



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

Dissertação de Mestrado Nº 177

**ESTIMATIVA E ANÁLISE DA ESPESSURA CRUSTAL DO CRÁTON
AMAZÔNICO POR MEIO DE OBSERVAÇÕES GRAVIMÉTRICAS**

YELLINSON DE MOURA ALMEIDA

Área de concentração: Geofísica

BRASÍLIA-DF

2021



**Universidade de Brasília
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas e Geodinâmica**

YELLINSON DE MOURA ALMEIDA

**ESTIMATIVA E ANÁLISE DA ESPESSURA CRUSTAL DO CRÁTON
AMAZÔNICO POR MEIO DE OBSERVAÇÕES GRAVIMÉTRICAS**

Dissertação de Mestrado submetida ao Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas e Geodinâmica, como parte dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Geociências Aplicadas e Geodinâmica.

Orientador

Prof. Dr. Giuliano Sant'Anna Marotta

Universidade de Brasília

Coorientador

Prof. Dr. George Sand Leão Araújo de França

Universidade de Brasília

BRASÍLIA-DF

2021

YELLINSON DE MOURA ALMEIDA

**ESTIMATIVA E ANÁLISE DA ESPESSURA CRUSTAL DO CRÁTON
AMAZÔNICO POR MEIO DE OBSERVAÇÕES GRAVIMÉTRICAS**

Dissertação de Mestrado submetida ao Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas e Geodinâmica, como parte dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Geociências Aplicadas e Geodinâmica.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Giuliano Sant'Anna Marotta - UnB
Orientador

Profa. Dra. Mônica Giannoccaro Von Huelsen - UnB
Examinadora Interna

Prof. Dr. Sergio Luiz Fontes - ON
Examinador Externo

BRASÍLIA-DF

2021

Ae Almeida, Yellinson de Moura
Estimativa e Análise da Espessura Crustal do Cráton Amazônico por meio de Observações Gravimétricas / Yellinson de Moura Almeida; orientador Giuliano Sant'Anna Marotta; co orientador George Sand Leão Araújo de França. -- Brasília, 2021.

74 p.

Dissertação (Mestrado - Mestrado em Geociências Aplicadas) -- Universidade de Brasília, 2021.

1. Cráton Amazônico. 2. Espessura da Crosta. 3. Modelo do Geopotencial Global. 4. Método de Parker-Oldenburg . I. Sant'Anna Marotta, Giuliano, orient. II. Sand Leão Araújo de França, George , co-orient. III. Título.

Ao vô Geraldo (em memória)

AGRADECIMENTOS

Ninguém faz nada sozinho. Para toda grande realização é preciso ajuda, direta ou indireta. Se você for uma pessoa de sorte como eu, encontrará ao longo do caminho todo apoio de que precisa. O período da minha vida dedicado a esta pesquisa foi, sem dúvida, desafiador e gratificante. É fascinante reconhecer que há tanto a aprender e experimentar tantas emoções em um período tão breve.

Difícilmente seria possível agradecer a todos que fizeram parte dessa jornada e a tornaram possível. Aos que aqui não forem citados por descuido meu, saibam que sou imensamente grato a cada um. Contudo, cabe agradecer especialmente às seguintes pessoas e instituições:

Ao meu orientador e amigo, Giuliano Sant'Anna Marotta, por toda paciência e generosidade com que me orientou e por tudo que tem me ensinado ao longo dos anos;

Ao meu coorientador, George Sand Leão Araújo de França, pelas críticas e sugestões para melhoria deste trabalho;

À minha namorada, Giovanna, pelos incontáveis momentos de apoio e encorajamento e pela paciência, que foi testada inúmeras vezes durante os meus monólogos sobre geofísica;

Ao meu pai, Sebastião, por todo apoio e presteza nos momentos em que precisei;

À minha mãe, Nelci, pelo incentivo que sempre deu ao meu desenvolvimento;

À minha irmã, Kamylla, pelo incentivo, auxílio e companheirismo;

À Carla, por todo suporte e pelos momentos de descontração;

À CPRM e Petrobrás, pela bolsa de pesquisa concedida;

Ao Observatório Sismológico de Brasília, pela infraestrutura necessária para realização deste trabalho e a toda equipe pelo convívio;

Aos amigos do programa de pós-graduação, Isabele, Brunna, Lyara, Danilo, Lavoisiane, Letícia e Matheus pela rede de apoio que formaram e pelos momentos de diversão;

Aos professores Roberta Mary Vidotti e Reinhardt Adolfo Fuck, pelas imensas contribuições para o desenvolvimento do artigo apresentado nesta dissertação;

Ao ICGEM, CPRM, NOAA, Gabi Laske, Diogo Albuquerque e David Ortiz por disponibilizar os dados e rotinas utilizados;

Ao café coado, por existir;

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001.

*“O que sabemos é uma gota,
o que ignoramos é um oceano”*

Isaac Newton

RESUMO

Neste trabalho é apresentado um modelo de espessura crustal do Cráton Amazônico estimado a partir do Modelo do Geopotencial Global (MGG) GECCO, utilizando a metodologia de Parker-Oldenburg, onde a ondulação da interface crosta-manto é obtida por meio da relação entre a Transformada de Fourier da anomalia de gravidade e as Transformadas de Fourier da interface. Para o desenvolvimento do modelo, primeiramente foi realizada remoção do efeito gravimétrico de sedimentos. Posteriormente, foram obtidas as constantes utilizadas, como frequências de filtragem do conjunto de dados e contraste de densidade da interface crosta-manto, por meio de processo iterativo que visou a minimização das diferenças entre os valores de espessura crustal estimados neste trabalho e os definidos por meio de dados sísmológicos. De acordo com a metodologia aplicada, as diferenças entre os valores de anomalia de gravidade utilizados, extraídos do MGG, e estimados no desenvolvimento do modelo de espessura crustal ficaram predominantemente entre ± 25 mGal. Já a espessura crustal média do Cráton Amazônico foi estimada em 40,25 km, e por comparação entre o modelo estimado e 40 pontos de espessura da crosta estimados por dados sísmológicos, tomados como referência, o desvio padrão das diferenças foi de 4,91 km. Por fim, ao comparar o modelo de espessura crustal estimado com dois modelos geocronológicos de compartimentação do cráton, foi possível identificar correlações com os limites de províncias propostos. Por consequência, foi possível sugerir que para melhor entendimento dos limites entre as províncias geológico-estruturais e suas respectivas evoluções tectônicas, para a região de estudos, é necessária a integração de dados geológicos e geofísicos de diferentes fontes.

Palavras-chave: Cráton Amazônico; Espessura da crosta; Modelo do Geopotencial Global; Parker-Oldenburg

ABSTRACT

This text presents a crustal thickness model of the Amazonian Craton estimated from the Global Geopotential Model (MGG) GECO, using the Parker-Oldenburg methodology, where the undulation of the crust-mantle interface is obtained from the relationship between the Fourier Transform of the gravity anomaly and the interface Fourier Transforms. For the development of the model, the gravimetric effect of sediments was first removed. Subsequently, the constants used were obtained, such as filtering frequencies of the data set and density contrast of the crust-mantle interface, by means of an iterative process that aimed at minimizing the differences between the crustal thickness values estimated in this work and those defined by through seismological data. According to the applied methodology, the differences between the severity anomaly values used, extract from the MGG, and estimated in the development of the crustal thickness model were predominantly between ± 25 mGal. The average crust thickness of the Amazonian Craton is 40.25 km, and by comparison between estimated model and 40 points of crust thickness the thickness model with two geochronological models of craton compartmentation, it was possible to identify correlations with the proposed province limits. Consequently, it was possible to suggest that for a better understanding of the limits between the geological-structural provinces and their respective tectonic evolutions, for the study region, it is necessary to integrate geological and geophysical data from different sources.

Keywords: Amazonian Craton; Crustal thickness; Global Geopotential Model; Parker-Oldenburg

SUMÁRIO

RESUMO.....	iv
ABSTRACT	v
Lista de Figuras.....	viii
Lista de Tabelas	x
1. INTRODUÇÃO	14
1.1. Objetivo	16
1.2. Justificativa.....	16
1.3. Estrutura da Dissertação.....	16
2. GEOLOGIA DO CRÁTON AMAZÔNICO	18
2.1. Província Amazonas	21
2.2. Estudos geofísicos de espessura crustal no cráton	22
3. DETERMINAÇÃO DA ESPESSURA DA CROSTA	24
3.1. Métodos sísmicos de estimativa da espessura crustal.....	25
3.2. Métodos gravimétricos de estimativa da espessura crustal	28
4. ESTIMATIVA E ANÁLISE DE ESPESSURA CRUSTAL DO CRÁTON AMAZÔNICO POR MEIO DE DADOS GRAVIMÉTRICOS	34
4.1. RESUMO	34
4.2. INTRODUÇÃO	35
4.3. CRÁTON AMAZÔNICO	37
4.4. ESTIMATIVA DA ESPESSURA CRUSTAL	39
4.4.1. Método de Parker-Oldenburg	40
4.4.2. Definição de constantes	41
4.4.3. Dados gravimétricos	43
4.4.4. Análise do Modelo de Espessura Crustal	46
4.5. RESULTADOS E DISCUSSÕES	48

4.5.1. Efeito Gravimétrico de Sedimentos	48
4.5.2. Definição de constantes	49
4.5.3. Modelo de espessura crustal	51
4.6. CONCLUSÃO	56
4.7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	57
5. CONCLUSÃO E CONSIDERAÇÕES FINAIS	62
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	64

Lista de Figuras

Figura 1: Compartimentação geocronológica do Cráton Amazônico (Santos et al., 2003). As siglas indicam as bacias sedimentares do Acre (Ac), Solimões (Sm), Amazonas (Amz) e Parecis (Pc). As linhas verdes representam os arcos estruturais de Iquitos (1), Purus (2), Monte Alegre (3) e Gurupá (4). _____ 19

Figura 2: Compartimentação geocronológica do Cráton Amazônico (Tassinari e Macambira, 2004, modificado). As siglas indicam as bacias sedimentares do Acre (Ac), Solimões (Sm), Amazonas (Amz) e Parecis (Pc). As linhas verdes representam os arcos estruturais de Iquitos (1), Purus (2), Monte Alegre (3) e Gurupá (4). _____ 20

Figura 3: Modelo de aquisição sísmica de refração. A velocidade de propagação de ondas V_2 é maior que V_1 . H é a espessura da crosta e i_c é o ângulo crítico de incidência de ondas (Modificado de Neves et al., 2015). ___ 26

Figura 4: Profundidade da Moho dada por sísmica de reflexão em um perfil localizado na Província Borborema (Modificada de Daly et al., 2014). _____ 27

Figura 5: Diagrama de raio da função do receptor e registro no sismograma. A fase P corresponde à onda primária direta e a fase Ps à onda P convertida em S após interação com a Moho (Modificada de Ammon, 1997). _____ 28

Figura 6: Modelo isostático de Pratt-Hayford (Modificado de Wellenhop e Moritz, 2005). _____ 30

Figura 7: Modelo isostático de Airy Heiskanen (Modificado de Wellenhop e Moritz, 2005). _____ 31

Figura 8: Compartimentação geocronológica do Cráton Amazônico proposta por (a) Santos et al., 2003 e (b) Tassinari e Macambira (2004), modificado. As siglas indicam as bacias sedimentares do Acre (Ac), Solimões (Sm), Amazonas (Amz), Parecis (Pc) e Tacutu (Tc). As linhas verdes representam os arcos de Iquitos (1), Purus (2), Monte Alegre (3) e Gurupá (4). _____ 39

Figura 9: Anomalia Bouguer proveniente do modelo do geopotencial global GECO (Gilardoni et al, 2015). As siglas indicam as bacias sedimentares do Acre (Ac), Solimões (Sm), Amazonas (Amz), Parecis (Pc) e Tacutu (Tc). As linhas verdes representam os arcos de Iquitos (1), Purus (2), Monte Alegre (3) e Gurupá (4). _____ 44

Figura 10: Espessura de sedimentos do CRUST1.0 (Laske et al., 2013). As siglas indicam as bacias sedimentares do Acre (Ac), Solimões (Sm), Amazonas (Amz), Parecis (Pc) e Tacutu (Tc). As linhas verdes representam os arcos de Iquitos (1), Purus (2), Monte Alegre (3) e Gurupá (4). _____ 46

Figura 11: Efeito gravimétrico de sedimentos. As siglas indicam as bacias sedimentares do Acre (Ac), Solimões (Sm), Amazonas (Amz), Parecis (Pc) e Tacutu (Tc). As linhas verdes representam os arcos de Iquitos (1), Purus (2), Monte Alegre (3) e Gurupá (4). _____ 49

Figura 12: Análise de constantes aplicadas na estimativa de espessura crustal utilizando o método de Parker-Oldenburg. _____ 50

Figura 13: Espessura crustal do Cráton Amazônico. (a) províncias geocronológicas de Santos et al., 2003 (b) províncias geocronológicas de Tassinari e Macambira, 2004 (modificado). As siglas indicam as bacias sedimentares do Acre (Ac), Solimões (Sm), Amazonas (Amz), Parecis (Pc) e Tacutu (Tc). As linhas verdes representam os arcos de Iquitos (1), Purus (2), Monte Alegre (3) e Gurupá (4). _____ 51

Figura 14: Anomalia de gravidade residual e diferenças entre valores de espessura crustal estimados neste trabalho e os valores tomados como referência (Albuquerque et al., 2017). As siglas indicam as bacias sedimentares do Acre (Ac), Solimões (Sm), Amazonas (Amz), Parecis (Pc) e Tacutu (Tc). As linhas verdes representam os arcos de Iquitos (1), Purus (2), Monte Alegre (3) e Gurupá (4). _____ 52

Lista de Tabelas

- Tabela 1: Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico propostas por Santos *et al.* (2003) e Tassinari e Macambira (2004)._____21
- Tabela 2: Modelos globais de espessura da Moho estimados a partir de dados sísmicos, gravimétricos ou pela combinação destes (Modificado de Sjöberg e Baguerbandi, 2017)._____33
- Tabela 3: Estatística descritiva dos 40 pontos de espessura crustal estimados por dados sismológicos, dados gravimétricos e das diferenças entre eles._____53

1. INTRODUÇÃO

Os estudos de determinação da espessura da crosta são fundamentais para o conhecimento geológico de uma região, tornando possível a compreensão da evolução tectônica, dos processos geodinâmicos e das características que determinam como a crosta está compartimentada. Essas informações são um subsídio importante para diversas aplicações geofísicas e geológicas, como estudos sismológicos, prospecção mineral, neotectônica, composição da crosta, dentre outras.

No Brasil, os estudos de determinação da espessura da crosta são, em sua maioria, realizados utilizando técnicas sismológicas ou sísmicas, como função do receptor e refração sísmica profunda (Berrocal *et al.*, 2004; França, 2003; França e Assumpção, 2004; Julià *et al.*, 2008; Lloyd *et al.*, 2010; Albuquerque *et al.*, 2017; Condori *et al.*, 2017; Soares *et al.*, 2018) que, além de fornecerem informações pontuais ou em perfil, estão em sua maioria concentrados nas regiões Nordeste, Sudeste e em bacias sedimentares com potencial exploratório de hidrocarbonetos.

Diante do exposto, e considerando a extensão territorial do país, ainda existem grandes regiões com baixa cobertura de dados sismológicos para o conhecimento de espessura crustal. Como evidência, o Cráton Amazônico oferece uma dificuldade adicional a esse problema devido à extensa cobertura de floresta, que é um obstáculo à realização de campanhas de levantamentos geofísicos. Em função disso, o Cráton Amazônico é uma das regiões pré-cambrianas menos estudadas do mundo (Santos *et al.*, 2000).

Com o início da operação da Rede Sismográfica Brasileira (RSBR) em 2013, manifestou-se a preocupação em aprimorar o monitoramento sismológico de todo o território brasileiro a partir da instalação de novas estações sismológicas nas regiões onde se encontravam as maiores lacunas. Assim, o Cráton Amazônico tem recebido a instalação de estações que fornecem informações sem precedentes para o estudo da região. No entanto, a cobertura de estações ainda não é homogênea e em quantidade suficiente

para determinação de modelos de espessura da crosta unicamente sísmológicos que forneçam a mesma confiabilidade para toda a região.

Com o advento das missões dos satélites GRACE (*Gravity Recovery and Climate Experiment*) e GOCE (*Gravity Field and Steady State Ocean Circulation*), dedicadas ao estudo do campo gravimétrico terrestre, tornou-se possível um entendimento detalhado dos comprimentos de onda longos e médios do campo de gravidade (Guimarães *et al.*, 2012), permitindo a estimativa da espessura da crosta a partir de dados gravimétricos com boa precisão, na comparação com as técnicas já tradicionalmente utilizadas.

A determinação da espessura da crosta a partir de dados gravimétricos (van der Meijde *et al.*, 2013; Bai *et al.*, 2014; Reguzzoni e Sampietro, 2015; Uieda e Barbosa, 2017), estimados por diferentes fontes de informação e combinados em um Modelo do Geopotencial Global (MGG), se torna uma possibilidade importante para o Cráton Amazônico, pois permite o estudo da região com cobertura homogênea de dados, fornecendo informações especialmente onde os modelos sísmológicos ainda não se apresentam uniformemente espacializados. Por essa razão, entende-se que há a necessidade de se atualizar os dados de espessura da crosta do Cráton Amazônico por meio de dados gravimétricos, a fim de complementar e aprimorar as informações já existentes. Além disso, considera-se importante para a consolidação do conhecimento geodinâmico e estrutural da região que seja possível, a partir do modelo gravimétrico de espessura da crosta, corroborar com um modelo de compartimentação do cráton, tornando possível ratificar as hipóteses de evolução tectônica da região.

