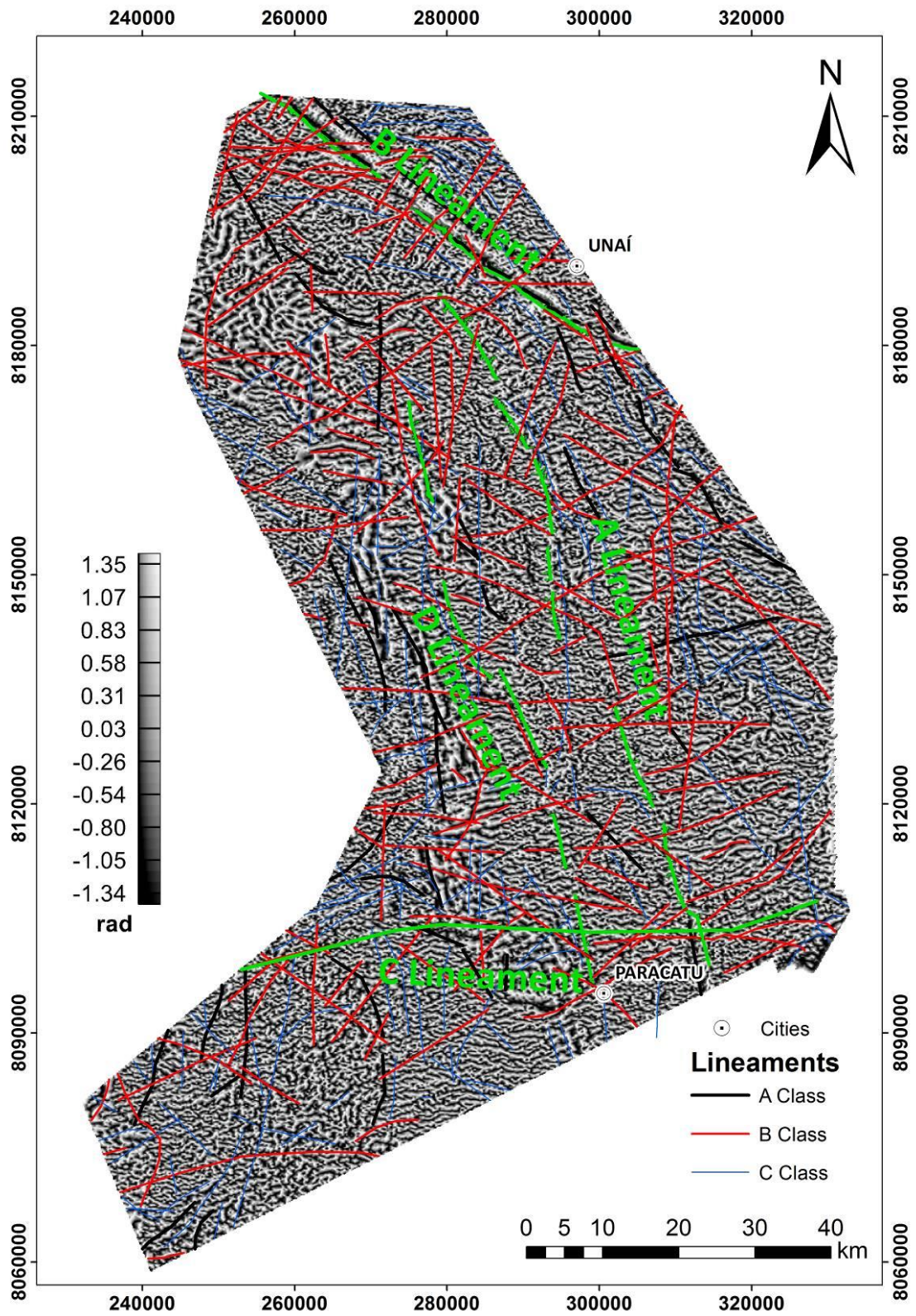


FIGURE 4.8 – Magnetic anomaly map for depth of 388 meters obtained from Matched Filtering process and main lineaments interpreted.

