

**Modelagem Conjunta 2D Geoidal e
Geotérmica: Estrutura Litosférica da
Região Adjacente à Bacia
Sergipe-Alagoas**

ONOFRE HERMENIGILDO DAMIÃO JORGE DAS FLORES

SALVADOR – BAHIA
JULHO – 2021

Modelagem Conjunta 2D Geoidal e Geotérmica: Estrutura Litosférica da Região Adjacente à Bacia Sergipe-Alagoas

por

ONOFRE HERMENIGILDO DAMIÃO JORGE DAS FLORES

Licenciado em Física (Universidade Pedagógica de Moçambique - 2015)

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

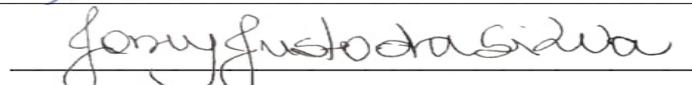
Comissão Examinadora



Prof^a. Dr^a. Alanna Costa Dutra



Prof. Dr. Alexandre Barreto Costa



Prof. Dr. Joney Justo da Silva

Aprovada em 22 de Julho de 2021

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

Q999 das Flores, Onofre Hermenigildo Damiano Jorge,
Modelagem Conjunta 2D Geoidal e Geotérmica: Estrutura Litosférica da Região Adjacente à Bacia Sergipe-Alagoas / Onofre Hermenigildo Damiano Jorge das Flores. — Salvador, 2021.
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, 2021.

1. Bahia - Geofísica. I. Título.

911.6(813.8)(043)

Dedicado à minha mãe Ilda Cardoso
Carlos e aos meus irmãos, Aldino,
Gela, Gilda, Flora e Nhuleza

"Fracassar não é cair; é recusar-se a levantar."(Provérbio Chinês)

Resumo

Neste trabalho aplicaram-se métodos que integram dados geofísicos e petrológicos com objetivo de estudar a estrutura crustal e litosférica tomando como referência três perfis que cruzam o domínio Salvador-Esplanada-Boquim (SEB), Faixa Sergipana, o domínio Pernambuco-Alagoas (PEAL) e a Sub-Bacia Alagoas, no nordeste do Brasil. Esses métodos permitiram desvendar as principais feições crustais, litosféricas e suas relações tectônicas com a interface crosta-manto (Moho), bem como a interface litosfera-astenosfera (LAB) desta região. A estrutura da crosta foi restringida por dados geológicos, gravimétricos e sismológicos disponíveis, e composição química para corpos que constituem o manto. Os dados utilizados são as anomalias Bouguer e ar-livre, altura geoidal, topografia e dados geotérmicos, que também foram associados a composição química do manto. Portanto, primeiramente realizou-se uma modelagem para estimar automaticamente a espessura da crosta e da litosfera numa abordagem unidimensional utilizando dados de anomalia de geóide e topografia acoplado à análise térmica. Os resultados obtidos foram em seguida utilizados como informação à priori na modelagem geotérmica da litosfera que permitiu obter modelos litosféricos 2D mais acurados, de distribuição de temperatura, densidade e de velocidade das ondas sísmicas P e S para a litosfera. Os resultados da espessura crustal mostram afinamento da crosta para o domínio SEB e o Cinturão Sergipano com valores variando de 32-36 km, e mais espessa para o domínio PEAL variando de 38-40 km, esses resultados estão em concordância com dados sísmicos e gravimétricos. Os resultados da interface litosfera-astenosfera (LAB) mostram valores máximos no domínio PEAL atingindo 202 km. O domínio SEB e a Faixa Sergipana são caracterizadas por uma LAB que varia de 169 a 180 km. Com base na variação lateral da composição química do manto litosférico, foi possível obter o melhor ajuste das velocidades P e S, e da distribuição de densidade. Os resultados mostram que o domínio PEAL possui uma composição diferente que se estende aos domínios Marancó, Poço-Redondo, Canindé e Rio Coruripe.

Palavras-chave: Anomalias de gravidade e de Geóide, Fluxo de Calor, Modelagem Geotérmica e Estrutura Crustal e Litosférica.

Abstract

In this research work, were applied methods which integrate geophysical and petrological data in order to study the crustal and lithospheric structure along to three profiles acrossing the Salvador-Esplanada-Boquím (SEB) domain, Sergipano Belt, the Pernambuco-Alagoas domain (PEAL) and the Alagoas Sub-Basin, in northeastern Brazil. These methods allowed to unveil the main crustal and lithospheric features and tectonic relationships with the crust-mantle interface (moho), as well as the lithosphere-asthenosphere boundary (LAB). The crustal structure was constrained by available geological, gravimetric and seismological data, and chemical composition for mantle bodies. The Bouguer and free-air anomalies, geoid height, topography and geothermal data were associated with the geological information and chemical composition. Therefore, firstly, the modeling was performed to estimate automatically the crust and lithosphere thickness in a one-dimensional approach, by using geoid anomaly and topography data coupled with thermal analysis. The results obtained were used as a priori information in the geothermal modeling of the lithosphere that allowed to obtain a more accurate 2D model of temperature, density and seismic velocity distribution P and S to the lithosphere. This modeling allowed to unveil the main crustal features and their tectonic relationships as the Crust-Mantle interface (Moho), as well as the Lithosphere-Asthenosphere interface (LAB) of this region. The crustal thickness results show thinning crust for SEB domain and Sergipano Belt with values varying 32-36 km and thicker for PEAL domain varying 38-40 km, in agreement to seismic and gravimetric data. Results of lithosphere-asthenosphere boundary (LAB) show maximum values in PEAL domain reaching 202 km. The SEB domain and the Sergipe belt are characterized by LAB ranging 169 to 180 km, an abrupt change is observed in Girau do Ponciano. These results are in agreement obtained by gravity data. Based on lateral variation of the chemical composition of the lithospheric mantle, was possible to obtain the best fit of the seismic velocities waves P and S, and the density distribution. The results show that the PEAL domain has a different composition that extends to the Marancó, Poço-Redondo, Canindé and Rio Coruripe domains.

Key words: Gravity and Geoid Anomalies; Crustal and Lithospheric Structure; Ther-

mal Modeling.

Índice

Resumo	5
Abstract	6
Índice	8
Índice de Figuras	10
1 INTRODUÇÃO	13
2 CONTEXTO GEOLÓGICO	16
2.1 Bacia Sergipe-Alagoas e Embasamento Adjacente	18
2.1.1 Domínio Pernambuco-Alagoas	18
2.1.2 Faixa de Dobramento Sergipana	20
2.1.3 Domínio Salvador-Esplanada-Boquim	22
3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	23
3.1 Método Gravimétrico	23
3.1.1 Modelagem Direta Gravimétrica	26
3.2 Potencial e Geóide	28
3.2.1 Modelagem Direta Geoidal	29
3.3 Método Geotérmico	31
3.3.1 Propriedades térmicas das rochas	32
3.3.2 Modelos Térmicos da Crosta	34
3.4 Cálculo das Espessuras: Moho e LAB	36
4 METODOLOGIA	40
4.1 Dados Geofísicos	40
4.1.1 Dados Geotérmicos	40
4.1.2 Dados de Topografia	41
4.1.3 Dados de Anomalia de Geóide	42

4.1.4	Dados Gravimétricos	43
4.2	Processamento e Análise dos Dados	45
4.3	Modelagem da Litosfera	49
4.3.1	Profundidades da Moho e da LAB	51
4.3.2	Descrição das informações para construção dos modelos 2D	52
4.3.3	Modelo sintético 2D	53
5	RESULTADOS E DISCUSSÃO	57
5.1	Transformação de Dados Gravimétricos	57
5.2	Espessuras da Moho e LAB	59
5.3	Modelos Litosféricos	64
5.3.1	Modelo Litosférico para o Perfil A-A'	65
5.3.2	Modelo Litosférico para o Perfil B-B'	70
5.3.3	Modelo Litosférico para o Perfil C-C'	74
5.3.4	Geotermas: Região Adjacente à Bacia SEAL	79
5.4	Discussão	84
6	CONCLUSÕES	87
6.1	Dificuldades	88
6.2	Perspectivas	88
	Agradecimentos	89
	Referências Bibliográficas	91

Índice de Figuras

2.1	Localização da região área de estudo e da Bacia Sergipe-Alagoas. A região em azul respresenta o embasamento subjacente à sub-bacia Sergipe e em amarelo à sub-bacia Alagoas.	17
2.2	Domínios litotectônicos da Província Borborema Meridional.Geologia da Faixa de Dobramento Sergipana e terreno Pernambuco-Alagoas, (Dutra et al., 2018).	19
3.1	Representação esquemática do método gravimétrico.	24
3.2	Polígono com n lados envolvido no cálculo das anomalias de gravidade, (Talanwani et al., 1959).	27
3.3	Sistema de coordenadas para a definição do prisma, (Nagy et al., 2000).	31
4.1	Imagem com os dados de topografia. Os pontos destacados no mapa são das estações sismológicas e sondagens de poço.	41
4.2	Mapa dos dados de anomalia de geóide. Os pontos destacados no mapa são das estações sismológicas e sondagens de poço.	42
4.3	Mapa dos dados da anomalia Bouguer. Os pontos destacados no mapa são das estações sismológicas e sondagens de poço.	43
4.4	Mapa dos dados da anomalia Ar-Livre. Os pontos destacados no mapa são das estações sismológicas e sondagens de poço.	44
4.5	Fluxograma de procesasamento de dados.	45
4.6	Espectro radial de potência para definição de ponto de corte e filtragem de dados de topografia.	47
4.7	Mapa da topografia filtrada por low-pass do filtro gaussiano regional-residual, com $k = 0,015$	47
4.8	(a) Mapa da anomalia de geóide regional (com coeficientes harmônicos até 10); (b) Mapa da anomalia de geóide residual (com coeficientes harmônicos removidos).	49
4.9	Fluxograma do LitMod2D.	50

4.10	Interface gráfica do ambiente de modelagem do LitMod. a) Fluxo de calor superficial; b) Anomalia ar-Livre; c) Anomalia de geóide; d) Anomalia Bouguer; e) Elevação; e f) Geometria do perfil modelado, (Kumar et al., 2020).	54
4.11	Modelos sintético obtidos pelo LitMod. a) Modelo de distribuição de temperatura; b) Modelo de distribuição de densidade; c) Modelo de distribuição das velocidades das ondas P; d) Modelo de distribuição das velocidades das ondas S, (Kumar et al., 2020)	55
4.12	Comparação da influência da composição química no ajuste dos dados (a) Manto 1; (b) Manto 2.	56
5.1	Mapa da Inclinação do Sinal Analítico.	58
5.2	Mapa do Gradiente Horizontal Total.	58
5.3	Mapa das profundidades da interface crosta-manto.	60
5.4	Mapa das profundidades do limite litosfera-astenosfera.	60
5.5	Mapa da distribuição média de densidade no manto litosférico.	61
5.6	Profundidades da interface crosta-manto (a) e da interface litosfera-astenosfera (b) ao longo do perfil A-A'.	63
5.7	Profundidades da interface crosta-manto (a) e da interface litosfera-astenosfera (b) ao longo do perfil B-B'.	63
5.8	Profundidades da interface crosta-manto (a) e da interface litosfera-astenosfera (b) ao longo do perfil C-C'.	63
5.9	Modelo crustal do perfil A-A'. PEAL: Pernambuco-Alagoas.	66
5.10	Modelo litosférico A-A' com melhor ajuste encontrado para os dados: a) Fluxo de calor superficial; b) Anomalia de gravidade Ar-Livre; c) Anomalia de geóide; d) Anomalia de gravidade Bouguer; e) Elevação; e f) Geometria do perfil modelado.	68
5.11	Modelos de distribuição de temperatura (a) e de densidade (b) no manto litosférico para o perfil A-A'.	69
5.12	Modelos de distribuição das velocidade das ondas P (a) e S (b) no manto litosférico para o perfil A-A'.	70
5.13	Modelo crustal do perfil B-B'. PEAL: Pernambuco-Alagoas.	71
5.14	Modelo litosférico B-B' com melhor ajuste encontrado para os dados: a) Fluxo de calor superficial; b) Anomalia de gravidade Ar-Livre; c) Anomalia de geóide; d) Anomalia de gravidade Bouguer; e) Elevação; e f) Geometria do perfil modelado.	72
5.15	Modelos de distribuição de temperatura (a) e densidade (b) no manto litosférico para o perfil B-B'.	73

5.16	Modelos de distribuição das velocidades das ondas sísmicas P (a) e S (b) no manto litosférico para o perfil B-B'.	74
5.17	Modelo crustal do perfil C-C'.	75
5.18	Modelo litosférico C-C' com melhor ajuste encontrado para os dados: a) Fluxo de calor superficial; b) Anomalia de gravidade Ar-Livre; c) Anomalia de geóide; d) Anomalia de gravidade Bouguer; e) Elevação; e f) Geometria do perfil modelado.	76
5.19	Modelos de distribuição de temperatura (a) e de densidade (b) no manto litosférico para o perfil C-C'. SEB - Salvador-Esplanda-Boquim; Mara-PR-Canindé = Marancó-Poço-Redondo-Canindé.	77
5.20	Modelo de distribuição das velocidades das ondas sísmicas P (a) e S (b) no manto litosférico para o perfil C-C'. SEB - Salvador-Esplanda-Boquim; Mara-PR-Canindé = Marancó-Poço-Redondo-Canindé.	78
5.21	(a) Geoterma e (b) distribuição densidade-velocidades para o domínio SEB; (c) Geoterma e (d) distribuição de densidade-velocidades para o domínio Estância.	80
5.22	(a) Geoterma e (b) distribuição de densidade-velocidades para o domínio Vaza-Barris; (c) Geoterma e (d) distribuição de densidade-velocidades para o domínio Macururé.	81
5.23	(a) Geoterma e (b) distribuição de densidade-velocidades para o domínio Marancó-Poço-Redondo; (c) Geoterma e (d) distribuição de densidade-velocidades para o domínio Pernambuco-Alagoas.	82
5.24	(a) Geoterma e (b) distribuição de densidade-velocidades para o domínio Rio Coruripe; (a) Geoterma e (b) distribuição de densidade-velocidades para Sub-Bacia Alagoas.	83

1

INTRODUÇÃO

Os estudos sobre a litosfera, sua dinâmica e contribuição para produção de calor terrestre vêm ganhando grande interesse nos últimos anos, seja na indústria de exploração petrolífera e/ou pela exploração mineral, como também permite construir a história geológica no espaço e no tempo. Para isso o entendimento sobre o tectonismo de placas e das propriedades térmicas das rochas é fundamental, sendo que essas informações permitem a compreensão dos diversos processos físico-químicos que ocorrem no interior da Terra.

A elevação e anomalia de geóide tem sido usada em diferentes estudos geofísicos nos últimos anos. Estudos da razão entre geóide e topografia, admitância e seu equivalente no domínio da frequência, já foram realizados para investigar a profundidade da crosta e mecanismos de compensação isostática nos platôs Sandwell and MacKenzie (1989). Outros trabalhos tem focado no fluxo do manto viscoso associado com a convecção térmica e topografia dinâmica induzida (Hager et al., 1985).

O acoplamento entre a elevação e o campo térmico no contexto de isostasia tem sido utilizado para estudar a deformação continental de orogênese convergente e a energia potencial gravitacional como uma fonte de esforços intraplaca e deformação associada em escala global e de tectônica de placas (Artemieva and Mooney, 2001; Coblenz et al., 1994; Hager et al., 1985).

De acordo com Afonso et al. (2008), a determinação da estrutura térmica e composicional da litosfera no espaço e no tempo faz parte dos objetivos fundamentais da modelagem litosférica moderna, pois, ela fornece informações importantes não apenas para a interpretação das características litosféricas atuais, mas também sobre como o sistema litosférico-sublitosférico responderia a perturbações decorrentes do dinamismo tectônico, grandes falhas

e convecção sublitosférica.

Portanto, vários autores como Jiménez-Munt et al. (2010), Tunini et al. (2016), Feng et al. (2011), Kumar et al. (2014), Boonma et al. (2019), entre outros, realizam estudos para construir modelos térmicos, de densidade e de velocidade das ondas sísmica, bem como para estudar a espessura elástica e rigidez flexural da litosfera, com base nos dados gravimétricos, anomalia de geóide, topografia, fluxo de calor e tomografia sísmica associado à composição geoquímica do manto para estudar a litosfera.

Alguns estudos crustais foram realizados por diversos autores na região adjacente à Bacia Sergipe-Alagoas, como Argollo et al. (2012) que estudou o modelo crustal do fluxo de calor (unidimensional) baseando-se nas medidas da densidade, condutividade, dos teores de K, U e Th das rochas nos domínios Estância, Canudos-Vaza-Barris e Macururé que são terrenos adjacentes à sub-bacia Sergipe, e na estimativa da taxa volumétrica de produção de calor, o de Dutra et al. (2018) que consistiu no desenvolvimento de um modelo da estrutura da crosta e na construção de mapa de fluxo geotérmico para a Povíncia Borborema Meridional. Araújo (2018) estudou o volume das fontes na zona de transição entre a Faixa Segipana e o domínio Pernambuco-Alagoa e Dutra (2017) estimou a espessura do embasamento e variação lateral do contraste de densidade nos domínios Estância, Canudos-Vaza-Barris, Macururé e Terreno Pernambuco-Alagoas. Por outro lado, estudos sobre a estrutura litosférica, profundidades da interface Litosfera-Astenosfera (LAB), modelagem térmica, distribuição de densidade e distribuição de velocidade sísmica no manto foram deixados para trás, com exceção dos trabalhos de Feng et al. (2007) e de Oliveira (2009) porém não foram realizados exatamente nesta região.

O presente trabalho estudou a estrutura litosférica e fluxo geotérmico da região adjacente à bacia Sergipe–Alagoas, tendo como objetivo principal construir um modelo geotérmico da litosfera através da combinação de métodos gravimétrico, geoidal e geotérmico. A estrutura litosférica da área adjacente à bacia Sergipe-Alagoas tem um modelo bidimensional de distribuição temperatura.

Com base na análise de dados potenciais disponíveis e métodos de modelagem para determinar automaticamente a espessura crustal e litosférica, usando elevação e anomalia de geóide acoplada à temperatura e distribuição de densidade, podemos obter um modelo 2D mais acurado para a litosfera. Informações petrofísicas e composição geoquímica também foram acopladas como informações à priori dos modelos (Griffin et al. (2009); Ngonge et al. (2019)). Essa modelagem nos permitiu desvendar as principais feições crustais e suas relações tectônicas com o comportamento da interface Crosta-Manto (Moho), bem como a interface Litosfera-Astenosfera (LAB) desta região.

Para isso, foi necessário analisar como a densidade varia e depende da temperatura no interior da litosfera. Além disso, é preciso determinar a distribuição de densidade na litosfera, bem como a distribuição da temperatura a partir dos modelos de densidade em profundidade. Este estudo pode ser feito a partir da combinação de métodos potenciais e geotermia, permitindo assim a construção de um modelo geotérmico bidimensional.

Para a realização deste trabalho, utilizamos dados de topografia, de gravidade, altura geoidal e dados geotérmicos, especificamente condutividade, taxa de calor radiogênico e o fluxo de calor superficial, e consideramos equilíbrio isostático na região. As anomalias gravimétricas combinadas com os dados de anomalia de geóide são de grande importância para estudo da estrutura interna da Terra, permitem avaliar o contraste de densidade na litosfera, viscosidade e heterogeneidade do manto, além de permitir estudos sobre a evolução da litosfera.

Importa referir que esta pesquisa faz parte das exigências curriculares para completar o curso de mestrado em geofísica aplicada na Universidade Federal da Bahia, o mesmo, está organizado 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 de estudo encontra-se localizada no nordeste Brasileiro, abrangendo os estados de Sergipe, Alagoas e uma parte de Pernambuco (figura 2.1). Esta área faz parte da subprovíncia Meridional da Província Borborema.

A Subprovíncia Meridional compreende um dos principais segmentos tectônicos da Província Borborema. A concepção da Província Borborema está relacionada à atuação de orógeno neoproterozoico entre América do Sul e África ocidental durante o desenvolvimento do supercontinente Gondwana, a configuração da província Borborema deveu-se a convergência do Cráton Amazônico, São Francisco-Congo e São Luís - Oeste África durante a orogenia Brasileiro/Pan-africana no período do neoproterozoico. Pesquisadores inferem a subdivisão da Província de Borborema em três subprovíncias, setentrional, central ou transversal e meridional (Brito Neves et al., 2000; Lima, 2018).

A Subprovíncia Borborema Meridional é resultado da colisão entre o Maciço Pernambuco-Alagoas e o norte do Cráton do São Francisco, sendo esta região dividida pelo Domínio Pernambuco-Alagoas e pelas Faixas Sergipana, Riacho do Pontal e Rio Preto, as quais apresentam continuidade lateral e características geológicas correlatas (Brito Neves et al., 2000, Oliveira et al., 2010; Santos et al., 2000, Lima (2018)).

A região leste da subprovíncia Borborema Meridional contém os domínios geotectônicos que consituiem o embasamento da Bacia Sergipe-Alagoas: Domínios Estância, Canudos-Vaza-Barris, Macururé, Rio Coruripe que fazem parte da Faixa Sergipana e Domínio Pernambuco-Alagoas. Ao sul da subprovíncia Meridional encontra-se o domínio Salvador-Esplanada-Boquim (SEB) pertencente ao Cráton do São Francisco (Santos et al., 2000).

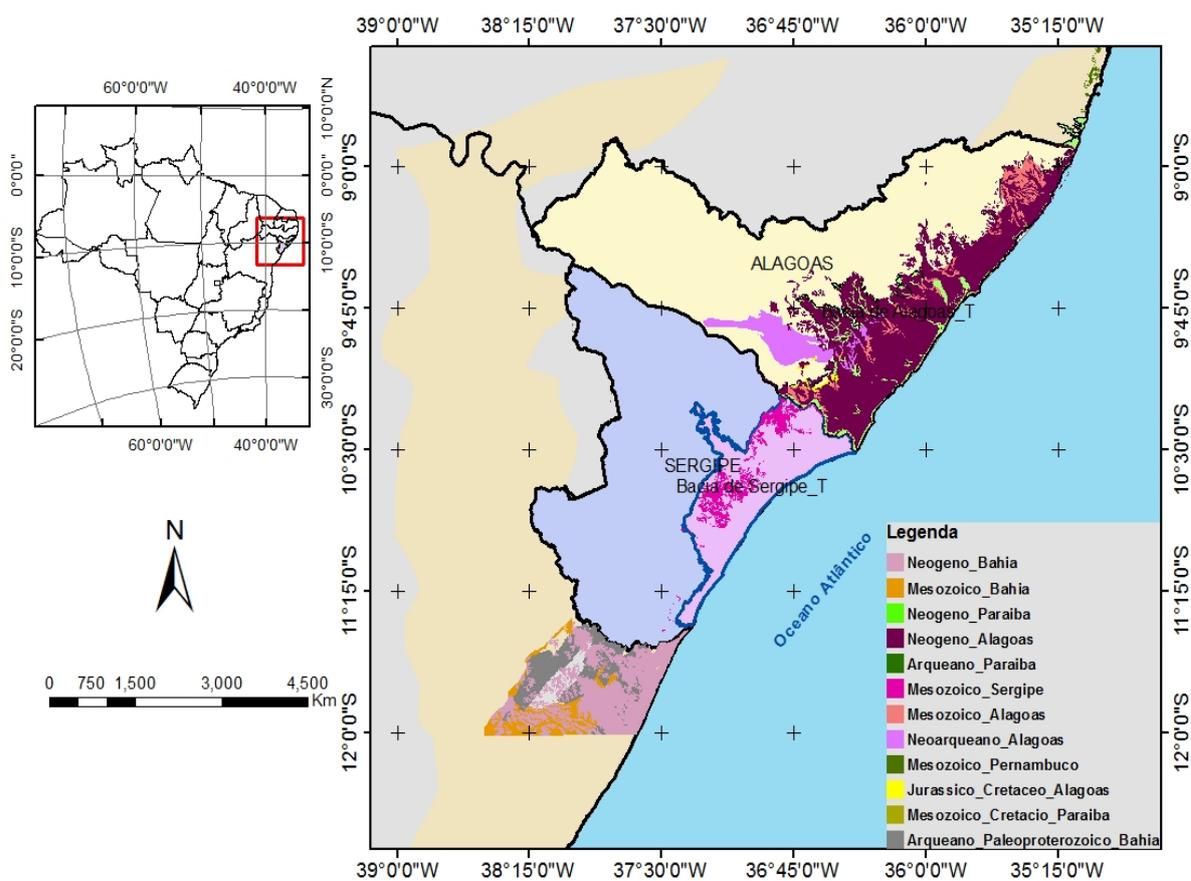


Figura 2.1: Localização da região área de estudo e da Bacia Sergipe-Alagoas. A região em azul respresenta o embasamento subjacente à sub-bacia Sergipe e em amarelo à sub-bacia Alagoas.

2.1 Bacia Sergipe-Alagoas e Embasamento Adjacente

Localizado na margem continental da região nordeste do Brasil, a bacia de Sergipe-Alagoas compreende uma área total de 44.370 km², sendo 31.750 km² em mar até a cota batimétrica de 3.000 m e 12.620 km² de porção terrestre (figura 2.1). Ela abrange parte dos estados de Sergipe, Alagoas e uma pequena porção do estado de Pernambuco. Em mapa, tem forma alongada na direção NE com 350 km de extensão e 35 km de largura média em terra e limita-se a norte com a Bacia de Pernambuco-Paraíba pelo Alto de Maragogi, e a sul tem seu limite geográfico com a Bacia de Jacuípe representado pela Plataforma de Estância na porção emersa e pelo sistema de falhas do Vaza-Barris na porção oceânica. O limite oeste, com o embasamento cristalino pré-cambriano, é marcado por sistemas de falhas distensionais e estruturas associadas. O limite interno entre as sub-bacias de Sergipe e Alagoas é dado pelo Alto de Japoatã-Penedo (ANP, Agência Nacional do Petróleo, G. N. e. B., 2015).

O embasamento adjacente à bacia de Sergipe-Alagoas compreende os domínios geotectônicos Pernambuco-Alagoas, Rio Coruripe, Macururé, Canudos-Vaza-Barris, Canindé e Estância, da subprovíncia Meridional Borborema e Salvador-Esplanada-Boquim, pertencente ao Cráton do São Francisco, os quais constituem a área de estudo.

2.1.1 Domínio Pernambuco-Alagoas

Esse domínio faz parte da subprovíncia meridional e está limitado ao norte com a subprovíncia transversal pelo lineamento Pernambuco e ao sul com a Faixa Sergipana por zonas de cisalhamento. O Domínio Pernambuco-Alagoas constitui dois grandes complexos metamórficos, o complexo Belém do São Francisco representado essencialmente por ortogneisses graníticos e granodioríticos, e Complexo Cabrobró, uma unidade metavulcanossedimentar composta por xistos, gnáisse, metagravucas, quartozito, 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). Nesse domínio tectônico ocorrem intrusões plutônicas neoproterozoicas as quais podem ser agrupada em pré e pós-colisional, essas intrusões graníticas desse domínio foram classificadas em cinco batólitos, nomeadamente Buique-Paulo Afonso, Águas Bela-Canindé, Maribondo-Correntes, Ipojuca-Atalaia e Jaboatao-Garanhuns.

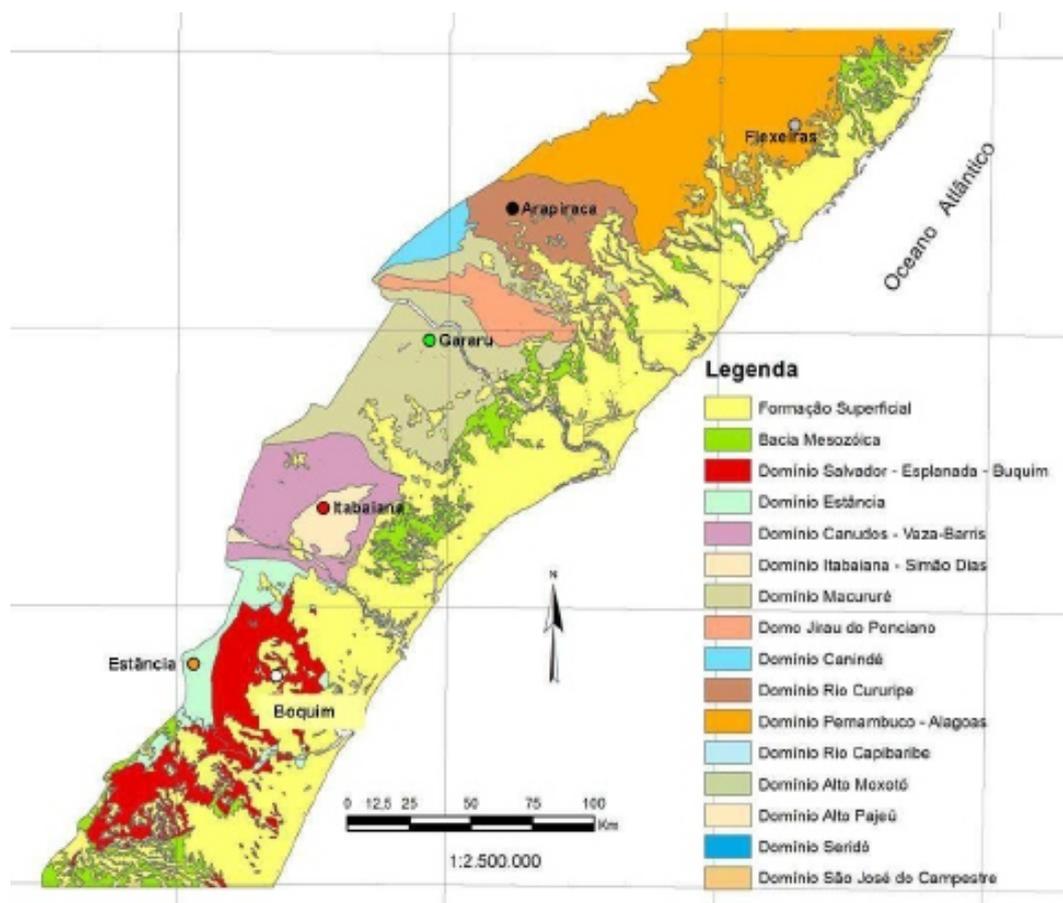


Figura 2.2: Domínios litotectônicos da Província Borborema Meridional. Geologia da Faixa de Dobramento Sergipana e terreno Pernambuco-Alagoas, (Dutra et al., 2018).

2.1.2 Faixa de Dobramento Sergipana

A Faixa Sergipana situa-se também na subprovíncia Boborema Meridional, limitando-se ao norte com o domínio Pernambuco-Alagoas e ao Sul com o Cráton do São Francisco, inserido no evento que compreende o orógeno colisional. Essa faixa compreende uma sequência de rochas supercestrais metamorfomizadas e com características da margem continental passiva e bacia de foreland (Oliveira et al., 2015).

Muitos pesquisadores como Brito Neves et al. (2017), Silva Filho et al. (1978); da Silva et al. (2008); Da Silva et al. (2011) e entre outros, interpretam sua origem como resultado da colisão oblíqua do domínio Pernambuco-Alagoas com o Cráton do São Francisco-Congo durante a orogenia Brasiliana/Pan-africana. Isso pode ser justificado pelos trabalhos de Allard and Hurst (1969) na qual fazem menção sobre as rochas metassedimentares do grupo Vaza-Barris localizadas na porção sul da Faixa Sergipana que estão associadas com a faixa séries Ndjole, ao norte do Gabão, África. Assim como Cordani (1973) e Trompette (1994) que sugerem uma correlação do grupo Vaza Barris com as sequências Mbalmayo-Bengbis, Dja e Semba-Ouessou, extremo do norte do Cráton do Congo, África.

Trabalhos iniciais de Davison and Dos Santos (1989) dividiram a Faixa Sergipana em cinco domínios tectonoestratigráficos a saber: Canindé, Poço-Redondo, Marancó, Macururé e Vaza-Barris, todavia, estudos recentes realizados por Dutra et al. (2018) e Sampaio (2019) acrescentam mais dois domínios, Estância e Rio Coruripe, totalizando sete, os quais estão separados por extensas zonas de cisalhamento, como mostra a figura 2.2.

