



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

**CARACTERIZAÇÃO DO ARCABOUÇO TECTÔNICO DO TERRENO
SÃO JOSÉ DO CAMPESTRE, PROVÍNCIA BORBOREMA,
COM BASE EM DADOS DE AEROGEOFÍSICA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 037

ISRAEL LACERDA DE ARAUJO

**BRASÍLIA
2012**



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

**CARACTERIZAÇÃO DO ARCABOUÇO TECTÔNICO DO TERRENO
SÃO JOSÉ DO CAMPESTRE, PROVÍNCIA BORBOREMA,
COM BASE EM DADOS DE AEROGEOFÍSICA**

ISRAEL LACERDA DE ARAUJO

Dissertação de Mestrado elaborada junto ao Curso de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas (Área de Concentração em Geofísica Aplicada), do Instituto de Geociências (IG) da Universidade de Brasília (UnB), para concessão do título de Mestre em Geociências Aplicada

Orientadora:

Prof.^a. Dr.^a. Roberta Mary Vidotti

Coorientadores:

Prof. Dr. Roberto Alexandre Vitória de Moraes

Prof. Dr. Elton Luiz Dantas

Banca examinadora:

Prof. Dr. Reinhardt A. Fuck (UnB)

Prof. Dr. Francisco Hilário Rego Bezerra (UFRN)

**BRASÍLIA
JULHO DE 2012**

À minha maior inspiração de vida:
Minha mãe Noeme do Carmo Araújo



AGRADECIMENTOS

Gostaria primeiramente de agradecer a Deus por conceder-me a paciência e a força necessária, pois intercedeu para que pudesse continuar este projeto sempre que estava prestes a desistir.

Agradeço a ESRI pela disponibilização do Pacote de ferramentas que compõem a Família ArcGis 10 por intermédio do contrato nº 2011 MLK 8733 e a IMAGEM pelo apoio e viabilidade da concretização do termo de uso entre o IG-UnB e a ESRI e pelo suporte aos softwares.

Agradeço aos amigos geólogos que me ajudaram nas revisões e auxílio, em especial aos amigos Rafael Brant, Saulo Carreiro, Diego Pereira, Diogo Baleeiro, Thiago Carvalho e Bruno de Jesus.

Aos amigos da Carreira de Infraestrutura Rodolfo Salomão, Martha Martorelli, Fábio Henrique, Kátia Tancon, Renato Sampaio, Paulo Henrique Nonato e Frederico Meira, dentre outros que sempre me incentivaram a continuar.

Aos meus orientadores, Prof. Roberto Alexandre Vitória de Moraes e Roberta Mary Vidotti, pela paciência ao longo desse período, e ao Professor e amigo Elton Dantas, pelos ensinamentos ao longo desses oito anos, ora impaciente ora motivador, sem o qual não poderia ser o profissional de hoje.

Não menos importante, agradeço a toda minha família, minha mãe, Noeme do Carmo Araújo, meus irmãos, Ismael e Dionísia Lacerda de Araújo, ao meu sobrinho e afilhado Miguel Lacerda e a minha namorada amiga e confidente.

A todos, muito obrigado.



RESUMO

Na porção Nordeste do Domínio Rio Grande do Norte (Província Estrutural Borborema), no Maciço São José do Campestre, foram desenvolvidos estudos, com base na análise do espectro radial ponderado de potência do Campo Magnético Total, para individualização de limites físicos de blocos crustais cujos limites são marcados por um conjunto de cisalhamentos transcorrentes profundos que compõem a trama tectônica do Maciço São José do Campestre. Este sistema apresenta tendência estrutural marcadamente N70°E e N30°E correlacionados ao Lineamento Patos e às Zonas de Cisalhamento João Câmara, Remígio e Brejinho. Estas estruturas regionais são interpretadas como limites de blocos crustais denominados Bloco Alagoinha e Pedro Velho, respectivamente localizados a sul e a norte do Lineamento Patos, Blocos São José do Campestre, Brejinho, Taipu e Rio do Fogo, a leste da Zona de Cisalhamento Brejinho, e os Blocos Dona Inês e Japi a sul da Zona de Cisalhamento Brejinho. A assinatura geofísica permite delimitar o limite dos Complexos Santa Cruz, Serrinha Pedro-Velho e João Câmara, ambos de idade paleoproterozóica. O ciclo de orogênese brasileira definiu feições magnéticas de primeira ordem, além de reativar estruturas preexistentes, com o alojamento de corpos graníticos neoproterozóico preferencialmente nestas zonas de cisalhamento.



ABSTRACT

In the northeastern portion of Rio Grande do Norte Domain (Borborema Structural Province), at São José do Campestre Massif, studies were conducted based on weighted analysis of the radial power spectrum of the Total Magnetic Field for individualization of physical boundaries of crustal blocks whose boundaries are marked by a set of transcurrent shear zones that make up the deep tectonic fabric of the São José do Campestre Massif. This system shows remarkably structural trend N70°E and N30°E correlated to the Patos Lineament and João Câmara Shear Zone, Remigio Shear Zone and Brejinho Shear Zone. These regional structures are interpreted as a limit of crustal blocks called Alagoinha Block and Pedro Velho Block, which are located, respectively, to the southern and northern of the Patos Lineament. São José do Campestre Block, Brejinho Block, Taipu Block and Rio do Fogo Block, are located to the eastern of Brejinho Shear Zone, and finally, Japi and Dona Ines Blocks are located to southern at the Brejinho Shear Zone. The geophysical signature allows to define the boundary between Santa Cruz and Serrinha-Pedro Velho. The cycle of orogenesis brasiliana set features magnetic first order, and reactivate preexisting structures, with the granite intrusions preferentially in these Neoproterozoic shear zones.



ÍNDICE

| | |
|--|------|
| AGRADECIMENTOS | i |
| RESUMO | ii |
| ABSTRACT | iii |
| ÍNDICE | iv |
| LISTA DE FIGURAS | vi |
| LISTA DE TABELAS | viii |
| LISTA DE ABREVIÇÕES | ix |
| | |
| CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO | 1 |
| 1.1 Localização e Aspectos geomorfológicos | 4 |
| | |
| CAPITULO 2 – MATERIAIS E MÉTODOS | 6 |
| | |
| CAPITULO 3 – ARCABOUÇO GEOTECTÔNICO DA PROVINCIA ESTRUTURAL BORBOREMA | 8 |
| 3.1 Domínio Rio Grande do Norte (DRN) | 11 |
| 3.1.2 <i>Maciço São José do Campestre</i> | 12 |
| | |
| CAPÍTULO 4 – MÉTODOS GEOFÍSICOS APLICADOS | 17 |
| 4.1 Fundamentações Teóricas | 17 |
| 4.1.1 <i>Magnetismo dos Materiais</i> | 20 |
| 4.1.2 <i>Magnetização das Rochas</i> | 21 |
| 4.2 Origem e Processamento dos Dados Geofísicos | 22 |
| 4.2.1 <i>Interpolação 2d em Malha Regular</i> | 24 |
| 4.2.1.1 <i>Micronivelamento dos Dados</i> | 25 |
| 4.2.2 <i>Tratamento dos Dados Aeromagnéticos</i> | 26 |
| 4.2.2.1 <i>Campo Magnético Anômalo – CMA</i> | 26 |
| 4.2.2.2 <i>Amplitude do Sinal Analítico – ASA</i> | 28 |
| 4.2.2.3 <i>Amplitude do Gradiente Horizontal Total – AGHT</i> | 29 |
| 4.2.2.4 <i>Derivada Vertical - Dz</i> | 29 |
| 4.2.2.5 <i>Inclinação do Sinal Analítico - ISA</i> | 30 |
| 4.2.2.6 <i>Espectro radial de potência</i> | 31 |
| 4.2.3 <i>Tratamento dos Dados de Gamaespectrometria</i> | 32 |
| 4.2.3.1 <i>Canal do Potássio</i> | 35 |
| 4.2.3.2 <i>Canal do Tório</i> | 35 |
| 4.2.3.3 <i>Canal do Urânio</i> | 35 |
| 4.2.3.4 <i>Canal da Contagem Total</i> | 36 |
| | |
| CAPÍTULO 5 – INTERPRETAÇÃO GEOFÍSICA | 37 |
| 5.1 Interpretação de Gamaespectrometria | 37 |
| 5.1.1 <i>Estruturas Gamaespectrométricas</i> | 38 |
| 5.1.2 <i>Domínios integrados (CT)</i> | 38 |
| 5.1.3 <i>Domínios Gamaespectrométricos</i> | 39 |
| 5.2 Interpretação de Magnetometria | 50 |
| 5.2.1 <i>Modelo espectral de profundidade das fontes magnéticas</i> | 51 |
| 5.2.2 <i>Domínios e estruturas magnéticos</i> | 59 |
| 5.2.2.1 <i>Domínios magnéticos da faixa B0 – fontes magnéticas profundas</i> | 59 |
| 5.2.2.2 <i>Domínios magnéticos da faixa B1</i> | 61 |
| 5.2.2.3 <i>Domínios magnéticos das faixas B2 e B3</i> | 62 |
| 5.2.2.4 <i>Estruturas magnéticas</i> | 66 |
| 5.2.4 <i>Análise de ruído a partir do processamento dos dados magnéticos.</i> | 71 |
| 5.2.5 <i>Modelo Físico</i> | 72 |



| | |
|--|-----------|
| CAPÍTULO 6 – ARCABOUÇO TECTÔNICO E GEOFÍSICO DO DOMÍNIO SÃO JOSÉ DO CAMPESTRE | 75 |
| 6.1 Maciço São Jose do Campestre | 82 |
| 6.2 Terrenos Paleoproterozóicos | 84 |
| 6.3 Faixa Seridó e Intrusões Neoproterozóicas | 88 |
| 6.4 Vulcanismo e Cobertura Fanerozóica | 90 |
| CAPÍTULO 7 – CONCLUSÕES E DISCUSSÕES FINAIS | 91 |
| REFERÊNCIAS | 94 |



LISTA DE FIGURAS

| | |
|---|----|
| Figura 1.1 - Localização da área objeto dos trabalhos aqui propostos, representada pelo retângulo vermelho hachurado..... | 4 |
| Figura 3.1 – Domínios e terrenos tectono-estratigráficos da Província Estrutural Borborema (modificado de Santos, 2000 e Brito Neves <i>et al.</i> , 2000)..... | 10 |
| Figura 3.2 – Mapa do Arcabouço estrutural do Maciço São José do Campestre (modificado de Dantas, 1998)..... | 13 |
| Figura 3.3 – Mapa Litológico das Folhas São Jose do Campestre e Joao Câmara (modificado de Dantas e Roig, 2010)..... | 14 |
| Figura 4.1 - Onda senóide de alta frequência (linha tracejada) amostrada em pontos discretos gera onda de mais baixa frequência (linha contínua) (Davis, 1986)..... | 24 |
| Figura 4.2 – Fluxograma de processamento para os dados de magnetometria..... | 27 |
| Figura 4.4 – Espectro de radiação gama (Minty 1997)..... | 33 |
| Figura 4.5 – Fluxograma de processamento para os dados de gamaespectrometria..... | 34 |
| Figura 5.1 – Imagem do Potássio com sombreamento de inclinação de 45° e declinação de 315°..... | 42 |
| Figura 5.2 – Imagem do Tório com sombreamento de inclinação de 45° e declinação de 315°..... | 43 |
| Figura 5.3 – Imagem do Urânio com sombreamento de inclinação de 45° e declinação de 315°..... | 44 |
| Figura 5.4 - Mapa de Lineamentos da Gamaespectrometria (CMY – K:Th:U)..... | 45 |
| Figura 5.5 – Mapa de Contagem Total (Imagem Sombreamento de inclinação de 45° e declinação de 315°)..... | 46 |
| Figura 5.6 – Imagem de composição RGB – K:Th:U..... | 47 |
| Figura 5.7 – Imagem de composição CMY – K:Th:U..... | 48 |
| Figura 5.8 – Mapa de Domínios Gamaespectrométricos interpretados, de acordo com a Tabela 5.1. Sobreposição ao produto RGB – K:Th:U..... | 49 |



| | |
|---|----|
| Figura 5.9 – Espectro radial de potência do Campo Magnético Total – CMT..... | 52 |
| Figura 5.10 – Campo Magnético Anômalo micronivelado..... | 54 |
| Figura 5.11 – Campo Magnético Anômalo da Faixa B0..... | 55 |
| Figura 5.12 – Campo Magnético Anômalo da Faixa B1..... | 56 |
| Figura 5.13 – Campo Magnético Anômalo da Faixa B2..... | 57 |
| Figura 5.14 – Campo Magnético Anômalo da Faixa B3..... | 58 |
| Figura 5.15 -- Mapa de Domínios Magnetométricos, interpretado a partir da ASA_CMA_B0..... | 60 |
| Figura 5.16 – Mapa de Domínios Magnetométricos, interpretado a partir da ASA_CMA_B1..... | 63 |
| Figura 5.17 – Mapa de Domínios Magnetométricos (alto – vermelho, médio –verde, baixo - azul). Interpretado a partir da ASA_CMA_B2..... | 64 |
| Figura 5.18 – Mapa de Domínios Magnetométricos (alto – vermelho, médio –verde, baixo - azul). Interpretado a partir da ASA_CMA_B3 (Sombreamento de inclinação de 45° e declinação de 315°)..... | 65 |
| Figura 5.19 – Lineamentos Magnetométricos (em azul) interpretados a partir da ISA_CMA_B0. Destaque às tendências N30°E e N70°E | 67 |
| Figura 5.20 – Lineamentos Magnetométricos (vermelho bordô) interpretados a partir da ISA_CMA_B1. Destaque às tendências N30°E e N70°E, N30°W e E-W..... | 68 |
| Figura 5.21 – Lineamentos Magnetométricos (laranja) interpretados a partir da ISA_CMA_B2..... | 69 |
| Figura 5.22 – Lineamentos Magnetométricos (verde) interpretados a partir da ISA_CMA_B3..... | 70 |
| Figura 5.23 – Fluxograma do processo de segregação e aglutinação do Campo Magnético Anômalo segundo o espectro de potência..... | 73 |
| Figura 5.24 – Modelo Físico para o Maciço São José do Campestre..... | 74 |



| | |
|---|----|
| Figura 6.1 – Principais unidades tectono-estratigráficas compiladas de Angelim <i>et. al.</i> (2007) e estruturas interpretadas neste trabalho (Figura 5.24)..... | 76 |
| Figura 6.2 – Correlação entre modelo físico e arcabouço geológico..... | 77 |
| Figura 6.3 – Terminação em splay do Lineamento Patos (L-P)..... | 79 |
| Figura 6.4 – Encurvamento de N30°E para N90°E na ZC João Câmara..... | 80 |
| Figura 6.5 – Segmentação da Zona de Cisalhamento Brejinho (ZC-Br). a) Santa Cruz-São José do Campestre; b) Brejinho (sotoposta à cobertura fanerozóica)..... | 80 |
| Figura 6.6 – Zona de Cisalhamento Remígio – ZC-RM (01 e 02) interpretado a partir do ASA do CMA (faixa B0, figura 5.15) sotoposto aos blocos interpretados neste trabalho (Figura 6.2). b) A ocorrência de falhas de movimento dextral e sinistral podem ser explicadas pelo modelo de rotação de blocos modificado de Dantas (1997)..... | 81 |
| Figura 6.7 – Interpretação do modelo de domos (branco) e quilhas (marrom) para a área do núcleo arqueano do MSJC. ASA e ISA (transparente) do CMA da banda B0..... | 84 |
| Figura 6.8 – Assinatura gamaespectrométrica dos terrenos paleoproterozóicos. a) Complexo Santa Cruz, hachurado horizontalmente; b) Complexo Serrinha-Pedro Velho, hachurado verticalmente; c) Complexo João Câmara..... | 85 |
| Figura 6.9 – Suítes graníticas neoproterozóico. Suíte Itaporanga representado por: a) Granito Barcelona, e; b) Granito Gameleira. Suíte Catingueira representado por: c) Granito Japi; d) Granito Dona Inês, e; e) Granito Taipu..... | 88 |

LISTA DE TABELAS

| | |
|--|----|
| Tabela 5.1 – Classificação das unidades gamaespectrométricas para a região do TSJC, de acordo com os teores de Potássio, Tório:..... | 41 |
| Tabela 5.2: Características das faixas do espectro de energia para a região do TSJC..... | 53 |



LISTA DE ABREVIações

Amplitude do Gradiente Horizontal Total – AGHT

Amplitude do Sinal Analítico do Campo Magnético Anômalo – ASA

Campo Magnético Anômalo – CMA

Campo Magnético Total – CMT

Serviço Geológico do Brasil – CPRM

Contagem Total – CT

Departamento Nacional de Produção Mineral – DNPM

Derivada Vertical – Dz

Domínio Rio Grande do Norte – DRN

Domínio São José do Campestre – DSJC

Espectro de potência radialmente ponderado – EPRP

Frequência de Nyquist – f_n

Idade modelo – T_{DM}

Inclinação do Sinal Analítico – ISA

International Geomagnetic Reference Field – IGRF

Lineamentos Patos – LP

Lineamento Pernambuco – LPE

Maciço São José do Campestre – MSJC

Método Urânio-Chumbo – U-Pb

Projeto Geofísico Brasil Canadá – PGBC

Sistema de Informação Geográfica – SIG

Terreno São José do Campestre – TSJC

Tonalito-trondhjemito-granodiorito – TTG

World Global System – WGS1984

Zona de Cisalhamento Brejinho – ZC-Br



1. INTRODUÇÃO

Antigos núcleos arqueanos apresentam-se como resultado de complexos processos geológicos. Muitas vezes essas unidades são marcadas por múltiplas assinaturas tectônicas devido aos processos de polideformação, retrabalhamento crustal e reativação tectônica, além de geralmente estarem sobrepostas por sedimentos recentes. Em núcleos preservados em margens passivas modernas são comuns processos de retrabalhamento crustal, em que diferentes episódios de deformação podem causar obstáculos no entendimento da história evolutiva e formação de crosta continental da região.

No intuito de compreender a evolução tectônica e a configuração de terrenos antigos, faz-se uso de ferramentas de integração de dados de geologia de campo, das relações estruturais e de determinações geoquímicas e geocronologia absoluta e obter subsídios para o arcabouço tectônico destas áreas. Este processo envolve uma avaliação minuciosa do registro geológico em superfície. Sob esta égide, e de forma complementar, as técnicas baseadas em dados geofísicos têm sido utilizadas para o entendimento dos processos geológicos dominantes abaixo da superfície e para segmentação de blocos ou terrenos tectônicos que marcam as discontinuidades geofísicas ou geológicas em profundidade.

Poucos exemplos existem na literatura seguindo estes preceitos, em que se procura realizar a delimitação de terrenos e domínios tectônicos em regiões antigas. Modelos de compartimentação tectônica obtidos por meio da modelagem em três dimensões via dados de magnetometria e gravimetria em terrenos arqueanos contendo rochas do tipo *greenstone belts*, apresentam peculiaridades geofísicas e geológicas que permitem caracterizar fontes profundas e enraizamento do núcleo arqueano, como no caso do Cráton de Pilbara, na região noroeste da Austrália (Wellman, 2000).

Por sua vez, a integração de informações de geocronologia, mapeamento geológico e magnetometria com vistas a reinterpretar os limites da crosta paleoproterozóica na região centro-norte dos Estados Unidos da América foi usado por Holm *et. al.* (2007) para o aprimoramento do modelo de evolução dos terrenos paleoproterozóicos dos cinturões orogênicos de Penokean, Yavapai e Mazatzal, que foram formados em episódios de rápida formação de crosta e acreção crustal.



Feições tectônicas podem ser mais bem detalhadas quando é compreendida a relação da herança estrutural e a reativação de estruturas pré-existentes. Depósitos minerais são possíveis de serem identificadas pela existência de múltiplos horizontes magnéticos, alojamento de plútons, metamorfismo de alto grau ou alteração hidrotermal pervasiva de óxido de ferro através da determinação das propriedades petrofísicas e em levantamentos de aeromagnetometria (Crawford *et. al.*, 2010).

As principais técnicas empregadas nestes estudos, por intermédio de refinamento e processamento de dados e aeromagnéticos, são Deconvolução de Euler, *local wavenumber* e amplitude do sinal analítico do campo magnético anômalo, como proposto por Bournas *et. al.* (2003) para o Escudo de Tuareg, localizado na porção leste de Hoggar (Algeria).

A composição rochosa das regiões mais antigas, que abarcam unidades metassedimentares aluminosas, cherts, carbonatos, cálcio-silicáticas e rochas ígneas do tipo TTG, geralmente apresentam anomalias de baixa amplitude do sinal analítico (anomalia magnética). Na região sul da Austrália, no Cráton Gawler, uma sucessão de rochas do tipo *greenstone belt*, komatiitos, basaltos toleíticos, formações ferríferas bandadas e intrusões máficas são representadas por anomalias de maior amplitude e frequência nos mapas magnéticos. (Stewart e Betts, 2010).

Ainda segundo Stewart e Betts (2010), contrastes geofísicos ocorrem entre as bordas dos núcleos arqueanos e os terrenos adjacentes devido às diferentes composições mineralógicas, sendo que estes limites são geralmente coincidentes com zonas de cisalhamento dúcteis de escala regional.

Não obstante, além da complexa trama de zonas de cisalhamento nas bordas dos domínios, estas áreas expõem configurações estruturais de dobramentos que permitem inferir o grau de deformação devido ao processo de evolução tectônica, quanto à comparação entre as dobras apertadas e abertas que ocorrem no sistema e que ficam bem marcadas nos produtos de primeira derivada e inclinação do sinal analítico do campo magnético anômalo, conforme pode ser observado em Stewart e Betts (2010), em regiões geologicamente similares a abordada neste trabalho.

Especificamente em relação à Província Borborema, destaca-se a descoberta de rochas crustais com mais de 3,45 Ga no Maciço São José do Campestre – MSJC



(Dantas, 1997), que compõe terreno alóctone denominado Terreno São José do Campestre.

O MSJC, que representa o mais antigo fragmento de crosta continental existente na plataforma Sul Americana, configura-se como entidade alóctone, ou terreno exótico, aglutinada às unidades neoproterozóicas quando do ciclo Brasileiro, com a peculiaridade de alocar-se próximo à fronteira entre a crosta continental e a crosta oceânica (Dantas *et. al.*, 2004). Esta configuração geotectônica, com eventos registrados desde o Arqueano até o Cenozoico, proporciona alto grau de complexidade para o estudo geodinâmico da região em questão.

Desta forma, dados de geofísica (e.g. magnetometria e gravimetria), tornam-se relevantes devido à possibilidade de estudo indireto de feições profundas e rasas relacionadas à crosta continental. O uso destas, juntamente com informações de superfície trazidas pela gamaespectrometria, possibilita ampliar o conhecimento geológico e geofísico da região e repercute igualmente na exploração mineral local, fatores de interesse tanto científico quanto econômico.

Com estes preceitos, este trabalho objetiva a utilização de métodos de processamento e interpretação de dados aerogeofísicos de magnetometria e gamaespectrometria como ferramenta para aprimorar e ampliar o conhecimento geofísico e geológico, do Maciço São José do Campestre e seus componentes tectônicos.



1.1 Localização e aspectos geomorfológicos

Conforme ilustrado na **Figura 1.2**, a área em estudo está localizada no extremo nordeste do Brasil, na porção leste do Rio Grande do Norte e da Paraíba e é abrangida em sua totalidade pela Carta ao milionésimo SB-25 (Almeida, 1981; Brito Neves, 1975) e pelo Projeto Aerogeofísico Borda Leste do Planalto da Borborema (CPRM, 2012). Limita-se pelas coordenadas geográficas de $36^{\circ}00' W$ e $7^{\circ} 00'S$ e pela costa Brasileira a leste e norte da área.

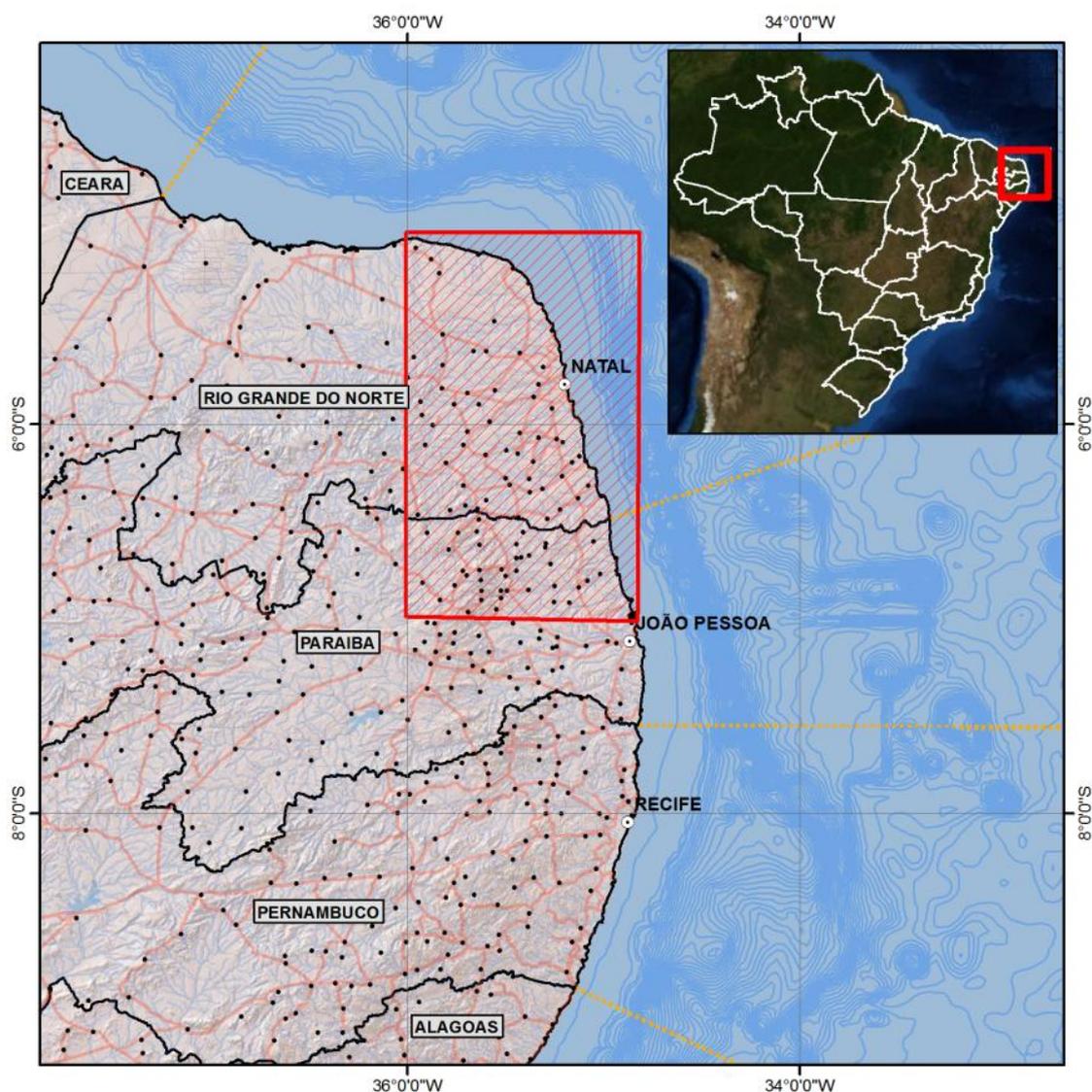


Figura 1.1 - Localização da área objeto dos trabalhos aqui propostos, representada pelo retângulo vermelho hachurado. A área de estudos recobre a porção setentrional dos estados do Rio Grande do Norte e Paraíba.



O acesso principal à porção norte da área é realizado através da BR-304, que liga as cidades de Natal a Fortaleza e, na parte sul é pela BR-101 (Natal-João Pessoa) e BR-226 (Natal - Currais Novos). Além disso, a região é servida por diversas estradas estaduais interligando as pequenas cidades.

A região apresenta como característica geomorfológica o relevo plano composto de afloramento de rochas do embasamento cristalino, e *inselbergs* isolados que caracterizam os granitos brasileiros (Jardim de Sá, 1994; Sial, 1986). Coberturas tabulares compostas de sedimentos Terciários formam a Serra de Santana e Serra de Picuí, e são bem destacadas na paisagem local. As rochas sedimentares que compõem a Bacia Potiguar recobrem a costa norte do Rio Grande do Norte, formando uma superfície altiplana.

O clima semiárido presente na região nordeste possibilitou o estancamento dos processos intempéricos e, como consequência, possibilitou razoável exposição dos afloramentos do embasamento. Os principais acidentes geográficos presentes na área são os rios Trairi e Ceará-Mirim no Rio Grande do Norte e os rios Jacú e Curimataú na Paraíba.



2. MATERIAIS E MÉTODOS

Os métodos aplicados tem como base: i) o levantamento bibliográfico sobre o conhecimento geológico do arcabouço geotectônico pré-cambriano da Província Estrutural Borborema, bem como sua contextualização na evolução do antigo continente Gondwana; ii) processamento e interpretação de dados aerogeofísicos de magnetometria e gamaespectrometria; iii) integração e interpretação conjunta destes dados.

O conjunto de dados foi estruturado em base de dados georreferenciada com parâmetro cartográfico de *datum* horizontal World Global System – WGS1984 e sistema de coordenadas com projeção UTM Zona 25 em Sistema de Informação Geográfica - SIG, com o intuito de possibilitar a interpretação e integração de informações geológicas e geofísicas.

A etapa de tratamento e processamento dos dados geofísicos foi executada com a plataforma *Oasis Montaj* (versão sete), por meio da geração de malhas regulares de espaçamento de 100 metros e aplicação de filtros, tendo então uma série de produtos gerados a partir campo magnético residual, para os dados de magnetometria, e mapas de contagem total, dos elementos tório, urânio e potássio além de composições ternárias para os dados gamaespectrométricos.

A partir destes produtos foram interpretadas feições e domínios geofísicos, com a caracterização dos elementos para elaboração do mapa físico da região em estudo. Em seguida os dados foram integrados para efetuar a correlação das características geofísicas e geológicas.

No intuito de antecipar as etapas desenvolvidas, para melhor compreensão do leitor e para que este tenha uma visão geral do que é proposto, esta dissertação foi organizada em 7 capítulos.

Os Capítulos 1 e 2 apresentam resumidamente a motivação para utilização das ferramentas geofísicas, bem como a localização da área escolhida e suas características geográficas, e resumidamente os materiais e métodos utilizados para o desenvolvimento da presente dissertação.

O Capítulo 3 é composto pela revisão bibliográfica do arcabouço geológico da Província Estrutural Borborema, com ênfase nas informações que envolvem o



Maciço São Jose do Campestre – MSJC, que compreende parte do Domínio Rio Grande do Norte – DRN, além de estudos nos quais foram utilizados métodos magnetométricos e gravimétricos para compartimentação do arcabouço tectônico da referida província.

O capítulo 4 compreende uma revisão do estado da arte acerca da teoria geofísica dos métodos utilizados neste trabalho, a descrição dos parâmetros do aerolevante geofísico pelo qual foram gerados os produtos derivados da aeromagnetometria e gamaespectrometria, bem como as técnicas de tratamento dos dados aerogeofísicos.

O capítulo 5 apresenta o resultado da interpretação qualitativa e quantitativa dos dados de magnetometria, por meio da análise do espectro de potencia, pelo qual foram interpretadas as profundidades que contribuem para a geração das anomalias magnéticas. Por intermédio da interpretação de domínios e lineamentos magnéticos, foi gerado o mapa geofísico da região.

O capítulo 6 versa sobre a correlação dos dados geofísicos aos geológicos previamente conhecidos, de forma a corroborar as feições já conhecidas além da proposição de estruturas não mapeadas. O capítulo 7, por fim, apresenta e discute os resultados deste trabalho.



3. ARCABOUÇO GEOTECTÔNICO DA PROVINCIA ESTRUTURAL BORBOREMA

A Província Estrutural Borborema, segundo Almeida *et al.* (1977, 1981), é definida como uma das entidades geotectônicas que compõem o conjunto de dez províncias estruturais oriundas da compartimentação do território brasileiro. Para a definição dessas unidades, os autores consideraram a evolução das principais unidades geológicas que apresentam características estratigráficas, magmáticas, metamórficas e tectônicas distintas daquelas adjacentes. Segundo estes autores, a Província Estrutural Borborema caracteriza-se pela granitogênese e por zonas de cisalhamento de grandes proporções vinculadas ao Ciclo Brasileiro/Panafricano, o último evento de orogênese, com idade neoproterozóica, variando entre 700 e 540 milhões de anos. Esta província foi resultante da convergência entre os crátons Amazônico, Oeste Africano-São Luis e São Francisco-Congo, incluindo ainda outros blocos antigos e arcos consolidados em períodos pré-brasileiros (Dantas *et al.*, 2004; Van Schmus *et al.*, 2008).

Brito Neves (1975) propõe a segmentação do pré-cambriano da porção nordeste do território brasileiro, com destaque à divisão em faixas de dobramentos que foram geradas durante o Ciclo de orogênese brasileira a partir da convergência entre os crátons envolvidos neste processo geotectônico. Dessa forma, a Província Estrutural Borborema limita-se a oeste pelo conjunto de rochas sedimentares de idade fanerozóica da Bacia do Parnaíba, a sul pelo Cráton São Francisco, e os demais pelas bacias sedimentares Mesozoico-Cenozoicas costeiras Potiguar, Pernambuco-Paraíba e Sergipe-Alagoas. Caby (1989) sugere ainda que a província em questão estende-se para o continente africano por meio da faixa de dobramento Trans-Saara, destacado pela continuidade de grandes estruturas e lineamentos.