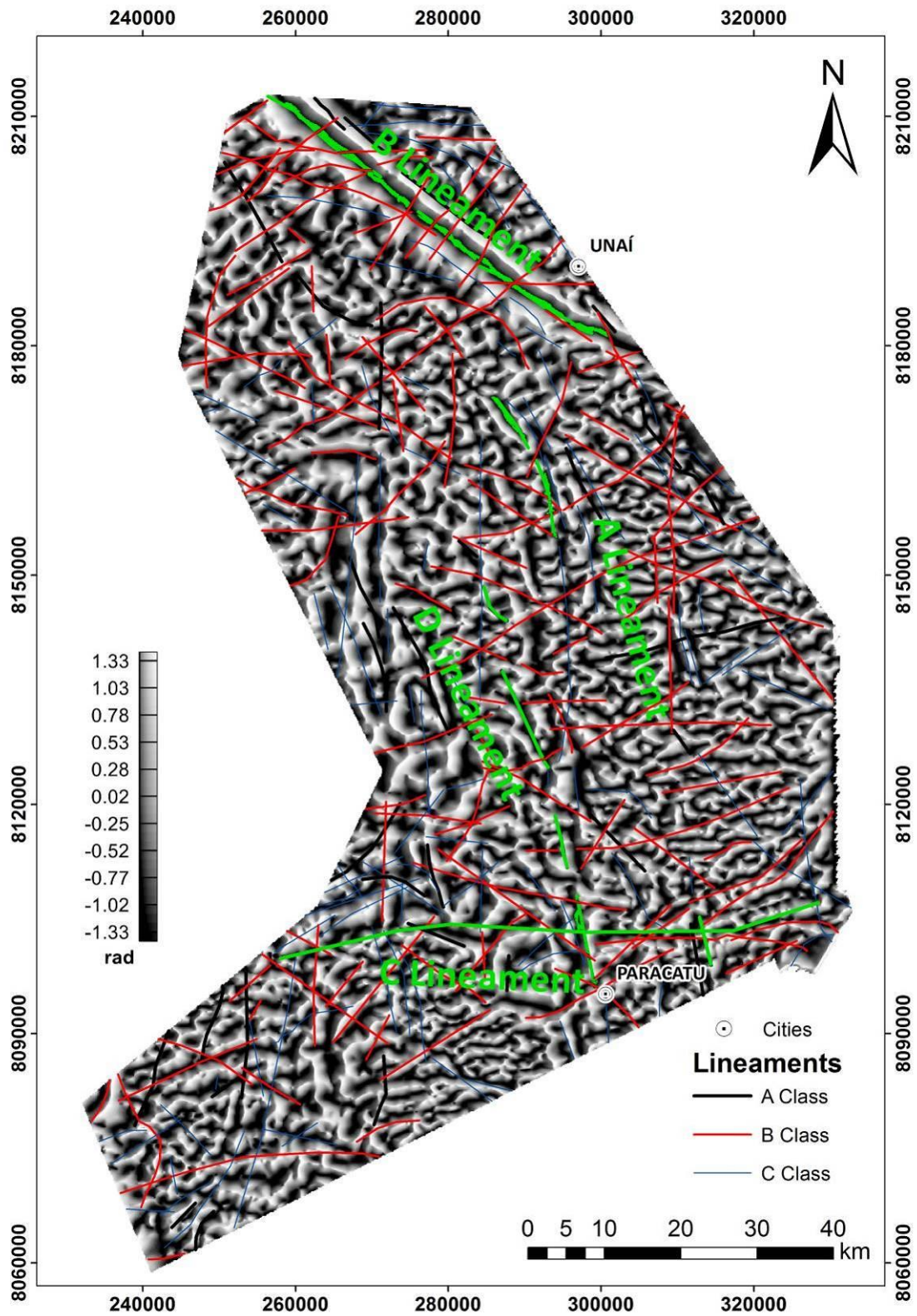


FIGURE 4.9 - Magnetic anomaly map for depth of 1457 meters obtained from Matched Filtering process and main lineaments interpreted.

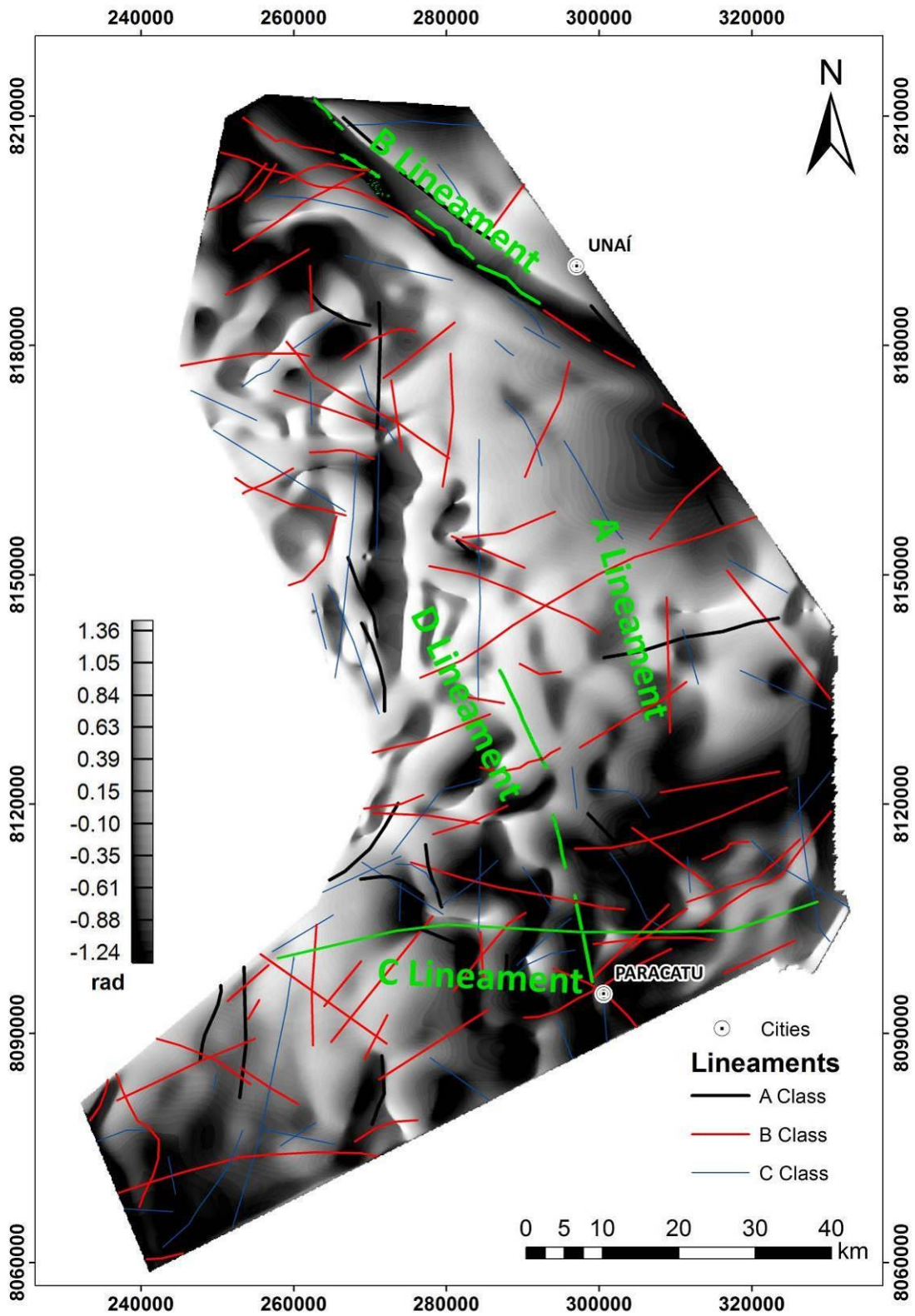


FIGURE 4.10 - Magnetic anomaly map for depth of 7404 meters obtained from Matched Filtering process and main lineaments interpreted.

The depths set out in grids are interpreted as near surface expressions, intra-sedimentary variations and basement top for 388 m, 1457 m and 7404 m respectively.

The average depth found in Brasília Fold Belt by Matos (2016) in a southern adjacent region is 9268 meters.

The Euler deconvolution was applied using window size of 6000 meters and the structural index 0. The solutions were classified in 5 depth intervals. The highest depths are present in the west portion of the map (Figure 4.11). Important sources solutions appeared, mainly in North and Southwest portion.

