

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC



30900005368

**ARCABOUÇO GEOTECTÔNICO DA REGIÃO DA  
FAIXA RIACHO DO PONTAL, NORDESTE DO  
BRASIL: DADOS AEROMAGNÉTICOS E  
GRAVIMÉTRICOS**

Roberto Gusmão de Oliveira

Orientador: Prof. Dr. Benjamim Bley de Brito Neves

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica



SÃO PAULO  
1998

Pelo amor, compreensão e sacrifícios,

dedico a

Olavo (1925-1980), Espedita, Margarida, Larissa, Gustavo e Isadora.

## ÍNDICE ANALÍTICO

ÍNDICE DE FIGURAS.....	III
ÍNDICE DE FOTOGRAFIAS.....	VII
ÍNDICE DE TABELAS.....	VIII
AGRADECIMENTOS.....	IX
ABSTRACT.....	X
RESUMO.....	XII
<b>1 - INTRODUÇÃO.....</b>	<b>1</b>
1.1 - Localização e Fisiografia da Área de Estudo.....	1
1.2 - Objetivos da Pesquisa.....	3
1.3 - Trabalhos Anteriores de Integração Geológico - Geofísica na Área de Estudo.....	4
<b>2 - CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....</b>	<b>7</b>
2.1 - O Cráton do São Francisco.....	7
2.2 - A Província Borborema.....	11
2.3 - A Faixa Rio Preto.....	13
2.4 - A Bacia do Parnaíba.....	14
<b>3 - A FAIXA RIACHO DO PONTAL.....</b>	<b>17</b>
3.1 - Evolução dos Conhecimentos.....	17
3.2 - O Embasamento da Faixa Riacho do Pontal.....	22
3.3 - Diagnóstico Geotectônico da Faixa Riacho do Pontal.....	23
3.3.1- Característica Fundamental.....	23
3.3.2 - Expressão Orográfica.....	24
3.3.3 - Formas, Arranjos, Limites e Extensão.....	24
3.3.4 - Posição Relativa.....	26
3.3.5 - Idade.....	26
3.3.6 - Zoneamento.....	26
3.3.7 - Reflexos Tectônicos no Antepaís.....	31
3.3.8 - A Bacia de <i>Foreland</i> .....	37
3.3.9 - Metamorfismo.....	39
3.3.10 - Assembléias Sedimentares e Magmáticas.....	39
3.3.11 - Características Geofísicas.....	40
<b>4 - DADOS GEOFÍSICOS UTILIZADOS.....</b>	<b>42</b>
4.1 - Dados Aeromagnéticos.....	42
4.1.1 - Localização e Metodologia de Levantamento do Projeto Borda Sul da Bacia do Parnaíba.....	42
4.1.2 - Processamento Preliminar dos Dados Aeromagnéticos.....	46
4.1.3 - Redução do International Geomagnetic Reference Field (IGRF).....	47
4.2 - Dados Gravimétricos.....	48
4.2.1 - Dados Gravimétricos Levantados Pelo DNPM-CPRM.....	48
4.2.2 - Dados Gravimétricos Levantados Pela CPRM - Observatório Nacional.....	49
4.2.3 - Dados Gravimétricos Levantados por Silva Jr. (1997).....	51
4.2.4 - Dados Gravimétricos Levantados Durante Esta Pesquisa.....	51
<b>5 - PROCESSAMENTO, INTERPRETAÇÃO E INTEGRAÇÃO GEOLÓGICA DOS DADOS AEROMAGNÉTICOS.....</b>	<b>55</b>
5.1 - Processamento dos Dados Aeromagnéticos.....	55
5.1.1 - Interpolação dos Dados Aeromagnéticos.....	55
5.1.2 - Aplicação de Filtros nos Dados Aeromagnéticos.....	55
5.1.2.1 - Espectro de Potência Bidimensional dos Dados Aeromagnéticos e Estimativa das Profundidades dos Topos das Fontes.....	57

5.1.2.2 - Desenrugamento .....	57
5.1.2.3 - Separação Regional - Residual dos Dados Aeromagnéticos.....	61
5.1.2.3a - Mapa Aeromagnético Regional (Filtro Gaussiano).....	61
5.1.2.3b - Mapa Aeromagnético Regional (Filtro de Continuação para Cima).....	63
5.1.2.3c - Mapa Aeromagnético Residual (Filtro Gaussiano).....	65
5.1.2.3d - Mapa Aeromagnético Residual (Filtros de 1ª Derivada Vertical e Redução ao Equador).....	65
5.1.2.4 - Mapa Aeromagnético de Relevo Sombreado em Tons de Cinza .....	70
5.2 – Interpretação e Integração Geológica dos Dados Aeromagnéticos .....	70
5.2.1 - Alinhamentos Aeromagnéticos .....	72
5.2.2 - Unidades Magnéticas .....	81
<b>6 - PROCESSAMENTO, INTERPRETAÇÃO E INTEGRAÇÃO GEOLÓGICA DOS DADOS GRAVIMÉTRICOS.....</b>	<b>87</b>
6.1 - Processamento dos Dados Gravimétricos .....	87
6.1.1 - Homogeneização dos Dados Gravimétricos .....	87
6.1.2 - Interpolação dos Dados Gravimétricos.....	88
6.1.3 - Espectro de Potência dos Dados Gravimétricos e Profundidades das Fontes.....	88
6.1.4 - Separação Regional/Residual dos Dados Gravimétricos.....	91
6.2 - Interpretação e Integração Geológica dos Dados Gravimétricos .....	94
6.2.1 - Alinhamentos Gravimétricos.....	94
6.2.2 - Unidades Gravimétricas .....	100
6.3 – Modelagens gravimétricas.....	105
<b>7 – DOMÍNIOS, ARCABOUÇO GEOFÍSICO-GEOTECTÔNICO E EVOLUÇÃO CRUSTAL.....</b>	<b>112</b>
7.1 – Domínios Geofísicos-Geotectônicos.....	112
7.1.1 - Domínio do “Cráton do São Francisco” .....	112
7.1.2 - Domínio Marginal.....	114
7.2.3 - Domínio Interno .....	114
7.2 - Esboço Preliminar da Evolução Tectônica na Região da Faixa Riacho do Pontal.....	115
<b>8 - CONCLUSÕES.....</b>	<b>119</b>
<b>9 - REFERÊNCIAS.....</b>	<b>121</b>
<b>APÊNDICE I</b>	
Principais Conceitos e Teorias dos Métodos Magnético e Gravimétrico.....	134
<b>APÊNDICE II</b>	
Conceitos e Teorias Básicas Aplicadas na Análise Espectral e Filtragem de Dados Aeromagnéticos e Gravimétricos .....	148
<b>APÊNDICE III</b>	
Método de Interpolação por Mínima Curvatura.....	153
<b>APÊNDICE IV</b>	
Metodologia e Rotina de Filtragem dos Dados Aeromagnéticos .....	154

## ÍNDICE DE FIGURAS

### CAPÍTULO 1

Figura 1.1 – Localização geográfica da área estudada.....2

### CAPÍTULO 2

Figura 2.1 - Localização geotectônica da área estudada..... 8

Figura 2.2 – Mapa geológico simplificado da área estudada. Modificado de Schobbenhaus (1984), Angelim (1993) e Figueirôa (1993).....9

### CAPÍTULO 3

Figura 3.1 – Mapa geológico simplificado da faixa Riacho do Pontal incluindo interpretações geofísicas efetuadas nesta pesquisa (modificado de Schobbenhaus 1984, Angelim 1993 e Figueirôa 1993).....18

Figura 3.2 – Arranjos geométricos-estruturais da Faixa Riacho do Pontal. Estão incluídas estruturas inferidas por dados aeromagnéticos.....25

Figura 3.3 – A) Zoneamento da Faixa Riacho do Pontal proposto a partir dos dados geológicos conhecidos e interpretações efetuadas nesta pesquisa. B) Zoneamento *do Thrust-and-Fold Belt*.....28

Figura 3.4 – Par conjugado de falhas resultante de um campo compressional N-S na Bacia de Irecê (Fonte: Dardenfer Filho *et al.* 1993).....36

Figura 3.5 – Comparação entre o esquema deposicional da Formação Salitre (A) e o de uma bacia de *foreland* clássica (B). Fontes: A) Souza *et al.* (1993); B) Twiss & Moores (1992).....38

### CAPÍTULO 4

Figura 4.1 – Localização do Projeto Aerogeofísico Borda sul da Bacia do Parnaíba, realizado pela PROSPEC S. A. a partir de um convênio DNPM-CPRM.....43

Figura 4.2 – Trajetórias das linhas de produção executadas durante o levantamento do Projeto Aerogeofísico Borda sul da Bacia do Parnaíba (PROSPEC S.A. 1978).....45

Figura 4.3 – Mapa de localização das estações gravimétricas utilizadas na confecção dos mapas de anomalias Bouguer e Ar Livre.....50

### CAPÍTULO 5

Figura 5.1 - Mapa aeromagnético do campo total reduzido do IGRF. Os dados foram interpolados por mínima curvatura em um malha de 500x500 m. A interpolação foi efetuada sobre os dados originais sem aplicação de filtros. Os alinhamentos N-S foram produzidos por desnivelamento entre linhas de vô. Projeção Equatorial Mercator, Leste = 1.000.000 m (M.C. 39°), Norte = 10.0000.000 m (Equador).....56

- Figura 5.2 - Log do espectro de potência bidimensional dos dados aeromagnéticos e estimativa estatística de profundidades dos topos das fontes magnéticas.....58
- Figura 5.3 - Representação gráfica do filtro passa banda *butterworth* (Fonte: GEOSOFT 1994a).....59
- Figura 5.4 - Representação gráfica do filtro co-seno direcional (Fonte: GEOSOFT 1994a).....60
- Figura 5.5 - Mapa aeromagnético desenrugado pela aplicação dos filtros espectrais Butterworth (passa baixa, frequências menores que 0,76/km) e co-seno direcional (direção rejeitada = 90°). Projeção Equatorial Mercator, Leste = 1.000.000 m (M.C.39°), Norte = 10.000.000 (Equador). Sombreado: 300° Az, Inclinação 45°.....62
- Figura 5.6 - Representação gráfica do filtro gaussiano de separação regional/residual (Fonte: GEOSOFT 1994a).....63
- Figura 5.7 - Mapa aeromagnético regional obtido a partir da aplicação de um filtro gaussiano nos dados da Figura 5.5. As frequências espaciais do campo regional são menores que 0,04/km e representam as fontes magnéticas profundas (>5 km). Projeção Equatorial Mercator, Leste = 1.000.000 m (M.C. 39°), Norte = 10.000.000 m. Sombreado:300° Az, Inclinação=45°.....64
- Figura 5.8 - Representação gráfica do filtro de continuação para cima (Fonte: GEOSOFT 1994a).....65
- Figura 5.9 - Mapa aeromagnético de continuação para cima. A altura da continuação é 10.000 m. As anomalias representam fontes profundas e regionais. Projeção Equatorial Mercator, Leste = 1.000.000 m (M.C. 39°), Norte = 10.000.000 m (Equador). Sombreado: 300° Az, Inclinação = 45°.....66
- Figura 5.10 - Mapa aeromagnético residual obtido pelo método espectral a partir da aplicação de um filtro gaussiano nos dados da Figura 5.5. As frequências espaciais do campo residual são maiores que 0,04/km e representam fontes geológicas rasas (<10 km). Projeção Equatorial Mercator, Leste = 1.000.000 m (M.C> 39°), Norte = 10.000.000 m (Equador). Sombreado: 300° Az, Inclinação 45°.....67
- Figura 5.11 - Mapa aeromagnético da 1ª derivada reduzida ao Equador. Este mapa enfatiza as fontes rasas e posiciona um eixo negativo sobre a fonte magnética. Uma desvantagem é a introdução de ruídos de alta frequência. A escala vertical é adimensional e corresponde ao gradiente vertical da anomalia reduzida ao Equador. Projeção Equatorial Mercator, Leste = 1.000.000 m (M.C. 39°), Leste = 10.000.000 m (Equador). Sombreado: 300° Az, Inclinação = 45°.....69
- Figura 5.12 - Mapa aeromagnético do campo total sombreado em tons de cinza. Fonte luminosa localizada a 300° Az, com inclinação de 45°.Este mapa enfatiza alinhamentos de direção NE-SW e anomalias de pequeno comprimento de onda (fontes magnéticas rasas). Projeção Equatorial Mercator, Leste = 1.000.000 m (M.C. 39°), Norte = 10.000.000 m (Equador).....71
- Figura 5.13 – Mapa geológico simplificado da área do Projeto Aerogeofísico Borda Sul da Bacia do Parnaíba. Modificado a partir de Schobbenhaus (1984), Angelim (1993) e Figueirôa (1993).....73

Figura 5.14 – Alinhamentos aeromagnéticos da área do Projeto Borda Sul da Bacia do Parnaíba.....74

Figura 5.15 – Mapa de alinhamentos aeromagnéticos da Província Borborema e suas área limitrofes.....80

Figura 5.16 – Unidades aeromagnéticas da área do Projeto Borda Sul da Bacia do Parnaíba.....82

## CAPÍTULO 6

Figura 6.1 - Mapa gravimétrico de anomalia Bouguer, interpolado por mínima curvatura a partir de uma malha de 5.000 x 5.000 m, com distância de branqueamento igual a 30 km. Projeção Equatorial Mercator, Leste = 1.000.000 m (M.C. 39°), Norte = 10.000.000 m (Equador). Sombreado: 300° Az, Inclinação 45°.....89

Figura 6.2 - Mapa gravimétrico de anomalia Ar Livre, interpolado por mínima curvatura a partir de uma malha de 5.000 x 5.000 m, com distância de branqueamento igual a 30 km. Projeção Equatorial Mercator, Leste = 1.000.000 m (M.C. 39°), Norte = 10.000.000 m (Equador). Sombreado: 300° Az, Inclinação 45°.....89

Figura 6.3 - Log do espectro de potência bidimensional do dados de anomalia Bouguer e estimativa de profundidade dos topos das fontes.....92

Figura 6.4 - Mapa gravimétrico Bouguer regional obtido pelo método espectral, a partir da aplicação de um filtro gaussiano nos dados da Figura 6.1. As frequências espaciais do campo regional são menores que 0,008/km. Projeção Equatorial Mercator, Leste = 1.000.000 m (M.C. 39°), Norte = 10.000.000 m (Equador). Sombreado: 300° Az, Inclinação 45°.....95

Figura 6.5 - Mapa gravimétrico residual obtido pela remoção do campo regional do mapa de anomalia Bouguer. Projeção Equatorial Mercator, Leste = 1.000.000 m (M.C. 39°), Norte = 10.000.000 m (Equador). Sombreado: 300°, Inclinação 45°.....96

Figura 6.6 – Mapa geológico simplificado da área estudada. Modificado de Schobbenhaus (1984), Angelim (1993) e Figueirôa (1993).....98

Figura 6.7 – Unidades e alinhamentos gravimétricos interpretados a partir dos mapas Bouguer, residual e regional.....99

Figura 6.8 – Modelagem gravimétrica do Perfil A-B. Localização nas Figuras 6.1, 6.4 e 6.5. Densidades em  $g/cm^3$ .....107

Figura 6.9 – Modelagem gravimétrica do Perfil C-D. Localização nas Figuras 6.1, 6.4 e 6.5. Densidades em  $g/cm^3$ .....108

Figura 6.10 – Modelagem gravimétrica do Perfil E-F. Localização nas Figuras 6.1, 6.4 e 6.5. Densidades em  $g/cm^3$ .....109

## CAPÍTULO 7

Figura 7.1 – Domínios Geofísicos-Geotectônicos interpretados pela correlação de dados geológicos, aeromagnéticos e gravimétricos.....113

Figura 7.2 – Esboço preliminar das Etapas 2 (A) e 3 (B) da evolução do processo colisional que originou a Faixa Riacho do Pontal. A Etapa 1 não está incluída.....116

## APÊNDICE I

Figura I.1 - Esquema do dipolo que representa o campo geomagnético (Fonte: Luiz & Silva).....136

Figura I.2 - Elementos do campo geomagnético (Fonte: Luiz & Silva 1995).....137

Figura I.3 - Esquema de comparação entre a superfície do geóide e a do esferóide em relação à topografia terrestre (Fonte: Luiz & Silva 1995).....140

Figura I.4 - Esquema geométrico para o cálculo da atração da massa de um cilindro (Fonte: Luiz & Silva 1995).....143

Figura I.5 - Setor cilíndrico usado para o cálculo da atração da massa em um ponto do seu eixo (Fonte: Luiz & Silva 1995).....144

Figura I.6 - Visualização das várias correções aplicadas: a) situação original; b) correção Ar-Livre; c) correção Bouguer; e d) correção topográfica. (Fonte: Luiz & Silva 1995).....146

## ÍNDICE DE FOTOGRAFIAS

## CAPÍTULO 3

Foto 3.1 – <i>Thrusts</i> frontais da Sub-zona Casa Nova, nas proximidades de Pau Ferro a noroeste de Petrolina (PE).....	32
Foto 3.2 – Mármore da Bacia de Vargem Grande (PI), tectonicamente imbricado.....	32
Foto 3.3 – Aspecto laminado do mármore da Bacia de Vargem Grande (PI).....	33
Foto 3.4 – Contato entre o filito e o microgranito porfiritico cisalhado no sopé da Serra da Capivara, a norte da cidade de Coronel Zé Dias (PI), antiga Vargem Grande.....	33
Foto 3.5 – Aspecto de metatufos da Unidade Monte Orebe, a nordeste de Dormentes(PI).....	34
Foto 3.6 – Afloramento de rochas básicas na Fazenda Brejo Seco, a leste de São João do Piauí.....	34
Foto 3.7 – Detalhe de ultramáficas com mineralização de amianto (Fazenda Brejo Seco – PI).....	35
Foto 3.8 – Zona de cisalhamento no limite da Zona Interna com a Zona Central, a sul de Paulistana (PI).....	35

**ÍNDICE DE TABELAS****APÊNDICE I**

Tabela 1.1 - Susceptibilidade magnética de vários tipos de rochas (Fonte: Telford <i>et al.</i> 1976).....	138
Tabela 1.2 - Densidades das rochas metamórficas (Fonte: Telford <i>et al.</i> 1976).....	146
Tabela 1.3 - Densidades dos sedimentos e rochas sedimentares (Fonte: Telford <i>et al.</i> 1976).....	147
Tabela 1.4 - Densidades das rochas ígneas (Fonte: Telford <i>et al.</i> 1976).....	147

## AGRADECIMENTOS

Ao Prof. Dr. Benjamim Bley de Brito Neves.

À Companhia de Pesquisa de Recurso Minerais.

Ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

Ao Observatório Nacional.

Aos colegas de jornada em São Paulo, Mário Filho, Ana Claudia, Almani, Ricardo Ivan e Alcina.

Aos companheiros de trabalhos de campo, Chiquinho e Adelson.

Aos colegas geólogos da CPRM de Recife, Edilton, Helton, Adeilson, José Maria, Claudio Scheid, Benício, Angelim, Vladimir, Sebastião, Lellis, Carlos Lins, João Mascarenhas, Marinho, Polonia, Anadir, Veiga, Dunaldson e Eduardo Sato (em memória).

Aos colegas geofísicos da CPRM do Rio de Janeiro, Mário, Ricardo, Laura e Mourão.

Ao colega geofísico da CPRM de Salvador, Raimundo Gomes.

Às bibliotecárias da CPRM de Recife, Dalvanize e Ana Luiza.

À secretária da CPRM de Recife, Sônia Serbim

À secretária da CPRM de São Paulo, Sônia.

## ABSTRACT

*Aeromagnetics data of the Projeto Borda Sul da Bacia do Parnaíba and a set of gravimetric data survey situated in the northern of the São Francisco craton and Riacho do Pontal belt, NE Brazil region, were interpreted and correlated with geological data to aim at understanding the deep structure and the tectonic articulation, resultant of the collisional process between Riacho do Pontal belt and the Sanfranciscana plate.*

*The Riacho do Pontal belt geological data reinterpretation was the introductory step. In this stage, shapes caused by interaction between the hot plastic crust of the belt and the cold rigid crust of the Sanfranciscana plate were identified. Also, a analysis of the litho-structural data made it possible to propose a new zoning, setting apart the belt in three distinct zones: 1) intern, with crystalline core characteristics; 2) central, with ophiolitic characteristics; and 3) thrust-and-fold belt, deforming platform sequences in thin and thick-skin tectonic style.*

*Aeromagnetics total field data reduced from International Geomagnetic Reference Field (IGRF) were interpolated, transformed by Fast Fourier Transform (FFT) towards spatial frequency domain and filtrated to aim at eliminate noises and spurious directional trends. Regional, residual, upward continuation and shading maps were produced afterwards. This maps, in the format of digital images, were interpreted and established a relationship with geological data. Alignments and aeromagnetics units based on amplitudes and anomalous textures were defined. The transparencies of the aeromagnetic data in relation to the sedimentary covering permit to identify the extension of the precambrian structures and lithology under the Parnaíba basin fanerozoic sediments. The interpretation and geological data correlation separates faults and crustal blocks with different lithological/geophysical features and identifies a big volume of magnetic rocks and NE-SW elongated cambrian grabens in the basement basin.*

*Bouguer gravimetric data were interpolated and afterwards, the spectral regional/residual anomalies separation was carried out. Deep and shallow sources were established from this procedure. Alignments and gravimetric units were identified in the resultants maps. The inner parts of the Riacho do Pontal and Rio Preto belts, and western part of the Pernambuco-Alagoas massif/terrain are in correlation with 200 km wave-length positive gravimetric anomaly, 60 mGal of amplitude, making up a semicircle in the northern extremity of the craton. The south flank this anomaly, corresponds to the limit of the São Francisco craton.*

*The gravimetric profiles 2.5D direct modeling, agree with a Neoproterozoic collisional process turned out in overthrusts of the northern craton by the belt lithosphere.*

*The resultant collisional framework is determined by three several geophysics/geotectonic domains: 1) São Francisco craton, the Sanfranciscana plate remainder; 2) Marginal, composed of inner parts of the marginal belts; and 3) Intern, consisting of Parnaíba basin basement and southern Borborema province.*

## RESUMO

Os dados aeromagnéticos do Projeto Borda Sul da Bacia do Parnaíba e um conjunto de dados gravimétricos levantados no norte do Cráton do São Francisco e na região da Faixa Riacho do Pontal pelo DNPM/CPRM, CPRM/Observatório Nacional e no presente estudo, foram tratados, interpretados e correlacionados com dados geológicos, com o objetivo de compreender a estrutura profunda e a articulação tectônica, resultante do processo colisional entre a “Placa Sanfranciscana” e a Faixa Riacho do Pontal.

Inicialmente os dados geológicos da Faixa Riacho do Pontal foram reinterpretados. Neste estágio foram identificadas as formas causadas pela interação entre a crosta quente e dúctil da faixa e a crosta rígida e fria da Placa Sanfranciscana. A análise dos dados lito-estruturais tornou possível a proposta de um novo zoneamento, separando a faixa em três diferentes zonas: 1) interna, intensamente deformada e granitizada; 2) central, com características *ofiolíticas*; e 3) *thrust-and-fold belt*, deformando seqüências de plataformas nos estilos *thin* e *thick skin*.

Os dados aeromagnéticos, sem o *IGRF (International Geomagnetic Reference Field)*, foram interpolados, transformados em imagem digital e filtrados no domínio da frequência, visando eliminar ruídos e tendências direcionais espúrias. Em seguida foram gerados mapas de anomalias residual, regional, continuação para cima (10 km) e do relevo sombreado. Este conjunto de informações foi interpretado qualitativamente e correlacionado com os dados geológicos/estruturais, dando ênfase na identificação de alinhamentos e unidades aeromagnéticas, definidas em função da amplitude e da textura do padrão anômalo. A transparência dos dados aeromagnéticos em relação à cobertura sedimentar permitiu a identificação dos prolongamentos das estruturas pré-cambrianas por sob os sedimentos fanerozóicos da Bacia do Parnaíba. A interpretação e correlação geológica discriminou falhas e blocos crustais com características litológicas/geofísicas distintas e caracterizou no embasamento da bacia um grande volume de rochas magnéticas e grabéns Cambrianos, alongados ou sigmoidais, controlados por zona de cisalhamentos correlacionadas com alinhamentos aeromagnéticos na direção NE-SW

Os dados gravimétricos foram homogeneizados e interpolados. A partir do mapa de anomalia Bouguer foi realizada uma separação regional/residual por meio de métodos espectrais, com o objetivo de identificar e separar as anomalias causadas por fontes profundas daquelas causadas por fontes rasas. Os mapas resultantes foram interpretados qualitativamente, separando-se alinhamentos e unidades gravimétricas. Observa-se que as regiões internas das Faixas Riacho do Pontal e Rio Preto e o Maciço/Terreno Pernambuco-Alagoas estão relacionadas com uma

anomalia gravimétrica positiva com 200 km de comprimento de onda e amplitude de 60 mGal, formando um semicírculo que contorna a extremidade norte do cráton. O flanco sul desta anomalia define os limites do Cráton do São Francisco. A modelagem gravimétrica direta semiquantitativa é compatível com um evento colisional Neoproterozóico, que resultou no cavalgamento da litosfera da faixa sobre o cráton.

A estrutura crustal colisional foi definida por três diferentes domínios geofísicos/geotectônicos: 1) “Cráton do São Francisco”, remanescente da “Placa Sanfranciscana”; 2) Marginal, composto pelas partes internas das faixas móveis marginais; e 3) Interno, consistindo no embasamento da região sudeste da Bacia do Parnaíba e do sul da Província Borborema.

## 1 - INTRODUÇÃO

---

### 1.1 - Localização e Fisiografia da Área de Estudo

A Faixa Riacho do Pontal está localizada no encontro das regiões de fronteiras de três Estados Nordestinos : o Oeste de Pernambuco, o Norte da Bahia e o Sudeste do Piauí. Esta região corresponde também ao encontro de três Províncias Geotectônicas : o Norte da Província São Francisco, o Sudeste da Província Parnaíba e o Sudoeste da Província Borborema. Em razão desta posição geologicamente estratégica e dos conhecimentos ainda especulativos em relação ao prolongamento das estruturas pré-cambrianas por sob os sedimentos da Bacia do Parnaíba, o presente estudo engloba uma área que extrapola a área de exposição desta faixa, incluindo dados gravimétricos e aeromagnéticos contidos entre os paralelos 7°30' e 11°00' e os meridianos 39°00' e 46°00', em uma área que corresponde a 320.000 km<sup>2</sup> (Figura 1.1).

A geomorfologia da área de estudo é caracterizada por cinco regiões morfoestruturais (Nou *et al.* 1983): 1) Piemontes Inumados, representados pelos campos de areias em torno da Represa de Sobradinho, com altitudes entre 400 e 500 m; 2) Planalto da Bacia do Parnaíba, com altitudes variando de 400 a 600 m, constituído por superfícies tabulares submetidas a processos de pedimentação; 3) Baixos Planos Sertanejos, na área de exposição das supracrustais da Faixa Riacho do Pontal, com altitudes entre 400 e 600 m, tectonicamente condicionados por falhamentos e dobramentos; 4) Depressões Interplanálticas, compreendendo superfícies do pediplano sertanejo em torno do Rio São Francisco, com altitudes médias de 400 m; e 5) Planalto da Diamantina, com altitudes de 700 a 800 m, constituído por superfícies tabulares erosivas, talhadas em coberturas Mesoproterozóicas dobradas.

Posicionada na área do Polígono das Secas, a região apresenta clima semi-árido com temperaturas elevadas e precipitação pluviométrica de distribuição irregular e intensidades que raramente ultrapassam 600 mm de média anual. Estas condições climáticas favorecem na maior parte da região o desenvolvimento da vegetação típica da caatinga arbórea, densa nas cotas mais elevadas e aberta nas cotas mais rebaixadas. No Planalto da Diamantina ocorrem áreas de estepe arbórea densa e savana arbórea aberta (Gonçalves & Orlandi 1983).

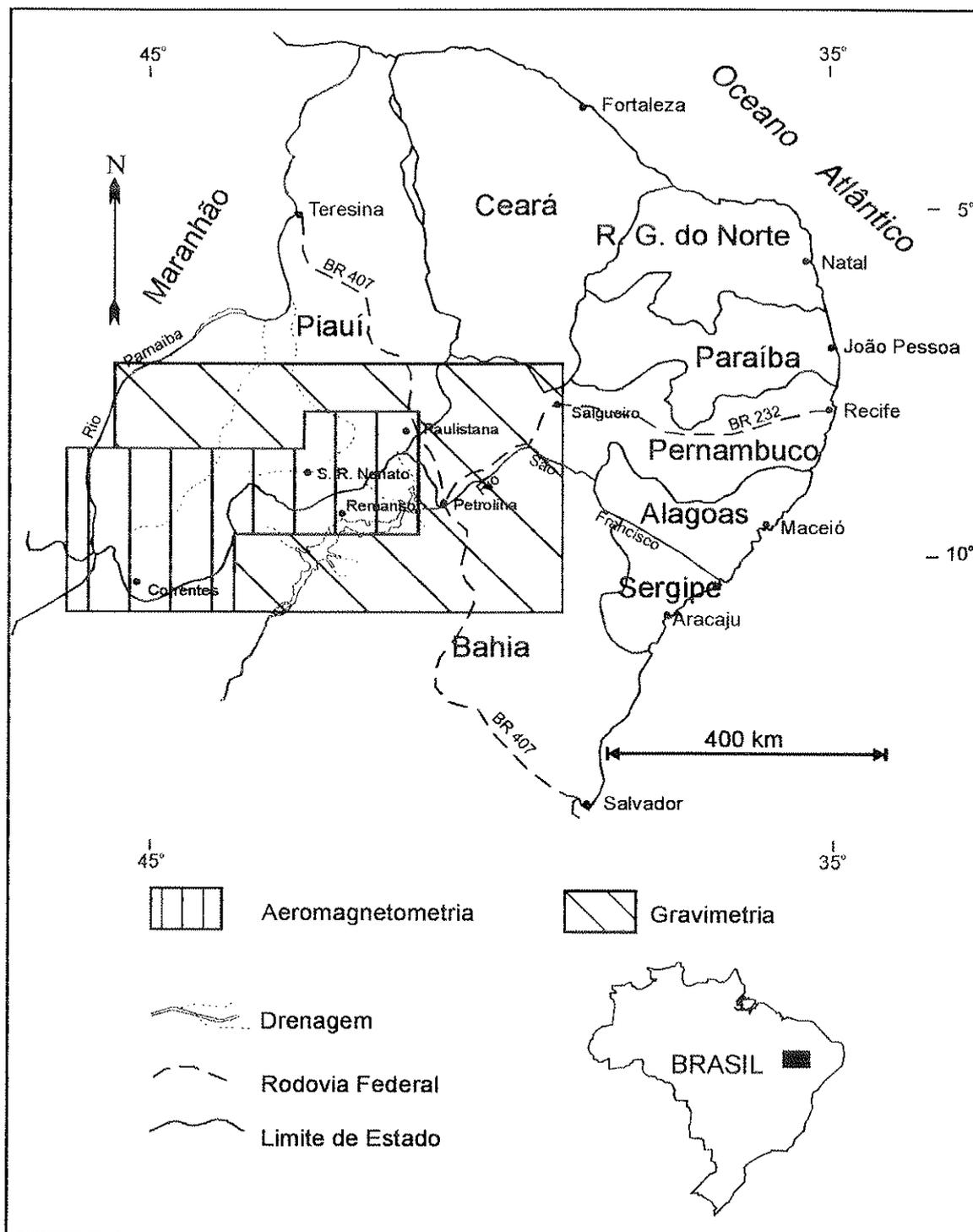


Figura 1.1 - Localização geográfica da área estudada.

A hidrografia da Faixa Riacho do Pontal é estruturada por rios temporários que se distribuem em duas bacias principais, a do Rio Parnaíba e a do Rio São Francisco, delimitadas por cristas de quartzitos posicionadas na parte central da faixa e orientadas nas direções SW-NE e E-W. Para o Rio Parnaíba escoam as águas da parte setentrional, por meio dos Rios Piauí e Canindé. Na região meridional, o Rio São Francisco, após percorrer um longo trecho na direção N-S, ao se aproximar da faixa, muda de percurso, contornando-a, para em seguida encaixar-se nas estruturas NW-SE da Faixa Sergipana. Nessa mudança de percurso, ao assumir a direção E-W, ele recebe as águas intermitentes do Rio Ouricuri e do Riacho do Pontal. Nesse trecho, o rio foi transformado pela ação do homem em um mar interior, a Represa de Sobradinho.

O principal núcleo habitacional é Petrolina (PE), que em conjunto com Juazeiro (BA), constitui um importante pólo de desenvolvimento a partir da agricultura irrigada nas margens do Rio São Francisco. Estas cidades irmãs, separadas por uma ponte, caracterizam-se por uma rivalidade secular, que ajuda a promover o desenvolvimento da região. A cidade de Petrolina dispõe de um aeroporto com linhas de vôo para aviões de grande porte, que fazem a sua ligação com o restante do Nordeste e o Sudeste do país. No contorno das regiões sudoeste e sul da faixa, destacam-se três outros núcleos habitacionais: Casa Nova (BA), Remanso (BA) e São Raimundo Nonato (PI). Estas cidades apresentam infra-estrutura razoável, com hotel, rede bancária e casas comerciais. No interior da faixa o povoamento é escasso e as cidades refletem as condições impostas pelos rigores do clima semi-árido, apresentando populações empobrecidas e infra-estrutura precária. Neste contexto, sobressaem as cidades de Afrânio (PE) e Paulistana (PI), pelo fato de serem povoações antigas, possuírem agências do Banco do Brasil e condições de hospedagem.

O acesso para a Faixa Riacho do Pontal pode ser efetuado desde Recife (PE), pela BR 232 até Salgueiro (PE), para em seguida, por meio das BRs 116 e 428 atingir a cidade de Petrolina (PE); daí para as regiões mais internas da faixa, o acesso é feito pela BR 407 no sentido de Paulistana (PI). Alternativamente é possível chegar em Petrolina (PE) a partir de Salvador (BA), pelas BRs 324 e 407 e, a partir de Teresina (PI), pelas BRs 407 e 316.

## **1.2 - Objetivos da Pesquisa**

A posição geotectônica da Faixa Riacho do Pontal, situada entre o Lineamento Pernambuco e a extremidade norte do Cráton do São Francisco, a tornaram objeto de análises quanto a sua atuação e importância na compreensão da inter-relação entre o cráton e a Província

Borborema. Dessa forma, os dados estruturais, litológicos, geocronológicos, litoquímicos e geofísicos disponíveis, permitem a formulação de hipóteses de evolução tectônica, que embora não sejam consensuais, são indicadoras de processos geotectônicos que culminaram com colisões entre massas continentais.

Dois fatores importantes, entre muitos outros, dificultam a construção de um modelo geotectônico para a região da Faixa Riacho do Pontal: a) o desconhecimento da sua infraestrutura crustal; e b) o recobrimento por sedimentos fanerozóicos do prolongamento para oeste das estruturas e litologias da faixa. Essas dificuldades podem ser resolvidas por meio da aplicação de métodos geofísicos adequados, tais como sísmica, gravimetria e aeromagnetometria.

Dados sísmicos são os mais promissores para a delimitação e detalhamento de estruturas crustais porém o custo da aplicação dessa metodologia em estudos tectônicos regionais é muito alto. Os métodos aeromagnético e gravimétrico podem ser utilizados com bastante eficiência no detalhamento tectônico de grandes segmentos crustais, desde que vínculos geológicos conhecidos sejam incorporados ao processo de interpretação, evitando-se multiplicidades de soluções. Grande parte da faixa e das suas vizinhanças está recoberta por dados aeromagnéticos e são disponíveis perfis gravimétricos que a atravessam em toda sua largura, incluindo os dados adquiridos durante a presente pesquisa. Essas informações são apresentadas no Capítulo 4.

O objetivo deste trabalho é utilizar esses dados aeromagnéticos e gravimétricos para a interpretação do arcabouço crustal resultante da justaposição da faixa com o cráton, além de delimitar unidades litológicas e traçar as estruturas que se prolongam por sob os sedimentos da Bacia do Parnaíba. Nesta pesquisa, os dados geofísicos serão integrados com as informações geológicas disponíveis, buscando aprimorar um modelo para a compreensão da evolução geotectônica da Faixa Riacho do Pontal.

### **1.3 - Trabalhos Anteriores de Integração Geológico - Geofísica na Área de Estudo**

A maioria dos trabalhos anteriores foram realizados com o objetivo de auxiliar a cartografia geológica da região e delimitar áreas com metalogenia promissora. No período entre 1985 e 1987 o Sistema DNPM/CPRM colocou em execução trabalhos de mapeamentos geológicos em folhas na escala 1:100.000 (Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil), que englobaram quase toda a área com afloramentos das supracrustais da Faixa Riacho do Pontal. Dentro do contexto desses trabalhos foram realizados levantamentos gravimétricos,

levantamentos magnetométricos e radiométricos terrestres e reprocessados dados aeromagnéticos e aerogamaespectrométricos.

Nas Folhas Santa Filomena (Angelim 1988), Cristália (Mendes & Silva Filho 1990) e Riacho do Cabloco (Santos & Silva Filho 1990) foram executados perfis magnetométricos e radiométricos com estações espaçadas de 100 m e um perfil gravimétrico de 165 km com estações espaçadas de 1 km, objetivando a investigação da Unidade Monte Orebe e a relação entre o embasamento e as supracrustais. Foram também reprocessados e geologicamente correlacionados os dados aerogamaespectrométricos do Projeto Parnamirim (LASA 1975). Durante estes trabalhos, o autor desta dissertação teve co-participação na parte de integração e interpretação dos dados magnéticos terrestres, radiométricos e gravimétricos.

Nas Folhas Petrolina (Figueirôa & Silva Filho 1990) e Itamontinga (Gomes 1990) foram executados perfis magnetométricos e radiométricos com estações espaçadas de 100 m e dois perfis gravimétricos (55 e 32 km) com estações espaçadas de 1 km, objetivando investigar o *nappe* frontal e o embasamento da região sul da faixa. Foram também reprocessados e geologicamente correlacionados os dados aerogamaespectrométricos e aeromagnéticos do Projeto Serra de Itiúba (CPRM & DNPM 1980). Durante estes trabalhos, o autor desta dissertação teve co-participação na interpretação e integração dos dados aeromagnéticos, aerogamaespectrométricos, magnéticos terrestres, radiométricos e gravimétricos.

Nas Folhas Paulistana (Gomes & Vasconcelos 1991), Afrânio (Sampaio & Vasconcelos 1991) e Barra do Bonito (Prado & Vasconcelos 1991) foram executados perfis magnetométricos e radiométricos com estações espaçadas de 100 m e dois perfis gravimétricos (50 e 113 km) com estações espaçadas de 1 km, objetivando a investigação da Unidade Paulistana e da estrutura antiformal de Ponta da Serra. Foram também reprocessados os dados aerogamaespectrométricos e aeromagnéticos do Projeto Borda Sul da Bacia do Parnaíba (PROSPEC 1978). Durante estes trabalhos, o autor desta dissertação teve co-participação nos trabalhos de interpretação dos dados gravimétricos e dos dados aeromagnéticos e aerogamaespectrométricos da Folha Barra do Bonito.

Todos esses trabalhos se desenvolveram dentro do contexto de cada folha na escala 1:100.000, apresentando resultados e conclusões de caráter local, muitas vezes sem apresentar correlações com as folhas vizinhas e portanto, sem acrescentar subsídios importantes para a compreensão do arcabouço da faixa a nível regional. Como a posição e a dimensão dos perfis gravimétricos e magnéticos limitou-se às áreas do mapeamento e o processamento dos dados aerogeofísicos foi realizado individualmente por cada folha, as assinaturas geofísicas

apresentavam-se freqüentemente truncadas, impossibilitando uma modelagem correta das estruturas maiores da faixa.

Dentro do contexto da Bacia do Parnaíba e da pesquisa de petróleo, Góes *et al.* (1993) interpretaram os alinhamentos aeromagnéticos do Projeto Borda Sul da Bacia do Parnaíba (PROSPEC 1978) em um mapa de integração com outros projetos aerogeofísicos que recobrem a área sedimentar, com o objetivo de avaliar as suas perspectivas exploratórias. Esse trabalho enfatiza de forma regional as estruturas da bacia e do seu embasamento.

## 2 - CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

---

Neste capítulo serão descritos os principais elementos geotectônicos localizados dentro do contexto dos dados geofísicos utilizados. Destacam-se dois grandes segmentos litosféricos: o Cráton do São Francisco e a Província Borborema, encobertos em parte pelos sedimentos fanerozóicos da Bacia do Parnaíba (Figuras 2.1 e 2.2). Os dados geofísicos também abrangem parte da Faixa Rio Preto, a qual será brevemente analisada.

### 2.1 - O Cráton do São Francisco

Os dados geocronológicos (Teixeira 1993) indicam que o Cráton do São Francisco, em seus atuais limites, é o remanescente de uma evolução tectônica que se desenvolveu em etapas de aglutinações e quebramentos de massas continentais. Durante o Arqueano, no período que vai de 3,4 a 2,6 Ga, ocorreu a aglutinação de fragmentos crustais que gerou uma extensa massa continental (Cordani & Brito Neves 1982), constituída por uma associação de terrenos granulizados com seqüências calcio-alcálicas e *TTG* produzidas por adições juvenis em ambiente de arco insular, apresentando íntima relação com unidades vulcanossedimentares do tipo *greenstone belt* (Figueiredo & Barbosa 1993). No Paleoproterozóico, as margens do continente arqueano foram acrescidas por faixas móveis estruturadas em arcos magmáticos e seqüências vulcanossedimentares (Cordani & Brito Neves 1982). Os modelos geotectônicos baseados em dados petrológicos, geoquímicos (Figueiredo & Barbosa 1993; Silva 1991) e geofísicos (Gomes *et al.* 1991) favorecem uma evolução tectônica com etapas de subducção de crosta oceânica, formação de arcos magmáticos e de bacias retroarco, culminando com eventos colisionais em torno de 2,0 Ga.

O continente que se estabilizou no final do Orosiriano (2,05 - 1,8 Ga) foi ativado no Estateriano (1,8 - 1,6 Ga). A partir de 1,7 Ga instalou-se o Aulacógeno do Espinhaço, iniciando um período de sedimentação intracratônica que durou até 1,3 Ga (Jardim de Sá *et al.* 1976; Brito Neves *et al.* 1979; Brito Neves *et al.* 1980). Durante esse período foram depositados os sedimentos do Supergrupo Espinhaço. A sedimentação foi iniciada a partir de eventos que riftearam a crosta e produziram um vulcanismo ácido inicial (Grupo Rio dos Remédios), para em seguida depositar uma seqüência alternada de sedimentos continentais e marinhos (Grupos

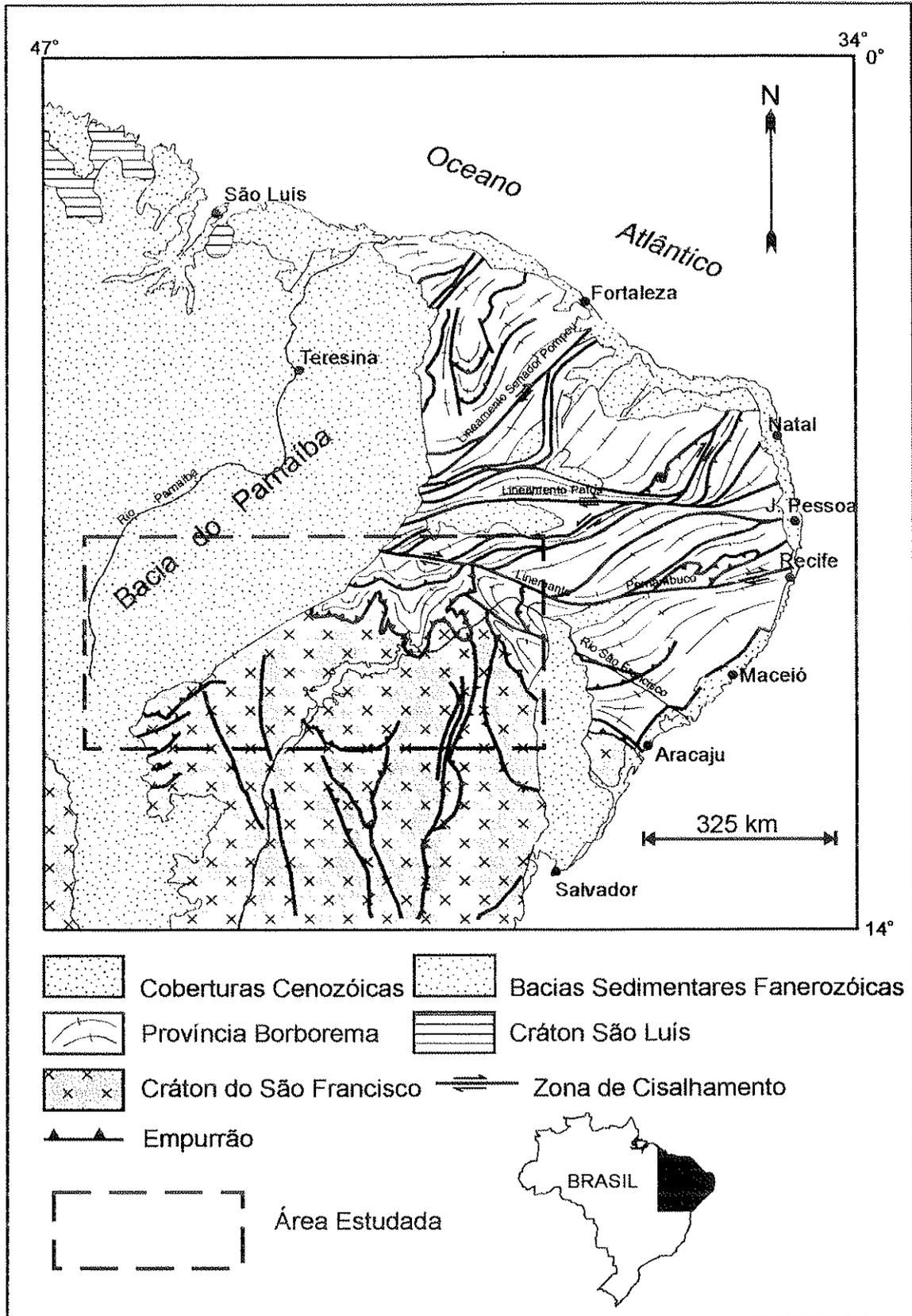
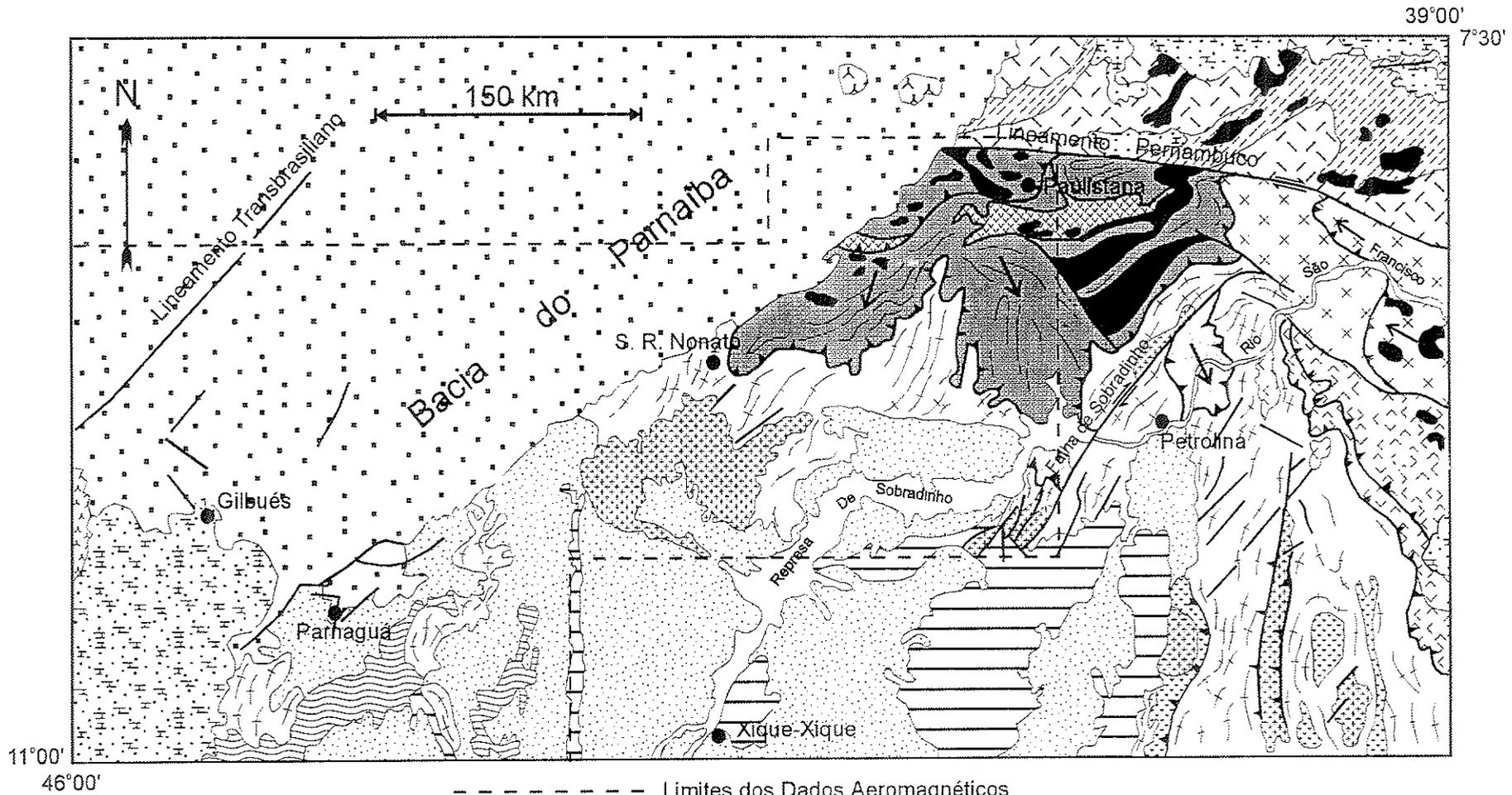


Figura 2.1 - Localização geotectônica da área estudada.



- Quaternário
- Mesozóico
- Basaltos Mesozóicos
- Paleozóico
- Granitos Neoproterozóicos da PB
- Faixa Sergipana
- Faixa Rio Preto
- Faixa Piancó-Alto Brígida
- Faixa Riacho do Pontal
- Unidades Vulcanossedimentares da Faixa Riacho do Pontal
- Coberturas Meso-Neoproterozóicas do CSF
- Maciço/Terreno Pernambuco-Alagoas
- Pré-Cambriano Indiviso da PB
- Vulcanossedimentares Arqueanas-Paleoproterozóicas do CSF
- Granitos Paleoproterozóicos do CSF
- Cisalhamento Destral
- Embasamento Arqueano-Paleoproterozóico do CSF
- Empurrão
- Foliação
- Transporte Tectônico
- Falha

Figura 2.2 - Mapa geológico simplificado da área estudada. Modificado de Schobbenhaus (1984), Angelim 1993 e Figueirôa 1993  
 CSF = Cráton do São Francisco; PB = Província Borborema.

Paraguacú e Chapada Diamantina) (Inda & Barbosa 1978). No Ectasiano (1,4 - 1,2 Ga) ocorreu um processo diastrófico (Jardim de Sá *et al.* 1976; Brito Neves *et al.* 1979; Brito Neves *et al.* 1980) que foi acompanhado por deformação e metamorfismo das seqüências sedimentares depositadas no aulacógeno (Espinhaço) e na plataforma adjacente (Chapada Diamantina). Após um período de erosão, o processo de sedimentação retornou no Toniano (1,0 - 0,85 Ga) e se prolongou até 0,68 Ga, idade de deposição da Formação Salitre (Macedo & Bonhomme 1984). Nesse período, os sedimentos intracratônicos depositaram-se em um ambiente plataformal raso, com sedimentação inicial de conglomerados e diamictitos basais, passando em seguida para calcários, margas e siltitos (Supergrupo São Francisco). Em seqüência, no Neoproterozóico III toda a margem cratônica foi afetada pelas colisões brasileiras, que resultaram na colocação de cargas litosféricas, formação de bacias de antepaís e deformação em estilo *thin-skin* das coberturas depositadas nos períodos anteriores.

No Paleozóico, com o Continente *Gondwana* já formado, instalou-se a sinéclise da Bacia do Parnaíba, cuja área de sedimentação expandiu-se sobre o cráton. Durante o Mesozóico, como consequência dos estiramentos crustais relacionados com a fragmentação do Continente *Gondwana* formou-se o rifte abortado do Recôncavo - Tucano e ocorreu uma grande invasão sedimentar a partir da Bacia do Parnaíba.

Dominguez (1993) propõe para a fase evolutiva do cráton, no período entre 1,7 a 0,68 Ga, um desenvolvimento em sete estágios, que vai desde a implantação do Aulacógeno do Espinhaço, passando por períodos de soerguimentos e subsidências, e uma fase de plataforma afogada, antes da deformação. Esse modelo de sedimentação não considera a ocorrência de um diastrofismo no Ectasiano (1,4 - 1,2 Ga) e, da mesma forma que Alkmim *et al.* (1993), defende a hipótese de que toda a deformação e metamorfismo resultaram de processos de compressão induzidos pelas faixas marginais neoproterozóicas.

Para a atual compreensão da importância geotectônica do Cráton do São Francisco na formação do Continente *Gondwana*, dois conceitos se destacam e se complementam: o de Almeida (1977), que o caracterizou como uma entidade tectônica do Ciclo Brasileiro e definiu seus limites tomando como base estruturas e dados geocronológicos das faixas orogênicas marginais; e o de "Placa Sanfranciscana" esboçado por Alkmim *et al.* (1993), caracterizando o cráton como o produto de um processo que começou com a reativação e fragmentação de um supercontinente aglutinado no final do Paleoproterozóico e culminou com uma colagem no Neoproterozóico, em que ele comportou-se como um antepaís em cujas margens ocorreram processos colisionais que acrescentaram material juvenil e desenvolveram suturas.

Usami (1993) apresentou uma revisão dos principais trabalhos geofísicos realizados no âmbito do cráton e das faixas marginais. As suas conclusões indicam que o conhecimento da estrutura interna profunda dos blocos e da articulação com as faixas móveis marginais ainda é precária. Dados geotérmicos, paleomagnéticos e de sísmica profunda são escassos e os dados aeromagnéticos disponíveis estão insuficientemente utilizados. Molina *et al.* (1997) apresentaram o mapa gravimétrico do cráton em conjunto com as faixas marginais e a área oceânica adjacente. O mapa Bouguer residual obtido pela remoção do efeito de uma placa com espessura elástica efetiva ( $T_e$ ) igual a 40 km, apresenta assinaturas lineares com anomalias emparelhadas positiva-negativa, relacionadas com linhas de suturas produzidas pelas colisões do cráton com as Faixas Móveis Brasília e Araçuaí; altos correlacionados com a porção central da Plataforma do Bambuí e com o Bloco Serrinha; e um amplo baixo na região de Paramirim (BA).

## 2.2 - A Província Borborema

Almeida *et al.* (1977) definiu a Província Borborema como uma região de dobramentos brasileiros, complexamente organizada em maciços e sistemas. Brito Neves (1975) foi quem caracterizou seus principais elementos geotectônicos segundo uma classificação hierárquica que inclui sistemas de dobramentos, maciços medianos, geanticlinais, lineamentos e falhas profundas.

Dentro do contexto de uma evolução brasileira, Brito Neves (1983) introduziu o conceito de domínios estruturais e compartimentou a província em cinco domínios: Rio Coreau, Jaguaribeano, Central, Centro - Oriental e Sergipano. Dentro desse mesmo contexto, Santos *et al.* (1984) propuseram uma compartimentação equivalente, porém com algumas denominações diferentes: Médio Coreau, Cearense, Transnordestino, Extremo Nordeste e Sergipano.

Em substituição aos modelos clássicos de evolução brasileira, Jardim de Sá (1984) introduziu o conceito de policiclismo e sugeriu que a maior parte da deformação tangencial proterozóica e o magmatismo associado era atribuível ao Ciclo Transamazônico (Paleoproterozóico), restando para o Neoproterozóico o retrabalhamento por transcorrências e uma intensa granitogênese. Alternativamente, Caby & Arthaud (1986) com base em informações das faixas africanas, da região do Seridó e do Ceará, interpretou o magmatismo Transamazônico da província como sendo uma manifestação anorogênica e atribuiu a sua deformação ao evento Brasileiro.