Estudos posteriores foram realizados com o intuito de separar os diferentes domínios que compõem a Província Estrutural Borborema. De forma geral, as segmentações se fundamentam em parâmetros que envolvem evolução geológica, correlação estratigráfica, padrões geofísicos, geocronológicos e de estruturas tectônicas lineares de dimensões regionais. Destaca-se a complexidade de efetuar a referida segmentação, uma vez que o processo de acreção se deu por diferentes terrenos, os quais podem ser subdivididos em fragmentos de crosta arqueana como núcleos dispersos pela província, embasamento granito-gnáissico paleoproterozóicos e



sequências metavulcanosedimentares, cuja formação se deu entre o Mesoproterozóico e Neoproterozóico, sofrendo ainda intrusões tardi-tectônicas no Ciclo Brasileiro (Van Schmus *et al.*, 1995).

Dos fragmentos crustais arqueanos, destacam-se os complexos Granjeiro, Troia-Tauá, Patos-Cajazeiras e o Maciço São José do Campestre, que apresentam ϵ_{Nd} negativo, indicando envolvimento de crosta siálica oriunda de manto enriquecido (Brito Neves *et al.*, 2000), retrabalhado em distintos eventos geotectônicos (Jardim de Sá, 1994; Dantas, 1997).

Como resultado, Santos (2000) segmentou a referida província em três grandes domínios (superterrenos), separados entre si pelas zonas de cisalhamento ou lineamentos Patos – LP e Pernambuco – LPE, denominados então como Domínio Sul (Domínio Externo), localizado a sul do LPE, Domínio Central (Domínio da Zona Transversal), localizado entre o LPE e LP, e Domínio Norte, a norte do LP, conforme ilustrado na **Figura 3.1**.

Especificamente, o Domínio Norte apresenta como domínios de segunda ordem Médio-Coreaú, Ceará-Central, Rio Grande do Norte – DRN, (Santos, 1996; Brito Neves *et al.*, 2000), estando a área enfoque do presente estudo neste último domínio.

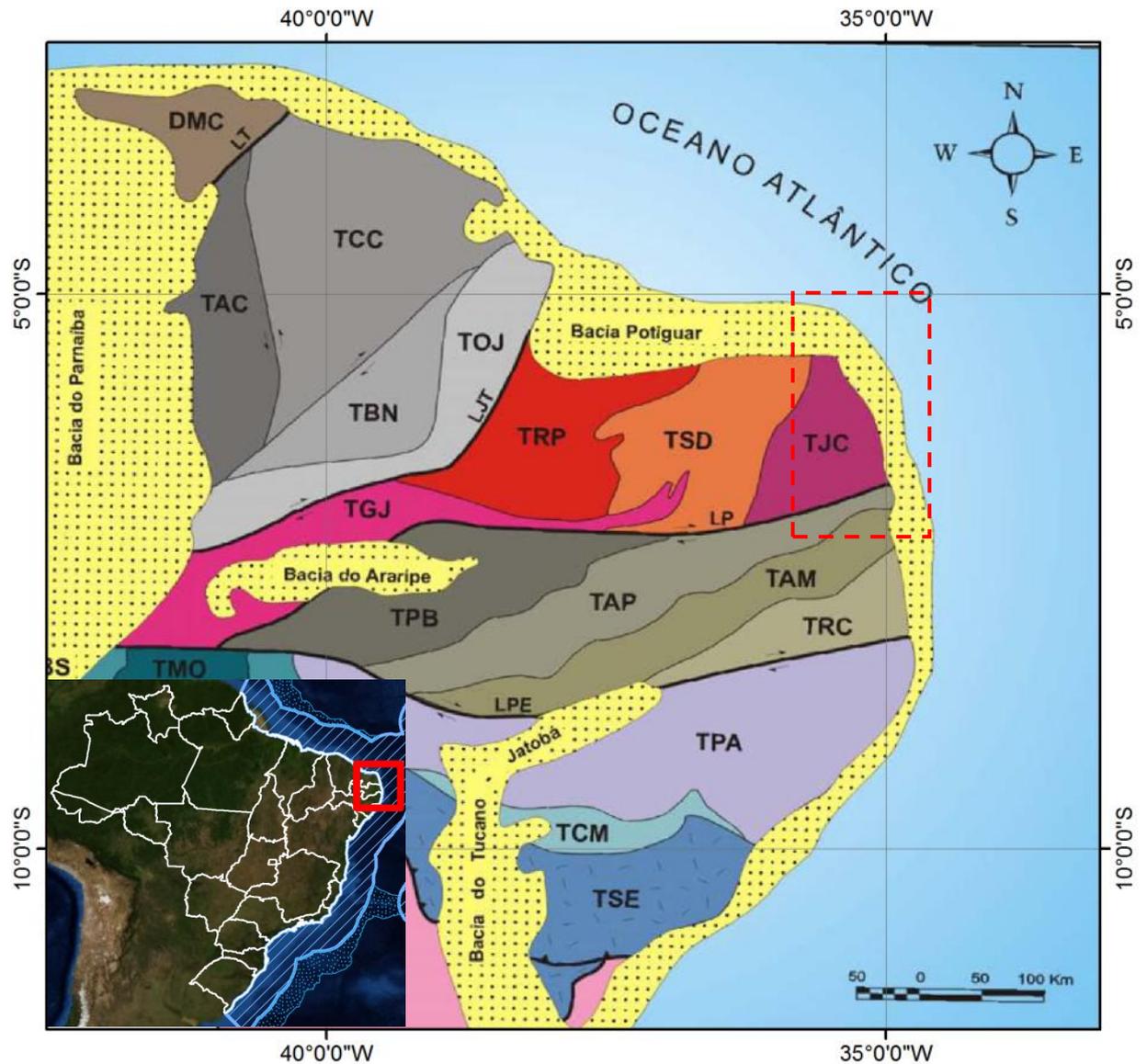


Figura 3.1 – Domínios e terrenos tectono-estratigráficos da Província Estrutural Borborema: TJC – Terreno São José do Campestre; TSD, TRP, TGJ (Terrenos Seridó, Rio Piranhas e Jaguaribe); DMC (Domínio Médio Coreaú); TAC, TCC, TBN (Domínio Ceara Central); TPB, TAP, TAM, TRC (Domínio da Zona Transversal); TBS, TCM, TPA, TMO (Domínio Externo) LP, LPE, LJT, LT (Lineamentos Patos, Pernambuco, Jaguaribe-Tatajuba e Transbrasiliano) (modificado de Santos, 2000 e Brito Neves *et al.*, 2000).



3.1 Domínio Rio Grande do Norte (DRN)

Situado a norte do LP, além de estar encoberto pela Bacia Potiguar, a norte, e sedimentos costeiros cenozoicos, a leste, o DRN ocupa aproximadamente 150.000 km² da porção nordeste da Província Borborema.

Segundo Brito Neves (1975) este domínio é resultante do processo de aglutinação, durante o Ciclo Brasileiro, de fragmentos de núcleos arqueanos, blocos gnáissicos migmatíticos paleoproterozóicos e sequências supracrustais formadas entre o Paleoproterozóico e o Neoproterozóico. Estas unidades amalgamadas foram alvo de intrusões de idade tardi-orogênicas brasileiras, geralmente associadas às zonas de cisalhamento transcorrentes (Jardim de Sá 1994, Van Schmus *et al.*, 1995; Vauchez *et al.*, 1995; Dantas 1997; e Brito Neves *et al.*, 2000). Em termos tectônicos, o DRN apresenta segmentações menores (subdomínios) que provavelmente coexistiram como blocos singulares desde o Paleoproterozóico (Brito Neves *et al.*, 2000).

Santos (2000) apresentou modelo de desdobramento do DRN em subdomínios, subdividindo-os em São José do Campestre, Rio Piranhas-Granjeiro e Seridó. Por corresponderem a sequências limitadas por feições estruturais de grande porte, como zonas de cisalhamento e falhas quilométricas, e apresentarem significativo contraste geológico com as unidades adjacentes, estes subdomínios apresentam características de terrenos alóctones (Irwin, 1972; Berg *et al.*, 1972). Desta forma, Santos (2000) adotou a denominação de Terreno São José do Campestre, Terreno Seridó e Terreno Rio Piranhas-Granjeiro, podendo este último ser segmentado (**Figura 3.1**).

O autor ainda acrescenta a diversidade de episódios, às quais se destacam aqueles vinculados ao Terreno São José do Campestre:

- Acresção juvenil paleoarqueana;
- Acresção vertical grabo-anortosítica no Mesoarqueano e no Estateriano;
- Enxames de diques máficos estaterianos.

Gonçalves (2009) compilou, com base em dados geofísicos regionais, uma série de estruturas magnéticas regionais de caráter dúctil com forte penetrabilidade de direção preferencial leste-oeste e nordeste-sudoeste, associadas ao evento Brasileiro.



Alguns produtos magnéticos subsidiaram a definição dos blocos (terrenos) e seus respectivos limites (Dal Ré Carneiro *et al.* 1988, Campelo, 1999, Oliveira, 2008).

Castro *et al.* (1997b, 1998) apresentaram, como produto da análise e interpretação de dados gravimétricos do DRN, um mapa de interface crosta-manto com informações relevantes sobre a profundidade da Descontinuidade de Mohorovicic, que varia de aproximadamente 29 km, a leste da cidade de Bom Jesus, Estado do Rio Grande do Norte, até aproximadamente 10 km, no sopé da plataforma continental.

Oliveira (2008) caracteriza o DRN como a parte da Província Estrutural Borborema que apresenta a crosta com sinal analítico do Campo Magnético Anômalo mais elevado, sendo que as fontes magnéticas regionais que resultaram nesta característica apresentam origem profunda. O autor ainda observa que os limites do DRN apresentam assinatura magnética bem definida, delimitados pela Zona de Cisalhamento Patos a sul e Zona de Cisalhamento Jaguaribe a oeste. O mesmo autor ainda sugere a adição de fontes magnéticas produzidas a partir da fissão do supercontinente Gondwana, no Mesozoico, tais como o magmatismo Ceará Mirim, e ao longo de uma faixa de direção norte-sul, como o Alinhamento Macau-Queimadas como uma das possíveis causas de fontes magnéticas atuantes no DRN. Outra fonte magnética seria o núcleo arqueano do Terreno São José do Campestre (Dantas *et al.*, 2004).

3.1.2 Terreno São José do Campestre

O Terreno São José do Campestre – TSJC, ilustrado nas **Figuras 3.2 e 3.3**, é composto por unidades geológicas formadas desde o arqueano até o neoproterozóico. O núcleo arqueano, denominado Maciço São José do Campestre apresenta evolução tectônica vinculada a distintos eventos de acreção crustal entre o Paleoarqueano e Neoarqueano. As rochas do núcleo arqueano MSJC são limitadas pelos complexos Serrinha-Pedro Velho, Santa Cruz e João Câmara, de idade Paleoproterozóica (Dantas, 1997).

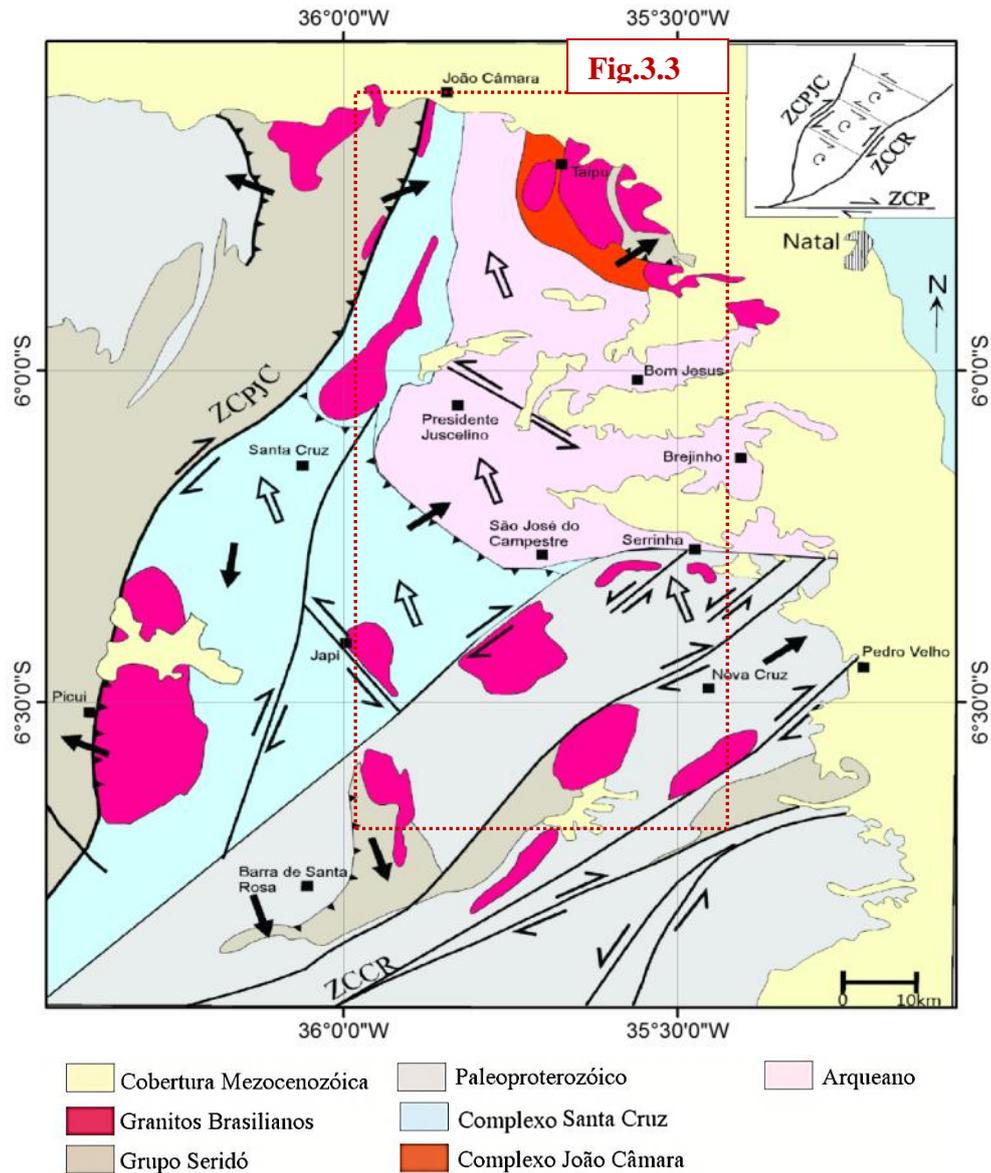


Figura 3.2 – Mapa do Arcabouço estrutural do Maciço São José do Campestre mostrando a configuração de pequenos blocos crustais delimitados por zonas de cisalhamento transcorrentes e o sentido do transporte tectônico as Orogêneses Paleoproterozóica (setas claras) e Neoproterozóica Brasileira (setas escuras) (modificado de Dantas, 1998).

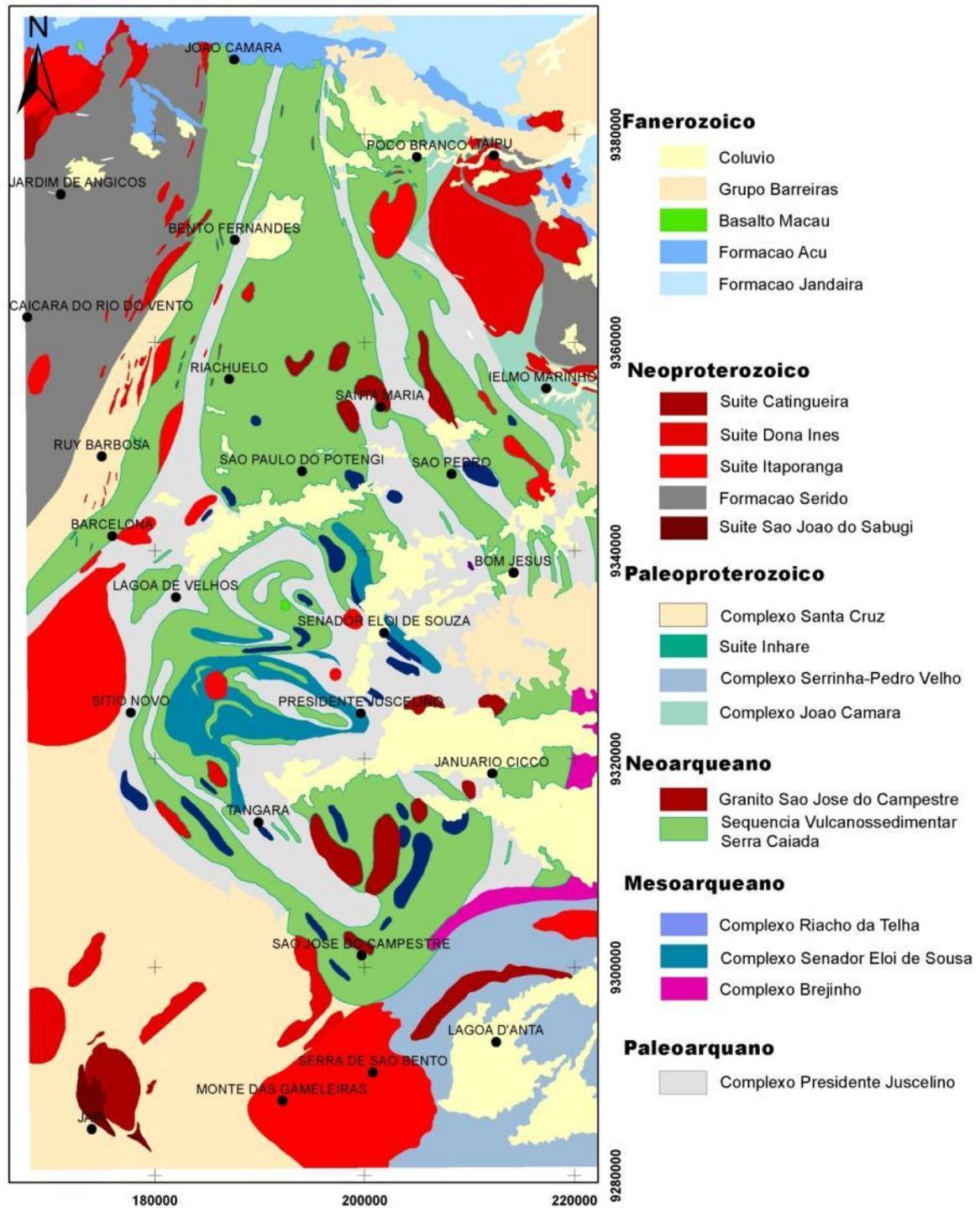


Figura 3.3 – Mapa Litológico das Folhas São Jose do Campestre e Joao Câmara (modificado de Dantas e Roig, 2010).

Em sua região centro-norte, o MSJC apresenta assinatura gravimétrica positiva, que corresponde ao núcleo arqueano (Dantas *et al.*, 1998; Dantas *et al.*, 2004) de densidade elevada, em contraste com as rochas metassedimentares e graníticas da Faixa Seridó. Esta diferença de densidade sugere também a estrutura denominada Zona de Cisalhamento Picuí-João Câmara como sutura que separa o TSJC e o Terreno Granjeiro-Seridó (Castro *et al.* 1997a, 1998, Jardim de Sá *et al.*, 1997, Campelo, 1999).

Na porção sul, Oliveira (2008) utilizou dados de aeromagnetometria para determinar o limite entre os subdomínios a partir de um eixo de baixa magnetização que acompanha a trama principal de direção norte-sul que ocorre no lado oeste e segmenta a estruturação de direção nordeste-sudoeste no lado leste.

Os complexos paleoproterozóicos que bordejam o núcleo arqueano (figura 3.2) são formados por suítes cálcio-alcálicas graníticas com geração de crosta juvenil e retrabalhamento crustal. Os Complexos João Câmara e Santa Cruz (figura 3.3) apresentam idade U/Pb 2,25 Ga e idade modelo T_{DM} em 2,5 Ga, o que os difere do Complexo Serrinha-Pedro Velho por este corresponder à crosta juvenil de 2,2 Ga e T_{DM} 2,23. Ainda neste contexto, ocorrem enxames de diques toleíticos a subalcalino representados pela Suíte Inharé, com idade U/Pb de 2,15 G.a. e 1,97 G.a. (Dantas 1997, Dantas *et al.*, 2004).

O MSJC, que Brito Neves (1983) nominou inicialmente como Maciço Caldas Brandão, ocupa uma área de aproximadamente 6.000 km² sendo formado por fragmentos crustais, de origem independente, que foram aglutinados após retrabalhamento durante o Paleoproterozóico (Dantas *et al.*, 2004). O MSJC representa o mais antigo fragmento de crosta siálica da Plataforma Sulamericana (Dantas, 1997; Brito Neves *et al.*, 2000; Dantas *et al.*, 2004).

Em termos petrológicos, o MSJC corresponde essencialmente a um grupo de unidades de ortognaisses, gnaisses migmatizados, granulitos e anfíbolitos, predominando estes, além de granitóides de composição granítica a sienogranítica, sequências máfico-ultramáficas acamadadas e sequência vulcanossedimentar do tipo *greenstone belt*.

O Complexo Presidente Juscelino (Figura 3.3) corresponde a um terreno tonalito-trondhjemitó-granodiorito de assinatura típica de TTG, com T_{DM} de 3,6 Ga,



idade de cristalização pelo método U-Pb de 3,25 Ga e ϵ_{Nd} negativo para os tonalitos dessa unidade, podendo assim indicar contribuição de crosta juvenil retrabalhada (Dantas *et al.* 2004). Os dados permitem inferir a presença de porções de crosta paleoarqueana na gênese deste complexo ou a derivação do manto enriquecido mais velho do que 3,5 G.a (Brito Neves *et al.*, 2000).

Os Complexos Senador Elói de Souza e Riacho da Telha (Figura 3.3) são representados por sequências máfico-ultramáficas acamadadas de T_{DM} de até 3,9 G.a. e idade U/Pb de aproximadamente 3,0 Ga. Dantas (2009) relaciona a idade modelo destas unidades com possível magmatismo entre o Paleoarqueano e o Mesoarqueano, enquanto a idade de 3,0 Ga estaria relacionada ao momento de cristalização desses complexos.

Para o MSJC é sugerido evolução tectonotermal entre o Arqueano e o Paleoproterozóico. Neste núcleo é marcado a formação de crosta juvenil no Complexo Presidente Juscelino, em 3,25 G.a. e, em seguida, pela cristalização de suíte trondjemítica em 3,17 Ga do Complexo Brejinho, seguido pela formação da Suíte Gabro-anortosítica de idade U/Pb de 3,03 Ga do Complexo Senador Elói de Souza, alojadas segundo direção SE-NW característica do MSJC. A intrusão de sienogranitos de 2,7 Ga marcou a última atividade ígnea arqueana neste núcleo. Um evento metamórfico neoarqueano de datação U-Pb em 3,0 Ga é sugerido com base em datação de migmatitos do Complexo Juscelino e, além deste, um último evento paleoproterozóico de 2,0 Ga que atingiu condições do fácies metamórfico anfibolito pode ser observado devido a uma segunda fase de migmatização (Dantas *et al.*, 2004).

As unidades do MSJC foram então consolidadas durante a Orogênese Brasileira, durante o Neoproterozóico, sendo os granitóides de 0,62 Ga e 0,58 Ga correlacionados a este ciclo. Estes comumente estão associados a zonas de cisalhamento brasileiras ou a antigas estruturas profundas reativadas (Dantas *et al.*, 2004). Ainda durante o Brasileiro prevaleceu um metamorfismo regional em fácies anfibolito alto com retrometamorfismo para xisto verde, além do desenvolvimento de sistemas transcorrentes de caráter dextral que apresentam *trend* E-W e NE-SW. Por fim, as estruturas NW-SE anteriores à Orogênese Brasileira foram reativadas.



4. MÉTODOS GEOFÍSICOS APLICADOS.

Pode-se dizer que a geofísica é o campo das geociências que visa o estudo da Terra, da superfície até o seu interior, por intermédio de observações indiretas que são função das propriedades físicas do meio, para a compreensão dos processos que ocorrem em subsuperfície. Já a geofísica aplicada cobre os estudos das diferentes características geofísicas da porção rasa da crosta terrestre, adicionando terceira dimensão às feições observadas em superfície. A identificação de contrastes geofísicos pode marcar descontinuidades tectônicas ou geológicas, além de apresentar relevante interesse para a prospecção de bens minerais (Reynolds, 1997).

Os métodos geofísicos podem ser divididos em ativos e passivos. Os métodos passivos referem-se àqueles associados a campos naturais da Terra, como a gravimetria e magnetometria, ambos fundamentados na Teoria do Potencial (Blakely, 1995).

No que concerne à magnetometria, seu caráter dipolar, em contraste àquele monopolar da gravimetria, torna sua interpretação mais complexa. O Campo magnético medido representa variações da intensidade do campo total (B) ou de suas componentes (x,y,z), tendo como unidade de medida o nanoTesla (nT). Este método visa aferir a intensidade do campo magnético terrestre proveniente da interação entre o campo magnético gerado no interior da terra e as rochas da crosta, com destaque às portadoras de minerais com alta suscetibilidade magnética, que são magnetita, pirrotita e ilmenita.

4.1 Fundamentação Teórica

Em uma barra composta por material magnético existe um fluxo magnético que converge para suas extremidades, também conhecidas como polos magnéticos. A barra magnética ficará alinhada com o campo magnético terrestre com um polo positivo para o norte terrestre e o negativo para o polo sul. A razão entre o fluxo magnético entre os polos pela área é denominada densidade de fluxo \mathbf{B} ou vetor de indução magnética, de unidade Weber/m² (Reynolds, 1997).



Os polos magnéticos são tidos como excessos de carga magnética desenvolvidos nas extremidades dos ímãs. Em analogia às cargas elétricas que se acumulam na extremidade de material eletricamente polarizado e geram campo elétrico externo ao material, os polos são encarados como fonte do campo magnético externo ao ímã (Reynolds, 1997).

Em que pese este modelo seja utilizado no estudo de campos externos aos materiais magnetizados, ainda não foi possível observar as cargas geradoras ou seus excessos isoladamente. Assim, não deve o polo magnético ser a fonte do respectivo campo magnético (Reynolds, 1997).

Entre dois polos magnéticos de massa m_1 e m_2 separados por uma distância r existe uma força. Se os polos possuem o mesmo sinal, a força será de repulsão, caso contrário, será de atração (Reynolds, 1997). O vetor força (F) é inversamente proporcional à distância r e ao fator permeabilidade magnética (μ).

$$F = \frac{m_1 m_2}{4\pi\mu r^2}$$

Onde:

m : massa do pólo magnético

r : distância entre os pólos magnéticos

μ : permeabilidade magnética do meio entre os polos

O campo magnético também pode ser definido em termos de um campo de força produzido por corrente elétrica. Observa-se a formação de campos eletromagnéticos quando correntes elétricas fluem através de condutores, podendo ser esta a fonte dos campos magnéticos (Reynolds, 1997). Sob esta ótica, determina-se a unidade fundamental de momento dipolo magnético (m):

$$\text{Momento Dipolo Magnético } (m) = \frac{I \cdot a \cdot n}{c}$$



Onde:

I: corrente elétrica que flui através de uma espira que limita a área “a”

c: velocidade da luz; n: vetor unitário normal à área “a”

Para um dado material, a magnetização ocorre por meio do alinhamento dos dipolos internos, provocando o surgimento de campo adicional que, somado ao campo externo **H**, produz o campo de indução magnética **B** (Reynolds, 1997).

O campo magnético **H** é definido a partir da Lei de Biot-Savart, que descreve o vetor indução magnética em termos de magnitude e direção de uma fonte de corrente elétrica. A razão entre o campo indução magnética **B** e o campo magnético **H** é a constante denominada *permeabilidade magnética absoluta* (μ). A permeabilidade magnética da água e do ar podem ser considerados iguais à permeabilidade magnética do vácuo, podendo ser adotado como μ_0 , constante de valor $4\pi \cdot 10^{-7} \text{WbA}^{-1} \text{m}^{-1}$. A razão entre a permeabilidade de qualquer outro meio e o vácuo é igual à permeabilidade relativa μ_r (Reynolds, 1997).

$$\mathbf{B} = \mu \mathbf{H}$$

Sendo $\mu = \mu_r \mu_0$

$$\mathbf{B} = \mu_r \mu_0 \mathbf{H}$$

Como $\mu_r = k + 1$

$$\mathbf{B} = (k + 1) \mu_0 \mathbf{H}$$

Por outro lado, a relação entre **B** e **H**, em termos de parâmetros geológicos, é expressa por meio da suscetibilidade magnética **k**, sendo que, para um mesmo campo magnético, materiais com maior fator **k** estão aptos a magnetizarem-se com maior intensidade. O sentido da intensidade da magnetização causada por este fator é definido pelo sinal positivo ou negativo que cada material apresenta como **k** (Reynolds, 1997).

A intensidade de magnetização **J** representa um campo magnético extra induzido pelo campo externo **H**. Além disso, se um corpo de volume **V** e comprimento **l** é uniformemente magnetizado com intensidade **J**, apresentará um Momento Dipolo



Magnético (m) resultante do produto entre polo magnético m e comprimento l . Desta forma, a intensidade magnética J também é conhecida como “**Densidade Magnética**” (Reynolds, 1997).

O Campo Geomagnético, *International Geomagnetic Reference Field – IGRF* é uma representação teórica, para um dado intervalo de tempo, para o campo magnético gerado pelo interior da Terra, exclusivo aqueles provenientes de material da crosta, que representa o Campo Magnético Anômalo, e correntes elétricas induzidas por campos externos. O campo teórico IGRF representa a somatória de harmônicos esféricos de coeficientes determinados por medidas realizadas a partir de levantamentos aéreos, marinhos e terrestres. O IGRF é utilizado como referência para a definição de anomalias oriundas de feições geológicas no campo normal da Terra.

A origem do campo magnético terrestre pode ser correlacionada às correntes elétricas que circulam no núcleo externo líquido, de composição teórica férrica. Esse movimento de partículas no núcleo líquido embasa a **Teoria do Dínamo**, que, por conseguinte, explica a variação secular do campo magnético terrestre e suas inversões de polaridade.

4.1.1 Magnetismo dos Materiais

A magnetização de um material ocorre por meio da orientação de dipolos internos do material, a partir da submissão deste a um campo externo (H), que provoca a produção do campo indução magnética (B) de correlação direta com o fator permeabilidade magnética do meio (μ) (Reynolds, 1997). Os materiais rochosos componentes da crosta terrestre, quando submetidos a um campo magnético externo, apresentam respostas distintas, destacando-se: substâncias que são repelidas (diamagnéticas); substâncias atraídas (paramagnéticas ou ferromagnéticas). Substâncias diamagnéticas e paramagnéticas apresentam susceptibilidade magnética constante e adquirem magnetização de intensidade fraca de sentido oposto ao campo externo, no primeiro caso, e de mesmo sentido, no segundo caso (Reynolds, 1997).

A causa do diamagnetismo é vinculada ao movimento de elétrons em torno do núcleo dos átomos componentes do elemento químico. Representa um momento dipolo magnético (m) gerado pela corrente elétrica do movimento em espira do elétron



do átomo. Já o paramagnetismo é descrito a partir do spin do elétron (movimento do elétron em torno do seu próprio eixo) também associado a um momento dipolo magnético (Reynolds, 1997).

Em termos teóricos toda substância é caracterizada como paramagnética. Contudo, o cancelamento de um spin por outro oposto resulta em atenuação desta característica, resultando em efeito diamagnético.

Destacam-se como material diamagnético predominante os minerais quartzo, feldspatos, grafita e anidrita, e como paramagnético os minerais dolomita, olivina, piroxênio, biotita e pirita.

Alguns materiais paramagnéticos apresentam forte interação dos átomos constituintes, mesmo na ausência de campo externo, que permite alinhamento dos momentos dipolo magnético dos spins, sendo que somente em temperaturas superiores à ambiente é possível destruir este alinhamento (Reynolds, 1997). Nomeia-se ferromagnético estes materiais paramagnéticos. Estes materiais comportam-se como os outros paramagnéticos quando submetidos à **temperatura de Curie**.

O ferromagnetismo é responsável pelo magnetismo observado nos levantamentos geofísicos do método associado, sendo que as anomalias magnéticas são geralmente associadas à presença de magnetita, pirrotita e/ou ilmenita devido à capacidade de magnetização destes minerais (Reynolds, 1997).

4.1.2 Magnetização das Rochas

A magnetização observada em material rochoso correlaciona-se com os minerais magnéticos que a compõem, sendo classificadas como magnetização induzida e magnetização residual ou remanescente.

A magnetização induzida ocorre a partir da interação entre o campo magnético da Terra e os minerais magnéticos componentes da crosta e que resulta no momento magnético, sendo diretamente proporcional à susceptibilidade e de sentido igual àquele do campo magnético.

Já a magnetização residual ou remanescente ocorre a partir do desenvolvimento de alinhamento magnético permanente correlacionado a processo



termal, químico ou físico em minerais componentes da rocha. Este alinhamento magnético é independente do campo magnético terrestre.