Diante dos desafios e soluções apontados, este trabalho apresenta, portanto, um modelo de espessura da crosta do Cráton Amazônico estimado por meio de dados de um modelo do geopotencial global (MGG), utilizando a metodologia proposta por Parker (1972) e Oldenburg (1974). Para a determinação desse modelo, foram consideradas tanto as relações existentes entre a resolução espacial, o grau e ordem do MGG e as profundidades das fontes de investigação, quanto especial cuidado na determinação da profundidade média da interface crosta-manto, do contraste de densidade da

interface e das frequências utilizadas para filtragem do conjunto de dados utilizados.

1.1. Objetivo

Esta pesquisa tem por objetivo determinar a espessura da crosta (relevo da interface crosta-manto) do Cráton Amazônico, por meio de dados gravimétricos provenientes de um MGG utilizando a metodologia proposta por Parker (1972) e Oldenburg (1974), e contribuir para a evolução do conhecimento do Cráton Amazônico, fornecendo subsídio para o entendimento da compartimentação, da evolução tectônica, da geodinâmica e das relações entre as províncias geológico-estruturais no cráton.

1.2. Justificativa

Considera-se que os resultados obtidos nesta pesquisa contribuirão para a compreensão da evolução geodinâmica da região amazônica, fornecendo informações importantes para o delineamento das províncias geológicas, bem como servindo de ferramenta para o entendimento de outros aspectos regionais. Entende-se também que o modelo de espessura da crosta determinado nessa pesquisa pode servir para a geração de modelos de velocidades de propagação de ondas sísmicas, auxiliando, portanto, nos estudos sismológicos da região.

1.3. Estrutura da Dissertação

Esta pesquisa está estruturada em cinco capítulos, incluindo este capítulo introdutório, que trata dos aspectos gerais do trabalho, objetivo e justificativa.

O segundo capítulo trás informações sobre o conhecimento geológico da área de estudo, bem como uma compilação de trabalhos geofísicos realizados para determinação da espessura da crosta do Cráton Amazônico.

No terceiro capítulo é apresentado um breve histórico e as fundamentações de algumas das principais técnicas para estimativa da espessura da crosta.

O capítulo quarto trás o artigo intitulado “*Crustal Thickness Estimation and Analysis of the Amazonian Craton from Gravity Data*”, submetido ao *Journal of South American Earth Sciences*.

O quinto e último capítulo apresenta as conclusões e considerações finais relacionadas a essa pesquisa, incluindo recomendações para futuras pesquisas de desenvolvimento dos temas aqui abordados.

2. GEOLOGIA DO CRÁTON AMAZÔNICO

O Cráton Amazônico recobre uma área de mais de 5.000.000 de km² e localiza-se majoritariamente no Brasil (cerca de 4.000.000 de km²). É composto pelo Escudo das Guianas ao norte e Escudo Brasil Central ao sul, separados por extensas bacias sedimentares fanerozoicas (Cordani *et al.*, 2017). A região apresenta baixo relevo, com altitudes quase sempre inferiores a 600 m e está coberta por uma densa floresta tropical, o que dificulta a realização de investigações de campo (Almeida *et al.*, 1981). Devido a isso, o cráton é uma das maiores e menos estudadas regiões pré-cambrianas do mundo (Santos *et al.*, 2000).

O cráton é limitado a oeste pelo Cinturão Orogênico dos Andes (Santos *et al.*, 2000). No Brasil, é limitado a leste, sul e sudeste por rochas geradas durante a Orogenia Brasileira (Pimentel e Fuck, 1992). Seus limites a norte não são bem conhecidos devido à cobertura sedimentar. É considerado tectonicamente estabilizado por volta de 1.0 Ga (Brito-Neves e Cordani, 1991).

Desde a década de 60, diversas hipóteses foram propostas para explicar a evolução tectônica e a compartimentação do Cráton Amazônico. Hasui *et al.* (1984), propôs um modelo geofísico-estrutural de compartimentação. Nesse modelo, baseado principalmente em dados potenciais (mapa gravimétrico da América do Sul e mapa magnético do Brasil), o cráton é dividido em doze blocos crustais que possuem suas margens determinadas por dezenove faixas colisionais ou de cisalhamento. Essas faixas possuem idade arqueana ou proterozoica e foram reativadas inúmeras vezes até o fanerozoico.

Santos *et al.* (2003), apresentam um modelo de compartimentação tectono-geocronológico do cráton (Figura 1). Segundo os autores, o cráton é formado por um mosaico de sete províncias formadas por diferentes processos e por coberturas sedimentares fanerozoicas. A formação do cráton se deu por acreção ou reciclagem de crosta continental em torno de um núcleo arqueano.

As províncias que compõe o cráton, segundo Santos *et al.* (2003), e seus principais processos dominantes são: Carajás (3,10 - 2,53 Ga), Transamazonas (2,25 - 2,00 Ga), Tapajós-Parima (2,10 - 1,87 Ga) e Rondônia-

Juruena (1,81 - 1,52 Ga), geradas por episódios crustais acrecionários; Rio Negro (1,86 - 1,52 Ga) e Sunsás (1,45 - 0,99 Ga), formadas por reciclagem de crosta continental; e Amazônia Central (2,60 - 1,70 Ga), que segundo sugere o modelo de idades Sm-Nd, foi gerada pelo derretimento parcial da crosta continental arqueana (Província Carajás) (Santos *et al.*, 2000).

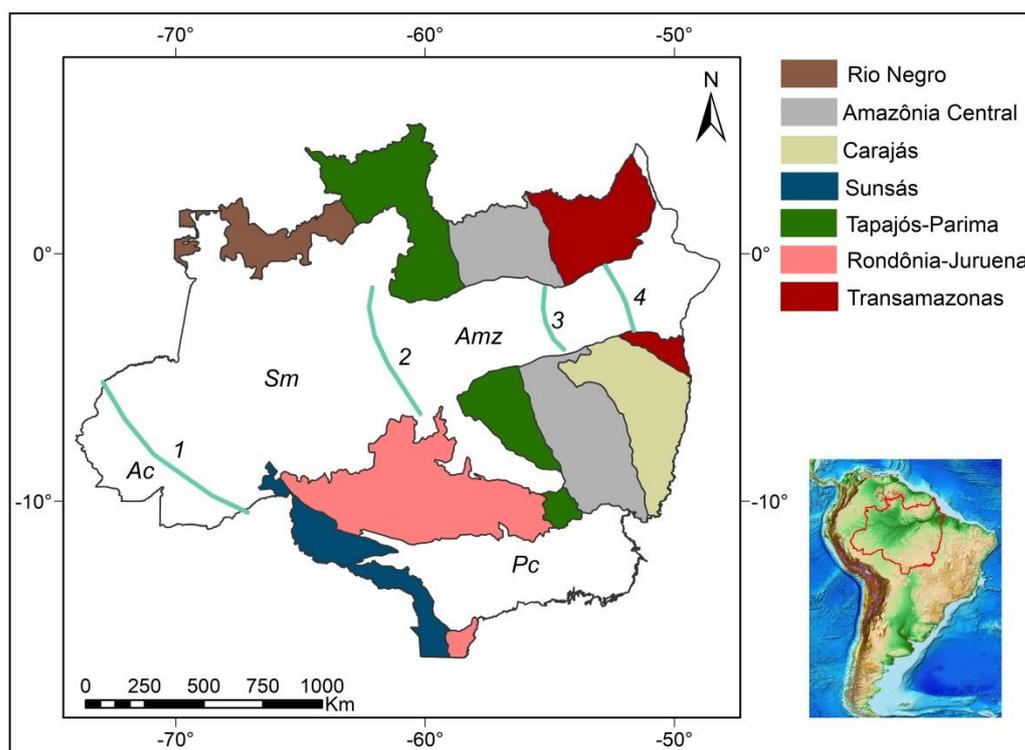


Figura 1: Compartimentação geocronológica do Cráton Amazônico (Santos *et al.*, 2003). As siglas indicam as bacias sedimentares do Acre (Ac), Solimões (Sm), Amazonas (Amz) e Parecis (Pc). As linhas verdes representam os arcos estruturais de Iquitos (1), Purus (2), Monte Alegre (3) e Gurupá (4).

Tassinari e Macambira (2004) propõe um modelo geocronológico de compartimentação do cráton, segundo a concepção mobilística de sua formação (Figura 2). Nesse modelo, o cráton é dividido em seis províncias tectônicas: Amazônia Central (2,50 Ga), Maroni-Itacaiúnas (2,2 - 1,95 Ga); Ventuari-Tapajós (1,95 - 1,80 Ga), Rio Negro-Juruena (1,80 - 1,55 Ga); Rondoniana-San Ignácio (1,55 - 1,30 Ga) e Sunsás (1,30 - 1,00 Ga).

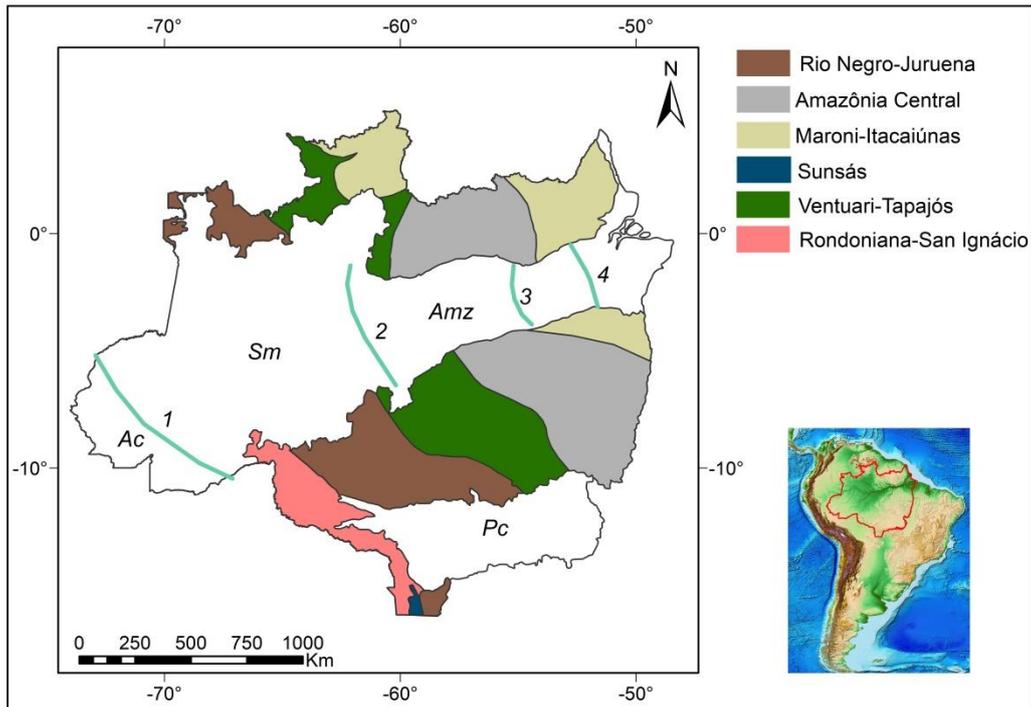


Figura 2: Compartimentação geocronológica do Cráton Amazônico (Tassinari e Macambira, 2004, modificado). As siglas indicam as bacias sedimentares do Acre (Ac), Solimões (Sm), Amazonas (Amz) e Parecis (Pc). As linhas verdes representam os arcos estruturais de Iquitos (1), Purus (2), Monte Alegre (3) e Gurupá (4).

Os modelos de compartimentação que consideram a evolução tectônica do cráton dada por uma série de eventos magmáticos e de retrabalhamento de crosta têm sido mais bem aceitos e suportados por dados de diferentes fontes. A Tabela 1 apresenta as províncias geocronológicas dos dois modelos de compartimentação do cráton apresentados acima.

Apesar de alguns limites entre províncias serem bem marcados, tanto por meio de dados geofísicos quanto geocronológicos, em muitos casos esses limites não são claros, bem como a relação existente entre províncias vizinhas.

Tabela 1: Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico propostas por Santos *et al.* (2003) e Tassinari e Macambira (2004).

Modelo	Província	Idade (Ga)
Santos <i>et al.</i> (2003)	Carajás	3,10 - 2,53
	Amazônia Central	2,60 - 1,70
	Transamazonas	2,25 - 2,00
	Tapajós-Parima	2,10 - 1,87
	Rio Negro	1,86 - 1,52
	Rondônia-Juruena	1,81 - 1,52
	Sunsás	1,45 - 0,99
Tassinari e Macambira (2004)	Amazônia Central	2,50
	Maroni-Itacaiúnas	2,2 - 1,95
	Ventuari-Tapajós	1,95 - 1,80
	Rio Negro-Juruena	1,80 - 1,55
	Rondoniana-San Ignácio	1,55 - 1,30
	Sunsás	1,30 - 1,00

2.1. Província Amazonas

A Província Amazonas está contida na Superprovíncia Cráton Amazônico e é composta pelas Bacias Sedimentares do Amazonas, Solimões e Acre, que somadas ultrapassam 1.000.000 de km² (Milani e Thomaz Filho, 2000). A Bacia do Amazonas, com extensão de 515.000 km², é limitada a oeste pelo Arco de Purus, que a separa da Bacia do Solimões, e a leste pelo Arco de Gurupá, que é seguido pelo rifte que a separa da Bacia do Solimões, e a leste pelo Arco de Gurupá, que é seguido pelo rifte de Marajó. A bacia teve origem através de um processo de rifteamento, sendo preenchida, inicialmente, por rochas datadas do Paleozoico (Schobbenhaus *et al.*, 1984; Milani e Zalán, 1999). Sua deposição total pode chegar a 5.000 m (Cunha *et al.*, 1994).

A Bacia do Solimões, que possui cerca de 500.000 km² de área total, é circundada a oeste pela Bacia do Acre e leste pela Bacia do Amazonas, sendo o Arco de Iquitos e o Arco de Purus seus respectivos limites (Silva *et al.*, 2003). A bacia é preenchida por seis pacotes de rochas sedimentares bem marcados (Eiras *et al.*, 1994a), que tem início de deposição no Ordoviciano e se estende até o Pleistoceno (Santos *et al.*, 1993), atingindo 3.800 m de espessura de sedimentos (Eiras *et al.*, 1994b).

A Bacia do Acre é uma bacia do tipo depressão interior situada na parte brasileira da Bacia Marañon-Ucayali-Acre (Milani e Thomaz Filho, 2000). Essa bacia é a parte mais distal do sistema de Bacias de Antepaís Retroarco da Cordilheira dos Andes, de idade de deposição do Cretáceo ao Plioceno (Feijó e Souza, 1994).

2.2. Estudos geofísicos de espessura crustal no cráton

Diversos estudos geofísicos têm sido realizados ao longo do tempo no Cráton Amazônico. No entanto, a maior parte desses estudos consiste em levantamentos magnetométricos, elétricos e eletromagnetométricos aplicados à exploração mineral e levantamentos sísmicos e de dados potenciais em regiões de bacias sedimentares voltados à exploração de hidrocarbonetos. Os estudos geofísicos para determinação da estrutura e espessura da crosta são, em geral, limitados a subáreas no interior do Cráton, ou a suas bordas. Isso é demonstrado pela pequena quantidade de dados utilizados em compilações globais de estudos crustais (Lloyd *et al.*, 2010).

Com relação aos trabalhos realizados para estudo da crosta, especialmente a determinação de sua espessura, Krüger *et al.* (2002) identificaram, a partir de uma rede sismográfica local instalada na região da cidade de Manaus, um espessamento da crosta de 38 km no interior da Bacia do Amazonas para cerca de 48 km a norte da bacia. Esse espessamento não é refletido nos dados gravimétricos ou topográficos (Krüger *et al.*, 2002).

Lloyd *et al.* (2010) encontraram profundidades da Moho de mais de 50 km na parte oriental do Escudo das Guianas. Os autores mencionam que essa é a região mais espessa do continente sulamericano fora dos Andes. Essa zona de grandes profundidades da Moho se estende através da bacia amazônica até o Escudo Brasil Central. Ainda segundo Lloyd *et al.* (2010), a parte ocidental dos Escudos das Guianas e Brasil Central possui menores profundidades da Moho, gerando um gradiente de profundidade E-W que contrasta com a divisão tectônica N-S do Cráton.

van der Meijde *et al.* (2013), em um estudo de inversão gravimétrica para estimativa da espessura da crosta, apontaram que a espessura média da crosta no Escudo das Guianas é de cerca de 38 km e que o Escudo Brasil Central é mais espesso, com crosta de, em média, 42 km. Também, identificaram um afinamento crustal que inicia na Bolívia e se estende estreitamente pelas Bacias do Solimões e Amazonas, até o Oceano Atlântico.

Rosa *et al.* (2016) realizaram um levantamento de trabalhos geofísicos (função do receptor, anisotropia sísmica, tomografia de dispersão de ondas de superfície, levantamentos aerogeofísicos, etc) e seus principais resultados. Os autores identificaram uma tendência de afinamento NE-SW da crosta na região da Província Amazonas.

Albuquerque *et al.* (2017) encontraram uma crosta de composição predominantemente félsica na região do cráton, determinada por razão V_p/V_s . A média da espessura da crosta estimada pelos autores, utilizando função do receptor, foi igual ou maior que 39 km.

3. DETERMINAÇÃO DA ESPESSURA DA CROSTA

A descontinuidade de Mohorovičić, geralmente chamada apenas de Moho, é o limite entre a crosta e o manto terrestre. Essa descontinuidade foi descoberta pelo sismólogo croata Andrija Mohorovičić em 1909, a partir de ondas sísmicas que se propagam em subsuperfície. A Moho é definida como uma interface entre dois meios de propriedades físicas e químicas distintas (crosta e manto), sendo possível observar essa variação por meio de propriedades geofísicas como velocidade de propagação de ondas sísmicas, densidade, temperatura, etc (Martinec, 1994; Mooney *et al.*, 1998; Sjöberg e Baguerbandi, 2017).