A questão do policiclismo iniciou um grande debate que influenciou a comunidade geocientífica e os trabalhos de levantamentos geológicos executados ao longo dos anos 80

(Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - DNPM/CPRM), estimulando o aumento das pesquisas geocronológicas.

Brito Neves & Cordani (1991) inseriram a província dentro do contexto da orogênese Brasileira/Panafricana, interpretando-a como o resultado da interação complexa entre placas continentais, microplacas e microcontinentes, entre os Crátoms Oeste-africano a norte e Congo - Kasay - São Francisco a sul.

No início da década de 90 o emprego de datações U-Pb em zircão permitiu que alguns problemas começassem a ser resolvidos (Brito Neves 1990), demonstrando a existência de um evento Mesoproterozóico entre os Lineamentos Patos e Pernambuco e a sul do Lineamento Pernambuco (Van Schmus *et al.* 1993; Brito Neves *et al.* 1993; Santos 1995). Brito Neves *et al.* (1995) denominaram esse evento de Cariris Velhos, relacionando-o com fases tafrogênicas, formação local de assoalho oceânico, seguido de subducção e desenvolvimento de arcos magmáticos que culminou com processos colisionais e acrescionários (Santos 1995).

Santos (1995, 1996) introduziu o conceito de terrenos tectonoestratigráficos e individualizou uma série de terrenos e superterrenos separados por zonas de cisalhamentos e frentes de empurrões. Segundo esse autor, grande parte da área situada abaixo do Lineamento Patos foi acrescida na margem “sanfranciscana” durante os Ciclos Cariris Velhos e Brasileiro.

Na área estudada destacam-se três segmentos litosféricos importantes da Província Borborema: a extremidade oeste da Faixa Sergipana, a extremidade oeste do Maciço/Terreno Pernambuco - Alagoas e a Faixa Riacho do Pontal (Figura 2.2).

A Faixa Sergipana é um sistema de dobramentos posicionado entre o Cráton do São Francisco e o Maciço Pernambuco - Alagoas. Os metassedimentos proximais são constituídos por uma seqüência miogeossinclinal composta por arenitos continentais, calcários, folhelhos, siltitos, conglomerados, grauvacas e vulcânicas, estruturalmente deformados pela combinação de zonas de cisalhamentos longitudinais e falhas de empurrões com transporte tectônico para o cráton; os metassedimentos distais localizados no norte da faixa são constituídos por quartzitos, micaxistos, metagrauvacas e paragnaisses, com intercalações de formações ferríferas, rochas carbonáticas e metavulcânicas félsicas e máficas (Brito Neves 1975; Silva Filho *et al.* 1978; Santos & Brito Neves 1984). Davison & Santos (1989) individualizaram seis diferentes domínios separados pelas falhas de Itaporanga, Belo Monte - Jeremoabo e Macururé. Esses autores não encontraram evidências de oceanização e subducção. Bezerra *et al.* (1992) propuseram uma linha de sutura com o Maciço Pernambuco Alagoas, correlacionada com a seqüência magmática de arco da região de Canindé do São Francisco (AL). Torres *et al.* (1994) sugeriram que o prolongamento

para sudeste da linha de sutura interpretada por gravimetria na região da Faixa Riacho do Pontal coincide com as ocorrências de rochas magmáticas em Canindé do São Francisco (AL). Os estudos tectônicos de D'el-Rey (1995) indicam que a Faixa Sergipana pode ser interpretada como um orógeno colisional clássico resultante do fechamento de um pequeno oceano, com desenvolvimento de subducção, arco magmático e uma linha de sutura com o cráton, correlacionada com a Falha Macururé.

A extremidade oeste do Maciço/Terreno Pernambuco - Alagoas é caracterizada pela ocorrência de litologias fortemente imbricadas para noroeste, constituídas por rochas supracrustais paraderivadas do Complexo Cabrobó e ortoderivadas do Complexo Eelém do São Francisco (Leal 1970; Minérios de Pernambuco & UFPE 1984; Santos 1995; Angelim 1997) com idades modelos mesoproterozóicas (Van Schmus *et al.* 1993).

A Faixa Riacho do Pontal será comentada e analisada em detalhes no próximo capítulo.

### 2.3 - A Faixa Rio Preto

A Faixa Rio Preto é constituída por rochas metamórficas de baixo grau que compõem um conjunto de micaxistos, filitos, quartzitos e calcários estruturados na direção NE-SW, com vergência para sudeste no sentido do cráton (Inda & Barbosa 1978). Os estudos efetuados por Silva (1987) indicam que durante o Ciclo Brasileiro a faixa sofreu um forte encurtamento e como resposta desenvolveu uma estruturção em forma de leque assimétrico, com passagem progressiva para a cobertura cratônica horizontal. O modelo de evolução geotectônica sem participação de crosta oceânica proposto por esse autor, leva em consideração a ausência de magmatismo e a presença de um espesso pacote de rochas psamíticas depositado em uma bacia, cujo eixo de deposição migrou no sentido do cráton em função de movimentos epirogênicos que ocorreram na sua borda noroeste. Os dados gravimétricos levantados por Gomes & Motta (1980) demonstram a existência de uma anomalia gravimétrica negativa assimétrica com gradientes mais suaves no sentido do cráton. Os cálculos efetuados por Silva (1987) indicam que o pacote sedimentar que representa a Faixa Rio Preto, apresenta espessuras em torno de 5.000 m na posição de maior amplitude da anomalia. Segundo esse autor, o forte gradiente gravimétrico no sentido do embasamento localizado a noroeste, sugere a existência de uma zona de sutura separando blocos crustais diferentes.

## 2.4 - A Bacia do Parnaíba

A Bacia do Parnaíba é uma depressão intracontinental com contornos circulares preenchida por sedimentos que datam do paleozóico ao cenozóico. Segundo a classificação de Kingston *et al.* (1983) ela corresponde ao tipo *IS* (sinéclise de interior continental).

Dentro do contexto da análise de estratigrafia de seqüências baseados nos trabalhos de Soares *et al.* (1978), a Bacia do Parnaíba apresenta cinco seqüências estratigráficas (Ponte 1994): *Beta* (Ordoviciano a Siluriano), *Gama* (Devoniano a Eocarbonífero), *Delta* (Carbonífero a Permiano), *Delta-A* (Triássico e Jurássico) e *Épsilon* (Meso a Neocretáceo).

A Seqüência *Beta*, que no conceito inicial de Soares *et al.* (1978) não foi identificada, é representada pelo Grupo Serra Grande (Formações Ipú, Tianguá e Jaicós), constituído da base para o topo por arenitos grosseiros fluviais, diamictitos glaciais, folhelhos e siltitos (Caputo & Lima 1984). A Seqüência *Gama* abrange o Grupo Canindé (Formações Itaim, Pimenteiras, Cabeças, Longá e Potí) constituído da base para o topo por arenitos, clásticos finos a médios de ambiente litorâneo e marinho; arenitos infraneríticos e deltáicos; folhelhos, argilitos, siltitos e calcários de ambientes litorâneos, deltáicos e paludais (Mabesoone 1977). A Seqüência *Delta* (Formações Piauí, Pedra de Fogo e Motuca), começa na base por um pacote essencialmente arenoso de ambiente continental e marinho raso, passando para folhelhos, siltitos, arenitos e calcários, depositados em condições semi-áridas em ambientes fluvial, lacustre e lagunar (Mabesoone 1977). A Seqüência *Delta-A* representando o registro da reativação tectônica relacionada com a separação do *Gondwana* (Ponte 1994) é separada em uma subseqüência pré-vulcânica (Formação Sambaíba), composta por arenitos eólicos e fluviais; e uma subseqüência sin-vulcânica representada por lavas basálticas e terrígenos (Formação Mosquito), além de arenitos e folhelhos lacustres (Formações Corda e Pastos Bons), intercalados com lavas basálticas (Formação Sardinha). As rochas ígneas básicas intrusivas (diabásio) e extrusivas (basaltos) estão relacionadas com três pulsos magmáticos (Caldasso & Hana 1978) e ocupam principalmente a área central da bacia. A Seqüência *Épsilon* representa o registro estratigráfico da sedimentação mesozóica pós-vulcânica nas bacias intracratônicas brasileiras (Ponte 1994). Na Bacia do Parnaíba ela inclui as Formações Grajaú, Codó e Urucuia, depositadas em condições de clima árido a semi-árido. Essa seqüência é constituída por arenitos fluviais, folhelhos cinzas, calcários e gipsita depositados em ambiente transicional e marinho raso.

A evolução da bacia foi condicionada por processos de subsidências ao longo de zonas crustais instáveis herdadas do final do Ciclo Brasileiro e atualmente demarcadas por grábens, zonas de falhas e regiões preferenciais do magmatismo fissural. Góes *et al.* (1993) compartimentaram a bacia em três domínios estruturais: a) o Bloco Sudeste é caracterizado pela Zona de Falha Transbrasiliana e por alinhamentos aeromagnéticos que apresentam correlação com zonas de cisalhamento da Província Borborema; b) a Homoclinal Sudoeste, localizada ao longo da borda oeste da bacia é caracterizada pela reativação do embasamento, com o desenvolvimento de grábens e flexuras associadas com altos e baixos estruturais; e c) a Homoclinal Norte cuja feição estrutural mais importantes é o arco Ferrer - Urbano Santos.

Segundo Góes *et al.* (1993) os conhecimentos do embasamento da bacia foram obtidos a partir de métodos geofísicos e de 24 amostragens de poços. Uma parte significativa desse embasamento é constituída pelo prolongamento das faixas móveis, maciços e zonas de cisalhamento dos terrenos pré-cambrianos adjacentes. Subordinadamente ocorrem rochas sedimentares de baixo metamorfismo preservadas em grábens, com idades de deposição Neoproterozóica e Cambro-Ordoviciano. (X)

Souza (1995) confeccionou um mapa Bouguer para toda a bacia. Segundo esse autor, o traçado das linhas de contornos demonstram a influência do Lineamento Transbrasiliano e enfatizam alinhamentos de baixos gravimétricos nas direções N-S e NW-SE, relacionados com estruturas grabeniformes alongadas. O seu modelo do campo regional gravimétrico ajustado para os dados de anomalia Bouguer e Ar livre sugere que um *underplating* litosférico pode ter sido a causa de um processo de subsidência termal que, associado com um sistema de grábens precursores, permitiu o preenchimento sedimentar pós-Ordoviciano da bacia.

Os trabalhos de modelagem da subsidência da bacia pela técnica de *backstripping* efetuada por Souza (1997) estimaram uma contribuição de 40-45% para causas tectônicas e 60-65% para a carga sedimentar. A aplicação do modelo de Royden-Keen permitiu identificar os maiores valores de estiramento litosférico nas regiões de estruturas grabeniformes e ao longo do Lineamento Transbrasiliano. A zona de maior afinamento crustal está correlacionada com as maiores espessuras sedimentares e os maiores residuais gravimétricos.

Vidotti *et al.* (1997) utilizaram dados gravimétricos para estimar por meio da função coerência os valores de rigidez flexural ( $T_e$ ) da litosfera da bacia. O resultado da coerência indica que em uma grande no norte, a rigidez flexural tem valores em torno de 58 km, porém no interior dessa região ocorrem áreas litosféricas mais frágeis. Em pequenas áreas selecionadas no interior da bacia os valores de rigidez flexural variam de 24 a 30 km.

A área estudada localiza-se na borda sudeste da bacia. Nessa região a espessura sedimentar é inferior a 2.000 m e as rochas magmáticas, aparentemente, são escassas, ocorrendo preferencialmente ao longo das zonas de falhas principais. Destaca-se a presença de vários grábens Cambrianos, estreitos e alongados na direção NE-SW.

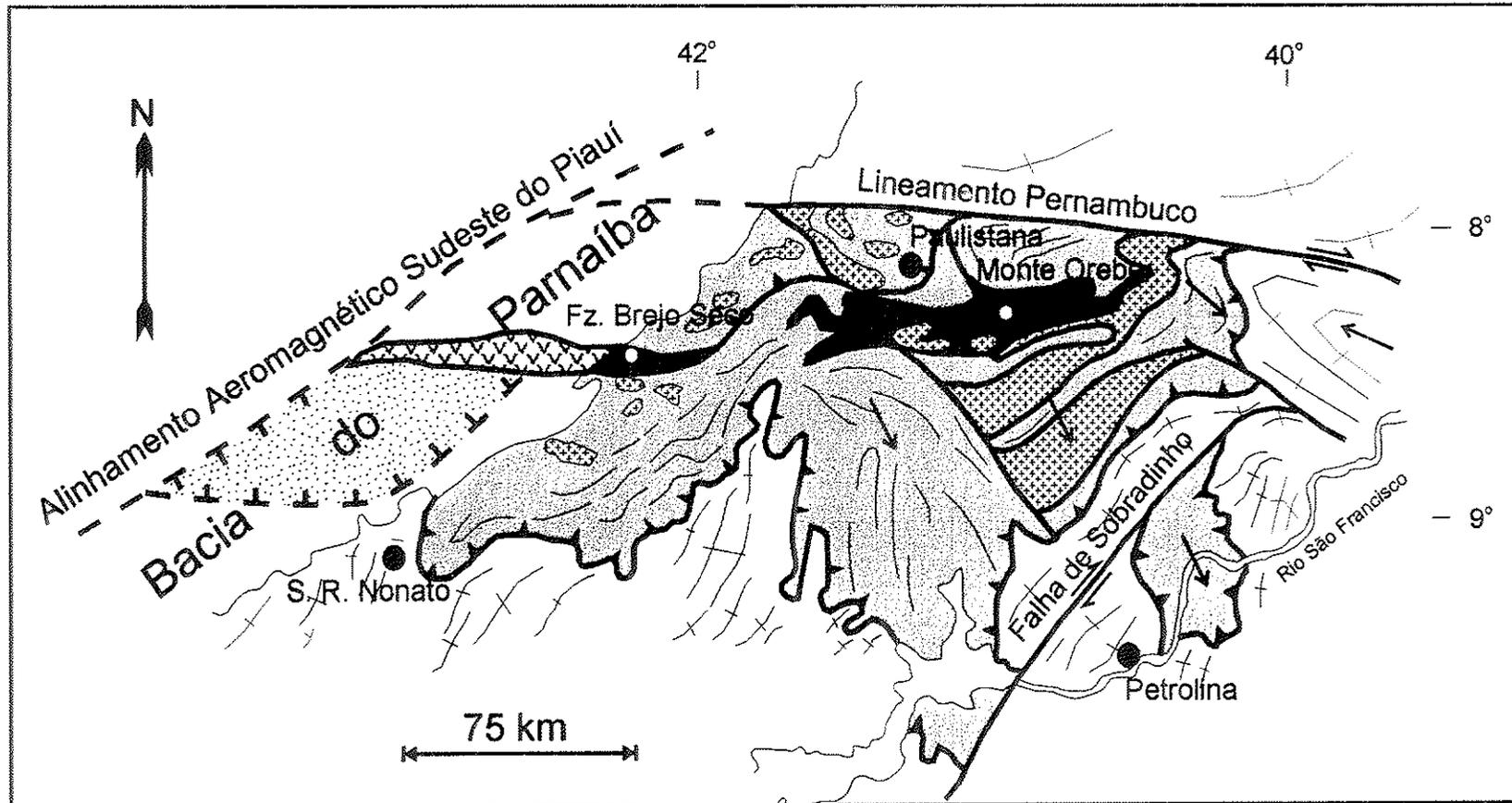
### 3 - A FAIXA RIACHO DO PONTAL

---

A Faixa Riacho do Pontal é um sistema de dobramentos localizado na Província Borborema, na região limítrofe dos Estados de Pernambuco, Bahia e Piauí, tectonicamente posicionado entre o Lineamento Pernambuco e o Cráton do São Francisco, constituído por micaxistos, metagrauvas, quartzitos, filitos, metavulcânicas e metaplutônicas máficas-ultramáficas, deformadas tangencialmente com transporte tectônico para o cráton e penetradas por ortognaisses monzograníticos a duas micas e sienitos alcalinos tardi a pós-tectônicos (Figura.3.1).

#### 3.1 - Evolução dos Conhecimentos

O conhecimento geológico efetivo das supracrustais que constituem a Faixa Riacho do Pontal iniciou em 1962 com a execução de trabalhos de graduação em geologia da UFPE na região de Rajada (PE) (Barreto 1962, Moura 1962). Siqueira Filho (1967) mapeou o seu quadrante nordeste, na região de Jutai (PE). Nesse mapeamento foi reconhecido, sem utilizar designações específicas, um embasamento constituído por migmatitos, representados por embrechitos facoidais e gnaisses listrados, sotopostos a uma seqüência de metassedimentos compostos por clorita-xistos, biotita-moscovita-xistos granadíferos, hornblenda-xistos, calcários e quartzitos, associados com gnaisses a duas micas e granodioritos sin-cinemáticos. Leal (1970) em um trabalho de síntese utilizou as denominações de Grupo Cabrobó para as rochas do embasamento e de Grupo Salgueiro para a seqüência de metassedimentos com gnaisses e granitos, posicionando-os, respectivamente, no Pré-Cambriano Médio-Inferior e no Pré-Cambriano Superior. Nos trabalhos da Missão Alemã, Lenz (1972) identificou uma seqüência clástica com características geossinclinais, admitindo que uma espessura superior a 5.000 m de sedimentos foram dobrados no final do pré-cambriano. Esse autor conclui que durante essa orogênese os sedimentos foram parcialmente migmatizados e ocorreu a formação do Lineamento Pernambuco. Söfner (1962) subdividiu as rochas pré-cambrianas da região entre Sento Sé (BA) e Juazeiro (BA) em quatro unidades estratigráficas. Segundo esse autor, as unidades mais antigas (Chapada Diamantina) estão recobertas de forma desconforme pelas rochas pré-cambrianas mais



- |  |  |  |   |  |   |
|--|--|--|---|--|---|
|  | rochas graníticas                                      |  | gráben Cambriano interpretado por aeromagnetometria             |  | xistos, quartzitos, grauvacas e calcários       |
|  | vulcano-plutônicas interpretadas por aeromagnetometria |  | vulcano-plutônicas máficas-ultramáficas, metacherts e grauvacas |  |   |
|  | embasamento  |  | zona de cisalhamento  |  | falha interpretada por magnetometria            |
|  | empurrão   |  | foliação  |  | falha normal interpretada por aeromagnetometria |
|  |  |  |   |  | transporte tectônico                            |

Figura 3.1 - Mapa geológico simplificado da Faixa Riacho do Pontal incluindo interpretações geofísicas efetuadas nesta pesquisa (modificado a partir de Schobbenhaus 1984; Angelim 1993; Figueirôa 1993).

jovens (posteriormente denominadas de Complexo Casa Nova). Esse autor admite que no interior desta seqüência as fácies litológicas variam de calcário no sudeste para sedimentos pelíticos-psamíticos no norte e noroeste. Além disso, o desenvolvimento litológico, metamórfico e tectônico, depende da distribuição da seqüência sedimentar com relação à região cratônica localizada a sudeste.

Bruni *et al.* (1974) mantiveram a denominação de Grupo Salgueiro para as supracrustais, porém não utilizaram uma denominação específica para os migmatitos, gnaisses e xistos do embasamento. A designação inadequada de Grupo Salgueiro também foi utilizada pelo Projeto Radambrasil (DNPM 1973).

Caldasso *et al.* (1973) ao mapearem a região oeste da Faixa Riacho do Pontal, nomearam de Pré-Cambriano C aos migmatitos e granitos de anatóxis do embasamento; de Pré-Cambriano B à seqüência de xistos à duas micas granadíferos, quartzitos e lentes de calcários; de Pré-Cambriano A aos micaxistos com metabásicas e quartzitos; e de Eo-Cambriano aos granitos e sienitos. Também, foram feitas referências às rochas básicas-ultrabásicas da Fazenda Brejo Seco, localizada a leste da cidade de São João do Piauí, pelo fato de conterem depósitos de amianto e Ní silicatado, além de sulfetos primários de Ni, Co e Cu.

A denominação de Faixa Riacho do Pontal foi inicialmente proposta por Brito Neves (1975), caracterizando-a como um sistema de dobramentos situado no norte do Cráton São Francisco e estruturada durante o Ciclo Brasileiro (Neoproterozóico). Santos & Caldasso (1978) compartimentaram essa faixa em três domínios distintos e individualizaram a Bacia de Vargem Grande, os gnaisses de Rajada, os metapsamitos de Afrânio e os xistos verdes de Monte Orebe.

No Projeto Colomé executado pela CPRM (Souza *et al.* 1979), o conjunto de supracrustais da Faixa Riacho do Pontal foi designado como Complexo Casa Nova. Os autores desse projeto fizeram várias considerações, com base sobretudo no grau de deformação e determinaram uma evolução paleoproterozóica para as rochas do compartimento sul da faixa e neoproterozóica para as rochas do compartimento norte.

Gava *et al.* (1984) publicou dados petrográficos e geoquímicos de um conjunto de rochas plutônicas sieníticas alcalinas denominado *Suite* Intrusiva Serra da Aldeia, que ocorre a sudoeste da cidade de Paulistana (PI), formando um alinhamento na direção NE-SW.

A proposta de Souza *et al.* (1979), sugerindo que as supracrustais da margem sul eram mais antigas do que as coberturas mesoproterozóicas do cráton, foi erroneamente reforçada por Jardim de Sá & Hackspacher (1980), Jardim de Sá (1984), Jardim de Sá *et al.* (1988) e Jardim de Sá & Souza (1989). Nos seus trabalhos, esses autores sugeriram uma evolução policíclica e

ênfâtizaram a idade paleoproterozóica, baseados em uma possível discordância, constituída por um recobrimento em não conformidade da Formação Tombador (mesoproterozóica) em um quartzito considerado como pertencente às supracrustais da faixa. É importante frisar que nessa época, a idéia de uma idade paleoproterozóica tinha opiniões contrárias na CPRM (Geólogo Dr. Edilton J. Santos), no DNPM (Geólogo José Robinson Alcoforado Dantas) e na USP (Prof. Dr. B. B. de Brito Neves).

Durante os trabalhos do Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (CPRM/DNPM) a Faixa Riacho do Pontal foi mapeada na escala 1:100.000. Os resultados estão apresentados nas seguintes publicações: Angelim (1988), Gomes (1990), Mendes & Silva Filho (1990), Figueirôa & Silva Filho (1990), Santos & Silva Filho (1990), Gomes & Vasconcelos (1991), Sampaio & Vasconcelos (1991), Prado & Vasconcelos (1991). Nestes trabalhos, o Complexo Casa Nova foi separado em três conjuntos litológicos: Unidade Metassedimentar, Unidade Metavulcanossedimentar e Rochas Plutônicas. Esses autores também adotaram a proposta vigente de uma evolução tectônica policíclica, considerando que os metassedimentos eram mais antigos do que a Formação Tombador e que foram deformados de modo tangencial no Paleoproterozóico e de modo transcorrente no Neoproterozóico. Com base em dados estruturais foi definida uma geometria cinemática que caracteriza uma evolução semelhante a dos clássicos *fold and thrust belts*, com vergência no sentido do cráton, materializada em macroestruturas dos tipos rampa e *klippe*. Gomes & Sampaio (1989) e Oliveira (1990) propuseram uma evolução por colisão tectônica de blocos continentais, os primeiros com base em dados litológicos-estruturais, o segundo pela interpretação de dados gravimétricos.

Estudos petrológicos e litogeoquímicos realizados por Marimon (1990) na seqüência metamórfica plutono-vulcanossedimentar da Fazenda Brejo Seco, na região de São João do Piauí, indicaram a existência de um complexo metamórfico constituído por rochas sedimentares e máficas-ultramáficas vulcânicas e plutônicas originadas em bacia retroarco.

Angelim (1992) e Jardim de Sá *et al.* (1992) reavaliaram os dados que indicavam uma idade paleoproterozóica e concluíram que o quartzito basal da suposta discordância, até então interpretado como pertencente a Faixa Riacho do Pontal, é parte de uma seqüência supracrustal mais antiga (Arqueana). Além disso, esses autores, interpretaram o quartzito sobreposto como uma fácies deformada da Formação Tombador, e a correlacionaram com o quartzito basal do Complexo Casa Nova. Essas relações estratigráficas que implicam em uma idade Neoproterozóica para os *nappes* de micaxistos suprajacentes (Complexo Casa Nova), já haviam sido observadas e cartografadas por Söfner (1972). Jardim de Sá *et al.* (1992), com base em datações e dados

cinemáticos, reviu suas considerações anteriores e interpretou uma sutura transcorrente em Monte Orebe, separando a faixa em um terreno Neoproterozóico a sul e um terreno Mesoproterozóico a norte.

Estudos petrológicos e litogeoquímicos efetuados por Moraes (1992) nas máficas e ultramáficas das Fazendas Afeto, Barra do Meio, Brocotó e Pedra Branca na região de Monte Orebe (PE) indicaram que os protólitos são comparáveis aos toleitos de assoalho oceânico.

Gomes & Torres (1994) propuseram um modelo de evolução, onde admitem uma colisão entre o cráton e o Maciço/Terreno Pernambuco - Alagoas, após o fechamento de um proto-oceano, com duas subducções de mergulhos opostos. Dentro do contexto dessa colisão, o Complexo Casa Nova seria constituído pelo emparelhado resultante da compressão de uma bacia marginal (Unidades Barra Bonita e Mandacaru), uma bacia retroarco (Brejo Seco - Monte Orebe) e um arco magmático (Paulistana).

Torres *et al.* (1994) com base em informações litológicas, estruturais e geofísicas, propuseram que a arquitetura da Faixa Riacho do Pontal seria resultante de um processo de convergência de placas que culminou com uma colisão, em que o Cráton do São Francisco funcionou como um endentador, em semelhança à colisão da Índia com a Ásia. A sutura dessa colisão estaria materializada em transcorrências de direção E-W, com expulsão lateral de massa e colocação de prováveis *ofiolitos* (máficas-ultramáficas de Monte Orebe e Brejo Seco). O processo colisional teria desenvolvido uma falha continental transformante (*boundary transform*, segundo o conceito de Woodcock (1986) de direção NE-SW, localizada no flanco oeste da faixa.

Ferreira (1995) realizou estudos petrológicos e litoquímicos nos sienitos de Cabloco e Nova Olinda localizados na região de Afrânio (PE) e concluiu por uma origem a partir de fusão parcial da base da crosta ou do manto superior em um ambiente de subducção.

Jardim de Sá *et al.* (1996) analisaram dados Rb-Sr e Pb-Pb de sienitos alcalinos localizados a NW de Petrolina (PE), ao qual denominaram *Suite* Serra da Boa Esperança. Esses autores calcularam um isócrona com  $t = 555 \pm 10$  Ma e concluíram ser essa a estimativa mínima para intrusão desses corpos em um *nappe* de micaxisto do Complexo Casa Nova. A partir dos dados Pb-Pb em zircão, inferiram para essas rochas uma assinatura mais próxima à da litosfera da Província Borborema do que à do cráton.

Almeida & Lima (1996) realizaram estudos termobarométricos em metapelitos da Unidade Barra Bonita na região de Cruz de Malta (PE) e concluíram por uma evolução metamórfica progressiva que atingiu o ápice na fácies anfíbolito alto, com temperatura e pressão variando de

300 a 600°C e 4 a 9 Kbar, sendo o metamorfismo principal causado por espessamento crustal e as reações retrometamórficas associadas com soerguimento e erosão.

### 3.2 - O Embasamento da Faixa Riacho do Pontal

O embasamento do Cráton do São Francisco sobre o qual o *fold-thrust belt* da Faixa Riacho do Pontal se desenvolveu é formado por um mosaico de blocos crustais antigos cuja infraestrutura é constituída por ortognaisses do tipo *TTG*, bandados, em parte migmatizados, com níveis de composição tonalito/granodiorítica intercalados por níveis leucograníticos, englobando níveis restritos de supracrustais de diversas naturezas (Angelim 1993). Essas litologias infra-crustais estão deformadas e reequilibradas na fácies anfíbolito. As poucas informações geocronológicas disponíveis, pelo método Rb-Sr (Souza *et al.* 1979, Santos & Silva Filho 1990), indicam que foram possivelmente geradas durante o Arqueano-Paleoproterozóico e retrabalhadas no Neoproterozóico. As rochas da supraestrutura constituem os Complexos Lagoa do Alegre, Rio Salitre, Barreiro e Colomé (Souza *et al.* 1979; Angelim 1993). São rochas vulcanossedimentares metamorfizadas nas fácies xisto verde e anfíbolito que ocorrem como faixas vestigiais. A maioria é considerada de idade Paleoproterozóica, porém não existem dados isotópicos confiáveis. Também ocorrem de modo significativo biotita-moscovita-granitos e monzogranitos.

Na região de Campo Alegre de Lourdes (BA), Leite & Fróes (1989) e Leite *et al.* (1993), identificaram granitos alcalinos com riebequita, aegirina e anita, introduzidos em rochas migmatíticas. Os dados estruturais indicam que essas litologias apresentam uma deformação por cisalhamentos destrais e sinistrais na direção NE-SW com lineações de *rake* alto indicando um regime de empurrão em ângulo baixo. Sobre essas litologias sobrepõe-se uma seqüência de biotita-moscovita-quartzo-xistos denominados Complexo Serra da Boa Esperança. Também são conhecidos corpos ígneos de filiação toleítica, formados por piroxenitos, gabro-anortositos e ilmenita-magnetitos, estes últimos formando grandes concentrações de minério de Fe-Ti-V (Leite *et al.* 1992; Leite 1997). O Complexo de Angico dos Dias (Silva *et al.* 1988) também situa-se neste mesmo contexto geológico. Ele é constituído basicamente por piroxenitos, álcali-dioritos, sienitos, carbonatitos e lamprófiros deformados, com idade U-Pb (badeleita e zircão) de 2,0 Ga (Silva *et al.* 1988). Os autores referidos acima, sugerem que o magmatismo originou-se em um ambiente de rifte continental, e que a inversão das estruturas de extensão resultantes foi produzida por processos colisionais semelhantes aos desenvolvidos na Faixa Rio Preto.

Na região em torno da Represa de Sobradinho, Angelim (1993), Angelim & Silva Filho (1993), individualizaram o Núcleo Antigo Juazeiro-Petrolina entre os Cinturões Móveis Salvador - Curaçá e Ponta da Serra. Esse núcleo antigo está separado pela Zona Transcorrente Sobradinho, nos fragmentos Campo dos Cavalos (com *greenstone belt* associado) e Açude de Pedras (com metaplutônicas bandadas).

Na região da cidade de Cruz de Malta (PE) as supracrustais do Complexo Casa Nova estão tectonicamente empurradas para leste sobre rochas do Maciço/Terreno Pernambuco Alagoas, litologicamente constituído por rochas supracrustais paraderivadas do Complexo Cabrobó e ortoderivadas do Complexo Belém do São Francisco (Leal 1970; Minérios de Pernambuco & UFPE 1984; Santos 1995; Angelim 1997) com idades modelos mesoproterozóicas (Van Schmus *et al.* 1993).

### 3.3 - Diagnóstico Geotectônico da Faixa Riacho do Pontal

Neste item será feito um diagnóstico da Faixa Riacho do Pontal a partir das informações coletadas nos vários trabalhos sumariados acima e das novas observações e reinterpretações realizadas nesta pesquisa. Será utilizada a metodologia de análise de faixas móveis apresentada por Brito Neves (1995) em um trabalho de síntese sobre esse assunto.

#### 3.3.1- Característica Fundamental

Os elementos estruturais que diagnosticam o seu encurtamento crustal são: tectonismo tangencial, contatos metamórficos abruptos e zonas de cisalhamentos contracionais (Angelim 1988). Os critérios cinemáticos identificados definem a vergência da deformação para SSW e SSE, nas porções sul e centro-sul da faixa, com indicações de movimento de massa na direção do Cráton do São Francisco. As principais macroestruturas associadas são o *Klippe* de Barra Bonita e uma superfície de descolamento embasamento/cobertura, materializada em rampas. A disposição das lineações de estiramento em alto ângulo com o transporte tectônico, sugere a presença de sucessivas rampas no interior da faixa, em uma geometria do tipo *duplex*. Na parte central da faixa ocorrem lineações de estiramento mineral e eixo X de dobras em bainha indicando movimento de baixo ângulo, relacionado com escoamentos laterais de blocos simultaneamente ou tardiamente ao transporte principal, produzidos por uma acomodação gradual do encurtamento (Angelim 1988).

### 3.3.2 - Expressão Orográfica

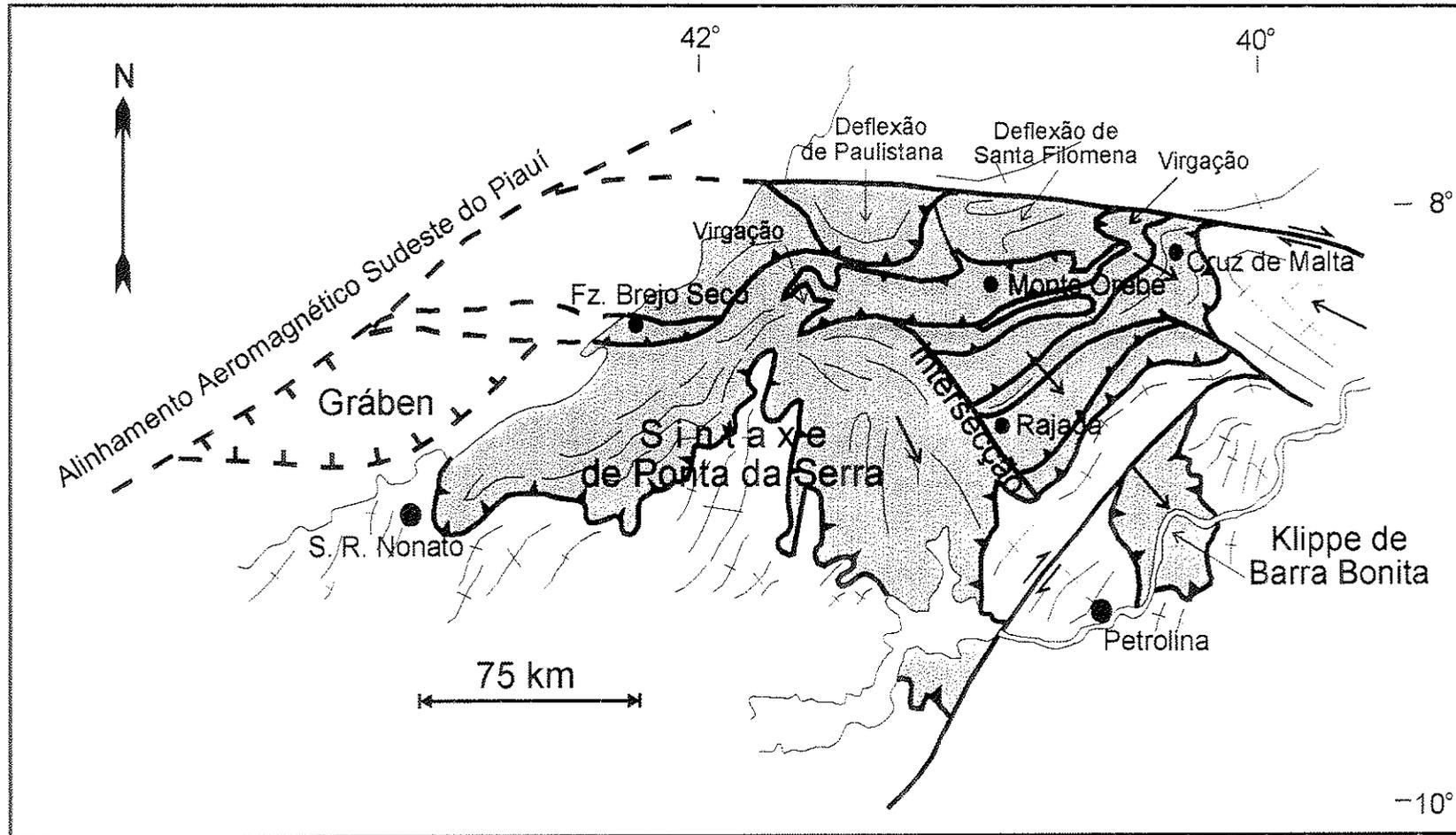
O relevo resultante do encurtamento e espessamento crustal foi totalmente erodido durante o Paleozóico e Meso-Cenozóico. O nível de erosão atual corresponde a profundidades em torno de 20 km em relação ao relevo existente na época do evento orogênico. Esse valor de profundidade é inferido a partir do grau de metamorfismo (anfíbolito alto) observado nas supracrustais.

### 3.3.3 - Formas, Arranjos, Limites e Extensão

A faixa apresenta uma forma complexa produzida pela conexão em intersecções assimétricas resultante da junção de formas mais simples. O mosaico resultante das intersecções é caracterizado por várias feições geométrico-estruturais (Figura 3.2):

- a) Na região de Monte Orebe - Forma linear longitudinal, apresentando virgações forçadas nas duas extremidades, resultante da combinação de interações entre empurrões e falhas de rejeito direcional e deflexões relacionadas com forte encurtamento crustal.
- b) Na região de Brejo Seco - Por causa do recobrimento pelos sedimentos fanerozóicos a feição geométrica é inferida a partir dos dados aeromagnéticos (Capítulo 5). Apresenta forma linear longitudinal com 100 km de comprimento, com virgações forçadas nas duas extremidades, resultante da combinação de interações entre empurrões e falhas de rejeito direcional.
- c) Na região de Rajada - Cruz de Malta - Forma linear oblíqua, com virgações forçadas nas duas extremidades, resultante da combinação de interações entre empurrões e falhas de rejeito direcional (rampas laterais) e saliências no antepaís.
- d) Ponta da Serra - *Sintaxe* composta, resultante do dobramento antiformal da frente de empurrões, como resposta à presença de um endentador rígido.
- e) Nas regiões de Paulistana e Santa Filomena - Deflexões com concavidades para norte, apresentando intersecções simétricas relacionadas com a interação de falhas de rejeito direcional, frentes de empurrões e forte encurtamento crustal.
- f) Barra Bonita - na forma de *klippe* ao norte de Petrolina (PE), como um remanescente erosional de uma *nappe*.

As supracrustais da faixa limitam-se ao sul com o Cráton do São Francisco, a oeste com



- |  |  |  |                      |  |   |  |   |
|--|--|--|----------------------|--|---|--|---|
|  | embasamento                              |  | zona de cisalhamento |  | empurrão                                    |  | foliação                                |
|  | falha interpretada por aeromagnetometria |  | transporte tectônico |  | falha normal interpretada por magnetometria |  | Supracrustais da Faixa Riacho do Pontal |

Figura 3.2 - Arranjos geométricos-estruturais da Faixa Riacho do Pontal. Estão incluídas estruturas inferidas por dados aeromagnéticos.

Terreno Pernambuco-Alagoas, a norte com o Lineamento Pernambuco e a oeste com a borda erosiva da Bacia do Parnaíba. Esses limites atuais são erosivos e não correspondem a área total de expansão dos sedimentos da faixa durante sua orogênese.

As faixa móveis tradicionais apresentam um formato em que o comprimento excede em muito a largura. No caso da Faixa Riacho do Pontal isso não ocorre. O seu comprimento exposto, sem considerar a parte encoberta pelos sedimentos fanerozóicos, tem 275 km; a largura, desde o Lineamento Pernambuco até as frentes de empurrões mais externas, tem 200 km. A sua forma estranha pode hipoteticamente ter sido causada por irregularidades existentes no antepaís, tais como uma endentação rígida acompanhada por um efeito de quina atuando no lado oeste da faixa.

### 3.3.4 - Posição Relativa

A Faixa Riacho do Pontal está no interior do Continente Sul-americano, em posição marginal à Plataforma do São do Francisco, com indícios litológicos e estruturais de uma evolução a partir de uma somatória de processos colisionais.

### 3.3.5 - Idade

Os poucos dados geocronológicos existente indicam uma evolução meso-neoproterozóica no intervalo entre 0,97 Ga e 0,55 Ga. Na região de Santa Filomena (PE) um *augen*-ortognaisse (Afeição) apresentou, a partir de várias datações, Rb/Sr, U/Pb, Pb/Pb (Angelim 1988; Jardim de Sá 1994; Brito Neves *et al.* 1995), idades em torno de 0,97 Ga. Nos ortognaisses sin-tangenciais a duas micas (Tipo Rajada) foram detectadas, em locais diferentes, isócronas Rb-Sr com os seguintes valores 0,72 Ga (Angelim 1988), 0,54 Ga e 0,65 Ga (Santos & Silva Filho 1990). Nos granitos e quartzo-sienitos alcalinos da região de Casa Nova (BA), com posicionamento sin a tardi-cinemáticos em relação a uma *nappe* externa, foi obtida uma isócrona Rb-Sr indicando idade de 0,55 Ga, posteriormente confirmada com dados U-Pb (Jardim de Sá *et al.* 1992, 1996).

### 3.3.6 - Zoneamento

Ao longo da evolução do conhecimento da Faixa Riacho do Pontal foram propostos vários zoneamentos:

- a) De acordo com o metamorfismo e a litologia (Santos & Caldasso 1978) - Compartimento sul, margeando o cráton, com predominância de micaxistos da fácies anfibolito e raras plutônicas; compartimento noroeste com constituintes metamórficos da fácies xisto-verde, penetrados por numerosos granitos; e o Maciço de Paulistana, representando o embasamento granítico-migmatítico, com faixas de xistos intercalados e estruturalmente definidas por empurrões.
- b) De acordo com a litologia (Santos & Brito Neves 1984) - unidade gnaissico-quartzítica e a unidade de micaxistos e filitos.
- c) De acordo com a litologia e o ambiente de sedimentação (Angelim 1988) - Unidade Metassedimentar (sedimentos marinho plataformais, representados por micaxistos, quartzitos e calcários cristalinos; e sedimentos de mar profundo, com micaxistos e metagrauvas), Unidade Metavulcanossedimentar (quartzos xistos, *metacherts* e basaltos toleíticos de baixo potássio); e rochas plutônicas monzograníticas e sieníticas.

Nesta pesquisa é proposto um novo zoneamento com base na litologia e na deformação (Figura 3.3), incluindo interpretações dos dados aeromagnéticos (Capítulos 5).

#### a) Zona do *Thrust-and-Fold Belt*

O *thrust-and-fold belt* (segundo o conceito de Coney 1973) da Faixa Riacho do Pontal é caracterizado por um arranjo onde observam-se uma *sinclaxe* (Ponta da Serra), resultante da interação da faixa com um endentador rígido, e formas lineares com virgações de ambos os lados, causadas pela interação de empurrões (rampas frontais) e zonas de cisalhamentos (rampas laterais). O conjunto pode ser subdividido, com base na litologia e no sentido do transporte, em cinco sub-zonas: Cruz de Malta, Rajada, Casa Nova e Barra do Bonito e *klippe* de Barra Bonita (Figura 3.3).

Na Sub-zona Cruz de Malta, as litologias do Complexo Casa Nova são constituídas por granada-moscovita-xistos, quartzitos, mármore e metagrauvas, penetrados por ortognaisses a duas micas (Tipo Rajada); estão empurradas com vergência para sudeste sobre um embasamento composto por supracrustais paraderivadas do Complexo Cabrobó e ortoderivadas do Complexo Belém do São Francisco com idades modelos mesoproterozóicas (Maciço/Terreno Pernambuco - Alagoas).

Na Sub-zona Rajada, as litologias deformadas pela tectônica tangencial são constituídas na parte mais externa por micaxistos, lentes de calcário e quartzitos de ambiente plataformais

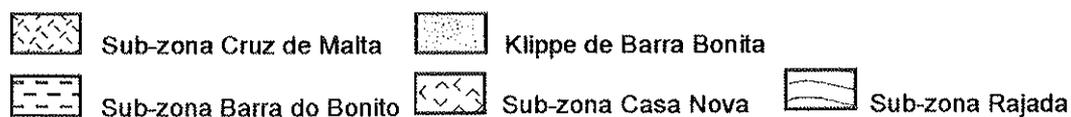
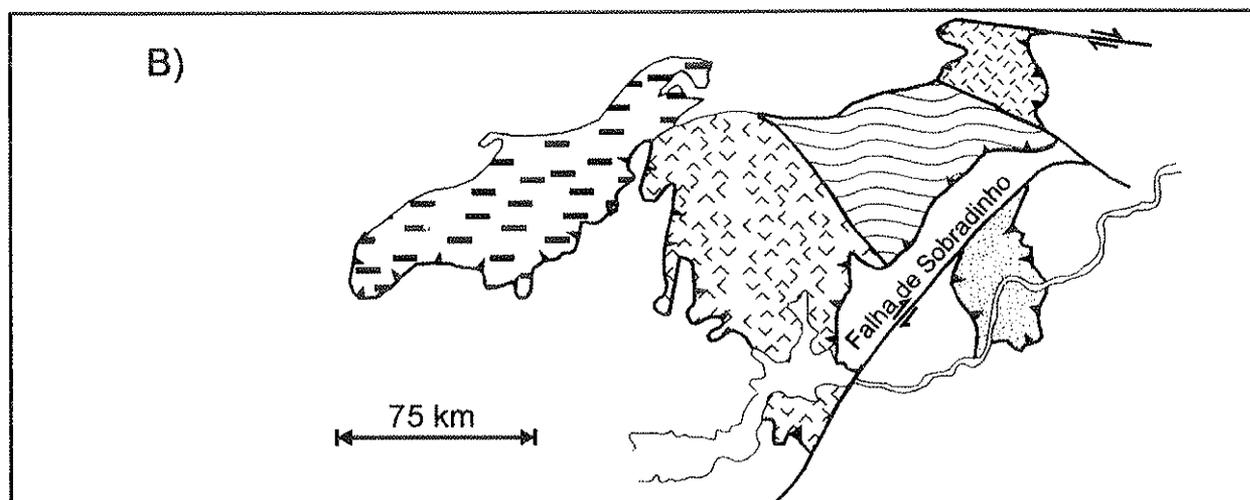
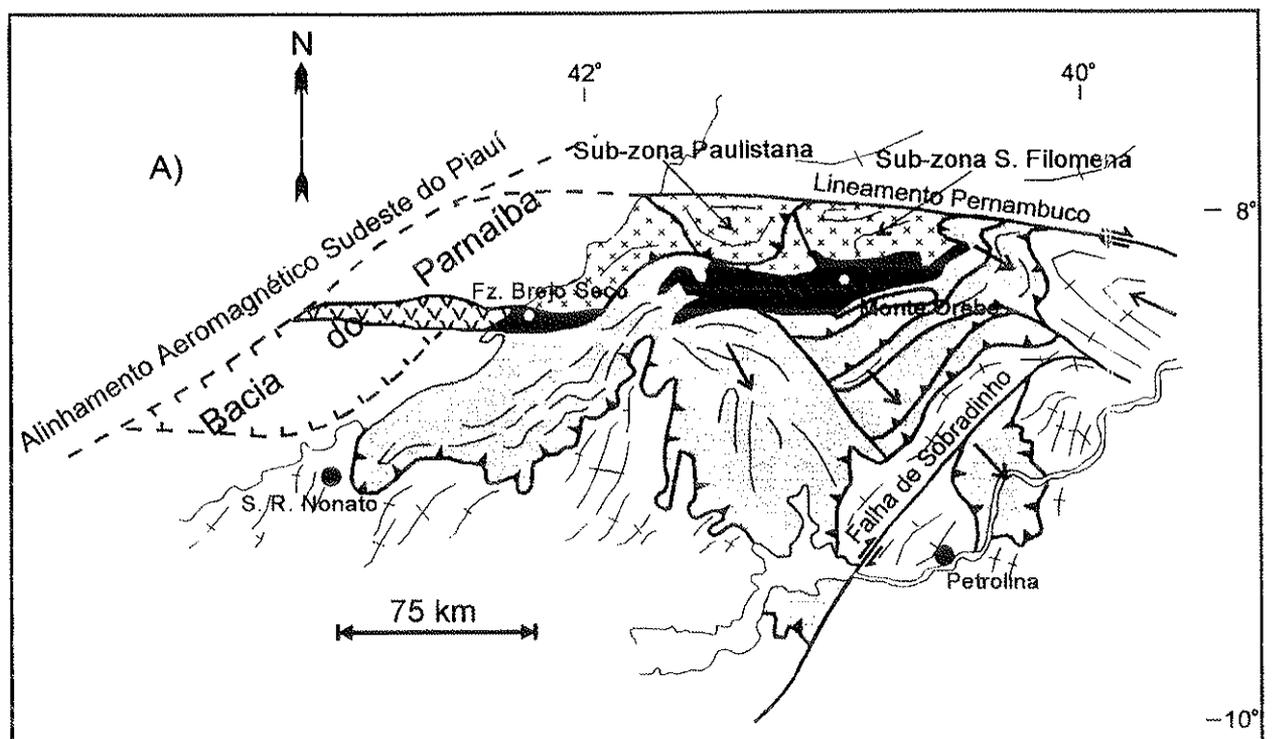


Figura 3.3 - A) Zoneamento da Faixa Riacho do Pontal proposto a partir dos dados geológicos conhecidos e interpretações geofísicas efetuadas nesta pesquisa;  
B) Zoneamento do Thrust-and-Fold Belt.

(Unidade Barra Bonita), separadas das seqüências internas por cisalhamentos e representadas por metagrauvacas de mar profundo (Unidade Mandacaru), litoquimicamente consideradas como depositadas em margem ativa (Santos & Silva Filho 1990). Essas rochas estão intensamente intercaladas por ortognaisses a duas micas (Tipo Rajada) de composição predominantemente monzogranítica. As lineações minerais, quartzo sigmoidais e *shear bands* identificados nessas litologias, indicam um transporte tectônico para sul-sudeste, controlado por rampas laterais (Santos & Silva Filho 1990). Sobrepõe-se em litologias da infra-estrutura cratônica, cortadas por ortognaisses leucocráticos tonalíticos, com idade Rb-Sr de 3,3 Ga (Figueirôa & Santos 1993) na localidade de Uruás a leste de Rajada (PE).

Na Sub-zona Casa Nova, a parte frontal do *thrust-and-fold belt* é dominada pela Unidade Barra Bonita, com micaxistos granadíferos e moscovita quartzitos depositados em ambiente plataformal. No restante ocorre uma ampla área de ocorrência da Unidade Mandacaru com metagrauvacas quartzosas e metagrauvacas feldspáticas depositadas em ambiente de mar profundo. As ocorrências dos ortognaisses Tipo Rajada são restritas, ocorrendo como níveis estreitos intercalados na Unidade Mandacaru. Por outro lado, nas proximidades da margem norte da Represa de Sobradinho ocorre uma série de corpos circunscritos de sienitos alcalinos deformados tardiamente em relação ao evento tectônico tangencial. Os dados cinemáticos das litologias indicam que a seqüência metassedimentar foi tectonicamente transportada em regime de baixo ângulo para sul (Sampaio & Vasconcelos 1991), (Foto 3.1).

Na Sub-zona Barra do Bonito ocorrem moscovita-quartzitos e quartzitos feldspáticos, micaxistos e quartzoxistos, que passam lateralmente para micaxisto granadíferos às vezes carbonáticos ou feldspáticos depositados em ambiente plataformal. Mais internamente ocorrem filitos, provavelmente relacionados com uma sedimentação mais pelítica (pelágica?), introduzidos por *stocks* de sienito alcalinos, tardi a pós orogênicos (*Suite Serra da Aldeia*). Na região a nordeste da cidade de São Raimundo Nonato (PI), ocorre uma seqüência de mármore de coloração cinza escura, laminado, (Bacia de Vargem Grande, Fotos 3.2 e 3.3) em posição tectônica intermediária entre o embasamento e um pacote de filitos de coloração esverdeada, granulometria fina e estrutura xistosa. Ao microscópio, o mármore apresenta-se com textura geral orientada, deformada, com duas foliações. A mais antiga, desenhada por leitos de calcita límpida de granulação relativamente grosseira (0,2 a 0,4 mm), a segunda, aparentemente, trunca a anterior, sendo desenhada por leitos impuros de calcita com granulação inferior a 0,2 mm. Os filitos, metamorfizados na fácies xisto-verde (início da zona da biotita), microscopicamente apresentam textura lepidoblástica e são constituídos por biotita, quartzo, moscovita e quantidades

subordinadas de albita; as micas apresentam-se como cristais mistos. Intercalados nos filitos ocorrem microgranodioritos cisalhados (Foto 3.4), na forma de *sheets* concordantes com a foliação principal. Ao microscópio essa rocha apresenta textura glomeroporfírica com matriz microcristalina fluidal (por via tectônica), sendo constituída por plagioclásio (dominante) e microclina, com frações subordinadas de quartzo, biotita e moscovita. A geometria das mesoestruturas relacionadas com a tectônica tangencial indicam transporte de massa de norte para sul. Porém, igualmente importantes são os movimentos de rejeito direcional ao longo de zonas miloníticas verticalizadas, dispostas longitudinalmente ou transversalmente aos empurrões (Prado & Vasconcelos 1991).

## b) Zona Central

Esta zona é o domínio das rochas máficas-ultramáficas. Ela apresenta características *ofiolitoides* e separa a faixa nas partes interna e externa (*thrust-and-fold belt*) e pode ser subdividida em duas Sub-zonas: Monte Orebe e Brejo Seco.

A Sub-zona Monte Orebe corresponde à extremidade leste da Zona Central e apresenta deflexões com concavidades para norte e sul causadas por um forte encurtamento crustal e expulsão lateral de massa. Ela é litologicamente constituída por metavulcânicas básicas, *metacherts*, quartzo-filitos, metaultramáficas, metatufos e brechas de explosões (Foto 3.5). Estudos litogeoquímicos das metamáficas-metaultramáficas classificaram essas litologias como toleitos sub-alcinos de baixo potássio, originados no assoalho oceânico ou em arco de ilha (Moraes 1992).

A Sub-zona Brejo Seco corresponde à extremidade oeste da Zona Central. Apesar de só aflorar uma pequena parte, essa sub-zona estende-se por um comprimento de 100 km abaixo dos sedimentos da Bacia do Parnaíba (Capítulo 5). Apresenta forma linear longitudinal com inflexões nas extremidades, resultante da interação de empurrões e zonas de cisalhamentos. Litologicamente é constituída por metabasaltos toleíticos de baixo potássio e subordinadamente por metavulcânicas ácidas toleíticas, intercaladas em metagrauvacas. Intrusivos nessa seqüência ocorrem complexos máficos e ultramáficos acumulados toleíticos, geneticamente relacionados com os metabasaltos e constituídos por metatroctolitos, metagabros, meta-anortositos, serpentinitos, mataperidotitos e rodingitos (Fotos 3.6 e 3.7). Os dados litoquímicos sugerem que esse conjunto litológico constitui uma *suite ofiolítica* desenvolvida em ambiente de bacia retroarco (Marimon 1990).

### c) Zona Interna

A Zona Interna está correlacionada com a região de deflexões que ocorrem cingidas ao norte pelo Lineamento Pernambuco e a Zona Central. Ela pode ser subdividida em duas Sub-zonas: Santa Filomena e Paulistana.

A Sub-zona Santa Filomena é uma deflexão com concavidade para norte, causada pela interação entre zonas de cisalhamento e empurrões, englobando principalmente micaxistos, com níveis subordinados de moscovita-quartzitos e calcários cristalinos, com exposição no extremo norte de ortognaisses do Complexo Gnaissico-Migmatítico (Angelim 1988).

A Sub-zona Paulistana é uma deflexão com concavidade para norte causada pela interação entre zonas de cisalhamento e empurrões (Foto 3.8), englobando micaxistos, quartzitos, *metacherts*, metavulcânicas e metaplutônicas máficas-ultramáficas de quimismo calcio-alcálico. O conjunto é penetrado por monzogranitos, granodioritos e sienitos. Em parte dos limites da deflexão ocorrem fatias de ortognaisses migmatizados, interpretados como pertencentes ao embasamento (Gomes & Vasconcelos 1991).

#### 3.3.7 - Reflexos Tectônicos no Antepaís

A existência de possíveis fragmentos *ofiolíticos* (máficas-ultramáficas de Brejo Seco e Monte Orebe) e as características litoambiental dos metassedimentos das regiões de Rajada (PE) e Barra do Bonito (PI), sugere que grande parte da sedimentação ocorreu na interface plataforma continental - assoalho oceânico, com os metassedimentos sendo posteriormente colocada de forma alóctone sobre a infra-estrutura do cráton.

