

Interpretação Gravimétrica e
Magnética da Estrutura Crustal
Entre a Província Borborema
Meridional Oeste e o Norte do
Cráton São Francisco

VINICIUS ARIMATEIA RIBEIRO OLIVEIRA

SALVADOR – BAHIA
SETEMBRO – 2022

**Interpretação Gravimétrica e Magnética da Estrutura Crustal
Entre a Província Borborema Meridional Oeste e o Norte do
Cráton São Francisco**

por

VINICIUS ARIMATEIA RIBEIRO OLIVEIRA

Orientadora: Prof^a. Dr^a. Alanna Costa Dutra

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Submetida em satisfação parcial dos requisitos ao grau de

MESTRE EM CIÊNCIAS

EM

GEOFÍSICA

à

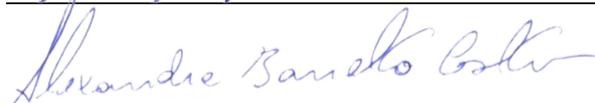
Câmara de Ensino de Pós-Graduação e Pesquisa

da

Universidade Federal da Bahia







Comissão Examinadora

Prof^a. Dr^a. Alanna Costa Dutra

Prof. Dr. David Lopes de Castro

Prof. Dr. Alexandre Barreto Costa

Aprovada em 01 de Setembro de 2022

A presente pesquisa foi desenvolvida no Centro de Pesquisa em Geofísica e Geologia da UFBA, com recursos próprios da CNPq

Q999 , Vinicius Arimateia Ribeiro Oliveira,

Interpretação Gravimétrica e Magnética da Estrutura Crustal Entre a Província Borborema Meridional Oeste e o Norte do Cráton São Francisco / Vinicius Arimateia Ribeiro Oliveira . — Salvador, 2022.

48 f.: il., mapas, fotos.

Orientadora: Prof^a. Dr^a. Alanna Costa Dutra

Dissertação (Mestrado) - Pós-Graduação em Geofísica. Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia, 2022.

1. Bahia - Geofísica. I. Título.

911.6(813.8)(043)

Dedicado ao meu pai Aloísio, a
minha mãe Rita e minha irmã Luzia

"Você é uma peça essencial do quebra-cabeça da humanidade. "

Resumo

A área de transição entre a Província Borborema Meridional Oeste e o Norte do Cráton São Francisco passou por grandes eventos tectônicos na Era Neoproterozoica e sua história tectônica ainda não está completamente esclarecida devido à insuficiência de estudos geotectônicos e geofísicos. Este trabalho tem como objetivo investigar os principais limites dos blocos crustais entre nesta região. A fim de alcançar os objetivos definidos fez-se o uso de dados geofísicos do tipo gravimétrico, magnético, anomalia de geóide e elevação. As extensões laterais foram determinadas através de transformações no campo magnético anômalo, enquanto as profundidades das fontes foram calculadas pelo método An-Euler e por integração de dados de anomalia de geóide e elevação. As profundidades das fontes foram divididas entre três principais camadas dentro da crosta: a) da superfície até 1 km; b) entre 1 e 5 km e c) superiores a 5 km, as fontes possuem índice estrutural variando de 1 a 3 e estão presentes tanto no Cráton São Francisco como na parte transversal da Província Borborema e a oeste do Cinturão Sergipano. Os resultados da espessura crustal mostraram um afinamento crustal no Cinturão Riacho do Pontal com 37,25 km em relação ao norte do Cráton São Francisco, com valores variando de 41,6 km, esses resultados estão em conformidade com dados sísmicos encontrados na literatura. Esses resultados da Moho foram utilizados como informação, a priori, na modelagem direta crustal 3D para obter a distribuição de contraste de densidade em subsuperfície. Os mapas geofísicos revelam estruturas geológicas marcadas por lineamentos com direção preferencial NE-SW, condizentes com as feições oriundas do evento colisional orogênico Brasileiro, além do limite de contato entre o cráton e a Província Borborema Meridional, assim como o limite entre os domínios Pernambuco-Alagoas e o Cinturão: Sergipano e o Riacho do Pontal. A zona de sutura foi identificada a partir de altas assinaturas magnéticas.

Palavras-chave: Dados Magnéticos, Modelagem 3D da Gravidade, Estrutura Crustal, Estrutura Tectônica.

Abstract

The Southern Borborema Province and the Northern São Francisco Craton experienced major tectonic events in the Neoproterozoic Era and their tectonic history is still not completely clarified due to insufficient geotectonic and geophysical studies. This work aims investigating the main boundaries of the crustal blocks between the Southern Borborema Province and the Northern São Francisco Craton for the reconstruction of the tectonic history of this area. Gravimetric, magnetic, geoid anomaly and elevation data were used to accomplish the objectives. The lateral extensions of the sources were determined through magnetic field transformations and the depths were estimated by integrating geoid anomaly and topography data as well as by An-Euler method. The obtained source depths of less than 1 km and more than 5 km with structural index 1 to 3 are present in the São Francisco Craton as in the Borborema cross section and west of the Sergipano belt. The obtained crustal thickness shows a crustal thinning in the Riacho do Pontal belt with 37.25 km in relation to the north of the São Francisco Craton, with values ranging from 41.6 km, these results are in accordance with seismic data. These results were used as a priori information, in the direct crustal 3D modeling to obtain the density contrast distribution in the subsurface. The lithosphere-asthenosphere interface (LAB) results revealed culminating values in the north of the craton reaching 216.0 km. In relation to the Pernambuco-Alagoas domains and the Sergipe belt, LAB values reach 203.0 to 207.0 km thick. The results of the interpreted geophysical maps reveal geological structures marked by lineaments with preferential direction NE-SW, consistent with the features originating from the Brasiliano orogenic event, as well as the contact boundary between the craton and the Borborema Meridional Province, and the boundary between the Pernambuco-Alagoas domains and the belt: Sergipano and Riacho do Pontal. The suture zone was identified from high magnetic signatures.

Key words: Magnetic Data, 3D Gravity Modeling, Crustal Structure, Tectonic Framework.

Índice

Resumo	5
Abstract	6
Índice	7
Índice de Figuras	9
1 INTRODUÇÃO	11
2 CONTEXTO GEOLÓGICO	13
2.1 Província Borborema Meridional	14
2.1.1 Cinturão Riacho do Pontal	15
2.1.2 Domínio Pernambuco-Alagoas	18
2.1.3 Cinturão de Dobramento Sergipano	19
2.2 Norte do Cráton São Francisco	21
3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	23
3.1 Método Magnético	23
3.1.1 Detecção das Bordas das Fontes Magnéticas	26
3.1.2 Estimativa de Profundidade: Deconvolução An-Euler	29
3.2 Método Gravimétrico	31
3.2.1 O Potencial Gravitacional	33
3.2.2 Anomalia de Geóide e elevação: Estimativa da Moho e do Limite Litosfera-Asthenosfera	35
3.3 Modelagem Gravimétrica 3D	39
4 METODOLOGIA	43
4.1 Processamento dos Dados Magnéticos e Gravimétricos	47
4.1.1 Transformações: Campos Potenciais	49
4.2 Parâmetros para Modelagem Direta 2D	53

5	RESULTADOS E DISCUSSÃO	55
5.1	Interpretação dos Dados Magnéticos	55
5.2	Interpretação dos Dados Gravimétricos	67
5.3	Modelagem Gravimétrica 3D	69
5.4	Discussão	81
6	CONCLUSÕES	89
	Agradecimentos	91
	Referências Bibliográficas	93
	Anexo I	104

Índice de Figuras

2.1	Localização da área de estudo abrangendo os estados brasileiros.	14
2.2	Mapa geológico simplificado dos domínios geotectônicos da Província Borborema e do Cráton São Francisco.	15
2.3	Ilustração tectônica do Orógeno Riacho do Pontal (Caxito et al., 2016). . .	16
2.4	Ilustração do Cráton do São Francisco, (Heilbron et al., 2017).	22
3.1	Representação esquemática do método gravimétrico.	32
	36figure.caption.20	
3.3	Representação esquemática do modelo inicial.	40
3.4	Ilustração do modelo de poliedros quadriculados.	42
4.1	Mapa de localização dos projetos aerogeofísicos.	44
4.2	Mapa de Anomalia do Campo Magnético Anômalo (CMA).	45
4.3	Mapa de Anomalia Bouguer.	46
4.4	Mapa de elevação da área estudada.	47
4.5	Mapa de Anomalia do Geóide referente à área estudada.	47
4.6	Sequências percorridas no processamento de dados.	48
4.7	Espectro radial de potência para definição de ponto de corte e filtragem de dados de topografia.	52
4.8	Mapa da topografia filtrado por low-pass do filtro gaussiano, com $k = 0,013$	53
5.1	Anomalia magnética filtrada com continuação para cima a: (a) 0,266 km e (b) 0,760 km.	56
5.2	Estruturas magnéticas interpretadas a partir dos mapas da Derivada Vertical (DZ) com continuação ascendente do campo magnético anômalo e seus respectivos diagramas de rosetas correspondente aos lineamentos extraídos: (a) 0,266 km e (b) 0,760 km.	58

5.3	Estruturas magnéticas interpretadas a partir do mapa da Inclinação do Sinal Analítico (ISA) para diferentes continuações do campo magnético anômalo e seus respectivos diagramas de rosetas correspondentes aos lineamentos extraídos: (a) 0,266 km e (b) 0,760 km.	59
5.4	Mapa de detecção de borda pelo método Gradiente Horizontal Total(GHT) com continuação ascendente: (a) 0,266 km e (b) 0,760 km.	60
5.5	Mapa da Amplitude do Sinal Analítico a partir do campo magnético com continuação: (a) 0,266 km e b) 0,760 km.	61
5.6	Mapa do GHT-ISA a partir do campo magnético com continuação: (a) 0,266 km e b) 0,760 km.	63
5.8	Janelamentos em difentes domínios geotectônicos no mapa ASA.	64
5.7	Mapa do Sinal Analítico da Inclinação do Sinal Analítico (ASTA) a partir do campo magnético com continuação: (a) 0,266 km e b) 0,760 km.	65
5.9	Soluções de AN-Euler com a profundidade de topo e índice estrutural das fontes: (a) ASA continuado a: 0,260 km e (b) ASA continuado a: 0,760 km .	67
5.10	Anomalia gravimétrica filtrada (filtro de continuação para cima): (a) 5,53 km e (b) 8,35 km	68
5.11	Mapa das profundidades da interface crosta-manto. Em preto as unidades geotectônicas e vermelho a zona de sutura	71
5.12	Mapa das profundidades do limite Litosfera-Astenosfera. Em preto as unidades geotectônicas	72
5.13	Mapa da distribuição média de densidade no manto litosférico. Em preto as unidades geotectônicas	74
5.14	Mapa de Anomalia Gravimétrica com os respectivos perfis utilizados na construção da modelagem.	75
5.15	Profundidades da interface crosta-manto ao longo dos perfis.	75
5.16	Modelo de contraste de densidade do perfil 1.	77
5.17	Modelo de contraste de densidade do perfil 2.	78
5.18	Modelo de contraste de densidade do perfil 3.	79
5.22	Modelos de contraste de densidade do perfil 7.	79
5.19	Modelo de contraste de densidade do perfil 4.	80
5.23	Modelo crustal 3D.	80
5.20	Modelo de contraste de densidade do perfil 5.	81
5.21	Modelo de contraste de densidade do perfil 6.	82
5.24	Mapa Geológico com interpretações Geofísicas.	88

1

INTRODUÇÃO

A Província Borborema está localizada na porção nordeste do Brasil e representa um importante conjunto geológico afetado por grandes eventos tectônicos, ocorridos entre diferentes blocos crustais. Sua história tectônica ainda não é completamente esclarecida, devido à insuficiência de estudos geotectônicos. Dessa forma, a demarcação dos limites entre estes blocos crustais ainda se dá de forma controversa, bem como a sua origem, geometria em profundidade e limite crustal, a exemplo, os limites entre o norte do Cráton São Francisco e a porção oeste da Província Borborema Meridional. Para isto, foi necessário definir a variação de densidade e susceptibilidade magnética da crosta, estimar profundidade do topo de fontes, detectar bordas de corpos anômalos, delimitar lineamentos e correlacionar com outras informações geofísicas a partir dos métodos potenciais, já que estes métodos possuem amplo recobrimento espacial e baixos custos comparados com outros métodos geofísicos, a exemplo, sísmico.

Nesse âmbito, a Província Borborema, assim como o Cráton São Francisco, denota de uma grande complexidade estrutural, com deformações de grande magnitude e excessivos eventos magmáticos em decorrência da compartimentação geotectônica na fase colisional e pós-colisional da Orogenia Brasileiro/Pan-Africana. Esses eventos foram certificados na Província Borborema Meridional por Caxito, Uhlein, Dantas, Stevenson, Salgado, Dussin e da Nóbrega Sial (2014, 2016,2017,2020), mensurando eventos tectônicos e constatando um ciclo completo de Wilson na Faixa Riacho do Pontal. Como também Ganade de Araujo et al. (2014), que destacam dois episódios de colisão Neoproterozóica para desenvolvimento da Província Borborema.

Buscando um esclarecimento para essa ocorrência, alguns importantes trabalhos da ge-

ofísica destinam-se à Província Borborema, dentre eles, Oliveira (1998, 2008) e Oliveira e Medeiros (2018), em que faz utilização de dados gravimétricos e magnéticos para construção de modelos da estrutura crustal fazendo interpretações de contrastes laterais de densidade e magnetização, assim como estimativa de parâmetros elásticos com intuito de buscar as causas para soerguimento da Província Borborema. Por outro lado, Junior (2015) concebeu um modelo geodinâmico 2D para Rifte de Jaibaras na porção setentrional da Província Borborema. De certa forma, os trabalhos mencionados tiveram como propósito confeccionar um modelo crustal bidimensional para a Província Borborema.

Desse modo, diante da insuficiência de estudos geotectônicos para sua demarcação, o presente trabalho pretendeu remapear os principais limites dos blocos crustais da porção Borborema Meridional oeste e o Norte do Cráton São Francisco com base em estudos geofísicos e a partir da aplicação de dados: gravimétrico e magnético, como ferramenta indireta, possibilitando assim reconhecendo as assinaturas geofísicas de blocos crustais, estruturas do Neoproterozoico e obter uma concepção dos processos de evolução da litosfera. Além disso, o presente trabalho construiu um modelo de contraste de densidade em subsuperfície entre a Província Borborema Meridional oeste e o norte do Cráton São Francisco.

Para isso, o estudo apresentado utilizou dados gravimétricos e aeromagnéticos pré-existentes, empregando os resultados do processamento e interpretações em uma modelagem gravimétrica tridimensional. Sendo assim, o vigente trabalho estimou a profundidade do topo das principais fontes, localizando e detectando as bordas de corpos anômalos em subsuperfície; delimitou lineamentos/zonas de cisalhamento a partir do gradiente horizontal, além disso, definiu a variação de contraste de densidade da crosta em subsuperfície.

Importa referir que esta pesquisa faz parte das exigências curriculares para completar o curso de mestrado em geofísica aplicada na Universidade Federal da Bahia, a referida, está organizada nos capítulos, a saber:

- Capítulo II: Contexto Geológico;
- Capítulo III: Fundamentação Teórica;
- Capítulo IV: Metodologia;
- Capítulo V: Resultados e Discussões;
- Capítulo VI: Conclusões.

2

CONTEXTO GEOLÓGICO

A área estudada está localizada no nordeste do Brasil, abrangendo uma área de cerca de 380.000 km², tendo seus principais domínios tectônicos localizados nos estados de Sergipe, Alagoas e parte de Pernambuco (figura 2.1) e limitada pelo paleocontinente São Francisco (CSF) e a Província da Parnaíba (BP) (figura 2.2) (De Almeida et al., 1981). Suas coordenadas geográficas estão entre -43^o e -37^o de longitude, -11^o e -6^o de latitude.

Esses domínios se relacionam no sistema Orogênico entre a América do Sul oriental e a África ocidental durante o desenvolvimento do supercontinente Gondwana. Essa participação resultou em uma região de importantes zonas de cisalhamento e atividades magmáticas atuantes denominado de Província Borborema.

A Província Borborema pode ser subdividida em três grandes domínios tectônicos: Norte, Transversal (central) e Meridional. A Subprovíncia Transversal está delimitada pelas zonas de cisalhamento de Patos e de Pernambuco. A Meridional situa-se em contato com Cráton São Francisco (CSF) formado pelo cinturão orogênico: Sergipano (CS), Riacho do Pontal (RPO) e o terreno Pernambuco-Alagoas (PEAL)(figura 2.2) (Brito Neves et al., 2000; Medeiros, 2004; Caxito et al., 2017; Lima, 2018).

A Subprovíncia Meridional tem uma evolução geológica instituída pela convergência dos principais blocos, dentre eles, o Cráton Amazônico, São Francisco-Congo e São Luís-Oeste África durante a Orogenia Brasileira/Pan-africana no período do Neoproterozoico. A evolução geológica desta província é marcada por ciclos tectônicos completos, envolvendo rifteamento crustal, abertura e fechamento de oceanos, instalação de zonas de subducção e colisão continental (Brito Neves et al., 2000; Medeiros, 2004; Ganade de Araujo et al., 2014; Lima, 2018).

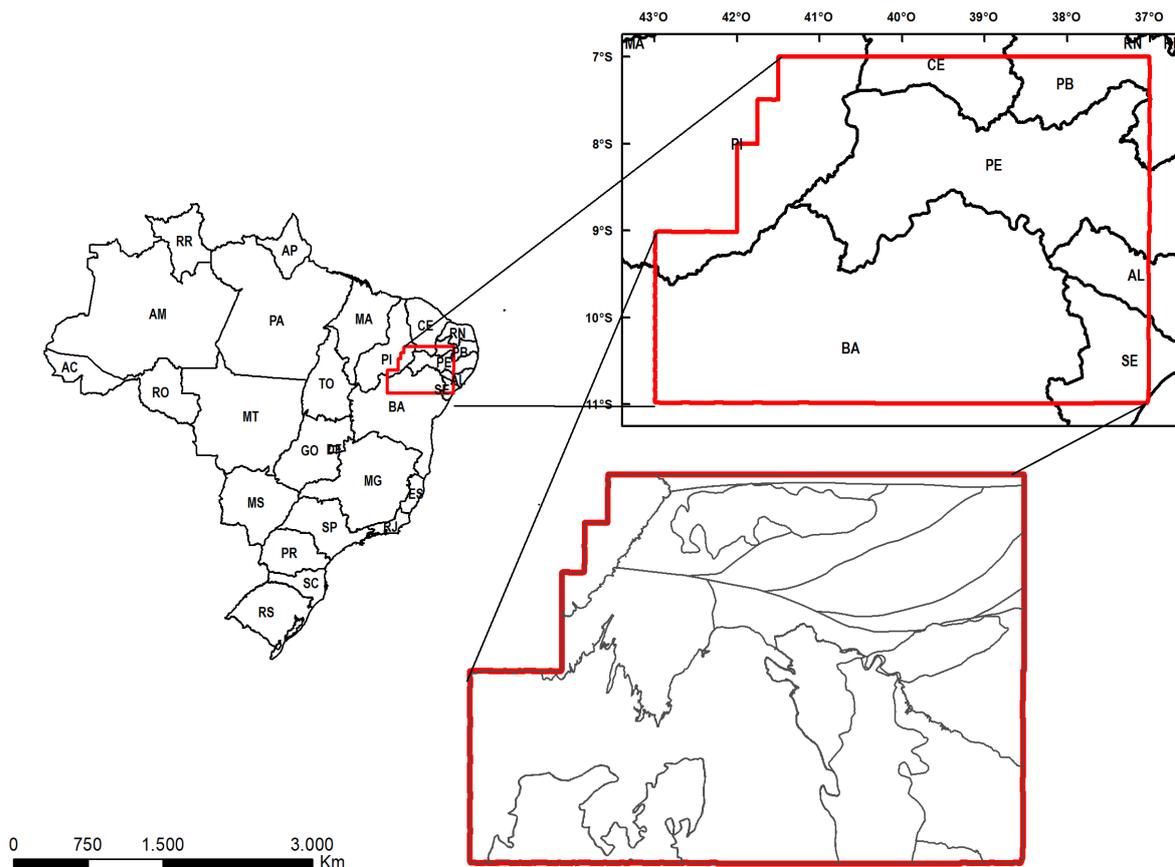


Figura 2.1: Localização da área de estudo abrangendo os estados brasileiros.

Neste capítulo, apresenta-se uma síntese do contexto geológico referente à área de estudo, fundamentado em publicações anteriores. Além disso, um resumo das principais características geológicas e geotectônicas relevantes para atender o objetivo deste trabalho.

2.1 Província Borborema Meridional

A Subprovíncia Meridional está localizada nos estados da Bahia(BA), Piauí(PI) e Pernambuco(PE). Está parcialmente encoberta, a noroeste, pela Bacia do Parnaíba (BP), limitada ao norte pela zona de cisalhamento Pernambuco (Z.C.Pernambuco) e ao sul com Cráton São Francisco, englobando o Cinturão Riacho do Pontal (RPO), Terreno Pernambuco-Alagoas (PEAL) e o Cinturão Sergipano (CS), conforme a figura 2.2. (Oliveira, 1998; Brito Neves et al., 2000; Santos et al., 2000; Oliveira, 2008; Lima, 2018). A leste da Subprovíncia Meridional apresentam-se os domínios geotectônicos que constituem o embasamento da Bacia Sergipe-Alagoas: Estância, Canudos-Vaza-Barris, Macururé, Rio Coruripe que fazem parte da Cinturão Sergipano e do domínio Pernambuco-Alagoas; ao Sul encontra-se o domínio Salvador-Esplanada-Boquim (SB) pertencente ao Cráton São Francisco (Santos

et al., 2000).

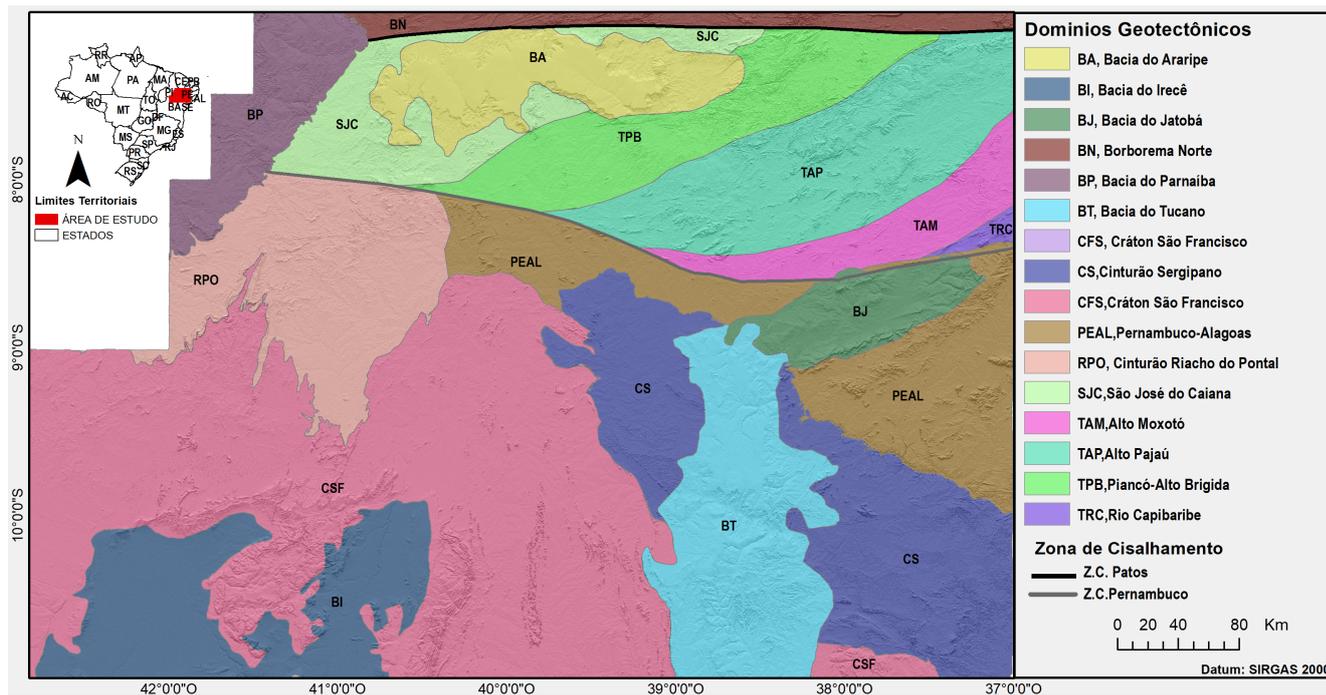


Figura 2.2: Mapa geológico simplificado dos domínios geotectônicos da Província Borborema e do Cráton São Francisco.

2.1.1 Cinturão Riacho do Pontal

O Orógeno Riacho do Pontal é parte da aglutinação Brasiliano/Pan Africano conhecido como Gondwana Ocidental. Essa região é crucial para o entendimento desse evento que marcou o envolvimento entre dois blocos, São Francisco e Congo. De acordo com Caxito et al. (2016) esse Orógeno é marcado por cinco estágios de evolução geodinâmica e que, ao ser comprovado na Província Borborema, é interpretado como Ciclo de Wilson completo, conforme a figura 2.3.

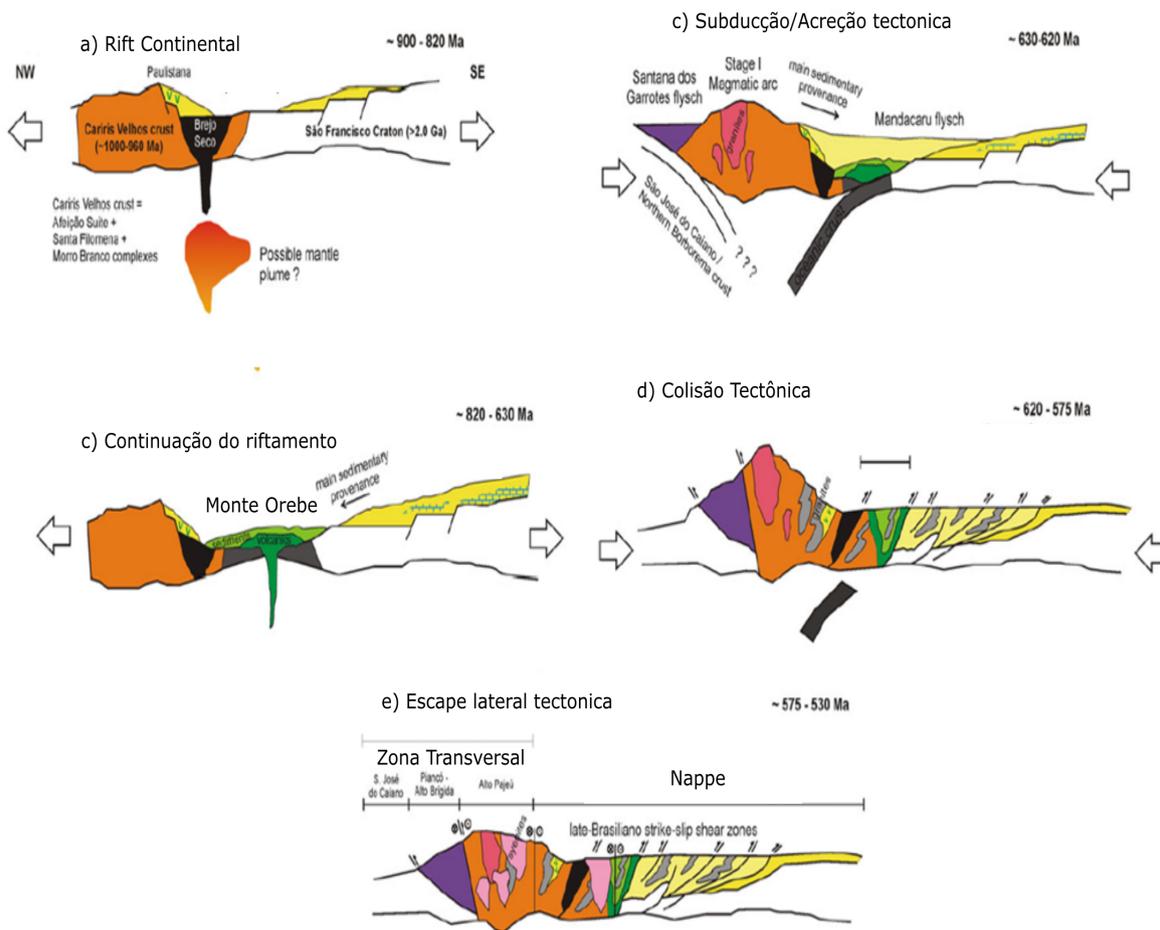


Figura 2.3: Ilustração tectônica do Orógeno Riacho do Pontal (Caxito et al., 2016).

O Cinturão Riacho do Pontal possui características sedimentares, metamórficas e aspectos estruturais, podendo ser subdividido em três zonas: Interna, Central e Externa. Na parte Interna, mais ao norte, constituem-se o Complexo Paulistana, Complexo Santa Filomena, Morro Branco, e as suítes ígneas, Serra da Aldeia e Rajada. Na porção Central, insere-se o Complexo Monte Orebe e na zona externa mais ao sul engloba o Complexo Casa Nova (Oliveira, 1998; Oliveira, 2008; Caxito, 2013; Lima, 2018; Oliveira e Medeiros, 2018).

Na porção externa o embasamento é caracterizado pelo Complexo Morro do Estreito onde constitui-se principalmente por ortognaisses tonalíticos a granodioríticos. Exibe sistema de *nappe* que cavalga na extremidade norte do Cráton São Francisco (Kosin et al., 2004). No embasamento ao sul do Cinturão Riacho do Pontal predomina ortognaisses com bandas tonalíticas/granodioríticas, leucograníticas e migmatitos recobertas por diversas "Klippen", apresentando foliação de alto ângulo de direção NE-SW e superposições de dobras do tipo:

domo, bacia e laço. Nas zonas Interna e Central, o embasamento é retrabalhado pela deformação brasileira (ANGELIM e KOSIN, 2001; Caxito, 2013; Caxito et al., 2016).

Zona Interna

A zona Interna apresenta intrusões de granitos (Suíte Afeição), bem como as sequências metavulcanossedimentares denominadas Complexo Paulistana, Santa Filomena e Morro Branco. Esta zona possui suítes ígneas intrudidas, tais como as suítes Afeição, Rajada e Serra da Aldeia, além dos Complexos Brejo Seco e São Francisco de Assis (Caxito, 2013; Caxito et al., 2016; Caxito et al., 2017).

Esta zona agrupa-se ao regime de movimentação transcorrente e compressivo, marcante nos processos deformacionais preliminares e tardios na Faixa Riacho do Pontal. Além disso, evidencia-se uma deformação acompanhada pela deposição dos plutons ou intrusões de granitos sin-colisionais (Suíte Afeição e Rajada) e por granitos alcalinos tardi a pós colisionais (Suíte Serra da Aldeia) (Caxito, 2013; Caxito et al., 2016; Caxito et al., 2017)

- **Suíte Afeição:** Formada em um ambiente magmático evidenciado por uma subducção no Cinturão Riacho do Pontal, composta principalmente de granitos porfiríticos e augen gnaises. Os plutons que a compõem são semelhantes às sequências metavulcânicas do Complexo Santa Filomena e do Complexo Morro Branco, que podem estar relacionados ao evento Orogênico Cariris Velho (de Andrade Caxito et al., 2014);
- **Suíte Rajada:** Compreende o magmatismo sin-colisional durante o evento Orogênico Brasileiro. Está representada por sienogranito, distribuído ao longo do Cinturão Riacho do Pontal (De Sá et al., 1992; Uchôa Filho, 2015);
- **Suíte Serra da Aldeia:** São associações cálcio-alcalinas de ambiente tectônico sincolisionais e pós-colisionais que representam magmatismo no Cinturão Riacho do Pontal. Está constituída por rochas graníticas intrusivas na sequência metassedimentar do Grupo Casa Nova (MELO e GUIMARÃES, 2011; Caxito, 2013; Uchôa Filho, 2015);
- **Complexo Santa Filomena:** Está constituído por muscovita-biotita, xistos grossos com frequentes venulações de quartzo, além de intercalações de mármore calcíticos que evoluem para calco-xistos. A oeste zona de cisalhamento Pernambuco predominam silimanita-biotita-granada xistos (Caxito, 2013; Caxito et al., 2016; Caxito et al., 2017);
- **Complexo Paulistana:** É uma sequência meta-plutônica-vulcano-sedimentar composta por rochas metassedimentares detríticas onde predominam granada-mica xistos

prateados a acinzentados. Os granitóides existentes ocorrem devido à fase colisional entre os blocos São Francisco e Borborema. (Caxito, 2013; Caxito et al., 2016; Caxito et al., 2017);

- **Complexo Morro Branco:** É composto principalmente de metarritmitos, quartzito, metabasaltos amigdaloidal, metavulcânicas intermediárias a ácidas e metatufos básicos e ácidos (Caxito, 2013; Caxito et al., 2016; Caxito et al., 2017);
- **Complexo Brejo Seco:** É uma intrusão máfico-ultramáfica que está tectonicamente intercalada às rochas metavulcanossedimentares do Complexo Morro Branco (Caxito, 2013; Caxito et al., 2016; Caxito et al., 2017).

Zona Central

- **Complexo Monte Orebe:** Este complexo engloba associações vulcânicas e sedimentares. Segundo FIGUEIRÔA e MORAES (1991, de Brito Neves et al. (2015) essa unidade foi atribuída por transformação de metabasaltos toleíticos de baixo teor de K (potássio), podendo sugerir um ambiente de assoalho oceânico e/ou de arco de ilha.

Zona Externa

Representada por um cinturão de dobramentos de Antepaís com vergência para o Cráton São Francisco. Estudos geofísicos realizados por (Oliveira, 1998; Oliveira, 2008) pressupõem uma baixa espessura supracrustais, demonstrando possíveis estruturas de *nappe* de cavalgamento ao norte do Cráton São Francisco.

- **Grupo Casa Nova:** Este grupo reúne rochas supracrustais, típicas do ambiente marinho, engloba duas unidades metassedimentares: formação Barra Bonita e Mandacaru. A formação Barra Bonita é constituída por rochas metapelíticas de grão fino e muscovita quartzitos. A formação Mandacaru é composta por rochas metagrauvaca (Caxito, 2013; de Brito Neves et al., 2015).

2.1.2 Domínio Pernambuco-Alagoas

O terreno Pernambuco-Alagoas (PEAL) faz parte da Subprovíncia Meridional, está limitado ao norte com a Subprovíncia Transversal pela zona de cisalhamento Pernambuco e ao sul pelo Cinturão Sergipano. Este domínio apresenta na sua composição uma variação de terrenos de alto grau do arqueano ao paleoproterozoico, porções metavulcanossedimentares

e granitóides (de Brito Neves e da Silva Filho, 2019). Dois grandes complexos metamórficos inserem-se neste domínio, o Complexo Belém do São Francisco representado essencialmente por ortognaisses graníticos e granodioríticos e Complexo Cabrobó, uma unidade metavulcanossedimentar composta por xistos, gnaiss, metagrauvas, quartzito, mármore, calssilicáticos e anfibólitos (Lima, 2018).

Os complexos citados apresentam uma tectônica transpressiva exibindo regiões de intensa deformação decorrente do evento Cariris Velho (Santos, 1995; de Andrade Caxito et al., 2014). Neste domínio tectônico ocorrem intrusões plutônicas Neoproterozoicas, as quais podem ser agrupadas em pré e pós-colisional, essas intrusões graníticas desse domínio foram classificadas em batólitos, catalogadas em: Buíque-Paulo Afonso, Águas Bela-Canindé, Maribondo-Correntes, Ipojuca-Atalaia e Jaboatão-Garanhuns (de Brito Neves e da Silva Filho, 2019).

2.1.3 Cinturão de Dobramento Sergipano

O Cinturão orogênico Sergipano situa-se na Subprovíncia Borborema Meridional, limitando-se ao norte com o domínio Pernambuco-Alagoas e ao Sul com o Cráton São Francisco, evidenciando uma fase colisional do evento Orogênico Brasileiro. Este cinturão engloba uma sequência de rochas custrais metamorfizadas com características de margem continental passiva e Bacia de retroarco (Oliveira et al., 2015).

Estudos realizados Silva Filho et al. (1978), da Silva et al. (2008), Da Silva et al. (2011), Brito Neves et al. (2017), compreendem sua origem como resultado da colisão oblíqua do domínio Pernambuco-Alagoas com o Cráton São Francisco-Congo durante a orogenia Brasileira/Pan-africana. Isso pode ser justificado pelos trabalhos de Allard e Hurst (1969) que associaram as rochas das séries Ndjole, ao norte do Gabão, África, com as rochas metassedimentares do grupo Vaza-Barris localizadas na porção sul do Cinturão Sergipano.

Os Domos: gnáissicos Girau do Ponciano, Simão Dias e Itabaiana foram envolvidos no episódio de metamorfismos regional e deformação tectônica, seu embasamento da Faixa Sergipana é caracterizada por essas ocorrências de deformações estudadas por Oliveira et al. (2006, Oliveira et al. (2010, Oliveira et al. (2015), os quais ajudam na compreensão da evolução estrutural em quatro fases de deformação: i) uma fase inicial, marcada por estruturas remanescentes do evento de deformações Pré-brasiliano; ii) a segunda é caracterizada por nappes e empurrões com vergência ao sul; iii) a terceira apontada por uma fase de carácter transpressivos; iv) e a quarta tipificada pelo apresentar comportamento dúctil e rúptil.

Além disso, trabalhos precursores de Davison e Dos Santos (1989) fragmentou a Faixa

Sergipana em cinco domínios tectono-estratigráficos: Canindé, Poço-Redondo, Marancó, Macururé e Vaza-Barris, entretanto, estudos geofísicos realizados por (Oliveira et al., 2010) e Pinho Neto (2018) inseriram dois domínios, dentre eles, Estância e Rio Coruripe, que estão separados por extensas zonas de cisalhamento.

- **Domínio Canindé:** Está delimitado pela zona de cisalhamento Macururé, entre o terreno Pernambuco-Alagoas e a unidade Marancó do domínio Poço-Redondo. É constituído por rochas metavulcanicossedimentares, rochas calcissilicáticas (Lima, 2018);
- **Domínio Poço-Redondo:** Complexo de gnaiss migmatítico dominado por rochas granodioríticas-tonalíticas que tipifica o embasamento do subdomínio Marancó;
- **Domínio Marancó:** Tal domínio compreende fácies de xisto verde a anfibolito, rochas metassedimentares pelíticas a psamíticas, ritmitos intercalados com leito cálcio-alcálico de andesito a dacito e intercalações de basalto, andesito, gabro e serpentinitos. Peridotitos e gabros com graus variáveis de serpentinização ocorrem principalmente como lentes em rochas metassedimentares ou como intrusões no sul do subdomínio (Silva Filho, 2006);
- **Domínio Rio Coruripe:** Está inserido entre domínio Macururé a sudeste de Pernambuco e Alagoas a nordeste, delimitado pela zona de cisalhamento Belo Monte Jeremoabo. Compõe rochas metamórficas gnáissicas e migmatito com estruturas migmatíticas e tendo seu embasamento composto por rochas anfibolíticas e granulíticas (Lima (2018);Sampaio (2019)).
- **Domínio Macururé:** Engloba fácies anfibólitos, meta-turbiditos contendo granadas, mica xisto com intercalações menores de quartzito, mármore e rochas meta-vulcânicas (Oliveira et al., 2017);
- **Domínio Estância:** Elabora por rochas sedimentares sub-horizontais, deformadas e não-deformadas. Argollo et al. (2012) apud Silva (1999), expõem que este domínio é composto por conglomerados, argilitos, arenitos e diamictitos da Formação Juetê, sequenciados por calcários e dolomitos, ocasionalmente com metacarbonatos (Formação Acauã). As estruturas sedimentares preservadas como: trincas de lama e estruturas hummockys estão revestidas por arenitos feldspáticos, siltitos e argilitos (Oliveira et al., 2017). Seu embasamento é constituído por rochas arqueanas do Cráton do São Francisco;
- **Domínio Canudos — Vaza — Barris:** Composto por várias formações agrupadas em grupos: Miaba, Simão Dias e Vaza Barris (Oliveira 2016; Silva e McClay (1995)).

