

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA – UnB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – IG

***CONTRIBUIÇÃO GEOFÍSICA À ANÁLISE DO ARCABOUÇO
TECTÔNICO DO DOMÍNIO RIO GRANDE DO NORTE,
PROVÍNCIA BORBOREMA – NE BRASIL***

LUCIANO COSTA GONÇALVES

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 251

BRASÍLIA

2009



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA – UnB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – IG

***CONTRIBUIÇÃO GEOFÍSICA À ANÁLISE DO ARCABOUÇO
TECTÔNICO DO DOMÍNIO RIO GRANDE DO NORTE,
PROVÍNCIA BORBOREMA – NE BRASIL***

LUCIANO COSTA GONÇALVES

Dissertação de Mestrado elaborada junto ao Curso de Pós-Graduação em Geologia (Área de Concentração em Geofísica Aplicada) do Instituto de Geociências (IG) da Universidade de Brasília (UnB), para a obtenção do Título de Mestre em Geologia.

ORIENTADOR: Dr. Elton Luiz Dantas (UnB)

CO-ORIENTADOR: Dr. Augusto César Bittencourt Pires (UnB)

EXAMINADORES: Dr. Elton Luiz Dantas (UnB)

Dr. Peter Christian Hackspacher (UNESP)

Dr. Roberto Alexandre Vitória de Moraes (UnB)

BRASÍLIA

2009



*“Ensinaí aos filhos que a Terra é nossa mãe. Dizei a eles, que a respeitem,
pois tudo o que acontecer a ela, acontecerá aos filhos da Terra.”*

Cacique Seattle



FICHA CATALOGRÁFICA

GONÇALVES, LUCIANO COSTA.

Contribuição Geofísica à Análise do Arcabouço Tectônico do Domínio Rio Grande do Norte, Província Borborema – NE Brasil [Brasília – DF] 2009.

CCLI, 100p., 29,7cm (Instituto de Geociências – UnB, Dissertação de Mestrado, Área de Concentração Geofísica Aplicada).

Monografia – Universidade de Brasília, realizada no Instituto de Geociências.

1. Domínio Rio Grande do Norte. 2. Arcabouço Tectônico. 3. Geofísica (Magnetometria).

I – IG/UnB

II – Título (série)



AGRADECIMENTOS

Aos orientadores Prof. Dr. Elton Luis Dantas, Prof. Dr. Augusto César Bittencourt Pires e Prof. Dr. Alexandre Vitória de Moraes pela proposta de trabalho, conhecimento transmitido e liberdade para exercer esta pesquisa.

À Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) e Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP) pela cessão e permissão para utilização dos bancos de dados aerogeofísicos.

Ao Laboratório de Geofísica Aplicada (LGA) e Laboratório de Geocronologia do Instituto de Geociências (IG) da Universidade de Brasília (UnB), a Teck Cominco Brasil e Petrobras pela utilização de infra-estrutura de laboratórios e licenças de programas computacionais.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela bolsa de mestrado.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo apoio financeiro para os projetos 4757-01-5, 471144/2003-7 e 420222/2007.

Aos meus pais, Joaquim e Ana Maria, à irmã Aline e ao irmão Leonardo pela força e apoio nesta vida de geólogo.

À minha querida Mariana pelos bons momentos vividos juntos, apoio nos momentos difíceis e compreensão nos momentos de ausência.

Aos inúmeros amigos e colegas que contribuíram para a realização deste trabalho, em especial a Glória Obando.



SUMÁRIO

FICHA CATALOGRÁFICA	i
AGRADECIMENTOS	ii
SUMÁRIO	iii
LISTA DE FIGURAS	v
LISTA DE TABELAS	viii
LISTA DE EQUAÇÕES	viii
LISTA DE ABREVIACÕES	ix
RESUMO	x
ABSTRACT	xi
1. INTRODUÇÃO	1
1.1. Apresentação e Justificativas do Tema	2
1.2. Localização da Área Estudada	3
1.3. Métodos Utilizados no Trabalho	4
2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	6
2.1. Província Borborema	7
2.2. Domínio Rio Grande Do Norte	8
2.2.1. Terreno São José do Campestre	13
2.2.2. Terreno Rio Piranhas	15
2.2.3. Terreno Seridó	17
2.2.4. Terreno Jaguaribe	19
2.2.5. Terreno Granjeiro	20
2.2.6. Intrusões Brasilianas	21
2.2.7. Bacias Sedimentares Meso-Cenozóicas	23
2.2.8. Coberturas Sedimentares Cenozóicas	25
2.2.9. Evolução do Planalto da Borborema	27
3. ORIGEM DOS DADOS GEOFÍSICOS	30
3.1. Apresentação	31
3.2. Natureza Dos Dados Magnéticos	31
3.2.1. Intensidade Do Campo Magnético Terrestre	31
3.2.2. Magnetização e Susceptibilidade Magnética	32
3.3. Bancos De Dados Magnéticos	33



4. PROCESSAMENTO E INTERPRETAÇÃO DOS DADOS GEOFÍSICOS.....	36
4.1. Técnicas de Tratamento dos Dados Magnéticos	37
4.1.1. Pré-processamento dos Dados Magnéticos	37
4.1.1.1. <i>Testes de Consistência dos Dados Magnéticos</i>	39
4.1.1.2. <i>Interpolação 2D em Malha Regular dos Dados Magnéticos</i>	40
4.1.1.3. <i>Micronivelamento dos Dados Magnéticos</i>	41
4.1.1.4. <i>Ajuste dos Bancos de Dados Magnéticos</i>	41
4.1.1.5. <i>Junção dos Bancos de Dados Magnéticos</i>	42
4.1.2. Processamento dos Dados Magnéticos	43
4.1.2.1. <i>Espectro Radial de Potência</i>	43
4.1.2.2. <i>Continuação Ascendente</i>	44
4.1.2.3. <i>Derivada Vertical</i>	44
4.1.2.4. <i>Amplitude do Gradiente Horizontal Total</i>	45
4.1.2.5. <i>Amplitude do Sinal Analítico</i>	45
4.1.2.6. <i>Inclinação do Sinal Analítico</i>	46
4.2. Interpretação dos Produtos Magnéticos	46
4.2.1. Profundidades das Fontes Magnéticas	47
4.2.2. Domínios Magnéticos	49
4.2.3. Lineamentos Magnéticos.....	51
4.3. Interpretação dos Produtos Gravimétricos	67
5. INTEGRAÇÃO GEOFÍSICA-GEOLOGIA	69
5.1. Sistemas de Lineamentos do Domínio Rio Grande do Norte	70
5.2. Arcabouço Tectônico e Arquitetura de Blocos Crustais do Domínio Rio Grande do Norte	74
5.2.1. Maciço São José do Campestre	75
5.2.2. Embasamento Paleoproterozóico	75
5.2.3. Faixa Seridó.....	77
5.2.4. Bacia Potiguar	78
5.2.5. Vulcanismo Fanerozóico.....	80
6. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	81
6.1. Contribuição Geofísica aos Modelos Geodinâmicos do Domínio Rio Grande do Norte ..	82
6.2. Discussão sobre as Técnicas de Tratamento dos Dados Magnéticos.....	87
6.3. Recomendações	88
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	89



LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 – Localização da área em estudo (CPRM 2001).....	3
Figura 1.2 – Fluxograma de atividades desenvolvidas na pesquisa.....	5
Figura 2.1 – Localização da Província Borborema e da área de estudo no contexto geotectônico da Plataforma Sul-Americana (modificado de Almeida <i>et al.</i> 1977, 1981, Brito Neves <i>et al.</i> 2000, CPRM 2001).	7
Figura 2.2 – Modelos de subdivisão tectônica da Província Borborema (modificado de Santos 1996, Brito Neves <i>et al.</i> 2000, CPRM 2001).	9
Figura 2.3 – Mapa geológico simplificado da área em estudo (modificado de CPRM 2004b, 2004c).....	10
Figura 2.4 – Mapa da interface crosta-manto da área de estudo, gerado a partir do Mapa Gravimétrico do Nordeste Setentrional do Brasil e da espessura da crosta continental (28km) obtida por Matos (1992a), com base em interpretações de seções sísmicas de reflexão profunda (Castro <i>et al.</i> 1997b).....	11
Figura 2.5 – Mapa de anomalias Bouguer da área de estudo (Campelo 1999).....	12
Figura 2.6 – Mapa de anomalias residuais Bouguer da área de estudo (Campelo 1999).....	12
Figura 2.7 – Mapa geológico simplificado da área em estudo, com ênfase no Terreno São José do Campestre (legenda vide Figura 2.3, modificado de CPRM 2004b, 2004c).	14
Figura 2.8 – Mapa geológico simplificado da área em estudo, com ênfase no Terreno Rio Piranhas (legenda vide Figura 2.3, modificado de CPRM 2004b, 2004c).....	16
Figura 2.9 – Mapa geológico simplificado da área em estudo, com ênfase no Terreno Seridó (legenda vide Figura 2.3, modificado de CPRM 2004b, 2004c).....	18
Figura 2.10 – Mapa geológico simplificado da área em estudo, com ênfase no Terreno Jaguaribe (legenda vide Figura 2.3, modificado de CPRM 2004b, 2004c).....	19
Figura 2.11 – Mapa geológico simplificado da área em estudo, com ênfase no Terreno Granjeiro (legenda vide Figura 2.3, modificado de CPRM 2004b, 2004c).....	21
Figura 2.12 – Mapa geológico simplificado da área em estudo, com ênfase nas Intrusões Brasilianas (legenda vide Figura 2.3, modificado de CPRM 2004b, 2004c).....	22
Figura 2.13 – Mapa geológico simplificado da área em estudo, com ênfase nas Bacias Sedimentares Meso-Cenozóicas e magmatismo meso-cenozóico (legenda vide Figura 2.3, modificado de CPRM 2004b, 2004c).....	23
Figura 2.14 – Mapa geológico simplificado da área em estudo, com ênfase nas Coberturas Sedimentares Cenozóicas (legenda vide Figura 2.3, modificado de CPRM 2004b, 2004c).....	26



Figura 2.15 – Mapa de domínios geomorfológicos e isolinhas da Superfície Geoidal na porção NE Província Borborema (compilado de Czajka 1958 e Prates <i>et al.</i> 1981 <i>in</i> : Morais Neto 1999, Sandwell & Smith 1997).....	28
Figura 3.1 – Localização dos projetos aerogeofísicos (CPRM 2001).....	34
Figura 4.1 – Fluxograma sumarizado das etapas de pré-processamento e processamento dos dados geofísicos.	38
Figura 4.2 – Exemplo de linha de vôo avaliada para a correção de “picos” inconsistentes (Projeto Esperança).	40
Figura 4.3 – Interpretações dos espectros radiais de potência para as diferentes continuações ascendentes.....	47
Figura 4.4 – Comparação entre a densidade de sinais do campo magnético simulado em diferentes altitudes de observação e condições físicas da crosta (modificado de Ramsay & Huber 1987).....	49
Figura 4.5 – Mapa da anomalia do campo magnético residual (UpC-25000m).	52
Figura 4.6 – Mapa da amplitude do sinal analítico de ordem zero (UpC-25000m).....	53
Figura 4.7 – Mapa da amplitude do gradiente horizontal total de ordem zero (UpC-25000m)....	53
Figura 4.8 – Mapa da derivada vertical de primeira ordem (UpC-25000m).....	54
Figura 4.9 – Mapa da inclinação do sinal analítico de ordem zero (UpC-25000m).	54
Figura 4.10 – Mapa de domínios magnéticos interpretados (UpC-25000m).....	55
Figura 4.11 – Mapa de lineamentos magnéticos interpretados (UpC-25000m).	55
Figura 4.12 – Mapa da anomalia do campo magnético residual (UpC-10000m).	56
Figura 4.13 – Mapa da amplitude do sinal analítico de ordem zero (UpC-10000m).....	56
Figura 4.14 – Mapa da amplitude do gradiente horizontal total de ordem zero (UpC-10000m)..	57
Figura 4.15 – Mapa da derivada vertical de primeira ordem (UpC-10000m).....	57
Figura 4.16 – Mapa da inclinação do sinal analítico de ordem zero (UpC-10000m).	58
Figura 4.17 – Mapa de domínios magnéticos interpretados (UpC-10000m).....	58
Figura 4.18 – Mapa de lineamentos magnéticos interpretados (UpC-10000m).	59
Figura 4.19 – Mapa da anomalia do campo magnético residual (UpC-5000m).	59
Figura 4.20 – Mapa da amplitude do sinal analítico de ordem zero (UpC-5000m).....	60
Figura 4.21 – Mapa da amplitude do gradiente horizontal total de ordem zero (UpC-5000m)....	60
Figura 4.22 – Mapa da derivada vertical de primeira ordem (UpC-5000m).....	61
Figura 4.23 – Mapa da inclinação do sinal analítico de ordem zero (UpC-5000m).	61
Figura 4.24 – Mapa de domínios magnéticos interpretados (UpC-5000m).....	62
Figura 4.25 – Mapa de lineamentos magnéticos interpretados (UpC-5000m).	62



Figura 4.26 – Mapa da anomalia do campo magnético residual (UpC-2500m).	63
Figura 4.27 – Mapa da amplitude do sinal analítico de ordem zero (UpC-2500m).....	63
Figura 4.28 – Mapa da amplitude do gradiente horizontal total de ordem zero (UpC-2500m)....	64
Figura 4.29 – Mapa da derivada vertical de primeira ordem (UpC-2500m).....	64
Figura 4.30 – Mapa da inclinação do sinal analítico de ordem zero (UpC-2500m).	65
Figura 4.31 – Mapa de domínios magnéticos interpretados (UpC-2500m).....	65
Figura 4.32 – Mapa de lineamentos magnéticos interpretados (UpC-2500m).	66
Figura 4.33 – Mapa do modelo físico proposto para o Domínio Rio Grande do Norte.....	66
Figura 4.34 – Mapa de lineamentos gravimétricos sobre o mapa de anomalias Bouguer de Campelo (1999).....	68
Figura 4.35 – Mapa de lineamentos gravimétricos sobre o mapa de anomalias residuais Bouguer de Campelo (1999).....	68
Figura 5.1 – Mapa de discontinuidades tectônicas e lineamentos estruturais gerado a partir das interpretações geofísicas e mapas geológicos da CPRM (2004b, 2004c).....	71
Figura 5.2 – Mapa de blocos e domínios crustais gerado a partir das interpretações geofísicas e mapas geológicos da CPRM (2004b, 2004c).....	74
Figura 5.3 – Interpretações geofísicas sobrepostas ao embasamento arqueano e paleoproterozóico do Domínio Rio Grande do Norte (legenda vide Figuras 2.3, 5.1, 5.2).	76
Figura 5.4 – Interpretações geofísicas sobrepostas às seqüências supracrustais e intrusões graníticas do Domínio Rio Grande do Norte (legenda vide Figuras 2.3, 5.1, 5.2).	78
Figura 5.5 – Interpretações geofísicas sobrepostas às bacias sedimentares fanerozóicas (Bacia Potiguar e Bacia Rio do Peixe) que recobrem o Domínio Rio Grande do Norte (legenda vide Figuras 2.3, 5.1, 5.2).....	79
Figura 5.6 – Interpretações geofísicas sobrepostas a coberturas cenozóicas, vulcanismo fanerozóico e rede hidrográfica, que recobrem o Domínio Rio Grande do Norte (legenda vide Figuras 2.3, 5.1, 5.2).....	80
Figura 6.1 – Mapa tectônico gerado a partir das interpretações geofísicas e mapa geológico (CPRM 2004b, 2004c).	83
Figura 6.2 – Mapa geológico simplificado sobreposto pelo mapa tectônico gerado a partir das interpretações geofísicas (modificado de CPRM 2004b, 2004c).....	84
Figura 6.3 – Mapa geológico simplificado da área em estudo (legenda vide Figura 2.3 modificado de CPRM 2004b, 2004c).....	86
Figura 6.4 – Mapa geológico simplificado da área em estudo sobreposto pelas interpretações geofísicas (legenda vide Figuras 2.3, 5.1, 5.2 modificado de CPRM 2004b, 2004c).....	86



LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1 – Características dos levantamentos aerogeofísicos (CPRM 2004a)	35
Tabela 4.1 – Funções matemáticas que representam as superfícies de primeira ordem reduzidas dos dados aerogeofísicos	42

LISTA DE EQUAÇÕES

Equação 4.1 – Superfície de tendência de primeira ordem para ajuste do bancos de dados magnéticos	41
Equação 4.2 – Cálculo de profundidade a partir do espectro radial de potência	43
Equação 4.3 – Filtro para determinação de continuação ascendente	44
Equação 4.4 – Filtro para determinação de derivada vertical	44
Equação 4.5 – Filtro para determinação de amplitude do gradiente horizontal total	45
Equação 4.6 – Filtro para determinação de amplitude do sinal analítico	45
Equação 4.7 – Filtro para determinação de inclinação do sinal analítico	46
Equação 4.8 – Filtro para determinação de inclinação do sinal analítico	46



LISTA DE ABREVIACÕES

A – Domínio de Alto Magnético	NE – Lineamento Magnético
AM – Aeromagnético	Nd – Neodímio
AMMP – <i>Aeromagnetic Mapping Project</i>	Ni – Níquel
ANP – Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis	NW – Noroeste
Ar – Argônio	NW – Lineamento Magnético
B – Domínio de Baixo Magnético	O – Oxigênio
BP – Bacia Potiguar	nT – Nano Tesla
BRP – Bacia Rio do Peixe	Pb – Chumbo
°C – Grau Celsius	PB – Paraíba
CAP – Complexo Acopiara	PB – Província Borborema
CAPES – Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior	PE – Pernambuco
CC – Complexo Caicó	Petrobras – Petróleo Brasileiro S.A.
CE – Ceará	PGW – <i>Paterson, Grant and Watson</i>
CG – Complexo Granjeiro	PI – Piauí
CJC – Complexo João Câmara	PLB – Planalto da Borborema
CJG – Complexo Jaguaratama	PRD – Planaltos Residuais
CNPq – Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico	PST – Planalto Sertanejo
CPRM – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais	rad – Grau Radiano
CSC – Complexo Santa Cruz	Rb – Rubídio
CSP – Complexo Serrinha-Pedro Velho	RP – Terreno Rio Piranhas
DCC – Domínio Ceará Central	RN – Rio Grande do Norte
DGRF – <i>Definitive Geomagnetic Reference Field</i>	s - Segundo
DRGN – Domínio Rio Grande do Norte	S – Sul
DSL – Depressão Sublitorânea	SAD 69 – <i>South American 1969</i>
DST – Depressão Sertaneja	SE – Sudeste
DZT – Domínio da Zona Transversal	SAMMP – <i>South American Magnetic Mapping Project</i>
E – Leste	SAP – Sistema de Falhas de Apodi
E-W – Lineamento Magnético	SD – Terreno Seridó
f_N – Frequência de Nyquist	SFC – Sistema de Falhas de Carnaubais
FAB – Falha de Afonso Bezerra	SIG – Sistemas de Informações Georreferenciadas
Fe – Ferro	σ – Desvio Padrão do Conjunto de Dados
FS – Faixa Seridó	Sm – Samário
FOJ – Faixa Orós-Jaguaribe	SPC – Suíte Poço da Cruz
FSM – Falha de Samambaia	SQC – Sistema de Falhas de Quixaba-Serra do Carmo
Ga – 10 ⁹ Anos (Bilhões de Anos)	Sr – Estrôncio
GJ – Terreno Granjeiro	SVA – Suíte Várzea Alegre
IG – Instituto de Geociências	SW – Sudoeste
IGRF – <i>International Geomagnetic Reference Field</i>	TBC – Tabuleiros Costeiros
in – Polegada	T _{DM} – Idade Modelo
JC – Terreno São José do Campestre	Ti – Titânio
JG – Terreno Jaguaribe	TTG – Tonalito-Trondjhemito-Granodiorito
K – Potássio	U – Urânio
km – Quilômetro	UFRN – Universidade Federal do Rio Grande do Norte
LC – Linhas de Controle	UpC – Continuação Ascendente
LGA – Laboratório de Geofísica Aplicada	UnB – Universidade de Brasília
LP – Linhas de Produção	W – Oeste
LP – Lineamento Patos	x – Amostra do Conjunto de Dados
m - Metro	ZCJG – Zona de Cisalhamento Jaguaribe
Ma – 10 ⁶ Anos (Milhões de Anos)	ZCPJC – Zona de Cisalhamento Picuí-João Câmara
mGal – miligauss	ZCPA – Zona de Cisalhamento Portalegre
MSJC – Maciço São José do Campestre	ZCRP – Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos
μ – Média do Conjunto de Dados	ZCSP – Zona de Cisalhamento Senador Pompeu
N – Norte	2D – Bidirecional
NE – Nordeste	% - Porcentagem

RESUMO

Interpretações de dados magnéticos permitiram sugerir um modelo de evolução para o arcabouço tectônico do Domínio Rio Grande do Norte (Província Borborema, NE Brasil), baseado na individualização de diferentes blocos litosféricos com respostas magnéticas particulares, limitados por fortes lineamentos magnéticos. A análise de profundidade das fontes magnéticas indica que os limites físicos dos blocos são caracterizados por extensos sistemas de cisalhamento transcorrentes dúcteis enraizados na base da crosta. Estes sistemas são responsáveis pela configuração de mega-sigmóides, com cinemática essencialmente dextral, direção preferencial N70°E e inflexões para N30°E / N-S, correlacionados a importantes descontinuidades litosféricas, a exemplo dos Lineamentos Patos, Caicó-Bom Jesus, Potiguar e Zonas de Cisalhamento Picuí-João Câmara, Portalegre, Senador Pompeu, Remígio-Pocinhos, Florânia-Angicos e Açú. Anomalias magnéticas associadas ao embasamento do Domínio Rio Grande do Norte possibilitam caracterizar o Bloco Crustal do Maciço São José do Campestre e sua extensão em profundidade a Sul, além de individualizar segmentos crustais distintos (Bloco Crustal Caicó / Bloco Crustal Angicos / Bloco Crustal Augusto Severo), correlacionados ao Complexo Caicó. Tramas estruturais (NW-SE) preservadas no embasamento arqueano e paleoproterozóico, aliadas ao limite físico destes domínios, representado pelo Lineamento Borborema-Parnaíba, indicam que estes blocos crustais podem ter sido amalgamados em uma história pré-brasileira. As feições magnéticas interpretadas como importantes sistemas de cisalhamento transcorrentes desenvolvidos na Orogênese Brasileira (600Ma), são associadas à intensa granitogênese, que ocorre normalmente nos limites dos blocos crustais, indicando que as zonas de cisalhamento serviram de conduto para a ascensão e alojamento das intrusões. Os processos extensionais atuantes na crosta continental, durante o Mesozóico (135Ma), foram responsáveis por reativações de antigas estruturas do embasamento, correlacionadas a lineamentos magnéticos (NE-SW / NW-SE), e implantação da Bacia Potiguar, caracterizada por depocentros, nucleação das falhas de borda e da margem flexural em níveis crustais rasos. No Cenozóico (56-23Ma), variações do campo de tensão intraplaca, associadas a uma anomalia térmica no manto, foram responsáveis pelo Magmatismo Macau e reativações rúpteis de estruturas antigas, associadas a feições magnéticas rasas, que controlaram a sedimentação e erosão de coberturas cenozóicas. Reativações neotectônicas (<0,01Ma) de estruturas NE-SW / NW-SE, aliadas a magmatismo recente (NW-SE), indicam que o Domínio Rio Grande do Norte está sendo submetido a variações do campo de tensão intraplaca, resultantes de anomalias térmicas no manto, com direção preferencial de estiramento NE-SW e, subordinada, NW-SE.



ABSTRACT

Magnetic data interpretation based on the individualization of different lithospheric blocks, limited by strong magnetic lineaments, showing distinct magnetic responses; allow the suggestion of a tectonic evolution model for the Rio Grande do Norte Domain framework (Borborema Province, NE Brazil). Depth analysis of the magnetic sources indicates that the physical boundaries of the blocks are characterized by extensive ductile strike slip shear systems rooted at the base of the crust. These are responsible for the mega-sigmoids, essentially dextral, trending N70°E and N30°E / N-S inflections, correlated to important lithospheric discontinuations, such as the Patos, Caicó-Bom Jesus, Potiguar Lineaments, and the Picuí-João Câmara, Portoalegre, Senador Pompeu, Remígio-Pocinhos, Florânia-Angico and Açú Shear Zones. Magnetic anomalies associated to the Rio Grande do Norte Domain basement help characterize the Crustal Block of the São José do Campestre Massif, and its depth extension to the South, and also help single out distinct crustal segments (Caicó Crustal Block / Angicos Crustal Block / Augusto Severo Crustal Block), correlated to the Caicó Complex. Preserved structural fabrics (NW-SE) in the archaic and paleoproterozoic basement, coupled with the physical boundaries of these domains, represented by the Borborema-Parnaíba Lineament, indicate that these crustal blocks could have been amalgamated during the Pre-Brasiliano. Magnetic features interpreted as important strike slip shear systems developed during the Brasiliano Orogen (600 Ma), are associated to intense granite genesis, which normally occur at the crustal blocks boundaries, indicating that the shear zones served as conduits for the intrusions. The extensional processes on the continental crust, during the Mesozoic (135 Ma), were responsible for reactivating old basement structures, correlated to magnetic lineaments (NE-SW / NW-SE), and implementing the Potiguar Basin, characterized by depocenters, shallow crustal border faults and flexural margin nucleations. In the Cenozoic (56-23Ma), intraplate stress field variations, associated with a thermal anomaly in the mantle, were responsible for the Macau Magmatism and reactivation of old brittle structures, related to shallow magnetic features, which controlled sedimentation and cenozoic cover erosion. Neotectonic reactivations (<0,01Ma) of structures NE-SW / NW-SE, combined with recent magmatism, indicate that the Rio Grande do Norte Domain is being submitted to variations in the intraplate stress field, due to thermal anomalies in the mantle, with preferential NE-SW directional extension, and NW-SE subordinate.



1. INTRODUÇÃO

1.1. APRESENTAÇÃO E JUSTIFICATIVAS DO TEMA

O arcabouço tectônico de áreas pré-cambrianas é resultante de histórias tectono-termiais complexas, caracterizadas por superposição de fábricas tectônicas, que podem ter sido geradas em diferentes níveis crustais de um determinado segmento litosférico. Comumente, o entendimento destes terrenos é baseado em técnicas de mapeamento geológico básico, cujas associações litoestratigráficas presentes em superfície, refletem os distintos eventos desenvolvidos no decorrer do tempo geológico.

A utilização de dados geofísicos, como ferramentas indiretas de suporte à análise do arcabouço tectônico de terrenos pré-cambrianos, têm possibilitado individualizar diferentes blocos crustais, com assinaturas geofísicas particulares, além de caracterizar importantes descontinuidades litosféricas que segmentam estes domínios (Castro *et al.* 1998, Blum 1999, Campelo 1999, Rutland *et al.* 2001, Oliveira *et al.* 2005b, Holm *et al.* 2007).

Modelos interpretativos baseados em dados geofísicos são importantes para o entendimento dos processos geológicos governantes em profundidade, podendo auxiliar a identificação da seqüência de eventos geológicos gerados em épocas distintas da história evolutiva destas áreas. Em diferentes terrenos, dados magnéticos e gravimétricos têm sido usados para o estudo da geometria, arranjo espacial e caracterização de limites físicos de blocos litosféricos, bem como permitem avaliar as condições relacionadas tanto a origem, profundidade de geração de magmas e o posicionamento de corpos intrusivos associados ao desenvolvimento de extensas zonas de cisalhamento dúcties (Castro *et al.* 1998, Blum 1999, Mantovani *et al.* 1999, 2005, Wellmann 2000, Ramadass *et al.* 2005, Soares 2006).

Dados geofísicos também tem dado ênfase ao significado e a intensidade de eventos tectônicos de caráter rúptil, normalmente, relacionados à evolução de bacias sedimentares fanerozóicas, ocorrência de vulcanismo e controle estrutural de coberturas sedimentares recentes (Gunn 1997a, Behrendt 1999, Zalán & Oliveira 2005).

A proposta da área de trabalho na Província Borborema (NE Brasil), como estudo de caso da utilização de dados aeromagnéticos contribuindo para a melhor compreensão da história tectônica e estrutural de terrenos antigos, é justificada pela presença de extensas áreas de exposições de rochas, que refletem uma longa história evolutiva, registrada desde o Arqueano ao Cenozóico, além de ser uma região geologicamente bem estudada e mapeada.

A Província Borborema destaca-se no cenário geológico mundial por ser um importante elo geológico de ligação entre Brasil e África, desde a consolidação do Supercontinente *Gondwana* Ocidental no final do Neoproterozóico (600Ma) até a abertura do Oceano Atlântico

Sul no Meso-Cenozóico, responsável pela atual configuração da borda Leste da Plataforma Sul-Americana (Jardim de Sá 1994, Trompette 1994, Caby *et al.* 1995, Dantas 1997).

Desta forma, a presente dissertação de mestrado emprega ferramentas computacionais de processamento, interpretação e integração de dados aerogeofísicos (Magnetometria) visando à caracterização do arcabouço tectônico do Domínio Rio Grande do Norte (NE Província Borborema), com o intuito de propor novos modelos de evolução geodinâmica para esta região.

1.2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA ESTUDADA

A área em estudo localiza-se na região Nordeste do Brasil, nos estados do Rio Grande do Norte, Paraíba, Ceará e margem continental adjacente, limitada pelos paralelos $4^{\circ}00'S$ e $7^{\circ}15'S$, e meridianos $34^{\circ}10'W$ e $38^{\circ}40'W$, compreendendo aproximadamente 180.000km^2 (Figura 1.1).

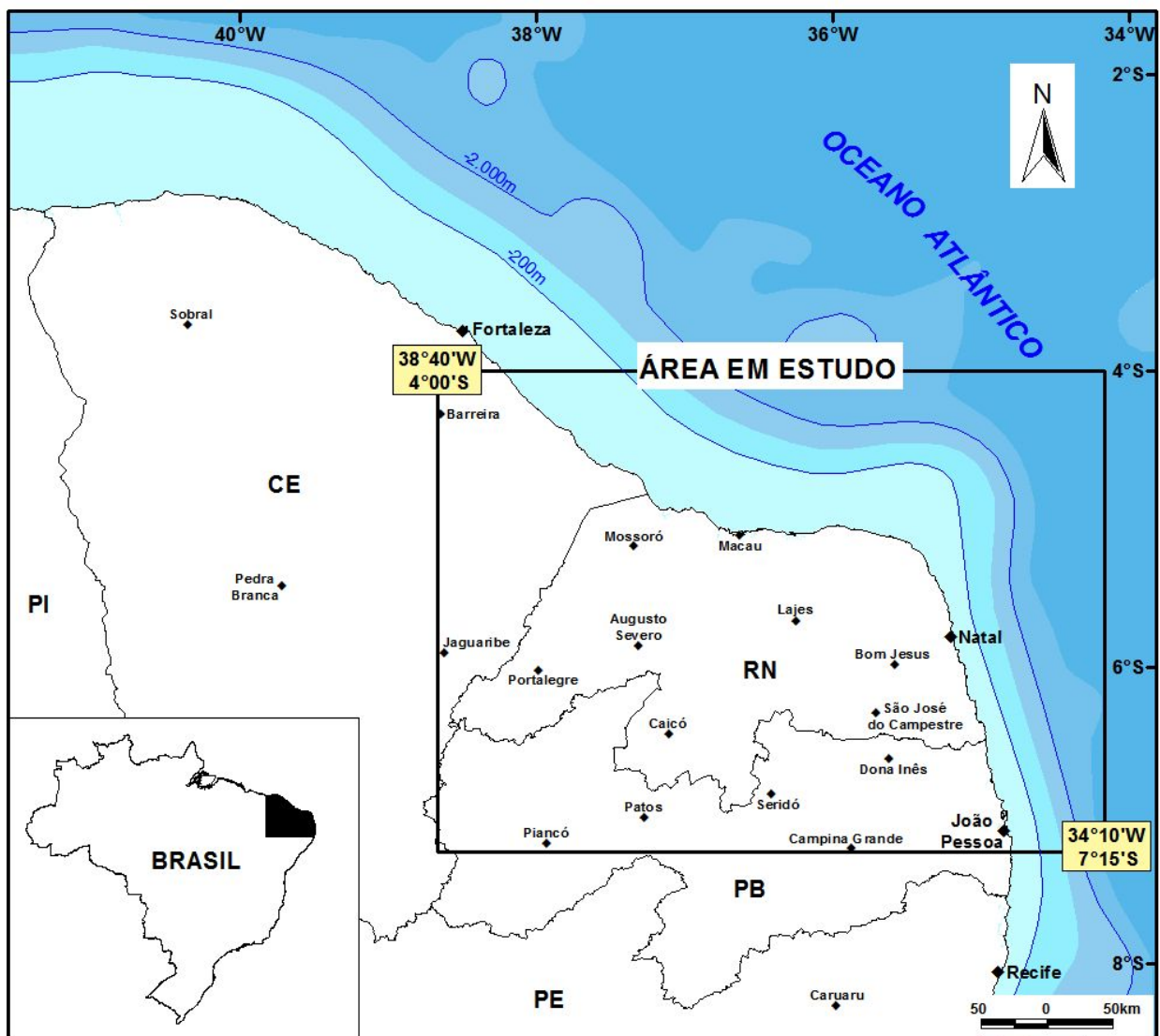


Figura 1.1 – Localização da área em estudo (CPRM 2001).

Esta região abrange os terrenos pré-cambrianos do extremo Nordeste da Província Borborema, representados por maciços cristalinos arqueano-paleoproterozóicos circundados por faixas móveis paleo-neoproterozóicas e limitados por extensas zonas de cisalhamento transcorrentes, ambos intrudidos por intensa granitogênese brasileira e recobertos por bacias sedimentares fanerozóicas e coberturas sedimentares recentes (Jardim de Sá 1994, Caby *et al.* 1995, Van Schmus 1995, Vauchez *et al.* 1995, Dantas 1997, Brito Neves *et al.* 2000).

1.3. MÉTODOS UTILIZADOS NO TRABALHO

Na etapa inicial da pesquisa foi realizada a aquisição e a compilação da base de dados temáticos, entre estes, dados geológicos, geofísicos, geoquímicos, geocronológicos e imagens de sensores remotos, que recobrem a área em estudo no extremo Nordeste do Brasil.

Estes conjuntos de dados foram estruturados e inseridos numa plataforma unificada de Sistemas de Informações Georreferenciadas (SIG), em coordenadas geodésicas e com *Datum* Horizontal *South America* 1969 (SAD 69) como parâmetros cartográficos, visando à interpretação e integração dos resultados, bem como futuras consultas ao banco de dados espaciais.

Aliada a compilação da base de dados, foi realizada uma exaustiva coletânea bibliográfica sobre geologia e modelos de evolução tectônica da Província Borborema, natureza e métodos de processamento de dados geofísicos de campos potenciais, integração de produtos geofísicos com dados geológicos em terrenos pré-cambrianos, entre outros temas.

Na etapa de processamento dos dados geofísicos foram aplicadas técnicas de tratamento de dados de campos potenciais, no domínio de Fourier e no domínio do espaço, onde os diferentes levantamentos aéreos foram processados e integrados, visando gerar os temas transformados da intensidade do campo magnético residual.

A partir dos produtos geofísicos foram realizadas as interpretações das feições magnéticas e, conseqüentemente, a caracterização de lineamentos e domínios magnéticos da área em estudo.

Em seguida, foi realizada a integração entre as interpretações geofísicas e os dados geológicos existentes na plataforma SIG, com o objetivo de correlacionar os lineamentos e domínios magnéticos a discontinuidades físicas e domínios crustais, bem como validar os modelos geofísicos propostos com modelos geológicos existentes na literatura.

A validação das interpretações geofísico-geológicas subsidiou a proposição do modelo do arcabouço tectônico da área e forneceu informações relevantes para a compreensão da evolução

geológica do Domínio Rio Grande do Norte.

A etapa final do trabalho consistiu em avaliar as técnicas utilizadas no processamento dos dados geofísicos e as informações provenientes dos temas gerados, analisar as interpretações e os modelos geofísico-geológicos propostos, além da validação destes modelos com os dados geológicos existentes na literatura.

Desta forma, o fluxograma seguinte sumariza as principais atividades desenvolvidas nesta pesquisa (Figura 1.2).

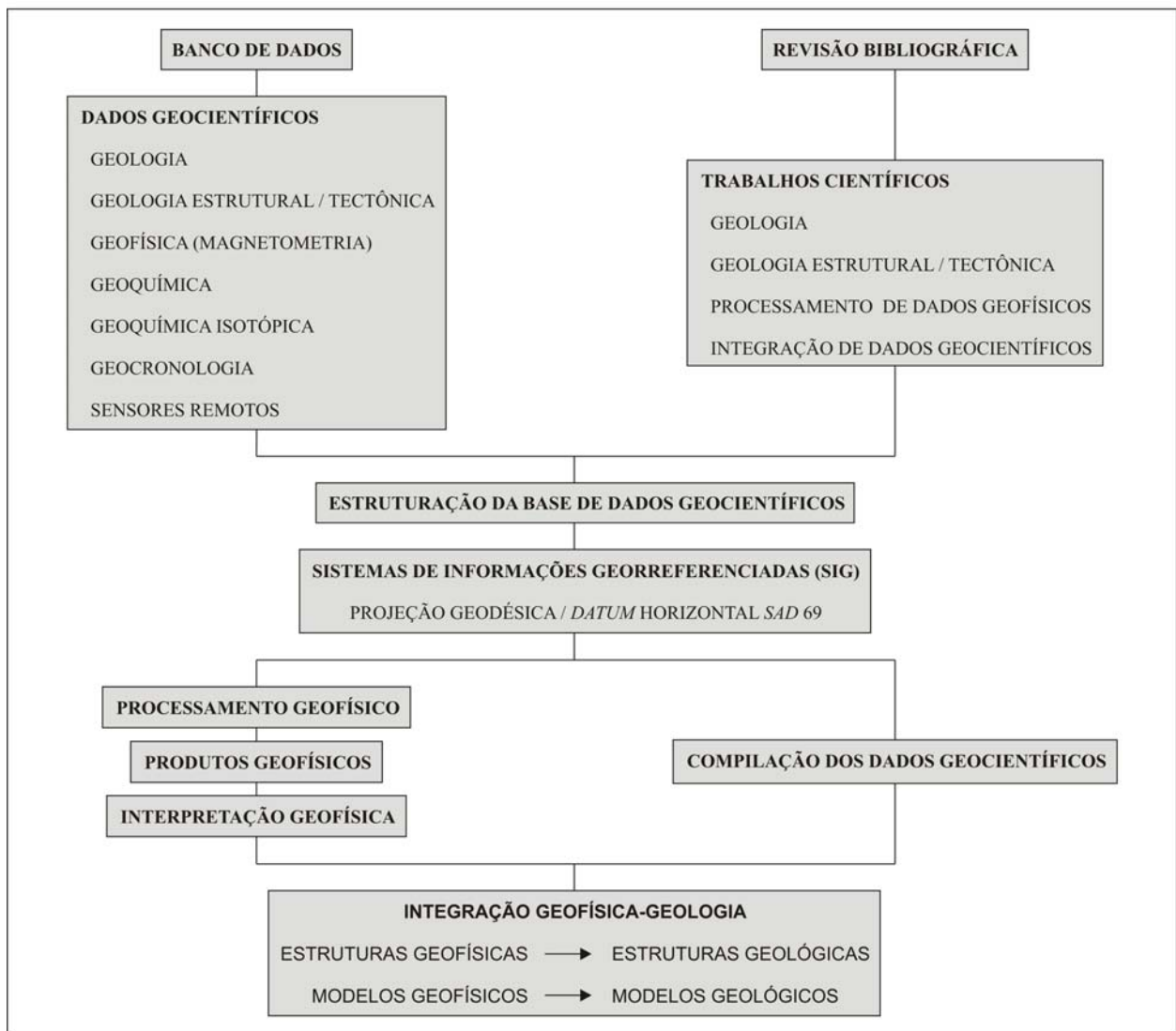


Figura 1.2 – Fluxograma de atividades desenvolvidas na pesquisa.



2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1. PROVÍNCIA BORBOREMA

No contexto geotectônico da Plataforma Sul-Americana, a área em estudo encontra-se inserida no extremo Nordeste da Província Estrutural Borborema de Almeida *et al.* (1977, 1981), limitada a Norte e a Leste pelo Oceano Atlântico e pela Bacia Potiguar, a Oeste pela Bacia do Parnaíba e a Sul-Sudoeste pelo Cráton São Francisco (Figura 2.1, 2.2).

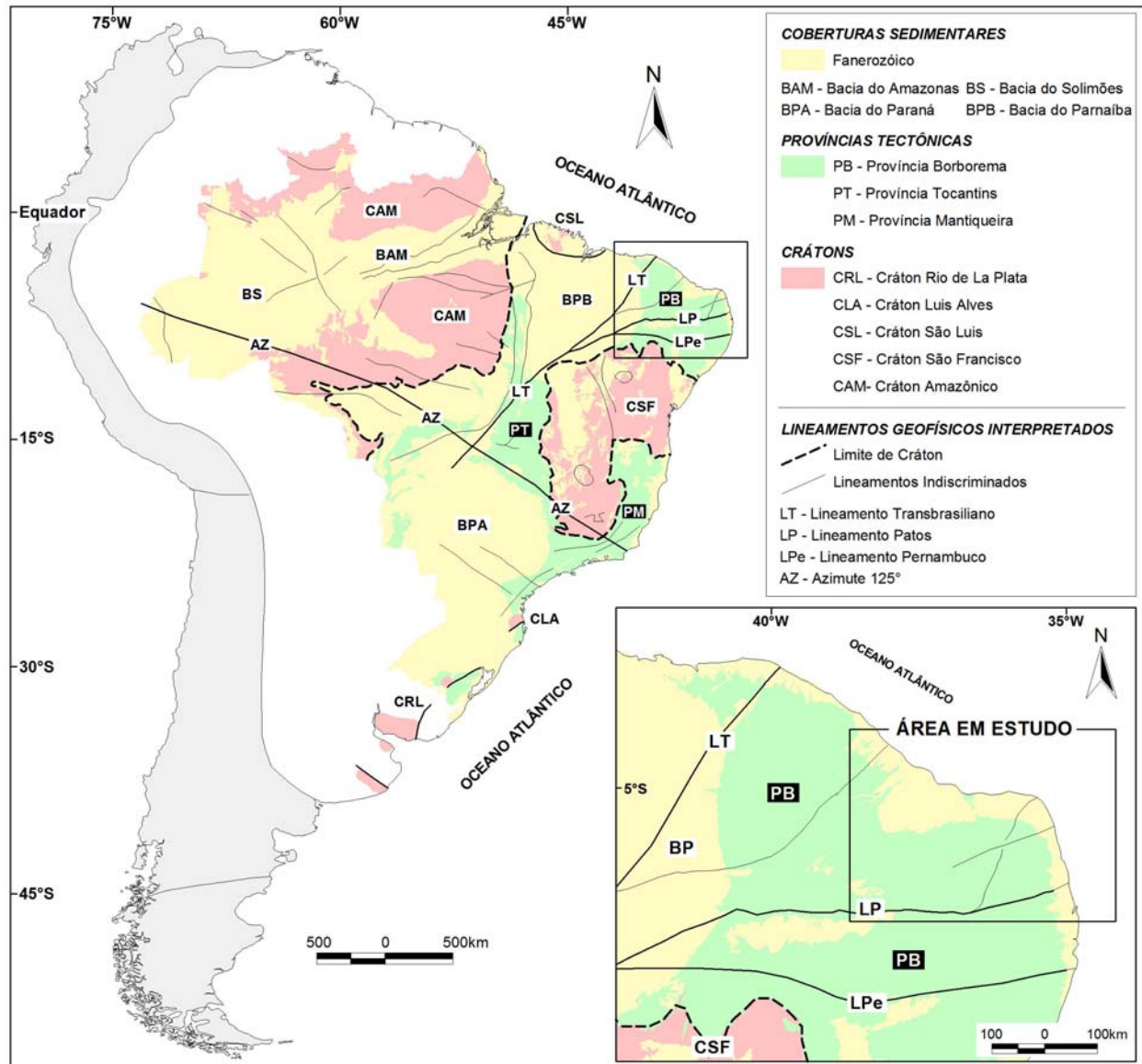


Figura 2.1 – Localização da Província Borborema e da área de estudo no contexto geotectônico da Plataforma Sul-Americana (modificado de Almeida *et al.* 1977, 1981, Brito Neves *et al.* 2000, CPRM 2001).

A Província Borborema (PB) corresponde à extensa faixa colisional pré-cambriana resultante da convergência dos Crátons Oeste África-São Luís, Amazônico e São Francisco-Congo, formada pela acreção e amalgamento de diferentes terrenos tectono-estratigráficos ao

final da Orogênese Brasileiro-Pan Africana (ca. 600Ma), na consolidação do Supercontinente Oeste *Gondwana* (Jardim de Sá 1994, Trompette 1994, Caby *et al.* 1995, Van Schmus *et al.* 1995, Vauchez *et al.* 1995, Dantas 1997, Brito Neves *et al.* 2000, Toteu *et al.* 2001).

Modelos de subdivisão da Província Borborema em domínios ou terrenos tectono-estratigráficos, com base em suas histórias evolutivas, correlações litoestratigráficas, continuidade estrutural de extensos lineamentos tectônicos, bem como informações geocronológicas e geofísicas, foram propostos por Brito Neves (1975, 1978), Santos & Brito Neves (1984), Jardim de Sá (1994), Santos (1996), Campelo (1999), Cavalcanti (1999), Brito Neves *et al.* (2000) e Oliveira *et al.* (2005), entre outros. Sem delongas sobre este tema, o presente trabalho segue os modelos propostos por Brito Neves *et al.* (2000) e Santos (1996).

Brito Neves *et al.* (2000) reconheceram cinco domínios tectônicos principais na Província Borborema, enquanto Santos (1996) subdividiu a província em vinte e um terrenos tectono-estratigráficos. Neste contexto, a área de estudo encontra-se inserida no Domínio Rio Grande do Norte (DRGN), englobando os Terrenos Tectono-Estratigráficos São José do Campestre, Rio Piranhas e Seridó, partes dos Terrenos Jaguaribe e Granjeiro, além da Bacia Potiguar e margem continental Nordeste (Figura 2.2).

2.2. DOMÍNIO RIO GRANDE DO NORTE

O Domínio Rio Grande do Norte (DRGN) foi definido como um segmento litosférico, localizado a Norte do Lineamento Patos (LP) e a Leste da Zona de Cisalhamento Senador Pompeu (ZCSP), formado pela colagem e amalgamento de fragmentos crustais, envolvendo núcleos arqueanos, blocos gnáissicos migmatíticos de idade paleoproterozóica e seqüências supracrustais paleo a neoproterozóicas, durante a Orogênese Brasileira. Todo este conjunto foi afetado por inúmeras intrusões graníticas de idade brasileira, geralmente, associadas a extensas zonas de cisalhamento transcorrentes (Jardim de Sá 1994, Van Schmus *et al.* 1995, Vauchez *et al.* 1995, Dantas 1997, Brito Neves *et al.* 2000, Figura 2.3).

As zonas de cisalhamentos que segmentam o Domínio Rio Grande do Norte são consideradas como importantes discontinuidades físicas, algumas em escala intra-continental, a exemplo do Lineamento Patos (E-W), Zona de Cisalhamento Picuí-João Câmara (NE-SW), Zona de Cisalhamento Portalegre (NE-SW) e Zona de Cisalhamento Senador Pompeu (NE-SW), com cinemática essencialmente dextral (Jardim de Sá 1994, Caby *et al.* 1995, Van Schmus *et al.* 1995, Vauchez *et al.* 1995, Jardim de Sá *et al.* 1997, Castro *et al.* 1998, Campelo 1999, Brito Neves *et al.* 2000, e Oliveira *et al.* 2005b, 2006, Figura 2.3).