O *foreland thrust-and-fold belt* resultante do encurtamento crustal inclui toda a parte centro-norte do Cráton do São Francisco. Por meio de descolamentos embasamento/cobertura, a tectônica compressional reativou antigas zonas de cisalhamentos que funcionaram como rampas laterais. Dentro do contexto das *nappes* frontais da Faixa Riacho do Pontal, as rochas da infra-estrutura do cráton foram retrabalhadas de forma intensa (tectônica *thin* e *thick skin*), com repercussões nas supracrustais paleoproterozóicas dos Complexos Colomi e Barreiros, afetadas

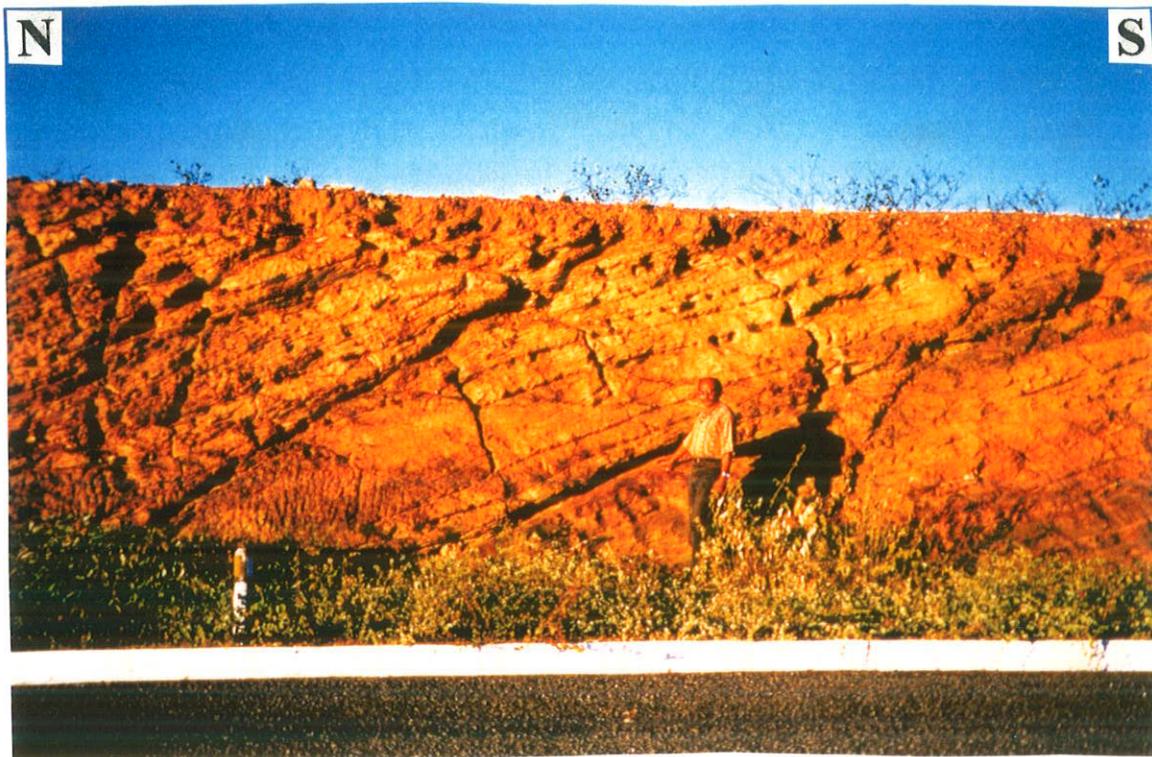


Foto 3.1 – *Thrusts* frontais da Sub-zona Casa Nova, nas proximidades de Pau Ferro a noroeste de Petrolina (PE).



Foto 3.2 – Mármore da Bacia de Vargem Grande (PI), tectonicamente imbricado.



Foto 3.3 – Aspecto laminado do mármore da Bacia de Vargem Grande (PI).



Foto 3.4 – Contato entre o filito e o microgranito porfirítico cisalhado no sopé da Serra da Capivara, a norte da cidade de Coronel Zé Dias (PI), antiga Vargem Grande.



Foto 3.5 – Aspecto de metatufos da Unidade Monte Orebe, a nordeste de Dormentes(PI).



Foto 3.6 – Afloramento de rochas básicas na Fazenda Brejo Seco, a leste de São João do Piauí.



Foto 3.7 – Detalhe de ultramáficas com mineralização de amianto (Fazenda Brejo Seco – PI).

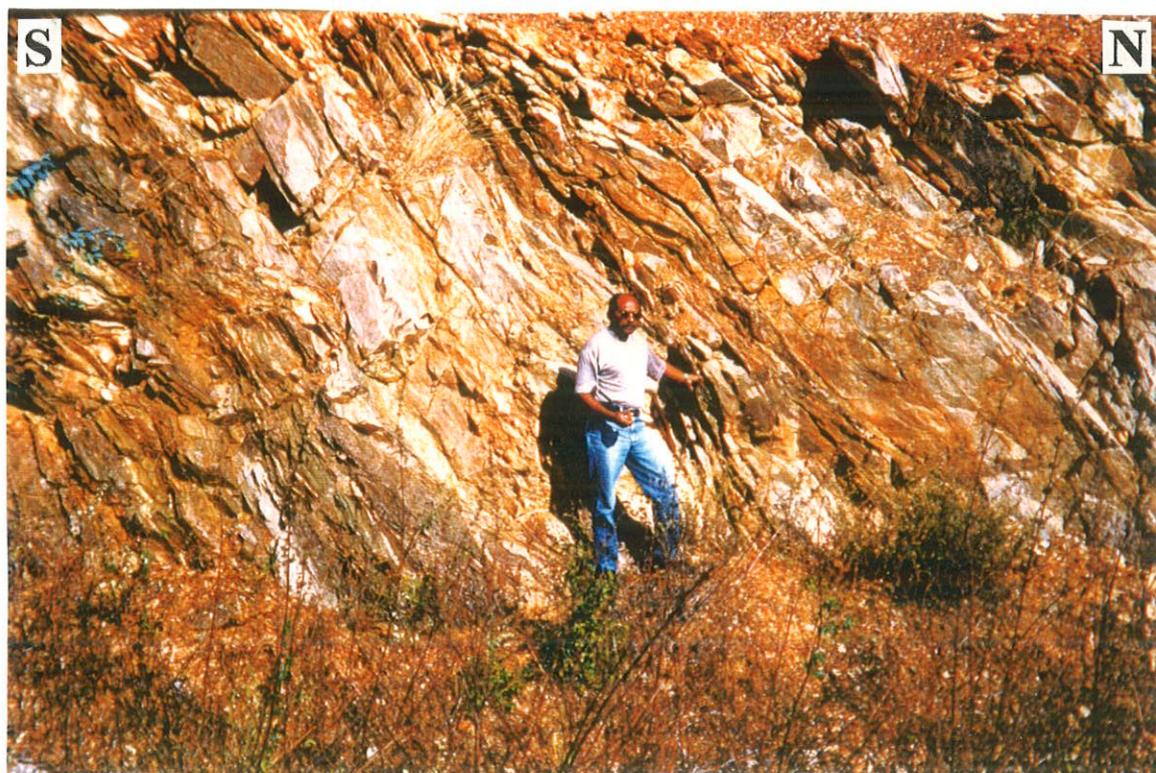


Foto 3.8 – Zona de cisalhamento no limite da Zona Interna com a Zona Central, a sul de Paulistana (PI).

por várias zonas de empurrão com configuração geométrica de arcos com concavidade voltada para norte (Angelim 1992). Nas partes mais internas do cráton, na região de Irecê, o estilo tectônico foi dominantemente thin skin. Dardenfer Filho *et al.* (1993) identificaram falhas de empurrão nos sedimentos da Chapada Diamantina, associadas com o evento brasileiro, formando traços curvilíneos na direção E-W, produzidas por um campo compressional atuante de norte para sul. Essa deformação compôs um par de falhas conjugadas, sinistral e destal, orientadas, respectivamente, segundo as direções NNE-SSW e NNW-SSE (Figura 3.4). Rocha & Dominguez (1993) reportaram para o Supergrupo Espinhaço, uma deformação brasileira transversal, desenhada por dobras de eixo E-W, associadas a empurrões interestratais de norte para sul. Alkmin *et al.* (1993) sugeriram que grande parte da deformação do Sistema Espinhaço, no interior do cráton, foi induzida pelas colisões que ocorreram nas suas margens durante o Neoproterozóico.

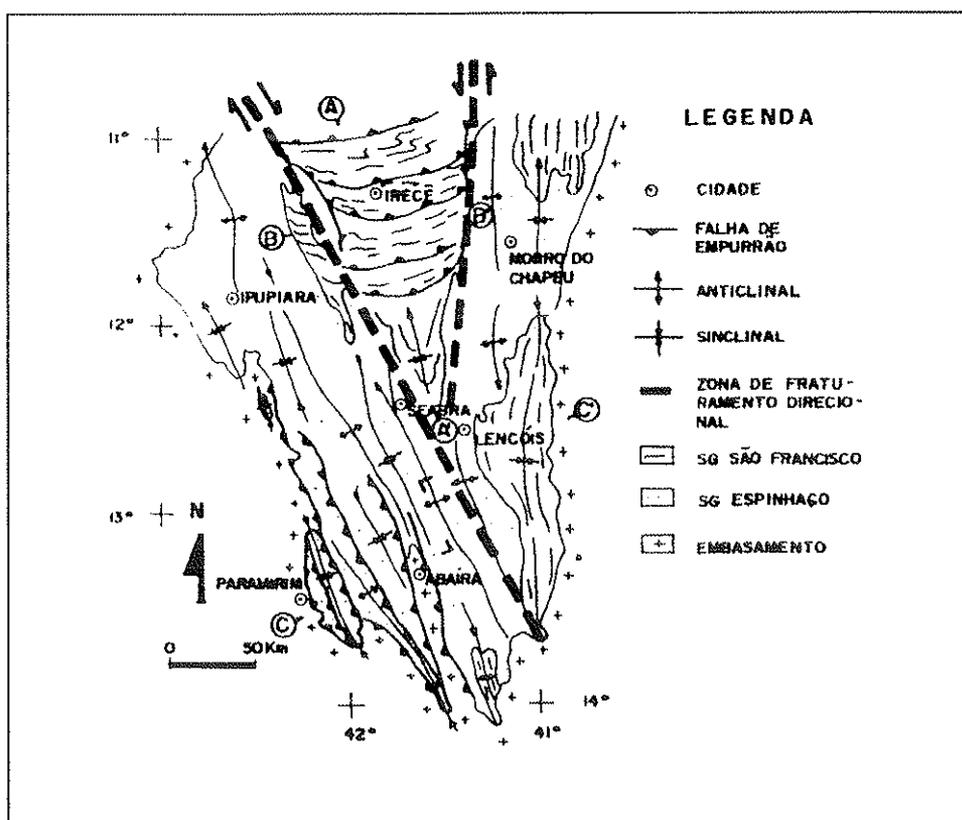


Figura 3.4 - Par conjugado de falhas resultante de um campo compressional N-S na Bacia de Irecê (Fonte: Dardenfer Filho *et al.* 1993).

### 3.3.8 - A Bacia de *Foreland*

Na bibliografia conhecida da região da Faixa Riacho do Pontal não são feitas referências à existência de uma bacia de *foreland*. Por outro lado, a atuação do *thrust-and-fold belt* foi intensa, causando deformações à distância de 500 km no interior do cráton. Isso implica que a tectônica de *nappes* pode ter tido força suficiente para flexurar a crosta a ponto de gerar uma bacia de antepaís. Nas vizinhanças da faixa ainda não foram detectadas seqüências sedimentares com características de *foreland*, porém mais para o interior do cráton, a Bacia de Irecê possui alguns ingredientes favoráveis, que serão discutidos a seguir.

A Bacia de Irecê é constituída pelo Grupo Una que inclui duas formações: Bebedouro e Salitre (Inda & Barbosa 1978). Macedo & Bonhomme (1984) dataram essas formações com as seguintes e respectivas idades: 0,9 e 0,76 Ga, que apresentam, por esses dados, uma evolução sedimentar neoproterozóica. A Formação Salitre, que ocupa a maior parte da bacia, é constituída por carbonatos, contendo subordinadamente material terrígeno, depositado em um ambiente plataformal de mar raso, com aumento progressivo de profundidade para norte, até um talude continental (Souza *et al.* 1993). A sua continuação para norte, no sentido da Faixa Riacho do Pontal, caso existiu, foi totalmente erodida.

A comparação entre a parte preservada da Formação Salitre e uma bacia clássica de *foreland*, demonstra que esta formação pode perfeitamente corresponder a porção mais externa de uma bacia de antepaís (Figura 3.6). A parte mais interna e com maior contribuição terrígena, que hipoteticamente estaria nas vizinhanças das *nappes* da Faixa Riacho do Pontal, teria sido erodida por um vigoroso soerguimento crustal nessa região. Adicionalmente, a ligação física pretérita da Formação Salitre com o *thrust-and-fold belt* pode ser observada nas deformações de baixo ângulo que afetam esses sedimentos (Dardenfer Filho *et al.* 1993; Rocha & Dominguez 1993).

Uma possibilidade que não deve ser desprezada, é a de que a crosta do cráton tenha tido um comportamento muito rígido, impedindo flexuramentos com intensidade suficiente para a geração de bacias. Isso pode ocorrer se a crosta for muito velha, granitizada e isotrópica, sendo por isso fria, gravitacionalmente leve e reologicamente frágil. Esses parâmetros podem ser aplicados à região do cráton frontal à faixa. Neste caso, as deformações com vergência N-S da Formação Salitre teriam sido induzidas por um mecanismo que não inclui uma ligação física direta com o *thrust-and-fold belt* da Faixa Riacho do Pontal.

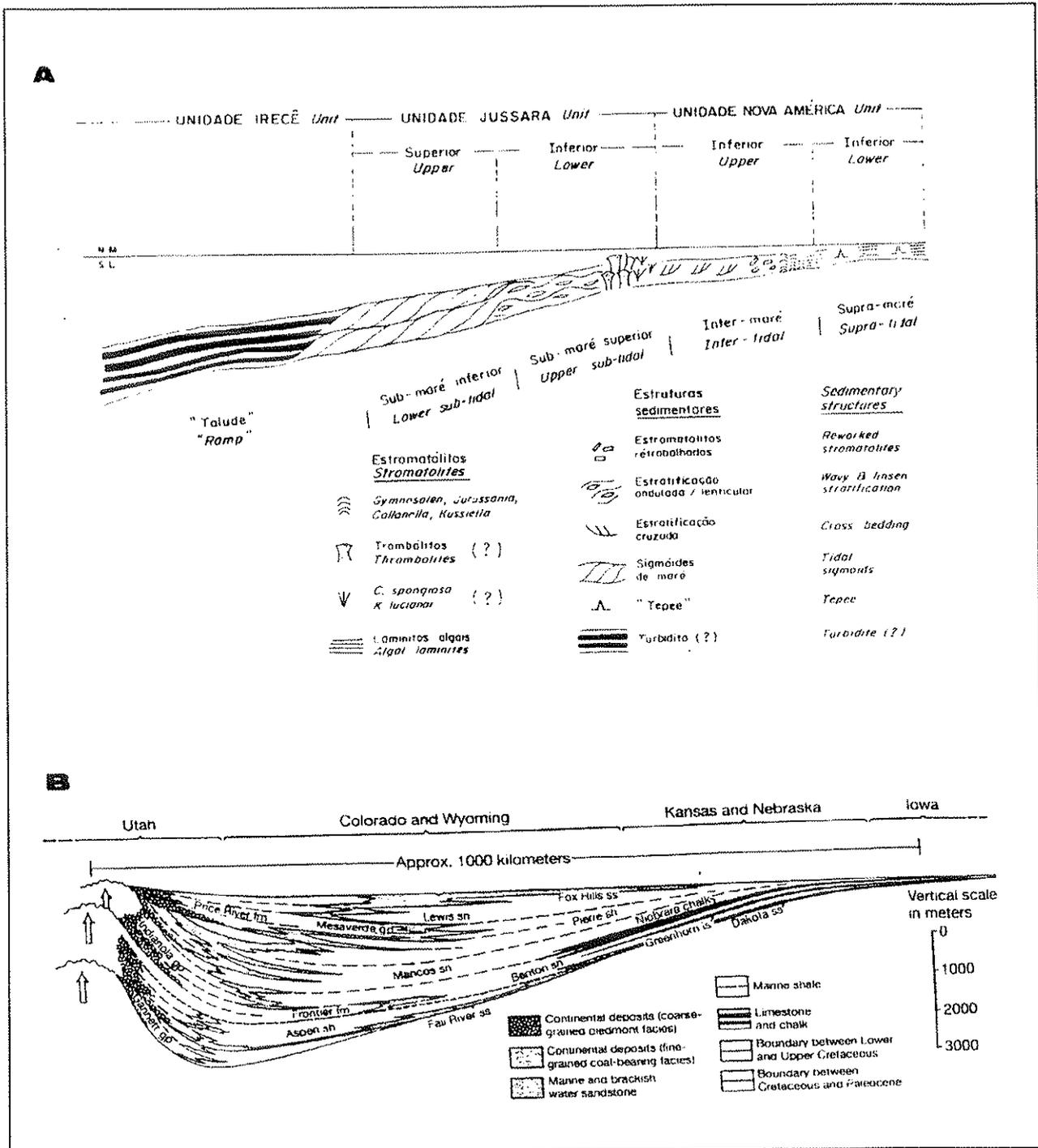


Figura 3.5 - Comparação entre o esquema deposicional da Formação Salitre (A) e o de uma bacia de foreland clássica (B). Fontes: A) Souza *et al.* (1993); B) Twiss & Moores (1992).

### 3.3.9 - Metamorfismo

O eventos metamórficos que afetaram o metassedimentos da Faixa Riacho do Pontal ainda não são muito bem conhecidos. Porém, os dados existentes, aparentemente indicam uma forte correlação desses eventos com as fases deformacionais. Gomes (1990) descreve uma evolução na qual os primeiros esforços de compressão estão relacionados com o estabelecimento de condições metamórficas na fácies xiste-verde a anfíbolito, com geração de leuco-granitóides. A implantação definitiva do regime tangencial foi acompanhado pela variação das condições metamórficas ao longo de toda a faixa, porém na região de Afrânio (PE) o pico metamórfico atingiu o grau anfíbolito baixo. Na fase orogênica final a atuação de transcorrências e soerguimentos produziu assembléias minerais retrógradadas para condições de fácies xisto-verde.

### 3.3.10 - Assembléias Sedimentares e Magmáticas

O sedimentos metamorfizados da Faixa Riacho do Pontal foram depositados, aparentemente, segundo um sistema deposicional que começava em uma margem continental (micaxistos, quartzitos e calcários da Unidade Metassedimentar, calcários da Bacia de Vargem Grande) passava lateralmente para um talude e sopé continental (sedimentos turbidíticos representados por metagrauvacas quartzosas e feldspáticas da Unidade Mandacaru), e chegava até o mar profundo (sedimentos pelágicos representados pelos filitos da região de Barra do Bonito-PI). Nesse modelo, os remanescentes da crosta oceânica (*ofiolitos*) seriam representados pelas máficas-ultramáficas de Monte Orebe e Brejo Seco.

O magmatismo básico é representado por metavulcânicas e metaplutônicas toleíticas de baixo potássio geradas em ambiente de crosta oceânica (Monte Orebe e Brejo Seco) e metavulcânicas e metaplutônicas calcio-alcálicas (Paulistana-PI).

O magmatismo ácido é representado por intrusivas geradas em dois tipos de regimes tectônicos: tangencial e transcorrente. Na região de Santa Filomena (PE), o magmatismo tangencial (sin-colisional) é de composição monzogranítica com quimismo calcio-alcálico a alta alumina (Tipo Rajada). O magmatismo transcorrente (tardi a pós colisional) é de composição sienítica, caráter meta-aluminoso alcálico, com origem em fonte máfica (Angelim 1988). Na região a sudoeste de Paulistana (PI) ocorrem sienitos, granitos e granodioritos com textura *rapakivi* e quimismo alcálico-peralcálico (Tipo Serra da Aldeia). Nesse caso, o magmatismo foi controlado por falhamentos em ambiente tectônico distensional, com crosta espessada (Gava *et*

al. 1984). Na região de Casa Nova (BA) ocorrem sienitos e quartzo sienitos alcalinos de natureza saturada e ultrapotássica, deformados pela tectônica tangencial que gerou os *nappes* mais externos da faixa (Jardim de Sá *et al.* 1996). Plá Cid *et al.* (1997a, 1997b) identificaram três *suites* graníticas alcalinas (Engraçadinha, Casa Nova e Couro de Onça), que foram geradas durante dois episódios magmáticos discretos, um metaluminoso e outro peralcalino, no final da orogênese Brasileira. Esse magmatismo delinea um zoneamento químico e temporal, aonde as *suites* potássicas mais jovens estão localizadas no interior da faixa, enquanto às mais antigas localizam-se na periferia do cráton.

A correspondência dessas associações litológicas com as classificações para faixa móveis proterozóicas propostas por Condie (1989) pode se feita da seguinte maneira:

- a) Os metassedimentos de ambiente marinho plataformar e de mar profundo correspondem à Assembléia 1/QPC, desfalcada de conglomerados, formações ferríferas e grandes volumes de carbonatos;
- b) As seqüências metavulcano-plutono sedimentares de Brejo Seco e Monte Orebe correspondem à Assembléia 4/*Ofiolito*, com as mesmas características de preservação, desfalque e ambiência.

### 3.3.11 - Características Geofísicas

Neste item serão apresentados com brevidade as principais características geofísicas da região da Faixa Riacho do Pontal. As análises dos detalhes serão efetuadas nos capítulos subsequentes.

#### a) Espessura Crustal

A espessura da crosta na região da Faixa Riacho do Pontal foi estimada pelos métodos gravimétrico e sísmico.

As estimativas por meio do método gravimétrico foram obtidas a partir de trabalhos de interpretações regionais. Motta *et al.* (1981) calcularam um valor em torno de 38 km para a porção mais externa e 32 km para a parte interna por meio de uma relação linear entre a profundidade e a anomalia Bouguer. Ussami *et al.* (1993) estimaram uma espessura em torno de 37.5 km, por meio do modelo de compensação de Airy, a partir do mapa gravimétrico de anomalia regional do Brasil.

As interpretações por meio do método sísmico foram obtidas a partir de trabalhos realizados na região da Represa de Sobradinho. Dias *et al.* (1980) interpretaram uma crosta com 35 km de espessura e Berrocal *et al.* (1989) calcularam a profundidade de *Moho* em 43 km.

#### **b) Perfil Sísmico**

Dias *et al.* (1980), por meio da determinação de epicentros de explosões a partir chegada das ondas P e S em estações de medidas, interpretaram o seguinte perfil sísmico: uma camada superficial com 2,4 km, uma camada intermediária entre 2,4 e 15 km e uma camada inferior entre 15 e 35 km.

Berrocal *et al.* (1989), efetuaram três linhas de refração sísmica profunda e determinou o seguinte modelo sísmico: uma camada superficial com 1 km de espessura, uma camada intermediária entre 1 e 17 km e uma camada inferior entre 18 e 43 km.

#### **c) Gravimetria**

A crosta na região da Faixa Riacho do Pontal está relacionada com uma anomalia Bouguer positiva com amplitude média de 60 mGal e comprimento de onda de 200 km, formando um semicírculo aberto para o cráton. O prolongamento da extremidade oeste dessa assinatura no sentido sudoeste foi denominado de Faixa Parnaguá - São Raimundo Nonato por Motta *et al.* (1981) e anomalia do Sudeste do Piauí (Tipo 1, com forte gradiente horizontal) por Haraly & Hasui (1982). Magalhães & Sá (1982) consideraram a base inferior desse alinhamento anômalo como o limite gravimétrico do cráton nessa região.

#### **d) Magnetometria**

Só a parte oeste da Faixa Riacho do Pontal é coberta por dados magnéticos. Nessa região as anomalias apresentam dois *trends* dominantes, E-W e NE-SW, relacionados com as estruturas principais. Elas são lineares ou elípticas, com amplitudes máximas de 200 nT e comprimentos de onda variando entre 10 e 60 km.

## 4 - DADOS GEOFÍSICOS UTILIZADOS

---

Neste capítulo serão apresentados os dados geofísicos utilizados nesta pesquisa, com uma breve análise sobre a metodologia de aquisição, a localização e as técnicas de processamentos previamente aplicadas.

### 4.1 - Dados Aeromagnéticos

Os dados aeromagnéticos foram levantados durante o Projeto Aerogeofísico Borda Sul da Bacia do Parnaíba, realizado pela PROSPEC S. A., sob contrato com a Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), a partir de um Convênio com o Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM). Durante o levantamento foram efetuadas medidas do campo magnético total e da radiação natural das rochas. Os procedimentos técnicos adotados estão descritos em detalhes no relatório final deste projeto (PROSPEC S.A. 1978). As técnicas adotadas para o levantamento aeromagnético serão descritas de forma resumida nos próximos itens.

#### 4.1.1 - Localização e Metodologia de Levantamento do Projeto Borda Sul da Bacia do Parnaíba

O projeto aerogeofísico foi realizado na parte sul do Estado do Piauí e no noroeste da Bahia, além de atingir pequenas extensões dos Estados do Maranhão, Tocantins e Pernambuco (Figura 4.1).

Os elementos geomagnéticos na região do projeto apresentaram, na época do levantamento (1976-1977), os seguintes valores médios no centro da área:

- a) campo total = 25.600 nT (Nanotesla)
- b) declinação =  $-19^{\circ}$ .
- c) inclinação =  $-6,8^{\circ}$ .

A documentação cartográfica para a execução do levantamento constou de 43 mapas

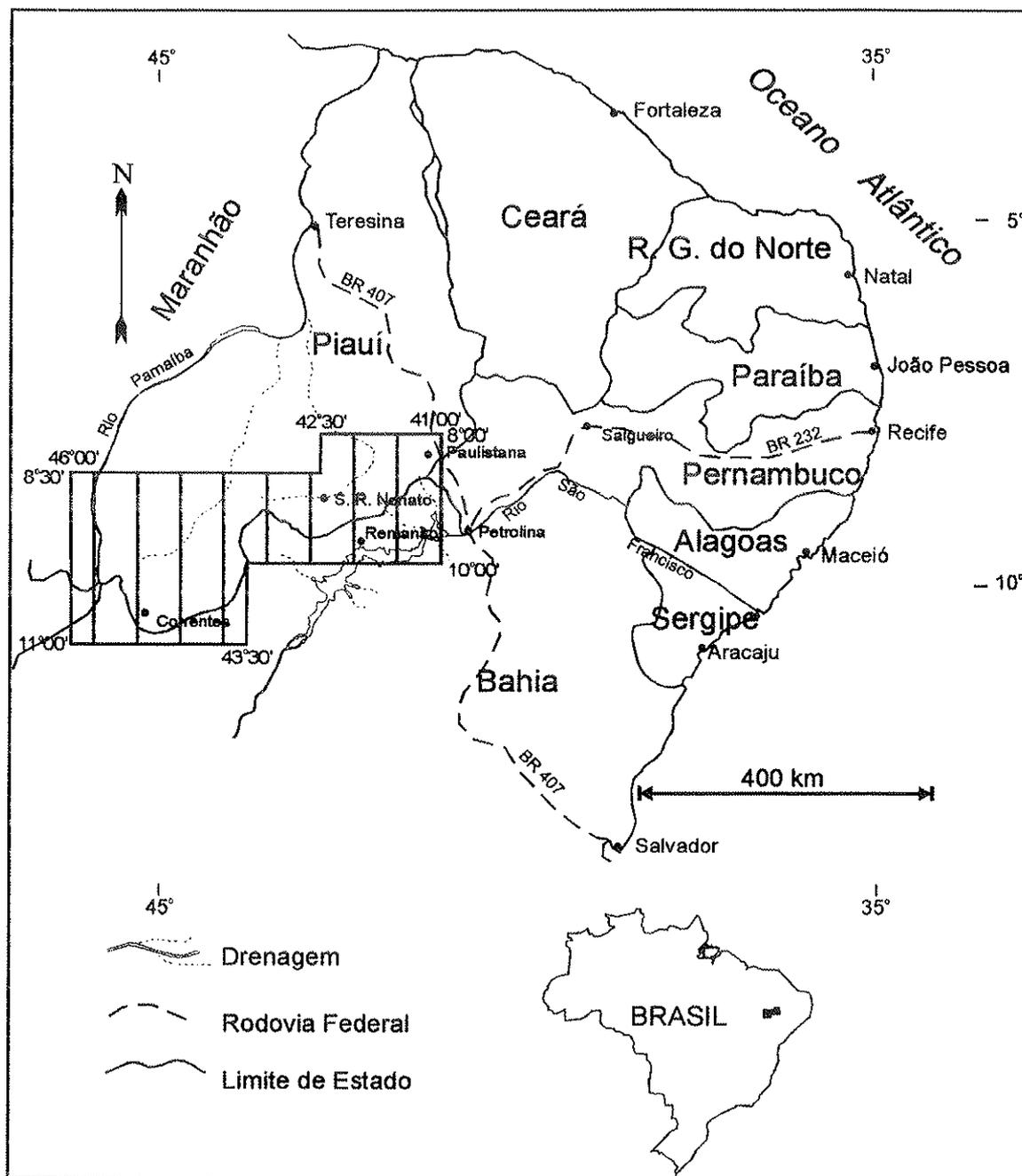


Figura 4.1 - Localização do Projeto Aerogeofísico Borda Sul da Bacia do Parnaíba, realizado pela PROSPEC S. A. a partir de um convênio DNPM-CPRM.

topográficos de 30'x30' na escala 1:100.000 (DSG - Ministério do Exército), usados como bases na apresentação das informações geofísicas, e mapas topográficos na escala 1:250.000, utilizados como bases para todos os mapas integrados, geológicos e de interpretação.

A área do projeto foi dividida em duas sub-áreas, tendo como limite o meridiano 43°30'. Essa subdivisão correspondeu a dois períodos distintos de aquisição dos dados, o primeiro de maio a dezembro de 1976 na Sub-área Leste, com base de operações na cidade de Petrolina(PE); e o segundo de maio a julho de 1977 na Sub-área oeste, com base de operações na cidade de Bom Jesus (PI). Os vôos foram executados em 276 linhas de produção orientadas na direção N-S, espaçadas de 2 km, e 16 linhas de controle, dispostas na direção E-W e equidistantes 20 km. A distância total voada somou 71.919 km, sendo 65.651 km de linhas de produção e 6.928 km de linhas de controle (Figura 4.2).

Para o levantamento foi utilizada uma aeronave bimotor *ISLANDER* da *Britten Norman* (Inglaterra), prefixo *PT-KAC*, equipada com um magnetômetro *Geometrics G-803* da *Geometric Inc.* (EUA) de precessão protônica livre, com sensor colocado em um esporão da cauda do avião. Esse equipamento mediu a intensidade do campo magnético total, com um ciclo de polarização de 0,5 segundo e precisão de 1 nT, e funcionou acoplado a registradores analógicos e digitais. O registro da variação geomagnética diurna e o monitoramento de tempestades magnéticas foi efetuado por meio de um magnetômetro de base acoplado com registrador analógico (*G-816*, *G-806* e *G-826A*, em períodos diferentes).

Os vôos foram conduzidos por navegação visual, auxiliados por um sistema automático (radar *doppler*) e com controle contínuo da altura sobre o terreno (radar altímetro). Os trajetos foram monitorados por meio de câmaras de rastreamento instalada no bojo da aeronave, mantendo um afastamento máximo de 1,5 km do percurso previsto e a altura no intervalo de 120 a 165 m. Em trabalhos simultâneos de escritório foram efetuadas as recuperações das trajetórias e a confecção dos mapas com os traçados dos vôos.

Periodicamente foram realizados procedimentos para tornar as medidas do magnetômetro, independentes da direção e do sentido do vôo, e compensar o efeito dos campos espúrios produzidos pela aeronave. Também foram feitos testes de repetibilidade dos dois magnetômetros, o aerotransportado e o da base.

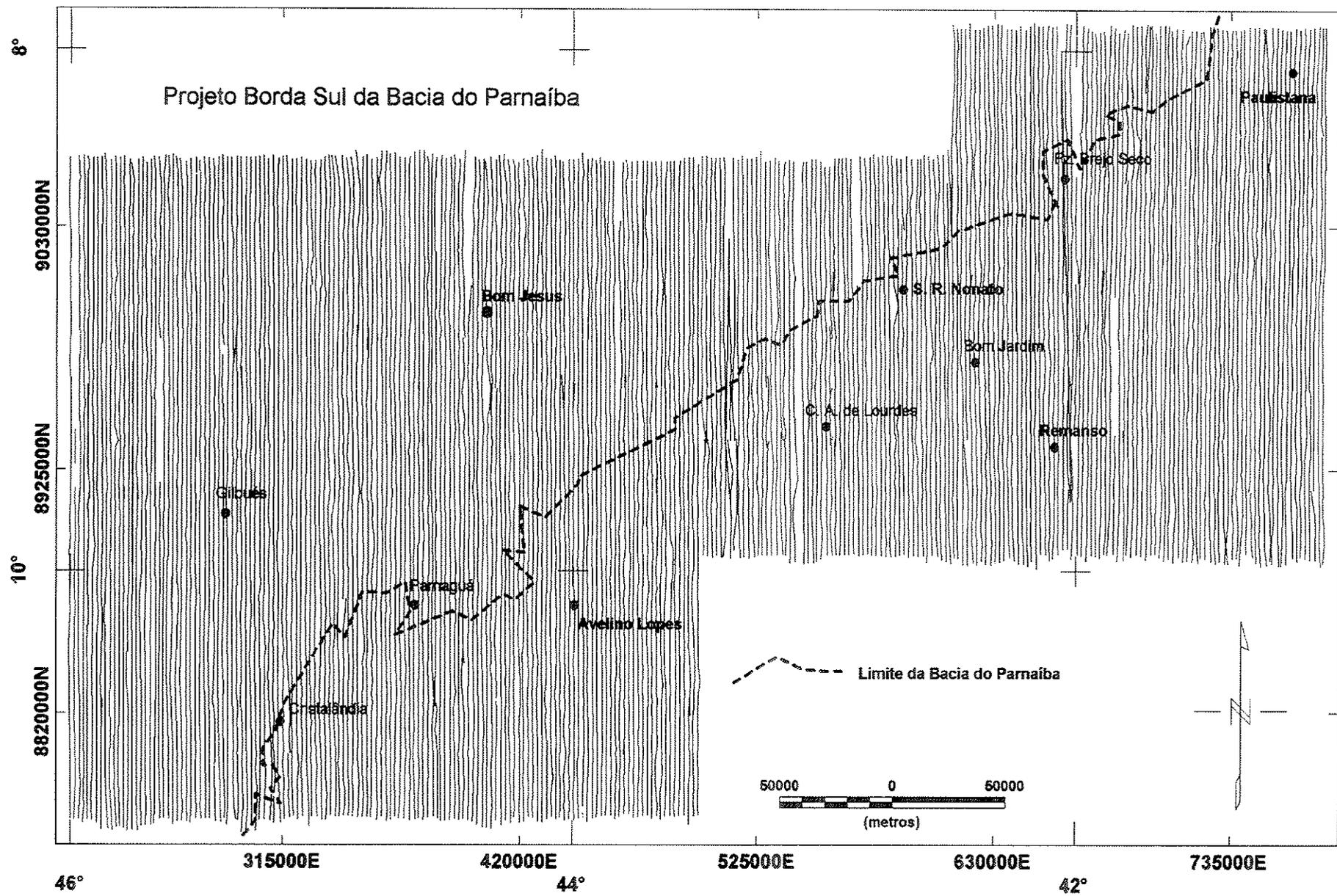


Figura 4.2 - Trajetória das linhas de produção executadas durante o levantamento do Projeto Aerogeofísico Borda Sul da Bacia do Paranaíba (PROSPEC S. A. 1978).

#### 4.1.2 - Processamento Preliminar dos Dados Aeromagnéticos

Inicialmente foi construído um arquivo de trabalho, com a adaptação dos dados a outros formatos digitais, edição, crítica, correções e testes de coerência nas informações gravadas em fitas magnéticas.

Os dados foram suavizados com o objetivo de melhorar a relação sinal/ruído e eliminar flutuações inexpressivas. Esse procedimento consistiu em uma filtragem unidirecional no domínio do espaço, visando eliminar comprimentos de onda inferiores a 220 m, que correspondem a dois afastamentos médios entre duas amostras sucessivas. Baseou-se em uma média ponderada, com pesos obtidos de um desenvolvimento simplificado da Série de Fourier, conforme a seguinte expressão normalizada:

$$V_i = V_{i-1}(0,194) + V_i(0,611) + V_{i+1}(0,194)$$

$V_i$  = valor suavizado no ponto de medida ( $i$ ).

Os registros diários da estação base foram utilizados para a correção da variação diurna. O procedimento utilizado foi o de definir na curva de variação o menor número possível de segmentos de retas, caracterizando seus pontos de inflexões. A correção foi efetuada em função da deriva ao longo do dia, usando-se o cadastro digital suavizado e organizado cronologicamente. Após essa correção, a intensidade total foi restaurada, somando-se os fatores determinados pelos trechos de menor gradiente nos registros diários representativos da média dentro do período.

Erros grosseiros observados nas interseções dos perfis de produção com os de controle foram distribuídos a partir da diferença entre os respectivos pares de valores magnéticos. As diferenças foram minimizadas utilizando-se parâmetros obtidos em ajustes de mínimos quadrados, repetindo-se o processo até obter-se a melhor convergência possível de erros.

A localização geográfica, em coordenadas *Universal Transversor Mercator (UTM)*, foi obtida a partir das trajetórias de vôo lançadas em fotomosaicos. As fiduciais foram digitalizadas e tiveram as suas posições relacionadas com coordenadas arbitrárias dos cantos das folhas, sendo posteriormente convertidas para projeção *UTM*.

Além do levantamento e processamento dos dados, no Projeto Borda Sul da Bacia do Parnaíba foram também efetuadas interpolação, confecção de mapas de contornos e interpretação

qualitativa dos dados aeromagnéticos. Esses mapas aerogeofísicos constam como anexos do relatório final (PROSPEC S. A. 1978).

#### 4.1.3 - Redução do *International Geomagnetic Reference Field (IGRF)*

O *IGRF* é a representação teórica do campo magnético principal da Terra. Para sua definição, o campo magnético é representado por harmônicos esféricos. Os coeficientes desses harmônicos são obtidos a partir das medidas magnéticas efetuadas em levantamentos por todo o planeta (Luiz & Silva 1995). A retirada do *IGRF* corresponde à subtração do campo principal gerado no núcleo terrestre, deixando nos dados residuais apenas os efeitos magnéticos relacionados com as rochas crustais mais próximas da superfície e, portanto, de interesse prospectivo.

A redução do campo geomagnético foi efetuada a partir dos dados do aerolevanteamento, corrigidos da variação diurna e nivelados pela distribuição dos erros nos cruzamentos entre linhas de vôo e de controle. O modelo utilizado foi o de uma superfície definida por um polinômio do segundo grau:  $Ax^2 + By^2 + Cxy + Dx + Ey + F$ , que foi ajustada aos valores do campo principal da Terra definidos pelo *IGRF*, em relação ao ano do levantamento. Os procedimentos foram executados pelo geofísico Luiz Marcelo Fontoura Mourão da CPRM - DIGEOF - Rio de Janeiro, e suas principais etapas são descritas a seguir.

Foram empregados dois programas de computadores, o *PRAGF 140* para o cálculo dos coeficientes da superfície polinomial e o *PRAGF 141* para a subtração do campo geomagnético. A área do projeto abrange dois fusos de 6°, que correspondem aos meridianos centrais 39° e 45°, por essa razão a redução do campo geomagnético foi realizada separadamente nas duas sub-áreas correspondentes a esses dois meridianos centrais.

Os parâmetros introduzidos no cálculo dos coeficientes foram os seguintes:

Na área do meridiano central 39°:

- a) Coordenadas geográficas e *UTM* dos vértices da área e dos vértices das quadriculas 1:100.000.
- b) Ano e fração do ano do levantamento(1976,5).
- c) Altitude média da área (700 m).
- d) Coordenadas do ponto de referência (9°00' S, 40°30' W ; 335.104E, 9.004.799N).

Com base nesses parâmetros, foram obtidos os seguintes coeficientes:

$$A = 0,533523 \times 10^{-9}$$

$$B = 0,368455 \times 10^{-9}$$

$$C = 0,634073 \times 10^{-9}$$

$$D = 0,196586 \times 10^{-2}$$

$$E = 0,107187 \times 10^{-3}$$

$$F = 0,257921 \times 10^5 = 25792,1 \text{ nT.}$$

Na área do meridiano central 45°:

a) Coordenadas geográficas e *UTM* dos vértices da área e dos vértices das quadrículas 1:100.000.

b) Ano e fração do ano do levantamento (1977,0).

c) Altitude média da área (700 m).

d) Coordenadas do ponto de referência (9°30'S, 44°00'W ; 609.769E, 8.949.698N).

Com base nesses parâmetros, foram obtidos os seguintes coeficientes:

$$A = 0,592903 \times 10^{-9}$$

$$B = 0,342540 \times 10^{-9}$$

$$C = -0,630570 \times 10^{-9}$$

$$D = 0,213814 \times 10^{-2}$$

$$E = -0,863437 \times 10^{-4}$$

$$F = 0,256573 \times 10^5 = 25657,3 \text{ nT.}$$

Após a definição e ajuste da superfície polinomial ao campo geomagnético ( $C_G$ ), o campo residual ( $C_R$ ) sem o *IGRF* foi obtido pela expressão:

$$C_R = C_O - C_G, \text{ onde } C_O \text{ é o campo observado.}$$

## 4.2 - Dados Gravimétricos

Os dados gravimétricos utilizados nesta pesquisa (Figura 4.3) tiveram quatro origens distintas: DNPM-CPRM; CPRM-Observatório Nacional; Silva Jr (1997) e levantamentos executados durante este trabalho, totalizando 1.398 estações. Em seguida serão descritas as metodologias empregada para a aquisição e tratamento destes dados.

### 4.2.1 - Dados Gravimétricos Levantados Pelo DNPM-CPRM

Esses dados estão restritos ao Estado da Bahia e foram levantados pelo Projeto Levantamento Gravimétrico no Estado da Bahia (Gomes & Motta 1980).

As estações gravimétricas foram posicionadas com um espaçamento variando entre 20 e 25 km buscando uma distribuição homogênea para um reconhecimento regional. Foram medidas

com um gravímetro da marca *Worden*, modelo Prospecto, com precisão de 0,01 mGal. O *datum* referencial utilizado foi o *Woolard - 1954*.

O levantamento altimétrico, referenciado ao nível médio dos mares, apresenta três níveis distintos de precisão: uma parte das medidas foi efetuada sobre a Rede Brasileira de Nivelamento (IBGE); outra foi definida por barometria; e a terceira parte empregou mapas topográficos na escala 1:100.000.

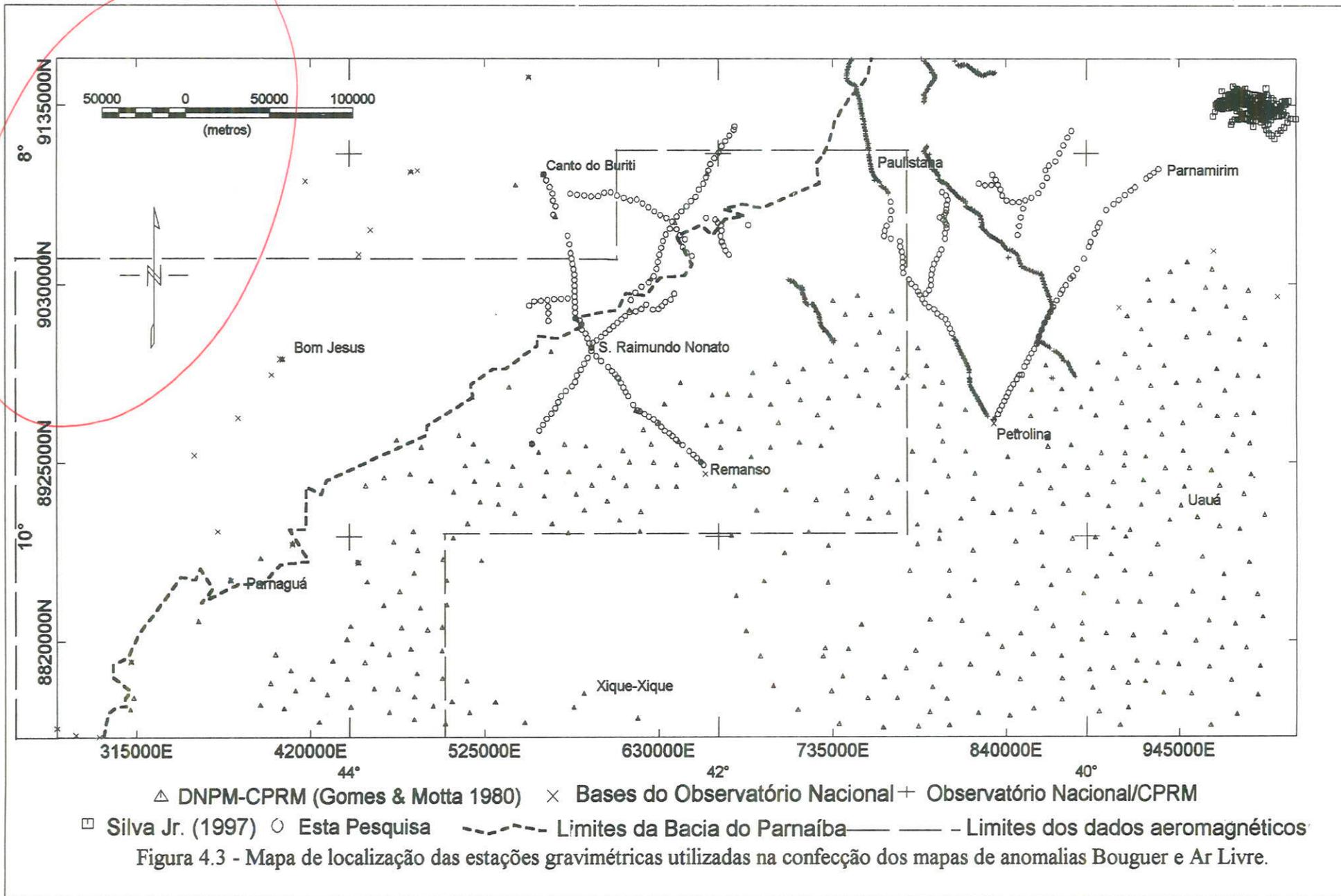
A correção de latitude foi efetuada por meio da interpolação em tabela numérica construída para cada 10', a partir da Fórmula Internacional da Gravidade de 1930. A correção de terreno utilizou o procedimento de Hammer (1939) para um círculo de 15 km de raio.

No cálculo da anomalia Bouguer referenciada ao nível do mar, a densidade da topografia foi considerada igual a 2,60 g/cm<sup>3</sup>. Os valores Bouguer obtidos foram apresentados em mapas de contornos nas escalas 1:250.000 e 1:1.000.000.

#### **4.2.2 - Dados Gravimétricos Levantados Pela CPRM - Observatório Nacional**

Os levantamentos que produziram essas informações foram efetuados durante o Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil executado pela CPRM para o DNPM entre os anos de 1985 e 1990. A pesquisa gravimétrica teve como objetivo distinguir estruturas e corpos geológicos como auxílio ao mapeamento na escala 1:100.000. Ela foi conduzida mediante um convênio entre a CPRM e o Observatório Nacional, em que a CPRM forneceu infra-estrutura e fez o levantamento altimétrico, enquanto o Observatório Nacional participou com técnicos, equipamentos e o processamento dos dados. As informações técnicas do levantamento, a gravidade observada e as anomalias calculadas estão listadas em Observatório Nacional & CPRM (1987). A interpretação e integração geológica desses dados estão descritas em Angelim (1988), Gomes (1990), Mendes & Silva Filho (1990), Figueirôa & Silva Filho (1990), Gomes & Vasconcelos (1991), Sampaio & Vasconcelos (1991), Prado & Vasconcelos (1991) e Ribeiro & Vasconcelos (1991).

As altitudes das estações gravimétricas foram obtidas por nivelamento geométrico ou trigonométrico com precisão de 0,10 m, enquanto a localização horizontal, com precisão de 40 m, foi retirada de cartas topográficas na escala 1:100.000. O levantamento gravimétrico foi executado em estações espaçadas de 1 km, em perfis considerados geologicamente importantes. Foi utilizado um gravímetro da marca *LaCoste & Romberg*, modelo *G - 674*, com apoio em bases



gravimétricas de 1<sup>o</sup> ordem do Observatório Nacional, referenciadas ao *datum IGSN - 71* (*International Gravity Standardization Network - 1971*). Os valores de anomalia Bouguer foram calculados com referência ao geóide (nível do mar), para uma densidade da topografia igual a  $2,67 \text{ g/cm}^3$ . O valor da gravidade normal foi definido a partir da Fórmula Internacional da Gravidade de 1967. Nos valores anômalos estão incluídas correções de efeitos da maré e da deriva instrumental. Não foram feitas correções de terreno.

#### **4.2.3 - Dados Gravimétricos Levantados por Silva Jr. (1997)**

São 222 estações gravimétricas levantadas com o objetivo de pesquisar a forma do embasamento e a espessura sedimentar da Sub-bacia Cedro, localizada a sul da Bacia do Araripe (PE e CE). As observações foram efetuadas com um gravímetro Lacoste & Romberg (G-622) em intervalos com distância média de 1 km, referenciadas à Rede Gravimétrica do Observatório Nacional (*IGSN 67*). A localização horizontal foi obtida por meio de um equipamento *GPS*, com incerteza de 100 m. A altimetria foi determinada por barometria pelo método da base fixa, com erros inferiores a 3 m.

#### **4.2.4 - Dados Gravimétricos Levantados Durante Esta Pesquisa**

O objetivo inicial do levantamento era preencher com estações gravimétricas as áreas geologicamente importantes da região da Faixa Riacho do Pontal, que permaneciam gravimetricamente desconhecidas após os trabalhos da CPRM-DNPM-ON. No planejamento efetuado a partir da observação dos dados pré existentes, constatou-se que as dimensões da área e a infra-estrutura de acesso, só tornariam esse objetivo realizado em um trabalho de longa duração. Como isso não era possível no presente estudo, optou-se pela execução de grandes perfis (150 a 200 km) atravessando as principais estruturas da faixa, permitindo identificar padrões regionais relacionados com o limite do Cráton do São Francisco, além de considerar assinaturas aeromagnetométricas previamente conhecidas. Dentro desse último contexto, foram contempladas feições magnéticas relacionadas com o prolongamento, por sob os sedimentos da Bacia do Parnaíba, das estruturas e corpos geológicos da faixa e do seu embasamento.

As observações gravimétricas foram efetuadas com um gravímetro *LaCoste & Romberg*, modelo *G-622*, pertencente ao Observatório Nacional, apoiando-se nas seguintes bases gravimétricas determinadas pelo Observatório Nacional e referenciadas ao *IGSN 71*:

090680-Petrolina “B” (PE)	$g = 978.040,98$ mGal
230187-São Raimundo Nonato “B” (PI)	$g = 978.088,03$ mGal
0907/k-Lagoa Grande (PE)	$g = 978.032,15$ mGal

Foram executadas duas etapas de campo, cada uma de 20 dias, a primeira de 17/06 a 05/07/96 e a segunda de 14/11 a 03/12/96. Nestes períodos foram levantados 26 circuitos, totalizando 290 estações gravimétricas, distribuídas em perfis com o espaçamento entre as estações variando de 3 a 5 km, com três leituras instrumentais em cada ponto. Os circuitos foram fechados no intervalo médio de 10 horas, com erro de fechamento inferior a 0,1 mGal, na maioria dos casos. Em alguns circuitos esse erro cresceu para 0,2 mGal, motivado por condições ruins de transporte do equipamento em estradas precárias.

Os trabalhos de levantamento altimétrico pelo método barométrico foram executados simultaneamente com o gravimétrico. Para efetuar o nivelamento foram utilizados dois pares de 3 altímetros da marca *Paulin*, um conjunto posicionado em uma base fixa de altitude conhecida (Referência de Nível do IBGE) e outro itinerante. Para a correção de pressão, os registros dos altímetros da base foram feitos de 10 em 10 minutos e os itinerantes não se distanciaram mais do que 30 km. A correção de temperatura foi obtida a partir das médias das leituras secas de dois pares de termômetros, um na base outro na estações de medidas. Quando possível foram ocupadas referências de níveis intermediárias. Os procedimentos de correções foram feitos conforme Gomes (1965). A estimativa de precisão obtida a partir de confrontações com alguns pontos de altitudes conhecidas variou de 2 a 5 m. A comparação dos resultados com mapas topográficos, sobretudo para valores coincidentes, demonstrou um grau bom de confiabilidade.

A localização horizontal foi obtida pelo *Global Positioning System (GPS)*, mediante um *GPS-45, Personal Navigator*, da marca *Garmin*, em coordenadas *UTM*. Esse equipamento permite navegação, definição de trajetórias e uma localização rápida, a partir da sintonia simultânea de 8 satélites. A incerteza da localização foi sempre inferior a 50 m, conforme a indicação na tela do equipamento.

Não foram efetuadas correções de terreno por dois motivos principais: a) mapas topográficos digitalizados não são disponíveis na região; b) a topografia da área de levantamento é suave, porém está separada em dois patamares, um inferior que corresponde aos terrenos pré-cambrianos e um superior que corresponde às chapadas da Bacia do Parnaíba. Portanto, os

valores de correção de terreno devem ser baixos, crescendo um pouco apenas nas áreas limítrofes da borda erosiva da bacia, aonde os desníveis maiores estão em torno de 100 m.

A gravidade observada e as anomalias Ar Livre e Bouguer foram calculadas por meio do programa *GRAVSYS* (Buck 1988). Esse programa converte as leituras instrumentais a partir da função de calibração (tabela fornecida pelo fabricante) e corrige os efeitos da maré (segundo a formulação de Longman 1959) e da deriva. A densidade da topografia foi considerada igual a  $2,67 \text{ g/cm}^3$  e os valores anômalos Ar Livre ( $AL$ ) e Bouguer ( $AB$ ) foram calculados com referência ao geóide (nível do mar) a partir das seguintes fórmulas:

$$AL = g - g_N + 0,3086h \text{ mGal.}$$

$$g_N = 978031,85(1 + 0,005278895 \text{ sen}^2 \varphi + 0,000023462 \text{ sen}^4 \varphi), \text{ em mGal.}$$

$$AB = AL - 0,1119h \text{ mGal.}$$

Onde:

$g$  = gravidade observada.

$g_N$  = gravidade normal (Fórmula Internacional da Gravidade de 1967 - *GRS 67*).

$\varphi$  = latitude.

$h$  = altitude da estação.

No Apêndice I são apresentados os principais conceitos e os métodos de redução de dados gravimétricos, com base em dados bibliográficos.

Na estimativa do erro total do levantamento, destacam-se quatro fontes que influenciaram o cálculo dos valores finais: a incerteza da localização, o erro de fechamento, a precisão altimétrica e a falta de correção de terreno. O primeiro ( $L$ ) pode ser considerado desprezível, desde que se considere que o *Global Position System* funcionou sem alterações que modificassem a sua precisão e o seu desempenho na época do levantamento; o erro máximo de fechamento dos circuitos ( $F$ ) foi de 0,2 mGal; a falta de correção de terreno ( $T$ ) introduz um erro também muito pequeno para a maioria das estações; e o erro altimétrico pode ser estimado pela seguinte fórmula de avaliação da influência da altitude nos valores da gravidade:

$$\Delta g = (0,3086 - 0,04191 \rho) \Delta h = 0,98 \text{ mGal.}$$

$$\rho = 2,67 \text{ g/cm}^3 = \text{densidade da topografia.}$$

$$\Delta h = 5 \text{ m} = \text{erro altimétrico máximo.}$$

Portanto, o erro ( $E$ ) máximo do levantamento pode ser estimado:

$$E = F + \Delta g + T + L = 0,2 + 0,98 = 1,18 \text{ mGal, para } T \text{ e } L \text{ muito pequenos.}$$

Esse erro corresponde a 1% do intervalo total dos valores anômalos da área de estudo, a 2% da amplitude das anomalias correlacionadas com estruturas crustais de importância regional e a 10% das amplitudes das anomalias residuais. Então, pode-se considerar que esse erro não afeta substancialmente os resultados de interpretações quantitativas das anomalias de caráter regional, porém nos casos das anomalias residuais o erro é substancial. No entanto, considerando-se os objetivos da investigação regional desta pesquisa, o erro pode ser avaliado como tolerável.