Durante o processo de resfriamento de rochas ígneas, registra-se a informação magnética referente ao momento em que sua temperatura diminui abaixo da Temperatura de Curie. Este processo de resfriamento é responsável pela geração de magnetização termorremanescente em rochas ígneas.

Além da magnetização termorremanescente, ocorre também a magnetização remanescente química, quando da precipitação de sedimentos ferromagnéticos e a detrítica, que se refere à orientação de grãos no momento da deposição sedimentar.

As medidas do campo magnético obtidos por aerolevantamentos são resultado da interação entre a magnetização induzida com àquela residual. Como resultado, os domínios magnéticos são reorientados ou ampliados espacialmente, o que adiciona fator de complexidade maior na etapa de interpretação dos dados.

4.2 Origem e Processamento dos Dados Geofísicos

A primeira geração de sistemas de aerolevantamento adotada para auxiliar projetos de mapeamento geológico regional continha basicamente equipamentos de fotografia aérea e raramente gravimetria e magnetometria. A exemplo deste período, tem-se o Projeto Geofísico Brasil Canadá – PGBC (DNPM, 1981), que contava com precisão de 1nT e registro de informação a cada 70 metros e espaçamento entre linhas de produção de 2 km.

Algumas medidas adotadas foram consideradas essenciais para a evolução do sistema de aquisição de dados por aerolevantamentos geofísicos aplicados ao mapeamento geológico e à exploração mineral (Jaques *et. al.* 1997), entre os quais destacamos:

- Estreitamento do espaçamento entre as linhas de voo, alcançando patamar igual ou inferior a 800 metros, podendo alcançar 50 metros de espaçamento em casos específicos;



- Adoção de navegação com instrumentos de Sistema de Posicionamento Global (*Global Position System*);
- Altura de voo mais próximas da topografia, da ordem de 100-150 metros, o que possibilita registro de comprimentos de onda relativos a corpos superficiais;
- Aprimoramento da resolução dos equipamentos, a exemplo da magnetometria, inferiores a 0,1 nT.

Para este trabalho, foram utilizados bancos de dados com características similares aos dados de sistema de alta resolução, que foram obtidos por meio do Projeto Aerogeofísico Borda Leste do Planalto da Borborema, de propriedade da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM, do Ministério de Minas e Energia, composta por aquisição de dados de aeromagnetometria e gamaespectrometria.

O aerolevanteamento foi realizado seguindo linhas de produção orientadas segundo direção norte-sul, paralelas ao vetor “campo magnético”, com espaçamento de 500 (quinhentos) metros entre cada linha de voo, seguidas de linhas de controle perpendiculares (direção Leste-Oeste), espaçadas 5 km entre si.

O magnetômetro acoplado à aeronave, de marca e modelo Scintrex CS-2, apresenta resolução de medida de 0,001 nT.

Já o gamaespectrômetro, da marca Exploranium GR-820, com sistema detector constituído por três conjuntos de cristais de iodeto de sódio (NaI), sendo dois de 1024 e um de 512 polegadas cúbicas, totalizando 2560 polegadas cúbicas de detectores voltados para baixo (*downward looking*) e dois cristais, de 256 polegadas cúbicas cada, voltados para cima (*upward looking*), totalizando 512 polegadas cúbicas. O detector (*upward looking*) monitora as radiações relativas à influência do radônio atmosférico na faixa energética do canal do urânio (1,66 a 1,86 MeV).

A amostragem das janelas do espectro correspondente aos picos de energia são de 0,41 a 2,81 MeV para a contagem total, 1,37 a 1,57 MeV para o potássio, 1,66 a 1,86 MeV para o urânio, 2,41 a 2,81 para o tório.

O sistema em questão apresenta razão de 10:1 para leitura do magnetômetro e gamaespectrômetro, ou seja, dez leituras do aeromagnetômetro e uma do gamaespectrômetro a cada segundo. Em velocidade aproximada do voo de 280 km/h,

equivale a uma leitura do magnetômetro a cada 8 metros do terreno e uma gamaespectométrica a cada 80 metros.

4.2.1 Interpolação 2d em Malha Regular

Como premissa, é necessário levar em consideração não só o grau de uniformidade, mas também densidade de distribuição dos dados para que se possa definir o método de interpolação de dados de uma malha aleatória para regular. Quanto maior a densidade e o grau de uniformidade, menor poderá ser a célula unitária de interpolação de dados.

Com relação à definição da célula unitária, haja vista a distribuição linear dos dados de aerolevantamentos geofísicos, Vasconcelos *et al.* (1990), sugerem valores máximos entre 1/4 e 1/8 do espaçamento entre as linhas de voo para que seja preservada a correlação entre o resultante e a informação bruta e evita o aparecimento de falseamento (*aliasing*) ou incorporação de frequências altas sem solução nas frequências baixas, conforme **Figura 4.1**, referente ao Teorema da Amostragem (Davis, 1986). Em face disso optou-se por célula quadrada unitária de 100 metros para interpolação em malha regular para o Projeto Aerogeofísico Borda Leste do Planalto da Borborema.

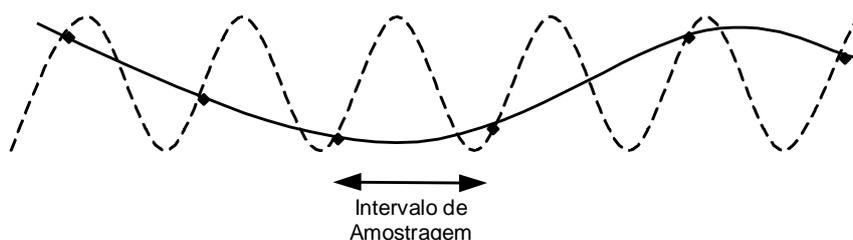


Figura 4.1 - Onda senóide de alta frequência (linha tracejada) amostrada em pontos discretos gera onda de mais baixa frequência (linha contínua) (Davis, 1986)

Para o segundo fator, que é definição do método de interpolação, considerou-se o método de *splines bi-cúbicos* para os dados magnetométricos, ideal para dados em linha (GEOSOFT, 1995). Para os dados gamaespectrométricos, foi definido o método de interpolação bidimensional de curvatura mínima, que gera uma



malha regular similar a uma superfície suavizada e linearmente elástica, com os valores o mais próximo possível dos dados originais.

A etapa de processamento foi executada no software OASIS MONTAJ 7.0.1, sendo que o primeiro passo consistiu na inserção da informação em banco de dados do tipo *Geosoft Data Base* (.gdb) própria do programa utilizado.

4.2.1.1 - Micronivelamento dos Dados

Mesmo após as correções de nivelamento executadas durante a aquisição dos dados no aerolevantamento, persistem ocorrências de anomalias residuais confinadas e orientadas segundo a direção da linha de voo, que podem ser retiradas por meio de aplicação de filtros unidimensionais nas direções paralela e ortogonal de voo. Com o intuito de realizar a correção destas anomalias residuais, que são provenientes mais precisamente do método de aquisição da informação do que do campo magnético terrestre propriamente, utiliza-se a rotina de micronivelamento desenvolvida por Blum (1999), adaptadas de Minty (1991).

A técnica de micronivelamento, da forma que foi aplicada neste trabalho, consiste na composição de uma malha regular derivada do campo magnético anômalo que contenha o ruído causado pela tendência da linha de voo. Esta malha é obtida a partir de filtro passa-alta flexível, também denominado *Butterworth*, na direção perpendicular às linhas de produção e comprimento de onda igual ou superior ao dobro do espaçamento entre linhas de produção em uma malha regular A, sendo o resultado armazenado na malha regular B. Em seguida, aplica-se filtro passa-baixa na malha regular B na mesma direção das linhas de voo e comprimento de onda igual ou superior ao espaçamento entre as linhas de controle, com o resultado armazenado na malha regular C. A malha resultante D, referente ao campo magnético anômalo micronivelado, é resultante da subtração entre a malha regular A e a malha regular C (ruído oriundo do próprio aerolevantamento).

Por meio de teste empírico, optou-se por utilizar para o filtro passa-alta flexível o comprimento de onda de 1000 metros de ordem 4, seguido de filtro cosseno direcional com aceite aos comprimentos de onda de direção azimute N-S, de mesma direção da linha de voo, e grau 1 (GEOSOFT, 1994).



4.2.2 Tratamento dos Dados Aeromagnéticos

As técnicas aplicadas ao processamento dos dados magnéticos são realizadas por meio de transformações lineares e aplicação de filtros tanto no domínio do espaço como no domínio da frequência (domínio de Fourier). A adoção destes procedimentos decorre da dificuldade de interpretação do CMA, principalmente vinculado ao caráter dipolar. Desta forma toma-se mão de algoritmos de derivação do CMA para que produza mapas ou imagens que realcem as variações da propriedade física aqui analisada. Este cálculo de derivadas possibilita a amplificação das anomalias de maiores frequências em detrimento daquelas de maior comprimento de onda, desde que ponderada quanto à amplificação de ruídos, além de possibilitar a identificação dos diferentes feições geológicas profundas (crustais ou de feições regionais) daquelas vinculadas à alta frequência (contatos geológicos ou atinentes a estruturas).

Além deste, foi utilizado o filtro *hanning* 3x3, que corresponde a um filtro de matriz 3x3 com coeficientes que resultam na produção de um novo valor central para cada nó da malha regular, de modo a causar suavização da malha regular e eliminar ruídos indesejáveis de alta frequência. O fluxograma ilustrado na **Figura 4.2** discrimina as etapas de processamento e tratamento dos dados aeromagnetométricos.

4.2.2.1 Campo Magnético Anômalo – CMA

O campo magnético anômalo ou residual representa a contribuição da porção rasa da crosta no campo magnético medido no aerolevanteamento, sendo que a interpretação das anomalias é dificultada pelo caráter dipolar que apresentam. De qualquer forma, o CMA é a base para a geração dos produtos a seguir.

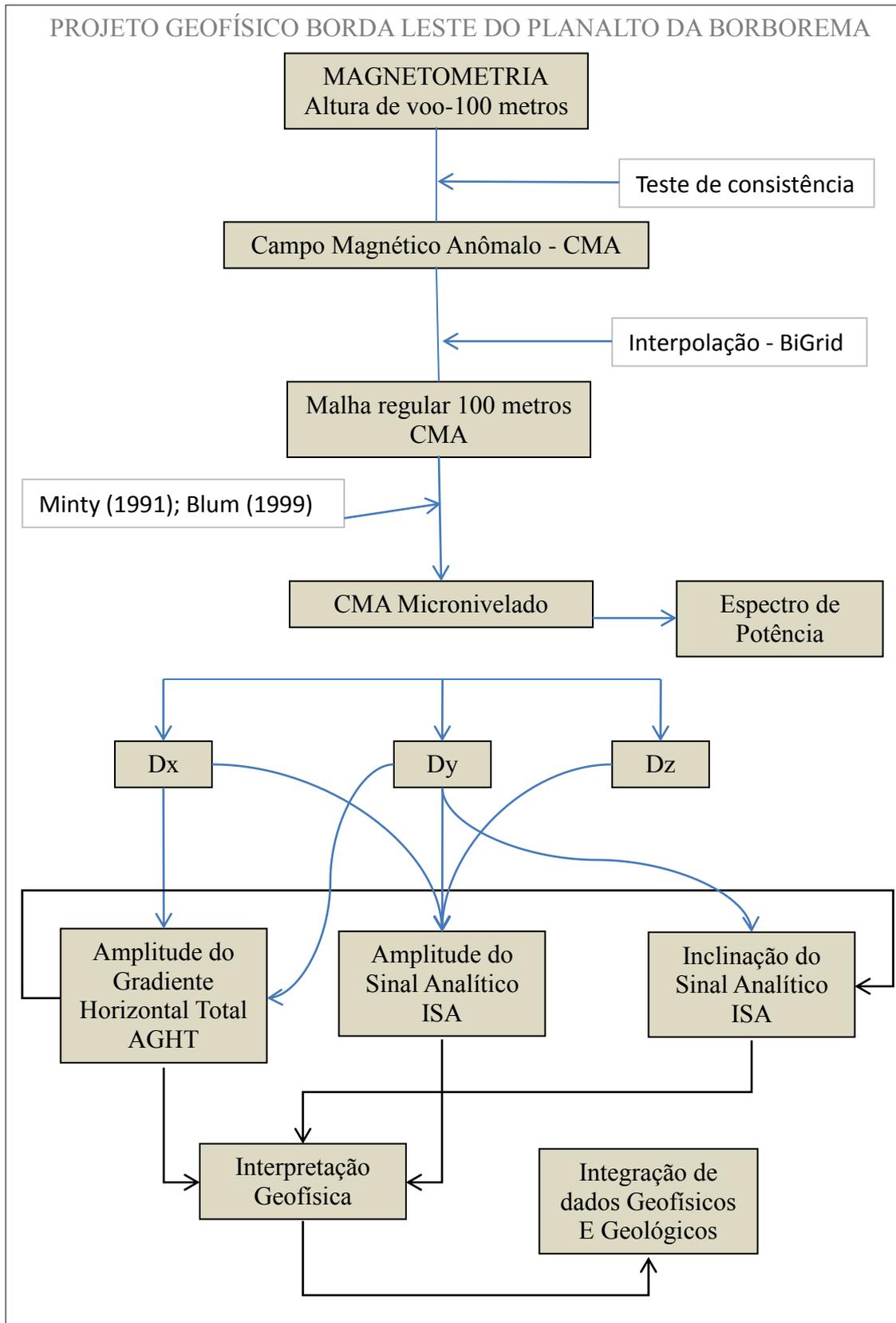


Figura 4.2 – Fluxograma de processamento para os dados de magnetometria.



4.2.2.2 Amplitude do Sinal Analítico – ASA

A técnica do sinal analítico é uma das principais ferramentas para interpretação dos dados magnéticos. Em latitudes baixas o vetor campo magnético tende a horizontalização, o que dificulta a medição durante o aerolevanteamento, além de apresentar anomalias que não correspondem a fonte geradora.

Este conceito foi proposto por Nabighian (1972, 1974) a partir de uma série de métodos semiautomáticos baseados em derivadas do campo magnético anômalo, sendo caracterizado por não depender nem da direção/sentido do vetor campo magnético nem da direção da fonte geradora, o que acarreta em posicionamento da fonte geradora em duas ou três dimensões, bem como a mudança de anomalias com assinaturas complexas em monopulares (Roest *et al.*, 1992)

Este produto é eficiente para enfatizar os limites laterais das fontes causadoras das anomalias magnéticas (os picos magnéticos localizam-se acima das fontes causadoras), bem como para delimitar os domínios magnéticos.

A Amplitude do Sinal Analítico (ASA) corresponde à soma dos quadrados das derivadas parciais em relação aos eixos x,y e z, conforme expressão abaixo:

$$|A(x,y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial z}\right)^2}$$

Onde:

∂x e ∂y e ∂z são as derivadas parciais nos eixos x e y e z, respectivamente.



4.2.2.3 Amplitude do Gradiente Horizontal Total – AGHT

A amplitude do gradiente horizontal total baseia-se nas derivadas parciais na direção x e y do campo magnético $M(x,y)$. Este produto pode indicar estruturação interna e realçar os limites laterais de blocos magnéticos, mudanças laterais abruptas. Sua magnitude segue a seguinte fórmula matemática:

$$h_n(x,y) = \sqrt{\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y}\right)^2}$$

Onde:

n é a ordem de derivação (neste trabalho foram calculadas amplitudes do gradiente horizontal total de ordem zero)

∂x e ∂y são as derivadas parciais nos eixos x e y

4.2.2.4 Derivada Vertical - Dz

A derivada vertical corresponde a uma estimativa da taxa de variação do campo magnético anômalo com relação ao distanciamento ou aproximação da fonte magnética causadora da anomalia. Ela representa uma transformação linear de campos potenciais com respostas de alta frequência em detrimento dos sinais de baixa frequência (Blakely, 1995, GEOSOFT, 2007). Por consequência, este componente possibilita acentuar contatos, descontinuidades magnéticas e lineamentos.

Calcula-se a derivada vertical, para o domínio do espaço, da seguinte forma:

$$L(\omega) = \omega^n$$

$$\omega = \sqrt{u^2 + v^2}$$

Onde:

ω é o número de onda em radianos



u e v são, respectivamente o número de onda na eixo x e y

n é o índice de derivação

Em tese, qualquer componente direcional pode ser usado para calcular os outros componentes do campo magnético. Na prática, todavia, somente o campo magnético anômalo e o componente vertical funcionam como entrada para conversão em ambos os componentes x e y . Isto ocorre devido à singularidade dos componentes horizontais que podem levar valores convertidos a zero ou infinito (GEOSOFT, 2007).

4.2.2.5 Inclinação do Sinal Analítico - ISA

A inclinação do sinal analítico é definida pelo arco tangente da razão entre a derivada vertical e a amplitude do gradiente horizontal total. Em resumo, este produto permite estimar o mergulho da fonte causadora e, por conseguinte, o contraste local de suscetibilidade (Blum, 1999), além de caracterizar a textura do relevo magnético de forma que auxilie na segmentação de domínios de amplitude do sinal analítico.

$$ISA = \text{ArcTan} \left(\frac{Dz}{AGHT} \right)$$

$$\Phi(x, y) = \arctan \left(\frac{\left(\frac{\partial M}{\partial z} \right)}{\sqrt{\left(\frac{\partial M}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y} \right)^2}} \right)$$



4.2.2.6 Espectro radial de potência

O espectro radial de potência, ou espectro de energia, segundo Spector & Grant, (1970), é calculado por meio de uma função relacionada ao comprimento de onda componente do sinal. A partir deste espectro é possível relacionar um conjunto de componentes magnéticos com a profundidade em que se encontram, representando-os por meio da reta de inclinação S (GEOSOFT, 2007).

O número de onda mais alto a ser analisado é definido pela frequência de Nyquist. Haja vista que comprimentos de onda menores do que o dobro da distância entre amostras não poderão ser detectados, frequências maiores do que a de Nyquist devem ser considerados ruídos aleatórios (Davis, 2002). Abaixo segue a relação entre profundidade da fonte geradora e o espectro radial de potência:

$$h = - \left(\frac{S}{4\pi} \right)$$

Onde:

h é a profundidade da fonte

S é a inclinação de uma determinada reta no logaritmo de densidade de energia.



4.2.3 Tratamento dos Dados de Gamaespectrometria

A radiação gama tem sua origem no processo de desintegração de núcleos instáveis de elementos radioativos que, além da radiação gama (γ), liberam também radiação alfa (α) e beta (β). Essa radiação gama, para o caso em estudo, é derivada da desintegração natural dos elementos instáveis potássio (^{40}K), tório (^{238}U) e urânio (^{232}Th). O método aplicado à aerogamaespectrometria possui penetração superficial, desta forma, detectando a radiação proveniente dos primeiros quarenta centímetros de profundidade (IAEA, 2003).

Os três radioelementos supramencionados estão contidos na janela de energia do canal de contagem total, que se refere a todos os raios gama da janela energética de 0,41 a 2,81 MeV (**Figura 4.4**).

Para o potássio (^{40}K), tem-se o pico de energia de 1,46 MeV. Já para o canal do tório e urânio, pondera-se que os isótopos ^{238}U e ^{232}Th não emitem radiação gama, entretanto, os isótopos decorrentes da série de decaimento radioativo desses dois elementos emitem energia, sendo assim considerado para o ^{238}U o isótopo ^{214}Bi e para o ^{232}Th o isótopo ^{208}Tl com picos de energia centrados em 1,76 MeV e 2,61 MeV, respectivamente (IAEA, 2003). Destaca-se ainda a possível interferência na aquisição de dados por fatores como umidade, intemperismo, relevo e cobertura.

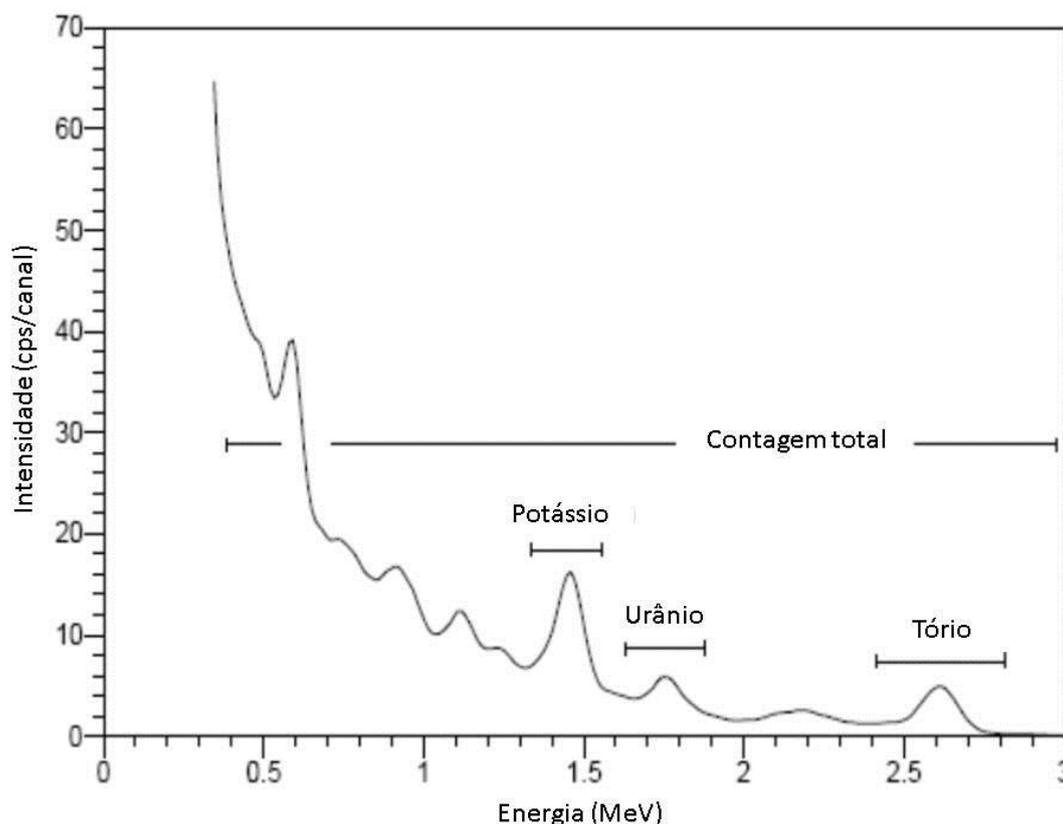


Figura 4.4 – Espectro de radiação gama (Minty 1997)

Primeiramente, foram corrigidos os valores negativos para os canais de contagem total, potássio, tório e urânio. Para tal, consideraram-se dois fatores importantes: a inexistência de percentuais negativos e a relação média de concentração dos radioelementos na crosta terrestre. Sendo assim, para rochas graníticas, os elementos K, Th e U apresentam, respectivamente, 3%, 12 ppm e 3 ppm (Pires, 1995) e, por conseguinte, foi retirado do banco de dados o restante dos valores negativos, tendo em vista que não representam mais do que 0,1% das amostras dos canais supracitados.

Similar ao processamento dos dados de aeromagnetometria, foi gerada uma malha regular, a partir da interpolação por curvatura mínima com célula unitária de 100 metros dos dados brutos de características de levantamento em linha, e micronivelamento dos dados para correção de tendências oriundas do próprio aerolevanteamento.

Para a apresentação da informação, no que concerne ao caráter de interpretação qualitativa, foram confeccionados mapas dos canais de Contagem Total,



Potássio (K), Tório (Th), Urânio (U) e mapa ternário formato RGB (Vermelho-Verde-Azul) com os canais K, Th e U para realce em falsa cor.

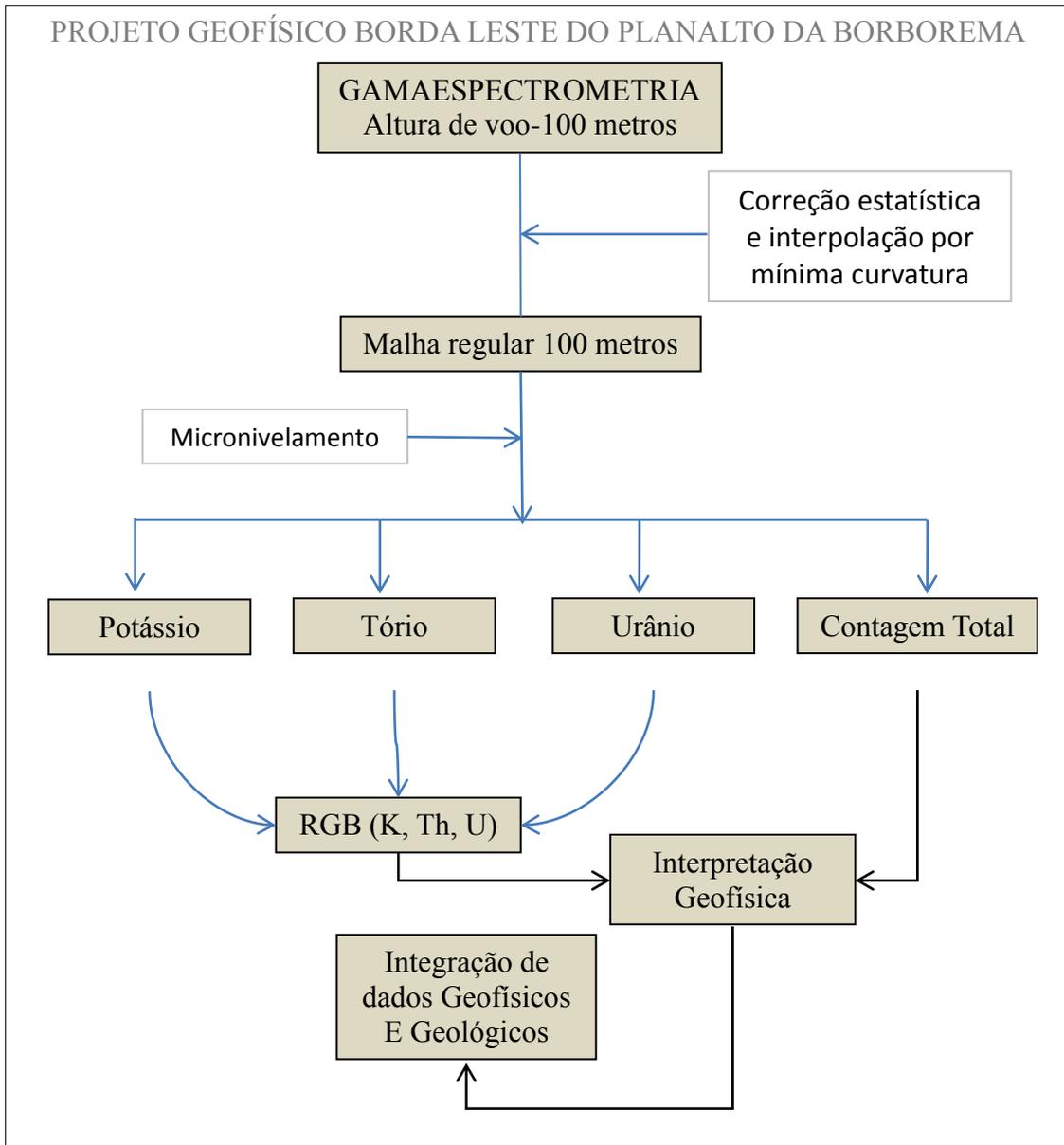


Figura 4.5 – Fluxograma de processamento para os dados de gamaespectrometria.



4.2.3.1 Potássio

Representa o elemento mais abundante na crosta terrestre dos três analisados. Sua ocorrência é vinculada à formação de feldspatos e minerais micáceos componentes de rochas félsicas. Por esta característica, representa elemento móvel devido a lixiviação que estes minerais sofrem por meio de processos de intemperismo físico-químico.

4.2.3.2 Tório

Possui comportamento inerte e imóvel quando comparado aos outros dois radioelementos, portanto, representa correlação com estruturas superficiais e com os domínios geológicos e marcador da fonte. Os principais minerais compostos por esse elemento são alanita, monazita, zircão e xenotima.

Este elemento pode apresentar alta concentração quando a rocha também apresentar alta concentração de potássio. Não obstante, quando a região apresenta elevado grau de intemperismo, pode ocorrer concentração anômala deste radioelemento.

4.2.3.3 Urânio

O radioelemento Urânio tem ocorrência vinculada à óxidos e minerais silicáticos, apresenta-se com elemento traço e sua concentração é tanto maior quanto mais ácida for a rocha, em sentido *latu*.

Rochas como pegmatitos, carbonatitos, sienitos, granitóides e alguns tipos de folhelhos são os principais representantes de rochas com minerais portadores de Urânio. Estes minerais podem tanto ser solúveis, com a diminuição da concentração de Urânio por lixiviação, como também podem ser insolúveis, podendo então ser transportados por processo físico, tal como zircão.



4.2.3.4 Contagem Total

Este corresponde a todo o espectro energético de interesse geológico. Desta forma, abrange o espectro dos três radioelementos (K, Th e U), além do intervalo interpicos, conforme demonstrado na figura 4.4.

A partir da análise conjunta aos outros produtos gamaespectrométricos, é possível verificar qual o radioelementos de maior contribuição no sinal gamaespectrométrico, com a discriminação de domínios e definição de lineamentos superficiais.



5. INTERPRETAÇÃO GEOFÍSICA

As interpretações derivadas dos produtos geofísicos apresentados têm caráter eminentemente qualitativo. As interpretações qualitativas remetem à análise de mapas e imagens geradas a partir do processamento anterior, com a delimitação de partes com comportamentos geofísicos semelhantes (domínios gamaespectrométricos / magnéticos), estudos de suas inter-relações e da fábrica do relevo magnético associado (estruturas gamaespectrométricas / magnéticas).

Alguns dos temas gerados para a magnetometria permitiram ter uma idéia da ordem de grandeza das profundidades das fontes magnéticas responsáveis pelas assinaturas divisadas. Neste aspecto os estudos dos espectros de potência possibilitaram vislumbrar profundidades de famílias de fontes que depois foram tentativamente separadas por filtragens lineares apropriadas.

Este estudo foi complementado pelos resultados da Deconvolução de Euler (Reid *et. al.*, 1990), decodificando-se o relevo magnético em termos de fontes definidas pelo decaimento em distância dos gradientes magnéticos em termos de formas (caráter linear, planar, bidimensional ou tridimensional).

5.1. Interpretação de Gamaespectrometria

A gamaespectrometria representa a informação de maior proximidade ao observável em superfície, como resultado de fenômenos de desintegração de séries naturais que ocorrem aproximadamente 0,5 metros abaixo da superfície do terreno sobrevoado. Em virtude de se tratar de uma propriedade dos materiais geológicos, as concentrações anômalas mapeadas estão relacionadas diretamente a estes e às características do seu material formador. Portanto, é o mais representativo do observável geologicamente e que tem maior ligação com aquilo que se observa durante um mapeamento geológico. Como fator correlato, a topografia (zonas de relevo) pode influenciar na concentração de radioelementos em determinadas feições geomorfológicas, já que os elementos traçadores das contribuições das três séries



naturais de desintegração natural têm mobilidades diferentes em função do intemperismo e dos gradientes do relevo.

Para a determinação de grandes domínios gamaespectrométricos foi analisada a Contagem Total que, além disso, permite definir possíveis contribuições oriundas do relevo ou ainda lineamentos superficiais.

Já em relação aos domínios gamaespectrométricos (incluindo subdomínios), foram utilizados os mapas do Potássio – K, Tório - Th e Urânio – U, individualmente ou em composição de falsa cor do tipo RGB-K:Th:U e CMY-K:Th:U sendo que para o RGB o K ocupa a posição da cor vermelha, o Th representa a cor verde e o Urânio a cor azul; para o CMY o K representa a cor ciano, o Th correlacionado a cor magenta e o U representando a cor amarela.

5.1.1. Estruturas Gamaespectrométricas

Foram extraídos dos dados de gamaespectrometria, por intermédio das indicações nos mapas de K, Th e U (**Figuras 5.1, 5.2 e 5.3**), lineamentos em escala entre 1:100.000 e 1:250.000 (**Figura 5.4**). Tendo em vista a peculiaridade da informação obtida pela radiação gama, estes lineamentos podem representar contatos geológicos entre as unidades que compõem a região ou estruturas tectônicas que delimitam unidades alóctones, por vezes denominados como terrenos.

5.1.2. Domínios integrados (CT)

A interpretação da Contagem Total em função dos valores relativos das radiações no CT (**Figura 5.5**) possibilitou definir os grandes domínios gamaespectrométricos. O significado destes domínios, em termos de suas fontes formadoras, pode ser aferido usando-se as indicações dos elementos discriminados e das composições em falsa cor.

- Contagem Total Baixa (DCtB): O domínio de contagem total baixo abrange a faixa menor do que 5.620 contagens por segundo – CPS e



representa a faixa de cor azul e verde. Este domínio encontra-se na costa do continente e bacia costeira.

- Contagem Total Média (DCtM): Este domínio correlaciona-se com valores de contagem total médio, com valores de CPS entre 5.620 e 9.212. No mapa de contagem total este domínio corresponde a faixa amarela e apresenta-se nos interstícios entre os valores de contagem total alto ou entre estes e a margem continental
- Contagem Total Alta (DCtA): Este conjunto relaciona-se aos valores de contagem total maiores do que 9.212 CPS, alcançando picos de até 13.500 CPS, que representa as cores de vermelho até magenta. Este domínio apresenta maior representatividade no cristalino.

