

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS APLICADAS E GEODINÂMICA



**CARACTERIZAÇÃO DO CALOR RADIOGÊNICO E DO FLUXO TÉRMICO DA
REGIÃO LIMÍTROFE DA PROVÍNCIA TOCANTINS, CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E
BACIA DO PARNAÍBA**

TESE DE DOUTORADO N.º 088

ALUNA: ALICE LOUZADA DA COSTA CARVALHÊDO

ORIENTADORA: ADRIANA CHATAACK CARMELO

COORIENTADOR: JOSÉ EDUARDO PEREIRA SOARES

ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: GEOFÍSICA
LINHA DE PESQUISA: INTEGRAÇÃO DE DADOS GEOFÍSICOS E GEOLÓGICOS

Abril de 2025

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS APLICADAS E GEODINÂMICA



**CARACTERIZAÇÃO DO CALOR RADIOGÊNICO E DO FLUXO TÉRMICO DA
REGIÃO LIMÍTROFE DA PROVÍNCIA TOCANTINS, CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E
BACIA DO PARNAÍBA**

TESE DE DOUTORADO N.º 088

ALUNA: ALICE LOUZADA DA COSTA CARVALHÊDO

ORIENTADORA: ADRIANA CHATACK CARMELO

COORIENTADOR: JOSÉ EDUARDO PEREIRA SOARES

BANCA EXAMINADORA:

PROFESSOR EMÉRITO DR. AUGUSTO CÉSAR BITTENCOURT PIRES (EMÉRITO UNB/IG)

PROFESSOR DR. FRANCISCO JAVIER RIOS (CDTN/CNEN)

PROFESSOR DR. ÁLVARO PENTEADO CRÓSTA (UNICAMP)

PROFESSOR DR. JOSÉ ELÓI CAMPOS GUIMARÃES (IG/UNB - SUPLENTE)

Brasília -DF

06 de abril de 2025

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

C331cc Louzada da Costa Carvalhêdo, Alice
CARACTERIZAÇÃO DO CALOR RADIOGÊNICO E DO FLUXO TÉRMICO DA
REGIÃO LÍMITROFE DA PROVÍNCIA TOCANTINS, CRÁTON DO SÃO
FRANCISCO E BACIA DO PARNAÍBA / Alice Louzada da Costa
Carvalhêdo; orientador Adriana Chatack Carmelo;
co-orientador José Eduardo Pereira Soares. Brasília, 2025.
262 p.

Tese(Doutorado em Geociências Aplicadas) Universidade de
Brasília, 2025.

1. O calor radiogênico em granitos. 2. Fluxo térmico no
Brasil Central . 3. Geofísica e gamaespectrometria. I.
Chatack Carmelo, Adriana, orient. II. Pereira Soares, José
Eduardo, co-orient. III. Título.

Dedico esta tese à minha família, em especial, ao meu amado filho, Arthur.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus e Meishu Sama pela realização desta pesquisa. Aos meus familiares, e em especial, meu esposo Anderson Costa, por toda compreensão e apoio durante as horas de trabalho, ao meu filho Arthur Louzada, por encorajar-me a continuar. Aos meus pais, em especial à minha mãe, minha primeira e maior incentivadora. À minha orientadora Adriana Carmelo, pela oportunidade, ao meu coorientador José Pereira Soares, pelo apoio. Ao Instituto de Geociências pelo apoio financeiro. Aos professores e técnicos: prof. Nilson, por todo o apoio com relação à geologia, e por contribuir com uma das principais ideias do trabalho, ao prof. Elói, pela coleta de amostras em campo e ao prof. Elder, pelo empréstimo do susceptímetro. Renato, pelas dicas e bom convívio no laboratório, ao Mendes, pela quebra das amostras de rocha. Aos meus amigos Joel Pereira Dantas de Lima, André Vinícius, Arthur Chornobay, Rebecca e outros que fiz neste e noutros períodos acadêmicos. Por último e não menos importante, muito pelo contrário, agradeço à minha pessoa, por ultrapassar todos os limites que me foram impostos pra realização deste trabalho, inclusive aqueles por mim mesma.

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

“Nem tudo que reluz é ouro, nem tudo que balança cai”. Capoeira

RESUMO

A área de estudo da pesquisa compreende as porções central e norte da Província Estrutural Tocantins e seus limites com o Cráton do São Francisco, a Bacia do Parnaíba e pequena parte do Cráton Amazônico. Geograficamente, abrange regiões dos estados de Goiás, Distrito Federal, Bahia, Piauí, Maranhão e Pará. No contexto geológico, a região é caracterizada por eventos orogênicos neoproterozoicos relacionados à Província Tocantins e extremo oeste do Cráton do São Francisco, além de processos paleoneoproterozóicos que moldaram e retrabalharam este embasamento. Inclui a porção sudoeste da bacia sedimentar do Parnaíba, um sag intracratônico com feições tectono-magmáticas e a porção oeste cratônica arqueana do Cráton do São Francisco, estabilizado e de espessura crustal variada. Ou seja, a região apresenta litosferas com características distintas que ainda são objeto de estudo da geologia e também da geofísica, pois apresentam variações laterais e verticais que podem ser investigadas a partir das propriedades físicas das rochas como densidade, susceptibilidade, V_p/V_s , radiação gama e condutividade térmica. Além disso, fazem parte da área de estudo importantes províncias minerais com potencial e interesse econômico a partir de mineralizações em estanho e elementos terras raras - Província Estanífera de Goiás; urânio, ouro e cobre - Província Carajás. Deste modo, o principal objetivo desta pesquisa é contribuir ao conhecimento geotectônico da região a partir de feições geotectônicas identificadas por meio da caracterização geotermal dessa área. A caracterização geotermal envolve parâmetros como a estimativa da produção de calor radiogênico (A_0), da superfície Curie (isoterma de 580 °C) e da análise do fluxo de calor em superfície e subsuperfície, bem como a integração com a geofísica, geologia e dados petrofísicos. A pesquisa visa discriminar ambientes tectônicos e identificar potenciais associações com variações de estabilidade crustal, diferentes idades e ocorrências minerais que apresentem potencial econômico. Os dados geofísicos aéreos, terrestres, orbitais e de poços, revelaram o comportamento do fluxo térmico de 22,1-169,1 mW/m², gradiente geotermal de 15,17-58 °C/km, profundidade Curie de 10-38,2 km e produção de calor radiogênico superficial de 0,39-42,09 μ W/m³. A partir da análise de malhas, imagens, perfis geofísico-geológicos, e estatística descritiva, foram caracterizados domínios e subdomínios geotérmicos associados a zonas de sutura, exposição de embasamento, crosta cratônica, granitos radiogênicos, hot spots, e sistemas de zonas de cisalhamento. Anomalias térmicas, como de 90-100 mW/m² na Província Tocantins e picos de 105-170 mW/m² na Bacia do Parnaíba, estão associadas a zonas de sutura tectônica com a Placa São Franciscana e com a Amazônica. Em superfície, essas anomalias se correlacionam a feições estruturais como as regiões de embasamento exposto (Bloco Cavalcante Natividade e janela estrutural em São Desidério), bem como as zonas de falhas Rio dos Bois, Cruz das

Almas e São Domingos. A integração com a literatura permitiu interpretar essas assinaturas em termos da crosta e do manto superior. Três áreas alvo foram delimitadas para maior investigação e detalhamento: A Província Estanífera de Goiás, o Bloco Cavalcante-Natividade e a Província Carajás. Na Província Estanífera de Goiás, a pesquisa caracterizou o calor radiogênico (A0) de granitos Tipo A, como os Maciços Pedra Branca e Serra Dourada, por meio da gamaespectrometria aérea e modelo de densidade. Esses granitos exibem valores elevados e anômalos de A0 (5,5-15 $\mu\text{W}/\text{m}^3$), classificando-os como *High Heat Production Granites*, associados a zonas mineralizadas em estanho e elementos terras raras. A integração do A0 com imagens RGB, magnetometria e dados geológicos mostrou que anomalias térmicas coincidem com zonas mineralizadas, validando a metodologia por comparações com granitos HHPG nacionais e globais. Na Província Carajás, na borda leste do Cráton Amazônico, granitos paleoproterozoicos anorogênicos, Tipo A (Cigano, Rio Branco e Gogó da Onça) e alcalinos (Estrela) foram analisados por gamaespectrometria, e apresentaram calor radiogênico (A0) anômalo (5,0-19,9 $\mu\text{W}/\text{m}^3$), que também os classifica como *High Heat Production Granites*. Na pesquisa ocorre a investigação entre as assinaturas radiogênicas e zonas mineralizadas em elementos terras raras, e urânio, bem como ouro e cobre. A integração das áreas alvo demonstra que High Heat Production Granites são marcadores de processos tectônicos e mineralizantes, influenciados por feições paleoproterozoicas e neoproterozoicas. A metodologia, validada por dados geológicos e comparações com dados globais, oferece uma ferramenta robusta para modelagem geotérmica e prospecção mineral, com implicações para a geodinâmica regional e global. Os resultados obtidos contribuíram para o entendimento da evolução litosférica do Brasil Central e da amalgamação do Gondwana Ocidental, além de propor novos caminhos para prospecção mineral.

PALAVRAS-CHAVE: CALOR RADIOGÊNICO; FLUXO TÉRMICO; SUPERFÍCIE CURIE; GEOTERMAL; GRANITOS TIPO A; GAMAESPECTROMETRIA; MINERALIZAÇÕES; PROVÍNCIA TOCANTINS;

ABSTRACT

The study research comprises the central and northern portions of the Tocantins Structural Province and its boundaries with the São Francisco Craton, the Parnaíba Basin and a small part of the Amazon Craton. Geographically, it covers parts of the states of Goiás, Distrito Federal, Bahia, Piauí, Maranhão and Pará. In the geological context, the region is characterized by Neoproterozoic orogenic events related to the Tocantins Province and the extreme west of the São Francisco Craton, as well as Paleoneoproterozoic processes that shaped and reworked this basement. It includes the southwestern portion of the Parnaíba sedimentary basin, an intracratonic sag with tectono-magmatic features and the western Archean cratonic portion of the São Francisco Craton, stabilized and of varying crustal thickness. In other words, the region has lithospheres with distinct characteristics that are still the subject of study in geology and geophysics, as they show lateral and vertical variations that can be investigated using the physical properties of the rocks, such as density, susceptibility, V_p/V_s , gamma-ray radiation and thermal conductivity. In addition, the study area includes important mineral provinces with economic potential and interest based on mineralization of tin and rare earth elements - the Goiás Tin Province; uranium, gold and copper - the Carajás Province. Thus, the main objective of this research is to contribute to the geotectonic knowledge of the region based on the geotectonic features identified through the geothermal characterization of this area. The geothermal characterization includes parameters such as the estimation of radiogenic heat production (A_0), the Curie surface (580 °C isotherm) and the analysis of the surface and subsurface heat flow, as well as the integration with geophysical, geological and petrophysical data. The goal of the research is to differentiate between tectonic environments and identify potential associations with variations in crustal stability, different ages, and mineral occurrences with economic potential. Aerial, terrestrial, orbital geophysical and well data revealed heat flow behavior of 22.1-169.1 mW/m², geothermal gradient of 15.17-58 °C/km, Curie depths of 10-38.2 km and surface radiogenic heat of 0.39-42.09 μ W/m³. Based on the analysis of grids, images, geophysical-geological profiles and descriptive statistics, geothermal domains and subdomains associated with suture zones, basement exposure, cratonic crust, radiogenic granites, hot spots and shear zone systems were characterized. Thermal anomalies, such as 90-100 mW/m² in the Tocantins Province and peaks of 105-170 mW/m² in the Parnaíba Basin, are associated with tectonic suture zones with São Franciscana and Amazônica Plates. On the surface, these anomalies correlate with structural features such as the regions of exposed basement (Cavalcante Natividade block and São Desidério structural window), the Rio dos Bois, Cruz das Almas and São Domingos shear system fault zones. Integration with the literature allowed interpretation of these signatures in terms of the crust and upper mantle. Three target areas were identified for further study and detail: the Goiás Tin

Province, the Cavalcante-Natividade block and the Carajás Province. In the Goiás Tin Province, the research characterized the radiogenic heat (A_0) of Type A granites, such as the Pedra Branca and Serra Dourada Massifs, using airborne gamma-ray spectrometry and density modeling. These granites exhibit high and anomalous A_0 values ($5.5\text{--}15\text{ }\mu\text{W}/\text{m}^3$), classifying them as high heat production granites associated with tin and rare earth mineralized zones. Integration of A_0 with gamma-ray spectrometry, magnetometry and geological data showed that thermal anomalies coincide with mineralized zones, validating the methodology through comparisons with national and global HHPG granites. Paleoproterozoic anorogenic granites, type A (Cigano, Rio Branco and Gogó da Onça) and alkaline (Estrela), were analyzed by gamma-ray spectrometry in the Carajás Province, on the eastern margin of the Amazon Craton, and showed anomalous radiogenic heat (A_0) ($5.0\text{--}19.9\text{ }\mu\text{W}/\text{m}^3$), which also classifies them as high heat production granites. research examines radiogenic signatures and zones mineralized with rare earth elements and uranium, as well as gold and copper. The integration of the target areas shows that High Heat Production Granites are markers of tectonic and mineralizing processes influenced by Paleoproterozoic and Neoproterozoic features. The methodology, validated by geological data and comparisons with global data, provides a robust tool for geothermal modeling and mineral prospecting with implications for regional and global geodynamics. The results obtained contribute to the understanding of the lithospheric evolution of central Brazil and the amalgamation of western Gondwana, as well as suggesting new avenues for mineral prospecting.

KEYWORDS: RADIOGENIC HEAT; HEAT FLOW; CURIE SURFACE; A-TYPE GRANITES; GEOTHERMAL; GAMMA-RAY SPECTROMETRY; MINERALIZATIONS; TOCANTINS PROVINCE;

SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO.....	17
1.1.	JUSTIFICATIVA.....	20
1.2.	OBJETIVO GERAL	20
1.3.	OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	20
2.	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	22
2.1.	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	22
2.1.1.	Província Tocantins	22
2.1.2.	Cráton Amazônico	30
2.1.3.	Cráton do São Francisco (SFC)	33
2.1.4.	A Bacia do Parnaíba	35
2.2.	CONTEXTO GEOFÍSICO REGIONAL	38
2.2.1.	Métodos Potenciais.....	38
2.2.2.	Superfície Curie	42
2.2.3.	Sísmica e Sismologia.....	43
2.2.4.	O Comportamento Térmico do Brasil Central.....	46
3.	NATUREZA DOS DADOS, MÉTODOS E METODOLOGIA PROPOSTA	50
3.1.	NATUREZA DOS DADOS	50
3.1.1	Dados Gravimétricos e Magnéticos de Satélite	50
3.1.2	Dados Magnéticos e Gamaespectrométricos Aéreos.....	51
3.1.3	Dados Petrofísicos	54
3.2.	MÉTODOS	68
	GRAVIMETRIA	68
	MAGNETOMETRIA.....	72
	GAMAESPECTROMETRIA.....	78
3.3.	METODOLOGIAS UTILIZADAS NA ELABORAÇÃO DA ASSINATURA GEOTERMAL: PRODUÇÃO DE RADIOGÊNICO, SUPERFÍCIE CURIE E FLUXO TÉRMICO.....	82
	O CALOR RADIOGÊNICO	83
	SUPERFÍCIE CURIE.....	86

FLUXO TÉRMICO (<i>Heat Flow</i>)	88
4. PROCESSAMENTO DOS DADOS	90
4.1. PRÉ-PROCESSAMENTO.....	90
4.1.1. Magnetometria.....	90
4.1.2. Gamaespectrometria	93
4.2. PROCESSAMENTO	95
4.2.1. Magnetometria.....	96
4.2.2. Gamaespectrometria	105
4.2.3. Gravimetria.....	111
4.2.4. Calor Radiogênico	115
4.2.5. Superfície Curie	116
4.2.6. Gradiente Geotermal.....	119
4.2.7. Condutividade Termal	119
4.2.8 Fluxo Térmico	122
5. RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	125
5.1 Carvalhêdo, A.L.C; Carmelo, A.C.; Lima, D.P.D.; Botelho, N.F.; Chornobay, A., 2025. Investigation of radiogenic heat production in granites of the Goiás Tin Province, Central Brazil. Geothermics 125 (2025) 103183. http://doi.org/10.1016/j.geothermics.2024.103183	126
5.2 Carvalhêdo, A.L.C.; Carmelo, A.C.; Lima, D.P.D. Implicações Geotectônicas a partir Fluxo Térmico e Calor Radiogênico na Província Tocantins Central e Regiões Limítrofes (Área Total e Área Alvo 02)	129
5.3 Carvalhêdo, A.L.C & Carmelo, A.C. Investigation of the Radiogenic Heat Production in granites of the Carajás Province (Área Alvo 03).	190
6. CONCLUSÕES.....	223
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	225

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1.: Localização da área da pesquisa de doutorado no âmbito das províncias estruturais (em vermelho) e áreas alvo: 1 – Província Estanífera de Goiás -PEG; 2 – Bloco Cavalcante – Natividade e 3 - Província Carajás (em azul). TO: Tocantins, DF: Distrito Federal e GO: Goiás.....19
- Figura 2.1.: Crátons e sistemas orogênicos Brasileiro/Pan-africano do continente Gondwana Ocidental (América do Sul e África) e o arcabouço geotectônico do território brasileiro, que abrange quase todo o núcleo pré-cambriano da América do Sul (Alkmim & Martins-Neto, 2005). Fonte: Heilbron et al. (2017).....22
- Figura 2.2.: Parte da área de estudo (polígono em vermelho) que confere à parte central da Província do Tocantins: i) AR: Faixa Araguaia; ii) PA: Faixa Paraguai; iii) GO: Arco Magmático Goiás; iv) NC: Bloco Natividade-Cavalcante; v) BR: Faixa Brasília; vi) CX: terreno granito-greenstone Crixás (Cordani & Teixeira 2007). Adaptado de Fuck et al. (2017).....23
- Figura 2.3.: Parte da área de estudo no contexto geológico da Faixa de Dobramentos Brasília. Adaptado de Cuadros et al. (2017a; b) e Pimentel et al. (2004).....24
- Figura 2.4: Parte da área de estudo representada no contexto da divisão geotectônica da Faixa Brasília Norte. Onde: 1 – Domínio Crixás- Goiás no Maciço de Goiás, 2 – Domínio Almas-Conceição do Tocantins (ACTD), 3 – Domínio Cavalcante-Arraias (CAD), 4 – Domínio Campinorte. Adaptado de Sabóia et al. (2020a, 2020b; 2025) e Cuadros et al. (2017b).....26
- Figura 2.5: Mapa geológico do nordeste da Província Estanífera de Goiás - PEG. Suíte Pedra Branca da subprovíncia Paranã: Serra do Mendes - 6, Mangabeira e Laranjinha - 5, Mocambo - 4, Pedra Branca - 3, Sucuri - 2 e Soledade - 1. Serra da Mesa da subprovíncia Tocantins: Serra do Encosto - 7, Serra Dourada - 8 e Serra da Mesa - 9 e os granitos pertencentes ao Grupo Araí: Granitos Serra Branca - 10, Florêncio - 11 e Chapada de São Roque - 12. Modificado de Dardenne e Botelho (2014). Coordenadas UTM 23 S e Datum Sirgas 2000.....30
- Figura 2.6: Localização de parte da área de estudo (polígono vermelho) que confere o mapa geotectônico do Cráton Amazônico. Adaptado de Vasquez et al. (2008) e Macambira et al. (2020).32
- Figura 2.7: Área Alvo 3 – Província Carajás. Mapa geológico da Província de Carajás e domínios Carajás e Rio Maria. Fonte: Gomes e Dall'Agnol (2007) e Feio et al. (2012).....33
- Figura 2.8: Parte da área de estudo localizada no Cráton do São Francisco (Polígono em vermelho). Mapa geológico simplificado do Cráton do São Francisco e da Bacia do São Francisco (linha tracejada vermelha).....34
- Figura 2.9: Parte da área de estudo no contexto da Bacia do Paranaíba (Polígono em vermelho). Mapa geológico da Bacia do Paranaíba. Unidades estratigráficas: (1) Siluriana-Eodevoniana (Grupo Serra Grande); (2) Mesodevoniana Eocarbonífera (Grupo Canindé); (3) Neocarbonífero-Eotriássica (Grupo Balsas); (4) Formação Mosquito (Magmatismo Eojurássico); (5) Neojurássica; (6) Formação Sardinha (Magmatismo Eocretáceo); (7) Mesocretácea; (8) Bacia Sanfranciscana (grupos Urucuia e Areado); (9) Coberturas sedimentares do Cenozóico ao recente. Linhas sísmicas: L4 e L507. Adaptado de Mocitaiba et al. (2017).36
- Figura 2.10: Parte da área de estudo no contexto da Bacia do Paranaíba (Polígono em vermelho). Mapa geológico simplificado da Bacia do Paranaíba e outras bacias (1) Bragança-Viseu, (2) São Luís, (3) Pará-Maranhão, (4) Barreirinhas e (5) Sanfranciscana. Estruturas: Zona de Falha Transbrasiliana (ZFT), altos do

Tocantins (ATC), Ferrer-Urbano Santos (AFUS), São Francisco (ASF) e os lineamentos Marajó-Parnaíba (LMP) e Picos-Santa Inês (LPSI). Estados que abrange: Pará (PA), Maranhão (MA), Ceará (CE), Piauí (PI), Bahia (BA) e Tocantins (TO). Fonte: Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas, Programa Geologia do Brasil, Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais CPRM (2004).....	37
Figura 2.11: a) Mapa gravimétrico transformado para derivada vertical de primeira ordem. A transformação visa realçar as feições geológicas rasas sem introduzir ruídos. b) Mapa de interpretações gravimétricas. Fonte: Melo (2006).....	40
Figura 2.12: Produto Sinal Analítico (ASA). Fonte: de Sousa et al. (2016).....	40
Figura 2.13: a) Anomalia Bouguer, b) Anomalia Bouguer com remoção do efeito gravimétricos dos sedimentos e os números que indicam os principais domínios interpretados, c) Campo Magnético Anômalo; d) Espectro de Potências; e) Empilhamento dos produtos gravimétricos do <i>matched filter</i> . Fonte: Lima et al. (2020).....	41
Figura 2.14: a) Espessura Crustal 3D para as porções <i>onshore</i> e <i>offshore</i> da área de estudo apresentando a posição dos perfis A-A', B-B', C-C', D-D', E-E' e F-F'. b) Perfil B-B'. Linha pontilhada amarela (MOHO_G), linha pontilhada verde (Superfície Curie, 580 °C), linha sólida preta (MOHO_T), linha sólida roxa (<i>Lithosphere-Asthenosphere Boundary</i> , fonte: Artemieva, 2006) e linhas pretas pontilhadas (Isotermas de 550 °C, 700 °C, 900 °C e 1300 °C, fonte: Artemieva & Mooney, 2001). Fonte: Lima et al. (2023).....	42
Figura 2.15: Perfil da A-B da Superfície Curie ao longo do Azimute 125. O traço em vermelho mostra os resultados da superfície Curie de (Moraes Rocha et al. 2015); o traço em preto mostra os resultados da superfície Curie feitos com os dados do EMAG2 (Lima et al. 2023 e neste trabalho); o traço em verde exibe a descontinuidade de Mohorovičić (Assumpção et al. 2013); o traço em azul claro indica a Superfície Curie obtida por Guimarães et al. (2013); e o traço em azul escuro apresenta o limite litosfera/astenosfera (Rocha 2008). Fontes: Moraes Rocha et al. (2015) e Lima (2022).....	43
Figura 2.16: Modelo bidimensional da crosta e manto superior sob as linhas de refração profunda de Porangatu e Cavalcante obtidos a partir de modelagem de traçado de raio e resultados de função de receptor de Cavalcante. Perfis topográficos e gravimétricos. Fonte: Lima (2018) modificado de Soares et al. (2006).....	45
Figura 2.17: a) Mapa Bouguer (GOCE) mostrando anomalias de baixa gravidade ao longo dos limites ocidental e oriental do SFC. Pontos vermelhos / azuis são profundidades Moho maiores ou menores que 40 km. A linha tracejada branca a oeste do SFC é a separação entre as zonas metamórficas externa e interna da Faixa Brasília. Linhas sólidas pretas indicam limites do Arco Magmático (“A”) e Maciço de Goiás (“M”). b) Modelo crustal ao longo do Perfil WNW-ESE mostrado em a. As linhas são topografia (verde), gravidade observada (marrom), gravidade calculada (cinza). Números na seção crustal (área cinza) são contrastes de densidade em relação a uma densidade constante do manto superior a 3360 kg / m ³ . Os números abaixo da crosta são as velocidades da onda P de Soares et al. (2006). Círculos vermelhos abertos são pontos de dados Moho de estudos de função do receptor até ± 200 km da linha de perfil. Fonte: Assumpção et al. (2017).....	46
Figura 2.18: a) Superfície Curie da Província Tocantins e Cráton do São Francisco e; b) Fluxo Geotérmico da Província Tocantins e Cráton do São Francisco. Fonte: Guimarães et al. (2013; 2014).....	48
Figura 2.19: a) Medidas de fluxo de calor. O esquema de cores indica o método usado para a determinação do fluxo de calor. b) Mapa de fluxo de calor do Brasil com base no conjunto de dados revisados. Fonte: Hamza et al. (2020).....	49
Figura 3.1: Projetos aerogeofísicos compilados nesta pesquisa. Fonte: Tabela 3.1.....	52

Figura 3.2: Localização das amostras de rocha utilizadas na área de estudo. Os números correspondem aos números da Tabela 3.2.....	62
Figura 3.3: (a) amostra de rocha e (b) aquisição com o condutímetro ISOMET 2114.....	63
Figura 3.4: Variação da Condutividade Térmica na amostra GPS-21.....	64
Figura 3.5: Configurações básicas dos pares de transdutores (emissor-receptor) utilizados na técnica <i>pitch-catch</i> : (a) transmissão direta (através); (b) transmissão indireta (superfície); e (c) transmissão semidireta (margens). Fonte: retirado de (Aydin, 2014).....	65
Figura 3.6: Exemplos: (a) plugue; (b) modo transmissão direta e amostra; (c) leitura de tempo de chegada de onda P. Fonte: Proceq SA (2017).....	65
Figura 3.7: Foto do equipamento MPP-EM2S+ da GDD <i>Instrumentation</i> . Fonte: https://www.gddinstrumentation.com/mpp-probe	66
Figura 3.8: Fotos do gamaespectrômetro RS-230, da RADIATION SOLUTIONS.....	67
Figura 3.10: Soma vetorial da intensidade de magnetização induzida e remanescente. Fonte: Conforme Reynolds, 1998.....	73
Figura 3.11: a) O campo magnético normal da Terra (B_N) b) Em um ponto de observação (x, y, z) o campo geomagnético B_N . Fonte: Conforme Hinze (2013).....	73
Figura 3.13: Fotopicos das emissões de K, eTh e eU . Em vermelho, estão os fotopicos utilizados no método gamaespectrométrico. Fonte: Adaptado de IAEA (2003).....	80
Figura 3.14: Interação dos raios gama com a matéria. Fonte: Adaptado de IAEA (2003).....	81
Figura 3.15: Fatores que afetam a resposta da radiação gama para um mesmo tipo de rocha. Fonte: Adaptado de Wilford et al. (1997).	82
Figura 3.16: Produção de calor radiogênico (H) ao longo do tempo assumindo a composição silicática da Terra (McDonough & Sun, 1995). (a) Concentrações de eU , eTh e K devido ao decaimento de isótopos radioativos em função do tempo, medido desde o presente; (b) Produção de calor radiogênico no interior da Terra durante o passado. Fonte: Adaptado de Vilà et al. (2010).....	85
Figura 4.1: Exemplo da técnica de decorrugação aplicada em dois aerolevantamentos nesta pesquisa (a) e (b).	92
Figura 4.2: a) e b) Mostram regiões de sobreposição não suavizadas na união entre os <i>grids</i> de K (%) de três projetos distintos: áreas 19, 18 e 05 de Minas Gerais, respectivamente. c) União suavizada entre os <i>grids</i>	95
Figura 4.3: Derivada Horizontal (Dx) para a área de estudo.....	97
Figura 4.4: Derivada Horizontal (Dy) para a área de estudo.....	98
Figura 4.5: Derivada Vertical (Dz) para a área de estudo.....	99
Figura 4.6: Gradiente Horizontal Total (THG) para a área de estudo.....	101
Figura 4.7: Amplitude do Gradiente Horizontal Total (ASA/TGA) para a área de estudo.....	102

Figura 4.8: <i>Tilt Derivative</i> - TDR para a área de estudo.....	104
Figura 4.9: Potássio K (%) para a área de estudo.....	106
Figura 4.10: Tório eTh (ppm) para a área de estudo.....	107
Figura 4.11: Urânio eU (ppm) para a área de estudo.....	108
Figura 4.12: Imagem de Composição Ternária (RGB) para a área de estudo.....	109
Figura 4.13: Imagem de Composição Ternária (CMY) para a área de estudo.....	110
Figura 4.14: Anomalia Ar Livre para a área de estudo.....	112
Figura 4.15: Modelo de Elevação do Terreno (Etopo) para a área de estudo.....	113
Figura 4.16: Anomalia Bouguer para a área de estudo.....	114
Figura 4.17: A Superfície Curie para a área de estudo, segundo Li et al. (2017).....	117
Figura 4.18: A Superfície Curie para a área de estudo, conforme Lima et al. (2023).....	118
Figura 4.19: Condutividade Térmica, segundo Hamza et al. (2020).....	120
Figura 4.20: Condutividade Térmica integrada, dados deste trabalho e dados compilados de Hamza et al. (2020).....	121
Figura 4.21: Fluxo Térmico obtido para a área de estudo.....	123
Figura 4.22: Fluxo Térmico obtido com o Calor Radiogênico (A0) para a área de estudo.....	124

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1: Principais características dos aerolevantamentos na área de estudo. Fonte: Serviço Geológico do Brasil SGB/CPRM.....	53
Tabela 3.1: Amostras e propriedades petrofísicas adquiridas na área de estudo.....	56
Tabela 3.3: Medidas de Condutividade Termal (λ) (W/mK) para a amostra GPS-21.....	64
Tabela 3.4: Densidade de Rochas. Fonte: Adaptado de Telford (1990).....	70
Tabela 3.5: Suscetibilidade magnética de rochas e minerais. Fonte: Adaptado de Telford (1990).....	76
Tabela 3.6: Concentrações dos radioelementos em diferentes classes de rochas e solos (Segundo Dickson & Scott, 1997).	81
Tabela 3.7: Informações obtidas em Reyes (2009), modificado de Rybach (1986). OBS: Os granitos estão destacados em vermelho.....	84
Tabela 4.1: Comparação entre valores de profundidade de Superfície Curie obtidos na área de estudo – Porção Central da Província Tocantins.....	116

1. INTRODUÇÃO

A área de estudo deste projeto de doutorado abrange principalmente um polígono localizado entre Brasília – DF e parte do Tocantins. No contexto das Províncias Estruturais, a área se localiza no centro da Província Estrutural Tocantins, e regiões limites com o Cráton do São Francisco e a borda sudoeste da Bacia do Parnaíba (Fig. 1.1). O principal objetivo deste projeto é contribuir ao conhecimento geotectônico da região por meio da estimativa da produção de calor radiogênico, da superfície Curie (isoterma de 580 °C) e da análise do fluxo de calor em superfície e subsuperfície, que caracterizam a assinatura geotérmica da área. Essa abordagem visa discriminar ambientes tectônicos e identificar potenciais associações com variações de estabilidade crustal, diferentes idades e ocorrências minerais que apresentem potencial econômico. Além disso, a integração de dados geofísicos e geológicos possibilita agregar conhecimento à caracterização estrutural da crosta e do manto superior, bem como de feições geotectônicas associadas.

A produção de calor radiogênico superficial (A0) é uma ferramenta relevante para entender o regime termal da região, uma vez que o parâmetro pode discriminar ambientes cratônicos estáveis, faixas dobradas e bacias sedimentares (Vitorello et al., 1980; Hamza et al., 2005; Alexandrino & Hamza 2008). O calor radiogênico (A0) também apresenta implicações diretas na exploração mineral, como em granitos de elevada produção de calor (*High Heat Production Granites* - HHPG) relacionados a processos mineralizantes responsáveis pela formação de depósitos de interesse econômico (Pascholati et al., 1990; Liu et al., 2023; Carvalhêdo et al., 2025). A integração de dados de calor radiogênico, condutividade térmica e gradiente geotermal permite a geração do produto Fluxo Térmico (Heat Flow), utilizado para caracterizar o regime geotermal e possíveis variações geotectônicas (Vitorello et al., 1980; Hamza et al., 2005; Hamza et al., 2020).

Vitorello et al. (1980) delimitam o Cráton do São Francisco como região de baixo fluxo térmico, as Faixas Brasileiras com moderado fluxo térmico e a Bacia do Paraná com elevado fluxo térmico. A seguir, Alexandrino & Hamza (2008) confirmam essa premissa a partir de valores de fluxo térmico para o Cráton do São Francisco estimados na faixa de 28-53 mW/m². Valores mais baixos se comparados aos obtidos na região da Faixa Brasília (Vitorello et al., 1980). Entretanto, esses autores, mostram que no Cráton do São Francisco, em sua porção sudoeste e principalmente na bacia sedimentar intracratônica, os valores de fluxo térmico podem alcançar até 89 mW/m². Guimarães et al. (2014) caracterizam a Província Estrutural Tocantins, que abriga a Faixa Brasília, com fluxo térmico de até 72 mW/m². Enquanto no Cráton do São Francisco, os valores de fluxo térmico podem apresentar cerca de 52 mW/m². No contexto tectônico brasileiro, Guimarães et al. (2022) indicam que as assinaturas geotérmicas elevadas devem ser consideradas com valores partir de 80 mW/m².

No contexto geológico da área de estudo, ocorre complexidade, pois a região abrange o sudoeste da bacia sedimentar intracratônica do Parnaíba, um *sag* intracratônico com feições tectono-magmáticas (Castro et al., 2014; Lima et al., 2019.) e litosferas distintas pertencentes ao sistema da Orogenia Brasileira, que inclui a Faixa Brasília e a porção oeste do Cráton do São Francisco. A Província Estrutural Tocantins, situada entre os crátons Amazônico e do São Francisco, é um sistema orogenético formado pela convergência de massas continentais durante o Neoproterozoico (~750-600 Ma), evento que resultou na formação do Supercontinente Gondwana (Brito Neves et al., 1999; Valeriano et al., 2008), além disso, apresenta embasamento paleoproterozoico retrabalhado (2,34-2,04 Ga; Fuck et al., 2014). Já o Cráton do São Francisco apresenta características de microcontinente, estabilizado com crosta arqueana e, com espessura crustal variável (Teixeira et al., 2017).

Para melhor compreensão desse contexto apresentado pela área, foram selecionadas três áreas: (1) a Província Estanífera de Goiás - PEG, selecionada por apresentar ampla cobertura de dados de campo, controle litológico e elevado potencial econômico associado aos granitos das suítes Pedra Branca e Aurumina; (2) o Bloco Crustal Cavalcante-Natividade, constituído por rochas do embasamento arqueano/paleoproterozoico e por sequências vulcano-sedimentares, que também retratam cobertura de dados de campo e controle litológico; e (3) a Província de Carajás, região conhecida por sua relevância econômica, com assinatura geofísica anômala (Fig. 1.1).

Portanto, a partir da integração de dados geofísicos obtida com perfis 2D, análises estatísticas quantitativas e qualitativas, geração de mapas e imagens, comparação com estudos no Brasil e no mundo, bem como um modelo geofísico geológico 3D, esta pesquisa fornece informações robustas de assinaturas térmicas associadas às variações litosféricas em profundidade e lateralmente, que contribuem para a compreensão da evolução geotectônica, dinâmica crustal e implicações na exploração mineral da região.

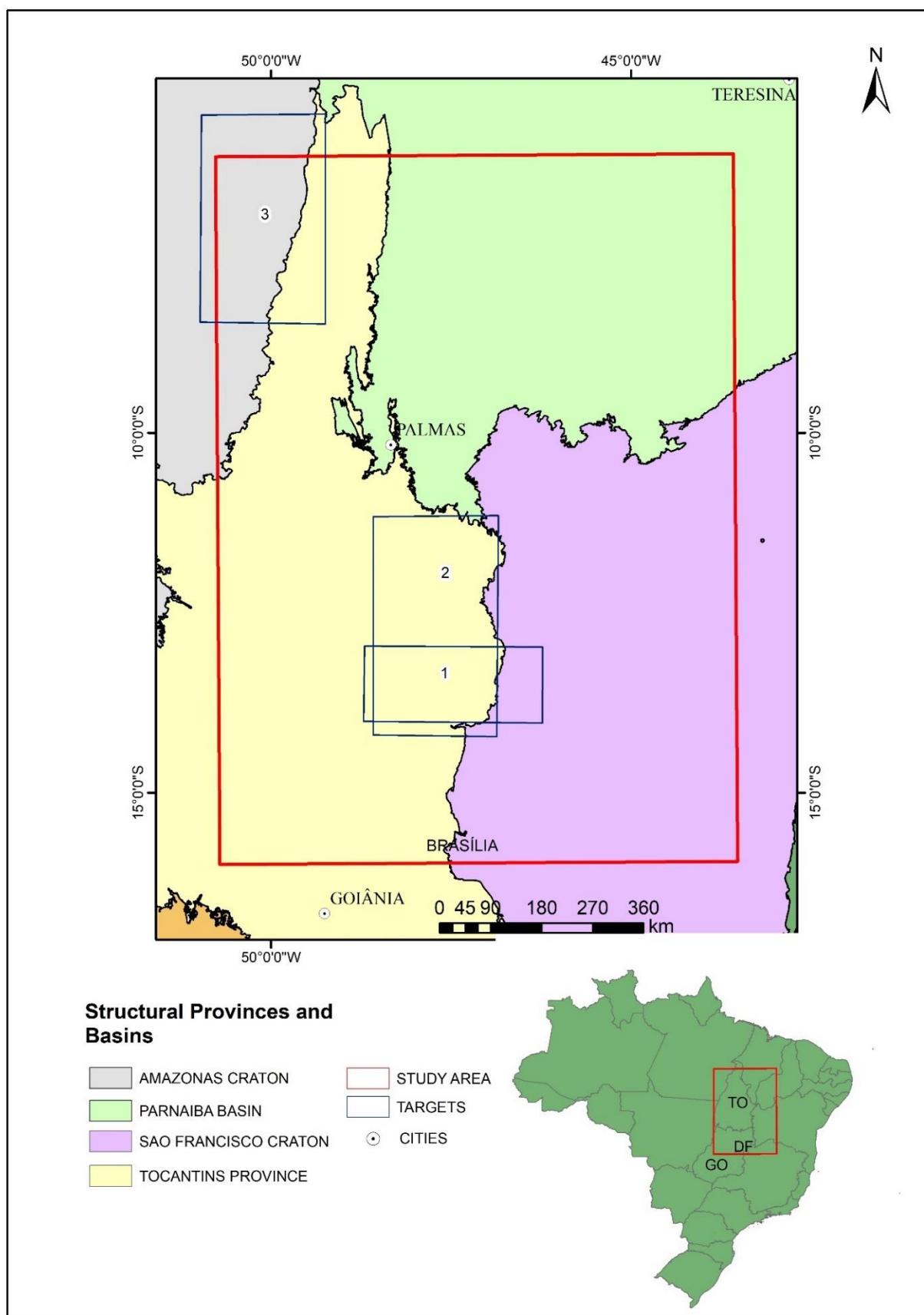


Figura 1.1. :Localização da área da pesquisa de doutorado no âmbito das províncias estruturais (em vermelho) e áreas alvo: 1 – Província Estanífera de Goiás -PEG; 2 – Bloco Cavalcante – Natividade e 3 - Província Carajás (em azul). TO: Tocantins, DF: Distrito Federal e GO: Goiás.

1.1. JUSTIFICATIVA

Os eventos que ocorreram nos limites geotectônicos da área de pesquisa podem acarretar variações verticais e laterais nas propriedades físicas presentes na litosfera. Essas variações podem ser constatadas a partir de parâmetros geofísicos diagnósticos que podem contribuir para o conhecimento do arcabouço geotectônico e para o potencial dos recursos minerais presentes na área. A estimativa da produção de calor radiogênico (A0) é indicada para análise do fluxo de calor nesse contexto, em superfície e subsuperfície, podendo discriminar ambientes tectônicos. Além disso, elevados valores de produção de calor radiogênico podem estar associados a ocorrências minerais de importância econômica provenientes da ação de processos mineralizantes. Essa abordagem e metodologia ainda são subutilizadas nas geociências, principalmente no Brasil, o que traz certo ineditismo a esta pesquisa.

1.2. OBJETIVO GERAL

Esta pesquisa propõe apresentar a assinatura radiogênica e de Fluxo Térmico na porção central da Província Tocantins e região limítrofe: Cráton do São Francisco e sudoeste da Bacia do Parnaíba (Fig. 1.1), com intuito de contribuir ao conhecimento geotérmico e geotectônico da área, ou seja, agregar conhecimentos a ação dos processos geológicos envolvidos na formação da litosfera. Foram utilizados dados potenciais de satélite, dados aéreos, de refração sísmica profunda, de poço, dados radiométricos e termais, que caracterizam as assinaturas geofísicas da litosfera da área de estudo em profundidade e lateralmente. A caracterização geofísica foi obtida com base nas variações de propriedades petrofísicas diagnósticas denominadas densidade, susceptibilidade magnética, isoterma de Curie (580°C), gradiente geotermal, condutividade termal, produção de calor radiogênico, razão Vp/Vs e fluxo térmico integradas às informações geológicas de campo e da literatura.

1.3. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- i) Gerar perfis de Fluxo térmico, de gravimetria e Superfície Curie ao longo das transectas de refração sísmica profunda Porangatu-Cavalcante (Berrocal et al., 2004; Soares et al., 2006) e estações sismológicas localizadas na área (Assumpção et al., 2013a; Assumpção et al., 2013b; Rivadeneyra-Vera et al., 2019) e analisar as informações obtidas com às disponibilizadas na literatura. Outros perfis integrados foram gerados ao longo da Província Tocantins e Cráton do São Francisco e no limite entre a Província Tocantins, sudoeste da Bacia do Parnaíba e Cráton do São Francisco;
- ii) Relacionar e analisar os valores de produção de calor radiogênico e condutividade térmica para gerar o modelo de fluxo térmico, que disponibilizará as assinaturas termais e informações necessárias para realizar a análise do arcabouço geotectônico e dos recursos minerais na Província Tocantins, porções central e norte, e suas regiões limítrofes;

- iii)* Indicar as profundidades de Superfície Curie e integrá-las com a produção de calor radiogênico, fluxo térmico, sísmica de refração e gravimetria, a partir de perfis e seções 2D e do modelo conceitual 3D;
- iv)* Caracterizar e apresentar as assinaturas radiométricas da Província Estanífera de Goiás - PEG, do Bloco Cavalcante – Natividade, da Província de Carajás (áreas alvo), com a definição das suas produções de calor radiogênico e associações com as granitogêneses e os processos mineralizantes de estanho, ouro, elementos terras raras e urânio.
- v)* Integrar as propriedades físicas obtidas em laboratório (susceptibilidade magnética, radiação gama, condutividade térmica e V_p/V_s) com as informações obtidas em campo, para construção do banco de dados petrofísicos da área de estudo.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A área da pesquisa está inserida no contexto geológico da Província Estrutural Tocantins, oeste do Cráton do São Francisco e sudoeste da Bacia do Parnaíba (Fig. 1.1, Capítulo 1).

2.1.1. Província Tocantins

A Província Estrutural Tocantins foi apresentada por Almeida (1977) e Almeida et al. (1981) como a região situada entre os crátons do São Francisco, a leste, e Amazônico, a oeste. Possui limites, ao norte e ao sul, com as bacias sedimentares Parnaíba e Paraná, respectivamente. Segundo Brito Neves et al. (1999), a Província é formada por um sistema orogênético resultante da convergência entre o Cráton Amazônico, o Cráton do São Francisco–Congo e o paleocontinente Paranapanema, essa unidade é encoberta por rochas sedimentares e vulcânicas fanerozoicas da Bacia do Paraná. O citado sistema de colisão neoproterozoica ocorreu durante a Orogenia Brasileira, que levou à formação Gondwana Ocidental (Fig. 2.1).

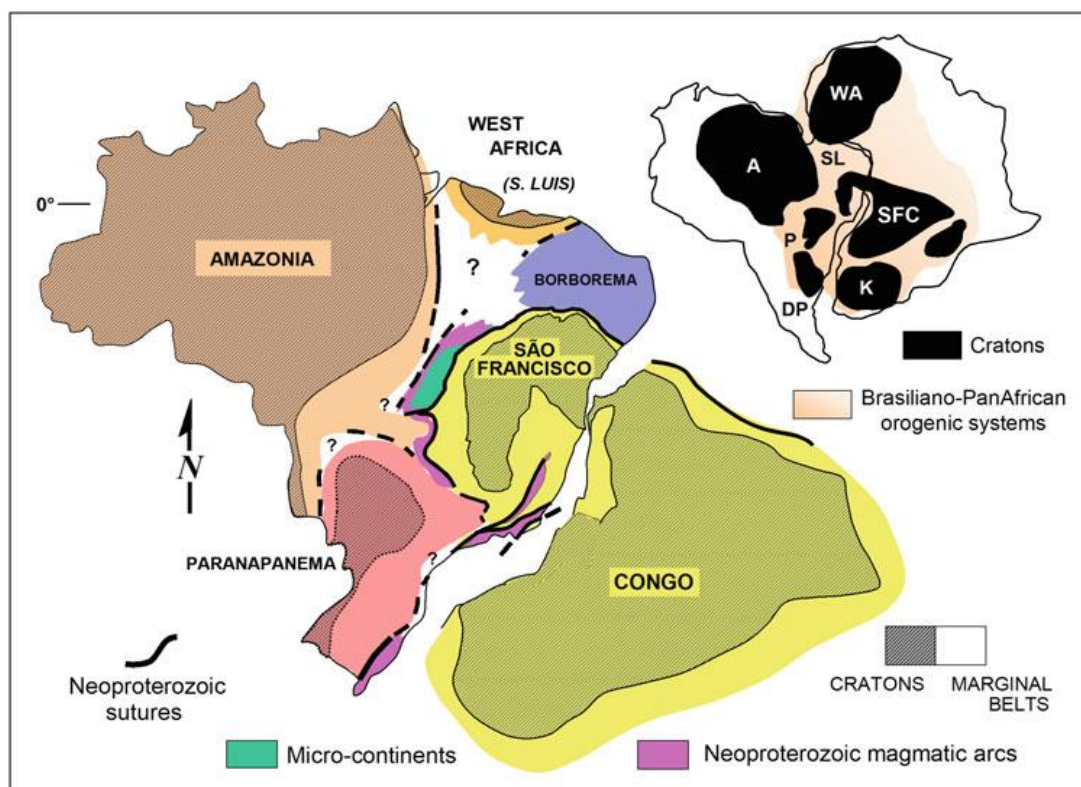


Figura 2.1.: Crátons e sistemas orogênicos Brasiliano/Pan-africanos do continente Gondwana Ocidental (América do Sul e África) e o arcabouço geotectônico do território brasileiro, que abrange quase todo o núcleo pré-cambriano da América do Sul (Alkmim & Martins-Neto, 2005). Fonte: Heilbron et al. (2017).

Em decorrência da ação da Orogênese Brasileira, a Província Tocantins é formada por três faixas de dobramentos: Brasília, Araguaia e Paraguai (Pimentel & Fuck, 1992; Valeriano et al., 2008) (Figs 2.2 e 2.3).

A Faixa Araguaia localiza-se a leste do Cráton Amazônico e a Faixa Paraguai, ao sul desse cráton. Ambas possuem vergência tectônica para a margem leste e sudeste do Cráton Amazônico (Valeriano et al., 2008).

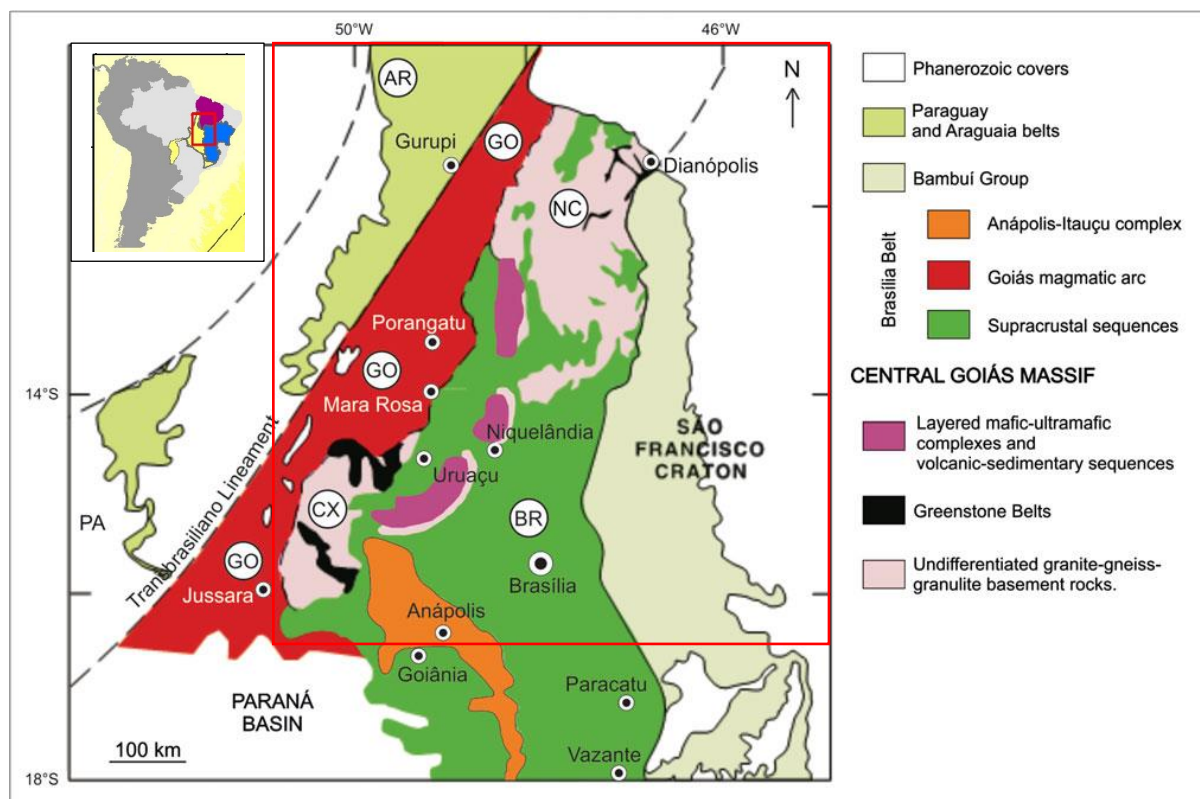


Figura 2.2.: Parte da área de estudo (polígono em vermelho) que confere à parte central da Província do Tocantins: i) AR: Faixa Araguaia; ii) PA: Faixa Paraguai; iii) GO: Arco Magmático Goiás; iv) NC: Bloco Natividade-Cavalcante; v) BR: Faixa Brasília; vi) CX: terreno granito-greenstone Crixás (Cordani & Teixeira 2007). Adaptado de Fuck et al. (2017).

2.1.1.1. Faixa Brasília

A Faixa de Dobramentos Brasília - FDB, originalmente definida por Almeida (1968), constitui a parte leste da Província Tocantins, com cerca de 1.000km de extensão, direção preferencial N-S, concavidade e vergência tectônica para a margem oeste do Cráton do São Francisco (Almeida, 1981; Fuck et al., 1994; Valeriano et al., 2004; Dardenne & Botelho, 2014). A FDB abrange o extremo sul do estado do Tocantins, o estado de Goiás e parte da porção oeste do estado de Minas Gerais (Figura 2.3).

Essa apresenta-se compartimentada em Zona Cratônica, a oeste do Cráton do São Francisco, zonas externa e interna e por unidades geotectônicas do Arco Magmático de Goiás e do Maciço de Goiás (Fuck et al., 1993; Fuck, 1994; Dardenne, 2000; Pimentel et al., 2004; Fuck et al., 2005, 2017). Com base na estrutura denominada Inflexão dos Pirineus, lineamento regional com direção aproximada E-W, Fuck et al. (1994) subdividem a faixa em porções setentrional (norte) e meridional (sul). Nesse contexto, a área de estudo está inserida principalmente na zona externa e/ou porção setentrional da Faixa Brasília (Fig. 2.3).

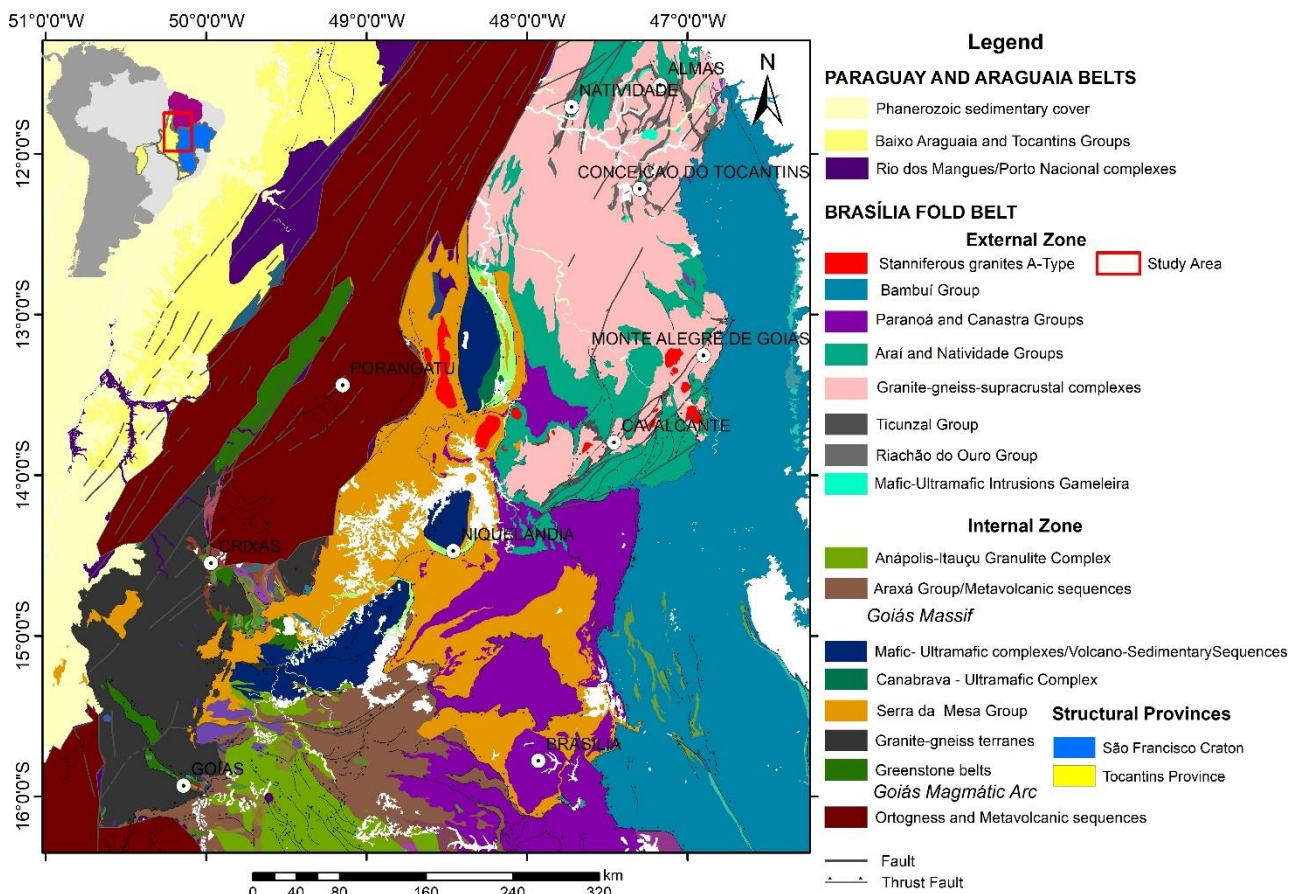


Figura 2.3.: Parte da área de estudo no contexto geológico da Faixa de Dobramentos Brasília. Adaptado de Cuadros et al. (2017a; b) e Pimentel et al. (2004).

As principais zonas de cisalhamento na porção central da Província Tocantins são descritas como: i) A Zona de Cisalhamento Rio dos Bois, onde o Arco Magmático de Mara Rosa forma três faixas de direção NNE-SSW que fazem contato com o Grupo Serra da Mesa, a leste; ii) Zonas de empurrão que levaram os complexos máfico-ultramáficos e suas supracrustais associadas (Barro Alto e Juscelândia, Niquelândia e Indaianópolis, Cana Brava e Palmeirópolis) e à segmentação em fatias e lascas empurradas, com vergência rumo a SE e ESSE; iii) A zona de cavalgamento Rio Maranhão marca o limite entre os complexos máfico-ultramáficos e o Grupo Paranoá; com traçado curvilíneo e trechos que se comportam como rampas oblíquas e laterais; iv) Nas porções norte e central da província, ocorrem feixes de zonas de cisalhamento transcorrente com cinemática sinistral, de direção geral N35-40E, caracterizada comumente por extensos segmentos (Hasui, 2012).

2.1.1.2. O Bloco Cavalcante-Natividade

O embasamento da zona externa da FDB aflora na região norte de Alto Paraíso de Goiás, feição chamada de “bloco exposto”, ou Bloco Crustal Cavalcante-Natividade (CN), com idades de 2,45 a 2,0 Ga, constituído por complexos granitognáissicos e sequências vulcano-sedimentares do Arqueano/Paleoproterozoico, pelas formações Ticunzal e Riachão e pela Suíte Aurumina (Valeriano

et al., 2008; Dardenne & Botelho 2014; Fuck et al., 2014) (Figura 2.2). De acordo com Fuck et al. (2014), Cordeiro e Oliveira (2017), Cuadros et al. (2017a, 2017b) e Sabóia et al. (2020a, 2020b), as rochas mais antigas que correspondem ao embasamento da Faixa Brasília estão localizadas na porção norte do Bloco Cavalcante- Natividade, no Domínio Almas – Conceição do Tocantins, também inserido no contexto do Maciço de Goiás. O Domínio Almas- Conceição do Tocantins abriga unidades do riaciano (2,2 a 2,9 Ga), do sideriano, e as mais antigas correspondentes ao Grupo Riachão do Ouro (Sabóia et al., 2020a; 2020b).

A porção centro-sul do Bloco Crustal Cavalcante-Natividade é denominada de Domínio Cavalcante-Arraias e é formada por granada paragnaisse/grafita-mica xisto da Formação Ticunzal e granitos/tonalito da Suíte Aurumina, diorito do plúton Nova Roma, rochas metavulcano-sedimentares do Grupo Araí e granitos anorogênicos da Suíte Pedra Branca (Cuadros et al., 2017a; 2017b; Martins-Ferreira et al., 2018).

O Bloco Cavalcante-Natividade é delimitado, a leste, pelas rochas do Grupo Bambuí e, ao sul, em Alto Paraíso de Goiás, pelo Grupo Araí que está em contato discordante com o Grupo Paranoá (Valeriano et al. 2008; Fuck et al. 2014). Segundo Martins (1999), Silva et al. (2005), Marques (2009); Saboia (2009) e Martins-Ferreira (2017), essas unidades estão encobertas pelas rochas do Grupo Araí que correspondem a fase rifte, com idade 1,77Ga. Porém, Toscani et al. (2021), a partir de análises de idades U-Pb de zircão, apresentam a evolução da Bacia de Natividade não coeva com as bacias do Araí ou Traíras/Serra da Mesa. Esses relacionam as unidades do Grupo Natividade com outras unidades proterozoicas do Brasil central (Figs. 2.2 e 2.4).

Os grupos Paranoá e Bambuí resultam da ação de processos ocorridos na Orogenia Brasileira, Mesoproterozoico e Neoproterozoico, respectivamente (Silva & Senna Filho, 1998). O Grupo Paranoá estende-se do Distrito Federal até a porção sul do Estado do estado do Tocantins, que corresponde à parte da porção oeste da área de estudo, situado na zona externa da Faixa Brasília. É constituído basicamente por sequências psamo-pelíticas e carbonatadas, caracterizadas por conglomerados, ardósias, metarritmitos, metacalcários e metadolomitos (Campos et al. 2013). O Grupo Bambuí concentra-se no limite entre a Faixa e o Cráton do São Francisco e é formado basicamente por rochas carbonáticas e pelíticas.

Rochas mais recentes também estão presentes, e correspondem aos grupos Urucuia e Areado, com idades fanerozoicas, associadas à sedimentação que constitui a Bacia do Parnaíba (Dardenne & Botelho, 2014).

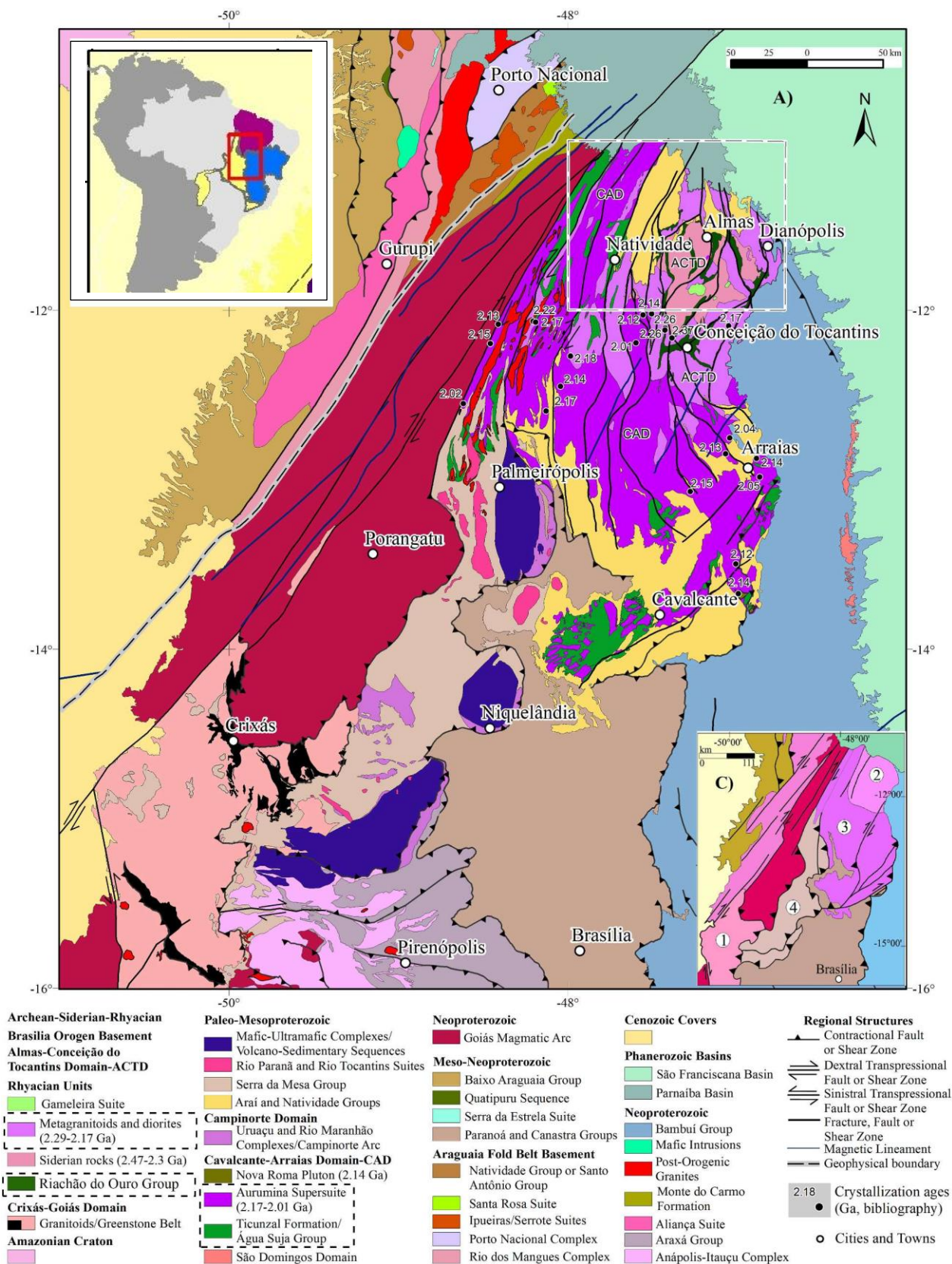


Figura 2.4: Parte da área de estudo representada no contexto da divisão geotectônica da Faixa Brasília Norte. Onde: 1 – Domínio Crixás- Goiás no Maciço de Goiás, 2 – Domínio Almas-Conceição do Tocantins (ACTD), 3 – Domínio Cavalcante-Arraias (CAD), 4 – Domínio Campinorte. Adaptado de Sabóia et al. (2020a, 2020b; 2025) e Cuadros et al. (2017b).

As ocorrências paleoproterozoicas de estanho, tântalo, platinóides, elementos terras raras, ouro e urânio estão associadas aos contatos entre os xistos e paragneisses da Formação Ticunzal com os granitos peraluminosos da Suíte Aurumina (Botelho et al., 2006). A Província Estanífera de Goiás - PEG, região que se destaca por apresentar depósitos de estanho, ouro e Elementos do Grupo da Platina – EGP, com idades paleoproterozoicas, nas proximidades dos municípios de Cavalcante, Teresina de Goiás, Aurumina e Monte Alegre de Goiás, é uma das áreas alvo nesta pesquisa (Figura 2.5). As mineralizações em ouro ocorrem principalmente na forma de veios de quartzo associadas as zonas de cisalhamento em contatos entre os granitos da Suíte Aurumina e rochas da Formação Ticunzal (Botelho et al., 2006). A zona externa também apresenta depósitos de ouro associados a zonas de cisalhamento de alto e baixo ângulo (Dardenne & Botelho, 2014).

As rochas da Formação Ticunzal foram intrudidas por granitos tardi-orogênicos mineralizados em estanho, objetos de estudo desta pesquisa (Cordani & Hasui, 1975; Marini & Botelho, 1986; Pimentel et al., 1991). A Formação Ticunzal é subdividida em litofácies de paragnaisse e xisto. O litofácies paragnaisse é constituído por bandamentos milimétricos e centimétricos interlecalados por quartzo e feldspato, por biotita e granada, podendo apresentar milonitização e migmatização. O litofácies xisto é caracterizado por grafita xistos, biotita xistos feldspáticos, silimanita-grafita-granada-biotita-xistos e granada-biotita xistos, com grafita disseminada (Alvarenga et al., 2006; Marques, 2009).

Botelho et al. (1999) apresentam a Suíte Aurumina constituída por rochas graníticas sin- tardi-tectônicas peraluminosas. Os granitos da Suíte Aurumina intrudem os xistos da Formação Ticunzal e são classificados com base nas diferenças composicionais e não com relação às idades, que são muito próximas de 2,0 a 2,2 Ga (Paleoproterozoico). A composição dos granitos são de monzonito a tonalito e são denominados principalmente por muscovita granito, biotita muscovita granito, biotita granito, migmatitos e turmalina muscovita-granito (Botelho et al., 2006). Segundo Cuadros et al. (2017), a Suíte Aurumina é uma associação de rochas graníticas peraluminosas, sin-tectônicas, formadas por hibridização entre magmas máficos e rochas sedimentares. A Suíte é subdividida nos fácies Au1, Au2, Au3, Au4, Au5 e Au6 (Botelho et al., 1999).

No final do Paleoproterozoico, o embasamento foi afetado pelo riftamento da bacia do Araí, caracterizando as rochas do Grupo Araí, composto por sequências de rochas paleo/mesoproterozoicas sedimentares e rochas ácidas e básicas associadas ao vulcanismo bimodal. Essas rochas constituem as formações Arraias e Traíras, ambas encontradas no segmento setentrional da FDB, correspondentes às zonas interna e externa. Segundo Dardenne et al. (1999) e Martins (1999), a Formação Arraias pode ser classificada, da base para o topo, em uma megasequência continental composta por sequência pré-rifte, com sedimentação de ambientes fluvial e eólico, e pela sequência rifte com sedimentação fluvial aluvial, associada ao vulcanismo máfico e ácido, na base. O topo da formação é caracterizado

por rochas da Formação Traíras oriundas, a partir de ambiente – pós rifte, com sedimentação de plataforma marinha rasa. O Grupo Araí ocorre discordante sobre a Formação Ticunzal, Suíte Aurumina e os granitos estaníferos da Província Estanífera de Goiás (Marini & Botelho, 1986; Alvarenga et al., 2007).

2.1.1.3. Província Estanífera de Goiás - PEG

A Província Estanífera de Goiás - PEG foi primeiramente definida por Marini e Botelho (1986) em quatro subprovíncias proterozoicas: Rio Paranã (Paleoproterozoico), Rio Tocantins (Mesoproterozoico), Pirenópolis-Goianésia (Neoproterozoico) e Ipameri (Neoproterozoico). As subprovíncias Paranã e Rio Tocantins são constituídas por granitos paleo/mesoproterozoicos, como os maciços Pedra Branca e Serra Dourada, que apresentam maior importância econômica (Marini & Botelho, 1986; Botelho & Moura, 1998). Os principais depósitos de estanho estão associados aos granitos Tipo A paleo/mesoproterozoicos (1,6 a 1,77 Ga) e aos granitos híbridos paleoproterozoicos (2,05Ga a 2,15 Ga), da Suíte Aurumina (Dardenne & Botelho, 2014; Cuadros et al., 2017). Além dos depósitos de estanho, a Província Estanífera de Goiás também apresenta regiões com ocorrências de minerais com elementos terras raras, ouro e urânio.

Granitos Tipo S são definidos e classificados em conjunto com os granitos do Tipo I. A classificação ocorre com base na fonte do magma granítico e na origem de fusão parcial de rochas ígneas (Tipo I) e sedimentares (Tipo S) (Chappell & White, 1974). Em contrapartida, os granitos Tipo A não são classificados de acordo com a fonte do magma, mas pelo ambiente geotectônico (Whalen et al., 1984) e pela composição química característica. Em geral, os litotipos são sienogranitos e monzogranitos evoluídos e anômalos nos elementos F, REE, Th, Rb, Ba e Zr. Ou seja, ricos em flúor de sistema do tipo NYF de Cerny (1991).

Os granitos da Suíte Aurumina estão disseminados pela área de estudo. Os granitos da Suíte Pedra Branca, subprovíncia Paranã, referentes à área alvo desta pesquisa, são do Tipo A e estão localizados no contexto nordeste da PEG (Fig. 2.5) e são nomeados de: Serra do Mendes - 6, Manga-beira e Laranjinha - 5, Mocambo - 4, Pedra Branca - 3, Sucuri - 2 e Soledade - 3. Na região oeste da PEG (Fig. 2.5) estão os granitos da Suíte Serra da Mesa, subprovíncia Tocantins: Serra do Encosto - 7, Serra Dourada - 8 e Serra da Mesa - 9 e os granitos pertencentes ao Grupo Araí: Granitos Serra Branca - 10, Florêncio - 11 e Chapada de São Roque - 12.

A Suíte Pedra Branca é caracterizada por granitos anorogênicos do Paleo/Mesoproterozoico metaluminosos, de tendência alcalina a subalcalina, ricos em flúor, do tipo NYF (Nb-Y-F), segundo Cerný e Ercit (2005). Esse sistema é enriquecido em elementos terras raras (ETR), índio e nióbio, com assinatura gamaespectrométrica alta, com concentrações elevadas de urânio e tório (Dardenne et al., 2000). Esses granitos são subdivididos em duas famílias: i) pb1 (1,77 Ga) e pb2 (1,74 Ga), em

que apenas a segunda suíte concentra estanho após a fase magmática, associado ao granito especializado e ii) mais evoluído pb2d (Botelho, 1992). As suítes são constituídas pelos seguintes fácies: pb1a, pb1b, pb1c, pb2a, pb2b, pb2c, pb2d e pb2e. Nas campanhas de campo, é possível observar principalmente os fácies pb1b, pb1c, pb2c e pb2d.

O granodiorito **pb1a** apresenta coloração cinza, granulação grossa e composição quartzo, plagioclásio, feldspato potássico e biotita, que o caracteriza como o litotipo predominante do granito Serra do Mendes. O **pb1b** é rosa, de granulação grossa, com fenocristais de até 5 cm (Freitas, 2000), constituindo o litotipo predominante nos maciços Pedra Branca e Mocambo, com regiões greisenizadas e com magnetita.

No morro da Mangabeira, o principal litotipo é o granito **pb1c** de textura equigranular, também presente nos maciços Pedra Branca e Mocambo e seus greisens se caracterizam por associação topázio-siderofilita e quartzo-fengita, no Maciço Pedra Branca (Botelho, 1992).

O **pb2b**, granito cinza a rosa, porfiróide de granulação grossa, foi encontrado somente no Maciço Pedra Branca, assim como o **pb2c** que se encontra nas bordas sul e sudeste do Pedra Branca. O granito mais evoluído **pb2d** tem coloração rosa, equigranular a porfiróide e granulação média a grossa; está relacionado com a zona metassomática, localizando-se nos maciços Pedra Branca e Mangabeira (Botelho & Moura, 1998; Freitas, 2000). Outras características a respeito dos granitos pb1 e pb2 e de suas principais áreas mineralizadas encontram-se em Botelho e Moura (1998).

Os biotita granitos Sucuri e Soledade (Suíte Pedra Branca) são constituídos pela família pb1 e contém os fácies **pb1c** e **pb1b**, respectivamente. No granito Sucuri existe zona albitizada estéril e o granito porfirítico Soledade é classificado como único da Suíte Pedra Branca que não possui ocorrências de estanho (Botelho, 1992).

Botelho (1992) define os granitos mais evoluídos da Subprovíncia Paranã como leucogranitos, LGR e GAT. Os LGR estão presentes no Mangabeira e Serra dos Mendes, possuem mica litínifera, muito ricos em flúor e com presença rara de topázio. Já os leucogranitos GAT, são albita-topázio granitos, localizados ao sul do Maciço Mangabeira, região definida como o Morro do Laranjinha (Freitas, 2000).

Os granitos “Tipo Serra da Mesa”, aflorantes na região oeste da PEG, constituem os granitos Serra do Encosto, Serra Dourada e Serra da Mesa e os granitos pertencentes ao Grupo Araí são o Serra Branca, Florêncio e Chapada de São Roque (Fig. 2.5). Esses maciços possuem mineralizações em albititos (Serra Dourada), greisens (Serra Branca) e pegmatitos (Serra da Mesa). A maioria desses corpos apresenta sinais de alterações tardi e pós-magmáticas (microclinização, albitização e greisenização) (Marini et al., 1992).

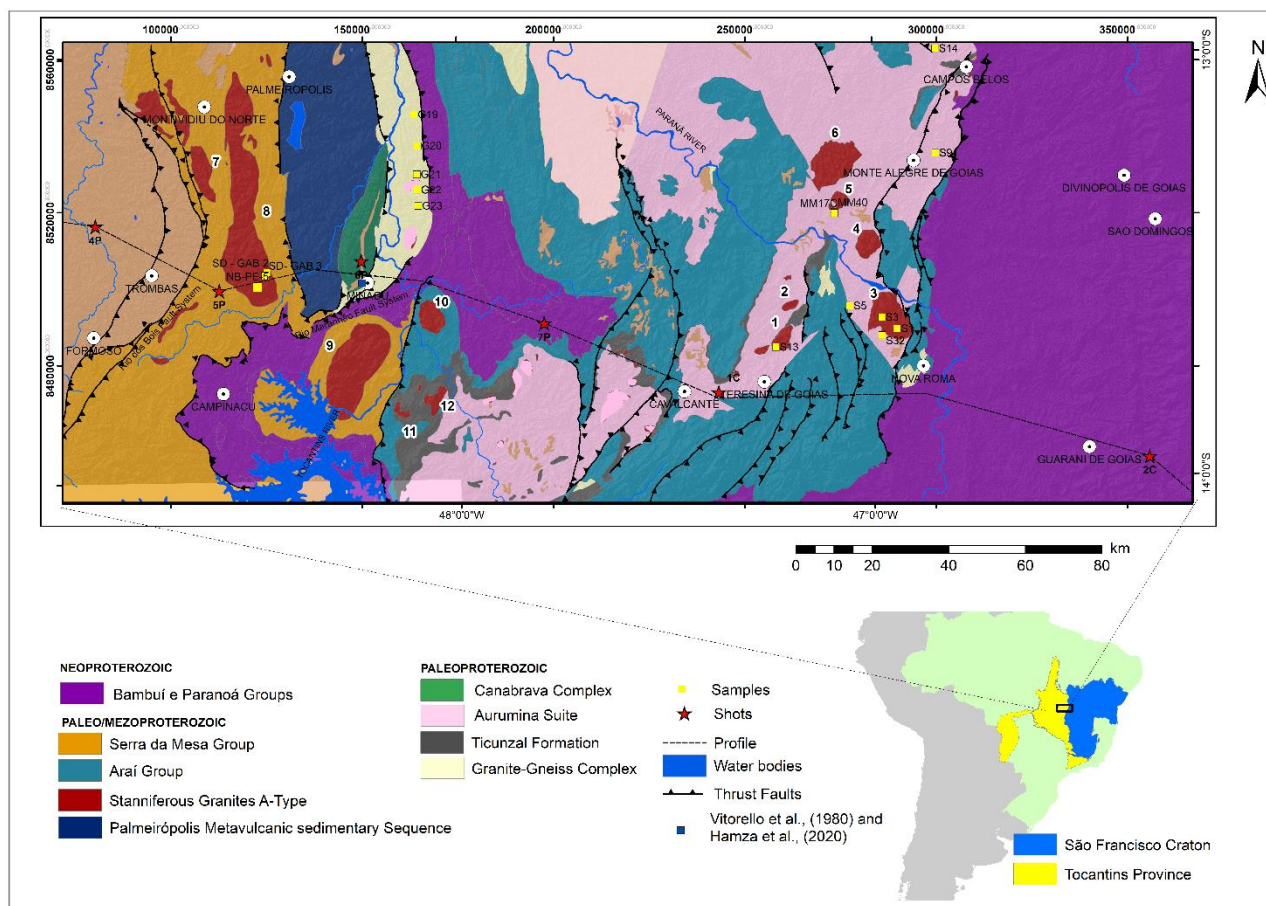


Figura 2.5: Mapa geológico do nordeste da Província Estaniífera de Goiás - PEG. Suíte Pedra Branca da subprovíncia Paranã: Serra do Mendes - 6, Mangabeira e Laranjinha - 5, Mocambo - 4, Pedra Branca - 3, Sucuri - 2 e Soledade - 1. Serra da Mesa da subprovíncia Tocantins: Serra do Encosto - 7, Serra Dourada - 8 e Serra da Mesa - 9 e os granitos pertencentes ao Grupo Araí: Granitos Serra Branca - 10, Florêncio - 11 e Chapada de São Roque - 12. Modificado de Dardenne e Botelho (2014). Coordenadas UTM 23 S e Datum Sirgas 2000.

2.1.2. Cráton Amazônico

O Cráton Amazônico abrange grande parte da Amazônia e partes da Guiana, Suriname e Venezuela. É essencial para a compreensão da evolução geológica do continente sul-americano e a formação dos supercontinentes Rodínia e Gondwana (Fig. 2.1) (Tassinari & Macambira, 2004; Cordani & Teixeira, 2007).

Sua evolução é complexa e compreende desde o Arqueano (2,5 Ba) até o Proterozoico. No contexto cronológico, o Cráton é subdividido em sete províncias (Tassinari e Macambira, 1999; Vasquez et al., 2008; Macambira et al., 2020): Sunsás (1450 - 1000 Ma), Rio Negro (1820 - 1520 Ma), Rondônia Jurena (1850 - 1540 Ma), Amazônia Central (1990 - 1860 Ma), Tapajós-Parima (2040 - 1860 Ma), Transamazonas (2260 - 1860 Ma) e Carajás (3000 - 2500 Ma).

O Cráton Amazônico é conhecido por seus recursos minerais, como ouro, estanho, ferro, níquel e bauxita. As regiões de Tapajós e Carajás são famosas pela presença de depósitos significativos de ouro, enquanto a Província de Carajás, no sudeste do Pará, se destaca mundialmente pela grande

diversidade de depósitos polimetálicos associados aos granitóides e Greenstone Belts (p.ex., Au, Cu, Fe, W, Ni e Mn) (Santos et al., 2000; Dall’Agnol et al., 2006). A área de estudo abrange a Província Carajás, e é referente a um polígono que compreende os Domínios Carajás e Rio Maria, com enfoque no primeiro (Fig. 2.6).

Segundo os autores Xavier et al. (2012), Moreto et al. (2014), Melo et al. (2019), o Domínio Carajás comporta depósitos tipo IOCG (*iron oxide-copper-gold*) de alto teor e de classe mundial. Esses depósitos tipo IOCG são espacialmente associados às zonas de cisalhamento regionais de direção E-W e WNW-ESE, localizadas no contato norte e sul da Bacia Carajás com as unidades pretéritas e, dessa forma, definem o Cinturão Norte e Sul do Cobre, respectivamente. O Cinturão Norte do Cobre hospeda os depósitos de Salobo, Igarapé Bahia-Alemão, Paulo Alfonso, Furnas, Polo e Alto GT46, enquanto o Cinturão Sul do Cobre abriga os depósitos do Sossego, Cristalino, Alvo 118 e vários depósitos satélites como Bacaba, Bacuri, Visconde e Jatobá (Grainger et al., 2008; Moreto et al., 2015a) (Fig. 2.7).

O Domínio Rio Maria é caracterizado por uma crosta mesoarqueana, com sequências de *Greenstone Belts* e granitoides do tipo TTG. Em contraste, o Domínio Carajás possui uma crosta continental predominantemente neoarqueana, caracterizada principalmente por sequências metavulcano-sedimentares e granitoides de alto-K que representam as associações litológicas mais antigas do Cráton Amazônico. As unidades supracrustais, metamorfizadas na fácies xisto verde, são constituídas por pacotes de rochas metassedimentares e sequências metamórficas-ultramáficas datadas do Paleoproterozoico e Neoproterozoico (Almeida et al., 2010).

As rochas do Domínio Carajás, são subdivididas em rochas referentes à Bacia Carajás e ao Subdomínio de Transição. O termo “Domínio de Transição” foi usado por Dall’Agnol et al. (2006) para designar a região compreendida entre o Domínio Rio Maria e a Bacia Carajás, que seria uma extensão do Terreno mesoarqueano do Rio Maria intensamente deformada pelos eventos neoarqueanos de formação da Bacia Carajás. Entretanto, Feio et al. (2012) mostraram que na área de Canaã dos Carajás, situada imediatamente a sul da Bacia Carajás, o magmatismo mesoarqueano é distinto daquele encontrado no Domínio Rio Maria. Em conclusão a esse fato, os autores citam que uma possível extensão da crosta de Canaã corresponderia ao substrato da Bacia Carajás de idade neoarqueana (Fig. 2.7).

Ademais, o Domínio Carajás apresenta intrusões de granitos tipo-A (~1,88 Ga) formados em ambientes tectônicos extensional (Dall’Agnol et al., 2006), são eles: Granito Cigano, Serra do Carajás, Rio Branco e Gogó da Onça. O Domínio Rio Maria também apresenta granitos paleoproterozoicos tipo A: Granito Redenção, Granito Banach, Granito Musa, Granito Manda Saia, Granito Borrachudo. Os granitos tipo A dessa região são objetos de investigação desta pesquisa, bem como os

alcalinos/subalcalinos, Granito Estrela (mesoarqueano, 2,76 Ga) e as suítes graníticas Planalto (2,74 Ga) e Plaqué (2,73 Ga) (Fig. 2.7).

A Província de Carajás, localizada no sudeste do estado do Pará, é uma das maiores províncias minerais do mundo, rica em depósitos de ferro, cobre, ouro, manganês, níquel, bauxita e fosfato. É formada por rochas do Arqueano e Proterozoico, onde seus extensos depósitos de minério de ferro estão associados as rochas sedimentares e vulcânicas, além de apresentarem sistemas hidrotermais que favorecem a mineralização de cobre e ouro.

A província é parte do Cráton Amazônico e está inserida em uma região tectonicamente estável, fato o que facilita a preservação dos depósitos minerais ao longo do tempo. O minério de ferro está associado a grandes depósitos formados por processos de sedimentação que posteriormente foram modificados por ações tectônicas, que resultaram na concentração de ferro em depósitos altamente exploráveis (Dardenne, 2000; Santos et al., 2003).

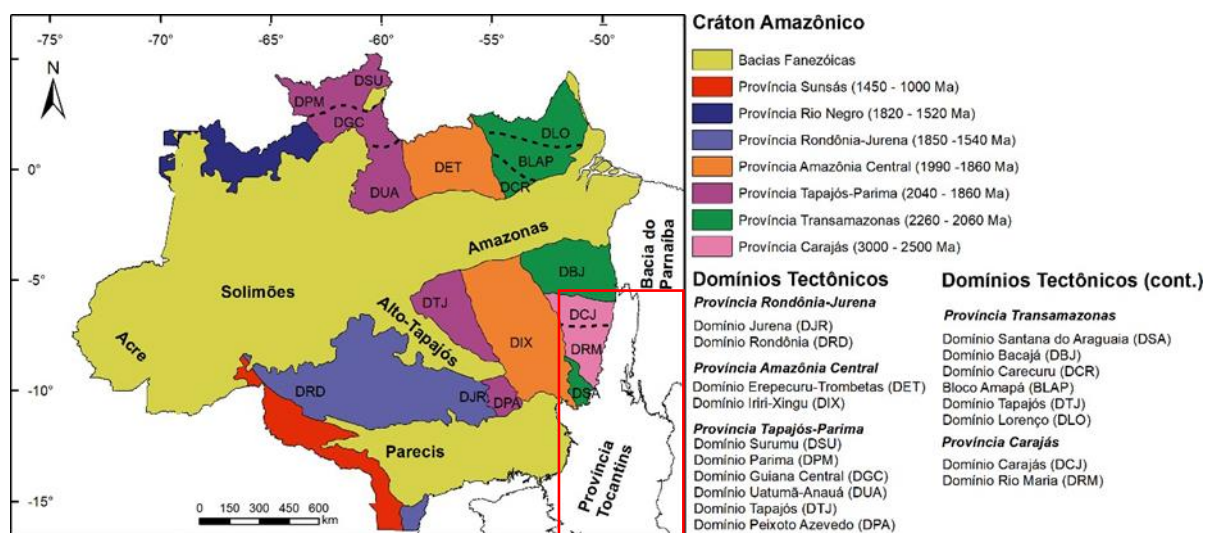


Figura 2.6: Localização de parte da área de estudo (polígono vermelho) que confere o mapa geotectônico do Cráton Amazônico. Adaptado de Vasquez et al. (2008) e Macambira et al. (2020).

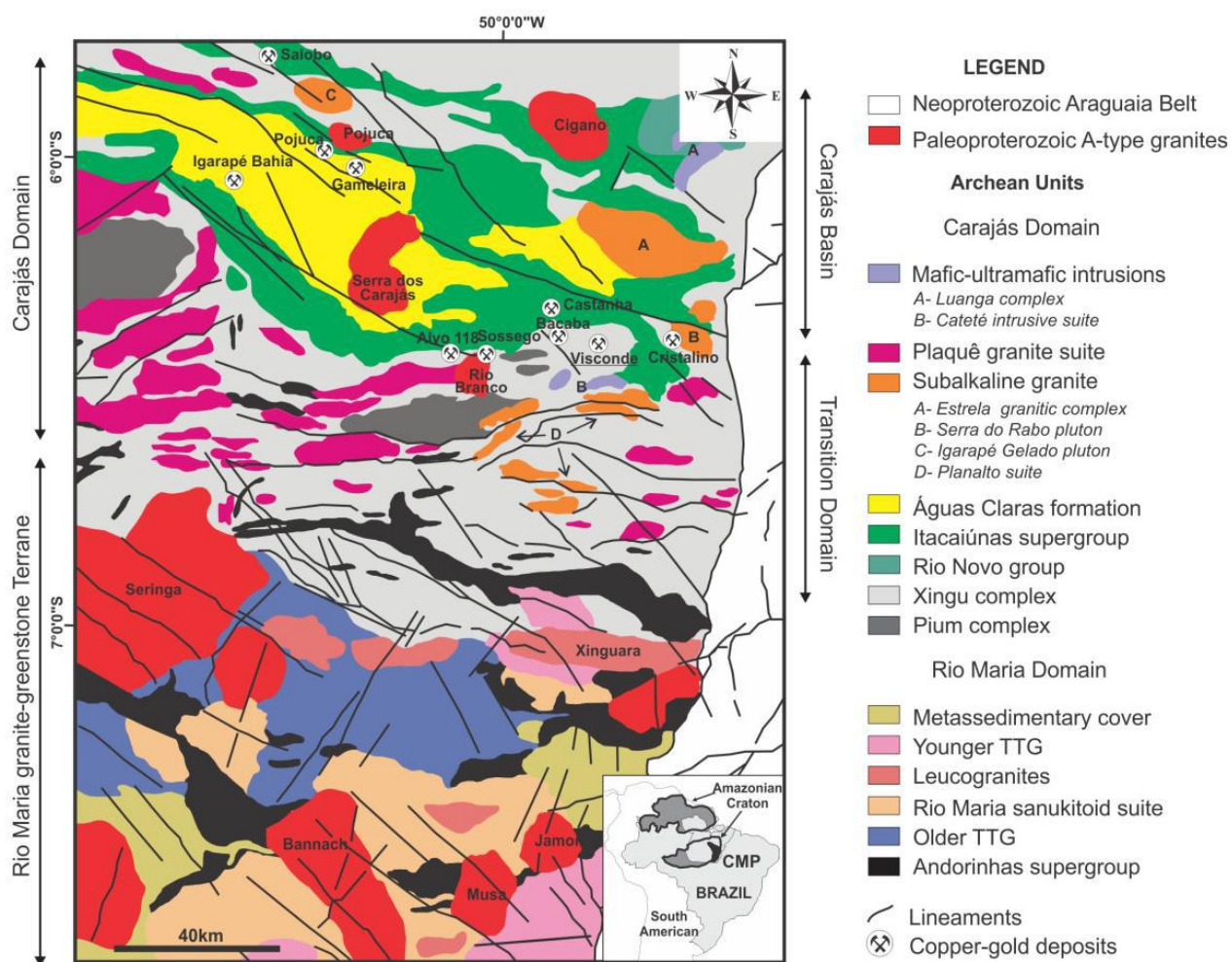


Figura 2.7: Área Alvo 3 – Província Carajás. Mapa geológico da Província de Carajás e domínios Carajás e Rio Maria. Fonte: Gomes e Dall'Agnol (2007) e Feio et al. (2012).

2.1.3. Cráton do São Francisco (SFC)

Segundo Guimarães (1951 *apud* Heilbron et al., 2017) o Brasil é constituído por cinco blocos siálicos denominados: Arqueano Goiás-Mato Grosso Maciço (AGMM), Guianas, Brasil, Gondwana e África. O Cráton do São Francisco estaria inserido no bloco Brasil.

Almeida (1967; 1969) definiram o Cráton do São Francisco - SFC como um dos blocos estáveis da Plataforma Sul-Americana. Cordani et al. (1968) compilaram dados geocronológicos e apresentaram, pela primeira vez, uma subdivisão cronológico-tectônica do escudo brasileiro. As contribuições de Almeida (1977) foram fundamentadas em comparações com outros continentes e por dados geofísicos recém-adquiridos. Isso permitiu a caracterização dos limites do SFC com base nos padrões de anomalias magnéticas e gravimétricas, que definiu o cinturão Araçuai como elemento delimitador do SFC, e com a localização das principais estruturas tectônicas (Almeida, 1977).

Alkmim et al. (1993) mostram o Cráton do São Francisco como um continente dentro de outro continente ou um mini continente. Além disso, Almeida (1977) apresenta contribuições relacionadas aos limites cratônicos e as deformações apresentadas pelas coberturas neoproterozoicas. Alkmim et

al. (1993), com base em dados geofísicos, associam os limites do Cráton às grandes falhas reversas ou de empuxo, que marcam uma mudança no estilo da deformação, com crosta mais fina no interior do Cráton e crosta espessa, nas faixas marginais brasileiras. Portanto, como as falhas limítrofes são falhas normais inversas, os limites do Cráton do São Francisco foram definidos por uma fase extensional pré-orogênica que gerou bacias e placas individualizadas, e não pelo tectonismo colisional em si.

