

APLICAÇÃO DO MÉTODO AEROMAGNÉTICO E GRAVIMÉTRICO PARA A INVESTIGAÇÃO CRUSTAL DA INFLEXÃO ENTRE A SUB-BACIA TUCANO NORTE E A BACIA DE JATOBÁ, NORDESTE DO BRASIL

Dissertação apresentada ao
Programa de Pós-graduação em
Geofísica do Observatório Nacional,
como parte dos requisitos
necessários à obtenção do título de
Mestre em Geofísica.

Aluno: Nicolas Rodrigues Hispagnol

Área de Concentração: Geofísica da Terra Sólida

Linha de Pesquisa: Estudos Geofísicos em Escala Local e Regional

Orientador: Dr. Juarez Lourenço – Observatório Nacional / MCTI;

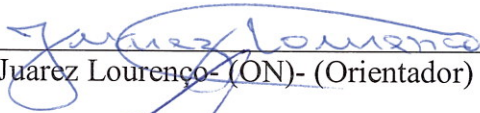
Coorientadores: Dr. Andrés Reinaldo Rodriguez Papa – Observatório Nacional / MCTI; Dra. Renata Regina Constantino Barrella - Lamont-Doherty Earth Observatory / Columbia University.

“APLICAÇÃO DO MÉTODO AEROMAGNÉTICO E GRAVIMÉTRICO PARA A INVESTIGAÇÃO CRUSTAL DA INFLEXÃO ENTRE A SUB-BACIA TUCANO NORTE E A BACIA DE JATOBÁ, NORDESTE DO BRASIL”

Nicolas Rodrigues Hispagnol

DISSERTAÇÃO SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA DO OBSERVATÓRIO NACIONAL COMO PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE EM GEOFÍSICA.

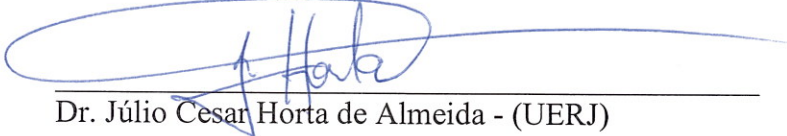
Aprovada por:



Dr. Juarez Lourenço - (ON) - (Orientador)



Dr. Emanuele Francesco La Terra - (ON)



Dr. Júlio Cesar Horta de Almeida - (UERJ)

RIO DE JANEIRO – BRASIL

20 DE FEVEREIRO DE 2024

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geofísica do Observatório Nacional como parte dos requisitos necessários para a obtenção do título de Mestre em Geofísica.

APLICAÇÃO DO MÉTODO AEROMAGNÉTICO E GRAVIMÉTRICO PARA A INVESTIGAÇÃO CRUSTAL DA INFLEXÃO ENTRE A SUB-BACIA TUCANO NORTE E A BACIA DE JATOBÁ, NORDESTE DO BRASIL

Nicolas Rodrigues Hispagnol

2024

Este estudo se concentra na região da inflexão entre a Sub-bacia Tucano Norte e a Bacia de Jatobá, as quais são caracterizados como bacias geradas por um rifte abortado durante a ruptura do supercontinente Gondwana. Notavelmente, antes deste estudo, a conexão entre a inflexão e a morfologia do embasamento havia sido subestimada. Para suprir essa significativa lacuna de conhecimento, recorreremos aos métodos: magnético, gravimétrico e sísmico de reflexão. Um aspecto pioneiro deste estudo consiste na utilização de dados magnéticos sintéticos para simular o método de sutura na concatenização dos projetos para abranger toda a área de estudo. Ainda, a partir dos dados magnéticos, procedemos à geração de mapas temáticos que foram meticulosamente correlacionados com interpretações das seções sísmicas. Paralelamente, com relação aos dados gravimétricos, utilizamos a anomalia Bouguer para estimar a profundidade da Moho e, posteriormente, eliminamos o seu efeito na mesma, para a realização das modelagens gravimétricas 2,5D. Essas modelagens culminaram na produção de um mapa da superfície do embasamento cristalino. A integração meticulosa dessas interpretações revelou características geológicas intrinsecamente relacionadas à inflexão, ao mesmo tempo em que forneceu indícios substanciais da possível presença de um corpo alóctone de alta densidade. Estes resultados não apenas aprimoram nossa compreensão dos processos geodinâmicos nesta região, mas também oferecem contribuições de destaque para a compreensão dos processos associados à ruptura do supercontinente Gondwana e ao processo de rotação da microplaca Sergipe.

Palavras-chave: Modelagem gravimétrica; Inversão da gravidade; Magnetometria; Microplaca; Inflexão.

Abstract of the dissertation presented to the National Observatory's Graduate Program in Geophysics as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Master in Geophysics

APPLICATION OF AEROMAGNETIC AND GRAVIMETRIC METHODS FOR
CRUSTAL INVESTIGATION OF THE TRANSITION BETWEEN TUCANO NORTE
SUB-BASIN AND JATOBÁ BASIN, NORTHEAST BRAZIL

Nicolas Rodrigues Hispagnol

2024

This study delves into the inflection region between the Tucano Norte Sub-basin and the Jatobá Basin, both of which originated as a result of an aborted rift during the breakup of the Gondwana supercontinent. Remarkably, prior to this study, the connection between the inflection and basement deformation had been underestimated. To address this notable gap in knowledge, we employed state-of-the-art geophysical methods, including magnetic, gravity, and seismic reflection techniques. A pioneering aspect of this study lies in the utilization of synthetic magnetic data to simulate the stitching method process in concatenating projects, which allowed for comprehensive coverage of the entire study area. Moreover, leveraging magnetic data, we meticulously generated thematic maps that were closely correlated with interpretations of seismic sections. In parallel, concerning the gravity data, we used the Bouguer anomaly to estimate the depth of the Moho and subsequently removed its effect to conduct 2.5D gravity modeling. These modeling efforts culminated in the creation of a detailed map of the crystalline basement surface. The meticulous integration of these interpretations revealed geological features intrinsically linked to the inflection and provided substantial evidence of the possible presence of high-density Allochthon body. These results not only enhance our comprehension of the geodynamic processes in this region but also make significant contributions to the understanding of processes associated with the breakup of the Gondwana supercontinent and the rotation of the Sergipe microplate.

Keywords: gravity forward modeling; gravity inversion; Magnetic; Microplate; Inflection.

AGRADECIMENTOS

Ao meu orientador o Prof. Dr. Juarez Lourenço, deixo o meu especial agradecimento, principalmente por acreditar, além de todos os auxílios e incentivos na condução do meu trabalho de pesquisa.

Ao meu coorientador o Prof. Dr. Andrés Reinaldo Rodriguez Papa, pelos auxílios e dedicação a este em seu escasso tempo.

Em especial a minha coorientadora, Renata Regina Constantino Barrella, por ser uma inspiração que através de seus ensinamentos e auxílios, ajudou no devido desenvolvimento.

Aos meus pais, Selma Rodrigues da Silva Hispagnol e Edson Augusto Hispagnol, que apesar da distância nunca permitiram faltar amor, incentivo e apoio.

Agradeço à minha namorada que sempre esteve ao meu lado durante o meu percurso acadêmico.

Ao Observatório Nacional por ter disponibilizado a sua estrutura física.

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), por ter cedido a bolsa de pesquisa no período de maio/2022 a maio/2023.

A Fundação Carlos Chagas Filho de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio de Janeiro (FAPERJ) pela concessão da bolsa do Programa de Mestrado e Doutorado Bolsa Nota 10 (Edital FAPERJ Nº 01/2023), iniciada em junho/2023.

A todos os meus professores do Pós-Graduação em Geofísica do Observatório Nacional pela excelência na qualidade de ensino. Em destaque aos professores (as): Dr. Daniel Ribeiro Franco e Dr. Vanderlei Coelho de Oliveira Junior.

A todos os colegas do Pós-Graduação em Geofísica do Observatório Nacional por sempre demonstrarem enorme espírito colaborativo que indiretamente me ajudaram no meu mestrado.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Mapa topo-altimétrico de localização da área de estudo	15
Figura 2 - Mapa do Contexto Geotectônico da Área de Estudo	17
Figura 3 - Mapa da localização da microplaca Sergipe.....	18
Figura 4 – Modelo de cisalhamento simples baseado em Ussami et al. (1986).....	19
Figura 5 – Modelo de cisalhamento simples duplo baseado em Castro Jr (1987).....	20
Figura 6 – Esquemático dos principais blocos crustais e cinturões orogênicos Neoproterozoicos na América do Sul e África	21
Figura 7 - Mapa do contexto geotectônico em detalhe da área de estudo	23
Figura 8 - Esquema dos crátons e sistemas orogênicos Brasilianos/Pan-Africanos no Gondwana Ocidental (América do Sul e África).....	24
Figura 9 - Mapa litoestratigráfico superficial simplificado da área de estudo	25
Figura 10 - Carta estratigráfica da Bacia de Jatobá e da Sub-bacia Tucano Norte	26
Figura 11 - Diagrama das principais estruturas nas bacias originadas pelo Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ)	28
Figura 12 – Ilustração da orientação magnética dos principais grupos de materiais sob a influência de um Campo Magnético Externo (H)	32
Figura 13 – Diagrama da Variação da Susceptibilidade Magnética em Diferentes Grupos de Rochas e Minerais	34
Figura 14 – Diagrama das componentes geomagnéticas.....	35
Figura 15 – Diagrama das variações de densidade em rochas e minerais.....	37
Figura 16 - Diagrama da relação entre as superfícies usadas para representar a forma da Terra	38
Figura 17 – Mapa de localização das estações gravimétricas	42
Figura 18 – Mapa de localização dos poços na área de estudo	43
Figura 19 - Diagrama ilustrando o método de sutura aplicado a duas malhas	47
Figura 20 - Anomalia magnética: comparação entre a (A) Redução ao Polo e a (B) Redução ao Equador.....	52
Figura 21 – Mapa do Campo Magnético Anômalo (CMA) sintético gerado por um prisma horizontal.....	59
Figura 22 – Mapa da segregação vertical do Campo Magnético Anômalo (CMA) sintético ..	60
Figura 23 – Mapa da segregação horizontal do Campo Magnético Anômalo (CMA) sintético	61

Figura 24 – Mapa da sutura vertical do Campo Magnético Anômalo (CMA) sintético	62
Figura 25 – Mapa da sutura horizontal do Campo Magnético Anômalo (CMA) sintético	63
Figura 26 – Mapa dos resíduos da sutura vertical do Campo Magnético Anômalo (CMA) sintético.....	64
Figura 27 – Mapa dos resíduos da sutura horizontal do Campo Magnético Anômalo (CMA) sintético.....	65
Figura 28 – Mapa do desvio padrão dos resíduos da sutura vertical do Campo Magnético Anômalo (CMA) sintético	66
Figura 29 – Mapa do desvio padrão dos resíduos da sutura horizontal do Campo Magnético Anômalo (CMA) sintético	67
Figura 30 – Variação do espectro de potência médio radial do Campo Magnético Anômalo (CMA) sintético.....	69
Figura 31 – Mapas comparando o filtro do Gradiente Horizontal Total (GHT) aplicado nos dados do Campo Magnético Anômalo (CMA) sintéticos	70
Figura 32 – Mapas comparando o filtro do Gradiente Total (GT) aplicado nos dados do Campo Magnético Anômalo (CMA) sintéticos	71
Figura 33 – Mapa dos dados sintéticos do Campo Magnético Anômalo (CMA) Reduzido ao Polo (RTP).....	74
Figura 34 – Perfis apresentando a característica morfológica do campo magnético na área de estudo.....	75
Figura 35 –Efeito de mergulho das camadas geológicas no sinal magnético.	76
Figura 36 - Mapa de localização dos blocos aerogeofísicos utilizados.....	77
Figura 37 – Mapa da variação secular da inclinação geomagnética na região dos projetos aeromagnéticos	78
Figura 38 – Mapa da variação secular da declinação geomagnética na região dos projetos aeromagnéticos	78
Figura 39 – Mapa da variação secular da intensidade total na região dos projetos aeromagnéticos	79
Figura 40 – Esquema apresentando o intervalo de levantamento dos dados aeromagnetométricos.....	80
Figura 41 - Mapa do Campo Magnético Anômalo (CMA) resultante da sutura entre os projetos 1103 e 1104	81
Figura 42 - Mapa do Campo Magnético Anômalo (CMA) resultante da sutura entre os projetos 1103, 1104 e 1091	82

Figura 43 - Mapa do Campo Magnético Anômalo (CMA) resultante da sutura entre os projetos 1103, 1104, 1091 e 1067	83
Figura 44 - Mapa mesclado do Campo Magnético Anômalo (CMA) e sua diferença em relação à sutura.....	84
Figura 45 - Mapa do desvio padrão dos resíduos do Campo Magnético Anômalo (CMA).....	85
Figura 46 – Espectros de potência radial média do Campo Magnético Anômalo (CMA) para os diferentes projetos aeromagnéticos antes e após a aplicação da sutura.....	86
Figura 47 – Comparação dos mapas do Campo Magnético Anômalo (CMA) gerado neste estudo com o de Correa et al. (2020)	87
Figura 48 - Mapa do Campo Magnético Anômalo (CMA).....	89
Figura 49 – Mapas do Gradiente Horizontal Total (GHT) derivados do Campo Magnético Anômalo (CMA) para os projetos 1091 e 1104, com a sutura produzida.....	90
Figura 50 – Recorte dos mapas do Gradiente Horizontal Total (GHT) derivados do Campo Magnético Anômalo (CMA) para os projetos 1091 e 1104, com a sutura produzida.....	91
Figura 51 – Comparação dos resíduos do Gradiente Horizontal Total (GHT) derivado do Campo Magnético Anômalo (CMA) dos projetos 1091 e 1104 com o GHT da sutura do CMA	92
Figura 52 – Mapas do desvio padrão dos resíduos do Gradiente Horizontal Total (GHT) derivados do Campo Magnético Anômalo (CMA) dos projetos 1091 e 1104	93
Figura 53 - Mapa da inclinação geomagnética na área de estudo	94
Figura 54 - Mapa da declinação geomagnética na área de estudo.....	95
Figura 55 - Mapa de Redução ao Polo (RTP)	96
Figura 56 – Apresentação do efeito do RTP na região do Horst de Icó	97
Figura 57 – Comparação dos mapas do Gradiente Horizontal Total (GHT) derivado do Mapa de Redução ao Polo (RTP) (A) e do Mapa do Campo Magnético Anômalo (CMA) (B)	98
Figura 58 – Mapas da análise estatística da diferença entre o Gradiente Horizontal Total (GHT) derivado do Campo Magnético Anômalo (CMA) e pelo mapa de Redução ao Polo (RTP)....	99
Figura 59 - Mapa interpretado do Gradiente Horizontal Total (GHT) derivado do mapa de Redução ao Polo (RTP)	100
Figura 60 - Recorte do mapa do Gradiente Horizontal Total (GHT) derivado do mapa de Redução ao Polo (RTP) na região do Horst de Icó	101
Figura 61 – Perfis sísmicos de reflexão interpretados demonstrando o novo limite entre as bacias proposto neste trabalho	103
Figura 62 - Destaque do mapa do Gradiente Horizontal Total (GHT) derivado do mapa de Redução ao Polo (RTP) na intrigante região do domínio magnético B	104

Figura 63 - Domínio Magnético C: recorte do mapa do Gradiente Horizontal Total (GHT) derivado do Mapa de Redução ao Polo (RTP)	106
Figura 64 - Mapa de Inclinação do Sinal Analítico (TDR) derivado do mapa de Redução ao Polo (RTP) interpretado qualitativamente	107
Figura 65 - Mapa do Imageamento do Parâmetro da Fonte (SPI) derivado do mapa de Redução ao Polo (RTP) interpretado qualitativamente	109
Figura 66 – Interpretação da localização da Zona de Cisalhamento Riacho Seco-Macururé (ZCM) em perfis sísmicos de reflexão com atributo de relevo sombreado.....	110
Figura 67 – Mapa da anomalia Bouguer completa (ΔgG).....	111
Figura 68 – Espectro de potência médio radial da anomalia Bouguer completa (ΔgG) e suas respectivas profundidades estimadas.	112
Figura 69 – Mapa da profundidade da Moho calculada pela inversão da anomalia Bouguer Completa (ΔgG)	114
Figura 70 – Mapa da influência da Moho na anomalia Bouguer (ΔgG) calculada pela inversão	115
Figura 71 – Mapa da anomalia Bouguer residual.....	116
Figura 72 - Espectro de potência médio radial da anomalia Bouguer residual e suas respectivas profundidades estimadas.....	117
Figura 73 - Modelagem 2,5D da anomalia Bouguer residual do perfil A-A'	118
Figura 74 - Modelagem 2,5D da anomalia Bouguer residual do perfil B-B'	119
Figura 75 - Modelagem 2,5D da anomalia Bouguer residual do perfil C-C'	120
Figura 76 – Modelagem 2,5D da anomalia Bouguer residual do perfil D-D'	121
Figura 77 – Modelagem 2,5D da anomalia Bouguer residual do perfil E-E'	122
Figura 78 – Mapa da profundidade estimada do embasamento cristalino	123
Figura 79 – Mapa pseudo 3D dos perfis 2,5D.....	124
Figura 80 – Perfil 2D compilando as informações geotectônicas da área de estudo.....	125

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Lista dos projetos aeromagnetométricos utilizados.....	41
Tabela 2 – Lista dos poços utilizados no atual estudo.....	44
Tabela 3 – Diferença da profundidade da Moho calculada através da inversão da gravidade pela medida na estação MSQT.....	113

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	13
2. OBJETIVOS GERAIS	16
2.1. Objetivos Específicos	16
3. CONTEXTO GEOTECTÔNICO	17
3.1. A Microplaca Sergipe	18
3.2. Formação e Evolução do Rifte-Recôncavo-Tucano-Jatobá	19
3.3. Cráton São Francisco e a Província de Borborema	20
3.4. Terreno Pernambuco-Alagoas e a Faixa Sergipana	22
3.5. A Bacia de Jatobá e a Sub-bacia Tucano Norte	24
3.5.1. Estratigrafia das Bacias.....	25
3.5.2. Estruturas Presentes nas Bacias	27
4. METODOLOGIA	30
4.1. Princípios do Método Magnetométrico	30
4.1.1. Propriedades Magnéticas das Rochas	30
4.1.2. Campo Geomagnético	34
4.2. Princípios do Método Gravimétrico	36
4.2.1. Densidade das Rochas	36
4.2.2. Anomalia da Gravidade.....	37
4.2.3. Redução e anomalia ar-livre.....	39
4.2.4. Redução e anomalia Bouguer	39
4.3. Base de Dados Geofísicos.....	40
4.3.1. Dados topográficos.....	40
4.3.2. Dados aeromagnetométricos	40
4.3.3. Dados de gravimetria terrestre	41
4.3.4. Dados de poços	42
4.4. Processamento dos Dados Magnéticos e Gravimétricos.....	44
4.4.1. Interpolação dos dados geofísicos.....	44
4.4.2. Espectro de potência radial	45
4.4.3. Método de Sutura de Dados Aeromagnetométricos	46
4.4.4. Redução ao Polo e ao Equador	48
4.4.5. Gradiente Horizontal Total	53
4.4.6. Inclinação do Sinal Analítico	53
4.4.7. Gradiente Total.....	54

4.4.8. Imageamento do Parâmetro da Fonte.....	54
4.4.9. Inversão 3D da gravidade.....	55
4.4.10. Modelagem 2,5D dos dados gravimétricos	57
4.4.11. Interfaces utilizadas para a modelagem 2,5D	57
5. DADOS MAGNÉTICOS SINTÉTICOS	58
5.1. Análise Estatística da Sutura em Dados Sintéticos	59
5.2. Validação do Uso de Filtros de Realce Aplicado na Sutura.....	69
5.3. Morfologia do Campo Magnético e Redução ao Polo.....	71
6. RESULTADOS: DADOS AEROMAGNETOMÉTRICOS REAIS.....	77
6.1.1. Sutura dos dados aeromagnetométricos	77
6.1.2. Validação da Junção dos projetos aeromagnetométricos deste trabalho	84
6.2. Campo Magnético Anômalo na Área de Estudo	88
6.3. Gradiente Horizontal Total – Validação Estatística	89
6.4. Aplicação do Filtro de Redução ao Polo na Área de Estudo.....	94
6.5. Validação do uso do Gradiente Horizontal Total Reduzido ao Polo.....	97
6.6. Interpretação Qualitativa Junto a Elementos Tectônicos	100
6.6.1. Domínio magnético A	101
6.6.2. Domínio magnético B	103
6.6.3. Domínio magnético C	105
6.7. Delimitação de Lineamentos Magnéticos.....	106
6.8. Estimativa qualitativa da superfície do embasamento magnético.....	108
6.8.1. Imageamento do Parâmetro da Fonte.....	108
7. RESULTADOS GRAVIMÉTRICOS.....	111
7.1. Estimativa da Moho gravimétrica	112
7.2. Anomalia Bouguer Residual	115
7.3. Modelagem 2,5D dos Dados Gravimétricos.....	117
7.4. Apresentação 3D e Interpretação Conjunta dos Resultados	123
8. CONCLUSÕES	126
REFERÊNCIAS	128

1. INTRODUÇÃO

A fragmentação do supercontinente Gondwana provocou uma extensa deformação de caráter distensivo, desempenhando um papel fundamental na criação das bacias intracontinentais, também conhecidas como intracratônicas ou intraplacas ([Dickinson, 1974](#)). Estudos anteriores identificaram que esse processo de ruptura se manifestou por meio da formação de riftes abortados no nordeste brasileiro ([Szatmari et al., 1985](#); [Magnavita, 1992](#); [Milani e Thomaz Filho, 2000](#); [Bizzi et al., 2003](#); [Alkmim et al., 2006](#)).

Nesse contexto, a área de estudo está localizada ao norte do sistema de bacias formadas pelo rifte abortado conhecido como Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ) ([Magnavita et al., 2003](#)). A Bacia de Tucano (BT) é dividida em três sub-bacias: Sub-bacia Tucano Norte (SBTN), Sub-bacia Tucano Central (SBTC) e Sub-bacia Tucano Sul (SBTS). A Sub-bacia Tucano Norte (SBTN), que é o foco deste estudo, é limitada ao norte pela falha de São Francisco ([Magnavita et al., 2003](#)) com a Bacia de Jatobá. Na sua porção sul, a SBTN faz limite com a Sub-bacia Tucano Central (SBTC) através do Alto do Vaza-Barris ([Davison e Santos, 1989](#); [Bizzi et al., 2003](#)).

A Bacia de Jatobá está geotectonicamente situada na região da província de Borborema (PB), mais especificamente nos territórios da Faixa Sergipana (SE) e do terreno Pernambuco-Alagoas (PEAL) ([Costa et al., 2003](#)).

Além disso, ambas as bacias exibem uma inflexão, conforme descrito inicialmente por [Magnavita e Cupertino \(1987\)](#), que a apresentaram como uma feição diretamente associada com as zonas de cisalhamento transcorrentes da fase brasileira ([Kosin, 2009](#)). Essa inflexão foi influenciada pela presença da Zona de Cisalhamento Pernambuco, também conhecida como Lineamento Pernambuco ([Costa et al., 2003](#); [Kosin, 2009](#)).

No entanto, até o momento, não foram conduzidas pesquisas que explorassem a relação entre o processo de inflexão e a morfologia do embasamento. Assim, para compreendermos melhor a inflexão e a sua influência na evolução tectônica das bacias, nossa abordagem se concentrou no uso de métodos potenciais, com ênfase nos dados aeromagnetométricos e gravimétricos terrestres.

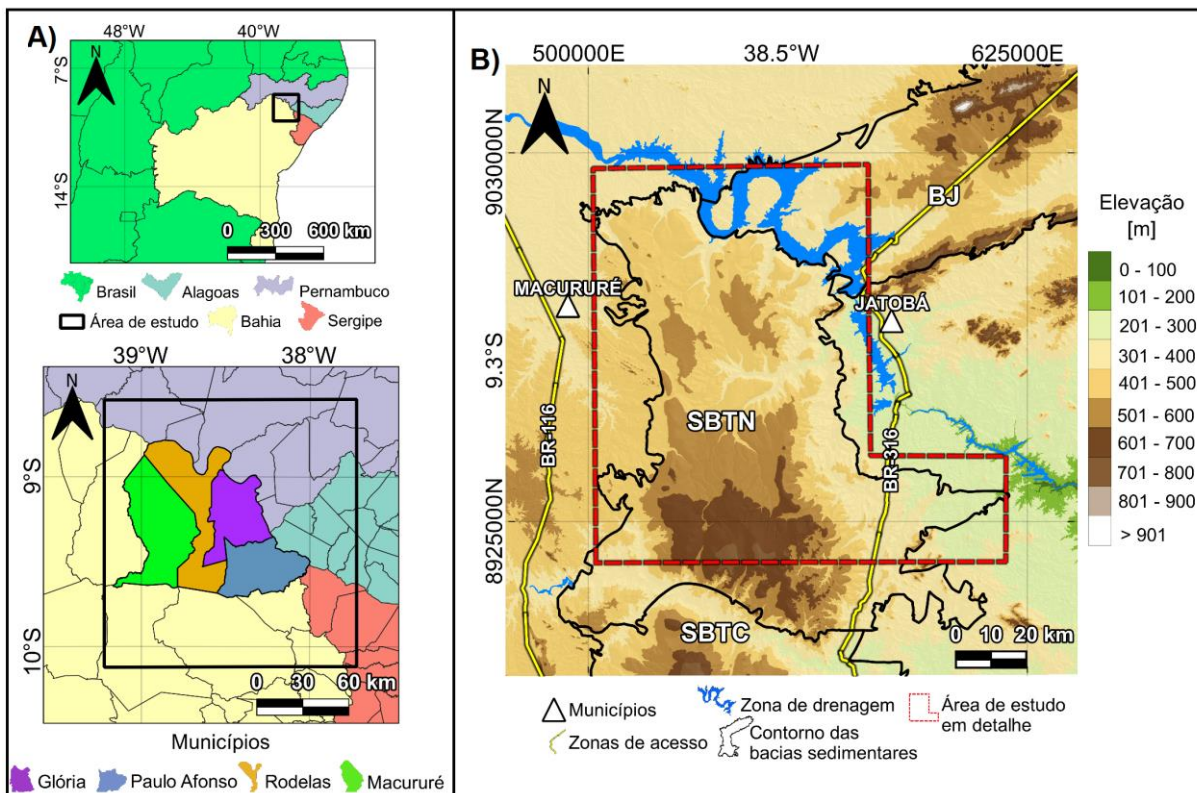
Para concatenar os dados aeromagnetométricos, aplicamos o método de sutura. Essa abordagem visa eliminar discontinuidades e garantir a consistência entre os dados. Para validar o uso desse método, foram empregados dados sintéticos, assegurando sua eficácia na integração de dados em conjuntos reais.

Posteriormente, os mapas temáticos gerados pelos dados aeromagnetométricos foram interpretados qualitativamente em conjunto com as seções sísmicas de reflexão para sanar ambiguidades. Além disso, utilizamos dados gravimétricos para calcular a profundidade estimada da descontinuidade crosta-manto e conduzir modelagens 2,5D com a amarração de poços existentes.

A integração dos métodos potenciais associados a geologia neste estudo desempenha um papel crucial ao preencher lacunas no entendimento da evolução tectônica das bacias analisadas. Esta abordagem possibilita uma investigação detalhada da influência da inflexão no embasamento dessas bacias, proporcionando *insights* valiosos tanto para a exploração petrolífera, quanto para a compreensão dos processos geodinâmicos envolvidos na formação das bacias da margem leste brasileira.

A área de estudo está localizada no Nordeste do Brasil, abrangendo partes dos estados de Alagoas, Bahia, Paraíba, Pernambuco e Sergipe (Figura 1A), situada a aproximadamente 111 km do litoral. Os dados do Modelo Digital de Terreno (MDT) provenientes do TOPODATA – [Brasil \(2008\)](#) apresentam as elevações na área de estudo (Figura 1B), com valores superiores a 900 m na região Sul e valores mais baixos na região Nordeste, associados à bacia de drenagem do Rio São Francisco.

Figura 1 - Mapa topo-altimétrico de localização da área de estudo



Legendas: O polígono preto delimita as bacias, a linha azul destaca a principal zona de drenagem, e a linha amarela representa as áreas de acesso. **Notas:** (A) denota a localização da área de estudo. (B) mostra o mapa topo-altimétrico da área de estudo, utilizando dados de altimetria do TOPODATA – [Brasil \(2008\)](#), com os contornos das bacias extraídos de [Bizzi et al. \(2003\)](#). As siglas correspondem a: Sub-bacia Tucano Norte (SBTN), Sub-bacia Tucano Central (SBTC) e Bacia de Jatobá (BJ). **Fonte:** autoria própria.

2. OBJETIVOS GERAIS

O objetivo principal deste estudo é caracterizar a morfologia do embasamento na região da inflexão entre a Sub-bacia Tucano Norte e a Bacia de Jatobá.

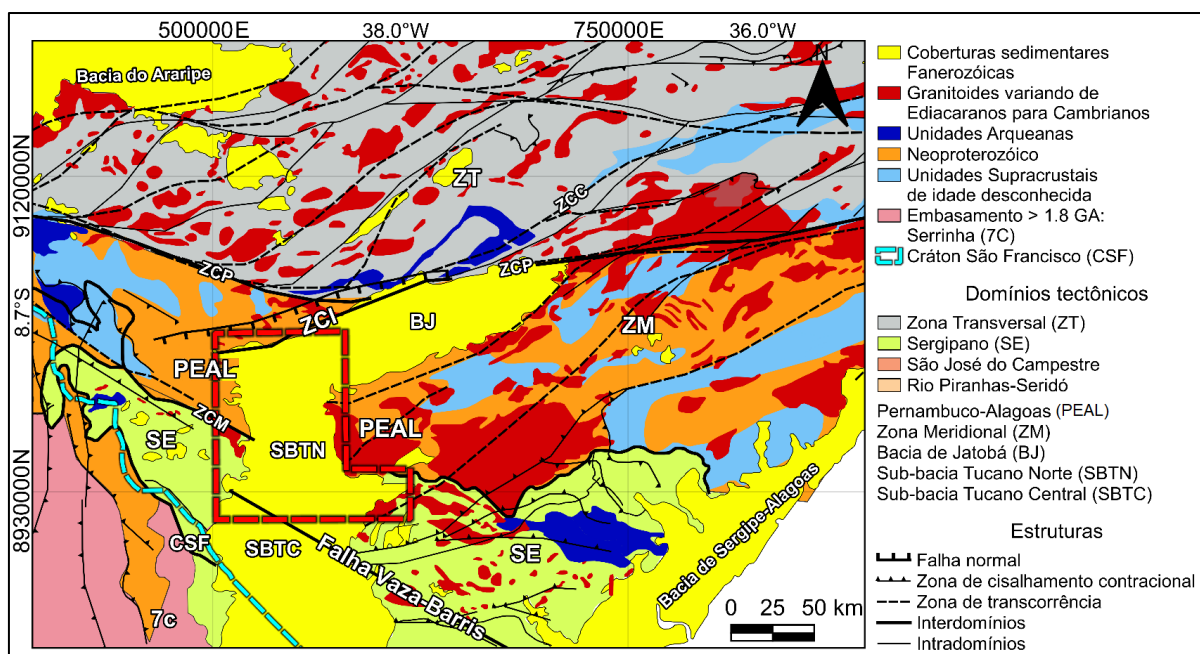
2.1. Objetivos Específicos

- (i) Realizar a junção de projetos aeromagnéticos que recobrem a área de estudo;
- (ii) Utilizar uma rotina de validação da junção em dados sintéticos;
- (iii) Realizar o processamento e filtragem dos dados magnéticos para gerar mapas temáticos;
- (iv) Estimar a profundidade da descontinuidade crosta-manto (Descontinuidade de Mohorovičić) a partir dos dados gravimétricos e remover seu efeito na anomalia Bouguer;
- (v) Gerar modelos 2,5D com base na anomalia Bouguer residual para estimar a profundidade do embasamento;
- (vi) Realizar uma interpretação tectônica regional, incluindo a determinação dos limites das bacias de estudo, a identificação dos contornos do Horst de Icó e a análise de outras feições relevantes relacionadas à formação e evolução das bacias.

3. CONTEXTO GEOTECTÔNICO

Durante o Cretáceo (entre 145 e 65 Ma), a ruptura do supercontinente Gondwana deu origem à formação de crosta oceânica, à abertura e ao desenvolvimento do Oceano Atlântico Sul, além do surgimento das bacias marginais ([Asmus e Ponte, 1973](#); [Asmus, 1984](#); [Szatmari et al., 1987](#); [Matos, 1992](#); [Destro, 2002](#); [De Castro et al., 2012](#)). A extensa deformação de caráter distensivo resultante desses eventos foi responsável pela criação de bacias intracontinentais ([Dickinson, 1974](#)), incluindo aquelas encontradas na região Nordeste do Brasil, como a Bacia do Recôncavo, a Bacia de Tucano, a Bacia de Jatobá, as bacias de Sergipe-Alagoas e a Bacia de Araripe. Nesse contexto, nossa área de estudo está situada na Província de Borborema (PB) e se insere no sistema do Rift abortado Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ) (Figura 2).

Figura 2 - Mapa do Contexto Geotectônico da Área de Estudo

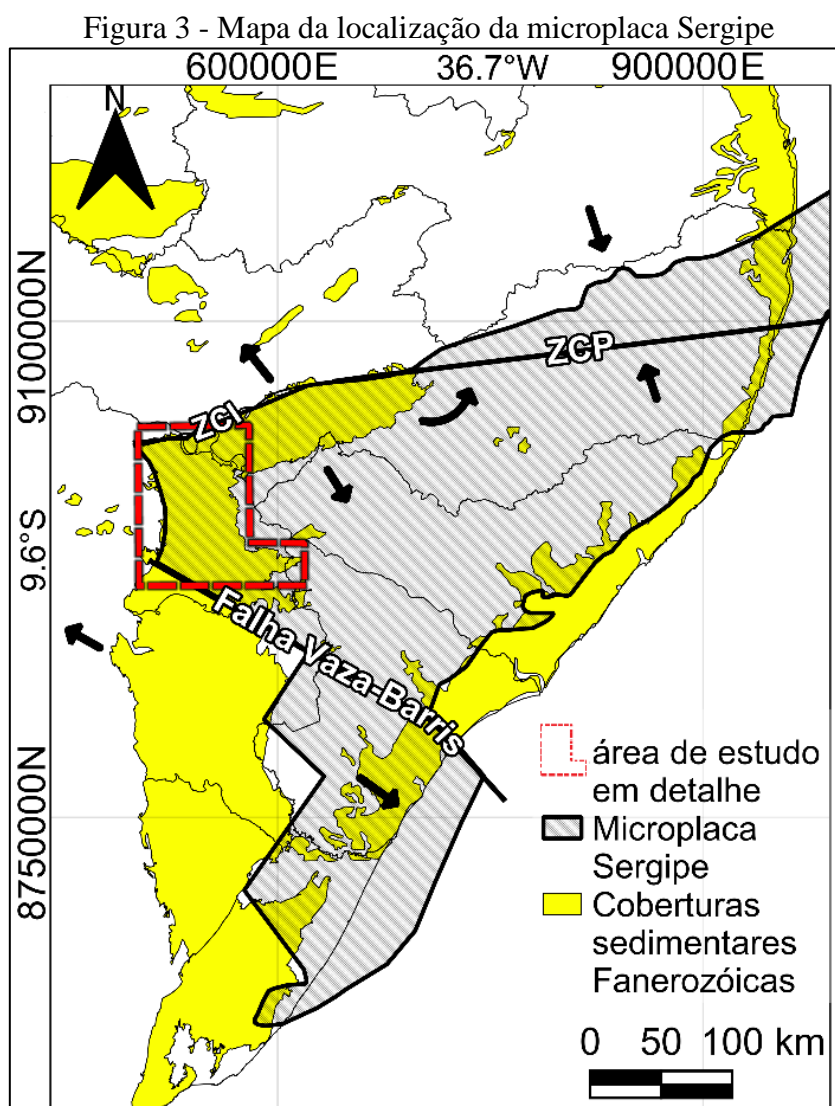


Legendas: Zona de Cisalhamento Pernambuco (ZCP), Zona de Cisalhamento Congo (ZCC), Zona de Cisalhamento Ibirimir (ZCI), Zona de Cisalhamento Riacho Seco-Macururé (ZCM), Zona Meridional (ZM), Zona Transversal (ZT), Cráton São Francisco (CSF), Sub-bacia Tucano Norte (SBTN), Sub-bacia Tucano Central (SBTC), Faixa Sergipana (SE), Bacia de Jatobá (BJ) e Terreno Pernambuco-Alagoas (PEAL). **Fontes:** Mapa compilado e adaptado a partir de [Brito Neves et al. \(2016\)](#); [Medeiros et al. \(2017\)](#); [Santos et al. \(2014\)](#); [Delgado et al. \(2003\)](#). Contornos das bacias extraídos de [Bizzi et al. \(2003\)](#).

3.1. A Microplaca Sergipe

A área de estudo está localizada na região Noroeste de uma microplaca com aproximadamente 280.000 km², que possui uma configuração triangular e é conhecida como a microplaca Sergipe (Szatmari e Milani, 1999) (Figura 3).

As microplacas de regimes de extensão possuem a capacidade de se formar no interior de continentes entre os episódios de rifteamento (Vendeville e Le Calvez, 1995) ou como resultado da sobreposição desses processos. Os movimentos rotacionais de uma microplaca (Schouten et al., 1993) são impulsionados pela força de atrito ao longo de suas margens (Schouten et al., 1993; Katz et al., 2005). Nessas áreas, a extensão da crosta ocorre principalmente devido ao afinamento crustal e/ou litosférico.



Legendas: Zona de Cisalhamento Pernambuco (ZCP), Zona de Cisalhamento Ibirimir (ZCI). **Fontes:** Mapa adaptado de Szatmari e Milani (1999). Contornos das bacias extraídos de Bizzi et al. (2003).

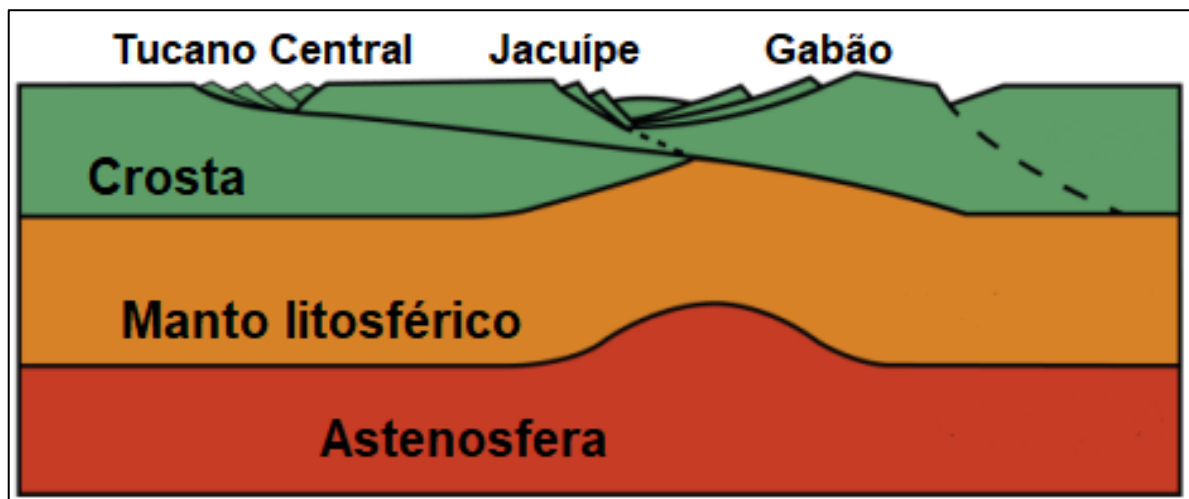
O processo de separação da microplaca Sergipe do continente africano criou uma zona de torção lateral que se estende desde o município de Salvador (BA) até Recife (PE). Posteriormente, a rotação anti-horária da mesma em relação à placa Sul-Americana levou ao processo de rifteamento em suas bordas Oeste e Noroeste, resultando no sistema de rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá, enquanto ocorria uma compressão em sua borda Nordeste, resultando na formação da cunha de impulso Arcoverde (Szatmari e Milani, 1999).

Contudo, durante o final do Barremiano (aproximadamente entre 129 e 125 Ma) e o início do período Aptiano (aproximadamente entre 125 e 113 Ma), a resistência acumulada na cunha de impulso de Arcoverde (Szatmari e Milani, 1999) impediu qualquer rotação adicional da microplaca e sua expansão ao longo do sistema de rifteamento Recôncavo-Tucano-Jatobá. Esse impedimento resultou na relocação da microplaca Sergipe com a Placa Sul-Americana, abortando assim o processo de rifteamento (Magnavita et al., 2012).

3.2. Formação e Evolução do Rifte-Recôncavo-Tucano-Jatobá

Segundo Usami et al. (1986), a evolução do rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ) foi compreendida como uma zona de cisalhamento simples, que ocorreu de maneira simultânea tanto na crosta superior quanto nas bacias continentais e oceânicas. Resultando em uma maior extensão na região da litosfera nas bacias oceânicas, causando uma subsidência térmica (Figura 4) (Usami et al., 1986).

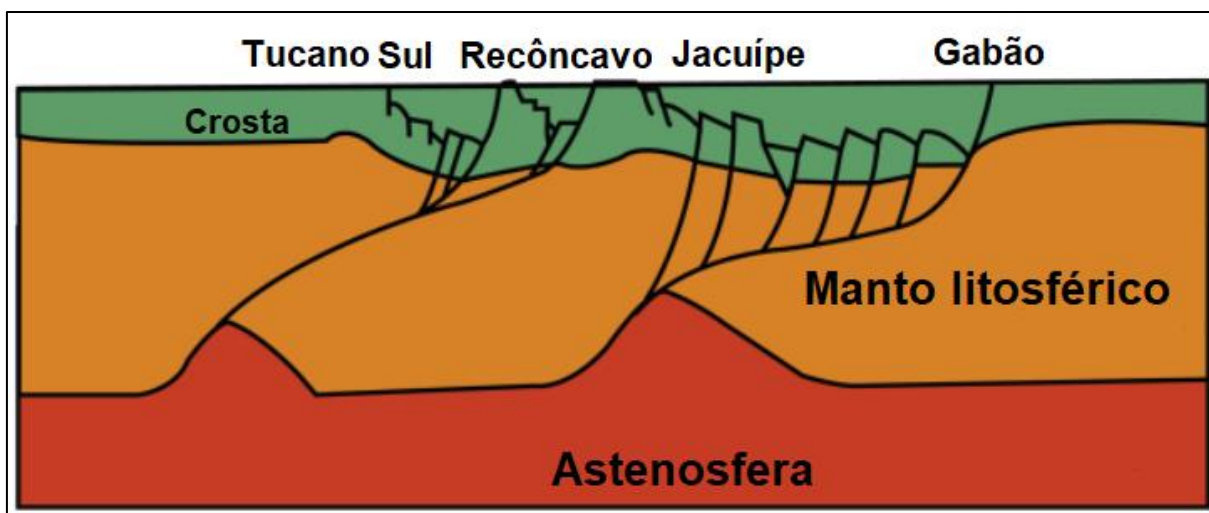
Figura 4 –Modelo de cisalhamento simples baseado em Ussami et al. (1986).



Fonte: Extraído de Döring et al. (2022).

No entanto, [Castro \(1987\)](#) introduziu um modelo de sistema de rifteamento duplo (Figura 5), que incorpora múltiplos descolamentos com direções predominantes Noroeste-Sudeste. Esse modelo foi elaborado com base em observações de campo e dados gravimétricos. Além disso, o autor considera a ausência de uma fase de subsidência térmica no processo.

Figura 5 – Modelo de cisalhamento simples duplo baseado em [Castro Jr \(1987\)](#).



Fonte: Extraído de [Döring et al. \(2022\)](#).

Posteriormente, [Mohriak et al. \(2000\)](#) reafirmaram o modelo de cisalhamento simples proposto por [Usami et al. \(1986\)](#). Eles identificaram duas zonas de afinamento crustal, sugerindo que a extensão inicialmente ocorreu abrangendo uma ampla região, possivelmente ao longo de zonas de fraqueza pré-existent na crosta. Posteriormente, concentrou-se numa zona de fraqueza mais profunda, levando eventualmente à ruptura da litosfera.

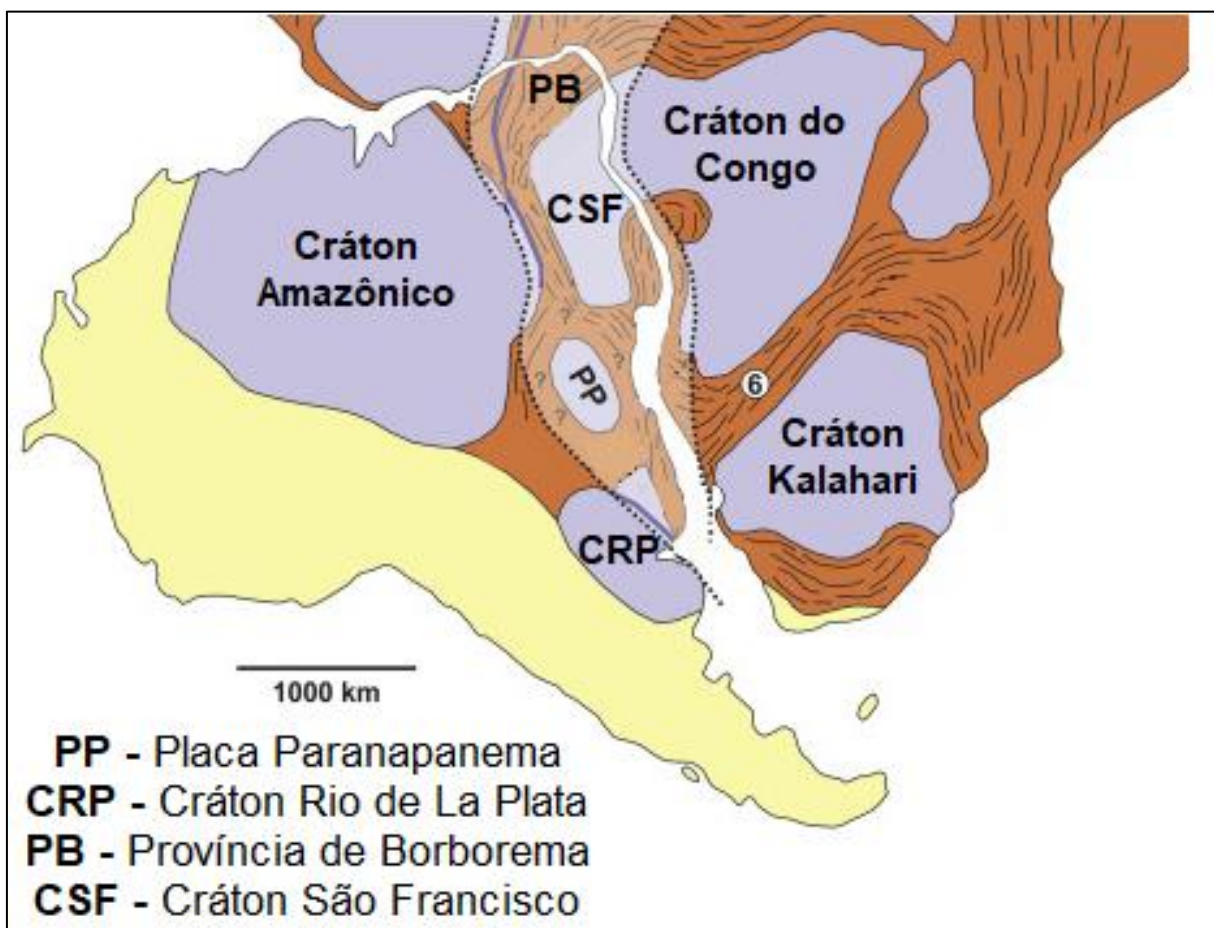
Por outro lado, [Blaich et al. \(2008\)](#), baseando-se em diversas modelagens gravimétricas na margem nordeste do Brasil, observaram mudanças estruturais e magmáticas que sugeriram a existência de segmentação dessa margem e uma possível evolução baseada em falhas de transferência. Ao analisarem perfis da margem africana, os mesmos autores concluíram que a extensão cisalhante inicialmente pura seria seguida por uma extensão de cisalhamento simples, enquanto as falhas listricas observadas se sobrepunham a superfícies de deslocamento locais com mergulho para oeste.

3.3. Cráton São Francisco e a Província de Borborema

O Cráton São Francisco (CSF) ([Almeida, 1967](#); [Cordani et al., 1968](#); [Almeida, 1969](#)) inclui rochas com idades de aproximadamente 3500 Ma ([Cordani, 2017](#)). Segundo [Almeida](#)

(1977) essa formação é interpretada como resultado da intrusão de uma massa magmática na litosfera de um extenso Cráton pré-existente. Esse fenômeno resultou na ocupação da porção central do supercontinente Gondwana Ocidental, conhecida como Cráton do Congo-São Francisco. Posteriormente, durante a abertura do Atlântico Sul, esse cráton foi dividido e está circundado por orógenos que se desenvolveram durante o período Brasiliano, aproximadamente entre 950 e 490 Ma (Almeida, 1977) (Figura 6).

Figura 6 – Esquemático dos principais blocos crustais e cinturões orogênicos Neoproterozoicos na América do Sul e África



Fonte: Adaptado de Oriolo et al. (2017).

As colisões nas margens do Cráton São Francisco (CSF), com idades de 538 Ma, deram origem aos cinturões Brasilianos dobrados, incluindo o Cinturão Paraguai-Araguaia, o Cinturão Brasília, o Cinturão Sergipano e o Cinturão Araçuaí (Porada, 1989; Trompette, 1994).

A formação da Província de Borborema (PB) ocorreu durante o período Brasiliano, aproximadamente entre 610 e 650 Ma (Almeida et al., 1981; Santos e Medeiros, 1999; Fetter et al., 2000; Brito Neves et al., 2000, 2014). Essa inicialmente, foi interpretada como uma série

de maciços e sistemas de dobramentos estruturais gerados durante a orogênese Brasileira ([Almeida, 1977](#)). Contudo, o modelo geotectônico atual, proposto por [Brito Neves et al. \(2000\)](#), sugere que a Província de Borborema (PB) é parte de um extenso bloco tectônico consolidado com os Crátons Congo-São Francisco, com uma idade estimada de cerca de 2 Ga.

A Província de Borborema (PB) é atualmente subdividida em três subprovíncias (Setentrional, Transversal e Meridional), separadas por duas zonas de cisalhamento com orientação Leste-Oeste. Essas zonas de cisalhamento são conhecidas como Zona de Cisalhamento de Patos e Zona de Cisalhamento de Pernambuco ([Brito Neves et al., 2000](#)).

3.4. Terreno Pernambuco-Alagoas e a Faixa Sergipana

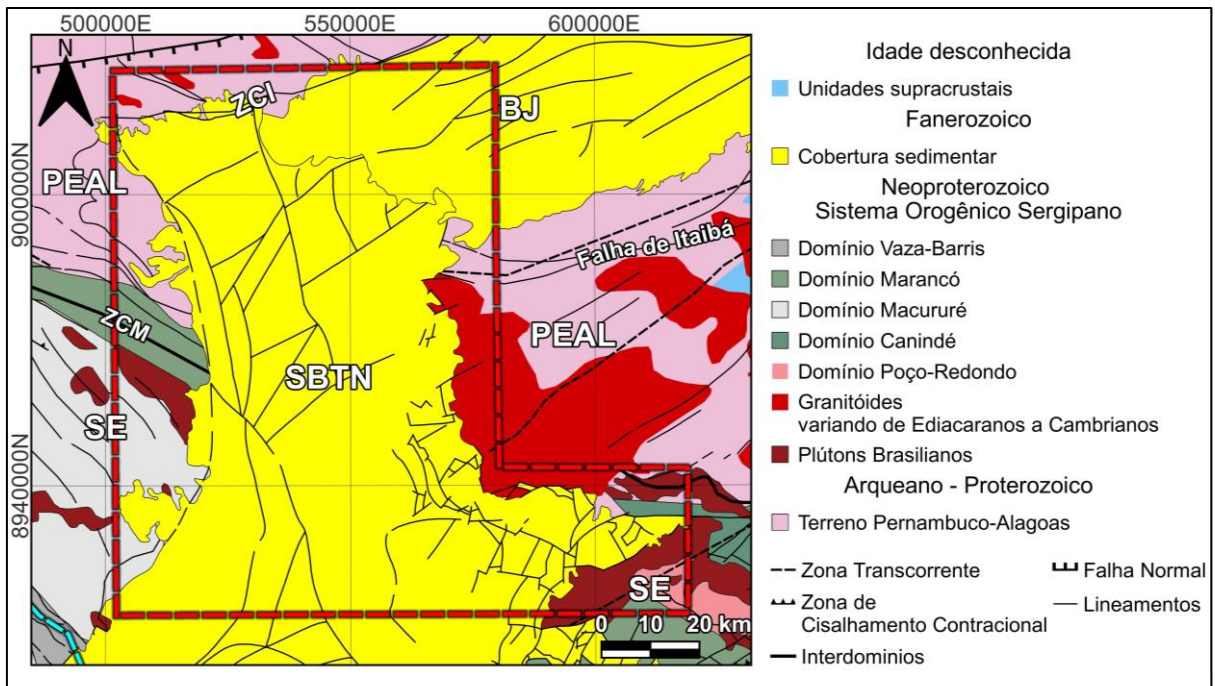
A área do terreno Pernambuco-Alagoas (PEAL), inserida no domínio Meridional da Província de Borborema (PB), é caracterizada por rochas Proterozoicas e Arqueanas, incluindo granitos, metavulcânicas e metamórficas de alto grau ([Brito Neves e Silva Filho, 2019](#)). Geotectonicamente, sua formação é atribuída ao soerguimento de uma microplaca Neoproterozoica ([Brito Neves et al., 1977](#)).

Na porção Centro-Oriental do PEAL, dentro de nossa área de estudo, encontram-se rochas pré-Brasilianas datadas de 4 a 2,5 Ga, além de rochas do Paleoproterozoico, variando de 2500 a 1600 Ma ([Brito Neves e Silva Filho, 2019](#)).

Contrastando com essa geologia, a Faixa Sergipana (SE) é uma zona orogênica Neoproterozoica com idade entre 1000 e 541 Ma ([Almeida, 1977](#); [Silva Filho et al., 1979](#); [Davison e Santos, 1989](#); [Brito Neves et al., 2000](#); [Oliveira et al., 2010](#)).

A SE é subdividida em seis domínios litotectônicos distintos, nomeadamente Estância, Vaza-Barris, Macururé, Marancó, Poço Redondo e Canindé (Figura 7), separados por zonas de cisalhamento transcorrentes de médio a alto ângulo. Atualmente, a SE é interpretada como uma parte da faixa Neoproterozoica Oubanguides africana que foi rompida e alocada na América do Sul ([Trompette, 1994](#)) (Figura 8).

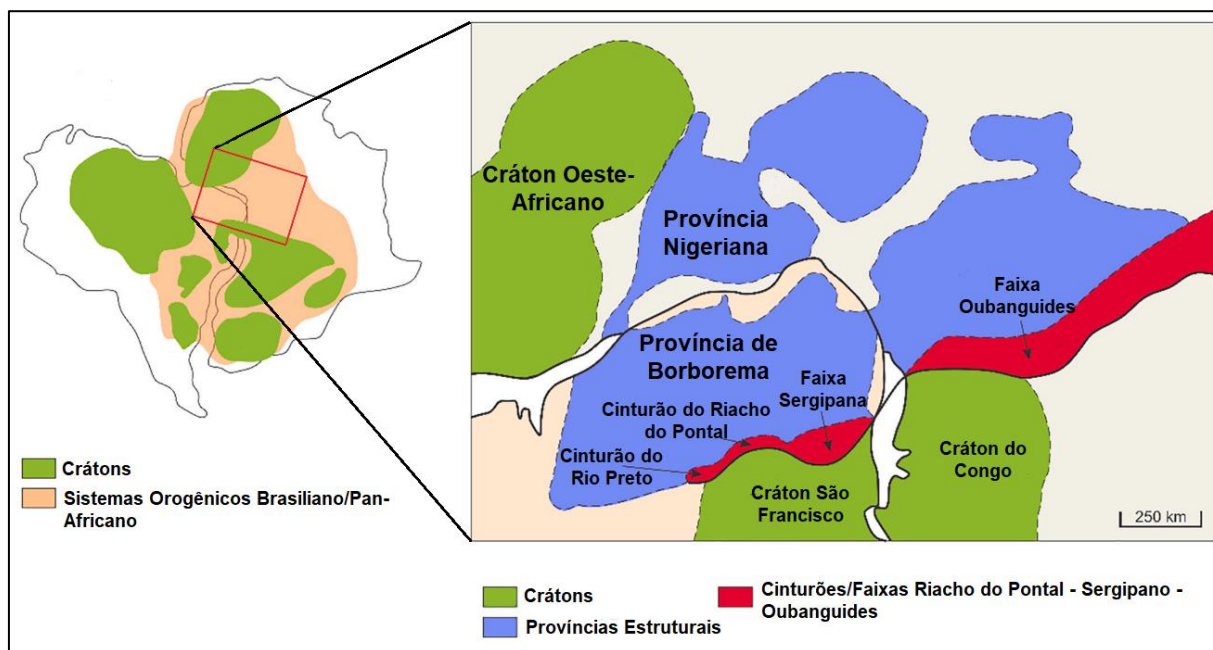
Figura 7 - Mapa do contexto geotectônico em detalhe da área de estudo



Legendas: Zona de Cisalhamento Ibimirim (ZCI), Zona de Cisalhamento Riacho Seco-Macururé (ZCM), Cráton São Francisco (CSF), Sub-bacia Tucano Norte (SBTN), Faixa Sergipana (SE), Bacia de Jatobá (BJ) e o terreno Pernambuco-Alagoas (PEAL). **Fontes:** Mapa adaptado de [Conceição \(2019\)](#) e os contornos das bacias extraídos de [Bizzi et al. \(2003\)](#).