A descoberta da Moho é contemporânea à descoberta do limite entre manto e núcleo, feita em 1908 por R.D. Oldham (Carbonel *et al.*, 2013). Juntas, as descobertas dessas interfaces, que já se supunha existirem, revolucionaram o entendimento que se tinha do interior da Terra. Em diversas situações, especialmente em estudos sismológicos, em que as estações se encontram na superfície topográfica do planeta, é comum utilizar a determinação da espessura crustal. Nesses casos, a espessura da crosta refere-se à profundidade da Moho, uma vez que incluem as altitudes topográficas.

A espessura da crosta é um elemento fundamental para a compreensão dos processos dinâmicos que atuam no interior da Terra (Carbonel *et al.*, 2013). O entendimento dos processos que formaram e que preservam os continentes, acreção, retrabalhamento, *underplating*, processos isostáticos, orogenias, fluxos mantélicos, extensão e colisão crustal, dentre outros, necessitam do conhecimento da ondulação da interface crosta-manto (Hale e Thompson, 1982; Balling, 2000; Assumpção *et al.*, 2013; Carbonel *et al.*, 2013).

Além disso, a informação de espessura crustal auxilia em diversas aplicações de prospecção, delineamento de províncias geológicas, sismologia e composição da crosta. Historicamente, a determinação da espessura crustal tem sido feita por meio de métodos sísmicos, sismológicos e potenciais.

3.1. Métodos sísmicos de estimativa da espessura crustal

As técnicas sísmicas e sismológicas se baseiam no estudo dos tempos e percursos de propagação das ondas sísmicas pelo interior da Terra (Sjöberg e Baguerbandi, 2017). Pode-se utilizar como fonte para esses estudos, terremotos (telessismos, em estudos mais regionais) ou fontes ativas (explosões artificiais, veículos sísmicos, *airguns*), em que se tem a vantagem de controlar a posição e o tempo de origem do evento a ser registrado.

Os métodos utilizados para realização desses estudos são inúmeros. Podem-se citar como responsáveis pela maior parte das determinações de espessura crustal ao redor do planeta a refração sísmica, reflexão sísmica, análise de função do receptor, inversão de dispersão de ondas superficiais, tomografia sísmica e as modelagens de dados gravimétricos (Sheriff, 1982).

O método de refração sísmica baseia-se na medição do tempo de percurso de ondas refratadas nas interfaces das diversas camadas existentes na subsuperfície (Figura 3). Essas refrações ocorrem em razão da diferença de propriedades físicas entre as camadas e, ainda, pela ocorrência de um ângulo crítico de incidência das ondas (i_c), a partir do qual existe refração. Algumas das desvantagens do método de refração sísmica são a necessidade de uma linha de levantamento algumas vezes maior do que a área que se pretende imagear e os custos decorrentes dessa necessidade, que envolvem despesas com logística e com fontes sísmicas, dentre outras.

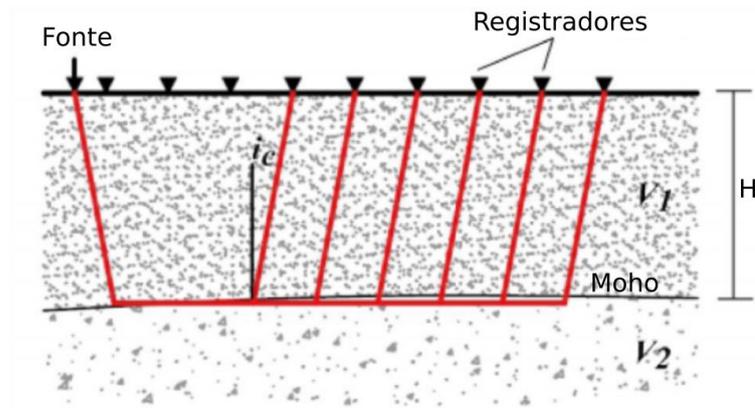


Figura 3: Modelo de aquisição sísmica de refração. A velocidade de propagação de ondas v_2 é maior que v_1 . H é a espessura da crosta e i_c é o ângulo crítico de incidência de ondas (Modificado de Neves *et al.*, 2015).

O método de reflexão sísmica é fundamentado na mesma lei física da refração, a Lei de Snell. No entanto, as ondas registradas são reflexões que ocorrem, portanto, antes do ângulo crítico de incidência. A Moho é considerada a última reflexão profunda com relativamente alta razão sinal-ruído e tem a característica de aparecer em profundidades semelhantes em todo o planeta, o que auxilia na interpretação dos dados.

Desde a década de 60, o método de reflexão sísmica tem sido utilizado com a finalidade específica de determinação da espessura crustal (Dix, 1965; Clowes *et al.*, 1968). As imagens de sísmica de reflexão são caracterizadas pela riqueza de detalhes (Figura 4), no entanto, a aquisição dos dados também é difícil e o processamento é complexo. Por essa razão, os levantamentos sísmicos são, com exceção de projetos acadêmicos de pesquisa, usualmente realizados para finalidade de exploração de hidrocarbonetos.

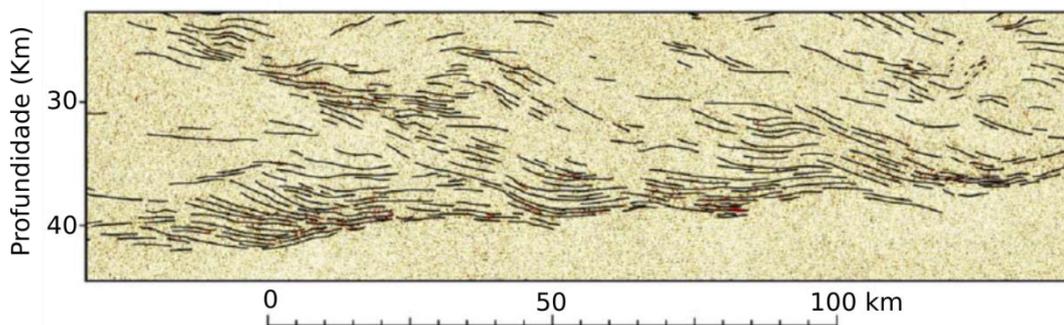


Figura 4: Profundidade da Moho dada por sismica de reflexão em um perfil localizado na Província Borborema (Modificada de Daly *et al.*, 2014).

O termo função do receptor (FR) foi utilizado primeiramente por Langston (1979). A técnica utiliza sismos ocorridos em longas distâncias, tipicamente entre 30° e 90° da estação sismológica, para isolar a resposta da estrutura da crosta abaixo da estação. França (2003) apresenta uma descrição detalhada do processamento envolvido para obtenção de espessuras crustais a partir de FR.

Um dos conceitos básicos é o entendimento de que ondas telessísmicas, que se propagam em grandes distâncias, chegam ao receptor como frentes de ondas planas. As conversões dessas ondas abaixo da estação fornecem, então, as informações necessárias ao método. O contraste de propriedades físicas entre a crosta e o manto é bastante alto, por isso, a onda Ps (onda primária convertida em secundária na interface crosta-manto) é a de maior amplitude após a onda P (Figura 5). As diferenças de tempo de registro destas ondas fornecem informações sobre a profundidade da interface.

Um recurso importante na utilização de FR é o empilhamento de diversos eventos sísmicos registrados na mesma estação (Zhu e Kanamori, 2000), a fim de permitir maior distinção entre as fases registradas nos sismogramas, visto que, na prática, podem existir diversas fases múltiplas ocorrendo próximo às fases de interesse, o que tende a dificultar a interpretação.

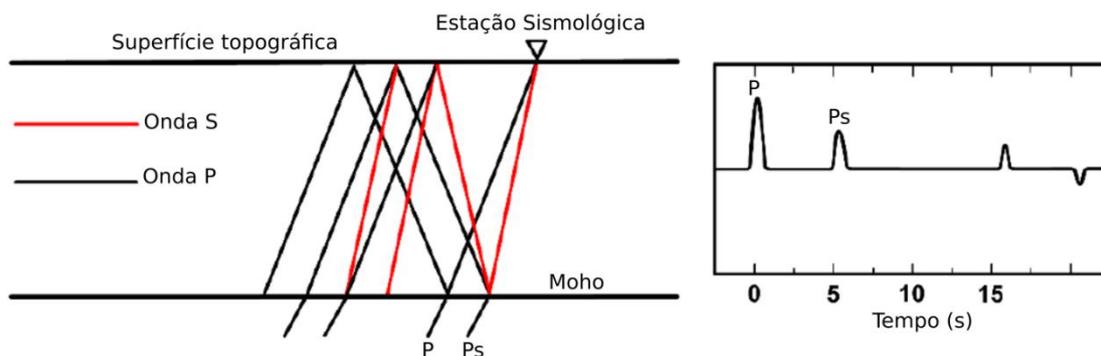


Figura 5: Diagrama de raio da função do receptor e registro no sismograma. A fase P corresponde à onda primária direta e a fase Ps à onda P convertida em S após interação com a Moho (Modificada de Ammon, 1997).

Sobre as características da FR para determinação de espessura crustal, pode-se citar que as informações são pontuais (unidimensionais) e os modelos de espessura crustal dependem, então, da quantidade e distribuição espacial das estações sismológicas. Para contornar esse problema, tem-se utilizado o recurso de instalar redes sismográficas locais e temporárias para determinação pontual de espessura crustal em regiões de interesse. Essas redes permanecem instaladas por um período de tempo e podem ser deslocadas em seguida.

É importante observar que diferentes métodos de determinação da espessura crustal utilizando ondas sísmicas fornecem informações que se diferem na resolução e nas características, que são peculiares de cada metodologia. A refração sísmica, por exemplo, permite o conhecimento das propriedades físicas do meio e a espessura das camadas em um perfil; FR fornece informação de espessura com baixa resolução e boa precisão; a reflexão fornece as imagens de melhor resolução espacial, revelando com detalhes a ondulação da Moho (Carbonel *et al.*, 2013).

3.2. Métodos gravimétricos de estimativa da espessura crustal

Existem diferentes abordagens para modelagem de dados gravimétricos a fim de estimar a profundidade da interface crosta-manto. A abordagem mais objetiva é a inversão dos dados gravimétricos para o ajuste de um modelo simples, composto por apenas duas camadas (crosta e manto) (Oldenburg, 1974; van der Meijde *et al.*, 2013a).

Em algum nível, todas as técnicas atuais de modelagem de dados gravimétricos para estimativa da Moho remetem às primeiras técnicas desenvolvidas com base no conceito de compensação isostática das massas crustais (e.g. modelos de Airy, Pratt, Vening-Meinesz, Vening Meinesz–Mortiz). Nesses modelos, a anomalia de gravidade é considerada, principalmente, um efeito da variação de espessura crustal (quando retirados demais efeitos do sinal gravimétrico). No entanto, a suposição de compensação isostática das massas topográficas precisa ser verificada antes de ser utilizada na determinação da espessura crustal (Assumpção *et al.*, 2013).

Segundo Sjöberg e Baguerbandi (2017), as cargas topográficas com comprimentos de onda inferiores a 50 km normalmente são suportadas pela litosfera subjacente e não há compensação isostática. Cargas topográficas com comprimentos de onda entre 50 e 500 km são compensadas por flexura elástica da crosta e apenas para comprimentos de onda maiores que 500 km existe compensação isostática.

O modelo isostático de Pratt-Hayford (Pratt, 1855), colocado matematicamente por J.F. Hayford, assume que o limite entre crosta e manto possui relevo plano, ou seja, dada uma superfície de referência, a profundidade da Moho em relação a essa superfície será sempre constante (Figura 6). Para que isso seja possível, as massas topográficas devem possuir diferentes densidades. Nesse caso, grandes cadeias de montanhas possuem densidade inferior às adjacências e assim há compensação isostática. Dessa forma, todas as massas exercem a mesma pressão sobre o manto.

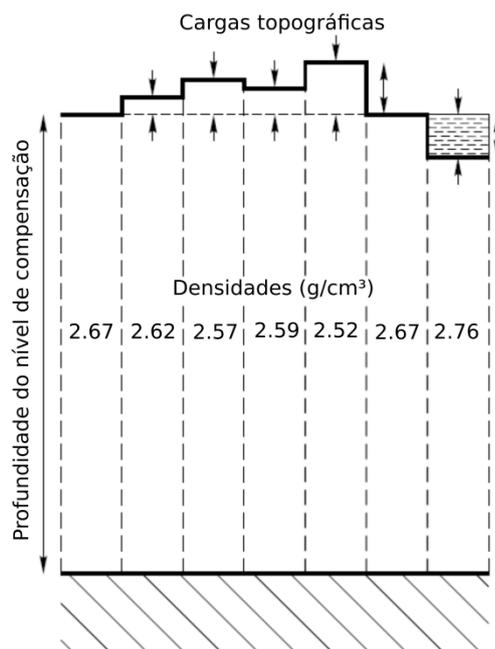


Figura 6: Modelo isostático de Pratt-Hayford (Modificado de Wellenhof e Moritz, 2005).

De forma diversa do modelo de Pratt-Hayford, o modelo de Airy Heiskanen, elaborado por Airy (1855) e aplicado para fins geodésicos por Heiskanen, considera que, para que haja equilíbrio isostático, a litosfera deve ser mais espessa em regiões de relevo topográfico de grandes altitudes, semelhante ao que postula o princípio de Arquimedes (Figura 7). Nessa perspectiva, as cargas topográficas geram raízes e anti-raízes na litosfera que causam a compensação isostática.

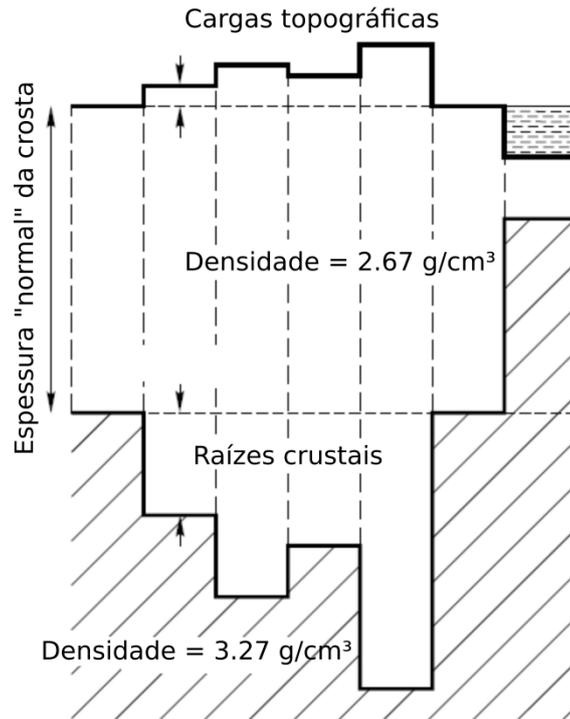


Figura 7: Modelo isostático de Airy Heiskanen (Modificado de Wellenhof e Moritz, 2005).

Com o passar dos anos, o método gravimétrico evoluiu em diversos aspectos, tais como a teoria, instrumentação, aquisição, processamento e interpretação. Essa evolução ocorreu de forma orgânica e em diversos setores, principalmente na prospecção mineral (minérios e hidrocarbonetos), e as novas técnicas foram sendo generalizadas para as diversas aplicações.

As técnicas de determinação da espessura crustal se dividem em duas abordagens: modelagem direta e modelagem inversa. Na modelagem direta, utilizam-se, geralmente, a parametrização da crosta em placas horizontais ou em prismas retangulares verticais para obter a resposta gravimétrica de uma crosta de espessura H , a fim de compatibilizar essa resposta com as anomalias de gravidade observadas (Talwani e Ewing, 1960; Nagy, 1966; Hjelt, 1974; Plouff, 1975).

Atualmente, a modelagem de gravidade direta é frequentemente realizada em *softwares* comerciais que incorporam algoritmos de inversão com

a finalidade de conferir maior robustez e confiabilidade aos modelos obtidos (Nabighian *et al.*, 2005).

A modelagem inversa de dados gravimétricos para determinação da Moho ganhou força com o advento dos computadores eletrônicos, uma vez que esse é um problema inverso não-linear que demanda grande esforço computacional. O problema inverso consiste em estimar parâmetros que ajustam os dados gravimétricos observados a um modelo físico. Diversas técnicas têm sido desenvolvidas para solucionar esse problema e torná-lo computacionalmente mais eficiente (e.g. Bott, 1960; Chai e Hinze, 1988; Barbosa *et al.*, 1997).

Bott (1960) propôs um método baseado na aplicação iterativa de correções de resíduos de inversão a uma estimativa inicial de profundidade (Uieda e Barbosa, 2016). Danes (1960) utilizou uma abordagem semelhante para determinar o topo de uma camada de sal (Nabighian *et al.*, 2005). Oldenburg (1974) utilizou o método direto de Parker (1972) para formular um algoritmo de inversão no domínio da frequência que estima a profundidade de uma camada de material uniforme.

Diversos outros autores estenderam essas técnicas para as mais variadas aplicações e com diferentes abordagens (Reamer e Ferguson, 1989; Guspi, 1992; Leão *et al.*, 1996; Barbosa *et al.*, 1999; Barnes e Barraud, 2012; Reguzzonni *et al.*, 2013; Uieda e Barbosa, 2016).