Na Fazenda Capitão, o grupo Miaba inferior compreende uma unidade basal de quartzo (Itabaiana Fm) que repousa nos gnaisses e migmatitos intercalada por dolomita com estromatólito e calcário (Jacoca Fm).

2.2 Norte do Cráton São Francisco

A aglutinação entre a América do Sul e África Ocidental ocasionou diversas deformações entre as inúmeras placas estáveis existentes, a exemplo, o Cráton São Francisco (CSF). O CSF representa uma unidade tectônica do ciclo Brasiliana e compreende a maior parte do Estado da Bahia e vai se estendendo às regiões vizinhas de Minas Gerais, Sergipe, Pernambuco e Goiás. (Barbosa e Sabaté, 2004).

O CSF forma um corpo geotectônico expressivo na Plataforma Sul-Americana sendo composto por coberturas proterozoico e fanerozoica que correspondem às unidades: Bacia do São Francisco, aulacógeno do Paramirim e uma parte do rifte Tucano-Jatobá. Os seus limites são delineados pelos cinturões dobrados durante a orogênese Brasiliana: Cinturão Brasília, situado na margem oeste, o Cinturão Rio Preto a noroeste, Cinturão Riacho do Pontal na parte norte do Cráton, ilustrado na figura 2.4 (Barbosa e Sabaté, 2004; De Almeida, 2017).

A fortificação do seu embasamento se deu ao término do Ciclo Transamazônico, após ter sofrido várias deformações (De Almeida, 2017). O Cráton é truncado por um rifte abortado orientado segundo N-S onde se depositaram os protólitos dos Supergrupos Espinhaço (Mesoproterozoico) e São Francisco (Neoproterozoico).

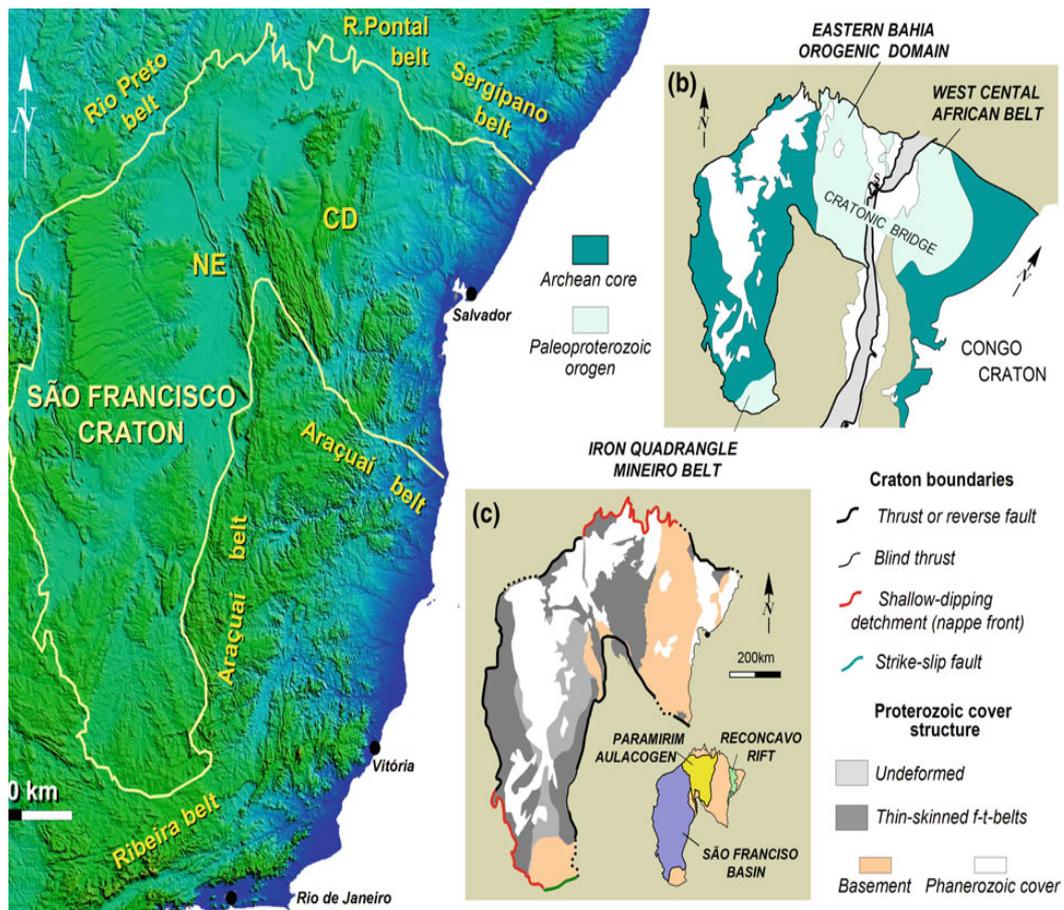


Figura 2.4: Ilustração do Cráton do São Francisco, (Heilbron et al., 2017).

Além disso, o embasamento do CSF no Estado da Bahia pode ser agrupado em quatro importantes segmentos crustais arqueanos: Bloco Gavião (BG), Bloco Serrinha (BS), Blocos Jequié (BJ) e Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá (CISC), de idade Arqueana e Paleoproterozoica. As rochas que podem ser encontradas no CSF são dos tipos metamórficos de alto grau — gnáissicas, migmatíticas, granulíticas e granitóides, além de apresentar alguns diques de idade correlata (Souza, 2013).

Ao Norte, o Cráton é marcado pelas litologias do Bloco Gavião, cobertos pelos metasedimentos do meso e neoproterozoico que contactam com o limite de faixa de dobramentos Rio Preto e Riacho do Pontal. Por outro lado, na porção leste é constituído por três grandes: Gavião, Jequié, Serrinha e Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá nos quais foram marcados por regimes de transpressão ou convergência (Barbosa e Sabaté, 2004; Barbosa e Barbosa, 2017).

3

FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

O conhecimento teórico e as ferramentas matemáticas dos métodos potências contribui de forma elementar na compreensão das respostas físicas das formações rochosas. Neste capítulo será abordado a fundamentação acompanhada dos conhecimentos matemáticos necessários para compreensão dos métodos magnético e gravimétrico utilizados na execução deste trabalho.

3.1 Método Magnético

A magnetometria é um método geofísico com diversas aplicações. No levantamento são coletadas medidas magnéticas e suas aplicações recorrem aos levantamentos terrestres, aéreos ou marítimos em diversas escalas. O método magnético se equipara ao método gravimétrico pelo seu embasamento na Teoria do Potencial. Uma das principais diferenças é o caráter dipolar do campo magnético em contraste com o caráter monopolar do campo gravitacional.

Dessa forma, o campo magnético terrestre refere-se ao somatório de componentes magnéticas oriundas no interior e exterior da Terra. Dentre os componentes, está o campo magnético principal, gerado por correntes elétricas associadas aos movimentos convectivos no seu núcleo externo. Essa porção da estrutura da Terra é responsável por em torno de 98% do campo geomagnético (Hinze et al., 2013). As distorções do campo magnético terrestre estão relacionadas pelo contraste de magnetização em subsuperfície devido às diferenças litológicas, fornecendo parâmetros tais como composição, estrutura e propriedades térmicas da crosta no cunho de exploração. Além de permitir a localização de minerais com valor econômico, essas medidas podem ainda ser usadas na identificação de contatos geológicos e

estruturas geológicas, seja falha ou dobras.

O campo Magnético por ter um caráter dipolar, possui uma força F_m exercida entre dois polos magnéticos de intensidades P_1 e P_2 que é proporcional ao inverso do quadrado da distância r separados entre eles, dado por:

$$F_m = \frac{\mu_0 P_1 P_2}{4\pi \mu_R r^2} \quad (3.1)$$

- μ_0 : permeabilidade magnética do vácuo.
- μ_0 : $4\pi \times 10^{-7}$ Henry/metro (SI).
- μ_R : permeabilidade magnética relativa.

Essa lei empírica, conhecida como Lei de Coulomb, semelhante à lei da gravitação universal postulada por Newton. Seguindo critério, definimos a intensidade de campo magnético H no polo P_2 produzido pelo comparecimento de P_1 como:

$$H = \frac{F_m}{P_2} = \frac{P_1}{\mu r^2} \quad (3.2)$$

Chamamos intensidade de magnetização ou imantação \vec{M} a propriedade física que é proporcional ao campo \vec{H} submetido a um material qualquer, cujo efeito é representado por:

$$\vec{M} = \chi \vec{H}, \quad (3.3)$$

Sendo χ a susceptibilidade magnética do material e H campo externo. Esse campo está relacionado ao campo de indução \vec{B} proporcional a ambos, a relação entre os vetores \vec{B} , \vec{H} e \vec{M} é estabelecida matematicamente como visto na equação 3.4:

$$\vec{B} = \mu_0(\vec{H} + \vec{M}) = \mu_0(1 + \chi)\vec{H} = \mu_0\mu_r\vec{H} = \mu\vec{H}, \quad (3.4)$$

em que, μ_0 é a permeabilidade no vácuo ($4\pi \times 10^{-7}$), μ_r é a permeabilidade magnética do material e μ é a permeabilidade relativa.

Desta forma, pode-se dizer que o campo \vec{H} é simplesmente o resultado dos efeitos da magnetização subtraídos do campo de indução magnética \vec{B} . O vetor \vec{B} possui caráter dipolar e não divergente, além de ser fisicamente determinado por um potencial escalar V (Equação 3.5) (Blakely, 1996).

$$\vec{B} = -\nabla V. \quad (3.5)$$

O potencial de um campo magnético de indução em um ponto de observação $P(x, y, z)$, provocado pela circulação de corrente em um elemento dipolar pode ser obtido através da equação 3.6.

$$V(P) = C_m \frac{\vec{m} \hat{r}}{r^2} = -C_m \vec{m} \nabla_P \frac{1}{r}, \quad (3.6)$$

em que C_m é uma constante de proporcionalidade com valor igual a $10^{-7}(SI)$, r é a distância entre a fonte e o ponto de observação, \hat{r} é um vetor unitário com direção do dipolo ao ponto P e \vec{m} é o momento de dipolo.

Para um corpo dipolar com magnetização própria e variante de ponto a ponto em seu volume ($\vec{M} = \vec{M}(Q)$), considerando que $\vec{M} dv = \vec{m}$, e integrando o potencial sobre os elementos volumétricos, a equação 3.6 resulta em 3.7 (Blakely, 1996):

$$V(P) = -C_m \int_R \vec{M}(Q) \nabla_Q \frac{1}{r} dv. \quad (3.7)$$

Logo, o campo \vec{B} pode ser descrito pela equação 3.8, o qual representa a anomalia de campo total, ΔT , obtida em levantamentos magnéticos:

$$B(P) = -C_m \hat{F} \cdot \nabla_P \int_R \vec{M}(Q) \cdot \nabla_Q \frac{1}{r} dv. \quad (3.8)$$

Onde \hat{F} é um vetor na direção do campo regional. As cargas magnéticas na superfície do corpo uniformemente magnetizado é dada pelo equação 3.51:

$$B(P) = -\nabla_P V = C_m \int_S \frac{M(Q) \cdot \hat{n}}{r^2} \hat{r} dS. \quad (3.9)$$

Considerando um modelo inicial: uma lâmina plana, horizontal, com magnetização uniforme M , com dois vetores unitários \hat{n} e \hat{s} que se mantém normal e paralelo à lâmina, o efeito magnético pode ser obtido por:

$$B_x = -2C_m(M \cdot \hat{n}) \left[\hat{S}_x \log \frac{r_2}{r_1} - \hat{S}_z(\theta_1 + \theta_2) \right] \quad (3.10a)$$

$$B_z = -2C_m(M \cdot \hat{n}) \left[\hat{S}_z \log \frac{r_2}{r_1} + \hat{S}_x(\theta_1 + \theta_2) \right] \quad (3.10b)$$

Calculando o efeito magnético na direção x e z obtido na equação 3.52, a anomalia de campo total para um prisma com N lados, pode ser obtido na equação 3.52 (Blakely, 1996):

$$\Delta T = \sum_{l=1}^N (\hat{F}_x B_l x + \hat{F}_z B_l z) \quad (3.11)$$

3.1.1 Detecção das Bordas das Fontes Magnéticas

Derivadas direcionais

Com intuito de realçar as anomalias magnéticas, foram aplicados filtros sobre o mapa do campo magnético total, baseados nos métodos derivativos, isto é, combinação das derivadas vertical e horizontal. Autores como Sunny et al. (2018) empregam-se as Derivadas Direcionais com o propósito aprimorar os dados e revelar e as estruturas geológicas e lineamentos pré-existentes.

A combinação de gradientes verticais e horizontais da anomalia de campo total (ΔT) é amplamente utilizada para destacar as bordas das fontes magnéticas. Podemos aplicar a derivada de ordem primeira (Dz) para realçar as fontes geológicas rasas. Sua expressão matemática é denotada por:

$$D_z = \frac{\partial \Delta T}{\partial z} \quad (3.12)$$

A derivada horizontal tem como propósito delinear os limites dos corpos e estruturas assim como a derivada vertical. Ele é definido a partir do gradiente resultante das derivadas nas direções x e y (MAGALHÃES, 2019).

Dessa maneira, o presente trabalho utilizou-se a derivada vertical para enfatizar características próximas à superfície, onde foram mapeados possíveis lineamentos e construído diagrama de rosetas com objetivo de se obter a orientação dessas feições.

Gradiente Horizontal Total (GHT)

O gradiente horizontal total é usado para o aprimoramento na detecção de bordas de corpos anômalos em dados de campo potencial (Cooper e Cowan, 2006). Quando o gradiente horizontal de uma anomalia é medido, avaliam-se as mudanças abruptas das propriedades físicas que variam lateralmente. Esta transformação realça as altas frequências e posiciona os picos das anomalias bem próximas das bordas dos corpos, com valores mínimos na parte

central, diminuindo a força do sinal com o aumento da profundidade (Ferreira et al., 2010). Matematicamente é descrito com a expressão abaixo:

$$GHT = \sqrt{\left(\frac{\partial \Delta T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial \Delta T}{\partial y}\right)^2} \quad (3.13)$$

Em resumo, o Gradiente Horizontal Total (GHT), é substancial para delinear bordas dos corpos de anomalias gravimétricas e magnéticas. Este método tem como princípio realçar as bordas dos corpos em subsuperfície, referenciado por (Cordell e Grauch, 1985; Grauch e Cordell, 1987; Blakely, 1996).

Amplitude de sinal analítico (ASA)

A Amplitude do Sinal Analítico (ASA) é usada para detecção do limite de borda dos corpos com contatos verticais em fontes rasas (Nabighian, 1972; Nabighian, 1974; Nabighian, 1984; Roest et al., 1991; Nabighian et al., 2005). No trabalho de Ibraheem et al. (2019) empregou-se ASA com finalidade de identificar bordas de corpos geotectônicos para auxiliar na interpretação tectônica.

Esta transformação de mapeamento de bordas de corpos. Particularmente em locais onde a fonte é rasa, a latitude magnética é baixa e onde a magnetização remanescente é significativa, os resultados são satisfatórios (Li, 2006). A expressão matemática é:

$$ASA = \sqrt{\left(\frac{\partial \Delta T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial \Delta T}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial \Delta T}{\partial z}\right)^2} \quad (3.14)$$

A função 3.14 é definida por três gradientes ortogonais do campo magnético total. Dessa maneira, no presente trabalho empregou-se a ASA para enfatizar e posicionar os picos de amplitude nas fontes causadoras no intuito de se ter uma ideia de geometria dos domínios geotectônicos da área de estudo. Além disso, esta transformação será parâmetro de entrada para o cálculo da profundidade de cada fonte, pelo método de deconvolução An-Euler.

Fase do sinal analítico (ISA)

Fase Sinal Analítico (ISA), também denominada Tilt Derivative (TDR), que foi introduzida por Miller e Singh (1994), é uma transformação de fase que pode ser utilizada para detectar fontes magnéticas e gravimétricas fornecendo informações sobre extensões horizontais.

Esta transformação de fase, equaliza as máximas amplitudes e as posicionam sobre o centro da fonte (Miller e Singh, 1994). No trabalho de Ferreira et al. (2013) aplicou-se a ISA com objetivo de delinear os limites de modelos sintéticos 3-D. Pode ser obtida pela razão entre a primeira derivada vertical (VDR) e a derivada horizontal total (GHT) (Miller e Singh, 1994). A equação da inclinação é expressa por:

$$ISA = \theta = \tan^{-1} \left(\frac{VDR}{GHT} \right) \quad (3.15)$$

O presente trabalho empregou a Inclinação do Sinal Analítico (ISA) para enfatizar características próximas à superfície, dentre eles: lineamentos e zona de cisalhamento, onde foram mapeados possíveis lineamentos e construído diagrama de rosetas com objetivo de se obter uma ideia da orientação dessas feições.

Gradiente Horizontal Total da Inclinação do Sinal Analítico (GHT-ISA)

Gradiente Horizontal Total da ISA, denominado Total Horizontal Derivative of TDR (TDR-THDR), é método tem como propósito realçar o Gradiente Horizontal Total (GHT) das anomalias magnéticas por meio da Inclinação do Sinal Analítico fornecendo informações referente as bordas dos corpos (Verduzco et al., 2004).

Quando aplicado aos dados magnéticos possui a função de realçar e destacar as bordas das principais fontes magnéticas, onde se sobressai os limites das fontes centralizando as máximas amplitudes (Verduzco et al., 2004). Autores comprovaram essa efetividade do método em modelos sintéticos 3-D, dando uma resposta significativa nas análises (Ferreira et al., 2013).

Esta técnica homogeniza as amplitudes, posicionando os valores máximos nas bordas do corpo, isto é, centraliza as máximas amplitudes sobre os limites das fontes (Verduzco et al., 2004; Ferreira et al., 2013). Matematicamente é descrito com a expressão abaixo:

$$GHT - ISA = \sqrt{\left(\frac{\partial ISA}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial ISA}{\partial y}\right)^2} \quad (3.16)$$

Sinal Analítico da Inclinação do Sinal Analítico (ASTA)

A Amplitude do Sinal Analítico do ISA (ASTA) é uma técnica cujo intuito é delinear as arestas do corpo. Esse filtro posiciona o delineamento entre a máxima e mínima amplitude (Ansari e Alamdar, 2011). Seu emprego é observado no trabalho de Sampaio (2019) o

qual definiu limites geotectônicos no embasamento adjacente à Bacia de Sergipe-Alagoas alcançando resultados satisfatórios.

A combinação da ISA (inclinação do sinal analítico) com ASA (amplitude do sinal analítico), descrito na equação 3.17. Esta função permite detectar as bordas dos corpos anômalos de fontes rasas em um dado magnético, deixando de forma nítida para a realização de interpretações geotectônicas (Ansari e Alamdar, 2011).

No trabalho empregou-se ASTA para enfatizar e posicionar os picos de amplitude das fontes causadoras nas bordas no intuito aumentar a nitidez da geometria dos domínios geotectônicos da área de estudo.

$$ASTA = \sqrt{\left(\frac{\partial ISA}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial ISA}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial ISA}{\partial z}\right)^2} \quad (3.17)$$

Em síntese, essas técnicas de realce exemplificadas anteriormente são importantes para mapeamento de lineamentos magnéticos e reconhecimento de feições/estruturas que possam indicar diferenciação entre os blocos tectônicos

3.1.2 Estimativa de Profundidade: Deconvolução An-Euler

A deconvolução de Euler se baseia na equação de homogeneidade de Euler (Nabighian et al., 2005). Essa técnica tem como propósito determinar a localização horizontal e a profundidade de fontes magnéticas com base em modelos (esfera, cilindro, dique e contato) usando as primeiras derivadas do campo magnético total nas direções (x, y, z) e um índice estrutural (Salem e Ravat, 2003; Dutra, 2011). Matematicamente a deconvolução de Euler é expressa:

$$(x - x_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial z} = \eta \Delta T(x, y, z) \quad (3.18)$$

onde:

$B = B(x, y, z)$, a anomalia magnética do campo total produzida por uma fonte com coordenada do centro situada em (x_0, y_0, z_0) . A variável η é interpretada como índice estrutural, conforme a tabela 3.1

Índice estrutural	Feições Geológicas
0	Contatos
1	Soleiras e Diques
2	Cilindros horizontais ou Verticais
3	Esfera ou um dipolo

Tabela 3.1: Relação entre o Índice Estrutural e suas feições geológicas da fonte magnética anômala.

Este método foi proposto inicialmente por Thompson (1982), que apresentou um critério empírico para estimar η . A escolha valor de η se baseia por aquele que apresentasse a menor dispersão na nuvem de soluções. Reid et al. (1990) refinou o método apresentado por Thompson (1982) atribuindo valores para η , conforme a tabela 3.1.

Dessa maneira, Salem e Ravat (2003) apresentaram um método denominado AN-Euler, baseado na combinação da deconvolução Euler com filtro de Amplitude do Sinal Analítico (ASA)(Nabighian, 1972), que permitiu a obtenção do índice estrutural e a profundidade da fonte anômala correspondente coordenada máxima amplitude (x_0, y_0) do Sinal Analítico (Nabighian et al., 2005), respectivamente, através das equações:

$$\eta = \left(\frac{2|AAS_1|^2 - |AAS_2||AAS_0|}{|AAS_2||AAS_0| - |AAS_1|^2} \right)_{x=x_0, y=y_0} \quad (3.19)$$

e

$$z_0 = \left(\frac{|AAS_1||AAS_0|}{|AAS_2||AAS_0| - |AAS_1|^2} \right)_{x=x_0, y=y_0} \quad (3.20)$$

A variável $|AAS_n(x, y)|$ é a amplitude de n -ésima ordem do Sinal Analítico e T_n^z , a derivada vertical de ordem n da anomalia do campo total.

$$|AAS_n(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial \Delta T_n^z}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial \Delta T_n^z}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial \Delta T_n^z}{\partial z}\right)^2} \quad (3.21)$$

Inicialmente, o presente método requer informação a “priori” das coordenadas (x_0, y_0) referente à localização da fonte magnética, visto que as equações 3.19 e 3.20 operam a amplitude do Sinal Analítico nesta posição. Além disso, esta técnica calcula a derivada até a terceira ordem do campo magnético total, o que acaba acarretando amplificação do ruído nos dados. Decerto, esse problema pode ser contornado pela aplicação do método An-Euler ao campo com continuação ascendente da anomalia de campo magnético total.

Por consequência, esse caminho traz perda de resolução na estimativa da profundidade z_0 do corpo anômalo (Dutra, 2011).

Em resumo, a proposta apresentada (Salem e Ravat, 2003) é proveitosa, pois as soluções são somente estimadas sobre anomalias conhecidas e a solução final envolve um número pequeno de estimativas de profundidade, colaborando para ganho rápido de processamento. Todavia, em caso de múltiplas fontes, as equações 3.19 e 3.20 devem ser calculadas para a fonte magnética específica a fim de dar mais confiabilidade às soluções.

3.2 Método Gravimétrico

A gravimetria é um método passivo de exploração que basicamente consiste na medição da aceleração de gravidade da Terra ocasionadas por diferenças laterais de densidades das rochas em subsuperfície, devido à distribuição de massa irregular da Terra, conforme a figura 3.1. A aceleração gravitacional tende a diferir de um ponto para outro, e essa diferença se denomina anomalia gravimétrica.

Em relação ao seu campo de atuação, o método gravimétrico tem aplicações em problemas ambientais, assim como no âmbito da configuração dos depósitos minerais. Dessa maneira, a combinação das anomalias gravimétricas com informações geológicas permitem que sejam identificados regiões potencialmente favoráveis para exploração de recursos e com uma grande importância econômica.

Neste trabalho, a gravimetria tem um papel elementar, devido à caracterização do contraste da densidade da crosta, e nas etapas subsequentes, como, por exemplo, no cálculo da espessura da crosta e da litosfera.

No entanto, nos levantamentos geofísicos, em particular, a gravimetria, os equipamentos de medida, sempre estão sujeitos a forças físicas, dentre elas, a Lei de Gravitação exposta por Isaac Newton. Nesta lei, a força se dá pela atração entre dois corpos separados por uma certa distância, é matematicamente escrita por:

$$F = G \frac{m_1 m_2}{r^2} \quad (3.22)$$

Onde F é a força, r é a distância entre os corpos m_1 e m_2 , e G é a constante de gravitação universal. A constante gravitacional é dada por G , e suas unidades no SI e cgs são:

- SI: $6,67 \times 10^{-11} m^3 \cdot kg^{-1} \cdot sec^{-2}$, e no

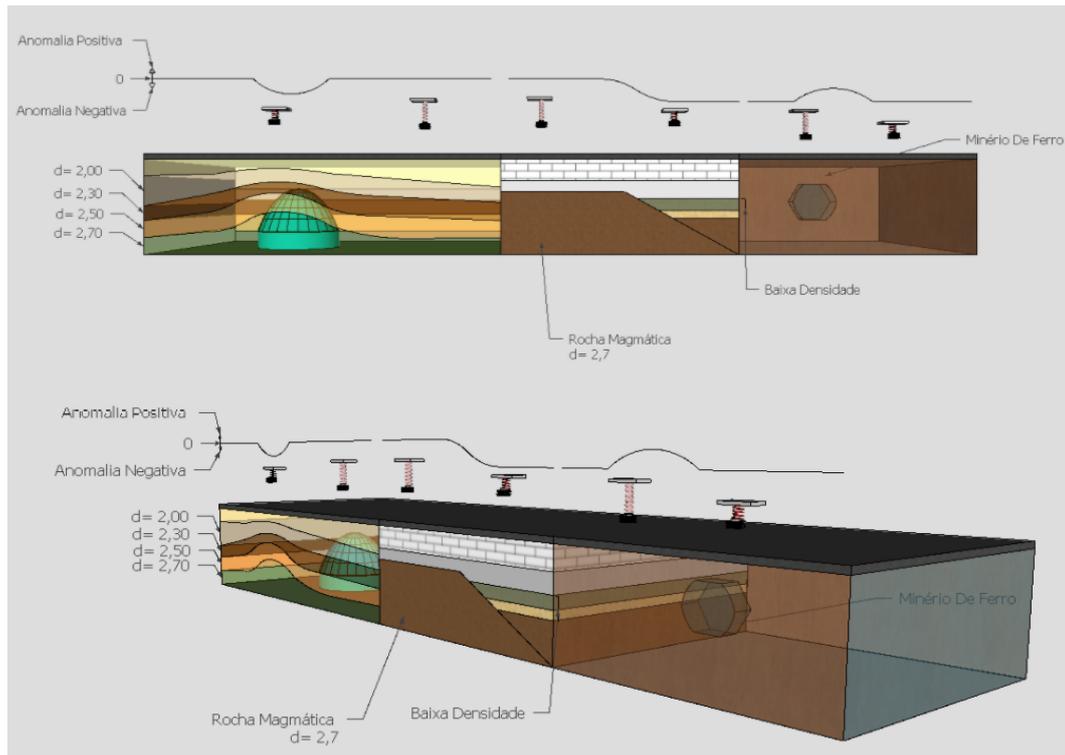


Figura 3.1: Representação esquemática do método gravimétrico.

- cgs: $6,67 \times 10^{-8} \text{cm}^3 \cdot \text{g}^{-1} \cdot \text{sec}^{-2}$

Nesse método de levantamento gravimétrico mede-se a atração ou aceleração da gravidade que as massas da subsuperfície exercem sobre uma massa localizada no instrumento medidor (Luiz e e Silva, 1995), visto na figura 3.1. Essa atração ou aceleração com que um corpo de massa m_1 é atraída por outro de massa m_2 é calculada dividindo a força F por m_2 , obtendo:

$$g = G \frac{m_1}{r^2} \tag{3.23}$$

O campo gravitacional é dito conservativo, visto que o trabalho realizado por esta força independe do caminho percorrido ou trajetória, dependendo apenas do ponto inicial e final. Caso a massa retorne a sua posição inicial, a energia gasta nesse percurso será zero, independentemente da trajetória percorrida. A força gravitacional é um vetor cuja direção está ao longo da linha que une o centro das duas massas.

A força que dá origem a um campo conservativo é derivada de uma função potencial escalar $U(x, y, z)$, chamado potencial Newtoniano ou tridimensional, determinado pelo gradiente (Telford et al., 1976), dado por:

$$\nabla U(x, y, z) = -\frac{F(x, y, z)}{m_2} = -g(x, y, z) \quad (3.24)$$

O sinal negativo se dá devido à convenção de que o versor r é direcionado da fonte para o ponto de observação, ou seja, no sentido oposto da força. Do mesmo modo, o potencial gravitacional obedece ao princípio de superposição. Este princípio pode ser aplicado para determinar a atração gravitacional para corpos com uma distribuição contínua de matéria, sendo que estes são compostos por pequenos elementos de massas $dm = \rho(x, y, z)dv$, onde $\rho(x, y, z)$ é a densidade da distribuição. Diante disso, a atração gravitacional em um ponto P pode ser calculada pelo somatório das atrações gravitacionais pelas massas infinitesimais dm (Blakely, 1996), podendo ser expresso por:

$$U(P) = G \int_V \frac{dm}{r} = G \int_V \frac{\rho(Q)}{r} dv \quad (3.25)$$

3.2.1 O Potencial Gravitacional

No estudo da forma da Terra os conceitos de potencial gravitacional são comumente aplicados. À vista disso, considerando um corpo de massa m e de raio r , o potencial U é descrito pela lei de gravidade estabelecida por Newton definida pela equação abaixo:

$$U = G \frac{m}{r} \quad (3.26)$$

Onde: G é a constante da gravitação universal.

No exterior do corpo a densidade é nula e conseqüentemente o potencial satisfaz a equação de Laplace, um caso especial da equação de Poisson, válida para regiões do espaço não ocupadas por massa, tendo uma importância para a resolução de problemas na teoria do potencial:

$$\nabla \cdot g = 0 \quad (3.27)$$

$$\nabla \cdot \nabla U = 0 \quad (3.28)$$

$$\nabla^2 U(P) = 0 \quad (3.29)$$

Ainda, no exterior das massas, o potencial gravitacional é uma função harmônica, pois satisfaz a equação de Laplace (Blakely, 1996). As funções harmônicas são definidas como aquelas que satisfazem a equação diferencial parcial de segunda ordem (Arana, 2009):

$$\nabla^2 U(P) = \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} \quad (3.30)$$

Para pontos interiores ao corpo de massa, o potencial gravitacional é descrito pela equação de Poisson, que é resultado do desenvolvimento do Laplaciano da equação acima, a equação de Poisson depende da densidade:

$$\nabla^2 U(P) = -4\pi G\rho(P) \quad (3.31)$$

De acordo com Arana (2009), o estudo do campo da gravidade terrestre e suas relações com a forma da Terra, fazem-se necessárias algumas considerações adicionais devido à rotação da Terra, como o vetor gravidade \vec{g} , resultante da soma vetorial entre as forças de atração gravitacional \vec{F} e da força centrífuga \vec{C} :

$$\vec{g} = \vec{F} + \vec{C} \quad (3.32)$$

O vetor força centrífuga é devido ao chamado potencial centrífugo (Q) dado por $Q = \frac{1}{2}w^2d^2$ e uma força $\vec{C} = w^2\vec{d}$, onde w corresponde à velocidade (angular) de rotação da Terra, d representa o vetor definido pela separação entre o ponto e o eixo de rotação terrestre, cujo módulo é dado por $d = \sqrt{x^2 + y^2}$. Em síntese, o potencial da gravidade (W), potencial gravimétrico ou geopotencial é expresso pela soma do potencial de atração (U) e centrífugo (Q) (Flores, 2021). Matematicamente a expressão é dada por:

$$W = U + Q \quad (3.33)$$

O gradiente do potencial da gravidade nos permite determinar a aceleração:

$$\vec{g} = \nabla^2 W \quad (3.34)$$

Uma das superfícies equipotenciais de especial atenção é o geóide (N). Esta superfície coincide com o nível médio dos mares não perturbados, isto é, o potencial em todos os pontos da superfície é constante, suas contribuições para o estudo da forma e da estrutura interna da Terra são imprescindíveis (Arana, 2009; Flores, 2021).

O potencial da gravidade pode ser fracionado em potencial normal (U) que está relacionado à Terra Normal, e o potencial perturbador (T), que está ligado à diferença de potencial entre a superfície física (de medição) e à terra normal no mesmo ponto. Como o potencial centrífugo Q não satisfaz a equação de Laplace, ela é eliminada da equação por não ser uma função, assim, matematicamente temos:

$$T = W - U \quad (3.35)$$

e

$$N = \frac{T}{\gamma} \quad (3.36)$$

onde γ é a gravidade da terra normal.

3.2.2 Anomalia de Geóide e elevação: Estimativa da Moho e do Limite Litosfera-Astenosfera

O método adotado para obtenção dos valores de profundidade da interface Crosta-Manto (Moho), assim como, a Litosfera-Astenosfera (LAB) foi desenvolvida por Urchulutegui et al. (2006), que posteriormente foi refinado onde as profundidade são restringidas não só pela elevação e pela elevação do geóide, mas também pela análise térmica, conforme é apresentado por Fullea et al. (2007).

Esta metodologia considera um modelo litosférico de quatro camadas composto por: água do mar, crosta, manto litosférico e astenosfera, conforme a figura 3.2, assim como a incorporação de dados geofísicos, dentre eles, elevação e anomalia de geóide.

Se tratando da anomalia do geóide, (N), pressupõe-se que abaixo do ponto de observação a distribuição de densidade anômala vertical é proporcional (Turcotte e Schubert, 1982; Fullea et al., 2007):

$$N = -\frac{2\pi G}{\gamma} \int_{L_C} z \cdot \rho(z) dz + N_0 \quad (3.37)$$

onde G é a constante de gravitação universal: $6,67 \times 10^{-11} m^3 \cdot kg^{-1} \cdot sec^{-2} (SI)$, γ é a gravidade da terra normal. A constante de integração N_0 desempenha o papel de nível de referência, fundamental para ajustar o nível zero das anomalias de geóide.

No modelo de duas camadas, proposto por Urchulutegui et al. (2006), a densidade de cada camada é constante e a densidade da litosfera pode ser expressa pela equação:

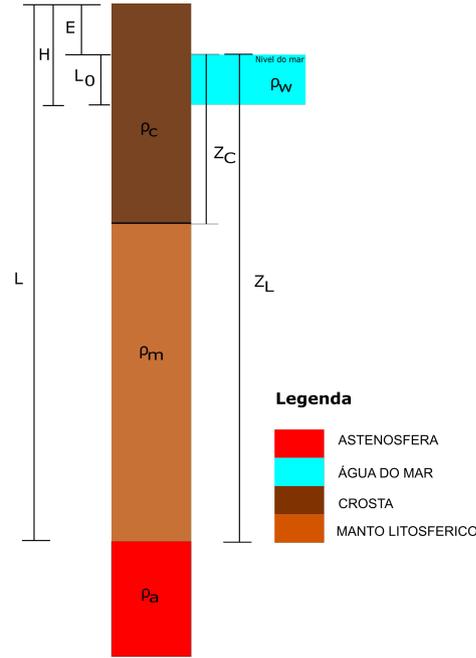


Figura 3.2: Representação esquemática do modelo utilizado neste trabalho adaptado de Fullea et al. (2007)

$$\rho_L = \frac{(E + z_c)\rho_c + (z_L - z_c)\rho_m}{(E + z_L)} \quad (3.38)$$

onde z_c é a profundidade da interface crosta-manto (Moho), z_L é a profundidade do limite litosfera-astenosfera, ρ_c a densidade média da crosta e ρ_m é a densidade média do manto litosférico.

A essência para calcular a elevação (E) considera o nível médio de mar, como apresentado pela equação (Lachenbruch e Morgan, 1990):

$$E = \frac{\rho_a - \rho_L}{\rho_a} \cdot L - L_0 \rightarrow \text{para } E > 0 \quad (3.39)$$

$$E = \frac{\rho_a}{\rho_a - \rho_w} \cdot \left(\frac{\rho_a - \rho_L}{\rho_a} \cdot L - L_0 \right) \rightarrow \text{para } E < 0 \quad (3.40)$$

onde ρ_a é a densidade da astenosfera, ρ_L , a densidade da litosfera, ρ_w , densidade da água, L espessura da litosfera e L_0 a profundidade do nível astenosférico livre (profundidade do nível médio).

Combinando as equações (3.38), (3.39) e (3.40), alcançamos a equação que descreve a profundidade da crosta e da litosfera sob isostasia local, para o modelo constituído por quatro

camadas (crosta, manto litosférico, água do mar e astenosfera), comentado anteriormente (Urchulutegui et al., 2006; Fullea et al., 2007):

$$z_c = \frac{\rho_a L_0 + E(\bar{\rho}_c - \rho_w) + z_L(\bar{\rho}_m - \rho_a)}{(\bar{\rho}_m - \bar{\rho}_c)} \quad (3.41)$$

onde z_c é a profundidade da interface crosta-manto (Moho), z_L , a profundidade do limite litosfera-astenosfera (LAB), $\bar{\rho}_c$ e $\bar{\rho}_m$ são densidades médias da crosta e do manto litosférico.

Para determinar a densidade no manto litosférico, deve-se cogitar uma relação de dependência linear da temperatura (Parsons e Sclater, 1977; Fullea et al., 2007), como visto pela equação:

$$\rho_m(z) = \rho_a(1 + \alpha[T_a - T_m(z)]) \quad (3.42)$$

onde α é o coeficiente linear de expansão térmica (K^{-1}), T_a a temperatura no limite litosfera-astenosfera e $T_m(z)$ a temperatura na profundidade z na litosfera.

Na crosta, é obtido o valor distribuição de temperatura por dois modos: considerando que a produção de calor radiogênico é constante em toda crosta ou assumindo um decaimento exponencial. Vale ressaltar que, nos dois casos, assumem-se condições de contorno, ou seja, temperatura (T_s), na superfície da Terra e fluxo de calor (q_m) são constantes. No presente trabalho, a obtenção da distribuição de temperatura (T_c) considerou a taxa de calor radiogênico constante em toda crosta, expresso matematicamente por:

$$T_c(z) = T_s + \frac{q_m}{k_c}(z + E) + \frac{H_s}{2k_c}(E^2 - z^2 + 2k_c[z + E]) \quad (3.43)$$

onde k_c a condutividade térmica da crosta, H_s a produção de calor na superfície da crosta.

Na interface crosta-manto, a temperatura (T_{mh}) admite-se que $z = z_c$ (equação 3.43). Logo, T_{mh} pode ser definido por:

$$T_{mh}(z) = T_s + \frac{q_m}{k_c}(z_c + E) + H_s \frac{(E + z_c)^2}{2k_c} \quad (3.44)$$

No entanto, quando produção de calor radiogênico é desconsiderada, fazendo $H_s = 0$, o fluxo de calor é constante dentro do manto litosférico (Lachenbruch e Morgan, 1990; Fullea et al., 2007) podendo ser igual:

$$q_m = k_m \frac{T_a - T_{mh}}{z_L - z_c} \quad (3.45)$$

onde k_m é a condutividade térmica da litosfera mantélica.

Portanto, ao combinar as equações (3.44) e (3.45), obtém-se a equação em termos da temperatura na base da crosta em função das profundidades da interface crosta-manto, das profundidades do limite litosfera-astenosfera e da elevação:

$$T_{mh}(E, z_c, z_L) = \frac{(z_L - z_c)\theta + \delta}{z_c \Delta k + z_L k_c + E k_m} \quad (3.46)$$

Onde: $\theta = k_c T_s + H_s \frac{(E+z_c)^2}{2}$; $\delta = k_m T_a (z_c + E)$, $\Delta k = k_m - k_c$

Para determinar o valor médio da densidade do manto litosférico, é crucial integrar a equação (3.42), assumindo os limites de integração z_c e z_L . Dessa forma, permite-se alcançar o resultado:

$$\bar{\rho}_m = \rho_a \left(1 + \frac{\alpha}{2} (T_a - T_{mh}) \right) \quad (3.47)$$

Obtém a anomalia de geóide N em relação ao nível de referência. Esse nível permite obter as melhores espessuras crustais e litosféricas, mas dependerá da escolha de uma coluna de referência.