De acordo com Almeida (1977), o embasamento do Cráton é composto por rochas mais antigas que 1,8 Ga, na parte exposta, principalmente por gnaisses arqueanos tipo TTG, granitóides, *greenschist belts* com plutons paleoproterozoicos e sucessões supracrustais (Teixeira et al., 2000; Barbosa & Sabaté, 2004; Alkmim & Martins-Neto, 2012). Na porção sul do Cráton, ocorre a Província Mineral do Quadrilátero Ferrífero, e o Cinturão Mineiro (Alkmim & Marshak, 1989; Teixeira et al., 2015).

A cobertura cratônica é formada por rochas mais jovens que 1,8 Ga distribuídas na Bacia do São Francisco, no Aulacógeno Paramirim (Cruz & Alkmim, 2006; Alkmim & Martins Neto, 2012) e na bacia tipo rift Recôncavo – Tucano – Jatobá (Milani et al., 1988; Karner et al., 1992; Milani & Thomas-Filho, 2000) (Fig. 2.8).

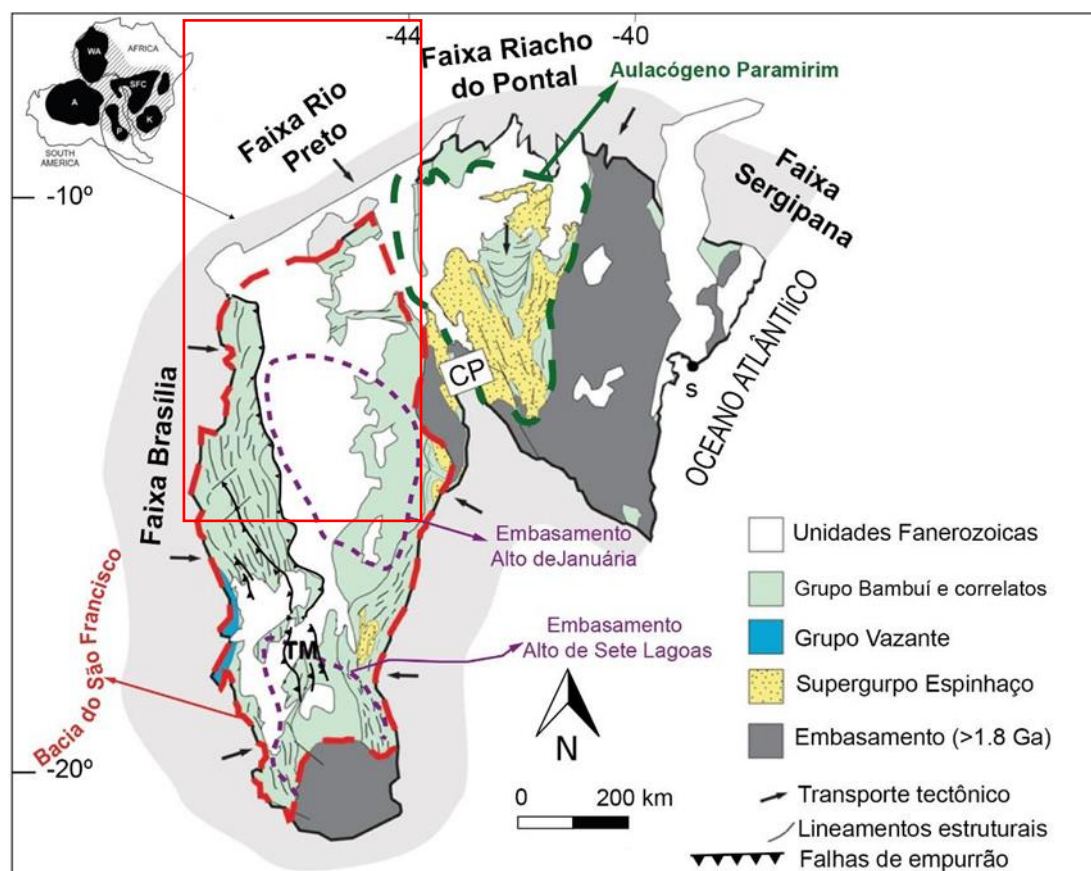


Figura 2.8: Parte da área de estudo localizada no Cráton do São Francisco (Polígono em vermelho). Mapa geológico simplificado do Cráton do São Francisco e da Bacia do São Francisco (linha tracejada vermelha). Adaptado de Alkmim & Martins-Neto (2001). As linhas tracejadas, na cor roxa, mostram os embasamentos relacionados aos altos gravimétricos de Januária e de Sete Lagoas (Reis, 2011).

2.1.4. A Bacia do Parnaíba

Localizada ao nordeste do Brasil, a bacia do Parnaíba tem área aproximada de 668.858 km² e é caracterizada como uma sinéclise paleozoica (Klein et al., 2013). Inicialmente foi denominada Bacia do Maranhão, que se insere no contexto da Província Estrutural Parnaíba (Hasui et al., 1984). Sua extensão abrange parte dos estados da Bahia, Ceará, Maranhão, Pará, Piauí e Tocantins.

Góes (1995) e Góes e Coimbra (1996) a redefiniram como Província Sedimentar do Meio Norte, com subdivisão em quatro bacias menores, com gêneses distintas: Parnaíba (Siluriano-Triássico), Alpercatas (Jurássico-Eocretáceo), Grajaú (Cretáceo) e Espigão Mestre (Cretáceo). As bacias do Grajaú e São Luís pertencem ao mesmo arcabouço estrutural, que resulta na denominação da região em Bacia São Luís-Grajaú (Paz & Rosseti, 2001).

O contexto geológico da Bacia do Parnaíba compreende os grupos: Jaibaras – Cambriano, Serra Grande - Siluriano-Eodevoniano, Canindé - Mesodevoniano-Eocarbonífero, Balsas - Neocarbonífero-Eotriássico e Jurássico-Cretáceo, Barreiras - depósitos do terciário e coberturas sedimentares do Neógeno- Holoceno. Nas bordas norte e sul da bacia, ocorrem as sequências sedimentares da Bacia Sanfranciscana (grupos Urucua e Areado), que recobrem a seção paleozoica da bacia (Castro et al., 2016; Mocitaiba et al., 2017). A área de estudo desta pesquisa se localiza ao sul/sudeste da Bacia do Parnaíba, que é composta por rochas sedimentares (Fig. 2.9). O serviço Geológico do Brasil, apresenta um mapa geológico simplificado da Bacia do Parnaíba com seus limites com o embasamento e outras bacias (Fig. 2.10).

O embasamento paleoproterozoico é limitado por zonas de cisalhamento brasileiras que constitui uma complexa litoestrutura (Cordani et al., 2009; Castro et al., 2014).

É importante ressaltar que os principais elementos estruturais presenteia são a Estrutura de Xambioá, o Arqueamento do Alto Parnaíba (Coimbra, 1983; Castelo Branco & Coimbra, 1984), o Lineamento Transbrasiliano e o sistema de lineamentos orientados segundo a direção NW-SE (Zona de Cisalhamento Tentugal) (Cordani et al., 1984).

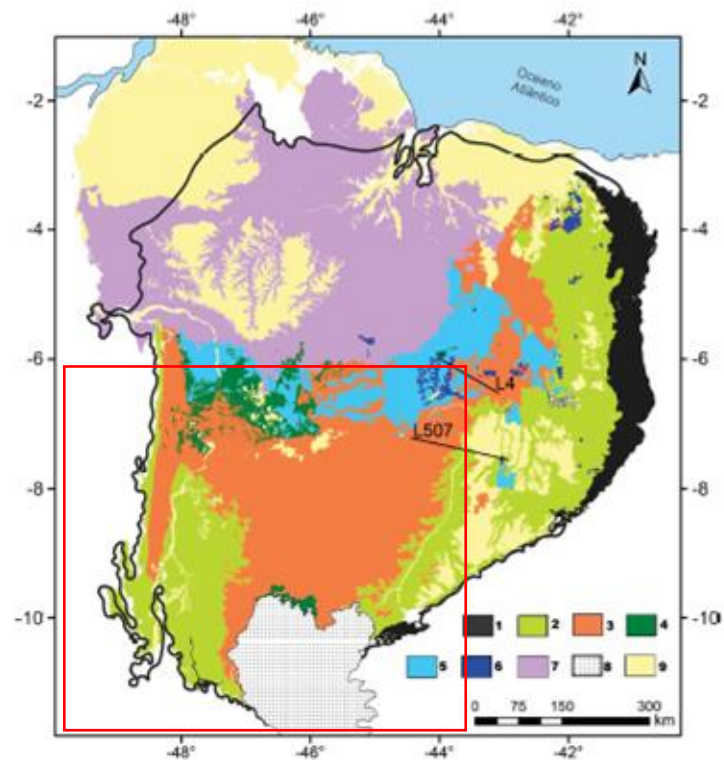


Figura 2.9: Parte da área de estudo no contexto da Bacia do Paranaíba (Polígono em vermelho). Mapa geológico da Bacia do Parnaíba. Unidades estratigráficas: (1) Siluriana-Eo Devoniana (Grupo Serra Grande); (2) Mes Devoniana Eo carbonífera (Grupo Canindé); (3) Neocarbonífero-Eotriássica (Grupo Balsas); (4) Formação Mosquito (Magmatismo Eojurássico); (5) Neojurássica; (6) Formação Sardinha (Magmatismo Eocretáceo); (7) Mesocretácea; (8) Bacia Sanfranciscana (grupos Urucua e Areado); (9) Coberturas sedimentares do Cenozóico ao recente. Linhas sísmicas: L4 e L507. Adaptado de Mocitaiba et al. (2017).

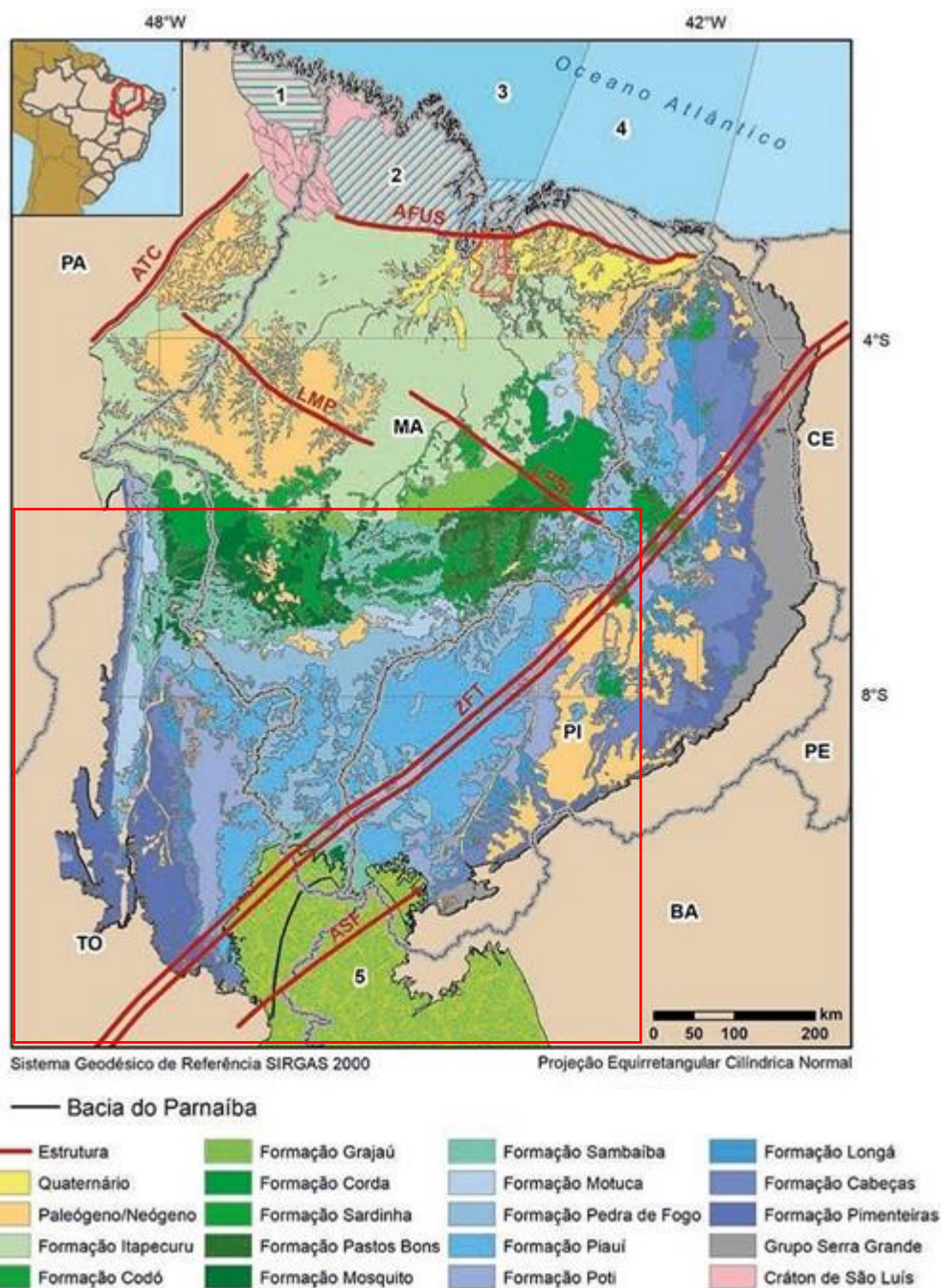


Figura 2.10: Parte da área de estudo no contexto da Bacia do Parnaíba (Polígono em vermelho). Mapa geológico simplificado da Bacia do Parnaíba e outras bacias (1) Bragança-Viseu, (2) São Luís, (3) Pará-Maranhão, (4) Barreirinhas e (5) Sanfranciscana. Estruturas: Zona de Falha Transbrasiliana (ZFT), altos do Tocantins (ATC), Ferrer-Urbano Santos (AFUS), São Francisco (ASF) e os lineamentos Marajó-Parnaíba (LMP) e Picos-Santa Inês (LPSI). Estados que abrange: Pará (PA), Maranhão (MA), Ceará (CE), Piauí (PI), Bahia (BA) e Tocantins (TO). Fonte: Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas, Programa Geologia do Brasil, Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais CPRM (2004).

2.2. CONTEXTO GEOFÍSICO REGIONAL

O contexto geofísico regional que abrange a área de estudo tem como principais focos a busca por informações para melhor compreensão sobre a evolução geotectônica da Província Tocantins, e as regiões limítrofes do Cráton do São Francisco e da Bacia do Parnaíba. A exploração mineral também é um importante objetivo dos principais trabalhos geofísicos da literatura, principalmente na Província Tocantins e no Cráton Amazônico.

2.2.1. Métodos Potenciais

Principais estudos apresentam a estruturação e evolução da Província Tocantins fundamentados em informações oriundas de métodos geofísicos, com aquisições em plataformas aéreas e/ ou de satélite. Dentre os métodos, estão a gravimetria, a sísmica de refração profunda e a sismologia (função do receptor) (Lesquer et al., 1981; Feininger et al., 1991; Fernandes et al., 1991; Marangoni et al., 1995; Carminatti et al., 2003; Berrocal et al., 2004; Soares, 2005; Soares et al., 2006; Melo, 2006; Assumpção et al., 2004, 2013, 2017; Trindade et al., 2014; Rocha et al., 2019; Carvalhêdo et al., 2020; Lima et al., 2020; Lima et al., 2023).

Com relação à exploração de recursos minerais (ouro, elementos terras raras, cassiterita, urânio, entre outros), principalmente na Província Tocantins, são apresentados alguns trabalhos que utilizam os métodos de gamaespectrometria, magnetometria e gravimetria como: Vasconcellos et al. (1994), Pires (1995), Blum (1999), Ramos et al. (2014), Fianco et al. (2012), Paixão et al. (2014), Serafim (2017), Carvalhêdo et al. (2020) e Pires et al. (2018).

Segundo Fernandes et al. (1991) e Soares (2004; 2005), o alto gravimétrico, situado no Brasil Central, apresenta aproximadamente 800 km de comprimento e 200 km de largura e é paralelo ao Lineamento Transbrasileiro que também coincide com a Faixa-Sísmica Goiás-Tocantins. Berrocal et al. (2004) interpretam esse alto gravimétrico como uma provável subducção da Placa Amazônica que resultou na elevação da camada da crosta inferior do lado ocidental do Arco Magmático de Goiás.

Melo (2006) utiliza a gravimetria terrestre com o intuito de mostrar feições de alta frequência como a anomalia Bouguer, feição marcante observada no Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava. O autor indica que o complexo é composto por rochas de alta densidade, por anomalias menores em sua vizinhança, de baixa intensidade, que são associadas aos granitos Serra Dourada e Serra da Mesa. Há outras duas anomalias arredondadas de alta intensidade gravimétrica, não associadas aos complexos, identificadas como “corpos de alta densidade”. O autor sugere a presença de um quarto complexo em subsuperfície, localizado ao norte de Canabrava (Fig. 2.11).

Praxedes (2015) apresenta produtos magnéticos na porção norte do Bloco Cavalcante-Natividade, que abrange o Domínio Almas-Conceição do Tocantins e Cavalcante-Araias, bem como as regiões limítrofes, incluindo o Maciço de Goiás, o Arco Magmático de Goiás e a Bacia do Parnaíba.

Os dados de magnetometria, especificamente os lineamentos magnéticos, revelam correlação significativa com as estruturas geológicas da área de estudo, com destaque para o principal lineamento estrutural, a Zona de Cisalhamento Cruz das Almas - ZCCA. Essa feição estrutural comporta-se como um divisor entre os domínios Almas-Conceição, a leste, e Cavalcante-Arraias, a oeste. A ZCCA possui uma orientação predominante N-S, com uma inflexão para NE, que se estima idade paleoproterozoica.

A Zona de Cisalhamento Mombuca - ZCM constitui o corredor deformacional com orientação NE-SW localizado no Domínio Cavalcante-Arraias, com caráter transpressivo. A Zona de Cisalhamento Rio Formiga - ZCRF, também possui orientação NE-SW, demarca a fronteira entre o Domínio Cavalcante-Arraias e o Maciço de Goiás. Já a Zona de Cisalhamento Jatobazeiro - ZCJ separa o Maciço de Goiás do Arco Magmático de Goiás, com orientação estrutural N35E e associada ao Lineamento Transbrasiliano (Praxedes, 2015).

De Sousa et al. (2016) também descrevem a Zona de Cisalhamento Cruz das Almas - ZCCA como um lineamento magnético coincidente com a feição estrutural que separa os domínios Almas-Conceição do Tocantins e Natividade. No Sinal Analítico (Fig. 2.12), são observados distintos padrões de lineamentos magnéticos para o Domínio Almas-Conceição do Tocantins, que o caracteriza com feições de alta frequência relacionadas às sequências metavulcano-sedimentares. Por outro lado, o Domínio Natividade é apresenta baixo magnético, lineamentos magnéticos de direção NNE-SSW e frequência mais elevada.

Carvalhêdo et al. (2020) e Lima et al. (2020), a partir de dados gravimétricos e magnéticos de satélite, em conjunto com o perfil sísmico de Soares et al. (2006), caracterizam as principais anomalias entre os limites da Província Tocantins e do Cráton do São Francisco (Fig. 2.13).

Lima et al. (2023) indicam relevantes metodologias e resultados para as crostas continental e oceânica brasileira. Com a inversão de dados gravimétricos de satélite, sísmicos, sismológicos e magnéticos, os autores mostram que as correções da anomalia térmica e o efeito dos sedimentos em dados gravimétricos são fundamentais para a interpretação gravimétrica, anomalia bouguer. Além dos modelos, são apresentados perfis com informações de Superfície Curie e Descontinuidade de Mohorovicic, nas regiões limítrofes entre a Província Tocantins e o SFC, por exemplo o perfil B-B' (Fig. 2.14).

Chornobay (2023) apresenta um modelo crustal do Bloco Cavalcante-Natividade com base nas características geológicas e geofísicas, partir da inversão e integração de dados magnéticos, gravimétricos e geológicos. O modelo auxilia na identificação de estruturas regionais, como zonas de cisalhamento e lineamentos magnéticos, além de fornecer informações que agregam conhecimento à história tectônica e evolução estrutural da região. O trabalho também detalha a geologia dessas unidades tectônicas, seus contatos e suas assinaturas geofísicas correspondentes.

É importante ressaltar que o Lineamento Transbrasiliano - LT mostra expressiva assinatura nos dados geofísicos magnéticos e gravimétricos. Santos et al. (2013) caracterizam as anomalias obtidas nos produtos potenciais relacionadas ao LT e ao arcabouço estrutural ao sul da Bacia do Parnaíba.

Castro et al. (2014) caracterizam a Bacia do Parnaíba como um baixo gravimétrico. Na porção central, o baixo gravimétrico pode estar relacionado à porção cratônica, ao Bloco Parnaíba ou à presença de um sistema de *grabens* com direção NW (Cordani et al., 2009).

Na região sul da Bacia do Parnaíba, Mocitaiba et al. (2017) caracterizam as principais anomalias magnéticas, com base em análise espectral do campo magnético anômalo de dados aéreos, que são integradas aos perfis sísmicos. As assinaturas mostram diferenças entre o magmatismo das rochas vulcânicas da Formação Mosquito.

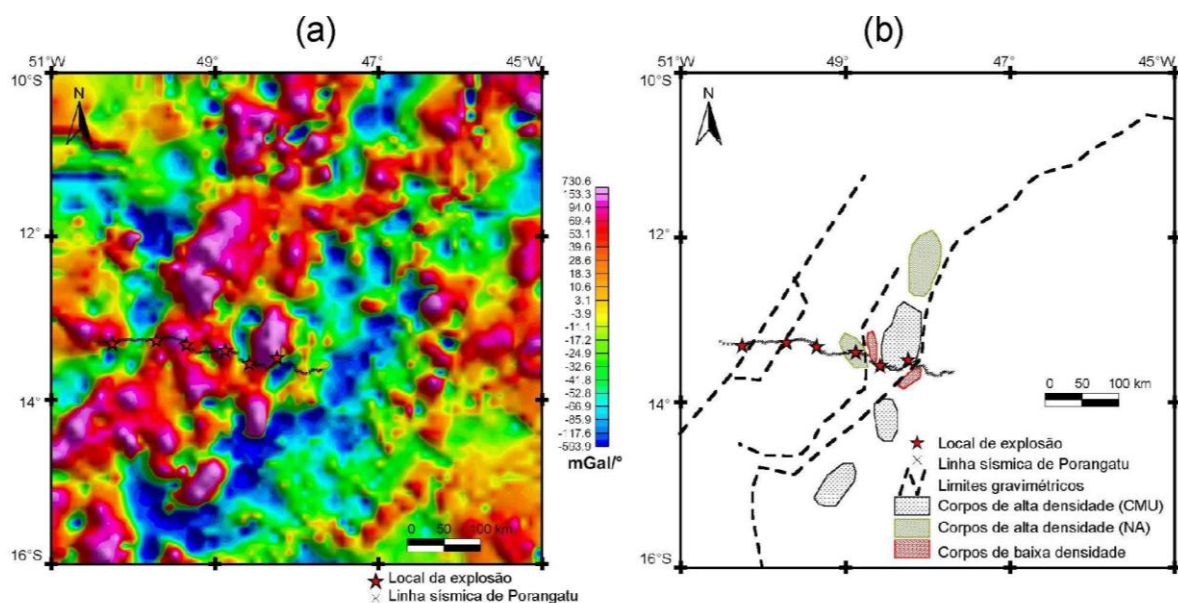


Figura 2.11: a) Mapa gravimétrico transformado para derivada vertical de primeira ordem. A transformação visa realçar as feições geológicas rasas sem introduzir ruídos. b) Mapa de interpretações gravimétricas. Fonte: Melo (2006).

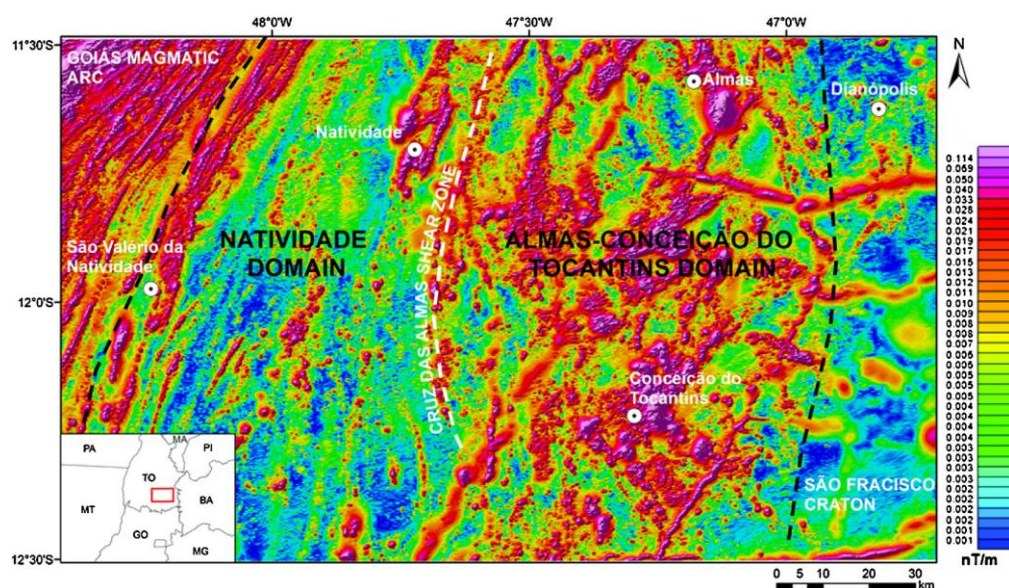


Figura 2.12: Produto Sinal Analítico (ASA). Fonte: de Sousa et al. (2016).

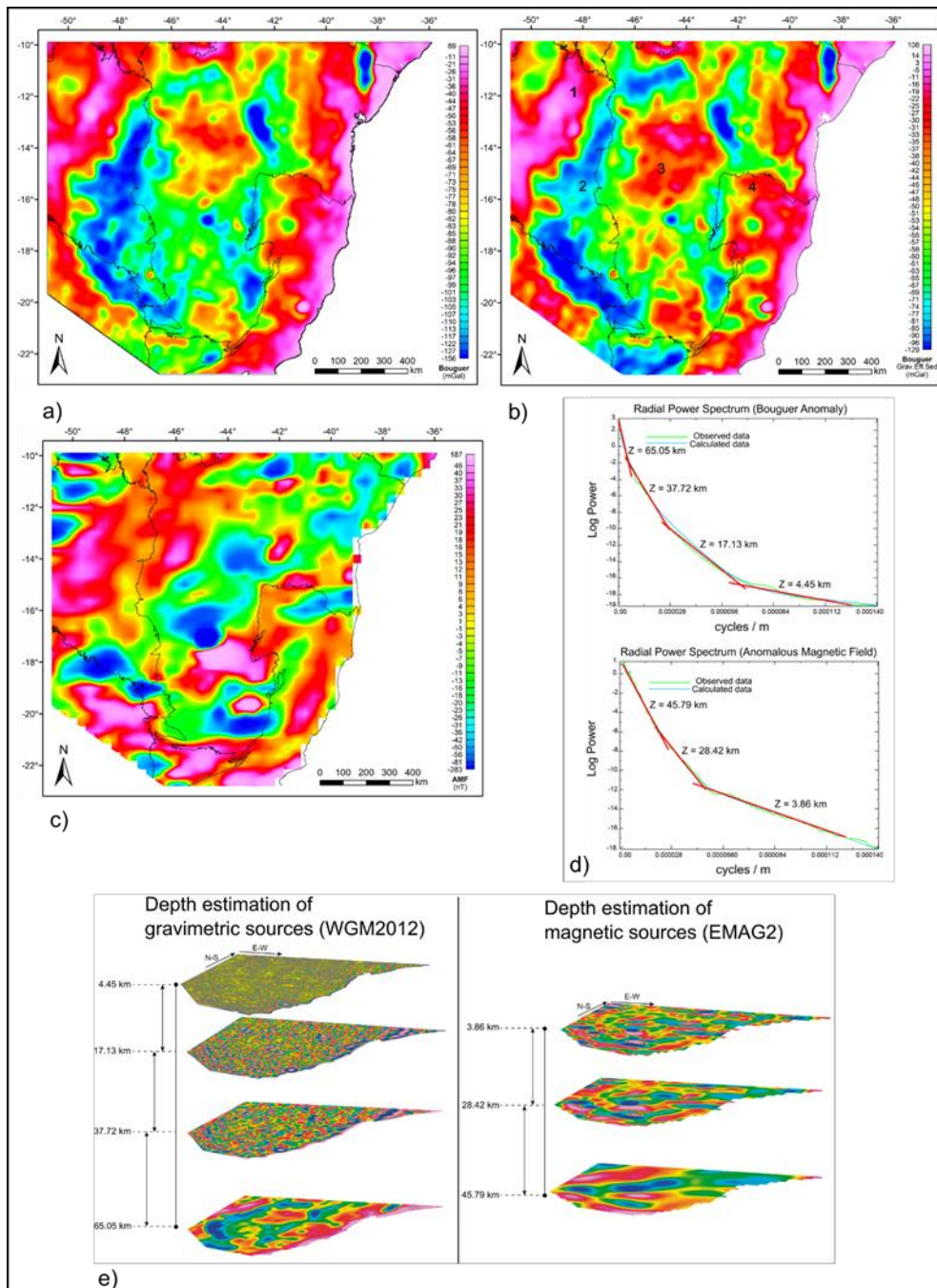


Figura 2.13: a) Anomalia Bouguer, b) Anomalia Bouguer com remoção do efeito gravimétricos dos sedimentos e os números que indicam os principais domínios interpretados, c) Campo Magnético Anômalo; d) Espectro de Potências; e) Empilhamento dos produtos gravimétricos do *matched filter*. Fonte: Lima et al. (2020).

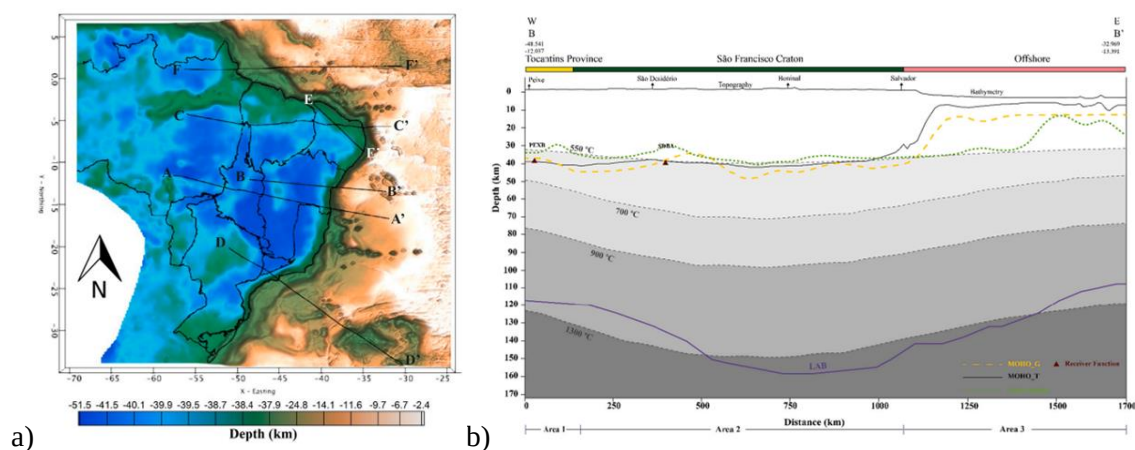


Figura 2.14: a) Espessura Crustal 3D para as porções *onshore* e *offshore* da área de estudo apresentando a posição dos perfis A-A', B-B', C-C', D-D', E-E' e F-F'. b) Perfil B-B'. Linha pontilhada amarela (MOHO_G), linha pontilhada verde (Superfície Curie, 580 °C), linha sólida preta (MOHO_T), linha sólida roxa (Lithosphere-Astenosphere Boundary, fonte: Artemieva, 2006) e linhas pretas pontilhadas (Isotermas de 550 °C, 700 °C, 900 °C e 1300 °C, fonte: Artemieva & Mooney, 2001). Fonte: Lima et al. (2023).

2.2.2. Superfície Curie

A Superfície Curie tem sido importante objeto de estudo no Brasil Central, pois contribui com informações crustais em profundidade relacionando-se a informações resultantes de outros métodos, como a gravimetria, sísmica e sismologia. Blum e Pires (1996) apresentam a média da superfície Curie para a região central do estado de Goiás em $30,8 \pm 3,4$ km. Essa superfície, estaria então relacionada ao relevo do embasamento magnético da região central de Goiás, que apresenta níveis crustais inferiores correspondentes à interface entre as crostas média e inferior, refletindo a mudança composicional vertical nessa interface. Também associam os depósitos de ouro sobrepostos à Superfície Curie, que indica uma aparente correlação entre a isoterma Curie mais próxima da superfície e zonas de cisalhamento que controlaram a circulação dos fluidos geradores das importantes mineralizações auríferas.

Guimarães et al. (2014) mostram perfis de profundidades da isoterma Curie em torno de 30 a 35 km para interior da Província de Tocantins – PT, com valores < 30km, que podem aumentar para valores acima de 40 km no interior do Cráton do São Francisco - CSF. A isoterma pode variar de 22,9 km a 53,1 km nas regiões da PT e CSF. Entretanto, a isoterma Curie, no Cráton do São Francisco parece estar localizada em profundidades maiores do que às da Moho, especialmente nas porções centrais dos núcleos cratônicos, que sugere que CSF pode apresentar manto ferromagnético.

Ainda no Brasil Central, porção sul, Moraes Rocha et al. (2015) mostram profundidades mais rasas de Superfície Curie ao longo do Az 125° e as relacionam com as regiões das províncias alcalinas de Goiás - GAP e Alto Paranaíba - APAP. As isotermas mais profundas são interpretadas como a Placa São Franciscana. As profundidades Curie associadas ao Az 125° estão entre 30 km e 15,7 km de profundidade. De acordo com os resultados, os corpos intrusivos do GAP e APAP possuem raízes mais rasas as falhas principais do Az 125°. A área do GAP indica estimativas de profundidade Curie

de cerca de 12 km (valores rasos) e 25 km (valores profundos). A região do APAP, próxima do complexo intrusivo Serra Negra, é a porção mais rasa da área de estudo, com profundidade estimada em aproximadamente 10 km (Fig. 2.15). Lima (2021) reproduz o mesmo perfil e obtém ajuste de superfície Curie a partir de dados magnéticos de satélite (Fig. 2.15).

Figura 2.15: Perfil da A-B da Superfície Curie ao longo do Azimute 125. O traço em vermelho mostra os resultados da superfície Curie de (Moraes Rocha et al. 2015); o traço em preto mostra os resultados da superfície Curie feitos com os dados do EMAG2 (Lima et al. 2023 e neste trabalho); o traço em verde exibe a descontinuidade de Mohorovičić (Assumpção et al. 2013); o traço em azul claro indica a Superfície Curie obtida por Guimarães et al. (2013); e o traço em azul escuro apresenta o limite litosfera/astenosfera (Rocha 2008). Fontes: Moraes Rocha et al. (2015) e Lima (2021).

Soares (2005) e Soares et al. (2006) definem que a espessura da crosta que varia de 36 a 44,5 km de profundidade, na Faixa Brasília e no limite com a porção oeste do Cráton do São Francisco - SFC. A zona de sutura da placa do São Francisco é apresentada abaixo da zona externa, resultado que também é apresentado nos modelos de Lima et al. (2023). A partir dos modelos de Soares et al. (2006) e Lima (2018) (Fig. 2.16), são delimitadas quatro camadas crustais na porção oeste do SFC com profundidade da Moho em 42 km. Os dados de Ventura et al. (2011) também contribuem no referido modelo (Lima, 2018), para o cálculo das densidades das rochas, ao longo das transectas Porangatú-Cavalcante, a partir das velocidades de onda P. O trabalho utiliza a sísmica de refração e a gravimetria, para confeccionar o modelo de profundidade e composição das camadas crustais e do manto superior, apresentando uma visão detalhada da estrutura geológica da região. Os resultados do estudo contribuem para o entendimento da tectônica regional, especificamente na Província Tocantins, que auxiliam na caracterização da litosfera dessa área, com implicações para o conhecimento sobre a evolução tectônica e aos processos geológicos que moldaram o Brasil Central.

Assumpção et al. (2017) extrapolam a linha sísmica apresentada por Soares et al. (2006) para o leste do SFC, com base em dados de função do receptor e gravimetria de satélite (GOCE) (Fig. 2.17). Os autores apresentam espessura da crosta entre 44 km e 39 km, respectivamente, para os orógenos (Faixas Brasília e Araçuaí) e porção central do Cráton. Os autores confirmam a zona de sutura proposta por Soares et al. (2006) e sugerem o mesmo comportamento para a Faixa Araçuaí.

Rocha et al. (2019), com base em dados de tomografia sísmica de onda P do manto superior, apontam a delimitação em profundidades litosféricas do Bloco Neoproterozoico Paleocontinental do São Francisco - SFPB. O Bloco compreende o Cráton do São Francisco e indica a conexão com o Paleocontinente Congo, a partir da Faixa Araçuaí. A delimitação é interpretada com base na anomalia de alta velocidade sob o SFC, comportamento comum às regiões cratônicas, pois são terrenos mais estáveis e antigos, por se apresentarem mais frios e rígidos (Lima et al., 2023). O embasamento do SFPB estende-se em profundidade abaixo das regiões orogênicas vizinhas, o que sugere que as faixas neoproterozoicas, as faixas Araçuaí e a Brasília, apresentam retrabalhamento da crosta continental. O método utilizado não definiu a profundidade atingida pelo SFPB, porém sugere que a SFPB atinge profundidades de 250 km, principalmente em sua porção oeste. Rocha et al. (2011) sugerem profundidade de 200 km, com a base em resultados de testes de resolução.

Com base em informações geofísicas, a bacia do São Francisco é definida por Rocha et al. (2011) e Assumpção et al. (2017) como uma típica bacia intracratônica fria, sustentada por espessa litosfera cratônica de aproximadamente 200 km de espessura.

Peixoto et al. (2012) caracterizam as espessuras crustais do limite entre a Província Tocantins e o sul da Bacia do Parnaíba, com função do receptor e gravimetria. Estabelecem valores de velocidade de onda p (V_p), razão V_p/V_s e a espessura crustal que varia de 35 a 40 km para o domínio da bacia do Parnaíba, e de 41 a 52 km para a Província Tocantins. Rosa et al. (2012), a partir de estudos de função do receptor no limite da Bacia do Parnaíba com o embasamento paleoproterozoico, determinam espessura crustal de 41 km, com razão V_p/V_s de 1,71. Outros trabalhos como os de Trindade (2014) e Azevedo (2017) também contribuem para as espessuras crustais nessa região com o uso de tomografia sísmica, sismologia e função do receptor.

A partir da compilação de dados sísmicos, sismológicos e do modelo de estrutura da crosta da América do Sul apresentados no trabalho de Rivadeneyra-Vera et al. (2019), Lima et al. (2024) apresentam um modelo recente para as profundidades de descontinuidade de Mohorovicic na América do Sul. Os autores delimitam a Moho para o escudo do Brasil Central em valores de 39,72 km, e para o Cráton do São Francisco em 39,21 km. Entre esses dois limites, há regiões com a profundidade da Moho mais rasa, entre 35 e 40 km. A Bacia do Parnaíba apresenta maior profundidade de Moho em 40,66 km.

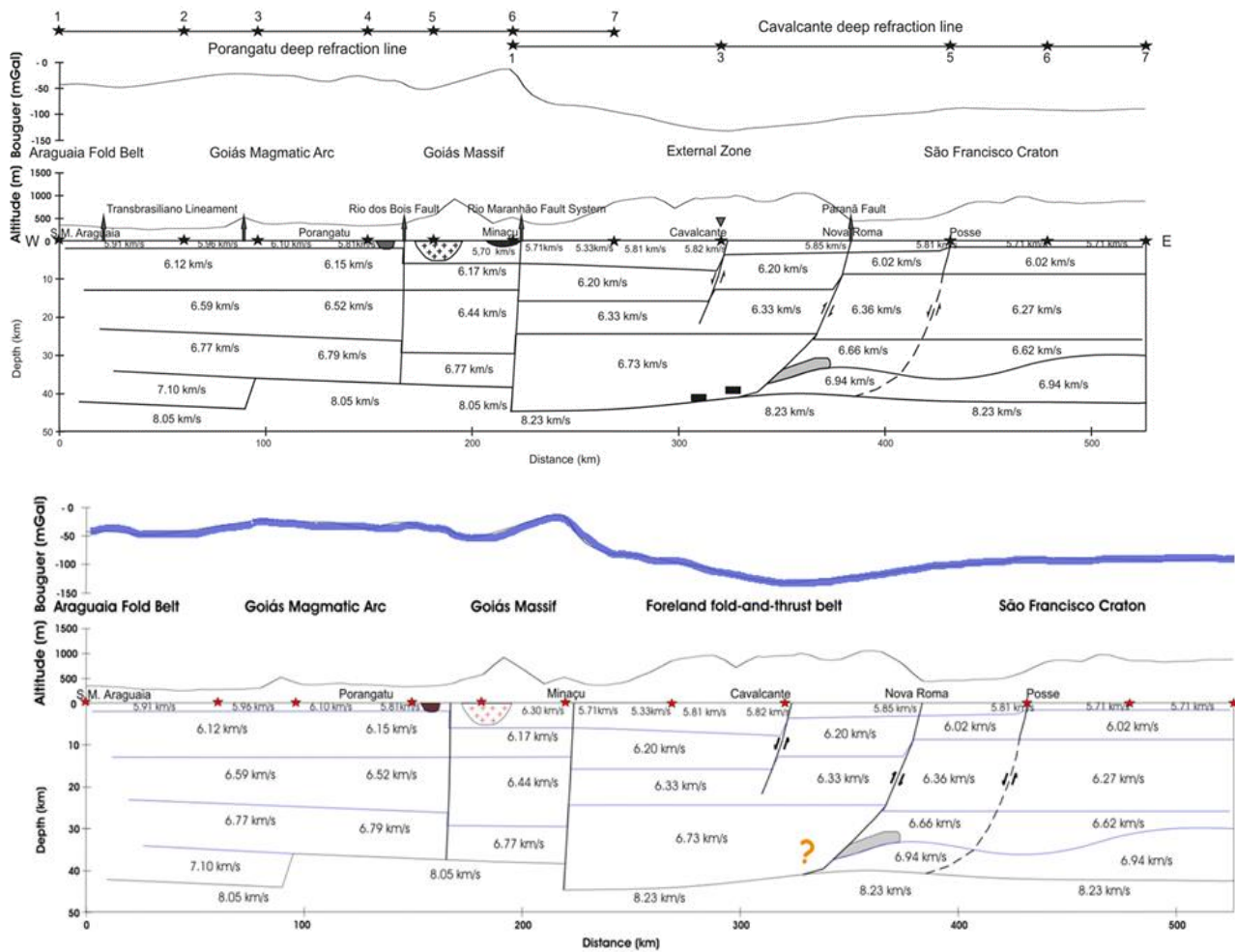


Figura 2.16: Modelo bidimensional da crosta e manto superior sob as linhas de refração profunda de Porangatu e Cavalcante obtidos a partir de modelagem de traçado de raio e resultados de função de receptor de Cavalcante. Perfis topográficos e gravimétricos. Fonte: Lima (2018) modificado de Soares et al. (2006).

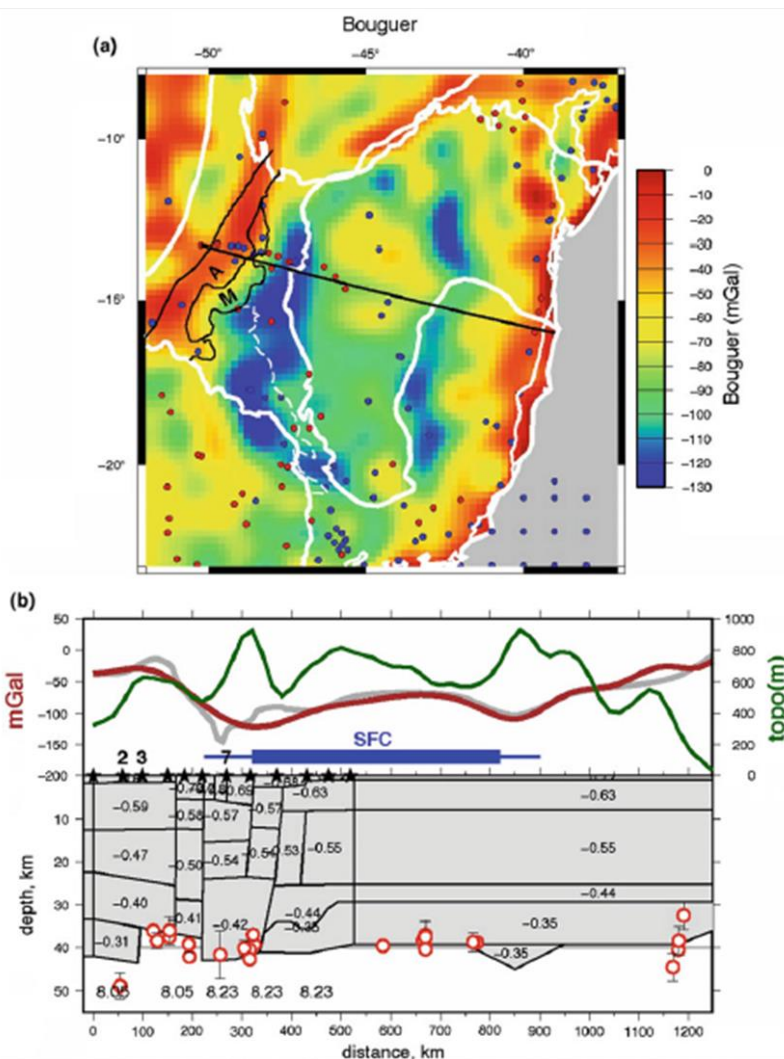


Figura 2.17: a) Mapa Bouguer (GOCE) mostrando anomalias de baixa gravidade ao longo dos limites ocidental e oriental do SFC. Pontos vermelhos / azuis são profundidades Moho maiores ou menores que 40 km. A linha tracejada branca a oeste do SFC é a separação entre as zonas metamórficas externa e interna da Faixa Brasília. Linhas sólidas pretas indicam limites do Arco Magmático (“A”) e Maciço de Goiás (“M”). b) Modelo crustal ao longo do Perfil WNW-ESE mostrado em a. As linhas são topografia (verde), gravidade observada (marrom), gravidade calculada (cinza). Números na seção crustal (área cinza) são contrastes de densidade em relação a uma densidade constante do manto superior a 3360 kg / m^3 . Os números abaixo da crosta são as velocidades da onda P de Soares et al. (2006). Círculos vermelhos abertos são pontos de dados Moho de estudos de função do receptor até $\pm 200 \text{ km}$ da linha de perfil. Fonte: Assumpção et al. (2017).

2.2.4. O Comportamento Térmico do Brasil Central

A caracterização das assinaturas termais referente à Província Tocantins e regiões limítrofes, Cráton do São Francisco e Bacia do Parnaíba, será fundamentada com os trabalhos de Vitorello et al. (1980), Alexandrino e Hamza (2008), Blum (1999), Guimarães et al. (2014), Artemieva et al. (2017), Hamza et al. (2020), Guimarães et al. (2022), Christiansen et al. (2022) e Carvalhêdo et al. (2025).

Vitorello et al. (1980), com base em dados de 19 poços localizados no Brasil, analisam o comportamento do fluxo térmico no país, atribuindo assinaturas termais para: i) a Bacia do Paraná, com valores altos, ii) Faixa Brasília, com valores moderados, e iii) Cráton do São Francisco - SFC com valores mais baixos.

Lee (1970) indica que altos valores de fluxo de calor estão normalmente localizados em regiões tectônicas ativas.

Blum (1999), a partir de dados gamaespectrométricos e magnetométricos no Brasil Central, com o objetivo de contribuir para o avanço do conhecimento tectônico e mapeamento geológico como meio de identificação de áreas com potencialidade mineral, apresenta o aprimoramento e criação de técnicas de tratamento dos dados geofísicos, além do desenvolvimento e a aplicação de metodologias de tratamento de dados. Apresenta estimativas de gradiente geotermal a partir das profundidades de superfície Curie, e assim, caracteriza o fluxo térmico para importantes regiões econômicas da Província Tocantins.

Alexandrino e Hamza (2008) apresentam produtos geotermiais a partir de estimativas de fluxo de calor, de produção de calor radiogênico e de um modelo termal do Cráton do São Francisco - SFC. Com base em 45 amostras (de poços), os autores indicam a faixa de 28-53 mW/m², correspondente a baixos valores em áreas cratônicas, quando comparados aqueles em terrenos da Faixa Brasília. Entretanto, na porção sudoeste do SFC, a bacia sedimentar e intracratônica denominada Bacia São Francisco (Sanfranciscana) mostra valores de gradientes térmicos mais elevados (14-42 °C/ km) e consequentemente a faixa de fluxo de calor de 36-89 mW/m², assinatura que a caracteriza como região anômala. Os autores concluem que a anomalia de alto fluxo de calor no SFC coincide com as áreas de cobertura sedimentar, localizadas a oeste do Cinturão Espinhaço.

Guimarães et al. (2014) apresentam a caracterização geotermal da Província do Tocantins - PT e do Cráton do São Francisco -CSF, a partir de dados geotermiais disponíveis na literatura e do comportamento da Superfície Curie, Calor Radiogênico (A0) e do Fluxo Térmico (q) para: i) Província Tocantins estimaram $q = 72 \pm 21 \text{ mW/m}^2$ e $A0 = 2,3 \pm 0,8 \text{ } \mu\text{W/m}^3$; e ii) Cráton do São Francisco, $q = 52 \pm 15 \text{ mW/m}^2$ e $A0 = 1,6 \pm 0,4 \text{ } \mu\text{W/m}^3$ (Fig. 2.18).

Em geral, a produção de calor radiogênico em rochas graníticas é fundamental para a modelagem térmica da litosfera continental, uma vez que a maioria dos elementos radiogênicos está concentrada em rochas graníticas da crosta continental superior (Artemieva et al., 2017). Nesse trabalho, os autores apresentam um novo banco de dados global GRANITE2017 (com cerca de 500 amostras) sobre a abundância de elementos produtores de calor (Th, U, K) e produção de calor em rochas graníticas com base em todos os dados publicados disponíveis. Mesmo de cunho global, Artemieva et al. (2017) mostram resultados relevantes que serão utilizados nesta pesquisa.

Hamza et al. (2020) apresentam uma compilação de dados termiais, referentes a 406 poços para o Brasil, obtidos durante o período de 1973 a 2019, que foram corrigidos e revisados em trabalhos anteriores (Vitarello et al., 1980; Pollack et al., 1993; Alexandrino & Hamza, 2008; Davis & Davis, 2010; Lucazeau, 2019). Os valores mais elevados de fluxo térmico (80 mW/m²) se concentram na região Nordeste, em Tocantins e em algumas regiões do sul do Brasil. O centro do

país apresenta valores mais baixos, com 60 mW/m^2 . As discussões a respeito da integração da geologia e aplicações desses resultados são encontradas nos trabalhos supra citados. Na área de estudo desta pesquisa, indica-se uma anomalia de elevado fluxo térmico para o centro do Brasil (Província Tocantins), isso ainda gera discussões e necessita de mais investigação (Fig. 2.19).

Christiansen et al. (2022) apresentam o fluxo térmico para o sul da América do Sul, com base em um banco de dados atualizado contendo 1.113 pontos. Os autores separaram a região do estudo em quatro grandes áreas, com relação aos processos tectônicos ocorridos: Região Centro Andes, Pampas, Sul da Placa Sul-Americana e Região da Faixa Brasília. Nessa última, segundo os autores, existe um potencial efeito “cobertor” produzido pelas coberturas sedimentares, promovendo a redução do fluxo de calor de superfície em até 27 mW/m^2 ao longo de bacias mais espessas. As principais anomalias mostram forte correlação espacial com zonas geotérmicas e com os mapas de espessura litosférica mais atualizados.

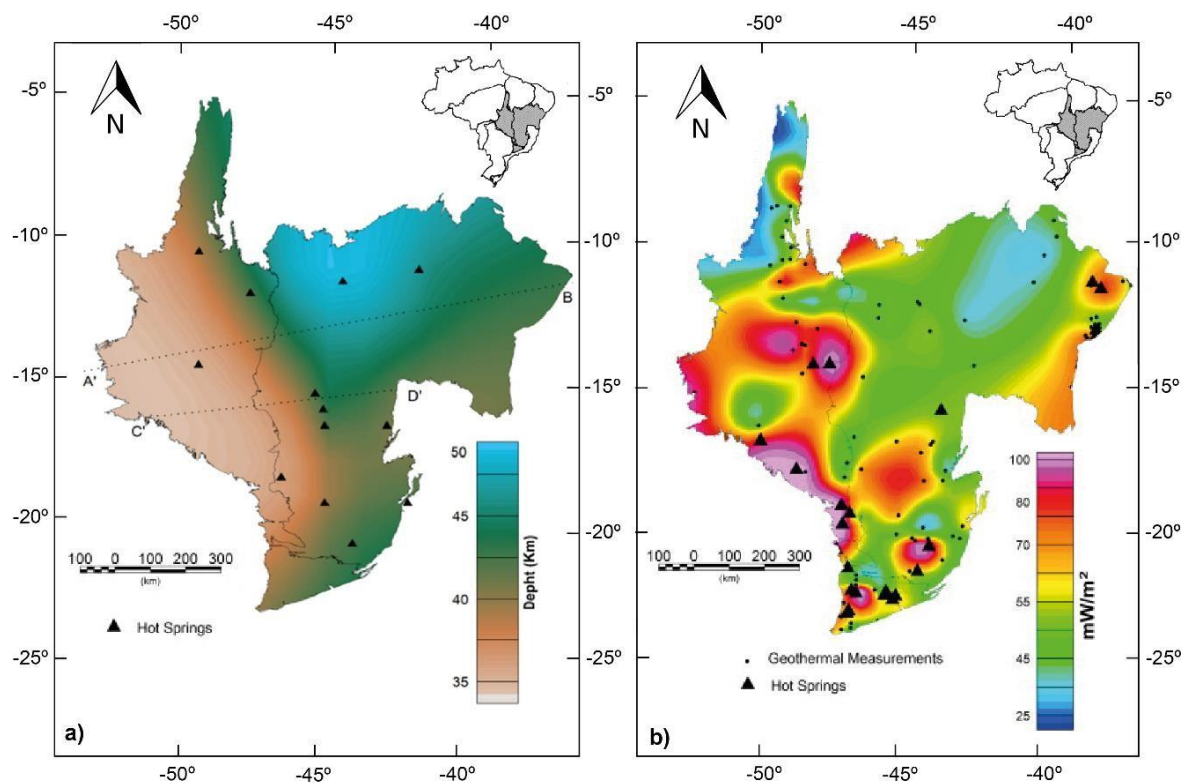


Figura 2.18: a) Superfície Curie da Província Tocantins e Cráton do São Francisco e; b) Fluxo Geotérmico da Província Tocantins e Cráton do São Francisco. Fonte: Guimarães et al. (2013; 2014).

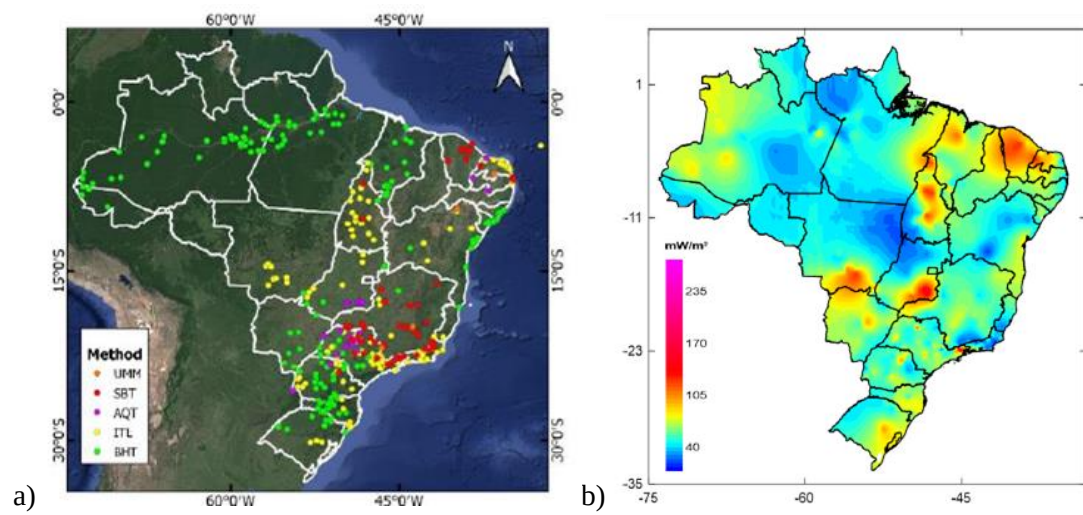


Figura 2.19: a) Medidas de fluxo de calor. O esquema de cores indica o método usado para a determinação do fluxo de calor. b) Mapa de fluxo de calor do Brasil com base no conjunto de dados revisados. Fonte: Hamza et al. (2020).

3. NATUREZA DOS DADOS, MÉTODOS E METODOLOGIA PROPOSTA

3.1. NATUREZA DOS DADOS

3.1.1 Dados Gravimétricos e Magnéticos de Satélite

Os bancos de dados potenciais a serem utilizados foram obtidos pelos satélites CHAMP (sensor EMAG2) e GRACE (sensor WGM2012, BGI) e os radiométricos e magnetométricos a partir de levantamentos aerotransportados. O EMAG2 - *Earth Magnetic Anomaly Grid 2 arc-minutes* resultou da compilação dos dados magnéticos integrados aos dados de aquisição aérea e marinha, com resolução de 2 minutos de arco e altitude de 4 km acima do WGS84 (Maus et al., 2009).

Os dados de gravimetria de satélite utilizados neste trabalho são oriundos da missão GRACE - *Gravity Recovery and Climate Experiment*, que teve como principal objetivo apresentar com precisão as variações do campo gravimétrico terrestre. Tais dados foram compilados com dados marinhos e aéreos, que resultaram inicialmente no modelo Geopotencial EGM2008. Posteriormente, esse modelo foi ajustado com o modelo mundial de relevo ETOPO1 e disponibilizado no projeto WGM2012 – *World Gravity Map*. A compilação WGM2012 resultou no primeiro mapa global de anomalias gravimétricas que considera corpos terrestres gravimétricos e suas influências sobre o campo gravimétrico terrestre, em escala global. A resolução espacial desses dados é de 2 minutos de arco que equivalem a $0,0333^\circ \approx 3,666$ km. A altura do satélite GRACE é de 500 km acima do datum WGS84 (Bonvalot et al., 2012).

Os dados magnetométricos compreendem as mesmas coordenadas geográficas do dado gravimétrico e também possuem resolução espacial $2' \times 2'$, porém a altura foi corrigida a 4 km do elipsoide WGS84. São oriundos do Projeto EMAG2- *Earth Magnetic Anomaly Grid 2-arc min Resolution* do ano de 2009. O EMAG2 foi um projeto que visou a compilação de dados magnetométricos globais em aquisições aéreas, marinhas e de satélite oriundos da missão CHAMP- *Challenging Minisatellite Payload*. O principal objetivo do EMAG2 foi obter dados magnetométricos mais precisos se comparados ao modelo anterior WDMAM – *World Magnetic Anomaly Map* de 2007. Esse mapa era utilizado pela *National Aeronautics and Space Administration* - NASA e pela *Commission of the World Geological Map* - CWGM (Maus et al., 2009).

Os dados do EMAG2 são corrigidos do IGRF, ou seja, as respostas são oriundas do campo magnético anômalo (respostas de magnetização remanescente das rochas) e estão delimitados pela restrição dos Esféricos Harmônicos entre 720° e 5400° graus.

O banco de dados gravimétricos de satélite foi utilizado para gerar os produtos básicos gravimétricos e para integração com a interpretação do Fluxo Térmico da área da pesquisa. O banco de dados magnetométricos de satélite foi utilizado para a criação da Superfície Curie.

3.1.2 Dados Magnéticos e Gamaespectrométricos Aéreos

Os dados magnéticos e gamaespectrométricos aéreos processados pertencem a vinte e um (21) projetos aerogeofísicos (Fig. 3.1). A Tabela 3.1 mostra as principais características de cada aerolevantamento, bem como as agências e órgãos responsáveis. Os dados foram disponibilizados, em grande maioria, pelo Serviço Geológico Brasileiro SGB/CPRM. O padrão da maioria dos aerolevantamentos no Brasil é orientação de linhas de voo N-S (norte-sul), com espaçamento de 500 metros, e orientação de linhas de controle E-W (leste-oeste), com espaçamento 1000 metros. Alguns aerolevantamentos mais antigos como o Projeto Geofísico Brasil Canadá - PGBC, e outros de configuração distinta como o Extremo Oeste da Bahia, e os mais recentes de Minas Gerais, possuem essas configurações distintas do padrão. Esse fato deve ser considerado na junção dos dados, entretanto produtos geofísicos podem apresentar diferenças na resolução.

O banco de dados gamaespectrométrico foi utilizado para gerar os produtos básicos e para gerar o produto de Produção de Calor Radiogênico. O banco de dados magnetométricos foi utilizado na criação dos produtos básicos magnetométricos para interpretação da área e seleção das áreas alvo.

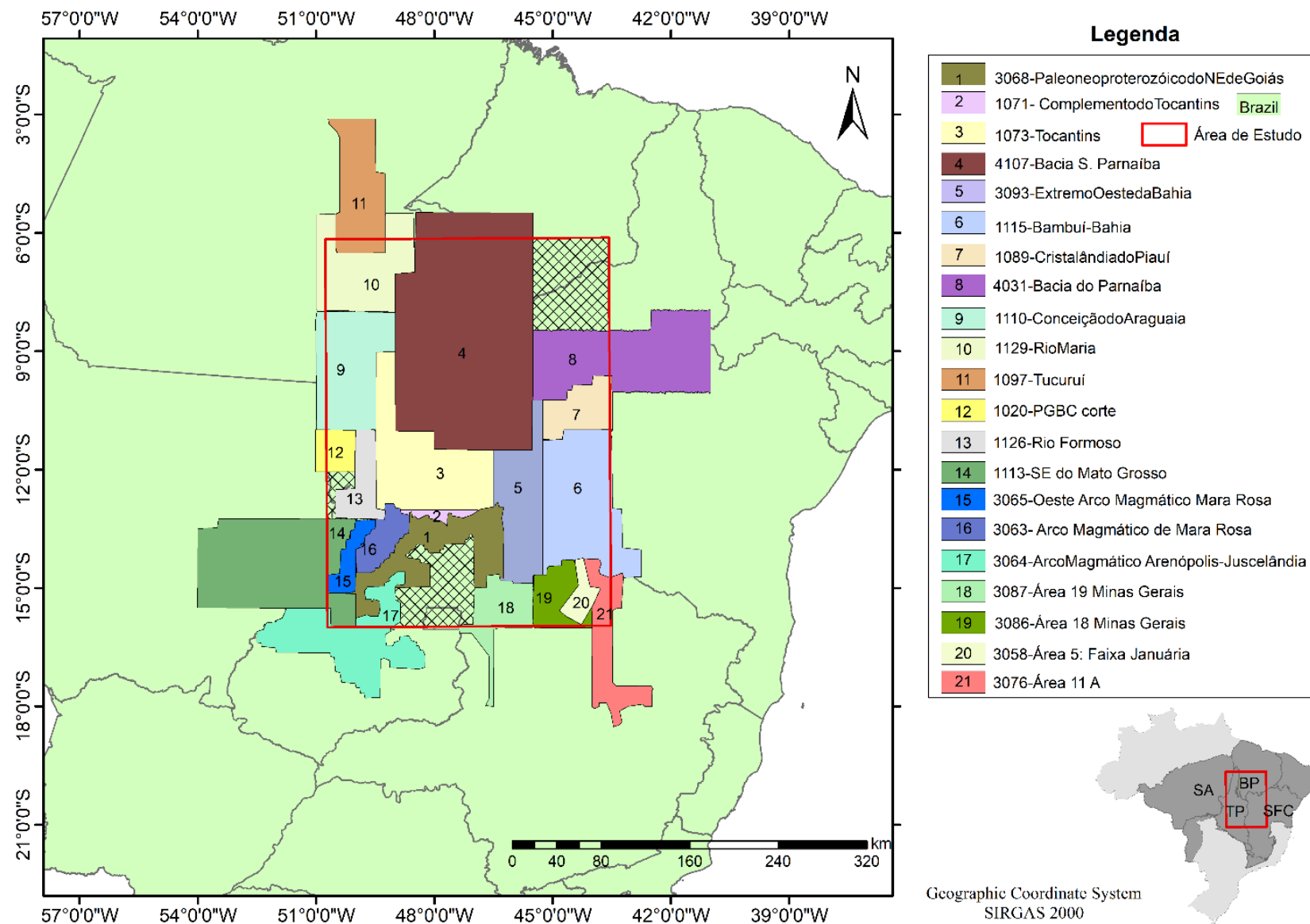


Figura 3.1: Projetos aerogeofísicos compilados nesta pesquisa. Fonte: Tabela 3.1.

Tabela 3.1: Principais características dos aerolevantamentos na área de estudo. Fonte: Serviço Geológico do Brasil SGB/CPRM.

Aerolevantamento	Direção e espaçamento entre linhas de vôo (m)	Direção e espaçamento entre linhas de controle (m)	Ano
Paleoneoproterozóico do nordeste de Goiás ¹	N-S 500	E-W 5000	2006
Tocantins ¹	N-S 500	E-W 10000	2005/2006
Complemento do Tocantins ¹	N-S 500	E-W 10000	2006/2007
Bacia do Paranaíba ²	N-S 500	E-W 10000	2005/2006
Bacia do São Francisco ²	N-S 500	E-W 4000	2006
Arco Magmático de Arenópolis ¹	N-S 500	E-W 5000	2004
Arco Magmático de Mara Rosa ¹	N-S 500	E-W 5000	2004
Oeste do Arco Magmático de Mara Rosa ¹	N-S 500	E-W 5000	2005
Rio Formoso ¹	N-S 500	E-W 10000	2014
Sudeste do Mato Grosso ¹	N-S 500	E-W 10000	2011/2012
Conceição do Araguaia ¹	N-S 500	E-W 10000	2012
Cristalândia do Piauí ¹	N-S 500	E-W 10000	2009
BambuÍ- Bahia ¹	N-S 500	E-W 10000	2012
Extremo Oeste Bahia ⁶	E-W 500	N-S 5000	2014
Januária – Itacarambi – Montalvânia (área 5) ³	N30W 250	N60E 2500	2000/2001
Jaíba -Montes Claros – Bocaiúva (área 11A) ⁴	N25W 500	N65E 10000	2009

Porto Cajueiro – São Francisco – São João da Ponte (área 18) ⁴	N-S 500	E-W 10000	2011
Formoso-Buritis-Lagoa Grande (área 19) ⁴	N-S 500	E-W 10000	2011
Tucuruí ¹	N-S 500	E-W 10000	2010
Rio Maria ¹	N-S 500	E-W 10000	2014
PGBC ⁵	N-S 2000	E-W 14000	1975

Notas: Agências responsáveis: CPRM/SGB ¹ (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais/Serviço Geológico Brasileiro), ANP ² (Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis), SEME ³ (Secretaria de Estado de Minas e Energia do Governo de MG), CODEMIG/SGB ⁴ (Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais e Serviço Geológico do Brasil), DNPM ⁵ (Departamento Nacional de Produção Mineral) e CBPM (Companhia Bahiana de Pesquisa Mineral) ⁶.

3.1.3 Dados Petrofísicos

Os dados de campo são correspondentes a 48 amostras de rochas oriundas de afloramentos e foram obtidos por Carvalhêdo (2019), Chornobay (2023) e neste presente trabalho (Tabela 3.2 e Fig. 3.2). As amostras de rocha foram coletadas durante a pesquisa em duas campanhas de campo, nos períodos de 26 a 28 de outubro de 2023 e 30 a 31 de janeiro de 2024. Os pontos a serem investigados foram selecionados previamente conforme sua representatividade local e regional, com foco na Província Estanífera de Goiás (área alvo 1) e no Bloco Cavalcante-Natividade (área alvo 2) (Figura 3.2). O principal objetivo é validar os produtos geofísicos propostos a partir das propriedades físicas e obter um banco de dados petrofísico robusto para a área de estudo. As propriedades físicas características deste banco de dados são: Condutividade Termal, Concentrações de K, eTh e eU , Susceptibilidade Magnética, Velocidades de ondas P e S e Densidade.

Foram realizadas 8 análises descritivas petrográficas de lâminas delgadas com o objetivo de contribuir com o entendimento dos minerais que compõem as rochas em estudo, e suas mineralizações (Tabela 3.2, Apêndice 1). As lâminas delgadas foram preparadas no Laboratório de Laminação do Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.

A amostra GPS 21 (número 25, Tabela 3.2) foi analisada no Laboratório de Microsonda, Universidade de Brasília, a partir dos métodos de *Backscattered Electron Image* (BSE) e *Energy-dispersive X-ray spectroscopy* (EDS), com o objetivo de confirmar a quantidade expressiva de monazita encontrada em amostra de granito, não mapeado, que apresenta características semelhantes

às encontradas nos granitos da Província Estanífera de Goiás, com elevadas concentrações de tório e elementos terras raras (Apêndice 2).

Tabela 3.2: Amostras e propriedades petrofísicas adquiridas na área de estudo.

N	Amostra	Longi- tude_(X)	Lati- tude_(Y)	Litologia	Unidade	Suscp. Mag. (0.001SI)	Densi- dade (g/cm³)	Lâ- mina	Vp/Vs	Condu- tividade (W/mK)	K (%)	eTh (ppm)	eU (ppm)
1	ACH22_01	289860	8489719	Pb2d	Suíte Pedra Branca (Ma- ciço - Pb2d)	0,452	2,6461	Não	1,86		0,92	9,21	3,611
2	ACH22_02a	285210	8492010	greinsen pb	Suíte Pedra Branca (Ma- ciço - Pb2d)	0,543				2,57			
3	ACH22_03_A	285791	8492710	Greisen	Suíte Pedra Branca (Ma- ciço - Pb2c)	21,195	2,9269	Sim	1,82	2,5	1,59	10,68	3,03
4	ACH22_04_A	277652	8495138	Xisto	Fm. Ticun- zal	0,62				2,02			
5	ACH22_05	277434	8495683	Sienogranito	Suíte Auru- mina - Au4	0,722	2,724	Sim	1,79	2,52	1,08	26,71	3,46
6	ACH22_09_A	299842	8535667	Albita-Tur- malina Gra- nito	Suíte Auru- mina - Au6	0,685	2,646	Não	1,86		0,7	8,8	2,2
7	ACH22_09_B	299842	8535667	Muscovita Granito	Suíte Auru- mina - Au1	0,59	2,6651	Não	1,68		1,3	8,4	2,4
8	ACH22_11B	263311	8497869	Granito	Suíte Pedra Branca (Ma- ciço Sucuri)	0,618				1,74			

9	ACH22_13_A	258137	8484907	Granito	Suíte Pedra Branca (Maciço Soledade Pb1a ou Pb1b?)	0,738	2,7839	Não	1,70	2,91	1,1	11,3	1,8
10	ACH22_14_A	299734	8563017	Granito?	Suíte Aurumina	0,778	2,6837	Não	1,70		1,1	7,3	2,8
11	ACH22_15_A	274409	8579314	Tonalito/Granodiorito	Suíte Aurumina	0,788	2,7887	Não	1,88		0,4	13,8	4,1
12	ACH22_17_A	236125	8658757	Granito	Maciço Príncipe	1,88	2,6857	Não	1,63		0,5	16,5	4,6
13	ACH22_19_A	268735	8712838	BIF	Sequência Riachão do Ouro	128,742	3,4587	Sim	1,75	5,35	0,3	11	4,1
14	ACH22_21	291572	8714389	Granodiorito	Suíte Boqueirão	0,69	2,7153	Sim	1,69		0,5	16,5	4,7
15	ACH22_23_A	256996	8719160	Tonalito	TTG	0,818	2,7646	Não	1,84		0,2	7,2	3,8
16	ACH22_25_A	211755	8690893	Quartzito micáceo	Grupo Natividade	0,696	2,7238	Não	1,53		0,2	6,7	4
17	ACH22_28_A	173582	8601937	Tonalito/Granodiorito	Suíte Aurumina	0,652	2,6962	Não	1,53		0	34,6	4,5

18	ACH22_29_A	202456	8597300	Granito?	Suíte Auru- mina	0,918	2,8109	Sim	1,59		0,9	6,1	2,5
19	ACH22_30_A	241860	8598961	Granito	Suíte Auru- mina	0,81	2,7236	Sim	1,59		0	42,1	4,6
20	ACH22_32	285878	8487997	Diorito	Plúton Nova Roma	0,846	2,8055	Sim	2,02	2,79	1,1	15,3	8,5
21	MM40	273305	8520150	greisen La- ranjinha	Suíte Pedra Branca	0,8336		?		2,77	0,4	23,2	6,9
22	MM17C	273434	8519956	Granito do- minante	Suíte Pedra Branca La- ranjinha	1,62		?		1,41	0,6	21,5	7
23	GPS_19	8545936	814110	Paragnaisse	Fm. Ticun- zal	7,77		?		5,35	0,5	9,3	5,3
24	GPS_20	8537738	814873	Blocos	?	0,4425					0,5	20,3	4,4
25	GPS_21	8530293	814475	Granito	?	0,44		Sim		2,6	1,2	34,3	13
26	GPS_22	8526246	814473	Granito	?	1,1		?			0,8	19,9	8,5
27	GPS_23	8522068	814678	Embasa- mento	Complexo Granito Gnáissico	0,54				1,78	0,3	26,4	9,9
28	GPS_005	234357	8651018	Granito?	Granito Principe?	0,7775							
29	GPS_006	217862	8649877	Biotita gra- nito	Granito Principe	0,72		?		1,96	1	17,3	2,8

30	GPS_008	216668	8661858	Muscovita magmat		0,825					0,4	13,4	6,7
31	GPS_009	273658	8713960	Tonalito	Manuel Al- ves	0,39		?			1	8,3	2,3
32	GPS_010	257619	8727847	Tonalito	Grupo Ria- chão	0,25				2,34	0,3	7,7	4,5
33	GPS_011	261572	8724022	Granitóide ácido, porfi- rítico, biotita							0,1	7,3	4
34	GPS_012	244012	8710860	Anortosito	Complexo Gameleira	0,598				2,59	0,2	7,7	3,3
35	GPS_013	196085	8712730	Granito c/pe- gmatito veio qz	Natividade	0,403				1,82	1,8	7,1	3
36	GPS_014	197858	8713083	Granito mi- lonitizado metam. e ci- salhado							2	9,9	2,4
37	GPS_015	185042	8597835	Grota seca/blocos									
38	GPS_016	186386	8591162	Granito alte- rado, bloco in situ milo- nitizado		0,26					1,2	12,3	1,2

39	GPS_017	185304	8586958	Granito alterado, deformado, qrtz azul, KF e biotita		0,66					0,8	8,9	2,7
40	GPS_018	813179	8604041	Blocos de granito com KF rosa estrados							1,2	11,5	1,1
41	TF 05	542421	8526897	Complexo Gnáissico Migmatítico	Correntina-SFC	0,745				2,28			
42	TF 35	554655	8494937	Granito rosado fanerítico	Correntina-SFC	14,4				1,4			
43	SD- GAB 3	774213	8504775	Granito encaixante - Serra Dourada	Grupo Serra da Mesa					1,53			
44	NB PE 5	772135	8501800	Granito mineralizado - Serra Dourada	Grupo Serra da Mesa	202,4				2,65			

45	ACL1-75	290611	8491294	PB1C	Suíte Pedra Branca					2,57	5,14	81,07	13,28
46	ACL1_47B	290626	8489250	PB2d mar- rom	Suíte Pedra Branca	0,0012				2,13	4,36	49,61	11,07
47	ACL1_120	290479	8495627	PB1B	Suíte Pedra Branca	0,1304				2,7	4,88	39,17	3,43
48	ACZB2_20C	285018	8494681	ACZB2_20C	Suíte Pedra Branca	0,0072				1,05	5,41	37,68	9,20

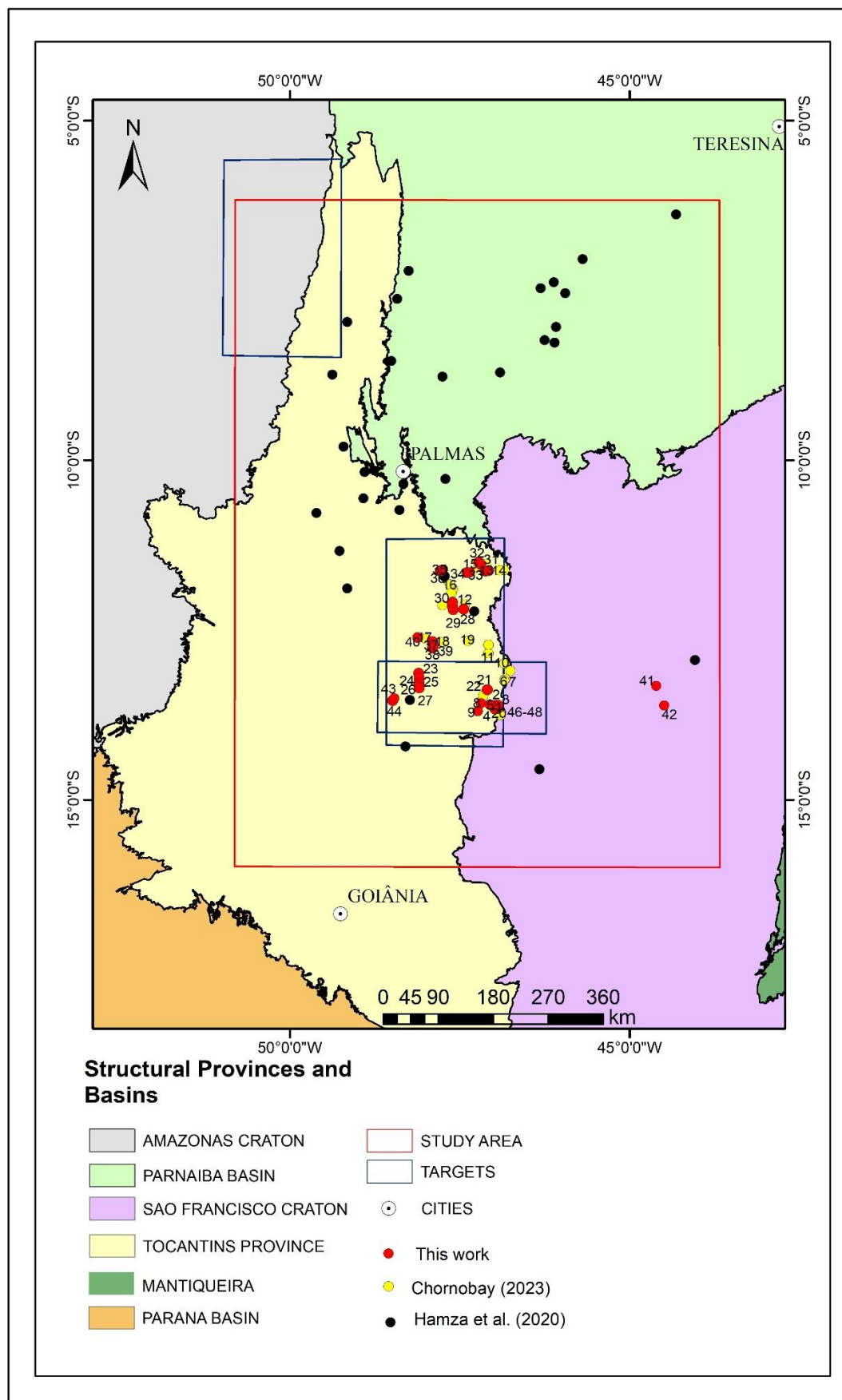


Figura 3.2: Localização das amostras de rocha utilizadas na área de estudo. Os números correspondem aos números da Tabela 3.2.

Dentre as 48 amostras coletadas, 24 amostras foram selecionadas para análise da Condutividade Termal (λ), com base na sua representatividade espacial nas áreas alvos selecionadas (Tabela 3.2). Essas amostras foram preparadas com em formatos de “tabletes”, com superfícies planas, no Laboratório de Laminação do Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. O tamanho dos “tabletes” foi de aproximadamente 60 mm de diâmetro e espessura mínima de 20 mm (Fig. 3.3a; Apêndice 3).

O equipamento utilizado na aquisição das medidas de Condutividade Térmica (λ) (W/m.K) foi o Condutivímetro ISOMET 2114 *Thermal Properties Analyzer*, com uma acurácia de 10% W/m.K. (Fig. 3.3b). Foram realizadas dez (10) medidas para cada uma das 24 amostras, com o uso do método *constant power* em condições climáticas quente e seco, conforme observa-se no exemplo da Tabela 3.3 e no gráfico apresentado na Figura 3.4, referente a amostra GPS-21. A aquisição dos dados foi realizada pelo Laboratório de Geotermia Observatório Nacional (LabGeot) – MCTI. Foram utilizados valores das médias finais para composição do banco de dados (Tabela 3.2).

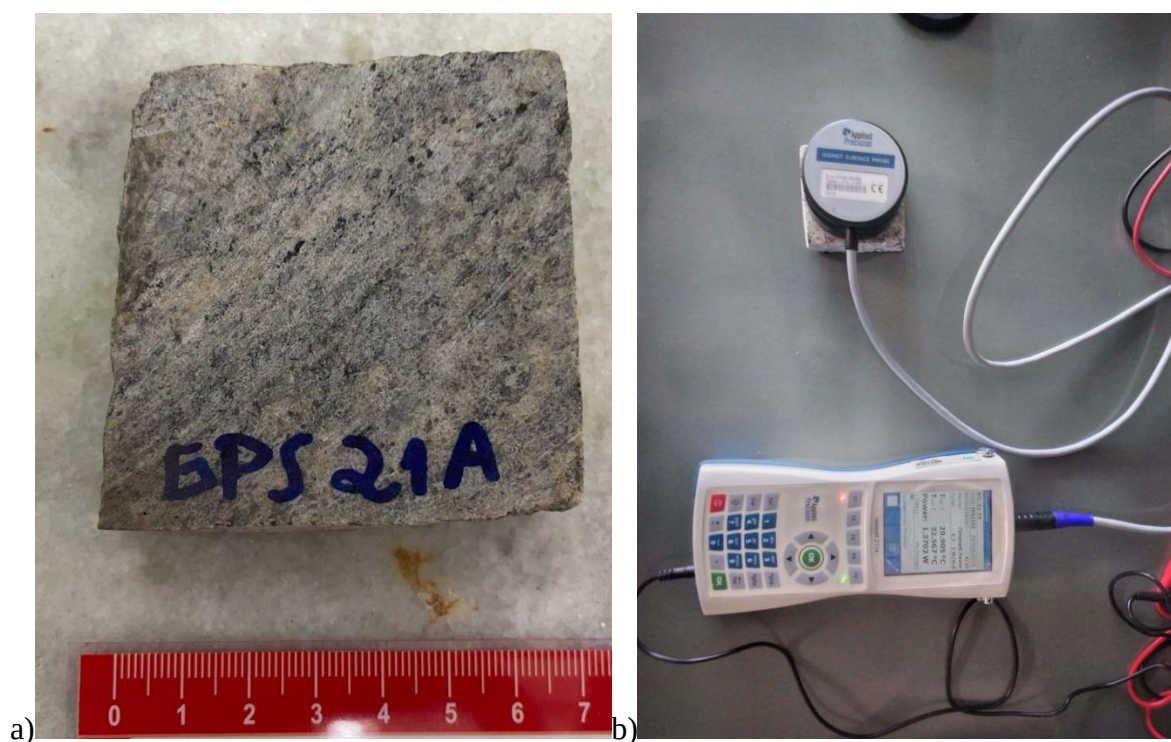


Figura 3.3: (a) amostra de rocha e (b) aquisição com o condutivímetro ISOMET 2114.

Tabela 3.3: Medidas de Condutividade Termal (λ) (W/mK) para a amostra GPS-21.

ID	Data	Tempo	λ	Tmedia	DeltaT
A1	19.09.2024	07:37	2.685	29.68	9.80
A2	19.09.2024	07:54	2.653	30.14	9.97
A3	19.09.2024	08:13	2.641	30.39	9.98
A4	19.09.2024	08:33	2.576	30.53	9.98
A5	19.09.2024	09:30	2.538	28.86	10.07
A6	19.09.2024	10:04	2.576	28.08	10.01
A7	19.09.2024	10:30	2.574	27.84	10.02
A8	19.09.2024	10:55	2.590	27.68	10.03
A9	19.09.2024	11:19	2.582	27.57	10.01
A10	19.09.2024	11:41	2.585	27.51	9.99

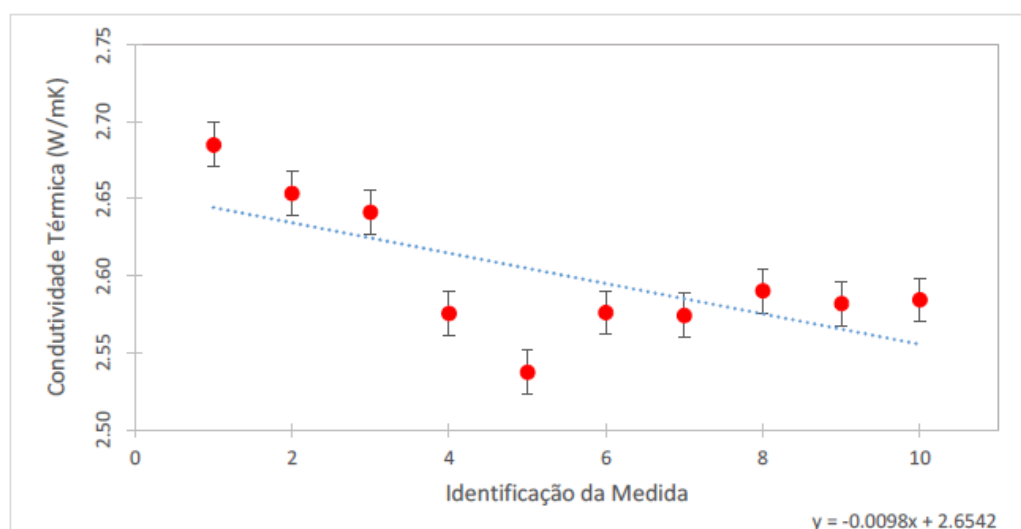


Figura 3.4: Variação da Condutividade Térmica na amostra GPS-21.

Das 48 amostras coletadas, 17 amostras foram selecionadas para análise da Velocidade de ondas P e S (V_p e V_s), de acordo com a sua representatividade nas áreas alvos (Tabela 3.2; Fig.3.2). Essas amostras foram preparadas na forma de plugues, com diâmetro de 01 polegada ($01'' = 2,54$ cm), por cerca de 01 polegada de altura (Chornobay, 2023) (Fig. 3.6a; Apêndice 3). A preparação das amostras ocorreu no Laboratório de Laminação do Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, com a aquisição das medidas realizada no Laboratório de Geofísica Aplicada – LGA/ Universidade Federal de Viçosa e análise realizada no LabLitos - IG/UnB.

O equipamento utilizado na aquisição foi o instrumento transdutor ultrassônico PUNDIT LAB / PUNDIT LAB+, Proceq (Fig. 3.6b). A metodologia adotada pode ser consultada em Aydin (2014). A técnica é denominada de *pitch-catch technique*, que utiliza de um par de transdutores dispostos no “modo direto”, conforme observado Figura 3.5. A partir da análise das formas de onda obtidas no osciloscópio (Fig. 3.6c) foram realizadas seis (6) leituras do tempo de chegada da onda P (μs) e três (3) leituras do tempo de chegada da onda S (μs), para cada uma das 17 amostras. A partir dessas informações integradas à distância (km) entre as chegadas, pode-se realizar o cálculo das

velocidades de onda P e S em km/s. Por fim, foram utilizadas as médias dos valores das Velocidades de onda P e S para o cálculo da razão V_p/V_s , compondo banco de dados obtido na Tabela 3.2.

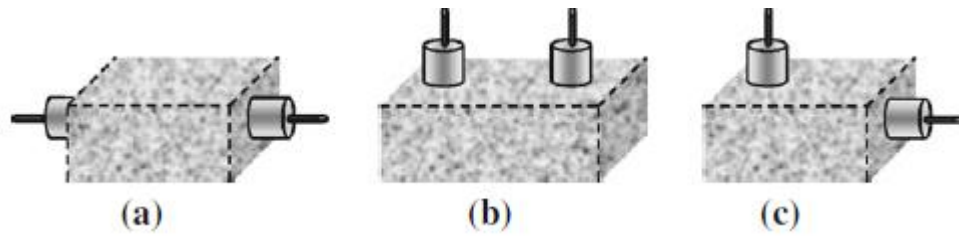


Figura 3.5: Configurações básicas dos pares de transdutores (emissor-receptor) utilizados na técnica *pitch-catch*: (a) transmissão direta (através); (b) transmissão indireta (superfície); e (c) transmissão semidireta (margens). Fonte: retirado de (Aydin, 2014).

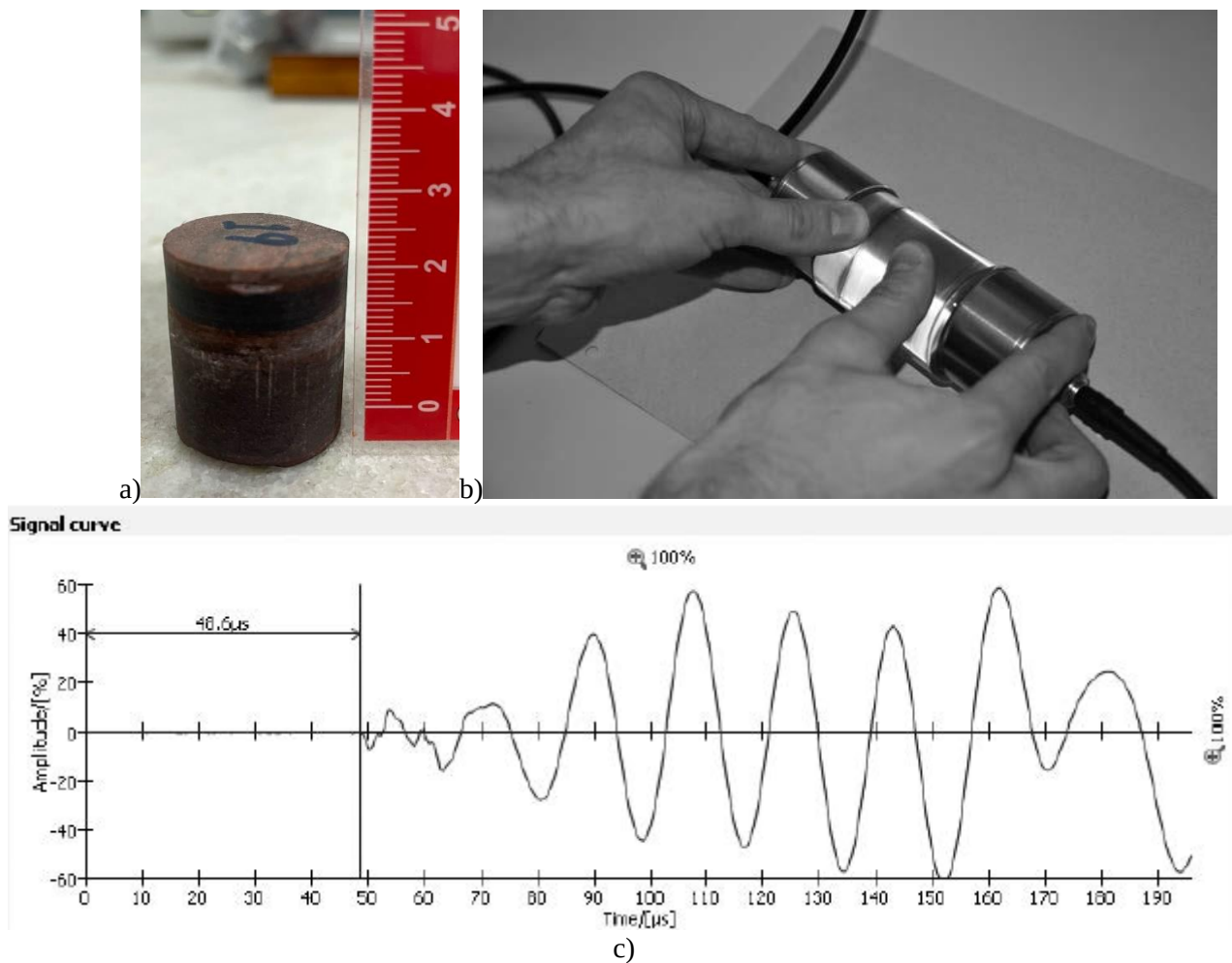


Figura 3.6: Exemplos: (a) plugue; (b) modo transmissão direta e amostra; (c) leitura de tempo de chegada de onda P. Fonte: Proceq SA (2017).