Outro grande divisor de águas na determinação da espessura da crosta a partir de dados gravimétricos é o advento das missões espaciais de observação do campo gravitacional terrestre. As missões dos satélites GRACE (*Gravity Recovery and Climate Experiment*), CHAMP (*Challenging Minisatellite Payload*) e GOCE (*Gravity Field and Steady State Ocean Circulation*), por exemplo, possibilitaram o desenvolvimento de uma série de MGGs, puramente orbitais ou combinados com dados de satélites altimétricos e dados terrestres (Marotta *et al.*, 2019). Com isso, tornou-se possível um entendimento sem precedentes dos comprimentos de onda longos e médios do campo

gravitacional terrestre, além da distribuição regular e cobertura global das observações.

Em síntese, não é possível afirmar que existe um método melhor de determinação da espessura crustal e isso é ainda mais verdadeiro em regiões com poucos dados sísmicos/sismológicos. A comparação com observações pontuais indica que os modelos baseados em dados de gravidade, em conjunto ou não com dados sísmicos, não são necessariamente inferiores aos modelos sísmicos (van der Meijde *et al.*, 2015). Modelos sísmicos em mapa frequentemente apresentam diferenças iguais ou maiores do que modelos gravimétricos na comparação com outros modelos sísmicos ou sismológicos (van der Meijde *et al.*, 2015).

A Tabela 2 apresenta alguns modelos globais de espessura da crosta determinados por métodos sísmicos, gravimétricos, ou pela combinação de ambos.

Tabela 2: Modelos globais de espessura da Moho estimados a partir de dados sísmicos, gravimétricos ou pela combinação destes (Modificado de Sjöberg e Baguerbandi, 2017).

	Modelo	Referência
Modelos sísmicos	Čadek e Martinec	Čadek e Martinec (1991)
	CRUST5.0	Mooney <i>et al.</i> (1998)
	CRUST2.0	Bassin <i>et al.</i> (2000)
	Meier <i>et al.</i>	Meier <i>et al.</i> (2007)
	CRUST1.0	Laske <i>et al.</i> (2013)
Modelos gravimétricos	Sünkel	Sünkel (1985)
	Moritz	Moritz (1990)
	Vening Meinesz-Moritz	Sjöberg (2009)
	GEMMA	Reguzzoni e Sampietro (2015)
Modelos combinados	KTH-C	Sjöberg e Bagherbandi (2011)
	Reguzzoni <i>et al.</i>	Reguzzoni <i>et al.</i> (2013)

4. ESTIMATIVA E ANÁLISE DE ESPESSURA CRUSTAL DO CRÁTON AMAZÔNICO POR MEIO DE DADOS GRAVIMÉTRICOS

Artigo intitulado “*Crustal Thickness Estimation and Analysis of the Amazonian Craton from Gravity Data*” em processo de submissão ao *Journal of South American Earth Sciences*

Yellinson de Moura Almeida¹, Giuliano Sant’Anna Marotta¹, George Sand França¹, Roberta Mary Vidotti¹, Reinhardt Adolfo Fuck¹

¹Universidade de Brasília – Instituto de Geociências, Brasil. E-mail: y.moura.almeida@gmail.com, marotta@unb.br, georgesand@unb.br, roberta@unb.br, reinhardt@unb.br

4.1. RESUMO

A determinação da espessura da crosta na América do Sul tem sido realizada, em sua maioria, utilizando técnicas sismológicas. Contudo, essas técnicas fornecem resultados pontuais ou em perfil, tornando os mapas de espessura crustal muito dependentes da quantidade e da distribuição espacial das estações sismológicas. No Cráton Amazônico, devido à extensa cobertura florestal, a quantidade de estações existentes não possibilita elaborar um modelo de espessura da crosta unicamente sismológico com cobertura homogênea de informações. Para contornar essa dificuldade, neste trabalho foi desenvolvido um modelo de espessura da crosta do Cráton Amazônico, utilizando o método de Parker-Oldenburg e o Modelo do Geopotencial Global denominado GECO, considerando as relações entre comprimentos de onda e profundidades das fontes de investigação. Além disso, foi desenvolvido um processo iterativo para determinação da profundidade média da interface crosta-manto, do contraste de densidade na interface e das frequências mínima e máxima utilizadas no processo de filtragem do sinal, tornando o modelo mais robusto na definição das constantes utilizadas. A espessura média estimada do Cráton Amazônico foi de 40,25 km, com desvio padrão das diferenças de 4,91 km, na comparação com espessuras crustais definidas por meio de dados sismológicos. O modelo estimado apresentou grande consistência com o

conjunto de dados utilizados e permitiu realizar inferências importantes sobre a compartimentação do cráton. Foi possível observar que as províncias geológicas tendem a se conectar em direção N-S sob as bacias do Amazonas, Solimões e Acre, correlacionando o Escudo das Guianas com o Escudo Brasil Central. Também foi possível observar que os diversos ciclos tectônicos que atuaram no cráton modificaram significativamente a estrutura das províncias, possivelmente removendo raízes cratônicas e rejuvenescendo a crosta em províncias mais antigas.

Palavras-chave: Cráton Amazônico; Espessura da crosta; Modelo do Geopotencial Global; Método de Parker-Oldenburg

4.2. INTRODUÇÃO

O estudo da espessura da crosta fornece informações importantes para pesquisas de prospecção, evolução tectônica e desenvolvimento de modelos de velocidades de propagação de ondas sísmicas de uma região. Além disso, auxilia na determinação de embasamento, delineamento de províncias geológicas, composição média da crosta, dentre outros (Albuquerque *et al.*, 2017).

A determinação da espessura da crosta na América do Sul tem sido realizada, em sua maioria, utilizando ondas sísmicas, envolvendo técnicas de função do receptor (França e Assumpção, 2004; Julià *et al.*, 2008; Lloyd *et al.*, 2010; Pavão *et al.*, 2012; Assumpção *et al.*, 2013; Albuquerque *et al.*, 2017; Condori *et al.*, 2017), reflexão sísmica profunda (Daly *et al.*, 2014) e de refração sísmica profunda (Berrocal *et al.*, 2004; Soares *et al.*, 2018). Contudo, apesar dos resultados confiáveis, as técnicas citadas propiciam resultados pontuais ou em perfil, tornando os mapas de espessura crustal muito dependentes da quantidade e da distribuição espacial das estações sismográficas utilizadas.

Devido à distribuição esparsa das estações sismográficas, especialmente nas regiões estáveis da placa Sul Americana, considera-se relevante estimar a espessura da crosta por meio de dados gravimétricos

(Assumpção *et al.*, 2013; van der Meijde *et al.*, 2013; Uieda e Barbosa, 2017), sejam observados em campo, provenientes de missões espaciais, ou pela combinação destes em Modelos do Geopotencial Global (MGGs).

Dentre os fatores importantes que implicam na confiabilidade dos modelos de espessura da crosta estimados por meio de dados gravimétricos, estão o conjunto de dados utilizados, a distribuição ou resolução espacial dos dados, a remoção dos efeitos gravimétricos de sedimentos, da flexura, das intrusões e de outras fontes crustais e mantélicas, a seleção da técnica de modelagem e o ajuste entre os dados calculados e observados no processo de inversão (Chappell e Kusznir, 2008; van der Meijde *et al.*, 2015; Uieda e Barbosa, 2017).

Considerando a extensão dos modelos estimados, há a possibilidade de sub ou superestimativa das espessuras em âmbito regional ou local, principalmente devido às heterogeneidades tanto no contraste de densidade quanto na profundidade média da interface. Portanto, esses modelos tendem a não se ajustar bem aos modelos determinados por meio de dados sísmológicos, usualmente utilizados para comparação.

Diante do exposto e considerando estudos mais localizados, realizados em regiões com pouca quantidade de estações sísmográficas, e estudos pontuais para determinação de espessura crustal, como o Cráton Amazônico (Kruger *et al.*, 2002; Lloyd *et al.*, 2010; Rosa *et al.* 2016; Albuquerque *et al.*, 2017), este trabalho tem por objetivo o desenvolvimento e análise de um modelo de espessura crustal para o Cráton Amazônico por meio de dados gravimétricos (Parker, 1972; Oldenburg, 1974) provenientes de um MGG, considerando especialmente as relações existentes entre a resolução espacial, o comprimento de onda e a profundidade das fontes de investigação. Além disso, por meio do modelo de espessura crustal estimado e de um conjunto de dados de espessura crustal disponíveis, estimados por meio de dados sísmológicos, foram analisados os resultados em relação às províncias geocronológicas/estruturais estabelecidas na região de estudos, contribuindo na compreensão da evolução geodinâmica, da compartimentação tectônica, e das relações entre províncias vizinhas no Cráton Amazônico.

4.3. CRÁTON AMAZÔNICO

A Plataforma Sul-Americana é formada por crátons pré-neoproterozoicos e províncias estruturais formadas durante a Orogenia Brasileira no Neoproterozoico, em parte cobertos por bacias sedimentares fanerozoicas (Almeida *et al.*, 1981; Almeida e Hasui, 1984). Na plataforma são identificadas cinco áreas cratônicas, a mais extensa das quais é o Cráton Amazônico, que apesar de sua importância tectônica e metalogênica (Cordani, 2017), é uma das regiões pré-cambrianas menos estudadas do mundo.

Com extensão de cerca de 5.600.000 km², 4.000.000 km² dos quais em território brasileiro (Almeida *et al.*, 2000), o cráton é limitado a oeste pelo Cinturão Orogênico dos Andes, a leste, sudeste e sul por rochas geradas durante a Orogenia Brasileira (Pimentel e Fuck, 1992; Santos *et al.*, 2000). Seus limites a norte não são bem conhecidos, devido à extensa cobertura sedimentar.

A evolução tectônica do cráton é controlada, principalmente, por episódios de acreção e reciclagem crustal. Suas províncias são interpretadas como cinturões móveis submetidos a diferentes graus de metamorfismo e que estão relacionados a ciclos geodinâmicos distintos, que compreendem desde o Arqueano até o Neoproterozoico (Almeida *et al.*, 1981; Coutinho, 2008). A Província Amazônia Central é descrita como núcleo arqueano do cráton, à qual as demais províncias se amalgamaram até que o cráton se tornasse tectonicamente estável por volta de 1.0 Ga atrás (Cordani e Brito-Neves, 1982; Brito-Neves e Cordani, 1991).

A região do Cráton Amazônico é recoberta por importantes bacias sedimentares fanerozoicas (Figura 8), que o dividem nos domínios do Escudo das Guianas ao norte e Escudo Brasil Central ao sul. A chamada Província Amazonas compreende as bacias do Acre, Solimões e Amazonas, que somadas recobrem área de mais de 1.000.000 km². As bacias são separadas pelos arcos de Iquitos, Purus e Gurupá, respectivamente, que são altos estruturais descritos por Morales (1959), com base em dados sísmicos e de

perfilagem. Na bacia do Amazonas também se localiza o Arco de Monte Alegre.

Na porção sudoeste do cráton está localizada a bacia dos Parecis (Figura 8), dividida em três domínios tectônicos: bacia interior tipo sinéclise a leste, região central caracterizada por baixo gravimétrico (sub-bacia Juruena) e depressão tectônica a oeste, representada pelos grabens de Pimenta Bueno e Colorado (Silva *et al.*, 2003).

Para a compartimentação do Cráton Amazônico, muitos modelos foram propostos ao longo do tempo. As hipóteses de evolução tectônica do cráton podem ser divididas em duas concepções (Tassinari e Macambira, 2004). Na primeira, a proposta é de que o cráton teria sido formado por processos de reativação de plataforma e formação de blocos a partir do retrabalhamento da crosta continental durante o Arqueano e o Paleoproterozoico (Amaral, 1974; Hasui *et al.*, 1984). A segunda, que tem sido mais aceita e suportada por estudos recentes, propõe que o cráton tenha sido formado por uma série de eventos magmáticos ocorridos durante o Arqueano e o Proterozoico, além de processos de retrabalhamento crustal (Cordani *et al.*, 1979; Tassinari, 1981, 1996; Teixeira *et al.*, 1989).

Na concepção mobilista de evolução tectônica do cráton, destacam-se os modelos de compartimentação de Santos *et al.* (2003) e Tassinari e Macambira (2004), baseados principalmente em dados geocronológicos.

Segundo Santos *et al.* (2003), o cráton é dividido em sete blocos geotectônicos (Figura 8a): Carajás (3,10 a 2,53 Ga), Amazônia Central (2,60 a 1,70 Ga), Transamazonas (2,25 a 2,00 Ga), Tapajós-Parima (2,10 a 1,87 Ga), Rio Negro (1,86 a 1,52 Ga), Rondônia-Juruena (1,81 a 1,52 Ga) e Sunsás (1,45 a 0,99 Ga).

Tassinari e Macambira (2004) sugerem modelo composto por seis províncias geocronológicas (Figura 8b): Amazônia Central (2,50 Ga), Maroni-Itacaiúnas (2,2-1,95 Ga); Ventuari-Tapajós (1,95-1,8 Ga), Rio Negro-Juruena (1,8-1,55 Ga); Rondoniana-San Ignacio (1,55-1,3 Ga) e Sunsás (1,3-1,0 Ga).

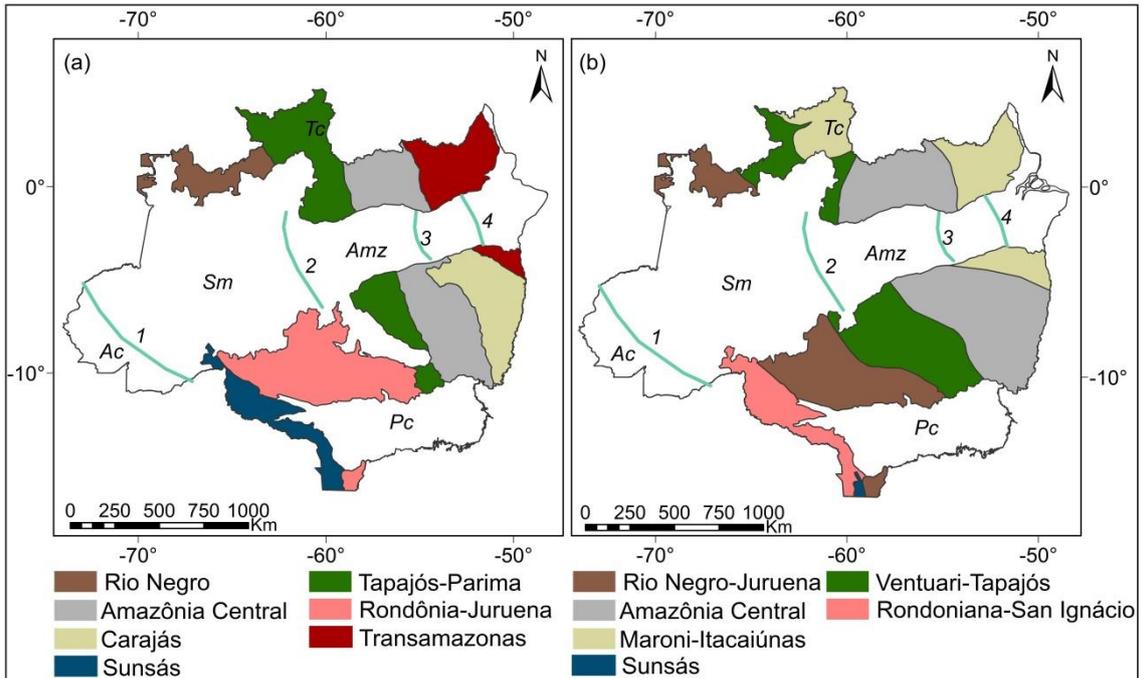


Figura 8: Compartimentação geocronológica do Cráton Amazônico proposta por (a) Santos *et al.*, 2003 e (b) Tassinari e Macambira (2004), modificado. As siglas indicam as bacias sedimentares do Acre (Ac), Solimões (Sm), Amazonas (Amz), Parecis (Pc) e Tacutu (Tc). As linhas verdes representam os arcos de Iquitos (1), Purus (2), Monte Alegre (3) e Gurupá (4).

4.4. ESTIMATIVA DA ESPESSURA CRUSTAL

Na estimativa da espessura crustal do Cráton Amazônico optou-se pela utilização do método de Parker-Oldenburg, que possibilita a estimativa da profundidade da interface crosta-manto utilizando dados de anomalia de gravidade. Esse método tem sido aplicado em diversas partes do mundo, considerando regiões com diferentes características geológico-estruturais (Zhang *et al.*, 2015; Meliani *et al.*, 2016; Chen e Tenzer, 2017; Llubes *et al.*, 2018).

4.4.1. Método de Parker-Oldenburg

O método de Parker-Oldenburg é apresentado por Parker (1972) e rearranjado matematicamente por Oldenburg (1974), consistindo em utilizar Transformadas de Fourier para calcular a anomalia de gravidade causada por uma camada de material uniforme, conforme mostra a Equação 1 (Gómez-Ortiz e Agarwal, 2005):

$$F[h(x)] = \frac{-F[\Delta g(x)]e^{(-kz_0)}}{2\pi G\Delta\rho} - \sum_{n=2}^{\infty} \frac{k^{n-1}}{n!} F[h^n(x)] \quad (1)$$

onde $F[h(x)]$ é a Transformada de Fourier da profundidade da interface; $F[\Delta g(x)]$ é a Transformada de Fourier da anomalia de gravidade; k é o número de onda; z_0 é a profundidade média da interface crosta-manto na região de cálculo; G é a constante gravitacional universal; n é o número de termos do somatório; e $\Delta\rho$ é o contraste de densidade na interface.