Para isso que essa colocação seja atendida é crucial atender duas condições:

- Existência do manto litosférico, onde: $z_L > z_c$;
- Se $E < 0$, no caso de pontos submersos, deve-se garantir a existência da camada crustal;

Em seguida, os valores da anomalia de geóide de referência são calculados com a seguinte condição:

- Deve haver um manto litosférico para que: $N_0 > N_{0c}$;

$$N_{0c} = \frac{\pi G}{g} \left(E^2 (\rho_w - \rho_c) + z_{max}^2 \rho_a - \frac{k^2}{\rho_a - \rho_c} \right) + N \quad (3.48)$$

onde N_0 é a anomalia de geóide referência, N_{0c} são valores críticos para o nível de referência de geóide abaixo do qual nenhuma solução é significativa.

As espessuras de referência para a crosta (z_c são obtidas pela equação 3.41) e para a litosfera (z_L), desde que a densidade crosta e do manto litosférico seja constante e E , N seja igual zero na seguinte equação:

$$z_L = \frac{1}{\rho_a - \rho_c} \left(K + \sqrt{\frac{\rho_m - \rho_c}{\rho_m - \rho_a} (K^2 - (\rho_a - \rho_c) [E^2 - (\rho_w - \rho_c) + z_{max} \rho_a + (N - N_0) \frac{g}{\pi G}])} \right) \quad (3.49)$$

Os valores iniciais de z_L serão utilizados para calcular novos valores da profundidade LAB (z_L) e Moho (z_c) utilizando a equação generalizada da isostasia local vinculada à análise térmica, dada por:

$$\begin{aligned} z_L^2 (T_a k_c + \delta) = & -z_L \left(z_c (T_a (k_m - 2k_c) + 2\theta) - \delta + T_a E k_m - \frac{2k_c}{\rho_a \alpha} ((\rho_a - \bar{\rho}_c) z_c + \eta) \right) \\ & - \left(z_c (\delta - T_a (z_c \Delta k + E k_m) - z_c \theta) - \frac{2}{\alpha \rho_a} ((z_c \Delta k + E k_m) (\eta + (\rho_a - \bar{\rho}_c) z_c)) \right) \end{aligned} \quad (3.50)$$

onde $\eta = (\rho_a L_0 + E(\bar{\rho}_c - \rho_w))$

Na etapa subsequente, calcula-se a temperatura no Moho, T_{mh} , como função de z_c e z_L da última etapa usando 3.46.

3.3 Modelagem Gravimétrica 3D

O modelo direto envolve a construção de um modelo geológico hipotético, desde que seja ajustado à anomalia gravimétrica correspondente. Para isso, atribuem-se valores aos parâmetros, por exemplo, densidade, para o modelo adotado; calculam-se com o auxílio de software os efeitos gravitacionais correspondentes. Esses efeitos correspondentes ao modelo, permitem de maneira satisfatória que sejam comparados com os efeitos medidos, permitindo qualificar o modelo construído.

A modelagem bidimensional emprega blocos que se estendem infinitamente ao longo do eixo y . A utilização dessa modelagem pressupõe prismas ortogonais ao perfil para cada pontos de observação (Talwani et al., 1959). Sua aplicação foi vista em Oliveira e Medeiros (2018) e Sampaio (2019) para confecção do modelo crustal e Battaglia et al. (2013), a qual realizou-se o software dMODELS, pacote baseado em código C, para investigar as deformações e medições de falhas.

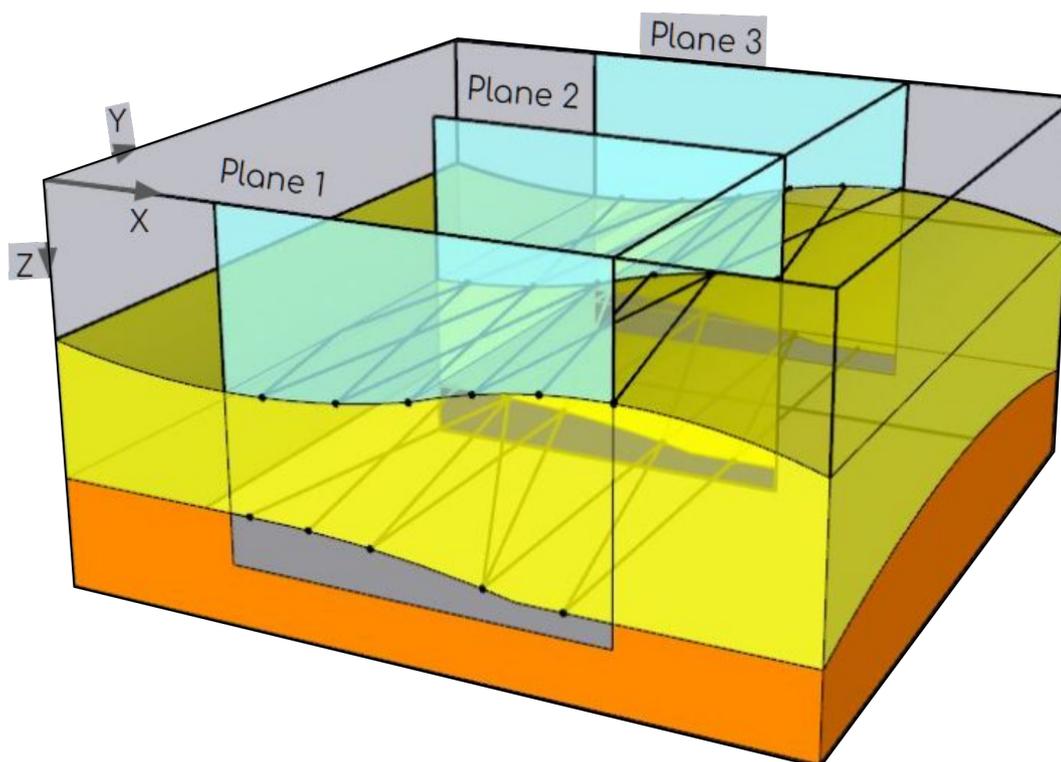


Figura 3.3: Representação esquemática do modelo inicial.

A modelagem inversa 3D adapta-se para entender de forma integral a arquitetura da crosta terrestre, construindo um modelo em subsuperfície da distribuição de contraste de densidade e susceptibilidade magnética a partir de dados gravimétricos e magnéticos. Alguns trabalhos como Lücke et al. (2010, Sanchez-Rojas e Palma (2014, Pedreira et al. (2007) fizeram uso do ‘software’ IGMAS+ para confecção dos modelos tridimensionais. Em contrapartida, Damaceno (2016) recorreu ao MAG3D e GRAV3D para construção de um modelo que justificasse uma intrusão básica na região setentrional do Rio Grande do Norte, assim como Mahmoodi et al. (2017), realizando uma inversão na propriedade Victoria (localizada em Sudbury, Canadá).

Nesse presente trabalho emprega-se a modelagem gravimétrica 3D por permitir a interpretação de dados potenciais, integrada às informações geológicas e valores de densidades médias. A ferramenta computacional utilizada é o IGMAS+ (*Interactive Gravity and Magnetic Application System*), um programa onde a geometria do modelo inicial é definida pelo usuário, assim como, as seções verticais paralelas. A modelagem tridimensional consiste em poliedros triangulados e grades triangulares as quais são atribuída uma densidade constante ilustrado na figura 3.3 (Götze, 2014; Götze e Lahmeyer, 1988).

Os poliedros homogêneos (corpos tridimensionais) utilizados para construção de modelos carregam parâmetros físicos, tais como, densidade e/ou susceptibilidade magnética induzida

e remanescente, dando possibilidade de variar a geometria e a densidade dos corpos e depois comparar os campos medidos com os calculados.

Além disso, esta ferramenta permite encontrar o componente vertical da gravidade do poliedro, como também o gradiente vertical da gravidade. Dessa forma, o efeito da gravitacional de cada poliedro é obtido baseado na lei de Gauss para campos potências, dado pela transformação de uma integral de volume em uma soma de integrais de linha. Efetua uma redução da integral do volume para uma integral sobre a superfície do poliedro, utilizando a aplicação do teorema da divergência, equação (3.53) (Götze, 2014; Götze e Lahmeyer, 1988).

A atração gravitacional de um poliedro homogêneo em dado ponto P no espaço deve ser calculado. Para isso, calculamos inicialmente o seu potencial gravitacional U , deste ponto, por meio da seguinte integral de volume:

$$U(P) = G \iiint_V \left(\frac{1}{R} \right) dm \quad \text{onde : } R = |r' - r| \quad (3.51)$$

Derivando o potencial em relação ao sentido z , para obtemos a componente z da gravidade:

$$\frac{\partial U}{\partial z}(P) = G\rho \iiint_V \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{1}{R} \right) dv \quad (3.52)$$

Onde :

- G : constante gravitacional
- ρ : densidade, constante para cada poliedro;
- U : potencial
- v : volume do corpo.

Levando em conta o teorema da divergência, temos:

$$\iiint_V \nabla \cdot g \, dv = \oint_S g \cdot \vec{n} \, ds \rightarrow \iiint_V \nabla \cdot \vec{U} \, dv = \oint_S \vec{U} \cdot \vec{n} \, ds \quad (3.53)$$

$$\frac{\partial U}{\partial z}(P) = g(P) = \oint_S \cos(n, z) \left(\frac{1}{R} \right) ds \quad (3.54)$$

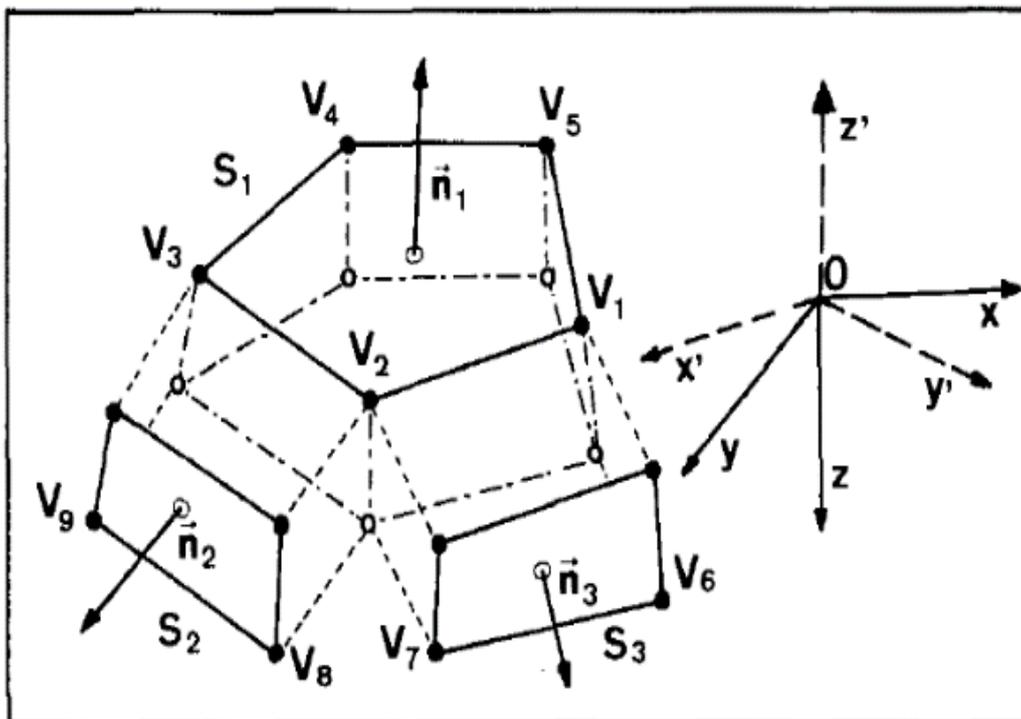


Figura 3.4: Ilustração do modelo de poliedros quadriculados.
(Götze e Lahmeyer, 1988)

A equação 3.54 é referente a apenas uma superfície do poliedro. O cosseno, $\cos(n, z)$, a direção do elemento da superfície ds , podendo ser obtido a partir de uma transformação coordenadas do sistema cartesiano (x, y, z) para (x', y', z') como observado na figura 3.4.

O $\cos(n, z)$ é constante na situação acima. Porém, para um contexto de m superfícies: $S_j (j = 1, \dots, m)$ o efeito gravitacional sobre a superfície do poliedro passa a ser calculado pelo somatório das atrações decorrente a cada superfície.

$$g(P) = G\rho \sum_{j=1}^m [\cos(n_j, z)] \oint_{s_j} \left(\frac{1}{R}\right) ds_j \quad (3.55)$$

Em que:

- $g(P)$: Atração gravitacional;
- $\cos(n_j, z)$: constante para única superfície do poliedro;
- $S_j (j = 1, 2, \dots, m)$: superfícies do poliedro de j a m ;
- n_j : Componente normal a superfície do poliedro.

4

METODOLOGIA

Este capítulo tem por finalidade a exposição dos materiais e métodos utilizados como ferramenta para obtenção dos resultados. Descrevendo com detalhes as etapas do processamento, modelagem e interpretação dos dados.

O conjunto de dados geofísicos utilizados nesta dissertação são dados disponíveis quais foram compilados e cedidos por instituição de pesquisa e empresas governamentais. A combinação desses dados possibilitou o alcance dos objetivos anteriormente apresentados. Nesse contexto, utilizaram-se os seguintes dados geofísicos:

- 1) Anomalia do Campo Magnético Anômalo;
- 2) Anomalia Gravimétrica Bouguer;
- 3) Dados orbitais: anomalia de geóide e elevação (topografia);

Os dados aeromagnéticos, tabela 4.1, empregados neste trabalho são provenientes de projetos de aerolevantamento geofísico, realizados e cedidos pela CPRM-Serviço Geológico do Brasil e CBPM-Companhia Baiana de Pesquisa Mineral. Os projetos, estão localizados na figura 4.1, contido por: Serra de Itiúba (1023); Paulo Afonso Teotônio Vilela (1104); Norte da Chapada Diamantina (1042); Norte da Chapada Diamantina (1042); Médio São Francisco (1087); Oeste de Tucano (1103); Estado de Sergipe (1102); Borda Sul da Bacia do Parnaíba (1027); Centro-Sudoeste do Ceará (1101); Pernambuco-Paraíba (1091); Pernambuco-Piauí (1067). Além dessas informações, contamos com os arquivos em GEOTIF fornecidos pela CBPM gerados a partir do Projeto Aerogeofísico: Riacho Seco-Andorinha (3060). Neste contexto, a figura 4.2 ilustra o mapa de anomalia do Campo Magnético Anômalo (CMA) referente a área estudada proveniente dos dados aeromagnéticos.

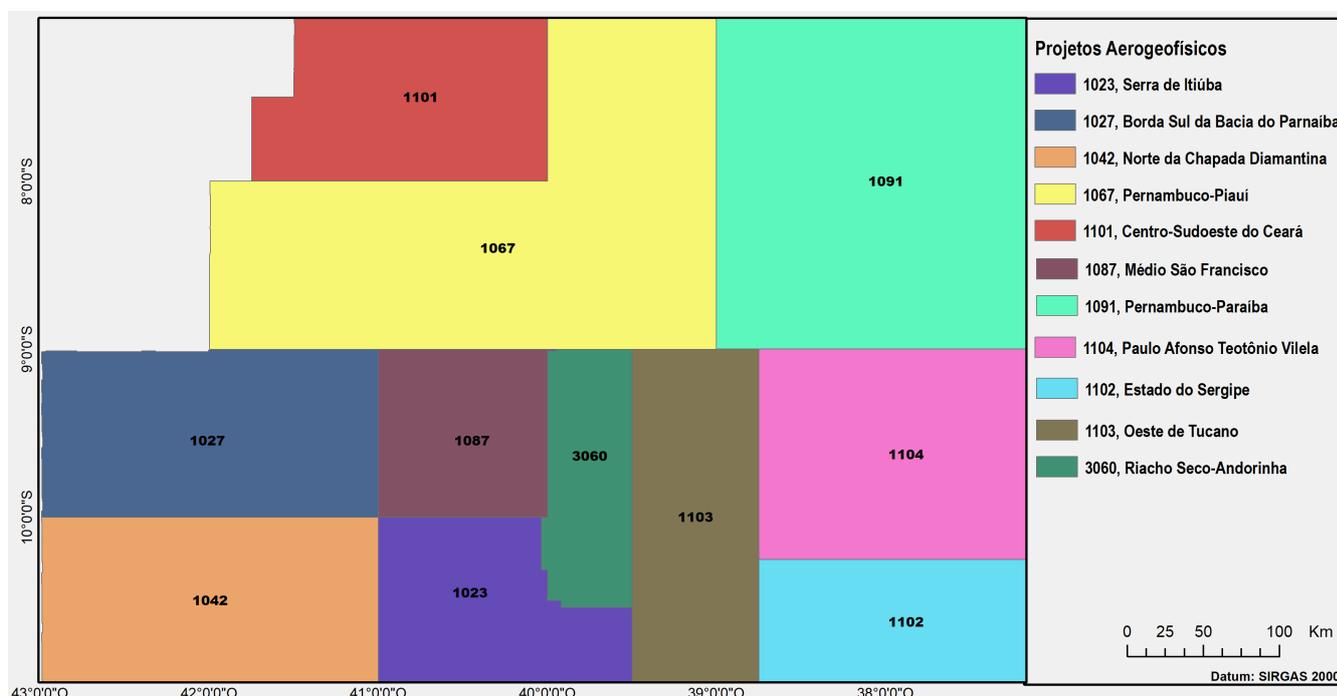


Figura 4.1: Mapa de localização dos projetos aerogeofísicos.

Projeto Aerogeofísico	Altura de Voo (metro)	Espaçamento (metro)
Serra de Itiúba (1023)	150	1000
Paulo Afonso Teotônio Vilela (1104)	100	500
Norte da Chapada Diamantina (1042)	150	2000
Médio São Francisco (1087)	100	500
Riacho Seco-Andorinha (3060)	100	250
Oeste de Tucano (1103)	100	500
Estado do Sergipe (1102)	100	500
Borda Sul da Bacia do Parnaíba (1027)	150	2000
Pernambuco-Paraíba (1091)	100	500
Centro-Sudoeste do Ceará (1101)	100	500
Pernambuco-Piauí (1067)	100	500

Tabela 4.1: Configurações dos levantamentos aéreos

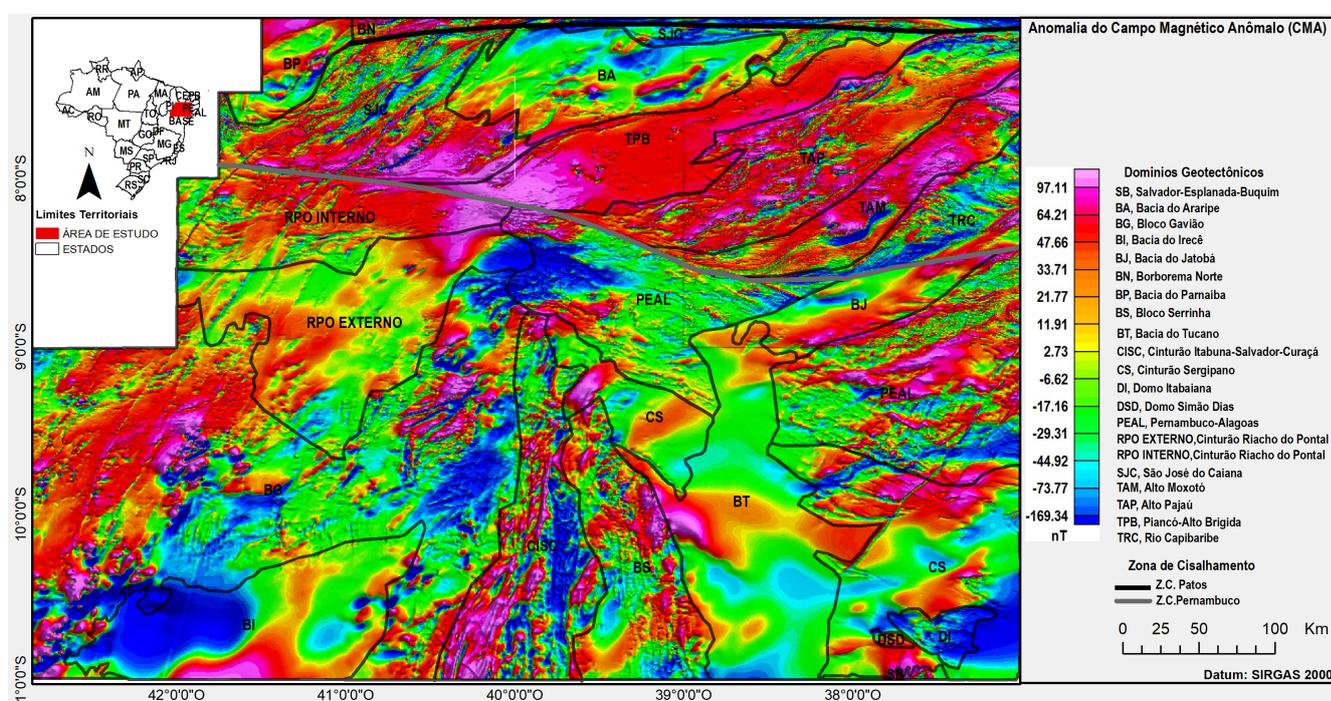


Figura 4.2: Mapa de Anomalia do Campo Magnético Anômalo (CMA).

Os dados gravimétricos utilizados, conforme a figura 4.3, são da base de dados do International Centre for Global Earth Models (ICGEM). O modelo utilizado é EGM2008-*European Improved Gravity model of the Earth by New techniques*, provenientes das missões CHAMP (Challenging Minisatellite Payload) e GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment). Esse modelo contém coeficientes do potencial gravitacional expresso em harmônicos esféricos até o grau 2160 com resolução espacial de 5' minutos de arco ((Pavlis et al., 2012). (ICGEM: <http://icgem.gfz-potsdam.de>). A figura 4.3 ilustra o mapa de anomalia Bouguer com anomalias referente às unidades geotectônicas da área de estudo.

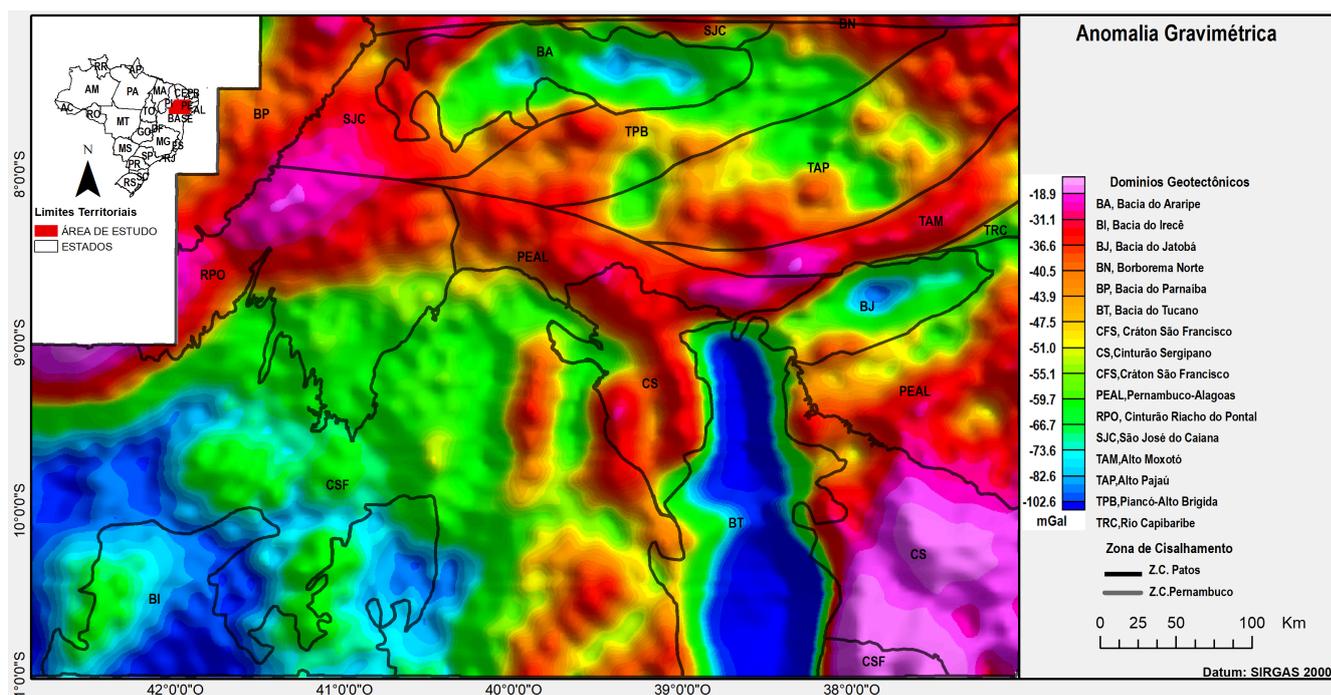


Figura 4.3: Mapa de Anomalia Bouguer.

Os dados de elevação foram extraídos do ETOPO1, modelo de relevo global, disponível na página da *National Geospatial-Inteligency Agency - Earth Gravitational Model* (NGA, 2008), com resolução de arco de 1×1 min, que integra topografia e batimetria oceânica.

Observa-se na figura 4.4 o mapa de elevação da região estudada. Nota-se que na porção norte do mapa, precisamente na Subprovinça Borborema Transversal, ocorrem altas elevações, variando de 444,54 a 831,59 m. Na porção leste, no Cinturão Sergipano, apresentou-se por uma elevação mais baixa com valores variando de 52,82 a 330,28 m.

Os dados de anomalia do Geóide foram extraídos do *International Center for Global Gravity Field Models* (ICGEM: <http://icgem.gfz-potsdam.de>) utilizando o modelo GECHO (Gilardoni et al., 2016).

Observa-se na figura 4.5 o mapa da anomalia do Geóide. O mapa exhibe anomalias máximas, registradas na região leste, nos domínios: TRC-Rio Capibaribe, TAP-Alto Pajeú e TAM-Alto Moxotó. Para estes domínios a anomalia varia entre -10,0 a -6,99 m, enquanto na porção oeste e noroeste do mapa, BP-Bacia do Parnaíba, oeste do Cráton São Francisco e na Bacia do Irecê, há o predomínio de baixas anomalias variando de -16,3 a -12,1 m.

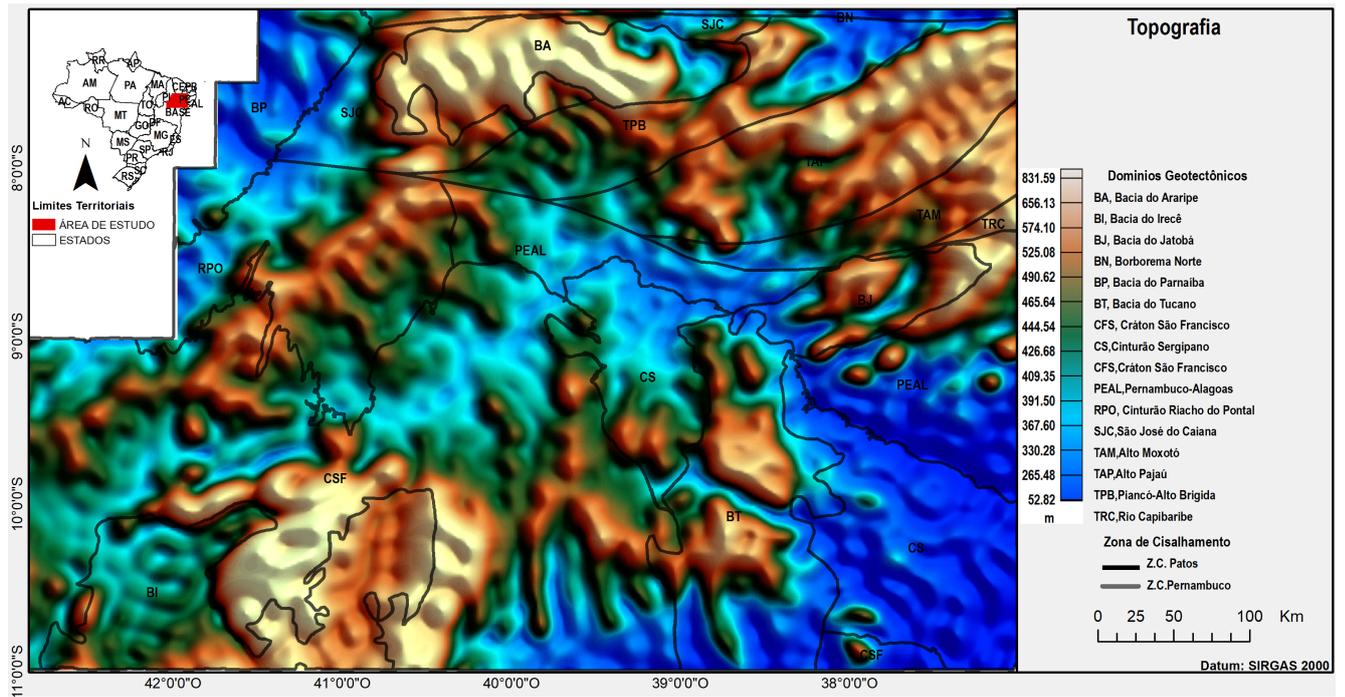


Figura 4.4: Mapa de elevação da área estudada.

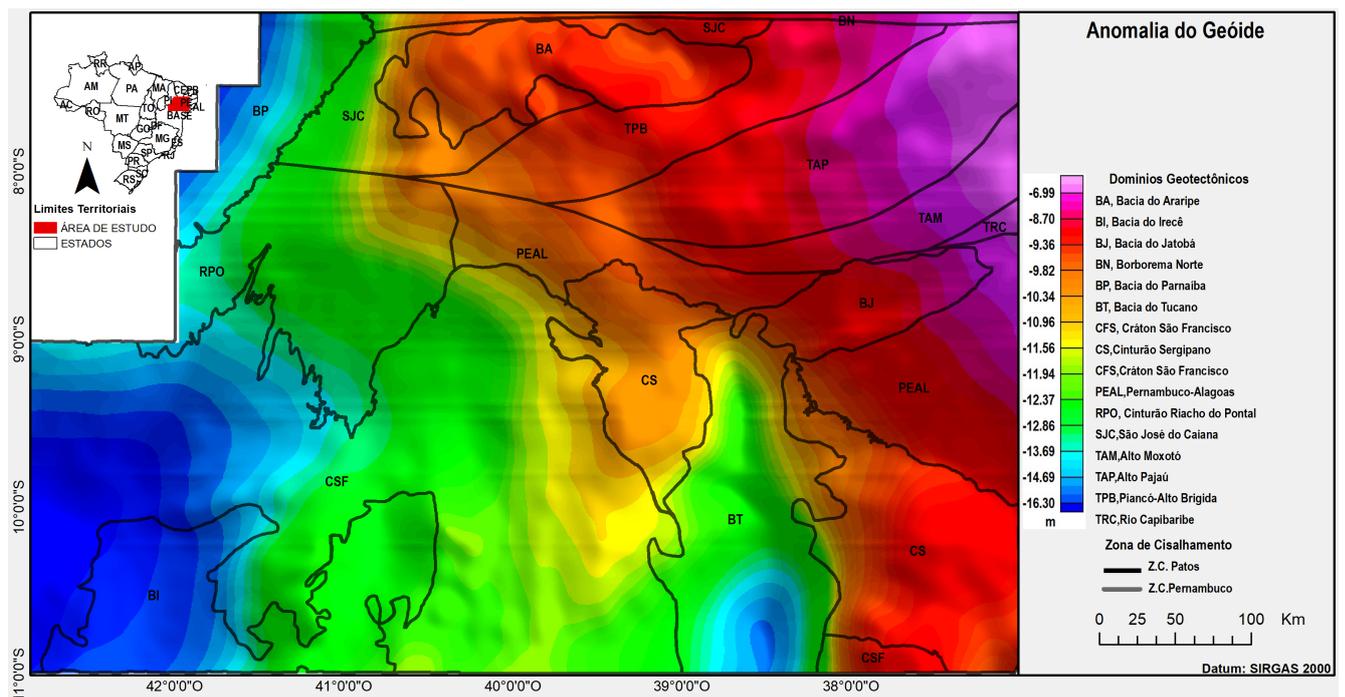


Figura 4.5: Mapa de Anomalia do Geóide referente à área estudada.

4.1 Processamento dos Dados Magnéticos e Gravimétricos

A primeira etapa para o processamento começa com a obtenção de dados em diferentes

bancos conforme o fluxograma apresentado na figura 4.6:

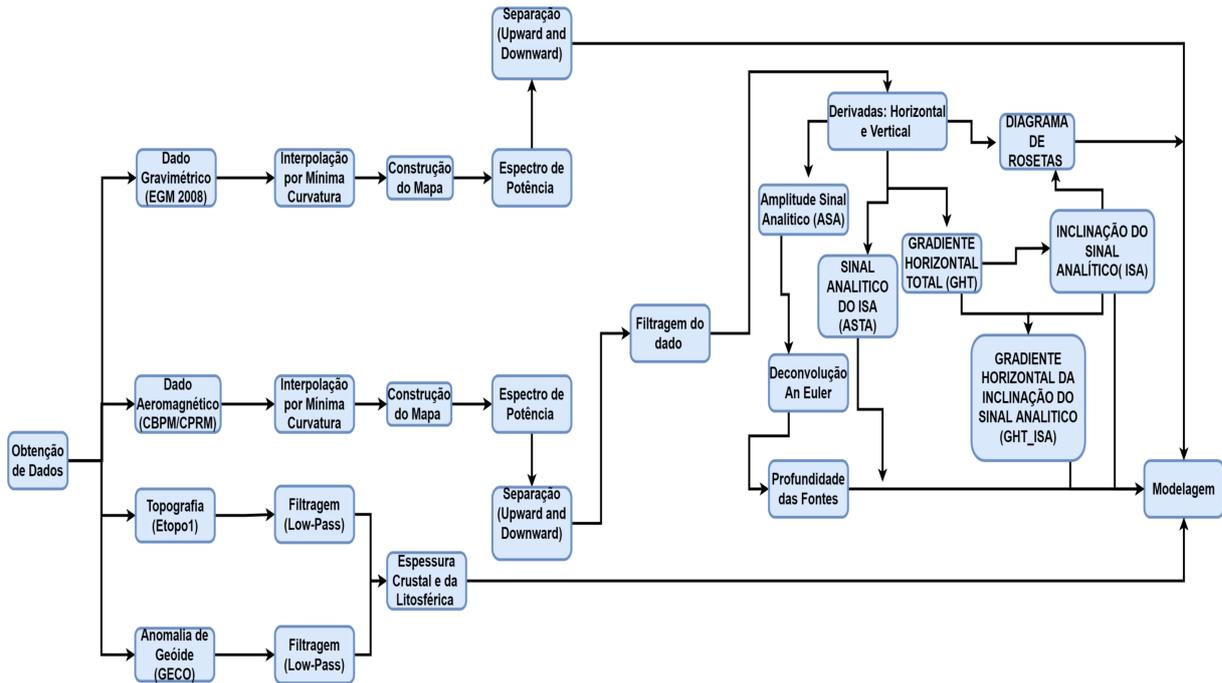


Figura 4.6: Sequências percorridas no processamento de dados.

Nos dados de levantamentos potenciais interpolados é comum utilizar o termo *gridagem*. A interpolação consiste em utilizar informações de conteúdo local para determinar e preencher, de forma otimizada os pontos da rede de dados que não foram amostrados cujo o protudo é o *grid*.

O método de interpolação utilizado neste trabalho foi por meio de mínima curvatura. Esta interpolação foi aplicada ao dado magnético, gravimétrico, geóide e topografia. No dado gravimétrico realizou-se com uma malha de $0,03 \times 0,03$ graus (figura 4.3) e no dado magnético uma malha $0,00151 \times 0,00151$ graus (figura 4.2). Posteriormente, foram gerados *grids* para visualização das anomalias do geóide e de elevação, os quais foram apresentados anteriormente

A etapa seguinte consistiu na filtragem dos dados de topografia e de anomalia do geóide. Para o dado de topografia, essa filtragem foi realizada com propósito de remover fontes que correlacionaram com efeitos de menor comprimento de onda (altas frequências), para evitar uma interpretação fictícia na profundidade que representa a interface Crosta-Manto (Moho) e o limite Litosfera-Astenosfera (LAB), associado isostasia local (Globig et al., 2016; Fullea et al., 2007; Lachenbruch e Morgan, 1990).

Foi realizado uma filtragem passa-baixa na anomalia do geóide com objetivo de evitar efeitos indesejáveis da altura geoidal, mantendo apenas a assinatura da distribuição de massa

relacionada à estrutura litosférica, ou para reter anomalias geoidais provenientes de variações de densidade lateral na crosta e do manto superior a 400 km de profundidade (Jiménez-Munt et al., 2019; Globig et al., 2016).

Os dados de topografia e de anomalia do geóide filtrados foram empregados no cálculo das espessuras da crosta (Moho) e da litosfera (LAB), com intuito de se obter valores referente a profundidade de Moho e da LAB essenciais para construção do modelo gravimétrico.

Para obter informações referentes ao limite entre as fontes rasas e mais profundas, aplicou-se o filtro continuação ascendente com suas respectivas altitudes obtidas no espectro. A continuação teve como propósito atenuar o sinal das fontes que correlacionaram com altas frequências e acentuar a resolução das anomalias que representavam baixas frequências. Este procedimento permitiu observar as assinaturas gravimétricas produzidas por feições geológicas regionais.

Além disso, foram realizadas as transformações no campo magnético: derivada vertical (Dz), Gradiente Horizontal Total (GHT), Fase do Sinal Analítico (ASA), Sinal Analítico da Inclinação do Sinal Analítico (ASTA) para delimitação de contatos laterais e realce de feições das principais fontes. A estimativa de profundidade das fontes magnéticas foi obtida pelo método da deconvolução de An-Euler. Neste contexto, a conjunção de todas essas informações geradas contribuíram para construção do modelo crustal de contraste de densidade.

4.1.1 Transformações: Campos Potenciais

Ao aplicar os filtros nos dados magnéticos e gravimétricos é necessário confeccionar e verificar o comportamento do espectro radial de potência. O espectro radial de potência compreende uma relação direta entre o logaritmo da energia espectral, número de onda e profundidade do topo das fontes causadoras e sua análise permite estimar profundidades e definir de forma quantitativa os componentes regionais e residuais presentes ao dado (Blakely, 1996).

O espectro de energia ou densidade de energia espectral E de uma função é expresso a partir da equação da energia total:

$$E = \int_{-\infty}^{\infty} |F(k)|^2 dk \quad (4.1)$$

O Spector e Grant (1970) aplicaram esse mecanismo referente à equação 4.1, a um conjunto de prismas variando em profundidade, comprimento, largura e magnetização, e permitiu desenvolver um modelo estatístico com base na análise do logaritmo da densidade

de energia espectral pelo número de onda.

O espectro radial permite estimar a profundidade dos corpos causadores de anomalias seja ao nível raso e/ou profundo, a partir da correlação espacial entre a potência do campo e o número de onda (Spector e Grant, 1970).

Esse método proporciona estimativas rápidas e qualitativas a partir da curva logarítmica da energia. Esta curva associa-se às amplitudes das anomalias causadas por fontes de baixas frequências, associadas aos corpos mais profundos e às altas frequências correlacionadas aos corpos mais rasos.

A densidade de energia espectral decresce com o aumento da profundidade z da fonte por um fator $e^{-2z|k|}$ e k é intitulado de número de onda. Diante disso, o comportamento do espectro de potência é proporcional ao fator profundidade atribuído à fonte causadora, e obtida pela inclinação do log do espectro de energia EP , expresso na equação 4.2 e 4.3 (Maus e Dimri, 1996).