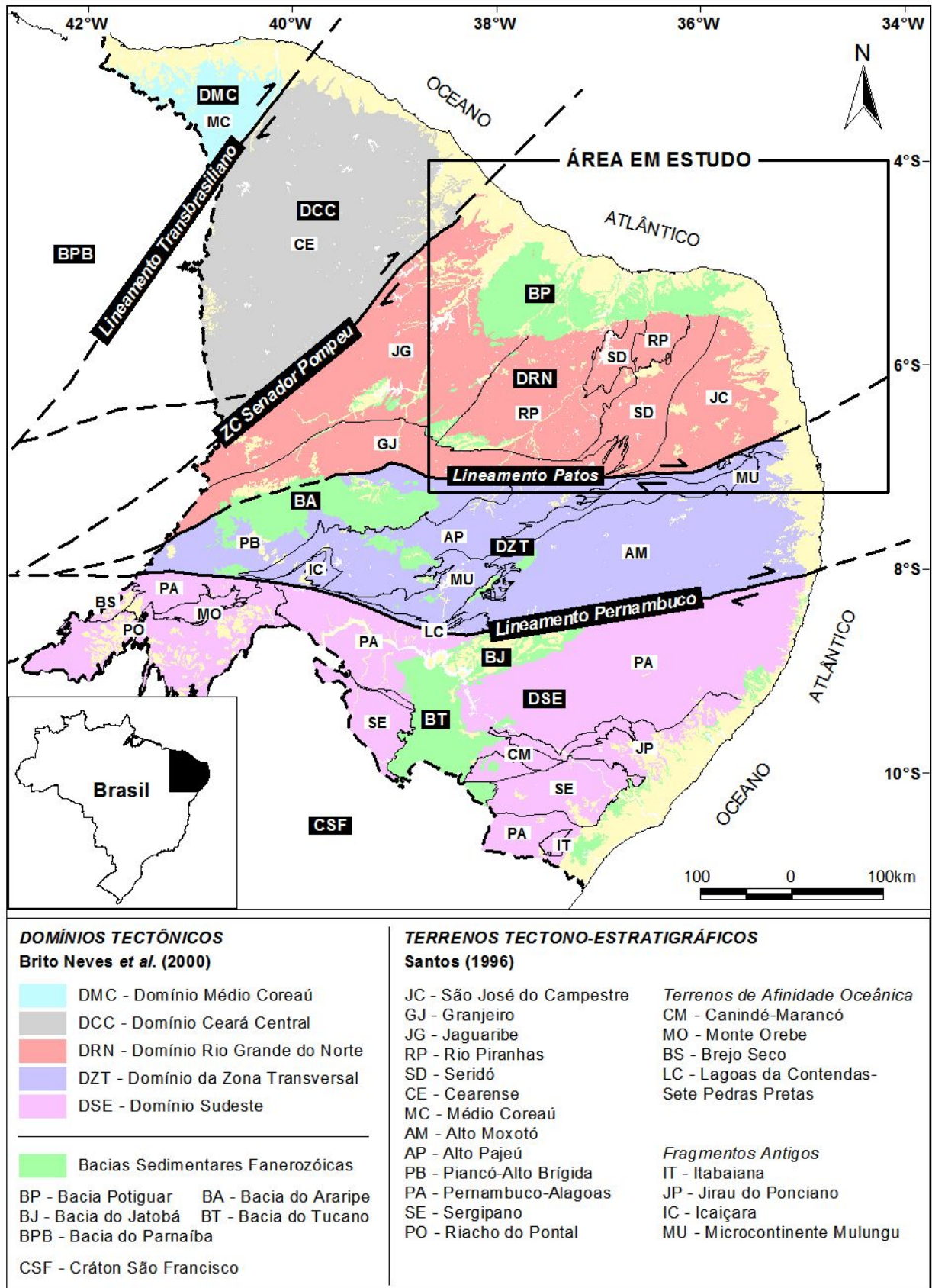


Figura 2.2 – Modelos de subdivisão tectônica da Província Borborema (modificado de Santos 1996, Brito Neves et al. 2000, CPRM 2001).

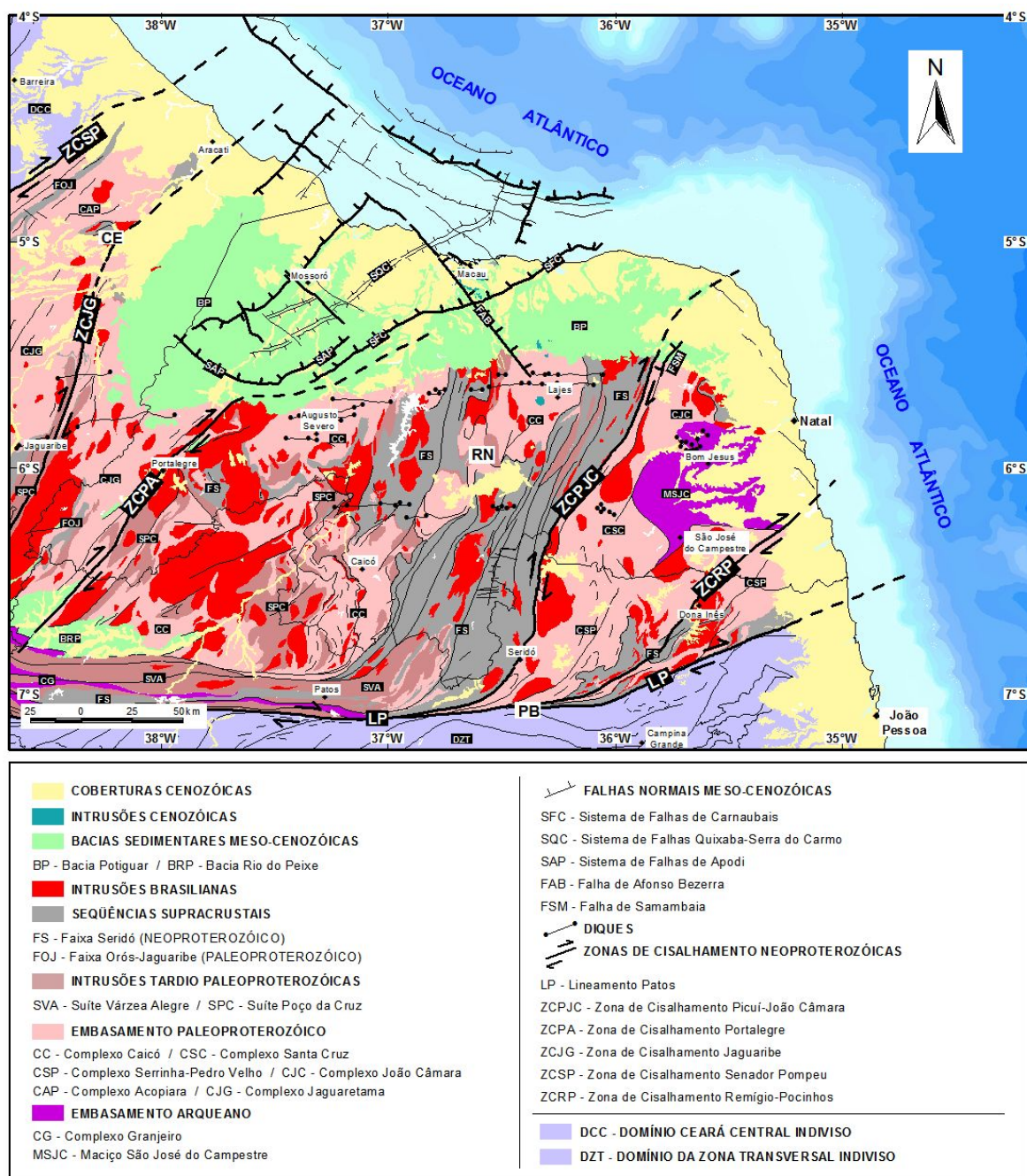


Figura 2.3 – Mapa geológico simplificado da área em estudo (modificado de CPRM 2004b, 2004c).

O trabalho pioneiro de Dal Ré Carneiro *et al.* (1988) na compilação de dados magnéticos no Nordeste do Brasil reconheceu a extensão, continuidade e penetratividade de fortes lineamentos magnéticos (E-W / NE-SW) associados às zonas de cisalhamentos dúcteis brasilianas. Amaro (1998), Campelo (1999), Oliveira & Santos (1999), Souza (2000), Oliveira *et al.* (2001, 2005b), Gonçalves *et al.* (2005a, 2005b, 2007) e Munis & Silveira (2005) re-interpretaram os dados aeromagnéticos e utilizaram estes produtos geofísicos como ferramenta de apoio na caracterização estrutural e tectônica da Província Borborema, mostrando as

correlações entre anomalias magnéticas com blocos e limites crustais.

Moreira *et al.* (1989a) iniciaram a compilação do Mapa Gravimétrico do Nordeste Setentrional do Brasil e sua contribuição ao estudo do arcabouço tectônico desta região. A feição mais expressiva no mapa gravimétrico foi determinada pela isolinha de 0,0mGal, que bordejia a linha de costa nesta região. Associados a esta feição foram observados diferentes gradientes gravimétricos positivos ao longo do litoral relacionados à transição crosta continental-crosta oceânica, indicando diferentes taxas de afinamento e ruptura crustal na abertura do Oceano Atlântico Sul (Meso-Cenozóico).

A partir do Mapa Gravimétrico do Nordeste Setentrional do Brasil, Castro *et al.* (1997b, 1998) geraram o mapa da interface crosta-manto para a porção Norte da Província Borborema. Este produto forneceu informações relevantes sobre profundidades da Descontinuidade de Mohorovicic, que varia de 30km no continente a 10km no sopé oceânico. Na região da Bacia Potiguar foi observado um afinamento crustal de 2km para a interface crosta-manto, associado à evolução desta bacia (Figura 2.4).

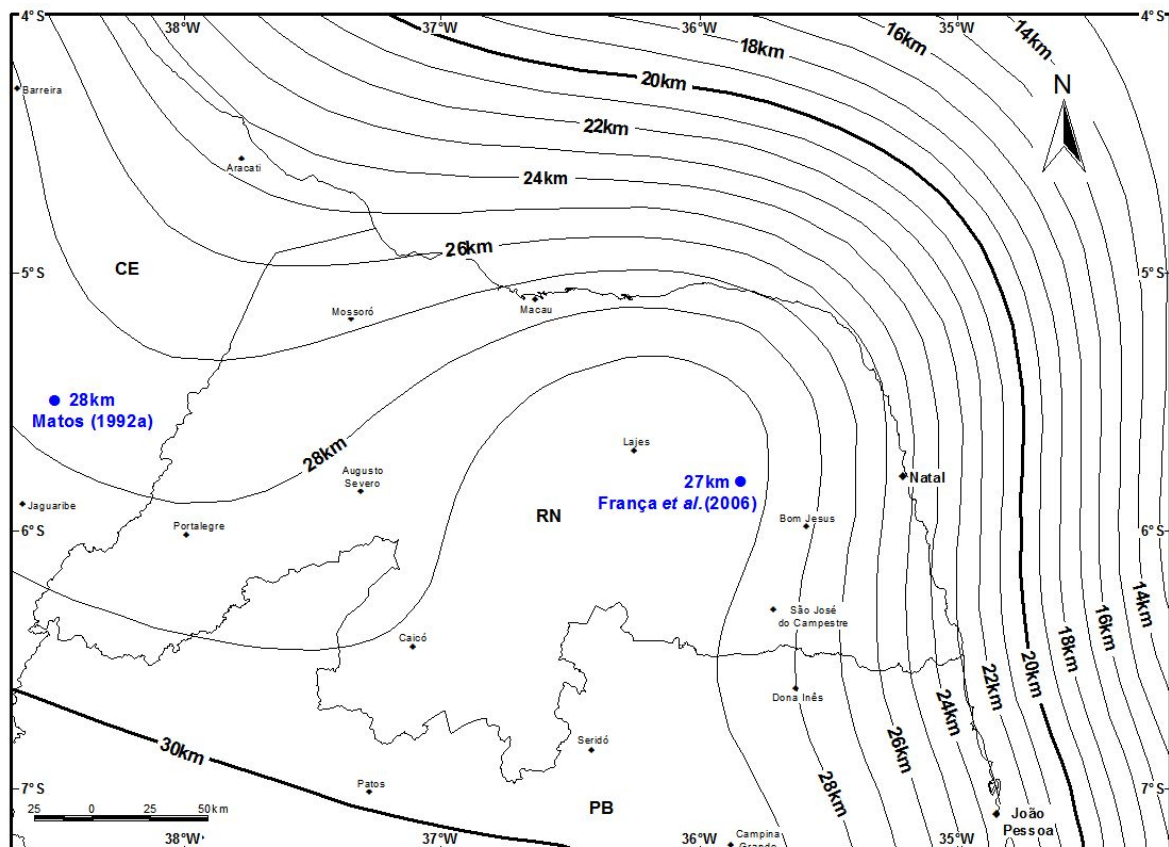


Figura 2.4 – Mapa da interface crosta-manto da área de estudo, gerado a partir do Mapa Gravimétrico do Nordeste Setentrional do Brasil e da espessura da crosta continental (28km) obtida por Matos (1992a), com base em interpretações de seções sísmicas de reflexão profunda (Castro *et al.* 1997b).

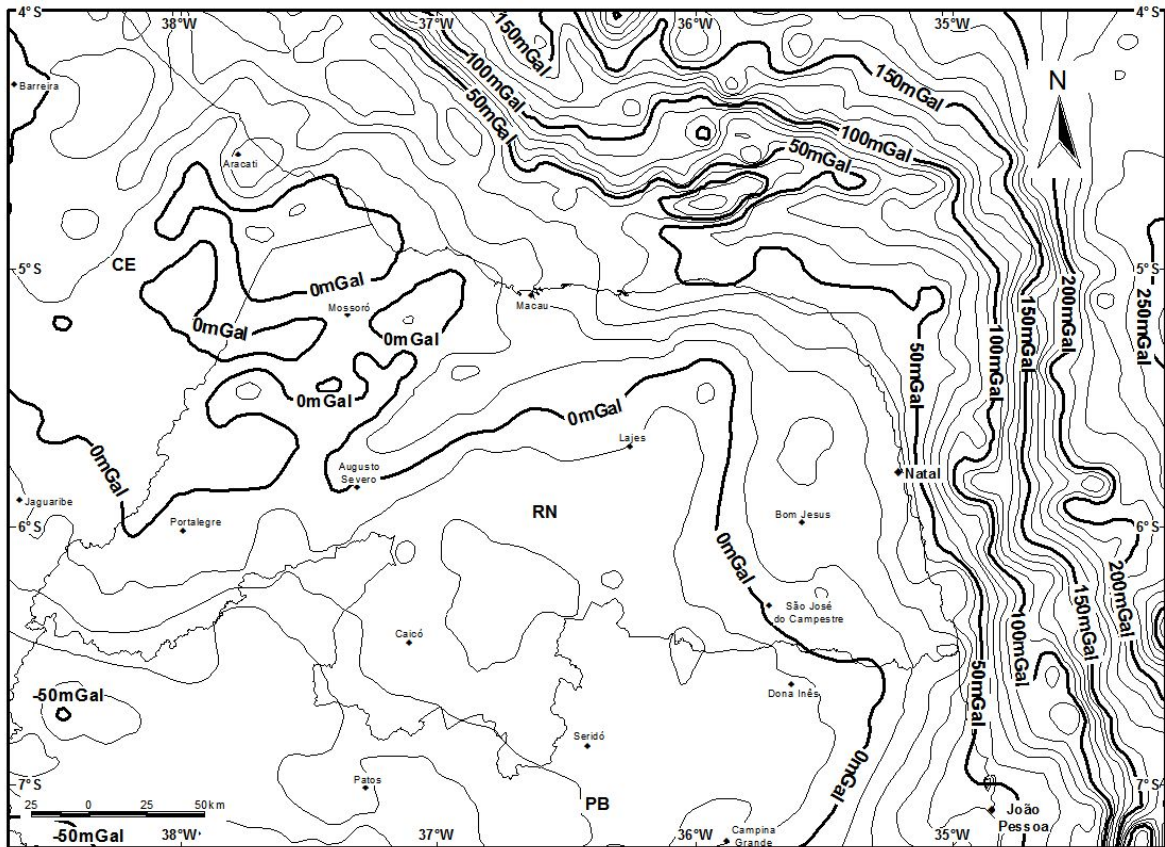


Figura 2.5 – Mapa de anomalias Bouguer da área de estudo (Campelo 1999).

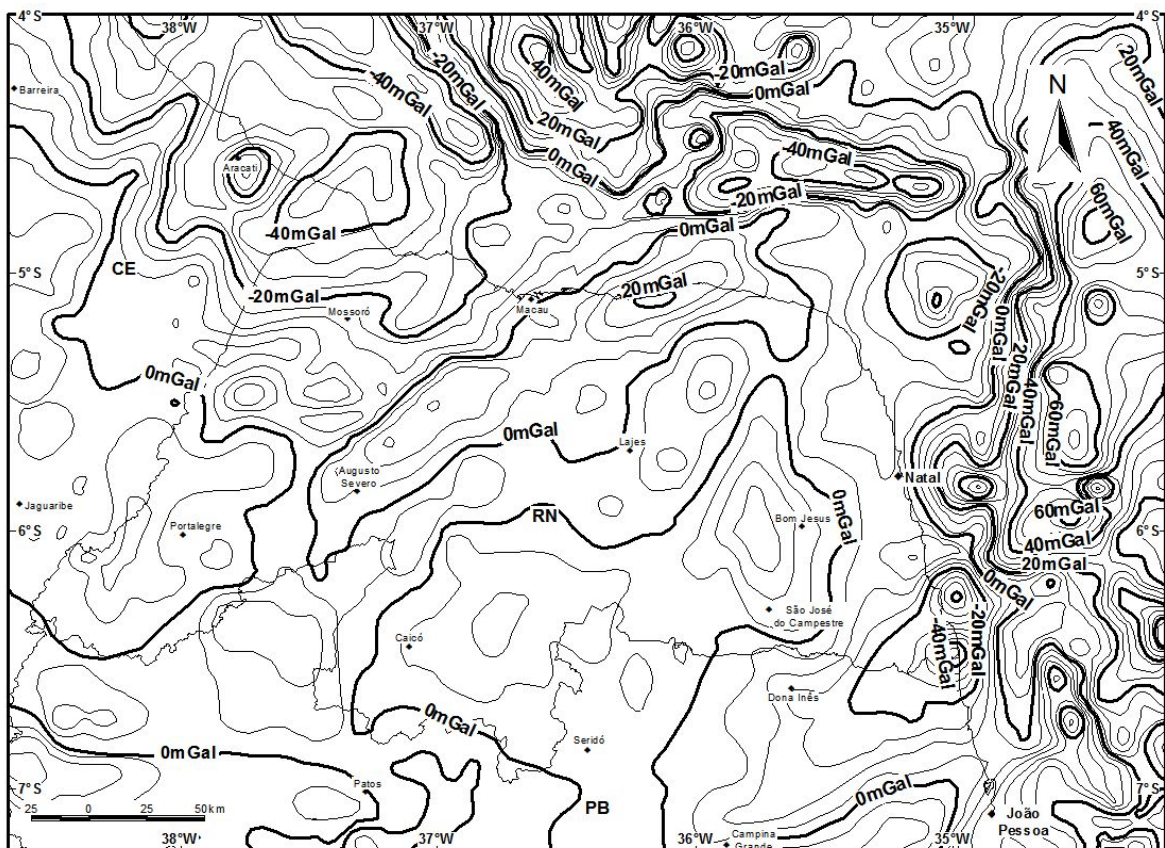


Figura 2.6 – Mapa de anomalias residuais Bouguer da área de estudo (Campelo 1999).

Matos (1992a) interpretou seções sísmicas de reflexão profunda, determinando a profundidade de 28km ($38^{\circ}30'W / 5^{\circ}30'S$) para a interface crosta-manto a Sudoeste da Bacia Potiguar. Na região Nordeste do Brasil, a análise da espessura crustal realizada por França *et al.* (2006), com base na Função do Receptor, forneceu estimativas de profundidade de 30km ($39^{\circ}00'W / 5^{\circ}42'S$), 27km ($35^{\circ}50'W / 5^{\circ}49'S$) e 33km ($35^{\circ}59'W / 8^{\circ}17'S$, Figura 2.4).

Atualizações do Mapa Gravimétrico do Nordeste Setentrional do Brasil realizadas por Lins *et al.* (1993), Castro *et al.* (1997a, 1997b, 1998), Jardim de Sá *et al.* (1997), Campelo (1999) e Oliveira *et al.* (2005b, 2006) permitiram identificar anomalias Bouguer de grandes comprimentos de onda associadas à subida da Descontinuidade Moho, na transição crosta continental-crosta oceânica, e importantes descontinuidades litosféricas, como o Lineamento Patos. Nos mapas residuais Bouguer, as anomalias de alta frequência foram correlacionadas às variações laterais de densidade, representadas por blocos e limites crustais, intrusões de granitóides neoproterozóicos e implantação de bacias sedimentares Fanerozóicas na porção Nordeste da Província Borborema (Figuras 2.5, 2.6).

2.2.1. TERRENO SÃO JOSÉ DO CAMPESTRE

O Terreno São José do Campestre (JC), limitado pelo Lineamento Patos (LP) e pela Zona de Cisalhamento Picuí-João Câmara (ZCPJC), compreende o Maciço São José do Campestre (MSJC), caracterizado por diferentes eventos de magmatismo e acresção crustal, datados do Paleoarqueano (3,45Ga) ao Neoarqueano (2,69Ga), circundado por terrenos ortognaisses migmatíticos paleoproterozóicos do Complexo João Câmara (CJC), Complexo Santa Cruz (CSC) e Complexo Serrinha-Pedro Velho (CSP, Dantas 1997, Dantas *et al.* 2004, Figuras 2.2, 2.3, 2.7).

O núcleo é composto essencialmente por ortognaisses com variados graus de migmatização, com afinidade geoquímica tonalito-trondjhemito-granodiorito (TTG) e composição peraluminosa a metaluminosa. Os diferentes episódios de magmatismo são representados pelo Gnaisse Bom Jesus, com idade U/Pb de 3,45Ga e idade modelo T_{DM} de 3,60Ga, Complexo Presidente Juscelino com idade U/Pb em 3,25Ga e T_{DM} de 3,40Ga, além do Complexo Brejinho datado por idade U/Pb em 3,18Ga, que representa um fragmento de crosta juvenil do Mesoarqueano, com idade modelo T_{DM} de 3,20Ga. A Suíte intrusiva do Complexo Senador Elói de Souza datada por U/Pb em 3,03Ga, é caracterizada por metanoritos, metagabros, granulitos, metanortositos e anfibolitos que afloram na porção centro-Norte do núcleo. O evento magmático tardio é representado pelo Sienogranito São José do Campestre, datado em 2,69Ga por U-Pb em zircão (Dantas 1997, Dantas *et al.* 2004).

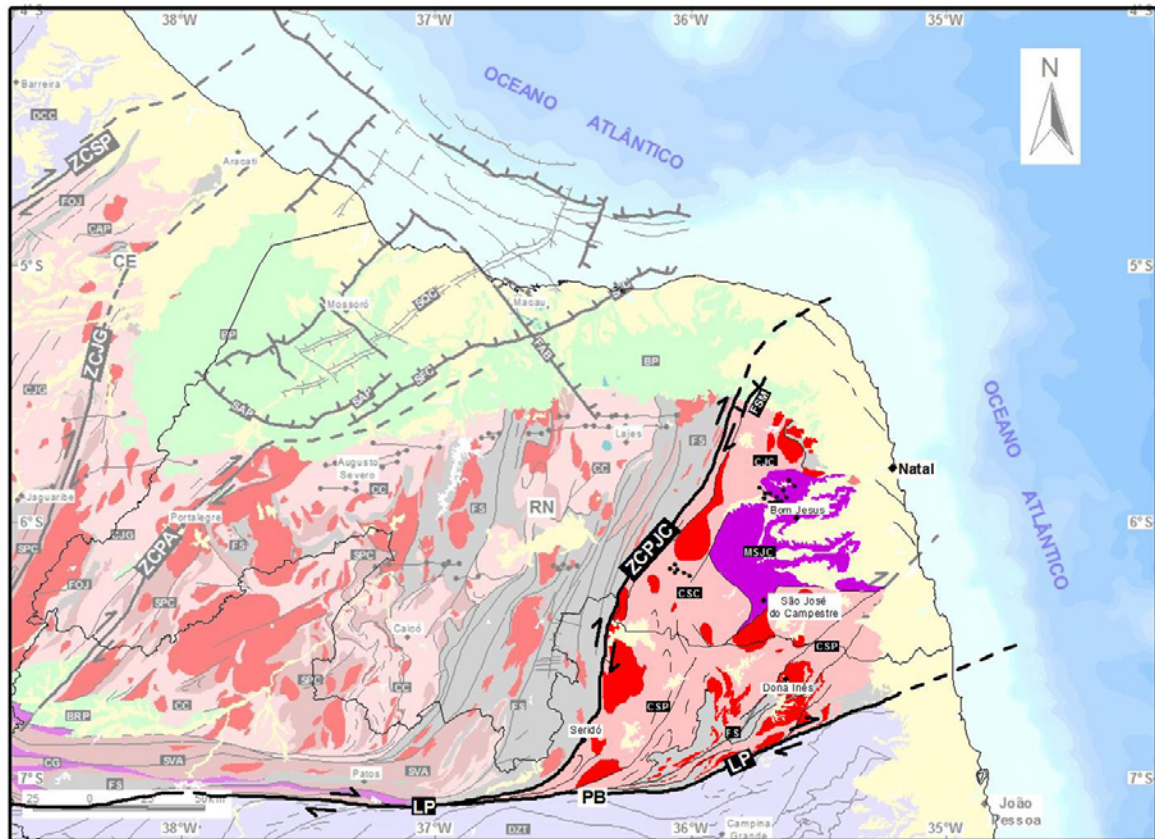


Figura 2.7 – Mapa geológico simplificado da área em estudo, com ênfase no Terreno São José do Campestre (legenda vide Figura 2.3, modificado de CPRM 2004b, 2004c).

Os terrenos paleoproterozóicos são caracterizados por intensa granitogênese cálcio-alcalina com retrabalhamento crustal e geração de crosta juvenil, amalgamados ao núcleo arqueano em 2,00Ga. As principais unidades de mapeamento correspondem ao Complexo João Câmara (CJC) e Complexo Santa Cruz (CSC), com idade U/Pb de 2,25Ga e idade modelo T_{DM} em 2,50Ga. O Complexo Serrinha-Pedro Velho (CSP) compreende um fragmento de crosta juvenil gerada em 2,20Ga, com idade modelo T_{DM} de 2,23Ga. O enxame de diques de anfibolitos, com afinidade toleítica a sub-alcalina compõem a Suíte Inharé com idade U/Pb em 2,15Ga e 1,97Ga (Dantas 1997, Dantas *et al.* 2004).

Uma história de evolução tectono-termal policíclica é sugerida para o Maciço São José do Campestre durante o Arqueano e Paleoproterozóico. A hipótese do evento metamórfico em torno de 3,00Ga é baseada em datações de leucossomas de migmatitos do Complexo Presidente Juscelino, enquanto que o evento de 2,00Ga em fácies anfibolito é relacionado a uma segunda fase de migmatização na região. No interior do núcleo arqueano observa-se uma estruturação penetrativa de direção NW-SE preservada e associada à deformação da Orogênese Transamazônica.

O Ciclo Brasileiro (0,63-0,53Ga), responsável pela consolidação final do Terreno São José do Campestre, foi marcado pelo desenvolvimento de extensos sistemas transcorrentes dextrais de direção E-W e NE-SW, com metamorfismo regional em fácies anfibolito alto e intenso retrometamorfismo em fácies xisto verde. Os granitóides brasileiros normalmente encontram-se alojados nas zonas de cisalhamento brasileiras que limitam os domínios arqueano-paleoproterozóicos. O final da Orogênese Brasileira é caracterizado por desenvolvimento e reativação de sistemas transcorrentes NW-SE. Datações em monazitas de zonas de cisalhamento de alta temperatura permitiram inferir idades em torno de 0,57Ga para o desenvolvimento destas feições (Dantas 1997, Souza *et al.* 2006, Viegas 2007, Viegas & Souza 2007).

A interpretação de dados aerogeofísicos permitiu determinar importantes estruturas magnéticas e gravimétricas que segmentam o arcabouço tectônico do Domínio Rio Grande do Norte. Anomalias gravimétricas e magnéticas positivas também foram associadas às unidades aflorantes do núcleo arqueano e terrenos paleoproterozóicos adjacentes (Dal Ré Carneiro *et al.* 1988, Moreira *et al.* 1989a, Lins *et al.* 1993, Castro *et al.* 1997a, 1998, Jardim de Sá *et al.* 1997, Campelo 1999, Oliveira & Santos 1999, Souza 2000, Oliveira *et al.* 2001, 2005b, 2006, Gonçalves *et al.* 2005a, 2005b, 2007, Figuras 2.5, 2.6). A tomografia elétrica da crosta realizada por Vitorello *et al.* (2007) definiu uma forte anomalia de resistividade correlacionada à porção aflorante do Maciço São José do Campestre.

2.2.2. TERRENO RIO PIRANHAS

O Terreno Rio Piranhas (RP), localizado na porção central do Domínio Rio Grande do Norte, compreende extensas exposições de rochas do embasamento paleoproterozóico correlacionadas ao Complexo Caicó (CC), exposições de rochas metassedimentares da Faixa Seridó (FS) e volumoso magmatismo neoproterozóico. A principal unidade de mapeamento deste terreno é caracterizada por ortognaisses migmatíticos cálcio-alcalinos peraluminosos a metaluminosos do Complexo Caicó, datados em 2,20Ga a 2,15Ga (Jardim de Sá 1994, Souza *et al.* 2007, Figuras 2.2, 2.3, 2.8).

A integração de dados gamaespectrométricos e geológicos realizados por Dantas *et al.* (2003) propõe a individualização do Complexo Caicó em diferentes blocos crustais, um segmento na região de Lajes e outro na região de Caicó, com assinaturas radiométricas distintas de potássio, tório e urânio. Dados magnéticos apresentados por Gonçalves *et al.* (2007) e assinaturas de isótopos de Nd publicados por Dantas & Hackspacher (2002), Negrão *et al.* (2005) e Dantas *et al.* (2008), com idades modelos T_{DM} entre 3,30Ga e 2,80Ga para a região de

Lajes, em contraste com idades modelo em torno de 2,60Ga para a região de Caicó (Van Schmus *et al.* 1995), corroboram a proposta de individualização do Complexo Caicó em diferentes segmentos crustais.

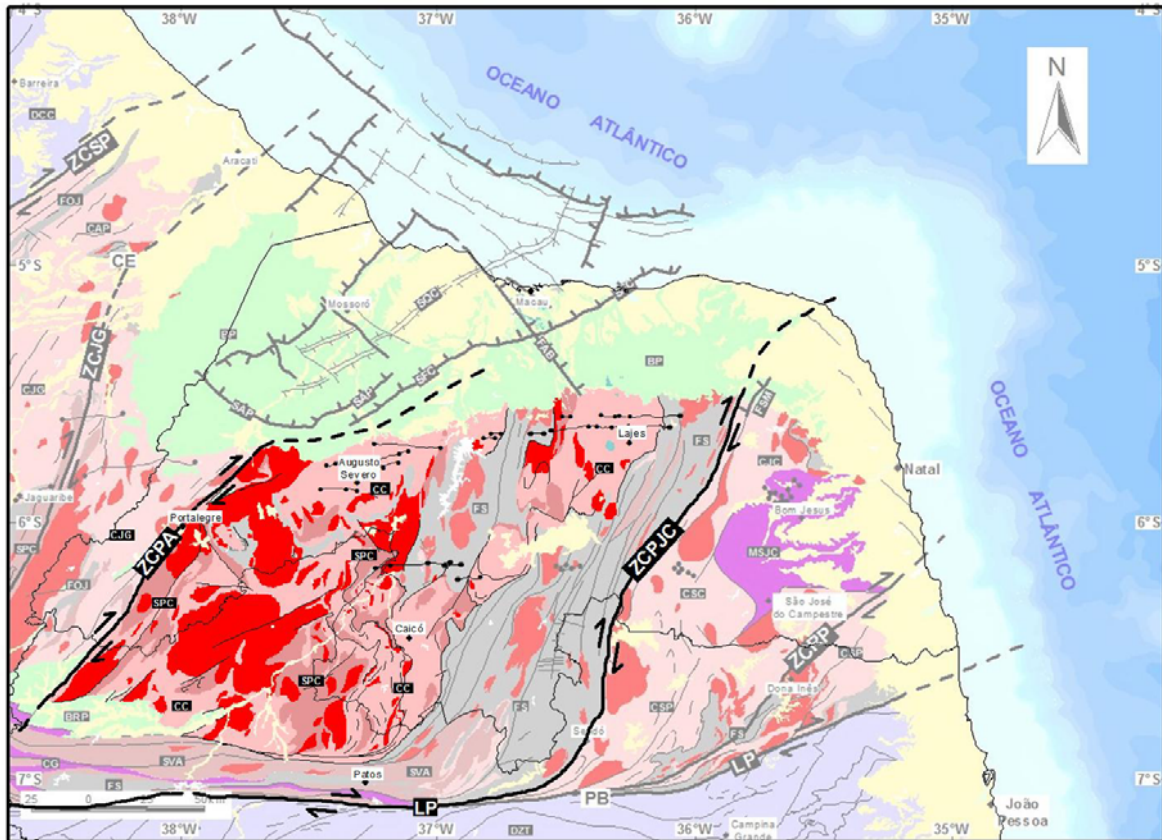


Figura 2.8 – Mapa geológico simplificado da área em estudo, com ênfase no Terreno Rio Piranhas (legenda vide Figura 2.3, modificado de CPRM 2004b, 2004c).

A Suíte Poço da Cruz (SPC), aflorante nos terrenos localizados a Oeste da Zona de Cisalhamento Picuí-João Câmara, é composta por granitos a granodioritos subalcalinos a cálcio-alcalinos, de idade paleoproterozóica. Este evento magmático foi datado pelo método U/Pb em 1,75Ga e interpretado como um episódio de geração crustal tardio em relação à orogenia paleoproterozóica. A evidência do magmatismo tardio, descrito nos Terrenos Rio Piranhas e Jaguaribe, implica que estes compunham uma massa de crosta continental única no final do Paleoproterozóico. A evolução tectono-metamórfica policíclica deste terreno é relacionada a eventos orogenéticos paleoproterozóicos e neoproterozóicos (Hollanda 2002, Hollanda *et al.* 2007, Figuras 2.3, 2.8, 2.10).

A assinatura geofísica na região de Lajes é caracterizada por uma anomalia com fortes gradientes magnéticos e resposta gravimétrica negativa, associada às rochas do embasamento,

que se estende sob os sedimentos da Bacia Potiguar. Anomalias magnéticas e gravimétricas com gradientes positivos e negativos, respectivamente, foram interpretadas para o embasamento aflorante na região de Caicó (Dal Ré Carneiro *et al.* 1988, Lins *et al.* 1993, Castro *et al.* 1997a, 1998, Jardim de Sá *et al.* 1997, Oliveira *et al.* 2001, Figuras 2.5, 2.6). A correlação de *trends* magnéticos com lineamentos NE-SW associados a estruturas brasileiras e lineamentos NW-SE relacionados com estruturas pré-brasilianas, além de reativações pós-brasilianas da estruturação NE-SW / NW-SE, foram propostos por Souza (2000) e Gonçalves *et al.* (2005a, 2007).

2.2.3. TERRENO SERIDÓ

O Terreno Seridó (SD) é representado pela seqüência de rochas supracrustais neoproterozóicas denominada de Faixa Seridó (FS), justaposta tectonicamente ao Terreno São José do Campestre pela Zona de Cisalhamento Picuí-João Câmara. O contato entre a seqüência supracrustal e o embasamento do Terreno Rio Piranhas é descritos por discordâncias erosivas e imbricamento tectônico. Segmentos alóctones da Faixa Seridó foram descritos nos Terrenos São José do Campestre, Rio Piranhas e Granjeiro (Figuras 2.2, 2.3, 2.9).

A Faixa Seridó compreende uma seqüência metavulcano-sedimentar, alongada preferencialmente na direção NE-SW. A estratigrafia formal da faixa engloba as seqüências pertencentes ao Grupo Seridó, possivelmente depositado em ambiente de antepaís associado a margem convergente (Jardim de Sá 1994, Van Schmus *et al.* 2003).

O Grupo Seridó é composto, na base, pela Formação Jucurutu formada por xistos e paragneisses intercalados com rochas calcossilicáticas, metavulcânicas, quartzitos e metaconglomerados. A Formação Equador compreende quartzitos e metaconglomerados, com intercalações de calcossilicáticas e xistos. No topo, são descritos xistos feldspáticos, intercalados com mármore, calcossilicáticas, paragneisses, metavulcânicas básicas e quartzitos (Archanjo & Salim 1986, Jardim de Sá 1994, Jardim de Sá *et al.* 1995, Van Schmus *et al.* 1995).

Trabalhos realizados por Van Schmus *et al.* (1995, 2003) confirmaram a idade de sedimentação essencialmente neoproterozóica para a Faixa Seridó, baseado em datações de zircões detríticos obtidos pelo método U/Pb com idades entre 0,65Ga a 0,61Ga. A contribuição de fontes provenientes do embasamento paleoproterozóico é refletida nas idades modelo T_{DM} entre 2,60Ga a 1,20Ga.

Neste contexto, a Faixa Seridó apresenta deformação monocíclica brasileira, com metamorfismo em fácies anfíbolito a xisto verde baixo, com estruturação penetrativa NE-SW. Sistemas tangenciais evoluem para transcorrentes, configurando sítios transpressionais e

transtracionais para o alojamento da faixa em relação ao embasamento. Sistemas transpressionais típicos associados à deformação da Faixa Seridó foram descritos na sua porção central, enquanto sistemas transtracionais foram caracterizados em segmentos alóctones presentes no Terreno São José do Campestre (Jardim de Sá 1994, Dantas 1997, Hackspacher *et al.* 1997, Archanjo *et al.* 2002).

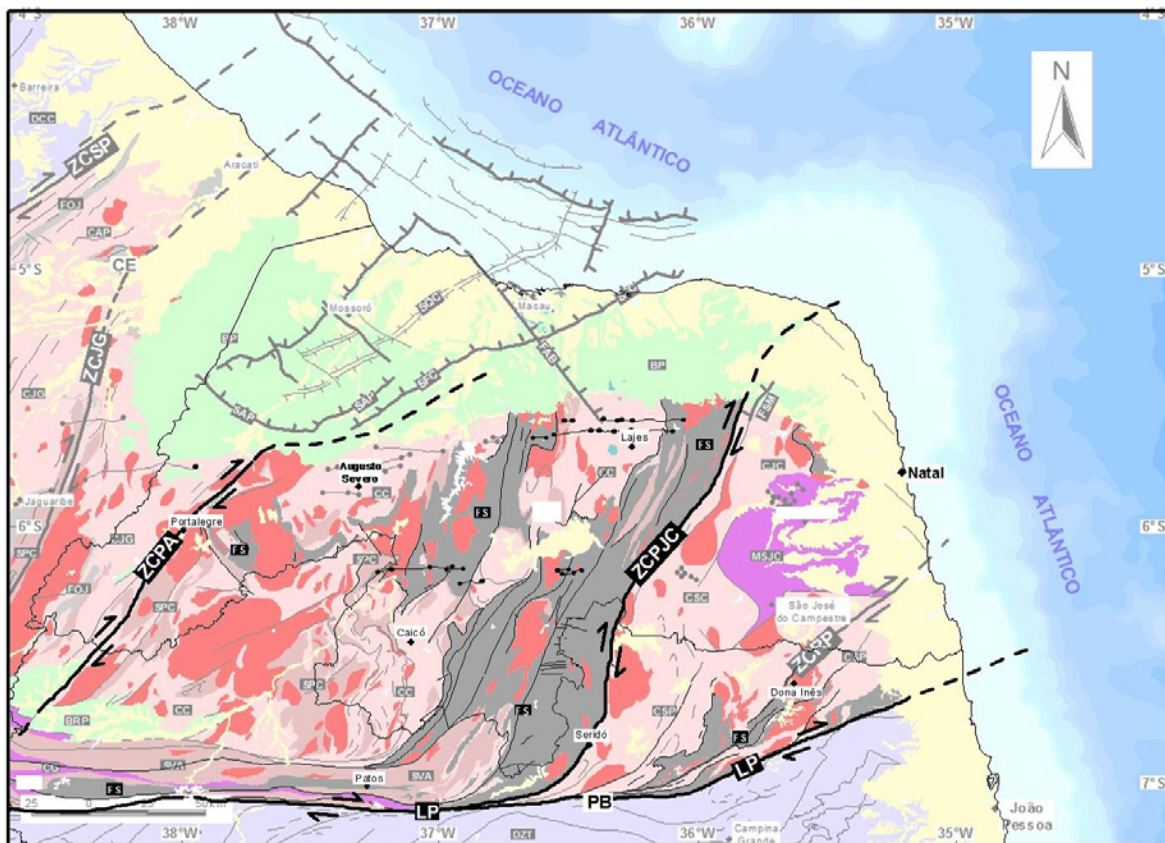


Figura 2.9 – Mapa geológico simplificado da área em estudo, com ênfase no Terreno Seridó (legenda vide Figura 2.3, modificado de CPRM 2004b, 2004c).

Anomalias magnéticas de alta frequência foram correlacionadas a rochas metavulcânicas da Formação Jucurutu (Dal Ré Carneiro *et al.* 1988, Gonçalves *et al.* 2005a), enquanto anomalias gravimétricas negativas foram associadas à seqüência supracrustal da Faixa Seridó (Castro *et al.* 1997a, 1998, Jardim de Sá *et al.* 1997, Campelo 1999).

Oliveira *et al.* (2001, 2005b) correlacionaram corpos magnéticos e densos, alongados na direção NE-SW, com o embasamento localizado na porção Sul da Faixa Seridó. Lineamentos magnéticos NW-SE foram interpretados como importantes estruturas tectônicas, que segmentam a Faixa Seridó, reativadas no final da Orogênese Brasileira e no Meso-Cenozóico (Souza 2000, Gonçalves *et al.* 2005a, 2007).

2.2.4. TERRENO JAGUARIBE

O Terreno Jaguaribe (JG), limitado a Leste pela Zona de Cisalhamento Portalegre (ZCPA) e a Oeste pela Zona de Cisalhamento Senador Pompeu (ZCSP), compreende exposições de embasamento paleoproterozóico intercalados por seqüências supracrustais paleo-mesoproterozóicas marginais e granitóides neoproterozóicos intrusivos, ambos recobertos por rochas sedimentares da Bacia Potiguar e sedimentos cenozóicos. A Zona de Cisalhamento Jaguaribe (ZCJG) confere a forma sigmoidal típica deste terreno (Figuras 2.2, 2.3, 2.10).

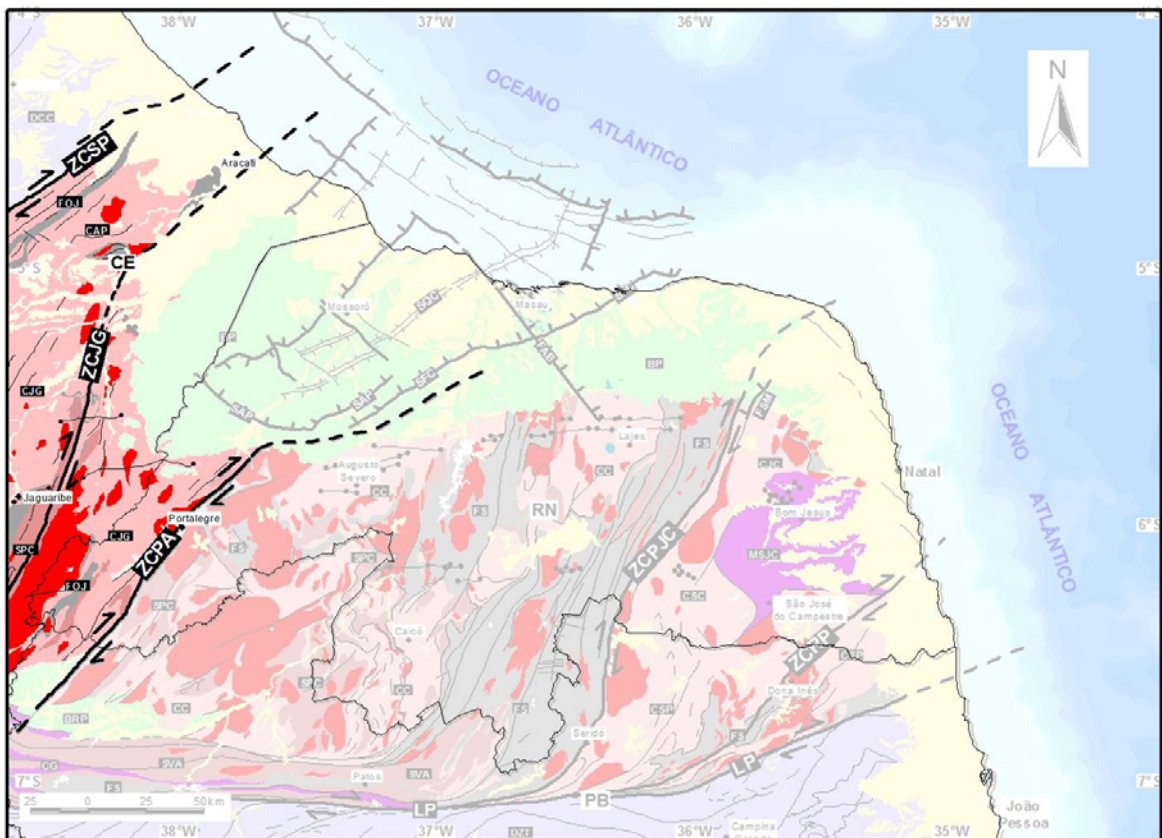


Figura 2.10 – Mapa geológico simplificado da área em estudo, com ênfase no Terreno Jaguaribe (legenda vide Figura 2.3, modificado de CPRM 2004b, 2004c).

Ortognaisses migmatíticos com afinidade geoquímica tonalito-trondjhemito-granodiorito (TTG) e paragnaisses subordinados compõem o Complexo Jaguaretama (CJG), datado por Rb/Sr em 2,60Ga e U/Pb em 2,20Ga, com idade modelo T_{DM} entre 2,73Ga e 2,44Ga (Sá *et al.* 1988, Silva *et al.* 1997, Macedo *et al.* 1988, Fetter 1999, Parente & Arthaud 1995). O Complexo Acopiara (CAP), com idade U/Pb de 2,22Ga e idade modelo T_{DM} entre 2,77Ga e 2,11Ga, representado por paragnaisses e ortognaisses subordinados, completam a unidades descritas para

o embasamento (Parente & Arthaud 1995, Fetter 1999, CPRM 2004b).

A Faixa Orós-Jaguaribe (FOJ) é caracterizada por uma seqüência metavulcano-sedimentar, representada por rochas do Grupo Orós, composto por xistos aluminosos com intercalações de quartzitos, metacarbonatos, calcossilicáticas e quartzitos carbonosos. Associada à seqüência supracrustal ocorrem rochas vulcânicas representadas por metadacitos, metariolitos, metabasaltos e rochas plutônicas caracterizadas por ortognaisses graníticos a granodioríticos. Metariolito e ortognaisse granítico, que cortam a seqüência de rochas metassedimentares, foram datados pelo método U/Pb em 1,78Ga e 1,70Ga, respectivamente, indicando uma idade paleoproterozóica para início de sedimentação do Grupo Orós (Sá 1991, Parente & Arthaud 1995, Cavalcante 1999).

