



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

SUPERFÍCIE *CURIE* DA PROVÍNCIA BORBOREMA

RAPHAEL TEIXEIRA CORREA

Dissertação de Mestrado N° 87

Programa de Pós-graduação em Geociências Aplicadas

ORIENTADORA: PROF. DR^a. ROBERTA MARY VIDOTTI

Brasília, Setembro/2015.



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

SUPERFÍCIE *CURIE* DA PROVÍNCIA BORBOREMA

RAPHAEL TEIXEIRA CORREA

Dissertação de Mestrado

Programa de Pós-graduação em Geociências Aplicadas

Área de concentração: Geofísica Aplicada

ORIENTADORA: PROF. DR. ROBERTA MARY VIDOTTI

Comissão Examinadora:

Profa. Dra. Roberta Mary Vidotti (Orientadora)

Prof. Dr. Eder Cassola Molina (IAG/USP)

Profa. Dr. Elton Luiz Dantas (IG/UnB)

Prof. Dr. Reinhardt Adolfo Fuck (IG/UnB – Suplente)

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

Cs Correa, Raphael Teixeira
 Superfície Curie da Província Borborema / Raphael
 Teixeira Correa; orientador Roberta Mary Vidotti. --
 Brasília, 2015.
 65 p.

 Dissertação (Mestrado - Mestrado em Geociências
 Aplicadas) -- Universidade de Brasília, 2015.

 1. Superfície Curie. 2. Análise espectral. 3.
 Estrutura termal da crosta. 4. Província Borborema.
 I. Vidotti, Roberta Mary, orient. II. Título.

*Dedico esta dissertação
a minha família*

SUMÁRIO

| | |
|--|-----------|
| SUMÁRIO..... | i |
| ÍNDICE DE FIGURAS..... | iii |
| ÍNDICE DE TABELAS..... | vi |
| LISTA DE EQUAÇÕES..... | vii |
| RESUMO E ABSTRACT..... | viii |
| AGRADECIMENTOS..... | xii |
| | |
| 1 INTRODUÇÃO..... | 1 |
| 1.1 Localização da área de estudo..... | 2 |
| 1.2 Justificativa e objetivos..... | 3 |
| 2 CONTEXTO GEOLÓGICO..... | 4 |
| 2.1 Domínios tectônicos..... | 4 |
| 2.2 Síntese da evolução tectônica..... | 8 |
| 3 MATERIAIS E MÉTODOS..... | 10 |
| 3.1 Natureza dos dados e processamento..... | 11 |
| 3.1.1 Dados aeromagnéticos..... | 11 |
| 3.1.2 Dados de integração e validação..... | 12 |
| 3.1.2.1 Fluxo térmico..... | 12 |
| 3.1.2.2 Radiometria..... | 13 |
| 3.1.2.3 Gravimetria..... | 14 |
| 3.1.2.4 Espessura crustal..... | 14 |
| 3.2 Fundamentação teórica..... | 14 |
| 3.2.1 Análise espectral..... | 14 |
| 3.2.2 Método centroide..... | 16 |
| 3.3 Teste em dados sintéticos..... | 18 |
| 3.3.1 Resultados dos testes para tamanho de janela fixo..... | 20 |
| 3.3.2 Resultados dos testes para profundidades fixas..... | 23 |
| 3.4 Procedimento para escolha do tamanho da janela..... | 24 |
| 4 RESULTADOS E DISCUSSÕES..... | 28 |
| 4.1 Cálculo da profundidade <i>Curie</i> com dados de fluxo térmico..... | 31 |
| 4.2 Análise espectral e superfície <i>Curie</i> dos domínios geológicos..... | 33 |

| | |
|---|-----------|
| 4.3 Superfície <i>Curie</i> x <i>Moho</i> | 47 |
| 4.4 Sismicidade intraplaca associada à estrutura termal da crosta..... | 49 |
| 4.5 Soerguimento do Planalto da Borborema..... | 51 |
| 4.6 Superfície <i>Curie</i> como ferramenta em sistemas mineralizantes..... | 53 |
| 5 CONCLUSÕES..... | 56 |
| 6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS..... | 59 |

ÍNDICE DE FIGURAS

| | |
|--|----|
| Figura 1.1. Localização da área de estudo. Província Borborema em vermelho. Bacias fanerozoicas e Pré-Cambriano em amarelo e rosa, respectivamente. Limites das províncias com base em Bizzi <i>et al.</i> (2003)..... | 2 |
| Figura 2.1. Mapa cronoestratigráfico da Província Borborema (adaptado de Bizzi <i>et al.</i> , 2003). Sigla dos subdomínios: SMC: Subdomínio Médio Coreaú; SCC: Subdomínio Ceará Central; SRGN: Subdomínio Rio Grande do Norte; SARP: Subdomínio Araripina; SPAB: Subdomínio Piancó Alto Brígida; Subdomínio: Alto Pajeau; SAM: Subdomínio Alto Moxotó; SRC: Subdomínio Rio Capibaribe..... | 5 |
| Figura 3.1. Área de estudo com destaque para os projetos aerogeofísicos..... | 11 |
| Figura 3.2. Ajuste das retas para o cálculo da Z_t e Z_0 . Retirado de Tanaka <i>et al.</i> (1999)..... | 17 |
| Figura 3.3. Mapa de anomalias magnéticas de prismas sintéticos. As propriedades magnéticas se mantiveram constantes para todos os modelos, alterando-se apenas as profundidades dos topos e bases..... | 20 |
| Figura 3.4. Modelo I: janela de 100 km, profundidade média do topo e base igual a 5,5 e 30 km..... | 21 |
| Figura 3.5. Modelo II: janela de 100 km, profundidade do topo e base igual a 3,6 e 10,1 km, respectivamente..... | 21 |
| Figura 3.6. Modelo III: janela de 100 km, profundidade do topo e base igual a 0,5 e 7,4 km..... | 22 |
| Figura 3.7. Modelo IV: janela de 100 km, profundidade média do topo e base igual a 3,6 e 4,3 km..... | 22 |
| Figura 3.8. Modelo V: janela de 100 km, profundidade do topo e base igual a 0,5 e 27,4 km..... | 23 |
| Figura 3.9. Modelo V: janela de 150 km, profundidade do topo e base igual a 0,5 e 27,4 km..... | 23 |
| Figura 3.10. Modelo V: janela de 200 km, profundidade do topo e base igual a 0,5 e 27,4 km..... | 24 |
| Figura 3.11. Campo magnético anômalo sobre o modelo digital de terreno sombreado e espessura crustal segundo Pavão (2014). Os quadrados pretos indicam o tamanho das janelas que foram usadas nos testes. Iniciou-se com a janela de 50x50 km ² que foi incrementada de 50 em 50 km até atingir a janela de 200 km..... | 26 |
| Figura 3.12. a) Espectros de <i>Fourier</i> para a janela dos dados processados neste trabalho; b) Espectros de <i>Fourier</i> para a janela da malha Aeromag Brasil (Costa <i>et al.</i> , 2010)..... | 27 |
| Figura 4.1. Superfície Curie da Província Borborema sobre o modelo digital de terreno sombreado. Os pontos em preto representam os centros das janelas de 150x150 km ² . Quadrados em azul são referentes às medidas de fluxo térmico utilizadas para gerar as geotermas. Os perfis NE e NW (linhas pretas) são de sísmica de refração profunda (Lima <i>et al.</i> , 2014)..... | 29 |
| Figura 4.2. Profundidade média dos topos magnéticos sobre o modelo digital de terreno sombreado. Nota-se a presença de anomalias de centenas de km, maiores que as janelas de | |

| | |
|--|----|
| amostragem, o que evidencia a presença de sinais geofísicos reais..... | 30 |
| Figura 4.3. Geotermas para o terreno Rio Piranhas, subdomínio Alto Moxotó e maciço Pernambuco-Alagoas..... | 32 |
| Figura 4.4. Campo magnético anômalo da Província Borborema sobre o modelo digital de terreno. Sigla dos subdomínios: SMC: Subdomínio Médio Coreaú; SCC: Subdomínio Ceará Central; SRGN: Subdomínio Rio Grande do Norte; SARP: Subdomínio Araripina; SPAB: Subdomínio Piancó Alto Brígida; Subdomínio: Alto Pajeau; SAM: Subdomínio Alto Moxotó; SRC: Subdomínio Rio Capibaribe..... | 34 |
| Figura 4.5. Imagem ternária dos canais potássio, tório e urânio em vermelho, verde e azul, respectivamente. Sigla dos subdomínios: SMC: Subdomínio Médio Coreaú; SCC: Subdomínio Ceará Central; SRGN: Subdomínio Rio Grande do Norte; SARP: Subdomínio Araripina; SPAB: Subdomínio Piancó Alto Brígida; Subdomínio: Alto Pajeau; SAM: Subdomínio Alto Moxotó; SRC: Subdomínio Rio Capibaribe..... | 35 |
| Figura 4.6. Calor radiogênico ($\mu\text{W}/\text{m}^3$) calculado de acordo com a equação de Rybach (1976), assumindo a crosta com densidade média de $2.67 \text{ g}/\text{cm}^3$; os círculos coloridos representam o fluxo térmico (mW/m^2) de acordo com dados da literatura. Sigla dos subdomínios: SMC: Subdomínio Médio Coreaú; SCC: Subdomínio Ceará Central; SRGN: Subdomínio Rio Grande do Norte; SARP: Subdomínio Araripina; SPAB: Subdomínio Piancó Alto Brígida; Subdomínio: Alto Pajeau; SAM: Subdomínio Alto Moxotó; SRC: Subdomínio Rio Capibaribe..... | 36 |
| Figura 4.7. Anomalia Bouguer residual. Retirado de Oliveira (2008)..... | 37 |
| Figura 4.8. Superfície Curie sobre o modelo digital de elevação sombreado. Nota-se que a estrutura termal da Província Borborema é controlada pelas principais zonas de cisalhamento (ZC, linhas pretas)..... | 38 |
| Figura 4.9. Análise espectral do Subdomínio Ceará Central; a) Pico definido em $k = 0,065 \text{ rad}/\text{km}$. b) Não se nota pico..... | 41 |
| Figura 4.10. Análise espectral de um espectro do Terreno Rio Piranhas. Nota-se que a taxa de decaimento exponencial é influenciada por fontes rasas..... | 42 |
| Figura 4.11. Análise espectral do Domínio Central. Nota-se um pico bem definido em $k = 0,02 \text{ rad}/\text{km}$ | 44 |
| Figura 4.12. Análise espectral do Domínio Meridional. Nota-se um pico bem amostrado em $k = 0,06 \text{ rad}/\text{km}$ e uma menor interferência de fontes rasas devido a suavidade da taxa de decaimento..... | 45 |
| Figura 4.13. Espessura crustal da Província Borborema. Os asteriscos, pontos e triângulos são referentes a sísmica de refração profunda, gravimetria e função do receptor, respectivamente. Retirado de Pavão (2014)..... | 48 |
| Figura 4.14. Superfície Curie sobre o modelo digital de elevação do terreno sombreado. Observa-se a escassez de terremotos na porção centro-sudoeste que é o domínio mais frio (resistente)..... | 50 |

| | |
|---|----|
| Figura 4.15. Superfície Curie da Província Borborema sobre o modelo digital de terreno. Planalto da Borborema em branco..... | 52 |
| Figura 4.16. Gradiente horizontal da superfície Curie. Tema adimensional. De maneira geral, as principais mineralizações concentram-se nas regiões de alto gradiente térmico horizontal..... | 55 |

ÍNDICE DE TABELAS

| | |
|---|----|
| Tabela 2.1. Correlação entre domínios geológicos e a evolução da Província Borborema. Adaptado de Santos (2000)..... | 9 |
| Tabela 3.1: A profundidade Z é obtida de acordo com a relação $Z = \frac{\text{coeficiente angular}}{\text{fator da tabela}}$. Adaptado de Ravat <i>et al.</i> (2007)..... | 18 |
| Tabela 3.2. Profundidade do topo e base de acordo com o tamanho da janela..... | 25 |
| Tabela 4.1. Propriedades geotérmicas do modelo proposto..... | 31 |
| Tabela 4.2. Resumo das assinaturas dos métodos integrados. Siglas: SMC: Subdomínio Médio Coreaú; SCC: Subdomínio Ceará Central; SRGN: Subdomínio Rio Grande do Norte; SARP: Subdomínio Araripina; SPAB: Subdomínio Piancó Alto Brígida; Subdomínio: Alto Pajeáu; SAM: Subdomínio Alto Moxotó; SRC: Subdomínio Rio Capibaribe; MPA: Maciço Pernambuco Alagoas; FS: Faixa Sergipana; FRP: Faixa Riacho Pontal..... | 46 |

LISTA DE EQUAÇÕES

| | |
|-------------------|----|
| Equação 3.1..... | 12 |
| Equação 3.2..... | 13 |
| Equação 3.3..... | 14 |
| Equação 3.4..... | 15 |
| Equação 3.5..... | 15 |
| Equação 3.6..... | 15 |
| Equação 3.7..... | 16 |
| Equação 3.8..... | 16 |
| Equação 3.9..... | 16 |
| Equação 3.10..... | 17 |
| Equação 3.11..... | 17 |
| Equação 3.12..... | 17 |

RESUMO

A temperatura *Curie* marca a profundidade de desmagnetização da crosta, correspondendo à isoterma de 580°C, que é o ponto de desmagnetização da magnetita. Estudos sobre a estrutura termal da crosta geralmente são feitos com medidas de fluxo térmico. Todavia, esses dados são escassos e podem ser contaminados por anomalias rasas do ambiente geológico local. A superfície *Curie* calculada com dados magnéticos através de técnicas no domínio da frequência espacial é uma alternativa para entender a estruturação termal da crosta. Processos geodinâmicos como vulcanismo, intrusões, terremotos, soerguimento de montanhas e metamorfismo são controlados pela geração e transferência de calor na Terra, uma vez que a reologia dos sólidos é função principalmente da temperatura. A Província Borborema é parte da colisão neoproterozoica de um sistema orogênico situado entre os crátoms São Francisco – Congo e Luís-Oeste África, que formou o Supercontinente Gondwana. A malha magnética da Província Borborema foi dividida em janelas de 150x150 km², com incremento de 50 km, o que totalizou 189 janelas, com o resultado localizado no centro de cada janela. Os resultados foram interpolados pelo método da mínima curvatura com célula de 10x10 km². Para validar o método de inversão, a profundidade *Curie* foi calculada a partir de dados de fluxo térmico. Neste sentido, os resultados foram integrados aos dados de gravimetria, calor radiogênico e espessura crustal. A superfície *Curie* da Província Borborema varia de 18 a 59 km, o que revela complexidades na composição crustal da região. A estrutura termal mostra diferentes blocos crustais separados pelas principais zonas de cisalhamento, o que corrobora o modelo de evolução de terrenos alóctones. A porção oeste da zona de cisalhamento Pernambuco possui assinatura dos processos que envolvem a serpentinização do manto, uma vez que a isoterma *Curie* é mais profunda que a descontinuidade de *Mohorovic*. Nesta região, há uma diminuição na amplitude da anomalia Bouguer, o que corrobora a anomalia de grande comprimento de onda e alta amplitude no campo magnético anômalo. Interpreta-se esse padrão como evidência da subducção/colisão do Evento Brasiliano-Pan africano. Não se observa a mesma anomalia na porção leste da zona de sutura, possivelmente devido à abertura do Oceano Atlântico Sul durante o Cretáceo, uma vez que este processo eleva a *Moho* a temperaturas superiores a 850°C, de modo a desmagnetizar o manto. Os sismos da região concentram-se

principalmente nas regiões de superfície *Curie* rasa (crosta menos resistente) e nas zonas de transição entre blocos quentes e frios. Calculou-se o gradiente horizontal da superfície *Curie* para enfatizar a assinatura do contato entre os blocos termais. Essas regiões marcam possíveis descontinuidades crustais, e possuem alta correlação com as ocorrências de ouro orogênico da área de estudo.

ABSTRACT

The Curie temperature marks the lithosphere's depth demagnetization. It assumes that magnetite is the main magnetic material of Earth and has Curie point of 580°C. The crust thermal structure may be investigated by heat flow data. However, these data are scarce and may be contaminated by shallow heat anomalies related with local geological environment. The Curie surface calculated from magnetic data through spatial frequency domain techniques is an alternative to understand the thermal structure of Borborema Province. Volcanism, intrusions, earthquakes, uplift and metamorphism are geodynamical process controlled by the generation and transfer of heat in Earth, since the solids rheology is, mainly, function of temperature. The Borborema Province is part of the neoproterozoic collision of an orogenic system situated between the São Francisco-Congo and São Luís-West Africa cratons, which formed the Gondwana Supercontinent. To estimate the Curie depth the magnetic grid of Borborema Province was subdivided in 150x150 km² windows, incremented by 50 km totaling 189 windows with the results located at the center of each window. The results were interpolated using 10x10 km² cell size by the minimum curvature method. Heat flow data were used to validate the Curie depth estimated through magnetic inversion. The results were integrated to gravity, heat generation and crustal thickness data. The Curie surface of Borborema Province varies from 18 to 59 km, which reveals the complexity in the crustal composition of the study area. The thermal structure shows different crustal blocks separated by the main shear zones, which corroborates the evolution model of allochthonous terranes. The Curie surface signature for the west portion of Pernambuco Shear Zone indicates processes of mantle serpentinization, once the Curie isotherm is deeper than Mohorovic discontinuity. In this region, the amplitude of anomaly Bouguer decreases, which corroborates long wavelength anomaly observed in the magnetic anomaly. We interpreted this pattern as evidence of the Brasiliano-Pan-Africano's subduction/collision Event. The same anomaly in the east portion of the suture zone is not observed, possibly due to South Atlantic opening during Cretaceous, since this process elevated Moho temperatures above 850°C, demagnetizing the mantle. Earthquakes in the region are concentrated mainly in shallow Curie surface regions (less resistant crust) and in transition zones between warm and cold blocks. We calculated the horizontal gradient of the Curie depth to emphasize the signature of

contact between the thermal blocks. These regions mark possible crustal discontinuities, and have high correlation with orogenic gold occurrence in the study area.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus pelo dom da vida, motivação e forças diárias que conduziram esse estudo. A minha família (Vanilde, Geraldo e Diego) que foram pacientes e me auxiliaram durante todo o mestrado. À família Andrade Sakata por todo o apoio e incentivo, em especial à linda bióloga e companheira que me auxiliou de forma incrível na revisão deste manuscrito. A todos os amigos do Centro de Estudos Geofísicos (CEG) da CPRM, vulgo LABOGA, pelas construtivas discussões diárias e revisões que melhoraram incomensuravelmente a dissertação.

A todos meus amigos que equilibram a minha vida acadêmica com ótimas conversas aleatórias de boteco, reuniões de viola, disputas acaloradas de FIFA 14/15, mesas de dominó, e corridas no parque. Ao grande amigo Hiago, codinome Mestre Farias, pelo auxílio na revisão e pelas longas conversas sobre cada detalhe da vida.

À Universidade de Brasília e ao Instituto de Geociências pela oportunidade de realizar este mestrado. Especialmente a minha orientadora, Dr. Roberta Mary Vidotti, por ser uma pessoa incrível, ética, inteligente na qual eu me espelho. Também a todos os outros professores da minha vida que contribuíram de alguma forma.

Ao Serviço Geológico do Brasil pela concessão de dados e tempo para conclusão da pesquisa. Ao laboratório de Geotermia do Observatório Nacional, especialmente ao Professor Dr. Hamza pela prontidão em ceder dados. Ao grande pesquisador Dr Oksum, por todos os ensinamentos e dicas de vida.

Agradeço aos doutores Eder Molina e Elton Dantas pelas sugestões que melhoraram a dissertação.

1 INTRODUÇÃO

Essa dissertação é um dos requisitos para obtenção do título de mestre em geociências aplicadas pela Universidade Brasília. O presente estudo busca caracterizar a estrutura termal da Província Borborema com base em dados aeromagnéticos.

O primeiro capítulo da dissertação introduz o conceito da temperatura *Curie*. Discute a importância de conhecer a estrutura termal da crosta e apresenta as principais questões sobre a área de estudo que motivaram o desenvolvimento do trabalho.

Ao elevar a temperatura de um material magnético, a magnetização espontânea desaparece na temperatura *Curie* (Lowrie, 2007). A profundidade *Curie* da crosta refere-se à isoterma de 580°C, que é o ponto de desmagnetização da magnetita.(Frost e Shive, 1986). Desta forma, a profundidade associada a esta temperatura é um indicador da extensão do sinal magnético.

O conhecimento geotérmico de estruturas da crosta e litosfera permite entender uma variedade de processos geodinâmicos e propriedades físicas dos materiais. Incluem-se zonas de deformação, limites de fases minerais, intervalos de reações químicas, condutividade elétrica, susceptibilidade magnética, velocidade sísmica e densidade de massa (Chapman e Furlong, 1992).

A reologia dos sólidos é controlada principalmente pela temperatura. Assim, para entender o comportamento mecânico da litosfera e astenosfera é necessário conhecer suas estruturas termais (Turcotte e Schubert, 2002). Processos como vulcanismo, intrusões, terremotos, soerguimento de montanhas e metamorfismo são controlados pela geração e transferência de calor na Terra (Fowler, 2005).

De maneira geral, a estrutura termal da crosta é investigada por medidas de fluxo térmico. Todavia, esses dados são escassos e podem ser contaminados por anomalias rasas do ambiente geológico local. Desta forma, a superfície *Curie* calculada com dados magnéticos através de técnicas no domínio da frequência espacial é uma alternativa para entender a estruturação termal da crosta (Ross *et al.*, 2006).

Estudos sobre o tema datam desde a década de 1940 (e.g. Vacquier e Affleck, 1941). Todavia, os primeiros resultados consistentes foram obtidos por

Bhattacharyya e Leu (1975), que mapearam profundidades da base magnética inferiores a 10 km no Parque Nacional de Yellowstone.

Os principais métodos de cálculo da profundidade *Curie* envolvem análise espectral (Bhattacharyya, 1966; Spector e Grant, 1970; Byerly e Stolt, 1977). Utiliza-se a transformada de *Fourier* para analisar os dados no domínio do número de onda (frequência espacial).

1.1 Localização da área de estudo

A área de estudo situa-se no nordeste brasileiro, no domínio geológico – estrutural Província Borborema, delimitada a sul pelo Cráton São Francisco, a oeste pela Bacia do Parnaíba, a norte e leste pelas bacias da margem continental (**Figura 1.1**).



Figura 1.1. Localização da área de estudo. Província Borborema em vermelho. Bacias fanerozoicas e Pré-Cambriano em amarelo e rosa, respectivamente. Limites das províncias com base em Bizzi *et al.* (2003).

1.2 Justificativa e objetivos

A Província Borborema é objeto de estudo há mais de 30 anos. Desenvolveram-se diversas dissertações e teses com uma grande variedade de temas geológicos e geofísicos (e.g. Takeya *et al.*, 1989; Vauchez *et al.*, 1995; Oliveira e Medeiros, 2012; Costa *et al.*, 2015; Almeida *et al.*, 2015). É uma região amostrada por dados geotérmicos, magnéticos, gamaespectométricos, gravimétricos, sismológicos e geocronológicos. Desta forma, este conhecimento *a priori* é útil para validar os resultados obtidos com o método de inversão.

O objetivo principal do estudo é realizar uma abordagem criteriosa para calcular a base magnética da crosta com dados aeromagnéticos. Isso consiste em analisar os padrões dos espectros de *Fourier* e validar os resultados com dados de fluxo térmico, espessura crustal, gamaespectrometria; e gravimetria disponíveis na literatura.

O conhecimento da base magnética da crosta da província pode auxiliar na solução das seguintes questões:

- i) Qual a relação da estrutura termal da província com os limites dos terrenos tectonoestratigráficos?
- ii) Qual a relação da profundidade *Curie* com a descontinuidade de *Mohorovic*?
- iii) Qual a relação entre as anomalias térmicas na base da crosta com os terremotos?
- iv) Qual a relação da profundidade *Curie* com o Planalto da Borborema?
- v) A superfície *Curie* pode ser utilizada como um vetor mineralizante?

Há escassez de trabalhos sobre fluxo térmico, calor radiogênico e condutividade térmica na Província Borborema. Desta forma, a superfície *Curie* pode servir como guia para escolher áreas potenciais para estudos geotérmicos sistemáticos que possam contribuir para o entendimento geodinâmico da região.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO

O segundo capítulo da dissertação descreve os principais ambientes geológicos da Província Borborema, além de contextualizar os domínios em relação aos principais eventos orogênicos.

A Província Borborema foi denominada por Almeida *et al.* (1977) como um domínio geológico-estrutural localizado no nordeste do Brasil que ocupa área de aproximadamente 450.000 km². É limitado a oeste pela bacia do Parnaíba, a leste e norte por bacias da margem costeira, e a sul pelo Cráton São Francisco (**Figura 2.1**).

A província é resultado da colisão neoproterozoica de um sistema orogênico situado entre os crátons São Francisco – Congo e Luís-Oeste África, que formou o Supercontinente Gondwana (Van Schmus *et al.*, 1995; Brito Neves *et al.*, 2000).

Há diversas teorias a respeito de sua evolução, todavia a mais aceita defende que a província é composta pela aglutinação de terrenos alóctones de origens distintas, com no mínimo dois eventos orogênicos em sua história (Jardim de Sá *et al.*, 1992; Santos, 2000).

2.1 Domínios tectônicos

De acordo com Santos (2000), a província é constituída de três domínios principais: Setentrional que engloba os subdomínios Médio Coreau, Ceará Central, Rio Grande do Norte; Domínio Central ou Zona Transversal; e Domínio Meridional ou Extremo Sul. Ainda não há consenso em relação a alguns limites, neste trabalho serão adotados os limites propostos por Santos *et al.* (2000) e Brito Neves *et al.* (2000).

Médio Coreau

Localiza-se no extremo noroeste entre a Bacia do Parnaíba e o Lineamento Transbrasiliano (**Figura 2.1**). Constitui-se de: embasamento de 2,35 Ga de baixo grau metamórfico, formado por ortognaisse TTG, granulitos ortoderivados e paraderivados, além de migmatitos. Encontram-se sequências supracrustais de margem continental passiva, que são constituídas por quartzito e metacalcário, intercalados por rochas metavulcânicas; sedimentos clastopelíticos e fácies carbonáticas de ambiente flúvio-marinho. Ao longo de algumas zonas de

cisalhamento, nota-se evolução de riftes que formaram bacias cambro-ordovicianas (Brito Neves *et al.*, 2000; Brito Neves *et al.*, 1999).