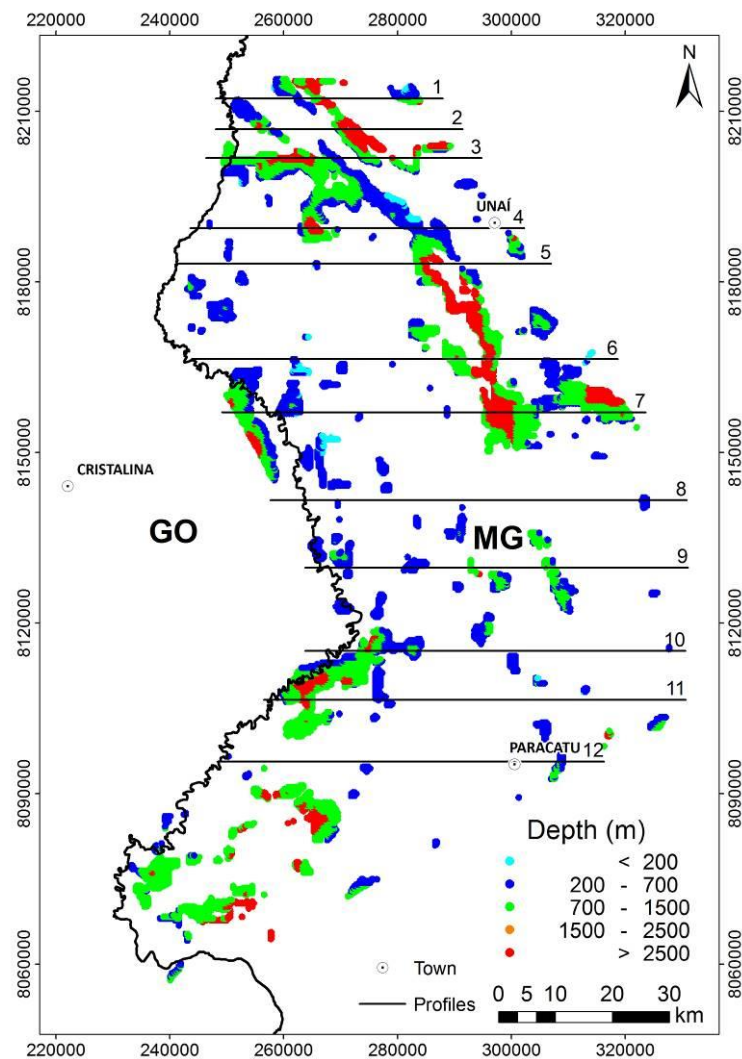


FIGURE 4.11 – Euler solutions map. Black lines represent profiles shown in Figure 4.12.

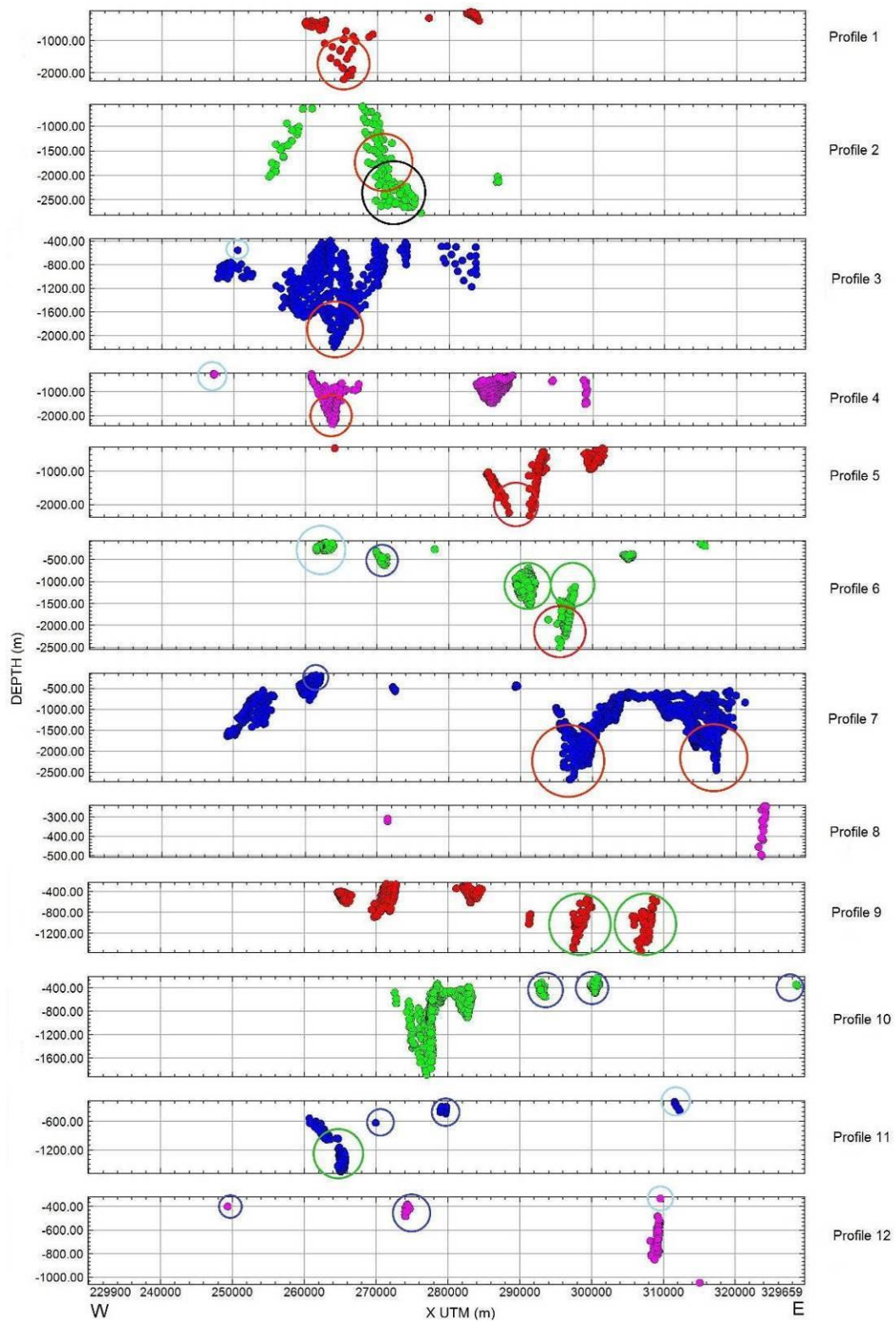


FIGURE 4.12 – Profiles extracted from Euler solutions map (Figure 4.11). Open circles represent locations that will be discussed in the text.

The solutions presented other details about sources depth. The Canastra group reveals deeper sources than Bambuí. There is depth growth trend toward the cratonic direction.

The class of lowest depth (symbolized as light blue in Figure 4.11) presents solutions at laterites over Paracatu formation, laterites over Canastra formation and over Bambuí formation. Profiles 1 to 6 transect this structure. Profiles 3, 4, 6, 11 and 12 show depth solutions of shallow class (marked as light blue circles at Figure 4.12).

Depth solutions from 200 to 700 meters, represented as blue in Figure 4.11, are found profusely at Domain II area, indicating the magnetic content inside lateritic cover of Paracatu formation. Vazante group also presents solutions, pointing mineral content inside carbonate rocks. It is possible to observe depth decrease at Profiles 6, 7, 10, 11 and 12 (marked as blue circles at Figure 4.12).

Profile 9 from Figure 4.12 exhibits peculiar characteristics. Euler solutions coincide with the Vazante group boundaries. They dip and corroborate the vergence of Brasília Fold Belt direction (Dardenne, 2000), coincidental depth from class of 700 to 1500 meters. However, as seen in Profile 6, the contact depth seems deeper. The solutions from this class are also found in Canastra group (as seen in Profile 7) and are represented by green circles in Figure 4.12.

The solutions from 1500 m to 2500 m are present in Unaí Ridge-Valley Province domain, in North/Northeast portion of the area, present in Canastra Group. From profiles 1 to 7, solutions marked with red circle show structures in the province. The “B” Lineament presented in Matched Filter maps and Canastra group present Euler solutions.