O procedimento, desenvolvido computacionalmente por Gomez-Ortiz e Agarwal (2005) em pacote denominado 3DINVER, ambiente MATLAB, é baseado na relação entre a Transformada de Fourier da anomalia de gravidade e a soma das Transformadas de Fourier da topografia da interface a ser calculada. Esse procedimento também considera um processo iterativo, em que se assume previamente uma profundidade média da interface que se pretende estimar, o contraste de densidade entre essa camada e a subjacente e os comprimentos de onda máximo e mínimo utilizados para filtragem dos sinais formados pelos dados de anomalia de gravidade utilizados. O processo iterativo, na realização dos cálculos, se encerra quando a diferença entre uma iteração e a anterior atinge um valor preestabelecido, ou até que se atinja um número máximo de iterações.

Oldenburg (1974) recomenda para filtragem dos dados a utilização de filtro passa-banda de forma cossenoide (Equação 2) no conjunto de dados gravimétricos, para retirar o efeito de fontes muito rasas ou muito profundas

que possam interferir na determinação da espessura crustal, limitando os dados às frequências de interesse.

$$HCF(k) = \frac{1}{2} \left[1 + \cos \left(\frac{k-2\pi WH}{2(SH-WH)} \right) \right] \quad (2)$$

em que WH é a mínima frequência de corte, SH é a máxima frequência de corte e k é o número de onda.

4.4.2. Definição de constantes

Para aplicação do método de Parker-Oldenburg há a necessidade de assumir alguns parâmetros como constantes (ex.: profundidade média da interface, contraste de densidade e comprimentos de onda máximo e mínimo) na estimativa da espessura crustal. Por consequência, a definição dessas constantes pode interferir de forma direta na qualidade dos resultados. Portanto, como forma de minimizar problemas relacionados à definição das constantes, alguns procedimentos foram adotados.

Primeiramente, para a região de interesse, foi estimado um valor médio de profundidade da interface crosta-manto (z_0), utilizando dados pontuais de espessura crustal obtidos por Albuquerque *et al.* (2017), cujos cálculos foram realizados a partir de dados sismológicos. Em seguida, para estimativa do contraste de densidade ($\Delta\rho$) e dos comprimentos de onda máximo ($1/WH$) e mínimo ($1/SH$), optou-se pelo desenvolvimento de processo iterativo no qual diferentes valores foram testados a fim de encontrar quais proporcionam menor dispersão entre os valores de espessura crustal estimados neste trabalho e os definidos por Albuquerque *et al.* (2017). Além disso, algumas considerações foram feitas no processo iterativo adotado:

- Em relação à estimativa do contraste de densidade ($\Delta\rho$), utilizou-se valores que variam entre 250 e 600 kg/m³, com intervalos regulares de 50

kg/m³. A restrição imposta na adoção de valores máximo e mínimo de $\Delta\rho$ se justifica por considerar variações mais realistas em relação à interface crosta-manto.

- Para definição dos comprimentos de onda máximo ($1/WH$) e mínimo ($1/SH$), foram consideradas as relações entre os comprimentos de onda com a profundidade das fontes gravimétricas de interesse. Neste caso, dada a necessidade de aplicação de filtro passa-banda, foram testados valores de frequência máxima (SH) e mínima (WH), de tal forma que esses valores compreendessem as fontes gravimétricas de interesse.

Visto que neste trabalho foi considerado o uso de um MGG, a definição dos comprimentos de onda também considerou as relações entre profundidade e o grau do MGG. A estimativa da profundidade limite (z_n) em que uma massa pode causar uma anomalia gravimétrica observável por um MGG de grau n é dada por (Featherstone, 1997):

$$z_n = \frac{R}{(n-1)} \quad (3)$$

em que R é o raio médio da Terra.

Já para a seleção do MGG e definição do valor de n que permita identificar as profundidades máxima e mínima de investigação, considerou-se a relação:

$$n = \frac{360}{\lambda} \quad (4)$$

onde λ é o comprimento de onda dado em graus.

4.4.3. Dados gravimétricos

Para a estimativa da espessura crustal do Cráton Amazônico por meio de dados gravimétricos, utilizou-se a Anomalia Bouguer estimada por um MGG (Figura 2). De acordo com os procedimentos descritos para definição de constantes e aplicação do método de Parker-Oldenburg, optou-se por utilizar o MGG GECO, desenvolvido por Gilardoni *et al.* (2015) e disponibilizado pelo ICGEM (*International Centre for Global Gravity Field Models*). Esse modelo é uma combinação do EGM2008 (Pavlis *et al.*, 2008) com dados da missão GOCE (*Gravity Field and Steady-State Ocean Circulation Explorer*) e foi desenvolvido até o grau e ordem 2190. Por consequência, esse MGG proporciona comprimento de onda mínimo (λ_{min}) de até aproximadamente 9,863 arcminutos (Equação 4), resolução espacial de até aproximadamente 4,932 arcminutos de acordo com teorema da amostragem de Nyquist-Shannon, e profundidade mínima (z_{min}) aproximada de 2,911 km (Equação 3).

A escolha do MGG GECO também é justificada pela falta de dados gravimétricos terrestres com distribuição homogênea e que compreenda toda a região de estudos.

Em busca de minimizar, ou eliminar, o fenômeno de Gibbs e instabilidades durante o processamento, foram definidos limites mínimos 10% maiores que os limites utilizados para estimativa da espessura da crosta. Também, durante o procedimento de cálculo, utilizou-se filtro cossenoide nas bordas a fim de suavizar a descontinuidade dos dados. Portanto, os limites dos dados gravimétricos utilizados foram definidos pelas latitudes 10,1° e -21,1° e longitudes -76,6° e -45,4° (Figura 9).

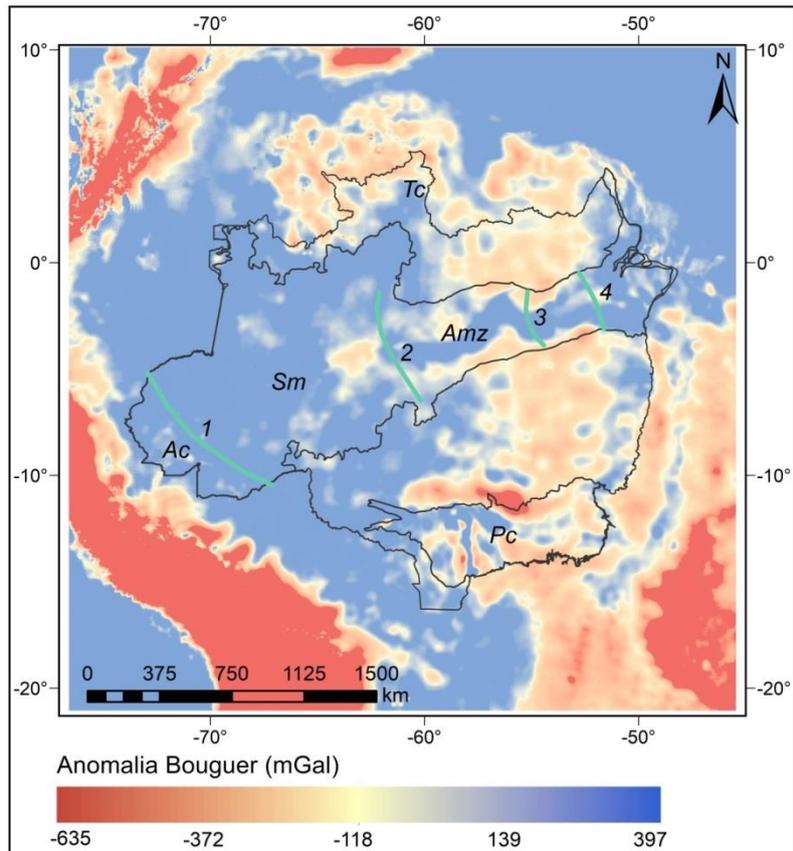


Figura 9: Anomalia Bouguer proveniente do modelo do geopotencial global GECO (Gilardoni et al, 2015). As siglas indicam as bacias sedimentares do Acre (Ac), Solimões (Sm), Amazonas (Amz), Parecis (Pc) e Tacutu (Tc). As linhas verdes representam os arcos de Iquitos (1), Purus (2), Monte Alegre (3) e Gurupá (4).

Para o cálculo da espessura crustal, deve-se considerar que a anomalia de gravidade Bouguer possui componentes crustais e mantélicas que devem ser removidas. No entanto, efeitos causados pela temperatura, flexura, intrusões, presença de sedimentos, porosidade e outros componentes pressupõem conhecimento extensivo da região e grande disponibilidade de dados para que sejam removidos.

Sacek e Ussami (2009) mostraram que o efeito gravimétrico de flexura é aproximadamente nulo no Cráton Amazônico. Também, pela ausência ou dificuldade de obtenção de informações confiáveis na região de estudos para remoção de outros efeitos, com exceção do efeito gravimétrico de sedimentos, utilizou-se a abordagem de que os demais efeitos são negligenciáveis.

Para o cálculo do efeito gravimétrico de sedimentos, utilizou-se a metodologia proposta por Nagy (2000), em que corpos anômalos têm sua contribuição gravimétrica estimada por meio de sua parametrização em prismas regulares. Para isso, são necessárias as dimensões de cada prisma, representadas por suas respectivas coordenadas. Adotando um ponto de cálculo (P) como origem de um sistema de coordenadas, de tal forma que $P(X, Y, Z) = O(0, 0, 0)$, o potencial gravitacional (U) no ponto P pode ser calculado por:

$$U(P) = G\rho \int_{x_1}^{x_2} \int_{y_1}^{y_2} \int_{z_1}^{z_2} \frac{1}{\sqrt{x^2+y^2+z^2}} \quad (5)$$

$$\begin{cases} x_i = X_i - X_P \\ y_i = Y_i - Y_P \\ z_i = Z_i - Z_P \end{cases} \quad (6)$$

em que G é a constante gravitacional universal, ρ é a densidade, e X_i, Y_i, Z_i , com i variando de 1 a 2, representam as coordenadas que definem o prisma.

Segundo Chappell e Kusznir (2008), é preferível a utilização de uma fonte única de informações sobre espessura de sedimentos à utilização de mapas de sedimento regionais compilados de diversas fontes. Nesse sentido, foram utilizados os dados de espessura de sedimentos provenientes do modelo CRUST1.0 (Laske *et al.*, 2013), priorizando, além da unicidade da fonte de informações, a regularidade espacial dos dados (Figura 10).

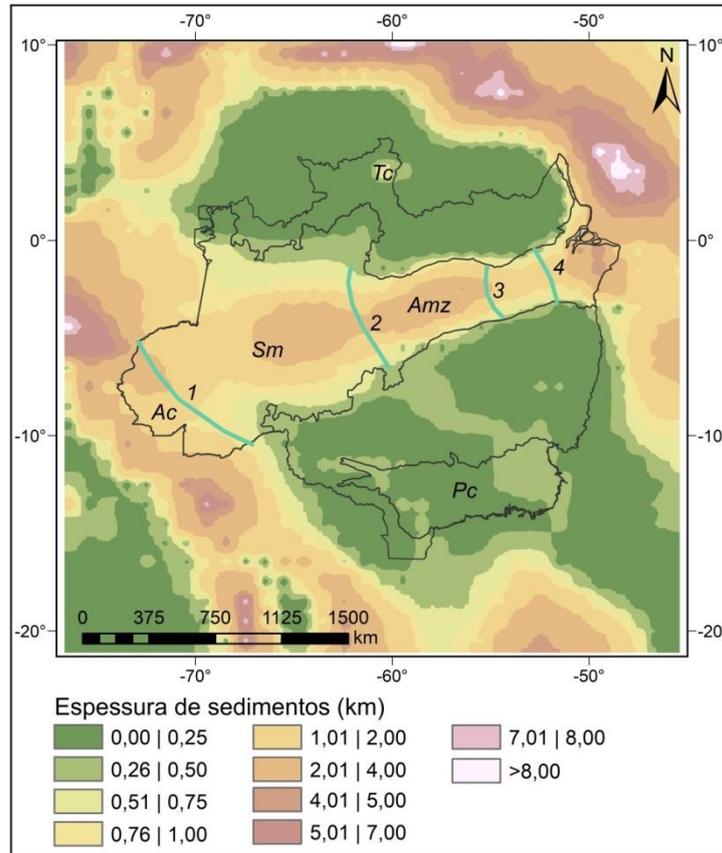


Figura 10: Espessura de sedimentos do CRUST1.0 (Laske *et al.*, 2013). As siglas indicam as bacias sedimentares do Acre (Ac), Solimões (Sm), Amazonas (Amz), Parecis (Pc) e Tacutu (Tc). As linhas verdes representam os arcos de Iquitos (1), Purus (2), Monte Alegre (3) e Gurupá (4).

Visto que a anomalia Bouguer foi utilizada para estimativa da profundidade da interface crosta-manto, utilizou-se o Modelo Digital de Elevação (MDE) ETOPO1 (Amante e Eakins, 2009), disponibilizado pela NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*), tanto no cálculo da anomalia citada, referenciada ao nível do geóide, quanto na estimativa da espessura crustal.

4.4.4. Análise do Modelo de Espessura Crustal

Para analisar se, de forma geral, os dados de espessura são estatisticamente iguais, realizou-se um teste *t de Student* pareado, utilizando os

valores de espessura crustal estimados neste trabalho e aqueles definidos por Albuquerque *et al.* (2017).

Primeiramente, baseando-se nessas duas fontes de informação, foi verificado se as variâncias das duas amostras são estatisticamente iguais. Isso foi feito por meio do teste F (Equação 5), para um nível de confiança de 95%.

$$F = \frac{s_1^2}{s_2^2} \quad (5)$$

em que s_1^2 e s_2^2 são as variâncias dos dados conhecidos (Albuquerque *et al.*, 2017) e estimados, respectivamente.

Tomando como hipótese nula a igualdade das variâncias e hipótese alternativa o caso contrário, considera-se que as variâncias são estatisticamente diferentes no caso de F ser superior ao valor crítico. Assim, se as variâncias forem diferentes, aplica-se o teste t de Student.

$$s_{x_1-x_2} = \sqrt{\frac{s_1^2}{n_1} + \frac{s_2^2}{n_2}} \quad (6)$$

$$t = \frac{(x_1-x_2) - (\mu_1 - \mu_2)}{s_{x_1-x_2}} \quad (7)$$

em que x_1 e x_2 são as médias das duas amostras e μ_1 e μ_2 são as médias das populações. A hipótese nula de t é de igualdade entre as médias das populações. Como as médias são, de fato, desconhecidas, testa-se a hipótese nula com $\mu_1 - \mu_2 = 0$. Aceita-se a hipótese nula no caso de a estatística calculada estar dentro do intervalo crítico e rejeita-se no caso contrário.

4.5. RESULTADOS E DISCUSSÕES

De acordo com os dados utilizados e a metodologia apresentada, foi realizada a estimativa de espessura crustal do Cráton Amazônico, bem como a análise dos resultados.

4.5.1. Efeito Gravimétrico de Sedimentos

Por meio dos dados de espessura de sedimentos, foi estimado o efeito gravimétrico causado pela camada sedimentar na área de estudo (Figura 11). Por análise, observa-se que no interior do Cráton Amazônico os valores mais significativos estão na ordem de -30 mGal. Também, é possível enfatizar que esses valores correspondem aos depocentros das bacias sedimentares do Solimões e Amazonas, além da região próxima ao oceano, após o arco Gurupá. Entre as bacias do Solimões e Amazonas pode-se observar a influência dos arcos de Purus e Monte Alegre, delimitando as regiões com maior efeito gravimétrico de sedimentos. Valores menos significativos são encontrados nas regiões da Bacia do Tacutu e na parte leste da Bacia dos Parecis.

Uma vez estimado o efeito gravimétrico causado pela camada sedimentar na área de estudo, este foi subtraído dos dados de anomalia Bouguer (Figura 9).

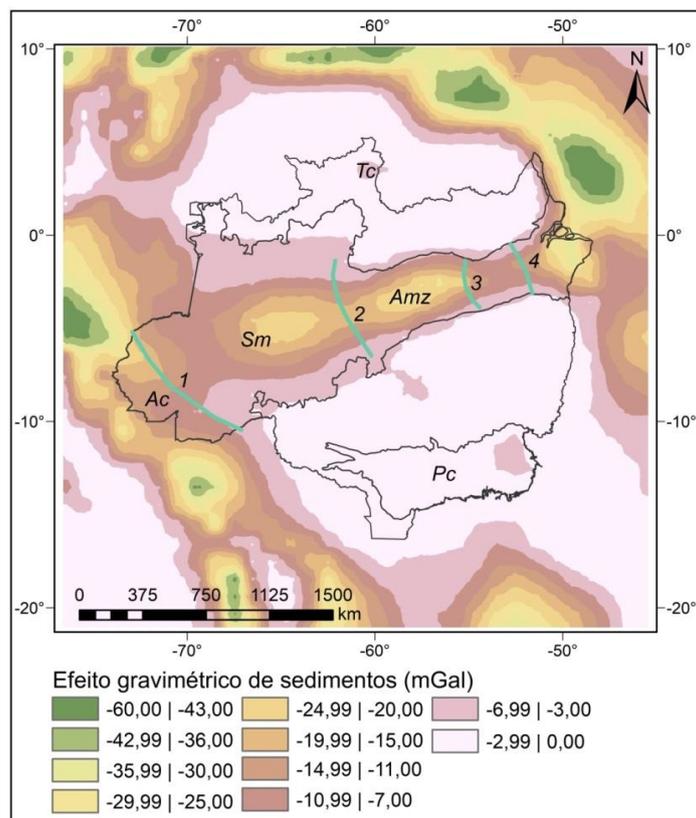


Figura 11: Efeito gravimétrico de sedimentos. As siglas indicam as bacias sedimentares do Acre (Ac), Solimões (Sm), Amazonas (Amz), Parecis (Pc) e Tacutu (Tc). As linhas verdes representam os arcos de Iquitos (1), Purus (2), Monte Alegre (3) e Gurupá (4).