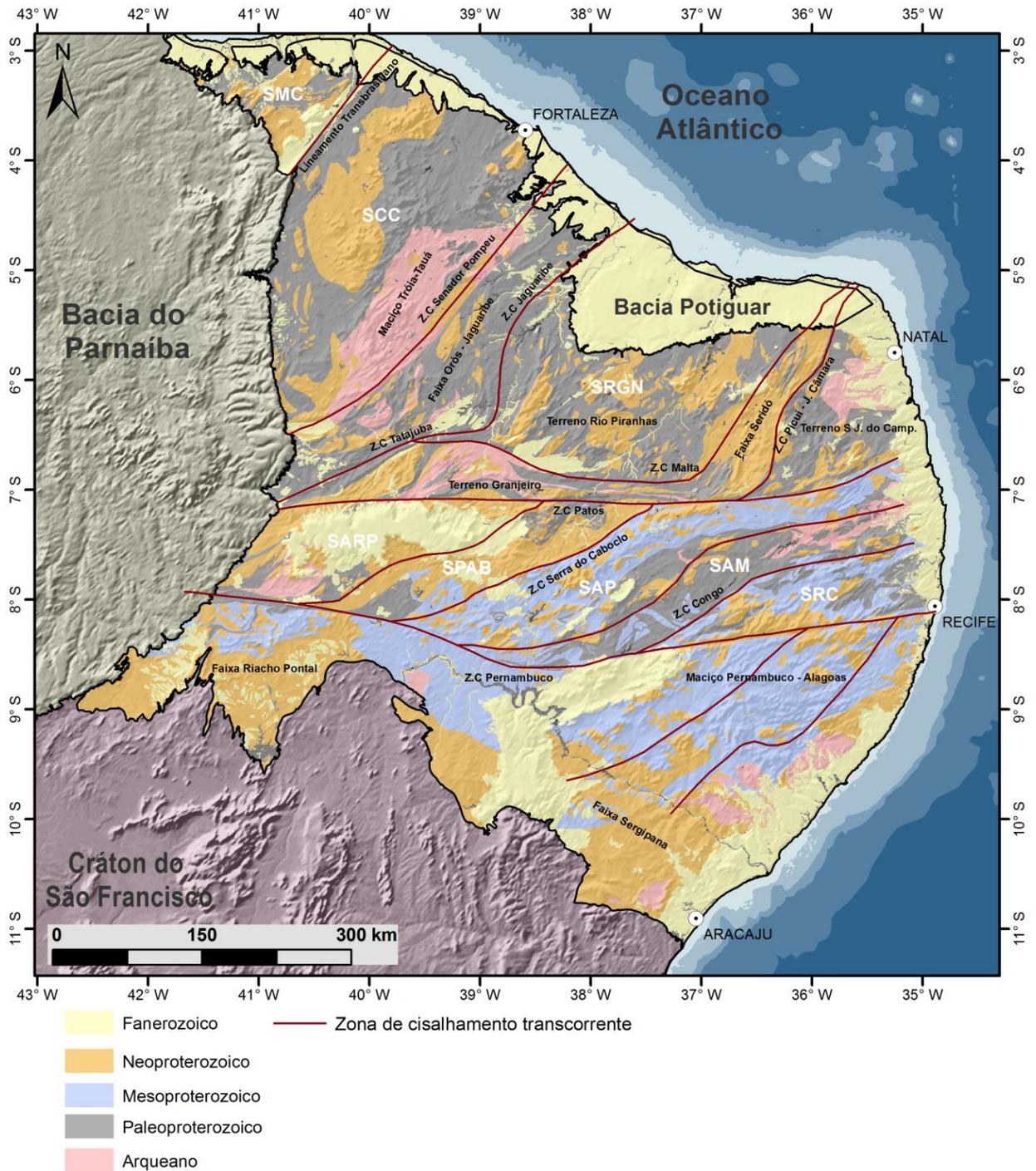


Figura 2.1. Mapa cronoestratigráfico simplificado da Província Borborema (adaptado de Bizzi *et al.*, 2003). Sigla dos subdomínios: SMC: Subdomínio Médio Coreau; SCC: Subdomínio Ceará Central; SRGN: Subdomínio Rio Grande do Norte; SARP: Subdomínio Araripina; SPAB: Subdomínio Piancó Alto Brígida; Subdomínio: Alto Pajeau; SAM: Subdomínio Alto Moxotó; SRC: Subdomínio Rio Capibaribe. Zonas de cisalhamento propostas por Oliveira (2008).

Ceará Central

Situa-se entre o lineamento Transbrasiliano e a zona de cisalhamento Senador Pompeu (**Figura 2.1**). É constituída basicamente pelo maciço Troia-Tauá ou Troia – Pedra Branca e pela Faixa Ceará Central. O primeiro é constituído por terrenos arqueanos, granito-greenstone e granito-gnáissico, oriundos da colagem orogênica paleoproterozoica. A Faixa Ceará Central é composta por complexos de rochas metassedimentares neoproterozoicas. De modo geral, são rochas típicas de ambiente plataformal de margem passiva. Há evidências de que a deposição de alguns protólitos ocorreu após 2,3 Ga, o que pode estar associado à formação dos primeiros arcos magmáticos do sistema de orógenos do paleoproterozoico (Arthaud *et al.*, 2008; Fetter *et al.*, 2000).

Rio Grande do Norte

Está localizado entre as zonas de cisalhamento Senador Pompeu e Patos (**Figura 2.1**). É constituída pelos terrenos Rio Piranhas, Granjeiro e São José do Campestre e faixas Orós – Jaguaribe e Seridó.

O Terreno São José do Campestre inclui associações TTG e ortognaisses arqueanos. Em volta deste núcleo se encontram gnaisses cálcio alcalinos do paleoproterozoico (Dantas *et al.*, 2004). O Terreno Rio Piranhas é constituído por ortognaisses cálcio alcalinos paleoproterozoicos e raras supracrustais metassedimentares. O Terreno Granjeiro é um compartimento tectônico de idade arqueana-paleoproterozoica.

A Faixa Orós – Jaguaribe é constituída por um *rift* estateriano que inclui bacias vulcanossedimentares e granitoides anorogênicos, que foram deformados durante o Evento Brasileiro-Pan-Africano. A Faixa Seridó constitui o cinturão metassedimentar edicariano, que inclui unidades metavulcanossedimentar; metapelítica – carbonática plataformal; quartzitos e metaconglomerados; e xistos de natureza turbidítica (Santos *et al.*, 2014).

Zona Transversal

Situa-se entre as zonas de cisalhamento Patos e Pernambuco (**Figura 2.1**). Configura-se como um sistema anastomosado de zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais de direção E-W e preferencialmente sinistrais de direção NE-SW. Mostra evidências do evento rogênico Cariris Velho entre 1.0 Ga e 950 Ma (Kozuch *et al.*, 1997; Brito Neves *et al.*, 1995). Classifica-se a região em cinco subdomínios: Alto Moxotó, Rio Capibaribe, Araripina, Piancó Alto Brigida e Alto Pajeaú. O Subdomínio Alto Moxotó é formado por gnaisses de alto grau e intrusões máficas paleoproterozoicas. O Subdomínio Rio Capibaribe é composto por cinturões mesoproterozoicos e neoproterozoicos que incluem sedimentos siliciclásticos (metapelitos, metapsamíticos e metacarbonatos), e sequências metavulcânicas intermediárias a máficas intrudidas por granitos do evento Cariris Velho, além de granitoides paleoproterozoicos a mesoproterozoicos intrudidos e afetados pelas zonas de cisalhamento Brasileiras. O Subdomínio Araripina é constituído por rochas gnáissico-migmatíticas. O Piancó Alto Brígida compõe-se de metassedimentares siliciclásticas, metaturbidíticos e metaconglomerados neoproterozoicos. O Alto Pajeaú é constituído por rochas metavulcanossedimentares e granitoides. Não há consenso se o ambiente de formação é de arco magmático ou rifte (Santos e Medeiros, 1999; Santos *et al.*, 2014).

Meridional

Localiza-se a sul da Zona de Cisalhamento Pernambuco e a norte do cratón São Francisco (**Figura 2.1**). É um cinturão contraccional metavulcanossedimentar neoproterozoico desenvolvido entre a porção centro-norte da Província Borborema e o Cratón São Francisco. Compreende o Maciço Pernambuco–Alagoas e as faixas Sergipana e Riacho Pontal. Estas são formadas por vários alóctones contraccionais empilhados de norte para sul sobre o limite norte do Cratón São Francisco. O Maciço Pernambuco–Alagoas é composto por rochas granito-migmatíticas, com intrusões de corpos Brasileiros (Santos *et al.*, 2014).

2.2 Síntese da evolução tectônica

Embora existam divergências em relação a alguns ambientes geotectônicos e limites entre os domínios, Oliveira (2008) resume os principais aspectos apresentados pelos pesquisadores.

O embasamento da Província Borborema é predominantemente paleoproterozoico com alguns núcleos arqueanos (Dantas *et al.*, 2004). Durante o Mesoproterozoico, encontram-se rifteamentos com formação de grábens, e geração de magmatismo na Faixa Orós-Jaguaribe. No final do Mesoproterozoico e início do Neoproterozoico houve magmatismo e deposição de sedimentos com fase tafrogênica, formação de assoalho oceânico, subducção e desenvolvimento de arcos no Domínio Central (Brito Neves *et al.*, 1995). Durante o Neoproterozoico houve rifteamento com deposição de rochas vulcânicas, além de intrusões de rochas granitoides associadas com as zonas de cisalhamento regionais. Em torno de 600 Ma, os sedimentos foram metamorfizados e deformados com formação de grandes *nappes* (Subdomínio médio Coreaú, Ceará Central e norte do Cráton São Francisco). Associam-se estes eventos à Orogênese Brasileira, em que ocorreu a amalgamação do Supercontinente Gondwana (Hoffman, 1991). No Paleozoico e Mesozoico, deu-se início à sinéclise da Bacia do Parnaíba e à separação do supercontinente Pangea, respectivamente. Este último evento formou a margem continental e as bacias marginais e interiores. No Cenozoico, os dois principais eventos foram o vulcanismo Macau e o soerguimento do Planalto da Borborema (Sial, 1976; Mabesoone e Castro, 1975). A **tabela 2.1** mostra a síntese da evolução geológica no Pré-Cambriano de acordo com os domínios estruturais.

Tabela 2.1. Correlação entre domínios geológicos e a evolução da Província Borborema. Adaptado de Santos (2000).

| | | Subdomínio Médio Coreaú | Subdomínio Ceará Central | Subdomínio Rio Grande do Norte | Domínio Central | Domínio Meridional |
|--------------------------|--------------------------|---|--|---|--|--|
| Pré Cambriano | Neoproterozoico | Faixa Martinópole Ubajara(bacia rifteada entre 808 a 775 Ma e submeteu-se a um regime convergente por volta de 650) | Seqs. Molássica, QPC e Vulcano-sedimentar indiscriminada | Rifte evoluído até a formação de margem continental (deposição do Grupo Seridó) | Seqs. Turbidítica, arco magmático e QPC | Formação de margem continental passiva no Criogeniano (faixas sergipana e Riacho pontal). Consequente colisão com Cráton São Francisco |
| | Mesoproterozoico | | | | Seqs. Grauváquica-vulcano-clástica, arco magmático, QPC e material oceânico | Seqs. Grauváquica-vulcano-clástica e arco magmático |
| | Paleoproterozoico | Complexo Granja (evento acrescionário de idade U-Pb = 2,35 Ga) | Terreno Gnáissico de alto grau | Acresção de arcos magmáticos Caicó São Vicente e Santa Cruz-Serrinha Pedro Velho (União dos Subdomínios Rio Grande do Norte e Ceará Central). | Granito tipo A, gabro-anortosito e enxame de diques máficos. Terreno gnáissico de alto grau. | Metaplutônicas graníticas |
| | Arqueano | | Bloco Tróia-Tauá (granito-greenstone; idade Tdm = 3,04 Ga) | Ortognaisses tonalíticos da unidade Bom Jesus (3,4 Ga) | | Sequência sedimentar, máfica-ultramáfica. Terreno gnáissico de alto grau |
| Sistema orogênico | Brasiliano | Extensional transcorrente | Extensional contracional(transporte para W/SW) | Transpressivo | Transcorrente | Extensional contracional(transporte S/SW para Cráton São Francisco) |
| | Cariris Velho | | | | Contracional (transporte para NW) | Contracional (transporte W/NW) |

3 MATERIAIS E MÉTODOS

O capítulo três descreve os principais dados utilizados no trabalho para gerar o modelo de inversão e sua validação. Apresenta-se a fundamentação teórica adotada neste trabalho, que é testada em modelos sintéticos para verificar suas limitações.

3.1 Natureza dos dados e processamento

3.1.1 Dados aeromagnéticos

Os dados aeromagnéticos foram cedidos pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM). A área de estudo é coberta por 11 projetos (**Figura 3.1**): Borda Leste do Planalto Borborema (1079), Norte do Ceará (1086), Paraíba – Rio Grande do Norte (1092), Pernambuco – Paraíba (1091), Paulo Afonso Teotônio Vilela (1104), Estado do Sergipe (1102), Oeste Tucano (1103), Novo Oriente (1074), Centro Sudoeste do Ceará (1067), Médio São Francisco (1087) e Pernambuco – Piauí (1067).

Os dados foram adquiridos entre 2005 e 2010, parte do Programa Geologia do Brasil. Em todos os projetos as linhas de voo possuem direção N-S e as de controle E-W, com espaçamento de 500 metros e 10 quilômetros, respectivamente.

De maneira geral, o sistema aeromagnético é acoplado a um sensor de vapor de césio montado na cauda da aeronave. O sinal passa por um pré-amplificador, localizado na base do cone da cauda do avião, até ser enviado ao sistema compensador e integrado aos outros dados pelo sistema de aquisição e compensação aeromagnética. O magnetômetro é do tipo *Stinger* com precisão de 0,001 nanoTeslas (nT) e leituras na faixa de 20.000 – 95.000 nT (Lasa Engenharia e Prospecções S.A, 2008).

Cada projeto foi processado separadamente antes da integração. O processamento realizado neste trabalho consistiu em: i) analisar o nível de ruído pelo filtro da quarta diferença (Geosoft, 2013); ii) remover o *International Geomagnetic Reference Field (IGRF)* no software Oasis Montaj 8.0.1; iii) interpolação pelo método bi-direcional com $\frac{1}{4}$ do espaçamento entre as linhas de voo (Reeves, 2005).

Utilizou-se o método de sutura para integrar os projetos (Johnson *et al.*, 1999). A técnica requer que as malhas possuam área de superposição. Então é

traçada uma linha na área comum para truncar cada malha. Retira-se a média entre os valores presentes na linha. Para o resto da área de intersecção é feita uma média ponderada de acordo com a distância em relação às bordas da mesma. Os valores exteriores permanecem inalterados. Além disso, é feita uma análise no domínio da frequência entre a diferença de cada malha na linha de sutura. Deste modo, pode-se controlar o peso de ajuste de acordo com o comprimento de onda e amplitude.

Evitou-se utilizar outros filtros para que o conteúdo de frequência dos dados permanecesse o mais próximo possível dos dados originais. A malha integrada apresenta o mesmo padrão dos dados iniciais, uma vez que o método de sutura não altera o conteúdo de frequência. Deste modo, a profundidade *Curie* pode ser calculada com consistência.

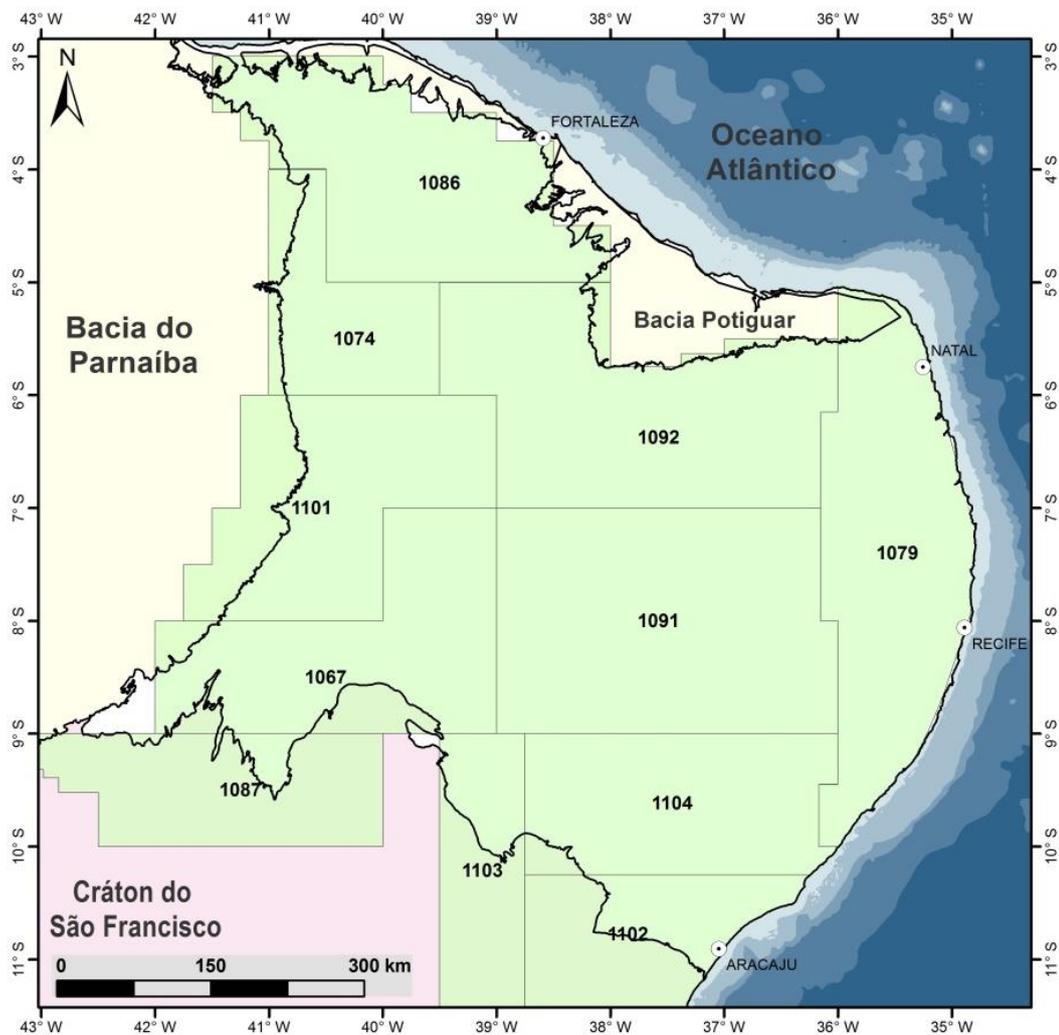


Figura 3.1. Área de estudo com destaque para os projetos aerogeofísicos.

3.1.2 Dados de integração e validação

Os principais dados existentes na região para integrar e/ou validar o modelo são fluxo térmico, gamaespectrometria, gravimetria e espessura crustal.

3.1.2.1 Fluxo térmico

Os dados de fluxo térmico da região são escassos. Foram cedidos pelo Laboratório de Geotermia do Observatório Nacional (Hamza *et al.*, 2005). As principais técnicas utilizadas na aquisição dos dados de fluxo térmico foram a Convencional (CVL), *Bottom Hole Temperature* (BHT), *Conventional Bottom Hole* (CBT) e Geoquímica (GCL). Essas técnicas estão descritas em detalhes em Hamza *et al.* (2005).

A profundidade *Curie* também pode ser obtida por meio de dados de fluxo térmico, uma vez que se conheça a condutividade térmica e a produção de calor radiogênico na crosta e manto. Não há trabalhos na região com enfoque em gerar geotermas para os domínios da província. Deste modo, este trabalho propõe um modelo geotérmico multi-camadas com base em informações sísmicas para comparar com os resultados obtidos pela inversão magnética.

Os métodos tradicionais para gerar modelos de profundidade por temperatura assumem que a transferência de calor na litosfera é por condução, na vertical, e em condições estáveis, isto é, a taxa de transferência de calor não muda com o tempo (Hasterok e Chapman, 2011). Assim, a equação de transferência de calor tem a seguinte forma:

$$\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = -\frac{A}{k} \quad (3.1)$$

Em que $\frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$ é a taxa de variação de temperatura com a profundidade, A a produção de calor radiogênico em $\mu\text{W}/\text{m}^3$ e k a condutividade térmica em $\text{W}/\text{m}^\circ\text{C}$.

Considerou-se um modelo multi-camadas em que o calor radiogênico diminui com a profundidade e a condutividade térmica permanece constante. A equação 3.1 é solucionada para cada camada combinando as temperaturas e gradientes de temperaturas nos contatos. Utilizam-se a temperatura e o fluxo térmico do topo de cada camada como condições de contorno (Fowler, 2005). Os detalhes do procedimento serão mostrados no próximo capítulo.

3.1.2.2 Radiometria

Os dados de gamaespectrometria possuem a mesma configuração espacial que os de magnetometria. Nos levantamentos deste método utilizaram-se gamaespectrômetros *radiation solutions*, modelo RS-500 de 1.024 canais espectrais. As radiações gama são empilhadas e as leituras reduzidas a uma única saída de 256 canais espectrais com o objetivo de aumentar a razão sinal/ruído (Lasa Engenharia e Prospecções S.A, 2008).

O processamento dos dados gamaespectrométricos seguiu o mesmo fluxo que os magnéticos, exceto pela remoção do *IGRF*. Todavia, foi necessário realizar um nivelamento estatístico para suavizar as concentrações dos radioelementos entre os diferentes projetos. Espera-se que nas áreas em comum, os projetos possuam um comportamento estatístico próximo. Entretanto, nota-se que os dados possuem medidas de tendência central e de dispersão distintas.

O nivelamento estatístico seguiu os seguintes passos: i) selecionar o projeto padrão e o secundário de acordo com o nível de ruído; ii) recorte da área de intersecção em ambos os projetos; iii) realiza-se uma regressão linear para igualar o desvio padrão e média da malha secundária à malha padrão. Aplicam-se os parâmetros para todo o projeto secundário. Então os dados são integrados pelo método de sutura.

Os dados integrados mostram alta consistência, uma vez que as feições geológicas não foram alteradas e as concentrações dos radioelementos se mantiveram próximas às dos dados brutos.

O calor na Terra é produzido principalmente pelo decaimento de radioelementos. Potássio, tório e urânio são os elementos com maior contribuição. Desta forma, o decaimento desses elementos é essencial para determinar a temperatura e história tectônica da Terra (Fowler, 2005).

Ryback (1976) obteve uma equação empírica que relaciona o calor radiogênico à densidade e concentrações de potássio, tório e urânio.

$$A \left(\frac{\mu W}{m^3} \right) = \rho(0.0952C_u + 0.0256C_{Th} + 0.0348C_k) \quad (3.2)$$

Em que ρ é a densidade em g/cm^3 , C_u a concentração de urânio e C_{Th} a concentração de tório em partes por milhão (ppm); e C_k a concentração de potássio em porcentagem (%).

O calor radiogênico a partir de dados gamaespectrométricos aéreos deve ser utilizado com precaução para gerar modelos quantitativos de temperatura na crosta, todavia é uma ferramenta eficiente para verificar a variação lateral de produção de calor (Phaneuf e Mareschal, 2014).

3.1.2.3 Gravimetria

Utilizou-se a anomalia Bouguer residual de Oliveira (2008), cujos dados são oriundos de diversas instituições (CPRM/DNPM, ON, IBGE, USP, UFPE, UFRN, PETROBRAS), totalizando mais de 200.000 estações. Este produto consiste na anomalia Bouguer interpolada com malha regular de 10 km, filtrada por uma função gaussiana passa-alta com comprimento de onda de 300 km de corte, cujo objetivo foi minimizar a influência do afinamento crustal da Província Borborema em direção à margem continental. Ao usar estes dados espera-se que os grandes blocos crustais, com diferença de densidade, apresentem contraste nas propriedades geotérmicas mapeadas pela superfície *Curie*.

3.1.2.4 Espessura crustal

Utilizou-se a integração de Pavão (2014). A região possui mais de 20 estações sismológicas, além de perfis de sísmica de refração profunda (Pavão *et al.*, 2012; Assumpção *et al.*, 2013).

3.2 Fundamentação teórica

3.2.1 Análise espectral

O modelo proposto por Spector e Grant (1970) para estimar a profundidade de corpos magnéticos é o prismático. Assume-se que a Terra é composta por famílias de prismas independentes, e que cada família é constituída por uma distribuição de frequência de profundidade do topo Z_t , largura a , comprimento b , espessura Δz , e cossenos direcionais de magnetização L , M , N . Desta forma, após a remoção do *IGRF*, considera-se o campo magnético anômalo como a superposição de fontes de dimensões, magnetizações e profundidades distintas.

Na magnetometria, a análise de *Fourier* é feita principalmente pelo espectro de potência, que é dado pelo quadrado do argumento da função obtida pela transformada de *Fourier* (equação 3.3).

$$E(r, \theta) = |F(\Delta T)|^2 \quad (3.3)$$

Em coordenadas polares e no plano de frequência u , v em que,

$$r = (u^2 + v^2)^{1/2} \text{ e } \theta = \arctan(u/v)$$

Têm-se:

$$E(r, \theta) = 4\pi\mu^2 e^{-2rZ_t} (1 - e^{-\Delta zr}) S^2(r, \theta) R^2_t(\theta) R^2_\mu(\theta) \quad (3.4)$$

Em que $\mu/4ab$ é o momento magnético por unidade de volume do corpo e μ o momento magnético por unidade de profundidade;

$$S(r, \theta) = \frac{\text{Seno}(a r \cos(\theta) \text{ Seno}(b r \cos(\theta)))}{a r \cos(\theta) b r \cos(\theta)},$$

$$R^2_t(\theta) = [n^2 + (l \cos(\theta) + m \text{seno}(\theta))^2];$$

$$R^2_\mu(\theta) = [N^2 + (L \cos(\theta) + M \text{seno}(\theta))^2].$$

Onde l, m e n são as direções cosseno do vetor campo geomagnético T_0 e L, M e N são as direções cosseno do vetor momento magnético μ .