Depth solutions of more than 2500m are found in rarely, following the direction of “B” Lineament and are marked as black circle in Profile 2 (Figure 4.12).

Discussions and Conclusions

The integration of gravity and magnetic data led to new conceptions of tectonic interpretation of the External Zone of Brasília Fold Belt in Unaí-Paracatu region. Matched Filtering and Euler deconvolution were applied to understand the depth of the structures and their interactions with covers and basement.

The Bouguer anomaly associated to Canastra Group has low values and varies around 10mGal (figures 4.3 and 4.4). Lineaments extracted from 3D Analytic Signal have short length and have low amplitude expression in map (Figure 4.7). The group is bounded by structures that are present in 7404 meters deep map provided by Matched Filtering (Figure 4.10). Euler solutions (Figure 4.11) pointed high density of deep solutions in Canastra Group, suggesting that Canastra is the deepest block in the area.

The contact between Canastra and Vazante groups is marked by a discontinuity present in gravity profiles and magnetic products (figures 4.3 to 4.12). Coelho *et al.* (2008) and Alvarenga *et al.* (2012) described the existence of a strong and profound discontinuity between those groups. A-B profile (Figure 4.4) indicates an increase in gravity values going westward, which can be verified in the Bouguer anomaly map (Figure 4.3). Magnetic Euler solutions acknowledge the contact depth (more than 2500 meters) and also the inclination, which also proposes that the basement below Canastra is deeper than Vazante. The contact is observed in figures 4.8, 4.9 and 4.10 and is marked by “D” Lineament.

The east Vazante Group border with Bambuí is represented by “A” Lineament in Matched Filter maps. It's noticed that “A” Lineament is not present in Figure 4.10. This fact is interpreted as an evidence of the contact is shallower than 7404 meters. Inside Vazante Group, the lineaments change preferential direction from NNW-SSE (Domain III) to E-W (Domain V). The seismic section presented in Figure 4.15 exhibits this contact, and although the contact is marked until the basement, it wasn't possible to infer the presence.

The Bambuí Group presented long straight lineaments (Domain IV in Figure 4.7) and few Euler solutions. These are related characteristics of neoproterozoic detrital

sediments covering deep basement. Rock layers of Bambuí remain horizontal except in Unai Valley-Ridge Province, which comprises NNW-oriented fold trains in association with WSW-dipping thrusts (Reis and Alkmin, 2015). Euler depth solutions indicate the Bambuí Group basement is nearer to the surface compared to other groups (figures 4.11 to 4.12).

Alvarenga *et al.* (2012) presented interpretation of stratigraphy of the western edge of the São Francisco Basin. Geological data and a seismic section released by ANP (National Agency of Oil, Natural Gas and Biofuel) were used to complement the tectonic and stratigraphic framework of the area that includes Vazante and Bambuí groups. The seismic interpretation presents long faults, mostly reverse due to thrust applied to the blocks. Few faults seem listric and displaced in the western part of the section, which is similar to framework observed in region of this study.

Synthesising geophysical data and geological characteristics mentioned in this work, a schematic profile is presented, containing the relations of faults, basement and sedimentary groups (Figure 4.13).

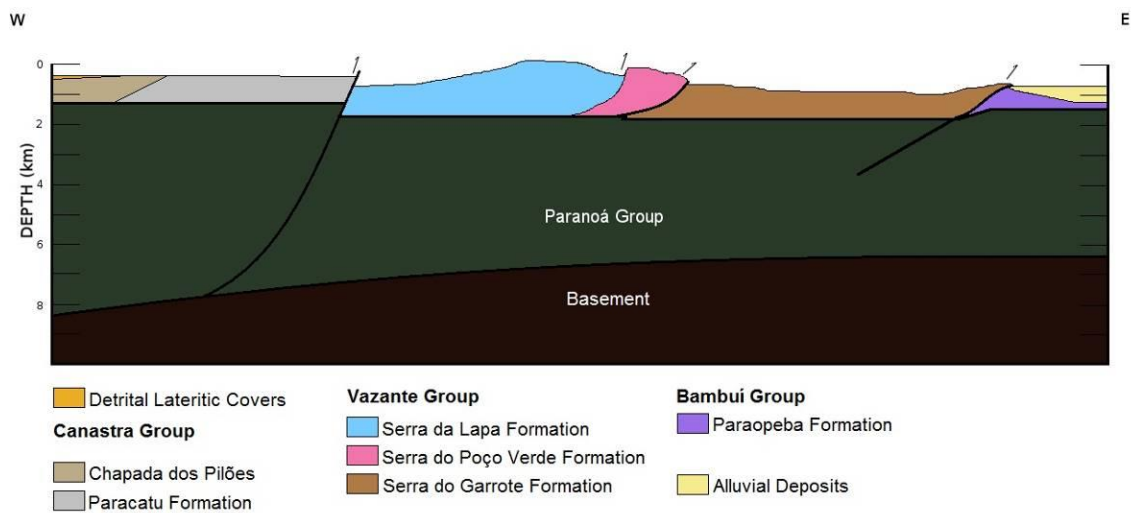


FIGURE 4.13 – Schematic geological profile of tectonic concepts presented in this work. The profile is located at 8090000 northing coordinate, intersecting near Paracatu town.

Carbonates from Vazante group produce Bouguer lows values and homogeneous magnetic anomaly. The difference in composition between Vazante, Canastra and Bambuí makes possible to observe vertical contacts of their limits from Matched Filter results and Euler solutions (figures 4.8 to 4.12).

The sedimentary covers Magnetic content inside detrital-laterites, within faults of carbonate rocks and basement lineaments. The vertical contacts of rocks in the area are distinguished in figures 4.8 to 4.12: Canastra-Vazante, Vazante-Bambuí and Vazante-Paracatu interfaces are well marked in magnetic and gravimetric aspects.

The regional thrust applied to those blocks is also seen on this work. The structure inferred from geophysical data concurs to geologic scenario. The vergence of sedimentary units over cratonic area is also conciliates geophysical and geological models.

The depth of basins is 7404 meters obtained from power spectrum and Matched Filtering analysis. This result is quite similar from depth results obtained in Matos (2016) average depth to basement is 9268 meters. The difference of values indicates the northern block presents shallower depocenters. That means the basement dips northward and is deeper in southern block of External Zone of Brasília Fold Belt and the thin-skinned deformation style is still established in the collisional process.

References

- Almeida, F. D. 1977. O cráton do São Francisco. *Brazilian Journal of Geology*, 7(4): 349-364.
- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B., Fuck, R. A., 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Sci. Rev.*, 17: 1-29.
- Alvarenga C. J. S., Dardenne M.A., Vieira, L. C., Martinho C. T., Guimarães E.M., Santos R. V., Santana R. O. 2012. Estratigrafia da borda ocidental da Bacia do São Francisco. *Boletim de Geociências da PETROBRAS (Impresso)*, 20: 145-164.
- Araújo Filho, J. O. D., 1999. Structural characteristics and tectonic evolution of the Pirineus Syntaxis, central Brazil. Doctoral dissertation, University of Illinois at Urbana-Champaign. 417p.
- Coelho, J. C. C., Martins-Neto, M. A., Marinho, M. S., 2008. Estilos estruturais e evolução tectônica da porção mineira da bacia proterozóica do São Francisco. *Brazilian Journal of Geology*, 38(2), 149-165.