Os domínios Estância e Vaza-Barris exibem litologias que variam entre metassedimentares/carbonáticas, ao passo que o domínio Macururé engloba uma gama de variações, desde quartzitos micáceos até filitos, metagrauvas e xistos, conforme descrito por [Nascimento \(2005\)](#). No grupo Vaza Barris, a estratigrafia se subdivide em diferentes formações, tais como Capitão-Palestina (metadiamicritos), Olhos D'água (metacarbonatos) e Frei Paulo-Ribeirópolis (metassiltitos e filitos) ([Humphrey e Allard, 1969](#); [Silva Filho et al., 1979](#)). Já o grupo Macururé, é composto por mica-xistos, granatíferos, metarritimitos, quartzitos, calcissilicáticas e paragnaisses ([Uhlein et al., 2013](#)).

Figura 8 - Esquema dos crátons e sistemas orogênicos Brasilianos/Pan-Africanos no Gondwana Ocidental (América do Sul e África)



Fonte: Adaptado de [Almeida et al. \(2021\)](#).

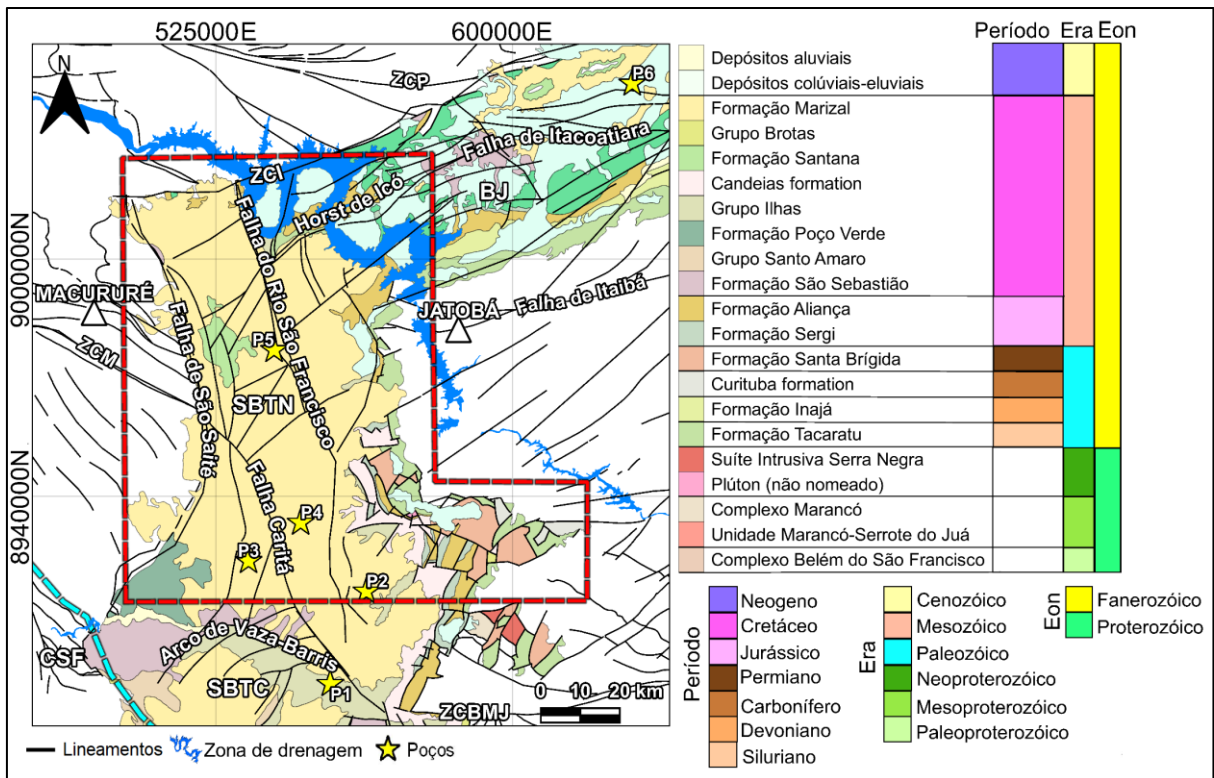
3.5. A Bacia de Jatobá e a Sub-bacia Tucano Norte

A evolução geológica das bacias alvos de estudo estão intrinsicamente ligadas ao processo de rifteamento associado ao rompimento do supercontinente Gondwana ([Magnavita, 1996](#); [Costa et al., 2003](#)).

A Bacia de Jatobá (BJ) é caracterizada litologicamente (Figura 9), pela presença de unidades metamórficas dos complexos Cabrobó e Belém do São Francisco (com idades aproximadas de 1600 e 1000 Ma) ([Santos, 1995](#)), bem como pela ocorrência de vários plútons Neoproterozoicos, com idades variando de 1 Ga a 542 Ma, na região leste de seus limites ([Nascimento, 2003](#)).

Na Bacia de Tucano (BT), os segmentos: central (SBTC) e norte (SBTN) são delimitados pela zona de acomodação do Rio Vaza-Barris, interpretada como um soerguimento estrutural resultante de uma intrusão em subsuperfície, apresentando falhas em suas margens opostas (a oeste da SBTN e a leste da SBTC), associadas à Falha de São Saeté, Inhambupe e de Adustina ([Magnavita, 1996](#)).

Figura 9 - Mapa litoestratigráfico superficial simplificado da área de estudo



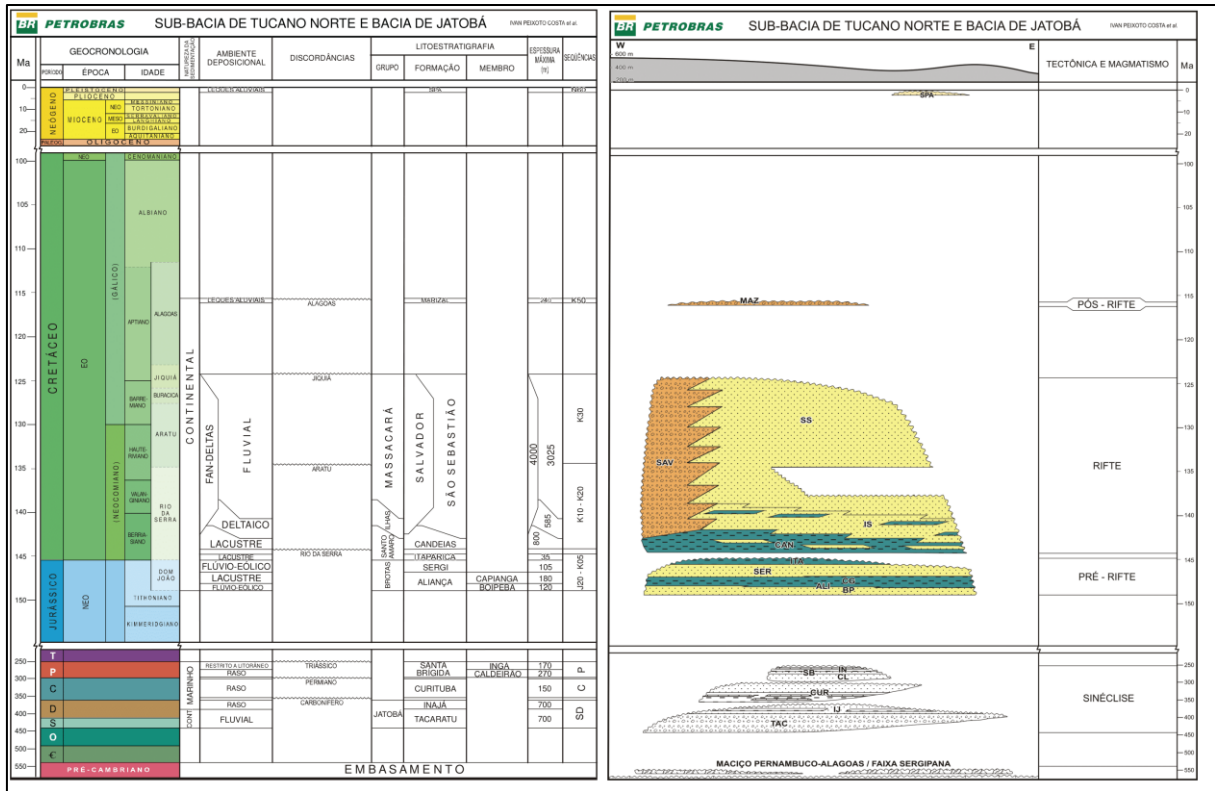
Legendas: Zona de Cisalhamento Pernambuco (ZCP), Zona de Cisalhamento Ibirimir (ZCI), Zona de Cisalhamento Riacho Seco-Macururé (ZCM), Cráton São Francisco (CSF) (linha pontilhada azul), Bacia de Jatobá (BJ), Sub-bacia Tucano Norte (SBTN), Sub-bacia Tucano Central (SBTC) e Zona de Cisalhamento Belo Monte-Jeremoabo (ZCMBJ). **Notas:** sobreposto apresentamos os poços utilizados (estrela amarela), os lineamentos geológicos (linhas pretas) e a principal zona de drenagem (polígono azul). **Fontes:** Mapa modificado de [CPRM \(2004\)](#). Contornos das bacias extraído de [Bizzi et al. \(2003\)](#).

3.5.1. Estratigrafia das Bacias

A estratigrafia da Bacia de Jatobá (BJ) e da Sub-bacia Tucano Norte (SBTN) foi detalhada por [Costa et al. \(2007\)](#) (Figura 10). O registro de deposição sedimentar abrange desde o Jurássico Superior (intervalo de tempo entre 163,5 e 145 Ma) até o Cretáceo Inferior (intervalo de tempo entre 145 e 100,5 Ma), com sua evolução dividida em quatro fases principais ([Costa et al., 2007](#)):

- 1) Sinéclise;
- 2) Fase pré-rifte (do Neojurássico ao Eoberriasiano, intervalo de 200 e 140 Ma);
- 3) Fase rifte (do Eoberriasiano ao Eoaptiano, intervalo de tempo entre 140 e 112 Ma);
- 4) Fase pós-rifte (no Neoaptiano, aproximadamente 112 Ma).

Figura 10 - Carta estratigráfica da Bacia de Jatobá e da Sub-bacia Tucano Norte



Fonte: Extraído de [Costa et al. \(2007\)](#).

A fase sinéclise representa o embasamento da Sub-bacia Tucano Norte (SBTN) e da Bacia de Jatobá (BJ), abrangendo os terrenos Canindé-Marancó e o terreno Pernambuco-Alagoas (PEAL). Nas regiões Noroeste, Leste e Nordeste, encontram-se os metassedimentos da Faixa Sergipana (SE) ([Delgado et al., 2003](#)). Esses terrenos se caracterizam pela presença de rochas metavulcânicas e metassedimentares.

A fase citada acima está associada a eventos acrescionários e colisionais dos ciclos Carris Velhos, que ocorreram no período de 1100 a 950 Ma ([Van Schmus et al., 1995](#); [Brito Neves et al., 1995](#); [Jardim de Sá, 1995](#)), bem como ao Ciclo Brasileiro, que ocorreu entre 750 e 550 Ma. O Ciclo Brasileiro desempenhou um papel significativo como gerador e/ou retrabalhador de diversas faixas supracrustais durante esse intervalo de tempo ([Almeida, 1967](#); [Almeida et al., 1977](#); [Brito Neves, 1983](#)).

Nessa fase, destaca-se o grupo Jatobá, que abrange as formações Tacaratu e Inajá do período Seluriano-Devoniano ([Brito, 1967](#); [Ghignone, 1979](#); [Menezes Filho et al., 1988](#); [Costa et al., 2003](#)). Esse grupo é caracterizado por sequências de rochas conglomeráticas, arcósios conglomeráticos e arenitos finos intercalados com pelitos vermelhos.

Na fase pré-rifte, encontramos o grupo Brotas ([Viana et al., 1971](#)). Este grupo inclui as formações Aliança e Sergi, compostas por sequências de folhelhos e siltitos intercalados por

arenitos finos, calcarenitos e calcissiltitos. Em conformidade com a pesquisa conduzida por [Viana et al. \(1971\)](#), na transição para a fase rifte, destacam-se três grupos distintos: Santo Amaro, Ilhas e o Massacará.

- a) O grupo Santo Amaro compreende as formações Candeias e Itaparica, cuja litologia é caracterizada por folhelhos, siltitos e arenitos lenticulares.
- b) O grupo Ilhas, que engloba as formações Marfim e Pojuca, se destaca pela presença de sedimentos depositados em regime de fluxo superior e inferior, com notáveis intercalações de psamitos e pelitos.
- c) O grupo Massacará abrange a formação São Sebastião, notadamente marcada por uma extensa sedimentação fluvial que se estendeu até o Eoaptiano.

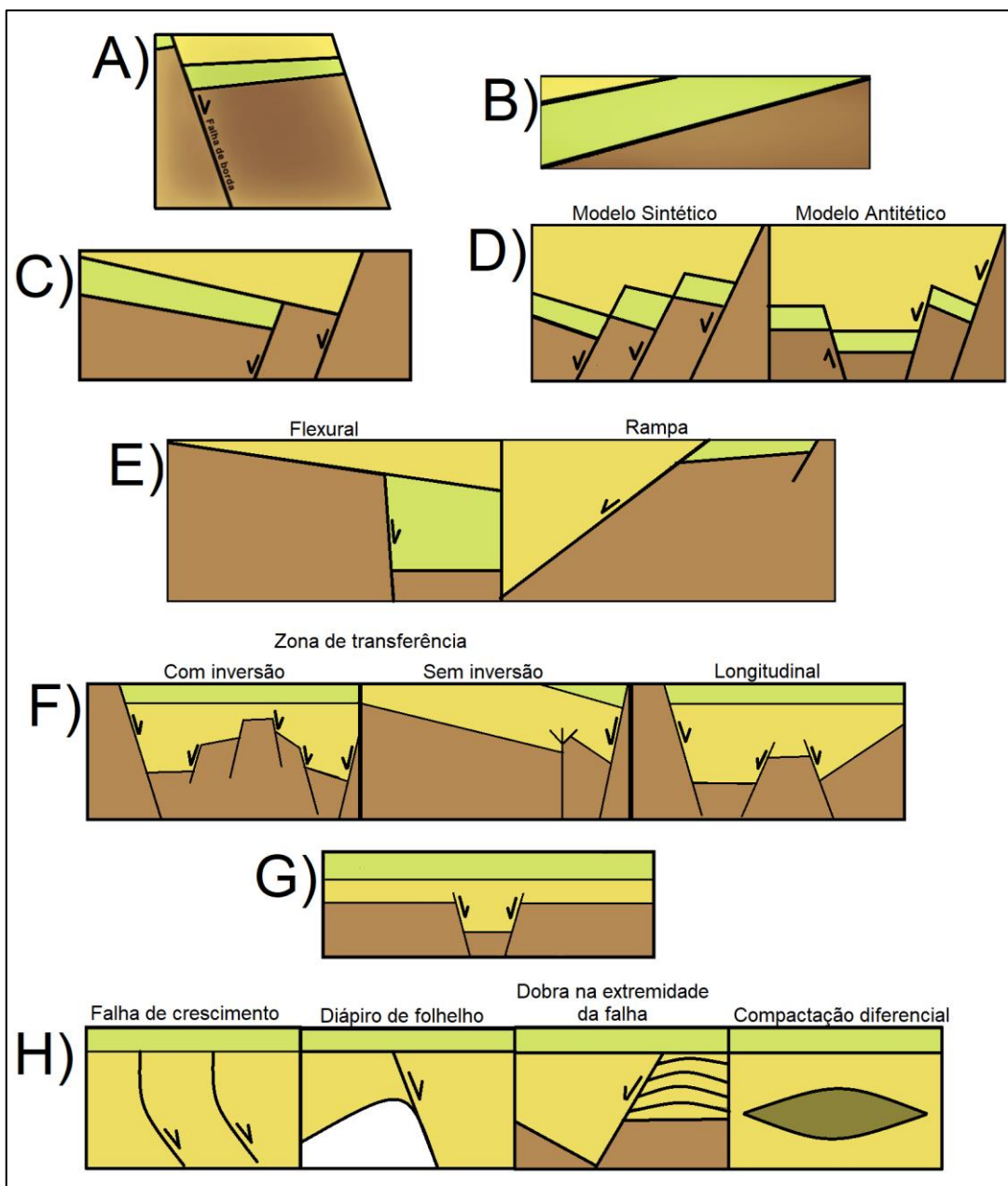
Na fase pós-rifte, observamos a formação Marizal, a qual é caracterizada por fácies aluviais, conglomerados e arenitos de idade Neoaptiana.

3.5.2. Estruturas Presentes nas Bacias

Conforme definido por [Magnavita \(1992\)](#), os principais elementos estruturais presentes no sistema de bacias formado pelo Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ) compreendem:

- a) Falhas de bordas (Figura 11A);
- b) Margens flexurais (Figura 11B);
- c) Degraus (Figura 11C);
- d) Baixos estruturais antitéticos e sintéticos (Fig. 9D);
- e) Plataformas (Figura 11E);
- f) Zonas de acomodação (Figura 11F);
- g) Grábens (Figura 11G);
- h) Estruturas em sedimentos inconsolidados (Figura 11H).

Figura 11 - Diagrama das principais estruturas nas bacias originadas pelo Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ)



Notas: (A) indica as falhas de bordas, (B) as margens flexurais, (C) degraus, (D) baixos estruturais antitéticos e sintéticos, (E) plataformas, (F) zonas de acomodação, (G) grábens e (H) estruturas em sedimentos inconsolidados. **Fonte:** Modificado de [Silva \(2013\)](#).

A Zona de Cisalhamento de Pernambuco (ZCP) ([Neves et al., 1996](#); [Neves e Mariano, 1999](#)), que se estende na direção Leste-Oeste e desempenha o papel de transição entre a Zona Transversal e a Zona Meridional da Província de Borborema (PB). Estudos geotectônicos sugerem que essa, pode ser análoga à Falha Sanaga ou à Falha Amadoua localizada no continente africano ([Bertrand e Jardim de Sá, 1990](#); [Torquato e Cordani, 1981](#)).

O Horst de Icó ([Aragão e Peraro, 1994](#); [Peraro, 1995](#); [Lima-Filho et al., 2009](#); [Rocha, 2011](#)) ocupa uma posição estratégica na região, marcando o limite entre a Sub-bacia Tucano Norte (SBTN) e a Bacia de Jatobá (BJ). Esse horst é uma estrutura alongada, limitada ao sul pela Falha de Itacoatiara.

4. METODOLOGIA

Os métodos magnéticos e gravimétricos são classificados como métodos passivos, pois utilizam campos naturais, não necessitando de fontes artificiais para medir o campo físico ([Blakely, 1995](#)).

A aplicação inicial direcionada à exploração mineral usando a magnetometria remonta a 1843, quando Von Wrede conduziu pesquisas pioneiras ([Telford et al., 1990](#)). Posteriormente, em 1879, o professor Robert Thalén publicou o primeiro livro que marcou o início da Geofísica Aplicada, intitulado "A investigação dos campos de minério de ferro por meio de medições magnéticas" (*Om undersökning af jernmalmfält medelst magnetiska mätningar*), abrindo novos horizontes para o método magnético ([Telford et al., 1990](#)).

O método magnético, também conhecido como magnetometria, baseia-se na utilização do campo magnético total da Terra, que é a soma das componentes do campo magnético terrestre: principal e crustal, excluindo as componentes externa e induzida ([Blakely, 1996](#)).

Já a gravimetria é um método que explora as variações no campo gravitacional da Terra para investigações geofísicas. A configuração desse campo gravitacional é principalmente influenciada pelos contrastes de densidade das rochas da crosta terrestre. A primeira aplicação do método gravimétrico na geofísica de exploração ocorreu em 1924, quando Donald Clinton Barton ([Barton, 1929](#)) utilizou uma balança de torção para prospectar campos de petróleo na costa do Texas, nos Estados Unidos.

As propriedades físicas medidas indiretamente pela magnetometria e gravimetria são, respectivamente, a susceptibilidade magnética e os contrastes de densidade.

4.1. Princípios do Método Magnetométrico

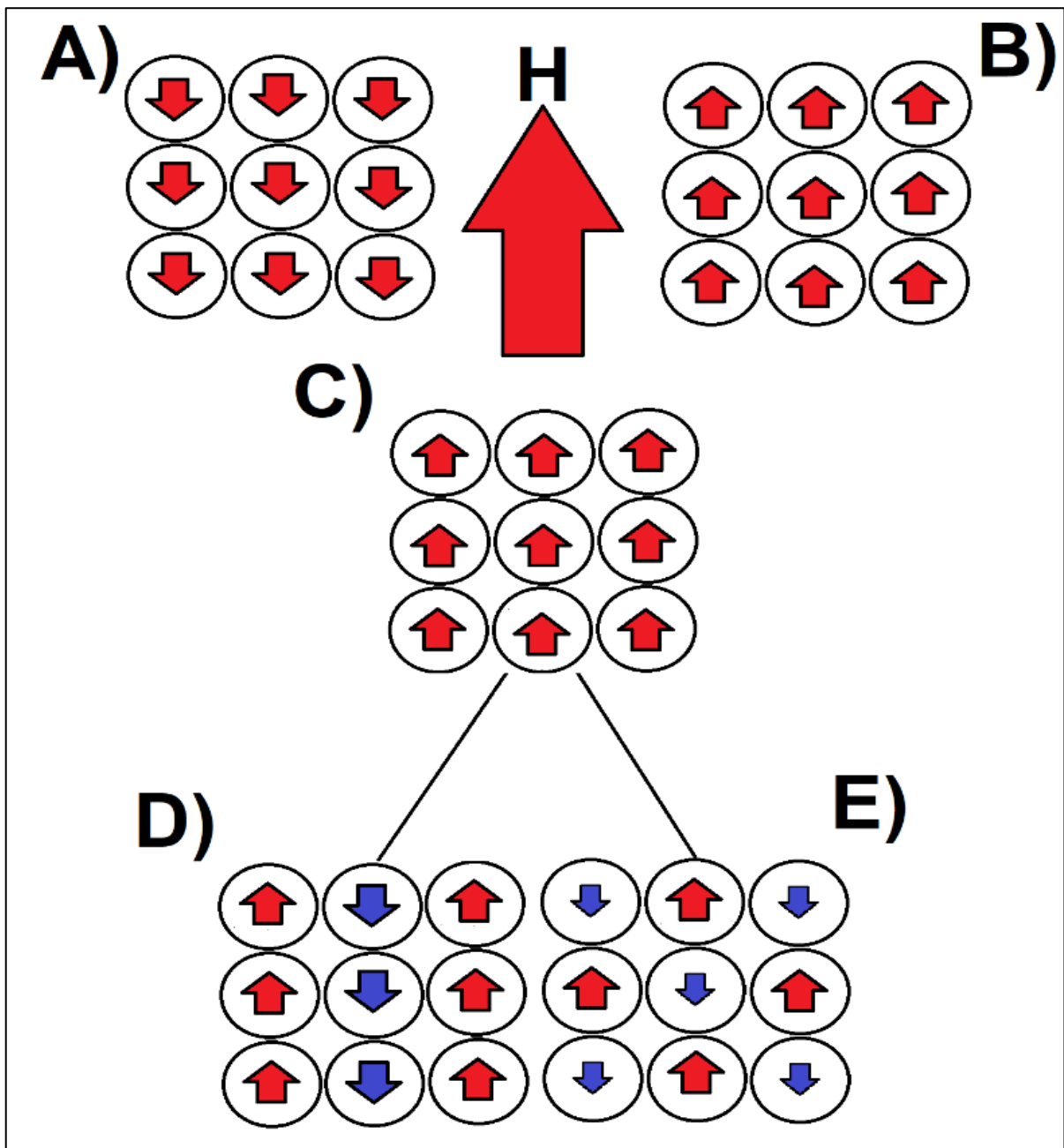
4.1.1. Propriedades Magnéticas das Rochas

A magnetização das rochas está ligada à presença de minerais magnéticos em sua composição. A magnetização total (I_t) de uma rocha é o resultado da soma vetorial dos fatores de magnetização induzida (I_i) e remanente (I_r) ([Telford et al., 1990](#); [Schön, 2015](#)).

A magnetização induzida ocorre quando as rochas são expostas a um campo magnético externo, variando de acordo com a quantidade de minerais magnéticos presentes. Esses minerais podem ser divididos em três grupos principais com base em suas propriedades:

- a) **Diamagnéticos:** estes materiais têm valores de susceptibilidade negativos e constantes, caracterizados por orientar seus spins paralelamente ao campo aplicado, mas em direções opostas (Figura 12A);
- b) **Paramagnéticos:** materiais paramagnéticos têm valores de susceptibilidade levemente positivos e constantes. Eles têm a capacidade de orientar seus spins paralelamente ao campo aplicado e na mesma direção, mantendo essa orientação enquanto o campo aplicado permanece (Figura 12B);
- c) **Ferromagnéticos:** os materiais ferromagnéticos têm a capacidade de alinhar todos os seus spins paralelamente entre si quando expostos a um campo aplicado. Dentro desse grupo, existem dois subgrupos:
- (c₁) **Antiferromagnetismo:** materiais antiferromagnéticos alinham seus spins paralelamente quando expostos a um campo externo, parte dos spins apresentam uma direção e a outra parte direção oposta, gerando um vetor resultante nulo (Figura 12D).
- (c₂) **Ferrimagnetismo:** materiais ferrimagnéticos têm a capacidade de orientar parte de seus spins em sentido contrário à outra parte quando expostos a um campo externo, embora com intensidades diferentes. Isso resulta em uma magnetização fraca, mas com a mesma direção e intensidade (Figura 12E).

Figura 12 – Ilustração da orientação magnética dos principais grupos de materiais sob a influência de um Campo Magnético Externo (H)



Notas: (A) comportamento de materiais diamagnéticos. (B) comportamento de materiais paramagnéticos. (C) comportamento de materiais ferromagnéticos. (D) comportamento de materiais antiferromagnéticos. (E) comportamento dos materiais ferrimagnéticos. A seta vermelha indica a direção da magnetização do campo magnético externo (H). **Fonte:** Adaptado de [Schön \(2015\)](#).

A magnetização remanente é definida como a magnetização permanente presente nas rochas e outros materiais terrestres, geralmente relacionada ao resfriamento abaixo da temperatura de Curie (T_c) ou da temperatura de Néel (T_n) dos minerais magnéticos presentes na rocha, ou durante o processo de formação da unidade rochosa ([Brown e McEnroe, 2011](#)).

- a) **Magnetização termo-remanente (TRM):** esse tipo de magnetização ocorre quando os minerais magnéticos são resfriados abaixo do ponto de Curie e a magnetização adquire a direção do campo magnético existente. Esse é o processo mais comum de magnetização encontrado em rochas ígneas ([Telford et al., 1990](#));
- b) **Magnetização remanente detrítica (DRM):** a DRM acontece quando partículas de granulação fina sedimentam lentamente sob a influência de um campo magnético externo, fazendo com que as partículas magnéticas se alinhem na direção desse campo ([Telford et al., 1990](#));
- c) **Magnetização química remanente (CRM):** Esse processo ocorre quando os grãos minerais crescem em tamanho ou sofrem mudanças em sua estrutura cristalina devido a reações químicas. Geralmente, afeta rochas sedimentares e metamórficas ([Telford et al., 1990](#)).

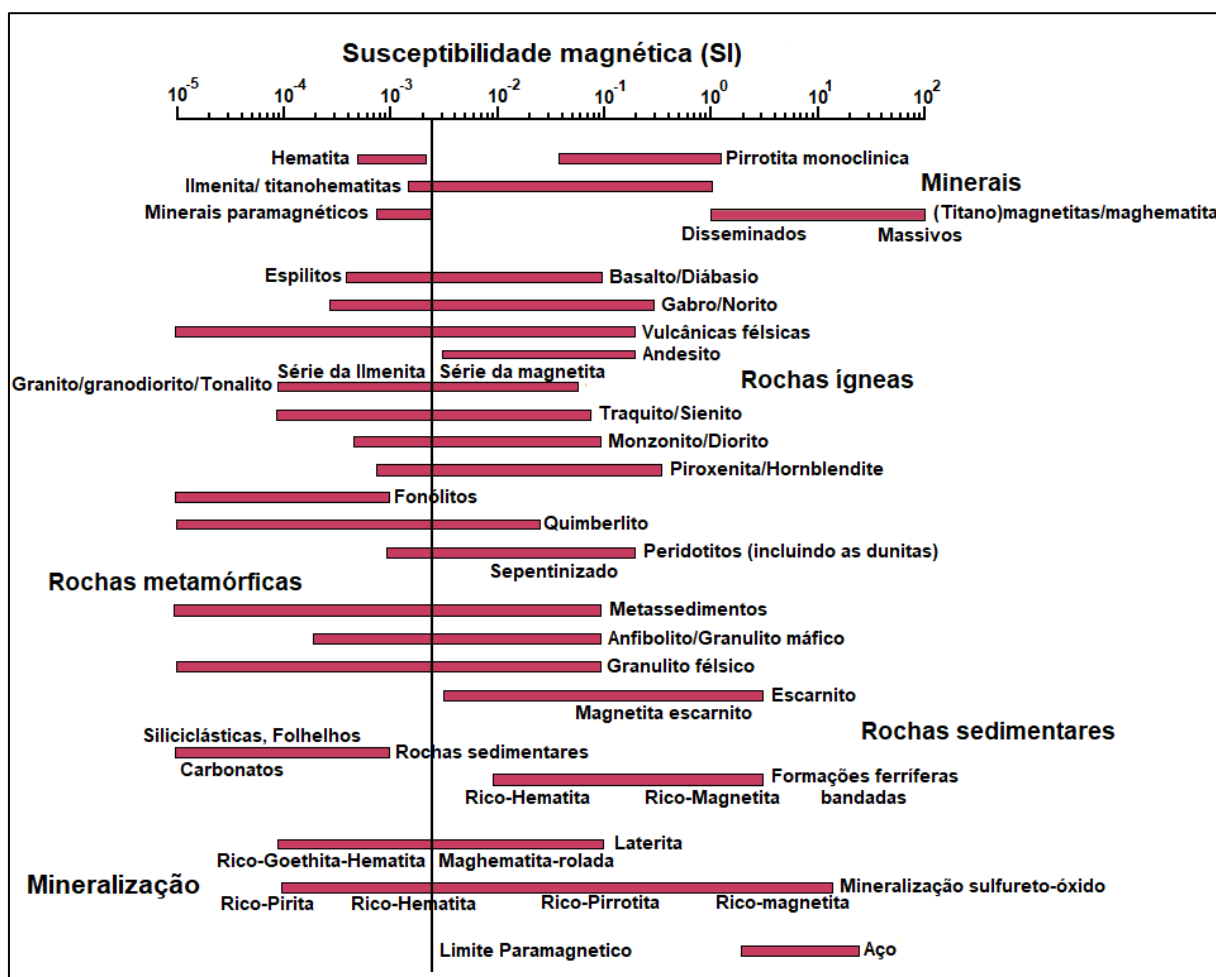
A reação de um material quando exposto a um campo magnético externo é descrita por sua susceptibilidade magnética (χ), conforme a Equação 1. Esta susceptibilidade pode ser determinada através da seguinte relação:

$$\chi = \frac{\mathbf{I}_t}{\mathbf{H}} \quad (1)$$

Na equação acima, χ representa a susceptibilidade magnética adimensional, cujos valores podem variar de negativos a positivos. O símbolo \mathbf{I}_t representa a magnetização total do material, medida em unidades de A/m, enquanto \mathbf{H} representa a intensidade do campo magnético externo, também expressa em A/m.

As propriedades magnéticas das rochas apresentam variações mesmo dentro de um único tipo de litologia, devido a fatores como a heterogeneidade química, o processo de deposição, o grau de cristalização e condições que ocorrem após a formação da rocha. Para uma análise mais aprofundada dessa relação entre a variação da susceptibilidade magnética das rochas e dos minerais, consulte a Figura 13.

Figura 13 – Diagrama da Variação da Susceptibilidade Magnética em Diferentes Grupos de Rochas e Minerais



Fonte: Adaptado de [Dentith e Mudge \(2014\)](#).

4.1.2. Campo Geomagnético

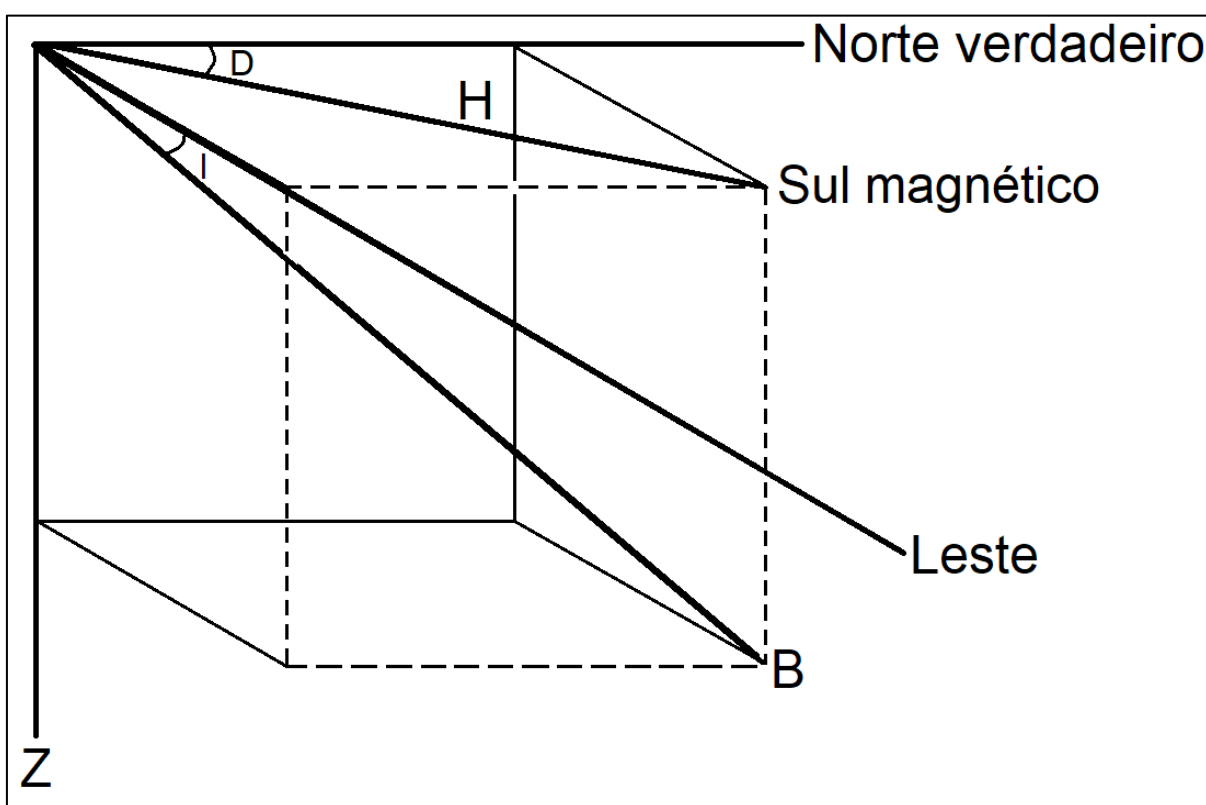
Sabe-se que aproximadamente 90% do campo magnético da Terra é gerado pelo campo magnético principal, enquanto os 10% restantes são distribuídos entre o campo magnético externo e o campo magnético crustal ([Telford et al., 1990](#); [Chulliat et al., 2015](#)).

O funcionamento do campo magnético principal está intrinsecamente relacionado à cinemática, ou seja, à circulação de partículas carregadas nas células de convecção do núcleo externo do planeta. Essa circulação do fluido resulta na alternância de dominância, levando a mudanças periódicas na polaridade do campo geomagnético, um fenômeno conhecido como processo de reversão. Esse processo de reversão é responsável pela chamada variação secular do campo geomagnético ([Telford et al., 1990](#)), e tem sido estudado por diversos pesquisadores ([Mcelhinny e Mcfadden, 2000](#); [Christensen e Tilgner, 2004](#); [Glatzmaier e Olson, 2005](#); [Hulot et al., 2015](#)).

O campo magnético de origem crustal é resultado da contribuição de rochas e minerais magnetizados presentes na crosta terrestre. Além disso, o campo magnético externo é gerado pela interação dos ventos solares, provenientes de fontes interplanetárias, com a atmosfera da Terra. Essas interações com os ventos solares resultam em variações na intensidade diária do campo geomagnético, criando as conhecidas variações diurnas (Telford et al, 1990).

Em qualquer ponto na superfície terrestre ou acima, o campo geomagnético, pode ser expresso vetorialmente (Telford et al, 1990) (Figura 14).

Figura 14 – Diagrama das componentes geomagnéticas



Notas: Intensidade Horizontal (**H**), Intensidade Total (**B**), inclinação (**I**) e a declinação (**D**) geomagnéticas. **Fonte:** Modificado de Telford et al. (1990).

O vetor **Z** representa a componente vertical do campo indutor, enquanto **X** corresponde ao Norte verdadeiro e **Y** ao Leste, ambos representando as componentes horizontais do campo indutor. A Intensidade Horizontal (**H**), que também é chamada de Norte ou Sul magnético e a Intensidade Total (**B**) são expressas em unidades do Sistema Internacional (SI) em nanoteslas (nT). Os elementos angulares incluem a inclinação geomagnética (**I**), que é determinada pela relação entre a componente Leste e a componente de **B** e a declinação geomagnética (**D**), definida como a angulação formada entre a direção do Norte geográfico e a do Norte/Sul magnético.

O modelo global mais comumente utilizado para descrever o campo geomagnético principal é o *International Geomagnetic Reference Field* (IGRF). Este modelo é atualizado a cada 5 anos com base em uma série de modelos matemáticos que descrevem o campo magnético, levando em consideração as variações de suas componentes ([Lowrie, 1997](#); [Thébault et al., 2015](#)).

4.2. Princípios do Método Gravimétrico

4.2.1. Densidade das Rochas

A densidade (ρ) (Equação 2) de uma rocha é uma grandeza escalar, definida pela razão entre a componente da massa (m) pelo seu volume (v), e sua unidade de medida adotada no Sistema Internacional de Medidas (SI) é kgm^{-3} , onde $1 \text{ gcm}^{-3} = 10^3 \text{ kgm}^{-3}$.

$$\rho = \frac{m}{v} \quad (2)$$

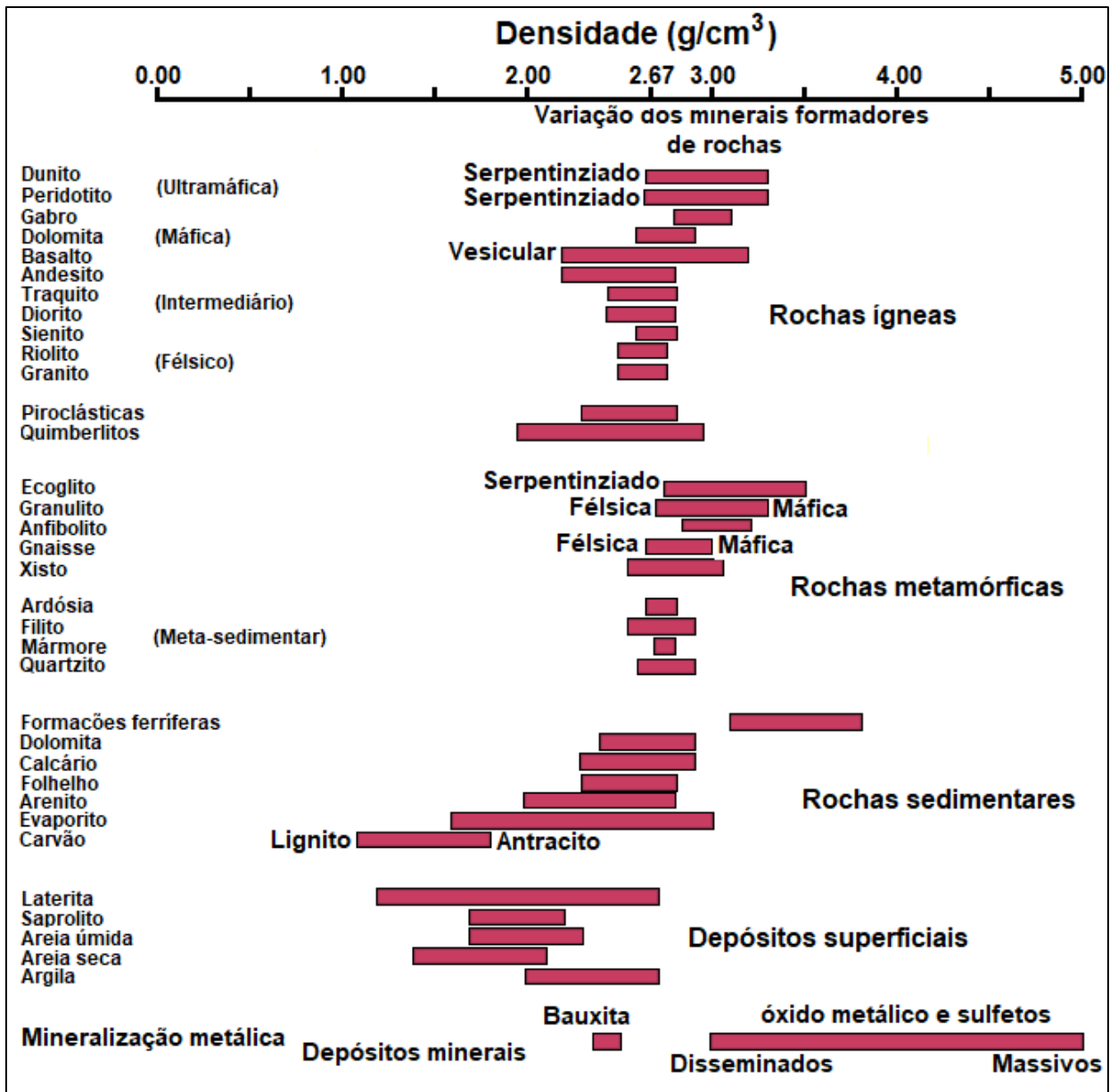
Segundo [Schön \(2015\)](#), o processo de formação das rochas e sua heterogeneidade podem resultar em diferentes tipos de densidade dentro de uma mesma amostra, tais como:

- a) **Densidade aparente:** a densidade média da rocha, incluindo fraturas e porosidade;
- b) **Densidade individual:** a densidade de cada componente mineral da rocha;
- c) **Densidade da matriz sólida:** a densidade dos grãos presentes na rocha;
- d) **Densidade dos fluidos:** a densidade média dos fluidos presentes nos poros e nas fraturas.

A Figura 15 apresenta uma relação da densidade média dos principais tipos de rochas e materiais (Compilado de [Dentith e Mudge, 2014](#)). É evidente que, dentro do mesmo grupo de rochas, a densidade pode variar consideravelmente, como observado nas rochas ígneas, onde a densidade aumenta à medida que a composição varia de félsica para máfica ([Telford et al., 1990](#); [Schön, 2015](#)).

Em contraste, as rochas sedimentares exibem variações de densidade relativamente baixas, sendo a principal fonte de variação associada ao volume de poros e à presença de fraturas ([Telford et al., 1990](#); [Schön, 2015](#)). As variações de densidade das rochas metamórficas estão relacionadas à densidade do protólito, ao grau de metamorfismo e aos processos termodinâmicos aos quais a rocha foi submetida ([Telford et al., 1990](#); [Schön, 2015](#)).

Figura 15 – Diagrama das variações de densidade em rochas e minerais



Fonte: Adaptado de [Dentith e Mudge \(2014\)](#).

4.2.2. Anomalia da Gravidade

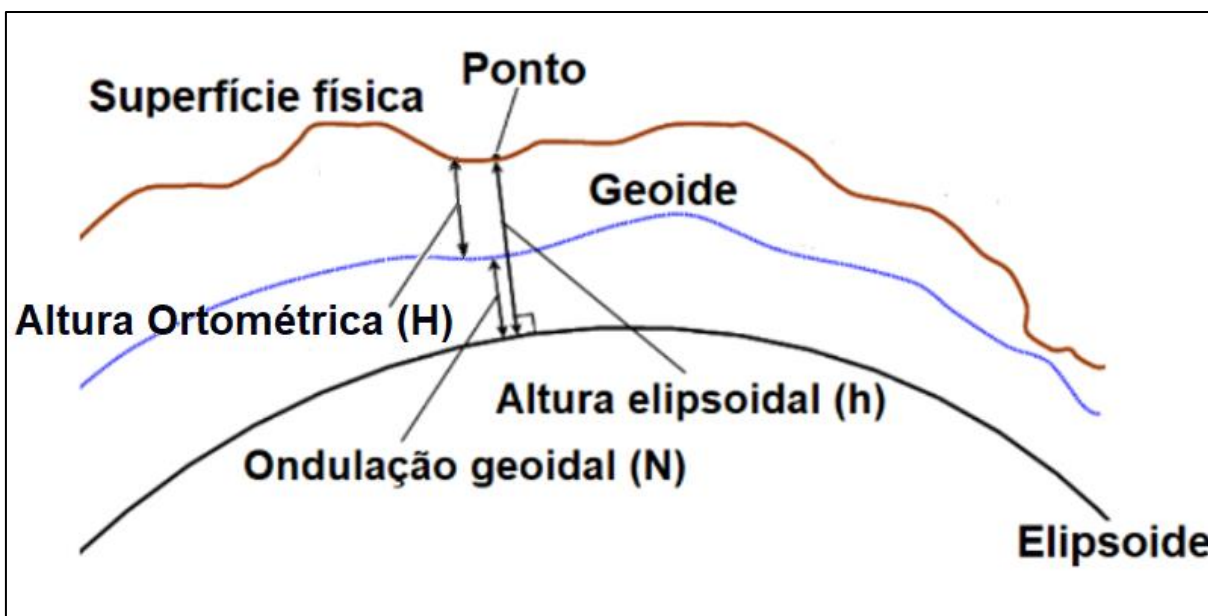
Na geodésia e na cartografia, a determinação das altitudes das estações na superfície da Terra é fundamental para diversos fins: na topografia, na engenharia civil e na navegação aérea e marinha ([Gemael, 2002](#)). Existem diferentes conceitos que descrevem essas altitudes em relação à geometria complexa do nosso planeta.

A altitude geométrica é a distância medida na direção normal entre um ponto P (estação) qualquer na superfície física e a superfície elipsoidal. Por outro lado, a altura ortométrica (H) é a distância medida na componente vertical entre um ponto P na superfície

física e a superfície geoidal. Por fim, a altura geoidal, também conhecida como ondulação do geóide, é a distância medida da superfície elipsoidal até a geoidal.

Esses conceitos desempenham um papel crucial na compreensão e representação precisa das variações de altitude em nosso planeta (Figura 16).

Figura 16 - Diagrama da relação entre as superfícies usadas para representar a forma da Terra



Fonte: Modificado de [Ziebart et al. \(2004\)](#).

A anomalia da gravidade é calculada como a diferença entre a aceleração gravitacional da Terra observada ou estimada em algum nível de referência (como um elipsoide biaxial de revolução) pela aceleração gravitacional gerada por uma distribuição de massa ([Hackney e Featherstone, 2003](#)).

Conforme definida por [Heiskanen e Moritz \(1967\)](#), a anomalia da gravidade (Δg) (Equação 3) é calculada como:

$$\Delta g = |g_0| - |\gamma| \quad (3)$$

Sendo, $|g_0|$ a magnitude do vetor de gravidade no geóide e $|\gamma|$ a magnitude do vetor de gravidade normal na superfície do elipsoide na mesma latitude geodésica geocêntrica da observação da gravidade.

Em homenagem a Galileu Galilei, a unidade de medida atualmente utilizada em medições gravimétricas é o Gal, sendo 1 Gal equivalente a 1 cm/s^{-2} . Para representar os valores

de anomalias de gravidade de forma mais prática, é comum expressá-los em miliGal (mGal), em que 1 miliGal é igual a 0,001 Gal, ou seja, 0,001 cm/s².

4.2.3. Redução e anomalia ar-livre

A redução da aceleração da gravidade medida na superfície física para a superfície geoidal é obtida através da aplicação da redução ar-livre (R_{al}) conforme a Equação 4. Essa redução considera o gradiente vertical da aceleração da gravidade normal $\left(\frac{\partial|\gamma|}{\partial H}\right)$ e a altitude ortométrica (H) do local onde a medição gravimétrica foi realizada, sendo expressa da seguinte maneira:

$$R_{al} = \frac{\partial|\gamma|}{\partial H} H \cong 0,3086 H \quad (4)$$

Com H sendo medido em metros e γ em mGal.

A anomalia ar-livre (Δg_A) (Equação 5) é calculada mediante a aplicação da redução ar-livre, utilizando a seguinte expressão:

$$\Delta g_A = \mathbf{g} + R_{al} - |\gamma| \cong \mathbf{g} + 0,3086 H - |\gamma| \quad (5)$$

Sendo \mathbf{g} o vetor da gravidade observada, R_{al} a redução ar-livre e $|\gamma|$ a magnitude do vetor de gravidade normal.

4.2.4. Redução e anomalia Bouguer

A redução que compensa o efeito das massas topográficas situadas entre as superfícies da Terra e a geoidal é conhecida como redução Bouguer. A anomalia gravimétrica resultante após essa redução é denominada anomalia Bouguer

O valor da anomalia Bouguer completa (Δg_B) (Equação 6) ([Telford et al., 1990](#); [Lowrie, 1997](#); [Hofmann-Wellehof e Moritz, 2005](#)), é calculada levando em conta a contribuição da placa Bouguer ($2\pi\rho Gh$), da correção de terreno (Ct) e da anomalia ar-livre (Δg_A), conforme descrito na equação abaixo:

$$\Delta g_B = \Delta g_A - 2\pi\rho Gh + Ct \quad (6)$$

Na equação apresentada, G representa a constante gravitacional, ρ denota a densidade média do meio, convencionalmente estabelecida em $2,67 \text{ g/cm}^3$. A variável h refere-se à espessura da placa Bouguer, que é a altura topográfica do ponto acima do geoide, e Ct é a correção topográfica

O cálculo dos valores da anomalia Bouguer levam em conta o valor das massas topográficas entre a estação (local de medida) e o geoide ([Telford et al., 1990](#)). A anomalia Bouguer é normalmente utilizada para modelar estruturas geológicas em profundidades e investigar variações regionais na espessura da crosta terrestre.

4.3. Base de Dados Geofísicos

4.3.1. Dados topográficos

Neste estudo, foi utilizado o Modelo Digital de Elevação (MDE) disponibilizado pelo TOPODATA - [Brasil, \(2008\)](#), que possui uma resolução espacial de $30 \times 30 \text{ m}$. A geração dos mapas temáticos foi realizada por meio da plataforma de geoprocessamento Quantum GIS (QGIS), na versão 3.28.0-Firenze.

4.3.2. Dados aeromagnetométricos

Os dados aeromagnetométricos utilizados neste estudo (Tabela 1) foram disponibilizados pela Companhia de Pesquisa em Recursos Minerais (CPRM). Os projetos apresentam 500 m de espaçamento entre as linhas de voo, na direção Norte-Sul, enquanto as linhas de controle foram estabelecidas com intervalos de 10 km na direção Leste-Oeste. A altitude de voo nominal determinada para a aquisição dos dados foi de 100 m .

Tabela 1 - Lista dos projetos aeromagnetométricos utilizados

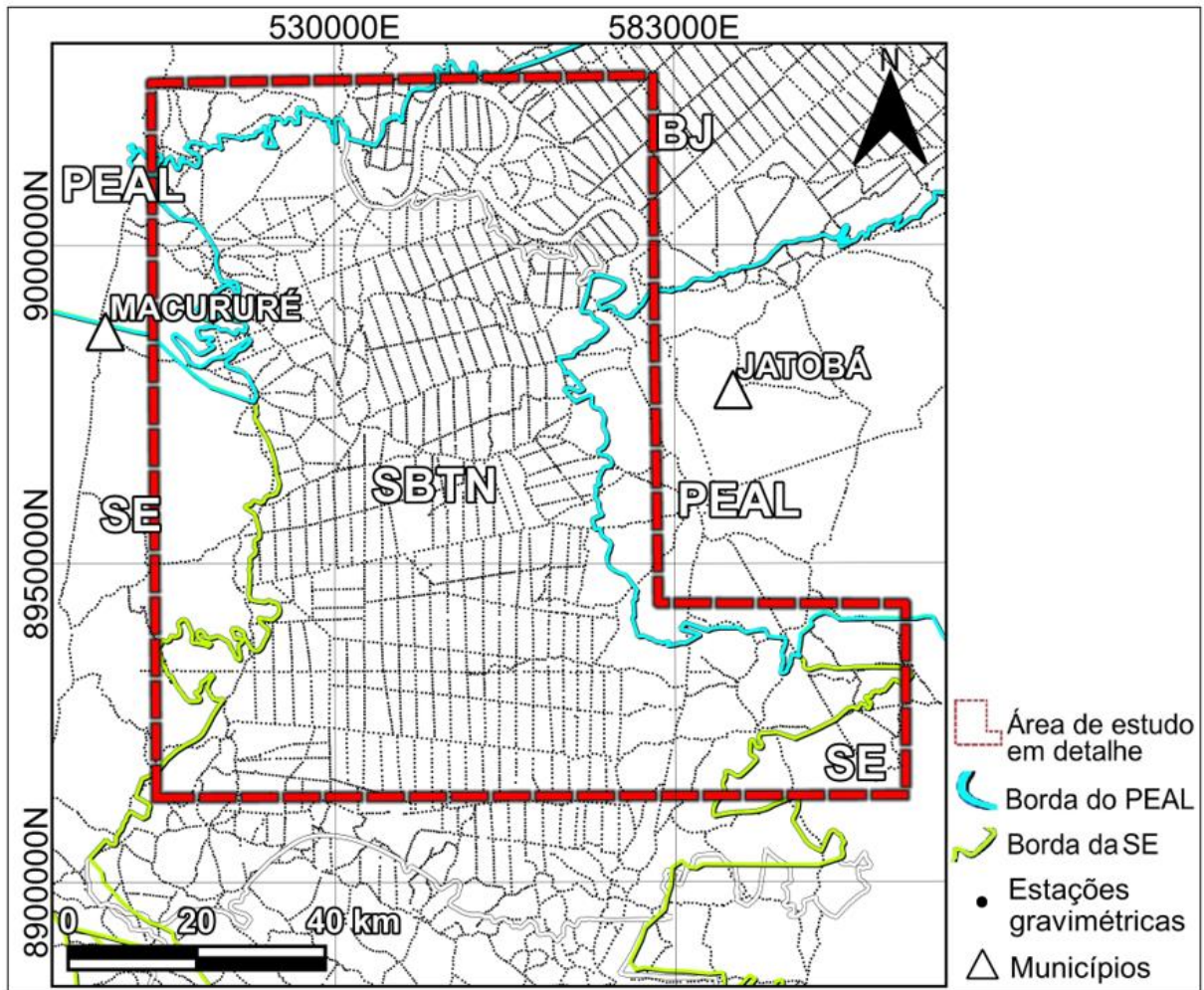
PROJETOS AEROGEOFÍSICOS (CÓDIGO IDENTIFICAÇÃO)	PERÍODO DA OBTENÇÃO DOS DADOS	REFERÊNCIAS
PERNAMBUCO-PIAUI (1067)	29/12/2005 a 29/04/2006	CPRM, 2006
PARAÍBA-RIO GRANDE DO NORTE-PERNAMBUCO PARAÍBA (1091)	29/01/2009 a 17/06/2009	CPRM, 2010
OESTE DE TUCANO (1103)	07/08/2010 a 12/10/2010	CPRM, 2011a
PAULO AFONSO-TEOTÔNIO VILELA (1104)	16/09/2010 a 05/06/2011	CPRM, 2011b

Fonte: autoria própria.

4.3.3. Dados de gravimetria terrestre

Os dados gravimétricos terrestres que foram utilizados neste trabalho (Figura 17) são de domínio público e foram disponibilizados pela Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis do Brasil (ANP) ([ANP, 2022](#)). Esses foram coletados por diversas equipes de gravimetria da PETROBRAS, especificamente do Distrito de Exploração da Bahia e do Espírito Santo (DEXBA/DEXES), e passaram por processos prévios de tratamento e filtragem. A base de dados inclui informações como as coordenadas UTM (x e y), valores de elevação, correção de terreno, gravidade observada, anomalia ar-livre e anomalia Bouguer completa.