As principais descontinuidades físicas relacionadas às zonas de cisalhamento nos limites do Terreno Jaguaribe, apresentam respostas gravimétricas significativas nos mapas residuais Bouguer (Castro *et al.* 1997a, Jardim de Sá *et al.* 1997, Campelo 1999). Um lineamento gravimétrico próximo ao limite Sul da Bacia Potiguar apresentado no trabalho de Jardim de Sá *et al.* (1997), mas não discutido pelos autores, sugere a reativação tardia a pós-brasiliana de estruturas de direção NW-SE. Oliveira *et al.* (2005b) interpretaram anomalias magnéticas na região de Aracati como possíveis corpos profundos recobertos por sedimentos cenozóicos.

2.2.5. TERRENO GRANJEIRO

O Terreno Granjeiro (GJ) apresenta vestígios de fragmentos arqueanos imbricados tectonicamente (E-W) em rochas paleoproterozóicas na região de Patos. Este terreno é composto pelas rochas do Complexo Granjeiro (CG), representadas por ortognaisses arqueanos com afinidade geoquímica tonalito-trondjhemito-granodiorito (TTG), datados pelo método U/Pb em 2,54Ga e idade modelo T_{DM} em 2,80Ga, intercalados com enclaves de anfíbolitos e ortognaisses graníticos a granodioríticos cálcio-alcálicos paleoproterozóicos, correlacionados a Suíte Várzea Alegre (SVA), com idade U/Pb em 2,19Ga e idade modelo T_{DM} de 2,30Ga. Ortognaisses paleoproterozóicos com afinidade toleítica do Complexo Serra dos Quintos, intrusões graníticas neoproterozóicas, e restritas ocorrências da Faixa Seridó completam as litologias presentes no Terreno Granjeiro. A deformação imposta a este terreno é uma estruturação penetrativa E-W, associada ao desenvolvimento do sistema de cisalhamento transcorrente do Lineamento Patos (Ferreira & Santos 2000, CPRM 2004b, Figuras 2.2, 2.3, 2.11).

As respostas gamaespectrométricas homogêneas, com elevados valores de potássio, tório e urânio, mostram correlação direta com as unidades cálcio-alcálicas aflorantes do Terreno

Granjeiro. Anomalias magnéticas e gravimétricas, com elevadas amplitudes e direção preferencial E-W, foram correlacionadas a rochas ortoderivadas de composição básica e seqüências supracrustais metavulcano-sedimentares presentes neste terreno, bem como à intensa estruturação imposta pelo Lineamento Patos (Oliveira *et al.* 2001, 2005b).

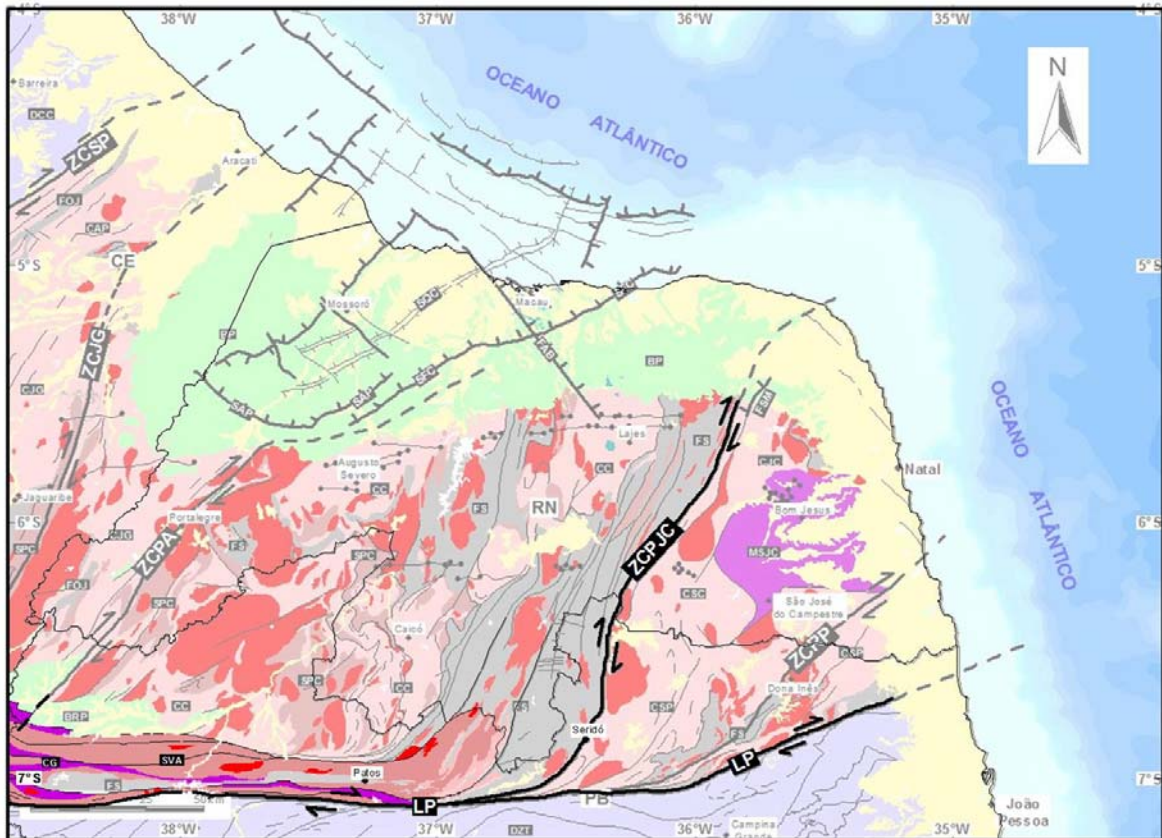


Figura 2.11 – Mapa geológico simplificado da área em estudo, com ênfase no Terreno Granjeiro (legenda vide Figura 2.3, modificado de CPRM 2004b, 2004c).

2.2.6. INTRUSÕES BRASILIANAS

O evento magmático brasileiro é caracterizado no Domínio Rio Grande do Norte pela geração de uma grande variedade de corpos intrusivos, com diversos tamanhos, formas geométricas e tendências composicionais, refletindo a diversidade de fontes geradoras de magmas na granitogênese neoproterozóica. Baseado em mecanismos de geração, ascensão e alojamento dos diversos corpos graníticos, eles podem ser agrupados como pré, sin e pós-deformacionais, cujo *emplacement* está associado a sistemas transcorrentes de direção NE-SW e, subordinadamente, por *trends* NW-SE, em sítios deformacionais transpressivos e transtrativos (Jardim de Sá 1994, Vauchez *et al.* 1995, Dantas 1997, Archanjo *et al.* 2002, Figuras 2.3, 2.12).

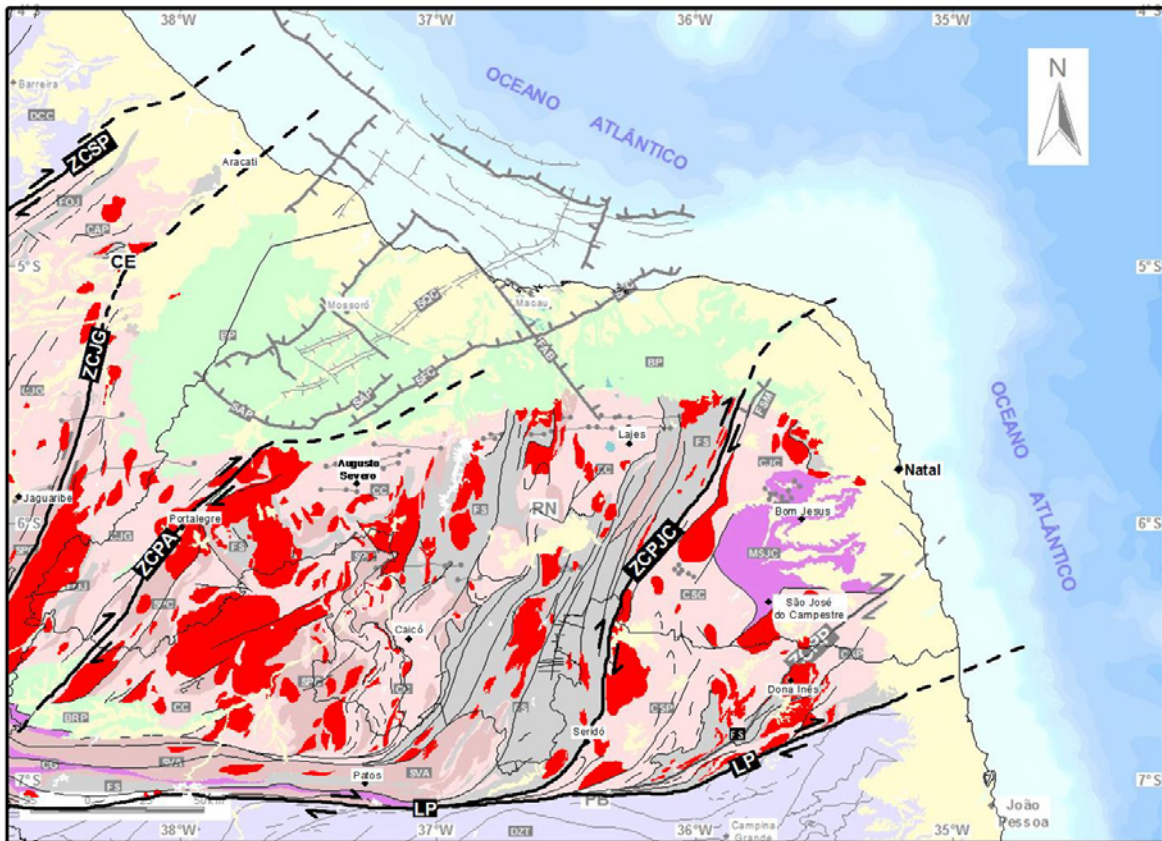


Figura 2.12 – Mapa geológico simplificado da área em estudo, com ênfase nas Intrusões Brasilianas (legenda vide Figura 2.3, modificado de CPRM 2004b, 2004c).

As intrusões brasilianas são agrupadas em diferentes suítes de acordo com sua afinidade geoquímica, predominando granitos porfíricos cálcio-alcálicos de alto potássio. Intrusões de gabros e dioritos, com afinidade shoshonítica alcalina, e corpos tardios a pós-tectônicos de tendência subalcalina a alcalina definem as outras suítes reconhecidas no Domínio Rio Grande do Norte (Mariano & Sial 1990, Nascimento *et al.* 2000).

Fetter & Van Schmus (1996) propuseram o intervalo de 0,63-0,53Ga para a geração da granitogênese neoproterozóica, com período principal de atividade em 0,57Ga. Idades modelo T_{DM} entre 2,20-2,00Ga sugerem retrabalhamento de crosta continental paleoproterozóica como fonte geradora deste magmatismo (Dantas 1997, Brito Neves *et al.* 2000).

A utilização de dados gamaespectrométricos, magnetométricos e gravimétricos permitiu diferenciar granitos com elevadas taxas de contagem de potássio, tório e urânio, caracterizados por anomalias gravimétricas negativas, enquanto gabros e dioritos mostram baixos valores de potássio e anomalias magnéticas positivas (Castro *et al.* 1997a, 1998, Jardim de Sá *et al.* 1997, Campelo 1999, Souza 2000, Oliveira *et al.* 2001, Dantas *et al.* 2003, Gonçalves *et al.* 2005a).

2.2.7. BACIAS SEDIMENTARES MESO-CENOZÓICAS

Durante o Mesozóico (Cretáceo Inferior 135Ma), processos extensionais da litosfera, relacionados ao desenvolvimento do sistema de riftes intracontinentais da Província Borborema, denominado por Matos (1992b) como o Sistema de Riftes Interiores Cariri-Potiguar, foi responsável pela implantação das Bacias Sedimentares Potiguar (BP) e Rio do Peixe (BRP, Figuras 2.3, 2.13).

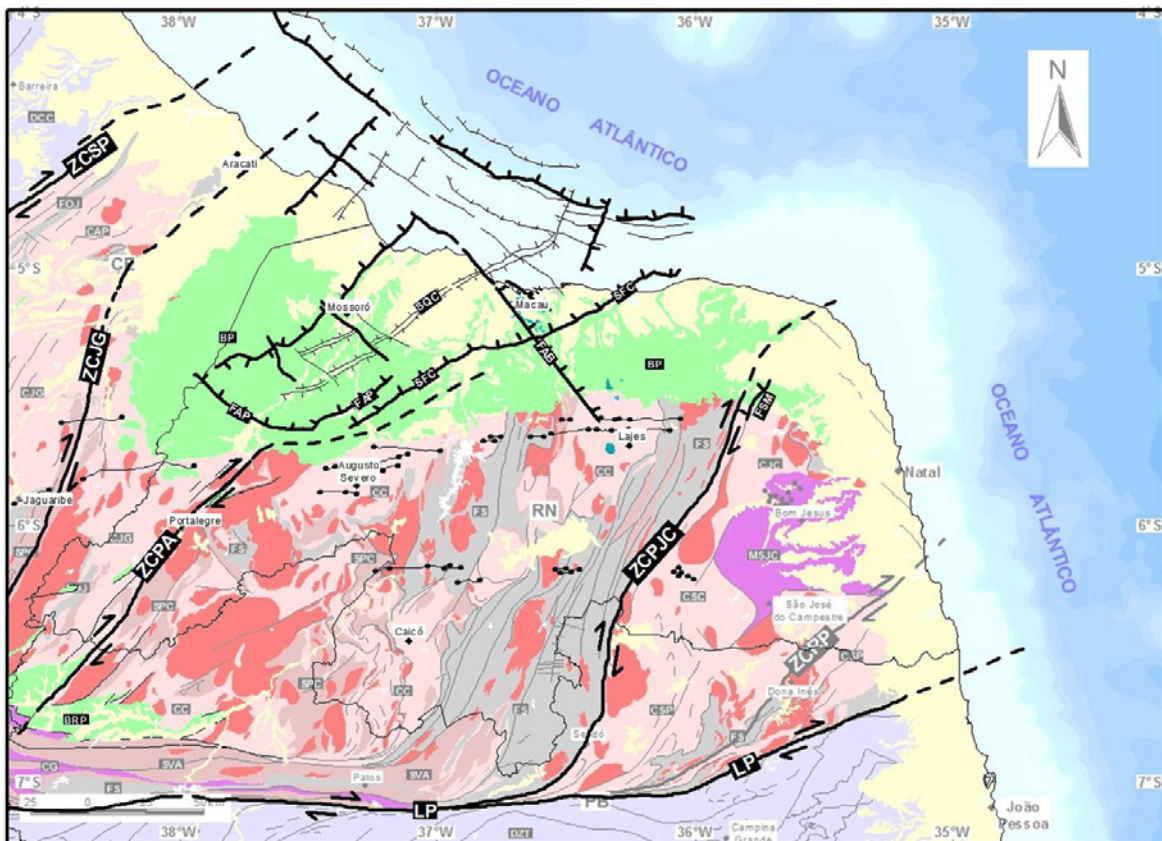


Figura 2.13 – Mapa geológico simplificado da área em estudo, com ênfase nas Bacias Sedimentares Meso-Cenozóicas e magmatismo meso-cenozóico (legenda vide Figura 2.3, modificado de CPRM 2004b, 2004c).

A evolução tectônica do Sistema de Riftes Interiores do Nordeste foi condicionada por reativação meso-cenozóica de estruturas pré-existentes do embasamento, individualizada em três estágios principais (Rifte I, II, III, Almeida & Hasui 1984, Fortes 1988, Matos 1992b, Matos 1999).

O evento Rifte I (135Ma) foi caracterizado por distensão NW-SE, na região centro-Sul da Província Borborema, enquanto na porção Nordeste da Província Borborema, processos extensionais N-S são correlacionados ao alojamento de diques E-W.

A fase Rife II (130Ma) foi responsável pelo desenvolvimento de esforços extencionais NW-SE, com reativação principal de estruturas NE-SW e, subordinadamente, *trends* NW-SE do embasamento. Este sistema deformacional resultou na geração de semi-*grabens* limitados por falhas normais, a exemplo do Sistema de Falhas de Carnaubais (SFC), Sistema de Falhas de Quixaba-Serra do Carmo (SQC) e Sistema de Falhas de Apodi (SAP), que representam os limites S-SE e SW da Bacia Potiguar, respectivamente (Figura 2.3).

No estágio final (Rife III, 116Ma) ocorreu mudança na direção dos tensores deformacionais para a direção principal de estiramento WNW-ESE. Esta mudança resultou no desenvolvimento de sistemas de falhas normais (WNW-ESE) associados a processos transcorrentes, com implantação de depocentros paralelos a linha de costa em sítios transtrativos.

A compilação de cartas estratigráficas, realizada por Araripe & Feijó (1994), com base em critérios tectono-sedimentares, resultou na proposta de subdivisão das bacias em três fases distintas de sedimentação. A primeira etapa corresponde ao vulcanismo e preenchimento da fase rife, representada pelo Grupo Areia Branca, na Bacia Potiguar, e Grupo Rio do Peixe, na bacia homônima. Na Bacia Potiguar, a sedimentação transicional é associada ao Grupo Apodi, enquanto o estágio final da fase drifte é caracterizado pelas rochas do Grupo Agulha.

Na área em estudo, afloram unidades do Grupo Apodi descritas como arenitos médios a grossos, intercalados com folhelhos e siltitos avermelhados da Formação Açu, além de rochas carbonáticas da Formação Jandaíra. Na Bacia Rio do Peixe são caracterizadas, da base para o topo, as Formações Antenor Navarro, Souza e Rio Piranhas, representadas por sedimentos clásticos, normalmente arenitos e conglomerados, intercalados com folhelhos, siltitos e carbonatos (Araripe & Feijó 1994, CPRM 2004b).

O evento magmático relacionado à implantação do Sistema de Riftes Cariri-Potiguar e abertura do Oceano Atlântico Sul foi caracterizado por três pulsos distintos. O Magmatismo Rio Ceará Mirim é caracterizado pelo enxame de diques E-W de diabásio com composição toleítica (K/Ar-130Ma), intrusivos no embasamento das regiões de Lajes, Augusto Severo, Norte de Caicó e Jaguaribe. Rochas básicas alcalinas da Formação Serra do Cuó (90Ma), juntamente com diabásios da Formação Rio Ceará Mirim, estão encaixados como diques no Sistema de Falhas de Carnaubais. O evento mais jovem (K/Ar-<50Ma) é caracterizado por diques e *necks* vulcânicos de olivina-basaltos com tendência alcalina da Formação Macau, como o Pico do Cabugi em Lajes e outros corpos nas proximidades de Macau (Sial 1978, Sial *et al.* 1981, Araripe & Feijó 1994, Feijó 1994, Archanjo *et al.* 2000, Mizusaki *et al.* 2002, Figura 2.3).

Anomalias gravimétricas negativas interpretadas nos mapas residuais Bouguer foram correlacionadas a depocentros das bacias sedimentares meso-cenozóicas, enquanto anomalias

gravimétricas positivas com amplitudes suaves foram associadas a altos estruturais (Castro *et al.* 1997a, 1998, Campelo 1999, Oliveira *et al.* 2006, Figura 2.3).

Castro *et al.* (1997b, 1998) e Jardim de Sá *et al.* (1997), com base em dados gravimétricos, propuseram que reativações meso-cenozóicas de estruturas do embasamento foram condicionantes na configuração do arcabouço tectônico das bacias sedimentares do *Trend* Cariri-Potiguar. Estes autores também associam anomalias de alta densidade a diques e soleiras de rochas básicas alojados no Sistema de Falhas de Carnaubais, que representa uma possível reativação da Zona de Cisalhamento Portalegre.

A Bacia Potiguar geralmente apresenta suaves gradientes magnéticos, com os altos estruturais condicionados por anomalias positivas e os depocentros por anomalias negativas. Dados magnéticos também indicam reativações de estruturas neoproterozóicas (NE-SW) do embasamento como importantes descontinuidades físicas no desenvolvimento das bacias riftes do Nordeste (Dal Ré Carneiro *et al.* 1988, Souza 2000, Munis & Silveira 2005, Gonçalves *et al.* 2007).

Lineamentos magnéticos com direção E-W são correlacionados ao exame de diques básicos do Magmatismo Rio Ceará Mirim na região de Lajes e Angicos. Associado ao Sistema de Falhas de Carnaubais, *trends* magnéticos NE-SW, com elevadas amplitudes, são correlacionados ao evento magmático da Formação Serra do Cuó (Dal Ré Carneiro *et al.* 1988, Gonçalves *et al.* 2007).

2.2.8. COBERTURAS SEDIMENTARES CENOZÓICAS

As coberturas sedimentares cenozóicas presentes na área em estudo são representadas por rochas sedimentares da Formação Serra do Martins, Formação Tibau, Grupo Barreiras e Formação Potengi, depositadas em ambiente fluvial durante o Paleógeno e Neógeno Superior (65-2Ma), além de sedimentos inconsolidados depositados em ambientes fluviais, lacustrinos e eólicos do Neógeno Superior (<2Ma) ao recente (Angelim *et al.* 2006, Figuras 2.3, 2.14).

A Formação Serra do Martins compreende as exposições de rochas sedimentares depositadas no interior do continente, que afloram entre as cotas topográficas de 500-850m, nos estados do Rio Grande do Norte e Paraíba. Nesta formação predominam sedimentos continentais depositados no Paleoceno-Oligoceno (65-23Ma), em ambiente fluvial de leques aluviais representados por arenitos finos a grossos intercalados com níveis conglomeráticos, e fácies siltíco-argilosas (Menezes 1999, Morais Neto 1999, Angelim *et al.* 2006).

A Formação Tibau é caracterizada por arenitos finos a grossos depositados em sistemas

de leques costeiros no Eoceno-Oligoceno (45-23Ma), sendo correlacionada à Formação Serra do Martins na região entre Macau e Aracati (Araípe & Feijó 1994, Sousa 2002).

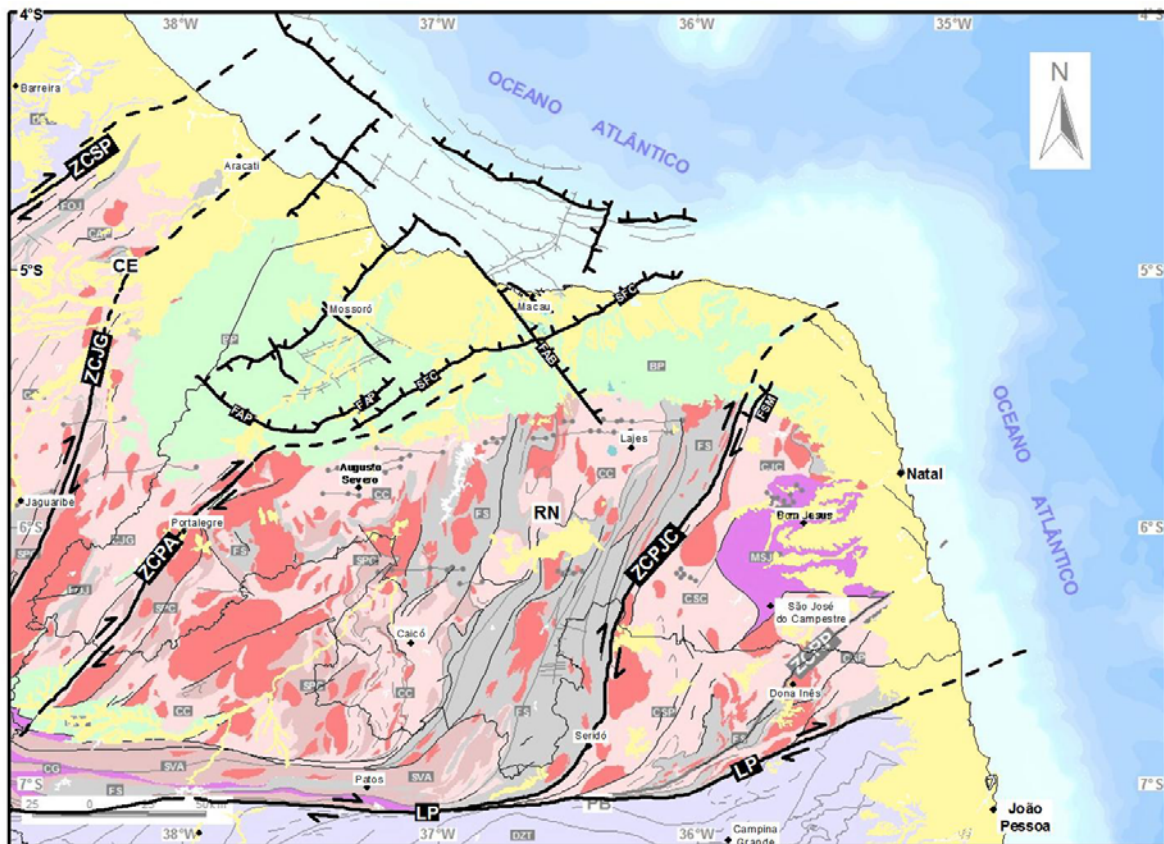


Figura 2.14 – Mapa geológico simplificado da área em estudo, com ênfase nas Coberturas Sedimentares Cenozóicas (legenda vide Figura 2.3, modificado de CPRM 2004b, 2004c).

O Grupo Barreiras, de idade Miocênica (23-5Ma), recobre em discordância erosiva a Formação Serra do Martins, na região de São José do Campestre, e encontra-se interdigitada com a Formação Tibau nas proximidades de Macau. Este grupo é caracterizado por arenitos finos a grossos, restritas camadas de conglomerados e níveis argilo-carbonáticos, depositados em ambientes fluviais transicionando para ambiente flúvio-lacustre no topo da seção (Menezes 1999, Morais Neto 1999, Sousa 2002, Angelim *et al.* 2006).

A Formação Potengi (Plioceno 5-2Ma) corresponde aos arenitos médios a grossos, que recobrem discordantemente as rochas da Formação Tibau e Grupo Barreiras, sendo recoberta por sedimentos inconsolidados. A textura bimodal associada a estratificações tabulares de grande porte indica um ambiente deposicional eólico para esta formação (Sousa 2002).

Os sedimentos neógenos inconsolidados são representados por depósitos colúvio-eluviais, aluviais, flúvio-lacustrinos, flúvio-marinhos, litorâneos, eólicos e depósitos de praias e mangues

(Angelim *et al.* 2006).

Análises de dados sedimentológicos e estruturais realizados por Morais Neto & Alkmim (2001) e Bezerra *et al.* (2002) reportaram a importância de reativações de estruturas do embasamento como mecanismos recentes responsáveis pelo desenvolvimento de sistemas de falhas (NE-SW / NW-SE) normais, reversas e direcionais, que eventualmente condicionaram a deposição das coberturas sedimentares cenozóicas.

Reativações neotectônicas (<0,01Ma) do Sistema de Falhas de Carnaubais (NE-SW) e Falha de Afonso Bezerra (NW-SE) foram propostas por Caldas (1998) como estruturas que influenciam o controle topográfico e hidrográfico da região e, conseqüentemente, a sedimentação de depósitos atuais. A análise de dados sísmológicos realizada por Bezerra *et al.* (2007) também comprova a existência de reativações neotectônicas na Falha de Samambaia, indicando profundidades de 1-10km para os epicentros dos sismos.

2.2.9. EVOLUÇÃO DO PLANALTO DA BORBOREMA

A porção Nordeste da Província Borborema é caracterizada por feições geomorfológicas resultantes de movimentos epirogênicos, associados a processos físicos de compensação isostática da interface crosta-manto, que atuam nesta região desde o final do Cretáceo (90Ma) ao recente.

Os domínios geomorfológicos descritos nesta região são Planalto da Borborema (PLB) ou Antéclise da Borborema de Barbosa (1966 *in*: Morais Neto 1999), Planaltos Residuais (PRD), Planalto Sertanejo (PST), Depressão Sertaneja (DST), Depressão Sublitorânea (DSL) e Tabuleiros Costeiros (TBC, Prates *et al.* 1981 *in*: Morais Neto 1999, Figura 2.15).

Ocorrências de rochas sedimentares correlatas e aflorantes em diferentes cotas topográficas, normalmente, mais elevadas no interior do continente, variações do campo de tensão intraplaca, relacionadas à reativação meso-cenozóica de estruturas pré-cambrianas, associadas ao magmatismo meso-cenozóico, corroboram evidências importantes para a compreensão da epirogênese do Planalto da Borborema (Morais Neto 1999).

Neste contexto, Morais Neto (1999) propôs um modelo de evolução para a Antéclise da Borborema, que aborda inicialmente um soerguimento regional no Turoniano (90Ma), possivelmente originado por movimentos de ajuste intraplaca, associados a uma pluma mantélica pouco desenvolvida, representada pelo magmatismo da Formação Serra do Cuó. A evolução deste processo causou erosão das porções mais elevadas e, conseqüentemente, deposição da Formação Serra do Martins no Paleoceno (65Ma).

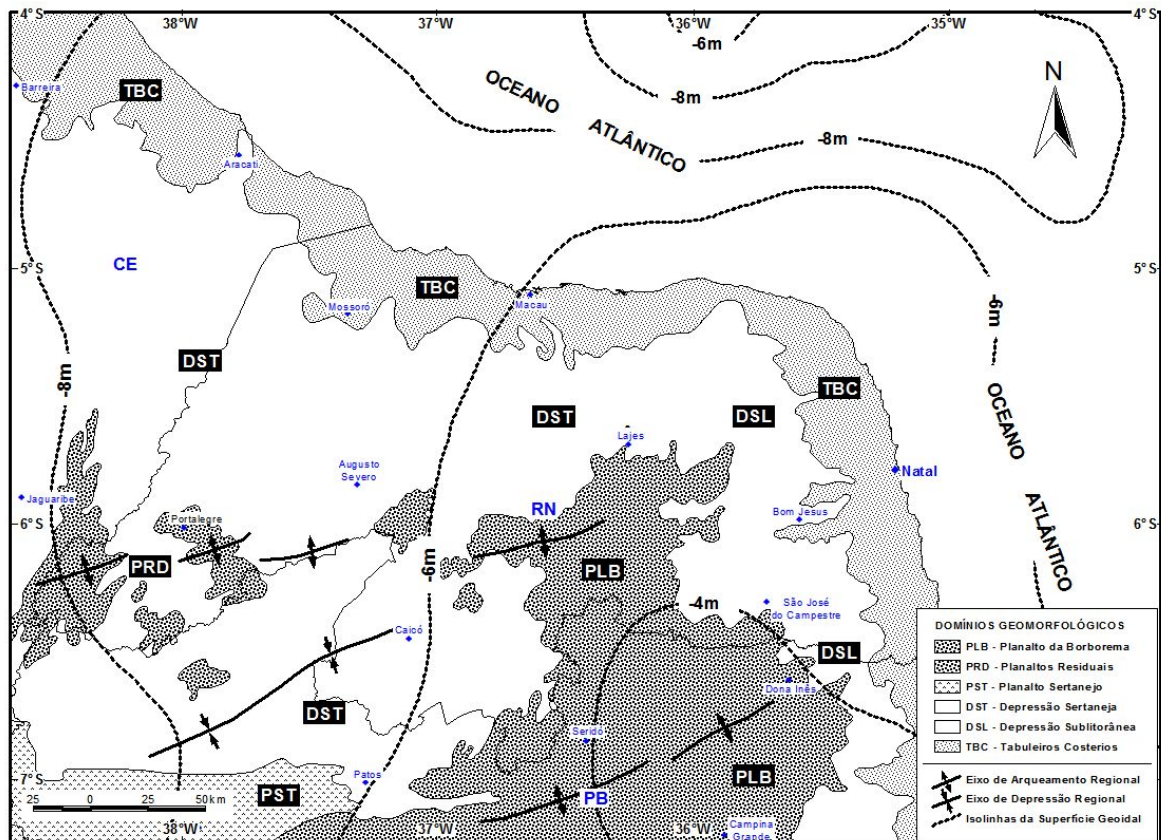


Figura 2.15 – Mapa de domínios geomorfológicos e isolinhas da Superfície Geoidal na porção NE Província Borborema (compilado de Czajka 1958 e Prates *et al.* 1981 *in*: Morais Neto 1999, Sandwell & Smith 1997).

Durante o Eoceno-Oligoceno (56-23Ma), o soerguimento do Planalto da Borborema foi associado à subsidência térmica, provocada por uma pluma mantélica mais efetiva, que gerou os primeiros pulsos magmáticos da Formação Macau. Os eventos magmáticos seguintes no Mioceno (23Ma) foram responsáveis por diversos *plugs* e *necks* vulcânicos associados a mudanças no campo de tensão intraplaca e, conseqüentemente, desenvolvimento de diversas estruturas rúpteis a partir da reativação de estruturas antigas.

A evolução deste processo no Mioceno (23Ma) provocou erosão das camadas exumadas da Formação Serra do Martins e deposição da Formação Barreiras no litoral. No Plioceno (5Ma), as Formações Serra do Martins e Barreiras foram continuamente soergidas e afetadas por processos de deformação rúptil e intensa erosão. Evidências atuais de epirôgenese positiva são confirmadas por soergimentos de terraço marinhos atuais (*beachrocks*) e desenvolvimento de estruturas frágeis, resultantes de processos neotectônicos.

Desta forma, Morais Neto (1999) propôs que os principais processos responsáveis pela epirôgenese do Planalto da Borborema estariam relacionados a mudanças do campo de tensão intraplaca resultantes de anomalias térmicas no manto. Conclusão similar é apresentada por

Jardim de Sá *et al.* (2005), sugerindo que ocorrências de superfícies de aplainamento em diferentes cotas topográficas também complementam as evidências de movimentos de soerguimento e subsidência na região Nordeste da Província Borborema.

A análise de dados gravimétricos realizada por Oliveira *et al.* (2005a) indicou que o Planalto da Borborema e a Depressão Sertaneja estão atualmente em desequilíbrio isostático, ambos com excesso de massa na Anomalia de Ar Livre. O Planalto da Borborema apresenta anomalia Bouguer negativa associada a contrastes de densidade presentes no manto litosférico, possivelmente causado por alterações térmicas. Enquanto a Depressão Sertaneja apresenta resposta gravimétrica positiva, relacionada ao afinamento crustal gerado na implantação do Sistema de Riftes Interiores Cariri-Potiguar e ao *emplacement* de uma carga de rochas densas no interior da crosta, na região de Aracati.

O paradigma na proposição de Oliveira *et al.* (2005a) é representado pela existência de uma anomalia positiva de geóide apresentada por Ussami *et al.* (1999), que coincide com esta anomalia Bouguer negativa (Figura 2.7). Ussami *et al.* (1999) atribui esta anomalia da superfície geoidal a uma anomalia térmica no manto, relacionada a uma possível pluma mantélica ou *hot spot* na porção Nordeste da Província Borborema.

O estudo dos campos de tensões do Brasil, realizado por Costa & Saadi (2005) e Rostirolla *et al.* (2005), mostram que a porção Nordeste da Província Borborema está sofrendo deformação neotectônica, com regime compressivo orientado preferencialmente na direção NW-SE. Estes autores reportaram a importância da reativação de estruturas antigas (NE-SW / NW-SE / E-W) e a orientação dos campos de tensões regionais, como mecanismos relevantes que atuam no soerguimento atual da Província Borborema.



3. ORIGEM DOS DADOS GEOFÍSICOS

3.1. APRESENTAÇÃO

O estudo de unidades e estruturas geológicas aflorantes e a relação espaço-temporal destas são muito importantes para a interpretação das rochas em subsuperfície e, conseqüentemente, fundamental para a análise do arcabouço estrutural e proposição de modelos geológico-estruturais para a evolução tectônica de uma região (Blum 1999).

Em terrenos Pré-Cambrianos, onde as relações estratigráficas e estruturais são difíceis de serem identificadas e correlacionadas, dados geofísicos são ferramentas indiretas que auxiliam e complementam levantamentos geológicos de superfície. Entretanto, a coleta de dados e a simples representação espacial da propriedade física medida podem não ser suficientes para interpretações geológico-estruturais de terrenos que apresentam histórias geológicas complexas, resultantes de evoluções tectono-metamórficas monocíclicas e/ou policíclicas.

Desta forma, deve-se entender a natureza dos dados geofísicos observados e suas diferentes relações com os tipos de respostas e influências sobre as rochas e estruturas a serem estudadas. Técnicas estatísticas e determinísticas, como classificações, análises de grupos, componentes principais, interpolações, filtragens, modelagens e inversões, entre outras, também são bastante úteis na geração de produtos para interpretação geológico-estrutural.

Neste trabalho foram utilizados dados geofísicos da Intensidade do Campo Magnético Terrestre, provenientes de quatro aerolevantamentos realizados no extremo Nordeste do Brasil. A natureza e origem das informações magnetométricas serão descritas a seguir, juntamente com as características e os parâmetros de aquisição dos levantamentos geofísicos utilizados.

3.2. NATUREZA DOS DADOS MAGNÉTICOS

3.2.1. INTENSIDADE DO CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE

A Intensidade do Campo Magnético Terrestre medido em levantamentos geofísicos representa a contribuição de três fontes magnéticas distintas. A maior contribuição referente à fonte interna está relacionada ao campo geomagnético terrestre presente na interface manto-núcleo terrestre, a contribuição de fontes externas está associada às perturbações elétricas e eletromagnéticas na ionosfera e a contribuição de fontes crustais é originada dos contrastes magnéticos de materiais da crosta (Blakely 1995, Luiz & Silva 1995, Telford *et al.* 1990).

Desta forma, recomenda-se que as contribuições relacionadas às fontes interna e externa (~99%) sejam corrigidas da intensidade medida do campo magnético, a fim de obter as anomalias reduzidas da intensidade do campo magnético total (~1%), que representam as

assinaturas magnéticas anômalas de interesse relevante em trabalhos geofísicos.

A influência do campo geomagnético terrestre em relação ao campo magnético total é calculada segundo modelos matemáticos denominados de *International Geomagnetic Reference Field* (IGRF) e *Definitive Geomagnetic Reference Field* (DGRF). As contribuições relacionadas às fontes externas são removidas pela correção geomagnética diurna, medida numa base estacionária durante o período de levantamento dos dados. O produto final destas correções corresponde à Intensidade do Campo Magnético Anômalo, correlacionada às concentrações de minerais magnéticos presentes na crosta (Blakely 1995, Blum 1999).

3.2.2. MAGNETIZAÇÃO E SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA

A Magnetização, propriedade física que determina as respostas de fontes magnéticas crustais, é diretamente proporcional à Intensidade do Campo Magnético, cuja constância de proporcionalidade que valida esta relação é dada pela susceptibilidade magnética (Blakely 1995).

Materiais crustais submetidos à ação de um campo magnético externo adquirem a componente de Magnetização Induzida, representada como uma relação complexa entre propriedades atômicas, cristalográficas e químicas de materiais magnéticos. Dentre os principais tipos podem ser citados Diamagnetismo, Paramagnetismo e Ferromagnetismo (Blakely 1995).

O Diamagnetismo, propriedade atômica inerente a toda matéria, é causado pelo campo magnético ambiental, que perturba o movimento orbital dos elétrons induzindo suave magnetização com sentido oposto ao do campo. O Paramagnetismo, propriedade molecular dos sólidos, é caracterizado pelo momento magnético atômico alinhado paralelamente ao campo indutor, produzindo uma magnetização líquida na mesma direção e sentido do campo.

O Ferromagnetismo, propriedade cristalina dos sólidos, é representado pelo momento magnético atômico associado à forte interação espacial dos materiais magnéticos, resultando no efeito da mecânica quântica denominado de energia de troca, responsável pela magnetização espontânea dos materiais. A energia resultante desta interação é muito maior que a energia gerada pelo Diamagnetismo e Paramagnetismo, e, conseqüentemente, representa o principal processo físico associado à indução magnética de materiais crustais.

Os minerais constituintes das rochas apresentam comportamentos magnéticos singulares, podendo incorporar componentes diamagnéticos, paramagnéticos e ferromagnéticos à susceptibilidade magnética das rochas.

A susceptibilidade magnética das rochas é função direta do conteúdo de minerais magnéticos, representados principalmente pela magnetita (Fe_2O_3) e sua solução sólida com

ulvospinel (Fe_2TiO_3), com características ferromagnéticas abaixo da Temperatura de Curie (580°C). Outras fases minerais, como hematita, pirrotita e ligas de Fe-Ni, também são relevantes, porém em quantidades normalmente diminutas comparativamente à magnetita (Blakely 1995).

A maior parte das assinaturas magnéticas crustais é associada à magnetita, que normalmente compõem a fábrica mineral do embasamento cristalino. As diversas formas de ocorrência da magnetita na crosta podem estar relacionadas à disseminação de minerais primários em rochas ígneas ou minerais secundários gerados por processos de recristalização metamórfica. Concentrações de magnetita em fábricas e estruturas tectônicas de natureza dúctil e/ou rúptil também são comumente observadas.

Desta forma, a Intensidade do Campo Magnético medido em levantamentos geofísicos representa uma propriedade física de minerais, com diferentes gêneses e ocorrências na crosta, e não uma propriedade física específica das rochas.

3.3. BANCOS DE DADOS MAGNÉTICOS

Os dados aerogeofísicos utilizados neste trabalho foram resultantes de quatro levantamentos aéreos regionais, denominados de Projeto Esperança, Projeto Seridó, Projeto Bacia Potiguar e Projeto Plataforma Continental Nordeste. Estes aerolevantamentos recobriram o extremo Nordeste do território nacional e parte da margem continental brasileira, mais especificamente os estados do Rio Grande do Norte, Paraíba, Ceará e Pernambuco (Figura 3.1).

Nos Projetos Seridó (1973) e Esperança (1975) foram realizadas medidas da intensidade do campo magnético total e da emissão natural de radiação gama para as respectivas áreas de interesse, enquanto nos Projetos Bacia Potiguar (1986) e Plataforma Continental Nordeste (1970) foram realizadas apenas medidas referentes à intensidade do campo magnético total (Figura 3.1).

A Tabela 3.1 resume as principais características dos quatro aerolevantamentos, como data de realização, métodos geofísicos, direção e espaçamento das linhas de vôo e controle, tipos de sensores utilizados, tipos de aeronaves e geometria dos sensores (CPRM 2004a).

Os conjuntos de dados dos Projetos Esperança e Seridó foram cedidos pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), enquanto os Projetos Bacia Potiguar e Plataforma Continental Nordeste foram adquiridos junto a Agência Nacional do Petróleo (ANP).

Os arquivos originais (tipo “.XYZ”) foram recuperados através da digitalização dos mapas de contornos magnéticos pela companhia canadense de consultoria geofísica *Paterson, Grant and Watson* (PGW), segundo o convênio técnico-científico firmado entre a CPRM e a PGW (1995), com vistas a geração do Projeto Mapa Magnético da América do Sul (AMMP/SAMMP).

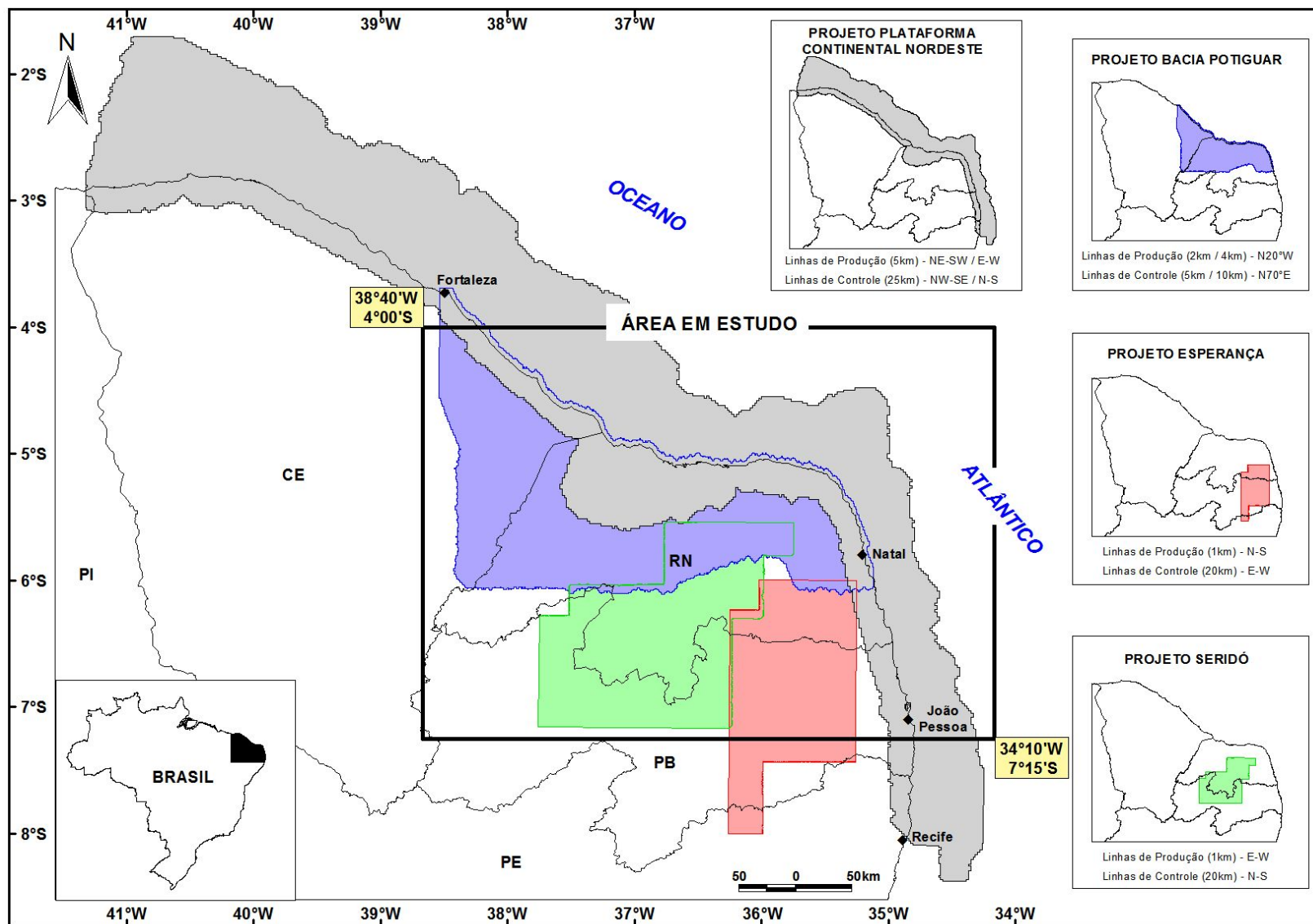


Figura 3.1 – Localização dos projetos aerogeofísicos (CPRM 2001).



Tabela 3.1 – Características dos levantamentos aerogeofísicos (CPRM 2004a).