## 5 - PROCESSAMENTO, INTERPRETAÇÃO E INTEGRAÇÃO GEOLÓGICA DOS DADOS AEROMAGNÉTICOS

---

### 5.1 - Processamento dos Dados Aeromagnéticos

Neste item serão descritas as metodologias utilizadas para o tratamento dos dados aeromagnéticos, objetivando sua apresentação em formatos adequados para os trabalhos de interpretação e integração geológica. Um resumo dos principais conceitos e teorias aplicadas na análise espectral e filtragem de dados aeromagnéticos estão apresentadas no Apêndice II.

#### 5.1.1 - Interpolação dos Dados Aeromagnéticos

Interpolação é o processo em que se determina o valor de uma função em um ponto interno de um intervalo a partir dos valores dessa função nas fronteiras desse intervalo. Esse procedimento é executado nos dados geofísicos com o objetivo de transformar dados discretos em um mapa de registro contínuo, mais adequado à interpretação.

O método utilizado nesta pesquisa para a interpolação dos dados aeromagnéticos foi o da mínima curvatura, segundo os procedimentos desenvolvidos por Briggs (1974) e Swain (1976). No Apêndice III está apresentada uma breve exposição dos princípios matemáticos utilizados por esta metodologia.

Os dados foram interpolados por meio do programa *RANGRID* (GEOSOFT 1995) em uma malha de 500×500 m considerando para cada nó um raio de influência de 4 km (distância de branqueamento) e uma tolerância de 0,1% para o ajuste em 99% dos pontos. O resultado está apresentado na Figura 5.1.

#### 5.1.2 - Aplicação de Filtros nos Dados Aeromagnéticos

Os procedimentos de filtragens dos dados aeromagnéticos foram efetuados por meio do *MAGMAP System* (GEOSOFT 1994a). Esse sistema é constituído por um grupo de 7 programas

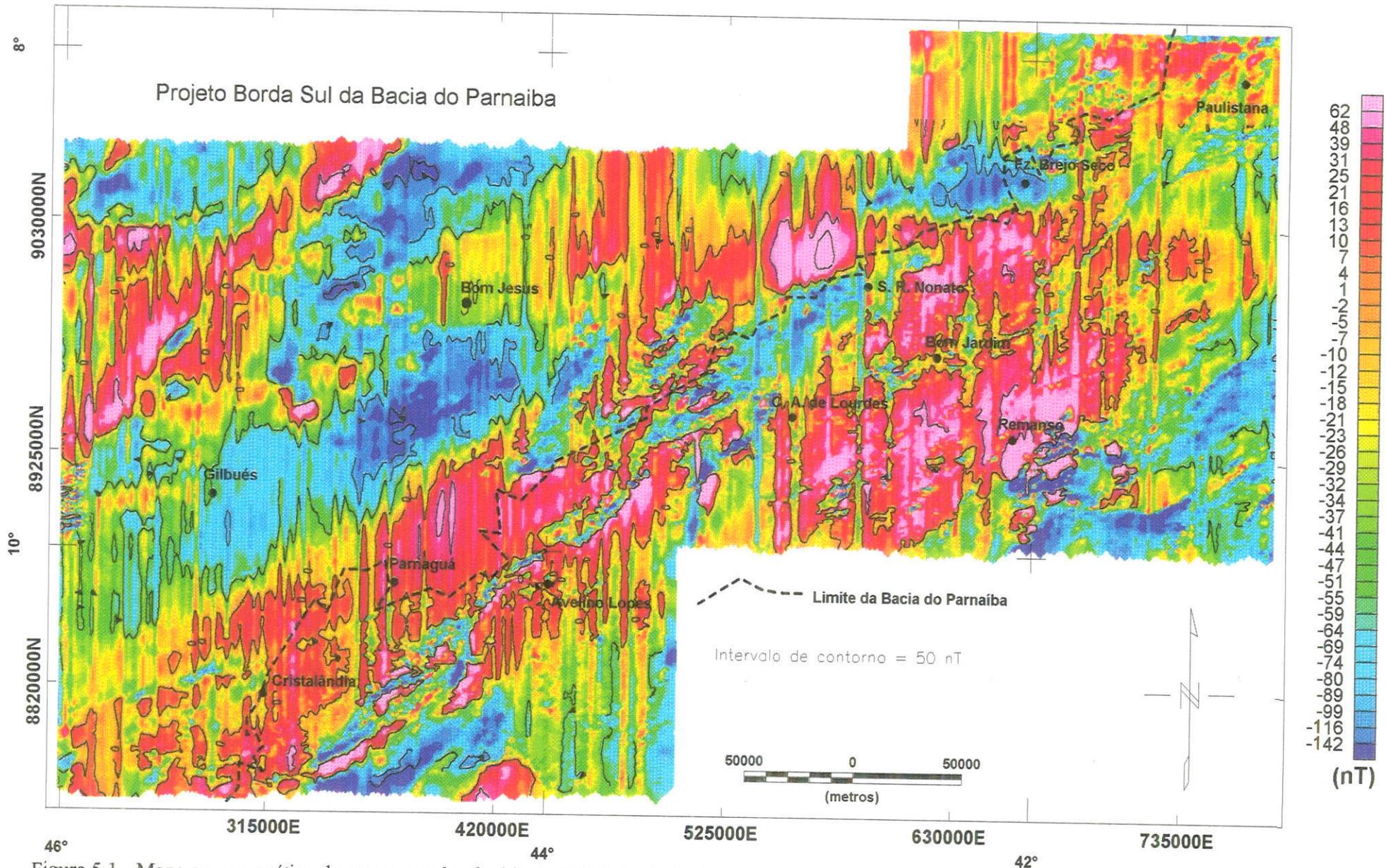


Figura 5.1 - Mapa aeromagnético do campo total reduzido do IGRF. Os dados foram interpolados por mínima curvatura em um malha de 500x500 m. A interpolação foi efetuada sobre os dados originais sem aplicação de filtros. Os alinhamentos N-S são produzidos por desnivelamento entre linhas de vôo. Projeção Equatorial Mercator, Leste = 1.000.000 m (M.C. 39°), Norte = 10.0000.000 m (Equador).

que aplicam filtragens bidimensionais em dados interpolados de campo potencial (magnéticos e gravimétricos) no domínio da frequência espacial com o objetivo de manter as componentes com significado geológico e eliminar os ruídos espúrios. As técnicas utilizadas são adaptadas dos trabalhos de Bhattacharyya (1966) e Spector & Grant (1970). Uma visão geral do método e rotinas da filtragem são apresentadas no Apêndice IV.

#### **5.1.2.1 - Espectro de Potência Bidimensional dos Dados Aeromagnéticos e Estimativa das Profundidades dos Topos das Fontes**

Os dados aeromagnéticos do Projeto Borda Sul da Bacia do Parnaíba após terem sido interpolados pelo método da mínima curvatura (Item 5.1.1, Figura 5.1), foram pré processados mediante os seguintes procedimentos: a) retirada de uma superfície de tendência do 1º grau; b) introdução de uma expansão de 5%; e c) preenchimento das áreas expandidas com valores extrapolados pelo método do inverso da distância, a partir dos valores das partes mais próximas. Em seguida os dados foram transformados para o domínio do número de onda.

A partir dos dados transformados para o domínio do número de onda foi calculada a média radial do espectro de potência bidimensional e as estimativas das profundidades dos topos das populações estatísticas das fontes magnéticas pelo método de Spector & Grant (1970), para 3 e 5 pontos do espectro (Figura 5.2).

A análise do espectro de potência foi o passo inicial para definição dos parâmetros dos filtros a serem aplicados na malha original dos dados. A observação da Figura 5.2 demonstra que o espectro pode ser separado em três diferentes componentes: fontes profundas, fontes rasas e ruído. O número de onda que corresponde ao limite entre fontes profundas (topos entre 5 e 18 km) e fontes rasas (topos mais rasos que 5 km) é 0,04/km; o número de onda que corresponde ao limite entre ruído e fontes rasas é 0,76/km.

#### **5.1.2.2 - Desenrugamento**

A observação do mapa aeromagnético interpolado (Figura 5.1) demonstra a presença de dois tipos de sinais indesejáveis: a) ruídos de alta frequência; e b) fortes alinhamentos na direção N-S. Segundo os autores do levantamento (PROSPEC S. A. 1978), os alinhamentos na direção

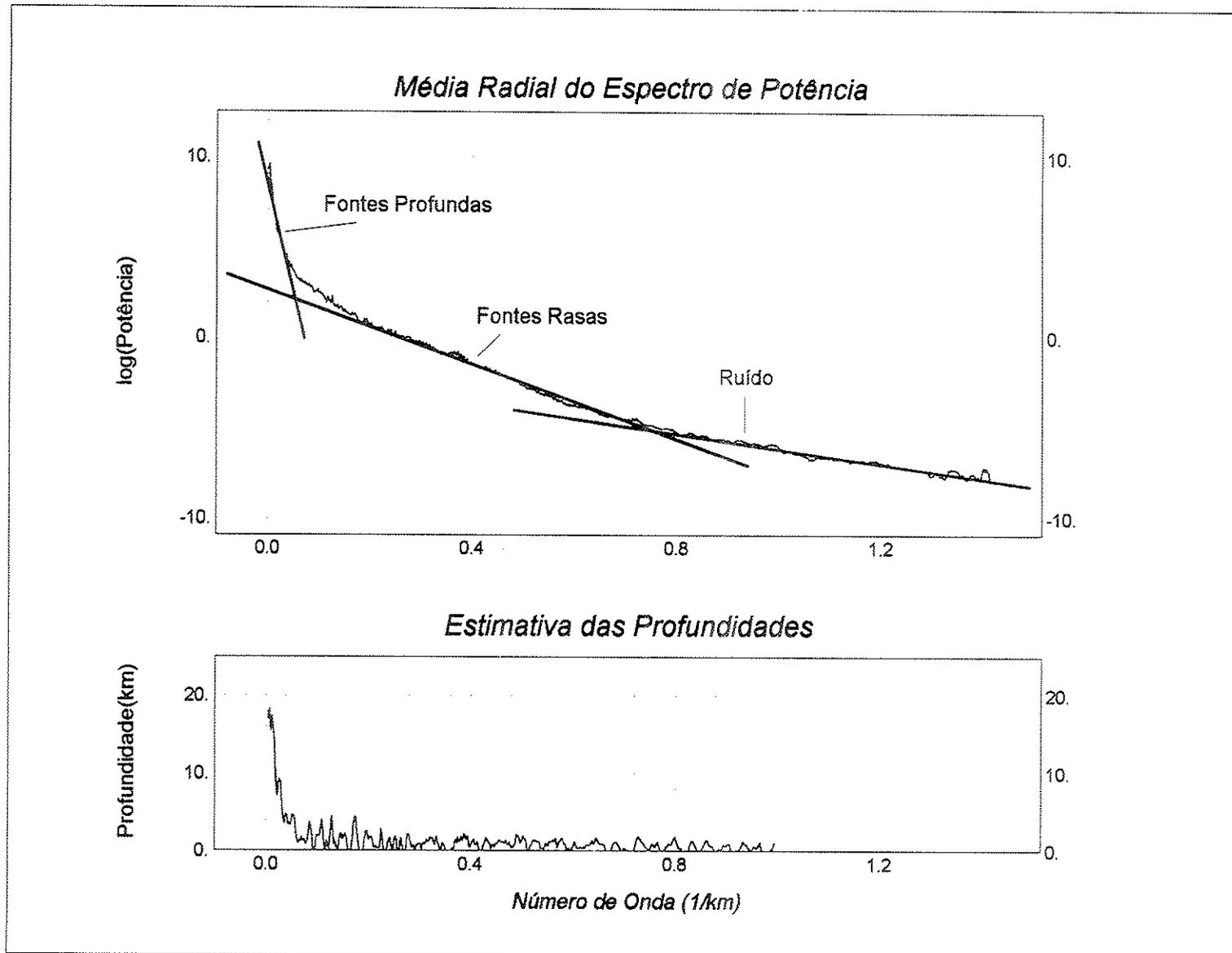


Figura 5.2 - Log do espectro de potência bidimensional dos dados aeromagnéticos e estimativa estatística das profundidades dos topos das fontes magnéticas.

N-S, “aparentemente, se relacionaram a problemas com o ajuste de malhas, ou seja, com a distribuição dos erros de interseção entre perfis de produção e de controle, mormente onde houve necessidade de serem estas calculadas por interpolação linear.” Estes ruídos produzem no mapa um aspecto enrugado, exigindo a aplicação de filtros para limpá-lo e torná-lo adequado aos trabalhos de interpretação. Com esse objetivo foram aplicados dois filtros: *butterworth* (passa baixa) e co-seno direcional.

#### a) Filtro *Butterworth* (Passa Baixa)

O filtro *butterworth* é excelente para aplicação direta de filtragens passa alta e passa baixa, porque ele permite facilmente controlar o grau de atenuação do filtro (*roll-off*), enquanto mantém o número de onda central fixado. O seu operador matemático é definido da seguinte maneira (Figura 5.3):

$$L(r) = \frac{1}{\left[1 + (r/r_c)^n\right]}, \quad (5.1)$$

onde  $r_c$  é o número de onda central e  $n$  o grau da função.

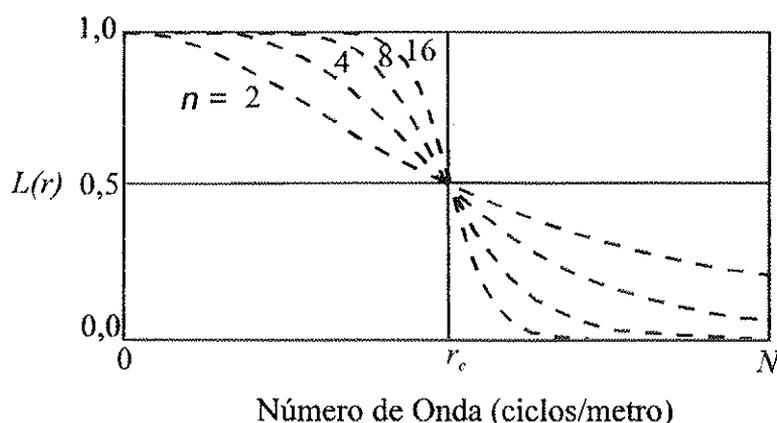


Figura 5.3 - Representação gráfica do filtro passa banda *butterworth* (Fonte: GEOSOFT 1994a).

Esse filtro foi aplicado na malha dos dados aeromagnéticos pré processados e transformados para o domínio do número de onda, com os seguintes parâmetros:

$r_c = 0,76/\text{km}$ , que corresponde ao início da banda de freqüências altas relacionadas com o ruído (Figura 5.2);

$n = 8$ , para evitar que o corte fosse muito suave;

opção passa baixa, com o objetivo de gerar um mapa sem ruídos de altas frequências.

## b) Filtro Co-seno Direcional

O co-seno direcional é utilizado com muita eficiência na remoção de feições direcionais. O função co-seno torna o filtro suave evitando efeitos oscilatórios (*ringing*) comuns em filtros passa banda. A banda de rejeição (ou passagem) pode ser estreitada ou alargada pela escolha de um grau adequado para a função, permitindo isolar feições direcionais muito fortes. O seu operador matemático tem as seguintes expressões (Figura 5.4):

$$L(\mu, \nu) = |\cos^n(\alpha - \theta + \pi / 2)|, \quad (5.2)$$

para rejeitar a direção  $\alpha$ .

$$L(\mu, \nu) = 1 - |\cos^n(\alpha - \theta + \pi / 2)|, \quad (5.3)$$

para passar a direção  $\alpha$ .

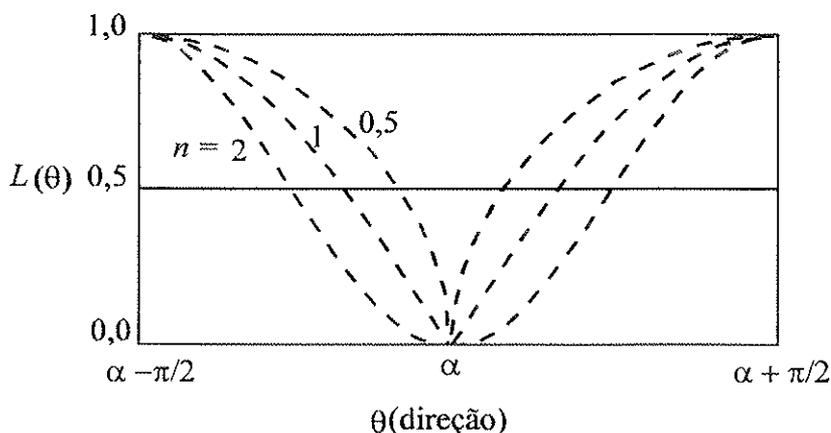


Figura 5.4 - Representação gráfica do filtro co-seno direcional (Fonte: GEOSOFT 1994a).

Esse filtro foi aplicado na malha dos dados aeromagnéticos pré processados e transformados para o domínio do número de onda, com os seguintes parâmetros:

$\alpha = 90$ , porque os ruídos direcionais N-S produzem frequências espaciais na direção E-W;

$n = 1$ , para que a retirada dos ruídos direcionais N-S não fosse muito intensa e evitasse a inclusão de sinais relacionados com estruturas geológicas;

opção rejeita, para eliminar os ruídos direcionais N-S.

Os dois filtros, *butterworth* e co-seno direcional, foram aplicados em conjunto na malha inicial dos dados aeromagnéticos (Figura 5.1). As opções adotadas, passa baixa e rejeita, produziram uma malha sem ruídos direcionais e de alta frequência. O resultado final está apresentado na Figura 5.5.

### 5.1.2.3 - Separação Regional - Residual dos Dados Aeromagnéticos

Dados aeromagnéticos fornecem uma visão em profundidade que corresponde a terceira dimensão simplificada dos dados geológicos, sendo imprescindível em áreas de escudos e faixas dobradas pré-cambrianas pouco conhecidas ou parcialmente encobertas por sedimentos fanerozóicos. Em razão disto, na interpretação geológica de dados aeromagnéticos é necessário discriminar as anomalias causadas por fontes rasas das anomalias causadas por fontes profundas. As fontes magnéticas profundas podem estar associadas com corpos e estruturas geológicas, tornando-se importantes para a compreensão do arcabouço geotectônico; as fontes rasas podem ser de interesse prospectivo nas pesquisas de minerais metálicos, restritas aos níveis crustais rasos.

O sinal do campo magnético é o resultado de uma superposição de fontes rasas e profundas, sendo necessário a aplicação de filtros no domínio do número de onda objetivando separá-las. Com essa intenção foram empregados três filtros: gaussiano regional/residual, continuação para cima e 1ª derivada vertical reduzida ao equador.

#### 5.1.2.3a - Mapa Aeromagnético Regional (Filtro Gaussiano)

O filtro gaussiano é um filtro de suavização que permite a separação regional/residual dos dados aeromagnéticos. Ele funciona como um passa banda, porém os dados de saída apresentam uma distribuição gaussiana (normal) e o ponto de corte (*cutoff point*) escolhido é o desvio padrão da função gaussiana. O operador matemático regional é definido pela seguinte expressão:

$$L(r) = e^{-(r/r_0)^2}, \quad (5.4)$$

onde  $r_0$  é o desvio padrão da função gaussiana em ciclos/metros.

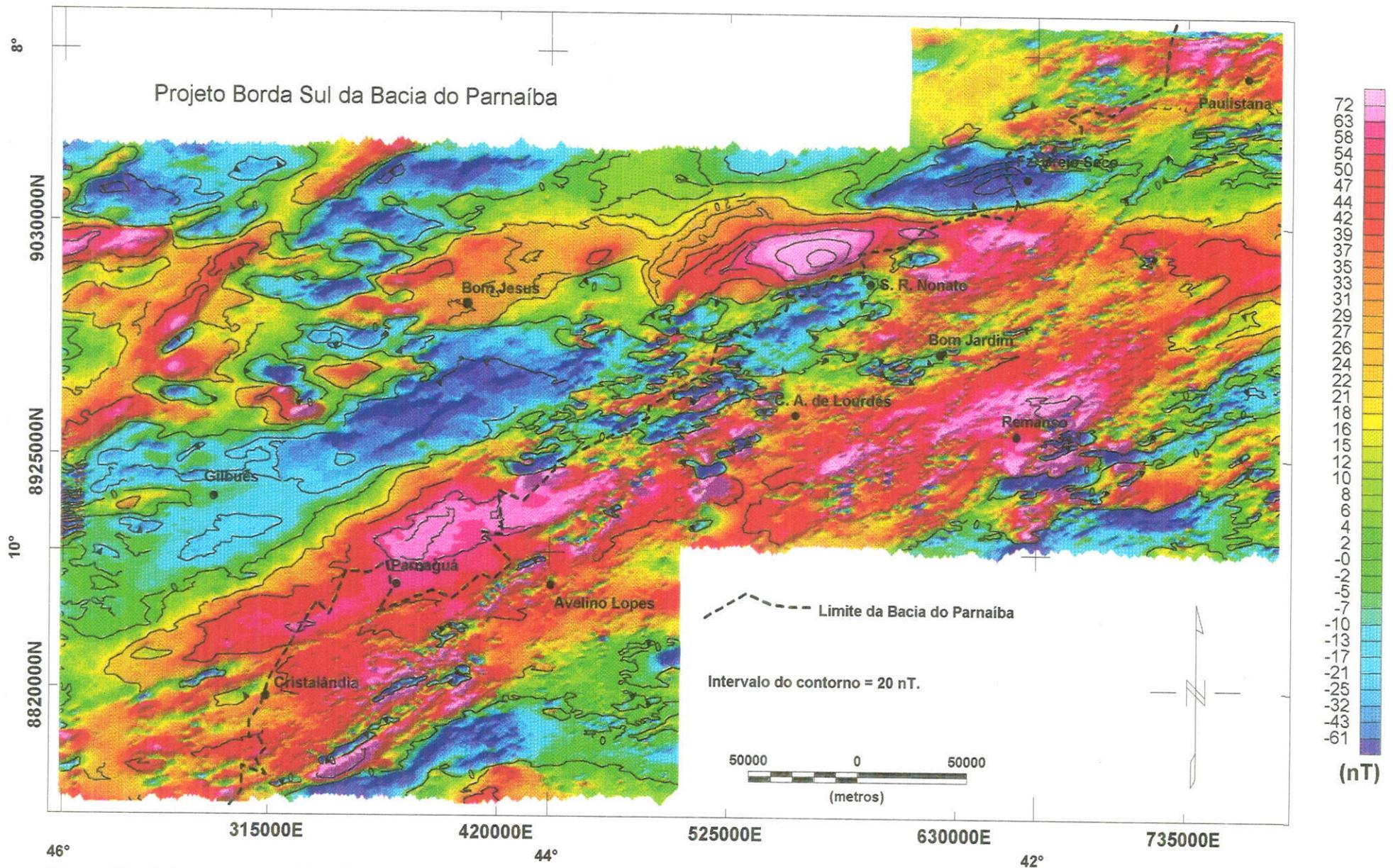


Figura 5.5 - Mapa aeromagnético desenrugado pela aplicação dos filtros espectrais Butterworth (passa baixa, frequências menores que 0,76/km) e co-seno direcional (direção rejeitada = 90°). Projeção Equatorial Mercator, Leste = 1.000.000 m (M.C.39°), Norte = 10.000.000 m (Equador). Sombreado: 300° Az, Inclinação = 45°.

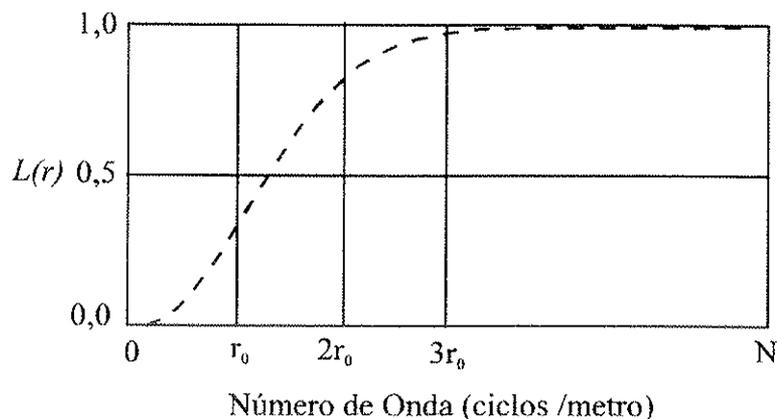


Figura 5.6 - Representação gráfica do filtro gaussiano de separação regional/residual (Fonte: GEOSOFT 1994a).

A escolha do ponto de corte  $r_0$  foi efetuada a partir da análise do espectro de potência (Figura 5.2). Observa-se que o número de onda correspondente ao limite entre fontes rasas e profundas é 0,04/km. O operador gaussiano regional foi aplicado para passar frequências espaciais menores que 0,04/km, gerando, teoricamente, uma mapa com assinaturas causadas só por fontes profundas, cujo resultado está apresentado na Figura 5.7.

### 5.1.2.3b - Mapa Aeromagnético Regional (Filtro de Continuação para Cima)

Os filtros de continuação para cima são empregados com o objetivo de visualizar o campo magnético produzido por feições geológicas regionais. O procedimento baseia-se no fato de que o aumento da distância entre o sensor e a fonte elimina as anomalias pequenas, deixando apenas as anomalias regionalmente expressivas. A continuação para cima aplicada em dados aeromagnéticos corresponde a uma simulação do aumento da altitude do vôo do aerolevante. O operador matemático desse filtro não utiliza o espectro de potência para definir os parâmetros, necessitando apenas indicar apenas a altitude ( $h$ ) de continuação.

$$L(r) = e^{-hr} \quad (5.5)$$

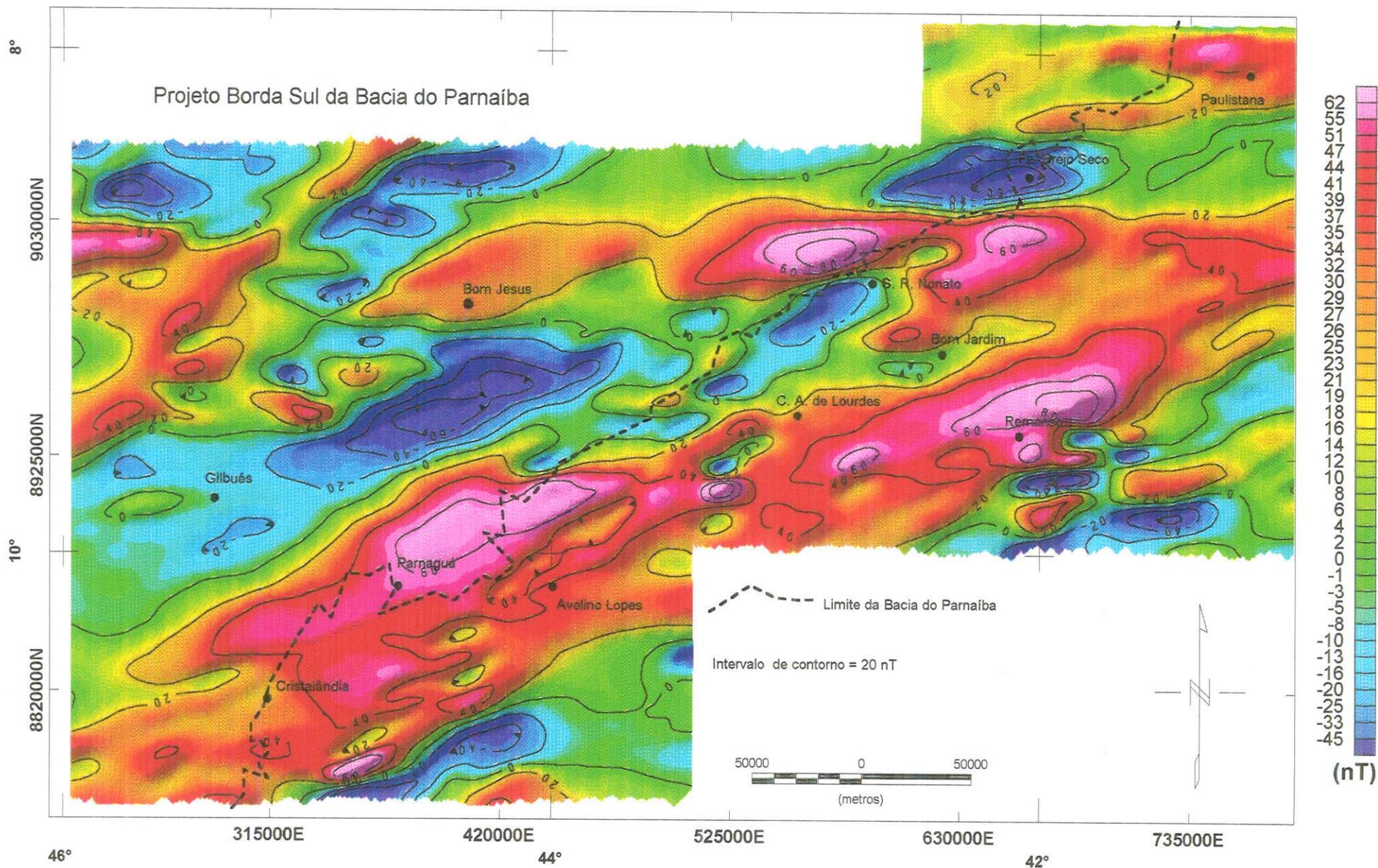


Figura 5.7 - Mapa aeromagnético regional obtido a partir da aplicação de um filtro gaussiano nos dados da Figura 5.5. As frequências espaciais do campo regional são menores que 0,04/km e representam as fontes magnéticas profundas (>5 km). Projeção Equatorial Mercator, Leste = 1.000.000 m (M.C. 39°), Norte = 10.000.000 m. Sombreado: 300° Az, Inclinação = 45°.

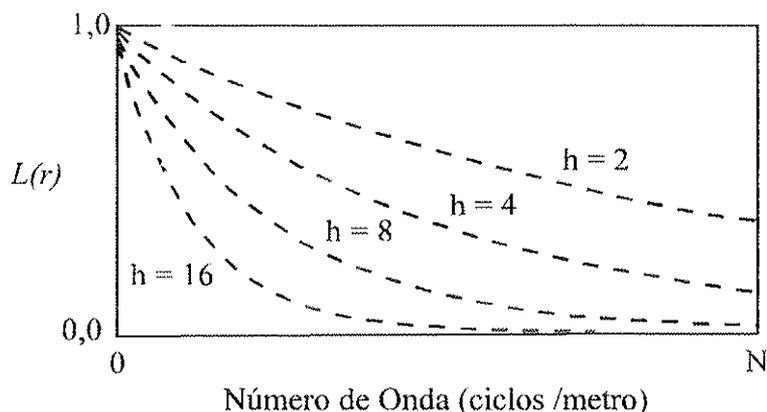


Figura 5.8 - Representação gráfica do filtro de continuação para cima (Fonte: GEOSOFT 1994a).

O resultado da aplicação desse filtro para  $h = 10$  km está apresentado na Figura 5.9. O valor de 10 km foi escolhido pelo fato de que teoricamente, para esse nível de continuação, as fontes regionais estariam bem representadas, como pode ser observado pela comparação com o mapa da Figura 5.7.

#### 5.1.2.3c - Mapa Aeromagnético Residual (Filtro Gaussiano)

O operador matemático residual do filtro gaussiano é:

$$L(r) = 1 - e^{-(r/r_0)^2} \quad (5.6)$$

Esse operador foi utilizado para passar frequências espaciais maiores que 0,04/km, gerando o mapa representativo das fontes rasas, teoricamente com topos em profundidades menores que 5 km (Figura 5.10).

#### 5.1.2.3d - Mapa Aeromagnético Residual (Filtros de 1ª Derivada Vertical e Redução ao Equador)

##### a) Filtro de 1ª Derivada Vertical

O nome de mapa residual adotado para o produto obtido pela aplicação dos filtros de 1ª

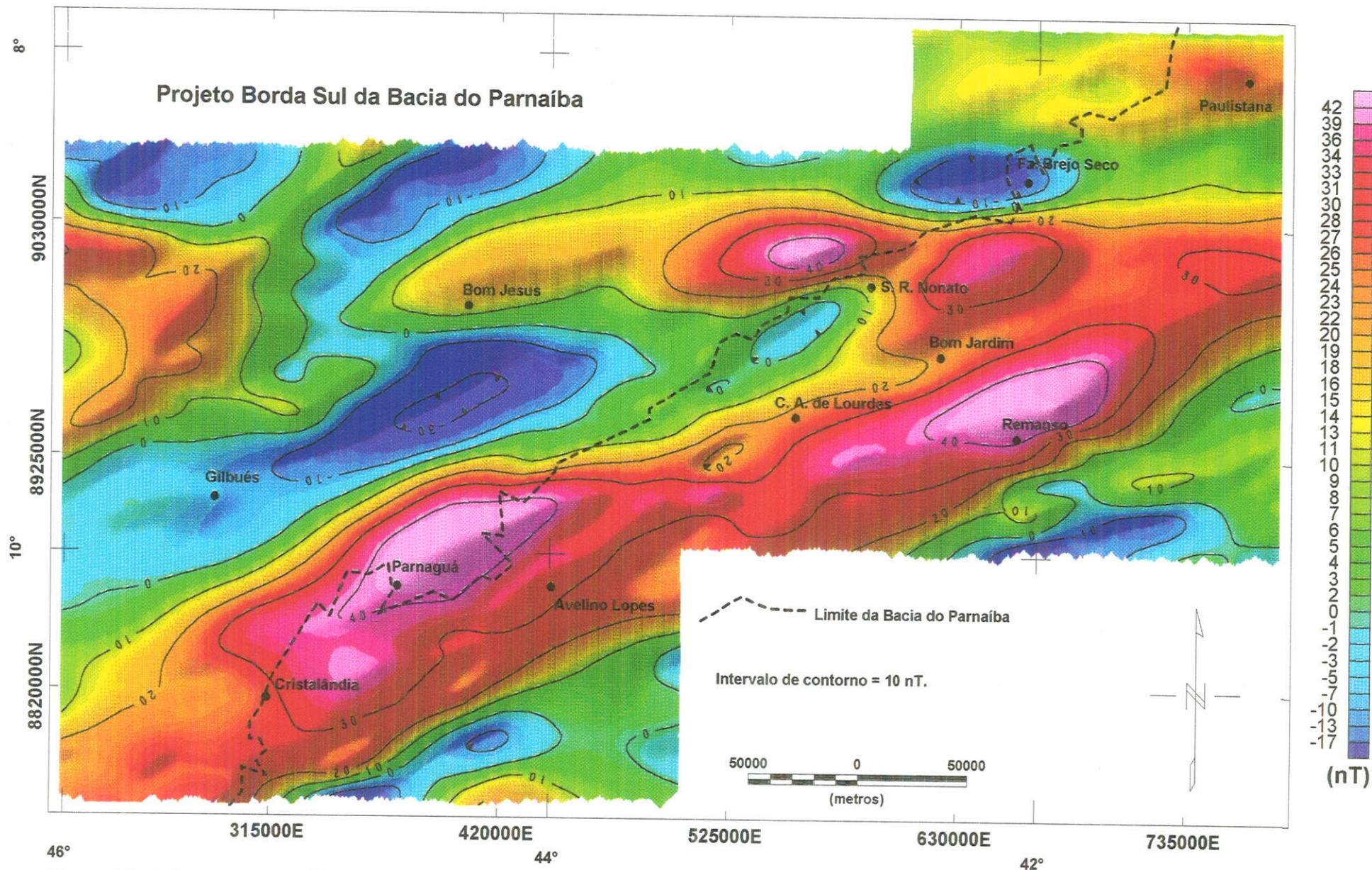


Figura 5.9 - Mapa aeromagnético de continuação para cima. A altura da continuação é 10.000 m. As anomalias representam fontes magnéticas profundas e regionais. Projeção Equatorial Mercator, Leste = 1.000.000 m (M.C. 39°), Norte = 10.000.000 m (Equador). Sombreado: 300° Az Inclinação = 45°.

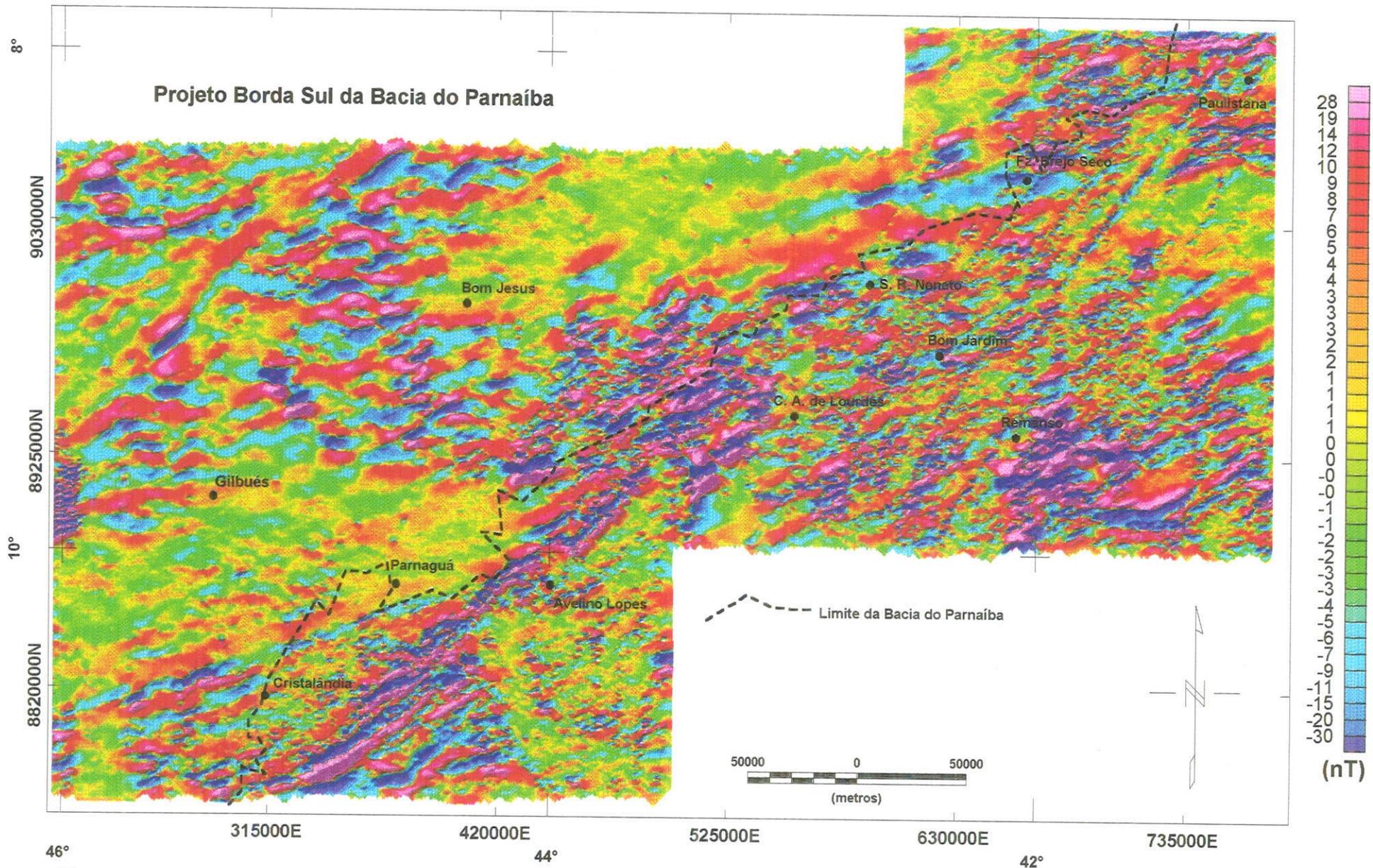


Figura 5.10 - Mapa aeromagnético residual obtido pelo método espectral a partir da aplicação de um filtro gaussiano nos dados da Figura 5.5. As frequências espaciais do campo residual são maiores que 0,04/km e representam fontes magnéticas rasas (<5 km). Projeção Equatorial Mercator, Leste = 1.000.000 m (M.C. 39°), Norte = 10.000.000 m (Equador). Sombreado: 300° Az, Inclinação = 45°.

derivada aos dados aeromagnéticos é explicado pelo fato desse filtro enfatizar fontes rasas; embora haja discussões entre os geofísicos (Skeels 1967), em que alguns defendem a denominação de mapa de convolução ao resultado deste tipo de processamento.

O operador matemático desse filtro é expresso da seguinte maneira:

$$L(r) = r^n, \quad (5.7)$$

onde  $n=1$  foi a ordem de diferenciação aplicada.

### b) Filtro de Redução ao Equador

A redução ao equador é utilizada em baixas latitudes magnéticas para centralizar os picos das anomalias sobre suas fontes, sem perder significado geofísico, tornando os dados mais fáceis de serem interpretados.

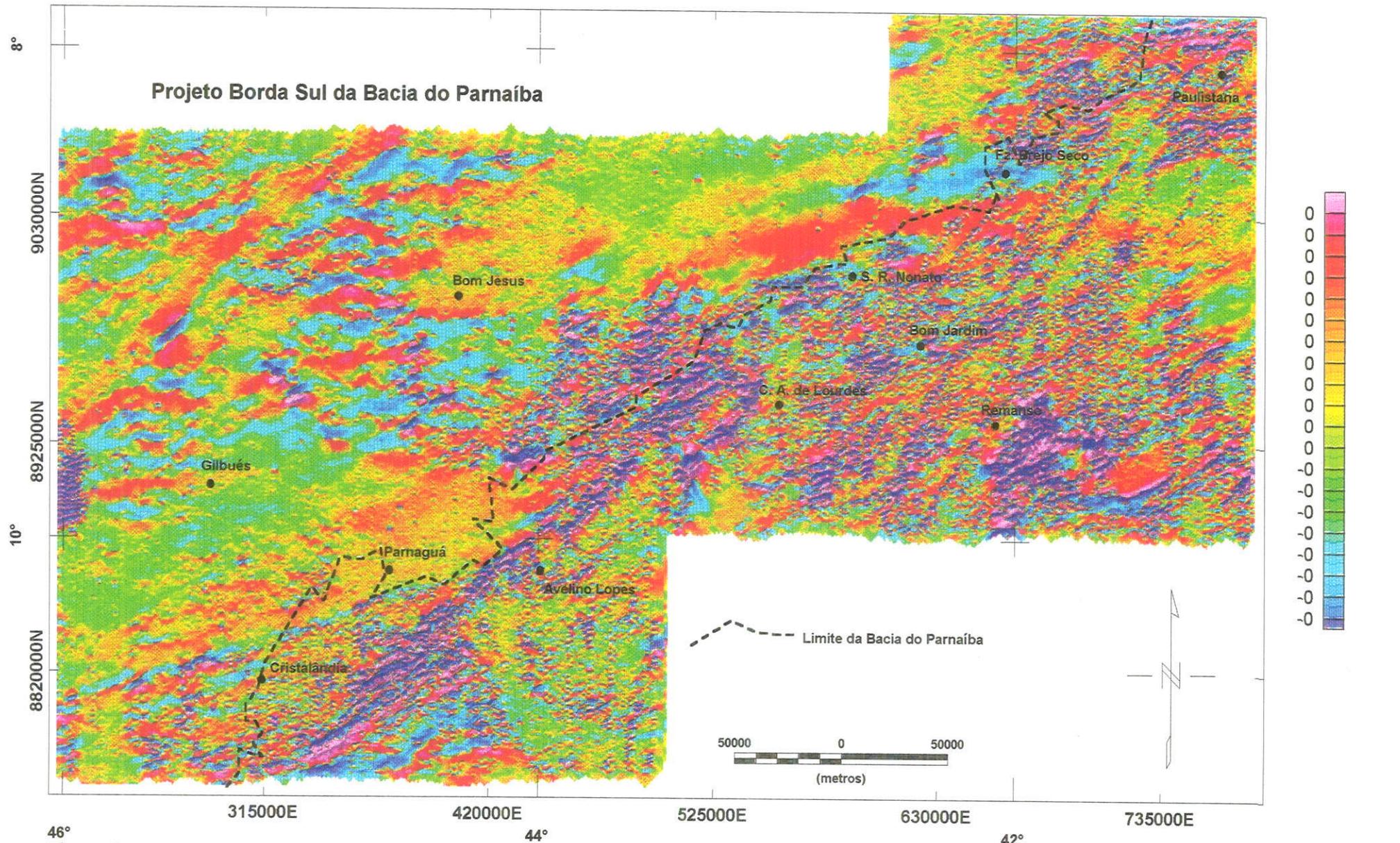
O seu operador matemático é expresso da seguinte maneira:

$$L(\theta) = \frac{-\cos 2(D + \theta)}{\sin I - i \cos I \cdot \cos(D + \theta)}, \quad (5.8)$$

onde,  $I = -7^\circ$  é a inclinação geomagnética e  $D = -19^\circ$  é a declinação. Não há parâmetros a serem definidos.

A redução ao equador foi efetuada sobre o mapa de 1ª derivada vertical, com o objetivo de restaurar diretamente sobre o corpo causador uma assinatura de amplitude negativa, ajudando na interpretação qualitativa dos dados. Esse procedimento é inspirado no conceito de anomalia *pseudo-gravimétrica* desenvolvido por Baranov (1959), visando simplificar a forma complexa apresentada pelos dados magnéticos, de maneira que eles simulem um comportamento semelhante a de corpos com contrastes de densidade. Normalmente é utilizada a redução ao polo, porém a sua aplicação em baixas latitudes magnéticas é acompanhada pelo crescimento da instabilidade no uso dos operadores matemáticos ao se aproximar de regiões próximas ao equador magnético. Recentemente algumas técnicas foram desenvolvidas no sentido de resolver os problemas relacionados com a redução ao polo em baixas latitudes: Silva (1986b) e Leão & Silva (1989) utilizando o conceito de camada equivalente; Mendonça & Silva (1993) usando técnicas no domínio da frequência; e MacLeod *et al.* (1993a, 1993b) pelo desenvolvimento do conceito de sinal analítico.

O resultado da aplicação conjunta da 1ª derivada vertical e da redução ao equador está apresentada na Figura 5.11.



46° 44° 42°

Figura 5.11 - Mapa aeromagnético da 1ª derivada vertical reduzida ao Equador. Este mapa enfatiza as fontes rasas e posiciona um eixo negativo sobre a fonte magnética. Uma desvantagem é a introdução de ruídos de alta frequência. A escala vertical é adimensional e corresponde ao gradiente vertical da anomalia reduzida ao Equador. Projeção Equatorial Mercator, Leste=1.000.000 m (M.C. 39°), Norte = 10.000.000 m (Equador). Sombreado: 300° Az, Inclinação = 45°.

#### 5.1.2.4 - Mapa Aeromagnético de Relevo Sombreado em Tons de Cinza

As técnicas de sombreado, usadas em tratamento de imagens, podem também ser utilizadas na representação do relevo do campo magnético. O relevo sombreado em tons de cinza é gerado pela reflectância da superfície magnética, em função da sua posição em relação a uma fonte luminosa. Para isso, uma fonte de luz é simulada com uma determinada inclinação e declinação. A luminosidade aparente dependerá dessa posição relativa, tendo a maior intensidade quando for perpendicular à superfície.

O mapa sombreado em tons de cinza funciona como um residual, ressaltando as anomalias de curto comprimento de onda, ou seja, as fontes rasas. Isso acontece porque essas anomalias possuem gradientes mais fortes. Como a reflectância depende da posição da fonte luminosa, é possível realçar direções estruturais específicas, variando os ângulos de declinação e de inclinação.

O mapa aeromagnético de relevo sombreado em tons de cinza com parâmetros de declinação =  $300\text{Az}$  e inclinação =  $45^\circ$ , está apresentado na Figura 5.12.

### 5.2 – Interpretação e Integração Geológica dos Dados Aeromagnéticos

Os dados geofísicos fornecem uma visão em profundidade que corresponde a terceira dimensão simplificada dos dados geológicos, indispensáveis em áreas de escudos e faixas dobradas pré-cambrianas pouco conhecidas ou parcialmente encobertas por sedimentos fanerozóicos. Neste trabalho, grande parte da área levantada pelos dados aeromagnéticos está encoberta por sedimentos da Bacia do Parnaíba (Figura 5.13). Como nessa região os sedimentos não apresentam intercalações de vulcânicas, eles são transparentes ao método magnético, permitindo a interpretação do prolongamento das estruturas pré-cambrianas por sob a bacia e fornecendo informações imprescindíveis para a compreensão da evolução geotectônica da área.

Na Faixa Riacho do Pontal, apenas a parte oeste está encoberta por dados aeromagnéticos, por isso as interpretações com aplicação desse método serão restritas a esta região da faixa (Figura 5.13).

Na interpretação e integração geológica das imagens aeromagnéticas digitais foi considerado, por uma questão de simplicidade, que as anomalias foram geradas apenas pelo campo induzido. Isto é reforçado pela falta de inversões claras de polaridades nas anomalias mais

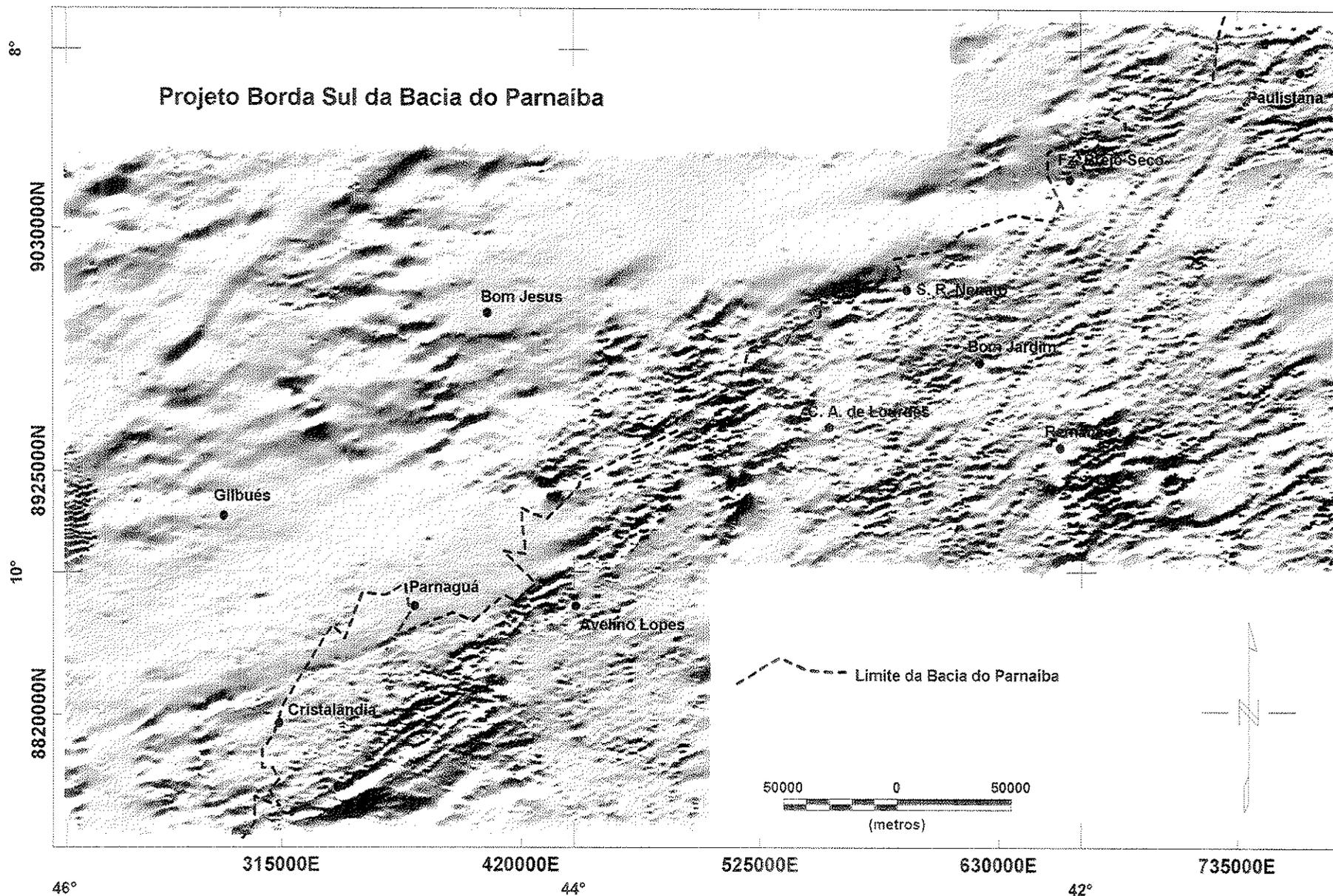


Figura 5.12 - Mapa aeromagnético do campo total sombreado em tons de cinza. Fonte luminosa localizada a 300° Az, com inclinação de 45°. Este mapa enfatiza alinhamentos de direção NE-SW e anomalias de pequeno comprimento de onda (fontes magnéticas rasas). Projeção Equatorial Mercator, Leste = 1.000.000 m (M.C. 39°), Norte = 10.000.000 m (Equador).

evidentes. Dentro deste contexto, foram efetuadas comparações de igualdade e desigualdade entre os seguintes parâmetros: a) unidades litológicas/unidades magnéticas; b) alinhamentos magnéticos/falhas e zonas de cisalhamento; c) mudanças de gradientes; e d) padrões texturais. O processo de interpretação foi executado de forma interativa com todas as imagens, considerando o conjunto dos dados, uma vez que cada imagem contém informações específicas e relevantes. O mapa aeromagnético de campo total reduzido do *IGRF* e filtrado (Figura 5.5) é dominado na sua parte central por uma larga faixa de eixos positivos orientados na direção NE-SW, refletindo a presença de litologias com baixo conteúdo de minerais magnéticos, com intercalações de anomalias bipolares elipsoidais de pequeno comprimento de onda, também orientadas na direção NE-SW. Esse padrão é truncado no norte do mapa por uma faixa de anomalias de direção E-W correlacionadas com as rochas vulcano-plutônicas, máficas-ultramáficas, da Faixa Riacho do Pontal. No sudeste e no noroeste do mapa domina um padrão definido por anomalias bipolares com amplitudes altas refletindo a ocorrência de litologias com conteúdo alto de minerais magnéticos. Na região sudeste elas correlacionam-se com rochas vulcanossedimentares paleoproterozóicas e no noroeste as litologias magnéticas estão encobertas pelos sedimentos fanerozóicos da Bacia do Parnaíba.

### **5.2.1 - Alinhamentos Aeromagnéticos**

Alinhamentos são assinaturas aeromagnéticas lineares que delimitam, deformam ou truncam unidades magnética sendo geralmente correlacionados com estruturas geológicas. Os alinhamentos relacionados com estruturas profundas e possivelmente associados com a delimitação de blocos crustais são melhor representados nos mapas regional e de continuação para cima (Figuras 5.7 e 5.9). Os alinhamentos relacionados com falhas, diques e outras estruturas rasas ou aflorantes são melhor ressaltados nos mapas residuais e de relevo sombreado (Figuras 5.10, 5.11 e 5.12). As direções dos alinhamentos variam desde 40° Az até 120° Az, refletindo falhas, zonas de cisalhamento e diques magnéticos (Figura 5.14).