No espectro radial de potência, a profundidade média h para cada camada é simplesmente a metade do valor de inclinação de cada reta ou números de ondas em ciclos/km (Cowan e Cowan, 1993). A frequência (f) é inversamente proporcional ao comprimento de onda λ , logo, $k = 2\pi f = 2\pi/\lambda$. Neste contexto, o espectro de potência (EP) dado por:

$$EP(k) = Ce^{-4\pi zf} = Ce^{-4\pi zk} \quad (4.2)$$

Colocando o logaritmo natural em ambos lados da equação 4.2, temos:

$$\ln [EP(k)] = \ln [C] - 4\pi zf = \ln [C] - 2zk \quad (4.3)$$

Dessa forma, a equação 4.3 é uma reta de inclinação (s) dado por: $4\pi z$ ou $2z$ (Hinze et al., 2013). No entanto, esta função permite estimar a profundidade para as fontes causativas, conforme a expressão 4.4:

$$z(f) = \frac{s}{4\pi} \quad (4.4)$$

Para que maior frequência espacial seja analisada de forma que não incorpore possíveis ruídos à análise, atribuímos o número de Nyquist, dado por:

$$f_n = \frac{1}{2\Delta x} \quad (4.5)$$

Onde f_n é a frequência de Nyquist e Δx intervalo de amostragem.

O espectro de potência radial de um campo potencial em função do número de onda pode ser dividido em segmentos de retas, onde, através da inclinação dos segmentos, pode ser obtida a estimativa média da profundidade das interfaces ou fontes causadoras das anomalias gravimétricas e magnéticas. Em vista disso, utilizou esse procedimento para obter profundidades e se ter uma ideia do limite entre as fontes rasas e profundas relativas aos corpos anômalos presentes na região estudada.

Continuação para cima

A continuação para cima aplicada em dados aeromagnéticos visa atenuar ou minimizar os efeitos das anomalias em relação ao seu comprimento de onda. As fontes em subsuperfície, sejam as mais rasas, como diques e soleiras, tendem a caracterizar comprimentos de ondas curtos (altas frequências), enquanto, fontes mais profundas tende a possuir comprimentos de ondas longos (baixas frequências) (Hinze et al., 2013).

Esse procedimento é considerado um filtro limpo, por não produzir efeitos de borda. Para efetuar sua aplicação é necessário indicar altitude de continuação h .

$$L(k) = e^{-2\pi hk} = e^{-hr}, h > 0, \quad (4.6)$$

Onde h é a distância da continuação acima do plano de observação, k , número de onda e $r = 2\pi k$.

Dessa forma, empregou a continuação para cima no dado magnético, tendo como objetivo atenuar as fontes rasas de curto comprimento de onda e acentuar ou amplificar as fontes representadas por comprimento de onda longo, ou baixa frequência. Nesta situação, usou informações das profundidades médias obtidas no espectro radial de potência.

Filtro Passa-Baixa: Dados de elevação

A filtragem utilizada no dado de elevação foi Low-Pass (passa-baixa) do filtro gaussiano com intuito de eliminar efeitos de altas frequências no âmbito de realçar a componente regional. Esse filtro é também conhecido como um filtro de suavização de dados. Costuma ser usado para passar ou rejeitar uma faixa do comprimento de onda contido no dado.

Para aplicação desta filtragem, procurou-se determinar o espectro radial de potência, que permitiu separar os dados de elevação em dois comprimentos de onda, bem como estimar o

número de onda. Para isso, realizou-se uma interpolação através de mínima curvatura com espaçamento de 1665 metros. Em seguida, transformou-se os dados do domínio espacial para o domínio de frequência, que consentiu em confeccionar espectro radial de potência referente ao dado, ilustrado na figura 4.7. Por fim, determinou-se o ponto de corte e conseqüentemente aplicou o filtro passa-baixa.

No domínio de frequência, o operador matemático que descreve o filtro gaussiano é representado por:

$$L(k) = 1 - e^{\frac{-k^2}{2k_0^2}} \quad (4.7)$$

onde k_0 é o número de onda (desvio padrão) em ciclos/km.

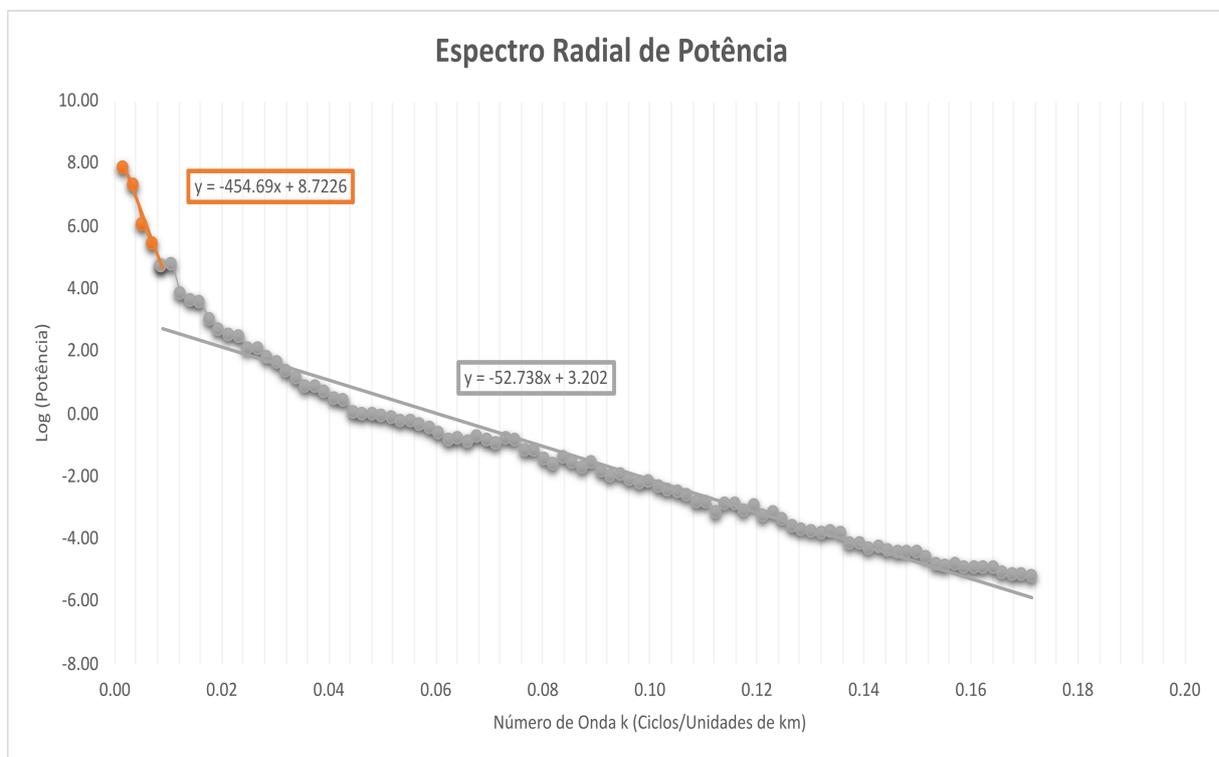


Figura 4.7: Espectro radial de potência para definição de ponto de corte e filtragem de dados de topografia.

Os dados do espectro de potência foram separados em duas componentes: **(a) λ Curto** com um comprimento de onda menor que 72,80 km; e **(b) λ Longo** com um comprimento de onda superior a 72,80 km, como se pode observar na tabela 4.2 que contém mais informações (frequência de Nyquist e ponto de corte) empregadas na filtragem. Na figura 4.8 é apresentado o mapa da topografia filtrada.

Informações	λ Curto	λ Longo
Ponto de Corte (ciclos/km)	$k=0,013$	$k=0,013$
Comprimento de onda (km)	$\lambda < 72,08$	$\lambda > 72,08$
Frequência de Nyquist (km^{-1})	0,3	0,3

Tabela 4.2: Parâmetros físicos utilizados para filtragem dos dados de topografia.

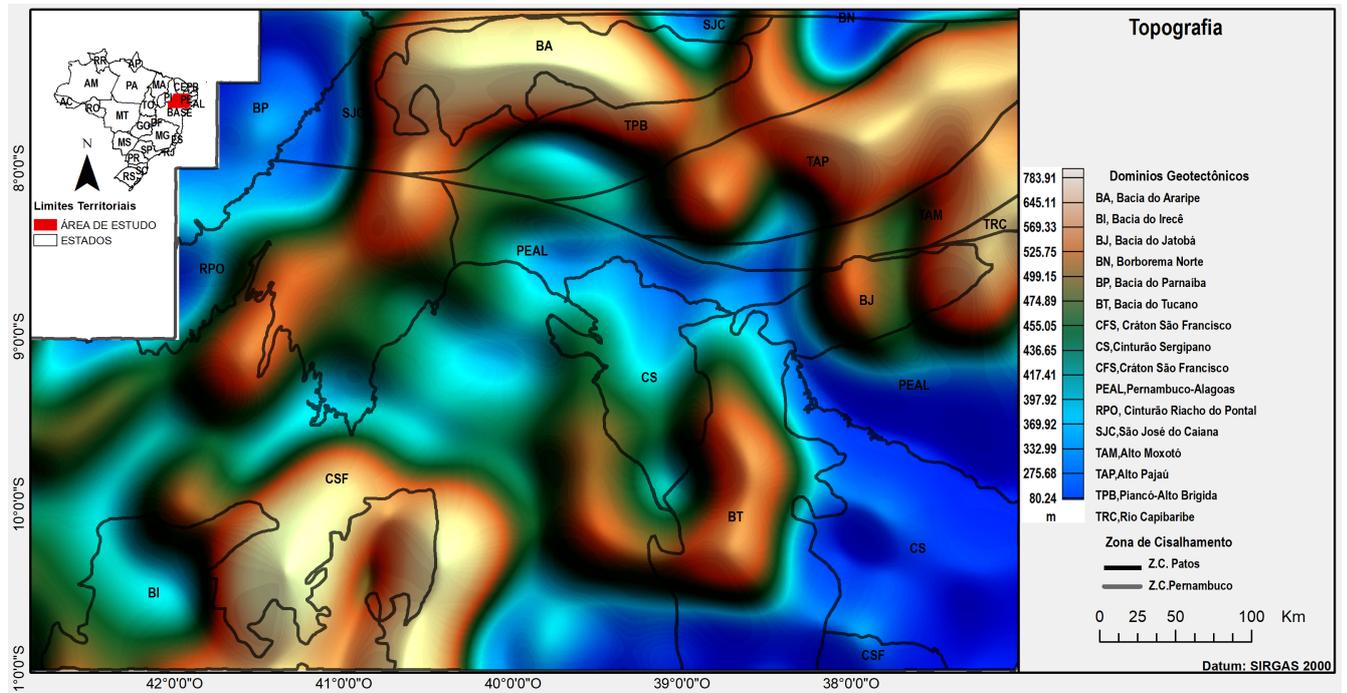


Figura 4.8: Mapa da topografia filtrado por low-pass do filtro gaussiano, com $k = 0,013$.

4.2 Parâmetros para Modelagem Direta 2D

Os lineamentos magnéticos extraídos nos mapas da Derivada Vertical (DZ) e da Inclinação do Sinal Analítico (ISA) foram utilizados para a construção do diagrama de rosetas. Ao construir o diagrama obteve-se a direção preferencial das estruturas magnéticas da área estudada. Esta direção preferencial, teve como base a concentração de feições (lineamentos). Além disso, definiu para que a orientação dos perfis fossem perpendiculares aos *trends* geológicos.

Para a confecção do modelo 3D, foi utilizado a densidade e informações litológicas. As litologias inseridas nos modelos foram obtidas conforme as que afloram no local da área de estudo, descritas na seção 2 deste trabalho, e suas respectivas densidades foram estimadas com base naqueles contidos em Telford et al. (1990), Pinheiro (2012), Oliveira e Medeiros (2018). O valor para o manto foi estipulado em 3330 kg/m^3 , para crosta inferior foi atribuído 2950 kg/m^3 e para crosta superior foi estipulado 2780 kg/m^3 com base na média das rochas

que englobam região estudada.

O processo filtragem, descrito no capítulo da fundamentação teórica, seção 3.1.1 forneceu os limites superficiais dos domínios geotectônicos, bem como o arranjo estrutural da área estudada foi obtido neste processo, que envolveu análise visual das anomalias em conjunto com informação geológica e com as feições magnéticas. Por outro lado, as soluções oriundas do método An-Euler conforme retratado na fundamentação teórica, seção 3.1.2, forneceu as profundidades das fontes anômalas e os índices estruturais relativos à região estudada.

As profundidades da Moho e da LAB foram estimadas pelo método direto conforme descrito na fundamentação teórica, seção 3.2.2, obedecendo os seguintes critérios: escolha da coluna de referência (aquela que permite encontrar os melhores valores da espessura da crosta e da litosfera); existência do manto litosférico, isto é: $z_L > z_c$; a existência da camada crustal, no caso de pontos submersos $E < 0$.

5

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Neste capítulo apresentamos os resultados das etapas de interpretação e integração dos produtos referentes aos dados magnético e gravimétrico, que envolveram principalmente a análise qualitativa, incluindo a observação dos traçados dos lineamentos em diferentes profundidades, detecção de bordas dos corpos geotectônicos, profundidades das fontes pelas soluções An-Euler, profundidade de Moho e densidade do manto litosférico. Com essas informações, foi possível construir um modelo de contraste de densidade referente a área de estudo.

Dessa maneira, serão apresentadas no presente capítulo as transformações aplicadas aos dados magnético e gravimétrico com suas respectivas interpretações, bem como, os resultados das profundidades: Moho e LAB e parâmetros físicos referentes à construção dos modelos com multicamadas. Além disso, uma breve discussão dos modelos obtidos para a crosta, como resultado da aplicação da metodologia apresentada

5.1 Interpretação dos Dados Magnéticos

Com intuito de minimizar os efeitos das altas frequências e realçar estruturas mais relevantes em profundidade, foi desenvolvido um espectro radial de potência, conforme descrito na seção 4.1.1. De posse do espectro de potência foi realizada uma continuação ascendente em 0,760 km de profundidade que está associado às fontes intermediárias e em 0,266 km que corresponde ao topo das fontes rasas. Os resultados deste procedimento são apresentados na figura 5.1.

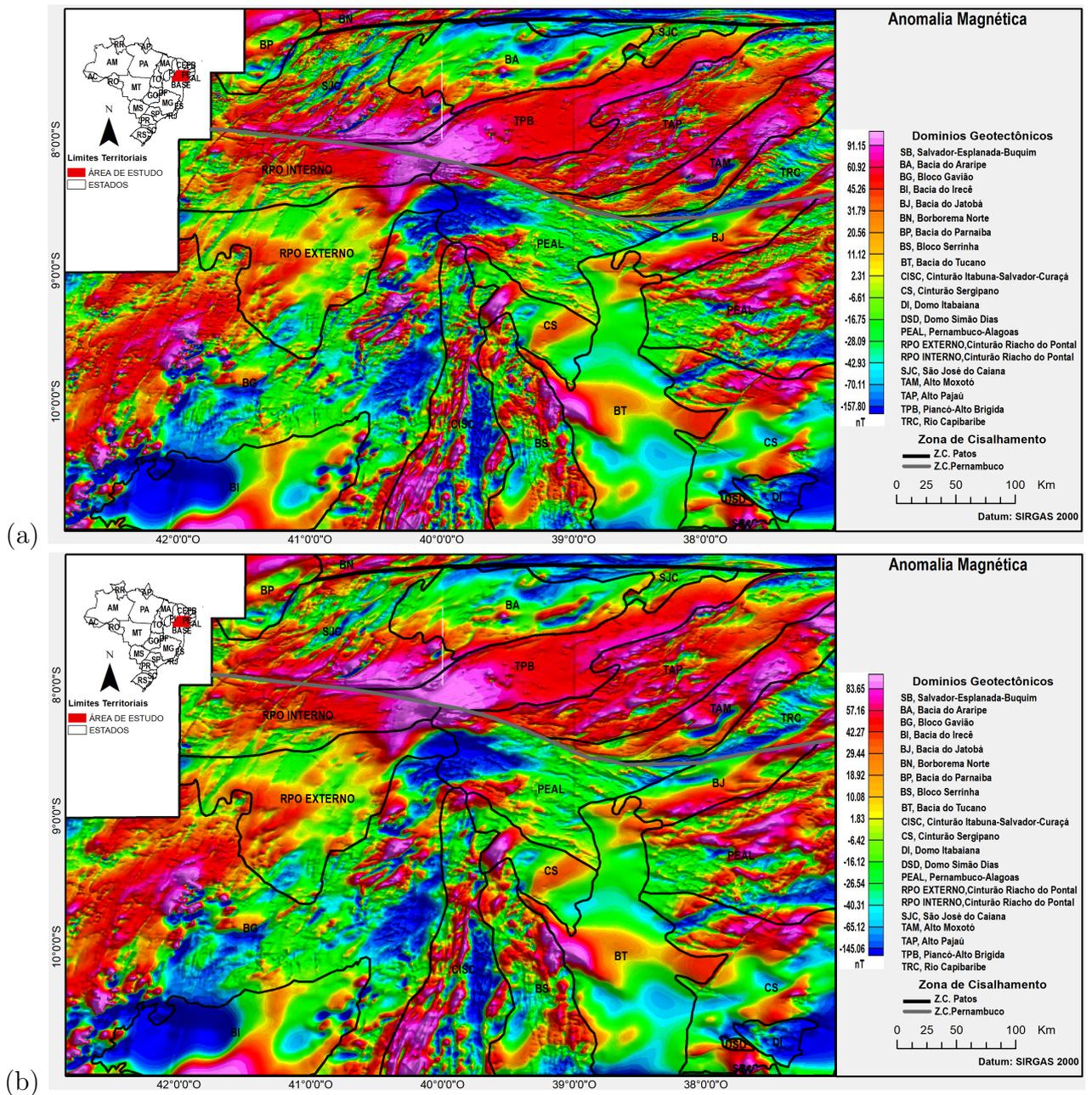


Figura 5.1: Anomalia magnética filtrada com continuação para cima a: (a) 0,266 km e (b) 0,760 km.

A presença de estruturas magnéticas na área possibilitaram demarcar diversos lineamentos e determinar a direção preferencial, por meio do diagrama de rosetas, do arcabouço geológico. Neste contexto, a determinação da direção preferencial foi crucial no posicionamento dos perfis para modelagem.

Os lineamentos demarcados foram analisados para diferentes profundidades de fontes magnéticas anômalas obtidas na continuação. A sua análise processou-se a partir da aplicação dos filtros nos dados do campo magnético anômalo, derivada vertical de ordem primeira

(DZ) e inclinação do sinal analítico (ISA), ambos com continuação: relacionadas às profundidades de 0,266 km e 0,760 km referindo-se às estruturas magnéticas rasas da região.

Conforme as figuras 5.2 e 5.3, ilustra-se os lineamentos magnéticos obtidos partir da Derivada Vertical (Dz) e da Inclinação do Sinal Analítico (ISA), ambos com continuação ascendente. A interpretação buscou investigar os comportamentos destes lineamentos em diferentes profundidades, conforme ilustrado nas figuras 5.2 e 5.3. A estruturação preferencial predominantemente é NE e N-S caracterizada pela grande concentração de feições lineares. Os lineamentos N-S predominam na porção central do Cráton São Francisco e os NE na Província Borborema. Essas direções são bem marcadas, conforme as figuras: 5.2 e 5.3, tendo uma direção preferencial N32E por vezes chegando a N40E.

A área estudada concentra feições de estruturas rasas: a oeste da Bacia do Araripe e a oeste da subprovíncia Borborema Transversal, conforme as figuras 5.2 e 5.3. Além disso, notou-se lineamentos a oeste e a sul da subprovíncia Borborema Transversal e porção norte do Cráton São Francisco, que persistem em diferentes profundidades. Estas estruturas estão associadas à fontes magnéticas profundas.

Os resultados ilustrados nas figuras 5.2 e 5.3 exibem o comportamento dos lineamentos magnéticos, da área estudada, para diferentes profundidades. Isso permitiu avaliar quais regiões são predominantemente profundas e quais são rasas em termos magnéticos.

As transformações foram aplicadas através do gradiente horizontal total (GHT), da amplitude do sinal analítico (ASA), do sinal analítico do ISA (ASTA) e do gradiente horizontal do ISA (GHT-ISA) com objetivo de delinear os domínios geotectônicos pertencentes à área estudada. Os resultados realçaram as fontes causativas e permitiu delinear a extensão de algumas unidades geológicas da área de estudo.

Os resultados encontrados após a aplicação do Gradiente Horizontal Total (GHT) indicam alta intensidade magnética nos domínios CSF e PEAL, variando de 0,002 a 0,005 nT/m, e com intensidades intermediárias a baixas nos domínios RPO, BT, TPB, com intervalo de 0,00 a 0,004 nT/m. A análise visual do mapa GHT continuado somado à correlação com as informações geológicas, possibilitou a delimitação das bordas das unidades geotectônicas presentes na área de estudo, principalmente ao norte do CSF e ao sul do Cinturão Riacho do Pontal (RPO), bem como no limite entre RPO e CSF, conforme a figura 5.4.

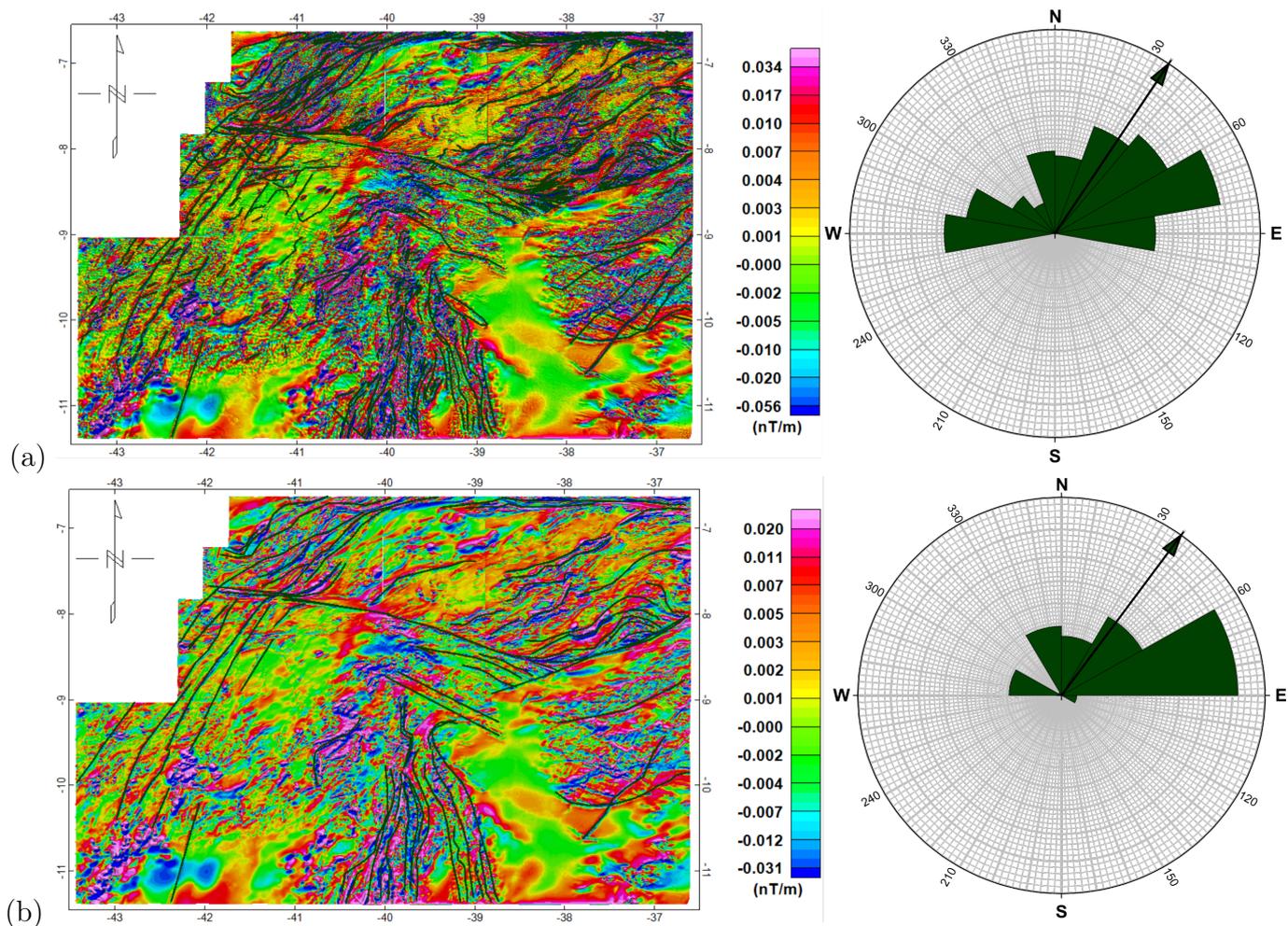


Figura 5.2: Estruturas magnéticas interpretadas a partir dos mapas da Derivada Vertical (DZ) com continuação ascendente do campo magnético anômalo e seu respectivos diagramas de rosetas correspondente aos lineamentos extraídos: (a) 0,266 km e (b) 0,760 km.

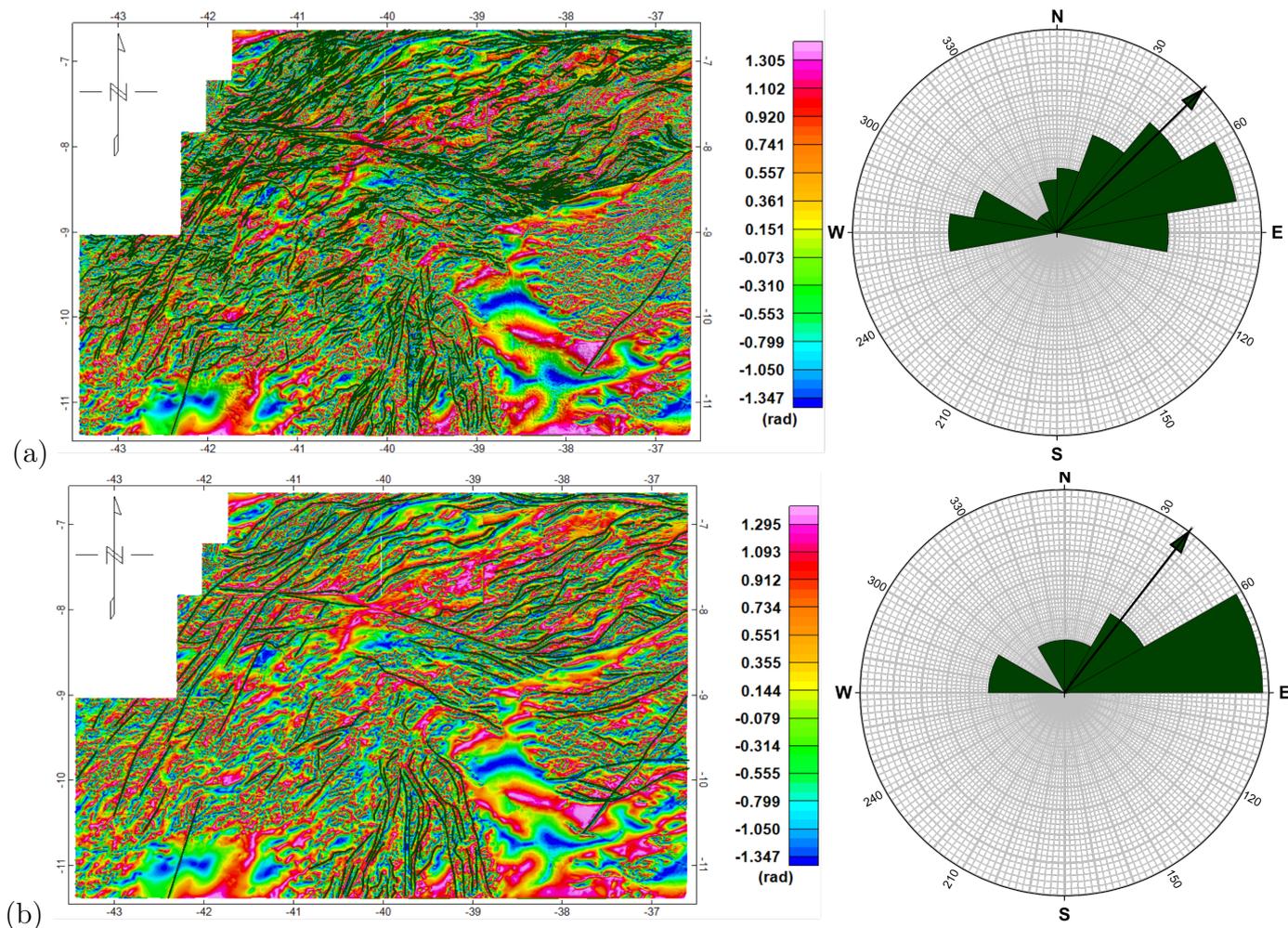


Figura 5.3: Estruturas magnéticas interpretadas a partir do mapa da Inclinação do Sinal Analítico (ISA) para diferentes continuações do campo magnético anômalo e seus respectivos diagramas de rosetas correspondentes aos lineamentos extraídos: (a) 0,266 km e (b) 0,760 km.

O GHT realçou as fontes causativas magnéticas acentuando o efeito do sinal nas bordas das fontes com posicionamento dos picos das anomalias bem próximas das bordas das unidades geotectônicas, ilustrado na figura 5.4. Além disso, delineou os contatos entre corpos causadores de alta e baixa intensidade magnética, correlacionado com as variações litológicas inerentes à área de estudo. Dentre esses contatos, estão o Cráton São Francisco (CSF), Riacho do Pontal (RPO), Pernambuco-Alagoas (PEAL), Bacias: (Tucano (BT), Jatobá (BJ), Irecê (BI), Araripe (BA) e o contorno das bordas dos diversos domínios da Subprovincia Borborema Transversal.

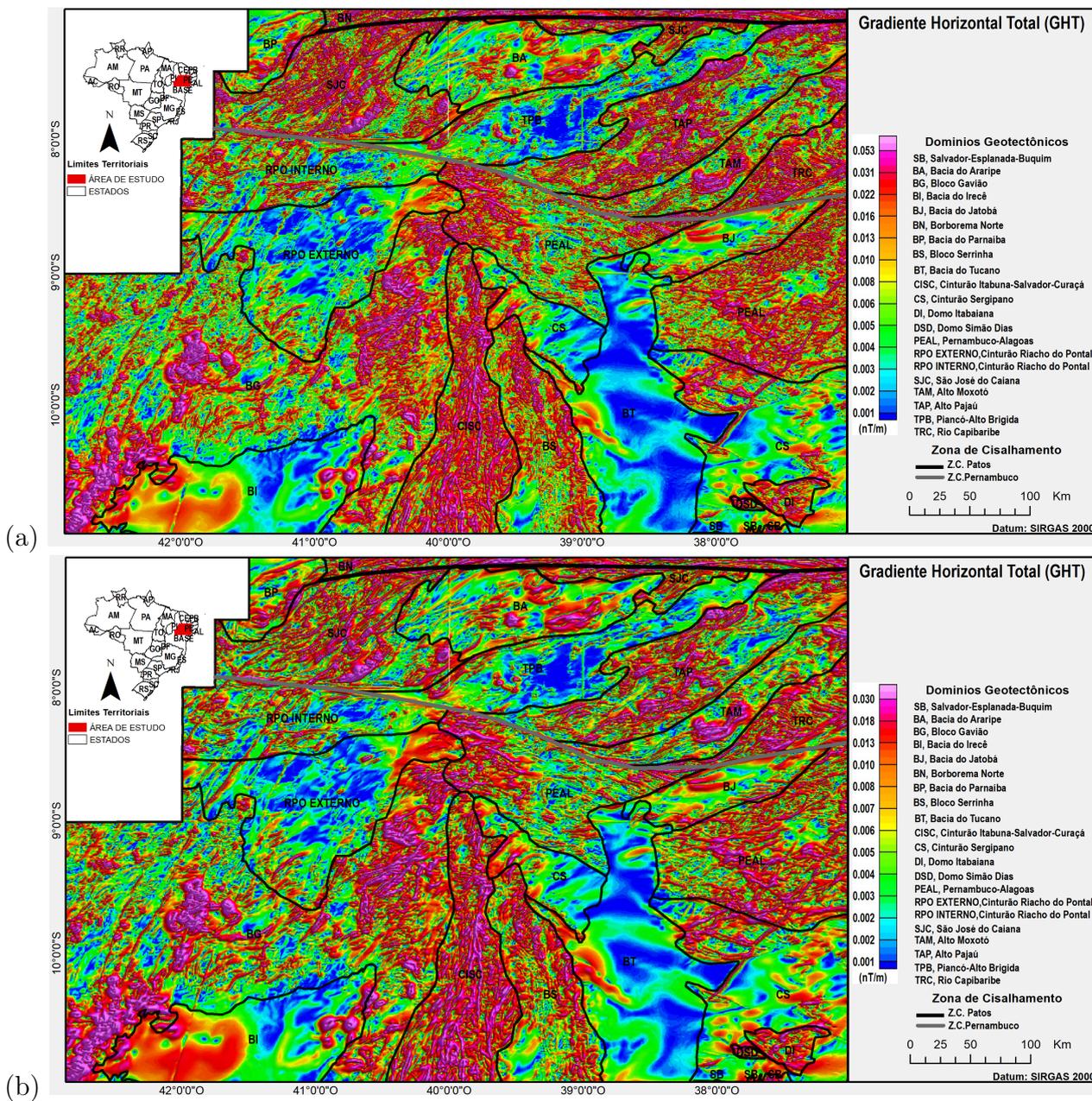


Figura 5.4: Mapa de detecção de borda pelo método Gradiente Horizontal Total(GHT) com continuação ascendente: (a) 0,266 km e (b) 0,760 km.

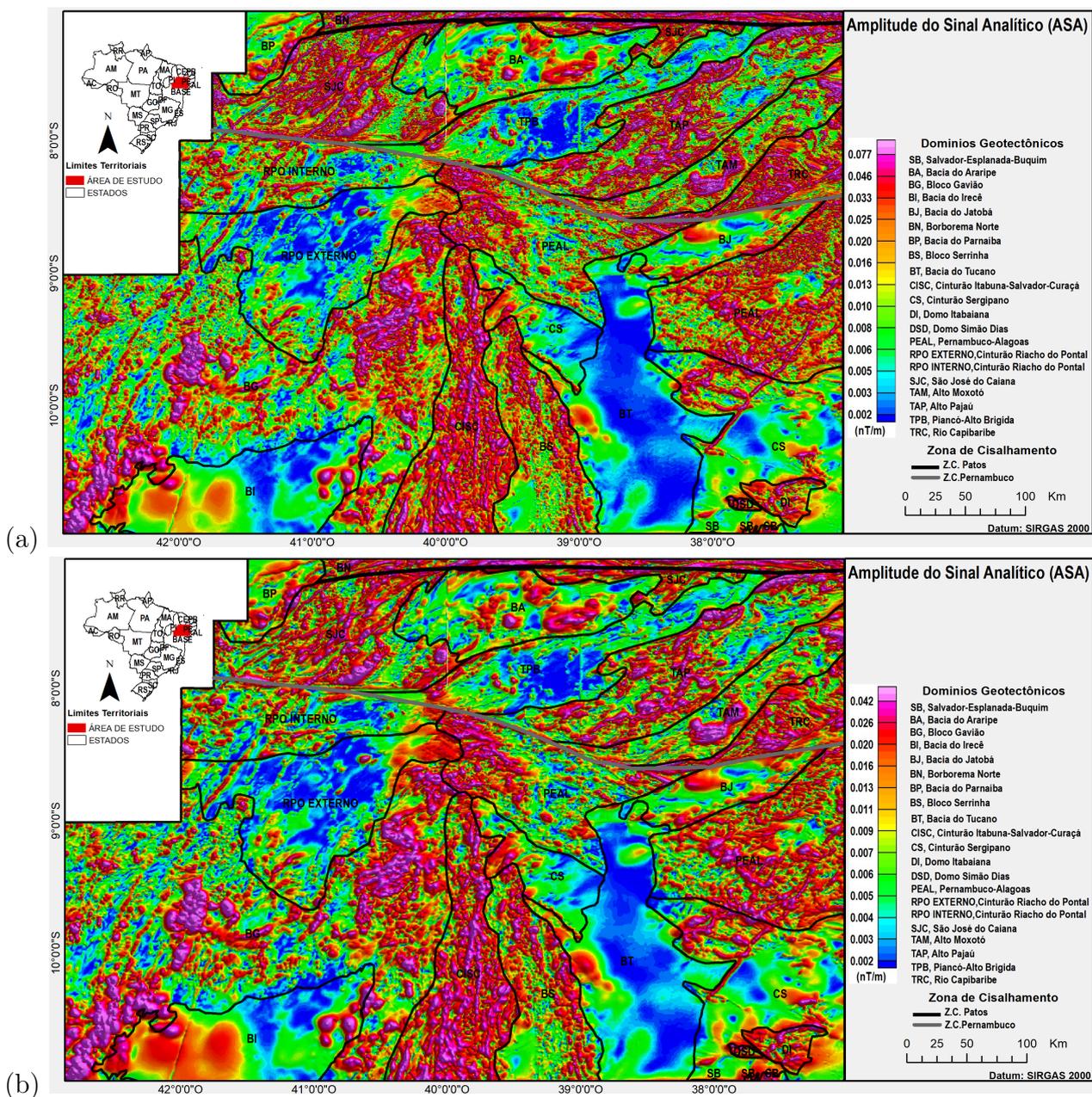


Figura 5.5: Mapa da Amplitude do Sinal Analítico a partir do campo magnético com continuação: (a) 0,266 km e b) 0,760 km.

A Amplitude do Sinal Analítico (ASA) revela diferentes faixas de amplitude com diferentes continuações, conforme a figura 5.5. Há variação da força da magnetização no Cinturão do Riacho do Pontal. Este domínio expressou anomalias de baixa intensidade magnética variando de 0,002 a 0,006 nT/m. Esta baixa intensidade se justifica pela presença de rochas sedimentares na sua porção externa e central.

O Cráton São Francisco: Bloco Gavião (BG), CISC, Bloco Serrinha (BS), apresentaram uma alta intensidade magnética, com anomalias variando de 0,008 a 0,077 nT/m, na sua

porção norte-sul, com ocorrência de diques nas porções oeste e leste. As anomalias de baixa intensidade com variação de 0,002 a 0,005 nT/m são observadas a leste da Bacia do Irecê, BT, RPO Externo e oeste do CS.

Nesse âmbito, sinais analíticos muitos altos são observados no Bloco Gavião (BG), Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá (CISC), Bloco Serrinha (BS), Pernambuco-Alagoas (PEAL), Alto Pajeú (AP), Alto Moxotó (AM), Rio Capibaribe (RC), pressupõem que essa região o campo magnético anômalo tem intensa variação. Entretanto, sinais analíticos muito baixos são indícios que o campo magnético anômalo é suave, visto no Cinturão Riacho do Pontal Externo (RPO), Bacia do Tucano(BT)-Jatobá(BJ) e Araripe (BA).

Além disso, a fase sinal do analítico permitiu interpretar diversas bordas e feições geológicas dos domínios geotectônicos, em termos da somatória da derivada vertical e horizontal. A representação do arranjo dos domínios geotectônicos combinado com resultado ASA continuada é ilustrada na figura 5.5. Este resultado ilustrou de forma perceptível o delineamento da Bacia Tucano (BT), do Cinturão Sergipano (CS) e o provável limite, na porção oeste, entre a província Borborema Meridional e o norte do CSF.

O resultado do GHT-ISA é apresentado na figura 5.6. A interpretação apresentou uma centralização das máximas amplitudes variando 0,0004 a 0,0016 rad das unidades geotectônicas BG, CISC,BS e PEAL. Esta centralização das amplitudes com os máximos posicionados nas bordas das unidades geotectônicas é constatada no Bloco Serrinha (BS), Riacho do Pontal Interno (RPO), Bacias: Araripe (BA), Irecê (BI), Tucano (BT)-Jatobá (BJ), além da parte dos domínios da Subprovíncia Borborema Transversal. Neste contexto, o presente filtro potencializou, ainda mais, os resultados das transformações ilustradas anteriormente, com relação à atual configuração dos limites entre a Província Borborema Meridional e no norte do Cráton São Francisco.