PROJETO	ESPERANÇA	SERIDÓ	BACIA POTIGUAR	PLATAFORMA CONTINENTAL NORDESTE
Código da CPRM	2019	1013	4045	4010
Período do Levantamento	11/1975 a 03/1976	08/1973 a 03/1974	12/1986 a 02/1987	1970
Contratante	NUCLEBRAS S.A.	DNPM/CPRM/CNEN	PETROBRAS S.A.	PETROBRAS S.A.
Contratado	LASA S.A.	LASA S.A.	ENCAL/LASA/PROSPEC	PRAKLA GmbH
Métodos Geofísicos	Magnetometria Gamaespectrometria	Magnetometria Gamaespectrometria	Magnetometria	Magnetometria
Estados Recobertos	RN / PB / PE	RN / PB	CE / RN	CE/ RN / PB / PE
Número de Áreas	1	1	3	10
Área Total (km ²)	19.000	25.000	44.600	123.000
Total de Perfis (km)	19.170	28.000	26.537	23.073
Direção das Linhas de Produção (LP)	N-S	E-W	N20°W	NE-SW (Parte Norte) E-W (Parte Sul)
Espaçamento LP (km)	1	1	2 e 4	5
Direção das Linhas de Controle (LC)	E-W	N-S	N70°E	NW-SE (Parte Norte) N-S (Parte Sul)
Espaçamento LC (km)	20	20	5 e 10	25
Altura Nominal de Vôo (m)	150	135	500	700
Tipo de Aeronave	<i>Islander (PT-JZN)</i>	Bimotor DC-3	Islander (PT-KAB e PT-KRO)	Aerocommander 680F
Geometria do Sensor	<i>Stinger (esporão na cauda da aeronave)</i>	<i>Stinger (esporão na cauda da aeronave)</i>	<i>Stinger (esporão na cauda da aeronave)</i>	<i>Stinger (esporão na cauda da aeronave)</i>
Detector Magnetométrico	Precessão de Prótons G-803 GEOMETRICS	Precessão de Prótons G-803 GEOMETRICS	Precessão de Prótons G-813 GEOMETRICS VARIAN V-201 SCINTRX	Precessão de Prótons PM-24 PRAKLA
Intervalo de Medição AM (s)	1	2	0,1	0,1
Detector Gamaespectrométrico	EXPLORANIUM DIGRS-3001	EXPLORANIUM DIGRS-2000	-	-
Intervalo de Integração Gama (s)	1	2	-	-
Volume de Cristais Detectores de NaITl (in ³)	1.017,87	1.012,50	-	-



4. PROCESSAMENTO E INTERPRETAÇÃO DOS DADOS GEOFÍSICOS

4.1. TÉCNICAS DE TRATAMENTO DOS DADOS MAGNÉTICOS

Técnicas de tratamento e processamento de dados de campos potenciais, tanto no domínio do espaço como no domínio do comprimento de onda (frequência espacial), são ferramentas que ajudam a compreender melhor as relações entre os comprimentos de onda dominantes, geometrias e profundidades de corpos anômalos existentes em campos potenciais (Gunn 1975, 1997b, 1998, Blakely 1995, Telford *et al.* 1990, Blum 1999).

As interpretações geofísicas dos temas transformados do campo magnético podem ser tanto qualitativas como quantitativas. As interpretações qualitativas são baseadas em análises de sinais em mapas, com a definição de domínios geofísicos baseados em amplitudes dos sinais e textura do relevo magnético. Por outro lado, interpretações qualitativas também estão relacionadas a feições lineares e curvilíneas observadas nos temas transformados do campo magnético medido, que refletem heterogeneidades crustais (Blum 1999, Silva 1999).

As interpretações quantitativas visam definir os parâmetros físicos dos corpos que causam as anomalias no campo magnético observado, como dimensão horizontal, espessura, profundidade e susceptibilidade magnética do corpo, além das relações de contato entre as fontes anômalas e as rochas encaixantes (Gunn 1997b, Blakely 1995, Telford *et al.* 1990, Blum 1999).

As técnicas de tratamento de dados aerogeofísicos envolvem rotinas de pré-processamento para validação e análise da consistência dos bancos de dados, definição do algoritmo e do tamanho da célula de interpolação, bem como ajustes e escolha do método de junção dos conjuntos de dados.

Seguida a etapa de avaliação e pré-processamento, foi realizado o processamento dos dados magnetométricos, visando gerar os temas geofísicos utilizados nas interpretações deste trabalho.

As rotinas de tratamento dos dados aerogeofísicos utilizadas neste trabalho foram desenvolvidas no Laboratório de Geofísica Aplicada (LGA) da Universidade de Brasília (IG-UnB), e estão sumarizadas no fluxograma de trabalho apresentado a seguir (Figura 4.1).

4.1.1. PRÉ-PROCESSAMENTO DOS DADOS MAGNÉTICOS

Os quatro conjuntos de dados magnetométricos (Figura 3.1, Tabela 3.1) foram cedidos pela CPRM e ANP em formato digital ASCII, tipo “.XYZ”, empregado por GEOSOFT (1995, 2000, 2004, 2006, 2007).

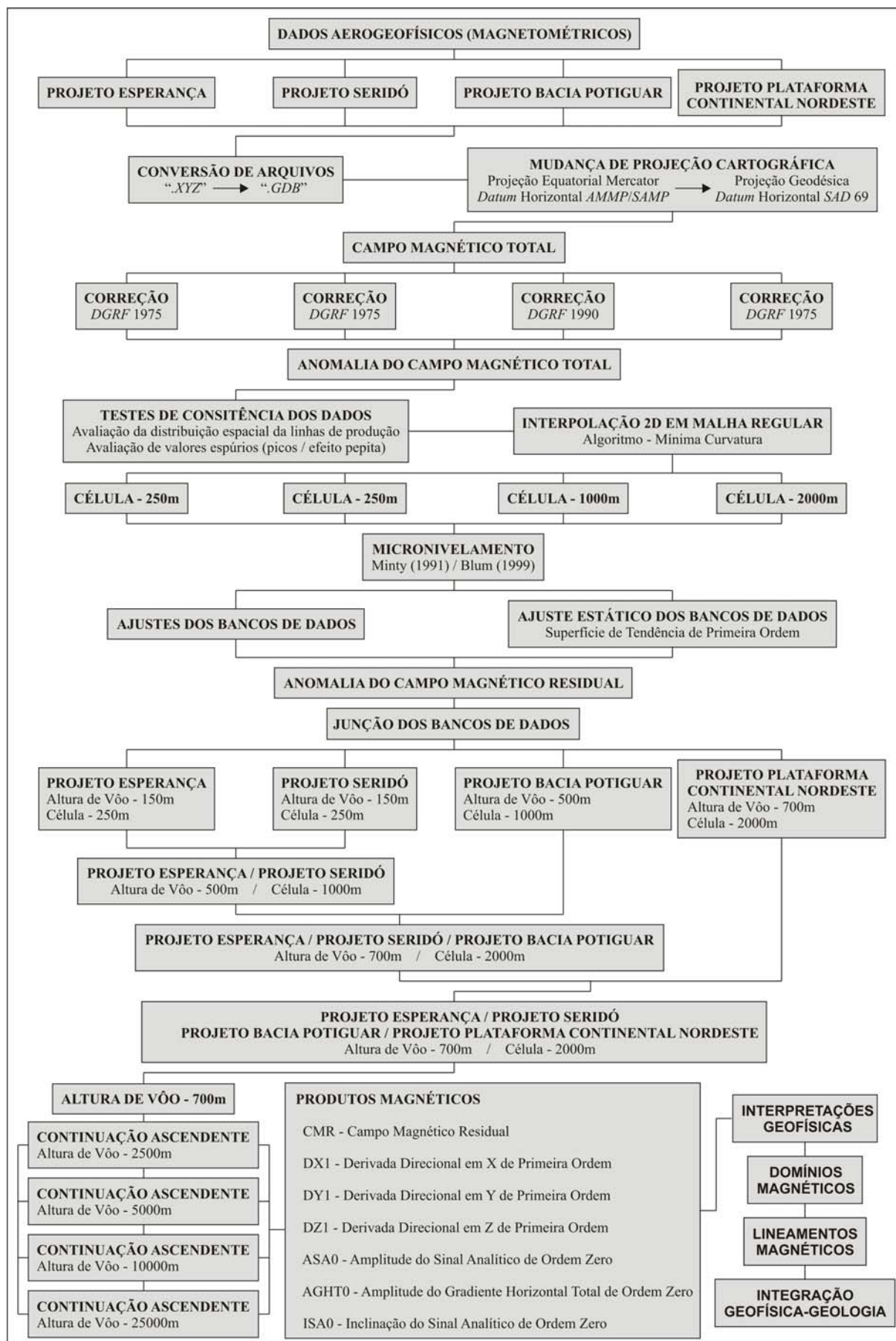


Figura 4.1 – Fluxograma sumarizado das etapas de pré-processamento e processamento dos dados geofísicos.

A etapa inicial de avaliação dos conjuntos de dados consistiu na conversão dos arquivos tipo “.XYZ” para arquivos “.GDB” compatíveis com o sistema de mapeamento e processamento da GEOSOFT *Inc.*, OASIS *MontajTM*, versão 5.1.7, versão 6.2, versão 6.3.1 e versão 6.4.1 (GEOSOFT 2000, 2004, 2006, 2007). Em seguida, foi realizada a mudança de projeção cartográfica dos dados originais georreferenciados em Projeção Equatorial de Mercator com *Datum* Horizontal AMMP/SAMMP para o sistema de Projeção Geodésico com *Datum* Horizontal *South America* 1969 (SAD 69).

Admitindo-se que as correções referentes aos desnivelamentos entre as linhas de vôos e as linhas de controle foram realizadas pelas empresas contratadas para a realização dos diferentes levantamentos (Tabela 3.1), além das correções dos modelos *DGRF* (1975), *DGRF* (1975), *DGRF* (1990) e *DGRF* (1975) para o campo magnético total observado nos Projetos Esperança, Seridó, Bacia Potiguar e Plataforma Continental Nordeste, respectivamente, todos os conjuntos de dados aerogeofísicos representam a intensidade do campo magnético anômalo.

4.1.1.1. Testes de Consistência dos Dados Magnéticos

Na etapa de pré-processamento também foram avaliadas as inconsistências dos dados em relação à distribuição espacial das linhas de produção e à presença de valores anormais, como “efeito pepita” (*nuggets*) ou “picos” (*spikes*). Assim, nesta fase foram realizados dois testes de consistência dos dados, a análise das linhas de produção e a eliminação de “picos” espúrios (Blum 1999, Silva 1999).

A análise dos traços de vôo dos projetos que recobriram a área de interesse não apresentou problemas para os projetos Esperança, Bacia Potiguar e Plataforma Continental Nordeste, entretanto no Projeto Seridó ocorreram problemas de posicionamento nas intersecções das linhas de vôo, que foram corrigidos editando os dados superpostos.

Os problemas de inconsistências de “picos” foram identificados e corrigidos através da comparação entre a análise estatística da distribuição normal das populações do campo magnético anômalo com o método da diferença quarta, realizada individualmente para cada levantamento.

Neste teste estatístico, admite-se pela tabela padronizada Z (Davis 2002, Landim 2003), que os valores entre a média subtraída e somada de três desvios padrão ($\mu - 3\sigma < x < \mu + 3\sigma$) contemplam aproximadamente 99,87% dos valores de populações normais ou gaussianas. Assim, valores acima ou abaixo destes limiares foram analisados como possíveis “picos” e avaliados quanto à sua inconsistência.

As análises dos perfis do campo magnético anômalo e dos perfis do método da diferença quarta revelaram para as mesmas linhas de vôo que os valores inconsistentes em geral foram relacionados às fiduciais que apresentaram grandes amplitudes, destoantes da distribuição das amostras adjacentes (Figura 4.2). Desta forma, a análise estatística padronizada foi aplicada para todas as linhas de produção dos quatro conjuntos de dados, onde os valores considerados inconsistentes foram descartados.

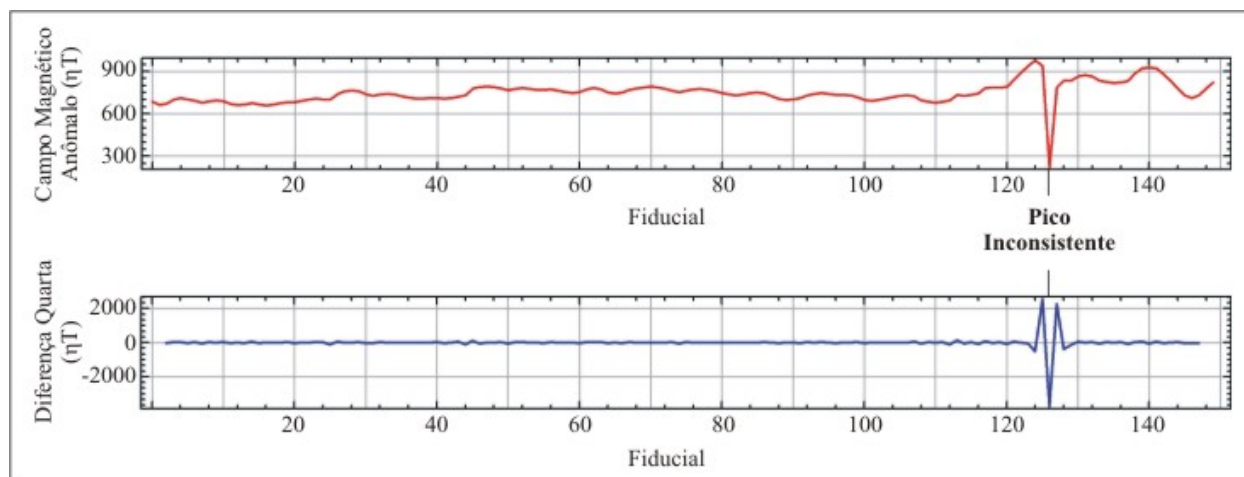


Figura 4.2 – Exemplo de linha de vôo avaliada para a correção de “picos” inconsistentes (Projeto Esperança).

4.1.1.2. Interpolação 2D em Malha Regular dos Dados Magnéticos

O algoritmo definido para interpolação bi-dimensional dos dados foi à mínima curvatura, que gera uma malha regular análoga a uma superfície delgada e linearmente elástica, que se ajusta aos valores originais com uma quantidade mínima de curvatura (Briggs 1974, GEOSOFT 2007).

Para dados amostrados em linhas Gunn (1998), Vasconcellos *et al.* (1994), Blum (1999) e Silva (1999) sugeriram que valores máximos entre $\frac{1}{4}$ e $\frac{1}{8}$ do espaçamento das linhas de amostragem devem ser utilizados para definir o tamanho da célula de interpolação, com o intuito de preservar a fidelidade dos dados originais.

Desta forma, células quadradas com 250m de lado foram utilizadas para interpolação dos dados dos Projetos Esperança e Seridó, células quadradas com 1000m de lado foram definidas para o Projeto Bacia Potiguar e células com 2000m de lado foram usadas para a interpolação 2D do Projeto Plataforma Continental Nordeste (Figuras 3.1, 4.1, Tabela 3.1).

4.1.1.3. Micronivelamento dos Dados Magnéticos

Os nivelamentos dos dados magnéticos realizados pelas empresas contratadas para os aerolevantamentos normalmente apresentaram erros e imperfeições nas correções feitas entre as linhas de produção e as linhas de controle, resultando em tendências ruidosas nas direções paralelas e perpendiculares às linhas de produção.

A rotina de micronivelamento desenvolvida por Blum (1999) com base no método proposto por Minty (1991) foi utilizada para minimizar estas imperfeições e, conseqüentemente, homogeneizar a distribuição espacial dos dados aerogeofísicos.

A técnica de micronivelamento consiste, resumidamente, em gerar uma malha regular A e aplicar um filtro passa-alta na direção perpendicular às linhas de produção, com comprimento de onda igual ou superior a duas vezes o espaçamento das linhas de produção, gerando uma malha B. Nesta segunda malha aplica-se um filtro passa-baixa na direção das linhas de produção, com comprimento de onda igual ou superior ao espaçamento das linhas de controle, gerando uma malha C. Na etapa final, a malha C é subtraída da malha A, gerando uma malha D final e micronivelada (Blum 1999).

4.1.1.4. Ajuste dos Bancos de Dados Magnéticos

Em função da área de trabalho ser recoberta por quatro levantamentos aerogeofísicos, a etapa de integração dos conjuntos de dados envolveu o ajuste estático das populações do campo magnético anômalo (Figura 3.1).

O ajuste estático consistiu no nivelamento do campo magnético anômalo dos quatro projetos a um nível de referência determinado. Assim, foi retirada uma superfície de tendência de primeira ordem dos dados, expressa pela equação:

$$z_i(x, y) = a_0 + a_1x_i + a_2y_i \quad \text{Equação 4.1}$$

onde $z_i(x,y)$ = variável mapeada, (x_i,y_i) = coordenadas espaciais da $i^{\text{ésima}}$ amostra, (a_0,a_1,a_2) = coeficientes da função.

As componentes regionais atribuídas aos quatro conjuntos de dados foram retiradas por suas respectivas superfícies de tendências de primeira ordem, separando individualmente a componente residual para cada aerolevantamento (Davis 2002, Landim 2003).

A Tabela 4.1 sumariza as funções correspondentes às superfícies de tendência de primeira ordem determinadas para os projetos aerogeofísicos.

Tabela 4.1 – Funções matemáticas que representam as superfícies de primeira ordem reduzidas dos dados aerogeofísicos.

PROJETO	SUPERFÍCIE DE TENDÊNCIA DE PRIMEIRA ORDEM
Esperança	$z_i(x,y) = 8700,8578901 + 0,0001965x_i + 0,0009461y_i$
Seridó	$z_i(x,y) = -19591,7444255 + 0,0001261x_i + 0,0020954y_i$
Bacia Potiguar	$z_i(x,y) = -3773,9568189379 + 0,0000377x_i + 0,0003993y_i$
Plataforma Continental Nordeste	$z_i(x,y) = 1220,8442827 - 0,0001396x_i - 0,0001223y_i$

O nível de referência estático proposto para a junção dos conjuntos de dados foi definido como o valor médio igual a zero para os residuais de cada conjunto de dados aerogeofísicos. Desta forma, seguida da redução da superfície de tendência de primeira ordem, ou seja, a separação da componente residual e regional, os quatro conjuntos de dados aerogeofísicos foram nivelados individualmente ao *datum* de referência 0nT.

4.1.1.5. Junção dos Bancos de Dados Magnéticos

O método utilizado para a junção dos conjuntos de dados aerogeofísicos foi a Rotina de Sutura, que define uma linha de junção com base na área de sobreposição das malhas regulares. Na área de sobreposição, os valores são ajustados por média entre pares correlatos, visando minimizar as discrepâncias entre os dados e ajustar suavemente as malhas. Nesta rotina, uma análise de multi-freqüência é utilizada para verificar o comprimento de onda dominante na área de sobreposição das malhas. Este fato permite definir uma transição suave entre as malhas regulares, sem nenhum vínculo direto com a amplitude e o comprimento de onda das feições seccionadas pela linha de sutura (GEOSOFT 2007).

A partir das malhas residuais dos quatro bancos de dados nivelados estaticamente foi realizada a junção pela Rotina de Sutura.

Inicialmente, as malhas residuais dos Projetos Esperança e Seridó foram unificados em função da menor altitude nominal de vôo (150m) e tamanho de célula de interpolação (250m). Na etapa seguinte, foi realizada na malha integrada dos Projetos Esperança e Seridó uma continuação ascendente para 500m e re-amostragem do tamanho da célula para 1000m e, posteriormente, a junção com a malha do Projeto Bacia Potiguar. Na etapa final, a malha integrada dos Projetos Esperança, Seridó e Bacia Potiguar foi re-amostrada para 2000m e continuada para uma altitude de 700m, para a junção final com a malha do Projeto Plataforma Continental Nordeste (Figura 4.1).

4.1.2. PROCESSAMENTO DOS DADOS MAGNÉTICOS

As técnicas de processamento de dados de campos potenciais, descritas como transformações lineares e filtragens no domínio do espaço ou no domínio da frequência espacial (Domínio de Fourier), são importantes ferramentas de processamento de dados geofísicos.

Os temas transformados do campo magnético complementam interpretações geológico-geofísicas de terrenos estruturalmente complexos, visando à compreensão entre os diferentes comprimentos de onda que compõem o espectro do campo, além da estruturação das fontes magnéticas anômalas no arcabouço tectônico da área em estudo.

4.1.2.1. Espectro Radial de Potência

O espectro radial de potência apresenta em um gráfico a relação direta entre o logaritmo da densidade de energia espectral, número de onda e profundidade do topo das fontes magnéticas. A relação de profundidade é expressa pela função:

$$h = -\frac{s}{4\pi} \quad \text{Equação 4.2}$$

onde h = profundidade da fonte e s = inclinação de uma determinada reta do logaritmo da densidade de energia (Spector & Grant 1970, Blakely 1995, GEOSOFT 2007).

Na análise do espectro radial de potência, o Número de Nyquist define a frequência mais alta a ser analisada. Segundo o Teorema da Amostragem, este parâmetro é descrito como a frequência associada ao comprimento de onda igual a duas vezes a distância entre as amostragens (Davis 2002). Desta forma, frequências mais altas que a Frequência de Nyquist (f_N) são consideradas como ruídos aleatórios, pois comprimentos de ondas menores que duas vezes a distância entre as amostragens não podem ser detectados.

Gunn (1997b) apresentou interpretações quantitativas na determinação da profundidade de corpos magnéticos com base no espectro radial de potência e criticou trabalhos publicados na literatura que não apresentaram refinamento do espectro radial de potência, com relação ao tipo de fonte associada à resposta de frequência.

Desta forma, as interpretações dos espectros radiais de potência realizadas neste trabalho são consideradas qualitativas, sugerindo possíveis profundidades para o topo de corpos magnéticos na área de estudo, uma vez que a análise entre o tipo de fonte e a frequência espacial específica a cada conjunto de fontes magnéticas não foi determinada.

4.1.2.2. *Continuação Ascendente*

A continuação ascendente é uma transformação linear que simula a medição do campo magnético em diferentes posições a cima do nível de observação (Gunn 1975, Blakely 1995, GEOSOFT 2007). Este filtro é descrito pela seguinte fórmula:

$$L(r) = e^{-hr} \quad \text{Equação 4.3}$$

onde h = distância em metros para a nova superfície de observação.

A intensidade do campo magnético é inversamente proporcional ao quadrado da distância da fonte magnética. Este fundamento teórico implica em fontes magnéticas profundas associadas a sinais de baixa frequência, enquanto fontes magnéticas rasas são relacionadas a sinais de alta frequência espacial (Blakely 1995, Telford *et al.* 1990).

Continuações ascendentes a diferentes altitudes de observação do campo permitem realçar assinaturas magnéticas anômalas em diferentes níveis crustais, simulando uma separação entre as componentes de baixa frequência, associadas aos grandes comprimentos de onda de caráter geológico regional, e as componentes de alta frequência, correlacionadas a fontes magnéticas mais rasas.

Neste trabalho foram realizadas continuações ascendentes a 2500m (UpC-2500m), 5000m (UpC-5000m), 10000m (UpC-10000m) e 25000m (UpC-25000m) de altitude para o plano de observação do campo magnético. Todos os processamentos descritos a seguir foram realizados individualmente para cada continuação ascendente, com suas respectivas interpretações (Figura 4.1).

4.1.2.3. *Derivada Vertical*

A derivada vertical representa uma transformação linear de campos potenciais que amplifica as respostas dos sinais de alta frequência em relação aos sinais de baixa frequência (Blakely 1995, GEOSOFT 2007).

No Domínio de Fourier, derivadas verticais são expressas pela seguinte fórmula (Gunn 1975, Blakely 1995, GEOSOFT 2007):

$$\mathfrak{F} \left[\frac{\partial^n V}{\partial z^n} \right] = |k|^n \mathfrak{F}[V] \quad \text{Equação 4.4}$$

onde V = campo magnético, \mathfrak{F} = transformada de Fourier da função entre colchetes, z = direção da taxa de variação do campo magnético, n = índice de derivação da função, $k = \sqrt{kx^2 + ky^2}$ é o número de onda superficial ($2\pi / \lambda$), λ = comprimento de onda superficial,

k_x e k_y são os números de onda equivalentes aos eixos X e Y no Domínio de Fourier. Neste trabalho foram calculadas derivadas verticais de primeira ordem.

A derivada vertical do campo magnético realça as anomalias magnéticas imperceptíveis nas imagens da anomalia do campo magnético residual, relacionadas a lineamentos geológicos.

4.1.2.4. Amplitude do Gradiente Horizontal Total

A amplitude do gradiente horizontal total é calculada pela raiz quadrada da soma dos quadrados das derivadas parciais do campo magnético $M(x, y)$ em relação aos eixos X e Y (Blakely & Simpson 1986). A função matemática é expressa pela seguinte equação:

$$h_n(x, y) = \sqrt{\left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial^n M}{\partial z^n} \right) \right]^2 + \left[\frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial^n M}{\partial z^n} \right) \right]^2} \quad \text{Equação 4.5}$$

onde n = ordem de derivação da função. Neste trabalho foram calculadas amplitudes do gradiente horizontal total de ordem zero.

A amplitude do gradiente horizontal total realça os limites laterais de corpos magnéticos anômalos.

4.1.2.5. Amplitude do Sinal Analítico

O conceito de sinal analítico aplicado ao estudo do campo magnético foi introduzido por Nabighian (1972, 1974) que propôs um modelo semi-automático de interpretação para fontes magnéticas anômalas.

Nabighian (1984), Roest *et al.* (1992), Hsu *et al.* (1996) e Li (2006) mostraram aplicações da técnica do sinal analítico em três dimensões para o estudo de fontes anômalas do campo magnético $M(x, y)$ em relação aos eixos X, Y e Z. A equação da amplitude do sinal analítico é expressa pela seguinte fórmula:

$$|\bar{A}_n(x, y)| = \sqrt{\left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial^n M}{\partial z^n} \right) \right]^2 + \left[\frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial^n M}{\partial z^n} \right) \right]^2 + \left[\frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial^n M}{\partial z^n} \right) \right]^2} \quad \text{Equação 4.6}$$

onde n = ordem de derivação da função. Neste trabalho foram calculadas amplitudes do sinal analítico de ordem zero.

O filtro da amplitude do sinal analítico realça as bordas das fontes anômalas, posicionando o máximo contraste de magnetização sobre os corpos magnéticos anômalos, independente da latitude magnética da área de trabalho, da direção do vetor de magnetização e

da presença de magnetização remanescente nas fontes (Roest *et al.* 1992, Blakely 1995).

A amplitude do sinal analítico permite caracterizar o zoneamento estatístico de domínios magnéticos com base nos valores de magnetização das fontes anômalas.

4.1.2.6. Inclinação do Sinal Analítico

A inclinação do sinal analítico determina o comportamento espacial do vetor sinal analítico no plano vertical que contem o vetor resultante do plano horizontal no ponto de observação. Mais especificamente, este filtro determina à estimativa do mergulho e o contraste de susceptibilidade da fonte anômala, com base na teoria do sinal analítico complexo (Thurston & Smith 1997, Nabighian 1972). Esta função é expressa pela seguinte fórmula:

$$\Phi = \arctan\left(\frac{\text{Im}(\vec{A}_n(x, y))}{\text{Re}(\vec{A}_n(x, y))}\right) \quad \text{Equação 4.7}$$

onde \arctan = arco tangente, Im = parte imaginária do sinal analítico no Domínio de Fourier e Re = parte real do sinal analítico no Domínio de Fourier.

Nesta equação a parte imaginária da função é representada pela derivada vertical, enquanto a parte real é representada pela amplitude do gradiente horizontal total. Desta forma, a inclinação do sinal analítico pode ser re-escrita da seguinte forma:

$$\Phi_n(x, y) = \arctan\left(\frac{\left[\frac{\partial}{\partial z}\left(\frac{\partial^n M}{\partial z^n}\right)\right]}{\sqrt{\left[\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{\partial^n M}{\partial z^n}\right)\right]^2 + \left[\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{\partial^n M}{\partial z^n}\right)\right]^2}}\right) \quad \text{Equação 4.8}$$

onde n = ordem de derivação da função. Neste trabalho foram calculadas inclinações do sinal analítico de ordem zero.

A inclinação do sinal analítico caracteriza a textura do relevo magnético, que auxilia na diferenciação dos domínios magnéticos definidos pela amplitude do sinal analítico. Este filtro também realça feições magnéticas lineares e curvilíneas associadas a lineamentos geológicos.

4.2. INTERPRETAÇÃO DOS PRODUTOS MAGNÉTICOS

As interpretações geofísicas dos temas transformados da anomalia do campo magnético residual foram realizadas individualmente para cada continuação ascendente (UpC-25000m, UpC-10000m, UpC-5000m e UpC-2500m), visando inicialmente a abordagem dos grandes comprimentos de onda de caráter regional (UpC-25000m), seguindo posteriormente para interpretações mais detalhadas relacionadas às altas frequências (UpC-2500m).

4.2.1. PROFUNDIDADES DAS FONTES MAGNÉTICAS

A Frequência de Nyquist (f_N) foi definida para o número de onda de $0,100\text{km}^{-1}$, em função da amostragem do Projeto Plataforma Continental Nordeste apresentar a menor frequência espacial de amostragem, representando comprimentos de onda maiores que 10km considerados nas interpretações deste trabalho (Figura 4.3).

As altas frequências associadas aos levantamentos com maior resolução espacial (Projetos Esperança e Seridó) não foram determinantes na definição da Frequência de Nyquist, uma vez que estas altas frequências podem estar incorporadas nos espectros do conjunto de dados unificado e serem associadas ao ruído aleatório dos levantamentos com menor resolução espacial (Projetos Bacia Potiguar e Plataforma Continental Nordeste).

A análise do espectro radial de potência das quatro continuações ascendentes da anomalia do campo magnético residual possibilitou a individualização de três conjuntos de fontes magnéticas (Figura 4.3).

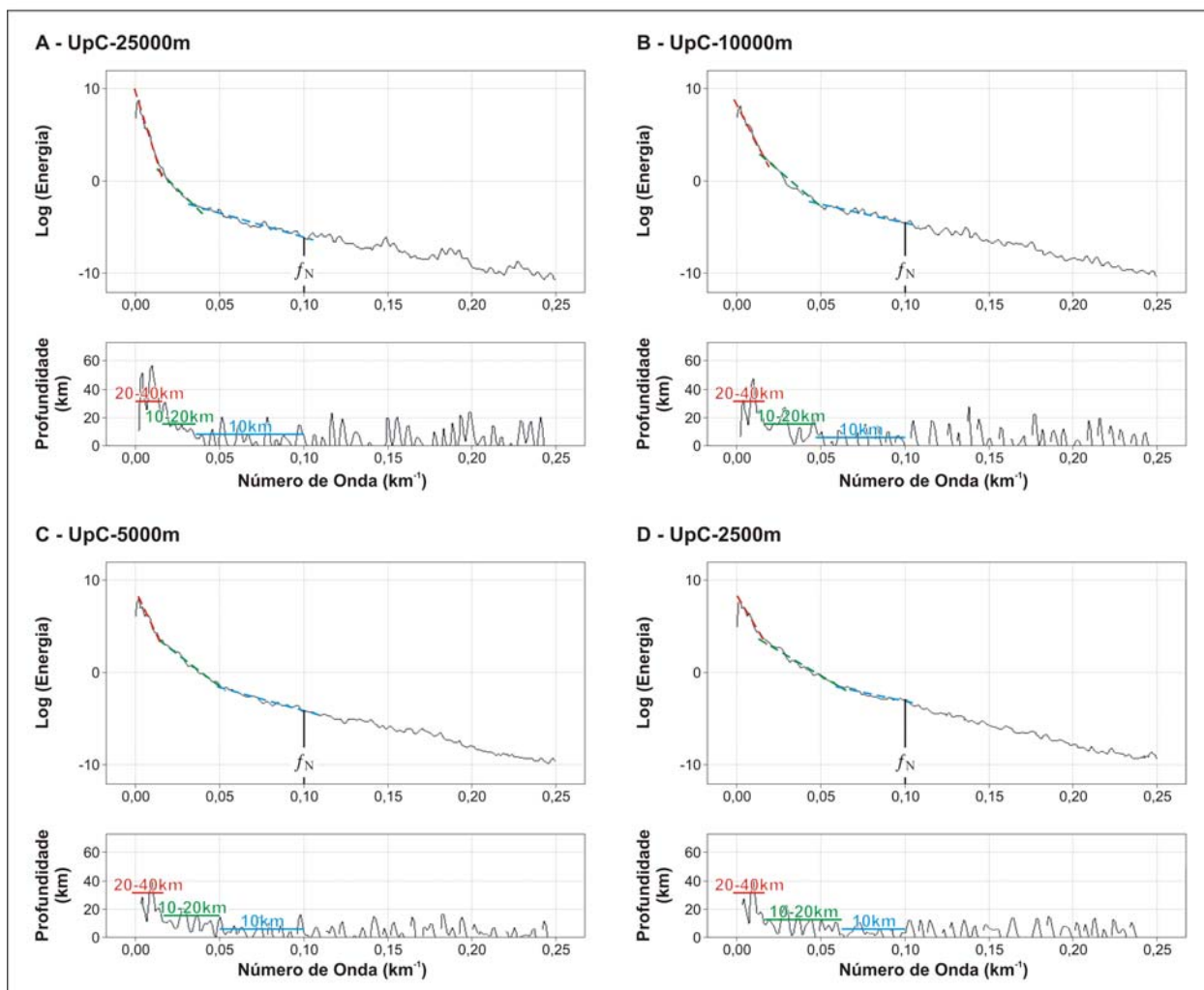


Figura 4.3 – Interpretações dos espectros radiais de potência para as diferentes continuações ascendentes.

Nas continuações ascendentes UpC-25000m e UpC-10000m, o topo das fontes mais profundas (20-40km) foram definidas pelos números de onda de $0,001\text{km}^{-1}$ a $0,015\text{km}^{-1}$, os números de onda de $0,015\text{km}^{-1}$ a $0,035\text{km}^{-1}$ caracterizaram o conjunto de fontes intermediárias entre 10-20km de profundidade, enquanto as fontes rasas (<10km) foram definidas pelos números de onda de $0,035\text{km}^{-1}$ a $0,100\text{km}^{-1}$ (Figuras 4.3a, 4.3b).

Os espectros radiais de potência UpC-5000m e UpC-2500m apresentaram padrões semelhantes às interpretações obtidas para UpC-25000m e UpC-10000m, com a separação de três famílias de fontes magnéticas, representadas por fontes profundas (20-40km) no intervalo de $0,001\text{km}^{-1}$ a $0,015\text{km}^{-1}$, fontes intermediárias (10-20km) entre o números de onda de $0,015\text{km}^{-1}$ a $0,060\text{km}^{-1}$ e fontes rasas (<10km), entre $0,060\text{km}^{-1}$ a $0,100\text{km}^{-1}$ (Figuras 4.3c, 4.3d).

A análise do comportamento dos três conjuntos de fontes magnéticas, identificados em função do conteúdo de energia espectral associado às diferentes continuações ascendentes, foi estimado para UpC-25000 e UpC-10000 distribuição relativa de energia está em 55%, 25% e 20% para os sinais associados as fontes profundas, intermediárias e rasas, respectivamente. Enquanto para a UpC-5000 e UpC-2500, esta distribuição seria de 35% dos sinais associados a fontes profundas, 45% e 20% relacionados a fontes intermediárias e rasas, respectivamente.

A maior densidade energética estaria relacionada aos números de onda referentes às fontes profundas para as UpC-25000 e UpC-10000, enquanto para as UpC-5000 e UpC-2500, isto se daria nos números de onda referentes às fontes intermediárias a rasas. A interpretação sugere que as continuações ascendentes do campo magnético residual, representando diferentes níveis de detecção, realçaram de certa forma, sinais magnéticos causados por fontes em diferentes profundidades crustais. Este fato permite relacionar a distribuição relativa de energias espectrais, obtidas em diferentes continuações ascendentes, em função da profundidade dos conjuntos de fontes magnéticas identificadas.

Desta forma, a Figura 4.4 uma mostra possível relação, adaptada ao problema em estudo, entre frequência espacial de sinais magnéticos, condições de pressão e temperatura, fácies metamórficas, tipos de rochas e natureza da deformação presentes em diferentes níveis crustais, de acordo com o modelo proposto por Ramsay & Huber (1987). Neste gráfico, os níveis mais escuros de cinza indicam maiores densidades de sinais e os tons mais claros densidades menores.

As interpretações qualitativas das profundidades dos três conjuntos de fontes magnéticas forneceram dados consistentes quando comparados com profundidades descritas na literatura para o arcabouço do Domínio Rio Grande do Norte.

Os longos comprimentos de onda dominantes na área em estudo caracterizaram as anomalias geofísicas mais profundas (20-40km) como fontes magnéticas infracrustais,

representadas por descontinuidades físicas presentes na interface crosta-manto. Estes resultados complementam os dados de profundidade obtidos para a Descontinuidade de Mohorovicic de 28km, 10-30km e 27km reportados por Matos (1992a, 1992b), Castro *et al.* (1997b, 1998) e França *et al.* (2006), respectivamente (Figura 2.4).

As fontes magnéticas intracrustais profundas (10-20km) e intracrustais rasas (<10km) presentes no Domínio Rio Grande do Norte foram determinadas pelos comprimentos de onda intermediários e curtos, respectivamente, e caracterizaram descontinuidades e heterogeneidades crustais com profundidades intermediárias a rasas, presentes na área de estudo.

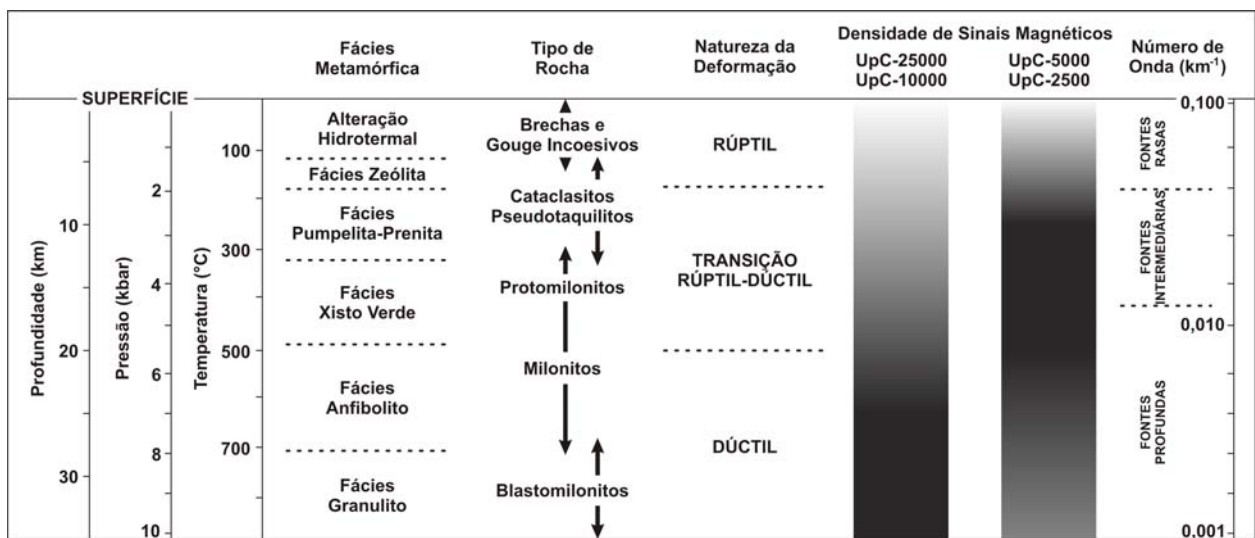


Figura 4.4 – Comparação entre a densidade de sinais do campo magnético simulado em diferentes altitudes de observação e condições físicas da crosta (modificado de Ramsay & Huber 1987).

4.2.2. DOMÍNIOS MAGNÉTICOS

Os zoneamentos estatísticos das imagens da amplitude do sinal analítico de ordem zero permitiram individualizar domínios com assinaturas magnéticas particulares. Estes domínios foram analisados de acordo com a intensidade do sinal magnético, sendo caracterizados por fortes gradientes magnéticos (domínios “A”) e gradientes magnéticos suaves (domínios “B”).

Nos produtos UpC-25000m e UpC-10000m, que realçaram fontes profundas, foram definidos seis importantes altos magnéticos (A1 / A2 / A3 / A4 / A5 / A6), com intervalos de intensidade >0,00099nT/m e >0,00245nT/m, eventualmente segmentados por domínios de baixos magnéticos (B1 / B2 / B3 / B4 / B5 / B6), com intensidades <0,00060nT/m e <0,00138nT/m (Figuras 4.6, 4.10, 4.13, 4.17).

Os zoneamentos estatísticos (UpC-5000m / UpC-2500m), que realçaram fontes

intracrustais, apresentaram distribuições espaciais mais detalhadas entre os domínios magnéticos na área de estudo, com a individualização dos altos A7 / A8 / A9 / A10 / A11, definidos por regiões com fortes gradientes ($>0,00415\text{nT/m}$, $>0,00648\text{nT/m}$), e domínios caracterizados por gradientes magnéticos suaves (B6 / B7), com intensidade $<0,00223\text{nT/m}$, $<0,00333\text{nT/m}$ (Figuras 4.20, 4.24, 4.27, 4.31).

O domínio magnético A1 apresentou padrões distintos em relação à análise de profundidade dos sinais magnéticos, onde as fontes profundas ($>20\text{km}$) sugeriram a extensão de um bloco contínuo, enquanto as fontes intracrustais indicaram a divisão deste domínio em duas partes principais, um segmento a Norte nas proximidades de São José do Campestre e Bom Jesus, e outro segmento a Sul na região de Dona Inês.

Na região de Lajes, o domínio A2 apresentou expressivos gradientes magnéticos observados nas interpretações geofísicas, que persistem desde a UpC-25000m até a UpC-2500m, indicando a contribuição de fontes profundas a rasas como causadoras desta anomalia, cuja continuidade lateral se estende em direção a plataforma continental.

O domínio magnético A3 foi caracterizado por anomalias fortemente estruturadas na direção E-W, localizadas entre as regiões de Patos e Campina Grande, cujas profundidades de fontes magnéticas anômalas indicaram uma importante descontinuidade física nesta região.

Na região da margem continental Leste, o domínio A4 foi caracterizado como heterogeneidades crustais presentes na plataforma continental, cujas respostas foram associadas a fontes magnéticas profundas a rasas.

O domínio magnético A5, localizado na região de Aracati, foi correlacionado a possíveis corpos magnéticos sotopostos a rochas sedimentares e sedimentos inconsolidados cenozóicos. A resposta magnética indicou a presença de fontes profundas a rasas como causadoras desta anomalia.

Na região a Norte de Lajes, o domínio A6 foi interpretado como *aliasing* gerado na interpolação dos dados magnéticos, devido à baixa densidade de linhas de vôo nesta área.

O domínio A7, localizado a Norte das cidades de Augusto Severo e Lajes, sugeriu a existência de corpos magnéticos lineares, resultantes de fontes essencialmente rasas ($<10\text{km}$).

Na região entre Caicó e Seridó, o domínio A8, representado por fontes magnéticas intermediárias, foi caracterizado como possíveis heterogeneidades crustais em profundidade.

O domínio magnético A9 foi associado ao alto estrutural do embasamento representado pelo limite Sul da calha deposicional da Bacia Potiguar, sendo caracterizado por fontes magnéticas infracrustais profundas a rasas.

Entre as cidades de Augusto Severo, Caicó e Lajes, o alinhamento de anomalias do

domínio A10 definiu um *trend* magnético relacionado a fontes essencialmente rasas. Na região de Macau, o domínio A11 foi caracterizado pontualmente por fontes magnéticas rasas.

O domínio B1, localizado nas proximidades de Portalegre, Augusto Severo e Caicó, mostrou gradientes magnéticos suaves, associados a anomalias que persistem desde a UpC-25000m até a UpC-2500m, enquanto a incorporação de altas frequências refletiu as heterogeneidades intracrustais nesta região.

Na porção central da área, o domínio B2 indicou que os baixos gradientes magnéticos representariam fontes magnéticas intermediárias a rasas, enquanto na Região de Barreira, o domínio B3 apresentou gradientes magnéticos suaves, indicando contribuição de fontes profundas a rasas como responsáveis por estas anomalias.

Os domínios magnéticos B4 / B5 foram correlacionados aos depocentros da falha de borda e da margem flexural da Bacia Potiguar, respectivamente, e os domínios B6 / B7 foram associados aos depocentros da margem equatorial da bacia, ambos resultantes de anomalias magnéticas infracrustais rasas.

A partir das interpretações dos domínios magnéticos foi proposto o modelo físico para o Domínio Rio Grande do Norte (Figura 4.33).

4.2.3. LINEAMENTOS MAGNÉTICOS

Os temas transformados da anomalia do campo magnético residual e suas respectivas interpretações evidenciaram o arcabouço magnético da área de estudo, caracterizado por uma estruturação magnética principal com direção N70°E, dominada pelos grandes comprimentos de onda ($0,001\text{km}^{-1}$ a $0,015\text{km}^{-1}$), uma estruturação secundária N30°E determinada por longos a curtos comprimentos de onda ($0,001\text{km}^{-1}$ a $0,100\text{km}^{-1}$), além de segmentações incipientes N60°W e E-W, definida por comprimentos de onda longos a curtos ($0,015\text{km}^{-1}$ a $0,100\text{km}^{-1}$, Figuras 4.5 a 4.32).

De acordo com a interpretação dos domínios magnéticos, os lineamentos também foram analisados para diferentes profundidades de fontes magnéticas anômalas. As interpretação geofísicas para UpC-25000m e UpC-10000m mostraram que os longos comprimentos de onda, associados as anomalias magnéticas profundas, foram condicionados principalmente pelas feições magnéticas lineares e curvilíneas NE1 / NE2 / NE3 / NE4 / NE5 / NE6 / NE7 / NE8 / NE9 / NE10 e NW1 / NW2 / NW3 / NW4 (Figuras 4.11, 4.18).

As feições magnéticas extraídas dos produtos UpC-5000m e UpC-2500m definiram os lineamentos NE1 / NE2 / NE3 / NE4 / NE5 / NE6 / NE7 / NE8 / NE9 / NE10 e NW1 / NW2 /

NW3 / NW4 como zonas de influência formadas por adensamentos de feições estruturais. As contribuições de fontes com frequências intermediárias a altas também possibilitaram individualizar estruturas magnéticas mais rasas, caracterizadas pelos lineamentos NE11 / NE12, NW5 / NW6 e E-W (Figuras 4.25, 4.32).

Os principais lineamentos reconhecidos neste trabalho apresentaram fortes gradientes magnéticos, com direção ENE-WNW e inflexões para NE-SW / N-S, extremamente penetrativos e visualizadas em todas as interpretações. Estas estruturas foram associadas a importantes descontinuidades físicas, que limitaram domínios de altos e baixos gradientes magnéticos, indicando fontes profundas a rasas, como causadoras destas anomalias.

As estruturas NE-SW, definidas por fontes magnéticas profundas, normalmente apresentaram-se truncadas por feições essencialmente rasas, com direção preferencial NW-SE. Entretanto, os produtos geofísicos também mostraram que *trends* NE-SW seccionaram e deslocaram lineamentos NW-SE, a exemplo do *trend* NW1, sugerindo que estas feições sejam mais antigas e possuam enraizamento profundo.

A partir das interpretações dos lineamentos magnéticos foi proposto o modelo físico para o Domínio Rio Grande do Norte (Figura 4.33).