- **Domínio Rio Coruripe:** Este domínio está situado entre o domínio Macururé a sudeste de Pernambuco - Alagoas a Nordeste, além disso, está limitado pela zona de cisalhamento Belo Monte Jeremoabo. Ele é constituído por rochas metamórficas gnaíssicas e migmatito com estruturas migmatíticas. Seu embasamento é essencialmente formado por rochas anfíbolíticas e granulíticas (Sampaio (2019b); Lima (2018)).
- **Domínio Macururé:** Basicamente, o domínio Macururé é composto por fácies anfíbolitos, meta-turbiditos contendo granadas, mica xisto com intercalações menores de quartzito, mármore e rochas meta-vulcânicas (Oliveira et al., 2017);
- **Domínio Estância:** Um dos primeiros domínios da Faixa Sergipana, do sul ao norte é o Estância, este é basicamente constituído por rochas sedimentares sub-horizontais, deformadas e não-deformadas. De acordo com Argollo et al. (2012) apud Silva (1999), o grupo é composto por conglomerados, argilitos, arenitos e diamictitos da Formação Juetê, sucedidos por calcários e dolomitos, às vezes com metacarbonatos (Formação

Acauã), revestidos por arenitos feldspáticos, siltitos e argilitos que contêm bem marcas de ondulação preservadas, trincas de lama e estruturas hummocky (Oliveira et al., 2017). As unidades desse domínio estão sobre as rochas arqueanas do Cráton do São Francisco;

- **Domínio Canudos - Vaza - Barris:** Este domínio é mais deformado quando comparado ao Estância, contém várias formações agrupadas nos grupos Miaba, Simão Dias e Vaza Barris (Oliveira 2016; Silva and McClay (1995)). Na localidade tipo (Fazenda Capitão), o grupo Miaba inferior compreende uma unidade basal de quartzito (Itabaiana Fm), por dolomita intercalada com estromatólito e calcário (Jacoca Fm). Os quartzitos basais do Grupo Miaba repousam de maneira inconformada nos gnaisses e migmatitos do porão das cúpulas de Itabaiana e Simão Dias;
- **Domínio Canindé:** Está entre o terreno Pernambuco - Alagoas e a unidade Marancó do domínio Poço- Redondo, além disso está limitado pela zona de cisalhamento Macururé. É constituído por rochas metavulcanicassedimentares, rochas calcissilicáticas (Lima, 2018);
- **Domínio Marancó:** O subdomínio Marancó compreende fácies de xisto verde a anfíbolito, rochas metassedimentares pelíticas a psamíticas, ritmitos intercalados com leito calces alcalinos de andesita a dacito e intercalações de basalto, andesita, 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; podem ser fatias de manto litosférico por baixo do orógeno ou fragmentos de ofiolito (Silva Filho, 2006);
- **Domínio Poço-Redondo:** O subdomínio Poço-Redondo é um complexo de gnaisse migmatítico dominado por rochas granodioríticas-tonalíticas que representam a base do subdomínio Marancó;

O embasamento da Faixa Sergipana é representado pela ocorrência de domos gnaíssicos do Girau do Ponciano, Simão Dias e Itabaiana, os quais estão envolvidos no episódio de metamorfismos regional e deformação tectônica. Essas deformações foram estudadas por Oliveira et al. (2006), Oliveira et al. (2010), Oliveira et al. (2015) a qual a evolução estrutural da Faixa Sergipana foi sintetizada em quatro fases de deformação. A primeira fase, denominada de estruturas remanescentes do evento de deformações pré-brasiliano, a segunda é caracterizada por nappes e empurrões com convergência ao sul, a terceira associada ao regime transpressivo e a quarta expressa pelo carácter dúctil e rúptil.

2.1.3 Domínio Salvador-Esplanada-Boquim

O domínio Salvador-Esplanada-Boquim é pertencente ao Cráton do São Francisco e está representado por rochas metamórficas de alto grau. O Cráton do São Francisco representa uma entidade tectônica do ciclo Brasiliana e compreende maior parte do Estado da Bahia e vai se estendendo às regiões vizinhas de Minas Gerais, Sergipe, Pernambuco e Goiás. Seu embasamento consolidou-se ao término do Ciclo Transamazônico, após o que somente sofreu deformações de natureza paratectônica. Sua cobertura compreende dois complexos (De Almeida, 2017). Os terrenos arqueanos e paleoproterozóicos que constituem o embasamento do Cráton do São Francisco no Estado da Bahia podem ser agrupados em quatro importantes segmentos crustais arqueanos, denominados de Bloco Gavião, Bloco Serrinha, Bloco Jequié e Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá, (Souza, 2013). O Cráton do São Francisco é representado por rochas metamórficas de alto grau - gnáissicas, migmatíticas, granulíticas e granitoides, além de apresentar alguns diques de idade correlata. O Cráton é truncado por um rift abortado orientado segundo N-S no qual se depositaram os protólitos dos Supergrupos Espinhaço (Mesoproterozóico) e São Francisco (Neoproterozóico).

3

FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Neste capítulo apresentam-se os fundamentos e bases matemáticas que foram consideradas para a execução deste trabalho, com ênfase nos métodos gravimétrico e geotérmico, além de uma breve consideração sobre anomalias geoidais.

3.1 Método Gravimétrico

A gravimetria é um método que basicamente consiste na medição da aceleração de gravidade da Terra. Como a Terra apresenta uma distribuição de massa irregular, naturalmente com densidades diferentes, então a aceleração de gravidade também é diferente de um ponto para outro, e essa diferença de gravidade é chamada de anomalia gravimétrica. Em outros campos de atuação, como na mineração, as anomalias gravimétricas combinadas com informações geológicas permitem que sejam identificados recursos economicamente aproveitáveis. Neste trabalho a gravimetria desempenha um papel muito importante, visto que ela reflete a variação lateral da densidade na litosfera, e a mesma foi utilizada em diferentes etapas da execução deste trabalho, como por exemplo, no cálculo da espessura da crosta e da litosfera, e também na modelagem térmica da litosfera.

No entanto, nos levantamentos geofísicos, em particular, em gravimetria, os equipamentos de medida, sempre são sujeitos a forças físicas que são descritas pela lei de gravitação universal de Isaac Newton que determina ou faz o cálculo da força de atração entre dois corpos separados por uma certa distância, matematicamente é escrita por:

$$F = G \frac{m_1 m_2}{r^2} \quad (3.1)$$

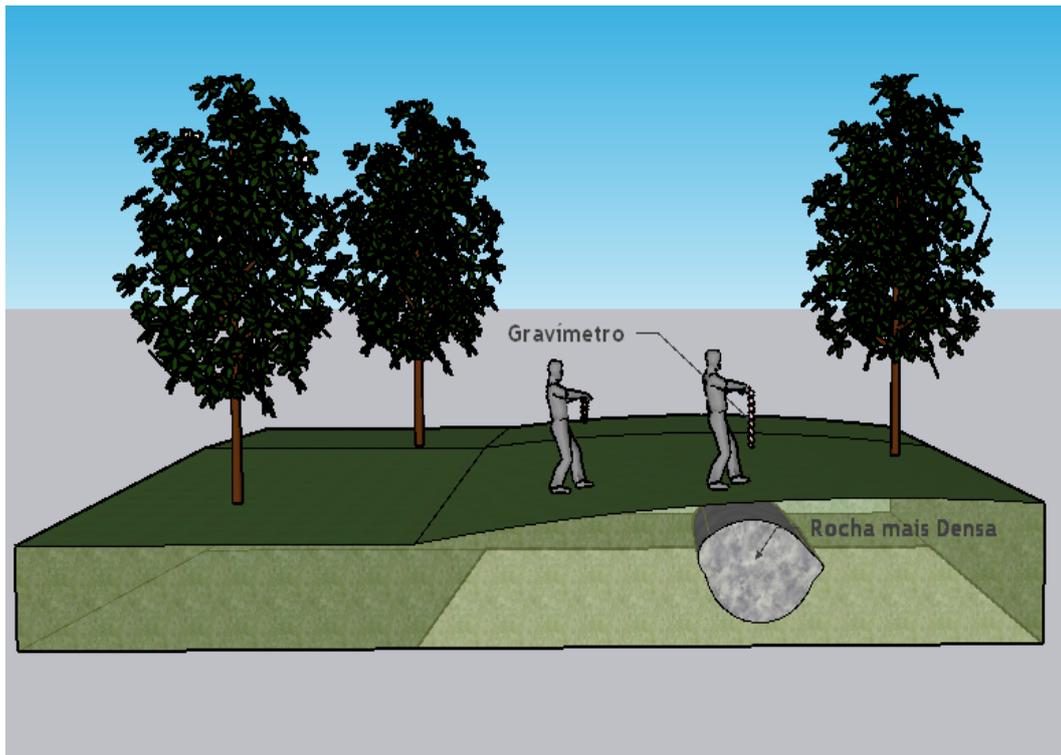


Figura 3.1: Representação esquemática do método gravimétrico.

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

Nesses levantamentos com o método gravimétrico, mede-se a atração ou aceleração da gravidade que as massas da subsuperfície exercem sobre uma massa localizada no instrumento medidor (Luiz and e Silva, 1995), tal como mostra a figura 3.1, essa atração ou aceleração com que um corpo de massa m_1 é atraída por um outro de massa m_2 é calculada dividindo F por m_2 , na equação da força F , que será dado por:

$$g = G \frac{m_1}{r^2} \quad (3.2)$$

O campo gravitacional é conservativo, pois o trabalho realizado por esta força não depende da trajetória ou do caminho percorrido, dependendo apenas do ponto de chegada ou de parada do corpo, se a massa retornar à sua posição original, o gasto de energia nesse percurso será zero, independentemente do caminho a seguir. A outra maneira de expressar isso é dizer que a soma de energia cinética e energia potencial é constante com um sistema fechado. A força gravitacional é um vetor cuja direção está ao longo da linha que une o centro das duas massas.

A força que originou um campo conservador pode ser derivada de uma função potencial

escalar $U(x, y, z)$, chamado de potencial Newtoniano ou tridimensional, determinado pelo gradiente (Telford et al., 1976), dado por:

$$\nabla U(x, y, z) = -\frac{F(x, y, z)}{m_2} = -g(x, y, z) \quad (3.3)$$

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 (Blakely, 1996), matematicamente é expresso por:

$$U(P) = G \int_V \frac{dm}{r} = G \int_V \frac{\rho(Q)}{r} dv \quad (3.4)$$

Reduções gravimétricas

Antes que o resultado de um levantamento gravimétrico possa ser interpretado, é necessário corrigi-los para todas as variações do campo gravitacional da Terra que não resultem de diferenças de densidade nas rochas em subsuperfície de interesse. Esse processo é conhecido como redução gravimétrica ou redução ao geóide, pois o nível médio do mar é geralmente o datum mais conveniente (Kearey et al., 2009). As correções que geralmente realizadas são as de latitude, ar-livre, Bouguer, Terreno e Isostáticas.

Correção Ar-livre

A correção ar-livre, também conhecida como correção de elevação é aplicada para simplesmente compensar as diferenças de altitude das estações de medida (superfície física da terra) em relação ao geóide ou a um nível de referência arbitrário, sendo que nesse processo, não é considerada as massas dos materiais existentes entre estas duas superfícies (Luiz and e Silva, 1995). Para uma redução precisa, é necessário que se determine o gradiente vertical de gravidade. Caso o valor do g é observado na superfície da Terra, então, g_0 no geóide pode ser obtido fazendo uma expansão da série de Taylor:

$$g_o = g - \frac{\partial}{\partial H} H + \frac{1}{2!} \frac{\partial^2 g}{\partial H^2} H^2 + \dots \approx g - \frac{\partial g}{\partial H} H \quad (3.5)$$

Onde H : altura entre o geóide e a superfície física. Neste contexto, assume-se que não existem massas externas ao geóide, logo temos:

$$g_o = g + F \quad (3.6)$$

Sendo que: $F = C_A = -\frac{\partial g}{\partial H}H$

Para casos práticos, o gradiente de gravidade $\frac{\partial g}{\partial H}H$ pode ser aproximado pelo gradiente da gravidade normal (associado com a altura do elipsoide), com:

$$C_A = -\frac{\partial g}{\partial H}H = +0.3086.H[mGal] \quad (3.7)$$

Logo, a correção ar-livre, passa a ser dada pela expressão:

$$\Delta g_A = \Delta g + 0.3086H \quad (3.8)$$

Onde: H é a altura entre a superfície física e o geóide, em metros.

Correção Bouguer

Como na correção ar-livre, não são levadas em consideração as massas externas ao geóide, a correção Bouguer visa considerá-las, isto é, as massas existentes entre o geóide e a superfície física da Terra, sobre o platô Bouguer (Lowrie, 2007; Kearey et al., 2009).

A correção Bouguer é descrita pela relação a seguir:

$$C_B = 2\pi G\rho H \quad (3.9)$$

Onde: G é a constante de gravitação universal; ρ é a densidade e H é a altura entre a superfície física e o geóide, em metros.

3.1.1 Modelagem Direta Gravimétrica

As anomalias gravimétricas (ar-livre e Bouguer) são calculadas em duas dimensões usando o algoritmo de Talwani et al. (1959) que faz uma aproximação das estruturas geológicas para corpos poligonais de n lados e o mesmo número vértices, e por via disso a atração gravitacional é calculada em duas componentes: vertical e horizontal. Este algoritmo é aplicado a cada elemento da malha e, portanto, é responsável pelas variações de densidade lateral e vertical dentro dos corpos.

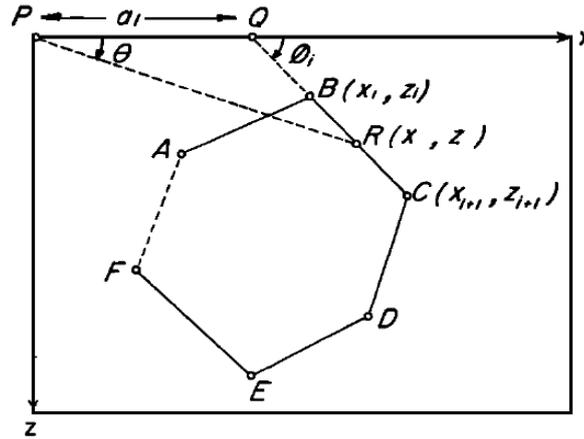


Figura 3.2: Polígono com n lados envolvido no cálculo das anomalias de gravidade, (Talwani et al., 1959).

Em Talwani et al. (1959) foi apresentado um esquema (figura 3.2) para descrever a atração gravitacional, no qual uma estrutura geológica foi aproximada a um polígono de vértices ABGDEF, com n lados e um ponto P no qual a atração gravitacional devida a este polígono foi calculada. As componentes vertical (V) e horizontal (H_z) da atração gravitacional devido ao polígono são descritas pelas relações a seguir:

$$V = 2G\rho \sum_{i=1}^n Z_i \tag{3.10}$$

$$H_z = 2G\rho \sum_{i=1}^n X_i \tag{3.11}$$

Os valores de Z_i e X_i são determinados pelas relações trigonométricas abaixo:

$$Z_i = a_i \sin\phi_i \cos\phi_i \left[\theta_i - \theta_{i+1} + \tan\phi_i \log_e \left(\frac{\cos\theta_i (\tan\theta_i - \tan\phi_i)}{\cos\theta_{i+1} (\tan\theta_{i+1} - \tan\phi_i)} \right) \right] \tag{3.12}$$

$$X_i = a_i \sin\phi_i \cos\phi_i \left[\tan\phi_i (\theta_{i+1} - \theta_i) + \log_e \frac{\cos\theta_i (\tan\theta_i - \tan\phi_i)}{\cos\theta_{i+1} (\tan\theta_{i+1} - \tan\phi_i)} \right] \tag{3.13}$$

Onde: G é a constante de gravitação Universal; ρ é a densidade do corpo e por fim o Z_i e X_i é uma função que descreve a integral de linha.

Considerando um ponto P localizado na origem do sistema de coordenadas do plano xz , sendo z orientado na direção vertical e pela geomteria apresentada na figura 3.2, o θ_i é formado entre o plano xz e a reta que liga o ponto P ao ponto médio de cada lado do polígono, enquanto que o ϕ_i é formado entre o vértice e o plano xz , (Sampaio, 2019a).

3.2 Potencial e Geóide

No estudo da forma da Terra e da sua estrutura interna os conceitos de potencial gravitacional, elipsóide e de geóide são comumente utilizados. 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:

$$U = G \frac{m}{r} \quad (3.14)$$

Onde: G é a constante da gravitação universal.

No exterior do corpo, a densidade é nula e conseqüentemente o potencial satisfaz a equação diferencial, chamada equação de Laplace que é de extrema importância para a resolução de problemas na teoria do potencial:

$$\nabla^2 U(P) = 0 \quad (3.15)$$

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

$$\nabla^2 U(P) = \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} \quad (3.16)$$

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:

$$\nabla^2 U(P) = -4\pi G\rho(P) \quad (3.17)$$

No estudo do campo da gravidade terrestre e suas relações com a forma da Terra, fazem-se necessárias algumas considerações adicionais devido a rotação da Terra, como o vetor gravidade \vec{g} , que é resultante da soma vetorial entre as força de atração gravitacional \vec{F} e da força centrífuga \vec{C} , de acordo com Arana (2009):

$$\vec{g} = \vec{F} + \vec{C} \quad (3.18)$$

Sendo que 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 a velocidade (angular) de rotação da Terra, enquanto que d representa o vetor definido pela separação entre o ponto e o eixo de rotação terrestre, cujo módulo é dado por $d = \sqrt{x^2 + y^2}$. O potencial da gravidade (W), potencial gravimétrico ou geopotencial é expresso pela soma do potencial de atração (U) e do potencial centrífugo (Q), dado por:

$$W = U + Q \quad (3.19)$$

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

$$\vec{g} = \nabla^2 W \quad (3.20)$$

Uma das superfícies equipotenciais de extrema e especial atenção é o geóide, que é uma superfície o qual coincide com o nível médio dos mares não perturbados, isto é, o potencial W 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).

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

$$W = U + T \quad (3.21)$$

3.2.1 Modelagem Direta Geoidal

O cálculo da altura geoidal é feita utilizando-se a metodologia desenvolvida por Nagy et al. (2000) que faz o cálculo do potencial gravitacional a partir de prismas retangulares. Primeiramente é feita uma simplificação (figura 3.3), sem perda da generalização, para definir um ponto P (X, Y, Z) em relação à origem de um sistema de coordenadas cartesianas. Dessa forma, todos os valores calculados são válidos em $O = (0, 0, 0) \equiv P (X, Y, Z)$, isto é, em $x = 0, y = 0$ e $z = 0$. O potencial gravitacional no ponto P pode ser calculado da seguinte forma:

$$U(P) = U(x, y, z) = \iiint \frac{\rho(Q)}{(x^2 + y^2 + z^2)^{\frac{1}{2}}} dV_Q \quad (3.22)$$

Pelos artifícios matemáticos a integral tripla acima, tem como solução:

$$U(P) = G\rho \left| \left| xyz \ln(z+r) + zx \ln(y+r) + zxl \ln(x+r) - Q \right|_{x_1}^{x_2} \right|_{y_1}^{y_2} \Big|_{z_1}^{z_2} \quad (3.23)$$

Com: $Q = \frac{x^2}{2} \arctan\left(\frac{zy}{xr}\right) + \frac{y^2}{2} \arctan\left(\frac{zx}{yr}\right) + \frac{z^2}{2} \arctan\left(\frac{xy}{zr}\right)$

Sendo: $r = (x^2 + y^2 + z^2)^{\frac{1}{2}}$

Onde G é a constante gravitacional e ρ é a densidade.

Ao se substituir todos os limites de integração, encontra-se uma expressão com 48 termos. Embora o potencial U exista e seja contínuo em R^3 , a equação 3.23 como solução analítica da expressão 3.22 não está definida em todos os pontos do R^3 , trazendo problemas na determinação numérica da expressão. Nagy et al. (2000) sugerem que se calculem os limites de alguns desses termos onde há indeterminações e que, em alguns deles, acrescente-se uma pequena constante para que o cálculo seja efetuado e as indeterminações sejam eliminadas.

A fórmula de Brun (apud Heiskanen and Moritz (1967))descreve a altura geoidal em função do potencial perturbador (ou anômalo) da seguinte forma:

$$N(P) = \frac{T(P)}{\gamma(P)} \quad (3.24)$$

Onde γ é a gravidade normal sobre o elipsóide de referência.

O potencial perturbador $T(P)$ gerado por um modelo composto de n prismas pode ser calculado através da seguinte expressão:

$$T(P) = \sum_{i=1}^n U_i \quad (3.25)$$

A partir da equação 3.23, pode-se escrever a equação 3.24, assumindo que $\gamma(P)$ seja constante, da seguinte maneira:

Para um modelo composto de n prismas, tem-se:

$$N(P) = \frac{G\rho}{\gamma} \left| \left| xyz \ln(z+r) + zx \ln(y+r) + zxl \ln(x+r) - Q \right|_{x_1}^{x_2} \right|_{y_1}^{y_2} \Big|_{z_1}^{z_2} \quad (3.26)$$

Com: $Q = \frac{x^2}{2} \arctan\left(\frac{zy}{xr}\right) + \frac{y^2}{2} \arctan\left(\frac{zx}{yr}\right) + \frac{z^2}{2} \arctan\left(\frac{xy}{zr}\right)$

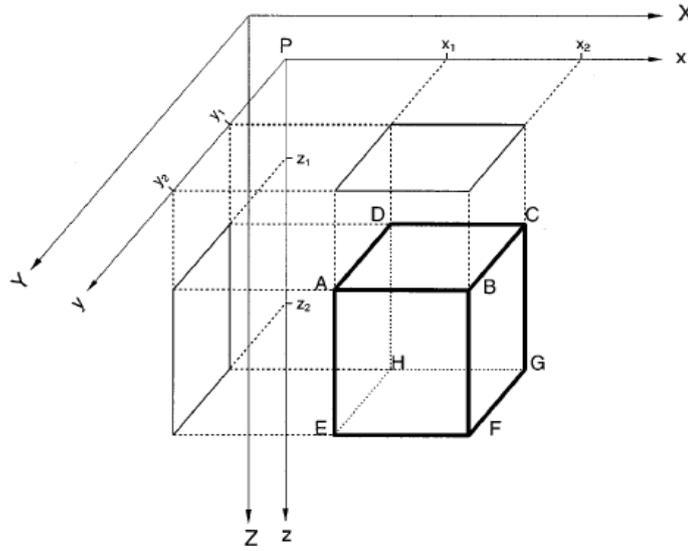


Figura 3.3: Sistema de coordenadas para a definição do prisma, (Nagy et al., 2000).

Onde γ é a gravidade normal sobre o elipsóide de referência.

Obtém-se, assim, uma expressão que permite calcular a altura geoidal $N(P)$ total causada por um conjunto de prismas.

A anomalia de geóide bidimensional é calculada utilizando a aproximação de Zeyen et al. (2005), no qual consistiu em estender a extensão lateral do prisma até o infinito, tendo obtido o modelo geoidal 2D, descrito pela equação 3.27:

$$\Delta N = \frac{G\rho}{\gamma} \left| \left| xy \ln(z+r) + xz \ln(y+r) + yz \ln(x+r) - F \right|_{x_1}^{x_2} \right|_{y_1}^{y_2} \Big|_{z_1}^{z_2} \quad (3.27)$$

Com $F = \frac{1}{2}[x^2 f(x, y) + y^2 f(y, x) + z^2 f(z, x)]$

Onde: $f(a, b) = \arcsin\left(\frac{a^2+b^2+br}{\sqrt{a^2+b^2} \cdot (a+r)}\right)$ e γ é a aceleração de gravidade normal.

3.3 Método Geotérmico

O método geotérmico se ocupa na medição e distribuição da temperatura no interior da Terra bem como os mecanismos de transferência de calor, e sua influência sobre os processos geodinâmicos. O conhecimento sobre esta temática fornece informações importantes para o estudo da estrutura interna da Terra, bem como para as indústrias de exploração mineral e de petróleo, além de algumas áreas da engenharia.

Informações derivadas dos estudos geotérmicos permitem identificação de depósitos de

óleo ou de gás através dos valores da temperatura e da pressão, e também das diferentes propriedades térmicas das rochas da região.

3.3.1 Propriedades térmicas das rochas

Capacidade específica de calor

A capacidade específica de calor refere-se à capacidade que um determinado material tem de armazenar calor. A capacidade específica de calor ou capacidade térmica é definida como a razão entre a entrada de calor (Q) e ao produto da massa (m) e à variação da temperatura (ΔT), (Schön, 1996), que matematicamente é expresso por:

$$C_p = \frac{Q}{m \cdot \Delta T} \quad (3.28)$$

No qual p indica capacidade de calor específica a pressão constante. Portanto, no SI, a capacidade específica de calor é dado por $\frac{m^2}{s^2k}$.

Condutividade térmica

A condutividade térmica é uma grandeza física importante nos estudos geotérmicos, com ênfase na condução do calor. Ela não depende só dos minerais que compõem a rocha, mas também, da composição química, porosidade, densidade, temperatura, pressão e mais, ademais, seu papel fundamental passa em controlar o gradiente de temperatura nas camadas individuais da crosta terrestre em regime estacionário (Sampaio, 2017). Portanto, ela pode ser determinada através de métodos convencionais, que consiste em medições feitas em amostras, no laboratório, ou por medidas realizadas in situ. Na tabela 3.1 pode-se observar o valor da condutividade das rochas por domínio geológico.

Outra grandeza de destaque é a Difusividade térmica α , que é uma medida de penetração de mudanças de temperatura em um material. Ela controla a distribuição de temperatura e dependente do tempo. A difusividade é conectada à capacidade de calor específica c_p , densidade ρ e condutividade térmica k . A difusividade é dada matematicamente pela expressão:

$$\alpha = \frac{k}{c_p \rho} \quad (3.29)$$

Calor radiogênico e taxa de produção

O calor radiogênico é resultado do decaimento de elementos naturalmente radioativos (potássio, urânio e tório) presentes na crosta terrestre e contribuem significativamente para o fluxo de calor terrestre. O fluxo de calor médio na superfície da Terra é de $65mWm^{-2}$ e com o fluxo de calor do manto em áreas continentais em torno de $20mWm^{-2}$. A diferença é devida à geração de calor radioativo nas rochas crustais. Normalmente, a taxa de produção de calor radiogênico é calculada a partir do teor de potássio, urânio e tório e da densidade da rocha usando seguinte fórmula (Schön (2011) apud Cermák and Rybach (1982)):

$$A = \frac{\rho}{100}(9,50.U + 2,56.Th + 3,48.K) \tag{3.30}$$

Onde A : representa o calor gerado ou a taxa de produção de calor, em μWm^{-3} ; ρ : é a densidade da rocha em $\frac{g}{cm^3}$; U,Th : são as concentrações de urânio e tório em ppm; K : é a concentração do potássio em %.

É importante saber que a taxa de produção de calor radiogênico (A) é extremamente dependente dos teores de U,K e Th bem como das constantes da produção do calor (X_i), que por sua vez depende da meia-vida dos radionuclídeos e da fração absorvida pela rocha de energia do decaimento, (Moraes, 2016). A constante é obtida usando a seguinte equação:

$$A = \frac{N_A \ln^2}{M_i T_i} E_i \tag{3.31}$$

Onde: N_A : Número de Avogadro; M_i, T_i : Massa atômica e meia vida do isótopo e E_i : Energia absorvida.

De acordo com a tabela 3.1, nas rochas ígneas, o urânio e o tório contribuem em quantidade comparável, enquanto o potássio sempre contribui com uma quantidade substancialmente menor para a produção total de calor.

Prop. Fisic / Domínios	DSEB	DE	DVB	DM	DC	DRC	DPEAL
k (W/mK)	2,19	2,5	1,86	2,9	3,63	4,9	4,63
A ($\mu W/m^3$)	1,087	0,98	1,2	0,91	1,97	2,9	2,8

Tabela 3.1: Condutividade térmica e Produção de Calor Radiogênico por domínio da Faixa Sergipana: DSEB - Domínio Salvador-Esplanada-Boquim, DE - Domínio Estância, DVB - Domínio Vaza-Barris, DM - Domínio Macururé, DC - Domínio Canindé, DRC - Domínio Rio Coruripe, DPEAL - Domínio Pernambuco-Alagoas, (Sampaio, 2019a).

3.3.2 Modelos Térmicos da Crosta

No estudo do calor produzido pela superfície da Terra, as medidas de fluxo são feitas considerando que a transferência de energia térmica, ou seja o calor ocorre por condução, na direção vertical e em regime estacionário. No entanto os demais mecanismos de transferência de calor, como a convecção e radiação são importantes para estudos da parte não sólida do interior da Terra. Na crosta, as medições de gradientes de temperatura e condutividade térmica em poços e minas perto da superfície podem fornecer estimativas da taxa de perda de calor da Terra, definido pela lei Fourier, a seguir:

$$Q_z = -k \frac{dT}{dz} \quad (3.32)$$

Ou ainda

$$Q = -k \nabla T \quad (3.33)$$

Onde k é a condutividade térmica. O significado físico do sinal negativo na equação é de tornar o k positivo, visto o gradiente diminui com a profundidade, pois o aumento da temperatura que o fluxo de calor dá-se no sentido oposto do gradiente térmico.

Para o estudo e modelagem térmica crosta assim com da litosfera, foram desenvolvidos modelos ao longo do tempo, desde unidimensionais à tridimensionais, e para isso, o conhecimento sobre os parâmetros geotérmicos é fundamental, como por exemplo, a temperatura da superfície, produção de calor radiogênico, condutividade, gradiente geotérmico, e entre outros. A equação 3.34 mostra o modelo térmico mais geral, assumindo que a temperatura é função de x , y , z e t , isto é, variando nas três direções (Fowler, 1990), em coordenadas cartesianas é dado por:

$$\left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right) k + A = \rho c_p \frac{\partial T}{\partial t} \quad (3.34)$$

Na forma de operador, esta equação pode ser representada por: $k \nabla^2 T + A = \rho c_p \frac{\partial T}{\partial t}$

Onde: A é o calor radiogênico, ρ é a densidade, c_p é a capacidade específica de calor e k é condutividade térmica.

Como quase toda a litosfera da Terra é sólida, os modelos térmicos da crosta são essencialmente por condução o mecanismo de transmissão de calor, também aplicados para o caso exclusivo da litosfera.

Considerando que a temperatura não varia nas direções x e y , obtemos a equação de condução calor para o modelo térmico unidimensional em regime transiente (Fowler, 1990), que é descrito pela relação definida pela equação abaixo:

$$\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} k + A = \rho c_p \frac{\partial T}{\partial t} \quad (3.35)$$

Considerando $A = 0$, obtemos o modelo unidimensional em regime transiente, sem geração de calor radiogênico, definida por:

$$\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} k = \rho c_p \frac{\partial T}{\partial t} \quad (3.36)$$

Considerando $A = 0$ e $\rho c_p \frac{\partial T}{\partial t} = 0$, obtemos o modelo térmico unidimensional em regime permanente, com k constante e sem geração de calor radiogênico, dada pela relação abaixo:

$$\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} k = 0 \quad (3.37)$$

Esta equação, em profundidade, z , pode ser resolvida utilizando a equação de Laplace: $\nabla^2 T = 0$, então, $\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = 0 \Rightarrow \frac{d}{dz} \left(\frac{dT}{dz} \right) = 0$. Pelo conhecimento do cálculo integral e lembrando que: $h = \text{const}$ e $h' = 0$, então, $\left(\frac{dT}{dz} \right) = a_1 \Rightarrow dT = a_1 dz \Rightarrow \int dT = \int a_1 dz \Rightarrow T_z = a_1 z + a_2$.

Assumindo as seguintes condições de contorno: $z = 0 \rightarrow T_0 = T_0$ e $z = L \rightarrow T_L = T_1$ e substituindo na expressão de T_z , e associado a alguns artifícios matemáticos obtemos o modelo de temperatura crustal sem a produção de calor, dada por:

$$T_z = \left(\frac{q}{k} \right) z + T_0 \quad (3.38)$$

Onde: q é o fluxo de calor.