Este modelo pode ser expandido para qualquer quantidade de prismas. Pode-se mostrar que o valor médio do espectro de potência das famílias de prismas é o mesmo que para um único prisma com a média dos parâmetros:

$$\bar{E}(r, \theta) = 4\pi\bar{\mu}^2 e^{-2r\bar{Z}_t} (1 - e^{-\bar{\Delta} zr}) \overline{S^2(r, \theta) R^2_t(\theta) R^2_\mu(\theta)} \quad (3.5)$$

A função $S(r, \theta)$ é instável em θ quando “a” é relativamente grande. Deste modo, é útil analisar o espectro de potência em uma dimensão ao invés de malhas. Tomando-se a média radial com relação a θ , o espectro é dado por:

$$\bar{E}(r) = 4\pi^2\bar{\mu}^2 e^{-2r\bar{Z}_t} (1 - e^{-\bar{\Delta} zr})^2 \overline{S^2(r)}, \quad (3.6)$$

$$\text{em que } \overline{S^2(r)} = \frac{1}{\pi} \int_0^\pi S^2(r, \theta) d\theta$$

Neste ponto, nota-se que utilizar o logaritmo do espectro é útil para que os fatores geométricos sejam adicionados ao invés de multiplicados, de modo que tenham menor influência na forma do espectro.

Na equação 3.6, o fator $e^{-2r\bar{Z}_t}$ domina a forma da função, o que dá o caráter de decaimento exponencial de acordo com a profundidade dos corpos. O fator $(1 - e^{-\bar{\Delta} zr})^2$ é o único que possui a espessura do corpo, de modo que quando combinado com o fator $e^{-2r\bar{Z}_t}$, introduz um pico no espectro, caso a base média dos corpos esteja amostrada, de modo a ser um indicador para calcular a profundidade Curie. Por último, o fator $\overline{S^2(r)}$ é dependente das dimensões do corpo, ele controla a taxa de decaimento, de maneira que o espectro tende à linearização em direção aos grandes números de onda.

3.2.2 Método centroide

O método centroide tem como base a análise espectral, cujo modelo é centrado em coleções de amostras aleatórias de uma distribuição uniforme de prismas com magnetização constante (Okubo *et al.*, 1985; Tanaka *et al.*, 1999). Examinam-se as propriedades estatísticas e os padrões das anomalias magnéticas. A técnica é desenvolvida em duas etapas devido à dificuldade em calcular diretamente a profundidade da base, pois não há intervalo no espectro de potência em que os comprimentos de onda da base do prisma predominam sobre os do topo. Primeiro, calcula-se a profundidade do centro, e então a profundidade do topo. Estima-se a base pela equação 3.7.

$$Z_b = 2Z_0 - Z_T \quad (3.7)$$

O modelo assume que as fontes magnéticas estão confinadas em uma camada de direções horizontais infinitas, a profundidade do topo é pequena em relação à dimensão lateral das fontes magnéticas, e que a magnetização $M(x,y)$ é uma função não correlacionada e aleatória de x e y , isto é, a magnetização é constante na vertical.

Conforme Blakely (1995), o espectro de potência de densidade do campo magnético anômalo é dado por:

$$\varphi_{\Delta T}(k_x, k_y) = \varphi_M(k_x, k_y) \cdot F(k_x, k_y) \quad (3.8)$$

Em que $\varphi_M(k_x, k_y)$ é o espectro de potência de magnetização e $F(k_x, k_y) = 4\pi^2 e^{-2|k|Z_t} (1 - e^{-\Delta z|k|}) C_m^2 \Theta_m^2 \Theta_f^2$, em que $|k|$ é o módulo do número de onda em ciclos/km ou rad/km, Δz é a espessura média das fontes magnéticas, C_m^2 é uma constante de proporcionalidade, Θ_m^2 e Θ_f^2 são fatores das direções de magnetização e campo magnético, respectivamente. Considera-se que todos os termos, exceto Θ_m^2 e Θ_f^2 , são radialmente simétricos e que a média radial de Θ_m^2 e Θ_f^2 é constante. Como a magnetização é aleatória e não correlacionável, φ_M torna-se constante. Deste modo, a média radial da equação 3.8 tem a seguinte forma:

$$\varphi_{\Delta T}(|k|) = A e^{-2|k|Z_t} (1 - e^{-|k|(Z_b - Z_t)})^2, \quad (3.9)$$

Em que A é uma constante.

Ajustam-se os termos que envolvem Z_t e Z_b em uma função seno hiperbólica, mais um fator centroeide. Para os longos comprimentos de onda, a função seno hiperbólica tende a um, restando apenas o termo Z_0 que contem o centro. Tem-se:

$$\varphi_{\Delta T}(|k|)^{1/2} \sim C e^{-kZ_0} \Delta z k \quad (3.10)$$

Ajustando a equação e tirando o logaritmo se chega ao espectro de Fourier normalizado pelo número de onda (equação 3.11)

$$\ln \left[\frac{\varphi_{\Delta T}(|k|)^{1/2}}{|k|} \right] = \ln D - |k|z_0 \quad (3.11)$$

Ajustando-se uma reta nos pequenos números de onda, pelo coeficiente angular se obtém a profundidade do centro.

Para os comprimentos de onda menores que duas vezes a espessura da camada magnética pode-se aproximar a equação 3.9. Análogo à primeira situação, aplica-se o logaritmo e se obtém:

$$\ln[\varphi_{\Delta T}(|k|)^{1/2}] = \ln B - |k|Z_t \quad (3.12)$$

Então se ajusta uma reta nos grandes números de onda, e a partir do coeficiente angular se obtém a profundidade do topo (**Figura 3.2**).

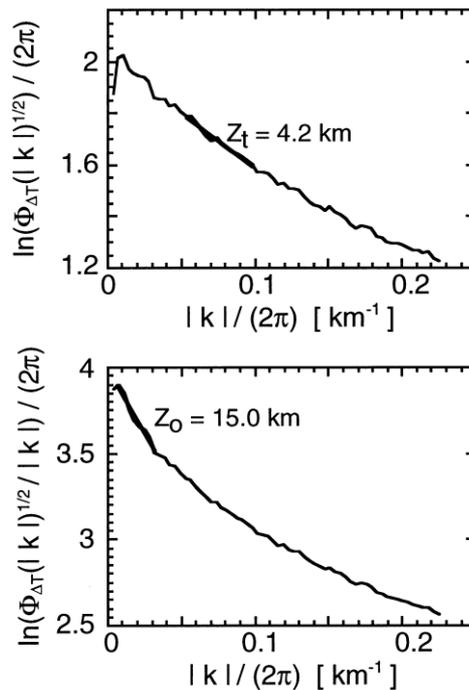


Figura 3.2. Ajuste das retas para o cálculo da Z_t e Z_0 . Retirado de Tanaka *et al.* (1999).

A profundidade da base obtida (equação 3.7) é uma média entre as fontes rasas e profundas da área. Deste modo, a profundidade obtida pode não ser condizente com a região. Deve-se tomar o cuidado em selecionar a janela no sentido de isolar os ambientes geológicos para não haver contaminação no espectro.

Há uma confusão na literatura em relação à unidade do número de onda e o tipo de espectro. Esses fatores são fundamentais, uma vez que controlam o fator que divide o coeficiente angular da reta ajustada no espectro (**Tabela 3.1**). Este trabalho utiliza a amplitude do espectro e o número de onda em rad/km.

Tabela 3.1: A profundidade Z é obtida de acordo com a relação $Z = \frac{\text{coeficiente angular}}{\text{fator da tabela}}$. Adaptado de Ravat *et al.* (2007).

| | Fator para amplitude do espectro | Fator para espectro de potência |
|-------------------------|----------------------------------|---------------------------------|
| Número de onda (1/km) | 2π | 4π |
| Número de onda (rad/km) | 1 | 2 |

Utilizou-se o programa MBDEPX4 para gerar os espectros de *Fourier* e calcular as profundidades da base magnética (Oksum *et al.*, 2015).

3.3 Teste em dados sintéticos

O uso de modelos sintéticos tem como objetivo principal validar o algoritmo e verificar suas limitações. Para isso, foram geradas anomalias sintéticas de um conjunto de modelos prismáticos utilizando-se o *software* desenvolvido por Bongioiolo *et al.* (2013). Foram gerados cinco modelos com as propriedades magnéticas constantes variando as profundidades do topo e base dos prismas. Nos resultados procurou-se observar o formato do espectro de acordo com estas variáveis e as dimensões de janela.

Nos testes realizados neste trabalho foram considerados os resultados obtidos por Aydin e Oksum (2010). Estes autores realizaram uma série de testes com o método centroide com diversas quantidades de prismas. Os resultados mostram que quanto maior a quantidade de prismas e a presença de direções preferenciais, menor é o erro do método.

A configuração dos prismas teve como objetivo gerar uma aglomeração de fontes se superpondo no centro da área, além de *trends* de direção NE (**Figura 3.3**). O modelo inicial consiste em uma janela de 100x100 km² com célula de 125 metros. Adotou-se para todos os prismas uma susceptibilidade magnética constante de 0,027 e sem magnetização remanente, com objetivo de simplificar o modelo. Utilizaram-se as configurações do campo magnético da Província Borborema para a data média dos projetos aerogeofísicos: declinação, inclinação e intensidade de -22,08°, -22,18° e 25.600 nT, respectivamente.

Procurou-se observar a resposta dos espectros variando a profundidade das fontes com tamanho de janela fixo e alterando o tamanho da janela fixando as profundidades.

O ajuste das retas seguiu o seguinte critério: i) identificar a posição do pico no espectro de *Fourier*; ii) ajustar uma reta e obter a profundidade do topo nos números de onda posteriores ao do pico; iii) ajustar uma reta e obter a profundidade do centro nos números de onda inferiores ao pico.

Deu-se prioridade aos picos com número de onda superior a $k_f = \frac{2\pi}{L}$, em que k_f é o número de onda fundamental e L é a dimensão da janela em quilômetros (Shuey *et al.*, 1977; Ross *et al.*, 2006). O espectro contém informações até a profundidade de $L/2\pi$, de modo que as fontes com profundidades superiores a $L/2\pi$ apresentam pico em uma frequência inferior ao número de onda fundamental e podem não ser resolvidas por uma janela de dimensão L. Todavia, a presença de fontes com dimensões horizontais da ordem da janela podem causar um deslocamento no pico (Connard *et al.*, 1983).

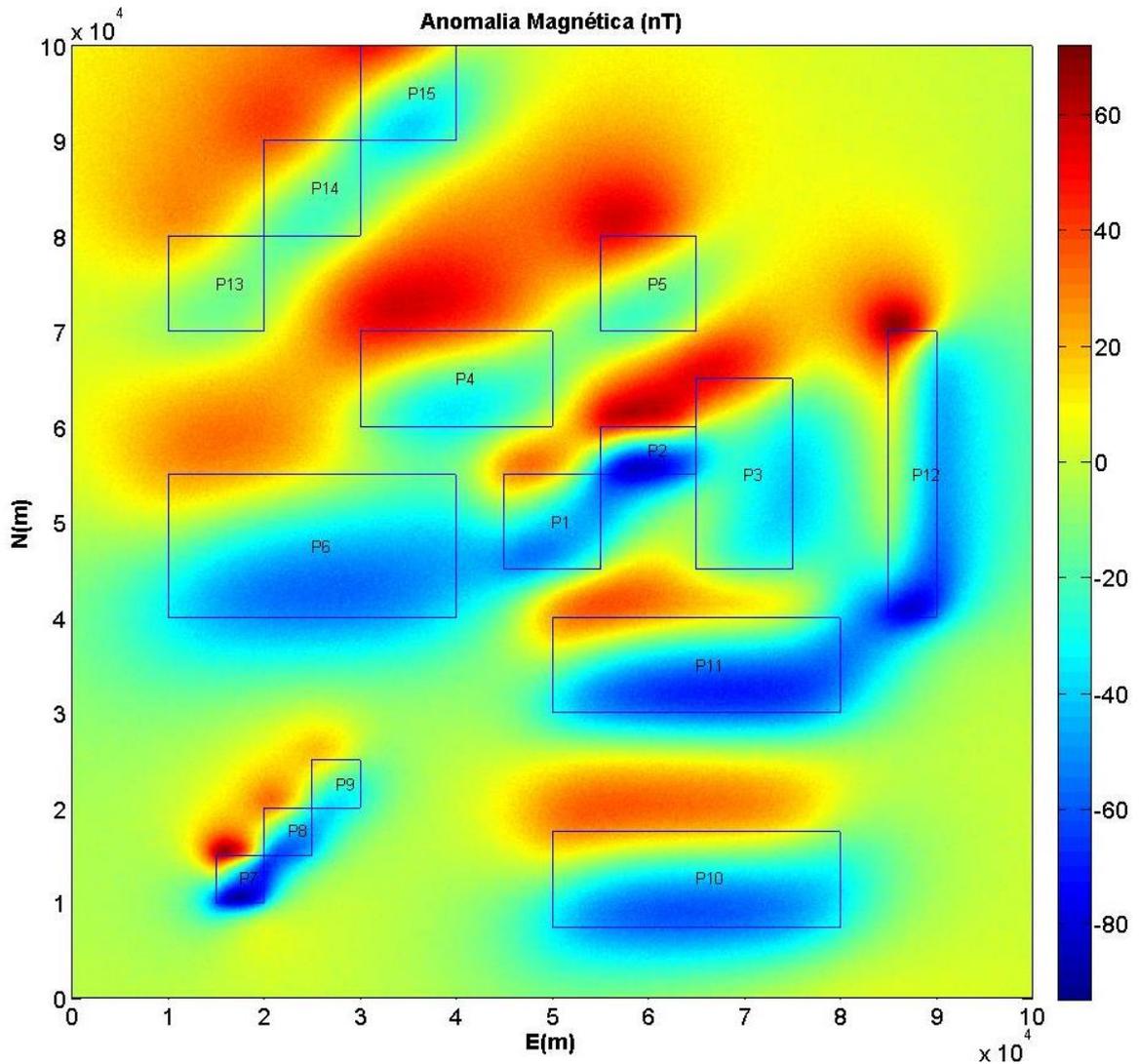


Figura 3.3. Mapa de anomalias magnéticas de prismas sintéticos. As propriedades magnéticas se mantiveram constantes para todos os modelos, alterando-se apenas as profundidades dos topos e bases.

3.3.1 Resultados dos testes para tamanho de janela fixo

O modelo I possui profundidade média do topo e base de 5,5 e 30 km, respectivamente. Para uma janela de 100x100 km², utilizando a relação de Shuey *et al.* (1977), o número de onda fundamental é igual a 0,0628 rad/km. Os espectros apresentam um pico na posição $k = 0,0499$ rad/km, em uma posição anterior ao esperado, porém não há picos após $k = 0,0628$ rad/km (**Figura 3.4**). A inversão resultou em profundidades do topo e base de 5,2 e 31,8 km, com erro de 5,7 e 6 %, respectivamente.

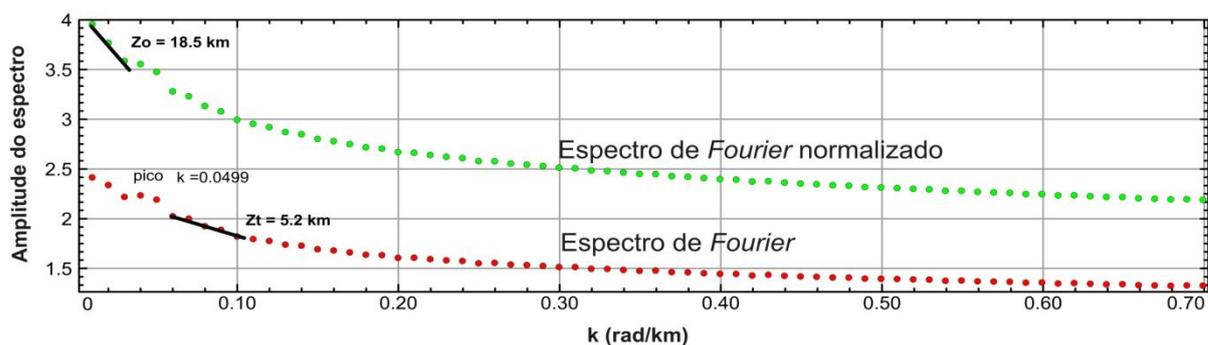


Figura 3.4. Modelo I: janela de 100 km, profundidade média do topo e base igual a 5,5 e 30 km.

De acordo com o modelo anterior, diminuíram-se as profundidades dos prismas para observar a taxa de decaimento do espectro e a presença de picos. Assim, o modelo II possui profundidade média do topo e da base de 3,6 e 10,1 km, respectivamente. Observa-se um aumento da taxa de decaimento em ambos os espectros. Notam-se dois picos próximos no espectro de *Fourier* (**Figura 3.5**). O segundo possui prioridade como referência para o ajuste da reta, pois o primeiro possui número de onda inferior a 0,0628 rad/km. A inversão apresentou profundidades do topo e base de 3,7 e 12,8 km, erro de 2,5 e 27%, respectivamente.

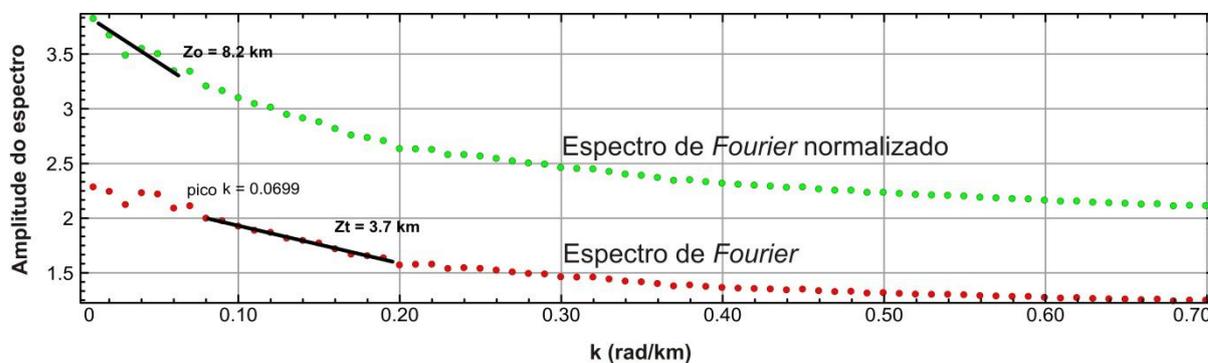


Figura 3.5. Modelo II: janela de 100 km, profundidade do topo e base igual a 3,6 e 10,1 km, respectivamente.

O modelo III possui profundidade média do topo e da base 0,5 e 7,4 km (**Figura 3.6**). Nota-se uma diminuição na taxa de decaimento do espectro e a presença de degraus na curva. Observa-se um pico em $k = 0,0699$ rad/km. A inversão resultou em profundidades do topo e base de 2,1 e 9,7 km, erro de 42 e 31 %, respectivamente.

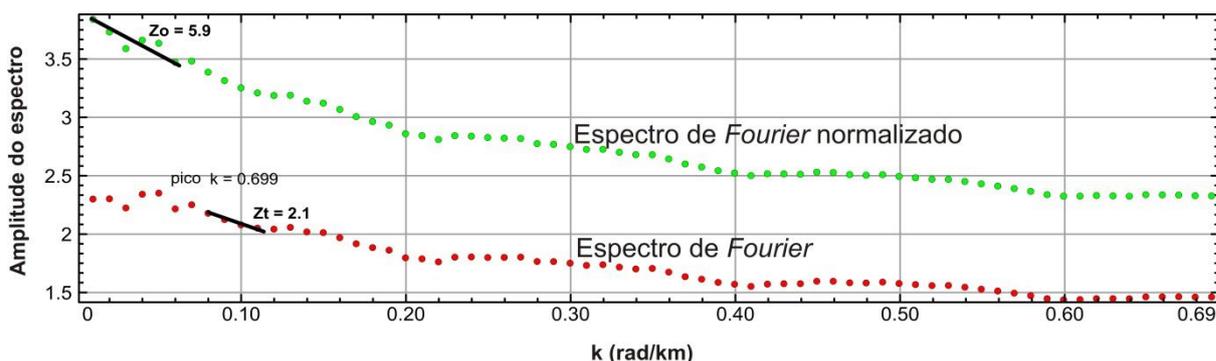


Figura 3.6. Modelo III: janela de 100 km, profundidade do topo e base igual a 0,5 e 7,4 km.

O modelo IV possui profundidade do topo e base de 3,6 e 4,3 km. Isto é, topo relativamente profundo e base rasa (**Figura 3.7**). O objetivo deste teste foi verificar a dependência do espectro de acordo com a profundidade do topo. Nota-se que mesmo com a base relativamente rasa, o que controla a forma do espectro é o parâmetro Z_t , uma vez que a taxa de decaimento aumentou significativamente e a amplitude do pico foi diminuída. A inversão obteve profundidades de 3,2 e 8,8 km para o topo e base, com erro de 12,5 e 200%, respectivamente.

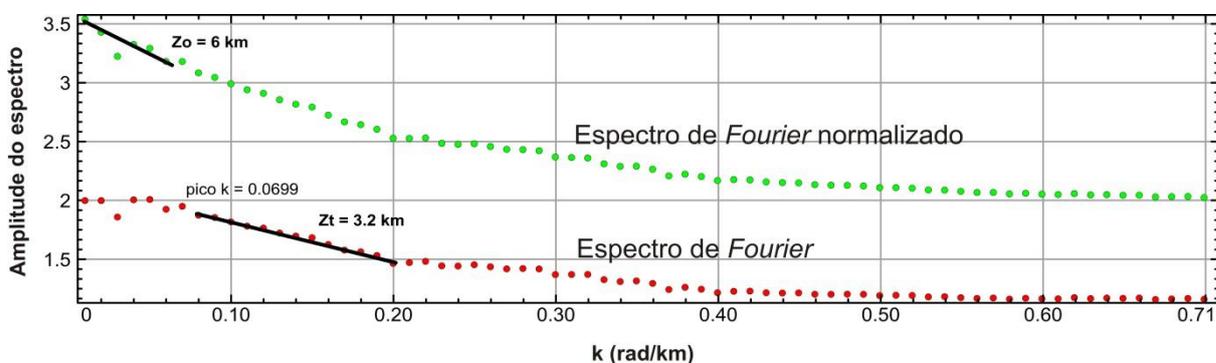


Figura 3.7. Modelo IV: janela de 100 km, profundidade média do topo e base igual a 3,6 e 4,3 km.

De maneira geral, o espectro manteve a mesma forma em todos os modelos. Embora o pico do modelo I possua número de onda inferior a 0,0628 rad/km, os erros obtidos na inversão foram baixos. Nos modelos subsequentes foi possível amostrar um pico com número de onda superior a 0,0628 rad/km, todavia houve um aumento do erro. O algoritmo é sensível à variação de profundidade dos modelos. A profundidade do topo possui erro menor que a profundidade da base. À medida que se diminui as profundidades da base (Z_b inferior a 5 km), o algoritmo torna-se instável para a janela de 100x100 km².

3.3.2 Resultados dos testes para profundidades fixas

O modelo V possui profundidade média do topo e base de 0,5 e 27,4 km, respectivamente (**Figura 3.8**). A inversão apresentou profundidades do topo e base de 3,5 e 13,7 km, respectivamente Neste sentido, calcularam-se as profundidades do topo e base com uma janela de dimensão 150 km (**Figura 3.9**). A inversão resultou em profundidades de 5,1 e 19,1 km. Para o modelo com janela de 200x200 km² foram obtidas profundidades de 0,8 e 24,2 km para topo e base, respectivamente, demonstrando que o erro diminuiu substancialmente (**Figura 3.10**).

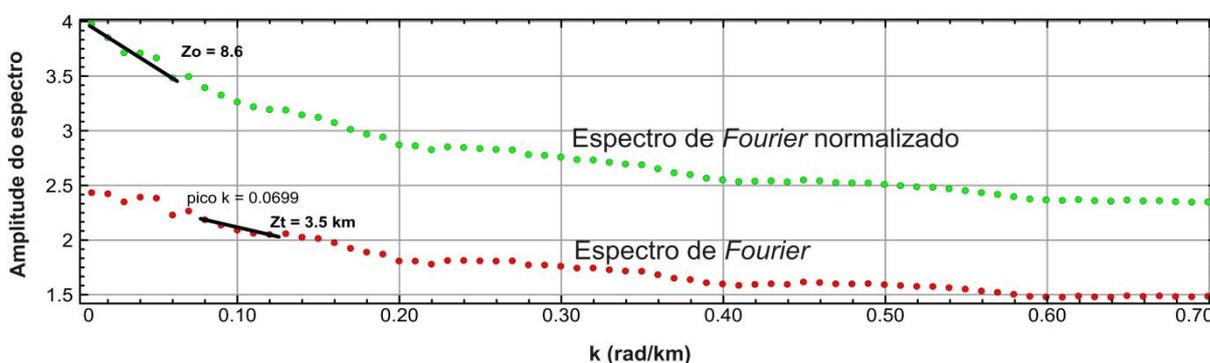


Figura 3.8. Modelo V: janela de 100 km, profundidade do topo e base igual a 0,5 e 27,4 km.

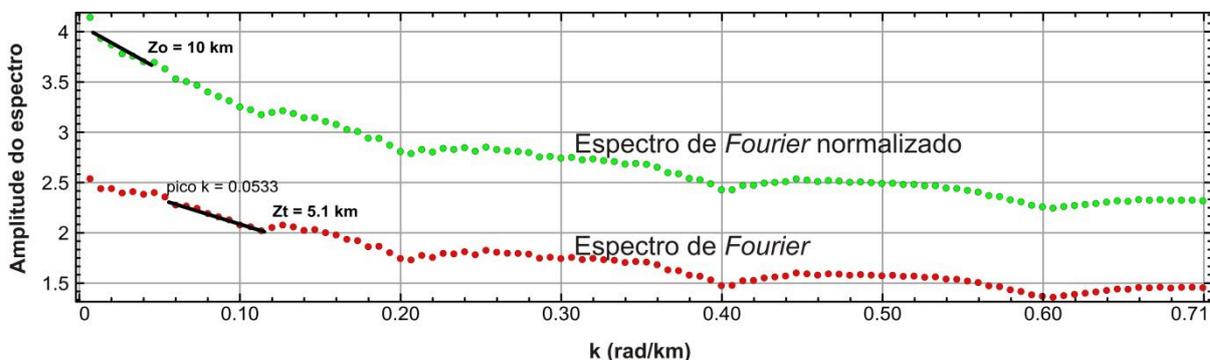


Figura 3.9. Modelo V: janela de 150 km, profundidade do topo e base igual a 0,5 e 27,4 km.