#### **A) Alinhamento Sudeste do Piauí**

Atravessa diagonalmente a área do levantamento, na direção NE-SW (70°Az), paralelamente em relação à borda erosiva da bacia. É definido por um marcante contraste entre

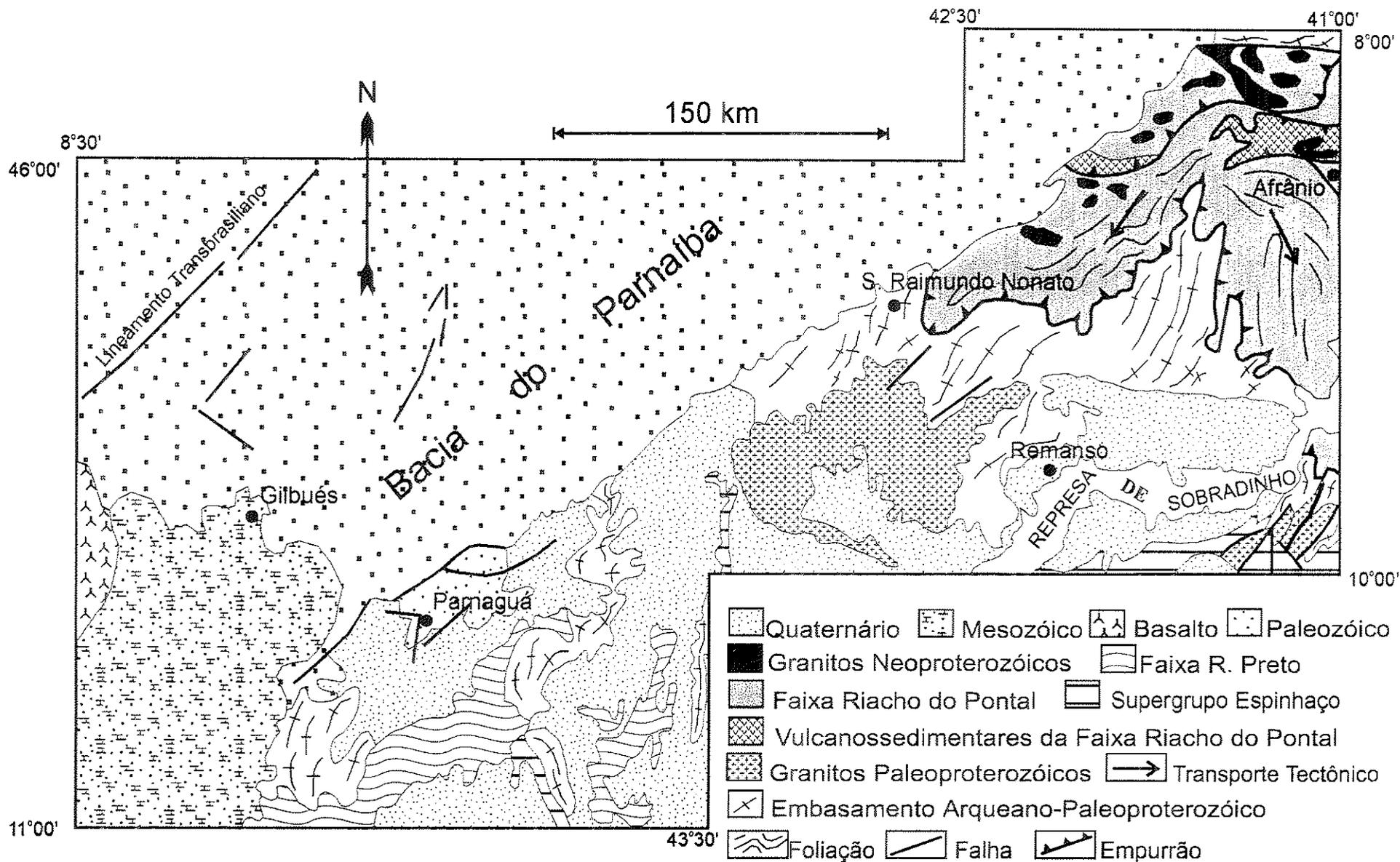


Figura 5.13 - Mapa geológico simplificado da área do Projeto Aerogeofísico Borda Sul da Bacia do Parnaíba. Modificado a partir de Schobbenhaus (1984), Angelim (1993) e Figueirôa (1993).

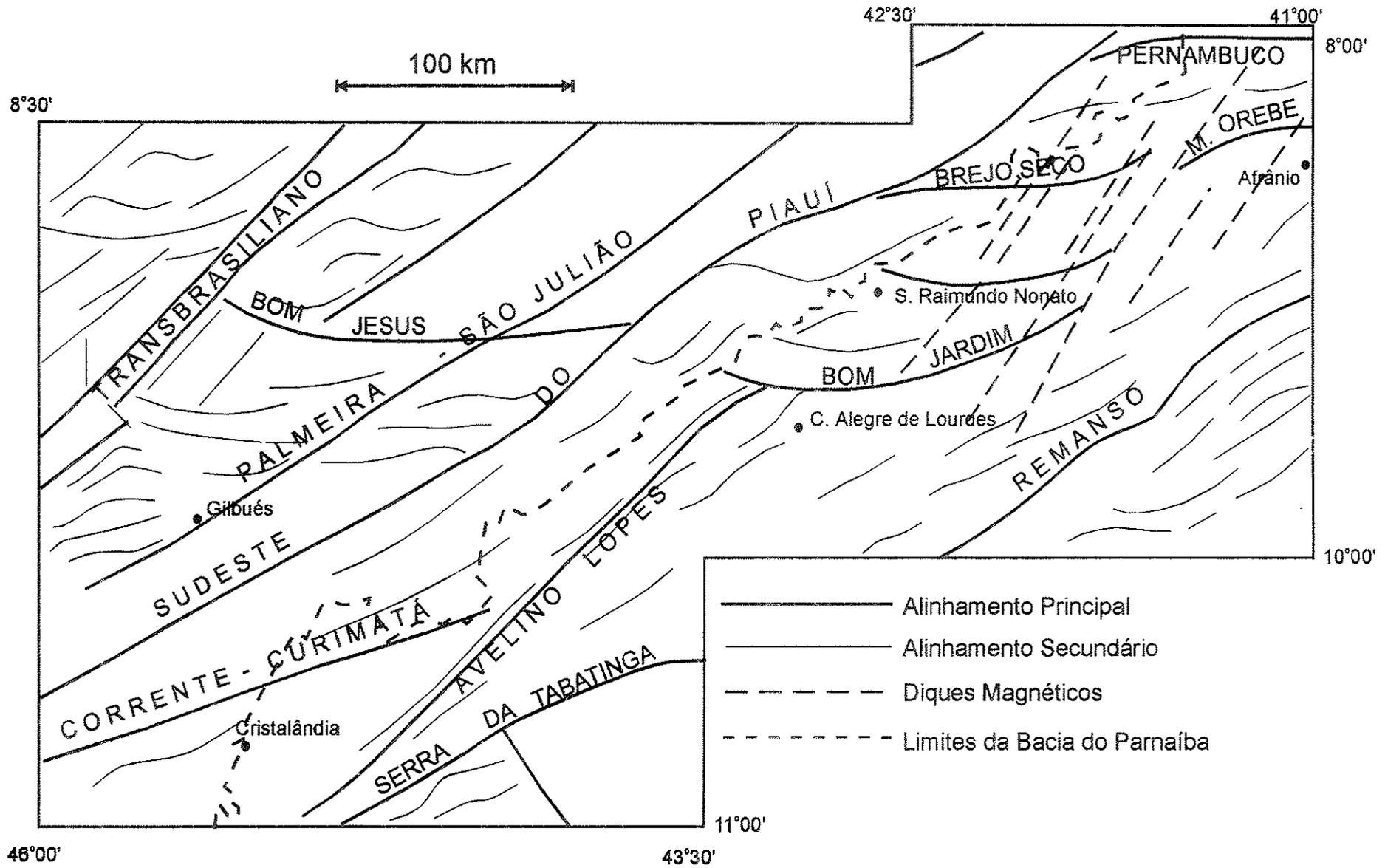


Figura 5.14 - Alinhamentos aeromagnéticos da área do Projeto Borda Sul da Bacia do Paraíba.

unidades mais magnéticas localizadas a noroeste em relação às localizadas a sudeste. O trecho nordeste é marcado por alinhamentos de eixos magnéticos positivos e pela inflexão sinistral e truncamento de alinhamentos E-W, entre eles, aquele correlacionado com o Lineamento Pernambuco. As estruturas e litologias possivelmente associadas estão totalmente encobertas pelos sedimentos da Bacia do Parnaíba.

Apesar da inexistência de dados de afloramentos ou amostragem a partir de poços profundos, é possível correlacionar esse alinhamento com uma zona de cisalhamento. Os aspectos considerados são os seguintes:

- a) o seu paralelismo com o importante Lineamento Transbrasiliano;
- b) este alinhamento trunca e inflete sinistramente o prolongamento do alinhamento aeromagnético correlacionado com o Lineamento Pernambuco (Alinhamento Pernambuco);
- c) ao longo do seu *trend* NE-SW, desenvolveram-se estruturas de extensão com características de evolução *pull-apart* (grábens Cambrianos, Figura 5.16, Item 5.2.2).

## **B) Alinhamento Transbrasiliano**

Corresponde a um pequeno trecho do Lineamento Transbrasiliano. Apresenta direção NE-SW (45°Az) e as estruturas e litologias associadas estão encobertas pelos sedimentos da Bacia do Parnaíba. É marcado por eixos magnéticos positivos lineares alongados e estreitos (10 km) que representam estruturas grabeniformes controladas por cisalhamentos. Observam-se inflexões sinistrais de eixos magnéticos localizados em ambos os lados do alinhamento. Goés *et al.* (1993) utilizaram a denominação de Zona de Falha Transbrasiliana e referiram-se a existência de faixas catacladasas na área de influência da assinatura magnética onde modelaram grabéns alongados com espessuras sedimentares superiores a 4.000 m.

## **C) Alinhamento Palmeira - São Julião**

Essa denominação foi utilizada por Goés *et al.* (1993) para definir o prolongamento da zona de cisalhamento que delimita a borda sudeste do Gráben Cambriano de São Julião (PI). Ele é sub-paralelo ao Alinhamento Sudeste do Piauí. Na área deste estudo, o seu trecho nordeste restringe uma zona de eixos magnéticos positivos que refletem a continuação do Gráben de São Julião por sob os sedimentos fanerozóicos. O trecho sudoeste limita, no lado noroeste, um conjunto de anomalias bipolares causadas por corpos magnéticos do embasamento da bacia, com

amplitudes pico a pico em torno de 200 nT e formas elípticas e sigmoidais, que convergem obliquamente com inflexões sinistras para o Alinhamento Transbrasiliano. O lado sudeste restringe, entre este alinhamento e o Alinhamento Sudeste do Piauí, uma área do embasamento da bacia constituído por uma ampla região magnética com anomalias negativas que apresentam amplitudes de até 200 nT.

#### **D) Alinhamento Brejo Seco**

Corresponde ao eixo negativo de uma anomalia linear de direção E-W, amplitude de 200 nT, que começa a leste da Fazenda Brejo Seco (PI) e se estende por 100 km no sentido oeste. Na extremidade leste está correlacionado com o afloramento de rochas vulcano-plutônicas, máficas-ultramáficas, da Fazenda Brejo Seco (PI), mineralizadas em amianto e Ni, com posicionamento controlado por empurrões e zonas de cisalhamento. Estas rochas são interpretadas como uma seqüência *ofiolítica* de bacia retroarco por Marimom (1991). A sua extensão para oeste, além da borda erosiva da bacia, indica que essas litologias se prolongam por sob os sedimentos fanerozóicos.

#### **E) Alinhamento Monte Orebe**

Corresponde a eixos negativos e positivos de anomalias lineares estreitas com pequenas amplitudes (< 50 nT) e direção E-W, correlacionadas com cristas de metacherts e metabasaltos da Unidade Monte Orebe. A extremidade oeste está fortemente curvada sinistralmente pela estrutura que forma a *Sintaxe* de Ponta da Serra (Capítulo 3, Item 3.3.3). O prolongamento no sentido leste para além do limite do projeto aerogeofísico pode ser inferido a partir dos dados gravimétricos (Capítulo 6).

#### **F) Alinhamento Bom Jardim**

Este alinhamento forma um arco com concavidade voltada para noroeste, pelo alinhamento de eixos negativos e positivos de pequenas anomalias bipolares, com amplitudes inferiores a 50 nT. Na região de Bom Jardim (PI), próximo do limite com a Bahia, ele correlaciona-se com o contato noroeste do embasamento gnaíssico com um batólito, constituído por granitos e adamelitos isotrópicos, cataclasados (Souza *et al.* 1979)

### **G) Alinhamento Corrente - Curimatá**

Essa denominação foi utilizada por Goés *et al.* (1993) para um alinhamento de eixos negativos (amplitudes inferiores a 50 nT) de anomalias lineares estreitas (5 km) que passa pelas cidades de Corrente, Parnaguá e Curimatá no extremo sul do Piauí. No mapa geológico ao milionésimo (Bruni *et al.* 1974) esse alinhamento está correlacionado com uma zona de falha de direção ENE - WSW.

### **H) Alinhamento Bom Jesus**

É um alinhamento de direção E-W que vai desde o Alinhamento Sudeste do Piauí até o Alinhamento Transbrasiliiano. Ele se caracteriza pelo truncamento da assinatura que representa o prolongamento do Gráben de São Julião e do Alinhamento Palmeira - São Julião. Goés *et al.* (1993) o denominaram Bom Jesus - São Raimundo Nonato, porém a análise de detalhe demonstra que essa assinatura não se prolonga até a cidade de São Raimundo Nonato (PI), sendo interrompido pelo Alinhamento Sudeste do Piauí.

### **I) Alinhamento Avelino Lopes**

É caracterizado pelos alinhamentos de eixos negativos e positivos de anomalias bipolares lineares e sigmoidais, orientadas na direção NE-SW ( $50^\circ$  Az), com amplitudes inferiores a 100 nT, que se estendem deste a região da Faixa Rio Preto até as proximidades da cidade de São Raimundo Nonato (PI). Na região entre as cidades de Campo Alegre de Lourdes (BA) e Peixe (BA), o alinhamento está correlacionado com a ocorrência de granitos alcalinos e corpos ígneos de filiação toleítica, formados por piroxenitos, gabro-anortositos e ilmenita-magnetitos, mineralizados em Fe-Ti-V (Leite *et al.* 1993, Leite 1997). As rochas alcalinas, incluindo um complexo carbonatítico, foram interpretadas por Leite *et al.* (1993) como tendo sido geradas em um ambiente de rifte continental Paleoproterozóico. Caso o prolongamento do alinhamento no sentido sudoeste corresponda ao afloramento de rochas assemelhadas àquelas descritas por Leite *et al.* (1993) e Leite (1997), o alinhamento das anomalias com uma extensão de 250 km é um testemunho desse rifte. No mapa ao milionésimo (Bruni *et al.* 1974) a extremidade sudoeste do alinhamento está correlacionado com zonas de falhas e ocorrências de Ti e Mn.

#### **J) Alinhamento Serra da Tabatinga**

Apresenta direção NE-SW e coincide aproximadamente com a fronteira do Piauí com a Bahia na Região da Faixa Rio Preto. A extremidade sudoeste é caracterizada pelo eixo negativo de uma anomalia larga (40 km) com 200 nT de amplitude, que se sobrepõe às lineações estruturais e aos metassedimentos da Faixa Rio Preto; a extremidade nordeste é marcada pelo contraste entre litologias mais magnéticas no lado sudeste, em relação ao lado noroeste. Essa extremidade correlaciona-se com o truncamento da Serra do Boqueirão, aonde afloram quartzitos do Supergrupo Espinhaço.

#### **K) Alinhamento Remanso**

É a continuação para nordeste do Alinhamento da Serra da Tabatinga. Ele é caracterizado pelo contraste entre as litologias mais magnéticas a sudeste, representadas por seqüências vulcanossedimentares vestigiais paleoproterozóica, em relação às rochas de composição granítica que afloram como batólitos a noroeste da cidade de Remanso (BA).

#### **L) Alinhamento Pernambuco**

É definido por eixos positivos e negativos estreitos de pequena amplitude (< 50 nT) orientados na direção E-W. Apresenta inflexões sinistrais na confluência com o Alinhamento Sudeste do Piauí e se correlaciona com a extremidade oeste do Lineamento Pernambuco.

#### **M) Diques Magnéticos**

Na porção leste do levantamento, aonde não ocorrem coberturas da Bacia do Parnaíba, localiza-se uma série de alinhamentos sub-paralelos, orientados na direção NNE-SSW (35°Az), que atravessam e truncam indiscriminadamente os alinhamentos correlacionados com estruturas pré-cambrianas, sendo porém sub-paralelas a algumas delas. Com comprimentos de até 150 km, são formados pelo alinhamentos de eixos de anomalias bipolares estreitas (5 km), de pequenas amplitudes (<100 nT). Este conjunto de alinhamentos deve prosseguir por sob os sedimentos da

bacia, porém suas assinaturas são eliminadas pelo aumento da espessura do pacote sedimentar, que nesse caso funciona como um filtro natural passa baixa.

Essas assinaturas podem ser interpretadas como diques magnéticos fanerozóicos relacionados com o magmatismo Mesozóico da Bacia do Parnaíba. É importante correlacioná-las, quanto a posição geológica e quanto a forma de ocorrência, com o magmatismo alcalino ao qual estão associadas chaminés kimberlíticas no interior da bacia (Silva *et al.* 1972).

Uma hipótese provável para a origem e localização desses diques na borda da bacia intracratônica é o seu posicionamento em fraturas profundas, geradas a partir de megaflexuramentos relacionados com a carga originada pelo preenchimento sedimentar da bacia.

Aparentemente, pela análise dos mapas geológicos da região, esses diques não afloram, porém algumas correlações podem ser feitas, apesar da inexistência de datações:

- a) Na Folha Barra do Bonito o alinhamento magnético mais proeminente está correlacionado com a ocorrência de um corpo de forma elipsoidal constituído por hiperistênio-gabronoritos (Prado & Vasconcelos 1991).
- b) Na Folha Afrânio um alinhamento está correlacionado com os piroxenitos e anfibolitos da Fazenda Boa Vista mineralizados em vermiculita (Sampaio & Vasconcelos 1991).
- c) Na região da Fazenda Brejo Seco (PI), onde passa um dos alinhamentos, Marimon (1991) refere-se a ocorrência de olivina-diabásio encaixados em falhas normais e fraturas posicionadas na direção NE-SW.

#### **N) Mapa de Alinhamentos Aeromagnéticos da Província Borborema e Regiões Limítrofes**

A partir do mapa aeromagnético do Brasil, escala 1:5.000.000 (CPRM 1996), foi produzido um mapa de alinhamentos (Figura 5.15). Observa-se uma excelente correlação destas assinaturas com zonas de cisalhamentos e *trends* de unidades litológicas no mapa geológico do Brasil, escala 1:2.500.000 (Schobbenhaus 1984). Os reflexos aeromagnéticos das estruturas pré-cambrianas da Província Borborema por sob os sedimentos da Bacia do Parnaíba são bastante claros, permitindo inferir a articulação das principais zonas de cisalhamento no embasamento da parte leste-sudeste da bacia, além da presença e do prolongamentos de grábens Cambrianos sob os sedimentos pós-Silurianos. A assinatura aeromagnética do Alinhamento Pernambuco (zona de cisalhamento do Lineamento Pernambuco), converge para o Alinhamento Sudeste do Piauí, e inflexiona sinistralmente. O *trend* do Alinhamento Aeromagnético Senador Pompeu (zona de cisalhamento do Lineamento Senador Pompeu), projeta-se para o interior da bacia, delimitando o

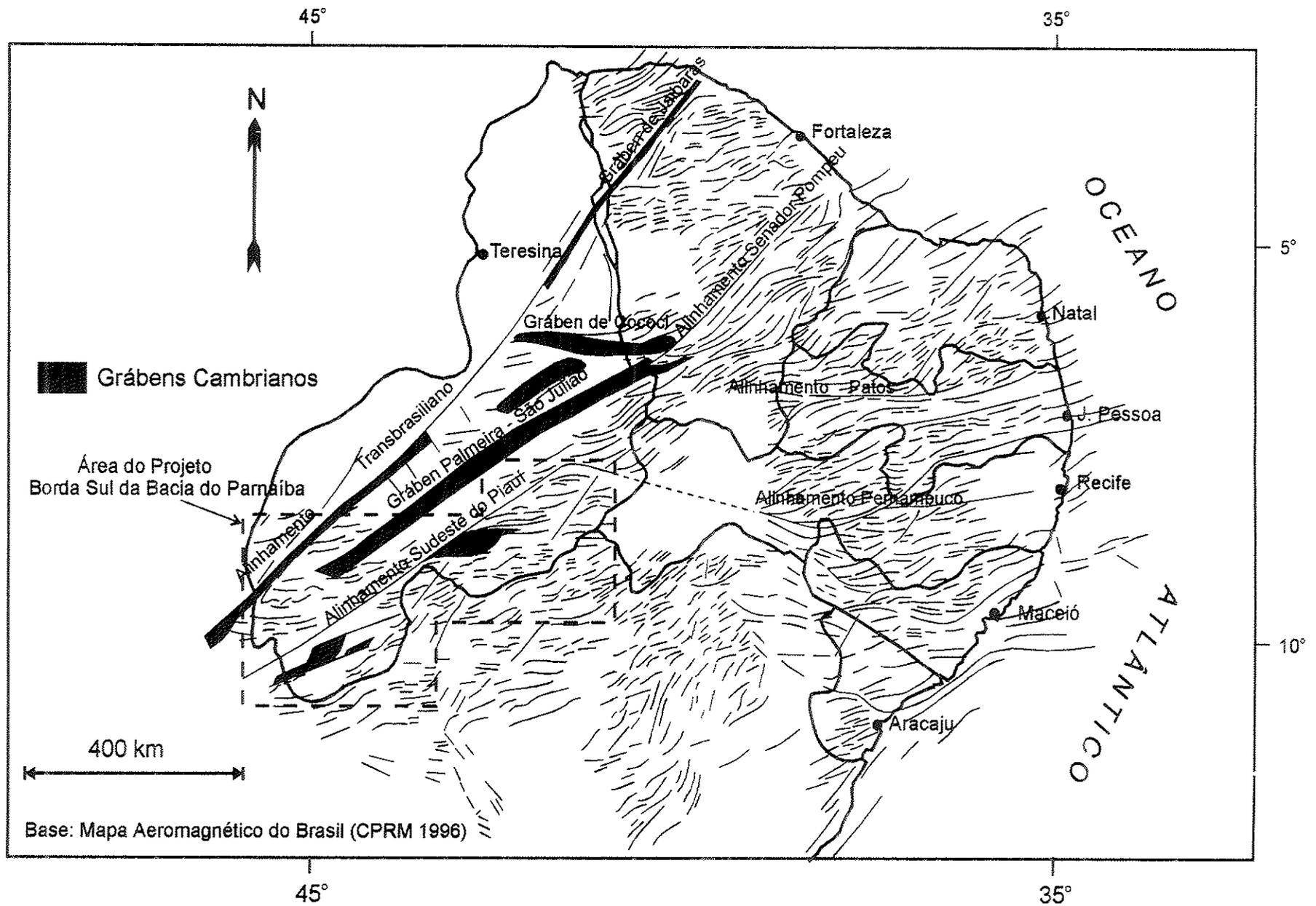


Figura 5.15 - Mapa de alinhamentos aeromagnéticos da Província Borborema e suas áreas limítrofes.

prolongamento do Gráben Palmeira-São Julião e converge em ângulo agudo para o Alinhamento Transbrasiliano. O Alinhamento Patos (zona de cisalhamento do Lineamento Patos) ramifica-se nas proximidades do Alinhamento Senador Pompeu, e suas inflexões convergem para sudoeste no sentido do Alinhamento Sudeste do Piauí.

### **5.2.2 - Unidades Magnéticas**

A separação de unidades magnéticas é efetuada com base nos padrões texturais resultantes das diferenças de amplitudes, comprimentos de onda, formas e distribuição das anomalias, produzidas pelo conteúdo e forma de concentração dos minerais magnéticos nas litologias. Na área deste estudo, as correlações geológicas das unidades magnéticas são dificultadas pela cobertura sedimentar e pela escassez, na maior parte da área, de mapeamentos em escalas de detalhe. A seguir serão descritas e correlacionadas as principais unidades magnéticas identificadas na área do Projeto Borda Sul da Bacia do Parnaíba (Figura 5.16).

#### **A) Unidade Magnética Cristalândia – Bom Jardim**

Ocupa a maior parte da área do levantamento, formando uma larga faixa de direção NE-SW e caracteriza-se pela predominância de amplitudes suaves e comprimentos de onda longos. É facilmente visualizada nos mapas aeromagnéticos pela sua tonalidade avermelhada. A interpretação dos mapas regional e de continuação para cima (Figuras 5.7 e 5.9) indicam que esta unidade constitui o reflexo de um bloco crustal de significado geotectônico, composto em profundidade por litologias pouco ou não magnéticas. Os dados geológicos indicam a predominância do afloramento de rochas ortoderivadas batolíticas de composição granítica, complexos gnaíssicos-migmatíticos e supracrustais metassedimentares da Faixa Riacho do Pontal.

#### **B) Unidade Magnética Sobradinho**

Ocupa a parte sudeste do levantamento e apresenta um padrão caracterizado por anomalias bipolares com eixos na direção NE-SW, amplitudes de até 600 nT e comprimentos de onda inferiores a 40 km. Na região a sudeste da cidade de Remanso (BA) ela está correlacionada com a ocorrência de faixas vestigiais de rochas vulcanossedimentares paleoproterozóicas e

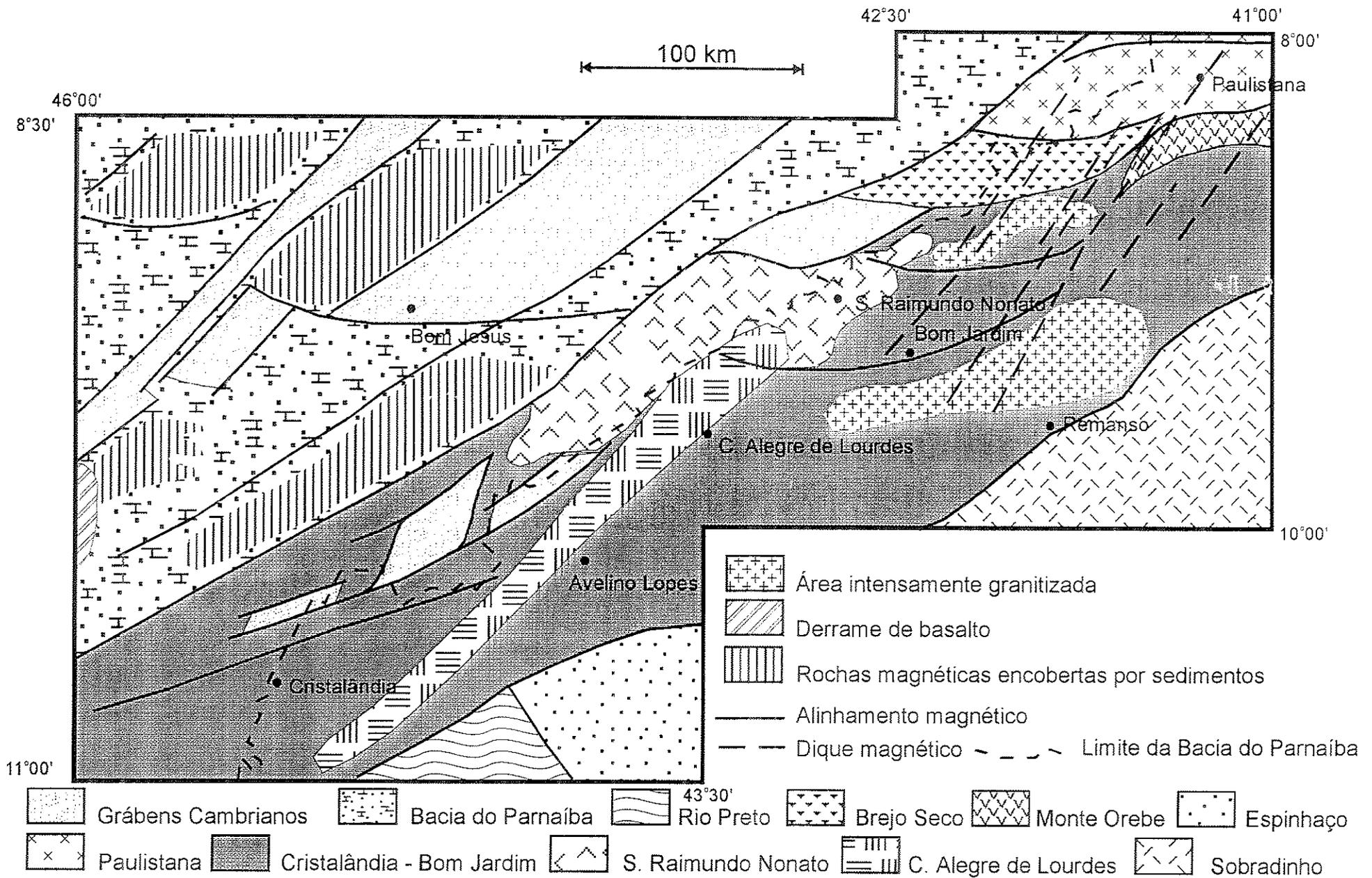


Figura 5.16 - Unidades aeromagnéticas da área do Projeto Borda Sul da Bacia do Parnaíba.

formações ferríferas do Complexo Colomí (Souza *et al.* 1979), intercaladas e sobrepostas em um embasamento gnaissico-migmatítico. O exame e o confronto dos mapas que enfatizam fontes magnéticas profundas (Figuras 5.7 e 5.9), em relação ao mapa residual (Figura 5.10), demonstra que as fontes magnéticas podem ter profundidades superiores a 5 km.

### **C) Unidade Magnética São Raimundo Nonato**

Ocorre dentro do contexto da Unidade Magnética Cristalândia – Bom Jardim e corresponde a uma aglomeração de anomalias elípticas e sigmoidais, com eixos orientados preferencialmente na direção NE-SW, com amplitudes inferiores a 200 nT. Na região a sudoeste de São Raimundo Nonato (PI) as anomalias estão relacionadas com o afloramento de gnaisses bandados com intercalações de biotita gnaisses, quartzitos ferríferos e máficas-ultramáficas (Ribeiro 1992). Os mapas que enfatizam fontes profundas (Figuras 5.7 e 5.9) e os residuais (Figuras 5.10 e 5.11, fontes rasas), indicam que esta unidade está definida por fontes magnéticas rasas e fontes magnéticas com topos mais profundos que 5 km.

### **D) Unidade Magnética Paulistana**

Apresenta um padrão anômalo caracterizado por eixos positivos lineares orientados na direção E-W, de pequena amplitude (<100 nT) e pequeno comprimento de onda (10 km), intercalados com eixos negativos lineares e elipsoidais, truncados por anomalias lineares de direção NE-SW. É correlacionada com micaxistos, quartzitos, *metacherts*, metavulcânicas e metaplutônicas máficas-ultramáficas de quimismo calcio-alcálico e rochas plutônicas ácidas constituídas por monzogranitos, granodioritos e sienitos (Gomes & Vasconcelos 1991). As fontes magnéticas que caracterizam esta unidade são predominantemente rasas.

### **E) Unidade Magnética Brejo Seco**

É constituída por eixos negativos na direção E-W, com amplitudes máximas de 200 nT e comprimentos de onda inferiores a 30 km. No leste, está correlacionada com as rochas máficas-ultramáficas da Fazenda Brejo Seco (PI). A anomalia prolonga-se para oeste, além da borda erosiva da bacia, indicando a continuidade das rochas magnéticas por sob os sedimentos fanerozóicos. A assinatura que caracteriza esta unidade é bastante pronunciada nos mapas que

ênfatazam fontes profundas (Figuras 5.7 e 5.9), indicando que ela constitui um importante segmento crustal no contexto geotectônico da Faixa Riacho do Pontal.

#### **F) Unidade Magnética Monte Orebe**

Corresponde a eixos negativos e positivos de direção E-W, comprimentos de onda inferiores a 10 Km e amplitudes menores que 100 nT. A sua extremidade oeste apresenta forte inflexão sinistral na confluência com o ápice da *Sintaxe* de Ponta da Serra. Está correlacionada com metabasaltos e *metacherts* da Unidade Monte Orebe (Gomes & Vasconcelos 1991). Apesar da continuidade e correlação desta unidade, em relação a Unidade Magnética Brejo Seco, os mapas regionais demonstram que suas litologias magnéticas são mais rasas.

#### **G) Unidade Magnética Espinhaço**

Localiza-se entre as Serras do Boqueirão e do Estreito e apresenta um padrão anômalo caracterizado por eixos positivos e negativos curtos (10 km) orientados nas direções E-W e NE-SW, pequeno comprimento de onda (<10 km) e pequena amplitude (50 nT). Correlaciona-se com ortogneisses arqueanos e quartzitos, xistos, filitos hematíticos e pequenos corpos anfibolíticos do Grupo Rio Preto (Silva 1987; Barbosa & Dominguez 1994). Essas litologias representam as fontes magnéticas dominantes no mapa residual (Figuras 5.10 e 5.11), porém é possível inferir a existência de um substrato magnético profundo a partir dos mapas regionais. Aparentemente, esse substrato tem continuidade na Unidade Magnética Sobradinho.

#### **H) Unidade Magnética Rio Preto**

É representado por uma anomalia bipolar larga (50 km), com amplitude de 300 nT, truncada e inflexionada destralmente no limite com a unidade Espinhaço e correlacionada com as porções mais internas da Faixa Rio Preto (Grupo Rio Preto) constituída por quartzitos, xistos, filitos hematíticos e pequenos corpos anfibolíticos (Silva 1987; Barbosa & Dominguez 1994). Ela tem expressão nos mapas regionais e residuais, indicando que as supracrustais da Faixa Rio Preto, nessa região, contém litologias magnéticas e que o seu substrato é também constituído por rochas magnéticas.

### **I) Unidade Magnética Campo Alegre de Lourdes**

É constituída por anomalias elípticas e sigmoidais, com eixos orientados preferencialmente na direção NE-SW, com amplitudes inferiores a 200 nT, formando um *trend* de 250 km (Alinhamento Avelino Lopes). Na região entre as cidades de Campo Alegre de Lourdes (BA) e Peixe (BA), estas anomalias estão correlacionadas com a ocorrência de granitos alcalinos e corpos ígneos de filiação toleítica, formados por piroxenitos, gabro-anortositos e ilmenita-magnetitos, mineralizados em Fe-Ti-V (Leite 1997). A maioria das anomalias está correlacionada com fontes rasas (profundidades inferiores a 5 km).

### **J) Unidade Magnética Bacia do Parnaíba**

Corresponde ao padrão aeromagnético da região encoberta pelos sedimentos da Bacia do Parnaíba. Em função das coberturas e das poucas informações de poços profundos, a correlação geológica desta unidade é em parte especulativa. A ausência de volumes expressivos de rochas vulcânicas intercaladas na seqüência sedimentar dessa região da bacia, torna os seus sedimentos transparentes ao método magnético, permitindo visualizar as assinaturas relacionadas com o seu substrato. Sua textura magnética é marcada pelas seguintes sub-unidades:

#### **J1) Rochas Magnéticas Encobertas Pelos Sedimentos da Bacia do Parnaíba**

Corresponde à distribuição de litologias magnéticas encobertas pelos sedimentos da Bacia do Parnaíba. Caracteriza-se pela presença de eixos negativos com larguras superiores a 10 km, amplitudes inferiores a 200 nT, com forma sigmoidais, orientadas nas direções NE-SW e E-W e curvadas sinistralmente na confluência com os alinhamentos magnéticos. Nesta região da bacia não são disponíveis informações de poços perfurados que atingiram o embasamento, impedindo uma correlação geológica direta. Porém, é possível afirmar que esta unidade é o reflexo de um grande volume de rochas com conteúdo alto de minerais magnéticos, podendo-se especular que parte dessas litologias correspondam a rochas máficas-ultramáficas. Um aspecto importante é a persistência destas anomalias nos mapas regionais, indicando que as fontes magnéticas estão inseridas no embasamento da bacia. Nesta região, as espessuras sedimentares pós Ordoviciano são inferiores a 2.000 m.

### **J2) Padrão Magnético Associado Com Grabéns Cambrianos**

É caracterizada por eixos positivos orientados na direção NE-SW controlados e delimitados por alinhamentos magnéticos. A largura varia de 10 a 40 km e as amplitudes positivas refletem a presença de grandes volumes de rochas sem magnetização. Goés *et al.* (1993) correlacionou esta unidade com grabéns precursores da Bacia do Parnaíba. Ao longo do Alinhamento Transbrasiliano, estes autores modelaram um perfil aeromagnético e quantificaram espessuras sedimentares superiores a 4.000 m. As formas alongadas ou sigmoidais sugerem controle por zonas de cisalhamento e uma evolução do tipo *pull-apart*. Na assinatura positiva sigmoidal localizada a noroeste da cidade de São Raimundo Nonato (PI), controlada pelos Alinhamentos Sudeste do Piauí e Brejo Seco, a CPRM perfurou poços que atingiram profundidades de até 700 m, atravessaram o Grupo Serra Grande e atingiram arenitos grosseiros e esbranquiçados que podem representar a seção cambriana (CPRM, dados inéditos).

### **J3) Derrame de Basalto**

Ocorre apenas em uma pequena área a oeste da cidade Gilbués, no extremo oeste do mapa. É definido por um conjunto de anomalias de pequeno comprimento de onda, com eixos orientados na direção E-W.

## 6 - PROCESSAMENTO, INTERPRETAÇÃO E INTEGRAÇÃO GEOLÓGICA DOS DADOS GRAVIMÉTRICOS

### 6.1 - Processamento dos Dados Gravimétricos

Os dados gravimétricos apresentam uma distribuição heterogênea, com áreas de cobertura homogênea, alternando com regiões totalmente desprovidas de informações ou com distribuição irregular (Figura 4.3, Capítulo 4). O espaçamento entre as estações é também muito variável: no sul a distribuição é regular, porém, as estações apresentam um espaçamento entre 15 e 25 km; no norte o espaçamento varia de 1 a 5 km, no entanto, as estações estão distribuídas em perfis irregularmente espaçados. A consequência desta amostragem deficiente é uma imagem gravimétrica de baixa definição das estruturas e corpos geológicos da região.

Os aspectos citados acima dificultam bastantes os trabalhos de interpretação, porém, no ritmo em que as pesquisas são efetuadas em nosso país, esta região ainda esperará muito tempo para ter uma cobertura gravimétrica compatível com o seu grau de complexidade geológica. Por esta razão, parece razoável a tentativa de se obter respostas preliminares para as causas geotectônicas das assinaturas gravimétricas regionais, mesmo que grosseiramente delineadas.

#### 6.1.1 - Homogeneização dos Dados Gravimétricos

Como já apresentado no capítulo 4, os dados levantados pelo DNPM/CPRM (Gomes & Motta 1980) apresentam parâmetros diferentes dos outros três levantamentos, sendo necessária a sua homogeneização.

A metodologia adotada foi baseada no trabalho de Sá & Blitzkow (1986). Foram executados os seguintes procedimentos, com o objetivo de compatibilizar os dados segundo a Fórmula *GRS-67* (*Geodetic Reference System 1967*) e o Sistema *IGSN-71* (*International Gravity Standardization Net-1971*):

a) Conversão dos valores da gravidade normal dos dados do levantamento executado pelo DNPM-CPRM, calculados pela Fórmula de 1930 (*IGF-30*), para a Fórmula de 1967 (*GRS-67*), mediante a seguinte expressão:

$$\gamma_{67} = \gamma_{30} - 17,2 + 13,6 \text{ sen}^2 \varphi \text{ mGal}, \quad (6.1)$$

onde  $\varphi$  é a latitude.

b) Conversão dos valores de anomalia calculados segundo o Sistema de Referência *Woolard* (*RGW*), originalmente adotado pelo levantamento executado pelo DNPM-CPRM, para o *IGSN-71*, mediante a seguinte expressão:

$$\Delta g_{67IGSN} = \Delta g_{30RGW} - dg + 17,2 - 13,6 \sin 2\varphi \text{ mGal, para } dg = 15,1 \text{ mGal.} \quad (6.2)$$

c) Recálculo dos valores de anomalia Bouguer do levantamento executado pelo DNPM-CPRM, considerando a topografia com densidade igual a  $2,67 \text{ g/cm}^3$ .

### 6.1.2 - Interpolação dos Dados Gravimétricos

Por meio do programa *RANGRID* (GEOSOFT 1995) foram interpolados 1.398 pontos em uma malha de  $5.000 \times 5000 \text{ m}$  (82 linhas  $\times$  152 colunas) pelo método da mínima curvatura (princípios apresentados no Apêndice III), considerando para cada nó um raio de influência de 30 km (distância de branqueamento) e uma tolerância de 0,1% para o ajuste em 99% dos pontos. Os resultados para os dados das anomalias Ar Livre e Bouguer estão apresentados nas Figuras 6.1 e 6.2.

### 6.1.3 - Espectro de Potência dos Dados Gravimétricos e Profundidades das Fontes

Os trabalhos originais de Bhattacharyya (1966) e Spector & Grant (1970) foram desenvolvidos especificamente para dados magnéticos, restando portanto, dúvidas sobre a conveniência de sua aplicação em dados gravimétricos. Mantovani *et al.* 1995, por exemplo, aplicaram esta técnica com modificações em dados gravimétricos. O *MAGMAP System* (GEOSOFT 1994a) aplica filtros em dados de campo potencial (Apêndice IV), sem discriminar se eles são magnéticos ou gravimétricos, com exceção do uso de filtros específicos, tais como redução ao equador (magnético), susceptibilidade aparente (magnético) e densidade aparente (gravimétrico). Com consciência deste problema e da sua repercussão na interpretação dos dados, os procedimentos do *MAGMAP System* (Apêndice IV) foram aplicados nos dados gravimétricos com o objetivo de eliminar ruídos, separar o campo regional e obter informações sobre as profundidades das fontes das anomalias gravimétricas.

Para a execução do cálculo do espectro de potência bidimensional, a malha inicial dos dados gravimétricos de anomalia Bouguer (Figura 6.1) foi condicionada segundo os passos

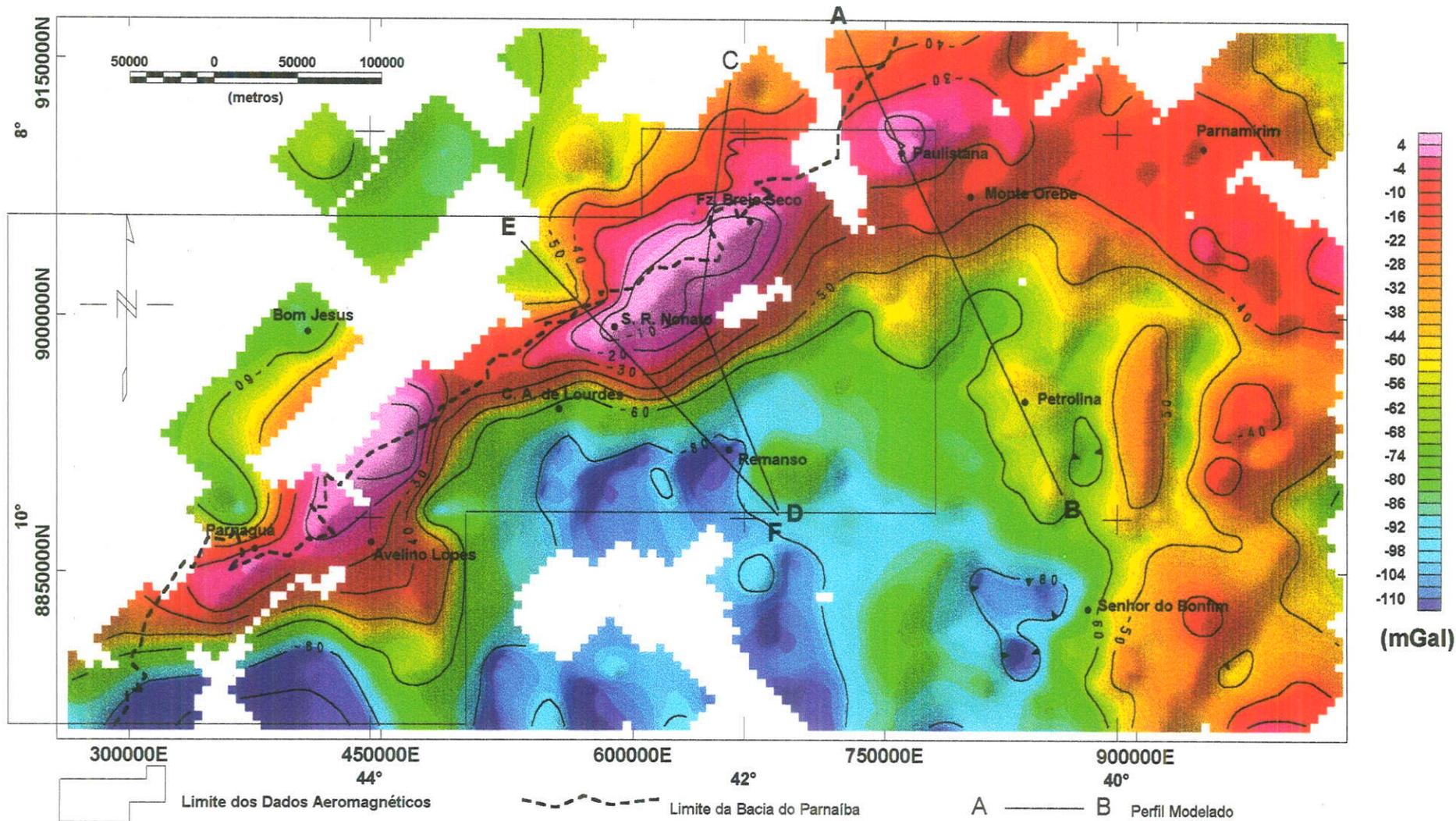


Figura 6.1 - Mapa gravimétrico de anomalia Bouguer, interpolado por mínima curvatura a partir de uma malha de 5.000 x 5.000 m, com distância de branqueamento igual a 30 km. Projeção Equatorial Mercator, Leste = 1.000.000 m (M.C. 39°), Norte = 10.000.000 m (Equador). Sombreado: 300° Az, Inclinação 45°.

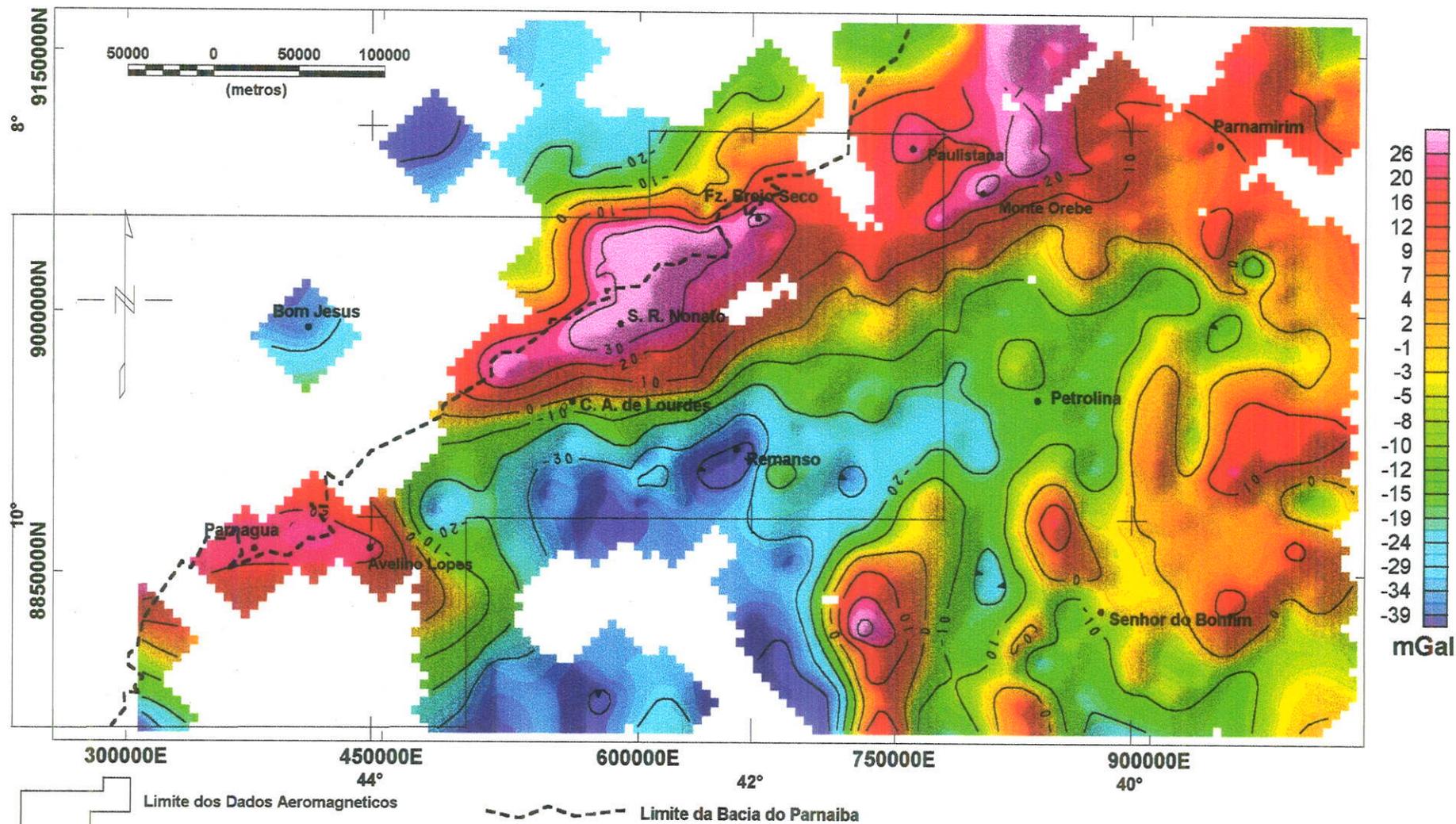


Figura 6.2 - Mapa gravimétrico de anomalia Ar Livre, interpolado por mínima curvatura a partir de uma malha de 5.000 x 5.000 m, com distância de branqueamento igual a 30 km. Projeção Equatorial Mercator, Leste = 1.000.000 m (M.C. 39°), Norte = 10.000.000 m (Equador). Sombreado: 300° Az, Inclinação 45°.

delineados no Apêndice IV: a) retirou-se uma superfície de tendência do 1<sup>o</sup> grau; e b) foi efetuada uma expansão quadrada de 40% da área, para evitar problemas de borda, causados pelo truncamento das anomalias de grande comprimento de onda.

A configuração do espectro de potência bidimensional calculado pela média radial dos dados gravimétricos de anomalia Bouguer e a estimativa estatística das profundidades dos topos das fontes gravimétricas (Figura 6.3), demonstram que o sinal reflete três diferentes intervalos para as profundidades dos topos das fontes:

- a) menores que 15 km e ruidos, com números de onda superiores a 0,04/km;
- b) entre 15 e 40 km, com números de onda no intervalo 0,04 - 0,008/km,
- c) maiores que 40 km, com números de onda inferiores a 0,008/km.

É importante observar que estes intervalos de profundidades correspondem aproximadamente com o perfil sísmico preliminar da região interpretado por Berrocal *et al.* (1989) (Capítulo 3, Item 3.3.11.2). É possível dizer que o espectro de potência bidimensional separa as fontes de natureza intra-crustal, com números de onda superiores a 0,008/km, das fontes profundas (mantélicas?), com números de onda inferiores a 0,008/km.

#### 6.1.4 - Separação Regional/Residual dos Dados Gravimétricos

Uma mapa gravimétrico é a expressão complexa da combinação de uma série de anomalias causadas por fontes rasas que refletem variações de densidades em áreas pequenas e de interesse geológico prospectivo, e de fontes profundas relacionadas com anomalias causadas por variações de densidades em áreas regionais e de interesse geotectônico. O processo de identificar e separar os sinais de fontes rasas, dos sinais de fontes profundas, é chamado de separação regional/residual. Nettleton (1973) disse que certa vez um geólogo afirmou: “*o regional é o que você tira para que o que restou fique parecido com uma estrutura*”. Por esta razão, os geofísicos tem realizado esforços no sentido de encontrar modos de efetuar separações eficientes que não sejam demasiadamente subjetivas.

Segundo Silva (1986), existem quatro abordagens clássicas para o problema de separação regional/residual:

- a) Suavização a olho - Só deve ser utilizada como uma estimativa grosseira, por ser subjetiva e ter

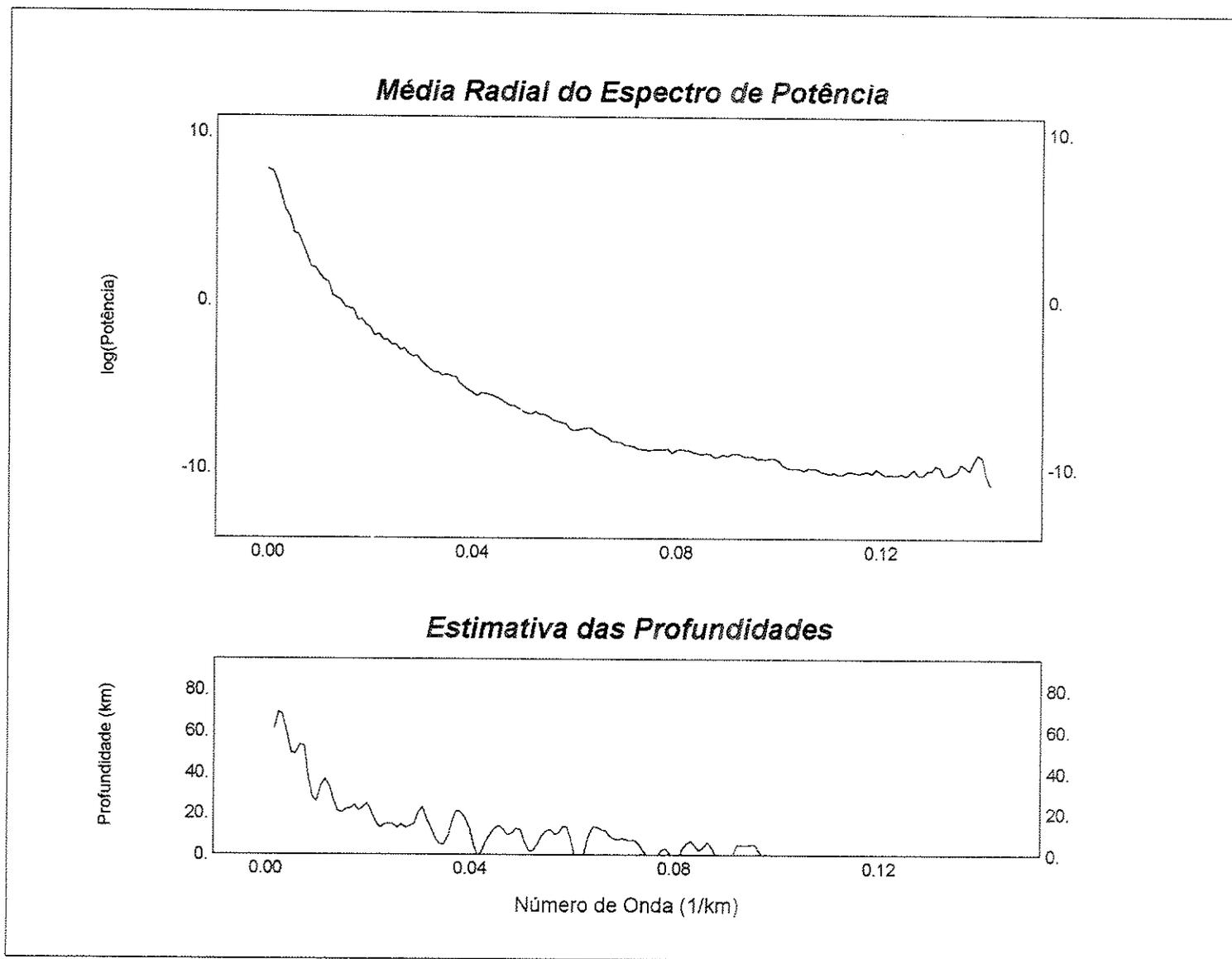


Figura 6.3 - Log do espectro de potência bidimensional do dados de anomalia Bouguer e estimativa estatística das profundidades dos topos das fontes gravimétricas

uma grande dependência da experiência do intérprete e do seu conhecimento geológico/geotectônico da região de pesquisa.

b) Média móvel - Em uma dimensão, consiste em substituir a função  $g(x)$  que define o sinal gravimétrico, por  $\frac{1}{N+1} \sum_{i=-N/2}^{i=N/2} g(x_m)$ , sendo  $N$  par. Quanto maior for  $N$ , menores serão as frequências preservadas. Esse processo elimina a subjetividade, porém resta a dúvida sobre quanto deve ser  $N$ .

c) Ajuste de polinômios - É baseado no ajuste dos dados gravimétricos pelo método dos mínimos quadrados por polinômios de ordem  $n$  na variável independente. Quanto maior  $n$ , menores serão as feições preservadas. Neste caso, resta também a dúvida sobre o valor de  $n$ .

d) Análise Espectral - Envolve a transformação dos dados gravimétricos para o domínio da frequência por meio da Transformada de Fourier. Neste contexto o mapa gravimétrico é aproximado pela soma de uma série de ondas harmônicas no plano  $x$ - $y$ , apresentando diferentes relações de frequências, azimutes, amplitudes e fases, permitindo supor que ele é produzido por dois conjuntos de fontes, uma rasa e a outra profunda (Bhattacharyya 1966; Spector & Grant 1970) Os detalhes desta técnica são analisados nos Apêndices III e IV. O uso desta metodologia na separação regional/residual apresenta dois tipos de problemas: a) distorção do sinal pela eliminação de parte do espectro; e b) transmissão dos ruídos que não foram totalmente removidos na operação de filtragem.