4.5.2. Definição de constantes

Albuquerque *et al.* (2017) estimaram espessura crustal média do Cráton Amazônico igual ou superior a 39 km a partir de dados sismológicos. De forma similar, utilizou-se neste trabalho o valor inicial (z_0) de 40 km.

Em relação ao contraste de densidade ($\Delta\rho$), considerou-se que, globalmente, em regiões continentais, o contraste de densidade entre a crosta e o manto litosférico é definido entre 280 kg/m³ (Martinec, 1994) e 480 kg/m³, estabelecido pelo PREM (*Preliminary Reference Earth Model*), desenvolvido por Dziewonski e Anderson (1981). Portanto, por este trabalho tratar de uma região cratônica, entendeu-se que a adoção de valores de $\Delta\rho$ superiores ao estabelecido pelo PREM estaria distante da realidade.

Com relação às frequências utilizadas na aplicação de um filtro passa-banda, com vistas a adotar valores que representem intervalos cuja profundidade média ou inicial (z_0) esteja contida, foram analisados comprimentos de onda variando entre 41 e 82 km para $1/SH$ e entre 100 e 349 km para $1/WH$.

Por processo iterativo aplicado na análise de constantes a serem adotadas na estimativa de espessura crustal, além das informações mencionadas, definiu-se passo de 50 kg/m^3 para $\Delta\rho$, 1 km para $1/SH$ e $1/WH$ e os resultados são apresentados na Figura 12. Nesse processo, dentro dos limites apresentados, definiu-se as constantes que apresentassem menor desvio-padrão (σ) das diferenças entre o modelo de espessura crustal estimado e os valores apresentados por Albuquerque *et al.* (2017), tomados como referência.

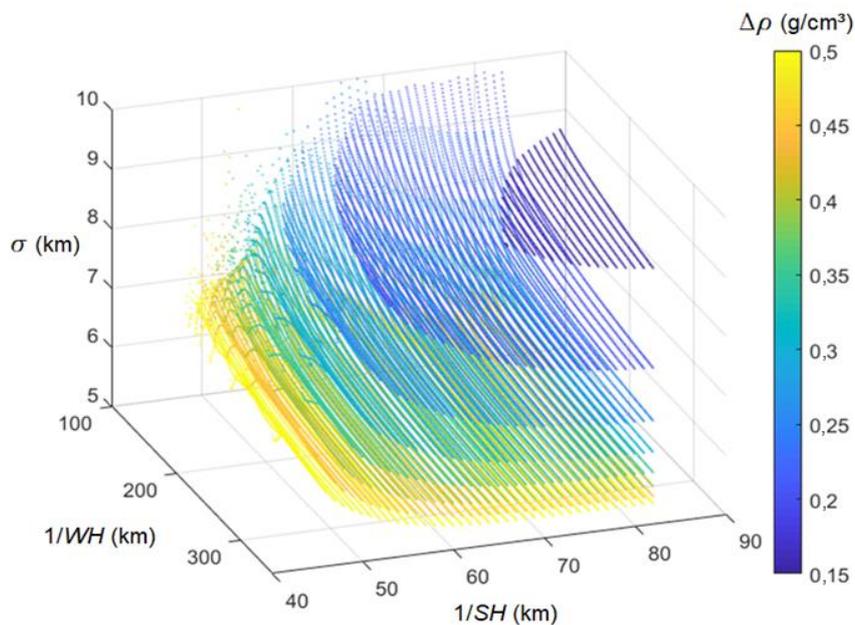


Figura 12: Análise de constantes aplicadas na estimativa de espessura crustal utilizando o método de Parker-Oldenburg.

Pela análise realizada, o valor adotado para $\Delta\rho$ foi de 400 kg/m^3 , 82 km ($\sim 0,003$ ciclos/km) para $1/SH$ e 349 km ($\sim 0,012$ ciclos/km) para $1/WH$. As

frequências utilizadas, de acordo com as Equações (3) e (4), correspondem a intervalo de profundidade de investigação de 13,08 km a 56,13 km.

4.5.3. Modelo de espessura crustal

O modelo de espessura da crosta do Cráton Amazônico (Figura 13), estimado utilizando o pacote 3DINVER, por meio de processo iterativo aplicado à Equação 1, resultou em resíduo médio quadrático (*rms*) de 0,74 km. A espessura média da crosta do Cráton, considerando todo o conjunto de dados, é de 40,25 km, apresentando-se em conformidade com as espessuras de escudos e plataformas (41,5 km) e com a espessura média global da crosta continental (39,2 km) (Christensen e Mooney, 1995).

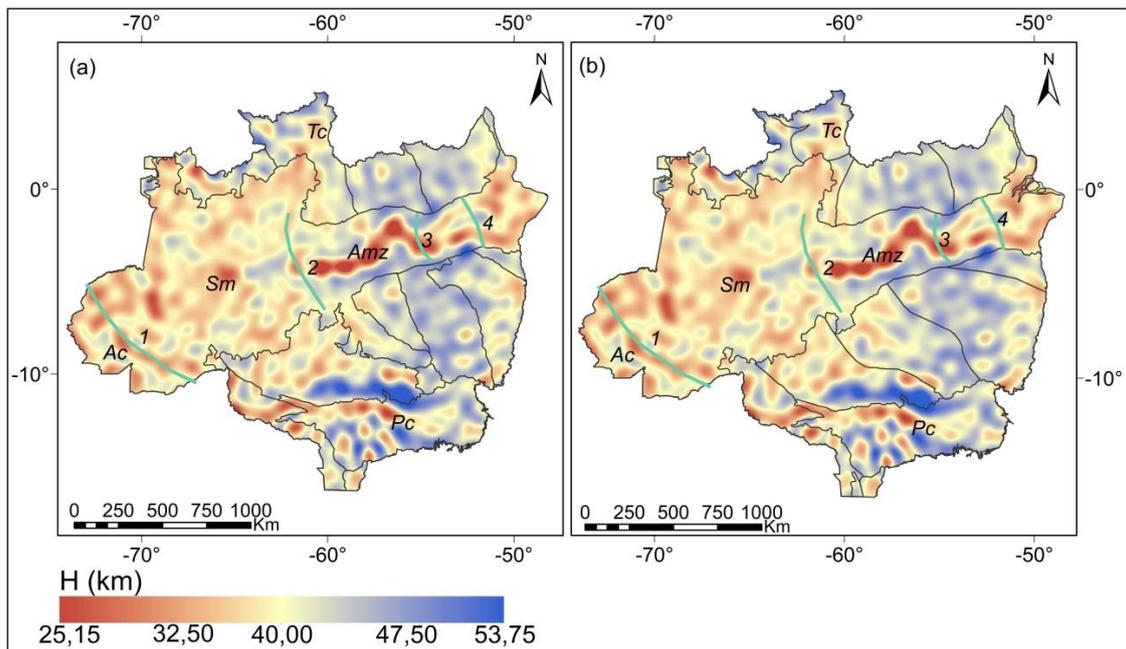


Figura 13: Espessura crustal do Cráton Amazônico. (a) províncias geocronológicas de Santos *et al.*, 2003 (b) províncias geocronológicas de Tassinari e Macambira, 2004 (modificado). As siglas indicam as bacias sedimentares do Acre (Ac), Solimões (Sm), Amazonas (Amz), Parecis (Pc) e Tacutu (Tc). As linhas verdes representam os arcos de Iquitos (1), Purus (2), Monte Alegre (3) e Gurupá (4).

A anomalia gravimétrica residual, resultante da diferença entre a modelagem direta da resposta gravimétrica que uma crosta de espessura H gera e a anomalia gravimétrica utilizada para o cálculo, é apresentada na Figura 14. Por análise, observam-se variações predominantemente em torno de ± 25 mGal.

Em estudo das incertezas do efeito gravimétrico da crosta e da anomalia gravimétrica residual, Mooney e Kaban (2010) estimaram que as incertezas totalizam cerca de ± 35 a ± 70 mGal, considerando o efeito de sedimentos, fontes gravimétricas na crosta cristalina e outras fontes residuais, mostrando que a remoção do efeito gravimétrico de sedimentos minimizou a anomalia gravimétrica residual do modelo estimado neste trabalho. Além disso, os autores estimam que um resíduo de 30 mGal corresponda a 2 km de incerteza na estimativa da espessura da crosta.

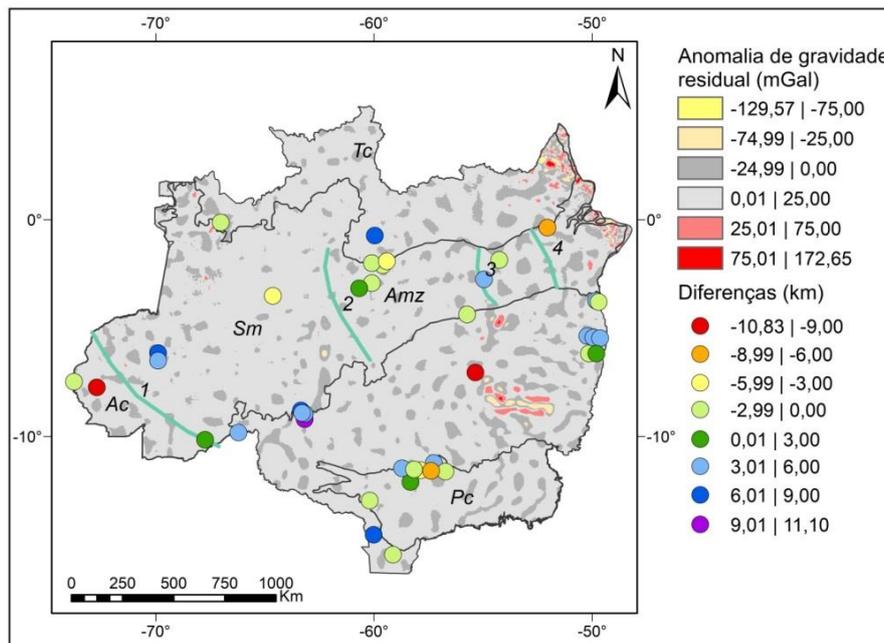


Figura 14: Anomalia de gravidade residual e diferenças entre valores de espessura crustal estimados neste trabalho e os valores tomados como referência (Albuquerque *et al.*, 2017). As siglas indicam as bacias sedimentares do Acre (Ac), Solimões (Sm), Amazonas (Amz), Parecis (Pc) e Tacutu (Tc). As linhas verdes representam os arcos de Iquitos (1), Purus (2), Monte Alegre (3) e Gurupá (4).

Os maiores valores de anomalia residual estão na região nordeste da área de estudos, próxima do oceano, que pode ser explicada pela transição de crosta continental para crosta oceânica, gerando gradiente acentuado nos valores de anomalia gravimétrica. Valores altos de anomalia residual também são encontrados na porção sul da província Amazônia Central, possivelmente causados por intrusões crustais de alta densidade.

O modelo de espessura crustal estimado também foi analisado em relação a 40 pontos (Figura 14) distribuídos por todo o Cráton, e cujas espessuras foram originalmente determinadas por dados sismológicos (Albuquerque *et al.*, 2017). A Tabela 3 mostra a estatística descritiva, que considerou os pontos e as fontes de informação citadas.

Tabela 3: Estatística descritiva dos 40 pontos de espessura crustal estimados por dados sismológicos, dados gravimétricos e das diferenças entre eles.

Modelos	Mínimo (km)	Máximo (km)	Média (km)	Variação máxima (km)	Desvio Padrão (km)
Albuquerque <i>et al.</i> (2017)	27,4	50,5	40,26	23,1	5,11
Modelo gravimétrico	34,35	45,93	39,53	11,57	2,49
Diferenças	0,32	11,10	0,72	21,93	4,91

De acordo com a Tabela 3, é observado que, para o conjunto de pontos utilizado na análise, o modelo estimado por meio de dados gravimétricos apresenta menor variação máxima e menor desvio padrão, indicando suavização em relação às espessuras apresentadas por Albuquerque *et al.* (2017).

Ao aplicar testes estatísticos para verificar se os dados analisados são estatisticamente iguais, o teste *F* rejeitou a hipótese afirmativa que trata da igualdade das variâncias, visto que *F* calculado (4,20) apresentou-se maior que seu valor crítico (2,63) definido para nível de confiança de 95%. No entanto, na aplicação do teste *t de Student* para avaliar a igualdade entre as médias das amostras, o valor de *t* calculado (0,79) apresentou-se dentro do intervalo do

valor de t crítico (-2,03 e +2,03) a nível de confiança de 95%, aceitando-se a hipótese de igualdade entre as médias dos dados analisados.

Definida a hipótese afirmativa por meio do teste t de Student e analisada a distribuição espacial das diferenças (Figura 14), não foram identificadas diferenças sistemáticas entre as espessuras estimadas neste trabalho e estimadas a partir dos dados sismológicos.

Além das análises realizadas, entende-se também que a compartimentação do cráton (Figura 8) possui papel importante no comportamento dos resultados (Figuras 13 e 14). Assim, algumas considerações são feitas a partir da análise do modelo estimado neste trabalho e dos modelos geocronológicos de compartimentação do cráton.

No modelo proposto por Tassinari e Macambira (2004), puramente geocronológico, as províncias Amazônia Central (2,5 Ga) e Maroni-Itacaiúnas (2,2-1,95 Ga), mais antigas, apresentam espessuras médias acima de 40 km, destacando-se das províncias que as limitam a oeste. Já no modelo proposto por Santos *et al.* (2003), os mesmos efeitos são identificados nas províncias Amazônia Central e Transamazonas.

Santos *et al.* (2003) incluíram a Província Carajás em seu modelo de compartimentação, que apresentou os menores valores de espessura da parte leste do cráton. Esses valores, segundo Costa *et al.* (2020), definidos como afinamento litosférico em parte da Província Carajás, que pode ter sido gerado por evento tectonotérmico, causando depleção de ferro (Fe) e rejuvenescimento da litosfera. Esse evento teria potencial para remoção parcial ou total da raiz cratônica na Província citada.

Com exceção das bacias sedimentares, nas províncias Rondoniana-San Ignácio (Tassinari e Macambira, 2004) e Sunsás (Santos *et al.*, 2003), cujas idades são correspondentes e inferiores a 1,55 Ga, são apresentados os menores valores de espessura média da crosta. Isso indica que os episódios de retrabalhamento crustal de formação dessa região podem ter configurado um bloco de espessuras relativamente menores na comparação com as

demais províncias. Além disso, esse resultado suporta parcialmente a suposição de crosta mais fina em províncias mais jovens.

As maiores variações nas espessuras do modelo estimado são encontradas no limite norte da Bacia dos Parecis. Esse comportamento também foi identificado por Uieda e Barbosa (2017) e Albuquerque *et al.* (2017). Albuquerque *et al.* (2017) consideram a hipótese de que essas variações abruptas de espessura crustal possam ter relação com a concentração de sismos identificada na região.

No Escudo das Guianas o limite proposto por Tassinari e Macambira (2004) para as províncias Rio Negro-Juruena e Ventuari-Tapajós é melhor evidenciado pelo modelo estimado neste trabalho, devido às diferenças observadas na espessura crustal dessas duas províncias. Por outro lado, a compartimentação proposta por Santos *et al.* (2003), na qual a porção da Província Transamazonas localizada no Escudo Brasil Central é limitada pela Bacia do Amazonas ao norte e pela Província Carajás ao sul e leste, apresenta grande compatibilidade com o modelo estimado neste trabalho.

Na parte ocidental dos escudos das Guianas e Brasil Central, Lloyd *et al.* (2010) observaram menores profundidades da Moho, gerando um gradiente de profundidade E-W que contrasta com a divisão tectônica N-S do cráton. Nesse sentido, a compartimentação do cráton em províncias geocronológicas que se conectam na direção N-S sob a Província Amazonas (Santos *et al.*, 2003; Tassinari e Macambira, 2004) explica as variações de espessura da crosta identificadas neste trabalho.

Por fim, na Bacia do Amazonas a média das diferenças ficou em -1,40 km, mostrando bom ajuste entre os dados estimados e os usados como referência. Também, ao longo do Rio Amazonas, uma faixa de afinamento crustal com espessuras chegando a menos de 30 km foi observada, tanto neste trabalho quanto por van der Meijde *et al.* (2013), Reguzzoni e Sampietro (2015) e Uieda e Barbosa (2017). Nunn e Aires (1988) apresentam a hipótese de que a Anomalia Bouguer positiva nessa área é causada por carga vulcânica intracrustal. Essas cargas podem ter causado um episódio extensional com

afinamento da crosta. No entanto, a boa concordância entre os dados estimados e os dados sismológicos aponta para afinamento estreito nessa porção.

4.6. CONCLUSÃO

O modelo de espessura crustal do Cráton Amazônico baseado em dados gravimétricos mostra espessura média de 40,25 km. O modelo apresenta consistência com o conjunto de dados utilizados para sua determinação, mostrando boa precisão na estimativa dos parâmetros constantes e na remoção do efeito gravimétrico de sedimentos. Além disso, existe boa compatibilidade com os dados sismológicos, com média das diferenças calculadas de 0,72 km e desvio padrão de 4,91 km.

O modelo também possibilitou correlação com a compartimentação geocronológica proposta por Santos *et al.* (2003) e Tassinari e Macambira (2004), evidenciando, apesar da complexidade geológica do cráton, espessuras médias distintas para províncias com diferentes evoluções tectônicas. Ressalta-se que para elaboração de um modelo de compartimentação do Cráton Amazônico com limites bem definidos, é importante que se faça a integração de dados geológicos e geofísicos a fim de compreender, em diferentes profundidades intracrustais, o comportamento dessas províncias e suas conexões.