5.1.3. Domínios Gamaespectrométricos

Tendo como base as imagens RGB e CMY (**Figuras 5.6 e 5.7**), foram interpretados dezoito domínios gamaespectrométricos. Cada domínio foi definido a partir da mistura de teores dos três radioelementos representados em cores, sendo ignorados domínios complexos devido a escala do mapa utilizado no trabalho, considerando então estes domínios complexos como sendo um único.

De forma complementar, os canais de Th, K e U foram utilizados como forma de controle as composições de falsa cor RGB e CMY. Para tal, cada radioelemento foi considerado qualitativamente em escala de baixo, médio e alto.

O potássio apresenta valores que variam entre 0,50% e 3,95%, com predomínio de teores de 1,5% a 2,5%. Já o tório e urânio apresentam variação de 4,5 a 25,7 ppm e 3,5 a 6,5 ppm, respectivamente. Para cada radioelemento foram considerados os seguintes percentuais para classificação qualitativa:

- Potássio:
 - K-baixo: $\leq 1,044\%$
 - K-médio : $1,044\% < K\text{-médio} < 2,511\%$
 - K-alto: $> 2,511\%$



- Tório:
 - Th-baixo: $\leq 9,629$ ppm
 - Th-médio : $9,629 \text{ ppm} < \text{Th-médio} < 12,443$ ppm
 - Th-alto: $> 12,443$ ppm
- Urânio:
 - U-baixo: $\leq 4,280$ ppm
 - U-médio : $4,280 \text{ ppm} < \text{U-médio} < 5,035$ ppm
 - U-alto: $> 5,035$ ppm

Como resultado, as características de cada domínio gamaespectrométrico em função do conteúdo de K, Th e U encontram-se na tabela abaixo e na **Figura 5.8**.



Tabela 5.1 – Classificação das unidades gamaespectrométricas para a região do TSJC, de acordo com os teores de Potássio, Tório e Urânio:

| Domínios Gamaespectrométricos Unidades Classificadas | Composição relativa | | |
|---|---------------------|-------|-------|
| | K | Th | U |
| DG01 (DG-AAA) | Alto | Alto | Alto |
| DG02 (DG-AAB) | Alto | Alto | Baixo |
| DG03 (DG-AAM) | Alto | Alto | Médio |
| DG04 (DG-ABB) | Alto | Baixo | Baixo |
| DG05 (DG-ABM) | Alto | Baixo | Médio |
| DG06 (DG-AMA) | Alto | Médio | Alto |
| DG07 (DG-AMB) | Alto | Médio | Baixo |
| DG08 (DG-AMM) | Alto | Médio | Médio |
| DG09 (DG-BAA) | Baixo | Alto | Alto |
| DG10 (DG-BBA) | Baixo | Baixo | Alto |
| DG11 (DG-BBB) | Baixo | Baixo | Baixo |
| DG12 (DG-BBM) | Baixo | Baixo | Médio |
| DG13 (DG-BMM) | Baixo | Médio | Médio |
| DG14 (DG-MAA) | Médio | Alto | Alto |
| DG15 (DG-MAM) | Médio | alto | Médio |
| DG16 (DG-MBB) | Médio | Baixo | Baixo |
| DG17 (DG-MMA) | Médio | Médio | Alto |
| DG18 (DG-MMM) | Médio | Médio | Médio |

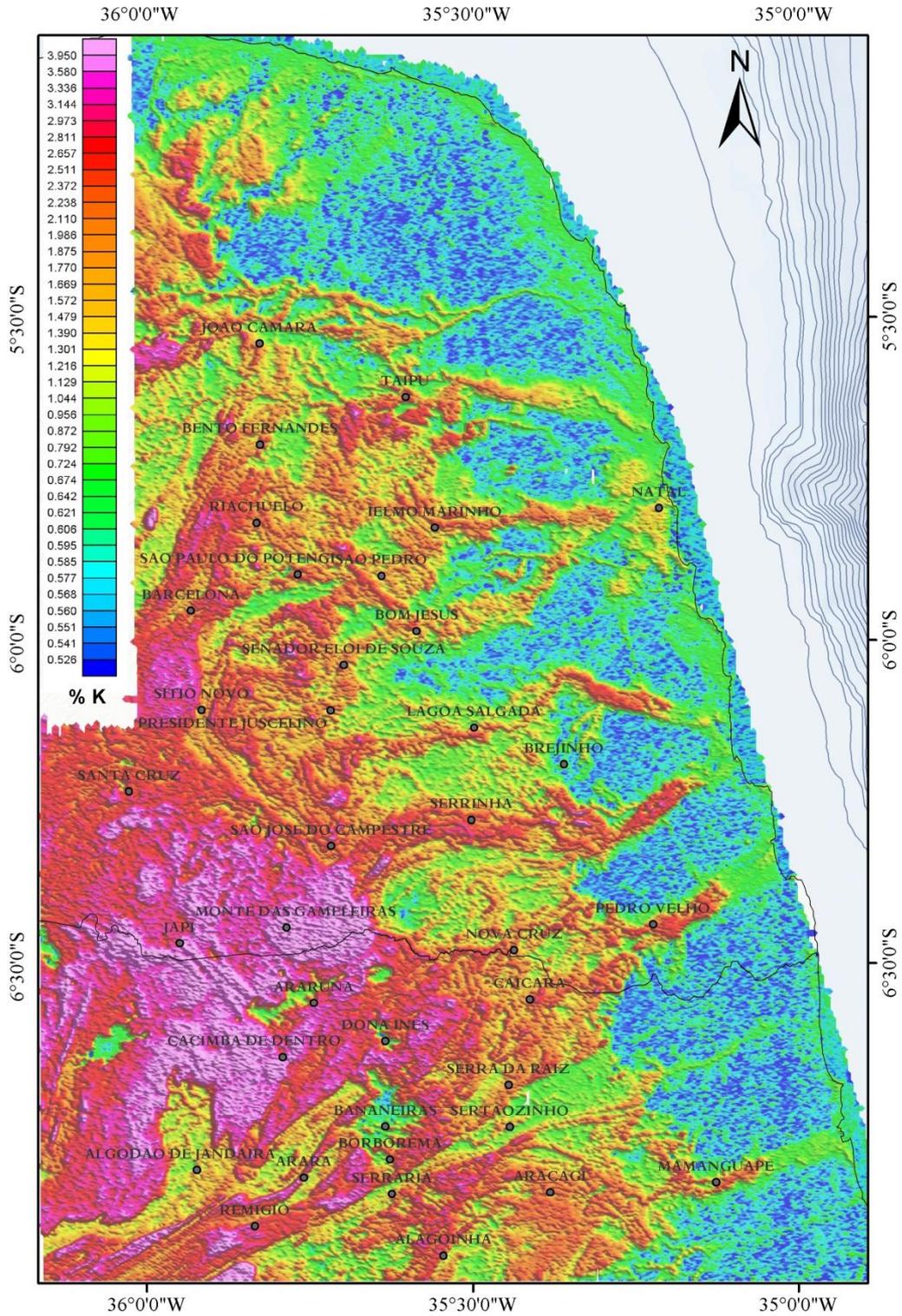


Figura 5.1 – Mapa do Potássio com sombreamento de inclinação de 45° e declinação de 315°.

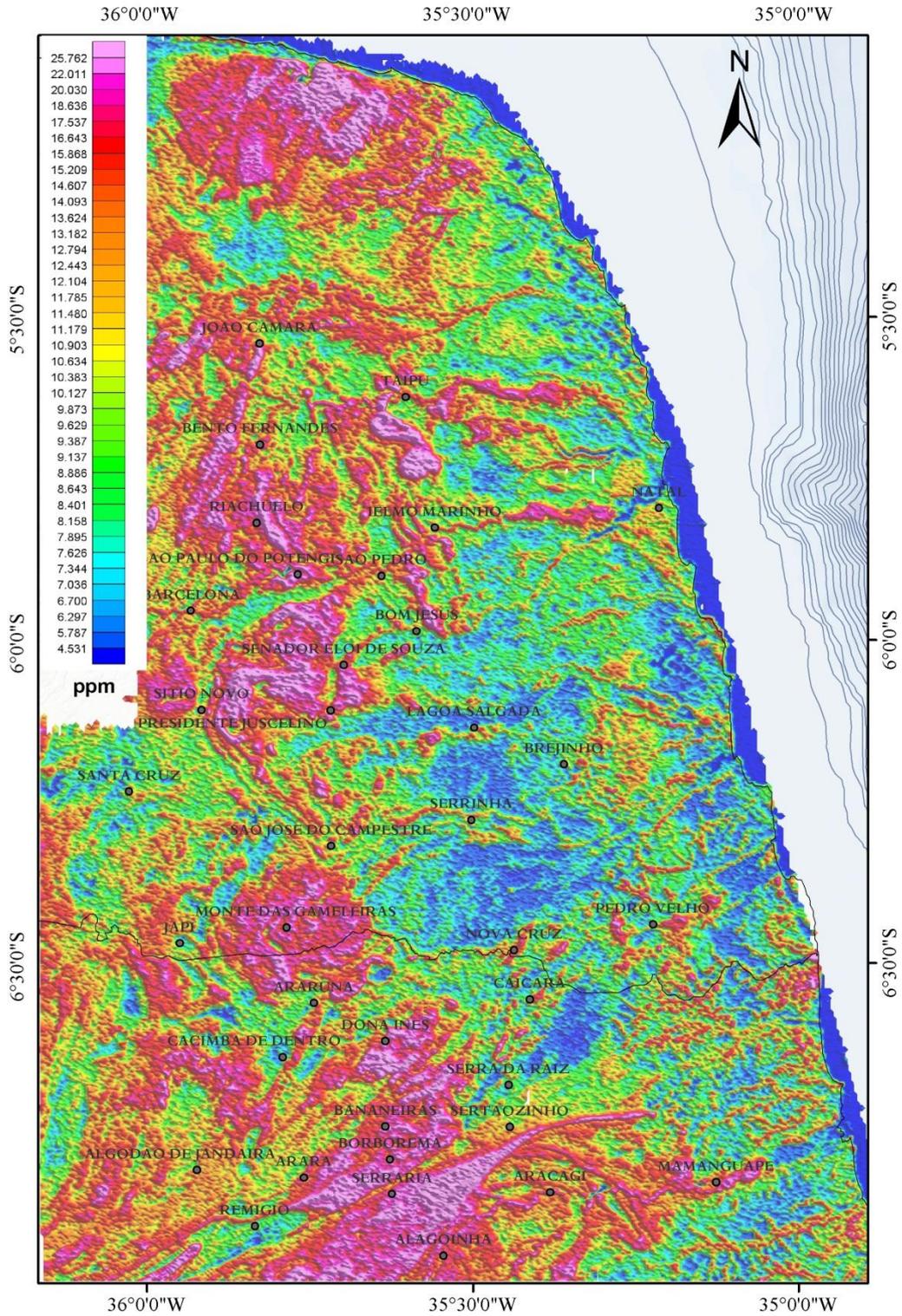


Figura 5.2 Mapa do Tório com sombreamento de inclinação de 45° e declinação de 315° .

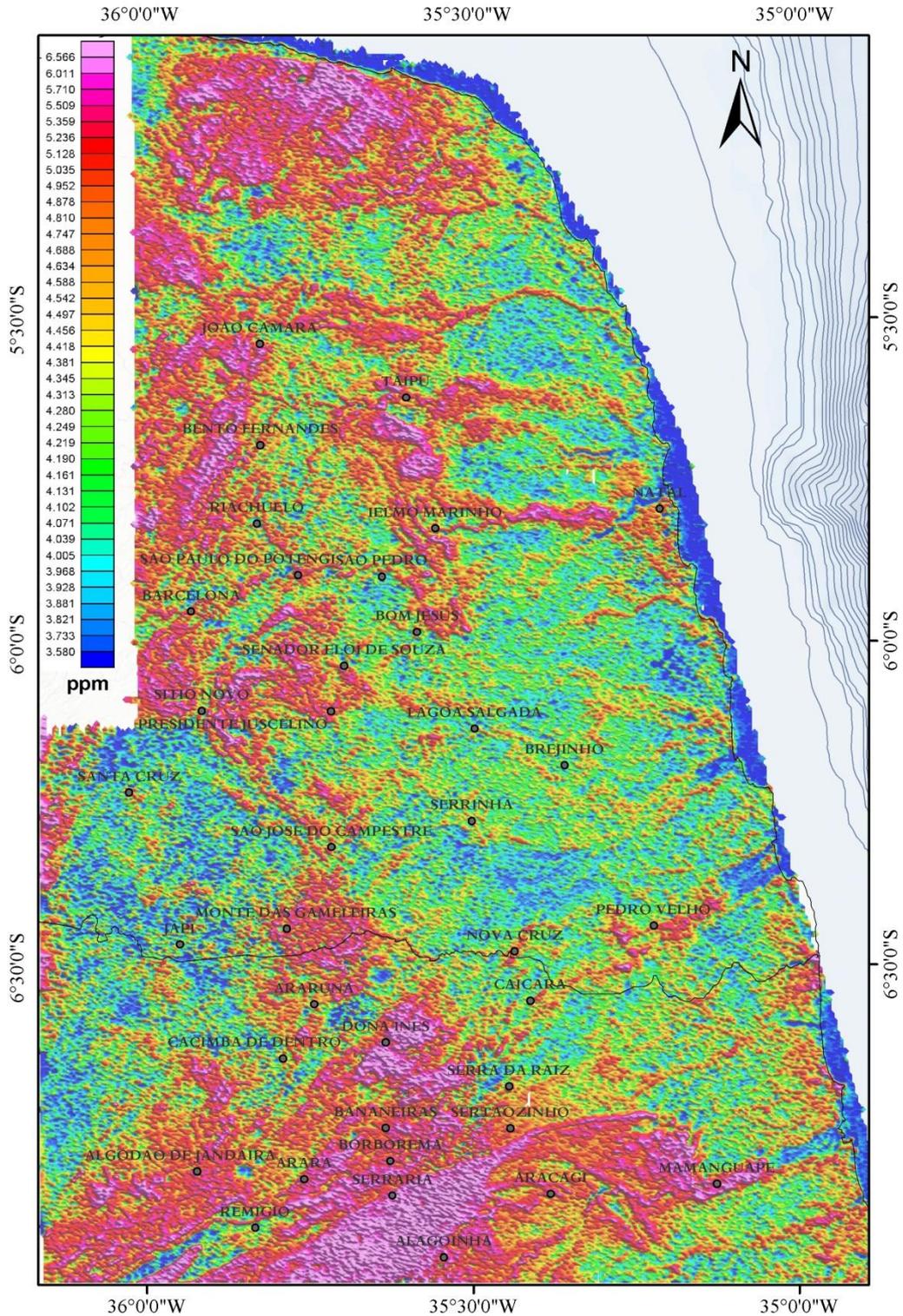


Figura 5.3 – Mapa do Urânio com sombreamento de inclinação de 45° e declinação de 315°.

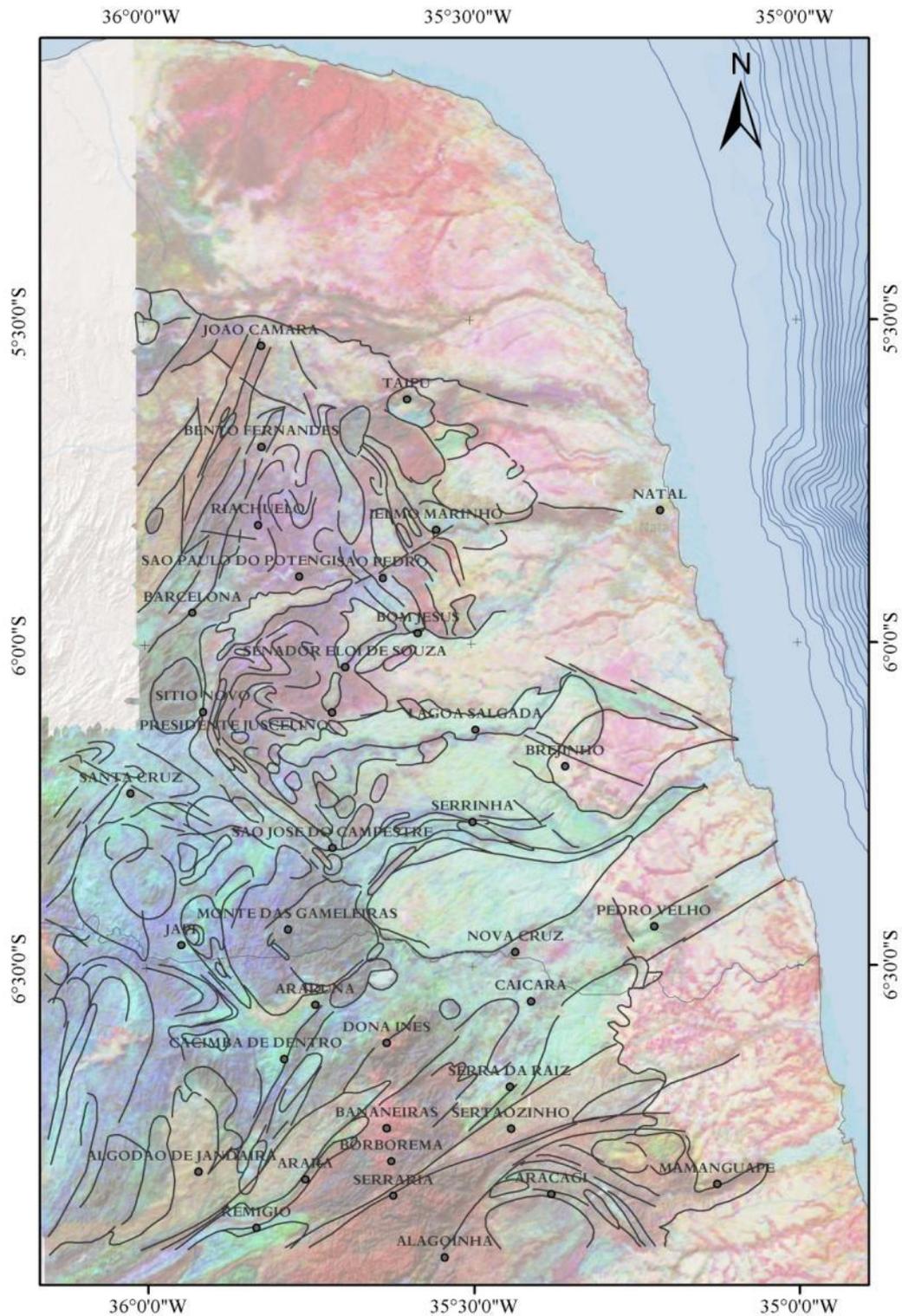


Figura 5.4 - Mapa de Lineamentos da Gamaespectrometria com base no mapa do CMY – K:Th:U

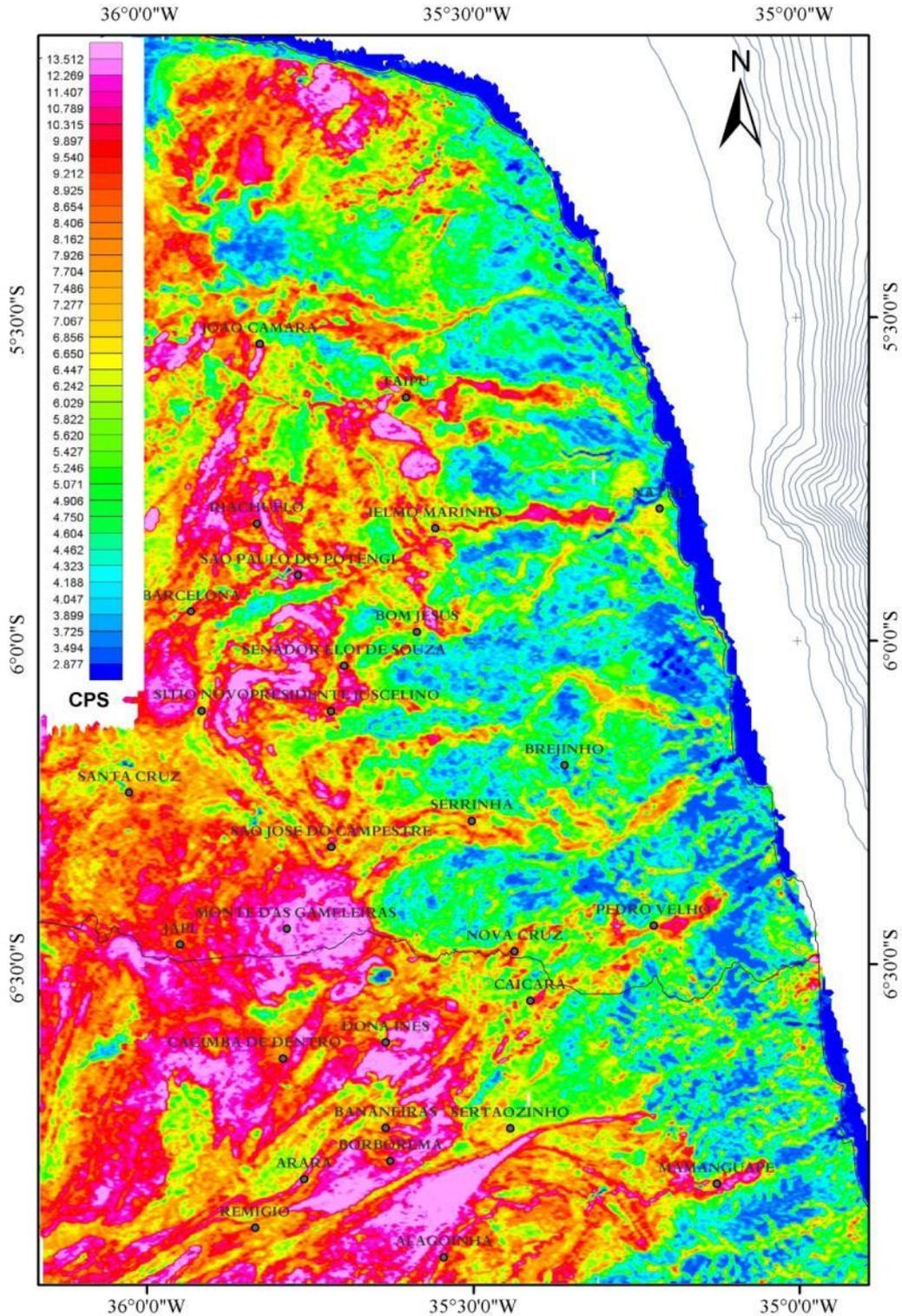


Figura 5.5 – Mapa de Contagem Total (Imagem Sombreamento de inclinação de 45° e declinação de 315°). A porção próxima à costa corresponde aos menores valores de contagem total.

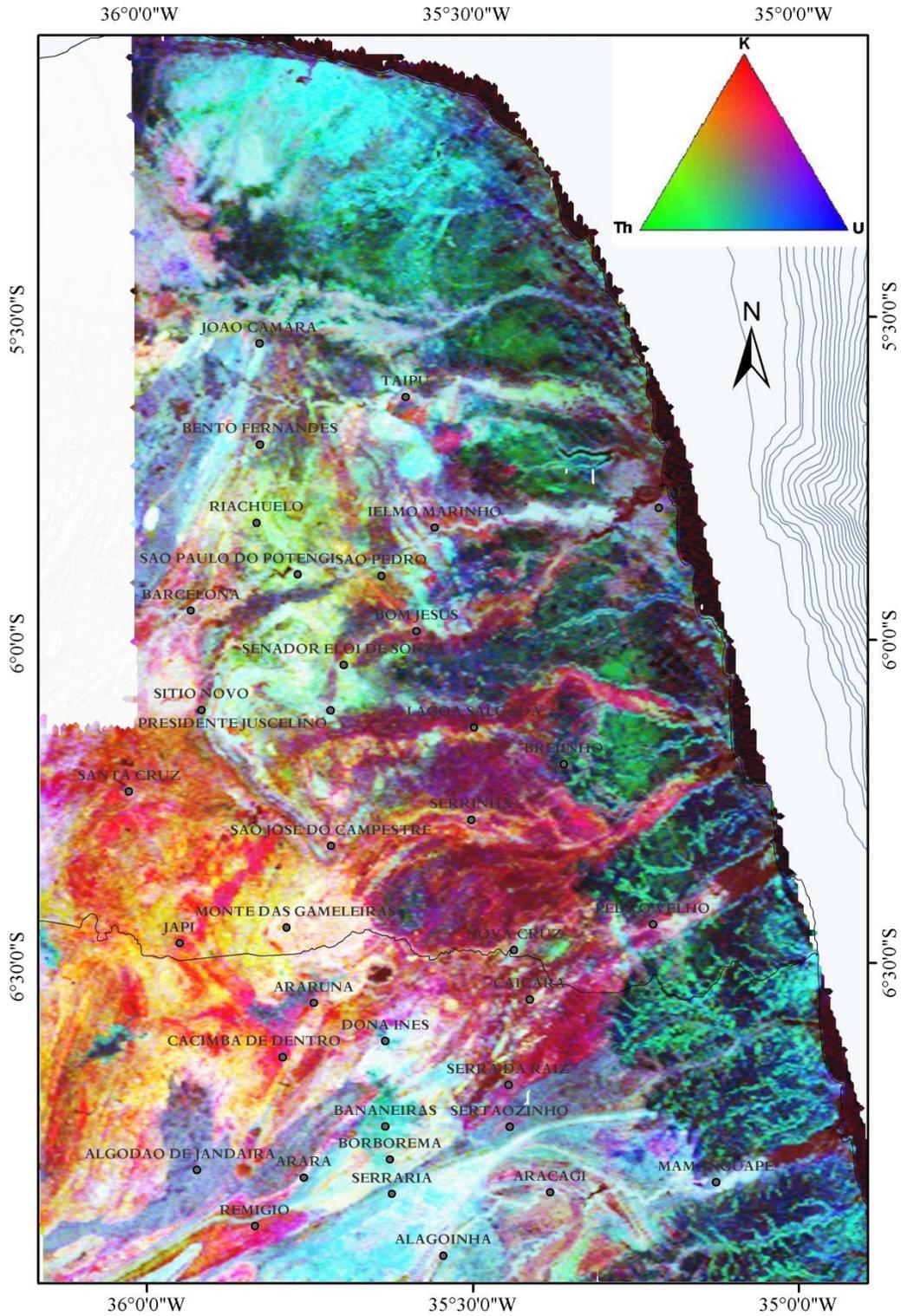


Figura 5.6 – Mapa de composição RGB – K:Th:U

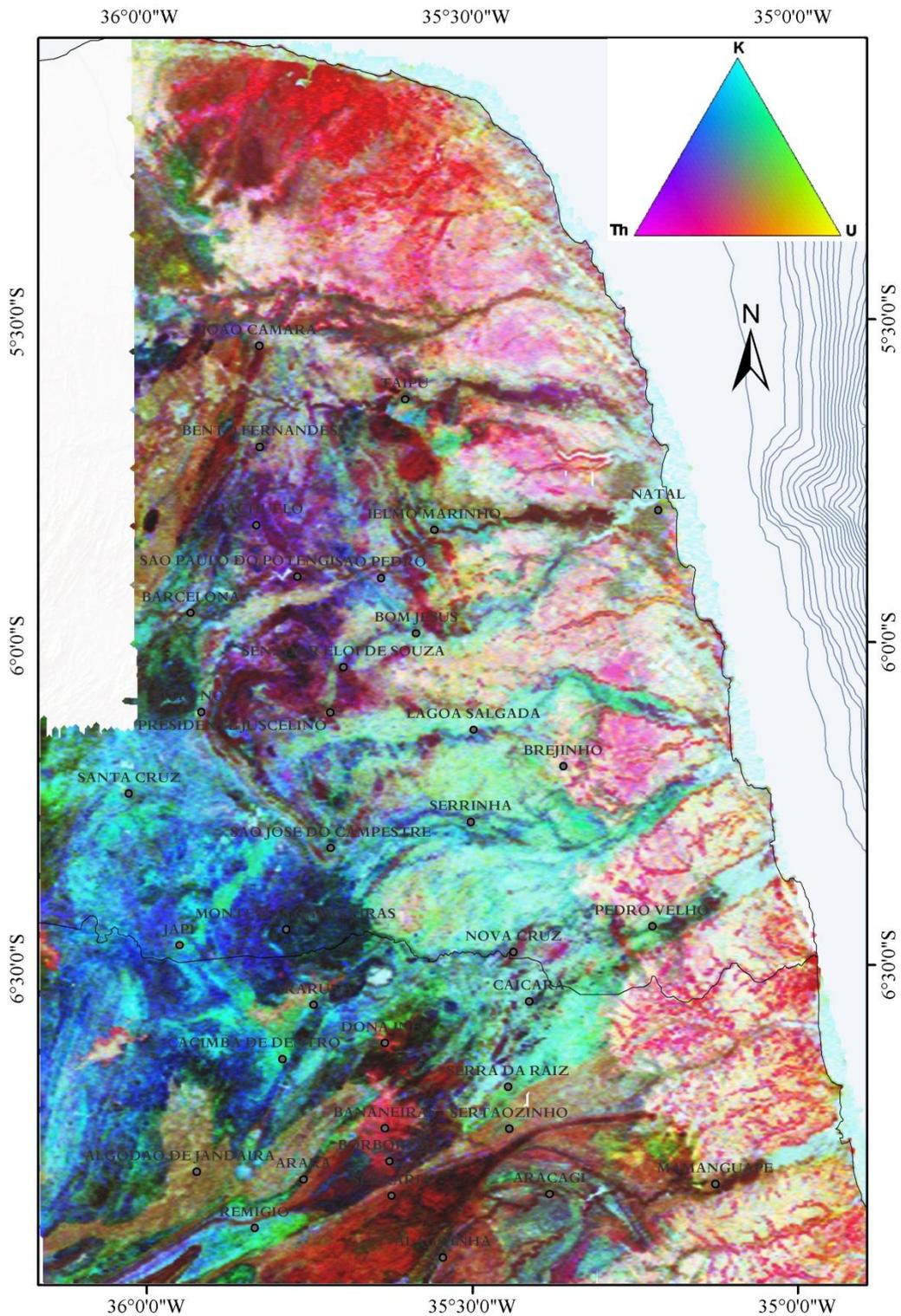


Figura 5.7 – Mapa de composição CMY – K:Th:U

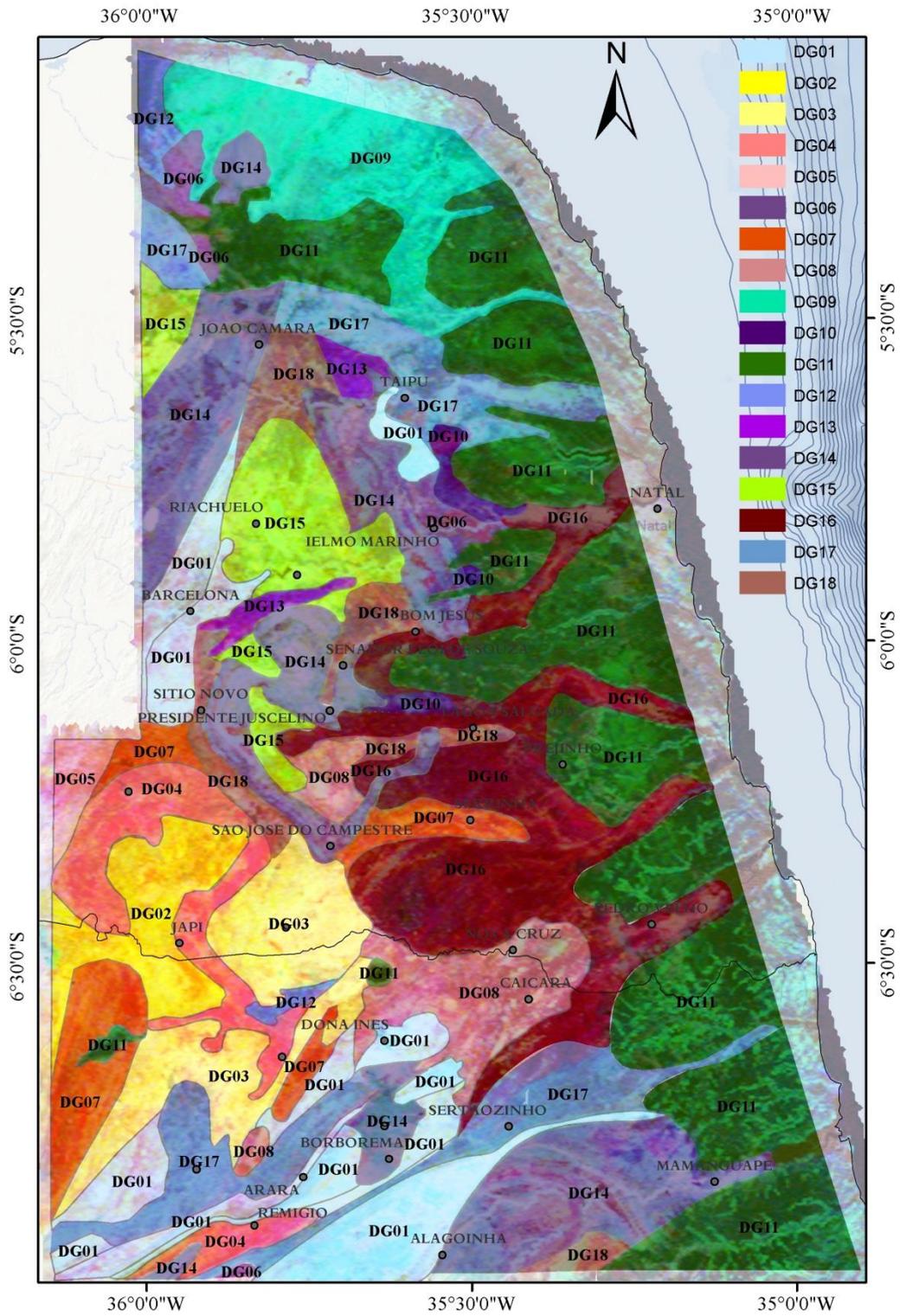


Figura 5.8 – Mapa de Domínios Gamaespectrométricos interpretados, de acordo com a Tabela 5.1. Sobreposição ao produto RGB – K:Th:U



5.2. Interpretação de Magnetometria

Para a interpretação dos produtos de magnetometria foi utilizado inicialmente o Espectro de Potência Radialmente ponderado da intensidade do Campo Magnético Total. Na forma proposta, com base no modelo espectral de profundidades, segundo Spector & Grant, (1970), trabalha-se com a hipótese de correlação entre as profundidades do topo das fontes magnéticas e as características do sinal medido, mais especificamente o comprimento de onda.