As medidas de Susceptibilidade Magnética de 19 amostras foram realizadas com o equipamento susceptibilímetro MPP-EM2S+ da GDD *Instrumentation* (Figura 3.7). A aquisição das medidas foi realizada no Laboratório de Propriedades Físicas das Rochas, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. Foram obtidas de 05 a 10 medidas para cada amostra, de acordo com a acurácia do equipamento. Os valores de cada amostra resultaram da média obtida dessas (Tabela 3.2).



Figura 3.7: Foto do equipamento MPP-EM2S+ da GDD *Instrumentation*. Fonte: <https://www.gddinstrumentation.com/mpp-probe>.

A resposta de radiação gama referente às amostras de rocha, também foi obtida no Laboratório de Propriedades Físicas das Rochas, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. O equipamento utilizado foi o gamaespectrômetro portátil da RADIATION SOLUTIONS, modelo RS-230, com formato cilíndrico e dimensões 259 mm x 81 mm x 91 mm, volume de 103 cm³, que possui detector com cristais de óxido de germanato de bismuto (BGO) (Figura 3.8). Esse detector apresenta um desempenho equivalente a três vezes acima daquele apresentado pelo detector com cristais de iodeto de sódio ativado por tálio NaI(Tl), GR- 320 Exploranium (0,35litros e 3,6kg) (RS 125/230, 2011).

O tempo de amostragem foi de 10 minutos para cada amostra. Esse, foi definido segundo as instruções do manual do gamaespectrômetro RS-230 (RS 125/230, 2011). O tempo selecionado aumenta a probabilidade do registro de fótons de raios gama ser uma medida representativa para aquele ponto. Observa-se que as amostras medidas em laboratório apresentam concentrações subestimadas em comparação aquelas em campo, em função das variações do volume das fontes de radiação. Por exemplo, de acordo com a Tabela 3.2, a amostra ACL1_47B foi medida em campo (Carvalhêdo et al., 2020) com registro de concentrações de K (4,36%), eTh (49,6 ppm) e eU (11,07 ppm) para o granito Pb2d no Maciço Pedra Branca. Para a amostra ACH22_01, a mesma litologia da amostra ACL1_47B, a aquisição em laboratório consistiu em concentrações K (0,92%), eTh

(9,21ppm) e eU (3,61 ppm), concentrações de cerca de quatro vezes menores que as medidas obtidas em campo.



Figura 3.8: Fotos do gamaespectrômetro RS-230, da RADIATION SOLUTIONS.

Os dados compilados da Literatura são dados correspondentes à Condutividade Termal, Gradiente Geotermal, Superfície Curie e Velocidades de onda P. Os dados de Condutividade Termal e Gradiente Geotermal, foram obtidos de Vitorello et al. (1980), Hamza et al. (2020) e solicitados à ANP - Agência Nacional do Petróleo (Fig. 3.2). Esses dados integrados à Produção de Calor Radiogênico constituíram no produto denominado Fluxo Térmico (*Heat Flow*).

Também foram utilizados os dados de profundidades de Superfície Curie, obtidos a partir dos dados do satélite EMAG (Lima et al., 2023). Outra estimativa de Superfície Curie foi utilizada para termos de comparação (Li et al., 2017), entretanto, esta utiliza da metodologia convencional, conforme o método do centróide (Okubo et al., 1985), que considera o “janelamento” de dados, diferente da metodologia empregada neste trabalho. A estimativa de profundidades de Superfície

Curie permite calcular o produto Gradiente Geotermal (eq. 3.19; Cap. 3) para a área, e posteriormente o produto denominado Fluxo Térmico (*Heat Flow*).

3.2. MÉTODOS

Para caracterizar o a área de estudo, foram utilizados três principais métodos geofísicos: a Gravimetria, Magnetometria e a Gamaespectrometria. Esta seção apresentará, resumidamente, as definições e aplicações dos métodos, com enfoque nas referências teóricas que foram aplicadas para a criação da metodologia proposta.

GRAVIMETRIA

A Gravimetria é um dos métodos geofísicos mais antigos, integra os métodos potenciais, e resulta das pequenas variações laterais que o campo potencial gravitacional terrestre pode apresentar. Tais variações estão relacionadas à Lei da Gravitação Universal que tem como uma das principais propriedades físicas a densidade. Devido a variação de densidade de determinada rocha/mineral, o campo gravitacional pode variar minunciosamente.

Dentre as principais aplicações do método, estão a exploração de hidrocarbonetos, indicação de regiões com potencial mineral, caracterização de estruturas de sal, estudos sobre a forma da Terra (Geodésia), e estudos que se relacionam com a geologia regional de determinada área de estudo (Reynolds, 1998).

O interesse do geofísico ao utilizar os métodos potenciais é discriminar as respostas anômalas de respostas comuns em determinada área de estudo. Essas respostas anômalas, no método gravimétrico, são relacionadas às anomalias de gravidade causadas por contrastes de densidade. Como a variação de densidade que ocorre em subsuperfície muitas vezes é muito pequena, a resposta do método gravimétrico pode ser ambígua, isto é, um mesmo valor ou modelo pode representar situações distintas (ambiguidade geofísica) (Reynolds, 1990).

Para calcular as anomalias na gravidade observada, devem ser realizadas correções matemáticas como Deriva Instrumental, Correção de Maré, Correção Ar livre, Correção Bouguer, Correção de Terreno e Correção Isostática. Com a aplicação dessas correções, obtém-se as anomalias Bouguer e Ar-Livre, os principais produtos utilizados na interpretação do método (Telford 1990).

Segundo Telford (1990), a anomalia Ar livre é causada pelas diferenças de gravidade que ocorrem entre o datum (nível do mar) e um ponto de observação a uma altura h , sem considerar os corpos rochosos e suas massas entre eles. Ou seja, a anomalia ocorre pela diferença entre a gravidade observada e a teórica, como se os corpos de massas estivessem “levitando”. A anomalia Ar Livre é especialmente utilizada para levantamentos marinhos em ambientes profundos (Telford, 1990).

De modo simplificado, a anomalia Bouguer é mais utilizada que a anomalia de Ar livre para interpretações geofísicas de modo geral, principalmente em dados terrestres ou aéreos, e considera as variações de gravidade causadas pelas massas dos corpos rochosos entre o *datum* e o ponto de observação. A anomalia Bouguer simples não está relacionada às Correções de Terreno, ao levar em consideração a topografia perto da estação, a correção de terreno é inserida na equação para o cálculo da Bouguer Completa (Telford, 1990). Geralmente, corpos com densidades baixas e medianas geram anomalias Bouguer de baixa intensidade (Reynolds, 1998).

Portanto, devido a sensibilidade do método, é necessário a identificação de fatores que afetam a densidade para realizar a interpretação dos dados gravimétricos (Reynolds, 1998; Hinze, 2013). A Tabela 3.4 mostram o intervalo de densidade esperado para determinadas rochas.

Tabela 3.4: Densidade de Rochas. Fonte: Adaptado de Telford (1990).

	Densidade (g/cm ³)	
Tipo de Rocha	Variação	Média
Sedimentos (úmidos)		
		1,92
Solo	1,20 - 2,40	1,92
Argila	1,63 - 2,60	2,21
Cascalho	1,70 - 2,40	2,00
Areia	1,70 - 2,30	2,00
Arenito	1,61 - 2,76	2,35
Xisto	1,77 - 3,20	2,40
Calcário	1,93 - 2,90	2,55
Dolomita	2,28 - 2,90	2,70
Rochas sedimentares (méd.)		2,50
Rochas ígneas		
Riolito	2,35 - 2,70	2,52
Andesito	2,40 - 2,80	2,61
Granito	2,50 - 2,81	2,64
Granodiorito	2,67 - 2,79	2,73
Pórfiro	2,60 - 2,89	2,74
Quartzo diorito	2,62 - 2,96	2,79
Diorito	2,72 - 2,99	2,85
Lavas	2,80 - 3,00	2,90
Diabásio	2,50 - 3,20	2,91
Basalto	2,70 - 3,30	2,99
Gabro	2,70 - 3,50	3,03
Peridotito	2,78 - 3,37	3,15
Média ígnea ácida	2,30 - 3,11	2,61
Média ígnea básica	2,09 - 3,17	2,79
Rochas metamórficas		
Quartzito	2,50 - 2,70	2,60
Xistos	2,39 - 2,90	2,64
Grauvaca	2,60 - 2,70	2,65
Mármore	2,60 - 2,90	2,75
Serpentina	2,40 - 3,10	2,78
Ardósia	2,70 - 2,90	2,79

Gnaiss	2,59 - 3,00	2,80
Anfibolito	2,90 - 3,04	2,96
Eclogito	3,20 - 3,54	3,37
Média metamórfica	2,40 - 3,10	2,74

MAGNETOMETRIA

Entre 1830 e 1842, Karl Frederick Gauss introduziu os primeiros conceitos a respeito do campo geomagnético terrestre, como sua característica dipolar e a rotação terrestre (Telford, 1990). Entretanto, apenas em 1870 foram desenvolvidos os primeiros instrumentos sensíveis ao magnetismo e capazes de registrar variações nas principais componentes do campo magnético terrestre.

Com o advento da Segunda Guerra Mundial, os métodos potenciais (magnetometria e gravimetria) foram desenvolvidos devido à demanda tecnológica. Na década de 1960, alguns levantamentos magnéticos aéreos já tinham sido realizados. Na década de 1970, os magnetômetros foram acoplados a gradiômetros, o que resultou na obtenção da intensidade do campo magnético como as variações entre suas componentes, tornando suas medidas mais precisas. Ao final do século XIX, os magnetômetros eram utilizados na geologia para localizar em subsuperfície rochas com estruturas de diques, que apresentavam resposta magnética, e informações de estimativa de direção, mergulho e profundidade dessas feições (Reynolds, 1998).

As principais aplicações da magnetometria são a exploração mineral e estudos geológicos locais e regionais. É o método geofísico mais utilizado para tais fins devido ao seu fácil manuseio e baixo custo. Como aplicações secundárias, pode-se citar o uso da magnetometria na arqueologia, na geofísica forense, na hidrogeologia em busca de plumas de contaminação e na engenharia civil, para a detecção de cavidades subterrâneas (Telford, 1990).

O método magnetométrico consiste em avaliar as variações ocorridas no campo magnético terrestre. Na crosta, essas variações ocorrem devido à propriedade física das rochas denominada susceptibilidade magnética (Telford, 1990).

A explicação mais utilizada para a origem do campo magnético terrestre decorre da observação dos movimentos de rotação e da composição do núcleo externo terrestre. Os fluxos de correntes elétricas oriundos do núcleo externo geram campos elétrico e magnético que fluem de um polo para outro na superfície da Terra. Ao contrário da característica monopolar da gravimetria, o magnetismo apresenta caráter dipolar, onde cada componente magnética consiste de dois polos que se atraem (Reynolds, 1998).

Em geral, as propriedades magnéticas de um material originam-se de um momento dipolar causado pelo movimento orbital e pelos *spins* de elétrons dos átomos. A magnetização ou o momento magnético por unidade de volume (J) é a principal propriedade física do método e é constituída pela soma vetorial da magnetização induzida (J_i), gerada por um campo magnético (H), dada pelo produto com a susceptibilidade magnética, bem como a magnetização remanescente (J_r) que o material possa apresentar (Fig. 3.10) (Hinze, 2013).

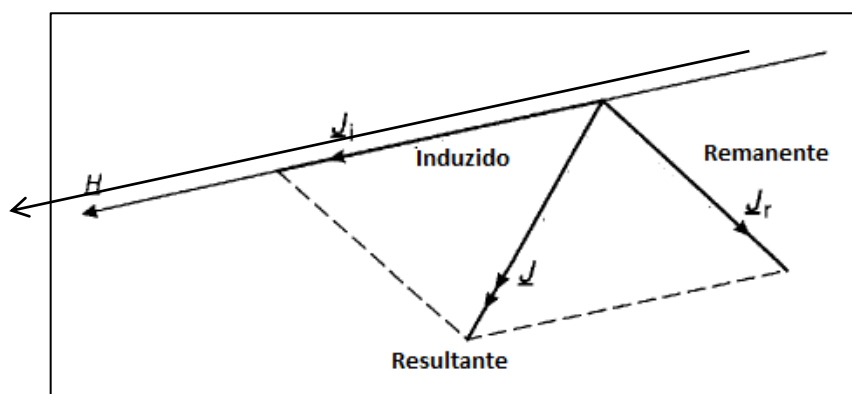


Figura 3.10: Soma vetorial da intensidade de magnetização induzida e remanescente. Fonte: Conforme Reynolds, 1998.

O campo geomagnético é constituído por várias componentes como mostra a Figura 3.11.

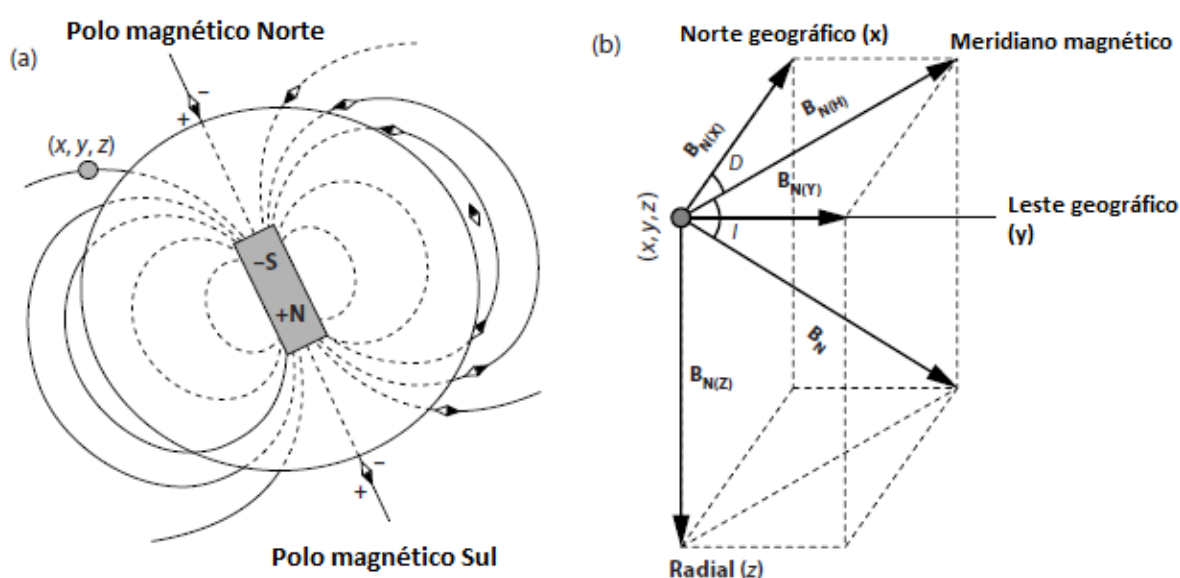


Figura 3.11: a) O campo magnético normal da Terra (B_N) b) Em um ponto de observação (x, y, z) o campo geomagnético B_N . Fonte: Conforme Hinze (2013).

O campo magnético terrestre pode alterar-se segundo duas variáveis temporais: seculares e diurnas. As variações seculares decorrem em grandes intervalos de tempo correspondentes ao campo externo magnético que pode variar devido à fatores como a reversão de sua polaridade. Por século, a variação é de até 5%. Em escala do tempo geológico, essas variações são significativas e por esse motivo foi criado um modelo matemático de campo geomagnético, denominado IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*), representando um campo magnético não perturbado (Reynolds, 1998).

As variações diurnas ocorrem durante o levantamento magnetométrico devido às influências de tempestades solares sobre o campo geomagnético. Em um dia, sem influência de tempestades, a

intensidade do campo pode variar de 50 nT a 200 nT no equador geomagnético. Essa correção em levantamentos terrestres pode ser realizada com auxílio de magnetômetros base que registram as leituras e variações em um local fixo na área de estudo. Em estudos regionais, é importante considerar os valores obtidos em um observatório magnético. Em levantamentos aéreos, essa correção é aplicada com um conjunto de pontos de intersecção, entre as linhas de voo e de controle (Reynolds, 1998).

As variações na susceptibilidade magnética das rochas podem causar anomalias dipolares, objetos de estudo deste método. A Tabela 3.5 apresentam variações de susceptibilidade magnética em função de diferentes tipos de minerais e rochas.

A maioria dos minerais da crosta terrestre está classificada como materiais diamagnéticos e paramagnéticos, por apresentarem baixa capacidade de magnetização. Os materiais diamagnéticos possuem susceptibilidade magnética negativa, na ordem de 10^{-5} (SI). As substâncias paramagnéticas apresentam susceptibilidade positiva no intervalo entre 10^{-4} a 10^{-2} (SI) (Schön, 2011). Os antiferromagnéticos são constituídos de minerais onde os momentos magnéticos ou spins não são orientados no mesmo sentido e possuem resultante nula (Kearey et al., 2009). Os materiais que possuem maior susceptibilidade magnética são classificados como ferri e ferromagnéticos (Schön, 2011).

Tabela 3.5: Suscetibilidade magnética de rochas e minerais. Fonte: Adaptado de Telford (1990).

	Susceptibilidade	x 10 ³ (SI)
Tipo	Variação	Média
Sedimentar		
Dolomito	0 - 0,9	0,1
Calcários	0 - 3	0,3
Arenitos	0 - 20	0,4
Folhelhos	0,01 -15	0,6
Média (48 rochas)	0 - 18	0,9
Metamórfica		
Anfibolito		0,7
Xisto	0,3 - 3	1,4
Filito		1,5
Gnaisse	0,1 - 25	
Quartzito		4
Serpentinito	3 - 17	
Ardósia	0 - 35	6
Média (61 rochas)	0 - 70	4,2
Ígnea		
Granito	0 - 50	2,5
Riolito	0,2 - 35	
Dolorito	1 - 35	17
Augita-sienito	30 - 40	
Olivina-diabásio		25
Diabásio	1 - 160	55
Pórfiro	0,3 - 200	60
Gabro	1 - 90	70
Basaltos	0,2 - 175	70
Diorito	0,6 - 120	85
Piroxenito		125
Peridotito	90 - 200	150
Andesito		160
Média ígnea ácida	0 - 80	8
Média ígnea básica	0,5 - 97	25
Minerais		
Grafita		0,1
Quartzo		-0,01

Halita		-0,01
Anidrita, Gipsita		-0,01
Calcita	-0,001 - -0,01	
Carvão		0,02
Argilas		0,2
Calcopirita		0,4
Esfalerita		0,7
Cassiterita		0,9
Siderita	1 - 4	
Pirita	0,05 - 5	1,5
Limonita		2,5
Arsenopirita		3
Hematita	0,5 - 35	6,5
Cromita	3 - 110	7
Franklinita		430
Pirrotita	1 - 6000	1500
Ilmenita	300 - 3500	1800
Magnetita	1200 - 19200	6000

Segundo Schön (2011), a susceptibilidade magnética de volume k está relacionada a magnetização induzida e é representada pela equação 3.1:

$$k = \frac{M}{H} \quad \text{Eq. 3.1}$$

Onde:

M = Material de magnetização por volume;

H = Campo magnético externo.

Schön (2011) também determina que a susceptibilidade magnética pode ser descrita em função do volume de mineral magnetita presente na rocha (Equação 3.2):

$$k = a * V_{magnetita}^b \quad \text{Eq. 3.2}$$

Onde:

V = Fração de volume de magnetita em %;

a e b = Parâmetros empíricos);

GAMASPECTROMETRIA

O desenvolvimento do Método Gamaespectrométrico ocorre após a Segunda Guerra Mundial impulsionado pelo uso do urânio para fins bélicos, principalmente nos EUA, Canadá e antiga União Soviética (IAEA, 2003). No Brasil, o método começou a ser utilizado para a prospecção mineral em 1950, com o (uso de cintilômetros, e para mapeamento geológico em 1970, com a aquisição de dados dos primeiros aerolevantamentos (Vasconcellos et al., 1994; Blum, 1999).

O método apresenta outras aplicações como a identificação de áreas contaminadas por acidentes nucleares, estudos de solos e insumos agrícolas e na exploração petrolífera (Saunders et al., 1987; Lüning e Kolonic, 2003; IAEA, 2003; Conceição & Bonotto, 2003; Godoy et al., 2011).

O princípio do método gamaespectrométrico está na detecção de fotopicos de raios gama por um instrumento denominado gamaespectrômetro, que os transforma em valores de concentrações dos elementos químicos (K, Th e U) na área de interesse (Fig. 3.13). O método é um método geofísico de estudo raso, e correlacionável à geologia aflorante, que retrata as fontes de energia dos raios gama nas rochas. A radiação gama (γ) natural das rochas está compreendida em profundidades de 30 – 45 cm da superfície (Dickson & Scott, 1997; Minty, 1997; Wilford et al., 1997; Wilford, 2002; IAEA, 2003).

A Radiação Gama (γ) e o Método Gamaespectrométrico

A radiação gama (γ) é oriunda dos minerais que constituem as rochas ou o solo em superfície. Essa radiação é emitida durante o processo de desintegração nuclear de isótopos instáveis de elementos, cujo objetivo é atingir seu estado energético mais estável. A desintegração nuclear, Lei do decaimento radioativo, é dada pela Equação 3.3 (IAEA, 2003):

$$N_t = N_0 e^{-\lambda t} \quad \text{Eq. 3.3}$$

Onde:

N_t = número de átomos presentes após o tempo t ;

N_0 = número de átomos presentes no tempo $t = 0$; e

λ = constante de decaimento do radioisótopo;

Após a desintegração nuclear de um radioisótopo, ocorre a emissão de partículas alfa (α) e beta (β) e radiação gama (γ). Essa desintegração ou decaimento radioativo transforma os radioisótopos em novos isótopos. As emissões das radiações (α , β e γ) possuem intensidades distintas, entretanto a radiação gama é caracterizada como radiação eletromagnética e é a mais penetrativa e emite mais alta energia (> 40 keV) (IAEA, 2003).

Os principais radioisótopos utilizados no método gamaespectrométrico são ^{40}K , ^{232}Th e ^{238}U , que decorrem de elementos que constituem os minerais presentes na crosta terrestre, como potássio (K), tório (Th) e urânio (U).

Durante o decaimento do ^{40}K para o ^{40}Ar , ocorre a emissão do fotopico de raios gama com energia de 1,46 MeV, que representa 0,012% da média estimada de K_{total} (2,33%) para a crosta terrestre. Os fotopicos característicos definem o intervalo de energia escolhido pelo método gamaespectrométrico para indicar a presença do elemento no meio/crosta terrestre. Já a emissão de raios gama pelo ^{232}Th ocorre através da série de decaimento de núclídeos filhos até o ^{208}Tl , elemento que emite energia atribuída como o fotopico característico para o Th que é de 2,621 MeV (8-12ppm de Th_{total}). O ^{238}U também emite raios gama a partir de sua série de decaimento, com emissão do fotopico característico de 1,765 MeV pelo ^{214}Bi (2-3ppm do Th_{total}) (Wilford et al., 1997).

Cada fóton de raio gama tem uma energia discreta (fotopico), característica do isótopo fonte (Fig. 3.13). Os raios gama- interagem com a matéria por meio de três principais processos: Efeito Fotoelétrico, Espalhamento Compton e Produção de Par. Porém, como os radioisótopos utilizados no método gamaespectrométrico estão inseridos em uma faixa de energia com fotopicos característicos de 1,46MeV (^{40}K) até 2,621MeV (^{208}Tl), o principal processo de interação com a matéria nessa faixa de energia é o fenômeno do Espalhamento Compton (Fig. 3.14).

O Espalhamento Compton está inserido em uma faixa de energia moderada que resulta da colisão de um fóton incidente com um elétron de um átomo do meio, onde ocorre a atenuação da energia incidente oriunda desse fóton. Essa atenuação resulta da utilização de parte da energia para a quebra de ligação do elétron na camada e da energia cinética transferida para o elétron ser ejetado para o meio (IAEA, 2003).

As fontes de radiação gama podem ser de origem primária ou secundária. As primárias são decorrentes da mineralogia ou geoquímica correspondente aos processos de formação da rocha. Por exemplo: rochas ígneas – granitos (Tabela 3.5). Os principais minerais fontes de radiação são: feldspatos alcalinos, micas, zircão, apatita, monazita, uraninita e torianita. As fontes secundárias estão relacionadas à mineralogia oriunda de ações de intemperismo e processos pedogenéticos, como por exemplo: formação de argilominerais, hematita, bauxita, micas, óxidos e hidróxidos. Essas características das fontes geralmente são relevantes em regiões de clima tropical (Wilford et al., 1997).

Os processos de lixiviação, mobilidade ou solubilidade dos elementos e minerais, também resultam da influência do clima da região de estudo. Segundo Wilford et al. (1997), dentre os elementos em estudo, o potássio é o mais móvel e solúvel, enquanto que o urânio e o tório são mais estáveis, porém podem apresentar mobilidade em ambientes oxidantes.

A água e regiões úmidas afetam a resposta dos raios gama em conjunto com os processos de alteração. A atividade geomorfológica e a forma do relevo da região (geomorfologia) estão relacionadas à taxa de intemperismo e erosão que podem determinar as assinaturas ou respostas de cada radioisótopo. De acordo com o relevo, quando há acúmulo de água, isso possibilita infiltração e posterior alteração química. Quando ocorre elevado declive, a erosão é mais forte e ocorre maior transporte dos minerais (Wilford et al., 1997) (Fig. 3.15).

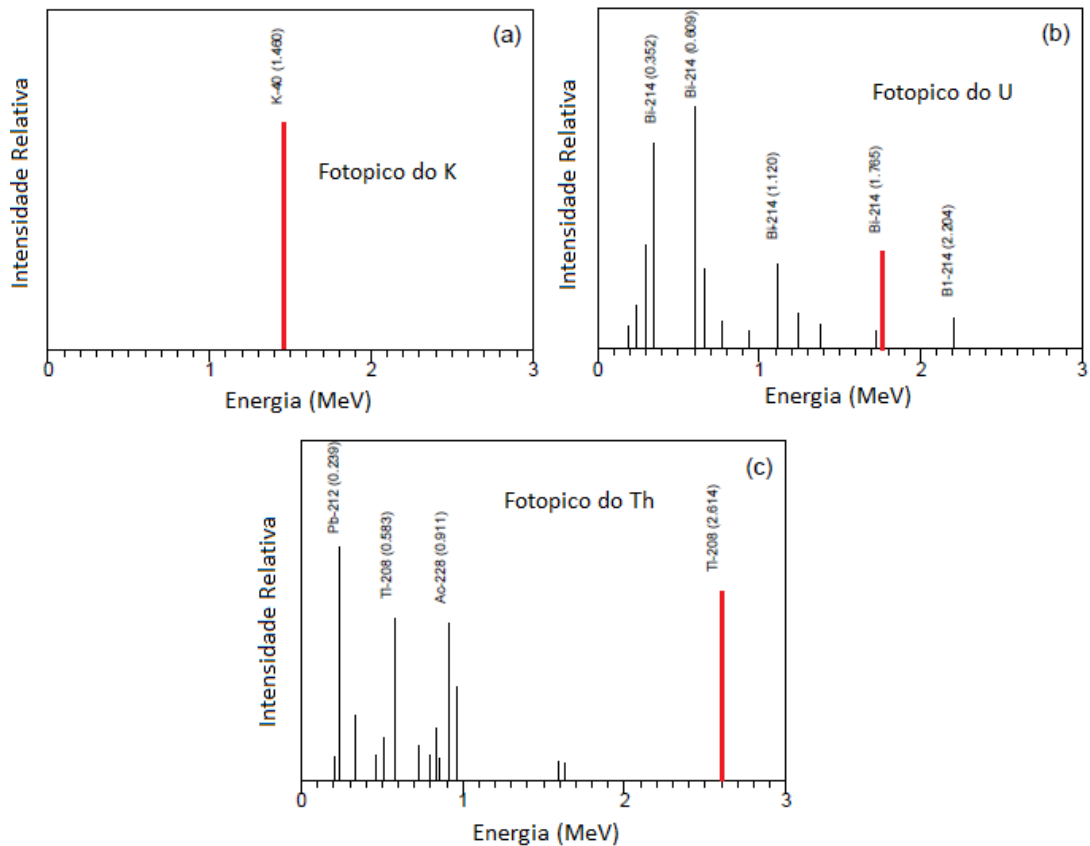


Figura 3.13: Fotopicos das emissões de K, eTh e eU. Em vermelho, estão os fotopicos utilizados no método gamaespectrométrico. Fonte: Adaptado de IAEA (2003).

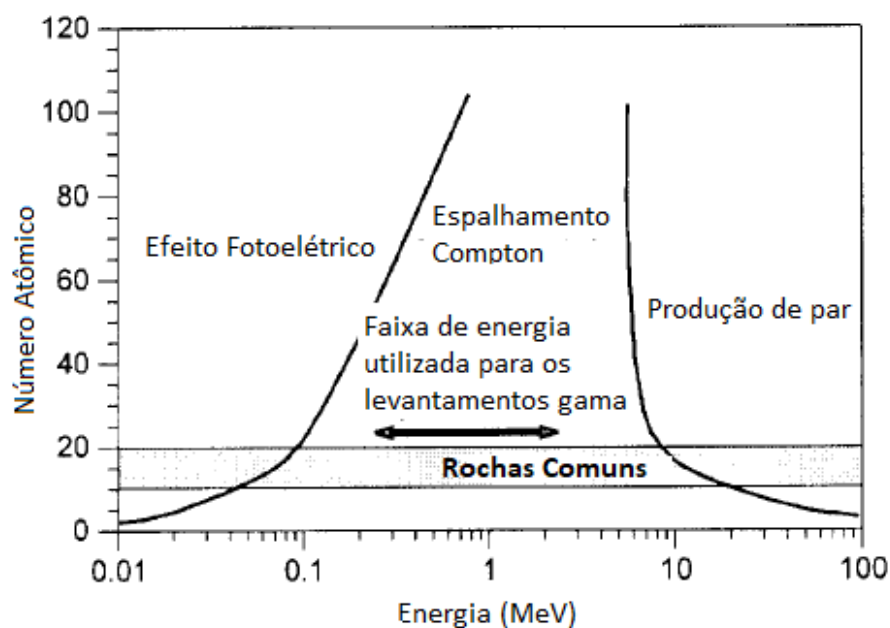


Figura 3.14: Interação dos raios gama com a matéria. Fonte: Adaptado de IAEA (2003).

Tabela 3.6: Concentrações dos radioelementos em diferentes classes de rochas e solos (Segundo Dickson & Scott, 1997).

Tipo de Rocha	K (%) (Rocha)	U (ppm) (Rocha)	Th (ppm) (Rocha)	K (%) (Solo)	U (ppm) (Solo)	Th (ppm) (Solo)
Granitoides	0,3-4,5 (2,4)	0,4-7,8 (3,3)	2,3-4,5 (16,0)	0,4-3,9 (2,7)	0,5-7,8 (2,7)	2-37 (13)
Rochas gnáissicas	2,4-3,8 (2,4)	2,1-3,6 (2,5)	18,0-55,0 (15,0)	0,7-1,9 (2,2)	1,6-3,8 (2,2)	6-19 (12)
Pegmatitos	2,6-5,5 (3,7)	0,3-1,0 (0,7)	0,3-9,6 (2,0)	-	-	-
Aplitos	0,6-4,0 (2,4)	1,0-8,0 (3,3)	3,0-20,0 (7,0)	-	-	-
Quartzo-feldspatos pórfiros	1,0-5,0 (2,9)	1,3-2,9 (1,5)	6,0-14,0 (13,0)	-	-	-
Intrusivas intermediárias	0,7-5,6 (2,7)	0,1-1,2 (0,8)	0,8-6,1 (2,4)	0,7-3,4 (1,6)	1,5-2,3 (1,9)	2,9-8,4 (5,6)
Intrusivas máficas	0,1-0,8 (0,4)	0,0-1,1 (0,3)	0-3,1 (1,2)	-	-	-
Vulcânicas félsicas	2,0-4,4 (3,7)	1,4-13 (2,4)	13,0-28,0 (17,0)	1,8-3,2 (2,4)	1,3-2,4 (2,1)	10-18 (13)
Vulcânicas intermediárias	1,8-4,1 (2,7)	0,9-5,6 (2,3)	1,5-15,0 (0,0)	1,0-2,7 (1,9)	1,2-3,6 (2,3)	4-17 (10)

Andesitos com K baixo	0,7-0,9 (0,8)	1,0-2,5 (1,6)	3,0-8,0 (5,0)	0,8-1,5 (1,1)	1,2-1,5 (1,3)	4-6 (5)
Vulcânicas máficas	0,3-1,3 (0,9)	0,3-1,3 (0,7)	2,0-5,0 (3,0)	0,2-1,4 (0,7)	0,6-2,5 (1,6)	3,3-13 (7,9)
Vulcânicas ultramáficas	0,2-0,9 (0,4)	0,3-0,9 (0,6)	0,0-4,0 (1,2)	0,6	2	6
Folhelhos do Arqueano	0,4-1,6 (0,9)	0,3-1,3 (0,9)	1,0-5,0 (2,7)	0,8	1,2	3
Outros folhe- lhos	0,1-4,0 (2,6)	1,6-3,8 (2,6)	10,0-55,0 (19,0)	0,7-3,0 (1,5)	1,2-5 (2,3)	6-19 (13)
Arenitos	0,0-5,5 (1,8)	0,7-5,1 (2,3)	4,0-22,0 (12,0)	0,1-2,4 (1,3)	1,2-4,4 (2,1)	7-18 (11)
Carbonatos	0,0-0,5 (0,2)	0,4-2,9 (1,4)	0-2,9 (1,4)	-	-	-

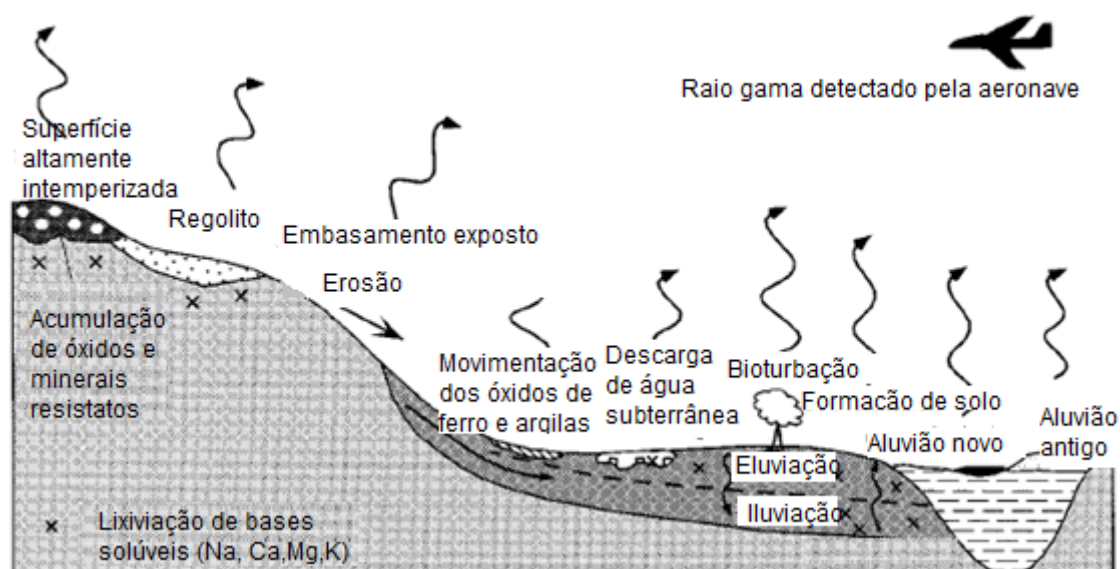


Figura 3.15: Fatores que afetam a resposta da radiação gama para um mesmo tipo de rocha. Fonte: Adaptado de Wilford et al. (1997).

3.3. METODOLOGIAS UTILIZADAS NA ELABORAÇÃO DA ASSINATURA GEOTERMAL: PRODUÇÃO DE RADIOGÊNICO, SUPERFÍCIE CURIE E FLUXO TÉRMICO

Essa seção, apresentará os principais fundamentos e referencial teórico relevantes para a confecção da Produção de Calor Radiogênico, Superfície Curie e Fluxo Térmico. Essas propriedades físicas foram integradas na metodologia proposta para a caracterização da assinatura geotermal da área de estudo.

O CALOR RADIOGÊNICO

A Produção de Calor Radiogênico é um parâmetro físico, que se integrado aos dados geofísicos, possibilita aplicações diversas, principalmente no contextos geotectônico e econômico como: i) modelagens geotermiais da crosta continental, para estudos dos ambientes tectônicos e suas relações com as rochas graníticas; ii) geodinâmica terrestre e crustal; iii) a história térmica das bacias de hidrocarbonetos e ocorrências minerais (Pascholati et al., 1990; Vlach, 1998; Rudnick et al., 1998; Artemieva & Mooney, 2001; Sapucaia et al., 2005; Artemieva et al., 2017).

As características fundamentais do calor radiogênico são: i) fontes de calor da crosta terrestre (Artemieva et al., 2017), que independem da variação de pressão e temperatura locais (Reyes, 2008); ii) associação com as concentrações dos principais radioelementos constituintes da crosta continental (K, eTh, eU), que estão diretamente relacionadas às litologias; iii) aumento do teor de sílica e da alcalinidade em rochas plutônicas e vulcânicas (Artemieva et al., 2011; Hasterok, 2017); iv) diminuição do calor radiogênico ou do decaimento exponencial com o aumento da profundidade crustal, tornando-se insignificante na crosta inferior e manto litosférico (Reyes, 2009; Artemieva et al., 2017); v) indicação de ambientes cratônicos preservados (Vitarello et al., 1980).

A relação dos radioisótopos utilizados no método gamaespectrométrico (^{40}K , ^{238}U e ^{232}Th), com a produção de calor radiogênico referentes foi descrita inicialmente por Birch (1954 *apud* Reyes, 2009), Jacobs et al. (1959 *apud* Reyes, 2009), Garland (1971), Kappelmeyer e Haenel (1974) e Rybach (1986).

A produção de calor radiogênico decorre do decaimento radioativo dos radioelementos e das constantes de produção de calor radiogênico (Q_i), referentes a cada radioelemento. Essas constantes estão relacionadas com a meia-vida e a fração de energia do decaimento absorvida pela rocha. As constantes podem ser calculadas pela equação:

Eq. 3.4

$$Q_i = \frac{N a \ln 2}{M_i T_i} E_i$$

Onde:

N_a é o número de Avogadro;

M_i e T_i são a massa atômica e a meia-vida do radioisótopo;

E_i é a energia absorvida.

A “potência de calor radiogênico (**A**)”, gerada por quilo de rocha, pode ser obtida pela relação entre as constantes de calor radiogênico (**Q_i**) e as concentrações dos radioelementos (**C_i**), em peso (Equação 3.5):

Eq. 3.5

$$A=Q_i C_i$$

Portanto, a unidade da produção de calor radiogênico descrita em $\mu\text{W}/\text{kg}$, pela equação abaixo (Birch, 1954):

Eq. 3.6

$$A = 10^{-5}(3,48K + 9,52U + 2,56Th)$$

Outra relação foi apresentada por Rybach (1986), com a produção de calor radiogênico em $\mu\text{W}/\text{m}^3$:

Eq. 3.7

$$A_0 = 10^{-5} \rho (3,48K + 9,52U + 2,56Th)$$

Onde:

A₀ é a Produção de Calor Radiogênico $\mu\text{W}/\text{m}^3$;

ρ é a Densidade kg/m^3 ;

Os radioelementos U (ppm), Th (ppm) e K (%).

A Tabela 3.7 mostra a produção de calor radiogênico e sua relação com as concentrações observadas em diferentes rochas.

Tabela 3.7: Informações obtidas em Reyes (2009), modificado de Rybach (1986). OBS: Os granitos estão destacados em vermelho.

Tipo de Rocha	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	A (μWm^{-3})
Rochas ígneas				
Granito / Riolito	3,90	16,00	3,60	2,45
Granodiorito / Dacito	2,30	9,00	2,60	1,48
Diorito / Quartzo-diorito	1,70	7,00	1,10	1,06
Gabro / Basalto	0,50	1,60	0,40	0,30
Peridotito	0,02	0,006	0,006	0,017
Rochas Metamórficas				
Migmatito	2,70	18,50	4,00	2,40
Granito gnássico	4,95	13,10	3,11	2,44
Granulito	1,00	4,40	1,76	0,90
Filito	1,96	5,85	1,80	1,18
Rochas Sedimentares				
Arenito	0,60	1,80	0,90	0,32
Grauvaca	0,80	1,50	1,00	0,37

Calcário	0,20	0,50	0,30	0,08
Folhelho	1,50	5,00	2,30	0,84

A equação que relaciona as concentrações de radioisótopos para a produção de calor radiogênico, sem considerar a densidade das rochas (Eq. 3.8), foi descrita por Jessop (1990) e Brady et al. (2006):

Eq. 3.8

$$A0 = 0,26U + 0,07Th + 0,10K$$

É importante ressaltar que o comportamento de cada radioelemento é distinto no decorrer do tempo geológico, como apresentado na Figura 3.16. Devido à baixa mobilidade do tório em superfície (Wilford et al., 1997), o elemento apresenta comportamento mais homogêneo quando relacionado a produção de calor radiogênico. Portanto, este fato deve ser considerado ao avaliar a produção de calor radiogênico em áreas não cratônicas e cratônicas (Vilá et al., 2010), que apresentem diferentes formas de relevo resultantes da ação da erosão versus a do intemperismo, como também a composição de áreas afetadas por ação do transporte de material e água.

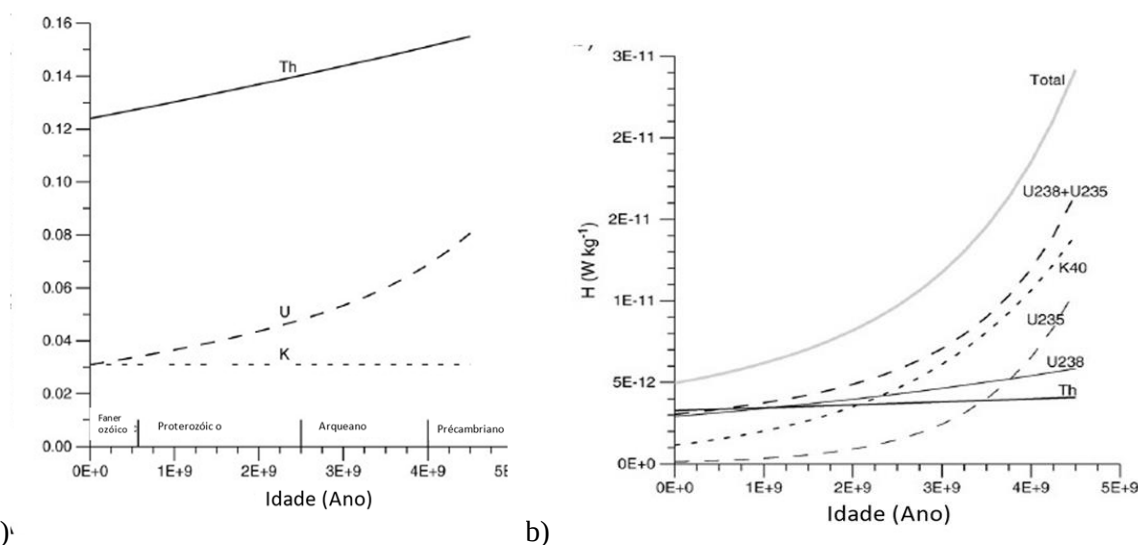


Figura 3.16: Produção de calor radiogênico (H) ao longo do tempo assumindo a composição silicática da Terra (McDonough & Sun, 1995). (a) Concentrações de eU , eTh e K devido ao decaimento de isótopos radioativos em função do tempo, medido desde o presente; (b) Produção de calor radiogênico no interior da Terra durante o passado. Fonte: Adaptado de Vilá et al. (2010).

Entretanto, as assinaturas radiométricas de superfície não equivalem ao comportamento de camadas crustais localizadas em maior profundidade. Para minimizar os efeitos da profundidade sobre a produção de calor radiogênico, utiliza-se a relação matemática incluindo as velocidades sísmicas para dados de poço, em função da idade das rochas, pré-cambrianas e paleozoicas (Cermak, 1993):

i) para rochas pré-cambrianas

$$\ln A = 12,6 - 2,17 VP \quad \text{Eq. 3.9}$$

ii) para rochas paleozóicas

Eq. 3.10

$$\ln A = 13,7 - 2,17 VP$$

Onde:

A é a produção de calor radiogênico; Vp é a velocidade da onda P;

a relação de velocidade de onda P (Vp) com a velocidade de onda S (Vs) pode ser dada pela razão de Poisson (v):

Eq. 3.11

$$\frac{VP}{VS} = \sqrt{\frac{1-v}{0,5-v}}$$

SUPERFÍCIE CURIE

A isoterma de Curie ou ponto de Curie ocorre em temperatura estimada de 580 °C, para o mineral magnetita (FeO.Fe₂O₃), apresentando o mineral do estado ferromagnético para o paramagnético (Nagata 1961; Spector & Grant, 1970; Okubo et al., 1985). A informação indica a profundidade basal das fontes magnéticas crustais e apresenta relevância em estudos com foco na evolução tectônica da região (Machadinho et al., 2014; Moraes Rocha et al., 2015).

Okubo et al. (1985) apresentam a metodologia, com base no centroide, para estimar a profundidade da Superfície Curie a partir da análise espectral das fontes magnéticas, fundamentada no espectro de potências de Spector e Grant (1970). Em Machadinho et al. (2014), segundo Bhattacharyya e Leu (1975), é possível determinar a profundidade da base (Zb) das fontes magnéticas pelo cálculo da localização do centroide dessas fontes isoladas. Okubo et al. (1985) adaptaram o método para a camada magnética, determinando a profundidade do centroide (Z₀) do conjunto de todas as fontes numa dada região. Assim, estima-se a profundidade do topo da camada magnética (Zt) e a profundidade da base (Zb), para o cálculo da Superfície Curie:

Eq. 3.12

$$Zb = 2Z_0 - Zt$$

Onde: Z₀ e Zt podem ser estimadas a partir da análise espectral.

Nesta pesquisa, propomos utilizar a metodologia apresentada em Lima et al. (2023), que utiliza o método da magnetização fractal para gerar um modelo de profundidades Curie ou Isoterma

Curie, em escala global. O método da magnetização fractal, considerado o mais atual, é fundamentado no cálculo rápido da transformada de Fourier sobre uma janela quadrada de uma anomalia magnética, aplicada a redução ao polo, proposta inicialmente por Maus et al. (1997).

Segundo Bouligand et al. (2009), o método propõe recuperar toda a profundidade do ponto Curie sem “fatiar” os dados. A magnetização tem uma distribuição fractal definida por três parâmetros independentes: i) as profundidades no topo das fontes; ii) as profundidades na base das fontes magnéticas; e iii) o parâmetro fractal, relacionado à geologia. A profundidade e a espessura das fontes magnéticas também são estimadas a partir da análise da inclinação dos espectros de potência radiais do campo magnético anômalo (Maus et al., 1997). O método considera a espessura sedimentar no cálculo da Superfície Curie. Quando comparada com a metodologia do centróide, as vantagens apresentadas pela metodologia de magnetização fractal são o menor tempo de processamento e o reduzido manuseio dos dados.

A magnetização é assumida como uma função aleatória de posição (x, y, z), com um espectro de potência proporcional à norma do número de onda elevado à potência $-\beta$, de acordo com a equação:

Eq. 3.13

$$\phi M(kx, ky, kz) \propto k^{-\beta}$$

Onde:

$\phi M(kx, ky, kz)$ é o espectro de potência 3D da magnetização;

$kk = (kx, ky, kz)$ é o número de onda;

$k=|k| = 2\pi/\lambda$ é a norma, λ é o comprimento de onda;

β é o parâmetro fractal obtido pela inclinação do espectro de potenciais e diretamente relacionado à geologia.

Maus et al. (1997) propuseram calcular a média radial do logaritmo do espectro de potências das anomalias magnéticas, para que a forma do espectro de potência radial seja independente da direção do campo geomagnético, diferente do apresentado em trabalhos anteriores (Connard et al., 1983; Okubo et al., 1985; Blakely, 1988; Tanaka et al., 1999; Ross et al., 2006). Quanto maior a profundidade das fontes magnéticas, maior será a janela para recuperar os números de onda pequenos, no espectro de potência radial. Assim, estima-se com precisão a profundidade das fontes magnéticas. Em contraste, a profundidade do topo das fontes magnéticas influencia a inclinação do espectro de potência radial, em elevados números de onda. O parâmetro fractal β influencia a forma geral do espectro de potência radial em toda a faixa de números de onda (Bouligand et al., 2009).

Os cálculos da Superfície Curie podem ser obtidos com o uso do código livre *python pycurious* que implementa os algoritmos apresentados em Tanaka et al. (1999) e Bouligand et al. (2009), baseados em métodos para calcular a espessura de uma fonte magnética em subsuperfície (Mather & Delhay, 2019).

As profundidades da Superfície Curie também serão utilizadas para o cálculo do Gradiente Geotermal, como mostra a Equação 3.18, na próxima seção.

FLUXO TÉRMICO (*Heat Flow*)

O uso do produto Fluxo Térmico (*Heat Flow*) ou fluxo de calor é difundido no âmbito de estudos tectônicos e geocronológicos, uma vez que está correlacionado com os processos de evolução tectônica e estratigráfica. O fluxo térmico pode variar verticalmente em função da profundidade, representando nas primeiras camadas da superfície eventos correspondentes àqueles em subsuperfície (Chapman & Rybach, 1985).

Esse parâmetro geofísico é distribuído na Terra a partir dos principais mecanismos de propagação ou transporte da energia térmica - Condução e Convecção - produzidas por rochas deformadas e fundidas em níveis profundos, em áreas vulcânicas, e onde ocorra circulação hidrotermal em bacias sedimentares e ígneo-metamórficas, devido à porosidade primária e secundária das rochas localizadas acima de 10 km (Jaupart et al., 2007).

De acordo com Vitorello et al. (1980), a componente vertical do fluxo térmico (q) para dados de poços é calculada a partir da função unidimensional (Equação 3.15):

Eq. 3.15

$$q = g dT / dz$$

Portanto, de maneira simplificada:

Eq. 3.16

$$q = K \cdot g \pm \sigma$$

Eq. 3.17

$$\sigma q = \sqrt{\left(\frac{\partial q}{\partial T}\right)^2 \sigma K^2 + \left(\frac{\partial q}{\partial T}\right)^2 \sigma g^2}$$

g é o Gradiente de Temperatura;

K é a Condutividade Térmica (amostra in situ);

q é o Fluxo de Calor; $\pm \sigma$ é o Erro;

Segundo Polack (1993), é possível acrescentar a variável de Calor Radiogênico ($A0$) na equação acima para a obtenção do Fluxo Térmico, conforme a Equação 3.18:

$$q = A0 + K \cdot g \pm \sigma \quad \text{Eq. 3.18}$$

Onde:

g é o Gradiente de Temperatura;

K é a Condutividade Térmica (amostra in situ);

q é o Fluxo de Calor; $\pm \sigma$ é o Erro;

$A0$ é a Produção de Calor Radiogênico.

O Gradiente de Temperatura (geotermal) (g) possui variação que depende da rocha e da localização da área de estudo. No Brasil, existe um banco de dados de gradiente geotermal desde meados de 1970, que está disponível em Hamza et al. (2020). O gradiente geotermal pode ser medido diretamente em um poço ou pode ser inferido a partir da aplicação de relações matemáticas (Blum, 1999; Guimarães et al., 2013; Hamza et al., 2020). Pode ser estimado, por exemplo, a partir das profundidades de Superfície Curie (Eq. 3.19):

$$\text{Eq. 3.19}$$

$$g = \frac{580^\circ}{Zb}$$

Onde:

Zb é a profundidade da superfície Curie;

Assim como o Gradiente Geotermal, a Condutividade Térmica (K) é sensível à variação litológica em uma região. Na compilação de dados geotermiais de Hamza et al. (2020) para o Brasil, também são apresentados valores de condutividade térmica (K). De acordo com Springer (1999), a condutividade térmica para a crosta superior pode variar entre de 2,5 a 3,0 Wm^{-1} e para uma crosta média de é de 2,6 a 2,8 W.m^{-1} . Ou seja, é esperado que haja diminuição dessa propriedade com o aumento da profundidade.

Nesta pesquisa, obtivemos novos parâmetros de Gradiente Geotermal (g), adquiridos pela profundidade de Superfície Curie (Eq. 3.19), bem como 24 amostras de Condutividade Térmica (K), que foram obtidas em laboratório para estabelecer comparação e posterior integração aos valores obtidos no banco de dados disponível na literatura (Hamza et al., 2020). Esses foram os parâmetros finais utilizados para a elaboração do produto de Fluxo Térmico da área de estudo desta tese.

4. PROCESSAMENTO DOS DADOS

Os produtos básicos dos métodos potenciais, radiométricos e de fluxo térmico foram gerados no programa Oasis Montaj *software by Seequent, The Bentley Subsurface Company*, e visualizados no *software* ArcGIS Pro, ESRI®.

4.1. PRÉ-PROCESSAMENTO

A etapa de pré-processamento é atribuída às correções de possíveis erros associados aos instrumentos, à aquisição e etapas de correções/ calibrações dos bancos de dados gravimétricos, gamaespectrométricos e magnetométricos.

4.1.1. Magnetometria

O banco de dados magnetométricos foi obtido a partir dos mesmos projetos que os dados gamaespectrométricos (Fig. 3.1; Capítulo 3), exceto o projeto PGBC, devido à baixa resolução. A etapa inicial ocorreu com a importação de arquivos ASCII, formato XYZ, no *software* Oasis Montaj *by Seequent, The Bentley Subsurface Company*.

Após a importação do banco de dados em arquivo XYZ, é necessário estabelecer as coordenadas e o sistema de coordenadas. Como a escala de trabalho é pequena, as coordenadas geográficas foram definidas em SIRGAS 2000 para todos os bancos de dados trabalhados. É importante que os bancos de dados estejam em um mesmo sistema de coordenadas para possibilitar o processo de junção dos dados. Em seguida, é necessária a avaliação dos parâmetros de cada banco de dados, como a altura de aquisição, distância entre linhas de voo e direção de aquisição, que devem ser equivalentes, ou próximas, para que haja ajuste durante a união dos grids. Quando esses parâmetros são distintos, é necessário corrigir esses dados com a utilização de pré-processamento, como a aplicação de filtros. Algumas dessas técnicas podem ser observadas nos trabalhos de Serafim (2017) e Leão-Santos (2014).

A etapa de pré-processamento tem início logo na aquisição com o controle de qualidade. Entretanto, após a importação dos dados para o *software* Oasis Montaj, algumas correções são realizadas, como por exemplo: correções diurnas, de paralaxe, de nivelamento, de micronivelamento e remoção do IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*).

Para análise dos dados espúrios (*spikes*) nos dados magnetométricos, foi aplicada a técnica da 4ª Diferença (derivada). A técnica possibilita a análise de cada linha com relação aos perfis: Modelo Digital de Terreno - MDT, Barométrico, Campo Magnético Anômalo - CMA e 4ª Diferença.

A remoção do IGRF é obtida com a subtração desse canal com o canal do Campo Magnético Total - CMT, resultando no Campo Magnético Anômalo - CMA, objeto de estudo do método magnético.

A partir da correção do IGRF e geração do CMA, realizou-se a etapa de interpolação dos dados, aonde o algoritmo escolhido para os dados magnetométricos foi o Bidirecional ou *Bigrig*, um interpolador que melhor opera em dados que se dispõem em linhas paralelas, não indicado para dados aleatórios ou não paralelos (Reeves, 2005). O parâmetro de interpolação entre as células é definido a partir da função $\frac{1}{4}$ da distância entre linhas de voo. Como a maioria dos projetos aerogeofísicos utilizados nesta pesquisa apresentaram distância entre linhas de voo de 500 m (Tabela 3.1), a distância entre células para interpolação foi de 100 m x 100 m (0,0009 °). Para os Projetos Canadá Brasil e Bacia do São Francisco, a distância de interpolação entre as células foi de 400 m (0,0036 °) e para o Projeto área 5 Januária, 62,5 m (0,00056 °), devido a distância entre as linhas de voo apresentar 250 m. Após a interpolação é realizada a análise estatística dos dados, que permite melhor visualização, e garante que esses dados apresentem respostas robustas com relação às fontes geofísicas presentes.

É comum, o CMA ou o Campo Magnético Total - CMT apresentarem tendências lineares (norte-sul/leste-oeste) após a interpolação dos dados. Essas tendências, provavelmente são referentes ao *trend* das linhas de voo do levantamento aéreo e/ou ruídos de alta frequência. Para corrigi-los, foi aplicada a técnica de Decorrução ou Micronivelamento nos dados (Minty, 1991).

No exemplo abaixo, as malhas do canal CMT apresentam tendências direcionais NW-SE e N-S, essas tendências são eliminadas após a aplicação da técnica de Decorrução (Fig. 4.1). A técnica da Decorrução consiste na subtração do Campo Magnético Total - CMT, não micronivelado, de uma “malha de erro”, essa gerada a partir de altas frequências (Urquhart, 1988). Essa malha de erro é gerada com a aplicação dos filtros *Butterworth* e Cosseno Direcional sobre o Campo Magnético Total - CMT. A técnica deve ser usada com cuidado e com os parâmetros certos, uma vez que a “malha de erro” pode conter anomalias de alta frequência (Hinze et al., 2013). Para avaliar o resultado, além da verificação visual após a aplicação de cada filtro, é necessário avaliar novamente a estatística dos dados (valores médios, máximos, mínimos e desvios), antes e após a Decorrução. Após a Decorrução, o IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*) é subtraído do CMT Decorruído para obtenção do novo Campo Magnético Anômalo - CMA.

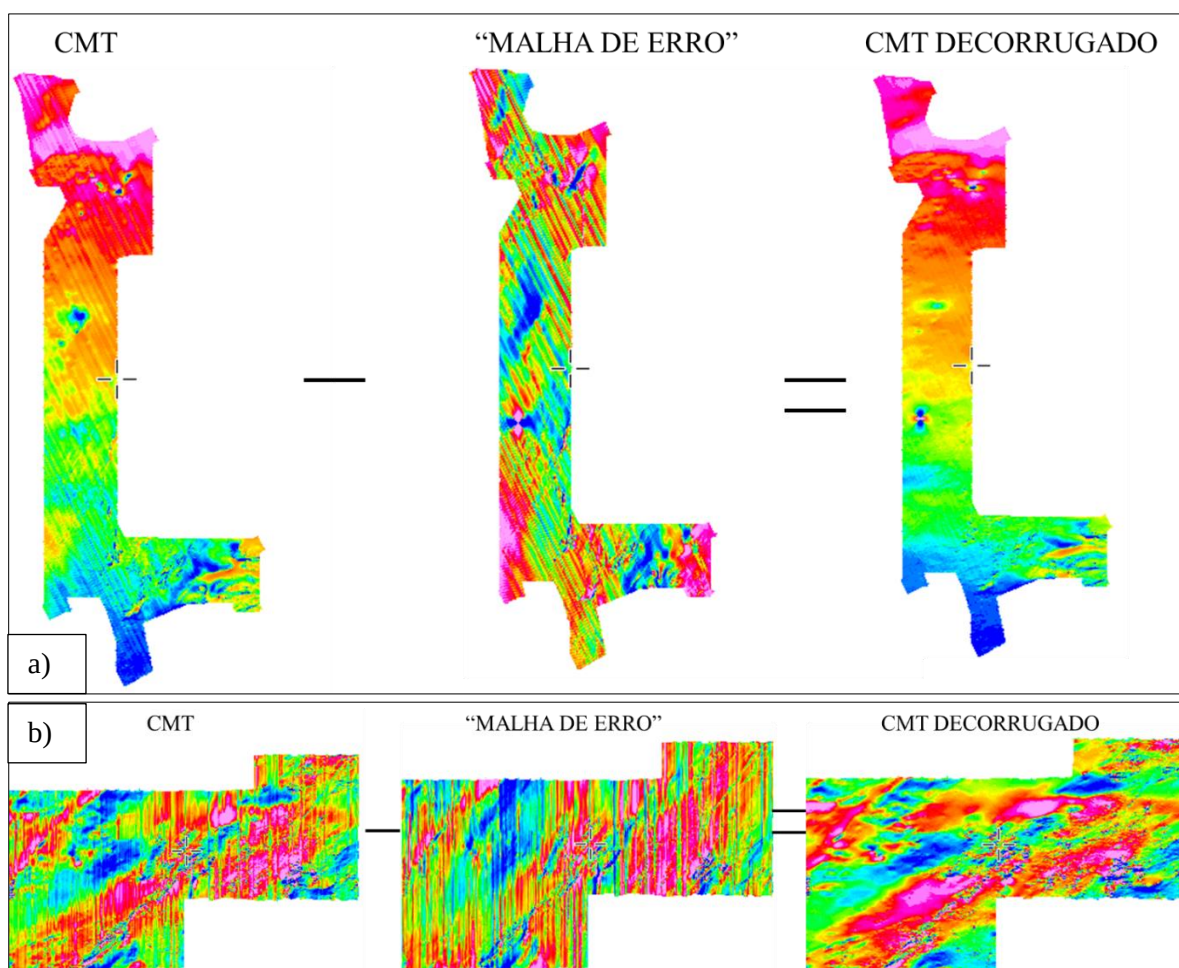


Figura 4.1: Exemplo da técnica de decorrugação aplicada em dois aerolevamentos nesta pesquisa (a) e (b).

Com os dados avaliados e *grids* do Campo Magnético Anômalo (CMA) corrigidos, iniciou-se a etapa de integração (união) dos *grids*. Essa etapa foi realizada com o uso da ferramenta *Grid Knitting*, Oasis Montaj, onde os métodos de união podem ser escolhidos entre o *Blend* e o *Suture*. Neste trabalho, ambos os métodos foram utilizados. O método *Blend* utiliza uma função de mesclagem sobre a área de sobreposição para que a transição de uma área para outra seja suave. Nesse método, os *grids* para além das regiões de sobreposição permanecem inalterados. Essa função determina o peso de um *grid* em relação ao outro dentro da região de sobreposição e leva em consideração a proximidade relativa das bordas dos dois *grids* a cada posição calculada, por exemplo, se uma posição for equidistante entre ambas as arestas, seu valor será a média dos valores do *grid* encontrados naquele ponto. É utilizada uma função "cosseno" que varia suavemente de 0 a 1 e assume o valor de 0,5 nas posições intermediárias entre dois *grids* e cuja derivada se aproxima de 0 em ambas as extremidades (Oasis Montaj, 2024).

O método *Suture* define uma linha, dentro da área sobreposta, na qual os dois *grids* devem ser unidos. Ao longo da linha de sutura a incompatibilidade nos valores do *grid* deve ser corrigida ajustando-os. Por exemplo, se, em um ponto da sutura, o valor do *grid* 1 for uma vez maior que o valor do *grid* 2, a discrepância poderá ser eliminada tomando-se o valor médio. Os pontos adjacentes

ao ponto da linha podem então ser ajustados de modo a produzir uma transição suave entre os dois *grids*. O método proporciona uma união suave sem suavizar excessivamente as variações de alta frequência que podem ocorrer ao longo da linha da sutura. O método de sutura manifesta pouco ou nenhum artefato próximo aos cantos e dobras na linha da sutura(Oasis Montaj,2024). Neste método também é possível aplicar pesos para a correção entre os pontos na definição da linha de sutura. A etapa de união dos 21 projetos aerogeofísicos utilizados neste trabalho, mostrou que a metodologia de Sutura foi mais eficaz na união dos *grids* nos casos que apresentaram maiores discrepâncias entre si.

Dada a etapa de união, é necessária nova análise estatística. Os processos de filtragem devem ocorrer após a união dos *grids*, como será descrito no processamento de dados.

4.1.2. Gamaespectrometria

A etapa de pré-processamento gamaespectrométrico inicia-se na aquisição, com a realização do controle de qualidade. As principais correções gamaespectrométricas aplicadas são: correções da Altura Efetiva de Voo, de Paralaxe, Remoção de *Background* Cósmico, da Aeronave, e do Radônio, Correção do Efeito Compton, Correção Altimétrica e Conversão para Concentração de Radioelementos (IAEA, 2003).

A partir das correções acima, o início do pré-processamento de dados gamaespectrométricos, com o uso do *software* Oasis Montaj é semelhante ao procedimento realizado nos dados magnetométricos. Após a importação do banco de dados em arquivo XYZ, é necessário avaliar as coordenadas e o sistema de coordenadas (Geográficas – SIRGAS 2000) e os parâmetros de aquisição como a direção de linhas de voo entre os aerolevantamentos. Esses aerolevantamentos são os mesmos utilizados no método magnetométrico (Fig. 3.1; Capítulo 3). Entretanto, sem parte do Projeto Geofísico Brasil Canada – PGBC, projeto não disponível atualmente no banco de dados do Serviço Geológico do Brasil CPRM-SGB, e sem o projeto Sul da Bacia do Parnaíba, devido à baixa resolução apresentada pelos dados gamaespectrométricos.

A análise estatística preliminar dos valores de máximos e mínimos no banco de dados permitiu a identificação de valores negativos nos canais dos elementos “K perc”, “eTh ppm” e “eU ppm”. A correção desses valores negativos deve ser realizada, para análises quantitativas (estatísticas) consistentes os valores negativos são eliminados por não apresentarem significado físico, uma vez que a fonte radioativa natural é proveniente de rochas e solos da superfície terrestre. Para realizar essa análise, alguns critérios são fundamentais, segundo Carvalhêdo (2019): *i*) distribuição espacial dos dados negativos; *ii*) identificação das feições geomorfológicas correspondentes a esses dados; e *iii*) proximidade aos corpos/massas d`água, como rios e lagos.

Dados com valores negativos, com baixa porcentagem e espacializados aleatoriamente, podem ser transformados em *dummies*, em geral, isso ocorre no canal eTh. Nos outros canais, é necessária a análise do histograma das concentrações dos dados negativos para definir intervalos e atribuí-los constantes para substituí-los. A constante apresenta baixa ordem de grandeza (0,001 a 0,003), e é definida com base nos valores das concentrações dos elementos nas rochas que constituem a área de estudo, como referência o trabalho de Dickson e Scott (1997) (Carvalhêdo, 2019).

A partir dos canais K, eU e eTh, corrigidos, inicia-se a etapa de interpolação. Para os dados gamaespectrométricos, utiliza-se o interpolador Curvatura Mínima, indicado para esses levantamentos, pois o algoritmo de interpolação numérica apresenta resposta correspondente para dados organizados em linhas paralelas ou ortogonais, assim como para dados aleatórios (Reeves, 2005). As células são regulares, correspondem à aproximadamente $\frac{1}{4}$ do espaçamento entre as linhas de voo (500 m), contabilizando células com dimensões de 100 m X 100 m. Após a interpolação ocorre nova análise estatística que pode indicar novos dados negativos, que devem ser novamente corrigidos.

O processo de união/junção de *grids* na gamaespectrometria é mais complexo que o procedimento aplicado na magnetometria, pois cada aerolevantamento possui pelo menos 3 *grids*: K, eTh e eU. No total dos 21 aerolevantamentos, foram gerados pelo menos 63 *grids*, que constituirão os principais produtos gamaespectrométricos da área, e o Calor Radiogênico.

Após o tratamento desses dados em ambos os *grids*, utilizando a ferramenta *Grid Knitting*, *Oasis Montaj*, os métodos de união podem ser escolhidos entre o *Blend* e o *Suture*. Assim como para os dados magnéticos, para os dados gamaespectrométricos ambos os métodos foram utilizados.

Após a união dos *grids*, novos valores negativos podem ser inseridos nos produtos gamaespectrométricos. Estes valores devem ser corrigidos segundo uma função aplicada nesses *grids*, antes das próximas junções. Nessa etapa, é importante observar se a área de sobreposição entre os *grids* está “suavizada”. Caso não esteja, como no exemplo da Figura 4.2, sugere-se implicações para resolver os possíveis problemas que podem surgir no processo de união dos *grids*: **i)** Análises das direções, espaçamentos e altura das linhas de voo e suas intersecções; **ii)** Testes entre os modos *Blend* e *Suture* modificando os parâmetros de posição entre os *grids* “*static/ none*” e modos de sobreposição entre os pontos “*Edge points/ Overlapping edge points*”; **iii)** A normalização entre os canais de K, eTh e eU, realizando a análise estatísticas desses e priorizando os valores de concentração obtidos no *grid* que apresente a maior extensão de área. **iv)** Realização de análises de regressão linear nas regiões de sobreposição entre as linhas de voo definindo as concentrações de radioelementos a partir de um coeficiente angular.

O exemplo da Figura 4.2 mostra o problema na união entre os *grids* das áreas 19, 18 e 05 de Minas Gerais (Tabela 01). Esse fato pode ter acontecido pela diferença de direção entre linhas de voo e espaçamento, principalmente do aerolevanteamento da Área 05, com espaçamento entre linhas de voo de 250 m, metade do valor apresentado na maioria dos aerolevanteamentos. Essa questão foi resolvida utilizando-se o método de Sutura, com a modificação dos parâmetros de posição entre os *grids* “static/ none” e modos de sobreposição entre os pontos “Edge points/ Overlapping edge points”. Outro problema comum, ocorreu em regiões amazônicas, especificamente no aerolevanteamento Rio Formoso (Tabela 3.1), região úmida onde ocorre atenuação das fontes/radiações gama e dificultando o processamento dos dados, e a união com *grids* vizinhos. Nesse caso, foi preciso a análise estatística dos canais K, eTh e eU, onde foi realizado a normalização desses, priorizando-se os valores de concentração obtidos no *grid* vizinho do projeto com maior expressão areal. Essa etapa deve ser realizada com cautela e só apresenta resultados significativos quando a geologia entre as áreas vizinhas é similar.

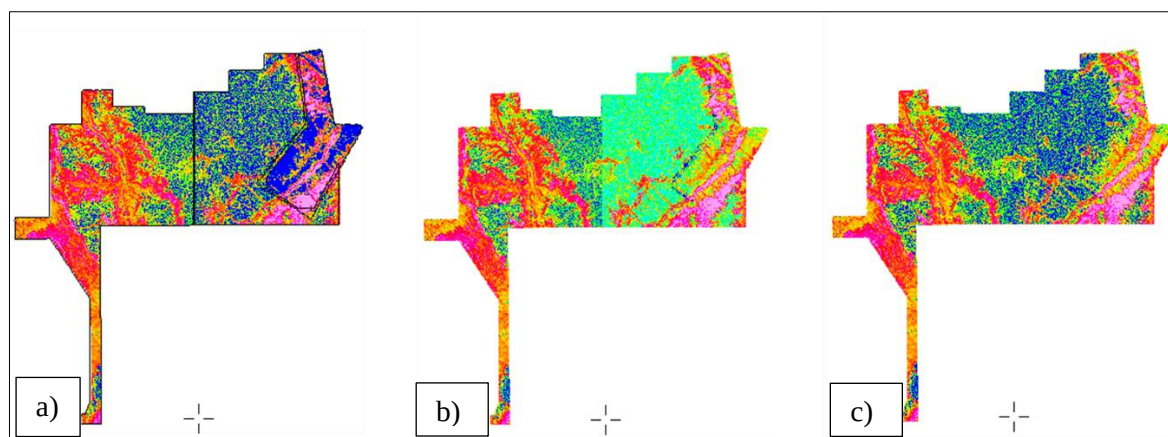


Figura 4.2: a) e b) Mostram regiões de sobreposição não suavizadas na união entre os *grids* de K (%) de três projetos distintos: áreas 19, 18 e 05 de Minas Gerais, respectivamente. c) União suavizada entre os *grids*.

4.2. PROCESSAMENTO

Após a correção dos dados na etapa de pré-processamento, operadores matemáticos são aplicados, definidos como filtros, com objetivo de realçar ou atenuar a resposta geofísica. Esses procedimentos exigem cuidados, como o controle estatístico e o controle dos operadores matemáticos para não alterar a resposta geofísica e/ ou realçar ruídos. Neste trabalho, em ambos os métodos foram utilizados filtros como o *Hanning 3x1*, *Butterworth* e *Cosseno Direcional*.

4.2.1. Magnetometria

A partir do Campo Magnético Anômalo - CMA corrigido (AMF - *Anomalous Magnetic Field*), foram obtidas as derivadas horizontais (DY e DX) e vertical (DZ) e gerados os produtos Amplitude do Gradiente Total – ASA (TGA – *Total Gradient Amplitud*), Gradiente Horizontal Total - GHT (THG – *Total Horizontal Gradient*) e *Tilt Derivative* - TDR. Os dados magnetométricos de satélite passaram pela mesma metodologia de processamento apresentada para os dados aéreos.

DERIVADAS HORIZONTAIS E VERTICAL

As derivadas são transformações não lineares que realçam a assinatura das fontes geofísicas na superfície e com altas frequências (filtros passa-alta). As derivadas nas direções X e Y ($\partial/\partial x$ e $\partial/\partial y$) realçam informações direcionais como as bordas de estruturas, diques, falhas e contatos. A derivada vertical, na direção Z ($\partial/\partial z$), enfatiza as assinaturas nas direções X e Y e difere das derivadas horizontais, pois pode indicar a resposta do corpo por inteiro e não somente das bordas (Figs. 4.3, 4.4 e 4.5) (Milligan & Gunn, 1997).

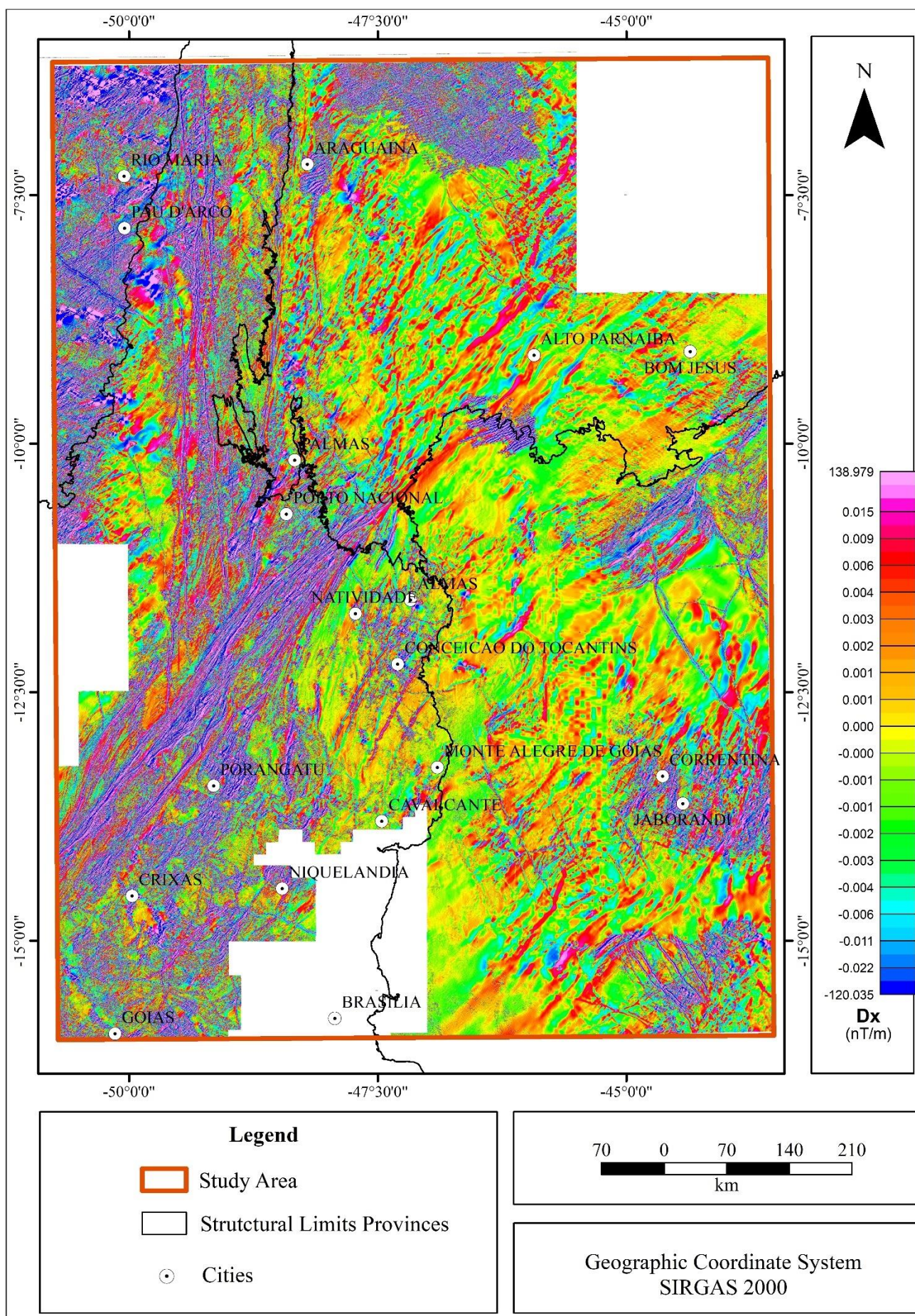


Figura 4.3: Derivada Horizontal (Dx) para a área de estudo.

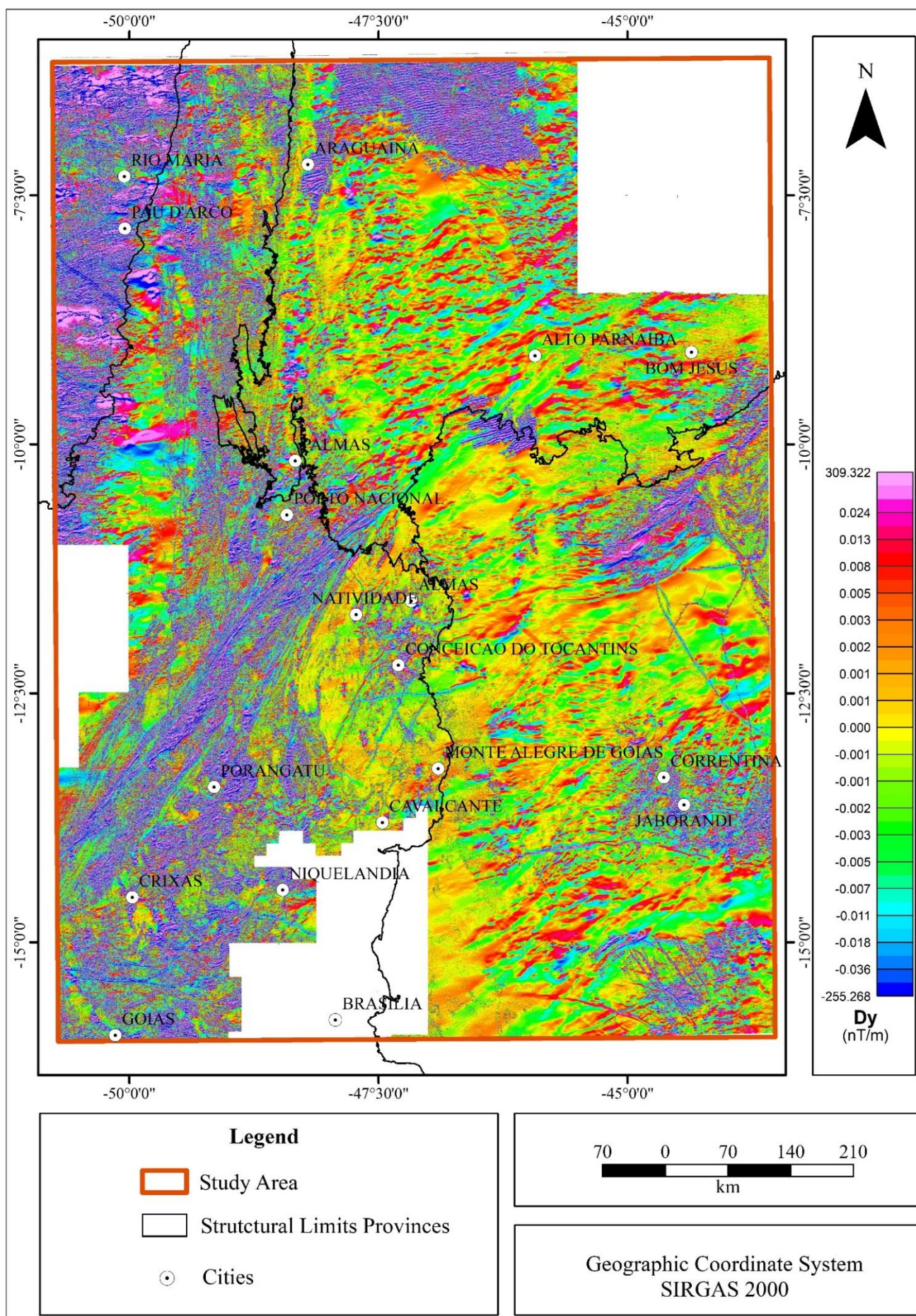


Figura 4.4: Derivada Horizontal (Dy) para a área de estudo.

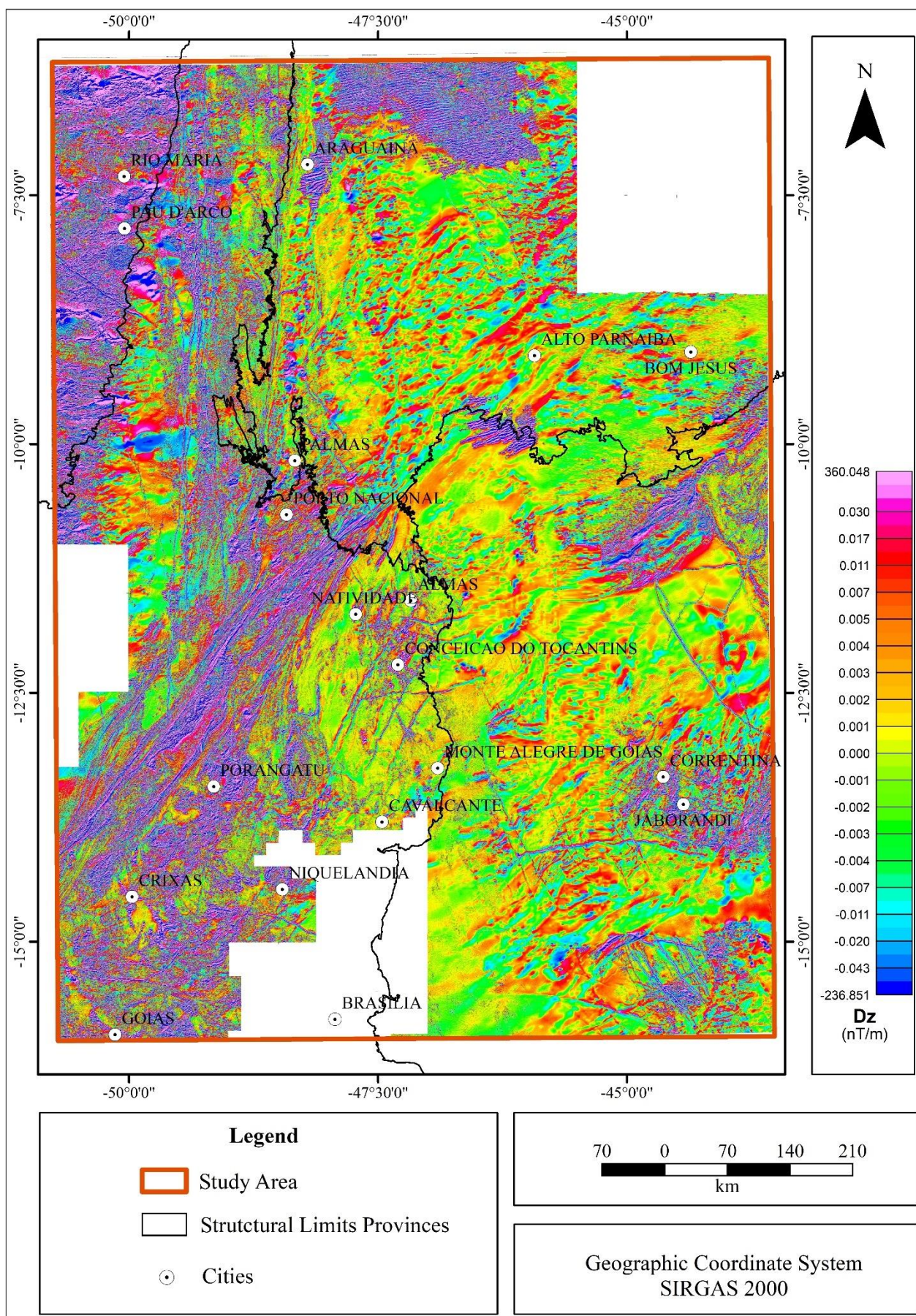


Figura 4.5: Derivada Vertical (Dz) para a área de estudo.

GRADIENTE HORIZONTAL TOTAL - GHT

O Gradiente Horizontal Total é um produto útil para observar a delimitação das bordas das fontes geofísicas em dados potenciais (gravimétricas e magnetométricas) e sua magnitude é dada segundo Cordell e Grauch (1985) como:

$$GHT = \sqrt{\left(\frac{\partial}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial}{\partial y}\right)^2} \quad \text{Eq.4.1}$$

O GHT é o gradiente horizontal utiliza as direções X e Y relacionadas às suas derivadas para o realce das variações que ocorrem lateralmente nos dados (Fig. 4.6) (Blum, 1999).

AMPLITUDE DO GRADIENTE TOTAL - TGA

O produto Amplitude do Sinal Analítico (ASA) foi descrito originalmente por Nabighian (1972; 1974) como uma função complexa definida pela equação:

$$a(x) = f(t) - i\varphi(t) \quad \text{Eq. 4.2}$$

O termo real da equação descrita acima é uma função $f(t)$ e está relacionado à derivada horizontal $\partial/\partial x$ e o termo imaginário $\varphi(t)$ é a transformada de Hilbert relacionada à derivada vertical $\partial/\partial z$ variando no tempo. O sinal analítico está relacionado às duas direções descritas acima, um gradiente do sinal em duas direções (2D). A amplitude do sinal, em 2D e 3D, é caracterizada por essas transformadas, posicionando a amplitude desses sinais nas estruturas geofísicas investigadas (Nabighian, 1984).

A Amplitude do Sinal Analítico (3D) é dada então por:

$$TGA = \sqrt{\left(\frac{\partial}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial}{\partial z}\right)^2} \quad \text{Eq. 4.3}$$

Segundo Li (2006), o ASA 3D não deve ser denominado de Amplitude do Sinal Analítico (2D) e sim de Amplitude do Gradiente Total, que corresponde ao gradiente das três direções do sinal analítico, diferente do Gradiente Horizontal Total – GHT (Fig. 4.7). Entretanto, Roes et al. (1992) apresentam o Gradiente Total em 3D como decorrente de todos os parâmetros que envolvem a intensidade do campo total magnético. Neste trabalho, o conceito utilizado é o de Gradiente Total em 3D, em concordância com Li (2006).

A solução do Gradiente Total realça as bordas de corpos e complementa os resultados do Gradiente Horizontal Total - GHT e de Redução ao Polo - RTP (Nabighian, 1972; Roest et al., 1992; Hsu et al., 1996; Li, 2006).

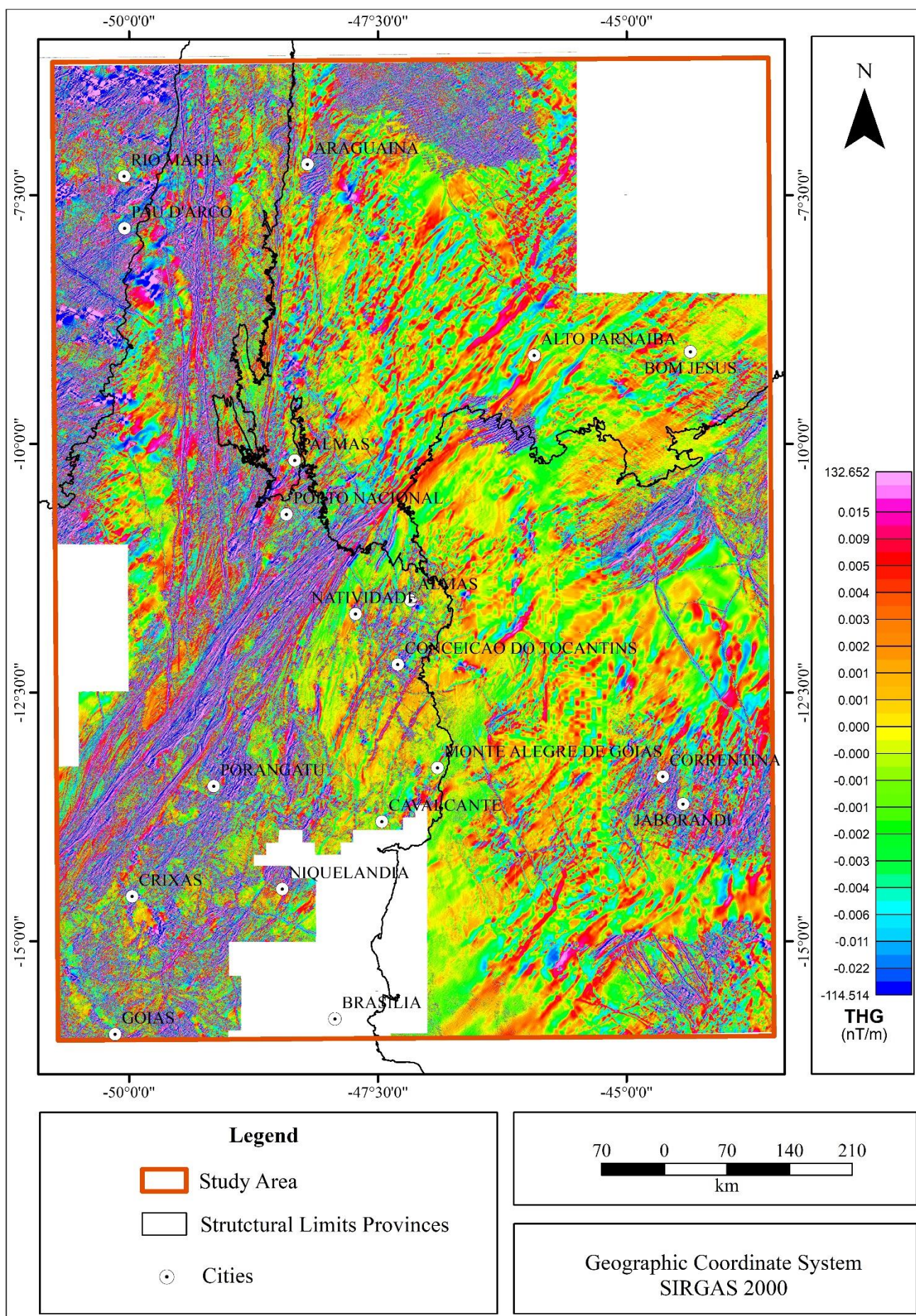


Figura 4.6: Gradiente Horizontal Total (THG) para a área de estudo.