Figura 17 – Mapa de localização das estações gravimétricas



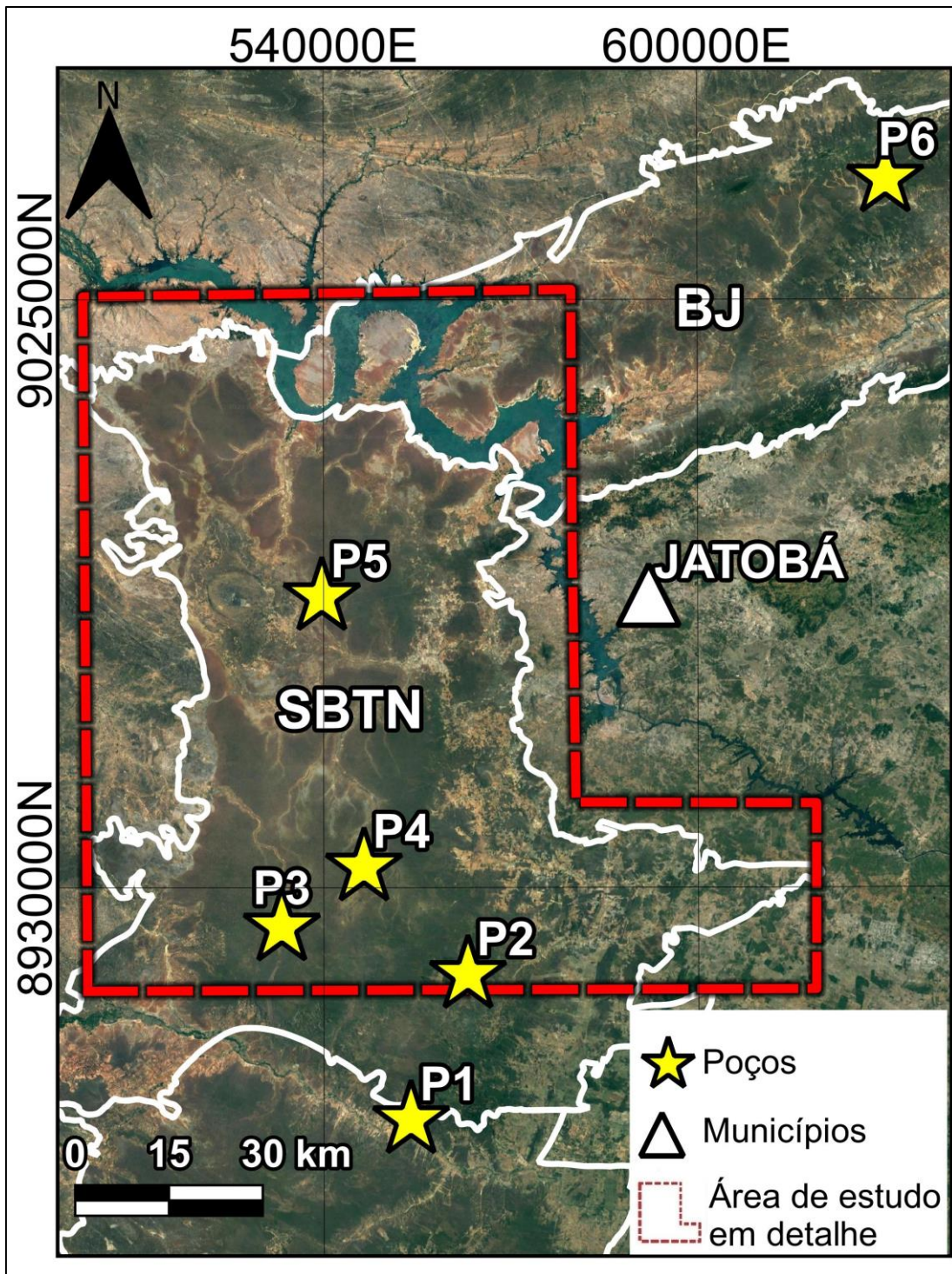
Nota: Contornos das bacias extraído de [Bizzi et al. \(2003\)](#). Fonte: autoria própria.

4.3.4. Dados de poços

Os dados de poços utilizado neste estudo (Figura 18) são de domínio público e foram disponibilizados pela ANP ([ANP, 2022](#)). Nas bacias de interesse deste estudo, contamos com um total de apenas seis poços catalogados e disponibilizados, nomeadamente como: 1PR0001BA (P1), 2LOG0001BA (P2), 2RAST0002BA (P3), 2RAST0001BA (P4), 1MBR0001BA (P5) e 2IMST0001PE (P6).

Os dados referentes à espessura sedimentar e à profundidade do embasamento estão detalhados na Tabela 2. Para garantir a maior confiabilidade na interpretação, os perfis de modelagem gravimétrica 2,5D serão baseados nas informações litológicas provenientes desses poços.

Figura 18 – Mapa de localização dos poços na área de estudo



Nota: Contornos das bacias extraído de [Bizzi et al. \(2003\)](#). Fonte: autoria própria.

Tabela 2 – Lista dos poços utilizados no atual estudo

IDENTIFICAÇÃO DO POÇO	PROFUNDIDADE MÁXIMA PERFURADA	ESPESSURA SEDIMENTAR	PROFUNDIDADE DO EMBASAMENTO
	[m]		
1PR0001BA (P1)	1526	1513	Sem informação
2LOG0001BA (P2)	5051	5051	-
2RAST0002BA (P3)	3629	3629	-
2RAST0001BA (P4)	4109	4109	Sem informação
1MBR0001BA (P5)	4856	4856	-
2IMST0001PE (P6)	2861	2764	Sem informação

Fonte: autoria própria.

Todos os poços exibem uma sequência de camadas sedimentares que incluem folhelhos, siltitos e arenitos (ANP, 2022). No poço 2LOG0001BA (P2), a profundidade de 5051 m revelou a presença do embasamento, composto por filito (ANP, 2022). O poço 2RAST0002BA (P3) atingiu a superfície do embasamento a 3629 m, identificado pela presença de ardósia (ANP, 2022). Já o poço 1MBR0001BA (P5) encontrou a superfície do embasamento a uma profundidade de 4856 m, consistindo em uma rocha ígnea de coloração amarelada não classificada (ANP, 2022).

4.4. Processamento dos Dados Magnéticos e Gravimétricos

4.4.1. Interpolação dos dados geofísicos

Para processar os dados aeromagnetométricos, a construção da malha do Campo Magnético Anômalo (CMA) foi realizada por meio do método de interpolação bidirecional (Bhattacharyya, 1969; Akima, 1970), considerando um espaçamento igual a 1/4 da distância entre as linhas de voo, resultando em células com dimensões de 125 x 125 m.

O método bidirecional (Equação 7, 8 e 9) é utilizado para interpolar dados dispostos em linhas ortogonais e paralelas (Santos et al., 2016). O algoritmo disponibilizado pelo Geosoft utiliza *splines Akima* (Akima, 1970) para ajustes precisos das curvas (Guimarães, 2009).

Expressa de forma geral, em que x_3 e y_3 representam o ponto final, x_2, y_2 e x_1, y_1 são os pontos adjacentes e x_4, y_4 e x_5, y_5 são outros pontos ([Santos et al., 2016](#)), de forma que:

$$y = g_0 + g_1 (x - x_3) + g_2(x - x_2)^2 \quad (7)$$

Assumindo que g é uma constante, temos que:

$$x_5 - x_3 = x_4 - x_2 = x_3 - x_1 \quad (8)$$

Se y_4 e y_5 correspondem a x_4 e x_5 , temos que:

$$\frac{y_5 - y_4}{x_5 - x_4} - \frac{y_4 - y_3}{x_4 - x_3} = \frac{y_4 - y_3}{x_4 - x_3} - \frac{y_3 - y_2}{x_3 - x_2} = \frac{y_3 - y_2}{x_3 - x_2} - \frac{y_2 - y_1}{x_2 - x_1} \quad (9)$$

No que diz respeito aos dados gravimétricos terrestres, a malha da anomalia Bouguer foi construída utilizando o método de mínima curvatura ([Briggs, 1974](#)), com base em um espaçamento equivalente a 1/4 da distância média entre as estações gravimétricas. Isso resultou em um tamanho de célula de 2 x 2 km.

O método da mínima curvatura gera uma superfície que interpola todos os valores observados de cada célula (Z), por meio de uma equação bi-harmônica diferencial modificada, incorporando o parâmetro de tensão T ([Smith e Wessel, 1990](#); [Santos et al., 2016](#)), conforme representado na Equação 10:

$$(1 - T_i)\nabla^2(\nabla^2 Z)(T_i)\nabla^2 Z = 0 \quad (10)$$

4.4.2. Espectro de potência radial

O espectro de potência radial ([Dimri, 1992](#); [Pilkington et al., 1994](#); [Blakely, 1995](#); [Maus e Dimri, 1994, 1995, 1996](#)), é gerado a partir de uma malha de dados com o objetivo de exibir a distribuição relativa de energia em relação ao número de onda e à sua direção. Esse processo é realizado através de uma equação bidimensional. A expressão para cálculo do espectro de energia de uma função $[f(x)]$, $[F(x)]^2$ (Equação 11), é dada por:

$$E = \int_{-\infty}^{\infty} |F(k)|^2 dk \quad (11)$$

Sendo, k o número de onda ([Blakely, 1996](#)) (Equação 12), expresso como:

$$k = \frac{2\pi}{\lambda} \quad (12)$$

Onde, λ é o comprimento de onda.

De acordo com [Spector e Grant \(1970\)](#), é possível estimar a profundidade das fontes causadoras por meio desse espectro (Equação 13), usando a seguinte relação:

$$h = \frac{-s}{4\pi} \quad (13)$$

Na equação, h representa a profundidade e s denota a inclinação (declividade) do logaritmo do espectro de potência.

É importante destacar que a profundidade obtida corresponde a uma média estimada em relação a um comprimento de onda ([Gunn, 1997](#)). Portanto, essa técnica deve ser utilizada com precaução em uma abordagem qualitativa. Antes de aplicar os filtros no domínio de Fourier, é necessário realizar as seguintes etapas:

- a) Remover uma superfície de tendência (*trend removal*), podendo ser de 1° ordem, 2° ordem ou 3° ordem;
- b) Realizar a expansão da malha para criar uma função periódica, recomenda-se expandir em pelo menos 10% ([Winograd, 1978](#));
- c) Preenchimento da parte expandida, esta etapa pode ser realizada por 2 métodos principais:
 - (i) Expansão *Multistep* e/ou
 - (ii) Método de Máxima Entropia.

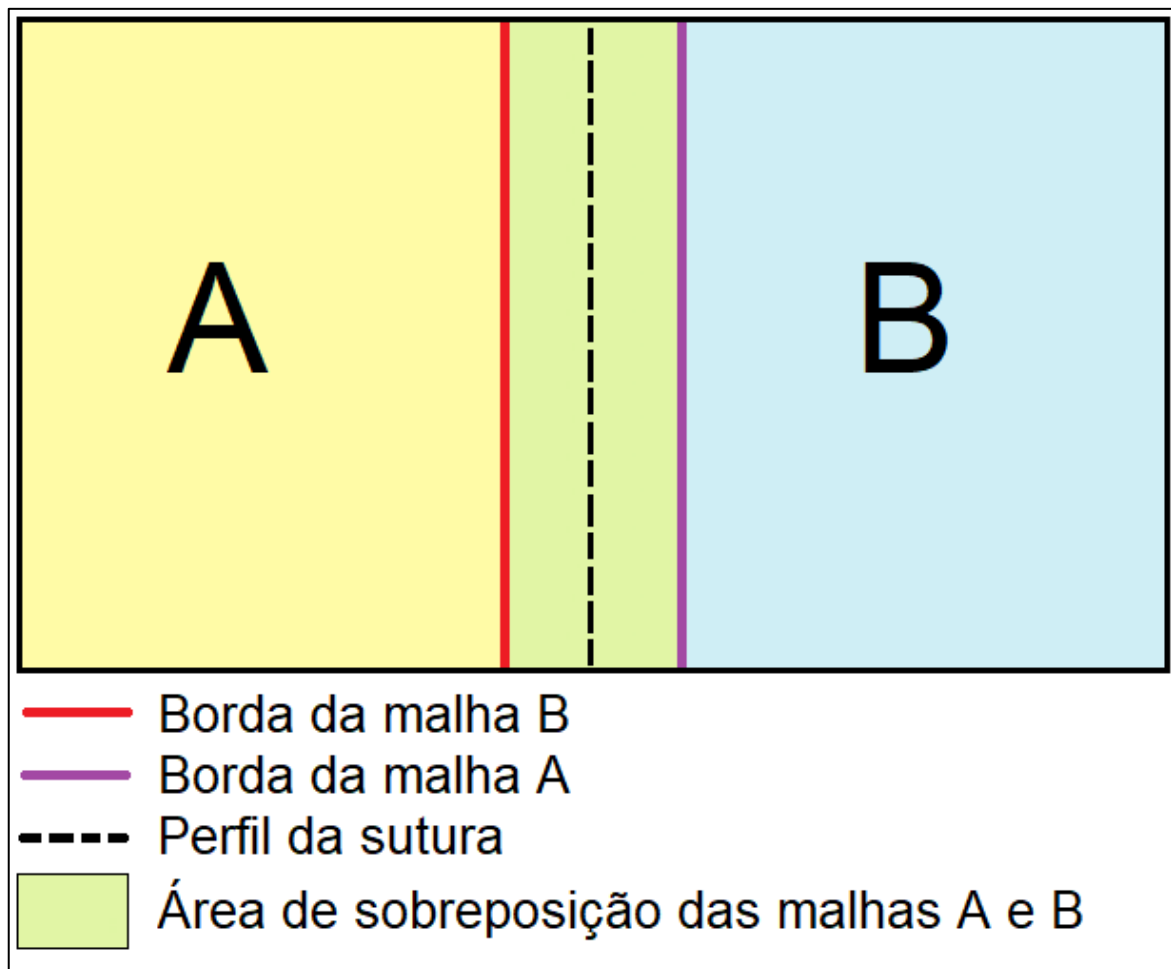
4.4.3. Método de Sutura de Dados Aeromagnetométricos

O método de sutura ([Johnson et al., 1999](#); [Geosoft, 2006](#)) é empregado para ajustar os valores de duas ou mais malhas, através da geração automática de uma linha na área de intersecção entre elas. Essa metodologia vem sendo aplicada por diversos geocientistas em

diferentes áreas, dentre eles podemos citar: [Lourenço et al. \(2014\)](#), [Correa et al. \(2016a\)](#) e [Correa et al. \(2020\)](#).

Para melhor exemplificarmos sua aplicação, suponhamos, a existência de duas grades, A e B, onde se deseja realizar a sutura de A em B (AB), considerando que o valor de A seja maior que o de B ($A > B$). Desta forma, o valor médio de A é utilizado para eliminar discrepâncias ao longo do perfil. Durante o ajuste do perfil, os pontos adjacentes são então modificados para se criar uma transição suave entre as duas malhas, como ilustrado na Figura 19.

Figura 19 - Diagrama ilustrando o método de sutura aplicado a duas malhas



Fonte: Modificado de [Geosoft \(2006\)](#).

Nesse processo utiliza-se uma abordagem de múltiplas frequências para garantir uma transição suave entre as grades, de forma a ser independente da amplitude, e do comprimento de onda das feições atravessadas pelo perfil de sutura. Essa abordagem distribui as correções

ao longo do perfil com base no comprimento de onda das diferenças (resíduos) encontradas ([Geosoft, 2006](#)).

O processo utiliza uma função de transformação de Fourier para decompor os valores residuais de A e B em várias curvas. Posteriormente, é aplicada uma superfície de correção "suavizada" a cada curva de frequência ([Geosoft, 2006](#)).

Essa correção é proporcional, ou seja, as feições mais próximas do centro da malha recebem um peso maior, enquanto as mais próximas das bordas recebem um peso menor. Posteriormente a superfície de correção para cada frequência é então somada à área da grade existente, garantindo uma suposta transição perfeita entre as grades nas suas bordas ([Geosoft, 2006](#)).

4.4.4. Redução ao Polo e ao Equador

O filtro de Redução ao Polo (RTP) ([Baranov e Naudy, 1964](#); [Grant e Doods, 1972](#)) é aplicado com o objetivo de eliminar o efeito dipolar do Campo Magnético Anômalo (CMA). Essa técnica transforma as respostas magnéticas de corpos medidos em uma determinada latitude em respostas que seriam equivalentes às medidas no polo magnético, onde a inclinação do campo é de 90° ([Li, 2008](#)).

Assumindo que a magnetização remanente possa ser negligenciada e que a direção da magnetização esteja em conformidade com o campo geomagnético, a aplicação do filtro de Redução ao Polo (RTP), conforme apresentado na Equação 14, pode ser descrita da seguinte maneira:

$$\text{RTP}(\theta) = \frac{1}{[\text{sen}(I) + i \cos(I) \cos(D - \theta)]^2} \quad (14)$$

Sendo,

$$i = \sqrt{-1}$$

Onde θ representa a componente polar no domínio do número de onda, expressa como $\tan^{-1} = \frac{v}{u}$, em que u e v correspondem, respectivamente, às componentes X e Y no domínio do número de onda e I e D representam respectivamente a inclinação e a declinação geomagnética.

A equação do filtro de Redução ao Polo (RTP), apresentada acima (Equação 11) é particularmente sensível em baixas latitudes ($< \pm 25^\circ$), onde o valor da inclinação geomagnética (I) é relativamente pequeno e a declinação geomagnética (D) se aproxima de $\pm 90^\circ$. Nessas condições, os valores da amplitude da intensidade magnética tendem a aumentar significativamente. Por exemplo, assumindo que $I = 0$ e $\theta = D = \pm 90^\circ$, a equação resultaria em $RTP(\theta) \rightarrow -\infty$ (Guo et al., 2013).

Portanto, a aplicação do filtro de RTP dessa maneira torna-o altamente instável em baixas latitudes, resultando na criação de artefatos matemáticos lineares ao longo da declinação geomagnética (Guo et al., 2013).

Entretanto, é possível evitar esses artefatos matemáticos ao modificar a Equação 11, tornando-a mais estável. Existem várias abordagens disponíveis na literatura para esse fim, incluindo o método de pseudo-inclinação (Macleod et al., 1993), a técnica de filtragem azimutal (Phillips, 1997), a técnica do fator de supressão (Yao et al., 2003) e uma abordagem direta recentemente utilizada por Lu et al. (2003).

No método apresentado por Lu et al. (2003), foi calculado o RTP para cada ponto em uma malha do Campo Magnético Anômalo (CMA). No entanto, esse método requer o uso de um computador de alto desempenho devido à sua complexidade computacional.

Uma alternativa mais simples, sugerida por Cooper e Cowan (2005), é utilizar uma expansão em série de Taylor no domínio espacial ao redor do chamado RTP_{médio}. Nesse caso, o RTP_{médio} é calculado a partir das médias das inclinações e declinações geomagnéticas na área de estudo.

Essa abordagem simplificada oferece uma solução mais viável para a correção dos valores dos vetores de magnetização. A premissa subjacente é que uma área muito extensa pode ser subdividida em pequenas janelas de dimensões reduzidas, nas quais a variação do vetor de magnetização seja mínima. Dentro de cada uma dessas janelas, calcula-se o conjunto de coeficientes, conforme a Equação 15, e as derivadas α , β , γ , λ , μ e ν para o ponto central da janela.

$$RTP(\mu, \nu) = - \frac{((\alpha\mu + \beta\nu)(\lambda\mu + \mu\nu) + \gamma\sqrt{u^2 + v^2}\nu\sqrt{u^2 + v^2})(\sqrt{u^2 + v^2})^2}{((\alpha\mu + \beta\nu)^2 + (\gamma\sqrt{u^2 + v^2})^2)((\lambda\mu + \mu\nu)^2 + (\nu\sqrt{u^2 + v^2})^2)} \quad (15)$$

+

$$i \frac{((\alpha\mu + \beta\nu)\sqrt{u^2 + v^2} + (\lambda\mu + \mu\nu)\gamma) (\sqrt{u^2 + v^2})^3}{((\alpha\mu + \beta\nu)^2 + (\gamma\sqrt{u^2 + v^2})^2) ((\lambda\mu + \mu\nu)^2 + (v\sqrt{u^2 + v^2})^2)}$$

Sendo, (λ, μ, ν) os cossenos de direção do vetor de magnetização e (α, β, γ) os cossenos de direção do campo principal, assumindo que μ e ν representam as coordenadas no domínio de Fourier e $i = \sqrt{-1}$.

Procedemos à reconstituição do componente do filtro para cada ponto individual usando uma expansão de série de Taylor de primeira ordem (Equação 16). No cenário mais geral, em que o vetor de magnetização pode assumir diferentes direções, existem seis filtros derivados independentes:

$$\text{RTP}(\mu, \nu) = \text{RTP}(0,0) + \frac{\partial \text{RTP}}{\partial \alpha} d\alpha + \frac{\partial \text{RTP}}{\partial \beta} d\beta + \dots + \frac{\partial \text{RTP}}{\partial \nu} d\nu \quad (16)$$

Assim, mantendo a notação mencionada anteriormente, o filtro derivado em relação à ordem α assume a seguinte forma no domínio de Fourier (Equação 17):

(17)

$$\begin{aligned} \frac{\partial \text{RTP}}{\partial \alpha} = & - \frac{\mu(\lambda\mu + \mu\nu)(\sqrt{\mu^2 + \nu^2})^2}{((\alpha\mu + \beta\nu)^2 + \gamma^2 (\sqrt{u^2 + v^2})^2) ((\lambda\mu + \mu\nu)^2 + \nu^2 (\sqrt{\mu^2 + \nu^2})^2)} \\ & - 2 \frac{\mu(\lambda\mu + \mu\nu)(\sqrt{\mu^2 + \nu^2})^2 + 2 \left((-\alpha\mu - \beta\nu)(\lambda\mu + \mu\nu) + \gamma(\sqrt{\mu^2 + \nu^2})^2 \nu \right) (\sqrt{\mu^2 + \nu^2})^2 (\alpha\mu + \beta\nu)\mu}{((\alpha\mu + \beta\nu)^2 + \gamma^2 (\sqrt{u^2 + v^2})^2) ((\lambda\mu + \mu\nu)^2 + \nu^2 (\sqrt{\mu^2 + \nu^2})^2) ((\alpha\mu + \beta\nu)^2 + \gamma (\sqrt{\mu^2 + \nu^2})^2)} \\ & + i \frac{\mu\nu(\sqrt{\mu^2 + \nu^2})^3}{((\alpha\mu + \beta\nu)^2 + \gamma^2 (\sqrt{\mu^2 + \nu^2})^2) ((\lambda\mu + \mu\nu)^2 + \nu^2 (\sqrt{\mu^2 + \nu^2})^2)} \\ & - 2i \frac{((\alpha\mu + \beta\nu)\nu + ((\lambda\mu + \mu\nu)\gamma)(\sqrt{\mu^2 + \nu^2})^3) ((\alpha\mu + \beta\nu)\mu)}{((\alpha\mu + \beta\nu)^2 + \gamma^2 (\sqrt{u^2 + v^2})^2) ((\lambda\mu + \mu\nu)^2 + \nu^2 (\sqrt{u^2 + v^2})^2) ((\alpha\mu + \beta\nu)^2 + \gamma (\sqrt{\mu^2 + \nu^2})^2)} \end{aligned}$$

Sendo,

$$i = \sqrt{-1}$$

O conjunto de coeficientes é então submetido à Inversa da Transformada Rápida de Fourier (IFFT), resultando no cálculo do Filtro de Redução ao Polo (RTP) por meio de convolução no domínio espacial.

Além disso, pode-se incrementar a variável da inclinação para a correção da amplitude (I_a). A mesma deve ser fornecida pelo usuário, desempenhando um papel fundamental para ajustar a amplitude e a potência na proximidade da direção de declinação. Normalmente, ela é definida em uma faixa que varia de 20° a 30° (Guo et al., 2013). A escolha do valor de I_a depende da intensidade dos ruídos presentes nos dados, sendo necessário selecionar valores maiores quando os ruídos são mais evidentes (Li, 2008).

O filtro de Redução ao Equador (RTE) (Leu, 1982), é frequentemente empregado em regiões de baixas latitudes magnéticas com o propósito de centralizar os maximos das anomalias magnéticas sobre suas fontes. A diferença entre o RTP e o RTE reside no comportamento do dipolo, que passa a apresentar um padrão inverso ao observado na redução ao polo, devido ao campo geomagnético ser horizontal no Equador (Leu, 1982), conforme apresentado na Equação 18.

$$RTE(\theta) = \frac{-\cos^2(D - \theta)}{[\text{sen}(I) + i\cos(I) \cos(D - \theta)]^2} \quad (18)$$

Sendo,

$$i = \sqrt{-1}$$

Assim como no caso do filtro de Redução ao Polo (RTP), a equação do filtro de Redução ao Equador (RTE) pode ser ajustada utilizando a variável da inclinação para a correção da amplitude (I_a) (Equação 19), sendo expresso como:

(19)

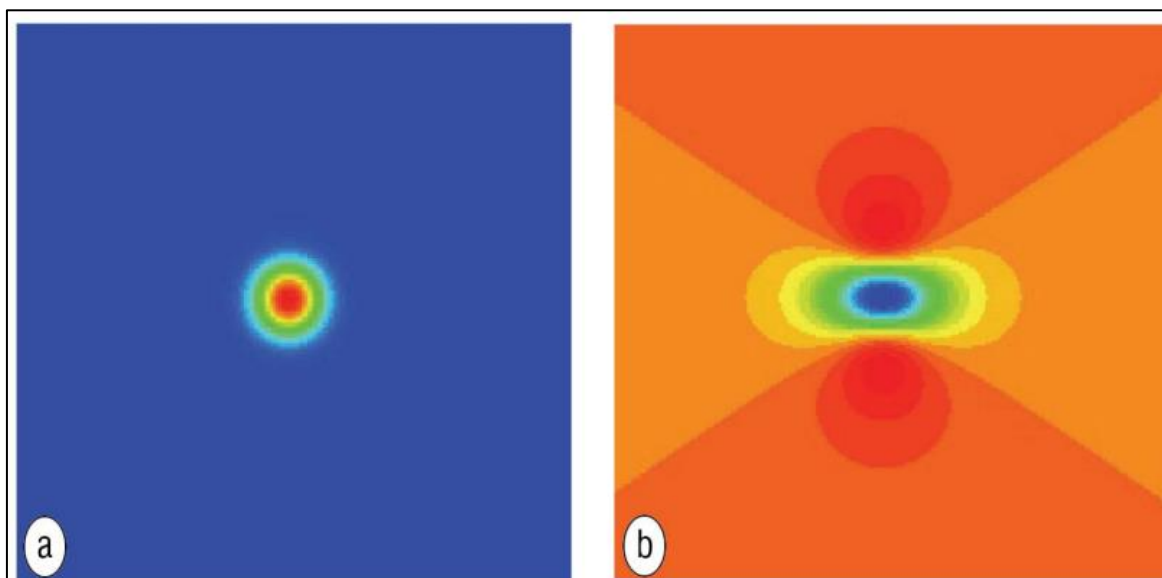
$$RTE(\theta) = \frac{[\text{sen}(I) - i\cos(I) \cos(D - \theta)]^2(-\cos(D - \theta))}{[\text{sen}^2(I_a) + \cos^2(I_a) \cos^2(D - \theta)][\text{sen}^2(I) + \cos^2(I) \cos^2(D - \theta)]}$$

Sendo,

$$i = \sqrt{-1}$$

Conforme observado por [Li \(2008\)](#), ao utilizar dados sintéticos de anomalias magnéticas que representam os resultados ideais do filtro de Redução ao Polo (RTP) (Figura 20A) e do filtro de Redução ao Equador (RTE) (Figura 20B), é possível identificar dois artefatos resultantes do filtro de RTE. Primeiramente, a anomalia central é esticada na direção Leste-Oeste em relação às dimensões horizontais da fonte. Em segundo lugar, surgem dois lóbulos laterais ao norte e ao sul da anomalia verdadeira. Portanto, a interpretação dos resultados torna-se mais desafiadora quando o filtro de RTE é aplicado em comparação com a aplicação correta do filtro de RTP ([Li, 2008](#)).

Figura 20 - Anomalia magnética: comparação entre a (A) Redução ao Polo e a (B) Redução ao Equador



Fonte: extraído de [Li \(2008\)](#).

A partir da aplicação dos filtros de RTP e RTE nos dados magnéticos deste estudo, levando em consideração diversos valores de inclinação para correção da amplitude, os resultados obtidos com o filtro de RTP demonstraram estar mais alinhados com a geologia da área de estudo, especialmente quando a variável da inclinação para a correção da amplitude (I_a) foi definida como 40° .

4.4.5. Gradiente Horizontal Total

De acordo com [Cooper e Cowan \(2006\)](#), a aplicação do filtro do Gradiente Horizontal Total (GHT) (Equação 20) nos dados magnéticos reduzidos ao polo pode ser empregado para realçar as bordas de corpos anômalos. Esse processo envolve a amplificação das altas frequências, o que realça as bordas das fontes causadoras. Como resultado, os valores mais baixos são observados no centro das mesmas, e o sinal diminui à medida que a profundidade aumenta ([Ferreira et al., 2013](#)). Essa operação pode ser expressa matematicamente como:

$$\text{GHT} = \sqrt{\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y}\right)^2} \quad (20)$$

Do qual, $\frac{\partial M}{\partial x}$ e $\frac{\partial M}{\partial y}$ são as derivadas horizontais da anomalia magnética M.

4.4.6. Inclinação do Sinal Analítico

A Inclinação do Sinal Analítico ou Derivada Tilt (TDR) ([Nabighian, 1972](#); [Miller e Singh, 1994](#)), se baseia na relação entre a primeira derivada vertical $\left(\frac{\partial M}{\partial z}\right)$ e o Gradiente Horizontal Total (GHT) (Equação 21). Após a aplicação do TDR nos dados magnéticos reduzidos ao polo, os valores resultantes passam a variar de $-\pi/2$ a $+\pi/2$. Esses valores representam, respectivamente, a borda e o centro do corpo causativo ([Cooper e Cowan, 2008](#)).

O TDR demonstra uma notável capacidade de normalizar as frequências de longo e curto comprimento de onda dos dados magnéticos e produz resultados consistentes, mesmo na presença de ruído ([Verduzco et al., 2004](#)). Essa transformação pode ser expressa matematicamente como:

$$\text{TDR} = \tan^{-1} \left(\frac{\frac{\partial M}{\partial z}}{\sqrt{\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y}\right)^2}} \right) \quad (21)$$

Do qual, $\frac{\partial M}{\partial z}$ é a primeira derivada vertical da anomalia magnética M e $\frac{\partial M}{\partial x}$ e $\frac{\partial M}{\partial y}$ são as

derivadas horizontais da anomalia magnética

4.4.7. Gradiente Total

O Gradiente Total (GT) ([Nabighian, 1972](#); [Nabighian, 1984](#); [MacLeod et al., 1993](#)), também conhecido erroneamente como Amplitude do Sinal Análítico (ASA), conforme mencionado por [Melo et al. \(2021\)](#). Se trata de um filtro definido como a raiz quadrada da soma dos quadrados das derivadas parciais da anomalia magnética em relação às direções x, y e z, conforme a Equação 22:

$$GT = \sqrt{\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial z}\right)^2} \quad (22)$$

Nesta equação, $\frac{\partial M}{\partial x}$ e $\frac{\partial M}{\partial y}$ são as derivadas horizontais da anomalia magnética e $\frac{\partial M}{\partial z}$ é a primeira derivada vertical da anomalia magnética M.

De acordo com os apontamentos de [Li \(2006\)](#), é importante destacar que o filtro do Gradiente Total (GT) tem sido aplicado de maneira inadequada na interpretação de anomalias em baixas latitudes magnéticas. Isso ocorre porque muitas vezes não se considera que o GT é dependente de diversos fatores, incluindo a geometria da fonte causativa e as direções de magnetização. Portanto, ao empregar o filtro do GT como uma ferramenta de interpretação, torna-se imperativo levar em consideração esses fatores a fim de alcançar resultados mais consistentes e precisos.

4.4.8. Imageamento do Parâmetro da Fonte

A técnica do Imageamento do Parâmetro da Fonte (*Source Parameter Imaging - SPI*) ([Blakely e Simpson, 1986](#); [Thurston e Smith, 1997](#)), é aplicada aos dados magnéticos com o objetivo de estimar a profundidade da superfície do embasamento magnético de forma qualitativa, sem a necessidade de levar em consideração fatores como inclinação geomagnética, mergulho ou magnetização remanente. Essa abordagem demonstra uma precisão de aproximadamente +/- 20%. ([Salako, 2014](#)).

Esta técnica foi utilizada por diversos geocientistas nas últimas décadas (e.g, [Salem et al., 2008](#); [Wang et al., 2008](#); [Al-Badani e Al-Wathaf, 2018](#); [Salako, 2014](#); [Nnaemeka et al., 2021](#); [Hispaniol et al., 2023](#)). E o seu cálculo, se fundamenta na extensão complexa do sinal analítico (Equação 23) para estimar as profundidades das fontes magnéticas. O cálculo do número de onda (inverso do comprimento de onda) (K) é expresso da seguinte forma:

$$K(x, y) = \sqrt{\left(\frac{\partial TDR}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial TDR}{\partial y}\right)^2} \quad (23)$$

Do qual,

$$\text{Profundidade} = \frac{1}{k_{\max}}$$

Sendo k_{\max} o valor máximo do pico do número de ondas localizado nas bordas da fonte.

4.4.9. Inversão 3D da gravidade

A necessidade de desenvolver uma alternativa de inversão não linear para estimar a profundidade da Moho usando dados de gravidade levou ao desenvolvimento de diversos métodos ao longo dos anos. Entre esses métodos, podemos citar o descrito em [Bott \(1960\)](#), que propôs um algoritmo iterativo baseado na utilização de prismas verticais bidimensionais. A estimativa de profundidade é obtida dividindo a anomalia diretamente acima dele por $2\pi G\Delta\rho$, onde G representa a constante gravitacional e $\Delta\rho$ é o contraste de densidade entre o pacote sedimentar e o embasamento.

No entanto, [Parker \(1973\)](#) propôs um modelo baseado em camadas complexas 2D e 3D que pode ser aplicado para observar os efeitos da gravidade gerados pelo relevo das camadas de sedimentos. A partir da reorganização do modelo proposto por [Parker \(1973\)](#), [Oldenburg \(1974\)](#) desenvolveu procedimentos iterativos úteis para a inversão de geometrias irregulares com propriedades físicas conhecidas.

A partir desses avanços, o método que ganhou mais popularidade foi o de Parker–Oldenburg ([He et al., 2019](#); [Li et al., 2020](#)), que se fundamenta na aproximação planar e faz uso da Transformada Rápida de Fourier (FFT). Para executar a inversão dos dados gravimétricos

utilizando o método de Parker-Oldenburg, empregamos o programa 3DINVER ([Gómez-Ortiz e Agarwal, 2005](#)). Os procedimentos de inversão utilizados por esse programa para se calcular o efeito gravitacional causado por uma camada irregular e uniforme se fundamentam na equação proposta por [Parker \(1973\)](#) (Equação 24), que emprega uma série de transformadas de Fourier. A equação é apresentada abaixo:

$$F(\Delta\mathbf{g}) = -2\pi G\rho e^{(-Kz_0)} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{K^{n-1}}{n!} F[h^n(\mathbf{x})] \quad (24)$$

Sendo, $F(\Delta\mathbf{g})$ a transformada Fourier da anomalia da gravidade, G a constante gravitacional, ρ o contraste de densidade de uma determinada interface, K é o número de onda, $h(\mathbf{x})$ é a espessura da interface e z_0 é a profundidade de referência da interface.

Posteriormente esta equação foi rearranjada por [Oldenburg \(1974\)](#) (Equação 25) para o cálculo iterativo da profundidade de uma interface irregular, sendo expressa da seguinte forma:

$$F[h(\mathbf{x})] = -\frac{F[\Delta\mathbf{g}(\mathbf{x})]e^{(-Kz_0)}}{2\pi G\rho} - \sum_{n=1}^{\infty} \frac{K^{n-1}}{n!} F[h^n(\mathbf{x})] \quad (25)$$

A fim de garantir a convergência das séries, uma vez que a equação acima é instável em altas frequências, é necessário aplicar um filtro de passa-alta (HCF), conforme representado na Equação 26:

$$\text{HCF}(K) = \frac{1}{2} \left[1 + \cos \left(\frac{K - 2\pi\text{WH}}{2(\text{SH} - \text{WH})} \right) \right] \quad (26)$$

$$\text{HCF}(K) = \begin{cases} \frac{1}{2} \left[1 + \cos \left(\frac{K - 2\pi\text{WH}}{2(\text{SH} - \text{WH})} \right) \right], & \text{WH} < K < \text{SH} \\ \text{HCF}(K) = 0 & \text{para } K > \text{SH} \\ \text{HCF}(K) = 1 & \text{para } K > \text{WH} \end{cases}$$

Na equação acima, WH representa a menor frequência de corte (*Lower Cut-off Frequency*), SH refere-se à maior frequência de corte (*Upper Cut-off Frequency*), e K é o número de onda.

4.4.10. Modelagem 2,5D dos dados gravimétricos

Este procedimento tem como objetivo obter um modelo matemático teórico que se assemelhe a uma fonte geológica, que seja a causa de uma determinada anomalia geofísica. A modelagem de dados gravimétricos pode ser realizada utilizando a rotina GM-SYS ([NGA, 2004](#)), que utiliza algoritmos desenvolvidos por [Talwani et al. \(1959\)](#), [Talwani e Heirtzler \(1964\)](#) e [Won e Bevis \(1987\)](#) para corpos bidimensionais em gravimetria. Os cálculos em duas dimensões e meia são baseados no trabalho de [Rasmussen e Pedersen \(1979\)](#).

O algoritmo de inversão empregado pelo GM-SYS é fundamentado no método de [Marquardt \(1963\)](#), e sua implementação foi realizada pelo Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS) ([Webring, 1985](#)). Essa rotina permite a integração de quatro elementos principais: o modelo estrutural geológico, dados adicionais de poços, bem como dados de estações gravimétricas e/ou magnéticas.

No GM-SYS, a modelagem é conduzida por meio de linhas que delimitam as superfícies. E essas superfícies formam polígonos, também conhecidos como blocos, que representam áreas com contrastes de densidades e/ou propriedades magnéticas constantes. Essas propriedades se estendem infinitamente nas direções +y e/ou -y ([NGA, 2004](#)).

Essa rotina possui, por padrão, o cálculo do valor eficaz (RMS) a partir da diferença entre os dados observados e as respostas calculadas geradas pelos blocos ([NGA, 2004](#)). Isso possibilita o ajuste do modelo matemático ao modelo real por meio de curvas.

4.4.11. Interfaces utilizadas para a modelagem 2,5D

A modelagem 2,5D foi composta por três camadas distintas: a) uma sequência sedimentar; b) rochas supracrustais da Faixa Sergipana; e c) a crosta continental.

Para a sequência sedimentar, a densidade adotada (com base nos dados de poços da ANP) para os arenitos e folhelhos utilizados na modelagem 2,5D foi de 2,5 g/cm³ ([Pinheiro, 2012](#)). Quanto às rochas supracrustais da Faixa Sergipana, a densidade empregada foi de 2,77 g/cm³ de acordo com os trabalhos de [Osako et al. \(2011\)](#) e [Pinheiro \(2012\)](#) na província de Borborema. Essas rochas supracrustais repousam discordantemente sobre o embasamento, por meio de zonas de cisalhamento Brasileanas e remontam ao Paleoproterozoico e ao Neoproterozoico ([Brito Neves et al., 1977](#); [Van Schmus et al., 1997](#); [Brito Neves et al., 2000](#)). Para a crosta continental foi utilizada uma densidade de 2,75 g/cm³, com base no trabalho de [Pinheiro \(2012\)](#).

5. DADOS MAGNÉTICOS SINTÉTICOS

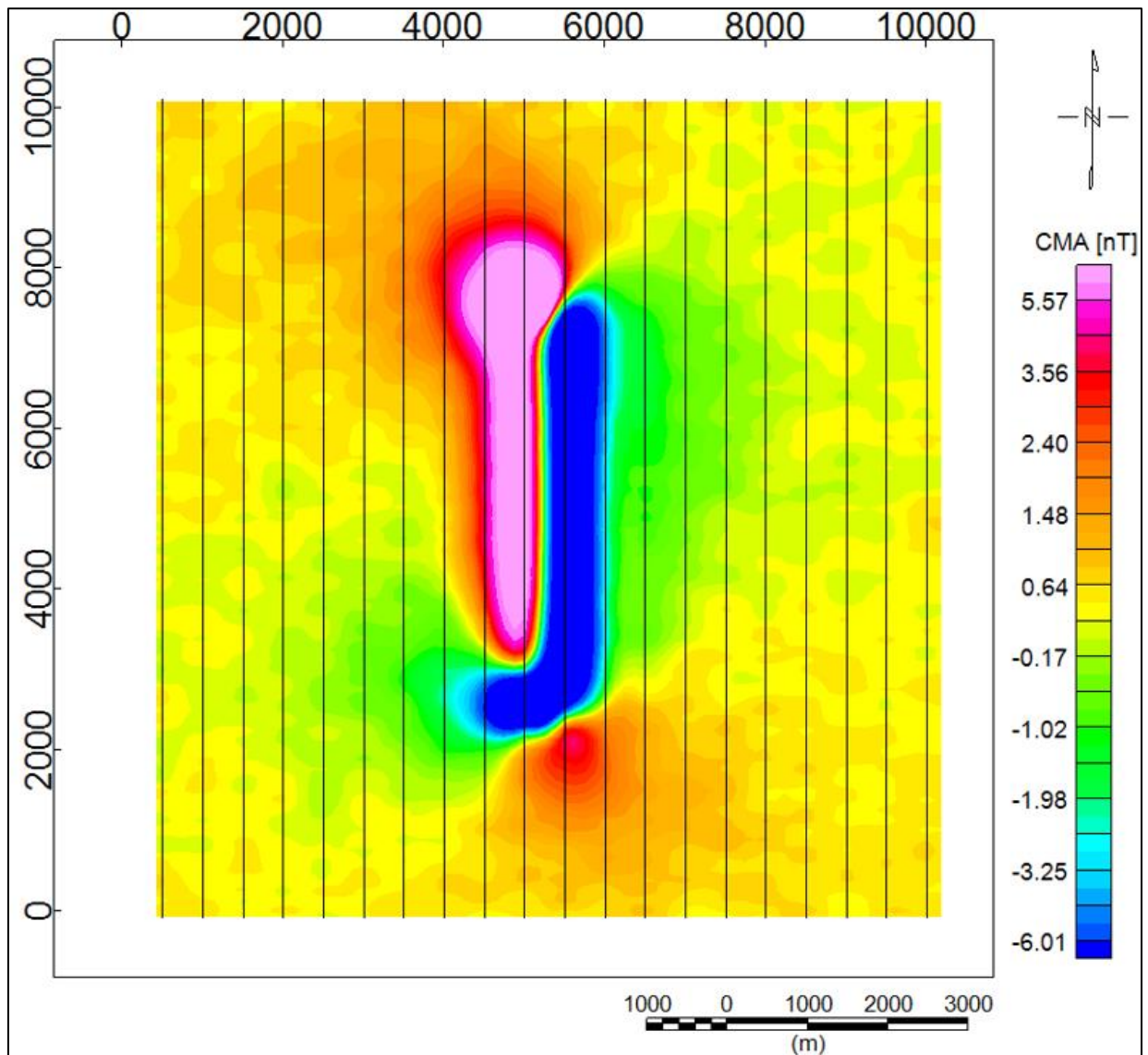
Neste capítulo, apresentamos os resultados obtidos a partir da aplicação do método de sutura em dados magnéticos sintéticos. A escolha desse método foi devido a falta de outras abordagens disponíveis na literatura para a integração de dados magnéticos (navais, aéreos e terrestres).

Para se gerar os dados sintéticos, utilizados para avaliar a metodologia da sutura, foi utilizado uma rotina em MATLAB, denominada GRAV-MAG SUITE ([Castro et al., 2018](#)). Optamos por criar um corpo uniformemente magnetizado de geometria prismática, horizontalizado e orientado a 0° de azimute em relação ao Norte geográfico. As dimensões adotadas para gerar esse corpo, foram: 100 m de profundidade até o topo, 500 m de largura, 5 km de comprimento e 500 m de espessura. A anomalia magnética foi gerada considerando uma susceptibilidade magnética igual a 0,01 SI (valor característico das rochas ígneas).

Além disso, os parâmetros geomagnéticos foram considerados como a média dos valores encontrados na área de estudo do projeto atual, ou seja, o campo total foi igual a 25324,865 nT, a inclinação geomagnética foi de $-23,24^\circ$ e a declinação geomagnética foi de $-22,49^\circ$. É importante destacar que neste estudo consideramos que a direção da magnetização total era desconhecida, portanto, apenas a direção do campo geomagnético foi usada nos cálculos.

Para simular um levantamento real da maneira mais precisa possível, adotamos uma direção de levantamento Norte-Sul, com linhas espaçadas a cada 500 m. As células para a interpolação foram definidas tendo dimensões de 125 x 125 m. Além disso, a malha de dados foi contaminada com ruído aleatório, distribuído uniformemente, com uma amplitude que equivale a 2% da amplitude dos dados magnéticos. A Figura 21 apresenta o Campo Magnético Anômalo sintético gerado por um prisma horizontal orientado ao norte uniformemente magnetizado.

Figura 21 – Mapa do Campo Magnético Anômalo (CMA) sintético gerado por um prisma horizontal

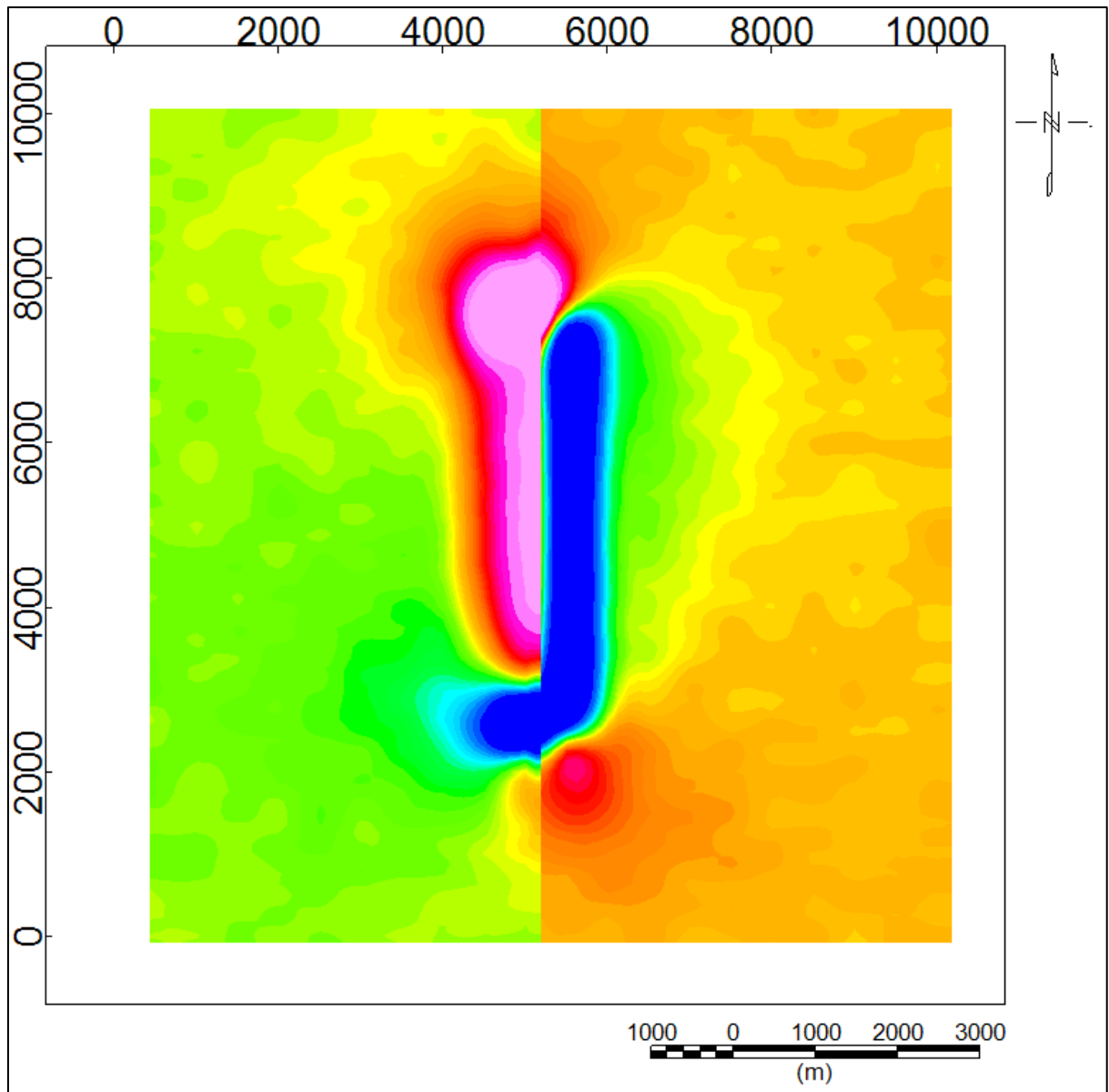


Nota: as linhas pretas verticais indicam as linhas de levantamento. **Fonte:** autoria própria.

5.1. Análise Estatística da Sutura em Dados Sintéticos

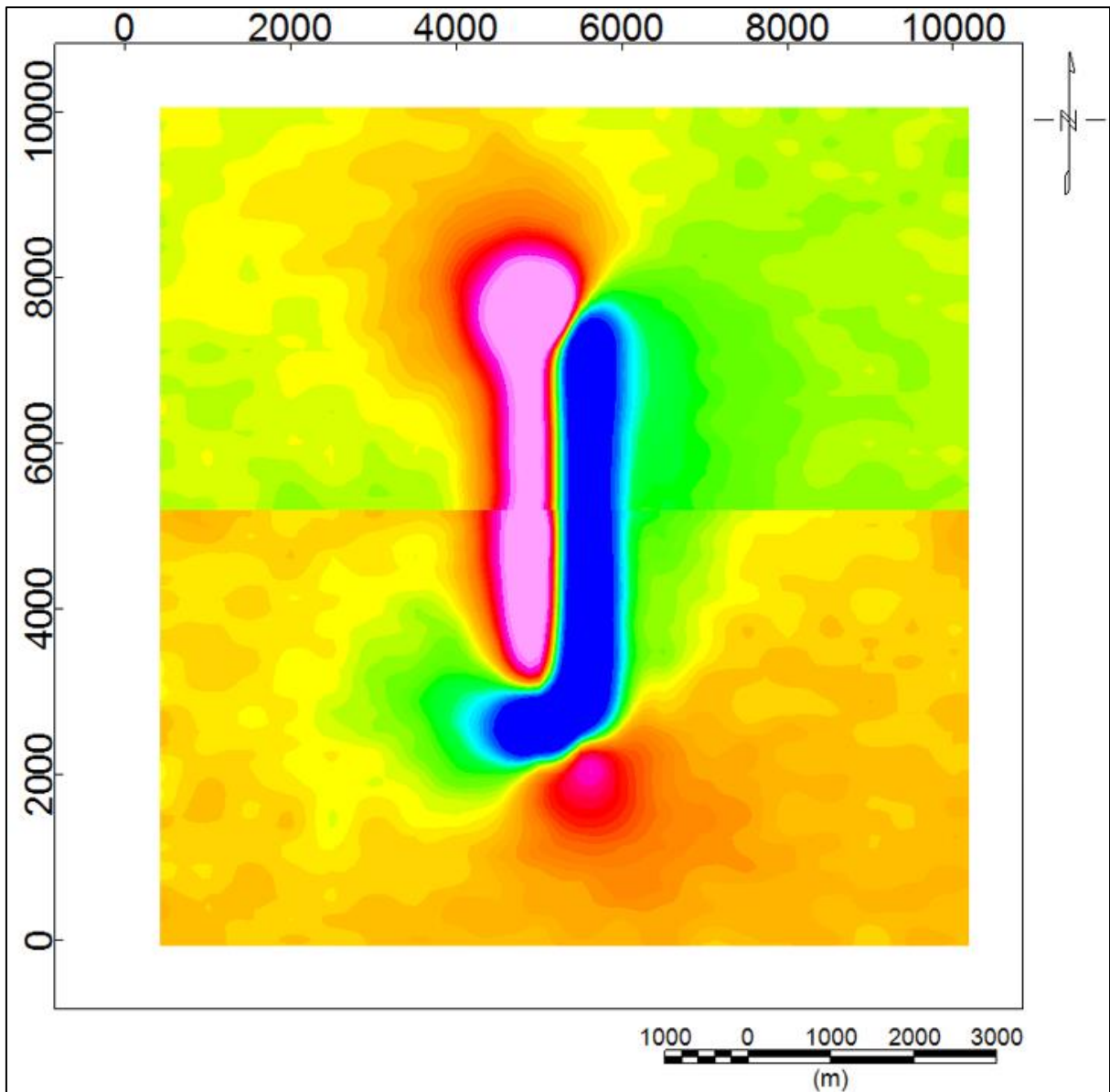
O mapa do Campo Magnético Anômalo (CMA) sintético foi dividido nas direções vertical e horizontal, simulando a ocorrência de dois projetos magnéticos distintos que aconteceram simultaneamente, conforme apresentando nas Figuras 22 e 23, respectivamente.

Figura 22 – Mapa da segregação vertical do Campo Magnético Anômalo (CMA) sintético



Fonte: autoria própria.

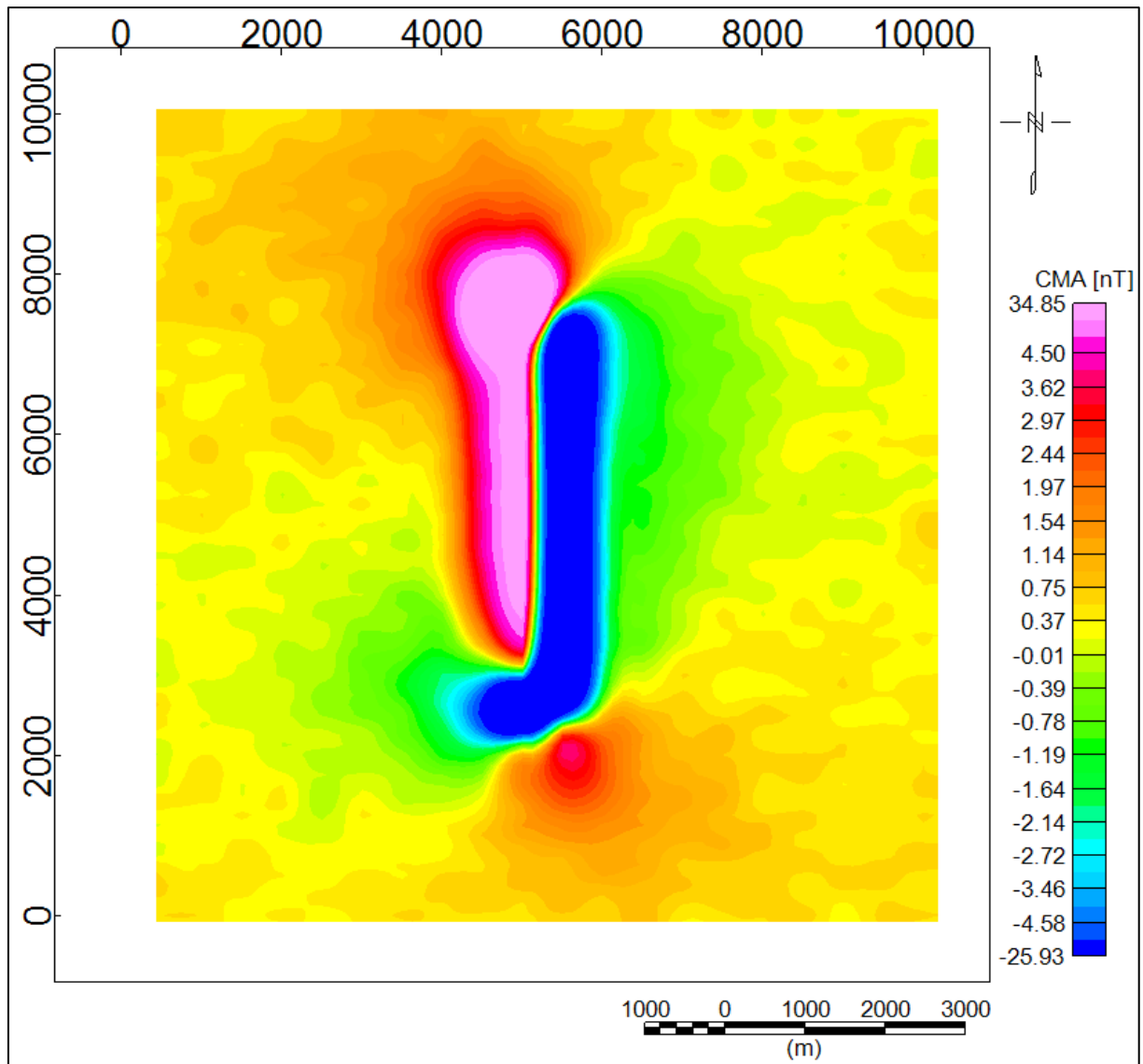
Figura 23 – Mapa da segregação horizontal do Campo Magnético Anômalo (CMA) sintético



Fonte: autoria própria.