A partir dele foi possível subdividir as assinaturas magnéticas observadas em termos das profundidades relativas de suas fontes dadas pela análise do decaimento espectral de acordo com as faixas de profundidade de maior relevância no referido espectro.

Para a separação do espectro observado nas faixas de frequências espaciais (números de onda) correspondentes a cada família de fontes cujos topos estariam numa determinada profundidade foi feita com uma combinação do filtro passa-baixa do tipo *Butterworth* na intensidade do Campo Magnético Anômalo micronivelado. Na análise feita foram divisadas quatro faixas espectrais.

Sobre a separação espectral das diversas faixas de frequências espaciais condicionadoras foram gerados: Amplitude do Sinal Analítico (ASA) e Inclinação do Sinal Analítico (ISA), em primeiro momento, sequenciados pela geração das derivadas direcionais (x, y e z) e da Amplitude do Gradiente Horizontal Total (AGHT).

Os domínios magnéticos foram interpretados, em cada caso, a partir da Amplitude do Sinal Analítico do Campo Magnético Anômalo – ASA. Já os lineamentos foram baseados nas imagens da Inclinação do Sinal Analítico do Campo Magnético Anômalo – ISA.

Para a análise semi-quantitativa fez-se uso igualmente, em cada caso, da Deconvolução de Euler para geração de soluções de profundidade para os diferentes tipos de estruturas: planares, lineares, bidimensional ou tridimensional.



5.2.1. Modelo espectral de profundidade das fontes magnéticas

O espectro de potência radialmente ponderado – EPRP, também conhecido como densidade de energia espectral, foi gerado a partir do Campo Magnético Total – CMT. A Frequência de Nyquist (fn) definida para o aerolevanteamento apresenta número de onda de 1 km^{-1} (um ciclo por quilômetro, ou comprimento de onda de 1000 metros), correspondente a duas vezes a distância entre, no caso, perfis de amostragem, e a frequência crítica equivale a um comprimento de onda de 500 metros (Davis, 1986). Desta forma, foram considerados para análise apenas os sinais inferiores à Frequência de Nyquist – Fn , haja vista que aqueles maiores representam prováveis ruídos.

A análise do EPRP do CMT (**Figura 5.9**) permitiu individualizar quatro faixas de profundidades para os topos de suas fontes formadoras. De forma específica, o grupo correspondente aos números de onda menores do que $0,1 \text{ km}^{-1}$ podem representar fontes com topo das fontes magnéticas entre 10 e 12 km de profundidade ($h_a = 11,3 \text{ km}$ calculado graficamente). Caracteriza-se o grupo h_b , h_c e h_d como sendo de fontes gradativamente mais rasas, de número de onda de aproximadamente $0,4 \text{ km}^{-1}$ para h_b , $0,9 \text{ km}^{-1}$ para h_c e 2 km^{-1} para h_d .

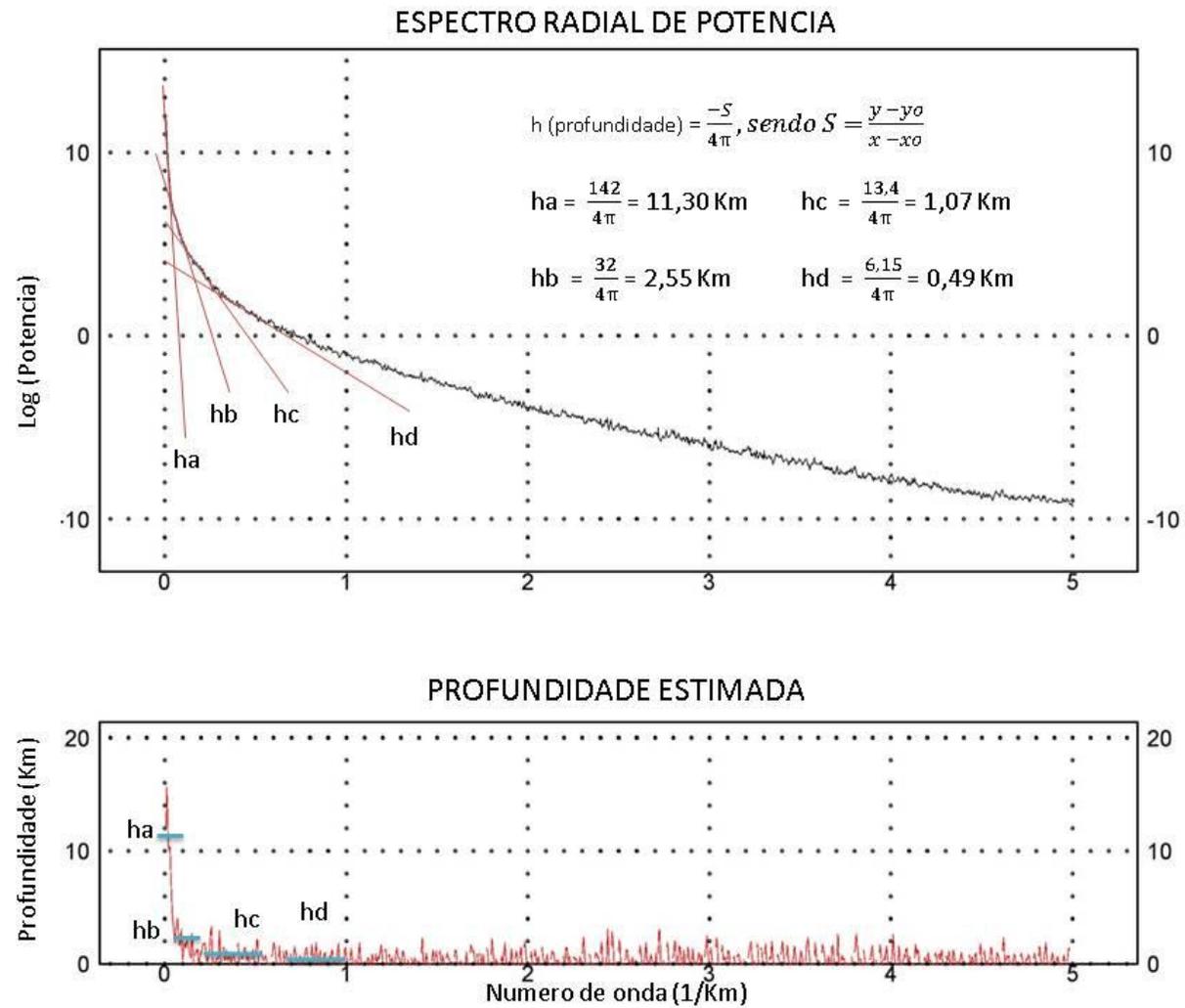


Figura 5.9 – Espectro radial de potência do Campo Magnético Total – CMT.

A partir das informações sobre a ordem de grandeza do topo das fontes magnéticas (h_a , h_b , h_c e h_d), segundo metodologia descrita por Blum (1999), pôde-se analisar as diferentes faixas que compõem o espectro eletromagnético. Este procedimento foi executado por intermédio do filtro passa baixa do tipo *butterworth*, nível de suavização 4, no Campo Magnético Anômalo Micronivelado (**Figura 5.10**), seguido de operações matemáticas envolvendo as malhas resultantes das filtragens. O resultado corresponde Campo Magnético Anômalo das bandas B0, B1, B2 e B3 (**Figuras 5.11, 5.12, 5.13 e 5.14**). A tabela abaixo sumariza as etapas e características de cada banda:

Tabela 5.2: Características das faixas do espectro de energia para a região do TSJC, de acordo com a Figura 5.9:

| Banda | Número de Onda (ciclo/km) | Comprimento de onda “ λ ” (m) | Profundidade “h” (km) |
|-------|---------------------------|---------------------------------------|-----------------------|
| B0 | 0 – 0,09 | $\lambda > 11.000$ | $h > 11,3$ |
| B1 | 0,09 – 0,25 | $11.000 > \lambda > 4.000$ | $11,3 > h > 2,55$ |
| B2 | 0,25 – 0,45 | $4.000 > \lambda > 2.200$ | $2,55 > h > 1,07$ |
| B3 | 0,45 - F_n | $\lambda < 2.200$ | $1,07 > h > 0$ |

Desta forma, foram gerados os mapas transformados da Amplitude e Inclinação do Sinal Analítico do Campo Magnético Anômalo (ASA e ISA) correspondente a cada uma das bandas (B0, B1, B2 e B3), com as quais foram extraídos os domínios magnéticos (ASA) e lineamentos magnéticos (ISA).

Por fim, estas interpretações possibilitam inferir um modelo físico, com objetivo de se estudar as profundidades do topo das fontes magnéticas cujas faixas de profundidades foram estimadas na análise espectral (figura 5.9).

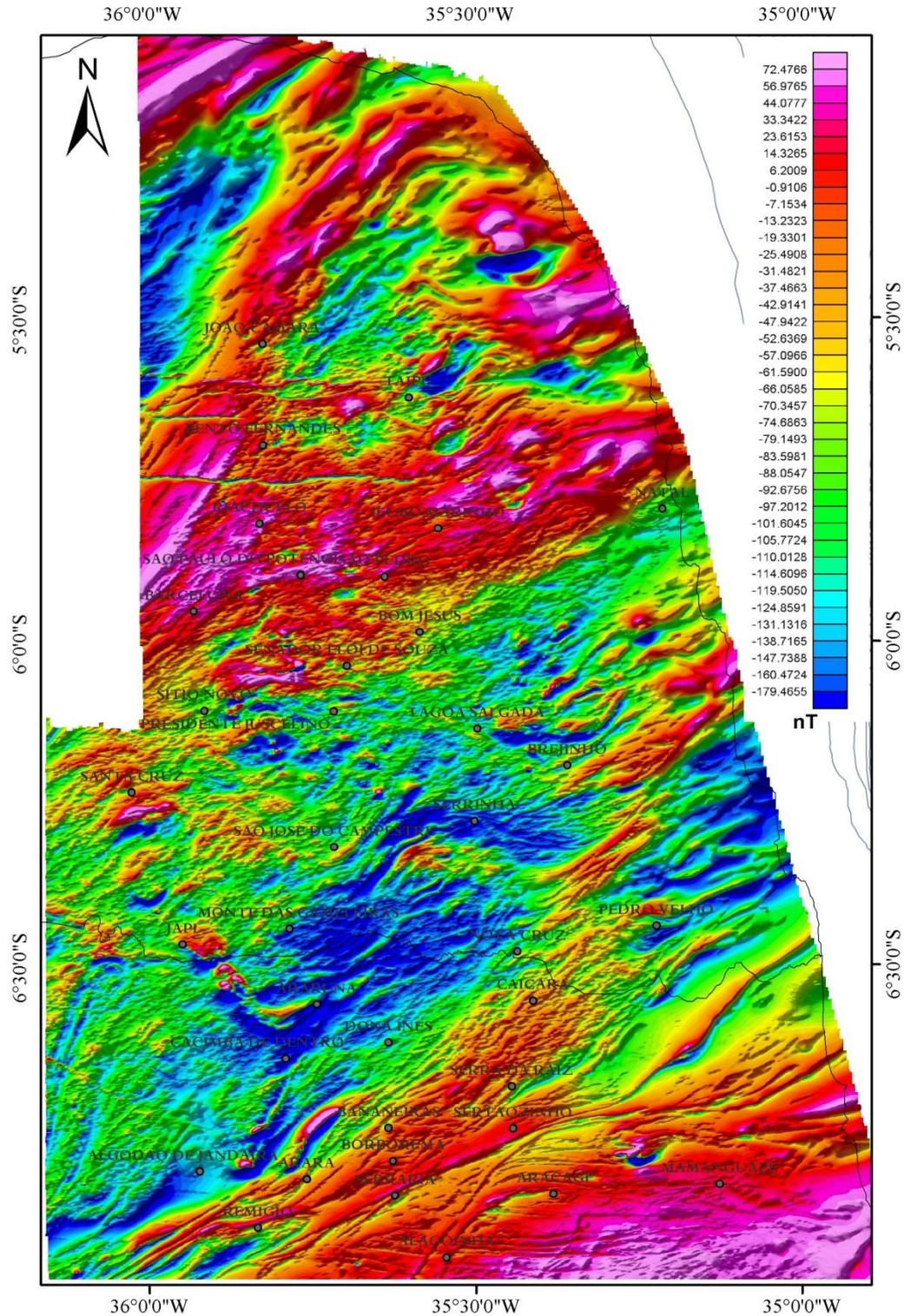


Figura 5.10 – Campo Magnético Anômalo micronivelado (Sombreamento de inclinação de 45° e declinação de 315°)

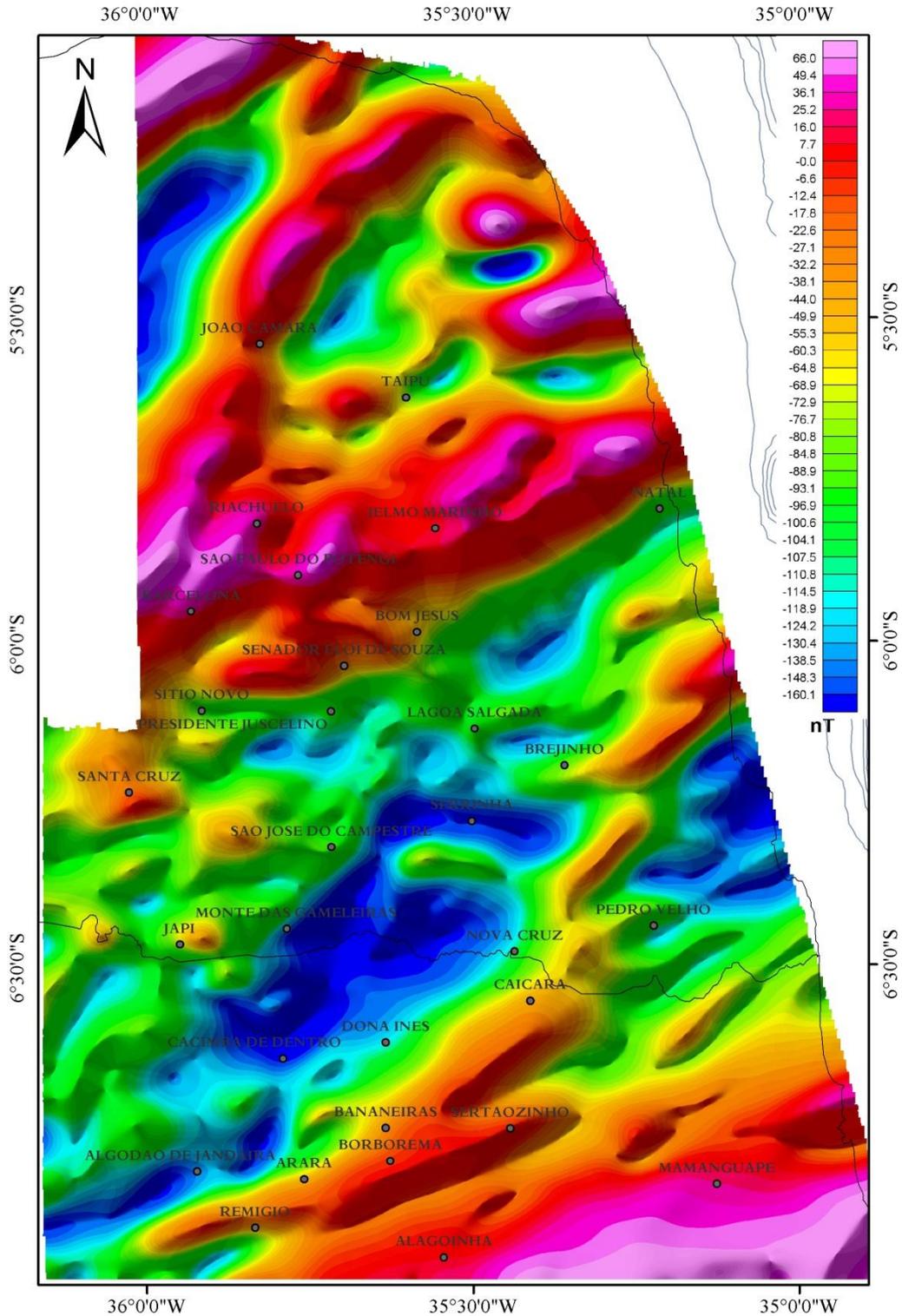


Figura 5.11 – Campo Magnético Anômalo da Faixa B0, cuja profundidade das fontes magnéticas são maiores que 11,3 km (Sombreamento de inclinação de 45° e declinação de 315°)

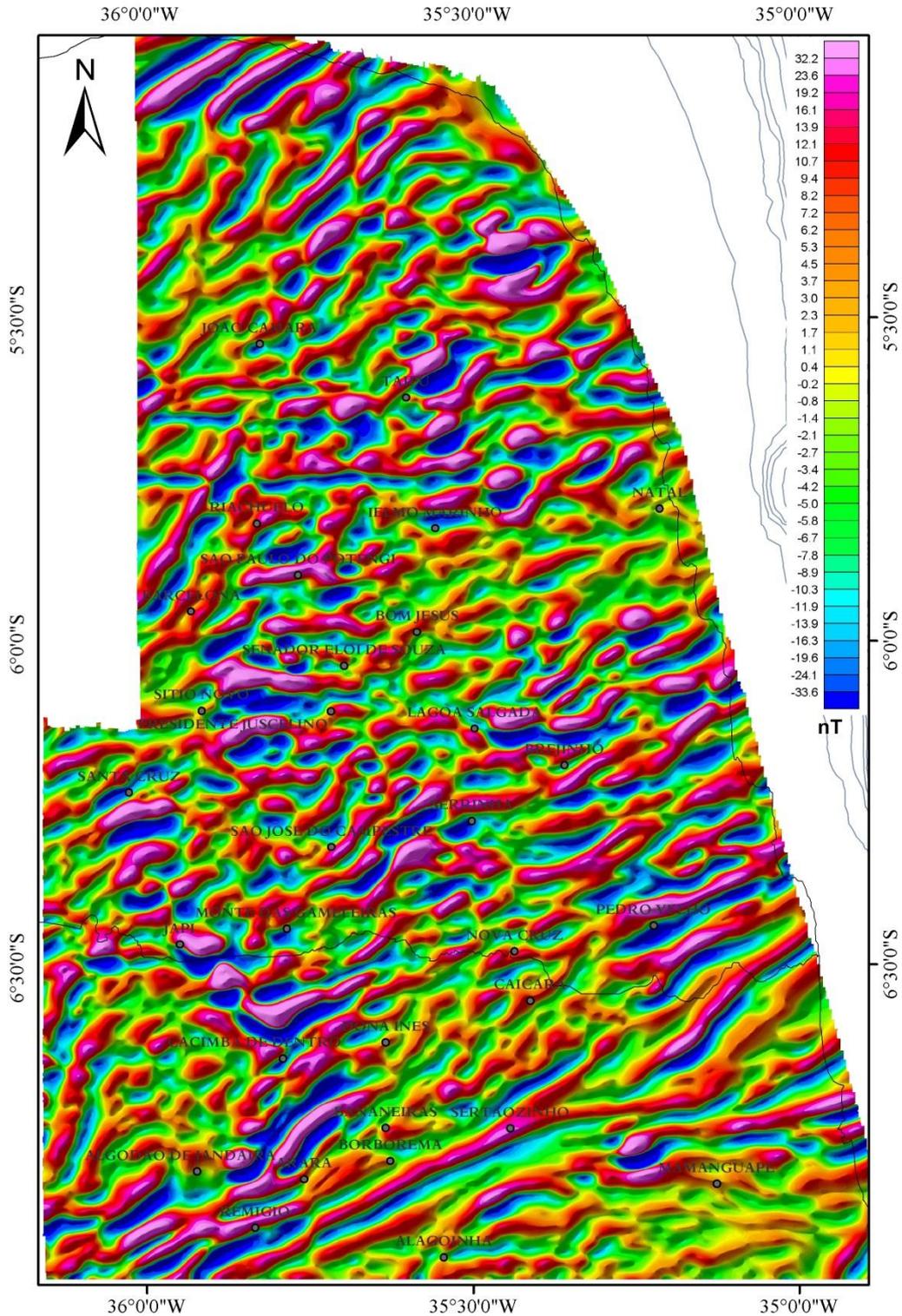


Figura 5.12 – Campo Magnético Anômalo da Faixa B1, cuja profundidade das fontes magnéticas estão entre 11,3 e 2,55 km (Sombreamento de inclinação de 45° e declinação de 315°).

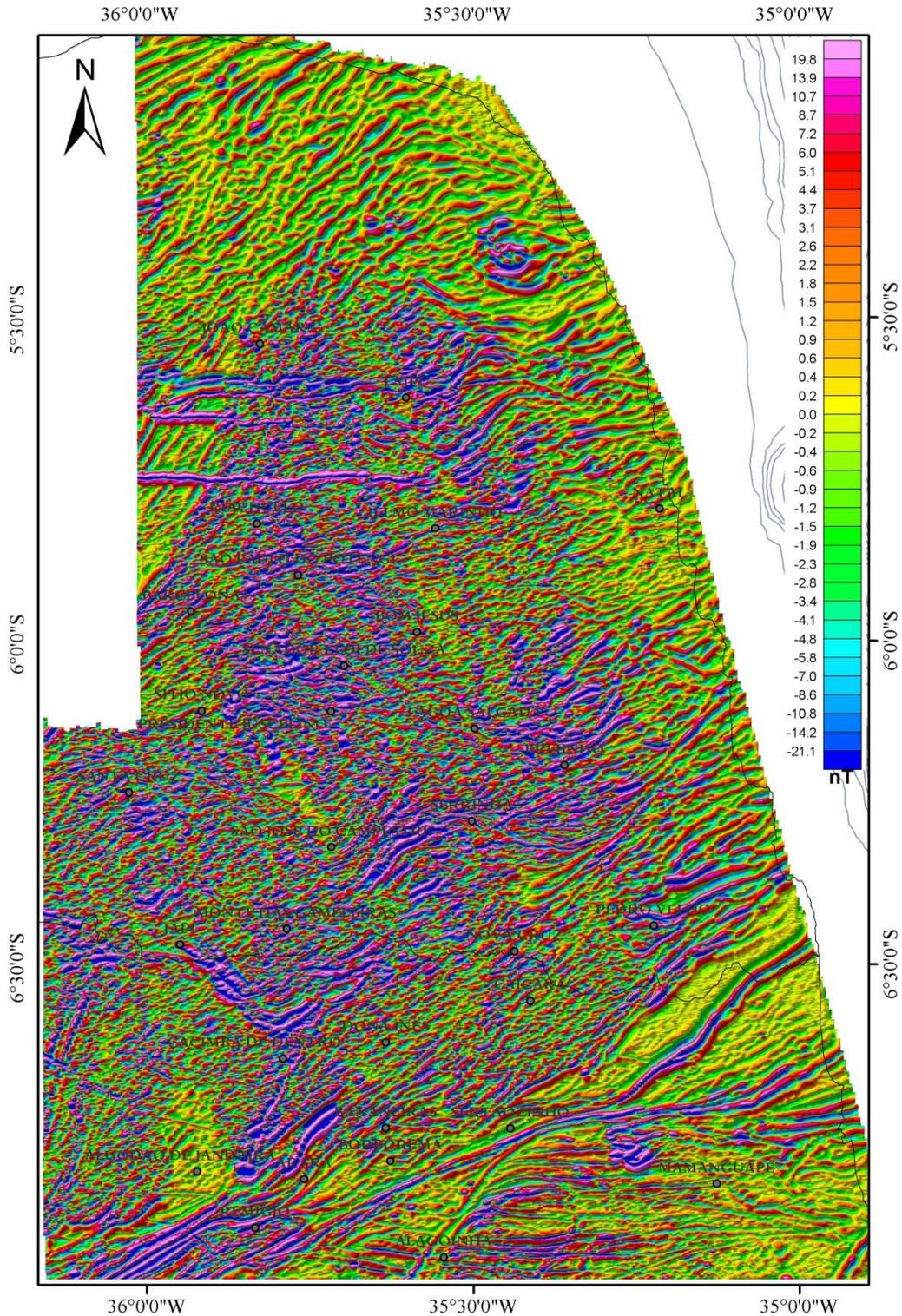


Figura 5.14 – Campo Magnético Anômalo da Faixa B3, cuja profundidade das fontes magnéticas estão entre 1,07 km e a superfície do terreno.(Sombreamento de inclinação de 45° e declinação de 315°)



5.2.2 Domínios e estruturas magnéticas

A interpretação dos domínios magnéticos foi realizada a partir da análise dos tipos das anomalias de amplitude do sinal analítico do campo magnético anômalo – ASA, levando-se em conta os distintos comprimentos de onda e amplitude, além dos padrões característicos de cada domínio referente aos outros produtos derivados do Campo Magnético Anômalo – CMA, os quais são a Amplitude do Gradiente Horizontal Total – AGHT e Derivada Vertical - Dz. A opção pela ASA se deu pelo fato de os valores máximos de amplitude do sinal analítico representarem o centro do corpo magnético gerador da anomalia e as regiões de maior gradiente indicarem os seus respectivos limites.

O arcabouço magnético foi obtido a partir dos produtos derivados do Campo Magnético Anômalo micronivelado, mais especificamente a Inclinação do Sinal Analítico – ISA das bandas B0, B1, B2 e B3. Foi utilizada ainda composição ASA-ISA para aprimorar a compreensão do relevo e fonte magnética. A trama dos lineamentos magnéticos evidencia três sistemas com direção preferencial para $N70^{\circ}E$, além de estruturas $N30^{\circ}E$ e $N30^{\circ}W$.

5.2.2.1 Domínios magnéticos da faixa B0 – fontes magnéticas profundas

Para as fontes mais profundas foi utilizada banda B0, pelo qual se definiu um conjunto de oito Domínios Magnéticos de Alta amplitude de sinal analítico – AM, representado pela faixa de valores acima de 0,0184 nT/m, e outro conjunto de oito Domínios Magnéticos de baixa – BM com valores abaixo de 0,0057 nT/m, apresentados na **Figura 5.15**.

Os domínios **AM-1 e AM-8 (Figura 5.15)**, localizados respectivamente nas proximidades das cidades de João Câmara e Santa Cruz, apresentam um conjunto de anomalias alongadas segundo direção NE-SW.

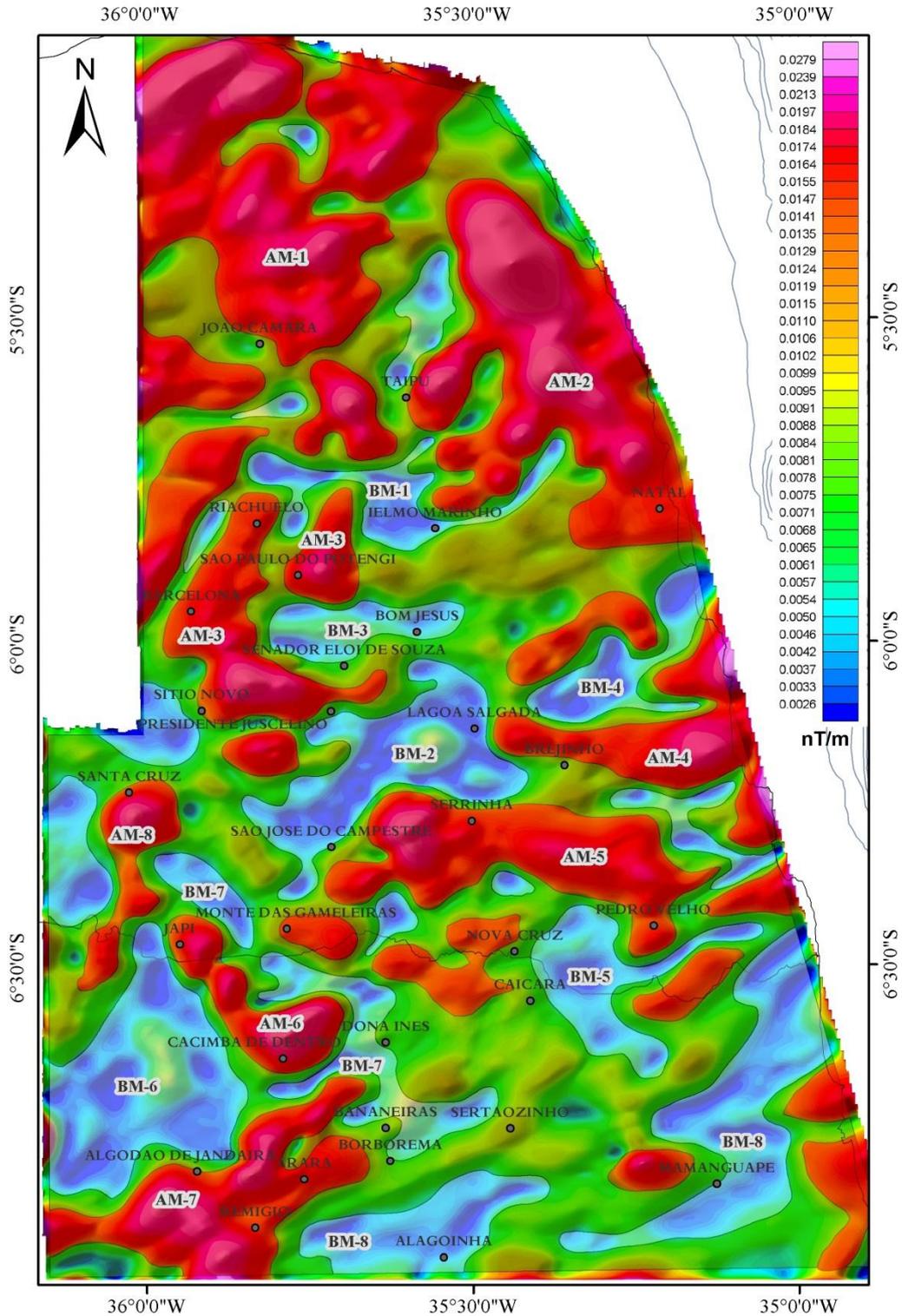


Figura 5.15 — Mapa de Domínios Magnetométricos (alto – vermelho, médio – verde, baixo - azul). Interpretado a partir da ASA_CMA_B0 (Sombreamento de inclinação de 45° e declinação de 315°).

Já o domínio **AM-3** apresenta *tendência N30°E* nas proximidades da cidade de Riachuelo, passando por Barcelona a sul e encurvando para direção E-W entre Sitio Novo e Presidente Juscelino. Pode-se inferir, ainda, continuidade até o AM-04, próximo a Brejinho. Este conjunto de anomalias de sinal analítico representa uma descontinuidade geofísica abrupta e que é segmentada pelo domínio **BM-2**, entre Lagoa Salgada e São José do Campestre, orientado segundo *N30°E* (**Figura 5.15**).

Entre as cidades de Japi e Cacimba de Dentro (**Figura 5.15**), há anomalia de alta amplitude de sinal analítico de orientação *N30°W*, representada por AM-6. A de direção *N70°E*, referente ao domínio **AM-7**, com acentuado gradiente direcional representa limite entre blocos geofísicos distintos entre Remígio e Pedro Velho, alcançando a porção sul do domínio **AM-5**, adjacente aos componentes de baixa amplitude de sinal analítico, **BM-08**.

5.2.2.2 Domínios magnéticos da faixa B1

A partir do CMA da faixa B1 foram traçados os domínios que compõem o intervalo do número de onda B1 (Tabela 5.2). Destaca-se primeiramente que este grupo representa uma parte intermediária entre os domínios magnéticos mais rasos do que B0, haja vista que este abarca fontes magnéticas entre 11 e 2 km de profundidade, aproximadamente. Estes componentes são apresentados na **Figura 5.16**.

Os domínios **AM-1 e AM-2**, apesar da ocorrência em níveis crustais mais superficiais, apresentam menor distribuição de anomalias de amplitude do sinal analítico (**Figura 5.16**). Para a região a leste da cidade de João Câmara deve-se salientar a separação do domínio BM-9, que representa descontinuidade magnética em relação aos elementos mais profundos da crosta (B0).