Com o objetivo de resolver os problemas acima referidos foram desenvolvidas outras técnicas de separação regional/residual. Beltrão *et al.* (1991) desenvolveu um método de ajuste polinomial no qual os dados gravimétrico regionais são ajustados por um procedimento robusto, em que a influência do residual é minimizada pela suposição de que as anomalias isoladas são localmente, ou positivas ou negativas.

Uma outra forma de abordagem é pela utilização de modelos de compensação isostática (Ussami *et al.* 1993, como exemplo). Essa técnica prevê que a única carga que atua na litosfera é a superfície topográfica. O campo gravimétrico regional é computado, assumindo o modelo isostático de *Air-Heiskanen* com compensação na interface crosta-manto. O mapa gravimétrico residual é obtido pela remoção do campo regional do mapa de anomalia Bouguer.

Neste trabalho, o método de separação regional/residual adotado é baseado em análise espectral. Apesar dos aspectos contrários ao uso desta metodologia, ela foi aplicada com reservas aos dados de anomalia Bouguer, pelo simples fato de ser disponível e facilmente utilizável mediante o *MAGMAP System*. Outras metodologias poderiam ter sido empregadas, porém os

programas nem sempre estão facilmente disponíveis, ou utilizáveis, sem um acompanhamento de perto dos seus autores. Optou-se portanto, pelo uso do filtro de separação regional/residual gaussiano, da forma como descrito no Capítulo 5 (Item 5.1.2.3a) A aplicação deste filtro foi também reforçada pela coerência observada entre o espectro de potência bidimensional (Figura 6.3) e o perfil sísmico da região (Capítulo 3, Item 3.3.11.2).

O mapa regional foi obtido passando frequências inferiores a 0,008 km/km (parâmetro  $r_0$  = desvio padrão ou ponto de corte). Teoricamente, ele representa anomalias com fontes localizadas na interface crosta-manto (aproximadamente 40 km de profundidade) ou mais profundas (Figura 6.4). O mapa residual com anomalias refletindo fontes intra-crustais foi gerado pela remoção do campo regional do mapa de anomalia Bouguer (Figura 6.5).

## 6.2 - Interpretação e Integração Geológica dos Dados Gravimétricos

Os procedimentos de análise qualitativa e correlação geológica dos dados gravimétricos seguiram os mesmos procedimentos adotados na interpretação dos dados aeromagnéticos. Neste caso, o principal problema está na baixa resolução dos dados gravimétricos, em função da cobertura deficiente e da amostragem irregularmente distribuída. A principal característica do mapa de anomalia Bouguer (Figura 6.1) é uma faixa de anomalia positiva semicircular com concavidade voltada para sul correlacionada com a zona interna das Faixas Riacho do Pontal e Rio Preto, e com as rochas orto e paraderivadas do Maciço/Terreno Pernambuco-Alagoas. Esta faixa de anomalias apresenta reflexos no campo regional e residual (Figuras 6.4 e 6.5), indicando uma possível correlação genética entre as fontes rasas e as fontes profundas. Outra assinatura positiva, porém mais discreta, ocorre no leste do mapa com eixos na direção N-S, correlacionada com intercalações de rochas vulcanossedimentares e terrenos de alto grau do cráton. Ambas contornam um amplo baixo Bouguer, onde afloram terrenos gnáissicos-graníticos e metassedimentos da Chapada Diamantina (Figura 6.6).

### 6.2.1 - Alinhamentos Gravimétricos

Alinhamentos gravimétricos são eixos de anomalias alongadas que se correlacionam com variações de densidade e refletem a direção e disposição das unidades litológicas. A torção, o truncamento e a interferência desses alinhamentos podem ser utilizados na compreensão da

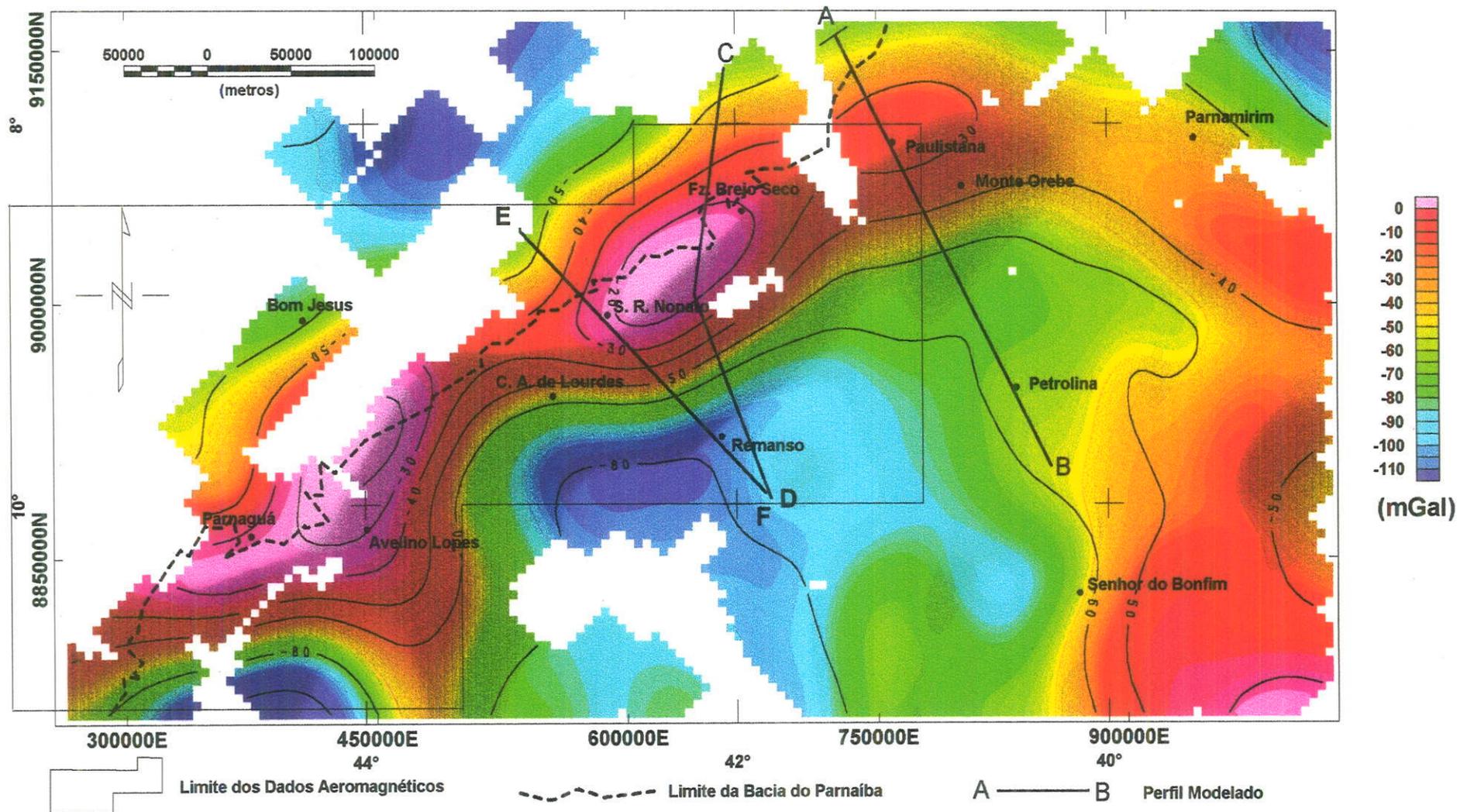


Figura 6.4 - Mapa gravimétrico Bouguer regional obtido pelo método espectral, a partir da aplicação de um filtro gaussiano nos dados da Figura 6.1. As frequências espaciais do campo regional são menores que 0,008/km. Projeção Equatorial Mercator, Leste = 1.000.000 m (M.C. 39°), Norte = 10.000.000 m (Equador). Sombreado: 300° Az, Inclinação 45°.

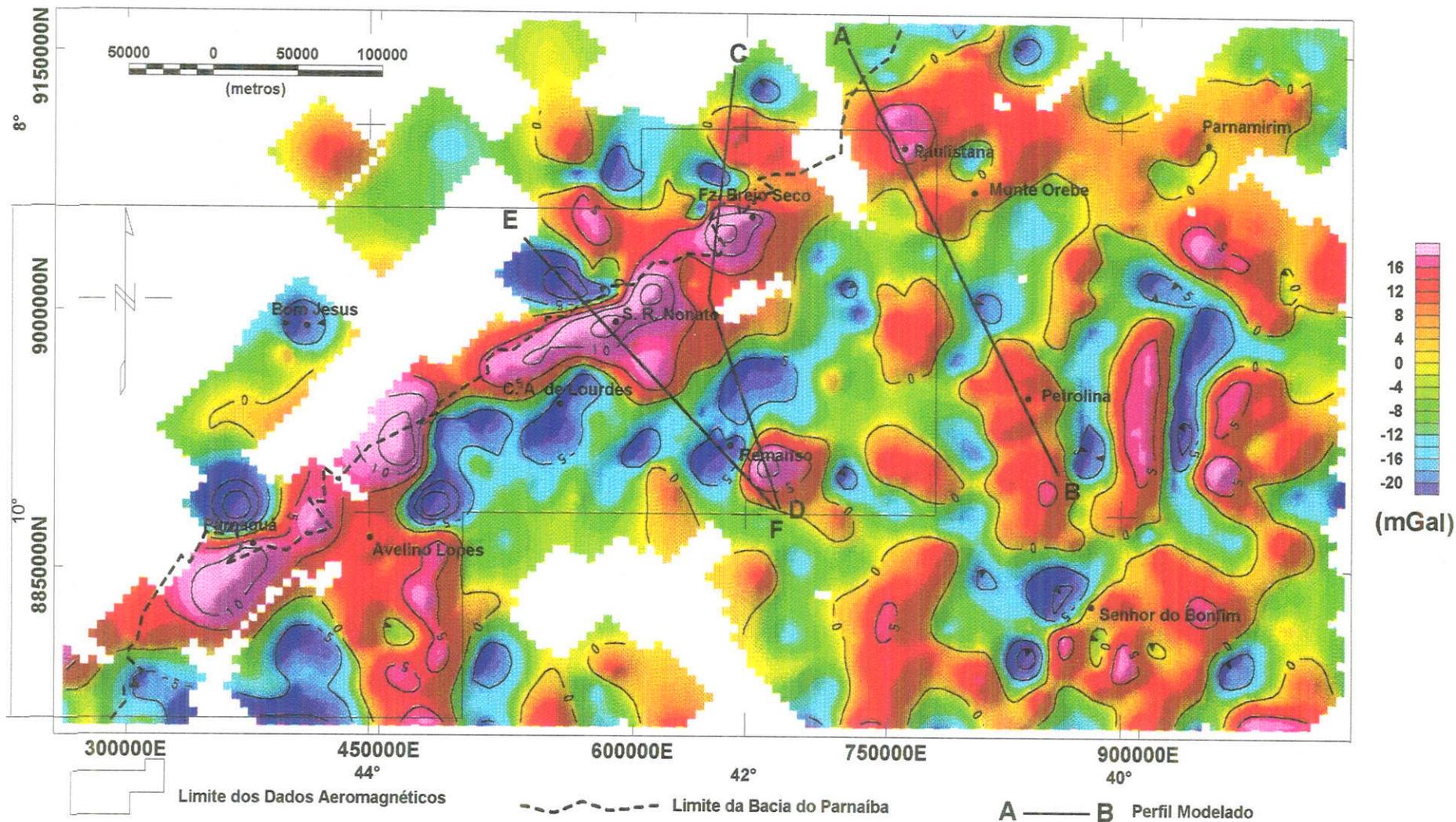
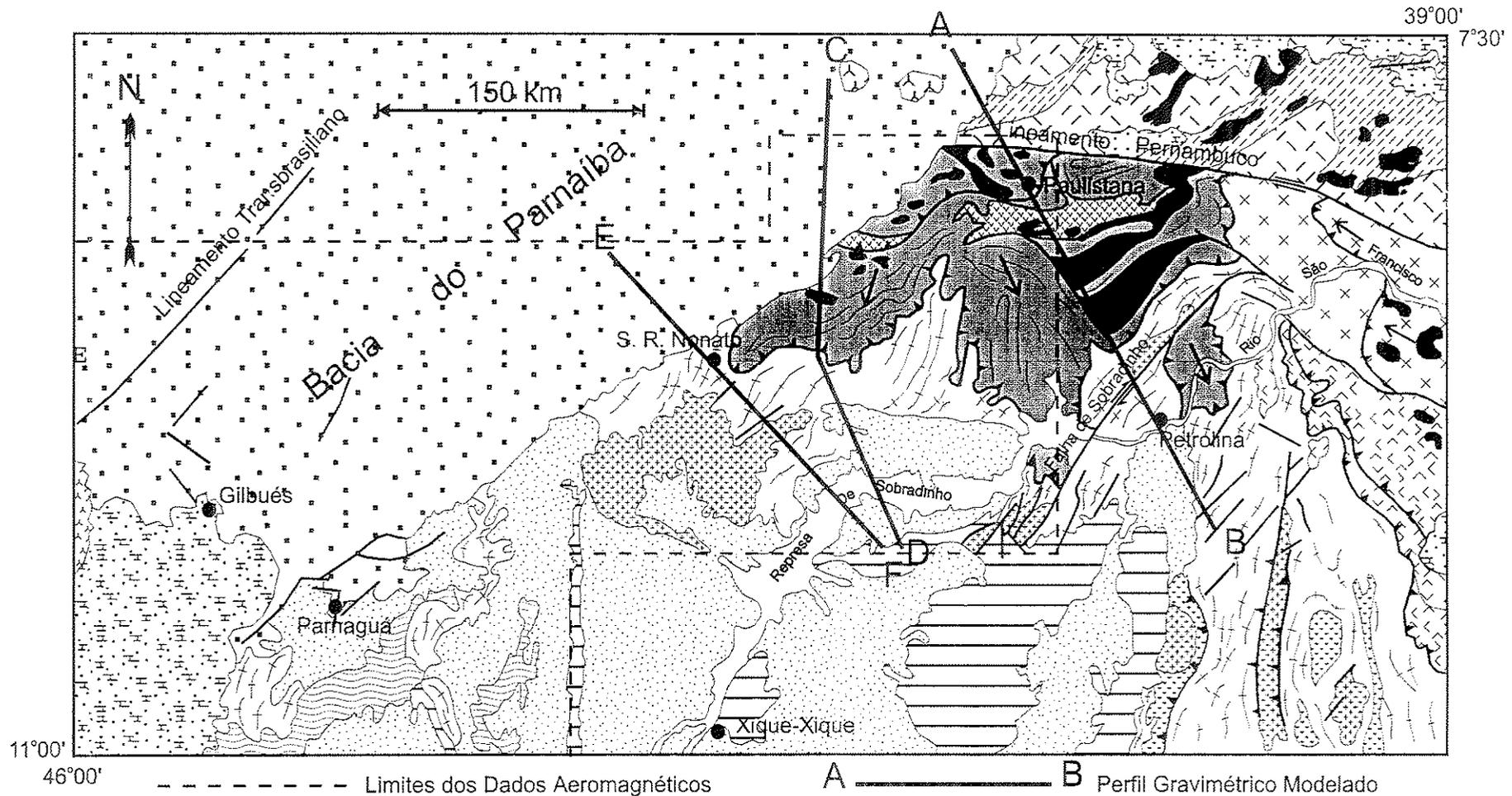


Figura 6.5 - Mapa gravimétrico residual obtido pela remoção do campo regional do mapa de anomalia Bouguer. Projeção Equatorial Mercator, Leste = 1.000.000 m (M.C. 39°), Norte = 10.000.000 m (Equador). Sombreado: 300° Az, Inclinação 45°.

evolução crustal de grandes segmentos litosféricos (Wellman 1988). No norte do Cráton do São Francisco, os alinhamentos gravimétricos N-S (Figura 6.7), são muito bem marcados nos mapas Bouguer e residual (Figuras 6.1 e 6.5) por eixos anômalos negativos e positivos, refletindo o emparelhamento de arcos magmáticos e seqüências vulcanossedimentares arqueanas-paleoproterozóicas (Figuras 6.6 e 6.7). As estruturas mesoproterozóicas estão relacionadas com o Aulacógeno do Espinhaço e são marcadas por alinhamentos NNW-SSE e N-S, localizados no oeste do mapa Bouguer. A calha do Espinhaço é definida por um eixo residual positivo. Nas regiões dos *thrust-and-fold belts* das Faixas Sergipana e Riacho do Pontal, o padrão de alinhamentos dominante é o do embasamento do cráton, refletindo uma tectônica *thin-skin* para essas estruturas e permitindo interpretar o prolongamento do cráton por sob as supracrustais das faixas marginais. Na região da Província Borborema, adjacente à margem norte do cráton, os alinhamentos gravimétricos se correlacionam com o padrão estrutural do oeste do Maciço/Terreno Pernambuco-Alagoas e com a zona interna da Faixa Riacho do Pontal. Este alinhamento forma um grande arco com concavidade voltada para sul, acompanhando um eixo de anomalia positiva Bouguer, regional e residual, que circunda os limites do cráton. A partir da Faixa Riacho do Pontal, a inflexão NE-SW deste arco segue a tendência estrutural da Faixa Rio Preto. O prolongamento deste eixo para sudeste coincide com a ocorrência das máficas-ultramáficas de Canindé do São Francisco (AL), interpretada como uma linha de sutura com o Maciço/Terreno Pernambuco - Alagoas por Bezerra *et al.* (1992).

A idade relativa entre blocos crustais adjacentes pode ser determinada aonde pelo menos um dos blocos tem alinhamentos paralelos ao limite tectônico. O bloco com alinhamentos truncados pelos limites é inferido como sendo mais antigo, enquanto o bloco com alinhamentos paralelos é considerado com tendo a mesma idade do limite (Wellman 1988). O paralelismo do alinhamento gravimétrico dos terrenos marginais da Província Borborema com o limite do cráton (Figura 6.7), indica que durante o processo colisional foram geradas novas estruturas, porém também pode demonstrar que ocorreu retrabalhamento e rotacionamento de estruturas preexistentes que se acomodaram às irregularidades da margem continental do antepaís. O posicionamento ortogonal dos alinhamentos cratônicos em relação ao seu limite, sugere uma grande rigidez crustal, mesmo nas vizinhanças das faixas marginais, podendo indicar que esta extremidade do cráton funcionou como um endentador durante uma colisão em ângulo alto (Torres *et al.* 1994).



- Quaternário
  Mesozóico
  Basaltos Mesozóicos
  Paleozóico
  Granitos Neoproterozóicos da PB
  Faixa Sergipana
- Faixa Rio Preto
  Faixa Piancó-Alto Brígida
  Faixa Riacho do Pontal
  Unidades Vulcanossedimentares da Faixa Riacho do Pontal
- Coberturas Meso-Neoproterozóicas do CSF
  Maciço/Terreno Pernambuco-Alagoas
  Pré-Cambriano Indiviso da PB
- Vulcanossedimentares Arqueanas-Paleoproterozóicas do CSF
  Granitos Paleoproterozóicos do CSF
  Cisalhamento Destral
- Embasamento Arqueano-Paleoproterozóico do CSF
  Empurrão
  Foliação
  Transporte Tectônico
  Falha

Figura 6.6 - Mapa geológico simplificado da área estudada. Modificado de Schobbenhaus (1984), Angelim 1993 e Figueirôa 1993  
 CSF = Cráton do São Francisco; PB = Província Borborema.

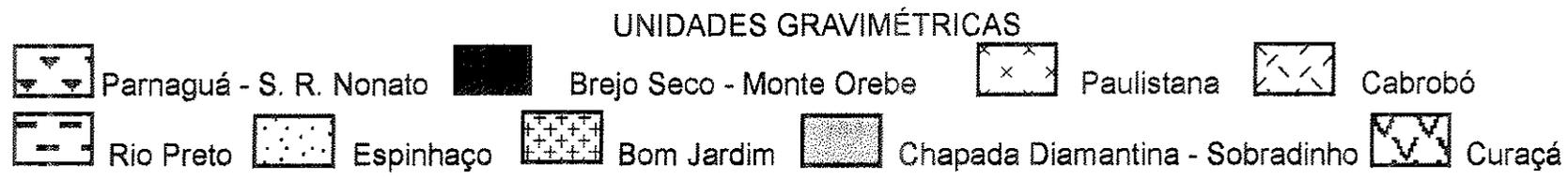
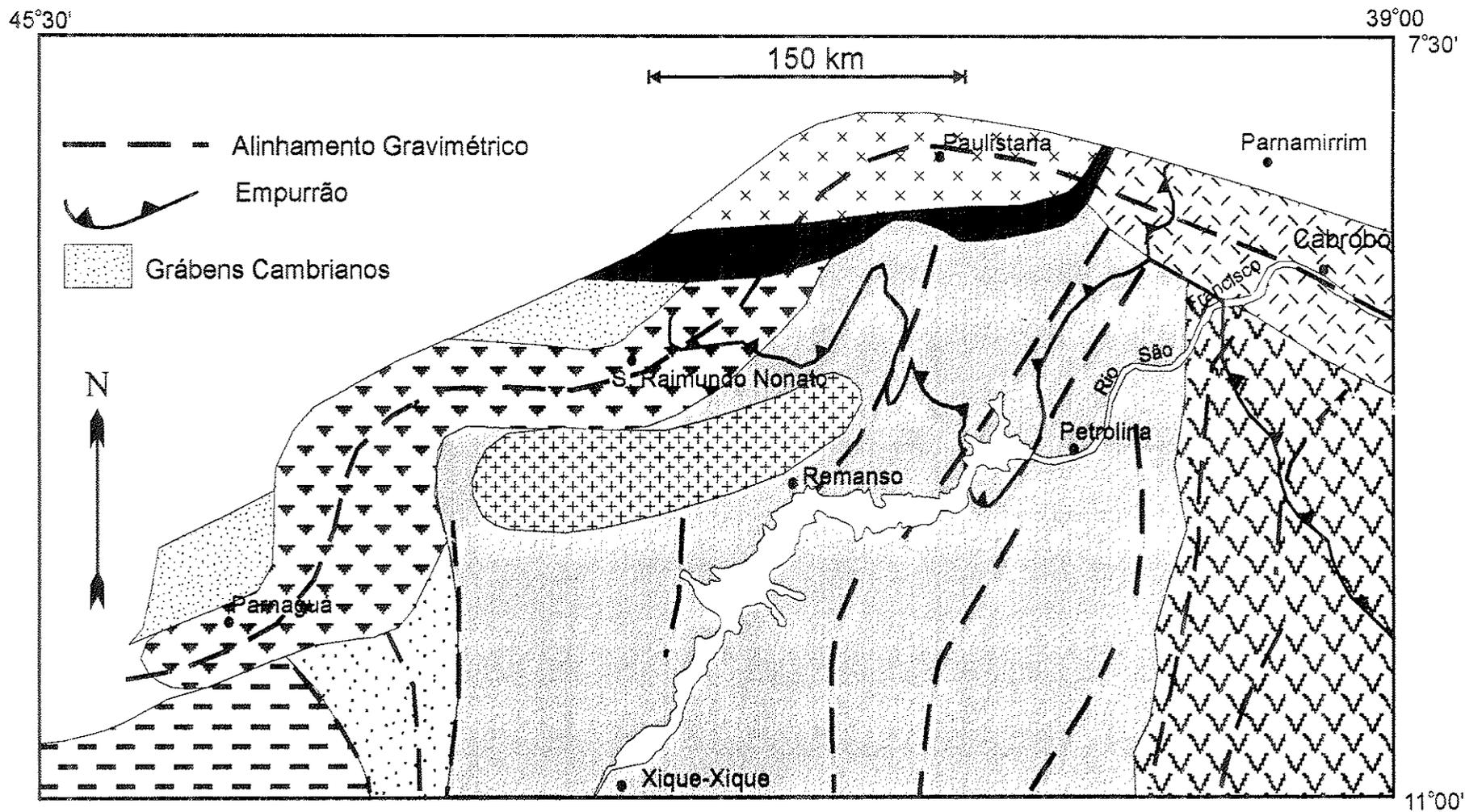


Figura 6.7 - Unidades e alinhamentos gravimétricos interpretados a partir dos mapas Bouguer, residual e regional.

## 6.2.2 - Unidades Gravimétricas

Apesar da baixa resolução dos dados gravimétricos foi possível separar suas principais unidades (Figura 6.7) com base na intensidade, orientação e correlação geológica observada a partir dos mapas de anomalias Bouguer, Bouguer regional e Bouguer residual (Figuras 6.1, 6.4 e 6.5).

### A) Unidade Gravimétrica Parnaguá-São Raimundo Nonato

72549

Corresponde a uma faixa positiva de direção NE - SW, cujo flanco noroeste é limitado pelo Alinhamento Aeromagnético Sudeste do Piauí. A correlação geológica desta unidade é dificultada pelas coberturas da Bacia do Parnaíba, porém o seu comprimento de onda (200 km), amplitude (60 mGal) e gradiente horizontal (1,5 mGal/km) sugerem uma relação com estruturas e contrastes de densidades profundos (Figura 6.1). No mapa residual, esta unidade corresponde a anomalias com amplitudes máximas de 16 mGal e comprimentos de onda em torno de 50 km (Figura 6.5). A unidade magnética São Raimundo Nonato localiza-se dentro do seu contexto. A assinatura que define esta unidade foi denominada de Faixa Parnaguá-São Raimundo Nonato por Motta *et al.* (1981) e anomalia do Sul do Piauí (Tipo 1, com forte gradiente horizontal) por Haraly & Hasui (1982). Magalhães & Sá (1982) consideraram a base inferior dessa faixa anômala como o limite gravimétrico do cráton. Davino (1980) a interpretou como sendo causada por afinamentos crustais.

### B) Unidade Gravimétrica Brejo Seco – Monte Orebe

É caracterizada no mapa residual por um eixo anômalo positivo de direção E-W com 40 km de comprimento de onda, 15 mGal de amplitude e forte gradiente horizontal relacionado com empurrões para sul, retrabalhadas por zonas de cisalhamento E-W (Gomes 1990). Correlaciona-se com os Alinhamentos e as Unidades Magnéticas Brejo Seco e Monte Orebe. Na região desta unidade aflora um grande volume de rocha vulcânicas-plutônicas máficas-ultramáficas com quimismo toleítico de baixo potássio (Marimon 1990, Moraes 1992), com afinidades ofiolíticas. A extremidade leste desta unidade apresenta um encurvamento para o Lineamento Pernambuco, separando as Unidades Gravimétricas Cabrobó e Paulistana.

### C) Unidade Gravimétrica Paulistana

Corresponde a uma faixa anômala positiva orientada na direção E-W. No mapa Bouguer residual (Figura 6.5), apresenta comprimento de onda em torno de 50 km, 10 mGal de amplitudes e fortes gradientes horizontais, relacionados no flanco oeste com uma zona de cisalhamento localizada a norte do Lineamento Pernambuco, e no flanco sul por uma frente de empurrões que forma deflexões abertas para norte. Correlaciona-se com a unidade magnética Paulistana.

### D) Unidade Gravimétrica Cabrobó

É uma faixa anômala positiva orientada na direção NW-SE, que apresenta no mapa Bouguer (Figura 6.1) comprimento de onda em torno de 80 km, amplitude de 10 mGal, com gradientes laterais de intensidade média, relacionados a sul com zonas de cisalhamentos que marcam o limite do cráton com o Maciço/Terreno Pernambuco-Alagoas e a norte com o Lineamento Pernambuco. A unidade está geologicamente correlacionada com litologias fortemente imbricadas para noroeste, constituídas por rochas supracrustais paraderivadas do Complexo Cabrobó e ortoderivadas do Complexo Belém do São Francisco (Leal 1970; Minérios de Pernambuco & UFPE 1984; Santos 1995; Angelim 1997), com idades modelos mesoproterozóicas (Van Schmus *et al.* 1993). Não existem dados magnéticos nesta região. Esta unidade não apresenta uma assinatura bem definida no mapa residual, possivelmente pelo fato das fontes gravimétricas serem predominantemente profundas, porém o limite sul é bem marcado por uma anomalia residual positiva, que contrasta com uma anomalia residual negativa localizada no cráton. Estas duas anomalias emparelhadas marcam, nesta região, o limite do cráton com o Maciço/Terreno Pernambuco-Alagoas.

### E) Unidade Gravimétrica Curaçá

Corresponde no mapa residual (Figura 6.5) a uma larga faixa (100 km) de eixos anômalos positivos e negativos, com amplitudes em torno de 10 mGal, orientados na direção N-S e inflexionados sinistralmente na sua confluência com o flanco sul da unidade Cabrobó. Esta faixa correlaciona-se com o emparelhamento de arcos magmáticos e seqüências vulcanossedimentares arqueanas-paleoproterozóicas do Cinturão Salvador-Curaçá. O flanco oeste está correlacionado com a Faixa Jacobina, devendo corresponder a limites colisionais paleoproterozóicos. Haraly &

Hasui (1982) denominaram o limite oeste de anomalia Curaça (Tipo 2) e correlacionaram a faixa anômala com o bloco tectônico Serrinha. Davino (1980) considerou esta faixa como o limite leste do Cráton de Paramirim. Os dados aeromagnéticos do Projeto Serra de Itiúba (CPRM 1980) correlacionam os eixos gravimétricos com fortes alinhamentos aeromagnéticos na direção N-S. O padrão gravimétrico não está obliterado na região do *thrust-and-fold belt* da Faixa Sergipana, demonstrando que esta unidade se prolonga até as falhas que delimitam a faixa dobrada com o Maciço/Terreno Pernambuco-Alagoas. Este dado caracteriza o tectônica *thin-skin* das supracrustais neoproterozóicas e sugere que a posição de truncamento dos eixos N-S corresponde ao limite do cráton.

#### **F) Unidade Gravimétrica Sobradinho - Chapada Diamantina**

Corresponde ao amplo baixo gravimétrico da região centro sul do mapa de anomalia Bouguer (Figura 6.1), relacionado com a exposição de rochas do embasamento cratônico na região da Represa de Sobradinho (valores anômalos menos negativos) e com as coberturas mesoproterozóicas da Chapada Diamantina (valores mais negativos). O padrão gravimétrico do cráton prolonga-se até os limites com as regiões internas da Faixa Riacho do Pontal, sugerindo que o limite do cráton corresponde ao flanco sul da Unidade Metavulcanossedimentar Monte Orebe.

#### **G) Unidade Gravimétrica Bom Jardim**

É caracterizada no mapa residual (Figura 6.5) por eixos negativos de pequena amplitude (<10 mGal) na direção ENE-WSW, correlacionados com a ocorrência de batólitos compostos por rochas ortoderivadas ácidas (Souza *et al.* 1979), granitos alcalinos e seqüências supracrustais (Leite *et al.* 1993). Corresponde a uma parte da unidade magnética Cristalândia-Bom Jardim, na região que corresponde a uma área de intensa granitização (Figura 5.16).

#### **H) Unidade Gravimétrica Rio Preto**

Corresponde nos mapas Bouguer e residual (Figuras 6.1 e 6.5) a parte negativa de uma anomalia bipolar positiva-negativa, cuja parte positiva está correlacionada com os gnaisses da borda noroeste da Faixa Rio Preto e a parte negativa corresponde às suas supracrustais. Silva

(1987) calculou uma espessura de 6.000 m para os metassedimentos que afloram na região do eixo negativo. No caso de anomalias bipolares localizadas em regiões de faixas orogênicas, o eixo negativo é correlacionada com bacias marginais e com o flexuramento do antepaís nas proximidades da linha de sutura ( Karner & Watts 1983). É possível que na Faixa Rio Preto, a carga sedimentar seja a causa de um flexuramento relacionado com a anomalia negativa regional (Figura 6.4), e o contraste negativo entre os metassedimentos e o substrato mais denso, cause a anomalia negativa residual. A anomalia positiva poderia estar associada com rochas densas da região interna da faixa.

### **I) Unidade Gravimétrica Espinhaço**

Corresponde a uma tendência Bouguer residual positiva na região entre as Serras do Estreito e do Boqueirão, em contraste com a tendência negativa das unidades vizinhas. Deve estar correlacionada com os ortognaisses que embasam as supracrustais do Grupo Rio Preto, indicando que nessa região o pacote metassedimentar é pouco espesso.

### **6.2.3 - Anomalia Bipolar, Flexuramentos e Limites Cratônicos**

Os limites dos grandes blocos crustais são geralmente coincidentes com o gradiente mais intenso entre anomalias emparelhadas positiva-negativa de grande comprimento de onda, causadas pela convergência de blocos crustais com densidades distintas, ou então, pelo soerguimento de crosta inferior e manto superior no lado positivo, formação de bacias marginais e espessamento crustal no lado negativo (Gibb *et al.* 1983; Karner & Watts 1983, Bayer *et al.* 1989). A contigüidade do Cráton do São Francisco com a Província Borborema e com o embasamento da Bacia do Parnaíba é marcada por uma anomalia positiva com 200 km de comprimento de onda que coincide com a região marginal ao cráton que corresponde a zona interna da Faixa Riacho do Pontal, ao embasamento a noroeste da Faixa Rio Preto e à extremidade oeste do Maciço/Terreno Pernambuco-Alagoas. Ao contrário da região cratônica aonde a tendência Bouguer é predominantemente negativa (Figuras 6.1 e 6.4).

Uma análise detalhada deste padrão anômalo demonstra que a justaposição da extremidade norte do cráton com a região marginal apresenta uma anomalia emparelhada positiva-negativa bem definida e de grande amplitude na região do Faixa Rio Preto, aonde a parte negativa corresponde ao afloramento das suas supracrustais e a parte positiva está justaposta aos

gnáisses da sua borda noroeste. Na região cratônica frontal à Faixa Riacho do Pontal não ocorre eixos anômalos negativos. Um aspecto importante é o fato não haver sido detectado bacia de *foreland*, ou seja, na região do cráton frontal ao *thrust-and-fold belt* afloram rochas do embasamento, ao contrário da Faixa Rio Preto, aonde uma seqüência metassedimentar completa, desde os sedimentos terrígenos mais internos até os sedimentos carbonáticos mais externos, foi depositada em uma bacia marginal (Silva 1987). As bacias de *foreland* estão geralmente associadas com flexuramentos gerados por cargas produzidas na borda da placa cratônica pelo peso das *nappes* e/ou por cargas intra-crustais (Beuamont 1981; Karner & Watts 1983). É possível que na Faixa Riacho do Pontal, a atual carga das *nappes* não tenha potência suficiente para gerar um momento capaz de flexurar a extremidade da placa. Por outro lado, a parte negativa da anomalia regional corresponde a um espessamento crustal que cresce para o interior do cráton, indicando a existência de um flexuramento associado com a carga dos metassedimentos da Chapada Diamantina, cujo limite erosivo aflora ao sul das *nappes* mais distais. É provável que esta situação atual não corresponda ao que ocorreu na época da orogênese, ou seja, a placa cratônica pode ter sido flexurada em suas bordas durante a colocação do *thrust-and-fold belt* e de uma provável bacia de *foreland*, atualmente erodida, ou apenas com suas partes mais distais parcialmente preservadas (ver discussão também no Item 3.3.8). Sendo assim, existiriam dois motivos prováveis para explicar a reversão dessa situação:

- a) o flexuramento da borda teria provocado no interior do cráton uma topografia de rampa, aonde se depositaram carbonatos (Formação Salitre ?), tornando a região isostaticamente instável, por causa das novas cargas sobrepostas àquelas preexistentes (Supergrupo Espinhaço). Essa situação teria sido revertida durante o Fanerozóico, quando o equilíbrio foi restabelecido, produzindo um abaulamento na região sul da Faixa Riacho do Pontal, e como conseqüência a erosão das partes mais proximais da bacia marginal;
- b) o abaulamento e a erosão na região da faixa poderiam ter sido causados por um megaflexuramento relacionado com a implantação da Bacia do Parnaíba.

A Zona de Cisalhamento de Sobradinho parece ter sido um coadjuvante importante nos movimentos verticais da margem norte do cráton. Posicionada ortogonalmente em relação a essa margem, ela demarca o limite entre as Faixas Riacho do Pontal e Sergipana e a ocorrência de rochas infra-crustais predominantemente granulíticas a leste, contrastando com rochas infra-crustais predominantemente graníticas a oeste. Essas crostas reologicamente distintas devem ter condicionado a formação da margem e dos seus sistemas deposicionais, com volumes muito maior de carbonatos na Faixa Sergipana. Uma demonstração de suas ativações verticais está na

ocorrência de conglomerados parautoctones localizados na base das supracrustais de *Klippe* de Barra Bonita (Mendes & Silva Filho 1990; Jardim de Sá *et al.* 1992), limitado a oeste por esta zona de cisalhamento.

O limite do cráton (sutura?) deve corresponder ao gradiente mais forte, na passagem do positivo para o negativo, seguindo aproximadamente a isolinha de -40 mGal. Observa-se que o traçado deste limite coincide com o truncamento dos alinhamentos gravimétricos localizados no interior do cráton. Nas regiões dos *thrust-and-fold belts* das Faixas Sergipana e Riacho do Pontal, o padrão de alinhamentos dominante é o do Cráton do São Francisco, refletindo a tectônica *thin-skin* destas estruturas.

### 6.3 – Modelagens Gravimétricas

Uma etapa importante na interpretação de dados magnéticos e gravimétricos é a transformação da informação geofísica em modelos semi-quantitativos ou quantitativos que auxiliem na compreensão geológica da região de estudo. Os procedimentos de modelagens podem ser efetuados pelos métodos direto ou inverso.

Considerando-se um modelo representado pela função  $y = ax + b$ , sendo  $a$  e  $b$  parâmetros constantes. No método direto, os valores dos parâmetros  $a$  e  $b$  são conhecidos e  $y$  é calculado para um  $x$  qualquer. No método inverso,  $a$  e  $b$  são parâmetros procurados para um determinado  $x$  a partir de  $y$  medido (Luiz & Silva 1995; Menke 1989).

A maior dificuldade dos procedimentos de modelagem é a ambigüidade, ou seja, a possibilidade de se poder construir modelos variados para um mesmo conjunto de dados. A ambigüidade pode ser parcialmente resolvida pela introdução de informações a priori e de vínculos geológicos bem definidos.

As modelagens gravimétricas semi-quantitativas foram efetuadas nos três perfis indicados nas Figuras 6.1, 6.4 e 6.5. O procedimento adotado foi o do método direto, mediante o cálculo e a comparação dos sinais de corpos de geometria 2,5D por meio do algoritmo desenvolvido por Talwani (1959) e implementado no programa *GRAVPOLY* (Paterson, Grant & Watson 1984). As etapas seguidas durante o processo de modelagem foram as seguintes: a) atribuir valores para os parâmetros que se deseja estimar; b) calcular os efeitos; c) comparar os efeitos calculados com os dados observados. Os valores de densidades foram retirados de tabelas publicadas (Apêndice I) e correspondem à média para as rochas aflorantes na região. Para cada unidade modelada foram consideradas todas as informações geológicas conhecidas, tais como, tipo litológico, contatos,

mergulhos e estruturas. As modelagens do regional e do residual foram efetuadas separadamente e em seguida reunidas e interpretadas em uma seção geológica.

Para as operações de modelagens foram considerados os dados cinemáticos que indicam um transporte de massa no sentido do cráton e assumidas as seguintes hipóteses:

a) seção crustal de referência corresponde em parte ao modelo de Berrocal *et al.* (1989) - crosta superior com 20 km de espessura ( $2,75 \text{ g/cm}^3$ ), crosta inferior com 20 km de espessura ( $2,90 \text{ g/cm}^3$ ) e manto com densidade de  $3,30 \text{ g/cm}^3$ .

b) valores de densidades das rochas superficiais

metassedimentos -  $2,65 \text{ g/cm}^3$

rochas gnaissicas com intercalações de básicas e seqüências vulcanossedimentares -  $2,85 \text{ g/cm}^3$ .

granitos e migmatitos -  $2,70 \text{ g/cm}^3$ .

sedimentos paleozóicos -  $2,45 \text{ g/cm}^3$

c) a placa que representa o Cráton do São Francisco é descontínua e elástica. A localização da descontinuidade corresponde aproximadamente ao contorno da isogâmica  $-40 \text{ mGal}$ . A escolha desse valor é justificada pela sua relação com os seguintes indícios de linhas de sutura: limite sul da Unidade Monte Orebe; o contato do cráton com o Maciço/Terreno Pernambuco-Alagoas e o truncamento dos alinhamentos gravimétricos do cráton. A hipótese de elasticidade é apoiada nas características crustais da placa (crosta antiga e fria) e em valores de espessuras elásticas calculados em outros locais do cráton (Marangoni 1995).

c) para a modelagem do regional foi escolhido como nível de base o valor da anomalia que define a linha de truncamento da placa cratônica ( $-40 \text{ mGal}$ ).

A seção crustal obtida a partir da modelagem da anomalia regional é comum para os três perfis, com pequenas variações locais (Figuras 6.8, 6.9 e 6.10). A anomalia positiva regional foi modelada como uma cunha mantélica com densidade de  $3,30 \text{ g/cm}^3$  que representa um afinamento crustal de até 4 km sob a Faixa Riacho do Pontal. O modelo resultante pode ser interpretado como a resposta de um processo colisional que produziu um descolamento tectônico e causou a elevação e colocação de uma escama mantélica densa, soerguendo conjuntamente a crosta inferior até níveis rasos (12 km) em relação ao Cráton do São Francisco, sobre o qual foi imposto o carregamento. No perfil A-B, o *thrust* relacionado com esse descolamento aflora com ângulo alto na margem sul da Unidade Monte Orebe. Nos perfis C-D e E-F, a projeção do descolamento corresponde ao alinhamento aeromagnético Bom Jardim. Apesar dos dados gravimétricos terem sido ajustados pelo modelo, é necessário ponderar a dificuldade de justificar um equilíbrio

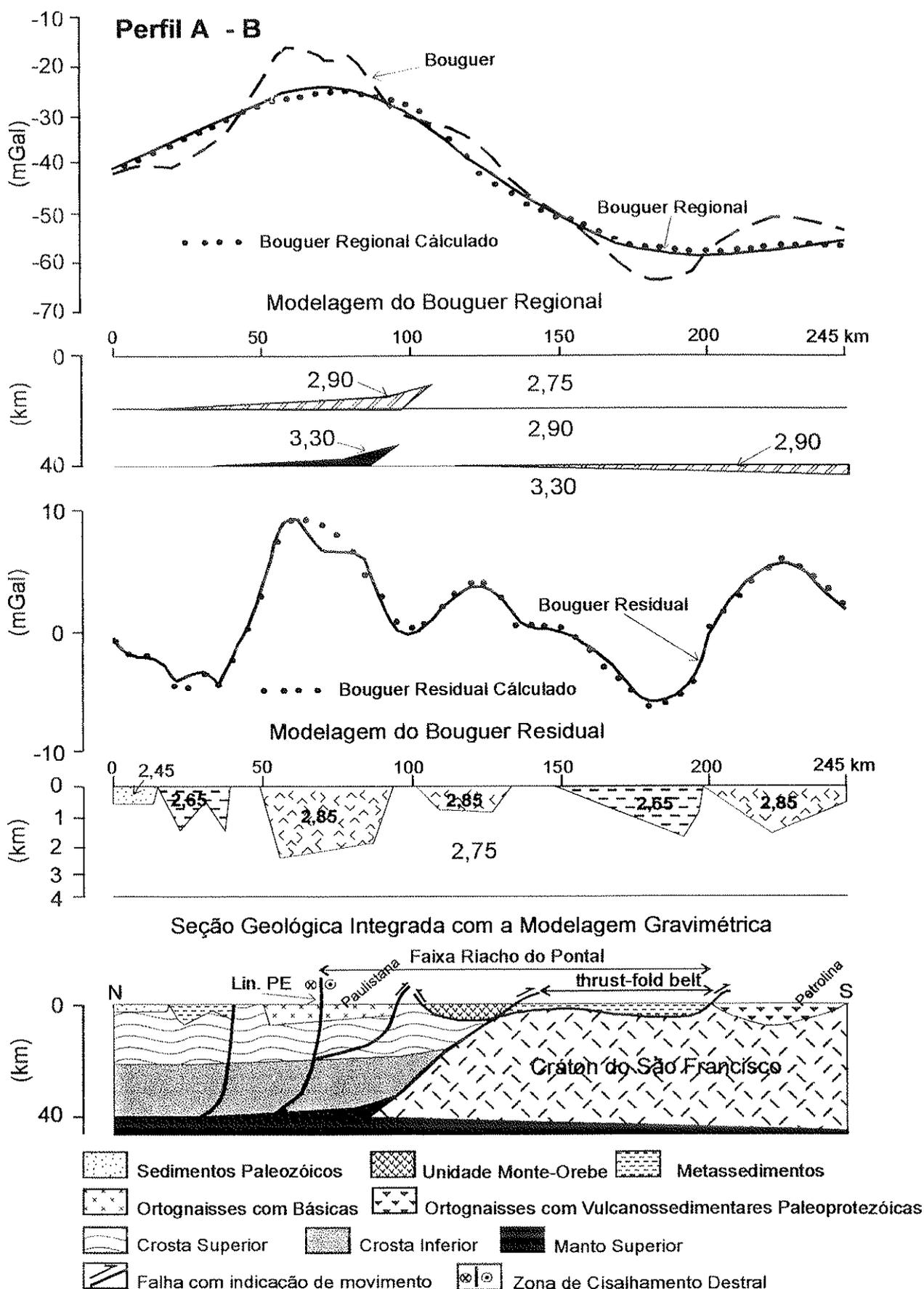


Figura 6.8 - Modelagem gravimétrica do Perfil A-B. Localização nas Figuras 6.1, 6.4 e 6.5. Densidades em  $\text{g/cm}^3$ .

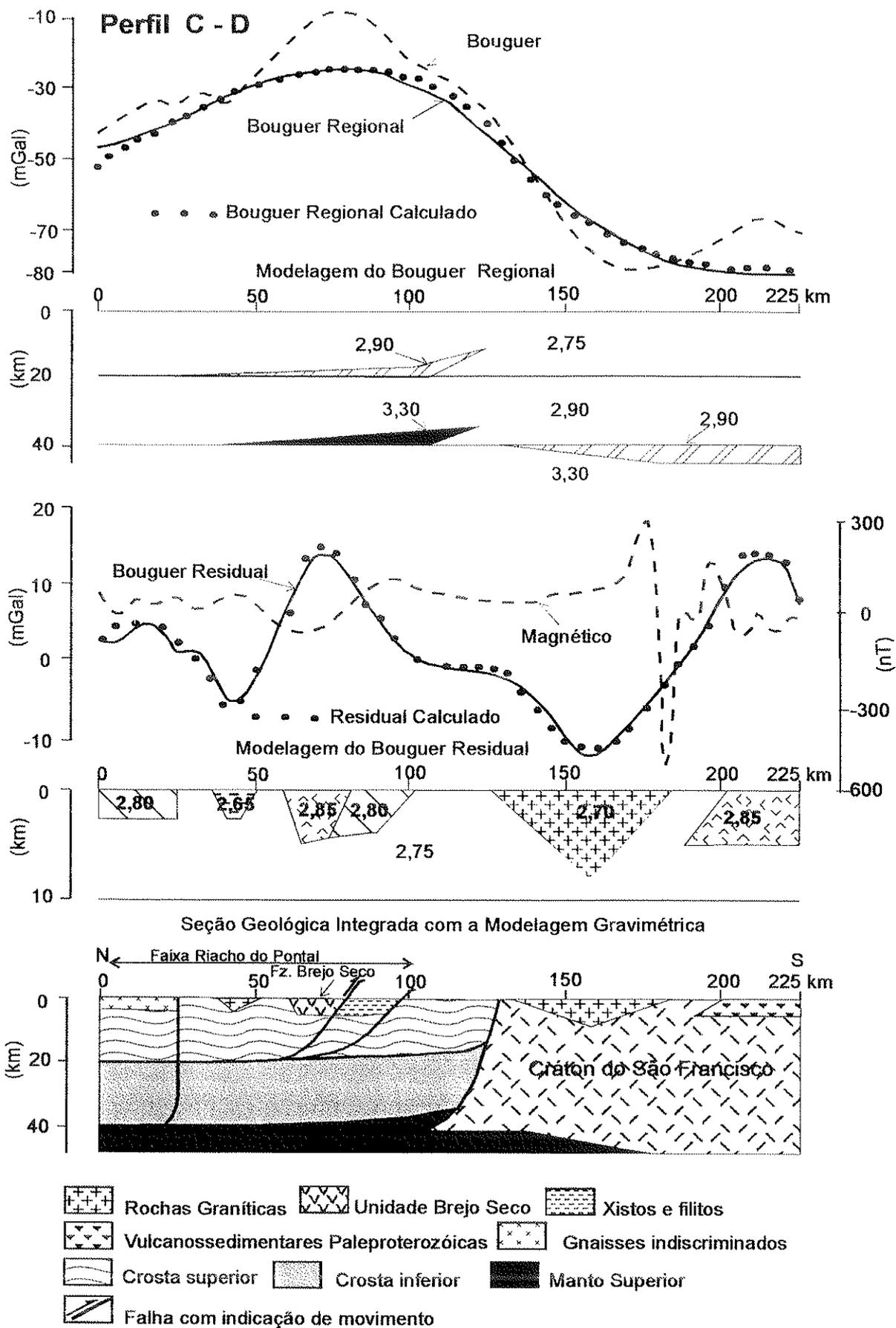


Figura 6.9 - Modelagem do Perfil C-D. Localização nas Figuras 6.1, 6.4 e 6.5. Densidades em g/cm<sup>3</sup>.

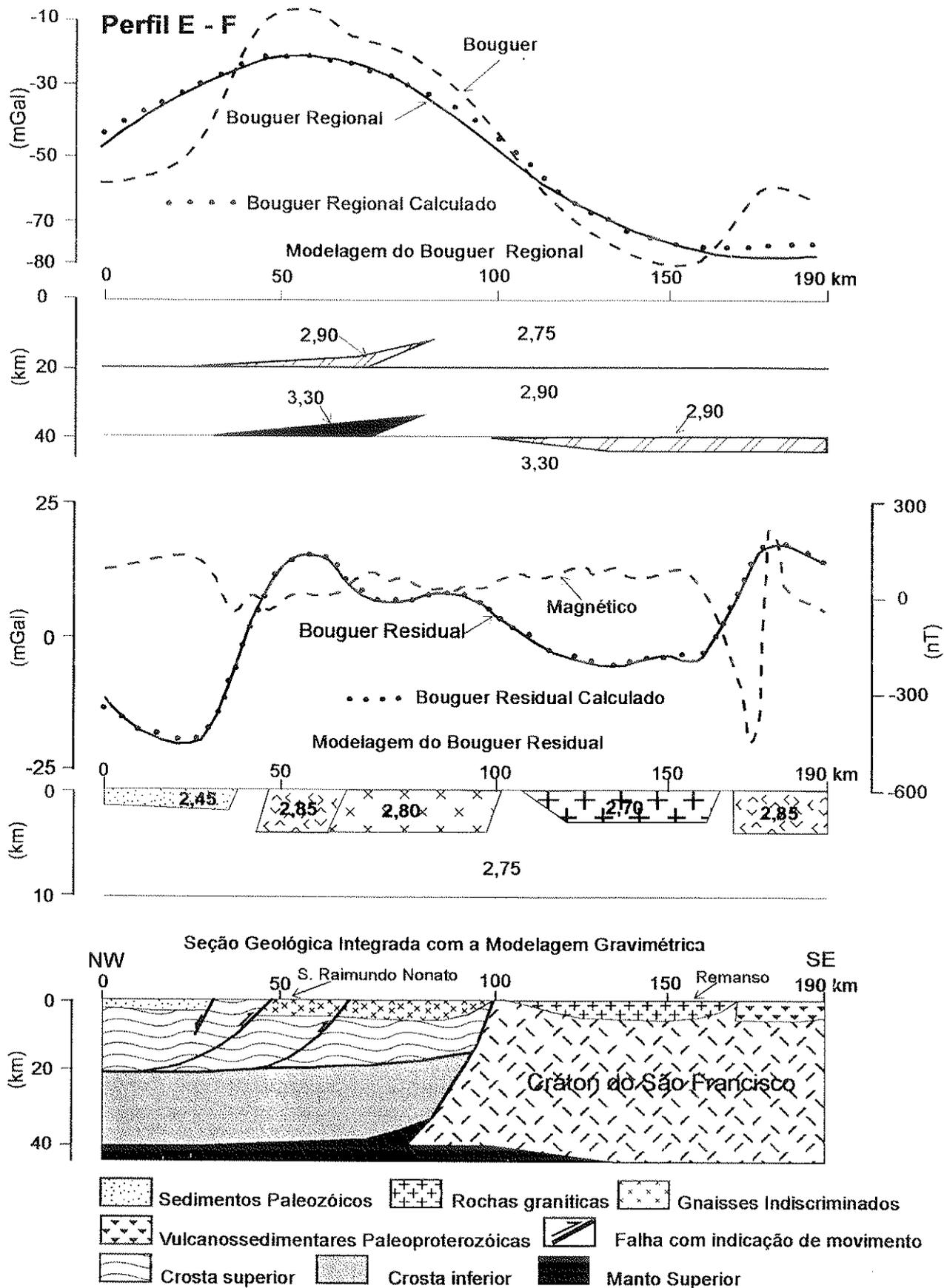


Figura 6.10 - Modelagem do Perfil E-F. Localização nas Figuras 6.1, 6.4 e 6.5. Densidades em g/cm<sup>3</sup>.

isostático para a região de confronto dos dois segmentos litosféricos. Dificuldades semelhantes são encontradas em modelagens clássicas que utilizam o modelo de sutura entre blocos litosféricos com densidades distintas (Gibb *et al.* 1983).

A modelagem do residual apresenta características específicas para cada perfil, que serão discutidas a seguir.

#### **A) Perfil A-B**

Este perfil (Figura 6.8) atravessa toda a Faixa Riacho do Pontal, desde a região a norte do Lineamento Pernambuco até o embasamento cratônico na região de Petrolina (PE), passando pela zona interna, pelos prováveis *ofiolitos* da Unidade Monte Orebe e pelo *thrust-and-fold belt* (Figura 6.6). Observa-se que as unidades litológicas relacionadas com as anomalias residuais correspondem a corpos com espessuras inferiores a 3.000 m. A Unidade Monte Orebe constituída por rochas vulcanossedimentares, a qual foi atribuída a densidade de 2,85 g/cm<sup>3</sup>, apresenta um seção prismática e tem espessuras máximas de 1.000 m; o *thrust-and-fold belt*, na região de Rajada (PE), tem um seção triangular, assimétrica, apresentando espessuras máximas de 2.000 m na sua parte frontal. Na extremidade norte do perfil, a anomalia negativa está correlacionada com uma faixa de metassedimentos do Sistema Piancó-Alto Brígida e sedimentos fanerozóicos da Bacia do Parnaíba. Na extremidade sul a anomalia positiva apresenta correlação com ortognaisses e faixas vulcanossedimentares do cráton.