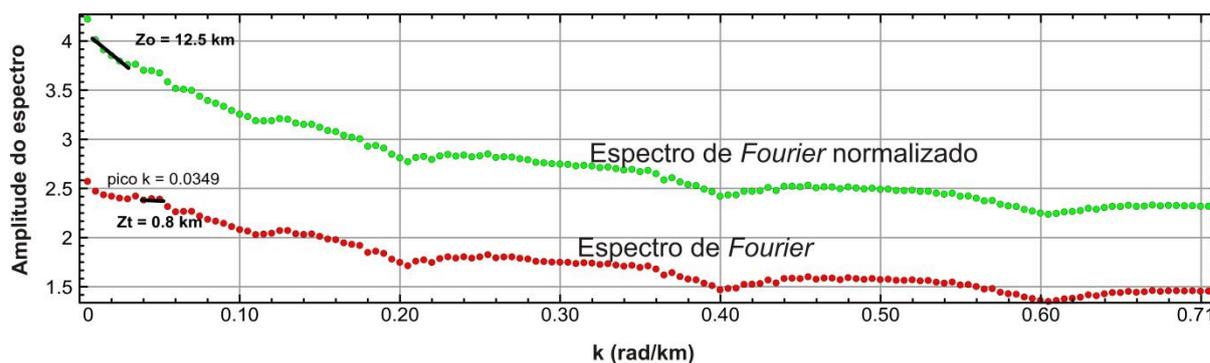


Figura 3.10. Modelo V: janela de 200 km, profundidade do topo e base igual a 0,5 e 27,4 km.

A profundidade da base foi subestimada nos modelos de 100 e 150 km devido à interferência de fontes rasas. Estas janelas possuem influência do padrão multicamadas, de modo que não há como ter certeza se está calculando a profundidade do topo e base de uma mesma camada. O erro do topo foi diminuído efetivamente apenas com a janela de dimensão de 200 km, o que mostra que o aumento da janela diminui a interferência de fontes rasas.

Embora as janelas de amostragem sejam de tamanhos distintos, nota-se que os espectros das diferentes janelas possuem mesmo comportamento. Deste modo, não é possível afirmar apenas com esse método que de fato a descontinuidade calculada é a *Curie*. Todavia, essa limitação pode ser contornada com a integração de dados de fluxo térmico, espessura crustal e gravimetria.

3.4 Procedimento para escolha do tamanho da janela

Selecionou-se uma região no Subdomínio Ceará Central onde há relativa amostragem de dados de sísmica de refração profunda. A sísmica mostra que a *descontinuidade de Mohorovicic (Moho)* possui profundidade média de 30,8 km (Assumpção *et al.*, 2013; Pavão, 2014). Deste modo, as janelas de dimensões de 50, 100, 150 e 200 km foram centralizadas de acordo com essas medidas (**Figura 3.11**). As profundidades obtidas são apresentadas na **tabela 3.2**.

Tabela 3.2. Profundidade do topo e base de acordo com o tamanho da janela.

| Dimensão da Janela (km) | Profundidade do Topo (km) | Profundidade da Base (km) |
|-------------------------|---------------------------|---------------------------|
| 50 | 0,93 | 14,1 |
| 100 | 1,6 | 20,4 |
| 150 | 0,8 | 28,6 |
| 200 | 1,39 | 32,0 |

Nota-se uma variação muito pequena para a profundidade do topo, todavia, a base magnética é influenciada pelo tamanho da janela, aproximadamente de acordo com a relação de Shuey *et al.* (1977). Salem *et al.* (2014) mostram uma relação entre a profundidade *Curie* e a *Moho*. De modo geral, a superfície *Curie* está acima da *Moho*, mas há casos que elas podem coincidir ou a *Moho* estar mais rasa (Wasilewski *et al.*, 1979; Guimarães *et al.*, 2013). Neste sentido, as janelas de dimensões de 150 e 200 km apresentam profundidades da base magnética próximas à *Moho*. Além disso, a menor variação da profundidade da base foi entre as janelas de 150 e 200 km de dimensão, o que sinaliza a estabilidade das soluções. Escolheu-se a janela de 150 km com objetivo de aumentar o número de soluções próximas às bordas dos dados e minimizar a contaminação do espectro.

Ressalta-se que embora as janelas estejam com o mesmo centro, há interferência de outros ambientes geológicos no espectro à medida que se aumenta a janela (**Figura 3.11**).

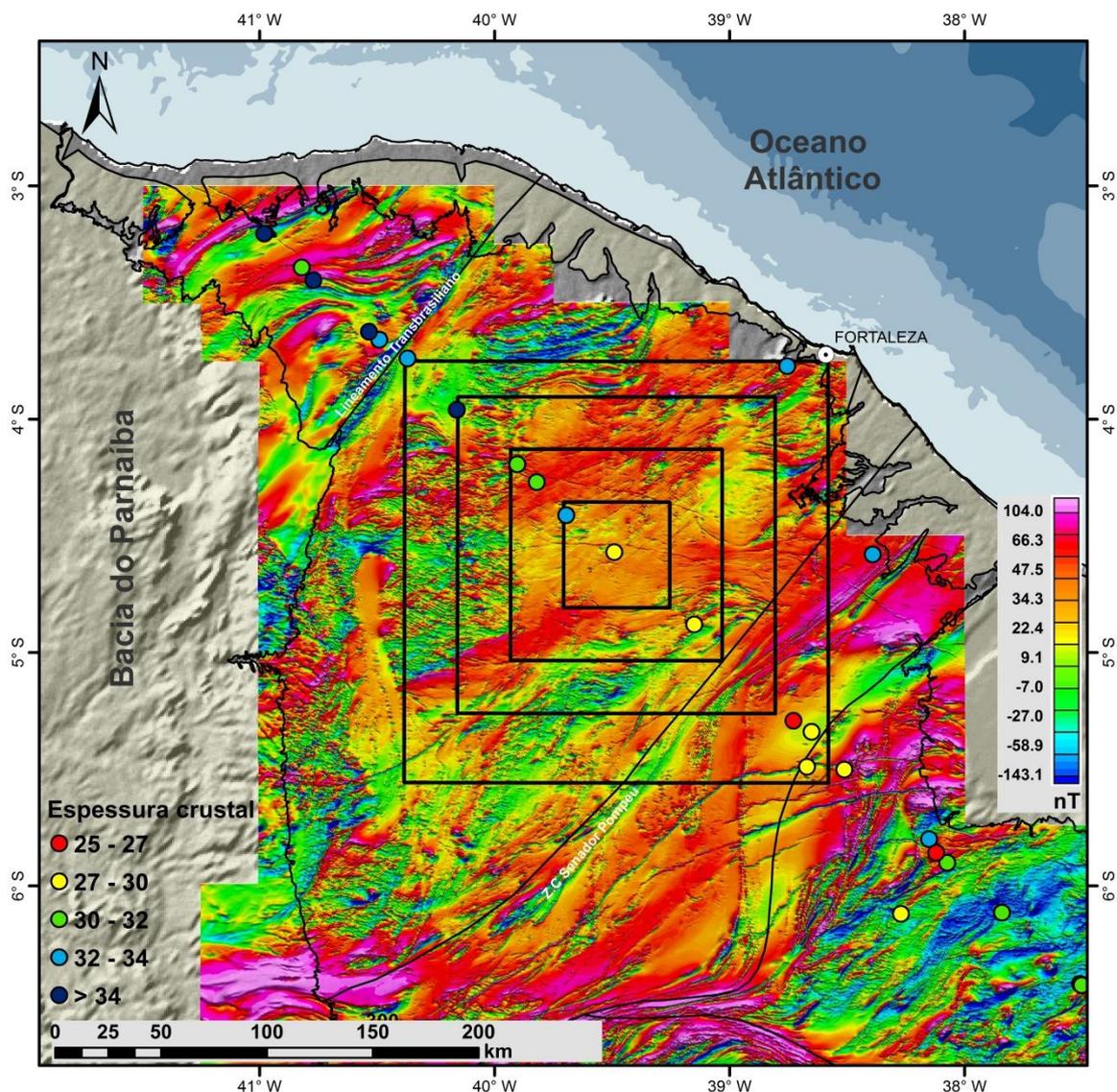


Figura 3.11. Campo magnético anômalo sobre o modelo digital de terreno sombreado e espessura crustal segundo Pavão (2014). Os quadrados pretos indicam o tamanho das janelas que foram usadas nos testes. Iniciou-se com a janela de 50x50 km² que foi incrementada de 50 em 50 km até atingir a janela de 200 km.

Nota-se que com uma janela dessa ordem (150x150 km²), os pontos estão a, no mínimo, 75 km das bordas da malha magnética, que impede centralizar janelas no Subdomínio Médio Coreauú. Desta forma, utilizou-se a malha do projeto Aeromag Brasil com 1x1 km² de célula e com dados elevados para a altura de 1000 m (Costa *et al.*, 2010) para complementar este subdomínio e as bacias sedimentares adjacentes, onde não há cobertura de dados de alta resolução usados na integração realizada neste trabalho e descrita em 3.1.1.

A **figura 3.12** mostra os espectros das duas bases de dados para as mesmas coordenadas. Nota-se que os espectros para ambas as janelas possuem características similares. O pico é mais claro na **figura 3.12a** devido à maior

proximidade às fontes magnéticas. Compensando a diferença de altura de voo entre os bancos de dados, as profundidades *Curie* calculadas para a malha processada neste trabalho e o Aeromag Brasil são 23,4 e 25,3 km, respectivamente. Desta forma, devido à diferença das profundidades calculadas estarem dentro do erro do método, foi possível aumentar a área do modelo de inversão.

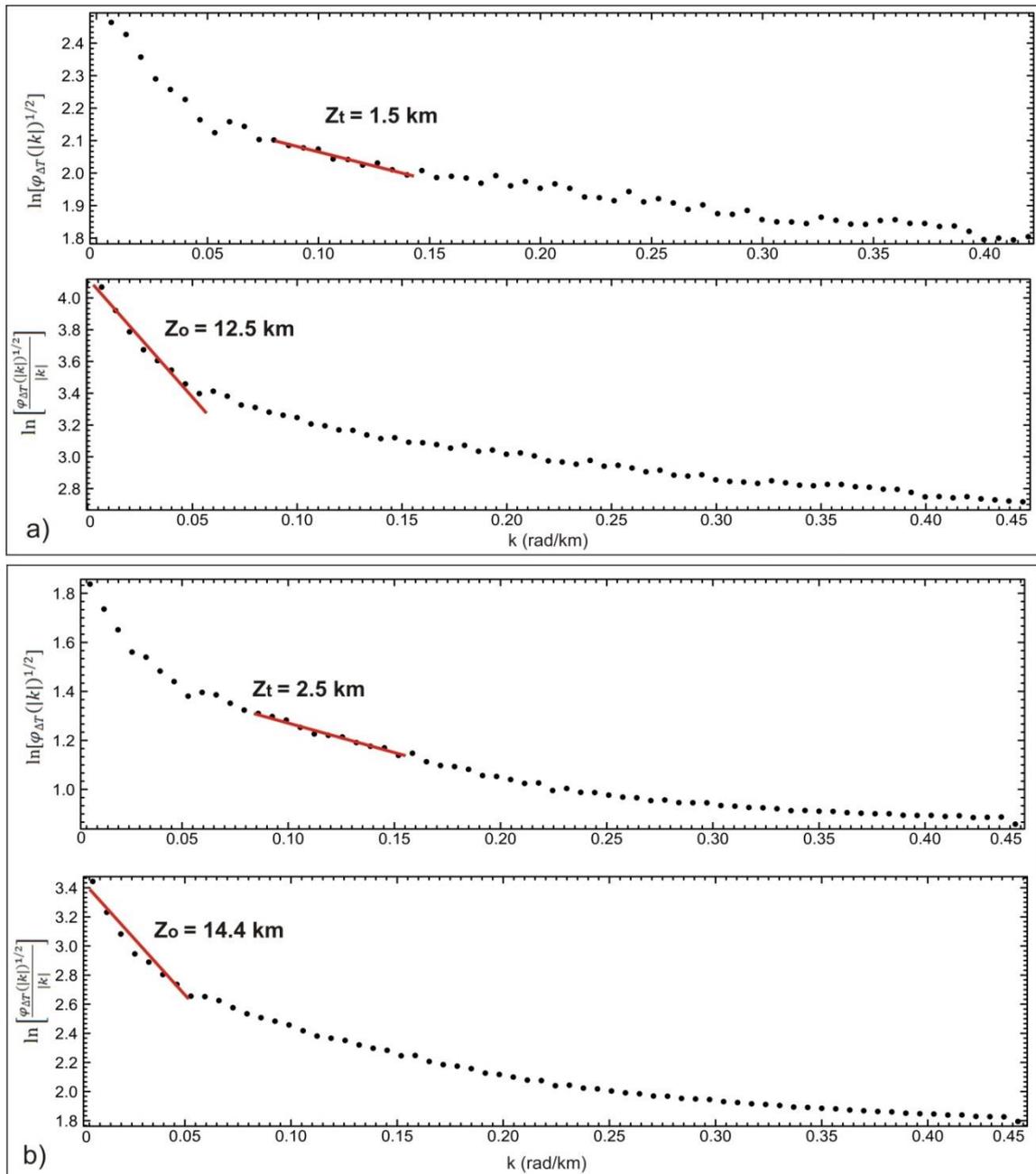


Figura 3.12. a) Espectros de *Fourier* para a janela dos dados processados neste trabalho; b) Espectros de *Fourier* para a janela da malha Aeromag Brasil (Costa *et al.*,2010).

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

O capítulo quatro apresenta os principais produtos da dissertação. É feita uma correlação com os domínios descritos na literatura. Desta forma, caracteriza-se a estrutura termal da Província Borborema e tenta-se responder as hipóteses propostas no capítulo um.

De acordo com o discutido no item 3.4, a malha magnética foi dividida em janelas de 150x150 km², com incremento de 50 km, o que totalizou 189 janelas, com o resultado localizado no centro de cada janela. Os resultados foram interpolados pelo método da mínima curvatura (Briggs, 1974) com célula de 10x10 km² (**Figuras 4.1 e 4.2**).

Ambos os mapas (**Figuras 4.1 e 4.2**) mostram estruturas de centenas de quilômetros de comprimentos de onda, amostradas por mais de três janelas de inversão, o que evidencia que as feições correspondem a sinais geofísicos relacionados a fontes geológicas.

A superfície *Curie* da Província Borborema varia de 18 a 59 km, o que revela a complexidade na composição crustal da região. A estrutura termal mostra diferentes blocos crustais separados pelas principais zonas de cisalhamento, o que corrobora o modelo de evolução de terrenos alóctones.

As profundidades do topo mostram uma diferenciação entre a Província Borborema, Cráton do São Francisco e as bacias sedimentares. De maneira geral, o cráton e as bacias sedimentares possuem profundidades superiores a 2 km. A Província Borborema, por sua vez, apresenta uma heterogeneidade de fontes rasas e profundas de acordo com os domínios geológicos, o que evidencia a consistência dos resultados (**Figura 4.2**).

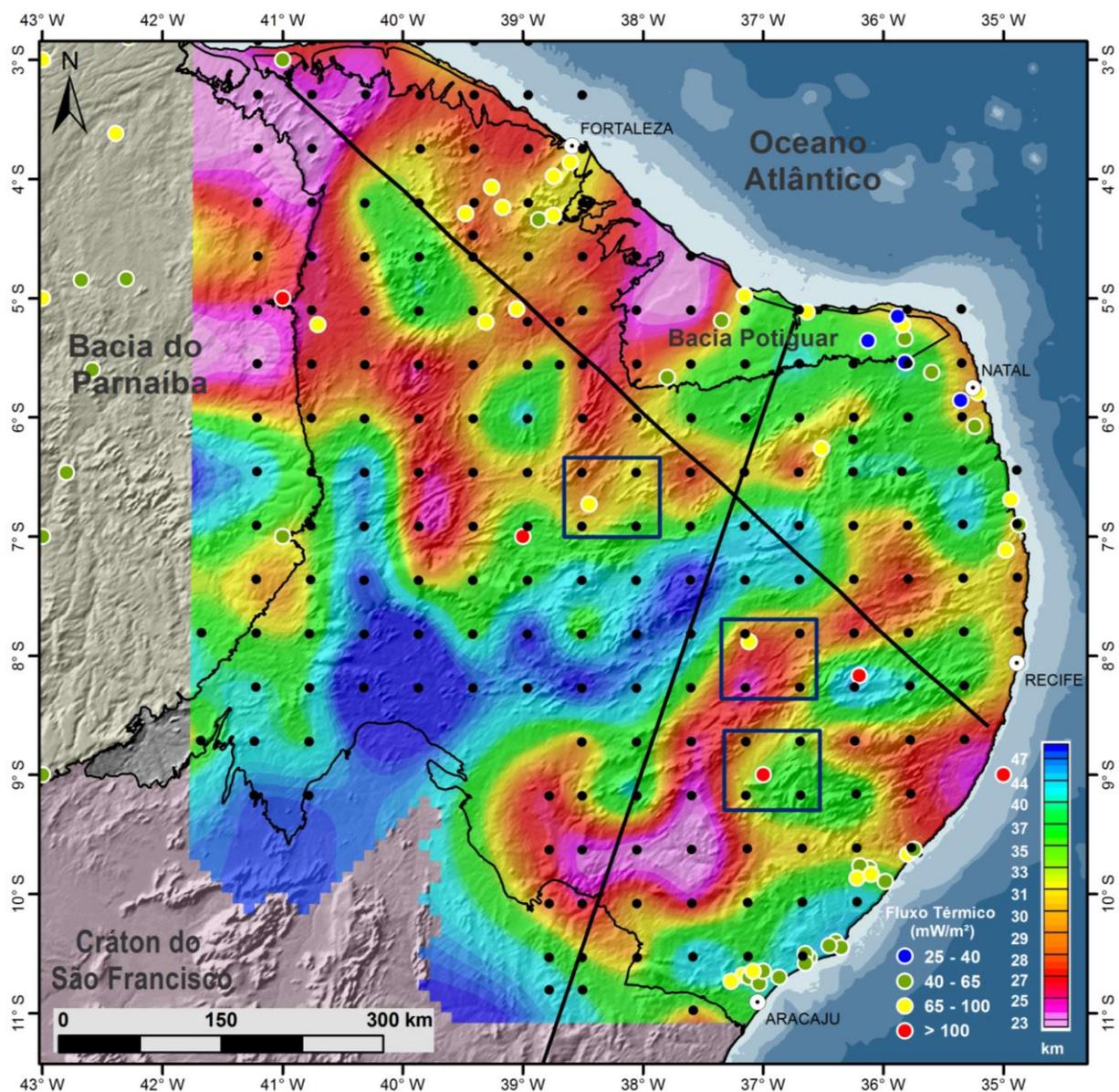


Figura 4.1. Superfície Curie da Província Borborema sobre o modelo digital de terreno sombreado. Os pontos em preto representam os centros das janelas de $150 \times 150 \text{ km}^2$. Quadrados em azul são referentes às medidas de fluxo térmico utilizadas para gerar as geotermas. Os perfis NE e NW (linhas pretas) são de sísmica de refração profunda (Lima *et al.*, 2014)

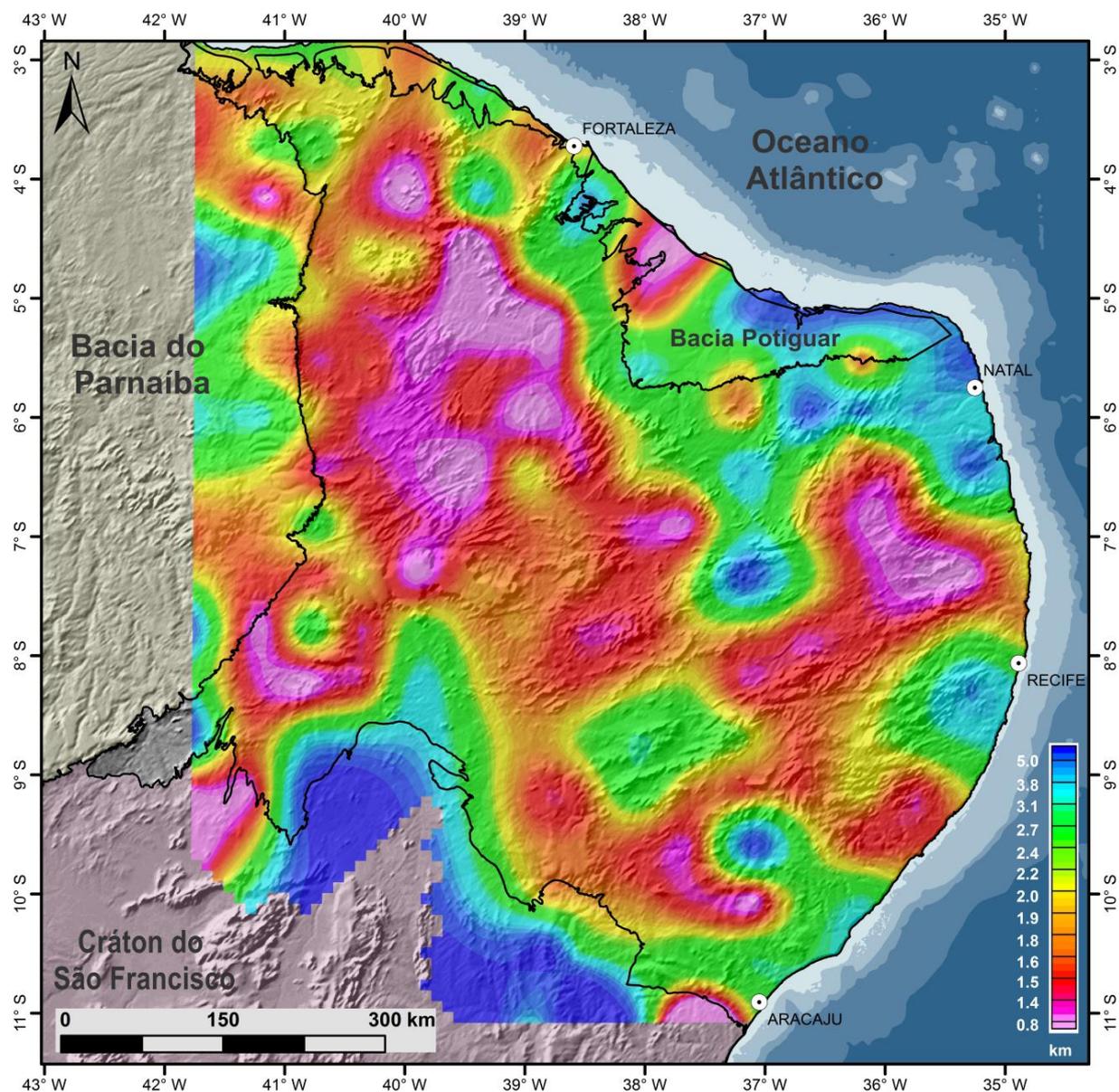


Figura 4.2. Profundidade média dos topos magnéticos sobre o modelo digital de terreno sombreado. Nota-se a presença de anomalias de centenas de km, maiores que as janelas de amostragem, o que evidencia a presença de sinais geofísicos relacionados a fontes geológicas.

4.1 Cálculo da profundidade *Curie* com dados de fluxo térmico

Lima *et al.* (2014) propuseram um modelo de três camadas para a província com dados de sísmica de refração profunda, que consiste em crosta superior, inferior e um semi-espaço representado por uma porção mais rasa do manto. Todavia, o modelo não abrange os subdomínios Ceará Central e Médio Coreauí.

Devido à escassez de trabalhos na área que tratem sobre calor radiogênico *A*, adotaram-se parâmetros descritos na literatura para as camadas do modelo sísmico. Calculou-se a condutividade térmica média do banco de dados do Laboratório de Geotermia do Observatório Nacional (**Tabela 4.1**).

Mareschal e Jaupart (2013) mostram que não há correlação entre fluxo térmico e espessura crustal, de modo que a temperatura é controlada principalmente pela composição crustal. Desta forma, a ausência de informações precisas sobre a produção de calor radiogênico e condutividade térmica limita a acurácia dos resultados.

Tabela 4.1. Propriedades geotérmicas do modelo proposto.

| | Rocha | A ($\mu\text{W}/\text{m}^3$) | K ($\text{W}/\text{m}\cdot^\circ\text{C}$) |
|-----------------|---------------------------------------|-----------------------------------|--|
| Camada 1 | Crosta superior (Granítica gnaissica) | 1,8 (Fowler, 2005) | 2,56 |
| Camada 2 | Crosta inferior (facies granulíticas) | 0,55 (Salem <i>et al.</i> , 2014) | 2,56 |
| Camada 3 | Manto | 0 | - |

Calculou-se a temperatura da *Moho* para o perfil sísmico de acordo com a equação de Black e Braile (1982). As temperaturas calculadas estão entre 488 e 762°C. Russel *et al.* (2001) mostram que a *Moho* com temperaturas superiores a 450°C indicam que o calor radiogênico no manto é aproximadamente zero.

Não há dados de fluxo térmico próximos às estações do perfil sísmico. Assim, assumiu-se que as propriedades mecânicas possuem continuidade ao longo de cada subdomínio. Deste modo, as geotermas foram calculadas nas porções onde há maior densidade de pontos *Curie*. A profundidade obtida foi comparada com a média *Curie* dos pontos dentro das caixas em azul (**Figura 4.1**). O fluxo térmico no Subdomínio Alto Moxotó é igual a 75 mW/m^2 e com os dados da **tabela 4.1** para solucionar a equação 3.1, a temperatura de 580°C está em 25,8 km, próximo a 26,3

km obtido com os dados magnéticos. No Maciço Pernambuco-Alagoas há uma medida de fluxo térmico igual a 124 mW/m^2 , o que resulta em uma profundidade *Curie* de 13,4 km. A inversão dos dados magnéticos mostrou profundidades em torno de 32,3 km, porém, há profundidades *Curie* de 18,0 km no Maciço Pernambuco-Alagoas. Para o Terreno Rio Piranhas, o fluxo térmico é igual a 75 mW/m^2 , e se obteve a profundidade *Curie* de aproximadamente 28,0 km. A mesma profundidade *Curie* calculada a partir dos dados magnéticos é igual a 30,0 km (Figura 4.3).