- Costa L. A. M. & Angeiras, A. G. 1971. Geosynclinal Evolution in the Epi-Baikalian Platform of Central Brazil: *Geol. Rund.* 60(2): 1024- 1050.
- Dardenne M. A. 1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Anais do..., Recife, v.2, p.597-610.
- Dardenne, M. A., Freitas-Silva, F. H., Souza, J. D., Campos, J. E. G., 1998. Evolução tectono-sedimentar do Grupo Vazante no contexto da Faixa de Dobramentos Brasília. *SBG, Congr. Bras. Geol*, 40, 26.
- Dardenne M. A., 2000. The Brasília Fold Belt. *In*: U.G. Cordani, E. J. Milani, A. Thomaz Filho & D. A. Campos 2000. Tectonic evolution of South America. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, SBG. p. 231-263.
- Dardenne M. A. & Schobenhau C. 2001. Metalogênese do Brasil. CPRM, Brasília, Editora UnB, 392 p.
- Dentith, M., 1995. Textural filtering of aeromagnetic data. *Exploration Geophysics*, 26(2/3), 209-214.
- Fuck R.A., Pimentel M.M., D'el Rey Silva L. J. H., 1994. Compartimentação tectônica da porção oriental da Província Tocantins. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário Camboriú. Actas..., Florianópolis, SBG, 1994. p. 215-216.
- Hinze, W. J., Von Frese, R. R., & Saad, A. H., 2013. Gravity and magnetic exploration: principles, practices, and applications. Cambridge University Press. 512 p.
- Isles, D. J., & Rankin, L. R., 2013, Geological Interpretation of Aeromagnetic Data. Australia, CSIRO Publishing, 365 p.
- Lacerda Filho, J. V., Geologia e Recursos Minerais do Estado de Goiás e Distrito Federal. Goiânia: CPRM/SMET-GO, 1999. v. 250. 176p.
- Lasa-Engenharia, E. P. S., 2001, Levantamento Aerogeofísico de Minas Gerais. Área 1 – Unaf-Paracatu-Vazante-Codomandel. Rio de Janeiro. Relatório Final do Levantamento e Processamento dos Dados Magnetométricos e Gamaespectométricos, Volume I. 88p.
- Li, X., 2006. Understanding 3D analytic signal amplitude. *Geophysics*, 71(2): L13–L16
- Matos, D. R., 2016. Regime Termal E Tectônica Tipo Thin-Skin Na Zona Externa Da Faixa. Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília – Instituto de Geociências, 104p.
- Monteiro, L. V. S., 1997. Contribuição à Gênese das Mineralizações de Zn da Mina de Vazante, MG. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo – Instituto de Geociências, 88p. <http://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/44/44133/tde-22082013-142638/> acessado em 20/07/2016.
- Monteiro, L. V. S., 2002. Modelamento metalogenético dos depósitos de zinco de Vazante, Fagundes e Ambrósia, associados ao Grupo Vazante, Minas Gerais. Tese de Doutorado,

Universidade de São Paulo – Instituto de Geociências, 106p.
<http://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/44/44133/tde-08062013-111126/> acessado em 21/07/2016.

- Pereira L.F. 1992. Relações tectono-estratigráficas entre as unidades Canastra e Ibiá na região de Coromandel, MG. Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília – Instituto de Geociências, 73p.
- Phillips, J. D., 2001. Designing matched bandpass and azimuthal filters for the separation of potential-field anomalies by source region and source type. ASEG Extended Abstracts, 2001(1), p.1-4.
- Pimentel, M. M., Dardenne, M. A., Fuck, R. A., Viana, M. G., Junges, S. L., Fischel, D. P., Seer, H. J., Dantas, E. L., 2001. Nd isotopes and the provenance of detrital sediments of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol.14 p.571-585.
- Reid, A. B., Allsop, J. M., Granser, H., Millett, A. T., & Somerton, I. W., 1990. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics*, 55(1), 80-91.
- Reis, H. L., & Alkmim, F. F., 2015. Anatomy of a basin-controlled foreland fold-thrust belt curve: The Três Marias salient, São Francisco basin, Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 66, 711-731.
- Roest, W. R., Verhoef, J., Pinklington, M. 1992. Magnetic Interpretation Using the 3D Analytic Signal. *Geophysics*, 57: 116-125.
- Souza, J. D., Kosin, M. D., Heineck, C. A., Lacerda Filho, J. V., Teixeira, L. R., Valente, C. R., Guimarães, J. T., Bento, R. V., Borges, V. P., Santos, R. A., Leite, C. A., Neves, J. P., Oliveira, I. W. B., Carvalho, L. M., Paes, V. J. C., Netto, C., Pereira, L. H. M., 2004. Folha SD.23 – Brasília. In: Schobbenhaus, C., Gonçalves, J. H., Santos, J. O. S., Abram, M. B., Leão Neto, R., Matos, G. M. M., Vidotti, R. M., Ramos, M. A. B., Jesus, J. D. A. (eds.). *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas. Programa Geologia do Brasil. CPRM, Brasília. CD-ROM.*
- Uhlein, A., Fonseca, M. A., Seer, H. J., & Dardenne, M. A., 2012. Tectônica da Faixa de Dobramentos Brasília – Setores Setentrional e Meridional. *Revista Geonomos*, 2(20):1-14
- Urquhart, T., 1988. Decorrugation of enhanced magnetic field maps. In 1988 SEG Annual Meeting. Society of Exploration Geophysicists. 2p.

5. Conclusões

Os dados utilizados neste trabalho mostraram-se adequados e eficientes para que os objetivos da pesquisa fossem alcançados. Incluindo o que já foi exposto de forma detalhada no Artigo (Capítulo 4), os fechos deste trabalho podem ser sinterizados nos seguintes itens:

- As assinaturas magnéticas e gravimétricas mostraram-se variadas entre as bacias dos grupos Canastra, Vazante e Bambuí devido à diferença dos ambientes deposicionais, evidenciando que a colagem entre os blocos ocorreu quando estes já estavam muito consolidados.
- Foram determinadas profundidades das estruturas que limitam os blocos definidos pelos grupos Canastra, Vazante e Bambuí. O contato entre Canastra e Vazante tem 7404 metros de profundidade enquanto o contato entre Vazante e Bambuí é definido por estrutura de 1454 metros.
- A definição de sete domínios estruturais à partir do estudo dos lineamentos magnéticos permitiu identificar diferenças entre os blocos geológicos e algumas características do embasamento.
- Profundidades de fontes de anomalias magnéticas foram estabelecidas utilizando a deconvolução de Euler. A criação de perfis para segmentar as soluções de profundidade auxiliaram na compreensão do comportamento das anomalias verticalmente e na identificação de características geológicas.