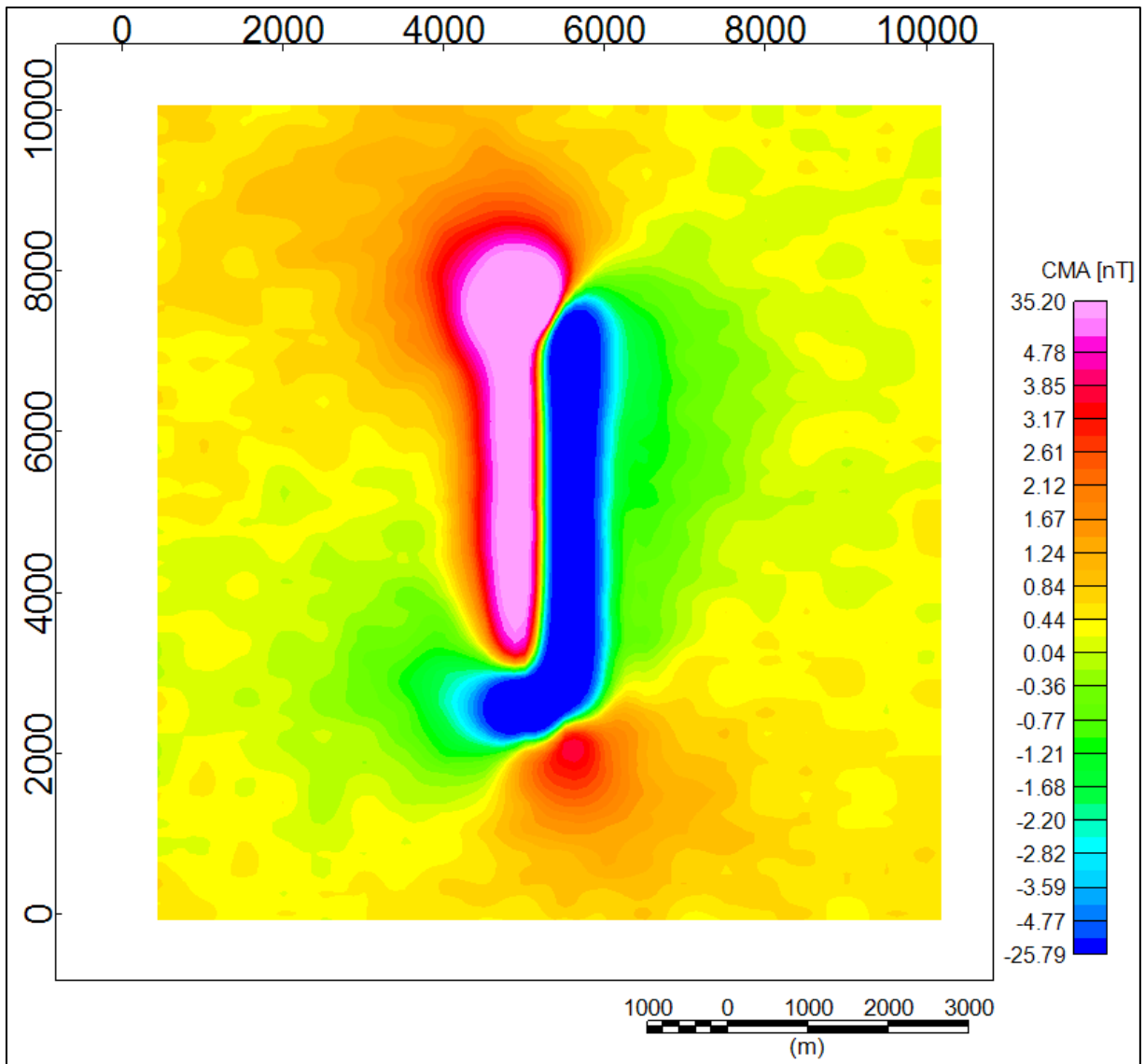
As malhas segregadas foram então reinterpoladas com base nas linhas do levantamento e posteriormente foi aplicado o método de sutura. Isso foi feito tanto na direção vertical (Figura 24) quanto na horizontal (Figura 25).

Figura 24 – Mapa da sutura vertical do Campo Magnético Anômalo (CMA) sintético



Fonte: autoria própria.

Figura 25 – Mapa da sutura horizontal do Campo Magnético Anômalo (CMA) sintético

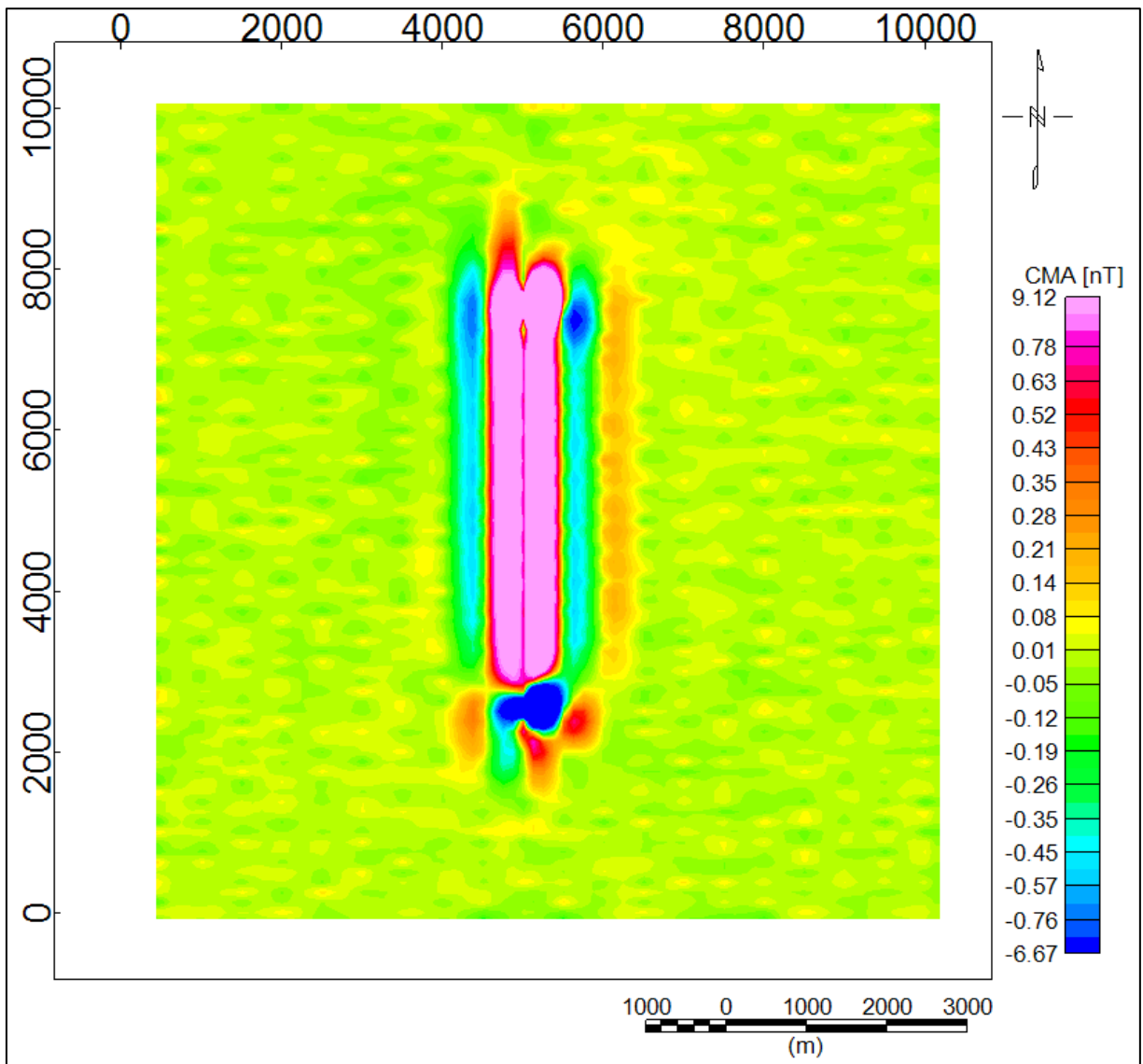


Fonte: autoria própria.

Observa-se que os valores da malha do Campo Magnético Anômalo (CMA) antes e depois da sutura em ambas as direções apresentaram variações na intensidade magnética. No entanto, a geometria magnética do corpo observado permaneceu praticamente inalterada.

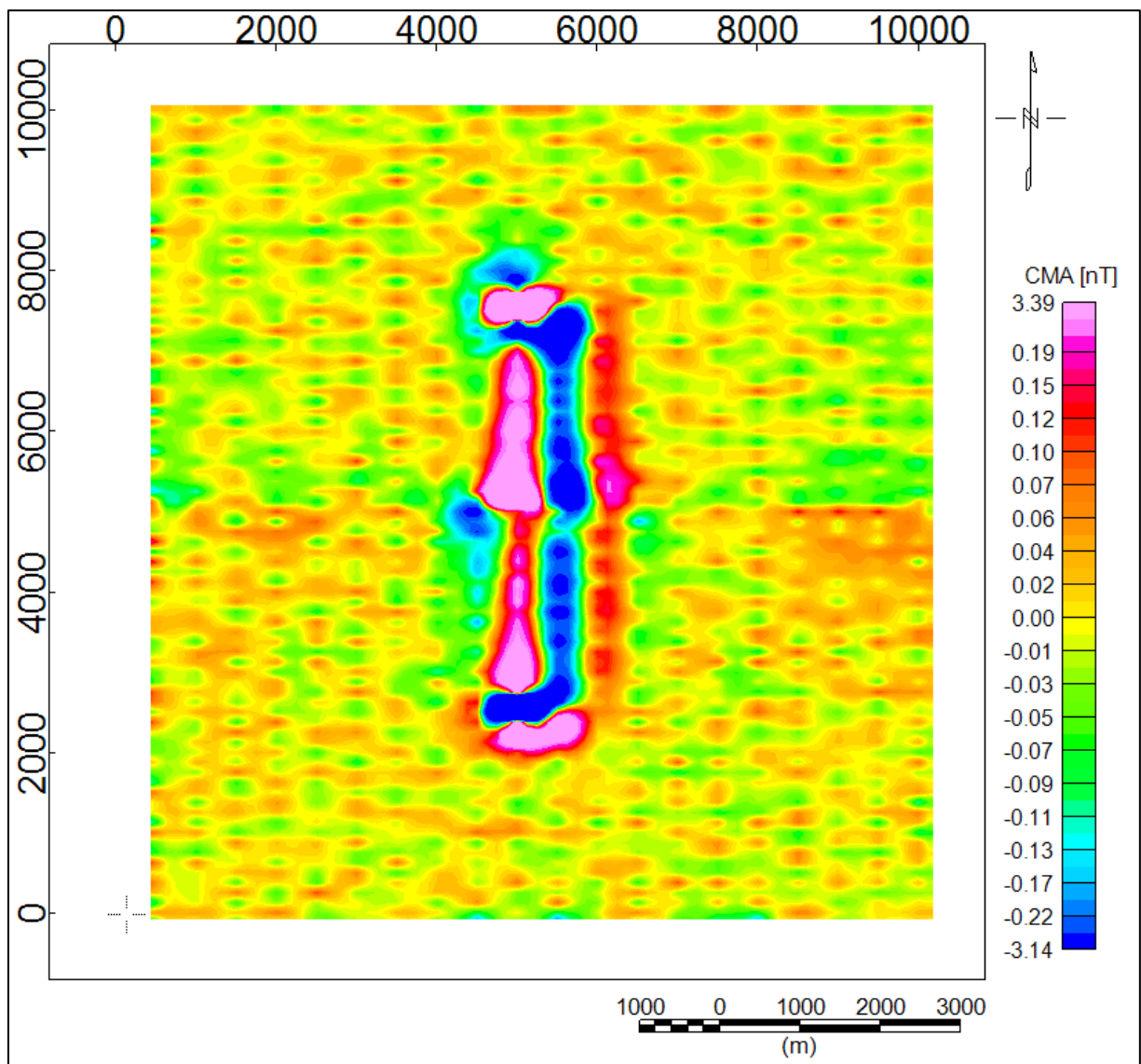
Para avaliar a qualidade da sutura realizada neste estudo, inicialmente adotamos uma abordagem estatística. Para isso, calculamos a diferença, ou seja, os resíduos gerados entre a malha real e as malhas resultantes da sutura vertical e horizontal, conforme apresentado nas Figuras 26 e 27, respectivamente.

Figura 26 – Mapa dos resíduos da sutura vertical do Campo Magnético Anômalo (CMA) sintético



Fonte: autoria própria.

Figura 27 – Mapa dos resíduos da sutura horizontal do Campo Magnético Anômalo (CMA) sintético



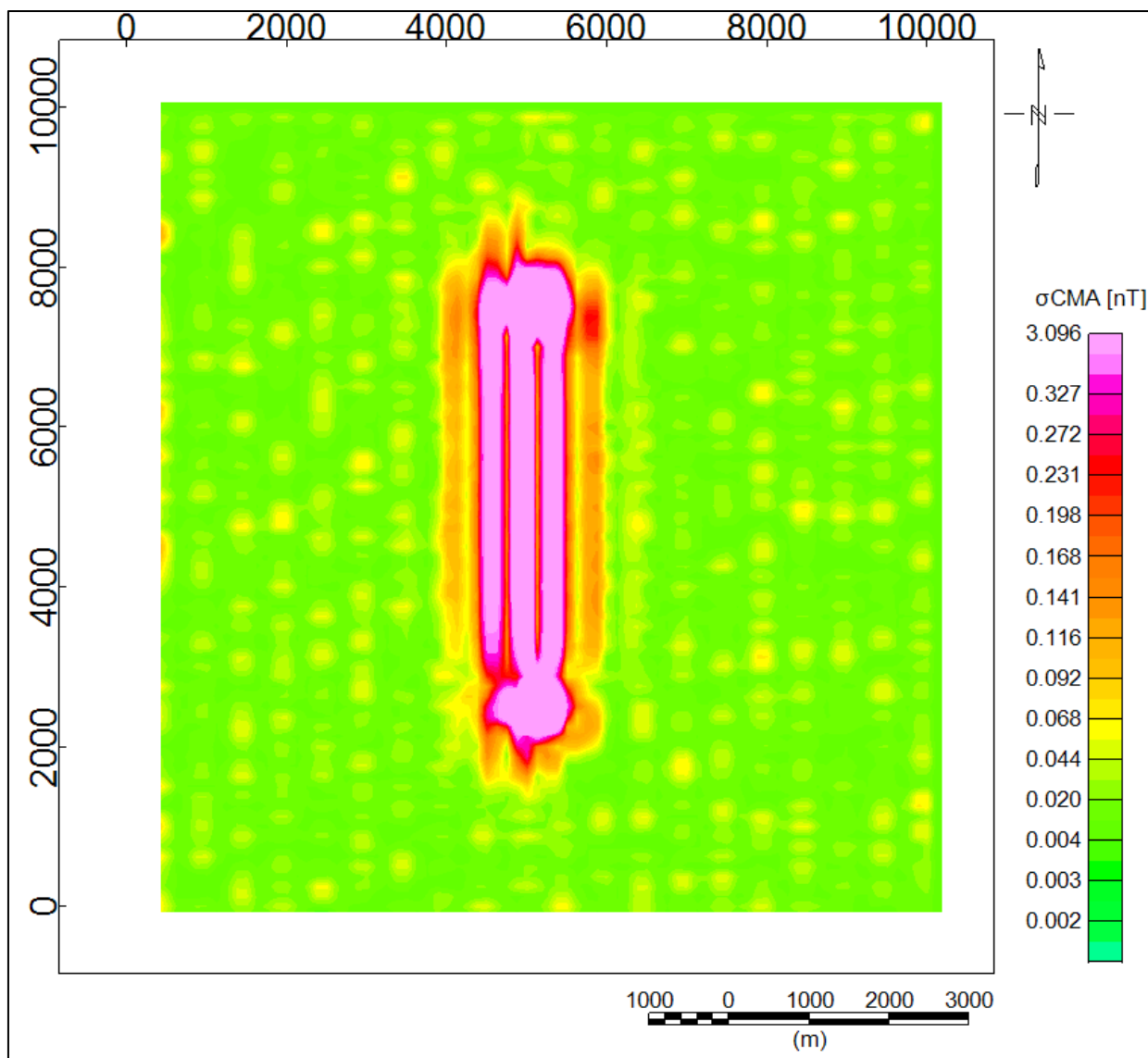
Fonte: autoria própria.

Os resíduos gerados pela subtração das duas malhas foram utilizados como entrada para o cálculo do desvio padrão (σ) (Equação 27). O σ dos valores de uma determinada célula x_i é definido como:

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - \mu)^2} \quad (27)$$

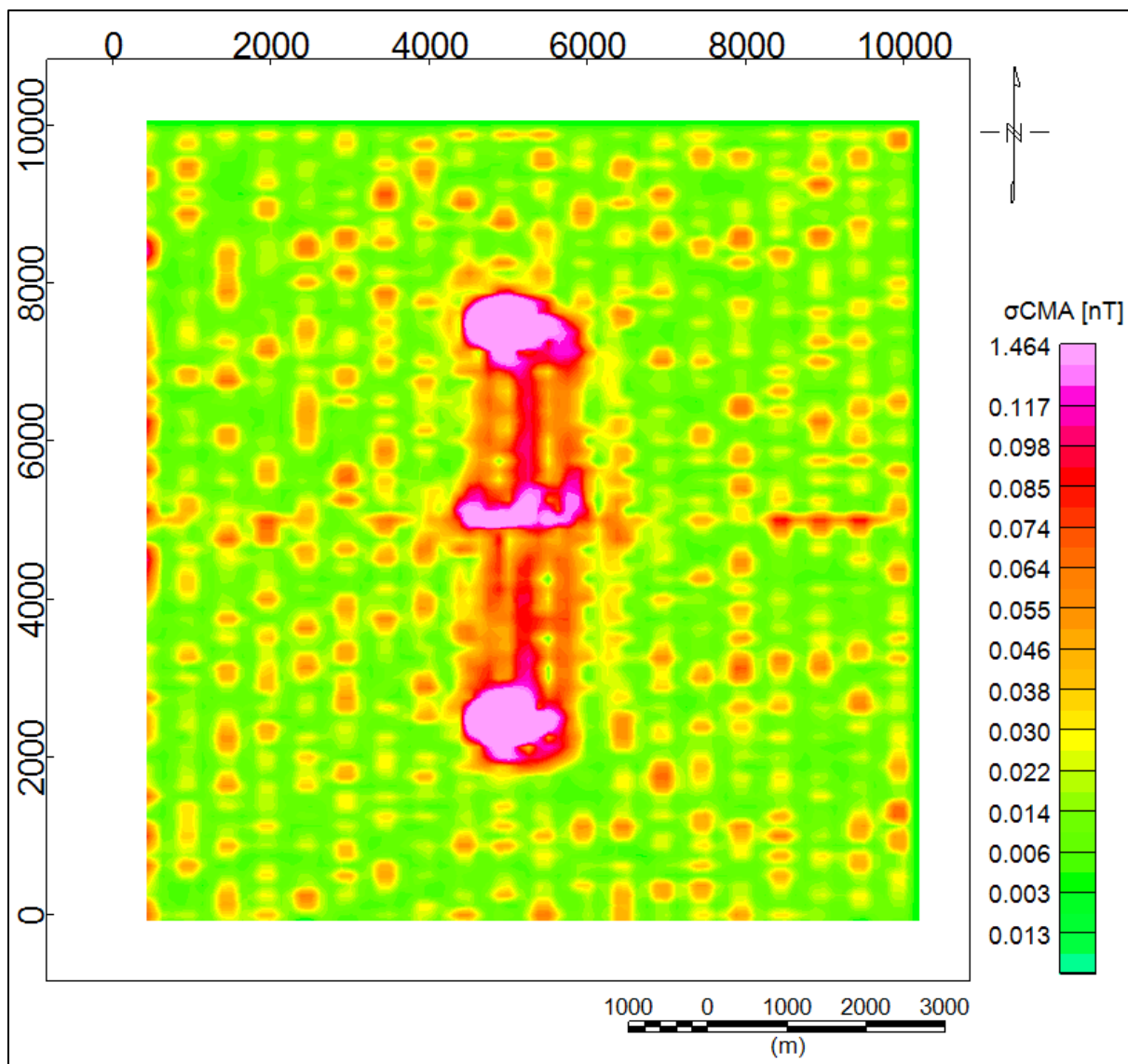
Considerando N como o número de células em uma janela específica e μ como o valor médio das células dentro dessa janela. O desvio padrão dos resíduos da sutura vertical e horizontal estão apresentados nas Figuras 28 e 29, respectivamente.

Figura 28 – Mapa do desvio padrão dos resíduos da sutura vertical do Campo Magnético Anômalo (CMA) sintético



Fonte: autoria própria.

Figura 29 – Mapa do desvio padrão dos resíduos da sutura horizontal do Campo Magnético Anômalo (CMA) sintético



Fonte: autoria própria.

A observação de um desvio padrão de 3,09 nT na sutura vertical e um desvio padrão de 1,46 nT na sutura horizontal indica que as variações na intensidade magnética são maiores na direção vertical após a sutura.

Essa variação pode ser atribuída a diversos fatores: um deles pode ser pela anisotropia magnética, na qual a intensidade magnética pode variar em diferentes direções, justificando essa diferença. No entanto, em um prisma uniformemente magnetizado com dimensões e profundidades constantes, as variações na intensidade magnética decorrentes da sutura não têm um significado magnético intrínseco relacionado às propriedades do prisma. Em vez disso, as

variações na intensidade magnética observadas após a sutura refletem as consequências do processo de sutura.

Além disso, a partir dos dados sintéticos originais, bem como após a aplicação das suturas nas direções vertical e horizontal, foi realizada uma análise utilizando espectros de potência radial médios. O objetivo dessa análise foi verificar se o método de sutura poderia alterar os comprimentos de onda das fontes causativas.

A Equação 28 ilustra o cálculo de uma distribuição Kernel, conforme definido por [Hill \(1985\)](#), [Silverman \(1986\)](#) e [Jones \(1993\)](#). Essa distribuição é uma representação não paramétrica da função de densidade de probabilidade de uma variável aleatória. Para quaisquer valores reais de x , a densidade kernel pode ser calculada da seguinte forma:

$$\hat{f}_h(x) = \frac{1}{n h} \sum_{i=1}^n K\left(\frac{x - x_i}{h}\right) \quad (28)$$

Sendo, x_i amostras aleatórias de uma distribuição conhecida, n é o tamanho da amostragem, K representa a função de suavização do Kernel e h a largura da banda.

O estimador de kernel para a função de distribuição cumulativa, válido para quaisquer valores reais de x , é representado na Equação 29:

$$\hat{F}_h(x) = \int_{-\infty}^x \hat{f}_h(t) dt = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n G\left(\frac{x - x_i}{h}\right), \quad (29)$$

Do qual,

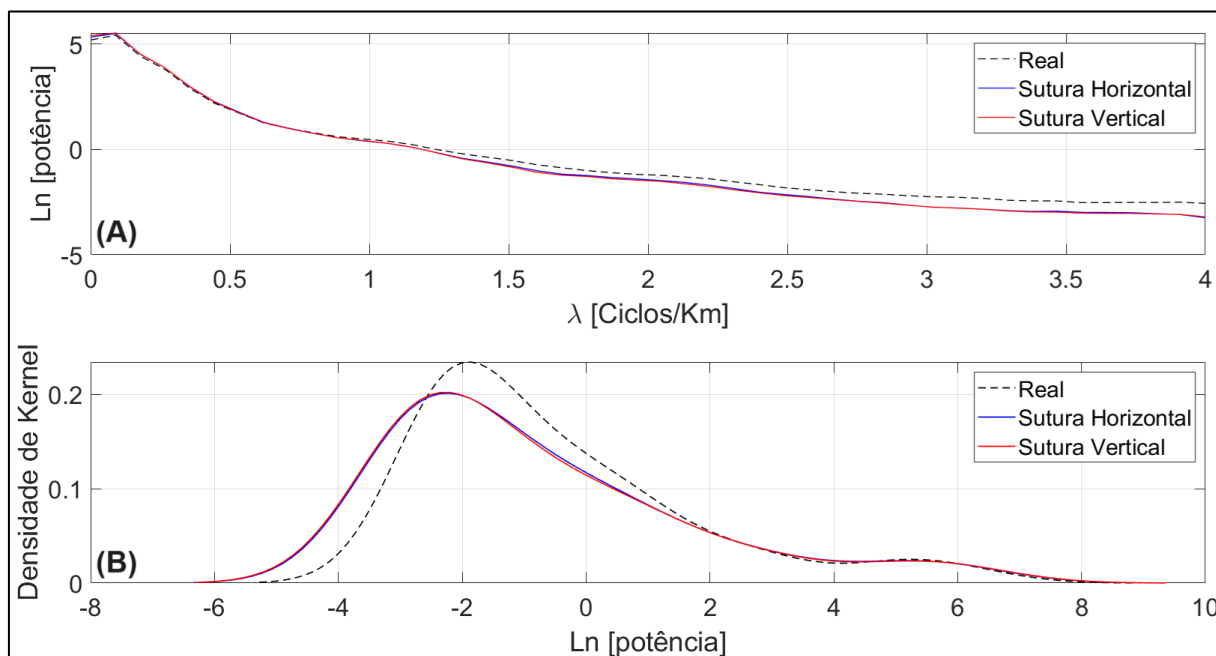
$$G(x) = \int_{-\infty}^x K(t) dt$$

O espectro do potencial radial médio e o gráfico de densidade de Kernel gerados para análise podem ser visualizados na Figura 30. Os espectros gerados revelaram que a sutura realçou os comprimentos de onda mais curtos, que geralmente estão associados a fontes causadoras mais superficiais e ao ruído. Além disso, observaram-se diferenças mínimas nos comprimentos de onda intermediários e nenhuma alteração nas fontes mais profundas, representadas pelos comprimentos de onda mais longos.

Quando a sutura é aplicada na direção vertical (Norte-Sul) e horizontal (Leste-Oeste) no prisma, os valores de X e Y sofreram grandes alterações em relação aos valores esperados

(reais). Essa variação suscita um questionamento importante: a sutura poderia então causar distorções nos dados, afetando a distribuição da magnetização devido à interpolação nas áreas de interseção? E qual seria o impacto disso em uma inversão ou modelagem?

Figura 30 – Variação do espectro de potência médio radial do Campo Magnético Anômalo (CMA) sintético



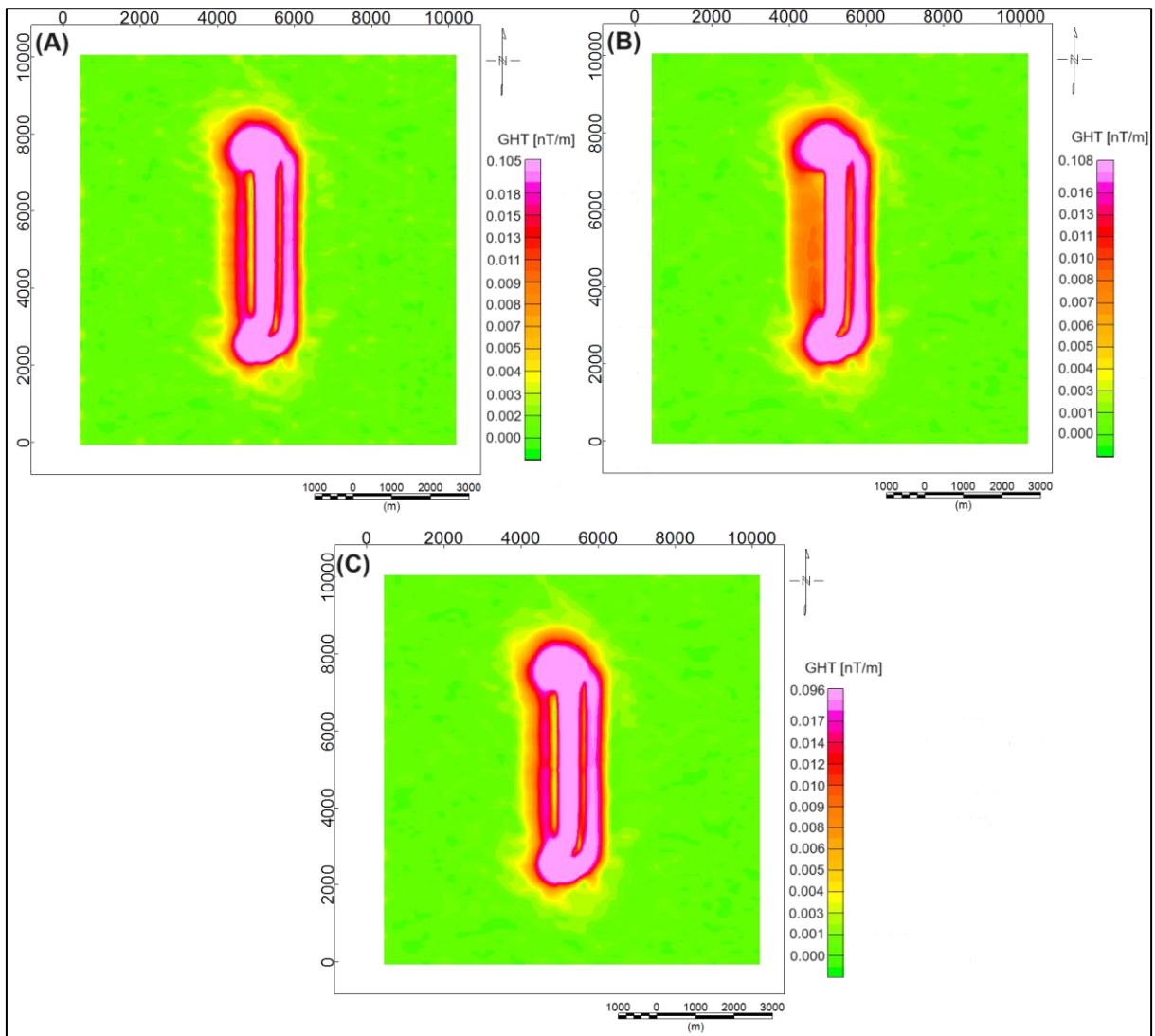
Nota: (A) Espectro de Potência Médio Radial real comparando a malha antes da sutura e após a horizontal e vertical. (B) gráfico de densidade de Kernel comparando a malha antes da sutura e após a sutura horizontal e vertical. **Fonte:** autoria própria.

5.2. Validação do Uso de Filtros de Realce Aplicado na Sutura

Para avaliar os possíveis impactos da sutura na interpretação magnética qualitativa, realizamos uma análise por meio de dois filtros de realce que são normalmente aplicados aos dados magnéticos para destacar as bordas das feições magnéticas. Esses filtros são: o Gradiente Horizontal Total (GHT) e o Gradiente Total (GT).

O filtro GHT foi aplicado à malha real do Campo Magnético Anômalo (CMA) (Figura 31A) e nas malhas resultantes de suas respectivas suturas, tanto na direção vertical (Figura 31B) quanto na horizontal (Figura 31C) É crucial destacar que a geometria, ou seja, os limites do prisma, permaneceram praticamente inalterados em ambas as suturas, com poucas variações.

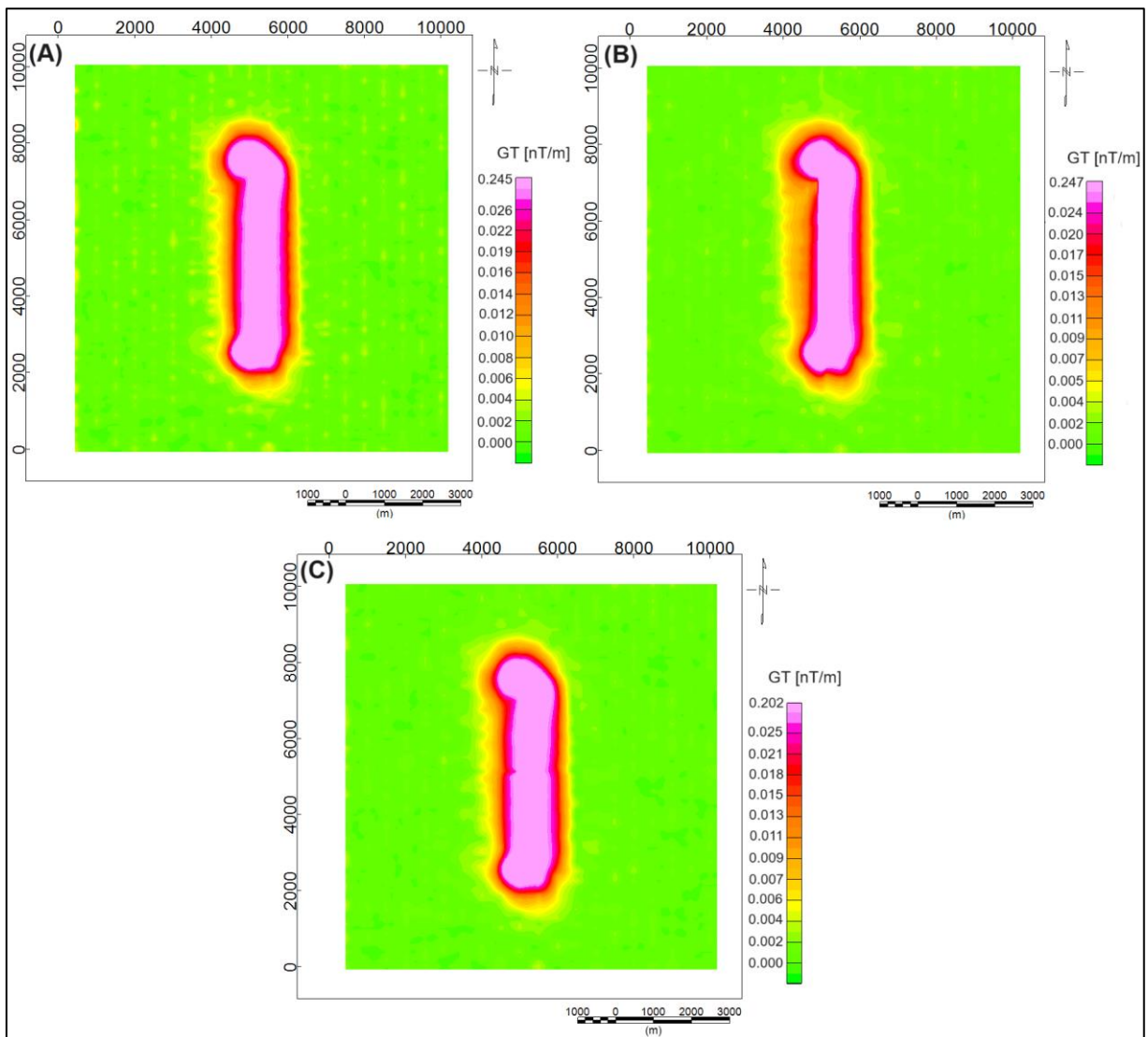
Figura 31 – Mapas comparando o filtro do Gradiente Horizontal Total (GHT) aplicado nos dados do Campo Magnético Anômalo (CMA) sintéticos



Notas: (A) filtro do GHT aplicado no mapa real do CMA. (B) filtro do GHT aplicado no mapa da sutura vertical. (C) filtro do GHT aplicado no mapa da sutura horizontal. **Fonte:** autoria própria.

O filtro do Gradiente Total (GT) foi aplicado à malha real do Campo Magnético Anômalo (CMA) (Figura 32A) e às malhas resultantes de suas respectivas suturas, tanto na direção vertical (Figura 32B) quanto na horizontal (Figura 32C). Da mesma forma que ocorreu com o filtro do Gradiente Horizontal Total (GHT), a aplicação do filtro do Gradiente Total (GT) nas suturas demonstraram mínimas variações na geometria do prisma.

Figura 32 – Mapas comparando o filtro do Gradiente Total (GT) aplicado nos dados do Campo Magnético Anômalo (CMA) sintéticos



Notas: (A) filtro do GT aplicado no mapa real do CMA. (B) filtro do GT aplicado no mapa da sutura vertical. (C) filtro do GT aplicado no mapa da sutura horizontal. **Fonte:** autoria própria.

5.3. Morfologia do Campo Magnético e Redução ao Polo

Neste subcapítulo, apresentamos informações complementares sobre a teoria da morfologia do Campo Magnético Terrestre, explorando sua correlação com os dados sintéticos e os dados reais que foram utilizados neste trabalho. Devido à nossa área de estudo abranger a faixa de latitude geográfica entre 9°S e 10°S, é relevante ressaltar sua proximidade com a região do equador magnético ($\pm 25^\circ$). Nessa região, as linhas do Campo Magnético Terrestre (**B**) praticamente se alinham paralelamente à superfície da Terra, e a intensidade do campo magnético varia em torno de 30,000 nT (Telford et al., 1990).

As equações a seguir descrevem o comportamento do Campo Magnético Terrestre no equador, conforme apresentado por [Butler \(1992\)](#). Da mesma forma, podemos demonstrar isso a partir da representação do Campo Magnético (\mathbf{B}) em qualquer ponto da superfície da Terra (Equação 30), definindo a componente Vertical do Campo Magnético (B_v) como positiva para baixo, da seguinte maneira:

$$B_v = \mathbf{B} \text{ sen}(I) \quad (30)$$

Sendo, I a inclinação geomagnética.

Por outro lado, a componente Horizontal do Campo Magnético (B_h) (Equação 31) é expressa da seguinte forma:

$$B_h = \mathbf{B} \text{ cos}(I) \quad (31)$$

Podendo ainda ser decomposto em suas componentes Norte (B_N) e Leste (B_L) (Equação 32), da seguinte forma:

$$B_N = \mathbf{B} \text{ cos}(I) \text{ cos}(D) \text{ e } B_L = \mathbf{B} \text{ cos}(I) \text{ sen}(D) \quad (32)$$

Sendo, D a declinação geomagnética.

Por conta do campo magnético da Terra ser considerado um dipolo geocêntrico axial, sua orientação aponta para o Polo Norte Magnético, o que implica que ele não possui nenhuma componente Leste-Oeste. Portanto, a declinação geomagnética é igual a 0° . Ao representar um campo dipolo F em relação à latitude (λ) (Equação 33), a componente horizontal é definida da seguinte maneira:

$$F_h = B_0 \text{ cos}(\lambda) \quad (33)$$

E a componente vertical (Equação 34) é representada da seguinte maneira:

$$F_v = 2 B_0 \text{ sen}(\lambda) \quad (34)$$

Assim, a magnitude de F (Equação 35) é descrita como:

$$\mathbf{F} = \sqrt{F_h^2 + F_v^2} = B_0 \sqrt{1 + 3 \sin^2(\lambda)} \quad (35)$$

Portanto, a intensidade do componente horizontal no equador magnético ($\lambda = 0^\circ$), levando em consideração μ_0 como a permeabilidade magnética, \mathbf{m} como o momento do dipolo e r como o raio da Terra (Equação 36), a equação pode ser formulada da seguinte maneira:

$$B_0 = \frac{\mu_0 \mathbf{m}}{4\pi r^3} \quad (36)$$

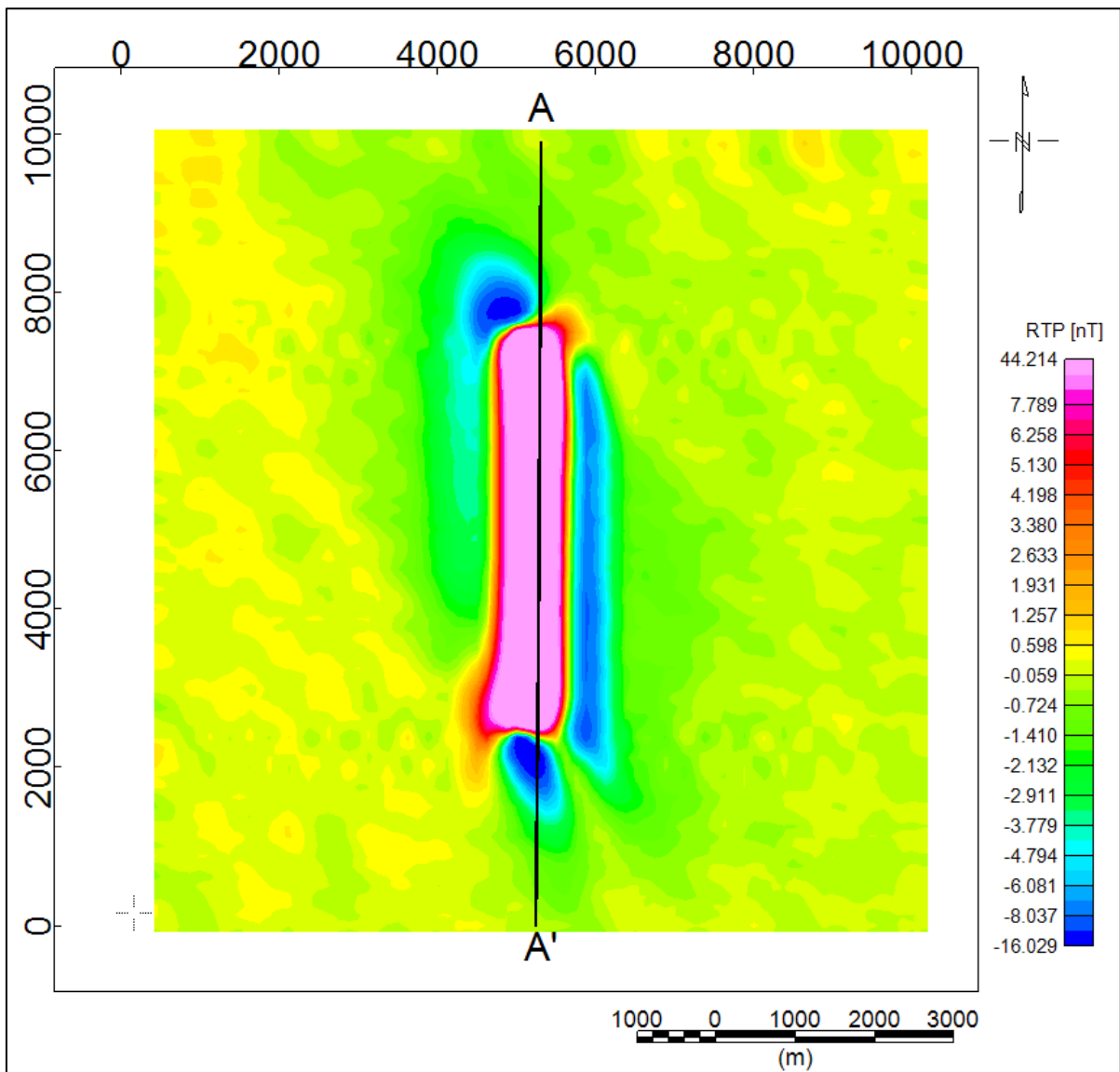
A inclinação (I) do campo dipolo está relacionada à latitude, conforme expresso na Equação 37, sendo:

$$\tan(I) = \frac{F_v}{F_h} = 2 \tan(\lambda) \quad (37)$$

Dessa forma, no equador magnético, onde $\lambda = 0^\circ$, a inclinação (I) é igual a 0° devido ao campo ser horizontal nessa região. Isso implica que uma feição magnética que causaria uma anomalia positiva nos polos terrestres resultaria em uma anomalia negativa na região do equador. Isso ocorre devido a uma transição de fase de 180° nos polos magnéticos em relação ao equador ([Lee et al., 2007](#)).

Para ilustrar esse efeito, aplicamos o filtro de Redução ao Polo (RTP) à anomalia sintética gerada pelo prisma horizontal, conforme mostrado na Figura 33, considerando uma pseudo-inclinação igual a 40° . Isso nos permite demonstrar como as feições magnéticas nessa região se comportam em relação ao equador magnético.

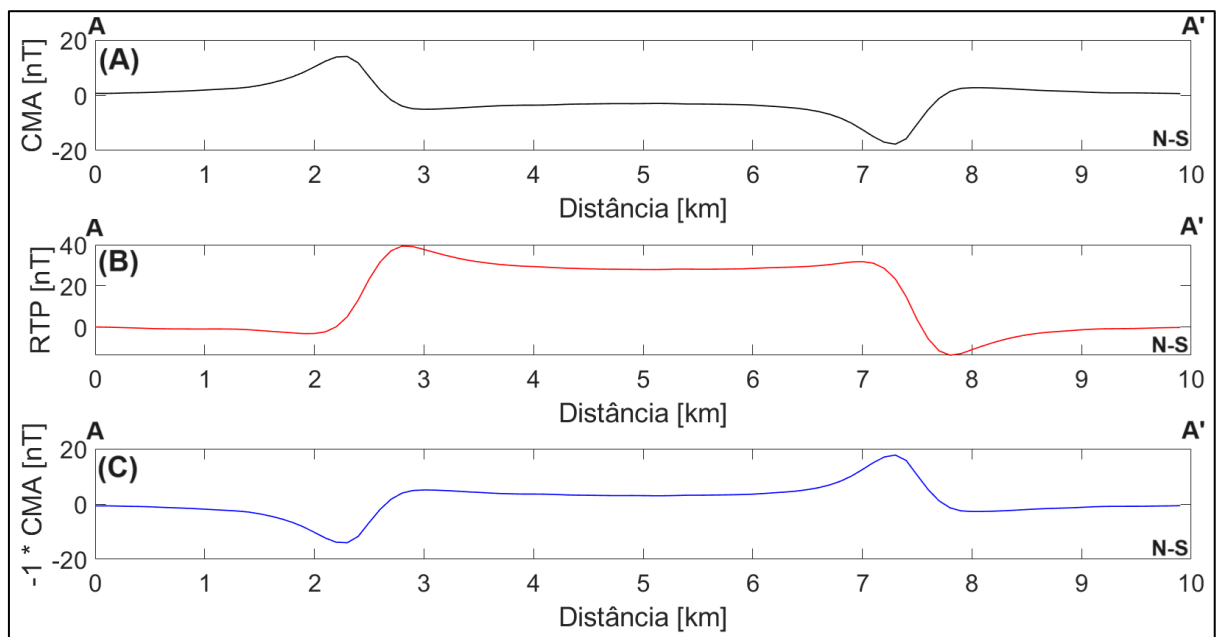
Figura 33 – Mapa dos dados sintéticos do Campo Magnético Anômalo (CMA) Reduzido ao Polo (RTP)



Nota: sobreposto ao mapa temos a localização do perfil A-A' (linha preta). **Fonte:** autoria própria.

A partir do mapa da anomalia sintética Reduzida ao Polo, geramos três perfis 2D na direção Norte-Sul. O primeiro é referente ao Campo Magnético Anômalo (CMA) (Figura 34A), o segundo é referente ao RTP (Figura 34B) e o terceiro é o sinal invertido do CMA (Figura 34C). Além disso, é notável que o perfil C, do Campo Magnético Anômalo (CMA) com o sinal invertido, aparenta exibir uma simetria “invertida” em relação ao perfil do RTP. Conforme mencionado anteriormente, essa característica pode ser atribuída à configuração do equador magnético.

Figura 34 – Perfis apresentando a característica morfológica do campo magnético na área de estudo

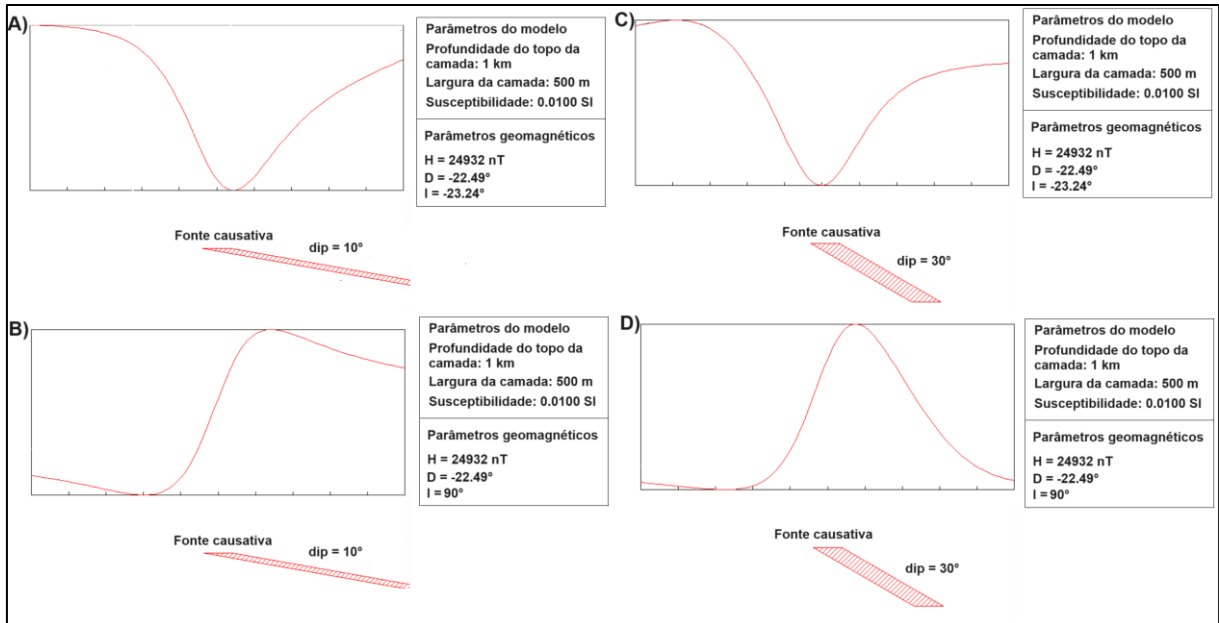


Notas: (A) perfil 2D apresentando a variação do Campo Magnético Anômalo (CMA) no perfil A-A'. (B) perfil 2D apresentando a variação do Campo Magnético Anômalo (CMA) Reduzido ao Polo (RTP) no perfil A-A'. (C) perfil 2D apresentando a variação do Campo Magnético Anômalo (CMA) com o sinal invertido no perfil A-A'.
Fonte: autoria própria.

É importante destacar que, em algumas situações, o valor máximo da intensidade magnética no perfil 2D do RTP pode não estar perfeitamente alinhado com o dipolo observado no perfil 2D do CMA. Essa discrepância pode ser explicada pelo mergulho do corpo.

Considerando a inclinação e a declinação geomagnética de $-23,24^\circ$ e $-22,59^\circ$, respectivamente, as Figuras 35A e 35C representam o sinal do CMA sintético de um corpo com um mergulho de 10° e 30° , com uma susceptibilidade magnética igual a 0,01 SI, localizado a uma profundidade de 1 km. Já as Figuras 35B e 35D ilustram o efeito do RTP (inclinação geomagnética de 90°).

Figura 35 –Efeito de mergulho das camadas geológicas no sinal magnético.



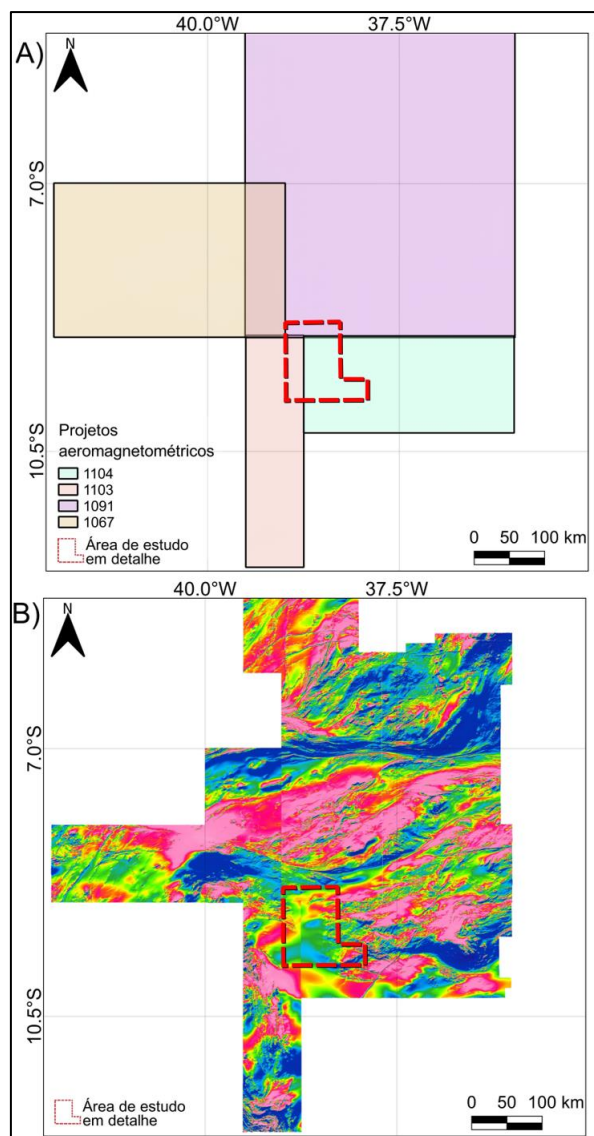
Notas: (A) Perfil 2D do Campo Magnético Anômalo (CMA) gerado por uma camada geológica magnética com dip = 10°. (B) Perfil 2D simulando uma fonte no polo magnético (inclinação = 90°) gerado por uma camada geológica magnética com dip = 10°. (C) Perfil 2D do Campo Magnético Anômalo (CMA) gerado por uma camada geológica magnética com dip = 10°. (D) Perfil 2D simulando uma fonte no polo magnético (inclinação = 90°) gerado por uma camada geológica magnética com dip = 30°. **Fonte:** autoria própria.

6. RESULTADOS: DADOS AEROMAGNETOMÉTRICOS REAIS

6.1.1. Sutura dos dados aeromagnetométricos

Neste estudo, empregamos o método de sutura para a integração dos projetos 1067, 1091, 1103 e 1104 (Figura 36A). A Figura 36B apresenta as malhas mescladas antes da aplicação do método de sutura.

Figura 36 - Mapa de localização dos blocos aerogeofísicos utilizados

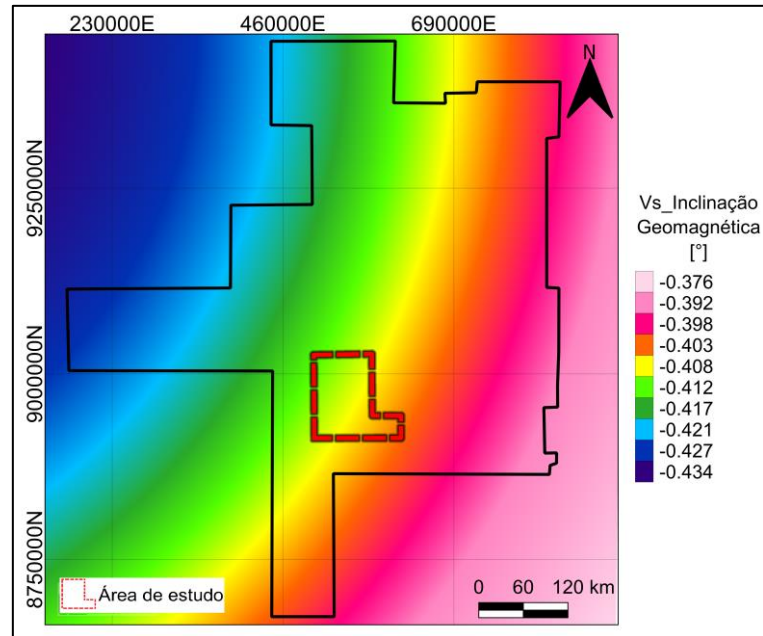


Notas: (A) Mapa de localização dos blocos aerogeofísicos utilizados. (B) Mapa apresentando as malhas do CMA juntas sem o devido tratamento. **Fonte:** autoria própria.

Para evidenciar a mínima distorção nas geometrias das anomalias pelas variações seculares das componentes geomagnéticas na área dos projetos deste estudo, foram gerados os

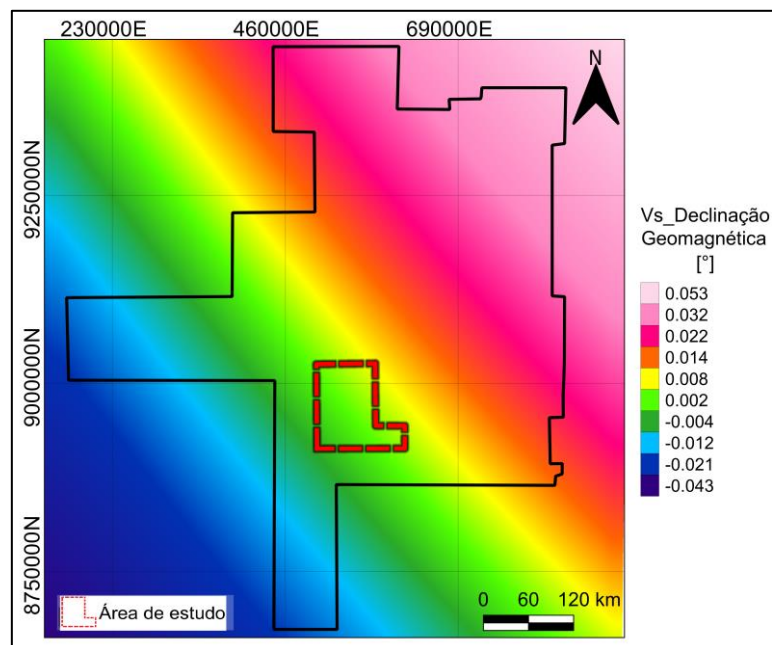
mapas de inclinação (Figura 37), declinação (Figura 38) e Intensidade Total (Figura 39) no intervalo de 29/12/2005 a 05/06/2011.