Mais uma vez, considerando $\rho c_p \frac{\partial T}{\partial t} = 0$, obtemos a expressão do modelo unidimensional da crosta em regime permanente, com k constante, dada pela equação de Poisson:

$$\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} k + A = 0 \quad (3.39)$$

De forma análoga ao que foi feito no caso anterior, esta equação, em profundidade, z , pode ser resolvida utilizando a equação de Poisson: $\nabla^2 T + A = 0$, considerando A , então, $\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} k + A = 0 \Rightarrow \frac{d}{dz} \left(\frac{dT}{dz} \right) k = A$. Pelo conhecimento do cálculo integral e lembrando que: $B = \frac{\partial T}{\partial z}$ e $\frac{dB}{dz} = \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$, então,

$\frac{dB}{dz}k = -A \rightarrow kdB = -Adz \rightarrow k \int dB = \int -Adz + kB = Az + a_1 \rightarrow B = \frac{Az}{k} + \frac{a_1}{k}$,
então, $dT = \left(\frac{-A}{k}\right)zdz + \frac{a_1}{k}dz \rightarrow \int dT = \int \frac{A}{k}zdz + \int \frac{a_1}{k}dz \rightarrow T_z = \frac{A}{2k}z^2 + \frac{a_1}{k} + a_2$

Considerando as condições de contorno: $z = 0$, então $T_z = T_0 \rightarrow a_2 = T_0$. No entanto:
 $B = \frac{Az}{k} + \frac{a_1}{k} \rightarrow \frac{dT}{dz} = \frac{A}{k}z + \frac{a_1}{k} \rightarrow \frac{dT}{dz} = \frac{a_1}{k} \rightarrow \frac{dT}{dz}k = a_1 = q$

Com esses artifícios, obtemos o modelo de temperatura crustal unidimensional, com geração de calor constante, dada por:

$$T_z = \frac{A}{2k}z^2 + \frac{q}{k}z + T_0 \quad (3.40)$$

Portanto, neste trabalho foi utilizado o modelo térmico 2D, no regime estacionário, considerando a taxa de calor radiogênico, dada pela equação familiar a baixo:

$$\nabla \cdot (-k\nabla T) - A(x, z) = 0 \quad (3.41)$$

Onde: k é a condutividade térmica em $Wm^{-1}K^{-1}$, A é a taxa de produção volumétrica de calor em Wm^{-3} , e x e z são as coordenadas cartesianas horizontais e verticais.

3.4 Cálculo das Espessuras: Moho e LAB

Os valores para interface Crosta-Manto (Moho), bem como a interface Litosfera-Astenosfera (LAB) da região de estudo foram estimadas por meio de modelagem. A metodologia aplicada para o cálculo foi desenvolvida por Fullea et al. (2007), e este método é baseado na integração de dados elevação e geóide juntamente com campo térmico, além disso, considera o princípio de compensação isostática.

A escolha por esses dois dados geofísicos (topografia e geóide) deve-se ao fato de fornecerem diferentes informações sobre a distribuição de densidade na Litosfera. Portanto, a topografia reflete na densidade média, enquanto as anomalias de geóide são produzidas por variações no momento dipolar da densidade (Fullea et al., 2007; Urchulutegui et al., 2006).

Considerando o princípio de isostasia local, a elevação é calculada tomando em consideração o nível médio de mar, descrito pela equação 3.42 para $E > 0$ e pela equação 3.43 para $E < 0$ (Lachenbruch and Morgan, 1990):

$$E = \frac{\rho_a - \rho_L}{\rho_a} \cdot L - L_0 \quad (3.42)$$

$$E = \frac{\rho_a}{\rho_a - \rho_w} \cdot \left(\frac{\rho_a - \rho_L}{\rho_a} \cdot L - L_0 \right) \quad (3.43)$$

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

Neste modelo, cada camada com densidade constante, a densidade da litosfera é determinada pela equação:

$$\rho_L = \frac{(E + z_c)\rho_c + (z_L - z_c)\rho_m}{(E + z_L)} \quad (3.44)$$

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.

Combinando as equações 3.42, 3.43 e 3.44 permite encontrar a equação que descreve as profundidades da crosta e da litosfera sob isostasia local para o modelo anteriormente mencionado constituído por quatro camadas, crosta, manto litosférico, água do mar e astenosfera (Fullea et al., 2007; Urchulutegui et al., 2006):

$$z_c = \frac{\rho_a L_0 + E(\bar{\rho}_c - \rho_w) + z_L(\bar{\rho}_m - \rho_a)}{(\bar{\rho}_m - \bar{\rho}_c)} \quad (3.45)$$

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

Ainda tomando em conta a isostasia local, a anomalia do geóide (N) é proporcional ao momento dipolar da distribuição de densidade anômala vertical abaixo do ponto de observação (Fullea et al., 2007; Turcotte and Schubert, 1982) :

$$N = -\frac{2\pi G}{g} \int_{LC} z \cdot \rho(z) dz + N_0 \quad (3.46)$$

Onde G é a constante de gravitação universal em $\frac{m^3}{s^2 kg}$, g é a aceleração gravitacional terrestre em $\frac{m}{s^2}$, a constante N_0 na integral desempenha papel de nível de referência que é necessário para ajustar o nível zero das anomalias de geóide.

Para o cálculo da densidade no manto litosférico, considera-se uma relação de dependência linear da temperatura (Fullea et al., 2007; Parsons and Sclater, 1977), que é descrita por:

$$\rho_m(z) = \rho_a(1 + \alpha[T_a - T_m(z)]) \quad (3.47)$$

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

Na crosta a distribuição de temperatura é calculada de duas formas, primeiro assumindo a produção de calor radiogênico constante em toda crosta e por fim assumindo um decaimento exponencial. Nos dois casos, assumem-se as seguintes condições de contorno: temperatura fixa (T_s), na superfície da Terra e fixo o fluxo de calor (q_m). Neste trabalho, considerou-se constante a taxa de calor radiogênico em toda crosta, e essa temperatura é dado por:

$$T^C(z) = T_s + \frac{q_m}{k_c}(z + E) + \frac{H_s}{2k_c}(E^2 - z^2 + 2k_c[z + E]) \quad (3.48)$$

Onde k_c é a condutividade térmica da crosta, H_s é a produção de calor na superfície da crosta. T^c é a temperatura com produção de calor constante.

Na interface crosta-manto, a temperatura (T_{mh}) é calculado assumindo que $z = z_c$ nas equações da distribuição de temperatura na crosta portanto:

$$T_{mh}(z) = T_s + \frac{q_m}{k_c}(z_c + E) + H_s \frac{(E + z_c)^2}{2k_c} \quad (3.49)$$

Portanto, quando desconsiderado a produção de calor radiogênico, isto é, fazendo $H_s = 0$, o fluxo de calor é constante dentro do manto litosférico (Lachenbruch and Morgan, 1990; Fullea et al., 2007) e é igual a:

$$q_m = k_m \frac{T_a - T_{mh}}{z_L - z_c} \quad (3.50)$$

onde k_m é a condutividade térmica da litosfera mantélica.

Portanto, combinado esta equação com a equação da temperatura na interface crosta-manto (Moho), encontra-se a equação da temperatura na base da crosta como função das profundidades da interface crosta-manto, profundidades do limite litosfera-astenosfera e elevação, dada por:

$$T_{mh}(E, z_c, z_L) = \frac{(z_L - z_c)\theta + \delta}{z_c\Delta k + z_L k_c + E k_m} \quad (3.51)$$

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 a densidade do manto litosférico, o valor médio é determinado integrando a equação 3.47, assumindo os limites de integração z_c e z_L , cujo resultado é:

$$\bar{\rho}_m = \rho_a \left(1 + \frac{\alpha}{2}(T_a - T_{mh}) \right) \quad (3.52)$$

A equação da isostasia local generalizada com campos termais é descrita por:

$$\begin{aligned} z_L^2 (T_a k_c + \delta) = & -z_L \left(z_c(T_a(k_m - 2k_c) + 2\theta) - \delta + T_a E k_m - \frac{2k_c}{\rho_a \alpha} ((\rho_a - \bar{\rho}_c)z_c + \eta) \right) \\ & - \left(z_c(\delta - T_a(z_c \Delta k + E k_m) - z_c \theta) - \frac{2}{\alpha \rho_a} ((z_c \Delta k + E k_m)(\eta + (\rho_a - \bar{\rho}_c)z_c)) \right) \end{aligned} \quad (3.53)$$

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

A anomalia de geóide é calculada, em relação ao nível de referência que depende da escolha de uma coluna de referência, aquela que permite obter as melhores espessuras crustal e litosférica e também considerando a elevação igual a zero.

$$N = -\frac{\pi G}{g} \left(\rho_w E^2 + \frac{2\beta}{3}(z_c^3 - |E^3|) + (\beta E + \rho_c^T)(z_c^2 - E^2) + (z_{max}^2 - z_c^2)\rho_a + D \right) + N_0 \quad (3.54)$$

Sendo que: $D = \rho_a \alpha \frac{T_a - T_{mh}}{3} ((z_L - z_c)(z_L + 2z_c))$

Onde: $\beta = \frac{\rho_c^B - \rho_c^T}{z_c + E}$, sendo que ρ_c^B e ρ_c^T são as densidades na base e no topo da crosta, z_{max} é a profundidade do nível de compensação.

4

METODOLOGIA

Neste capítulo apresentam-se as linhas tomadas em conta e os métodos aplicados para a realização deste trabalho, descrevendo com detalhes as etapas do processamento, modelagem e análise dos dados.

4.1 Dados Geofísicos

Para o desenvolvimento deste trabalho primeiramente buscou-se por obter um conjunto de dados confiáveis que possibilitou o alcance dos objetivos anteriormente apresentados. Nesse âmbito utilizou-se dados geofísicos:

- 1) Dados geotérmicos como a taxa de calor radiogênico, o fluxo superficial de calor e condutividade térmica;
- 2) Dados orbitais, dentre eles anomalia de geóide e elevação (topografia);
- 3) Dados de anomalias gravimétricas Bouguer e ar-livre;
- 4) Dados auxiliares como informações da Moho obtidas por estações sismológicas, e dados geoquímicos e petrofísicos.

4.1.1 Dados Geotérmicos

Os dados geotérmicos e petrofísicos de gradiente térmico, fluxo de calor, taxa de calor radiogênico, condutividade térmica e densidade, foram obtidos em campanhas terrestres do projeto Geoterm (IF-UFBA), também coadjuvado com informações da literatura, assim

como de alguns artigos científicos. Na figura 4.1 são apresentados os valores de fluxo de calor superficial calculados a partir de furos de sondagens de poços do Projeto Geoterm, e que foram utilizados na modelagem da litosfera neste trabalho.

4.1.2 Dados de Topografia

Os dados de topografia foram extraídos do ETOPO1, modelo de relevo global, disponível na página da National Geospatial-Intelligence Agency - Earth Gravitational Model (NGA, 2008), com resolução de arco de 1×1 min, que integra topografia e batimetria oceânica. A figura 4.1 mostra o mapa da topografia. A região norte da área de estudo é caracterizada por valores altos da elevação, abrangendo principalmente o domínio Pernambuco-Alagoas. A região sul é caracterizada por uma elevação baixa.

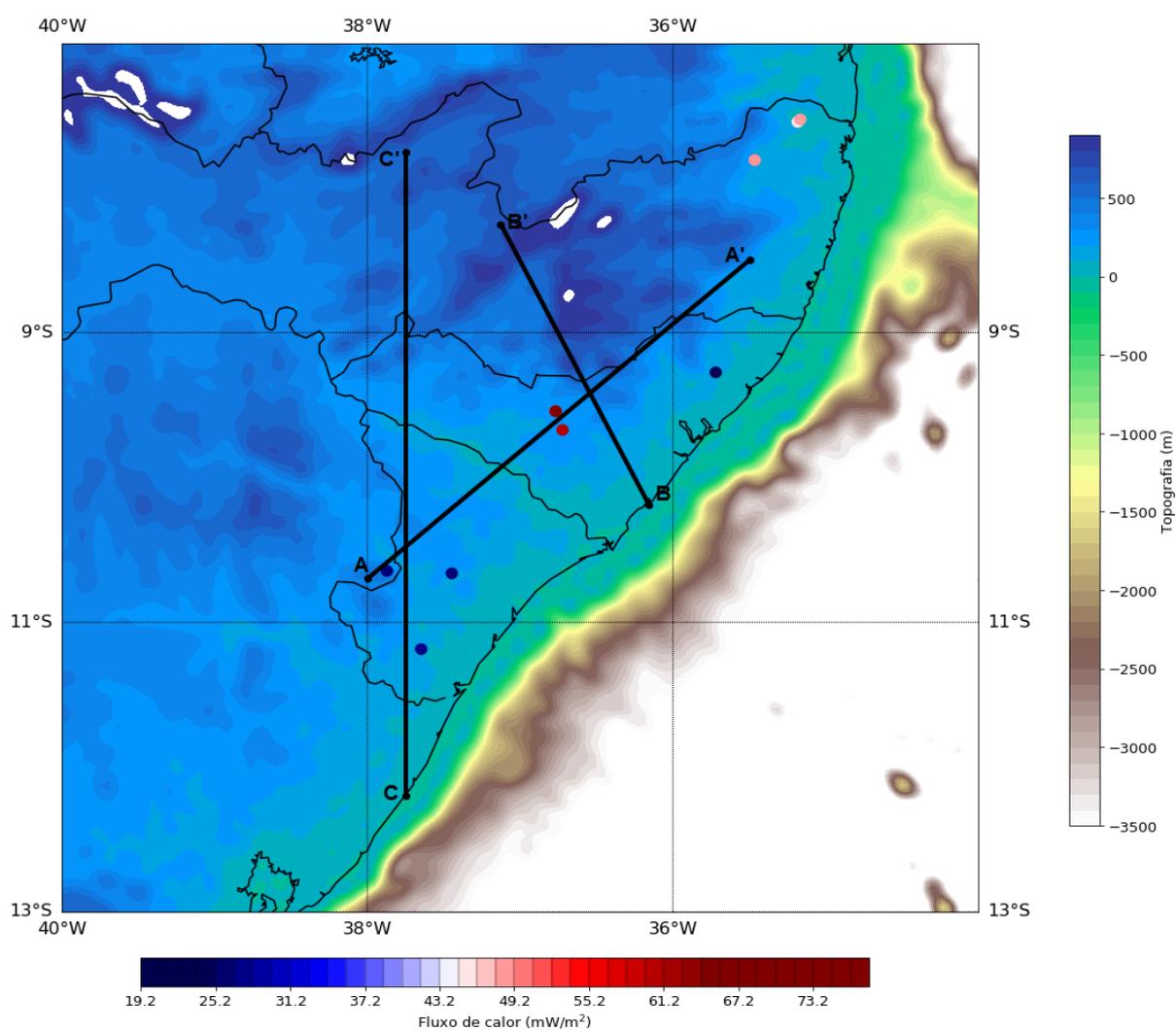


Figura 4.1: Imagem com os dados de topografia. Os pontos destacados no mapa são das estações sismológicas e sondagens de poço.

4.1.3 Dados de Anomalia de Geóide

Os dados de anomalia de Geóide foram extraídas do International Center for Global Gravity Field Models (ICGEM: <http://icgem.gfz-potsdam.de>) utilizando o modelo GECHO (Gilardoni et al., 2016), esse modelo quando completo, apresenta grau do harmônico esférico de ordem igual a 2190. A figura 4.2 mostra o mapa da anomalia de geóide, e nele é observado que anomalias máximas são registradas na região norte desta área de estudo com amplitude variando entre -6 à -3 m, enquanto a região sul é caracterizada por anomalias de baixas amplitude. Os perfis AA', BB' e CC' nas figura 4.1 e 4.2 foram utilizados na modelagem da litosfera.

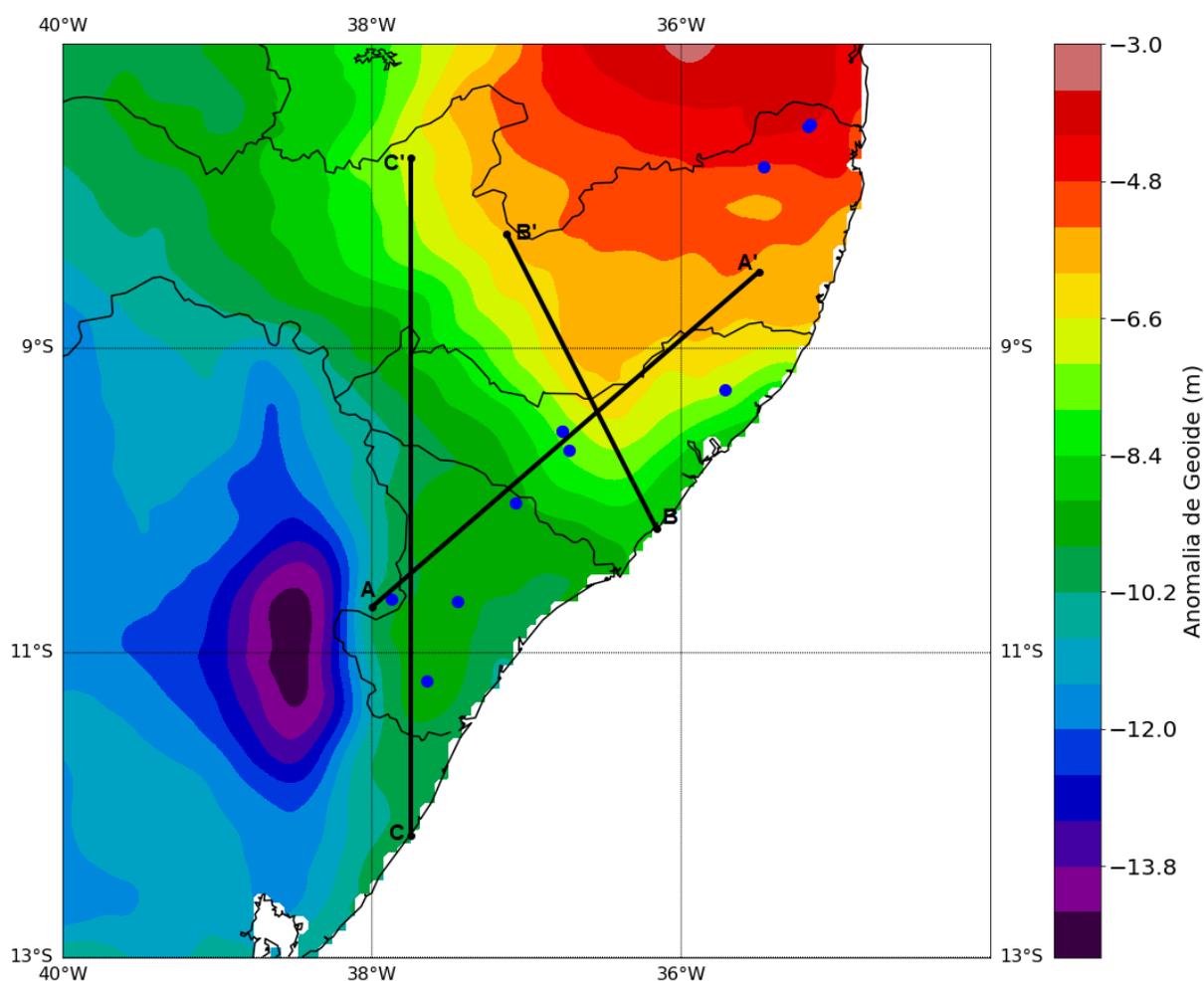


Figura 4.2: Mapa dos dados de anomalia de geóide. Os pontos destacados no mapa são das estações sismológicas e sondagens de poço.

4.1.4 Dados Gravimétricos

Os dados gravimétricos utilizados no presente trabalho são provenientes das bases de dados:

- Anomalia Bouguer: do International Center for Global Gravity Field Models (ICGEM), utilizando o modelo geopotencial European Improved Gravity model of the Earth by New techniques - EIGEN-6C4 (Ch et al., 2014). (ICGEM: <http://icgem.gfz-potsdam.de>)
- Anomalia Ar-Livre: do Bureau Gravimétrique International e do International Gravitometric Bureau (BGI), utilizando o modelo geopotencial Earth Gravitational Model - EGM2008 (Pavlis et al., 2012) (BGI: <https://bgi.obs-mip.fr/>).

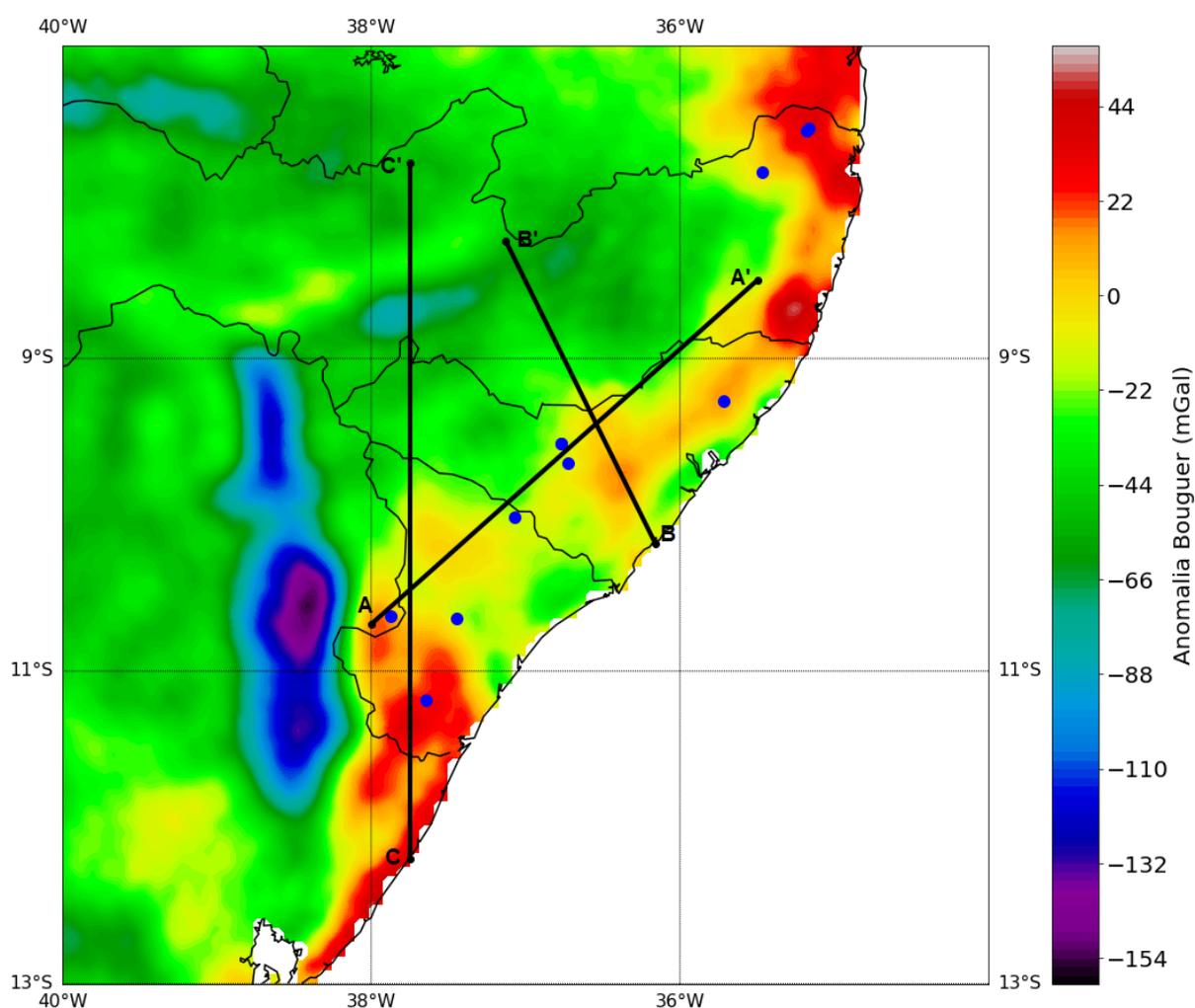


Figura 4.3: Mapa dos dados da anomalia Bouguer. Os pontos destacados no mapa são das estações sismológicas e sondagens de poço.

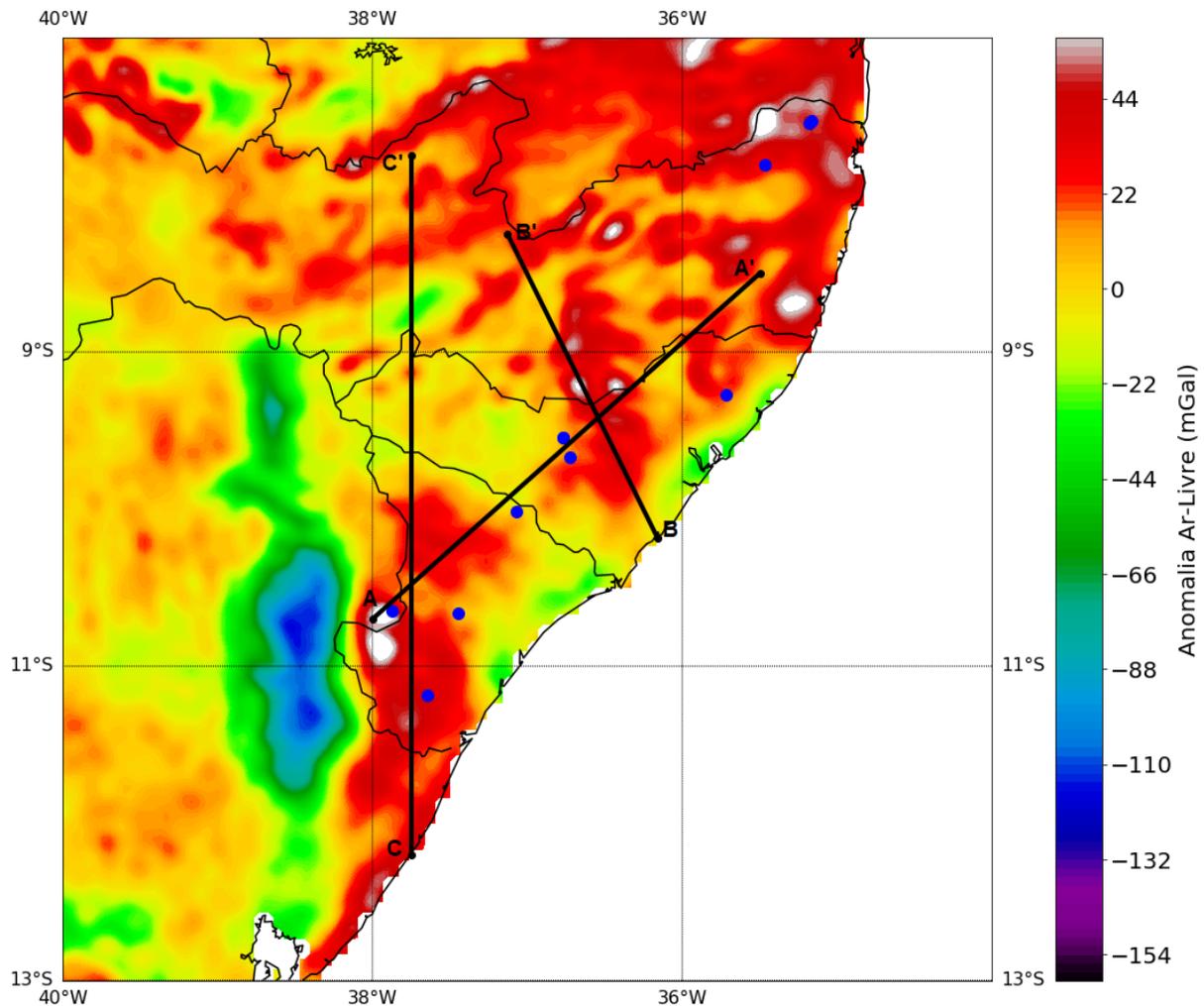


Figura 4.4: Mapa dos dados da anomalia Ar-Livre. Os pontos destacados no mapa são das estações sismológicas e sondagens de poço.

Esses modelos ICGEM e BGI são bastante utilizados em estudos da estrutura interna da Terra, bem como em modelagens da litosfera. Na figura 4.3 é mostrado o mapa dos dados da anomalia Bouguer e nele pode-se observar que as anomalias positivas com valores máximos variando entre 22 à 44 mGal nos domínios Estância, Vaza-Barris e Salvador-Esplanada-Boquim; Anomalias negativas com amplitudes variando entre -66 à -10 mGal na Bacia Sergipe-Alagoas.

O modelo ar-livre foi utilizado para interpretação das anomalias e na modelagem da litosfera. A figura 4.4 mostra o mapa da anomalia, e nele pode-se observar que as anomalias positivas variando de 22 à 60 mGal na parte sul da área de estudo, abrangendo os domínios Salvador-Esplanada-Boquim, Estância, Vaza-Barris e parte do domínio Macururé. As anomalias positivas se estendem ao Norte da área de estudo, abrangendo os domínios Rio

Coruripe e Pernambuco-Alagoas, variando entre 22 à 60 mGal.

Os perfis AA', BB' e CC' nas figuras 4.3 e 4.4 foram utilizados na modelagem da litosfera.

4.2 Processamento e Análise dos Dados

O processamento de dados foi realizado de acordo com o fluxograma apresentado na figura 4.5 cujo primeira etapa começa com a obtenção de dados em diferentes bancos:

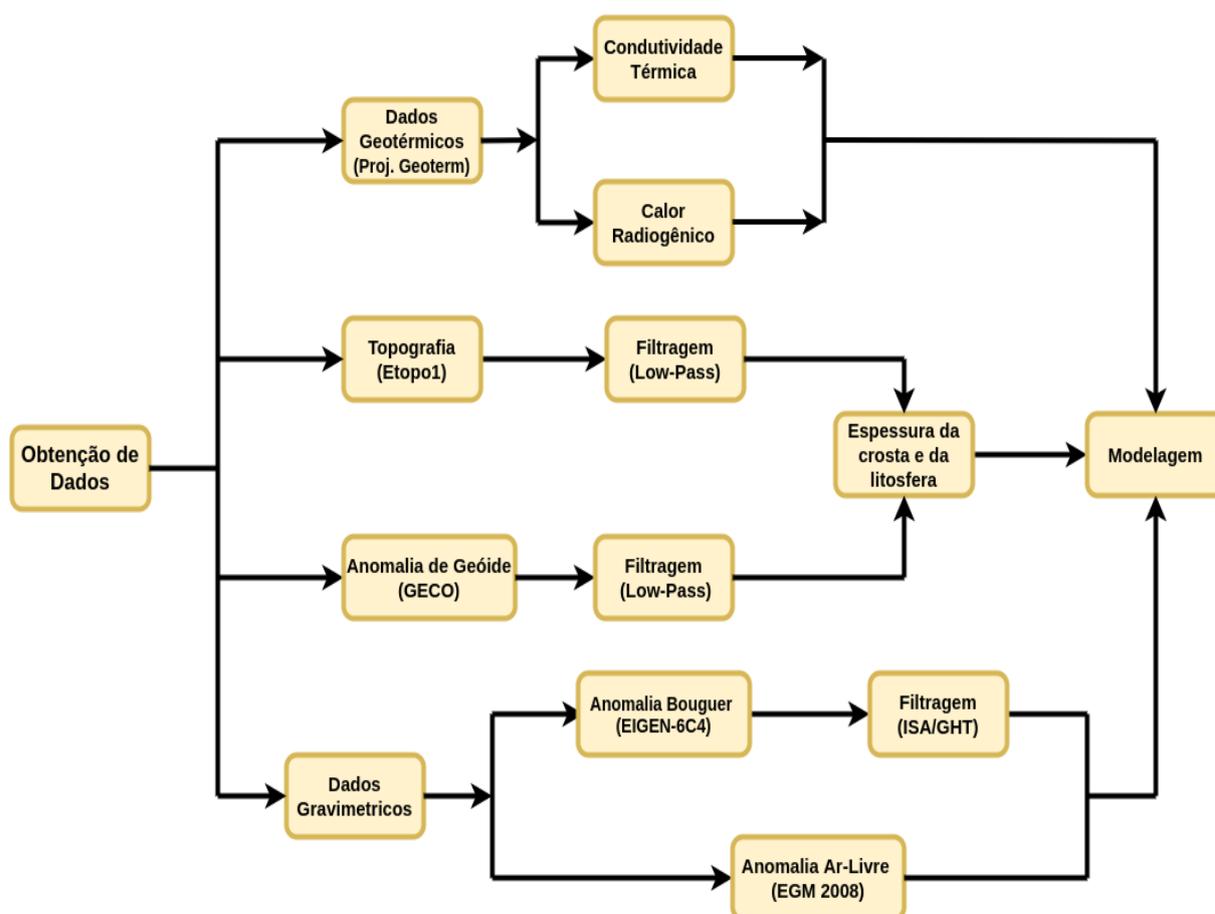


Figura 4.5: Fluxograma de procesasamento de dados.