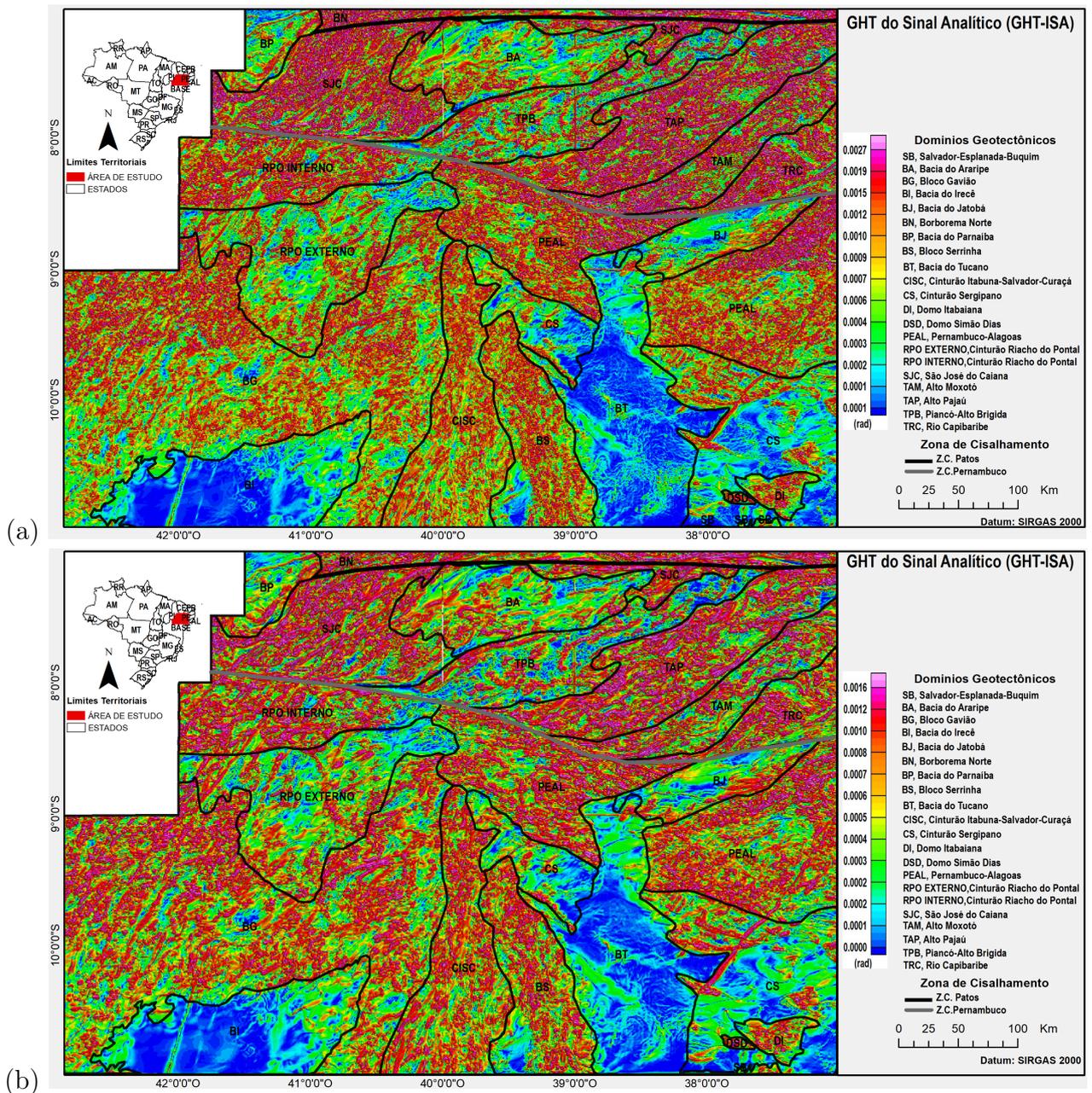


Figura 5.6: Mapa do GHT-ISA a partir do campo magnético com continuação: (a) 0,266 km e b) 0,760 km.

Na figura 5.7 observou-se que os valores máximos e mínimos, referente à transformação posicionaram-se nas bordas dos respectivos domínios geológicos, dentre eles: Bacia do Irecê, Bacia: Tucano e Jatobá, PEAL e domínios a oeste da Subprovincia Borborema Transversal, em diferentes profundidades. Neste contexto, o ASTA apresentou mais nítido os contatos laterais das unidades geotectônicas, quando comparado à amplitude do sinal analítico.

A análise da figura 5.7 mostrou duas faixas no Cinturão Riacho do Pontal, dentre elas: RPO Interno que pode está associado ao núcleo cristalino e RPO Externo que pode está

relacionado ao cinturão de dobramentos. Dessa forma, pode inferir a existência de uma possível zona de sutura que começa no limite do Cinturão do Riacho do Pontal Interno que se estende até o Cinturão Sergipano. Esta mesma sutura foi constatada e interpretada por Oliveira e Medeiros (2018) como uma zona colisional entre CSF e Borborema.

Dessa forma, a transformação ASTA, ilustrada na figura 5.7 realçou as bordas dos domínios existentes. Esta configuração geométrica é perceptível no Bloco Gavião (BG), CISC, Bloco Serrinha (BS), Bacia do Irecê, Tucano, Jatobá e RPO. Nesta circunstância, é possível inferir, com o resultado da transformação, o limite entre o CSF e a Província Borborema Meridional oeste.

Subsequente à identificação dos principais domínios magnéticos interpretados, obteve-se as profundidades de topo das fontes magnéticas pelo método An-Euler conforme descrito na secção 3.1.2. No intuito de reduzir o tempo de processamento para obtenção das soluções foi realizado diferentes janelas (AREA), conforme a figura 5.8. Esses janelamentos tiveram como critério domínios geotectônicos onde: AREA 1, representa a porção oeste do CSF (Cráton São Francisco); AREA 4, porção Norte Sul do CSF; AREA 3, Cinturão Sergipano; AREA 2, Subprovincia Transversal e uma parte da Borborema Meridional.

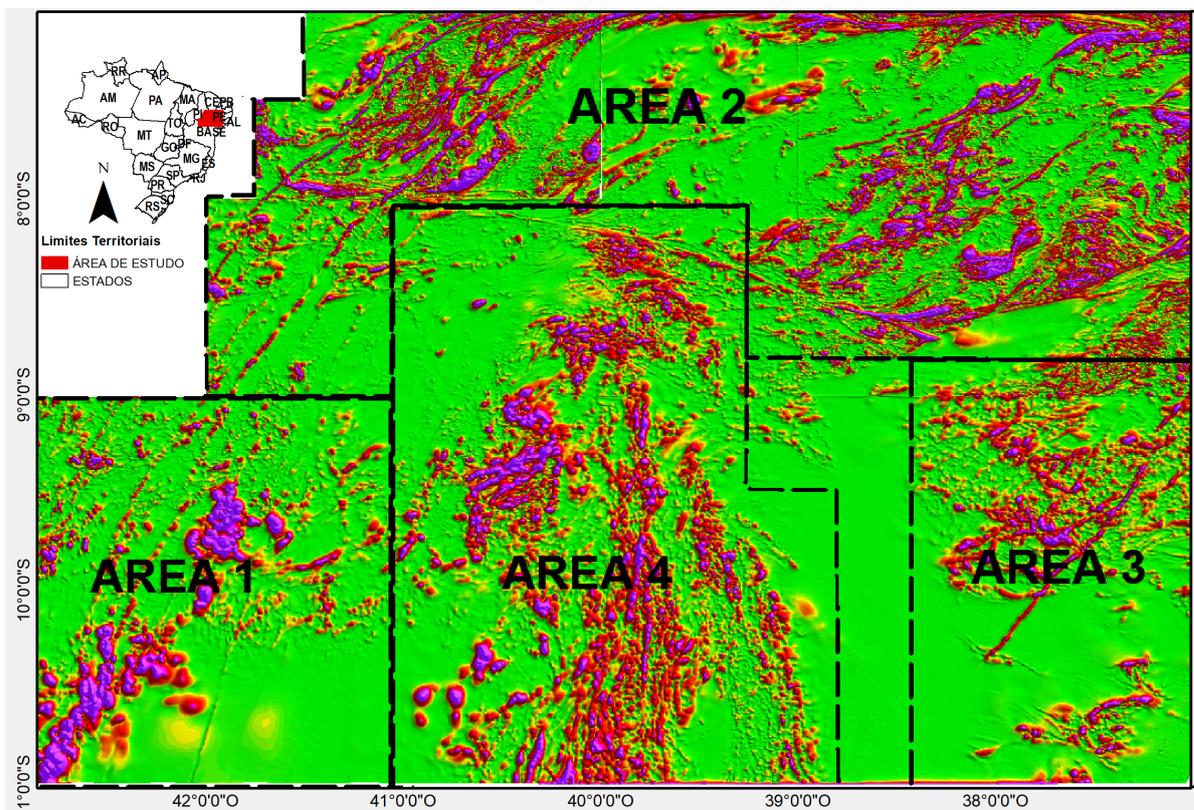


Figura 5.8: Janelamentos em difentes domínios geotectônicos no mapa ASA.

Os resultados obtidos a partir da aplicação do método An-euler estão apresentados na

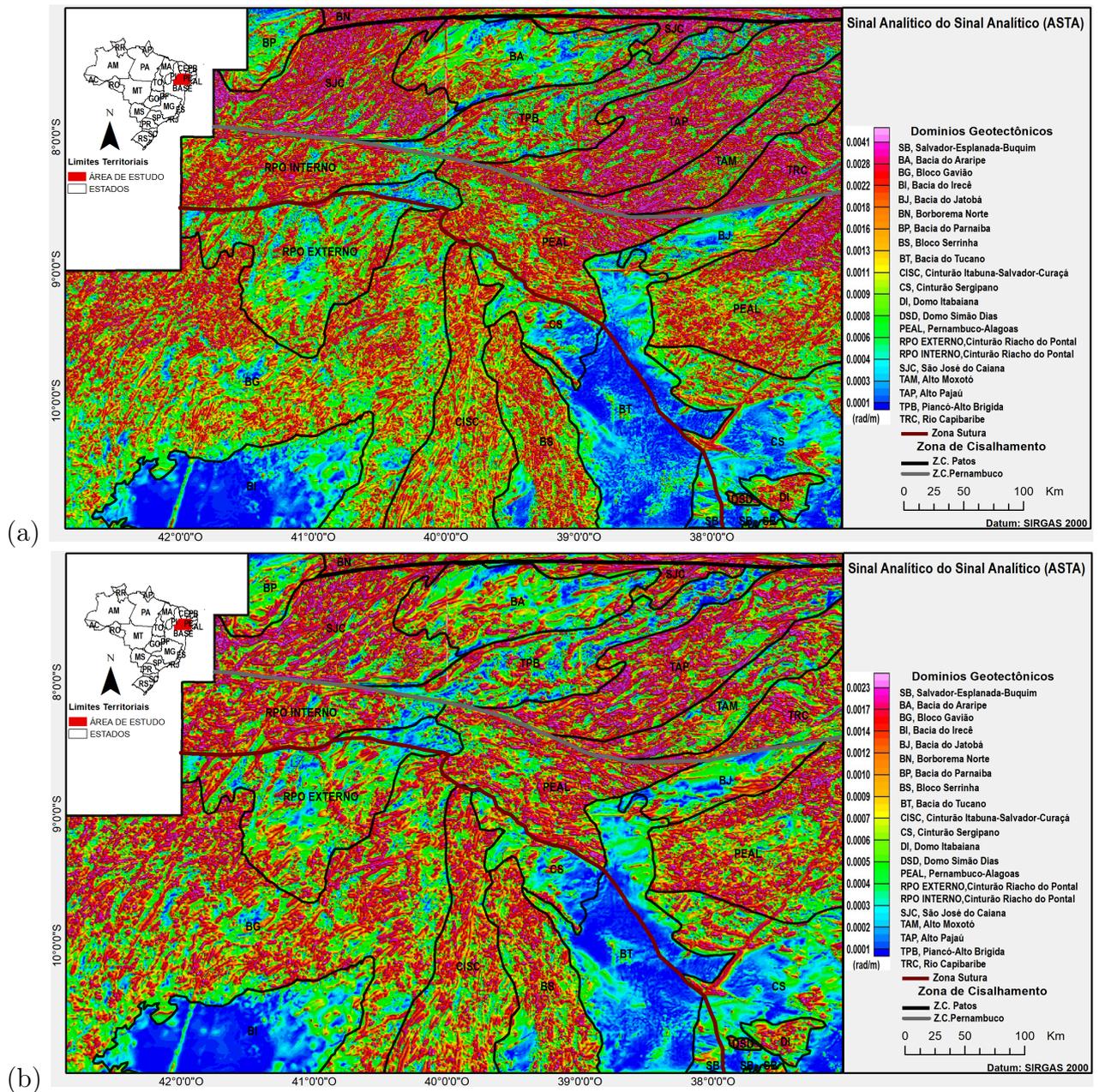


Figura 5.7: Mapa do Sinal Analítico da Inclinação do Sinal Analítico (ASTA) a partir do campo magnético com continuação: (a) 0,266 km e b) 0,760 km.

figura 5.9. Com uma continuação de 0,266 km, notou-se uma concentração de fontes magnéticas com profundidades de 1 a 5 km com índice estrutural variando de 1 (dique/soleiras) a 3 (esfera ou dipolo magnético) presentes no CSF, a leste do CS. Na Província Borborema Transversal nos domínios SJC (São José do Caiana), TAP (Alto Pajeú) e TAM (Alto Moxotó) observaram-se fontes magnéticas a uma profundidade abaixo de 1 km, com índice estrutural de 1 a 3.

Com a continuação a 0,760 km, as fontes magnéticas apresentaram uma profundidade de 1 a 7 km com um índice estrutural variando de 1 a 3, na porção norte do CSF (Cráton

São Francisco), a oeste do CS (Cinturão Sergipano) e nos domínios SJC, TAM e TRC.

É possível inferir que campo magnético anômalo apresenta na sua maioria feições magnéticas associadas a anomalias de alta frequências e conseqüentemente uma concentração de soluções de profundidade mais rasas. Dessa forma, constatou-se que as soluções de profundidade obtidas pelo método An-euler possuem uma boa correlação com limites tectônicos, dentre eles, Cráton São Francisco, SJC, PEAL e os lineamentos magnéticos, mas sua concentração foi reduzida à medida que se aumentou a altitude da continuação, presumindo uma estrutura magnética menos densa, conforme a figura 5.9.

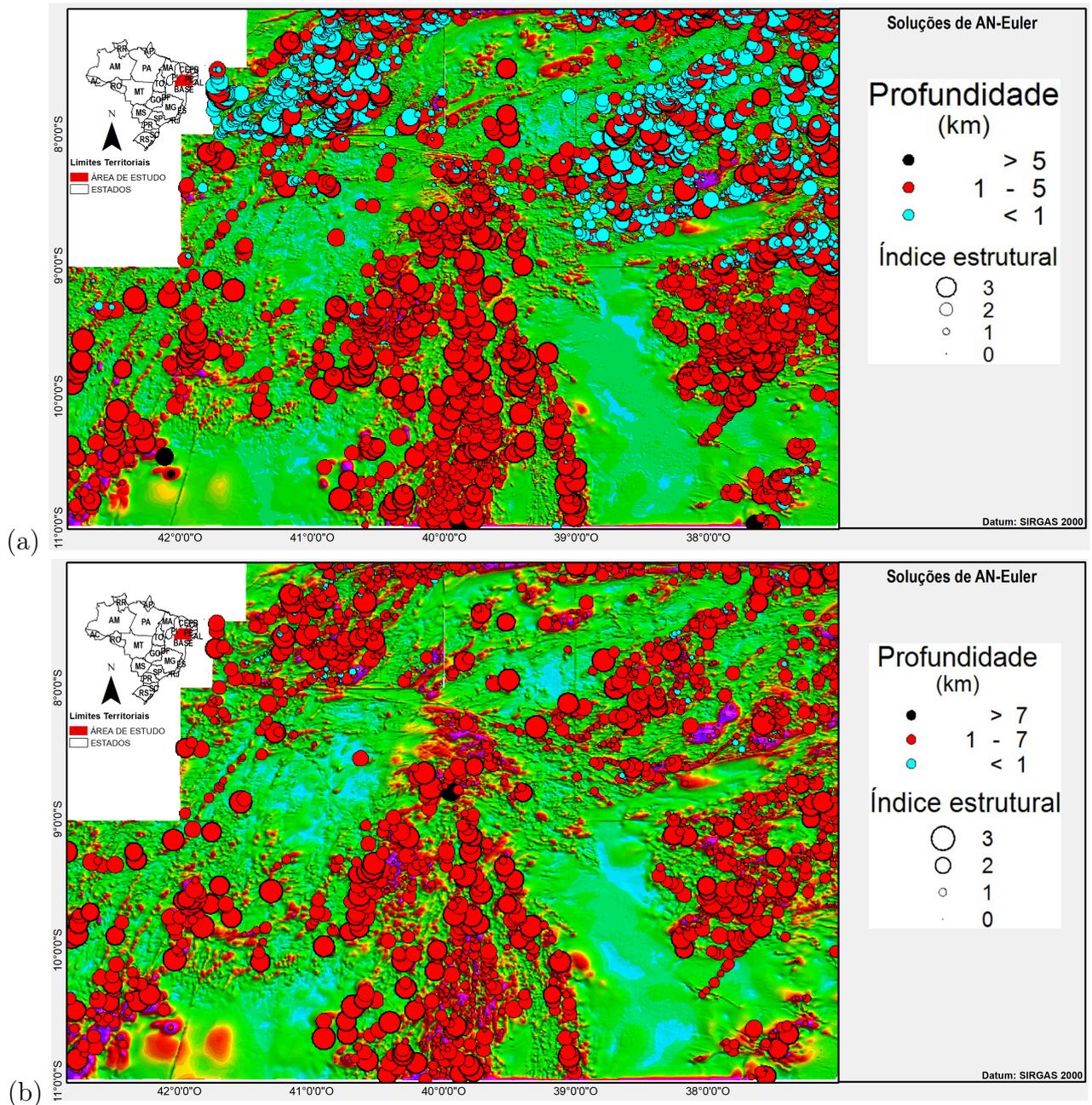


Figura 5.9: Soluções de AN-Euler com a profundidade de topo e índice estrutural das fontes: (a) ASA continuado a: 0,260 km e (b) ASA continuado a: 0,760 km

5.2 Interpretação dos Dados Gravimétricos

Para estimar a profundidade média das fontes em subsuperfície foi desenvolvido um espectro de potência e seus resultados revelam 5,53 km associado às fontes rasas e 8,35 km a fontes intermediárias. A interpretação realizada sobre o mapa de anomalias Bouguer com continuação (5.10) com as respectivas altitudes onde baseou-se na identificação de feições com contrastes de densidades referente aos domínios geotectônicos da área de estudo.

Foram interpretados no mapa de anomalia Bouguer os seguintes domínios geotectônicos: RPO Interno (Cinturão do Riacho do Pontal Interno) com anomalia bouguer variando de -18,9 a -36,6 mGal; RPO Externo, variando de -43,9 a 59,7 mGal, -18,9 a -59,7 mGal; Cinturão Sergipano, variando de -31,1 a -55,1 mGal; PEAL (Pernambuco-Alagoas) uma variação de -59,7 a -102,6 mGal, CISC e BS apresentam picos de anomalia entre -40,5 a -51,0 mGal. Na Subprovíncia Borborema Transversal, precisamente em Alto Moxotó, os valores da anomalia têm variação de -31,1 a -59,7 mGal. Baixos gravimétricos, variando entre -82,6 a -102,6 mGal, estão posicionadas Bacias: Araripe, Tucano, Jatobá e Irecê.

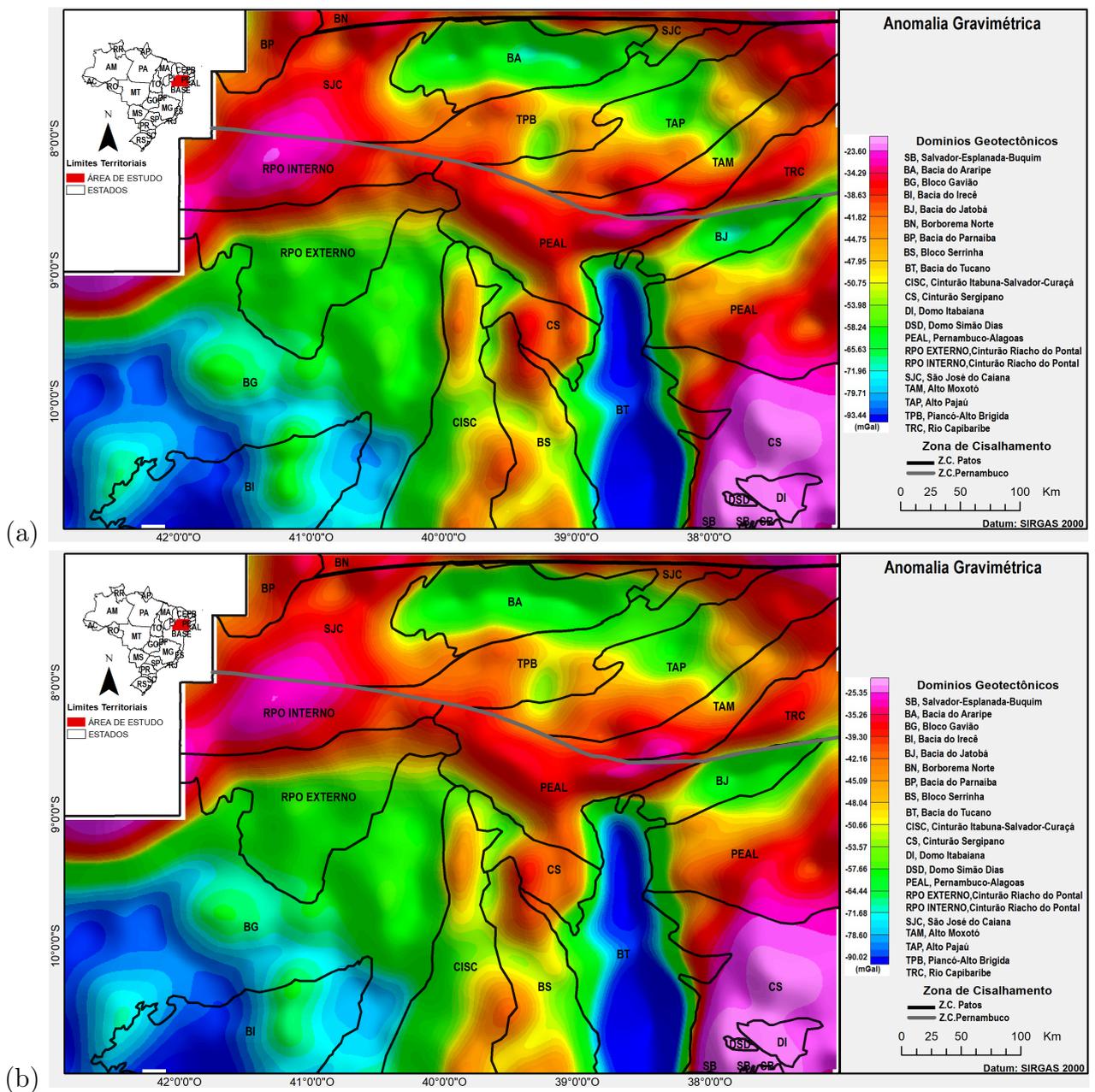


Figura 5.10: Anomalia gravimétrica filtrada (filtro de continuação para cima): (a) 5,53 km e (b) 8,35 km

5.3 Modelagem Gravimétrica 3D

Na modelagem direta é possível obter a anomalia gravimétrica e magnética a partir de um modelo de fontes em subsuperfície com informações de contraste de densidade ou magnetização, mas para isso é necessário que os corpos do modelo inicial estejam com seus devidos parâmetros físicos introduzidos à priori.

Dessa forma, foi realizado ,inicialmente, um levantamento das informações geológicas da área, para melhor definir o parâmetro físico (densidade), bem como as profundidades da interface crosta-manto (Moho),o limite litosfera-astenosfera (LAB) e a densidade média no manto litosférico, nos diferentes domínios geotectônicos da área estudada.

Nesse contexto, a estimativa das profundidades da interface crosta-manto (Moho) e do limite Litosfera-Astenosfera (LAB) e a densidade média no manto litosférico nos diferentes domínios geotectônicos entre Província Borborema Meridional e norte do Cráton São Francisco foram obtidos combinando dados de topografia e anomalia de geóide associado a parâmetros físicos: densidade da água e da astenosfera, coeficiente de expansão térmica, calor radiogênico, condutividade, temperatura no topo e no LAB, extraídos de (Fullea et al., 2007) a densidade da crosta foi obtida a partir da média das rochas aflorantes na região estudada. Na tabela 5.1 ilustra os parâmetros físicos utilizados para o cálculo das espessuras da Moho e da LAB.

Parâmetro	Símbolo	Valor
Densidade da crosta	ρ_c	2780,0 kg/m^3
Densidade da água	ρ_w	1030,0 kg/m^3
Densidade da astenosfera	ρ_a	3200,0 kg/m^3
Coeficiente de expansão térmica	α	3,5.10 ⁻⁵
Taxa de calor radiogênico	H_s	1,20 μWm^{-3}
Condutividade térmica da crosta	k_c	2,92 $Wm^{-1}K^{-1}$
Condutividade térmica do manto	k_m	3,2 $Wm^{-1}K^{-1}$
Temperatura no topo da superfície	T_s	0°C
Temperatura no LAB	T_a	1350°C

Tabela 5.1: Parâmetros físicos utilizados no cálculo da espessura crustal e da Litosfera-Astenosfera (LAB).

Nota-se, nas figuras 5.11, os valores das profundidades da Moho referente a área estudada. Constata que esses valores estão variando entre 35,0 e 42,0 km. No Cráton São Francisco, os valores chegam a atingir valores aproximadamente entre 38,0 e 42,0 km. Por outro lado, domínios geotectônicos da Subprovíncia Borborema Meridional, dentre eles, Cinturão Riacho do Pontal, esses valores tendem a apresentar uma variação entre 37,25 e 38,0 km. No domínio Pernambuco-Alagoas (PEAL) varia entre 37,25 e 38,00 km e no Cinturão Sergipano (CS)

35,0 a 37,25 km. Na Subprovíncia Borborema Transversal a profundidade de Moho exibe uma variação entre 35,0 e 36,80 km, exceto na BA na qual a profundidade varia entre 38,0 a 39,50 km.

Os resultados encontrados nesta pesquisa, referentes à espessura da crustal, se ajusta aos que foram obtidos por Oliveira (2009) e Assumpção et al. (2013), dos quais seus resultados mostraram-se uma crosta variando entre 20,0 km para 44,0 km no Cráton São Francisco; 40,2 km na Bacia do Irecê; 38,5 a 42,0 no Cinturão Riacho do Pontal; 36,5 a 37,0 km em Pernambuco-Alagoas e por fim 37,2 a 37,0 km no Cinturão Sergipano. Estes autores, certificaram que a crosta seria mais fina na Província Borborema do Nordeste do Brasil (30–35 km) e mais espessa no Cráton São Francisco (41 ± 4 km). Além disso, o trabalho de Dutra et al. (2019), por sua vez calculou a profundidade da Moho a partir de dados gravimétricos e magnéticos, obtendo valores de profundidade da Moho em torno de 34,0-35,0 km no Cinturão Sergipano e 38,0-40,0 km no domínio Pernambuco-Alagoas. Entre a província da Borborema Meridional e o norte do Cráton São Francisco, Soares et al. (2011) constataram com a utilização de experimentos de refração sísmica uma profundidade de Moho variável entre 30 e 42 km. Já, Lloyd et al. (2010) obtiveram a espessura crustal analisando as funções do receptor, telessísmica e estações sísmicas, tendo achado uma profundidade variável de Moho entre 37,0 km e 42 km.

Na figura 5.14, os resultados obtidos mostram valores variando entre 195 a 232 km. Na Bacia do Irecê expõe uma profundidade entre 219,0 a 232,0 km. Nas Bacia tipo rift, dentre elas, Bacia do Araripe, exibe uma litosfera variando entre 207,0 e 212,0 km e na BT-BJ esses valores variam entre 207,0 a 227,0 km. Com relação ao BG, varia entre 219,0 a 232,0 km, dessemelhante com CISC e o BS na qual a espessura da litosfera varia de 215,0 a 219,0 km, entretanto na Província Borborema essa espessura varia entre 203,0 a 207,0 km com pequeno aumento na BA Oliveira (2009).

No âmbito de avaliar a consistência destes resultados tanto da Moho quanto da LAB foram comparados com os valores da Moho e da LAB obtidos por levantamentos sísmicos associando-os aos valores dos domínios geotectônicos. Isso permitiu calcular o erro relativo e avaliar sua discrepância, através da expressão:

$$E_r = \frac{d_{cons} - d_{obt}}{d_{obt}} \times 100 \quad (5.1)$$

Onde: E_r é o erro relativo; d_{cons} : dado considerado da Moho ou LAB oriundos da sísmica; e d_{obt} : dado obtido.

A tabela 5.2 ilustra os valores da profundidade de Moho determinado por meio da sísmica,

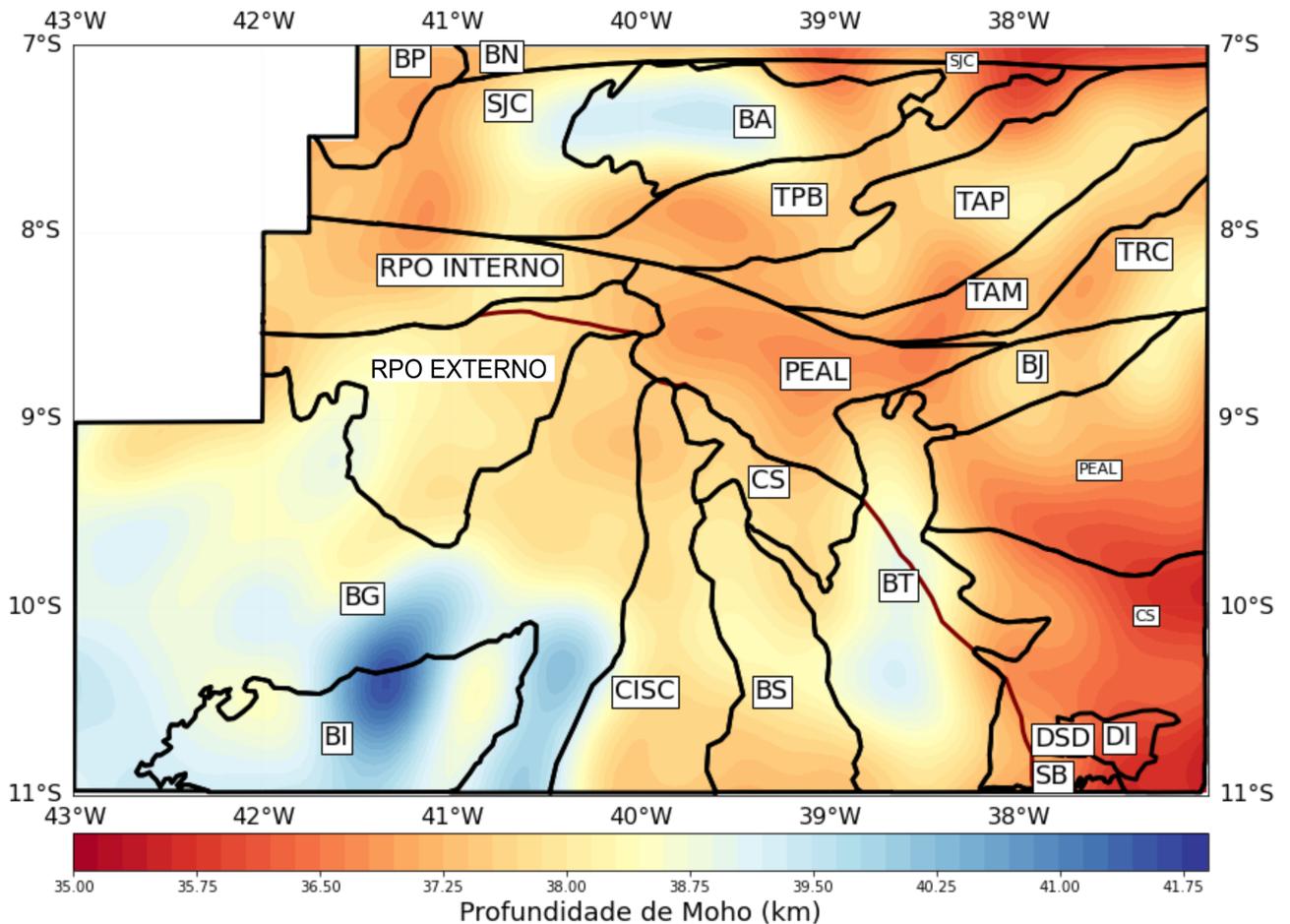


Figura 5.11: Mapa das profundidades da interface crosta-manto. Em preto as unidades geotectônicas e vermelho a zona de sutura

referente trabalho de Feng et al. (2007) e Assumpção et al. (2013). O quadro exibe os valores da Moho e LAB calculados, bem como E_r (estimativa do erro) referente aos valores adotados. Os valores compostos na coluna considerado*, foram obtidos pela média dos valores da Moho correspondente ao domínio geológico obtida pela sísmica, da referência já anteriormente, e os da LAB foi obtido no trabalho de (Oliveira, 2009). Na tabela 5.3 são apresentados esses valores médios e o erro relativo em percentual.

Com relação à densidade do manto litosférico, referente à figura 5.13, é apresentado uma tabela 5.4 composta por valores de densidade correspondente aos principais domínios geológicos da área de estudo. Observa-se que a densidade do manto litosférico no domínio: PEAL, Cinturão Sergipano, na porção NW do Cinturão Riacho do Pontal apresenta-se uma densidade em torno de $3246,46$ a $3247,48 \text{ kg/m}^3$. Além disso, é notado que ao norte BG em contato com PEAL apresenta-se uma densidade significativa em torno de $3246,49 \text{ kg/m}^3$. Por outro lado, o BG em contato com Cinturão Riacho do Pontal Interno exibe uma densidade de $3245,95 \text{ kg/m}^3$ inferior ao relatado anteriormente. Em vista disto, o manto litosférico

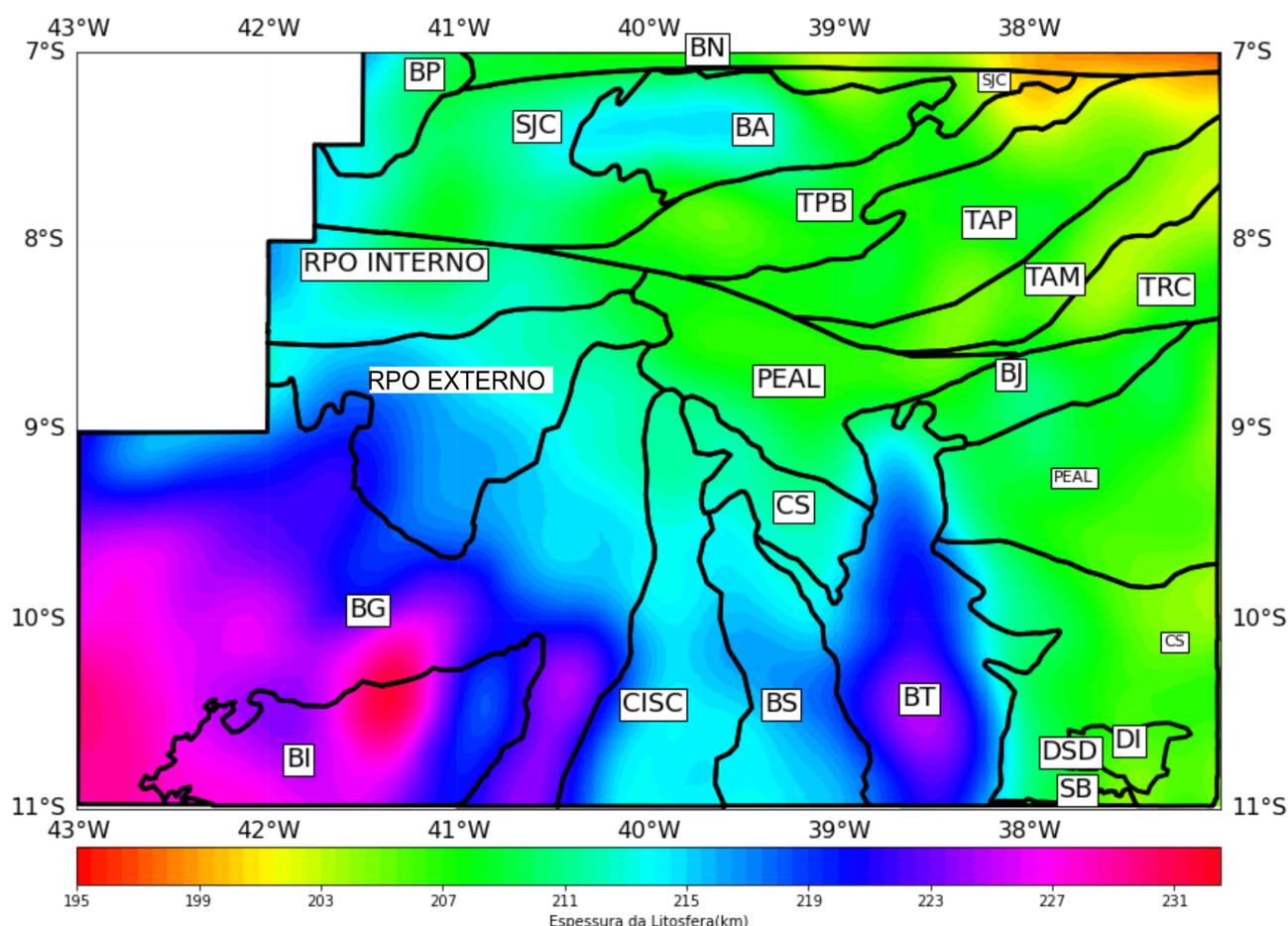


Figura 5.12: Mapa das profundidades do limite Litosfera-Astenosfera. Em preto as unidades geotectônicas

Domínio Geotectônico	Moho da Sísmica (Feng et al., 2007; Assumpção et al., 2013)	Moho Obtido	LAB (Oliveira, 2009)	LAB Obtido
Bacia do Irecê(BI)	40,2	41,0	225,0	220,0
Norte do Cráton São Francisco	42,5	38,7	230,0	219,0
Cinturão Riacho do Pontal(RPO)	38,5	37,2	210,0	208,0
Pernambuco-Alagoas(PEAL)	36,5	38,0	210,0	207,0
Cinturão Sergipano(CS)	37,2	35,5	200,0	208,0

Tabela 5.2: Valores das profundidades das interfaces Crosta-Manto (Moho) quais foram utilizados como informação a priori na modelagem.

presente entre a oeste do Cinturão Riacho do Pontal é menos denso em relação ao norte das unidades geotectônicas BG, CISC, PEAL e leste do Cinturão Sergipano.

Diante da complexidade geológica referente à área de estudo, os resultados apresentados a partir do mapa da crustal e da litosfera oriundos da integração de dados de anomalia do geóide e elevação mostraram-se satisfatórios e coerentes para serem empregados na modela-

Profundidade	Considerado*	Obtido	E_r (%)
Moho	38,98	38,08	~ 2,31
LAB	215,00	212,40	~ 1,21

Tabela 5.3: Valores médios das profundidades das interfaces Crosta-Manto (Moho) e Listosfera-Astenosfera (LAB) nos domínios geotectônicos. Considerado*, valores determinados pela sismica.

Dominios Geotectonicos	Densidade do manto litosferico (kg/m^3)
Bacia do Irecê (BI)	324,91-3245,95
Norte do Cráton São Francisco	3245-3246,60
Cinturão Riacho do Pontal(RPO)	3245,44-3246,97
Permanbuco-Alagoas(PEAL)	3246,46-3246,97
Cinturão Sergipano (CS)	3246,10-3247,99

Tabela 5.4: Densidade do manto litosférico dos domínios tectônicos.

gem.

Diante disso, a figura, 5.15 ilustram os valores das profundidades da Moho ao longo dos perfis: P1, P2, P3, P4, P5, P6 e P7, das quais foram utilizados como informação a priori na construção do modelo crustal. Além disso, em anexo segue informações relevantes para a modelagem e na figura 5.14 a orientação e o posicionamento desses perfis.

Com os valores iniciais da profundidade de Moho calculados anteriormente e os parâmetros físicos relativos à composição geológica de cada domínio concordante a projeção do perfil, foram elaborados junto à geometria de multicamadas composta, de crosta superior, crosta inferior e manto litosférico, o modelo de contraste de densidade até a uma profundidade de 43 km.