Figura 37 – Mapa da variação secular da inclinação geomagnética na região dos projetos aeromagnéticos



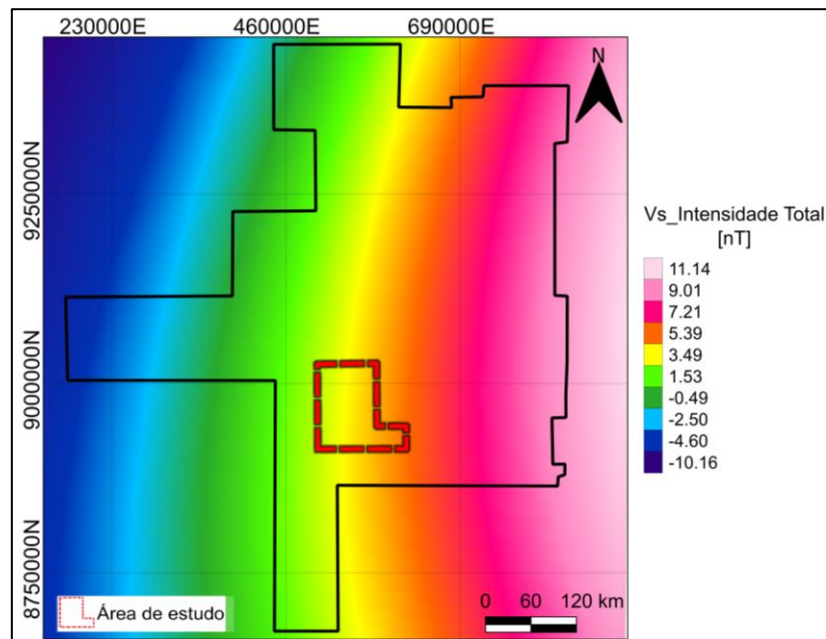
Nota: o contorno preto indica a localização dos projetos aeromagnetométricos utilizados nesse estudo. **Fonte:** autoria própria.

Figura 38 – Mapa da variação secular da declinação geomagnética na região dos projetos aeromagnéticos



Nota: o contorno preto indica a localização dos projetos aeromagnetométricos utilizados nesse estudo. **Fonte:** autoria própria.

Figura 39 – Mapa da variação secular da intensidade total na região dos projetos aeromagnéticos



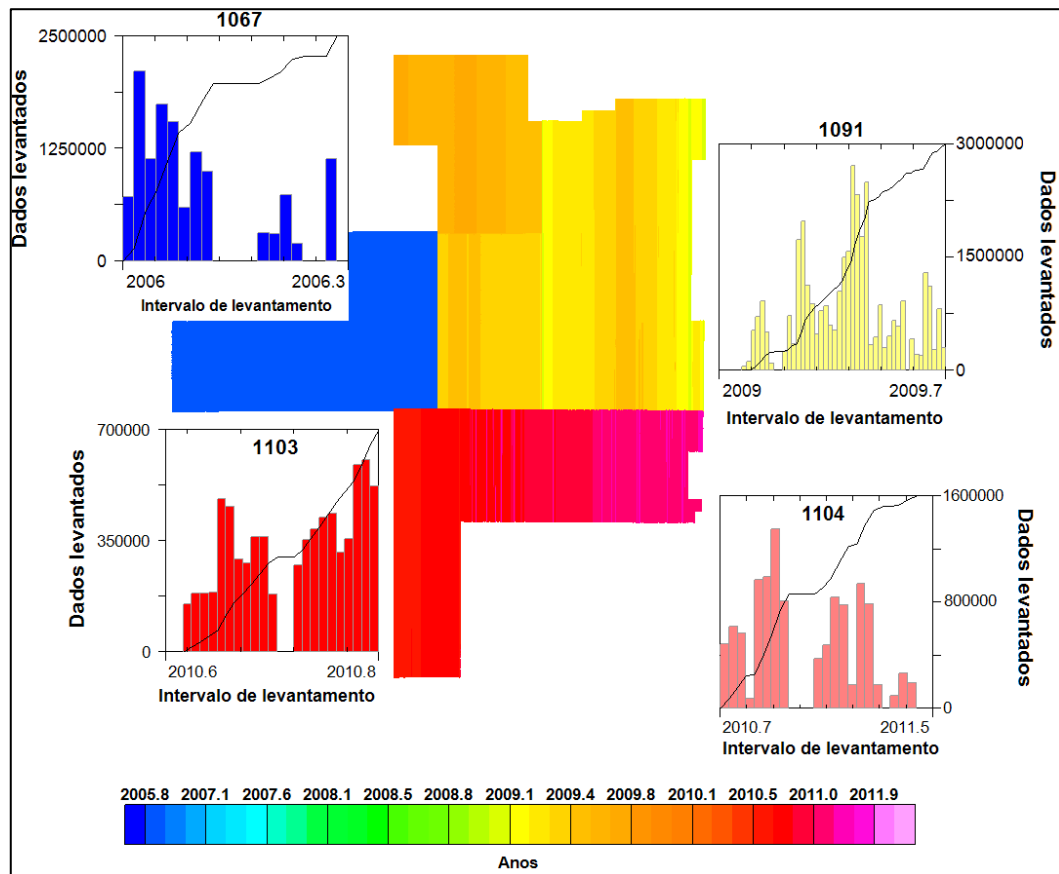
Nota: o contorno preto indica a localização dos projetos aeromagnetométricos utilizados nesse estudo. **Fonte:** autoria própria.

Conforme observado na área de estudo em detalhe nos mapas acima, as três componentes apresentaram baixa variação nos valores. Ao analisar o mapa da variação secular da inclinação, foi constatado um intervalo entre $-0,403^\circ$ e $-0,417^\circ$. No caso do mapa da declinação, os valores variaram de $0,008^\circ$ a $-0,004^\circ$. Finalmente, no mapa da Intensidade Total, os valores também mostraram pequena variação, com valores oscilando entre 3,49 e 1,53 nT.

Na fase do levantamento dos dados dos projetos, a empresa executora realizou um pré-processamento individual para cada bloco. Portanto, as correções básicas já haviam sido realizadas e trabalhamos com os dados finais disponibilizados (Figura 40).

Conforme ilustrado na figura abaixo, os dados utilizados neste estudo mostram uma baixa variação anual, com algumas sobreposições de datas, como no caso dos projetos 1103 e 1104. Entretanto, é importante notar que o projeto 1067, realizado em 2006, possui uma diferença de aproximadamente três anos em relação ao projeto 1091.

Figura 40 – Esquema apresentando o intervalo de levantamento dos dados aeromagnetométricos

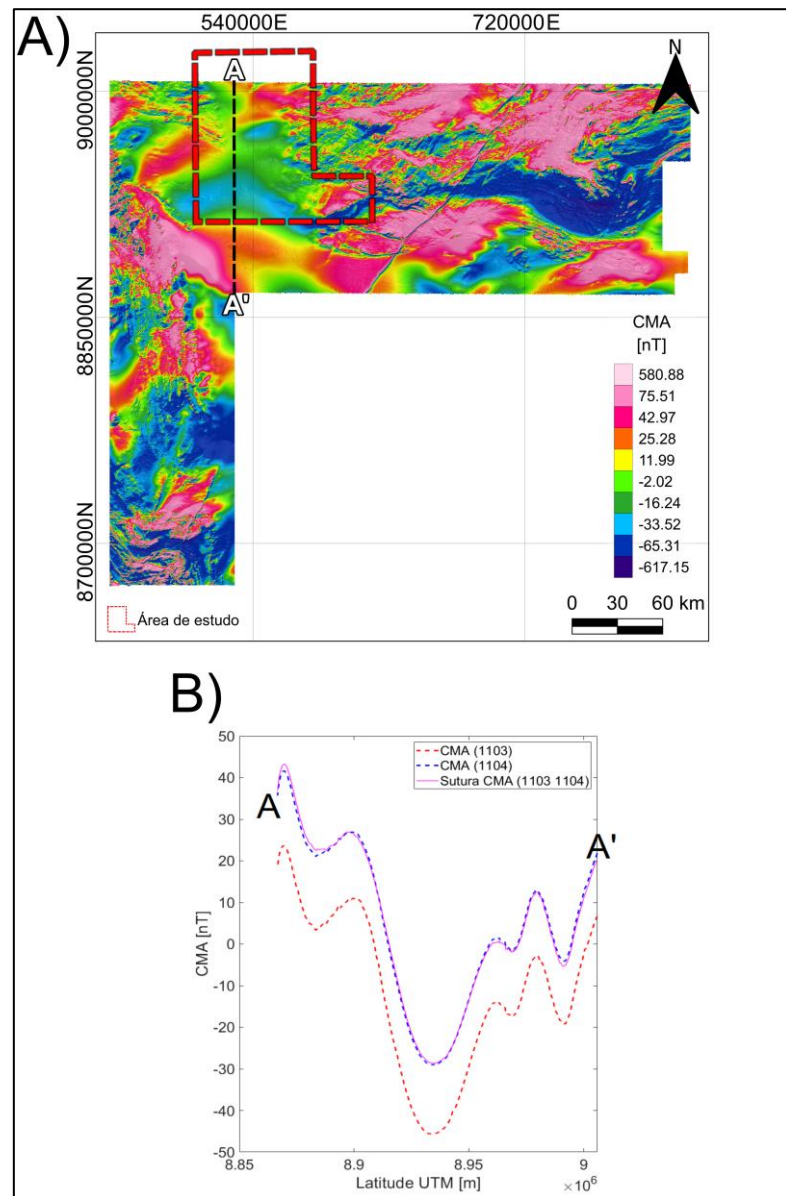


Fonte: autoria própria.

A aplicação da técnica de sutura foi realizada em várias etapas, com o objetivo de ajustar gradualmente os valores do Campo Magnético Anômalo (CMA) dos projetos mais novos aos projetos mais antigos, especificamente aproximando-os do projeto 1104.

Na primeira etapa da aplicação do método de sutura, iniciamos dos projetos, ou seja, o projeto 1103 e o projeto 1104 (Figura 41A). Os valores do Campo Magnético Anômalo (CMA) nos pontos de sobreposição entre essas duas malhas estão apresentados em um perfil Norte-Sul, que ilustra o antes e o depois a aplicação do método de sutura (Figura 41B).

Figura 41 - Mapa do Campo Magnético Anômalo (CMA) resultante da sutura entre os projetos 1103 e 1104

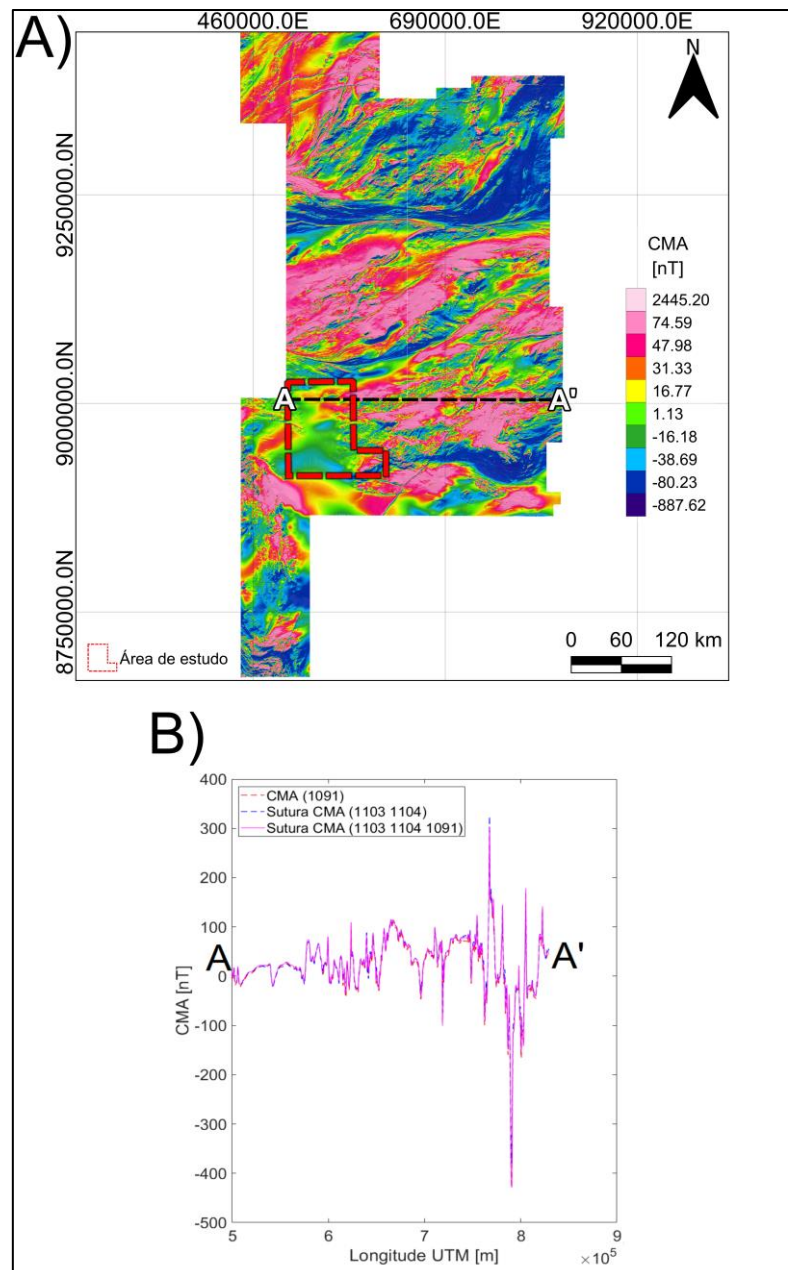


Legendas: no perfil 2D, a linha pontilhada vermelha indica os valores do CMA do projeto 1103; Linha pontilhada azul indica os valores do CMA do projeto 1104 e a linha magenta: indica os valores do CMA dos dois projetos após a aplicação da sutura. **Fonte:** autoria própria.

É notável que os valores sobrepostos na malha do Campo Magnético Anômalo (CMA) do projeto 1103 (representados pela linha pontilhada vermelha) eram inferiores aos da malha do CMA do projeto 1104 (linha pontilhada azul). Para corrigir essa discrepância, foi adicionado aproximadamente 16,27 nT à malha do projeto 1103. Após a aplicação do método de sutura (linha magenta), observou-se uma convergência dos valores do CMA em relação à malha do projeto 1104.

A segunda etapa envolveu a junção da malha do Campo Magnético Anômalo (CMA) gerada pela sutura dos projetos 1103 e 1104 com a malha do projeto 1091 (Figura 42A). Os valores do CMA nos pontos de sobreposição entre as duas malhas podem ser observados por meio de um perfil Oeste-Leste, que ilustra o antes e depois da aplicação do método de sutura (Figura 42B).

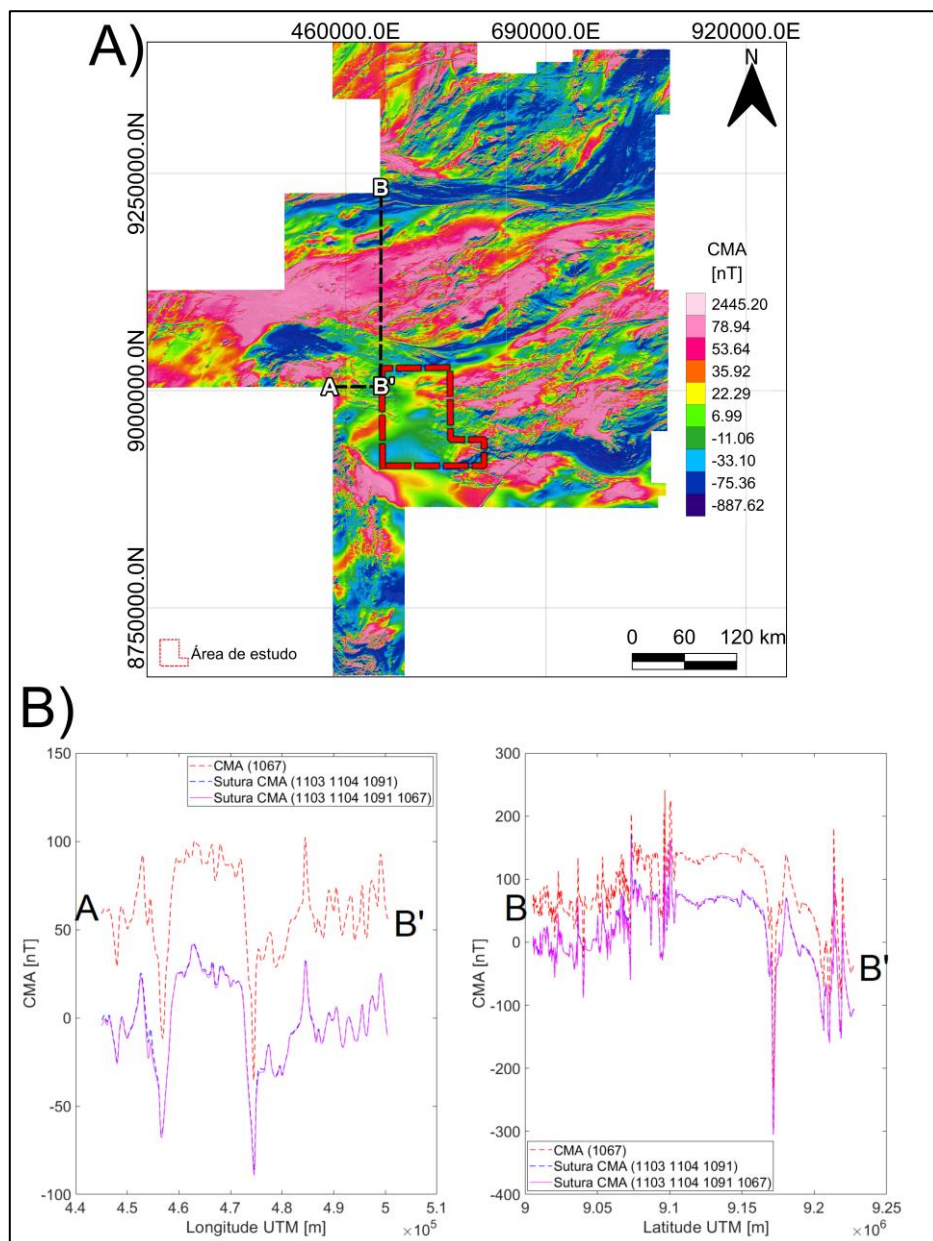
Figura 42 - Mapa do Campo Magnético Anômalo (CMA) resultante da sutura entre os projetos 1103, 1104 e 1091



Legendas: no perfil 2D, a linha pontilhada vermelha indica os valores do CMA do projeto 1091; A linha pontilhada azul indica os valores do CMA da sutura realizada entre os projetos 1103 e 1104 e a linha magenta: indica os valores do CMA dos projetos após a aplicação da sutura. **Fonte:** autoria própria.

A terceira e última etapa da aplicação do método de sutura envolveu a junção da malha do Campo Magnético Anômalo (CMA) gerada pela sutura dos projetos 1103, 1104 e 1091 com a malha do projeto 1067 (Figura 43A). Os valores do CMA nos pontos de sobreposição entre as duas malhas podem ser observados por meio de dois perfis, um na direção Oeste-Leste (A-B') e outro na direção Norte-Sul (B-B'), que representam o antes e o depois da aplicação do método de sutura (Figura 43B).

Figura 43 - Mapa do Campo Magnético Anômalo (CMA) resultante da sutura entre os projetos 1103, 1104, 1091 e 1067



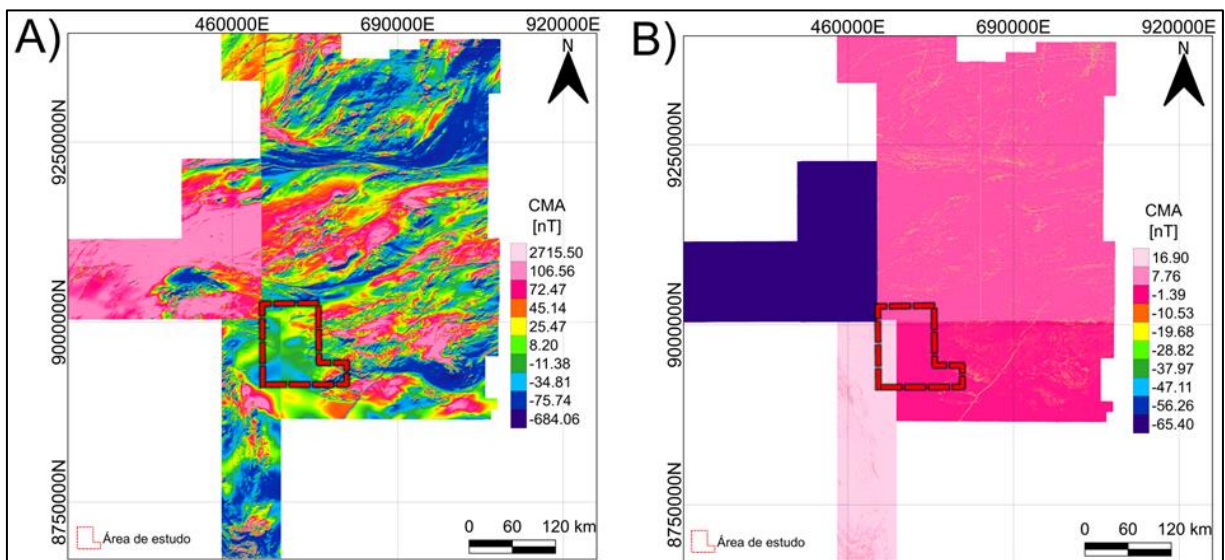
Legendas: nos perfis 2D, a linha pontilhada vermelha indica os valores do CMA do projeto 1067; A linha pontilhada azul indica os valores do CMA da sutura realizada entre os projetos 1103, 1104 e 1091 e a linha magenta: indica os valores do CMA dos projetos após a aplicação da sutura. **Fonte:** autoria própria.

No perfil horizontal, foi observado que os valores do CMA para o projeto 1067 eram maiores em comparação com os projetos 1103, 1104 e 1091. Após a aplicação da sutura, houve uma redução de aproximadamente 63,46 nT nos valores do CMA do projeto 1067. Já no perfil vertical, os valores do CMA do projeto 1067 ainda permaneciam mais elevados em relação aos outros projetos. No entanto, após a aplicação da sutura, ocorreu uma redução de cerca de 67,09 nT nos valores do CMA do projeto 1067.

6.1.2. Validação da Junção dos projetos aeromagnetométricos deste trabalho

Para avaliar a qualidade da sutura realizada neste estudo, utilizamos os mesmos procedimentos adotados no capítulo dos dados sintéticos. Para isso, calculamos a diferença entre os valores do Campo Magnético Anômalo (CMA) dos quatro projetos em mosaico (Figura 44A), ou seja, em uma malha abrangente contendo todas as outras malhas, mantendo as componentes de projeção e resolução individuais (Figura 44B), pelos valores do CMA da malha de sutura gerada neste trabalho.

Figura 44 - Mapa mesclado do Campo Magnético Anômalo (CMA) e sua diferença em relação à sutura



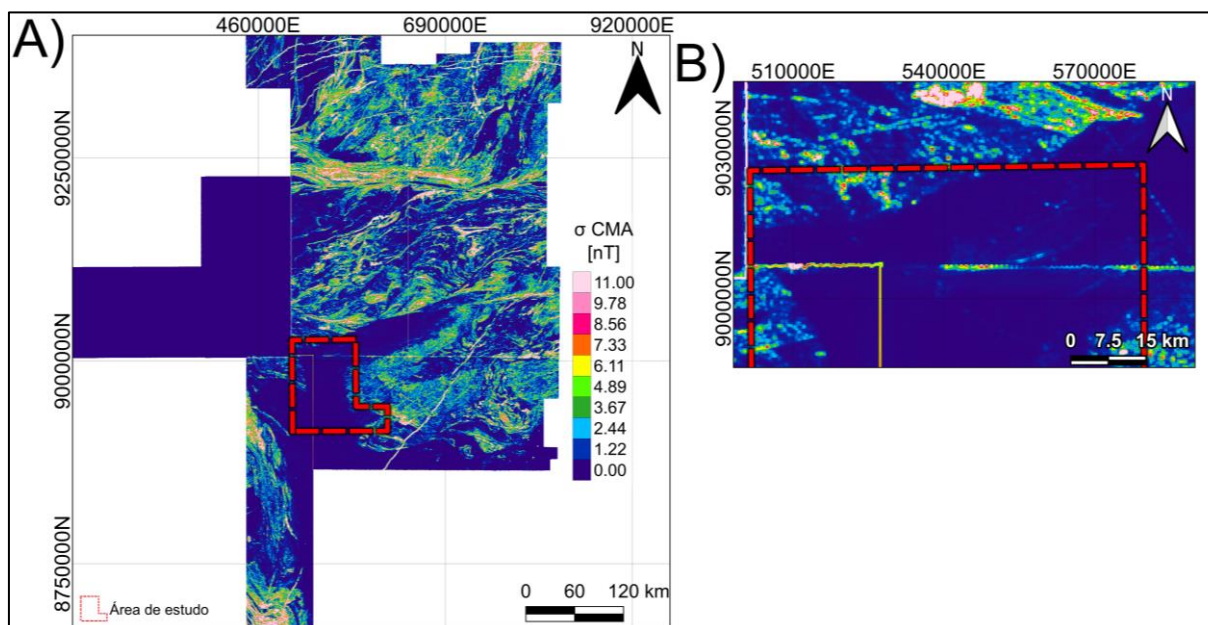
Notas: (A) Mapa do Campo Magnético Anômalo (CMA) com os projetos aeromagnéticos mesclados. (B) Mapa dos resíduos obtidos pela subtração do CMA mesclado com a sutura do CMA. **Fonte:** autoria própria.

Além disso, foi gerado o mapa do desvio padrão (σ) dos resíduos calculados (Figura 45A) revelando valores de intensidade magnética variando de 0 a 11 nT. Nota-se que dentro dos limites da área de estudo, a região que exibe as maiores variações nos valores de desvio

padrão da intensidade magnética estão associados à linha de sutura utilizada nos projetos 1104 e 1103 (Figura 45B).

Essa observação é crucial, pois se deve estar atento no processo de sutura das diferenças entre os projetos. Isso ressalta a importância da validação rigorosa dos resultados da sutura, uma vez que essas distorções podem afetar os comprimentos de ondas das fontes causadoras como já discutido anteriormente no contexto dos dados sintéticos.

Figura 45 - Mapa do desvio padrão dos resíduos do Campo Magnético Anômalo (CMA)



Notas: (A) Mapa do desvio padrão (σ) dos resíduos do Campo Magnético Anômalo (CMA). (B) Recorte do mapa do desvio padrão (σ) dos resíduos do Campo Magnético Anômalo (CMA) na região Norte da área de estudo. **Fonte:** autoria própria.

Além da análise estatística, conduzimos uma análise espectral da variação do comprimento de onda por meio dos espectros de potência radial média do Campo Magnético Anômalo (CMA) antes e depois da aplicação do método de sutura nos projetos aeromagnetométricos.

Observou-se que o espectro da potência radial média do projeto 1067 (Figura 46A) não apresentou variações significativas em seu comprimento de onda após a aplicação do método de sutura. Isso sugere que a sutura não teve impacto na distribuição dos comprimentos de onda das fontes causadoras nessa região.

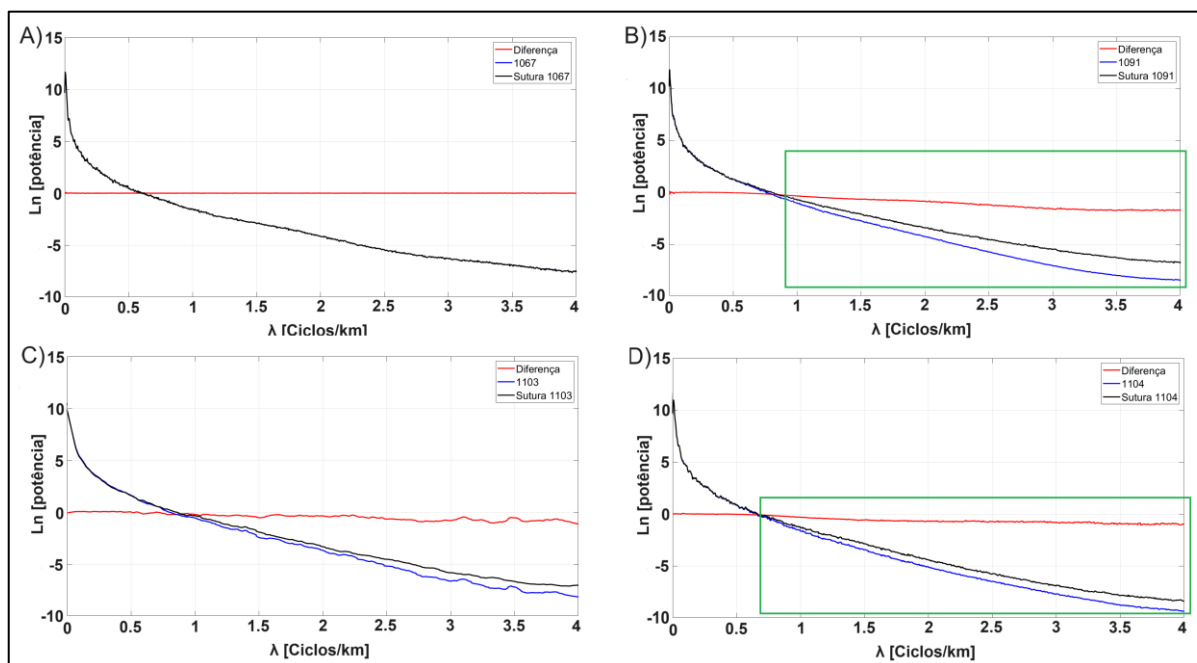
Por outro lado, o espectro de potência médio radial do projeto 1091 (Figura 46B) revelou um aumento nos valores de potência após a aplicação do método de sutura, especialmente em seu domínio de ruído, indicado pelo retângulo verde. Esse aumento pode

estar relacionado à correção de inconsistências nos dados originais durante o processo de sutura, resultando em um espectro mais suave e coerente.

No caso do projeto 1103 (Figura 46C), o espectro de potência médio radial indicou que os dados originais exibem ruídos distribuídos ao longo do espectro. Após a aplicação do método de sutura, alguns desses ruídos foram mantidos, enquanto outros foram atenuados. Os ruídos presentes podem ser originados por erros no processamento dos dados originais ou até mesmo devido à complexidade litológica da região. O padrão de aumento de comprimento de onda das fontes residuais se repete, indicando uma influência consistente da sutura nesse aspecto.

O espectro de potência médio radial do projeto 1104 (Figura 46D) apresentou variações semelhantes às observadas no projeto 1091, como indicado pelo retângulo verde. Isso sugere que a sutura teve um efeito consistente na distribuição dos comprimentos de onda das fontes causadoras de anomalias magnéticas nesses dois projetos.

Figura 46 – Espectros de potência radial média do Campo Magnético Anômalo (CMA) para os diferentes projetos aeromagnéticos antes e após a aplicação da sutura



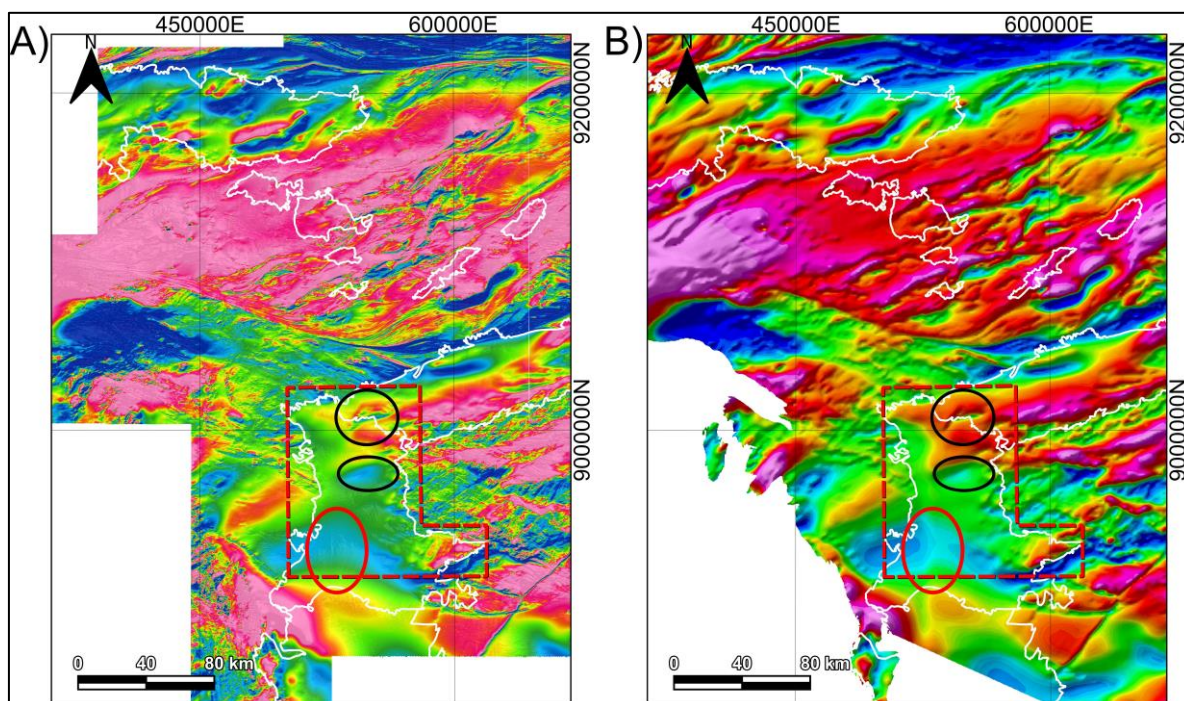
Notas: (A) Espectro de Potência Médio Radial do projeto 1067. (B) Espectro de Potência Médio Radial do projeto 1091. (C) Espectro de Potência Médio Radial do projeto 1103. (D) Espectro de Potência Médio Radial do projeto 1104. As linhas azuis representam antes da sutura, as linhas vermelhas preta a sutura e a linha vermelha a diferença entre as duas. **Fonte:** Autoria própria.

Essas análises espectrais fornecem uma compreensão mais abrangente de como a sutura impactou na distribuição dos comprimentos de onda das anomalias magnéticas dos projetos aeromagnetométricos reais. Confirmando a consistência dos resultados obtidos com

os dados sintéticos. É notável que o padrão de aumento do comprimento de onda das fontes residuais ou ruído se repetiu em ambas as situações, indicando a influência recorrente da sutura nesse aspecto. Além disso, o mapa do CMA após a sutura gerado neste estudo (Figura 47A) foi comparado com a realizada no "Projeto Geologia e Potencial Mineral da Província Borborema: mapas radiométrico, anomalia magnetométrica e gravimétrica da anomalia Bouguer" realizado por [Correa et al. \(2020\)](#) (Figura 47B).

A sutura dos dados aeromagnetométricos de [Correa et al. \(2020\)](#) utilizou o método descrito por [Johnson et al. \(1999\)](#). Esse processo envolveu a remoção de comprimentos de onda superiores a 330 km, utilizando um filtro gaussiano passa-alta, e esses foram substituídos pelo modelo litoesférico MF7 ([Hemant et al., 2007](#); [Maus et al., 2008, 2010](#); [Correa, 2016a](#); [Correa et al., 2020](#)). O modelo MF7 foi construído com base em medições do satélite alemão Challenging Minisatellite Payload (CHAMP).

Figura 47 – Comparação dos mapas do Campo Magnético Anômalo (CMA) gerado neste estudo com o de [Correa et al. \(2020\)](#)



Legenda: os círculos pretos indicam uma boa correlação das anomalias em relação a geometria e o círculo vermelho uma baixa correlação entre a anomalia. **Notas:** (A) Mapa do CMA realizado neste trabalho; (B) Mapa do CMA extraído de [Correa et al. \(2020\)](#). **Fonte:** autoria própria.

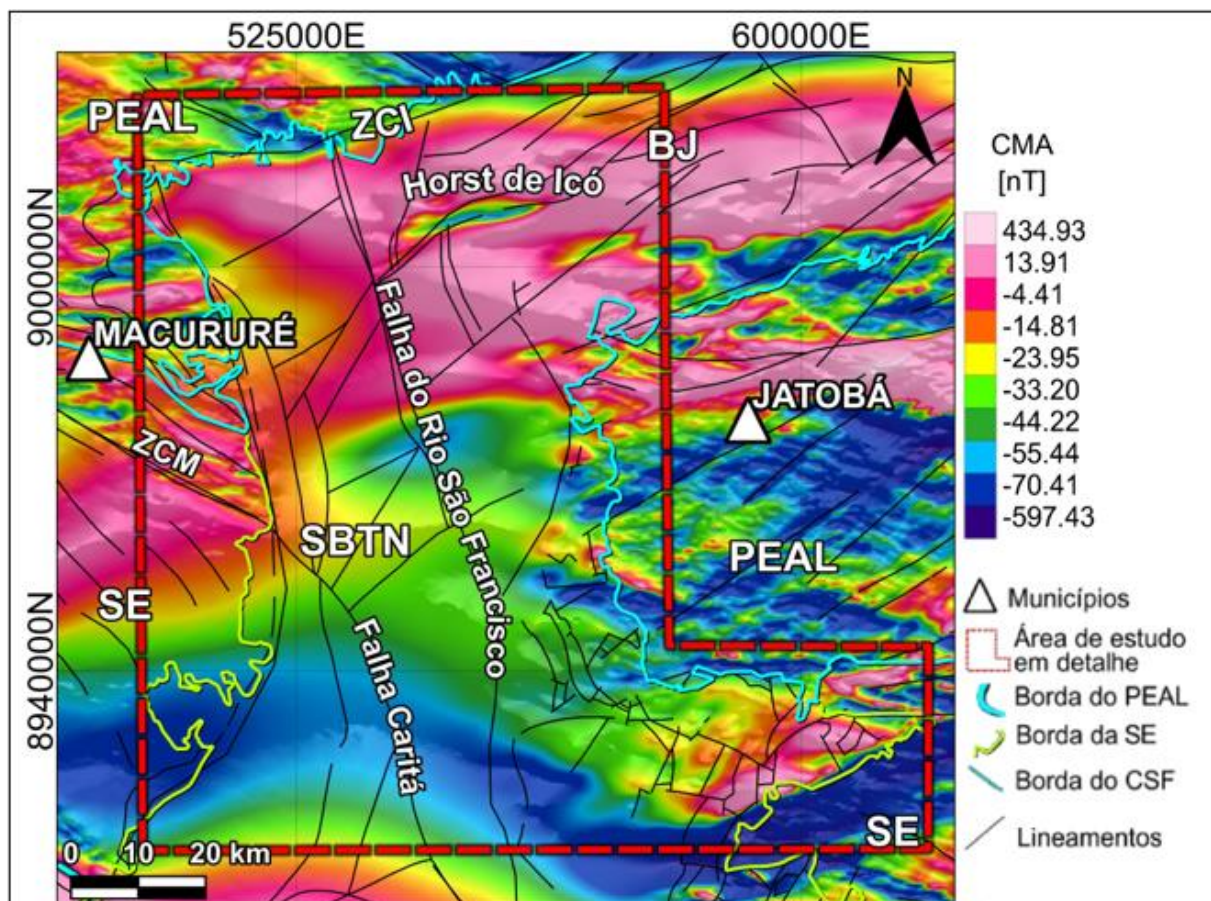
Nos mapas, observamos uma notável correlação entre as técnicas de sutura aplicadas, destacada pelos círculos pretos. No entanto, é importante notar que o círculo vermelho no mapa indica uma região de baixa correlação. Conforme observado, o mapa do Campo Magnético

Anômalo (CMA) gerado neste estudo mostra uma continuidade com um baixo magnético, enquanto no mapa produzido por [Correa et al. \(2020\)](#), a anomalia apresenta uma possível "quebra", sugerindo a presença da linha de sutura realizada. No geral, a sutura realizada neste trabalho apresenta resultados satisfatórios, e com pequenos ruídos locais relacionados aos próprios perfis de sutura.

6.2. Campo Magnético Anômalo na Área de Estudo

O mapa do Campo Magnético Anômalo (CMA) exhibe valores de intensidade magnética variando de $-597,43$ a $434,93$ nT (Figura 48). Observam-se no mapa grandes feições com altos valores de intensidade magnética dentro dos limites da Sub-bacia Tucano Norte e da Bacia de Jatobá. Além disso, destaca-se um corpo alongado na direção Nordeste que apresenta baixos valores de intensidade magnética ao norte da área de estudo que foi associado ao Horst de Icó. O padrão de anomalias magnéticas presentes na bacia é distinto daquele encontrado nas regiões adjacentes.

Figura 48 - Mapa do Campo Magnético Anômalo (CMA)

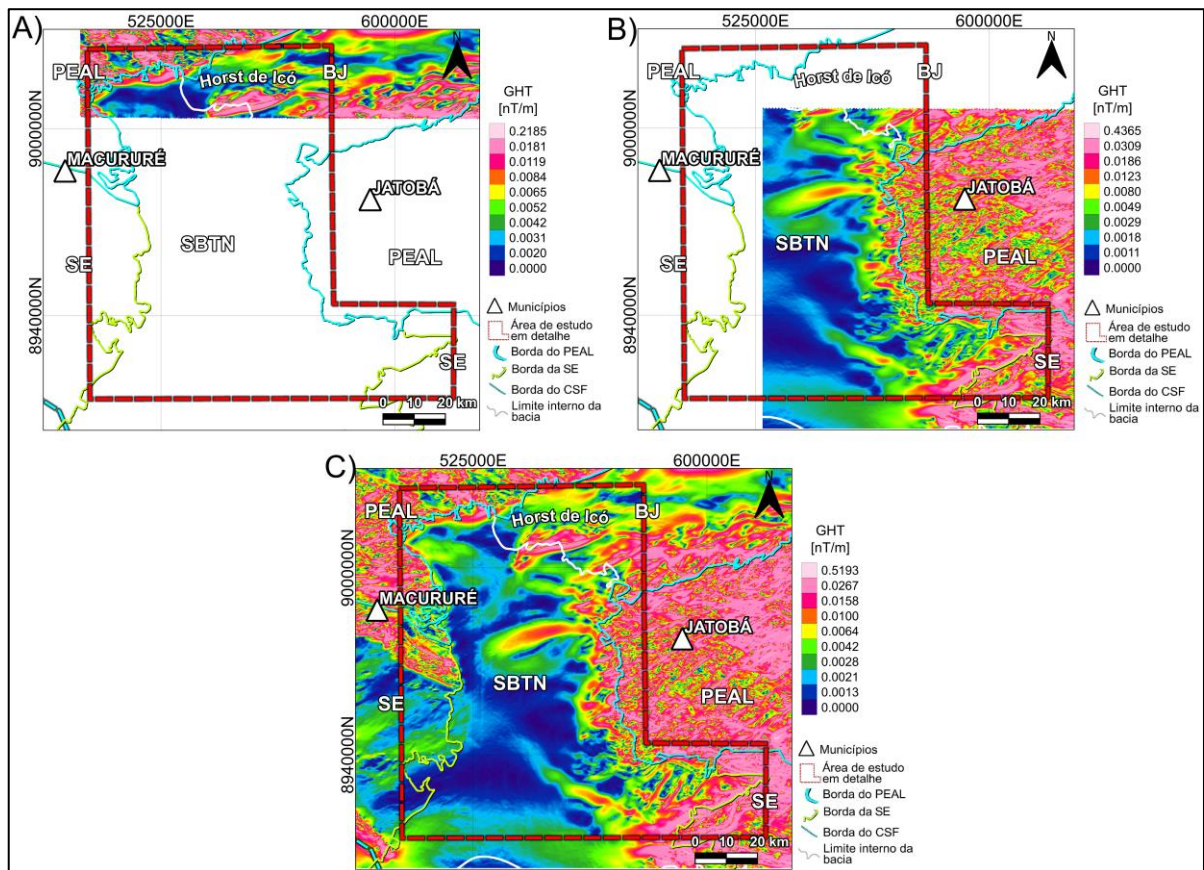


Legenda: Sub-bacia Tucano Norte (SBTN) e Bacia de Jatobá (BJ), Faixa Sergipana (SE), terreno ernambuco-Alagoas (PEAL), Zona de Cisalhamento Riacho Seco-Macururê (ZCM) e Zona de Cisalhamento Ibimirim (ZCI), lineamentos extraídos de [CPRM \(2004\)](#). **Notas:** Sobreposto encontram-se o limite interno da bacia sedimentar (linha branca) e as bordas do CSF (linha tracejada azul ciano), do PEAL (linha azul ciano), da SE (linha amarela) e lineamentos (linhas pretas). **Fonte:** autoria própria.

6.3. Gradiente Horizontal Total – Validação Estatística

Com o objetivo de avaliar possíveis impactos da sutura na área relacionada ao Horst de Icó, realizamos uma comparação entre os mapas do Gradiente Horizontal Total (GHT) derivados dos mapas do Campo Magnético Anômalo (CMA) dos projetos aerogeofísicos 1091 (Figura 49A) e 1104 (Figura 49B), individualmente, e o mapa do GHT resultante da sutura do CMA (Figura 49C).

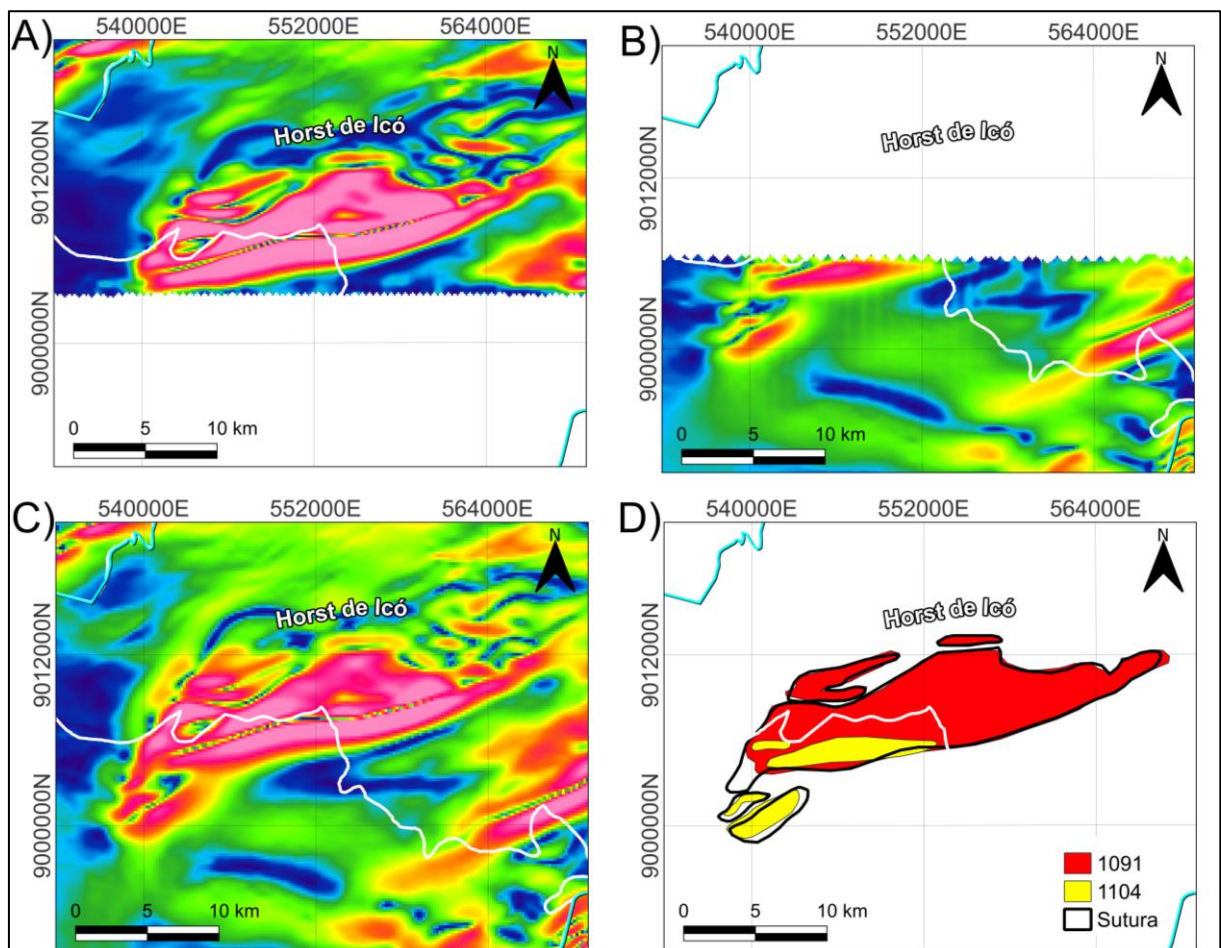
Figura 49 – Mapas do Gradiente Horizontal Total (GHT) derivados do Campo Magnético Anômalo (CMA) para os projetos 1091 e 1104, com a sutura produzida



Legendas: Sub-bacia Tucano Norte (SBTN), Bacia de Jatobá (BJ), Faixa Sergipana (SE), terreno Pernambuco-Alagoas (PEAL) e a Zona de Cisalhamento Riacho Seco-Macururé (ZCM). **Notas:** (A) mapa do GHT do projeto 1091. (B) mapa do GHT do projeto 1104. (C) mapa do GHT da sutura realizada nesse trabalho. Sobrepostos estão o limite interno da bacia sedimentar (linha branca), o limite interno da bacia sedimentar proposta neste estudo (linha pontilhada preta), as bordas do CSF (linha tracejada azul-ciano), do PEAL (linha azul-ciano) e da SE (linha amarela). **Fonte:** autoria própria.

Para obter uma compreensão mais precisa da influência da sutura nas anomalias magnéticas a serem delimitadas neste estudo, realizamos os recortes dos mapas apresentados na Figura 49, concentrando nossa análise especificamente na região do Horst de Icó. Esses mapas foram gerados individualmente, destacando o projeto 1091 (Figura 50A) e o projeto 1104 (Figura 50B), bem como o mapa pós sutura (Figura 50C). Além disso, delimitamos os limites do Horst de Icó antes e após a aplicação da sutura dos projetos (Figura 50D), e é evidente que as mudanças introduzidas pela sutura são mínimas. Essa consistência entre os resultados obtidos com dados sintéticos e dados reais reforça a conclusão de que a aplicação do GHT em uma região suturada tem um impacto mínimo na interpretação qualitativa das anomalias magnéticas conforme observado nos dados sintéticos.

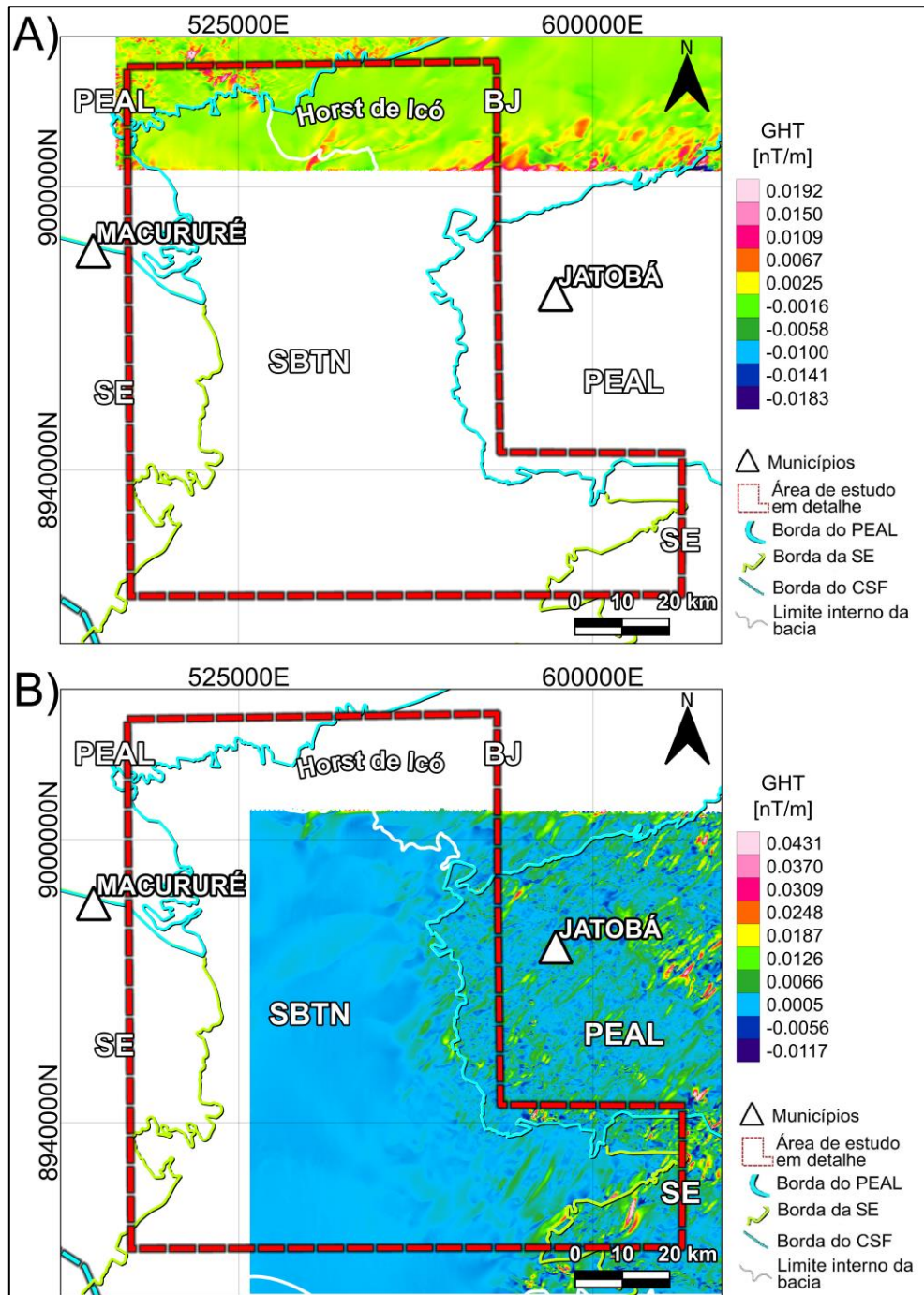
Figura 50 – Recorte dos mapas do Gradiente Horizontal Total (GHT) derivados do Campo Magnético Anômalo (CMA) para os projetos 1091 e 1104, com a sutura produzida



Notas: (A) recorte do mapa do GHT do projeto 1091. (B) recorte do mapa do GHT do projeto 1104. (C) recorte do mapa do GHT da sutura realizada nesse trabalho. (D) Mapa apresentando os limites demarcados antes e após a sutura. Sobrepostos estão o limite interno da bacia sedimentar (linha branca e do terreno Pernambuco-Alagoas (PEAL) (linha azul-ciano) e da SE (linha amarela). **Fonte:** autoria própria.