#### **B) Perfil C-D**

Atravessa a região da faixa, que vai desde o Lineamento Pernambuco até a região da Serra dos Colomís a sudeste da cidade de Remanso (BA), passando pela seqüência plutono-vulcanossedimentar da Fazenda Brejo Seco, pelo *thrust-and-fold belt* da região de Barra do Bonito (PI) e pelos batólitos ácidos paleoproterozóicos que ocorrem entre Remanso (BA) e Bom Jardim (PI) (Figura 6.6). As unidades relacionadas com as anomalias residuais são relativamente rasas (Figura 6.9). Destaca-se o batólito ácido Paleoproterozóico que apresenta um seção triangular com profundidades máximas de 8 km. As seqüências vulcanossedimentares vestigiais da região da Represa de Sobradinho e a seqüência da Fazenda Brejo Seco foram modeladas com espessuras inferiores a 5.000 m. O *thrust-and-fold belt* da região de Barra do Bonito (PI), constituído por uma seqüência de margem continental não tem correlação com anomalias

negativas residuais. É possível que a presença de volumes grandes de rochas calcárias (Bacia de Vargem Grande) inibam o esperado contraste negativo de densidade das supracrustais com o embasamento.

### **C) Perfil E-F**

Corresponde a uma posição subparalela com o perfil anterior, porém posicionado em uma região desprovida de volumes expressivos de supracrustais do Complexo Casa Nova (Figura 6.6). No trecho dos batólitos ácidos, a modelagem (Figura 6.10) indica espessuras inferiores a 3.000 m. Na região de São Raimundo Nonato(PI), o embasamento aflorante apresenta densidades acima da média (2,85 g/cm<sup>3</sup>). Na extremidade noroeste do perfil, destaca-se a ocorrência de um gráben Cambriano com profundidade estimada em torno de 2000 m, encoberto pelos sedimentos rasos da Bacia do Parnaíba.

## 7 – DOMÍNIOS, ARCABOUÇO GEOFÍSICO-GEOTECTÔNICO E EVOLUÇÃO CRUSTAL

---

As correlações e interpretações geológicas efetuadas com o auxílio dos dados geofísicos, permitiram separar a área de pesquisa em três grandes domínios geofísicos-geotectônicos (Figura 7.1). Os dados geofísicos refletem estruturas rasas e estruturas profundas; por isto, a separação proposta nem sempre coincide com os dados geológicos de superfície. Os domínios refletem um esqueleto crustal desprovido das unidades geológicas sem significado geofísico (por exemplo, as coberturas sedimentares fanerozóicas, para o caso dos dados aeromagnéticos). Este arcabouço é definido basicamente pelos alinhamentos e unidades aeromagnéticas e gravimétricas.

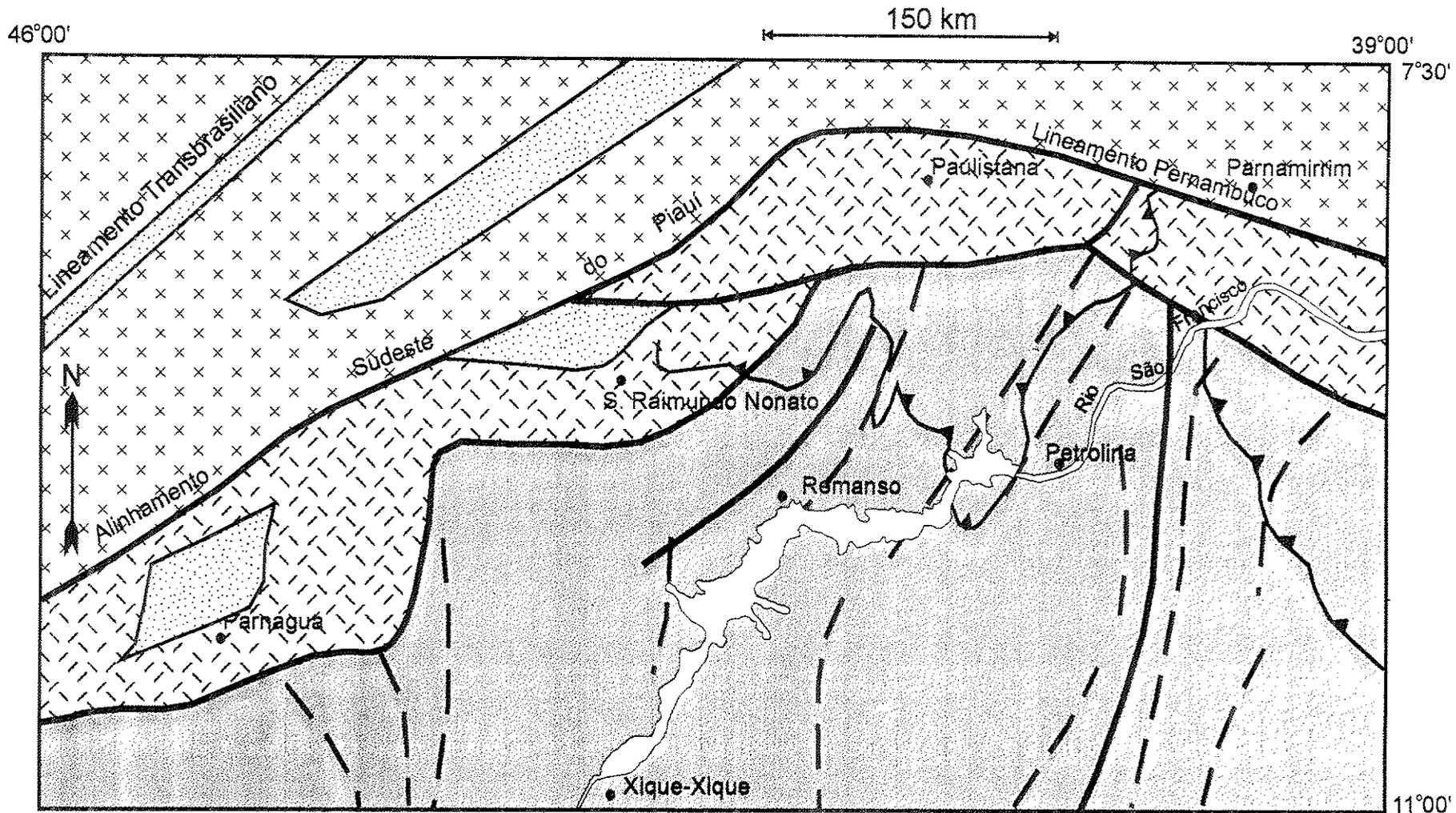
A proposta preliminar de evolução tectônica, desenvolvida a partir das correlações, interpretações e modelagens, é uma tentativa de conciliar os dados geofísicos deste estudo, com um modelo geológico dinâmico, compatível com as estruturas e litologias da região.

### 7.1 – Domínios Geofísicos-Geotectônicos

#### 7.1.1 - Domínio do “Cráton do São Francisco”

A sua caracterização foi efetuada principalmente pelos dados gravimétricos. Os dados aeromagnéticos utilizados nesta pesquisa cobrem apenas a região noroeste deste domínio. A sua correlação geológica é feita com quatro domínios geotectônicos importantes: o Domínio Sobradinho, o Cinturão Salvador-Curaçá/Bloco Serrinha, a Chapada Diamantina e o Sistema do Espinhaço (Barbosa & Dominguez 1994).

Os *thrust-and-fold belts* das faixas marginais (Riacho do Pontal, Sergipana e Rio Preto) estão sobrepostos sobre este domínio, refletindo a continuidade do cratón sob as *nappes*. O limite com o Domínio Marginal acompanha aproximadamente a isogâmica de -40 mGal (Figuras 6.1 e 6.4) e corresponde aos limites do cráton interpretados por gravimetria. Este limite está correlacionado com a presença de prováveis *ofiolitos*, com as raízes dos *thrust-and-fold belts* das faixas marginais e com o contato entre terrenos paleoproterozóicos do cráton e mesoproterozóicos do Maciço/Terreno Pernambuco-Alagoas.



DOMÍNIOS GEOFÍSICOS - GEOTECTÔNICOS



Figura 7.1 - Domínios Geofísicos - Geotectônicos interpretados pela correlação de dados geológicos, aeromagnéticos e gravimétricos.

Dentro deste domínio é possível definir duas possíveis suturas paleoproterozóicas:

- a) o limite oeste do Cinturão Salvador-Curaça, definido por um forte gradiente gravimétrico e posicionado entre as Unidades Gravimétricas Curaça e Sobradinho-Chapada Diamantina (Figura 6.7).
- b) o limite que separa a Unidade Magnética Sobradinho da Unidade Magnética Cristalândia-Bom Jardim (Figura 5.16). Este limite apresenta correlações com o Cinturão Móvel Ponta da Serra, definido por Angelim & Silva Filho (1993) como uma faixa de direção NNE-SSW caracterizada por ortognaisses bandados, fortemente transpostos.

### 7.1.2 - Domínio Marginal

Foi caracterizado com base nos dados gravimétricos e aeromagnéticos. Corresponde, nos mapas gravimétrico Bouguer, regional e residual (Figuras 6.1, 6.4 e 6.5), a uma faixa de anomalias e alinhamentos gravimétricos positivos que contornam a extremidade norte do cráton.

O limite sul com o Domínio “Cráton do São Francisco” é definido pela isogálica de -40 mGal. O limite norte com o Domínio Interno é marcado pelo Lineamento Pernambuco, que se correlaciona como o flanco da faixa de anomalias positivas; e o limite noroeste é correlacionado com o Alinhamento Aeromagnético Sudeste do Piauí.

Está geologicamente correlacionado com rochas orto e paraderivadas do Maciço Terreno/Pernambuco-Alagoas; com as zonas internas das faixas marginais Riacho do Pontal e Rio Preto; e com a ocorrência das rochas máficas-ultramáficas de Brejo Seco (PI) e Monte Orebe (PE).

Dentro do seu contexto ocorrem grabéns Cambrianos, controlados pela estruturas geológicas que definem o Alinhamento Aeromagnético Sudeste do Piauí.

### 7.2.3 - Domínio Interno

Este domínio reflete o embasamento da Bacia do Parnaíba e uma pequena parte da margem sul da Província Borborema, localizada a norte da Faixa Riacho do Pontal. Foi caracterizado com base nos dados aeromagnéticos, em função da má qualidade da cobertura gravimétrica sobre a bacia. Os prolongamentos das estruturas e unidades para além dos limites dos dados aeromagnéticos do Projeto Borda Sul da Bacia do Parnaíba foram inferidos a partir do Mapa Aeromagnético do Brasil (CPRM 1996).

Destaca-se a presença de grabéns Cambrianos alongados na direção NE-SW, controlados por estruturas relacionadas com alinhamentos aeromagnéticos, que representam o prolongamento, por sob os sedimentos da Bacia do Parnaíba, de zonas de cisalhamentos pré-cambrianas.

## 7.2 - Esboço Preliminar da Evolução Tectônica na Região da Faixa Riacho do Pontal

Os dados geofísicos e geológicos sugerem que o arcabouço geotectônico Meso-Neoproterozóico da região da Faixa Riacho do Pontal foi estruturado por um evento colisional entre a “Placa Sanfranciscana” e um microcontinente. O autor sugere que este microcontinente corresponde atualmente à região da Província Borborema localizada a sul do Lineamento Patos, e foi formado entre 1,0 e 0,95 Ga no processo colisional do evento Cariris Velhos. A deformação interna e o intenso magmatismo Neoproterozóico deste microcontinente, em relação a estabilidade do cráton, refletem uma litosfera aquecida por subduções e heterogeneidades resultantes da colagem e acreção de blocos durante o evento Cariris Velhos.

A carência de informações, sobretudo de dados geocronológicos, dificulta a construção de um evolução que contemple todas as etapas deste processo orogênico. No entanto, a partir dos dados existentes, é possível distinguir indícios que permitem a construção de um modelo evolutivo, ainda que preliminar.

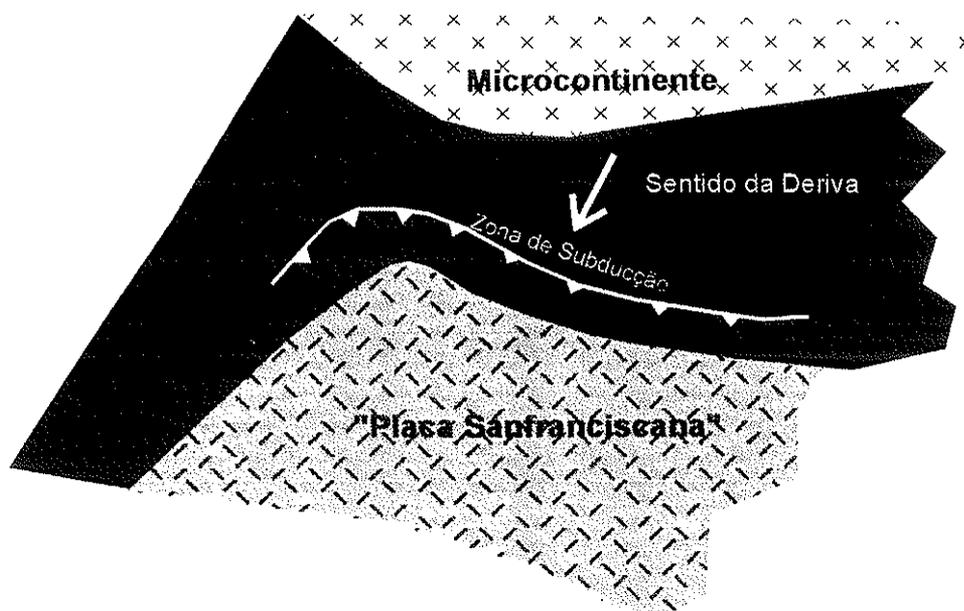
Baseado nas informações geológicas e geofísicas disponíveis foi construído um esboço evolutivo em três etapas principais. A Figura 7.2 é uma tentativa de esboçar as etapas 2 e 3.

**A) Etapa 1** - Separação continental e desenvolvimento de uma margem passiva no norte do Cráton do São Francisco com deposição de sedimentos plataformais e formação de crosta oceânica. Os indícios referentes a essa etapa são: os Domínios Marinho Plataformar e Marinho Profundo do Complexo Casa Nova e as máficas-ultramáficas com quimismo toleítico de baixo potássio das regiões de Monte Orebe (PE) e Brejo Seco (PI).

**B) Etapa 2** - Deriva continental e convergência do microcontinente em relação a “Placa Sanfranciscana”, com subdução, fechamento do oceano e formação de arcos magmáticos. Não há indícios claros que comprovem esta etapa; porém, a ocorrência de rochas vulcânicas-

*Branliano*

### A) Etapa 2 - Deriva e Subducção



### B) Etapa 3 - Colisão e Colagem

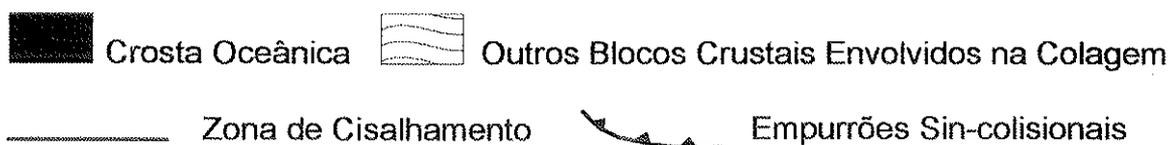
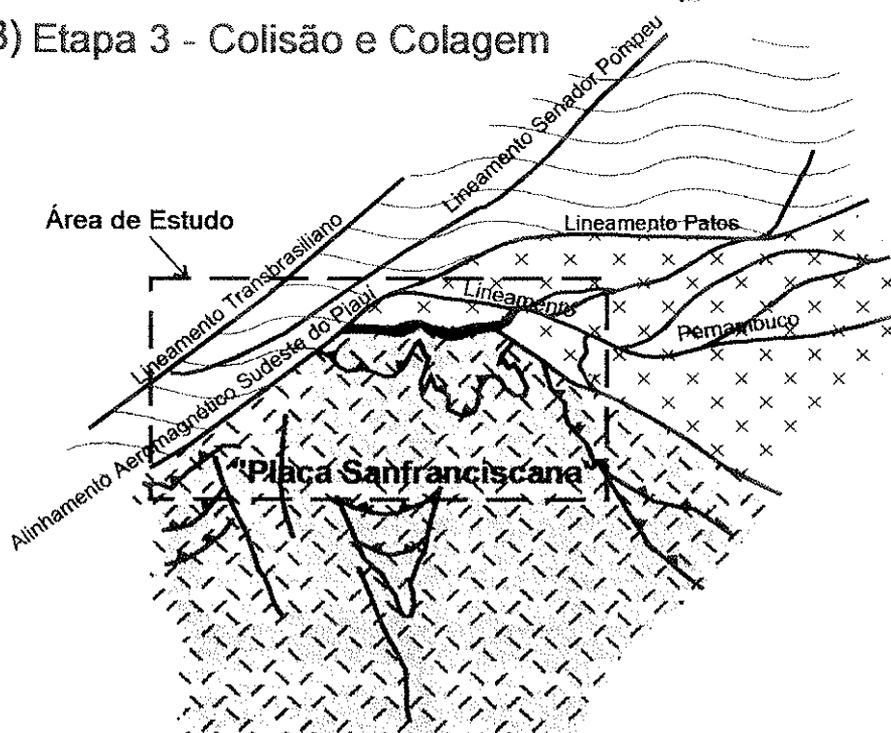


Figura 7.2 - Esboço preliminar das Etapas 2 (A) e 3 (B) da evolução do processo colisional que originou a Faixa Riacho do Pontal. A Etapa 1 não está incluída.

plutônicas máficas-ultramáficas calcio-alcálicas na região de Paulistana (PI), pode indicar que houve formação de arcos magmáticos continentais. Um outro indício, é a ocorrência, a leste de Afrânio (PE), de sienitos (plútons de Caboclo e Nova Olinda) originados a partir de fusão parcial da base da crosta ou do manto superior em um ambiente de subducção.

**C) Etapa 3** - Colisão da Placa Sanfranciscana com o microcontinente, causando a inversão da bacia de margem passiva e originando a Faixa Riacho do Pontal pelo desenvolvimento de *thrusts*, e pela colocação de *ofiolitos* por obducção de crosta oceânica. O processo colisional prosseguiu com uma endentação da placa no microcontinente, guiada por movimentos sinistrais de uma falha intracontinental transformante na margem NW, produzindo linhas suturas e um forte encurtamento crustal, com escoamento lateral de blocos na regiões internas do orógeno. Esta etapa teria sido acompanhada por colisões no norte do microcontinente e a noroeste da “Placa Sanfranciscana”.

Os indícios que podem amparar esta etapa são:

- a) a existência de critérios cinemáticos com indicações de movimento de massa na direção do Cráton do São Francisco relacionados com uma superfície de descolamento embasamento/cobertura, materializada em rampas e a ocorrência de lineações de estiramento mineral e eixo X de dobras em bainha, indicando movimento de baixo ângulo associados com escoamentos laterais de blocos na parte interna da faixa;
- b) a *Sintaxe* de Ponta da Serra produzida pelo redobramento antiformal da frente de empurrões, como resposta a presença de um endentador rígido;
- c) a ocorrência no interior da Faixa Riacho do Pontal de rochas máficas-ultramáficas orientadas na direção E-W com quimismo toleítico de baixo potássio;
- d) o intenso retrabalhamento por cisalhamentos e o volumoso magmatismo granítico Neoproterozóico da margem sul da Província Borborema;
- e) as principais zonas de cisalhamentos da Província Borborema (Senador Pompeu, Patos e Pernambuco) ramificam-se e formam um padrão em leque a partir de um ponto a norte da Faixa Riacho do Pontal;
- f) o Alinhamento Aeromagnético Sudeste do Piauí é interpretado como a reflexo das estruturas que correspondem a falha intracontinental transformante que guiou o processo colisional. Além da Faixa Rio Preto, os indícios do desenvolvimento de uma zona orogênica transpressional de direção NE-SW, podem ser observados nas deformações superposta em rochas alcálicas anorogênicas paleoproterozóicas da região de Campo Alegre de Lourdes-BA e nos padrões de

deformação observados nas extremidades das cristas de quartzitos do Supergrupo Espinhaço (Serras do Boqueirão e do Estrito).

f) a existência de uma faixa de anomalias positivas marginais à extremidade norte do Cráton do São Francisco. A modelagem deste sinal gravimétrico foi interpretada como a resposta de um processo colisional que produziu um descolamento tectônico no bloco litosférico da Faixa Riacho do Pontal, elevando e soerguendo em conjunto o manto e a crosta inferior.

## 8 - CONCLUSÕES

---

A aplicação de dados aeromagnéticos e gravimétricos com o objetivo de aprimorar os conhecimentos geotectônicos da região da Faixa Riacho do Pontal e do norte do Cráton do São Francisco apresentou bons resultados, na medida em que foi possível construir o arcabouço tectônico resultante do processo colisional que condicionou a sua evolução tectônica, além de permitir a interpretação dos prolongamentos das suas estruturas por sob os sedimentos fanerozóicos da Bacia do Parnaíba. Esta tarefa foi bastante auxiliada pela integração e reinterpretção das informações geológicas disponíveis, possibilitando a construção de modelos e esboços preliminares da sua história geológica. Os principais resultados obtidos a partir deste trabalho de integração são:

- a) A Faixa Riacho do Pontal, constituída por três diferentes compartimentos, zona interna, zona central (*ofiolitóide*) e *thrust-and-fold belt*, apresenta as características fundamentais de uma região de encurtamento litosférico com associações lito-estruturais que possuem indícios de uma evolução orogênica colisional Meso-Neoproterozóica;
- b) A evolução estrutural da Faixa Riacho do Pontal desenvolveu deflexões, virgações, conexões e *sintaxe*, características de um ambiente colisional de interação entre blocos crustais, em que um deles funcionou reologicamente como um endentador rígido de forma irregular (“Placa Sanfranciscana”), enquanto o outro comportou-se de maneira predominantemente plástica (Faixa Riacho do Pontal);
- c) As regiões internas das Faixas Riacho do Pontal e Rio Preto, e o Maciço/Terreno Pernambuco-Alagoas estão relacionadas com uma anomalia gravimétrica positiva com 200 km de comprimento de onda e amplitude de 60 mGal, que forma um semicírculo contornando e definindo o limite norte do cráton;
- d) As análises das orientações, padrões de interferência, truncamento e dos reflexos dos alinhamentos gravimétricos por sob os *thrust-and-fold belt* das faixas marginais ao cráton, indicam que as *nappes* das supracrustais desenvolveram uma tectônica predominantemente *thin-skin*;

e) A ausência de uma anomalia negativa emparelhada com a anomalia positiva na região do cráton, frontal ao *thrust-and-fold belt* da Faixa Riacho do Pontal, indica que as *nappes* das supracrustais não possuem carga suficiente para gerar um momento capaz de flexurar a borda do cráton. Por outro lado, o flexuramento para o interior do cráton é interpretado pela tendência negativa da anomalia Bouguer no sentido das coberturas da Chapada Diamantina. Na Faixa Rio Preto, a presença de uma anomalia emparelhada positiva-negativa é um indício forte de flexuramento produzido pela carga das suas supracrustais.

f) A partir dos dados aeromagnéticos foi possível discriminar uma série de alinhamentos e unidade magnéticas, correlacionadas ou interpretados como falhas e blocos crustais com características litológicas distintas. A transparência do sinal aeromagnético, em relação aos sedimentos da Bacia do Parnaíba, permitiu interpretar o prolongamento das estruturas e litologias pré-cambrianas, e fornecer indícios de que o embasamento da bacia é constituído por um grande volume de rochas magnéticas. Foi possível também interpretar grabéns Cambrianos, alongados ou sigmoidais, controlados por zonas de cisalhamentos correlacionadas com alinhamentos aeromagnéticos na direção NE-SW;

g) Os resultados das modelagens gravimétricas semiquantitativas do sinal regional positivo na região da Faixa Riacho do Pontal, podem ser interpretadas como a resposta de um processo colisional que produziu um descolamento tectônico, causando elevação e colocação de uma escama mantélica densa. Este processo soergueu conjuntamente as crostas inferior e superior, em relação ao Cráton do São Francisco, sobre o qual foi imposto o carregamento;

h) A integração dos dados geológicos e geofísicos permitiu separar a região em três grandes domínios geofísicos/geotectônicos distintos (Cráton do São Francisco, Marginal e Interno). A partir desta integração, foi construído um esboço preliminar da evolução tectônica da Faixa Riacho do Pontal em três etapas: a) desenvolvimento de uma margem passiva com sedimentação equivalente e formação de crosta oceânica, b) fechamento do “oceano”, com subducção e inversão da bacia; e c) colisão da “Placa Sanfranciscana” com um microcontinente aglutinado durante o evento Cariris Velhos. Esta colisão pode ter sido acompanhada pelo desenvolvimento de uma falha intracontinental transformante, cujas estruturas, atualmente encoberta por sedimentos, é correlacionada com o Alinhamento Aeromagnético Sudeste do Piauí.

## 8 - REFERÊNCIAS

---

- Alkmin, F.F.; Brito Neves, B.B.; Castro Alves, J.A. 1993. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco - uma revisão. In: Dominguez, J.M.L. & Missi, A. (eds.) *O Cráton do São Francisco*. Salvador, SBG/SGM/CNPq, p. 45-62.
- Almeida, C.N.; Lima, E.S. 1996. Evolução termobarométrica de rochas metamórficas da Faixa de Dobramentos Riacho do Pontal, Folha Cruz de Malta, NE brasileiro. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, *Anais*, 2:28-30.
- Almeida, F.F. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7(4):349-364.
- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B.; Fuck, H.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 8, Campina Grande, *Atas*, p. 363-391. (Boletim 6).
- Angelim, L.A.A. 1988. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, carta geológica/metalogenética previewal, escala 1:100.000 (Folha SC.24-V-A-III Santa Filomena), Estados de Pernambuco e do Piauí*. DNPM/CPRM, Brasília. 146 p.,il., 2 mapas.
- Angelim, L.A.A. 1992. Relações tectôno-estruturais entre o Cinturão Móvel Riacho do Pontal e o Grupo Chapada Diamantina. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, *Boletim de Resumos Expandidos*, 1:305-307.
- Angelim, L.A.A. 1993. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, carta geológica/metalogenética previewal, escala 1:250.000 (Folha SC.24-V-C Petrolina)*. CPRM, Recife. (No prelo).
- Angelim, L.A.A. 1997. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, carta geológica/metalogenética previewal, escala 1:250.000 (Folha SC.24-V-B Salgueiro)*. CPRM, Recife. (Inédito).
- Angelim, L.A.A.; Silva Filho, M.A. 1993. Compartimentação geotectônica do Cráton do São Francisco na região de Sobradinho - Bahia. In: SBG, Núcleo Bahia/Sergipe, Simpósio sobre o Cráton do São Francisco,2, Salvador, *Anais*, p.221-223.
- Baranov, V. 1957. A new method for interpretation of aeromagnetic maps: Pseudo-gravimetric anomalies. *Geophysics*, 22:359-383.

- Barbosa, J.S.F.; Dominguez, J.M.L. 1994. *Mapa Geológico do Estado da Bahia, Escala 1:1.000.000*. Governo do Estado da Bahia (SIC) - Universidade Federal da Bahia (IG). Salvador.
- Barreto, H.T. 1962. *Geologia e hidrogeologia da folha oeste do município de Petrolina - Estado de Pernambuco*. Escola de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco, Relatório de Graduação em Geologia, Recife, 54 p.
- Bayer, R.; Carozzo, M.T.; Lanza, R.; Miletto, M.; Rey, D. 1989. Gravity modelling along the ECORS-CROP vertical seismic reflexion profile through the Western Alps. *Tectonophysics*, **162**:203-218.
- Beuamont, C. 1981. Foreland basins. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **65**:291-329.
- Beltrão, J.F.; Silva, J.B.C.; Costa, J.C. 1991. Robust polynomial fitting method for regional gravity estimation. *Geophysics*, **56**(1):80-89.
- Bezerra, F.H.R.; Jardim de Sá, E.F.; Nilson, A.A.; Blais, S. 1992. O ambiente tectônico do Complexo Canindé do São Francisco e rochas encaixantes-Faixa Sergipana, NE do Brasil. In: SBG-Bahia e Sergipe, Simpósio Regional de Geologia, 1, Salvador, *Anais*, p.117-120.
- Bhattacharyya, B.K. 1966. Continuous spectrum of the total magnetic field anomaly due to a rectangular prismatic body. *Geophysics*, **31**:97-121.
- Berrocal, J.; Alarcon, S.; Pedreschi, E. 1989. Modelo preliminar da estrutura crustal na região próxima ao Reservatório de Sobradinho (BA) através do método de refração sísmica profunda. In: SBGf, Congresso da Sociedade Brasileira de Geofísica, 1, Rio de Janeiro, *Resumos-Abstracts*, p. 109.
- Briggs, I.C. 1974. Machine contouring using minimum curvature. *Geophysics*, **39**(1):39-48.
- Brito Neves, B.B. 1975. *Regionalização Geotectônica do Pré-Cambriano Nordeste*. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 198 p.
- Brito Neves, B.B. 1983. *O mapa geológico do Nordeste Oriental, escala 1:1.000.000*. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Livre Docência, 177 p.
- Brito Neves, B.B. 1990. Evolução monocíclica x policíclica de faixas móveis. Discussão prefacial. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, *Anais*, **6**:2497-25519.
- Brito Neves, B.B. 1995. *Cráton e Faixas Móveis*. Boletim do Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo, São Paulo, 187 p. (Série Didática 7).
- Brito Neves, B.B.; Cordani, U.G. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, **53**(191):23-40.

- Brito Neves, B.B.; Cordani, U.G.; Torquato, J.R.F. 1980. Evolução geocronológica do Precambriano do Estado da Bahia. In: Inda, H.A.V.; Duarte, F.B. (organizadores) *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia*. Governo do Estado da Bahia, S.M.N., Coordenação da Produção Mineral. p. 1-101. (Textos Básicos 3).
- Brito Neves, B.B.; Kawashita, K.; Delhal, J. 1979. A evolução geocronológica da cordilheira do Espinhaço; dados novos e integração. *Revista Brasileira de Geociências*, 9(1):71-85.
- Brito Neves, B.B.; Van Schmus, W.R.; Babisinski, M.; Sabin, T. 1993. O evento de magmatismo de 1,0 Ga nas faixas móveis ao norte do Cráton do São Francisco. In: SBG, Núcleo Bahia/Sergipe, Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, 2, Salvador, *Anais*, p. 3-5.
- Brito Neves, B.B.; Van Schmus, W.R.; Santo, E.J.; Campos Neto, M.C.; Kozuch, M. 1995. O evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4):279-296.
- Bruni, M.A.L.; Almeida, J.T.; Bruni, E.C. 1974. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo; Folha Rio São Francisco (SC.23)*. DNPM, Brasília. 58p.
- Buck, R.J. 1988. *GRAVSYS - Gravity Data Processing System, version 2.0*. User Guide. Geophysical Data Centre, Geophysical Division, Geological Survey of Canada, Ottawa, Canada.
- Caby, R.; Arthaud, M. 1986. Major precambrian nappes of Brazilian belt, Ceara, Northeast Brazil. *Geology*, 14:871-874.
- Caldasso, A.L.; Hana, M. 1978. Posicionamento estratigráfico das rochas básicas da Bacia do Parnaíba. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife, *Anais*, 2:567-581.
- Caldasso, L.S.C.; Costa, A.C.; Maranhão, C.M.L.; Lopes Júnior, I.; Horikawa, I. 1973. *Projeto Sudeste do Piauí II. Parte das Folhas São João do Piauí (SC.23-X-B) e Paulistana (SC.24-V-A)*. Relatório Final Integrado. DNPM/CPRM. Recife. 2 V.
- Caputo, M.V.; Lima, E.C. 1984. Estratigrafia, idade e correlação do Grupo Serra Grande, Bacia do Parnaíba. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, *Anais*, 2:740-753.
- Condie, K.C. 1989. *Plate tectonics and crustal evolution*. 3 ed. Oxford: Pergamon Press. 476 p.
- Coney, P.J. 1973. Plate tectonics of marginal foreland thrust-fold belt. *Geology*, 1(3):131-134.
- Cordani, U.G.; Brito Neves, B.B. 1982. The geologic evolution of South America during the Archaean and Early Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências*, 12(1,2,3):78-88.

- CPRM 1980. *Projeto Serra de Itiúba*. Ministério das Minas e Energia, DNPM, Convênio DNPM/CPRM, Relatório Final, texto e anexos, volumes 1 e 2 e anexos 1 e 2, Rio de Janeiro.
- CPRM 1994. *Geofísica em levantamentos geológicos no Brasil*. Ministério das Minas e Energia, CPRM - O Serviço Geológico do Brasil, Rio de Janeiro. 165 p.
- CPRM 1996. *Mapa Aeromagnético do Brasil (campo total reduzido do IGRF - relevo sombreado), escala 1:5.000.000*. Ministério das Minas e Energia, CPRM, Rio de Janeiro. (Inédito).
- Dardenfer Filho, A.; Lagoeiro, L.E.; Alkmin, F.F. 1993. O sistema de dobramentos e empurrões da Chapada Diamantina (BA): registro da inversão do aulacógeno do Espinhaço no decorrer do evento Brasileiro. In: SBG, Núcleo Bahia/Sergipe, Simpósio Sobre o Cráton do São Francisco, 2, Salvador, *Anais*, p.197 - 199.
- Davino, A. 1980. Delineamento dos limites e estruturas do Cráton do Paramirim por gravimetria. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Camboriú, *Anais*, 5:2573-2582.
- Davis, J.C. 1986. *Statistics and Data Analysis in Geology*. 2 ed. New York, John Wiley & Sons. 646 p.
- Dias, L.; Fernandes, C.; Berrocal, J. 1980. Estrutura crustal na área do Reservatório de Sobradinho. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Camboriú, p.352. (Boletim Especial 2).
- Dominguez, J.M.L. 1993. As coberturas do Cráton do São Francisco: uma abordagem do ponto de vista da análise de bacias. In: Dominguez, J.M.L.; Misi, A. (eds.) *O Cráton do São Francisco*. Salvador, SBG/SGM/CNPq, p. 137-159.
- Figueiredo, M.C.H.; Barbosa, J.S.F. 1993. Terrenos metamórficos de alto grau do Cráton do São Francisco. In: Dominguez, J.M.L.; Misi, A. (eds.) *O Cráton do São Francisco*. Salvador, SBG/SGM/CNPq, p.63-84.
- Figueirôa, I. 1993. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, carta geológica/metalogenética previewal, escala 1:250.000 (Folha SC.24-V-A Paulistana)*. CPRM, Recife. (No prelo).
- Figueirôa, I.; Silva Filho, M.A. 1990. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, carta geológica/metalogenética previewal, escala 1:100.000 (Folha SC.24-V-C-III Petrolina), Estados de Pernambuco e da Bahia*. DNPM/CPRM, Brasília. 108 p., il., 2 mapas.

- Ferreira, M.A.F. 1995. *Petrologia e geoquímica dos corpos sieníticos de Nova Olinda e Caboclo, Cinturão de Dobramentos Riacho do Pontal, Oeste de Pernambuco*. Centro de Tecnologia, Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, Dissertação de Mestrado, 123 p.
- Gava, A.; Montes, A.S.L.; Oliveira, E.P. 1984. Granitos alcalinos no sudeste do Piauí: caracterização geológica, petrográfica e geoquímica. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Salvador, *Anais*, 6:2767-2786.
- GEOSOFT 1994a. *Magmap- 2-D frequency domain processing*. GEOSOFT Inc., Toronto, Canada. 34 p.
- GEOSOFT 1994b. *Gravity - Processing System*. GEOSOFT Inc., Toronto, Canada. 26p.
- GEOSOFT 1995. *Geosoft Mapping and Processing System*. GEOSOFT Inc., Toronto, Canada.
- Gibb, R.A.; Thomas, M.D.; Mukhopadhyay, M. 1983. Geophysics of proposed sutures in Canada. *Precambrian Research*, 19:349-384.
- Goés, A.M.O.; Travassos, W.A.S.; Nunes, K.C. 1993. *Projeto Paranaíba. Reavaliação da bacia e perspectivas exploratórias*. V. 1, texto, Belém. PETROBRAS. 106 p. (Circulação Restrita).
- Gomes, F.E.M. 1990. Relações litoestratigráfico-estruturais e evolução tectônica na Faixa Riacho do Pontal - região de Paulistana (PI). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, *Anais*, 6:2843-2857.
- Gomes, F.E.M.; Sampaio, T.Q. 1989. Tectônica de colisão na Faixa Riacho do Pontal: modelo proposto para a região de Paulistana - PI e Afrânio - PE. In: SBG- Núcleos Fortaleza, Nordeste e Bahia, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 2, Fortaleza, *Atas*, p. 289-293. (Boletim 11).
- Gomes, F.E.M.; Torres, P.F.M. 1994. Associações plutono-vulcanossedimentares no extremo sul da Província Borborema - Exemplos, correlações e paradigmas. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, São Paulo, *Anais*, 2:47-48.
- Gomes, F.E.M.; Vasconcelos, A.M. 1991. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, carta geológica/metalogenética previewal, escala 1:100.000 (Folha SC.24-V-A-II Paulistana), Estados de Pernambuco e do Piauí*. DNPM/CPRM, Brasília. 146 p., il., 2 mapas.
- Gomes, H.A. 1990. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, carta geológica/metalogenética previewal, escala 1:100.000 (Folha SC.24-V-D-I Itamotinga), Estados de Pernambuco e da Bahia*. DNPM/CPRM, Brasília. 115 p., il., 2 mapas.

- Gomes, P. 1965. *O uso do altímetro nas investigações geológicas*. Recife, CONESP. 30 p.
- Gomes, R.A.A.D.; Arcanjo, J.B.A.; Santos, R.A. 1991. Colisão de blocos com subducção na costa sul da Bahia. In: SBGf, Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, 2, Salvador, 1991. *Resumos Expandido*, 1:154-159.
- Gomes, R.A.A.D.; Motta, A.C. 1980. *Projeto Levantamento Gravimétrico no Estado da Bahia*. Relatório Final. Textos e Mapas. Salvador, CPRM. Convênio DNPM/CPRM, 140 p.
- Gonçalves, L.M.C.; Orlandi, R.P. 1983. Vegetação. In: BRASIL. *Projeto Radambrasil, Folhas SC.24/25Aracaju/Recife, geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra*. MME, Secretaria Geral, Rio de Janeiro. p. 573-652. (Levantamento de Recursos Naturais 30).
- Hammer, S. 1939. Terrain corrections for gravimeter surveys. *Geophysics*, 9(3).
- Haraly, N.L.E.; Hasui, Y. 1982. The gravimetric information and the archean - proterozoic structural framework of the Eastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 12(1,2,3):160-166.
- Inda, H.A.W.; Barbosa, J.F. 1978. *Texto Explicativo para o Mapa Geológico da Bahia. Escala 1:1.000.000*. Publicação Especial, Governo do Estado da Bahia, Secretaria de Minas e Energia, Coordenação da Produção Mineral. Salvador. 137 p.
- Jardim de Sá, E.F. 1984. A evolução Proterozóica da Província Borborema. In: SBG-Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 11, Natal, *Atas*, p.297-316 (Boletim 9).
- 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 da Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado, 804 p.
- Jardim de Sá, E.F.; Bartels, R.L.; Brito Neves, B.B.; McReath, I. 1976. Geocronologia e o modelo tectonomagmático da Chapada Diamantina e Espinhaço Setentrional, Bahia. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 29, Ouro Preto, *Anais*, 4:205-227.
- Jardim de Sá, E.F.; Fuck, R.A.; Macedo, M.H.F.; Kawashita, K. 1992. Terrenos Proterozóicos na Província Borborema e a margem Norte do Cráton São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 22(4):472-480.
- Jardim de Sá, E.F.; Hackspacher, P.C. 1980. Reconhecimento estrutural na borda norte do Cráton São Francisco. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Camboriú, *Anais*, 5:2719-2731.
- Jardim de Sá, E.F.; Macedo, M.H.F.; Kawashita, K.; Peucat, J.J.; Leterrier, J.; Fuck, R.A. 1996. A Suite Serra da Boa Esperança: intrusões alcalinas sintectônicas aos nappes brasileiros na

- Faixa Riacho do Pontal, NE do Brasil. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, *Anais*, 6:499-501.
- Jardim de Sá, E.F.; Macedo, M.H.F.; Torres, H.H.F.; Kawashita, K. 1988. Geochronology of metaplutonics and the evolution of supracrustal belts in the Borborema Province NE Brazil. In: SBG, Congresso Latino Americano de Geologia, 7, Belém, *Anais*, p.49-62.
- Jardim de Sá, E.F.; Souza, L.C. 1989. Relações estratigráficas e a tectônica tangencial na borda norte do Cráton São Francisco. In: SBG- Núcleos Fortaleza, Nordeste e Bahia, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 2, Fortaleza, *Atas*, p. 237-240. (Boletim 11).
- Karner, G.D.; Watts, A.B. 1983. Gravity Anomalies and flexure of the lithosphere at Mountain Ranges. *Journal of Geophysical Research*, 88(10):10449-10477.
- Kingston, D.R.; Dishroon, C.P.; Williams, P.A. 1983. Global basin classification system. *The American Petroleum Geologists Bulletin*, 67(12):2175-2193.
- LASA 1975. *Projeto Parnamirim: Levantamento Aerocintilométrico com Discriminação de Energia*. Ministério das Minas e Energia, CNEN, CPRM, Convênio CNEN/CPRM, Relatório do Levantamento, Rio de Janeiro.
- Leal, A.S. 1970. *Inventário Hidrogeológico do Nordeste: Folha 19, Aracaju Noroeste*. Divisão de Hidrogeologia, SUDENE. Recife. 242 p.
- Leão, J.W.D.; Silva, J.B.C. 1989. Discrete linear transformation of potential field data. *Geophysics*. 54(4):497-507.
- Leite, C.M.M. 1997. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: carta geológica, carta metalogenética/previsional, carta hidrogeológica e carta de formações superficiais, escala 1:100.000. Folha SC.23-X-D-IV, Campo Alegre de Lourdes; Folha SC.23-X-D-I, Peixe. Estado da Bahia*. Brasília, CPRM/CBPM. 153 p.
- Leite, C.M.M.; Fróes, R.J.B. 1989. Características petroquímicas do granito alcalino Serra do Meio (Campo Alegre de Lourdes - Estado da Bahia). In: SBGq, Congresso Brasileiro de Geoquímica, 2, Rio de Janeiro, *Anais*, 1:157-167.
- Leite, C.M.M.; Santos, R.A.; Conceição, H. 1992. Feições estruturais e recristalizações mineralógicas associadas na suíte alcalina de Campo Alegre de Lourdes. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, *Boletim de Resumos Expandidos*, 2: 97-98.
- Leite, C.M.M.; Santos, R.A.; Conceição, H. 1993. A província toleítica-alcalina de Campo Alegre de Lourdes: geologia e evolução tectônica. In: SBG, Núcleo Bahia/Sergipe, Simpósio Sobre o Cráton do São Francisco, 2, Salvador, *Anais*, p. 56-58.

- Lenz, R. 1972. Die Serie Bambuí in Bereich des Pernambuco-Lineaments. *Geol. jb.* **B2**:39-54.
- Longman, J.M. 1959. Formulas for computing the tidal acceleration due to the moon and the sun. *Journal of Geophysical Research*, **64**(12): 2351-2355.
- Luiz, J.G.; Silva, L.M.C. 1995. *Geofísica de Prospeção*, V 1. 1 ed., Belém, Universidade Federal do Pará; Cejup. 311 p.
- Mabesoone, J.M. 1977. Paleozoic-Mesozoic deposits of the Piauí - Maranhão syncline (Brazil): geologic history of a sedimentary basin. *Sedimentary Geology*, **19**:7-38.
- Macedo, M.H.F.; Bonhomme, M.G. 1984. Contribuição à Cronoestratigrafia das formações Caboclo, Bebedouro e Salitre na Chapada Diamantina (BA) pelos métodos Rb-Sr e K-Ar. *Revista Brasileira de Geociências*. **14**(3):153 -163.
- MacLeod, I.N.; Jones, K.; Dai, T.F. 1993a. 3-D Analytic Signal in the interpretation of Total Magnetic Field Data at Low Magnetic Latitudes. *Exploration Geophysics*, **24**:679-688.
- Macleod, I.N.; Vieira, S.; Chaves, A.C. 1993b. Analytic Signal and Reduction-to-the-Pole in the Interpretation of Total Magnetic Field Data at Low Magnetic Latitudes. In: SBGF, Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, 3, Rio de Janeiro, *Resumos Expandidos*, **2**:830-835.
- Marangoni, Y.R. 1994. *Modelo crustal para o norte de Goiás a partir de dados gravimétricos*. Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 105 p.
- Mascarenhas, J.F; Sá, J.H.S. 1982. Geological and Metalogenesis Patterns in the Archean and Early Proterozoic of Bahia State, Eastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **12**(1,2,3):193-214.
- Marimon, M.P.C. 1990. *Petrologia e litogeoquímica da seqüência plutono-vulcanossedimentar do Brejo Seco, Município de São João do Piauí, Estado do Piauí*. Salvador. Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal da Bahia, Dissertação de Mestrado, 102 p.
- Mendes, V.A.; Silva Filho, M.A. 1990. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, carta geológica/metalogenética provisional, escala 1:100.000 (Folha SC.24-V-B-IV Cristália), Estado de Pernambuco*. DNPM/CPRM, Brasília. 120 p., il., 2 mapas.
- Mendonça, C.A.; Silva, J.B.C. 1993. A stable truncated series approximation of the reduction-to-the-pole operator. *Geophysics*, **58**:1084-1090.
- Minérios de Pernambuco; UFPE 1984. *Projeto mapeamento básico da região Centro - Oeste de Pernambuco. Mapa geológico da área Santa Maria da Boa Vista Orocó*. Convênio

- Minérios de Pernambuco S. A.- Universidade Federal de Pernambuco - Centro de Tecnologia, Departamentos de Geologia e Engenharia de Minas. (Inédito).
- Menke, W. 1989. *Geophysical data analysis: discrete inverse theory*. Revised Edition. San Diego, Academic Press Inc. 288 p. (International Geophysics Series 45).
- Molina, E.C.; Ussami, N.; Marangoni, Y.R. 1997. Digital 5' x 5' gravity map of the São Francisco craton, the marginal fold/thrust belts and contiguous continental margin/oceanic basins. In: SBGf, Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, 5, São Paulo, *Resumos Expandidos*, 2:715-718.
- Moraes, J.F.S. 1992. *Petrologia da máficas e ultramáficas da Sequência Vulcano-Sedimentar de Monte Orebe, PE/PI*. Curso de Pós-Graduação em Geologia, Área de Geologia Econômica, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Dissertação de Mestrado, 98 p.
- Moura, M.N.P. 1962. *Geologia e hidrogeologia da folha oeste do município de Petrolina - Estado de Pernambuco*. Escola de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, Relatório de Graduação em Geologia, 60 p.
- Motta, A.C.; Gomes, R.A.A.D.; Delgado, I.M.; Siqueira, L.P.; Pedreira, A.J. 1981. Feições gravimétricas e magnéticas do Cráton do São Francisco. In: SBG - Núcleo Bahia, Simpósio Sobre o Cráton do São Francisco e Suas Faixas Marginais, Salvador, *Anais*, p. 17-33.
- Nettleton, L.L. 1973. *Elementary gravity and magnetics for geologists and seismologists*. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, 121 p. (Monograph Series 1).
- Nou, E.A.V.; Bezerra, L.M.M.; Dantas, M. 1983. Geomorfologia. In: Brasil. *Projeto Radambrasil, Folhas SC.24/25Aracaju/Recife, geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra*. MME, Secretaria Geral, Rio de Janeiro. p. 377-443. (Levantamento de Recursos Naturais 30).
- Observatório Nacional; CPRM 1987. *Relação dos valores de gravidade da Região Nordeste*. Rio de Janeiro, Observatório Nacional. (Inédito).
- Oliveira, R.G. 1990. Modelo gravimétrico da Faixa Riacho do Pontal e de sua relação com o Cráton São Francisco. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, *Boletim de Resumos*, p.282.
- Paterson; Grant; Watson 1984. *GRAVPOLY, Program Documentation*. Toronto, Canada.
- Plá Cid, J.; Nardi, L.V.S.; Conceição, H.; Bonin, B. 1997a. Magmatismo alcalino na borda norte do Cráton do São Francisco - granitos Couro-de-Onça: evidências petrográficas, mineraloquímicas e geoquímicas sobre sua evolução. In: SBGq, Congresso Brasileiro de Geoquímica, 6, Salvador, *Anais*, 2:803-807.

- Plá Cid, J.; Nardi, L.V.S.; Conceição, H.; Bonin, B. 1997b. Alkali plutonic activity within in the Riacho do Pontal Fold Belt, NE Brazil. In: Ferreira, V.P.; Sial, A.N. (eds.), Second International Symposium on Granites and Associated Mineralizations: ISGAM II, Salvador, Bahia, Brazil, *Extended Abstract and Program*, 143-144.
- Ponte, F.C. 1994. Geologia das Bacias Sedimentares Brasileiras. In: IAS, International Sedimentological Congress, 14, Recife. *Short Course Notes*, 26 p.
- Prado, F.S.; Vasconcelos, A.M. 1991. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, carta geológica/metalogenética provisional, escala 1:100.000 (Folha SC.24-V-A-IV Barra do Bonito), Estados do Piauí e da Bahia*. DNPM/CPRM, Brasília. 136 p., il., 2 mapas.
- PROSPEC S.A. 1978. *Projeto Borda Sul da Bacia do Parnaíba*. Ministério das Minas e Energia, DNPM, CPRM, Convênio DNPM/CPRM, Relatório Final, texto e anexos, Rio de Janeiro. 119 p.
- Ribeiro, J.A. 1992. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, carta geológica/metalogenética provisional, escala 1:100.000 (Folha SC.23-X-D-II São Raimundo Nonato), Estados do Piauí e da Bahia*. Texto Explicativo, consolidação parcial de dados. Anexos. CPRM, Fortaleza. (Inédito).
- Ribeiro, J.A.; Vasconcelos, A.M. 1991. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, carta geológica/metalogenética provisional, escala 1:100.000 (Folha SB.24-Y--VI Simões), Estados de Pernambuco e do Piauí*. DNPM/CPRM, Brasília. 124 p., il., 2 mapas.
- Rocha, G.M.F.; Dominguez, J.M.L. 1993. As fases da deformação brasileira atuantes nos Supergrupo Espinhaço e São Francisco no Estado da Bahia. In: SBG, Núcleo Bahia/Sergipe, Simpósio Sobre o Cráton do São Francisco, 2, Salvador, *Anais*, p. 200-202.
- Sá, N.C.; Blitzkow D. 1986. Uma tentativa de homogeneizar os dados gravimétricos existentes no Brasil. *Revista Brasileira de Geofísica*, 4:73-77.
- Sampaio, T.Q.; Vasconcelos, A.M. 1991. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, carta geológica/metalogenética provisional, escala 1:100.000 (Folha SC.24-V-A-V Afrânio), Estados de Pernambuco, do Piauí e da Bahia*. DNPM/CPRM, Brasília. 120 p., il., 2 mapas.
- Santos, C.A.; Silva Filho, M.A. 1990. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, carta geológica/metalogenética provisional, escala 1:100.000 (Folha SC.24-V-A--VI Riacho do Caboclo), Estado de Pernambuco*. DNPM/CPRM, Brasília. 113 p., il., 2 mapas.

- Santos, E.J. 1995. *O Complexo Granítico Lagoa das Pedras: Acresção e Colisão na Região de Floresta (Pernambuco), Província Borborema*. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 224 p.
- Santos, E.J. 1996. Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, *Anais*, 6:47-50.
- Santos, E.J.; Brito Neves, B.B. 1984. *Província Borborema*. In: Almeida, F. F. M.; Hasui, Y.(eds.) *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgar Blücher. p. 123-186.
- Santos, E.J.; Caldasso, A.L.S. 1978. Síntese do conhecimento e ensaio interpretativo da área do Riacho do Pontal, Nordeste do Brasil. In: SBG, Núcleo Bahia, Reunião Preparatória Para o Simpósio Sobre o Cráton do São Francisco e Suas Faixas Marginais, Salvador, Boletim Especial, 3, p. 399-426.
- Santos, E.J; Coutinho, M.G.N.; Costa, M.P.A.; Ramalho, R. 1984. A Região de Dobramentos Nordeste e a Bacia do Parnaíba, incluindo o Cráton São Luís e as bacias marginais. In: Schobbenhaus, C. (Coord.) *Geologia do Brasil; texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1:2.500.000*. Brasília, DNPM. p. 131-186.
- Schobbenhaus, C. 1984. *Geologia do Brasil; texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1:2.500.000*. Brasília, DNPM. 501 p.
- Sharma , P.V. 1986. *Geophysical Methods in Geology*. 2 ed. New York, Elsevier. 442 p.
- Sheriff, R.E. 1982. *Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics*. 8 ed., Tulsa, Oklahoma, Society of Exploitation Geophysics. 266 p.
- Shukowsky, W. 1995. *Métodos Numéricos em Geofísica*. Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, São Paulo, Notas de Aula. (Inédito).
- Silva, J.B.C. 1986a. *Métodos Potenciais*. CPRM, Rio de Janeiro, Notas de Curso. (Inédito).
- Silva, J.B.C. 1986b. Reduction to the pole as an inverse problem and its application to low-latitude anomalies. *Geophysics*, 51(2);369-382.
- Silva; M.E. 1987. *O Sistema de Dobramentos Rio Preto e suas relações com o Cráton do São Francisco*. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 141 p.
- Silva, M.G. 1991. Evidências de uma tectônica de colisão-subducção no Proterozóico Inferior no nordeste do Estado da Bahia. In: SBG - Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 14, Recife, *Atas*, p. 216-219. (Boletim 12).

- Silva, A.B.; Liberal, G.S.; Sad, J.H.G.; Issa Filho, A.; Rodrigues, C.S.; Riffel, B.F. 1988. Geologia e petrologia do Complexo Angico dos Dias (Bahia, Brasil), uma associação carbonatítica precambriana. *Geochimica Brasiliensis*, 2(1):81- 108.
- Silva Filho, M.A.; Bonfim, L.F.C.; Santos, R.A. 1978. A Geossinclinal Sergipana: estrutura e evolução. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife, *Anais*, 6:2464-2477.
- Silva Júnior, J.M.F. 1997. *Um regime ríptil, pós-Siluriano-Devoniano no Domínio da Zona Transversal, Província Borborema - Nordeste do Brasil*. Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 137 p.
- Siqueira Filho, J. 1967. *Geologia da Folha Jutai, Pernambuco*. Divisão de Geologia, SUDENE, Recife. 58 p. (Série Geologia Regional 7).
- Skeels, D.C. 1967. What is residual gravity? *Geophysics*, 32:872-876.
- Soares, P.C.; Landim, P.M.B.; Fúlvaro, V.J. 1978. Tectonic cycles and sedimentary sequences in the Brazilian intracratonic basin. *Geological Society of America Bulletin*. 89:181-191.
- Söfner, V.B. 1972. Zur stratigraphie des Präkambriums im Gebiet des Mittleren Rio São Francisco zwischen Sento Sé und Juazeiro, Nordost-Brasilien. *Beih. geol. Jb.*, 121:95-146.
- Souza, M.A. 1995. Regional gravity interpretation of Parnaíba basin (Northern Brazil). In: SBGF, Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, 4, Conferência da União Latino-Americana de Geofísica, 1, Rio de Janeiro, *Resumos Expandidos*, 1:184-187.
- Souza, M.A. 1997. Subsidence modeling of the Parnaíba basin (NE Brazil). In: SBGF, Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, 5, São Paulo, *Resumos Expandidos*, 2:880-882.
- Souza, J. D.; Fernandes Filho, J.; Guimarães, J. T.; Lopes, J. N. 1979. *Projeto Colomé. Relatório Final, Geologia da Região do Médio São Francisco, texto e mapas, V. I*. DNPM/CPRM. Salvador. 389 p.
- Souza, S.L.; Brito, Brito, P.C.R.; Silva, R.W.S.; Pedreira, A.J. 1993. *Estratigrafia, sedimentologia e recursos minerais da Formação Salitre na Bacia de Irecê, Bahia*. Companhia Baiana de Pesquisa Mineral, Salvador. 36 p. (Série Arquivos Abertos 2).
- Spector, A.; Grant, F.S. 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 35(2):293-302.
- Swain, C.J. 1976. A Fortran IV program for interpolating irregularly spaced data using the difference equations for minimum curvature. *Computer & Geosciences*, 1:231-240.