O modelo crustal do perfil 1(P1), observado na figura 5.16, integra os domínios geológicos: Riacho do Pontal, Cráton São Francisco e Bacia do Irecê. Neste perfil, compõe-se três camadas, divididas em: crosta superior, crosta inferior e manto litosférico. As litologias que a compõem estão descritas e caracterizadas pelos parâmetros físicos conforme a tabela 5.5.

A crosta inferior corresponde a uma profundidade máxima de 41,0 km. Há a presença neste de uma intrusão magmática no Cinturão Riacho do Pontal com uma profundidade que se aproxima de 12 km. A Bacia do Irecê apresentou uma profundidade média de 5,4 km e o Cráton São Francisco uma profundidade de 41,0 km, ilustrado na figura 5.16.

O perfil 1 apresenta direção NW-SE, destaca-se uma variação significativa de densidade no decorrer do perfil, devido à variação litológica presente. Há trechos de afinamento no Cinturão Riacho do Pontal e espessamento crustal no CSF, conforme a figura 5.16.

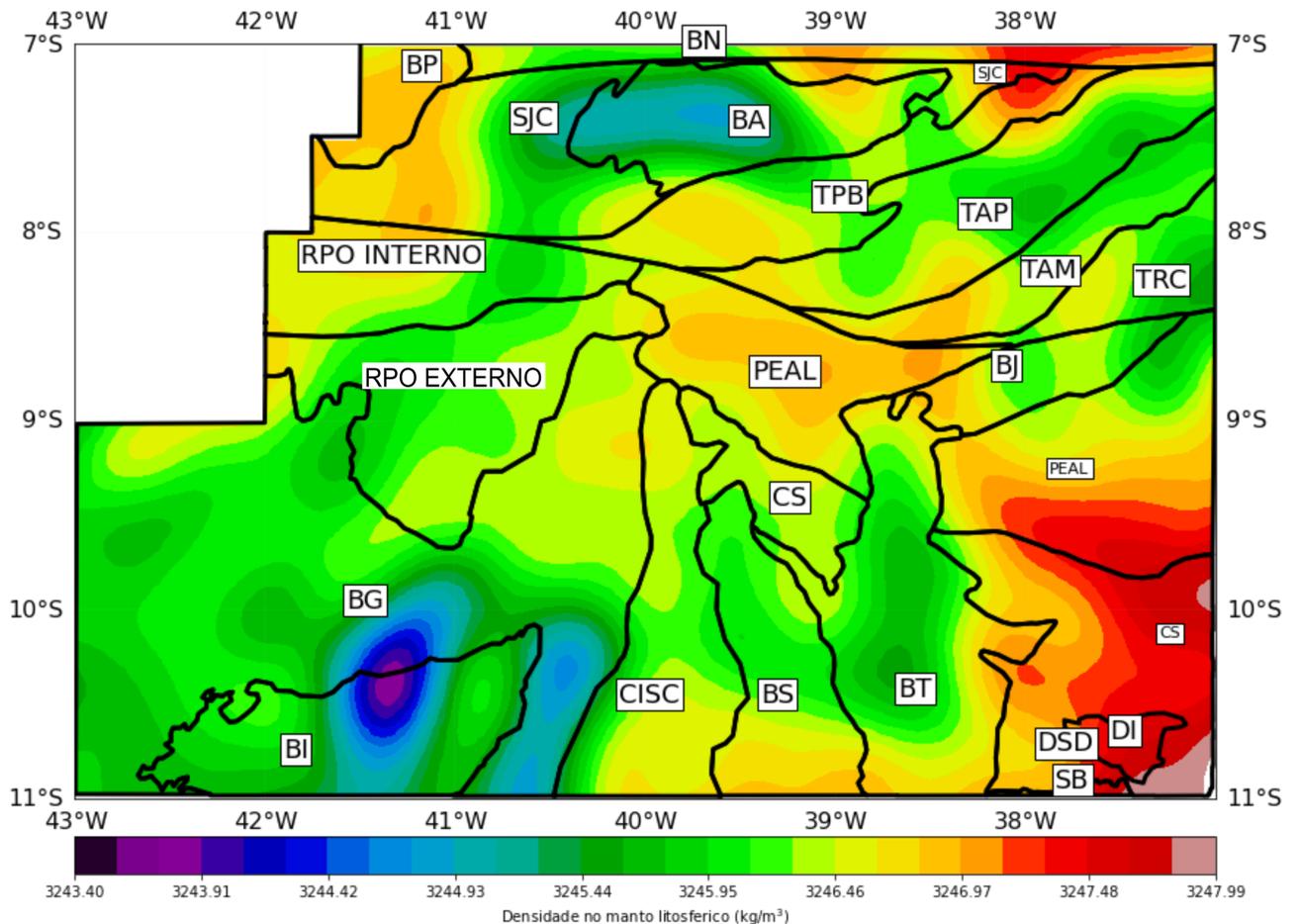


Figura 5.13: Mapa da distribuição média de densidade no manto litosférico. Em preto as unidades geotectônicas

O modelo crustal do perfil 2 (P2), observado na figura 5.17, integrada os domínios geológicos: Bacia e Bloco Parnaíba, Riacho do Pontal, Cráton São Francisco e Bacia do Irecê. O perfil é composto por três camadas, divididas em: domínios geotectônicos mais crosta superior, crosta inferior e manto litosférico. As litologias desses domínios tectônicos estão descritas e caracterizadas pelos parâmetros físicos ilustrados na tabela 5.5.

A crosta superior apresenta uma profundidade máxima de 35,0 km e a crosta inferior de 41,0 km. A Bacia do Parnaíba tende a apresentar uma profundidade de 2,7 km, seu bloco tende a apresentar uma profundidade máxima de 5 km e sua espessura crustal média é de 39,4 km. O Cinturão Riacho do Pontal tende a apresentar uma profundidade média de 12,5 km e sua espessura crustal tende a exibir 36,2 km. Há a presença no Cinturão Riacho do Pontal uma intrusão magmática com uma profundidade que se aproxima de 7,0 km. O Cráton São Francisco apresenta uma profundidade máxima de 41,6 km de espessura crustal. A Bacia do Irecê tende a apresentar uma profundidade de até 5,2 km com 41,0 km de espessura de crosta. Neste contexto, o perfil 2 apresenta direção NW-SE demonstra uma

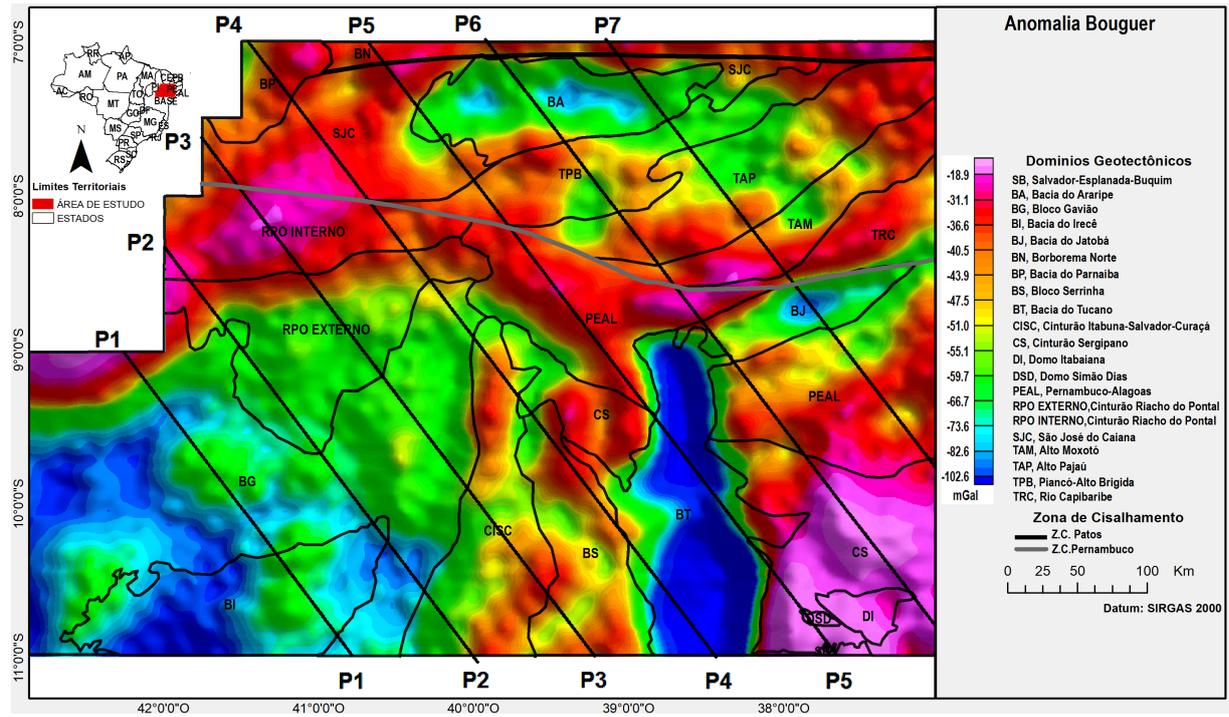


Figura 5.14: Mapa de Anomalia Gravimétrica com os respectivos perfis utilizados na construção da modelagem.

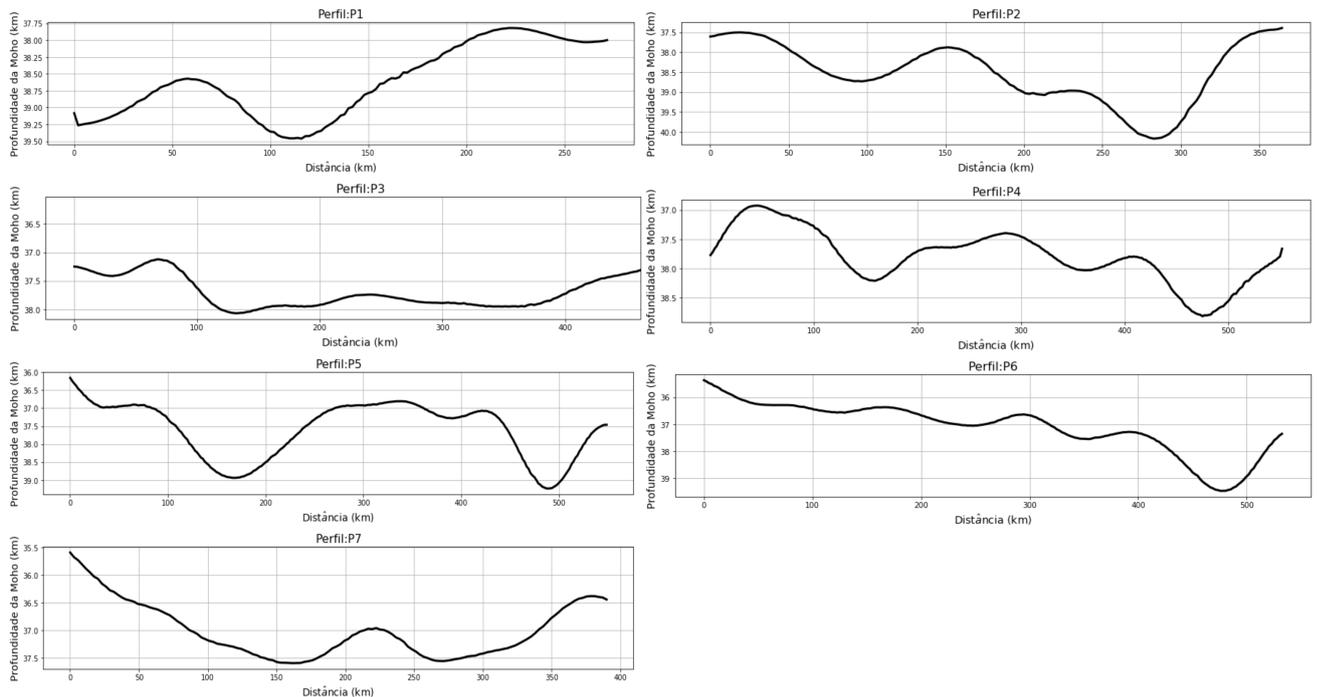


Figura 5.15: Profundidades da interface crosta-manto ao longo dos perfis.

variação significativa de densidade, devido à variação litológica presente na área.

Assim como o modelo crustal do perfil 2 (P2), o perfil 3 (P3) observado na figura 5.18, integrada aos domínios geológicos: Bacia do Parnaíba, Bloco Parnaíba, Riacho do Pontal

Corpos	ρ (kg/m^3)
Cráton São Francisco (CSF)	2700
Bacia do Irecê(BI)	2550
Bacia do Tucano(BT)	2550
Bloco do Tucano	2680
Bacia do Jatobá(BJ)	2550
Bloco do Jatobá	2600
Cinturão Sergipano(CS)	2560
Permanbuco-Alagoas(PEAL)	2700
Cinturão Riacho do Pontal(RPO)	2660
Bacia do Parnaíba(BP)	2550
Bloco do Parnaíba	2660
São José do Caiana(SJC)	2740
Bacia do Araripe(BA)	2550
Terreno Piancó-Alto Brígida(TAB)	2680
Terreno Alto Pajaú(TAP)	2650
Terreno Alto Moxotó(TAM)	2690
Fração da Província Borborema Norte(BN)	2680
Intrusão	3900
Corpo denso	3120
Crosta Superior	2790
Crosta Inferior	2950
Manto Litosférico	3330

Tabela 5.5: Parâmetros físicos dos corpos utilizados na modelagem dos perfis: P1, P2, P3, P4, P5, P6 e P7; onde: ρ (densidade).

e Cráton São Francisco. Além disso, compõe-se três camadas, divididas em: domínios geotectônicos, crosta superior e inferior e manto litosférico, cuja as litologias e os parâmetros físicos que a compõem estão descritos na tabela mencionada anteriormente.

O modelo crustal é representado pelas camadas: crosta superior com profundidade máxima de 35 km e crosta inferior de 39 km. A Bacia do Parnaíba tende a apresentar uma profundidade de 3,7 km com uma espessura crustal de 37,0 km. O Cinturão Riacho do Pontal tende a apresentar uma profundidade de 37,0 km, insere-se neste domínio uma intrusão magmática. Por outro lado, o Cráton São Francisco apresenta uma profundidade de 38,0 km de espessura crustal. O perfil é caracterizado por leve afinamento crustal, no entanto, há pequena fração do RPO sobre CS que pode ser interpretado como uma possível colisão entre dois blocos com um desenvolvimento de cinturões metamórficos distais.

O modelo crustal do perfil 4 (P4) é representado pelas camadas: crosta superior com profundidade máxima de 34,0 km e 37,0 km na crosta inferior. A Bacia do Parnaíba apresenta uma profundidade de 3,5 km com uma espessura crustal de 37,0 km. O domínio São José

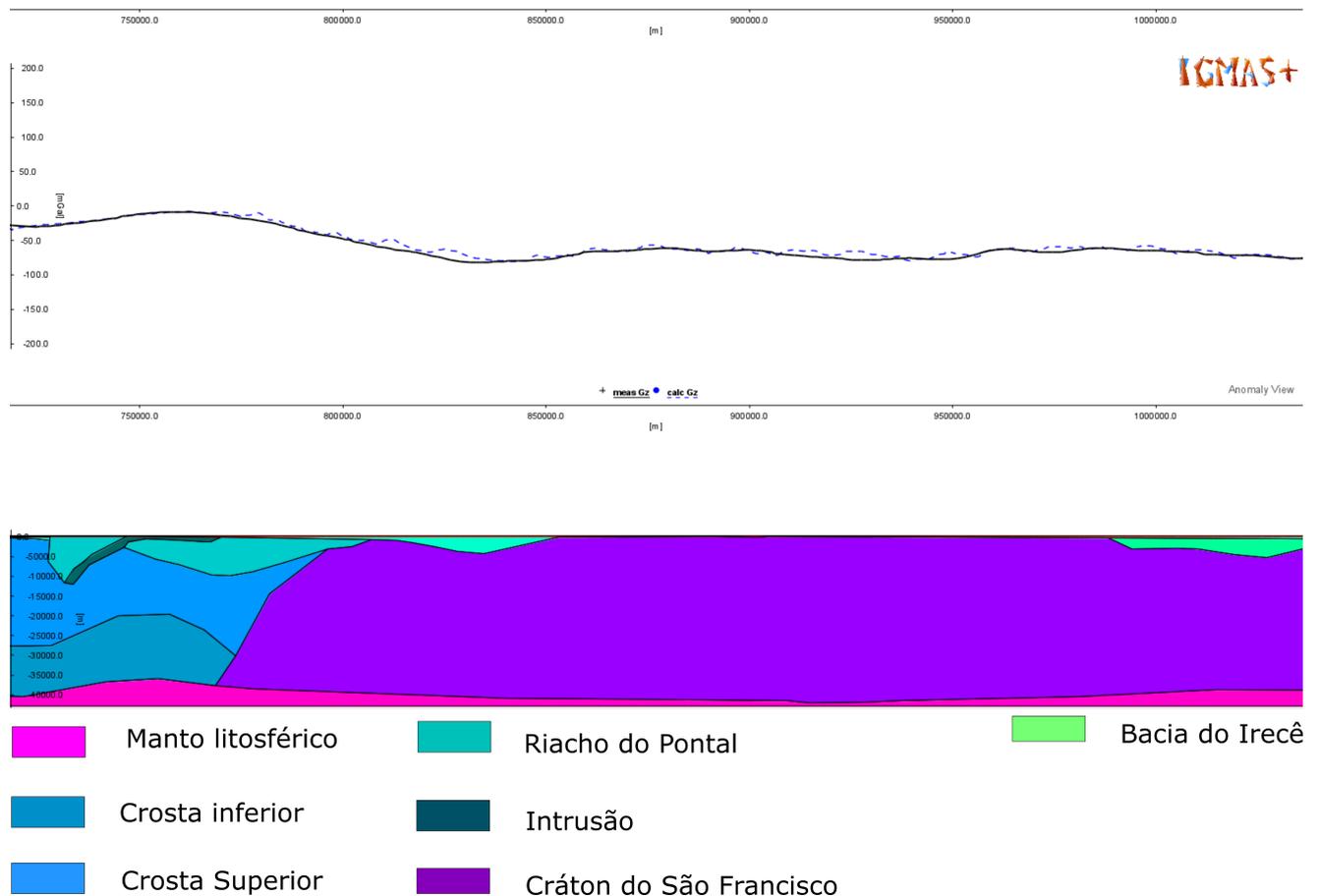


Figura 5.16: Modelo de contraste de densidade do perfil 1.

do Caiana tende a apresentar uma profundidade de 10,3 km e espessura crustal de 37,0 km, o Cinturão Riacho do Pontal tende a apresentar uma profundidade de 12,5 km com 38,5 km de crosta. O Cráton São Francisco exibe uma profundidade de 38,5 km, mas à medida que adentra na Bacia do Tucano a profundidade do cráton chega a 40,0 km- 41,0 km. Este, observado na figura 5.19, apresenta direção NW-SE, englobando os domínios geológicos: Bacia do Parnaíba, Bloco Parnaíba, São José do Caiana, Riacho do Pontal, Cráton São Francisco e Bacia do Tucano.

O perfil 5 (P5), observado na figura 5.20, apresenta direção NW-SE, os domínios geológicos que o compõe dividem-se em: fração da província Borborema norte, Bacia do Araripe, São José do Caiana, Piancó-Alto- Brígida, Pernambuco-Alagoas, Bacia do Tucano e cinturão Sergipano. Neste perfil destaca-se a Bacia do Tucano, com espessura de 7,0 km e com profundidade crustal de 41,0 km. Além disso, neste perfil tende a apresentar uma espessura crustal de 39,0 km na Província Borborema. O Cinturão Sergipano apresentou uma crosta superior 14,3 km, crosta inferior de 38,0 km e um corpo denso inserido na camada crustal com uma densidade de $3120 \text{ kg}/\text{m}^3$.

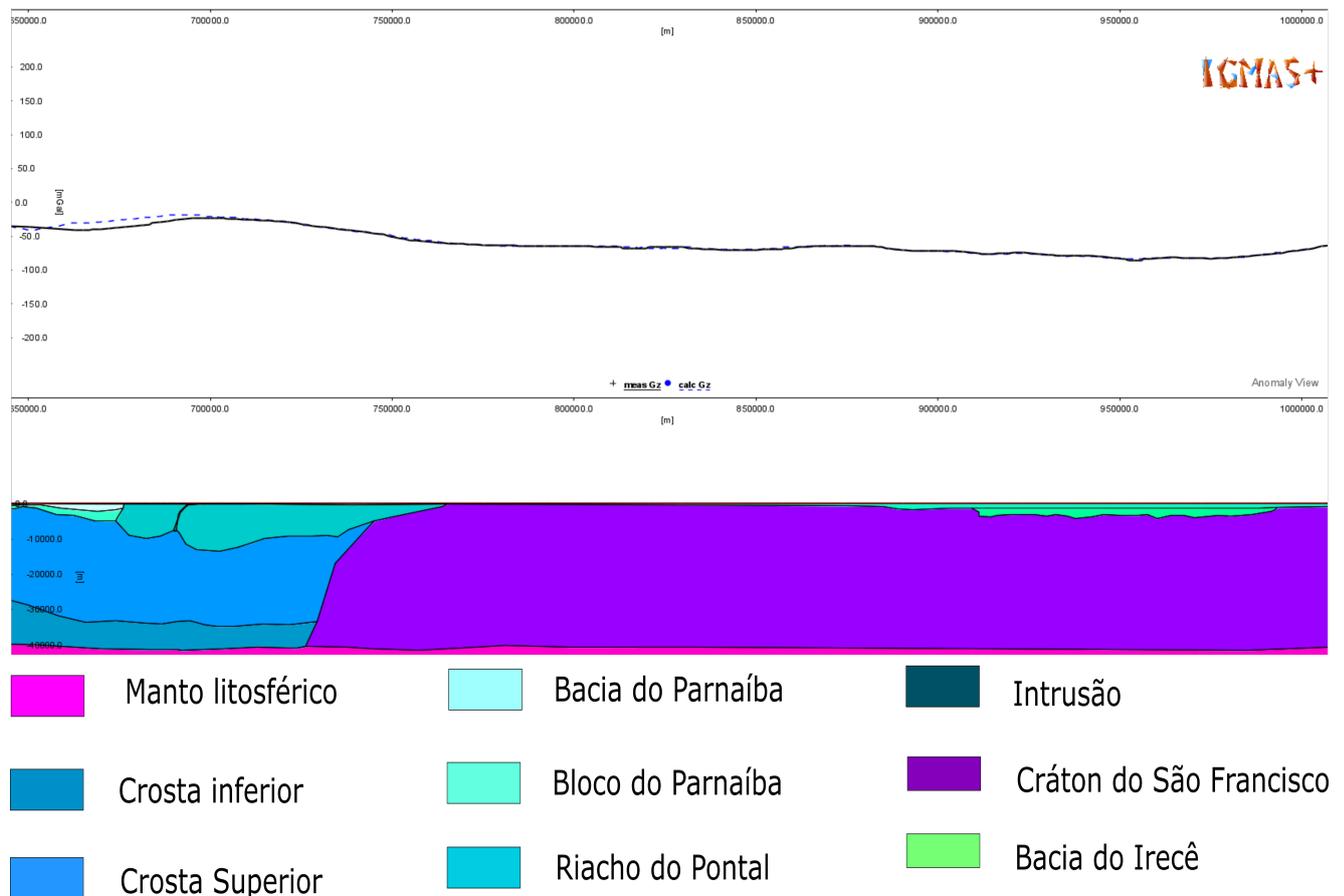


Figura 5.17: Modelo de contraste de densidade do perfil 2.

O modelo crustal do perfil 6 (P6), observado na figura 5.21, integrada aos domínios geológicos: pequena fração da Província Borborema norte, Bacia do Araripe, Piancó-Alto-Brígida, Alto Pajeú, Alto Moxotó, Pernambuco-Alagoas, Bacia do Jatobá e Cinturão Sergipano. Este modelo, apresenta uma profundidade máxima de 37,0 km para crosta superior e 38,5 km para crosta inferior. A Bacia do Jatobá tende a apresentar uma profundidade de 4,0 km e sua espessura crustal de 39,0 km; Alto Pajeú apresentou uma profundidade de 14,0 km com uma espessura crustal de 37,0 km; Alto Moxotó com a crosta inferior chegando a 11,2 km e 37,5 km para crosta superior; Pernambuco-Alagoas com profundidade de 7,5 km da crosta superior e 37,0 km inferior.

O perfil 7 (P7), observado na figura 5.22, apresenta direção NW-SE, os domínios geológicos que o compõe dividem-se em: pequena fração da Província Borborema norte, São José do Caiana, Bacia do Araripe, Piancó-Alto-Brígida, Alto Pajeú, Alto Moxotó, Bacia do Jatobá e Pernambuco-Alagoas. Para a crosta superior tende a apresentar uma profundidade de 35,0 km e a crosta inferior com uma profundidade de 40,0 km. Este perfil engloba os domínios geotectônicos da Subprovincia Borborema Meridional e Transversal e tende a apresentar uma espessura crustal 35-38,0 km.

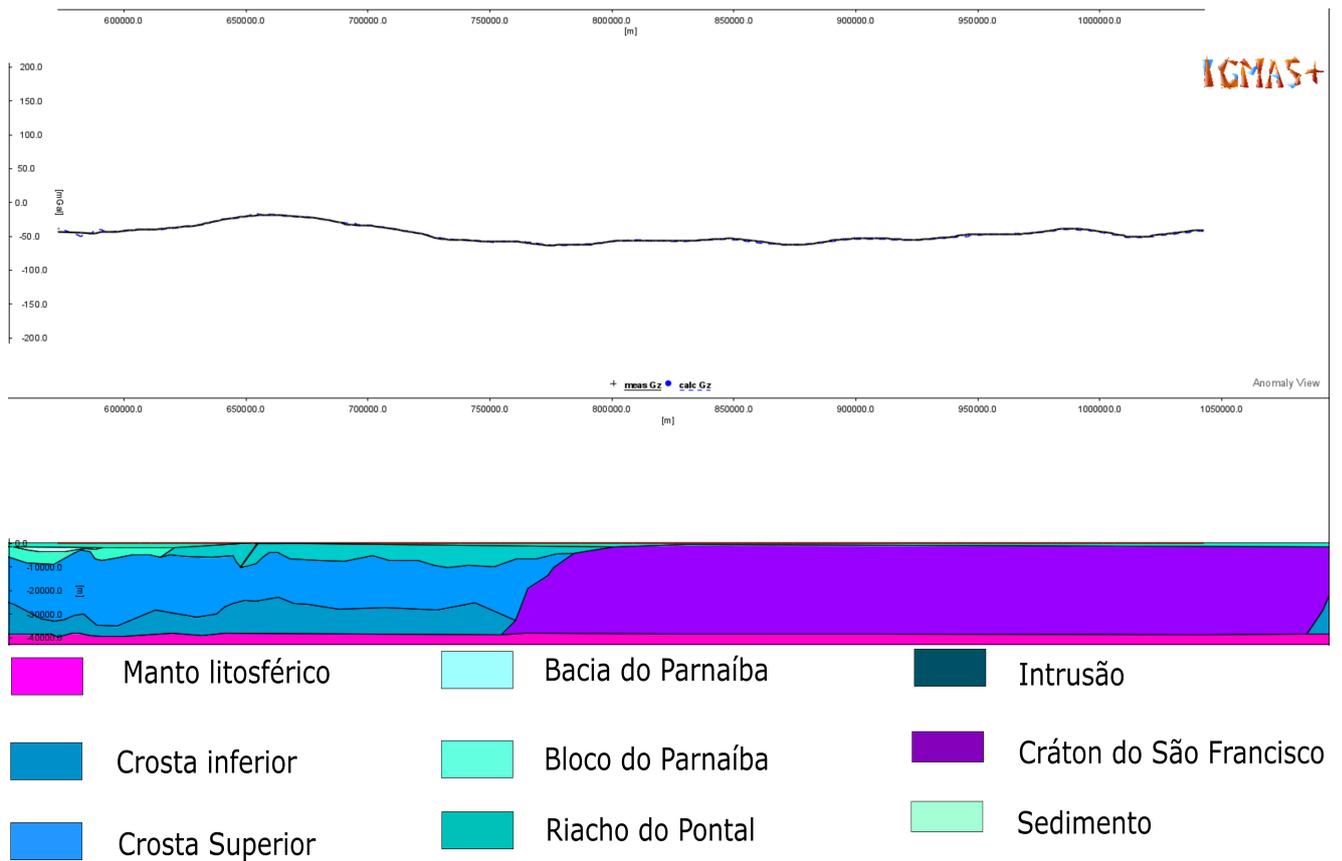


Figura 5.18: Modelo de contraste de densidade do perfil 3.

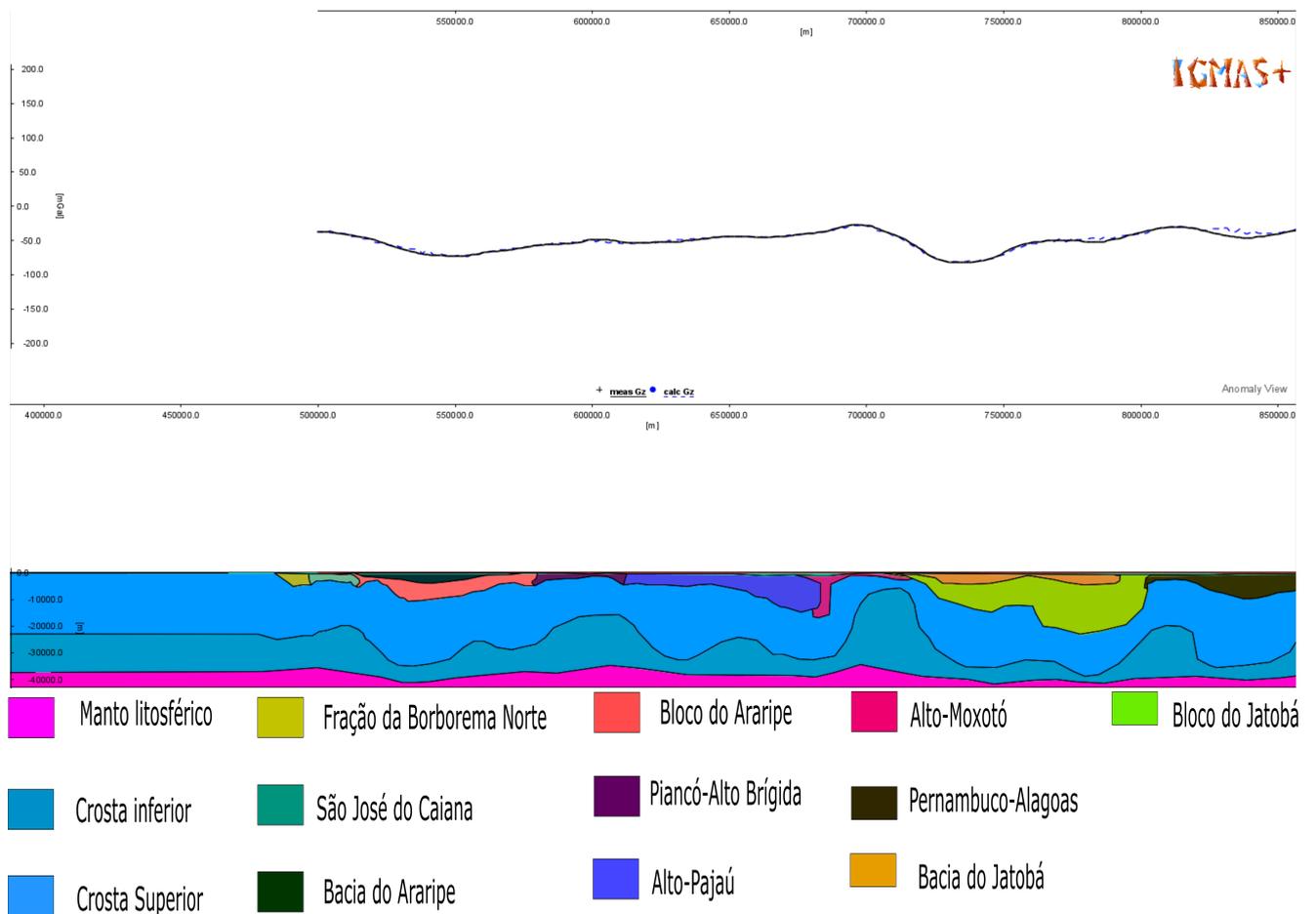


Figura 5.22: Modelos de contraste de densidade do perfil 7.

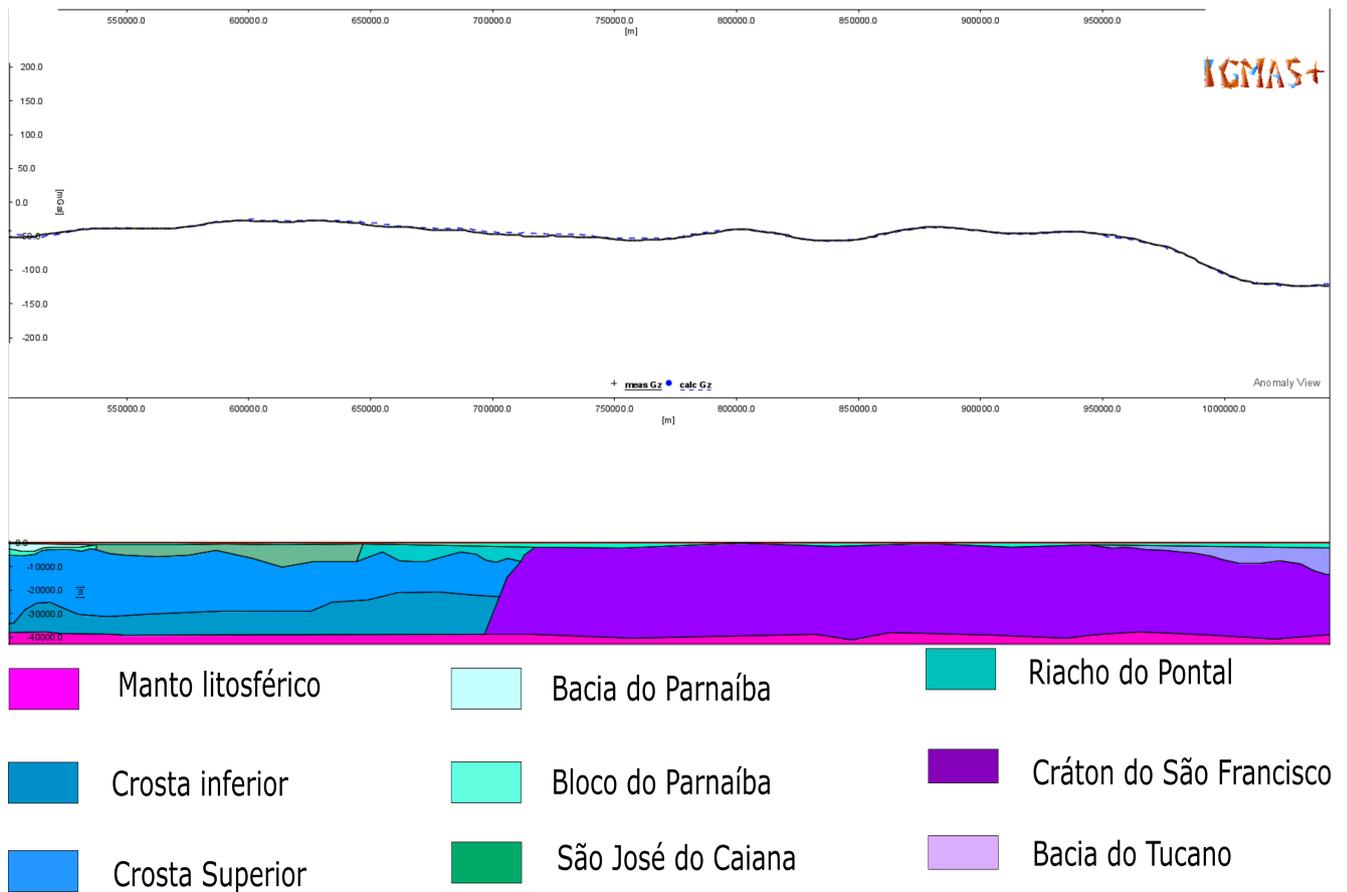


Figura 5.19: Modelo de contraste de densidade do perfil 4.

De forma simplificada, a tabela 5.6 exhibe os valores médios obtidos na modelagem. Subsequente a tabela, a figura 5.23, ilustrando o modelo crustal 3D referente a proposta deste trabalho.

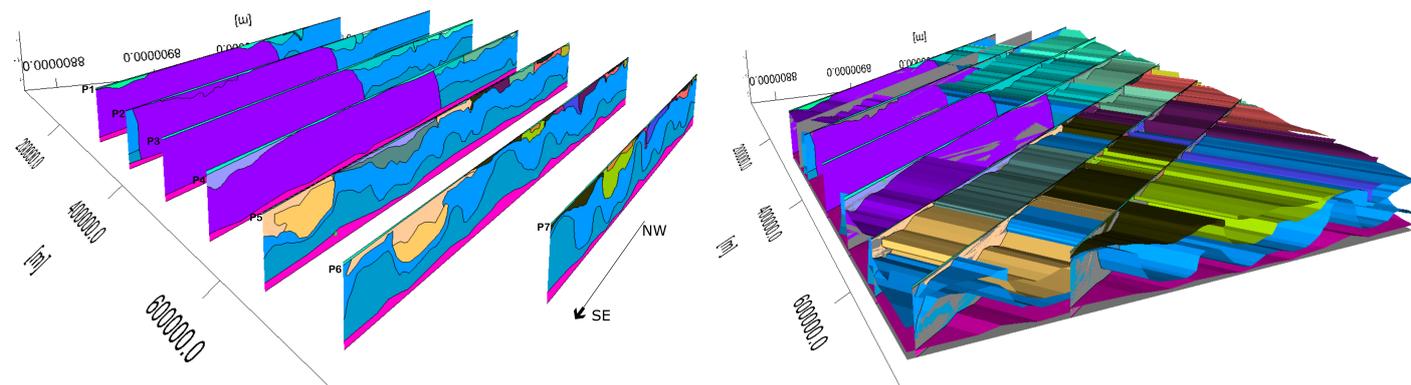


Figura 5.23: Modelo crustal 3D.