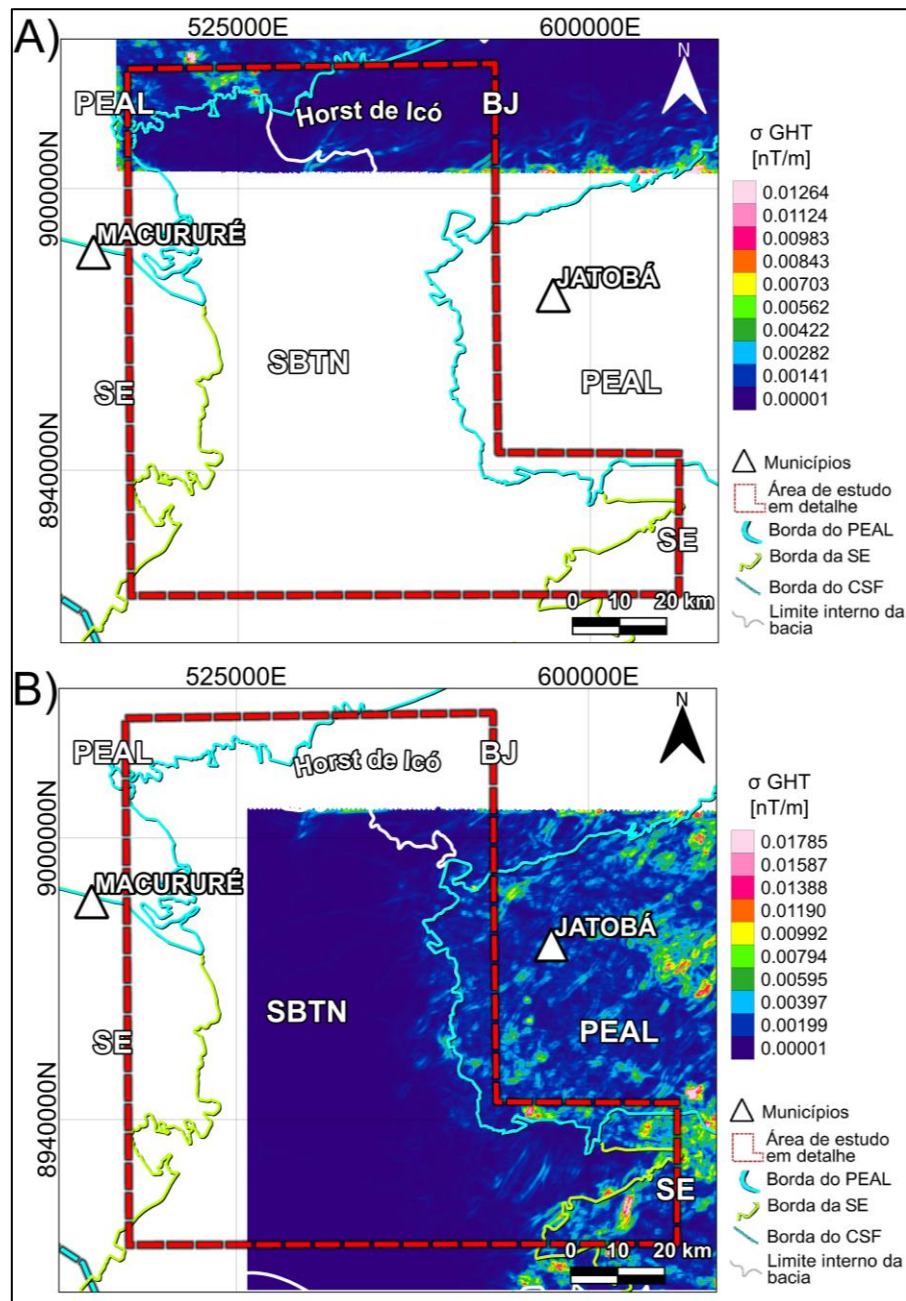
Em seguida, calculamos a diferença entre o Gradiente Horizontal Total (GHT) gerado a partir da sutura do Campo Magnético Anômalo (CMA) e aqueles obtidos a partir dos projetos 1091 (Figura 51A) e 1104 (Figura 51B). Posteriormente, calculamos o desvio padrão (σ) com base nos resíduos do GHT para ambos os casos, ou seja, para o projeto 1091 (Figura 52A) e para o projeto 1104 (Figura 52B).

Figura 51 – Comparação dos resíduos do Gradiente Horizontal Total (GHT) derivado do Campo Magnético Anômalo (CMA) dos projetos 1091 e 1104 com o GHT da sutura do CMA



Legendas: Sub-bacia Tucano Norte (SBTN), Bacia de Jatobá (BJ), Faixa Sergipana (SE), terreno Pernambuco-Alagoas (PEAL) e a Zona de Cisalhamento Riacho Seco-Macururé (ZCM). **Notas:** (A) Mapa dos resíduos do GHT resultantes da subtração entre o GHT do projeto 1091 e o GHT da sutura deste estudo. (B) Mapa dos resíduos do GHT resultantes da subtração entre o GHT do projeto 1104 e o GHT da sutura deste estudo. As sobreposições incluem o limite interno da bacia sedimentar (linha branca), o limite interno da bacia sedimentar proposto neste trabalho (linha pontilhada preta), as bordas do CSF (linha tracejada azul-ciano), do PEAL (linha azul-ciano) e da SE (linha amarela). **Fonte:** Autoria própria.

Figura 52 – Mapas do desvio padrão dos resíduos do Gradiente Horizontal Total (GHT) derivados do Campo Magnético Anômalo (CMA) dos projetos 1091 e 1104



Legendas: Sub-bacia Tucano Norte (SBTN), Bacia de Jatobá (BJ), Faixa Sergipana (SE), terreno Pernambuco-Alagoas (PEAL) e a Zona de Cisalhamento Riacho Seco-Macururé (ZCM). **Notas:** A) mapa dos desvios padrões dos resíduos do GHT do projeto 1091. (B) mapa dos desvios padrões dos resíduos do GHT do projeto 1104. Sobreposto encontram-se o limite interno da bacia sedimentar (linha branca), o limite interno da bacia sedimentar proposta neste trabalho (linha pontilhada preta), as bordas do CSF (linha tracejada azul ciano), do PEAL (linha azul ciano) e da SE (linha amarela). **Fonte:** autoria própria.

Essa análise permitiu investigar como a sutura afetou a distribuição das informações relacionadas ao Gradiente Horizontal Total e suas implicações na interpretação das feições geológicas da região. É relevante observar que a única diferença significativa identificada entre

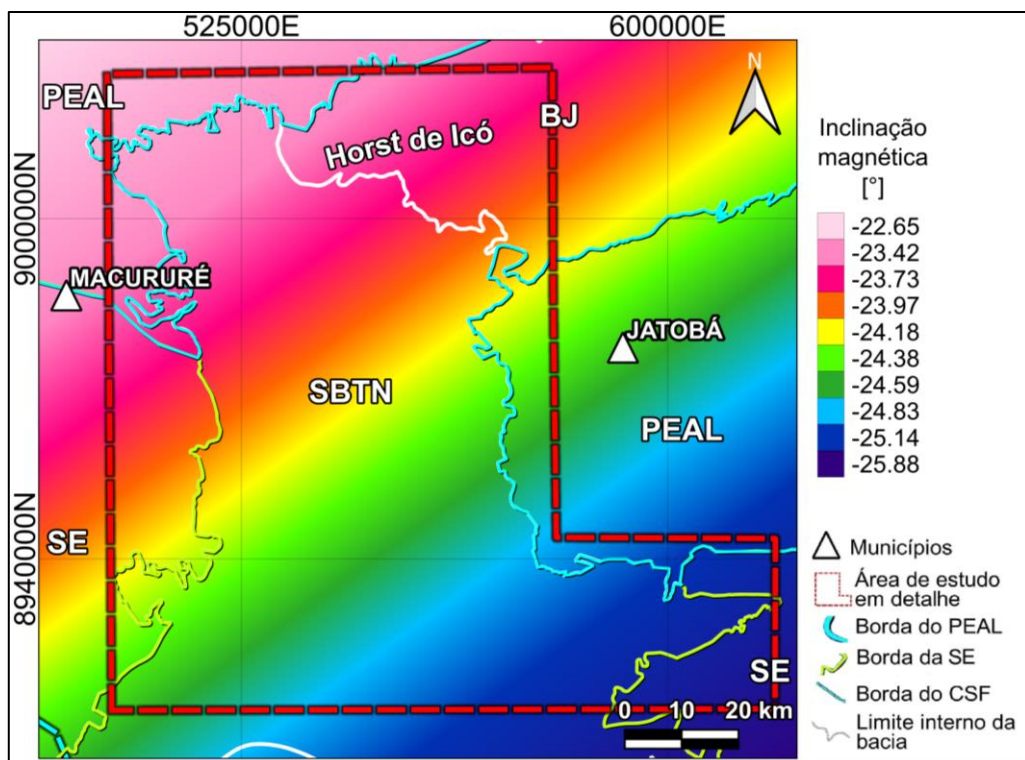
a sutura e os projetos individuais está relacionada a um lineamento com orientação Nordeste na região do Horst de Icó. Esse lineamento parece estar causando uma inclinação do Horst em direção quase ao Norte. Essa discrepância é uma das poucas variações detectáveis entre a sutura e os projetos originais.

6.4. Aplicação do Filtro de Redução ao Polo na Área de Estudo

As anomalias magnéticas frequentemente exibem efeitos dipolares devido à natureza intrínseca do campo de indução magnética, o que pode tornar desafiante a determinação dos contornos das fontes geradoras (Li, 2008; Dentith e Mudge, 2014). Portanto, é essencial eliminar essa componente aplicando o filtro de Redução ao Polo (RTP).

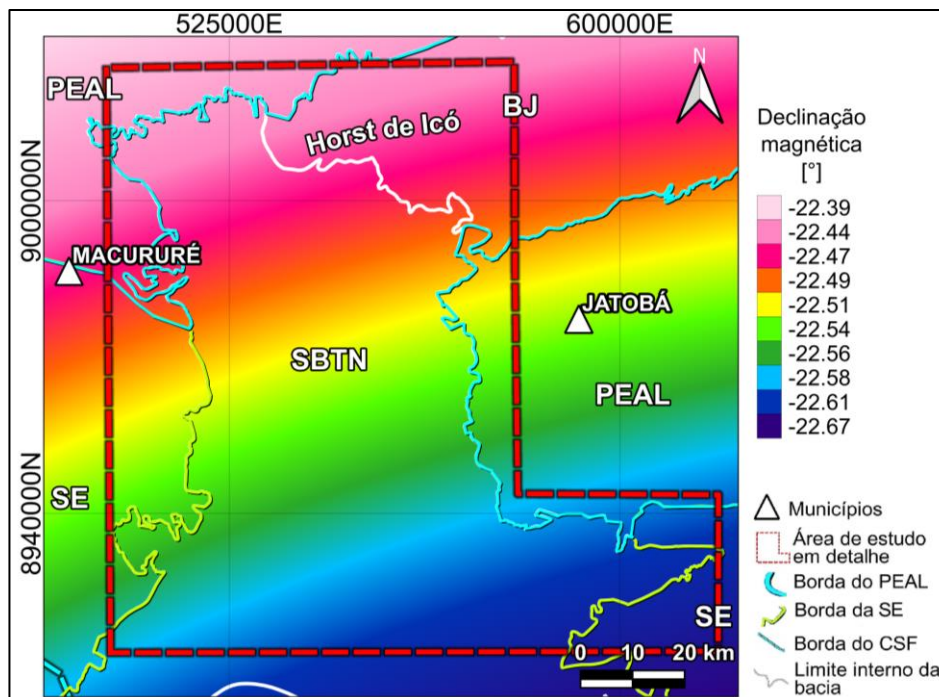
Para a aplicação do filtro de Redução ao Polo (RTP), utilizamos a data média dos levantamentos (17/09/2008) como ponto de referência. Adicionalmente, aplicamos uma correção de amplitude de 40°. As Figuras 53 e 54 mostram, respectivamente, o mapa das variações dos valores de inclinação e declinação geomagnética na área de estudo, que foram usados no cálculo do RTP.

Figura 53 - Mapa da inclinação geomagnética na área de estudo



Legendas: Sub-bacia Tucano Norte (SBTN) e Bacia de Jatobá (BJ), Faixa Sergipana (SE), terreno Pernambuco-Alagoas (PEAL). **Notas:** Sobreposto encontram-se o limite interno da bacia sedimentar (linha branca), as bordas do CSF (linha tracejada azul ciano), do PEAL (linha azul ciano) e da SE (linha amarela). **Fonte:** autoria própria.

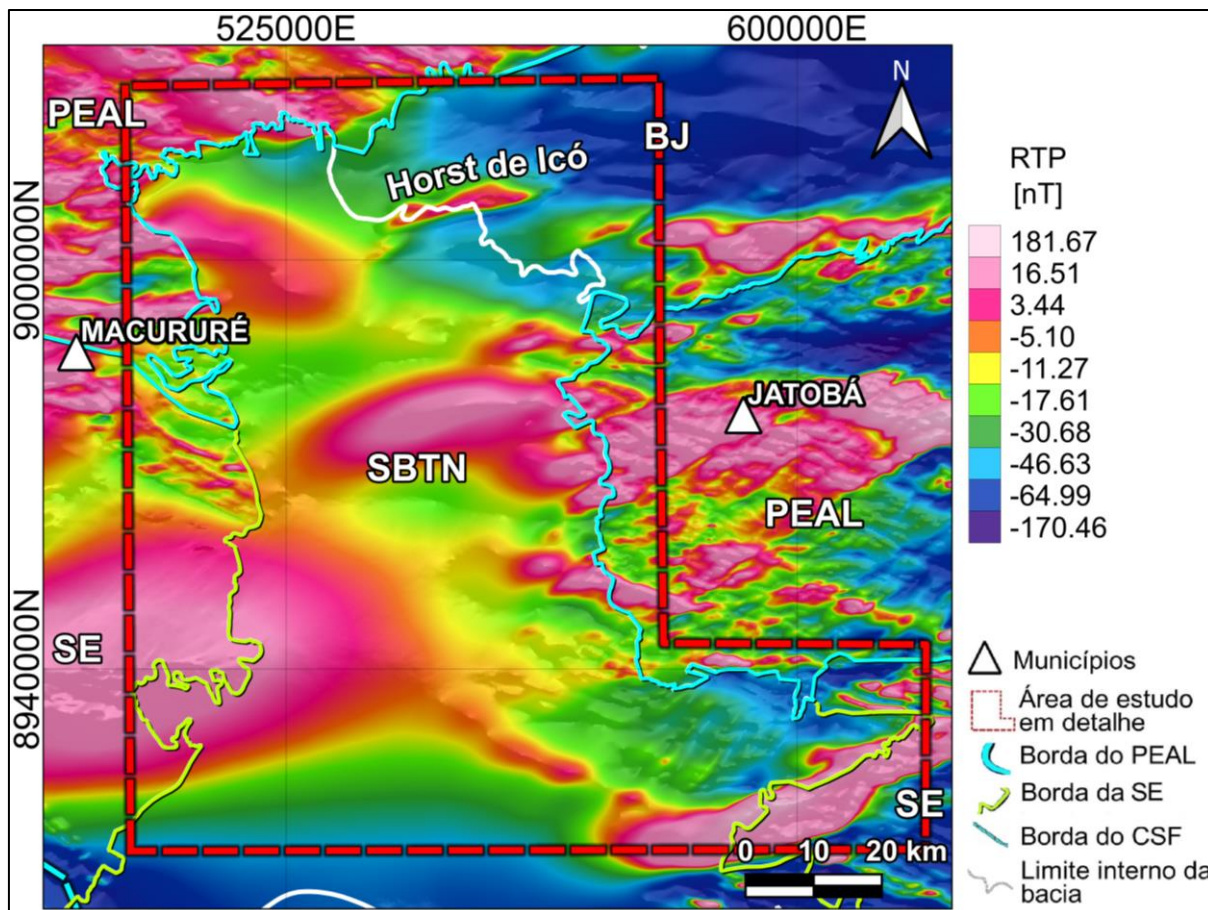
Figura 54 - Mapa da declinação geomagnética na área de estudo



Legendas: Sub-bacia Tucano Norte (SBTN) e Bacia de Jatobá (BJ), Faixa Sergipana (SE), terreno Pernambuco-Alagoas (PEAL). **Notas:** Sobreposto encontram-se o limite interno da bacia sedimentar (linha branca), as bordas do CSF (linha tracejada azul ciano), do PEAL (linha azul ciano) e da SE (linha amarela). **Fonte:** autoria própria.

O resultado do filtro de Redução ao Polo (RTP) é apresentado no mapa (Figura 55), no qual os valores de intensidade magnética variam de -170,46 a 181,67 nT. Os valores elevados de intensidade magnética, que anteriormente estavam localizados dentro dos limites da Bacia de Jatobá (BJ) no mapa do CMA, foram removidos.

Figura 55 - Mapa de Redução ao Polo (RTP)

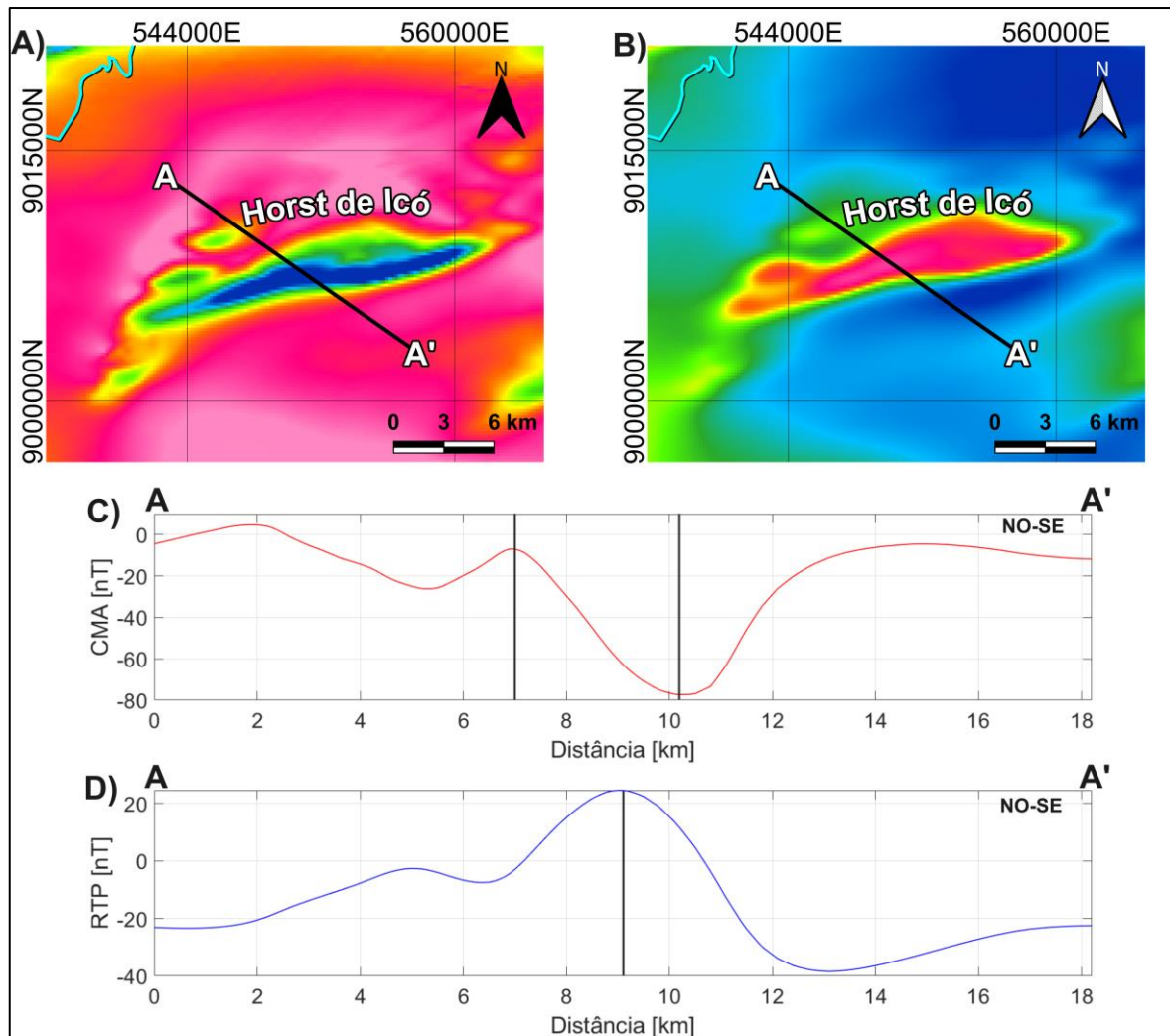


Legendas: Sub-bacia Tucano Norte (SBTN) e Bacia de Jatobá (BJ), Faixa Sergipana (SE), terreno Pernambuco-Alagoas (PEAL). Nota: Sobrepostos encontram-se o limite interno da bacia sedimentar (linha branca), as bordas do CSF (linha tracejada azul ciano), do PEAL (linha azul ciano) e da SE (linha amarela). **Fonte:** autoria própria.

A partir dos mapas do Campo Magnético Anômalo (CMA) e do Filtro de Redução ao Polo (RTP), foi elaborado um perfil para ilustrar o antes e o depois da aplicação do filtro. O perfil foi construído acima da região correspondente à área do Horst de Icó no mapa do CMA (Figura 56A), onde os valores de intensidade magnética são baixos (aproximadamente -80 nT).

Após a aplicação do filtro RTP (Figura 56B), nota-se a elevação nos valores de intensidade magnética (aproximadamente 20 nT) na feição. No perfil 2D do CMA (Figura 56C), as linhas pretas verticais indicam os pontos de máximo e mínimo do dipolo magnético. E no perfil 2D do RTP (Figura 56D), a linha preta vertical representa o ponto de máxima intensidade magnética. Observa-se o mesmo padrão "invertido" no perfil do CMA quando comparado com o perfil do RTP, conforme observado nos dados sintéticos. Isso pode ser atribuído à natureza morfológica do campo geomagnético no equador.

Figura 56 – Apresentação do efeito do RTP na região do Horst de Icó

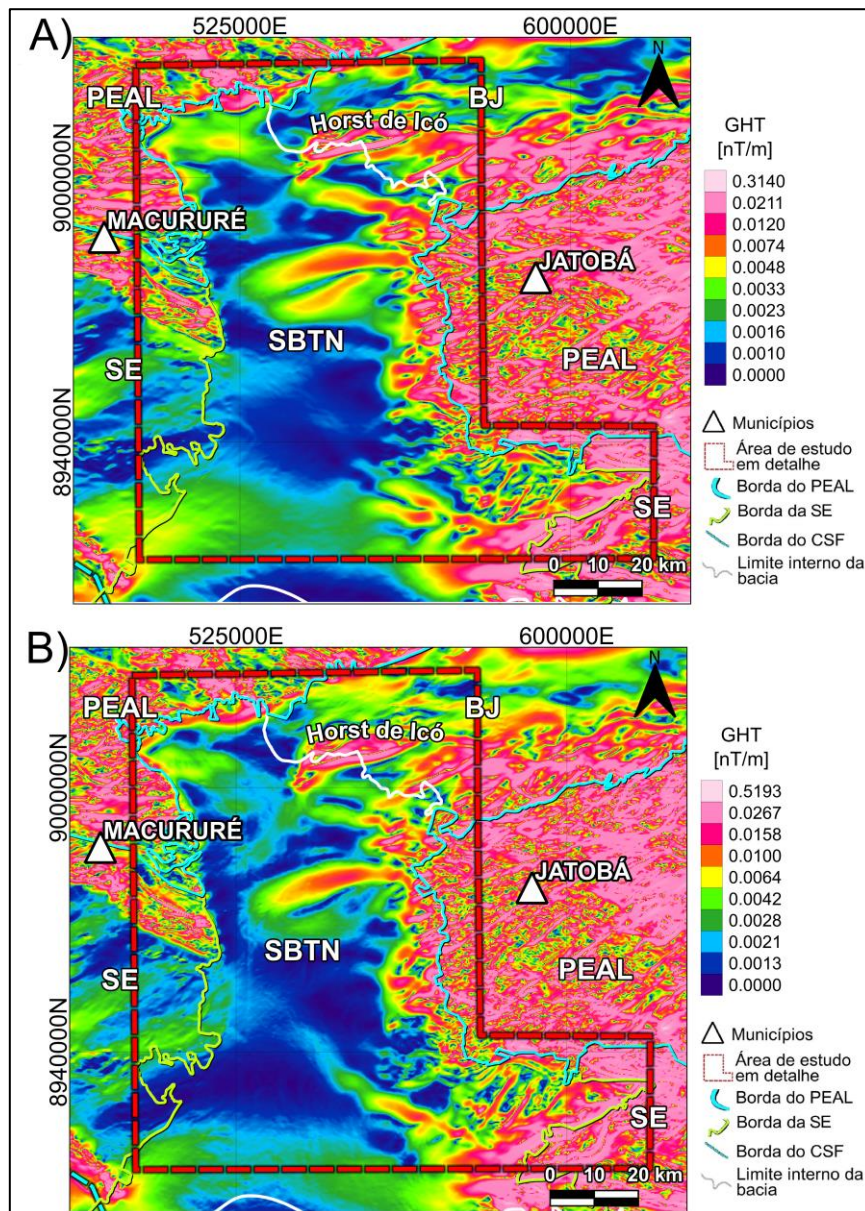


Notas: (A) recorte do mapa do Campo Magnético Anômalo (CMA) na região do Horst de Icó. (B) recorte do mapa do filtro de Redução ao Polo (RTP) na região do Horst de Icó. (C) perfil A-A' do CMA. (D) perfil A-A' do RTP. **Fonte:** autoria própria

6.5. Validação do uso do Gradiente Horizontal Total Reduzido ao Polo

Para avaliar a influência do filtro de Redução ao Polo (RTP) no Gradiente Horizontal Total (GHT), geramos dois mapas de GHT. O primeiro foi gerado a partir do mapa de RTP (Figura 57A), e o segundo foi derivado diretamente do Campo Magnético Anômalo (CMA) (Figura 57B).

Figura 57 – Comparação dos mapas do Gradiente Horizontal Total (GHT) derivado do Mapa de Redução ao Polo (RTP) (A) e do Mapa do Campo Magnético Anômalo (CMA) (B)

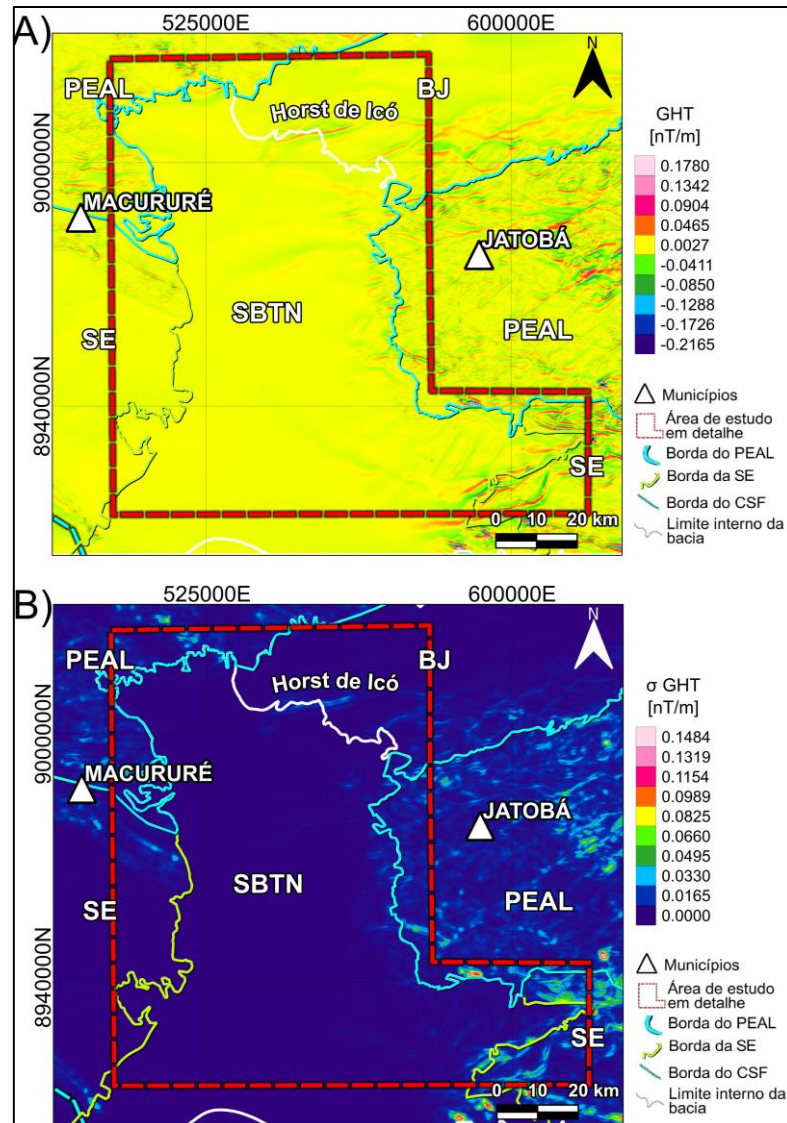


Legendas: Sub-bacia Tucano Norte (SBTN), Bacia de Jatobá (BJ), Faixa Sergipana (SE), terreno Pernambuco-Alagoas (PEAL) e a Zona de Cisalhamento Riacho Seco-Macururé (ZCM). **Notas:** (A) Mapa do Gradiente Horizontal Total (GHT) gerado a partir do mapa de RTP. (B) Mapa do GHT gerado a partir do Campo Magnético Anômalo (CMA). Os limites internos da bacia sedimentar (linha branca) e da bacia sedimentar proposta neste estudo (linha pontilhada preta), juntamente com as bordas do CSF (linha tracejada azul-ciano), do PEAL (linha azul-ciano) e da SE (linha amarela), estão sobrepostos. **Fonte:** Autoria própria.

Em seguida, procedemos ao cálculo da diferença entre esses dois mapas de Gradiente Horizontal Total (GHT) (Figura 58A) e, com base nos resíduos resultantes, determinamos o desvio padrão (σ) (Figura 58B). Observa-se que a discrepância entre os dois mapas do GHT é

mínima, com as maiores diferenças ($\sigma \approx 0.0165$ nT/m) localizadas na área da sutura no Horst de Icó de Icó.

Figura 58 – Mapas da análise estatística da diferença entre o Gradiente Horizontal Total (GHT) derivado do Campo Magnético Anômalo (CMA) e pelo mapa de Redução ao Polo (RTP)



Legendas: Sub-bacia Tucano Norte (SBTN), Bacia de Jatobá (BJ), Faixa Sergipana (SE), terreno Pernambuco-Alagoas (PEAL) e a Zona de Cisalhamento Riacho Seco-Macururé (ZCM). **Notas:** sobreposto encontram-se o limite interno da bacia sedimentar (linha branca), o limite interno da bacia sedimentar proposta neste trabalho (linha pontilhada preta), as bordas do CSF (linha tracejada azul ciano), do PEAL (linha azul ciano) e da SE (linha amarela). Nota: (A) mapa dos resíduos do GHT gerados a partir da subtração do GHT do mapa do CMA com o GHT do mapa do RTP. (B) mapa do desvio padrão dos resíduos. **Fonte:** autoria própria.

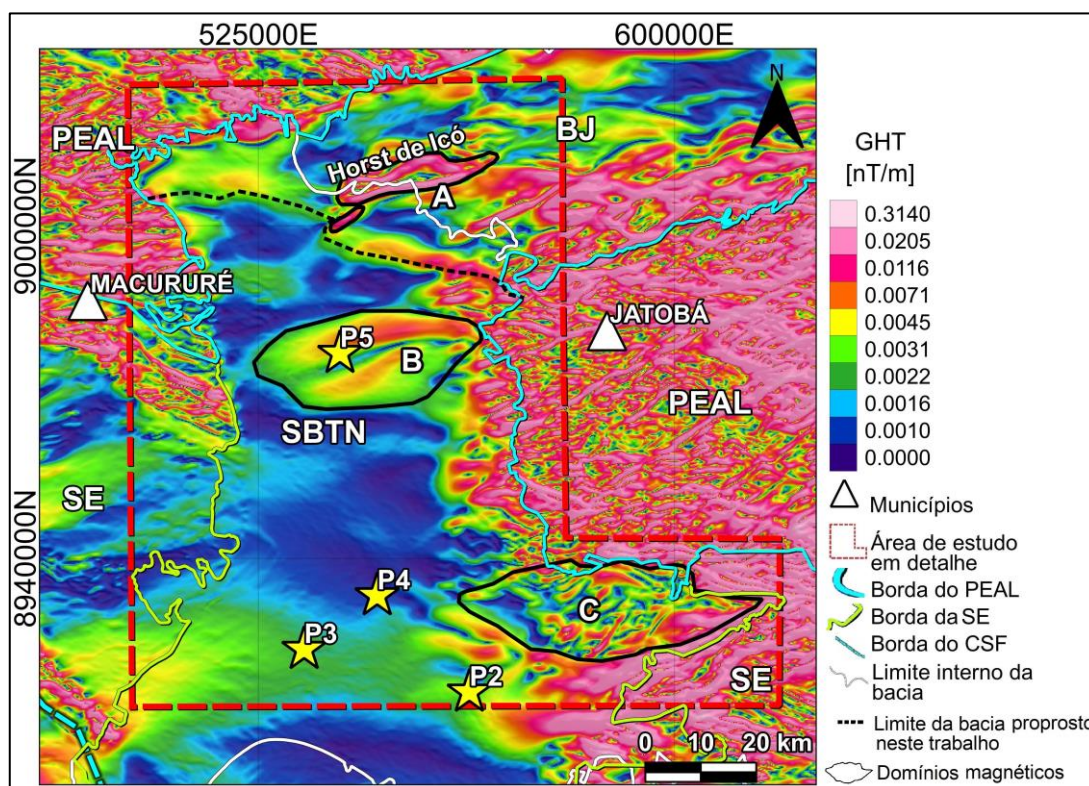
No entanto, é importante notar que o lineamento Nordeste, que foi observado na

diferença entre os projetos 1091 e 1104 quando aplicamos a sutura ao CMA, não é evidente quando aplicamos o RTP. Portanto, para a delimitação de domínios magnéticos e interpretações qualitativas, este trabalho utilizará o GHT gerado a partir do mapa do RTP.

6.6. Interpretação Qualitativa Junto a Elementos Tectônicos

O Mapa do Gradiente Horizontal Total (GHT), gerado com base no Filtro de Redução ao Polo (RTP) (Figura 59), exibe valores de taxa de intensidade magnética variando de 0,0000 a 0,3140 nT/m. A partir deste mapa, foram identificados três domínios principais que se encontram dentro dos limites internos da Sub-bacia Tucano Norte (SBTN) e da Bacia de Jatobá (BJ).

Figura 59 - Mapa interpretado do Gradiente Horizontal Total (GHT) derivado do mapa de Redução ao Polo (RTP)



Legendas: Sub-bacia Tucano Norte (SBTN) e Bacia de Jatobá (BJ), Faixa Sergipana (SE), terreno Pernambuco-Alagoas (PEAL). **Notas:** sobreposto encontram-se o limite interno da bacia sedimentar (linha branca), o limite interno da bacia sedimentar proposta neste trabalho (linha pontilhada preta), as bordas do CSF (linha tracejada azul ciano), do PEAL (linha azul ciano) e da SE (linha amarela) e os domínios magnéticos (polígonos pretos). **Fonte:** autoria própria.

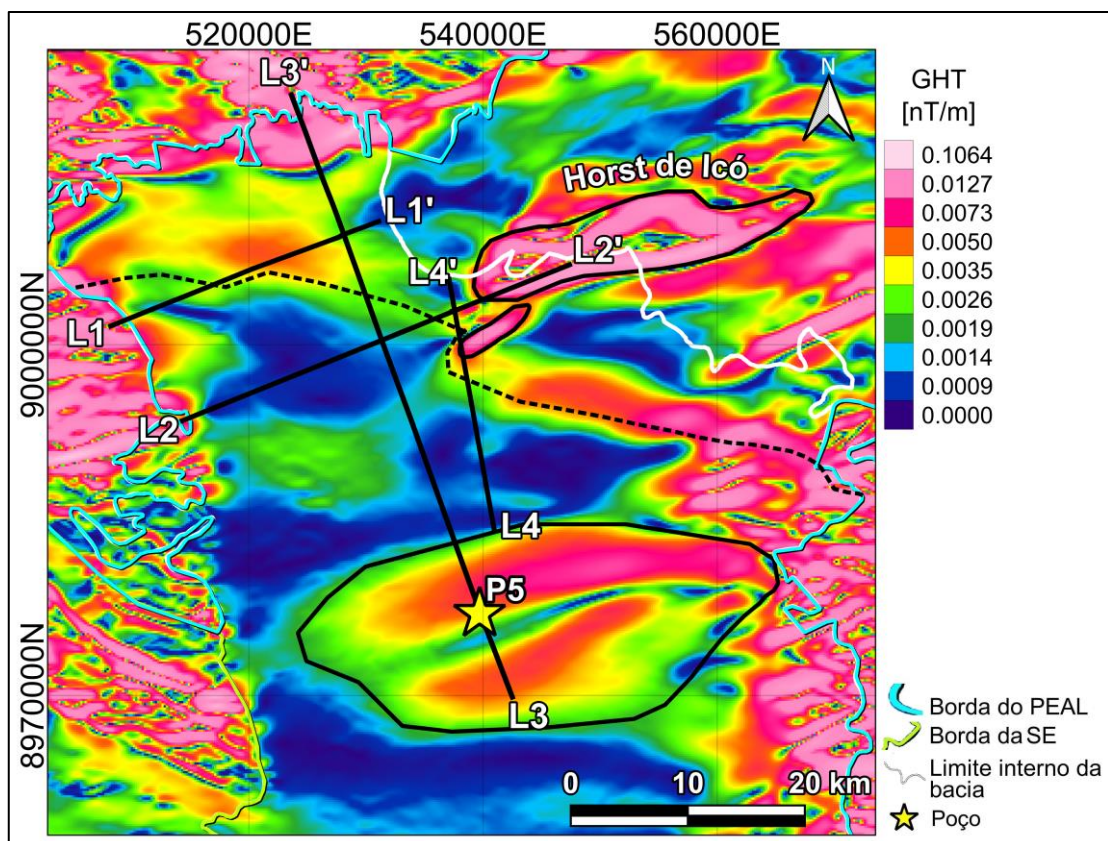
No mapa do Gradiente Horizontal Total (GHT), o domínio A representa o Horst de Icó, e é notável que seus limites foram destacados. Logo abaixo do domínio A, demarcamos

um possível novo limite entre a Sub-bacia Tucano Norte (SBTN) e a Bacia de Jatobá (BJ) com uma linha pontilhada preta, diferindo do limite proposto pela CPRM (linha branca) (Bizzi et al., 2003).

6.6.1. Domínio magnético A

Para facilitar a visualização, realizamos um recorte da região correspondente ao Horst de Icó e ao nosso limite proposto no mapa GHT (Figura 60), onde observamos valores significativamente elevados de taxa da intensidade magnética. Como observado, o trabalho de Bizzi et al. (2003), originalmente definiu os limites da Sub-bacia Tucano Norte (SBTN) e da Bacia de Jatobá (BJ) com base na zona de drenagem do Rio São Francisco. No entanto, em nosso estudo, optamos por utilizar os contrastes magnéticos distintos entre as duas bacias como critério de demarcação.

Figura 60 - Recorte do mapa do Gradiente Horizontal Total (GHT) derivado do mapa de Redução ao Polo (RTP) na região do Horst de Icó



Notas: Nesta sobreposição, estão representados o limite interno da bacia sedimentar (linha branca), o limite interno da bacia sedimentar proposto neste estudo (linha pontilhada preta), as margens do terreno Pernambuco-Alagoas (PEAL) (linha azul-ciano), as áreas dos domínios magnéticos (polígonos pretos) e os perfis sísmicos empregados para auxiliar na interpretação (linhas pretas). **Fonte:** Autoria Própria.

Para reforçar ainda mais a nossa interpretação magnética do novo limite proposto entre as bacias, utilizamos perfis sísmicos de reflexão (Figura 61). Esses perfis foram previamente processados (migrados em tempo) e fornecidos pela [ANP \(2022\)](#).

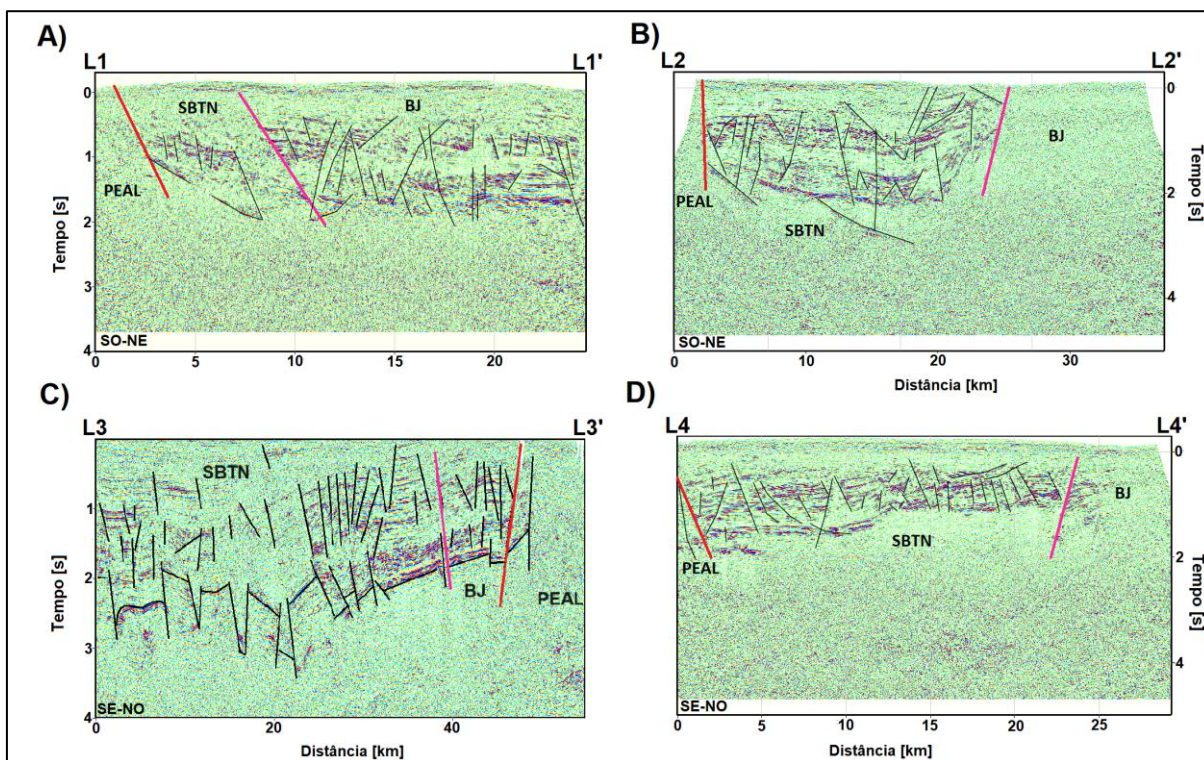
O perfil nomeado como L1-L1' (Figura 61A) corresponde ao perfil sísmico 0027_TUCANO_NORTE_39.027-1590.MIG_FIN.26, orientado no sentido Sudoeste-Nordeste. A cerca de 9,9 km de distância, onde traçamos o novo limite entre as bacias no mapa do GHT, observa-se uma descontinuidade (linha magenta) que interpretamos como resultante da alta intensidade magnética.

O perfil L2-L2' (Figura 61B) é representado pelo perfil sísmico 0027_TUCANO_NORTE_39.027-1589.MIG_FIN.25, também orientado no sentido Sudoeste-Nordeste. A aproximadamente 23,7 km de distância deste perfil, identificamos uma descontinuidade (linha magenta) associada ao novo limite proposto pelo mapa do GHT. Nota-se um comportamento de inflexão dos sedimentos na borda dessa descontinuidade.

O perfil sísmico 0027_TUCANO_NORTE_39.027-1586.MIG_FIN.26, nomeado como L3-L3' (Figura 61C), possui uma orientação Sudeste-Noroeste. A aproximadamente 37,3 km de distância, identificamos uma descontinuidade (linha magenta) associada ao limite das bacias conforme proposta neste estudo.

Por fim, o perfil L4-L4' (Figura 61D) corresponde ao perfil sísmico 0027_TUCANO_NORTE_39.027-1587.MIG_FIN.27, com orientação Sudeste-Noroeste. A aproximadamente 13 km de distância, observamos uma descontinuidade (linha magenta) que se correlaciona com o limite proposto entre as bacias pelo GHT.

Figura 61 – Perfis sísmicos de reflexão interpretados demonstrando o novo limite entre as bacias proposto neste trabalho



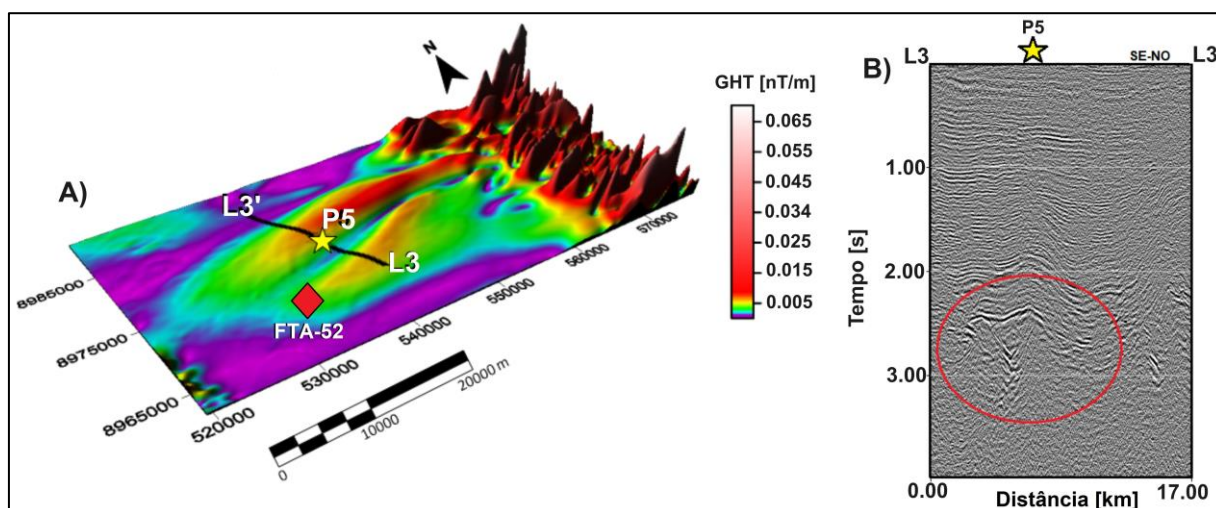
Legendas: Sub-bacia Tucano Norte (SBTN), Bacia de Jatobá (BJ) e terreno Pernambuco-Alagoas (PEAL). **Notas:** As linhas magentas representam o novo limite proposto neste trabalho, conforme indicado pelo mapa do GHT, enquanto a linha vermelha delimita as bordas das bacias em questão. Além disso, as linhas pretas destacam os lineamentos interpretados na região. **Fonte:** autoria própria.

6.6.2. Domínio magnético B

No contexto do mapa do Gradiente Horizontal Total (GHT) e dentro dos limites do domínio B, podemos identificar o poço 1MBR0001BA (P5) (Figura 62A), que atinge o embasamento, identificada como uma rocha ígnea de coloração amarelada. Nesta região, observa-se um acréscimo significativo nos valores da taxa de intensidade magnética do GHT, que foi correlacionado com o perfil sísmico realizado pela ANP ([ANP, 2022](#)) (Figura 62B).

A interpretação deste domínio nesse trabalho foi abordada de duas maneiras: (1) como uma possível exumação de material mantélico, possivelmente resultante do processo de rifteamento (e, g. [Reiners e Brandon, 2006](#); [Bishop, 2007](#)); ou (2) como a resultante de uma possível corpo alóctone, que poderia ser atrelado à rotação da microplaca Sergipe.

Figura 62 - Destaque do mapa do Gradiente Horizontal Total (GHT) derivado do mapa de Redução ao Polo (RTP) na intrigante região do domínio magnético B



Notas: (A) Visualização 3D do mapa do Gradiente Horizontal Total (GHT) na região do domínio B, com sobreposição do perfil sísmico 0027_TUCANO_NORTE_39.027-1586.MIG_FIN.26 e a localização do poço P5 (estrela amarela). (B) Recorte do perfil sísmico 0027_TUCANO_NORTE_39.027-1586.MIG_FIN.26 em tempo, destacando a possível causa da anomalia magnética (círculo vermelho), a posição do P5 (estrela amarela) no eixo X e a localização da amostra utilizada na datação por termocronologia (losango vermelho) (Jelinek et al., 2020).

Fonte: Autoria própria.

A relação entre a rotação da microplaca e o processo de transporte de rochas máficas a ultramáficas foi analisada por [Webb et al. \(2008\)](#). No estudo em questão, foi observado que a rotação no sentido anti-horário da microplaca Woodlark desencadeou a inversão da subducção na margem da placa Australiana-Woodlark. Resultando no afloramento de rochas formadas em ambientes de alta a ultra-alta pressão localizadas no Leste de Papua Nova Guiné.

Conforme indicado na Figura 62A, a datação por termocronologia foi realizada por [Jelinek et al. \(2020\)](#), utilizando o método de calibração zeta em uma amostra de arenito. Os resultados indicaram uma idade aparente de 312 ± 17 Ma (Permo-Carbonífero), a qual se encaixa na fase sinéclise das bacias alvos de estudo. Esta datação revelou uma única população de idades, mais antiga que a idade deposicional do arenito, e não apresentou evidências de exposição a altas temperaturas após a deposição ([Jelinek et al., 2020](#)).

No contexto estratigráfico, [Caixeta et al. \(1994\)](#) propuseram que a sequência Permo-Carbonífero apresenta uma discordância regional que abrange parte do Permiano, Triássico e Jurássico, resultando em um hiato de aproximadamente 100 Ma. Essa discordância pode indicar um evento relacionado a processos mantélicos que provocaram o soergimento crustal antes da eventual formação do Oceano Atlântico Sul ([Caixeta et al., 1994](#)).

Considerando a influência de processos mantélicos, é relevante notar que os materiais soergidos por falhas profundas na base da litosfera (Moho), passam por elevações de

temperatura devido à estabilização do mesmo ([Bodinier e Godard, 2004](#)). Esses materiais também estão frequentemente relacionados ao processo de serpentinização ([Dunlop e Prévot, 1982](#)).

O processo de serpentinização é resultado da interação entre fluidos e minerais ferromagnesianos, como olivina e piroxênio, e leva à formação de magnetita ([Bronner et al., 2014](#)). Essa formação de magnetita pode explicar a geometria estirada da anomalia magnética na região, possivelmente devido à presença de pequenas proporções de magnetização remanente em rochas serpentinizadas ([Reynolds et al., 1990](#)).

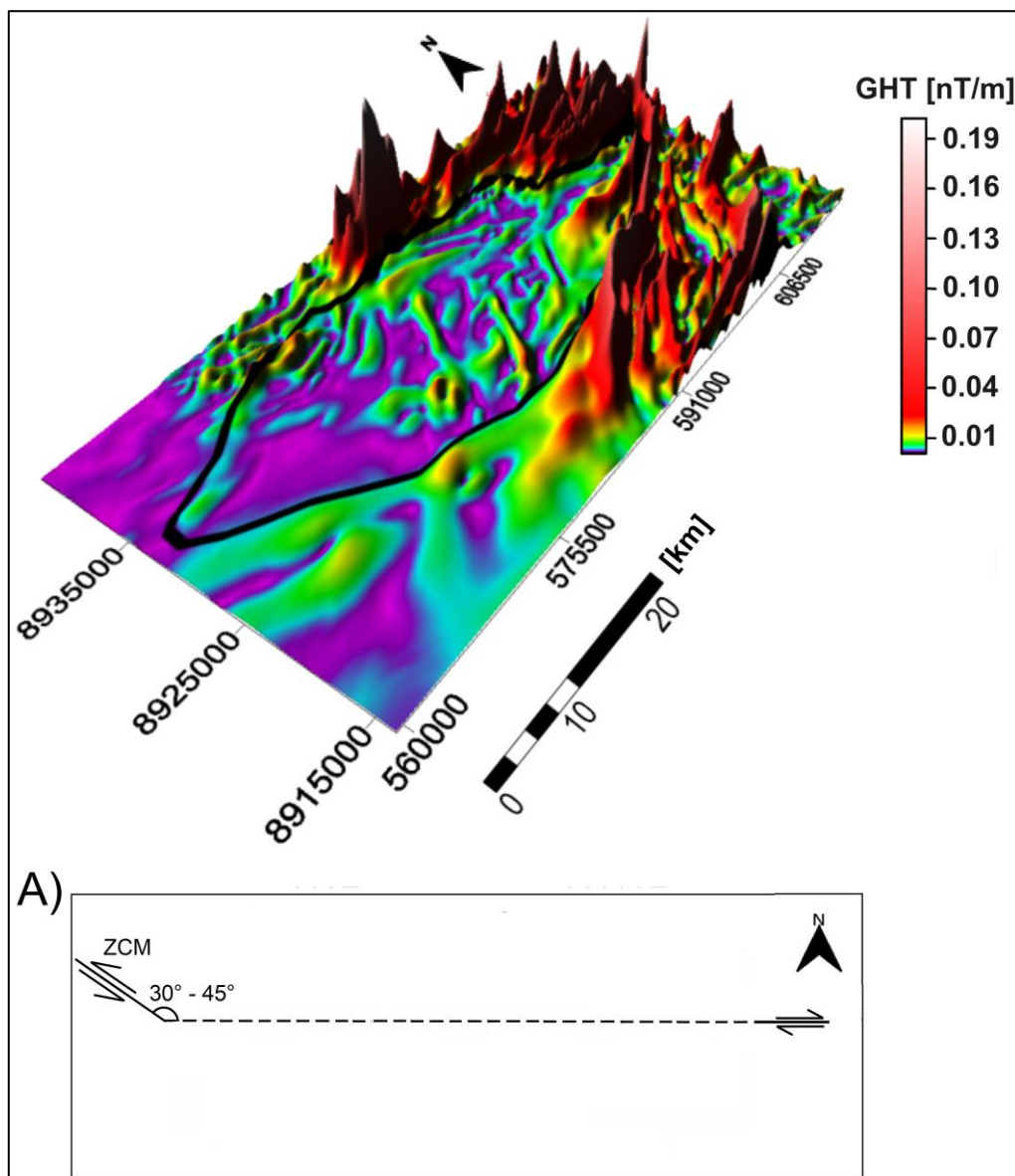
É importante destacar que a magnetização remanente é uma característica comum na maioria das rochas, frequentemente complicando a interpretação de anomalias magnéticas ([Clark e Emerson, 1991](#); [Roest e Pilkington, 1993](#); [Clark, 2014](#); [Li, 2017](#)).

6.6.3. Domínio magnético C

No contexto do mapa do Gradiente Horizontal Total (GHT), o domínio C é caracterizado por uma geometria romboidal. Realizamos um recorte específico para uma descrição mais detalhada desse domínio, como pode ser visto na Figura 63.

Observa-se que a formação da estrutura romboidal pode estar associada a zonas de cisalhamento, as quais são realçadas no mapa do RTP, sugerindo uma conexão dessas características com fontes causativas profundas. A principal zona de cisalhamento presente nessa área foi apontada em estudos recentes ([Oliveira et al., 2006](#); [Dutra et al., 2018](#)) como uma continuação da Zona de Cisalhamento Riacho Seco-Macururé (ZCM), que atravessa a Sub-bacia Tucano Norte (SBTN) em profundidade.

Figura 63 - Domínio Magnético C: recorte do mapa do Gradiente Horizontal Total (GHT) derivado do Mapa de Redução ao Polo (RTP)

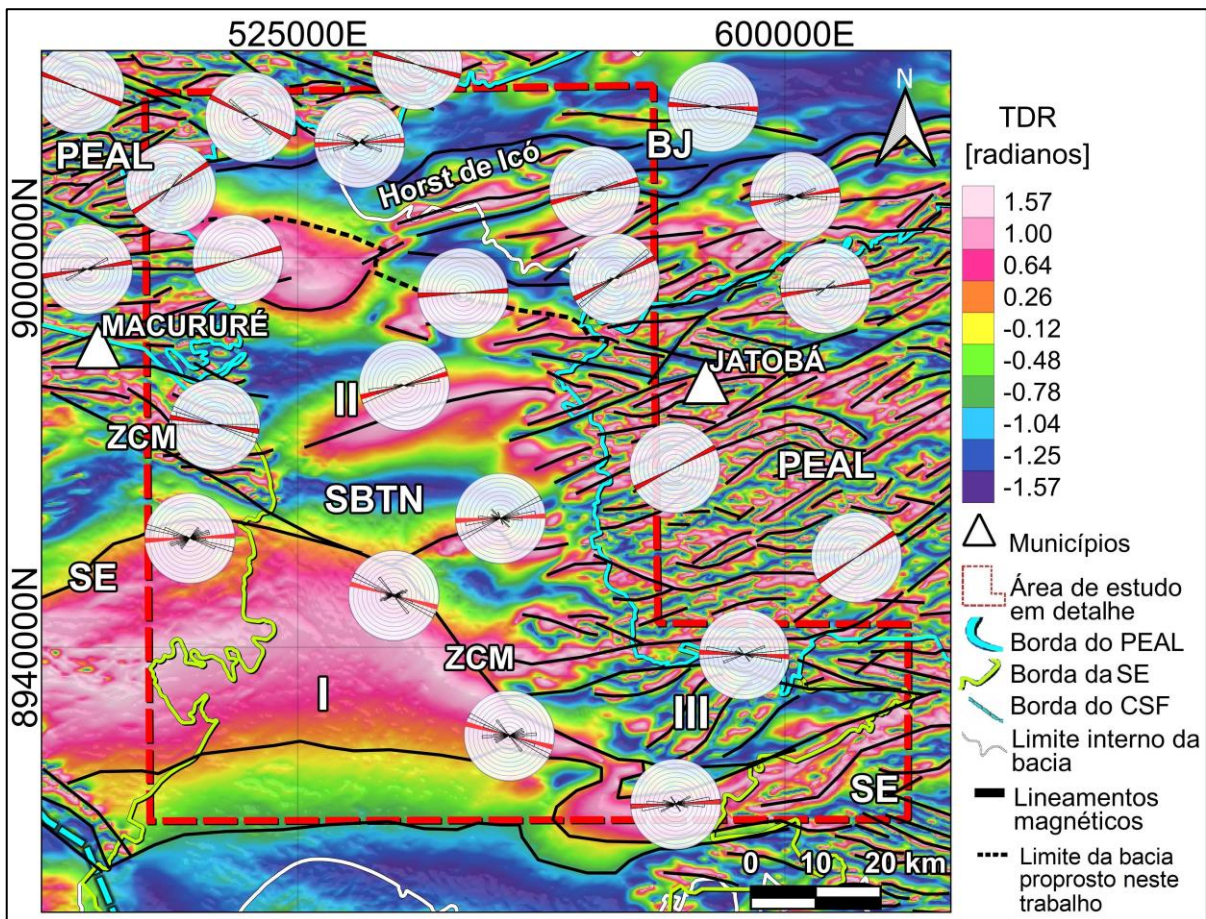


Legenda: Zona de Cisalhamento Riacho Seco-Macururé (ZCM). **Notas:** (A) diagrama apresentando o ângulo formado pela zona de cisalhamento. **Fonte:** autoria própria.