- Talwani, M.; Worzel, J.L.; Landisman, M. 1959. Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. *Journal of Geophysical Research*, 64:49-59.
- Teixeira, W. 1993. Avaliação do acervo de dados geocronológicos e isotópicos do Cráton do São Francisco - implicações tectônicas. In: Dominguez, J.M.L.; Misi, A. (eds.) *O Cráton do São Francisco*. Salvador, SBG/SGM/CNPq, p.11-33.
- Telford, W.M.; Geldart, L.P.; Sheriff, R.E.; Keys, D.A. 1976. *Applied Geophysics*. 1 ed. Cambridge, Cambridge University Press. 860 p.
- Torres, H.H.F.; Oliveira, R.G.; Figueirôa, I. 1994. Endentação tectônica da extremidade norte do Cráton São Francisco na Faixa Riacho do Pontal. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, São Paulo, *Anais*, 1:222-223.
- Twiss, R.J.; Moores, E.M. 1992. *Structural Geology*. New York, W.R. Freeman and Company. 532 p.
- Ussami, N.; Sá, N. C.; Molina, E. C. 1993. Gravity map of Brazil 2. Regional and residual isostatic anomalies and their correlation with major tectonic provinces. *Journal of Geophysical Research*, 98(B2):2199-2208.
- Ussami, N. 1993. Estudos geofísicos no Cráton do São Francisco: estágio atual e perspectivas. In: Dominguez, J.M.L.; Misi, A. (eds.) *O Cráton do São Francisco*. Salvador, SBG/SGM/CNPq, p. 35-43.
- Van Schmus, W.R.; Brito Neves, B.B.; Haskspacher, P.; Babinski, M. 1993. Identification of crustal blocks in northeast Brazil using Sm-Nd and U-Pb geochronology. In: SBG, Núcleo Bahia/Sergipe, Simpósio Sobre o Cráton do São Francisco, 2, Salvador, *Anais*, p. 239 - 242.
- Vidotti, R.M.; Ebinger, C.J.; Fairhead, J.D. 1997. Flexural rigidity at Parnaíba basin - Brazil. In: SBGf, Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, 5, São Paulo, *Resumos Expandidos*, 2:879.
- Wellman, P.1988. Development of the Australian proterozoic crust as inferred from gravity and magnetic anomalies. *Precambrian Research*, 40/41:89-100.
- Winograd, S. 1978. On computing the Discrete Fourier Transform. *Mathematics of Computation*, 32(141):175-199.
- Woodcock, N.H. 1986. The role of strike-slip systems at plate boundaries. *Philosophical Transactions Royal Society of London*. A317:13-29.

## APÊNDICE I

### Principais Conceitos e Teorias dos Métodos Magnético e Gravimétrico

Nos próximos itens estes dois métodos serão brevemente apresentados com base nas informações dos seguintes autores: Telford *et al.* (1976); Sharma (1986); Silva (1986a); e Luiz & Silva (1995).

#### I.1 - Método Magnético

##### a) Fundamentos Teóricos e Definições

###### 1) Força Magnética ( $F$ )

$$F = \frac{m_1 m_2}{\mu r^2} \Gamma_1, \quad (I.1)$$

onde  $F$  é a força em dinas no polo  $m_2$ ,  $\Gamma_1$  é um vetor unitário dirigido de  $m_1$  para  $m_2$ ,  $r$  é a distância entre os pólos em cm e  $\mu$  é a permeabilidade magnética do meio. A permeabilidade é uma quantidade adimensional cujo valor é igual a 1 no vácuo. A força magnética é atrativa se os sinais dos pólos são opostos e repulsiva se ocorrer o contrário. Convencionalmente o polo positivo é atraído pelo polo norte magnético e o polo negativo é atraído pelo polo sul magnético.

2) Campo Magnético ( $H$ ) - O campo magnético no polo  $m_2$ , produzido pela presença de  $m_1$ , pode ser expresso da seguinte maneira:

$$H = \frac{F}{m_2} = \frac{m_1}{\mu r^2} \Gamma_1. \quad (I.2)$$

Assume-se que  $m_2$  é bastante pequeno para não causar distúrbios no campo  $H$ , isto é,  $m_2 \ll m_1$ . No Sistema CGS,  $H$  é medido em *oersteds* (dinas/unidade de polo).

###### 3) Momento Magnético ( $M$ )

$$M = m r \Gamma_1, \quad (I.3)$$

onde  $M$  é um vetor na direção do vetor unitário, estendendo-se do polo negativo ( $-m$ ) ao polo positivo ( $+m$ ).

4) Intensidade de Magnetização ( $J$ ) - É uma espécie de densidade magnética, sendo definida pela razão entre o momento magnético e uma unidade de volume ( $v$ ),

$$I = \frac{M}{v}. \quad (\text{I.4})$$

5) Susceptibilidade Magnética ( $k$ )

$$k = \frac{I}{H} \text{ emu (eletromagnetic unit)}, \quad (\text{I.5})$$

adimensional no Sistema CGS. Nesse sistema a relação entre a permeabilidade e a susceptibilidade magnética é expressa da seguinte maneira:

$$\mu = (1+4\pi k). \quad (\text{I.6})$$

6) Indução Magnética ( $B$ ) - corresponde a soma dos campos magnéticos que atuam no interior de um corpo:

$$B = H + H' = H + 4\pi I, \quad (\text{I.7})$$

onde  $H$  é o campo externo e  $H'$  o campo gerado pelo corpo magnético sobre a ação do campo externo.

$$\text{Como, } I = kH \text{ e } \mu = (1+4\pi k), \quad (\text{I.8})$$

$$B = \mu H. \quad (\text{I.9})$$

## b) Potencial Magnético

O potencial magnético ( $A$ ) pode ser definido como o trabalho necessário para mover um pólo unitário contra o campo magnético, a partir da relação

$$A(r) = -\int_{\infty}^r F(r).dr = \frac{m}{\mu r} \quad (\text{I.10})$$

Para  $\mu = 1$ , o potencial magnético  $A$  em um ponto externo  $P$ , será:

$$A = \frac{m}{r_1} - \frac{m}{r_2} = m \left\{ \frac{1}{\sqrt{(r^2 + l^2 - 2rl \cos \theta)}} - \frac{1}{\sqrt{(r^2 + l^2 + 2rl \cos \theta)}} \right\} \quad (\text{I.11})$$

Se  $r \gg l$ , a expressão acima pode ser simplificada para

$$A = \frac{2ml \cos \theta}{r^2}. \quad (\text{I.12})$$

O potencial magnético satisfaz a equações de Laplace

$$(\nabla^2 A = 0), \quad (\text{I.13})$$

e a equação de Poisson,

$$(\nabla^2 A = -4\pi \nabla \cdot M(r)), \quad (\text{I.14})$$

respectivamente nas regiões externa e interna de um corpo que contém material magnético.

A Relação de Poisson,

$$A = \frac{M_\alpha}{G\rho} \frac{\partial U}{\partial \alpha}, \quad (\text{I.15})$$

correlaciona o potencial magnético  $A$  com o potencial gravimétrico  $U$ , onde  $\alpha$  representa uma direção constante de magnetização,  $\rho$  é a densidade e  $G$  é a constante de gravitação. Com essa expressão é possível calcular o campo magnético de um modelo representativo de uma fonte magnética, a partir da atração que ele produz.

### c) O Campo Geomagnético

O campo magnético terrestre pode ser considerado como produzido por um momento de dipolo localizado no centro da Terra e apontando para o sul com um ângulo de  $11,5^\circ$  em relação ao eixo de rotação. Os pontos em que o eixo do dipolo intercepta a superfície da Terra são denominados pólos geomagnéticos (Figura I.2).

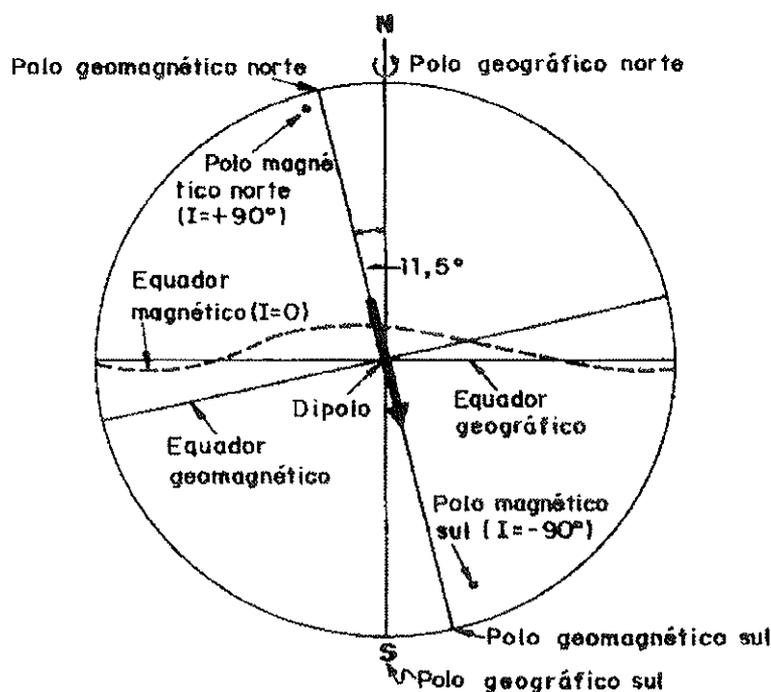


Figura I.1 - Esquema do dipolo que representa o campo geomagnético (Fonte: Luiz & Silva).

Em qualquer ponto da superfície terrestre o campo geomagnético é caracterizado pelos seguintes elementos: componente horizontal ( $F_h$ ); componente vertical ( $F_v$ ); ângulo de inclinação

com a horizontal ( $i$ ); e ângulo de declinação ( $D$ ). A componente horizontal pode ser decomposta nas componentes norte ( $F_x$ ) e na componente leste ( $F_y$ ), (Figura 1.2).

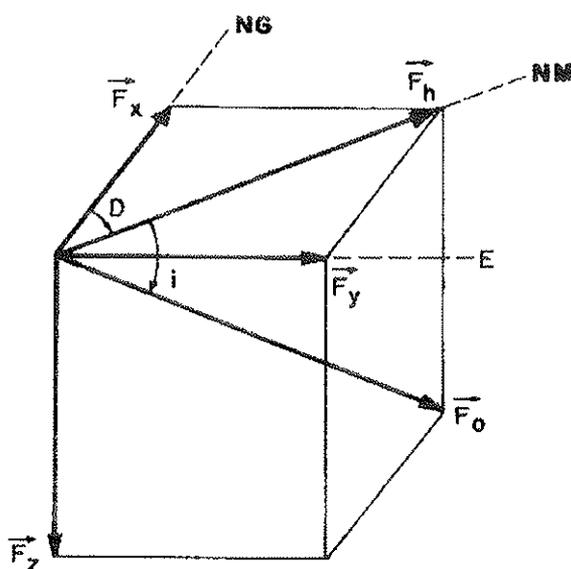


Figura 1.2 - Elementos do campo geomagnético (Fonte: Luiz & Silva 1995).

## d) Magnetismo de Rochas e Minerais

### d1) Propriedades Magnéticas

Todos os materiais podem ser classificados em três grupos de acordo com as suas propriedades magnéticas: diamagnético, paramagnético e ferromagnético.

As substâncias diamagnéticas apresentam susceptibilidade magnética negativa. Isso significa que a magnetização induzida ( $B$ ) por um campo externo ( $H$ ) apresenta direção oposta à do campo  $H$ . As substâncias que não são diamagnéticas, são denominadas paramagnéticas, ou seja, apresentam susceptibilidade magnética positiva. Os ferromagnéticos são materiais paramagnéticos no qual a interação entre os átomos é tão forte que ocorre um alinhamento de momentos magnéticos em grandes domínios das substâncias. A temperatura Curie é a temperatura

a partir da qual um material perde as suas características ferromagnéticas e passa a se comportar como paramagnético ( Fe 750°C, Ni 310°C, magnetita 515°C).

#### d.2) Susceptibilidade Magnética das Rochas

TIPO DE ROCHA	SUSC. INTERVALO ( $\times 10^6$ emu)	SUSC. MÉDIA ( $\times 10^6$ emu)	TIPO DE ROCHA	SUSC. INTERVALO ( $\times 10^6$ emu)	SUSC. MÉDIA ( $\times 10^6$ emu)
SEDIMENTAR			IGNEA		
Dolomito	0 - 75	10	Granito	0 - 4.000	200
Calcário	2 - 280	25	Riolito	20 - 3.000	
Arenito	0 - 1.660	30	Dolerito	100 - 3.000	1.400
Argilito	5 - 1.480	50	Augita-Sienito	2.700 - 3.600	-----
Média	0 - 4.000	75	Olivina-Diabásio	-----	2.000
METAMÓRF.			Diabásio	80 - 13.000	4.500
Anfibolito	---	60	Gabro	80 - 7.200	6.000
Xisto	25 - 240	120	Basalto	20 - 14.500	6.000
Filito	---	130	Diorito	50 - 10.000	7.000
Gnaiss	10 - 2.000	---	Piroxenito	---	10.500
Quartzito	---	350	Peridotito	7.600 - 15.600	13.000
Serpentinito	250 - 14.000	---	Andesito	---	13.500
Ardósia	0 - 3.000	500	Média - Ácida	3 - 6.530	650
Média	0 - 5.800	350	Média - Básica	44 - 9.710	2.600

Tabela I.1 - Susceptibilidade magnética de vários tipos de rochas (Fonte: Telford *et al.* 1976).

#### d3) Magnetismo Remanescente

É um magnetismo residual que adquirido durante a história geológica de uma rocha. Dependendo do processo, a magnetização remanescente recebe denominações específicas:

- Química - Como resultado do crescimento de grão de minerais magnéticos a partir de reações químicas em temperaturas moderadas;
- Detritica - Ocorre durante a deposição de partículas magnéticas na presença de um campo magnético externo;
- Isotermal - É o residual que permanece após a retirada do campo externo. Pode ser causado por relâmpagos em áreas irregulares e de pequenas dimensões.

- d) Termoremanescente - Ocorre quando o material magnético é esfriado em temperaturas abaixo da temperatura Curie na presença de um campo externo;
- e) Viscosa - É produzida após uma longa exposição a um campo externo.

## I.2 - Método Gravimétrico

### a) Fundamentos Teóricos

A lei de Newton enuncia que a força ( $F$ ) entre duas partículas de massas  $m_1$  e  $m_2$  é diretamente proporcional ao produto dessas massas e inversamente proporcional à distância ( $r$ ) entre os centros de massa. Essa relação pode ser expressa pela seguinte equação:

$$F = -G \frac{m_1 \cdot m_2}{r^2} \Gamma_1, \quad (I.16)$$

onde,  $G = 6,67 \times 10^{-8}$  dina.cm<sup>2</sup>.g<sup>2</sup> é a constante de gravitação e  $\Gamma_1$  é um vetor unitário dirigido de  $m_1$  para  $m_2$ .

A aceleração em  $m_2$ , devido a presença de  $m_1$ , pode ser encontrada a partir da segunda lei do movimento de Newton ( $F = mg$ ), dividindo  $F$  por  $m_2$ . Em particular, se  $m_1 = M_T$  (massa da Terra =  $5,983 \times 10^{27}$  g), a aceleração da massa  $m_2$  na superfície da Terra será:

$$g = \frac{F}{m_2} = -G \frac{M_T}{R_T^2} \Gamma_1, \quad (I.17)$$

onde,  $R_T$  = distância da superfície ao centro de massa da Terra.

Como a força gravitacional e a aceleração são quantidades vetoriais, nas proximidades da superfície esses campos são representados por vetores apontando para o centro da Terra. A unidade de aceleração no Sistema CGS é o Gal.

### b) Potencial Gravitacional

O campo gravimétrico é conservativo, assim ele pode ser obtido a partir do gradiente de uma função potencial escalar:

$$g(\Gamma_1) = \frac{F(\Gamma_1)}{m_2} = -\nabla U(\Gamma_1), \quad (I.18)$$

onde,  $U$  é potencial gravitacional e  $\nabla$  o operador diferencial que produz o gradiente.

Alternativamente essa equação pode ser resolvida para o campo potencial gravitacional da seguinte forma:

$$U = -G \int_V \frac{dM}{r} + \frac{w^2 l^2}{2} = -G \int_V \frac{dM}{r} + \frac{w^2}{2} r_1^2 \cos^2 \Phi, \quad (\text{I.19})$$

onde, a primeira parcela da soma representa a força de atração e a segunda parcela a força centrífuga;  $w$  é a velocidade angular de rotação,  $l$  o raio de rotação e  $\Phi$  a latitude.

Para um determinado valor de  $r_1$ , essa equação define uma superfície equipotencial. Quando  $r_1$  é igual a distância entre o centro da Terra e o nível médio dos mares, desprezando-se o excesso de massa continental e preenchendo os baixos oceânicos, a superfície equipotencial é denominada geóide. No entanto, por facilidades matemáticas nos estudos do campo gravitacional, a melhor representação da superfície terrestre é a de um elipsóide com achatamento polar de  $1/298,25$ , definindo uma superfície equipotencial denominada esferóide. Os erros resultantes da adoção desse modelo são pequenos por que as diferenças entre o geóide e o esferóide não ultrapassam 50 m em qualquer parte da Terra (Figura I.3).

O potencial gravimétrico satisfaz a equação de Laplace ( $\nabla^2 U = 0$ ) e a equação de Poisson ( $\nabla^2 U = 4\pi G\rho$ ). Isso significa que as medidas efetuadas na superfície de um corpo satisfazem a condição de Laplace; enquanto no interior do corpo, onde existe massa, a equação de Poisson será satisfeita.

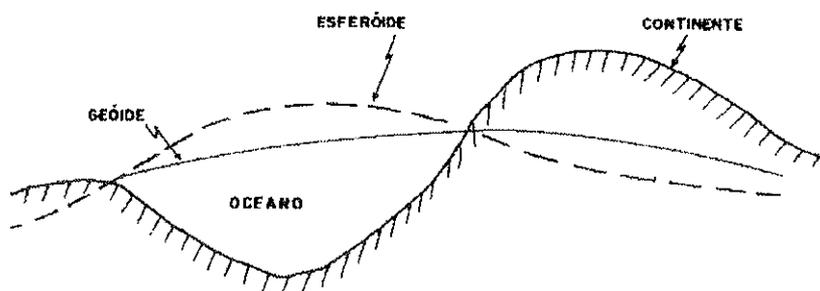


Figura I.3 - Esquema de comparação entre a superfície do geóide e a do esferóide em relação à topografia terrestre (Fonte: Luiz & Silva 1995).

### c) A Gravidade Normal

O valor da gravidade como função da latitude  $\Phi$ , para a superfície do esferóide chama-se gravidade normal e possui a seguinte expressão:

$$g_N = g_e(1 + \alpha \sin^2 \Phi - \beta \sin^2 \Phi), \text{ (Teorema de Clairaut),} \quad (\text{I.20})$$

onde,  $g_e$  é a gravidade no equador geográfico e  $\alpha$  e  $\beta$  são constantes que dependem do achatamento polar e da aceleração centrífuga.

Esse teorema foi adotado em 1930 como a Fórmula Internacional da Gravidade (*IGF-30*), servindo como referência nos levantamentos gravimétricos. Porém, a partir de determinações mais precisas da forma da Terra, em 1971 foi adotada uma nova fórmula, denominada *GRS-67* (*Geodetic Reference System - 1967*):

$$g_N = 978,031846(1 + 0,005278895 \sin^2 \Phi + 0,000023462 \sin^4 \Phi) \text{ Gal.} \quad (\text{I.21})$$

Assim, anomalias gravimétricas obtidas por fórmulas diferentes não podem ser comparadas diretamente, porém é possível transformá-las de um padrão para outro (Sá & Blitzkow 1986).

#### d) Correções dos Valores da Gravidade

##### d1) Correção de Latitude

Comparando-se expressões da gravidade normal (*GRS-67*) (I.21) obtidas em latitudes diferentes, obtém-se a seguinte expressão para a correção da variação de latitude ( $C_L$ ):

$$C_L = 5162,23 (\sin^2 \Phi_1 - \sin^2 \Phi_0) \text{ mGal} \quad (\text{I.22})$$

Para pequenas distâncias ao longo da direção norte-sul, a variação da gravidade com a distância pode ser aproximada pela expressão:

$$\frac{\partial g}{\partial s} \approx \frac{dg}{ds} = \frac{\partial g}{\partial \Phi} \frac{d\Phi}{ds} = \frac{1}{R} \frac{\partial g}{\partial \Phi}, \quad (\text{I.23})$$

onde  $dg/ds$  é a gravidade em relação ao comprimento de um milímetro de arco de latitude ( $d\Phi$ ) e o raio da Terra ( $R$ ) na latitude  $\Phi$ .

Derivando-se a fórmula do *GRS-67* (I.21) em relação a  $\Phi$ , obtém-se a seguinte expressão de correção da latitude:

$$C_L \approx \frac{1}{R} g e \alpha \sin 2\Phi, \quad (\text{I.24})$$

com erro inferior a 2% para estações que distam no máximo 10 km.

Para o raio da Terra ( $R$ ) igual 6.371 km, obtém-se:

$$C_L = 0,81 \sin 2\Phi \text{ mGal.} \quad (\text{I.25})$$

Nos levantamentos realizados no hemisfério sul, nas estações localizadas a norte da latitude de referência esse valor é subtraído e para as estações localizadas a sul ele é adicionado.

### d2) Correção de Elevação (Ar - Livre)

Para definir a expressão da correção Ar-Livre ( $C_{AL}$ ), a forma da Terra é aproximada a uma esfera de raio igual ao raio médio terrestre. Assim,

$$g_0 = \frac{GM}{R^2}. \quad (I.26)$$

Em um ponto situado em uma altitude  $h$  em relação a um nível de referência,

$$g = \frac{GM}{(R+h)^2}. \quad (I.27)$$

A diferença de gravidade entre os dois pontos será:

$$\Delta g = g - g_0 = \frac{GM}{R^2} \left( 1 - \frac{1}{(1+h/R)^2} \right). \quad (I.28)$$

A expansão em série do denominador do termo localizado entre os parênteses produz:

$$\Delta g \approx \frac{GM}{R^2} \left( \frac{2h}{R+2h} \right), \quad (I.29)$$

desprezando os termos contendo  $\left(\frac{h}{R}\right)^2$ .

Como  $R \gg 2h$ ,

$$C_{AL} = \Delta g = GM \frac{2h}{R^3} = 0,3086h \text{ mGal}. \quad (I.30)$$

O valor da gravidade normal é reduzida para o nível da estação no terreno pela expressão:

$$g_{NR} = g_N - 0,3086h. \quad (I.31)$$

A anomalia gravimétrica Ar-Livre é obtida da seguinte maneira:

$$\Delta g_{AL} = g_{OBS} - g_{NR} = g_{OBS} + 0,3086h - g_N. \quad (I.32)$$

### d3) Correção Bouguer

Adiciona, entre o geóide e o nível do terreno, a massa que não foi considerada na correção Ar-Livre. O procedimento consiste em adicionar ao valor normal da gravidade, a atração de um cilindro de raio infinito com altura igual à latitude da estação. O cilindro deve ter densidade igual ao material localizado entre a estação e o geóide.

O problema é matematicamente resolvido, considerando a atração de um cilindro de raio infinito com um ponto localizado em seu eixo (Figura I.4). Inicialmente considera-se a atração exercida por um elemento de massa  $dm$  em um ponto  $P$ . Em seguida é calculada atração total mediante sua integração, medindo-se apenas a componente vertical  $g_z$  da atração total:

$$g_z = G\rho \int_0^{2\pi} \int_0^{\arctan(\rho/z)} \int_{z_2}^{z_1} \text{sen}\Phi d\theta d\Phi dz. \quad (\text{I.33})$$

Integrando, resulta:

$$g_z = 2\pi G \rho \left( \sqrt{Z_2^2 + a^2} - \sqrt{Z_1^2 + a^2} + Z_1 - Z_2 \right). \quad (\text{I.34})$$

Quando o raio ( $a$ ) é infinitamente grande em relação às dimensões  $Z_1$  e  $Z_2$ , a atração independe da distância do ponto  $P$  ao cilindro e o valor da correção Bouguer pode ser escrito da seguinte maneira:

$$C_B = g_z = 2\pi G \rho (Z_1 - Z_2) = 0,04191 \rho h \text{ mGal}, \quad (\text{I.35})$$

com  $\rho$  em  $\text{g/cm}^3$  e  $h$  em metros.

O cálculo da gravidade normal reduzida ao nível do terreno é feita por meio da expressão:

$$g_{NR} = g_N + 0,0419h, \quad (\text{I.36})$$

que adiciona o efeito de massa entre a estação e o geóide.

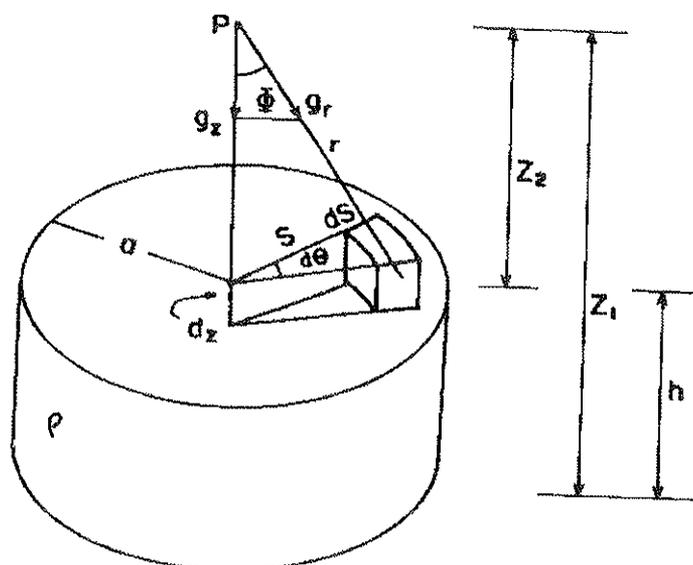


Figura I.4 - Esquema geométrico para o cálculo da atração da massa de um cilindro (Fonte: Luiz & Silva 1995).

#### d4) Correção de Terreno

A técnica mais conhecida para fazer essa correção, consiste em separar a região em torno da estação de medida em vários corpos de formas simples, facilitando o cálculo da sua atração gravimétrica. Geralmente a forma utilizada são cilindros com altura igual a diferença entre a altitude média do terreno e a altitude da estação de medida. Essa correção efetuada sem o auxílio de computadores é executada por meio da superposição de um gráfico que representa a projeção horizontal dos corpos geométricos que dividem o terreno (Hammer 1939). No caso de cilindros, a projeção consiste em círculos concêntricos com linhas radiais. Dois círculos adjacentes formam anéis com raios interno ( $R_i$ ) e externo ( $R_e$ ). Esses anéis são divididos em setores e a atração de cada anel é considerada igual a soma da atração vertical de todos os setores ( $\Delta g_z$ ) (Figura I.5).

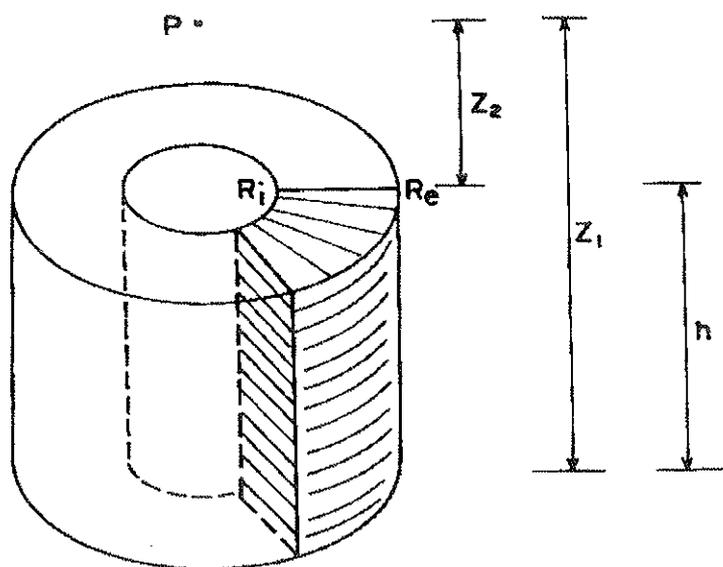


Figura I.5 - Setor cilíndrico usado para o cálculo da atração da massa em um ponto do seu eixo (Fonte: Luiz & Silva 1995).

A correção de terreno pode ser genericamente expressa da seguinte forma:

$$C_T = \sum \Delta g_z = T\rho, \quad (I.37)$$

onde  $T$  é o somatório do efeito de todos os setores do anel e  $\rho$  a densidade do terreno na área projetada.

#### d5) Correção de Maré

Os valores da gravidade podem sofrer perturbações em função da posição da Terra em relação ao Sol e à Lua ao longo do dia. A magnitude dessas perturbações tem relação com a posição geográfica e a época do ano. Para uma mesma posição a curva de variação é senoidal com amplitudes máximas, pico a pico, de 0,3 mGal. A correção desse efeito é implementado por meio de fórmulas matemáticas (Longman 1959, como exemplo), com valores apresentados em tabelas ou introduzidos em programas de computador para cálculos gravimétricos (Buck 1988; GEOSOFT 1994b, como exemplos).

#### d6) Correção da Deriva Instrumental

Consiste na retirada de uma variação aproximadamente linear das leituras, causada pela fadiga dos componentes mecânicos do gravímetro. Essa variação pode ser avaliada desde que as leituras sejam efetuadas em um mesmo ponto ou em pontos previamente conhecidos, em um intervalo curto de tempo. As variações positivas devem ser subtraídas e as negativas somadas. Quanto menor o intervalo de tempo entre as ocupações de pontos conhecidos, maior será a precisão da correção.

#### e) Anomalia Bouguer

A anomalia Bouguer é o produto final obtido após a aplicação de todas as correções (Figura I.6). Subtraindo da gravidade observada ( $g_{OBS}$ ) o valor da gravidade normal reduzida ao nível do terreno ( $g_{NR}$ ) obtém-se:

$$\begin{aligned}\Delta g_B &= g_{OBS} - g_{NR} \\ \Delta g_B &= g_{OBS} - (g_N - C_{AL} + C_B - C_T) \\ \Delta g_B &= g_{OBS} - (g_N - 0,3086h + 0,4191\rho h - T\rho) \\ \Delta g_B &= g_{OBS} + 0,3086h - 0,4191\rho h + T\rho - g_N\end{aligned}\tag{I.38}$$

As variações nos valores da anomalia Bouguer refletem as variações de densidade das rochas e a presença de estruturas geológicas. Mapas ou perfis de anomalia Bouguer podem ser

utilizados na interpretação do prolongamento em profundidade das rochas e estruturas superficiais, além de constituírem uma ferramenta valiosa em trabalhos de prospecção mineral.

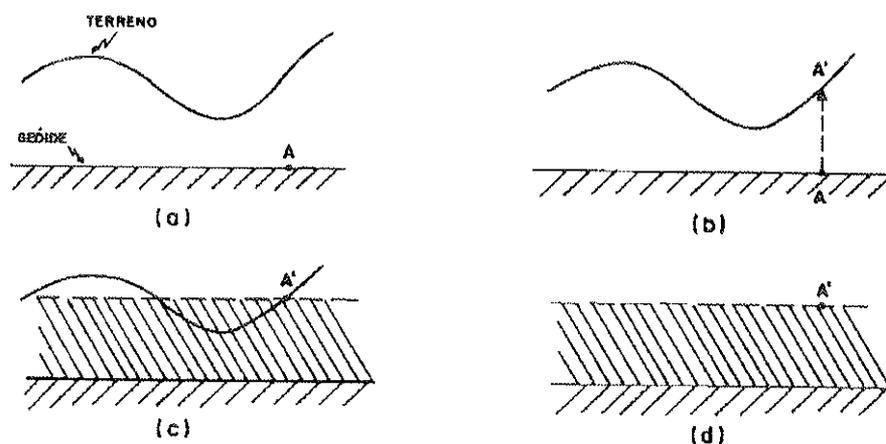


Figura I.6 - Visualização das várias correções aplicadas: a) situação original; b) correção Ar-Livre; c) correção Bouguer; e d) correção topográfica. (Fonte: Luiz & Silva 1995).

#### f) Densidades das Rochas

TIPO DE ROCHA	INTERVALO (g/cm <sup>3</sup> )	MÉDIA (g/cm <sup>3</sup> )	TIPO DE ROCHA	INTERVALO (g/cm <sup>3</sup> )	MÉDIA (g/cm <sup>3</sup> )
Quartzito	2,5 - 2,7	2,6	Serpentinito	2,4 - 3,1	2,78
Xisto	2,39	2,64	Ardósia	2,7 - 2,9	2,79
Grauvaca	2,6	2,7	Gnaiss	2,59 - 3,0	2,8
Granulito	2,52 - 2,73	2,65	Anfibolito	2,9 - 3,04	2,96
Filito	2,68 - 2,8	2,74	Eclogito	3,2 - 3,54	3,37
Mármore	2,6 - 2,9	2,75	Metamor. - Média	2,4 - 3,1	2,74

Tabela I.2 - Densidades das rochas metamórficas (Fonte: Telford *et al.* 1976).

TIPO DE ROCHA	INTERVALO (molhada) (g/cm <sup>3</sup> )	MÉDIA (molhada) (g/cm <sup>3</sup> )	INTERVALO (seca) (g/cm <sup>3</sup> )	INTERVALO (seca) (g/cm <sup>3</sup> )
Aluvião	1,96 - 2,0	1,98	1,5 - 1,6	1,54
Argila	1,63 - 2,6	2,21	1,3 - 2,4	1,7
Areia	1,7 - 2,3	2,0	1,4 - 1,8	1,6
Areia e Argila	1,7 - 2,5	2,1	---	---
Silte	1,8 - 2,2	1,93	1,2 - 1,8	1,43
Solo	1,2 - 2,4	1,92	1,0 - 2,0	1,46
Arenito	1,61 - 2,76	2,35	1,6 - 2,68	2,24
Argilito	1,77 - 3,2	2,40	1,56 - 3,2	2,1
Calcário	1,93 - 2,9	2,55	1,74 - 2,76	2,11
Dolomito	2,28 - 2,9	2,70	2,04 - 2,54	2,3

Tabela I.3 - Densidades dos sedimentos e rochas sedimentares (Fonte: Telford *et al.* 1976).

TIPO DE ROCHA	INTERVALO (g/cm <sup>3</sup> )	MÉDIA (g/cm <sup>3</sup> )	TIPO DE ROCHA	INTERVALO (g/cm <sup>3</sup> )	MÉDIA (g/cm <sup>3</sup> )
Obsidiana	2,2 - 2,4	2,3	Lavas	2,8 - 3,0	2,9
Riolito	2,35 - 2,7	2,52	Diabásio	2,5 - 3,2	2,91
Dacito	2,35 - 2,8	2,58	Norito	2,7 - 3,24	2,92
Fonolito	2,45 - 2,71	2,59	Basalto	2,7 - 3,3	2,99
Traquito	2,42 - 2,8	2,6	Gabro	2,7 - 3,5	3,03
Andesito	2,4 - 2,8	2,61	Hornble-gabro	2,98 - 3,18	3,08
Granito	2,5 - 2,81	2,64	Peridotito	2,78 - 3,37	3,15
Granodiorito	2,67 - 2,79	2,73	Piroxenito	2,93 - 3,34	3,17
Sienito	2,6 - 2,95	2,77	Diorito	2,72 - 2,99	2,85
Anortosito	2,64 - 2,94	2,78	Ígneas Ácidas	2,3 - 3,11	2,61
Quartzo-diorito	2,62 - 2,96	2,79	Ígneas Básicas	2,09 - 3,17	2,79

Tabela I.4 - Densidades das rochas ígneas (Fonte: Telford *et al.* 1976).

## APÊNDICE II

### Conceitos e Teorias Básicas Aplicadas na Análise Espectral e Filtragem de Dados Aeromagnéticos e Gravimétricos

A análise espectral e a filtragem de dados geofísicos consiste na aplicação de técnicas matemáticas, geralmente executadas com o auxílio do computador, com o objetivo de aprimorar a apresentação e a compreensão dos dados de campo. Os procedimentos utilizados convertem esses dados para um formato adequado aos trabalhos de interpretação e integração geológica.

Neste apêndice serão descritos os principais conceitos e teorias aplicadas neste tipo de processamento, com base nos seguintes textos: Sheriff (1982), Davis (1986), Silva (1986a), CPRM (1994), Shukowsky (1995) e Luiz & Silva (1995).

#### a) Sinal, Ruído e Teorema da Amostragem

As informações contidas nos dados de um levantamento geofísico são usualmente denominadas sinal, o qual normalmente inclui ruídos, que é a informação não desejada. A retirada da informação de interesse de um sinal geofísico contínuo (analógico) exige que os dados sejam amostrados (discretizados) em intervalos pré definidos e quantificados por meio de números (dígitos). Uma amostragem perfeita é obtida quando o registro contínuo é multiplicado por um trem de impulsos unitários, que consiste no conjunto de impulsos unitários separados pelo intervalo que se deseja amostrar. O Impulso é o limite de um pulso em unidade de área na qual a largura tende para zero e a altura para infinito.

O Teorema da Amostragem enuncia que um sinal temporal ou espacial contínuo deve ser amostrado em intervalos menores ou igual a  $\pi/\Omega$  ( $\Omega$  é a frequência ou número de onda máximo dos dados contínuos) para que toda a informação seja preservada. Uma consequência desse teorema é a expressão:

$$f_N = \frac{1}{2} f_A = \frac{1}{2\Delta T}, \quad (\text{II.1})$$

onde  $f_N$  é a Frequência de Nyquist (frequência máxima do sinal),  $f_A$  é a frequência ideal de amostragem e  $\Delta T$  é o intervalo de amostragem.

Quando o Teorema da Amostragem não é respeitado ocorre o fenômeno de superposição de frequências denominado *Aliasing*, provocado pelo fato do sinal contínuo conter frequências maiores do que às amostradas.

A amostragem está no domínio do tempo quando foi realizada em intervalos temporais (s, min, hora etc.); e no domínio do espaço quando foi efetuada em intervalos espaciais (cm, m, km etc.). Para as situações aonde medem-se taxas de repetição temos, respectivamente, o domínio da frequência e o número de onda (ou frequência espacial).

## b) Séries de Fourier

A ferramenta matemática utilizada no estudo de dados que podem ser visualizados como funções que apresentam repetições cíclicas é a Série de Fourier, a qual corresponde à soma de funções periódicas simples, envolvendo senos e co-senos.

Uma função do espaço (ou do tempo) periódica  $f(x)$  pode ser desenvolvida em Séries de Fourier da seguinte maneira:

$$f(x) = \frac{a_0}{2} + a_1 \cos(\omega_0 x) + a_2 \cos(2\omega_0 x) + \dots + a_n \cos(n\omega_0 x) + \dots$$

$$+ b_1 \sin(\omega_0 x) + b_2 \sin(2\omega_0 x) + \dots + b_n \sin(n\omega_0 x) + \dots$$

$$f(x) = \frac{a_0}{2} + \sum_{n=1}^{\infty} [a_n \cos(n\omega_0 x) + b_n \sin(n\omega_0 x)], \quad (\text{II.2})$$

com os coeficientes  $a_n$  e  $b_n$  dados por:

$$a_n = \frac{2}{T} \int_{-T/2}^{+T/2} f(x) \cos(n\omega x) dx, \quad (n = 0, 1, 2, 3, \dots), \quad (\text{II.3})$$

$$b_n = \frac{2}{T} \int_{-T/2}^{+T/2} f(x) \sin(n\omega x) dx, \quad (n = 1, 2, 3, \dots), \quad (\text{II.4})$$

$$\text{e } \omega = 2\pi f = \frac{2\pi}{T}, \quad (\text{II.5})$$

sendo  $\omega$  a frequência angular, e  $\omega_0$  a frequência angular fundamental,  $f$  a frequência e  $T$  o período.

A Série de Fourier pode ser desenvolvida para mais de uma dimensão.

## c) Condições de Dirichlet

Para que uma função possa ser representada em Série de Fourier é necessário que ela obedeça algumas exigências denominadas Condições de Dirichlet. Existem quatro condições: a) deve ser periódica; b) deve ser pelo menos seccionalmente contínua; c) deve possuir um número finito de máximos e mínimos; e d) a sua integral deve convergir. A única condição não satisfeita

no caso da função representar os campos magnético e gravimétrico é a primeira. Porém, mesmo não sendo periódica, quando uma função desse tipo é definida para um dado intervalo, a série ainda converge.

#### d) Análise Harmônica, Transformada Direta e Transformada Inversa

O desenvolvimento de uma função em Séries de Fourier é denominada Análise Harmônica e corresponde à decomposição de uma série no domínio do espaço (ou do tempo) em seus componentes, de acordo com o comprimento do intervalo em que a variação ocorre. Isto é feito considerando a série como sendo formada por séries mais simples com diferentes amplitudes, comprimentos de onda e pontos iniciais.

Os dados magnéticos e gravimétricos podem ser representados tanto no domínio do espaço como no domínio da frequência. A passagem de um domínio para outro é efetuado por meio de um procedimento matemático denominado Transformada de Fourier. Para duas dimensões, a Transformada de Fourier Direta (TFD) de uma função  $f(x)$ , do espaço para a frequência, é expressa por:

$$F(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f(x)e^{-i\omega x} dx. \quad (\text{II.6})$$

No sentido inverso, temos a Transformada de Fourier Inversa (TFI), definida por:

$$f(x) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} F(\omega)e^{i\omega x} d\omega. \quad (\text{II.7})$$

O termo  $e^{-i\omega x}$  atua como um operador, extraíndo da função somente as componentes com frequência  $\omega$ .

A identidade

$$e^{-i\phi} = \cos\phi - i\sin\phi, \quad (\text{II.8})$$

permite exprimir a Transformada de Fourier da seguinte maneira:

$$F(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f(x) \cos \omega x dx - i \int_{-\infty}^{\infty} f(x) \sin \omega x dx = A(\omega) - iB(\omega). \quad (\text{II.9})$$

$$F(\omega) \text{ pode também ser escrito, } F(\omega) = |F(\omega)|e^{-i\phi(\omega)}, \quad (\text{II.10})$$

com  $|F(\omega)| = \sqrt{A^2(\omega) + B^2(\omega)}$  e  $\phi(\omega) = \arctg\left(-\frac{B(\omega)}{A(\omega)}\right)$ , onde  $F(\omega)$  é o espectro de amplitudes de  $f(x)$  e  $\phi(\omega)$  o espectro de fases de  $f(x)$ . O quadrado do espectro de amplitudes ( $|F(\omega)|^2$ ) é chamado de Espectro de Potência.

A implementação desse procedimento matemático é melhor efetuado a partir de funções amostradas. Nesse caso, a forma expressa acima é substituída pela forma discreta (*DFT - Discrete Fourier Transform*). Porém, por questão de rapidez é utilizado o algoritmo denominado *Fast Fourier Transform (FFT)*.

### e) Filtragens

A modificação dos sinais de um levantamento geofísico em sinais de saída adequados para a interpretação é executada mediante a aplicação de filtros matemáticos artificiais aos dados de entrada. Os filtros possuem uma grande utilidade prática na interpretação de dados magnéticos e gravimétricos, e devem ser interpretados como uma correção que objetiva separar as anomalias produzidas por fontes com características distintas, com o objetivo de simplificar a interpretação ou eliminar componentes da anomalia que não são de interesse.

Os filtros artificiais digitais são aplicados em dados discretos (amostrados e quantificados). Passando-se um registro digital  $y_s(t)$  por um filtro (sistema linear) invariante no tempo (ou em deslocamento), temos um novo registro digital  $x_s(t)$  :

$$y_s(t) = Lx_s(t), \quad (\text{II.11})$$

onde  $L$  representa a filtragem linear.

As propriedades de um filtro linear são as seguintes:

$$\begin{aligned} \text{a) } y_1(t) &= L[x_1(t)]. \\ \text{b) } y_2(t) &= L[x_2(t)]. \\ \text{c) } L[ax_1(t) + bx_2(t)] &= L[ax_1(t)] + L[bx_2(t)]. \end{aligned} \quad (\text{II.12})$$

Nos procedimentos de filtragem digital é executada uma operação matemática denominada convolução, simbolizada por um asterisco (\*).

Para duas funções  $x(t)$  e  $h(t)$ , a convolução é definida por:

$$\begin{aligned} f(t) = x(t) * h(t) &= \int_{-\infty}^{\infty} x(t_0)h(t-t_0)dt_0. \\ &= \int_{-\infty}^{\infty} h(t_0)x(t-t_0)dt_0. \end{aligned} \quad (\text{II.13})$$

A convolução corresponde a uma média móvel ponderada, em que os pesos são representados pela função  $h(t)$ , que representa o filtro. No domínio da frequência a convolução corresponde a uma operação de multiplicação das funções envolvidas.

A operação de filtragem linear aplicada em um registro contínuo que foi amostrado em um intervalo constante  $T$  é matematicamente expressa da seguinte maneira:

$$y(nT) = \sum_{k=-\infty}^{\infty} x(kT) \cdot h(nT - kT), \quad (\text{II.14})$$

representando a operação de convolução entre os registros  $x(kT)$  e  $h(kT)$ , onde  $h(kT)$  é a resposta do filtro ao impulso unitário.

No domínio da frequência essa expressão torna-se:

$$Y(f) = X(f) \cdot H(f), \quad (\text{II.15})$$

representando respectivamente as transformadas de Fourier de  $y(nT)$ ,  $x(kT)$  e  $h(nT)$ .  $H(f)$  é denominada função de transferência do filtro.

Os filtros são classificados em quatro tipos principais: a) passa baixa - rejeita frequências maiores do que um certo valor e mantém as menores; b) passa alta - rejeita frequências entre zero e um determinado valor e mantém as maiores; c) passa faixa - mantém uma faixa de frequências enquanto rejeita todas as outras; e d) rejeita faixa - rejeita uma faixa de frequências enquanto mantém todas as outras.

Os processamentos de dados magnéticos e gravimétricos envolvem o uso do método espectral de filtragem linear. Esse método consiste em analisar e modificar o espectro do campo potencial com o objetivo de realçar determinadas características enquanto reduz ou elimina outras. O processo de filtragem é esquematizado da seguinte forma:

$$f(x) \xrightarrow{\text{TFD}} F(\omega) \rightarrow F(\omega) \cdot L(\omega) = F'(\omega) \xrightarrow{\text{TFI}} f'(x).$$

Os dados são transformados para o domínio da frequência por meio da Transformada de Fourier Direta (TFD), obtendo-se o espectro dos dados  $F(\omega)$ . Este espectro é multiplicado pelo filtro  $L(\omega)$  que modifica o espectro original, de forma tal que as componentes de interesse são conservadas e as outras eliminadas, obtendo-se o espectro filtrado  $F'(\omega)$ . Por meio da Transformada de Fourier Inversa (TFI) aplicada ao espectro  $F'(\omega)$ , os dados geofísicos filtrados  $f'(x)$  são extraídos. Uma restrição na aplicação dessa metodologia está no fato do sinal e do ruído apresentarem certa superposição no seu espectro, impedindo uma separação total.

## APÊNDICE III

### Método de Interpolação por Mínima Curvatura

O método de interpolação por mínima curvatura, segundo os procedimentos desenvolvidos por Briggs (1974) e Swain (1976), é baseado na generalização do conceito matemático de *spline*.

Considere  $u$  o deslocamento produzido por forças ( $f_n$ ) atuando em determinados pontos ( $x_n, y_n, n = 1, \dots, N$ ) de uma arame ou fita metálica dobrada, onde  $w_n$  são as observações nesses pontos. Então, em uma dimensão:

$$\frac{d^4 u}{dx^4} = f_n, \quad x = x_n \quad (\text{III.1})$$

$= 0$ , caso contrário

Em duas dimensões:

$$\frac{\partial^4 u}{\partial x^4} + 2 \frac{\partial^4 u}{\partial x^2 \partial y^2} + \frac{\partial^4 u}{\partial y^4} = f_n, \quad x = x_n, y = y_n \quad (\text{III.2})$$

$= 0$ , caso contrário.

As unidades são adimensionais e a condição de solução é que  $u(x_n) = w_n$ , ou  $u(x_n, y_n) = w_n$ .

Em uma dimensão,  $u$ ,  $\partial u / \partial x$ , e  $\partial^2 u / \partial x^2$ , a curvatura, são contínuos nos pontos onde a força está atuando, porém  $\partial^3 u / \partial x^3$  é descontínua e o valor da descontinuidade é igual à força atuando naquele ponto. A solução em uma dimensão é um *spline* cúbico expresso por um polinômio de terceira ordem ( $u = a_0 + a_1 x + a_2 x^2 + a_3 x^3$ ) para cada segmento entre os pontos em que a força está atuando. Os coeficientes são encontrados usando a condição de continuidade.

Em duas dimensões, a curvatura

$$\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} = C(x, y), \quad (\text{III.3})$$

deve satisfazer a condição de ser mínima, ou seja, a superfície mais simples que se ajusta aos dados:

$$\iint C^2(x, y) dx dy = \text{mínima}. \quad (\text{III.4})$$

## APÊNDICE IV

### Metodologia e Rotina de Filtragem dos Dados Aeromagnéticos

Os procedimentos de filtragens dos dados aeromagnéticos foram efetuados por meio do *Magmap System* (GEOSOFT 1994a). Esse sistema é constituído por um grupo de 7 programas que aplicam filtragens bidimensionais em dados interpolados de campo potencial (magnéticos e gravimétricos) no domínio da frequência espacial com o objetivo de manter as componentes com significado geológico e eliminar os ruídos espúrios. As técnicas utilizadas são adaptadas dos trabalhos de Bhattacharyya (1966) e Spector & Grant (1970).

#### a) Teoria Básica

Para duas dimensões, a transformada de Fourier de uma função  $f(x,y)$  no domínio do espaço é definida como:

$$f(\mu, \nu) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} f(x, y) \cdot e^{-i(\mu x + \nu y)} dx dy \quad (\text{IV.1})$$

A relação recíproca é

$$f(x, y) = \frac{1}{4\pi^2} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} f(\mu, \nu) \cdot e^{i(\mu x + \nu y)} d\mu d\nu, \quad (\text{IV.2})$$

onde  $\mu$  e  $\nu$  são números de onda medidos em radianos/metro nas direções  $x$  e  $y$ , para  $x$  e  $y$  em unidades métricas, relacionados com as frequências espaciais  $f_x$  e  $f_y$ , medidas em ciclos/metro.

A transformada de Fourier do campo potencial devido a um corpo prismático tem um espectro cujo localização do pico é função da profundidade das superfícies do topo e da base, e cuja amplitude é determinada por sua densidade ou magnetização. O pico do número de onda ( $\omega'$ ) pode ser determinado pela seguinte expressão:

$$\omega' = \frac{\ln(h_b / h_t)}{h_b - h_t}, \quad (\text{IV.3})$$

onde  $\omega'$  é o pico do número de onda em radianos/metro,  $h_t$  é a profundidade do topo e  $h_b$  é a profundidade da base.

O espectro de um prisma sem superfície da base, com um pico no número de onda zero, é definido pela expressão (Bhattacharyya 1966):

$$f(\mu, \nu) = e^{-hr}, \quad (\text{IV.4})$$

onde  $r = \sqrt{\mu^2 + \nu^2}$  e  $h$  é a profundidade do topo do prisma.

O espectro de um prisma com superfícies do topo e da base é:

$$f(\mu, \nu) = e^{-h_t r} - e^{-h_b r}, \quad (\text{IV.5})$$

onde  $h_t$  e  $h_b$  são as profundidades das superfícies do topo e da base.

Considerando o espectro de um prisma de tamanho fixo, quando a profundidade do prisma aumenta, o pico do espectro é deslocado para números de onda baixos (a anomalia torna-se mais larga) e a amplitude do espectro é reduzida. Um aspecto importante é que o espectro de um prisma profundo, para qualquer número de onda, nunca excede a amplitude de um mesmo prisma em profundidades rasas. Por causa disso, usando essa técnica, não há um meio de separar efeitos causados pelas fontes profundas daqueles efeitos causados pelas fontes rasas do mesmo tipo. Isso só seria possível se as fontes profundas apresentassem amplitudes grandes, ou se as fontes rasas se estendessem pouco em profundidade.

Quando uma malha de dados é grande o bastante para incluir muitas fontes, o *log* do espectro desses dados pode ser interpretado com o objetivo de determinar a profundidade estatística dos topos das fontes prismáticas, usando a seguinte relação (Spector & Grant 1970):

$$\log E(r) = 4\pi h r, \quad (\text{IV.6})$$

A análise de um espectro de potência de dados magnéticos permite separar três componentes relacionadas com a fonte: a componente profunda, a componente rasa e o ruído. A profundidade de um conjunto de fontes é facilmente determinada dividindo por  $4\pi$  o valor da medida da inclinação negativa do espectro de potência relacionada com uma das duas componentes, rasa ou profunda.

## b) Etapas do Processamento

A metodologia de processamento adotada pelo *Magmap System* (GEOSOFT 1994a) envolve três etapas: pré processamento, filtragem e pós processamento. Neste item serão descritos de forma generalizada estes três procedimentos. As técnicas de filtrações serão apresentadas detalhadamente em um item posterior.

### b1) Pré processamento

Antes de transformar para o domínio do número de onda, os dados interpolados devem ser preparados de forma tal que apresentem as seguintes propriedades: a malha deve ser quadrada; deve ter uma dimensão aceitável para a aplicação do algoritmo *FFT*; não deve ter

valores nulos; e deve ser periódica em suas bordas. Para que essa formatação seja alcançada, o *Magmap System* emprega três programas: *GRIDTRND*, *GRIDXPND* e *GRIDFILL*. Em seguida transforma os dados do domínio do espaço para o domínio do número de onda por meio do programa *FFTIN*.

***GRIDTRND*** - Remove um *trend* de primeira, segunda ou terceira ordem dos dados interpolados. Como é necessário que os dados da malha quando preenchidos tornem-se periódicos, a aplicação desse procedimento elimina o uso de funções degraus, que seriam necessárias para a conexão das bordas opostas da malha, caso não fosse eliminada a tendência. A superfície de tendência pode ser calculada usando todos os dados ou apenas os dados da borda, evitando que anomalias de grandes amplitudes localizadas no interior do mapa afetem a tendência. Após a filtragem o *trend* pode ser repostado nos dados.

***GRIDXPND*** - Expande as dimensões da malha pela adição de valores nulos em suas bordas com o objetivo de produzir uma área quadrada com dimensões aceitáveis para a aplicação do algoritmo *FFT*. Uma expansão ideal deverá ter a metade do tamanho do maior comprimento de onda observado nos dados.

***GRIDFILL*** - Substitui todos os valores nulos por valores interpolados a partir dos dados da malha. O programa interpola todas as áreas vazias, primeiro substituindo os valores nulos das linhas até torná-los periódicos, em seguida substituindo todos os valores nulos das colunas até torná-los periódicos e finalmente efetuando uma média dos resultados pela técnica do inverso ponderado da distância.

***FFTIN*** - Aplica um algoritmo *Winograd Fast Fourier Transform* (Winograd 1978) em dados de entrada (domínio do espaço) produzindo uma transformada bidimensional como saída (domínio da frequência espacial). Esse programa também calcula e salva a média radial do espectro de potência bidimensional.

## **b2) Filtragens**

Uma vez que os dados estejam transformados, a aplicação dos filtros é um processo bastante direto. O programa *FILTER* aplica filtros de acordo com instruções definidas em um

arquivo de controle. O resultado é uma transformada filtrada que pode ser convertida de volta para a malha original.

Os enunciados matemáticos dos filtros fazem uso das seguintes expressões básicas:

$\mu$  X número de onda (complexo, radianos/metro).

$\nu$  Y número de onda (complexo, radianos/metro).

$r = \sqrt{\mu^2 + \nu^2}$  número de onda (radianos/metro).

$\theta = \tan^{-1}(\mu / \nu)$  direção do número de onda.

$N$  número de onda de Nyquist [ $1/(2*\text{tamanho da célula})$ ].

1 radiano/metro =  $2\pi$  ciclos/metro.

### c) Pós Processamento

Após a aplicação da filtragem no domínio do número de onda, a malha precisa ser convertida ao seu formato original. Para esse procedimento são aplicados dois programas o *FFTOUT* e o *GRIDBOL*.

***FFTOUT*** - Converte o resultado da filtragem realizada no domínio do número de onda de volta para o domínio do espaço por meio da Transformada de Fourier Inversa (TFI).

***GRIDBOL*** - Aplica operações booleanas objetivando converter a malha dos dados filtrados para a sua forma e dimensão original, modificada pela expansão com adição de valores nulos e preenchimento das áreas vazias por interpolação. Essas operações booleanas são baseadas na presença ou ausência de valores nulos em um ponto da malha.