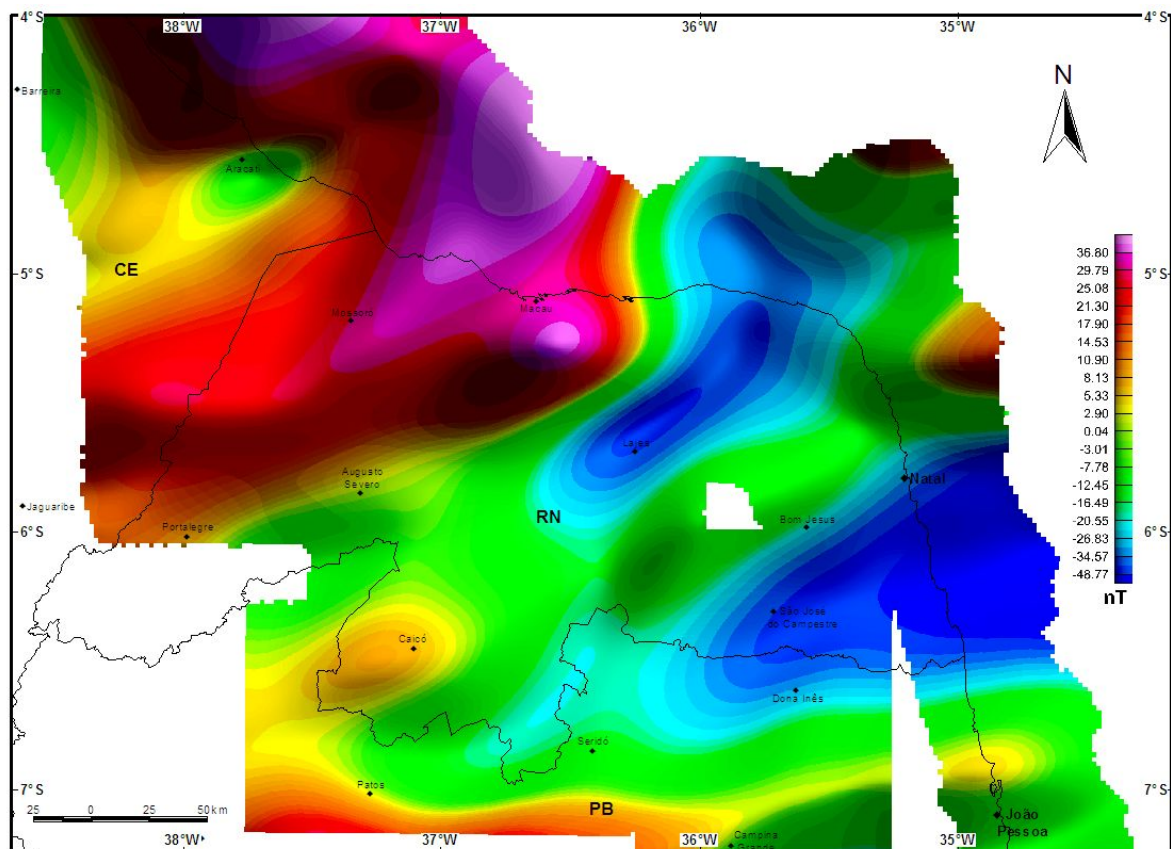


Figura 4.5 – Mapa da anomalia do campo magnético residual (UpC-25000m).

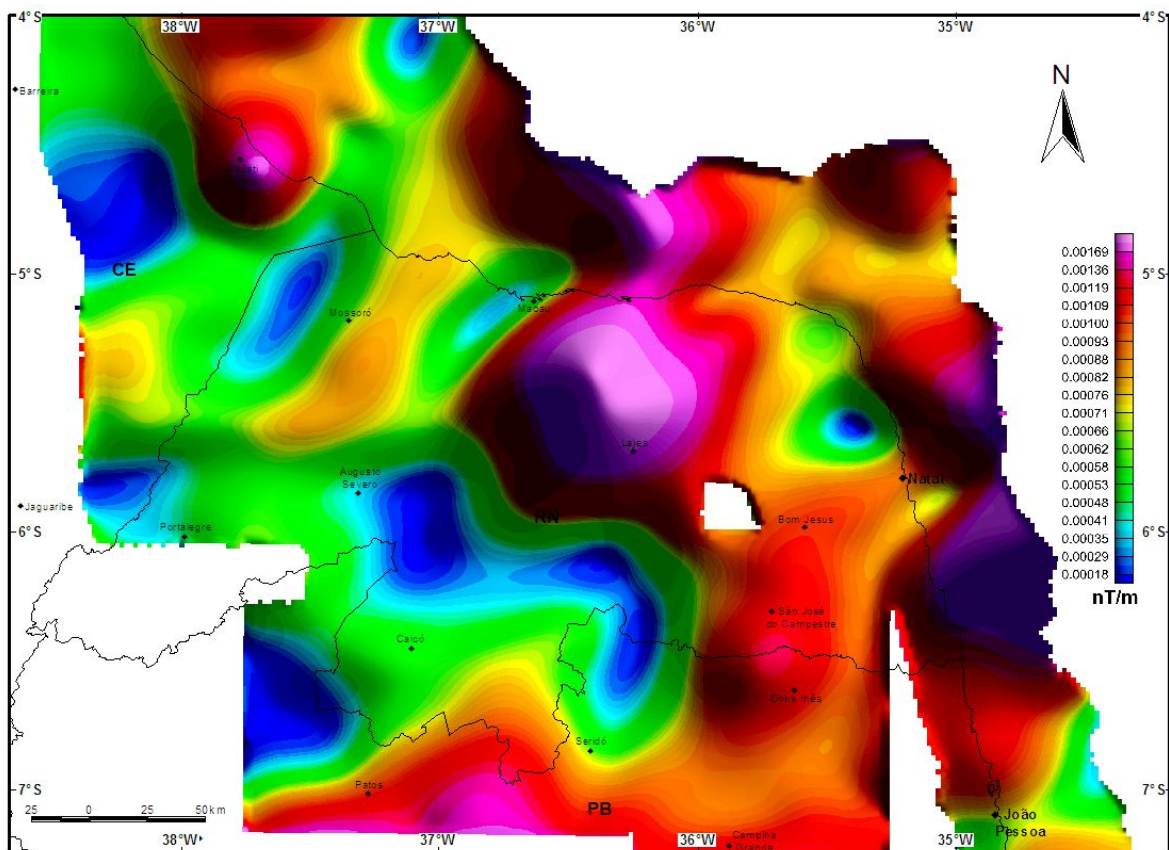


Figura 4.6 – Mapa da amplitude do sinal analítico de ordem zero (UpC-25000m).

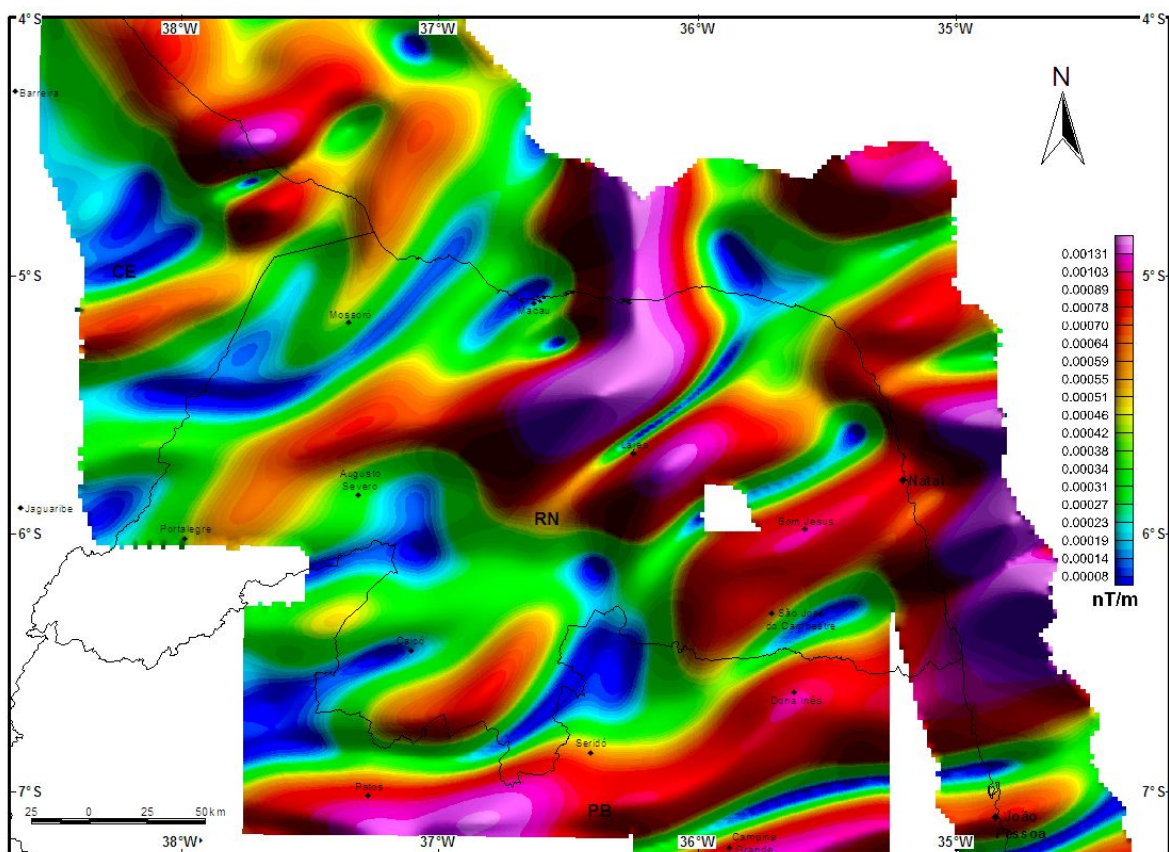


Figura 4.7 – Mapa da amplitude do gradiente horizontal total de ordem zero (UpC-25000m).

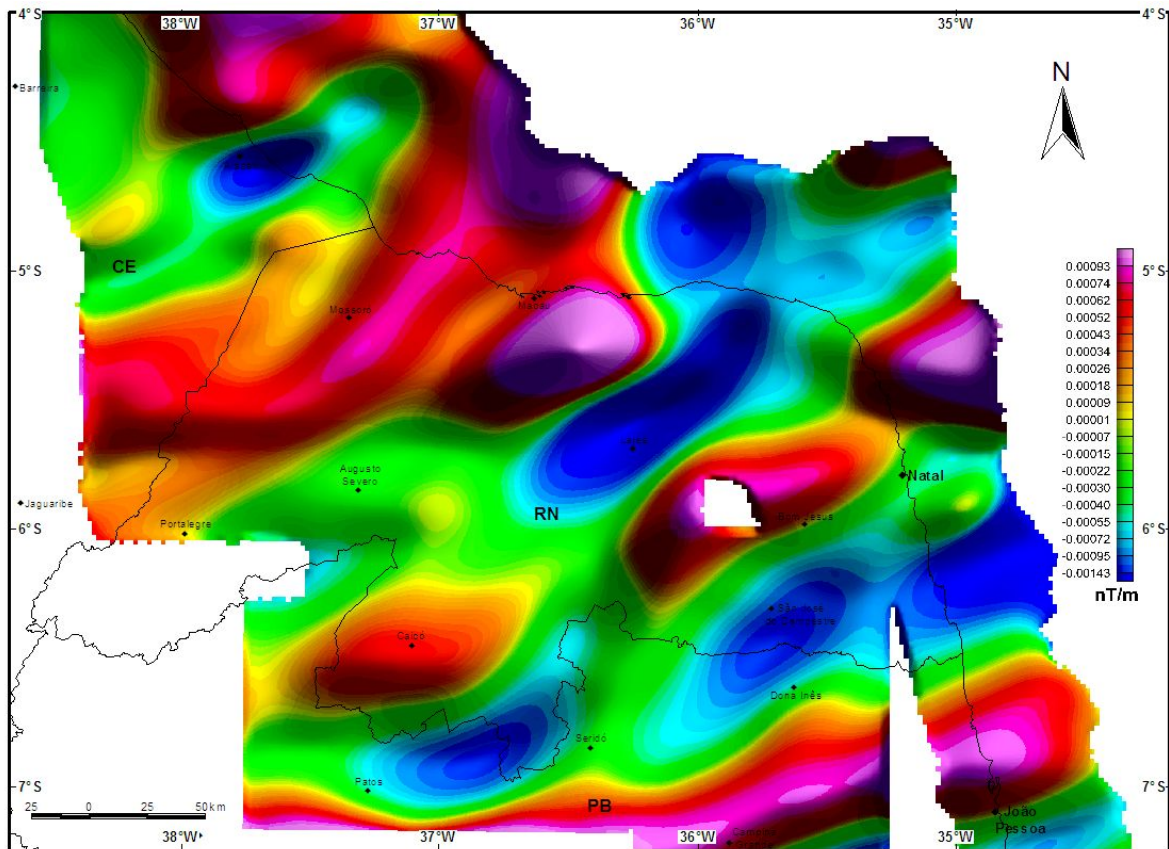


Figura 4.8 – Mapa da derivada vertical de primeira ordem (UpC-25000m).

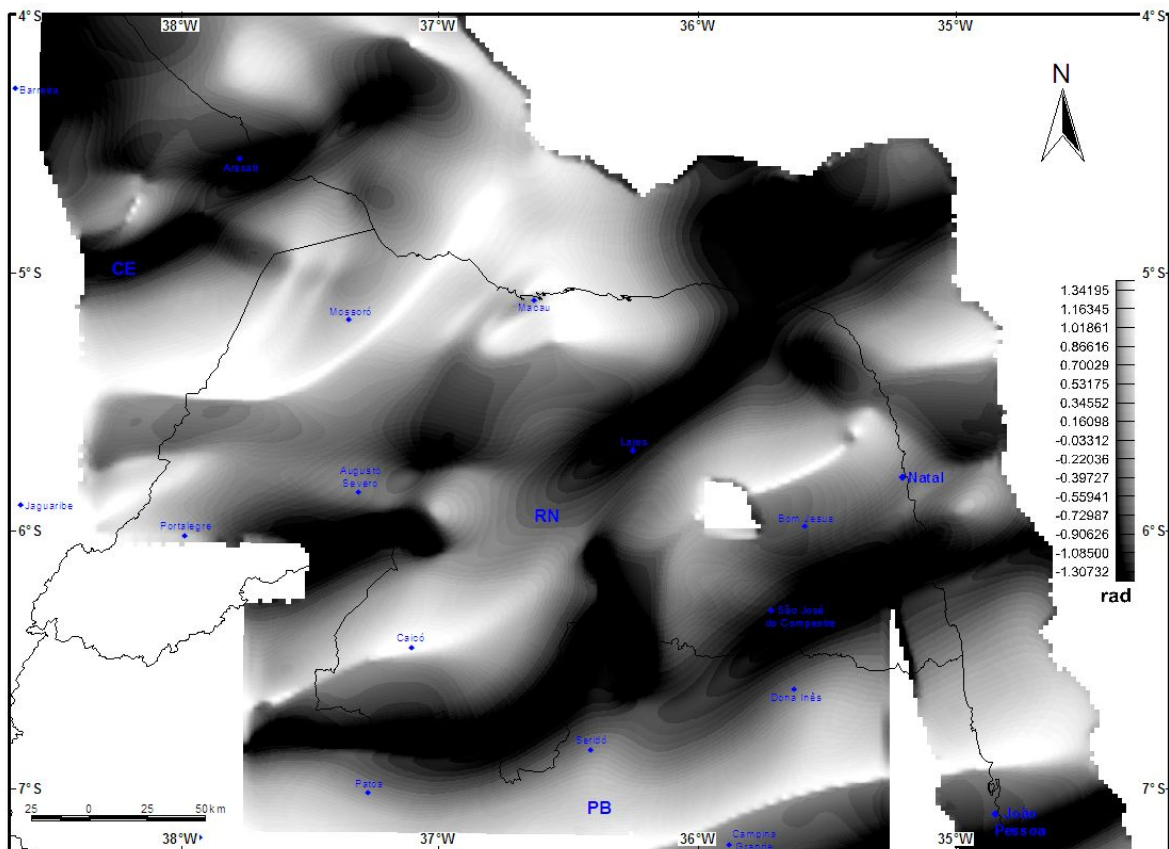


Figura 4.9 – Mapa da inclinação do sinal analítico de ordem zero (UpC-25000m).

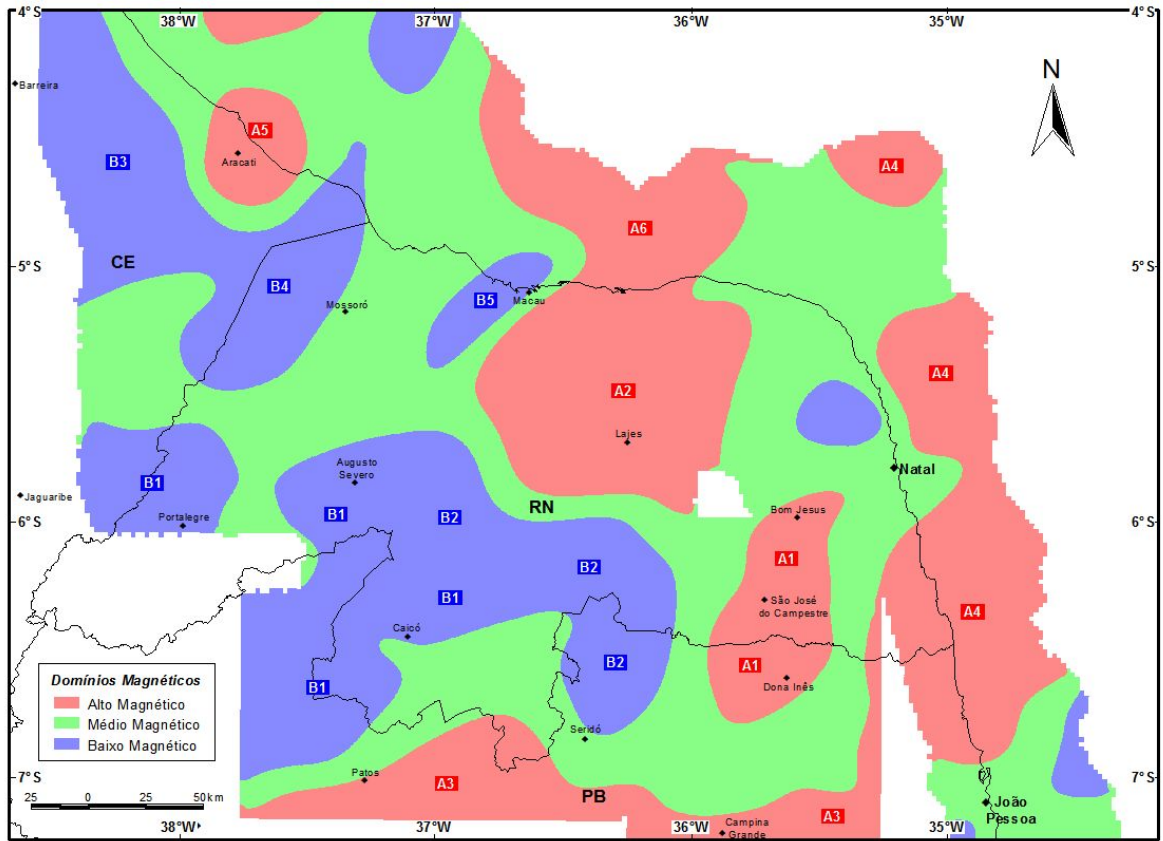


Figura 4.10 – Mapa de domínios magnéticos interpretados (UpC-25000m).

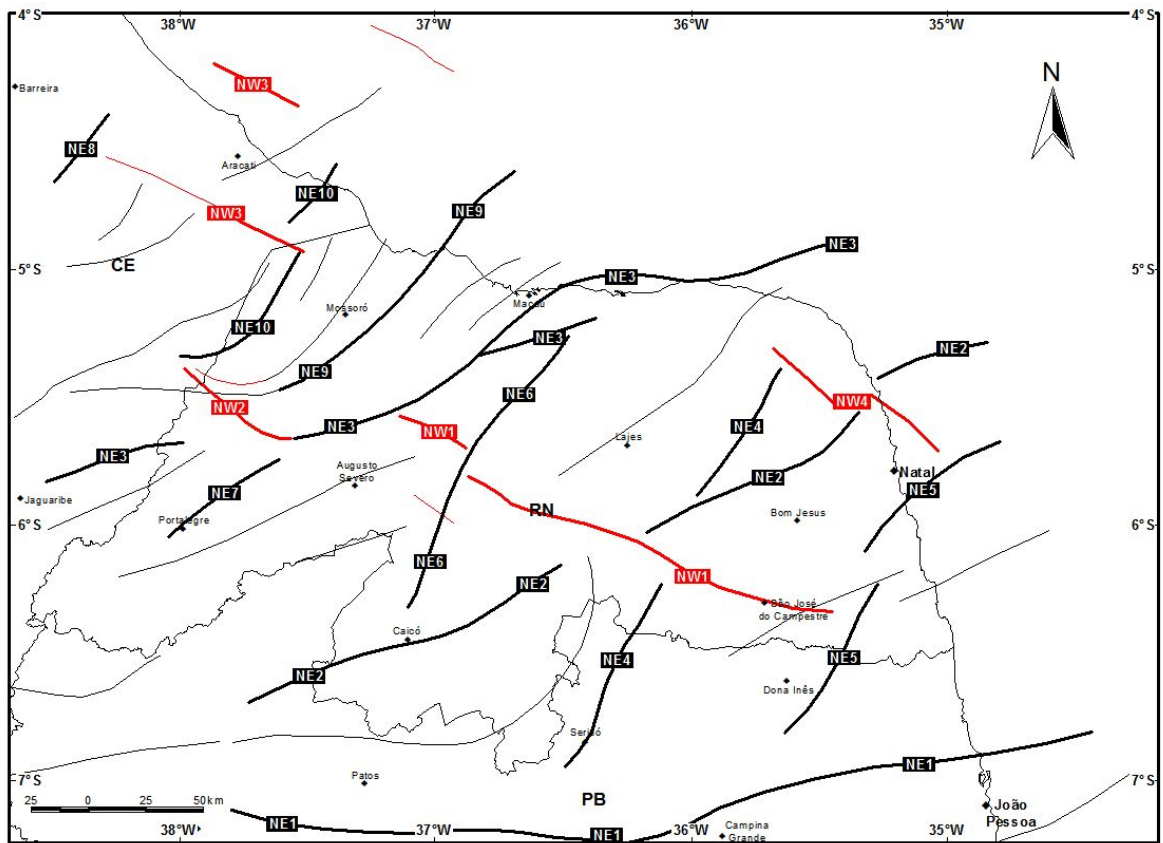


Figura 4.11 – Mapa de lineamentos magnéticos interpretados (UpC-25000m).

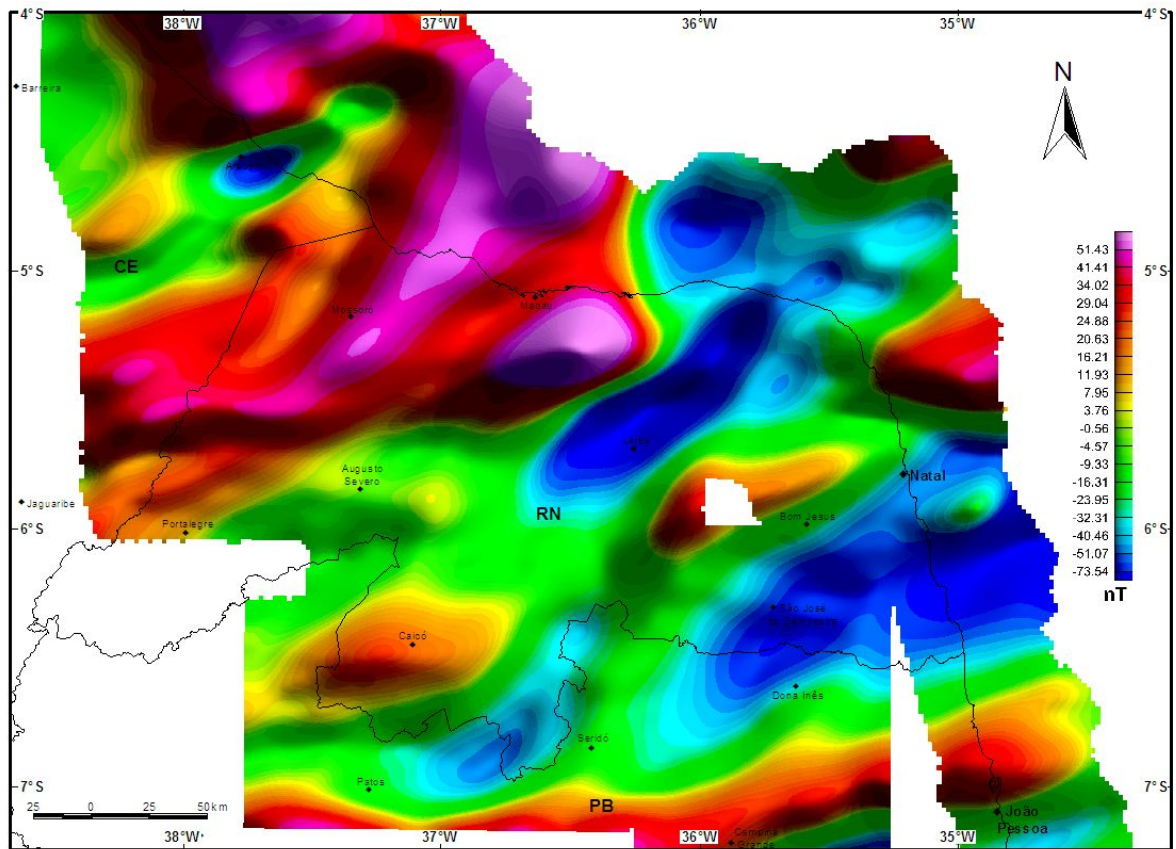


Figura 4.12 – Mapa da anomalia do campo magnético residual (UpC-10000m).

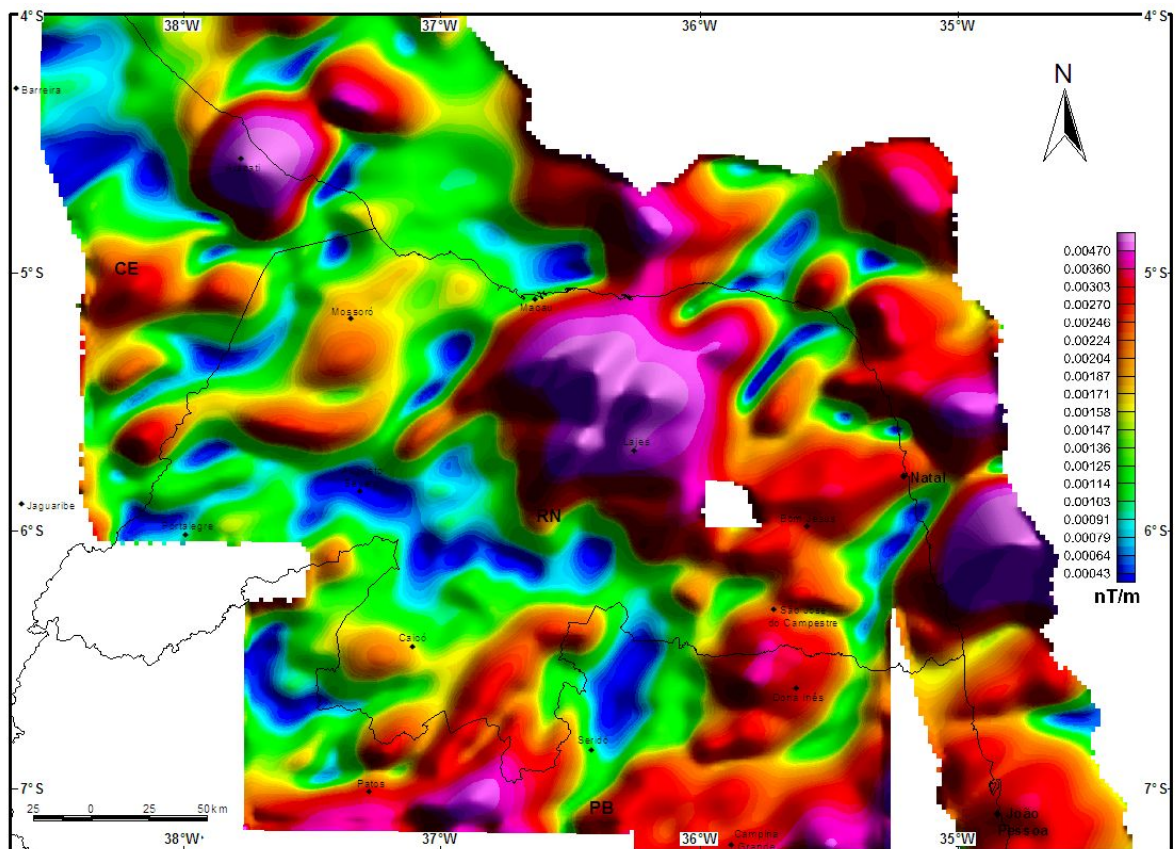


Figura 4.13 – Mapa da amplitude do sinal analítico de ordem zero (UpC-10000m).

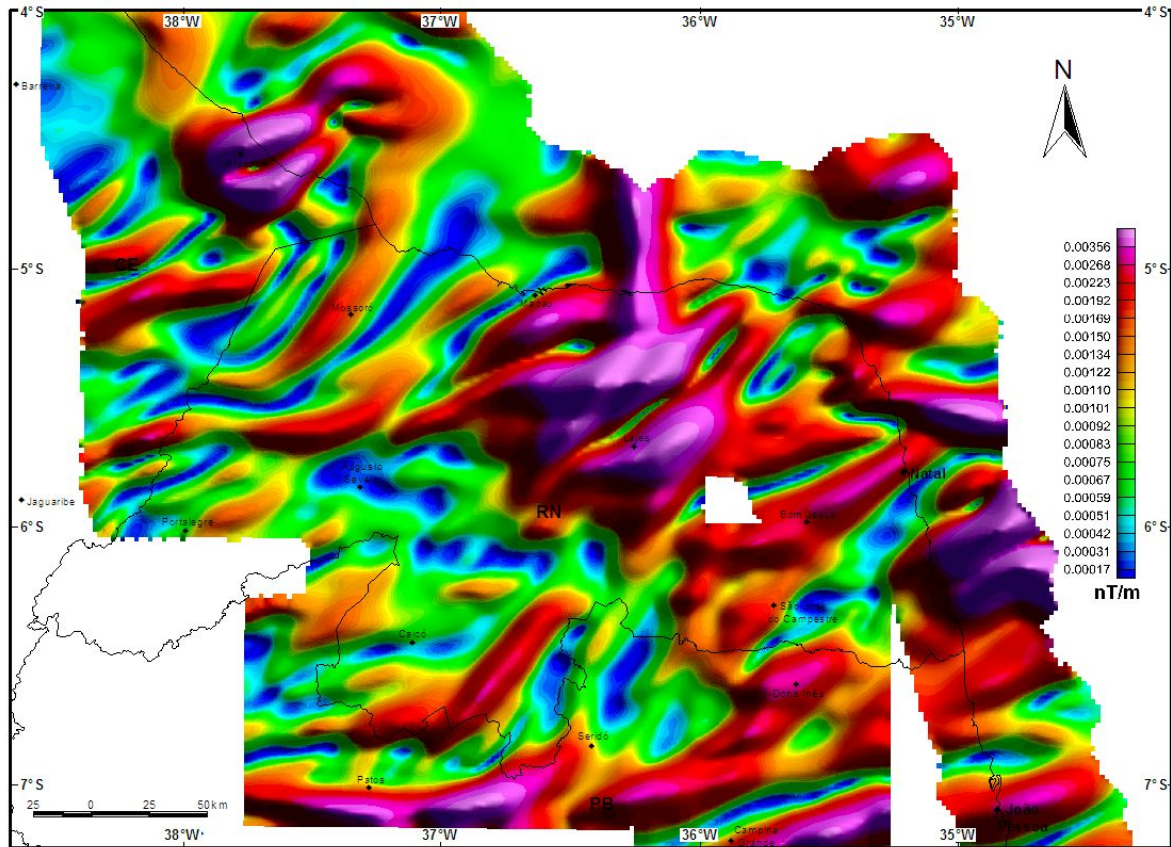


Figura 4.14 – Mapa da amplitude do gradiente horizontal total de ordem zero (UpC-10000m).

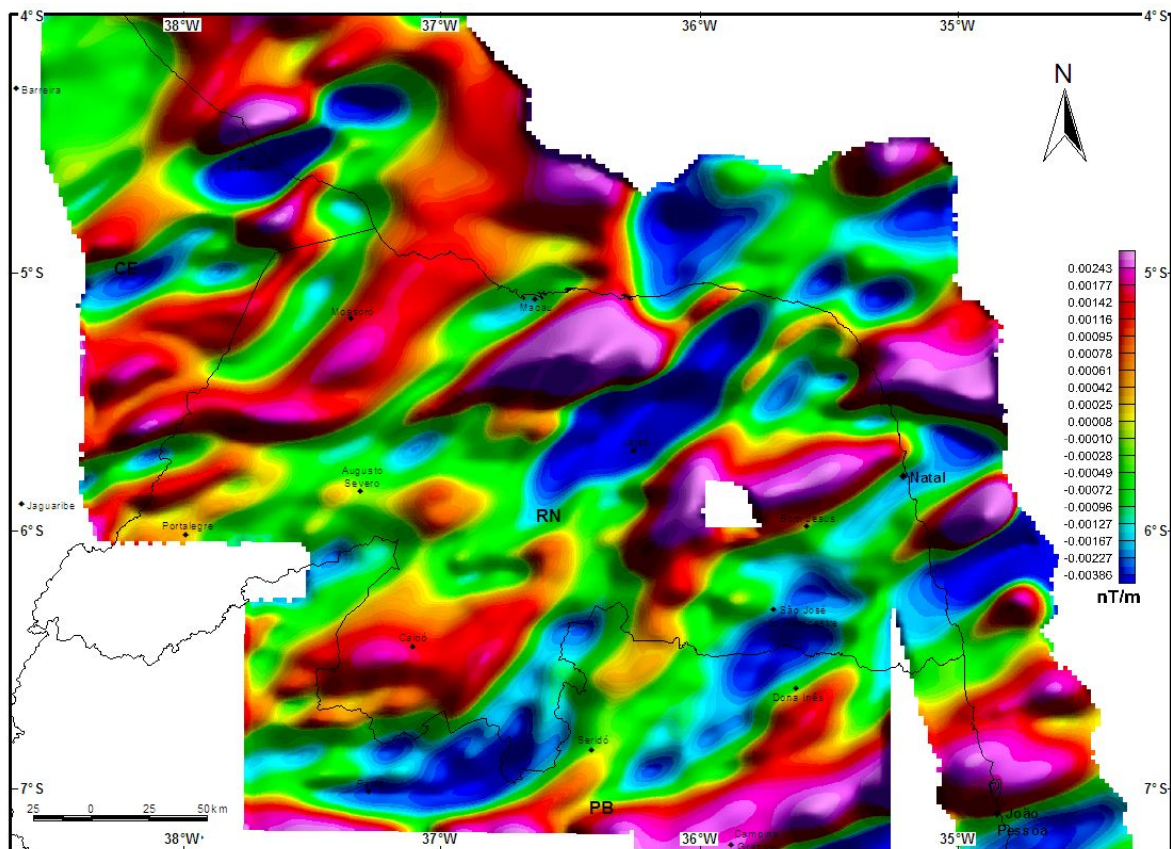


Figura 4.15 – Mapa da derivada vertical de primeira ordem (UpC-10000m).

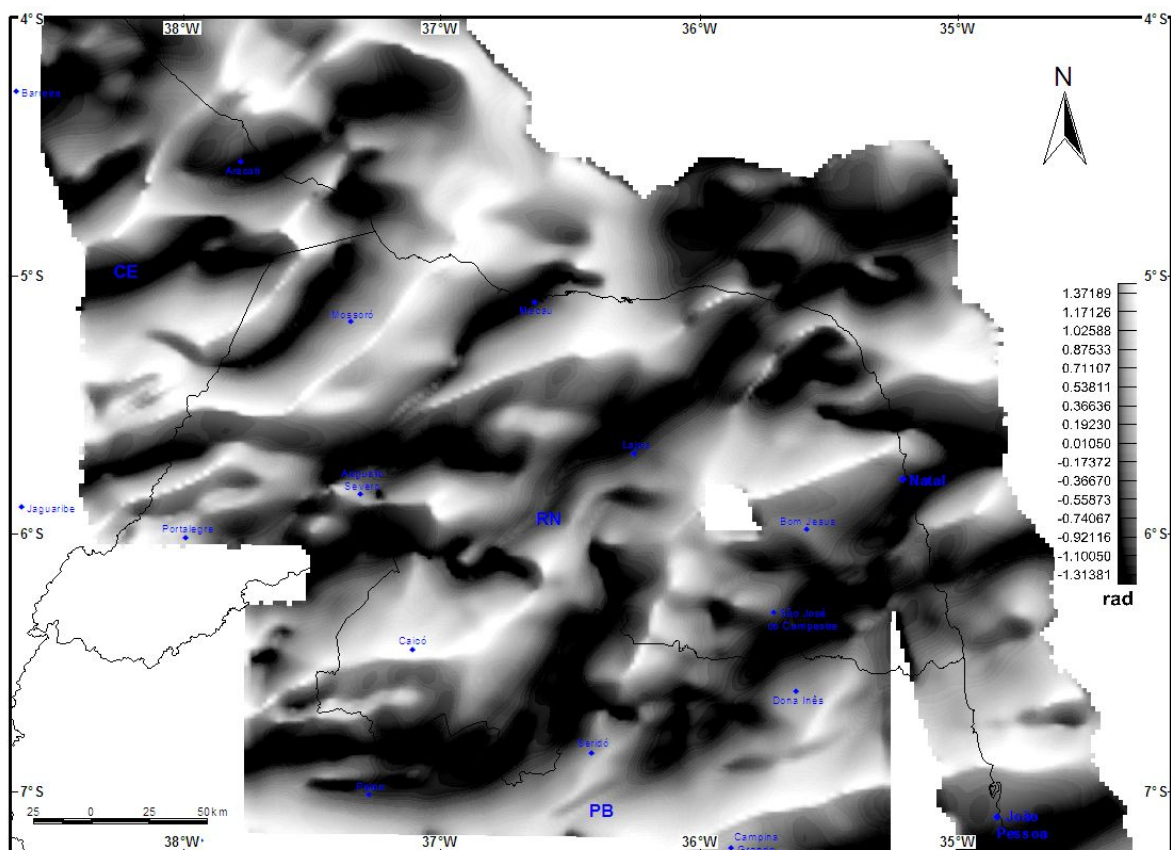


Figura 4.16 – Mapa da inclinação do sinal analítico de ordem zero (UpC-10000m).

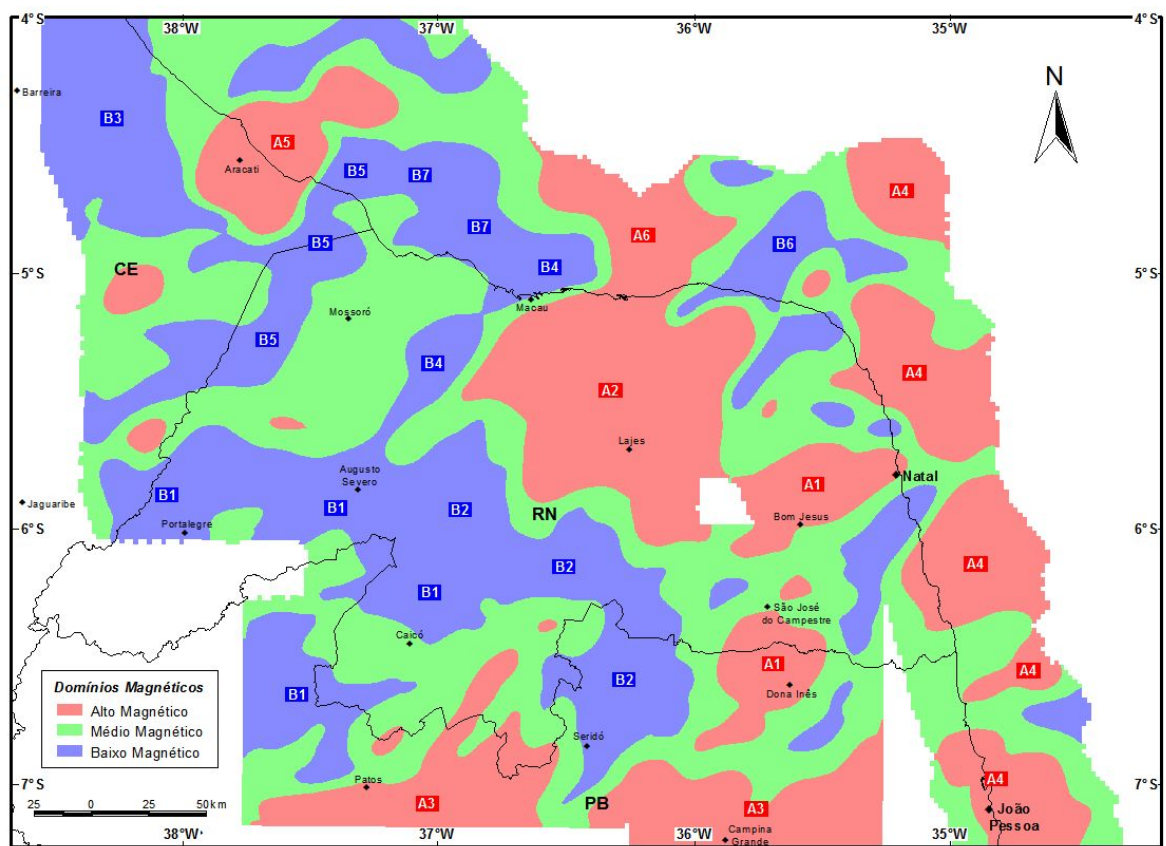


Figura 4.17 – Mapa de domínios magnéticos interpretados (UpC-10000m).

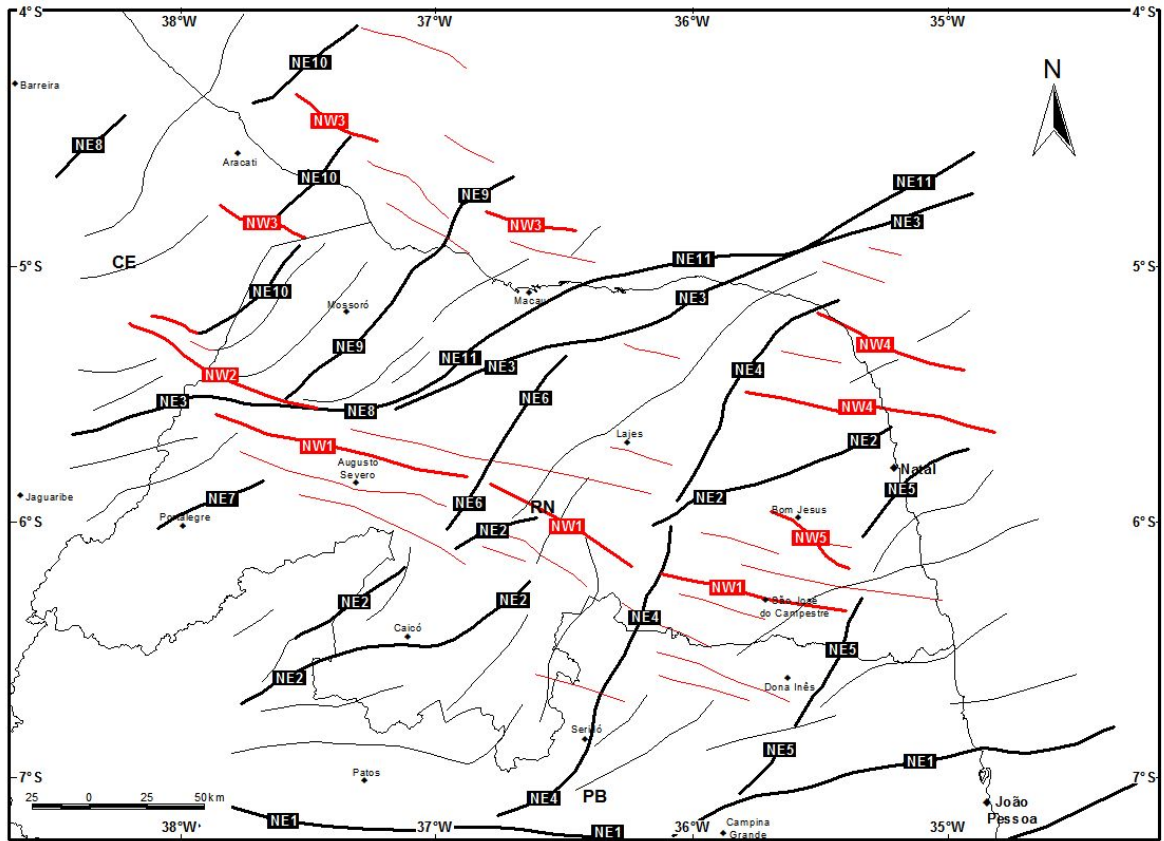


Figura 4.18 – Mapa de lineamentos magnéticos interpretados (UpC-10000m).

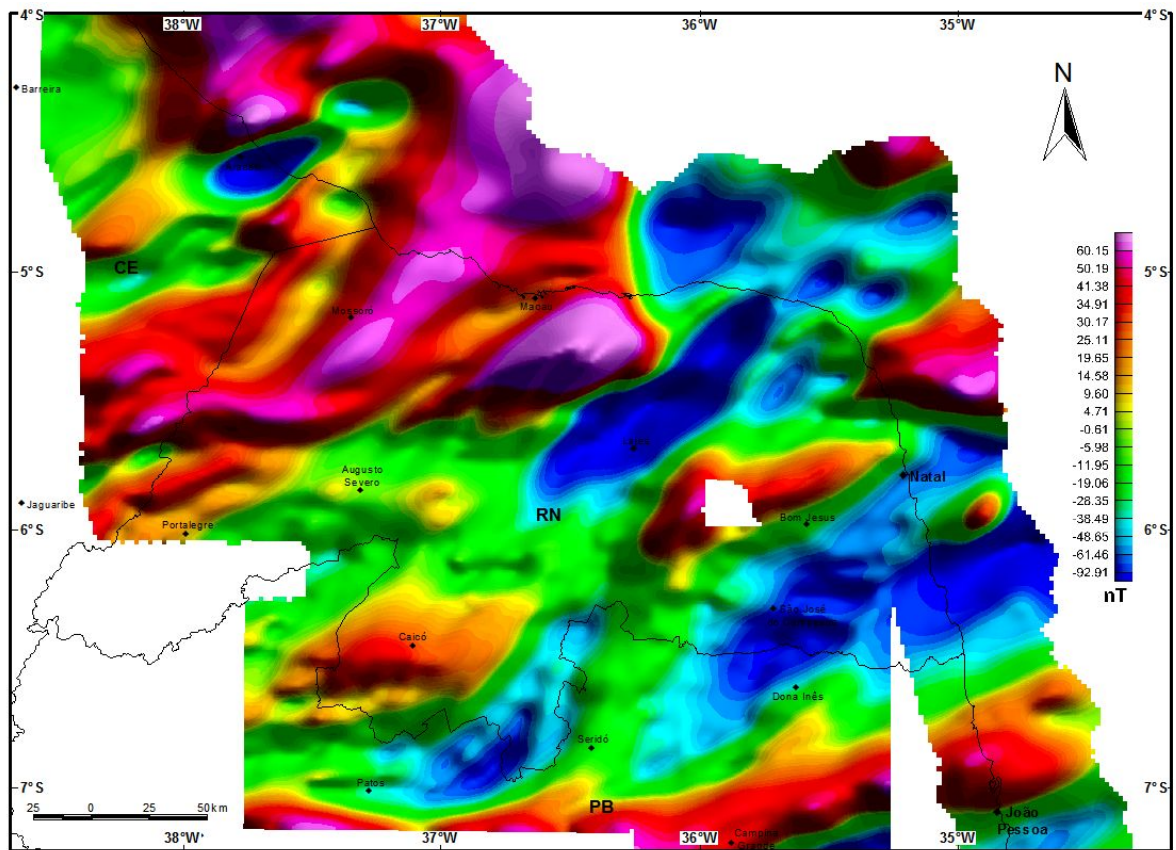


Figura 4.19 – Mapa da anomalia do campo magnético residual (UpC-5000m).