6.7. Delimitação de Lineamentos Magnéticos

O mapa da Inclinação do Sinal Analítico (TDR) (Figura 64), derivado do mapa do filtro de Redução ao Polo (RTP), revela valores de mergulho das fontes causadoras variando de 1,57 a -1,57 radianos. Neste mapa, lineamentos foram delineados em preto, destacando dois distintos domínios magnéticos que subdividem a Sub-bacia Tucano Norte (SBTN) com diferentes orientações de lineamentos magnéticos. Além disso, diagramas de rosetas foram adicionados, exibindo as direções predominantes.

Figura 64 - Mapa de Inclinação do Sinal Analítico (TDR) derivado do mapa de Redução ao Polo (RTP) interpretado qualitativamente



Legenda: Sub-bacia Tucano Norte (SBTN), Bacia de Jatobá (BJ), Faixa Sergipana (SE), terreno Pernambuco-Alagoas (PEAL) e a Zona de Cisalhamento Riacho Seco-Macururé (ZCM). **Nota:** Na sobreposição, são destacados o limite interno da bacia sedimentar (linha branca), o limite interno da bacia sedimentar proposto neste estudo (linha pontilhada preta), as bordas do Complexo Sergipano (CSF - linha tracejada azul-ciano), do PEAL (linha azul-ciano) e da SE (linha amarela). Além disso, os lineamentos magnéticos são demarcados (linhas pretas), e os diagramas de roseta indicam a direção predominante desses lineamentos na área (linha vermelha interna). **Fonte:** autoria própria.

No mapa da Inclinação do Sinal Analítico (TDR), o domínio 1 revela um corpo de alto mergulho que se estende desde a Faixa Sergipana (SE) em direção à Sub-bacia Tucano Norte (SBTN). Este corpo sugere a continuação dessa estrutura em subsuperfície, implicando em sua extensão por baixo da superfície terrestre.

Observamos que a direção predominante dos lineamentos magnéticos na região é leste, e essa orientação se reflete na Zona de Cisalhamento Riacho Seco-Macururé (ZCM), a qual demonstra uma inflexão relacionada ao possível afinamento crustal durante o processo de rifteamento.

No domínio 2, identificamos no mapa TDR anomalias com direções distintas das encontradas no domínio 1. Essa mudança de orientação sugere a possibilidade de uma rotação

da placa Sergipana, marcando a transição entre a Sub-bacia Tucano Norte (SBTN) e a Bacia de Jatobá (BJ).

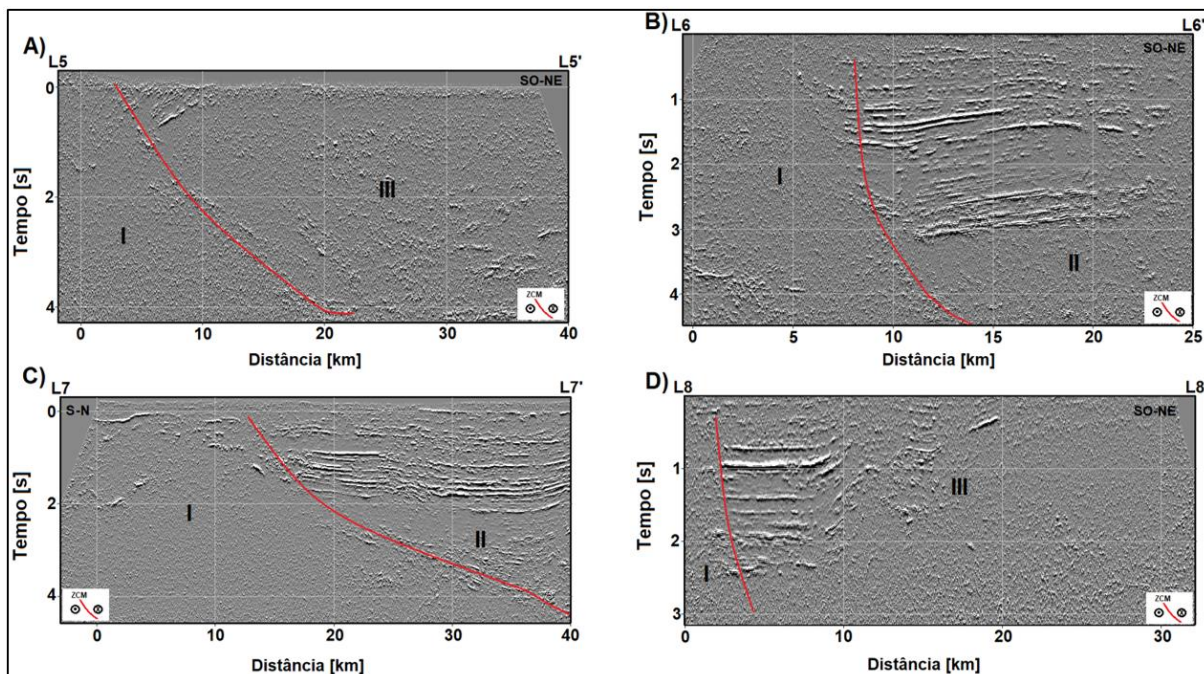
6.8. Estimativa qualitativa da superfície do embasamento magnético

6.8.1. Imageamento do Parâmetro da Fonte

A técnica de Imageamento do Parâmetro da Fonte (Source Parameter Imaging - SPI) (Figura 65) foi utilizada no mapa de Redução ao Polo (RTP) com o propósito de se visualizar qualitativamente a diferença de respostas em profundidade da suposta superfície do embasamento magnético. No mapa do Imageamento do Parâmetro da Fonte (SPI), observamos uma distinção entre os domínios I e II, que correspondem à parte sul e norte da Sub-bacia Tucano Norte (SBTN), respectivamente. Notavelmente, que está evidente uma diferença significativa de profundidades entre o domínio I e II.

uma interpretação mais robusta e uma compreensão mais abrangente da ZCM e das feições geológicas da região.

Figura 66 – Interpretação da localização da Zona de Cisalhamento Riacho Seco-Macururé (ZCM) em perfis sísmicos de reflexão com atributo de relevo sombreado



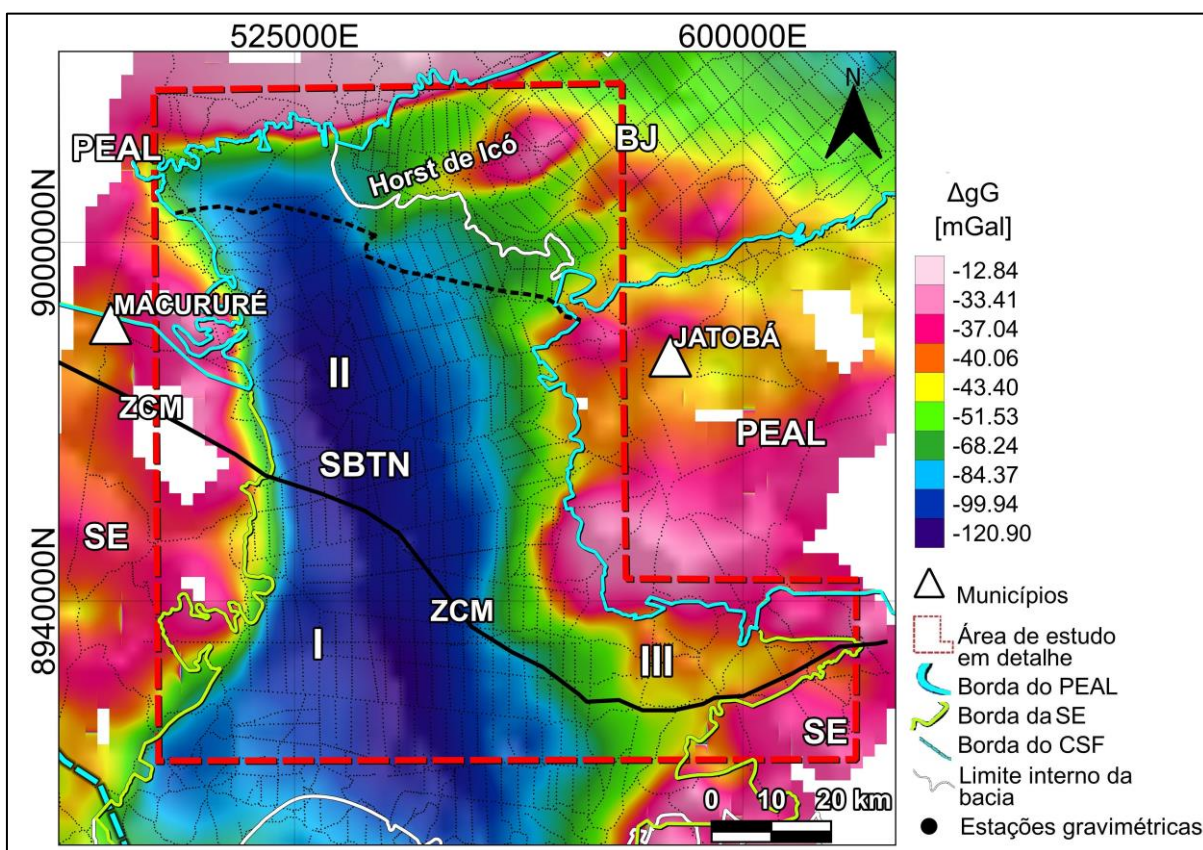
Legendas: a linha vermelha representa a Zona de Cisalhamento Riacho Seco-Macururé (ZCM). **Notas:** (A) perfil sísmico de reflexão migrado em tempo com o atributo de relevo sombreado identificado como 0027_TUCANO_NORTE_39.027-1592.MIG_FIN.28. (B) perfil sísmico de reflexão migrado em tempo com o atributo de relevo sombreado identificado como 0027_TUCANO_NORTE_39.027-1575.MIG_FIN.12. (C) perfil sísmico de reflexão migrado em tempo com o atributo de relevo sombreado identificado como 0027_TUCANO_NORTE_39.027-1581.MIG_FIN.18. (D) perfil sísmico de reflexão migrado em tempo com o atributo de relevo sombreado identificado como 0027_TUCANO_NORTE_39.027-1569.MIG_FIN.8. **Fonte:** Autoria Própria.

Nos perfis L6-L6' e L7-L7', a Zona de Cisalhamento Riacho Seco-Macururé (ZCM) se torna mais evidente, manifestando-se como uma discordância que se estende desde as camadas sedimentares até o embasamento da Sub-bacia Tucano Norte (SBTN). É notável que nas rochas supracrustais que caracterizam a Faixa Sergipana (SE), representadas pelo domínio I, há uma ausência ou presença irregular e descontínua de reflexões. Além disso, a transição entre o domínio I e III é suave, em contraste com a transição observada entre os domínios I e II. Essas interpretações contribuem para uma compreensão mais precisa da estrutura e da geologia da região.

7. RESULTADOS GRAVIMÉTRICOS

No mapa da anomalia Bouguer (ΔgG) (Figura 67), notamos uma faixa de valores variando entre -120,90 e -12,84 mGal. Os valores mais baixos se concentram na área correspondente ao depocentro da Sub-bacia Tucano Norte (SBTN). Além disso, identificamos um alto gravimétrico (aproximadamente -37 mGal) dentro da Bacia de Jatobá (BJ), possivelmente associada ao Horst de Icó.

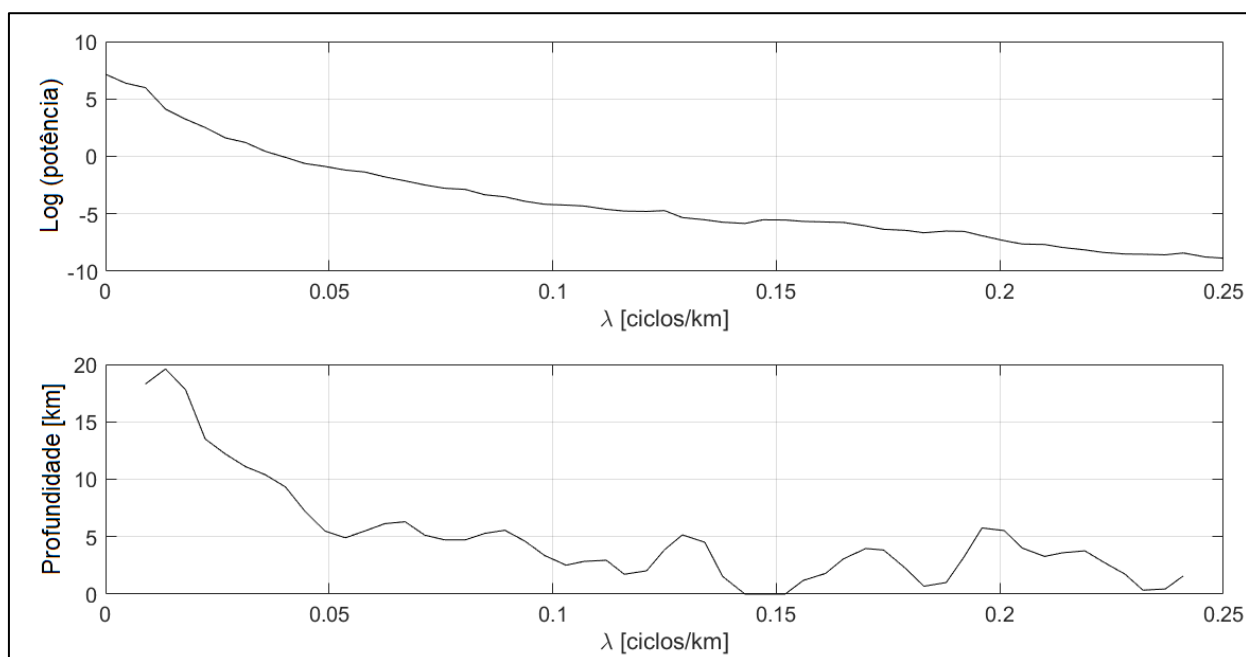
Figura 67 – Mapa da anomalia Bouguer completa (ΔgG)



Legendas: Sub-bacia Tucano Norte (SBTN), Bacia de Jatobá (BJ), Faixa Sergipana (SE), terreno Pernambuco-Alagoas (PEAL) e a Zona de Cisalhamento Riacho Seco-Macururé (ZCM). **Notas:** sobreposto encontram-se o limite interno da bacia sedimentar (linha branca), o limite interno da bacia sedimentar proposta neste trabalho (linha pontilhada preta), as bordas do CSF (linha tracejada azul ciano), do PEAL (linha azul ciano) e da SE (linha amarela), a ZCM delimitada por dados magnéticos e sísmicos (linha preta) e as estações gravimétricas (pontos pretos). **Fonte:** autoria própria.

Para estimarmos a profundidade das fontes causadoras no mapa da anomalia Bouguer completa (ΔgG), foi gerado um Espectro de Potência Médio Radial (Figura 68), que apresentou valores variando de 0 a 20 km.

Figura 68 – Espectro de potência médio radial da anomalia Bouguer completa (ΔgG) e suas respectivas profundidades estimadas.



Fonte: autoria própria.

7.1. Estimativa da Moho gravimétrica

O estudo regional de uma bacia é substancialmente influenciado pela estimativa da profundidade da Moho, apresentando grande correlação com o campo regional da anomalia Bouguer (ΔgG). Para determinar a mesma e seu impacto na ΔgG , realizamos uma inversão. Os parâmetros utilizados para essa inversão foram de acordo com os dados do trabalho de [Bessoni et al. \(2019\)](#) e estão descritos a seguir:

Definimos a menor frequência de corte (smaller cut-off frequency - WH) como 0,01 (1/comprimento de onda em Km) e a maior frequência de corte (greater cut-off frequency - SH) como 0,015 (1/comprimento de onda em Km), considerando o critério de convergência igual a 0,02 e o truncamento do tamanho da janela de dados igual a 0,1 (10%).

A faixa de profundidade de referência para inversão abrangeu valores entre 28 e 32 km, com base no trabalho de [Bessoni et al. \(2019\)](#), a partir da inversão de dados de satélites e no trabalho de [Santos \(2021\)](#), a partir da aplicação do método de Função do Receptor ([Owens et al., 1984](#); [Zhu e Kanamori, 2000](#); [Assumpção et al., 2002](#)) na estação sismográfica MSQT localizada na Sub-bacia Tucano Norte, respectivamente. Os valores de contraste de densidade da Moho considerados nas inversões foram 0,50 g/cm³ ([Bessoni et al., 2019](#)), 0,55 g/cm³, 0,60 g/cm³ e 0,65 g/cm³.

Restringimos os dados aos limites internos das bacias e comparamos as estimativas de profundidade da Moho com os valores pontuais da espessura crustal da estação sismográfica MSQT ([Santos, 2021](#)) (Tabela 3).

Tabela 3 – Diferença da profundidade da Moho calculada através da inversão da gravidade pela medida na estação MSQT

MODELOS DE INVERSÃO (PROFUNDIDADE DE REFERÊNCIA / CONTRASTE DE DENSIDADE DA MOHO)	DIFERENÇA DE PROFUNDIDADE DA MOHO [km]
MOHO_GRAV_01 (28 km / 0,50 g/cm ³)	1,71
MOHO_GRAV_02 (28 km / 0,55 g/cm ³)	1,95
MOHO_GRAV_03 (28 km / 0,60 g/cm ³)	2,16
MOHO_GRAV_04 (28 KM / 0,65 g/cm ³)	2,34
MOHO_GRAV_05 (30 km / 0,50 g/cm ³)	0,20
MOHO_GRAV_06 (30 km / 0,55 g/cm ³)	0,19
MOHO_GRAV_07(30 KM / 0,60 g/cm³)	0,02
MOHO_GRAV_08(30 KM / 0,65 g/cm ³)	0,20
MOHO_GRAV_09(32 KM / 0.50 g/cm ³)	3,27
MOHO_GRAV_010(32 km / 0,55 g/cm ³)	3,00
MOHO_GRAV_011(32 km / 0,60 g/cm ³)	2,76
MOHO_GRAV_012(32 km / 0,65 g/cm ³)	2,56

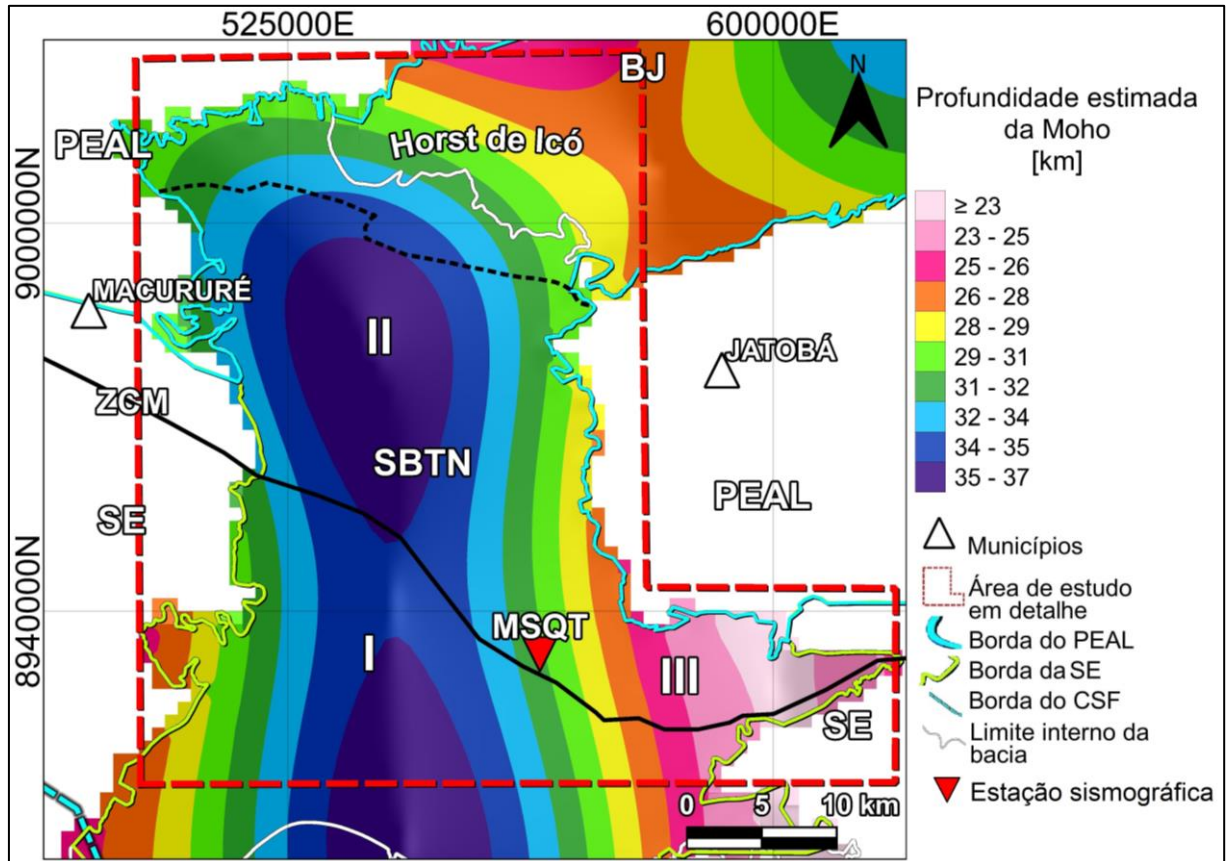
Notas: o modelo de profundidade da Moho que será utilizado no presente estudo está indicado pela cor vermelha.
Fonte: autoria própria.

A partir da análise das discrepâncias entre a profundidade estimada da Moho pela inversão e o valor da estação sismográfica MSQT, identificamos que a melhor correspondência com a estação foi a inversão utilizando os parâmetros de profundidade de referência igual a 30 km e considerando o contraste de densidade da Moho igual a 0,60 g/cm³. Esse modelo exibiu uma diferença de apenas 0,02 km em relação à profundidade pontual registrada pela estação de referência (MSQT).

No mapa da profundidade estimada da Moho (Figura 69), observamos valores variando entre 23 e 37 km. Notavelmente, nas regiões norte e sul da Sub-bacia Tucano Norte (SBTN), identificamos as maiores profundidades da Moho. Além disso, ao longo do lineamento

correspondente à Zona de Cisalhamento Riacho Seco-Macururé (ZCM), foi observada uma elevação na superfície da Moho.

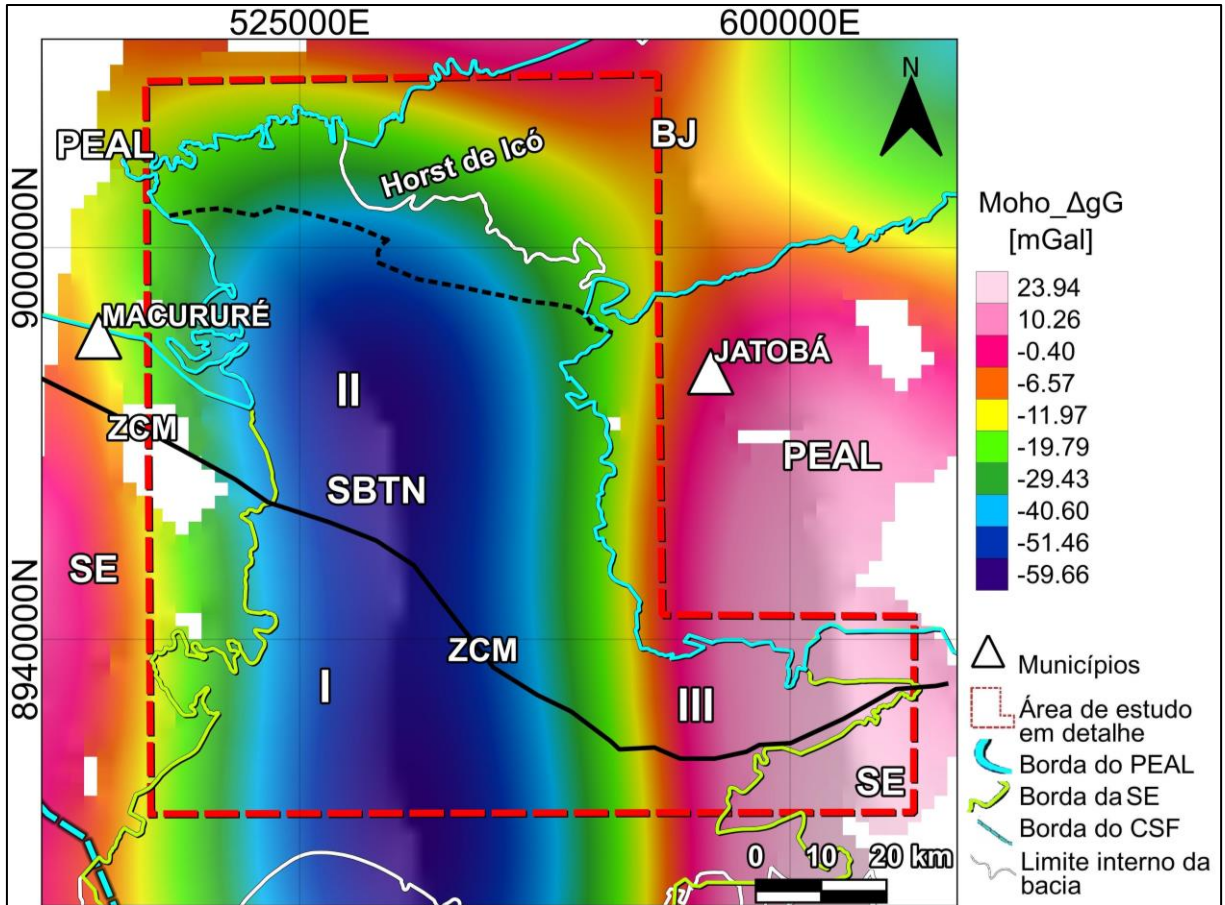
Figura 69 – Mapa da profundidade da Moho calculada pela inversão da anomalia Bouguer Completa (Δg)



Legendas: Sub-bacia Tucano Norte (SBTN), Bacia de Jatobá (BJ), Faixa Sergipana (SE), terreno Pernambuco-Alagoas (PEAL) e a Zona de Cisalhamento Riacho Seco-Macururé (ZCM). **Notas:** sobreposto encontram-se o limite interno da bacia sedimentar (linha branca), o limite interno da bacia sedimentar proposta neste trabalho (linha pontilhada preta), as bordas do CSF (linha tracejada azul ciano), do PEAL (linha azul ciano) e da SE (linha amarela), a ZCM delimitada por dados magnéticos (linha preta) e a estação sismográfica MSQT (triângulo invertido vermelho). **Fonte:** autoria própria.

No mapa que representa a influência da Moho na anomalia Bouguer (Δg) (Figura 70), notamos uma ampla variação de valores de -59,66 a 23,94 mGal. É interessante observar a presença de valores negativos, principalmente na região central da Sub-bacia Tucano Norte (SBTN), indicando uma influência significativa da Moho nas anomalias gravimétricas nessa área. Conforme nos aproximamos da Bacia de Jatobá (BJ), notamos um aumento gradual nos valores das anomalias gravimétricas, sugerindo que a Moho exerce um papel crucial na configuração das assinaturas gravimétricas nessa região.

Figura 70 – Mapa da influência da Moho na anomalia Bouguer (ΔgG) calculada pela inversão

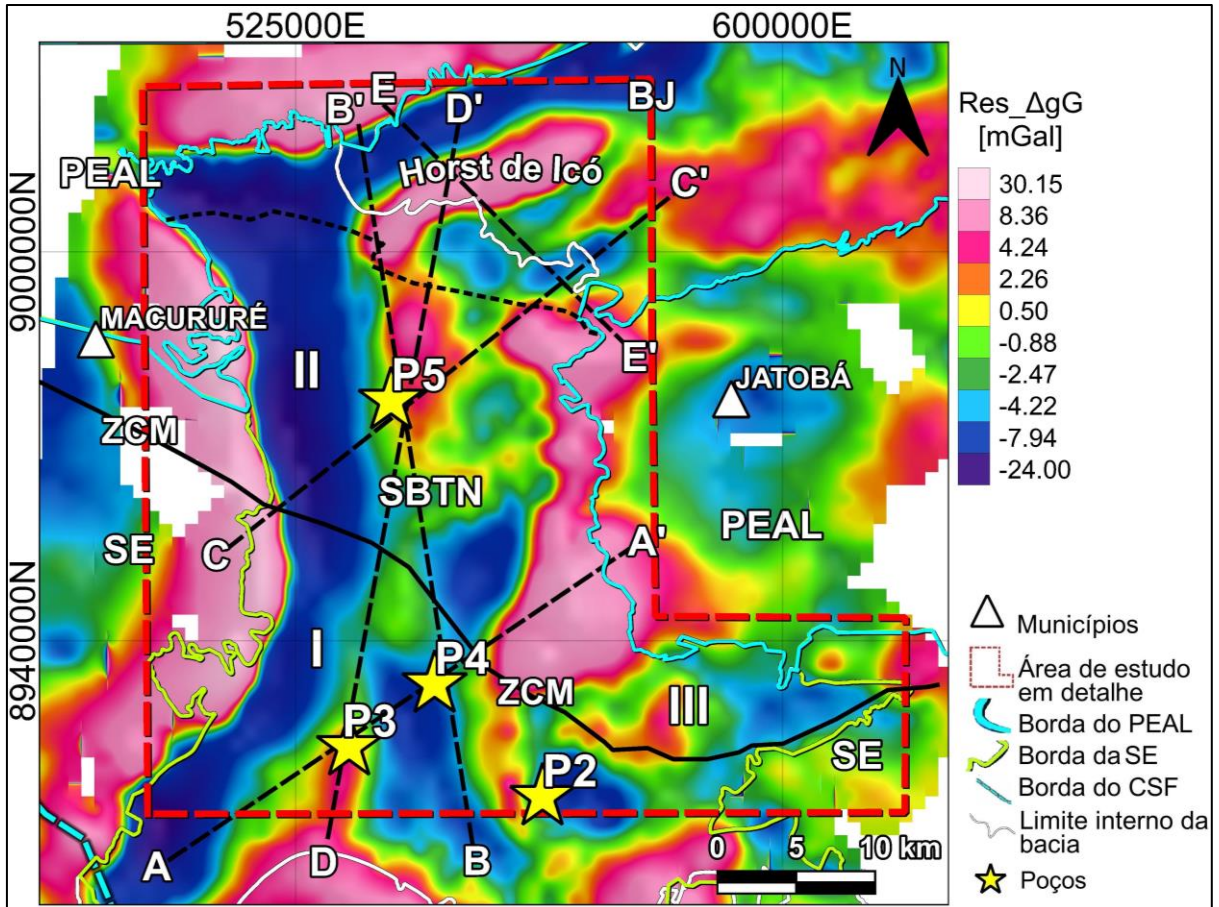


Legendas: Sub-bacia Tucano Norte (SBTN), Bacia de Jatobá (BJ), Faixa Sergipana (SE), terreno Pernambuco-Alagoas (PEAL) e a Zona de Cisalhamento Riacho Seco-Macururé (ZCM). **Notas:** sobreposto encontram-se o limite interno da bacia sedimentar (linha branca), o limite interno da bacia sedimentar proposta neste trabalho (linha pontilhada preta), as bordas do CSF (linha tracejada azul ciano), do PEAL (linha azul ciano) e da SE (linha amarela) e a ZCM delimitada por dados magnéticos (linha preta). **Fonte:** autoria própria.

7.2. Anomalia Bouguer Residual

Após a remoção do efeito da Moho na anomalia Bouguer (ΔgG), obtivemos o mapa da anomalia Bouguer residual (Figura 71). Os valores da ΔgG residual exibem uma faixa de variação de -24,00 a 30,15 mGal. Ficou evidenciado uma feição alongada no limite das bacias, associada ao Horst de Icó. A presença destacada do Horst de Icó, confirma sua identificação como uma unidade tectônica rasa na região de estudo.

Figura 71 – Mapa da anomalia Bouguer residual

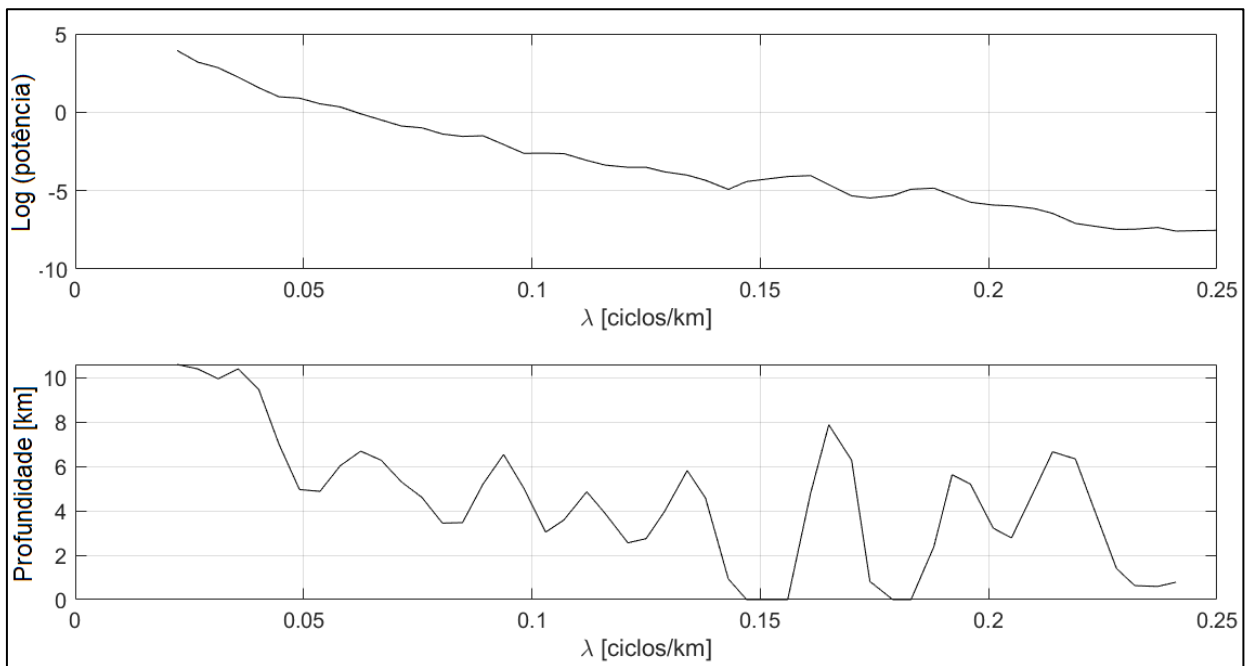


Legendas: Sub-bacia Tucano Norte (SBTN), Bacia de Jatobá (BJ), Faixa Sergipana (SE), terreno Pernambuco-Alagoas (PEAL) e a Zona de Cisalhamento Riacho Seco-Macururé (ZCM). **Notas:** sobreposto encontram-se o limite interno da bacia sedimentar (linha branca), o limite interno da bacia sedimentar proposta neste trabalho (linha pontilhada preta), as bordas do CSF (linha tracejada azul ciano), do PEAL (linha azul ciano) e da SE (linha amarela), a ZCM delimitada por dados magnéticos (linha preta) e os perfis das modelagens 2,5D (linha tracejada preta). **Fonte:** autoria própria.

É importante ressaltar que esse mapa desempenha um papel fundamental em nossa pesquisa, servindo como alicerce para a construção de modelagens 2,5D. Isso nos permite realizar uma análise mais aprofundada do embasamento e como resultado, obter insights valiosos sobre a dinâmica geológica da área em estudo.

Posteriormente, com o intuito de aprofundar nossa compreensão e observar com maior clareza a remoção do campo regional, aplicamos a mesma técnica do Espectro de Potência Médio Radial aos dados da ΔgG residual, conforme representado na Figura 72. Nesse contexto, conseguimos obter estimativas de profundidade que variaram de 0 a 10 km.

Figura 72 - Espectro de potência médio radial da anomalia Bouguer residual e suas respectivas profundidades estimadas.



Fonte: autoria própria.

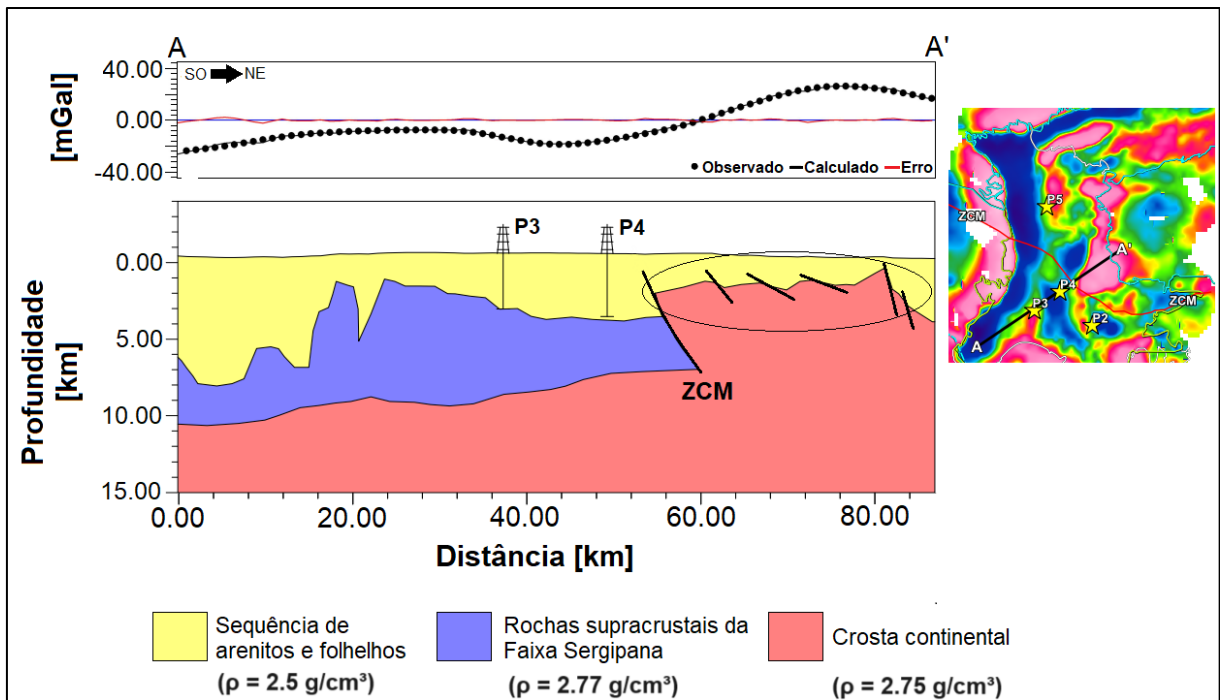
7.3. Modelagem 2,5D dos Dados Gravimétricos

Para a construção das modelagens 2,5D, foram utilizados os valores da Δg residual, e todos os perfis foram gerados uma distribuição de 100 pontos, e as altitudes utilizadas foram extraídas da nossa malha de elevação, conforme já ilustrado na Figura 1 e as densidades empregadas foram detalhadas na Seção 4.4.11 deste trabalho. Complementando, para a demarcação dos falhamentos, foram utilizados os lineamentos geológicos já mapeados e os lineamentos magnéticos obtidos a partir do mapa da Inclinação do Sinal Análítico (TDR).

Um aspecto fundamental em todas as nossas modelagens foi a determinação do contato em profundidade pela Zona de Cisalhamento Riacho Seco-Macururé (ZCM) entre os domínios tectônicos da Faixa Sergipana (SE) e o terreno Pernambuco-Alagoas (PEAL), conforme observado nas seções sísmicas.

No contexto da modelagem 2,5D do perfil A-A', integramos informações litológicas de dois poços, nomeadamente o P3 e o P4, como detalhado na Tabela 2. O perfil A-A' (Figura 73) apresenta uma extensão considerável de 86,3 km, com a direção de Sudoeste para Nordeste.

Figura 73 - Modelagem 2,5D da anomalia Bouguer residual do perfil A-A'



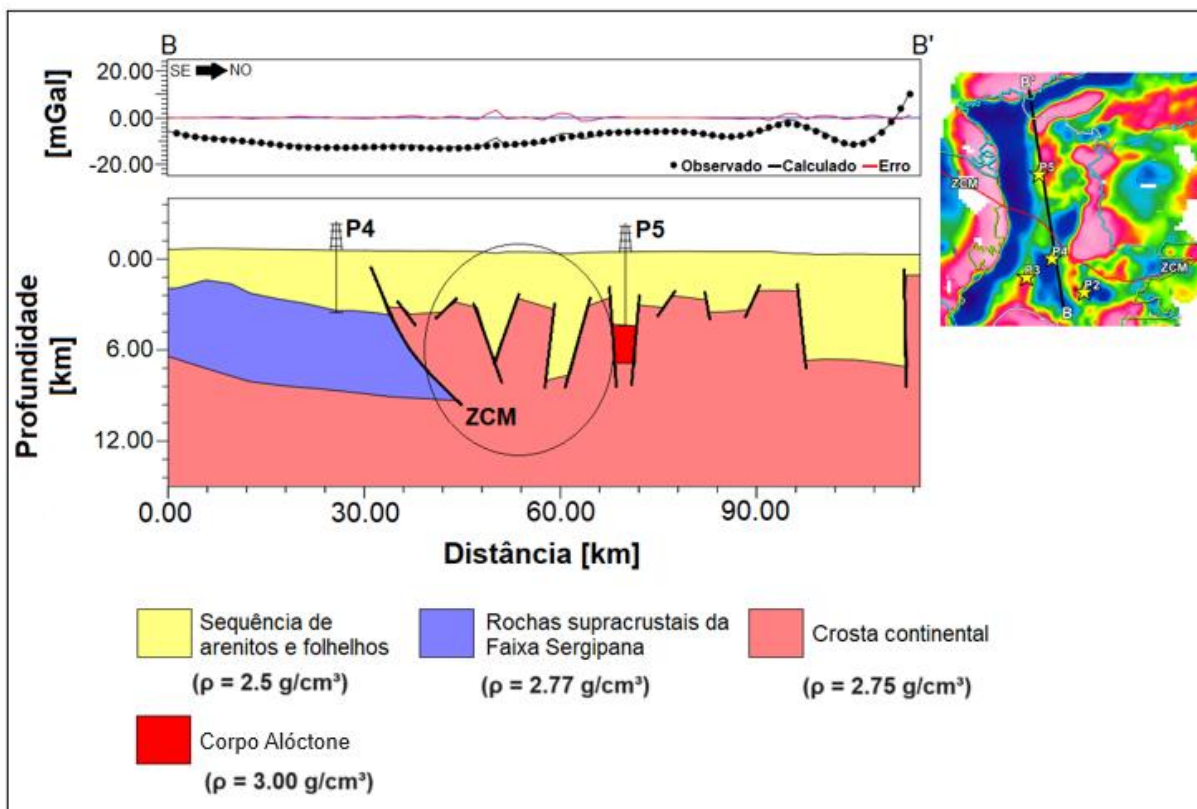
Legenda: Zona de Cisalhamento Riacho Seco-Macururé (ZCM). **Notas:** sobreposto ao perfil encontram-se os poços P3 e P4 e os lineamentos interpretados com base na modelagem 2,5D. **Fonte:** autoria própria.

No perfil A-A', observamos o contato definido pela Zona de Cisalhamento Riacho Seco-Macururé (ZCM) entre os dois domínios tectônicos (SE e PEAL). Na representação, as faixas de dobramentos da Faixa Sergipana são indicadas pelas rochas supracrustais, enquanto o terreno Pernambuco-Alagoas (PEAL) é caracterizado por rochas com composição e densidade semelhantes à do embasamento.

No domínio do PEAL, destacamos a presença de estruturas resultantes de esforços extensionais, incluindo falhas com padrões em efeito dominó e semi-grábens, que são indicadas por círculos pretos.

O perfil B-B' (Figura 74) se estende na direção Sudeste-Noroeste, cobrindo uma distância total de 113,74 km. Para a elaboração deste perfil, incorporamos informações de litologias provenientes dos poços: P4 e P5, conforme detalhado na Tabela 2.

Figura 74 - Modelagem 2,5D da anomalia Bouguer residual do perfil B-B'



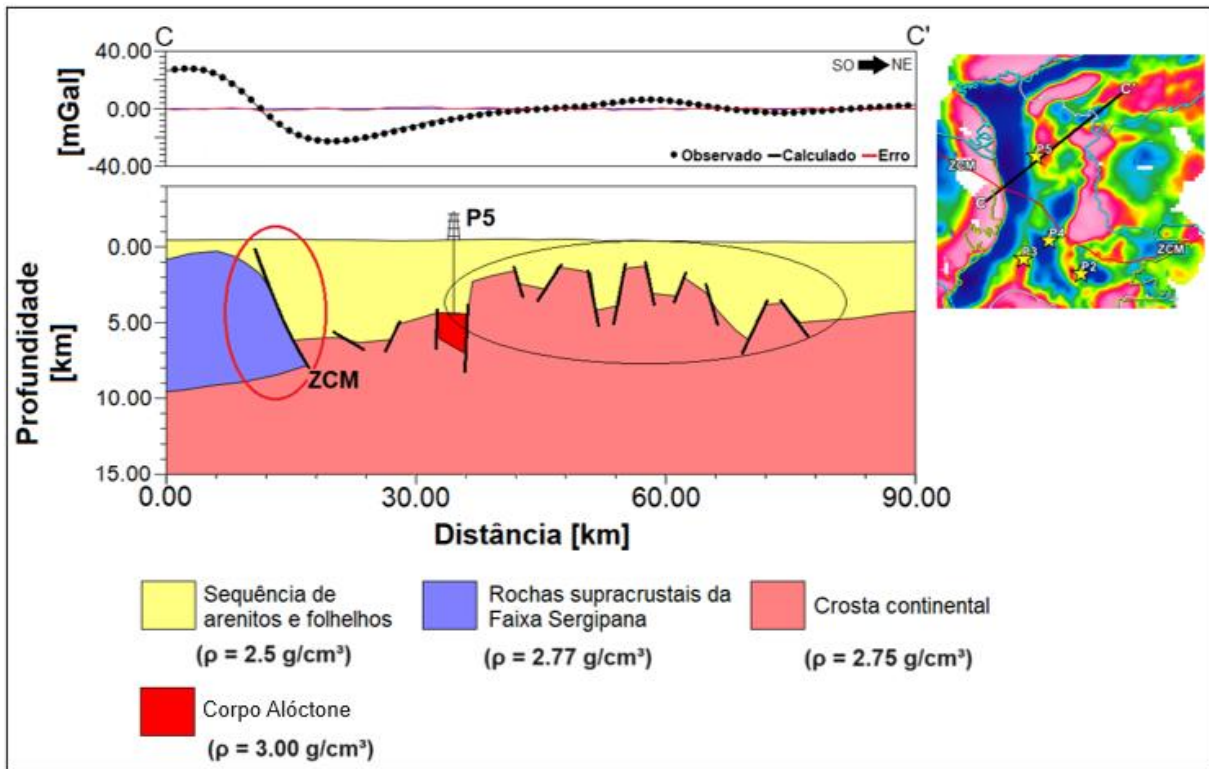
Legenda: Zona de Cisalhamento Riacho Seco-Macururé (ZCM). **Notas:** sobreposto ao perfil encontram-se os poços P4 e P5 e os lineamentos interpretados com base na modelagem 2,5D. **Fonte:** autoria própria.

Ao longo desse perfil, notamos uma feição intrigante, no poço P5. Ao consideramos as densidades e profundidades estimadas das interfaces utilizadas na modelagem do perfil A-A', identificamos que a densidade que o melhor representa é de 3 g/cm³. Unindo essa informação de densidade as informações magnéticas e sísmicas qualitativas apresentadas anteriormente neste trabalho, interpretamos esse corpo como um possível corpo alóctone, potencialmente associada a uma rocha serpentinizada.

O contato entre os dois domínios tectônicos, a Faixa Sergipana (SE) e o terreno Pernambuco-Alagoas (PEAL), são claramente delineado pela presença da Zona de Cisalhamento Riacho Seco-Macururé (ZCM), conforme observado pela sísmica. Notavelmente, na região do PEAL, na posição de 36 a 60 km de distância (indicado por um círculo preto), observamos uma zona tectônica complexa.

O perfil C-C' (Figura 75) estende-se na direção Sudoeste-Nordeste, cobrindo uma distância total de 90 km. Para a condução da modelagem nesse perfil, utilizamos as informações litológicas obtidas a partir do poço 5 (P5), como detalhado na Tabela 2.

Figura 75 - Modelagem 2,5D da anomalia Bouguer residual do perfil C-C'

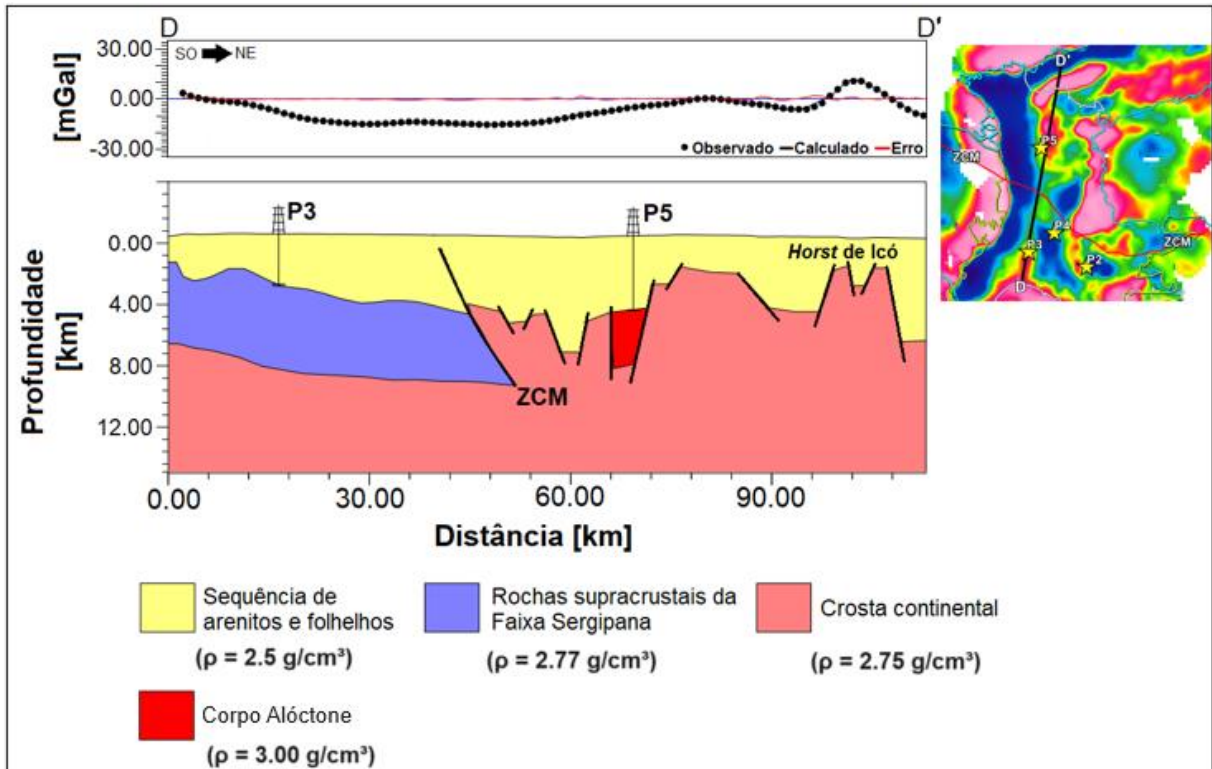


Legenda: Zona de Cisalhamento Riacho Seco-Macururé (ZCM). **Notas:** sobreposto ao perfil encontram-se os poços P4 e P5 e os lineamentos interpretados com base na modelagem 2,5D. **Fonte:** autoria própria.

No contexto desse perfil, nota-se o contato entre o domínio Marancó da Faixa Sergipana (SE) e a Sub-bacia Tucano Norte (SBTN), indicado pelo círculo vermelho. Ao longo do domínio do terreno Pernambuco-Alagoas (PEAL), observamos a presença de grábens e semi-grábens (indicado pelo círculo preto) após a região do corpo alóctone de alta densidade.

O perfil D-D' (Figura 76) se estende na direção Sudoeste-Nordeste e cobre uma extensão de 113,46 km. Para a modelagem nesse perfil, incorporamos informações litológicas dos poços 3 (P3) e 5 (P5), conforme apresentado na Tabela 2.

Figura 76 – Modelagem 2,5D da anomalia Bouguer residual do perfil D-D’

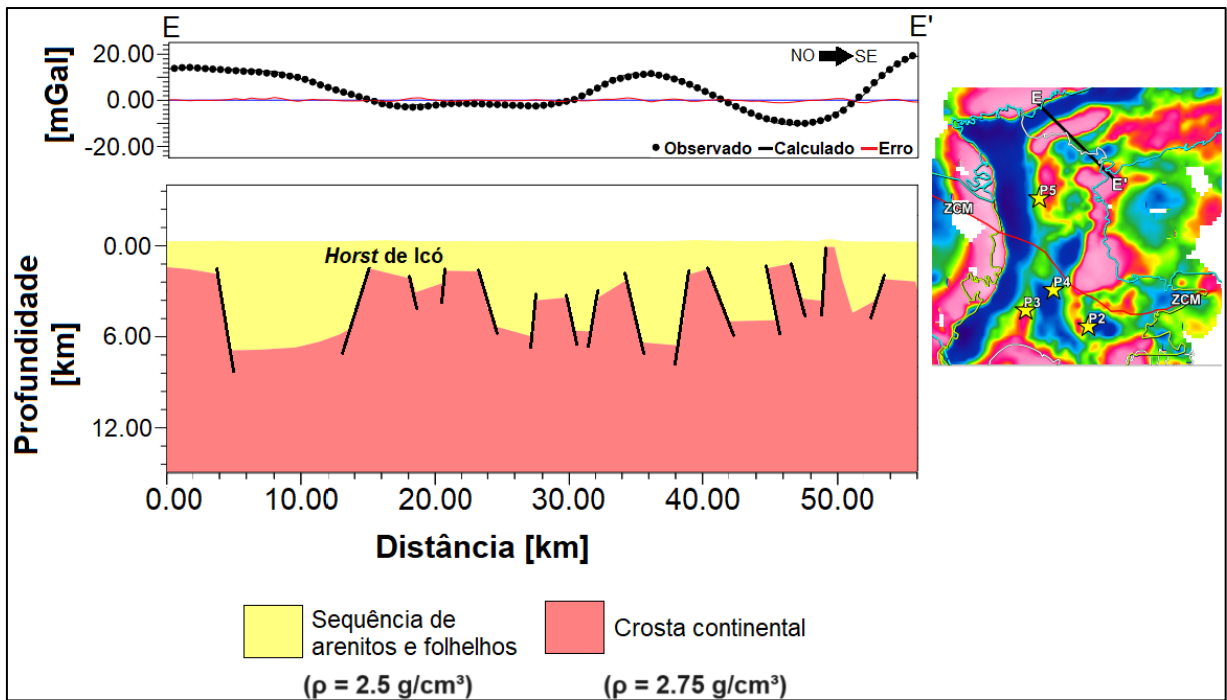


Legenda: Zona de Cisalhamento Riacho Seco-Macururé (ZCM). **Notas:** sobreposto ao perfil encontram-se os poços P4 e P5 e os lineamentos interpretados com base na modelagem 2,5D. **Fonte:** autoria própria.

Esse perfil é marcado por um contato suave e contínuo entre os dois domínios geotectônicos, a Faixa Sergipana (SE) e o terreno Pernambuco-Alagoas (PEAL). Esse limite é claramente delineado pela presença da Zona de Cisalhamento Riacho Seco-Macururé (ZCM), que desempenha um papel crucial na definição da estrutura crustal na região. Uma feição notável nesse perfil é a identificação da geometria do Horst de Icó, que ocorre a uma distância de 100 km ao longo do perfil. Segundo nossas modelagens, essa unidade possui uma extensão lateral de aproximadamente 2 km e atinge uma profundidade de cerca de 4 km e com o topo situado a uma profundidade de 1,73 km.

O perfil E-E' (Figura 77) estende-se na direção Noroeste-Sudeste, abrangendo uma extensão de 56,19 km de distância. É importante notar que, devido à indisponibilidade de dados de poços, não foi possível realizar amarração de informações litológicas nesse perfil.