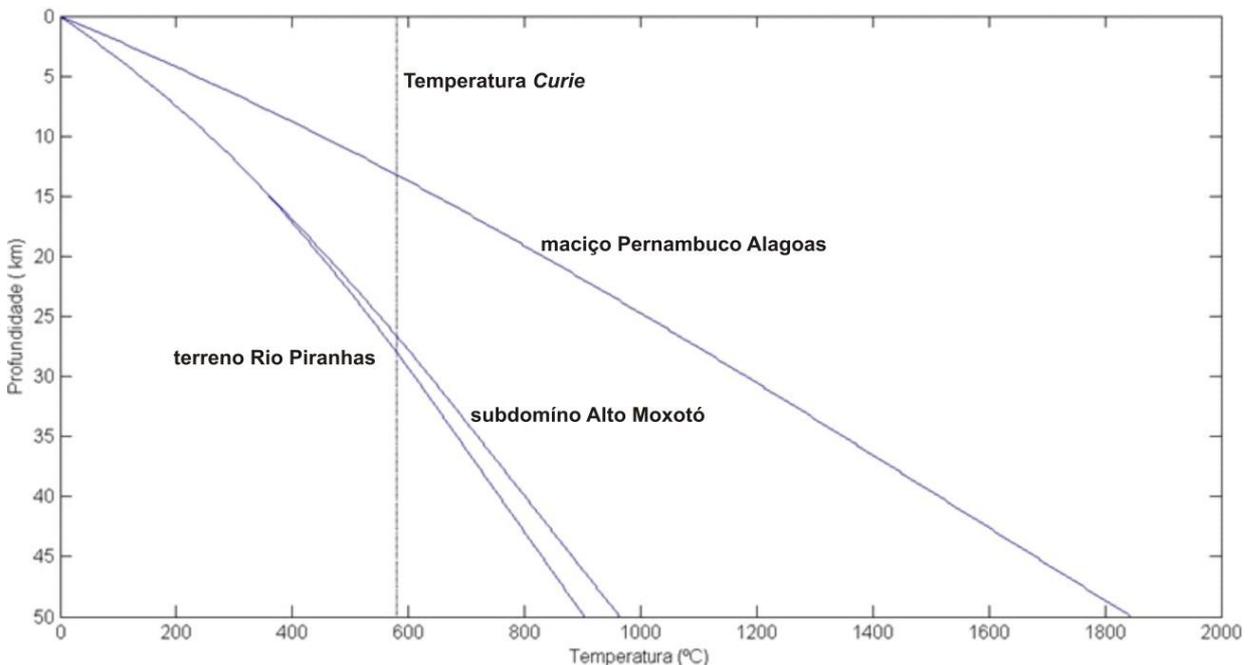


Figura 4.3 Geotermas para o terreno Rio Piranhas, subdomínio Alto Moxotó e maciço Pernambuco-Alagoas.

De maneira geral, as profundidades *Curie* calculadas com ambos os métodos são próximas, exceto no Domínio Meridional. Neste caso, as propriedades térmicas da crosta devem ser ajustadas, visto que o fluxo térmico é superior a 124 mW/m^2 , quase o dobro da média global (Turcotte e Schubert, 2002), o que sugere que há um enriquecimento em K, Th e U na crosta superior ou a presença de uma anomalia térmica do ambiente geológico local. Portanto, a elevada correlação entre as duas metodologias aumenta a confiabilidade de que a inversão magnética calculou a descontinuidade magnética referente à isoterma *Curie*.

Outros modelos mais robustos que assumem que o calor radiogênico decai exponencialmente com a profundidade e que a condutividade térmica é dependente

da temperatura e pressão podem gerar resultados mais precisos (Lachenbruch, 1970; Furlong e Champman, 2013).

4.2 Análise espectral e superfície *Curie* dos domínios geológicos

Embora os resultados apresentem estruturas que intersectam os diferentes domínios descritos na literatura, optou-se primeiramente por fazer uma descrição para cada domínio para facilitar a correlação com os outros dados disponíveis na literatura. As próximas seções abordarão os resultados em um sentido mais amplo.

A metodologia é centrada em calcular a profundidade da base da camada magnética de maior comprimento de onda, que pode ser interpretada como a extensão da crosta magnética. Todavia, a variação dos grandes comprimentos de onda da superfície *Curie* pode ter diferentes significados: i) variações na isoterma *Curie* devido à composição e espessura crustal; ii) base de uma camada vulcânica de alta magnetização sob uma camada de menor magnetização (Bouligand *et al.*, 2009). Para simplificar a interpretação, foi assumida a primeira hipótese, visto que é a mais recorrente.

Gravimetria e fluxo térmico são sensíveis à composição e espessura crustal (Cheng *et al.*, 2002), de modo que a integração dessas metodologias com a superfície *Curie* pode gerar informações sobre o enriquecimento ou depleção de radioelementos na crosta. Desta forma, a combinação de assinaturas entre os diferentes métodos pode auxiliar no entendimento da evolução crustal dos domínios geológicos. Neste sentido, as respostas obtidas foram comparadas com: os comprimentos de onda do campo magnético anômalo; imagem ternária de K, eTh e eU; calor radiogênico calculado de acordo com a equação de Rybach (1976) assumindo a crosta com densidade média de 2,67 g/cm³, fluxo térmico; e anomalia Bouguer (Oliveira, 2008) para cada domínio geológico (**Figuras 4.4, 4.5, 4.6 e 4.7**, respectivamente).

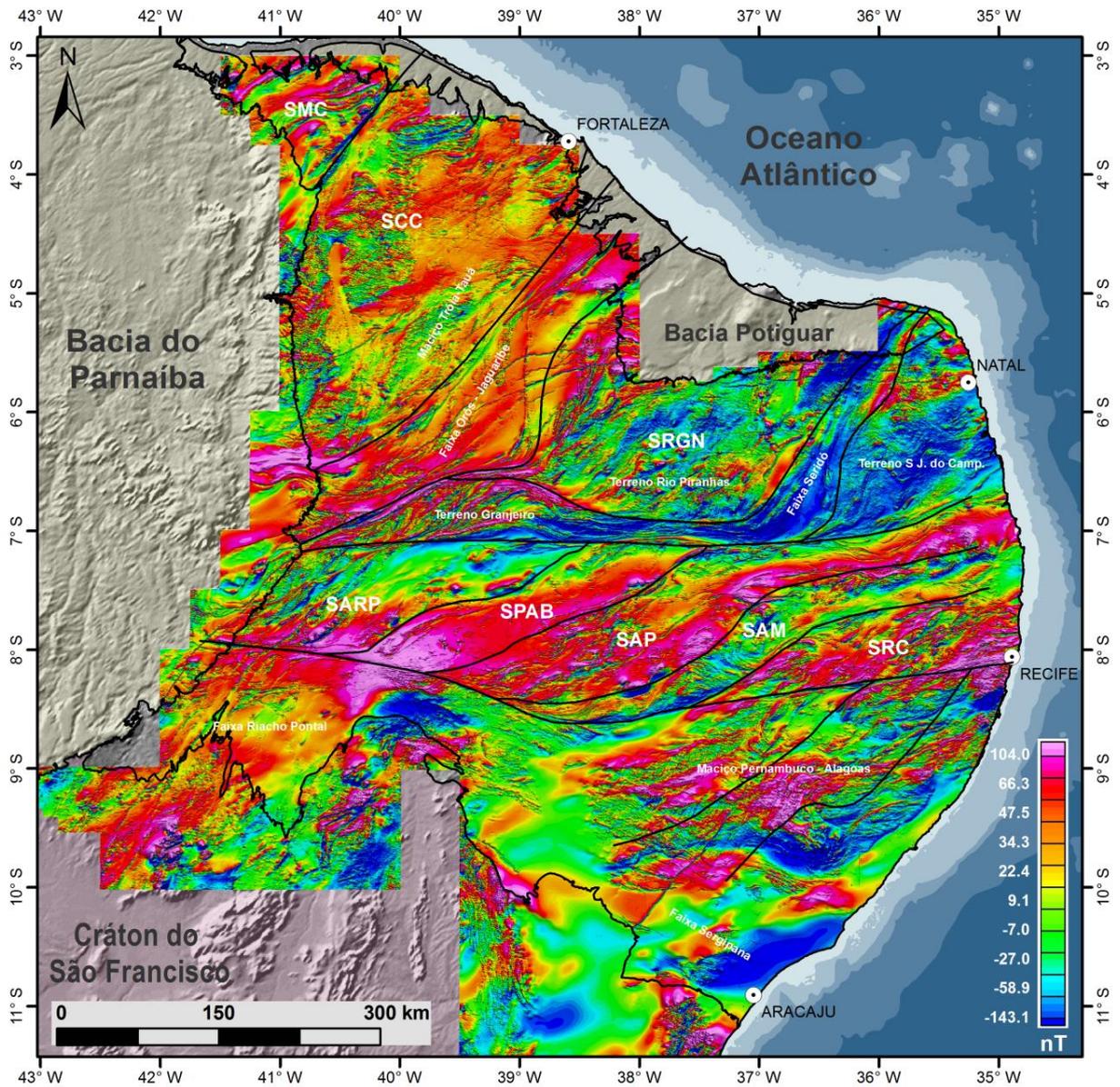


Figura 4.4. Campo magnético anômalo da Província Borborema sobre o modelo digital de terreno. Sigla dos subdomínios: SMC: Subdomínio Médio Coreaú; SCC: Subdomínio Ceará Central; SRGN: Subdomínio Rio Grande do Norte; SARP: Subdomínio Araripina; SPAB: Subdomínio Piancó Alto Brigida; Subdomínio: Alto Pajeau; SAM: Subdomínio Alto Moxotó; SRC: Subdomínio Rio Capibaribe. Zonas de cisalhamento propostas por Oliveira (2008).

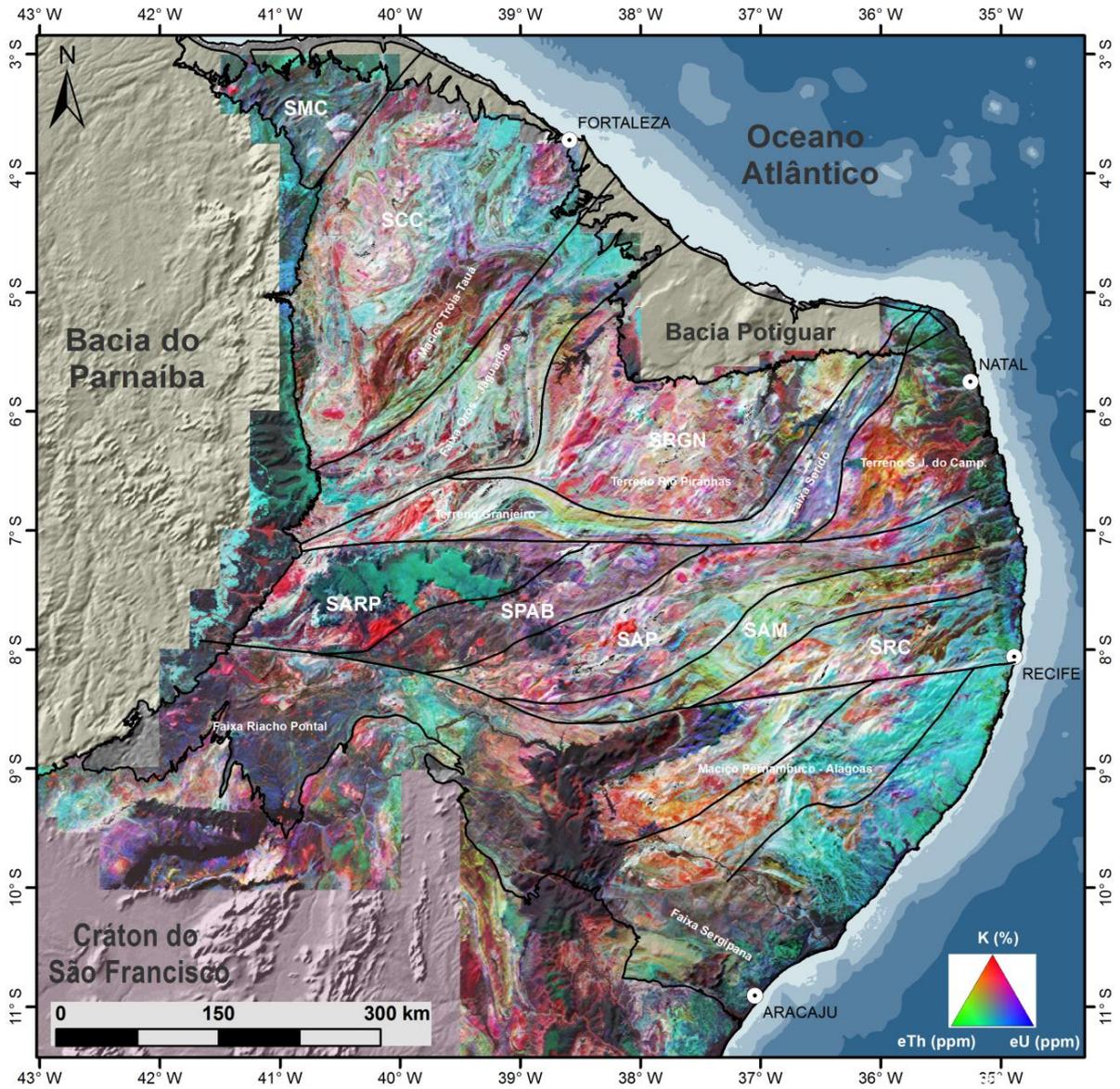


Figura 4.5. Imagem ternária dos canais potássio, tório e urânio em vermelho, verde e azul, respectivamente. Sigla dos subdomínios: SMC: Subdomínio Médio Coreáú; SCC: Subdomínio Ceará Central; SRGN: Subdomínio Rio Grande do Norte; SARP: Subdomínio Araripina; SPAB: Subdomínio Piancó Alto Brígida; Subdomínio: Alto Pajeáu; SAM: Subdomínio Alto Moxotó; SRC: Subdomínio Rio Capibaribe. Zonas de cisalhamento propostas por Oliveira (2008).

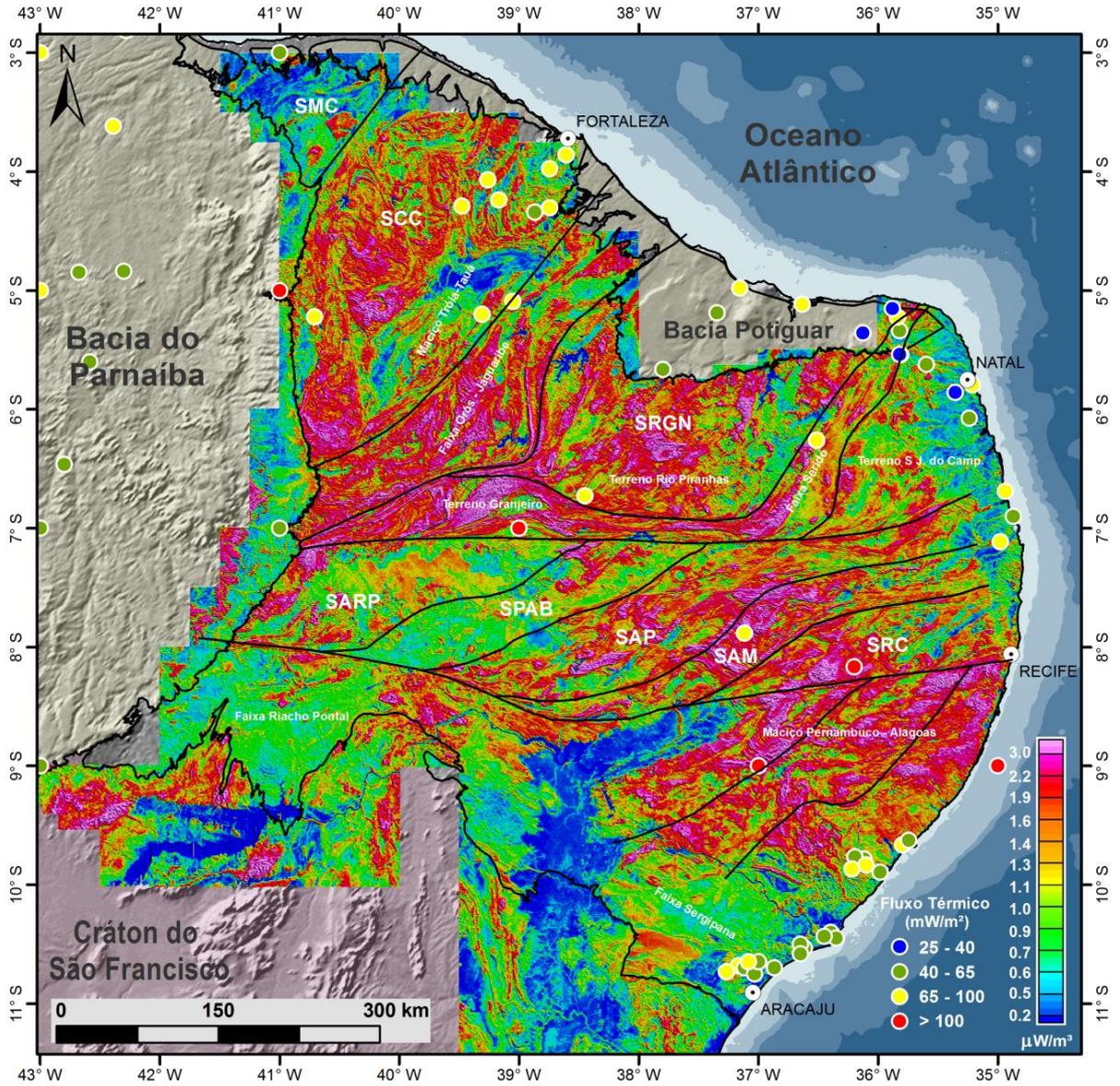


Figura 4.6. Calor radiogênico ($\mu\text{W}/\text{m}^3$) calculado de acordo com a equação de Rybach (1976), assumindo a crosta com densidade média de $2.67 \text{ g}/\text{cm}^3$; os círculos coloridos representam o fluxo térmico (mW/m^2) de acordo com dados da literatura. Sigla dos subdomínios: SMC: Subdomínio Médio Coreau; SCC: Subdomínio Ceará Central; SRGN: Subdomínio Rio Grande do Norte; SARP: Subdomínio Araripina; SPAB: Subdomínio Piancó Alto Brígida; Subdomínio: Alto Pajeau; SAM: Subdomínio Alto Moxotó; SRC: Subdomínio Rio Capibaribe. Zonas de cisalhamento propostas por Oliveira (2008).

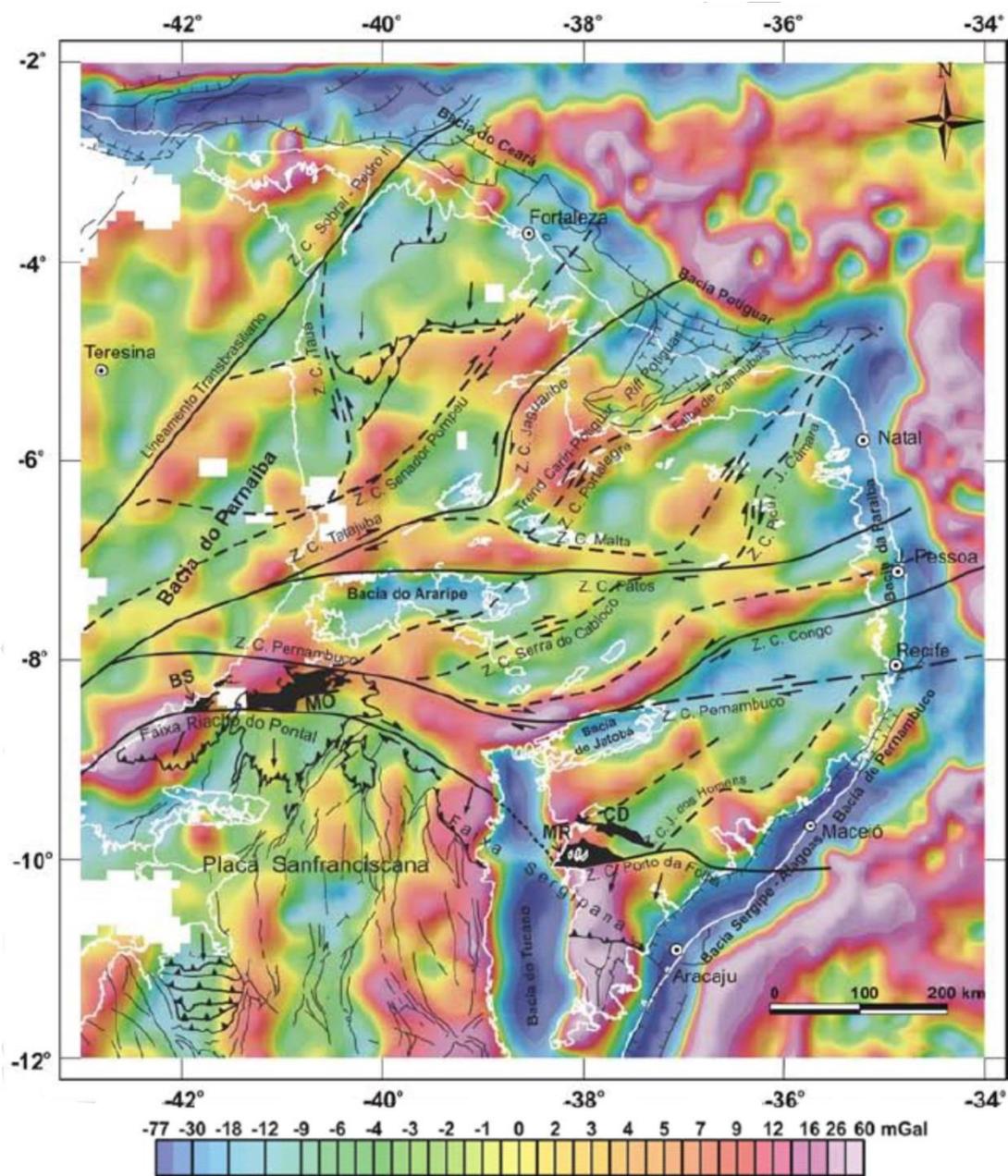


Figura 4.7. Anomalia Bouguer residual. Retirado de Oliveira (2008).

Domínio Setentrional

O Domínio Setentrional abrange os subdomínios Médio Coreáú, Ceará Central e Rio Grande do Norte (**Figura 4.8**). A estrutura termal é controlada a sul pela Zona de Cisalhamento Patos. É possível dividir a estrutura termal em dois subdomínios de acordo com a direção NE do *Trend* Cariri Potiguar e a Zona de Cisalhamento Portalegre. A oeste desta estrutura, a superfície *Curie* é mais rasa e a crosta abrange rochas supracrustais paleoproterozoicas. A leste, a superfície *Curie* é mais profunda e a crosta compreende rochas supracrustais e ortognaisses arqueanos e paleoproterozoicos (Oliveira, 2008).

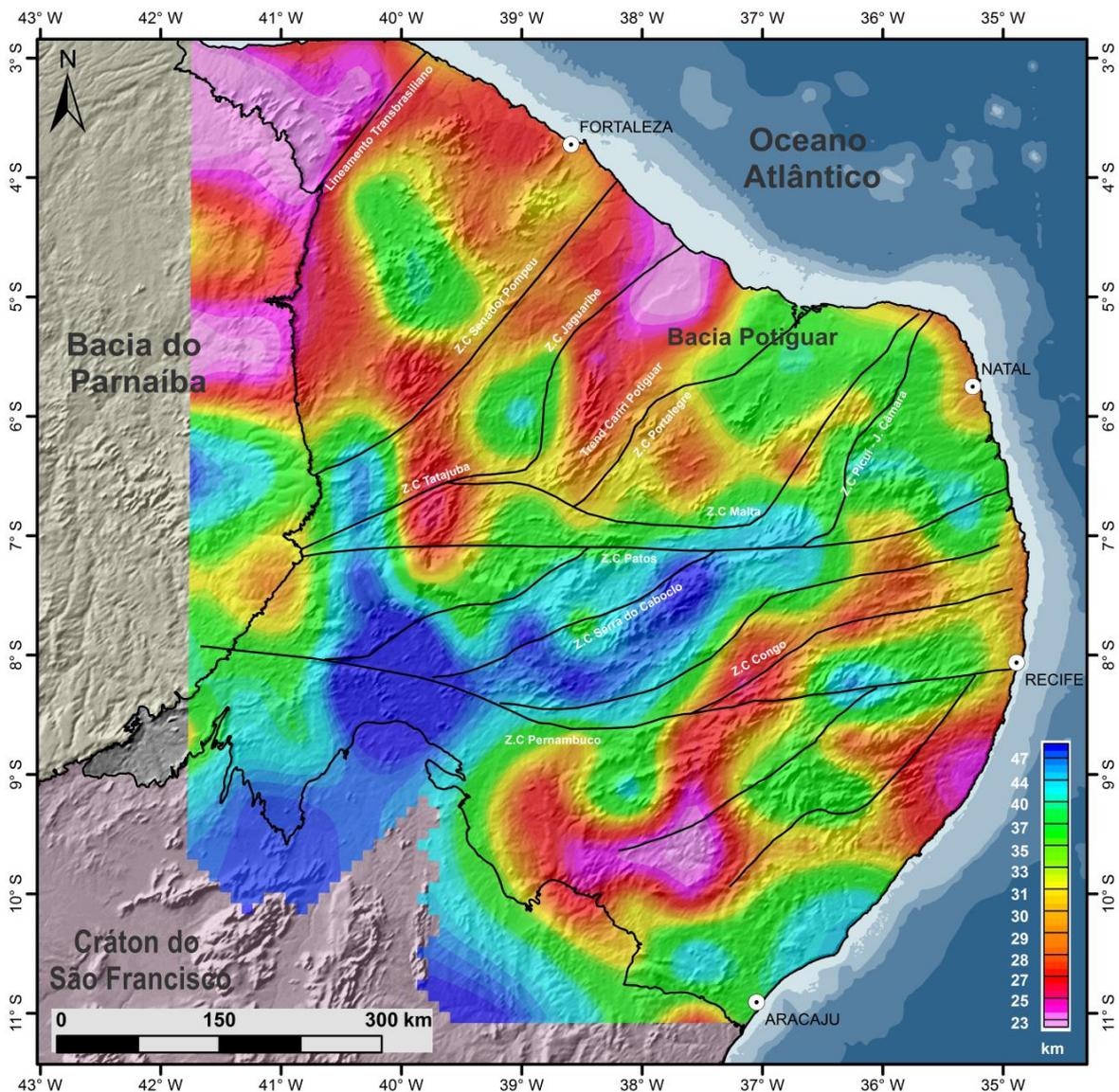


Figura 4.8. Superfície *Curie* sobre o modelo digital de elevação sombreado. Nota-se que a estrutura termal da Província Borborema é controlada pelas principais zonas de cisalhamento propostas por Oliveira (2008).