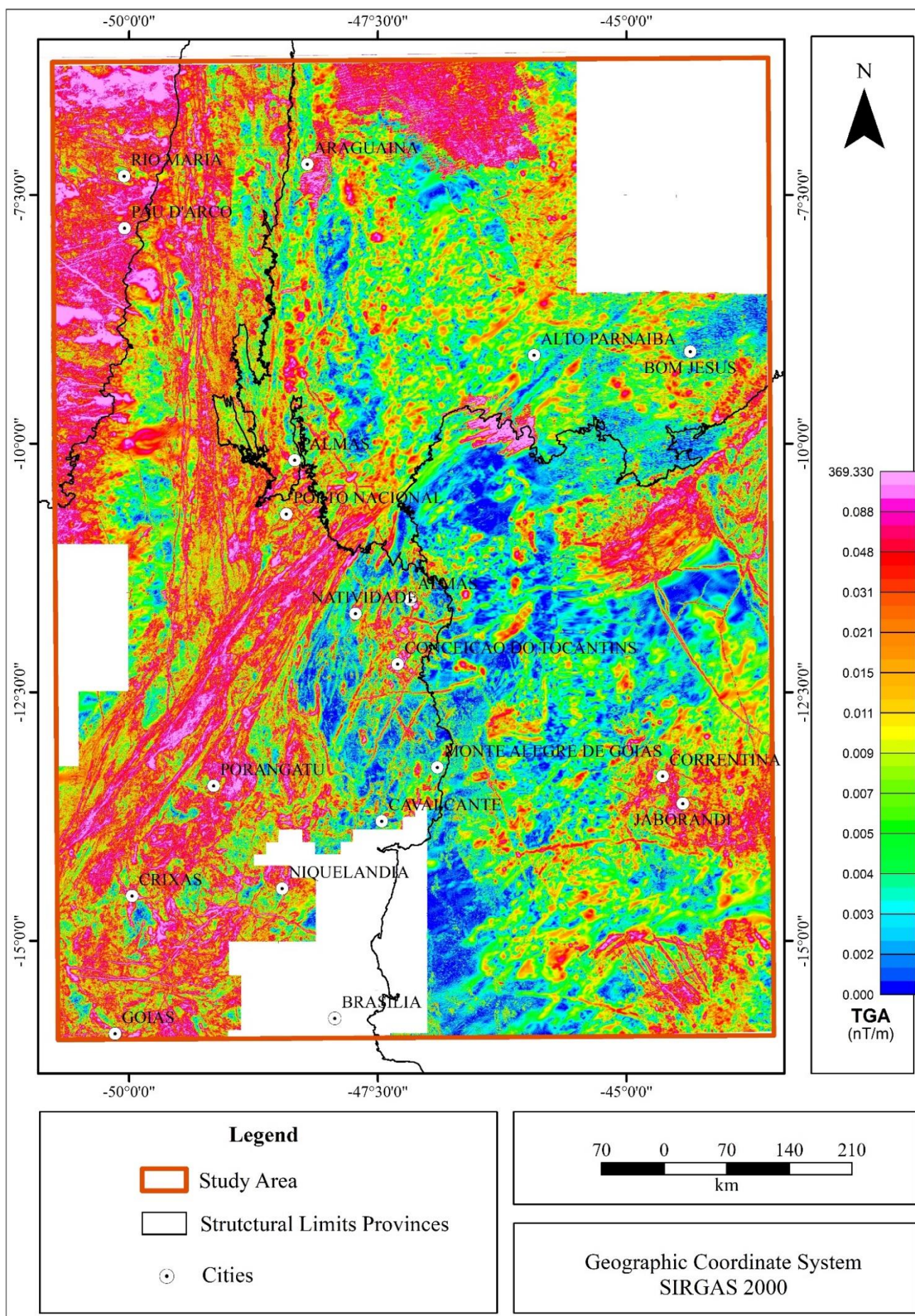


Figura 4.7: Amplitude do Gradiente Horizontal Total (ASA/TGA) para a área de estudo.

TILT DERIVATIVE - TILT

O *Tilt Derivative* ou Inclinação do Sinal Analítico, assim como o produto TGA, é mais utilizado para dados magnetométricos. A técnica possibilita o realce dos corpos em contato vertical, tendendo ao infinito. Mostra informações de alta e baixa frequência e fornece informações para fontes mais rasas, sem atenuar as informações oriundas das fontes mais profundas. Segundo Salém et al. (2007), o TILT é um ângulo dado em radianos (ou graus) que pode assumir valores entre $\pm \pi/2$ e apresenta interpretação numérica. Os valores positivos apresentam o posicionamento sobre a fonte, os valores aproximados de zero correspondem às bordas da fonte e os valores negativos estão distantes da fonte causadora da anomalia (Fig. 4.8) (Ferreira et al., 2013).

O TILT pode ser utilizado para estimar profundidades de fontes magnéticas rasas, onde o zero delimita as bordas dos corpos, e para isso é recomendado que o TILT seja obtido com a malha reduzida ao polo (quando possível), para que haja a centralização dos corpos, desde que esses não apresentem magnetização remanescente (Salém et al., 2007). Ferreira et al. (2013) mostram que o TILT é menos sensível às variações em profundidades de fontes magnéticas, quando comparado com outros produtos.

Eq. 4.4

$$TILT_{ouISA} = \tan^{-1} \frac{\partial z}{GHT}$$

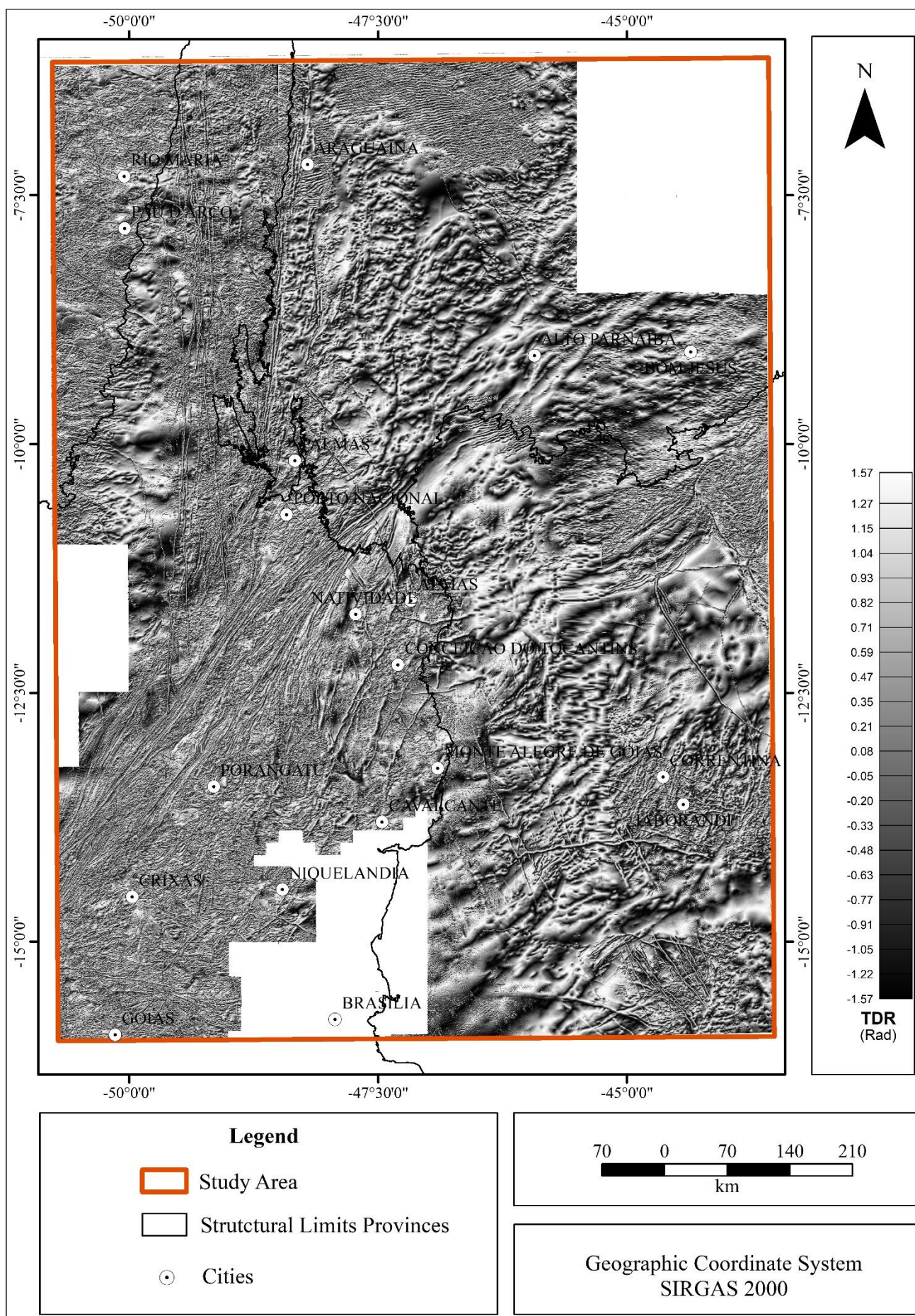


Figura 4.8: Tilt Derivative - TDR para a área de estudo.

4.2.2. Gamaespectrometria

Com os canais das concentrações de K (%), *eTh* (ppm) e *eU* (ppm) já corrigidos, após a interpolação e união dos dados, foram gerados para a área de estudo os produtos gamaespectrométricos principais atribuídos aos elementos como: K (%), *eTh* (ppm), *eU* (ppm), imagens ternárias RGB e CMY (Figs 4.9 a 4.13).

A etapa de filtragem nos *grids* deve acontecer após a união. Essa etapa também pode inserir valores negativos nos *grids* gamaespectrométricos, que devem ser corrigidos. Neste trabalho foram utilizados os filtros de Cosseno direcional, que operaram eliminando as tendências Norte-Sul provenientes de linhas de voo, principalmente em *grids* de K (%) e *eU* (ppm) e nas regiões de suturas. O filtro *Hanning* (3 vezes) foi utilizado para eliminar as altas frequências. Após a filtragem, há novamente a verificação da estatística dos valores das concentrações correspondentes ao *grid* original.

É importante ressaltar, que o objetivo da criação dos produtos gamaespectrométricos para toda a área de estudo é caracterizar as principais assinaturas gamaespectrométricas na área, para posteriormente, realizar a geração do produto do calor radiogênico. Entretanto, os canais de potássio K (%) e Urânio *eU* (ppm) sofrem forte influência do *background* da região, bem como influências em regiões úmidas, apresentando dificuldades na união entre os *grids*. É recomendado, que ao trabalhar em escalas de maior detalhe (áreas alvo) os bancos de dados sejam cortados para a área de interesse, fato que minimiza esses efeitos. Assim, o tratamento dos dados gamaespectrométricos deve ser realizado no próprio banco de dados, como foi realizado para as três áreas alvo: Província Estanífera de Goiás- PEG, Bloco Cavalcante Natividade e Província Carajás.

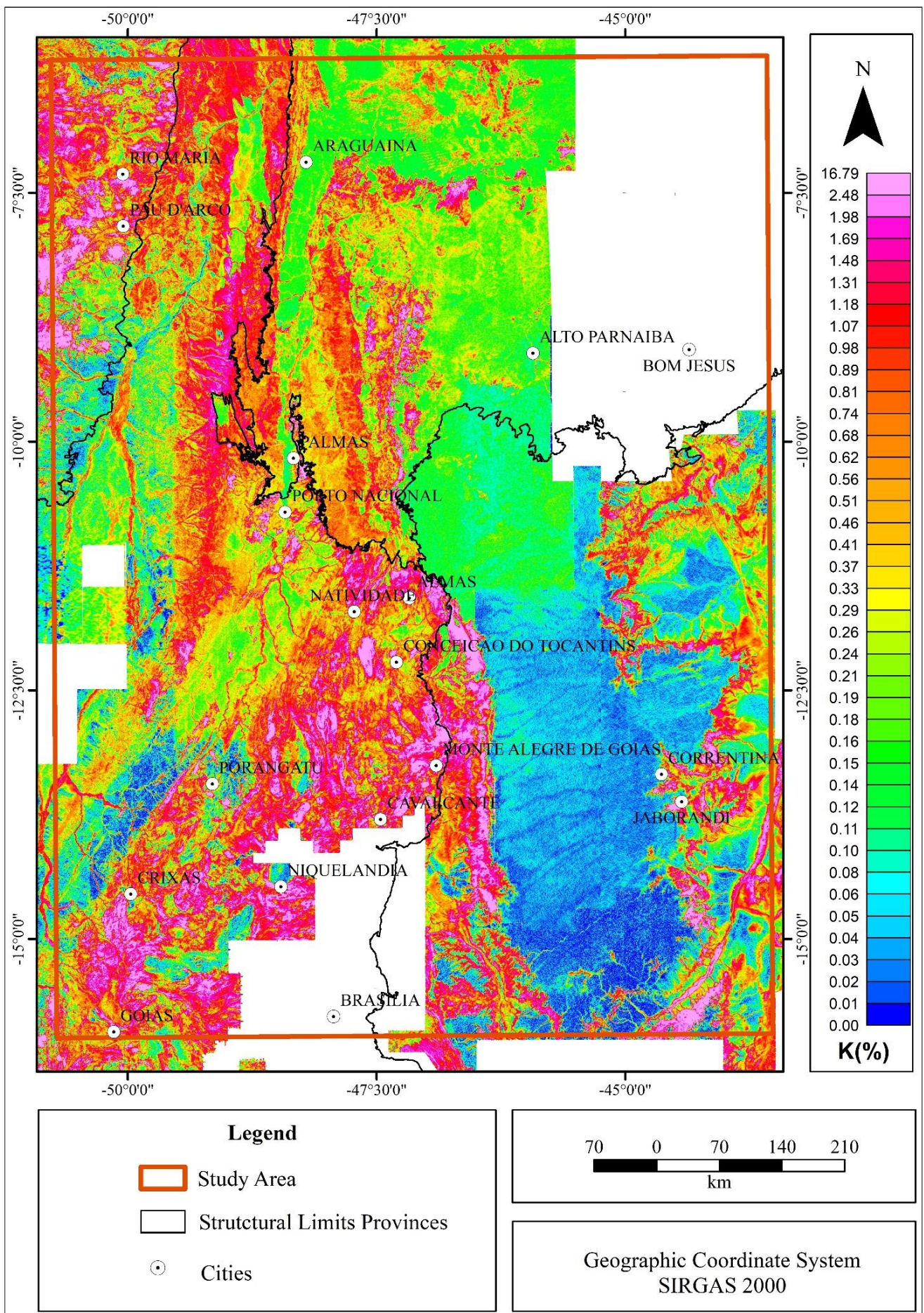


Figura 4.9: Potássio K (%) para a área de estudo.

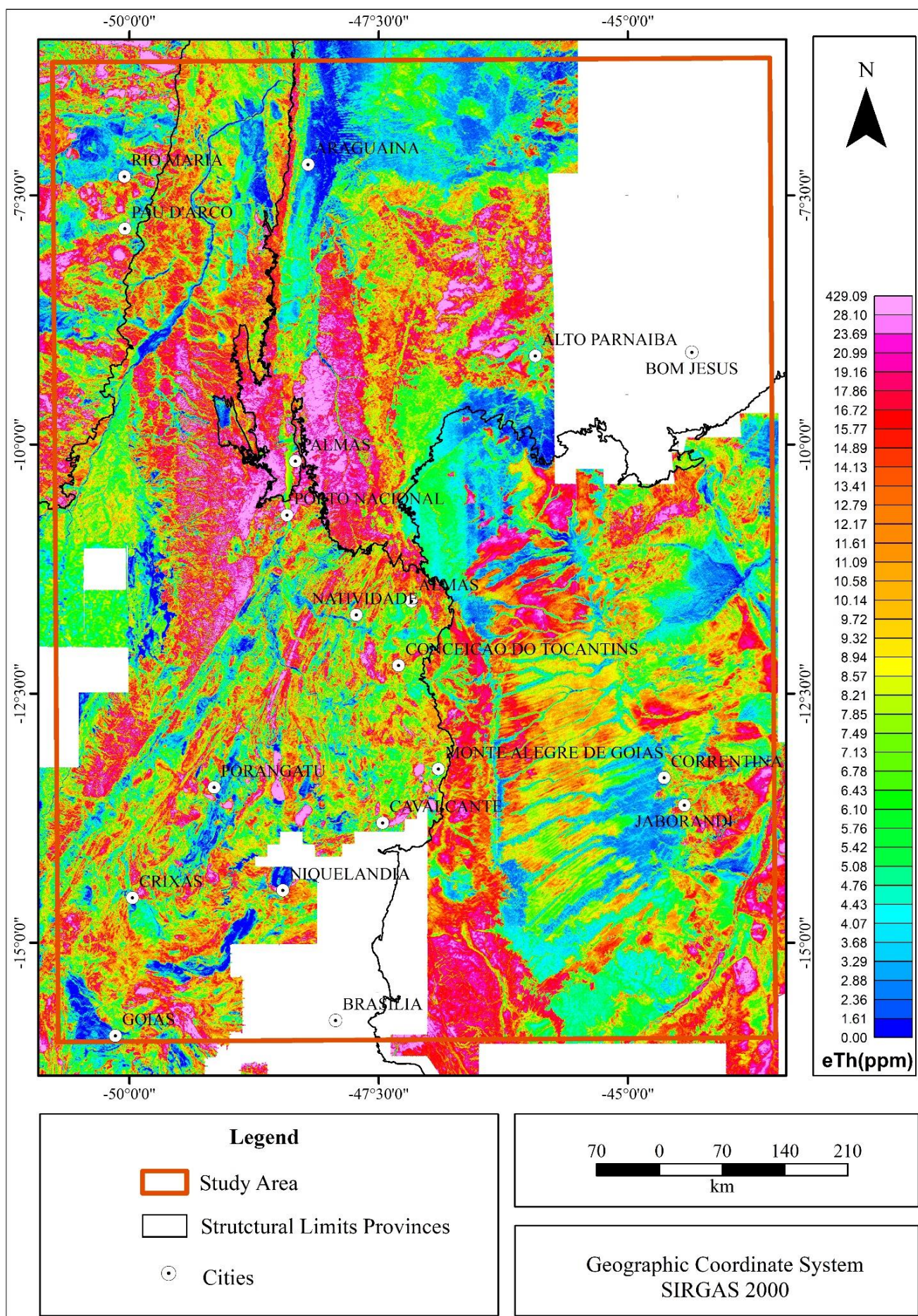


Figura 4.10: Tório eTh (ppm) para a área de estudo.

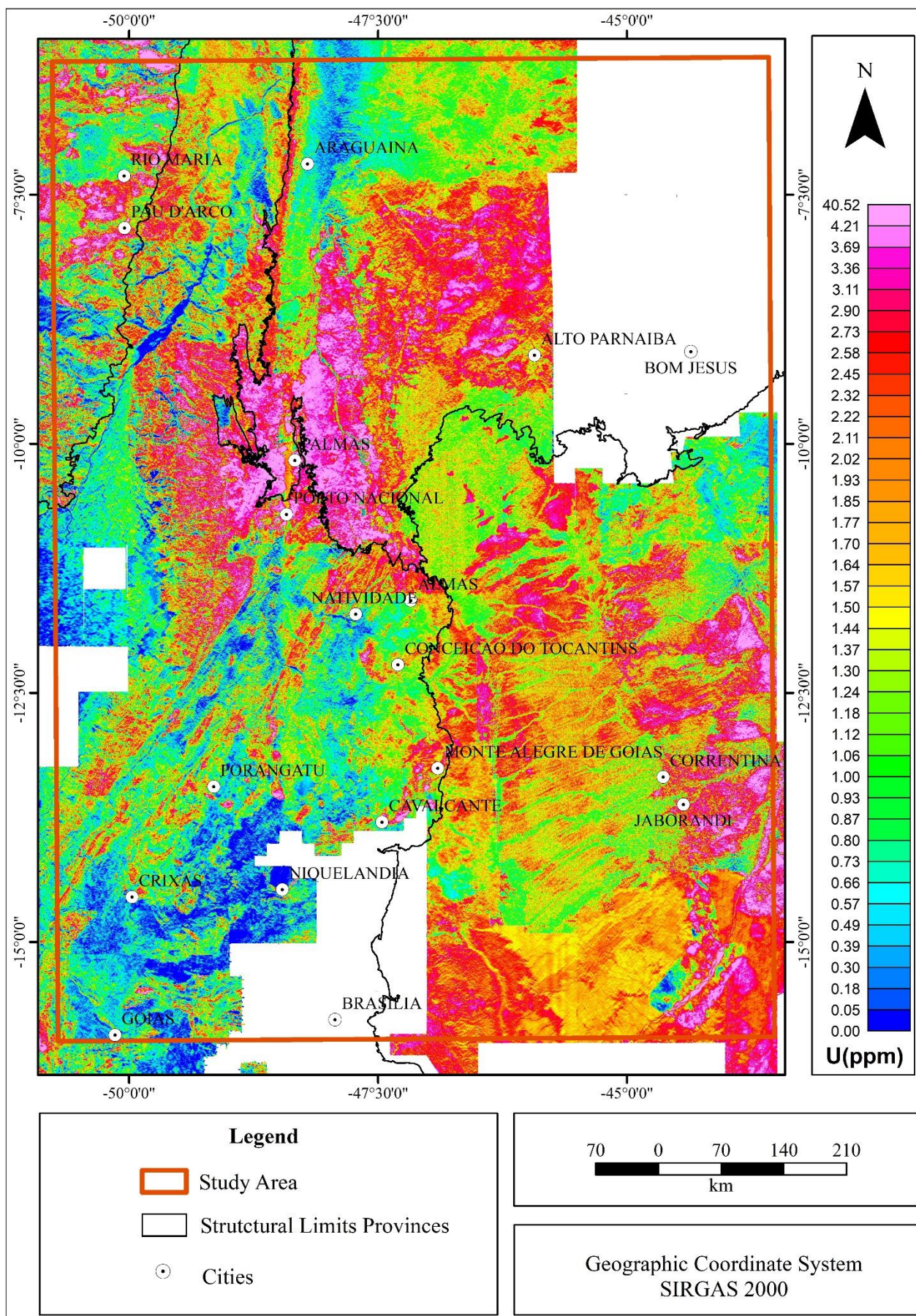


Figura 4.11: Urânio eU (ppm) para a área de estudo.

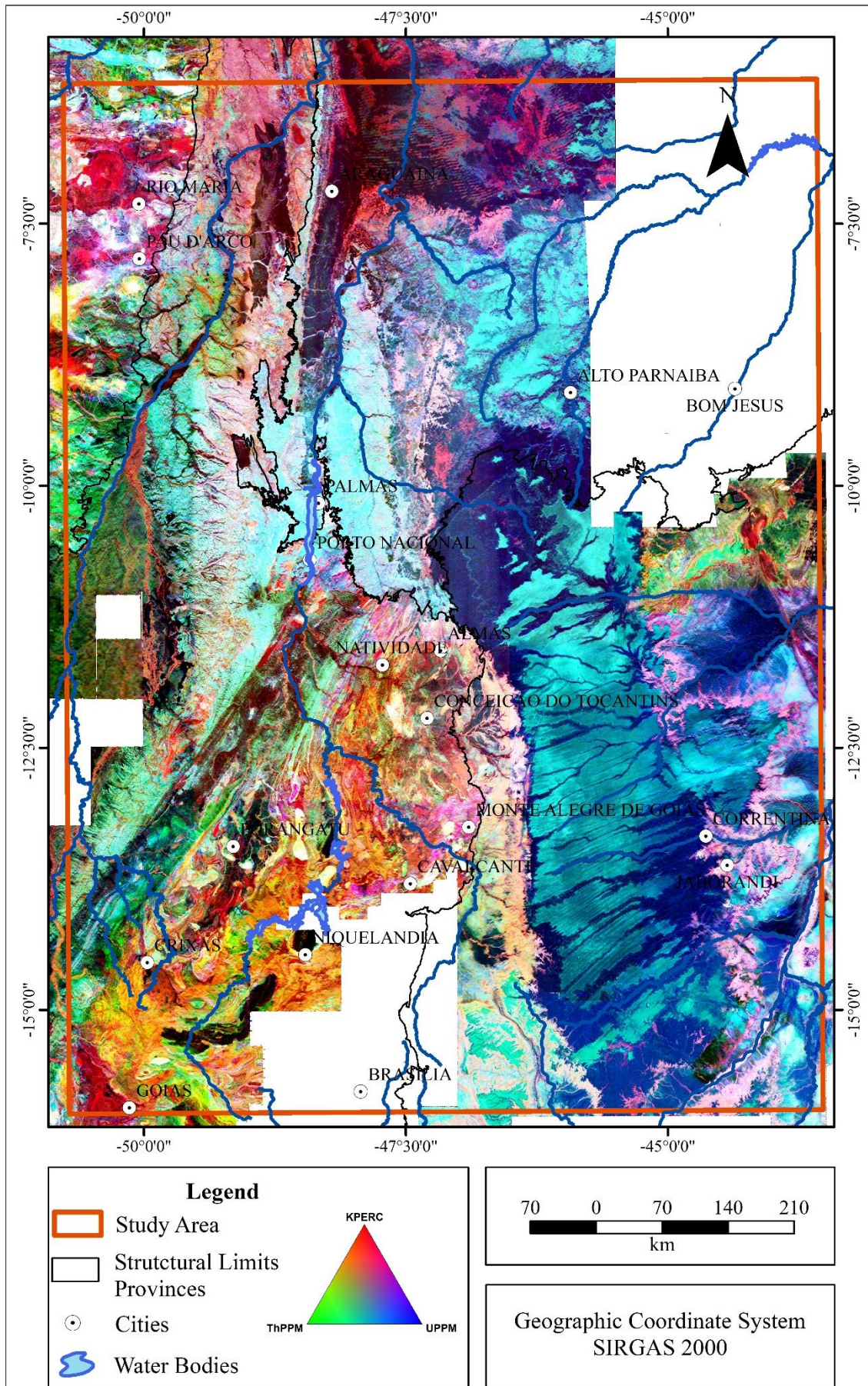


Figura 4.12: Imagem de Composição Ternária (RGB) para a área de estudo.

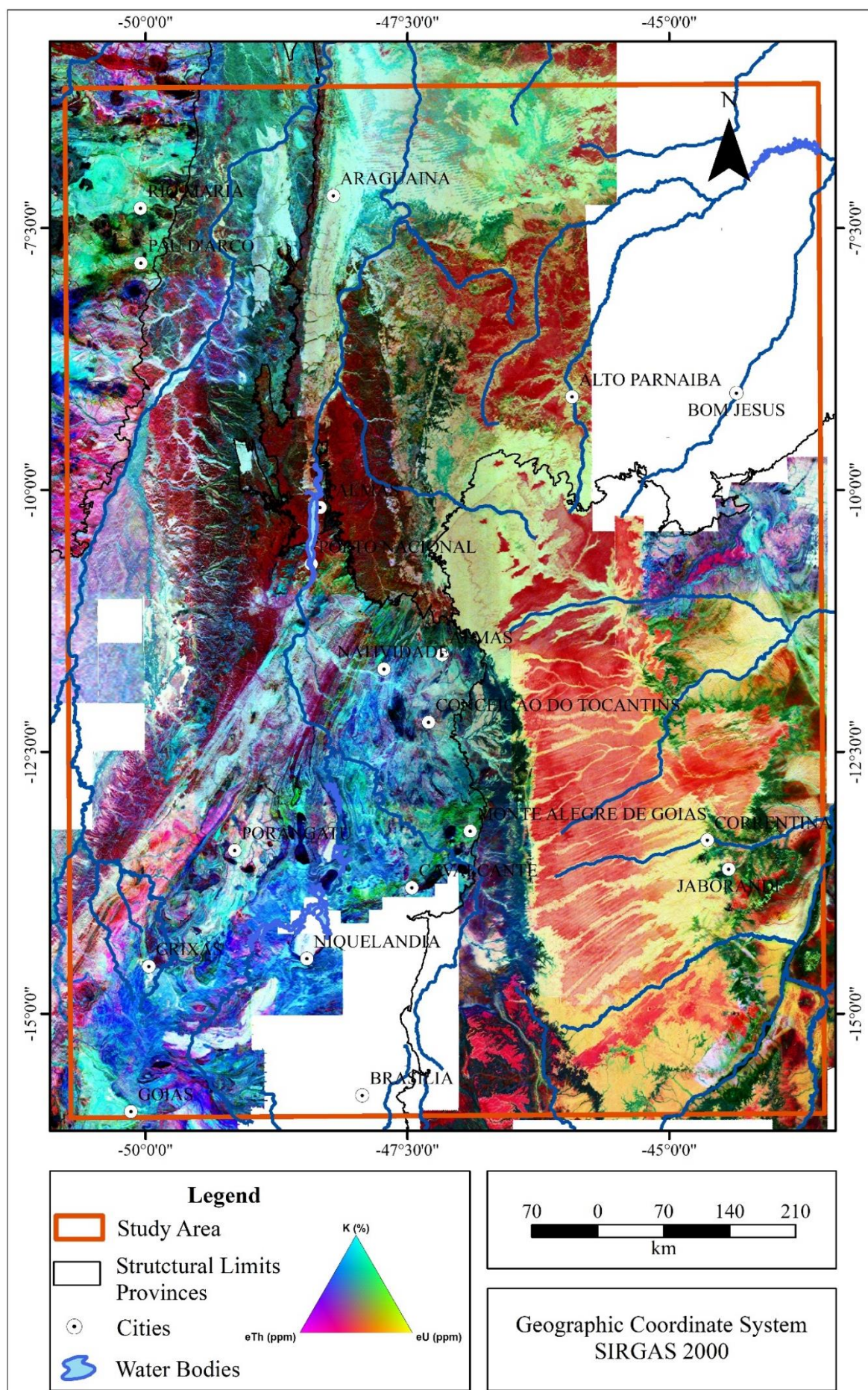


Figura 4.13: Imagem de Composição Ternária (CMY) para a área de estudo.

4.2.3. Gravimetria

A partir dos dados gravimétricos de satélite oriundos da missão *Gravity Recovery and Climate Experiment* - GRACE, da compilação *World Gravity Map* - WGM2012, foram obtidos os principais produtos gravimétricos: a anomalia Bouguer (Figura 4.16), a anomalia Ar Livre (Figura 4.14) e o Modelo de Elevação do Terreno Etopo (Figura 4.15). A princípio, a proposta da pesquisa com base em dados gravimétricos é caracterizar as anomalias Bouguer, geradas a partir das variações no campo potencial, presentes na área de estudo para um entendimento a priori da geotectônica, bem como comparar o produto com as informações disponíveis na literatura. Essas informações em conjunto, com amostras de densidades obtidas de rochas características, são primordiais na interpretação da Superfície Curie e do Fluxo Térmico para a área de estudo.

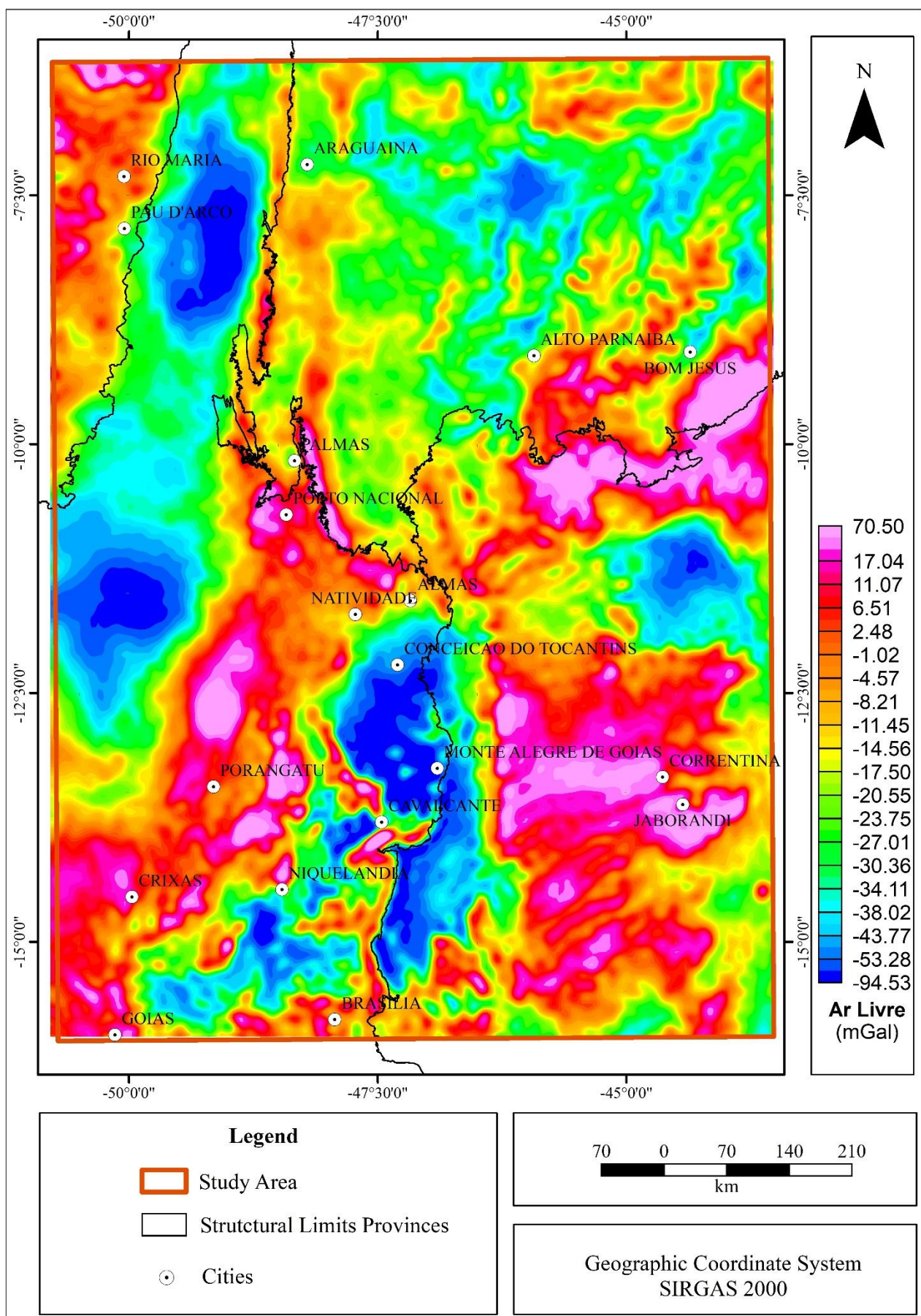


Figura 4.14: Anomalia Ar Livre para a área de estudo.

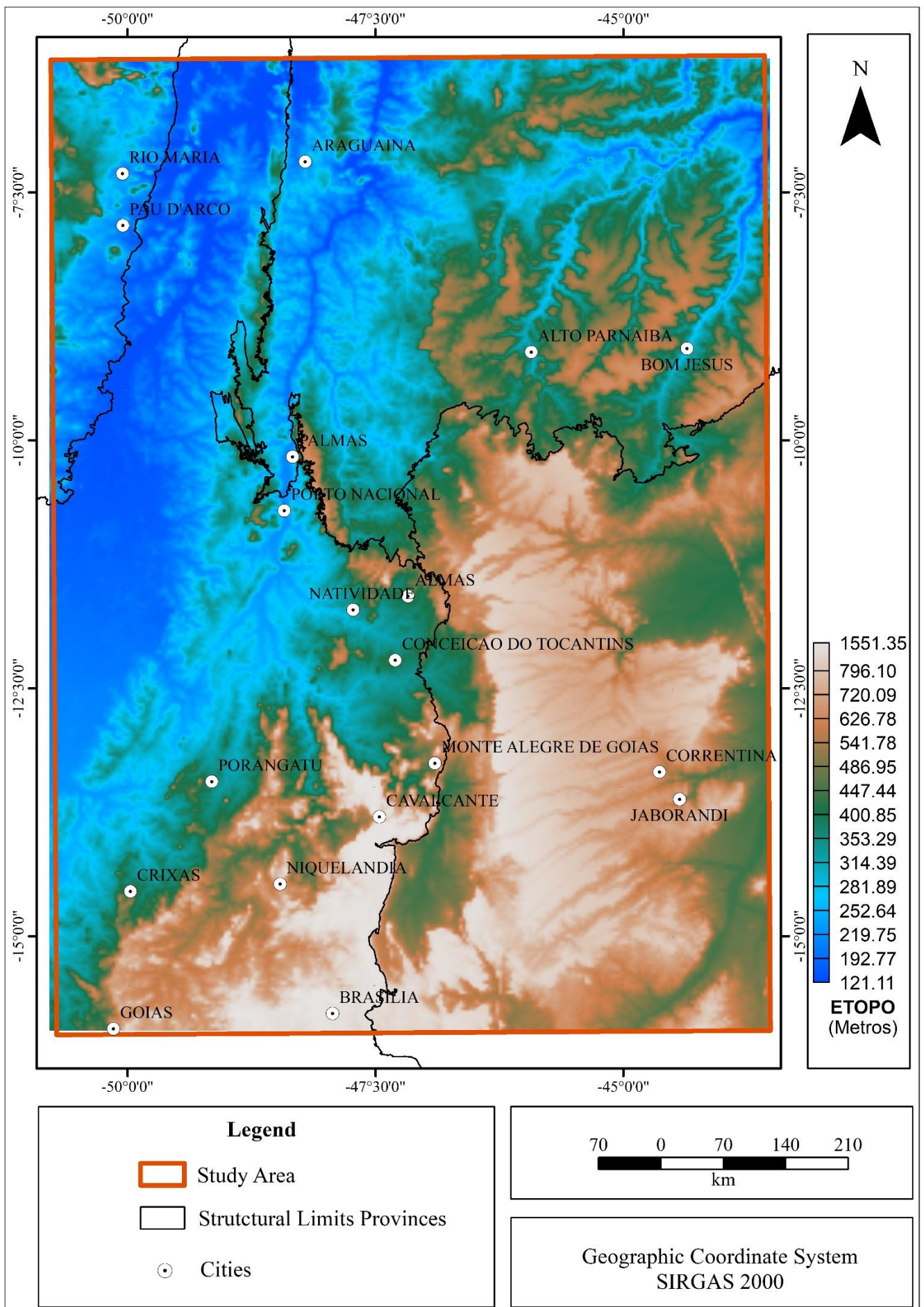


Figura 4.15: Modelo de Elevação do Terreno (Etopo) para a área de estudo.

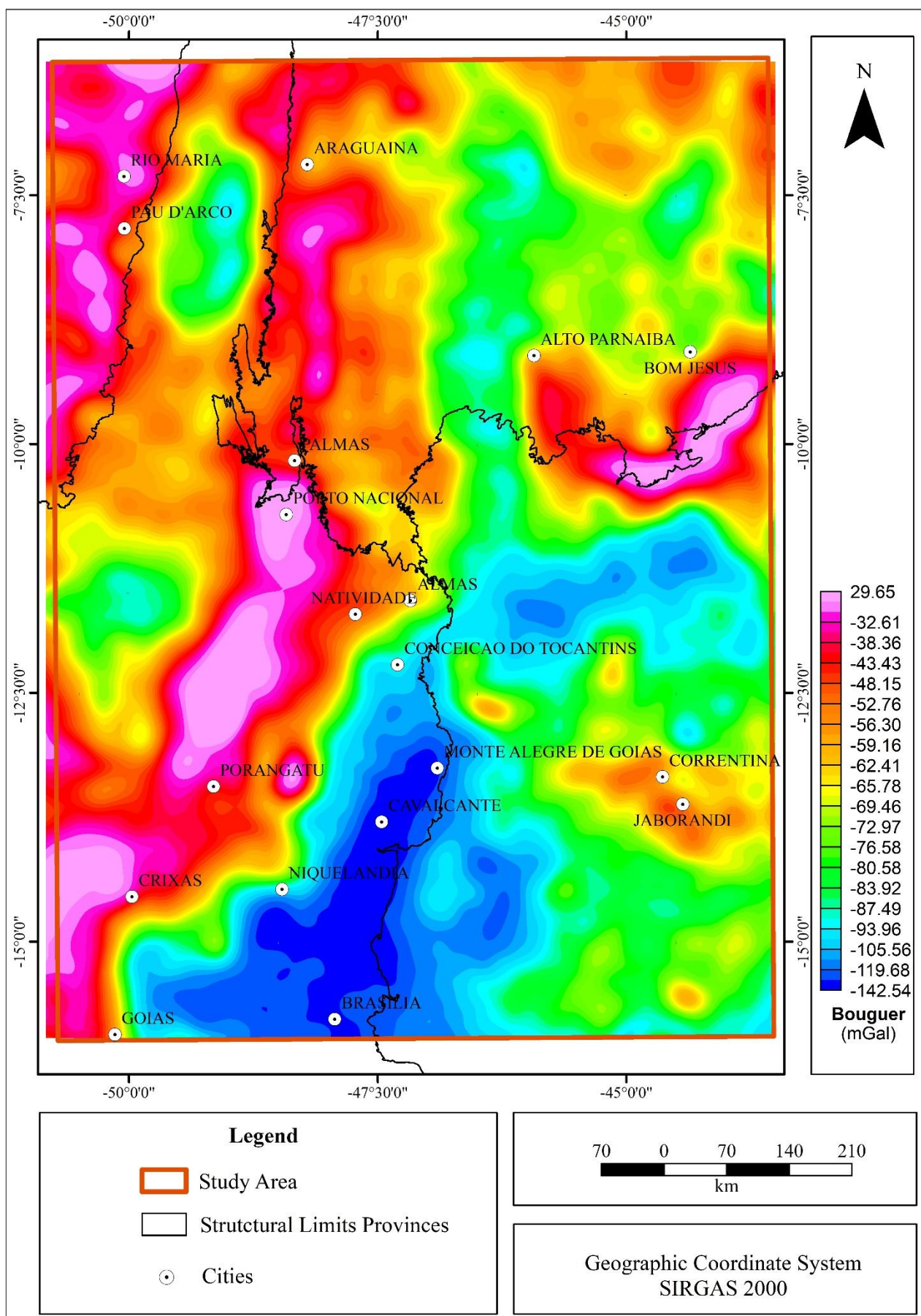


Figura 4.16: Anomalia Bouguer para a área de estudo.

4.2.4. Calor Radiogênico

Após a união dos principais produtos gamaespectrométricos K (%), *e*Th (ppm) e *e*U (ppm), o calor radiogênico da área de estudo foi obtido a partir da relação de Rybach (1986) (Equação 3.7; Capítulo 3 - Natureza dos Dados, Métodos e Metodologia Proposta). A relação ocorre entre as concentrações dos radioelementos e da densidade. A densidade utilizada para esse produto regional foi atribuída à densidade da crosta terrestre de composição fundamentalmente granítica ($2,7 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$) (Koosah et al., 2007; Ventura et al., 2011; Lima et al., 2018). Entretanto, em áreas de maior detalhe, é fundamental utilizar as densidades das rochas pertencentes à região (Artemieva et al., 2017). Esse produto foi essencial para a identificação de potenciais áreas alvos, para discussão dos comportamentos econômico e geotermal, bem como para a elaboração dos artigos científicos desta pesquisa. A 2ª proposta de artigo (Capítulo 5 - Resultados) mostra o calor radiogênico estimado para toda a área de estudo.

4.2.5. Superfície Curie

A Superfície Curie foi estimada com base em dados de satélite da compilação EMAG2 (*Earth Magnetic Anomaly Grid 2 arc-minutes*) (Maus et al., 2009). A estimativa foi realizada com o uso do método da magnetização fractal (Mather & Delhaye, 2019), assim como descrito no Capítulo 3 - Natureza dos Dados, Métodos e Metodologia Proposta. Neste trabalho, optamos por realizar dois testes para gerar o produto Superfície Curie: i) utiliza-se a estimativa em escala global com o “janelamento de *grids*” (Li et al., 2017) (Figura 4.17); e ii) estima-se pelo método de fractal (Lima et al., 2023), sem o “janelamento” dos dados, considera-se todo o espectro (Figura 4.18).

O produto obtido com a Superfície Curie, com base no apresentado por Lima et al. (2023), foi gerado com tamanho de célula de 0,02625 graus (2.916 metros) (Fig. 4.18), enquanto o produto segundo Li et al. (2017) foi interpolado com tamanho de célula de 0,1666666667 graus (*ca.* 18.518,25 metros) (Fig. 4.17). Ambos os produtos de Superfície Curie apresentaram profundidades coerentes com àquelas disponíveis na literatura, como mostra a Tabela 4.1.

Ao observar os dois produtos, constata-se que existem relações como as rasas profundidades na região de Palmas e em Brasília, entretanto os produtos apresentaram diferenças, que podem refletir as respostas de fontes magnéticas em diferentes profundidades devido as distintas metodologias empregadas para o cálculo da profundidade Curie. Além das informações magnéticas apresentadas pelo produto Superfície Curie, a metodologia proposta para gerar o produto Fluxo Térmico faz uso desse produto, especificamente, a Superfície Curie gerada segundo Lima et al. (2023) (Fig. 4.18). Ademais, esse produto realça a assinatura geotermal da crosta na região que abrange as áreas alvos 1 (PEG) e 2 Bloco Cavalcante – Natividade), em concordância com o apresentado em Guimarães et al. (2014).

Tabela 4.1: Comparação entre valores de profundidade de Superfície Curie obtidos na área de estudo – Porção Central da Província Tocantins.

Localidade	Faixa Profundidade Curie (km)	Referência
Porção Central de Goiás	24,438 a 37,481 (30,76 $\pm$ 5,85)	Blum e Pires (1996)
Porção Central da Província TO	25 a 39	Guimarães et al. (2014)
Área de estudo	27 a 42,4 (35 $\pm$ 3,28)	Li et al. (2017)* calculado neste trabalho
Área de estudo	10 a 38,2 (25 $\pm$ 5,8)	Lima et al. (2023) * calculado neste trabalho

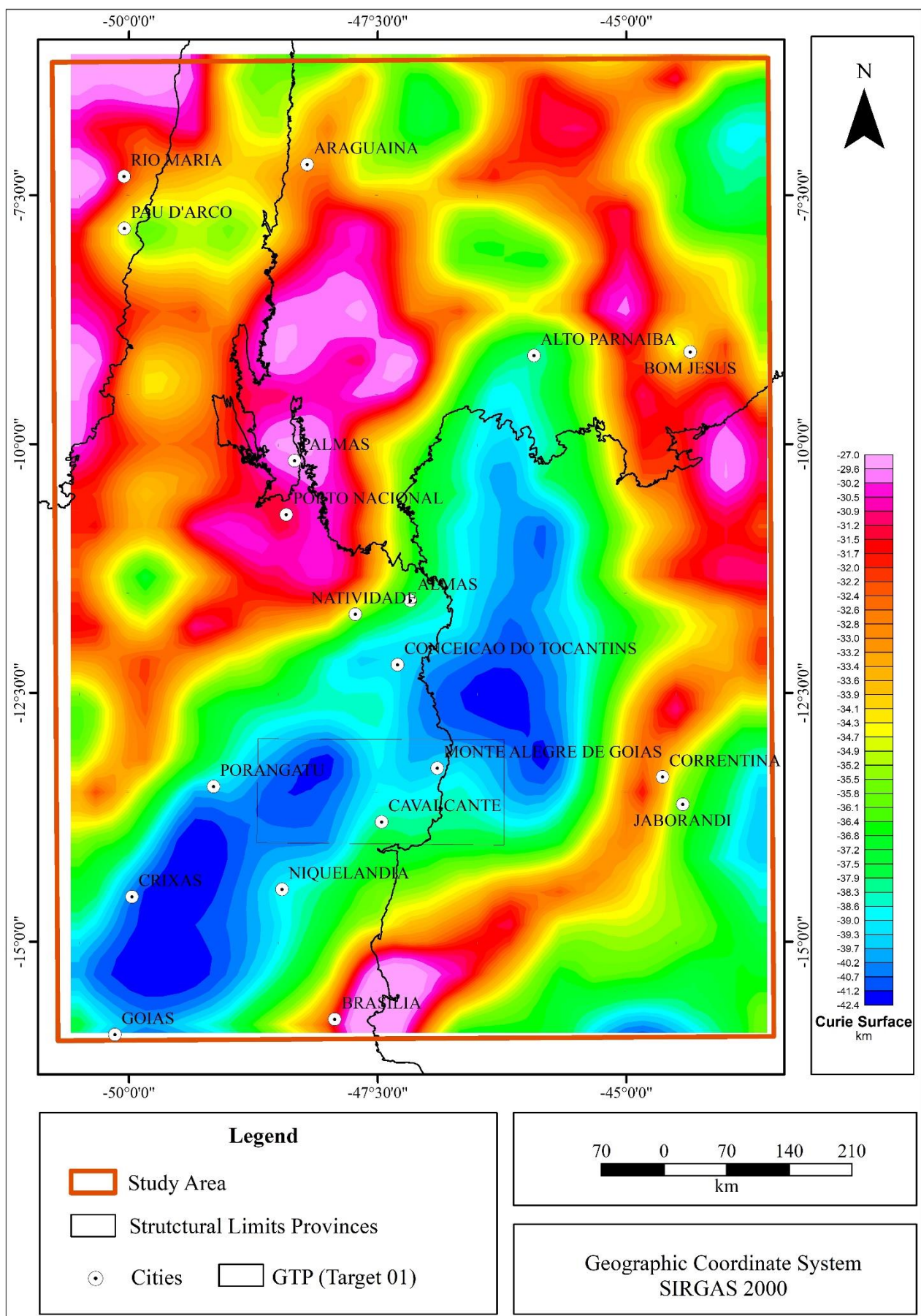


Figura 4.17: A Superfície Curie para a área de estudo, segundo Li et al. (2017).

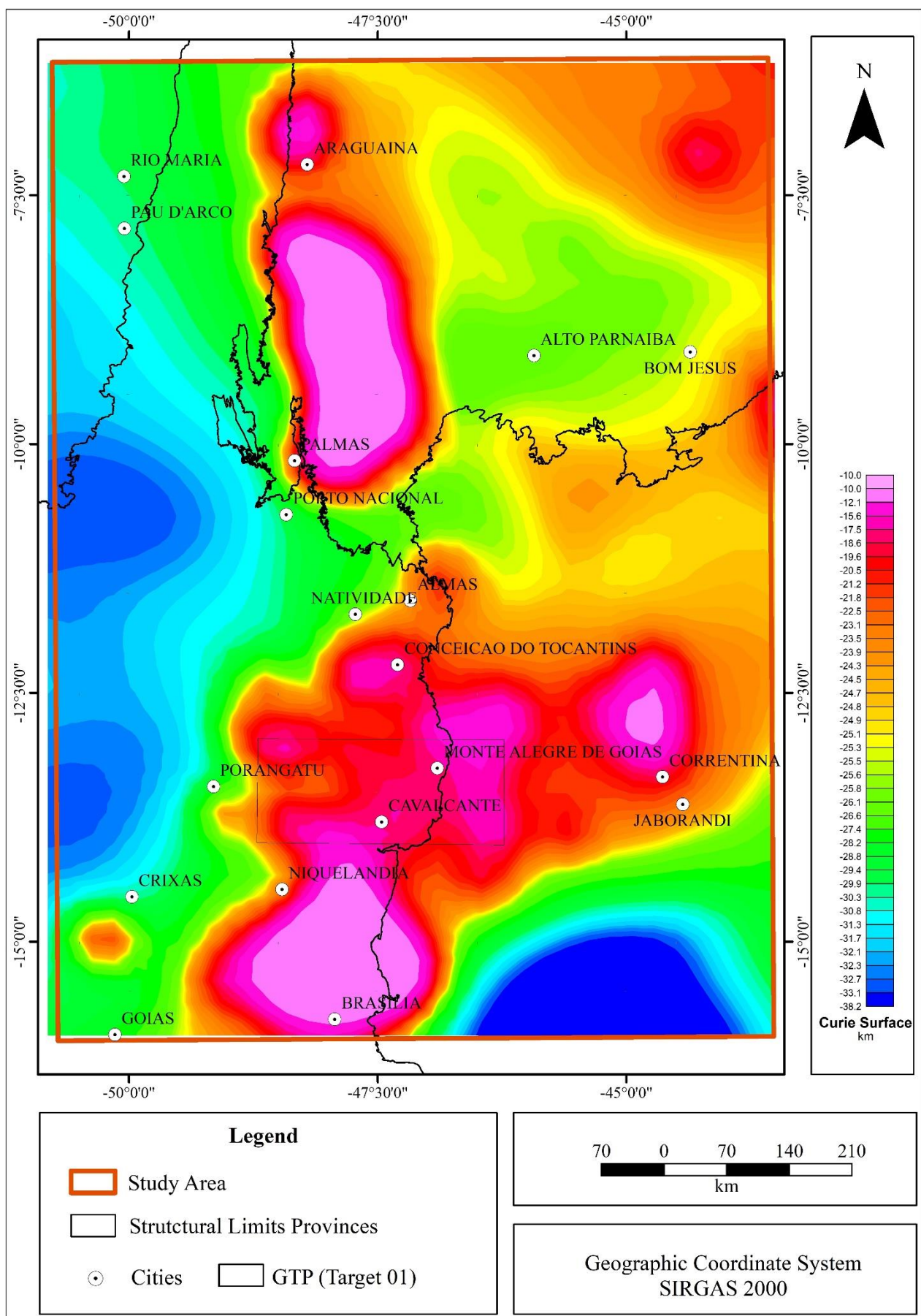


Figura 4.18: A Superfície Curie para a área de estudo, conforme Lima et al. (2023).

4.2.6. Gradiente Geothermal

Neste trabalho, o Gradiente Geothermal foi calculado a partir da equação que envolve a variável profundidade Curie (Equação 3.19; Capítulo 3), como metodologia realizada nos trabalhos de Li et al. (2017), Erbeck et al. (2019) e Blum (1999). O tamanho de células se manteve o mesmo da Superfície Curie utilizada: 0,02625 graus e o algoritmo de interpolação foi o Mínima Curvatura.

4.2.7. Condutividade Termal

A princípio, a maioria dos dados de Condutividade Termal utilizados neste trabalho são referentes ao banco de dados internacional apresentado no trabalho de Hamza et al. (2020). Estes dados foram interpolados com o mesmo tamanho de células e mesmo algoritmo de interpolação dos produtos anteriores (0,02625 graus/Mínima Curvatura) e a distribuição dos pontos pode ser vista na Figura 4.19, representada como pontos em preto. Entretanto, com o objetivo de obter maiores informações das áreas alvo, foram adquiridas 24 medidas de Condutividade Termal, apresentadas pelos pontos em vermelho e distribuídas entre a PEG, o Bloco Cavalcante Natividade e os limites entre a Província Tocantins e o Cráton do São Francisco (Figura 4.20; Tabela 3.2). Essas medidas foram integradas ao *grid* anteriormente gerado a partir dos dados de Hamza et al. (2020), com interpolação com célula de 0,02625 graus (algoritmo Mínima Curvatura) e um *Blanking Distance* para interpolar lugares onde não há pontos. Observa-se que o tamanho do *grid* diminuiu em função da distribuição de dados/pontos, portanto, o Fluxo Térmico deverá assumir o novo tamanho de *grid*.

Neste trabalho, a região Central da Província Tocantins, apresenta Condutividade Termal que varia entre 1 e 3,4 W/mK, com média de $2,6 \pm 0,3$ (Fig. 4.20), esses resultados convergem com aqueles obtidos na literatura (Vitorello et al., 1980; Guimarães et al., 2014; Hamza et al., 2020).

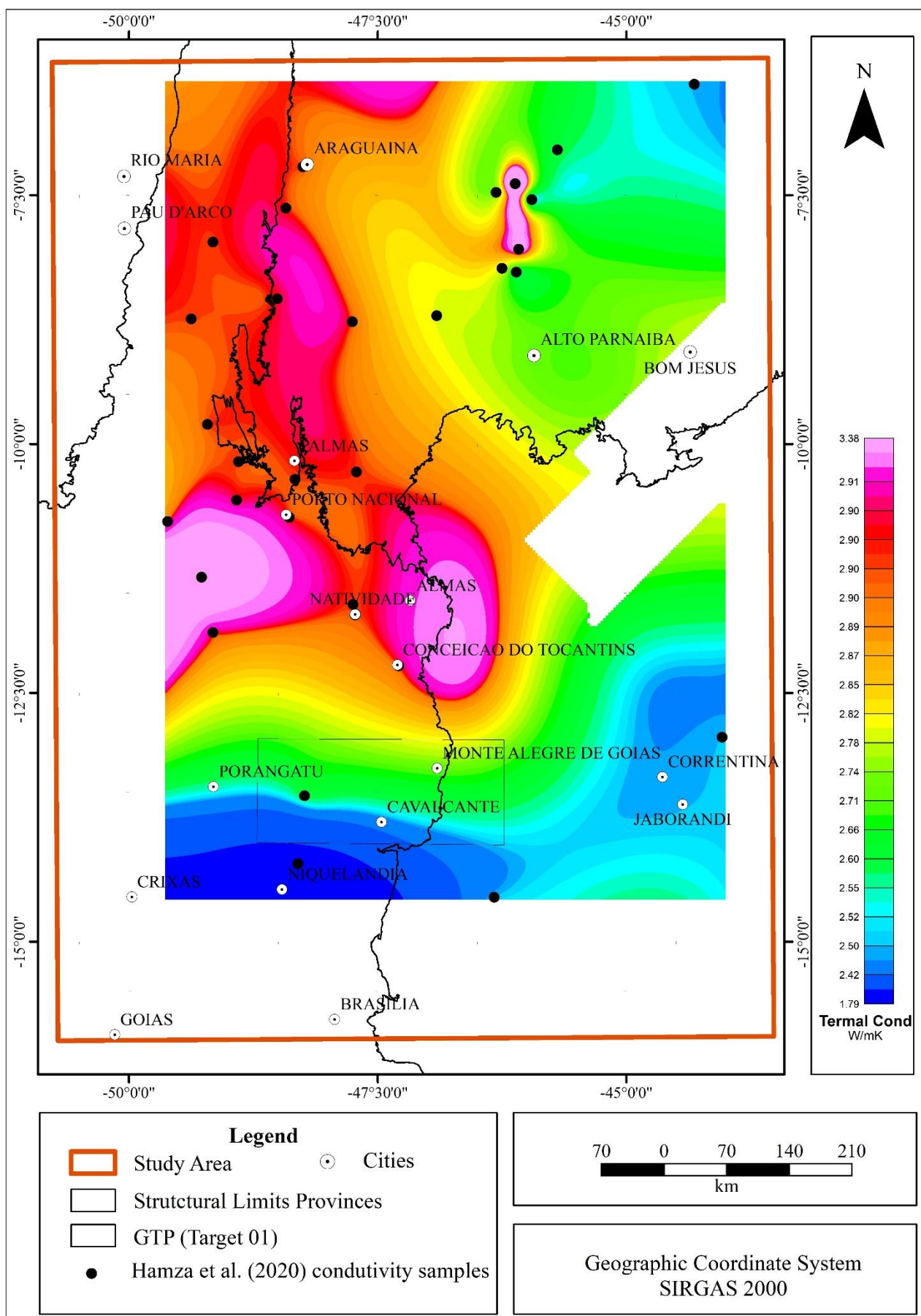


Figura 4.19: Condutividade Térmica, segundo Hamza et al. (2020).

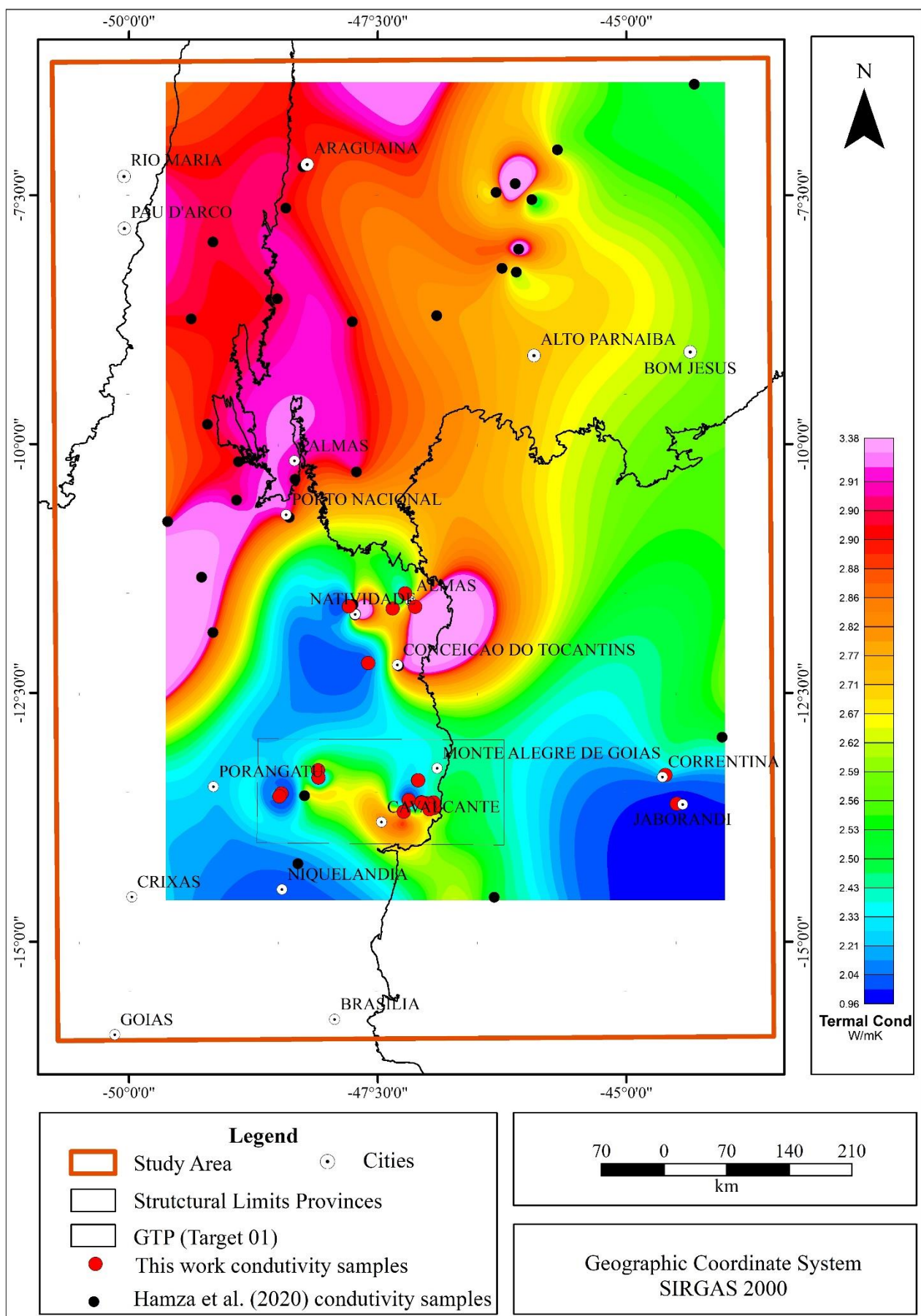


Figura 4.20: Condutividade Térmica integrada, dados deste trabalho e dados compilados de Hamza et al. (2020).

4.2.8 Fluxo Térmico

O Fluxo Térmico, *Heat Flow*, foi calculado a partir do produto entre a Condutividade Térmica e o Gradiente Geotermal, obtidos neste trabalho, conforme a equação 3.16 (Capítulo 3), em concordância com Vitorello et al. (1980). O tamanho de células se manteve o mesmo dos produtos anteriores (0,02625 graus) e o algoritmo de interpolação foi o Mínima Curvatura (Fig. 4.21). Com o objetivo de expressar o comportamento termal das áreas alvos 1 e 2, foi acrescentado o Calor Radiogênico ao Fluxo Térmico, conforme a Equação 3.18 (Polack, 1993). É sabido que a área de estudo apresenta anomalias radiogênicas (Carvalhêdo et al., 2024), portanto é relevante o acréscimo desse produto ao cálculo do Fluxo Térmico (Fig. 4.22). A análise quantitativa entre os dois fluxos térmicos gerados para área não mostra diferenças relevantes, entretanto, o produto do fluxo obtido com o calor radiogênico mostra anomalias mais suavizadas para as áreas alvo PEG e Bloco Cavalcante Natividade.

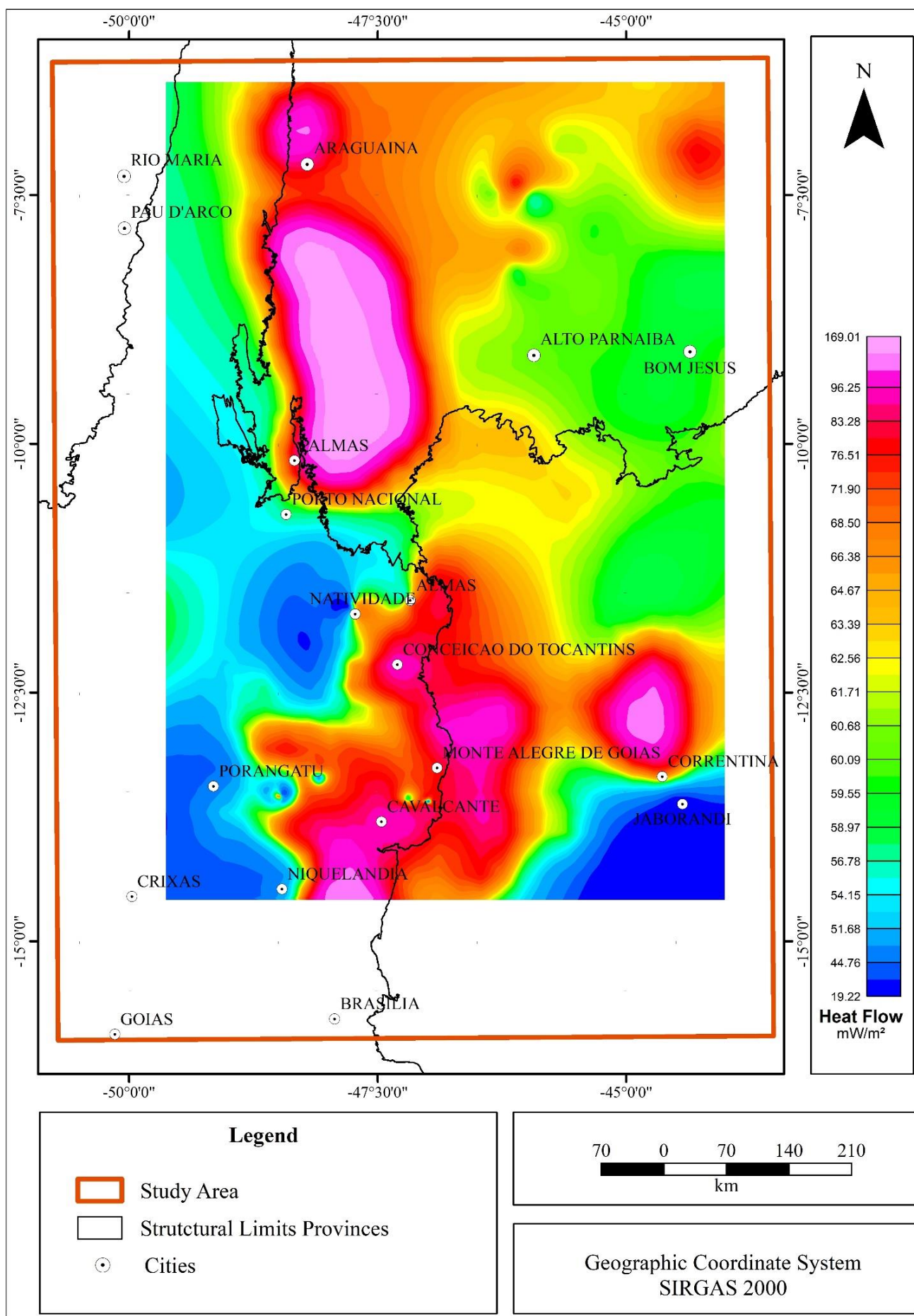


Figura 4.21: Fluxo Térmico obtido para a área de estudo.

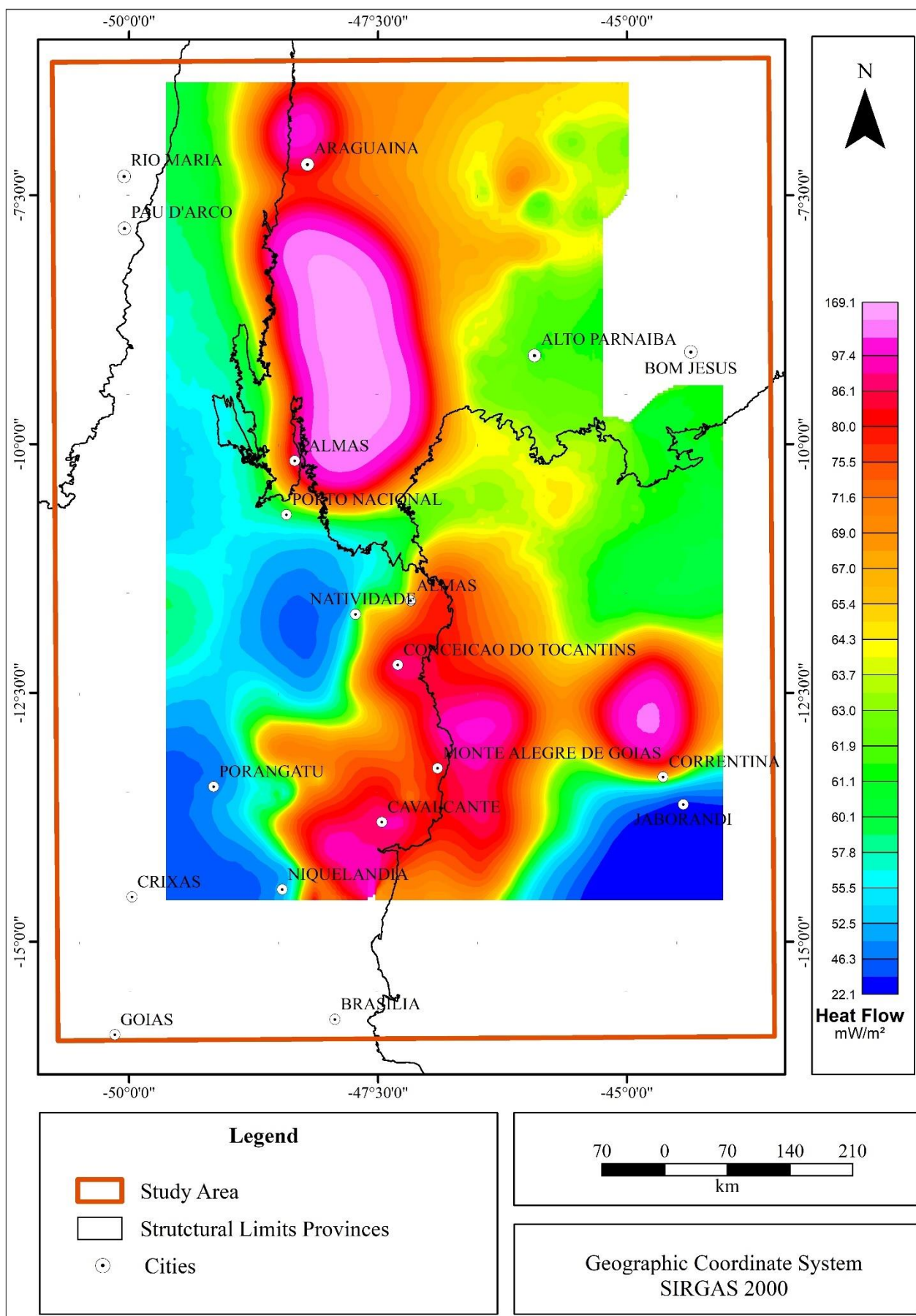


Figura 4.22: Fluxo Térmico obtido com o Calor Radiogênico (A0) para a área de estudo.

5. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Essa seção apresentará os principais resultados obtidos durante este projeto de doutorado. Os resultados foram subdivididos entre artigos referentes às áreas de estudo e às metodologias propostas. O primeiro artigo (aceito e publicado) discorre sobre o Calor Radiogênico na Província Estanífera de Goiás (Área Alvo 1), bem como suas relações com granitos Tipo A HHPG (*High Heat Production Granites*) e zonas mineralizadas em Estanho (Sn) e Terras Raras (ETR). A segunda proposta (a submeter) compreende toda a área de estudo com enfoque no Bloco Cavalcante Natividade (Área Alvo 2), região aonde foram adquiridas amostras de condutividade térmica, densidade, susceptibilidade magnética e velocidades de Ondas P e S. O objetivo é apresentar a assinatura geotermal da área e contribuir ao conhecimento geotectônico dos limites Província Tocantins – Cráton do São Francisco, bem como Província Tocantins – Bacia do Parnaíba, a partir de dados de Calor Radiogênico, Superfície Curie, Gravimetria, Sísmica de Refração e Fluxo Térmico. O terceiro artigo proposto (a submeter), apresenta metodologia semelhante ao primeiro artigo, entretanto em contextos geológico e metalogenético diferentes, pois ocorre na Província Carajás (Área Alvo 3). A proposta mostra que a assinatura radiogênica de alguns granitos da Província Carajás é anômala, também configurando-os HHPG e investiga a relação dessas anomalias às mineralizações associadas à depósitos de elementos terras raras, cobre, ouro e urânio.

5.1 Carvalhêdo, A.L.C; Carmelo, A.C.; Lima, D.P.D.; Botelho, N.F.; Chornobay, A., 2025. **Investigation of radiogenic heat production in granites of the Goiás Tin Province, Central Brazil**. Geothermics 125 (2025) 103183. <http://doi.org/10.1016/j.geothermics.2024.103183>

INVESTIGATION OF RADIOGENIC HEAT PRODUCTION IN GRANITES OF THE GOIÁS TIN PROVINCE, CENTRAL BRAZIL

^aCARVALHÊDO A. L., ^aCARMELO A. C., ^{a,b}LIMA J. P. D., ^aBOTELHO N. F., ^aCHORNOBAY A.

^aInstituto de Geociências, Universidade de Brasília, Campus Universitário Darcy Ribeiro, Asa Norte, Brasília, DF, Brazil. CEP 70910-900.

^bDepartamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, Cidade Universitária - Ilha do Fundão, Rio de Janeiro, RJ, Brazil. CEP 21941-916.

E-mail: alicelcc@hotmail.com (Corresponding Author); chatack@unb.br; ojoel_lima@outlook.com; nilsonfb@unb.br; arthur.chornobay@gmail.com;

Highlights:

- Characterized radiogenic signature of Goiás Tin Province granites
- Airborne gamma-ray spectrometry used for analysis
- Anomalous radiogenic heat (5.5 - 15 $\mu\text{W}/\text{m}^3$) in granites identified and associated with tin and rare earth elements mineralizations
- A-type granites classified as high heat production granites (HHPG)
- Method validated through geology and density model constraints

ABSTRACT

This study defines the radiogenic heat production of A-type granites in the Goiás Tin Province (GTP), Central Brazil, using airborne gamma-ray spectrometry. Pedra Branca Massif and Serra Dourada Granite are rich in tin, rare earth elements, and they exhibit anomalous radiogenic heat (5.5 - 15 $\mu\text{W}/\text{m}^3$). They are therefore classified as high heat production granites (HHPG). By integrating radiogenic heat data, RGB imaging, magnetometry, density model and geological information, we associated anomalous radiogenic heat with mineralized regions present in the granites found in the GTP. Our methodology was validated using geological information, density model and other granites worldwide. It proved to be effective for targeting HHP granites.

Keywords: Radiogenic Heat Production, A-type Granite, Gamma-ray Spectrometry, Density, Tin, rare earth element-REE.

5.2 Carvalhêdo, A.L.C.; Carmelo, A.C.; Lima, D.P.D. Implicações Geotectônicas a partir Fluxo Térmico e Calor Radiogênico na Província Tocantins Central e Regiões Limítrofes (Área Total e Área Alvo 02)

IMPLICAÇÕES GEOTECTÔNICAS A PARTIR DO FLUXO TÉRMICO E CALOR RADIOGÊNICO NA PROVÍNCIA TOCANTINS CENTRAL E REGIÕES LIMÍTROFES

^aCARVALHÊDO A. L., ^aCARMELO A. C., LIMA J. P. D. ^aSOARES J.E.P.

^aInstituto de Geociências, Universidade de Brasília, Campus Universitário Darcy Ribeiro, Asa Norte, Brasília, DF, Brazil. CEP 70910-900.

E-mail: alicelcc@hotmail.com (Corresponding Author); chatack@unb.br; ojoel_lima@outlook.com; soares@unb.br.

Resumo

Este estudo investiga o fluxo térmico e o calor radiogênico na Província Tocantins, com ênfase no Bloco Cavalcante-Natividade, e seus limites com o Cráton do São Francisco e a Bacia do Parnaíba, integrando dados geofísicos aéreos, terrestres, de satélite, de poços, amostras de campo, refração sísmica profunda e modelo de inversão gravimétrica 3D. Foram estimados a produção de calor radiogênico superficial (0,39-42,09 $\mu\text{W}/\text{m}^3$), fluxo térmico (22,1-169,1 mW/m^2), superfície Curie (10-38,2 km), gradiente geotermal (15,17-58 $^{\circ}\text{C}/\text{km}$) e condutividade térmica (1-3,4 $\text{W}/\text{m}\cdot\text{K}$), que revelam as variações laterais e verticais nas propriedades litosféricas. Cinco seções geofísicas (A, B, C, D, E) e o modelo 3D detalham a estrutura crustal, com densidades de 2,65 - 3,215 g/cm^3 que indica contrastes entre granitóides radiogênicos rasos e blocos máficos profundos. Na Província Tocantins (Seções A-D), anomalias térmicas associadas a granitos de alta produção de calor (*e.g.*, Suíte Aurumina Au2 ou Au4, e Suíte Pedra Branca A0 > 7 $\mu\text{W}/\text{m}^3$, e *hot spots* tectônicos atingem 90-100 mW/m^2 . Enquanto o Cráton do São Francisco (Seções A-E) exhibe assinaturas profundas (27-40 km) típicas de regiões cratônicas, com anomalias locais inéditas (*ex.*: fluxo térmico > 96,5 mW/m^2 na Seção A). Na Bacia do Parnaíba (Seção E), superfícies Curie rasas (10 km) e picos de fluxo térmico (105 - 170 mW/m^2) sugerem fontes térmicas subsuperficiais ligadas a intrusões cretáceas. Os perfis A-A', B-B', C-C' e D-D' correlacionam fluxo térmico, anomalia Bouguer e profundidade de Moho (36-43 km), com destaque as zonas de sutura (*e.g.*, falhas Rio dos Bois, São Domingos) e espessamento crustal. Comparados a estudos prévios os resultados validam e ampliam o entendimento da estrutura crustal e da geodinâmica regional, que evidencia a influência de feições geotectônicas paleoproterozoicas e neoproterozoicas na evolução da litosférica do Brasil Central e na amalgamação do Gondwana Ocidental.

Introdução

Esta pesquisa investiga a estrutura geotérmica e geotectônica de uma área que abrange os limites entre o centro da Província Estrutural do Tocantins, o Cráton do São Francisco e a Bacia do Parnaíba (Fig. 1; Fig. 2b), região chave para compreender a evolução crustal do Brasil Central. O objetivo principal é caracterizar o regime térmico e as variações de estabilidade crustal por meio da integração de dados geofísicos e geológicos, com foco na estimativa da produção de calor radiogênico superficial, da superfície Curie (isoterma de 580 $^{\circ}\text{C}$) e do fluxo de térmico. Essa abordagem permite diferenciar ambientes tectônicos, identificar anomalias térmicas relevantes (*ex.* > 80 mW/m^2) e

mapear feições estruturais da crosta e reflexos do manto superior associados a eventos regionais, como a amalgamação da porção ocidental do Supercontinente Gondwana.

A produção de calor radiogênico e o fluxo térmico são indicadores fundamentais do regime térmico litosférico. Vitorello et al. (1980) delimitam o Cráton do São Francisco como região de baixo fluxo térmico ($<50 \text{ mW/m}^2$), as Faixas Brasileiras com valores moderados e a Bacia do Paraná com elevado fluxo térmico. Alexandrino & Hamza (2008) corroboram essa premissa, estimando fluxo térmico para o Cráton do São Francisco na faixa de $28\text{-}53 \text{ mW/m}^2$, mais baixo quando comparado aos obtidos na região da Faixa Brasília (Vitorello et al., 1980), exceto pelas anomalias locais de até 89 mW/m^2 em sua porção sudoeste, especialmente na bacia sedimentar do São Francisco e suas bordas. Guimarães et al. (2014) caracterizam a Província Estrutural Tocantins, que inclui a Faixa Brasília, com fluxo térmico de até 72 mW/m^2 , contrastando com a média de 52 mW/m^2 do Cráton do São Francisco. Já Guimarães et al. (2022) propõem que, no contexto tectônico brasileiro, assinaturas geotérmicas elevadas devem ser consideradas a partir de 80 mW/m^2 . Na área de estudo, esses parâmetros revelam contrastes marcantes, desde picos térmicos associados a suturas neoproterozoicas, intrusões paleoproterozoicas e estruturas crustais profundas (Perfis A-D) até assinaturas homogêneas em regiões intracratônicas (Seções A-E).

A Província Tocantins, situada entre os crátons Amazônico e São Francisco, constitui um sistema orogênico neoproterozoico ($\sim 750\text{-}600 \text{ Ma}$) formado pela colisão continental que estruturou o Gondwana (Brito Neves et al., 1999; Valeriano et al., 2008), com embasamento paleoproterozoico retrabalhado ($2,34\text{-}2,04 \text{ Ga}$) (Fuck et al., 2014). O Cráton do São Francisco, um microcontinente estabilizado com crosta arqueana (Teixeira et al., 2017), exibe fluxo térmico baixo ($<50 \text{ mW/m}^2$), embora anomalias locais apontem para retrabalhamento pós-colisional. A Bacia do Parnaíba, por sua vez, é um *sag* intracratônico cuja estabilidade térmica é sobreposta por feições tectono-magmáticas (Castro et al., 2014; Soares et al., 2018; Lima et al., 2019). Os perfis C-C' e D-D' destacam anomalias térmicas na Bacia do Parnaíba, enquanto A-A' e B-B' detalham a transição com o Cráton do São Francisco, evidenciando a heterogeneidade geotérmica da região. Com base em dados de campo e controle litológico, o Bloco Crustal Cavalcante-Natividade foi selecionado como área-alvo e é constituído por embasamento arqueano/paleoproterozoico e sequências vulcano-sedimentares (Fig. 2). Um modelo de inversão gravimétrica 3D e cinco seções geofísicas (A, B, C, D, E) detalham a estrutura crustal, revelando densidades de $2,65\text{-}3,215 \text{ g/cm}^3$ que refletem a heterogeneidade entre granitóides radiogênicos e blocos máficos profundos.

Este estudo integra métodos potenciais orbitais, aerogeofísicos, sísmica de refração profunda, dados radiométricos e térmicos para mapear assinaturas litosféricas em profundidade e lateralmente. Propriedades petrofísicas como densidade, susceptibilidade magnética, gradiente geotérmico, condutividade térmica, produção de calor radiogênico, razão V_p/V_s e fluxo térmico foram analisadas,

complementadas pelo modelo de profundidade da superfície Curie e pelo modelo de inversão 3D. Os resultados, apresentados em perfis geofísicos (A-A', B-B', C-C' e D-D'), e um modelo de densidade 3D contribuem para o entendimento da evolução geotérmica e tectônica da região, com implicações que remetem a amalgamação do oeste do Gondwana e raízes paleoproterozoicas em um contexto regional (Cordani et al., 2003).

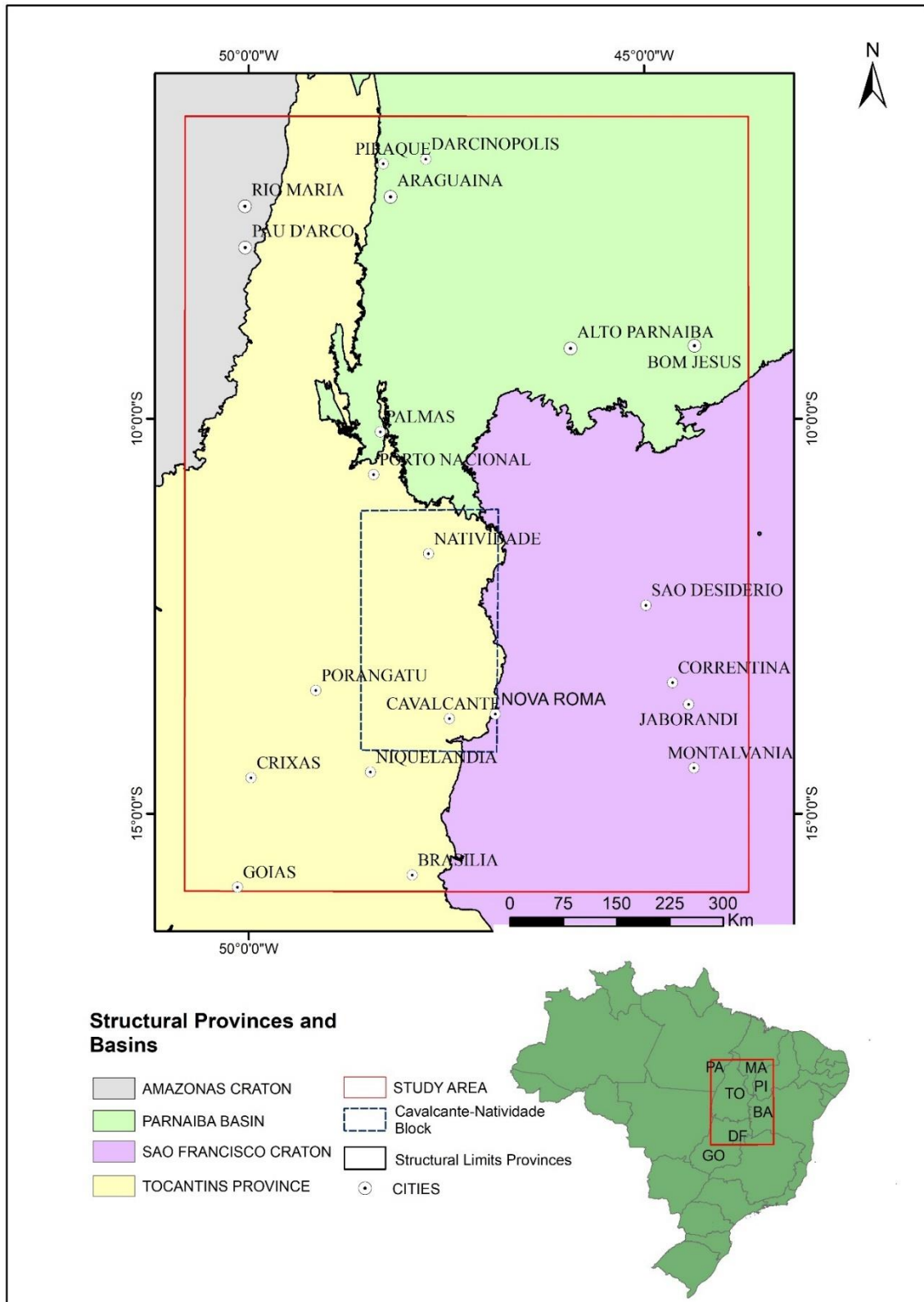


Figura 1: Localização da área pesquisa no âmbito das províncias estruturais (Em vermelho) e área alvo com o Bloco Cavalcante-Natividade inferido (azul).

CONTEXTO GEOLÓGICO

A área de estudo está inserida no contexto geológico da Província Tocantins, abrangendo a porção centro-norte da Faixa de Dobramentos Brasília (FDB), com ênfase na Zona Externa e no Bloco Cavalcante-Natividade (área-alvo), e a porção central e norte da Faixa Araguaia, em contato com a FDB. A leste, a área adentra a porção centro-oeste do Cráton do São Francisco, incluindo a Bacia do São Francisco, suas bordas (Grupo Bambuí, Subgrupo Paraopebas e correlatos) e parte da Faixa Rio Preto. A oeste, delimita-se pela borda leste do Cráton Amazônico, enquanto ao norte abrange a porção centro-sul da Bacia do Parnaíba, uma sinéclise paleozoica (Fig. 2).

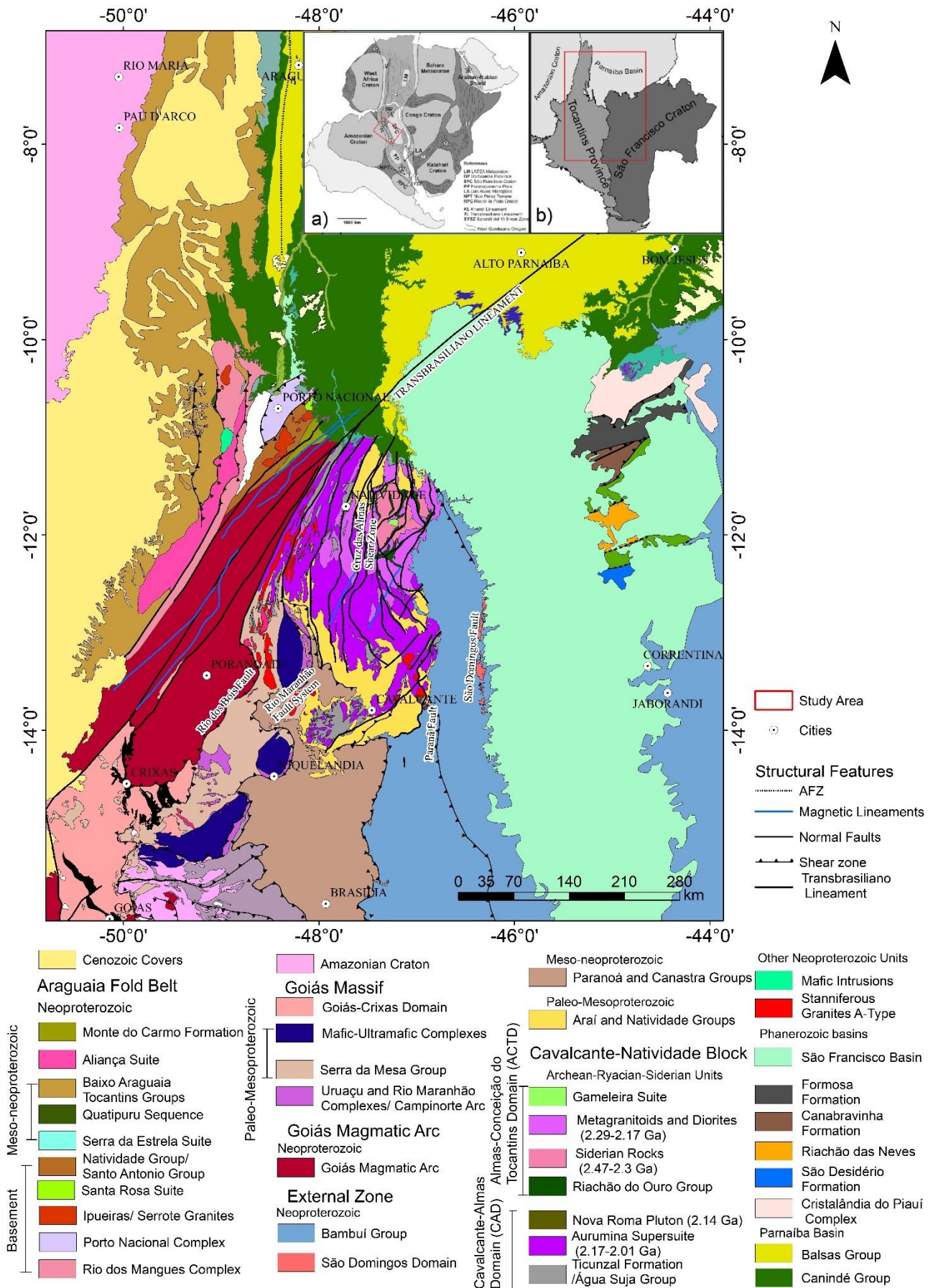


Figura 2: Localização da área pesquisa no contexto geológico. (a) Gondwana; (b) Províncias estruturais. Conforme Fuck et al. (2014), Cuadros et al. (2017a, 2017b), Sabóia et al. (2020a, 2020b) e Sabóia et al. (2025).

Província Tocantins

A Província Tocantins, conforme definida por Almeida (1977) e Almeida et al. (1981), localiza-se entre os crátons Amazônico (oeste) e São Francisco (leste), com limites ao norte e ao sul pelas bacias sedimentares do Parnaíba e do Paraná, respectivamente. É um sistema orogênico neoproterozoico (~900-600 Ma) resultante da convergência entre o Cráton Amazônico, o Cráton São Francisco-Congo e o paleocontinente Paranapanema – este último encoberto por rochas fanerozoicas da Bacia do Paraná (Pimentel et al., 1996; Brito Neves, 1999). Formada durante a Orogênese Brasiliana, culminou na amalgamação do Gondwana Ocidental (Valeriano et al., 2008; Fig. 2). A província é composta por três faixas de dobramentos principais: Brasília, Araguaia e Paraguai, com as faixas Araguaia e Paraguai apresentando vergência tectônica para as margens leste e sudeste do Cráton Amazônico (Herz et al., 1989; Pimentel & Fuck, 1992; Valeriano et al., 2008).

Faixa de Dobramentos Brasília (FDB)

A FDB, descrita por Almeida (1977), constitui a porção leste da Província Tocantins, com ~1.100 km de extensão, direção preferencial N-S, concavidade e vergência tectônica para a margem oeste do Cráton do São Francisco (Almeida, 1981; Fuck et al., 1994; Valeriano et al., 2004). É um dos cinturões neoproterozoicos mais bem preservados do Sistema Orogrênico Brasileiro, contendo unidades supracrustais depositadas e deformadas na margem oeste do Cráton do São Francisco, com metamorfismo e deformação mais intensos a oeste (Pimentel et al., 2000a, 2000b; Fuck et al., 2014). Geograficamente, abrange o extremo sul do estado do Tocantins, o estado de Goiás e a porção oeste de Minas Gerais, com sua extremidade norte recoberta por sedimentos fanerozoicos da Bacia do Parnaíba (Fig. 2).