Desta maneira, a integração dos dados magnéticos e gravimétricos contribuiu para a compreensão da tectônica e compartimentação dos blocos situados na Zona

Externa da Faixa Brasília. As diferenças das composições, estruturas e evolução das unidades envolvidas tornaram possível a aplicação dos métodos potenciais para o estudo da geologia estrutural.

O embasamento apresenta mergulho no sentido oeste, tendendo a ficar mais raso na zona cratônica e mais profundo próximo ao centro da Província Tocantins. A profundidade do embasamento varia entre 7404 metros a 1454 metros da parte oeste para a parte leste respectivamente.

6. Referências Bibliográficas

- Almeida, F. D. 1977. O cráton do São Francisco. *Brazilian Journal of Geology*, 7(4), 349-364.
- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B., Fuck, R. A., 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Sci. Rev.*, 17: 1-29.
- Alvarenga C. J. S., Dardenne M.A., Vieira, L. C., Martinho C. T., Guimarães E.M., Santos R. V., Santana R. O. 2012. Estratigrafia da borda ocidental da Bacia do São Francisco. *Boletim de Geociências da PETROBRAS (Impresso)*, 20: 145-164.
- Araújo Filho J. O. 1980. *Geology of the Pirineus Mega-Inflection, Goiás, Brazil*. 7 Geowiss. Latinamer Koll. Tageheft, pp. 9-11, Heidelberg. Alemanha
- Araújo Filho, J. O. D., 1999. Structural characteristics and tectonic evolution of the Pirineus Syntaxis, central Brazil. Doctoral dissertation, University of Illinois at Urbana-Champaign. 417p.
- Araújo Filho J. O., 2000. The Pirineus Sintaxis: an Example of the Intersection of Two Brasiliano Fold-Thrust Belts in Central Brazil and Its Implications for the Tectonic Evolution of Western Gondwana. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1): 144-148.
- Arkani Hamed, J., 1988. Remanent magnetization of the oceanic upper mantle. *Geophysical Research Letters*, 15(1),48-51.
- Baranov, V., 1957. A new method for interpretation of aeromagnetic maps: pseudo-gravimetric anomalies. *Geophysics*, 22(2), 359-382.
- Baranov, V., Naudy H., 1964. Numerical Calculation of the Formula of Reduction of the Magnetic Pole: *Geophysics*, 29: 67-79.
- Barbosa, O., 1955. *Guia das Excursões do IX Congresso da Sociedade Brasileiro de Geologia*, Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia.,9 p.
- Barbosa, V. C., & Silva, J. B., 2005. Deconvolução de Euler: passado, presente e futuro-um tutorial. *Revista Brasileira de Geofísica*, 23(3), 243-250.
- Bizzi, L. A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R. M., & Gonçalves, J. H., 2003. *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. CPRM, Brasília. 674p.
- Blum, M. L. B., 1999. *Processamento e interpretação de dados de geofísica aérea no Brasil central e sua aplicação à geologia regional e à prospecção mineral*. Processamento e interpretação de dados de geofísica aérea no Brasil central e sua aplicação à geologia regional e à prospecção mineral. Tese de doutorado. Universidade de Brasília. 229p.
- Brod, J. A., Leonardos, O. H., Meneses, P. R., Almeida, R., Araújo, R. N. J., Blanco, S. B., Santos, P. C. V., 1991. Tectono-estratigrafia da Faixa Brasília na região do Alto Paranaíba. *Simpósio de Geologia do Centro-Oeste*, 3, 155-168.
- Campbell, W. H., 2003. *Introduction to geomagnetic fields*. Cambridge University Press. 340p.
- Carrino, T. A., Souza Filho, C. R., Leite, E. P., 2008. Cartografia do potencial de Au-Pd-Pt e EGP-Cr-Ni na região de Serra Leste (Carajás) utilizando-se a técnica ACP e classificadores hiperspectrais. *Revista Brasileira de Geociências* 38(3): 501-513.
- Castro, P. T. A., 1997. Os conglomerados associados ao Grupo Bambuí na porção sudoeste do Cráton São Francisco: Sedimentologia, estratigrafia e implicações tectônicas. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. 264p.
- Coelho, J. C. C., Martins-Neto, M. A., Marinho, M. S., 2008. Estilos estruturais e evolução tectônica da porção mineira da bacia proterozóica do São Francisco. *Brazilian Journal of Geology*, 38(2), 149-165.