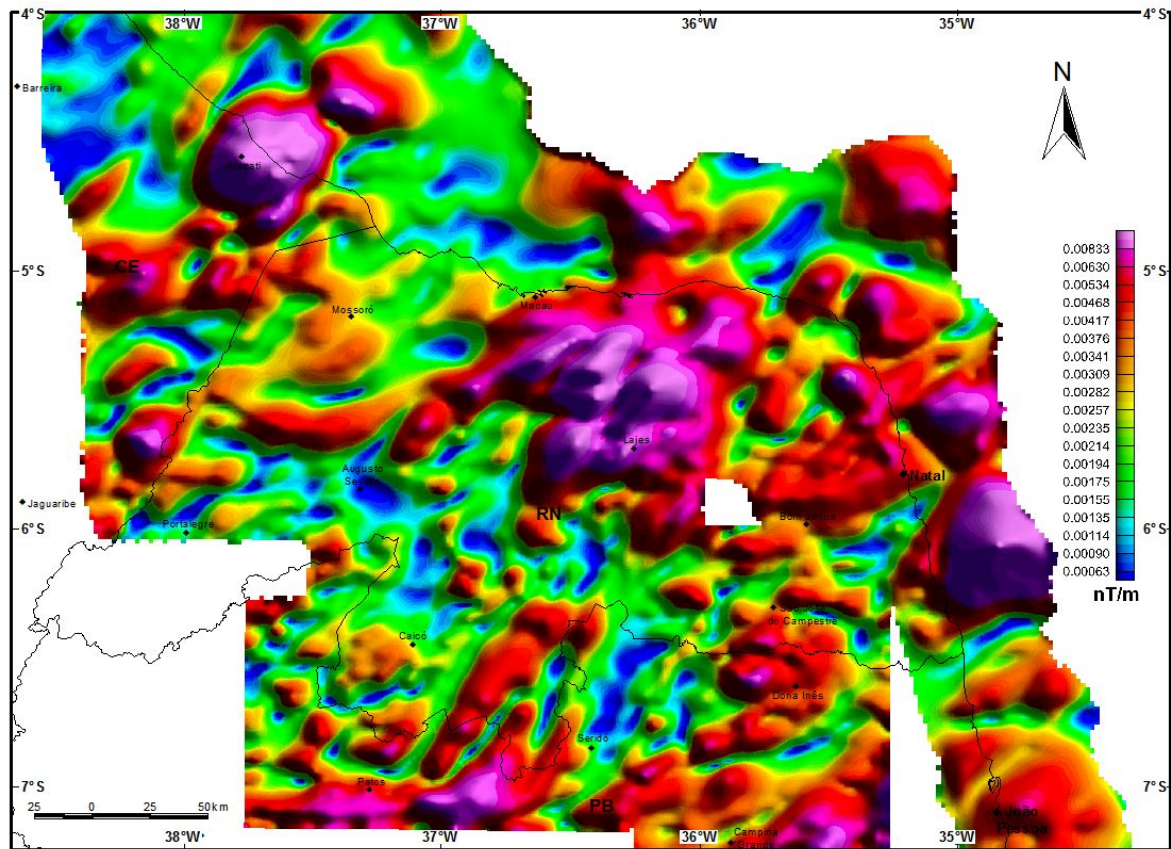


Figura 4.20 – Mapa da amplitude do sinal analítico de ordem zero (UpC-5000m).

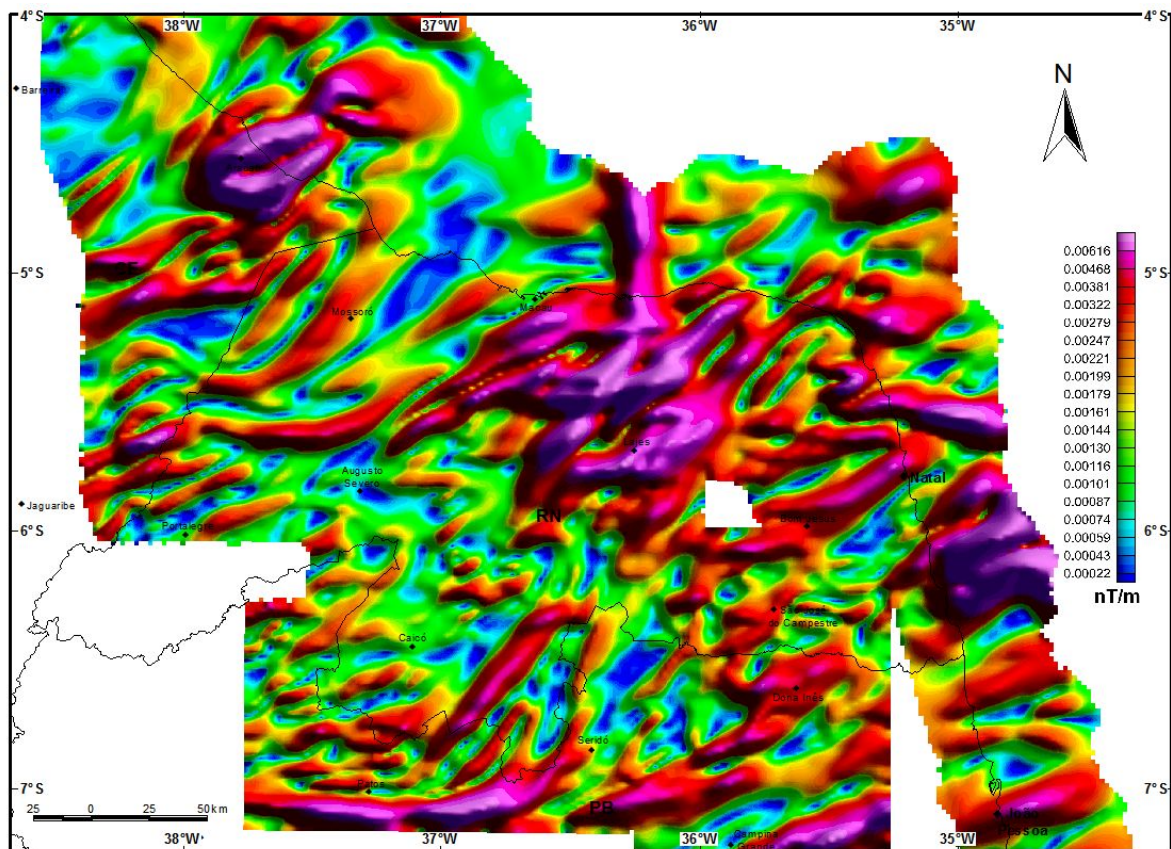


Figura 4.21 – Mapa da amplitude do gradiente horizontal total de ordem zero (UpC-5000m).

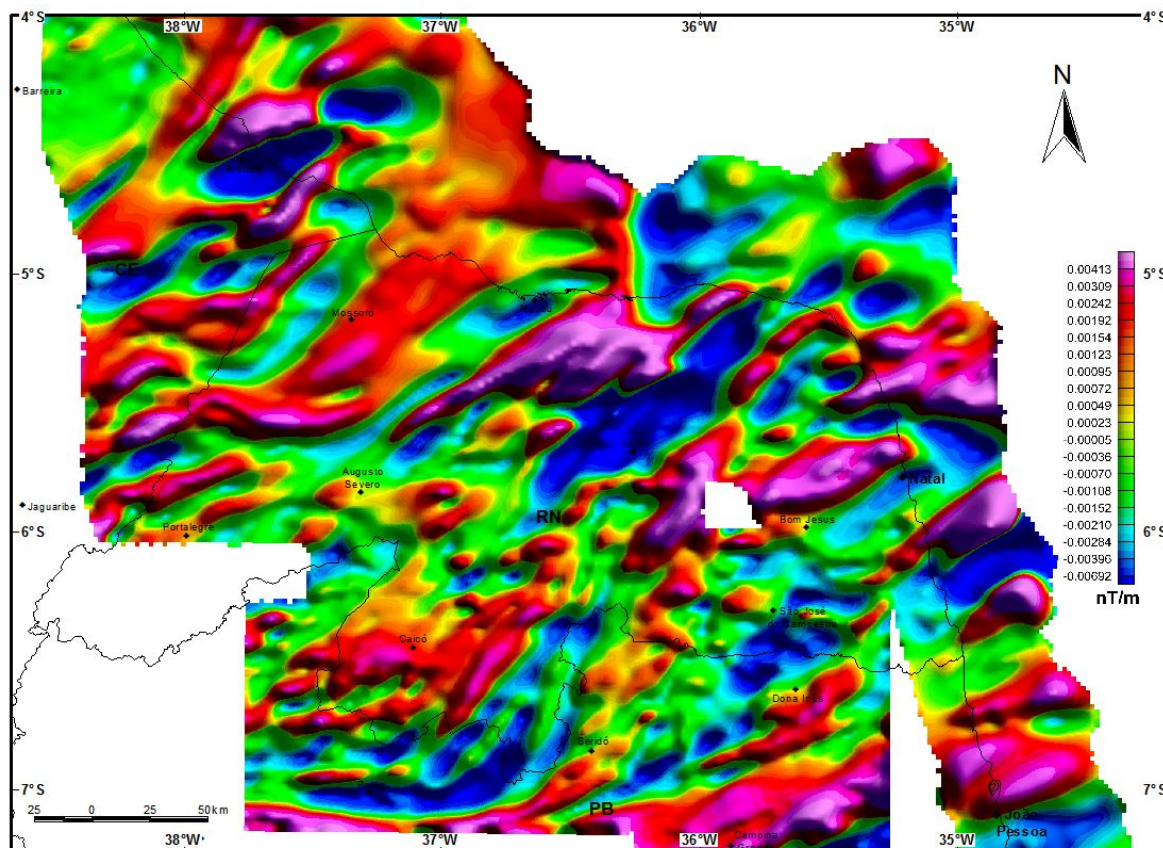


Figura 4.22 – Mapa da derivada vertical de primeira ordem (UpC-5000m).

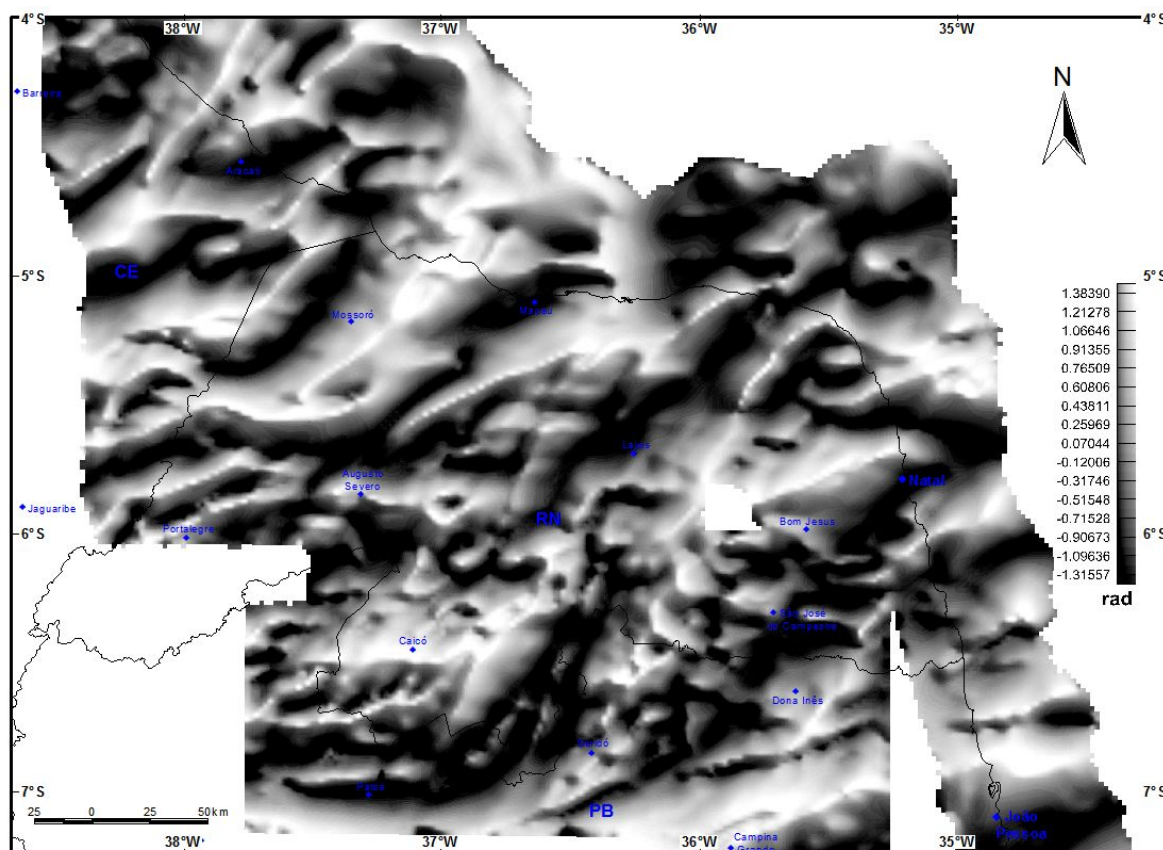


Figura 4.23 – Mapa da inclinação do sinal analítico de ordem zero (UpC-5000m).

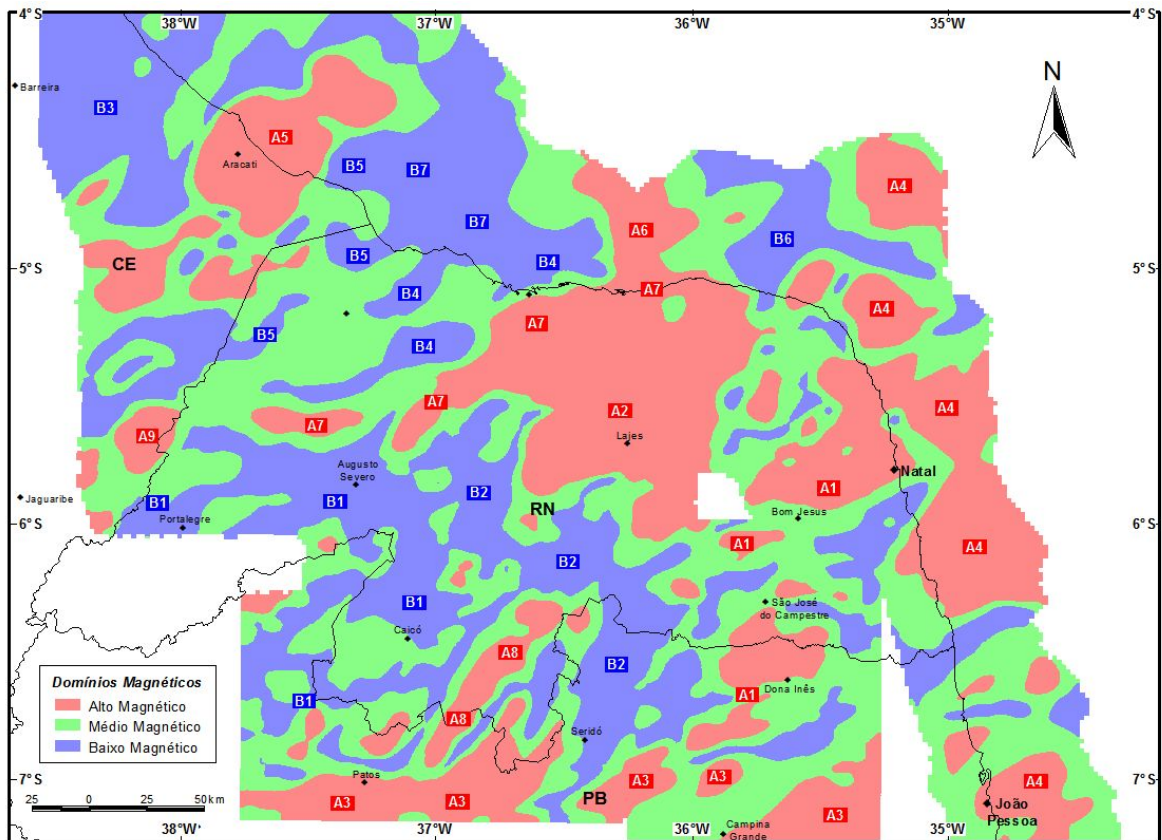


Figura 4.24 – Mapa de domínios magnéticos interpretados (UpC-5000m).

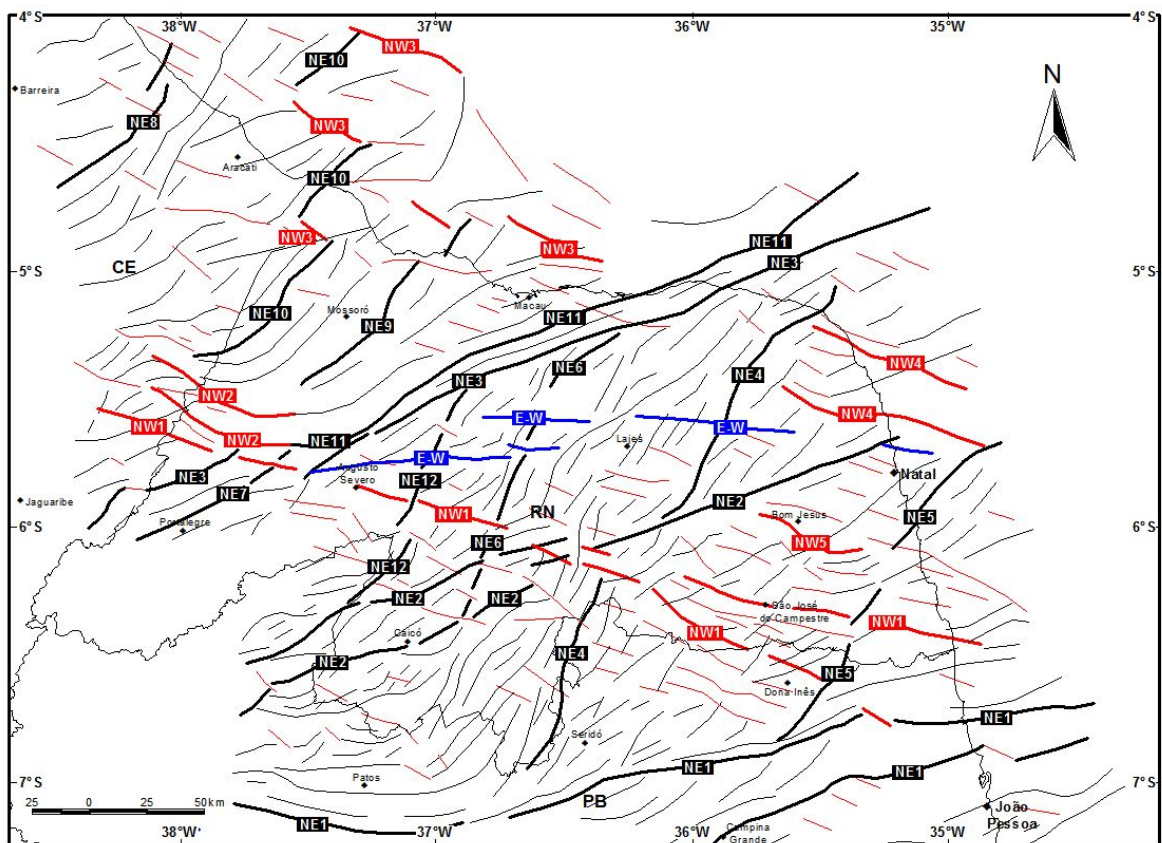


Figura 4.25 – Mapa de lineamentos magnéticos interpretados (UpC-5000m).

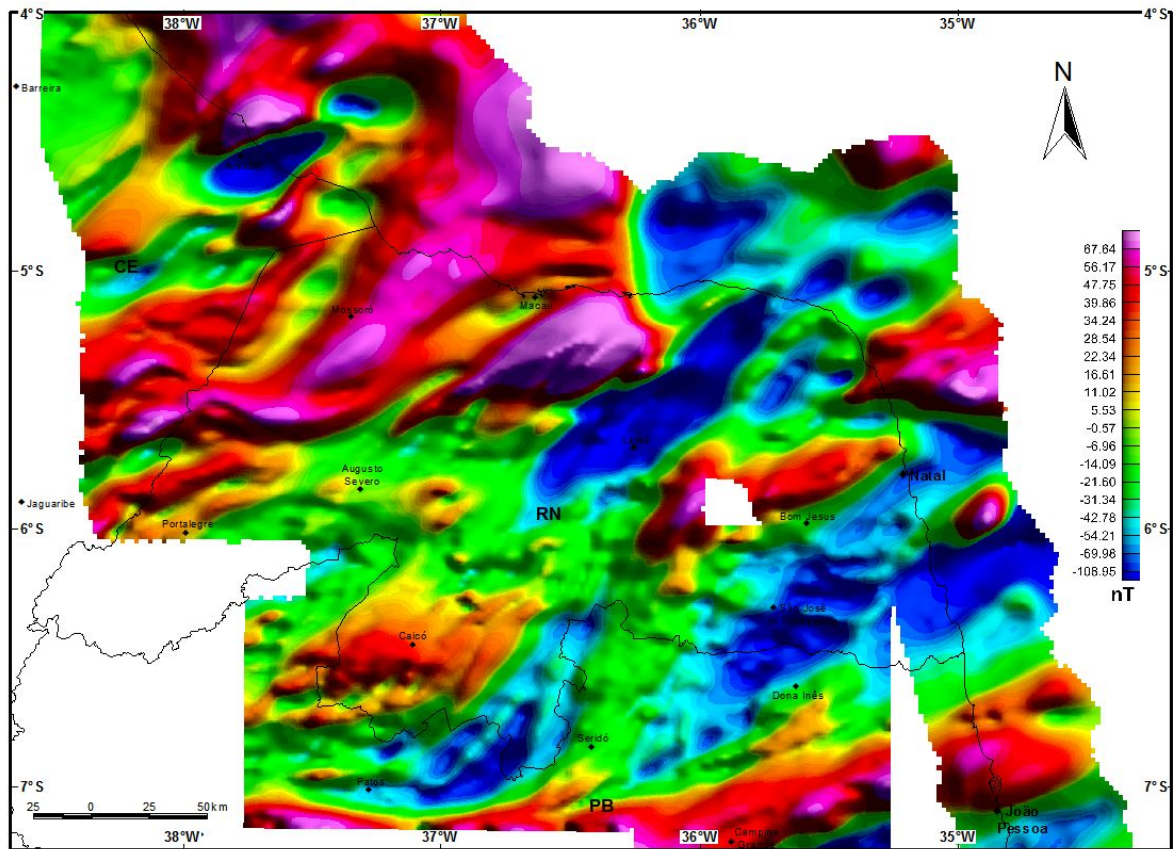


Figura 4.26 – Mapa da anomalia do campo magnético residual (UpC-2500m).

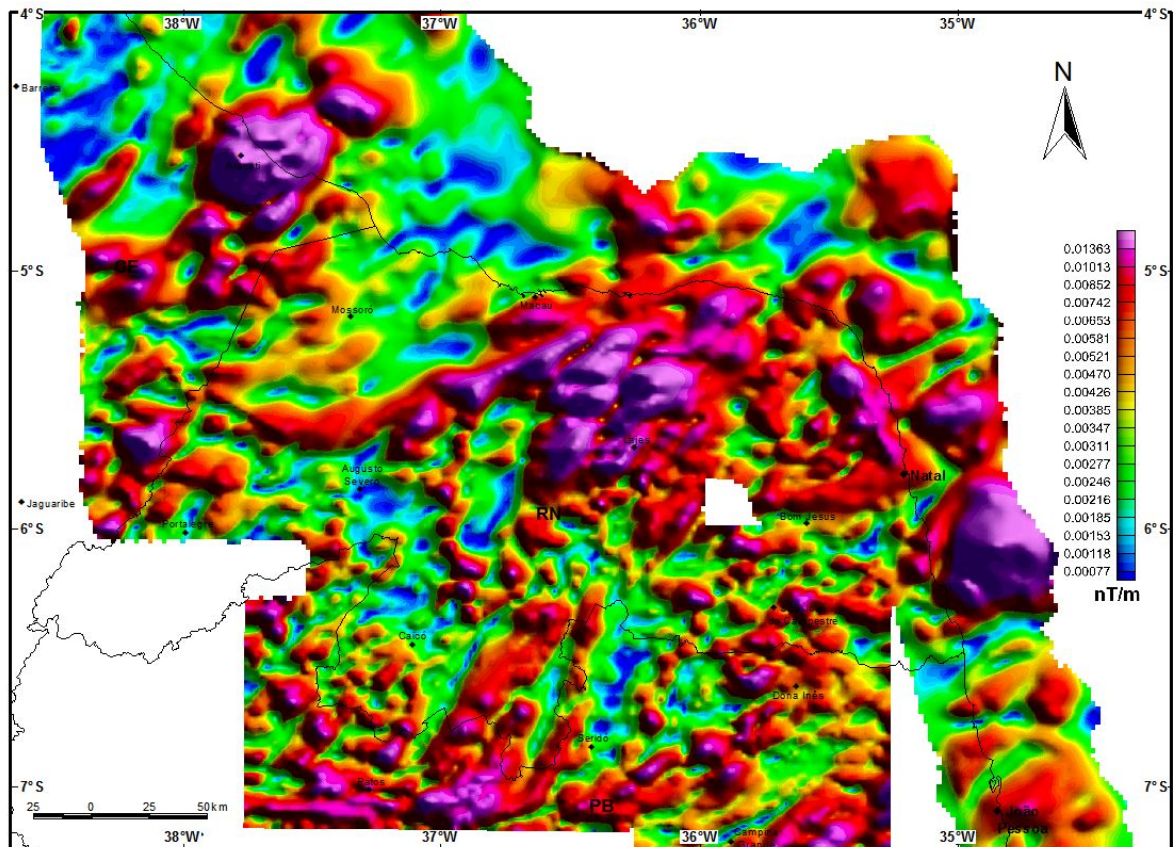


Figura 4.27 – Mapa da amplitude do sinal analítico de ordem zero (UpC-2500m).

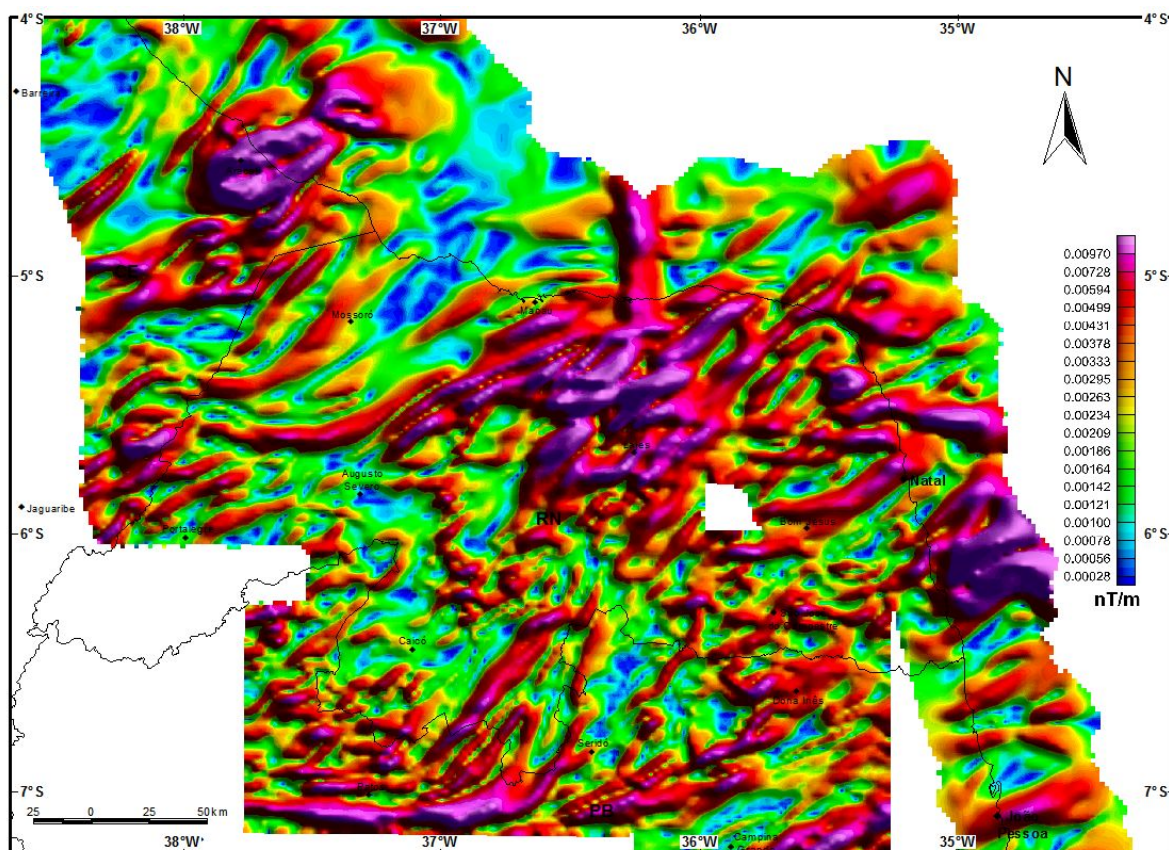


Figura 4.28 – Mapa da amplitude do gradiente horizontal total de ordem zero (UpC-2500m).

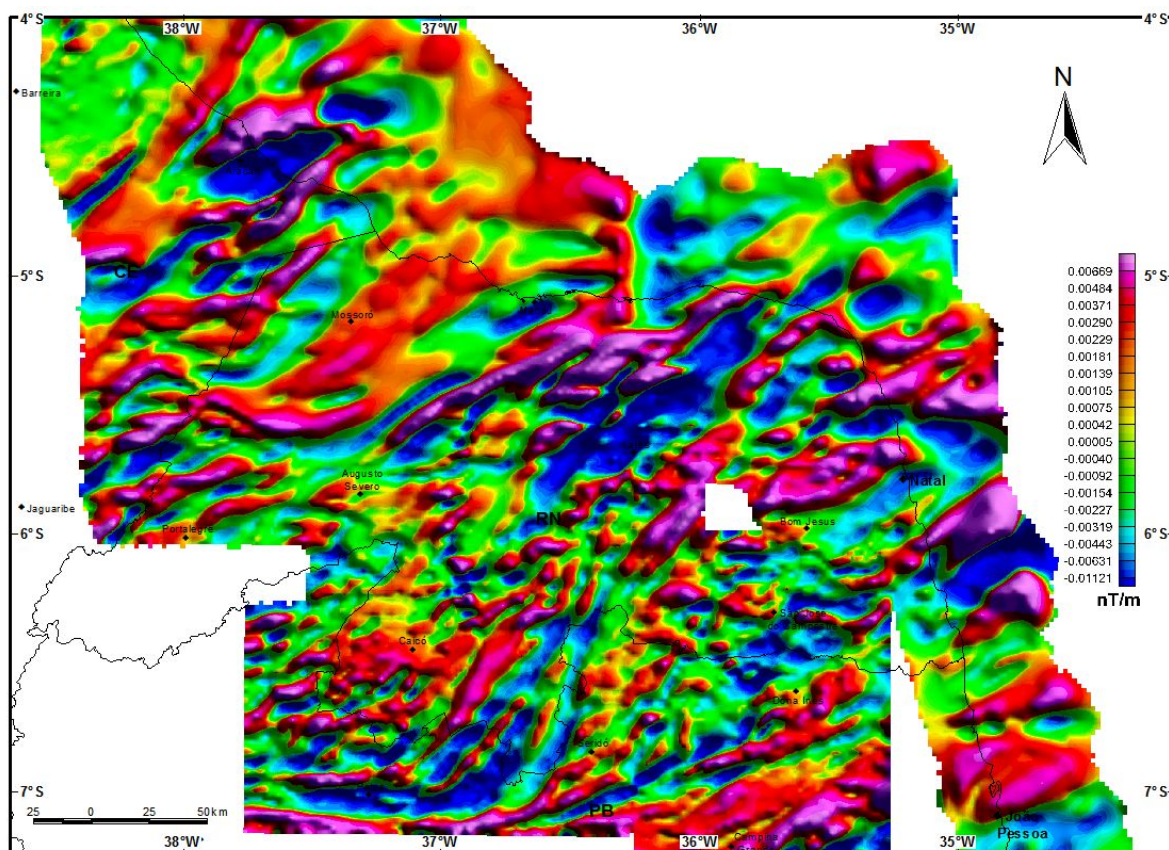


Figura 4.29 – Mapa da derivada vertical de primeira ordem (UpC-2500m).

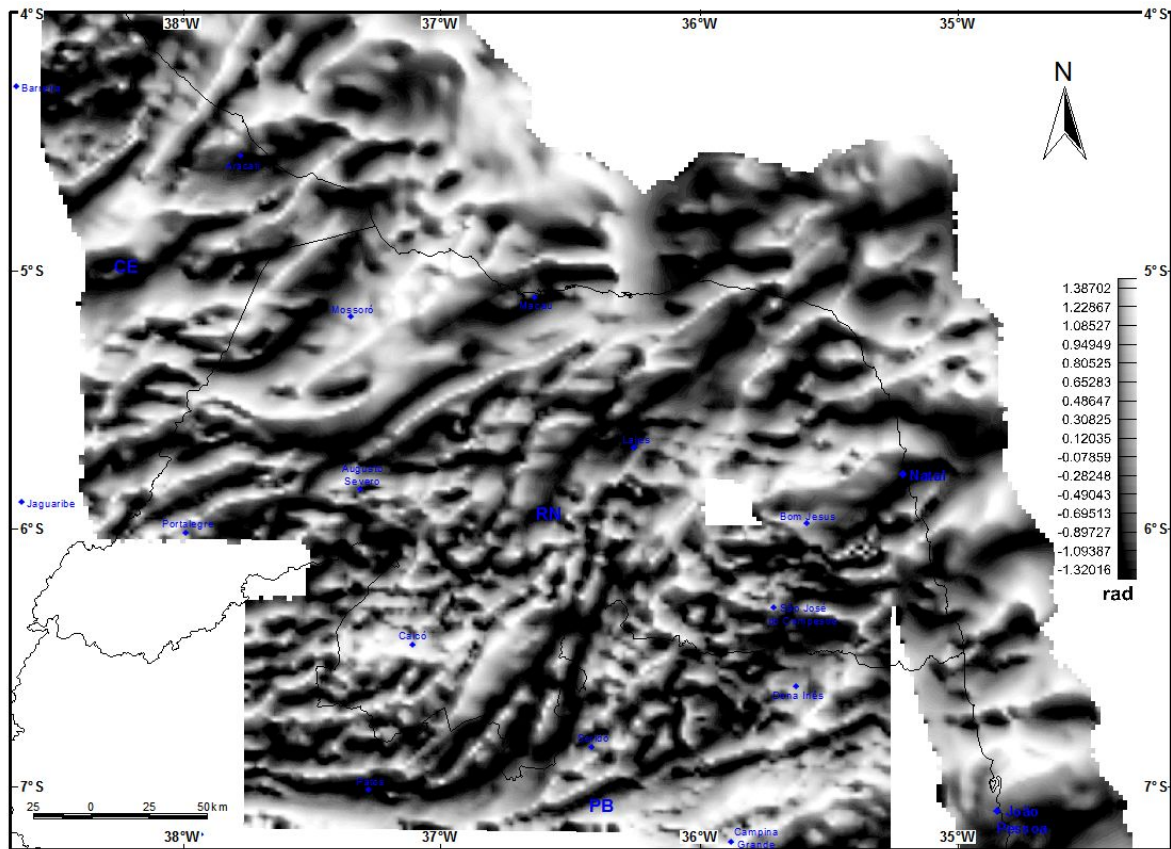


Figura 4.30 – Mapa da inclinação do sinal analítico de ordem zero (UpC-2500m).

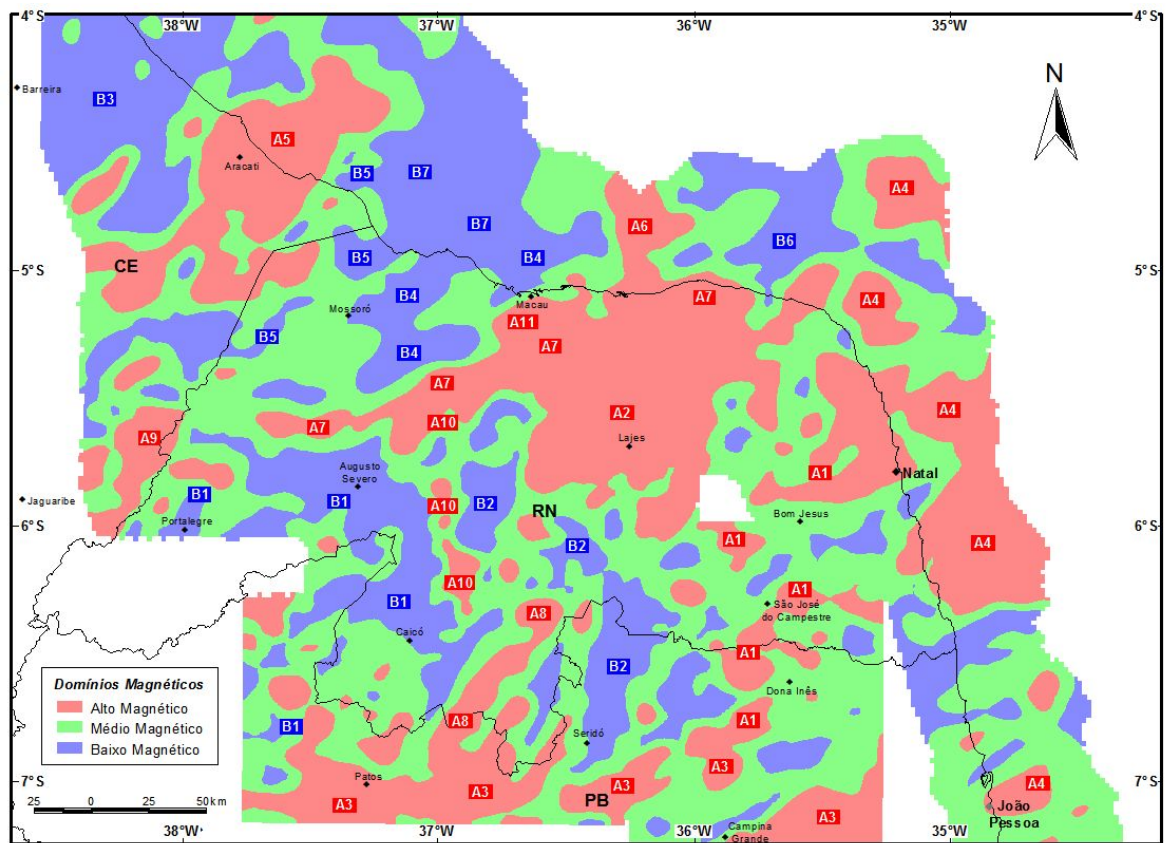


Figura 4.31 – Mapa de domínios magnéticos interpretados (UpC-2500m).

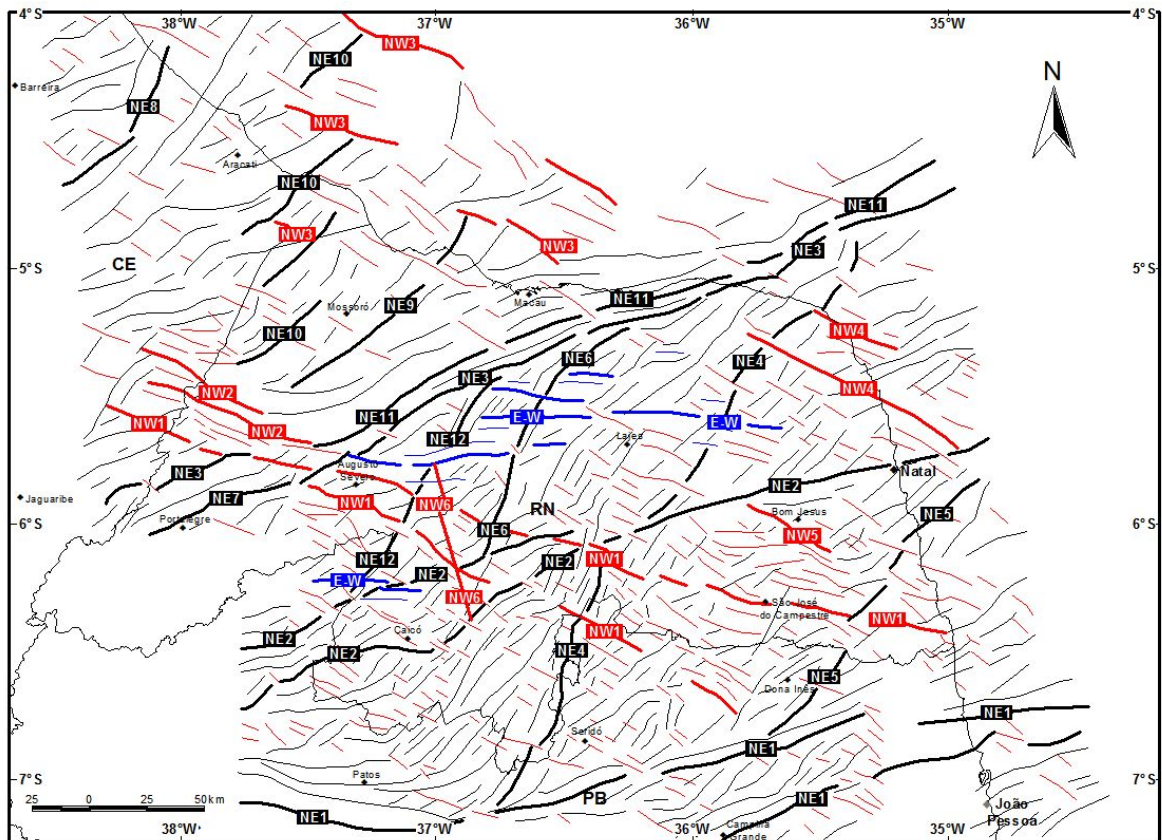


Figura 4.32 – Mapa de lineamentos magnéticos interpretados (UpC-2500m).

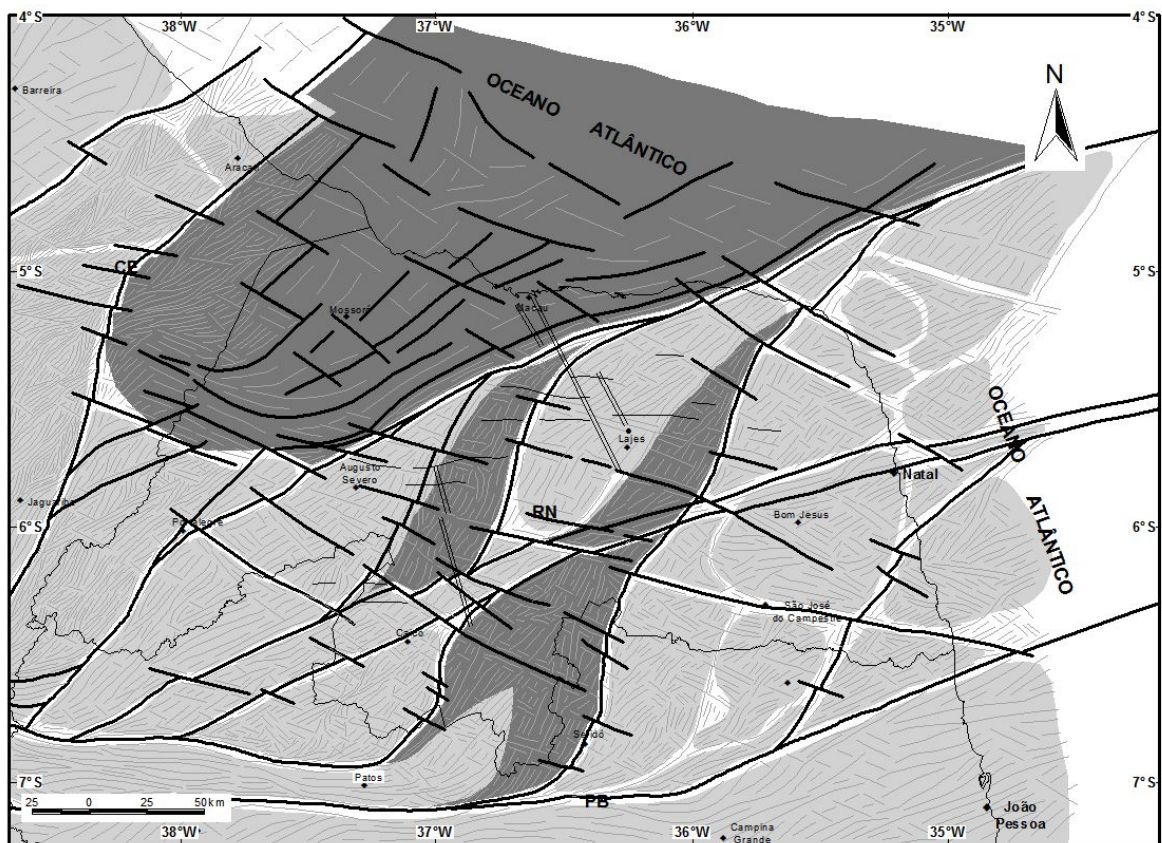


Figura 4.33 – Mapa do modelo físico proposto para o Domínio Rio Grande do Norte.

4.3. INTERPRETAÇÃO DOS PRODUTOS GRAVIMÉTRICOS

As interpretações gravimétricas foram realizadas com base nos mapas de anomalias Bouguer, anomalias residuais Bouguer e interface crosta-manto apresentados nos trabalhos de Castro *et al.* (1997a, 1997b, 1998), Jardim de Sá *et al.* (1997) e Campelo (1999).

Os lineamentos gravimétricos interpretados a partir do mapa de anomalias Bouguer representaram longos a curtos comprimentos de onda e, conseqüentemente, indicaram que fontes gravimétricas profundas a rasas compõem o sinal gravimétrico da área em estudo. As interpretações realizadas sobre o mapa de anomalias residuais Bouguer mostraram relações espaciais entre descontinuidades e heterogeneidades crustais, representadas por fontes intracrustais presentes na área de estudo (Figuras 4.34, 4.35).

As interpretações dos temas gravimétricos apresentaram correlação espacial com os lineamentos magnéticos interpretados, caracterizando os principais *trends* gravimétricos com direção N70°E e N30°E, bem como lineamentos gravimétricos incipientes NW-SE, presentes no arcabouço tectônico do Domínio Rio Grande Norte.

As estruturas gravimétricas foram correlacionadas a lineamentos tectônicos mapeados em superfície, tais como os Sistemas de Cisalhamento Patos (NE1 / NE1-G), Picuí-João Câmara (NE4 / NE4-G), Remígio-Pocinhos (NE5 / NE5-G), Portalegre (NE7 / NE7-G) e Senador Pompeu (NE8 / NE8-G). Outros sistemas ainda não foram bem definidos na literatura regional.

Nos mapas de anomalias Bouguer e anomalias residuais Bouguer foi possível correlacionar as principais estruturas magnéticas com os lineamentos gravimétricos interpretados na região da Bacia Potiguar, a exemplo do alto estrutural na porção central da bacia (NE9), falhas da margem flexural da bacia (NE10) e Sistema de Falhas de Carnaubais (NE11), ambos correlacionados aos lineamentos NE9-G / NE10-G / NE11-G.

Os *trends* gravimétricos com direção NW-SE também apresentaram correlação espacial com as interpretações magnéticas, a exemplo do lineamento NW1-G (NW1), gerado por fontes profundas a rasas. As anomalias gravimétricas geradas por fontes intermediárias a rasas foram associadas aos lineamentos NW2-G (NW2) / NW3-G (NW3) / NW4-G (NW4).

De acordo com as interpretações magnéticas, os lineamentos gravimétricos também indicaram truncamento incipiente de feições estruturais NE-SW em relação aos *trends* NW-SE, e superposição penetrativa de estruturas profundas NE-SW por feições profundas a rasas com direção NW-SE.