A segunda etapa consistiu na importação dos dados (Anomalias Bouguer, ar-livre e de geóide, e topografia) com o software python2.7, onde foram interpolados pelo método polinomial através dos pacotes numpy e SciPy que dispõe de métodos de interpolação (interp e interpolate), posteriormente foram gerados os mapas para visualização das anomalias e da topografia, que foram apresentados nos tópicos acima deste capítulo.

A terceira etapa consistiu na filtragem dos dados de topografia e de anomalia de geóide. Essa filtragem de dados, primeiramente para a topografia, foi realizada com intuito de remover efeitos de menor comprimento de onda (altas frequências) associado as fontes, como

forma de evitar mapeamento irrealista nas profundidades da interface Crosta-Manto (Moho) e do limite Litosfera-Astenosfera (LAB) associado ao suporte flexural de cargas topográficas (Globig et al., 2016; Fullea et al., 2007; Lachenbruch and Morgan, 1990) enquanto que a anomalia de geóide, foi filtrada para evitar efeitos indesejáveis da altura geoidal, isto é, como forma de manter apenas a assinatura da distribuição de massa relacionada à estrutura litosférica, ou ainda, para reter anomalias geoidais provenientes de variações de densidade lateral dentro da crosta e do manto superior à 400 km de profundidade (Jiménez-Munt et al., 2019; Globig et al., 2016).

A quarta etapa consistiu no uso dos dados de topografia e de anomalia de geóide filtrados acoplado a análise térmica para o cálculo das espessuras da crosta (Moho) e da litosfera (LAB). Esses valores das profundidades de Moho e da LAB foram utilizadas como informações apriori na modelagem térmica da litosfera que é o objetivo central deste trabalho. E por fim, a última etapa consistiu na modelagem da litosfera.

Filtragem da Topografia

A topografia foi filtrada utilizando o low-pass (passa-baixa) do filtro gaussiano com intuito de eliminar efeitos de altas frequências. O filtro gaussiano é também conhecido como um filtro de suavização de dados.

Portanto, para isso, primeiramente procurou-se determinar o espectro radial de potência, que permitiu separar os dados de topografia em dois comprimentos de onda, bem como estimar o número de onda. Esse processo foi realizado utilizando o software Oasis Montaj, que começou com importação dos dados de topografia, seguindo-se da interpolação dos mesmos pelo método de mínima curvatura com espaçamento de 1500 m, e em seguida foi utilizada a ferramenta MAGMAP para transformar os dados do domínio espacial para o domínio de frequência, gerando o espectro radial de potência (figura 4.6) para definição do ponto de corte e conseqüentemente aplicação do filtro.

No domínio de frequência, o operador matemático que descreve o filtro gaussiano é representado por $L(k) = 1 - e^{-\frac{k^2}{2k_0^2}}$, onde k_0 é o número de onda (desvio padrão) em ciclos/km.

Informações	λ Curto	λ Longo
Ponto de Corte (ciclos/km)	$k=0,015$	$k=0,015$
Comprimento de onda (km)	$\lambda < 66,66$	$\lambda > 66,66$
Frequência de Nyquist (km^{-1})	0,3	0,3

Tabela 4.1: Parâmetros físicos utilizados para filtragem dos dados de topografia.

Os dados do espectro de potência foram separados em duas componentes: **(a) λ Curto**

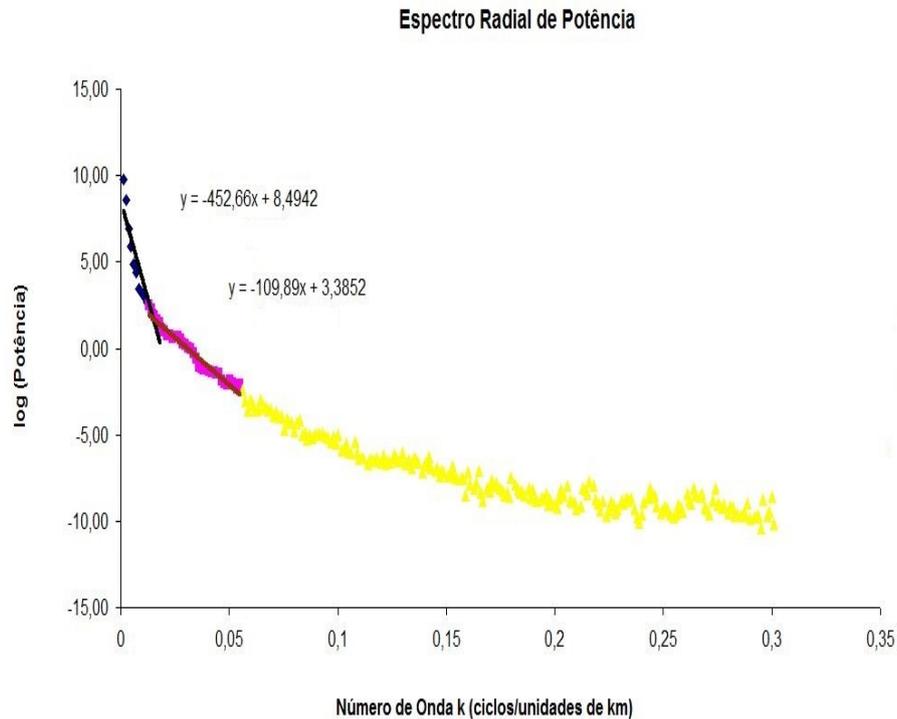


Figura 4.6: Espectro radial de potência para definição de ponto de corte e filtragem de dados de topografia.

com um comprimento de onda menor que 66,66 km; e **(b)** λ **Longo** com um comprimento de onda superior a 66,66 km, como se pode observar na tabela 4.1 que contém mais informações (frequência de Nyquist e ponto de corte) utilizadas na filtragem. Na figura 4.7 é mostrado o mapa da topografia filtrada.

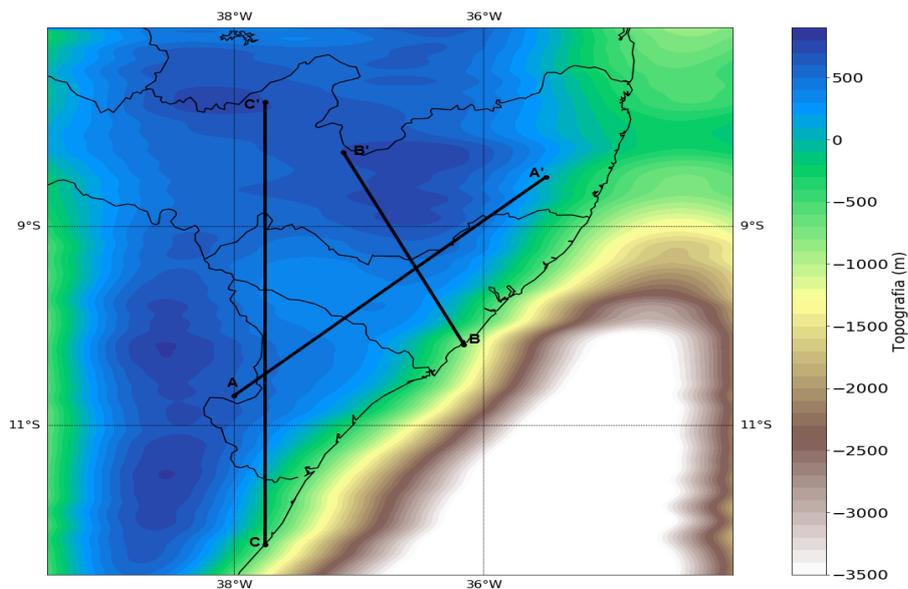


Figura 4.7: Mapa da topografia filtrada por low-pass do filtro gaussiano regional-residual, com $k = 0,015$.

Filtragem da Anomalia de Geóide

Conforme abordado no item 3.2, a anomalia de geóide foi filtrada utilizando o low-pass (passa-baixa), porém, no domínio harmônico.

Portanto, se um modelo de campo gravitacional é representado por harmônicos esféricos até um determinado grau máximo $n = N_{max}$, ele não é analisado utilizando todos os seus coeficientes harmônicos C_{nm} e S_{nm} , mas sim, cortando o modelo em $n = N < N_{max}$ (ou ajustando para zero todos os coeficientes para $n > N$), esse procedimento todo, corresponde a uma filtragem passa-baixa no domínio da frequência (Barthelmes, 2008).

A anomalia de geóide no domínio harmônicos é descrito por:

$$N_1^s(\lambda, \varphi) = \frac{GM}{r_e \gamma(r_e, \varphi)} \sum_{l=0}^{l_{max}} \left(\frac{R}{r_e}\right)^l \sum_{m=0}^l P_{lm}(\cos \varphi) (C_{lm}^T \cos m\lambda + S_{lm}^T \sin m\lambda) - \frac{2\pi G\rho}{\gamma(r_e, \varphi)} \left[R \sum_{l=0}^{l_{max}} \sum_{m=0}^l P_{lm}(\sin \varphi) (C_{lm}^{topo} \cos m\lambda + S_{lm}^{topo} \sin m\lambda) \right]^2 \quad (4.1)$$

Onde: C_{nm} e S_{nm} são os coeficiente harmônicos.

O modelo geoidal utilizado neste trabalho, apresenta grau harmônico esférico e ordem máxima igual a 2190. A filtragem realizada foi para manter apenas a assinatura da distribuição de massa relacionada à estrutura litosférica, isto é, para reter anomalias geoidais provenientes de variações de densidade lateral dentro da crosta e do manto superior a $\sim 400km$ de profundidade (Jiménez-Munt et al., 2019; Globig et al., 2016).

Para isso, removeu-se os coeficientes harmônicos até grau e ordem 10, para obter a anomalia residual. Por outro lado, pode-se dizer que realizou-se uma separação regional-residual, pois, calculou-se anomalia de geóide até o grau e ordem 10 que corresponde a anomalia regional e subtraíu-se da anomalia total para obter a anomalia residual, $N_{res} = N_{total} - N_{reg}$

Onde: N_{res} é a anomalia de geóide filtrada (removidos os coeficientes harmônicos até grau e ordem 10); N_{total} é a anomalia de geóide total e N_{reg} é anomalia de geóide regional (com coeficientes harmônicos até grau e ordem 10)

O resultado da filtragem da anomalia de geóide é mostrado na figura 4.8, onde encontram-se os mapas das anomalias regional (figura 4.8a) e residual (figura 4.8b). Portanto, neste trabalho, utilizou-se o dado da anomalia residual, onde pode-se observar:

- Anomalias residuais positivas com amplitude máxima na região Norte da área de es-

tudo, cujos valores variam entre 9 à 11 m;

- Anomalias residuais positivas com amplitudes mínimas na região Sul da área de estudo, com valores variando entre 4 à 6,5 m.

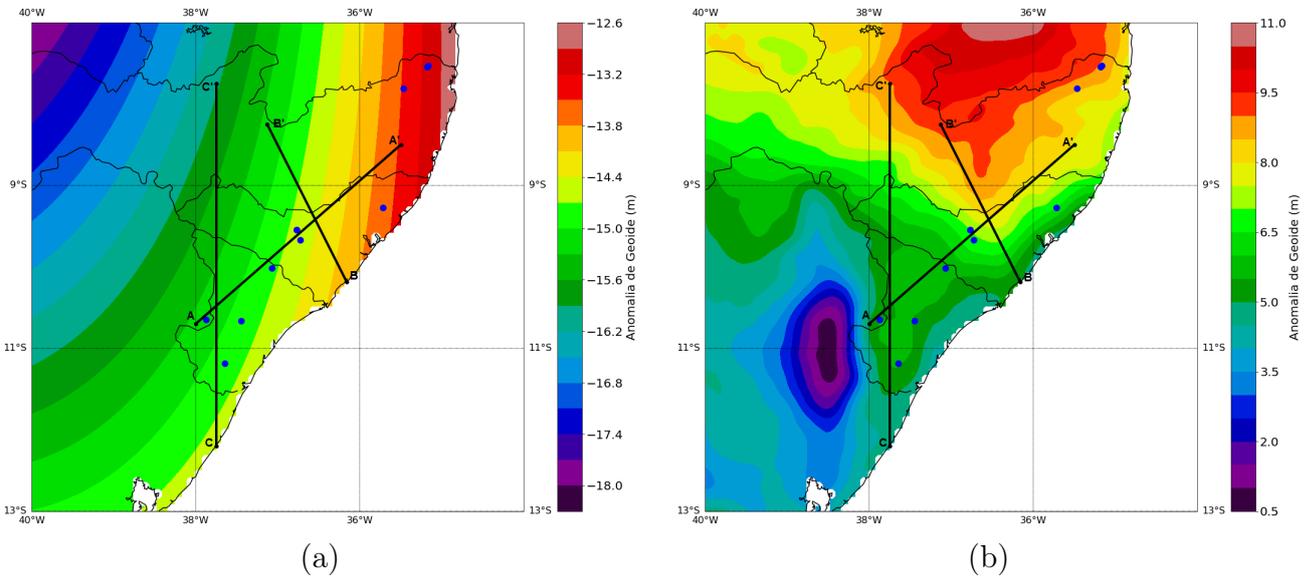


Figura 4.8: (a) Mapa da anomalia de geóide regional (com coeficientes harmônicos até 10); (b) Mapa da anomalia de geóide residual (com coeficientes harmônicos removidos).

4.3 Modelagem da Litosfera

Para a modelagem da litosfera utilizou-se o LitMod2D_2.0 (Kumar et al., 2020), que é um software que integra dados geofísicos e petrofísicos (figura 4.9) para construir modelos da litosfera-astenosfera, da superfície até uma profundidade de 400 km. O LitMod2D_2.0 é baseado no código de Afonso et al. (2008) que permite determinar modelos 2D de distribuição de temperatura, densidade e de velocidade das ondas sísmicas (P e S) em diferentes profundidades da litosfera-astenosfera, num ambiente termodinâmico-geofísico consistente, ajustando os dados geofísicos (anomalia Bouguer e ar-livre, anomalia de geóide, fluxo de calor e topografia), sendo baseado em código de elementos finitos. Portanto, durante a modelagem, em caso de alguma incompatibilidade dos dados de elevação com os dados de anomalia de anomalia Bouguer, ar-livre e anomalia de geóide, dá-se preferência ao ajuste dos dados das anomalias de gravidade e de geóide (Kumar et al., 2013).

O algoritmo de modelagem usa o fato de que a gravidade, geóide e topografia (que é calculada em equilíbrio isostático local) dependem da distribuição de densidade em profun-

didade, especialmente no manto, onde a dependência da densidade com a temperatura é significativa (Kumar et al., 2013; Zeyen et al., 2005).

O modelo consiste em um conjunto de corpos que definem a crosta e o manto, cada um caracterizado por suas propriedades físicas. A crosta é caracterizada por parâmetros termofísicos como densidade, condutividade e taxa de calor radiogênico, enquanto que os corpos do manto são caracterizados pela composição química.

A distribuição de temperatura é calculada de acordo como referido no ponto 3.4, enquanto que a densidade é calculada utilizando um esquema iterativo, com dependência da temperatura e na composição química, em seguida, esses valores de densidade são usados para o cálculo das anomalias de gravidade e de geóide utilizando as equações apresentadas nos pontos 3.1.1 e 3.2.1 respectivamente. A velocidade das ondas sísmicas (P e S) no manto são computalizadas a partir de assembleias minerais utilizando o algoritmo de minimização de energia livre de Gibbs (Jiménez-Munt et al., 2019; Afonso et al., 2008; Kumar et al., 2020), para mais detalhes visite Connolly (2005). A figura 4.9 mostra o fluxograma resumido do funcionamento e processamento dos dados no LitMod2D_2.0.

Obs: Durante a execução deste trabalho, o autor deste trabalho teve oportunidade de interagir com os desenvolvedores do software, especialmente com o professor/pesquisador Ajay Kumar. Nesse meio tempo de interação, houve espaço para deixar opiniões em relação às melhorias a serem feitas no programa.

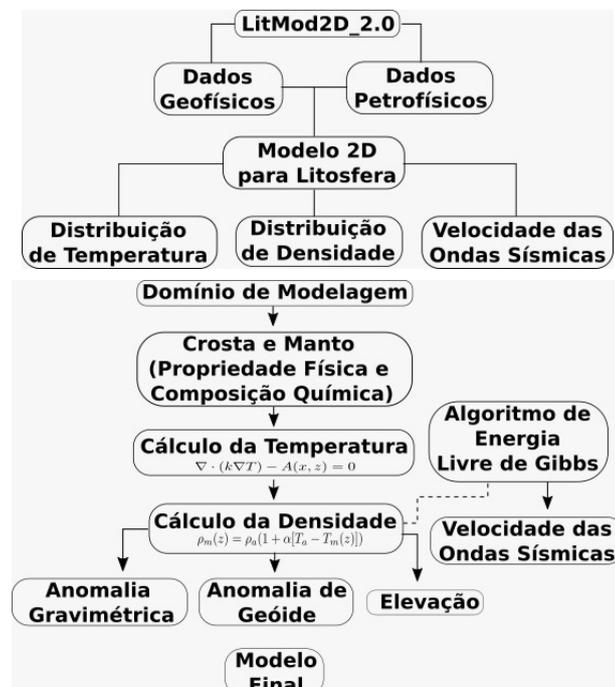


Figura 4.9: Fluxograma do LitMod2D.

4.3.1 Profundidades da Moho e da LAB

Conforme descrito no capítulo da fundamentação teórica, as profundidades da Moho e da LAB foram estimadas pelo método de Fullea et al. (2007), obedecendo os seguintes passos:

1. Escolher a coluna de referência (aquela que permite encontrar os melhores valores da espessura da crosta e da litosfera). Para isso é necessário que duas condições sejam satisfeitas:

- Existência do manto litosférico, isto é: $z_L > z_c$;
- Existência da camada crustal, no caso de pontos submersos. Aplicada se $E < 0$;

Em seguida é calculado os valores da anomalia de geóide de referência com a seguinte condição:

- Existência do manto litosférico, isto é: $N_0 > N_{0c}$;

$$N_{0c} = \frac{\pi G}{g} \left(E^2(\rho_w - \rho_c) + z_{max}^2 \rho_a - \frac{k^2}{\rho_a - \rho_c} \right) + N \quad (4.2)$$

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.

2. Calcular as espessuras de referência para a crosta (z_c) e para a litosfera (z_L) considerando a densidade constante para a crosta e para o manto litosférico, e fazendo E e N igual a zero pela equação abaixo.

$$z_L = \frac{1}{\rho_a - \rho_c} \left(K + \sqrt{\frac{\rho_m - \rho_c}{\rho_m - \rho_a} (K^2 - (\rho_a - \rho_c) [E^2 - (\rho_w - \rho_c) + z_{max} \rho_a + (N - N_0) \frac{g}{\pi G}])} \right) \quad (4.3)$$

$$z_c = \frac{\rho_a L_0 + E(\rho_c - \rho_w) + z_L(\rho_m - \rho_a)}{(\rho_m - \rho_c)} \quad (4.4)$$

3. Utilizar os valores de z_L anteriores para calcular os valores de z_L e z_c utilizando a equação generalizada da isostasia local acoplada à análise térmica.

4.3.2 Descrição das informações para construção dos modelos 2D

Os modelos de distribuição de temperatura, densidade e de velocidade das ondas sísmicas (P e S) que foram construídos neste trabalho são bidimensionais constituído por multicamadas. Durante a modelagem várias informações devem ser consideradas, no entanto, a seguir são apresentadas as principais informações geofísicas que foram tomadas em conta no desenvolvimento dos modelos deste trabalho:

- Dados geofísicos (Anomalias gravimétricas e de geóide, e fluxo de calor) e elevação (topografia), que foram obtidos de campos orbitais e de campanhas terrestre do projeto Geoterm (IF-UFBA);
- Valores das espessuras da crosta (Moho) e da litosfera (LAB): esses valores foram estimadas a partir da integração de dados de elevação acoplado por análise térmica como descrito no capítulo 3 no seu ponto 3.4, e também utilizou-se informações da Moho obtida por dados de sismologia encontrados na literatura disponível;
- Composição química do manto. A composição química desempenha um papel importante nos ajustes dos dados gravimétricos;
- Definição do perfil e construção do modelo inicial com corpos crustais e do manto;
- Projeção de todos os dados relevantes do perfil;
- Modificar o modelo inicial quanto necessário para alcançar o melhor ajuste dos dados observados.

No domínio da modelagem, o usuário define um modelo que consiste em diferentes camadas da crosta terrestre e do manto litosférico, cada um com propriedades termofísicas previamente definidas para corpos crustais e composição química para corpos do manto, ademais, o LitMod divide o domínio numérico em elementos triangulares que constituem as diferentes camadas. A malha é ajustada automaticamente para ajustar à geometria atribuída a esses corpos, cada um dos quais normalmente representa apenas um tipo de litologia e é caracterizado por seu próprio conjunto de parâmetros termofísicos como a condutividade térmica, taxa de produção de calor, coeficiente de expansão térmica, etc. (Kumar et al., 2020; Jiménez-Munt et al., 2019; Afonso et al., 2008).

Portanto, densidade e a condutividade térmica são dependentes da pressão e/ou da temperatura, enquanto que a produção volumétrica de calor pode ser constante ou diminuir exponencialmente com a profundidade. A geometria e as propriedades dos corpos crustais são

atribuídas de acordo com a estrutura geológica e restringidas pelos dados existentes (Tunini et al., 2014; Afonso et al., 2008). A parte superior e inferior do modelo correspondem à superfície da Terra e ao limite litosfera-astenosfera (LAB), respectivamente.

4.3.3 Modelo sintético 2D

Para ilustrar o funcionamento das etapas da modelagem da litosfera, foi utilizado um modelo sintético 2D de multicamadas, simulando um ambiente de colisão de placas oceânica e continental. O modelo consiste no limite de placas oceânica-continente com diferentes propriedades petrofísicas e espessamento das camadas. As tabelas 4.2 e 4.3 mostram os parâmetros físicos e a composição química utilizada na construção do modelo, tanto para crosta, quanto para o manto, respectivamente:

Crosta	ρ (kg/m^3)	k (W/mK)	A ($\mu W/m^3$)
Oceânica	2950	2,2	0,3
Continental	2800	2,5	1,0

Tabela 4.2: Parâmetros físicos dos corpos utilizados no modelo sintético; ρ é a densidade; k é condutividade térmica e A é a taxa de calor radiogênico, (Kumar et al., 2020).

Oxidos	Manto 1	Manto 2
SiO_2	44,2	44,5
Al_2O_3	3,02	3,50
FeO	8,24	8,0
MgO	40,64	39,78
CaO	2,77	3,10
Na_2O	0,10	0,23

Tabela 4.3: Composição química do manto litosférico utilizada no modelo sintético, (Kumar et al., 2020).

As figuras 4.10 mostra o modelo sintético gerado a partir do LitMod2D_2.0 e os dados de entrada de Fluxo de calor, ar-livre, geóide, Bouguer, elevação, estrutura em camadas. A figura 4.11 representa os modelos de saída com uma seção bidimensional de distribuição de temperatura, densidade, velocidades Vp e Vs.

Utilizamos dois perfis na figura 4.12 para mostrar o efeito da composição química em relação aos modelos de distribuição da densidade e das velocidades das ondas sísmicas (P e S) produzidos pelos mantos 1 e 2. Pode-se observar o comportamento em profundidade das densidades do manto 1 e manto 2, tanto na Moho, quanto ao longo do manto litosférico. A velocidade P do manto 1 vai diminuindo, enquanto que no manto 2 a densidade e velocidade P aumentam. É possível ver também como existe uma correlação significativa entre esses valores,

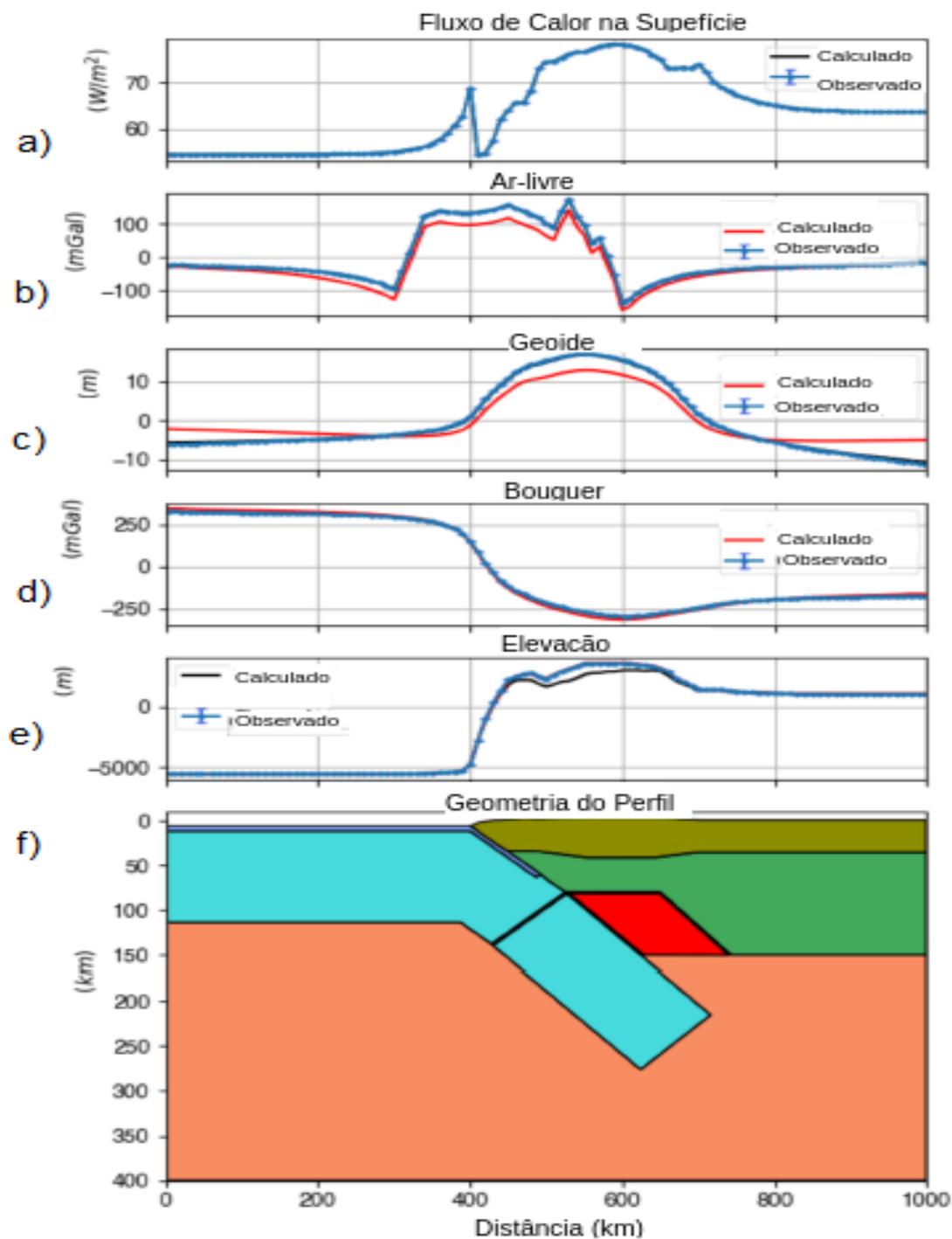


Figura 4.10: Interface gráfica do ambiente de modelagem do LitMod. a) Fluxo de calor superficial; b) Anomalia ar-Livre; c) Anomalia de geóide; d) Anomalia Bouguer; e) Elevação; e f) Geometria do perfil modelado, (Kumar et al., 2020).

com forte gradiente próximo ao limite entre as camadas litosfera e astenosfera (LAB), o que ajuda na definição da profundidade desta camada.

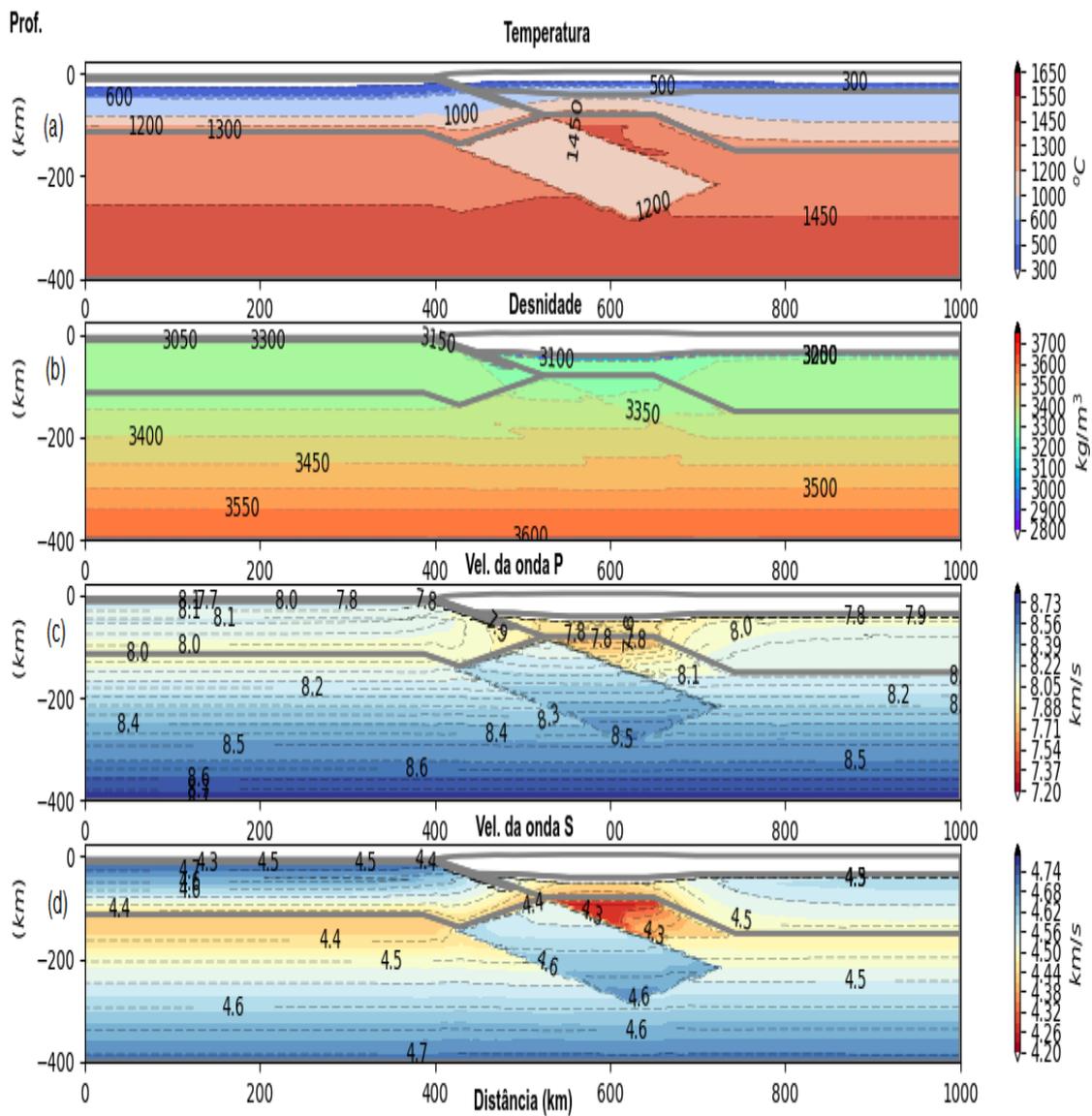


Figura 4.11: Modelos sintético obtidos pelo LitMod. a) Modelo de distribuição de temperatura; b) Modelo de distribuição de densidade; c) Modelo de distribuição das velocidades das ondas P; d) Modelo de distribuição das velocidades das ondas S, (Kumar et al., 2020) .