- Cordell, L., & Grauch, V. J. S., 1985. The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps. In *The Utility of Regional Gravity and Magnetic Anomaly Maps*. SEG. pp. 181-197.
- Costa L. A. M., Angeiras A. G., Valença J. G., Stevenazzi V. 1970. Novos conceitos sobre o Grupo Bambuí e sua divisão em tectonogrupo. Rio de Janeiro. Brasil, Boletim de Geologia do Instituto de Geociências No.5: 3-34.
- Costa L. A. M. & Angeiras, A. G. 1971. Geosynclinal Evolution in the Epi-Baikalian Platform of Central Brazil: *Geol. Rund.* 60(2): 1024- 1050.
- Cowan, D. R., & Cowan, S., 1993. Separation filtering applied to aeromagnetic data. *Exploration Geophysics*, 24(3/4): 429-436.
- Curto, J. B., 2015. O lineamento Transbrasiliiano na Bacia do Paraná: compartimentação crustal do embasamento e reativações fanerozóicas. Tese de Doutorado, Universidade de Brasília – Instituto de Geociências, 181p.
- Dardenne, M. A., Faria, A., & Andrade, G. F., 1976. Occurrence de stromatolites columnaires dans le Groupe Bambuí (Goiás, Brésil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 48(3): 555-566.
- Dardenne M. A. 1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 30, Anais do..., Recife, v.2, p.597-610
- Dardenne M. A. 1979. Les minéralisations de plomb, zinc, fluor du Protérozoïque Supérieur dans le Brésil Central. Thèse de Doctorat d'État, Université de Paris VI, 251p.
- Dardenne, M. A., Freitas-Silva, F. H., Souza, J. D., Campos, J. E. G., 1998. Evolução tectono-sedimentar do Grupo Vazante no contexto da Faixa de Dobramentos Brasília. *SBG, Congr. Bras. Geol*, 40, 26p.
- Dardenne M. A., 2000. The Brasília Fold Belt. *In: U.G. Cordani, E. J. Milani, A. Thomaz Filho & D. A. Campos 2000. Tectonic evolution of South America. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, SBG. p. 231-263.*
- Dardenne M. A. & Schobenhau C. 2001. *Metalogênese do Brasil*. CPRM, Brasília, Editora UnB, 392 p.
- D'el-Rey Silva, L. J. H., Oliveira., I. J., Pohren, C. B., Tanizaki, M. L. N., Carneiro, R. C., Fernandes., G. L de F., Aragão, P. E., 2011. Coeval perpendicular shortenings in the Brasília belt: Collision of irregular plate margins leading to oroclinal bending in the Neoproterozoic of central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol.32 (2011) p.1-13.
- Dentith, M., 1995. Textural filtering of aeromagnetic data. *Exploration Geophysics*, 26(2/3), 209-214.
- Ferreira, F. J. F., de Souza, J., de Barros, A., Bongiollo, S., de Castro, L. G., Romeiro, M. A. T., 2010. Realce do gradiente horizontal total de anomalias magnéticas usando a inclinação do sinal analítico. Parte I- Aplicação a dados sintéticos. *In IV Simpósio Brasileiro de Geofísica*.
- Fonseca M. A., 1996. Estilos Estruturais e Arcabouço Tectônico do Segmento Setentrional da Faixa Brasília. Tese de Doutorado, Universidade de Brasília – Instituto de Geociências, 165p.
- Fuck R.A., Pimentel M.M., D'el Rey Silva L. J. H., 1994. Compartimentação tectônica da porção oriental da Província Tocantins. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 38, Balneário Camboriú. Actas..., Florianópolis, SBG, 1994. p. 215-216.
- Geosoft. 2003. Technical Notes. Microlevelling Using FFT Decorrugation. Geosoft Inc., Toronto (ON) Canada. Disponível em: www.geosoft.com. Acessado em 20/02/2015.
- Guimarães, E. M., 1997. Estudos da Proveniência e Diagênese em Ênfase na Caracterização dos Filossilicatos dos grupos Paranoá e Bambuí, na Região de Bezerra-Cabeceiras (GO). Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. 269p.
- Gunn, P. J., Maidment, D., Milligan, P. R., 1997. Interpretation Aeromagnetic Data in Areas of Limited Outcrop. *AGSO, Journal of Australian Geology and Geophysics.*, 17: 175-186
- Heineck, C. A., Vieira, V. S., Drumond, J. B. V., Leite, C. A. L., Lacerda Filho, J. V., Valente, C. R., Lopes, R. C., Malouf, R. F., Oliveira, I. W. B., Oliveira, C. C., Sachs, L. L. B., Paes, V. J. C., Junqueira, P. A., Netto, C., 2004. Folha SE.23 - Belo Horizonte. *In: Schobbenhaus, C., Gonçalves, J. H., Santos, J. O. S., Abram, M. B., Leão Neto, R., Matos, G. M. M., Vidotti, R. M., Ramos, M. A. B., Jesus, J. D. A.,*

- (eds). Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas. Programa Geologia do Brasil. CPRM, Brasília. CD-ROM
- Hinze, W. J., Von Frese, R. R., & Saad, A. H., 2013. Gravity and magnetic exploration: principles, practices, and applications. Cambridge University Press. 512p.
- Isles, D. J., & Rankin, L. R., 2013, Geological Interpretation of Aeromagnetic Data. Australia, *CSIRO Publishing*, 365 p.
- Lacerda Filho, J. V., Geologia e Recursos Minerais do Estado de Goiás e Distrito Federal. Goiânia: CPRM/SMET-GO, 1999. v. 250. 176p.
- LaFehr, T. R., 1991. Standardization in gravity reduction. *Geophysics*, 56(8), 1170-1178.
- Lasa-Engenharia, E. P. S., 2001, Levantamento Aerogeofísico de Minas Gerais. Área 1 – Unaí-Paracatu-Vazante-Codomandel. Rio de Janeiro. Relatório Final do Levantamento e Processamento dos Dados Magnetométricos e Gamaespectométricos, Volume I. 88p.
- Li, Y., & Oldenburg, D. W., 1996. 3-D inversion of magnetic data. *Geophysics*, 61(2), 394-408.
- Li, X., 2006. Understanding 3D analytic signal amplitude. *Geophysics*, 71(2): L13–L16
- Luiz, J. G. & Silva, L. M. C., 1995. Geofísica de Prospecção. Ed. Cejup e Universitária UFPA, Belém, 311p.
- Luyendyk, A. P. J., 1997. Processing of airborne magnetic data. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, 17: 31-38.
- Marini, O. J., Fuck, R. A., Danni, J. C., & Dardenne, M. A., 1981. A evolução geotectônica da Faixa Brasília e do seu embasamento. *SBG, Simp. sobre o Cráton do São Francisco e Suas Faixas Marginais*, 1, 100-113.
- Miller, H. G., & Singh, V., 1994. Potential field tilt—a new concept for location of potential field sources. *Journal of Applied Geophysics*, 32(2): 213-217.
- Minty, B. R. S., 1991. Simple micro-levelling for aeromagnetic data. *Exploration Geophysics*, 22(4): 591-592.
- Matos, D. R., 2016. Structural Geology of a Neoproterozoic Thin Skin thrust foreland system in Central Brazil: Depth of sources based on Airborne Survey and field relationships. 44p.
- Monico, J. F. G., 2000. Posicionamento por ponto de alta precisão utilizando o GPS: uma solução para a geodinâmica. *Revista Brasileira de Geofísica*, 18(1): 39-48.
- Monteiro, L. V. S., 1997. Contribuição à Gênese das Mineralizações de Zn da Mina de Vazante, MG. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo – Instituto de Geociências, 88p. <http://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/44/44133/tde-22082013-142638/> acessado em 20/07/2016.
- Monteiro, L. V. S., 2002. Modelamento metalogenético dos depósitos de zinco de Vazante, Fagundes e Ambrósia, associados ao Grupo Vazante, Minas Gerais. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo – Instituto de Geociências, 106p. <http://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/44/44133/tde-08062013-111126/> acessado em 21/07/2016.
- Moore S. L., 1956. Zinc and copper mineralization of the Vazante area, Minas Gerais, Brazil; 23p;. Aug., 1956. Geological Survey Libraries. Denver Federal Center. Denver. Colorado.
- Moritz, H., 1980. Geodetic reference system 1980. *Journal of Geodesy*, 54(3), 395-405.
- 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.
- Nabighian, M. N., 1974. Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section. *Geophysics*, 39(1): 85-92.
- Nabighian, M. N., Ander, M. E., Grauch, V. J. S., Hansen, R. O., LaFehr, T. R., Li, Y., Pearson, W. C., Peirce, J. W., Phillips, J. D., Ruder, M. E., 2005a. The Historical Development of The Gravity Method in Exploration. *Geophysics*, 70 (6): 33ND-61ND.
- Nabighian, M. N., Grauch. V. J. S., Hansen, R. O., LaFehr, T. R., Li, Y., Peirce., J. W., Phillips, J. D., Ruder,