Para a evolução do entendimento geodinâmico do cráton, sugere-se a instalação de estações sismográficas nas províncias com pouca ou nenhuma informação, como no Escudo das Guianas e no Escudo Brasil Central, para que seja possível ampliar a análise e possibilitar melhor estimativa de um modelo de espessura crustal, utilizando tanto dados gravimétricos quanto sismológicos.

Por fim, a estimativa da espessura crustal realizada neste trabalho se mostrou eficiente, com resultados de caráter regional e local que permitem

diminuir as lacunas em regiões com baixa cobertura de estações sísmográficas.

4.7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida, F.F.M., Brito Neves, B.B., Dal Re Carneiro, C., 2000. The origin and evolution of the South American platform. *Earth Science Reviews*, 50, 77-111. [http://dx.doi.org/10.1016/S0012-8252\(99\)00072-0](http://dx.doi.org/10.1016/S0012-8252(99)00072-0).

Almeida, F.F.M., Hasui, Y., 1984. O pré-cambriano do Brasil. São Paulo: Edgard Blücher, 378 p.

Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Reviews*, 17, 1–19. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(81\)90003-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(81)90003-9).

Albuquerque, D.F., França, G.S., Moreira, L.P., Assumpção, M., Bianchi, M., Barros, L.V., Quispe, C.C., Oliveira, M.E. Crustal structure of the Amazonian Craton and adjacent provinces in Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 79, 431-442, 2017.

Amante, C. Eakins, B.W., 2009. ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24. National Geophysical Data Center, NOAA. doi:10.7289/V5C8276M

Amaral, G., 1974. Geologia pré-cambriana da região amazônica (livre docência). São Paulo. Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências; doi:10.11606/T.44.2016.tde-24062016-160651.

Assumpção, M., Bianchi, M., Julià, J., Dias, F.L., França, G.S., Nascimento, R., Drouet, S., Pavão, C.G., Albuquerque, D.F., Lopes, A.E.V., 2013. Crustal thickness map of Brazil: data compilation and main features. *Journal of South American Earth Sciences*, 43, 74e85. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2012.12.009>.

Berrocal, J., Marangoni, Y., Sá, N.C., Fuck, R., Soares, J.E.P., Dantas, E., Perosi, F., Fernandes, C., 2004. Deep seismic refraction and gravity crustal model and tectonic deformation in Tocantins Province, Central Brazil. *Tectonophysics*, 388, 187-199. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2004.04.033>.

Brito Neves, B. B., Cordani, U. G., 1991. Tectonic evolution of South America during the late Proterozoic. *Precambrian Research*, 53(1-2), 23-40. doi:10.1016/0301-9268(91)90004-T

Chappell, A.R., Kusznir, N.J., 2008. Three-dimensional gravity inversion for Moho depth at rifted continental margins incorporating a lithosphere thermal gravity anomaly correction. *Geophysical Journal International*, 174, 1–13. doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03803.x.

Chen, W., Tenzer, R. Moho Modeling Using FFT Technique. *Pure and Applied Geophysics* 174, 1743–1757 (2017) doi:10.1007/s00024-017-1503-4.

Christensen, N.I., Mooney, W.D., 1995. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: a global view. *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, 100, 9761e9788.

Condori, C.Q., França, G.S., Tavera, H., Albuquerque D.F., Bishop, B., Beck, S.L., 2017. Crustal structure of north Peru from analysis of teleseismic receiver functions. *Journal of South American Earth Sciences*, p.1.

Cordani, U.G., 2017. História Geológica do Cráton Amazônico. 15th Simpósio de Geologia da Amazônia, Sociedade Brasileira de Geologia, vols. 11–16 Pará, Belém, Brazil.

Cordani, U.G., Brito Neves, B.B, 1982. The geologic evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências*, v.12, n.1-3, 78-88.

Cordani, U.G., Tassinari, C.C.G., Teixeira, W., Basei, M.A.S., Kawashita, K., 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. *Actas Instituto de Investigaciones Geologicas*, Ciudad de Arica, pp. J137eJ148.

Costa, I.S.L., Rocha, M.P., Klein, E.L., Vasquez, M.L., 2020. Lithospheric structure of the southern Amazonian Craton from multiple-frequency seismic tomography: Preliminary insights on tectonic and metallogenic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, vol 101, 102608.

Coutinho, M.G.N., 2008. Província mineral do Tapajós: geologia, metalogenia e mapa previsional para Ouro em SIG. Rio de Janeiro. CPRM, 420p.

Daly, M.C., Andrade, V.A., Barousse, C.A., Costa, R., McDowell, K., Pigott, N., Poole, A.J., 2014. Brazilian crustal structure and the tectonic setting of the Parnaíba basin of NE Brazil: Results of a deep seismic reflection profile. *Tectonics*, 33(11), 2102-2120.

Dziewonski, A.M., Anderson, D.L., 1981. Preliminary reference Earth model. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 25(4), 297–356.

Featherstone, W., 1997. On the use of the geoid in geophysics: A case study over the North-West Shelf of Australia. *Exploration Geophysics*, 28. 52-57. doi: 10.1071/EG997052.

França, G.S.; Assumpção, M. 2004. Crustal Structure of the Ribeira fold Belt, SE Brazil, derived from Receiver Functions. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 16, n.8, p. 743-758.

Gilardoni, M., Reguzzoni, M., Sampietro, D., 2016 GECO: a global gravity model by locally combining GOCE data and EGM2008. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 60, 228–247 doi:10.1007/s11200-015-1114-4

Gomez-Ortiz, D., Agarwal, B.N.P., 2005. 3DINVER.M: a MATLAB program to invert the gravity anomaly over a 3D horizontal density interface by Parker Oldenburg's algorithm. *Computers and Geosciences*, 31, 13–520.

Hasui, Y., Haralyi, N.L.E., Schobbenhaus, C., 1984. Elementos geofísicos e geológicos da Região Amazônica: subsídios para o modelo geodinâmico. In: II Simpósio Amazônico. Departamento Nacional da Produção Mineral, Manaus, pp. 129e147.

Julià, J., Assumpção, M., Rocha, M.P., 2008. Deep crustal structure of the Paraná Basin from receiver functions and Rayleigh-wave dispersion: evidence for a fragmented cratonic root. *Journal of Geophysical Research*, 113, B08318. <http://dx.doi.org/10.1029/2007JB005374>.

Krüger, F., Scherbaum, F., Rosa, J.W.C., Kind, R., Zetsche, F., Hohne, J., 2002. Crustal and upper mantle structure in the Amazon region (Brazil) determined with broadband mobile stations. *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, 107. <http://dx.doi.org/10.1029/2001JB000598>. ESE 17-1-ESE 17-12.

Laske, G., Masters, G., Ma, Z., Pasyanos, M., 2013. Update on CRUST1. 0-A 1-degree global model of Earth's crust. *Geophysical Research Abstracts* (Vol. 15, p. 2658).

Lloyd, S., van der Lee, S., França, G.S., Assumpção, M., Feng, M., 2010. Moho map of South America from receiver functions and surface waves. *Journal of Geophysical Research*, 115, B11315. <http://dx.doi.org/10.1029/2009JB006829>.

Llubes, M., Seoane, L., Bruinsma, S., Rémy, F., 2018. Crustal thickness of Antarctica estimated using data from gravimetric satellites. *Solid Earth*, 9, 457–467, <https://doi.org/10.5194/se-9-457-2018>.

Martinec, Z., 1994. The Density Contrast at the Mohorovicic Discontinuity. *Geophysical Journal International*, 117, 539–544, doi:10.1111/j.1365-246X.1994.tb03950.x.

Meliani, O., Bourmatte, A., Hamoudi, M., Haddoum, H., Quesnel, Y., 2016. Moho depth derived from gravity and magnetic data in the Southern Atlas Flexure (Algeria). *Journal of African Earth Sciences*, vol 121, p100-107.

Mooney, W., Kaban, M., 2010. The North American upper mantle: Density, composition, and evolution. *Journal of Geophysical Research*. 115. 10.1029/2010JB000866.

Morales, L. G., 1959. Geology & Oil Possibilities of Amazonas Basin. *Fifth World Petroleum Congress*.

Nagy, D., Papp, G., Benedek, J., 2000. The gravitational potential and its derivatives for the prism. *Journal of Geodesy*. 74. 552-560. doi:10.1007/s001900000116.

Nunn, J., Aires, J., 1988. Gravity anomalies and flexure of the lithosphere at the middle Amazon basin, Brazil. *Journal of Geophysical Research* 93 (B1), 415–428.

Oldenburg, D.W., 1974. The inversion and interpretation of gravity anomalies. *Geophysics*, 39(4), 526–536. doi:10.1190/1.1440444.

Parker, R.L., 1972. The rapid calculation of potential anomalies. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, 31, 447–455.

Pavão, C.G., França, G.S., Marotta, G.S., Menezes, P.H.B.J., Neto, G.B.S., Roig, H.L., 2012. Spatial interpolation applied a crustal thickness in Brazil. *Journal of Geographical Information Systems* 4,142e152. <http://dx.doi.org/10.4236/jgis.2012.42019>.

Pavlis N.A., 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*, 117, B04406. DOI: 10.1029/2011JB008916.

Pimentel, M.M., Fuck, R.A., 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, 20, 375. [http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0375:NCAICB>2.3.CO;2](http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0375:NCAICB>2.3.CO;2).

Reguzzoni, M., Sampietro, D., 2015. GEMMA: an Earth crustal model based on GOCE satellite data. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 35, 31e43. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jag.2014.04.002>.

Rosa, J.W.C., Rosa, J.W.C., Fuck, R.A., 2016. The structure of the Amazonian craton: available geophysical evidence. *Journal of South American Earth Sciences*, 70, 162e173. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2016.05.006>.

Santos, J.O.S., 2003. Geotectônica dos escudos das Guianas e Brasil-Central. In: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H. (Eds.), *Geologia, Tectônica E Recursos Minerais Do Brasil (CPRM)*. Universidade de Brasília, Brasília, pp. 169e226.

Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., Groves, D.I., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon

craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, 3(4), 453–488. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)70755-3](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70755-3).

Silva, A. J.P., Vasconcelos, A.M., Bahia, R.B.C. 2003. Bacias Sedimentares Paleozóicas e Meso-Cenozóicas Interiores. In: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H. (Org.). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Brasília: Editora Universidade de Brasília, 2003, p. 55-86.

Sacek, V., Ussami, N., 2009. Reappraisal of the effective elastic thickness for the sub-Andes using 3-D finite element flexural modelling, gravity and geological constraints. *Geophysical Journal International* 179, 778-786.

Soares, J.E.P., Stephenson, R., Fuck, R.A., Lima, M.V.A.G., Araújo, V.C.M., Lima, F.T., Rocha, F.A.S., Trindade, C.R. 2018. Structure of the crust and upper mantle beneath the Parnaíba Basin, Brazil, from wide-angle reflection–refraction data. *Geological Society Especial Publications* 472, SP472.9.

Tassinari, C.C.G., 1981. *Evolução geotectônica da província Rio Negro-Juruena na região amazônica (dissertação)*. São Paulo: Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências. doi:10.11606/D.44.1981.tde-11062013-163626.

Tassinari, C.C.G., 1996. *O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: revisão dos dados isotópicos (livre docência)*. São Paulo. Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências. doi:10.11606/T.44.2013.tde-22082013-163642.

Tassinari, C.C.G., Macambira M.J.B., 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.R., Brito-Neves, B.B. (Eds.), *Geologia do Continente Sul-Americano*. São Paulo, Beca, pp. 471–485.

Teixeira, W., Tassinari, C.C.G., Cordani, U.G., Kawashita, K., 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Cráton: tectonic implications. *Precambrian Research*, v. 42, p. 213-227.

Uieda, L., Barbosa, V.C.F. 2017. Fast nonlinear gravity inversion in spherical coordinates with application to the South American Moho. *Geophysical Journal International*, 208(1), 162-176, doi:10.1093/gji/ggw390.

van der Meijde, M., Julià, J., Assumpção, M., 2013. Gravity derived Moho for South America. *Tectonophysics*, 609, 456–467.

van der Meijde, M., Fadel, I., Ditmar, P., Hamayun, M., 2015. Uncertainties in crustal thickness models for data sparse environments: a review for South America and Africa. *Journal of Geodynamics*, 84, 1–18.

Zhang, C., Huang, D., Wu, G., Ma, Guoqing, Yuan, Y., Yu, P., 2015. Calculation of Moho Depth by Gravity Anomalies in Qinghai–Tibet Plateau Based on an Improved Iteration of Parker–Oldenburg Inversion. *Pure Applied Geophysics*, 172, 2657–2668. <https://doi.org/10.1007/s00024-015-1039-4>.

5. CONCLUSÃO E CONSIDERAÇÕES FINAIS

O modelo gravimétrico de espessura crustal do Cráton Amazônico estimado neste trabalho apresentou-se em conformidade com as espessuras de escudos e plataformas e com a espessura média global da crosta continental, 41,5 km e 39,2 km, respectivamente (Christensen e Mooney, 1995).

O modelo também foi analisado com relação a 40 pontos de espessura crustal determinados por dados sismológicos (Albuquerque *et al.*, 2017) e o desvio padrão das diferenças é de 4,91 km. Além disso, os testes estatísticos realizados não apontaram diferenças sistemáticas entre os valores de espessura da crosta estimados neste trabalho e os estimados para os pontos por Albuquerque *et al.* (2017).

No processo de inversão dos dados gravimétricos, o *rms* obtido foi de 0,741 e os valores de anomalia de gravidade residual ficou predominantemente entre ± 25 mGal, mostrando bom ajuste aos dados de anomalia de gravidade utilizados e a eficiência do processo de remoção do efeito gravimétrico de sedimentos.

A espessura média do Cráton Amazônico estimada é de 40,25 km. No entanto, utilizando os modelos de compartimentação geocronológica do cráton propostos por Santos *et al.* (2003) e Tassinari e Macambira (2004), é possível identificar diferenças significativas entre as províncias do Cráton, bem como contribuir para o delineamento destas províncias a partir das compatibilidades identificadas em ambos os modelos.

Essa correlação com os modelos geocronológicos ainda não havia sido identificada em modelos sismológicos e isso mostra que o modelo gravimétrico de espessura crustal é de fundamental importância para a compreensão da compartimentação do cráton e, também, para outros estudos com aplicações diversas.

Uma feição importante tem sido identificada em modelos gravimétricos globais e continentais de espessura da crosta (van der Meijde *et al.*, 2013;

Reguzzoni e Sampietro, 2015) e também foi observada neste trabalho. Trata-se do afinamento da crosta observado na Bacia do Amazonas, com espessuras da crosta menores que 30 km.

Os modelos sísmicos/sismológicos não têm caracterizado essa feição e, por isso, recomenda-se a instalação de estações sismográficas nessa localidade para averiguar essa característica, visto que do ponto de vista geodinâmico essa é uma hipótese possível (e.g. Nunn e Aires, 1988).

Recomenda-se, para o futuro, a realização de uma inversão gravimétrica para estimativa da espessura crustal do Cráton Amazônico, quando houver disponibilidade de dados geofísicos que permitam o conhecimento de temperatura, intrusões, porosidade, dentre outros, com adequada precisão, para que, mesmo que não sejam identificadas diferenças significativas, o modelo determinado seja ainda mais rigoroso.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida, F.F.M., Brito Neves, B.B., Dal Re Carneiro, C., 2000. The origin and evolution of the South American platform. *Earth Science Reviews*, 50, 77-111. [http://dx.doi.org/10.1016/S0012-8252\(99\)00072-0](http://dx.doi.org/10.1016/S0012-8252(99)00072-0).

Almeida, F.F.M., Hasui, Y., 1984. O pré-cambriano do Brasil. São Paulo: Edgard Blücher, 378 p.

Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Reviews*, 17, 1–19. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(81\)90003-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(81)90003-9).

Albuquerque, D.F., França, G.S., Moreira, L.P., Assumpção, M., Bianchi, M., Barros, L.V., Quispe, C.C., Oliveira, M.E. Crustal structure of the Amazonian Craton and adjacent provinces in Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 79, 431-442, 2017.

Airy, G.B., 1855. On the computations of the effect of the attraction of the mountain masses as disturbing the apparent astronomical latitude of stations in geodetic surveys. *Transactions Royal Society, London*, vol145.

Amante, C. Eakins, B.W., 2009. ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24. National Geophysical Data Center, NOAA. doi:10.7289/V5C8276M

Amaral, G., 1974. Geologia pré-cambriana da região amazônica (livre docência). São Paulo. Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências; doi:10.11606/T.44.2016.tde-24062016-160651.

Assumpção, M., Bianchi, M., Julià, J., Dias, F.L., França, G.S., Nascimento, R., Drouet, S., Pavão, C.G., Albuquerque, D.F., Lopes, A.E.V., 2013. Crustal thickness map of Brazil: data compilation and main features. *Journal of South American Earth Sciences*, 43, 74e85. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2012.12.009>.

Bai, Y., Willians, S.E., Müller, D., Liu, Z., Hosseinpour, M., 2014. Mapping crustal thickness using marine gravity data: Methods and uncertainties. *Geophysics*, vol.79, F1:F10.

Balling, N., 2000. Deep seismic reflection evidence for ancient subduction and collision zones within the continental lithosphere of northwestern Europe. *Tectonophysics*, 329, 269–300.

Barbosa, V.C.F., Silva, J.B.C., Medeiros, W.E., 1997. Gravity inversion of basement relief

using approximate equality constraints on depths. *Geophysics*, 62(6), 1745–1757.