A FDB é compartimentada em Zona Cratônica (a oeste do Cráton do São Francisco), zonas Interna e Externa, e unidades geotectônicas como o Arco Magmático de Goiás e o Maciço de Goiás (Fuck et al., 1994; Pimentel et al., 2004; Fuck et al., 2017). Com base na Inflexão dos Pirineus (Pirineus Syntaxis), um lineamento regional E-W, a FDB é dividida em porções setentrional (norte) e meridional (sul). A Inflexão dos Pirineus reflete a interseção de dois cinturões de dobras e empurrões não paralelos, formados durante episódios de deformação não coaxiais na Orogênese Brasiliana, cruzando o Arco Magmático de Goiás e parte do Maciço de Goiás, um possível microcontinente que inclui o Complexo Granulítico Anápolis-Itaçu (Pimentel & Fuck, 1992; Araújo Filho et al., 2000). Na porção setentrional, a estrutura tectônica é caracterizada pelo Arco Magmático de Goiás, os terrenos exóticos do Maciço de Goiás e a Zona Externa (Pimentel et al., 2000b; Valeriano et al., 2008; Fuck et al., 2014).

Arco Magmático de Goiás: Estende-se por mais de 1.000 km na direção NE-SW, cobrindo ~50.000 km² (Pimentel & Fuck, 1992; Pimentel et al., 2000a, 2000b; Fuck et al., 2014). Sua extremidade norte é recoberta pela Bacia do Parnaíba, enquanto a sul e a leste faz limite tectônico com o Maciço de Goiás (Pimentel et al., 2000a, 2000b; Fuck et al., 2017). É composto por ortognaisses e sequências vulcano-sedimentares de composição gabroica a granítica, com predominância de tonalitos, dioritos e granodioritos metamórficos. Interpretado como um arco insular erodido, é definido por duas áreas de crosta juvenil neoproterozoica: Arenópolis (sul; Pimentel et al., 1987; Oliveira et al., 2000) e Mara Rosa (norte; Viana et al., 1995; Pimentel et al., 1997; Oliveira et al., 2000). A Zona de Cisalhamento Rio dos Bois marca seu limite com o Maciço de Goiás (Pimentel et al., 1997; Silva et al., 2008).

Maciço de Goiás: Localiza-se a leste da margem passiva do Cráton do São Francisco, com limite a oeste pelo Arco Magmático de Goiás (Zona de Cisalhamento Rio dos Bois) e a leste pela Zona Externa da FDB (Sistema de Falhas Rio Maranhão; Fonseca et al., 1995; Pimentel et al., 2003; Silva et al., 2008). Estende-se por ~600 km na direção SW-NE e é interpretado como um microcontinente arqueano/paleoproterozoico (Fonseca et al., 1995; Oliveira Cordeiro & Oliveira, 2017). Ao sul, apresenta terrenos granito-greenstone associados a tonalitos-trondhjemitas-granodioritos (TTG) e sequências supracrustais retrabalhadas durante a Orogênese Brasileira; ao norte, ortognaisses basais são recobertos por rochas metassedimentares dobradas do Grupo Serra da Mesa (Pimentel et al., 2000b; Soares et al., 2006; Fuck et al., 2014). A borda leste é marcada por complexos máfico-ultramáficos estratificados de Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava, parte de um rifte continental (Brito Neves, 1999; Pimentel et al., 2003).

Zona Interna: Compreende o Complexo Anápolis-Itauçu e as rochas metassedimentares do Grupo Araxá, caracterizadas por nappes com vergência para o Cráton do São Francisco (Fuck et al., 1994; Della Giustina et al., 2011; Fuck et al., 2014). Falhas atuaram como zonas de transferência, transportando as nappes por mais de 200 km de oeste para leste (Campos Neto & Caby, 2000). As nappes apresentam gradientes metamórficos invertidos (fácies xisto verde nas seções inferiores e anfibolito a granulito nas superiores), com o Complexo Anápolis-Itauçu exibindo rochas granulíticas com idades U-Pb de ~650 Ma (Pimentel et al., 2000b). O Grupo Araxá inclui mélange ofiolítico e leucogranitos sincolisionais, como a Megassequência Andrelândia e a Nappe Socorro-Guaxupé (Campos Neto & Caby, 2000).

Zona Externa: Localiza-se entre o Maciço de Goiás (oeste) e o Cráton do São Francisco (leste). Na porção leste, ao longo da Falha Paranã, foi empurrada sobre o Grupo Bambuí, sobrepondo

parte do embasamento do Cráton do São Francisco (Cloud & Dardenne, 1973; Dardenne, 1978; Hasui et al., 1990). Na porção norte, contém o embasamento paleoproterozoico exposto e sequências metassedimentares e metavulcânicas do Grupo Araí, que formam o Bloco Cavalcante-Natividade até o contato com a Bacia do Parnaíba (Fuck et al., 2014, 2017; Cuadros et al., 2017b). A porção sul é composta por sequências metassedimentares de margem passiva, empurradas contra o Cráton do São Francisco, com núcleo metamórfico de rochas metassedimentares e de alta graduação (fácies granulito; Pimentel et al., 2000a, 2000b).

Bloco Cavalcante-Natividade: O embasamento da Zona Externa aflora na região norte de Alto Paraíso de Goiás, conhecido como Bloco Cavalcante-Natividade (CN), com idades entre 2,45 e 2,0 Ga. É constituído por complexos granitognáissicos e sequências vulcano-sedimentares arqueanas/paleoproterozoicas, incluindo as formações Ticunzal, Riachão e a Suíte Aurumina (Dardenne & Botelho, 2014; Fuck et al., 2014). O Domínio Almas-Conceição do Tocantins (norte) contém unidades do Riachão (2,2-2,9 Ga) e Sideriano, como o Grupo Riachão do Ouro (Fuck et al., 2014; Cuadros et al., 2017a, 2017b; Sabóia et al., 2020a, 2020b). O Domínio Cavalcante-Arraias (centro-sul) é formado por granada-paragnaisse e grafita-mica xisto da Formação Ticunzal, granitos e tonalitos da Suíte Aurumina, diorito do plúton Nova Roma, rochas metavulcano-sedimentares do Grupo Araí e granitos anorogênicos da Suíte Pedra Branca (Cuadros et al., 2017a, 2017b; Martins-Ferreira et al., 2018; 2020). Sabóia et al. (2025) subdividem os metagranitóides em suítes Tipo I (2,26-2,17 Ga; U-Pb em zircão de 2210 ± 9 Ma e 2204 ± 15 Ma) e a Suíte Aurumina (2,17-2,0 Ga; U-Pb de 2141 ± 15 Ma para a litofácies Au3).

O Bloco Cavalcante-Natividade é delimitado a leste pelo Grupo Bambuí e, ao sul, pelo Grupo Araí, em contato discordante com o Grupo Paranoá (Fuck et al., 2014, 2017). O Grupo Araí (~1,77 Ga) é composto por sequências sedimentares paleo/mesoproterozoicas e rochas vulcânicas bimodais (formações Arraias e Traíras), com a Formação Arraias representando sedimentação pré-rifte (fluvial e eólico) e rifte (fluvial-aluvial com vulcanismo máfico e ácido), e a Formação Traíras indicando um ambiente pós-rifte de plataforma marinha rasa (Dardenne et al., 1999; Alvarenga et al., 2007). O Grupo Araí sobrepõe-se de forma discordante à Formação Ticunzal, à Suíte Aurumina e aos granitos estaníferos da Província Estanífera de Goiás (Botelho & Marini, 1986). Toscani et al. (2021) indicam que a Bacia de Natividade não é coeva com as bacias Araí ou Traíras/Serra da Mesa, relacionando o Grupo Natividade a outras unidades proterozoicas do Brasil Central (Fig. 2). Granitos anorogênicos Tipo A, como os maciços Pedra Branca (1,6-1,77 Ga) e Serra Dourada (1,6-1,65 Ga), das suítes Pedra Branca e Serra da Mesa, têm importância econômica para a região (Marini et al., 1992; Dardenne & Botelho, 2014).

Faixa Araguaia

A Faixa Araguaia, com ~1.200 km de extensão e ~100 km de largura, estende-se na direção N-S pelos estados de Goiás, Tocantins e Pará, entre os crátons Amazônico e São Francisco. Formada no Neoproterozoico, é um cinturão de dobras e cavalgamentos resultante da colisão entre os paleocontinentes Amazônico, Oeste Africano, São Francisco-Congo e o bloco Parnaíba durante a Orogênese Panafricana/Brasiliana (Almeida et al., 1981; Herz et al., 1989; Pimentel et al., 2004; Daly et al., 2014). A área de estudo abrange sua porção central e norte, em contato com a FDB. Ao norte, é recoberta por sedimentos paleozoicos da Bacia do Parnaíba; a sudeste, faz limite com os complexos granulíticos Porto Nacional e Rio dos Mangues; e ao sul, com rochas neoproterozoicas do Arco Magmático de Goiás (Herz et al., 1989; Moura et al., 1993; Pinheiro et al., 2011). É composta por rochas metassedimentares (psamíticas e pelíticas), com proporções menores de carbonatos, rochas máficas e ultramáficas, e intrusões graníticas, com metamorfismo crescente de leste a oeste e vergência oeste em direção ao Cráton Amazônico (Moura et al., 1993, 2008; Pinheiro et al., 2011).

O embasamento inclui unidades arqueanas e paleoproterozoicas, como os ortognaisses Colmeia (2,86 Ga), os complexos Rio do Coco e Rio dos Mangues (metavulcânicas e paragneisses, 2,60-2,05 Ga) e granitos da Suíte Jamon (1,88-1,86 Ga) (Pinheiro et al., 2011; Hodel et al., 2019). Processos de colagem e deformação ocorreram entre 900 e 600 Ma, relacionados à formação do Gondwana (Dardenne, 2000; Valeriano et al., 2008). Sedimentos marinhos foram empurrados para a margem oeste do Cráton Amazônico por volta de 550 Ma, com zircões detríticos indicando fontes variadas (Cráton do São Francisco, Bloco Paranapanema, Maciço de Goiás e Arco Magmático de Goiás) (Moura et al., 2008; Pinheiro et al., 2011).

Cráton do São Francisco

O Cráton do São Francisco (CSF) foi definido por Almeida (1967, 1969) como um bloco estável da Plataforma Sul-Americana, consolidado durante o Ciclo Transamazônico (2,2-1,9 Ga; Almeida, 1977; Barbosa & Sabaté, 2002). Alkmim et al. (1993) o descrevem como um microcontinente, com limites cratônicos associados a grandes falhas reversas ou de empurrão, marcando crosta mais fina no interior e crostas espessadas nas faixas marginais brasileiras. É limitado a oeste e sul pela FDB, a sudeste pela Faixa Araçuai, a noroeste pela Faixa Rio Preto, e ao norte pelas faixas Riacho do Pontal e Sergipana (Almeida, 1977, 1981; Heilbron et al., 2017a) (Fig. 2). Relativamente estável desde o Paleoproterozoico, foi afetado por rifteamento neoproterozoico e pela Orogênese Brasileira, com deformações localizadas (Cordani & Sato, 1999), desempenhando um papel-chave na amalgamação do Gondwana (Trompette et al., 1992; Trompette, 1994).

O embasamento do CSF, com rochas mais antigas que 1,8 Ga, inclui gnaisses arqueanos tipo TTG, granitóides, greenstone belts, plutões paleoproterozoicos e sucessões supracrustais, aflorando

no Alto de Januária (norte) e no Alto de Sete Lagoas (sul) (Teixeira et al., 2000; Barbosa & Sabaté, 2004; Alkmim & Martins-Neto, 2012; Reis et al., 2017). Na porção centro-norte da área de estudo, coincide com o Bloco Cavalcante-Natividade (Soares et al., 2006; Fuck et al., 2014; Heilbron et al., 2017a). Apresenta terrenos metamórficos arqueanos de alta graduação, associações granito-greenstone e rochas plutônicas expostas no Cinturão Mineiro (sul) e na Faixa Rio Preto (nordeste; Teixeira et al., 2000). Estudos paleomagnéticos indicam que o CSF formava uma unidade com o Cráton do Congo até o Cretáceo, inserindo-se na placa São Francisco-Congo (Renne et al., 1990; Pacca, 1998; Soares et al., 2006; Assumpção et al., 2017; Heilbron et al., 2017a).

A cobertura cratônica, com rochas proterozoicas e fanerozoicas mais jovens que 1,8 Ga, inclui a Bacia do São Francisco, o Aulacógeno Paramirim e a bacia tipo rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá (Milani et al., 1988; Karner et al., 1992; Milani & Thomaz-Filho, 2000; Cruz & Alkmim, 2004; Alkmim & Martins-Neto, 2012). A área de estudo abrange a porção centro-oeste do CSF, incluindo a Bacia do São Francisco, cujos limites coincidem com os cinturões marginais ediacaranos Araçuaí (leste), Brasília (oeste) e Rio Preto (norte), com o nordeste delimitado pelo Corredor Paramirim, uma zona de deformação intracratônica ediacarana (Cruz & Alkmim, 2006, 2017).

A estratigrafia da Bacia do São Francisco é dividida em três momentos principais: (i) sequência Mesoproterozoica a Neoproterozoica Paranoá-Espinhaço Superior; (ii) sequência Neoproterozoica Macaúbas; e (iii) sequência Ediacarana Bambuí, sobrepondo um embasamento arqueano/paleoproterozoico e uma sucessão pré-cambriana não exposta (Catuneanu et al., 2005, 2011, 2012; Reis et al., 2017). Na área de estudo, predominam sedimentos do Grupo Bambuí, composto por rochas carbonáticas e pelíticas formadas durante a Orogênese Brasileira (Castro & Dardenne, 2000). O Grupo Bambuí inclui as formações São Desidério, Serra da Mamona e Riachão das Neves, com a Formação São Desidério composta por calcários cinza-escuros com intercalações de margas e siltitos, correlatos à Formação Sete Lagoas (Egydio-Silva et al., 1989; Caxito et al., 2012a; Reis et al., 2017). O Subgrupo Paraopebas, parte do Grupo Bambuí, é composto por calcários e dolomitos, indicativos de um ambiente de plataforma carbonática (Dardenne, 2000). A área de estudo também abrange a porção norte da Faixa Rio Preto, caracterizada por uma cunha de empurrão dupla e um empurrão de baixo ângulo que posiciona a Formação Formosa sobre os gnaisses de Cristalândia do Piauí, com deformação principal entre ~600-580 Ma e metamorfismo de baixa a média graduação (Egydio-Silva et al., 1987; Caxito et al., 2014b, 2017).

Bacia do Parnaíba

Localizada no nordeste do Brasil, a Bacia do Parnaíba abrange ~668.858 km² e é caracterizada como uma sinéclise paleozoica (Hasui et al., 1984; Almeida et al., 2000). Inicialmente chamada de Bacia do Maranhão, insere-se no contexto da Província Estrutural Tocantins (Hasui et al., 1984).

Devido à sua extensão, cobre partes dos estados da Bahia, Ceará, Maranhão, Pará, Piauí e Tocantins. A área de estudo abrange a porção centro-sul da bacia, que compreende os grupos Jaibaras (Cambriano), Serra Grande (Siluriano-Eodevoniano), Canindé (Mesodevoniano-Eocarbonífero), Balsas (Neocarbonífero-Eotriássico) e Jurássico-Cretáceo, além de depósitos terciários (Barreiras) e coberturas sedimentares neógeno-holocênicas na borda norte (Castro et al., 2016; Mocitaiba et al., 2017). Ao sul, ocorrem sequências sedimentares da Bacia Sanfranciscana (grupos Urucuia e Areado), que recobrem a seção paleozoica da bacia (Castro et al., 2016). O embasamento paleoproterozoico da bacia é limitado por zonas de cisalhamento brasileiras, formando uma litoestrutura complexa associada à amalgamação orogênica neoproterozoica-eopaleozoica do Gondwana Ocidental (Cordani et al., 2009; Castro et al., 2014). As principais estruturas que circundam a bacia incluem a Estrutura de Xambioá, o Arqueamento do Alto Parnaíba (Coimbra, 1983; Castelo Branco & Coimbra, 1984), o Lineamento Transbrasiliano (Cordani et al., 1984) e o sistema de lineamentos NW-SE da Zona de Cisalhamento Tentugal. Anomalias térmicas associadas a intrusões cretáceas (Klein et al., 2013) indicam retrabalhamento magmático na bacia, contrastando com o fluxo térmico mais baixo do Cráton do São Francisco (Castro et al., 2014; Lima et al., 2019).

MATERIAIS E MÉTODOS

Os dados e metodologias aplicadas estão descritos no Capítulo 3 - Materiais e Métodos, seção 3.1. Páginas 50 a 88. Foram utilizados dados petrofísicos, aéreos e de satélite. As metodologias empregadas foram a respeito do Calor radiogênico, Superfície Curie, Gradiente Geotermal, Condutividade Térmica e Fluxo Térmico. O processamento dos dados segue a metodologia descrita no Capítulo 4 - Processamento de dados.

A inversão gravimétrica foi realizada a partir da anomalia Bouguer com o *software Oasis Montaj da Seequent, The Bentley Subsurface Company*. segundo a metodologia de Lima (2021) e Chornobay (2023).

RESULTADOS E DISCUSSÕES

A assinatura radiogênica da área da pesquisa

A produção de calor radiogênico superficial na área de estudo varia de 0,39 a 42,09 ($\mu\text{W} \cdot \text{m}^{-3}$). A maior parte da região exibe valores de até 3,51 ($\mu\text{W} \cdot \text{m}^{-3}$), representado em tom azul-ciano. O Cráton do São Francisco e a Bacia do Parnaíba apresentam assinatura radiogênica também limitados a 3,51 ($\mu\text{W} \cdot \text{m}^{-3}$) (Fig.3). Considerando que o calor radiogênico esperado típico da crosta superior é de aproximadamente de 0,53 ($\mu\text{W} \cdot \text{m}^{-3}$), esses valores podem refletir a influência de rochas com maior

produção de calor radiogênico, como granitos, cuja composição geoquímica eleva esse parâmetro (Alexandrino & Hamza, 2008). Segundo Rybach (1986), os granitos apresentam os maiores valores entre rochas ígneas e metamórficas, alcançando $2,45 \mu\text{W.m}^{-3}$, enquanto rochas sedimentares apresentam os menores, entre $0,32$ a $0,99 \mu\text{W.m}^{-3}$.

No Cráton do São Francisco, Alexandrino & Hamza (2007) estimaram valores de calor radiogênico médios de $1,6 \mu\text{W.m}^{-3} \pm 0,4$ com modelos que atingem profundidades de $12,5 \pm 1,8$ km. Embora os dados aqui apresentados refiram-se à superfície e não a variações verticais, os resultados encontrados estão dentro dos limites reportados na literatura, oferecendo uma estimativa inicial de assinatura radiogênica da porção sul da Bacia do Parnaíba.

Na Província Tocantins, os valores de calor radiogênico são mais elevados que os das áreas cratônicas, como o Cráton do São Francisco, com média $2,3 \pm 0,8 \mu\text{W.m}^{-3}$ (Guimarães et al., 2014). Essa região também exibe anomalias radiogênicas significativas. Vitorello et al. (1980), identificaram pontos com até $20 \mu\text{W.m}^{-3}$, próximos da cidade de Minaçu, Goiás. Neste estudo, anomalias de até $16 \mu\text{W.m}^{-3}$ (em tom roxo) foram registradas em granitos anorogênicos da Suíte Pedra Branca, na Província Estanífera de Goiás. Outras áreas com calor radiogênico elevado ($> 5 \mu\text{W.m}^{-3}$), incluem o granito Príncipe no Bloco Cavalcante-Natividade, corpos alcalinos próximos da cidade de Goiás e granitos da unidade Serrote e rochas do Complexo Rio dos Mangues/Campo Maior, nas proximidades de Palmas e Porto Nacional, Tocantins.

No extremo noroeste da área de estudo, no Cráton Amazônico, anomalias radiogênicas acima de $5 \mu\text{W.m}^{-3}$, associadas a rochas graníticas, representam os maiores valores de calor radiogênico na região (Fig. 3).

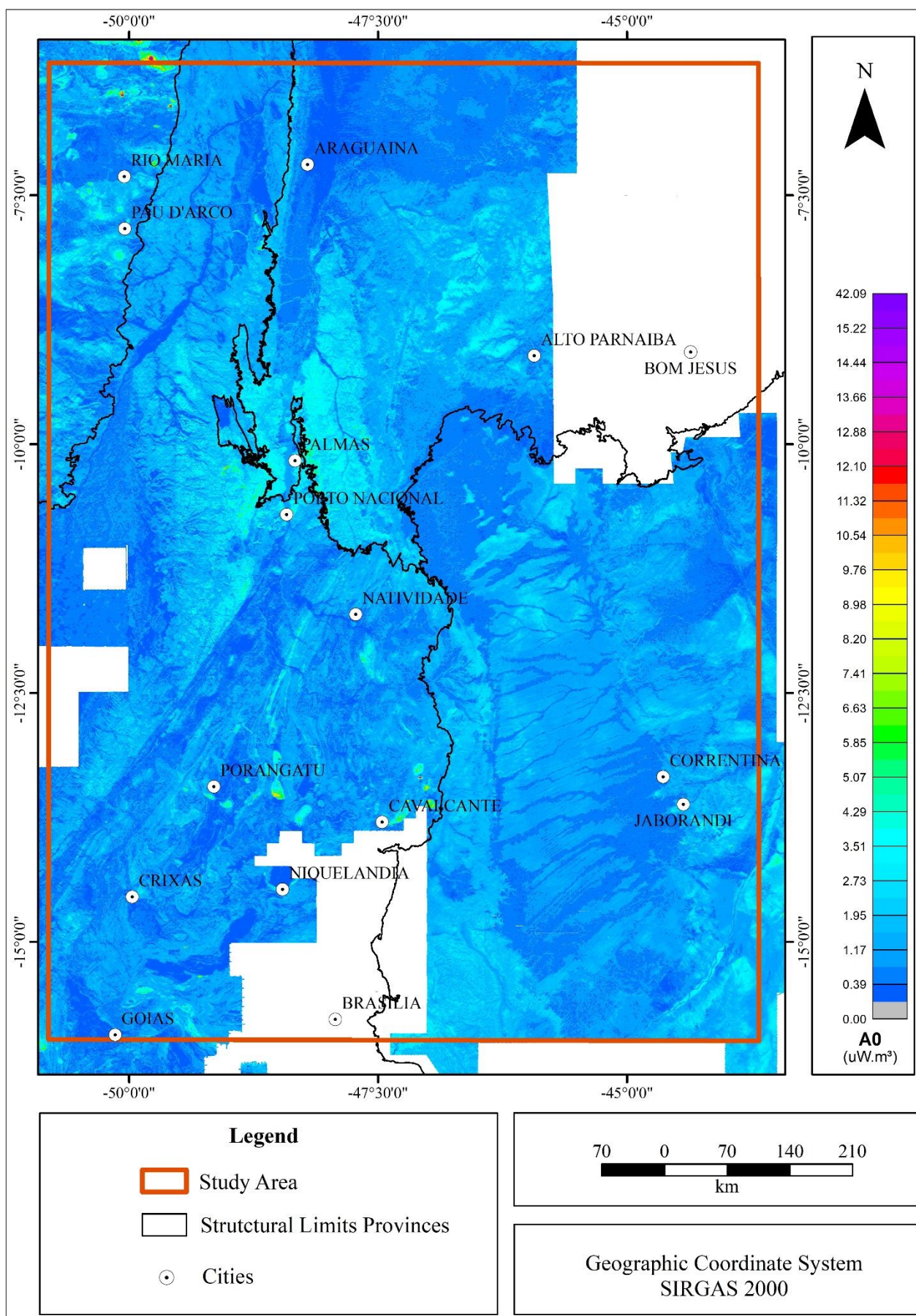


Figura 3: Calor Radiogênico para a área de estudo.

A Superfície Curie

Neste estudo, a profundidade da Superfície Curie na área pesquisada varia de 10 a 38,2 km (Tabela 1). Esses valores alinham-se parcialmente com a literatura, principalmente na porção central da Província Tocantins, embora diferenças metodológicas possam influenciar as estimativas de profundidade devido à sensibilidade junto as fontes magnéticas (Guimarães et al., 2014). As maiores profundidades (até 38,2 km) ocorrem nas porções centrais do Cráton do São Francisco e no limite oeste da Província do Tocantins com o Cráton Amazônico, enquanto as menores (10 km) concentram-se na Zona Externa da Faixa Brasília com continuidade, no extremo noroeste do Cráton do São Francisco e no limite sudoeste da Bacia Parnaíba com a Província Tocantins (Fig.4).

Variações Regionais da Superfície Curie

Na Zona Externa da Faixa Brasília a superfície Curie rasa (10 km) coincide com o embasamento exposto do Bloco Cavalcante-Natividade e granitos anorogênicos do Paleoproterozóicos/ neoproterozóicos da porção nordeste da Província Estanífera de Goiás. Esses resultados sugerem contribuições térmicas significativas, corroboradas por Vitorello et al. (1980) e Guimarães et al. (2014). No limite sudoeste da Bacia do Parnaíba com a Província Tocantins, uma assinatura alongada com sentido N-S com profundidade de 10 km reflete características do embasamento sob as rochas sedimentares dos grupo Canindé e Balsas, possivelmente relacionada a um prolongamento norte do alto gravimétrico que ocorre no Brasil Central (Fig. 5).

A Superfície Curie mais rasa, pode indicar a presença de corpos intrusivos mais jovens (Centro-sul da Província Tocantins) (Moraes Rocha et al., 2015) e pode refletir características referentes as ações eventos geotectônicos mais recentes que ocorreram nos limites Bacia do Parnaíba- Província Tocantins e Província Tocantins-Cráton do São Francisco. Além disso, Blum & Pires (1996) mostram que existe aparente correlação entre a superfície Curie e zonas de cisalhamento que controlaram a circulação dos fluidos geradores de importantes mineralizações auríferas no centro do Brasil.

Profundidades intermediárias a elevadas (30-38,2 km) prenomina no centro da Província Tocantins e no Cráton do São Francisco (Fig. 4). Na Província Tocantins, corpos intrusivos mais jovens podem justificar valores rasos (<30 km), enquanto no interior do Cráton do São Francisco, profundidades superiores a 40 km indicam um manto ferromagnético em suas porções centrais (Guimarães et al., 2014). Na região noroeste do Cráton do São Francisco, a profundidade da superfície de Curie foi estimada em 24 km, consistente com variações locais.

Integração da Superfície Curie e Sísmica de Refração Profunda

A superfície Curie reflete o relevo do embasamento magnético e possíveis transições crustais. Na região central de Goiás, profundidades de 30-37 km podem corresponder à interface entre as crostas média e inferior, indicando mudanças composicionais verticais nesta. Dados Sísmicos de Marangoni (1994) estimam a profundidade de Moho entre 38 e 40 km na região sugerindo que profundidades próximas a 37 km na superfície Curie possam representar esse limite.

Lima et al. (2023) e Lima et al. (2024), propõem um modelo recente para a Moho na América do Sul, com profundidades médias de 39,72 km no Escudo do Brasil Central, 39,21 km no Cráton do São Francisco e 40,66 km na Bacia do Parnaíba, embora regiões transicionais entre esses domínios apresentem valores entre 35 e 40 km. Guimarães et al. (2014) indicam que a isoterma Curie varia de 22,9 a 53,1 km na Província Tocantins e Cráton do São Francisco, com valores superiores à Moho no interior do Cráton do São Francisco, reforçando a presença de um manto ferromagnético. Esses dados corroboram os resultados aqui apresentados e destacam a complexidade geotectônica desses terrenos.

A Tabela 4.1, no Capítulo 4 – Processamento, na página 116, a Figura 4.1 mostra a comparação entre valores de profundidade de Superfície Curie obtidos na área de estudo – Porção Central da Província Tocantins com aqueles disponibilizados na literatura.

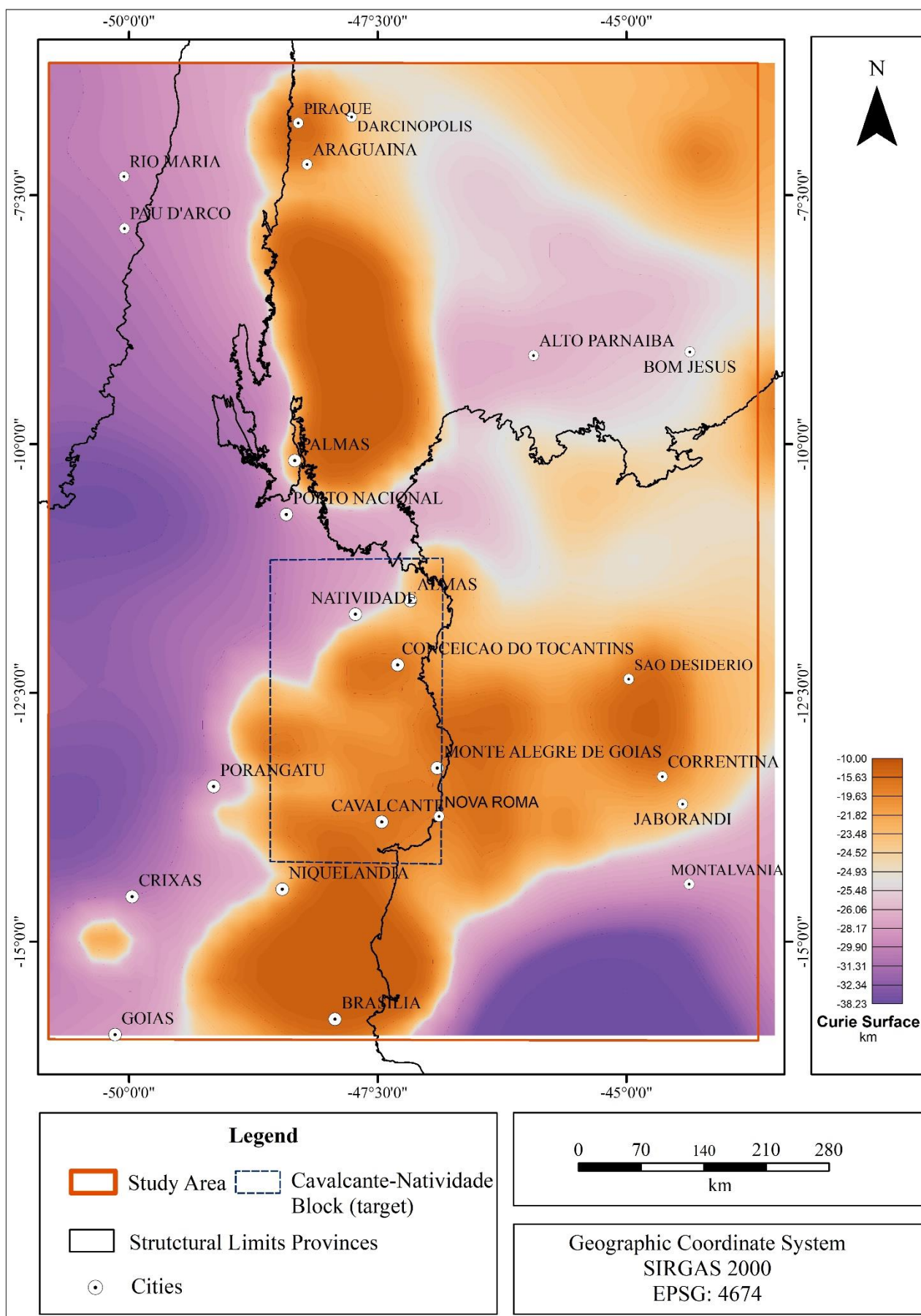


Figura 4: Superfície Curie, a partir de Lima et al. (2023), para a área de estudo.

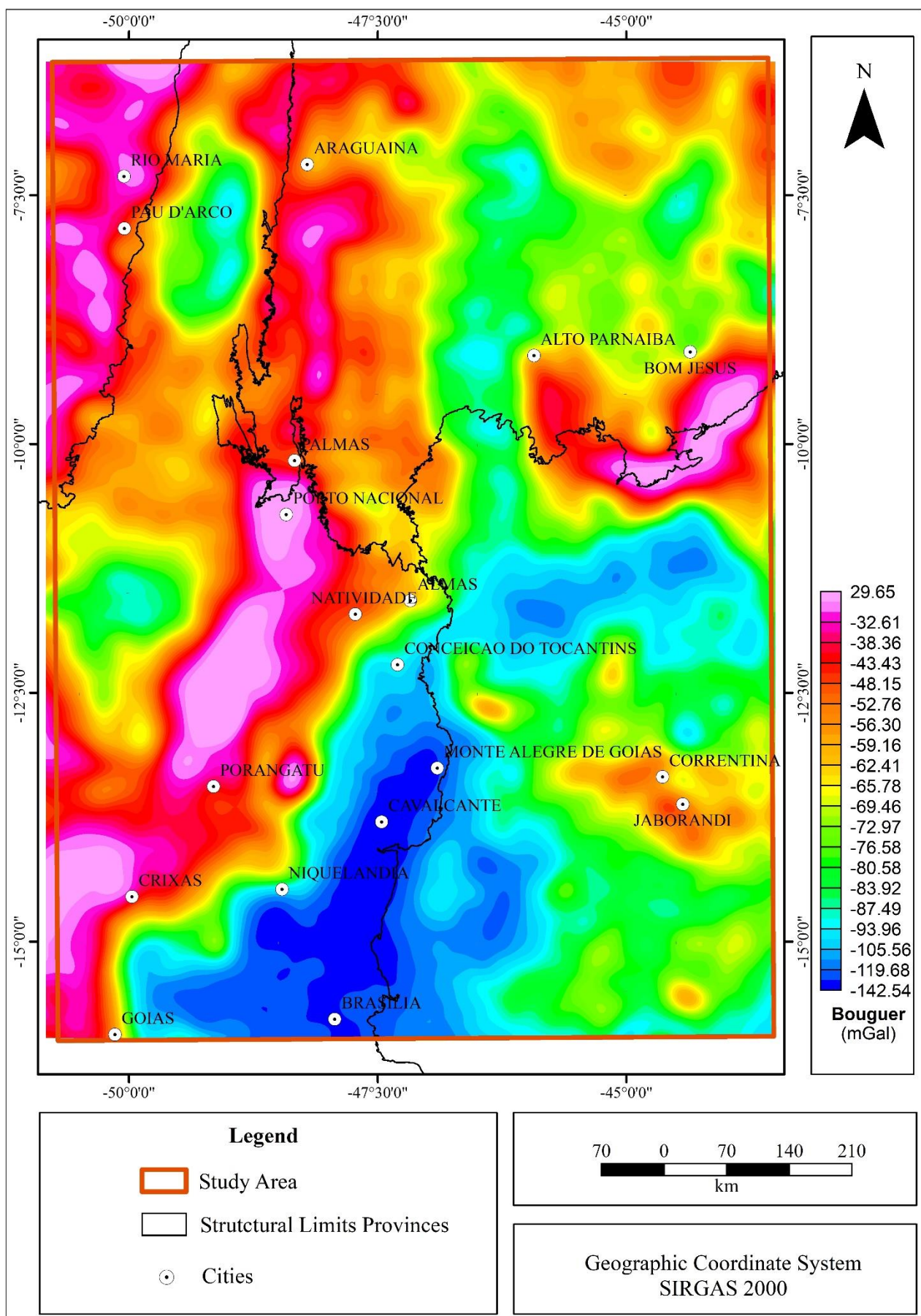


Figura 5: Anomalia Bouguer para a área de estudo.

O Gradiente Geotérmico e a Condutividade Térmica estimada

O gradiente Geotérmico variou de 15,17 a 58 °C/km, com média de 25,12 °C/km $\pm$ 8,90. Esses valores apresentam consistência com o apresentado na literatura: Vitorello et al. (1980), reportaram uma média de 18,1 °C/km a partir de dados de poços, enquanto Hamza et al. (2020) estimaram 17,64 $\pm$ 1,3 °C/km. Dentro do desvio padrão, os resultados aqui apresentados alinham-se aos previamente publicados (Figura 6).

A condutividade térmica na região central da Província Tocantins variou entre 1 e 3,4 W/m·K com média de 2,6 $\pm$ 0,3 W/m·K (Fig. 7). Esses valores são também comparáveis aos relatados por Vitorello et al. (1980), Guimarães et al. (2014) e Hamza et al. (2020), o que reforça a consistência dos dados obtidos neste estudo.

Para investigar as propriedades térmicas de unidades litológicas específicas, foram obtidas medidas da condutividade térmica de amostras de rochas, majoritariamente localizadas no Bloco Cavalcante-Natividade (Fig. 7), exceto por duas amostras do Cráton do São Francisco (Tabela 2). Essa região coincide com áreas de superfície Curie rasa. As unidades analisadas incluem a Formação Tincunzal e Suíte Aurumina (~2.0 a 2.2 Ga; Botelho et al., 1999), Quartzo Diorito Nova Roma (2.14 Ga; Cuadros et al., 2017), Suíte Pedra Branca (~1.74 a 1.77 Ga; Botelho, 1992), Grupo Riachão do Ouro (2,51 e 2,69 Ga; Fuck et al., 2014; Saboia and Meneghini, 2019), Complexo Gameleira (2,48 e 2,30 Ga; Saboia et al., 2020b), Granito Príncipe (2169 $\pm$ 42 Ma; Corrêa et al., 2015) e Grupo Serra da Mesa (2.0 Ga e 1.6 Ga; Marini et al., 1992) (Fig. 8). Os valores mais elevados (> 2,6 W/m·K) foram observados em granitos da Suíte Pedra Branca (incluindo granitos greisenizados), granitos do Grupo Serra da Mesa, anortosito do Complexo Gameleira e uma formação ferrífera do Grupo Natividade (Figura 8). Apesar da baixa variação na condutividade térmica, as amostras contribuíram para o adensamento do banco de dados disponíveis na região (Figs 7 e 8).

Tabela 2: Amostras e propriedades petrofísicas adquiridas na área de estudo.

N	Amostra	Longitude_(X)	Latitude_(Y)	Litologia	Unidade	Suscp. Mag. (0.001SI)	Densidade (g/cm³)	Vp/Vs	Condutividade (W/m K)
1	ACH22_01	289860	8489719	Pb2d	Suíte Pedra Branca (Maciço Pedra Branca - Pb2d)	0,452	2,6461	1,86	
2	ACH22_02a	285210	8492010	Greinsen pb	Suíte Pedra Branca (Maciço Pedra Branca - Pb2d)	0,543			2,57
3	ACH22_03_A	285791	8492710	Greisen	Suíte Pedra Branca (Maciço Pedra Branca - Pb2c)	21,195	2,9269	1,82	2,5
4	ACH22_04_A	277652	8495138	Xisto	Fm. Ticunzal	0,62			2,02
5	ACH22_05	277434	8495683	Sienogranito	Suíte Aurumina - Au4 OK	0,722	2,724	1,79	2,52
6	ACH22_09_A	299842	8535667	Albita-Turmalina Granito	Suíte Aurumina - Au6	0,685	2,646	1,86	
7	ACH22_09_B	299842	8535667	Muscovita Granito	Suíte Aurumina - Au1	0,59	2,6651	1,68	
8	ACH22_11B	263311	8497869	Granito	Suíte Pedra Branca (Maciço Sucuri)	0,618			1,74
9	ACH22_13_A	258137	8484907	Granito	Suíte Pedra Branca (Maciço Soledade (Pb1a/Pb1b))	0,738	2,7839	1,70	2,91
10	ACH22_14_A	299734	8563017	Granito?	Suíte Aurumina	0,778	2,6837	1,70	
11	ACH22_15_A	274409	8579314	Tonalito/Granodiorito	Suíte Aurumina	0,788	2,7887	1,88	
12	ACH22_17_A	236125	8658757	Granito	Maciço Príncipe – Au2	1,88	2,6857	1,63	
13	ACH22_19_A	268735	8712838	BIF	Sequência Riachão do Ouro	128,742	3,4587	1,75	5,35
14	ACH22_21	291572	8714389	Granodiorito	Suíte Boqueirão	0,69	2,7153	1,69	
15	ACH22_23_A	256996	8719160	Tonalito	TTG	0,818	2,7646	1,84	
16	ACH22_25_A	211755	8690893	Quartzito micáceo	Grupo Natividade	0,696	2,7238	1,53	

17	ACH22_28_A	173582	8601937	Tonalito/Granodiorito	Suíte Aurumina	0,652	2,6962	1,53	
18	ACH22_29_A	202456	8597300	Granito?	Suíte Aurumina	0,918	2,8109	1,59	
19	ACH22_30_A	241860	8598961	Granito	Suíte Aurumina	0,81	2,7236	1,59	
20	ACH22_32	285878	8487997	Diorito	Plúton Nova Roma	0,846	2,8055	2,02	2,79
21	MM40	273305	8520150	Greisen Laranjinha	Suíte Pedra Branca	0,8336			2,77
22	MM17C	273434	8519956	Granito dominante	Suíte Pedra Branca Laranjinha	1,62			1,41
23	GPS_19	8545936	814110	Paragneisse	Ticunzal	7,77			5,35
24	GPS_20	8537738	814873	Blocos		0,4425			
25	GPS_21	8530293	814475	Granito	?	0,44			2,6
26	GPS_22	8526246	814473	Granito	?	1,1			
27	GPS_23	8522068	814678	Embassamento	Comp.GranitoGnaissico	0,54			1,78
28	GPS_005	234357	8651018	Granito?	Maciço Príncipe?	0,7775			
29	GPS_006	217862	8649877	Biotita granito	Maciço Príncipe – Au 2	0,72			1,96
30	GPS_008	216668	8661858	Muscovita magmat		0,825			
31	GPS_009	273658	8713960	Tonalito	Manuel Alves	0,39			
32	GPS_010	257619	8727847	Tonalito	Grupo Riachão	0,25			2,34
33	GPS_011	261572	8724022	Granitóide ácido, porf, biotita					
34	GPS_012	244012	8710860	Anortosito	Complexo Gameleira	0,598			2,59
35	GPS_013	196085	8712730	Granito c/pegmatito veio qz	Natividade	0,403			1,82

36	GPS_014	197858	8713083	Gran. milonitizado metamorf e cisalhado			
37	GPS_015	185042	8597835	Grota seca/blocos			
38	GPS_016	186386	8591162	Gran. alterado, bloco in situ milonitizado		0,26	
39	GPS_017	185304	8586958	Gran. alterado, deformado, qrtz azul. Kf e biotita		0,66	
40	GPS_018	813179	8604041	Blocos gran. com kf rosa			
41	TF 05	542421	8526897	Complexo Gnaissico Migmatítico	Correntina- SFC	0,745	2,28
42	TF 35	554655	8494937	Granito rosado fanerítico	Correntina- SFC	14,4	1,4
43	SD- GAB 3	774213	8504775	Granito encaixante - Serra Dourada	Grupo Serra da Mesa		1,53
44	NB PE 5	772135	8501800	Granito mineralizado - Serra Dourada	Grupo Serra da Mesa	202,4	2,65
45	ACL1-75	290611	8491294	PB1C	Suíte Pedra Branca		2,57
46	ACL1_47B	290626	8489250	PB2d marrom	Suíte Pedra Branca	0,0012	2,13
47	ACL1_120	290479	8495627	PB1B	Suíte Pedra Branca	0,1304	2,7

48	ACZB2_20 C	285018	8494681	ACZB2_20C	Suíte Pedra Branca	0,0072	1,05
-----------	---------------	--------	---------	-----------	--------------------	--------	------

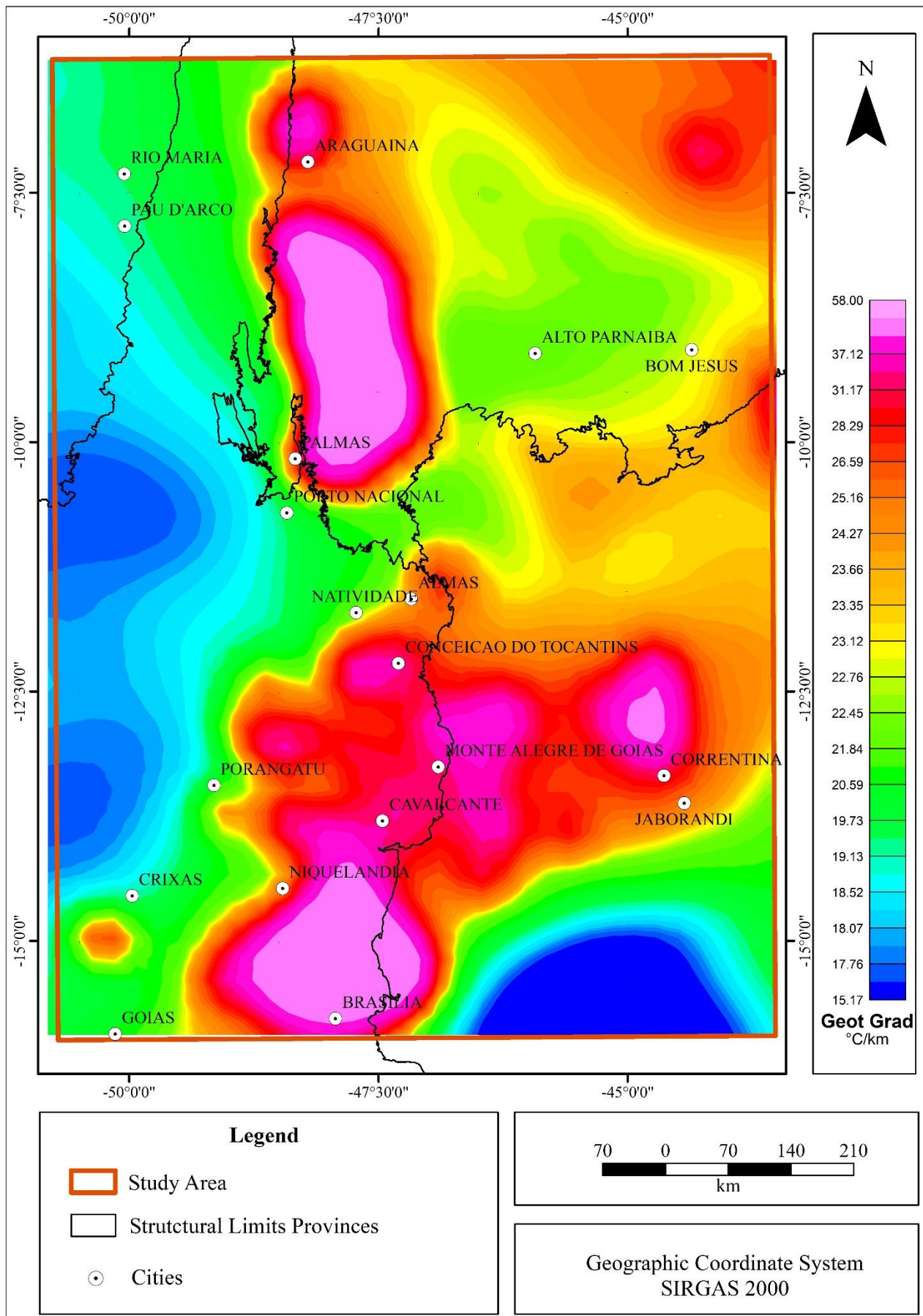


Figura 6: Gradiente Geotermal calculado para a área de estudo.

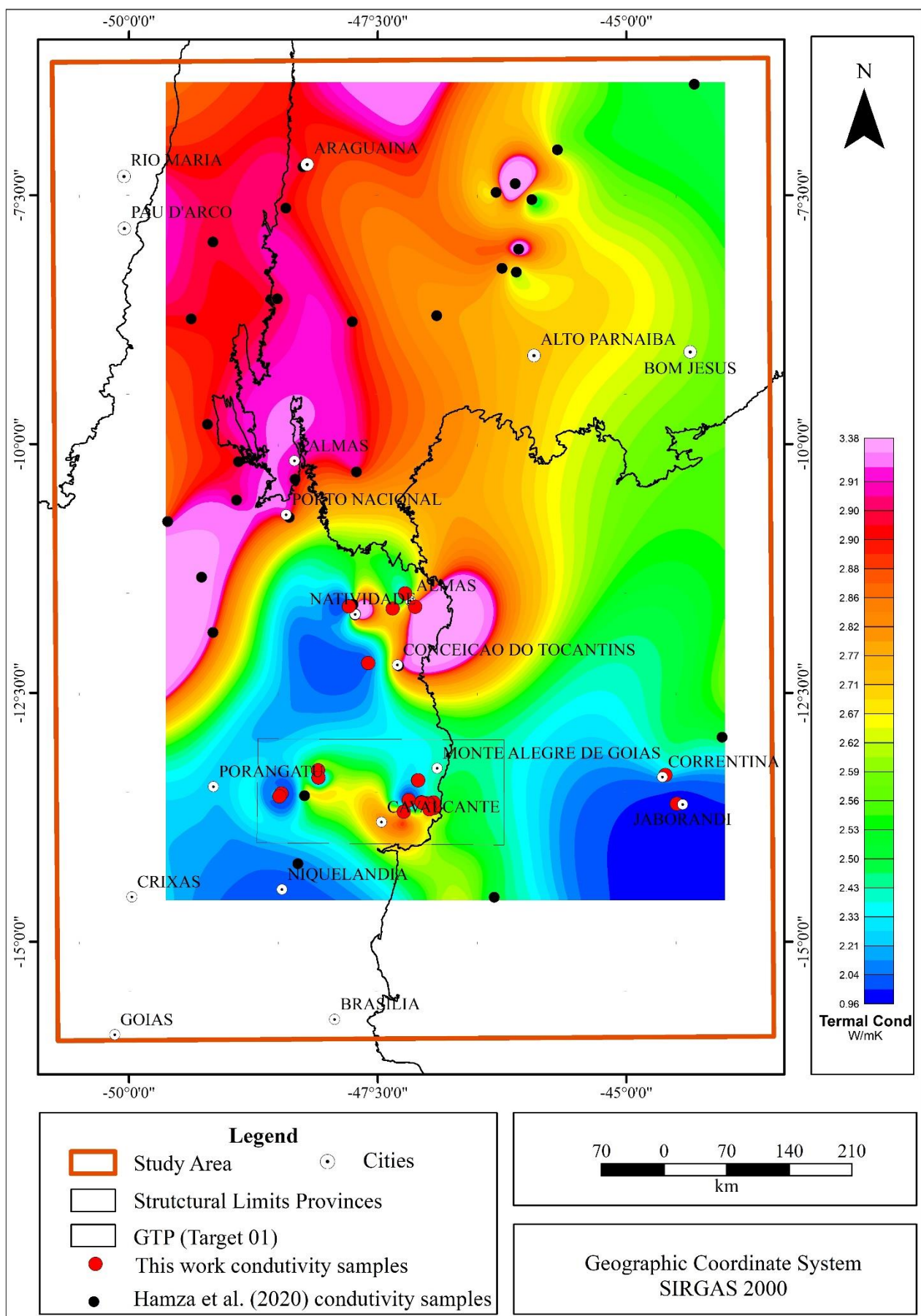


Figura 7: Condutividade Térmica integrada, dados deste trabalho com dados de Hamza et al. (2020).

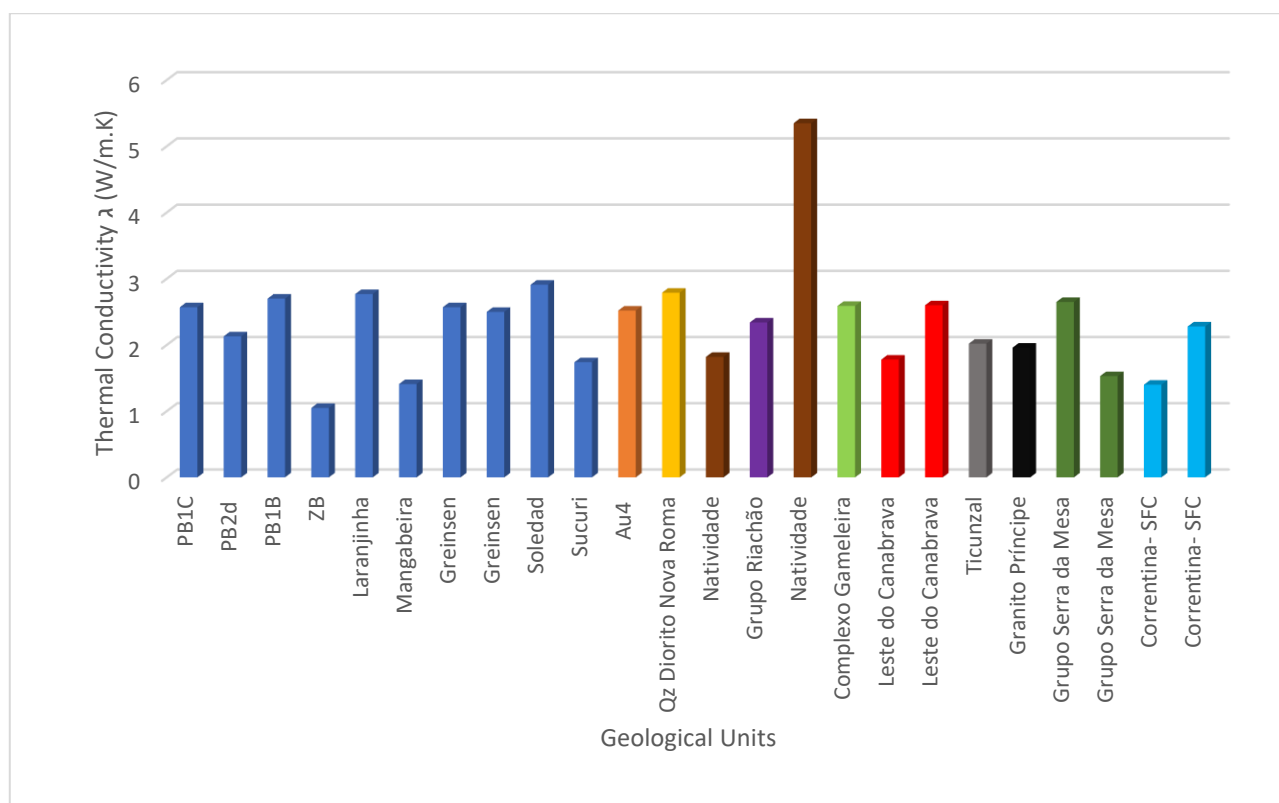


Figura 8: Condutividades Térmicas obtidas nesta pesquisa para as unidades litológicas descritas.

O Fluxo Térmico

O fluxo térmico na área de estudo variou de 19,22 a 169,1 mW/m², com média de $70,4 \pm 23,29$ mW/m². Blum & Pires (1996) estimaram 71 mW/m² para a região Central de Goiás, enquanto Guimarães et al. (2014), apresentaram 72 ± 21 mW/m² para a Província Tocantins. Dentro do desvio padrão, os resultados aqui apresentados são compatíveis aos publicados.

Os maiores valores de fluxo térmico estão associados à um *trend* N-S no extremo sudoeste do limite entre a Bacia do Parnaíba e a Província Tocantins. Essa região, que exhibe superfície Curie rasa (~10km), pode estar relacionada ao alto gravimétrico da Província Tocantins, conforme observado anteriormente. No restante da área que compreende a Bacia do Parnaíba, o fluxo térmico varia de 59,0 a 76,5 mW/m², (tons azul, laranja e vermelho), um padrão ainda não detalhado na literatura.

No Cráton do São Francisco, uma assinatura circular com fluxo térmico elevado (> 96,5 mW/m²), também inédita na literatura, foi identificada. A presença superficial de rochas sedimentares fanerozoicas do Grupo Urucuia, não justificam esses valores, a superfície Curie rasa (~10 km) sugere fontes térmicas mais profundas.

A área alvo, o Bloco Cavalcante-Natividade, registra fluxo térmico de até 96,5 mW/m². Caracterizada por embasamento exposto, essa região abriga *hot spots* (Guimarães et al., 2014) e granitos de alta produção de calor (*High Heat Production, HHP*) (Carvalhêdo et al., 2025), indicando intensa atividade geotérmica. Sua localização nos limites entre a Província Tocantins e a Placa São

Franciscana pode influenciar esses valores. Na direção oeste da Província Tocantins, o fluxo térmico diminui gradualmente, variando de 19,2 a 59,6 mW/m² (tons em azul e verde).

A Tabela 3 apresenta as propriedades geotérmicas da região central da Província Tocantins e compara os resultados deste estudo com a literatura de referência.

Tabela 3: Apresentação da assinatura geotermal do Centro da Província Tocantins.

Reference	A0 ($\mu\text{W}\cdot\text{m}^3$)	Geothermal Gradient ($^{\circ}\text{C}/\text{km}$)	Thermal Conductivity ($\text{W}/\text{m}\cdot\text{K}$)	Heat Flow ($\mu\text{W}/\text{m}^2$)
This study	3,51 $\pm$ 0,5	25,12 $\pm$ 8	2,6 $\pm$ 0,3	70,4 $\pm$ 23,29
Hamza et al. (2020)	2,00	17,64 $\pm$ 1,3	2,6 $\pm$ 0,5	46 $\pm$ 15
Guimarães et al. (2014)	2,3 $\pm$ 0,8	27,2 $\pm$ 2,6	3,0 $\pm$ 0,6	72 $\pm$ 21
Blum (1999)	-	18,7	2,6	48
Vitorello (1980)	>20	18,1	2,62	48 $\pm$ 3

A assinatura Geotermal nos limites da Província Tocantins com o Cráton do São Francisco e Província Tocantins e a Bacia do Parnaíba

Para detalhar os domínios geotérmicos da área de estudo, foram elaborados quatro perfis (4) (Fig. 9), que representam as variações laterais do fluxo térmico e da Anomalia Bouguer, bem como as variações verticais da superfície. O perfil A-A' analisa o limite entre a Província Tocantins e Cráton do São Francisco, coincidindo com as linhas de sísmica de refração sísmica profunda Porangatu-Cavalcante (Berrocal et al., 2004; Soares et al., 2006) e com o homônimo elaborado a partir da inversão gravimétrica onde foi compensada a anomalia termogravimétrica da litosfera (Lima et al., 2023). O perfil B-B', localizado majoritariamente no Cráton do São Francisco, complementa essa análise e é correspondente ao perfil B-B' de Lima et al. (2023). O perfil C-C' secciona em sentido NW-SE a área deste estudo e implica na avaliação da variação do comportamento térmico nos três limites crustais presentes na área. O perfil D-D' ligeiramente deslocado para sul em relação ao perfil C-C' de Lima et al. (2023), incorpora dados geotérmicos deste estudo e as informações obtidas a partir da sísmica de refração profunda do Programa de Análise da Bacia Intracratônica do Parnaíba (PABIP), caracterizando o limite entre a Província Tocantins e o extremo sudoeste da Bacia do Parnaíba (Fig. 9).

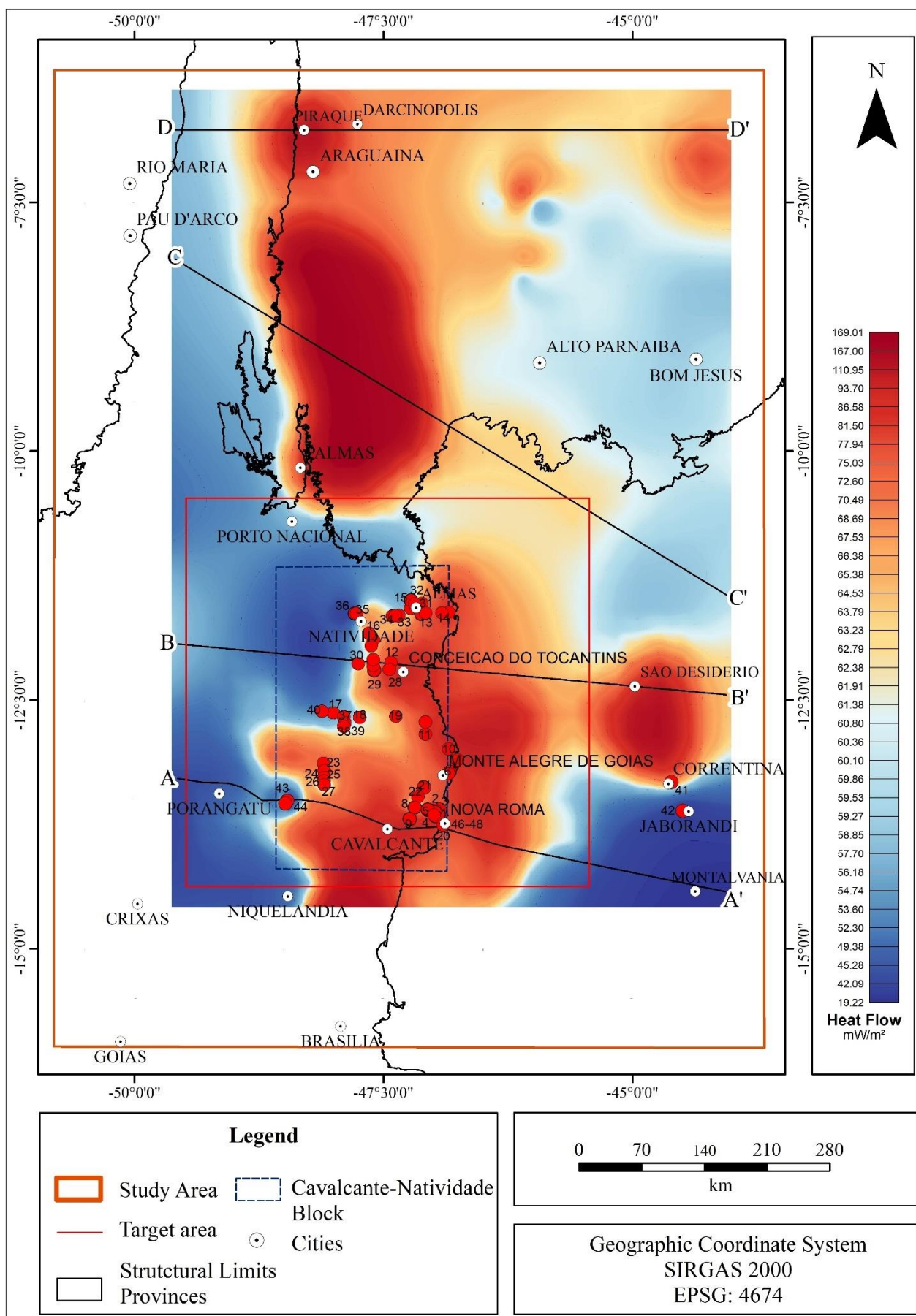


Figura 9: Fluxo Térmico obtido para a área de estudo e área alvo, polígono em vermelho que abrange o Bloco Cavalcante Natividade, polígono em azul (inferido), Perfis A-A', B-B', C-C' e D-D' e amostras de campo correspondentes aos dados petrofísicos.

Perfil A-A'

O perfil A-A', com cerca de 600 km de extensão de oeste a leste, atravessa a Província Tocantins e parte do Cráton do São Francisco, revelando variações geofísicas que refletem a evolução crustal neoproterozoica do Brasil Central (Fig 9). Na Província Tocantins (0-150 km), a superfície Curie varia em uma rampa ascendente de 22-32 km. Essa região, associada em superfície aos terrenos do Arco Magmático de Goiás e Maciço de Goiás, está relacionada a processos crustais paleoproterozoicos retrabalhados (Fuck et al., 2014) que culminaram na formação desses terrenos. A superfície Curie atinge 22 km abaixo do granito Serra Dourada (~2.0 Ga; Marini et al., 1992). A descontinuidade de Moho varia entre 36-39 km (sísmica de refração profunda: Berrocal et al., 2004; Soares et al., 2006) e de 37-41 km (*lithosphere thermal gravity anomaly correction*: Lima et al., 2023). A anomalia Bouguer oscila entre -70 e -5 mGal, e o fluxo térmico de 45 a 70 mW/m², valores relativamente baixos comparados ao perfil P2 proposto por Guimarães et al. (2022), que registra anomalias > 80 mW/m² próximas ao Lineamento Transbrasiliano. No Maciço de Goiás, alinhado às falhas do Rio dos Bois e Rio Maranhão, o gradiente da superfície Curie (20-25 km) sugere fontes térmicas rasas na crosta superior relacionadas a sistemas de fraturas inclinados (Guimarães et al., 2022).

Entre 150-320 km, na Zona Externa da Faixa Brasília, a anomalia Bouguer cai abruptamente para -140 mGal, acompanhada por um pico espelhado no fluxo térmico (~ 90 mW/m²) em relação à anomalia Bouguer, marcando a zona de sutura com a Placa São Franciscana, que caracteriza o domínio geotérmico da Zona Externa da FDB. Essa anomalia térmica também pode estar relacionada com o manto neoproterozoico, quente e diferenciado do Brasil Central proposto em Soares et al. (2006).

Em superfície o Craton do São Francisco é limitado nessa região pela falha Paranã (Valeriano et al., 2008; Silva et al., 2008). A superfície Curie atinge 18 km, refletindo intrusões da do grupo Serra da Mesa (granito Serra Dourada de 2.0 Ga e 1.6 Ga; Marini et al., 1992) e Suíte Pedra Branca (Maciço Pedra Branca de 1.6 Ga e 1.77 Ga; Botelho, 1992), classificada como suíte com granitos de alta produção de calor radiogênico (HHPG) de valores de calor radiogênico (A0) entre 5.5 e 16 µW/m³ (Carvalhêdo et al., 2025), aonde também se inserem os granitos do Grupo Serra da Mesa (Serra Dourada, Serra do Encosto e Serra da Mesa de 2.0 Ga e 1.6 Ga; Marini et al., 1992) (Fig. 9). Esses granitos, Tipo A e HHP, validados por gamaespectrometria, dados de campo, e modelos de densidade, exibem anomalias radiogênicas associadas a altas concentrações de urânio e tório, especialmente em zonas mineralizadas com elementos terras raras (REE) e estanho, como o sul da Serra Dourada (A0 ≥ 10 µW/m³) e o Maciço Pedra Branca (A0 ≥ 7 µW/m³) (Carvalhêdo et al., 2025).

Os granitos radiogênicos mencionados acima, mostram valores elevados de condutividade térmica na área. O granito Serra Dourada (amostra 44) apresentou condutividade térmica de 2,65

(W/m·K), enquanto o granito Soledad, Suíte Pedra Branca, família pb1 (amostra 9) apresentou condutividade térmica de 2,91 (W/m·K). No geral, os granitos da Suíte Pedra Branca, apresentaram condutividade térmica na faixa de 2,57 (W/m·K) (amostra 2) a 2,91(W/m·K) e vP/vS de 1,7, que caracteriza o granito (Tabela 2; Fig 8). Esses dados corroboram o magmatismo juvenil de ~2,14-2,02 Ga proposto por Fuck et al., 2014.

A atividade geotérmica também pode estar associada em subsuperfície ao embasamento granítico-gnáissico exumado (630-620 Ma; Silva et al., 2008) durante a colisão neoproterozoica da Faixa Brasília (0,63-0,60 Ga; Valeriano et al., 2008). Esse padrão sugere a exumação de granulitos de alta pressão-temperatura ao longo da Falha de Empurrão do Rio Maranhão, com *underthrusting* do paleocontinente São Francisco, isto é, a Placa São Franciscana (Silva et al., 2008).

De 320 a 600 km, no Cráton do São Francisco, a anomalia Bouguer sobe gradualmente para cerca -80 mGal e o fluxo térmico declina, alinhando-se a valores baixos (< 50 mW/m²), semelhante ao perfil P3 de Guimarães et al. (2022). Em superfície, essa região de anomalia Bouguer elevada está relacionada ao embasamento da porção norte da região da Bacia do São Francisco, denominada Alto Januária. A superfície Curie estabiliza ~ 27 km, indicando um embasamento profundo e estável, típico de regiões cratônicas após a dissipação térmica arqueana (Guimarães et al., 2022).

A complexidade térmica e tectônica reflete a colisão neoproterozoica (750-600 Ma) entre a Província Tocantins e o Cráton do São Francisco (Valeriano et al., 2008; Fuck et al., 2014), com indícios de subducção (Berrocal et al., 2004; Soares et al., 2006; Lima et al., 2023) e ascensão de corpos graníticos radiogênicos anômalos (Carvalhêdo et al., 2025), contribuindo para a amalgamação da porção oeste do Gondwana. Nesse contexto, a Faixa Brasília representa um marco inicial (0.63-0.60 Ga) na evolução da Província Tocantins e do paleocontinente São Francisco-Congo (Valeriano et al., 2008).

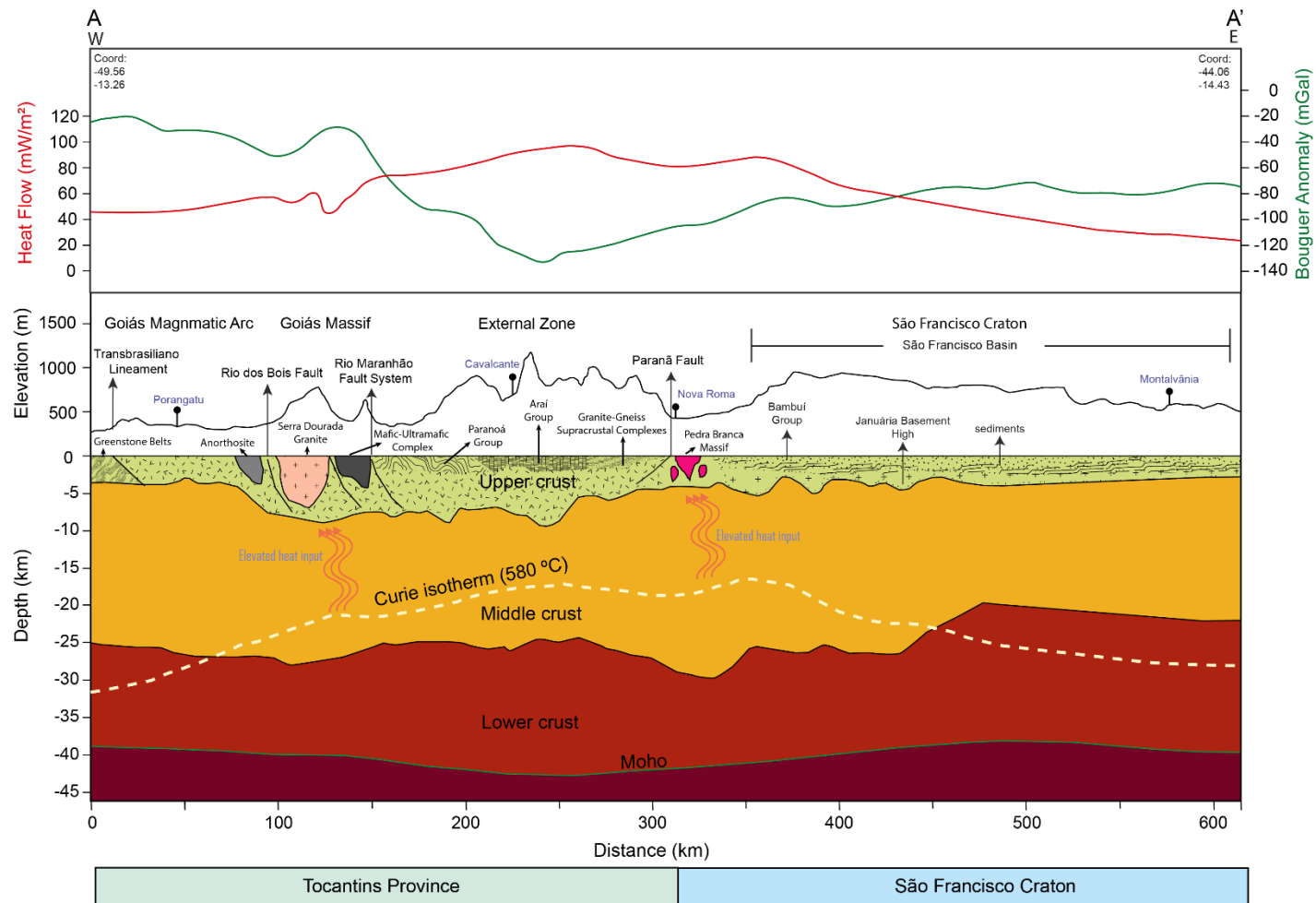


Figura 9: Perfil A- A' – Província Tocantins e a Faixa de Dobramentos Brasília em direção ao Cráton do São Francisco (oeste-leste). O perfil mostra a variação da profundidade da superfície Curie, que atinge 20-25 km na região do Maciço de Goiás e Zona Externa, e picos de fluxo térmico de até 90 mW/m² associados à Zona Externa e porção marginal da Bacia do São Francisco. Limites das crostas média e superior interpretadas de Soares et al. (2006), Ventura et al. (2011) e Lima et al. (2018); Profundidade da Moho de Lima et al. (2023).

Perfil B-B'

O perfil B-B', com cerca de 600 km de extensão de oeste a leste, também atravessa a Província Tocantins e o Cráton do São Francisco (Fig. 10). Na Província Tocantins, entre 0-100 km, a superfície Curie varia de 32 a 27 km, e valores de fluxo térmico entre 50 e 60 mW/m², associados à Faixa Araguaia (Almeida et al., 1981; Fuck et al., 2014), com anomalia Bouguer entre -60 e -20 mGal. De 100-150 km, a superfície Curie atinge 25 km, com fluxo térmico entre 40-50 mW/m² e anomalia Bouguer entre -20 e -1 mGal, indicando o Alto Gravimétrico da Faixa Brasília sobre o Arco Magmático de Goiás (Sousa et al., 2006).

Entre 150-300 km no perfil, no Bloco Cavalcante-Natividade, a superfície Curie varia de 25 a 18 km, com transição abrupta próxima à cidade de São Valério da Natividade, influenciada pelo embasamento exposto paleoproterozoico (Fuck et al., 2014; Cuadros et al., 2017 a,b; Sabóia et al., 2020 a,b; Sabóia et al., 2025) (Fig. 10). Este domínio, porção norte do Bloco Cavalcante-Natividade, apresenta as rochas mais antigas do bloco, correspondentes ao embasamento da Faixa Brasília, localizadas no domínio Almas-Conceição do Tocantins (Sabóia et al. 2020 a, b), com idades magmáticas de 2343 ± 11 Ma e 2180 ± 12 Ma (Fuck et al., 2014).

A anomalia Bouguer varia de -80 a -40 mGal, refletindo um gradiente de baixos valores gravimétricos em direção à Zona Externa da Faixa Brasília e Cráton do São Francisco, enquanto o fluxo térmico varia de 40 a ~90 mW/m², e forma um pico local associado a ascensão da superfície Curie, cuja influência térmica pode ter culminado na formação das intrusões peraluminosas (e.g. Suíte Aurumina Au2, ~2.0 a 2.2 Ga; Botelho et al., 1999; Dardenne & Botelho 2014; Cuadros et al., 2017b e ~2136 ± 3 Ma; Fuck et al., 2014) (amostras 29 e 12; Tabela 2; Fig. 8), e também sugere a influência da Zona de Cisalhamento Cruz das Almas (Praxedes, 2015), semelhante ao comportamento térmico do sistema de falhas do Lineamento Transbrasiliano (Guimarães et al., 2022). No Bloco Cavalcante-Natividade, Zona de Cisalhamento Cruz das Almas, paleoproterozoica, subdivide o domínio Almas-Conceição do Tocantins e Cavalcante-Araíras (Praxedes, 2015; Sousa et al., 2016) em concordância, sugere-se variação de fluxo térmico interna no Bloco Cavalcante Natividade, onde o domínio Almas-Conceição do Tocantins apresenta fluxo térmico mais elevado que o domínio Cavalcante-Araíras, caracterizando o domínio geotérmico do Bloco Cavalcante Natividade.

Entre 300-400 km, nas proximidades da cidade de Conceição do Tocantins, a transição para o Cráton do São Francisco mostra a anomalia Bouguer em -107 mGal e fluxo térmico em 90 mW/m², marcando a zona de sutura neoproterozoica (0,63-0,60 Ga; Valeriano et al., 2008; Silva et al., 2008), com pico térmico, similar ao observado no perfil P2 de Guimarães et al. (2022) (Fig. 10). Esse pico reflete a colisão de margem passiva do Cráton do São Francisco com a Zona Externa, Maciço de Goiás (embora mais restrito a sul) e Arco Magmático de Goiás, acompanhada por metamorfismo de alta pressão (0,65-0,63 Ga; Valeriano et al., 2008).

De 400-600 km, no Cráton do São Francisco, associado a Bacia do São Francisco, a anomalia Bouguer, forma uma calha suave até atingir -70 mGal e o fluxo térmico declina para <50mW/m², com Moho em 39-43 km (Assumpção et al., 2013; Lima et al., 2023, 2024), típico de crosta arqueana espessa e fria (Teixeira et al., 2017), que caracteriza o domínio geotérmico do Cráton do São Francisco. Entre 500-600 km, próximo a São Desidério, uma anomalia de fluxo térmico >100 mW/m² e Curie rasa (13 km) sugere retrabalhamento do embasamento local e um subdomínio geotérmico, o subdomínio de São Desidério. Em superfície, essa anomalia pode estar associada a porção da Faixa Rio Preto em contato com unidades do grupo Bambuí, possivelmente associado à Formação São Desidério (calcário preto; Caxito et al., 2017) (Fig. 10). Essa unidade carbonática pode estar relacionada a processos tectônicos ou térmicos pós-colisionais, corroborados por anomalias em bacias sedimentares (Vitarello et al., 1980).

A evolução crustal ao longo do perfil (Fig. 10) reflete a colisão neoproterozoica (750-600 Ma) entre a Província Tocantins e o Cráton do São Francisco (Valeriano et al., 2008; Fuck et al., 2014), de maneira semelhante ao apresentado do perfil A-A' onde a Faixa Brasília (Fig. 9) apresenta-se como marco inicial na amalgamação do oeste do Gondwana. As anomalias térmicas observadas próximas a São Desidério indicam processos pós-colisionais que merecem investigações futuras.

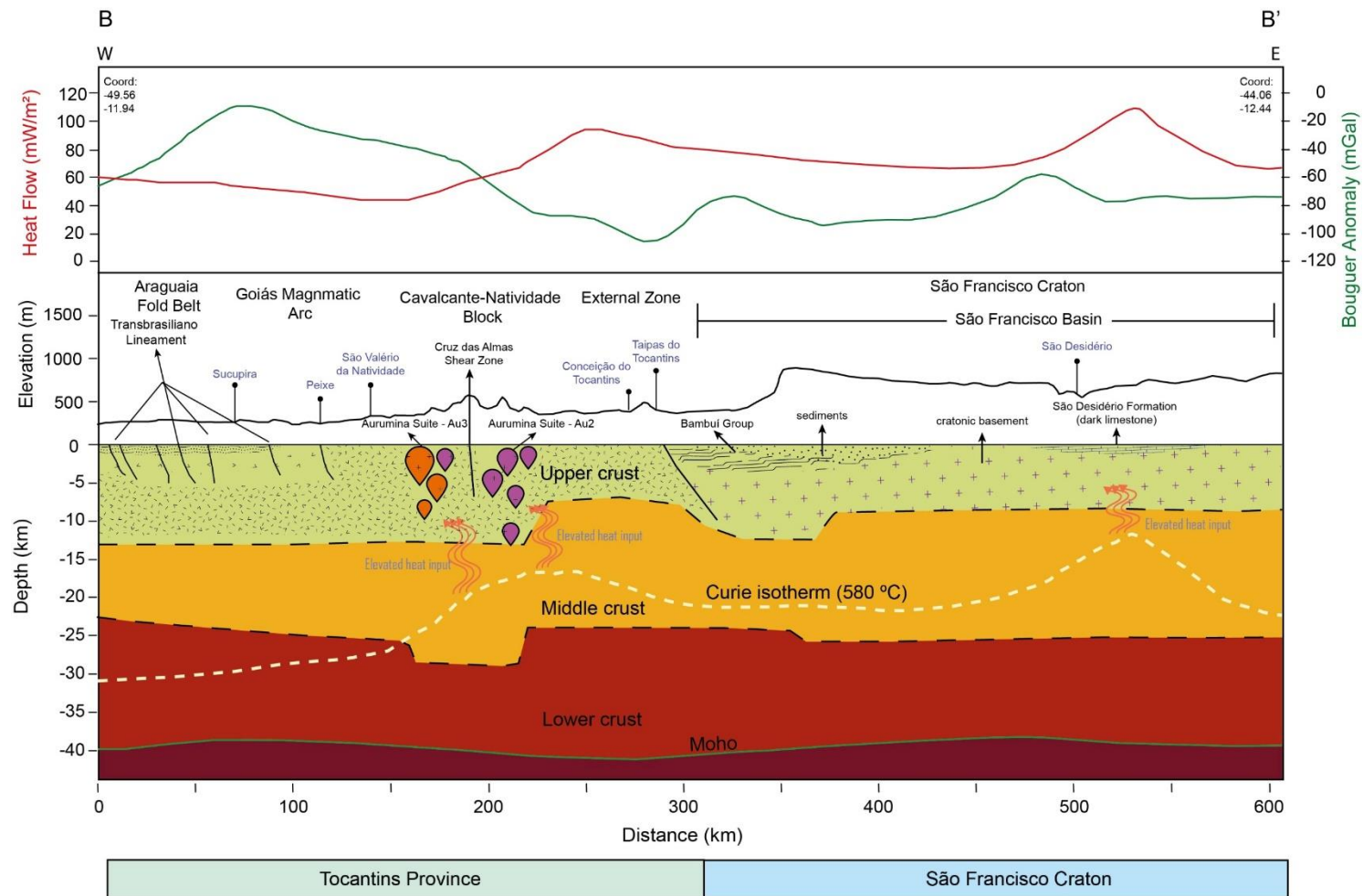


Figura 10: Perfil B- B' – Província Tocantins, partindo da Faixa Araguaia, com ênfase no Bloco Cavalcante-Natividade e o Cráton do São Francisco. O perfil destaca a profundidade da superfície Curie a 18 km e picos de fluxo térmico de 90 mW/m² no Bloco Cavalcante-Natividade, associados à Suíte Aurumina e valores mais elevados de fluxo térmico (>100 mW/m²) no Cráton do São Francisco. Limites das crostas média e superior (linhas hachuradas em preto) interpretadas de Assumpção et al. (2013; 2017). Profundidade da Moho de Lima et al. (2023).

Perfil C-C'

O perfil C-C', com cerca de 700 km de extensão no sentido NW-SE, atravessa a Província Tocantins, a Bacia do Parnaíba e termina nas margens do Cráton do São Francisco, sobre a Faixa Rio Preto, abrangendo o Complexo de Cristalândia do Piauí e a Formação Formosa (Caxito et al., 2017) (Fig. 11). Este perfil apresenta as variações geofísicas que refletem a complexa evolução crustal desde o Paleoproterozoico até o Neoproterozoico no Nordeste do Brasil.

Entre 0-100 km, na Província Tocantins, o perfil cruza a Faixa Araguaia, especificamente o Grupo Tocantins, nas proximidades de Conceição do Araguaia. A superfície Curie apresenta uma rampa ascendente de 29 a 25 km, enquanto o fluxo térmico varia de 60 a 65 mW/m² e a anomalia Bouguer oscila entre -100 e -82 mGal, indicando uma crosta espessa com Moho a cerca de 41 km de profundidade (Fig. 11). Esses valores são consistentes com a reativação de estruturas brasileiro-pan-africanas (550 Ma) na Faixa Araguaia (Herz et al., 1989), sugerido associação ao magmatismo basáltico preservado em clorititos do Grupo Tocantins (Kotschoubey et al., 2016) e ao contexto do Ofiolito Quatipuru Neoproterozoico, mais ao sul da faixa (Paixão et al., 2008).

De 100-350 km, o perfil adentra a Bacia do Parnaíba, uma sinéclise paleozoica sobre embasamento precambriano (Soares et al., 2018). A partir de 100 km, a superfície Curie salta abruptamente de 25 para 10 km, a anomalia Bouguer sobe para aproximadamente -40 mGal e o fluxo térmico varia de 65 para 180 mW/m², nas imediações de Bom Jesus do Tocantins, formando um patamar de ~ 100 km de extensão, que sugere associação com fontes profundas, classificando-se como terceiro domínio geotermal, o domínio sudoeste da Bacia do Parnaíba. Pode indicar a presença em profundidade da *Amazonian plate* e a Zona de Falha Araguaia -AFZ (Solon et al. 2018), zonas de suturas tectônicas. Em superfície, essa região, que inclui o limiar Devoniano-Carbonífero com lentes Permiano-Triássicas, reflete uma crosta afinada e termicamente anômala, associada a intrusões magmáticas rasas ou estiramento (Fig. 11) (Daly et al., 2014; Lima et al., 2019). Estudos de condutividade elétrica (Solon et al., 2018) e funções de receptor (Coelho et al., 2018) sugerem que tais anomalias térmicas podem estar associadas a zonas de fraqueza crustal herdadas da formação da bacia. Em 300 km, a superfície Curie cai de 10 km para 25 km, estabilizando-se, enquanto o fluxo térmico declina de 180 para 65 mW/m², marcando o fim dessa zona anômala (Fig. 11).

Entre 350-400 km, ainda na Bacia do Parnaíba, o perfil corta unidades estratigráficas Devoniano-Carbonífero, Permiano-Triássico e Cretáceo, exibindo um empilhamento sedimentar típico de bacias intracratônicas (Castro et al., 2014). A superfície Curie e o fluxo térmico mantêm-se estáveis em 25 km e 65 mW/m², respectivamente, enquanto a anomalia Bouguer varia de -105 a -60 mGal, marcando a calha central da bacia (Fig. 11). A Moho permanece em ~38-42 km (Soares et al., 2018), consistente com uma crosta levemente espessada.

De 400-550 km, o perfil marca o término da Bacia do Parnaíba, com o embasamento precambriano exposto. A superfície Curie apresenta 24 km de profundidade e o fluxo térmico estabiliza em 65 mW/m². A anomalia Bouguer oscila de -105 para -45 mGal, refletindo a transição para uma crosta mais delgada (Moho ~37 km), possivelmente influenciada por processos magmáticos regionais (Tozer et al., 2017) (Fig. 11). A queda na espessura crustal é corroborada por dados sísmica de refração profunda (Soares et al., 2018).

Entre 550-700 km, nas margens do Cráton do São Francisco, sobre a Faixa Rio Preto, o perfil atravessa o Complexo de Cristalândia do Piauí e a Formação Formosa (Caxito et al., 2017). A superfície Curie estabiliza em 25 km, e o fluxo térmico sobe ligeiramente para ~70 mW/m². A anomalia Bouguer varia de -130 a -80 mGal, indicando uma crosta espessa (Moho ~42 km) afetada pela tectônica neoproterozoica da Faixa Rio Preto (600-580 Ma; Caxito et al., 2017) (Fig. 11). Estudos de proveniência magmática (Heilbron et al., 2018) apontam contribuições de magmatismo ordoviciano a devoniano no embasamento da porção mais a oeste da bacia, enquanto a estrutura crustal profunda (Colho et al., 2018) sugere estabilização pós-colisional.

A evolução crustal ao longo do perfil C-C' reflete a interação entre a Província Tocantins, a Bacia do Parnaíba e o Cráton do São Francisco, com a formação da bacia ligada a processos de subsidência cratônica (Castro et al., 2014; Daly et al., 2014) e reativação tectônica neoproterozoica (Faixa Araguaia: Herz et al., 1989; Faixa Rio Preto: Caxito et al., 2017). As anomalias térmicas entre 100-350 km indicam processos magmáticos ou tectônicos profundos (Solon et al., 2018; Lima et al., 2019), possivelmente associados a zona de sutura com a placa Amazônica, enquanto a estabilização na borda cratônica reflete a amalgamação oeste do Gondwana.

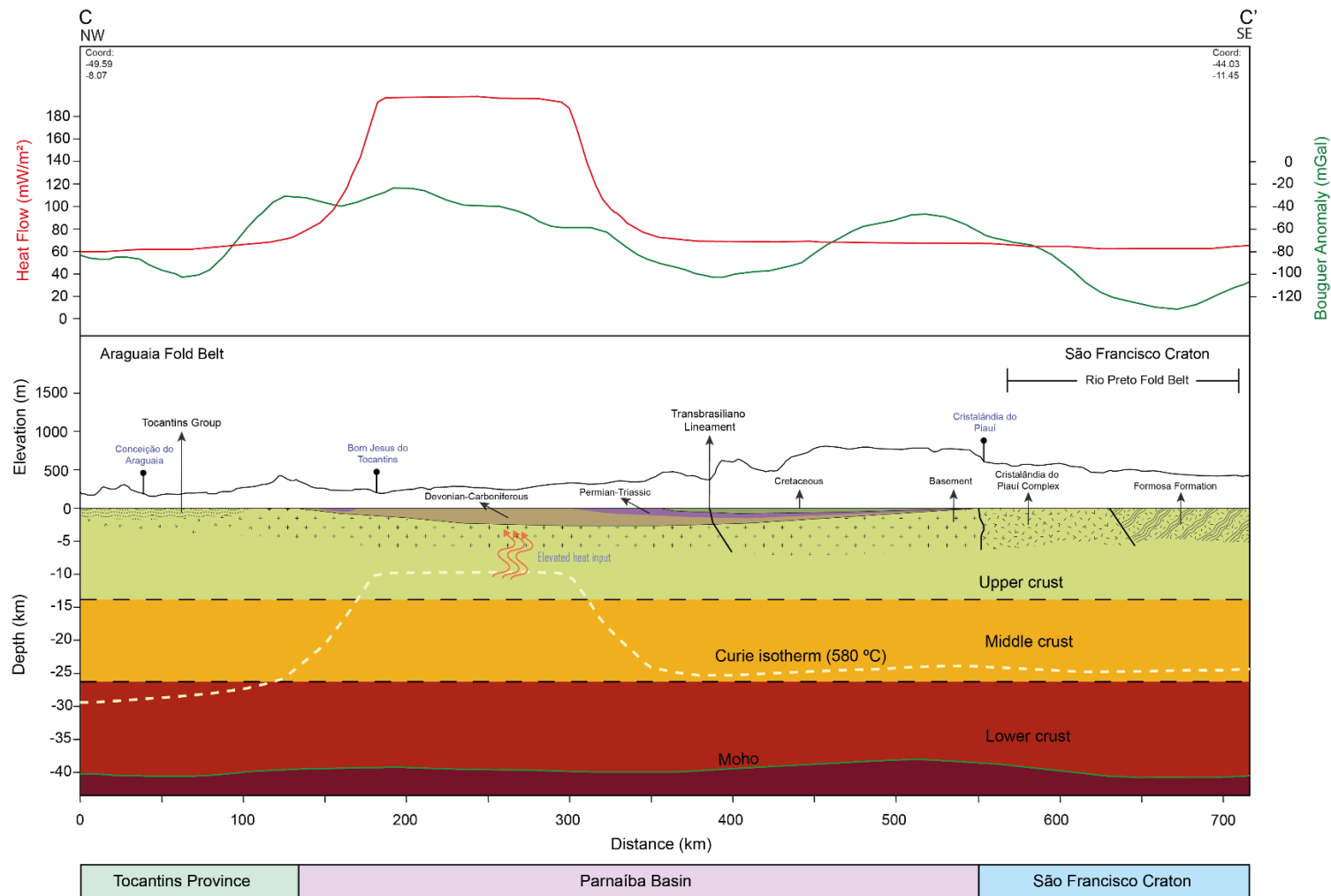


Figura 11: Perfil C- C' – Província Tocantins, partindo da Faixa Araguaia em direção à Bacia do Parnaíba e Cráton do São Francisco, num trend NW-SE. O perfil revela uma espessura crustal de 37-41 km e fluxo térmico de até 180 mW/m², ao adentrar a Bacia do Parnaíba. Limites das crostas média e superior (linhas hachuradas em preto) interpretadas de Castro et al. (2014). Profundidade da Moho de Lima et al. (2023).

Perfil D-D'

O perfil D-D', com cerca de 615 km de extensão de oeste a leste, atravessa a Província Tocantins e o sudoeste da Bacia do Parnaíba, revelando contrastes geotérmicos e estruturais ligados à evolução do Brasil Central (Fig. 12). Na Província Tocantins, entre 0-150 km, o perfil cruza a Faixa Araguaia, especificamente o Grupo Tocantins. A superfície Curie varia de 29 a 18 km, atingindo um mínimo de 16 km próximo a Piraquê, no limite com a Bacia do Parnaíba, marcado pela Zona de Falha Araguaiana (AFZ) (Solon et al., 2018). A anomalia Bouguer forma uma calha inicial de -60 mGal, evoluindo para -35 mGal, refletindo a continuação norte da Província Tocantins (Soares et al., 2006; Castro et al., 2014), enquanto o fluxo térmico sobe de 60 mW/m² a um pico de 105 mW/m² em Piraquê. A Moho estabiliza em cerca de 40 km de profundidade. Diferentemente dos perfis A-A', B-B' e C-C', o fluxo térmico não é completamente inverso à anomalia Bouguer ao longo do perfil, sugerindo fontes térmicas subsuperficiais ativas sob os sedimentos paleozoicos da Bacia do Parnaíba (Heilbron et al., 2018; Lima et al., 2019 e Lima et al., 2023) (Fig. 12). Estudos de condutividade elétrica indicam uma crosta média/baixa moderadamente resistiva a condutiva na Faixa Araguaia, com anomalias verticais resistivas (Zona de Falha Araguaiana) que se estendem ao manto superior (Solon et al., 2018).