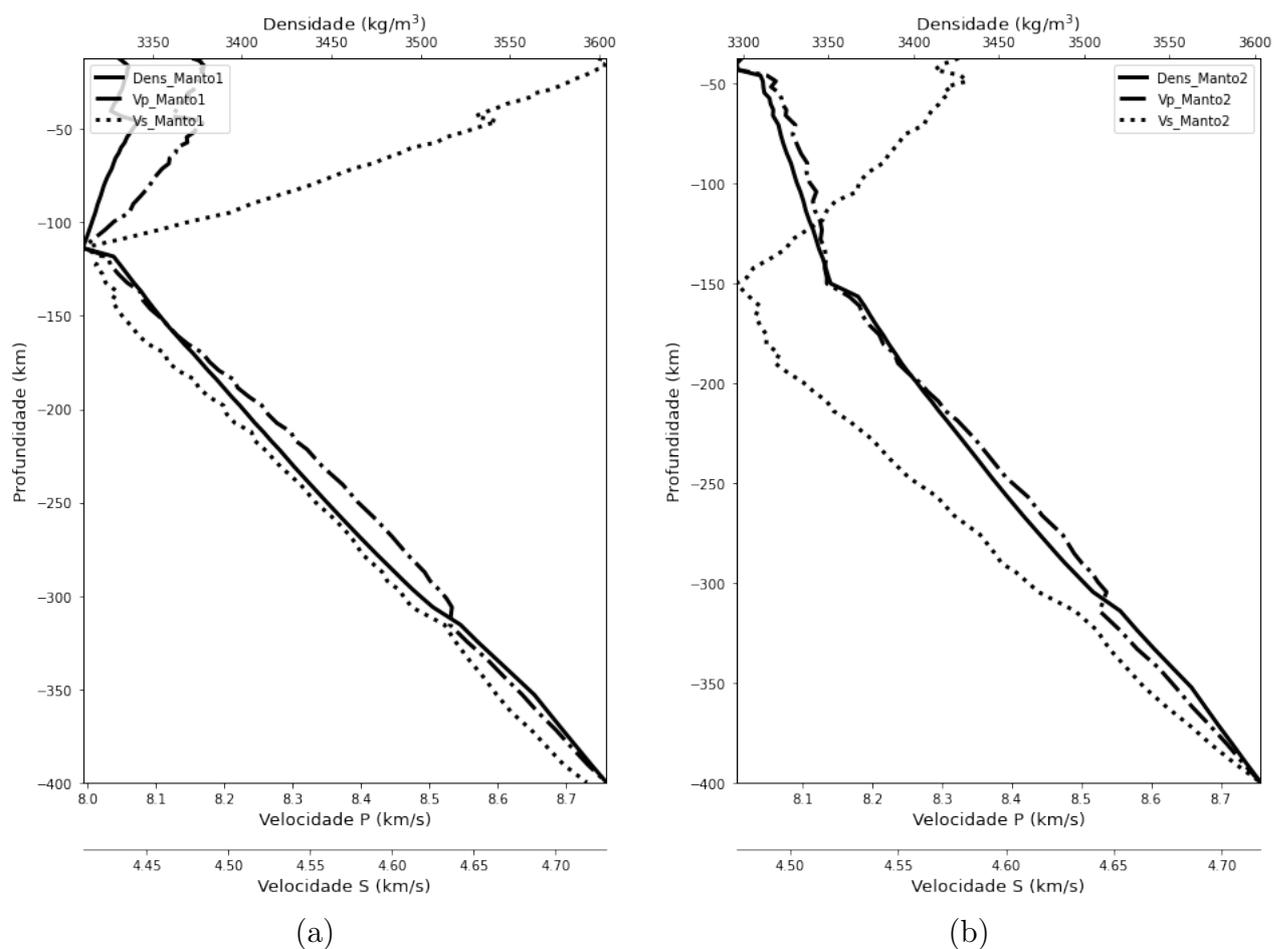


Figura 4.12: Comparação da influência da composição química no ajuste dos dados (a) Manto 1; (b) Manto 2.

5

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Neste capítulo serão apresentadas as transformações aplicadas aos dados gravimétricos para realçar as principais estruturas contidas na região adjacente à Bacia Sergipe-Alagoas. Os resultados das profundidades para Moho e Lab estão também descritos nesta seção, bem como os dados que foram utilizados na construção de modelos com multicamadas, a partir de três perfis. A discussão dos modelos obtidos para a litosfera, como resultado da aplicação da metodologia apresentada, estão descritos detalhadamente no Capítulo 5.

5.1 Transformação de Dados Gravimétricos

Com o intuito de realçar fontes e determinar a extensão de algumas unidades geológicas da área de estudo, foi feita uma transformação dos dados de anomalia Bouguer através de aplicação de filtros, como derivada vertical, gradiente horizontal total e inclinação do sinal analítico.

O filtro derivada vertical e gradiente horizontal total, geralmente são utilizado para obter o realce de fontes gravimétricas ou magnéticas, em que se acentua o efeito do sinal nas bordas das fontes (Faria, 2015). Aqui utilizamos estas transformações para calcular o inclinação do sinal analítico.

Foi aplicado a inclinação de sinal analítico para delimitação de bordas das unidades geológicas da área de estudo. As figuras 5.1 e 5.2 mostram as imagens com a inclinação do sinal analítico e o gradiente horizontal total aplicado aos dados da anomalia bouguer. Observa-se ao norte da Bacia do Jatobá o contacto do bloco Pernambuco-Alagoas. A Bacia Sergipe-Alagoas é estreita na direção nordeste ou seja, apresenta um encolhimento principalmente

em Alagoas.

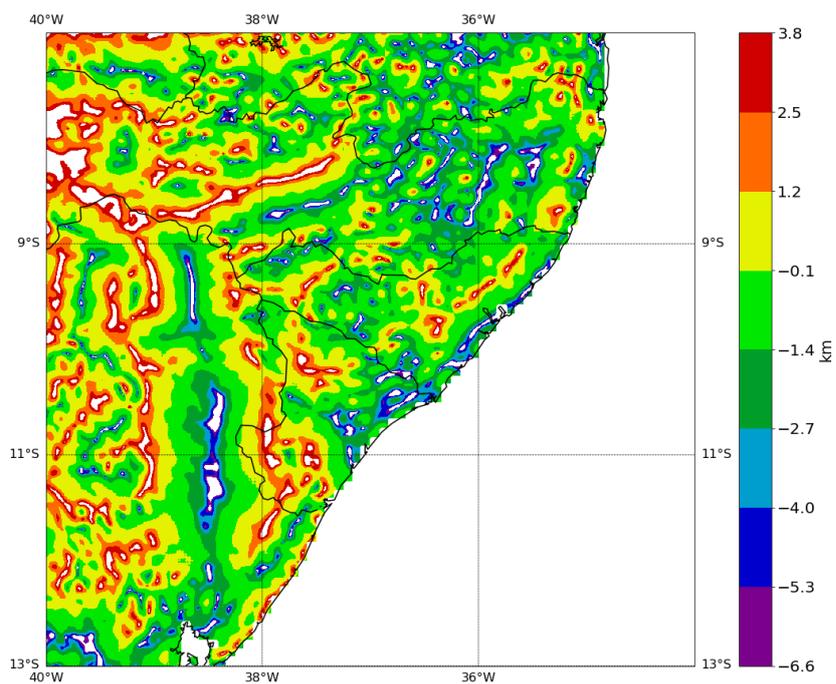


Figura 5.1: Mapa da Inclinação do Sinal Analítico.

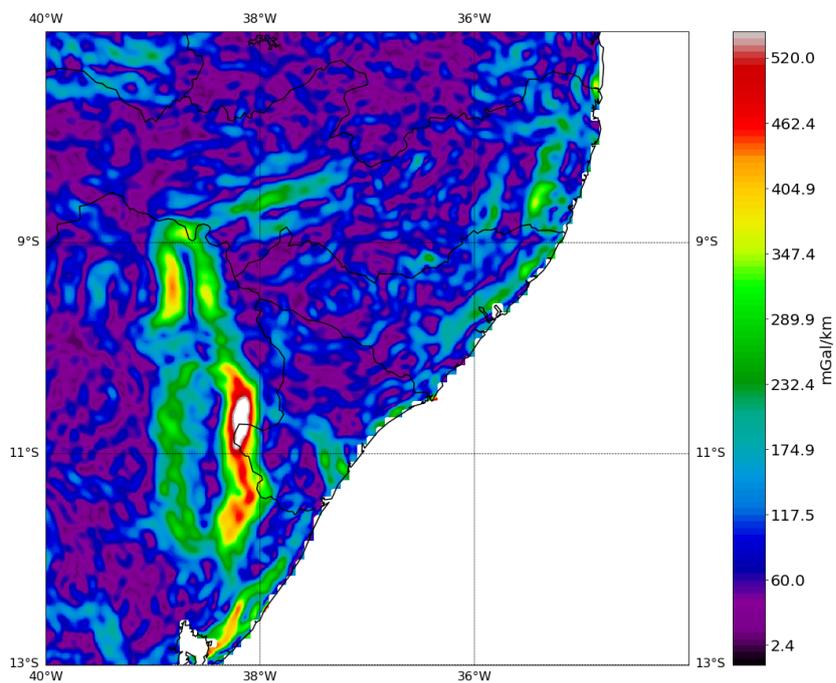


Figura 5.2: Mapa do Gradiente Horizontal Total.

5.2 Espessuras da Moho e LAB

Após todo processo de filtragem, os dados obtidos foram combinados com informações geotérmicas (calor radiogênico e condutividade) para estimar as profundidades da interface crosta-manto (Moho) e do limite litosfera-astenosfera (LAB), e a densidade média no manto litosférico, nos diferentes domínios geotectônicos da região adjacente a Bacia Sergipe-Alagoas. Na tabela 5.1 encontram-se os parâmetros físicos utilizados no cálculo das espessuras da Moho e da LAB.

Parâmetro	Símbolo	Valor
Densidade da crosta	ρ_c	2770,0 kg/m^3
Densidade da água	ρ_w	1030,0 kg/m^3
Densidade da astenosfera	ρ_a	3200,0 kg/m^3
Coefficiente de expansão térmica	α	$3,5 \cdot 10^{-5}$
Taxa de calor radiogênico	H_s	1,20 $\mu W m^{-3}$
Condutividade térmica da crosta	k_c	2,92 $W m^{-1} K^{-1}$
Condutividade térmica do manto	k_m	3,2 $W m^{-1} K^{-1}$
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 da Moho e da LAB.

As figuras 5.3 e 5.4 são imagens em relevo com as profundidades da Moho e LAB, respectivamente. Na figura 5.3, os valores mínimos da espessura da crosta são observados ao longo da zona costeira (Bacia Sergipe-Alagoas) do Atlântico Sul variando entre 29,0 a 35,0 km, e os valores máximos são observados ao longo da Bacia do Tucano onde chegam a atingir valores aproximadamente entre 39,0 a 40,2 km. Portanto, no tocante aos domínios geotectônicos, é de referir que Poço-Redondo, Marancó e Canindé a Moho varia entre 37,2 a 37,8 km, no domínio Pernambuco-Alagoas (PEAL) varia entre 34,4 a 38,4 km, e 36,6 a 37,2 km para o domínio Rio Coruripe.

Nos domínios Macururé, Vaza-Barris e Estância a profundidade da Moho é de 37,2; 37,2-37,8 e 37,8-38,4 km, respectivamente e para Salvador-Esplanada-Boquim a profundidade da Moho varia entre 33,8 a 36,0 km. Contudo, os resultados encontrados concordam com os encontrados por Fianco (2019) que infere a espessura crustal a partir da função receptor, onde a crosta varia de 34,6 km para 37,7 km do Sul ao Norte da região Sul da Província Borborema; Dutra et al. (2019) que inferem a profundidade da Moho a partir de dados gravimétricos e magnéticos, onde a profundidade da Moho no Cinturão Sergipano é de 34,0-35,0 km e nos domínios Rio Coruripe e Pernambuco-Alagoas apresentam uma crosta mais espessa de 38-40 km; e de Soares et al. (2011) que utilizou experimentos de reflexão sísmica profunda para inferir a Moho, tendo achado uma Moho variável do Sul ao Norte com espessura entre 30 a

42 km.

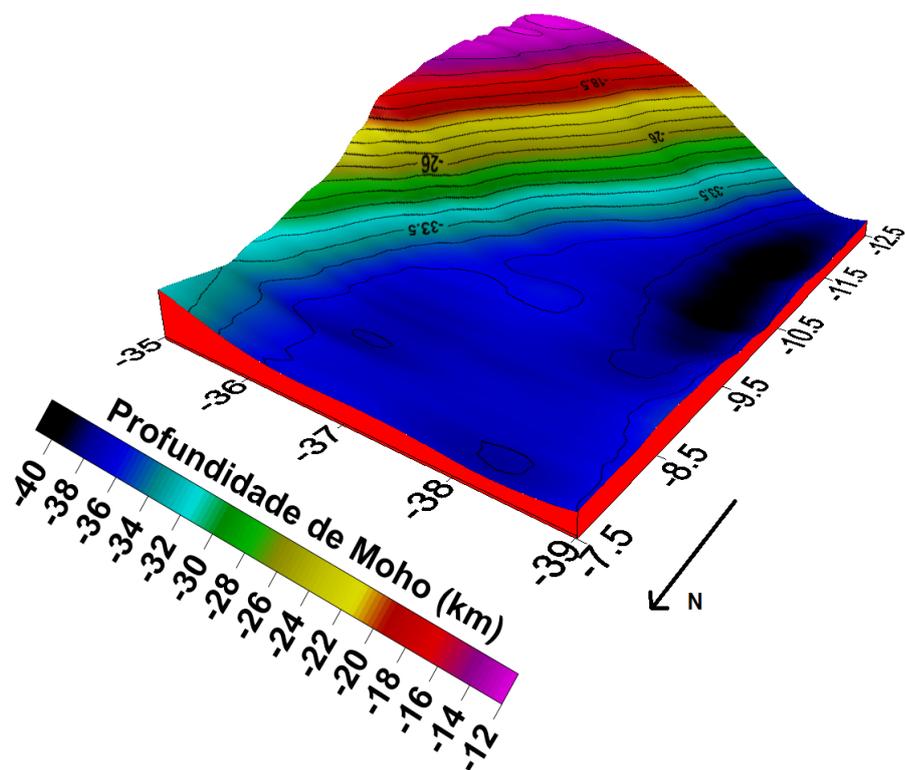


Figura 5.3: Mapa das profundidades da interface crosta-manto.

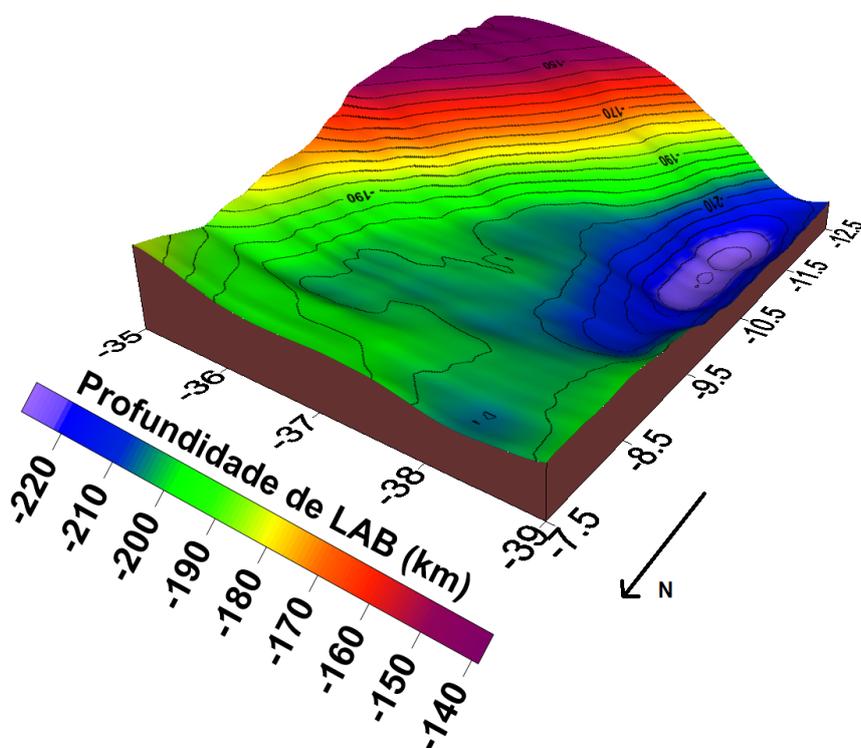


Figura 5.4: Mapa das profundidades do limite litosfera-astenosfera.

Na figura 5.4 estão os resultados para o valor da LAB. De acordo com os resultados obtidos e mostrados na imagem apresentada, os valores mínimos da espessura da litosfera são observados ao longo da zona costeira do Atlântico Sul variando entre 180,0 a 190,0 km e os valores máximos são observados ao longo da Bacia do Tucano e nas regiões periférica com espessura de $\sim 225,0$ km. Nos domínios Poço-Redondo, Marancó e Canindé a profundidade da litosfera (LAB) varia entre 202,5 à 210,0 km. Nas regiões do domínio Pernambuco - Alagoas a espessura da litosfera varia aproximadamente 192,5 à 205,0 km, nos domínio Rio Coruripe e Macururé a litosfera tem uma profundidade igual a 202,5 e 205,0 km, respectivamente. Nos domínios Vaza-Barris e Estância, a litosfera chega a atingir profundidades variando aproximadamente de 205,0-210,0 km enquanto que o Salvador-Esplanada-Boquim chega a atingir uma profundidade máxima de 195,0 km.

É apresentado na figura 5.5 uma imagem com os resultados de distribuição média da densidade no manto litosférico. Pode-se observar que a litosfera é mais densa ao longo da região costeira com uma densidade máxima de aproximadamente igual a $3.251,6 \text{ kg/m}^3$, diferentemente quando se adentra para os domínios onde se observa uma litosfera menos densa, justificando o espessamento da crosta (Moho) e da LAB com valores variando entre $3.247,2$ à $3.249,6 \text{ kg/m}^3$ distribuído nos diferentes domínios geotectônicos desta área.

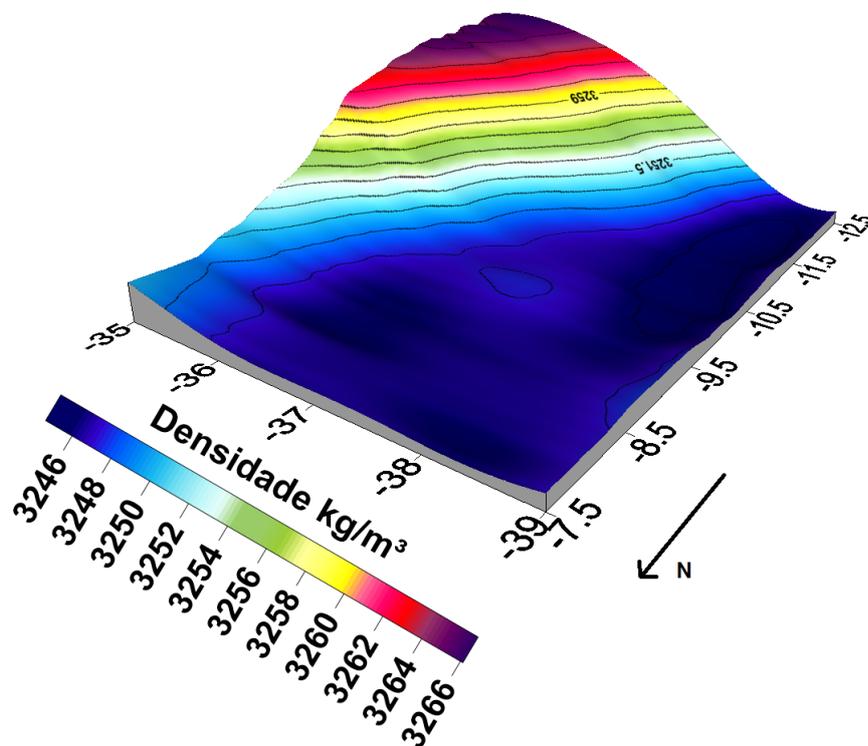


Figura 5.5: Mapa da distribuição média de densidade no manto litosférico.

Para avaliar a consistência destes resultados (Moho e LAB calculada) foram compara-

dos com os valores da Moho e da LAB obtidos pelo projeto geoterm nos pontos das estações sismológicas e sondagens de poço, associando-os aos domínios geotectônicos, e também calculou-se o erro relativo para avaliar a discrepância. O erro relativo foi calculado pela expressão:

$$E_r = \frac{V_a - V_{cal}}{V_a} \times 100 \quad (5.1)$$

Onde: E_r é o erro relativo; V_a é valor da Moho ou LAB obtidos pela sismologia e geotermia; e V_{cal} é o valor calculado.

A tabela 5.2 mostra os valores das profundidades obtidos pelo projeto Geoterm (Moho sismológica) e, os valores da Moho e LAB calculados. Para o cálculo do erro, calculou-se a média dos valores da Moho obtida pela sismologia, Moho calculada e LAB calculada, e também o projeto Geoterm forneceu o valor médio da LAB calculada a partir da geotermia da área de estudo, que é 195,4 km. Na tabela 5.3 são apresentados esses valores médios e o erro relativo percentual (discrepância) calculado.

Domínio Geotectônico	Moho Sismologia	Moho Calculada	LAB Calculada
Rio Coruripe	37,2	36,6	202,5
Vaza-Barris	37,2	37,2	207,5
Macururé	35,0	37,2	205,0
Pernambuco-Alagoas	35,3	34,8	192,5
Salavdor-Esplanada-Boquim	34,4	36,0	202,5

Tabela 5.2: Valores das profundidades das interfaces Crosta-Manto (Moho) e Listosfera-Astenosfera (LAB) utilizados na modelagem.

Profundidade	Observada*	Calculada	E_r (%)
Moho	35,82	36,36	~ 1,5
LAB	195,4	202,0	~ 3,3

Tabela 5.3: Valores médios das profundidades das interfaces Crosta-Manto (Moho) e Listosfera-Astenosfera (LAB) da região adjacente à Bacia Sergipe-Alagoas. * determinado pelas sismologia e geotermia.

Apesar das várias complexidades desta região, os resultados apresentados nos mapas da crosta e da litosfera obtidos pela integração de dados de anomalia do geóide e topografia combinado com análise térmica são satisfatórios e coerentes.

Os valores calculados das profundidades da Moho e da LAB foram utilizadas como informação à priori na modelagem da litosfera. As figuras 5.6, 5.7 e 5.8 apresentam os valores das profundidades da Moho e da LAB ao longo dos perfis A-A', B-B' e C-C' que foram utilizados para a construção dos modelos da litosfera.

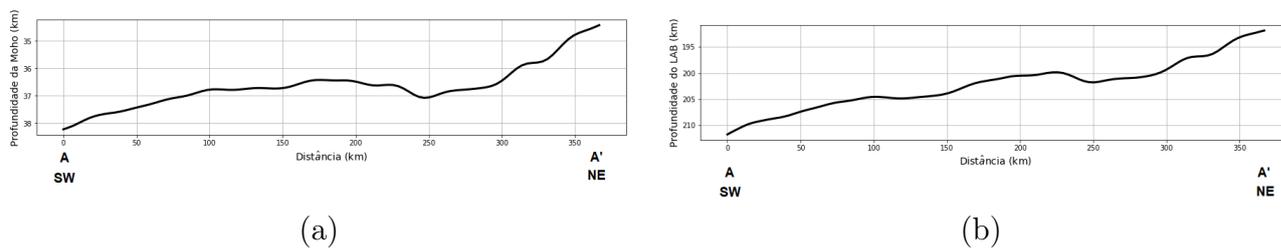


Figura 5.6: Profundidades da interface crosta-manto (a) e da interface litosfera-astenosfera (b) ao longo do perfil A-A'.

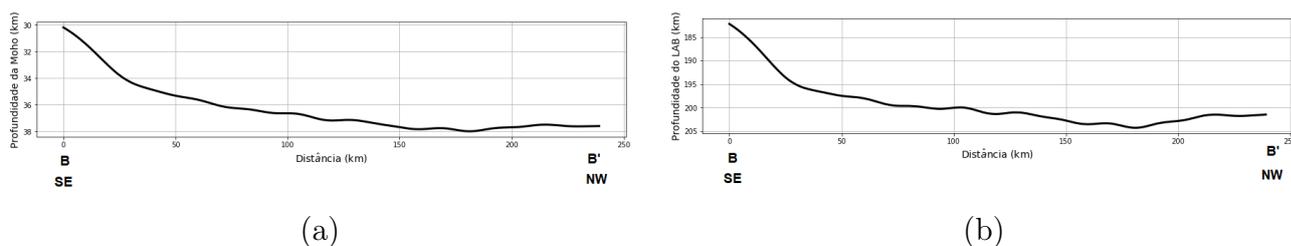


Figura 5.7: Profundidades da interface crosta-manto (a) e da interface litosfera-astenosfera (b) ao longo do perfil B-B'.

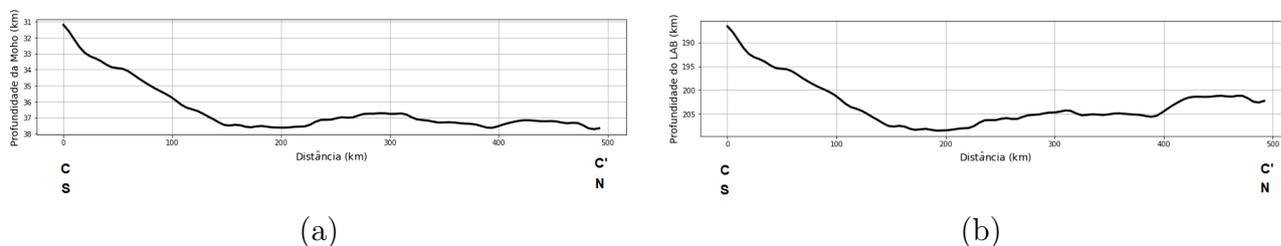


Figura 5.8: Profundidades da interface crosta-manto (a) e da interface litosfera-astenosfera (b) ao longo do perfil C-C'.

5.3 Modelos Litosféricos

A modelagem direta da litosfera preconiza a existência de um modelo inicial composto por corpos crustais cada um com seus parâmetros físicos definidos e corpos do manto caracterizados pela composição química. O modelo é gradualmente modificado quanto necessário com vista a obter o melhor ajuste possível dos dados.

Para a realização da modelagem neste trabalho, primeiramente fez-se um levantamento das informações geológicas da área que permitiram a definição dos perfis os quais foram construídos os modelos, nomeadamente perfil A-A', perfil B-B' e perfil C-C', mostrados na figura 4.2. A segunda etapa consistiu na definição dos modelos iniciais para os três perfis, sendo que os corpos crustais foram restringidos pelos trabalhos de Dutra et al. (2019), Araújo (2018), Barbosa (2012), Argollo et al. (2012) e Silva and McClay (1995). Os parâmetros físicos (densidade, taxa de calor radiogênico e condutividade térmica) apresentados na tabela 5.5 foram extraídos dos trabalhos de Boeker (2011), Dutra et al. (2018), Dutra et al. (2019), Kumar et al. (2013), Jiménez-Munt et al. (2019), Tunini et al. (2014), Araújo (2018) e do relatório interno do projeto Geoterm. As fontes mantélicas foram caracterizadas pela composição geoquímica extraídas da literatura especializada, segundo Griffin et al. (2009) e Ngonge et al. (2019).

Os valores iniciais das profundidades de Moho foram calculadas conforme resultados apresentados na seção 5.2, também foram inferidas através dos trabalhos de Dutra et al. (2019), Fianco et al. (2019) e de dados sísmológicos, enquanto que a LAB foi derivada do cálculo, também como referido na seção 5.2.

Para avaliar o grau de ajuste e acurácia dos modelos nos três perfis, foi calculada a raiz do erro quadrático médio (RMSE) entre os dados calculados e observados utilizando a equação 5.2, e os resultados são mostrados na tabela 5.6.

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (C_i - O_i)^2}{n}} \quad (5.2)$$

Onde: C_i e O_i são dados calculados e observados respectivamente, e n é o número total de pontos ao longo de cada perfil.

Composição química do manto

A composição geoquímica do manto desempenha um papel importante no ajuste dos dados geofísicos, especialmente em termos dos óxidos de ferro e de alumínio, pois, baixos teores

de óxidos de ferro resultam em baixas densidades e conseqüentemente em altas velocidades sísmicas, e altos teores de óxidos de alumínio implica nas altas velocidades sísmicas, ademais, estudo geoquímicos sobre o manto indicam que em domínios litosféricos com diferentes histórias tectonotérmicas, espera-se que tenham propriedades físicas e composições químicas diferentes, sendo que a composição do manto litosférico é amplamente dependente da idade da crosta sobrejacente (Tunini et al., 2016).

Neste trabalho foram utilizadas duas fontes mantélicas, com diferentes composições geoquímicas, em diferentes regiões (manto 1 e manto 2), como apresentado na tabela 5.4, sendo que manto 1 foi extraído do artigo de Griffin et al. (2009), baseando-se na idade do último evento tectonotérmico que ocorreu na área de estudo, que foi a colisão Cráton do São Francisco e o Terreno Pernambuco-Alagoas. Informações geocronológicas indicam que essa colisão ocorreu no neoproterozoico, entre 650-530 Ma (Lima et al., 2017). Essa composição foi utilizada para o manto abaixo dos domínios Salvador-Esplanada-Boquim e parte do domínio Macururé, enquanto que a segunda que é o manto 2 foi extraída do trabalho de Ngonge et al. (2019) que versou sobre características do manto litosférico da Província Borborema. Essa composição foi utilizada para o manto litosférico abaixo dos domínios Rio Coruripe, Marancó, Poço-Redondo, Canindé e o domínio Pernambuco-Alagoas.

Oxidos	Manto 1 (Griffin et al., 2009)	Manto 2 (Ngonge et al., 2019)
SiO_2	44,5	43,12
Al_2O_3	3,5	4,25
FeO	8,0	9,29
MgO	39,78	38,76
CaO	3,1	3,0
Na_2O	0,23	0,28
Total	99,11	98,7

Tabela 5.4: Composição química do manto litosférico em % utilizada para modelagem.

5.3.1 Modelo Litosférico para o Perfil A-A'

Os modelos litosféricos foram elaborados a partir da geometria de multicamadas, e correspondem à crosta superior, crosta média, crosta inferior, manto litosférico e astenosfera até a profundidade de 400 km.

A figura 5.9 mostra o modelo crustal para o perfil AA', constituído pela Faixa Sergipana composta pelos domínios Vaza-Barris e Macururé, além dos domínios Coruripe e Pernambuco-Alagoas. O modelo é constituído por cinco camadas, nomeadamente domínios geotectônicos, crosta superior, média e inferior, manto litosférico e astenosférico.