Barbosa, V.C.F., Silva, J.B.C., Medeiros, W.E., 1999. Gravity inversion of a discontinuous relief stabilized by weighted smoothness constraints on depth. *Geophysics*, 64(5), 1429–1437.

Barnes, G., Barraud, J., 2012. Imaging geologic surfaces by inverting gravity gradient data with depth horizons. *Geophysics*, 77(1), G1–G11.

Bassin C., Laske G., Masters, T.G., 2000. The current limits of resolution for surface wave tomography in North America. *EOS Trans AGU* 81:F897

Berrocal, J., Marangoni, Y., Sá, N.C., Fuck, R., Soares, J.E.P., Dantas, E., Perosi, F., Fernandes, C., 2004. Deep seismic refraction and gravity crustal model and tectonic deformation in Tocantins Province, Central Brazil. *Tectonophysics*, 388, 187-199. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2004.04.033>.

Bott, M.H.P., 1960. The use of rapid digital computing methods for direct gravity interpretation of sedimentary basins. *Geophysical Journal International*, 3(1), 63–67.

Brito Neves, B. B., Cordani, U. G., 1991. Tectonic evolution of South America during the late Proterozoic. *Precambrian Research*, 53(1-2), 23-40. doi:10.1016/0301-9268(91)90004-T

Čadek, O., Martinec, Z., 1991. Spherical harmonic expansion of the Earth's crustal thickness up to degree and order 30. *Studia Geophysica Et Geodaesia* 35:151–165.

Carbonell, R., Levander, A., Kind, R., 2013. The Mohorovičić discontinuity beneath the continental crust: An overview of seismic constraints. *Tectonophysics*, Volume 609, p353-376.

Chai, Y., Hinze, W.J., 1988. Gravity inversion of an interface above which the density contrast varies exponentially with depth. *Geophysics*, 53, 837–845.

Chappell, A.R., Kusznir, N.J., 2008. Three-dimensional gravity inversion for Moho depth at rifted continental margins incorporating a lithosphere thermal gravity anomaly correction. *Geophysical Journal International*, 174, 1–13. doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03803.x.

Chen, W., Tenzer, R. Moho Modeling Using FFT Technique. *Pure and Applied Geophysics* 174, 1743–1757 (2017) doi:10.1007/s00024-017-1503-4.

Christensen, N.I., Mooney, W.D., 1995. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: a global view. *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, 100, 9761e9788.

Condori, C.Q., França, G.S., Tavera, H., Albuquerque D.F., Bishop, B., Beck, S.L., 2017. Crustal structure of north Peru from analysis of teleseismic receiver functions. *Journal of South American Earth Sciences*, p.1.

Cordani, U.G., 2017. História Geológica do Cráton Amazônico. 15th Simpósio de Geologia da Amazônia, Sociedade Brasileira de Geologia, vols. 11–16 Pará, Belém, Brazil.

Cordani, U.G., Brito Neves, B.B, 1982. The geologic evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências*, v.12, n.1-3, 78-88.

Cordani, U.G., Tassinari, C.C.G., Teixeira, W., Basei, M.A.S., Kawashita, K., 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. *Actas Instituto de Investigaciones Geologicas, Ciudad de Arica*, pp. J137eJ148.

Costa, I.S.L., Rocha, M.P., Klein, E.L., Vasquez, M.L., 2020. Lithospheric structure of the southern Amazonian Craton from multiple-frequency seismic tomography: Preliminary insights on tectonic and metallogenic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, vol 101, 102608.

Coutinho, M.G.N., 2008. Província mineral do Tapajós: geologia, metalogenia e mapa previsional para Ouro em SIG. Rio de Janeiro. CPRM, 420p.

Clowes, R.M., Kanasevich, E., Cumming, G., 1968. Deep crustal seismic reflections at nearvertical incidence. *Geophysics* 33, 441–551.

Cunha, P.R.C., Gonzaga, F.G., Coutinho, L.F.C., Feijó, F.J. 1994. Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, 8(1):47-55.

Daly, M.C., Andrade, V.A., Barousse, C.A., Costa, R., McDowell, K., Pigott, N., Poole, A.J., 2014. Brasiliano crustal structure and the tectonic setting of the Parnaíba basin of NE Brazil: Results of a deep seismic reflection profile. *Tectonics*, 33(11), 2102-2120.

Danes, Z. F., 1960. On a successive approximation method for interpreting gravity anomalies. *Geophysics*, 25, 1215–1228.

Dix, C., 1965. Reflection seismic crustal studies. *Geophysics* 30, 1068–1084.

Dziewonski, A.M., Anderson, D.L., 1981. Preliminary reference Earth model. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 25(4), 297–356.

Eiras, J.F., Becker, C.R., Souza, E.M., Gonzaga, J.E.F., Silva, L.M., Daniel, L.M.F., Matsuda, N.S., Feijó, F.J. 1994a. Bacia do Solimões. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, Rio de Janeiro, 8(1):17-45.

Eiras, J.F., Kinoshita, E.M., Feijó, F.J. 1994b. Bacia do Tacutu. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, Rio de Janeiro, 8(1):83-89.

Featherstone, W., 1997. On the use of the geoid in geophysics: A case study over the North-West Shelf of Australia. *Exploration Geophysics*, 28. 52-57. doi: 10.1071/EG997052.

Feijó, F.J., Souza, R.G. 1994. Bacia do Acre. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, Rio de Janeiro, 8(1):9-16.

França, G.S.; Assumpção, M. 2004. Crustal Structure of the Ribeira fold Belt, SE Brazil, derived from Receiver Functions. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 16, n.8, p. 743-758.

Gilardoni, M., Reguzzoni, M., Sampietro, D., 2016 GECO: a global gravity model by locally combining GOCE data and EGM2008. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 60, 228–247 doi:10.1007/s11200-015-1114-4

Gomez-Ortiz, D., Agarwal, B.N.P., 2005. 3DINVER.M: a MATLAB program to invert the gravity anomaly over a 3D horizontal density interface by Parker Oldenburg's algorithm. *Computers and Geosciences*, 31, 13–520.

Guimarães G.N., Matos A.C.O.C., Blitzkow D., 2012. An evaluation of recent GOCE geopotential models in Brazil. *Journal of Geodetic Science* 2(2), 144–155.

Guspi, F., Introcaso, B., 2000. A sparse spectrum technique for gridding and separating potential field anomalies. *Geophysics*, 65, 1154–1161.

Hale, L.D., Thompson, G.A., 1982. Mohorovičić discontinuity. *Journal of Geophysical Research*. 87, 4625–4635.

Hasui, Y., Haralyi, N.L.E., Schobbenhaus, C., 1984. Elementos geofísicos e geológicos da Região Amazônica: subsídios para o modelo geodinâmico. In: II Simpósio Amazônico. Departamento Nacional da Produção Mineral, Manaus, pp. 129e147.

Hjelt, S.E., 1974. The gravity anomaly of a dipping prism. *Geoexploration*, 12, 29–39.

Julià, J., Assumpção, M., Rocha, M.P., 2008. Deep crustal structure of the Paraná Basin from receiver functions and Rayleigh-wave dispersion: evidence for a fragmented cratonic root. *Journal of Geophysical Research*, 113, B08318. <http://dx.doi.org/10.1029/2007JB005374>.

Krüger, F., Scherbaum, F., Rosa, J.W.C., Kind, R., Zetsche, F., Hohne, J., 2002. Crustal and upper mantle structure in the Amazon region (Brazil) determined with broadband mobile stations. *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, 107. <http://dx.doi.org/10.1029/2001JB000598>. ESE 17-1-ESE 17-12.

Langston, C. A. Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves. *Journal of Geophysical Research*, V. 84, p. 4749-4762, 1979.

Laske, G., Masters, G., Ma, Z., Pasyanos, M., 2013. Update on CRUST1. 0-A 1-degree global model of Earth's crust. *Geophysical Research Abstracts* (Vol. 15, p. 2658).

Leão, J., Menezes, P., Beltrão, J., Silva, J., 1996. Gravity inversion of basement relief constrained by the knowledge of depth at isolated points. *Geophysics*, 61(6), 1702–1714.

Lloyd, S., van der Lee, S., França, G.S., Assumpção, M., Feng, M., 2010. Moho map of South America from receiver functions and surface waves. *Journal of Geophysical Research*, 115, B11315. <http://dx.doi.org/10.1029/2009JB006829>.

Llubes, M., Seoane, L., Bruinsma, S., Rémy, F., 2018. Crustal thickness of Antarctica estimated using data from gravimetric satellites. *Solid Earth*, 9, 457–467, <https://doi.org/10.5194/se-9-457-2018>.

Marotta, G.S., Almeida, Y.M., Chuerubim, M.L., 2019. Análise da Influência do Valor de Densidade na Estimativa do Modelo Geoidal Local para o Distrito Federal, Brasil. *Revista Brasileira de Cartografia*, vol.71, n.4, pp1089-1113.

Martinec, Z., 1994. The Density Contrast at the Mohorovicic Discontinuity. *Geophysical Journal International*, 117, 539–544, doi:10.1111/j.1365-246X.1994.tb03950.x.

Meier, U., Curtis, A., Trampert, J., 2007. Global crustal thickness from neural network inversion of surface wave data. *Geophysical Journal International*, 169 (2), 706–722.

Meliani, O., Bourmatte, A., Hamoudi, M., Haddoum, H., Quesnel, Y., 2016. Moho depth derived from gravity and magnetic data in the Southern Atlas Flexure (Algeria). *Journal of African Earth Sciences*, vol 121, p100-107.

Milani, E.J., Thomaz Filho, A. 2000. Sedimentary Basins of South America. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A. Campos, D.A. (eds.). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31st. IGC, 389-449.

Milani, E.J., Zalán, P.V. 1999. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. *Episodes*, 22:199-205.

Mooney, W., Kaban, M., 2010. The North American upper mantle: Density, composition, and evolution. *Journal of Geophysical Research*. 115. [10.1029/2010JB000866](http://dx.doi.org/10.1029/2010JB000866).

Mooney, W.D., Laske, G., Masters, T.G., 1998. CRUST 5.1: a global crustal model at 5x5 degree. *Journal of Geophysical Research*, 103:727–747

Morales, L. G., 1959. Geology & Oil Possibilities of Amazonas Basin. *Fifth World Petroleum Congress*.

Nabighian, M.N., Ander, M.E., Grauch, V.J.S., Hansen, R.O., LaFehr, T.R., Li, Y., Pearson, W.C., Peirce, J.W., Phillips, J.D., Ruder, M.E., 2005. Historical development of the gravity method in exploration. *Geophysics*, 70(6):63ND.

Moritz, H., 1990. The figure of the Earth. Wichmann H, Karlsruhe.

Nagy, D., Papp, G., Benedek, J., 2000. The gravitational potential and its derivatives for the prism. *Journal of Geodesy*. 74. 552-560. doi:10.1007/s001900000116.

Nagy, D., 1966. The gravitational attraction of a right rectangular prism. *Geophysics*, 31, 362–371.

Nunn, J., Aires, J., 1988. Gravity anomalies and flexure of the lithosphere at the middle Amazon basin, Brazil. *Journal of Geophysical Research* 93 (B1), 415–428.

Oldenburg, D.W., 1974. The inversion and interpretation of gravity anomalies. *Geophysics*, 39(4), 526–536. doi:10.1190/1.1440444.

Parker, R.L., 1972. The rapid calculation of potential anomalies. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, 31, 447–455.

Pavão, C.G., França, G.S., Marotta, G.S., Menezes, P.H.B.J., Neto, G.B.S., Roig, H.L., 2012. Spatial interpolation applied a crustal thickness in Brazil. *Journal of Geographical Information Systems* 4,142e152. <http://dx.doi.org/10.4236/jgis.2012.42019>.

Pavlis N.A., 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*, 117, B04406. DOI: 10.1029/2011JB008916.

Pimentel, M.M., Fuck, R.A., 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, 20, 375. [http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0375:NCAICB>2.3.CO;2](http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0375:NCAICB>2.3.CO;2).

Plouff, D., 1975. Derivation of formulas and FORTRAN programs to compute gravity anomalies of prisms: *U. S. Department of Commerce National Technical Information Service Publication PB-243-526*.

Pratt, J.H., 1855. On the attraction of the Himalaya Mountains and of the elevated regions beyond upon the plumb-line in India. *Transactions Royal Society*, London, vol145.

Reguzzoni, M., Sampietro, D., 2015. GEMMA: an Earth crustal model based on GOCE satellite data. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 35, 31e43. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jag.2014.04.002>.

Reguzzoni, M., Sampietro, D., Sansò, F., 2013. Global Moho from the combination of the CRUST2.0 model and GOCE data. *Geophysical Journal International*, 195(1), 222–237.

Reamer, S.K., Ferguson, J.F., 1989. Regularized two-dimensional Fourier gravity inversion method with application to the Silent Canyon caldera, Nevada. *Geophysics*, 54, 486–496.

Rondenay, S., 2009. Upper Mantle Imaging with Array Recordings of Converted and Scattered Teleseismic Waves. *Surveys in Geophysics*. 30, 377–405.

Rosa, J.W.C., Rosa, J.W.C., Fuck, R.A., 2016. The structure of the Amazonian craton: available geophysical evidence. *Journal of South American Earth Sciences*, 70, 162e173. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2016.05.006>.

Santos, J.O.S., 2003. Geotectônica dos escudos das Guianas e Brasil-Central. In: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H. (Eds.), *Geologia, Tectônica E Recursos Minerais Do Brasil (CPRM)*. Universidade de Brasília, Brasília, pp. 169e226.

Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., Groves, D.I., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, 3(4), 453–488. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)70755-3](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70755-3).

Santos, J.O.S., Nelson, B.W., Geovannini, C.A. 1993. Os campos de dunas do Pantanal Setentrional. *Ciência Hoje*, 16(93): 22-25.

Sheriff, R.E., Geldart, L.P., 1982. *Exploration Seismology*, Vol. 1 e 2, Cambridge University Press.

Silva, A. J.P., Vasconcelos, A.M., Bahia, R.B.C. 2003. Bacias Sedimentares Paleozóicas e Meso-Cenozóicas Interiores. In: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H. (Org.). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Brasília: Editora Universidade de Brasília, 2003, p. 55-86.

Sacek, V., Ussami, N., 2009. Reappraisal of the effective elastic thickness for the sub-Andes using 3-D finite element flexural modelling, gravity and geological constraints. *Geophysical Journal International* 179, 778-786.

Schobbenhaus, C.; Campos, D.A.; Derze, G.R.; Asmus, H.E. 1984. *Geologia do Brasil*. DNPM.

Sjöberg, L.E., Bagherbandi, M., 2017. Gravity Inversion and Integration: Theory and Applications in Geodesy and Geophysics. Switzerland, pp377.

Sjöberg L.E., Bagherbandi, M., 2011. A method of estimating the moho density contrast with a tentative application by EGM08 and CRUST2.0. *Acta Geophysica* 58:1–24. doi:10.2478/s11600-011-0003-7.

Sjöberg L.E., 2009. Solving Vening Meinesz-Moritz inverse problem in Isostasy. *Geophysical Journal International* 179(3):1527–1536. doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04397.x

Soares, J.E.P., Stephenson, R., Fuck, R.A., Lima, M.V.A.G., Araújo, V.C.M., Lima, F.T., Rocha, F.A.S., Trindade, C.R. 2018. Structure of the crust and upper mantle beneath the Parnaíba Basin, Brazil, from wide-angle reflection–refraction data. *Geological Society Especial Publications* 472, SP472.9.

Sünkel, H., 1985. An isostatic earth model. The department of geodetic science and surveying report no. 367. The Ohio State University, Columbus.

Talwani, M., Ewing, M., 1960, Rapid computation of gravitational attraction of three-dimensional bodies of arbitrary shape. *Geophysics*, 25, 203–225.

Tassinari, C.C.G., 1981. Evolução geotectônica da província Rio Negro-Juruena na região amazônica (dissertação). São Paulo: Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências. doi:10.11606/D.44.1981.tde-11062013-163626.

Tassinari, C.C.G., 1996. O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: revisão dos dados isotópicos (livre docência). São Paulo. Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências. doi:10.11606/T.44.2013.tde-22082013-163642.

Tassinari, C.C.G., Macambira M.J.B., 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.R., Brito-Neves, B.B. (Eds.), *Geologia do Continente Sul-Americano*. São Paulo, Beca, pp. 471–485.

Teixeira, W., Tassinari, C.C.G., Cordani, U.G., Kawashita, K., 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Cráton: tectonic implications. *Precambrian Research*, v. 42, p. 213-227.

Uieda, L., Barbosa, V.C.F. 2017. Fast nonlinear gravity inversion in spherical coordinates with application to the South American Moho. *Geophysical Journal International*, 208(1), 162-176, doi:10.1093/gji/ggw390.

van der Meijde, M., Julià, J., Assumpção, M., 2013. Gravity derived Moho for South America. *Tectonophysics*, 609, 456–467.

van der Meijde, M., Fadel, I., Ditmar, P., Hamayun, M., 2015. Uncertainties in crustal thickness models for data sparse environments: a review for South America and Africa. *Journal of Geodynamics*, 84, 1–18.

Zhang, C., Huang, D., Wu, G., Ma, Guoqing, Yuan, Y., Yu, P., 2015. Calculation of Moho Depth by Gravity Anomalies in Qinghai–Tibet Plateau Based on an Improved Iteration of Parker–Oldenburg Inversion. *Pure Applied Geophysics*, 172, 2657–2668. <https://doi.org/10.1007/s00024-015-1039-4>.

Zhu, L., Kanamori, H., 2000. Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions. *Journal of Geophysical Research*, V. 105, N. B2, p. 2969-2980.