De maneira geral, as regiões de pequeno comprimento de onda apresentam superfície *Curie* rasa como no Subdomínio Médio Coreaú e na porção oeste dos terrenos Rio Piranhas e Granjeiro, a superfície *Curie* profunda é corroborada pelas faixas Orós Jaguaribe, Seridó e o Terreno São José do Campestre que apresentam predominantemente anomalias de baixa frequência.

O Subdomínio Médio Coreaú apresenta superfície *Curie* inferior a 24 km. A estrutura termal é delimitada pelo Lineamento Transbrasiliano, o que sugere que esta descontinuidade é de escala crustal (**Figura 4.8**). De modo geral, possui anomalia Bouguer residual positiva (**Figura 4.7**) e baixo calor radiogênico (**Figuras 4.5 e 4.6**). De acordo com Pavão (2014), não há afinamento crustal significativo nessa região em relação ao resto da província. Desta forma, a superfície *Curie* rasa sugere que há enriquecimento em radioelementos em profundidade na crosta. Este padrão é corroborado por dados do método magnetotelúrico, uma vez que o Subdomínio Médio Coreaú apresenta alta resistividade (maior temperatura), enquanto a condutividade elétrica aumenta em direção ao Subdomínio Ceará Central (Pedrosa Junior, 2015).

No Subdomínio Ceará Central, a profundidade *Curie* varia de 23 a 36 km, o que indica diferenças composicionais na crosta (Rolandone *et al.*, 2002), e corrobora com a variação de fluxo térmico de 56 a 94 mW/m² (**Figura 4.6 e 4.8**). Nota-se uma tendência *Curie* com profundidade em torno de 25 km com direção NE ao longo da Zona de Cisalhamento Senador Pompeu (**Figura 4.8**). Há duas anomalias *Curie* profundas (35 km) ortogonais a essa zona com comprimentos de onda superiores a 100 km. Observa-se o mesmo padrão na anomalia Bouguer (**Figura 4.7**): os pontos extremos da Zona de Cisalhamento Senador Pompeu possuem altos gravimétricos e o centro é seccionado ortogonalmente por baixos gravimétricos.

O Subdomínio Rio Grande do Norte possui variação na profundidade *Curie* de 20 a 40 km. Nota-se que a estrutura termal é controlada pelas zonas de cisalhamento Patos, Jaguaribe e Portalegre (**Figura 4.8**).

Na Faixa Jaguaribe, a região central possui anomalia *Curie* profunda em torno de 37 km associada a um baixo gravimétrico. As porções extremas possuem profundidades *Curie* em torno de 24 km associadas a altos gravimétricos (**Figura 4.8**). Todavia, o calor radiogênico é elevado por quase toda faixa (**Figura 4.6**), o que

sugere que a porção central possui maior quantidade de rochas depletadas em radioelementos na crosta inferior e/ou espessamento crustal.

Padilha *et al.* (2013) fizeram aquisição de dados magnetotelúricos por meio de dois perfis que intersectam o Subdomínio Ceará Central, Faixa Orós – Jaguaribe e Bacia do Parnaíba. Na porção central da Faixa Jaguaribe (superfície *Curie* profunda) há uma anomalia de alta condutividade elétrica (menor temperatura), o que corrobora que há uma diminuição do gradiente térmico. A porção oeste da Zona de Cisalhamento Senador Pompeu possui majoritariamente crosta e manto superior mais resistivo, exceto pela região do Maciço de Tróia - Tauá que possui litosfera com alta condutividade elétrica.

O Terreno Rio Piranhas apresenta superfície *Curie* rasa, anomalia Bouguer residual positiva e altas concentrações de radioelementos a oeste da Zona de Cisalhamento Portalegre (**Figuras 4.6, 4.7 e 4.8**). Esta combinação de assinaturas sugere enriquecimento em radioelementos na crosta superior. A leste da zona de cisalhamento Portalegre, a superfície *Curie* é mais profunda, todavia, há núcleos quentes de menor comprimento de onda sugerindo anomalias térmicas no manto.

A Faixa Seridó e o Terreno São José do Campestre possuem superfície *Curie* em torno de 32 km, o que corrobora com o baixo gradiente térmico, de acordo com Vieira e Hamza (2009), e com as baixas concentrações em radioelementos (**Figuras 4.5 e 4.6**). Entretanto, é uma das regiões com vulcanismo mais recente do Brasil (Knesel *et al.*, 2011), em que o esperado seria superfície *Curie* rasa. Portanto, o baixo fluxo térmico dessa porção possivelmente é devido à baixa condutividade térmica do embasamento, que funciona como um isolante térmico.

De acordo com Gonçalves (2009), reativações neotectônicas associadas a corpos do magmatismo Macau indicam que o campo de tensão intraplaca do Subdomínio Rio Grande do Norte está variando devido a anomalias térmicas no manto. Todavia, não se observa esse padrão no Terreno São José do Campestre.

A **figura 4.9** mostra as diferenças dos espectros de fontes rasas e profundas no Subdomínio Ceará Central. No espectro de profundidade *Curie* de 23,2 km (**Figura 4.9a**) nota-se um pico bem definido em $k = 0,065$ rad/km. Porém no espectro de fontes mais profundas (z_b e z_t iguais a 36,6 e 2,4 km, respectivamente), não há um pico claro. Pode ser um indício para aumentar o tamanho da janela, porém, uma maior janela não significa necessariamente que será possível observar um pico,

visto que as fontes podem ter comportamento fractal (Bouligand *et al.*, 2009; Salem *et al.*, 2014).

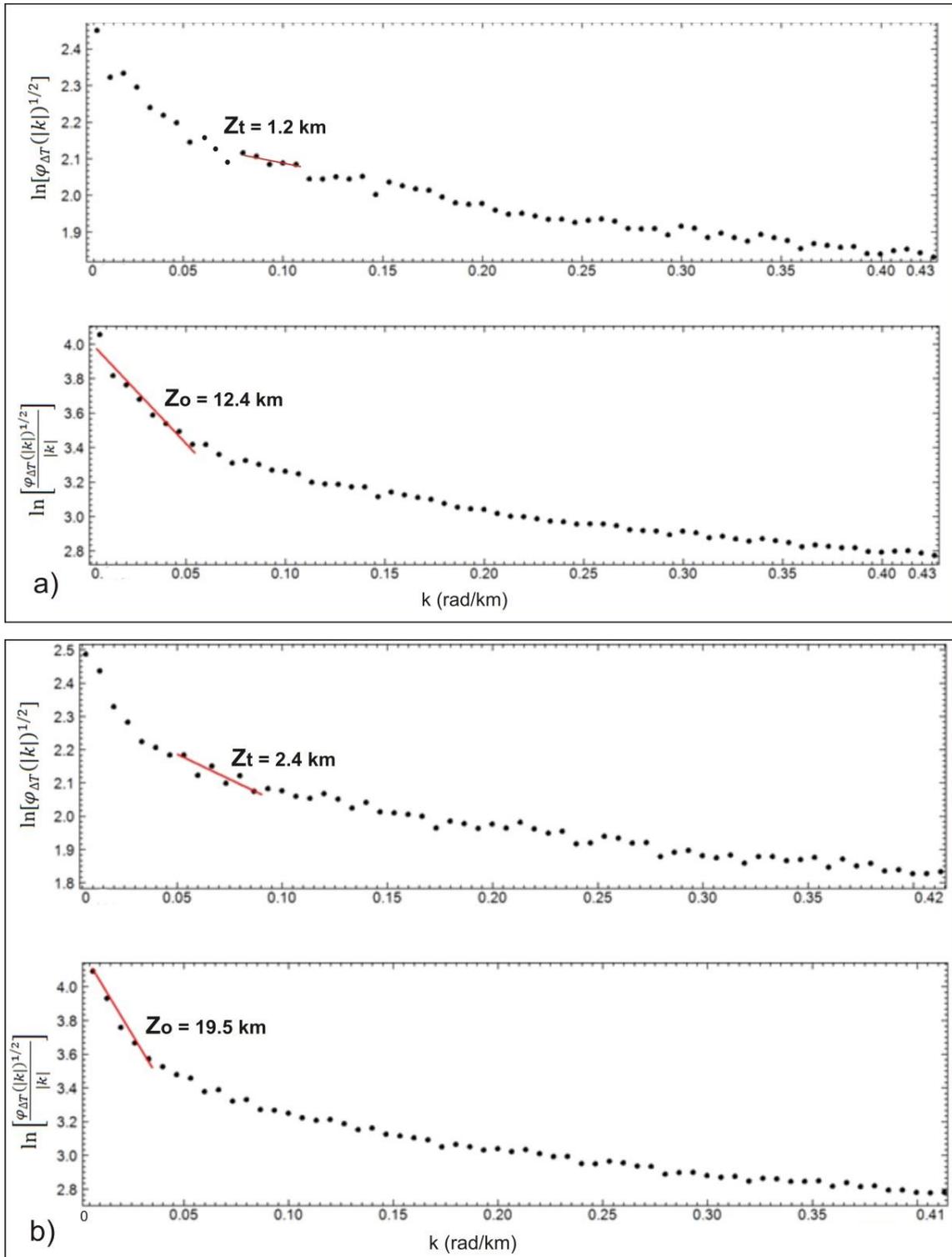


Figura 4.9. Análise espectral do Subdomínio Ceará Central; a) Pico definido em $k = 0,065$ rad/km. b) Não se nota pico.

A **figura 4.10** mostra o cálculo para uma janela no Terreno Rio Piranhas. Há um pico na posição $k = 0,03$ rad/km, que evidencia a base magnética amostrada, embora seja inferior ao número de onda fundamental (0,04 rad/km), a dimensão horizontal das fontes pode deslocar a posição do pico (Connard *et al.*, 1983). No espectro de *Fourier*, observa-se um decaimento irregular que pode estar associado à interferência por fontes rasas.

A **tabela 4.2** apresenta um resumo das principais características de cada domínio com relação aos resultados obtidos pelos diferentes métodos utilizados na integração de dados.

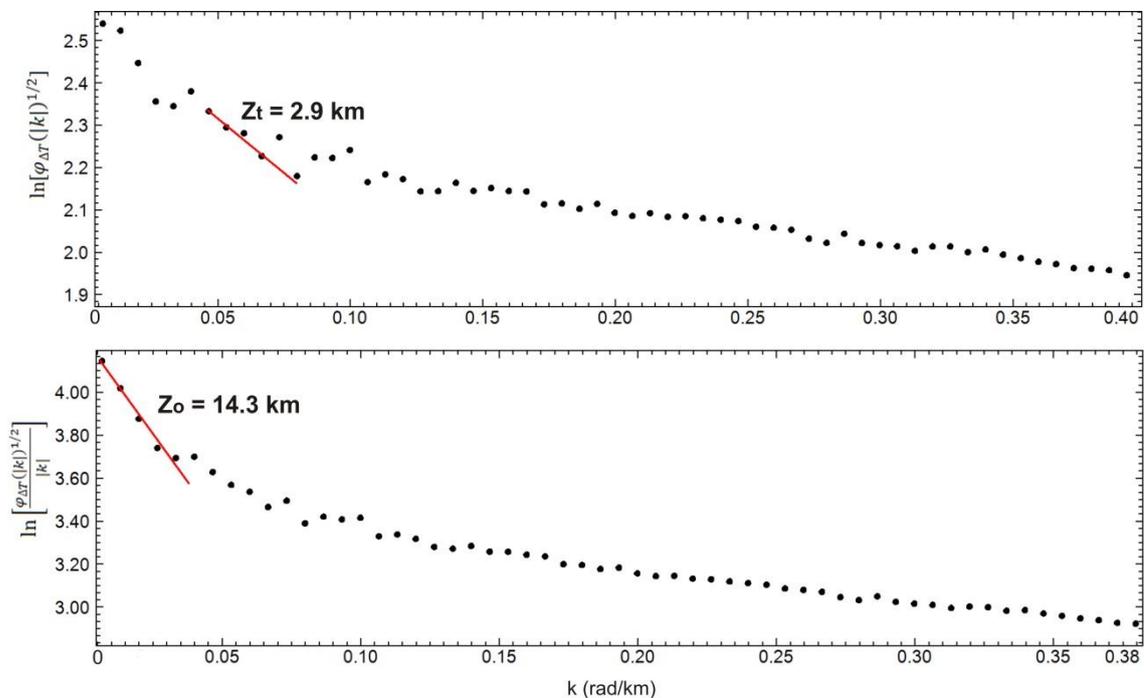


Figura 4.10. Análise espectral do Terreno Rio Piranhas. Nota-se que a taxa de decaimento exponencial é influenciada por fontes rasas.

Domínio Central

A estrutura termal é controlada a norte pela Zona de Cisalhamento Patos. Nota-se uma estruturação NE-EW de acordo com as zonas de cisalhamento do Congo e Serra do Caboclo, entretanto, não se observa correlação com a zona de cisalhamento Pernambuco (**Figura 4.8**).

A profundidade *Curie* do Domínio Central varia de 21 a 52 km, evidenciando elevada complexidade em sua composição crustal (**Tabela 4.2**). Notam-se anomalias de centenas de quilômetros controladas pelas grandes estruturas do domínio (**Figura 4.8**). Além disso, as cristas *Curie* possuem correlação com os

pequenos comprimentos de onda dos subdomínios Alto Moxotó e Rio Capibaribe. Os vales, por sua vez, estão concentrados em regiões de baixa frequência magnética principalmente nos subdomínios Piancó Alto Brígida e Araripina (**Figura 4.4**).

Os dados de fluxo térmico da região são escassos. As medidas apresentam variação de 53 a 108 mW/m² (**Figura 4.6**), o que evidencia diferenciações na espessura e composição do domínio, corroborando com a variação superior à 30 km na superfície *Curie*.

O Subdomínio Alto Moxotó possui profundidade *Curie* rasa associada à anomalia Bouguer residual positiva e elevada produção de calor radiogênico na superfície, o que sugere que há enriquecimento em radioelementos na crosta (**Figuras 4.6, 4.7 e 4.8**).

O Subdomínio Rio Capibaribe possui superfície *Curie* profunda associada à anomalia Bouguer residual positiva e elevada produção de calor radiogênico na superfície, o que sugere que há aumento de rochas depletadas em radioelementos na crosta inferior (**Figuras 4.6, 4.7 e 4.8**).

O Subdomínio Alto Pajeau possui profundidade *Curie* superior a 40 km e baixo gravimétrico associado, o que ratifica que há espessamento crustal e maior presença de rochas depletadas em radioelementos na crosta inferior (**Figuras 4.7 e 4.8**).

A superfície *Curie* dos subdomínios Piancó Alto Brígida e Araripina possuem assinaturas próximas associadas à baixa produção de calor radiogênico, e também não se observa diferenciação clara na anomalia Bouguer residual (**Figuras 4.7 e 4.8**). Desta forma, o menor fluxo térmico nessa região é devido à baixa concentração de radioelementos na crosta associada a um relativo espessamento crustal.

A presença de rochas de alto grau metamórfico no Subdomínio Alto Moxotó, além de um evento deformacional de baixo ângulo possivelmente ligado a um evento magmático em torno de 2,0 Ga, podem sugerir uma sutura paleoproterozoica (Santos, 2012). Além disso, o estudo de complexos máfico-ultramáficos de alta pressão no Subdomínio Alto Pajeau permitiu concluir que houve hidratação de magma durante uma colisão mesoproterozoica (Lages, 2014). As grandes profundidades *Curie* (superiores à *Moho*) sugerem que existem minerais magnéticos

no manto, o que pode estar associado a um manto superior serpentinizado. Os processos de serpentinização do manto serão discutidos na próxima seção.

A **figura 4.11** mostra o espectro de uma janela com profundidade Z_b e Z_t iguais a 39,5 e 3,3 km. Nota-se um pico bem definido em $k = 0,02$ rad/km. A profundidade *Curie* desta janela é maior que a da **figura 4.9b** onde não há pico. Este exemplo mostra que a presença de pico é controlada também pela forma como os corpos se magnetizaram, o que sugere que há fontes com comportamento fractal (Ross *et al.*, 2006; Maus *et al.*, 1997; Bouligand *et al.*, 2009) no Subdomínio Ceará Central. Deste modo, a base magnética pode estar amostrada e não haver pico no espectro.

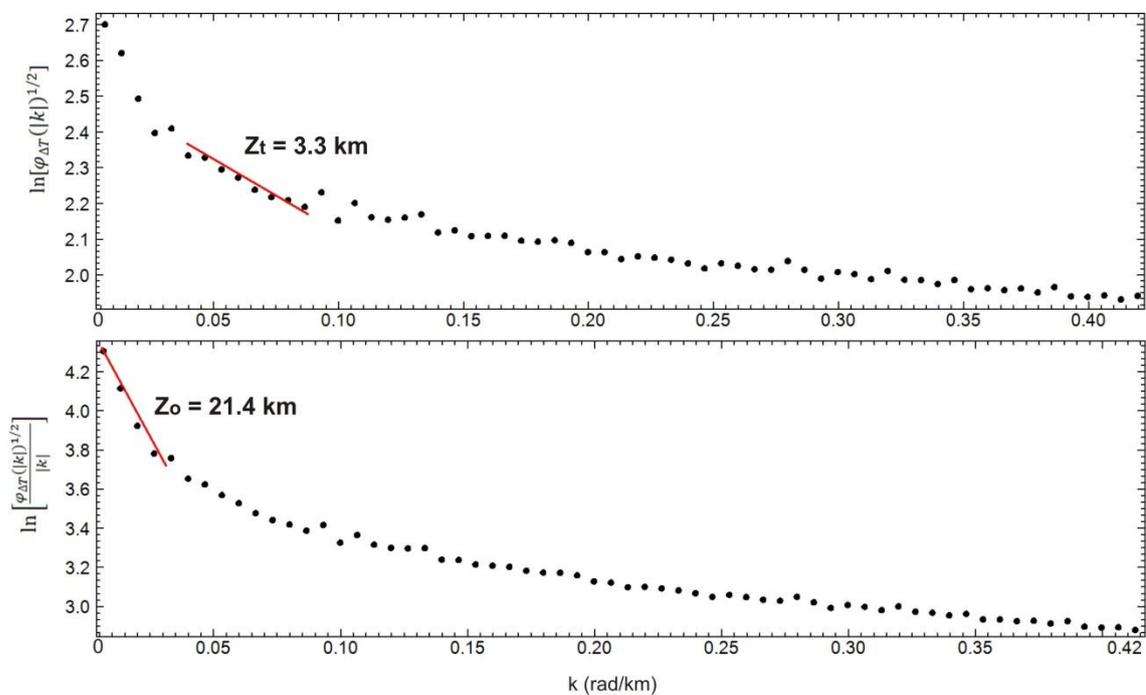


Figura 4.11. Análise espectral do Domínio Central. Nota-se um pico bem definido em $k = 0,02$ rad/km.

Domínio Meridional

A estrutura termal deste domínio apresenta dois padrões principais. A porção leste que engloba o Maciço Pernambuco-Alagoas e a Faixa Sergipana apresenta ampla variação na superfície *Curie* indicando diferenças composicionais na crosta (**Tabela 4.2**). A região oeste apresenta superfície *Curie* superior a 37 km. Não se observa correlação com a Zona de Cisalhamento Pernambuco (**Figura 4.8**). De

modo geral, a profundidade *Curie* aumenta em direção ao Cráton São Francisco. O Maciço Pernambuco-Alagoas apresenta anomalias de pequeno comprimento de onda, o que corrobora a superfície *Curie* rasa, as faixas Sergipana e Riacho Pontal apresentam aumento na superfície *Curie*, corroborando com os grandes comprimentos de onda.

A variação da superfície *Curie* no Maciço Pernambuco Alagoas indica diferenças na composição crustal. A porção oeste apresenta superfície *Curie* rasa associada à anomalia Bouguer residual positiva e alta produção de calor radiogênico, o que pode indicar enriquecimento em radioelementos na crosta superior. A porção leste apresenta um aumento na superfície *Curie* e um baixo gravimétrico associado, o que demonstra que a crosta é mais depletada em radioelementos, uma vez que a superfície *Curie* deveria estar mais rasa à medida que ocorre afinamento crustal.

A superfície *Curie* profunda nas faixas Sergipana e principalmente Riacho Pontal (**Figura 4.8**) corrobora que houve cavalgamento do Domínio Meridional sobre a Placa São Franciscana depletada em radioelementos (Oliveira, 2008), o que é confirmado pelo baixo fluxo térmico (**Figura 4.6**).

Nota-se um pico bem definido em $k = 0,06$ rad/km (**Figura 4.12**). Os espectros apresentam um decaimento suave, o que indica pouca interferência de fontes rasas.

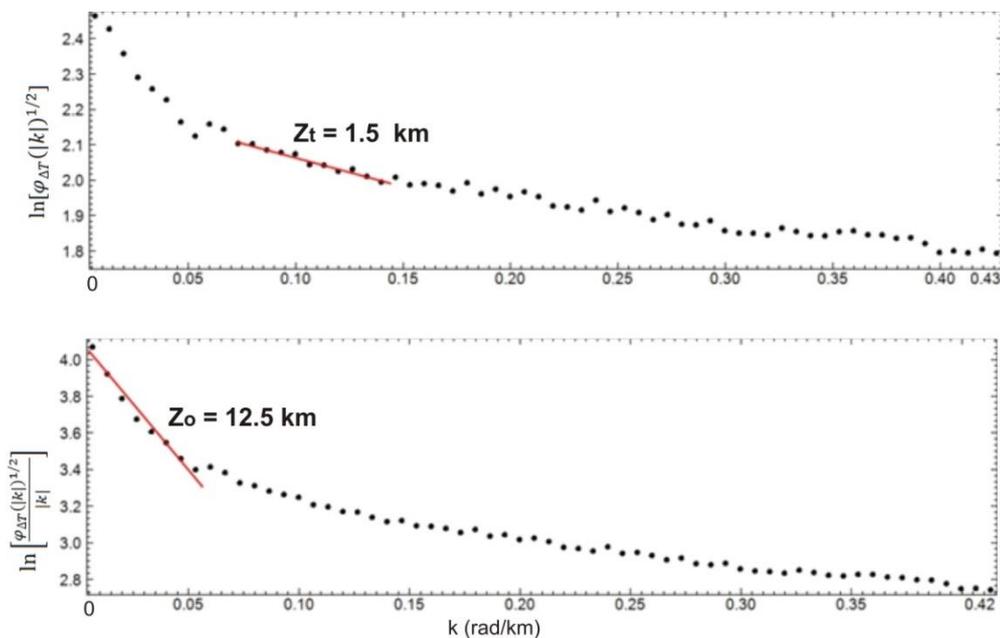


Figura 4.12. Análise espectral do Domínio Meridional. Nota-se um pico bem amostrado em $k = 0,06$ rad/km e uma menor interferência de fontes rasas devido à suavidade da taxa de decaimento.

Tabela 4.2. Resumo das assinaturas dos métodos integrados. Siglas: SMC: Subdomínio Médio Coreau; SCC: Subdomínio Ceará Central; SRGN: Subdomínio Rio Grande do Norte; SARP: Subdomínio Araripina; SPAB: Subdomínio Piancó Alto Brígida; Subdomínio: Alto Pajeau; SAM: Subdomínio Alto Moxotó; SRC: Subdomínio Rio Capibaribe; MPA: Maciço Pernambuco Alagoas; FS: Faixa Sergipana; FRP: Faixa Riacho Pontal.

| Domínios | | Profundidade <i>Curie</i> (km) | Bouguer residual | Fluxo Térmico | Calor radiogênico na superfície | Interpretação |
|---------------------|------|--------------------------------|-------------------------|-------------------------|---------------------------------|---|
| Setentrional | SMC | < 24 | Predominantemente alta | Intermediário | Baixo | Camada depletada em radioelementos com pequena espessura na crosta superior |
| | SCC | 23-36 | Predominantemente baixa | Predominantemente alto | Variável | Elevada complexidade na composição crustal |
| | SRGN | 20-40 | Variável | Variável | Variável | Elevada complexidade na composição crustal |
| Central | SARP | > 35 | Variável | - | Baixo | Espessamento crustal/Rochas depletadas em radioelementos |
| | SPAB | > 40 | Variável | - | Predominantemente baixo | Espessamento crustal/Rochas depletadas em radioelementos |
| | SAP | > 40 | Baixa | - | Predominantemente alto | Espessamento crustal/Rochas depletadas em radioelementos |
| | SRC | > 35 | Baixa | Alto | Variável | Rochas depletadas em radioelementos na crosta inferior |
| | SAM | < 33 | Alto | Alto- | Predominantemente alto | Elevada concentração de radioelementos na crosta |
| Meridional | MPA | 18-59 | Variável | Alto | Predominantemente alto | Elevada complexidade na composição crustal |
| | FS | 27-40 | Variável | Predominantemente baixo | Baixo | Baixo fluxo térmico devido ao cavalgamento sobre a Placa São Franciscana |
| | FRP | > 40 | Variável | - | Baixo | Baixo fluxo térmico devido ao cavalgamento sobre a Placa São Franciscana |

4.3 Superfície *Curie* x *Moho*

Em regiões tectonicamente estáveis, a profundidade *Curie* situa-se na crosta inferior ou coincide com a *Moho* que possui isoterma de 600 a 700°C (Bucher e Frey, 1994; Wasilewski *et al.*, 1979). Todavia, há casos em que a superfície *Curie* atinge o manto superior (Ravat *et al.* 2007, Guimarães *et al.*, 2014).