Entre 150-250 km, já na Bacia do Parnaíba, a anomalia Bouguer estabiliza em ~-40 mGal, associada a suturas neoproterozoicas e elevação da Moho (36-40,5 km; Castro et al., 2014; Tozer et al., 2017; Lima et al., 2019; Lima et al., 2023). Em superfície, ocorrem unidades Permiano-Triássico sobre o Devoniano-Carbonífero. O fluxo térmico mantém o pico de 105 mW/m² na borda oeste da bacia, enquanto a superfície Curie varia anormalmente (16-23 km), atribuída a intrusões máficas na crosta inferior (*underplating* máfico; Tozer et al., 2017; Soares et al., 2018; Lima et al., 2019; Lima et al., 2023). Um *underplating* máfico, mapeado de 40 a 550 km ao longo do perfil sob a Moho, sugere também a ascensão térmica, inclusive do manto superior, com o LAB a ~130 km (isoterma de 1300 °C), produzindo um alto gradiente térmico e tectono-magmatismo (Soares et al., 2018; Lima et al., 2023) (Fig.12). A condutividade elétrica elevada na crosta da porção central da bacia (Solon et al., 2018) sugere a presença de minerais condutores, como piroxênios (augita, pigeonita), plagioclásio e óxidos de Fe-Ti (magnetita com ilmenita exsolvida), associados a intrusões diabásicas cretáceas das formações Mosquito e Sardinha (Oliveira et al., 2018).

De 250-550 km, na porção central da Bacia do Parnaíba, a assinatura geotérmica torna-se homogênea, com a superfície Curie estável entre 23-24 km e fluxo térmico de ~ 70 mW/m², indicando uma crosta intracratônica estabilizada (Almeida et al., 1981; Castro et al., 2014; Daly et al., 2014). A anomalia Bouguer exibe uma calha de -79 mGal em 550 km de distância, subindo para -60 mGal ao final do intervalo, enquanto a Moho varia de 36 a 40 km (Soares et al., 2018; Lima et al., 2023) (Fig. 12). Em superfície, além das unidades Devoniano-Carbonífero e Permiano-Triássico, ocorre a unidade Jurássica, em contato com a Permiano-Triássico, sugerindo uma discordância erosiva (Castro et al., 2014; Daly et al., 2014). A presença de *underplating* máfico subjacente (Tozer et al., 2017; Soares et al., 2018) pode ter influenciado a estabilidade térmica, contrastando com os picos extremos observados no perfil C-C' (180 mW/m² em 100-350 km).

De 550-615 km, ainda na Bacia do Parnaíba, a superfície Curie sobe ligeiramente para 22 km, e o fluxo térmico aumenta para ~ 70 mW/m², refletindo uma crosta mais estável e espessa Moho ~ 40 km; Lima et al., 2023). A anomalia Bouguer estabiliza em ~ -60 mGal, consistente com a borda sudoeste da bacia, onde o embasamento neoproterozoico é recoberto por sedimentos paleozoicos (Castro et al., 2014) (Fig. 12). A complexidade térmica no limite Província Tocantins-Bacia do Parnaíba reflete a interação entre o embasamento neoproterozoico e o rifteamento cambro-ordoviciano (Castro et al., 2014), enquanto a estabilidade da bacia destaca sua evolução como um *sag* intracratônico (Daly et al., 2014). As anomalias térmicas e o *underplating* máfico sugerem processos tectono-magmáticos associados à abertura do Atlântico no Cretáceo (Solon et al., 2018; Oliveira et al., 2018; Lima et al., 2019).

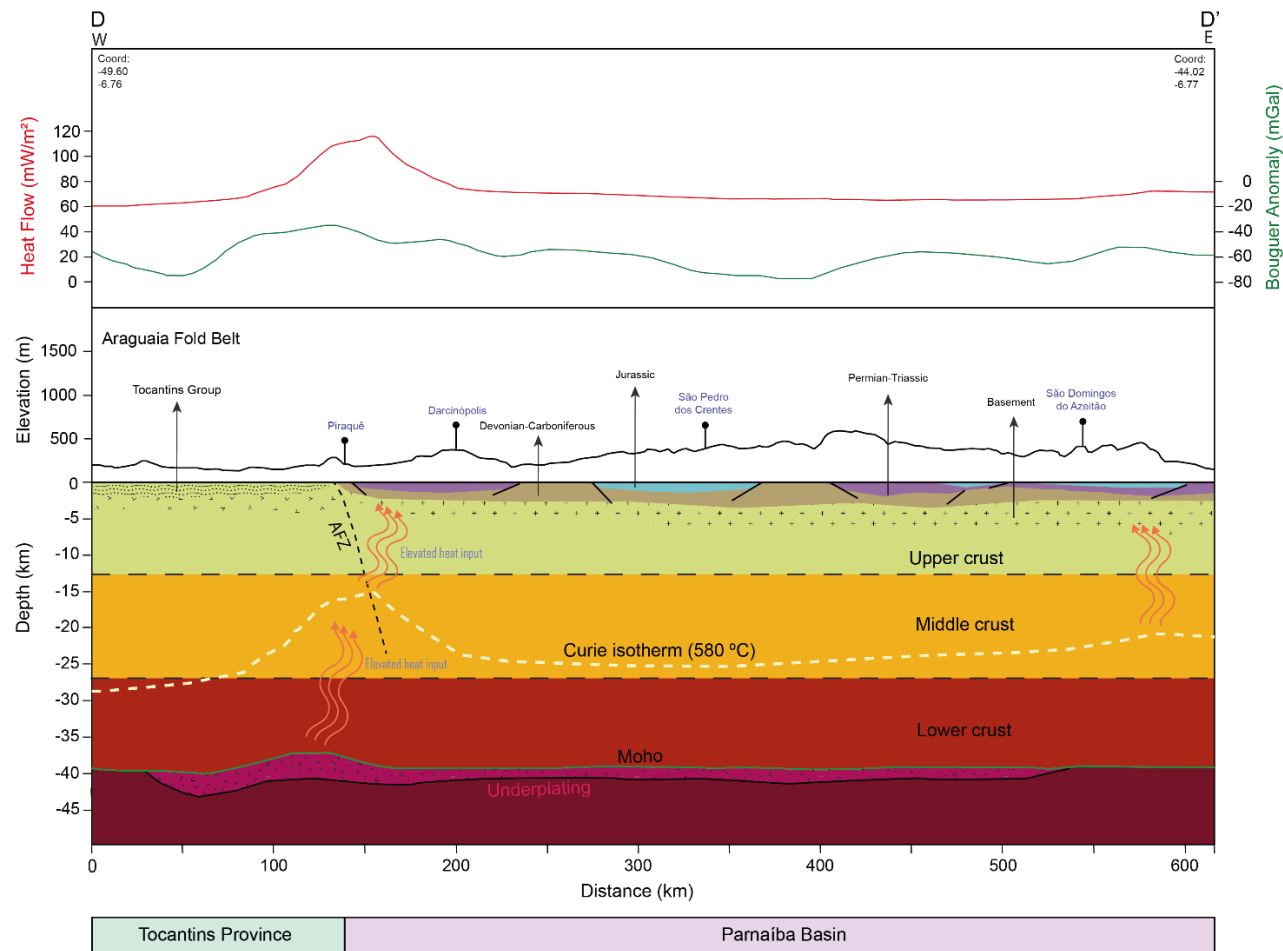


Figura 12: Perfil D- D' – Província Tocantins, partindo da Faixa Araguaia em direção à Bacia do Parnaíba (oeste-leste). O perfil mostra uma espessura crustal de 36-40 km e picos de fluxo térmico de 105 mW/m², associados a eventos de rifteamento pré-sinclinais e magmatismo mesozoico observados na bacia. O fluxo de calor ascendente interpretado como proveniente de estruturas crustais profundas, incluindo o underplating máfico na crosta inferior. Limites das crostas média e superior (linhas hachuradas em preto) interpretadas de Castro et al. (2014), Coelho et al. (2018) e Solon et al. (2018). Underplating máfico de Soares et al. (2018). Profundidade da Moho de Lima et al. (2023).

O Bloco Cavalcante-Natividade - Área-Alvo

O Bloco Crustal Cavalcante-Natividade foi selecionado como área-alvo desta pesquisa devido à sua relevância tectônica como embasamento da porção norte da Faixa Brasília, no contexto da Província Tocantins, e à recente intensificação de estudos que têm aprofundado o entendimento de sua evolução crustal (Fuck et al., 2017). Com uma janela de 445 x 430 km (da superfície até 60 km de profundidade), o modelo abrange todo o bloco e inclui porções contrastantes de áreas adjacentes, como a Faixa Araguaia, o Arco Magmático de Goiás, o Maciço de Goiás, a Zona Externa da Faixa Brasília e a Bacia do São Francisco, no Cráton do São Francisco (Figs. 2; 13). Essa escolha permite mapear variações de densidade que refletem a heterogeneidade crustal e os limites tectônicos, incluindo falhas mapeadas em superfície, como a Falha Rio dos Bois, a Falha do Rio Maranhão e a Falha Paranã, que delimitam domínios crustais distintos (Fuck et al., 2014; Valeriano et al., 2008). É importante observar que o objetivo do modelo de densidade não é estratificar camadas, como é feito na sísmica de refração, e sim observar os limites laterais entre blocos e que, mesmo entre as unidades, existe variação de densidade.

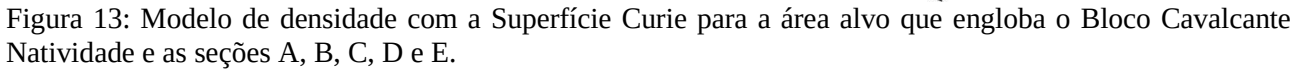
Modelo de Densidade e Relação com o Fluxo Térmico

Para analisar a estrutura crustal do Bloco Cavalcante-Natividade, foi realizada uma inversão gravimétrica 3D, para estimar variações de densidade que refletem blocos crustais distintos. Cinco seções E-W foram extraídas do modelo 3D para facilitar a interpretação: Seção A (início do bloco a sul), Seção B (Domínio Cavalcante-Arraias), Seção C (limite entre Domínio Cavalcante-Arraias e Domínio Almas-Conceição do Tocantins), Seção D (Domínio Almas-Conceição do Tocantins) e Seção E (final do bloco, incluindo o sul da Bacia do Parnaíba e a Bacia do São Francisco) (Fig. 13). Essas seções permitem correlacionar as variações de densidade com o fluxo térmico, trazendo apontamentos sobre a evolução geotérmica da região.

Nas Seções A e B, no limite entre o Grupo Bambuí e a Bacia do São Francisco, o Domínio São Domingos exibe densidade de $\sim 2,85 \text{ g/cm}^3$ entre 25-30 km de profundidade, associada a orto- e paragneisses do embasamento paleoproterozoico e rochas metamórficas de baixo grau da sequência vulcano-sedimentar de São Domingos (Fuck et al., 2017) (Figs. 14; 15). Esse domínio, exposto em uma janela estrutural alongada N-S, é intrudido por tonalitos, granitos e rochas máficas-ultramáficas datadas entre 590 Ma e 540 Ma (Dantas et al., 2010), sugerindo um evento transtensional-extensional no final do Neoproterozoico ao Cambriano (Fuck et al., 2017). A densidade elevada ($2,85 \text{ g/cm}^3$) indica uma crosta mais densa e espessa, possivelmente relacionada à exumação de blocos crustais durante a tectônica de cobertura ao longo da Falha de São Domingos (Dardenne, 2000), que separa o domínio não deformado da Bacia do São Francisco do cinturão de dobras e falhas (Fuck et al., 2017).

A relação entre o modelo de densidade e o fluxo térmico é evidenciada pela correlação com a superfície Curie como o observados na descrição dos perfis. No Bloco Cavalcante-Natividade, o perfil B-B' (150-300 km) mostra a superfície Curie variando de 25 a 18 km, com picos de fluxo térmico de até 90 mW/m² associados à Suíte Aurumina e à Zona de Cisalhamento Cruz das Almas (Botelho et al., 1999; Praxedes, 2015) (Fig. 10). Esses picos térmicos coincidem com blocos de densidade mais baixa (2,65-2,70 g/cm³), sugerindo que granitóides peraluminosos radiogênicos (ex.: Suíte Aurumina) contribuem para o calor radiogênico elevado, influenciando o fluxo térmico atual (Carvalhêdo et al., 2025).

Já na Seção E (Fig. 18), próxima à Bacia do São Francisco, o fluxo térmico declina para <50 mW/m² e a Curie estabiliza em ~25 km (perfil B-B', 400-600 km), correlacionando-se com densidades mais altas (2,80-2,85 g/cm³), típicas de crosta cratônica espessa e fria (Teixeira et al., 2017; Reis et al., 2017).



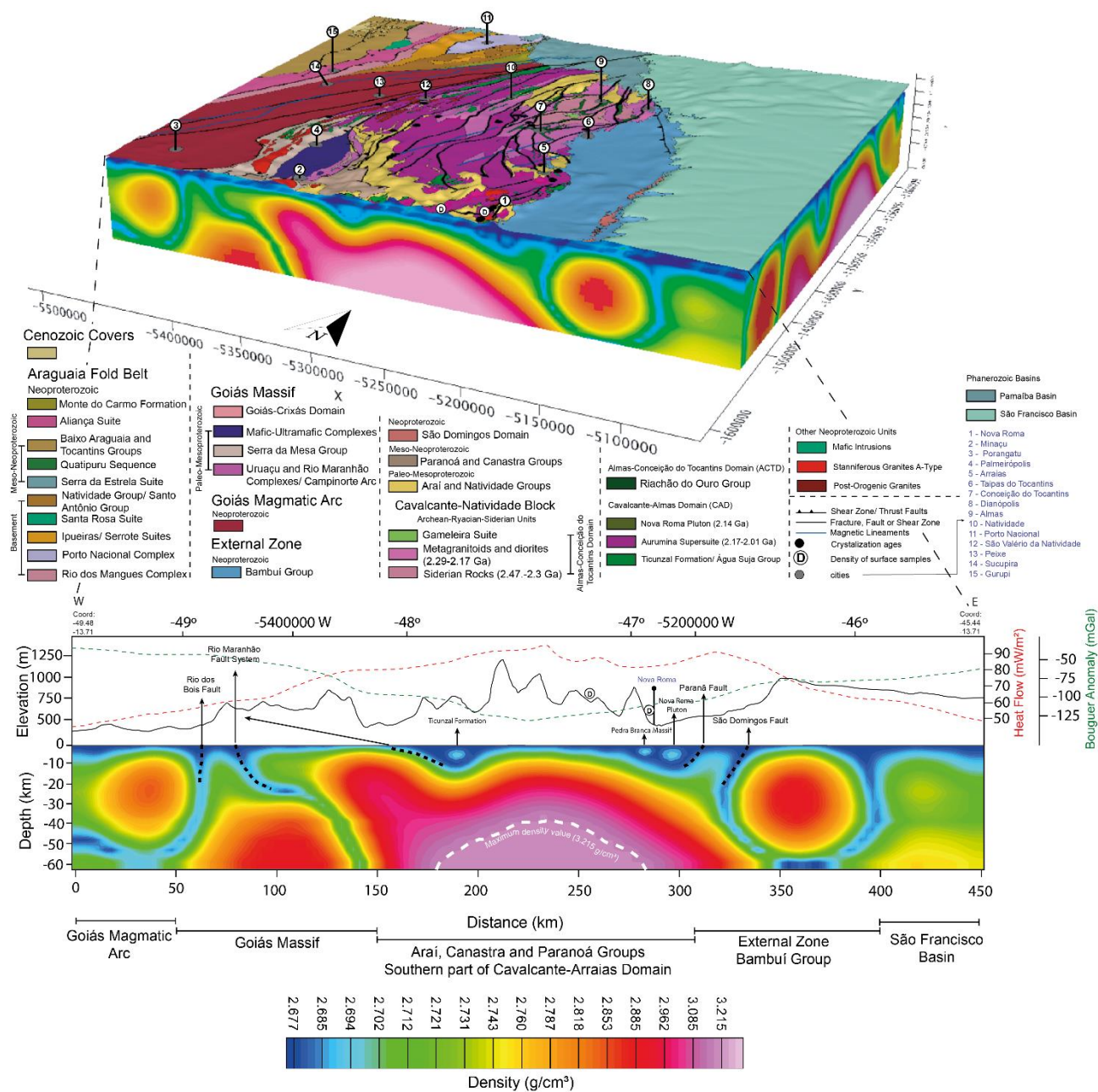


Figura 14: Seção A do modelo de densidade com o Fluxo Térmico e a anomalia Bouguer para a área alvo que engloba o Bloco Cavalcante Natividade.

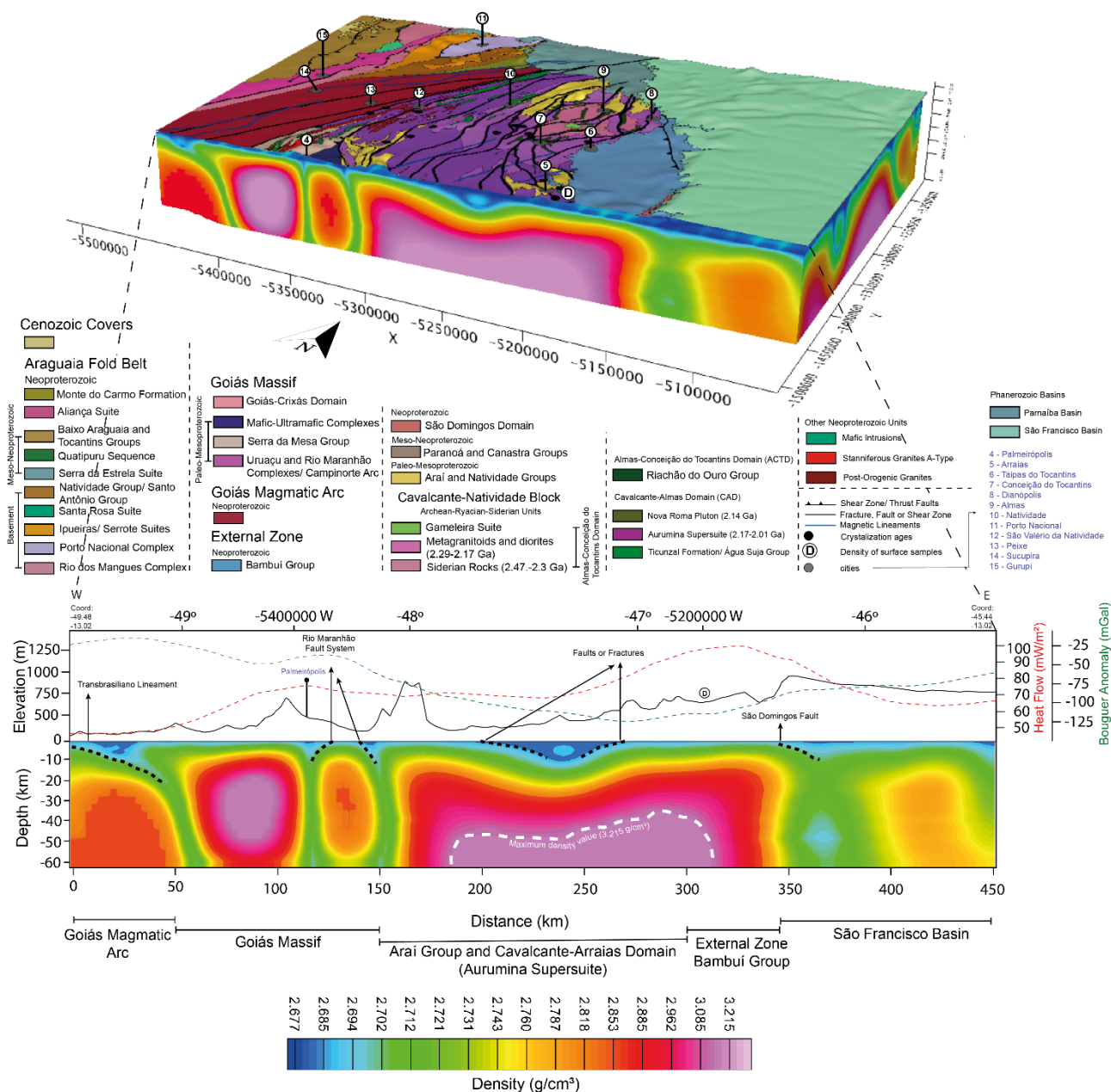


Figura 15: Seção B do modelo de densidade com o Fluxo Térmico e a anomalia Bouguer para a área alvo que engloba o Bloco Cavalcante Natividade.

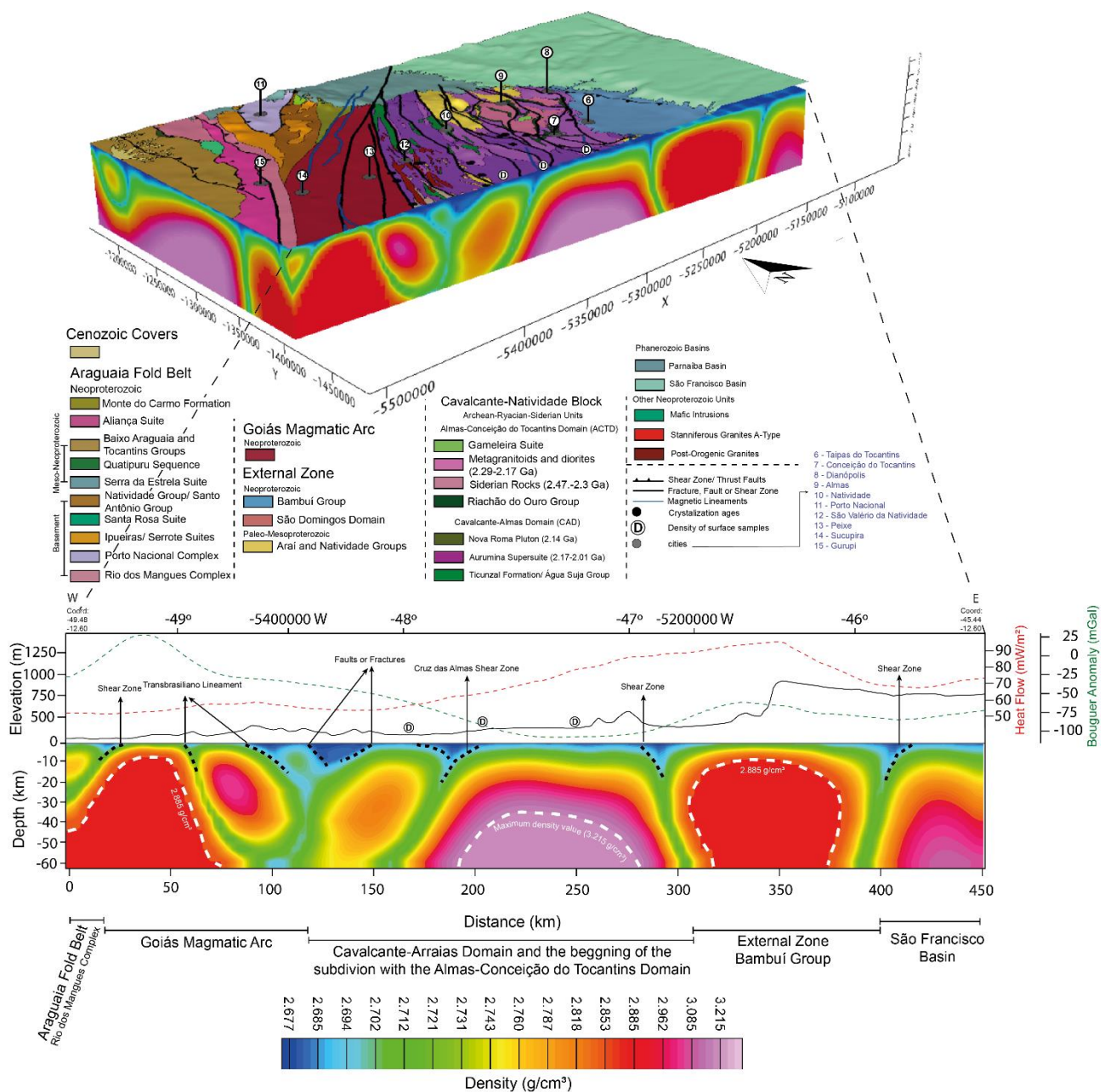


Figura 16: Seção C do modelo de densidade com o Fluxo Térmico e a anomalia Bouguer para a área alvo que engloba o Bloco Cavalcante Natividade.

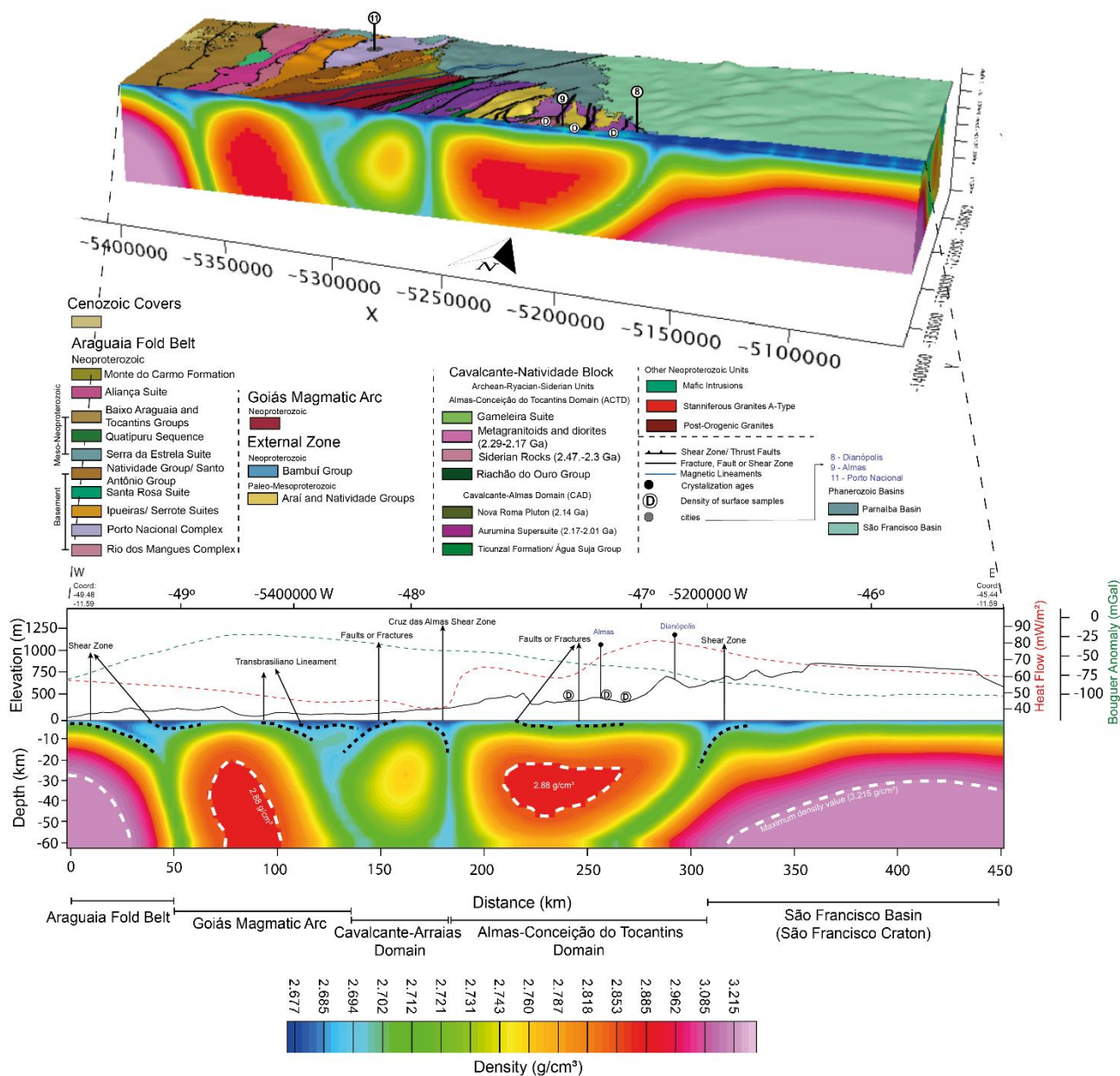


Figura 17: Seção D do modelo de densidade com o Fluxo Térmico e a anomalia Bouguer para a área alvo que engloba o Bloco Cavalcante Natividade.

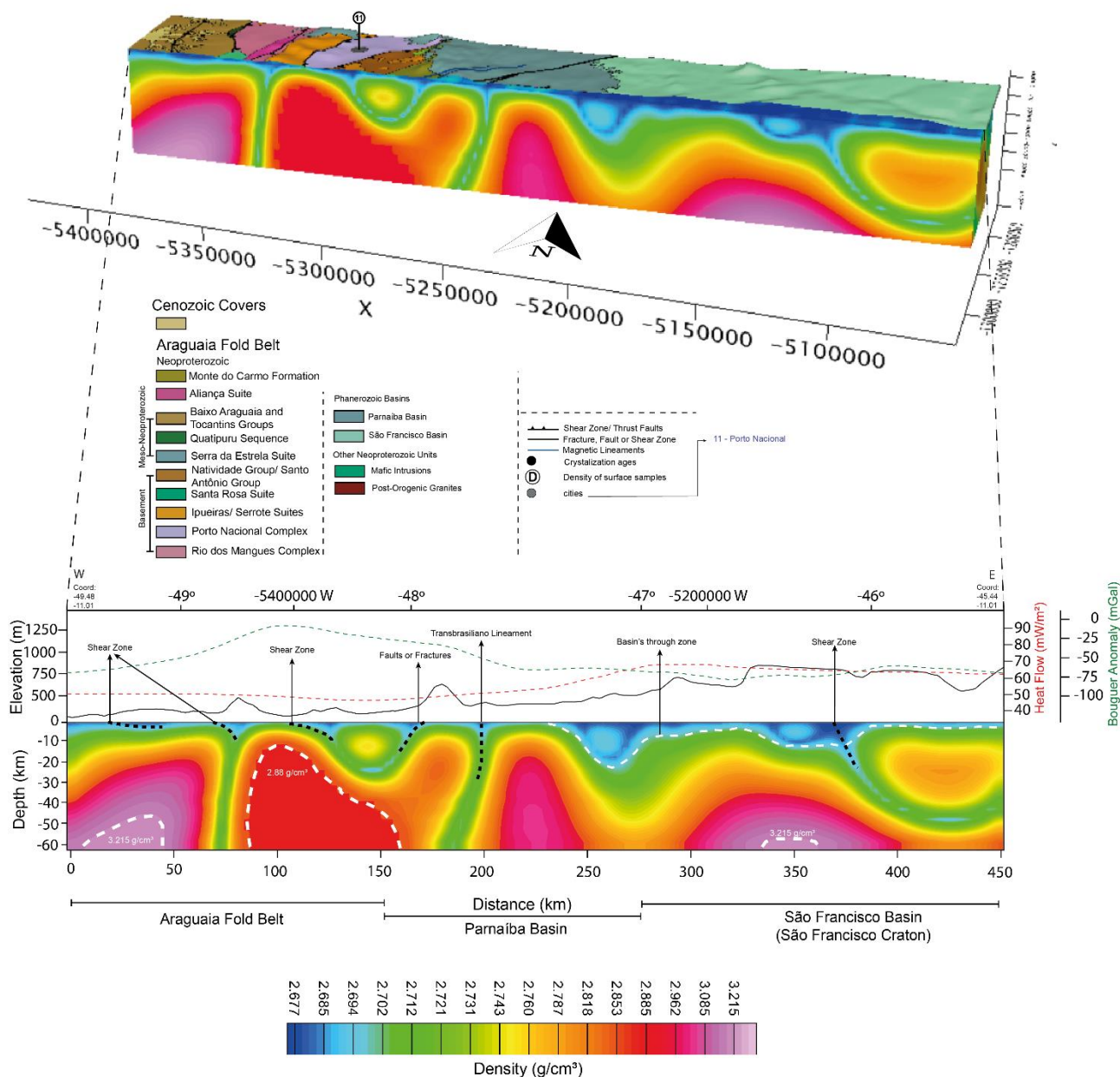


Figura 18: Seção E do modelo de densidade com o Fluxo Térmico e a anomalia Bouguer para a área alvo que engloba o Bloco Cavalcante Natividade.

Implicações Geodinâmicas

As variações de densidade observadas no modelo de inversão gravimétrica 3D do Bloco Cavalcante-Natividade refletem a composição e a história tectônica dos blocos crustais da Província Tocantins, influenciando diretamente a produção de calor radiogênico e o fluxo térmico atual em superfície. Blocos de baixa densidade, como os granitóides peraluminosos da Suíte Aurumina (~2,65-2,70 g/cm³; Seções B, C e D), apresentam alta concentração de elementos radiogênicos (urânio, tório), resultando em fluxos térmicos elevados, como os 90-100 mW/m² nos Domínios Cavalcante-Arraias (Seção B) e Almas-Conceição do Tocantins (Seções C e D).

A profundidade da superfície Curie corrobora essa relação: mais rasa (18 km no perfil B-B') em áreas de baixa densidade com fontes térmicas rasas, e mais profunda (25 km no Cráton do São Francisco, perfil A-A') em regiões de crosta densa, fria e espessa. Assim, a heterogeneidade crustal mapeada controla as variações geotérmicas observadas, desde picos na Zona Externa da Faixa Brasília até valores baixos no Cráton do São Francisco.

Os dados geofísicos sugerem que as assinaturas geotérmicas atuais no Bloco Cavalcante-Natividade são predominantemente uma herança de processos paleoproterozoicos, retrabalhados durante a Orogênese Brasileira (900-600 Ma). O magmatismo paleoproterozoico (2,3-2,0 Ga), incluindo a Suíte Aurumina e gnaisses calci-alcálicos (Fuck et al., 2017), estabeleceu a base para a produção de calor radiogênico persistente, como visto nos picos de fluxo térmico (90-100 mW/m²) e Curie rasa (18 km) nos Domínios Cavalcante-Arraias e Almas-Conceição do Tocantins (perfis B-B' e C-C').

Eventos neoproterozoicos, como a colisão entre os paleocontinentes Amazônico, São Francisco-Congo e Paranapanema (750-600 Ma; Valeriano et al., 2008), retrabalharam essas estruturas, exumando blocos crustais e reativando falhas de baixo ângulo (Rio dos Bois, Rio Maranhão, Paranã, São Domingos). Essas falhas, com raízes até 60 km (Seções A-D), atuaram como zonas de transferência tectônica e condutoras térmicas, facilitando a exumação de blocos densos que reduziram o fluxo térmico local (<50 mW/m², Seção A), enquanto zonas como Cruz das Almas preservaram granitóides radiogênicos rasos, mantendo fluxos elevados (Seção C). O extensionalismo tardio (590-540 Ma; Dantas et al., 2010) no Domínio São Domingos também contribuiu para a exumação de blocos densos, reforçando essa tendência.

Fora do Bloco Cavalcante-Natividade, a Faixa Araguaia (Seções C, D e E) exibe fluxos térmicos moderados (50-55 mW/m²), consistentes com sua crosta espessa e embasamento paleoproterozoico (~2,60-2,05 Ga; Pinheiro et al., 2011), enquanto a Bacia do Parnaíba (Seção E) apresenta anomalias térmicas locais (até 180 mW/m² no perfil D-D') associadas a intrusões cretáceas (Klein et al., 2013).

CONCLUSÕES

A caracterização geotermal da área de estudo, centrada no Bloco Cavalcante-Natividade na Província Tocantins e suas interfaces com o Cráton do São Francisco e as Bacias do Parnaíba e do São Francisco, permitiu estimar a produção de calor radiogênico superficial, na faixa de 0,39 e 42,09 $\mu\text{W}/\text{m}^3$, que indica potenciais regiões de intensa atividade geotérmica onde o calor radiogênico apresenta valores anômalos (acima de 5 $\mu\text{W}/\text{m}^3$; Carvalhêdo et al., 2025). O fluxo térmico foi definido entre 22,1 e 169,1 mW/m^2 , a profundidade da superfície de Curie variou de 10 a 38,2 km, o gradiente geotermal entre 15,17 e 58 $^{\circ}\text{C}/\text{km}$, e a condutividade térmica entre 1 e 3,4 $\text{W}/\text{m}\cdot\text{K}$. Esses parâmetros, obtidos e calibrados por amostras de campo e integrados a um modelo de inversão gravimétrica 3D e cinco seções geofísicas (A, B, C, D, E), revelaram variações laterais e verticais nas propriedades litosféricas, com densidades de 2,65-3,215 g/cm^3 refletindo a heterogeneidade crustal.

A análise de mapas, perfis (A-A', B-B', C-C', D-D') e o modelo 3D definiu quatro domínios geotérmicos principais e um subdomínio:

i) Zona Externa da Faixa Brasília: Anomalias térmicas (90-100 mW/m^2 em Seções A-D) estão associadas a sistemas de falhas de baixo ângulo (Rio dos Bois, Maranhão, São Domingos), granitos de alta produção de calor (e.g., Suíte Aurumina Au2 ou Au4; e Suíte Pedra Branca, $A0 > 7 \mu\text{W}/\text{m}^3$; Carvalhêdo et al., 2025) e *hot spots* tectônicos, indicando intensa atividade geotérmica ligada ao magmatismo paleoproterozoico (2,3-2,0 Ga; Fuck et al., 2017) e retrabalhado na Orogênese Brasileira (750-600 Ma; Valeriano et al., 2008).

ii) O Bloco Cavalcante Natividade apresentou variação de fluxo térmico (~45-100 mW/m^2 ; Perfil B-B') e rasa Superfície Curie (25 a 18 km) entre os domínios Cavalcante-Arraias e Almas-Conceição do Tocantins separados a partir da zona de cisalhamento Cruz das Almas. A caracterização geotérmica delimitou que o domínio Almas-Conceição do Tocantins apresenta fluxo térmico mais elevado que o domínio Cavalcante-Arraias, provavelmente influenciado pelo embasamento exposto nessa região. Isso foi corroborado pela diferença de densidade nesses domínios, identificada a partir do modelo de densidade (Seção D). O Domínio Cavalcante-Arraias é representado por uma feição circular (2,702-2,743 g/cm^3) e o Domínio Almas-Conceição do Tocantins, uma feição trapezoidal (2,7646-3,4587 g/cm^3 , núcleo denso entre 22-50 km de profundidade), que reflete as variações dentro do próprio Bloco Cavalcante Natividade.

iii) Cráton do São Francisco: Assinaturas térmicas profundas (27-40 km, Seções A-E) e fluxo térmico baixo (<50 mW/m^2) são típicas de regiões cratônicas estabilizadas desde o Ciclo Transamazônico (2,2-1,9 Ga; Teixeira et al., 2017), mas anomalias locais inéditas, localizadas na Bacia do São

Francisco ($>96,5 \text{ mW/m}^2$) (Seção A) sugerem retrabalhamento pós-colisional (Subdomínio geotérmico de São Desidério).

iv) Sudoeste da Bacia do Parnaíba: Superfícies Curie rasas (10 km em Seção E) e picos de fluxo térmico ($105\text{-}170 \text{ mW/m}^2$, perfil D-D') indicam fontes térmicas subsuperficiais, provavelmente associadas a zona de sutura com a placa Amazônica e em menor profundidade a intrusões cretáceas (Klein et al., 2013), contrastando com a assinatura geotermal geralmente “flat” do sag intracratônico.

Os resultados foram correlacionados com a anomalia Bouguer e a profundidade do Moho (36-43 km), evidenciando zonas de sutura (e.g. Lineamento Transbrasiliano, Cruz das Almas e a Zona de Falha Araguaia - AFZ) e espessamento crustal, em concordância com a literatura (Guimarães et al., 2022). O modelo 3D destaca densidades rasas ($2,65\text{-}2,70 \text{ g/cm}^3$) em granitóides radiogênicos e profundas ($3,01\text{-}3,215 \text{ g/cm}^3$) em blocos máficos, explicando os contrastes térmicos. Comparados a estudos prévios, os dados obtidos validam e ampliam o entendimento da estrutura crustal e da geodinâmica regional, destacando a influência de feições geotectônicas neoproterozoicas na evolução litosférica do centro da Província Tocantins, bem como suas relações com o Cráton do São Francisco e o extremo sudoeste da Bacia do Parnaíba. Este trabalho reforça o legado paleoproterozoico-neoproterozoico na formação do Gondwana Ocidental e abre perspectivas para explorar anomalias térmicas locais.

REFERÊNCIAS

- Alexandrino, C. H., & Hamza, V. M. (2007). Estrutura Termal da Litosfera nos segmentos cratônicos de Salvador e São Francisco. In *10th International Congress of the Brazilian Geophysical Society & EXPOGEF 2007, Rio de Janeiro, Brazil, 19-23 November 2007* (pp. 973-978). Society of Exploration Geophysicists and Brazilian Geophysical Society. DOI: <https://doi.org/10.1190/sbgf2007-187>
- Alexandrino, C. H., & Hamza, V. M. (2008). Estimates of heat flow and heat production and a thermal model of the São Francisco craton. *International Journal of Earth Sciences*, 97, 289-306. DOI: <https://doi.org/10.1007/s00531-007-0291-y>
- Alkmim, F., Brito Neves, B. B., & Alves, J. A. C. (1993) Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco: uma revisão. O Cráton do São Francisco. DOMINGUEZ, JML & MISI, A.(ed), SBG-Núcleo BA/SE, 45-62.
- Alkmim, F. F., & Martins-Neto, M. A. (2012). Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco craton, eastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 33(1), 127-139. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2011.08.011>
- Almeida, F. F. M. (1967). Origem e Evolução da Plataforma Brasileira. Departamento Nacional da Produção Mineral, Divisão Geologia Mineralogia (Rio de Janeiro), Boletim 216, 96 p.
- Almeida, F. F. M. (1969). Diferenciação tectônica da plataforma brasileira. In Congresso Brasileiro de Geologia (Vol. 23, No. 1969, pp. 29-46).
- Almeida, F. F. M. (1977). O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7(4), 349-364.
- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., de Brito Neves, B. B., & Fuck, R. A. (1981). Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, 17(1-2), 1-29. DOI: [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(81\)90003-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(81)90003-9)

- Almeida, F. F. M., de Brito Neves, B. B., & Carneiro, C. D. R. (2000). The origin and evolution of the South American Platform. *Earth-Science Reviews*, 50(1-2), 77-111. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(99\)00072-0](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(99)00072-0)
- Alvarenga, C. J. S. D., Botelho, N. F., Dardenne, M. A., Lima, O. N. B. D., & Machado, M. A. (2007). Geologia da folha Nova Roma SD. 23-VC-VI. CPRM; UnB. URL: https://rigeo.sgb.gov.br/bitstream/doc/10426/8/rel_nova_roma.pdf
- Araújo Filho, J. D. (2000). The Pirineus Syntaxis: An example of the intersection of two Brasileiro fold-thrust belts in central Brazil and its implications for the tectonic evolution of western Gondwana. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1), 144-148.
- Assumpção, M., Bianchi, M., Julià, J., Dias, F. L., França, G. S., Nascimento, R., ... & Lopes, A. E. (2013). Crustal thickness map of Brazil: Data compilation and main features. *Journal of South American Earth Sciences*, 43, 74-85. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.12.009>
- Assumpção, M., Azevedo, P.A., Rocha, M.P., Bianchi, M.B. (2017). Lithospheric Features of the São Francisco Craton. In: Heilbron, M., Cordani, U., Alkmim, F. (eds) São Francisco Craton, Eastern Brazil. *Regional Geology Reviews*. Springer, Cham. DOI: https://doi.org/10.1007/978-3-319-01715-0_2
- Barbosa, J. S., & Sabaté, P. (2002). Geological features and the Paleoproterozoic collision of four Archean crustal segments of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: a synthesis. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 74, 343-359. DOI: <https://doi.org/10.1590/S0001-37652002000200009>
- Barbosa, J. S. F., & Sabaté, P. (2004). Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco craton, Bahia, Brazil: geodynamic features. *Precambrian Research*, 133(1-2), 1-27. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.precam-res.2004.03.001>
- Berrocal, J., Marangoni, Y., de Sá, N. C., Fuck, R., Soares, J. E., Dantas, E., ... & Fernandes, C. (2004). Deep seismic refraction and gravity crustal model and tectonic deformation in Tocantins Province, Central Brazil. *Tectonophysics*, 388(1-4), 187-199. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.04.033>
- Botelho, N. F., Marini, O. J., Pagoto, G., Rossi, G., Abe, C. K., Ura, C., & Postal, F. (1986). Província estanhada do leste de Goiás. *CONGR. BRÁS. GEOL*, 34, 133-147.
- Botelho, N. F. (1992). Les ensembles granitiques subalcalins à peralumineux minéralisés en Sn et In de la sous-province Parana, Etat de Goiás, Brésil: (Paragenèses hydrothermales associées: micas lithinifères, helvite, cassitérite et minéraux d'indium) (Doctoral thesis, Paris 6).
- Botelho, N. F., Alvarenga, C. D., Menezes, P. R., & D'El Rey Silva, L. J. H. (1999). Suíte Aurumina: Uma suíte de granitos paleoproterozoicos, peraluminosos e sin-tectônicos na Faixa Brasília. *Simpósio de Geologia do Centro Oeste*, 7, 17.
- Blum, M. D. L. B., & Pires, A. C. B. (1996). Superfície Curie da região central de Goiás. *Brazilian Journal of Geology*, 26(3), 197-208.
- Brito Neves, B. B. D. (1999). América do Sul: quatro fusões, quatro fissões e o processo acrecionário andino. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(3), 379-392. DOI: <https://doi.org/10.25249/0375-7536.199929379392>
- Carvalhêdo, A. L., Carmelo, A. C., Lima, J. P. D., Botelho, N. F., & Chornobay, A. (2025). Investigation of radiogenic heat production in granites of the Goiás Tin Province, Central Brazil. *Geothermics*, 125, 103183. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2024.103183>
- Castro, P. D. T. A., & Dardenne, M. A. (2000). The sedimentology, stratigraphy and tectonic context of the São Francisco Supergroup at the southwest boundary of the São Francisco Craton, Brazil.

- Castro, D. L., Fuck, R. A., Phillips, J. D., Vidotti, R. M., Bezerra, F. H., & Dantas, E. L. (2014). Crustal structure beneath the Paleozoic Parnaíba Basin revealed by airborne gravity and magnetic data, Brazil. *Tectonophysics*, 614, 128-145. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.12.009>
- Castro, D. L., Bezerra, F. H., Fuck, R. A., & Vidotti, R. M. (2016). Geophysical evidence of pre-sag rifting and post-rifting fault reactivation in the Parnaíba basin, Brazil. *Solid Earth*, 7(2), 529-548. DOI: <https://doi.org/10.5194/se-7-529-2016>
- Catuneanu, O., Martins-Neto, M. A., & Eriksson, P. G. (2005). Precambrian sequence stratigraphy. *Sedimentary Geology*, 176(1-2), 67-95. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2004.12.009>
- Catuneanu, O., Galloway, W. E., Kendall, C. G. S. C., Miall, A. D., Posamentier, H. W., Strasser, A., & Tucker, M. E. (2011). Sequence stratigraphy: methodology and nomenclature. *Newsletters on stratigraphy*, 44, 173-245. DOI: <https://doi.org/10.1127/0078-0421/2011/0011>
- Catuneanu, O., Martins-Neto, M. A., & Eriksson, P. G. (2012). Sequence stratigraphic framework and application to the Precambrian. *Marine and Petroleum Geology*, 33(1), 26-33. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2010.10.002>
- Caxito, F. A., Uhlein, A., Sanglard, J. C. D., Dias, T. G., & Mendes, M. D. C. O. (2012a). Depositional systems and stratigraphic review proposal of the Rio Preto Fold Belt, northwestern Bahia/southern Piauí. *Revista Brasileira de Geociências*, 42(3), 523-538.
- Caxito, F. A., Dantas, E. L., Stevenson, R., & Uhlein, A. (2014b). Detrital zircon (U–Pb) and Sm–Nd isotope studies of the provenance and tectonic setting of basins related to collisional orogens: the case of the Rio Preto fold belt on the northwest São Francisco Craton margin, NE Brazil. *Gondwana Research*, 26(2), 741-754. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.07.007>
- Caxito, F. A., Uhlein, A., Dantas, E., Stevenson, R., Egydio-Silva, M., & Salgado, S. S. (2017). The Rio Preto and Riacho do pontal belts. *São Francisco Craton, eastern Brazil: tectonic genealogy of a miniature continent*, 221-239. DOI: https://doi.org/10.1007/978-3-319-01715-0_12
- Cloud, P., & Dardenne, M. (1973). Proterozoic age of the Bambuí Group in Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, 84(5), 1673-1676. DOI: [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1973\)84%3C1673:PAOTBG%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1973)84%3C1673:PAOTBG%3E2.0.CO;2)
- Coelho, D. L., Julià, J., Rodríguez-Tribaldos, V., & White, N. (2018). Deep crustal architecture of the Parnaíba basin of NE Brazil from receiver function analysis: implications for basin subsidence. DOI: <https://doi.org/10.1144/SP472.8>
- Coimbra, A. M. (1983). Estudo sedimentológico e geoquímico do Permo-Triássico da Bacia do Maranhão. URL: <http://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/44/44132/tde-03032016-110516/>
- Castelo Branco, R. M. G., & Coimbra, A. M. (1984). Contribuição ao conhecimento tecto-magmático da borda sul da Bacia do Parnaíba. In *Resumos do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia* (p. 94). URL: <https://repositorio.usp.br/bitstream/dc465e06-5320-43a7-a8ca-b9aada241c08/2979529.pdf>
- Cordani, U. G., Brito Neves, B. B. D., Fuck, R., Porto, R., Thomaz Filho, A., & Cunha, F. M. B. (1984). Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. *Resumos, breves comunicações, cursos, excursões e mesas-redondas*, 183.
- Cordani, U. G., & Sato, K. (1999). Crustal evolution of the South American Platform, based on Nd isotopic systematics on granitoid rocks. *Episodes*, 22(3), 167-173.

- Cordani, U. G., D'Agrella-Filho, M. S., Brito-Neves, B. D., & Trindade, R. I. F. D. (2003). Tearing up Rodinia: the Neoproterozoic palaeogeography of South American cratonic fragments. *Terra Nova*, 15(5), 350-359. DOI: <https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.2003.00506.x>
- Cordani, U. G., & Teixeira, W. (2007). Proterozoic accretionary belts in the Amazonian Craton. *Geological Society of America Special Papers*, 423, 297-320. DOI: [https://doi.org/10.1130/2007.1200\(14\)](https://doi.org/10.1130/2007.1200(14))
- Cordani, U. G., de Brito Neves, B. B., & Thomaz Filho, A. (2009). Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras (Atualização). *Boletim de Geociências da Petrobras*, 17(1). URL: <https://bgp.petrobras.com.br/bgp/article/download/252/181>
- Costa Campos Neto, M., & Caby, R. (2000). Terrane accretion and upward extrusion of high-pressure granulites in the Neoproterozoic nappes of southeast Brazil: Petrologic and structural constraints. *Tectonics*, 19(4), 669-687. DOI: <https://doi.org/10.1029/1999TC900065>
- Corrêa, R.S., Oliveira, C.G., Vidotti, R.M., Souza, V.S., 2015. Regional-scale pressure shadow-controlled mineralization in the Príncipe orogenic gold deposit, Central Brazil. *Ore Geol. Rev.* 71, 273–304.
- Cruz, S. C. P., & ALKMIM, F. F. (2004). A interação tectônica entre o Aulacógeno do Paramirim eo Orógeno Araçuaí-Oeste Congo (Doctoral dissertation, Tese de Doutorado, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto).
- Cruz, S. C., & Alkmim, F. F. (2006). The tectonic interaction between the Paramirim aulacogen and the Araçuaí belt, São Francisco craton region, Eastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 78, 151-173. DOI: <https://doi.org/10.1590/S0001-37652006000100014>
- Cruz, S.C.P., Alkmim, F.F. (2017). The Paramirim Aulacogen. In: Heilbron, M., Cordani, U., Alkmim, F. (eds) São Francisco Craton, Eastern Brazil. *Regional Geology Reviews*. Springer, Cham. DOI: https://doi.org/10.1007/978-3-319-01715-0_6
- Cuadros, F. A., Botelho, N. F., Fuck, R. A., & Dantas, E. L. (2017a). The peraluminous Aurumina granite suite in central Brazil: An example of mantle-continental crust interaction in a Paleoproterozoic cordilleran hinterland setting?. *Precambrian Research*, 299, 75-100. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.07.029>
- Cuadros, F. A., Botelho, N. F., Fuck, R. A., & Dantas, E. L. (2017b). The Ticunzal Formation in central Brazil: Record of Rhyacian sedimentation and metamorphism in the western border of the São Francisco Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, 79, 307-325. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.08.014>
- Daly, M. C., Andrade, V., Barousse, C. A., Costa, R., McDowell, K., Piggott, N., & Poole, A. J. (2014). Brasileiro crustal structure and the tectonic setting of the Parnaíba basin of NE Brazil: results of a deep seismic reflection profile. *Tectonics*, 33(11), 2102-2120. DOI: <https://doi.org/10.1002/2014TC003632>
- Dardenne, M. A. (1978). Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. 30º Cong. Bras. Geol., Sao Paulo, SP, 2, 568-610.
- Dardenne, M. A., Campos, J. E. G., Alvarenga, C. D., Martins, F. A. L., & Botelho, N. F. (1999). A sequência sedimentar do Grupo Araí na região da Chapada dos Veadeiros, Goiás. *SBG, Simpósio de Geologia do Centro Oeste e Simpósio de Geologia de Minas Gerais. Brasília, Atas*, 100.
- Dardenne, M.A. 2000. The Brasília Fold Belt. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; TOMAS FILHO, A. and CAMPOS, D.A., Editors, 2000. *Tectonic Evolution of South America. Proceedings of the XXXI International Geological Congress (Rio de Janeiro)*, p.231-263
- Dardenne, M. A., & Botelho, N. F. (2014). Metalogênese da zona externa da Faixa Brasília. *Metalogênese das províncias tectônicas brasileiras. Serviço Geológico do Brasil-CPRM, Belo Horizonte*, 431-454.

- Della Giustina, M. E. S., Pimentel, M. M., Ferreira Filho, C. F., & de Hollanda, M. H. B. M. (2011). Dating coeval mafic magmatism and ultrahigh temperature metamorphism in the Anápolis–Itaçu Complex, Central Brazil. *Lithos*, 124(1-2), 82-102. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.11.004>
- Egydio-Silva, M. (1987). Sistema de dobramentos Rio Preto e suas relações com o Craton do São Francisco. URL: <http://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/44/44131/tde-11022014-150431/>
- Egydio-Silva, M., Karmann, I., & Trompette, R. O. L. A. N. D. (1989). Litoestratigrafia do Supergrupo Espinhaço e Grupo Bambuí no noroeste do estado da Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, 19(2), 141-52.
- Fonseca, M. A., Dardenne, M. A., & Uhlein, A. (1995). Faixa Brasília setor setentrional: estilos estruturais e arcabouço tectônico.
- Fuck, R. A., Pimentel, M. M., & Silva, L. J. H. D. (1994). Compartimentação tectônica na porção oriental da Província Tocantins. In *Congresso Brasileiro de Geologia* (Vol. 38, pp. 215-216). Balneario Camboriu, Brazil: SBG Balneário Camboriú.
- Fuck, R. A., Dantas, E. L., Pimentel, M. M., Botelho, N. F., Armstrong, R., Laux, J. H., Soares, J.E.P., Praxedes, I. F. (2014). Paleoproterozoic crust-formation and reworking events in the Tocantins Province, central Brazil: A contribution for Atlantica supercontinent reconstruction. *Precambrian Research*, 244, 53-74. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.12.003>
- 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, 87-99. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.01.025>
- Guimarães, S. N. P., Vieira, F. P., & Hamza, V. M. (2022). Thermal And Magnetic Context of Central Brazil Structures: A Study of Magnetic Lineaments in The Central Portion of The Transbrasiliano Lineament and Adjacent Regions. *Brazilian Journal of Geophysics*, 39(3), 413-424. DOI: <http://dx.doi.org/10.22564/rbgf.v39i2.2106>
- Hasui, Y., Costa, J., Saad, A. R., & Campanha, V. A. (1990). O Grupo Natividade e sua correlação com o Grupo Bambuí. URL: <http://hdl.handle.net/11449/64087>
- Hamza, V., Vieira, F., dos Santos Gomes, J. L., Guimaraes, S., Alexandrino, C., & Gomes, A. (2020). Update of Brazilian Heat Flow Data, within the framework of a multiprong referencing system. *International Journal of Terrestrial Heat Flow and Applied Geothermics*, 3(1), 45-72. DOI: <https://doi.org/10.31214/ijthfa.v3i1.42>
- Hasui, Y., Abreu, F. D., & Villas, R. N. N. (1984). Província Parnaíba. Almeida, FFM; Hasui, Y. O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo: Edgard Blucher LTDA, 378.
- Heilbron, M., Cordani, U.G., Alkmim, F.F. (2017a). The São Francisco Craton and Its Margins. In: Heilbron, M., Cordani, U., Alkmim, F. (eds) São Francisco Craton, Eastern Brazil. *Regional Geology Reviews*. Springer, Cham. DOI: https://doi.org/10.1007/978-3-319-01715-0_1
- Heilbron, M., Cordani, U.G., Alkmim, F.F., Reis, H.L.S. (2017b). Tectonic Genealogy of a Miniature Continent. In: Heilbron, M., Cordani, U., Alkmim, F. (eds) São Francisco Craton, Eastern Brazil. *Regional Geology Reviews*. Springer, Cham. DOI: https://doi.org/10.1007/978-3-319-01715-0_17
- Heilbron, M., Guedes, E., Mane, M., de Morisson Valeriano, C., Tupinambá, M., Almeida, J., ... & Viana, A. (2018). Geochemical and temporal provinciality of the magmatism of the eastern Parnaíba Basin, NE Brazil. DOI: <https://doi.org/10.1144/SP472.11>
- Herz, N., Hasui, Y., Costa, J. B. S., & Matta, M. A. D. S. (1989). The Araguaia fold belt, Brazil: a reactivated brasíliano-pan-african cycle (550 Ma) geosuture. *Precambrian Research*, 42(3-4), 371-386. DOI: [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(89\)90020-X](https://doi.org/10.1016/0301-9268(89)90020-X)

- Hodel, F., Trindade, R. I. F. D., Macouin, M., Meira, V. T., Dantas, E. L., Paixão, M. A. P., ... & Lana, C. C. (2019). A Neoproterozoic hyper-extended margin associated with Rodinia's demise and Gondwana's build-up: The Araguaia Belt, central Brazil. *Gondwana Research*, 66, 43-62. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.gr.2018.08.010>
- Karner, G. D., Egan, S. S., & Weissel, J. K. (1992). Modeling the tectonic development of the Tucano and Sergipe-Alagoas rift basins, Brazil. *Tectonophysics*, 215(1-2), 133-160. DOI: [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90078-K](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90078-K)
- Klein, E. L., Angélica, R. S., Harris, C., Jourdan, F., & Babinski, M. (2013). Mafic dykes intrusive into Pre-Cambrian rocks of the São Luís cratonic fragment and Gurupi Belt (Parnaíba Province), north–northeastern Brazil: Geochemistry, Sr–Nd–Pb–O isotopes, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology, and relationships to CAMP magmatism. *Lithos*, 172, 222-242. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.04.015>
- Kotschoubey, B., Villas, R. N., & Aires, B. (2016). Chloritites of the Tocantins Group, Araguaia fold belt, central-northern Brazil: Vestiges of basaltic magmatism and metallogenetic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 69, 171-193. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.04.001>
- Li, C. F., Lu, Y., & Wang, J. (2017). A global reference model of Curie-point depths based on EMAG2. *Scientific reports*, 7(1), 45129. DOI: <https://doi.org/10.1038/srep45129>
- Lima, D. P. D.; Carvalhedeo, A. L. C.; Carmelo, A. C. (2018). Caracterização Geofísica a partir de Dados Potenciais de Satélite Integrados a Informações de sísmica de Refração Profunda: Faixa Brasília e Regiões Limítrofes. In: 49º Congresso Brasileiro de Geologia, 2018, Rio de Janeiro. Anais do 49º Congresso Brasileiro de Geologia, 2018
- Lima, M. V. A., Stephenson, R. A., Soares, J. E. P., Fuck, R. A., de Araújo, V. C., Lima, F. T., & Rocha, F. A. (2019). Characterization of crustal structure by comparing reflectivity patterns of wide-angle and near vertical seismic data from the Parnaíba Basin, Brazil. *Geophysical Journal International*, 218(3), 1652-1664. DOI: <https://doi.org/10.1093/gji/ggz227>
- Lima, D. P. D., Carmelo, A. C., Soares, J. E. P., de Lima, M. V. A. G., & Fuck, R. A. (2023). Gravity inversion for crustal thickness investigation of the continental and oceanic crusts of Brazil incorporating a lithosphere thermal gravity anomaly correction. *Tectonophysics*, 846, 229663. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2022.229663>
- Lima, M. V. A. G., Gonçalves, I. G., Soares, J. E. P., & Stephenson, R. A. (2024). Moho depth model of South America from a machine learning approach. *Journal of South American Earth Sciences*, 147, 105115. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2024.105115>
- Marangoni, Y. R. (1994). Modelo crustal para o norte de Goiás a partir de dados gravimétricos (Tese de Doutorado). Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Marini, O. J., Botelho, N. F., & Rossi, P. (1992). Elementos terras raras em granitóides da Província Estanífera de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 22(1), 61-72.
- Martins-Ferreira, M. A. C., Chemale Jr, F., Dias, A. N. C., & Campos, J. E. G. (2018). Proterozoic intracontinental basin succession in the western margin of the São Francisco Craton: Constraints from detrital zircon geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, 81, 165-176. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.11.018>
- Martins-Ferreira, M. A. C., Dias, A. N. C., Chemale Jr, F., Campos, J. E. G., Seraine, M., & Novais-Rodrigues, E. (2020). Multi-stage crustal accretion by magmatic flare-up and quiescence intervals in the western margin of the São Francisco Craton: U-Pb-Hf and geochemical constraints from the Almas Terrane. *Gondwana Research*, 85, 32-54. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.gr.2020.04.005>
- Milani, E. J., & Thomaz Filho, A. (2000). Sedimentary basins of south America. *Tectonic Evolution of South America*, 31, 389-449.

- Mocitaiba, L. S. R., de Castro, D. L., & de Oliveira, D. C. (2017). Cartografia geofísica regional do magmatismo mesozoico na Bacia do Parnaíba. *Geologia USP. Série Científica*, 17(2), 169-192. DOI: <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v17-455>
- Moraes, R., Fuck, R. A., Pimentel, M. M., Gioia, S. M., de Hollanda, M. H., & Armstrong, R. (2006). The bimodal rift-related Juscelândia volcanosedimentary sequence in central Brazil: Mesoproterozoic extension and Neoproterozoic metamorphism. *Journal of South American Earth Sciences*, 20(4), 287-301. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2005.07.016>
- Moraes Rocha, L. G., Pires, A. C. B., Carmelo, A. C., & Oksum, E. (2015). Curie surface of the alkaline provinces of Goiás (GAP) and Alto Parnaíba (APAP), central Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 297, 28-38. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.03.006>
- Moura, C. A., & Gaudette, H. E. (1993). Evidence of Brasiliano/Panafrican deformation in the Araguaia belt: implication for Gondwana evolution. *Rev. Bras. Geoc.*, 23(2), 117-123.
- Moura, C. A. V., Pinheiro, B. L. S., Nogueira, A. C. R., Gorayeb, P. S. S., & Galarza, M. A. (2008). Sedimentary provenance and palaeoenvironment of the Baixo Araguaia Supergroup: constraints on the palaeogeographical evolution of the Araguaia Belt and assembly of West Gondwana. DOI: <https://doi.org/10.1144/SP294.10>
- Oliveira, C. G., De Queiroz, C. L., & Pimentel, M. M. (2000). The Arenópolis-Mara Rosa gold-copper belt, neoproterozoic goiás magmatic arc. *Revista Brasileira Geociências*, 30, 219-221.
- Oliveira Cordeiro, P. F., & de Oliveira, C. G. (2017). The Goiás Massif: Implications for a pre-Columbia 2.2–2.0 Ga continent-wide amalgamation cycle in central Brazil. *Precambrian Research*, 298, 403-420. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.06.021>
- Oliveira, A. L., Pimentel, M. M., Fuck, R. A., & Oliveira, D. C. (2018). Petrology of Jurassic and Cretaceous basaltic formations from the Parnaíba Basin, NE Brazil: correlations and associations with large igneous provinces. DOI: <https://doi.org/10.1144/SP472.21>
- Pacca, I. I. G. (1998). Paleomagnetism of Paleoproterozoic mafic dyke swarm from the Uauá region, north-eastern São Francisco Craton, Brazil: tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(1), 23-33. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(97\)00034-5](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(97)00034-5)
- Paixão, M. A. P., Nilson, A. A., & Dantas, E. L. (2008). The Neoproterozoic Quatipuru ophiolite and the Araguaia fold belt, central-northern Brazil, compared with correlatives in NW Africa. DOI: <https://doi.org/10.1144/SP294.16>
- Paz J.D.S. & Rossetti D.F., 2001. Reconstrução paleoambiental da Formação Codó (Aptiano), borda leste da Bacia do Grajaú, MA. In: Rossetti D.F., Góes A.M., Truckenbrodt W. (eds), *O Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú*. Belém, Museu Paraense Emílio Goeldi, Coleção Friedrich Katzer, p. 77-100.
- Pimentel, M. M., & Fuck, R. A. (1987). Origem e evolução das rochas metavulcânicas e metaplutônicas da região de Arenópolis (GO). *Revista Brasileira de Geociências*, 17(1), 2-14.
- Pimentel, M. M., & Fuck, R. A. (1992). Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, 20(4), 375-379. DOI: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020%3C0375:NCAICB%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020%3C0375:NCAICB%3E2.3.CO;2)
- Pimentel, M. M., Fuck, R. A., & de Alvarenga, C. J. (1996). Post-Brasiliano (Pan-African) high-K granitic magmatism in Central Brazil: the role of Late Precambrian-early Palaeozoic extension. *Precambrian Research*, 80(3-4), 217-238. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(96\)00016-2](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(96)00016-2)

- Pimentel, M. M., Whitehouse, M. J., Viana, M. D. G., Fuck, R. A., & Nuno, M. (1997). The Mara Rosa arch in the Tocantins province: Further evidence for neoproterozoic crustal accretion in Central Brazil. *Precambrian Research*, 81(3-4), 299-310. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(96\)00039-3](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(96)00039-3)
- Pimentel, M. M., Fuck, R. A., Jost, H., Ferreira Filho, C. F., & Araújo, S. D. (2000a). The basement of the Brasília Fold Belt and the Goiás Magmatic Arc. *Tectonic Evolution of South America*, 31, 195-229.
- Pimentel, M. M., Fuck, R. A., & Gioia, S. M. C. L. (2000b). The Neoproterozoic Goiás magmatic arc, central Brazil: a review and new Sm–Nd isotopic data. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1), 35-39.
- Pimentel, M., Armstrong, R. A., & Ferreira Filho, C. (2003). SHRIMP U–Pb AND Sm–Nd Ages of the Niquelândia Layered Complex: Meso-(1.25 Ga) and Neoproterozoic (0.80 Ga) Extensional Events in Central Brazil. *In* Symposium on Isotope Geology.
- Pimentel, M. M., Jost, H., & Fuck, R. A. (2004). O embasamento da Faixa Brasília e o Arco Magmático de Goiás. *Geologia do continente Sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, 1, 355-368.
- Pinheiro, B. L. S., Moura, C. A. V., & Gorayeb, P. S. D. S. (2011). Proveniência das rochas metassedimentares do Cinturão Araguaia com base em datações Pb–Pb em zircão e idades-modelo Sm–Nd. *Revista Brasileira de Geociências*, 41(02), 304-318. DOI: <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2011412304318>
- Piuzana, D., Pimentel, M. M., Fuck, R. A., & Armstrong, R. (2003). SHRIMP U–Pb and Sm–Nd data for the Araxá Group and associated magmatic rocks: constraints for the age of sedimentation and geodynamic context of the southern Brasília Belt, central Brazil. *Precambrian Research*, 125(1-2), 139-160. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(03\)00107-4](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(03)00107-4)
- Reis, H.L.S., Alkmim, F.F., Fonseca, R.C.S., Nascimento, T.C., Suss, J.F., Prevatti, L.D. (2017). The São Francisco Basin. In: Heilbron, M., Cordani, U., Alkmim, F. (eds) São Francisco Craton, Eastern Brazil. *Regional Geology Reviews*. Springer, Cham. DOI: https://doi.org/10.1007/978-3-319-01715-0_7
- Renne, P. R., Onstott, T. C., D'Agrella-Filho, M. S., Pacca, I. G., & Teixeira, W. (1990). 40Ar/39Ar dating of 1.0–1.1 Ga magnetizations from the São Francisco and Kalahari cratons: tectonic implications for Pan-African and Brasiliano mobile belts. *Earth and Planetary Science Letters*, 101(2-4), 349-366. DOI: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/0012821X9090165T>
- Reno, B. L., Brown, M., Kobayashi, K., Nakamura, E., Piccoli, P. M., & Trouw, R. A. (2009). Eclogite–high-pressure granulite metamorphism records early collision in West Gondwana: new data from the Southern Brasília Belt, Brazil. *Journal of the Geological Society*, 166(6), 1013-1032. DOI: <https://doi.org/10.1144/0016-76492008-140>
- Rybach, L. (1986). Amount and significance of radioactive heat sources in sediments. *In: Thermal modelling in sedimentary basins*.
- Praxedes, I.F. (2015). Lineamento Transbrasiliano, contribuição aerogeofísica, tectônica e geocronológica no setor nordeste da Faixa Brasília. Masters Dissertation (Unpublished). Universidade de Brasília, p. 106
- Saboia, A.M., Meneghini, P.F.V.B. (2019). Geologia e Recursos Minerais da Folha Dianópolis - SC.23-Y-C: Escala 1:250.000, Projeto Sudeste do Tocantins, estado do Tocantins – Goiânia. CPRM, p. 193 (in portuguese). <https://rigeo.sgb.gov.br/handle/doc/17734>.
- Saboia, A. M., de Oliveira, C. G., Dantas, E. L., Cordeiro, P., Scandolara, J. E., Rodrigues, J. B., & de Sousa, I. M. C. (2020 a). The Siderian crust (2.47–2.3 Ga) of the Goiás Massif and its role as a building block of the São Francisco paleocontinent. *Precambrian Research*, 350, 105901. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105901>

- Saboia, A. M., de Oliveira, C. G., Dantas, E. L., Scandolaro, J. E., Cordeiro, P., Rodrigues, J. B., & de Sousa, I. M. C. (2020 b). The 2.26 to 2.18 Ga arc-related magmatism of the Almas-Conceição do Tocantins domain: an early stage of the São Francisco paleocontinent assembly in Central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 104, 102757. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102757>
- Saboia, A. M., Fuck, R. A., Dantas, E. L., de Oliveira, C. G., Corrêa, R. T., Rodrigues, J. B., ... & Uchigasaki, K. (2025). Paleoproterozoic (2.26–2.0 Ga) arc magmatism and geotectonic evolution of the Cavalcante-Natividade Block, Central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 154, 105350. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2025.105350>
- Silva, L. J. D. E. R., De Vasconcelos, M. A., & Silva, D. V. (2008). Timing and role of the Maranhão River Thrust in the evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt and Tocantins Province, central Brazil. *Gondwana Research*, 13(3), 352-374. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.gr.2007.09.004>
- Soares, J. E., Berrocal, J., Fuck, R. A., Mooney, W. D., & Ventura, D. B. (2006). Seismic characteristics of central Brazil crust and upper mantle: a deep seismic refraction study. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B12). DOI: <https://doi.org/10.1029/2005JB003769>
- Soares, J. E., Stephenson, R., Fuck, R. A., De Lima, M. V., De Araújo, V. C., Lima, F. T., ... & da Trindade, C. R. (2018). Structure of the crust and upper mantle beneath the Parnaíba Basin, Brazil, from wide-angle reflection–refraction data. DOI: <https://doi.org/10.1144/SP472.9>
- Solon, F. F., Fontes, S. L., & La Terra, E. F. (2018). Electrical conductivity structure across the Parnaíba Basin, NE Brazil. DOI: <https://doi.org/10.1144/SP472.19>
- Sousa, I. M. C., Della Giustina, M. E. S., & de Oliveira, C. G. (2016). Crustal evolution of the northern Brasília Belt basement, central Brazil: A Rhyacian orogeny coeval with a pre-Rodinia supercontinent assembly. *Precambrian Research*, 273, 129-150. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.12.007>
- Teixeira, W., Sabate, P., Barbosa, J., Noce, C. M., & Carneiro, M. A. (2000). Archean and paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco craton, Brazil. In *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. URL: <https://repositorio.usp.br/directbitstream/9054a424-dedf-489d-91b7-07bf0ea8d01e/1131012.pdf>
- Teixeira, W., Oliveira, E. P., & Marques, L. S. (2017). Nature and evolution of the Archean crust of the São Francisco Craton. *São Francisco Craton, Eastern Brazil: tectonic genealogy of a miniature continent*, 29-56. DOI: https://doi.org/10.1007/978-3-319-01715-0_3
- Toscani, R., Campos, J. E. G., Martins-Ferreira, M. A. C., Matos, D. R., Borges, C. C. A., Dias, A. N. C., & Chemale, F. (2021). The Statherian Natividade Basin evolution constrained by U–Pb geochronology, sedimentology, and paleogeography, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 112, 103618. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103618>
- Tozer, B., Watts, A. B., & Daly, M. C. (2017). Crustal structure, gravity anomalies, and subsidence history of the Parnaíba cratonic basin, Northeast Brazil. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(7), 5591-5621. DOI: <https://doi.org/10.1002/2017JB014348>
- Trompette, R., Uhlein, A., Da Silva, M. E., & Karmann, I. (1992). The Brasiliano São Francisco craton revisited (central Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 6(1-2), 49-57. DOI: [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(92\)90016-R](https://doi.org/10.1016/0895-9811(92)90016-R)
- Trompette, R. (1994). *Geology of Western Gondwana (2000–500 Ma). Pan-African-Brasiliano Aggregation of South América and Africa*. Balkema, Rotterdam, 350 p.
- Valeriano, C. D. M., Dardenne, M. A., Fonseca, M. A., Simões, L. S. A., & Seer, H. J. (2004). A evolução tectônica da Faixa Brasília. In: *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução e obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, São Paulo, 575-593.

Valeriano, C. D. M., Pimentel, M. M., Heilbron, M., Almeida, J. C. H., & Trouw, R. A. J. (2008). Tectonic evolution of the Brasília Belt, Central Brazil, and early assembly of Gondwana. DOI: <https://doi.org/10.1144/SP294.11>

Ventura, D. B. R., Soares, J. E. P., Fuck, R. A., & Caridade, L. D. C. C. (2011). Caracterização sísmica e gravimétrica da litosfera sob a linha de refração sísmica profunda de Porangatu, Província Tocantins, Brasil Central. *Brazilian Journal of Geology*, 41(01), 130-140.

Viana, M. D. G., Pimentel, M. M., Whitehouse, M. J., Fuck, R. A., & Machado, N. (1995). O arco magmático de Mara Rosa, Goiás: Geoquímica e geocronologia e suas implicações regionais. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(2), 111-123.

Vitorello, I., Hamza, V. M., & Pollack, H. N. (1980). Terrestrial heat flow in the Brazilian highlands. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 85(B7), 3778-3788. DOI: <https://doi.org/10.1029/JB085iB07p03778>

5.3 Carvalhêdo, A.L.C & Carmelo, A.C. Investigation of the Radiogenic Heat Production in granites of the Carajás Province (Área Alvo 03).

INVESTIGATION OF THE RADIOGENIC HEAT PRODUCTION IN GRANITES OF THE CARAJÁS PROVINCE

^aCARVALHÊDO A. L. & ^aCARMELO A. C

^aInstituto de Geociências, Universidade de Brasília, Campus Universitário Darcy Ribeiro, Asa Norte, Brasília, DF, Brazil. CEP 70910-900.

E-mail: alicelcc@hotmail.com (Corresponding Author); chatack@unb.br.

RESUMO

A produção de calor radiogênico é uma propriedade física derivada da radiação emitida naturalmente pelas rochas. Essa propriedade tem como uma de suas principais aplicações a modelagem geotermal da crosta continental a partir dos estudos dos ambientes tectônicos e sua relação com as rochas graníticas. Outra aplicação é a relação entre as anomalias de calor radiogênico com processos mineralizantes. Nesta pesquisa, dados gamaespectrométricos aéreos foram utilizados para gerar a assinatura radiogênica de granitos que constituem a Província Carajás, localizada no estado do Pará, no norte do Brasil. A Província Carajás é conhecida mundialmente por seus depósitos IOCGs (*Iron Oxide-Copper-Gold*) e está inserida no contexto geológico regional do Cráton Amazônico. A província é subdividida em dois principais domínios: O domínio Carajás, a norte, e o domínio Rio Maria, a sul. Inseridos nesses domínios, estão os granitos objetos deste estudo: i) Paleoproterozoicos anorogênicos - tipo A: Cigano, Serra dos Carajás, Rio Branco, Gogó da Onça, Jamon, Musa, Marajoara, Manda Saia, Redenção e Bannach; ii) Alcalinos a subalcalinos: Estrela, Serra do Rabo, Igarapé Gelado e suítes Planalto e Plaqué. Os granitos Serra dos Carajás (mineralizado em estanho - Sn) e o Cigano (mineralizado em cobre - Cu, ouro - Au, molibdênio - Mo e cobalto - Co) são considerados os granitos de maior importância econômica. De maneira geral, apresentam alto-K cálcio-alcalinos a peraluminosos, que indicam um ambiente de formação relacionado a arcos magmáticos ou zonas de colagem crustal. Também são enriquecidos em elementos litófilos incompatíveis (LILEs) como Rb, K, Ba e Th e em ETR leves (La, Ce). Os principais minerais formadores são ortoclásio e plagioclásio (albita-oligoclásio), quartzo, biotita e muscovita variando em quantidade. Ocorrem zircão, monazita e xenotima, que apresentam em concentrações de terras raras. Turmalina e topázio, magnetita e ilmenita são minerais comuns em granitos oxidados. Os minerais apatita e titanita, quando presentes, indicam a presença de fósforo e titânio no sistema magmático, ou seja, os granitos apresentam minerais que refletem em respostas relevantes no método gamaespectrométrico. A partir da integração dos produtos de calor radiogênico (A_0) de superfície, imagem ternária RGB (gamaespectrometria aérea) e informações geoquímicas e geofísicas disponíveis, apresenta-se assinaturas radiogênicas anômalas na faixa de $5.0 - 19.9 \mu\text{W}/\text{m}^3$ para os granitos Estrela, Rio Branco, Cigano e Gogó da Onça. Essa característica está diretamente relacionada com a classificação desses granitos como *high heat production granites* (HHPG), que pode estar associado com a gênese e/ou com as regiões mineralizadas. Indica-se essa metodologia como importante propriedade física a ser utilizada na seleção de alvos importantes, como granitos mineralizados.

PALAVRAS-CHAVE: GRANITO, ELEMENTOS TERRAS RARAS, URÂNIO, OURO, COBRE, GAMAESPECTROMETRIA, PROVÍNCIA CARAJÁS

ABSTRACT

Radiogenic heat production is a physical property derived from the radiation naturally emitted by rocks. One of the main applications of this property is geothermal modeling of the continental crust based on studies of tectonic environments and their relationship with granitic rocks. Another application is the relationship between radiogenic heat anomalies and mineralizing processes. In this research, airborne gamma-ray spectrometry data was used to generate the radiogenic signature of granites which are made up of the Carajás Province, located in the state of Pará, in northern Brazil. The Carajás Province is known worldwide for its IOCG (Iron Oxide-Copper-Gold) deposits and is part of the regional geological context of the Amazon Craton. The province is subdivided into two main domains: The Carajás domain, to the north, and the Rio Maria domain, to the south. Within these domains are the granites that are the subject of this study: i) Anorogenic Paleoproterozoic - type A: Cigano, Serra dos Carajás, Rio Branco, Gogó da Onça, Jamon, Musa, Marajoara, Manda Saia, Redenção and Bannach; ii) Alkaline to subalkaline: Estrela, Serra do Rabo, Igarapé Gelado and the Planalto and Plaquê suites. The granites Serra dos Carajás (mineralized in tin - Sn) and Cigano (mineralized in copper - Cu, gold - Au, molybdenum - Mo and cobalt - Co) are considered to be the most economically important granites. In general, they are high-K calcium-alkaline to peraluminous, which indicates a formation environment related to magmatic arcs or crustal bonding zones. They are also enriched in incompatible lithophile elements (LILEs) such as Rb, K, Ba and Th and in light ETR (La, Ce). The main forming minerals are orthoclase and plagioclase (albite-oligoclase), quartz, biotite and muscovite, varying in quantity. Zircon, monazite and xenotime occur, with high concentrations of rare earths. Tourmaline and topaz, magnetite and ilmenite are common minerals in oxidized granites. The minerals apatite and titanite, when present, indicate the presence of phosphorus and titanium in the magmatic system, i.e. the granites have minerals that reflect relevant responses in the gamma spectrometric method. Based on the integration of surface radiogenic heat products (A0), ternary RGB images (aerial gamma-ray spectrometry), aerial magnetometry (Total Gradient Amplitude - TGA) and available geological and geophysical information, radiogenic signatures in the range of 5.0 - 19.9 $\mu\text{W}/\text{m}^3$ are presented for the Estrela, Rio Branco, Cigano and Gogó da Onça granites (anomalous). This characteristic is directly related to the classification of these granites as high heat production granites (HHPG), which may be associated with their genesis and/or mineralized regions. This methodology is indicated as an important physical property to be used in the selection of important targets, such as mineralized granites.

KEYWORDS: RADIOGENIC HEAT, GRANITE, RARE EARTH ELEMENT-REE, URANIUM, GOLD, COOPER, GAMASPECTROMETRY, CARAJÁS PROVINCE

INTRODUÇÃO

O Domínio Carajás está inserido na Província Carajás, situada no Cráton Amazônico, no estado do Pará, norte do Brasil (Fig. 1). Essa província é mundialmente conhecida por seus depósitos minerais do tipo IOCG (*Iron Oxide-Copper-Gold*). A subdivisão da Província ainda é objeto de debate, especialmente na delimitação de domínios estruturais e litoestratigráficos. No presente estudo, a principal área de investigação está no Domínio Carajás, cujas rochas foram inicialmente subdivididas na Bacia Carajás e no Subdomínio de Transição, que separam o Domínio Rio Maria da Bacia Carajás (Dall'Agnol *et al.*, 2006). A crosta continental dessa região é predominantemente neoarqueana e caracteriza-se por sequências metavulcano-sedimentares e granitoides de alto K (Almeida *et al.*, 2010).

Ademais, a Província Carajás abriga intrusões de granitos do tipo A e granitos alcalinos/subalcalinos, formados em ambientes tectônicos extensional (Dall'Agnol *et al.*, 2006). Esses corpos são o foco da presente investigação, com destaque para os granitos Estrela, Cigano, Rio Branco, Gogó da Onça, Igarapé Gelado e as suítes Planalto e Plaqué, localizados no Domínio Carajás. Além do granito Manda Saia, que pertence ao Domínio Rio Maria. Os granitos do Domínio Carajás têm sido objeto de crescente interesse devido à sua possível influência na metalogênese da região. Estudos recentes sugerem que esses granitos, particularmente os tipo A e alcalinos, podem influenciar na geração de sistemas mineralizados, seja como fontes térmicas, provedoras de fluidos hidrotermais ou fornecedoras diretas de metais.

Nesse contexto, o objetivo da pesquisa é estabelecer a relação dos granitos alcalinos e subalcalinos, bem como os tipo A, com a produção de calor radiogênico de superfície (A0) associado às mineralizações e/ou processos tectônicos. A produção de calor radiogênico é uma propriedade física definida inicialmente Birch (1954 *apud* Reyes, 2009) e Rybach (1986) como o calor gerado pelo decaimento radioativo dos isótopos K^{40} , Th^{232} e U^{238} presentes nas rochas. O calor radiogênico (A0) é importante propriedade na caracterização de estudos que envolvem a geodinâmica terrestre, uma vez que a crosta terrestre é composta principalmente por rochas graníticas (Artemieva *et al.*, 2017). Esse parâmetro físico quando integrado a outras informações geofísicas agrega conhecimento ao contexto geotectônico e econômico. Conforme apontado por Artemieva *et al.* (2017), essa propriedade ainda é subutilizada em investigações geofísicas. No Brasil, algumas pesquisas sobre produção de calor radiogênico já foram realizadas, abordando tanto o contexto geotectônico quanto aplicações econômicas e geofísicas (Vitarello *et al.*, 1980; Pascholatti *et al.*, 1990; Blum & Pires, 1996; Artemieva *et al.*, 2017; Hamza *et al.*, 2020; Lacasse *et al.*, 2022; Carvalhêdo *et al.*, 2025).

Outros objetivos deste estudo são avaliar a assinatura radiogênica dos granitos da Província Carajás e determinar se esses podem ser classificados como de alta produção de calor - HHPG. Os HHPG apresentam valores superiores a $5 \mu\text{W}/\text{m}^3$ e estão relacionados a processos tectônicos da crosta superior, além de apresentarem associações com mineralizações de elementos como W, Sn, Cu, Pb e Mo (Pascholatti et al., 1990; Middleton, 2013; Vilalva & Vlach, 2014; Araújo et al., 2020; Liu et al., 2023; Carvalhêdo et al., 2025).

Para a caracterização radiogênica dos granitos da Província Carajás, utiliza-se dados de gamaespectrometria aérea para determinar o Calor Radiogênico (A_0), cujos valores variam de 0,0004 a $21,39 \mu\text{W}/\text{m}^3$. A partir da identificação das assinaturas anômalas ($A_0 > 5 \mu\text{W}/\text{m}^3$), classifica-se os granitos Estrela, Cigano, Rio Branco, Igarapé Gelado, Gogó da Onça, Suíte Plaquê, Suíte Planalto e Manda Saia como HHPG. A análise estatística quantitativa dos dados permite a construção de diagramas e perfis, que possibilita a investigação da relação quantitativa e qualitativa entre assinaturas radiogênicas anômalas e mineralizações. Essa relação pode estar vinculada à presença de elementos terras raras - ETR, urânio, cobre e ouro, sendo melhor estabelecida nos granitos Rio Branco e Cigano, que possuem maior disponibilidade de dados geoquímicos pertencentes aos trabalhos de Barros (1997), Santos et al. (2013), Teixeira et al. (2017) e Teixeira et al. (2018). Os resultados foram analisados e validados por meio da relação com dados geoquímicos da literatura, de sensoriamento remoto e geofísica disponíveis.

CONTEXTO GEOLÓGICO

O contexto geológico regional pode ser visualizado no Capítulo 2, seção 2.1.2., página 27.

Geologia Local

A área de estudo da pesquisa se concentra no contexto geológico dos granitos do Domínio Carajás (Fig.2). Segundo Trunfull *et al.* (2020), o Domínio Carajás é caracterizado por três principais episódios de magmatismo granitóide: i) Granitos generalizados alongados, com eixo maior E-W, foliados, alcalinos a subalcalinos (Plaquê, Planalto, Estrela, Igarapé Gelado, suíte Pedra Branca e Serra do Rabo) que cristalizaram em 2,76–2,74 Ga e são interpretados como sintectônicos (Huhn *et al.*, 1999a; Barros *et al.*, 2004; Sardinha *et al.*, 2006; Feio *et al.*, 2013; Moreto *et al.*, 2015a); ii) Granitóides peralcalinos e metaluminosos, exposição rara, 2,57–2,53 Ga, representados pelos granitos Velho Salobo e Itacaiúnas que espacialmente são restritos ao norte do Domínio Carajás (Machado *et al.*, 1991; Souza *et al.*, 1996; Melo *et al.*, 2017); e iii) Granitos tipo A, alcalinos a subalcalinos, com idade de 1,88 Ga, que incluem o Serra de Carajás, Jovens intrusões de Salobo, Cigano, Pojuca e Breves (Machado *et al.*, 1991; Souza *et al.*, 1996; Tallarico *et al.*, 2004; Moreto *et al.*, 2015a,b;).

Esta pesquisa apresenta os granitos alcalinos/subalcalinos e Tipo A com relevante assinatura radiogênica, como exemplo: Estrela, Cigano, Rio Branco, Gogó da Onça, Igarapé Gelado, suítes Planalto e Plaquê (Domínio Carajás) e Manda Saia (Domínio Rio Maria).

O granito Estrela, anteriormente denominado de Complexo granítico Estrela, foi descrito por Barros *et al.* (1996) como um granito arqueano, de composição predominantemente hornblenda piroxenio monzogranitos e biotita hornblenda monzogranitos, e geoquímica semelhante a de um granito Tipo A. Segundo Barros (1997) predominam monzogranitos, principalmente no centro do granito, embora ocorram sienogranitos, granodioritos e tonalitos, em menor quantidade. Posteriormente, esse granito foi datado com 2763 ± 7 Ma, pelo método de evaporação de zircão, como um granito sintectônico, peraluminoso e alcalino (Barros *et al.*, 2004). O granito Estrela intrude as rochas do Supergrupo Itacaiúnas (Barros *et al.*, 2001), e de outros granitos sintectônicos arqueanos Plaquê (Macambira *et al.* 1996), Planalto (Huhn *et al.*, 1999), Serra do Rabo (Sardinha *et al.*, 2006) e pelos granitos da região do Igarapé Gelado (Barbosa & Barros, 2005).

A partir da datação do Complexo Granítico Estrela, Barros *et al.* (2004) propõem uma sequência de eventos evolutivos: a) formação de crosta continental ($\sim 3,2$ a $3,0$ Ga); b) formação de embasamento gnáissico (2,97 a 2,81 Ga); c) formação e preenchimento da Bacia Carajás em regime distensivo e estágio proto-oceano (entre 2,81 e 2,76 Ga); d) colocação de granitos sintectônicos e metamorfismo de alta temperatura e baixa pressão durante fraca e prolongada fase de compressão (2,76 a 2,74 Ga).

Dall'Agnol *et al.* (2005) sugerem que os Granitos tipo A do Paleoproterozoico foram subdivididos em três suítes: Jamon, Serra dos Carajás e Velho Guilherme. Essa subdivisão é baseada nas características petrográficas e geoquímicas, metalogenéticas potencial e pela fugacidade de oxigênio durante a cristalização dos granitos. A Suíte Jamon localiza-se em região do terreno Granítico-*greenstone* Rio Maria e a Suíte Velho Guilherme na região do Xingu.

Segundo Santos *et al.* (2013), o Granito Rio Branco (Tipo A) é um *stock* paleoproterozoico com idade de 1,89 a 1,9 Ga, que intrude o biotitamonzogranito arqueano Cruzadão. A mineralogia é formada por feldspato alcalino pertítico, quartzo e plagioclásio. A biotita, intensamente cloritizada, é a principal fase máfica, acompanhada por flúorita, allanita, zircão, pirita e calcopirita como minerais acessórios. Ocorrem processos de albitização e, com menor intensidade greisenização, que apresenta mineralogia secundária albita, fluorita, topázio, clorita, muscovita, siderofilita e óxidos e/ou hidróxidos de ferro. O comportamento geoquímico é metaluminoso a peraluminoso, com concentrações elevadas de Rb, Y, Th, U e Nb. Apresenta caráter evoluído, pois sua derivação ocorreu a partir de líquidos reduzidos e enriquecidos em voláteis, causadores das transformações hidrotermais tardias. Embora apresente características similares às dos granitos estaníferos, não há mineralizações dessa natureza associadas ao corpo. A mineralização ocorre em veios hidrotermais contendo sulfetos

disseminados, o que é relevante para a exploração mineral, em específico, de cobre e ouro que ocorrem preponderantemente nos sistemas hidrotermais da Província Mineral de Carajás.