- M. E. 2005b. The Historical Development of The Magnetic Method in Exploration. *Geophysics*, 70(6): P.33ND-61ND.
- Paula-Santos, G. M., Babinski, M., Kuchenbecker, M., Caetano-Filho, S., Trindade, R. I., Pedrosa-Soares, A. C., 2015. New Evidence of an Ediacaran Age for the Bambuí Group in Southern São Francisco craton (eastern Brazil) from zircon U-Pb data and isotope chemostratigraphy. *Gondwana Res.* 28 (2), 702/720.
- Pereira L.F. 1992. Relações tectono-estratigráficas entre as unidades Canastra e Ibiá na região de Coromandel, MG. Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília – Instituto de Geociências, 73p.
- Phillips, J. D., 2001. Designing matched bandpass and azimuthal filters for the separation of potential-field anomalies by source region and source type. *ASEG Extended Abstracts*, 2001(1), 1-4.
- Pimentel, M. M., & Fuck, R. A., 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, 20(4), 375-379.
- Pimentel, M. M., Fuck, R. A., Fischel, D. P., 1999. Estudo Isotópico Sm-Nd Regional da Porção Central da Faixa Brasília. Goiás: Implicações Para Idade e Origem dos Granulitos do Complexo Anápolis-Itaçu e Rochas Metassedimentares do Grupo Araxá. *Revista Brasileira de Geociências*. Volume 29. No.2. 6p.
- Pimentel, M. M., Dardenne, M. A., Fuck, R. A., Viana, M. G., Junges, S. L., Fischel, D. P., Seer, H. J., Dantas, E. L., 2001. Nd isotopes and the provenance of detrital sediments of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol.14 p.571-585.
- Reeves, C., 2005. *Aeromagnetic surveys: principles, practice and interpretation*. Published by Geosoft, 155.
- Reid A. B., Allsop J. M., Granser H., Millett A. J., Somerton I. W., 1990. Magnetical interpretation in three dimensions using Euler deconvolution, *Geophysics*, 55(1):80-91.
- Reid, A. B., Allsop, J. M., Granser, H., Millett, A. T., & Somerton, I. W., 1990. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics*, 55(1), 80-91.
- Reid, A. B., Ebbing, J., & Webb, S. J., 2014. Avoidable Euler Errors—the use and abuse of Euler deconvolution applied to potential fields. *Geophysical Prospecting*, 62(5), 1162-1168.
- Reis, H. L., & Alkmim, F. F., 2015. Anatomy of a basin-controlled foreland fold-thrust belt curve: The Três Marias salient, São Francisco basin, Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 66, 711-731.
- Rodrigues, J. B., 2008. Proveniência de Sedimentos dos Grupos Canastra, Ibiá, Vazante e Bambuí – Um Estudo de Zircões Detríticos e Idades Modelo Sm-Nd. Tese de Doutorado, Universidade de Brasília – Instituto de Geociências, 165p.
- Roest, W. R., Verhoef, J., Pinklington, M. 1992. Magnetic Interpretation Using the 3D Analytic Signal; *Geophysics*, 57: 116-125
- Salem, A., Williams, S., Fairhead, J. D., Ravat, D., & Smith, R., 2007. Tilt-depth method: A simple depth estimation method using first-order magnetic derivatives. *The Leading Edge*, 26(12), 1502-1505.
- Schobbenhaus, C., Campos D. A., Derze D. E., Asmus H.E. 1984. Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente Incluindo Depósitos Minerais. DNPM/MME, Brasília. 128p.
- Schobbenhaus, C., Brito Neves, B. B., 2003. A Geologia do Brasil no Contexto da Plataforma Sul-Americana. *Geologia Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 2003. Brasília. 692p.
- Seer, H. J., 1999. Evolução tectônica dos grupos Araxá, Ibiá e Canastra na Sinforma de Araxá, Araxá, Minas Gerais. Tese de Doutorado, Insituto de Geociências, UnB, 268p.
- Sheinker, A., Shkalim, A., Salomonski, N., Ginzburg, B., Frumkis, L., & Kaplan, B. Z., 2007. Processing of a scalar magnetometer signal contaminated by $1/f$ α noise. *Sensors and Actuators A: Physical*, 138(1), 105-111.
- Souza, J. D., Kosin, M. D., Heineck, C. A., Lacerda Filho, J. V., Teixeira, L. R., Valente, C. R., Guimarães, J. T., Bento, R. V., Borges, V. P., Santos, R. A., Leite, C. A., Neves, J. P., Oliveira, I. W. B., Carvalho, L. M., Paes, V. J. C., Netto, C., Pereira, L. H. M., 2004. Folha SD.23 – Brasília. In: Schobbenhaus, C.,

- Gonçalves, J. H., Santos, J. O. S., Abram, M. B., Leão Neto, R., Matos, G. M. M., Vidotti, R. M., Ramos, M. A. B., Jesus, J. D. A. (eds.). Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas. Programa Geologia do Brasil. CPRM, Brasília. CD-ROM.
- Spector, A. & Grant, F. S., 1970. Statistical Models for Interpreting Aeromagnetic Data, *Geophysics*, 35: 293-302
- Streider A., 1993. Deformação e Metamorfismo na Região de Santa Cruz de Goiás: Correlação Tectono-Estratigráfica e Evolução Tectônica Regional. Tese de Doutorado, Universidade de Brasília – Instituto de Geociências. 258p.
- Syberg, F. J. R., 1972. A fourier method for the regional- residual problem of potential fields. *Geophysical Prospecting*, 20(1): 47-75.
- Talwani, M., Worzel, J. L., & 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.
- Talwani, M., & Heirtzler, J. R., 1964. Computation of magnetic anomalies caused by two dimensional structures of arbitrary shape.
- Teixeira, N., 1996. Assoalho Oceânico no complexo Ultramáfico do quatiपुरu (PA). Implicações tectônicas para a Faixa Móvel Araguaia: in. In Congresso Brasileiro de Geologia (Vol. 39, pp. 117-120).
- Telford, W., Geldart, L., Sheriff, R., and Keys, D., 1976. *Applied Geophysics*, Cambridge. University Press, New York. 760p.
- Uhlein, A., Fonseca, M. A., Seer, H. J., & Dardenne, M. A., 2012. Tectônica da Faixa de Dobramentos Brasília – Setores Setentrional e Meridional. *Revista Geonomos*, 2(20), 1-14.
- Urquhart, T., 1988. Decorrugation of enhanced magnetic field maps. In 1988 SEG Annual Meeting. Society of Exploration Geophysicists. 2p.
- Valeriano, C. M., Dardenne, M. A., Fonseca, M. A., Simões, L. S. A., Seer, H. J., 2004. A Evolução Tectônica da Faixa Brasília. In: *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C. D. R., Brito Neves, B. B. (Ed.) Ed. Beca. 757-592
- Verduzco, B., Fairhead, J. D., Green, C. M., MacKenzie, C., 2004. New insights into magnetic derivatives for structural mapping. *The Leading Edge*, 23(2): 116-119.