Já o domínio **AM-9** apresenta direção *N70°E*, com anomalia abrupta de amplitude de sinal analítico e coalescência com **AM-7**, representando limite entre blocos geofísicos distintos entre Remígio e Pedro Velho, conforme será observado mais adiante. Ainda que este limite abrupto não seja tão evidente em B0 (**Figura 5.15**), infere-se pela continuidade em profundidade.



Além deste, pode-se destacar os domínios de direção *E-W* delimitados como **AM-10**, sendo que estes representam estritamente fontes magnéticas das porções mais rasas da crosta superior, cortando os domínios adjacentes.

5.2.2.3 Domínios magnéticos da faixa B2 e B3

Em relação às faixas B2 e B3, identifica-se que estes representam as partes mais rasas do sinal magnético, conforme constante na **Tabela 5.2** e **Figuras 5.17 e 5.18**. Neste caso, prevalecem estruturas que compõe o domínio rúptil, com topo das fontes magnéticas até 2 km de profundidade, em termos aproximados.

O domínio **AM-2**, representa anomalia semicircular nas zonas superficiais, com elevada anomalia de amplitude e quebra abrupta de relevo magnético e, embora apresente continuidade na crosta inferior (B0).

Os domínios **AM-3**, **AM-4**, **AM-5**, **AM-7** e **AM-9** apresentam gradativamente maiores níveis de fragmentação em blocos magnéticos menores, passando a compor-se cada domínio por um conjunto de anomalias de amplitude do sinal analítico correlatas e com relevo magnético, suave, exceto no limite de cada domínio, cujo relevo tende a apresentar quebra abrupta.

Destaca-se uma tendência de incremento de anomalias de sinal analítico tanto de amplitude como de gradiente nas regiões próximas às cidades entre João Câmara e Dona Inês, na porção central da área em estudo. Esta tendência é melhor observada na faixa B3 com a ausência do domínio AM-1, por exemplo.

A faixa B3 releva também um conjunto de corpos magnéticos alongados segundo direções *N30°E* e *N70°E*, e morfologia circular, como os componentes do domínio AM-11, além de alto gradiente de relevo magnético, representando pelos menores números de onda do espectro radial de potência.

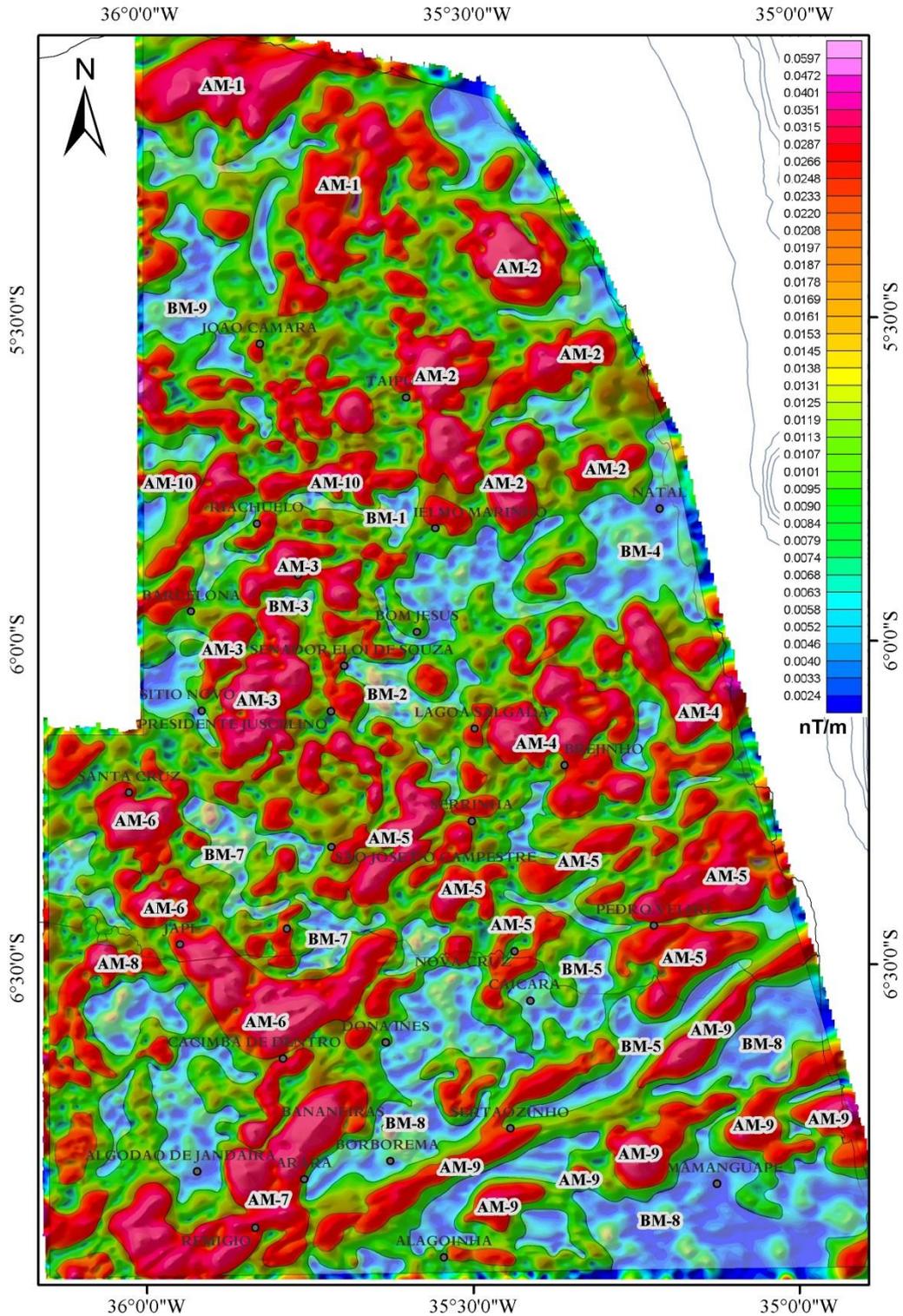


Figura 5.16 – Mapa de Domínios Magnetométricos (alto – vermelho, médio – verde, baixo – azul). Interpretado a partir da ASA_CMA_B1 (Sombreamento de inclinação de 45° e declinação de 315°).

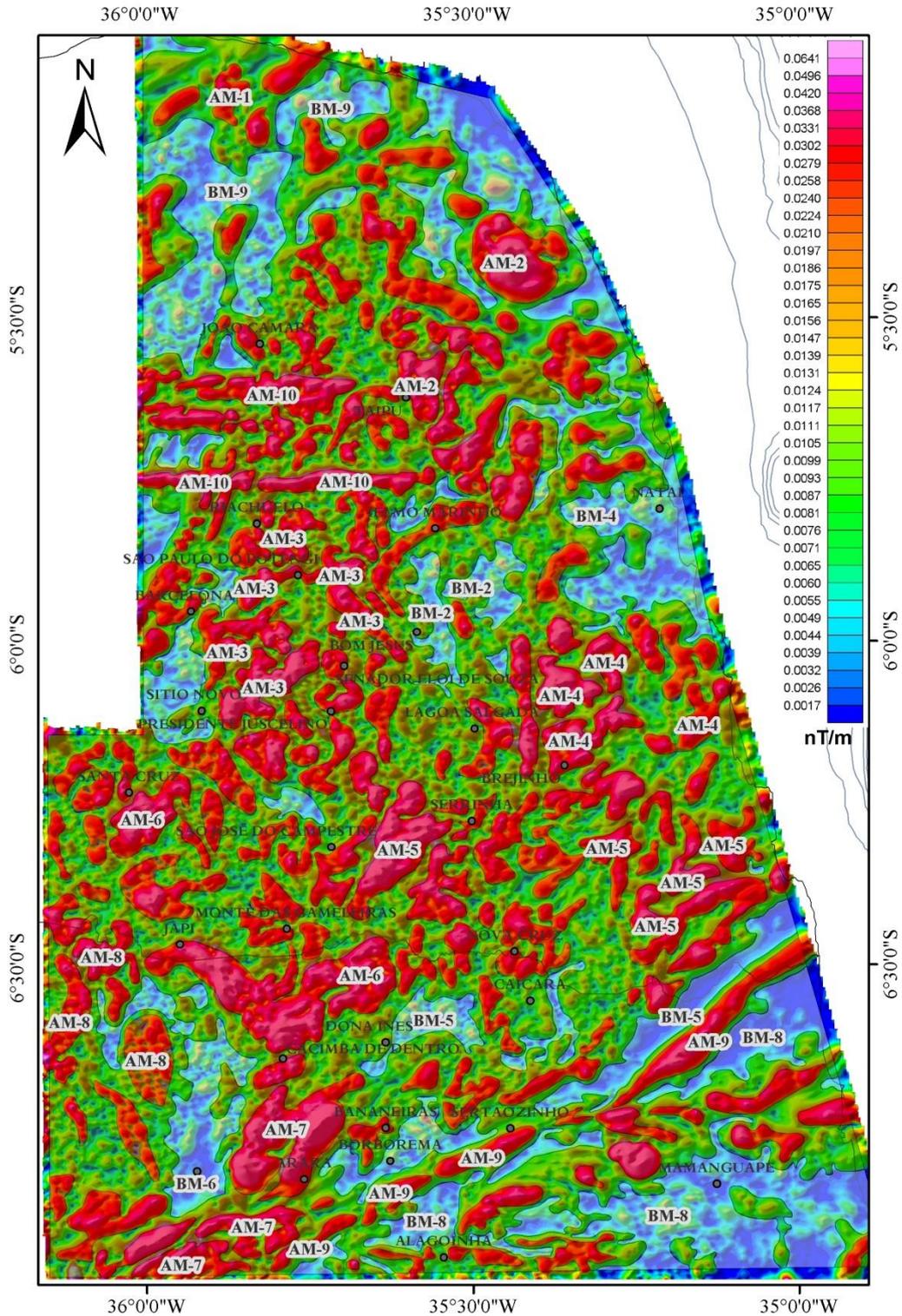


Figura 5.17 – Mapa de Domínios Magnetométricos (alto – vermelho, médio – verde, baixo – azul). Interpretado a partir da ASA_CMA_B2 (Sombreamento de inclinação de 45° e declinação de 315°).

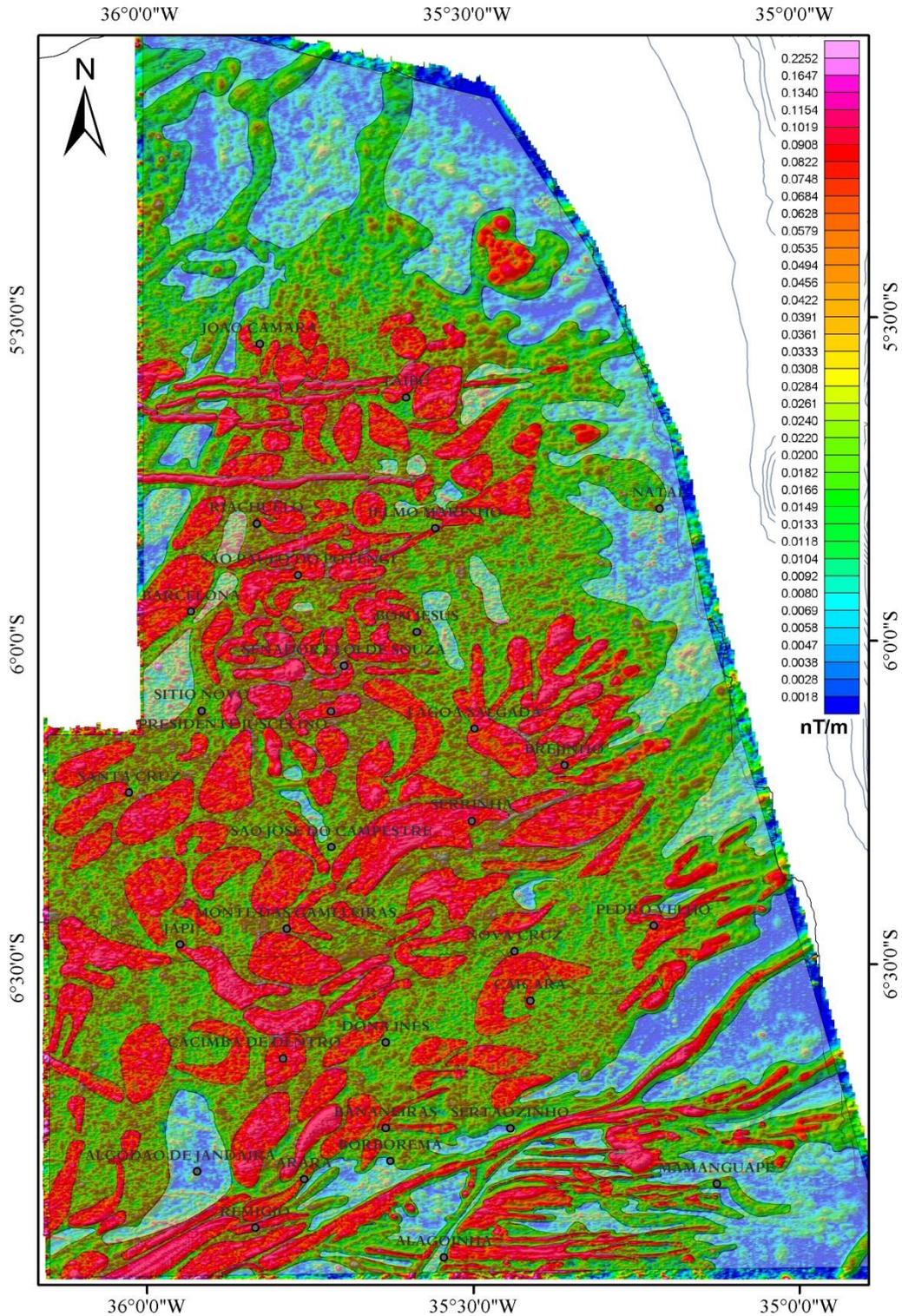


Figura 5.18 – Mapa de Domínios Magnetométricos (alto – vermelho, médio – verde, baixo - azul). Interpretado a partir da ASA_CMA_B3 (Sombreamento de inclinação de 45° e declinação de 315°).



5.2.2.4 Estruturas magnéticas

As estruturas magnéticas são segmentadas em componentes profundos, que correspondem aos lineamentos magnéticos extraídos a partir do produto de Inclinação do Sinal Analítico do Campo Magnético Anômalo, mais especificamente da faixa B0 (profundidades maiores que 11,3 km), e componentes rasos, das faixas B1 (profundidades entre 11,3 e 2,55 km), B2 (profundidades entre 2,55 e 1,07 km) e B3 (profundidades menores que 1,07 km). As **Figuras 5.19, 5.20, 5.21 e 5.22** demonstram, respectivamente, os principais lineamentos das faixas espectrais em tela.

As principais estruturas representadas neste trabalho são os componentes NE-SW de forte gradiente magnético, penetrativos e vinculados a descontinuidades físicas profundas limitadoras de grandes domínios magnéticos. As feições NW são mais evidentes nos componentes rasos de magnetometria, principalmente na região central, sendo estes flexionados por NE-SW em movimento sinistral. Estruturas lineares E-W são rasas e não afetam estruturas anteriores na porção sul.

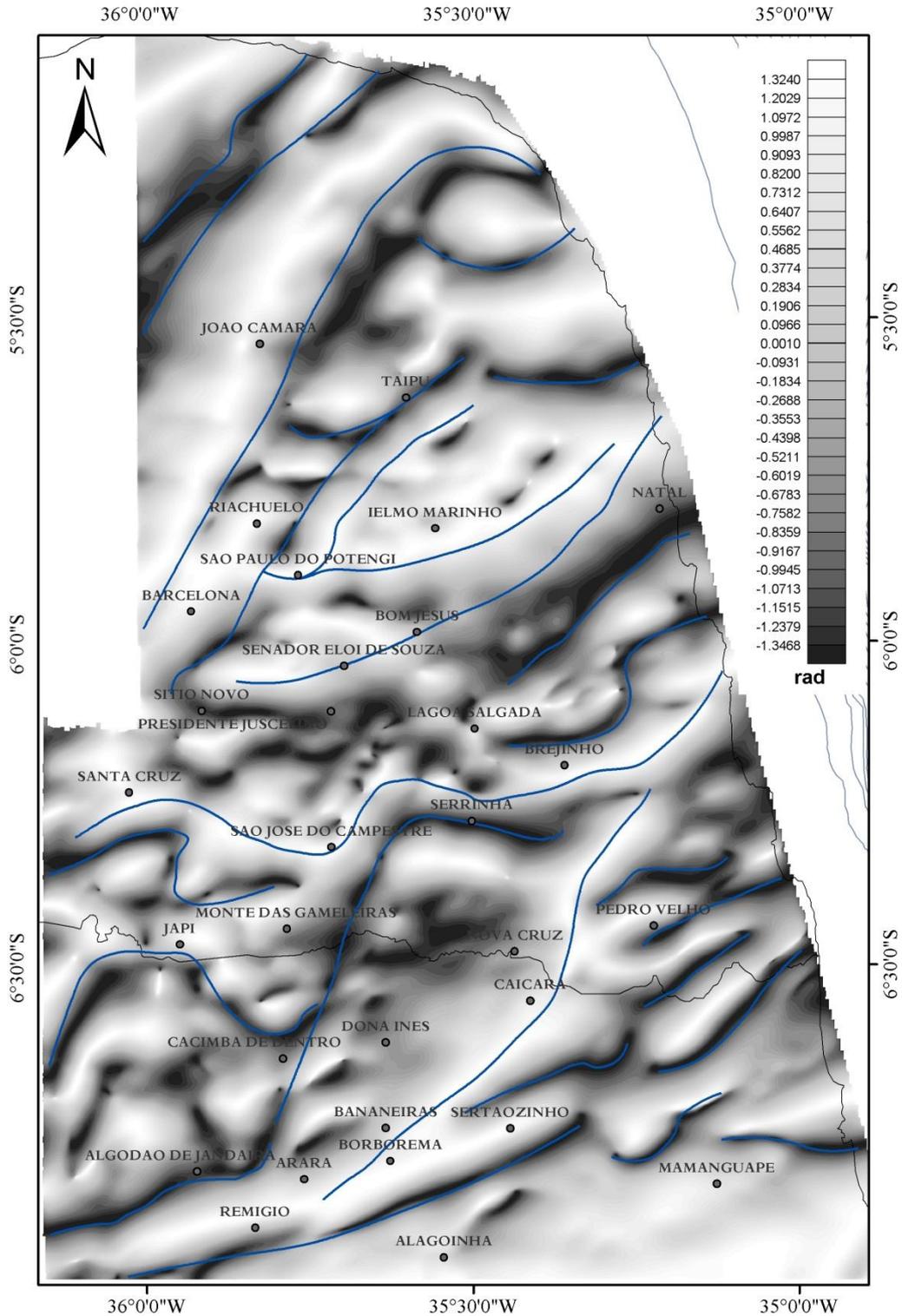


Figura 5.19 – Lineamentos Magnéticos (em azul) interpretados a partir da ISA_CMA_B0. Destaque às tendências N30°E e N70°E

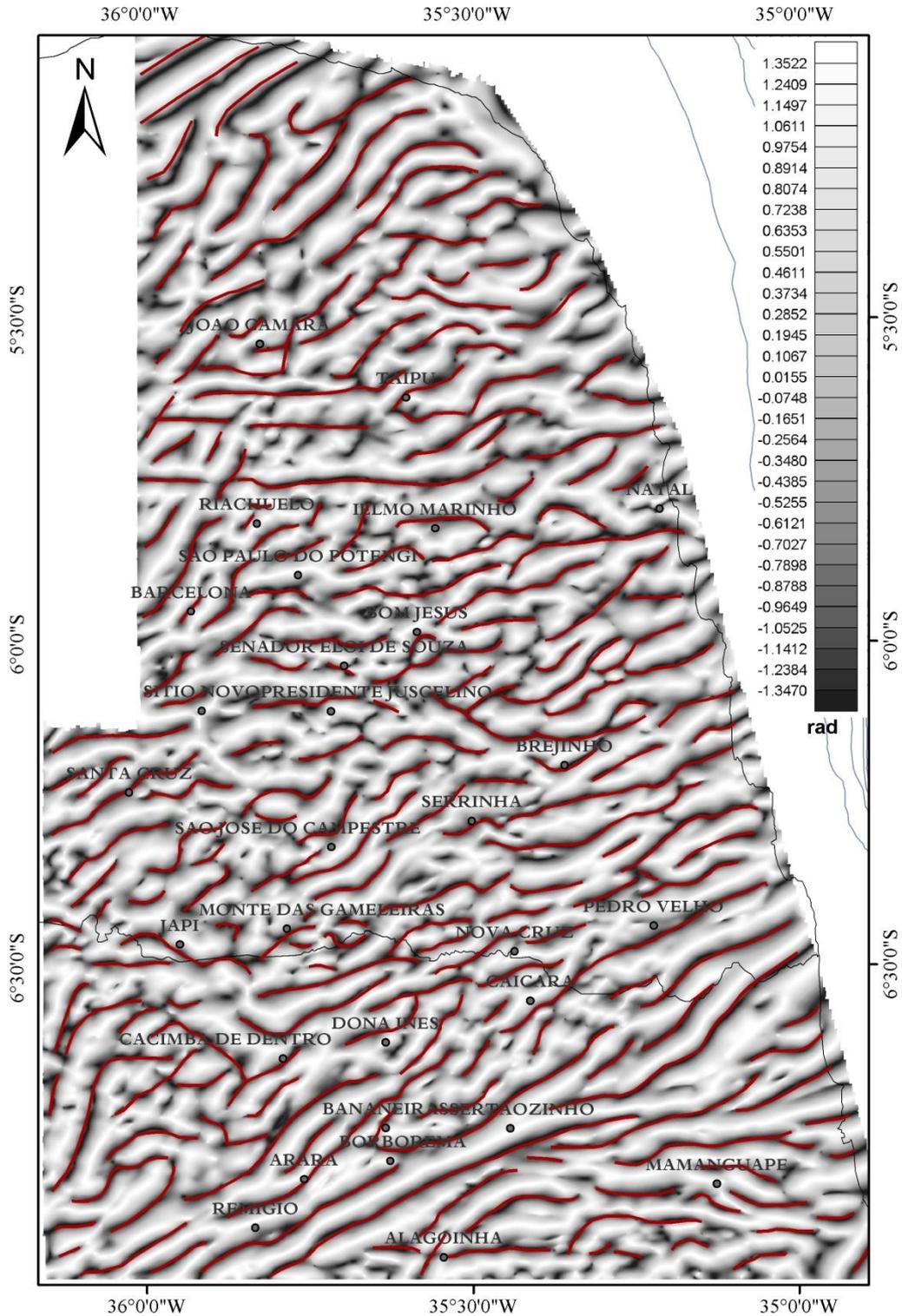


Figura 5.20 – Lineamentos Magnéticos (vermelho bordô) interpretados a partir da ISA_CMA_B1. Destaque às tendências $N30^{\circ}E$ e $N70^{\circ}E$, $N30^{\circ}W$ e $E-W$

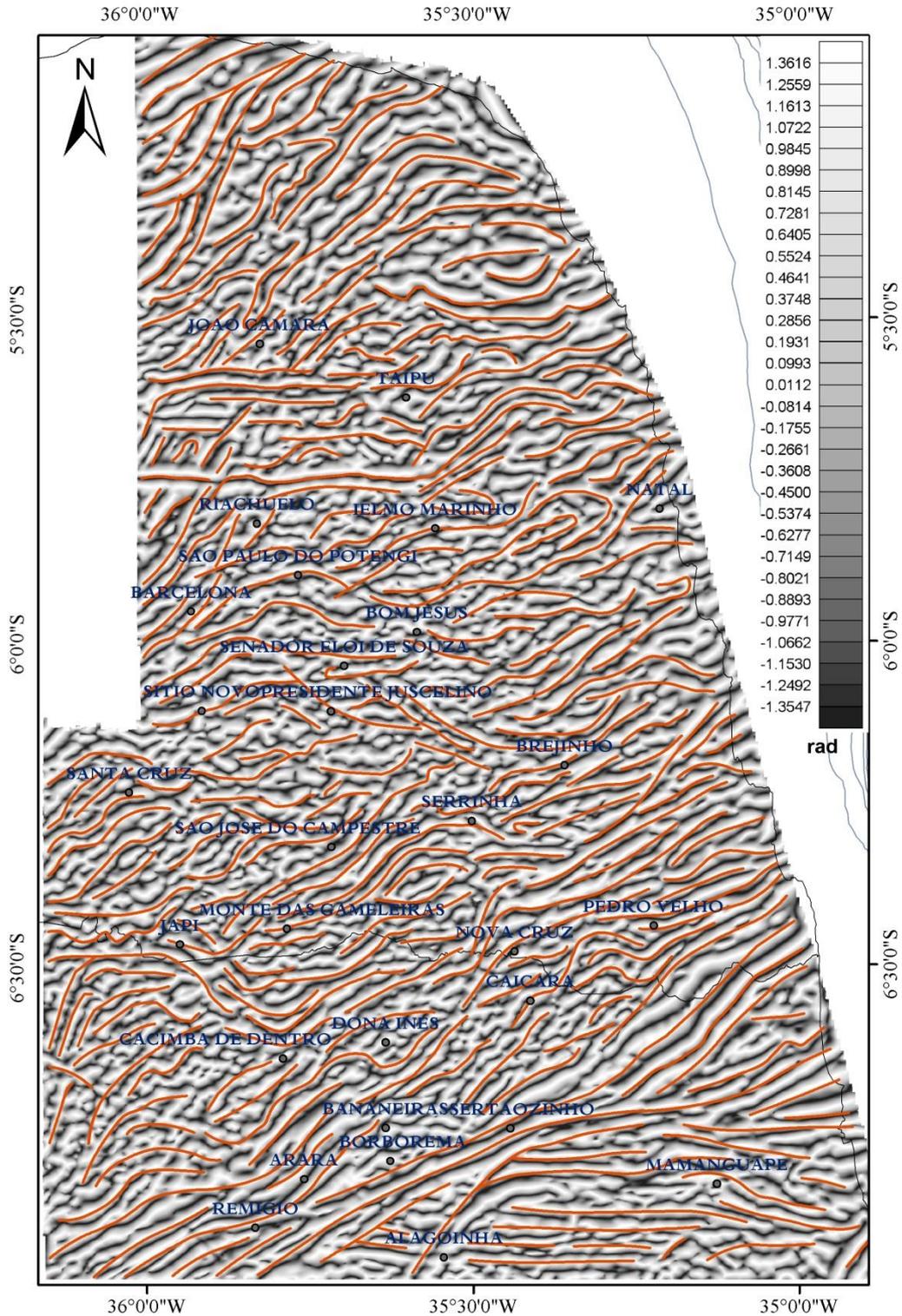


Figura 5.21 – Lineamentos Magnéticos (laranja) interpretados a partir da ISA_CMA_B2. Destaque às tendências $N30^{\circ}W$, E-W, $N30^{\circ}E$ e $N70^{\circ}E$

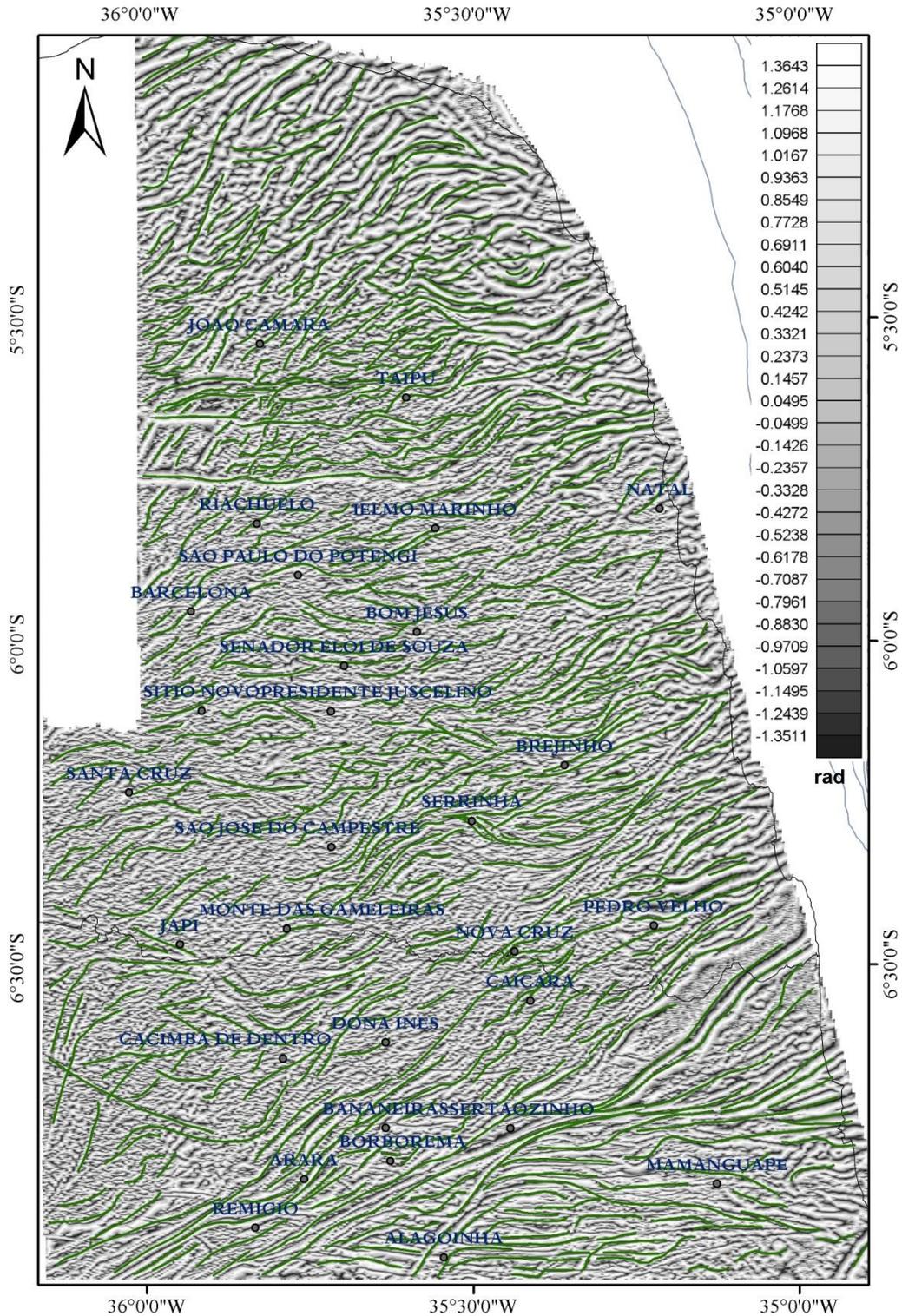


Figura 5.22 – Lineamentos Magnéticos (verde) interpretados a partir da ISA_CMA_B3.

Destaque às tendências $N30^{\circ}W$, E-W, $N30^{\circ}E$ e $N70^{\circ}E$.



5.2.4 Análise de ruído a partir do processamento dos dados magnéticos.

O processo de filtragem aplicado nos dados de magnetometria deve passar por rigoroso controle que não implique em degradação ou falseamento da informação medida.

Para aferir a qualidade da separação feita nas quatro bandas resultantes da separação espectral, foi realizada a operação inversa à derivação dos dados, de forma a permitir a reconstituição do Campo Magnético Anômalo Micronivelado – CMA (**Figura 5.10**) a partir da soma das faixas de espectro referentes à intensidade do campo magnético anômalo (grandeza real) B0, B1, B2 e B3 (**Figuras 5.11 5.12 5.13 e 5.14**).

Desta maneira, o produto oriundo da subtração entre o CMA e a soma das faixas supramencionadas pode ser considerado como ruído introduzido pelo processo de filtragem realizada na separação das bandas:

$$\text{Ruido (r)} = \text{CMA} - (\text{CMA_B0} + \text{CMA_B1} + \text{CMA_B2} + \text{CMA_B3})$$

Pode-se inferir que a separação feita separou as assinaturas magnéticas de forma que seus conteúdos reproduziram o campo magnético de partida (CMA) com um erro da ordem de 10^{-9} nT, conforme **Figura 5.23**, que apresenta a diferença entre o CMA de partida e o reconstituído. De qualquer sorte, este ruído pode ser considerado oriundo da suavização de nível quatro do filtro passa-baixa do tipo *Butterworth*.



5.2.5 *Modelo Físico*

Com base nas interpretações supramencionadas, propõe-se modelo de blocos crustais, ponderado principalmente pelos componentes físicos que representam a porção mais profunda da crosta continental, demonstrado na **Figura 5.24** e que será discutido no capítulo 6. O Modelo Físico é representado pelos seguintes blocos:

- Bloco 1 (BL-1): Apresenta lineamentos magnéticos de direção preferencial N30°E e caráter magnético na faixa de profundidade maior que 11,3 km (B0);
- Bloco 2 (BL-2): representa corpo magnético de forma elíptica orientado segundo direção N30°W na faixa B0, representando profundidades maiores do que 11,3 km, que adquire caráter cilíndrico nas porções rasas (B1, B2 e B3);
- Bloco 3 (BL-3.1 e BL-3.2): preferencialmente orientado em trama de direções N30°W e N70°E de caráter magnético de distribuição interna heterogênea (zonas de maior magnetismo). Composto por dois segmentos de bloco (BL-3.1 e BL-3.2) que são segmentados por lineamento magnético N30°E;
- Bloco 4 (BL-4.1, BL-4.2 e BL-4.3): blocos físicos com característica de média a baixa anomalia de amplitude do sinal analítico e trama de lineamentos magnéticos preferencialmente orientadas segundo N30°E e N70°E;
- Bloco 5 (BL-5.1 e BL-5.2): corresponde a anomalia de baixa amplitude de sinal analítico de distribuição homogênea no interior de ambos os segmentos do bloco e preferencialmente orientado em N70°E.