Outro granito Tipo A aflorante como *stock* é o recentemente identificado Gogó da Onça. O plúton Gogó da Onça, com idade 1,88 Ga, foi relacionado provisoriamente com as suítes dos granitos paleoproterozoicos (Teixeira *et al.*, 2017). Esse granito intrude o Colorado Trondhjemito, um tonalito trondhjemito de 2,87 Ga (Santos *et al.*, 2013; Silva *et al.*, 2014), o Complexo do Xingu, com ~2,97 Ga (Avelar *et al.*, 1999), os granitóides indiferenciados mesoarqueanos e paleoproterozoicos e coberturas sedimentares. Seus contatos com as rochas vizinhas não foram observados em campo e os limites da intrusão foram definidos por meio de imagens de radar e levantamentos radiométricos. O granito possui biotita-anfibólio porfirítico granodiorito, monzogranito biotita-anfibólio porfirítico e biotita-anfibólio sienogranito seriado subordinado, de granulação grossa a fina. Os teores de Nb, Y, U e Th são maiores no sienogranito, enquanto Ba e Zr apresentam valores semelhantes no granodioritos e monzogranitos e diminuem notavelmente no sienogranitos (Teixeira *et al.*, 2017).

O granito Cigano tipo A é definido por Dall'Agnol *et al.* (1987) e descrito em Teruiya *et al.* (2008) como anfibólio-biotita-monzogranito, biotita-monzo a sienogranito, monzogranitos transformados e microgranitos. Foi datado por Teixeira *et al.* (2018) com $1884-1883 \pm 4$ Ma. Esse granito intrude granitoides, gnaisses, migmatitos do Complexo Xingu, quartzitos, formações ferríferas e sequências máficas/ultramáficas do Grupo Rio Novo. Apresenta geoquímica semelhante aos granitos Estrela e Planalto (Barros *et al.*, 1997;2001; Dall'Agnol *et al.*, 2006; Sardinha *et al.*, 2006). O caráter subalcalino e anorogênico desse granito reflete em teores relativamente elevados de K, Th e U, que implica em anomalias radiométricas características na localização (Teixeira *et al.*, 2018), esse comportamento pode ser visualizado na cor branca na Figura 3 (Composição Ternária - RGB). Além disso, pode estar associado às mineralizações IOCGs, por exemplo em Serra Pelada, pois os fluidos magmáticos possivelmente desempenharam um papel no enriquecimento hipogênico do minério de ferro (Lobato *et al.*, 2005; Figueiredo e Silva *et al.*, 2013) e apresenta uma zona hidrotermalizada monzogranítica, em seu centro (Teixeira *et al.*, 2018).

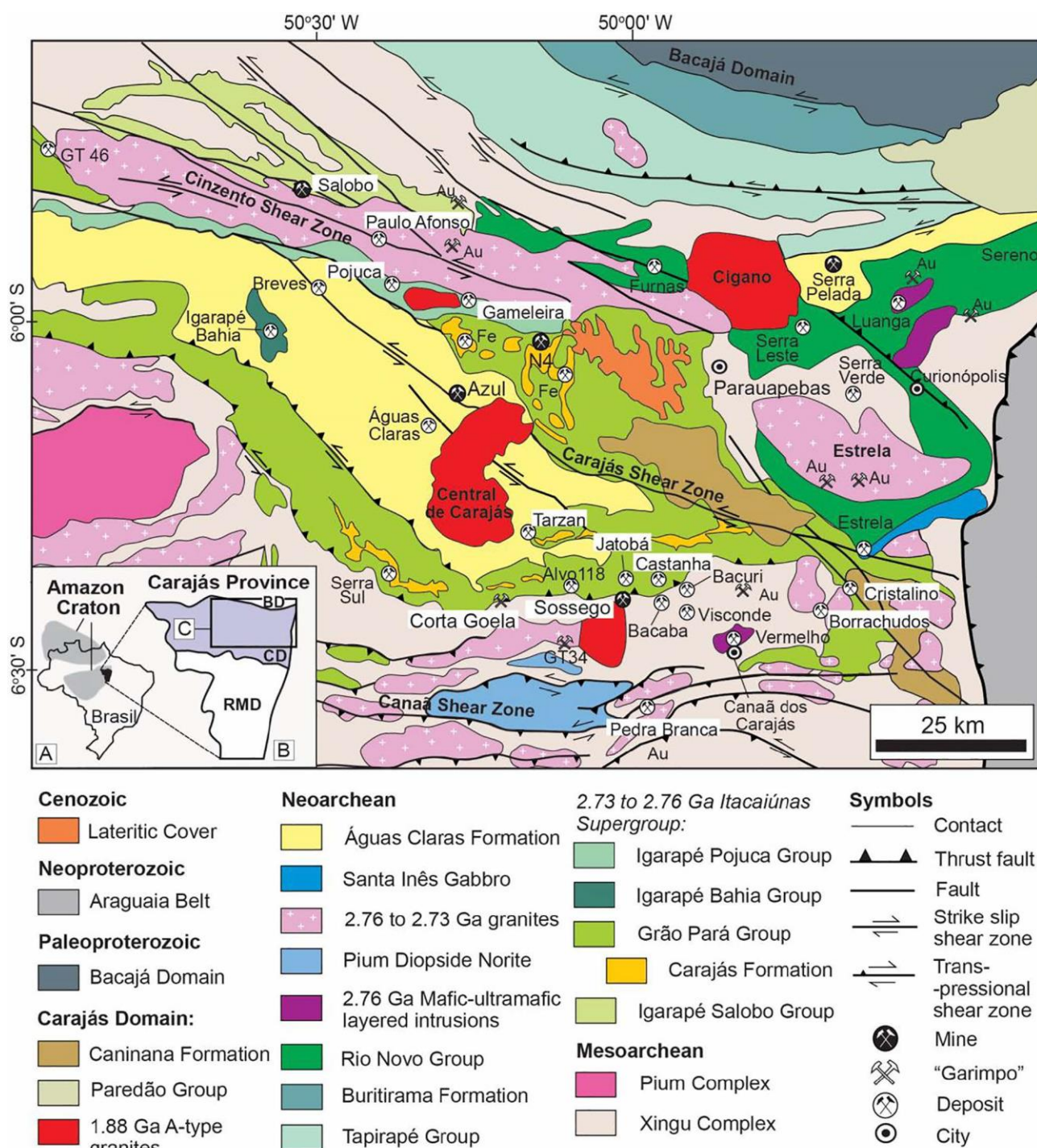


Fig. 2: Geological map of the Carajás Domain. A) Brazil, B) Carajás Province and C) map target area. CD = Carajás Domain, BD = Bacajá Domain, RMD = Rio Maria Domain. From Trunfull *et al.* (2020), modified from Vasquez *et al.* (2008b), margin with Bacajá Domain from Costa *et al.*, (2016).

MATERIAIS E MÉTODOS

Os dados gamaespectrométricos e magnéticos aéreos processados pertencem aos projetos aerogeofísicos Conceição do Araguaia, Rio Maria e Tucuruí – *Geological Survey of Brazil* (SGB/CPRM), as especificações podem ser visualizadas na Tabela 1. Os aerolevantamentos foram obtidos pelas empresas LASA Engenharia e Prospecção S.A. e Prospectors Aerolevantamentos e Sistemas Ltda., entre os anos de 2010 e 2013, com altura de voo de 100m.

Tabela 1: Principais características dos aerolevantamentos utilizados na pesquisa.

Project name	Direction and spacing between flight lines (m)	Direction and spacing between control lines (m)	Period
Conceição do Araguaia	N-S	E-W	2011/2012
	500	10000	
Rio Maria	N-S	E-W	2013
	500	10000	
Tucuruí	N-S	E-W	2010
	500	10000	

Para corrigir possíveis dados espúrios gerados por erros durante a aquisição ou na aplicação de correções, é necessário o pré-processamento dos dados gamaespectrométricos. A análise estatística preliminar dos valores máximos e mínimos da base de dados permitiu identificar valores negativos nos canais dos elementos designados por “dados corrigidos”. É importante enfatizar essa correção, pois, para uma análise quantitativa e estatística, os valores negativos não apresentam significado físico, pois uma fonte radioativa natural provém de rochas e solos na superfície terrestre. A partir de uma análise do histograma das concentrações de dados negativos, definimos intervalos de frequência mais baixos e acrescentamos uma pequena constante da ordem de grandeza (0,001-0,003). Isto foi efetuado com base nos valores das concentrações dos elementos nas rochas que compõem a área de estudo, tendo como referência Dickson e Scott (1997).

Após essa etapa de pré processamento, os bancos de dados foram avaliados minuciosamente, corrigidos, unidos, recortados para a área de estudo e, por fim, filtrados. Todas essas etapas foram realizadas com o uso do *software* Oasis Montaj da *Seequent, The Bentley Subsurface Company*. Os dados de gamaespectrometria foram interpolados usando o algoritmo de Curvatura Mínima, como recomendado por Reeves (2005), com células regulares medindo 100 m × 100 m, correspondendo a 1/5 do espaçamento entre as linhas de voo (500 m). Os dados magnéticos foram interpolados utilizando um algoritmo bidirecional com células de 100 m × 100 m.

Após a interpolação dos dados, foram produzidas imagens para cada radioelemento: K (%), eTh (ppm) e eU (ppm), bem como as razões gamaespectrométricas eTh/K , eU/eTh , eU/K e a Imagem de Composição Ternária (RGB).

Estes produtos geofísicos foram interpretados em ambiente SIG (Sistema de Informação Geográfica), gerados em Sistema de Coordenadas Geográficas SIRGAS 2000.

Ademais, nesta pesquisa, procuramos compilar da literatura dados de geoquímica que confirmem a presença de processos hidrotermais nas rochas graníticas, indicando a ação de fluidos mineralizantes. As principais foram: Barros (1997), Santos *et al.* (2013), Teixeira *et al.* (2017) e Teixeira *et al.* (2018).

A Produção de Calor Radiogênico

A metodologia pode ser visualizada no Capítulo 3, seção 3.3, página 83.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

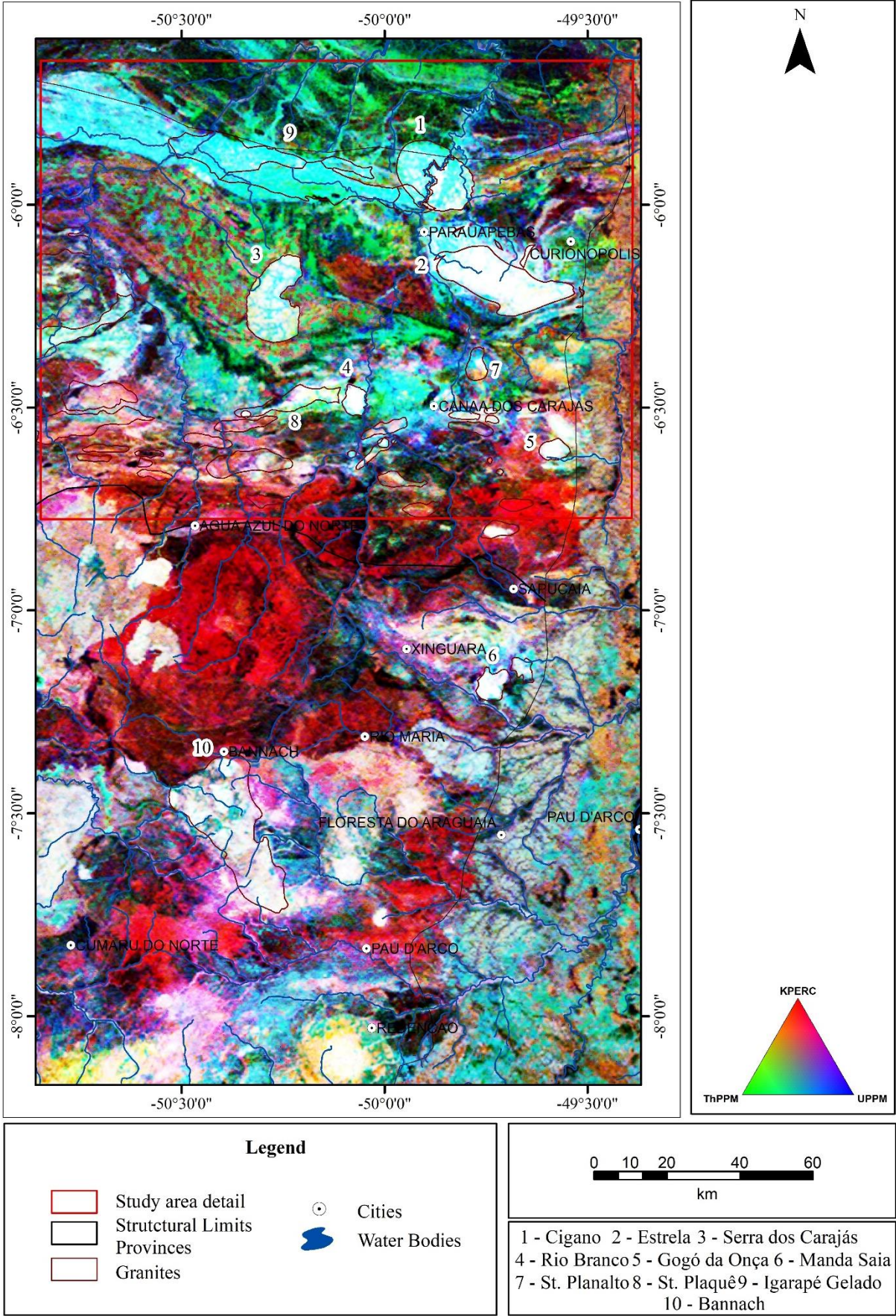


Fig. 3: Imagem de Composição Ternária de RGB/ KeTheU da Província Carajás. A área de estudo principal é apresentada pelo polígono vermelho no Domínio Carajás.

PRODUÇÃO DE CALOR RADIOGÊNICO (A0) NOS GRANITOS DA PROVÍNCIA CARAJÁS

Recentemente, no Brasil, Carvalhêdo *et al.* (2025) caracterizam a assinatura radiogênica dos granitos tipo A da Província Estanífera de Goiás - PEG e discutem as relações entre as anomalias radiogênicas com a gênese e mineralização desses granitos. Nessa linha, esta pesquisa propõe apresentar e associar as taxas de produção de calor radiogênico dos granitos alcalinos e dos anorogênicos, da Província Mineral de Carajás com suas principais zonas mineralizadas.

Rybach (1986) define o valor médio de produção de calor radiogênico de $A0 = 2,45 \mu\text{W}/\text{m}^3$ para granitos. Entretanto, Artemieva *et al.* (2017), apresentam a compilação que mostra a produção de calor para modelos globais de granitos, com estimativa de valores médios de produção de calor radiogênico de $A0 = 2,0 \mu\text{W}/\text{m}^3$, e caracteriza os granitos como *high heat production granites* (HHPG), onde a faixa com mais alta produção de calor radiogênico, $A0 \geq 4,36 \pm 2,17 \mu\text{W}/\text{m}^3$, é atribuída aos de idade proterozoica. Devido a distribuição dos dados de calor radiogênico anômalo para a área, este trabalho utiliza a proposição de Kromkhun *et al.* (2013) e Liu *et al.* (2023) que consideram *HHP* os granitos com calor radiogênico acima de $5,0 \mu\text{W}/\text{m}^3$.

Com base em valores de calor radiogênico (A0) de referência no Brasil e no mundo (Tabela 2), foram obtidos resultados para identificação e visualização espacial de regiões mineralizadas. Classificamos o calor radiogênico da área da pesquisa em três classes principais: i) Classificação radiogênica geral de 0 a $19,74 \mu\text{W}/\text{m}^3$ (Fig. 4); ii) classificação anômala intermediária de 5 a $10 \mu\text{W}/\text{m}^3$ (Fig. 5) e iii) classificação anômala elevada de 15 a $19,74 \mu\text{W}/\text{m}^3$ (Fig. 5(b)). Os valores de calor radiogênico como $A0 \geq 5 \mu\text{W}/\text{m}^3$ (Fig. 5a) são consistentes com o A0 atribuído aos granitos paleoproterozoicos da Província Estanífera de Goiás (Carvalhêdo *et al.*, (2025) e aos granitos mesoproterozoicos (Artemieva *et al.*, 2017) (Tabela 2).

A classificação possibilitou delimitar visualmente, que os granitos do domínio Carajás são mais radiogênicos, com exceção do granito Manda Saia, pertencente ao domínio Rio Maria (Fig. 5(a)). Os granitos classificados com $A0 \geq 5,0$ são: Estrela, Cigano, Rio Branco, Gogó da Onça, Igarapé Gelado, suítes Planalto e Plaquê (Domínio Carajás) e os granitos Manda Saia, e pontualmente Bannach e Redenção, no Domínio Rio Maria. Os demais granitos não apresentaram assinaturas $A0 > 5,0 \mu\text{W}/\text{m}^3$, que indica ausência de minerais radiogênicos em sua gênese ou mineralização.

Na Figura 5(b), as regiões com calor radiogênico $A0 \geq 10 \mu\text{W}/\text{m}^3$ apresentam anomalias pontuais principalmente no domínio Carajás, com destaque para os granitos Rio Branco, Estrela, Cigano e Gogó da Onça, localizados no Domínio Carajás. Esses granitos são mais anômalos e serão descritos com maior detalhe, bem como avaliados qualitativamente e quantitativamente, a seguir.

Por fim, de acordo com a classificação acima e com os valores apresentados na literatura (Tabela 2), obtidos nesta pesquisa, os granitos Estrela, Cigano, Rio Branco, Gogó da Onça, Igarapé Gelado, Suítes Planalto e Plaquê e o granito Manda Saia, Bannach, Redenção são classificados como HHPGs (*High Heat Production Granites*) devido à sua produção anômala em calor radiogênico $A0 \geq 5,0 \mu\text{W}/\text{m}^3$. Observa-se que os valores são de aproximadamente oito vezes superiores ao limiar para granitos. Assim, uma elevada resposta térmica radiogênica está associada à granitogênese e pode ser potencializada com as zonas mineralizadas resultantes destes granitos.

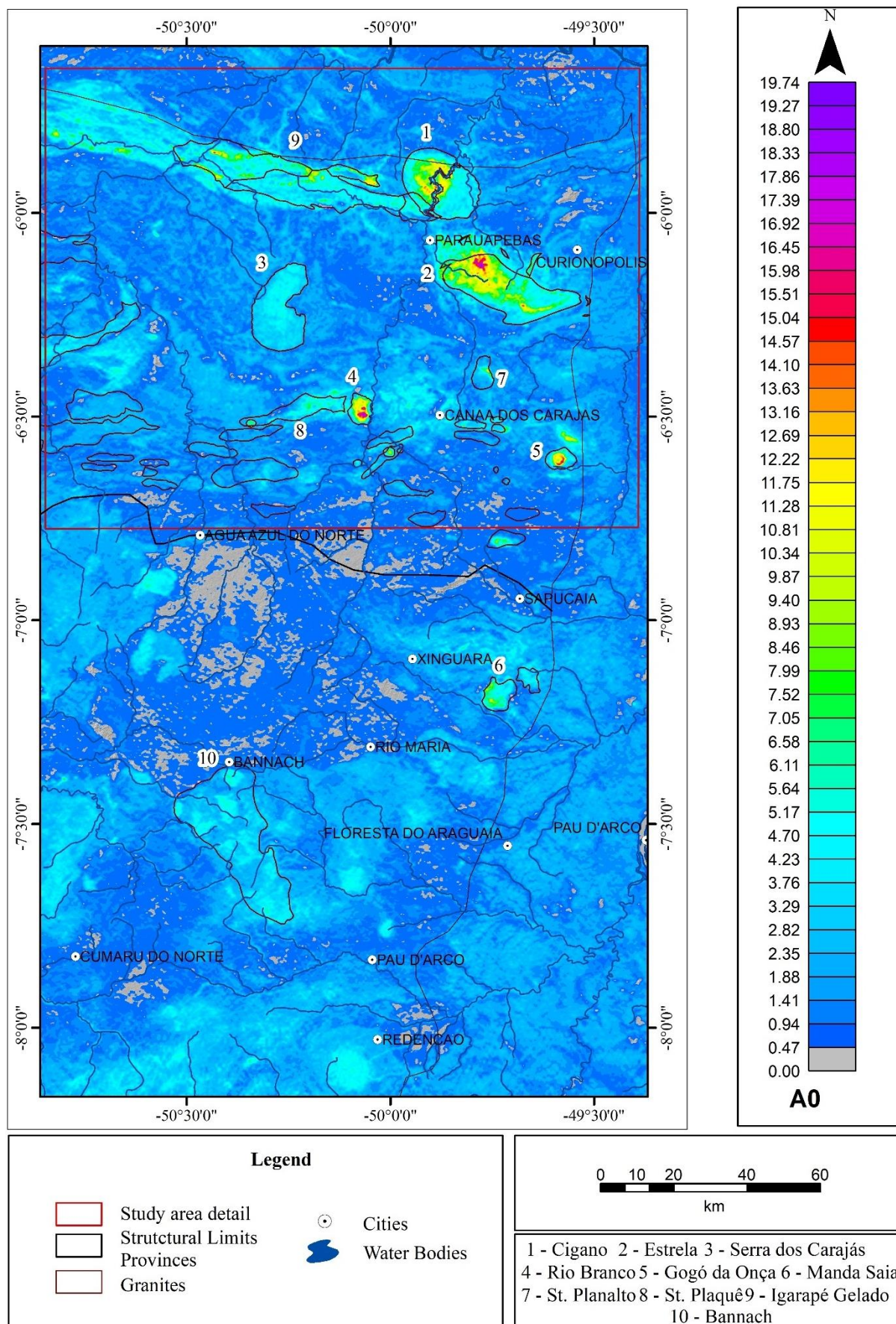


Figura 4: Produção de calor radiogênico A0 ($\mu\text{W}/\text{m}^3$) na Província Mineral de Carajás. O polígono em vermelho apresenta os granitos com maiores valores de calor radiogênico, no Domínio Carajás.

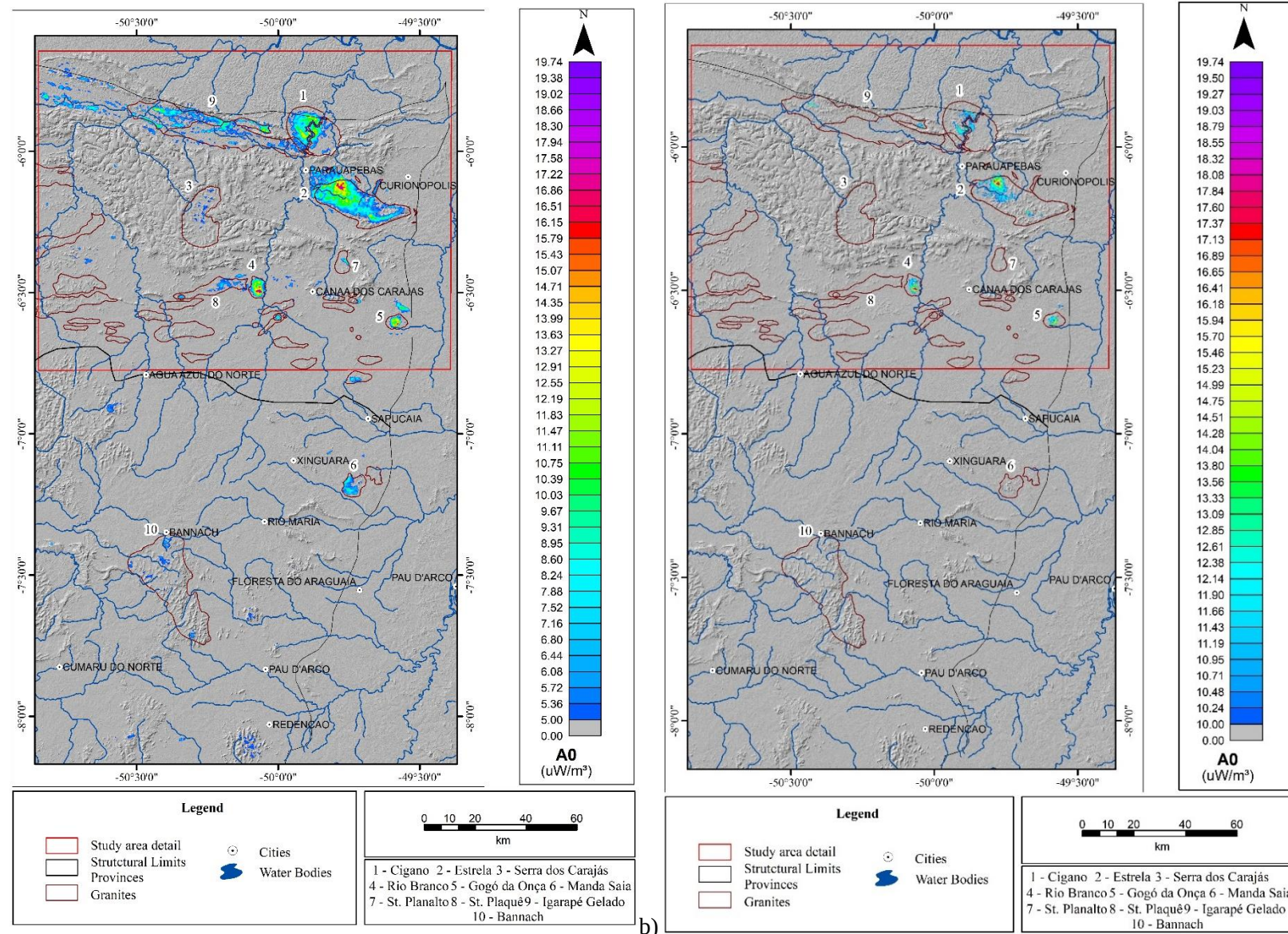


Figura 5: Produção de Calor Radiogênico A_0 na Província Mineral de Carajás. O retângulo em vermelho representa os granitos mais radiogênicos no Domínio Carajás.
a) $A_0 \geq 5.0 \mu\text{W}/\text{m}^3$; b) $A_0 \geq 10.0 \mu\text{W}/\text{m}^3$.

De modo a caracterizar a assinatura radiogênica dos corpos graníticos, de maneira precisa, uma análise descritiva estatística do banco de dados aéreos foi realizada separadamente para cada granito. Os granitos avaliados foram aqueles que apresentaram assinatura de calor radiogênico mais elevada (área de estudo para detalhe Fig. 5), são eles: Estrela, Cigano, Rio Branco, Gogó da Onça, Igarapé Gelado, suítes Planalto e Plaquê e o granito Manda Saia. Esse último granito citado apresenta-se com valores mais elevados de calor radiogênico do Domínio Rio Maria. Na Figura 6 (a), o comportamento radiogênico médio dos granitos é observado e discriminado de acordo com suas principais características e idades. Os granitos mais antigos e alcalinos estão representados em cor laranja, os Tipo A e paleoproterozoicos, em vermelho. Observa-se valores de calor radiogênico em faixa (mínimos e máximos) para cada granito e seus valores médios, com seus respectivos desvios padrões. Também foram obtidas as concentrações médias de K, eTh e eU (ppm), bem como seus desvios (Tabela 3).

A Tabela 3 mostra quantitativamente que a produção de calor radiogênico (A_0) para a Província Mineral de Carajás com valores máximos associados aos granitos, na faixa de 0,004 a 19,96 $\mu W/m^3$, apresenta seu limiar superior ultrapassando, em cerca de 8 vezes o valor médio de calor radiogênico para as rochas graníticas, $A_0 = 2,45 \mu W/m^3$, segundo apresentado por Rybach (1986).

Os granitos com maior calor radiogênico são os granitos Rio Branco ($A_0 \leq 19.9 \mu W/m^3$), Estrela ($A_0 \leq 17.2 \mu W/m^3$), Cigano ($A_0 \leq 15.9 \mu W/m^3$) e Gogó da Onça ($A_0 \leq 17.13 \mu W/m^3$), onde apenas o granito Estrela não é Tipo A (Figura 6 (a)). O granito Gogó da Onça, identificado recentemente, ainda não tem seus limites bem definidos, fato que pode influenciar no calor radiogênico calculado. Neste trabalho, o granito apresenta valores de A_0 classificados como elevada anomalia ($A_0 > 15 \mu W/m^3$), que o caracteriza como corpo relevante para análise.

Os granitos Rio Branco, Cigano e Gogó da Onça apresentam idades $\sim 1,88$ Ga, paleoproterozoicos. Enquanto o granito Estrela, possui idade de 2,76 Ga, arqueano. O diagrama da Figura 7 mostra o calor radiogênico em função das idades dos granitos, fato que se permite discutir ainda mais as relações, que mostram que não se deve considerar apenas a idade para a relação com o calor radiogênico elevado. Outro ponto observado, é que as anomalias de calor radiogênico ocorrem com granitos do tipo A e outros, como já citado por Marshall et al. (2010). Entretanto, esse comportamento não foi observado para os granitos da Província Estanífera de Goiás, que são todos tipo A (Carvalhêdo et al., 2025).

O granito mais radiogênico é o granito Rio Branco, tipo A, apresentando a maior média de $A_0 = 8,74 \mu W/m^3$, limiar superior $A_0 = 19,96 \mu W/m^3$ e um desvio padrão de $\pm 4,14$. O desvio para os dados radiogênicos e gamaespectrométricos é esperado, pois o comportamento dos radioelementos (K, eTh , e eU) depende de outros fatores como: (1) as fontes de raios gama podem associar-se à um

volume maior ou menor de rochas geradoras; (2) o decaimento radioativo apresenta natureza descrita como uma função aleatória (IAEA, 2003); e (3) o grau, taxas de intemperismo químico, e a baixa mobilidade dos elementos químicos eTh e eU (Wilford *et al.*, 1997). Também, pode-se observar que a delimitação e dimensões dos granitos pode não ser precisa, como p. ex., o granito Gogó da Onça que possui uma delimitação com as encaixantes inferida, e não validada em campo (Teixeira *et al.*, 2017).

Portanto, uma vez que esses granitos apresentam minerais acessórios, ETR e elevadas concentrações em urânio (Tallarico, 2003; Xavier *et al.*, 2010; Tavares & Costa, 2018), a Tabela 3 mostra que as faixas de valores são: i) eTh varia de 0,001ppm a 217,26 ppm; ii) eU de 0,001 ppm a 29,52 ppm. Essas elevadas concentrações estão diretamente relacionadas aos elevados valores de $A0$ para os granitos, como mostram os diagramas de correlação da Figura 6 (b; c; d). A correlação entre o eTh e o $A0$ é maior ($r^2 = 0,9862$) que aquela obtida entre o eU e o $A0$ ($r^2 = 0,9164$). Isso indica que concentrações de eTh conferem maior influência nas medidas de calor radiogênico para os granitos aqui descritos (Fig. 6 (c; d)).

Table 2: The HHP granites in Brazil and worldwide, as well as their respective ages and anomalous radiogenic heat values.

Features and Localization	Age	Radiogenic Heat ($\mu\text{W}/\text{m}^3$)	Reference
Carajás Alkaline and A-type grani- tes / Brazil	Mesoarchean 2.766 to 2.736 Ma and Paleoproterozoic 1.909 to 1.866 Ma	5.0 – 21.4 $\pm$ 1	This Research
GTP A-type grani- tes / Brazil	Paleo/Mesoproterozoic 1.770 to 1.660 Ma	5.5 – 15.0 $\pm$ 1	Carvalhêdo <i>et al.</i> (2025)
Itú A-type Granite / Brazil	Neoproterozoic (590-560 Ma)	>5.0	Pascholati <i>et al.</i> (1990); Araújo <i>et al.</i> (2020)
Papanduva A-type Granite / Brazil	Neoproterozoic 580-583 Ma	>5.7	Vilalva & Vlach (2014)
GRANITE2017 da- tabase	Many A-type granites are Mesoproterozoic	5.08 $\pm$ 2.68	Artemieva <i>et al.</i> (2017)
Granites associated with W and Sn de- posits / China, Eng- land and Germany	Many A-type granites are Mesoproterozoic	> 5.0	Liu <i>et al.</i> (2023)

Tabela 3: Faixas de produção de calor radiogênico **A0 (uW/m³)**, suas médias e desvios (MA0) SD (uW/m³). Faixas das concentrações de K (%), eTh (ppm), U (ppm), bem como as médias e desvios dos granitos da Província Mineral de Carajás, a partir de dados aéreos.

Granites	A0 (uW/m ³)	MA0 (uW/m ³)	SD (uW/m ³) +-	K (%)	MK (%)	SD K +-	eTh (ppm)	MTh (ppm)	SD Th +-	eU (ppm)	MU (ppm)	SD U +-	AGE (Ma)	References of the age
Estrela (2)	0,7- 21,39	7,06	3,10	0,001- 17,2	2,65	1,11	5- 217,264	61,54	32,01	0,327- 29,52	9,18	4,01	2.763±7	Barros <i>et al.</i> (2009)
Cigano (1)	0,33- 15,90	5,6	2,65	0,001- 5,42	0,9	0,8	4,58- 187,13	56,62	29,15	0,001- 23,34	5,63	2,99	1.884±4	Teixeira <i>et al.</i> (2018)
Rio Branco (4)	0,98- 19,96	8,74	4,14	0,001- 7,19	2,82	1,65	7,9- 195,21	72,25	38,9	0,9- 27,19	11,25	5,21	1.894-1909	Santos <i>et al.</i> (2013)
Igarapé Gelado (9)	0,0004- 17,62	4,28	1,94	0-3,69	0,37	0,36	0,001- 185,56	40,84	20	0,001- 21,82	5,08	2,76	2.731±26	Barbosa (2004)
St. Plaquê (8)	0,02- 11,97	2,02	1,24	0-5,67	1,35	0,87	0-110,8	16,02	12,47	0-20,7	2,86	1,70	2.736±24	Avelar <i>et al.</i> (1999)
St. Pla- nalto (7)	0,16- 14,02	2,06	1,77	0-5,2	1,8	1,07	0-124,3	16,51	16,73	0-20,8	2,72	2,34	2.747±2	Huhn <i>et al.</i> (1999b)
Manda Saia (6)	0,17- 12,21	4,15	2,24	0-5,1	1,95	1,28	1,3-98,7	30,64	18,01	0-19,6	6,76	3,57	1.866 ± 10	Santos <i>et al.</i> (2023)
Gogó da Onça (5)	0,17- 17,13	3,9	3,89	0,1-5,5	1,96	1,13	1,1- 159,7	33,79	36,48	0-22,5	5	4,7	1.880-1870	Teixeira <i>et al.</i> (2017)

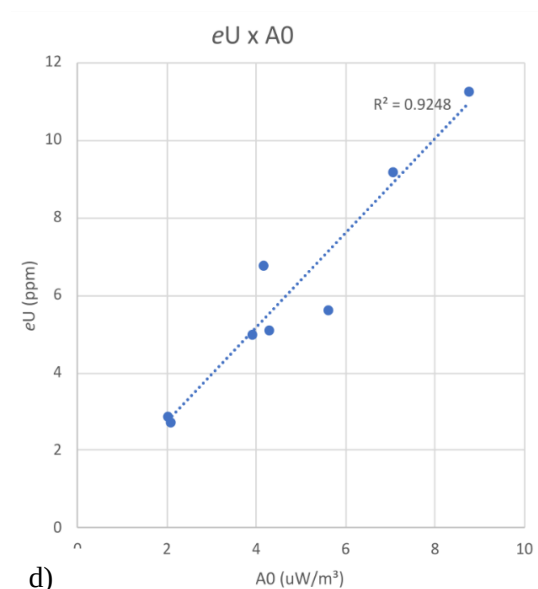
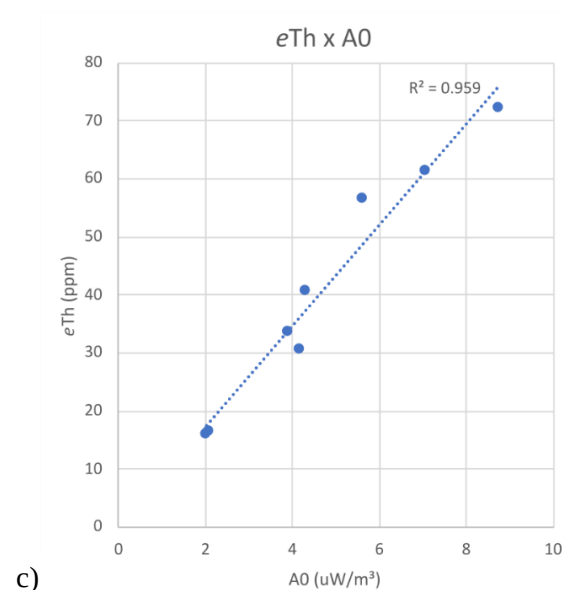
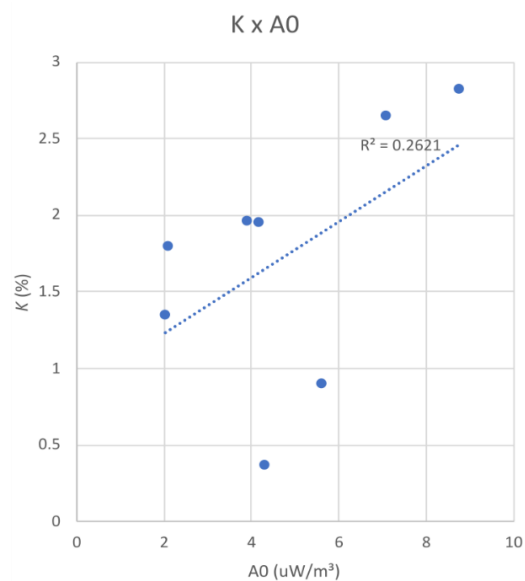
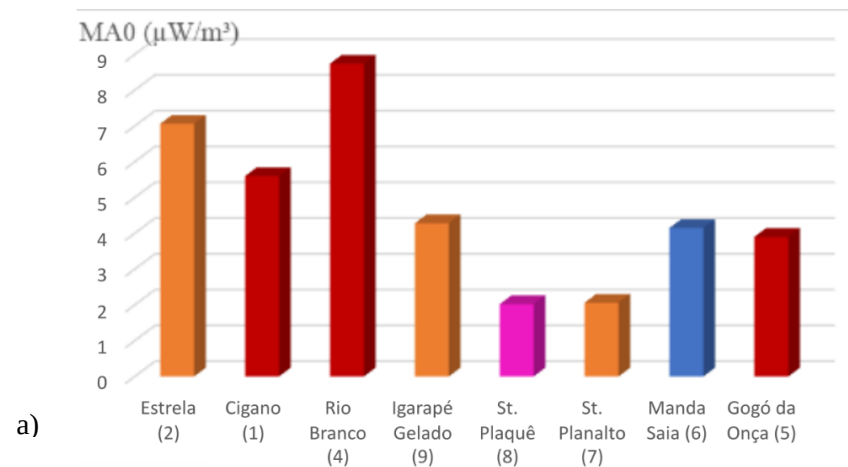


Figura 6: Análise descritiva dos dados aéreos. a) gráfico do comportamento radiogênico para os granitos radiogênicos mais anômalos; b) diagrama de correlação linear entre o calor radiogênico (A0) e a concentração em potássio (K); b) diagrama de correlação linear entre o calor radiogênico (A0) e a concentração em tório (eTh) e c) diagrama de correlação linear entre o calor radiogênico (A0) e a concentração em urânio (eU).

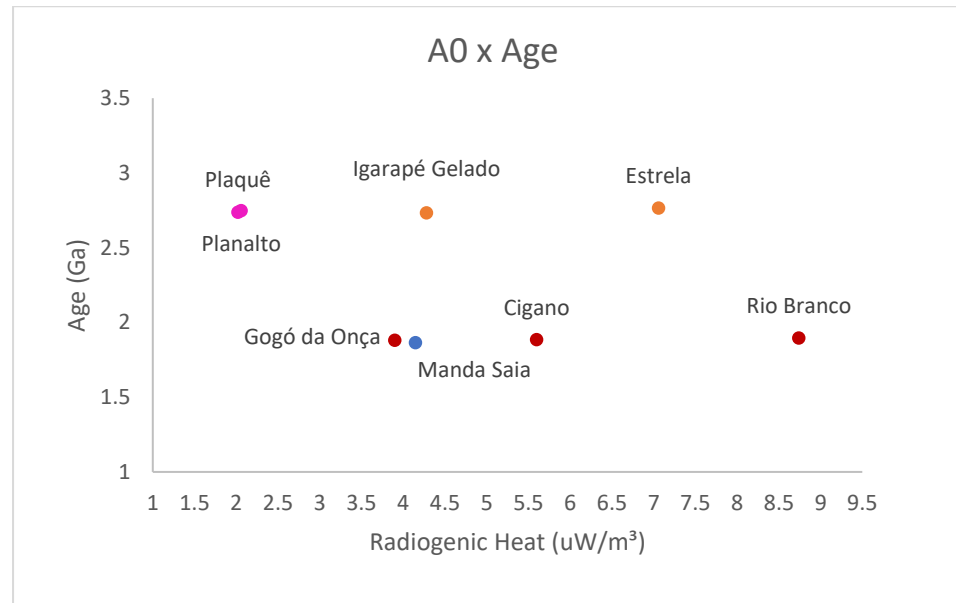


Figura 7: Diagrama de Calor Radiogênico (A0) por idade para os granitos avaliados nesta pesquisa.

Com base na análise qualitativa e quantitativa da assinatura radiogênica dos granitos do Domínio Carajás, é possível selecionar regiões de interesse para posterior discussão e validação: P. ex., os granitos tipo A Rio Branco, Cigano, Gogó da Onça e o granito alcalino/subalcalino Estrela, bem como suas zonas mineralizadas. A validação ocorre com base nos dados geoquímicos e petrográficos disponibilizados na literatura. O objetivo é relacionar as anomalias radiogênicas desses com a granitogênese e/ou a mineralização presente.

PRODUÇÃO DE CALOR RADIOGÊNICO NO GRANITO ESTRELA

O Granito Estrela é sintectônico e mesoarqueano ($2,76 \pm 7$ Ga; Barros *et al.*, 2009), antigamente denominado de Complexo Granítico Estrela, constitui um dos maiores granitos em termos de área aqui avaliados e sua elevada assinatura radiogênica se localiza nas porções noroeste e leste, noroeste $A0 > 15 \mu\text{W}/\text{m}^3$ e, pontualmente, a leste, com $A0 \geq 10 \mu\text{W}/\text{m}^3$ (Fig. 8 (2)).

As litologias apresentadas na Fig. 8 (2), utilizam dados geoquímicos e petrográficos de Barros (1997), de sensoriamento remoto e gamaespectrometria de Da Cunha *et al.* (2006). A Figura 8, mostra que o granito constituído principalmente pela litotologia hornblenda monzogranito (F), biotita monzogranito (I), hornblenda biotita monzogranito (J) e, restritamente, por biotita hornblenda monzogranito (H), complexo hornblenda monzogranito (G), granodiorito e tonalitos (não definidos devido a escala) e zonas não mapeadas (K).

Da Cunha *et al.* (2006) descrevem que a parte central do granito, formada por biotitas monzogranitos, pode estar associada aos teores mais elevados de K, $e\text{Th}$ e $e\text{U}$, relacionados principalmente a presença de K_2O , Rb e de Elementos Terras Raras. Essas características corroboram a anomalia de calor radiogênico nessa região (Fig 8 (2)). Entretanto, a anomalia mais elevada de calor radiogênico se concentra na porção noroeste do corpo, com valores de $A0 \leq 19.74 \mu\text{W}/\text{m}^3$, que pode estar associada à biotita hornblenda monzogranito (H) ou a zona de alteração/mineralização, possivelmente de ouro (Fig 8 (2)).

Lindenmayer *et al.* (2005) mostram que a mineralização de Cu-Au, próxima ao granito Estrela, são referentes aos depósitos Serra Verde e Estrela, onde o evento hidrotermal associado é paleoproterozoico, relacionado com os granitos, fontes de calor, fluidos e alguns metais, como mostra a presença dos elementos associados como F, U, ETRL, Mo, K, Rb, B e Li.

Outra questão a levar em consideração na análise da anomalia de calor radiogênico é a presença de urânio. Segundo Tallarico (2003) e Xavier *et al.* (2012), a Província Mineral de Carajás abriga alguns dos maiores e mais antigos depósitos IOCG do mundo. Esses depósitos são conhecidos pelo seu teor relativamente elevado de urânio em comparação com outros depósitos IOCG. Os principais corpos minerais são arqueanos (2,70–2,55 Ga), mas outros apresentam hidrotermalismo relacionado aos granitos paleoproterozoicos (1,88 Ga) que são responsáveis pela remobilização, dotação

em sulfetos de cobre. Os minerais contendo urânio são uraninita, torianita e torita. A alanita e as concentrações de monazita também podem ser relevantes, embora as concentrações de urânio sejam muito menores. As fases ocorrem como inclusões ou dentro de sulfetos maciços e massas de óxido de Fe no minério (Grainger *et al.*, 2008).

Nesse contexto, e de acordo com o produto de urânio anômalo obtido no trabalho de Costa *et al.* (2020b), esse granito apresenta uma das maiores anomalias positivas de urânio da Província Mineral de Carajás. Segundo Tavares *et al.* (2018), essa região concentra tanto os diques graníticos de estágio avançado, que geralmente apresentam relação espacial com os minerais mineralizados locais (uraninita, torianita, torita, alanita e monazita). A alteração hidrotermal generalizada, pode refletir as assinaturas anômalas de calor radiogênico obtidas neste trabalho.

Essa anomalia está em um dos granitos mais antigos do domínio Carajás. Esse fato pode indicar que a anomalia radiogênica advém dos processos mineralizantes já relatados nos granitos mais jovens. Entretanto, também pode se relacionar à composição granítica biotita monzogranito (I) e hornblenda biotita monzogranito (J) (Fig. 8 (2)). Barros *et al.* (1996) classificam a geoquímica do granito Estrela é semelhante à de um granito Tipo A, o que indica que essas anomalias podem ocorrer independentemente do tipo de granito.

PRODUÇÃO ANÔMALA DE CALOR RADIOGÊNICO NO GRANITO RIO BRANCO

O granito Tipo A Rio Branco também foi selecionado para a avaliação, por apresentar a maior anomalia de calor radiogênico ($19.96 \mu\text{W}/\text{m}^3$) obtida neste trabalho. O Granito é um *stock* paleoproterozoico (1.8 a 1.9 Ga) intrusivo no biotita monzogranito arqueano Cruzadão (Santos *et al.*, 2013) e sua elevada assinatura radiogênica se localiza nas porções centro e sul (Fig. 8 (4)). Segundo Santos *et al.* (2013), o granito é constituído por sienogranitos, com feldspato alcalino perítico, quartzo e plagioclásio. A biotita, intensamente cloritizada, é a principal fase máfica, acompanhada por fluoreta, allanita, zircão, pirita e calcopirita como minerais acessórios. Os processos de mineralização incluem albitização e, em menor intensidade greisenização, com mineralogia secundária de albita, fluorita, topázio, clorita, muscovita, siderofilita e óxidos e/ou hidróxidos de ferro.

Santos *et al.* (2013) classificam o granito em metaluminoso a peraluminoso, com enriquecimento sutil de REE leves em relação aos REE pesados, que lhe confere característica de granito evoluído. A geoquímica também permite indicar que sua gênese é oriunda de líquidos reduzidos, enriquecidos em voláteis que causam as transformações hidrotermais tardias. Segundo Wang *et al.* (2000), granitos especializados contêm zircão significativamente enriquecido em Hf, Y, Th, U e Ca, com baixas relações Zr/ Hf que podem ser úteis como condutores, durante a avaliação inicial do potencial metalogenético de corpos que poderiam ser mineralizados em Sn, W, Mo, Ta e

Li. Embora o granito Rio Branco apresente características similares às dos granitos especializados em estanho, ainda não foram mapeadas mineralizações dessa natureza.

Carvalhêdo *et al.* (2025) apontam que as anomalias de produção de calor radiogênico (A0), em granitos estaníferos tipo A, podem estar associadas a presença dos REE relacionadas às elevadas concentrações em eTh e eU , tanto a partir da gênese dos granitos quanto a partir de zonas mineralizadas. Costa *et al.* (2020b) também apresentaram assinatura positiva anômala de urânio para esse granito e ao longo da Zona de Cisalhamento Canaã. Assim como no granito Estrela, o granito Rio Branco pode apresentar as anomalias de urânio e calor radiogênico associadas. Observa-se a ocorrência de cobre próxima da anomalia de A0 (Fig. 8 (4)), fato que indica provável relação entre a assinatura anômala de calor radiogênico e os processos de mineralização albitização e greisenização, como ocorre nos granitos Tipo A estaníferos da Província Estanífera de Goiás.

PRODUÇÃO ANÔMALA DE CALOR RADIOGÊNICO NO GRANITO CIGANO

O Granito Cigano, tipo A, apresenta características semelhantes ao Granito Jamon, classificado como tipo-I caledoniano (Dall'Agnol *et al.*, 1986). Teixeira *et al.* (2018) dataram esse com $1884-1883 \pm 4$ Ma, idade concordante com os granitos paleoproteróicos da Província Mineral de Carajás. A geoquímica é semelhante àquela dos granitos Estrela e Planalto (Barros *et al.*, 1997; 2001; Dall'Agnol *et al.*, 2006, Sardinha *et al.*, 2006). O caráter subalcalino e tipo A desses granitos se reflete em teores relativamente elevados de K, eTh e eU , que implica em anomalias radiométricas de Contagem Total positivas em suas áreas de ocorrência (Teruiya *et al.*, 2008).

O granito apresenta elevada assinatura radiogênica, que é dispersa e se localiza principalmente na parte central/oeste do granito, com valores de $A0 \leq 15 \mu W/m^3$ (Fig. 8(1)).

As litologias com base nos dados geoquímicos, de sensoriamento remoto e gamaespectrometria em Teruiya *et al.* (2008), mostram que o granito é constituído de biotita monzogranito a sienogranito e anfibólio-biotita porfirítico monzogranito, monzogranito anfibólio-biotita e monzogranito transformado por ação hidrotermal nos domínios litológicos: (A) anfibólio-biotita porfirítico monzogranito, (B) biotita monzogranito a sienogranito, (C) fácies não mapeada, (D) monzogranito transformado hidrotermicamente e (E) anfibólio biotita granito de granulação grossa (Fig. 8(1)).

A partir de imagens de satélite e gamaespectrometria, Teruiya *et al.* (2008) discriminam as relações desses domínios com as informações do campo e concluem que as respostas radiométricas mais altas estão à oeste do granito e são indicativas de fácies graníticas mais evoluídas (ou rochas com pobre conteúdo máfico). As litologias são biotita monzogranito a sienogranito (B) (Fig. 8 (1)), enquanto que as respostas radiométricas mais baixas e a topografia mais plana relacionada estão associadas com fácies granítica menos evoluída, que é representada por anfibólio biotita granito de

granulação grossa (E). A presença de granitos mais evoluídos pode justificar espacialmente a anomalia de calor radiogênico nessa região (parte oeste do granito). Entretanto, são necessários mais detalhes da geologia da região, principalmente no domínio C, que é classificado como desconhecido e hospeda as mais elevadas anomalias de calor radiogênico (Fig 8 (1)).

Observa-se que no centro do granito existe mapeamento de coberturas lateríticas (Teruiya *et al.* 2008). Devido à geoquímica superficial dos radioelementos eTh e eU , que estão associados a óxidos de ferro em processos pedogenéticos e têm baixa mobilidade química (Wilford *et al.* 1997), há aumento relativo nas concentrações radioativas nessa porção, o que pode resultar em assinaturas anômalas de $A0\ 12 = < \mu W/m^3$ (Fig 8 (1)). Entretanto, as anomalias radiogênicas também podem estar associadas ao domínio monzogranito transformado por ação hidrotermal (D), concordante com a presença do ouro mapeado próximo à anomalia (Fig 8 (1)). Esse domínio (D) também foi discriminado nas anomalias positivas de urânio anômalo (Costa *et al.* 2020b).

Teixeira *et al.* (2018) descrevem que a ocorrência de sulfetos de Cu e Mo, nas regiões alteradas por ações hidrotermais dos plutons Cigano e Central (granitos tipo A de 1,88 Ga) são evidência de que esses plutons foram capazes de reconcentrar esses metais, considerando suas atividades fundamentais para a metalogênese da região. Portanto, a anomalia de calor radiogênico neste granito pode relatar algum fácies evoluído, ou até as mesmo zonas hidrotermalizadas já conhecidas.

PRODUÇÃO ANÔMALA DE CALOR RADIOGÊNICO NO GRANITO GOGÓ DA ONÇA

Em comparação aos granitos radiogênicos mais anômalos, Rio Branco e Estrela, o granito Gogó da Onça apresenta calor radiogênico ($A0$) $>15 \mu W/m^3$, especificamente em uma anomalia circular em sua porção central (Fig. 8 (5)). O granito pode apresentar calor radiogênico na faixa de 0.17 a $17.13 \mu W/m^3$.

O granito Gogó da Onça foi recentemente identificado como um granito *stock* paleoproterozoico, de idade 1866 ± 10 Ma a 1879 ± 15 Ma, coincidente com os granitos paleoproterozoicos. Tipo A da Província Mineral de Carajás (Teixeira *et al.* 2017; Afonso, 2023). Predominam as litologias biotita-anfibólio porfirítico, granodiorito, monzogranito biotita-anfibólio e, biotita-anfibólio subordinado e sienogranito com feições *rapakivi*, identificados restritamente ao sul do granito (Fig.8 (5)). A mineralogia acessória é composta por apatita, allanita, zircão, ilmenita e magnetita.

A geoquímica suporta que concentrações de U e Th são 281 a 387 ppm e 188 a 340 ppm, respectivamente, ou seja, anômalas para um granito, segundo Dickson & Scott (1997), com conteúdos Nb, Y, U e Th maiores na fácies sienogranito (Teixeira *et al.*, 2017). Portanto, as elevadas concentrações em Th e U reveladas pela geoquímica podem estar associadas à anomalia circular de

calor radiogênico (Fig. 8(5)). Em concordância com a proposta desta pesquisa, o granito Gogó da Onça também apresenta teores de urânio anômalo, segundo Costa et al. (2020b).

A associação da anomalia de calor radiogênico (A0) com mineralizações presentes nesse granito é inconclusiva, devido à falta de informações sobre ocorrências de minerais próximas da anomalia radiogênica (parte central). Segundo Teixeira *et al.* (2017), os contatos com as rochas vizinhas não foram observados em campo e os limites da intrusão foram definidos por meio de imagens de radar e levantamentos radiométricos. A carta geológica Água Fria (Silva et al, 2023) também não discrimina os fáceis do granito, que necessita de maior detalhamento geológico, principalmente das zonas mineralizadas, caso estejam presentes.

Em resumo, os minerais portadores de eTh e eU são comuns tanto em granitos quanto nas zonas hidrotermais. No entanto, foram observadas associações distintas principalmente nos granitos Rio Branco e Cigano. Com base na geoquímica desses granitos, a Tabela 6 resume informações das zonas de mineralização e dos valores estimados de calor radiogênico.

Table 6: The main mineralized zones of Rio Branco and Cigano A-Type granites, we present a table summarizing the mineralization zones with the estimated radiogenic heat values.

Parental Granite (A type) and mineralized zone	Radiogenic Heat A0($\mu W/m^3$)	Type Mineralisation	Lithology	Reference
Rio Branco	19.74*	Greisenization/ Albitization	Sienogranite	Santos <i>et al.</i> , (2013)
Cigano	~12*	Hidrothermalism	Monzogranite	Teruiya <i>et al.</i> , (2008)

Note: * approximate radiogenic heat in mineralized zones, obtained in this research.

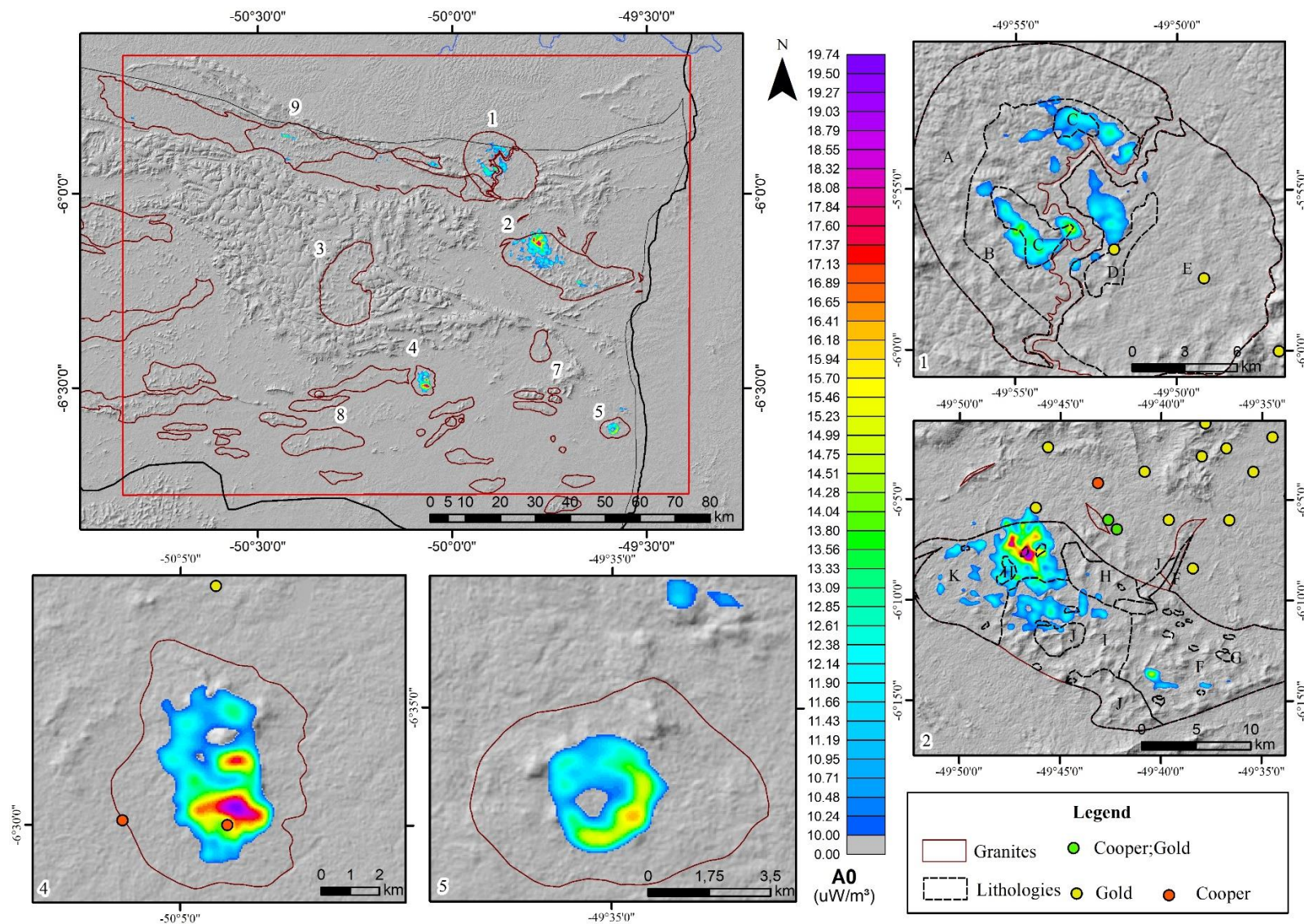


Figura 8: Produção de calor radiogênico A0 acima de 10 ($\mu\text{W}/\text{m}^3$) nos granitos Cigano (1), Estrela (2), Rio Branco (4) e Gogó da Onça (5). O retângulo em vermelho, no A0, representa um zoom. O mapa geológico detalhado dos granitos Cigano e Estrela pode ser visto Teruiya *et al.* (2008) e Barros (1997), Da Cunha *et al* (2006), respectivamente. As litologias são descritas no texto acima.

CONCLUSÕES

A metodologia utilizada para gerar produção de calor radiogênico na Província Mineral de Carajás mostrou-se eficiente e robusta na identificação e classificação de corpos graníticos como granitos de alta produção de calor (HHPG), com indicação de suas possíveis zonas mineralizadas. A análise estatística mostrou forte correlação entre eU , eTh e $A0$, com valores de R^2 de 0.9248 e 0.959, respectivamente, que representa o coeficiente de determinação. Esses valores convergem com valores de calor radiogênico obtidos para granitos HHP no Brasil e no mundo (Artemieva et al., 2017; Carvalhêdo et al., 2025).

A metodologia para apresentar o potencial da produção de calor radiogênico como propriedade física discriminante e classificar granitos da Província Mineral de Carajás como granitos de alta produção de calor (HHPG) foi exitosa. Propõe-se a subdivisão da assinatura de calor radiogênico como HHPG para a área em três classes: $A0 \geq 5.0 \mu W/m^3$; $A0 \geq 10.0 \mu W/m^3$; $A0 \geq 15.0 \mu W/m^3$. Exemplos de granitos com $A0 \geq 5.0 \mu W/m^3$ estão Estrela (2.76 Ga; Barros *et al.*, 2009), Cigano (1.88 Ga; Teixeira *et al.*, 2018), Rio Branco (1.89 Ga; Santos *et al.*, 2013), Igarapé Gelado (2.73 Ga; Barbosa, 2004), Suíte Plaquê (2.73 Ga; Avelar *et al.*, 1999), Suíte Planalto (2.74 Ga; Hunh *et al.*, 1999b), Gogó da Onça (1.88 Ga; Teixeira *et al.*, 2017) e Manda Saia (1.86 Ga; Santos *et al.*, 2013).

Os granitos com valores de $A0 \geq 10 \mu W/m^3$, estão principalmente no Domínio Carajás, especificamente os granitos Rio Branco, Estrela, Cigano e Gogó da Onça, que em concordância com nossos resultados, apresentam anomalia mapeada de urânio. O calor radiogênico $A0 \geq 10 \mu W/m^3$ também se localiza regiões associadas aos granitos mais evoluídos dos granitos Rio Branco e Gogó da Onça, principalmente nos fácies monzo e sienogranito, com associação às zonas hidrotermalizadas do granito Cigano.

Os resultados obtidos indicam que o calor radiogênico anômalo é potencializado por altas concentrações de urânio e tório presentes em minerais acessórios (principalmente de elementos de terras raras (REE)) ou relacionados aos processos de mineralização de Cu-Au com urânio associado.

Ao contrário do obtido em Carvalhêdo *et al.* (2025), neste trabalho, observou-se que pode haver relação entre a anomalia de calor radiogênico com os resultados de urânio anômalo e ocorrências minerais de ouro e cobre no domínio Carajás.

O trabalho mostra que a propriedade física calor radiogênico é importante para a indicar depósitos potenciais em granitos HHP, especialmente urânio e elementos terras raras (REE), que são elementos críticos e estratégicos nas transições energéticas brasileira e global.

Referências

- Almeida, J. A. C., Vasquez, M. L., & Ricci, P. S. F., 2010. Geology and metallogensis of the Carajás Mineral Province, Amazonian Craton, Brazil. *Ore Geology Reviews*, 38 1-2, 136-143.
- Araújo, F.P., Martins, M., Pereira, G.S., Janasi, V.A., 2020. Inhandjara topaz leucogranite: A late rare metal-mineralized stock within the A-type Itu batholith, S E Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 101, 102623.
- Artemieva, I. M., Thybo, H., Jakobsen, K., Sørensen, N. K., & Nielsen, L. S., 2017. Heat production in granitic rocks: Global analysis based on a new data compilation GRANITE2017. *Earth-Science Reviews*, 172, 1-26.
- Avelar, V.G., Lafon, J.M., Correia Jr, F.C., Macambira E.M B., 1999. O Magmatismo arqueano da região de Tucumã-Província Mineral de Carajás: novos resultados geocronológicos. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(2): 454-460.
- Barbosa, J. P. O., 2004, *Geologia estrutural, geoquímica, petrografia e geocronologia de granitóides da região do Igarapé Gelado, norte da Província Mineral de Carajás*: Unpub. Unpublished master's thesis thesis, Universidade Federal do Pará, 112 p.
- Barbosa, J. P. O., & Barros, C. E. M., 2005. O significado geodinâmico dos granitos cálcio-alcálinos sintectônicos arqueanos da região do Igarapé Gelado, Província Mineral de Carajás. *SBG, Simp. Nac. Est. Tect*, 10, 312-314.
- Barros C.E.M. 1997. *Pétrologie et structure du Complexe Granitique Estrela (2.5 Ga) et de son encaissant métavolcano-sédimentaire (Province Métallifère de Carajás, Brésil)*. Tese de Doutorado, Université Henri Poincaré - Nancy 1, França, 316 p.
- Barros C.E.M., Barbey P., Boullier A.M. 2001. Role of magma pressure, tectonic stress and crystallization progress in the emplacement of the syntectonic A-type Estrela Granite Complex (Carajás Mineral Province, Brazil), *Tectonophysics*, 343:93-10.
- Barros C.E.M., Macambira M.J.B., Barbey P., Scheller T. 2004. Dados isotópicos Pb-Pb em zircão (evaporação) e Sm-Nd do Complexo Granítico Estrela, Província Mineral de Carajás, Brasil: implicações petrológicas e tectônicas. *Revista Brasileira de Geociências*, 34(4): 531-538.
- Barros C. E. M., Sardinha A. S., Barbosa J. P. O., Macambira M. J. B. 2009. Structure, petrology, geochemistry and zircon U/Pb and Pb/Pb geochronology of the synkinematic Archean (2.7 Ga) A-type granites from the Carajás Metallogenic Province, northern Brazil. *Canadian Mineralogist* 47(6): 1423-1440.
- Birch, F., 1954. Heat from radioactivity, in *Nuclear Geology*, edited by H. Faul, pp. 148-175, John Wiley, New York.
- Blum, M. D. L. B., & Pires, A. C. B., 1996. Superfície Curie da região central de Goiás. *Brazilian Journal of Geology*, 26(3), 197-208.
- Carvalhêdo, A. L., Carmelo, A. C., Lima, J. P. D., Botelho, N. F., & Chornobay, A., 2025. Investigation of radiogenic heat production in granites of the Goiás Tin Province, Central Brazil. *Geothermics*, 125, 103183.
- Cordani, U. G., & Teixeira, W., 2007. Proterozoic accretionary belts in South America. *Geological Society, London, Special Publications*, 272 1, 297-320.
- Costa, U. A. P., Paula, R. R., Silva, D. P. B., Barbosa, J. P. O., Silva, C. M. G., Tavares, F. M., Oliveira, J. K. M., and Justo, A. P., 2016, *Mapa de Integração Geológico-Geofísica da ARIM Carajás. Estado do Pará: Belém, CPRM*.
- Costa, I. S. L., Serafim, I. C. C. D. O., Tavares, F. M., & Polo, H. J. D. O., 2020. Uranium anomalies detection through Random Forest regression. *Exploration Geophysics*, 51(5), 555-569.

- da Cunha, E. R. S. P., dos Santos, A. R., Paradella, W. R., de Mesquita Barros, C. E., Veneziani, P., & do Vale, A. G., 2006. Integração de dados de radar, aerogamaespectrométricos e geológicos nos domínios do Complexo Granítico estrela, Província Mineral de Carajás. *Brazilian Journal of Geology*, 36(2), 327-335.
- Dall'Agnol, R.; Vieira, E.A.P.; Sá, C.A.S.; Medeiros, H.; Gastal, M.C.P.; Teixeira, N.P., 1986. Estado atual do conhecimento sobre as rochas granitóides da porção sul da Amazônia Oriental. *Revista Brasileira de Geociências*, 16, p.11-23.
- Dall'Agnol, R.; Bettencourt, J.S.; Jorge-João, X.S.; Medeiros, H.; Costi, H.T.; Macambira, M.J.B., 1987. Granitogenesis in the Northern Brazilian Region: a Review. *Revista Brasileira de Geociências*, 17, p.382-403.
- Dall'Agnol R., Souza Z.S., Althoff F.J., Barros C.E.M., Leite A.A.S., Jorge João X.S., 1997. General aspects of the granitogenesis of the Carajás metallogenic province. In: Superintendência de Geologia e Recursos Minerais, SBG, Intern. Symp. on Gran. and Associated Mineralizations, 2. Salvador, Atas, p. 135-161.
- Dall'Agnol, R., Teixeira, N.P., Ramo, O.T., Moura, C.A.V., Macambira, M.J.B., de Oliveira, D.C., 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic rapakivi A-type granites of the Archean Carajás metallogenic province, Brazil. *Lithos* 80, 101–129.
- Dall'Agnol R., Oliveira M. A., Almeida J. A. C. Althoff F. J. A., Leite A. S., Oliveira D. C., Barros C. E. M. 2006. Archean and Paleoproterozoic granitoids of the Carajás Metallogenic Province, eastern Amazonian Craton. In: Dall'Agnol R., Rosa-Costa L.T., Klein E.L. (eds.). Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogenesis of the Amazonian Craton. Belém, PRONEX-UFPASBGNO, Volume and Field Trip Guide, p. 99–150.
- Dickson B.L., Scott K.M., 1997. Interpretation of aerial gamma-ray surveys – adding the geochemical factors. *Journal of Australian Geology & Geophysics* 17(2), p. 187-200.
- Feio, G. R. L., Dall'Agnol, R., de Oliveira, D. C., & Santos, R. D., 2012. Mesoarchean and Neoarchean granitoids from the Canaã dos Carajás area: implications for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, 208, 117-144.
- Feio, G. R. L., Dall'Agnol, R., Dantas, E. L., Macambira, M. J. B., Santos, J. O. S., Althoff, F. J., and Soares, J. E. B., 2013, Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: Implications for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil: *Precambrian Research*, v. 227, pp. 157–185
- Ferreira, F. J., de Souza, J., de B. e S. Bongiolo, A., & de Castro, L. G., 2013. Enhancement of the total horizontal gradient of magnetic anomalies using the tilt angle. *Geophysics*, 78(3), J33-J41.
- Figueiredo e Silva, R. C., Hagemann, S., Lobato, L. M., Rosière, C. A., Banks, D. A., Davidson, G. J., Vennemann, T., and Hergt, J., 2013, Hydrothermal Fluid Processes and Evolution of the Giant Serra Norte Jaspilite-Hosted Iron Ore Deposits, Carajás Mineral Province, Brazil: *Economic Geology*, v. 108, p. 739–779.
- Grainger, C. J., Groves, D. I., Fletcher, I. R., & Bierlein, F. P., 2008. U–Pb dating of hydrothermal phosphates and monazite from the giant iron oxide copper-gold deposits of the Carajás Mineral Province, Brazil: implications for ore genesis and geochronology. *Mineralium Deposita*, 43 3, 295-314.
- Grainger, C. J., Groves, D. I., Tallarico, F. H., & Fletcher, I. R., 2008. Metallogenesis of the Carajás mineral province, southern Amazon craton, Brazil: Varying styles of Archean through Paleoproterozoic to Neoproterozoic base-and precious-metal mineralisation. *Ore Geology Reviews*, 33(3-4), 451-489.
- Gomes A.C.B. & Dall'Agnol R., 2007. Nova associação tonalíticas trondhjemitica Neoarqueana na região de Canaã dos Carajás: TTG com altos conteúdos de Ti, Zr e Y. *Revista Brasileira de Geociências*, 37: 182-193.
- Hamza V.M, Vieira F., Gomes J., Guimaraes S., Alexandrino C., Gomes A., 2020. Update of Brazilian Heat Flow Data, within the framework of a multiprong referencing system. *International Journal of Terrestrial Heat Flow and Applied Geothermics*, p. 45-72.

- Huhn, S. R. B., Macambira, M. J. B., and Dall'Agnol, R., 1999a, Geologia e geocronologia Pb-Pb do Granito Alcalino Planalto, Região da Serra do Rabo, Carajás-PA: Simposio de Geologia da Amazonia, 6th, 1999a, p. 463–466.
- IAEA (International Atomic Energy Agency), 2003. Guidelines for Radioelement mapping Using Gamma-Ray Spectrometry Data. Viena.
- Kromkhun, K., Foden, J., Hore, S., & Baines, G., 2013. Geochronology and Hf isotopes of the bimodal mafic–felsic high heat producing igneous suite from Mt Painter Province, South Australia. *Gondwana Research*, 24 (3-4), 1067-1079.
- Lacasse, C. M., Prado, E. M. G., Guimarães, S. N. P., de Souza Filho, O. A., & Vieira, F. P., 2022. Integrated assessment and prospectivity mapping of geothermal resources for EGS in Brazil. *Geothermics*, 100, 102321.
- Liu, X., Zhang, D., Yang, J., Xiao, C., & Zhang, T., 2023. High heat producing granites and prolonged extraction of tungsten and tin from melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 348, 340-354.
- Lindenmayer, Z. G., Fleck, A., Gomes, C. H., Santos, A. B. S., Caron, R., Paula, F. C., Henrique Laux, J., Pimentel, M., and Sardinha, A. S., 2005, Caracterização geológica do alvo Estrela (Cu-Au), Serra dos Carajás, 137-205 p.
- Lobato, L., Figueiredo e Silva, R., Rosière, C., Zucchetti, M., Baars, F., Pimentel, M., Rios, F. J., Seoane, J. C., and Monteiro, A. M., 2005, Hydrothermal origin for the iron mineralisation, carajas province, Pará State, Brazil, Fremantle, 19 - 21 September, 2005, The Australasian Institute of Mining and Metallurgy Publication Series No 8/ 2005, p. 99-110.
- Macambira, B., Lancelot, J.R., 1996. Time constraints for the formation of the Archean Rio Maria crust, southeastern Amazonian Craton, Brazil. *Int. Geol. Rev.* 38, 1134–1142.
- Macambira, M. J. B.; Teixeira, W.; Vasquez, M. L. O Cráton Amazônico e suas províncias geocronológicas: o legado de Umberto Cordani. In: BARTORELLI, A.; TEIXEIRA, W.; BRITO NEVES, B. B. (org.). *Geocronologia e evolução tectônica do Continente Sul-Americano: a contribuição de Umberto Giuseppe Cordani*. São Paulo: Solaris Edições Culturais. p. 47-62, 2020.
- Machado, N., Lindenmayer, Z., Krogh, T.E., Lindenmayer, D., 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area Amazon shield, Brazil. *Precamb. Res.* 49, 329–354.
- Marshall, V., Van Zyl, J., Bryan, S. E., Uysal, T., & Gasparon, M., 2010. Comparative petrology & geochemistry of high heat-producing granites in Australia & Europe. In *Proceedings of the Australian Geothermal Conference* (pp. 41-47).
- Melo, G.H.C., Monteiro, L.V.S., Xavier, R.P., Moreto, C.P.N., Santiago, E.S.B., Dufrane, S.A., Aires, B., Santos, A.F.F., 2017. Temporal evolution of the giant Salobo IOCG deposit, Carajás Province (Brazil): constraints from paragenesis of hydrothermal alteration and U-Pb geochronology. *Miner. Depos.* 52, 709–732.
- Melo, G. H. C. d., Monteiro, L. V. S., Xavier, R. P., Moreto, C. P. N., Arquaz, R. M., and Silva, M. A. D., 2019, Evolution of the Igarapé Bahia Cu-Au deposit, Carajás Province (Brazil): Early syngenetic chalcopyrite overprinted by IOCG mineralization: *Ore Geology Reviews*, v. 111, p. 102993.
- Moreto, C. P. N., Xavier, R. P., & Béziat, D., 2014. Geochemistry and mineralogy of hydrothermal alteration associated with iron oxide copper-gold mineralization in the Carajás Mineral Province, Brazil. *Economic Geology*, 109 6, 1635-1668.
- Moreto, C.P.N., Monteiro, L.V.S., Xavier, R.P., Creaser, R.A., DuFrane, S.A., Melo, G.H.C., Delinardo da Silva, M.A., Tassinari, C.C.G., Sato, K., 2015a. Timing of multiple hydrothermal events in the iron oxide–copper–gold deposits of the Southern Copper Belt Carajás Province, Brazil. *Miner. Depos.* 50, 517–546
- Pascholati, E. M., Amaral, G., Vlach, S. R. F., & Fujimori, K., 1990. Suíte Intrusiva de Itu: aspectos geológicos e geofísicos. *Anais*, 4, 1936-1941.

- Reyes, L. M. G., 2009. Distribuição vertical da taxa volumétrica de produção de calor radiogênico no cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geofísica*, 27, 139-139.
- Rybach, L., 1986. Amount and significance of radioactive heat sources in sediments. Em: *Thermal Modeling in Sedimentary Basins*. Editor: J. Burrus, TECHNIP. Paris, 311-322.
- Santos, R. D., Lafon, J. M., & Dall'Agnol, R., 2000. Geochemistry and geochronology of the Paleoproterozoic I-type granites of the Carajás Metallogenic Province, Amazonian Craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 13 8, 877-899.
- Santos, P. A. D., Feio, G. R. L., Dall'Agnol, R., Costi, H. T., Lamarão, C. N., & Galarza Toro, M. A., 2013. Petrography, magnetic susceptibility and geochemistry of the Rio Branco Granite, Carajás Province, southeast of Pará, Brazil.
- Sardinha, A. S., Barros, C. E. d. M., and Krymsky, R., 2006, Geology, geochemistry, and U–Pb geochronology of the Archean (2.74 Ga) Serra do Rabo granite stocks, Carajás Metallogenetic Province, northern Brazil: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 20, p. 327-339.
- Silva, A.C., Dall'Agnol, R., Guimarães, F.V., Oliveira, D.C., 2014. Geologia, petrografia e geoquímica de Associações Tonalíticas e Trondhjemiticas Arqueanas de Vila Jussara, Província Carajás, Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Série Ciências Naturais* 9, 13 - 45.
- Silva, C. M., Quadros, M. L., Justo, A. P., Costa, U. A., SILVA, L. C. D., Correa, L. W. C., ... & Silva, A. R. D. C., 2023. Avanços da cartografia geológica do Domínio Carajás realizados pelo Serviço Geológico do Brasil (SGB-CPRM).
- Souza, S. R. B., Macambira, M. J. B., and Scheller, J., 1996, Novos dados geocronológicos para os granitos deformados do Rio Itacaiunas (Serra dos Carajás, PA): implicações estratigráficas: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 5th, Belém, May 27-June 2, 1996, p. 380–383
- Tallarico, F.H.B., McNaughton, N.J., Groves, D.I., Fletcher, I.R., Figueiredo, B.R., Carvalho, J.B., Rego, J.L., Nunes, A.R., 2004. Geological and SHRIMP II U-Pb constraints on the age and origin of the Breves Cu-Au-(W-Bi-Sn) deposit Carajás, Brazil. *Miner. Depos.* 39, 68–86.
- Tallarico, F. H. B., 2003, O cinturão cupro-aurífero de Carajas, Brasil: Unpub. Unpublished Ph.D. dissertation thesis, Universidade Estadual de Campinas.
- Tassinari, C. C. G., & Macambira, M. J. B., 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22 3, 174-182.
- Tassinari, C.C.G., Macambira, M.J.B., 2004. A evolução tectônica do cráton Amazônico. In: Matesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Britto-Neves, B.B. (Eds.), *Geologia do Continente Sul-Americano*. Sao Paulo, SP, Brazil, p. 471- 485.
- Tavares, F., & Costa, I., 2018. Conventional and Unconventional Uranium Resources in the Carajás Mineral Province, Brazil: Prospectivity Criteria for IOCG and Granite-Related Deposits (No. IAEA-CN--261).
- Teixeira, M. F. B., Dall'Agnol, R., Santos, J. O. S., de Sousa, L. A. M., and Lafon, J.-M., 2017, Geochemistry, geochronology and Nd isotopes of the Gogó da Onça Granite: A new Paleoproterozoic A-type granite of Carajás Province, Brazil: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 80, p. 47–65.
- Teixeira, M. F. B., Dall'Agnol, R., Schneider Santos, J. O., Carvalho de Oliveira, D., Lamarão, C. N., and McNaughton, N. J., 2018, Crystallization ages of Paleoproterozoic A-type granites of Carajás province, Amazon craton: Constraints from U-Pb geochronology of zircon and titanite: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 88, p. 312–331.
- Teruiya, R.K., Paradella, W.R., Santos, A.R., Dall'agnol, R., Veneziani, P., 2008. Integrating airborne SAR, Landsat TM and airborne geophysics data for improving geological mapping in the Amazon Region: the Cigano Granite, Carajás Province, Brazil. *International Journal of Remote Sensing*, 29 (13): 3957-3974.

- Trunfull, E. F., Hagemann, S. G., Xavier, R. P., & Moreto, C. P., 2020. Critical assessment of geochronological data from the Carajás Mineral Province, Brazil: implications for metallogeny and tectonic evolution. *Ore Geology Reviews*, 121, 103556.
- Vasquez, M. L., Santos, J. O. S., & Souza, M. M., 2008. Tectonic evolution of the Amazonian Craton. *Precambrian Research*, 163 1-2, 50-75.
- Veikkolainen, T., Kukkonen, I. T., 2019. Highly varying radiogenic heat production in Finland, Fennoscandian Shield. *Tectonophysics*, 750, 93-116.
- Vilà, M., Fernández, M., Jiménez-Munt, I., 2010. Radiogenic heat production variability of some common lithological groups and its significance to lithospheric thermal modeling. *Tectonophysics* 490, 152–164.
- Vilalva, F.C.J., Vlach, S.R.F., 2014. Geology, petrography and geochemistry of the A-type granites from the Morro Redondo Complex (PR-SC), southern Brazil, Graciosa Province. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 86 (1).
- Vitarello I.; Hamza V.M.; Pollack H.N., 1980. Terrestrial heat flow in the Brazilian highlands. *Journal of Geophysical Research*, 85(b7): 3778-3788.
- Wang R.C., Zhao G.T., Lu J.J., Chen X.M., Xu S.J., Wang D.Z., 2000. Chemistry of Hf zircons from the Laoshan I- and A-type granites, Eastern China. *Mineralogical Magazine*, 64(5):867-877.
- Wilford, J. R., Bierwirth P.E., Craig M.A., 1997. Application of airborne gamma-ray spectrometry in soil/regolith mapping and applied geomorphology. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, 17(2), 201-216.
- Xavier, R. P., Monteiro, L. V. S., & Laux, J. H., 2012. The iron oxide-copper-gold deposits of the Carajás Mineral Province, Brazil: an overview and new insights. *Ore Geology Reviews*, 47, 88-111.

6. CONCLUSÕES

A metodologia proposta para a geração de calor radiogênico superficial foi testada a partir da correlação de dados de calor radiogênico, obtidos com dado gamaespectrométrico aéreo, e da calibração da primeira camada do modelo de densidade, obtido com as linhas de refração sísmica profunda Porangatu-Cavalcante. A correlação apresentou coeficiente de determinação R^2 0,9785, o que indica correlação significativa entre os dados, validando a metodologia aplicada.

O calor radiogênico superficial para a área de estudo, que engloba uma faixa de 0,39 a 42,09 $\mu\text{W}/\text{m}^3$, indica potenciais regiões de intensa atividade geotérmica, onde o calor radiogênico apresenta valores anômalos (acima de 5 $\mu\text{W}/\text{m}^3$). A partir disso, duas importantes regiões radiogênicas anômalas foram abordadas neste trabalho: A Província Estanífera de Goiás (0,41 a 15,77 $\mu\text{W}/\text{m}^3$) e a Província Carajás (0 a 19,74 $\mu\text{W}/\text{m}^3$). Concluiu-se que essas anomalias radiogênicas estão correlacionadas a corpos graníticos e podem estar associadas a zonas mineralizadas em Estanho, ETR e Urânio, principalmente, relacionados a processos mineralizantes como principalmente greinsenização, albitização e hidrotermalismo. Esses resultados foram comparados com a literatura nacional e internacional, e embasados em amostras de campo (áreas alvo 1 e 2).

Os granitos da Província Estanífera de Goiás e os granitos Estrela, Cigano, Rio Branco, Igarapé Gelado, Suíte Plaquê, Suíte Planalto, Gogó da Onça e Manda Saia, da Província Carajás, podem ser classificados como granitos HHPG (*High Heat Production Granites*), pois apresentaram calor radiogênico acima de 5 $\mu\text{W}/\text{m}^3$ (limiares superiores) e possivelmente, capacidade de se manterem aquecidos após o processo de cristalização.

O calor radiogênico $A0 \geq 10 \mu\text{W}/\text{m}^3$ indica as zonas mineralizadas de REE associadas aos granitos mais evoluídos das suítes Serra da Mesa (ao sul do Serra Dourada) e Pedra Branca (Mangabeira/Laranjinha) – PEG. Esse calor radiogênico anômalo, também se localiza em regiões associadas aos granitos mais evoluídos dos granitos Rio Branco e Gogó da Onça (Domínio Carajás), principalmente nos fácies monzo e sienogranito, bem como mostra associação com zonas hidrotermalizadas no granito Cigano.

Observa-se que não são apenas granitos Tipo A que apresentam calor radiogênico anômalo e podem ser classificados como HHPG. Exemplo disso foi o comportamento radiogênico anômalo do granito alcalino Estrela (média de 7,06 $\mu\text{W}/\text{m}^3$), no Domínio Carajás, e de granitos ainda não identificados ($\geq 10.8 \mu\text{W}/\text{m}^3$) no leste do Complexo Máfico Ultramáfico Canabrava, na Província Estanífera de Goiás (validados pela presença de monazita torífera na análise petrográfica, amostra GPS 21). Outro exemplo deste caso está localizado próximo da cidade de Teresina de Goiás, estado de Goiás, que apresenta uma anomalia de urânio e calor radiogênico mapeada em granitos híbridos (Suíte Aurumina - Au2).

A caracterização radiogênica no Domínio Carajás mostrou que não são apenas granitos “jovens” paleoproterozoicos, que apresentam anomalias de calor radiogênico, como mostra o HHPG Estrela (2,76 Ga).

A correlação estatística entre tório e o calor radiogênico é a mais significativa (coeficiente de determinação (r^2 0,9862 - granitos PEG), em seguida do calor radiogênico com o urânio (r^2 0,924 - granitos Carajás).

O calor radiogênico é uma ferramenta importante para a associação de depósitos potenciais com granitos HHP, especialmente em estanho, urânio e elementos terras raras (REE), que atualmente são considerados elementos críticos e estratégicos nas transições energéticas brasileira e global.

Com relação à assinatura geotermal da área da pesquisa, delimitada nas regiões entre a Província Tocantins, Cráton do São Francisco e Bacia do Parnaíba, a análise de mapas, perfis (A-A', B-B', C-C', D-D') e do modelo 3D de densidade definiu quatro domínios geotérmicos principais e um subdomínio.

i) Zona Externa da Faixa Brasília: Anomalias térmicas (90-100 mW/m² em Seções A-D) estão associadas a sistemas de falhas de baixo ângulo (Rio dos Bois, Maranhão, São Domingos), granitos de alta produção de calor (e.g., Suíte Aurumina Au2 ou Au4; e Suíte Pedra Branca, A0 > 7 μ W/m³; Carvalhêdo et al., 2025) e *hot spots* tectônicos, indicando intensa atividade geotérmica ligada ao magmatismo paleoproterozoico (2,3-2,0 Ga; Fuck et al., 2017) e retrabalhado na Orogênese Brasileira (750-600 Ma; Valeriano et al., 2008).

ii) O Bloco Cavalcante Natividade apresentou variação de fluxo térmico (~45-100 mW/m²; Perfil B-B') e rasa Superfície Curie (25 a 18 km) entre os domínios Cavalcante-Arraias e Almas-Conceição do Tocantins separados a partir da zona de cisalhamento Cruz das Almas. A caracterização geotérmica delimitou que o domínio Almas-Conceição do Tocantins apresenta fluxo térmico mais elevado que o domínio Cavalcante-Arraias, provavelmente influenciado pelo embasamento exposto nessa região. Isso foi corroborado pela diferença de densidade nesses domínios, identificada a partir do modelo de densidade (Seção D). O Domínio Cavalcante-Arraias é representado por uma feição circular (2,702-2,743 g/cm³) e o Domínio Almas-Conceição do Tocantins, uma feição trapezoidal (2,7646-3,4587 g/cm³, núcleo denso entre 22-50 km de profundidade), que reflete as variações dentro do próprio Bloco Cavalcante Natividade.

iii) Cráton do São Francisco: Assinaturas térmicas profundas (27-40 km, Seções A-E) e fluxo térmico baixo (<50 mW/m²) são típicas de regiões cratônicas estabilizadas desde o Ciclo Transamazônico (2,2-1,9 Ga; Teixeira et al., 2017), mas anomalias locais inéditas, localizadas na Bacia do São Francisco (>96,5 mW/m²) (Seção A) sugerem retrabalhamento pós-colisional (Subdomínio geotérmico de São Desidério).

iv) Sudoeste da Bacia do Parnaíba: Superfícies Curie rasas (10 km em Seção E) e picos de fluxo térmico (105-170 mW/m², perfil D-D') indicam fontes térmicas subsuperficiais, provavelmente associadas a zona de sutura com a placa Amazônica e em menor profundidade a intrusões cretáceas (Klein et al., 2013), contrastando com a assinatura geotermal geralmente “flat” do *sag* intracratônico.

Comparados a estudos prévios, os dados obtidos validam e ampliam o entendimento da estrutura crustal e da geodinâmica regional, destacando a influência de feições geotectônicas neoproterozoicas na evolução litosférica do centro da Província Tocantins, bem como suas relações com o Cráton do São Francisco e o extremo sudoeste da Bacia do Parnaíba. Este trabalho reforça o legado paleoproterozoico-neoproterozoico na formação do Gondwana Ocidental e abre perspectivas para explorar anomalias térmicas locais.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alexandrino C.H., Hamza V.M., 2008. Estimates of heat flow and heat production and a thermal model of the São Francisco Craton. *International Journal of Earth Sciences*. DOI:10.1007/s00531-007-0291-y.
- Alkmim F.F., Marshak S., 1989. Transamazonian Orogeny in the Southern São Francisco Craton Region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research* 90: 29–58.
- Alkmim, F.F., Brito Neves, B.B., Castro Alves, J.A., 1993. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco - Uma Revisão. In: Dominguez, J.M.L. & Misi, A. Eds O Cráton do São Francisco. Salvador, SBG/Núcleo BA/SE, SGM/BA. p. 45–62.
- Alkmim F.F., Martins-Neto M., 2001. Bacia intracratônica do São Francisco: Arcabouço estrutural e cenários evolutivos. In: Pinto CP, Martins-Neto M A (eds) Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais. SBG/MG, Belo Horizonte.
- Alkmim, F.F., Martins-Neto, M.A., 2005. Brazil. In: *Encyclopedia of Geology*, vol 1. Elsevier, Amsterdam, p. 306–327.
- Alkmim F.F., Martins-Neto M., 2012. Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco craton, eastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 33(1), 127–139.
- Almeida F.F.M. 1967. Origem e evolução da Plataforma Sul-Americana. *Boletim N.º 241*, Departamento Nacional de Produção Mineral-Divisão de Geologia e Mineralogia, Rio de Janeiro, 36 p.
- Almeida, F.F.M., 1969. Diferenciação Tectônica da Plataforma Brasileira, Congresso Brasileiro de Geologia, Sociedade Brasileira de Geologia, Salvador, Anais, p. 29–46.
- Almeida, F.F.M., 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7, 285–295.
- Almeida, F.F.M., 1981. O Cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. *Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais*. Salvador, 1981. SBG-Núcleo Bahia, Salvador, Anais, p. 1–10.
- Almeida, F. F. M., et al. 2000. Tectonic framework and evolution of the Neoproterozoic Paraguay Belt, Brazil. *Geologia USP Série Científica*, 8(2), 5-15.
- Almeida, T., 2009. Contribuição das imagens R99SAR e de dados geofísicos para o mapeamento geológico do rifte araí, nordeste de Goiás. Tese de doutorado n° 94, Universidade de Brasília.
- Almeida, J. A. C., Vasquez, M. L., & Santos, R. A., 2010. Evolução crustal da região de Carajás com base em geocronologia U-Pb e geoquímica isotópica Sm-Nd. *Revista Brasileira de Geociências*, 40(2), 232–249.
- Alvarenga, C. D., Moura, C. V., Gorayeb, P. S., & Abreu, F. D., 2000. Paraguay and Araguaia belts. *Tectonic Evolution of South America*, 31, 183-193.