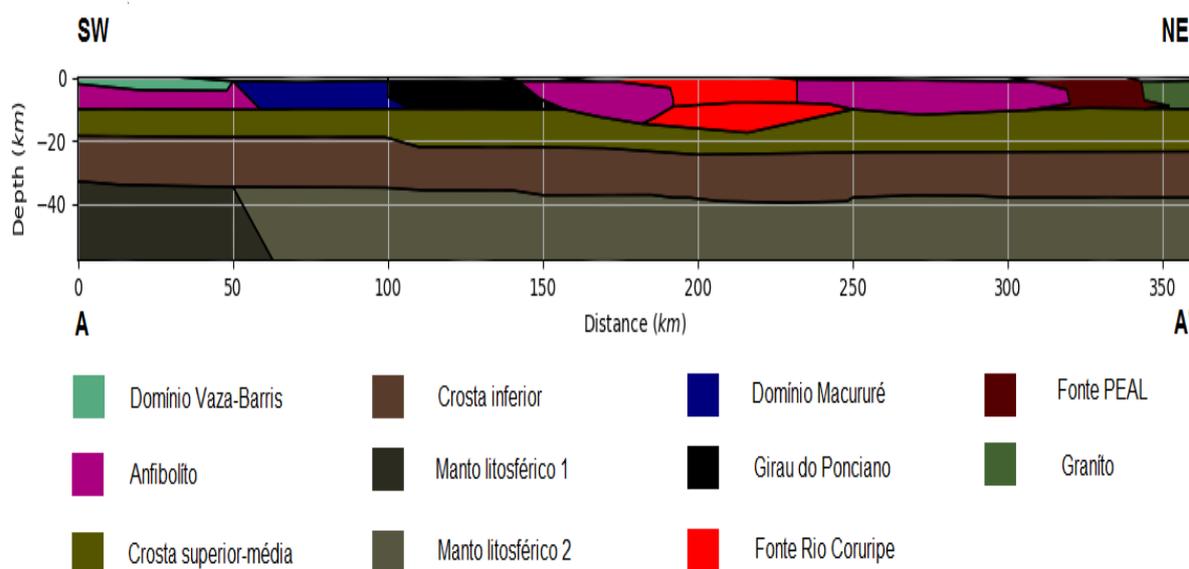


Figura 5.9: Modelo crustal do perfil A-A'. PEAL: Pernambuco-Alagoas.

Corpos	ρ (kg/m^3)	k (W/mK)	A ($\mu W/m^3$)
Sedimentos	2550	2,0	1,0
Anfibolito	2760	2,6	1,6
Vaza-Barris	2600	2,61	1,2
Domo Itabaiana	2750	2,61	1,2
Girau do Ponciano	2740	2,63	1,65
Salvador-Esplanada-Boquím	2740	2,19	1,087
Estância	2770	2,5	0,98
Macururé	2770	2,63	1,65
Granito	2825	2,4	1,65
Marancó	2780	2,7	1,6
Poço-Redondo	2820	2,7	1,6
Canindé	2820	2,7	1,6
Fonte Rio Coruripe	2760	2,4	1,67
Fonte Pernambuco-Alagoas	2680	2,4	1,65
Crosta Superior	2780	2,5	0,7
Crosta Média	2850	2,5	0,7
Crosta Inferior	2950	2,2	0,2

Tabela 5.5: Parâmetros físicos dos corpos utilizados na modelagem dos perfis A-A', B-B' e C-C'; ρ é a densidade; k é condutividade térmica e A é a taxa de calor radiogênico.

As litologias que constituem este modelo estão descritas e caracterizadas pelos parâmetros físicos mencionados na tabela 5.5 e composição química na tabela 5.4 para o manto litosférico.

O embasamento cristalino é representado pela crosta superior-média com profundidade máxima de 23,0 km e pela crosta inferior com profundidade máxima (Moho) de 38,0 km.

As fontes Rio Coruripe e Pernambuco-Alagoas alcançam uma profundidade de 18,0 e 11,0 km, respectivamente.

No perfil AA', direção SW à NE, são observadas variações significativa da espessura da crosta inferior caracterizada por um afinamento suave das crostas superior e inferior na Faixa Sergipana (nos domínios Vaza-Barris e Macururé) com espessura de 20,0 km e 32,0-35,0 km (Moho) respectivamente, que posteriormente vai aumentando ao longo do perfil em direção ao domínio Pernambuco-Alagoas chegando a alcançar 38 km de profundidade.

A figura 5.10 representa o modelo litosférico para o melhor ajuste encontrado. Portanto, os domínios Vaza-Barris e Macururé são caracterizados por um fluxo de calor baixo (48,74-50,61) e (48,74-52,72) mWm^2 respectivamente, devido a influência Crátonica (Cráton do São Francisco) que são estruturas antigas. Os valores máximos de fluxo de calor são observados no domínio Rio Coruripe (54,37-60,04) mWm^2 ; Os dados das anomalias de gravidade e de geóide calculadas apresentam uma tendência muito próximas aos dos dados observados ao longo do perfil com exceção no domínio Vaza-Barris onde são observados desajustes visíveis dessas anomalias, além disso, na parte central e na extremidade do perfil também são observados alguns desajuste não grosseiros na anomalia de geóide na ordem de 5,0 à 7,5 m no domínio Vaza-Barris e 7,5 à 10,0 m no domínio Pernambuco-Alagoas, indicando que essas regiões são caracterizadas por altas densidades; os valores da elevação calculados tendem a se ajustar com os valores observados ao longo do perfil, com exceção nos domínios Vaza-Barris e Macururé onde registram desajuste.

A profundidade do limite litosfera-astenosfera (LAB) apresenta uma variação marcante abaixo da Faixa Sergipana caracterizada por um afinamento do manto litosférico cuja espessura é de 169,0 km, que se estende até abaixo do domínio Macururé conforme é observado na figura 5.10, na parte seguinte deste domínio, em Girau do Ponciano a litosfera mostra-se mais espessa alcançando um valor de 194,0 km que é a profundidade máxima. Abaixo dos domínios Rio Coruripe e Pernambuco-Alagoas a litosfera mostra-se variável entre 170,0 a 188,0 km.

Na figura 5.11 apresenta-se o resultado do modelo de distribuição de temperatura e de densidade. A distribuição de temperatura ao longo do perfil são caracterizadas por isotermas horizontais com temperaturas decrescendo moderadamente do SW ao NE. Portanto, a temperatura da Moho decresce gradualmente de 600,0 ° C no domínio Vaza-Barris para 500,0 ° C nos domínios Rio Coruripe e Pernambuco-Alagoas, esse decréscimo da temperatura não coincide com o aumento da espessura conforme descrito anteriormente. A distribuição de densidade no manto é mostrado pela figura 5.11b, sendo que ela é dependente da temperatura e da composição do manto litosférico. Portanto, em profundidade a densidade varia

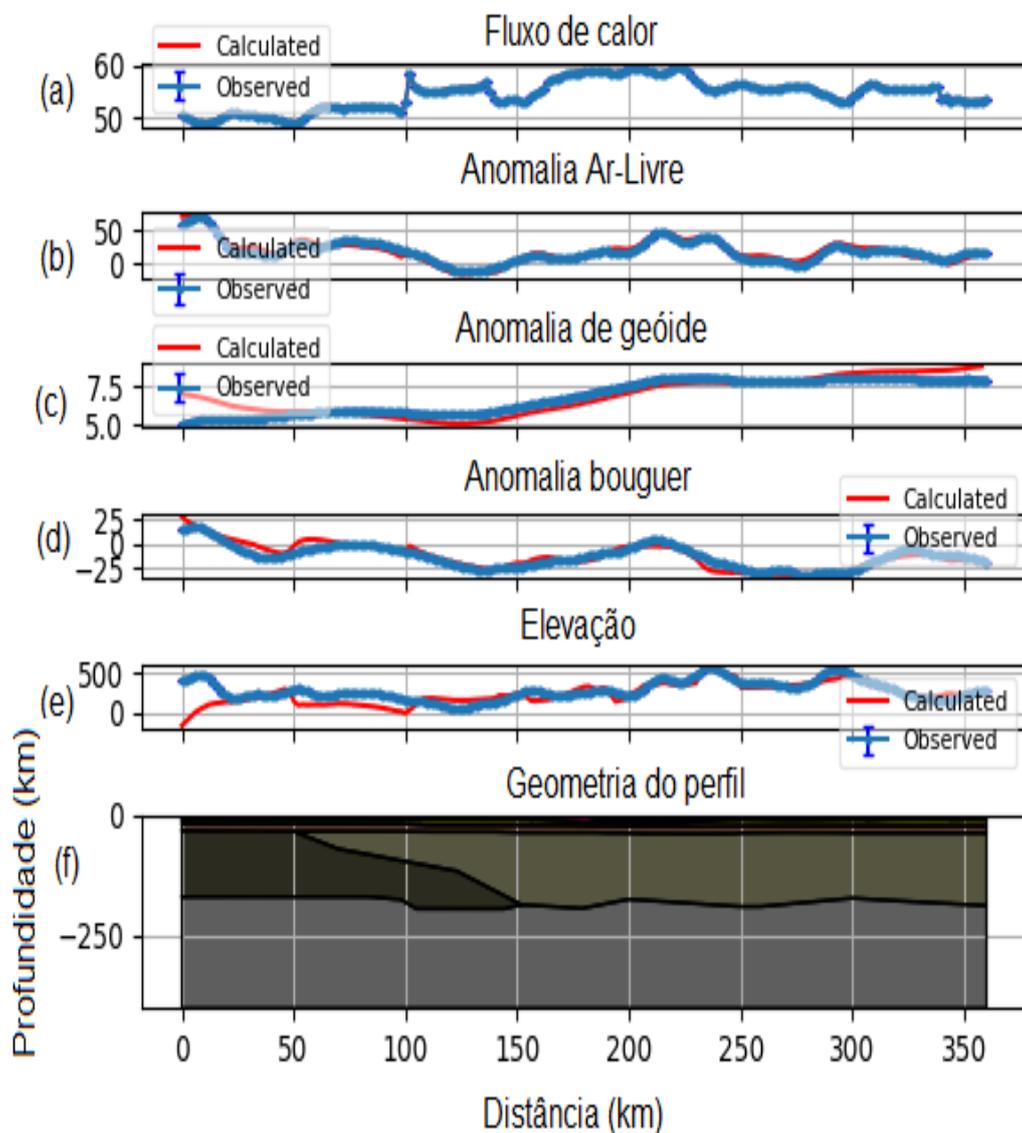


Figura 5.10: Modelo litosférico A-A' com melhor ajuste encontrado para os dados: a) Fluxo de calor superficial; b) Anomalia de gravidade Ar-Livre; c) Anomalia de geóide; d) Anomalia de gravidade Bouguer; e) Elevação; e f) Geometria do perfil modelado.

de $3000,0 \text{ kg/m}^3$ na Moho para $3400,0 \text{ kg/m}^3$ na LAB; lateralmente a densidade apresenta valores irregulares nos diferentes domínios, porém, devido a temperatura que se faz sentir nos domínios Vaza-Barris e Macururé, faz com que a densidade seja baixa entre 3050 à $3100,0 \text{ kg/m}^3$, como se pode observar no modelo, e valores máximos são encontrados nos domínios Rio Coruripe e Pernambuco-Alagoas, chegando a alcançar $3250,0 \text{ kg/m}^3$, esta região é caracterizada por baixas temperaturas.

Na figura 5.12 encontra-se os resultados para o modelo de distribuição de velocidade das ondas S e P. Em profundidade no manto litosférico a velocidade das ondas P aumentam de $7,8$

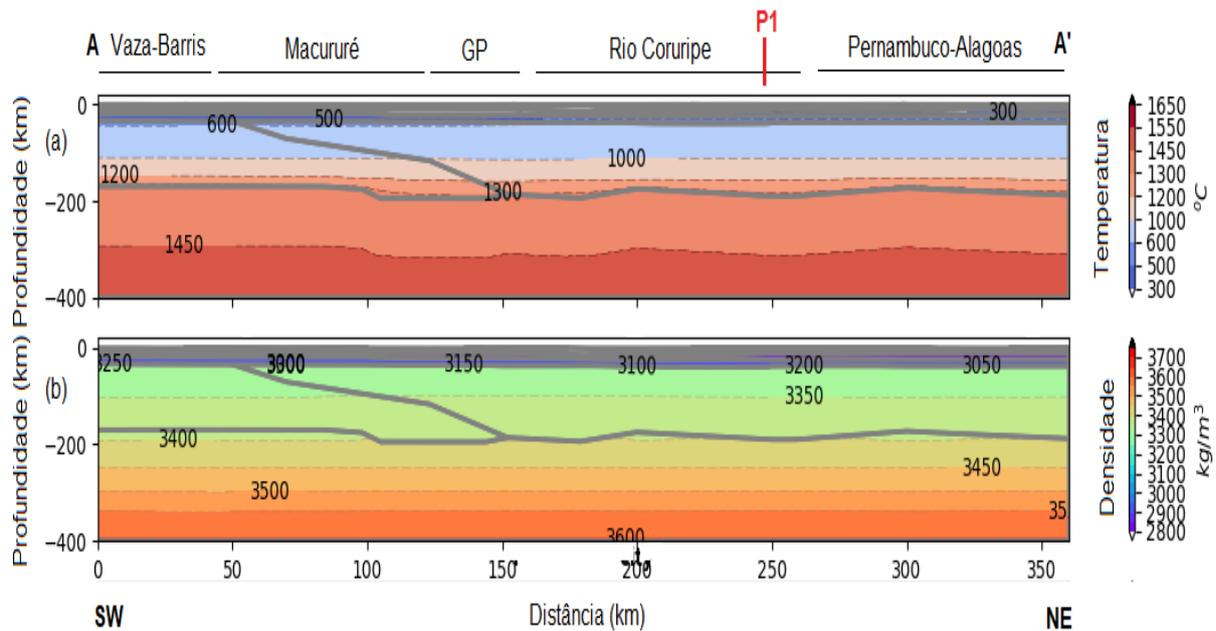


Figura 5.11: Modelos de distribuição de temperatura (a) e de densidade (b) no manto litosférico para o perfil A-A'.

km/s na Moho para $8,3 km/s$ na LAB. Portanto, as ondas P aumentam com a profundidade até a profundidade de 400 km; lateralmente as ondas P e S apresentam variações ao longo do perfil, sendo que valores mínimos são encontrados abaixo do domínio Vaza-Barris $7,8$ e $4,3 km/s$ onde a LAB apresentam um afinamento. Valores variados das ondas P são observados nos demais domínios (Macururé, Rio Coruripe e Pernambuco-Alagoas) onde a LAB apresentam variações irregulares, sendo que valores máximos são encontrados no domínio Rio Coruripe $8,0$ e $4,6 km/s$ respectivamente.

Com base nos valores do modelo de distribuição da velocidade das ondas S (figura 5.12b), verifica-se que a zona de transição se dá quando a velocidade é de $4,50 km/s$, entre $153,0$ à $204,0 km$.

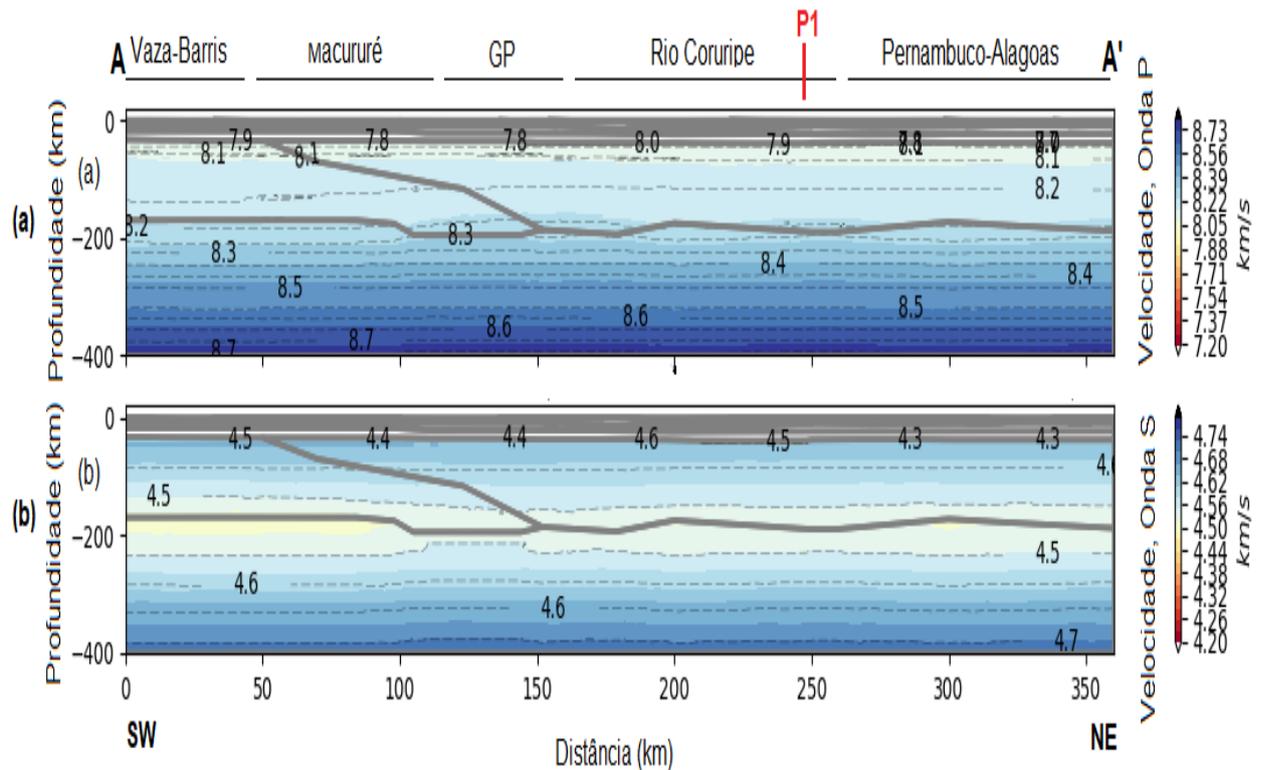


Figura 5.12: Modelos de distribuição das velocidade das ondas P (a) e S (b) no manto litosférico para o perfil A-A'.

5.3.2 Modelo Litosférico para o Perfil B-B'

A figura 5.13 representa o modelo crustal para o perfil BB', direção SE a NW, constituído pela Sub-Bacia Alagoas e pelos domínios Rio Coruripe e Pernambuco-Alagoas. O modelo litosférico para esse perfil é constituído por cinco camadas, nomeadamente domínios geotectônicos, crosta superior, média e inferior, cujas litologias e seus parâmetros físicos, e manto litosférico estão descritas nas tabelas mencionadas no tópico 5.3.1.

O modelo crustal é representado pelas camadas superior, média e inferior, com profundidades máxima de 19, 27,0 e 37,5 km, respectivamente para cada camada. O perfil é caracterizado por um afinamento da crosta superior na sub-Bacia Alagoas à fonte Rio Coruripe, enquanto que a crosta superior do domínio PEAL é caracterizada por um espessamento. A sub-Bacia Alagoas alcança uma profundidade de 4,2 km, as fontes Rio Coruripe e Pernambuco-Alagoas alcançam uma profundidade de 15,0 e 10,0 km respectivamente. No tocante a profundidade da Moho ao longo do perfil, valores mínimos são observados nas regiões abaixo da sub-Bacia Alagoas que alcança uma 34,5 km, enquanto que valores máximos são

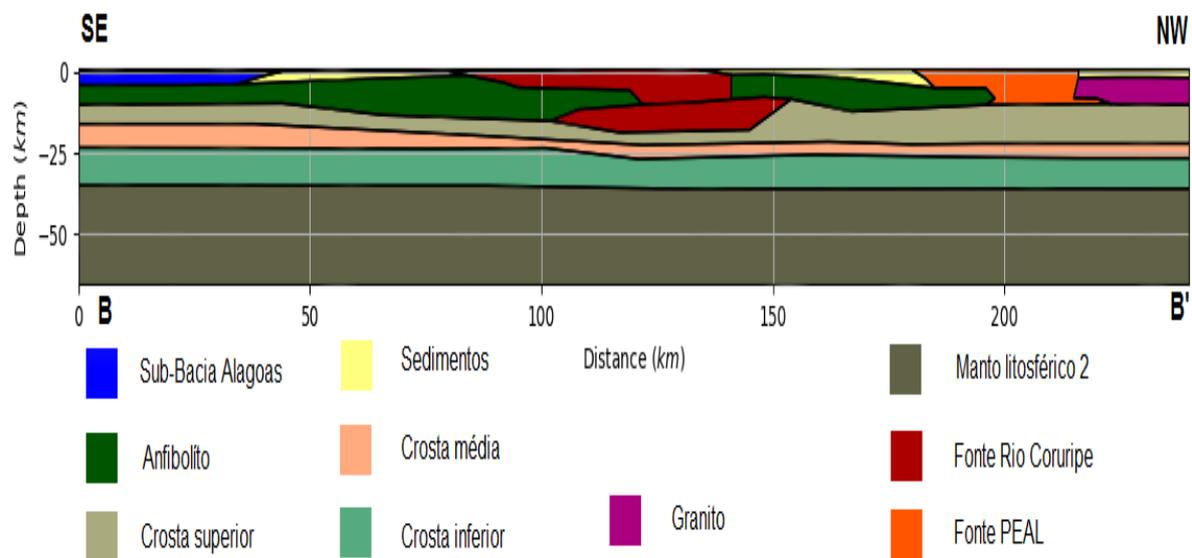


Figura 5.13: Modelo crustal do perfil B-B'. PEAL: Pernambuco-Alagoas.

encontrados no domínio Pernambuco-Alagoas cujo valor é de 36,0 km.

A figura 5.14 representa o modelo litosférico de melhor ajuste, e pode ser visto que os valores de fluxo de calor aumenta na direção de SE a NW do perfil, variando de 62,74 à 70,28 mWm^2 , no entanto, valores máximos são registrados no domínio Pernambuco-Alagoas.

Os valores da elevação, das anomalias de gravidade (Bouguer e Ar-Livre), anomalia de geóide e fluxo de calor calculados apresentam uma tendência próxima aos dos dados observados ao longo do perfil. Porém desajustes não muito grosseiros são observados nas anomalias de gravidade (ar-livre e Bouguer) e de geóide nas fonte Rio Coruripe e Pernambuco-Alagoas, indicando excesso de massa.

Quanto a LAB, do SE à NW é observada uma variação não regular ao longo do perfil. Portanto, a LAB varia de 178,0 km abaixo da sub-Bacia Alagoas, decrescendo para 168,0-176,0 km abaixo do domínio Rio Coruripe, em seguida aumenta para 201,0 km abaixo do domínio Pernambuco-Alagoas. Valores mínimos da LAB são registrados no domínio Rio Coruripe.

Na figura 5.15 é mostrado o modelo de distribuição de temperatura e de densidade obtido a partir do cálculo. Em relação à variação de temperatura em profundidade dentro dos domínios modelados, pode-se observar que as isotermas horizontais acompanham o comportamento do aumento da espessura da crosta ao longo do perfil, com temperatura de Moho decrescendo de 600,0°C na sub-Bacia Alagoas (34,5 km) para 500,0°C nos domínios Rio Coruripe e Pernambuco-Alagoas (37,5 km). Quanto ao modelo de distribuição de densidade, ela depende da temperatura e também da composição química. Ao longo do perfil,

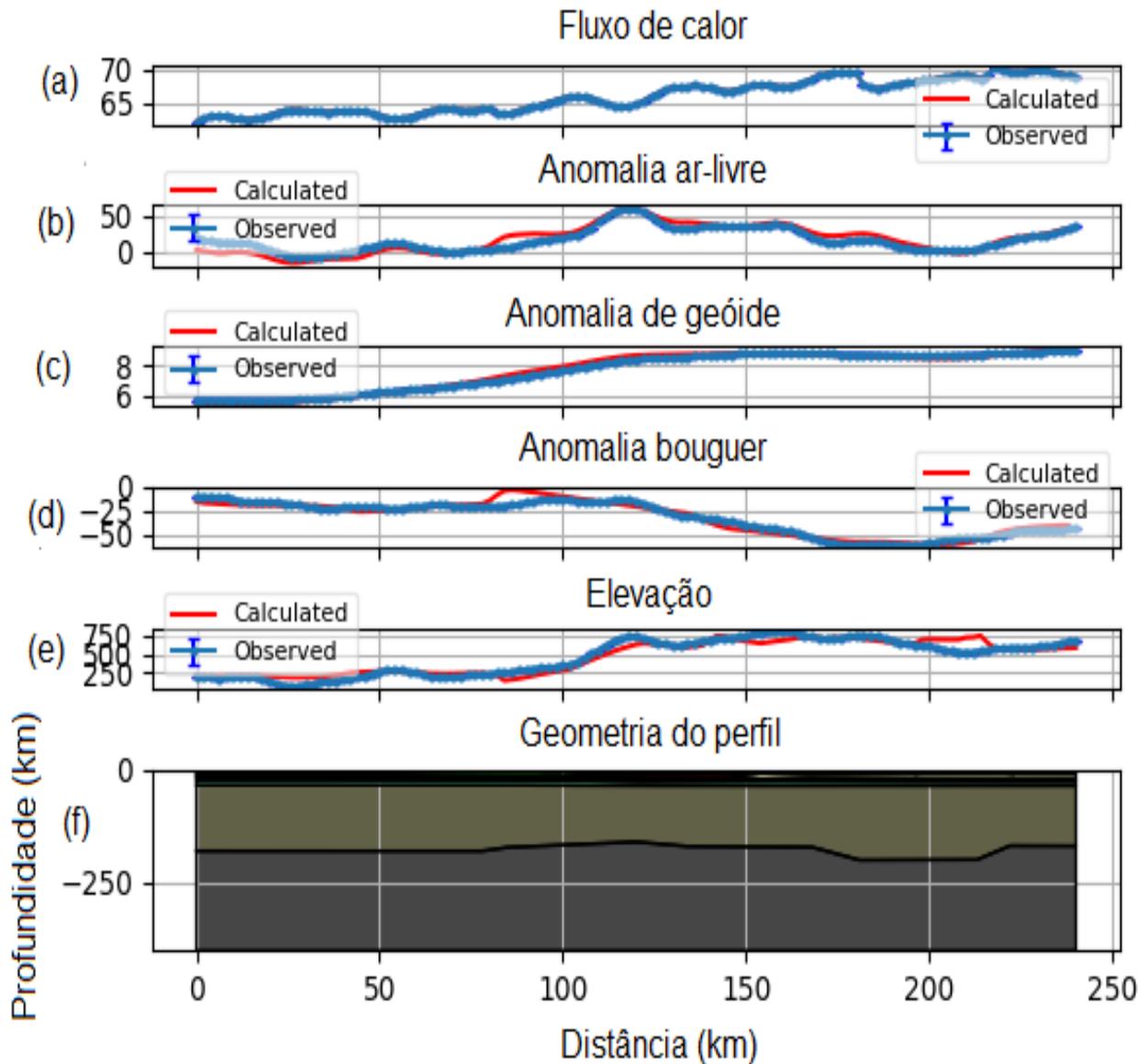


Figura 5.14: Modelo litosférico B-B' com melhor ajuste encontrado para os dados: a) Fluxo de calor superficial; b) Anomalia de gravidade Ar-Livre; c) Anomalia de geóide; d) Anomalia de gravidade Bouguer; e) Elevação; e f) Geometria do perfil modelado.

a densidade no manto litosférico varia em profundidade e lateralmente. No primeiro caso, a densidade varia de $3050,0 \text{ k/gm}^3$ na Moho para $3400,0 \text{ k/gm}^3$ na LAB, enquanto que para o segundo caso, a densidade na Moho apresenta uma variação irregular do SE à NW, os valores mínimos são encontrados na sub-Bacia Alagoas $3050,0 \text{ k/gm}^3$ na Moho, valores máximos são encontrados no domínio Rio Coruripe ($3200,0 \text{ k/gm}^3$) e Pernambuco-Alagoas, onde a densidade na moho é de $3150,0 \text{ k/gm}^3$.

Na figura 5.16 estão os resultados do modelo de distribuição das velocidade das ondas S e P. Conforme descrito no perfil A-A', em profundidade, no manto litosférico as ondas

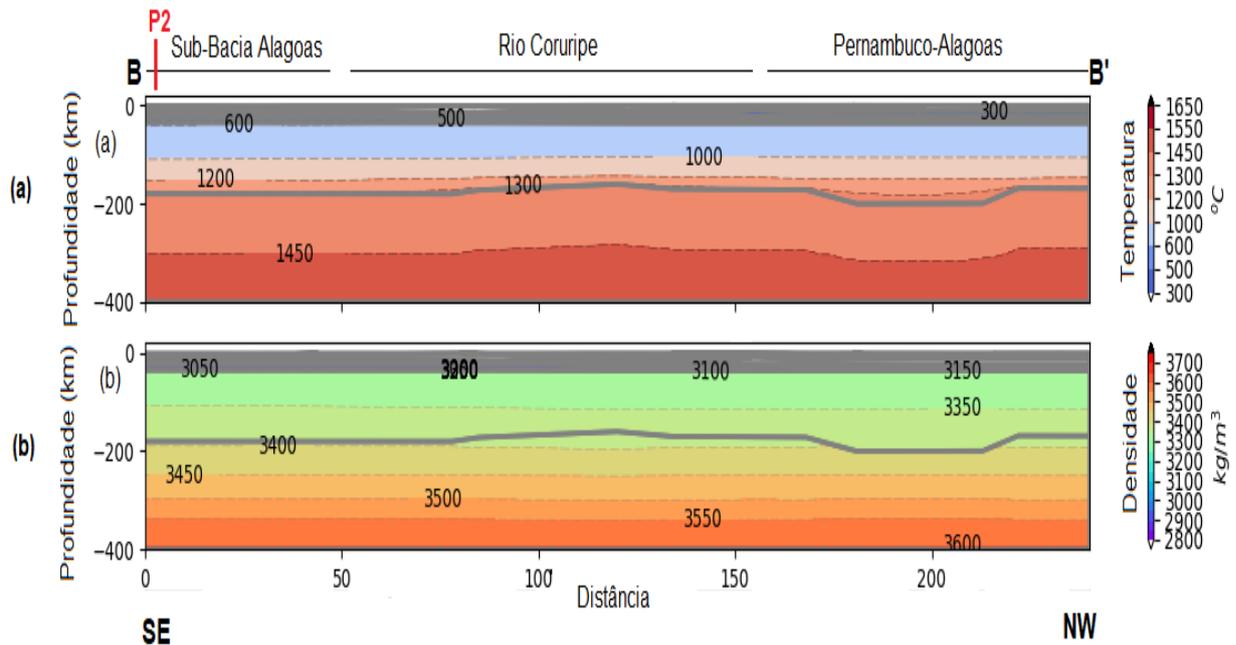


Figura 5.15: Modelos de distribuição de temperatura (a) e densidade (b) no manto litosférico para o perfil B-B'.

P aumentam com a profundidade até o LAB e descem até a profundidade de 400,0 km, enquanto que as ondas S diminuem com a profundidade até o LAB e aumentam novamente para a base do modelo. A característica mais considerável é a variação lateral, observada nas velocidades das ondas P na sub-Bacia Alagoas, de 7,8 à 8,0 km/s onde a LAB é de 180,0 km. Outras variações moderadas são observadas ao longo de todo perfil. Quanto a velocidade das ondas S, os valores mínimos (4,5 km/s) são encontrados no domínio Rio Coruripe onde a LAB é mais fina com valores 168,0-176,0 km. Variações moderadas são observadas em todo o perfil. A zona de transição da interface litosfera-astenosfera (150,0-220,0 km) encontrada por este perfil está em concordância com a do perfil A-A'.