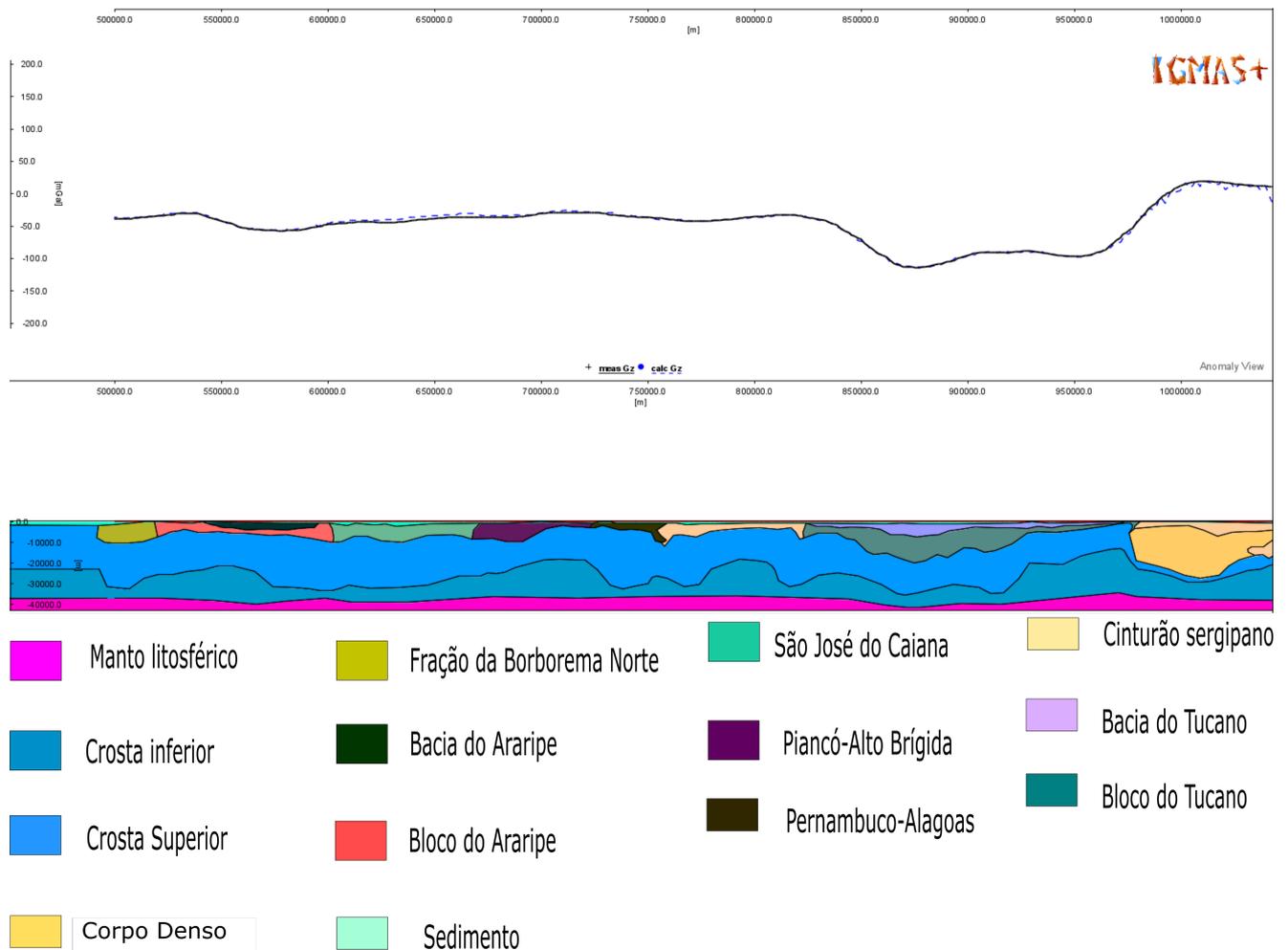


Figura 5.20: Modelo de contraste de densidade do perfil 5.

5.4 Discussão

A evolução tectônica pode ser compreendida conciliando os dados geofísicos com suas respectivas interpretações e modelagens. As correlações e interpretações geológicas permitiu delinear diversos domínios geotectônicos e construir modelos crustais referente a área estudada, utilizando a comparticipação dos dados geofísicos. Dessa forma, a construção dos modelos apresentados no presente trabalho, tiveram inicialmente como base as informações referente a artigos apresentados anteriormente no tópico 5.3.

O Cráton São Francisco aglutinou unidades de rochas arqueanas no paleoproterozoico. Essas unidades arqueanas compõem seu embasamento e configuram-se em quatro blocos, dentre eles: Blocos Gavião, Jequié, Serrinha e Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá que se movimentaram no sentido NW-SE. As evidências geológicas combinadas com aspectos estruturais pressupõem colisão desses quatros segmentos crustais (Barbosa e Sabaté, 2002; Barbosa et al., 2003; Barbosa e Sabaté, 2004; Barbosa et al., 2012).

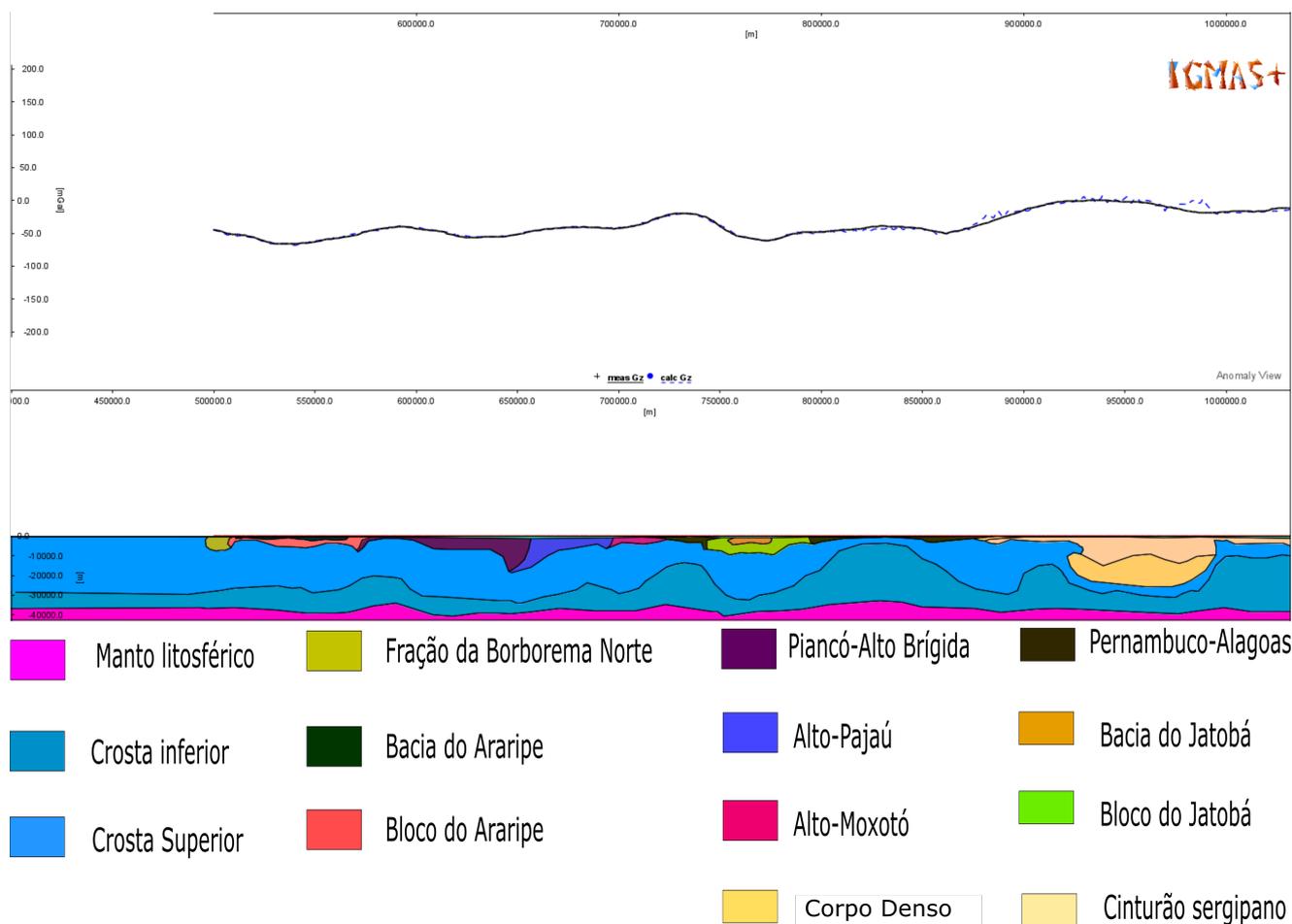


Figura 5.21: Modelo de contraste de densidade do perfil 6.

Os processos colisionais ocorridos no paleocontinente, São Francisco, configuraram-se sua crosta, mas os seus limites ainda eram um problema, salientado por De Almeida (1977). As transformações no dado magnético apresentado neste trabalho, permitiram remapear o limite na porção Norte com Província Borborema Meridional Oeste através de aplicação de diversas transformações de realce. Os resultados foram pertinentes na detecção do limite entre a Província Borborema Meridional e o cráton, conforme ilustrado na figura 5.5.

O mapa de anomalia Bouguer, ilustrado na figura 5.10, mostrou que na porção setentrional do Cráton dispõe de anomalias que variam de $-45,95$ a $-50,75$ mGal, demonstrando que nesta porção do cráton as rochas presentes não apresentam um elevado contraste de densidade, pressupõe que nesta porção do cráton esteja associada ao CISC. Todavia, na porção mais a leste anomalias positivas, variando de $-50,75$ a $-26,60$ mGal, podem estar associadas aos corpos magmáticos e dique máficos do evento colisional paleoproterozóico devido à aglutinação dos blocos arqueanos: Bloco Gavião e Serrinha (BS) (Barbosa e Sabaté, 2002; Barbosa et al., 2003; Barbosa e Sabaté, 2004; Barbosa et al., 2012).

Ainda no cráton, precisamente na Bacia do Irecê, integra uma cobertura sedimentar

Sigla	Domínio	Topo Crosta Superior (km)	Topo Crosta Inferior (km)	Moho (km)	Densidade Crosta Superior (kg/m³)
CSF	Cráton São Francisco	-	-	40,6	2700
BI	Bacia do Irecê	7,2	27,0	39,4	2550
BT	Bacia do Tucano	7,2	30,1	40,0	2550
BJ	Bacia do Jatobá	4,3	24,8	38,5	2550
CS	Cinturão Sergipano	14,3	27,2	37,4	2560
PEAL	Permanbuco-Alagoas	7,5	23,3	38,2	2700
RPO	Cinturão Riacho do Pontal	12,5	23,5	38,2	2660
BP	Bacia do Parnaíba	3,7	25,6	39,4	2550
SJC	São José do Caiana	10,3	28,9	38,4	2740
BA	Bacia do Araripe	2,8	21,6	39,4	2550
TPAB	Piancó-Alto Brígida	10,0	24,6	36,0	2680
TAP	Alto Pajaú	14,1	23,9	37,8	2650
TAM	Alto Moxotó	11,2	22,9	37,8	2690
BN	Borborema Norte	6,4	27,8	37,2	2680

Tabela 5.6: Valores médios obtidos na modelagem.

com metassedimentos do Supergrupo Espinhaço que assenta de forma discordante com o Supergrupo São Francisco. Este grupo é representado pelas formações Bebedouro e Salitre, tendo como principais litotipos pelito e arenito (Kuchenbecker et al., 2011; de Brito Neves et al., 2012).

Os resultados geofísicos referente a esta área mostrou um valor insignificante de suscetibilidade magnética na sua porção leste e uma suscetibilidade magnética proeminente a oeste, ilustrado nas figuras 4.2 e 5.5. É presumido que essa alta suscetibilidade magnética esteja associada ao seu embasamento representado por rochas paleoproterozoicas, quartzito, gnáissicas e migmatíticas (Dalton de Souza et al., 2003; Kuchenbecker et al., 2011).

Com relação às profundidades médias obtidas, a Bacia do Irecê apresentou 7,2 km de profundidade, concordante com os resultados obtidos por D'Angelo et al. (2019). A espessura crustal do paleocontinente São Francisco, na sua porção norte apresentou uma profundidade de 40,6 km coerentes aos descritos por (Feng et al., 2007; Lloyd et al., 2010; Assumpção et al., 2013; Nemocón et al., 2021).

Na orogênese Brasileira, intensificaram-se eventos colisionais nas margens com paleocontinente com a Província Borborema isto acarretou dobramentos, deformações e metamorfismo de alto grau originando cinturões dobrados em Sergipe, Riacho do Pontal, Rio Preto (Barbosa et al., 2003). O cinturão Riacho do Pontal, por exemplo, na porção Interna é constituído de sequências metavulcanossedimentares, intrudidos por suítes ígneas máfico-

ultramáfico, granitos sin-colisionais e granitos alcalinos tardi a pós colisionais. Dentre dessas intrusões, está a suíte Serra da Aldeia, caracterizada tendo um trend NE-SW, composta por granitos alcalinos pós magnetismo orogênico colisional (Caxito, 2013; Caxito et al., 2014; Caxito et al., 2017; Caxito et al., 2020; de Brito Neves et al., 2015; Perpétuo et al., 2016).

Os resultados geofísicos apresentados neste trabalho mostraram no RPO Externo expõe-se um expressivo gradiente da anomalia magnética, 0,0015 a 0,0041 rad/m, conforme a figura 5.7. Nesta mesma zona, o dado gravimétrico exibiu um alto contraste de densidade. A presença dessa alta anomalia é justificada pelo magmatismo orogênico com colocação de material magmático vivenciada pelo Cinturão Riacho do Pontal, conforme descrito Caxito (2013, Caxito et al. (2017, de Andrade Caxito et al. (2014).

Os modelos de contraste de densidade, conforme apresentado nas figuras 5.16, 5.17 e 5.18, mostram a presença de um corpo denso, possivelmente magmático em Riacho do Pontal. Esse corpo está em concordância com os modelos gravimétricos gerados no trabalho de Oliveira e Medeiros (2018). Além disso, a espessura de Moho neste cinturão foi em torno de 37,2 km em conformidade com (Assumpção et al., 2013; Nemocón et al., 2021).

A Zona Externa do Cinturão Riacho do Pontal está em contato com a margem norte do Cráton São Francisco. Está dividida em duas formações e é caracterizada por rochas metassedimentares de idade neoproterozoica. Associa-se esta porção do cinturão como um ambiente marinho profundo interpretada como uma sequência marinha rasa (de Brito Neves et al., 2015; Caxito, 2013; Caxito et al., 2014; Uhlein et al., 2012). Os mapas magnéticos transformados exibiram uma baixa anomalia magnética Cinturão Riacho do Pontal Externo (RPO), posteriormente a zona sutura. Pressupõe-se que essa baixa amplitude, esteja associada a cinturões metamórficos: proximais e distais, conforme as figuras 5.5 e 5.4.

O domínio Pernambuco-Alagoas está em contato com z.c.Pernambuco, apresenta na sua composição uma variação de terrenos de alto grau, arqueanos, paleoproterozoicos, porções metavulcanossedimentares e granitoides (Neves e da Silva Filho, 2019).

Nestes domínios são essencialmente representados por ortognaisses graníticos, granodioríticos e unidades metavulcanossedimentar (Lima, 2018). A um alto gravimétrico e uma expressiva susceptibilidade magnética presente nesse domínio indica que este alto pode está relacionado a esses corpos descritos por Lima (2018).

Pressupõe-se que este alto contraste de densidade esteja associada com os magmatismo máfico, constatada por Neves e da Silva Filho (2019), decorrentes da Orogênese Brasileira. Esses corpos ígneos foram delimitados com utilização de dados magnetométricos e aerogamaespectrométricos onde revelou uma zona de cisalhamento transcorrente de direção NE-SW

(Lima et al., 2021). Sua espessura crustal apresentou uma espessura de 38,2 km coerentes aos descritos por Dutra et al. (2019).

Assim como o Pernambuco-Alagoas, o Cinturão Sergipano também refletiu diversos episódios de metamorfismos regional e deformação tectônica evidenciado na fase colisional do evento orogênico. Autores como (Oliveira et al., 2015) englobam uma sequência de rochas supracrustais metamorizadas com características de margem continental passiva e Bacia Foreland.

Diversos autores, dentre eles, De Sá et al. (1992) sugere que o Cinturão Sergipano tenha uma linha de sutura equivalente a do Cinturão Riacho do Pontal, presumindo que ambos domínios vivenciaram o mesmo evento tectônico colisional (Angelim et al., 1998). Trabalhos de Oliveira (1998, Oliveira e Medeiros (2018), associam esta zona de sutura com um padrão típico de anomalia com comportamento positivo e negativo.

O mapa magnético e gravimétrico enfatizam esta zona de sutura, a partir de anomalias. Há uma homogeneidade de anomalias magnéticas ao Norte do CSF e picos de anomalias em todo cinturão de dobramento Sergipano e Riacho do Pontal, conforme as figuras: 4.2, 5.4 e 5.6. No gravimétrico, altas anomalias presentes na Província Borborema Meridional, marca a existência da zona de sutura entre os dois grandes blocos, conforme a figura 5.10.

A partir da transformação do dado magnético, ASTA, é mostrado esta zona colisional a partir do comportamento das anomalias presentes na Província Borborema Meridional, ilustrado na figura 5.7. A existência desta zona sutura no resultado da LAB e da profundidade de Moho, ilustrado nas figuras: 5.12 e 5.11. Os resultados mostram um afinamento litosférico e crustal entre a Província Borborema e o cráton. A espessura crustal média na Província Borborema está em torno de 35-37,25 km e espessura litosférica de 203-207,0 km. Por outro lado, o Cráton São Francisco apresentou uma espessura crustal de 38-41,6 km para e uma litosférica de 216-227,0 km, conforme ilustrado na figura 5.12 e 5.11. Estes valores estão correspondentes aos trabalhos de Fianco et al. (2019) e Oliveira (2009).

Neste contexto, a presente pesquisa constata a existência de uma zona de sutura, conforme o mapa geológico e geofísico interpretado, ilustrado na figura 5.24. Essa zona de sutura, delimita o contato colisional entre a Província Borborema e o Cráton São Francisco. Pressupõe-se que este contato colisional se estende mais ao sul, devido às evidências apresentadas acima.

Reafirmamos que esta intrusão foi mostrada nos modelos de densidade no trabalho de Oliveira e Medeiros (2018), onde os autores inserem rochas ígneas, ofiolitos, no domínio RPO associada ao pico positivo da anomalia Bouguer. O corpo denso, mostrado no CS (Cinturão

Sergipano), Fig.5.20 e Fig.5.21 estão em concordância com a resposta da modelagem do perfil TBRR-QPPA para dados de anomalia bouguer apresentado no trabalho de Fianco (2019).

Neste contexto, a zona de sutura se dá no ponto médio positivo e negativo no perfil de anomalia bouguer, precisamente entre o contato dos domínios Riacho do Pontal (RPO) e Cráton São Francisco, ilustrado na Fig. 5.17, Fig.5.18 e Fig.5.19. O pico positivo está associado ao RPO e o negativo ao CSF. Associa-se que esse emparelhamento de pico positivo e negativo de anomalia bouguer seja o contanto colisional entre a província da Borborema e o CSF que se estende a sul.

Assim como na porção Borborema Meridional, a parte Transversal compreende os domínios: São José do Caiana, Piancó-Alto-Brígida, Alto Pajeú, Alto Mocotó, Rio Capibaribe e coberturas fanerozóicas inserida na Bacia do Araripe. O presente domínio está limitado por duas grandes zonas de cisalhamento: Pernambuco e Patos (SANTOS e MEDEIROS, 1999; Medeiros, 2004). Estas estão representadas nos mapas geofísicos provenientes das transformações magnéticas.

Nessa porção compreende gnaisses paleoproterozoicos com idade de 2,0 e 2,2 Ga, rochas metavulcânicas, metassedimentares e metaplutônicas com idade de 995 e 960 Ma, decorrência do evento Cariris Velhos, e plutons de diferentes estágios do evento orogênico Brasileiro. Essas intrusões de plutons foram identificadas e interpretadas por Van Schmus et al. (2011), Sial e Ferreira (2016), Neves et al. (2016). Os mesmos autores sugerem a existência de uma zona de subducção na porção transversal devido à distribuição dessas rochas nos domínios Alto Pajeú e Alto Moxotó.

Os resultados geofísicos mostraram diferentes assinaturas magnéticas e gravimétricas para rochas supracrustais e do embasamento nesta zona, tendo destaque, ao domínio Alto Pajeú (TAP), Alto Moxotó (TAM), Rio Capibaribe (TRC) e SJC que se constitui de altas anomalias magnéticas que varia de 0,0019 a 0,0027 rad/m, ilustrado em 5.7 e 0,0008 a 0,0016 rad, conforme a figura 5.6. Pressupõe-se que essa alta suscetibilidade magnética apresentada nestes domínios seja em decorrência da zona de subducção instalada nesta porção a qual originou diversas intrusões como proposto por (Caxito et al., 2020).

Com relação às estruturas magnéticas, duas grandes zonas de cisalhamento: Pernambuco e Patos foram perceptíveis, assim como os possíveis lineamentos de orientação NE-NW, ilustrado em 5.2, amalgamento do Gondwana Oeste. Com relação à profundidade de Moho, a Província Borborema Transversal apresentou-se 37,25 km sendo mais fina com relação ao Cráton São Francisco (41,6 km), ilustrado na figura 5.11. Esses resultados encontrados estão concordantes Feng et al. (2007) e Oliveira (2009).

A reativação de estruturas antigas durante o rompimento do Supercontinente Gondwana condicionou a formação e localização das bacias, dentre elas, Bacia Parnaíba, Araripe e Recôncavo Jatobá, Araripe. A Bacia do Parnaíba, por exemplo, trata-se de uma extensa sinéclise relacionada ao estágio de estabilização da plataforma Sul-Americana (Mocitaiba et al., 2017). A interpretação qualitativa dos mapas geofísicos magnético e gravimétrico mostram assinaturas perceptíveis que possibilita inferir a posição de rochas ígneas associadas a eventos magmáticos mesozoicos. Essas assinaturas foram vistas por Mocitaiba et al. (2017), que associou a forte susceptibilidade magnética a rochas ígneas com elevado conteúdo de óxido Fe-Ti na sua composição.

Segundo Fambrini et al. (2013) a Bacia do Parnaíba apresentam sequências paleozoicas das formações: Abaiara, Missão Velha e Brejo Santo são compostas por arenitos e conglomerados de sistema fluvial e sequências de intrusões magmáticas. As baixas assinaturas magnéticas e gravimétricas inseridas podem estar correlacionadas com essas sequências paleozoica e as altas assinaturas, presente na borda noroeste da bacia, que podem estar associadas às sequências de instruções, ilustrado nas figuras 4.2, 4.3 e 5.5.

Tratando-se da Bacia Tucano e Jatobá, observa-se que sua delineação geométrica, ilustrado em 4.3, 5.4 e 5.5, com baixas assinaturas gravimétricas e magnéticas perceptíveis. Esses curtos comprimentos de onda presentes na bacia, estão associados aos sistemas deposicionais aluviais e fluviais composto por arenitos, folhelhos e conglomerados. Com relação à profundidade crustal, a bacia apresentou uma 38,4 a 40,5 km conforme o trabalho da Bessoni et al. (2020).

Com relação às profundidades das fontes obtidas pelo método An-Euler na presente pesquisa, mostraram-se coerentes com o estudo magnetotelúrico apresentado por Bologna et al. (2017). As fontes marcantes na crosta até 30 km na parte nordeste do Cráton São Francisco, precisamente na parte central do Bloco Serrinha, observado por estar concordantes com a distribuição de profundidades obtidas pelo método An-Euler, ilustrado na figura 5.9. Segundo, Bologna et al. (2017), os fortes condutores presentes no Cráton São Francisco, precisamente por baixo do Bloco Serrinha, estão associadas à tectônica colisional da orogenia paleoproterozoico.

Mostramos que no Cráton São Francisco apresenta-se uma crosta espessa (41,6 km) com relação aos domínios RPO que apresentaram uma crosta superior de 12,5 km, 25,3 de crosta superior e o CS exibiu uma crosta superior 14,3 km, 29,2 km. Há presença de intrusões magmáticas em RPO com densidade de 3900 kg/m e uma crosta mais densa em CS 3100 kg/m, ilustrado nas figuras: 5.17, 5.18 e 5.19.

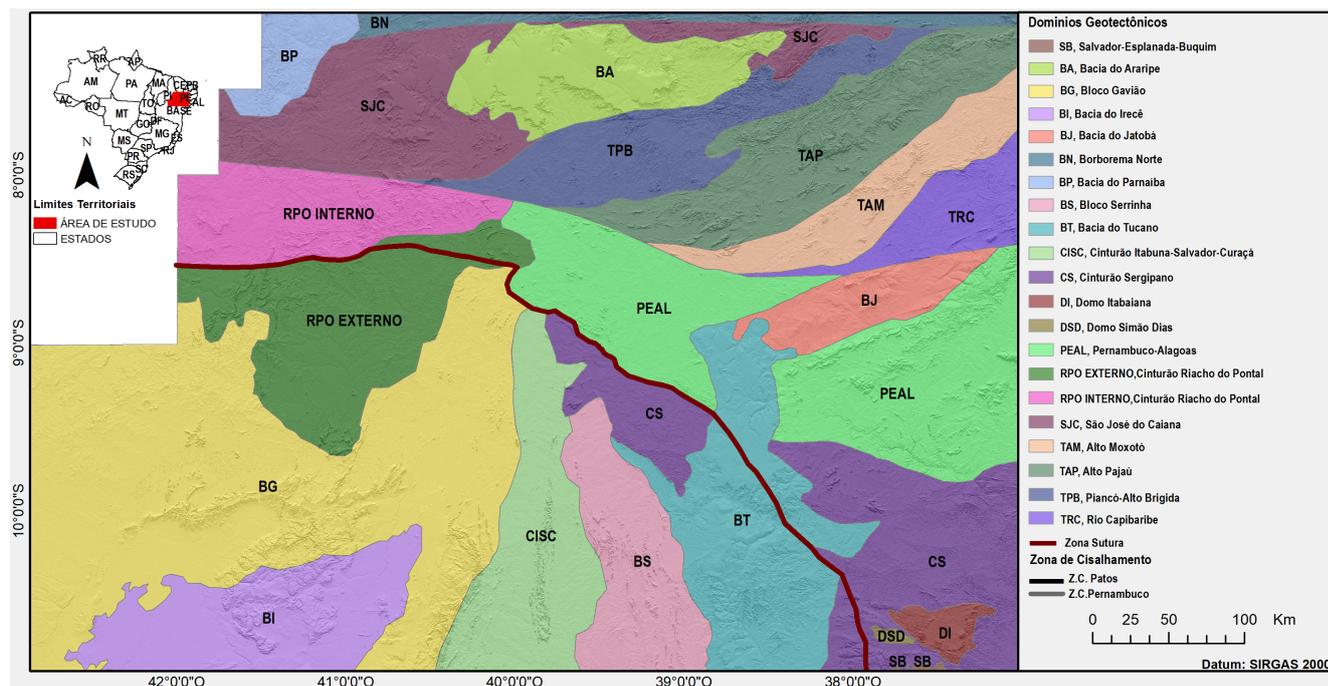


Figura 5.24: Mapa Geológico com interpretações Geofísicas.

6

CONCLUSÕES

Em virtude dos resultados apresentados nos capítulos precedentes, este trabalho mostrou-se como produto de diferentes mapas com diferentes continuações, filtrados, com respectivas profundidades de topo das fontes magnéticas, espessura da moho e da LAB e por fim ,tendo como produto final modelos crustais fruto da incorporação de dados geológicos e geofísicos.

Tratando-se dos mapas aerogeofísicos do arcabouço tectônico da região estudada, obteve-se uma estruturação marcada por lineamentos geofísicos com direção preferencial NE-SW, mas com existência de lineamentos N-S na porção central do CSF e lineamentos E-W na Província Borborema. No entanto, essa direção preferencial correspondeu com a direção resultante das diversas feições oriundas do evento orogênico Brasileiro.

Além disso, há diversas assinaturas magnéticas e gravimétricas da região estudada marcada por anomalias positivas e negativas. Com técnica da transformação permitiu de maneira eficiente a remarcação dos contatos entre diferentes domínios tectônicos, dentre eles: BG, CISC, BS, CS, PEAL e o Cinturão Riacho do Pontal.

Com método An-Euler foi possível determinar a localização e a profundidade das fontes magnéticas. Esses resultados sobrepostos ao mapa permitiram extrair informações de profundidade das fontes em cada domínio geológico. Os resultados mostraram um predomínio de fontes magnéticas rasas no norte do Cráton São Francisco, leste da Província Borborema Transversal e a leste do Cinturão Sergipano.

Junto com a profundidade de Moho, os resultados obtidos foram inseridos na construção dos modelos, visto que eles estão em conformidade com diversos trabalhos que empregaram diferentes dados geofísicos para sua estimativa. Em vista disto, pode-se concluir que a Província Borborema exhibe uma crosta menos espessa com relação à porção ao Cráton São

Francisco.

Devido à presença de assinaturas magnéticas elevadas na porção Interna do Cinturão Riacho do Pontal(RPO Interno), Pernambuco-Alagoas, Cinturão Sergipano e leste da Província Borborema Transversal, possibilita inferir que as zona de sutura entre as placas (Sul Americana e Africana) se deu na direção SE-NW. Visto que os lineamentos obtidos na porção oeste do mapa da derivada vertical (Dz) se orientou na direção NE-SW, o que configura uma direção perpendicular ao esforço colisional entre as placas.

No entanto, a zona de sutura identificada a partir de altas assinaturas magnéticas, figura 5.5 e diferença na espessura crustal, conforme a figura 5.11. Essa zona pode ser interpretada como expressão em profundidade do limite tectônico da separação entre as placas Sulamericana e Africana, que se deu numa orientação SE-NW, presentes na porção interna de Riacho do Pontal (RPO Interno), oeste do Cinturão Sergipano, Pernambuco-Alagoas e na porção leste de Província Borborema Transversal. Isso permitiu que diversas estruturas geológicas apresentassem orientação NE-SW, isto é, numa direção ortogonal ao esforço colisional inter placas.

Com referência aos modelos de contraste de densidade oriundos neste trabalho, mostrou-se que contato entre a Província Borborema e o cráton é marcado por variedade densidade e espessura crustal. Em alguns perfis o Cráton São Francisco tende apresentar uma espessura crustal espessa com relação aos domínios da Província Borborema Meridional, a exemplo, RPO e o CS. Ademais, os presentes modelos são representativos para região estudada, visto que esses respeitam as profundidades obtidas em diversos trabalhos geofísicos.

Agradecimentos

Nesses anos de convivência diária no curso de mestrado em geofísica na Universidade Federal da Bahia, muitas amizades foram feitas, muitas discussões ocorreram, foram muitas noites tentando solucionar questões colocadas pela pesquisa. Foram anos inesquecíveis, que me ensinou a importância da amizade e da solidariedade entre aqueles que juntos vão em busca de um objetivo comum.

Neste contexto, quero agradecer primeiramente a Deus pelo dom da vida, às pessoas eminentes na minha vida, a minha mãe, que estava sempre comigo amparando e me fortalecendo a continuar; ao meu pai, pelas sábias palavras de incentivo e experiência, a minha irmã pela paciência e confiança, a Carla, minha companheira, amiga, cúmplice e de uma contribuição imensurável nos últimos anos.

Essa conquista também se direcionou para uma pessoa com idoneidade e paciência, a Prof^a. Dra. Alanna Costa Dutra. Obrigado professora, por ter me aceitado como seu orientando e ter me potencializado como pesquisador. Agradeço, pela sua paciência e apoio incondicional durante toda essa construção deste trabalho.

Aproveito para agradecer a Universidade Federal da Bahia, em especial ao Programa de pós-graduação em Geofísica, com sua agradável estrutura física e um quadro de professores de elevado conhecimento, com especial atenção aos professores: Amin Bassrei, Milton José Porsani, Marcos Vasconcelos e Hédison Kiuity Sato.

Também quero agradecer a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) e a CNPq (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico) pelo apoio e suporte através da concessão de bolsa de estudo, ao programa brasileiro de Pesquisa Geológica (CPRM) e a Companhia Baiana de Pesquisa Mineral (CBPM) para fazer o banco de dados aeromagnético disponível.

Por fim, registro meu muito obrigado a todas aquelas pessoas que viveram esse sonho comigo, os meus amigos. Dentre essas pessoas estão: meu amigo/irmão Onofre das Flores um ser humano incrível, só tenho a agradecer, pelo seu apoio e amizade; minha amiga Marina

Sampaio, pela parceria e positividade nos momentos complicados; meu amigo Jones, pelo apoio nos momentos mais turbulentos desta caminhada.

Referências Bibliográficas

- Allard, G. O. e Hurst, V. J. (1969) Brazil-gabon geologic link supports continental drift, *Science*, **163**(3867):528–532.
- de Andrade Caxito, F.; Uhlein, A. e Dantas, E. L. (2014) The afeição augen-gneiss suite and the record of the cariris velhos orogeny (1000–960 ma) within the riacho do pontal fold belt, ne brazil, *Journal of South American Earth Sciences*, **51**:12–27.
- Angelim, L.; Oliveira, R. e Santos, E. (1998) Faixa riacho do pontal: uma colagem de terrenos, In: *SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, vol. 40, p. 27.
- ANGELIM, L. A. d. A. e KOSIN, M. (2001) Aracaju-nw: folha sc. 24-v.
- Ansari, A. e Alamdar, K. (2011) A new edge detection method based on the analytic signal of tilt angle (asta) for magnetic and gravity anomalies, *Iranian Journal of Science and Technology (Sciences)*, **35**(2):81–88.
- Arana, J. (2009) Introdução a geodésia física, FCT-UNESP–Presidente Prudente.
- Ganade de Araujo, C. E.; Weinberg, R. F. e Cordani, U. G. (2014) Extruding the borborema province (ne-brazil): a two-stage neoproterozoic collision process, *Terra Nova*, **26**(2):157–168.
- Argollo, R. M.; Marinho, M. M.; Costa, A. B.; Filho, H. d. A. S.; dos Santos, E. J. e Coutinho, L. F. C. (2012) Modelo crustal e fluxo de calor nos domínios Estância, Canudos-Vaza-Barris e Macururé adjacentes às bordas emersas da bacia Sergipe-Alagoas, *Boletim de Geociências da PETROBRÁS*, **20**(1-2):283–304.
- Assumpção, M.; Feng, M.; Tassara, A. e Julià, J. (2013) Models of crustal thickness for south america from seismic refraction, receiver functions and surface wave tomography, *Tectonophysics*, **609**:82–96.
- Barbosa, J.; Cruz, S. e Souza, J. d. (2012) Terrenos metamórficos do embasamento, *Geologia da Bahia: pesquisa e atualização*, CBPM, **1**:101–201.
- Barbosa, J. S. e Sabaté, P. (2002) Geological features and the paleoproterozoic collision of four archean crustal segments of the são francisco craton, bahia, brazil: a synthesis, *Anais*

- da Academia Brasileira de Ciências, **74**(2):343–359.
- Barbosa, J. S.; Sabaté, P. e Marinho, M. M. (2003) O cráton do são francisco na bahia: uma síntese, *Brazilian Journal of Geology*, **33**(1):3–6.
- Barbosa, J. S. F. e Barbosa, R. G. (2017) The paleoproterozoic eastern bahia orogenic domain, In: *São Francisco Craton, Eastern Brazil*, pp. 57–69, Springer.
- Barbosa, J. S. F. e Sabaté, P. (2004) Archean and paleoproterozoic crust of the são francisco craton, bahia, brazil: geodynamic features, *Precambrian Research*, **133**(1-2):1–27.
- Battaglia, M.; Cervelli, P. F. e Murray, J. R. (2013) dmodels: A matlab software package for modeling crustal deformation near active faults and volcanic centers, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **254**:1–4.
- Bessoni, T. P.; Bassrei, A. e Oliveira, L. G. S. d. (2020) Inversion of satellite gravimetric data from recôncavo-tucano-jatobá basin system, *Brazilian Journal of Geology*, **50**(3).
- Blakely, R. J. (1996) *Potential theory in gravity and magnetic applications*, Cambridge university press.
- Bologna, M. S.; Egbert, G. D.; Padilha, A. L.; Pádua, M. B. e Vitorello, Í. (2017) 3-d inversion of complex magnetotelluric data from an archean-proterozoic terrain in northeastern sao francisco craton, brazil, *Geophysical Journal International*, **210**(3):1545–1559.
- de Brito Neves, B. B. e da Silva Filho, A. F. (2019) Superterreno pernambuco-alagoas na província borborema: ensaio de regionalização tectônica, *Geologia USP. Série Científica*, **19**(2):3–28.
- de Brito Neves, B. B.; dos Santos, R. A. e da Cruz Campanha, G. A. (2012) A discordância angular e erosiva entre os grupos chapada diamantina e bambuí (una) na folha mirangaba-bahia, *Geologia USP. Série Científica*, **12**(2):99–114.
- de Brito Neves, B. B.; Van Schmus, W. R. e Angelim, L. A. A. (2015) Contribuição ao conhecimento da evolução geológica do sistema riacho do pontal-pe, ba, pi, *Geologia USP. Série Científica*, **15**(1):57–93.
- Brito Neves, B. B. d.; Santos, E. d. e Van Schmus, W. R. (2000) Tectonic history of the borborema province, *Tectonic Evolution of South America*, **31**:15.
- Brito Neves, B. B. d.; Sial, A. N. e Albuquerque, J. D. P. T. (2017) Vergência centrífuga residual no sistema de dobramentos sergipano, *Revista Brasileira de Geociências*, **7**(2):102–114.
- Caxito, F. (2013) *Geotectônica e evolução crustal das faixas rio preto e riacho do pontal, estados da bahia, pernambuco e piauí*, Unpublished PhD Thesis. UFMG, Belo Horizonte, Brazil.

- Caxito, F.; Uhlein, A.; Stevenson, R. e Uhlein, G. J. (2014) Neoproterozoic oceanic crust remnants in northeast Brazil, *Geology*, **42**(5):387–390.
- Caxito, F. A.; Uhlein, A.; Dantas, E. L.; Stevenson, R.; Salgado, S. S.; Dussin, I. A. e da Nóbrega Sial, A. (2016) A complete Wilson cycle recorded within the Riacho do Pontal orogen, NE Brazil: Implications for the Neoproterozoic evolution of the Borborema province at the heart of West Gondwana, *Precambrian Research*, **282**:97–120.
- Caxito, F. A.; Uhlein, A.; Dantas, E.; Stevenson, R.; Egydio-Silva, M. e Salgado, S. S. (2017) The Rio Preto and Riacho do Pontal belts, In: *São Francisco Craton, Eastern Brazil*, pp. 221–239, Springer.
- Caxito, F. d. A.; Santos, L. C. M. d. L.; Ganade, C. E.; Bendaoud, A.; Fettous, E.-H. e Bouyo, M. H. (2020) Toward an integrated model of geological evolution for NE Brazil-NW Africa: The Borborema province and its connections to the Trans-Saharan (Benino-Nigerian and Tuareg shields) and Central African orogens, *Brazilian Journal of Geology*, **50**(2).
- Cooper, G. e Cowan, D. (2006) Enhancing potential field data using filters based on the local phase, *Computers & Geosciences*, **32**(10):1585–1591.
- Cordell, L. e Grauch, V. (1985) Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan Basin, New Mexico, In: *The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps*, pp. 181–197, Society of Exploration Geophysicists.
- Cowan, D. e Cowan, S. (1993) Separation filtering applied to aeromagnetic data, *Exploration Geophysics*, **24**(3-4):429–436.
- Da Silva, L. C.; Pedrosa-Soares, A. C.; Armstrong, R. e Noce, C. M. (2011) Determinando a duração do período colisional do orógeno Araçuai com base em geocronologia U-Pb de alta resolução em zircão: uma contribuição para a história da amalgamação do Gondwana ocidental, *Geonomos*.
- Damaceno, J. G. (2016) Modelagem magnética e gravimétrica 3D do plug básico cenozoico São João intrusivo em rochas da Bacia Potiguar, NE do Brasil, Dissert. de Mestrado, Brasil.
- D'Angelo, T.; Barbosa, M. S. C. e Danderfer Filho, A. (2019) Basement controls on cover deformation in eastern Chapada Diamantina, northern São Francisco Craton, Brazil: insights from potential field data, *Tectonophysics*, **772**:228231.
- Davison, I. e Dos Santos, R. A. (1989) Tectonic evolution of the Sergipano fold belt, NE Brazil, during the Brasiliano orogeny, *Precambrian Research*, **45**(4):319–342.
- De Almeida, F. (1977) O cráton do São Francisco, *Revista Brasileira de Geociências*, **7**(4):349–364.