Figura 77 – Modelagem 2,5D da anomalia Bouguer residual do perfil E-E'

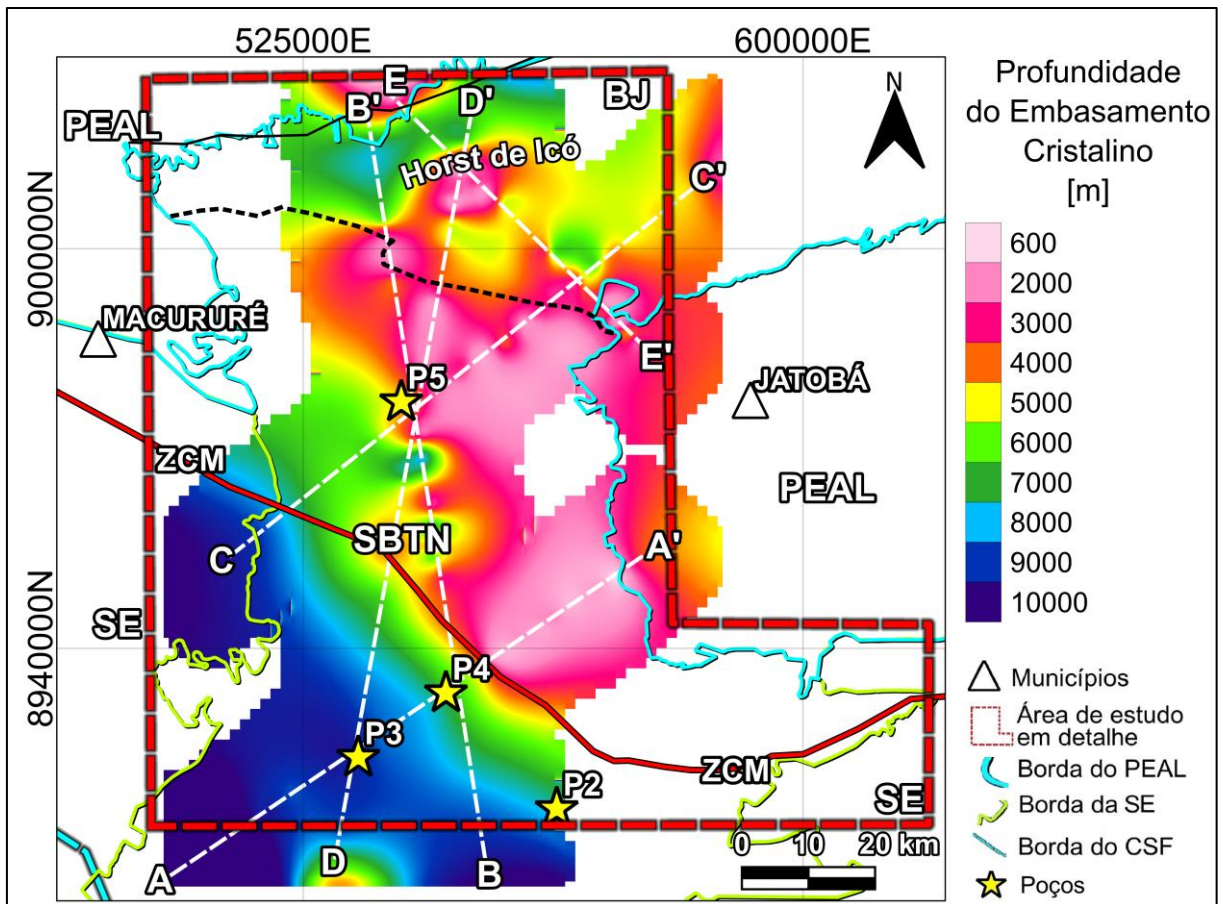


Notas: sobreposto ao perfil encontram-se os poços P4 e P5 e os lineamentos interpretados com base na modelagem 2,5D. Fonte: autoria própria.

Apesar dessa limitação, este perfil nos possibilitou observarmos a geometria do Horst de Icó na posição de 39 km de distância. Essa unidade apresenta uma notável extensão lateral de cerca de 3,23 km e atinge uma profundidade de aproximadamente 4,09 km, com o topo da unidade situado em aproximadamente 1,50 km de profundidade, apresentando uma boa correlação com o perfil D-D'.

A partir das modelagens gravimétricas 2,5D realizadas, foi elaborado um mapa que representa a profundidade do embasamento cristalino (Figura 78). Neste mapa, os valores variam consideravelmente, abrangendo um intervalo de 600 e 10.000 m. É notável que na porção inferior da Zona de Cisalhamento Riacho Seco-Macururé (ZCM), os valores de profundidade da crosta tendem a ser mais elevados, devido a sobreposição das rochas supracrustais pertencentes à Faixa Sergipana (SE).

Figura 78 – Mapa da profundidade estimada do embasamento cristalino



Legendas: Sub-bacia Tucano Norte (SBTN), Bacia de Jatobá (BJ), Faixa Sergipana (SE), terreno Pernambuco-Alagoas (PEAL) e a Zona de Cisalhamento Riacho Seco-Macururé (ZCM). **Notas:** sobreposto encontram-se o limite interno da bacia sedimentar proposta neste trabalho (linha pontilhada preta), as bordas do CSF (linha tracejada azul ciano), do PEAL (linha azul ciano) e da SE (linha amarela), a ZCM delimitada por dados magnéticos e sísmicos (linha vermelha), os perfis das modelagens 2,5D (linhas pontilhadas brancas) e os poços (estrelas amarelas). **Fonte:** autoria própria.

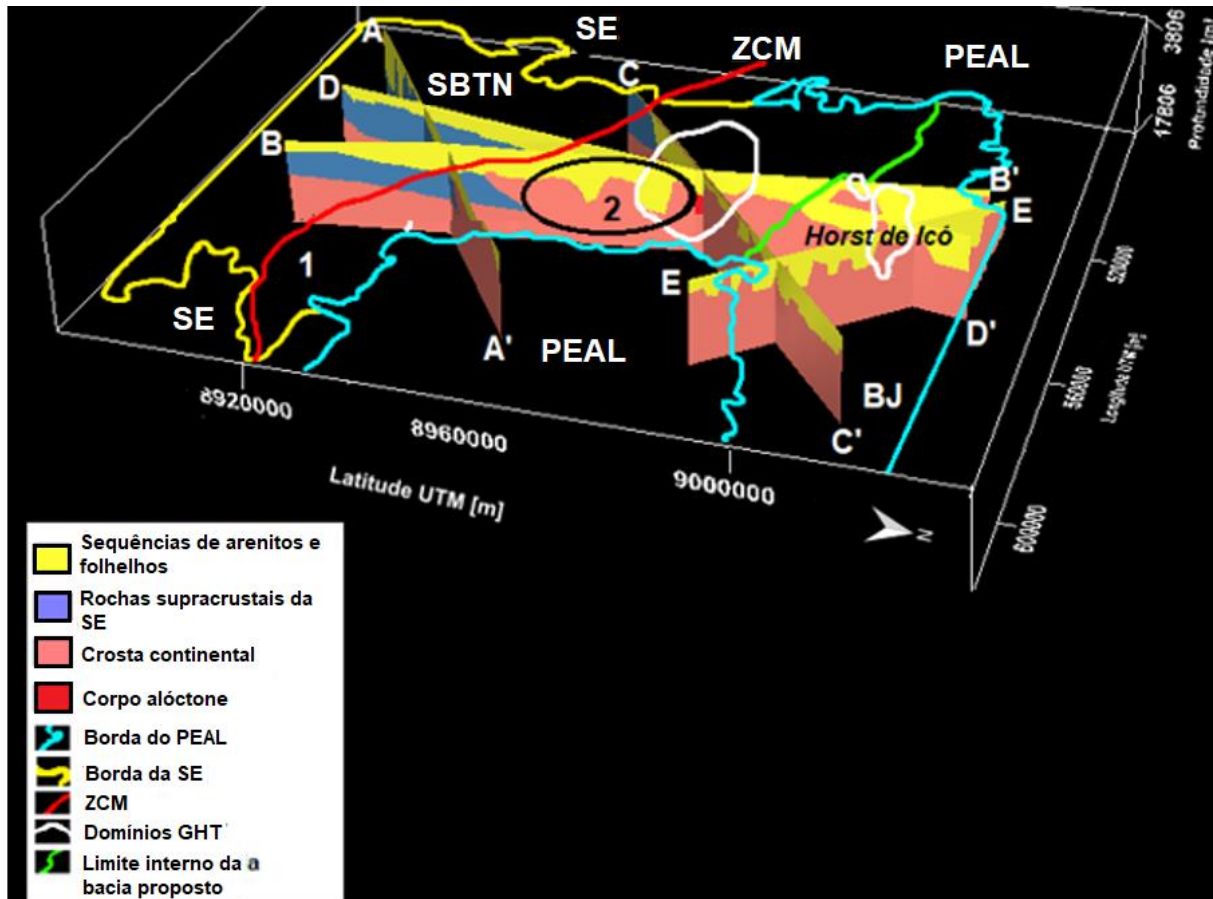
Ao avançarmos para a região setentrional da ZCM, podemos observar um embasamento mais raso. Posteriormente, após o limite estabelecido pelas análises sísmicas qualitativas, ocorre um aumento na profundidade. Essa variação na superfície é um indicativo importante das complexas interações geológicas que moldaram a área de estudo, proporcionando uma visão mais detalhada da estrutura geológica da região.

7.4. Apresentação 3D e Interpretação Conjunta dos Resultados

Com o objetivo de organizar de forma mais eficiente os perfis 2,5D, desenvolvemos um mapa pseudo 3D (Figura 79). Nessa visualização observamos a influência da alta deformação extensiva da Zona de Cisalhamento Riacho Seco-Macururé (ZCM) (zona 1) na

crosta continental, conforme notado nos perfis das modelagens gravimétricas 2,5D B-B' e D-D' (zona 2).

Figura 79 – Mapa pseudo 3D dos perfis 2,5D

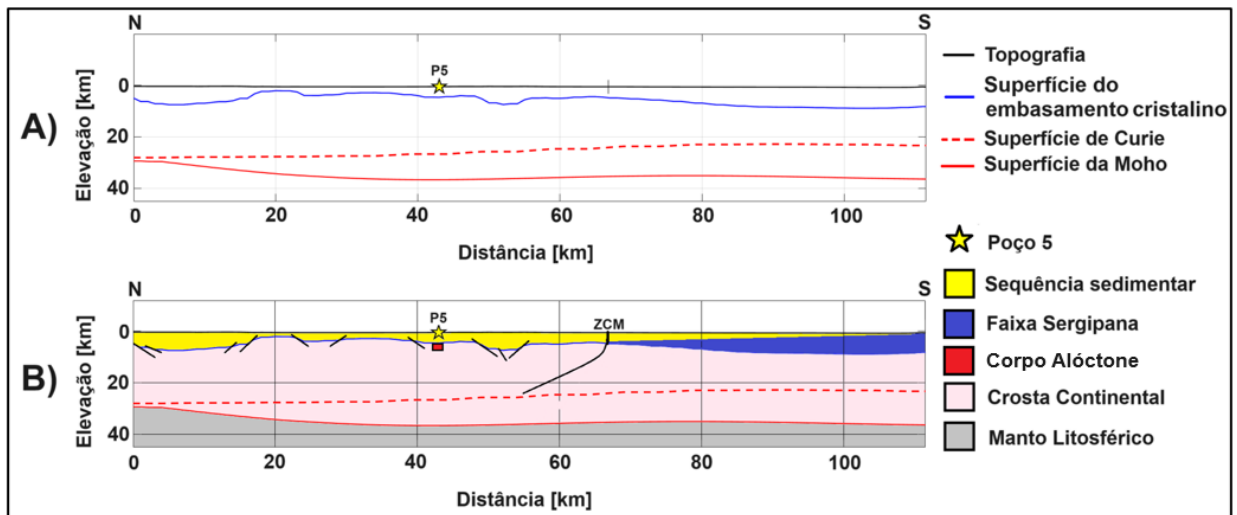


Legendas: Sub-bacia Tucano Norte (SBTN), Bacia de Jatobá (BJ), Faixa Sergipana (SE), terreno Pernambuco-Alagoas (PEAL) e a Zona de Cisalhamento Riacho Seco-Macururé (ZCM). **Fonte:** autoria própria.

Este estudo propõe que o estiramento crustal na porção setentrional da Sub-bacia Tucano Norte (SBTN) pode ter sido desencadeado pela atividade da Zona de Cisalhamento Riacho Seco-Macururé (ZCM), possivelmente influenciada pelos esforços de rotação da microplaca de Sergipe.

Complementando, com base nos resultados apresentados neste estudo, foi gerado um perfil 2D das variações de elevação das interfaces tectônicas (Figura 80A), incluindo a profundidade da Moho obtida e a profundidade do embasamento obtido por meio das modelagens gravimétricas 2,5D. Esses dados foram concatenados com os valores calculados por [Correa et al. \(2016b\)](#) da profundidade da superfície de Curie para a província de Borborema. Dessa forma, realizamos uma interpretação para apresentar um contexto geotectônico regional (altas profundidades) (Figura 80B).

Figura 80 – Perfil 2D compilando as informações geotectônicas da área de estudo



Legenda: Zona de Cisalhamento Riacho Seco-Macururé (ZCM). **Notas:** (A) Perfil 2D com variações nas elevações das feições tectônicas. Valores da superfície de Curie extraídos de [Correa et al. \(2016b\)](#). (B) Perfil 2D interpretado qualitativamente. **Fonte:** autoria própria.

Observando atentamente o perfil, é evidente que os valores da profundidade da Moho variam entre 28,71 e 36,55 km. Apresentando uma tendência de afinamento da crosta à medida que nos deslocamos de Sul para o Norte.

Ao considerarmos os valores da profundidade da superfície de Curie de [Correa et al. \(2016b\)](#), observamos outra camada de complexidade. Esses variam de 22,73 a 27,96 km de profundidade ao longo do perfil. Observa-se a tendência de proximidade entre a superfície de Curie e a Moho no sentido norte do perfil.

Conforme apontado por [Correa et al. \(2016b\)](#), a superfície de Curie tende a se posicionar em profundidades maiores que a Moho na região Oeste da Zona de Cisalhamento de Pernambuco. Isso suscita a intrigante possibilidade da existência de um manto serpentizado nessa área ([Correa et al., 2016b](#)), o que poderia ter implicações significativas na interpretação do material encontrado no poço 5. Além disso, entre o poço 5 (P5) e a ZCM, a crosta apresenta sinais de grandes esforços distensivos, conforme discutido anteriormente.

Entretanto, é crucial ressaltar que há incerteza em relação a profundidade máxima da Zona de Cisalhamento Riacho Seco-Macururé (ZCM) no perfil interpretado. Embora essa feição seja observada em perfis sísmicos e nos mapas magnéticos, seus limites não foram ainda determinados com precisão.

8. CONCLUSÕES

Os resultados desta análise tectonofísica, baseada em métodos potenciais (magnetometria e gravimetria) e enriquecida com dados geológicos de mapeamentos prévios, nos permitindo obter uma compreensão abrangente das complexas interações tectônicas que moldaram a região, em particular o Horst de Icó e as feições associadas.

A inclusão de testes com dados sintéticos para a método de sutura representa um avanço significativo neste estudo. Essa abordagem pioneira permitiu a simulação e análise do impacto da sutura nos dados magnéticos, aprimorando consideravelmente a robustez e a confiabilidade das conclusões obtidas.

Os mapas temáticos gerados pela aplicação de filtros de realce nos dados magnéticos revelaram domínios magnéticos distintos e lineamentos magnéticos de relevância geológica, fornecendo um insight essencial na caracterização dessas feições.

Além disso, identificamos o domínio magnético de alta intensidade (chamado de B neste estudo) no mapa do Gradiente Horizontal Total. Essa área foi interpretada como uma possível exposição de um corpo alóctone. A interpretação desse domínio nos levou a considerar a influência de magnetização remanente, relacionada à serpentinização, que pode ter contribuído para a assinatura magnética “estirada”. Entretanto, por falta de informações associadas a litologia dele é necessário a realização de maiores estudos voltados a sua composição geoquímica.

A possível existência de uma continuidade da Zona de Cisalhamento Riacho Seco-Macururé em subsuperfície, foi corroborada pelo mapa do Parâmetro de Imageamento da Fonte, cuja interpretação, juntamente com dados sísmicos, apontou para a presença de uma grande discordância entre os domínios da Faixa Sergipana e do terreno Pernambuco-Alagoas, sugerindo uma divisão da Sub-bacia Tucano Norte em regiões Norte e Sul.

Os dados gravimétricos, especialmente a separação residual da anomalia Bouguer, serviram como base para as modelagens 2,5D. Essas aprofundaram nosso entendimento das feições tectônicas em subsuperfície e destacaram uma região complexa após a Zona de Cisalhamento Riacho Seco-Macururé. Essa área foi interpretada como uma região que possivelmente sofreu eventos distensivos, associados ao evento tectônico da rotação anti-horária da microplaca Sergipe.

A partir das informações obtidas de profundidade da Moho, do embasamento junto a informações da superfície de Curie disponibilizadas na literatura, foi elaborado um perfil na Sub-bacia Tucano Norte que permitiu a realização de uma interpretação geotectônica regional.

Este estudo se destaca em uma região com pouca pesquisa geofísica e geológica devido à baixa estimativa petrolífera nas bacias. No entanto, considerando o contexto geotectônico, nossa compreensão aprofundada dessas contribui significativamente para uma melhor compreensão dos processos geodinâmicos envolvidos, incluindo a ruptura do supercontinente Gondwana e a rotação da microplaca Sergipe. Esses achados têm implicações significativas para a evolução geológica da região e, por extensão, para a compreensão de fenômenos geológicos em larga escala.

REFERÊNCIAS

- AL-BADANI, A.M; AL-WATHAF, M.Y. Using the aeromagnetic data for mapping the basement depth and contact locations, at southern part of Tihamah region, western Yemen. *Egyptian Journal of Petroleum*, 2018, p. 485–495. doi: <https://doi.org/10.1016/j.ejpe.2017.07.015>
- AKIMA, H. A new method of interpolation and smooth curve fitting based on local procedures, *J. ACM* 17(4), 1970, p. 589-602.
- ALKMIM, F.F; Marshak, S; Pedrosa-Soares, A.C; Peres, G.G; Cruz, S; Whittington, A. Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Rev.* v. 149, 2006, p. 43-64. doi:10.1016/j.precamres.2006.06.007
- ALMEIDA, F.D; Hasui, Y; Brito Neves, B.D; Fuck, R.A. Províncias estruturais brasileiras. *Simpósio de Geologia do Nordeste*, 1977, p. 363-391.
- ALMEIDA, F.F.M. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. *DNPM, Rio de Janeiro, Bol*, 1967, p. 241, 36.
- ALMEIDA, F.F.M. Diferenciação tectônica da Plataforma brasileira. In: *XXIII Congresso Brasileiro de Geologia*. Salvador. Anais, 1969.
- ALMEIDA, F.F.M; Amaral, G; Cordani, U. G; Kawashita, K. The Preounbrian evolution of the South America cratonic margin south of the Amazon River. In: NAIR, A. *EJrf. e. STEHLL* F.G. ed. 17, 1973, p.14- 29 x
- ALMEIDA, F.F.M; Hasui Y; Brito Neves, B.B; Fuck, R.A. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth Sci.* v. 17, 1981, p.1-29.
- ALMEIDA, G. M; Fuck, R. A; de Lima, D. P. D; Dantas, E. L. Accretion tectonics in Western Gondwana highlighted by the aeromagnetic signature of the Sergipano Belt, NE Brazil. *Tectonophysics*, 2021, p. 802. doi: 10.1016/j.tecto.2021.228742
- [dados] ANP. Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis. Acesso gratuito aos dados públicos terrestres. Disponível em <<https://reate.cprm.gov.br/anp/TERRESTRE>>. Rio de Janeiro: ANP, 2022.
- ARAGÃO, M.A.N.F; PERARO, A.A. Elementos estruturais do rifte Tucano/Jatobá. In: *Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil*, 3, Rio Claro. UNESP, Boletim, 1994, p. 161-165.
- ASMUS, H.E; Ponte, F.C. The Brazilian Marginal Basins, in *The Ocean Basins and Margins*, V. ,1 The South Atlantic, New York. Plenum Press. A. E. Nairn e F. G.' Stehli (eds), 1973, p. 87-133.

- ASMUS, H.E. Geologia da margem continental brasileira. In: Schobbenhaus, C; Campos, D.A; Derze, G.R; Asmus, H.E. (eds.). Geologia do Brasil, MME/DPNPM, Brasília, 1984, p. 443-472.
- ASSUMPCÃO, M; James, D; Snoke, J. A. Crustal thickness is SE Brazilian Shield with receiver function: implications for isostatic compensation, *J. Geophys. Res.*, 2002.
- BARANOV, V; NAUDY, H. Numerical Calculation of the Formula of Reduction of the Magnetic Pole: *Geophysics*, v29, 1964, 67-79
- BARTON, D.C. The Eötvös torsion balance method of mapping geologic structure. In: *Geophysical Prospecting. Papers and Discussions Presented at meetings Held in New York, February 1928, and at Boston, August 1928.* New York, NY: American Institute of Mining and Metallurgical Engineers, 1929, p. 416-479.
- BERTRAND, J.M; Jardim de Sá, E.F. Where are the Eburnian Transamazonian collisional belts? *Can. Jour. Earth Sci*; v. 27, 1990, 1382-1393.
- BESSONI, T.P. Inversão de Dados Gravimétricos do Sistema de Bacias Recôncavo-Tucano-Jatobá. Dissertação (Mestrado) - Pós-Graduação em Geofísica. Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia. Bahia, 2019.
- BHATTACHARYYA, B.K. Bicubic spline interpolation as a method for treatment of potential field data. *Geophysics*, 34 (3), 1969, p. 402-423.
- BISHOP, P. Long-term landscape evolution: linking tectonics and surface processes. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 32, 2007. p. 329-365.
- BIZZI, L.A; et al. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas e SIG. CPRM, 2003.
- BLAICH, O. A; Tsikalas, F; Faleide, J. I. Northeastern Brazilian margin: regional tectonic evolution based on integrated analysis of seismic reflection and potential field data and modelling, *Tectonophysics*, v. 458(1-4), 2008, p. 51-67.
- BLAKELY, R.J. *Potential Theory in Gravity e Magnetic Applications.* Cambridge University Press, Cambridge, 1995.
- BLAKELY, R.J. *Potential Theory in Gravity, and Magnetic Applications.* Cambridge: Cambridge University Press, 1996. p. 441.
- BLAKELY, R.J; SIMPSON, R.W. Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies, *Geophysics*, v. 51, 1986, p. 1494-1498.
- BODINIER, J.L; Godard, M. Orogenic, Ophiolitic; Abyssal Peridotites. In: *Treatise on Geochemistry.* Holland, H.D. and Turekian, K.K. (Editors), Elsevier, Amsterdam, The Netherlands. v. 2, 2004, p. 103-170.

BOTT, M.H.P. The use of rapid digital computing methods for direct gravity interpretation of sedimentary basins, *Geophys. J.R. astr. Soc*; v. 3, 1960, p. 63–7.

[dados] BRASIL. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). Topodata: banco de dados geomorfométricos do Brasil. Variáveis geomorfométricas locais. São José dos Campos, 2008.

BRIGGS, I.C. Machine contouring using minimum curvature. *Geophysics*, v. 39 (1), 1974. p. 39-48.

BRITO NEVES, B. B. O Mapa Geológico do Nordeste Oriental do Brasil – Escala 1/ 1.000.000. 177 f. Tese (Livre Docência) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1983.

BRITO NEVES, B.B; Dos Santos, E.J; Fuck, R.A; Santos, L.C.M.L. A preserved early Ediacaran magmatic arc at the northernmost portion of the Transversal Zone central subprovince of the Borborema Province, Northeastern South America. *Brazilian Journal of Geology*, v. 46, 2016, p. 491-508.

BRITO NEVES, B.B; Fuck, R.A; Pimentel, M.M. The Brasiliano collage in South America: a review. *Brazilian Journal of Geology*, v. 44(3), 2014, p. 493-518.

BRITO NEVES, B.B; Santos, E.J; Schmus, W.R.Q. Tectonic history of the Borborema Province. In: Umberto Cordani; Edson José Milani; Antonio Thomaz Filho; Diogenes de Almeida Campos (Org.). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 2000.

BRITO NEVES, B.B; Sial, N.A; Albuquerque J.P.T. Vergência centrífuga residual no sistema de dobramentos Sergipano. *Revista Brasileira de Geociências* v. 7, 1977, p. 102–114.

BRITO NEVES, B.B; Silva Filho, A.F. Terreno Pernambuco-Alagoas (PEAL) na Província Borborema: ensaio de regionalização tectônica. *Geologia USP. Série Científica*, v. 19(2), 2019, p. 3-28.

BRITO NEVES, B.B; Van Schmus, W.R; Hackspacher, P.C; Santos, E.J. Geocronologia da Borborema: Os fatos e as questões abertas. In: SIMP. GEOL. NORDESTE, Recife. Afav. Recife, SBG, Núcleo Nordeste (Boi. 14, V.2), 1995, p. 410-413.

BRITO, I.M. Contribuição ao conhecimento dos microfósseis devonianos de Pernambuco: IArchaeotriletes. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, v. 39, n. 2, 1967, p. 281-283.

BRONNER et al. Manatschal Magnetic signature of large exhumed mantle domains of the Southwest Indian Ridge—results from a deep-tow geophysical survey over 0 to 11 Ma old seafloor *Solid Earth*, v. 5, 2014.

BROWN, L; Mckenroe, S. Remanent Magnetism. In: Gupta, H.K. (eds) *Encyclopedia of Solid Earth Geophysics*. *Encyclopedia of Earth Sciences Series*. Springer, Dordrecht, 2011.

- BUTLER, R.F. Paleomagnetism: Magnetic domains to geological terranes. Blackwell Scientific Publications, Oxford, UK, 1992, p. 319.
- CASTRO, A.C.M; Jr. The northeastern Brazil and Gabon basins: a double rifting system associated with multiple crustal detachment surfaces, *Tectonics*, v. 6(6), 1987, p. 727–738.
- CASTRO, F.R; Oliveira, S.P; De Souza, J; Ferreira, F.J.F. Grav-Mag Suite: an open-source MATLAB-based program for processing potential field data. VIII Simp Bras Geofís. 8:1. 2018.
- CAIXETA, M.J; Bueno, G; Luciano, P; Feijó, F. Bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 8(1), 1994, p.163-172
- CHRISTENSEN, U.R; Tilgner, A. Power requirement of the geodynamo from ohmic losses in numerical and laboratory dynamos, *Nature*, v. 429(6988), 2004, p. 169–171.
- CHULLIAT, A. et al. The us/uk world magnetic model for 2015-2020. BGS and NOAA, 2015
- CLARK, D.A; and Emerson, D.W. Notes on Rock Magnetization Characteristics in Applied Geophysical Studies. *Exploration Geophysics*, v. 22, 1991, p. 547-555.
- CLARK, D. A. Methods for determining remanent and total magnetisations of magnetic sources—A review. *Exploration Geophysics*, v. 45(4), 2014, p. 271–304.
- CONCEIÇÃO, J.A. Magmatismo Leucogranítico do Domínio Macururé, Sistema Orogênico Sergipano, Província Borborema, NE Do Brasil. 62 p. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2019.
- COOPER, G.R.J; Cowan, D.R. Differential reduction to the pole, *Comput. Geosci.* v. 31, 2005, p. 989 – 999.
- COOPER, G.R.J; Cowan, D.R. Enhancing Potential Field Data Using Filters Based on the Local Phase. *Computers e Geosciences*, v. 32, 2006, p. 1585-1591.
- COOPER, G.R.J; Cowan, D.R. Edge enhancement of potential-field data using normalized statistics. *Geophysics*. V. 73. 2008.
- CORREA, R. T; De Sordi, D. A; Chiarini, M. F. N. Mapa magnetométrico do Brasil (segunda edição). Escala 1:5.000.000. Brasília, CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 2016a.
- CORREA R.T; Vidotti R.M; Oksum E. Curie surface of Borborema Province, Brazil. *Tectonophysics*, v. 679, 2016b. p. 73-87.
- CORREA, R. T.; Oliveira, R. G.; Santos, F. G. Projeto Geologia e Potencial Mineral da Província Borborema: mapas radiométrico, anomalia magnetométrica e gravimétrico da anomalia bouguer. Recife: CPRM. Escala 1:1.000.000, 2020.
- CORDANI, U.G; Melcher, G.C; Almeida, F.F.M. Outline of the Precambrian geochronology of South America. *Can. J. Earth Sci.* v. 5, 1968, p. 629-632.

CORDANI, U. 2017. O CRATON DO SÃO FRANCISCO E AS FAIXAS BRASILIANAS: MEIO SÉCULO DE AVANÇOS.

COSTA, I.P; Bueno, G.V; Milhomem, P.S; Silva, H. S.R; Kosin, M.D. Sub-bacia de Tucano Norte e Bacia de Jatobá. Boletim de Geociências da Petrobras, v. 15(2), 2007, p. 445-453.

COSTA, I.P; Milhomen, P.S; Bueno, G.V; Silva, H. S.R.L; Kosin, M.D. Bacias sedimentares brasileiras: Bacia do Jatobá. Fundação Paleontológica Phoenix (Série Bacias Sedimentares) in Boletim de Geociências da Petrobrás, Rio de Janeiro, v. 15-n2, 2003, p. 433- 444.

[dados] CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: Aracaju: folha SC.24. Brasília: CPRM. Escala 1:1.000.000. Programa Geologia do Brasil, 2004.

[dados] CPRM – SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. Relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos - Projeto Aerogeofísico Pernambuco Piauí. LASA engenharia e prospecção S/A e Prospectors Aerolevantamentos e sistemas LTDA, 2006, p. 267.

[dados] CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. Projeto aerogeofísico Paraíba – Rio Grande do Norte - Pernambuco – Paraíba: relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos. Lasa Engenharia e Prospecções S/A; Prospectors Aerolevantamentos e Sistemas Ltda. v.1, 2010.

[dados] CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. Projeto Aerogeofísico Oeste de Tucano: relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos. LASA engenharia e prospecção S/A. v.1, 2011a

[dados] CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. Projeto Aerogeofísicos Paulo Afonso – Teotônio Vilela: relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos. Microsurvey Aerogeofísica e Consultoria Científica Ltda. v.1, 2011b.

DAVISON, I; Santos, R.A. Tectonic Evolution of the Sergipano Fold Belt, NE Brazil, during the Brasiliano Orogeny. Precambrian Research, v. 4, 1989, 319-342.

DE CASTRO, D. L; Bezerra, F. H. R; Sousa, M. O. L; Fuck, R. A. Influence of Neoproterozoic tectonic fabric on the origin of the Potiguar Basin, northeastern Brazil and its links with West Africa based on gravity and magnetic data. Journal of Geodynamics, v. 54, 2012, p. 29-42.

DELGADO, I.M, et al., Geotectônica do Escudo Atlântico. In: Bizzi, L.A; Schobbenhaus, C; Vidotti, R.M; Gonçalves, J.H. (Eds.), Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil, Texto, Mapas e GIS. CPRM- Serviço Geológico do Brasil, Brasília, 2003, p. 227-334.

DENTITH, M; Mudge. S.T. Geophysics for the Mineral Exploration Geoscientist. Perth: Cambridge University Press, 2014.

- DESTRO, N. Falhas de Alívio de Transferência: O significado Tectônico e Econômico no Rift do Recôncavo-Tucano-Jatobá, NE Brasil. Programa de Pósgraduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais, Universidade Federal de Ouro Preto, Dissertação de Doutorado, 2002, p. 173.
- DICKINSON, W.R. Plate tectonics and sedimentation. In: WR. Dickinson (ed.) Tectonics and Sedimentation, SEPM, Spec. Publ, v. 22, 1974, p. 1-27.
- DIMRI, V.P. Deconvolution and inverse theory: Application to geophysical problems: Elsevier Science Publisher, 1992.
- DÖRING, M. F; Julia, J; Evain, M. “Joint inversion of receiver functions and surface wave dispersion in the Recôncavo-Tucano basin of NE Brazil: implications for basin formation,” *Geophysical Journal International*, v. 230, no. 1, 2022, p. 317 - 333.
- DUNLOP, D.J; Prévot, M. Magnetic properties and J. Earth Sci; 8: 631—663. opaque mineralogy of drilled submarine intrusive rocks. *Geophys. JR. Astron. Soc*, v. 69, 1982, p. 763—802.
- DUTRA, A. C; Argollo, R. M. d; Costa, A. B. Heat flow of basement adjacent to the Sergipe-Alagoas sedimentary basin (northeast Brazil) from the aeromagnetic data and curie depth, *Journal of Geography, Environment and Earth Science International*, 2018, p. 1–14.
- FERREIRA, F; Souza, J; Bongioiolo, A; Castro, L. Enhancement of the total horizontal gradient of magnetic anomalies using the tilt angle. *GEOPHYSICS*, 2013.
- FETTER, A.H; Santos, T.J.S; Van Schmus, W.R; Arthaud, M.H. e Nogueira Neto, J.A. U/Pb and Sm/Nd Geochronological Constraints on the Crustal Evolution and Basement Architecture of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the existence of the Paleoproterozoic Supercontinent “Atlântida.” *Revista Brasileira de Geociências*, v.30, 2000, p. 102-106
- GEOSOFT. OASIS Montaj 6.3. GEOSOFT, Inc; Toronto, 2006.
- GEMAEL, C. Introdução à geodésia física. Curitiba: Editora da UFPR, 2002, p. 302.
- GHIGNONE, J.I. Geologia dos sedimentos fanerozóicos do Estado da Bahia. In: INDA, H. A. V. (Ed.) Geologia e recursos minerais do Estado da Bahia: textos básicos. Salvador, 1979, p. 24-117.
- GLATZMAIER, G.A; Olson, P. Probing the geodynamo. *Sci Am*, v. 292, 2005, p. 50–57
- GÓMEZ-ORTIZ, D; Agarwal B.N.P. 3DINVER.M: A MATLAB program to invert the gravity anomaly over a 3D horizontal density interface by Parker-Oldenburg’s algorithm, *Comput. Geosci*, v. 31(4), 2005, p. 513–520.

- GRANT, F.S; Dodds, J. MAGMAP FFT Processing System Development Notes, Paterson Grant and Watson Ltd, Toronto, Canada, 1972.
- GUIMARÃES, S.N.P. "Avanços recentes na determinação das estruturas geológicas em subsuperfície da Província Uranífera Lagoa Real (BA) a partir de dados aerogeofísicos", Observatório Nacional. Dissertação de Mestrado. 2009.
- GUNN, P.J. Application of Aeromagnetic Survey to Sedimentary Basin Studies. AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics, v. 17, 1997, p. 133-144.
- GUO, L.; Shi, L; Meng, X. The antisymmetric factor method for magnetic reduction to the pole at low latitudes: Journal of applied geophysics, 2013.
- HACKNEY, R.I; Featherstone, W.E. Geodetic versus geophysical perspectives of the ‘gravity anomaly.’ Geophysical Journal International, v. 154, 2003, p. 35-43.
- HE, H; Fang, J; Chen, M; Cui, R. Moho Depth of the East China Sea Inversed Using Gravity Data. Geomatics and Information Science of Wuhan University, 44(5), 2019, 682-689.
- HEMANT, K; Thébault, E; Mandeá, M; Ravat, D; Maus, S. Magnetic anomaly map of the world: merging satellite, airborne, marine, and ground-based magnetic data sets. Earth and Planetary Science Letters, v. 260, 2007, p. 56–71.
- HEISKANEN, W.A; Moritz, H. Physical Geodesy. W.H. Freeman and Company, San Francisco, 1967.
- HILL, P.D. “Kernel estimation of a distribution function.” Communications in Statistics - Theory and Methods. Vol 14, Issue. 3, 1985, p. 605-620.
- HISPAGNOL, N.R; Fries, M; Lourenço, J; Papa, A.R.R. Aeromagnetometric data application to investigate the magnetic basement - Caçapava do Sul, RS. Journal of South American Earth Sciences, 2023.
- HOFMANN-WELLEHOF, B; Moritz, H. Physical Geodesy, Springer. Verlag Wien. Printed in Austria, 2005.
- HULOT, G; Sabaka, T. J; Olsen, N; and Fournier, A. 2015. Treatise on Geophysics: The Present and Future Geomagnetic field, Elsevier, v 1, 2015, p. 31, 33
- HUMPHREY, F.L; Allard, G.O. Geologia do domo de Itabaiana (Sergipe) e sua relação com a geologia do geosinclinal de Propriá, um elemento tectônico recém reconhecido no escudo brasileiro. Petrobrás, CENPES, Rio de Janeiro, 1969, p. 104.
- JARDIM DE SÁ, E.F. A faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan-América. In: SIMP. GEOL. NORDESTE, 16. Recife, 1995.

JELINEK, A.R; Corrêa-Gomes, L.C.; Bicca, M.M. 2020. Evolução termotectônica fanerozoica da margem continental na área do Rifte Recôncavo-Tucano Jatobá. *Pesquisas em Geociências*, v. 47(1), 2020.

JOHNSON, A; Cheeseman, S; Ferris, J. Improved compilation of antarctic Peninsula magnetic data by new interactive grid suturing and blending methods. *Annali di Geofisica*, v. 42(2), 1999, p. 249–259.

JONES, M.C. “Simple boundary correction for kernel density estimation.” *Statistics and Computing*. Vol. 3, Issue 3, 1993, p. 135-146.

KATZ, R.F; Ragnarsson, R; Bodenschatz, E. 2005. Tectonic microplates in a wax model of sea-floor spreading. *New Journal of Physics*, v. 7, 2005.

KOSIN, M.D. O embasamento das bacias Recôncavo, de Tucano e de Jatobá uma visão a partir das cartas geológicas do Brasil ao milionésimo. *Boletim de Geociências da Petrobrás-Rio de Janeiro*, v. 17, 2009, p. 89-108.

LEE, E. A; Mann, I. R; Loto'aniu, T; & Dent, Z. C. Global Pc5 pulsations observed at unusually low L during the great magnetic storm of 24 March 1991. *Journal of Geophysical Research*, 2007, p. 112.

LEU, L. Use of Reduction-to-the-Equator Process for Magnetic Data Interpretation. *Geophysics*, v. 47, 1982, p. 445.

LI, X. Understanding 3D analytic signal amplitude. *Geophysics*, v. 71(2), 2006, L13—L16.

LI, X. Magnetic reduction-to-the-pole at low latitudes: Observations and considerations. *The Leading Edge*, v. 27, 2008, p. 990.

LI, H; WU, Z; JI, F; GAO, J; YANG, C; Yuan, Y; et al. Crustal density structure of the northern South China Sea from constrained 3-D gravity inversion. *Chinese Journal of Geophysics*, v. 63(5), 2020, p. 1894-1912.

LIMA-FILHO, M.F; Souza, G.M; Silva Junior, R.P. Evolução do Graben do Puiú e o início do rifteamento na Bacia de Jatobá. In: XXII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos / VI International Symposium on Tectonics. Buzios: Anais... p.CD. 2009.

LOURENÇO, J; Menezes, P.T.L; Barbosa, V.C.F. Connecting onshore/offshore Campos Basin structures: Interpretation of high-resolution airborne magnetic data: Interpretation, *Society of Exploration Geophysicists*, v.2, Nº 4 this issue, 2014.

LOWRIE, W. *Geomagnetism and Paleomagnetism. Fundamentals of Geophysics*. Cambridge: Cambridge University Press. cap. 5, 1997, p. 229-278.

LU, R.S; Mariano, J; Willen, D.E. Differential reduction of magnetic anomalies to the pole on a massively parallel computer, *Geophysics*, v. 68, 2003, p. 1945 – 1951.

MACLEOD, I.N; Viera, S; Chaves, A.C. Analytic signal and reduction-to-the-pole in the interpretation of total magnetic field data at low magnetic latitudes. Proceedings of the 3rd International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Expanded Abstracts. 1993. p. 830-835.

MAGNAVITA, L. P; Cupertino, J. A. "Concepção atual sobre as Bacias do Tucano e Jatobá, Nordeste do Brasil." Boletim de Geociências da PETROBRAS, 1987, p. 119-134.

MAGNAVITA, L.P. Geometry and kinematics of the Recôncavo-TucanoJatobá Rift, NE Brazil. PhD. Thesis, Oxford University-England, 1992, p. 493.

MAGNAVITA, L.P. Sobre a implantação da fase sin-rifte em riftes continentais. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador. Anais, São Paulo. Sociedade Brasileira de Geologia, 1996, p. 335-338.

MAGNAVITA, L.P; Destro, N; Carvalho, M.S.S; Milhomem, P.S; Souzalima, W. Bacias sedimentares brasileiras: Bacia de Tucano. Aracaju: Fundacao Paleontologica Phoenix. (Serie Bacias Sedimentares, n. 52), 2003.

MAGNAVITA, L; Szatmari, P; Cupertino, J; Destro, N; Roberts, D. The Recôncavo basin. Regional Geology and Tectonics: Phanerozoic Rift Systems and Sedimentary Basins, 2012, p. 382-419. doi: 10.1016/B978-0-444-56356-9.00014-6

MARQARDT, D.W. An algorithm for leastsquares estimation of non-linear parameters: J. SIAM, v.11, 1963, p. 431-441.

MATOS, R.M.D. The northeast Brazilian rift system. Tectonics, v. 11, 1992, p. 766-791.

MAUS, S; Dimri, V.P. Scaling properties of potential fields due to scaling sources: Geophys. Res. Lett, v. 21, 1994, p. 891-894.

MAUS, S; Dimri, V.P. Potential field power spectrum inversion for scaling geology: J. Geophys. Res, v. 100, 1995, p. 12605-12616.

MAUS, S; Dimri, V.P. Depth estimation from the scaling power spectrum of potential field? Geophys. J. Internat, v. 124, 1996, p. 113-120.

MAUS, S; Yin, F; Luhr, H; Mano, j, C; Rother, M; Rauberg, J; Michaelis, I; Stolle, C; Muller, R.D. Resolution of direction of oceanic magnetic "lineations by the sixth-generation lithospheric, 2008.

MAUS, S. Magnetic field model MF7, 2010. Disponível em: www.geomag.us/models/MF7.html. Acesso dia 21 de maio de 2023.

MACLEOD, I. N; Jones, K; Dai, T. F. 3-D Analytic Signal in the Interpretation of Total Magnetic Field Data at Low Magnetic Latitudes. Exploration Geophysics, v. 24, 1993, p. 679-688.

- MCELHINNY, M.W; McFadden, P.L Paleomagnetism: Continents and oceans. Elsevier. 2000.
- MEDEIROS, V.C; Cavalcante, R; Cunha, A.L.C; Dantas, A.R; Costa, A.P; Brito, A.A; Rodrigues, J.B; Silva, M.A. O furo estratigráfico de Riacho Fechado (Currais Novos/RN), Domínio Rio Piranhas-Seridó (Província Borborema, NE Brasil): Procedimentos e Resultados. Estudos geológicos (UFPE), v. 27(3), 2017, p. 3-44.
- MELO, A.C.C; de Castro, D.L; Fraser, S.J; Macêdo Filho, A.A. Using selforganizing maps in airborne geophysical data for mapping mafic dyke swarms in NE Brazil. Journal of Applied Geophysics, v. 192, 2021, p. 104 - 377.
- MENEZES FILHO, N. R; Santos, R. A; Souza, J. D. Programas levantamentos geológicos básicos do Brasil: Santa Brígida – Folha SC 24-X-C-V. Brasília: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, 1988, p. 113.
- MILANI, E.J; Thomaz Filho, A. Sedimentary basins of South America. In: Cordani, U.G; Milani, E.J; Thomaz Filho, A; and Campos, D.A. (Eds.), Tectonic evolution of South America. Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress. 2000. p. 389-452.
- MILLER, H.G; Singh, V. Potential Field Tilt a New Concept for Location of Potential Field Sources. Journal of Applied Geophysics, v. 32, 1994, p. 213-217.
- MOHRIAK, W. U; Bassetto, M; & Vieira, I. S. Tectonic Evolution of the Rift Basins in the Northeastern Brazilian Region. Geophysical Monograph Series, 2000, p. 293–315.
- NABIGHIAN, M.N. The Analytic Signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-Section: Its properties and use for automated anomaly interpretation. Geophysics, v. 37, 1972, p. 507-517.
- NABIGHIAN, M.N. Toward a Three-Dimensional Automatic Interpretation of Potential Field Data via Generalised Hilbert Transforms: Fundamental Relations. Geophysics, v. 49, 1984, p. 780-789.
- NASCIMENTO, M.A.L.D. Geologia, geocronologia, geoquímica e petrogênese das rochas ígneas cretácicas da Província Magmática do Cabo e suas relações com as unidades sedimentares da Bacia de Pernambuco (NE do Brasil), 2003.
- NASCIMENTO, R.S. Domínio Canindé, Faixa Sergipana, nordeste do Brasil: um estudo geoquímico e isotópico de uma seqüência de rifte continental neoproterozóica. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 2005.
- NEVES, M. C. et al. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 108(B4). Powell, R. E; e Weldon, R. J. (1992). Annual Review of Earth and Planetary Sciences, v. 20, 2003, p. 431–468.

- NEVES, S.P; Mariano, G. Assessing the tectonic significance of a large-scale transcurrent shear zone system: the Pernambuco lineament, northeastern Brazil. *Journal of Structural Geology*, v. 21(10), 1999, p. 1369-1383.
- NEVES, S.P; Vauchez, A; Archanjo, C.J. Shear zone-controlled magma emplacement or magma-assisted nucleation of shear zones? Insights from northeast Brazil. *Tectonophysics*, v. 262, 1996, p. 349-365.
- NGA. GM-SYS - Gravity/Magnetic Modeling Software: User's Guide version 4.9. Northwest Geophysical Associate, 2004.
- NNAEMEKA, E. K, Obiora, D. N, Ibuot, J. C. Structural Interpretation and Depth to the Magnetic Basement, Using Aeromagnetic Data of Nkalagu and Abakaliki Areas, Southeastern, Nigeria. *Int J Earth Sci Geophys*, v. 7, 2021, p.054.
- OLDENBURG, D.W. The inversion and interpretation of gravity anomalies. *Geophysics*, v. 39 (4), 1974, p. 526–536.
- OLIVEIRA E.P; Windley B.F; Araújo M.N.C. The Neoproterozoic Sergipano orogenic belt, NE Brazil: a complete plate tectonic cycle in western Gondwana. *Precambrian Res*, v. 181, 2010, p. 64- 84.
- OLIVEIRA, E.P; Toteu S.F; Araújo M.N.C; Carvalho M.J; Nascimento R.S; Bueno J.F; McNaughton N; Basilici G. Geologic correlation between the Neoproterozoic Sergipano belt (NE Brazil) and the Yaoundé belt (Cameroon, Africa). *Journal of African Earth Sciences*, v. 44, 2006, p. 470-478.
- ORIOLO, S; Oyhantçabal, P; Wemmer, K; Siegesmund, S. Contemporaneous assembly of Western Gondwana and final Rodinia break-up: implications for the supercontinent cycle. *Geosci. Front*, v. 8, 2017, p. 1431–1445.
- OSAKO, L.S; De Castro, D.L; Fuck, R.A; Castro, N.A. e Pitombeira, J.P.A. Contribuição de uma Seção Gravimétrica Transversal ao Estudo da Estruturação Litosférica na Porção Setentrional da Província Borborema, NE do Brasil. *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 29 (2), 2011, p. 309-329.
- OWENS, T.J; Zandt, G; Taylor, S.R. Seismic evidence for an ancient rift beneath the Cumberland plateau, Tennessee: a detailed analysis of broadband teleseismic P waveform. *J. Geophys. Res*, v. 89, 1984, p. 7783–7795
- PARKER, R.L. The rapid calculation of potential anomalies. *Geophys. J. R. Astron. Soc*, v. 31 (4), 1973, p. 447–455.

- PERARO, A.A. Caracterização sísmica do tectonismo transcorrente na Bacia do Jatobá. In: Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica. Rio de Janeiro: Anais, 1995, p. 1-3.
- PHILLIPS, J.D. Potential Field Geophysical Software for the PC, version 2.2. U.S. Geological Survey Open File Report No, 1997, p. 97-725.
- PILKINGTON, M. Gregotski M.E; Todoeschuck J.P. Using fractal crustal magnetization models in magnetic interpretation, *Geophys. Prospect*, v. 135, 1994, p. 677–692.
- PINHEIRO, J.M. Estruturação litosférica da Província Borborema ao longo da Transecta Angüera (BA) Macau (RN), com base em dados gravimétricos. 108 f. Dissertação (Mestrado em Geodinâmica; Geofísica) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2012.
- PORADA, H. Pan-African rifting and orogenesis in southern to equatorial Africa and Eastern Brazil. *Precambrian Res*, v. 44, 1989, p. 103-136.
- RASMUSSEN, R; and Pedersen, L. B. End corrections in potential field modeling: *Geophysical Prospecting*, v. 27, 1979, p. 749-760.
- REINERS, P.W; Brandon, M.T. Using the Thermochronology to understand orogenic erosion. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, v. 34, 2006, p. 419-466.
- REYNOLDS, R e Rosenbaum, J e Hudson, M. e Fishman, N. Rock magnetism, the distribution of magnetic minerals in the Earth's crust, and aeromagnetic anomalies. v. 1924, 1990, p. 24-45.
- ROCHA, D.E.G.A. Caracterização do intervalo carbonático aptiano da Bacia do Jatobá, NE do Brasil. Tese de Doutorado em Geociências - Centro de Tecnologia e Geociências, UFPE, 2011, p. 124.
- ROEST, W; Pilkington, M. Identifying remanent magnetization effects in magnetic data. *Geophysics*. 1993.
- SALAKO, K.A. Depth to Basement Determination Using Source Parameter Imaging (SPI) of Aeromagnetic Data: An Application to Upper Benue Trough and Borno Basin, Northeast, Nigeria, *Academic Research International*, v. 5, 2014.
- SALEM, A; Williams, S; Fairhead, D; Smith, R; Ravat, D. Interpretation of magnetic data using tilt-angle derivatives, *Geophysics*, v73, 2008, p. 1–10.
- SANTOS, E.J. O complexo granítico Lagoa das Pedras: acresção e colisão na região de Floresta (Pernambuco), Província Borborema. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências – USP, 1995, p. 279.
- SANTOS, E.J. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: carta geológica. Belém do São Francisco, Folha SC.24-X-A. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM. CD-ROM, 1999.

- SANTOS, H.S; Cunha, G. N; Castro, J. R. Avaliação Qualitativa das Técnicas de Interpolação de Mínima Curvatura, Krigagem e Bidirecional na Formação de Imagens. Macaé, RJ, nº 4. 2016. p. 2 – 16.
- SANTOS, M.F.D. Estrutura crustal da Bacia do Recôncavo-Tucano com inversão simultânea de dados sísmológicos. 131f. Dissertação (Mestrado em Geodinâmica e Geofísica) - Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2021.
- SCHÖN, J. H. Physical properties of rocks: Fundamentals and principles of petrophysics, Developments in petroleum science, Elsevier, Amsterdam Netherlands, v. 65, 2015, p. 512.
- SCHOUTEN, H. et al. Journal of Geophysical Research, v. 98, 1993, p. 6689–6701.
- SILVA FILHO, M. A. da; Bomfim, L. F. C; Santos, R. A. dos et al. Projeto Complexo Canindé do São Francisco: relatório final. Salvador: CPRM. Convênio DNPM/ CPRM. v. 8, 1979.
- SILVA, I.C. Dinâmica do Sistema de Bacias tipo Rifte Recôncavo – Tucano – Jatobá com base em dados de campo. Tese de doutoramento, UFBA, Salvador, 2013, p. 308.
- SILVERMAN, B.W. Density Estimation for Statistics and Data Analysis. Chapman & Hall/CRC, 1986.
- SMITH, W.H.F; Wessel, P. "Gridding with continuous curvature splines in tension", Geophysics, v.55, n.3, 1990, p. 293-305.
- SPECTOR, A; Grant, F. S. Statistical Models for Interpreting Aeromagnetic Data. Geophysics, v. 35, 1970, p. 293-302.
- SZATMARI, P; Françolin, J.B.L; Zanotto, O; Wolff, S. Evolução tectônica da margem equatorial brasileira. Revista Brasileira de Geociências, v. 17, n. 2, 1987, p. 180-188.
- SZATMARI, P; Milani, E. J. Microplate rotation in northeast Brazil during South Atlantic rifting: Analogies with the Sinal Microplate. Geology, v. 27(12), 1999, p. 1115- 1118.
- SZATMARI, P; Milani, E.J; Lana, M.C; Conceição, J.C; Lobo, A. How South Atlantic rifting affects Brazilian oil reserves distribution. Oil and Gas Journal, v. 14, 1985, p. 107- 113.
- TALWANI, M; Heirtzler, J.R. Computation of magnetic anomalies caused by twodimensional bodies of arbitrary shape, in Parks, G. A; Ed; Computers in the mineral industries, Part 1: Stanford Univ. Publ; Geological Sciences, v. 9, 1964, p. 464-480.
- TALWANI, M; Worzel, J.L; Landisman, M. Rapid Gravity Computations for Two-Dimensional Bodies with Application to the Mendocino Submarine Fracture Zone. Journal of Geophysical Research, v. 64, 1959, p. 49-59.
- TELFORD, W.M; Geldart, L.P; Sheriff, R. E. Applied geophysics. Second Edition.m Cambridge: Cambridge University Press, 1990, p. 770.

- THÉBAULT, E; Finlay, C. C; Beggan, C. D; Alken, P; Aubert, J; Barrois, O; et al. International geomagnetic reference field: The 12th generation international geomagnetic reference field - the twelfth generation. *Earth Planets and Space*, v. 67(1), 2015, p. 1–19.
- THURSTON, J.B; Smith, R.S. Automatic conversion of magnetic data to depth, dip and susceptibility contrast using the SPITM method, *Geophysics*, v. 62, 1997, p. 807-813.
- TORQUATO, J.R; Cordani, U, G. Brazil-Africa geological links, *Earth Sei. Rev*", v. 17, 1981, p. 155 - 176.
- TROMPETTE R. Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma). Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa. A.A. Balkema, Rotterdam, 1994, p. 350.
- UHLEIN, A; Caxito, F. A; Sanglard, J. C. D; UHLEIN, G. J; Suckau, G. L. Estratigrafia e tectônica das faixas neoproterozóicas da porção norte do Cráton do São Francisco. *Revista Geonomos*, v. 19(2), 2013.
- USSAMI, N; Karner, G. D; Bott, M. H. P. Crustal detachment during South Atlantic rifting and formation of Tucano - Gabon basin system. *Nature*, v. 322, n. 6080, 1986, p. 629–632.
- VAN SCHMUS, W.R; Brito Neves, B.B; Hackspacher, P.C. Babinsky, M; Fetter, A.H; Dantas, E.L. Application of U-Pb and Sm-Nd geochronology to understanding the geotectonic history of the Borborema Province, NE Brazil, and its implications for the evolution of west Gondwana. *South American Symp. on Isotope Geology*, 1, São Paulo, Proc, 1997, p. 27-29.
- VAN SCHMUS, W.R; Brito Neves, B.B; Hackspacher, P; Babinski, M. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of eastern Borborema Province, northeastern Brazil: initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 8, 1995, p. 267–288.
- VENDEVILLE, B; Le Calvez, J. Physical models of normal-fault relays between variably of SEet grabens. *AAPG Bulletin 79 (CONF-950995–)*, 1995.
- VERDUZCO, B. Fairhead, J.D. Green, C.M; Mackenzie, C. New insights into magnetic derivatives for structural mapping. *The Leading Edge*, v. 23(2), 2004, p. 116-119.
- VIANA, C. F; Gama Junior, E. G; Simões, I. A; Moura, J. A; Fonseca, J. R; Alves, R. J. Revisão estratigráfica da Bacia do Recôncavo/Tucano. *Boletim Técnico da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 14, n. 3-4, 1971, p. 157-192.
- WANG, X; Xue, D; Zhou, W. The application of the magnetic source parameter imaging (spi) method to the interpretation of the yarlung zangbo aeromagnetic anomaly zone. *Geophysical and Geochemical Exploration*, v. 32, 2008, p. 122-125.
- WEBB, L.E; Baldwin, S.L; Little, T.A; Fitzgerald, P.G. Can microplate rotation drive subduction inversion? *Geology*, v. 36, 10, 2008, p. 823-826.

- WEBRING, M. SAKI: A Fortran program for generalized linear inversion of gravity and magnetic profiles: USGS Open File Report, v. 85-122, 1985, p. 29.
- WINOGRAD, S. "On computing the discrete Fourier transform," *Mathematics of Computatio*, v. 32, 1978, p. 175-19.
- WON, I. J; and Bevis, M. Computing the gravitational and magnetic anomalies due to a polygon: Algorithms and Fortran subroutines: *Geophysics*, v. 52, 1987, p. 232-238.
- YAO, C.L; Guan, Z.N; Gao, D.Z; Zhang, X.L; Zhang, Y.W. Reduction to the pole of magnetic anomalies at low latitude by using the suppression filter, *Chin. J. Geophys*, v. 46, 2003, p. 690-696.
- ZHU, L; Kanamori, H. Moho depth variation in southernCalifornia from mteleseismic receiver functions, *J. Geophys. Res*, v. 105, 2000, p. 2969–2980.
- ZIEBART, M; Iliffe, J; Cross, P; Forsberg, R; Strykowski, G; Tscherning, C. Great Britains GPS Height Corrector Surface. Proceedings of the 17th International Technical Meeting of the Satellite Division of The Institute of Navigation (ION GNSS 2004), Long Beach, CA, 2004, p. 203-210.