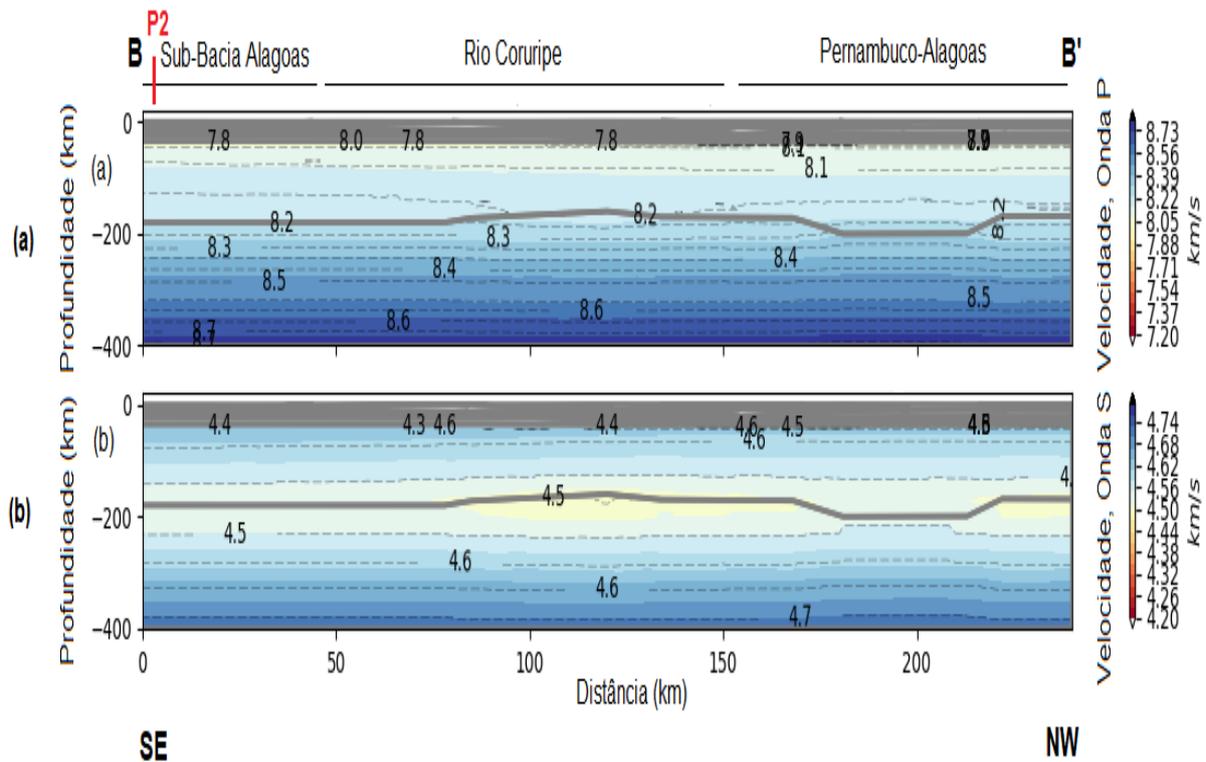


Figura 5.16: Modelos de distribuição das velocidades das ondas sísmicas P (a) e S (b) no manto litosférico para o perfil B-B'.

5.3.3 Modelo Litosférico para o Perfil C-C'

A figura 5.17 mostra o modelo crustal do perfil C-C', este modelo contempla o domínio Salvador-Esplanada-Boquim (SEB), a Faixa Sergipana (com os domínios geotectônicos: Estância, Vaza-Barris, Macururé, Marancó, Poço-Redondo e Canindé) e o domínio Pernambuco-Alagoas, também é constituído por seis camadas, nomeadamente domínios geotectônicos, crosta superior, média e inferior, manto litosférico e astenosfera. As litologias que compõem este modelo e seus parâmetros bem como sua composição química estão descritas descritas no tópico 5.2.1.

O modelo crustal é representado pelas camadas superior, média e inferior, com profundidades máximas de 15, 25 e 37,5 km, respectivamente para cada camada. Ao longo do perfil, do Sul para o Norte, são observadas pequenas variações das espessuras da crosta (superior, média e inferior), porém não muito significativas. A estrutura dômica (domo Itabaiana) no domínio Vaza-Barris alcança uma profundidade de 6 km, enquanto que a Bacia do Jatobá no domínio Pernambuco-Alagoas alcança uma profundidade de 4,5 km. A profundidade de

Moho aumenta na direção do perfil sem grandes variações, sendo 36,0 km no domínio SEB e aumenta para 37,5 km no domínio Pernambuco-Alagoas.

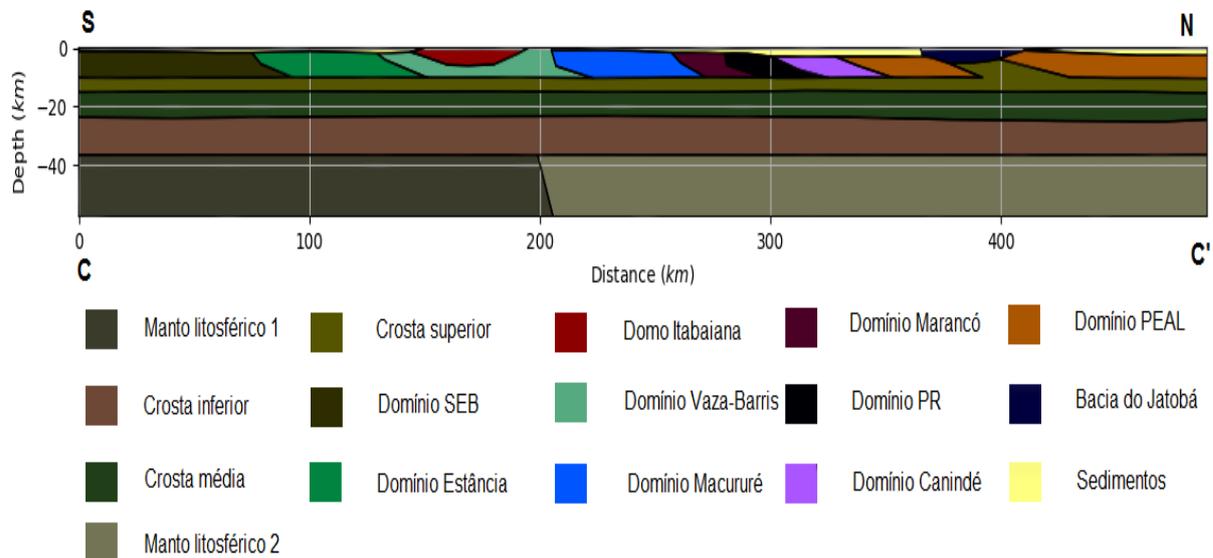


Figura 5.17: Modelo crustal do perfil C-C'.

A figura 5.18 mostra o modelo litosférico de melhor ajuste encontrado. As suas componentes crustais foram detalhadas nos parágrafos acima. Portanto, os valores do fluxo de calor aumentam na direção do perfil, sendo que valores mínimos são encontrados nos domínios Salvador-Esplanada-Boquim e Estância variando $(50,15-51,73)mWm^2$ e $(51,31-52,37) mWm^2$ respectivamente.

Os valores máximos de fluxo de calor são encontrados no domínio Pernambuco-Alagoas com valor máximo de $72,44 mWm^2$. Os valores das anomalias de gravidade (Bouguer e Ar-Livre) e anomalia de geóide calculadas se relacionam muito bem e apresentam uma tendência muito próxima aos dos dados observados o que confere um bom ajuste, porém, os valores calculados da elevação apresentam comportamentos diferentes, no domínio SEB e na Faixa Sergipana a elevação calculada apresenta uma tendência muito próxima aos dos observados, conferindo um bom ajuste nessas duas áreas, no entanto, desajuste na ordem de 750 à 1200 m são observadas a partir do domínio Marancó da Faixa Sergipana para o domínio Pernambuco-Alagoas. Esse desajuste pode eventualmente estar relacionado com efeitos de altas frequência. Portanto, alguns pesquisadores orientam que em caso de incompatibilidade dos dados de elevação com os das anomalias de gravidade e de geóide, dá-se preferência no ajuste dos dados de gravidade (Bouguer e Ar-Livre) e de anomalia de geóide (Kumar et al., 2013).

Do Sul ao Norte perfil, a profundidade da LAB, mostra uma uma variação bastante

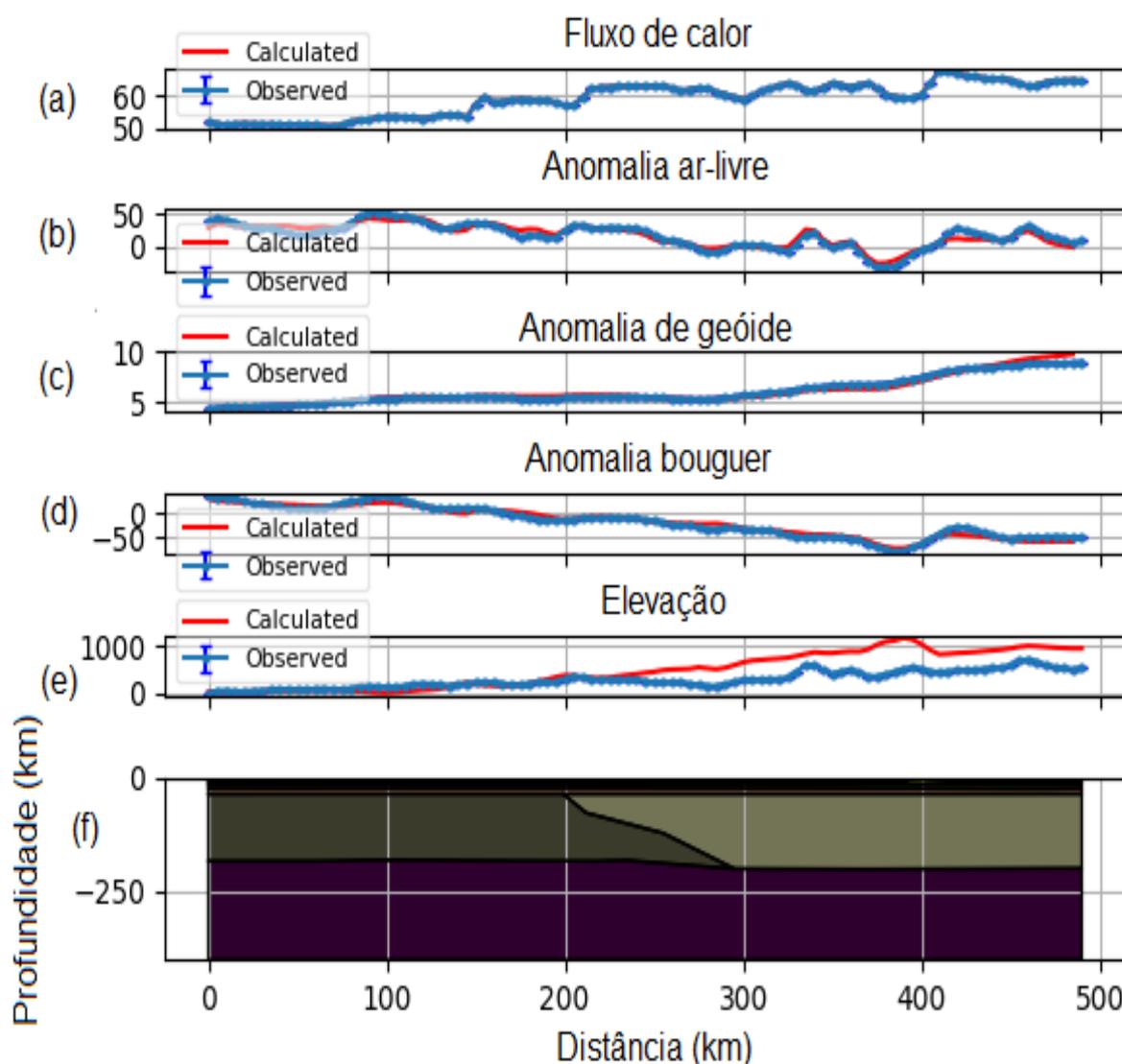


Figura 5.18: Modelo litosférico C-C' com melhor ajuste encontrado para os dados: a) Fluxo de calor superficial; b) Anomalia de gravidade Ar-Livre; c) Anomalia de geóide; d) Anomalia de gravidade Bouguer; e) Elevação; e f) Geometria do perfil modelado.

significativa, de 175 m abaixo do domínio SEB para 202 km abaixo do domínio Pernambuco-Alagoas. Nisso, verifica-se um afinamento do manto litosférico a partir domínio SEB à Faixa Sergipana, com LAB variando entre 175 à 180 km de profundidade, e os valores máximos são encontrados no domínio Pernambuco-Alagoas.

Na figura 5.19 tem-se o modelo de distribuição de temperatura e de densidade obtido pela modelagem bidimensional. A figura 5.20 mostra a distribuição de velocidade das ondas sísmicas ao longo do perfil modelado.

Em relação à distribuição de temperatura, é visto uma variação significativa do Sul

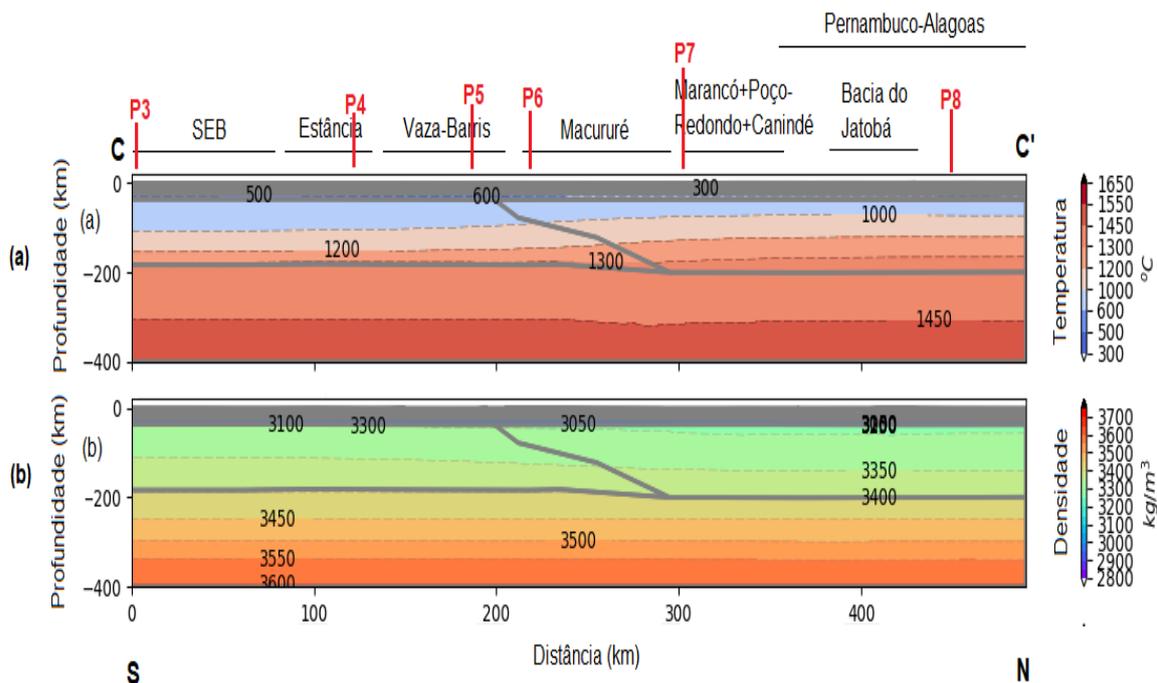


Figura 5.19: Modelos de distribuição de temperatura (a) e de densidade (b) no manto litosférico para o perfil C-C'. SEB - Salvador-Esplanda-Boquim; Mara-PR-Canindé = Marancó-Poço-Redondo-Canindé.

ao Norte do perfil, descrita por deflexões das isothermas para cima de acordo com o aumento da espessura crustal a partir do domínio Marancó da Faixa Sergipana para o domínio Pernambuco-Alagoas. A temperatura na Moho no domínio SEB ao domínio Macururé é de $\sim 500,0^\circ \text{C}$, que vai aumentando progressivamente para $600,0^\circ \text{C}$ nos domínios Marancó, Poço-Redondo e Canindé. A temperatura na Moho para Bacia do Jatobá de $800,0^\circ \text{C}$, que é a temperatura predominante em todo o domínio Pernambuco-Alagoas e com valores mais altos em todo o perfil modelado. A distribuição de densidade no manto litosférico é mostrado pela figura 5.19b, que aumenta de $3050,0 \text{ kg/m}^3$ na profundidade de Moho para $3400,0 \text{ kg/m}^3$ na LAB. Portanto, nas mesmas condições de temperatura e pressão, são observadas algumas variações laterais, de $3100,0 \text{ kg/m}^3$ no domínio SEB para $3300,0 \text{ kg/m}^3$ no domínio Vaza-Barris, que por sua vez vai decrescendo para $3050,0 \text{ kg/m}^3$ no domínio Marancó. Devido a mudança da composição química, a densidade aumenta progressivamente a partir do domínio Poço-Redondo para o domínio Pernambuco-Alagoas tanto quanto para a Bacia do Jatobá com valor máximo de $3200,0 \text{ kg/m}^3$. Contudo, valores máximos são encontrados na Faixa Sergipana, especificamente no domínio Vaza-Barris ($3300,0 \text{ kg/m}^3$).

Uma característica notável é a variação lateral das ondas P na LAB, de $8,2 \text{ km/s}$ abaixo do domínio SEB e da Faixa Sergipana para $8,3 \text{ km/s}$ no domínio Pernambuco-Alagoas,

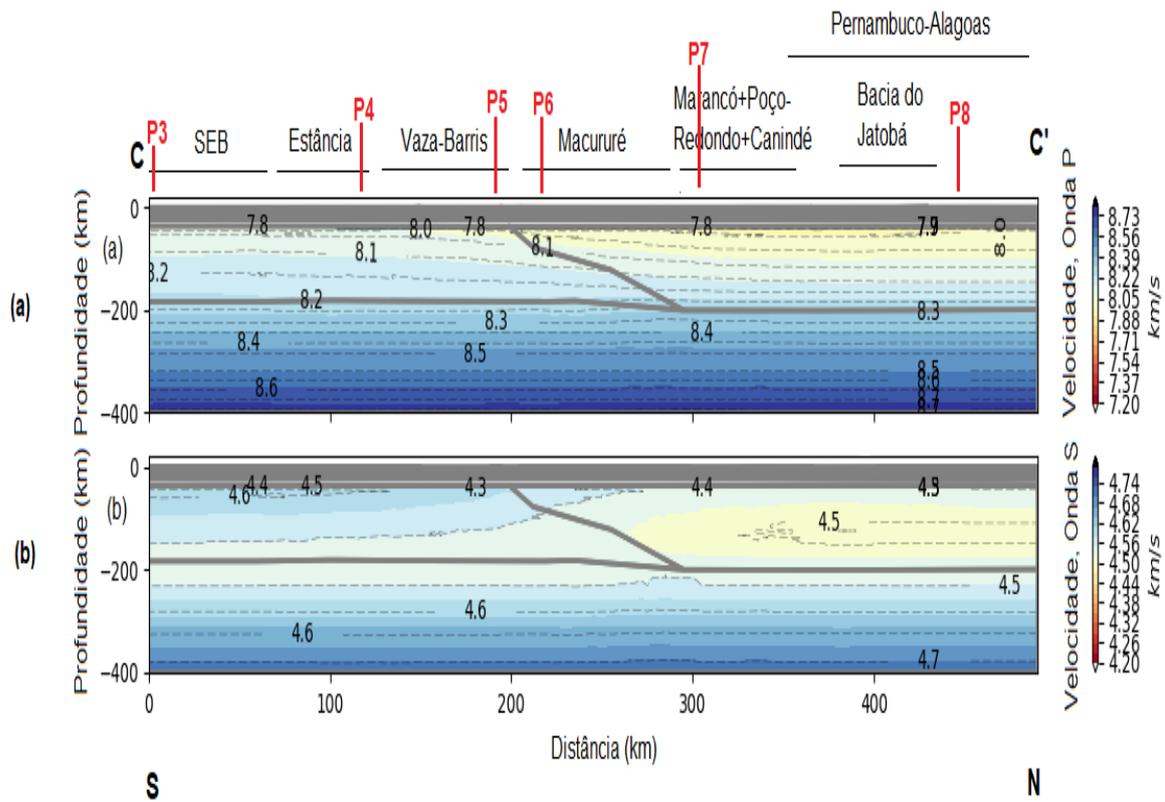


Figura 5.20: Modelo de distribuição das velocidades das ondas sísmicas P (a) e S (b) no manto litosférico para o perfil C-C'. SEB - Salvador-Esplanda-Boquim; Mara-PR-Canindé = Marancó-Poço-Redondo-Canindé.

esse aumento da velocidade das ondas P coincide com o aumento da espessura do manto litosférico. Além disso, no domínio SEB e na Faixa Sergipana é de $7,8 \text{ km/s}$, enquanto que, do domínio Canindé para Pernambuco-Alagoas varia de $7,8$ à $7,9 \text{ km/s}$. Esse aumento da densidade no domínio Pernambuco-Alagoas pode ser explicado pela composição química (manto 2) que é menos denso do que o manto 1. Quanto as ondas S, no domínio SEB e Faixa Sergipana a velocidade das ondas S na Moho são variáveis, com valores oscilando entre $4,4$; $4,5$ e $4,3 \text{ km/s}$, enquanto que do domínio Canindé para Pernambuco as ondas decrescem de $4,4 \text{ km/s}$ para $4,3 \text{ km/s}$. Em contraste com o que observado nos dois primeiros perfis, a zona de transição da interface litosfera-astenosfera ocorre entre $115,0$ à $150,0 \text{ km}$.

Na tabela 5.6 são apresentados os resultados do RMSE entre os dados calculados e observados para anomalia Bouguer e ar-livre, anomalia de geóide e topografia, ao longo dos três perfis, sendo que o perfí A-A' tem 181 pontos, o B-B' com 121 e o C-C' com 99 pontos de observação, e com uma resolução de $2,0 \text{ km}$ para os dois primeiros e $5,0 \text{ km}$ para o terceiro perfil. A qualidade de ajuste dos dados é verificada quando o RMSE tende a ser

mais próximo de zero. Com base nisso, pode-se observar que os dados de anomalia de geóide e anomalia gravimétrica apresentam essa tendência, facto que não se verifica nos dados de topografia, especialmente no perfil C-C'.

Perfil	Anomalia Bouguer (mGal)	Anomalia Ar-livre (mGal)	Anomalia de Geóide (m)	Topografia (m)
A-A'	4,673188593	4,699608345	0,572608925	124,0054628
B-B'	4,501296878	7,126468058	0,175463945	77,29963565
C-C'	6,225987856	5,800058056	0,354514989	306,4842013

Tabela 5.6: Resultados do RMSE entre os dados calculados e observados ao longo dos perfis A-A', B-B' e C-C'.

5.3.4 Geotermas: Região Adjacente à Bacia SEAL

As geotermas apresentadas neste trabalho foram extraídas dos modelos de distribuição de temperatura obtidos aplicando o método adotado que foi descrito no capítulo 3. Foram selecionados alguns pontos (P1 à P8) representativos de cada um dos domínios (figura 5.11a, 5.15a e 5.19a) e por via disso foram construídas as geotermas. Além disso, foi possível também plotar os gráficos de distribuição de densidade e da velocidade das ondas P e S representativas para cada domínio, que permitiram analisar o comportamento da densidade e da velocidade nos 400 km de profundidade modelado (figuras 5.12, 5.16 e 5.20).

As geotermas apresentadas nas figuras 5.21a, 5.22a, para os domínios Salvador-Esplanada-Boquim, Estância, Vaza-Barris e Macururé apresentam a mesma tendência, com uma temperatura na Moho variando entre 600,0 à 725,0 °C. Com a mudança da composição química, a geoterma do domínio Marancó, Poço-Redondo e Canindé (5.23a) não acompanha as geotermas dos domínios anteriores que fazem parte do Cinturão Sergipano, principalmente no manto litosférico, passando então, a acompanhar a do domínio Pernambuco-Alagoas (5.23c) com valores de temperatura na Moho muito próximas, entre 750,0 à 800,0 °C. Em relação ao domínio Rio Coruripe e a Sub-Bacia Alagoas, as geotermas apresentam o mesmo comportamento, porém, a temperatura na moho da Sub-Bacia Alagoas é menor que a do Rio Coruripe, conforme pode ser observar no gráfico 5.24.

Um aspecto interessante a observar nas figuras 5.21b, 5.22b e 5.23b é comportamento da velocidade das ondas P e S. De referir que a velocidade dessas ondas são calculadas no manto como descrito nos capítulos anteriores, com isso, em profundidade as onda P aumentam até os 400 km, diferentemente das S, que diminuem do manto litosférico até na LAB e em seguida aumentam até os 400 km de profundidade. Em relação a distribuição de densidade, pode-se observar que sua curva coincide com a da velocidade das ondas P na zona de transição litosfera-astenosfera. Esse comportamento não se verifica na figura 5.23b dos domínios Marancó, Poço-Redondo, Canindé e Pernambuco-Alagoas. Essas assinaturas

diferentes podem estar relacionadas com o fato do domínio Pernambuco-Alagoas (5.23d) ter uma composição química diferente e que se estende aos domínios Maracó, Poço-Redondo, Canindé.

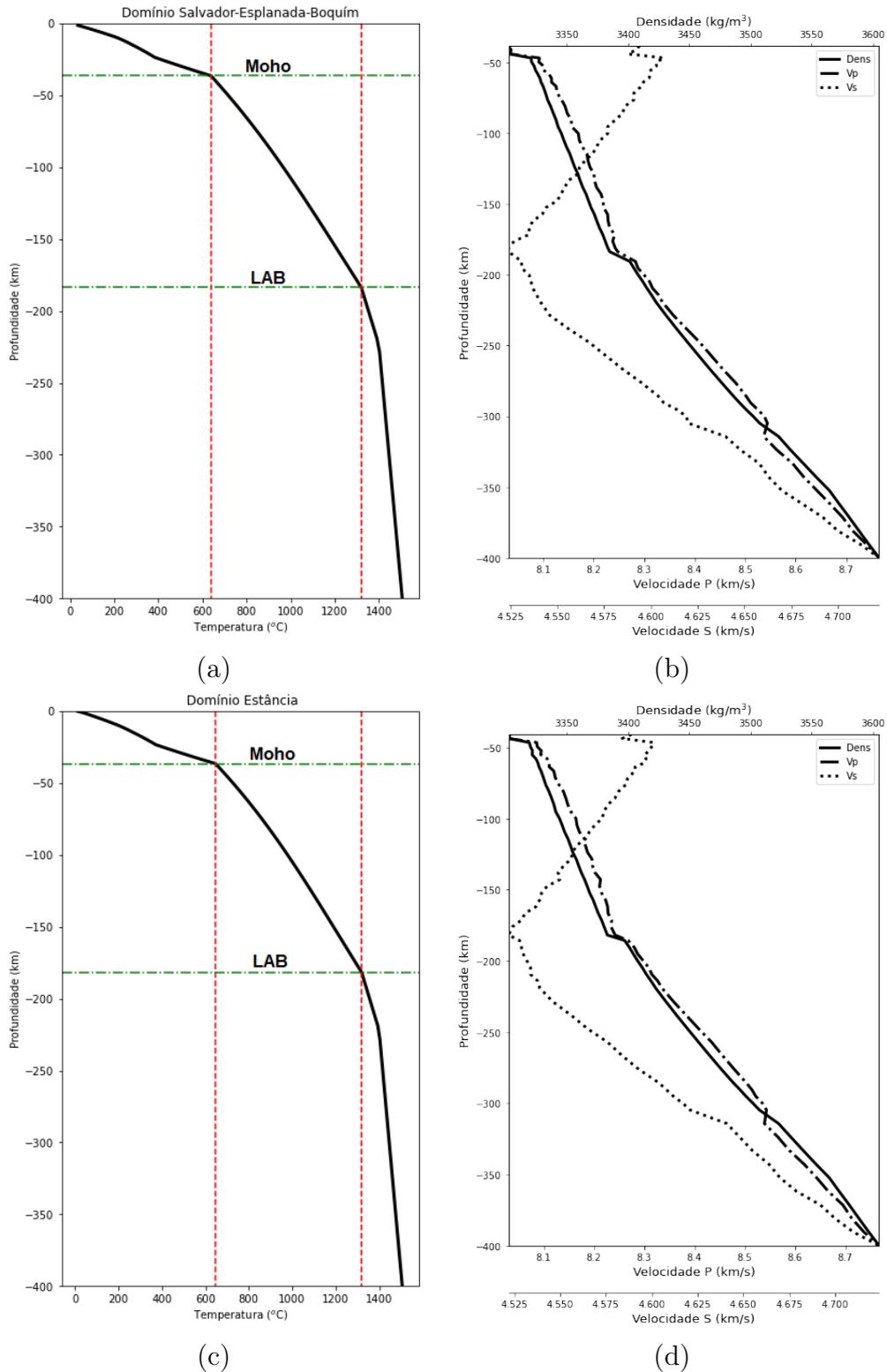


Figura 5.21: (a) Geoterma e (b) distribuição densidade-velocidades para o domínio SEB; (c) Geoterma e (d) distribuição de densidade-velocidades para o domínio Estância.

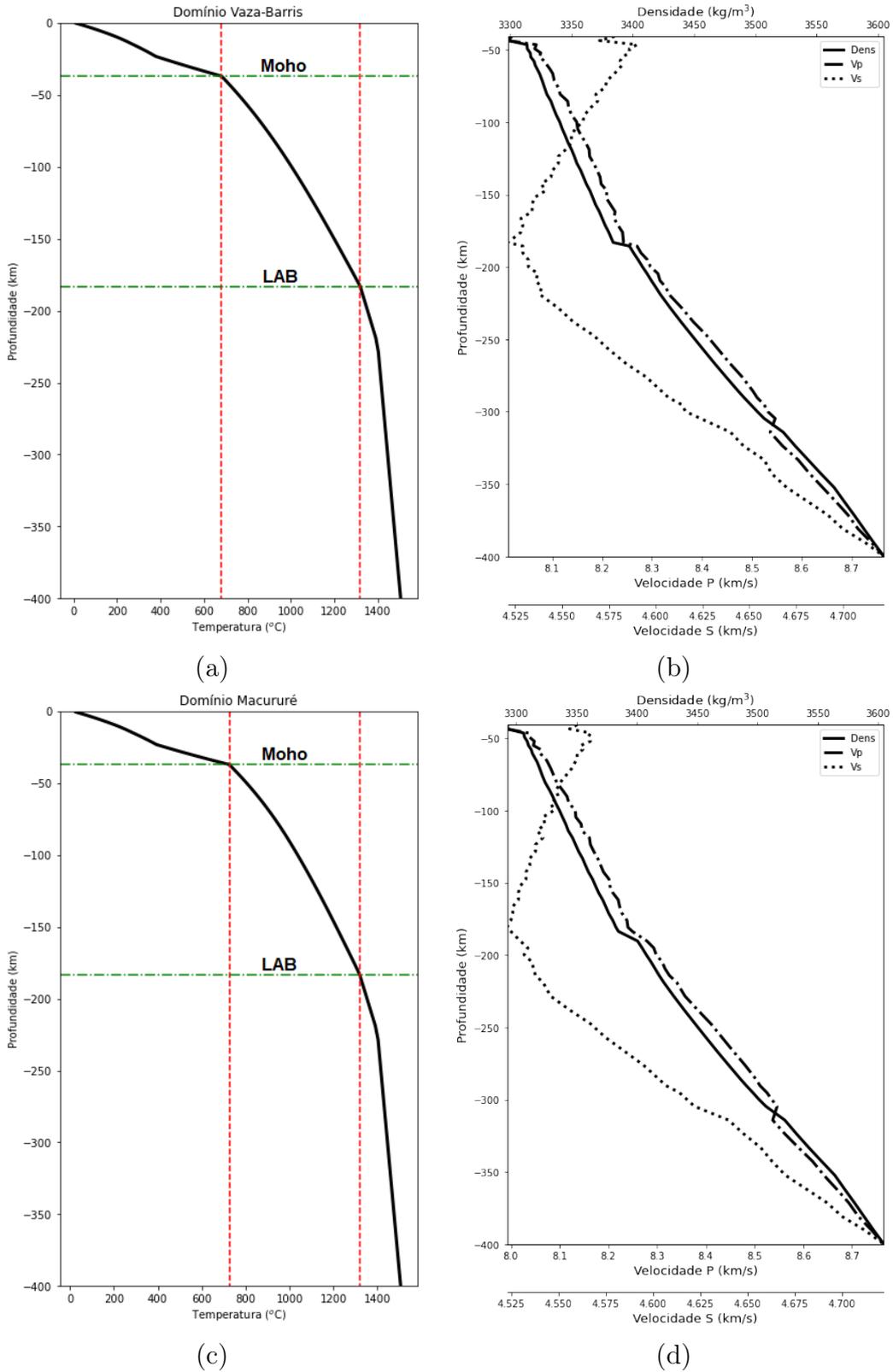


Figura 5.22: (a) Geoterma e (b) distribuição de densidade-velocidades para o domínio Vaza-Barris; (c) Geoterma e (d) distribuição de densidade-velocidades para o domínio Macururé.