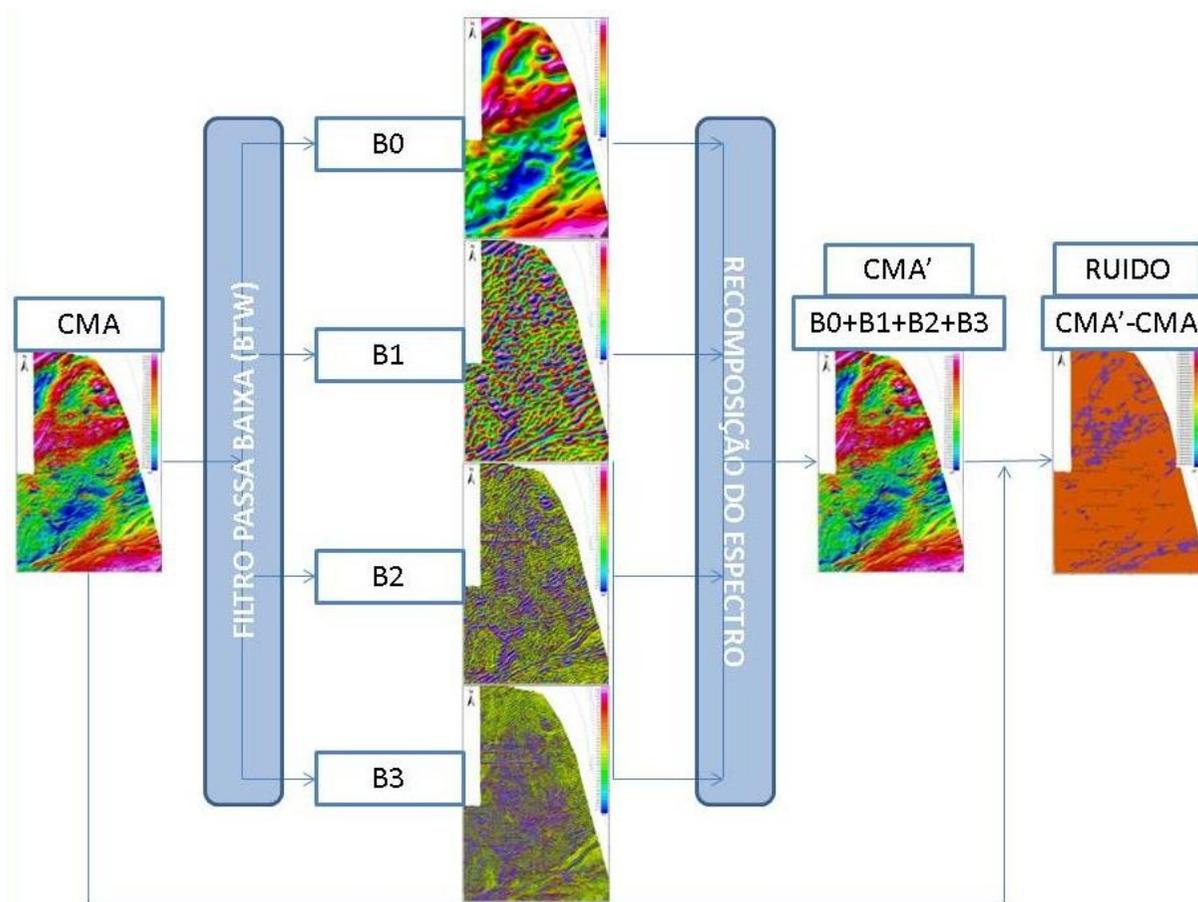


Figura 5.23 – Fluxograma do processo de segregação e aglutinação do Campo Magnético Anômalo segundo o espectro de potência. O ruído gerado é da ordem de 10^{-9} nT

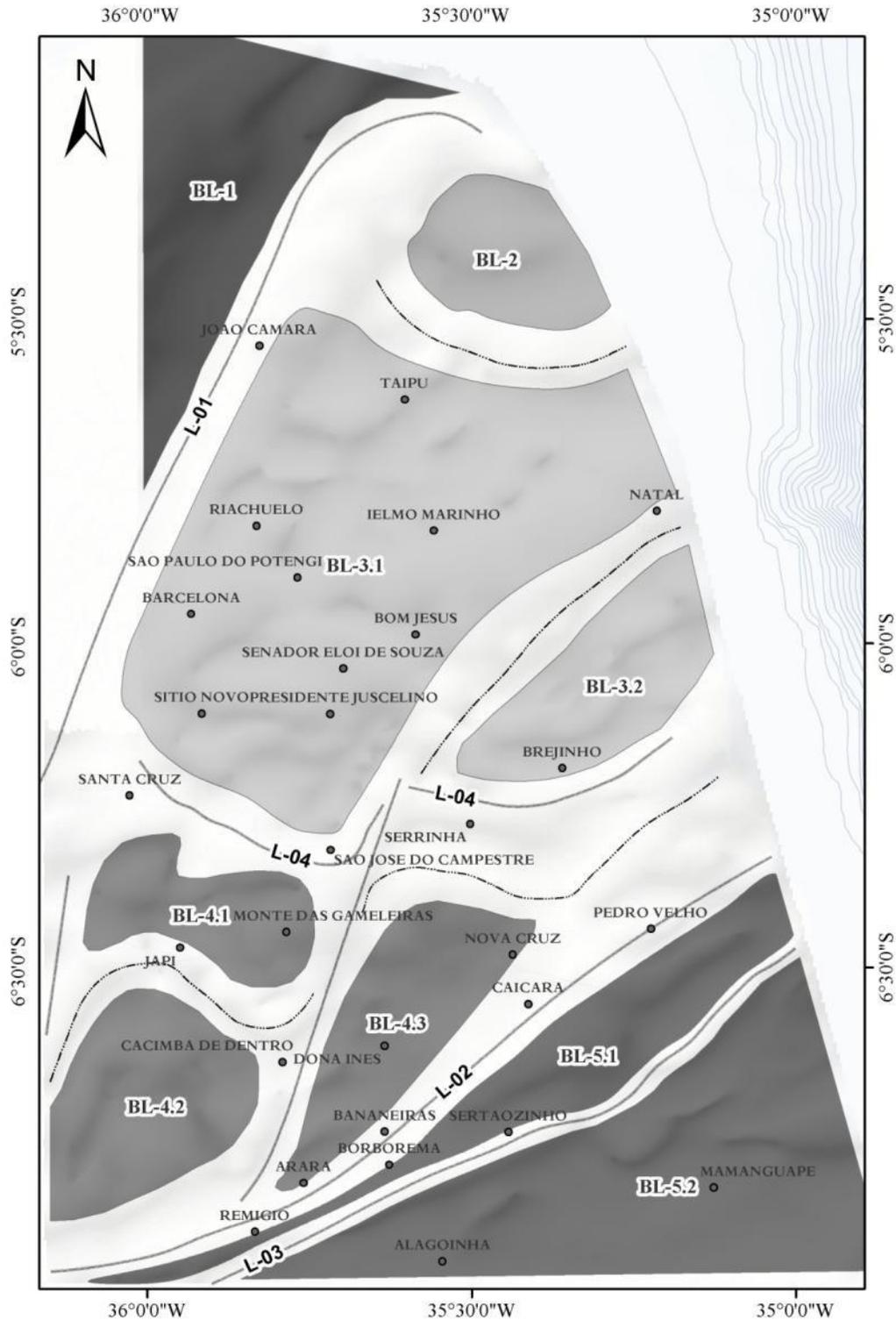


Figura 5.24 – Modelo Físico para o Maciço São José do Campestre. Os lineamentos L-01 e L-03 representam as principais discontinuidades, sendo L-02 e L-04 secundárias. As regiões em branco representam as faixas de transição interblocos.



6. ARCABOUÇO TECTÔNICO E GEOFÍSICO DO DOMÍNIO SÃO JOSÉ DO CAMPESTRE

O Domínio São José do Campestre - DSJC é composto por um núcleo central de idade Arqueana, circundado por uma série de terrenos paleoproterozóicos. Ao longo de zonas de cisalhamento transcorrentes ocorrem intrusões plutônicas de idade neoproterozóica. Estas zonas de cisalhamento apresentam geometria sigmoidal, com sentido de movimento predominante dextral, como resultado de falhamentos com terminações em splay do Lineamento Patos.

Com base nos produtos obtidos, pode-se distinguir um conjunto de domínios ou blocos tectono-geofísicos homogêneos (**Figura 5.24**). Os domínios foram primeiramente delimitados a partir da predominância de elementos da trama estrutural no interior das grandes zonas de cisalhamento, conforme **Figura 6.1**, representados por grandes discontinuidades da crosta observadas em sinal magnético nas maiores profundidades analisadas, neste caso sendo de aproximadamente 10 km e observados na Banda B0, além da coerência do conjunto de estruturas magnéticas de cada bloco. A **Figura 6.2** apresenta a interpretação e a correlação entre blocos tectônicos com domínios geofísicos produtos deste trabalho.

A arquitetura geofísica permite inferir que os limites tectônicos do Domínio São José do Campestre – DSJC podem ser definidos pelas estruturas geofísicas de primeira ordem denominadas Zona de Cisalhamento João Câmara – ZC-JC e pelo Lineamento de Patos – L-P. Além da divisão interna definida pela Zona de Cisalhamento Brejinho – ZC-Br e pelas estruturas de segunda ordem aqui denominadas Zona de Cisalhamento Remígio – ZC-Rm e Lineamentos Taipu – L-Tp e Japi – L-Jp, conforme ilustrado na **Figura 6.1**.

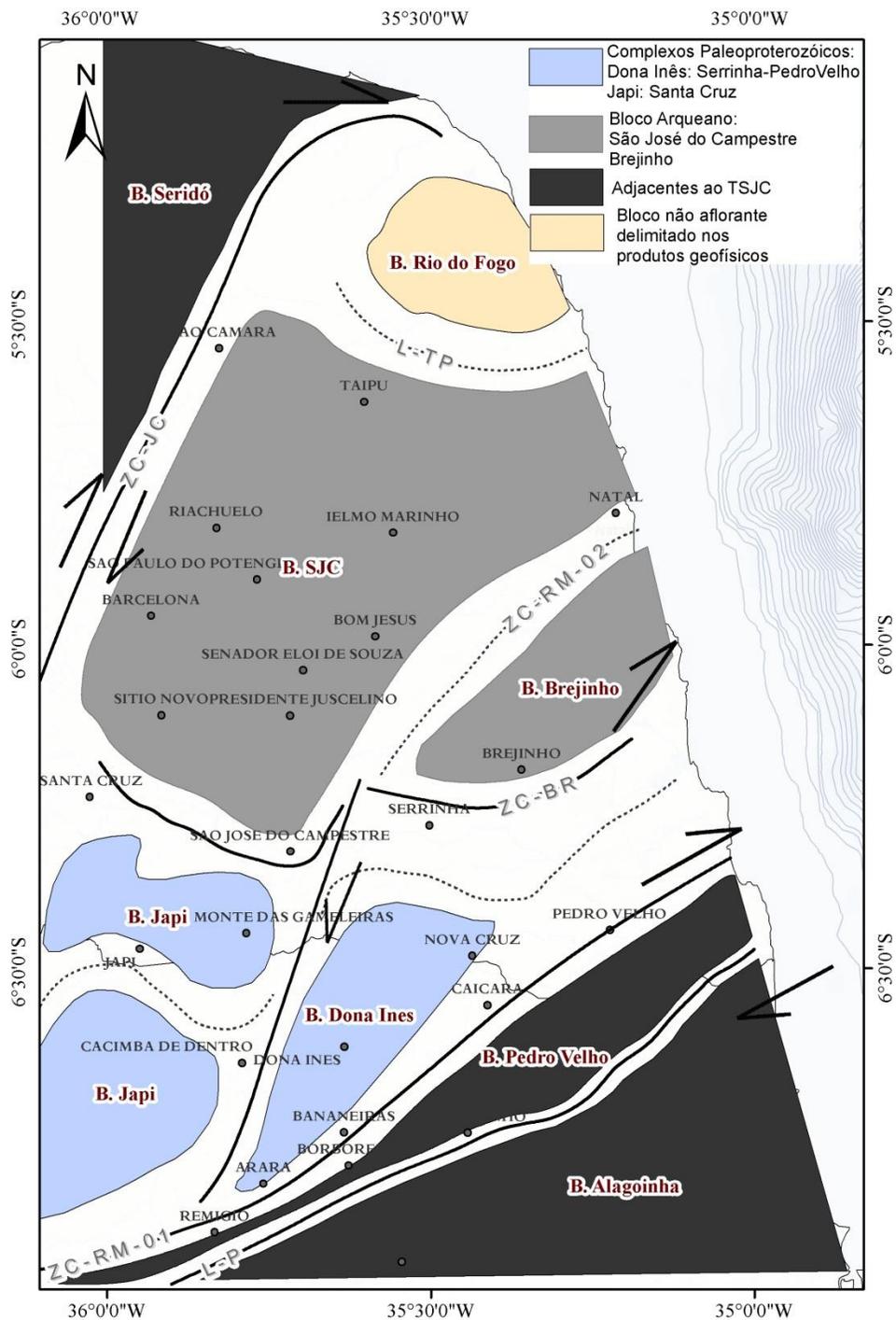


Figura 6.2 – Correlação entre modelo físico e arcabouço geológico. Blocos (B.) Japi, Dona Inês, Rio do Fogo, São José do Campestre (BSJC), Brejinho, Pedro Velho, Alagoinha; Zonas de Cisalhamento (ZC) Remígio (RM), João Câmara (JC), Brejinho (BR), Terminação em splay do Lineamento Patos (L-P) e Taipu (L-Tp)



A terminação em splay do Lineamento Patos – L-P é considerado uma estrutura de primeira ordem, pois atinge uma grande extensão da Província Borborema. Esta feição estrutural obedece ao *trend de E-W* para $N70^{\circ}E$ representado por anomalia de frequência e amplitude positiva do sinal analítico do CMA (domínio AM-9 da **Figura 5.16**), para os domínios mais rasos, acima de 2 km de profundidade, neste caso representados pelas bandas B1, B2 e B3 descritas anteriormente. A **Figura 6.3** ilustra o comportamento de L-P a 10 km de profundidade (B0), e acima de 2 km (B1 e B2).

Todavia, ao destacar esta feição na banda de maior profundidade, da ordem de 10 km, observa-se que a anomalia encontra-se atenuada, fato ainda mais perceptível a partir do alinhamento de domínios de baixa a média amplitude do sinal analítico, representado na **Figura 6.3**.

O L-P, na parte referente à região entre as cidades de Remígio e Pedro Velho, correlaciona-se com os domínios magnéticos BM-8 nas porções mais profundas da crosta e AM-9 para a fatia até 2 km de profundidade, aproximadamente. Desta forma, pode-se dizer que, apesar de obedecer ao *trend* geofísico $N70^{\circ}E$ em ambas as fatias da crosta, o LP é marcadamente magnético apenas nas porções rasas, o que sugere a falta de formação de minerais magnéticos primários nas partes mais profundas ou de sua destruição por processo secundário.

A Zona de Cisalhamento João Câmara – ZC-JC estende-se desde a parte leste de Santa Cruz, aonde apresenta *trend* preferencialmente $N30^{\circ}E$, até o extremo norte de João Câmara, quando se verifica encurvamento das estruturas magnéticas para *E-W* e concavidade para *SE*, conforme **Figura 6.4**. Em termos de assinatura magnética, a ZC-JC compreende um conjunto de anomalias de amplitude do sinal analítico com domínio de baixo relevo magnético (AM-1, **Figura 5.15**) em profundidades representadas em B0. Possui ainda contraste com a anomalia de amplitude do sinal analítico **BM-9** (**Figura 5.17**) que ocorre apenas nas partes superficiais da crosta, sendo este mais marcante na faixa até 1 km de profundidade, correspondente a faixa **B3** (**Figura 5.17**), que é contrastante com os domínios altamente magnéticos do núcleo arqueano que ocorrem a leste da ZC-JC (**Figura 6.4**).

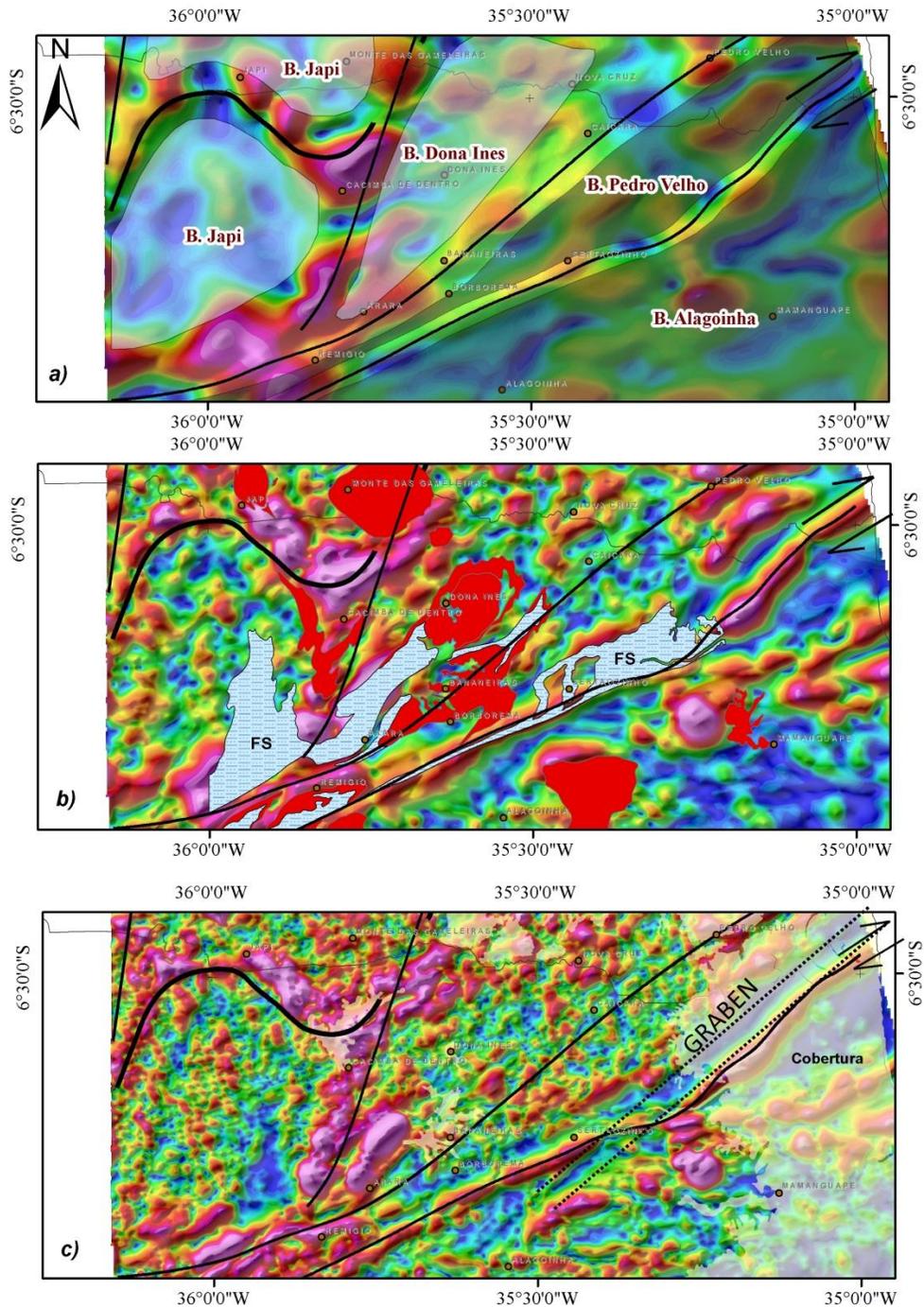


Figura 6.3 – Terminação em splay do Lineamento Patos (L-P), marcado pelo movimento dextral na linha preta; a) em profundidade representa descontinuidade crustal (banda B0); b) L-P representa estrutura preferencial para alojamento da Faixa Seridó (FS) e intrusões neoproterozóicas definidas na banda B1(Figura 5.16) marcados em vermelho; c) Representa direção preferencial para bacia do tipo Graben definida em BM-5 da banda B2 (Figura 5.17).

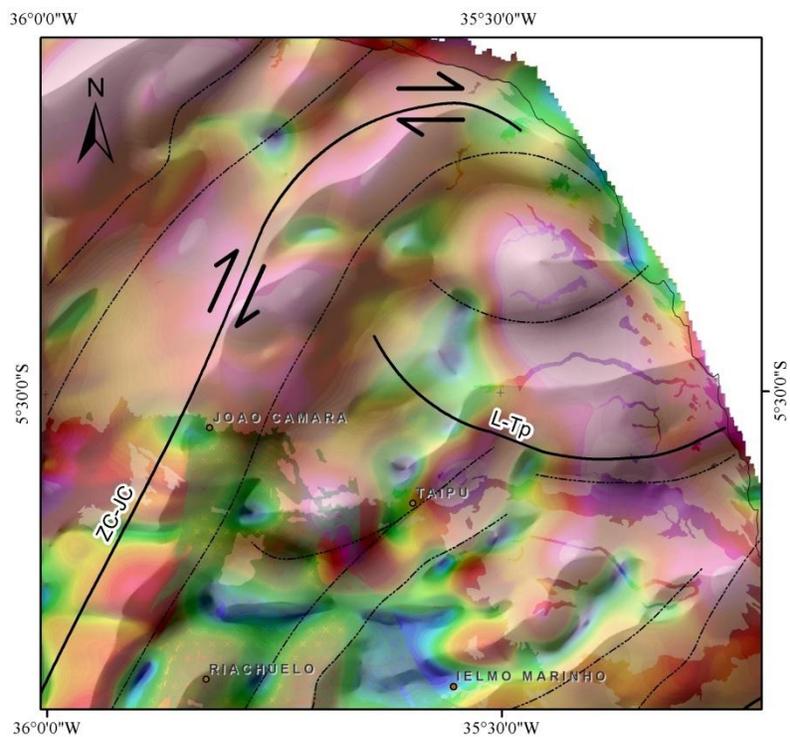


Figura 6.4 – Encurvamento de N30°E para N90°E na Zona de Cisalhamento João Câmara, conforme definido no produto ASA do CMA da faixa B0 (detalhe da Figura 5.15).

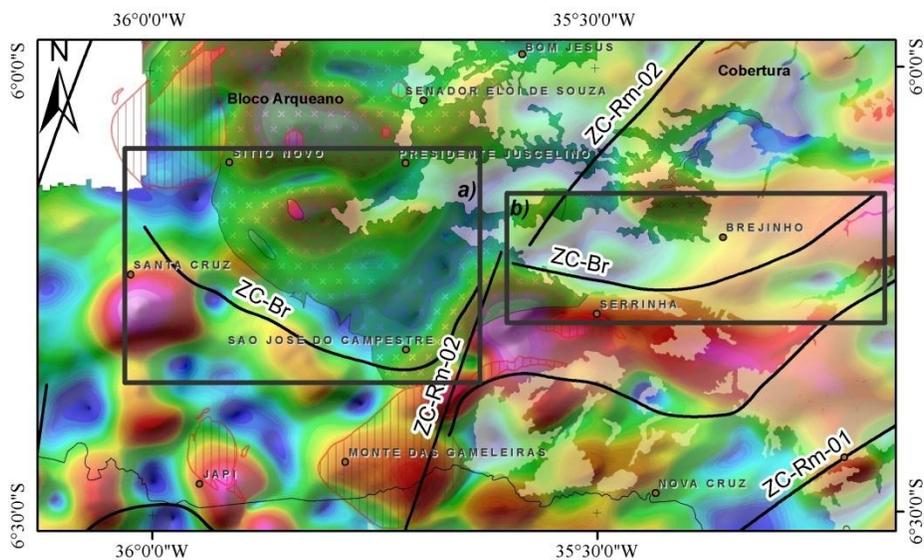


Figura 6.5 – Segmentação da Zona de Cisalhamento Brejinho (ZC-Br). a) Santa Cruz-São José do Campestre; b) Brejinho (sotoposta à cobertura fanerozoica). Os corpos representados pelo hachurado vermelho correspondem às intrusões neoproterozóicas e em amarelo está representada a cobertura fanerozoica.

A Zona de Cisalhamento Brejinho ZC-Br segmenta o MSJC em dois subdomínios crustais o qual coincide com o limite das rochas arqueanas e paleoproterozóicas (**Figura 6.5**). Este limite corresponde a uma estrutura sinuosa resultante da interferência do *trend* $N70^{\circ}E$ em estruturas $N30^{\circ}W$ remanescente dos processos tectônicos pretéritos à deformação brasileira.

Desta forma, pode-se desmembrá-la em dois componentes de anomalia de amplitude do sinal analítico (**Figura 6.5**): a primeira corresponde ao segmento entre as cidades de Santa Cruz e São José do Campestre, quando apresenta concavidade para norte e rotação de orientação de $N30^{\circ}E$ para $N30^{\circ}W$, segundo movimento dextral da ZC-JC; já o segundo, a sul de Brejinho, orienta-se segundo $N70^{\circ}E$.

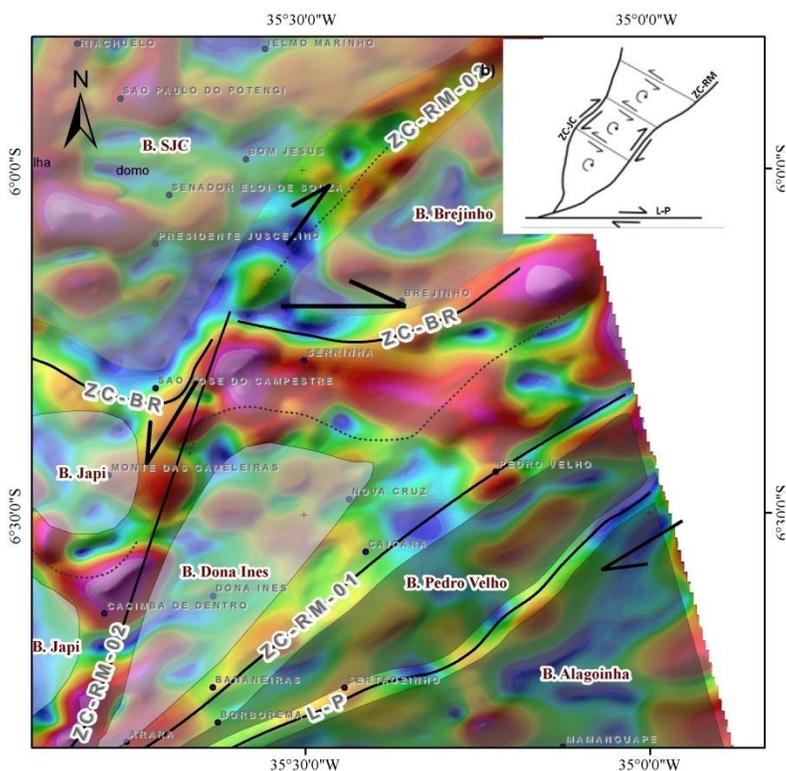


Figura 6.6 – Zona de Cisalhamento Remígio – ZC-RM (01 e 02) interpretado a partir do ASA do CMA (faixa B0, figura 5.15) sotoposto aos blocos interpretados neste trabalho (Figura 6.2). b) A ocorrência de falhas de movimento dextral e sinistral podem ser explicadas pelo modelo de rotação de blocos modificado de Dantas (1997).



O Lineamentos Japi (L-Jp) e Taipu (L-Tp), correspondem a feições secundárias, pois subdividem apenas a parte interna do domínio, com a segmentação entre os Blocos Japi e Dona Inês, no caso do L-Jp, e Bloco Rio do Fogo MSJC, no caso do L-Tp.

6.1. Maciço São Jose do Campestre

O núcleo arqueano é composto pelos Complexos Presidente Juscelino, Senador Elói de Souza, Brejinho, Granitóide São José do Campestre e Complexo Máfico-Ultramáfico Riacho da Telha (Dantas, 1997), conforme ilustrado na **Figura 3.3**.

Recentemente Dantas (2009) denominou como Sequência Vulcanossedimentar Serra Caiada a unidade que compõe o *Greenstone Belt* Serra Caiada (**Figura 3.3**), formado por paragnaisses, hornblenda gnaisses, anfíbolitos e fragmentos de rochas do tipo formação ferrífera bandada, máficas e ultramáficas.

O núcleo arqueano apresenta, como característica geral em gamaespectrometria, valores variando de baixo a médio dos elementos Potássio e Urânio (**Figura 5.1 e 5.3**). Em contrapartida, o elemento Tório apresenta teores mais elevados (**Figura 5.2**) e representa o principal componente da contagem total (**Figura 5.5**). Especificamente em relação ao bloco sul, a Sequencia Vulcanossedimentar Serra Caiada (DG14 e DG18 da **Figura 5.8**) apresenta enriquecimento de Uranio e parcialmente em Tório.

O Complexo Senador Elói de Souza, de 3,0 G.a (Dantas, 1997), que representa o núcleo do domo arqueano, apresenta baixa concentração de Potássio e teores de médio a alto para Tório, e Urânio, compreendida dentro do domínio gamaespectrométrico DG14 (**Figura 5.8**). Estas características possibilitam definir os limites da unidade arqueana, com destaque para a diferença de concentração de radioelementos dos milonitos que o separam das rochas paleoproterozóicas.

Para o segmento de banda B0 do espectro radial ponderado do sinal magnético, pode-se correlacionar o núcleo arqueano com o domínio **AM-3**, no bloco MSJC, e com o **AM-4**, para o MSJC Leste (**Figura 5.15**).



Observando as anomalias do sinal analítico do Campo Magnético Anômalo das porções mais rasas (B1, B2 e B3), pode-se relacionar o domínio magnético **AM-7** com a unidade geológica Complexo Senador Elói de Souza (**Figuras 5.16, 5.17 e 5.18**).

O Complexo Máfico-Ultramáfico Riacho da Telha e Complexo Brejinho, em contrapartida, apresentam correlação com os componentes de mais alta frequência dos produtos magnéticos (B1, B2 e B3), sendo que a referida unidade máfica/ultramáficas posiciona-se segundo *trend NW-SE* ou *NE-SW* na borda sul do núcleo arqueano, em anomalias de baixa amplitude do sinal analítico, enquanto o Complexo Brejinho apresenta correlação com **AM-4** (**Figura 5.17**).

O *greenstone belt* Serra Caiada apresenta correlação com os componentes de mais alta frequência no núcleo arqueano, devido aos componentes fragmentados de rochas máfico-ultramáficas e de formações ferríferas bandadas. Contudo, pode-se inferir que esta unidade estende-se até a ordem de 10 km de profundidade, representando o domínio **AM-3** em B0 (**Figura 5.15**), desde que esta unidade seja o componente gerador da anomalia de sinal analítico **AM-3**.

Desta forma, infere-se que o modelo de domos e quilhas aplica-se a este núcleo arqueano. Assim sendo, os domínios **BM-3** e **AM-3** (**Figura 5.15**) posicionam-se como o domo (Complexo Senador Elói de Souza) e quilha (*Greenstone Belt Serra Caiada*), respectivamente, além da porção encoberta pelos sedimentos fanerozóicos, **BM-4** (domo) e **AM-4** (quilha), conforme ilustrado na **Figura 6.7**.

Os componentes magnéticos superficiais apresentam forte *trend NW-SE* e *NE-SW* tanto no interior como nas bordas do núcleo arqueano. Dantas (1997) admite haver direção preferencial dentro do bloco arqueano representada pela direção *NW-SE*, conforme pode ser verificado tanto na primeira derivada vertical como na Inclinação do Sinal Analítico do CMA. A relação de entrelaçamento entre ambas as direções indica que, além de poder representar estrutura arqueana, a direção *NW-SE* foi reativada no evento Brasileiro-Panafricano, durante a formação de estruturas *NE-SW*.