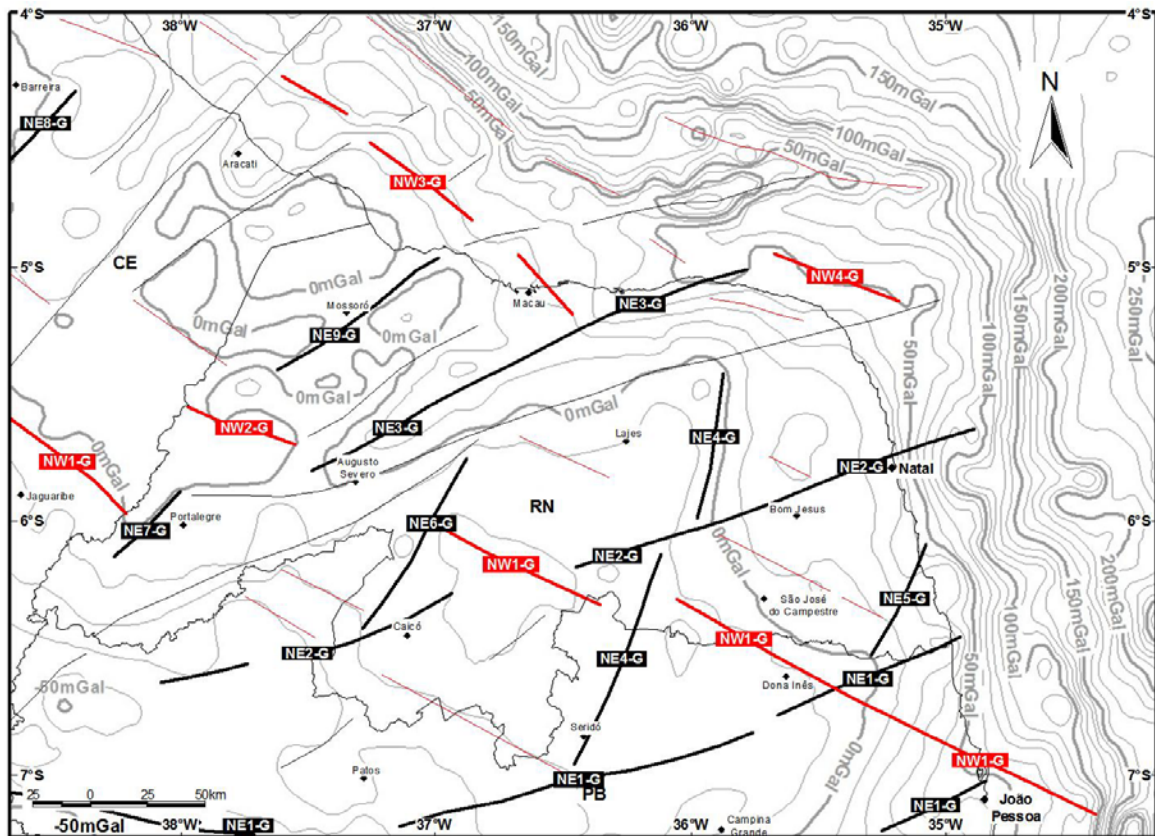


Figura 4.34 – Mapa de lineamentos gravimétricos sobre o mapa de anomalias Bouguer de Campelo (1999).

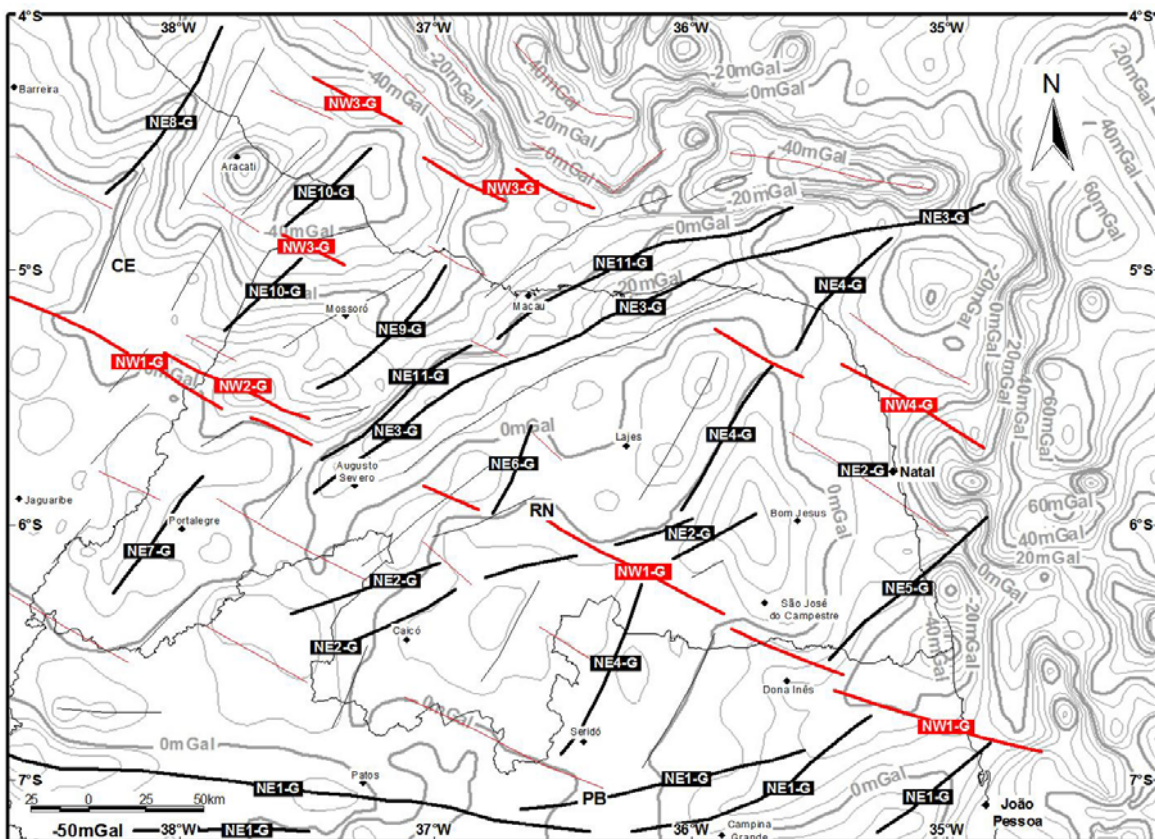


Figura 4.35 – Mapa de lineamentos gravimétricos sobre o mapa de anomalias residuais Bouguer de Campelo (1999).



5. INTEGRAÇÃO GEOFÍSICA-GEOLOGIA

5.1. SISTEMAS DE LINEAMENTOS DO DOMÍNIO RIO GRANDE DO NORTE

As análises de profundidade dos sinais que compõem o campo magnético indicaram a contribuição de fontes infracrustais profundas e intracrustais intermediárias a rasas, como causadoras das anomalias magnéticas presentes no Domínio Rio Grande do Norte. As interpretações dos diversos lineamentos revelaram a existência de feições tectônicas geradas em diferentes níveis crustais, que estão preservadas nas rochas expostas do embasamento, enquanto outras feições registradas nas seqüências de coberturas supracrustais foram associadas a eventos mais jovens e rasos.

A Figura 5.1 mostra os principais lineamentos magnéticos, geralmente representando zonas de cisalhamento dúcteis, bem como outras discontinuidades físicas identificadas neste trabalho, que não correspondem a zonas de cisalhamentos conhecidas na literatura regional, e devem ser melhor estudadas.

As interpretações geofísicas caracterizaram expressivos lineamentos magnéticos, com *trends* N70°E mostrando extensão e continuidade regionais, associados aos mais importantes limites físicos que condicionaram o desenvolvimento do arcabouço tectônico do Domínio Rio Grande do Norte. Dentre estes, as principais feições tectônicas reconhecidas neste trabalho foram (Figuras 5.1, 5.3, 5.4):

- **Lineamento Patos (LP / NE1)**
- **Lineamento Caicó-Bom Jesus (LCB / NE2)**
- **Lineamento Potiguar (LPT / NE3)**

A análise de profundidade das fontes magnéticas indicou que estas estruturas apresentaram respostas geradas por fontes profundas (20-40km), nucleadas na base da crosta, corroborando os dados apresentados por Matos (1992a), Castro *et al.* (1997b, 1998) e França *et al.* (2006). A contribuição de fontes magnéticas intermediárias a rasas mostrou que estas discontinuidades seccionam toda a crosta continental e, normalmente, afloram em superfície. As interpretações também sugerem que a zona de confluência dos três sistemas regionais de cisalhamento estaria nucleada na região da Bacia Rio do Peixe, no extremo Sudoeste da área de estudo.

Os lineamentos magnéticos, com direção preferencial N30°E, foram caracterizados como componentes de segunda ordem, relacionados ao desenvolvimento dos extensos sistemas de cisalhamento N70°E. Neste caso, as feições estruturais foram definidas por anomalias com fortes

gradientes magnéticos, sugerindo enraizamento na interface crosta-manto e prolongamento até a superfície, destacando-se as seguintes descontinuidades crustais (Figuras 5.1, 5.3, 5.4):

- Zona de Cisalhamento Picuí-João Câmara (ZCPJC / NE4)
- Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos (ZCRP / NE5)
- Zona de Cisalhamento Florânia-Angicos (ZCFA / NE6)
- Zona de Cisalhamento Portalegre (ZCPA / NE7)
- Zona de Cisalhamento Açú (ZCAC / NE12)

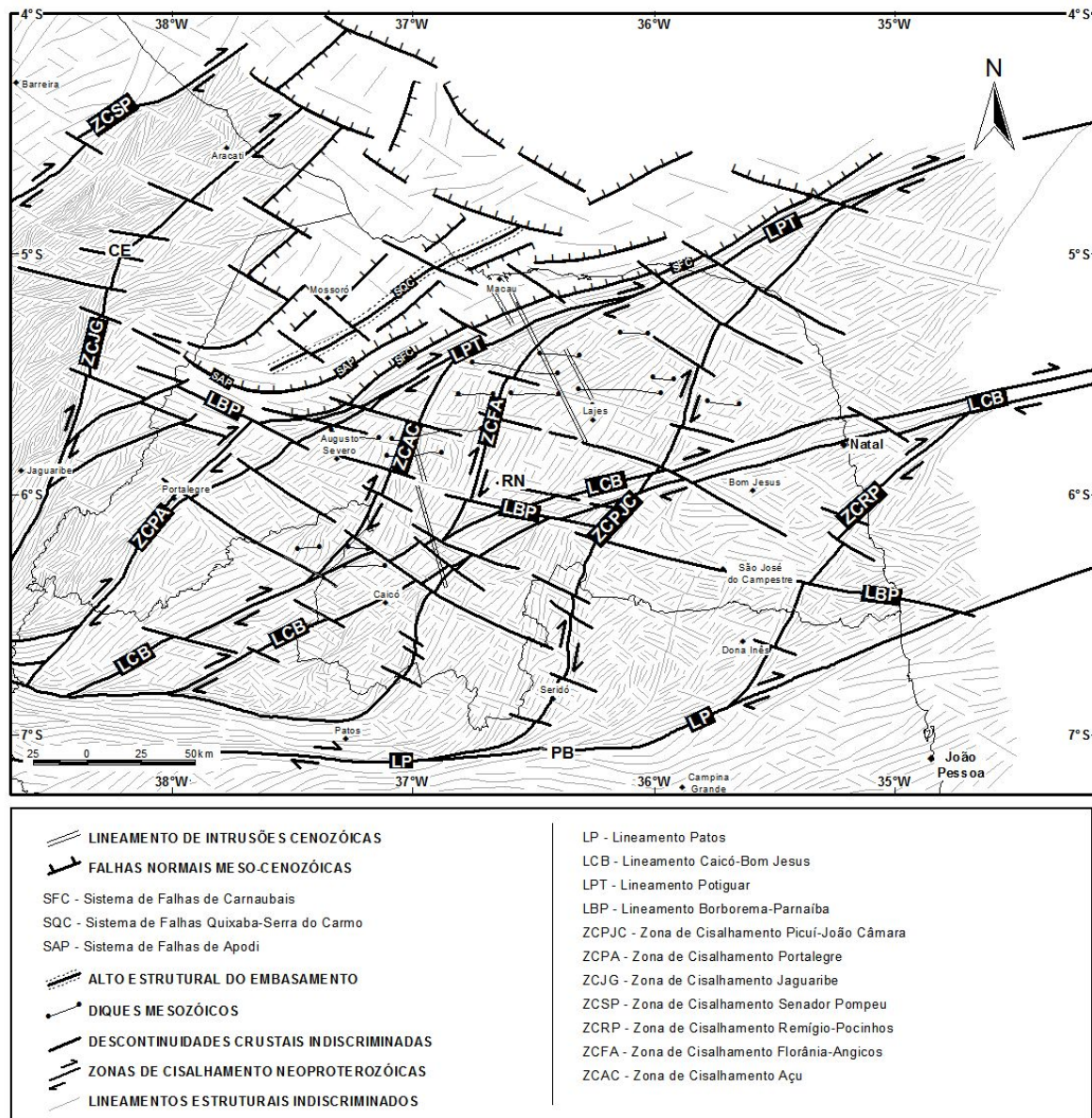


Figura 5.1 – Mapa de descontinuidades tectônicas e lineamentos estruturais gerado a partir das interpretações geofísicas e mapas geológicos da CPRM (2004b, 2004c).

O arranjo espacial das discontinuidades crustais presentes no Domínio Rio Grande do Norte sugere a implantação de extensos sistemas de cisalhamentos, formando mega-sigmóides do tipo SC enraizados na base da crosta. Neste contexto, os Lineamentos Patos e Caicó-Bom Jesus compõem o sistema responsável pelo desenvolvimento do segmento Sul da Zona de Cisalhamento Picuí-João Câmara e Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos, enquanto os Lineamentos Caicó-Bom Jesus e Potiguar compõem o sistema responsável pela formação do segmento Norte da Zona de Cisalhamento Picuí-João Câmara e Zonas de Cisalhamento Florânia-Angicos e Açú (Figuras 5.1, 5.3, 5.4).

As interpretações geofísicas corroboraram este modelo, indicando que a Zona de Cisalhamento Picuí-João Câmara não seria um sistema de cisalhamento contínuo, desde sua ramificação no Lineamento Patos até sua terminação Norte, enquanto a Zona de Cisalhamento Portalegre seria a extensão exposta do Lineamento Potiguar.

Na porção Noroeste da área, as extremidades das Zonas de Cisalhamento Senador Pompeu (NE8) e Jaguaribe (NE10) também foram correlacionadas a fortes gradientes magnéticos, indicando enraizamento crustal profundo, entretanto por estarem posicionadas próximas à borda dos levantamentos aerogeofísicos e limite da área de trabalho não foi possível tecer considerações sobre as relações genéticas destas com os outros sistemas de cisalhamentos (Figuras 5.1, 5.3, 5.4).

Os lineamentos magnéticos NE9 / NE10 / NE11 foram associados a importantes feições tectônicas responsáveis pela implantação da Bacia Potiguar. A análise de profundidade destas estruturas revelou que fontes magnéticas profundas a rasas contribuíram para geração das respectivas anomalias. Os longos comprimentos de onda, dominados por sinais magnéticos de fontes infracrustais profundas, poderiam estar relacionados a sistemas de cisalhamentos semelhantes àqueles sugeridos para os Lineamentos Patos, Caicó-Bom Jesus e Potiguar. As anomalias de alta frequência, dominadas por sinais de fontes magnéticas intracrustais rasas, foram correlacionadas ao alto estrutural do embasamento delimitado pelo Sistema de Falhas Quixaba-Serra do Carmo (NE9), na porção central da Bacia Potiguar, e às falhas da margem flexural da bacia (NE10, Figuras 5.1, 5.5).

O lineamento NE11 foi correlacionado à falha de borda da Bacia Potiguar, representada pelo Sistema de Falhas de Carnaubais, apresentando fontes magnéticas profundas e rasas como causadoras desta anomalia. A separação espectral das frequências magnéticas, aliada ao paralelismo e proximidade dos lineamentos NE3 / NE11, permite sugerir que o Sistema de Falhas de Carnaubais foi desenvolvido por reativações em níveis crustais mais rasos do Lineamento Potiguar. Esta proposta é corroborada pelas interpretações gravimétricas do mapa de

anomalias Bouguer mostrando uma relação direta entre o alto estrutural e as falhas deposicionais da bacia com os *trends* gravimétricos NE9-G / NE10-G / NE11-G (Figuras 5.1, 5.5).

Outro importante conjunto de alinhamentos magnéticos com direção NW-SE, observado nos diversos produtos geofísicos, foi caracterizado por estruturas que segmentaram e foram segmentadas por feições geofísicas NE-SW. A principal feição interpretada foi o Lineamento Borborema-Parnaíba (NW1), cuja análise espectral dos sinais magnéticos definidos por longos comprimentos de onda, sugeriu a presença de uma descontinuidade crustal enraizada na interface crosta-manto, estendendo-se pelos Domínios Rio Grande do Norte e Ceará Central até o embasamento da Bacia do Parnaíba (Figuras 5.1, 5.3, 5.4).

No limite Sul-Sudoeste da Bacia Potiguar, as fontes profundas da anomalia magnética NW2 foram correlacionadas a um alto estrutural do embasamento, enquanto fontes intermediárias a rasas foram associadas ao desenvolvimento do Sistema de Falhas de Apodi.

Baseado na incorporação de altas frequências magnéticas e gravimétricas, associadas a fontes rasas, os lineamentos NW3 / NW4 podem ser interpretados como uma descontinuidade crustal profunda, posteriormente segmentada na implantação do sistema de riftes do nordeste e, conseqüente, abertura do Oceano Atlântico Sul. O *trend* magnético NW5 foi correlacionado a alojamento de suítes intrusivas máficas do Complexo Senador Elói de Souza e da Suíte Inharé, localizadas na porção centro-Norte do Maciço São José do Campestre (Figuras 5.1, 5.5).

Os lineamentos magnéticos E-W, resultantes de anomalias essencialmente rasas, foram correlacionados aos diques máficos do Magmatismo Rio Ceará Mirim, aflorantes nas regiões entre Augusto Severo, Lajes e a norte de Caicó (Figuras 5.1, 5.5).

Entre as cidades de Augusto Severo, Caicó e Lajes, a estrutura NW6 foi interpretada a partir do mapa de domínios magnéticos, que mostrou um *trend* associado a anomalias rasas, correlatas ao alinhamento de intrusões magmáticas em níveis crustais rasos (Figuras 5.1, 5.6).

As fontes rasas (<5Km) são refletidas em estruturas de direções diversas (NE-SW / NW-SE), sendo correlacionadas a sistemas de falhas normais, reversas e direcionais, que condicionaram a deposição das coberturas sedimentares cenozóicas e reativações neotectônicas de estruturas antigas (Morais Neto 1999, Bezerra *et al.* 2002, 2007, Caldas 1998). Coberturas sedimentares atribuídas a Formação Serra do Marins, aflorantes no Planalto da Borborema e Planaltos Residuais, foram condicionadas por lineamentos magnéticos NE-SW / NW-SE, a exemplo da Serra do Martins, localizada a Sul de Lajes (Figuras 5.1, 5.6).

O controle estrutural da rede hidrográfica e a deposição de sedimentos aluviais recentes apresentaram-se intimamente relacionados a lineamentos magnéticos NE-SW / NW-SE, na região Noroeste de Caicó e Lajes, e na porção central da Bacia Potiguar (Figuras 5.1, 5.6).

5.2. ARCABOUÇO TECTÔNICO E ARQUITETURA DE BLOCOS CRUSTAIS DO DOMÍNIO RIO GRANDE DO NORTE

A correlação entre as respostas magnéticas em profundidade e a geologia mapeada em superfície permitiu visualizar feições antes não consideradas em modelos geodinâmicos regionais, sugerindo que novos paradigmas podem ser estabelecidos para a melhor compreensão da história evolutiva, entendimento da arquitetura crustal e arcabouço tectônico deste segmento litosférico da Província Borborema. A descrição dos diferentes domínios crustais comparados com a geologia em superfície foi realizada de acordo com as principais unidades geológicas conhecidas para a área de estudo. Toda a discussão a seguir foi baseada no mapa de blocos e domínios crustais (Figura 5.2).

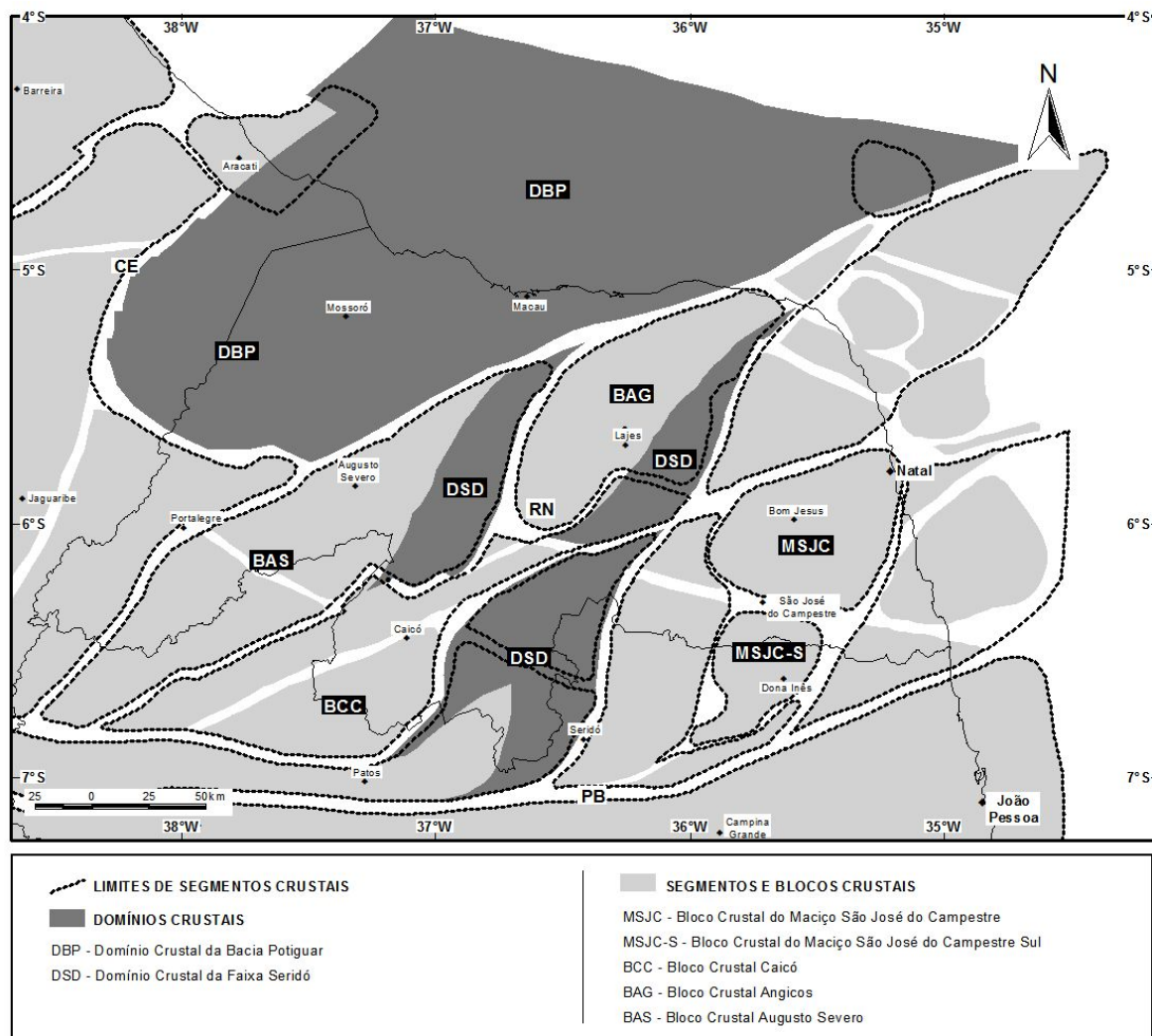


Figura 5.2 – Mapa de blocos e domínios crustais gerado a partir das interpretações geofísicas e mapas geológicos da CPRM (2004b, 2004c).

5.2.1. MACIÇO SÃO JOSÉ DO CAMPESTRE

As anomalias magnéticas associadas às rochas do Maciço São José do Campestre foram representadas pelo domínio magnético A1, correlacionado às unidades aflorantes na porção Norte do maciço. Na parte Sul, estas anomalias foram associadas a um segmento crustal em profundidade, com padrões geofísicos semelhantes às unidades expostas do núcleo arqueano. As fontes profundas foram relacionadas ao enraizamento crustal, de acordo com a anomalia de resistividade descrita por Vitorello *et al.* (2007), enquanto as heterogeneidades litológicas existentes no núcleo arqueano foram associadas à incorporação de altas frequências, sugerindo que o topo do bloco Sul estaria posicionado em níveis crustais intermediários (10-20km, Figuras 5.2, 5.3).

A segmentação dos domínios magnéticos Norte e Sul dentro do núcleo arqueano foi bem marcada pelo Lineamento Borborema-Parnaíba, uma expressiva feição tectônica, que pode representar uma importante descontinuidade litosférica pré-brasiliana, uma vez que marca o limite de blocos antigos do embasamento.

Mapeamentos geológicos, em escala 1:50.000, realizados recentemente no Maciço São José do Campestre, mais especificamente a Norte da cidade de Bom Jesus, caracterizaram o Lineamento Caicó-Bom Jesus como uma zona de cisalhamento dúctil neoproterozóica, que segmentou unidades litológicas do núcleo arqueano nesta região (comunicação verbal de Dantas).

Na margem continental adjacente ao Maciço São José do Campestre, às anomalias magnéticas do domínio A4 poderiam representar um segmento crustal antigo ou estariam relacionadas às diferentes taxas de afinamento e ruptura crustal, implantadas na abertura do Oceano Atlântico Sul, de acordo com interpretações gravimétricas realizadas por Moreira *et al.* (1989a), Jardim de Sá *et al.* (1997) e Castro *et al.* (1997a, 1998). Em áreas de exposições do Maciço São José do Campestre e altos do embasamento relacionados ao Complexo Caicó, a análise das altas frequências magnéticas mostra elevada densidade de feições NW-SE correlacionadas a estruturação pré-brasiliana dos blocos (Figuras 5.2, 5.3).

5.2.2. EMBASAMENTO PALEOPROTEROZÓICO

No Terreno Rio Piranhas, as áreas de exposições de rocha paleoproterozóicas relacionadas ao Complexo Caicó, apresentaram respostas geofísicas distintas para as anomalias magnéticas, caracterizadas pelos domínios magnéticos A2 e B1. Nestes domínios foi possível

individualizar segmentos crustais distintos do embasamento, como o Bloco Angicos na parte Norte, com fortes gradientes magnéticos, o Bloco Augusto Severo e o Bloco Caicó, nas porções Noroeste e Sul, respectivamente, com gradientes magnéticos suaves. A individualização dos domínios do embasamento paleoproterozóico em segmentos crustais distintos, tem correspondência com interpretações gamaespectrométricas, isotópica e magnetométricas descritas por Dantas & Hackspacher (2002), Dantas *et al.* (2003), Negrão *et al.* (2005), Gonçalves *et al.* (2005a, 2007) e Dantas *et al.* (2008, Figuras 5.2, 5.3).

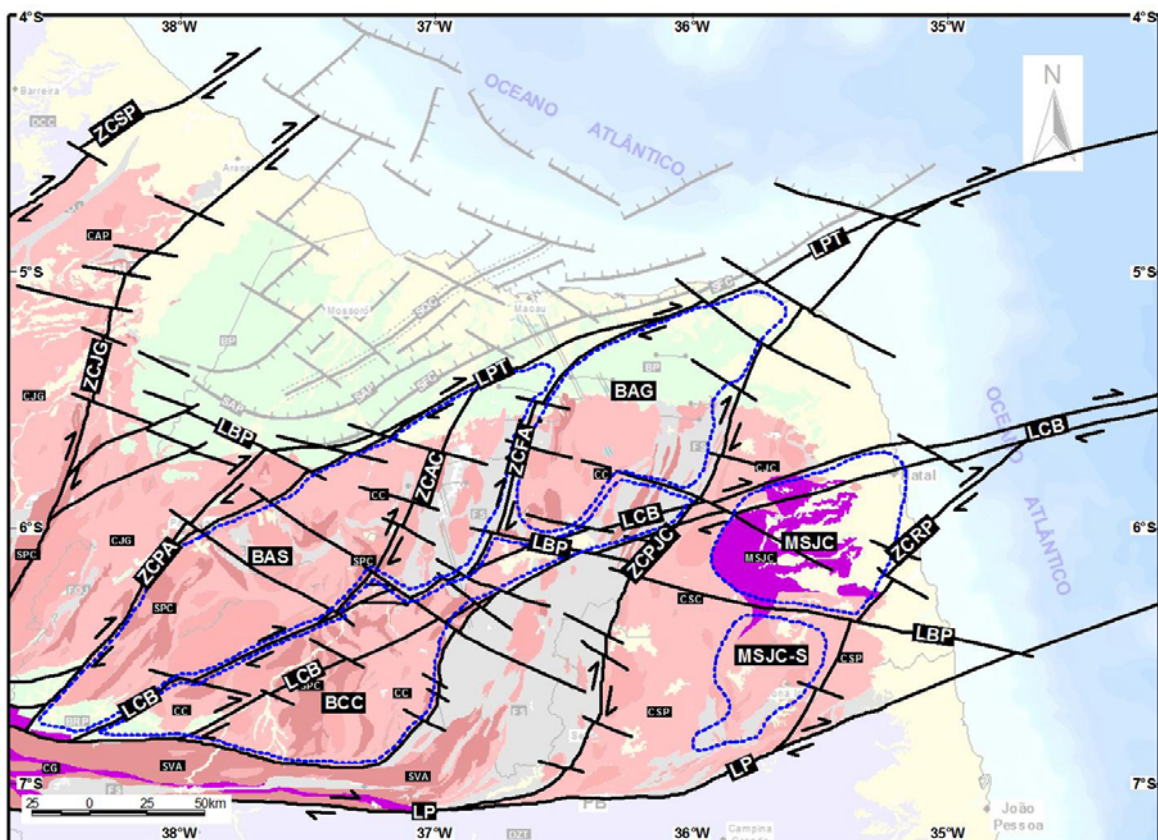


Figura 5.3 – Interpretações geofísicas sobrepostas ao embasamento arqueano e paleoproterozóico do Domínio Rio Grande do Norte (legenda vide Figuras 2.3, 5.1, 5.2).

Os limites destes blocos crustais foram definidos por extensos alinhamentos magnéticos, interpretados como sistemas de cisalhamentos, em escala regional, tais como, os Lineamentos Patos, Caicó-Bom Jesus, Potiguar e as Zonas de Cisalhamentos Picuí-João Câmara, Florânia-Angicos e Portalegre.

Em Lajes, o domínio magnético A2 foi interpretado como uma anomalia com fortes gradientes magnéticos, cuja análise da distribuição espacial deste domínio e de profundidade das fontes magnéticas indicou que esta anomalia representa um bloco crustal com nucleação na base da crosta. Dados gravimétricos apresentados por Castro *et al* (1997a, 1998), Jardim de Sá *et al.*

(1997), Campelo (1999) e Oliveira *et al.* (2005b, 2006) reportaram a existência de uma anomalia gravimétrica negativa associada a este segmento crustal.

Na região de Caicó o embasamento foi associado a gradientes magnéticos suaves do domínio B1. A contribuição de baixas frequências, associadas aos longos comprimentos de onda que compõem o campo magnético nesta área, indicou o enraizamento crustal profundo para as fontes causadoras destas anomalias. A incorporação de altas frequências magnéticas sugeriu a presença de heterogeneidades crustais em Caicó, que também é caracterizado por anomalias gravimétricas positivas. Enquanto a porção Noroeste, nas proximidades de Augusto Severo, representaria o embasamento mais homogêneo, onde predominam anomalias gravimétricas negativas.

O Terreno Granjeiro foi correlacionado às anomalias com fortes gradientes magnéticos do domínio A3, associadas ao desenvolvimento do Lineamento Patos. Oliveira *et al.* (2001, 2005b) associaram corpos magnéticos e densos, alongados na direção NE-SW, ao embasamento localizado na porção Sul da Faixa Seridó, apresentando correlação espacial com o domínio A8. Desta forma, os domínios magnéticos A3 e A8 poderiam ser segmentos do Terreno Granjeiro, imbricados tectonicamente no desenvolvimento do sistema do Lineamento Patos e Lineamento Caicó-Bom Jesus, representando o embasamento da porção Sul da Faixa Seridó. Esta interpretação pode ser corroborada por anomalias gravimétricas positivas observadas no mapa residual Bouguer (Castro *et al.* 1997a, 1998, Jardim de Sá *et al.* 1997, Campelo 1999, Oliveira *et al.* 2001, 2005b, Figuras 5.2, 5.3).

No extremo Noroeste da área, o domínio magnético B3 foi correlacionado às unidades litoestratigráfica do Domínio Ceará Central. Anomalias magnéticas infracrustais profundas e rasas caracterizaram este domínio, corroborando a hipótese de descontinuidade crustal profunda da Zona de Cisalhamento Senador Pompeu (Figuras 5.2, 5.3).

5.2.3. FAIXA SERIDÓ

A evolução tectônica essencialmente neoproterozóica da Faixa Seridó, comprovada por Van Schmus *et al.* (2003), foi responsável pela típica configuração sigmoidal NE-SW, bem marcada em seus limites. Este mega-sigmóide foi desenvolvido pela inter-relação entre os sistemas de Lineamentos Patos, Caicó-Bom Jesus, Potiguar e as Zonas de Cisalhamento Picuí-João Câmara, Florânia-Angicos e Açú (Figuras 5.2, 5.4).

As porções Sul e Noroeste da Faixa Seridó foram correlacionadas aos gradientes magnéticos suaves do domínio B2, enquanto a porção norte da faixa foi associada espacialmente

magnéticos mostraram a forte assimetria no desenvolvimento do graben desta bacia. Os domínios magnéticos B4 e B5 foram associados aos depocentros desenvolvidos na fase rifte da bacia, enquanto os domínios B6 e B7 foram relacionados a depocentros implantados na fase drifte da bacia, de acordo com as anomalias gravimétricas negativas de Castro *et al* (1997a, 1998), Jardim de Sá *et al.* (1997) e Campelo (1999). A análise de profundidade destes domínios magnéticos indicou a contribuição de fontes essencialmente infracrustais rasas como causadoras destas anomalias, indicando que as calhas deposicionais da Bacia Potiguar possuem profundidades inferiores a 10km e, conseqüentemente, as falhas relacionadas ao desenvolvimentos destes sítios deposicionais seriam enraizadas em níveis crustais rasos (Figuras 5.2, 5.5).

O domínio magnético A5 foi associado a possíveis corpos máficos encobertos por sedimentos cenozóicos na região de Aracati e margem continental adjacente, de acordo com Oliveira *et al.* 2001 (2005b). A contribuição de fontes magnéticas profundas a rasas poderia suportar a hipótese de um segmento crustal ou mesmo a continuação do embasamento do Terreno Jaguaribe, nesta região.

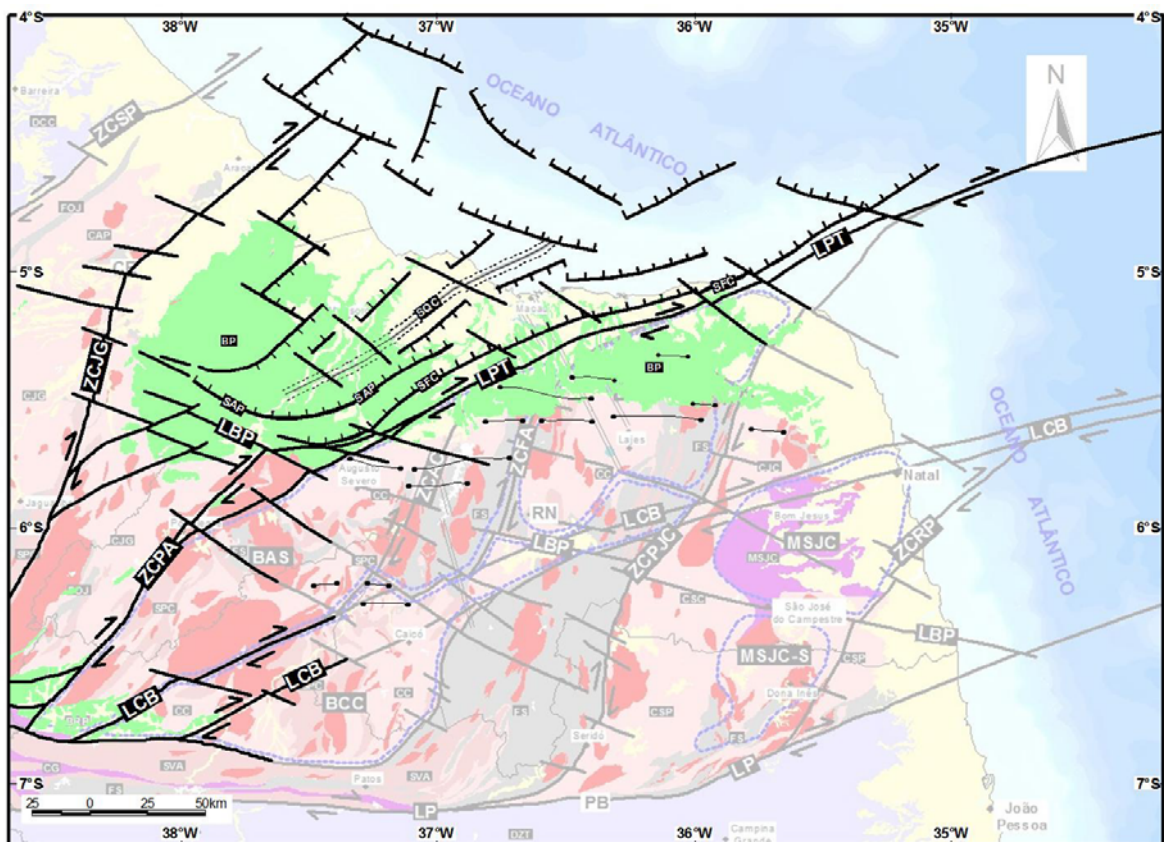


Figura 5.5 – Interpretações geofísicas sobrepostas às bacias sedimentares fanerozóicas (Bacia Potiguar e Bacia Rio do Peixe) que recobrem o Domínio Rio Grande do Norte (legenda vide Figuras 2.3, 5.1, 5.2).

5.2.5. VULCANISMO FANEROZÓICO

O alinhamento de anomalias magnéticas do domínio A7, geradas por fontes infracrustais rasas, foi correlacionado a diques e soleiras do Magmatismo Rio Ceará Mirim e Formação Serra do Cuó, alojados no Sistema de Falhas de Carnaubais. Este domínio apresentou correlação com as anomalias gravimétricas positivas de Castro *et al* (1997a, 1998), Jardim de Sá *et al.* (1997) e Campelo (1999). O domínio A9 foi associado a um possível alto estrutural do embasamento do Terreno Jaguaribe, que limitaria o desenvolvimento dos sistemas de falhas da Bacia Potiguar (Figura 5.6).

As anomalias magnéticas do domínio A11 foram associadas aos corpos ígneos da Formação Macau, expostos na região da cidade homônima. O domínio magnético A10, que condicionou a interpretação do lineamento NE13, apresentou respostas magnéticas semelhantes às exposições da Formação Macau. Entre as cidades de Macau e Lajes, o alinhamento NW-SE de anomalias gravimétricas e exposições do Magmatismo Macau paralelas ao lineamento magnético NW6, aliado a respostas magnéticas semelhantes entre os domínios A10 e A11, indicou que o domínio A11 seria correlacionado a este evento magmático (Figura 5.6).

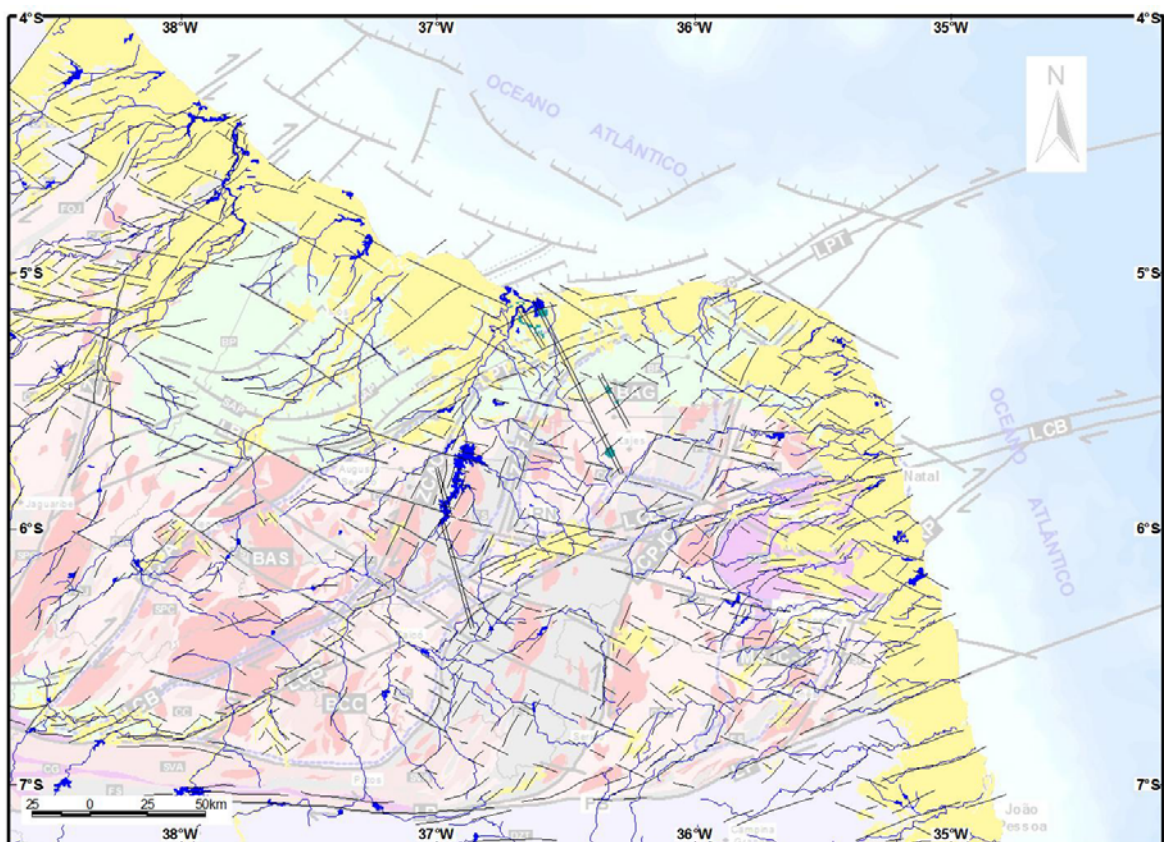


Figura 5.6 – Interpretações geofísicas sobrepostas a coberturas cenozóicas, vulcanismo fanerozóico e rede hidrográfica, que recobrem o Domínio Rio Grande do Norte (legenda vide Figuras 2.3, 5.1, 5.2).



6. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

6.1. CONTRIBUIÇÃO GEOFÍSICA AOS MODELOS GEODINÂMICOS DO DOMÍNIO RIO GRANDE DO NORTE

Eventos tectono-termiais são desenvolvidos em diferentes níveis crustais e expostos em superfície ao decorrer do tempo geológico, resultando em assembléias litoestratigráficas particulares. O arcabouço tectônico de um segmento crustal é reflexo de uma combinação de fatores que aborda processos relacionados a orogênese, magmatismo e sedimentação, ocorridos durante a sua evolução geológica. A assinatura geofísica registrada em domínios com diferentes respostas magnéticas permite tecer considerações sobre geometria, forma, tamanho e arranjo espacial de descontinuidades físicas que controlam unidades geológicas durante sua evolução.

Os modelos geofísicos mostraram uma relação direta assinaturas magnéticas crustais e arcabouço tectônico do Domínio Rio Grande do Norte, refletindo a intensa estruturação condicionada pelo embasamento arqueano-paleoproterozóico, consolidado no final da Orogênese Brasileira. As assinaturas magnéticas foram fortemente condicionadas pela topografia da Descontinuidade Mohorovicic, que apresenta gradientes positivos de profundidade em direção à margem continental.

O arcabouço tectônico do Domínio Rio Grande do Norte foi fortemente condicionado pelo desenvolvimento de sistemas transcorrentes dúcteis, de idade neoproterozóica e direção N70°E / N30°E, com cinemática dextral, correlacionados a importantes descontinuidades litosféricas, responsáveis pela compartimentação tectônica dos diversos blocos e domínios crustais presentes nesta região (Figuras 6.1, 6.2).

O modelo geofísico-geológico de evolução para o Domínio Rio Grande do Norte propõe uma história tectono-termal policíclica para os segmentos arqueanos e paleoproterozóicos do embasamento. A trama estrutural penetrativa, de direção NW-SE, preservada nas rochas do interior do Maciço São José do Campestre e do Complexo Caicó, além do importante limite físico destes domínios, representado pelo Lineamento Borborema-Parnaíba, suporta a hipótese de que estes blocos crustais estariam amalgamados desde tempos pré-brasilianos.

A Orogênese Brasileira, com ápice em torno de 600Ma, condicionou o desenvolvimento dos importantes sistemas de cisalhamento transcorrentes dúcteis observados na região. Estes lineamentos, em escala litosférica, configuram estruturas sigmoidais conectadas entre si, sugerindo um desenvolvimento contemporâneo, sendo representados pelos Lineamentos de Patos, Caicó-Bom Jesus e Potiguar. A progressão da deformação destes sistemas gerou zonas de cisalhamento de segunda ordem, a exemplo das Zonas de Cisalhamento Picuí-João Câmara, Remígio-Pocinhos, Florânia-Angicos e Açu, com direção NE-SW.

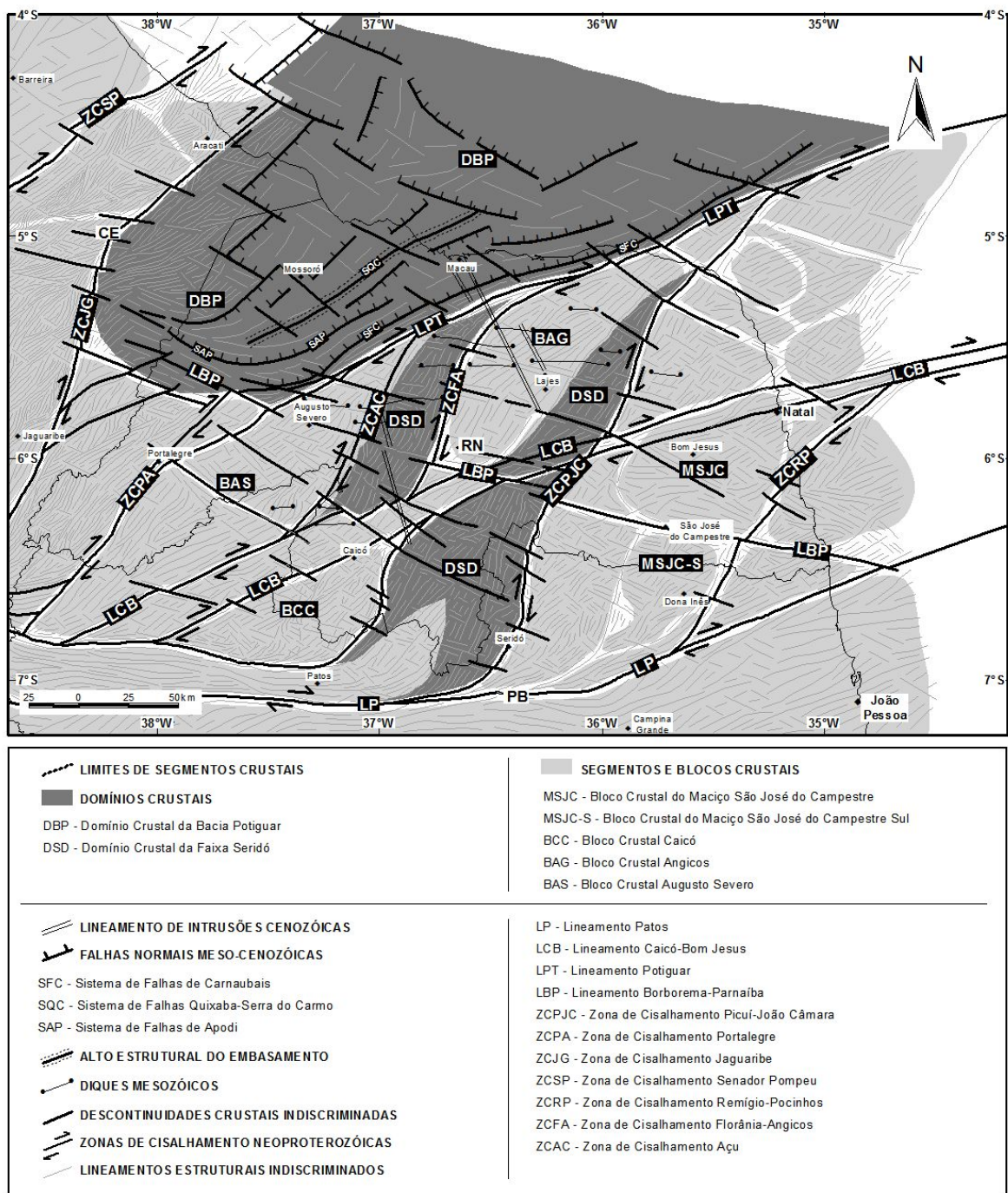


Figura 6.1 – Mapa tectônico gerado a partir das interpretações geofísicas e mapa geológico (CPRM 2004b, 2004c).