Há alta correlação entre a profundidade *Curie* e a espessura crustal (**Figuras 4.8 e 4.13**). No Domínio Setentrional, observa-se que a *Moho* possui profundidades próximas a *Curie*, de modo que as duas superfícies podem estar amostrando a mesma descontinuidade, exceto no Subdomínio Médio Coreau, onde a superfície *Curie* situa-se na crosta inferior. No Domínio Central, a porção leste possui profundidade *Curie* próxima à *Moho*, entretanto, em direção à Bacia do Parnaíba, a *Curie* torna-se mais profunda. Observa-se a mesma relação no Domínio Meridional.

A superfície *Curie* mais profunda que a *Moho* sugere um manto superior magnético (serpentinizado). O manto pode ser hidratado por três principais formas: i) fluídos que atravessam a *Moho* devido a falhas profundas ou zonas de cisalhamento, ii) complexos ofiolíticos em que a serpentinização está associada ao metamorfismo de fundo oceânico, iii) em zonas de subducção e na crosta durante a formação de cinturões colisionais (Bucher e Frey, 1994; Blakely, 2005).

Em zonas de subducção, metabasaltos da crosta oceânica são transformados em eclogitos em um nível litosférico em torno de 45 km. Esse processo libera fluídos que hidratam o manto superior da crosta continental de modo a produzir minerais serpentinizados, que possuem alta magnetização e menor densidade (Blakely, 2005). Desta forma, há uma anomalia de 200 km de comprimento de onda com profundidade *Curie* de até 59 km próxima à sutura do Evento Brasileiro-Pan-Africano (Oliveira, 2008; Caxito *et al.*, 2015), onde há uma diminuição da amplitude da anomalia gravimétrica na porção oeste da Zona de Cisalhamento Pernambuco e anomalia magnética de grande comprimento de onda e alta amplitude (**Figuras 4.4, 4.7 e 4.8**). É possível que essas assinaturas sejam um registro da serpentinização do manto durante a subducção/colisão Brasileira-Pan-Africana. Não se observa a mesma anomalia na porção leste da zona de sutura, possivelmente devido à abertura do Oceano Atlântico Sul durante o Cretáceo, uma vez que este processo eleva a *Moho* a temperaturas superiores a 850°C, de modo a desmagnetizar o manto (Bucher e Frey, 1994).

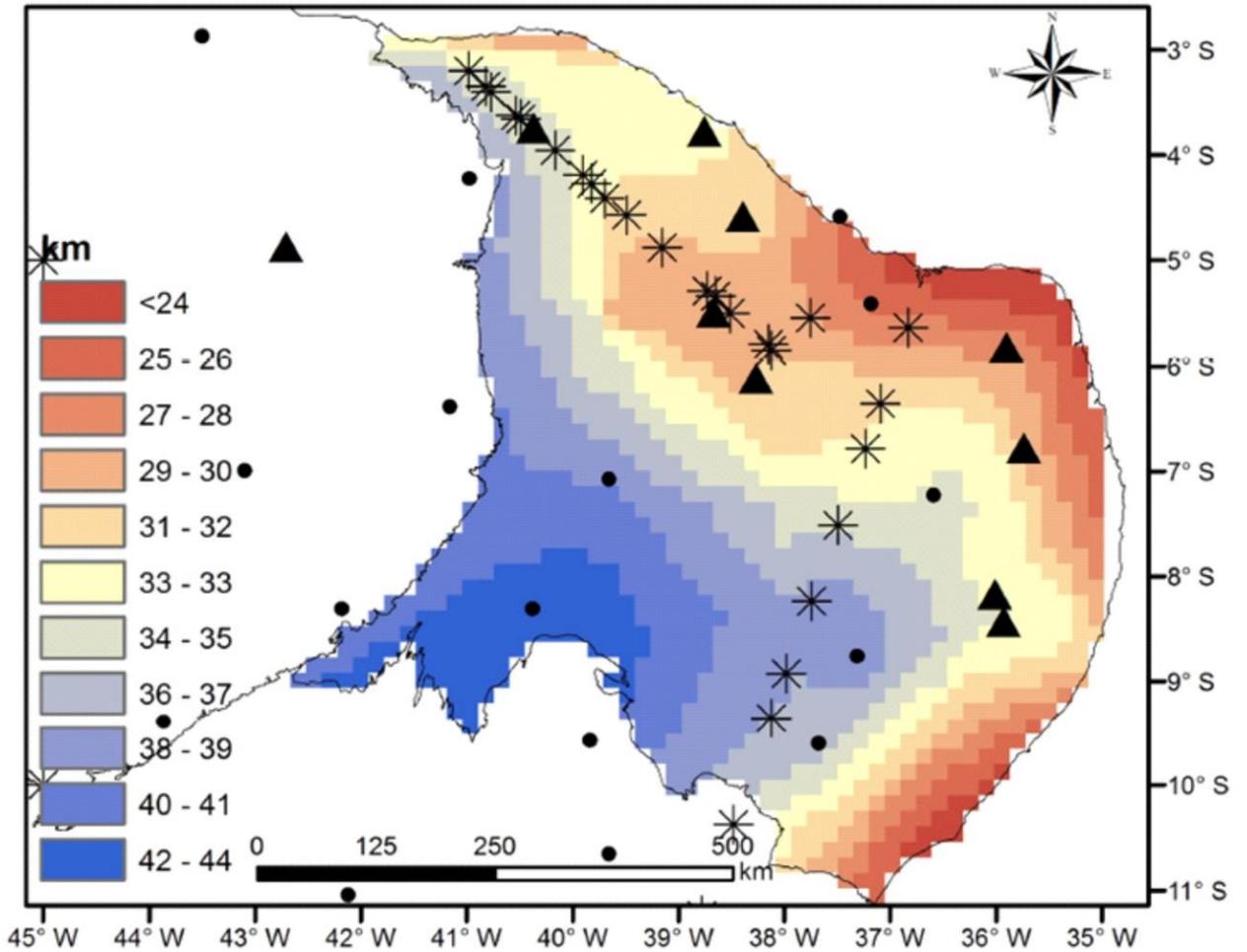


Figura 4.13. Espessura crustal da Província Borborema. Os asteriscos, pontos e triângulos são referentes aos dados de sísmica de refração profunda, gravimetria e função do receptor utilizados para calcular a espessura da crosta. Retirado de Pavão (2014).

4.4 Sismicidade intraplaca associada à estrutura termal da crosta

Há varias hipóteses que tentam explicar as causas da sismicidade intraplaca. Argumenta-se que os sismos estão concentrados em zonas de fraquezas da crosta ou que os mesmos estão localizados em regiões com concentrações de esforços (Hinze *et al.*, 1988; Stuart e Hildenbrand, 1994). Liu e Zoback (1997) propuseram um modelo no qual a sismicidade intraplaca está relacionada à diminuição cumulativa de esforços na crosta inferior e no manto superior devido a anomalias de temperatura.

De modo geral, as temperaturas na crosta inferior e no manto são mais baixas em regiões intraplacas. Assim, o manto superior é relativamente frio e resistente, de modo que não ocorrem deformações significantes na litosfera, tendo em vista que os esforços acumulados na litosfera são maiores que a magnitude das forças aplicadas. Todavia, em regiões onde a crosta inferior e manto estão relativamente quentes, as tensões são compensadas pela crosta superior, uma vez que a crosta inferior e o manto são relativamente menos resistentes. Neste sentido, o mapeamento das temperaturas da crosta inferior e manto pela profundidade *Curie* possibilita verificar esta hipótese.

A Província Borborema é uma das regiões de maior estudo de sismicidade da plataforma Sul-Americana. Possui registros de terremotos desde o século XIX. A atividade sísmica da região possui três padrões principais: (i) falhas que reativaram as zonas de cisalhamento dúcteis; (ii) falhas que coincidem com foliações regionais e veios de quartzo; (iii) falhas que intersectam estruturas pré-existentes (Bezerra *et al.*, 2011).

A **figura 4.14** mostra a superfície *Curie* com alguns pontos extrapolados para a crosta oceânica e uma interpretação de lineamentos magnéticos realizada neste trabalho. No Domínio Setentrional, há alta correlação dos terremotos e as porções com profundidade *Curie* inferior a 28 km nos subdomínios Médio Coreaú e Ceará Central. Também se observa a mesma correlação na Faixa Jaguaribe e na porção oeste do Terreno Rio Piranhas. Embora o Terreno São José do Campestre possua superfície *Curie* profunda (litosfera relativamente mais resistente), nota-se alta concentração de terremotos na porção norte. Entretanto, estes sismos se encontram na zona de transição para a crosta oceânica que possui superfície *Curie* rasa.

O Domínio Central apresenta pouca concentração de sismos, talvez por possuir as maiores profundidades *Curie* da Província Borborema, o que revela uma crosta mais resistente.

O Domínio Meridional apresenta menor correlação de sismos com as regiões com superfície *Curie* rasa. Porém, nota-se que os sismos concentram-se nas regiões de transição entre blocos quentes e frios, o que sugere que essas porções de mudança abrupta na estrutura termal da crosta funcionam como um mecanismo secundário para geração de terremotos.

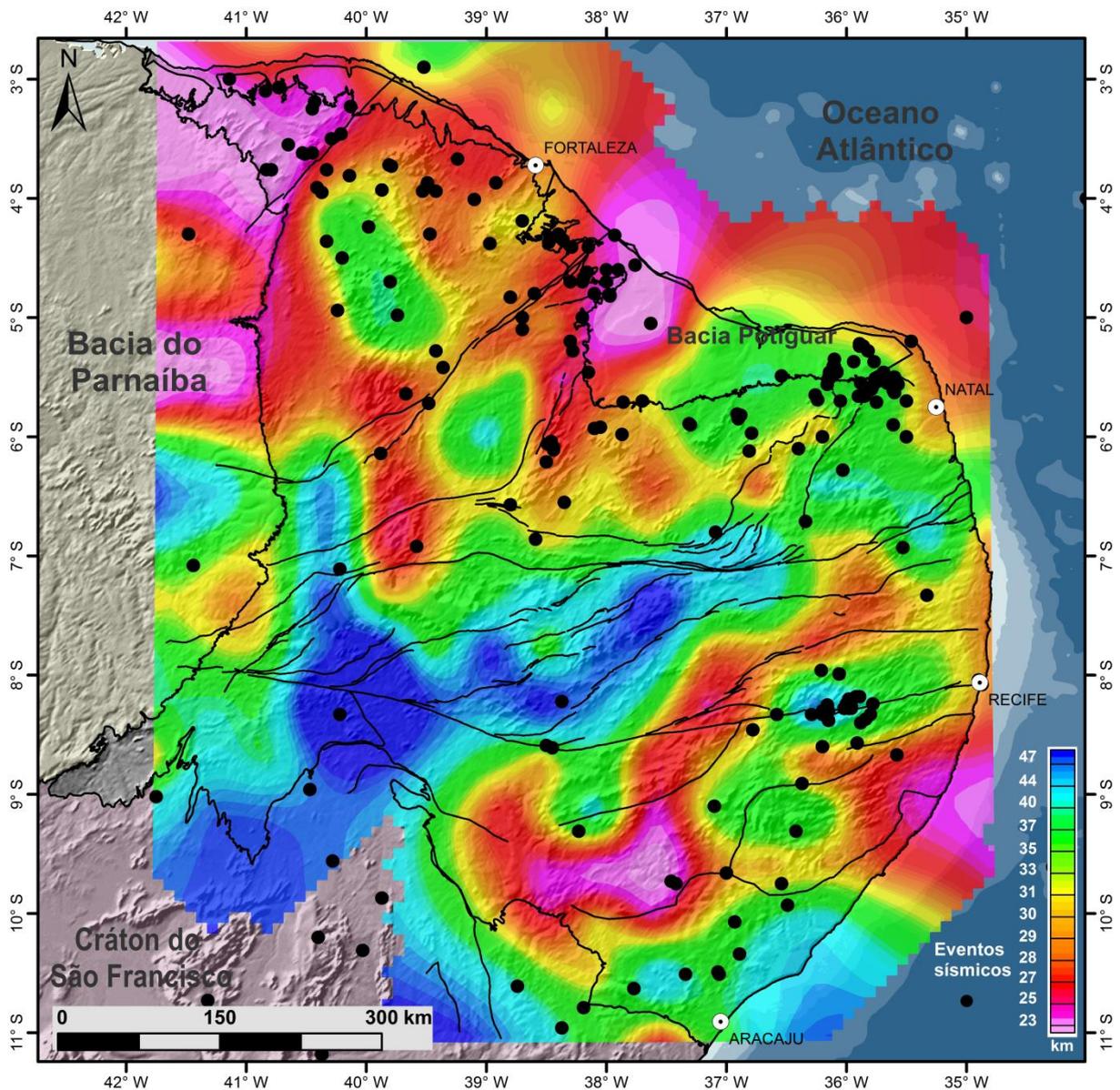


Figura 4.14. Superfície *Curie* sobre o modelo digital de elevação do terreno sombreado. Observa-se a escassez de terremotos na porção centro-sudoeste que é o domínio mais frio (resistente).

4.5 Soerguimento do Planalto da Borborema

O Planalto da Borborema possui forma elíptica, cujo eixo principal possui direção NE-SW por 470 km, e a largura varia de 70 a 330 km. É constituído por batólitos de granitos e complexos de rochas gnáissicas – migmatíticas, além de apresentar localmente resíduos de rochas supracrustais metassedimentares (Oliveira, 2008).

A presença de sedimentos da Formação Serra dos Martins abrangendo diversas mesas em elevadas altitudes (400 – 900 m) do platô é vista como a evidência para o soerguimento no Cenozoico, uma vez que estes sedimentos apresentam idade de deposição até o final do Paleógeno. Todavia essa suposição é controversa, uma vez que não se encontram fósseis nos sedimentos, e a idade estratigráfica é inferida a partir de análise de fissão de apatita e relações indiretas com rochas vulcânicas (Morais Neto *et al.*, 2009).

A maioria dos modelos propostos para explicar o soerguimento do Planalto da Borborema são baseados em hipóteses de episódios de magmatismo e soerguimento simultâneos e implicam *underplate* máfico. Incluem-se anomalias térmicas relacionadas à elevação do manto, *small scale convection* na borda da placa continental, espessamento crustal após a extensão da crosta em função da profundidade da litosfera continental no Mesozoico (Luz *et al.*, 2015).

De maneira geral, a profundidade *Curie* é superior a 38 km, o que indica espessamento crustal e rochas depletadas em radioelementos, que são mais resistentes à deformação (**Figura 4.15**). Todavia, há uma feição de superfície *Curie* inferior a 28 km com aproximadamente a mesma direção do eixo principal do platô sugerindo alto gradiente térmico. Desta forma, esse padrão corrobora com a hipótese de Lima *et al.* (2014), que após a abertura do Oceânico Atlântico, o Domínio Central manteve suas raízes crustais. A justaposição entre diferentes reologias de raízes crustais provocou desequilíbrio térmico, de modo que a base da litosfera abaixo do platô afundou na astenosfera e causou o soerguimento do planalto para a litosfera atingir equilíbrio isostático.

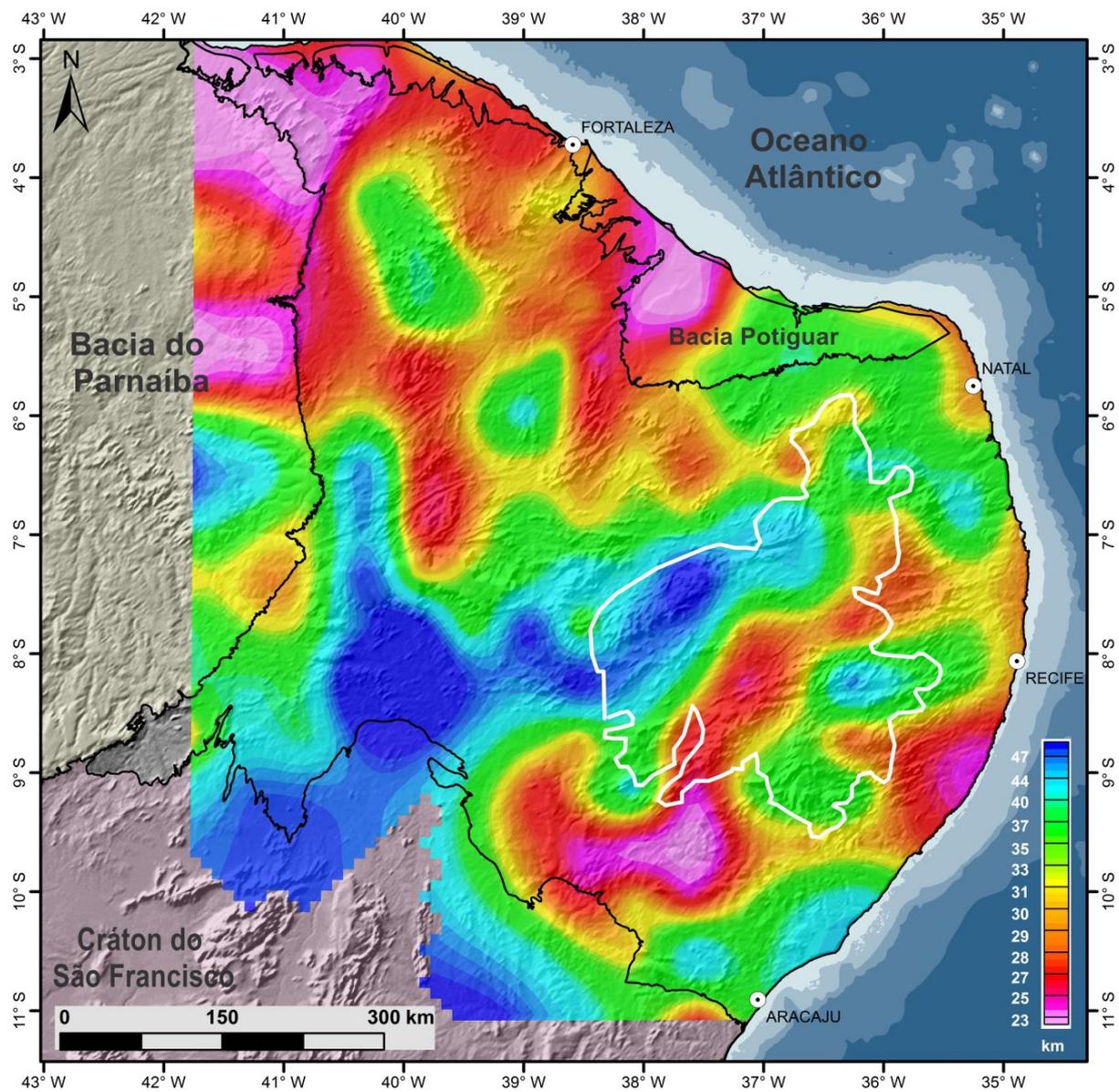


Figura 4.15. Superfície Curie da Província Borborema sobre o modelo digital de terreno. Planalto da Borborema em branco.

4.6 Superfície *Curie* como ferramenta em sistemas mineralizantes

A formação de depósitos minerais resulta da influência de vários fatores geológicos de centenas de quilômetros de extensão. O entendimento dos fatores críticos nessa escala é cada vez mais necessário para a descoberta de novas jazidas (Huston *et al.*, 2010). Neste sentido, a importância de conhecer os fatores que controlam a geração e preservação de depósitos minerais com ênfase nos processos de transporte do minério da fonte e acumulação em formas mais concentradas e a preservação de acordo os eventos geotectônicos subsequentes, fez com que surgisse o conceito de sistema mineralizantes (Wyborn, 1994).

Os principais fatores que definem as características de qualquer sistema de mineralização são: i) fonte dos fluidos mineralizantes e meios de transporte; ii) fonte de metais e outros componentes do minério; iii) zonas de migração; iv) gradiente térmico; v) fontes de energia; vi) mecanismo estrutural para acumular os minerais; vii) armadilhas físico-químicas para precipitação dos minérios (Wyborn, 1994). Embora a superfície *Curie* calculada represente o estado térmico atual da crosta, a configuração estrutural dos blocos térmicos é resultado dos diversos processos que condicionaram a formação e evolução da Província Borborema. Desta forma, a superfície *Curie* pode auxiliar na identificação de grandes descontinuidades geotermiais que podem ser regiões potenciais para formação de depósitos minerais.

Na Província Borborema, os principais depósitos minerais estão concentrados principalmente na Faixa Seridó onde se encontram ocorrências de ouro, tungstênio e pegmatitos mineralizados em tantalita, columbita e berilo (Dardenne e Schobbenhaus, 2003).

Depósitos de ouro filoniano são encontrados principalmente nas faixas neoproterozoicas Seridó e Piancó Alto Brígida, e em porções retrabalhadas da crosta paleoproterozoica. O ambiente geodinâmico predominante é orogênico Brasileiro e as ocorrências são controladas pelo sistema de cisalhamento transcorrente (Santos *et al.*, 2014).

O mapa da superfície *Curie* mostra que a Faixa Seridó está na região de alto gradiente, na transição entre os terrenos Rio Piranhas e o São José do Campestre. Assim, calculou-se o gradiente horizontal da superfície *Curie* para ressaltar essa assinatura. A **figura 4.16** mostra os resultados comparados com as ocorrências conhecidas de ouro do banco de dados da CPRM (Bizzi *et al.*, 2003). Nota-se que os

limites dos blocos térmicos acompanham grande parte das grandes zonas de cisalhamento. Há uma correlação positiva entre as ocorrências de ouro e as anomalias no Terreno Granjeiro, Faixa Seridó, Subdomínio Ceará Central próximo ao Lineamento Transbrasiliano e no contato entre os subdomínios Alto Pajeáu e Pianco Alto Brígida. Entretanto, há ocorrências no Terreno Rio Piranhas em regiões de baixo de gradiente horizontal. Como a amostragem está em torno de 50 km, é possível que à medida que se aumente a resolução de pontos *Curie*, esses gradientes mais suaves possam ser detectados.

Ressalta-se que a superfície *Curie* calculada neste trabalho não representa o estado térmico da crosta durante a formação dos depósitos. Toda correlação entre as discontinuidades geotérmicas e as mineralizações é com base em argumentos estruturais.

Nota-se a presença de estruturas N-NW na porção centro-oeste da área de estudo. Não se observa estruturas com essa direção na anomalia Bouguer e no campo magnético anômalo (**Figuras 4.4 e 4.7**). Porém, é uma área potencial que deve ser melhor estudada, e sugere-se a realização de prospecção geofísica para aquisição de dados magnetotelúricos e de sísmica de refração profunda.

A assinatura *Curie* profunda da porção oeste da zona de cisalhamento Pernambuco referente à serpentinização do manto possivelmente evidencia a presença de assembleia mineralógica única na Província Borborema. Embora não seja o foco do presente estudo, nessa região há uma série de ocorrências de ouro e ferro controladas por *splays* que se ramificam da Zona de Cisalhamento Pernambuco (Santos *et al.*, 2014). Desta forma, sugere-se aumentar a amostragem dos dados gravimétricos e aquisição de dados de magnetotelúrico e sísmica de refração profunda perpendiculares a essas estruturas.

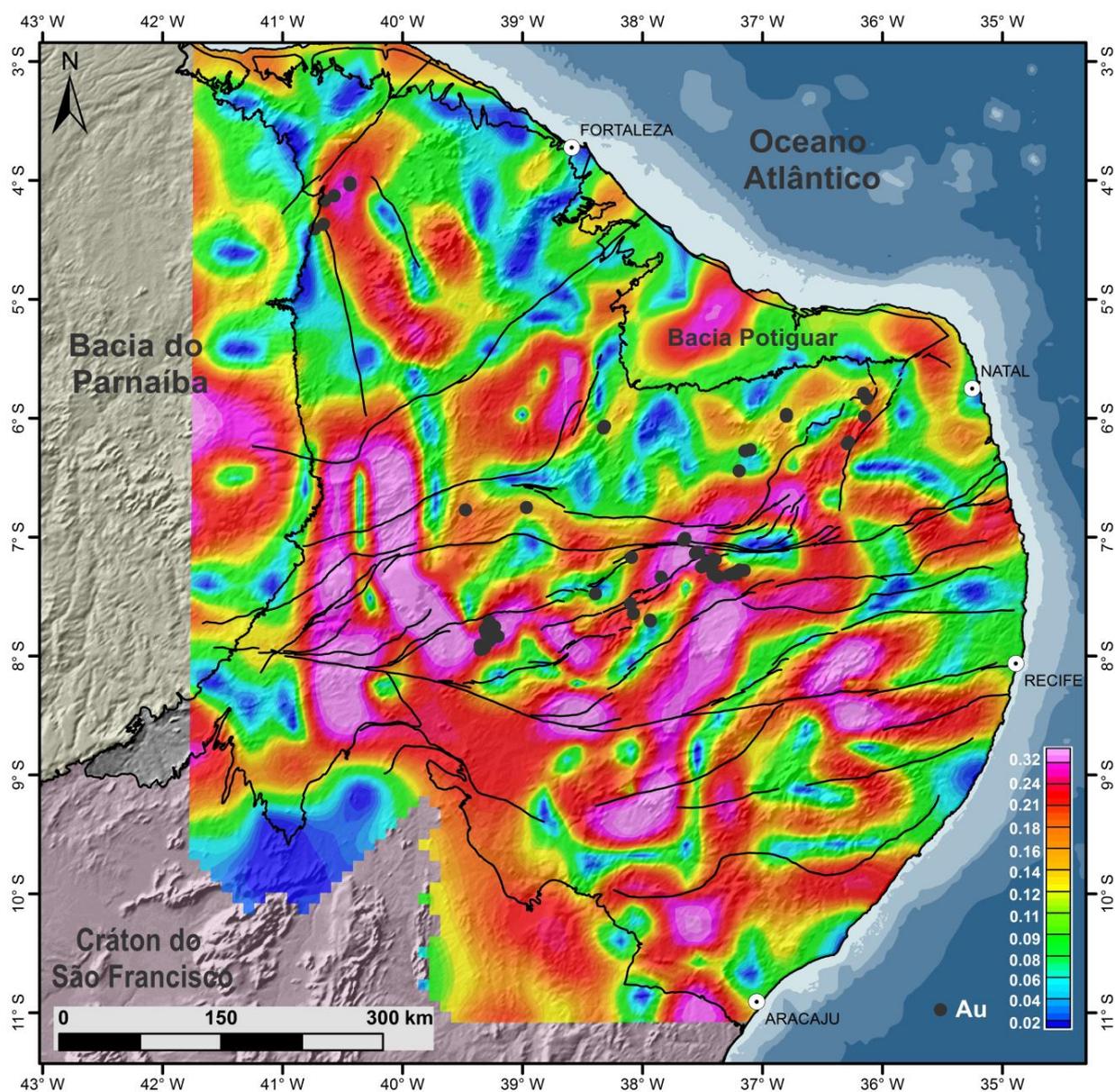


Figura 4.16. Gradiente horizontal da superfície *Curie*. Tema adimensional. De maneira geral, as principais mineralizações concentram-se nas regiões de alto gradiente térmico horizontal.