- Alvarenga C.J.S., Botelho, N.F., Dardene, M.A., 2006. Programa Geologia do Brasil (PGB/LGB) -Cartas Geológicas. Relatório Final da Folha SD.23-V-C-VI Nova Roma, Estado de Goiás. Escala 1:100.000. Brasília: UnB/CPRM, 2006.
- Alvarenga, C.J.S., Botelho, N.F., Dardenne, M.A., Lima, O.N.B., Machado, M.A., 2007. Geologia das folhas Monte Alegre de Goiás (SD.23-V-C-III), Cavalcante (SD.23-V-C-V) e Nova Roma (SD.23-V-C-VI), Escala 1:100.000. CPRM-UnB. Sheet memoirs, pp. 67.
- Alves, V.A., 2020. Investigação geofísica na Porção Ocidental do Cráton do São Francisco, janelas erosivas Correntina-Coribe e São Domingos. Dissertação de mestrado. Universidade de Brasília, Brasília.
- Alvey, A., Gaina, C., Kuznir, N.J. & Torsvik, T.H., 2008. Integrated crustal thickness mapping and plate reconstructions for the high Arctic. *Earth and Planetary Science Letters*, 274, 310-321, doi:10.1016/j.epsl.2008.07.036.
- Artemieva, I. M., & Mooney, W. D., 2001. Thermal thickness and evolution of Precambrian lithosphere: A global study. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106(B8), 16387-16414.
- Artemieva, I.M., 2006. Global $1^\circ \times 1^\circ$ thermal model TC1 for the continental lithosphere: implications for lithosphere secular evolution. *Tectonophysics* 416 (1-4), 245-277.
- Artemieva, I.M., 2011. *The Lithosphere: An Interdisciplinary Approach*. Cambridge University Press <http://dx.doi.org/10.1017/CBO9780511975417>. (794 pp.).
- Artemieva, I. M., Thybo, H., Jakobsen, K., Sørensen, N. K., & Nielsen, L. S., 2017. Heat production in granitic rocks: Global analysis based on a new data compilation GRANITE2017. *Earth-Science Reviews*, 172, 1-26.
- Assumpção, M., D. James, A. Snoke, 2002. Crustal thicknesses in SE Brazilian shield by receiver function analysis: implications for isostatic compensation. *J. Geophys. Res.*, 107(B1), ESE2-1— ESE2-14, 2006.
- Assumpção, M., M. An, M. Bianchi, G. França, M. Rocha, J. R. Barbosa, and J. Berrocal., 2004. Seismic studies of the Brasília Fold Belt at the western border of the São Francisco Craton, central Brazil, using receiver function, surface wave dispersion, and teleseismic tomography, *Tectonophysics*, 388, 173- 185.
- Assumpção, M., Bianchi, M.B., Julià, J., Dias, F.L., França, G.S., Nascimento, R.M., Drouet, S., Pavão, C.G., Albuquerque, D.F., Lopes, A.V., 2013a. Crustal thickness map of Brazil: Data compilation and main features. *J. South Am. Earth Sci.* 43, 74-85.
- Assumpção, M., Feng, M., Tassara, A., Julià, J., 2013b. Models of crustal thickness for South America from seismic refraction, receiver functions and surface wave tomography. *Tectonophysics* 609, 82-96.
- Assumpção, M., Azevedo, P.A., Rocha, M.P. e Bianchi, M.B., 2017. Lithospheric Features of the São Francisco Craton, in *São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent*, pp. 15-25, Eds Heilbron, M., Cordani, U.G. & Alkmim, F.F., Springer International Publishing.
- Aydin, I., Oksum, E., 2010. Exponential approach to estimate the Curie-temperature depth. *J. Geophys. Eng.* 7, 113-125.
- Azevedo, P.A., Rocha, M.P., Soares, J.E.P. e Fuck, R.A., 2015. Thin lithosphere between the Amazonian and São Francisco cratons, in central Brazil, revealed by seismic P-wave tomography, *Geophys. J. Int.*, 201, 61-69.
- Azevedo, P.A., 2017. Estudo do manto superior sob o Brasil utilizando tomografia sísmica de tempo de percurso com ondas p. Tese de doutorado Nº 36, Universidade de Brasília.
- Aydin, A., 2014. Upgraded ISRM suggested method for determining sound velocity by ultrasonic pulse transmission technique. In *The ISRM Suggested Methods for Rock Characterization, Testing and Monitoring: 2007-2014* (pp. 95-99). Cham: Springer International Publishing.
- Bagherbandi M.; Bai Y.; Sjöberg L. E.; Tenzer R.; Abrehdary M.; Miranda S.; Sanchez J. M. A., 2017. Effect of the lithospheric thermal state on the Moho interface: A case study in South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 76, 198-207.
- Bai Y; Williams S.; Müller R.; Liu Z.; Hosseinpour M., 2014. Mapping crustal thickness using marine gravity data: methods and uncertainties. *Geophysics* 79, G27eG36.
- Balmino, G., Vales, N., Bonvalot, S., Briais, A., 2011. Spherical harmonic modelling to ultra-high degree of Bouguer and isostatic anomalies. *J. Geod.* 86, 499-520. doi:10.1007/s00190-011-0533-4.

- Baranov, A., Morelli, A., 2013. The Moho depth map of the Antarctica region. *Tectonophysics* 609, 299–313. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.12.023>
- Baranov, A., Tenzer, R., Bagherbandi, M., 2017. Combined Gravimetric – Seismic Crustal Model, *Surveys in Geophysics*. Springer Netherlands. <https://doi.org/10.1007/s10712-017-9423-5>
- Barbosa, A.L.M., 1966. Síntese da Evolução Geológica da América do Sul. *Boletim do Instituto de Geologia, Escola de Minas de Ouro Preto*, 1 (2), 91–111.
- Barbosa JSF, Sabaté P., 2004. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: geodynamic features. *Precam Res* 133: 1–27.
- Bhattacharyya, B.K., Leu, L.K., 1975. Analysis of magnetic anomalies over Yellowstone National Park: mapping of Curie point isothermal surface for geothermal reconnaissance. *Journal of Geophysical Research*, 80, 4461–4465
- Berrocal, J., Y. Marangoni, N. Côgo de Sá, R. A. Fuck, J. E. P. Soares, E. Dantas, F. Perosi, and C. Fernandes., 2004. Deep seismic refraction and gravity crustal model and tectonic deformation in Tocantins Province, Central Brazil. *Tectonophysics*, 388, 187– 199.
- Bilim, F., Akay, T., Aydemir, A., & Kosaroglu, S., 2016. Curie point depth, heat-flow and radiogenic heat production deduced from the spectral analysis of the aeromagnetic data for geothermal investigation on the Menderes Massif and the Aegean Region, western Turkey. *Geothermics*, 60, 44–57.
- Birch, F., 1954. Heat from radioactivity, in *Nuclear Geology*, edited by H. Faul, pp. 148–175, John Wiley, New York.
- Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H., 2003. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. CPRM, Brasília (674 pp. il. 1 DVD anexo).
- Blakely, R. J., 1988. Curie temperature isotherm analysis and tectonic implications of aeromagnetic data from Nevada, *J. Geophys. Res.*, 93, 11,817– 11,832.
- Blum, M. D. L. B., & Pires, A. C. B., 1996. Superfície Curie da região central de Goiás. *Brazilian Journal of Geology*, 26(3), 197–208.
- Blum M.L.B., 1999. Processamento e interpretação de dados de geofísica aérea no Brasil Central e sua aplicação à geologia regional e à prospecção mineral. Tese de Doutorado n.30 - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.
- Botelho, N.F., Alvarenga, C.J.S., Menezes, P.R., D’El-Rey-Silva, L.J.H., 1999. Suíte Aurumina: uma suíte de granitos Paleoproterozoicos, peraluminosos e sintectônicos na faixa Brasília. VII Simposio de Geologia do Centro-Oeste e X Simposio de Geologia de Minas Gerais, Brasília. Abstract volume, p. 17.
- Botelho, N.F., Fuck, R.A., Dantas, E.L., Laux, J.H., Junges, S.L., 2006. The Paleoproterozoic peraluminous Aurumina granite suite, Goiás and Tocantins, Brazil: geological, whole rock geochemistry and U-Pb and Sm-Nd isotopic constraints. In: Alkmim, F.F., Noce, C.M. (Eds.), *The Paleoproterozoic Record of the São Francisco Craton, Brazil*, p. 92. Field guide and abstracts. IGCP509: Paleoproterozoic Supercontinents & Global Evolution.
- Botelho N.F., 1984. O Granito Pedra Branca (Goiás) e as mineralizações de estanho associadas. Dissertação de mestrado - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1984.
- Botelho N.F., Rossi G., 1988, Depósito de Estanho de Pedra Branca, Nova Roma, Goiás. In: Schobbenhaus C., Coelho C.E. (eds.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, vol. III. DNPM-CVRD. p. 267–285.
- Botelho N.F., 1992. Les ensembles granitiques subalcalins a peralumineux mineralisés em Sn et In de la Sous-Province Paraná, état de Goiás, Bresil. PhD. Thesis. Université Pierre et Marie Curie (Paris VI). p.427.
- Botelho N.F., Moura M.A., 1998, Granite-ore deposit relationship in central Brazil. In: *J. South Am. Earth Sci.*, 11 (5): p. 427–438.
- Bonvalot, S., Balmino, G., Briais, A., Kuhn, M., Peyrefitte A., Vales, N., Biancale, R., Gabalda, G., Moreaux, G., Reinquin, F. Sarrailh, M. 2012 World Gravity Map, 1:50000000 map. Eds. BGI-CGMW-CNES-IRD. Paris, 2012. Web. http://bgi.obsmp.fr/activities/Projects/world_gravity_map_wgm.
- Bouligand, C., Glen, J. M., & Blakely, R. J., 2009. Mapping Curie temperature depth in the western United States with a fractal model for crustal magnetization. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B11).

- Bouman, J., Jörg Ebbing, Sief Meekes, Rader Abdul Fattah, Martin Fuchs, Sofie Gradmann, Roger Haagmans, Verena Lieb, Michael Schmidt, Denise Dettmering, Wolfgang Bosch, 2015. GOCE gravity gradient data for lithospheric modelling. *Int. J. Appl. Earth Obs.* 35, 16–30.
- Brady, R. J., Ducea, M. N., Kidder, S. B., and Saleeby, J. B., 2006, The distribution of radiogenic heat production as a function of depth in the Sierra Nevada Batholith, California: *Lithos*, 86, 229–244. doi:10.1016/j.lithos.2005.06.003
- Breiman, L., J. Friedman, R.A. Olshen, and C.J. Stone., 1984. Classification and regression trees (the Wadsworth statistics and probability series). Vol. 1. New York: Wadsworth International Group.
- Breiman, L., 2001. Random Forest. *Machine Learning* 45, no. 1: 5–32.
- Brito Neves B.B.de, Neto M.C.C., Fuck R.A. 1999. From Rodinia to Western Gondwana: An approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes*, 22:155-166.
- Campos J.E.G., Dardenne M.A., 1997a. Estratigrafia e sedimentação da Bacia Sanfranciscana: Uma revisão. *Revista Brasileira de Geociências* 27(3): 269–282.
- Campos J.E.G., Dardenne M.A., 1997b. Origem e evolução tectônica da Bacia Sanfranciscana. *Revista Brasileira de Geociências* 27(3): 283–294.
- Campos, J. E. G., Dardenne, M. A., Pedreira, A. J., & Freitas-Silva, F. H., 2013. Geologia do Grupo Paranoá na porção externa da Faixa Brasília. *Braz. J. Geol.*, São Paulo, 43(3): 461-476.
- Carminatti, M. G., Marangoni, Y. R., & Correia, C. T., 2003. Modelagem gravimétrica do complexo de Cana Brava e seqüência de Palmeirópolis, GO. *Revista Brasileira de Geociências*, 33(3), 245-254.
- Carslaw, H. S., and Jaeger, J. C., 1959, *Conduction of heat in solids*: Oxford University Press.
- Carvalhêdo, A.L.C., 2019. Metodologia de integração de dados magnetométricos e gamaespectrométricos (terrestres e aéreos) - Maciço Pedra Branca, Goiás. Dissertação de mestrado, Universidade de Brasília.
- Carvalhêdo, A. L. C, Chornobay, A., de Lima, D. P. D., Carmelo, A. C., 2020. Aplicação de dados gravimétricos de satélite (WGM2012) para a caracterização geofísica-geológica da porção oeste do cráton São Francisco e zona externa da faixa Brasília. *Brazilian Journal of Development*, 6(10), 81896-81907.
- Carvalhêdo, A.L.C., Carmelo, A. C; Botelho, N. F., 2020. Geophysical-geological model of the Pedra Branca massif in the Goiás Tin Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 101, p. 102593.
- Carvalhêdo, A. L., Carmelo, A. C., Lima, J. P. D., Botelho, N. F., & Chornobay, A., 2025. Investigation of radiogenic heat production in granites of the Goiás Tin Province, Central Brazil. *Geothermics*, 125, 103183.
- Castelo Branco, R. M. G., Coimbra, A. M., 1984. Contribuição ao conhecimento tecto-magmático da borda sul da Bacia do Parnaíba. XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia (v. 2, 84). Rio de Janeiro: SBG.
- Castro, D. L., Bezerra, F. H., Fuck, R. A., Vidotti, R. M., 2016. Geophysical evidence of pre-sag rifting and postrifting fault reactivation in the Parnaíba basin, Brazil. *Solid Earth*, 7(2), 529-548.
- Castro D.L., Fuck R.A., Phillips J.D., Vidotti R.M., Bezerra F.H.R., Dantas E.L., 2014. Crustal structure beneath the Paleozoic Parnaíba Basin revealed by airborne gravity and magnetic data, Brazil. *Tectonophysics*, 614: 128-145.
- Catuneanu O, Martins-Neto M.A., Eriksson P.G., 2005. Precambrian sequence stratigraphy. *Sedimentary Geology* 176: 67–95.
- Catuneanu O, Galloway W. E., Kendall CGStC, Miall A.D., Posamentier H.W., Strasser A., Tucker M.E., 2011. Sequence stratigraphy: Methodology and Nomenclature. *Newsletter on Stratigraphy (Special Issue)* 44(3): 173–245.
- Catuneanu O, Martins-Neto M.A., Eriksson P.G., 2012. Sequence stratigraphic framework and application to the Precambrian. *Marine and Petroleum Geology* 33: 26–33.
- Cermak, V., 1993. Lithospheric thermal regimes in Europe. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 79, 179-193.
- Cerný P., 1991. Fertile granites of Precambrian rare-element pegmatite fields: is geochemistry controlled by tectonic setting or source lithologies? *Precambrian Research*, 51: 429-468.

- Chapman, D. S., & Rybach, L., 1985. Heat flow anomalies and their interpretation. *Journal of geodynamics*, 4(1-4), 3-37.
- Chappell, A.R.; Kusznir, N.J., 2008. Three-dimensional gravity inversion for Moho depth at rifted continental margins incorporating a lithosphere thermal gravity anomaly correction. *Geophysical Journal International*, 174, 1–13.
- Chappell B.W., White A.J.R., 1974, Two constrating granite types. *Pacific Geology*, 8: 173-174.
- Chisenga, C., Jianguo Yan¹, Peng Yan., 2019. A Crustal Thickness Model of Antactica calculated in spherical approximation from satellite gravimetric data.
- Christiansen, R. O., Gianni, G. M., Ballivián Justiniano, C. A., García, H. P., & Wohnlich, S., 2022. The role of geotectonic setting on the heat flow distribution of southern South America. *Geophysical Journal International*, 230(3), 1911-1927.
- Chornobay. A. Modelo Geofísico-Geológico do Bloco Crustal Cavalcante-Natividade e Região Limítrofe: Porção Nordeste da Província Tocantins e Margem Ocidental do Cráton do São Francisco. Dissertação de mestrado. Universidade de Brasília.
- Coimbra, A. M., 1983. Estudo sedimentológico e geoquímico do permo-triássico da Bacia do Maranhão. Tese de Doutorado. São Paulo: Instituto de Geociências - USP.
- Conceição F. T., Bonotto D. M., 2003. Use of U-isotopes disequilibrium to evaluated the weathering rates and fertilizer-derived uranium at São Paulo State, Brazil. In: *Environmental Geology*. 44(4): p. 408-418.
- Connard, G., R. Couch, and M. Gemperle, 1983. Analysis of aeromagnetic measurements from the Cascade Range in central Oregon, *Geophysics*, 48, 376–390, doi:10.1190/1.1441476.
- Cordani, U.G., Melcher, G.C., Almeida, F.F.M., 1968. Outline of the Precambrian geochronology of South America. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 5, 629–632.
- Cordani, U.G. & Hassui, Y., 1975. Comentários sobre os dados geocronológicos da Folha Goiás. In: Shobbenhaus, C. *Carta Geológica Brasil Milionésimo – SD – 22*. Brasília: DNPM.
- Cordani, U. G., Brito Neves, B. B. D., Fuck, R., Porto, R., Thomaz Filho, A., & Cunha, F. M. B., 1984. Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. Resumos, breves comunicações, cursos, excursões e mesas-redondas, 183.
- Cordani, U. G., & Teixeira, W. 2007. Proterozoic accretionary belts in the Amazonian Craton. *Geological Society of America Special Papers*, 423, 297-320.
- Cordani U.G., Brito Neves B.B.de, Filho A.T. 2009. *Geociências da Petrobrás*, 17 (1):205-219.
- Costa, I.S.L., F.M. Tavares, and J.K.M. de Oliveira., 2019. Predictive lithological mapping through machine learning methods: A case study in the Cinzento Lineament, Carajás Province, Brazil. *Journal of Geological Survey of Brazil* 2, no. 1: 26–36.
- Cordeiro, P.F.O., Oliveira, C.G., 2017. The Goiás Massif: Implications for a pre-Columbia 2.2–2.0 Ga continent-wide amalgamation cycle in central Brazil. *Precambr. Res.* 298, 403–420.
- Cruz, S.C.P., Alkmim, F.F. 2006. The Tectonic interaction between the Paramirim Aulacogen and the Araçuaí Belt, São Francisco craton region, Eastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 1, 151–173.
- Cuadros, F.A., Botelho, N.F., Fuck, R.A., Dantas, E.L., 2017a. The Peraluminous Aurumina Granite Suite in Central Brazil: an Example of Mantle-Continental Crust Interaction in a Paleoproterozoic Cordilleran Hinterland Setting. *Precambrian Research*.
- Cuadros A, F, Botelho F, N, Fuck A, R, Dantas L, E, 2017b. The Ticunzal Formation in central Brazil: Record of Rhyacian sedimentation and metamorphism in the western border of the São Francisco craton. *J. S. Am. Earth Sci.* 79, 307–325.
- Dall’Agnol, R., Althoff, F. J., & Lafon, J. M., 2006. Granitoids and mineralization in the Carajás province, Amazonian Craton, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 78 4, 741-756.
- Dardenne, M. A. 2000. A evolução tectônica do Brasil no contexto do supercontinente Gondwana. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 8(1), 5-10.

- Dardenne M.A. 2000. The Brasília Fold Belt. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (eds.), *Tectonic Evolution of South America, Brazil 2000*, 31th Intern. Geological Congress, Rio de Janeiro, p.231-263.
- Dardenne e Botelho, 2014. Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras. *Metalogênese da Zona Externa da Faixa Brasília* p.431.
- de Sousa, I. M. C., Giustina, M. E. S. D., de Oliveira, C. G., 2016. Crustal evolution of the northern Brasília Belt basement, central Brazil: A Rhyacian orogeny coeval with a pre-Rodinia supercontinent assembly. *Precambrian Research*,
- Davies, J. H., Davies, D. R., 2010. Earth's surface heat flux. *Solid Earth*, 1(1), 5-24.
- Demsar J., Curk T., Erjavec A., Gorup C., Hocevar T., Milutinovic M., Mozina M., Polajnar M., Toplak M., Staric A., Stajdohar M., Umek L., Zagar L., Zbontar J., Zitnik M., Zupan B., 2013. Orange: data mining toolbox in Python. *Journal of Machine Learning Research*, 14, 2349-2353.
- Dentith, M., & Mudge, S. T., 2014. *Geophysics for the mineral exploration geoscientist*. Cambridge University Press.
- Dickson B.L., Scott K.M., 1997. Interpretation of aerial gamma-ray surveys – adding the geochemical factors. *Journal of Australian Geology & Geophysics* 17(2), p. 187-200.
- Drake, A. A., JR. 1980. The Serra de Caldas window, Goiás. In: *Tectonic studies in the Brazilian shield*. United States Geological Survey Professional Paper, 1191-A-B, 1–11.
- D’el Rey Silva L.J.H. & Senna Filho V., 1998. Ouro em sericita-quartzo hidrotermalitos controlados por cisalhamentos conjugados brasileiros, na região de Cavalcante (GO). *Brasil Central. Rev. Bras. Geoc.*, 28:405-408.
- Emerson, D.W., 1990. Notes on mass properties of rocks – density, porosity, permeability. *Exploration Geophysics*, 21, 209–216.
- Erbek, E., & Dolmaz, M. N., 2019. Investigation of the thermal structure and radiogenic heat production through aeromagnetic data for the southeastern Aegean Sea and western part of Turkey. *Geothermics*, 81, 113-122.
- Feininger, T., J. J. Dantas, and V. A. V. Girardi 1991, Gravity interpretation and possible regional significance of the Niquelândia layered basic-ultrabasic complex, Goiás, Brazil, *J. S. Am. Earth Sci.*, 4(4). 343– 350.
- Feio, G. R. L., Dall’Agnol, R., de Oliveira, D. C., & Santos, R. D., 2012. Mesoarchean and Neoarchean granitoids from the Canaã dos Carajás area: implications for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, 208, 117-144.
- Fernandes, E. P., M. L. B. Blum, R. K. Ribeiro 1991, The Goiás Seismic Zone—A new approach, paper presented at International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Salvador, Brazil.
- Fernandes., 2004. Deep seismic refraction and gravity crustal model and tectonic deformation in Tocantins Province, Central Brazil. *Tectonophysics*, 388, 187– 199.
- Ferreira, F. J., de Souza, J., de B. e S. Bongioio, A., & de Castro, L. G., 2013. Enhancement of the total horizontal gradient of magnetic anomalies using the tilt angle. *Geophysics*, 78(3), J33-J41.
- Fianco C.B., Vidotti R.M.; Pires A.C.B., Carmelo, A.C., 2012. Prospecting phosphorites using airborne geophysics in northeastern Goiás State–Brazil. *Revista Brasileira de Geofísica*, 30(4), 459-471
- Flechtner F.; Sneeuw N; Schuh W. D.; 2014. Observation of the System Earth from space - CHAMP, GRACE, GOCE and Future Missions. *GEOTECHNOLOGIEN Science Report No. 20*.
- Fonseca, A.C.L., Novo, T.A., Nachtergaele, S., Fonte-Boa, T.M., Van Ranst, G. and De Grave, J., 2021. Differential Phanerozoic evolution of cratonic and non-cratonic lithosphere from a thermochronological perspective: São Francisco Craton and marginal orogens (Brazil). *Gondwana Research*, 93, pp.106-126.
- Fragoso D.G.C., 2011. Geologia da região de Presidente Olegário e evolução tectono-sedimentar do Grupo Areado, Eocretácio da Bacia Sanfranciscana, Minas Gerais. Dissertação, Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG).
- Freitas, M.E., 2000. A evolução dos greisens e mineralização estanífera do morro da Laranjinha, Maciço granítico Mangabeira, GO. Tese de Doutorado, Universidade de Brasília.

- Fuck, R.A., Jardim de Sá, E.F., Pimentel, M.M., Dardenne, M.A., Pedrosa-Soares, A.C., 1993. As faixas de dobramentos marginais do Cráton do São Francisco: Síntese dos conhecimentos. In: Domingues e, J.M.L., Misi, A. (Eds.), O Cráton do São Francisco. SBG/SGM/CNPq, pp. 161–185.
- Fuck, R.A., Pimentel, M.M., D’El-Rey-Silva, L.J.H., 1994. Compartimentação tectônica na porção oriental da Província Tocantins. 38 Congresso Brasileiro de Geologia, Balneário Camboriú. SC. Abstract 1, 215–216.
- Fuck, R. A., et al. 2008. Tectonic evolution of the Brasília Belt, Central Brazil, and early assembly of Gondwana. *Gondwana Research*, 13(4), 527-539.
- Fuck, R.A., Dantas, E.L., Pimentel, M.M., Botelho, N.F., Armstrong, R., Laux, J.H., Junges, S.L., Soares, J.E., Praxedes, I.F., 2014. Paleoproterozoic crust-formation and reworking events in the Tocantins Province, central Brazil: A contribution for Atlantica supercontinent reconstruction. *Precambr. Res.* 244, 53–74.
- Fuck, R.A., Pimentel, M.M., Alvarenga, C.J.S., Dantas, E.L., 2017. The northern Brasília belt. In: Heilbron, M., Cordani, U.G., Alkmim, F.F. (Eds.), *São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent*. Springer International, pp. 205e220.
- Fuck R.A., Pimental M.M., Soares J.E.P., Dantas E.L. 2005. Compartimentação da Faixa Brasília. In: SBG, IX Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Atas, pp.26-27.
- Fuck R.A. 1994. A Faixa e a Compartimentação Tectônica na Província Tocantins. In: SBG Simpósio de Geologia do Centro-oeste, 4. Brasília. Anais, 1:184-187.
- Fullea, J., Fernandez, M., Afonso, J.C., Verges, J., Zeyen, H., 2010. The structure and evolution of the lithosphere-asthenosphere boundary beneath the Atlantic-Mediterranean Transition Region. *Lithos*, 120, 74-95.
- Gaag, G., 2012. Emprego de dados gravimétricos e de altimetria por satélite como subsídio à análise morfoestrutural na região da Bacia de Pelotas – Rio Grande do Sul. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências – Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Garland, G. D., 1971, Introduction to geophysics: mantle, core and crust: W. B. Sanders.
- Giese, P., J. Schutte, 1975. Preliminary report on the results of seismic measurements in the Brazilian coastal mountains. Unpublished Report, Free Univ. of Berlin, Berlin, Germany.
- Godoy C.L., Bittencourt L.V.A.; Santos C.J.L.; Ferreira F.J.F., 2011. Distribuição de k, eU e eTh e avaliação da dose anual de radiação na região do granito Serra do Carambé – PR. In: *Revista Brasileira de Geofísica* (2011) 29(2): p. 359-375.
- Gorayeb, P. S. S., et al. 2007. The Araguaia Belt and its mineral resources. *Journal of South American Earth Sciences*, 24(1), 37-49.
- Graça M. C.; Kuszniir N.; Stanton N. S. G., 2019. Crustal thickness mapping of the central South Atlantic and the geodynamic development of the Rio Grande Rise and Walvis Ridge. *Marine and Petroleum Geology*, 101, 230-242.
- Grainger, C. J., Groves, D. I., Fletcher, I. R., & Hall, G. C., 2008. Metallogenesis of the Carajás Mineral Province, Southern Amazon Craton, Brazil: U-Pb and Pb-Pb geochronological constraints. *Ore Geology Reviews*, 33(3-4), 181–211.
- Guimaraes, S. N. P., Hamza, V. M., da Silva, J. J., 2013. Airborne geophysical surveys in the north-central region of Goiás (Brazil): implications for radiometric characterization of tropical soils. *Journal of environmental radioactivity*, 116, 10-18
- Guimarães, D., 1951. Arqui-Brasil e sua Evolução Geológica. DNPM-DFPM, Boletim 88, 314p.
- Guimaraes, S. N. P., & Hamza, V. M., 2013. Thermomagnetic features of crust in southern parts of the structural provinces of Tocantins and São Francisco, Brazil. *International Scholarly Research Notices*, 2013(1), 382382.
- 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, 87-99.
- Guimarães, S. N. P., Prado, E. M. G., Vieira, F. P., Lacasse, C. M., Rocha, N. S., de Jesus, B. L., & de Souza Filho, O. A., 2022. Updated mapping of terrestrial heat flow in Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 113, 103627. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103627>

- Góes, A. M., 1995. Formação Poti (Carbonífero inferior) da Bacia do Parnaíba. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências - USP.
- Góes, A. M., & Coimbra, A. M., 1996. Bacias sedimentares da província sedimentar do meio-norte do Brasil. Boletim de Resumos Expandidos e Guia de Excursões, 186-187.
- Hamza VM, Silva Dias FJS, Gomes AJL, Terceros ZD., 2005. Numerical and functional representation of regional heat flow in South America. *Phys Earth Planet Interiors* 152, 223–256.
- Hamza V.M, Vieira F., Gomes J., Guimaraes S., Alexandrino C., Gomes A., 2020. Update of Brazilian Heat Flow Data, within the framework of a multiprong referencing system. *International Journal of Terrestrial Heat Flow and Applied Geothermics*, p. 45-72.
- Hasui, Y.; Abreu, F. A. M.; Villas, R. N. N., 1984. Província Parnaíba. In: ALMEIDA, F. F. M.; Hasui, Y. O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo: Edgard Blucher LTDA. 378 p.
- Hasui, Y. 2012. Capítulo 14a: Sistema Orogênico Tocantins. In: Hasui, Y.; Carneiro C. D. R.; Almeida F. F. M.; Bartorelli, A. (Orgs) *Geologia do Brasil - São Paulo: Beca*, 2012, 900p.
- Hasterok, D., Webb, J., 2017. On the radiogenic heat production of igneous rocks. *Geoscience Frontiers*, 8(5), 919-940.
- Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A.C., Campos Neto, M.D.C., Silva, L.D., Trouw, R.A.J. and Janasi, V.D.A., 2004. Província miquelense. *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, pp.203-235.
- Heilbron, M., Cordani, U.G. and Alkmim, F.F. eds., 2017. São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent. *Springer.*, p. 3-10.
- Hinze, W. J., 2013. *Gravity and Magnetic Exploration – Principles, Practices and Applications*. Cambridge University Press, New York.
- IAEA (International Atomic Energy Agency)., 2003. *Guidelines for Radioelement mapping Using Gamma-Ray Spectrometry Data*. Viena.
- Jacobs, J. A., Russell, R. D., and Tuzo Wilson, J., 1959, *Physics and geology*: McGraw Hill Book Company, Inc.
- Jaupart, C., 1986. On the average amount and vertical distribution of radioactivity in the continental crust. In: Burrus, J. (Ed.), *Thermal Modeling in Sedimentary Basins*. Editions Technip, Paris, pp. 33–47.
- Jaupart, C., Mareschal, J. C., & Schubert, G., 2007. Heat flow and thermal structure of the lithosphere. *Treatise on geophysics* ,6, 217-252.
- Jessop, A. M., 1990, *Thermal geophysics: developments in solid Earth geophysics*: Elsevier.
- Kappelmeyer, O., and Haenel, R., 1974, *Geothermics with special reference to application*: Bebrüder Borntraeger.
- Karner, G.D.; Egan, S.S; Weissel, J.K. 1992. Modeling the tectonic development of the Tucano and Sergipe-Alagoas rift basins, Brazil. *Tectonophysics*, 215: 133–160.
- Kearey P., Brooks M., Hill I., 2009. *Geofísica de Exploração - tradução: Maria Cristina Moreira Coelho*. São Paulo: Oficina de Textos, p.21.
- Klein, E. L., Angélica, R. S., Harris, C., Jourdan, F., Babinski, M., 2013. Mafic dykes intrusive into Pre-Cambrian rocks of the São Luís cratonic fragment and Gurupi Belt (Parnaíba Province), north–northeastern Brazil: Geochemistry, Sr–Nd–Pb–O isotopes, ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology, and relationships to CAMP magmatism. *Lithos*, 172-173, 222-242
- Koosah, M., Vidotti, R., Soares, J. E., & Fuck, R. A. 2007. Gravimetric and seismic data integration in a 2D forward gravimetric modeling for the crust and lid mantle beneath northern Brasília Belt. In 10th International Congress of the Brazilian Geophysical Society (pp. cp-172). European Association of Geoscientists & Engineers.
- Kuhn S., Cracknell M., M. Reading A., 2018. Lithological mapping using Random Forests applied to geophysical and remote sensing data: a demonstration study from the Eastern Goldfields of Australia. *Geophysics*, 83(4), 1-37.

- Leão-Santos, M. H., 2014. Interpretação, inversão 3D de dados magnéticos e modelagem 3D da susceptibilidade magnética medida, aplicadas à prospecção geofísica de depósitos de óxidos de ferro-cobre-ouro (IOCG) – Província Mineral de Carajás, Brasil. Tese de doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília.
- Lee, W.H.K., 1970. On the global variations of terrestrial heat-flow. *Phys. Earth planet. Inter.*, 2, 332–341.
- Lesquer, A., F. F. M. Almeida, A. Davino, J. C. Lachaud, and M. Maillard, 1981. Signification structurale des anomalies gravimetriques de la partiesud du Craton de Sao Francisco (Bresil), *Tectonophysics*, 76, 273–293.
- Li, Y. and Oldenburg, D. W., 1996. 3–D inversion of magnetic data. *Geophysics*, 61, 394–408
- Li, Y. and Oldenburg, D. W., 1999. 3D inversion of DC resistivity data using an L-curve criterion, 69th Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts.
- Li, Y. and Oldenburg, D. W., 2000. Incorporating geologic dip information into geophysical inversion. *Geophysics*, 65, 148–157.
- Li, Y. and Oldenburg, D. W., 2003. Fast inversion of large scale magnetic data using wavelet transforms and a primal logarithmic barrier method. *Geophysical Journal International*, 152, 251–265.
- Li, C. F., Lu, Y., & Wang, J., 2017. A global reference model of Curie-point depths based on EMAG2. *Scientific reports*, 7(1), 1-9.
- Lima D. P. D., 2018. Modelo Geofísico das Profundidades da Descontinuidade de Mohorovicic e do Limite Litosfera – Astenosfera para a Província Tocantins e região sudeste offshore: Avaliação da Correção da Anomalia Termogravimétrica. Exame de Qualificação de Doutorado. Universidade de Brasília. 113p.
- Lima, M. V. A., Stephenson, R. A., Soares, J. E. P., Fuck, R. A., de Araújo, V. C., Lima, F. T., & Rocha, F. A., 2019. Characterization of crustal structure by comparing reflectivity patterns of wide-angle and near vertical seismic data from the Parnaíba Basin, Brazil. *Geophysical Journal International*, 218(3), 1652-1664.
- Lima D. P. D., Carvalhêdo A. L. C., Carmelo, A. C., 2020. Use of Satellite Potential Field Data (WGM2012 and EMAG2) for Geotectonic Characterization of the São Francisco Craton and Neighboring Regions. *Brazilian Journal of Development*.
- Lima, D. P. D., 2021. Modelo Geofísico das profundidades da Descontinuidade de Mohorovicic e do limite litosfera-astenosfera para a Província Tocantins e região sudeste Offshore: Avaliação da Correção da Anomalia Termogravimétrica. Tese de Doutorado - Universidade de Brasília.
- Lima, D. P. D., Carmelo, A. C., Soares, J. E. P., de Lima, M. V. A. G., & Fuck, R. A., 2023. Gravity inversion for crustal thickness investigation of the continental and oceanic crusts of Brazil incorporating a lithosphere thermal gravity anomaly correction. *Tectonophysics*, 846, 229663.
- Lima, M. V. A. G., Gonçalves, I. G., Soares, J. E. P., & Stephenson, R. A., 2024. Moho depth model of South America from a machine learning approach. *Journal of South American Earth Sciences*, 147, 105115.
- Liu, X., Zhang, D., Yang, J., Xiao, C., & Zhang, T., 2023. High heat producing granites and prolonged extraction of tungsten and tin from melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 348, 340-354.
- Lucazeau, F., 2019. Analysis and Mapping of an Updated Terrestrial Heat Flow Data Set. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 20(8), 4001-4024.
- Lüning S., Kolonic S., 2003. Uranium spectral gamma-ray response as a proxy for organic richness in black shales: applicability and limitations. In: *Journal of Petroleum Geology*, 26(2): p. 153-174.
- Machadinho, A., Figueiredo, F., Pereira, A.J.S.C., 2014. Análise espectral de dados magnéticos e profundidade do ponto de Curie na região Centro de Portugal. *Comunicações Geológicas* 101, Especial I, 355-359.
- Macambira, M. J. B., Vasquez, M. L., & Souza, M. M., 2020. The Amazonian Craton and its tectonic domains: an overview. *Precambrian Research*, 338, 105564.
- Marangoni, Y. R., M. Assumpção, and E. P. Fernandes., 1995. Gravimetria em Goiás, Brasil, *Rev. Brasil. Geofís.*, 13(3), 205–219.
- Marinho, M. S., et al. 2012. Estudo da petrografia e geoquímica do Granito Plaquê, Província Carajás. *Anais do Congresso Brasileiro de Geologia*.
- Marini O.J., Botelho N.F., 1986. A província de granitos estaníferos de Goiás. In: *Revista Brasileira de Geociências*, 16: 119 – 131.

- Marini, O.J., Botelho, N.F., Rossi, P., 1992. Elementos terra raras em granitóides da província estanífera de Goiás. *Braz. J. Geol.* 22 (2), 61–72.
- Marques G.C. 2009. Geologia dos grupos Araí e Serra da Mesa e seu embasamento no sul do Tocantins. Dissertação de mestrado, Universidade de Brasília.
- Marshall, V., Van Zyl, J., Bryan, S. E., Uysal, T., & Gasparon, M., 2010. Comparative petrology & geochemistry of high heat-producing granites in Australia & Europe. In *Proceedings of the Australian Geothermal Conference* (pp. 41-47).
- Martins, M., 1999. Análise estratigráfica das sequências mesoproterozóicas (borda oeste) e neoproterozóicas (borda leste) do Cráton do São Francisco. Tese de Doutorado, Universidade de Brasília, Brasília.
- Martins-Ferreira, M.A.C., da Silva, H.C.D.M., Rodrigues, E.N., 2017. Idade Mínima de Deposição do Greenstone Belt de Almas Indicada por Xenólitos Máficos e Sedimentares no Batólito Ribeirão das Areias. XV Simpósio de Geologia do Centro- Oeste. Goiânia. Resumos Expandidos.
- Martins-Ferreira, M.A., Chemale, F., Dias, A.N.C., Campos, J.E.G., 2018. Proterozoic intracontinental basin succession in the western margin of the São Francisco Craton: constraints from detrital zircon geochronology. *J. S. Am. Earth Sci.* 81, 165–176.
- Mather, B., Delhaye, R., 2019. PyCurious: a Python module for computing the Curie depth from the magnetic anomaly. *J. Open-Source Softw.* 4 (39), 1544. <https://doi.org/10.21105/joss.01544>.
- Maus, S., D. Gordon, and D. Fairhead, 1997. Curie temperature depth estimation using a self-similar magnetization model, *Geophys. J. Int.*, 129, 163– 168, doi:10.1111/j.1365-246X.1997.tb00945.x.
- Maus, S., Barckhausen, U., Berkenbosch, H., Bournas, N., Brozena, J., Childers, V., Dostaler, F., & Caratori Tontini, F., 2009. EMAG2: A 2–arc min resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne, and marine magnetic measurements. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10(8).
- McDonough, W.F., Sun, S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120, 223–253.
- McKenzie, D., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary science letters*, 40(1), pp.25-32.
- Melo., 2006. Razão de Poisson da Crosta Superior da Região de Porangatu, Goiás, Província Tocantins: Um Estudo por Refração Sísmica. Dissertação de mestrado, Universidade de Brasília.
- Melo, G. H. C., Xavier, R. P., & Monteiro, L. V. S., 2019. Metallogenetic evolution of Carajás Mineral Province, Amazonian Craton, Brazil. *Ore Geology Reviews*, 107, 47–76
- Middleton M.F., 2013. Radiogenic heat generation in Darling Range, Western Australia. *Exploration Geophysics*, 44, 206-214.
- Milani E.J. and Davison I., 1988. Basement control, and transfer tectonics in the Recôncavo–Tucano–Jatobá rift, Northeast Brazil. *Tectonophysics*, 18:41–70.
- Milani, E.J. and Thomaz-Filho, 2000. Sedimentary Basins of South America. In: Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz Fo, A.; Campos, D.A. (eds.) *Tectonic Evolution of South América*. Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, p. 389–449.
- Milligan, P.R. e Gunn, P.J., 1997. Enhancement and presentation of airborne geophysical data. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, v. 17(2), p. 63-75.
- Minty, B.R.S., 1991. Simple Micro-Levelling for Aeromagnetic Data. *Expl. Geoph.* 22: 591-592.
- Minty B.R.S., 1997. Fundamentals of airborne gamma-ray spectrometry. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, 17, 39-50.
- Mocitaiba, L. S. R., de Castro, D. L., & de Oliveira, D. C., 2017. Cartografia geofísica regional do magmatismo mesozoico na Bacia do Parnaíba. *Geologia USP. Série Científica*, 17(2), 169-192.
- Molina E.C. e Ussami N., 1999. The geoid in southeastern Brazil and adjacent regions: new constraints on density distribution and thermal state of the lithosphere. *Journal of Geodynamics*, 28: 357–374.
- Moraes Rocha, L., Pires, A.C.B., Carmelo, A.C., Oksumc, E., 2015. Curie surface of the alkaline provinces of Goiás (GAP) and Alto Parnaíba (APAP), central Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 297, 28-38.

- Moreto, C. P. N., Xavier, R. P., & McNaughton, N. J., 2014. Geology and age of the Igarapé Bahia–Alemão iron oxide copper-gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil: Implications for ore genesis and metal sources. *Mineralium Deposita*, 49(2), 175–201.
- Moreto, C. P. N., Xavier, R. P., Monteiro, L. V. S., Hitzman, M. W., & Silveira, C. S., 2015a. The Sossego iron oxide–copper–gold deposit, Carajás Province, Brazil: Geology, alteration, and mineralization. *Ore Geology Reviews*, 67, 123–145.
- Moro, P. D. S., Vidott, R. M., & Dantas, E. L., 2018. Structural framework from gravity and magnetic data in the paleo/mesoproterozoic Arai rift-sag Basin, Central Brazil. *Geophysics*, 83(4), B195-B207.
- Nagata, T., 1961. *Rock Magnetism*. Maruzen Co. (350 p.)
- Okubo, Y., Graff, R.G., Hansen, R.O., Ogawa, K., Tsu, H., 1985. Curie point depths of the Island of Kyushu and surrounding areas. *Geophysics* 53, 481–494.
- Oldenburg, D. W. and Li, Y., 2005. Inversion for applied geophysics: A tutorial, *Investigations in geophysics*, 13, 89-150.
- Oliveira, J. R., et al. 2005. Granito Serra do Carajás: suas implicações na mineralização de ferro e cobre. *Journal of South American Earth Sciences*, 18(1), 51-64.
- Oliveira, L.G.S.D., Endo, I. and Blitzkow, D., 2008. Estimativa da espessura elástica efetiva da litosfera do sul do cráton são francisco usando dados da missão Grace. *Revista Brasileira de Geofísica*, 26(4), pp.555-568.
- Oliveira L.G.S.D., 2009. A Missão Grace e a Estrutura da Litosfera na Região do Cráton São Francisco. Tese de Doutorado, Departamento de Geologia da Escola de Minas. Universidade Federal de Ouro Preto.
- Paixão M.M., Vidotti R.M., Pires A.C.B., 2014. Uranium prospecting in northeastern Goiás state, Brazil: multiple regression applied to airborne geophysical data. In: *Revista Brasileira de Geofísica (Impresso)*, v. 32, p. 311-321.
- Pascholati, E. M., Amaral, G., Vlach, S. R. F., & Fujimori, K., 1990. Suíte Intrusiva de Itu: aspectos geológicos e geofísicos. *Anais*, 4, 1936-1941.
- Paz J.D.S. & Rossetti D.F., 2001. Reconstrução paleoambiental da Formação Codó (Aptiano), borda leste da Bacia do Grajaú, MA. In: Rossetti D.F., Góes A.M., Truckenbrodt W. (eds), *O Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú*. Belém, Museu Paraense Emílio Goeldi, Coleção Friedrich Katzer, p. 77-100.
- Peixoto, C. L. O., Rocha, F. A. S., Soares, J. E. P., & Fuck, R. A., 2012. Espessura crustal da transição dos domínios Província Tocantins-Bacia do Parnaíba: uma aproximação por função do receptor. In *V Simpósio Brasileiro de Geofísica* (pp. cp-341). European Association of Geoscientists & Engineers.
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology* 20, 375e379.
- Pimentel, M. M., et al. 2004. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Precambrian Research*, 130(1), 1-17.
- Pimentel, M.M., Jost, H., Fuck, R.A., 2004. O embasamento da Faixa Brasília e o Arco Magmatico de Goias. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito-Neves, B.B. (Eds.), *Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flavio Marques de Almeida*. Ed. Beca, pp. 355e368.
- Pimentel, M.M., Heaman, L., Fuck, R.A., Marini, O.J. 1991a. U-Pb zircon geochronology of Precambrian tin bearing continental-type acid magmatism in central Brazil. *Precambrian Research*, 52: 321-335.
- Pinto L. G. R., 2003. Aquisição e Interpretação de dados Gravimétricos do Sudeste do Cráton São Francisco. Trabalho de graduação, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Pinto L. G. R., 2009. Interpretação de dados magnéticos e eletromagnéticos do sul do Cráton São Francisco: Novos modelos crustais e litosféricos. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Pires A.C.B., 1995. Identificação geofísica de áreas de alteração hidrotermal, Crixás-Guarinos, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 21, n. 1, p. 61–68.
- Pires A.C.B, Carmelo A.C., Martins-Ferreira M.A.C., 2018. Statistical enhancement of airborne gamma-ray uranium anomalies: Minimizing the lithological background contribution in mineral exploration. *Journal of Geochemical Exploration*. doi.org/10.1016/j.gexplo.2018.12.014.
- Pollack, H.N., Hurter, S.J. and Johnson, J.R., 1993. Heat flow from the Earth's interior: Analysis of the global data set, *Reviews of Geophysics*, 31, 3, 267 – 280.

- Praxedes, I. F., 2015. Lineamento transbrasiliiano, contribuição aerogeofísica, tectônica e geocronológica no setor nordeste da faixa Brasília. Tese de Mestrado, Universidade de Brasília, Brasil.
- Ramos N.L., Pires, A.C.B., Toledo, C.L.B., 2014. Airborne gamma-ray spectrometric and magnetic signatures of Fazenda nova region, east portion of Arenópolis Magmatic Arc, Goiás. In: *Revista Brasileira de Geofísica* 32 (1): p. 123-140.
- Reeves, 2005. Aeromagnetic Survey. Geosoft.
- Reis H.L.S., 2011. Estratigrafia e tectônica da Bacia do São Francisco na zona de emanções de gás natural do baixo Rio Indaiá (MG). Dissertação, Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP).
- Reyes, L. M. G., 2009. Distribuição vertical da taxa volumétrica de produção de calor radiogênico no cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geofísica*, 27, 139-139.
- Reynolds J.M., 1998. *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. John Wiley & Sons, Inc. 605 Third Avenue. New York, NY, USA.
- Rivadeneira-Vera, C., Bianchi, M., Assumpção, M., Cedraz, V., Julià, J., Rodríguez, M., 2019. An updated crustal thickness map of central South America based on receiver function measurements in the region of the Chaco Pantanal and Paraná Basins southwestern Brazil. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 124 (8), 8491–8505.
- Rocha, M.P., Schimmel, M., and Assumpção, M., 2011. Upper-mantle seismic structure beneath SE and Central Brazil from P- and S-wave regional traveltimes tomography. *Geophysical Journal International*, 184, 268–286, doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04831.x.
- Rocha, M.P., Azevedo, P.A., Assumpção, M., Pedrosa-Soares, A.C., Fuck, R., Von Huelsen, M.G., 2019. Delineating the Neoproterozoic São Francisco Paleocontinental Block with P-wave traveltimes tomography. *Geophys. J. Int.* 219, 633–644.
- Rosa JWC, Rosa JWC, Fuck RA., 2012. Crust and upper mantle structure in central Brazil derived by receiver functions and SKS splitting analysis. *Journal of South American Earth Sciences*, p. 33-46.
- Ross, H. E., R. J. Blakely, and M. D. Zoback, 2006. Testing the use of aeromagnetic data for the determination of Curie depth in California, *Geophysics*, 71, L51, doi:10.1190/1.2335572.
- RS-125/230, 2011. Super Spectrometer System. User Manual version 3.0. Canadá.
- Rudnick, R. L., McDonough, W. F., O'Connell, R. J., 1998. Thermal structure, thickness and composition of continental lithosphere. *Chemical Geology*, 145(3-4), 395-411.
- Rybach, L., 1986. Amount and significance of radioactive heat sources in sediments. Em: *Thermal Modeling in Sedimentary Basins*. Editor: J. Burrus, TECHNIP. Paris, 311-322.
- Saboia, A.M., 2009. O vulcanismo em Monte do Carmo e Litoestratigrafia do Grupo Natividade, estado de Tocantins. Unpublished Msc. Dissertation. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, p.96. (in portuguese).
- Saboia, A. M., de Oliveira, C. G., Dantas, E. L., Cordeiro, P., Scandolara, J. E., Rodrigues, J. B., & de Sousa, I. M. C., 2020 a. The Siderian crust (2.47–2.3 Ga) of the Goiás Massif and its role as a building block of the São Francisco paleocontinent. *Precambrian Research*, 350, 105901. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105901>
- Saboia, A. M., de Oliveira, C. G., Dantas, E. L., Scandolara, J. E., Cordeiro, P., Rodrigues, J. B., & de Sousa, I. M. C., 2020 b. The 2.26 to 2.18 Ga arc-related magmatism of the Almas-Conceição do Tocantins domain: an early stage of the São Francisco paleocontinent assembly in Central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 104, 102757.
- Saboia, A. M., Fuck, R. A., Dantas, E. L., de Oliveira, C. G., Corrêa, R. T., Rodrigues, J. B., ... & Uchigasaki, K., 2025. Paleoproterozoic (2.26–2.0 Ga) arc magmatism and geotectonic evolution of the Cavalcante-Natividade Block, Central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 154, 105350.
- Salem, A., Williams, S., Fairhead, J., Ravat, D., and Smith, R., 2007. Tilt-depth method: A simple depth estimation method using first-order magnetic derivatives. *The Leading Edge*, 26, 1502–1505.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., Groves, D.I., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., 2000. New understanding of the Provinces of Amazon Craton based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, 3(4): 453-488.

- Santos, J.O.S., 2003. Geotectonics of the Guyana and Central Brazil Schields. In: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H. (eds.), *Geology, Tectonics and Mineral Resources of Brazil*, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Brasília, ISBN 85-230-0790-3, p. 169-226.
- Santos, E. J., & Armstrong, R. 2012. Geology and age of mineral deposits in the Araguaia Belt. *Ore Geology Reviews*, 46, 65-78.
- Santos, P. A. D., Feio, G. R. L., Dall'Agnol, R., Costi, H. T., Lamarão, C. N., & Galarza Toro, M. A., 2013. Petrography, magnetic susceptibility and geochemistry of the Rio Branco Granite, Carajás Province, southeast of Pará, Brazil.
- Santos, P. A. D., 2013. Geologia, petrografia e geoquímica da associação tonalitotondhjemito-granodiorito (TTG) do extremo leste do subdomínio de transição, Província Carajás.
- Santos, R. D., de Castro, D. L., Bezerra, F. H., de Lima, T. P. C., Vidotti, R. M., Fuck, R. A., & Dantas, E. L., 2013. Influência do Lineamento Transbrasiliano na formação do arcabouço estrutural da Bacia Parnaíba. In 13th International Congress of the Brazilian Geophysical Society & EXPOGEF, Rio de Janeiro, Brazil, 26–29 August 2013 (pp. 361-366). Society of Exploration Geophysicists and Brazilian Geophysical Society.
- Sapucaia, N. S., Argollo, R. M. D., & Barbosa, J. S. F., 2005. Teores de potássio, urânio, tório e taxa de produção de calor radiogênico no embasamento adjacente às bacias sedimentares de Camamu e Almada, Bahia, Brasil. *Revista Brasileira de Geofísica*, 23, 453-475.
- Saunders, D. F.; Terry, S. A.; Thompson, C. K., 1987. Test of national uranium resource evaluation gamma-ray spectral data in petroleum reconnaissance. *Geophysics*, v. 52, n. 11, p. 1547–1556. Society of Exploration Geophysicists.
- Sgarbi G.N.C., Sgarbi P.B. de A., Campos J.E.G., Dardenne M.A., Penha U.C., 2001. Bacia Sanfranciscana: O registro Fanerozóico da Bacia do São Francisco. In: Pinto CP, Martins-Neto MA (eds) *Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais*. Sociedade Brasileira de Geologia (SBG) – Núcleo MG, Belo Horizonte.
- Sgarbi G.N.C., 2011^a. Sedimentação do Cretáceo Inferior na Bacia Sanfranciscana: O Grupo Areado. In: Pedrosa-Soares AC, Noce CM, Voll E, Kuchenbecker M, Reis HLS, Fragoso, DGC (eds) *Projeto Alto Paranaíba*. CODEMIG-UFMG, Belo Horizonte.
- Sgarbi P.B.A., 2011^b. Magmatismo do Cretáceo na Região Sudoeste da Bacia Sanfranciscana: O Grupo Mata da Corda. In: Pedrosa-Soares AC, Noce CM, Voll E, Kuchenbecker M, Reis HLS, Fragoso, DGC (eds) *Projeto Alto Paranaíba*. CODEMIG-UFMG, Belo Horizonte.
- Schön, J.H., 1996. *Physical Properties of Rocks, Volume 18, Fundamentals and Principles of Petrophysics*. (Handbook of Geophysical Exploration, Seismic Exploration). Pergamon.
- Schön, J. H., 2011. *Physical properties of rocks. A Workbook*. Handbook of petroleum exploration and production, 8.
- Serafim, I. C. C. D. O., 2017. Caracterização magnética e gamaespectrométrica de zonas de alteração hidrotermal associadas à prospecção aurífera, Nova Roma e Monte Alegre de Goiás. Dissertação de mestrado. Universidade de Brasília.
- Serviço Geológico do Brasil SGB/CPRM, 2004. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: Tapajós.
- Silva, L. J. H. D., & Senna Filho, V., 1998. Ouro em sericita-quartzo hidrotermalitos controlados por cisalhamentos conjugados brasileiros, na região de Cavalcante (GO), Brasil central. *Revista Brasileira de Geociências*.
- Soares J.P., 2005. Estudos de refração sísmica profunda, função do receptor e gravimetria na Província Tocantins, Brasil central. Tese de doutorado, Universidade de Brasília, 128 pp.
- Soares J.P., Berrocal J., Fuck R.A., Mooney W., Ventura D.B.R., 2006. Seismic characteristics of central Brazil crust and upper mantle: a deep seismic refraction study. *Journal of Geophysical Research*, 111, B12302.
- Souza, L. M., et al. 2004. Geologia e petrologia do Granito Redenção. *Geociências*, 24(1), 101-118.
- Spector, A., Grant, F.S., 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 35, 293–302.
- Springer, M., 1999. Interpretation of heat-flow density in the Central Andes. *Tectonophysics* 306, 377–395.

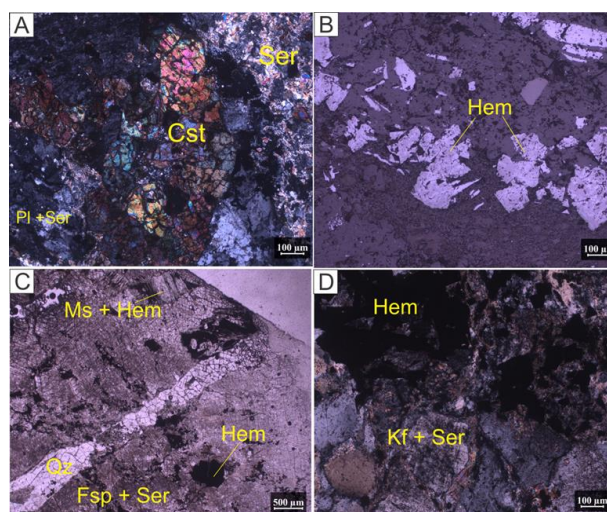
- Strieder, A. J. e Nilson, A. A. 1992. Melange ofiolítica nos metassedimentos Araxá de Abadiânia (GO) e implicações tectônicas regionais. *Revista Brasileira de Geociências*, 22, 204–215.
- Tanaka, A., Y. Okubo, and O. Matsubayashi, 1999. Curie point depth based on spectrum analysis of the magnetic anomaly data in East and Southeast Asia, *Tectonophysics*, 306, 461 – 470, doi:10.1016/S0040
- Tassinari, C.C.G., & Macambira, M.J.B., 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22(3): 174-182.
- Tassinari, C. C. G., & Macambira, M. J. B., 2004. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Precambrian Research*, 131(1-2), 55-83.
- Tavares, R. F., et al. 2010. Caracterização petrográfica e geoquímica dos granitos Banach e Musa. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(1), 45-56.
- Teixeira, W., Sabaté, P., Barbosa, J., Noce, C.M., Carneiro, M.A., 2000. Archean and Paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco craton, Brazil. In: Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz Filho, A.; Campos, D.A. (eds.) *Tectonic Evolution of South América*. Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, 101–137.
- Teixeira, W., Ávila, C.A., Dussin, I.A., Neto, A.C., Bongioio, E.M., Santos, J.O., Barbosa, N.S., 2015. A juvenile accretion episode (2.35–2.32 Ga) in the Mineiro belt and its role to the Minas accretionary orogeny: Zircon U–Pb–Hf and geochemical evidences. *Precambrian Research*, 256, 148–169.
- Telford, W. M; Geldart, L. P; Sheriff, R. E., 1990. *Applied Geophysics*. 2nd Edition. Cambridge University Press.
- Trindade, C. R., Soares, J. E. P., Fuck, R. A., Carmelo, A. C., Peixoto, C. L. O., 2014. Estrutura crustal do Brasil central. *Comunicações Geológicas*, v. 101, p. 339-343.
- Trindade C.R., 2014. *Espessura Crustal e Razão de Poisson do Brasil Central: uma Aproximação por Função do Receptor*. Dissertação de mestrado. Universidade de Brasília.
- Tunini, L., Jimenez-Munt, I., Fernandez, M., Verges, Villasenor, A. Melchiorre, M., Afonso, J.C., 2015. Geophysical-petrological model of the crust and upper mantle in the India-Eurasia collision zone. *Tectonics*, 35, 1642-1669, doi:10.1002/2016TC004161.
- Urquhart, T., 1988. Decorrelation of enhanced magnetic field maps. In 58th Annual International Meeting Expanded Abstracts. Society of Exploration Geophysicists, pp. 371–372.
- Valeriano, C.M., Pimentel, M.M., Heilbron, M., Almeida, J.C.H. & Trouw, R.A.J. 2008. Tectonic evolution of the Brasília Belt, Central Brazil, and early assembly of Gondwana.
- Valeriano C.M., Dardenne M.A., Fonseca M.A., Simões L.S.A., Seer H.J. 2004. A Evolução Tectônica da Faixa Brasília. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B. Brito Neves (eds.), *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio de Almeida*, Beca Edta, São Paulo, p.575-593.
- Vasconcellos R.M., Metelo J.M., Mota C.A., Gomes D.R., 1994. *Geofísica em Levantamentos Geológicos no Brasil*. Rio de Janeiro, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, p. 165.
- Vasquez, M. L., Santos, J. O. S., & Souza, M. M., 2008. Tectonic evolution of the Amazonian Craton. *Precambrian Research*, 163 1-2, 50-75.
- Ventura, D. B. R., Soares, J. E. P., Fuck, R. A., Caridade, L. D. C. C., 2011. Caracterização sísmica e gravimétrica da litosfera sob a linha de refração sísmica profunda de Porangatu, Província Tocantins, Brasil Central. *Brazilian Journal of Geology*, 41, 130-140.
- Vieira, R. S., et al. 2008. Análise estrutural e hidrotermalismo no Granito Borrachudo e implicações para mineralização. *Revista Brasileira de Geociências*, 33(2), 137-148.
- Vilà, M., Fernández, M., & Jiménez-Munt, I., 2010. Radiogenic heat production variability of some common lithological groups and its significance to lithospheric thermal modeling. *Tectonophysics*, 490(3-4), 152-164.
- Vilalva, F.C.J., Vlach, S.R.F., 2014. Geology, petrography and geochemistry of the A-type granites from the Morro Redondo Complex (PR-SC), southern Brazil, Graciosa Province. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 86 (1).

- Vitarello I.; Hamza V.M.; Pollack H.N., 1980. Terrestrial heat flow in the Brazilian highlands. *Journal of Geophysical Research*, 85(b7): 3778-3788.
- Vlach, S. R. F., 1998. Teores de U, Th e K dos granitóides de Morungaba, SP, e implicações para a produção de calor radiogênio e para a radiação natural. *Anais*, 395.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W., 1984. A-type granite: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.* 95: 407-419.
- Wohlenberg, J., 1982. Density. In Angenheister, G. (Ed.), *Physical Properties of Rocks*, Landolt-Börnstein: Numerical Data and Functional Relationships in Science and Technology, Group V: Geophysics and Space Research, Volume 1a, 66–183.
- Wilford, J. R., Bierwirth P.E., Craig M.A., 1997. Application of airborne gamma-ray spectrometry in soil/regolith mapping and applied geomorphology. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, 17(2), 201-216.
- Wilford, J., 2002. Airborne gamma-ray spectrometry. In: Papp (Ed.), *Geophysical and Remote Sensing Methods for Regolith Exploration*. CRCLEME Open File Report 144, pp. 46–52.
- Xavier, R. P., Monteiro, L. V. S., & Moreto, C. P. N., 2012. Tectonic setting and metallogenesis of the Carajás Mineral Province. *Geological Society, London, Special Publications*, 350(1), 59–71.

APÊNDICE 1

Lâmina: **ACH-3a**

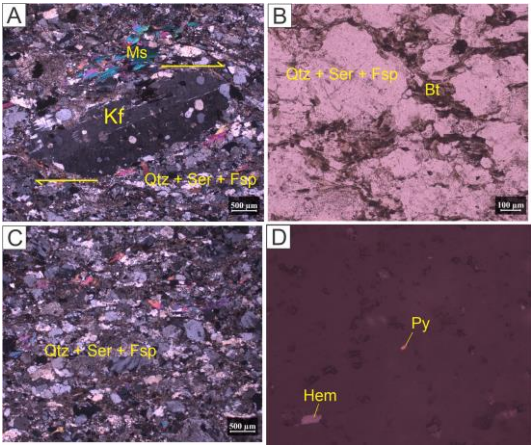
Classificação		Hidrotermalito granítico intemperizado.				
Textura						
Textura obliterada pelo processo hidrotermal.						
Feições Macroscópicas - Dados químicos - Demais observações						
(Informações de campo)						
Feições Microscópicas						
Essential components						
Mineral	%	Forma	Dimensão	Alteração	Intensidad	Feições/Ocorrência
K-feldspato	20	Subédrica	Até 1.2 cm	Sericita	Intensa	Fenocristais intensamente alterados.
Quartzo	20	Anédrica	Até 0.6 mm	-	-	Ocorrem em veios e junto a matriz hidrotermal.
Hematita	18	Subédrica	Até 0.8 mm	-	-	Ocorre junto a matriz hidrotermal.
Ilmenita	2	Euédrica	Até 0.3 mm	-	-	Ocorre junto a hematita, com hábito tabular.
Muscovita	10	Euédrica	Até 0.4 mm	-	-	
Plagioclásio	7	Subédrica	Até 0.4 mm	Sericita	Intensa	Ocorre em cristais menores, muito alterados.
Informações suplementares						
É uma rocha de origem hidrotermal, possivelmente um granito hidrotermalizado. Os cristais estão imersos em uma matriz sericitica, formada a partir da alteração de feldspatos. Hematita pode ser resultado da limonitização de piritas.						
Componentes acessórios						
Mineral	%	Forma	Dimensões	Feições/Ocorrência		
Fenakita(?)	<1					
Informações suplementares - Acessórios						
Ocorre um mineral de alta cor de interferência e baixo relevo, lembrando fenakita (confirmar com análise).						
Minerais de alteração						
Mineral	%	Forma	Dimensões	Feições/Ocorrência		
Sericita	20	Anédrico	Muito fina	Ocorre como matriz hidrotermal, e também como alteração dos K-feldspatos		
Cassiterita	3	Subédrico	Até 0.3mm	Ocorre em aglomerados.		
Informações suplementares - Minerais de alteração						
Cassiterita apresenta coloração castanha a incolor.						
Fotos						



A: Fotomicrografia em luz transmitida com polarizadores descruzados, representando o cassiterita na forma de aglomerados. B: Fotomicrografia em luz refletida com polarizadores descruzados, representando o domínio rico em hematita e ilmenita. C: Fotomicrografia em luz transmitida com polarizadores descruzados, a matriz hidrotermal rica em sericita, com um veio de quartzo e muscovita com hematita entre suas lamelas D: Fotomicrografia em luz transmitida com polarizadores cruzados, com feldspato potássico sericitizado e hematita.

Lâmina: **ACH-5**

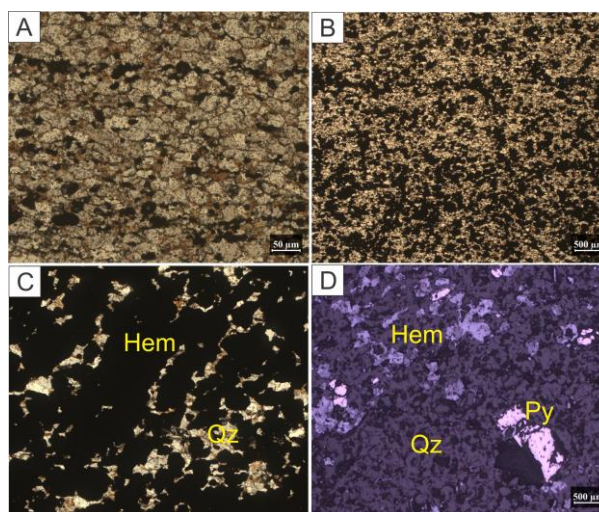
Classificação	Granito milonitizado (Milonito granítico)					
Textura	Texturas ígneas obliteradas. Foliação definida por quartzo, muscovita e biotita. Apresenta fenocristais de K-F com indicadores					
Feições Macroscópicas - Dados químicos - Demais observações						
(Informações de campo)						
Feições Microscópicas						
Essential components						
Mineral	%	Forma	Dimensão	Alteração	Intensidad	Feições/Ocorrência
Muscovita	30	Euédrica	Até 0.8 mm	Ausente	-	Ocorre em lamelas grandes, define a foliação.
Quartzo	30	Anédrica	Até 0.6 mm	Ausente	-	Ocorre polygonizado, define a foliação.
K-feldspato	20	Euédrica	Até 1.5 cm	Sericita	Baixa	Ocorre em fenocristais fracamente alterados.
Plagioclásio	10	Subédrica	Até 0.6 mm	Sericita	Intensa	Ocorre intensamente sericitizado.
Biotita	5	Euédrica	Até 0.2 mm	Ausente	-	Define a foliação, ocorre de forma mais restrita.
Informações suplementares						
Muscovita, quartzo e biotita definem a foliação milonítica. K-feldspato e plagioclásio ocorrem na forma de fenocristais que apresentam indicadores cinemáticos dextrais. Além disso, há ocorrência de ortoclásio invertido, onde um ortoclásio de origem magmática é reequilibrado para microclínio, preservando a geminação carlsbad e formando geminação em "tartan". Plagioclásio ocorre intensamente alterado para sericita e muscovita. Muscovita ocorre bem formada, porém também há sericita que ocorre associada principalmente ao plagioclásio.						
Componentes acessórios						
Mineral	%	Forma	Dimensões	Feições/Ocorrência		
Informações suplementares - Acessórios						
Minerais de alteração						
Mineral	%	Forma	Dimensões	Feições/Ocorrência		
Sericita	5	anédrico	muito fina	Ocorre associada principalmente ao plagioclásio.		
Informações suplementares - Minerais de alteração						
Minerais opacos						
Mineral	%	Forma	Dimensões	Feições/Ocorrência		
Pirita	<1	Euédrica	Muito fina			
Hematita	<1	Euédrica	Muito fina			
Informações suplementares - Minerais opacos						
Ocorrem de forma muito restrita. Hematita possivelmente é alteração de magnetita, devido a seu hábito.						
Fotos						



A: Fotomicrografia em luz transmitida com polarizadores cruzados, representam um fenocristal de K-feldspato, um ortoclásio invertido, com sombra de pressão indicando uma cinemática dextral, imerso em uma matriz de quartzo, sericita e feldspatos. B: Fotomicrografia em luz transmitida com polarizadores descruzados, representando aglomerados de biotita. C: Fotomicrografia em luz transmitida com polarizadores descruzados, representando a foliação da amostra, definida principalmente por quartzo e sericita. D: Fotomicrografia em luz refletida com polarizadores descruzados, representando pirita e hematita euédricas.

Lâmina: ACH-19B

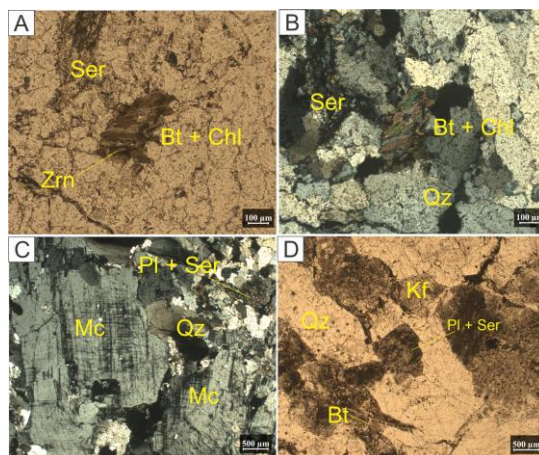
Classificação	Formação Ferrífera Bandada					
Textura	Bandada, ou laminada.					
Feições Macroscópicas - Dados químicos - Demais observações						
Apresenta bandamentos de quartzo e óxido e hidróxidos de Fe, variando as proporções entre esses minerais.						
Feições Microscópicas						
Essential components						
Mineral	%	Forma	Dimensão	Alteração	Intensidad	Feições/Ocorrência
Quartzo	55	Anédrica	Até 0.2mm	-	-	Poligonizado e recristalizado.
Hematita	35	Anédrica	0.1 a 0.9mm	Hidróxidos	Moderada	Resultado de oxidação da magnetita.
Magnetita	5	Anédrica	-	Hematita	Intensa	Ocorre pouco preservada
Informações suplementares						
3 tipos de bandamentos foram descritos, com variações da relação opacos/quartzo. 1º Bandamento: 15% de opacos para 85% de quartzo. 2º Bandamento: 40% de opacos para 60% de quartzo. 3º Bandamento: 65% opacos para 35% quartzo.						
Componentes acessórios						
Mineral	%	Forma	Dimensões	Feições/Ocorrência		
Pirita	<1	Subédrica	até 0.4mm	Ocorre de forma restrita.		
Informações suplementares - Acessórios						
Só ocorrem 2 grãos de pirita, na interface dos bandamentos 1 e 2.						
Minerais de alteração						
Mineral	%	Forma	Dimensões	Feições/Ocorrência		
Hidróxidos de Fe	5	anédrico	muito fina	Ocorre associado a hematita, como alteração.		
Informações suplementares - Minerais de alteração						
Fotos						



A: Fotomicrografia em luz transmitida com polarizadores descruzados, representando o 1º Bandamento, onde há menor ocorrência de opacos. B: Fotomicrografia em luz transmitida com polarizadores descruzados, representando o 2º Bandamento, onde há ocorrência de opacos intermediária. C: Fotomicrografia em luz transmitida com polarizadores descruzados, representando o 3º Bandamento, onde há maior ocorrência de opacos. D: Fotomicrografia em luz refletida com polarizadores descruzados, onde ocorre pirita na interface entre os bandamentos 1 e 2.

Lâmina: ACH-21

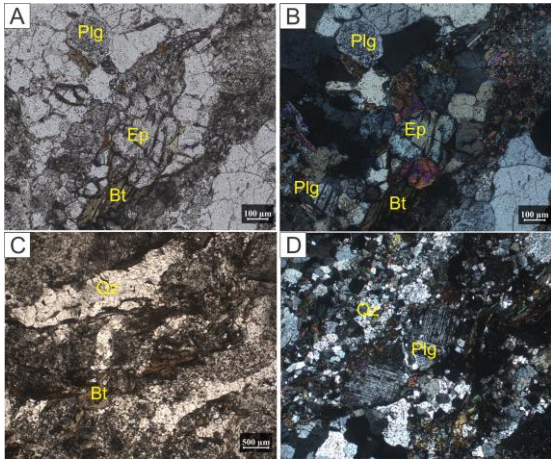
Classificação	Biotita-monzogranito fracamente milonitizado (Proto-milonito).					
Textura	Predominam minerais malformados. Inequigranular, com feldspatos porfíricos e granulação média a grossa (1 mm a 3 cm).					
Feições Macroscópicas - Dados químicos - Demais observações						
Granito (completar com dados de campo).						
Feições Microscópicas						
Essential components						
Mineral	%	Forma	Dimensão	Alteração	Intensidad	Feições/Ocorrência
K-Feldspato	40	Euédrico	0.2 mm a 2 cr	Sericita	Fraca	Ocorre como cristais porfíricos, pouco alterados
Quartzo	25	Anédrico	Até 0.6 mm	Sericita		Ocorre polygonizado.
Plagioclásio	13	Euédrico	Até 0.8 mm	Sericita	Intensa	Sericita forma pseudomorfos de plagioclásio
Biotita	5	Euédrico	Até 0.3mm	Clorita	Moderada	
Informações suplementares						
Ocorre alteração preferencial do plagioclásio em relação ao feldspato potássico. K-feldspato ocorre com textura perítica, resultante da miscibilidade parcial de albita e ortoclásio sob altas pressões e temperaturas. Quartzo ocorre muitas vezes polygonizado e frequentemente com extinção ondulante, resultado de um processo de milonitização. Biotita ocorre cloritizada.						
Componentes acessórios						
Mineral	%	Forma	Dimensões	Feições/Ocorrência		
Zircão	<1	Subédrico	Muito fino			
Apatita	<1	Euédrico	Muito fino			
Informações suplementares - Acessórios						
Minerais de alteração						
Mineral	%	Forma	Dimensões	Feições/Ocorrência		
Sericita	15	anédrico	muito fina	Ocorre associada a plagioclásio principalmente.		
Clorita	2	Euédrico	muito fina	Ocorre associada a alteração da biotita.		
Informações suplementares - Minerais de alteração						
Plagioclásio ocorre quase completamente alterado, resultado do processo de milonitização.						
Minerais opacos						
Mineral	%	Forma	Dimensões	Feições/Ocorrência		
Informações suplementares - Minerais opacos						
Fotos						



A: Fotomicrografia em luz transmitida com polarizadores descruzados, representando biotita cloritizada, com zircão formando halo pleocróico. B: Fotomicrografia em luz transmitida com polarizadores cruzados, representando biotita cloritizada, com zircão formando halo pleocróico e sericita associada. C: Fotomicrografia em luz transmitida com polarizadores cruzados, com microclínio porfírico, fracamente sericitizado, quartzo com extinção ondulante e plagioclásio sericitizado. D: Fotomicrografia em luz transmitida com polarizadores descruzados, representando um pseudomorfo de plagioclásio

Lâmina: ACH-29A

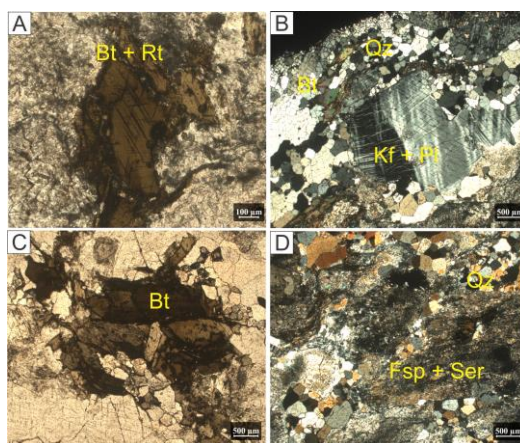
Classificação	Biotita-granodiorito fracamente milonitizado					
Textura	Inequigranular, com feldspatos porfíricos e granulação média (1 mm a 10 mm).					
Feições Macroscópicas - Dados químicos - Demais observações						
(completar com dados de campo).						
Feições Microscópicas						
Essential components						
Mineral	%	Forma	Dimensão	Alteração	Intensidad	Feições/Ocorrência
Quartzo	30	Anédrico	Até 0.4 mm	-	-	Ocorre polygonizado, definindo a foliação.
Plagioclásio	20	Subédrico	Até 0.6 mm	Sericita, Epid	Moderada	Ocorre muitas vezes zonado, com núcleo mais d
K-feldspato	10	Subédrico	Até 0.4 mm	Sericita	Moderada	Ocorre bastante sericitizado.
Epidoto	15	Subédrico	Até 0.6 mm	-	-	Ocorre em aglomerados, junto a biotita.
Biotita	15	Euédrico	Até 0.6 mm	-	-	Define a foliação junto a sericita e quartzo.
Informações suplementares						
Feldspatos ocorrem bastante alterados. Biotita, sericita e quartzo definem um princípio de foliação. Epidoto ocorre como alteração dos plagioclásios, e em aglomerados junto a biotita, como possível resultado do hidrotermalismo.						
Componentes acessórios						
Mineral	%	Forma	Dimensões	Feições/Ocorrência		
Zircão	<1	Subédrico	Muito fino			
Informações suplementares - Acessórios						
Minerais de alteração						
Mineral	%	Forma	Dimensões	Feições/Ocorrência		
Sericita	10	anédrico	muito fina	Ocorre associada a alteração dos feldspatos.		
Informações suplementares - Minerais de alteração						
Minerais opacos						
Mineral	%	Forma	Dimensões	Feições/Ocorrência		
Informações suplementares - Minerais opacos						
Fotos						



A: Fotomicrografia em luz transmitida com polarizadores descruzados, representando um aglomerado de epidoto junto a biotita, com plagioclásio com núcleo alterado para epidoto e sericita. B: Fotomicrografia em luz transmitida com polarizadores cruzados, representando um aglomerado de epidoto junto a biotita, com plagioclásio com núcleo alterado para epidoto e sericita. C: Fotomicrografia em luz transmitida com polarizadores descruzados, com quartzo e biotita definindo a foliação. D: Fotomicrografia em luz

Lâmina: ACH-30A

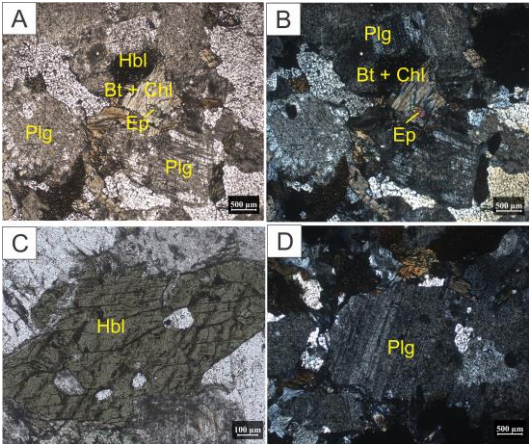
Classificação	Biotita-monzogranito fracamente milonitizado (Proto-milonito)					
Textura	Inequigranular, com feldspatos porfíricos e granulação média a grossa (1 mm a 3 cm).					
Feições Macroscópicas - Dados químicos - Demais observações						
Granito (completar com dados de campo).						
Feições Microscópicas						
Essential components						
Mineral	%	Forma	Dimensão	Alteração	Intensidad	Feições/Ocorrência
K-Feldspato	35	Euédrico	0.2 mm a 2 cm	Sericita	Fraca	Ocorre como cristais porfíricos, pouco alterados
Quartzo	30	Anédrico	Até 0.4 mm			Ocorre poligonizado.
Plagioclásio	15	Subédrico	0.2 mm a 2 cm	Sericita	Intensa	Sericita forma pseudomorfos de plagioclásio
Biotita	10	Euédrico	Até 1cm	-	-	Ocorre associada a rutilo, textura sagenítica.
Informações suplementares						
Ocorre alteração preferencial do plagioclásio em relação ao feldspato potássico. K-feldspato ocorre com textura peritítica, resultante da miscibilidade parcial de albita e ortoclásio sob altas pressões e temperaturas. Quartzo ocorre muitas vezes poligonizado e raramente com extinção ondulante, resultado de um processo inicial de milonitização. Biotita ocorre com rutilo associado, formando a textura de biotita sagenítica, resultado da "expulsão" do Ti durante o processo de resfriamento. Essa textura indica uma biotita formada em altas temperaturas, devido ao seu teor inicialmente alto de Ti.						
Componentes acessórios						
Mineral	%	Forma	Dimensões	Feições/Ocorrência		
Zircão	<1	Subédrico	Muito fino			
Apatita	<1	Euédrico	Muito fino			
Informações suplementares - Acessórios						
Minerais de alteração						
Mineral	%	Forma	Dimensões	Feições/Ocorrência		
Sericita	10	anédrico	muito fina	Ocorre associada a plagioclásio principalmente.		
Informações suplementares - Minerais de alteração						
Plagioclásio ocorre quase completamente alterado, resultado do processo de milonitização.						
Minerais opacos						
Mineral	%	Forma	Dimensões	Feições/Ocorrência		
Rutilo	<1	Euédrico	Muito fino	Associado a biotita na textura sagenítica.		
Informações suplementares - Minerais opacos						
Fotos						



A: Fotomicrografia em luz transmitida com polarizadores descruzados, representando a biotita sagenítica, com intercrescimentos de rutilo nos seus planos de clivagem. B: Fotomicrografia em luz transmitida com polarizadores cruzados, representando um cristal porfírico de feldspato potássico com textura peritítica. C: Fotomicrografia em luz transmitida com polarizadores descruzados, representando a forma da ocorrência de biotita em aglomerados. D: Fotomicrografia em luz transmitida com polarizadores

Lâmina: ACH-32

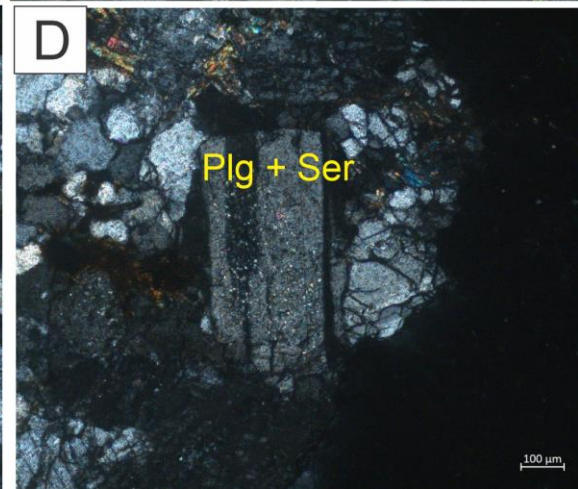
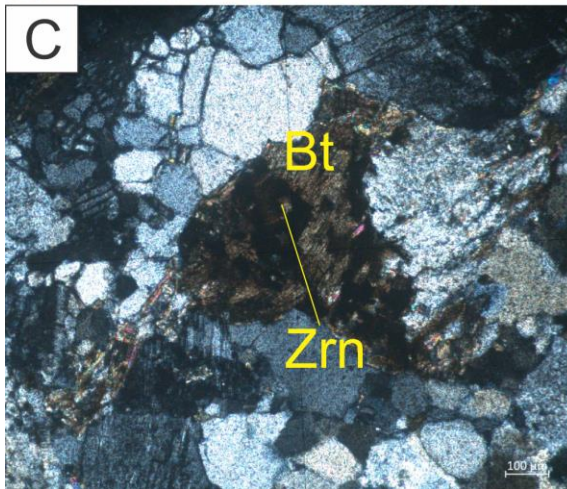
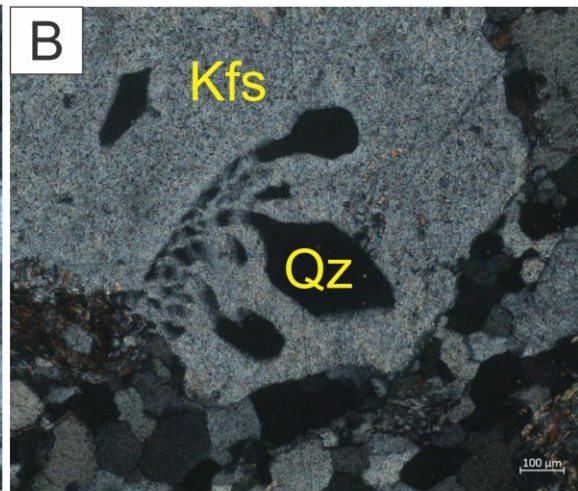
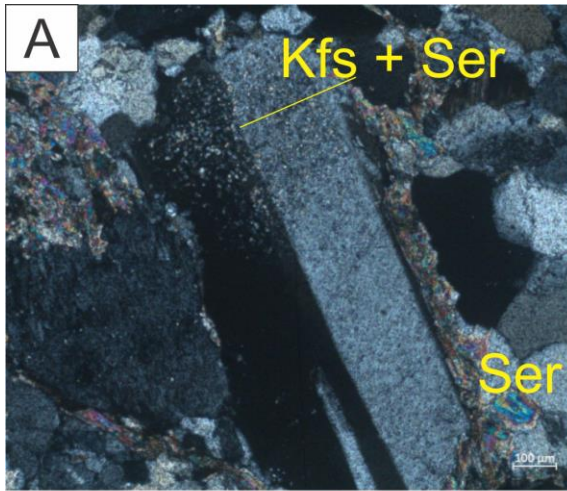
Classificação	Homblenda-biotita-tonalito (quartzo-diorito?)					
Textura	Inequigranular, com homblenda e plagioclásio porfíricos e granulação média a grossa (1 mm a 3 cm).					
Feições Macroscópicas - Dados químicos - Demais observações						
Granito (completar com dados de campo).						
Feições Microscópicas						
Essential components						
Mineral	%	Forma	Dimensão	Alteração	Intensidad	Feições/Ocorrência
Quartzo	30	Anédrico	Até 0.7mm	-	-	
Plagioclásio	25	Euédrico	Até 0.7mm	Sericita, Epid	Moderada	Plagioclásio ocorre alterado, mas mantém gemi
Homblenda	15	Euédrico	Até 0.6mm	-	-	
Biotita	15	Euédrico	Até 0.5mm	Clorita	Baixa	Biotita ocorre fracamente cloritizada.
Epidoto	5	Subédrico	Até 0.2mm	-	-	
Informações suplementares						
Textura ígnea completamente preservada. Não há ocorrência significativa de K-feldspato. Homblenda e biotita comumente ocorrem associados. Epidoto ocorre incluso na biotita e homblenda, o que leva a crer que é de origem magmatica (confirmar em análise?). Sem deformação, lembra tonalitos Au3.						
Componentes acessórios						
Mineral	%	Forma	Dimensões	Feições/Ocorrência		
Apatita	<1					
Zircão	<1					
Informações suplementares - Acessórios						
Minerais de alteração						
Mineral	%	Forma	Dimensões	Feições/Ocorrência		
Sericita	10	anédrico	muito fina	Ocorre associada ao plagioclásio.		
Clorita	<1	euédrica	muito fina			
Informações suplementares - Minerais de alteração						
Minerais opacos						
Mineral	%	Forma	Dimensões	Feições/Ocorrência		
Informações suplementares - Minerais opacos						
Fotos						



A: Fotomicrografia em luz transmitida com polarizadores descruzados, representando epidoto incluso em uma lamela de biotita, plagioclásio zonado com núcleo alterado para epidoto e sericita e hornblenda verde. B: Fotomicrografia em luz transmitida com polarizadores descruzados, representando epidoto incluso em uma lamela de biotita, plagioclásio zonado com núcleo alterado para epidoto e sericita e hornblenda verde. C: Fotomicrografia em luz transmitida com polarizadores descruzados, representando um cristal de hornblenda verde com inclusão de epidoto e apatita. D: Fotomicrografia em luz transmitida com polarizadores cruzados, representando plagioclásio com alteração sericitica, preservando a sua geminação lei da albita.

Lâmina: GPS-21

Classificação	Biotita-monzogranito.					
Textura						
Inequigranular, com K-feldspato porfirítico e granulação média a grossa (1 a 5 mm).						
Feições Macroscópicas - Dados químicos - Demais observações						
Feições Microscópicas						
Essential components						
Mineral	%	Forma	Dimensão	Alteração	Intensidade	Feições/Ocorrência
Quartzo	30	Anédrico	Até 1 mm	-	-	Fracamente poligonizado, devido a deformação.
Plagioclásio	25	Subédrico	Até 1 mm	Sericita, calcit	Moderada	Plagioclásio ocorre alterado, mas mantém gema
K-feldspato	20	Subédrico	Até 2 mm	Sericita	Moderada	K-feldspato ocorre alterado, mas mantém gema
Biotita	15	Euédrico	Até 0.5mm	-	-	Aglomerados de biotita, com zircão e óxidos inclu
Informações suplementares						
Textura ígnea preservada. Biotita ocorre em aglomerados, associada a óxidos e hidróxidos. Pouca deformação, lembra tonalitos Au3, porém com mais K-feldspato. Localmente ocorre K-Feldspato com textura granofírica, indicando uma baixa profundidade de cristalização.						
Componentes acessórios						
Mineral	%	Forma	Dimensões	Feições/Ocorrência		
Apatita	<1					
Zircão	<1					
Informações suplementares - Acessórios						
Minerais de alteração						
Mineral	%	Forma	Dimensões	Feições/Ocorrência		
Sericita	10	anédrico	muito fina	Ocorre associada ao plagioclásio e K-Feldspato.		
Calcita	<1	anédrico	muito fina	Ocorre asociada ao plagioclásio.		
Informações suplementares - Minerais de alteração						
Minerais opacos						
Mineral	%	Forma	Dimensões	Feições/Ocorrência		
Hematita	<1					
Ilmenita	<1					
Informações suplementares - Minerais opacos						
Fotos						



APÊNDICE 2

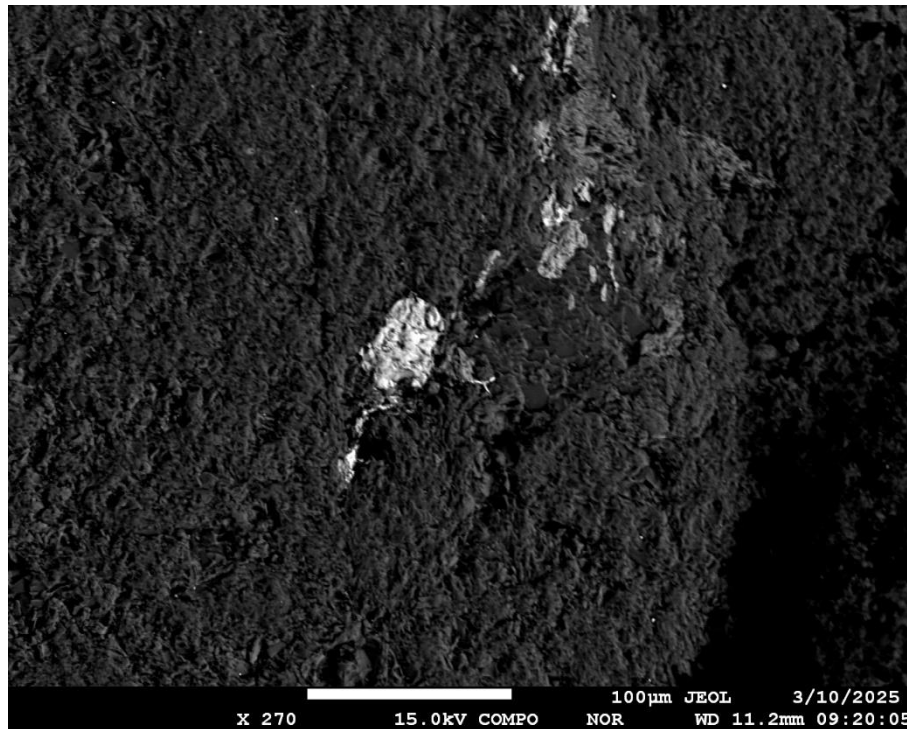


Imagem de BSE (*Backscattered Electron Image*) da monazita expressiva na amostra GPS-21.

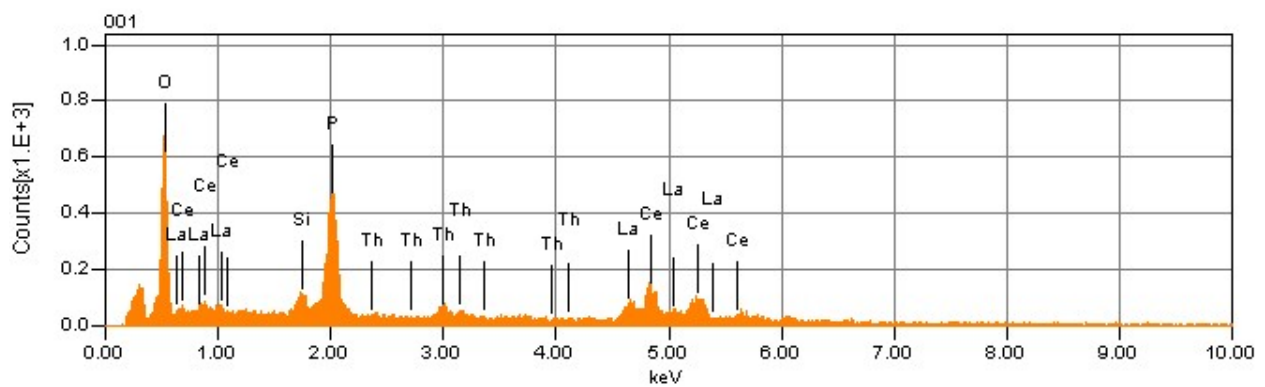


Imagem de EDS (*Energy-dispersive X-ray spectroscopy*) da monazita expressiva na amostra GPS-21.

APÊNDICE 3

Registros Fotográficos das amostras utilizadas nesta pesquisa.