As tramas estruturais neoproterozóicas são desenvolvidas tanto no embasamento, como nas unidades supracrustais, além de segmentar os diversos blocos crustais do embasamento arqueano e paleoproterozóico. A geometria resultante tem formas sigmoidais típicas de sistemas de cisalhamento transcorrentes, com cinemática dextral. Tramas estruturais associadas às descontinuidades crustais possuem direção principal N70°E, com inflexões para a direção N30°E e N-S. De acordo com este modelo evolutivo, os grandes deslocamentos entre blocos estariam



relacionados à movimentação tectônica gerada pelos Lineamentos Patos, Caicó-Bom Jesus e Potiguar, enquanto que as componentes de segunda ordem seriam associadas à configuração dos sigmóides. Reativações tardias ao ciclo brasileiro do Lineamento Borborema-Parnaíba (NW-SE) segmentaram os diversos sistemas de cisalhamento NE-SW.

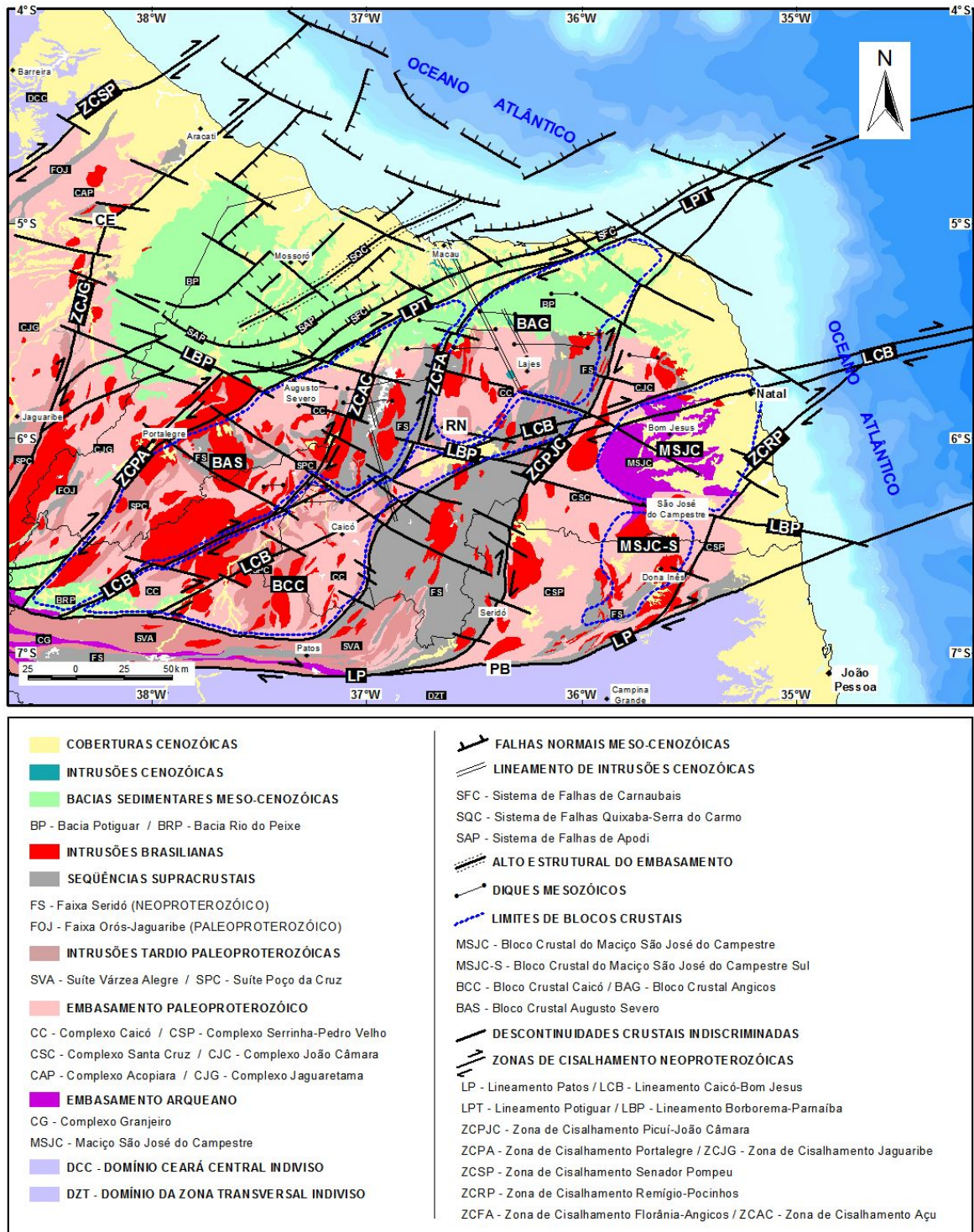


Figura 6.2 – Mapa geológico simplificado sobreposto pelo mapa tectônico gerado a partir das interpretações geofísicas (modificado de CPRM 2004b, 2004c).

A intensa granitogênese neoproterozóica, com tendência composicional cálcio-alcalina, indica fontes crustais profundas para a geração deste magmatismo, que normalmente ocorre encaixada ao longo de descontinuidades crustais, servindo de conduto para ascensão e alojamento de magmas em sítios distencionais, associados aos sistemas de cisalhamento transcorrentes.

No Mesozóico (135Ma), processos de extensão da crosta condicionaram a reativação de descontinuidades físicas do embasamento, com direção preferencial NE-SW / ENE-WSW, resultando na implantação do sistema de riftes do nordeste e, conseqüente, desenvolvimento da Bacia Potiguar e Bacia Rio do Peixe. A fase inicial do rifteamento foi caracterizada por extensão N-S, marcada pelo alojamento dos diques do Magmatismo Rio Ceará Mirim. Mudanças no campo de tensão intraplaca, com estiramento crustal na direção NW-SE, foram responsáveis pela reativação de estruturas NE-SW neoproterozóicas do embasamento, com desenvolvimento das falhas da fase rifte, a exemplo do Sistema de Falhas de Carnaubais, Quixaba-Serra do Carmo e de falhas da margem flexural, e, conseqüente, abertura e sedimentação sin-rifte da Bacia Potiguar. No estágio final da fase rifte, novamente, mudança dos tensores extensionais para a direção WNW-ESE propiciou o desenvolvimento de deformação transtrativa, com reativação de estruturas antigas e a implantação de falhas WNW-ESE, associadas evolução da fase transicional a fase drifte da Bacia Potiguar.

No Cenozóico (56-23Ma), variações locais do campo de tensões intraplaca, resultantes de uma provável pluma mantélica, representada por eventos magmáticos da Formação Macau, condicionaram processos de reativações rúpteis de estruturas antigas do embasamento, com direção NE-SW / NW-SE, responsáveis pela sedimentação e erosão de coberturas sedimentares cenozóicas e, conseqüente, controle do posicionamento espacial destas coberturas.

Reativações neotectônicas (<0,01Ma) do Sistema de Falhas de Carnaubais (NE-SW), Falha de Afonso Bezerra (NW-SE) e Falha de Samambaia (NE-SW), aliadas ao *trend* NW-SE de corpos do Magmatismo Macau, além dos controles topográfico e hidrográfico, segundo as direções NE-SW / NW-SE, indicaram que o Domínio Rio Grande do Norte está sofrendo variações do campo de tensão intraplaca, resultante de anomalias térmicas no manto, com direção preferencial de estiramento NE-SW e, subordinada, NW-SE.

Desta forma, o modelo geofísico-geológico proposto traz novos argumentos para futuras interpretações e discussões sobre a evolução geodinâmica do Domínio Rio Grande do Norte. Entretanto, as interpretações e o modelo serão validados ou não por futuras campanhas de mapeamento geológico sistemático nesta região. As Figuras 6.3, 6.4 mostram a comparação entre os dados existentes na literatura e as interpretações geofísicas realizadas neste trabalho.

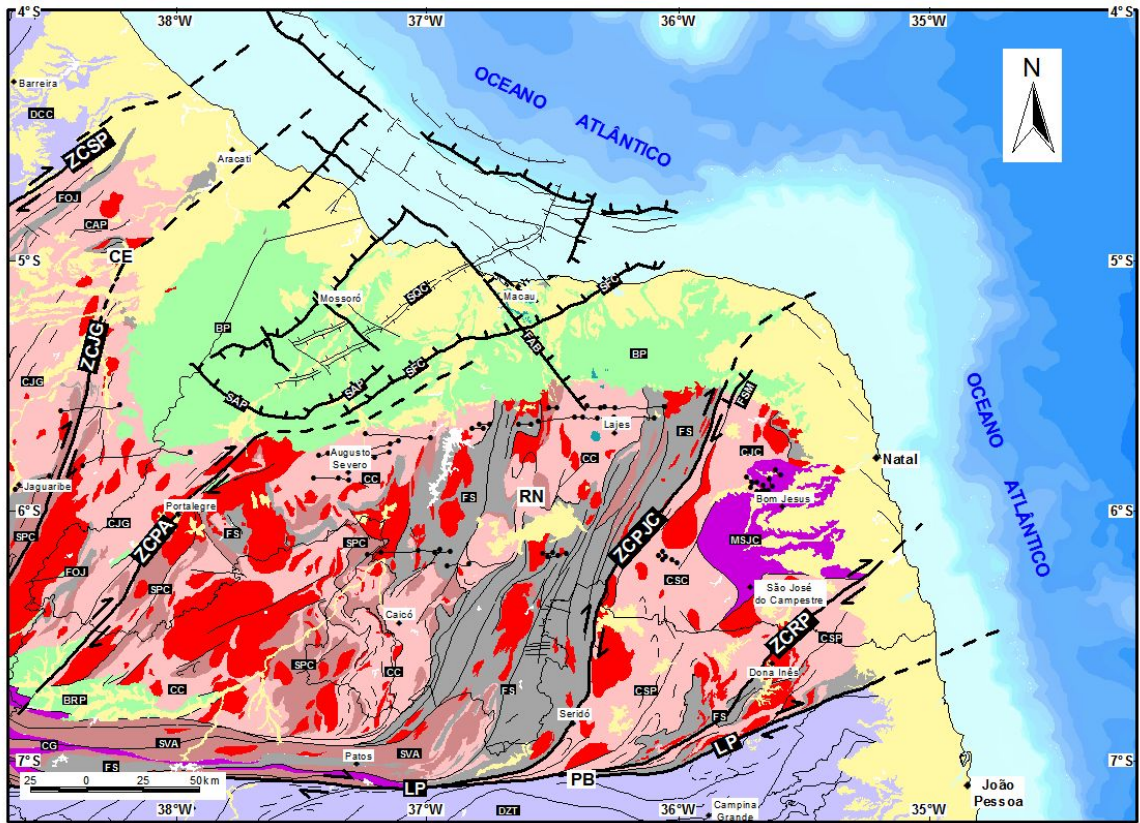


Figura 6.3 – Mapa geológico simplificado da área em estudo (legenda vide Figura 2.3, modificado de CPRM 2004b, 2004c).

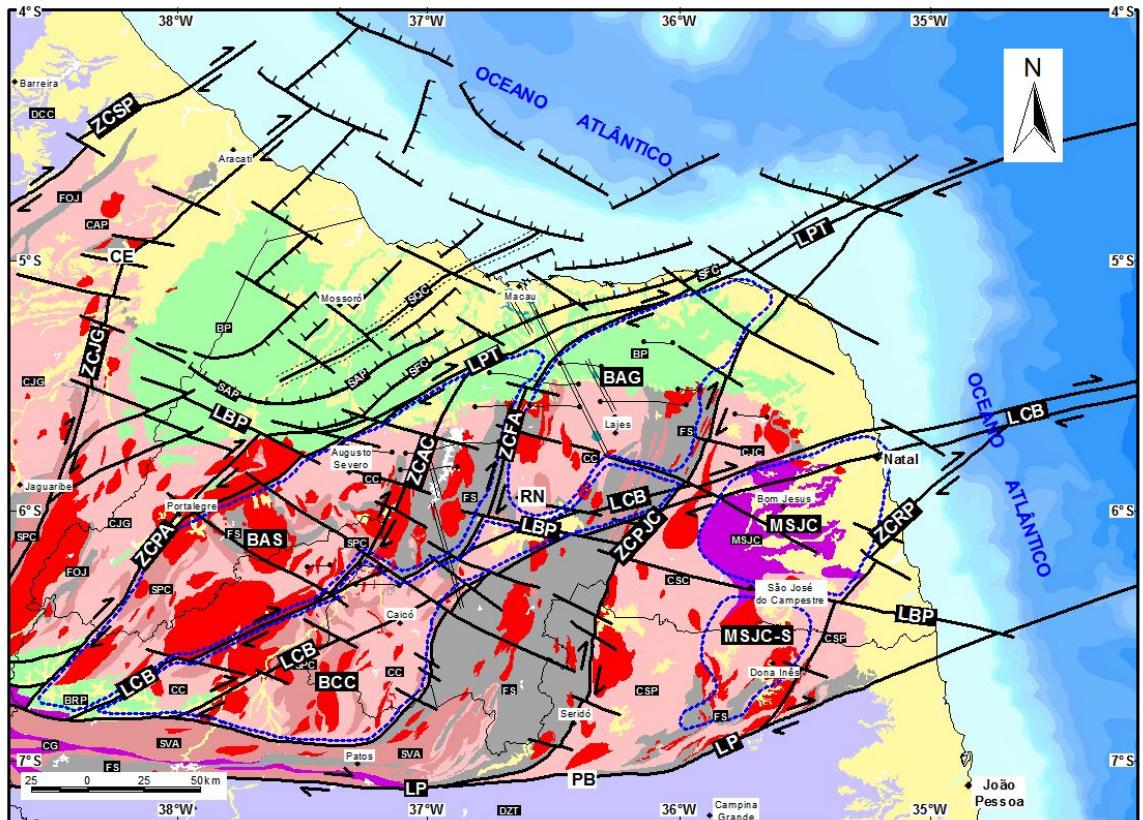


Figura 6.4 – Mapa geológico simplificado da área em estudo sobreposto pelas interpretações geofísicas (legenda vide Figuras 2.3, 5.1, 5.2 modificado de CPRM 2004b, 2004c).

6.2. DISCUSSÃO SOBRE AS TÉCNICAS DE TRATAMENTO DOS DADOS MAGNÉTICOS

O método de realce espectral de fontes de campos potenciais, com base em continuações ascendentes a diferentes níveis de observação, mostrou ser uma ferramenta possível de separação das componentes regional e residual do campo magnético, permitindo analisar descontinuidades físicas e blocos crustais associados a sinais magnéticos em diferentes níveis da crosta.

As análises de profundidade das fontes magnéticas, para as diferentes continuações ascendentes, foram consideradas qualitativas, sugerindo possíveis profundidades para o topo de anomalias magnéticas, uma vez que relações entre natureza de fontes e frequências associadas não foram consideradas neste trabalho.

As continuações ascendentes a 25000m e 10000m de altitude para o plano de observação do campo magnético realçaram a contribuição de fontes infracrustais e intracrustais profundas, normalmente associadas a anomalias posicionadas na interface crosta-manto (20-30km) e em níveis inferiores da crosta (15-25km). Por outro lado, as continuações ascendentes a 5000m e 2500m de altitude realçaram anomalias magnéticas em níveis crustais mais rasos, relacionadas a fontes intracrustais intermediárias (15-10km) e rasas (<10km).

Os temas transformados da anomalia do campo magnético residual, para as diferentes continuações ascendentes, permitiram caracterizar em detalhe a estruturação tectônica do Domínio Rio Grande do Norte, com ênfase na análise de profundidade das principais feições magnéticas interpretadas.

Os temas da derivada vertical de primeira ordem, amplitude do gradiente horizontal total de ordem zero e inclinação do sinal analítico de ordem zero foram utilizados em conjunto para a identificação de feições magnéticas lineares e curvilíneas, correlacionadas a importantes descontinuidades litosféricas, a exemplo de zonas de cisalhamento dúcteis neoproterozóicas, além de caracterizar a estruturação tectônica presente no interior dos blocos crustais. A amplitude do sinal analítico de ordem zero foi fundamental para a individualização dos diversos segmentos crustais presentes no Domínio Rio Grande do Norte.

Desta forma, a utilização de dados magnéticos, como ferramentas indiretas de suporte a análise tectônica e estrutural, possibilitou caracterizar o arcabouço tectônico e a arquitetura crustal do Domínio Rio Grande do Norte, com a individualização de blocos crustais, com características magnéticas particulares, segmentados por importantes descontinuidades litosféricas.

6.3. RECOMENDAÇÕES

O modelo geofísico-geológico deve ser validado por campanhas de mapeamento geológico básico, em escalas 1:100.000 / 1:50.000, aliado a levantamentos de dados geoquímicos isotópicos e geocronológicos, com o intuito de avaliar a individualização dos diversos blocos crustais propostos neste trabalho. Fusões dos produtos magnéticos com mapas temáticos de geologia, imagens de radar e sensoriamento remoto auxiliariam os projetos de cartografia geológica mais detalhados.

Aquisições aerogeofísicas com melhor resolução espacial, com linhas de vôo espaçadas de 500m ou menos, para os métodos de magnetometria e gamaespectrometria, aliadas a aquisições gravimétricas terrestres, que complementariam o acervo de dados gravimétricos da Província Borborema, devem ser realizadas, com o objetivo de avaliar melhor os segmentos crustais e as diversas discontinuidades físicas propostas neste trabalho.

Métodos de investigação profunda da interface crosta-manto, a exemplo de função do receptor e levantamento de transectas sísmicas e geelétricas, analisados em conjunto com modelagens de dados magnéticos e gravimétricos, são recomendados para melhor compreensão do comportamento físico em profundidade dos blocos e discontinuidades crustais presentes no Domínio Rio Grande do Norte.



7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS



- Almeida F. F., 1977. Províncias estruturais brasileiras. *In: SBG, Simp. Geol. Nordeste*, 8, Campina Grande, *Atas*, p. 363-391.
- Almeida F. F. M., Hasui Y., Brito Neves B. B., Fuck H. A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Sciences Reviews*, **17**: 1-29.
- Almeida F. F. M. & Hasui Y. (Eds.) 1984. *O Pré-Cambriano do Brasil*. Edgard Blucher, São Paulo, p. 123-186.
- Amaro V. E. 1998. *Análise conjunta de dados geológicos, geofísicos e de sensoriamento remoto do setor extremo Nordeste da Província Borborema, Nordeste do Brasil, com ênfase nas zonas de cisalhamento dúcteis neoproterozóicas*. Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 393p.
- Angelim L. A. A., Nesi J. R., Torres H. H. F., Medeiros V. C., Santos C. A. Júnior J. P. V., Mendes V. A. (Eds.) 2006. *Geologia e recursos minerais do Estado do Rio Grande do Norte, Escala 1:500.000*. CPRM (Serviço Geológico do Brasil), Recife, Pernambuco, Brasil, 119pp.
- Araripe P. T. & Feijó F. J. 1994. Bacia Potiguar. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **8** (1):127-141.
- Araújo M. G., Brito Neves B. B., Archanjo C. J. 2001. Idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ do magmatismo básico meso-cenozóico da Província Borborema, Nordeste do Brasil. *In: SBG, Simp. Geol. Nordeste*, 19, Natal, *Resumos Expandidos*, Boletim, **17**: 260-261.
- Archanjo C. J. & Salim J. 1986. Posição da Formação Seridó no contexto estratigráfico regional (RN-PB). *In: SBG, Simp. Geol. Nordeste*, 12, João Pessoa, *Anais*, p.270-281.
- Archanjo C. J., Trindade R. I. F., Bouchez J. L., Ernesto M. 2001. Granite fabrics and regional-scale strain partitioning in the Seridó Belt (Borborema Province, NE Brazil). *Tectonics*, **21** (1): 1003-1015.
- Archanjo C. J., Trindade R. I., Macedo J. W. P., Araújo M. G. 2000. Magnetic fabric of a basaltic dyke swarm associated with Mesozoic rifting in northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 13: 179-189.
- Archanjo C. J., Trindade R. I. F., Bouchez J. L., Ernesto M. 2002. Granite fabrics and regional-scale strain partitioning in the Seridó Belt (Borborema Province, NE Brazil). *Tectonics*, **21** (1): 1-13.
- Barbosa A. L. M. 1966. Síntese da evolução geotectônica da América do Sul. *Boletim do Instituto de Geologia, Escola de Minas, Ouro Preto*, **1** (2): 91-111. *In: Moraes Neto J. M. 1999. As coberturas sedimentares terciárias do interior da Paraíba e Rio Grande do Norte e a gênese da Antéclise da Borborema*. Departamento de Geologia da Escola de Minas,



- Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 170p.
- Baumgartner R., Romer R. L., Moritz R., Sallet R., Chiaradia M. 2006. Columbite-Tantalite-bearing granitic pegmatites from the Seridó Belt, NE Brazil: genetic constraints from U-Pb dating and Pb isotopes. *Canadian Mineralogist*, **44**: 69-86.
- Behrendt J. C. 1999. Crustal and lithospheric structure of the West Antarctic Rift System from geophysical investigations – a review. *Global and Planetary Change*, **23**: 25-44.
- Bezerra F. H. R., Amaro V. E., Vita-Finzi C., Saadi A. 2001. Pliocene-Quaternary fault control of sedimentation and coastal plain morphology in NE Brazil. *Journal of South America Earth Sciences*, **14**: 61-75.
- Bezerra F. H. R., Takeya M. K., Sousa M. O. L., Nascimento A. F. 2007. Coseismic reactivation of the Samambaia Fault, Brazil. *Tectonophysics*, **430**: 27-39.
- Blakely R. J. (Eds.) 1995. *Potencial theory in gravity and magnetic applications*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 441pp.
- Blakely R. J. & Simpson R. W. 1996. Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies. *Geophysics*, **51**: 1494-1498.
- 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*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Tese de Doutorado, 229p.
- Briggs I. C. 1974. Machine contouring using minimum curvature. *Geophysics*, **39** (1):39-48.
- Brito Neves B. B. 1975. *Regionalização tectônica do Pré-Cambriano do Brasil*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 198p.
- Brito Neves B. B. 1978. A propósito da evolução litoestratigráfica do Pré-Cambriano do Nordeste. *Jornal Mineral* (vol. Djalma Guimarães), **7**: 19-27.
- Brito Neves B. B., Santos E. J., Van Schmus W. R. 2000. Tectonic history of the Borborema Province. In: Cordani U. G., Milani E. J., Thomaz Filho A., Campos D. A. *Tectonic evolution of South America*. In: SBG, Intern. Geol. Congr., 31st, Rio de Janeiro, Brazil, 854pp.
- Caby R., Arthaud M. H., Archanjo C. J. 1995. Lithostratigraphy and petrostructural characterization of supracrustal units in the Brasiliano Belt of Northeast Brazil: geodynamic implications. *Journal of South America Earth Sciences*, **8** (3/4): 235-246.
- Caldas L. H. O. 1998. *Estudo geológico e geofísico da Falha de Carnaubais, Bacia Potiguar-RN, implicações neotectônicas*. Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Dissertação de Mestrado, 92p.
- 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, 130p.
- 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, Intern. Geof. Congr., 5th, Anais, 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, Intern. Geof. Congr., 5th, Anais, 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, 16* (2/3): 115-129.
- Cavalcante J. C. 1999. *Limite e evolução geodinâmica do Sistema Jaguaribeano, Província Borborema, Nordeste do Brasil*. Centro de Ciências Exatas da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Dissertação de Mestrado, 169p.
- Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) 2001. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Sistema de Informações Geográficas – SIG e Mapas na escala 1:2.500.000*. 4 CD-ROM.
- Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM). 2004a. Acesso em 20/03/2004 ao endereço eletrônico www.cprm.gov.br.
- Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) 2004b. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: Sistema de Informações Geográficas – SIG e Mapas na escala 1:1.000.000. SB-24 Folha Jaguaribe*. CD-ROM.
- Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) 2004c. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: Sistema de Informações Geográficas – SIG e Mapas na escala 1:1.000.000. SB-25 Folha Natal*. CD-ROM.
- Cordani U. G., Sato K., Teixeira W., Tassinari C. C. G., Basei M. A. S. 2000. Crustal evolution of the South American Plataform. *In: Cordani U. G., Milani E. J., Thomaz Filho A., Campos D. A. Tectonic evolution of South America. In: SBG, Intern. Geol. Congr., 31st, Rio de Janeiro, Brazil, 854pp.*
- Costa R. D. & Saadi A. 2005. Evolução do conhecimento sobre os campos de tensões neotectônicas do Brasil. *In: SBG, Simp. Estudos Tectônicos, 10, Curitiba, Boletim de Resumos Expandidos, p.151-154.*
- Czajka W. 1958. Estudos geomorfológicos no Nordeste do Brasil. *Rev. Bras. Geog., 20* (2): 135-180. *In: Morais Neto J. M. 1999. As coberturas sedimentares terciárias do interior da*



- Paraíba e Rio Grande do Norte e a gênese da Antéclise da Borborema*. Departamento de Geologia da Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 170p.
- Dal Ré Carneiro C., Monma R., Ferreira F. J. F., Dehira L. K., Magalhães F. S. 1988. Ensaio de integração geológico-geofísica sobre o Nordeste Oriental com base em mapas aeromagnéticos. *In: SBG, Congr. Bras. Geol.*, 35, Belém, *Anais*, 5: 2122-2136.
- Dantas E. L. 1992. *Evolução tectono-magmática do Maciço Polidiapírico São Vicente/Florânia – RN*. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, São Paulo, Brasil, Dissertação de Mestrado, 272p.
- 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. & Hackspacher P. C. 2002. Geologia e isótopos de Nd da região do Cabugi, parte central do Rio Grande do Norte. *In: SBG, Congr. Bras. Geol.*, 41, João Pessoa, *Anais*, 304.
- 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 3.4-3.5Ga São José do Campestre Massif, NE Brazil: remnants of the oldest crust in South America. *Precambrian Research*, 2439: 1-25.
- Dantas E. L., Silva A. M., Almeida T., Moraes R. A. V. 2003. Old geophysical data applied to modern geological mapping problems: a study case in the Seridó Belt, NE Brazil. *Rev. Bras. Geol.*, 33 (2): 65-72.
- Dantas E. L., Galindo A. C., Laux J. H., Maia S. M. C., Souza Z. S., Silva F. C. A. 2005. Magmatismo anorogênico ordoviciano na porção centro-Norte do Domínio Seridó, Província Borborema. *In: SBG, Simp. de Geol. Nordeste*, 21, Recife, p.135-137.
- Dantas E. L., Negrão M. M., Bernhard B. 2008. 2.3Ga continental crust generation in the Rio Grande do Norte Terrane, NE-Brazil. *In: South American Symposium on Isotope Geology*, 6, Argentina, (inédito).
- Davis J. C. (3rd Eds.) 2002. *Statistics and data analysis in geology*. John & Wiley Sons, USA, 646pp.
- Feijó F. J. 1994. Bacia de Sergipe-Alagoas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 8 (1):149-161.
- Fetter A. H. & Van Schmus W. R. 1996. Determinação da época do magmatismo e metamorfismo na região NW do Ceará com base em datação de zircão, monazita, titanita e granada. *In: SBG, Congr. Bras. Geol.*, 39, Salvador, *Anais*, 6, p.467-470.
- Fetter A. H. 1997. *U/Pb and Sm/Nd geochronological constraints on the crustal framework and geological history of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the*



- assembly of Gondwana*. University of Kansas, Kansas, USA, Ph. D. Thesis, 163p.
- Ferreira C. A. & Santos E. J. 2000. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Jaguaribe SE. Folha 24-Z. Estados do Ceará, Rio Grande do Norte e Pernambuco. Escala 1:500.000. Geologia e Metalogênese. CPRM. CD-ROM.*
- França G. S., Assumpção M., Ferreira J. M. 2006. O estudo da estrutura da crosta no NE do Brasil, usando Função Receptor. *In: SBGf, Simp. Bras. Geof, 2, Natal, CD-ROM.*
- Fortes F. P. 1988. A Origem da Bacia Potiguar como decorrência do Ciclo Tectono-Orogênico Brasileiro. *In: SBG, Congr. Bras. Geol., 35, Belém, Anais, 5, p.2091-2106.*
- GEOSOFT 1995. *GEOSOFT mapping and processing system*. GEOSOFT, Inc., Toronto.
- GEOSOFT 2000. *OASIS MontajTM*, v. 5.1.7. GEOSOFT, Inc., Toronto.
- GEOSOFT 2004. *OASIS MontajTM*, v. 6.2. GEOSOFT, Inc., Toronto.
- GEOSOFT 2006. *OASIS MontajTM*, v. 6.3.1. GEOSOFT, Inc., Toronto.
- GEOSOFT 2007. *OASIS MontajTM*, v. 6.4.1. GEOSOFT, Inc., Toronto.
- Gonçalves L. C., Dantas E. L., Moraes R. A. V., Pires A. C. B., Silva A. M. 2005a. Dados aeromagnéticos aplicados na interpretação do arcabouço estrutural da porção Nordeste da Província Borborema. *In: SBGf, Intern. Geof. Congr., 9th, Salvador, CD-ROM.*
- Gonçalves L. C., Moraes R. A. V., Dantas E. L., Pires A. C. B., Silva A. M. 2005b. Deconvolução de Euler: nova perspectiva para a interpretação 3D de estruturas geológicas. *In: SBGf, Intern. Geof. Congr., 9th, Salvador, CD-ROM.*
- Gonçalves L. C., Dantas E. L., Moraes R. A. V., Pires A. C. B., Silva A. M. 2007. Contribuição geofísica à análise do arcabouço tectônica do Domínio Rio Grande do Norte, Província Borborema, NE Brasil. *In: SBGf, Intern. Geof. Congr., 10th, Salvador, CD-ROM.*
- Gunn P. J. 1975. Linear transformations of Gravity and Magnetic Fields. *Geophysical Prospecting, 23*: 300-312.
- Gunn P. J. 1997a. Regional magnetic and gravity responses of extensional sedimentary basins. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics, 17(2)*: 115-131.
- Gunn P. J. 1997b. Quantitative methods for interpreting aeromagnetic data: a subjective review. *Journal of Australian Geology & Geophysics, 17 (2)*:105-113.
- Gunn P. J. 1998. *Interpretation of airborne magnetic and radiometric surveys*. Course AGSO, 150pp.
- Hackspacher P. C., Dantas E. L., Legrand J. M., Brito Neves B. B., Van Schmus W. R. 1997. Northwestern overthrusting and related lateral escape during the Brasileiro Orogeny, north of Patos Lineament, Borborema Province, NE Brazil. *International Geology Review, 39 (7)*: 609-620.

- Hollanda M. H. B. M. 2002. *Evolução geodinâmica do manto litosférico continental no Domínio Seridó, Província Borborema (NE do Brasil)*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Tese de Doutorado, 85p.
- Hollanda M. H. B. M., Archanjo C. J., Souza L. C., Liu D., Armstrong R. 2007. U/Pb SHRIMP geochronology of the augen gneisses from the Seridó Belt (Borborema Province): geodynamic significance. *In: SBG, Simp. Estudos Tectônicos*, 11, Natal, *Anais*, p.347.
- 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*, **157**: 71-79.
- Hsu S. K., Sibuet J. C., Shyu C. T. 1996. High resolution detection of geological boundaries from potential field anomalies: an enhanced analytical signal technique. *Geophysics*, **61**: 373-386.
- 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., Fuck R. A., Macedo M. H. F., Peucat J. J., Kawashita K., Souza Z. S., Bertrand J. M. 1995. Pré-Brasiliano orogenic evolution in the Seridó Belt, NE Brazil: conflicting geochronological and structural data. *Revista Brasileira de Geociências*, **25** (4): 307-314.
- 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, Simp. Geol. Nordeste*, 17, Fortaleza, *Resumos Expandidos*, Boletim, **15**: 352-357.
- Jardim de Sá E. F., Souza Z. S., Vasconcelos P. M. P., Saadi A., Galindo A. C., Lima M. G., Oliveira M. J. R. 2005. Marcos temporais para a evolução cenozóica do Planalto da Borborema. *In: SBG, Simp. Estudos Tectônicos*, 10, Curitiba, *Boletim de Resumos Expandidos*, p.160-162.
- Landim P. M. B. (2^a Eds.) 2003. *Análise estatística de dados geológicos*. Editora UNESP, São Paulo, 253pp.
- Li X. 2006. Understanding 3D analytic signal amplitude. *Geophysics*, **71** (2): 13-16.
- Lins F. A. P. L., Jardim de Sá E. F., Macedo J. W. P., Moreira J. A. M. 1993. Assinatura gravimétrica da estruturação crustal brasileira na porção oriental da Faixa Seridó. *In: SBG, Simp. Geol. Nordeste*, 15, Natal, *Anais*, **1**: 272-279.



- Luiz J. G. & Silva L. M. C. (Eds.) 1995. *Geofísica de prospecção*. Universidade Federal do Pará, Belém, 311pp.
- Macedo M. H. F., Sá J. M., Kawashita K. 1988. A idade da Faixa Orós: dados preliminares. *Revista Brasileira de Geologia*, **18** (3): 362-368.
- Matos R. M. D. 1992a. *Deep seismic profiling, basin geometry and tectonic evolution of intracontinental rift basins in Brazil*. Cornell University, Ithaca, New York, Ph. D. Thesis, 276pp.
- Matos R. M. D. 1992b. The Northeast Brazilian Rift System. *Tectonics*, **11** (4): 766-791.
- Matos R. M. D. 1999. History of northeast Brazilian rift system kinematics implications for the break-up between Brazil and West Africa. In: Cameron N. R., Bate R. H., Clure V. S. (Eds.). *The oil and gas habitats of South Atlantic*. Geological Society, London, **153**: 55-73.
- Mantovani M. S. M., Shukowsky W., Freitas S. R. C. 1999. Tectonic pattern o South America inferred from tidal gravity. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **114**: 91–98.
- Mantovani M. S. M., Shukowsky W., Freitas S. R. C., Brito Neves B. B. 2005. Lithosphere mechanical behavior inferred from tidal gravity anomalies: a comparison of Africa and South America. *Earth and Planetary Science Letters*, **230**: 397-412.
- Menezes M. R. F. 1999. *Estudos sedimentológicos e caracterização estrutural da Formação Serra do Martins nos platôs de Portalegre, Martins e Santana, RN*. Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Dissertação de Mestrado, 165p.
- Minty B. R. S. 1991. Simple micro-levelling for aeromagnetic data. *Exploration Geophysics*, **22**: 591-592.
- Mizusaki A. M. P., Thomaz-Filho A., Milani E. J., Césero P. 2002. Mesozoic and Cenozoic igneous activity and its tectonic control in northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **15**: 183-198.
- Morais Neto J. M. 1999. *As coberturas sedimentares terciárias do interior da Paraíba e Rio Grande do Norte e a gênese da Antéclise da Borborema*. Departamento de Geologia da Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 170p.
- Morais Neto J. M. & Alkmim F. F. 2001. A deformação das coberturas terciárias do Planalto da Borborema (PB-RN) e seu significado tectônico. *Rev. Bras. Geol.*, **31** (1): 95-106.
- Moreira J. A. M., Medeiros W. E., Lins F. A. P. L., Archanjo C. J., Ussami N. 1989a. Mapa gravimétrico do Nordeste Setentrional do Brasil e sua contribuição ao estudo da tectônica da área. In: SBGf, Congr. Bras., 1, Rio de Janeiro, *Anais*, **2**: 531-537.



- Moreira J. A. M., Medeiros W. E., Lins F. A. P. L., Archanjo C. J. 1989b. Uma anomalia magnética de caráter regional no Seridó (RN-PB) e uma discussão de sua origem. *In: SBGf, Congr. Bras.*, 1, Rio de Janeiro, *Anais*, 2: 592-597.
- Munis M. B. & Silveira R. L. 2005. Geologia estrutural da Bacia Potiguar com base em dados aeromagnéticos. *In: SBGf, Intern. Geof. Congr.*, 9th, Salvador, CD-ROM.
- Nabighian M. N. 1972. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics*, **37**: 507-517.
- Nabighian M. N. 1974. Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section. *Geophysics*, **39**: 85-92.
- Nabighian M. N. 1984. Towards o three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms: fundamental relation. *Geophysics*, **49**: 957-966.
- Nascimento M. A. L., Antunes A. F., Galindo A. C., Jardim de Sá E. F., Souza Z. S. 2000. Geochemical signature of the brasiliano-age plutonism in the Seridó Belt northeastern Borborema Province (NE Bazil). *Rev. Bras. Geol.*, **30** (1): 161-164.
- Negrão M. M., Dantas E. L., Souza A. L. F. S., Rosado T. M. S. 2005. Evidências de fontes crustais arqueanas na região do Cabugi-RN. *In: SBG, Simp. de Geol. Nordeste*, 21, Recife, p.89.
- Nunes H. O., Padilha A. L., Bologna M. S., Pádua M. B., Vitorello I. 2007. Imageamento das estruturas geolétricas da litosfera na Província Borborema pelo método magnetotelúrico: análises preliminares. *In: SBGf, Intern. Geof. Congr.*, 10th, Salvador, CD-ROM.
- Oliveira R. G. & Santos E. J. 1999. Magnetic framework of the Borborema Province, Northeast Brazil: an interpretation from digital data. *In: SBGf, Intern. Geof. Congr.*, 6th, Rio de Janeiro, CD-ROM.
- Oliveira R. G., Santos E. J., Silva Júnior J. M. F., Lins C. A. C. 2001. Magnetic, gravity and gamma-ray spectrometry responses of tectonostratigraphic terranes in the Jaguaribe-SE Sheet (SB.24-Z), Northeastern-Brazil. *In: SBGf, Intern. Geof. Congr.*, 7th, Salvador, CD-ROM.
- Oliveira R. G., Medeiros W. E., Lins F. A. P. L. 2005a. Análise conjunta de dados gravimétricos e topográficos para uma discussão das causas da epirogênese na Província Borborema, Nordeste do Brasil. *In: SBG, Simp. Estudos Tectônicos*, 10, Curitiba, *Boletim de Resumos Expandidos*, p.163-166.
- Oliveira R. G., Medeiros W. E., Lins F. A. P. L. 2005b. Expressão gravimétrica dos compartimentos e limites tectônicos da Província Borborema, Nordeste Brasil. *In: SBGf,*



- Intern. Geof. Congr., 9th, Salvador, CD-ROM.
- Oliveira R. G., Medeiros W. E., Lins F. A. P. L. 2006. Mapas gravimétricos da Província Borborema, Nordeste Brasil. *In: SBGf, Simp. Bras. Geof, 2*, Natal, CD-ROM.
- Parente C. V. & Arthaud M. H. 1995. O Sistema Orós-Jaguaribe no Ceará, NE do Brasil. *Revista Brasileira de Geologia*, **25** (4): 297-306.
- Prates M., Gatto L. C. S., Costa M. I. P. 1981. *Geomorfologia, Projeto Radam Brasil, Folhas SB.24/25 Jaguaribe/Natal*, **23**: 301-348. DNPM/MME, Rio de Janeiro. *In: Moraes Neto J. M. 1999. As coberturas sedimentares terciárias do interior da Paraíba e Rio Grande do Norte e a gênese da Antéclise da Borborema.* Departamento de Geologia da Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 170p.
- Ramadass G., Ramaprasada Rao I. B., Himabindu D. 2005. Crustal configuration of the Dharwar Craton, India, based on joint modeling of regional gravity and magnetic data. *Journal of Asian Earth Sciences*, **26** (5): 437-448.
- Ramsay G. R. & Huber M. 1987. *Techniques of modern structural geology.* Academic Press, London, UK, 700pp.
- Roest W. R., Verhoef J., Pilkington M. 1992. Magnetic interpretation using the 3-d analytical signal. *Geophysics*, **57**: 116-125.
- Rostirolla S. P., Mancini F., Rigoti A. 2005. Reativação de megalignamentos na evolução fanerozóica da Placa Sul-Americana. *In: SBG, Simp. Estudos Tectônicos, 10*, Curitiba, *Boletim de Resumos Expandidos*, p.290-293.
- Rutland R. W. R., Kero L. Nilsson G., Stølen L. K. 2001. Nature of a major tectonic discontinuity in the Svecofennian Province of northern Sweden. *Precambrian Research*, **112**: 211-237.
- Sandwell D. T. & Smith W. H. F. 1997. Marine gravity from geosat and ERS-1 satellite altimetry. *Journal of Geophysical Research*, **102** (5): 10039-10054.
- Santos E. J. & Brito Neves B. B. 1984. Província Borborema. *In: Almeida F. F. M. & Hasui Y. O Pré-Cambriano do Brasil*, Edgar Blücher Ltda., São Paulo, Brasil, pp. 121-186.
- Sá J. M., Bezerra F. H. R., Macedo M. H. F., Pereira R. 1988. Middle proterozoic supracrustals and Brasiliano orogeny in the southeast Ceará state: a monocyclic evolution. *In: SBG, Congr. Latino-Americano Geol., 7*, Belém, *Boletim de Resumos Expandidos*, p.35-48.
- Sá J. M. 1991. *Evolution geodynamique de la ceinture protérozoïque d'Orós Nord-Est du Brésil.* Université de Nancy, I, Thèse de Doctorat, 117p.
- Santos E. J. 1996. Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema. *In: SBG, Congr. Bras. Geol., 39*, Salvador, *Atas*, **7**:47-50.



- Sial A. N. 1978. Major trace chemistry of the Tertiary basaltic suite of Rio Grande do Norte and Paraíba. *Jornal de Mineralogia*, **7**: 119-128.
- Sial A. N., Long L. E., Pessoa D. A. R., Kawashita K. 1981. Potassium-argon ages and strontium isotope geochemistry of Mesozoic and Tertiary basaltic rocks, northeastern Brazil. *Academia Brasileira de Ciências*, **53**: 115-122.
- Silva A. M. 1999. *Integração de dados geológicos e geofísicos utilizando-se uma nova técnica estatística para a seleção de alvos para a exploração mineral, aplicada ao Greenstone Belt Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado, 195p.
- Soares J. E. P. 2006. Seismic characteristics of central Brazil crust and upper mantle: a deep seismic refraction study. *Journal of Geophysical Research*, **111** (12302): 1029-1060.
- Souza M. G. 2000. *Aeromagnetometria e sensoriamento remoto da Faixa Seridó/RN: aplicações em tectônica e em controle de depósitos*. Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Dissertação de Mestrado, 119p.
- Souza D. C. 2002. *Litoestratigrafia e deformação cenozóica na região de Icapuí, Ceará, e implicações para a estruturação de campos de petróleo na borda ocidental da Bacia Potiguar (NE do Brasil)*. Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Tese de Doutorado, 189p.
- Souza Z. S., Montel J. M., Gioia S. M. L. C., Hollanda M. H. B. M., Nascimento M. A. L., Jardim de Sá E. F., Amaro V. E., Pimentel M. M., Lardeaux J. M., Veschambre M. 2006. Electron microprobe dating of monazite from high-T shear zones in the São José do Campestre Massif, NE Brazil. *Gondwana Research*, **9**: 441-455.
- Souza Z. S., Martin H., Peugat J. J., Jardim de Sá E. F., Macedo M. H. 2007. Calc-alkaline magmatism at the archaean-proterozoic transition: Caicó Complex basement (NE Brazil). *Journal of Petrology*, doi: 10.1093/petrology/egm055, 37p.
- Spector A. & Grant F. S. 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, **35** (2): 293-302.
- Telford W. M., Geldart L. P., Sheriff R. E. (2nd Eds.) 1990. *Applied Geophysics*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 770pp.
- Thurston J. B. & Smith R. S. 1997. Automatic conversion of magnetic data to depth, dip, and susceptibility contrast using the SPI(TM) method. *Geophysics*, **62**(3):807-813.
- Toteu S. F., Van Schmus W. R., Penaye J., Richard A. 2001. New U-Pb and Sm-Nd data from north-central Cameroon and its bearing on the pre-Pan African history of central Africa. *Precambrian Research*, **108**: 45-73.



- Trompette R. (Eds.) 1994. *Geology of Western Gondwana (200-500Ma) Pan African-Brasiliano aggregation of South America and Africa*. Bakelma, Rotterdam/Brookfield, Holland, 350pp.
- Ussami N., Molina E. C., Medeiros W. E. 1999. Novos vínculos sobre a evolução térmica da margem continental Leste do Brasil. *In: SBG, Simp. Estudos Tectônicos, 7, Lençóis, Bahia, Boletim de Resumos Expandidos*.
- Van Schmus W. R., Brito Neves B. B., Hackspacher P.C., Babinski M. 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronological studies of the eastern Borborema Province, northeastern Brazil: initial conclusions. *Journal of South America Earth Sciences*, **8** (3/4): 267-288.
- Van Schmus W. R., Brito Neves B. B., Williams I. S., Hackspacher P. C., Fetter A. H., Dantas E. L., Babinski M. 2003. The Seridó Group of NE Brazil, a late Neoproterozoic pre-to syn-collisional basin in West Gondwana: insights from SHRIMP U-Pb detrital zircon ages and Sm-Nd crustal residence (T_{DM}) ages. *Precambrian Research*, **127**: 287-327.
- Vasconcellos R. M., Metelo M. S., Mota A. C., Gomes R. D. 1994. *Geofísica em levantamentos geológicos*. Rio de Janeiro, DIGEOF-CPRM, 165pp.
- Vauchez A., Neves S., Caby R., Corsini M., Egydio-Silva M., Arthaud M. Amaro V. 1995. The Borborema shear zone system, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **8** (3/4): 247-266.
- Viegas M. C. 2007. *Síntese geológica do Leste do Rio Grande do Norte na escala 1:250.000*. Departamento de Geologia, Centro de Ciências Exatas da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Relatório de Graduação, 78p.
- Viegas M. C. & Souza Z. S. 2007. Síntese geológica do Leste do Rio Grande do Norte na escala 1:250.000. *In: SBG, Simp. Estudos Tectônicos, 11, Natal, Boletim de Resumos Expandidos*, p.218-220.
- Vitarello I., Padilha A. L., Pádua M. B., Kabata W., Barbosa M. J. F., Oliveira R. G., Medeiros W. E., Lins F. A. P. L., Bologna M. S., Fontes S. L. 2007. Imageamento da litosfera sob a Província Borborema por transectas geoeletricas – Primeira etapa. *In: SBGf, Intern. Geof. Congr., 10th, Salvador, CD-ROM*.
- Wellmann P. 2000. Upper crust of the Pilbara Craton, Austrália: 3D geometry of a granite/greenstone terrain. *Precambrian Research*, **104**: 175-186.
- Zalán P. V. & Oliveira J. A. B. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **13** (2): 269-300.