5 CONCLUSÕES

O método centroide (Okubo *et al.*, 1985; Tanaka *et al.*, 1999) foi aplicado para calcular a profundidade da temperatura *Curie* que é associada à desmagnetização da crosta. O método utiliza análise espectral no domínio da frequência espacial para calcular a profundidade da base magnética. Por meio de dados de fluxo térmico foi possível verificar se a descontinuidade magnética calculada é composicional ou é devido à temperatura *Curie*. Desta forma, os resultados foram integrados aos dados de espessura crustal, gravimetria e radiometria.

A técnica foi testada em dados sintéticos para verificar a consistência das soluções de acordo com a variação da profundidade de uma geometria de corpos constante e diferentes dimensões de janelas com as profundidades fixas. De maneira geral, os resultados mostraram consistência, uma vez que foi possível calcular profundidades com erros menores que 10%. Para profundidades inferiores a 5 km, o algoritmo torna-se instável provavelmente por esses valores estarem próximos ao erro do método.

A profundidade *Curie* foi calculada com janelas de 150x150 km² para a Província Borborema. A superfície *Curie* da Província Borborema varia de 18 a 59 km, o que revela a complexidade na composição crustal da região. A estrutura termal mostra diferentes blocos crustais separados pelas principais zonas de cisalhamento, o que corrobora com o modelo de evolução de terrenos alóctones.

Os espectros de potência foram analisados para cada domínio com o objetivo de verificar a presença de picos (base magnética amostrada), taxas de decaimento e interferência de fontes rasas. Os diferentes domínios apresentam variação entre crostas com magnetização não correlacionadas com a posição e fontes com comportamento fractal.

A porção oeste da Zona de Cisalhamento Pernambuco possui a assinatura do processo serpentinização do manto, uma vez que as profundidades *Curie* são superiores à descontinuidade de *Mohorovic* onde há uma diminuição na amplitude da anomalia Bouguer. Interpretou-se esse padrão como evidência da subducção/colisão do Evento Brasileiro–Pan-Africano. Não se observa a mesma anomalia na porção leste da zona de sutura, possivelmente devido à abertura do

Oceano Atlântico Sul durante o Cretáceo, uma vez que este processo eleva a *Moho* a temperaturas superiores a 850°C, de modo a desmagnetizar o manto.

Testou-se a hipótese de geração de terremotos de Liu e Zoback (1997) que anomalias térmicas na base da crosta aumentam os esforços na crosta superior, de modo a reativar antigas estruturas. Notou-se que os sismos concentram-se principalmente nas regiões de superfície *Curie* rasa (crosta menos resistente) e nas zonas de transição entre blocos quentes e frios.

O contato entre blocos frios e quentes na Província Borborema pode ter sido um mecanismo para o controle das mineralizações. Desta forma, a descontinuidade entre os blocos foi ressaltada pelo gradiente horizontal da superfície *Curie* e relacionada com as ocorrências de ouro. Observou-se que as principais ocorrências de ouro acompanham os limites dos grandes blocos crustais, embora existam ocorrências em locais de baixo gradiente horizontal. Nota-se a presença de estruturas N-NW na porção centro-oeste da província que podem estar associadas à influência das fontes da Bacia do Parnaíba, que possui espessura crustal em torno de 39 km. Sugerem-se mais estudos e maior detalhamento desta feição por meio de dados magnetotelúricos e sísmica de refração profunda.

Embora tenha se seguido o mesmo critério para escolher os intervalos de número de onda e calcular as profundidades do topo e base, o método centroide é dependente do usuário, o que evidencia a necessidade de informações independentes que possam validar o modelo. Além disso, o método considera que a magnetização na crosta é constante na vertical. Assim, a presença de picos, que é essencial para se escolher os intervalos das regressões lineares, é dependente do carácter magnético das fontes e não é uma variável que pode ser controlada na inversão.

Recomenda-se a utilização dos métodos propostos por Bouligand *et al.* (2009), Bansal *et al.* (2011) e Salem *et al.* (2014) que consideram modelos mais realísticos e diminuem a dependência do usuário. Além disso, sugere-se a geração de um modelo de profundidade *Curie* com pontos em ambientes geológicos mais isolados, de modo a evitar a contaminação do espectro (Ross *et al.*, 2006). Entretanto, é uma tarefa complexa devido à heterogeneidade geológica da Província Borborema e à necessidade de janelas na ordem de centenas de quilômetros para amostrar a base magnética.

O avanço do conhecimento da estrutura termal da província depende de estudos sobre a produção de calor radiogênico, condutividade térmica e fluxo térmico, além de dados de espessura crustal. O modelo proposto neste trabalho pode servir como guia para escolher as regiões chaves, de modo a otimizar o processo.

6 REFERÊNCIAS

BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F.F.M., Hasui, Y. Brito Neves, B.B. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. In: SBG-Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 8º, Campina Grande, Atas 6, 363-391.
- Almeida, Y. B., Julià, J., Frasseto, A. 2015. Crustal architecture of the Borborema Province, NE Brazil, from receiver function CCP stacks: Implications for Mesozoic stretching and Cenozoic uplift. *Tectonophysics* 649, 68-80.
- Arboit, N. K. S., Decezaro, S. T., Amaral, G. M., Liberalesso, T., Mayer, V. M., Kemerich, P. D. C. 2013. Potencialidade de utilização da energia geotérmica no Brasil – uma revisão de literatura. *Revista do Departamento de Geografia – USP* 26, 155-168.
- Arthaud, M.H.; Caby, R.; Fuck, R.A.; Dantas, E.L.; Parente, C.V. 2008. Geology of the Northern Borborema Province, NE Brazil and its correlation with Nigeria, NW Africa. In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J.; Brito Neves, B.B.; De Wit, M.J. (Orgs.), *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. Londres: Geological Society of London, 1a. ed. 294, 49-67.
- Assumpção, M., Bianchi, M., Julia, 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 Science* 43, 74- 85.
- Aydin, I., Oksum, E. 2010. Exponential approach to estimate the Curie-temperature depth. *J. Geophys. Eng.* 7, 113-125.
- Bansal, A.R., Gabriel, G. Dimri, V.P., Krawczyk, C.M. 2011. Estimation of depth to the bottom of magnetic sources by a modified centroid method for fractal distribution of sources: An application to aeromagnetic data in Germany. *Geophysics* 76(3), 11-22.
- Bezerra, F.H.R., do Nascimento, A.F., Ferreira, J.M., Nogueira, F.C., Fuck, R.A., Brito Neves, B.B., Sousa, M.O.L. 2011. Review of active faults in the Borborema Province, Intraplate South America — Integration of seismological and paleoseismological data. *Tectonophysics* 510(3-4), 269-290.
- Bhattacharyya, B. K., 1966. Continuous spectrum of the total magnetic field anomaly due to a rectangular prismatic body. *Geophysics* 31, 97-121.
- Bhattacharyya, B. K., Leu, L. K., 1975. Spectral analysis of gravity and magnetic anomalies due to two-dimensional structures. *Geophysics* 40, 993-1013.
- Bizzi, L.A.; Schobbenhaus, C.; Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H. 2003. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. Brasília: CPRM, 674 pp. il. 1 DVD anexo.
- Black, P.R., Braile, L.W. 1982. Pn velocity and cooling of the continental lithosphere. *J. Geophys. Res.* 87(10), 557-568.

- Blakely, R.J., 1995. Potential theory in gravity and magnetic applications, Cambridge Univ. Press (441 pp.).
- Blakely, R.J., Brocher, T.M., Wells, R.E. 2005. Subduction-zone magnetic anomalies and implications for hydrated forearc mantle. *Geology* 33(6), 445-448.
- Bongiolo, A. B. S., Souza, J., Ferreira, F. J. F., De Castro, L. G. 2013. GRAV_MAG_PRISM: A MATLAB/OCTAVE program to generate gravity and magnetic anomalies due to rectangular prismatic bodies. *RBGF* 31(3), 347-363.
- Bouligand, C., Glen, J. M. G., Blakely, R. J. 2009. Mapping Curie temperature depth in the western United States with a fractal model for crustal magnetization. *Journal of Geophysical Research* 114, b11104, doi:10.1029/2009jb006494.
- Briggs, I.C., 1974. Machine contouring using minimum curvature, *Geophysics* 39. 39-48.
- Brito Neves, B. B., Santos, E. J.; SCHMUS, W. R. V. 2000. Tectonic History of the Borborema Province. In: Umberto Cordani; Edson José Milani; Antonio Thomaz Filho; Diogenes de Almeida Campos. (Org.). *Tectonic Evolution of south america*. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress 1, 151-182.
- Brito Neves, B.B., Campos Neto., M.C., Fuck, R. A. 1999. From Rodinia to Western Gondwana, na approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes* 22,155-166.
- Brito Neves, B.B., Van Schmus, W.R., Santos, E.J., Campos Neto., M.C., Kozuch, M. 1995. Evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. *Revista Brasileira de Geociências* 25(4), 279-296.
- Bucher, K., Frey, M. 1994. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer –Verlag, 6 ed. (318 pp.).
- Byerly, P. E., Stolt, R. H. 1977. An attempt to define the Curie point isotherm in northern and central Arizona. *Geophysics* 42(7), 1394-1400.
- Caxito, F., Uhlein, A., Stevenson, R., Uhlein, G.J. 2015. Neoproterozoic oceanic crust remnants in northeast Brazil. *Geology* 42, 387-390.
- Chapman, D. S., and K. P. Furlong, 1992. The thermal state of the lower crust, In: Fountain, D. M., Arculus, R. J., Kay, R. M. eds. *Continental lower crust: Developments in geotectonics*: Elsevier Science Publ. Co. Inc. 23,179–199.
- Costa, C.M., de Sordi, D., Azevedo, M.L.V., Munis, M.B., Bezerra, J.R.L., Rugenski, A., Alves, R.A., Vieira, V.A., Silveira, R.L., Almeida, S.H. 2010. *Projeto Aeromag Brasil*. Escala 1:6.000.000. Brasília, CPRM.
- Costa, F.G., Palheta, E. S. M., Rodrigues, J.B., Gomes, I. P., Vasconcelos, A. M. 2015. Geochemistry and U–Pb zircon ages of plutonic rocks from the Algodões granite-greenstone terrane, Troia Massif, northern Borborema Province, Brazil: Implications for Paleoproterozoic subduction-accretion processes. *Journal of South American Earth Sciences* 59, 45-68.
- Cheng, L.Z., Mareschal, J.C., Jaupart, C., Rolandone, F., Gariépi, C. Radigon, M. 2002. Simultaneous inversion of gravity and heat flow data: constraints on thermal regime, rheology and evolution of the Canadian Shield crust. *Journal of Geodynamics* 34, 11-30.
- Connard, G. Couch, R. Gemperle, M. 1983. Analysis of aeromagnetic measurements from the Cascade Range in central Oregon. *Geophysics* 48(3), 376-390.

- Dantas, E. L., Van Schmus, W.R., Hackspacher, P.C., Fetter, A.H., Brito Neves B.B., Cordani, U.G., Norman A.P., Williams, I.S. 2004. The 3.4-3.5 Ga São José do Campestre massif, NE Brazil: remnants of the oldest crust in South America. *Precambrian Research* 130, 113-137.
- Dardenne M.A., Schobbenhaus C. 2003. Depósitos minerais no tempo geológico e épocas metalogenéticas. In: L. A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R. M. Vidotti e J. H. Gonçalves (eds.). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil (textos, mapas & SIG)*. CPRM, Brasília, 365-449.
- Fetter, A.H., Van Schmus, W.R., Santos, T.S., Nogueira Neto, J.A, Arthaud, M.H., 2000. U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal evolution and basement architecture of Ceará state, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the existence of the Paleoproterozoic supercontinente Atlantica. *Revista Brasileira de Geociências* 30, 102-106.
- Fowler, C.M.R., 2005. *The Solid Earth: An Introduction to Global Geophysics*. Cambridge Univ. Press (685 pp.).
- Frost, B.R., Shive, P.N., 1986. Magnetic mineralogy of the lower continental crust. *Geophys. Res.* 91, 6513–6521.
- Furlong, K.P., Chapman, D.S., 2013. Heat flow, heat generation, and the thermal state of the lithosphere. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci* 41, 385 – 410.
- Geosoft. 2013. *Montaj Geophysics v6.1 Tutorial and User Guide*. Disponível em <http://www.geosoft.com/suport/downloads/techical-documantation>. Acessado em fevereiro de 2015.
- Gonçalves, L.C. 2009. *Contribuição geofísica a análise do arcabouço tectônico do Domínio Rio Grande do Norte , Província Borborema – NE Brasil*. Universidade de Brasília, Brasília , Dissertação de Mestrado, 100 pp.
- Guimarães, S. N.P., Ravat, D., Hamza, V.M. 2013. Curie depths using combined analysis of Centroid and Matched Filtering Methods in inferring thermomagnetic characteristics of Central Brazil. 13th International Congresso of the Brazilian Geophysical Society.
- Guimarães, S. N.P., Ravat, D., Hamza, V.M. 2014. Combined use of the centroid and matched filtering spectral magnetic methods in determining thermomagnetic characteristics of the crust in the structural provinces of Central Brazil. *Tectonophysics* 624-625, 87-89.
- Hamza V.M., Silva Dias F.J.S., Gomes A.J.L., Terceros Z.D. 2005. Numerical and functional representation of regional heat flow in South America. *Phys Earth Planet Interiors* 152, 223–256.
- Hasterok, D. e Chapman, D. S. 2011. Heat Production and Geotherms for the Continental Lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters* 307, 59-70.
- Hinze, W. J., Braile, L.W., Keller, G.R., Lidiak, E.G. 1988. Models for midcontinent tectonism: an update, *Rev. Geophys.* 26, 699 – 717.
- Hoffman, P.F. 1991. Did the breakout of Laurentia turn Godwanaland inside-out? *Science* 252,1409-1412.
- Huston, D.L., Pehrsson, S., Eglington, B.M., Zaw, K. 2010. The Geology and Metallogeny of Volcanic-Hosted Massive Sulfide Deposits: Variations through geologic time and with tectonic setting. *Soc. Of Econ. Geol.* 105, 571-591.

- Isles, D.J. Rankin, L.R. 2013. Geological Interpretation of Aeromagnetic Data. Australia. The Australian Society of Exploration Geophysicists. 657pp.
- Jardim de Sá, E.F., Fuck, R.A., Macedom M.H.F., Kawashita, K. 1992. Terrenos Proterozóicos na Província Borborema e a margem Norte do Cráton São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências* 22(4), 472:480.
- Johnson, A., Cheeseman, S., Ferris, J. 1999. Improved compilation of antarctic Peninsula magnetic data by new interactive grid suturing and blending methods. *Annali di Geofisica* 42(2), 249 – 259.
- Knesel, K.A., Souza, Z.S., Vasconcelos, P.M., Cohen, B.E., Silveira, F.V. 2011. Young volcanism in the Borborema Province, NE Brazil, shows no evidence for a trace of the Fernando de Noronha plume on the continent. *Earth and Planetary Science Letters* 302, 38-50.
- Kozuch, M., Bittar, S.M., Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B. 1997. Late Mesoproterozoic and Middle-Neoproterozoic magmatism in the Zona Transversal of the Borborema Province, Brazil. In: SBG, Simp. Geol. do Nordeste 17º, Resumos Expandidos, Fortaleza, 47-50.
- Lachenbruch, A. 1970. Crustal temperature and heat production: implications for the linear heat flow relation. *J. Geophys. Res.* 75, 3291-300.
- Lages, G.A. 2014. Os complexos máfico-ultramáficos mineralizados (fe-ti±v±cu±cr) de Floresta e Bodocó na porção ocidental da Província Borborema e suas implicações geodinâmicas para a evolução da parte oeste da Zona Transversal. Universidade de Brasília, Brasília. Dissertação de Mestrado, 116 pp.
- Lasa Engenharia e Prospecções S/A. 2008. Projetos aerogeofísicos: Paraíba – Rio Grande do Norte Pernambuco – Paraíba. Programa Geologia do Brasil (PGB). 389pp.
- Lima, M.V.A.G., Berrocal, J., Soares, J.E.P., Fuck, R.A. 2014. Deep seismic refraction experiment in northeast Brazil: New constraints for Borborema province evolution. *Journal of South American Earth Sciences* 58, 335-349.
- Liu, L., Zoback, M.D. 1997. Lithospheric strength and intraplate seismicity in the New Madrid seismic zone. *Tectonophysics* 16 (4), 585-595.
- Lowrie, W. 2007. *Fundamentals of Geophysics* (2nd edition). Cambridge Univ. Press. (381 pp.).
- Luz, R.M.N., Julà, J. Do Nascimento, A.F. 2015. Bulk crustal properties of the Borborema Province, NE Brazil, from P-wave receiver functions: Implications for models of intraplate Cenozoic uplift. *Tectonophysics* 644-645, 8-91.
- Mabesoone, J. M. Castro, C. de. 1975. Desenvolvimento geomorfológico do nordeste brasileiro. *Boletim do Núcleo do Nordeste da Sociedade Brasileira de Geologia*. Recife 3, 5-37.
- Mareschal, J.C., Jaupart, C. 2013. Radiogenic heat production, thermal regime and evolution of continental crust. *Tectonophysics* 609, 524 – 534.
- Maus, S., Gordon, D., Fairhead, D. 1997. Curie-temperature depth estimation using a self – similar magnetization model. *Geophys. J. Int.* 129, 163 – 168.
- Morais Neto, J.M., Hegarty, K.A., Karner, G.D., Alkmim, F.F. 2009. Timing and mechanisms for the generation and modification of the anomalous topography of the Borborema Province, northeastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology* 26, 1070-1086.

- Oksum, E., Dolmaz, M.N., Hisarlı, Z.M., 2015. "MBDEPX4: An interactive tool for Curie Point Depth (CPD) estimation from spectral analyzes of magnetic data". ICENS International Conference On Engineering And Natural Science, Maio 15-19 2015, Skopje/Macedonia.
- Okubo, Y.; Graf, R.J.; Hansen, R.O.; Ogawa, K. e Tsu, H. 1985. Curie point depths of the island of Kyushu and surrounding areas, Japan. *Geophysics* 53, 481-494.
- Oliveira, R.G. 2008. Arcabouço geofísico, isostasia e causas do magmatismo Cenozóico da Província Borborema e de sua margem continental. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal. Tese de Doutorado (Geodinâmica e Geofísica), 400pp.
- Oliveira, R.G., Medeiros, W.E., 2012. Evidences of buried loads in the base of the crust of Borborema Plateau (NE Brazil) from Bouguer admittance estimates. *Journal of South American Earth Sciences* 37, 60-76.
- Padilha, A.L., Vitorello, I., Pádua, M.B., Bologna, M.S. 2013. Electromagnetic constraints for subduction zones beneath thenorthwest Borborema province: Evidence for Neoproterozoic islandarc–continent collision in northeast Brazil. *Geology* 42, 91-94.
- 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 Geographic Information System* 4, 142-152.
- Pavão, C.G. 2014. Avaliação de Metodologias de Interpolação Espacial para Dados Geofísicos de Espessura Crustal do Brasil. Universidade de Brasília. Brasília. Tese de doutorado, 129pp.
- Pedrosa Junior, N.C. 2015. Interpretação e Modelagem de Dados Geofísicos no Estudo da Evolução Geotectônica do Rifte de Jaibaras-NE do Brasil. Universidade de Brasília, Brasília. Tese de Doutorado, 187pp.
- Phaneuf, C., Mareschal, J.C. 2014. Estimating concentrations of heat producing elements in the crust nearthe Sudbury Neutrino Observatory, Ontario, Canada. *Tectonophysics* 622, 135-144.
- Ravat, D., Pignatelli, A., Nicolosi, I., Chiappini, M. 2007. A study of spectral methods of estimating the depth to the bottom of magnetic sources from near-surface magnetic anomaly data. *Geophys J. Int.* 169, 421-434.
- Reeves C. 2005. *Aeromagnetic Surveys. Principles, Practice & Interpretation.* Earthworks, Geosoft. 155pp.
- Rolandone, F., Jaupart, C., Mareschal, J.C., Gariépy, C., Bienfait, G., Carbonne, C., Lapointe, R. 2002. Surface heat flow, crustal temperatures and mantle heat flow in the Proterozoic Trans-Hudson Orogen, Canadian Shield. *Journal of Geophysical Research* 106, NO B12, 2341. doi: 10.1029/2001JB000698.
- Ross, H. E., Blakely, R. J., Zoback, M. D. 2006. Testing the use of aeromagnetic data for the determiantion of Curie depth of Califórnia. *Geophysics* 71(5), 51-59.
- Russel, J.K., Dipple, G.M., Kopylova, M.G. 2001. Heat production and heat flow in the mantle lithosphere, Slave Craton, Canada. *Phys. of Earth and Planetary Interiors* 123, 27-44.
- Rybach L. 1976: Radioactive heat production in rocks and its relation to other petrophysical parameters, *Pure &Appl. Geophysics* 114, 309-318.

- Salem, A., Green, C., Ravat, D., Singh, K. H., East, P., Fairhead, J.D. Mogren, S., Biegert, E. 2014. Depth to Curie temperature across the central Red Sea from magnetic data using the de-fractal method. *Tectonophysics* 624-625, 75-86.
- Santos, E. J. 2000. Contexto Tectônico Regional. In: Medeiros, V.C. 2000. (Org.). Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Folha Aracaju/NE – SC.24-X (escala 1:500.000). Brasília, CPRM, 3-7.
- Santos, E. J., Brito Neves, B. B., Van Schmus, W.R, Oliveira, R.G., Medeiros, V.C. 2000. An overall view on the displaced terrane arrangement of the Borborema Province, NE – Brazil. In: Intern. Geol. Congr., 31, Rio de Janeiro, Proceedings, 1 pp.
- Santos, E. J.;Souza Neto, J. A.; Silva, M. R. R. ; Beurlen, H. ; Cavalcanti, J.A.D.; Silva, M. G. ; Dias, V.M. ; Costa, A. F. ; Santos, L. C. M. L. ; Santos, R.B. 2014. In: Silva, M.G., Neto, M.B.R., Jost, H., Kuyumjian, R.M. (Org.). *Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras*. 1a. ed. Belo Horizonte: Serviço Geológico do Brasil - CPRM, 1. 343-388.
- Santos, E.J., Medeiros, V.C. 1999. Constraints from granitic plutonism on proterozoic crustal growth of the Transverse Zone, Borborema Province, NE-Brasil. *Revista Brasileira de Geociências* 29, 73-84.
- Santos, L.C.M.L. 2012. O paleoproterozoico (2,3 a 1,6 ga) do Terreno Alto Moxotó, Província Borborema: significado e implicações para o gondwana ocidental. Universidade de Brasília, Brasília. Dissertação de Mestrado, 110 pp.
- Shuey, R. T., Schellinger, D. K., Tripp, A. C. Alley, L. B. 1977. Curie depth determination from aeromagnetic spectra: *Geophys. J. the Roy. Astr. Soc.* 50, 75-101.
- Sial, A. N. 1976. The post-paleozoic volcanism of northeast Brazil and its tectonic significance. *An. Acad. Brás. Ciênc* 48, 299-311.
- Spector, A., e Grant, F. S. 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics* 35 (2), 293–302.
- Stuart, W.D., Hildenbrand, T.G. 1994. Stress concentration mechanism for the New Madrid seismic zone. *Eos Trans. AGU* 75 (44), 179.
- Takeya, M., Ferreira, J.M., Pearce, R.G., Assumpção, M., Costa, J.M., Sophia, C. M. 1989. The 1986-1988 intraplate earthquake sequence near João Câmara, northeast Brazil – evolution of seismicity. *Tectonophysics* 167, 117-131.
- Tanaka, A. Okubo, Y., Matsubayashi, O. 1999. Curie Point depth based on spectrum Analysis of the magnetic anomaly data in East and Southeast Asia. *Tectonophysics* 306, 461 – 470.
- Turcotte, D.L., Schubert, G. 2002. *Geodynamics*, 2nd ed. Cambridge Univ. Press (456 pp).
- Vacquier, V. Affleck, J. 1941. A computation of the average depth to the botton of the Earth's crust, based on a statistical study of local magnetic properties. *Trans. Amer. Geophys. Union* 22(2), 446-450.
- Van Schmus, W.R., Brito Neves B.B., Hackspacher, P.C., Babinski, M. 1995. U/Pb and Sm/Nd geochonologic studies of the eastern Borborema Province, Northeast Brazil: initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences* 8(3/4), 267-288.

- Vauchez, A., Neves, S., Caby, R., Corsini, M., Arthaud, M., Amaro, V. 1995. The Borborema shear zone system, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 8, 247-266.
- Vieira, F.P., Hamza, V.M. 2009. Estrutura Termal da Crosta na Região do Nordeste Setentrional. 11th International Congress of the Brazilian Geophysical Society.
- Wasilewski, P.J., Thomas, H.H., Mayhew, M.A., 1979. The moho as a magnetic boundary. *Geophys. Res. Lett.* 6, 541-544.
- Wyborn, L.A.I., Heinrich, C.A., Jaques, A.L. 1994. Australian Proterozoic Mineral Systems: Essential Ingredients and mappable Criteria. The AusIMM Annual Conference, Canberra City.