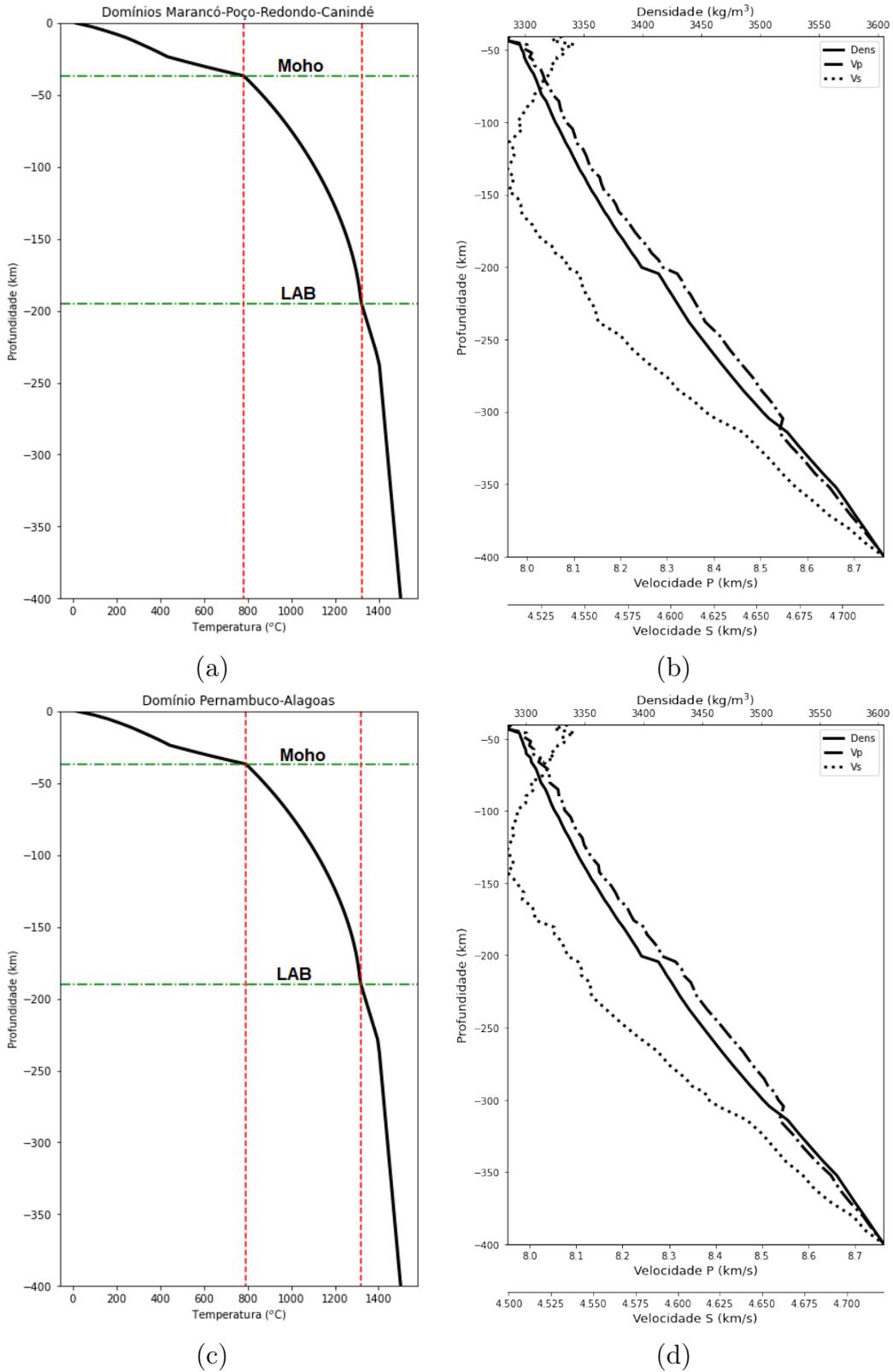


Figura 5.23: (a) Geoterma e (b) distribuição de densidade-velocidades para o domínio Marancó-Poço-Redondo; (c) Geoterma e (d) distribuição de densidade-velocidades para o domínio Pernambuco-Alagoas.

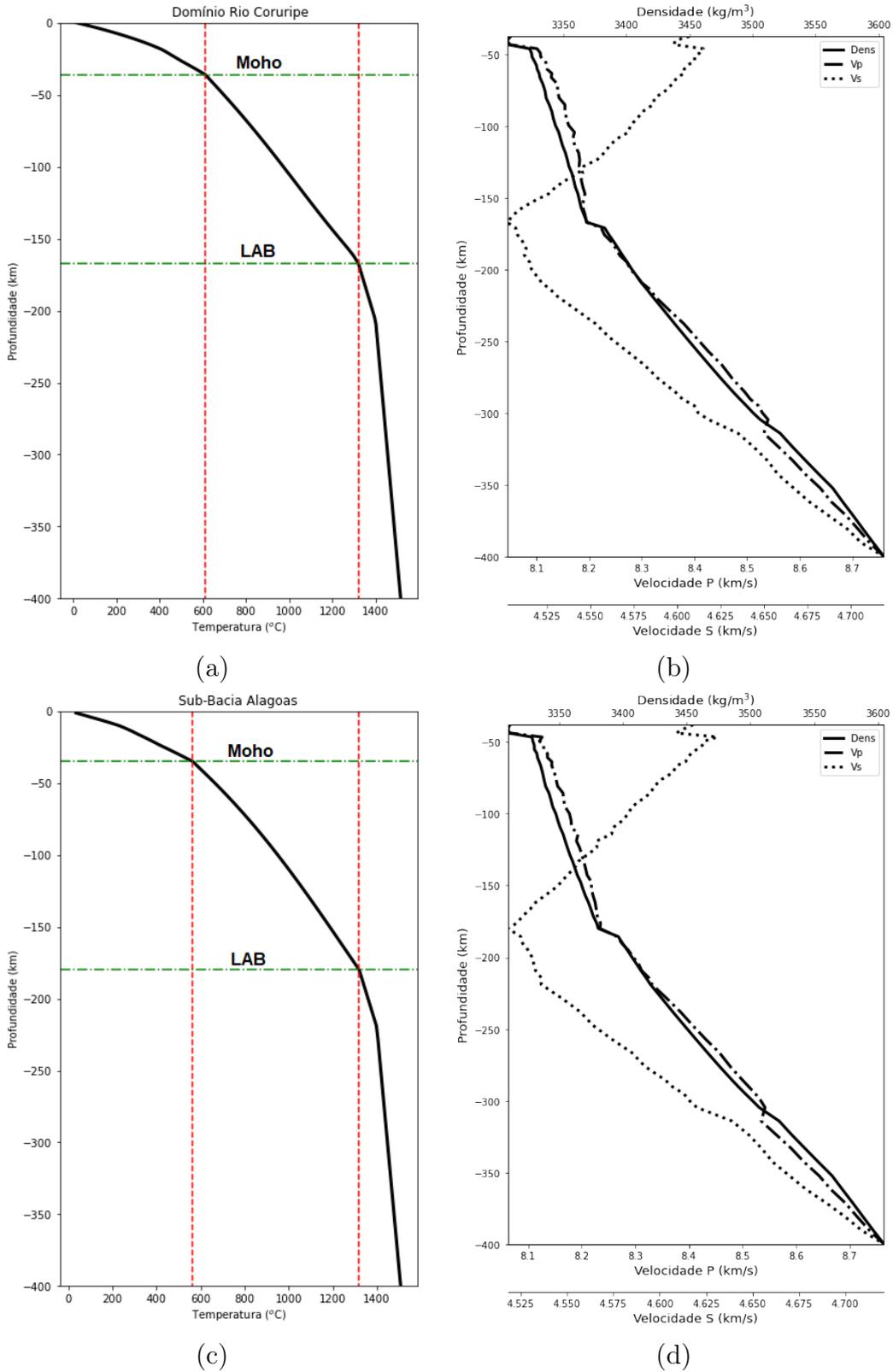


Figura 5.24: (a) Geoterma e (b) distribuição de densidade-velocidades para o domínio Rio Coruripe; (c) Geoterma e (d) distribuição de densidade-velocidades para Sub-Bacia Alagoas.

5.4 Discussão

O presente trabalho visou fazer estudo da estrutura litosférica, construindo modelos de distribuição de temperatura, densidade e de velocidade das ondas sísmicas. Os modelos apresentados neste trabalho foram construídos inicialmente com base nas informações de alguns artigos/trabalhos apresentados no tópico 5.3 e utilizando dados gravimétricos.

Na tabela 5.6 é apresentado um quadro de resumo com os principais domínios geológicos e seus respectivos valores médios de temperatura, densidade e velocidades das ondas sísmicas para as principais camadas (interfaces).

Dom.	T_{Moho} ($^{\circ}$ C)		Densidade (kg/m^3)		V_p (km/s)		V_s (km/s)	
	Moho	LAB	Moho	LAB	Moho	LAB	Moho	LAB
SEB	639,789	1320	3302,176	3384,915	8,032	8,248	4,594	4,524
EST	647,048	1320	3302,227	3383,038	8,033	8,242	4,589	4,522
VB	681,462	1320	3298,117	3384,07	8,019	8,243	4,578	4,521
MC	725,535	1320	3292,55	3384,872	7,993	8,249	4,56	4,525
MPRC	781,138	1320	3285,115	3395,414	7,963	8,282	4,537	4,539
RC	611,817	1320	3305,481	3368,889	8,051	8,195	4,607	4,502
PEAL	796,492	1320	3282,603	3385,956	7,952	8,253	4,529	4,526
Sub-AL	564,734	1320	3310,14	3380,934	8,066	8,234	4,618	4,518

Tabela 5.7: Principais camadas litosféricas e seus respectivos valores de temperatura, densidade e velocidades por domínio. SEB-Salvador-Esplanada-Boquim, EST-Estância, VB-Vaza-Barris, MC-Macururé, MPRC-Marancó, Poço-Redondo, Canindé; RC-Rio Coruripe e PEAL-Pernambuco-Alagoas.

As profundidades para a fonte Rio Coruripe obtidas por Araújo (2018) a partir da modelagem de dados gravimétricos variam entre 9,0 e 21,0 km, em contraste com os resultados dos modelos dos perfis A-A' e B-B' obtidos neste trabalho, que indicam que essa fonte alcança uma profundidade máxima de 18,0 km nos dois perfis (figuras 5.9 a 5.12). Além disso, os resultados das profundidades da fonte Pernambuco-Alagoas encontrados nos dois perfis A-A' e B-B' (10,0 e 11,0 km) se aproximam com os valores encontrados pela mesma autora (7,5 e 9,0 km). Quanto as estruturas dômicas, as profundidades encontrada a partir dos modelos dos perfis C-C' (Domo Itabaiana) 6,0 km e A-A' (Domo Girau do Ponciano) 10,0 km estão de acordo com os encontrados por Sampaio (2019a) que sugere uma raiz até 6,0 km e um soerguimento do embasamento do domo Itabaiana, bem como um range de 5,0 à 8,0 km de profundidade para o domo Girau do Ponciano. Essas pequenas discrepâncias observadas nas fontes e estruturas dômicas podem estar correlacionadas com diferença dos métodos aplicada nas duas situações de modelagem.

Os valores das profundidades da Moho encontradas a partir dos modelos nos perfis A-A'

e C-C' sugerem um afinamento crustal atenuado para o domínio Salvador-Esplanada-Boquím e Faixa Sergipana (domínios Estância, Vaza-Barris e Macururé, Marancó, Poço-Redondo e Canindé) com valores variando entre 32,0 à 36,0 km, e um espessamento crustal para os domínios Rio Coruripe e Pernambuco-Alagoas com valor máximo de 38,0 km. Portanto, estes resultados estão em concordância com Dutra et al. (2019) e Fianco et al. (2019) os quais estimam a espessura da Moho a partir da gravimetria e da sismologia tanto na porção Sul do Cinturão Sergipano caracterizada por uma crosta menos espessa variando entre 34,0 à 35,0 km, enquanto que o domínio Pernambuco-Alagoas é caracterizado por uma crosta mais espessa com valores em torno de 37,0-42,0 km de profundidade.

Os modelos apresentados nos três perfis (figuras 5.10, 5.14 e 5.18) ilustram os valores de fluxo de calor para a crosta na direção de cada um dos perfis. Os resultados mostram uma variação de 48,74 à 72,44 mWm^2 , no entanto, zonas com fluxos maiores estão nos domínios Rio Coruripe e Pernambuco-Alagoas (67,46-72,44) mWm^2 , enquanto que o Cinturão Sergipano é caracterizado com fluxos menores, em virtude dos baixos valores encontrados (48,74-52,37) mWm^2 , com exceção dos Marancó, Poço-Redondo e Canindé onde o fluxo é de (59,55-64,03) mWm^2 . Esses resultados pertencem ao range de valores encontrados por Dutra et al. (2018), os quais foram estimados a partir de dados aeromagnéticos e da superfície de Curie, e devido à metodologia empregada, possuem intervalos de valores maiores que os encontrados neste trabalho para o fluxo de calor do embasamento adjacente à bacia Sergipe-Alagoas, onde os resultados indicam que o fluxo de calor varia de 38,0 até 90,0 mWm^2 , embora os domínios Salvador-Esplanada-Boquim sejam caracterizados por alto gradiente geotermal.

Em relação à profundidade da LAB, poucos estudos foram realizados nesta área, no entanto, os resultados apresentados nos três perfis sugerem um afinamento do manto litosférico abaixo dos domínios Salvador-Esplanada-Boquím e os da Faixa Sergipana, com valores variando entre 168,0 à 180,0 km, com exceção em Girau do Ponciano cuja profundidade é de 194,0 km (figura 5.10) e um espessamento litosférico moderado abaixo dos domínios Rio Coruripe e Pernambuco-Alagoas. Portanto, estes resultados estão de acordo com Oliveira (2009) que propõe uma litosfera menos espessa no domínio Salvador-Esplanada-Boquím e na maioria das regiões (domínios) da Faixa Sergipana com valores variando entre 160,0 à 180,0 km e um espessamento suave nos domínios Rio Coruripe e Pernambuco-Alagoas cuja espessura varia entre 180,0 à 190,0 km, obtidos através da inversão 3D integrada de dados das anomalias Bouguer e de geóide.

Feng et al. (2007) realizou um estudo no qual desenvolveu um modelo tomográfico de velocidade da onda S para o manto superior abaixo da América do Sul, por inversão simultânea

das formas de onda S e Rayleigh regionais e velocidades do grupo de onda Rayleigh, para restringir a estrutura de velocidade S do manto superior e a profundidade de Moho, portanto, seus resultados indicam que o Cráton do São Francisco é caracterizados por alta velocidade no manto superior (3,5 - 7,0 *km/s*), nos primeiros 200,0 km de profundidade. Esta tendência se estende para o nordeste Brasileiro. Essas repostas reforçam os resultados apresentados no três perfis deste trabalho, onde a velocidade das ondas S na LAB variam entre 4,47 à 4,50 *km/s*, esses resultados pertencem ao range de valores encontrados Feng et al. (2007).

Nosso modelo geométrico, junto aos resultados encontrados com os perfis modelados, estão em concordância com o modelo evolutivo da Faixa Sergipana, que é uma importante faixa orogênica do Nordeste do Brasil, cuja sua origem é interpretada como resultado da colisão oblíqua do Domínio Pernambuco-Alagoas com o Cráton do São Francisco-Congo durante a orogenia Brasileira/Pan-Africana. A evolução estrutural da Faixa Sergipana é resumida em 4 fases de deformação. A fase inicial associada as estruturas pretéritas do embasamento gnáissico-migmatítico, seguida de uma fase caracterizada por Nappes e empurrões, progredindo por um estágio de regime transpressivos que afetou toda a faixa, avançado para uma etapa expressa pelo carácter dúctil-rúptil. Seu domínio litotectônicos se insere na porção norte dos Domínios Canindé, Poço Redondo-Marancó, Rio Coruripe e Macururé, onde se limita por extensas zonas de cisalhamento transpressional e transcorrentes. Esses domínios incorporam rochas metavulcanossedimentares a rochas máfica/ultramáficas.

6

CONCLUSÕES

Neste trabalho foram desenvolvidos e apresentados modelos litosféricos para a região adjacente à Bacia Sergipe-Alagoas, em três perfis, fruto da integração de dados geológicos, geofísicos e petrológicos. Os dados das anomalias Bouguer, ar-livre, anomalia de geóide, topografia e fluxo de calor foram calculados e comparados com os observados ao longo dos perfis. Os principais destaques do trabalho são:

- Os modelos apresentam profundidades da moho que estão em concordância com as obtidas por vários autores utilizando diferentes dados geofísicos, mostrando que a crosta da parte Sul da região adjacente à Bacia Sergipe-Alagoas é menos espessa que a da parte norte;
- A zona de transição ocorre entre os domínios Macururé e Rio Coruripe, como se pode observar nos mapas das profundidades da moho e da LAB, assim como no da distribuição de densidade média no manto litosférico;
- As geometrias da LAB nos modelos revelam um afinamento do manto litosférico nos domínios da Faixa Sergipana e um espessamento no domínio Pernambuco-Alagoas, estando de acordo com as profundidades propostas por alguns pesquisadores;
- A composição química do manto exerce um papel muito importante na modelagem. Suas variações lateral influenciam de forma significativa na distribuição de densidade e na velocidade das ondas sísmicas. No modelo de perfil C-C' é bastante notória como a variação lateral da composição influencia na densidade, temperatura e velocidade;
- A estrutura litosférica obtida é representativa para a região adjacente à Bacia Sergipe-Alagoas.

6.1 Dificuldades

Os principais desafios enfrentados ao longo da execução deste trabalho são descritas a seguir:

- Indisponibilidade de dados sísmicos que permitiriam restringir com mais precisão os corpos crustais;
- Escassez de trabalho relacionados a estrutura litosféricas que permitiriam definir as profundidades da LAB e geometria do manto litosférico;
- Informações de tomografia sísmicas com baixa resolução, não permitem ter uma imagem do manto superior da área de estudo e sua heterogeneidade;
- Poucas informações disponíveis de dados geoquímicos a partir de xenólitos da área de estudo.

6.2 Perspectivas

Como trabalhos futuros, sugere-se:

- Realização de modelagem 3D da litosfera, fornecendo deste modo modelos com maior acurácia e uma visualização em diferentes ângulos;
- Realização de inversão 3D para estimar as profundidades das interfaces crosta-manto (Moho) e astenosfera-litosfera (LAB), e a densidade média no manto para restringir os modelos.

Agradecimentos

Primeiramente quero agradecer a Deus pelo dom da vida e pelo sustento em todas esferas. Frequentar o curso de mestrado em geofísica na Universidade Federal da Bahia foi uma experiência fantástica e única. Mas, ao mesmo tempo não foi fácil dada a distância que me separava da família durante a frequência do curso, mas mesmo assim, sempre contei com apoio de pessoas que certamente têm um lugar especial no meu coração e na minha vida. Por isso, agora quero agradecer a minha mãe que estava e sempre está comigo me amparando e me consolando quando eu pensava que as coisas não dariam certo, obrigado, obrigado e muito obrigado mãezona; aos meus irmãos vai o meu muito obrigado por serem tão maravilhosos comigo e por me fazerem sorrir sempre, vocês são a minha maior alegria.

A Profa. Dra. Alanna Costa Dutra agradeço o fato de ter me aceito como orientando e ter me potencializado como pesquisador, bem como tudo o que me ensinou, desde o primeiro contato. Agradeço pela sua paciência e apoio incondicional durante todo o período da realização deste trabalho.

Também quero agradecer à Universidade Federal da Bahia, em particular ao Programa de pós-graduação em Geofísica, toda sua estrutura e todos os professores do curso pelo conhecimento que me foi passado, com especial atenção nos professores Amin, Porsani, Marcos e Edson Sampaio.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) vai o meu agradecimento pelo apoio e suporte através da concessão de bolsa de estudo que permitiu a realização deste trabalho.

Conforme diz o velho ditado "se quer ir rápido vá sozinho mas se quer ir longe vá em grupo". Durante esta maravilhosa jornada tive oportunidade de contar com a companhia de colegas/amigos especiais que certamente me ajudaram a chegar longe, com destaque na Mariana Sampaio, que não tenho palavras suficientes para descrever a minha gratidão pela amizade, apoio e acima de tudo pela sua positividade nas coisas quando tudo parecia difícil. Ao meu amigo Vinícius, meu irmão de coração e companheiro das trincheiras, só tenho a agradecer por tudo, acho que falarei melhor pessoalmente, obrigado irmão. Também vai

o meu agradecimento ao meu amigo Diego Novais pela amizade e pelo apoio em diversos momentos desta caminhada.

Referências Bibliográficas

- Afonso, J. C.; Fernandez, M.; Ranalli, G.; Griffin, W. and Connolly, J. (2008) Integrated geophysical-petrological modeling of the lithosphere and sublithospheric upper mantle: Methodology and applications, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **9**(5).
- Allard, G. O. and Hurst, V. J. (1969) Brazil-gabon geologic link supports continental drift, *Science*, **163**(3867):528–532.
- ANP, Agência Nacional do Petróleo, G. N. e. B. (2015) Sumário geológico e setores em oferta: Bacia de Sergipe-Alagoas (13a rodada de licitações), Rio de Janeiro.
- Arana, J. (2009) Introdução a geodésia física, FCT-UNESP–Presidente Prudente.
- Araújo, P. A. (2018) Inversão 2-d de dados magnéticos e modelagem gravimétrica para caracterização do embasamento adjacente à bacia sergipe-alagoas, Trabalho de Graduação, Universidade Federal da Bahia.
- Argollo, R. M.; Marinho, M. M.; Costa, A. B.; Filho, H. d. A. S.; dos Santos, E. J. and 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.
- Artemieva, I. M. and Mooney, W. D. (2001) Thermal thickness and evolution of pre-cambrian lithosphere: A global study, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **106**(B8):16387–16414.
- Barbosa, J. (2012) Geologia da bahia: pesquisa e atualização, 2v.: il. color, Série de publicações especiais, **13**:33–85.
- Barthelmes, F. (2008) Low pass filtering of gravity field models by gently cutting the spherical harmonic coefficients of higher degrees, : ftp://ftp.gfz-potsdam.de/home/sf/bar/OldPublications/gentlecut_engl.pdf.
- Blakely, R. J. (1996) Potential theory in gravity and magnetic applications, Cambridge university press.
- Boeker, L. A. (2011) Taxa de produção de calor radiogênico e propriedades térmicas do

- embasamento adjacente À Bacia de Sergipe. Domínio Canudos - Vaza Barris e Domos de Itabaiana -Simão Dias, Tech. Rep., Salvador, Brasil.
- Boonma, K.; Kumar, A.; García-Castellanos, D.; Jiménez-Munt, I. and Fernández, M. (2019) Lithospheric mantle buoyancy: the role of tectonic convergence and mantle composition, *Scientific reports*, **9**(1):1–8.
- Brito Neves, B. B. d.; Santos, E. d. and 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. and Albuquerque, J. D. P. T. (2017) Vergência centrífuga residual no sistema de dobramentos sergipano, *Revista Brasileira de Geociências*, **7**(2):102–114.
- Cermák, V. and Rybach, L. (1982) Thermal properties, in “physical properties of rocks”(g. angenheister, eds.).
- Ch, F.; Bruinsma, S. L.; Abrikosov, O.; Lemoine, J.-M.; Schaller, T.; Gtze, H.; Ebbing, J.; Marty, J.; Flechtner, F.; Balmino, G. et al. (2014) Eigen-6c4 the latest combined global gravity field model including goce data up to degree and order 2190 of gfz potsdam and grgs toulouse, *GFZ Data Services*. doi, **10**.
- Coblentz, D. D.; Richardson, R. M. and Sandiford, M. (1994) On the gravitational potential of the earth’s lithosphere, *Tectonics*, **13**(4):929–945.
- Connolly, J. A. (2005) Computation of phase equilibria by linear programming: a tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation, *Earth and Planetary Science Letters*, **236**(1-2):524–541.
- Cordani, U. G. (1973) Evolução geológica pré-cambriana da faixa costeira do Brasil entre Salvador e Vitória., Ph.D. thesis, Universidade de São Paulo.
- Da Silva, L. C.; Pedrosa-Soares, A. C.; Armstrong, R. and Noce, C. M. (2011) Determinando a duração do período colisional do orógeno araquai com base em geocronologia u-pb de alta resolução em zircão: uma contribuição para a história da amalgamação do gondwana ocidental, *Geonomos*.
- Davison, I. and 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. (2017) O cráton do são francisco, *Revista Brasileira de geociências*, **7**(4):349–364.
- Dutra, A. C. (2017) Determinação da espessura da interface sedimento-embasamento da bacia sergipe-alagoas a partir da assinatura gravimétrica., *Revista de Geociências do Nordeste*, **3**(1):28–47.

- Dutra, A. C.; de Argollo, R. M. and Costa, A. B. (2018) Heat flow of basement adjacent to the sergipe-alagoas sedimentary basin (northeast brazil) from the aeromagnetic data and curie depth.
- Dutra, A. C.; Costa, A. B. and 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.
- Faria, H. P. A. (2015) Caracterização de domínios tectono-geofísicos na bacia dos parecis com base em dados de métodos potenciais.
- Feng, M.; Van der Lee, S. and 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).
- Feng, M.; An, M.; Zhao, W.; Xue, G.; Mechie, J. and Zhao, Y. (2011) Lithosphere structures of northeast tibetan plateau and their geodynamic implications, *Journal of Geodynamics*, **52**(5):432–442.
- 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. and 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.
- Fowler, C. M. R. (1990) *The solid earth: an introduction to global geophysics*, Cambridge University Press.
- Fullea, J.; Fernandez, M.; Zeyen, H. and 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. and 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. and 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.
- Griffin, W.; O'reilly, S. Y.; Afonso, J. C. and Begg, G. (2009) The composition and evolution of lithospheric mantle: a re-evaluation and its tectonic implications, *Journal of Petrology*, **50**(7):1185–1204.

- Hager, B. H.; Clayton, R. W.; Richards, M. A.; Comer, R. P. and Dziewonski, A. M. (1985) Lower mantle heterogeneity, dynamic topography and the geoid, *Nature*, **313**(6003):541–545.
- Heiskanen, W. A. and Moritz, H. (1967) *Physical geodesy*, W. H. Freeman Company. San Francisco, USA.
- Jiménez-Munt, I.; Fernandez, M.; Vergés, J.; Afonso, J. C.; Garcia-Castellanos, D. and Fulla, J. (2010) Lithospheric structure of the gorringe bank: Insights into its origin and tectonic evolution, *Tectonics*, **29**(5).
- Jiménez-Munt, I.; Torné, M.; Fernandez, M.; Vergés, J.; Kumar, A.; Carballo, A. and 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.
- Kearey, P.; Brooks, M. and Hill, I. (2009) *Geofísica de exploração*, Oficina de Textos.
- Kumar, A.; Fernández, M.; Jiménez-Munt, I.; Torne, M.; Vergés, J. and Afonso, J. C. (2020) Litmod2d_2. 0: An improved integrated geophysical-petrological modeling tool for the physical interpretation of upper mantle anomalies, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **21**(3):e2019GC008777.
- Kumar, N.; Zeyen, H.; Singh, A. and Singh, B. (2013) Lithospheric structure of southern indian shield and adjoining oceans: integrated modelling of topography, gravity, geoid and heat flow data, *Geophysical Journal International*, **194**(1):30–44.
- Kumar, N.; Zeyen, H. and Singh, A. (2014) 3d lithosphere density structure of southern indian shield from joint inversion of gravity, geoid and topography data, *Journal of Asian Earth Sciences*, **89**:98–107.
- Lachenbruch, A. H. and Morgan, P. (1990) Continental extension, magmatism and elevation; formal relations and rules of thumb, *Tectonophysics*, **174**(1-2):39–62.
- Lima, H. M. (2018) *Evolução tectônica da porção nordeste da faixa sergipana, Província Borborema, estado de Alagoas, NE do Brasil*, Ph.D. thesis.
- Lima, H. M.; Pimentel, M. M.; de Lira Santos, L. C. M. and Mendes, V. A. (2017) Análise tectônica da porção nordeste da faixa sergipana, província borborema: dupla vergência em resposta a colisão oblíqua entre o cráton do são francisco e o terreno pernambuco-alagoas, *Geonomos*.
- Lowrie, W. (2007) *Fundamentals of geophysics*, Cambridge university press.
- Luiz, J. G. and e Silva, L. M. d. C. (1995) *Geofísica de prospecção*, Editora Universitária UFPA.

- Moraes, D. C. (2016) Medidas de gradiente geotérmico e fluxo de calor em furos de sondagem no cráton do São Francisco.
- Nagy, D.; Papp, G. and Benedek, J. (2000) The gravitational potential and its derivatives for the prism, *Journal of Geodesy*, **74**(7-8):552–560.
- Ngonge, E. D.; de Hollanda, M. H. B. M.; Puchtel, I. S.; Walker, R. J. and Archanjo, C. J. (2019) Characteristics of the lithospheric mantle beneath northeastern Borborema province, Brazil: Re-Os and Hf constraints on peridotite xenoliths, *Journal of South American Earth Sciences*, **96**:102371.
- Oliveira, E.; Toteu, S.; Araújo, M.; Carvalho, M.; Nascimento, R.; Bueno, J.; McNaughton, N. and 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. and 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. and 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. and 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.
- Parsons, B. and 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. and Factor, J. K. (2012) The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008), *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **117**(B4).
- Sampaio, E. E. S. (2017) Geofísica na Bahia-estudos geológicos e exploração mineral.
- Sampaio, M. R. C. (2019a) Interpretação e modelagem de dados geofísicos no embasamento adjacente à bacia Sergipe-Alagoas., Trabalho de Graduação em Geofísica, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Brasil.

- Sampaio, M. R. C. (2019b) Interpretação e modelagem de dados geofísicos no embasamento adjacente à Bacia de Sergipe-Alagoas, Tech. Rep., Salvador, Brasil.
- Sandwell, D. T. and MacKenzie, K. R. (1989) Geoid height versus topography for oceanic plateaus and swells, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **94**(B6):7403–7418.
- Santos, E.; Brito Neves, B. d.; Van Schmus, W.; Oliveira, R. and 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. d. (1995) O complexo granítico Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta (Pernambuco), Província Borborema, Ph.D. thesis, Universidade de São Paulo.
- Schön, J. (2011) *Physical properties of rocks: A workbook*, vol. 8, Elsevier.
- Schön, J. H. (1996) *Physical properties of rocks*, vol. 1, Pergamon Press.
- da Silva, L. C.; Pedrosa-Soares, A. C.; LR, T. and Armstrong, R. (2008) Tonian rift-related, a-type continental plutonism in the arauaí 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. and 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. and 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. and 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.
- Souza, J. S. d. (2013) *Geologia, metamorfismo e geocronologia de litotipos de salvador-bahia*.

- Talwani, M.; Worzel, J. L. and Landisman, M. (1959) Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone, *Journal of geophysical research*, **64**(1):49–59.
- Telford, W. M.; Geldart, L. P.; Sheriff, R. E. and Keys, D. A. (1976) *Applied Geophysics*, Cambridge Un. Press, Cambridge.
- Trompette, R. (1994) Geology of western Gondwana (2000-500 Ma): Pan-Africa-Brasiliano aggregation of South America and Africa, no. 55 (215-13) TRO.
- Tunini, L.; Jiménez-Munt, I.; Fernandez, M.; Vergés, J. and Villasenor, A. (2014) Lithospheric mantle heterogeneities beneath the zagros mountains and the iranian plateau: a petrological-geophysical study, *Geophysical Journal International*, **200**(1):596–614.
- Tunini, L.; Jiménez-Munt, I.; Fernandez, M.; Vergés, J.; Villaseñor, A.; Melchiorre, M. and Afonso, J. C. (2016) Geophysical-petrological model of the crust and upper mantle in the india-eurasia collision zone, *Tectonics*, **35**(7):1642–1669.
- Turcotte, D. L. and Schubert, G. (1982) *Applications of continuum physics to geological problems*, John Wiley & Sons.
- Urchulutegui, J. F.; Fernández, M. and 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.
- Zeyen, H.; Ayarza, P.; Fernández, M. and Rimi, A. (2005) Lithospheric structure under the western african-european plate boundary: A transect across the atlas mountains and the gulf of cadiz, *Tectonics*, **24**(2).