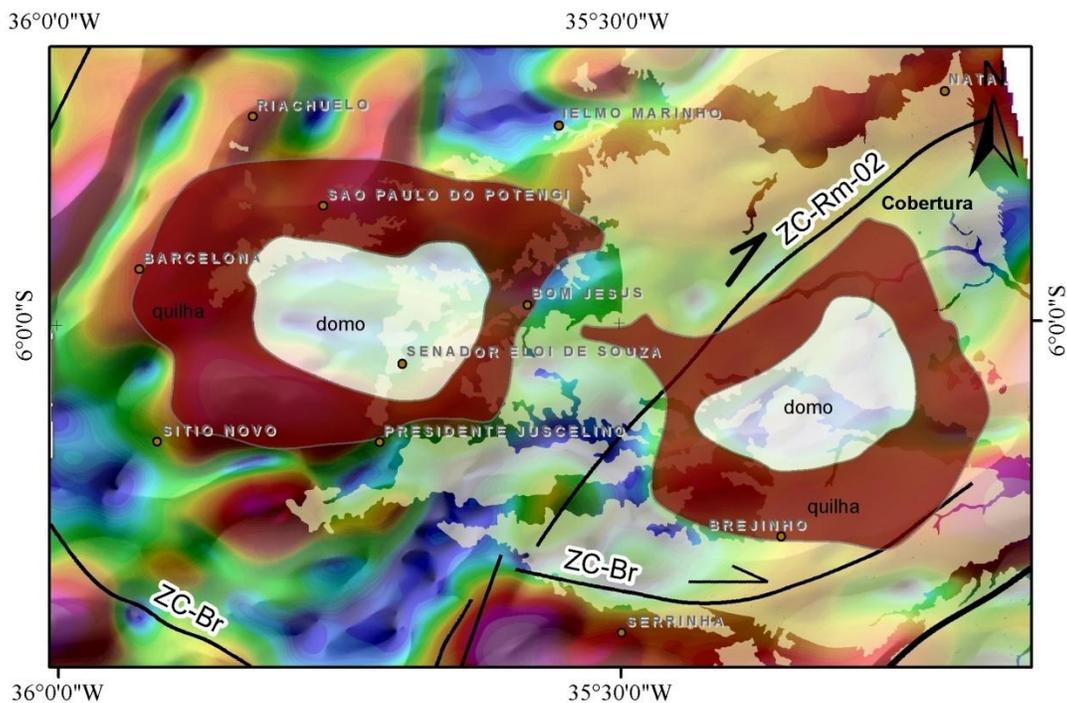


Figura 6.7 – Interpretação do modelo de domos (branco) e quilhas (marrom) para a área do núcleo arqueano do MSJC. ASA e ISA (transparente) do CMA da banda B0.

6.2. Terrenos Paleoproterozóicos

Os terrenos paleoproterozóicos podem ser segmentados em três: O Complexo João Câmara – CJC; o Complexo Serrinha-Pedro Velho – CSPV e Complexo Santa Cruz – CSC.

Destaca-se primeiramente que os três terrenos paleoproterozóicos, em termos de magnetometria, apresentam características de intensidade similar. Todavia, apresentam, no que concerne ao teor de radioelementos, distintas assinaturas, de maneira a permitir a individualização. O CJC pode ser caracterizado por apresentar baixos valores de Potássio, com Urânio variando entre médio e alto. O CSPV apresenta teores médios para os canais de Potássio, Tório e Urânio. Já o CSC pode ser distinguido devido aos valores elevados de Potássio. Os três complexos estão ilustrados na **Figura 6.8**.

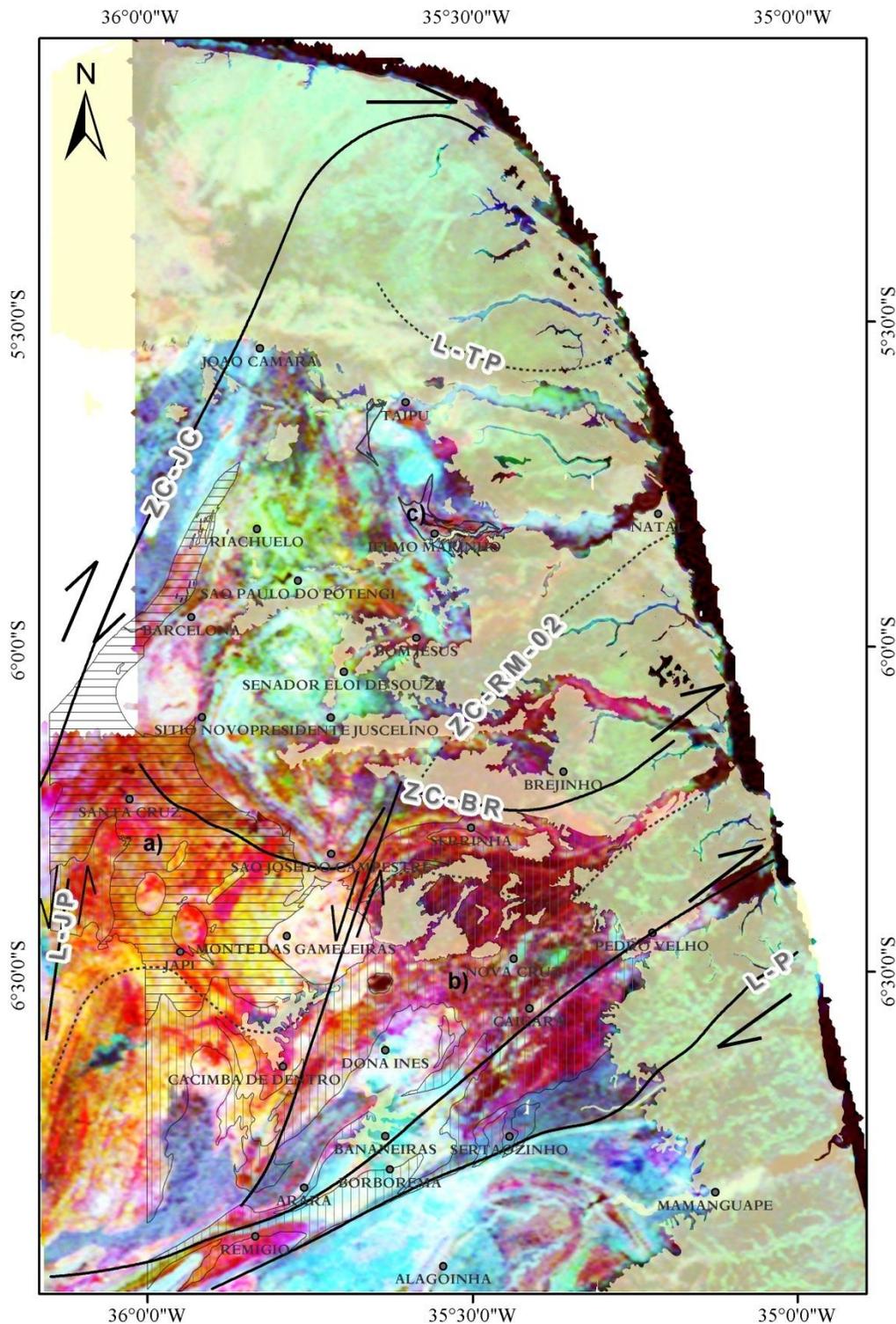


Figura 6.8 – Assinatura gamaespectrométrica dos terrenos paleoproterozóicos. a) Complexo Santa Cruz, hachurado horizontalmente; b) Complexo Serrinha-Pedro Velho, hachurado verticalmente; c) Complexo João Câmara



Caracteriza-se o CSPV, no que tange a gamaespectrometria, pelos valores baixos de contagem total (Figura 5.5) na parte norte com aumento nas partes próximas ao L-P, porém inferiores àqueles relativos às intrusões neoproterozóicas. Para o canal do Potássio, verificam-se teores médios com acréscimo de leste para oeste e contraste com bloco arqueano a norte e com L-P e Grupo Seridó a Sul. Já para os canais do Tório e Urânio esta unidade apresenta teores de médio a baixo (**DG08 e DG07, Figura 5.8**), com contraste abrupto no limite com o bloco arqueano e com o Domínio Transversal, bem como em relação aos teores elevados destes elementos nos granitóides que estão alojados nesta unidade.

No que tange aos produtos de magnetometria o CSPV caracteriza-se por anomalia de baixa amplitude de sinal analítico e alta frequência, correspondente aos domínios **BM-5** no município de Caiçara, limitado a sul por L-P e unidades do Grupo Seridó e, e aos domínios **BM-6, AM-5 e AM-6**, nos limites oeste do CSPV (**Figura 5.15**).

O CSC apresenta assinatura de radioelementos com heterogeneidade similar à distribuição encontrada no CSPV, mas com a peculiaridade de possuir domínios com baixos teores de Urânio e parcialmente Tório (DG07 e DG04). Mais especificamente, na porção correspondente a ZC-JC, verifica-se enriquecimento nos três elementos K, Th e U equivalente ao domínio DG01 ilustrado na **Figura 5.8**.

O CSC, na maior parte de sua extensão, caracteriza-se como anomalia de baixa amplitude do sinal analítico, que agrega componentes de pequeno comprimento de onda e anomalias de alta amplitude pontuais, podendo sugerir que estes correspondem a corpos não aflorantes (**AM-6**) e a ZC-JC (**AM-8**).



6.3. Faixa Seridó e Intrusões Neoproterozóicas

Em termos de domínios gamaespectrométricos, o Grupo Seridó correlaciona-se com DG10 e DG 17, caracterizado por apresentar alto teor de Urânio em detrimento de Potássio e Tório. Estas características são bem delimitadas a partir do produto de falsa cor CMY (KThU), em cor marrom, na **Figura 5.6**.

Em relação ao sinal analítico de Campo Magnético Anômalo, estes sedimentos neoproterozóicos correlacionam-se com os domínios BM-9, a oeste de João Câmara, e BM-05 e BM-06, entre as proximidades de Arara e Sertãozinho, delimitados pelas terminações do tipo splay do Lineamento Patos. Ambos os domínios apresentam anomalia de baixa amplitude de sinal analítico e de baixo comprimento de onda (**Figura 5.15**).

A anomalia de amplitude do sinal analítico referente ao domínio **AM-1** na faixa de maior profundidade (B0) não apresenta correspondência com a porção mais rasa da crosta. Esta anomalia de alta amplitude do sinal analítico é interpretada como sendo do embasamento paleoproterozóico sotoposto aos sedimentos do Grupo Seridó. Desta forma, estes sedimentos estariam limitados a uma profundidade menor do que 10 Km (superior à banda B0) (**Figura 5.15**).

Gonçalves (2009) pondera ainda que para esta fatia da Faixa Seridó a ausência de gradientes magnéticos suaves esteja relacionado com a menor espessura de sedimentos, enquanto na porção sul, próximo ao Lineamento Patos, o topo do embasamento paleoproterozóico alcance a ordem de 10 km.

A granitogênese neoproterozóica é representada pela Suíte Itaporanga, com destaque aos corpos graníticos Barcelona e Gameleira; pela Suíte Catingueira, referente aos Granitos Japi, Taipu e pela Suíte Dona Inês. Ambas as suítes estão destacadas na **Figura 6.9**.

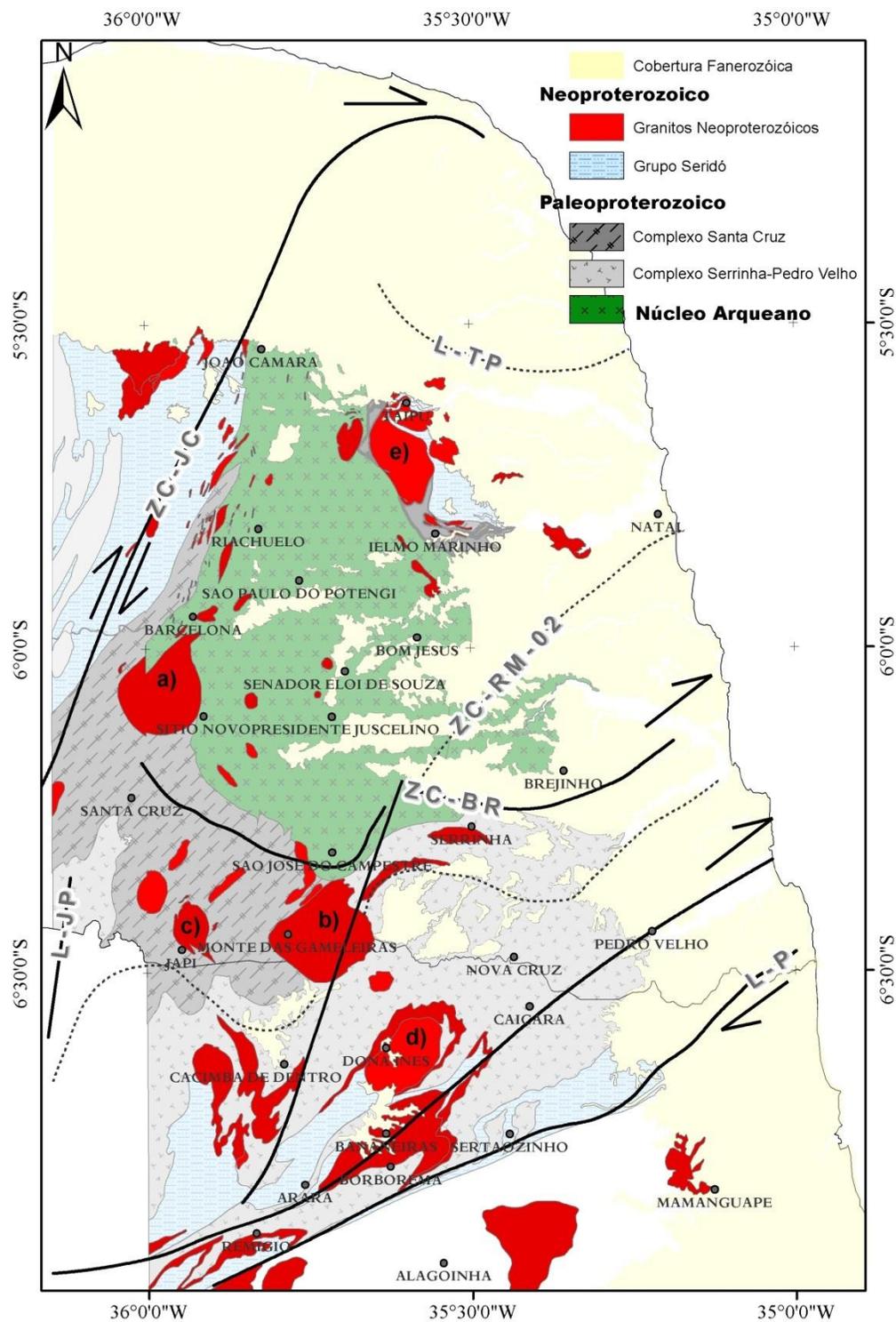


Figura 6.9 – Suítes graníticas neoproterozóicas. Suíte Itaporanga representado por: a) Granito Barcelona, e b) Granito Gameleira. Suíte Catingueira representado por: c) Granito Japi; d) Granito Dona Inês, e e) Granito Taipu.



Nos produtos gamaespectrométricos a Suíte Itaporanga apresenta, além do alto teor de Potássio devido ao caráter shoshonítico, valores medianos de U, aproximadamente de 5 ppm, mas elevados suficientes para distingui-los em relação ao embasamento paleoproterozóico. Para o mapa de falsa cor RGB-KThU (**Figura 5.7**), distingue-se esta suíte pelos tons de amarelo claro (domínio **DG14** e **DG01**). Em relação ao sinal analítico de ordem zero do Campo Magnético Anômalo, é possível correlacionar esta unidade com anomalias de baixo sinal analítico, com destaque ao domínio **BM-09** que marca o limite leste da ZC-JC. Em resumo, a Suíte Itaporanga não apresenta assembleia mineral marcadamente magnética, o que corresponde a uma morfologia de anomalia de baixa amplitude quando alojado em rochas mais magnéticas.

De maneira similar, a Suíte Catingueira é representada por anomalia de baixo sinal analítico do Campo Magnético Anômalo, apresentando morfologia elíptica de alongamento coerente com os lineamentos magnéticos que definem a Zona de Cisalhamento Brejinho, correspondente ao domínio **AM-5**. Em relação ao embasamento, esta suíte apresenta sinal similar nos canais de Potássio e Urânio, podendo assim diferenciá-lo da unidade encaixante a partir do canal de Tório, tendo em vista teores variando de médio a baixo para a Suíte Catingueira no TSJC.

A Suíte Dona Inês corresponde aos domínios gamaespectrométricos **DG01** próximos à Zona de Cisalhamento Remígio, com assinatura gamaespectrométrica similar à Suíte Itaporanga, não sendo diferenciável pelas características de radioelementos dos seus pares neoproterozóicos, e, a leste do MSJC, com assinatura de alta contagem total e valores elevados para os canais do Th e U. Para o sinal analítico do campo magnético anômalo, encontra-se alinhada e alojada segundo lineamento *N30E* (**AM-6**) na parte sul e discordante na parte norte. Apesar de não apresentar assembleia mineral que justifique anomalia de alto sinal analítico, esta suíte está alojada concordantemente com o *trend* regional observado nos produtos magnéticos.

As suítes neoproterozóicas podem ser correlacionadas com assembleias mineralógicas de baixa suscetibilidade magnética (pouca concentração de magnetita) e valores entre médios e elevados de radioelementos, podendo então ser discriminados das encaixantes ou mesmo delimitados quando cobertos por sedimentos de idade fanerozóica.



6.4. Vulcanismo e Cobertura Fanerozóica

Embora não apresentem distribuição em grande extensão, o Terreno São Jose do Campestre apresenta ocorrência de dois episódios de magmatismo fanerozóico. O primeiro refere-se ao Magmatismo Juro-Cretáceo Rio Ceara Mirim, de natureza toleítica, diqueformes alinhados segundo direção E-W. Já o segundo evento relaciona-se ao Vulcanismo alcalino da Formação Macau, de orientação preferencial N-S (Alinhamento Macau-Queimadas).

Em relação a assinatura de radioelementos, a Formação Macau apresenta enriquecimento nos três elementos, K, Th e U, em concordância com o caráter do vulcanismo alcalino, embora não apresente contraste suficiente para que possa ser discriminado quando se encontra na Sequência Vulcano-Sedimentar Serra Caiada (**DG14**).

Os diques E-W do Magmatismo Rio Ceará Mirim aflorantes a norte foram correlacionados à parte mais rasa do domínio **AM-10** e aos alinhamentos rasos de direção E-W. Ocorre ainda que a morfologia apresentada magneticamente indica predominância de domínio rúptil para as estruturas mencionadas, que apresentam marcas de descontinuidade magnética por rompimento segundo orientação NE-SW regional.

Oliveira (2008) pondera que, caso o magmatismo presente na crosta oceânica tenha a mesma origem do vulcanismo continental e a mesma quantidade, então a quantidade de magma que chegara à superfície continental é menor do que aquele presente na crosta oceânica. Desta forma, em teoria, o magma não tenha alcançado a superfície devido as condições térmicas e às heterogeneidades presentes na crosta continental, com aprisionamento em níveis mais profundos por *underplating*.



7. CONCLUSÕES E DISCUSSÕES FINAIS

Os mapas magnéticos podem caracterizar a deformação crustal dúctil da crosta continental até aproximadamente 27 km. A geometria de blocos crustais pode ser determinada em três dimensões, a partir dos dados de magnetometria, inclusive abaixo da cobertura sedimentar fanerozóica.

De forma geral, a trama magnética pode ser utilizada para correlação entre a América do Sul e a África, com implicações em termos de exploração de recursos naturais, como nos setores de hidrocarbonetos e mineração.

Os resultados apresentados acerca da segmentação do espectro de potência dos dados de magnetometria indicam que, a partir da análise dos distintos comprimentos de onda, pode-se determinar os grandes limites em profundidade da área em estudo, bem como discriminar espacialmente os grandes blocos crustais que a compõem em profundidade.

Os componentes profundos encontrados (ha) podem ser correlacionados com heterogeneidades crustais. Mais especificamente na região arqueana, as profundidades entre 10 e 14 km representam a raiz de antigos núcleos (Stewart *et. al.*, 2010), o que leva a inferir a descontinuidade do enraizamento do MSJC entre 10 e 12 km. Já em relação aos componentes hb, hc e hd estes se correlacionam às fontes mais rasas da crosta continental, de número de onda acima de 0,1 km⁻¹, com limite teórico em Fn.

As anomalias mais profundas no núcleo arqueano (**AM-3 e AM-4 das Figuras 5.15, 5.16 e 5.17**) levam a crer na continuidade das rochas mais competentes da Sequência Vulcano-Sedimentar Serra Caiada, correspondente as anomalias até a profundidade de 10 km, aproximadamente, correspondendo ao preenchimento da quilha do modelo de “domos e quilhas” interpretados a partir dos dados geológicos e magnéticos.

Cabe ainda destacar que a capacidade de magnetização dos minerais que compõem a crosta terrestre é perdida ao atingir a temperatura de Curie (cerca de 580 °C), o que ocorre nas porções mais profundas. Oliveira (2008) considera razoável para a Província Borborema o atingimento da temperatura de Curie em aproximadamente 27 km. Desta



forma, a estimativa de profundidade do topo das fontes magnéticas mais profundas, para a área em estudo, é compatível com fontes verdadeiras.

No que concerne ao Bloco Seridó, a leste da cidade de João Câmara, é assertivo considerar que o Grupo Seridó (Faixa Seridó) correlaciona-se com anomalias de baixa amplitude do sinal analítico e limita-se à profundidades de aproximadamente 2 km, coerentes com o topo das fontes magnéticas marcadas por hb, sobreposta ao embasamento paleoproterozóico de caráter magnético (AM-1 da Figura 5.15).

A Zona de Cisalhamento Remígio – ZC-RM aloja-se entre os grandes lineamentos Patos e Bom Jesus (Gonçalves, 2009). Pode-se representar esta zona de cisalhamento a partir de um conjunto de lineamentos magnéticos que formam um par de cisalhamento com espaçamento de aproximadamente 20 km. Estas duas zonas de cisalhamento, aqui denominados ZC-RM-01 e ZC-RM-02, tem origem em L-P e convergem nas proximidades da cidade de Natal (Figura 6.6), tornando feição linear única e estendida até a margem continental (Dantas, 1997). Apesar de apresentar caráter dextral, em termos regionais, a Zona de Cisalhamento Remígio – ZC-Rm apresenta feições lineares características de zonas sinistrais. Justifica-se esta peculiaridade pela proposta de cisalhamento puro com deslocamento e rotação de blocos rígidos nas grandes zonas de cisalhamento regionais de Dantas (1997).

O Complexo Paleoproterozóico Santa Cruz – CSC apresenta valores de Tório, Urânio e Potássio diferente do Complexo Serrinha-Pedro Velho – CSPV. Desta forma, seus limites em superfície são delimitados por intermédio da combinação RGB – K:Th:U em domínios gamapescetrométricos. Em profundidade estes blocos crustais são limitados pela Zona de Cisalhamento Remígio.

Em relação ao Complexo João Câmara – CJC, este também apresenta teores de radioelementos que o distinguem tanto das unidades adjacentes como também dos complexos paleoproterozóicos mencionados.

No que concerne às informações de idade modelo (T_{DM}), destaca-se o CJC com T_{DM} variando de 2,5 à 3,2 Ga e $\epsilon_{Nd}(t)$ negativos, o CSPV com TDM de 2,3 a 2,6 Ga e, o CSC apresentando TDM em torno de 2,6 Ga e valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ bastante negativos.



Portanto, com base em ambas as informações de idade modelo e de gamaespectrometria, limitam-se estas unidades aos domínios gamaespectrométricos deste trabalho.

O Bloco Rio do Fogo representa bloco crustal caracterizado por anomalia de amplitude de sinal analítico (AM-2 das Figuras 5.15, 5.16 e 5.17) de forma semi-cilíndrica nos primeiros quilômetros da crosta continental, sendo que em profundidades da ordem de 10 Km este bloco assume feição elíptica de eixo longo de direção NW. Este bloco está sotoposto à cobertura fanerozóica, sendo necessário aprimoramento de informações geofísicas e geológicas para melhor caracterizá-lo.



8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida F. F. M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R., 1977. Províncias estruturais brasileiras. *In: VIII Simpósio de Geologia do Nordeste, Resumos*, v.8: p.363-391.
- Almeida F. F. M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Review*, v. 17: p. 1-29.
- Angelim L. A. A., 2007. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Rio Grande do Norte – Escala 1:500.000, Recife: CPRM: Serviço Geológico do Brasil
- Berg H.C., Joneas D.L., Richter D.H., 1972. Gravina-Nutzotin belt – tectonic significance of an upper Mesozoic sedimentary and volcanic sequence in southern and southeastern Alaska. *U.S.G.S. Prof. Pap.*, 800-D, D1-24
- Blakely R. J., 1995. *Potential Theory in Gravity & Magnetic Applications*. Cambridge University Press, 441 p.
- Blum M. L. B. 1999. Processamento e interpretação de dados de geofísica aérea no Brasil Central e sua aplicação à geologia regional e à prospecção mineral. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. 229 p.
- Bournas N., Galdeano A., Hamoudi M., Baker H., 2003. Interpretation of the aeromagnetic map of Eastern Hoggar (Algeria) using the Euler deconvolution, analytic signal and local wavenumber methods. *Journal of African Earth Sciences*. V. 37: 191-205
- Brito Neves, B. B. 1975. Regionalização geotectônica do Pré-cambriano Nordestino. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 198 p.
- Brito Neves B. B., Santos E. J., Van Schmus W. R., 2000. Tectonic history of the Borborema Province. *In: Cordani U. G., Milani El J., Thomaz Filho A., Campos D. A. Tectonic evolution of South America. In: SBG, International Geology Congress, 31st, Rio de Janeiro, Brasil, 854 p.*
- Brito Neves B. B., 1983. O mapa geológico do nordeste oriental do Brasil escala 1:1.000.000. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 177 p.
- Caby R., 1989. Precambrian terrane of Benin-Nigeria and northeast Brazil and late Proterozoic Atlantic fit. - *Geol. Soc. Am. Sp.* - paper, v. 230: p. 145-158.
- Castro D. L., Medeiros W. E., Moreira J. A. M., Jardim de Sá E. F., 1997a. Mapa gravimétrico do nordeste setentrional do Brasil e margem continental adjacente. *In: SBGf, 5th Intern. Geof. Congr., Anais*, v. 2: 678-681



- Castro D. L., Barbosa V. C. F., Silva J. B. C., Medeiros W. E., 1997b. Relevo da interface crosta-manto no nordeste setentrional do Brasil: comparação entre vínculos de isostasia e suavidade. In: SBGf, 5th Intern. Geof. Congr., Anais, v. 2: 682-685
- Castro D. L., Medeiros W. E., Jardim de Sá E. F., Moreira J. A. M., 1998. Gravity map of part of northeast Brazil and adjacent continental margin and its interpretation based on the hypothesis of isostasy. *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 16 (2/3): 115-129
- Campelo R. C., 1999. Análise de terrenos na porção setentrional da Província Borborema, NE do Brasil: integração de dados geológicos e gravimétricos. Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Dissertação de Mestrado, 130 p.
- Crawford B. L., Betts P. G., Laurent Aillères, 2010, An aeromagnetic approach to revealing buried basement structures and their role in the Proterozoic evolution of the Wernecke Inlier, Yukon Territory, Canada. *Tectonophysics*, v. 490: p. 28-46
- Dal Ré Carneiro C., Monma R., Ferreira F. J. F., Dehira I. K., Magalhães F.S., 1988. Ensaio de integração geológica-geofísica sobre o Nordeste Oriental com base em mapas aeromagnéticos. In: SBG., 35º Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, Anais, v. 5: p. 2122-2136.
- Dantas E. L., 1997. Geocronologia U-Pb e Sm-Nd de terrenos arqueanos e paleoproterozóicos do Maciço Caldas Brandão, NE do Brasil. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, São Paulo, Brasil, Tese de Doutorado, 208p.
- Dantas E. L., 2009. O Greenstone Belt de Serra Caiada: Evidências de antiga crosta oceânica no Maciço São José do Campestre-RN. Simpósio de Geologia do Nordeste. Fortaleza, Brasil.
- Dantas E. L., Roig, H.L., 2010. Mapa geológico das Folhas João Câmara e São José do Campestre-RN na escala 1:100.000. *Anais*, 45º Congresso Brasileiro de Geologia. Belém, 1080p.
- Dantas E. L., Van Schmus W. R., Hackspacher P. C., Fetter A. H., Brito Neves B B., Cordani U., Nutman A. P., Williams I. S., 2004. The 3.4-3.5 Ga São José do Campestre Massif, NE Brazil: remnants of the oldest crust in South America. *Precambrian Research*, v. 2439: 1-25
- Davis, J.C. 1986. *Statistics and data analysis in geology*. John Wiley & Sons, 2. Ed., U.S.A., 646 p.
- Davis J. C. 2002. *Statistics and data analysis in geology*. John & Wiley Sons, 3. Ed, USA, 646 p.



- DNPM 1981. *Projeto Geofísico Brasil-Canadá: histórico e atividades até 30/09/77*. MME/DNPM, Goiânia, GSC, Canadá.
- GEOSOFT 1994. GEOSOFT MAGMAP 2-D frequency domain processing. GEOSOFT, Inc., Toronto.
- GEOSOFT 1995. GEOSOFT mapping and processing system. GEOSOFT, Inc., Toronto.
- GEOSOFT 2007. OASIS Montaj TM, v. 6.4.1. GEOSOFT, Inc. Toronto.
- Gonçalves L. C., 2009. Contribuição Geofísica à Análise do Arcabouço Tectônico do Domínio Rio Grande do Norte, Província Borborema – NE Brasil. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 114 p.
- Holm D. K., Anderson R., Boerboom T.J., Cannon W. F., Chandler V., Jirsa M. Miller J. Schneider D.A., Schulz K. J., Van Schmus W. R.. 2007. Reinterpretation of Paleoproterozoic accretionary boundaries of the north-central United States based on a new aeromagnetic-geologic compilation. *Precambrian Research*. v. 157: p. 71-79
- IAEA. 2003. Guidelines for radioelement mapping using gamma ray spectrometry data, IAEA-TECDOC- 1363, Vienna, Austria. p. 173.
- Irwin W.P., 1972. Terranes of the western Paleozoic and Triassic belt in the southern Klamath Mountains, California. *USGS Prof. Pap.*, 800-C, p. 103-111
- Jaques A. L., Wellman P., Whitaker A. & Wyborn D.. 1997. High-resolution geophysics in modern geological mapping. *Journal of Australian Geology & Geophysics*, v. 17 (2): p. 159-173
- Jardim de Sá E. F., 1994. A faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira/Pan-Africana. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Tese de Doutorado, 804p.
- Jardim de Sá E. F., Medeiros W. E., Castro. D. L., 1997. Contribuição da gravimetria aos modelos de estruturação crustal da Província Borborema, Nordeste do Brasil. In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 17, Fortaleza, *Resumos Expandidos*, Boletim, v. 15: 352-357
- Minty B. R. S., 1991. Simple Micro-Levelling for Aeromagnetic Data. *Exploraton Geophysics*, v. 22: p. 591-592.
- Minty B. R. S., 1997. Fundamentals of airborne gamma-ray spectrometry. *Journal of Australian Geology & Geophysics*. v. 17 (2): p. 39-50.



- Nabighian M. N., 1972. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: its properties and use of automated anomaly interpretation. *Geophysics*, v. 37: p. 507-517.
- Nabighian M. N., 1974. Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section. *Geophysics*, v. 39: p. 85-92.
- Oliveira R. G., 2008. Arcabouço geofísico, isostasia e causas do magmatismo cenozóico da província Borborema e de sua margem continental (Nordeste do Brasil). Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal-RN, Brasil, Tese de Doutorado, 411p.
- Pires A. C. B., 1995. Identificação geofísica de áreas de alteração hidrotermal, Crixás-Guarinos, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 25 (1): 61-68.
- Reid A. B., Allsop J. M., Granser H., Millet A. J. & Somerton I. W., 1990. Magnetic interpretation in three dimensions using euler deconvolution, *Geophysics*, v. 55: p. 80-91
- Reynolds, J. M. 1997. An Introduction to Applied and Environmental Geophysics. Chichester, John Wiley & Sons. 796p.
- Roest W. R., Verhoef J., Pilkington M. 1992. Magnetic interpretation using the 3-D analytical signal. *Geophysics*, v. 57, p. 116-125.
- Santos E. J., 1996. Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema. In: SBG, 39º Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, *Anais*, v. 6: p. 47-50
- Santos E. J., Brito Neves B. B., Van Schmus W.R., Oliveira R. G. & Medeiros V. C., 2000. An overall view on the displaced terrane arrangement of the Borborema Province, NE Brazil. In: International Geological Congress, 31th, Rio de Janeiro, Brazil, General Symposia, Tectonic Evolution of South American Platform, 9-5, 1cd-rom.
- Sial A.N. 1986. Granite-types in Northeastern Brazil: current Knowledge. *Revista Brasileira de Geociências*, 16: 52-72
- Spector A. & Grant F.S. 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, v. 35 (2), p. 293-302
- Stewart J. R. & Betts P. G., 2010, implications for Proterozoic plate margin evolution from geophysical analysis and crustal-scale modeling within the western Gawler Craton, Australia. *Tectonophysics*, v. 483: p. 151-177
- Vasconcelos R. M., Metelo M. S., Mota A. C. & Gomes R. D., 1990. Geofísica em levantamentos geológicos. Rio de Janeiro. DIGEOF-CPRM.



- Van Schmus W. R., Brito eves B. B., Hackspacher P. C. & Babinski M., 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, Northeast Brazil: initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 8 (3/4): p. 267-288.
- Van Schmus, W. R., Oliveira, E. P., Silva Filho, A. F. Toteu, F., Penaye, J., Guimarães I. P., 2008. Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt. Geological Society, London, Special Publications 294, p. 69-99
- Vaucher A., Neves S. P., Caby M., Corsini M., Egydio Silva M., Arthaud M. H. & Amaro V., 1995. The Borborema shear zone system, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 8: p. 247-266.
- Wellman P. 2000. Upper crust of the Pilbara Craton, Australia; 3D geometry of a granite/greenstone terrain. *Precambrian Research*, v. 104: p. 175-186