- De Almeida, F. (2017) O cráton do são francisco, *Revista Brasileira de geociências*, **7**(4):349–364.
- De Almeida, F.; Hasui, Y.; de Brito Neves, B. e Fuck, R. A. (1981) Brazilian structural provinces: an introduction, *Earth-Science Reviews*, **17**(1-2):1–29.
- De Sá, E. F. J.; Macedo, M. H.; Fuck, R. A. e Kawashita, K. (1992) Terrenos proterozóicos na província borborema e a margem norte do cráton são francisco, *Brazilian Journal of Geology*, **22**(4):472–480.
- Dutra, A. (2011) Inversão tridimensional de dados gravimétricos e magnéticos da província alcalina de goiás—investigando o controle tectônico, Universidade de São Paulo, IAG (151 pp.).
- Dutra, A. C.; Costa, A. B. e de Argollo, R. M. (2019) Gravity and magnetic modeling sergipano belt, brazil: Tectonic control and crustal thickness of the basement adjacent to the sergipe-alagoas basin, *American Journal of Earth Science and Engineering*, **5**(2):58–71.
- Fambrini, G. L.; Neumann, V. H. d. M. L.; de Barros, C. L.; da Silva, S. M. O. A.; Galm, P. C. e de Menezes Filho, J. A. B. (2013) Análise estratigráfica da formação brejo santo, bacia do araripe, nordeste do brasil: implicações paleogeográficas, *Geologia USP. Série Científica*, **13**(4):3–28.
- Feng, M.; Van der Lee, S. e Assumpção, M. (2007) Upper mantle structure of south america from joint inversion of waveforms and fundamental mode group velocities of rayleigh waves, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **112**(B4).
- Ferreira, F. J.; de Souza, J.; de B. e S. Bongiolo, A. e de Castro, L. G. (2013) Enhancement of the total horizontal gradient of magnetic anomalies using the tilt angle, *Geophysics*, **78**(3):J33–J41.
- Ferreira, F. J. F.; de Souza, J.; de Barros, A.; Bongiolo, S.; de Castro, L. G. e 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*, pp. cp–197, European Association of Geoscientists & Engineers.
- Fianco, C. B. (2019) Estudos da estrutura crustal da porção sul da província borborema.
- Fianco, C. B.; França, G. S.; Albuquerque, D. F.; da Silva Vilar, C. e Argollo, R. M. (2019) Using the receiver function for studying earth deep structure in the southern borborema province, *Journal of South American Earth Sciences*, **94**:102221.
- FIGUEIRÔA, I. e MORAES, J. F. S. d. (1991) Paulistana, folha sc. 24-va.

- Flores, O. H. D. J. d. (2021) Modelagem conjunta 2d geoidal e geotérmica: estrutura litosférica da região adjacente à bacia sergipe-alagoas.
- Fullea, J.; Fernandez, M.; Zeyen, H. e Vergés, J. (2007) A rapid method to map the crustal and lithospheric thickness using elevation, geoid anomaly and thermal analysis. application to the gibraltar arc system, atlas mountains and adjacent zones, *Tectonophysics*, **430**(1-4):97–117.
- Gilardoni, M.; Reguzzoni, M. e Sampietro, D. (2016) Geco: a global gravity model by locally combining goce data and egm2008, *Studia Geophysica et Geodaetica*, **60**(2):228–247.
- Globig, J.; Fernández, M.; Torne, M.; Vergés, J.; Robert, A. e Faccenna, C. (2016) New insights into the crust and lithospheric mantle structure of africa from elevation, geoid, and thermal analysis, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **121**(7):5389–5424.
- Götze, H. (2014) Potential methods and geoinformation systems, *Handbook of geomathematics*, pp. 1–21.
- Götze, H.-J. e Lahmeyer, B. (1988) Application of three-dimensional interactive modeling in gravity and magnetics, *Geophysics*, **53**(8):1096–1108.
- Grauch, V. e Cordell, L. (1987) Limitations of determining density or magnetic boundaries from the horizontal gradient of gravity or pseudogravity data, *Geophysics*, **52**(1):118–121.
- Heilbron, M.; Cordani, U. G. e Alkmim, F. F. (2017) The são francisco craton and its margins, In: *São Francisco Craton, Eastern Brazil*, pp. 3–13, Springer.
- Hinze, W. J.; Von Frese, R. R.; Von Frese, R. e Saad, A. H. (2013) Gravity and magnetic exploration: Principles, practices, and applications, Cambridge University Press.
- Ibraheem, I. M.; Haggag, M. e Tezkan, B. (2019) Edge detectors as structural imaging tools using aeromagnetic data: A case study of sohag area, egypt, *Geosciences*, **9**(5):211.
- Jiménez-Munt, I.; Torné, M.; Fernandez, M.; Vergés, J.; Kumar, A.; Carballo, A. e García-Castellanos, D. (2019) Deep seated density anomalies across the iberia-africa plate boundary and its topographic response, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **124**(12):13310–13332.
- Junior, N. C. P. (2015) Interpretação e modelagem de dados geofísicos no estudo da evolução geotectônica do rifte jaibaras–ne do brasil.
- Kosin, M.; Angelim, L.; Souza, J.; Guimarães, J.; Teixeira, L.; Martins, A.; Bento, R.; Santos, R.; Vasconcelos, A.; Neves, J. et al. (2004) Folha sc. 24-aracaju, Carta geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas. Programa Geologia do Brasil. Brasília: CPRM, CD-ROM.

- Kuchenbecker, M.; Reis, H. L. S. e Fragoso, D. G. C. (2011) Caracterização estrutural e considerações sobre a evolução tectônica da formação salitre na porção central da bacia de irecê, norte do cráton do são francisco (ba), Geonomos.
- Lachenbruch, A. H. e Morgan, P. (1990) Continental extension, magmatism and elevation; formal relations and rules of thumb, *Tectonophysics*, **174**(1-2):39–62.
- Li, X. (2006) Understanding 3d analytic signal amplitude, *Geophysics*, **71**(2):L13–L16.
- Lima, H. M. (2018) Evolução tectônica da porção nordeste da faixa sergipana, província borborema, estado de alagoas, ne do brasil.
- Lima, S. S.; da Silva Filho, A. F.; de Pinho Guimarães, I.; Farias, D. J. S. e Almeida, G. M. (2021) Aerogeophysical systematics applied to the geological reconnaissance of the eastern pernambuco-alagoas domain, borborema province: The ipojuca-atalaia batholith, *Journal of South American Earth Sciences*, **112**:103628.
- Lloyd, S.; Van Der Lee, S.; França, G. S.; Assumpção, M. e Feng, M. (2010) Moho map of south america from receiver functions and surface waves, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **115**(B11).
- Lücke, O. H.; Götze, H.-J. e Alvarado, G. E. (2010) A constrained 3d density model of the upper crust from gravity data interpretation for central costa rica, *International Journal of Geophysics*, **2010**.
- Luiz, J. G. e e Silva, L. M. d. C. (1995) Geofísica de prospecção, Editora Universitária UFPA.
- MAGALHÃES, J. R. G. (2019) Estrutura crustal e relações tectono-magmáticas da bacia de pernambuco através do processamento e modelagem de dados magnéticos, gravimétricos e sísmicos.
- Mahmoodi, O.; Smith, R. S. e Spicer, B. (2017) Using constrained inversion of gravity and magnetic field to produce a 3d litho-prediction model, *Geophysical Prospecting*, **65**(6):1662–1679.
- Maus, S. e Dimri, V. (1996) Depth estimation from the scaling power spectrum of potential fields?, *Geophysical Journal International*, **124**(1):113–120.
- Medeiros, V. C. d. (2004) Evolução geodinâmica e condicionamento estrutural dos terrenos piacó-alto brígida e alto pajeú, domínio da zona transversal, ne do brasil.
- MELO, S. d. C. e GUIMARÃES, M. T. (2011) Caracterização litogeoquímica da suíte serra da aldeia, folha barragem (sc. 23-xb-vi) piauí, nordeste do brasil.
- Miller, H. G. e Singh, V. (1994) Potential field tilt—a new concept for location of potential field sources, *Journal of applied geophysics*, **32**(2-3):213–217.

- Mocitaiba, L. S. R.; de Castro, D. L. e de Oliveira, D. C. (2017) Cartografia geofísica regional do magmatismo mesozoico na bacia do parnaíba, *Geologia USP. Série Científica*, **17**(2):169–192.
- 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. (1984) Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized hilbert transforms: Fundamental relations, *Geophysics*, **49**(6):780–786.
- Nabighian, M. N.; Grauch, V.; Hansen, R.; LaFehr, T.; Li, Y.; Peirce, J. W.; Phillips, J. D. e Ruder, M. (2005) The historical development of the magnetic method in exploration, *Geophysics*, **70**(6):33ND–61ND.
- Nemocón, A. M.; Julià, J. e Garcia, X. (2021) Lithospheric structure of the western borborema province from receiver functions and surface-wave dispersion: Implications for basin inversion, *Tectonophysics*, **816**:229024.
- Neves, B. B. B. e da Silva Filho, A. F. (2019) Superterreno pernambuco-alagoas (peal) na província borborema: ensaio de regionalização tectônica, *Geologia USP. Série Científica*, **19**(2):3–28.
- Neves, S. P.; da Silva, J. M. R. e Bruguier, O. (2016) The transition zone between the pernambuco-alagoas domain and the sergipano belt (borborema province, ne brazil): Geochronological constraints on the ages of deposition, tectonic setting and metamorphism of metasedimentary rocks, *Journal of South American Earth Sciences*, **72**:266–278.
- Oliveira, E.; Toteu, S.; Araújo, M.; Carvalho, M.; Nascimento, R.; Bueno, J.; McNaughton, N. e Basilici, G. (2006) Geologic correlation between the neoproterozoic sergipano belt (ne brazil) and the yaoundé belt (cameroon, africa), *Journal of African Earth Sciences*, **44**(4-5):470–478.
- Oliveira, E.; McNaughton, N.; Windley, B.; Carvalho, M. e Nascimento, R. S. (2015) Detrital zircon u–pb geochronology and whole-rock nd-isotope constraints on sediment provenance in the neoproterozoic sergipano orogen, brazil: From early passive margins to late foreland basins, *Tectonophysics*, **662**:183–194.
- Oliveira, E. P.; Windley, B. F. e Araújo, M. N. C. (2010) The neoproterozoic Sergipano orogenic belt, ne brazil: a complete plate tectonic cycle in western Gondwana, *Precambrian*

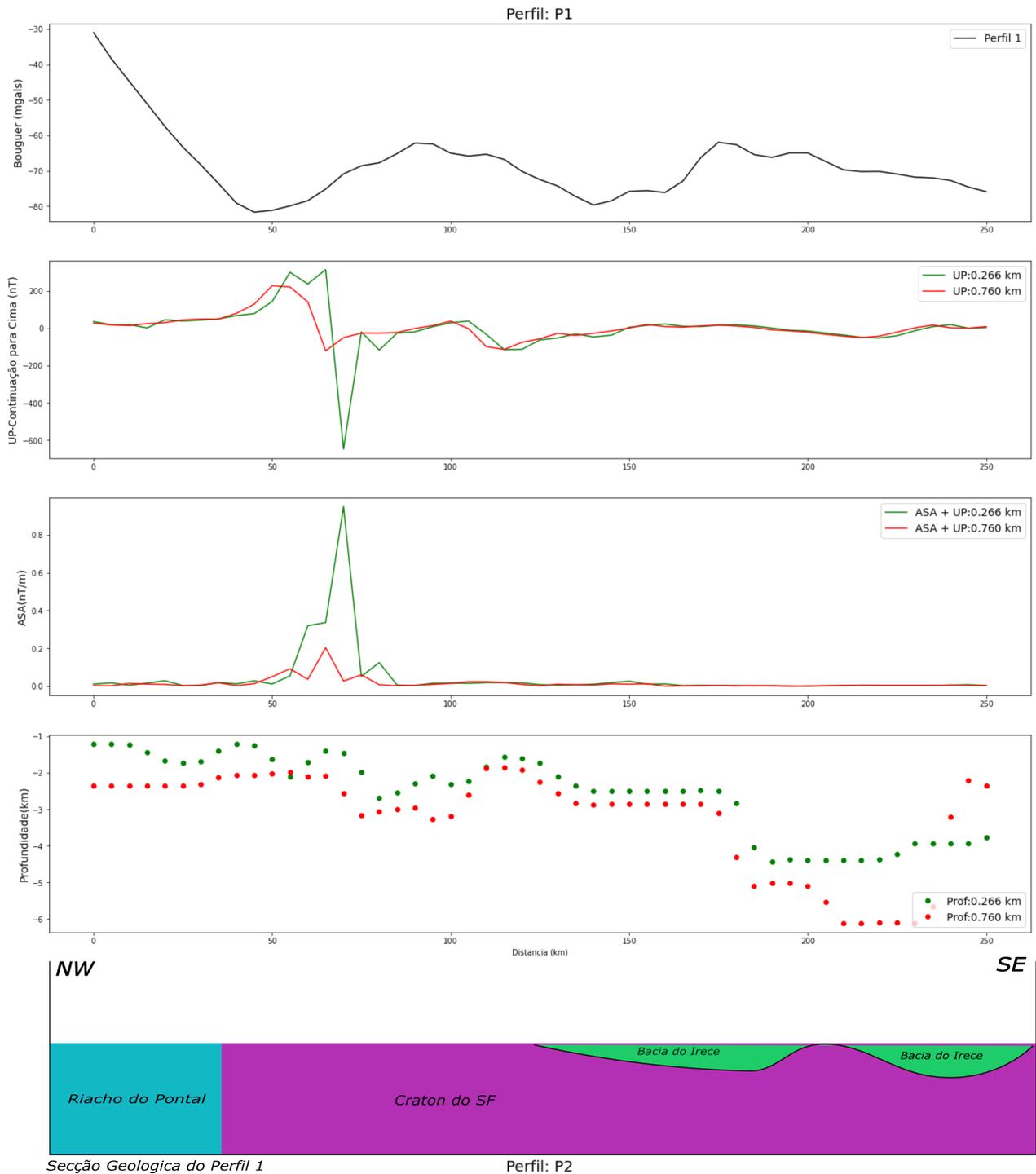
- Research, **181**(1-4):64–84.
- Oliveira, E. P.; Windley, B. F.; McNaughton, N. J.; Bueno, J. F.; Nascimento, R. S.; Carvalho, M. J. e Araújo, M. N. (2017) The sergipano belt, In: *São Francisco Craton, Eastern Brazil*, pp. 241–254, Springer.
- Oliveira, L. G. S. d. (2009) A missão grace e a estrutura da litosfera na região do cráton são francisco.
- Oliveira, R. G. e Medeiros, W. E. (2018) Deep crustal framework of the borborema province, ne brazil, derived from gravity and magnetic data, *Precambrian Research*, **315**:45–65.
- Oliveira, R. G. d. (1998) Arcabouço geotectônico da região da Faixa Riacho do Pontal, Nordeste do Brasil: dados aeromagnéticos e gravimétricos, Tese de Doutorado.
- Oliveira, R. G. d. (2008) Arcabouço geofísico, isostasia e causas do magmatismo cenozóico da província borborema e de sua margem continental (nordeste do brasil).
- Parsons, B. e Sclater, J. G. (1977) An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age, *Journal of geophysical research*, **82**(5):803–827.
- Pavlis, N. K.; Holmes, S. A.; Kenyon, S. C. e Factor, J. K. (2012) The development and evaluation of the earth gravitational model 2008 (egm2008), *Journal of geophysical research: solid earth*, **117**(B4).
- Pedreira, D.; Pulgar, J.; Gallart, J. e Torné, M. (2007) Three-dimensional gravity and magnetic modeling of crustal indentation and wedging in the western pyrenees-cantabrian mountains, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **112**(B12).
- Perpétuo, M. P.; Amaral, W. d. S.; Costa, F. G. d.; Uchôa Filho, E. C. e Sousa, D. F. M. d. (2016) Geochemistry of the serra das melancias pluton in the serra da aldeia suite: a classic post-collisional high ba-sr granite in the riacho do pontal fold belt, ne brazil, *Brazilian Journal of Geology*, **46**:221–237.
- Pinheiro, J. M. (2012) Estruturação litosférica da Província Borborema ao longo da Transsecta Angüera (BA) Macau (RN), com base em dados gravimétricos, Dissert. de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- Pinho Neto, M. A. d. (2018) Petrologia do batólito sítios novos, domínio poço redondo, sistema orogênico sergipano.
- Reid, A. B.; Allsop, J.; Granser, H.; Millett, A. t. e Somerton, I. (1990) Magnetic interpretation in three dimensions using euler deconvolution, *Geophysics*, **55**(1):80–91.
- Roest, W. R.; Pilkington, M. e Verhoef, J. (1991) Magnetic interpretation using the 3d analytic signal, In: *53rd EAEG Meeting*, pp. cp–42, European Association of Geoscientists & Engineers.

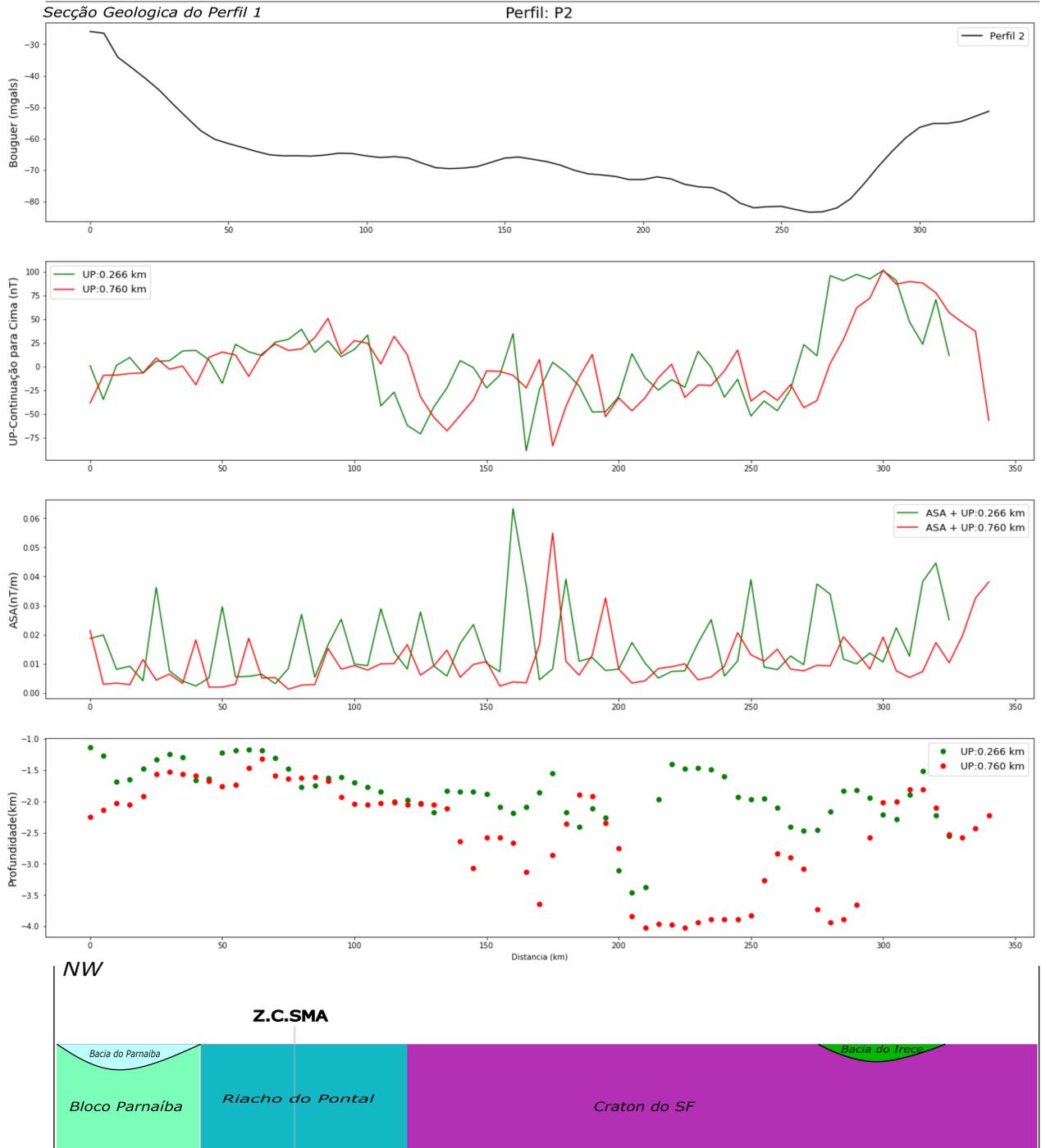
- Salem, A. e Ravat, D. (2003) A combined analytic signal and euler method (an-eul) for automatic interpretation of magnetic data, *Geophysics*, **68**(6):1952–1961.
- Sampaio, M. R. C. (2019) Interpretação e modelagem de dados geofísicos no embasamento adjacente à Bacia de Sergipe-Alagoas, Rel. Téc., Salvador, Brasil.
- Sanchez-Rojas, J. e Palma, M. (2014) Crustal density structure in northwestern south america derived from analysis and 3-d modeling of gravity and seismicity data, *Tectonophysics*, **634**:97–115.
- Santos, E.; Brito Neves, B. d.; Van Schmus, W.; Oliveira, R. e Medeiros, V. (2000) An overall view on the displaced terrane arrangement of the borborema province, ne brazil, In: *International Geological Congress, 31th, Rio de Janeiro, Brazil, General Symposia, Tectonic Evolution of South American Platform*, pp. 5–9.
- SANTOS, E. J. e MEDEIROS, V. C. (1999) Constraints from granitic plutonism on proterozoic crustal growth of the transverse zone, borborema province, ne brazil.
- Santos, E. J. d. (1995) O complexo granítico Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta (Pernambuco), Província Borborema, Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo.
- Sial, A. N. e Ferreira, V. P. (2016) Magma associations in ediacaran granitoids of the cachoeirinha–salgueiro and alto pajeú terranes, northeastern brazil: Forty years of studies, *Journal of South American Earth Sciences*, **68**:113–133.
- da Silva, L. C.; Pedrosa-Soares, A. C.; LR, T. e Armstrong, R. (2008) Tonian rift-related, a-type continental plutonism in the araquai orogen, eastern brazil: new evidence for the breakup stage of the são francisco–congo paleocontinent, *Gondwana Research*, **13**(4):527–537.
- Silva, L. J. H. D. e McClay, K. R. (1995) Stratigraphy of the southern part of the Sergipano Belt, ne Brazil: tectonic implications, *Revista Brasileira de Geociências*, **25**(3):185–202.
- Silva, L. J. H. D.-R. (1999) Basin infilling in the southern-central part of the sergipano belt (ne brazil) and implications for the evolution of pan-african/brasiliano cratons and neoproterozoic sedimentary cover, *Journal of South American Earth Sciences*, **12**(5):453–470.
- Silva Filho, M. (2006) Litogeoquímica e evolução do domínio marancó do sistema sergipano, nordeste do brasil, Unpublished Doctoral Thesis. Universidade Federal de Pernambuco, 214p.
- Silva Filho, M.; Bomfim, L. e Santos, R. d. (1978) A geossinclinal sergipana: estratigrafia, estrutura e evolução, In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, vol. 30, pp. 2464–2477.

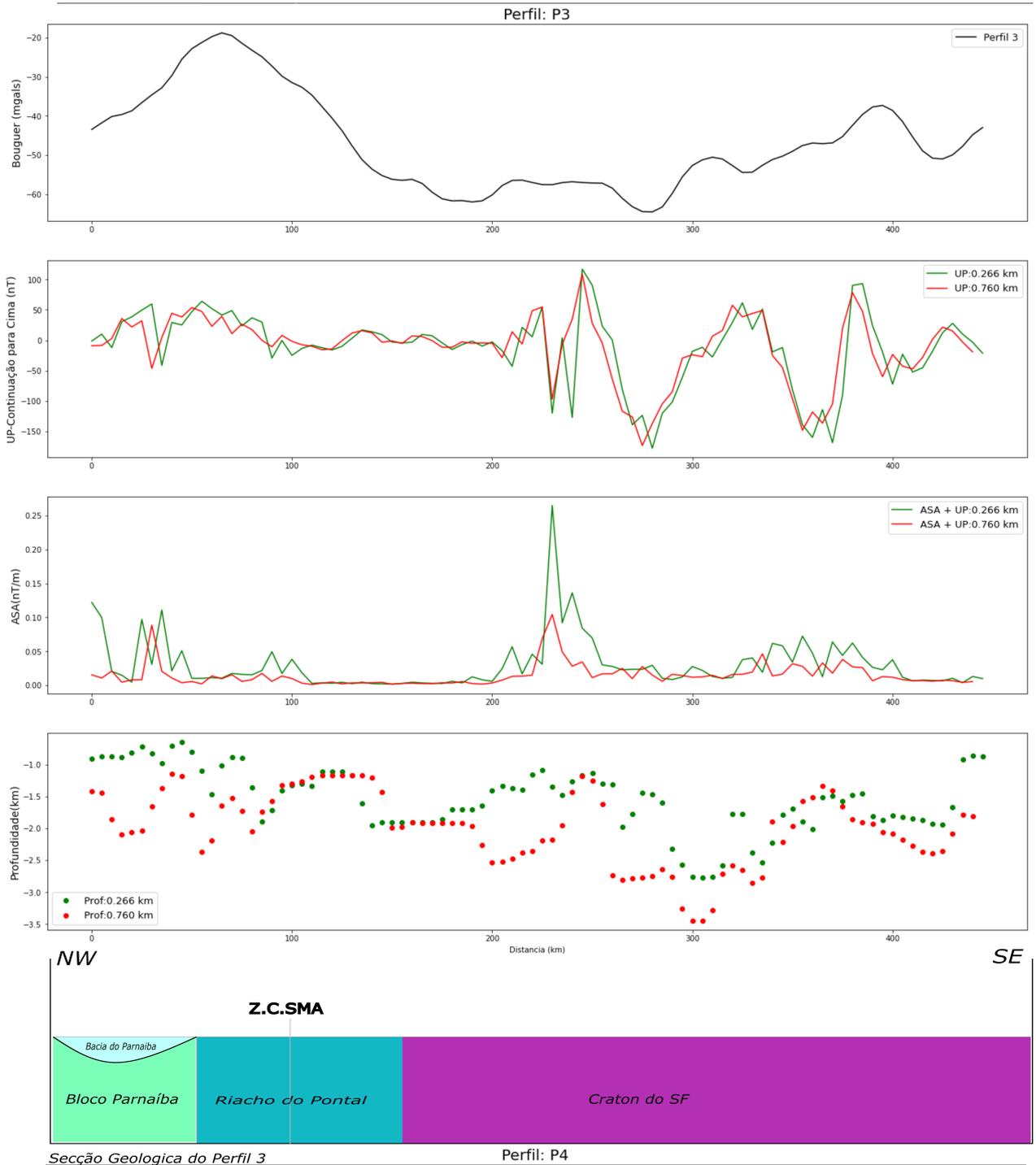
- Soares, J. E. P.; Fuck, R. A.; Oliveira, M. P. d. e Lima, M. V. d. (2011) Descontinuidade de moho e velocidade média da crosta sob a linha de refração sísmica profunda ns da província borborema: uma aproximação por reflexões de alto ângulo, In: *12th International Congress of the Brazilian Geophysical Society & EXPOGEF, Rio de Janeiro, Brazil, 15–18 August 2011*, pp. 399–403, Society of Exploration Geophysicists and Brazilian Geophysical Society.
- Dalton de Souza, J.; Kosin, M.; Melo, R.; Santos, R.; Teixeira, L.; Sampaio, A.; Guimarães, J.; Vieira Bento, R.; Borges, V.; Martins, A. et al. (2003) Mapa geológico do estado da bahia–escala 1: 1.000. 000, Salvador: CPRM.
- Souza, J. S. d. (2013) Geologia, metamorfismo e geocronologia de litotipos de salvador-bahia.
- Spector, A. e Grant, F. (1970) Statistical models for interpreting aeromagnetic data, *Geophysics*, **35**(2):293–302.
- Sunny, A. A. et al. (2018) Derivatives and analytic signals: Improved techniques for litho-structural classification., *Malaysian Journal of Geosciences*, **2**(1):01–08.
- Talwani, M.; Worzel, J. L. e 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.
- Telford, W.; Geldart, L.; Sheriff, R. e Keys, D. (1990) Resistivity methods, *Applied geophysics*, **2**:522–539.
- Telford, W. M.; Geldart, L. P.; Sheriff, R. E. e Keys, D. A. (1976) *Applied Geophysics*, Cambridge Un. Press, Cambridge.
- Thompson, D. (1982) Euldph: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data, *Geophysics*, **47**(1):31–37.
- Turcotte, D. L. e Schubert, G. (1982) *Applications of continuum physics to geological problems*, John Wiley & Sons.
- Uchôa Filho, E. C. (2015) O complexo paulistana no domínio interno da faixa riacho do pontal: petrografia e geoquímica das sequências metavulcânicas.
- Uhlein, A.; Caxito, F.; Egydio-Silva, M. e Barbosa, J. (2012) Faixa de dobramentos rio preto e riacho do pontal, *Geologia da Bahia Pesquisa e Atualização*, **2**:87–130.
- Urchulutegui, J. F.; Fernández, M. e Zeyen, H. (2006) Lithospheric structure in the atlantic–mediterranean transition zone (southern spain, northern morocco): a simple approach from regional elevation and geoid data, *Comptes Rendus Geoscience*, **338**(1-2):140–151.

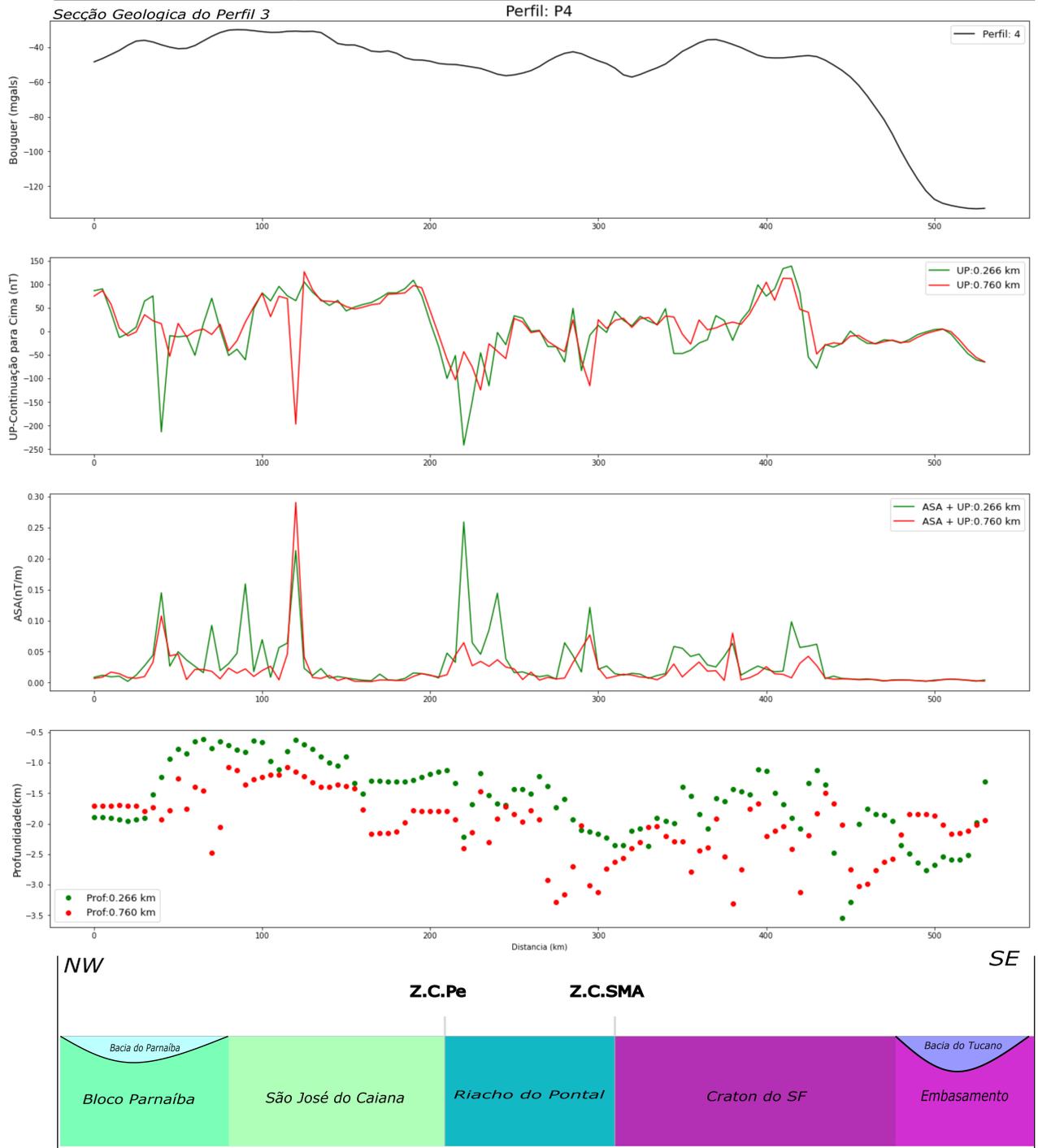
- Van Schmus, W.; Kozuch, M. e de Brito Neves, B. (2011) Precambrian history of the zona transversal of the Borborema province, NE Brazil: insights from Sm–Nd and U–Pb geochronology, *Journal of South American Earth Sciences*, **31**(2-3):227–252.
- Verduzco, B.; Fairhead, J. D.; Green, C. M. e MacKenzie, C. (2004) New insights into magnetic derivatives for structural mapping, *The Leading Edge*, **23**(2):116–119.

Anexo

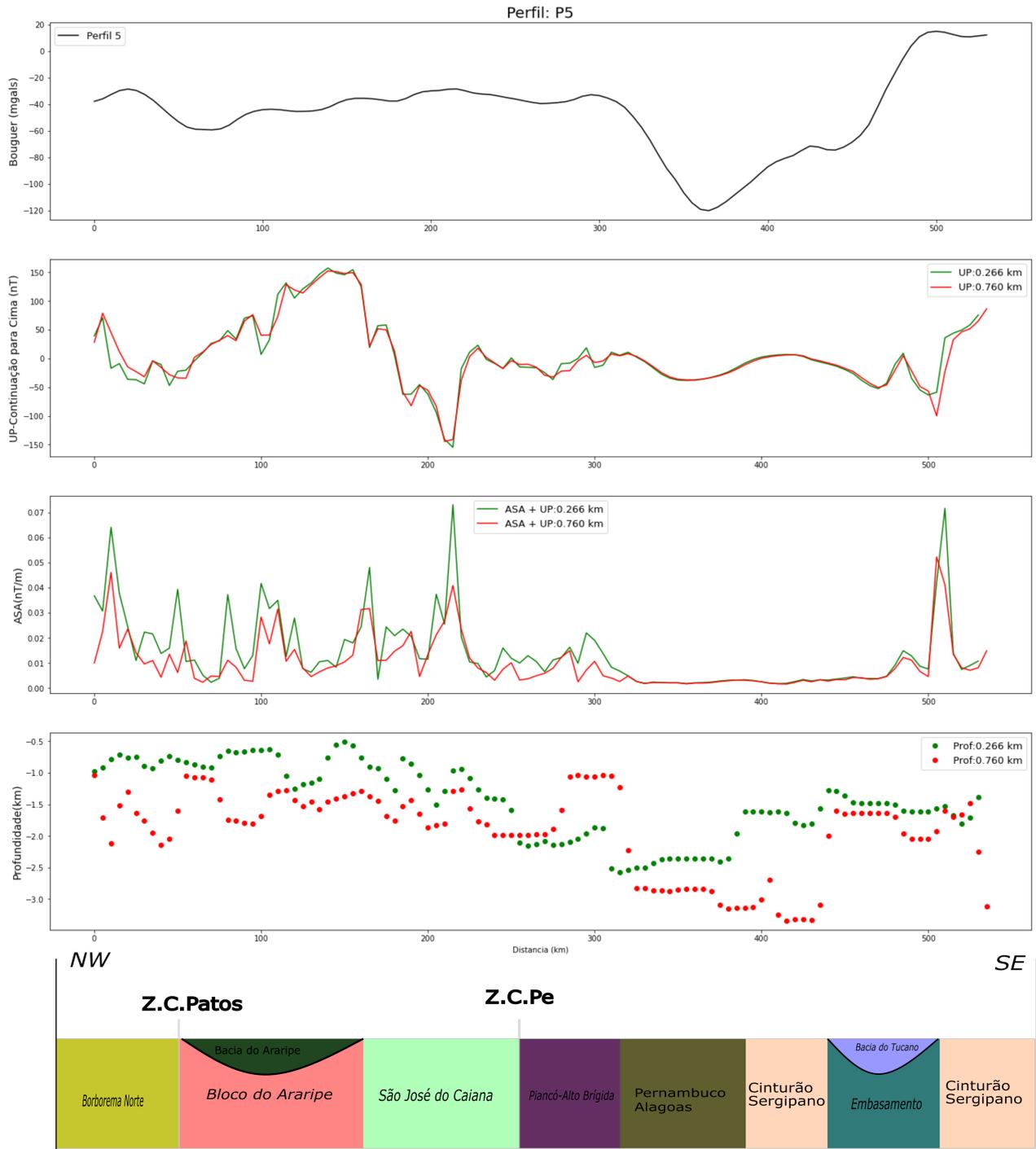








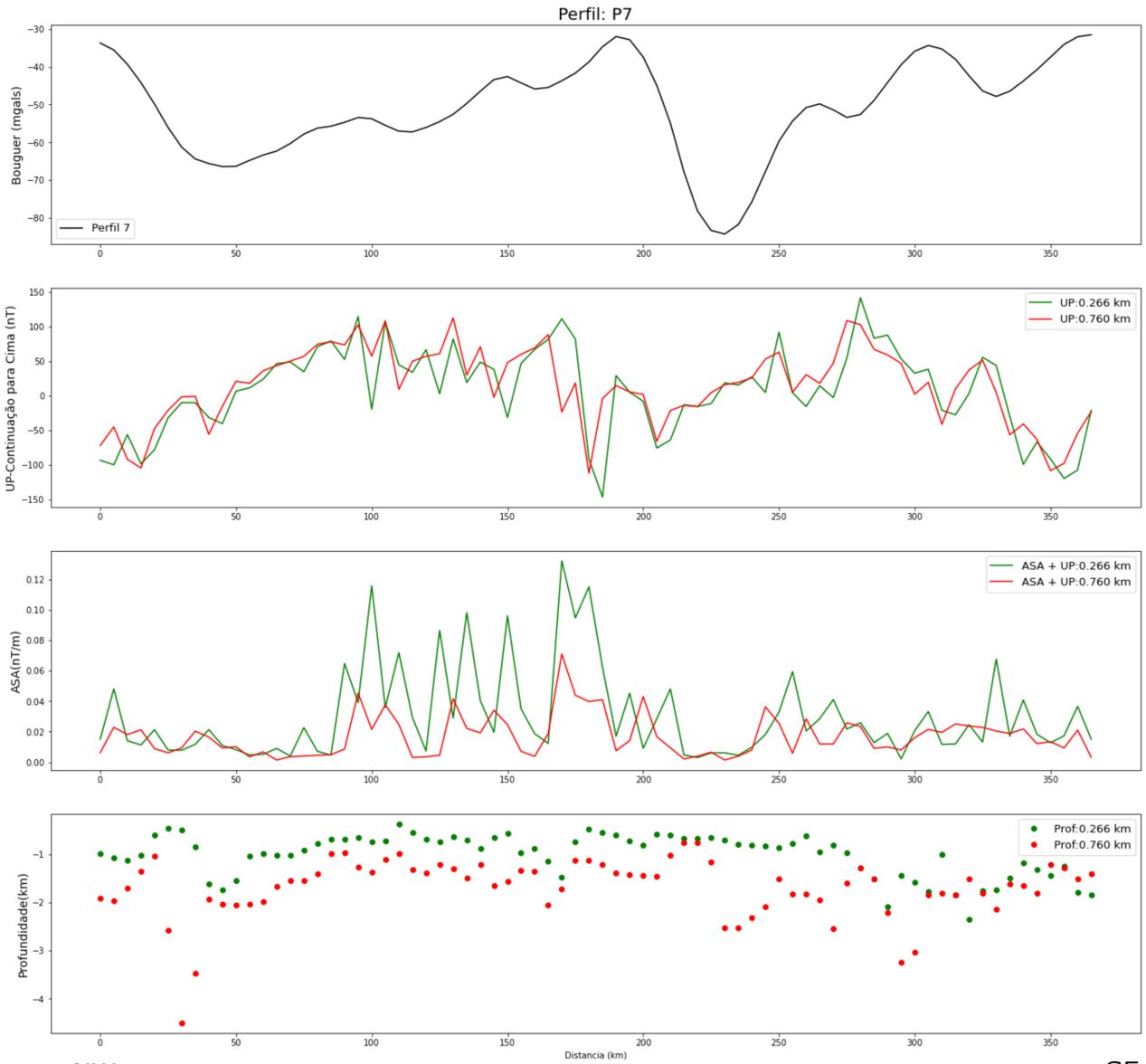
Secção Geológica do Perfil 4



Secção Geologica do Perfil 5



Secção Geologica do Perfil 6



Secção Geologica do Perfil 7